

# 赣东北地区早古生代登山岩群弧后盆地<sup>\*</sup> 火山岩的成因与洋壳演化

廖群安 薛重生 李昌年 王京名

(中国地质大学地球科学院, 武汉 430074)

**主题词** 赣东北 登山岩群 拉斑玄武岩系列火山岩 弧后小洋盆

**提要** 由于早古生代微古化石群的发现(薛重生等, 1995), 赣东北广丰-上饶地区的登山岩群被划归下古生界, 本文介绍了登山岩群中海相火山岩的地质特征, 对其中的拔竹坑岩组、叶家岩组的火山岩岩石地球化学特征和成因进行了研究, 指出该两岩组火山岩均属岛弧拉斑玄武岩系列, 并向大洋拉斑玄武岩过渡的性质, 是弧后小洋盆扩张期的产物。两岩组火山岩在火山活动方式、岩浆演化方式和岩浆进化程度上存在与洋壳由早到晚减薄的相应规律变化。

## 1 地质特征

研究区位于赣东北地区的广丰至上饶一带, 地处扬子与华夏两板块边界的赣东北区段。登山岩群由江西区调队 1985 年创名, 将其划归中上元古界<sup>[1]</sup>, 是赣东北蛇绿混杂岩带的组成部分。1991~1995 年中国地质大学江西区调队在葛源登山剖面的原登山群中发现了早古生代的放射虫、古蛋、疑源类化石群<sup>[2]</sup>, 因而将其划归下古生界, 并将其由下向上细分为祝家、拔竹坑、叶家三个岩组。火山岩主要分布于拔竹坑岩组、叶家岩组中, 沿赣东北断裂带分布, 构成 NE 走向的登山-黄土岭-麻湾-渡头火山岩带。

拔竹坑岩组主要为深海-半深海-滨海浊积岩, 夹拉斑玄武岩系列的海相玄武岩、玄武安山岩, 含辉绿岩墙、堆晶辉长岩, 并混杂有蛇纹岩和橄榄岩岩块。叶家岩组与下伏的拔竹坑岩组整合接触, 由一套连续喷发的海相玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩组成, 火山岩亦属拉斑玄武岩系列, 由下向上可分 6 个由玄武岩到英安岩或流纹岩的喷发韵律。

## 2 岩石化学特征

岩石常量元素、稀土元素及微量元素分析结果见表 1。由图 1 和图 2 可知, 登山岩群拔竹坑岩组和叶家岩组的火山岩除个别样品外, 均属亚碱性系列的拉斑玄武岩系列。在岩石化学上, 上下两岩组的火山岩具相似的特征:  $AlK$  (3.93%~6.88%)、 $K_2O$  及  $K_2O/Na_2O$  变化范围宽 ( $K_2O=0.54\%~2.87\%$ ,  $K_2O/Na_2O=0.17~1.31$ ), 包络了大陆、洋岛及岛弧拉斑

\* 由地矿部江西广丰-上饶地区 1:5 万幅遥感区调联测课题资助。

第一作者简介 廖群安, 男, 1959 年生, 副教授, 博士, 主要从事岩石学方面的教学和科研工作, 专长于火山岩研究。

收稿日期 1998-07-15, 改回日期 1998-09-10

表1 火山岩常量元素、稀土元素、微量元素分析结果

Table 1 Analytical results of major elements, REE and trace elements of volcanic rocks

地层	拔竹坑岩组								叶家岩组					
	辉长岩	辉绿岩	玄武岩			玄武安山岩		玄武岩	玄武安山岩	安山岩		流纹岩		
样号	54052-1	A2-116	A2-90	Ad-9	Ad-12	A2-66	A2-103	Ad-23	Ad-35	Ad-39	Ad-40	Ad-38	Ad-41	Ad-42
SiO <sub>2</sub>	47.58	51.83	48.51	49.54	52.39	53.77	53.03	50.77	52.85	65.19	63.8	76.23	76.77	76.57
TiO <sub>2</sub>	0.88	2.6	1.73	1.46	2.72	1.75	2.59	2.34	1.49	0.92	0.97	0.08	0.26	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.20	12.51	16.33	14.76	12.35	13.96	12.46	13.83	14.12	13.44	13.96	12.21	10.75	13.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.22	4.04	3.6	2.54	3.61	1.86	4.06	4.39	4.95	1.61	2.3	1.44	1.6	0.74
FeO	7.45	10.63	8.38	8.20	11.67	10.47	10.47	9.46	7.50	6.34	5.13	0.31	2.05	0.52
MnO	0.09	0.24	0.22	0.40	0.16	0.40	0.22	0.16	0.12	0.07	0.07	0.01	0.02	0.01
MgO	7.86	2.61	5.11	4.41	2.73	2.94	2.53	4.28	4.78	1.18	1.1	0.08	0.58	0.28
CaO	11.86	6.12	7.84	5.51	5.98	3.71	6.12	5.47	5.22	1.04	3.12	0.16	0.45	0.11
Na <sub>2</sub> O	1.98	2.34	2.99	3.61	2.59	3.13	2.19	3.32	3.62	3.41	3.62	3.29	2.39	2.57
K <sub>2</sub> O	0.15	2.83	0.79	0.71	2.09	0.54	2.87	1.26	0.45	3.24	2.7	4.54	2.60	3.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.57	0.26	0.23	0.55	0.82	0.56	0.37	0.23	0.29	0.29	0.01	0.02	0.01
CO <sub>2</sub>	0.03	0.50	0.17	4.14	0.12	2.09	0.11	0.45	0.49	0.31	0.13	0.08	0.30	0.10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.40	2.86	4.12	3.29	2.65	4.16	2.58	3.31	3.61	2.34	2.39	0.89	1.62	1.60
总计	99.70	99.68	100.05	99.8	99.61	99.60	99.79	99.41	99.43	99.38	99.58	99.33	99.41	99.33
稀土元素(10 <sup>-6</sup> )														
La	4.57	47.68	8.86	18.19	46.76	28.87	48.05	11.29	13.21	48.84	51.66	60.82	49.51	32.29
Ce	9.08	105.1	22.67	36.87	110.8	64.36	105.7	29.1	30.55	100.3	114.9	109	105.6	36.58
Pr	1.95	13.15	3.26	5.29	18.77	8.81	13.04	3.98	4.07	14.8	15.09	17.27	13.44	10.46
Nd	7.20	56.04	15.73	23.49	55.41	37.69	56.14	19.68	18.45	58.09	57.58	60.48	48.93	38.70
Sm	2.02	12.58	4.16	5.62	13.10	8.59	12.57	5.38	4.59	12.85	12.38	13.28	8.70	9.77
Eu	0.79	3.03	1.53	1.15	3.14	2.67	3.05	1.96	1.46	2.75	2.62	0.16	1.40	0.12
Gd	2.31	13.15	4.7	6.27	12.64	9.30	13.13	6.20	5.07	12.94	12.39	12.2	8.13	9.16
Tb	0.38	2.07	0.75	1.02	2.09	1.39	2.1	1.05	0.89	2.03	2.02	2.27	1.30	1.81
Dy	2.51	13.87	5.06	6.76	14.57	8.86	14.20	7.33	6.07	13.46	13.94	16.12	9.35	13.27
Ho	0.49	2.75	0.99	1.31	2.88	1.76	2.76	1.49	1.19	2.63	2.71	3.24	1.91	2.76
Er	1.31	7.68	2.77	3.74	8.30	4.74	8.13	4.28	3.3	7.25	7.65	9.71	5.37	8.88
Tm	0.20	1.20	0.43	0.55	1.20	0.73	1.19	0.61	0.51	1.11	1.9	1.64	0.83	1.55
Yb	1.11	7.37	2.49	3.29	7.53	4.40	7.39	3.78	3.19	6.81	7.19	9.94	4.86	10.00
Lu	0.17	1.13	0.38	0.51	1.16	0.69	1.13	0.59	0.5	1.06	1.1	1.47	0.73	1.49
REE	47.56	286.98	73.78	151.78	367.55	182.80	288.58	134.76	125.53	361.36	379.98	424.7	313.38	269.10
Eu <sup>*</sup>	1.12	0.72	1.06	0.59	0.74	0.92	0.73	1.04	0.92	0.69	0.64	0.04	0.51	0.04
(La/Yb) <sub>n</sub>	2.72	4.28	2.34	3.35	4.09	4.32	4.28	1.96	2.72	4.72	7.18	4.03	6.71	2.12
微量元素(10 <sup>-6</sup> )														
Cr	18	10.7	53	19.2	22.3	5	12.6	25	18.9	19.6	20.2		12.9	12.3
Ni	24	12.4	49.8	13.2	11.8	10.4	12.6	19.4	22.4	7.4	6.9		2.6	1.5
Co	22	30	40.2	33.1	33.2	14.9	30.8	35.3	35.3	10.3	10.9		1.9	0.6
Sc	20	28.1	30.2	32.6	26.6	28.4	28.1	33.6	32	18.6	19		7.5	2.8
V	172	234	274	318	269	93.1	239	388	365	89.3	105		26.1	11.9
K	17267	23493	6558	5894	17350	4483	23825	10460	3736	26896	22414		21583	28141
Rb	45	102.7	23.4	21.2	69.3	13.1	80.8	25.1	10.1	86.9	71.3		128	386
Ba	1730	970	196	243	690	182	795	8.46	618	1070	832		714	257
Sr	327	317	316	196	373	293	284	193	271	62.6	224		43.9	36.1
Ga	13	28.5	19.4	12.8	19.9	20.8	22.7	14.1	17.2	16.4	17.4		14.6	35.4
Ta	0.92	2.11	0.33	1.12	3.87	0.92	2.93	1.47	0.78	3.38	3.39		2.35	15.7
Nb	9.6	37.9	6.2	9.5	37.5	21.3	38.1	7.20	6.6	42.7	41.9		34	72.2
Hf	6.1	11.8	3.4	6.5	11.9	7.5	11.4	6.4	6.4	12.4	13.5		11.2	8.8
Zr	179	436	138	148	438	243	44.8	162	155	509	500		499	120
Ti	5455	15587	10371	8753	16306	10491	15527	14028	8933	5515	5815		1559	60
Y	25	76.57	27.09	37.72	74.2	49.53	76.57	38.05	32.1	76.43	77.57		53.32	93.28
Th	5.8	14.4	6.8	8.7	14.5	9.6	17.9	6.2	7.2	10	9.5		6.6	48.6
U	1.25	1.74	0.5	0.55	1.92	1.56	1.72	54	0.46	2.65	1.64		2.23	14.7

\* 湖北省地矿局中心实验室测试, 分析方法: 常量元素用湿化学分析; 微量、稀土元素用 X- 射线荧光光谱分析

玄武岩的变化范围<sup>[3]</sup>;  $\text{TiO}_2$  (1.46% ~ 2.72%)、 $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (2.37 ~ 5.74) 较高, 与洋脊和岛弧拉斑玄武岩相比, 均不典型, 而具两者之间的过渡性质。  $\text{Mg}^*$  值 (29 ~ 52) 明显低于幔源原生岩浆范围, 应为演化岩浆类型。

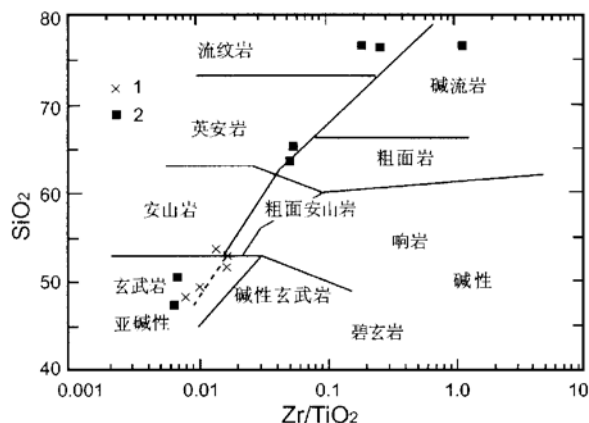


图 1 火山岩  $\text{SiO}_2$ - $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  图

Fig. 1  $\text{SiO}_2$ - $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  diagram of volcanic rocks

1—拔竹坑岩组; 2—叶家岩组

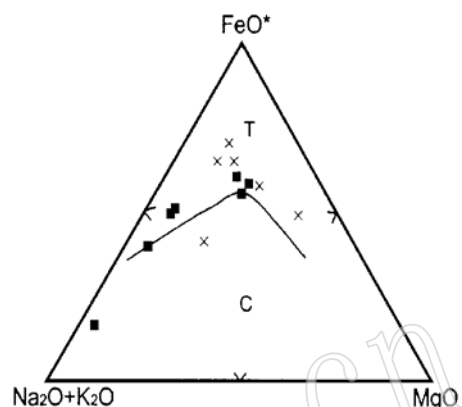


图 2 火山岩 AFM 图

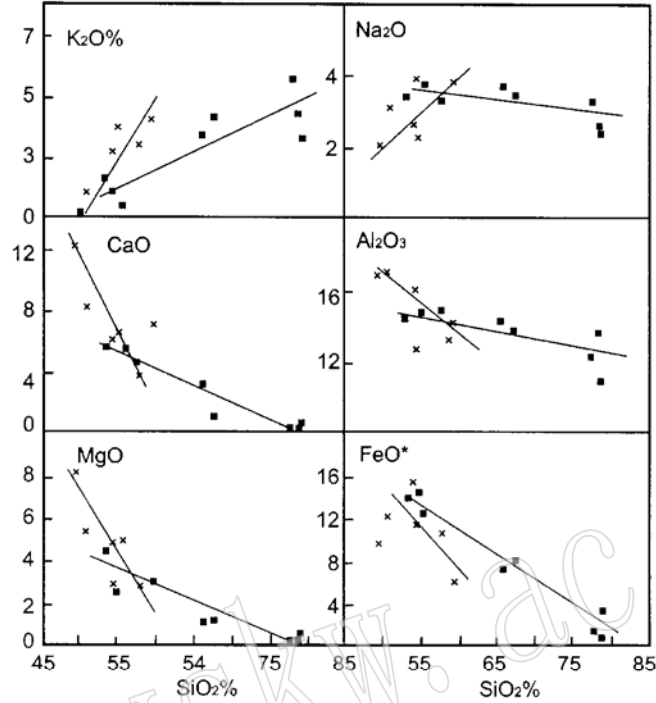
Fig. 2 AFM diagram of volcanic rocks

图例同图 1

在哈克图解(图 3)中, 两岩组火山岩的  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{FeO}$  均随  $\text{SiO}_2$  的增长而陡斜率下降, 反映了铁镁矿物的分离结晶作用。不同的是, 下部的拔竹坑岩组  $\text{SiO}_2$  范围小 (48.51% ~ 53.77%), 分离结晶演化不彻底, 而上部的叶家岩组火山岩  $\text{SiO}_2$  变化范围大 (50.77% ~ 76.77%), 构成一完整的玄武岩-流纹岩系列, 岩浆演化彻底。在哈克图解(图 3)中, 主要氧化物与  $\text{SiO}_2$  之间的变异趋势亦有区别, 拔竹坑岩组  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{FeO}$  随  $\text{SiO}_2$  增长的下降斜率较陡, 在  $\text{SiO}_2$  变化不大时  $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  陡斜率增加, 具明显的高  $\text{K}_2\text{O}$  增长趋势, 这与 Meen<sup>[4]</sup> 提出的由辉石类的分离结晶导致残余岩浆  $\text{K}_2\text{O}$  快速增长的趋势相似(图 3)。叶家岩组火山岩随着  $\text{SiO}_2$  的增加,  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{FeO}$  下降斜率相对较缓,  $\text{K}_2\text{O}$  亦呈缓斜率增长趋势,  $\text{Na}_2\text{O}$  变化不明显, 具低钾高  $\text{SiO}_2$  增长趋势, 与 Meen 提出的<sup>[4]</sup> 以橄榄石为主的分离结晶的低钾增长趋势一致。显然, 拔竹坑岩组和叶家岩组火山岩虽然在主要氧化物的参数特征上具明显的共性, 但在岩浆的演化方式上存在明显的差别。

### 3 稀土元素、微量元素特征

拔竹坑岩组和叶家岩组拉斑玄武岩系列火山岩为近水平到缓右倾的稀土元素配分型(图 4, 图 5),  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  值 1.5 ~ 4.73, 与正常(N-型)和弱富集(T-型)洋脊拉斑玄武岩者相似。表明源区的亏损和富集均不显著。 $\Sigma\text{REE}$  (47.56 ~ 379.98  $\mu\text{g}/\text{g}$ ) 变化较大, 且随  $\text{SiO}_2$  增加而增加;  $\text{Eu}^*$  值变化于 1.12 ~ 0.04 之间, 随  $\text{SiO}_2$  增长, 铕负异常加剧, 表明分离结晶作用对  $\Sigma\text{REE}$  的富集和铕亏损起了主要作用。La-La/Sm 图解(图 6)也显示, 下部的拔竹坑和上部的叶家岩组火山岩均属分离结晶演化趋势, 应为同源岩浆结晶演化的产物。

图3 火山岩  $\text{SiO}_2$  与氧化物的变异关系图Fig. 3. Variation relationship between  $\text{SiO}_2$  and oxides in volcanic rocks

(图例同图1)

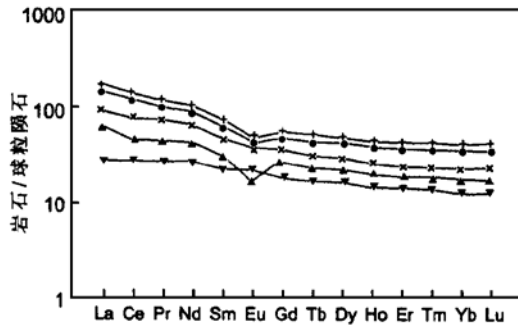


图4 拔竹坑岩组火山岩稀土元素配分曲线

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of volcanic rocks of Bazhukeng formation complex

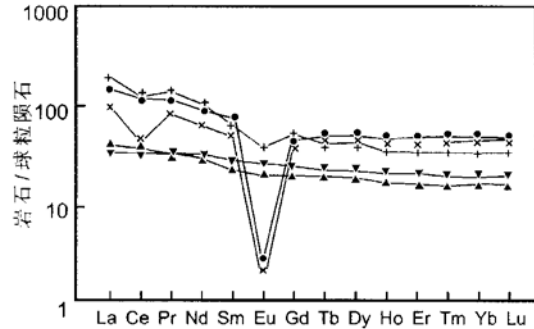


图5 叶家岩组火山岩稀土配分曲线

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of volcanic rocks of Yejia formation complex

两岩组的玄武岩及玄武安山岩具相近的微量元素丰度和相似的元素配分型式(图7), 表现为不同岩组火山岩的K、Rb、Ba、Th等大离子亲石元素的富集明显, 同时具不同程度的Th、Ba正异常和Nb、Ta负异常, 具有岛弧拉斑玄武岩的特征。在构造环境判别图(图8)中, 两岩组的玄武岩均位于洋脊、岛弧拉斑玄武岩及岛弧钙碱性火山岩的过渡区。

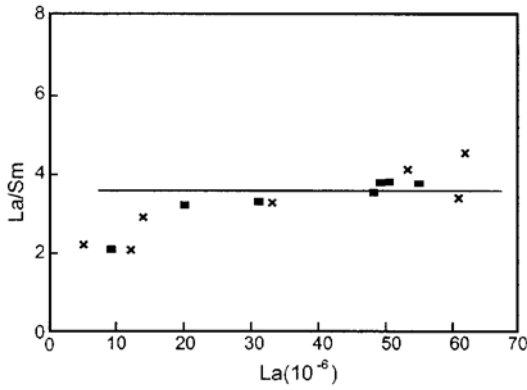


图 6 火山岩的 La- La/Sm 图解

Fig. 6 La- La/Sm diagram of volcanic rocks (图例同图 1)

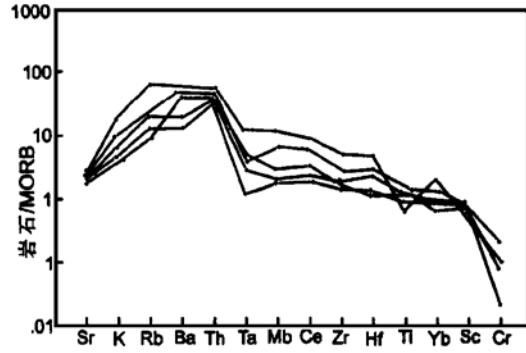


图 7 火山岩的微量元素蛛网图

Fig. 7 Trace elements web diagram of volcanic rocks

### 4 构造属性

许靖华等<sup>[5]</sup>、李继亮等<sup>[6]</sup>曾多次从构造地质学角度认为,在早古生代时期,扬子板块(地体)和华夏板块(地体)之间存在一个板溪大洋,两板块的碰撞发生于古生代(加里东期)或中生代(印支期),但这一观点被后来众多的同位素年代学的证据否定,而新近在赣东北蛇绿混杂岩带中发现了早古生代及古生代的微古化石<sup>[2,7]</sup>,又将这一构造问题变为众多学者关注的焦点。登山岩群拔竹坑岩组和叶家岩组火山岩均为拉斑玄武岩系列的海相火山岩,下部的拔竹坑岩组玄武岩与深海到半深海浊积岩互层产出,在赣东北断裂带拔竹坑岩组中还混杂有蛇纹岩,并有堆晶辉长岩产出,且在其中发现时代归属早古生代的微古化石<sup>[2]</sup>,表明本区在早古生代已具备了洋盆的性质。

岩石化学特征研究表明,拔竹坑岩组和叶家岩组的拉斑玄武岩与典型构造环境的拉斑玄武岩均难对比,稀土元素弱富集的平缓型配分型式则显示出与大洋拉斑玄武岩相近的特征,但微量元素配分型式又显示出岛弧火山岩的特征,在不同的构造环境判别图解中位于洋脊与岛弧火山岩的过渡区,表明本区两岩组拉斑玄武岩既不同于典型的洋脊玄武岩,也不同于岛弧玄武岩,其代表的构造环境很可能是一种小规模洋盆-弧后盆地。

已有大量的研究成果证明,江绍断裂带是晋宁期华夏与扬子两板块的缝合线<sup>[8,9]</sup>。本

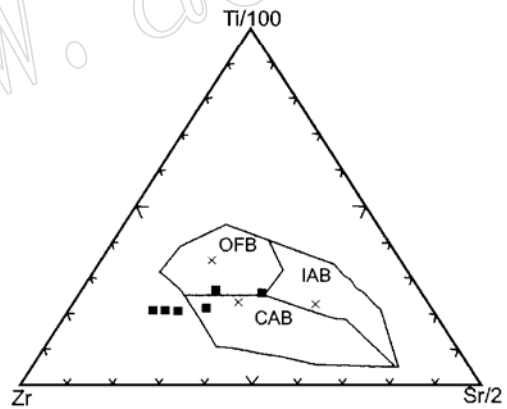


图 8 火山岩 Zr- Ti/100- Sr/2 图

Fig. 8 Zr- Ti/100- Sr/2 diagram of volcanic rocks

OFB—洋脊拉斑玄武岩, IAB—岛弧拉斑玄武岩, CAB—钙碱性玄武岩 (图例同图 1)

次研究表明,在江绍断裂带北侧的广丰桃源等地还存在分别归属晚元古代和早古生代的岛弧火山岩系,其 Sm-Nd 年龄分别为  $1100 \pm 168\text{Ma}$  和  $584 \pm 77\text{Ma}$ <sup>①②</sup>。因此本文认为,在晚元古代华夏板块沿江绍断裂带向北俯冲并与扬子板块碰撞的同时,在扬子南缘形成了弧后盆地,至早古生代时逐渐演化成一种小规模洋盆并沿赣东北断裂带封闭。

## 5 岩浆演化方式及其地质意义

由 La-La/Sm 图解(图 6)表明,岩浆的演化方式主要为分离结晶作用,但火山岩在主要氧化物图解(图 3)和 Pearce 图解

(图 9)中变异趋势的明显差别表明,两岩组结晶分离的矿物组合是不同的,对母岩浆性质十分相近的这两岩组的火山岩来说,实际上也反映了岩浆房结晶条件的差异:

拔竹坑岩组火山岩在哈克图解(图 3)中,随  $\text{SiO}_2$  的不显著增长, $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  呈陡斜率上升, $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{FeO}$  相应快速下降,这与高压条件下以辉石为主的矿物分离结晶导致的高  $\text{K}_2\text{O}$  增长趋势<sup>[4]</sup>一致,用 Pearce 图解( $\text{Si}/\text{K}-\text{Mg}+\text{Fe}/\text{K}$ )(图 9)判别,也证明分离结晶相应以单斜辉石为主。

与拔竹坑岩组明显不同,叶家岩组火山岩在哈克图解(图 3)中所有元素随  $\text{SiO}_2$  呈简单的低斜率直线升降变化, $\text{K}_2\text{O}$  随  $\text{SiO}_2$  的增长远没有拔竹坑岩组明显,具低  $\text{K}_2\text{O}$  增长趋势,在 Pearce 图解<sup>[10]</sup>中投点趋势线斜率则与橄榄石分离结晶矢量方向一致,表明分离结晶的矿物相主要为橄榄石。

Meen<sup>[4]</sup>用玄武质岩浆在 Di-Ol-Qz 相图中的结晶过程对不同的  $\text{K}_2\text{O}$  增长趋势作了解释,认为由于密度因素的作用,幔源岩浆最可能在莫霍面下形成岩浆房并产生分离结晶作用,分离结晶的矿物组合与岩浆房深度(压力)有关,因而也与构造环境和地壳厚度有关。在大洋壳环境,岩浆房深度较浅,低压下结晶分离的矿物组合主要为橄榄石,其次才为斜长石和普通辉石,因而具高  $\text{SiO}_2$  低  $\text{K}_2\text{O}$  增长趋势;而在过渡洋壳环境,地壳厚度较大,岩浆房相对较深,结晶分离矿物相主要为辉石,导致相对低  $\text{SiO}_2$  高  $\text{K}_2\text{O}$  的成分演化趋势;在成熟岛弧或正常陆壳环境,高钾增长趋势则更加明显。拔竹坑岩组玄武岩的高  $\text{K}_2\text{O}$  增长趋势,代表了莫霍面深度较大的高压岩浆房的分离结晶作用,玄武岩与深至半深海浊积岩互层,可能代表了洋盆发展早期地壳拉张速度较慢、地壳厚度较大的过渡洋壳环境;叶家岩组火山岩的低  $\text{K}_2\text{O}$  增长趋势,代表了莫霍面深度较大的高压岩浆房的分离结晶作用,火山岩的形成时间较晚,无沉积夹层,应代表洋盆拉张加剧,洋壳基本形成,地壳也因之减薄的环境。由此分

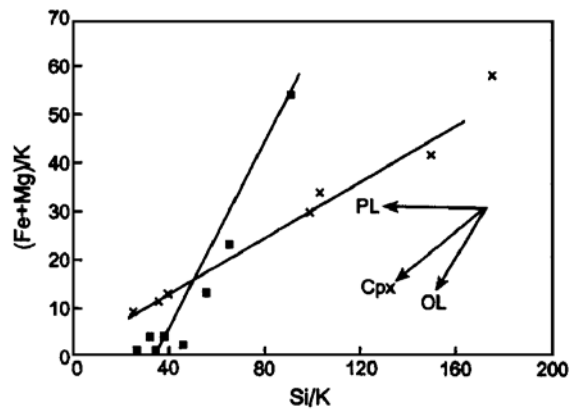


图 9 火山岩的 Pearce 图解

Fig. 9 Pearce diagram of volcanic rocks

图例同图 1

① 廖群安等,赣东北地区晚元古代桃源组钾玄岩的岩石学特征及成因,地质科技情报,1998(待刊)。

② 廖群安等,江南造山带赣东北段早古生代火山侵入杂岩的发现及其地质意义,地质科技情报,1998(待刊)。

析, 从拔竹坑岩组到叶家岩组的  $K_2O$  增长趋势的变化, 可能与地壳的不断减薄、洋壳逐渐形成的过程有关。

#### 参 考 文 献

- 1 江西地层清理小组. 江西省地层绘编. 武汉: 中国地质大学出版社, 1998.
- 2 薛重生, 张克信等. 赣东北蛇绿混杂岩带和张村群- 登山群变质岩中发现微古化石. 地质科技情报, 1996, 15 (1).
- 3 林景任. 岩浆岩成因异论. 北京: 地质出版社, 1987.
- 4 Meen U K. Elevation of potassium content of basaltic magma by fractional crystallization the effect of pressure. *Contrib. Mineral. Petro.*, 1990, 104: 309~ 331.
- 5 许靖华等. 是华南造山带而不是华南地台. 中国科学 B 辑, 1987, 1107~ 1115.
- 6 李继亮等. 南华夏造山带构造演化的新证据. 地球科学, 1989, (3): 216~ 225.
- 7 赵崇贺, 何科昭, 邵道乾. 江西弋阳樟树墩含晚古生代放射虫硅质岩研究又获新进展. 现代地质, 1995, 19 (4): 440.
- 8 程海. 浙西北晚元古代早期造山带的初步研究. 地质论评, 1991, 37 (3): 203~ 213.
- 9 邹海波, 周国庆, 周新民. 华南晚元古宙碰撞造山带的两个蛇绿岩套研究. 见: 李继亮主编: 《东南大陆岩石圈结构和地壳演化》. 北京: 冶金工业出版社出版, 1994.
- 10 Ernst R E et al. Modelling of igneous fraction and other processes using Pearce diagram. *Contrib. Mineral. Petro.*, 1988, 100: 12~ 18.

## The Genesis of Back Arc Basin Volcanic Rocks of Early Paleozoic Dengshan Group Complex in Northeastern Jiangxi and the Evolution of Oceanic Crust

Liao Qun'an   Xue Chongsheng   Li Changnian   Wang Jingming  
(Faculty of Earth Science, China University of Geosciences, Wuhan 430074)

**Key words:** northeastern jiangxi; Dengshan Group Complex; volcanic rocks of tholeiitic series; back\_arc small oceanic basin

#### Abstract

In view of the discovery of Early Paleozoic microfossil group, the Dengshan Group Complex in Guangfeng-Shangrao district of northeastern Jiangxi is considered to be of Early Paleozoic. In this paper, the geology of oceanic volcanic rocks in Dengshan Group Complex is described, and the petrochemistry, geochemistry and genesis of Bazhukeng and Yeji volcanic rocks are studied. It is suggested that all volcanic rocks belong to island arc tholeiitic series, and are somewhat transitiona to oceanic tholeiitic series, being products of the expansion of the back\_arc small oceanic basin. There are some differences between volcanic rocks of two formations in volcanic activities and magmatic evolution forms and degrees, which are consistent with the thinning of the oceanic crust from early to late stage.