

峨眉山大火成岩省晚期酸性火山岩的 岩石地球化学特征

邵 辉^{1,2}, 徐义刚¹, 何 斌¹, 黄小龙¹, 罗震宇¹

1. 中国科学院 同位素年代学和地球化学重点实验室 广州地球化学研究所, 广州 510640;

2. 中国科学院 研究生院, 北京 100039

摘 要: 峨眉山大火成岩省出露有少量酸性火山岩, 它们与基性火山岩共生, 表现出双峰式的特征, 为研究峨眉山幔柱晚期岩浆活动提供了重要的窗口。本文通过对双峰式火山岩主、微量元素和斑晶电子探针分析研究表明, 基性火山岩属于碱性玄武岩, 酸性火山岩主要由粗面岩组成; 相对玄武岩, 粗面岩中 MgO 、 Fe_2O_3 、 P_2O_5 、 TiO_2 、 CaO 含量明显降低; 粗面岩与玄武岩具有相互平行的 REE 配分模式, 但粗面岩出现明显的 Eu 负异常, 以及 Sr、Ti 等元素的强烈亏损; 粗面岩与玄武岩具有同源的特征, 通过稀土元素模拟计算表明粗面岩可以由玄武岩岩浆经过 80% 分离结晶作用 (辉石、斜长石和 Fe-Ti 氧化物) 而形成。在峨眉山大火成岩省晚期出现双峰式火山岩, 可能与地幔柱活动晚期岩浆供给少, 在地壳岩浆房中停留时间长, 岩浆发生强烈分离结晶作用有关。

关 键 词: 峨眉山; 大火成岩省; 双峰式火山岩; 分离结晶

中图分类号: P588 12⁺ 1 文献标识码: A 文章编号: 1007-2802(2007)04-0350-09

Petrology and Geochemistry of the Late-Stage Acidic Volcanic Rocks of the Emeishan Large Igneous Province

SHAO Hui^{1,2}, XU Yi-gang¹, HE Bin¹, HUANG Xiao-long¹, LUO Zhen-yu¹

1. Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China; 2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

Abstract: The acidic volcanic rocks of the late stage magmatism of the Emeishan Large Igneous Province (ELIP) are sporadically distributed and co-existed with mafic rocks in the ELIP, with character of bimodal volcanism. They provide important window for studying the late stage magmatism of the Emeishan mantle plume. The major and trace element compositions of the bimodal volcanic rocks, and the electron microprobe analyses of their phenocrysts indicate that the mafic rocks are alkaline basalt, while the acidic rocks are mainly trachytes. The contents of MgO , Fe_2O_3 , P_2O_5 , TiO_2 and CaO of the trachytes are obviously lower than those of the alkaline basalts. Though both the trachytes and basalts show parallel REE distribution pattern, the trachytes show obvious negative Eu anomalies. In addition, the Sr and Ti are strongly depleted in the trachytes in comparison with the basalts. On the basis of the linear relationship of the incompatible elements, it is suggested that the basalt and the trachyte are derived from the same mantle source. According to the REE modeling, the trachytes could be generated through 80% fractional crystallization (pyroxene + plagioclase + Fe-Ti oxides) from the basaltic magma. It is proposed that the bimodal volcanism occurred in the late stage of the ELIP could be related to strong fractional crystallization of the magma due to the long stay of magma in the chamber and low supply rate of magma at the late stage of the Emeishan mantle plume activity.

Key words: Emeishan; large igneous province; bimodal volcanic rocks; fractional crystallization

收稿日期: 2007-05-25 收到, 08-20 改回

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (40421303, 40234046)

第一作者简介: 邵辉 (1981—), 女, 硕士研究生, 专业方向: 岩石地球化学. E-mail: huishao@gig.ac.cn

20 世纪 80 年代以来,前人对峨眉山大火成岩省(ELIP)开展了大量的研究工作^[1,2],尤其是近年来用地幔柱构造重新认识和研究峨眉山玄武岩以来取得了很多新的认识^[3~9]。然而,上述研究工作大多集中在二叠纪玄武岩,对同期出现的少量酸性火山岩研究不够。世界上其它大火成岩省,酸性火山岩也出露较少,如南非 Karoo 流纹岩占火山岩总体分布的 10%~30%,巴西 Parana 流纹岩的分布范围接近 5%,德干高原出露的流纹岩与玄武岩比例为 1:300。但双峰式火山岩组合的研究对揭示大火

成岩省的晚期岩浆活动特征有重要意义^[10~13]。本文研究了峨眉山大火成岩省红岩子、务本、江尾及宾川等地零星出现的基性岩-酸性岩双峰式火山组合的岩石学和地球化学特征、成因,以及峨眉山大火成岩省晚期岩浆活动的特征。

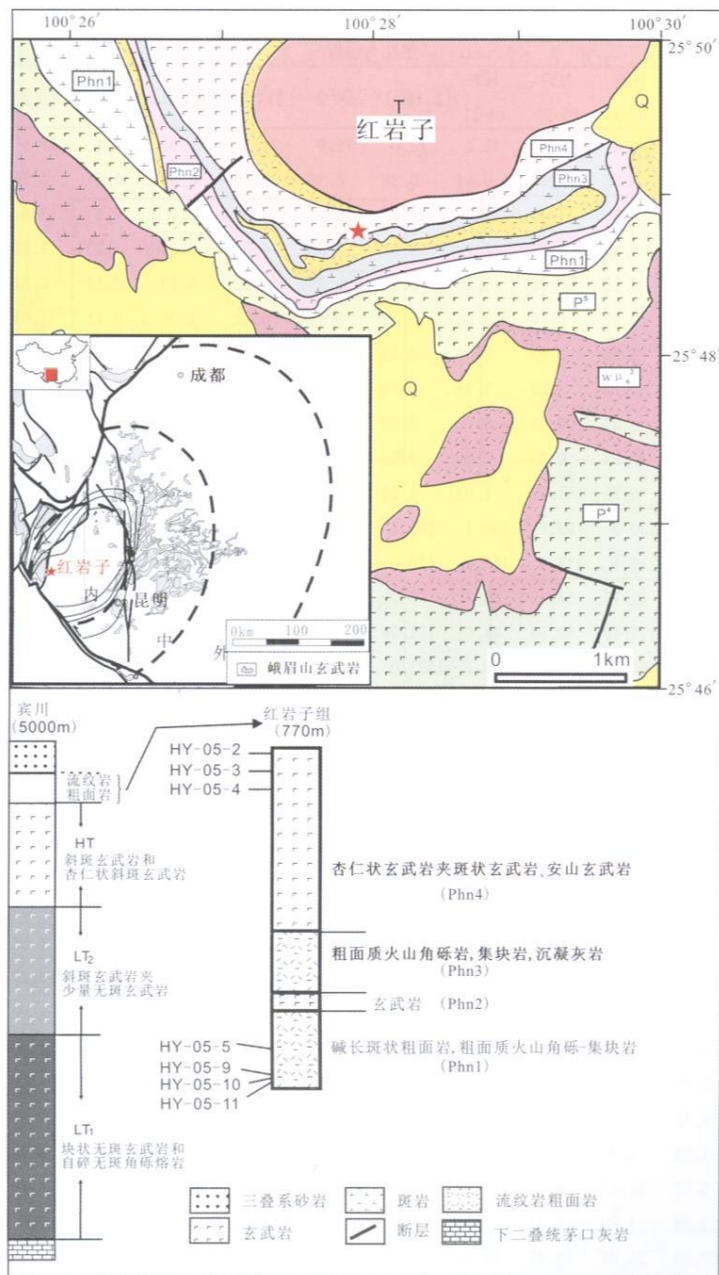
1 地质背景

峨眉山大火成岩省包括广布于扬子克拉通西缘云南、四川和贵州三省境内的大面积溢流玄武岩,伴有少量苦橄岩、凝灰岩、流纹岩,以及大量的基性-超基性侵入岩,花岗岩和正长岩(图 1),其西界为哀牢山-红河断裂,西北以龙门山-小菁河断裂为界。下伏地层为中二叠统茅口灰岩,上为下三叠统沉积岩不整合覆盖。峨眉山玄武岩通常分为西、中、东三个岩区,西厚东薄^[2]。Xu 等^[1]根据地壳厚度将其分为内带、中带和外带。峨眉山玄武岩可分为低钛玄武岩(LT)、高钛玄武岩(HT)和粗面岩。中带和外带的火山岩岩性较为单一,主要为高钛玄武岩,内带岩性较为复杂,岩性自下而上的总体变化趋势为:低钛玄武岩-高钛玄武岩,在岩层顶部有小面积中酸性火山岩出露^[7]。

本次研究的样品主要采自宾川顶部红岩子组。红岩子组的岩性自下而上分别为碱长斑状粗面岩、粗面质火山角砾-集块岩;粗面质火山角砾岩、集块岩、沉凝灰岩;杏仁状玄武岩夹斑状玄武岩、安山玄武岩(图 1)。基性岩样品全部采自红岩子组(HY)顶部,酸性岩除采自红岩子组下部以外,还有江尾、务本以及宾川顶部的凝灰岩中(图 1)。

2 分析方法

本次研究样品为基性岩样品 3 个,酸性岩样品 10 个,其中红岩子地区 7 个,江尾、务本以及宾川凝灰岩样品各 1 个。样品的主、微量元素均在中国科学院广州地球化学研究所同位素分析中心完成。主量元素采用 X 射线荧光光谱分析(XRF),烧失量采用重量法分析,分析结果采用外标法校正。微量元素用 PE Elan 6000 型等离子体-质谱(ICP-MS)测定。微量元素分析误差为小于 10%,一般小于 5%^[14]。矿物成分定量分析在中国科学院广州地球化学研究所的 JOEL JXA8100 型电子探针仪上



据文献[2, 3]改编(Modified from [2, 3])

图 1 峨眉山大火成岩省地质简图及柱状图

Fig. 1 Geological sketch and column of the ELIP

完成,加速电压为 15 keV,探针电流 30 nA,束斑直径 1~ 2 μm,各元素分析时间为 10 s,ZAF 修正法。

3 结 果

3.1 主量元素

全岩主量元素成分见表 1。由表 1 可见,基性火山岩的 SiO₂ 含量(质量分数,下同)为 48.6%~ 55.0%,酸性火山岩为 67.9%~ 75.4%。火山岩中

SiO₂ 含量在 55.0%~ 67.9% 之间出现明显间断,显示双峰式火山岩的特点。本文采用 Xu 等^[4] 提出的分类方案,即根据玄武岩中的 TiO₂ 的含量和 Ti/Y 比值对玄武岩进行分类,基性岩全部落入高钛玄武岩区(HT)。在火山岩 Nb/Y-Zr/TiO₂ 分类图上(图 2),基性岩属于碱性玄武岩,酸性岩属于粗面岩、粗面安山岩和碱流岩。在 Harker 图解上(图 3)。与玄武岩相比,粗面岩中 MgO、Fe₂O₃、P₂O₅、

表 1 峨眉山大火成岩省晚期基性和酸性火山岩岩石主量及微量分析结果

Table 1 The contents major and trace elemental in the late stage mafic and acidic volcanic rocks of the ELIP

样品号	基性火山岩					酸性火山岩									
	HY-05-2	HY-05-3	HY-05-4	RY-10	RY-11	HY-05-5	HY-05-9	HY-05-10	HY-05-11	tuff	JW-1	HY-1	HY-3	HY-8	WB-13
SiO ₂	48.6	55.0	47.4	51.1	50.5	75.4	74.4	74.6	71.1	72.0	79.6	74.1	71.0	72.4	67.4
TiO ₂	3.33	2.69	2.86	4.30	4.63	0.40	0.52	0.54	0.64	0.38	0.39	0.75	0.56	0.64	0.76
Al ₂ O ₃	14.6	11.1	13.6	11.9	13.9	10.9	11.7	11.7	14.0	16.2	12.7	8.6	12.2	14.1	13.0
Fe ₂ O ₃	17.4	16.0	15.4	13.8	11.8	3.82	3.82	4.23	2.79	4.01	2.37	6.36	4.99	3.20	7.32
MgO	3.71	3.56	5.12	6.04	5.73	0.07	0.12	0.38	0.35	0.23	0.21	1.22	0.20	0.14	0.52
CaO	3.99	6.55	11.4	3.81	4.34	0.15	0.22	0.26	< 0.001	0.15	0.12	0.51	1.05	0.11	1.05
Na ₂ O	3.48	2.38	1.78	2.68	4.26	3.03	3.28	2.93	2.08	0.13	0.00	0.15	5.39	2.95	4.39
K ₂ O	1.67	0.41	0.27	0.43	0.35	5.65	5.13	3.83	7.98	2.59	2.66	4.50	2.42	4.47	4.85
MnO	0.19	0.15	0.19	0.28	0.30	0.11	0.07	0.04	0.05	0.00	0.00	0.12	0.09	0.02	0.24
P ₂ O ₅	0.34	0.29	0.31	0.38	0.43	0.01	0.03	0.03	0.06	0.02	0.01	0.09	0.05	0.04	0.13
LOI	3.34	1.41	1.79	4.28	3.91	0.08	0.71	1.17	1.03	4.54	2.43	2.72	1.31	2.34	0.68
Total	100.7	99.5	100.1	99.0	100.1	99.6	100.0	99.7	100.1	100.3	100.5	99.1	99.3	100.4	100.3
Rb	42.11	5.68	1.37	12.00	8.00	190.5	136.4	119.3	177.0	120.0	115.5	312.0	70.0	163.7	110.0
Sr	362.9	380.6	400.6	304.0	287.0	27.87	41.17	96.49	68.72	56.00	63.70	69.00	84.00	46.10	94.10
Y	38.50	22.51	31.36	38.00	48.00	68.47	129.10	89.99	84.01	111.00	104.20	66.00	93.00	98.50	71.20
Zr	318.6	255.0	256.0	348.0	403.0	1124.3	960.8	1038.8	1103.7	1321.0	1365.6	513.0	963.0	1230.8	769.5
Nb	40.5	32.6	30.9	46.0	49.0	139.5	135.8	134.7	144.7	153.0	144.8	69.0	142.0	160.9	91.5
Ba	379.0	325.9	224.3	150.0	123.0	92.9	81.7	122.2	199.6	N	282.1	N	N	97.0	781.3
La	50.12	25.62	33.04	36.00	35.90	119.0	127.1	141.5	135.2	87.5	104.9	102.0	139.5	226.3	90.0
Ce	113.40	56.46	72.43	84.54	87.86	242.5	248.2	291.6	272.1	177.0	216.1	204.0	294.0	472.9	190.1
Pr	14.49	7.96	9.47	11.88	12.57	31.05	30.52	35.07	33.26	23.00	28.10	24.00	33.00	55.70	23.50
Nd	55.35	32.70	38.06	50.31	53.93	101.8	104.3	122.3	117.1	85.0	98.7	92.0	122.0	192.1	91.3
Sm	10.13	6.32	7.56	10.02	11.24	17.49	17.92	20.70	21.23	18.20	20.00	16.20	21.00	32.30	17.50
Eu	2.95	2.09	2.34	3.07	3.31	1.47	1.91	2.31	2.58	1.60	1.60	2.40	2.40	3.40	4.30
Gd	8.56	5.50	6.90	9.01	10.56	13.26	15.09	16.99	18.34	20.20	20.20	13.80	18.10	27.30	16.20
Tb	1.35	0.83	1.05	1.36	1.59	2.34	2.86	2.78	3.04	3.60	3.70	2.30	3.10	4.00	2.60
Dy	7.53	4.40	5.91	7.17	8.47	13.54	18.71	15.78	17.81	22.50	22.50	13.00	18.80	22.90	14.20
Ho	1.45	0.84	1.12	1.27	1.51	2.65	4.18	3.16	3.46	4.40	4.60	2.50	3.70	4.30	2.90
Er	3.91	2.09	2.89	3.25	3.92	7.72	12.05	8.94	9.53	12.50	13.00	6.80	10.20	12.70	7.60
Tm	0.57	0.30	0.41	0.46	0.54	1.22	1.87	1.34	1.50	1.90	1.90	1.00	1.60	1.80	1.10
Yb	3.52	1.92	2.58	2.68	3.26	8.17	11.66	8.64	9.50	12.70	12.20	6.20	10.60	11.20	6.50
Lu	0.52	0.29	0.38	0.41	0.50	1.29	1.80	1.31	1.35	1.97	1.80	0.90	1.62	1.70	1.00
Hf	7.75	6.16	5.95	7.67	8.79	27.09	23.92	24.47	27.58	34.00	33.20	13.85	25.93	32.40	17.40
Ta	2.64	2.11	2.00	2.88	3.02	9.56	8.49	8.48	9.22	10.04	10.90	4.62	9.16	12.20	6.10
Tn	7.38	5.65	5.24	5.00	5.50	29.39	24.88	24.71	27.61	31.40	33.30	13.90	26.00	29.90	13.60
U	1.40	1.14	1.20	1.19	1.44	3.58	5.02	8.42	7.23	7.70	8.20	1.80	6.70	7.30	3.20

注: RY-10, RY-11 引自 Xiao 等(2004), 洱源下山口地区; 主量元素含量为%, 微量元素含量为 10⁻⁶

TiO₂、CaO 含量明显降低, 而 Al₂O₃ 基本不变。

3. 2 微量元素

微量元素分析结果见表 1。由表 1 可见, 基性火山岩具有较低的 REE 总量(147. 3~ 273. 8 μg/ g) 和高的 LILE 含量; 酸性火山岩具有较高的 REE (468. 8~ 1068. 6 μg/ g) 和 LILE 含量。所有基性岩样品具有比较一致的富集 LREE、亏损 HREE 的稀土元素配分模式(图 4a), 球粒陨石标准化的 $La^N = 37 \sim 73$, $(La/Yb)_N = 7.9 \sim 10.2$, 而明显的 Eu 异常 ($\delta Eu = 0.91 \sim 1.06$); 酸性岩的稀土元素分配模式与基性岩几乎平行, 但 LREE 含量明显高于基性岩, $La^N = 127 \sim 329$, $(La/Yb)_N = 4.9 \sim 14.5$, Eu 负异常明显 ($\delta Eu = 0.24 \sim 0.77$) (图 4b)。

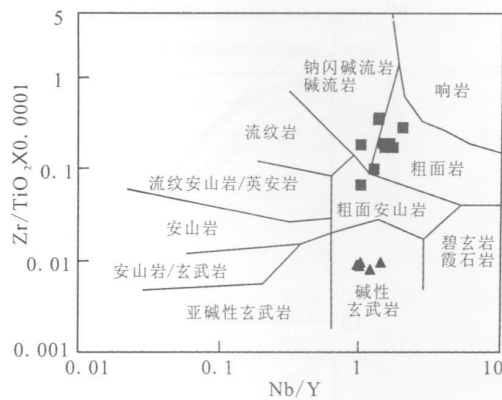


图 2 峨眉山基性和酸性火山岩的 Nb/ Y-Zr/ TiO₂ 分类图
Fig. 2 The plot of Nb/ Y vs. Zr/ TiO₂ for the late stage basic and acidic volcanic rocks of the ELIP

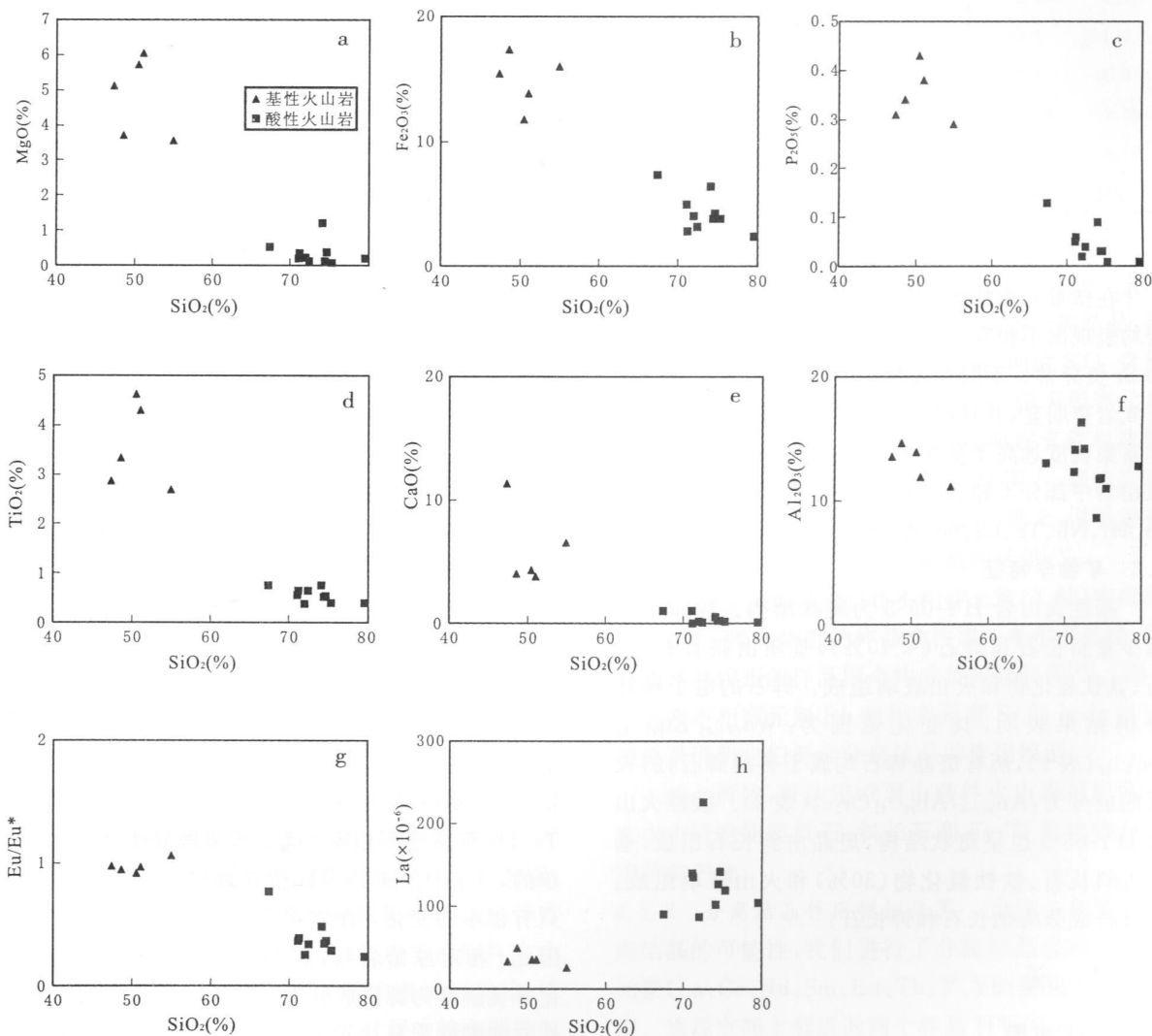
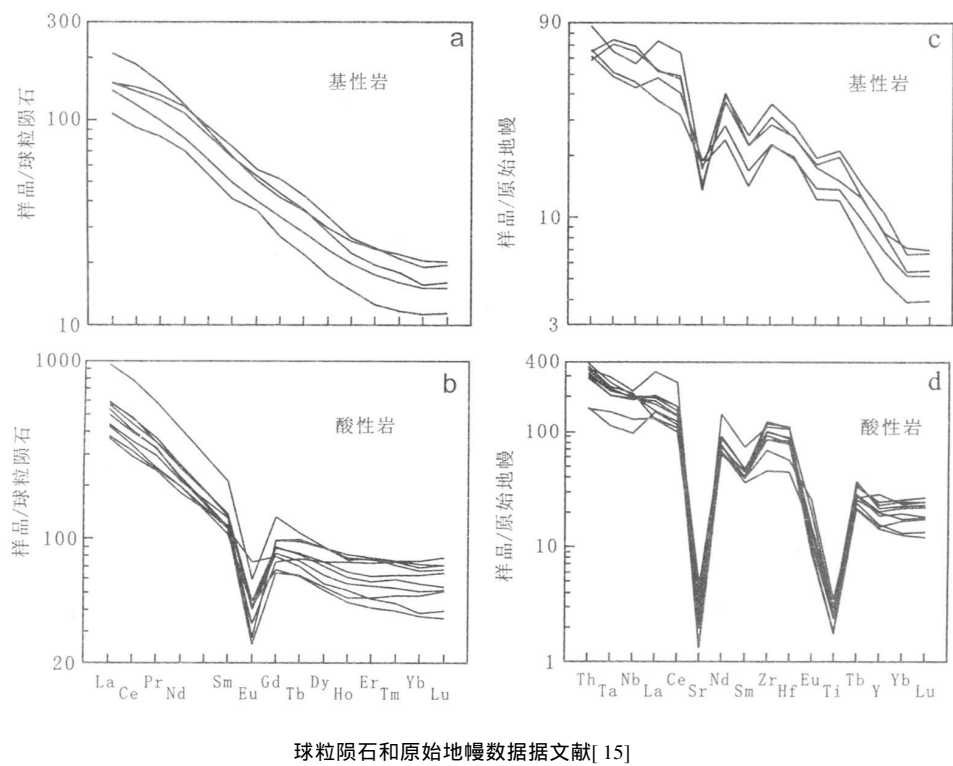


图 3 峨眉山基性和酸性火山岩 Harker 图解

Fig. 3 The Harker diagram of the late stage basic and acidic volcanic rocks of the ELIP



The dataes of chondrite and basic mantle are from Sun and McDonough^[15]

图 4 峨眉山火山岩球粒陨石标准化的 REE 配分图和原始地幔标准化的微量元素蛛网图

Fig. 4 The chondrite-normalized REE pattern and the trace element spider diagram of the Emeishan volcanic rocks

在微量元素蛛网图上(图 4c, d), 基性岩和酸性岩均表现出不相容元素 Th、Zr、Hf 等元素的正异常和 Sr 负异常。不同之处在于酸性岩的 Sr 负异常比玄武岩更明显, 并且酸性火山岩的不相容微量元素的富集程度远高于基性火山岩。基性火山岩和酸性火山岩中部分不相容元素含量存在明显的差异, 如 Zr、Hf、Nb、Ta、La、Sm 等(表 1)。

3.3 矿物学特征

基性火山岩 HY-05-3 为斑状结构。斑晶主要为少量斜长石和辉石 (< 10%), 基质由斜长石、辉石、铁钛氧化物和火山玻璃组成。辉石的电子探针分析结果表明, 其变化范围为: $Wo_{35-43}En_{40-46}Fs_{15-19}$ (表 2), 所有斑晶辉石均属于普通辉石; 斜长石的成分为: $An_{55-62}Ab_{36-42}Or_{2-3}$ (表 2)。酸性火山岩 HY-05-5 也呈斑状结构, 斑晶由斜长石组成, 基质由斜长石、铁钛氧化物(30%)和火山玻璃组成。斜长石成分为钠长石和钾长石。

4 讨 论

4.1 岩石成因

关于双峰式火山岩的岩石成因一直存在两种主要观点: 一种认为酸性岩和基性岩可分别来自不同的母岩浆, 二者在空间上的共生可能仅仅与一次热

事件有关。酸性岩由地壳深熔作用形成^[16]。这种酸性岩的出露面积一般比基性岩要大得多。由于这种基性岩浆和酸性岩浆来源不同, 形成的基性岩和酸性岩在微量元素比值和 Sr、Nd、Pb 同位素组成上有很大的差异。另一种观点认为酸性岩和基性岩可以具有共同的幔源母岩浆, 酸性岩是基性岩分离结晶作用的产物中只有少量或没有地壳物质的加入^[17]。这种来源相同的基性岩和酸性岩一般具有相似的微量元素比值和同位素特征, 但生成的酸性岩要比玄武岩少得多。从出露面积看, 峨眉山地区的双峰式火山岩中酸性岩所占的比例很小, 似乎与第二种成因关系密切。以下我们从地球化学的角度来讨论其成因。

4.1.1 基性岩与酸性岩是否同源? 由于 Th、Ta、Hf 都是强不相容元素, 其亲岩浆性的变化是同步的, Th/Hf 和 Ta/Hf 值在地幔部分熔融过程中只有很小的变化, 在岩浆分离结晶过程基本不变。因此, 相对原始岩浆, 其 Hf/Th 和 Hf/Ta 值大的差异被解释为源区成分不同所致。本文所研究的基性岩和酸性岩具十分相似的 Hf/Th 和 Hf/Ta 值。从图 5a 可以看出, Hf/Th 值与原始地幔和 MORB 都相差比较大, 而与 OIB 型地幔最接近。从图 5b 可以看出, OIB 型地幔的 $Hf/Ta = 2.9$, 而基性玄武

表 2 峨眉山火山岩斜长石和辉石矿物化学分析结果

Table 2 The chemical compositions of plagioclase and pyroxene of the Emeishan volcanic rocks

样品号	斜长石							辉石				
	HY-05-3		HY-05-5					分析点	HY-05-5			
	HY-05 -3-1	HY-05 -3-2	HY-05 -5-1	HY-05 -5-2	HY-05 -5-3	HY-05 -5-4	HY-05 -5-5		HY-05 -3-4	HY-05 -3-5	HY-05 -3-6	HY-05 -3-7
Na ₂ O	4.01	4.83	11.9	11.4	6.96	10.5	7.15	Na ₂ O	0.29	0.28	0.31	0.36
K ₂ O	0.38	0.50	0.10	0.11	8.03	0.10	8.01	K ₂ O	—	0.02	—	—
MgO	0.14	0.14	—	—	—	0.01	—	MgO	16.4	15.2	14.5	14.1
SiO ₂	53.2	54.9	68.4	67.7	66.6	69.8	65.1	SiO ₂	52.1	51.4	49.8	49.1
CaO	12.6	11.4	0.09	0.13	0.00	0.12	0.36	CaO	17.4	20.8	20.7	19.4
Al ₂ O ₃	28.6	27.3	19.7	19.7	18.0	18.1	18.1	Al ₂ O ₃	2.04	2.29	3.03	4.47
TiO ₂	0.08	0.08	0.08	0.02	0.11	0.06	0.05	TiO ₂	0.91	1.04	1.18	1.91
FeO	0.70	0.88	0.14	0.42	0.98	0.32	0.81	FeO	12.2	9.57	9.16	11.6
MnO	0.03	0.05	0.01	—	0.02	0.03	0.04	MnO	0.24	0.06	0.12	0.23
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	—	—	—	0.01	0.02	Cr ₂ O ₃	0.10	0.17	0.16	0.07
Total	99.8	100.2	100.4	99.5	100.7	99.1	99.6	Total	101.7	100.8	99.1	101.2
An	62.1	54.9	0.40	0.62	0.02	0.64	1.59	En	46.1	43.0	42.2	41.0
Ab	35.6	42.2	99.1	98.8	56.8	98.7	56.6	Kd	0.18	0.16	0.16	0.20
Or	2.23	2.88	0.53	0.60	43.2	0.65	41.8	P(kb)	DE	DE	DE	4.10
	拉长石	拉长石	钠长石	钠长石	钾长石	钠长石	钾长石	T(℃)	DE	DE	DE	1148

注: DE 表示斑晶与熔体之间未达到平衡

岩和酸性玄武岩的 Hf/Ta 值非常相近,几乎全部落在 OIB 型地幔附近,说明它们具有相似的源区。除了 Hf/Th 和 Hf/Ta 值外,基性岩与酸性岩其他一些不活动性元素之间也具相似的微量元素比值,如 Zr/Hf、Zr/Nb、Y/Nb、Th/Yb、Ta/Yb。不活动性元素之间良好的线性关系表明基性火山岩和酸性火山岩是同源的。

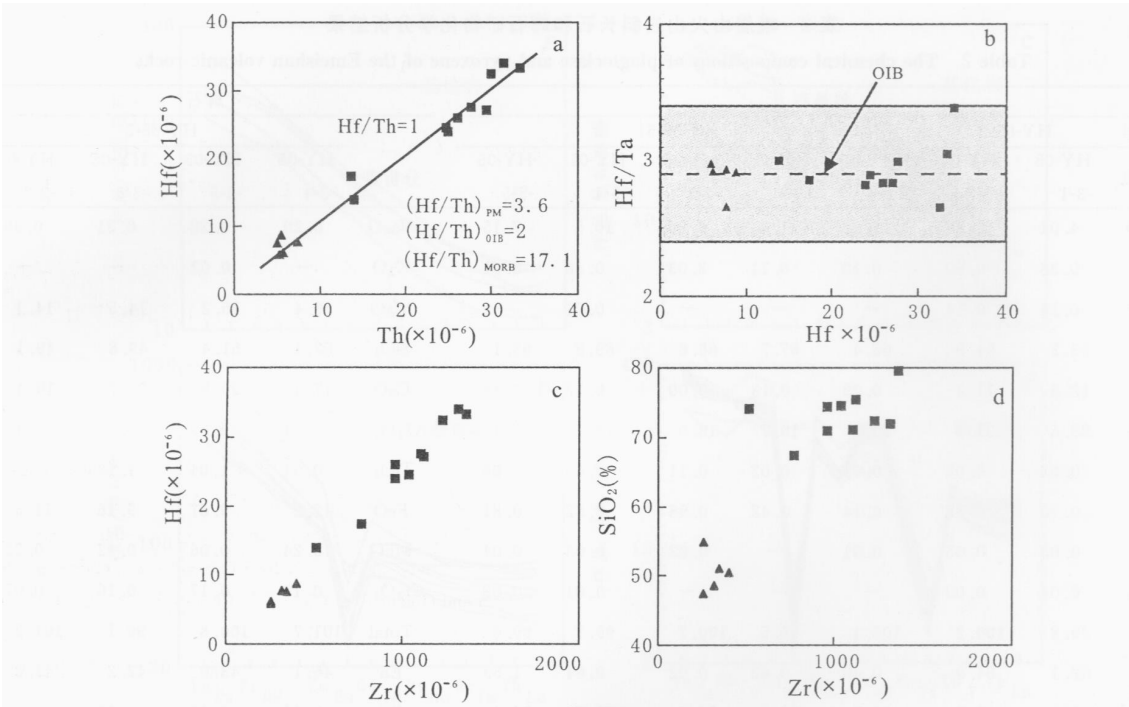
4.1.2 部分熔融还是分离结晶? 酸性岩是基性岩部分熔融还是分离结晶的产物呢? 在 Harker 图解上(图 3),基性火山岩和酸性火山岩的 MgO、Fe₂O₃、P₂O₅、TiO₂ 和 CaO 呈负相关,可能为岩浆分离结晶趋势;在稀土配分图上,基性火山岩与酸性火山岩大致平行,酸性岩出现明显的负 Eu 异常, SiO₂ 与 Eu/Eu* 呈负相关, SiO₂ 与 La 呈正相关(图 3g-h),可能是斜长石分离结晶所致;在原始地幔标准化模式图上(图 4),酸性火山岩明显有 Ti、Sr 亏损,这可能是磁铁矿、单斜辉石和斜长石结晶分异的结果;在 La/Sm-La 图上(图 6),红岩子组酸性火山岩样品的 La/Sm 值不随 La 含量的增加而变化,暗示分离结晶作用是岩浆上升演化过程中的主要控制因素,而宾川、江尾、务本 3 个样品的 La/Sm 值较红岩子低,可能是由于不同地区分离结晶作用程度不同造成的;在部分熔融过程中,强不相容元素含量变

化很大,出现成分的间断,在分离结晶过程中,强不相容元素含量变化很小,但由于矿物的分离结晶,导致浓度相对增大而出现成分连续性,同时 SiO₂ 含量会相对增大。因此,从图 5c-d 可见,强不相容元素 Zr-Hf 投影成一条连续的直线,说明在玄武岩和粗面岩之间成分的连续性;在 SiO₂-Zr 图上,基性岩和酸性岩之间 SiO₂ 有成分间断,而 Zr 则无,说明很有可能是结晶分离而不是部分熔融的结果^[10]。

在相容元素(Y 轴)和不相容元素(X 轴)构成的对数图上,部分熔融的样品会构成一条水平直线,而分离结晶作用的样品则会构成负陡倾斜线^[19]。图 7 示的强不相容元素 Rb 和相容元素 Sr 的 lg-lg 的这种关系说明它们符合分离结晶的作用模型。

综上所述,可认定峨眉山酸性火山岩可能是基性火山岩晚期经辉石、斜长石和 Fe-Ti 氧化物分离结晶的产物。

4.1.3 分离结晶作用模拟计算 为进一步验证分离结晶的可能性,我们进行了分离结晶过程中稀土元素(La、Ce、Nd、Sm、Eu、Tb、Y、Yb)变化的模拟计算。选择空间上邻近的两个样品 HY-05-3(基性岩)和 HY-05-5(酸性岩)分别作为母岩浆和结晶分异的产物。分离结晶矿物组成为辉石 30%、斜长石 60% 和 Fe-Ti 氧化物 10%,计算中没有考虑橄榄石,因



(a) Hf-Th; (b) Hf/Ta-Hf; (c) Hf-Zr; (d) SiO₂-Zr PM: 原始地幔(basic mantle)

图 5 峨眉山晚期双峰式火山岩线性关系图

Fig. 5 The linear correlations of the late stage bimodal volcanic rocks of the ELIP

为假想母岩浆中 Ni 含量较低(小于 50×10^{-6})。模拟计算表明,当分离结晶程度为 80% 时,残余熔体和样品的实测浓度范围基本一致(图 8),从而佐证了峨眉山酸性岩是二叠纪峨眉山大火成岩省喷发晚期高钛玄武岩经大程度分离结晶作用而成的观点。

4. 1. 4 地壳混染? 岩浆结晶分异过程是否伴有地壳混染呢? Th/Nb 和 Th/La 的比值可以较好地反映火山岩中地壳混染的程度,本文基性火山岩和

酸性火山岩的 Th/Nb 值($0.11 \sim 0.18$ vs. $0.15 \sim 0.23$)和 Th/La 值($0.14 \sim 0.22$ vs. $0.13 \sim 0.32$)基本一致,说明几乎没有地壳物质的参与。在微量元素蛛网图中没有出现 Nb、Ta 负异常,也表明基性岩和酸性岩受地壳混染的程度均较小,这与 Xiao 等^[7]根据 Sr-Nd 和 O 同位素证据得出的本区高钛玄武岩中壳源组分较少的看法相一致。

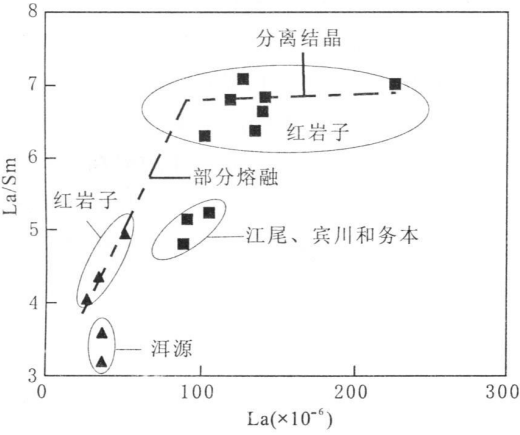


图 6 双峰式火山岩 La/Sm-La 相关图

Fig. 6 A plot of La/Sm vs. La of the bimodal volcanic rocks of the ELIP

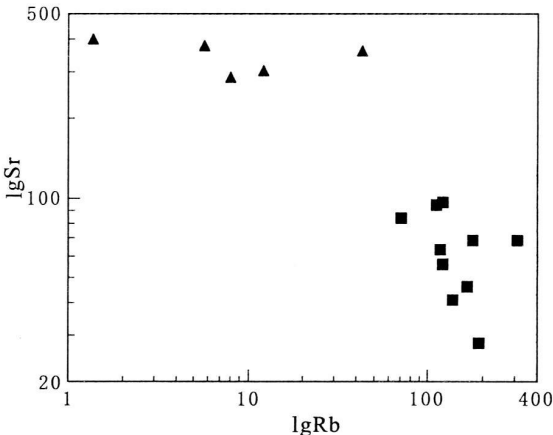


图 7 双峰式火山岩 Sr-Rb 对数图解

Fig. 7 A lognormal plot of Sr vs. Rb of the bimodal volcanic rocks of the ELIP

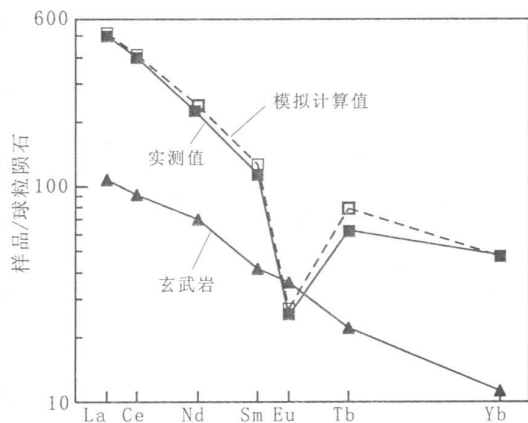


图8 结晶分异作用模拟结果与实测的峨眉山酸性火山岩成分对比图

Fig.8 The fractional crystallization modeling results in comparison with the measured compositions of the Emeishan acidic volcanic rocks

4.2 岩浆房分离结晶条件

火山岩中的斑晶是岩浆结晶分异作用的直接产物,可以客观反映玄武岩结晶时的物理化学条件。我们根据 Putirka 等^[20, 21]提出的方法,估算了红岩子地区晚二叠纪火山岩岩浆在岩浆房中结晶的温压条件。单斜辉石与熔体的平衡可由平衡常数 K^{px} [$K^{\text{px}} = (\omega\text{FeO}/\omega\text{MgO})_{\text{px}}/(\omega\text{FeO}/\omega\text{MgO})_{\text{li}}$] 在 0.2 ~ 0.4 之间可视为达到了平衡^[22, 23]。由于 HY-05-3 样处于岩浆活动晚期,一些含 MgO 高的矿物早期分离结晶出去,而 Fe-Ti 氧化物晚期结晶,大部分仍存留在岩石中,从而导致全岩的 $\omega\text{FeO}/\omega\text{MgO}$ 值偏高,使其中有些辉石达不到平衡而没法用温压计计算。通过对 HY-05-3 所测单斜辉石成分的分析,测得 HY-05-3-7 的 $K^{\text{px}} = 0.2$,符合要求。通过对其进行温压计算,得到 $t = 1480^\circ\text{C}$, $p = 0.41\text{ MPa}$,从而估算结晶分异的深度为 14.1 km,表明岩浆房存在于中地壳中。

4.3 岩浆晚期活动特征

根据峨眉山大火成岩省晚期双峰式火山岩的成因特点,我们提出如下岩浆动力学模式。峨眉山地幔柱在上升过程中发生熔融形成基性岩浆,在基性岩浆上升过程中,当岩浆密度和周围地壳密度相差不大时,岩浆滞留在中下地壳,并形成岩浆房。在岩浆活动的早期阶段,岩浆供给多,停留时间短,岩浆以较快的速度到达地表后形成了规模巨大的峨眉山溢流玄武岩;而到了岩浆活动晚期阶段,岩浆供给少,停留时间长,高钛玄武岩在中地壳岩浆房中发生强烈的分离结晶作用,从而造成本区火山岩缺失中性岩,呈现小规模的双峰式火山岩组合的特点。

5 结 论

(1) 峨眉山大火成岩省含有少量酸性火山岩,出现在火山作用的晚期。岩石成因分析结果表明这些酸性火山岩是由玄武岩通过大程度分离结晶作用形成的。

(2) 岩浆活动晚期阶段,岩浆供给少,停留在中地壳岩浆房中的时间长,基性火山岩发生分离结晶作用,从而形成了双峰式火山岩。

参考文献 (References):

- [1] 林建英. 中国西南三省二叠纪玄武岩的时空分布及其地质特征[J]. 科学通报, 1986, 12: 929-932.
Lin Jianying. Spatial and temporal distribution of Emeishan basaltic rocks in three southwestern provinces (Sichuan, Yunnan and Guizhou) of China[J]. Chinese Sci Bull, 1985, 12: 929-932.
- [2] 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 攀西裂谷[M]. 北京: 地质出版社, 1988: 1-466.
Zhang Yunxiang, Luo Yaonan, Yang Chongxi. The Panxi Rift [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988 (in Chinese)
- [3] Chung S L, Jahn B M. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary[J]. Geology, 1995, 23: 889-892.
- [4] Xu Y, Chung S L, Jahn B M, Wu G. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. Lithos, 2001, 58: 145-168.
- [5] Zhou M F, Malpas J, Song X Y, Robinson P T, Sun M, Kennedy A K, Leshner C M, Keays R R. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction[J]. Earth Planet Sci Lett, 2002, 196: 113-122.
- [6] He B, Xu Y G, Chung S L, Xiao L, Wang Y. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts[J]. Earth Planet Sci Lett, 2003, 213: 391-405.
- [7] Xiao L, Xu Y G, Mei H J, Zheng Y F, He B, Pirajno F. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: Implications for plume-lithosphere interaction[J]. Earth Planet Sci Lett, 2004, 228: 525-546.
- [8] 张招崇, 王福生. 峨眉山玄武岩 Sr、Nd、Pb 同位素特征及其物源探讨[J]. 地球科学, 2003, 28: 431-439.
Zhang Zhaochong, Wang Fusheng. Sr, Nd and Pb isotopic characteristics of Emeishan basalt province and discussion on their source region[J]. Earth Sci, 2003, 28: 431-439. (in Chinese with English abstract)
- [9] Xu Y G, He B, Chung S L, Menzies M A, Frey F A. Geological, geochemical, and geophysical consequences of plume in-

- vovement in the Emeishan flood-basalt province[J]. *Geology*, 2004, 32: 917– 920.
- [10] Garland F, Hawkesworth C J, Mantovani M S M. Description and Petrogenesis of the Parana Rhyolites, southern Brazil[J]. *J Petrology*, 1995, 36: 1193– 1227.
- [11] Duncan A R, Erlank A J, Marsh J S. Regional geochemistry of the Karoo igneous province[J]. *Spec. Publ. Geol. Soc. Afr.*, 1984, 13: 355– 388.
- [12] Lightfoot P C, Hawkesworth C J, Sethna S F. Petrogenesis of rhyolites and trachytes from the Deccan Trap: Sr, Nd and Pb isotope and trace element evidence[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1987, 95: 44– 54.
- [13] Wilson M. Igneous petrogenesis[M]. London: Unwin Hyman, 1989: 287– 323.
- [14] 刘颖, 刘海臣, 李献华. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素[J]. *地球化学*, 1996, 25(6): 552– 558.
Liu Ying, Liu Haichen, Li Xianhua. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS[J]. *Geochimica*, 1996, 25(6): 552– 558. (in Chinese with English abstract)
- [15] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geol. Soc., London*, 1989: 313– 345.
- [16] Cox K G. The Karoo volcanic cycle[J]. *J. Geol. Soc. London*, 1972, 128: 311– 336.
- [17] Cleverly R W, Betton P J, Bristow J W. Geochemistry and petrogenesis of the Lebombo rhyolites[J]. *Spec. Publ. Geol. Soc. Afr.*, 1984, 13: 171– 194.
- [18] Farahat E S. The Neoproterozoic Kharit bimodal metavolcanic rocks, south Eastern Desert, Egypt: A case of enrichment from plume interaction? [J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2006, 95: 275– 287.
- [19] 赵振华. 微量元素地球化学原理[M]. 北京: 科学出版社, 1997: 1– 238.
Zhao Zhenhua. The principle of trace elements geochemistry [M]. Beijing: Science Press, 1997: 1– 238. (in Chinese)
- [20] Putirka K, Johnson M, Kinzler R, Longhi J, Walker D. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0– 30 kbar[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1996, 123: 92– 108.
- [21] Putirka K D, Mikaelian H, Ryerson F, Shaw H. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho[J]. *American Mineralogist*, 2003, 88: 1542– 1554.
- [22] Irving A J, Frey F A. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: Constraints on partition coefficients and megacryst genesis[J]. *Geochim Cosmochim. Acta*, 1984, 48: 1201– 1221.
- [23] Hunter A G. Intracrustal controls on the coexistence of tholeiitic and calc-alkaline magma series at Aso volcano, SW Japan[J]. *J Petrology*, 1998, 39: 1255– 1284.