

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

# 铜陵地区燕山期侵入岩成因与三端元岩浆混合作用

狄永军<sup>1,2)</sup>, 赵海玲<sup>1,2)</sup>, 吴淦国<sup>1,2)</sup>, 张达<sup>1,2)</sup>, 臧文拴<sup>1,2)</sup>, 刘清华<sup>1,2)</sup>

1)地质过程与矿产资源国家重点实验室,北京,100083; 2)中国地质大学地球科学与资源学院,北京,100083

**内容提要:** 本文从岩石学、矿物学、岩石化学、同位素地球化学方面探讨了铜陵地区岩浆演化的制约因素。显微镜下发现了岩浆混合结构。研究表明岩浆混合作用属较均一的化学混合。高钾钙碱性—钾玄岩系列岩石组合表明燕山早期为加厚的陆壳或具有山根的造山带,岩浆形成于55 km以下。Izanagi 板块俯冲及大陆岩石圈拆沉减薄诱发软流圈物质上涌,减压熔融产生玄武岩岩浆,底侵并加热下地壳物质部分熔融产生正长岩岩浆。参与岩浆混合的是进化的玄武岩岩浆。铜陵地区侵入岩主要是三端元岩浆——玄武岩岩浆、正长岩岩浆和花岗岩岩浆混合的产物。

**关键词:** 岩浆混合作用; 玄武岩; 正长岩; 花岗岩; 岩浆; 高钾钙碱性—钾玄岩系列; 燕山期; 铜陵地区

安徽铜陵地区是中国的大型矿集区之一,区内燕山期岩浆活动频繁,与成矿关系密切,且研究程度高。自从上世纪80年代开始,许多研究者对本区的侵入岩进行了深入研究,都认为它们的形成与幔源物质有关(徐克勤等,1982; 郭文魁, 1982; 杨学明等, 1988; 毛建仁等, 1990; 常印佛等, 1991; 陈江峰等, 1993; 周珣若等, 1993, 1994, 邓晋福等, 2001)。邢凤鸣等 (1996a, 1997)、唐永成等(1998)认为本区的高钾钙碱性系列侵入岩是亏损地幔岩浆同化下地壳,并通过 AFC 混合机制形成的产物,与铜、铁、硫、金等矿产关系密切。杜杨松(1996)、杜杨松等(1997)、Wu 等(2000)、吴才来等(2003)的研究表明岩浆形成过程中存在幔源岩浆和壳源岩浆的混合作用。王强等(2003)认为铜陵地区  $\text{SiO}_2 > 55\%$  的侵入岩可能由幔源岩浆与玄武质下地壳熔融形成的埃达克质岩浆(adakite-like)混合形成的。近来有研究者认为铜陵地区侵入岩为埃达克质岩(汪洋等, 2004; 王元龙等, 2004)。杜杨松等(2004)则从包体的角度探讨了岩浆—热液过程。详细的显微镜下研究表明铜陵地区侵入岩强烈发育岩浆混合结构,在此基础上笔者从岩石化学、微量元素地球化学、Sr-Nd 同位素特征及岩浆混合模拟等方面探讨了铜陵地区花岗岩类岩石的三端元岩浆混合成因。

## 1 地质概况

铜陵地区大地构造位置属于扬子板块东北缘下

扬子拗陷中部的相对隆起区,在隆起区出露志留纪—三叠纪浅海相碳酸盐岩及少量的半深海相硅质岩和海陆交互的碎屑岩,在拗陷区出露上侏罗统一第三系。一系列 NE 向的褶皱构造控制了侵入岩体的分布形态,岩体长轴方向一般为北东—南西向,主要为小岩株、岩墙状,其次为岩床、岩枝及岩脉。而近东西向铜陵—戴家汇深大断裂则直接控制了岩浆活动及矿床的形成(吴才来等, 1996)。侵入岩类型复杂,主要岩石类型为碱长辉长岩、辉石闪长玢岩、辉石二长闪长(玢)岩、二长岩、石英二长岩、花岗闪长(斑)岩及少量二长辉长岩。在一些岩体中可见到辉石岩、角闪岩包体、微粒镁铁质包体和辉石及角闪石巨晶(周珣若等, 1993; 杜杨松等, 1997)。

## 2 岩浆混合结构及混合结构组合

### 2.1 岩浆混合结构

笔者首次在显微镜下发现了岩浆混合结构:富 Ca 的斜长石熔蚀核、斜长石中的针状磷灰石包裹体带、辉石具熔蚀核、斜长石中的偏基性斜长石带(spike zone)、嵌晶状钾长石结构、角闪石嵌晶结构(狄永军等, 2003)、类环斑结构、斜长石斑晶具钠长石边、具环带结构的斜长石包裹多个孤岛状熔蚀偏酸性斜长石、海绵状多孔斜长石等。电子探针分析结果也支持了这些结构(表1)。

(1) 类环斑结构(图1a),小铜官山二长岩中的斜长石包裹钾长石熔蚀核( $\text{Or} = 80$ , 表1)和石英,

注:本文为国家自然科学基金资助重点项目(编号 40434011)、国家重点基础研究发展规划项目(编号 G1999043206)、国家自然科学基金资助项目(编号 40372050)和国土资源部专项研究计划(编号 20010103)的成果。

收稿日期:2004-11-10; 改回日期:2005-04-01; 责任编辑:刘淑春。

作者简介:狄永军,男,1965年生,博士,岩石学专业。现从事岩石学与矿床学研究工作。Email:diyongjun0416@sina.com。

表 1 铜陵地区花岗岩类岩石的斜长石及角闪石电子探针分析及计算结果

Table 1 Microprobe analyses and calculated results of plagioclases and amphiboles from the granitoids in Tongling area

岩体	样号	氧化物含量(%)										Σ		
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			
小铜官山	D49-16Pl 核	63.48	18.67	0.43	0.16	0.17	0.00	0.04	2.19	13.36	0.15	98.65		
	D49-16Pl 中带	63.02	22.29	0.04	0.17	0.03	0.00	3.70	10.15	0.19	0.37	99.96		
	D49-16Pl 外带	56.84	25.82	0.23	0.16	0.01	0.00	7.38	7.21	0.33	0.30	98.28		
曹山	D107-12Pl 核	49.91	31.11	0.16	0.45	0.17	0.00	13.46	3.61	0.15	0.37	99.39		
	D107-12中带	46.71	33.55	0.08	0.73	0.23	0.00	16.10	2.04	0.06	0.00	99.50		
	D107-12外带	56.13	27.09	0.00	0.47	0.00	0.00	8.86	6.52	0.29	0.31	99.67		
	棕色角闪石	40.21	11.8	2.9	12.1	0.26	11.84	11.86	2.42	1.18	0.01	94.58		
鸡冠山	D13-1Pl 核	55.12	28.52	0.02	0.36	0.00	0.03	10.90	5.39	0.21	0.01	100.56		
	D13-1Pl 环带内	59.80	25.29	0.03	0.41	0.00	0.03	7.24	7.50	0.60	0.00	100.89		
	D13-1Pl 环带外	67.69	20.32	0.00	0.19	0.06	0.02	0.68	10.07	1.66	0.04	100.73		
	D13-1Pl 边	60.07	25.28	0.02	0.46	0.01	0.04	6.97	8.15	0.36	0.00	101.35		
岩体	样号	以8个氧为基的阳离子数												
		Si	Al	Ti	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cat	Ab	Or	An
小铜官山	D49-16Pl 核	2.960	1.020	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.200	0.800	5.000	20.0	80.0	0.0
	D49-16Pl 中带	2.800	1.160	0.000	0.000	0.000	0.000	0.180	0.880	0.020	5.040	81.5	1.9	16.7
	D49-16Pl 外带	2.600	1.380	0.000	0.000	0.000	0.000	0.360	0.640	0.020	5.000	62.7	2.0	35.3
曹山	D107-12核	2.300	1.680	0.000	0.020	0.000	0.000	0.660	0.320	0.000	4.980	32.7	0.0	67.3
	D107-12中带	2.160	1.840	0.000	0.020	0.000	0.000	0.800	0.180	0.000	5.000	18.4	0.0	81.6
	D107-12外带	2.540	1.440	0.000	0.020	0.000	0.000	0.420	0.580	0.020	5.020	56.9	2.0	41.2
鸡冠山	D13-1Pl 核	2.476	1.510	0.001	0.013	0.000	0.002	0.525	0.469	0.012	5.008	46.7	1.2	52.2
	D13-1Pl 环带内	2.656	1.324	0.001	0.015	0.000	0.002	0.345	0.646	0.034	5.022	63.0	3.3	33.7
	D13-1Pl 环带外	2.956	1.046	0.000	0.007	0.002	0.001	0.032	0.853	0.092	4.991	87.3	9.5	3.2
	D13-1Pl 边	2.657	1.317	0.001	0.017	0.000	0.003	0.330	0.699	0.020	5.044	66.6	1.9	31.5

注：电子探针分析在中国地质大学(北京)电子探针室完成，机型为 EMPA1600，操作条件为：15 kV 加速电压，计数时间为 6 s。Cat—阳离子；Ab—NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>；Or—KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>；An—CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>。

向外为更长石( $An=16.7$ )，而再向外为中长石( $An=35.3$ )。环斑结构的特征是熔蚀的钾长石晶体被斜长石外壳包裹，Hibbard(1981)把这种结构归因于岩浆混合作用，是偏长英质的岩浆与偏镁铁质的岩浆混合导致偏镁铁质岩浆淬火，引起斜长石在源于偏长英质岩浆的钾长石生长面上外延生长，形成了斜长石外壳。本区小铜官山二长岩中的类环斑结构可以与岩浆混合作用形成的环斑结构类比，可以解释为偏基性岩浆进入已结晶出钾长石和石英的酸性岩浆房，与酸性岩浆反应，留下了钾长石和石英残余，混合岩浆结晶形成了更长石，当偏基性岩浆再次充填时，使混合岩浆更加基性，则形成中长石。这种包裹钾长石和石英熔蚀核的斜长石颗粒很小，被嵌在大颗粒斜长石中，表明它是早期结晶的。

(2) 曹山辉石闪长玢岩熔蚀的偏酸性斜长石核( $An=67.1$ ，表1)外有一窄的偏基性斜长石( $An=81.6$ )带(spike zone)，其外又变为偏酸性斜长石，针状磷灰石包裹于其中(图1b)。这可以解释为热的基性岩浆对较冷的已结晶出偏酸性斜长石的岩浆加热，使偏酸性斜长石发生熔融，形成熔蚀结构，并与之混合，使岩浆基性程度增高，结晶出偏基性斜长

石，其后结晶出的偏酸性斜长石包裹了淬冷形成的针状磷灰石。Janoušek 等(2000)研究表明混合作用形成的岩石常富含磷灰石。国外学者采用 Nomarski DIC 技术已经揭示出单个斜长石极详尽的生长细节，并把多次重复的熔蚀事件、向晶体边缘钙长石分子含量增加大于10%的现象解释为在不止一次岩浆混合作用过程中晶体的熔蚀一再沉淀作用(Pearce et al., 1987; Stamatelo-poulou et al., 1990)。

(3) 斜长石的熔蚀核包裹熔蚀的棕色的角闪石残余(图1c，表1)，见于曹山辉石闪长玢岩之中，据姜常义等(1984)的判别法该角闪石为幔源角闪石，其寄主斜长石呈大晶体，说明它是深部岩浆结晶作用的产物，这就排除了快速上升引起角闪石熔蚀的可能性。辉石闪长玢岩中可见角闪石大斑晶与熔体反应生成黑云母边的现象，可能是角闪石与富钾岩浆反应的结果。综合分析各种因素，笔者认为斜长石包裹角闪石熔蚀残余的现象可能是岩浆混合作用的结果。

(4) 斜长石斑晶具钠长石边，具环带结构的斜长石包裹拉长石熔蚀核( $An=52.2$ )，向外变为中长石( $An=33.7$ )，边部为钠长石( $An=3.2$ )，结晶出钠

长石后发生熔蚀,熔蚀后又结晶出中长石( $An=31.5$ )(图1d)。这种结构是在深部岩浆房形成的,按照正常的结晶路线已结晶出边部钠长石表明岩浆的结晶基本上接近尾声,但这与岩石呈斑状结构相矛盾,因为基质是隐晶质—玻璃质,说明岩浆的温度还很高,岩浆的结晶还远没有结束。更可能的情形是正在结晶出拉长石的偏基性的岩浆充填进正长质岩浆房,与之混合,使拉长石结晶出现间断,混合岩浆迅速朝着结晶出钠长石的方向演化。当岩浆房再次充填高温偏基性岩浆时,就会引起已结晶的斜长石熔蚀,混合后的岩浆则结晶出中长石,因此笔者认为这种结构也是一种岩浆混合结构。

## 2.2 岩浆混合结构组合

单一的岩浆不平衡结构并不足以说明岩浆发生了混合作用,岩浆混合作用的证据是岩浆不平衡结构组合。笔者采用了 Hibbard(1991)提出的“结构组合”的概念,即岩浆混合结构构成了组合,岩浆混合作用可以解释组合中的任意一种结构关系。本区主要的典型岩浆混合结构组合为辉石闪长玢岩中的岩浆混合结构组合、辉石二长闪长玢岩中的岩浆混合结构组合、二长岩中的岩浆混合结构组合和石英二长岩中的岩浆混合结构组合。

(1) 辉石闪长玢岩中的岩浆混合结构组合由具环带结构的斜长石包裹熔蚀的培长石、斜长石中的针状磷灰石包裹体带、海绵状多孔斜长石、辉石具有熔蚀核、斜长石中的偏基性斜长石带和斜长石包裹

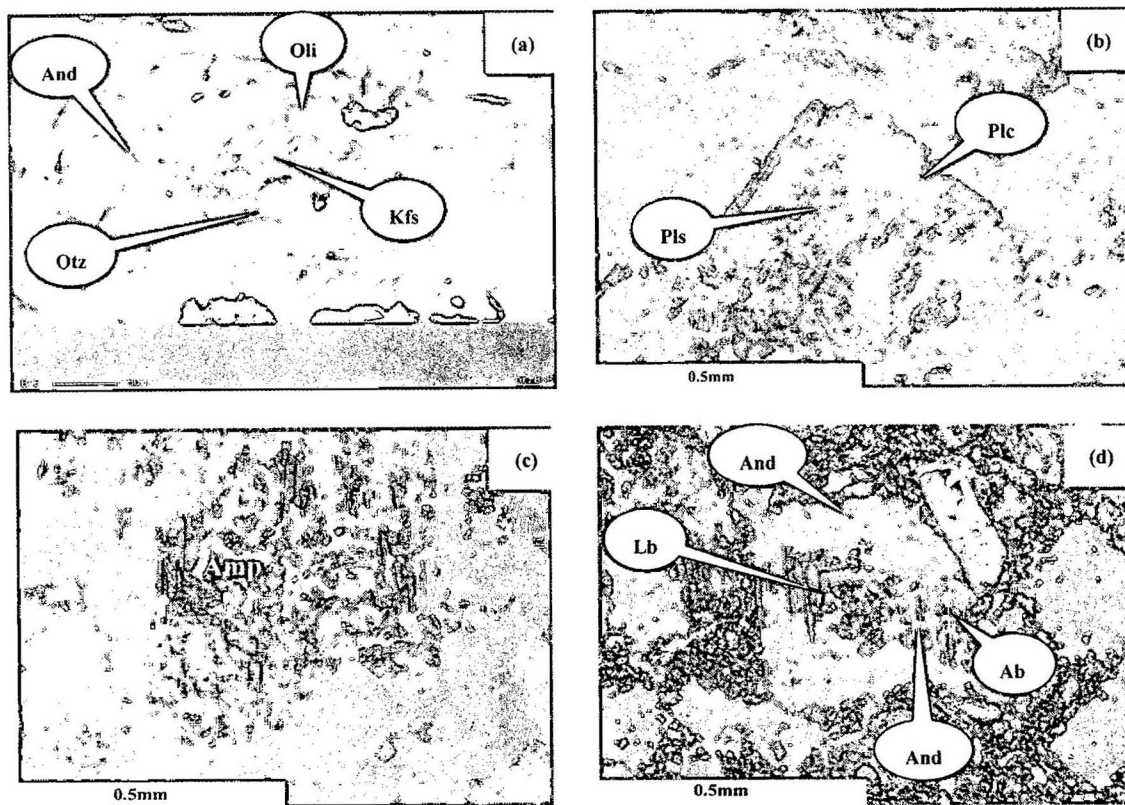


图1 铜陵地区花岗岩类岩石的岩浆混合结构

Fig. 1 Magma mixing textures from the granitoids in Tongling area

(a)一类环斑结构,背散射电子图像,比例条长 $35\mu\text{m}$ ,标注所指位置为电子探针样点;(b)一偏基性斜长石包裹偏酸性斜长石熔蚀残余和针状磷灰石包裹体带(照片未分辨出来),标注所指位置为电子探针样点;(c)一斜长石的熔蚀核包裹有熔蚀角闪石;(d)一具环带结构的斜长石包裹拉长石熔蚀核,向外变为中长石,边部为钠长石,结晶出钠长石后发生熔蚀,熔蚀后又继续生长,又结晶出中长石,标注所指位置为电子探针样点;Lb—拉长石;Plc—偏基性斜长石;Pls—偏酸性斜长石;Amp—角闪石;And—中长石;Oli—更长石;Kfs—钾长石;Qtz—石英;Ab—钠长石

(a)—Rapakivi-like texture, back scatter electronic image, scale bar is  $35\mu\text{m}$  long, the label points to electronic probe analytical spot; (b)—more calcic plagioclase includes more sodic plagioclase and apatite inclusion zone (not discerned in the photo), the label points to electronic probe analytical spot; (c)—plagioclase resorbed core includes the resorbed amphibole; (d)—zoned plagioclase includes the resorbed labradorite, outward becomes andesine, the feldspar in the edge is albite, then it is resorbed, after being resorbed, it regrows, and produce andesine, the label points to electronic probe analytical spot; Lb—labradorite; Plc—more calcic plagioclase; Pls—more sodic plagioclase; Amp—amphibole; And—andesine; Oli—oligoclase; Kfs—K-feldspar; Qtz—quartz; Ab—albite

熔蚀角闪石等结构组成,如曹山岩体。

(2) 辉石二长闪长玢岩中的岩浆混合结构组合由斜长石斑晶具钠长石边和嵌晶状钾长石结构等组成,如鸡冠山岩体。

(3) 二长岩中的岩浆混合结构组合由斜长石中的偏基性斜长石带、嵌晶状钾长石结构、类环斑结构和海绵状多孔斜长石组成,如小铜官山。

(4) 石英二长岩中的岩浆混合结构组合由角闪石嵌晶结构、海绵状多孔斜长石和具环带结构的斜长石包裹多个孤岛状熔蚀偏酸性斜长石组成,如凤凰山和新桥岩体。

### 3 岩石化学特征

需要提出的是数据是收集前人的(安徽省地质矿产局<sup>①</sup>;中国地质科学院矿产资源研究所等<sup>②</sup>;常印佛等,1991;周珣若等,1994;邢凤鸣等,1996b;唐永成等,1998;王强等,2003),它们应该反映了原岩的特征,而不是与蚀变作用有关的数据,后者会偏离总的分布趋势很多,跳跃性很强,在数据处理时已将这些数据剔除。在硅碱图上(图2)可以看出本区的侵入岩有碱性和亚碱性两大系列。大多数岩体  $SiO_2 < 66\%$ , 主要为中性岩,只有少量酸性岩和基性岩。一个值得注意的问题是当  $SiO_2 < 57\%$  时,岩石样品基

本落在碱性系列区域,且随  $SiO_2$  含量的增加,  $Na_2O + K_2O$  的含量增加(图2箭头 I 所示);当  $SiO_2 > 57\%$  时,岩石样品基本落在亚碱性系列区域,且不具随  $SiO_2$  含量增加  $Na_2O + K_2O$  含量增加的趋势,总体上却有一个相反的趋势(图2箭头 II 所示)。这不仅说明了偏酸性的中性岩(或中酸性岩)为亚碱性系列,与落在碱性系列区的岩石不同,而且也反映了它们之间的演化关系并不能按传统的分离结晶作用来解释。

在硅钾图上(图3)除少数样品落在钙碱性系列外,主要落在高钾钙碱性系列和钾玄岩系列。因此,本区的侵入岩主要为高钾钙碱性—钾玄岩系列,少数为中钾钙碱性系列。

在氧化物变异图上,侵入岩的  $TiO_2$ 、 $MgO$ 、 $CaO$ 、 $TFeO$ 、 $Al_2O_3$  对  $SiO_2$  投点的负相关分布趋势非常好(图4a—e);笔者注意到硅碱图上的分布趋势主要受  $Na_2O$  含量的影响,在  $Na_2O-SiO_2$  图(图4f)上,当  $SiO_2 < 57\%$  时本区侵入岩的投点呈正相关分布趋势(如图4f 箭头所示),而  $SiO_2 > 57\%$  时投点显示出如图4f 箭头 I 和箭头 II 所示的两种负相关分布趋势。在  $Ti$ 、 $Mg$ 、 $Fe$  组分上,包体与本区岩体具有一致的趋势;在  $Al$ 、 $Na$ 、 $Ca$  组分上,包体则与本区岩浆的演化趋势不一致,这可能主要与包体的矿物组成

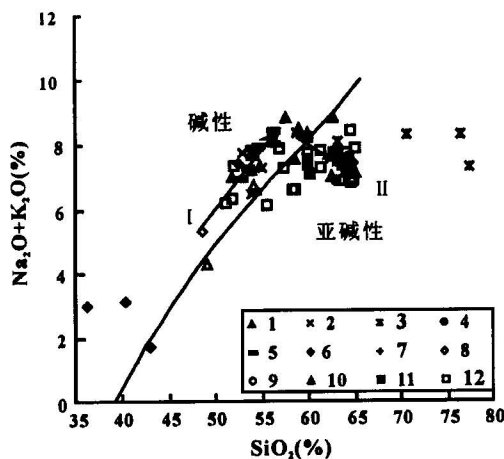


图 2 硅—碱图(据 Irvine 等,1971)  
Fig. 2  $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$  diagram  
(after Irvine et al., 1971)

- 1—狮子山;2—曹山;3—铜官山;4—凤凰山;5—鸡冠山;6—鸡冠山包体;7—新桥;8—舒家店;9—笔架山;10—笔架山包体;11—冬瓜山;12—其他  
1—Shizishan; 2—Caoshan; 3—Tongguanshan; 4—Fenghuangshan; 5—Jiguanshan; 6—Jiguanshan enclaves; 7—Xinqiao; 8—Shujiadian; 9—Bijiashan; 10—Bijiashan enclaves; 11—Dongguashan; 12—other

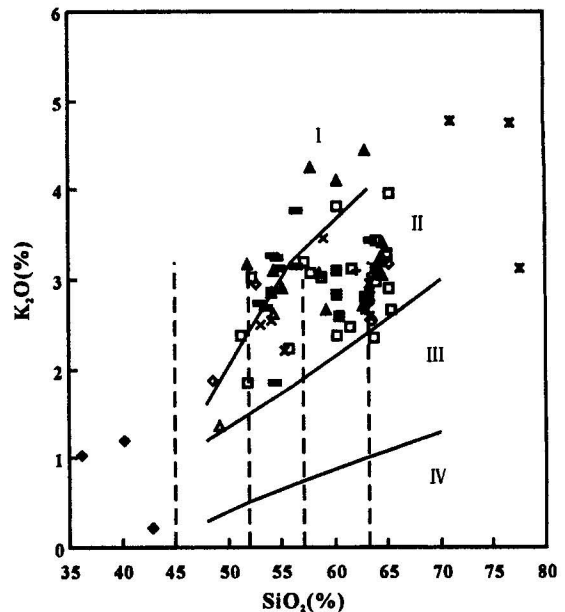


图 3  $K_2O-SiO_2$  图解(据 Peccerillo 等,1976)  
Fig. 3  $K_2O-SiO_2$  diagram(after Peccerillo et al., 1976)  
I—钾玄岩系列; II—高钾钙碱性系列; III—钙碱性系列; IV—拉斑玄武岩系列;图例同图2  
I—Shoshonite series; II—high-K calc-alkaline series; III—calc-alkaline series; IV—tholeiite series; legends are the same as Fig. 2

和堆积成因有关(周珣若等, 1993; Wu et al., 2000)。微量元素 Sr、Ba、Co、Ni 对 SiO<sub>2</sub> 投点呈现出很好的线性趋势(图4g-j)。

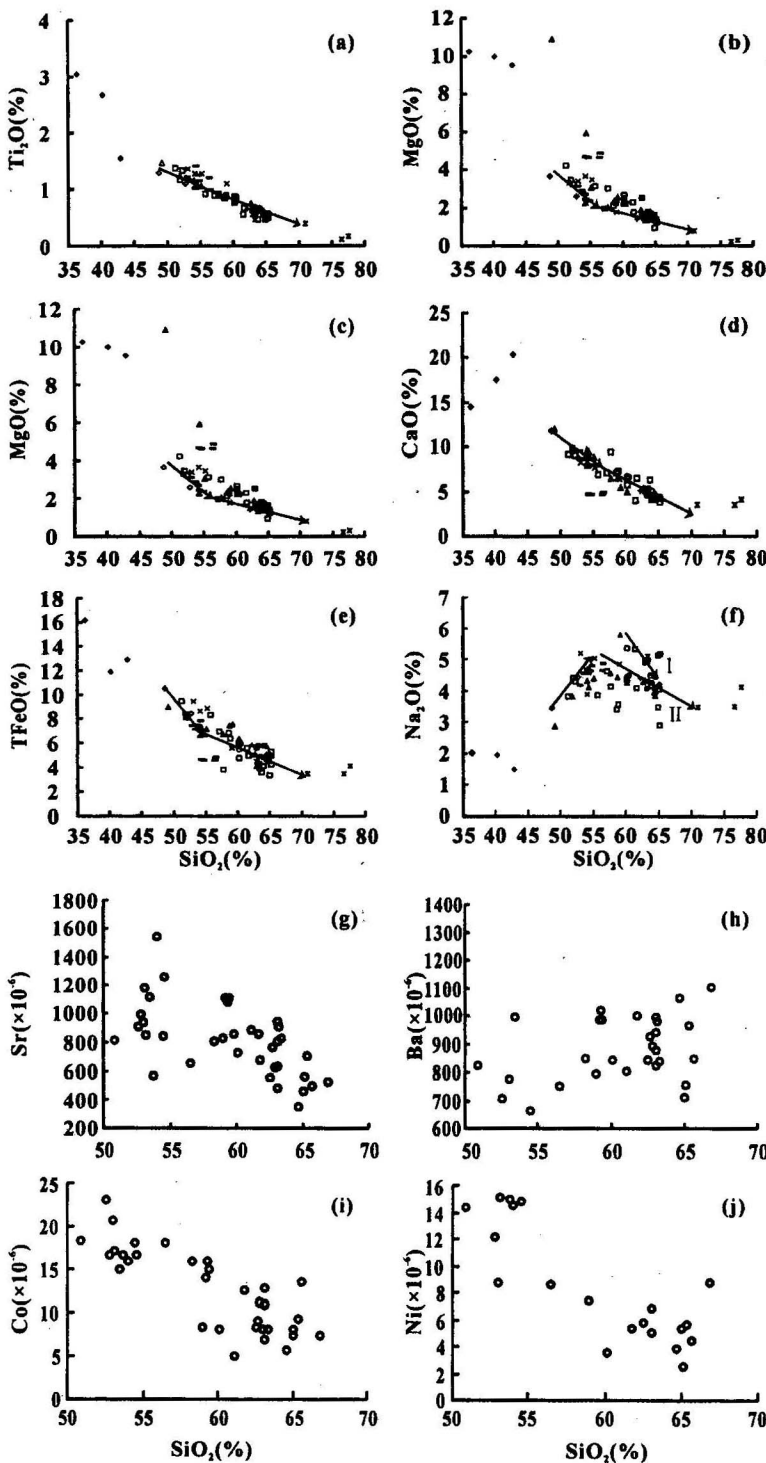


图4 氧化物及微量元素变异图解

Fig. 4 Oxides and trace element variation diagrams

氧化物图例同图2; 微量元素据周珣若等, 1994; 王强等, 2003; 李进文未发表数据

Oxides legends are the same as Fig. 2; trace elements are after Zhou et al., 1994; Wang et al., 2003 and the unpublished data of Li Jinwen

#### 4 Sr-Nd 同位素特征

在<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 对<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 图解中(图5), 偏基性的鸡冠山岩体和白芒山岩体的<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 比值较高, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值较低, 而偏酸性的凤凰山岩体的<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 比值较低, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值较高, 从基性岩和包体→偏酸性岩整体构成了一曲线分布趋势。

#### 5 岩浆混合作用模拟

铜陵地区出现的偏基性岩石为舒家店二长辉长岩。辉石闪长玢岩中富Ca的斜长石熔蚀核代表了混合前基性岩浆的残余斑晶(狄永军等, 2003), 说明基性岩浆参与了岩浆混合作用; 硅碱图(图2)中侵入岩投点的分布趋势, 可能反映了参与混合作用的是三种端元岩浆, 而不是两种端元岩浆之间的简单混合, 并暗示花岗岩岩浆参与了岩浆混合作用。

岩浆混合作用模拟对确定参与岩浆混合作用的端元岩浆、岩浆混合模型及端元岩浆之间的混合比例极为有效。笔者对两种可能的岩浆混合模型——两端元岩浆混合模型和三端元岩浆混合模型进行了检验。模拟计算所采用的端元岩浆的化学成分均为去水后重算为100%的结果。

##### 5.1 两端元岩浆混合模型—玄武岩岩浆与花岗岩岩浆混合

笔者首先采用两端元岩浆混合模型模拟, 选取舒家店二长辉长岩近似地代表基性端元的玄武岩岩浆<sup>①</sup>, 选取小铜官山花岗岩脉代表酸性端元岩浆<sup>②</sup>(表2)。需要说明的是这一晚期花岗岩脉并不能很好地代表实际参与岩浆混合的酸性端元岩浆, 从岩石化学分布趋势来看, 酸性端元岩浆的成分应介于花岗岩与花岗闪长岩岩浆之间。结果表明两端元岩浆的混合模拟结果与本区侵入岩的氧化物变异图有较大差别, 尤其是两端元岩浆混合模拟结果在Na<sub>2</sub>O、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>和K<sub>2</sub>O对SiO<sub>2</sub>的变异图解中与实际情况不符。

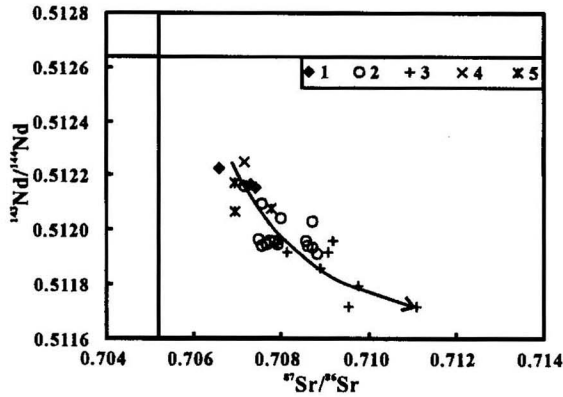


图 5  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  对  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  图解(数据引自 Chen et al., 1998; 唐永成等, 1998; 王强等, 2003)

Fig. 5  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  diagram (data after Chen et al., 1998; Tang et al., 1998; Wang et al., 2003)

1—基性岩; 2—中性岩; 3—中酸性岩; 4—角闪石岩包体;  
5—辉石岩包体  
1—Basic rocks; 2—intermediate rocks; 3—intermediate-acid rocks; 4—amphibolite enclaves; 5—pyroxenite enclaves

### 5.2 三端元岩浆混合模型——玄武岩岩浆与正长岩岩浆混合、混合岩浆与花岗岩岩浆混合

三端元岩浆混合模型中,再增加第三个端元岩浆——正长岩岩浆,以庐枞地区的黑云母正长岩(章邦桐等,1988)为代表,模拟结果及端元成分均列于表2中。图6给出了三端元岩浆混合模拟结果的氧化物变异图解,将图6与图3、图4对比后发现,两者极为相似,而且可以解释两端元岩浆混合模型不能解释的问题,即  $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  和  $\text{K}_2\text{O}$  对  $\text{SiO}_2$  图解中的变异趋势,具体来说,相当于二长质—正长质的混合岩浆与花岗岩岩浆之间的混合可以解释  $\text{Na}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2$  图解(图4f)中箭头 I 所示的趋势;基性岩浆与正长岩岩浆的混合及二长质—正长质的混合岩浆与花岗岩岩浆混合分别可以解释  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{SiO}_2$  图解(图4c)中出现于偏基性端元和偏酸性端元的驼峰式变异趋势。需要提出的是岩浆混合模型模拟的是二长岩岩浆与花岗岩岩浆之间的一种理想混合,实际情况可能更复杂,肯定有闪长质—二长质混合岩浆参与与花岗岩岩浆的混合,这样就可以解释  $\text{K}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2$  图(图3)上较分散的变异趋势。另外,本区花岗岩在  $\text{K}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2$  图上较分散的趋势表明花岗岩岩浆具有较宽的成分范围,这也可能造成本区侵入岩在  $\text{K}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2$  图上较分散的变异趋势。上述表明三端元岩浆混合模型可以成功地解释本区侵入岩氧化物的变异

趋势。

代表正长岩岩浆端元的庐枞正长岩带,它们的 Rb-Sr 等时线年龄约为 135 Ma(翟建平等, 1999);白芒山辉石二长闪长岩( $\text{SiO}_2$  含量 50.81%, 接近代表基性端元岩浆的舒家店二长辉长岩)黑云母 Ar-Ar 法年龄为  $136.6 \pm 1.1$  Ma(吴才来等, 1996);本区 5 个岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 142.8~151.8 Ma(详情笔者将另文发表),其中接近酸性端元岩浆的凤凰山花岗闪长岩为  $144.2 \pm 2.3$  Ma(锆石 SHRIMP),需要说明的是锆石 SHRIMP U-Pb 年龄普遍比 Ar-Ar 法年龄大,这是合理的。表明岩浆活动的时间相近,完全有可能发生混合作用。

由上述笔者提出玄武岩岩浆、正长质岩浆、花岗岩岩浆的三端元岩浆混合模型,即在下地壳岩浆房内,玄武岩岩浆与下地壳形成的正长质岩浆以不同的比例混合,而不管它们之间混合了几次,最终将形成辉长岩—辉石闪长岩—辉石二长闪长岩—二长岩系列岩浆,该系列岩浆上升至中地壳深度,它的高温可使中地壳发生部分熔融,产生花岗岩岩浆。在中上地壳岩浆房内,闪长质—二长质岩浆与花岗岩岩浆以不同比例混合,形成二长岩—石英二长岩或花岗闪长岩—花岗岩系列岩浆。

## 6 讨论

二长辉长岩( $\text{SiO}_2$  48.73%,  $\text{MgO}$  为 3.64%,  $\text{CaO}$  为 11.72%, 表2)与干橄榄岩熔融实验结果相比( $\text{MgO}$  7.77%~17.82%,  $\text{CaO}$  7.93%~12.28%, 1250~1525 $^\circ\text{C}$ , 1~3 GPa, Hirose et al., 1993),其  $\text{MgO}$  很低,而  $\text{CaO}$  基本上没有变化,表明二长辉长岩是玄武岩岩浆底侵后发生了橄榄石结晶分离的产物,而未经历辉石的结晶,参与岩浆混合作用的是进化的玄武岩岩浆。玄武岩岩浆同化下地壳,并通过

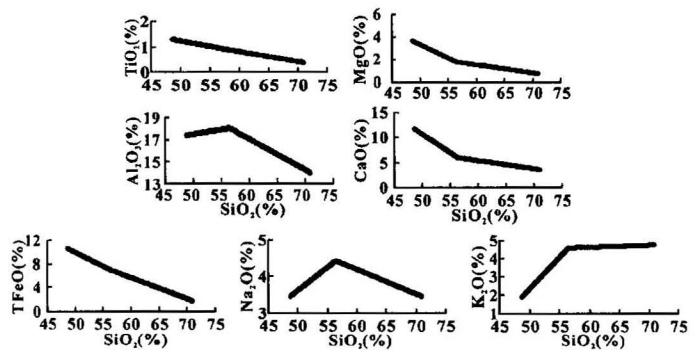


图 6 三端元岩浆混合模拟图

Fig. 6 The simulation diagram of three end member magma mixing

表2 三端元岩浆混合作用模拟结果

Table 2 The simulation of three end member parent magma mixing

端元岩浆		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>
二长辉长岩 <sup>①</sup>		48.73	1.28	17.40	6.01	5.12	0.14	3.64	11.72	3.45	1.88	0.61
黑云母正长岩		61.26	0.75	18.49	2.74	2.27	0.03	0.70	2.44	5.03	6.25	0.04
花岗岩 <sup>②</sup>		70.98	0.39	14.00	0.36	1.47	0.04	0.77	3.64	3.46	4.78	0.11
模拟的二长岩		56.50	0.95	18.08	3.99	3.35	0.07	1.82	5.97	4.43	4.59	0.26
长岩(两端元)混合中的比例	黑云母正长岩在二长辉长岩—黑云母正											
	1%	48.85	1.28	17.42	5.98	5.09	0.14	3.61	11.63	3.46	1.93	0.60
	5%	49.35	1.26	17.46	5.85	4.98	0.14	3.50	11.26	3.53	2.10	0.58
	10%	49.98	1.23	17.51	5.69	4.84	0.13	3.35	10.80	3.60	2.32	0.55
	15%	50.61	1.20	17.57	5.52	4.69	0.13	3.20	10.33	3.68	2.54	0.53
	20%	51.23	1.18	17.62	5.36	4.55	0.12	3.05	9.87	3.76	2.76	0.50
	25%	51.86	1.15	17.68	5.20	4.41	0.12	2.91	9.40	3.84	2.97	0.47
	30%	52.49	1.12	17.73	5.03	4.27	0.11	2.76	8.94	3.92	3.19	0.44
	35%	53.11	1.10	17.78	4.87	4.12	0.10	2.61	8.47	4.00	3.41	0.41
	40%	53.74	1.07	17.84	4.70	3.98	0.10	2.46	8.01	4.08	3.63	0.38
	45%	54.37	1.04	17.89	4.54	3.84	0.09	2.32	7.55	4.16	3.85	0.35
	50%	54.99	1.02	17.95	4.38	3.70	0.09	2.17	7.08	4.24	4.07	0.33
55%	55.62	0.99	18.00	4.21	3.55	0.08	2.02	6.62	4.32	4.28	0.30	
60%	56.25	0.96	18.06	4.05	3.41	0.08	1.88	6.15	4.40	4.50	0.27	
62%*	56.50	0.95	18.08	3.99	3.35	0.07	1.82	5.97	4.43	4.59	0.26	
模拟的二长岩岩浆在其与花岗岩岩浆(三端元)混合中的比例	1%	56.64	0.95	18.04	3.95	3.33	0.07	1.81	5.94	4.42	4.59	0.26
	5%	57.22	0.92	17.87	3.80	3.26	0.07	1.77	5.85	4.38	4.60	0.25
	10%	57.95	0.90	17.67	3.62	3.16	0.07	1.71	5.74	4.33	4.61	0.24
	15%	58.67	0.87	17.47	3.44	3.07	0.07	1.66	5.62	4.28	4.62	0.24
	20%	59.39	0.84	17.26	3.26	2.98	0.07	1.61	5.50	4.24	4.63	0.23
	25%	60.12	0.81	17.06	3.08	2.88	0.07	1.56	5.39	4.19	4.64	0.22
	30%	60.84	0.78	16.86	2.90	2.79	0.06	1.50	5.27	4.14	4.64	0.21
	35%	61.56	0.76	16.65	2.72	2.69	0.06	1.45	5.15	4.09	4.65	0.21
	40%	62.29	0.73	16.45	2.54	2.60	0.06	1.40	5.04	4.04	4.66	0.20
	45%	63.01	0.70	16.24	2.36	2.50	0.06	1.35	4.92	3.99	4.67	0.19
	50%	63.74	0.67	16.04	2.17	2.41	0.06	1.30	4.80	3.94	4.68	0.18
	55%	64.46	0.64	15.84	1.99	2.32	0.06	1.24	4.69	3.90	4.69	0.18
	60%	65.18	0.62	15.63	1.81	2.22	0.05	1.19	4.57	3.85	4.70	0.17
	65%	65.91	0.59	15.43	1.63	2.13	0.05	1.14	4.45	3.80	4.71	0.16
	70%	66.63	0.56	15.23	1.45	2.03	0.05	1.09	4.34	3.75	4.72	0.15
	75%	67.36	0.53	15.02	1.27	1.94	0.05	1.03	4.22	3.70	4.73	0.15
	80%	68.08	0.50	14.82	1.09	1.84	0.05	0.98	4.11	3.65	4.74	0.14
85%	68.80	0.48	14.62	0.91	1.75	0.05	0.93	3.99	3.60	4.75	0.13	
90%	69.53	0.45	14.41	0.72	1.66	0.04	0.88	3.87	3.56	4.76	0.13	
95%	70.25	0.42	14.21	0.54	1.56	0.04	0.83	3.76	3.51	4.77	0.12	
100%	70.98	0.39	14.00	0.36	1.47	0.04	0.77	3.64	3.46	4.78	0.11	

注:氧化物含量为%;\*为模拟的二长岩岩浆的成分;端元岩浆成分来源见正文。

AFC 混合机制不可能形成侵入岩先富碱继而贫碱的特征,因为在下地壳岩浆房内主要是单斜辉石和角闪石发生分离结晶作用,岩相学研究表明棕色角闪石比辉石结晶早,它们的分离结晶作用不可能引起残余岩浆的 Na<sub>2</sub>O 随 SiO<sub>2</sub> 的增加先富集,继而又随 SiO<sub>2</sub> 的增加而不断亏损;无明显负 Eu 异常(常印佛等,1991),说明斜长石没有大量发生分离结晶作用,因而也就排除了斜长石分离结晶作用引起这种演化趋势的可能性。本区与成矿作用有关的热液蚀变作用基本上是使岩石中的 Na<sub>2</sub>O 丢失,而 K<sub>2</sub>O 有

所增加,又排除了流体交代作用引起 Na<sub>2</sub>O 含量增加的可能性。笔者对铜陵地区侵入岩锆石群形态的初步研究表明,冬瓜山岩体、小铜官山岩体、凤凰山岩体和沙滩脚岩体均出现了{301}锥形,且较自形,而尤以冬瓜山岩体最发育。{301}锥的出现是碱性花岗岩类的特征(Pupin,1980; Vavra,1994),它出现于亚碱性系列的小铜官山、凤凰山和沙滩脚岩体可能表明了其是继承了碱性岩浆的特征,从另一方面说明本区侵入岩的演化趋势不是流体作用的结果。碱质也不是同化围岩的结果(邢凤鸣,1996),那么就

必须找到一种富碱的岩浆与玄武质岩浆混合才能解释硅—碱图中的变异趋势。邓晋福等(1996)认为三种母岩浆(玄武质、粗面质或正长质和花岗质岩浆)以及它们之间的混合作用可以解释这种变异趋势。上述辉石—二长闪长玢岩中岩浆混合结构及细粒镁铁质包体中嵌晶钾长石结构的出现,分离结晶作用模型是解释不通的,表明玄武质岩浆与一种富碱的岩浆发生了混合作用。岩浆混合模拟表明  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{K}_2\text{O}$  的变异趋势反映的是正长质岩浆参与混合的结果,推测这种岩浆为正长质岩浆。邓晋福等(1996)、Deng 等(1998)基于实验岩石学指出,加厚的陆壳底部或造山带山根内熔融形成的是正长岩岩浆,造山带陆壳的中、上部形成的是花岗岩岩浆。燕山期 Izanagi 板块向欧亚板块之下俯冲,对中国东部大陆产生挤压,导致地壳加厚。 $K_{60}$ ( $\text{SiO}_2=60\%$ 时的  $\text{K}_2\text{O}$  含量)计算表明本区是加厚的陆壳,平均为 56 km;存在无负 Eu 异常表明本区在燕山早期是一个加厚的陆壳或具山根的造山带,岩浆形成的深度应大于或等于 56 km。在造山带加厚之后 50 km 深处温度在  $800^\circ\text{C}$  左右,在 60 km 深处温度在  $850^\circ\text{C}$  左右(England et al., 1984)。考虑到底侵玄武岩岩浆对陆壳的加热,使下地壳下部达到  $1200^\circ\text{C}$  以上是可能的,这样的温度足以使下地壳物质熔融。熔融实验表明高压下(2 GPa)形成的熔体比中压下(1 GPa)更加富碱(邢凤鸣等, 1997)。加厚的玄武质下地壳部分熔融可形成富钠岩浆(Atherton et al., 1993; Petford et al., 1996),但这种岩浆贫钾,与本区侵入岩的特征不相符。高钾钙碱性系列岩石最可能的源岩是高钾安山岩(Roberts et al., 1993)或黑云母闪长岩(Neves et al., 1997)。因而笔者认为加厚的陆壳底部相当于高 K 安山质的岩石熔融形成的是正长质岩浆。深部岩浆房形成的闪长质—二长质混合岩浆的高温( $1210^\circ\text{C}$ , 田世洪等, 2001)可使中上地壳物质部分熔融,产生花岗质岩浆。这就为三端元岩浆混合奠定了物质基础。

陆壳加厚的同时也使岩石圈加厚,这将导致地壳下部形成高密度的岩石,使冷的大陆岩石圈发生拆沉作用,引起热的软流圈物质上涌,减压熔融产生玄武岩岩浆,其底侵并加热下地壳物质部分熔融产生正长岩岩浆。

Lesher(1990)进行了基性和酸性熔浆之间的扩散实验研究,结果表明岩浆混合作用时化学交换和同位素交换存在解耦现象,同位素的交换比化学交换快得多,不相容元素的交换和混合作用也明显快

于常量元素。同时,混合作用的有效性取决于岩浆的动力学和粘度,总的混合关系只是反映了一个长期过程的最终结果。可能正由于此,我们才看到了岩浆混合结构的存在;在端元岩浆以不同比例混合的情况下,常量元素保留了端元岩浆的特征,在反映大的变化趋势时具有明显的优势,而同位素和微量元素混合较均一,仅反映出岩浆混合作用发生,而未反映出正长质岩浆参与混合的特征(图4~6)。

在  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值图上,数据点呈曲线趋势分布,既可以指示源区的混合,也可以指示岩浆的混合(Langmuir et al., 1978)。玄武质岩浆与壳源物质部分熔融形成的熔体混合可形成这种曲线演化趋势(Langmuir et al., 1978; Gray, 1984),而且玄武质岩浆、下地壳局部熔融形成的岩浆和中地壳变沉积岩深熔岩浆之间混合形成的岩石谱系也可形成这种曲线演化趋势(Collins, 1996; Keay et al., 1997),也就是说  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  对  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  图解(图5)中的曲线趋势实际上反映的是幔壳岩浆之间的混合。扬子岩体的物源具有幔壳混合性质(陈江峰等1993),那么幔壳源混合的方式是同化作用,还是岩浆混合作用,仅根据岩石地球化学是区分不开的。鉴于此,在考察岩浆演化受何种分异作用制约的时候,必须考虑岩石的结构。本区侵入岩中的强烈的岩浆混合结构、常量元素及微量元素在 Harker 图解中的线性分布趋势、图5中曲线分布趋势和岩浆混合作用模拟均显示本区侵入岩的演化主要受岩浆混合作用控制,而不是分离结晶作用,一些偏离线性趋势的数据可能是在混合后发生了少量分离结晶作用所致,并不影响总的演化趋势。图5中代表基性岩浆的辉长岩及角闪石岩和辉石岩包体的 Sr、Nd 同位素组成是相当富集的,可能是源区为富集地幔所致,也可能是包体与寄主岩达到了同位素平衡(Fourcade et al., 1991; Pin, 1991; van der Laan et al., 1992)。

## 7 结论

(1) 岩相学、常量元素、微量元素、Sr-Nd 同位素特征及岩浆混合模拟表明本区侵入岩的演化主要受岩浆混合作用的控制。参与岩浆混合的是进化的玄武岩岩浆。

(2) 本区侵入岩在硅—碱图上的变异趋势主要受岩石中  $\text{Na}_2\text{O}$  含量的影响,即当  $\text{SiO}_2$  含量  $< 57\%$  时,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  与  $\text{SiO}_2$  呈正相关分布趋势,而当  $\text{SiO}_2$  含量  $> 57\%$  时,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  与  $\text{SiO}_2$  呈负相关分布趋势。



(3) 三端元岩浆混合模型可以成功地解释本区侵入岩氧化物的变异趋势。这种壳幔岩浆之间的混合主要属于化学混合,且至少发生了两次岩浆混合作用,局部存在岩浆的物理混合。硅—碱图和氧化物变异图上的变异趋势是玄武岩岩浆、正长岩岩浆和花岗岩岩浆三种端元岩浆之间综合作用的结果。

**致谢:** 本文承蒙周新民教授在审阅过程中提出了宝贵的建议,给予笔者很大启发;中国科学院地质与地球物理研究所郭正府副研究员给予了笔者诸多关心与帮助,与笔者进行了多次有益的探讨;李进文博士提供了部分微量元素数据;在野外工作中中国地质科学院矿产资源研究所的蒙义峰博士、杨竹森博士、曾普胜博士给予了笔者很多帮助和支持。在此一并表示衷心的感谢。

### 注 释

- ① 安徽省地质矿产局. 1984. 1:5万戴汇幅和1:5万铜陵幅.
- ② 中国地质科学院矿产资源研究所,中国地质大学(北京). 2003. 国土资源部专项研究计划《大型矿集区深部精细结构与含矿信息》项目.

### 参 考 文 献

- 常印佛,刘湘培,吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带. 北京:地质出版社,1~379.
- 陈江峰,周泰喜,李学明,等. 1993. 安徽南部燕山中酸性侵入岩源区的锶/钕同位素制约. 地球化学, (3): 261~268.
- 邓晋福,刘厚祥,赵海玲,等. 1996. 燕辽地区燕山期火成岩与造山模型. 现代地质, 10(2): 137~148.
- 邓晋福,吴宗絮. 2001. 下扬子克拉通岩石圈减薄事件与长江中下游Cu、Fe成矿带. 安徽地质, 11(2): 86~91.
- 狄永军,赵海玲,张贻全,等. 2003. 安徽铜陵地区花岗岩类岩石中的岩浆混合结构. 北京地质, 15(1): 12~17.
- 杜杨松. 1996. 酸性—中酸性火山—侵入杂岩中岩石包体的研究进展. 现代地质, 10(2): 169~174.
- 杜杨松,李学军. 1997. 安徽铜陵典型矿区岩石包体及其岩浆—成矿作用过程探讨. 高校地质学报, 3(2): 171~182.
- 杜杨松,秦新龙,田世洪. 2004. 安徽铜陵铜官山矿区中生代岩浆—热液过程:来自岩石包体及其寄主岩的证据. 岩石学报, 20(2): 339~350.
- 郭文魁. 1982. 谈类花岗岩和金属成矿作用. 中国区域地质, (2): 15~30.
- 姜常义,安三元. 1984. 论火成岩中钙质角闪石的化学组成特征及岩石学意义. 矿物岩石, (3): 1~9.
- 毛建仁,苏郁香,陈三元,等. 1990. 长江中下游中酸性侵入岩与成矿. 北京:地质出版社,1~191.
- 唐永成,吴言昌,储国正,等. 1998. 安徽沿江地区铜多金属矿床地质. 北京:地质出版社.
- 田世洪,杜杨松,秦新龙,等. 2001. 安徽铜陵地区中酸性侵入岩及其岩石包体中的矿物包裹体研究. 地学前缘, 8(4): 422~428.
- 汪洋,邓晋福,姬广义. 2004. 长江中下游早白垩世埃达克质岩的大地构造背景及其成矿意义. 岩石学报, 20(2): 297~314.
- 王强,许继峰,赵振华,等. 2003. 安徽铜陵地区燕山期侵入岩的成因及其对深部动力学过程的约束. 中国科学(D辑), 33(4):

323~334.

- 王元龙,王焰,张旗,等. 2004. 铜陵地区中酸性侵入岩的地球化学特征及其成矿—地球动力学意义. 岩石学报, 20(2): 325~338.
- 吴才来,周珣若,黄许陈,等. 1996. 铜陵地区中酸性侵入岩年代学研究. 岩石矿物学杂志, 15(4): 299~306.
- 吴才来,陈松永,史仁灯,等. 2003. 铜陵中生代中酸性侵入岩特征及成因. 地球学报, 24(1): 41~48.
- 邢凤鸣. 1996. 安徽沿江地区中生代岩浆岩的碱质来源. 安徽地质, 6(1): 15~18.
- 邢凤鸣,徐详. 1996a. 铜陵地区高钾钙碱性系列侵入岩. 地球化学, 25(1): 29~38.
- 邢凤鸣,徐详. 1996b. AFC混合与铜陵地区侵入岩的成因. 岩石矿物学杂志, 15(1): 10~20.
- 邢凤鸣,赵斌,徐祥,等. 1997. 安徽省铜陵地区侵入岩成因的实验研究. 中国区域地质, 16(3): 267~274.
- 徐克勤,孙明光,叶俊. 1982. 华南两个成因系列花岗岩类及其成矿特点. 矿床地质, 1(2): 1~14.
- 杨学明,林文通. 1988. 铜官山火成杂岩体成岩机理研究. 地质论评, 34(1): 25~35.
- 翟建平,徐光平,章邦桐,等. 1999. 庐枞火山岩系与偏碱性石英正长岩带的同源特征及成因探讨. 地质论评, 45(增刊): 707~711.
- 章邦桐,张富生,倪琦生,等. 1988. 安庐石英正长岩带的地质和地球化学特征及成因探讨. 岩石学报, (3): 1~14.
- 周珣若,吴才来,黄许陈,等. 1993. 铜陵地区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, 12(1): 20~31.
- 周珣若,任进. 1994. 长江中下游中生代花岗岩. 北京:地质出版社, 1~119.

### References

- Atherton M P, Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362: 144~146.
- Chang Yinbo, Liu Xiangpei, Wu Yanchang. 1991. The copper—iron belt of the lower and middle reaches of the Changjiang River. Beijing: Geological Publishing House, 1~379 (in Chinese with English abstract).
- Chen Jiangfeng, Zhou Taixi, Li Xueming, et al. 1993. Sr and Nd isotopic constraints on source regions of the intermediate and acid intrusions from southern Anhui Province. *Geochimica*, (3): 261~268 (in Chinese with English abstract).
- Chen Jiangfeng, Jahn B M. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. *Tectonophysics*, 284(1/2): 101~133.
- Collins W J. 1996. Lachlan fold belt granitoids: products of three-component mixing. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh; Earth Sciences*, 87: 171~181.
- Deng Jinfu, Liu Houxiang, Zhao Hailing, et al. 1996. Yanshanian igneous rocks and orogeny model in Yanshan-Liaoning area. *Geoscience*, 10(2): 137~148 (in Chinese with English abstract).
- Deng Jinfu, Luo Zhaohua, Zhao Hailing, et al. 1998. Trachyte and syenite: Petrogenesis constrained by the petrological phase equilibrium. *Proceeding Interna Symp 100th Annivers Beijing Univ*, 745~757.
- Deng Jinfu, Wu Zongxu. 2001. Lithospheric thinning event in the lower Yangtze craton and Cu-Fe metallogenic belt in the middle and lower Yangtze River Reaches. *Geology of Anhui*, 11(2): 86~91 (in Chinese with English abstract).
- Di Yongjun, Zhao Hailing, Zhang Yiquan, et al. 2003. Petrographic evidences for magma mixing in the granitoids from Tongling area, Anhui Province. *Beijing Geology*, 15(1): 12~17 (in Chinese

- with English abstract).
- Du Yangsong. 1996. New advancement in rock enclaves in acidic-intermediate acidic volcanic intrusive complexes. *Geosciences*, 10 (2): 169~174 (in Chinese with English abstract).
- Du Yangsong, Li Xuejun. 1997. Enclaves in the typical mining districts of Tongling, Anhui Province and their implication to the process of magmatism-metallogeny. *Geological J. of China Univer.*, 3(2): 171~182 (in Chinese with English abstract).
- Du Yangsong, Qin Xinlong, Tian Shihong. 2004. Mesozoic magmatic to hydrothermal process in the Tongguanshan ore field, Tongling, Anhui Province, China; evidence from xenoliths and their hosts. *Acta Petrologica Sinica*, 20 (2): 339~350 (in Chinese with English abstract).
- England P C, Thompson A B. 1984. Pressure-temperature-time path of regional metamorphism I: heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, 25(4): 894~928.
- Fourcade S, Javoy M. 1991. Sr-Nd-O isotopic feature of mafic microgranular enclaves and host granitoids from the Pyrenees, France; evidence for their hybrid nature and inference on their origin. In: Didier J, Barbarin B, eds. *Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology, Vol. 3*, Amsterdam: Elsevier, 345~64.
- Gray C M. 1984. An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks in southeastern Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 70(1): 47~60.
- Guo Wenkui. 1982. On granitoids relevant to metallogeny. *Regional Geology of China*, (2): 15~30 (in Chinese).
- Hibbard M J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76(2): 158~170.
- Hibbard M. 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier J, Barbarin B, eds. *Enclaves and granite petrology. Developments in Petrology, Vol. 3*, Amsterdam: Elsevier, 431~444.
- Hirose Kei, Kushiro Ikuo. 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressure; determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth and Planetary Science Letters*, 114: 477~489.
- Irvine T N, Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8(5): 523~548.
- Janoušek V, Bowes D R, Colin J R, et al. 2000. Microstructural and mineralogical evidence for limited involvement of magma mixing in the petrogenesis of a Hercynian high-K calc-alkaline intrusion: the Kozárovec granodiorite, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 91(1/2): 15~26.
- Jiang Changyi, An Sanyuan. 1984. On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rock and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy and Petrology*, (3): 1~9 (in Chinese).
- Keay S M, et al. 1997. A three-component Nd-Sr isotopic mixing model for granitoid genesis, Lachlan fold belt SE Australia. *Geology*, 25(4): 307~310.
- Langmuir C H, Vocke R D, Hanson G N, et al. 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(3): 380~392.
- Leshner C E. 1990. Decoupling of chemical and isotopic exchange during magma mixing. *Nature (London)*, 344(6263): 235~237.
- Mao Jianren, Su Yuxiang, Chen Sanyuan, et al. 1990. The intermediate-acid intrusive rocks and metallization in the middle-lower reaches of the Changjiang River. Beijing: Geological Publishing House. 1~191 (in Chinese).
- Neves S P, Mariano K. 1997. High-K calc-alkaline plutons in Northeast Brazil; origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite; association and implications for the evolution of the Borborema Province. *International Geology Review*, 39(7): 621~638.
- Pearce T H, Russel J K, Wolfson I. 1987. Laser interference and Nomarski interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the May 18, 1980, eruption of Mount St Helens, Washington. *Am. Mineral.*, 72(11/12): 1132~1143.
- Peccerillo R, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58(1): 63~81.
- Petford N, Atherton M P. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: The Cordillera Blanca Batholith, Peru. *J. Petrol.*, 37(6): 1491~1521.
- Pin C. 1991. Sr-Nd isotopic study of igneous and metasedimentary enclaves in some Hercynian granitoids from the massif central, France. In: Didier J, Barbarin B, eds. *Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology, Vol. 3*, Amsterdam: Elsevier, 333~44.
- Pupin J P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73(3): 207~220.
- Roberts M P, Clemens J D. 1993. Origin of high-potassium calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21(9): 825~828.
- Stamatopoulou S K, Vlassopoulou D, Pearce T H, et al. 1990. The record of magma chamber processes in plagioclase phenocrysts a Thera volcano, Aegean volcanic arc, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104(1): 73~84.
- Tang Yongcheng, Wu Yanchang, Chu Guozheng, et al. 1998. Geology of copper-gold polymetallic deposits in the along-Changjiang area of Anhui Province. Beijing: Geological Publishing House. 1~351 (in Chinese with English abstract).
- van der Laan S R, Wyllie P J. 1992. Constraints on Archean trondhjemite genesis from hydrous crystallization experiments on Nuk gneiss at 10-17 kbar. *J. Geol.*, 100(1): 57~68.
- Vavra G. 1994. Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117(4): 331~344.
- Wang Qiang, Xu Jifeng, Zhao Zhenhua, et al. 2003. Petrogenesis of the Mesozoic intrusive rocks in the Tongling area, Anhui Province, China and their constraint on geodynamic process. *Science in China, (series D)*, 33(4): 323~334 (in Chinese).
- Wang Yang, Deng Jinfu, Ji Guangyi. 2004. A perspective on the tectonic setting of early Cretaceous adakite-like rocks in the lower reaches of Yangtze river and its significance for copper-gold mineralization. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 297~314 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yuanlong, Wang Yan, Zhang Qi, et al. 2004. The geochemical characteristics of Mesozoic intermediate-acid intrusives of the Tongling area and its metallogenesis-geodynamic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 325~338 (in Chinese with English abstract).
- Wu Cailai, Zhou Xunruo, Huang Xuchen, et al. 1996.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronology of intrusive rocks from Tongling. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 15(4): 299~306 (in Chinese with English abstract).

- Wu Cailai, Wang Z H, Qiao D W, et al. 2000. Types of enclaves and their features and origins in intermediate-acid intrusive rocks from the Tongling district, Anhui Province, China. *Acta Geologica Sinica*, 74(1): 56~67.
- Xing Fengming. 1996. Alkaline source of Mesozoic magmatic rocks along the reaches of the Yangtze river in Anhui Province. *Geology of Anhui*, 6(1): 15~18 (in Chinese with English abstract).
- Xing Fengming, Xu Xiang. 1996a. High-potassium calc-alkaline intrusive rocks in Tongling area, Anhui Province. *Geochimica*, 25(1): 29~38 (in Chinese with English abstract).
- Xing Fengming, Zhao Bin, Xu Xiang, et al. 1997. Experimental study on the genesis of intrusive rocks in the Tongling area, Anhui Province. *Regional Geology of China*, 16(3): 267~274 (in Chinese with English abstract).
- Xu Keqin, Sun Mingguang, Ye Jun. 1982. On the genetic series of granitoids in south Eastern China and their metallogenetic characteristics. *Mineral Deposits*, 1(2): 1~14 (in Chinese).
- Yang Xueming, Lin Wentong. 1988. Research on the petrogenic mechanism of the Tongguanshan igneous complex, Anhui Province. *Geological Review*, 34(1): 25~35 (in Chinese with English abstract).
- Zhai Jianping, Xu Guangping, Zhang Bangtong, et al. 1999. Comagmatic characteristics of the Luzong volcanic rocks and subalkaline quartz syenite rock-belt and their genesis. *Geological Review*. 45 (Supp.): 707 ~ 711 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Bangtong, Zhang Fusheng, Ni Qisheng, et al. 1988. Geology and geochemical characteristics of the Anqing-Lujiang quartz syenite rock-belt and its genesis. *Acta Petrologica Sinica*, (3): 1~14 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Xunruo, Wu Cailai, Huang Xuchen, et al. 1993. Characteristics of cognate inclusions in intermediate-acid intrusive rocks of Tongling area and their magmatic dynamics. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 12(1): 20 ~ 31 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Xunruo, Ren Jin. 1994. The Mesozoic granite in the lower and middle reaches of the Changjiang River. Beijing: Geological Publishing House, 1~119 (in Chinese).

## Genesis of the Intrusive Rocks from the Tongling Area during the Yanshanian and Mixing of Three-end-member Magma

DI Yongjun<sup>1,2)</sup>, ZHAO Hailing<sup>1,2)</sup>, WU Ganguo<sup>1,2)</sup>, ZHANG Da<sup>1,2)</sup>, ZANG Wenshuan<sup>1,2)</sup>, LIU Qinghua<sup>1,2)</sup>

1) State Key Laboratory of Geo-Processes and Mineral Resources, Beijing, 100083

2) School of Earth Sciences and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083

### Abstract

The Tongling area is one of the largest copper-gold mineralized areas in China. The genesis of the intrusive rocks in this area is still controversial. The intrusive magmatism in this area has been discussed in terms of petrology, mineralogy, petrochemistry and isotopic geochemistry. Mixing textures of the magma were first discovered in the intrusive rocks from the Tongling area. The intrusive rocks contain a few mafic microgranular enclaves. These features suggest that the magma mixes homogeneously, belonging primarily to chemical mixing. The Sr-Nd isotopic characteristics also reflect the magma mixing. The high-K calc-alkaline-shoshonite rock associations indicate that this area had a thickened continental crust or was an orogenic belt with a mountain root in the early Yanshanian period, and that the magma should be generated as deep as 55 km or below. The magmatism is related to the subduction of the Izanagi plate under Eurasia and lithospheric delamination. The delamination of continental lithospheric mantle resulted in adiabatic upwelling of hot asthenosphere and generation of basalt magma by decompressional melting. The basalt magma underplated and heated directly the lower crust to produce syenite magma. The basic magma involved in the magma mixing is evolved basalt magma. Simulation of magma mixing has demonstrated that the intrusive rocks are primarily a product of mixing of three kinds of end-member magmas—basalt magma, syenite magma and granite magma. Mixing of basalt and syenite magmas in magma chambers of the lower crust can produce gabbro—syenite associations (monzogabbro, pyroxene diorite, pyroxene monzodiorite and monzonite). Diorite—monzonite magma formed in the lower crust ascends to the middle crust and high temperature of the diorite-monzonite magma can make the metamorphic rocks in the middle crust melt partially and generate granite magma. Similarly, mixing of diorite-monzonite and granite magma can produce monzodiorite-granodiorite associations (monzodiorite, monzonite, quartz monzonite, granodiorite).

**Key words:** magmic mixing; basaltic magma; syenitic magma; granitic magma; high-K calc-alkaline-shoshonite; Yanshanian period; Tongling area