

# 福建沿海牛头山玄武岩的铷、锶 和稀土元素地球化学

于学元

(中国科学院地球化学研究所 贵阳 550002)

关键词 玄武岩 铷-锶同位素 稀土地球化学 分离结晶作用

**摘要** 牛头山玄武岩分为亚碱性、过渡性和碱性三类。微量和稀土元素及同位素组成表明它们是活动大陆边缘的钠质玄武岩类。从亚碱性到碱性玄武岩, M值减小, K、Ce、Rb、Sr增加。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $1/^{86}\text{Sr}$ 相关分析表明本区母岩浆及分离结晶产物均未遭受壳层放射成因锶的混染。定量模拟计算表明本区橄榄拉斑玄武岩母岩浆是上地幔石榴石二辉橄榄岩7%部分熔融的产物。

牛头山火山锥分异较好, 以拉斑玄武岩为主, 伴生少量碱性玄武岩, 碱性玄武岩被认为是母岩浆在高压条件下分离结晶作用的产物 (Yu xueyuan, 1985)。本文将通过牛头山玄武岩的Rb、Sr、REE等微量元素地球化学和定量模拟计算进一步讨论高压下分离结晶作用形成碱性玄武岩岩浆的可能性。

## 一、概 况

牛头山玄武岩火山锥位于福建省龙海县境内, 东临东海。牛头山与流会、尖尾山等火山锥构成一条沿长乐-南澳深断裂带展布的晚第三纪亚碱性玄武岩带。

本区玄武岩覆盖在白垩纪花岗岩和混合岩之上, 属晚第三纪佛县群。钾-氩法测得牛头山拉斑玄武岩全岩年龄为 $13.2 \pm 0.6\text{Ma}$ 。该火山锥出露面积约 $0.5\text{km}^2$ , 具多期喷发特点。早期以喷溢相亚碱性玄武岩为主, 占总面积4/5, 晚期为岩席状的碱性玄武岩 (图1)。此外, 该火山锥内广泛发育各种类型的包体, 包括尖晶石二辉橄榄岩、尖晶石橄榄二辉岩幔源包体和辉石斜长岩、辉长岩、二辉岩等同源包体以及富铝普通辉石巨晶。值得特别指出的是我们在橄榄拉斑玄武岩中发现了尖晶石二辉橄榄岩幔源包体, 这是一种不多见的幔源包体的地质产状。

## 二、分析结果和解释

### 1. 主元素

本区玄武岩主元素分析和标准矿物 (CIPW) 计算结果列在表1中。牛头山玄武岩可分为三大类: 亚碱性、过渡性和碱性。根据标准矿物特征, 亚碱性玄武岩可分为石英拉斑玄武

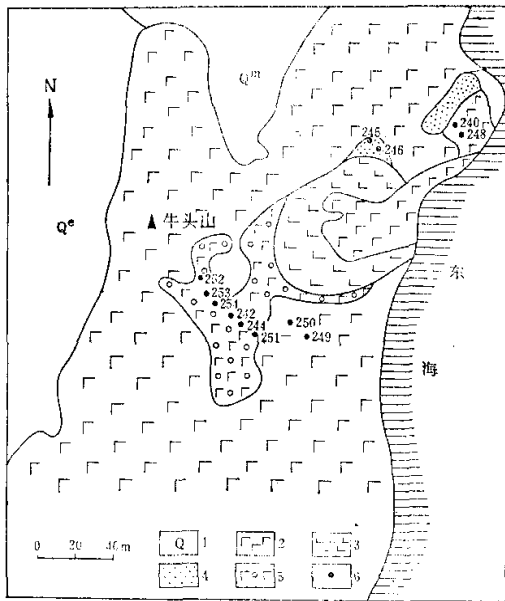


图 1 牛头山玄武岩地质略图 (据福建省区调三队, 1977)  
 1. 海积、残坡积层; 2. 拉斑玄武岩;  
 3. 柱状节理发育的拉斑玄武岩; 4. 橄  
 榄拉斑玄武岩; 5. 碱性玄武岩; 6. 取样  
 地点。

Fig.1 Generalized geological map of Niutoushan basalts (After the No.3 Regional Geological Survey Team of Fujian province, 1977).

表 1 牛头山玄武岩类的主元素和标准矿物含量 (CIPW)  
 Table 1 Major elements and normative mineral contents in Niutoushan basalts

岩石名称	亚 碱 性 玄 武 岩										橄 榄 拉 斑 玄 武 岩		橄 榄 玄 武 岩		碱 性 橄 榄 玄 武 岩	
	石 英	拉 斑	拉 斑	武 岩	武 岩	237	245	246	252	253	254	242	244	251		
样品号	240	248	249	250	251	252	253	254	255	256	257	258	259	260		
SiO <sub>2</sub>	51.17	51.74	51.00	46.89	49.60	49.92	49.36	49.23	48.99	49.10	48.88	48.96	49.21			
TiO <sub>2</sub>	1.03	0.96	1.04	2.49	1.33	1.50	1.50	2.14	2.12	2.11	2.08	2.14	2.16			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.73	16.91	17.46	17.29	14.91	16.24	16.24	14.86	14.82	14.44	14.63	13.94	14.83			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.26	1.72	1.26	4.32	1.71	3.51	2.88	5.76	4.51	5.73	4.53	4.88	5.14			
FeO	8.48	7.60	8.44	4.83	9.01	6.65	6.77	4.92	5.91	4.71	5.75	5.73	5.14			
MnO	0.02	0.03	0.02	0.12	0.22	0.16	0.14	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.09			
MgO	6.30	6.16	6.20	5.73	7.16	7.36	7.86	6.20	6.18	5.90	6.43	6.38	6.13			
CaO	9.21	8.53	9.43	7.63	10.17	8.95	9.09	8.06	7.91	8.36	8.37	8.26	8.39			
Na <sub>2</sub> O	2.54	2.66	2.49	2.79	2.90	2.90	3.17	3.38	3.35	3.40	3.80	3.87	3.74			
K <sub>2</sub> O	0.34	0.36	0.30	1.29	0.37	0.73	0.78	2.35	2.32	2.30	2.28	2.34	2.28			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.10	0.18	0.40	0.19	0.26	0.28	0.61	0.59	0.59	0.56	0.54	0.56			
M	55.62	56.79	55.34	60.36	58.35	61.68	63.69	59.77	58.35	59.30	59.78	59.17	59.69			
Ap	0.35	0.21	0.37	0.82	0.39	0.63	0.68	1.48	1.44	1.44	1.36	1.32	1.36			
Il	1.96	1.82	1.98	4.37	2.53	2.90	2.90	4.16	4.16	4.14	4.06	4.19	4.20			
Or	2.04	2.13	1.77	7.62	2.19	4.40	4.70	14.22	14.16	14.04	13.86	14.20	13.79			
Ab	21.48	22.50	21.06	23.60	24.53	25.01	27.35	29.29	29.27	29.73	30.23	30.84	31.56			
An	35.88	33.14	35.58	30.85	26.58	29.70	28.32	18.88	19.16	17.93	17.51	15.11	17.34			
Mt	1.83	2.49	1.83	6.26	2.48	5.69	4.26	8.55	6.75	8.59	6.75	7.03	7.63			
Di	7.01	6.96	8.23	3.44	18.51	11.12	12.71	14.09	13.85	16.38	17.03	18.65	16.95			
Hy	25.07	22.91	24.14	14.05	14.17	20.01	12.00	7.27	6.12	6.73	—	—	—			
Q	2.49	4.57	2.81	2.30	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Ol	—	—	—	—	6.60	0.44	7.09	2.06	5.09	1.03	8.60	7.70	6.73			
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.60	0.64	0.45			

岩(含Q)和橄榄拉斑玄武岩(含Ol和Hy)两种亚类。此外,尚有橄榄玄武岩(含Ol,但Hy低)和碱性橄榄玄武岩(含Ol, Ne, 不含Hy)。

作为岩石成因标志的M值( $Mg/(Mg + \text{总Fe}) \times 100$ )从亚碱性到碱性玄武岩趋向减小(表1),与基性岩浆分异作用晚期M值变小的规律一致。Bullituid和Green(1971)认为与地幔或者残余橄榄岩处于平衡的玄武岩岩浆(原始岩浆)是相对富镁质的,其M值范围为0.68~0.72。另一方面,玄武岩岩浆经历析出辉石,橄榄石和石榴石的封闭体系的分异作用,可导致分异产物的M值下降。据此推测具有最高M值的橄榄拉斑玄武岩(M=61,68,63,69,表1)可能是本区各类玄武岩的母岩浆。

本区亚碱性玄武岩具有较低的钠和钾( $Na_2O + K_2O = 2.79 \sim 3.99\%$ 。Na/K比值为6~9,介于大陆型和岛弧型之间(Engle,1965),属活动大陆边缘钠质玄武岩类型。

从亚碱性到碱性玄武岩,M值下降,Na/K比值减少,但是总碱含量增大,其中K增加尤为明显。这些特点都说明本区碱性玄武岩是橄榄拉斑玄武岩母岩浆分离结晶作用的产物。在Ol'-Ne'-Qu'三角图(图2)中这种分异趋势十分明显,本区各类玄武岩在图中的投影点跨过硅饱和界面(Ab-Opx)和低压热分界面(Ab-Ol')。分异作用向Ne增加、Hy减少方向进行。分离结晶作用产生碱性玄武岩跨越低压热分界面这一特点表明分离结晶作用是在高压条件下进行。

## 2. REE元素

本区各种玄武岩主要稀土元素含量列在表2中。

橄榄拉斑玄武岩和石英拉斑玄武岩具有相似的REE丰度和分布模式,与典型大陆拉斑玄武岩呈富LREE特点一致。碱性玄武岩有较高的REE丰度和强富LREE特点,其(La/Yb)<sub>N</sub>比值高达18.54,呈高分馏型的REE分布模式(图3)。

产在橄榄拉斑玄武岩中的尖晶石二辉橄榄岩幔源包体呈富LREE的分布模式(图3)。

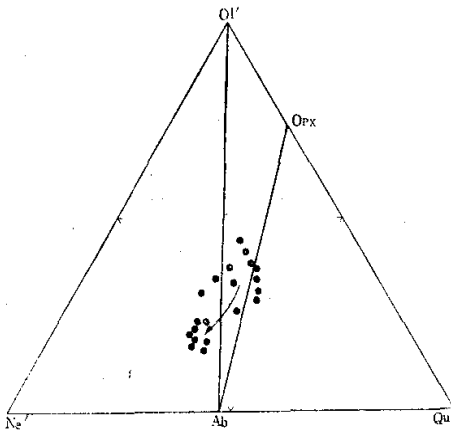


图2 牛头山玄武岩的Ol'-Ne'-Qu'图  
(箭头表示岩浆演化趋势)

Fig.2 Ol'-Ne'-Qu' Diagram of Niutoushan basalts.  
(Arrow indicates the evolution trend of magma.)

表2 牛头山各类玄武岩和幔源包体的REE含量(ppm)

Table 2 REE contents in various types of basalts and mantle-source xenoliths in Niutoushan area (ppm)

	碱性橄榄玄武岩	橄榄拉斑玄武岩	石英拉斑玄武岩	尖晶石二辉橄榄岩
La	47.73	12.78	14	0.85
Ce	82.60	26.23	26	2.37
Pr	12.90	4.08	3.6	0.29
Nd	38.10	13.08	11	0.87
Sm	9.19	3.38	3.9	0.31
Eu	3.22	1.12	1.2	0.14
Gd	9.41	3.74	2.8	0.40
Tb	1.27	0.57	0.54	0.09
Dy	4.62	2.95	2.6	0.47
Ho	0.48	0.62	0.45	0.13
Er	1.68	1.51	1.3	0.34
Tm	0.21	0.26	0.21	0.06
Yb	1.70	1.37	1.1	0.32
Lu	0.85	0.25	0.16	0.06

La 和 Ce 的含量分别为球粒陨石的 3 倍，其它稀土元素含量是球粒陨石的 1.5 倍左右(表 2)。由此推测本区可能存在富 LREE 的上地幔。

### 3. Rb、Sr 及其同位素

表 3 分别列出牛头山各种玄武岩 Rb 和 Sr 的丰度及其同位素组成。

本区亚碱性玄武岩 Rb、Sr 的丰度与大陆拉斑玄武岩相近(如 Columbia River 大陆拉斑玄武岩 Rb = 2.3~49ppm, Sr = 234~383ppm (Gary et al., 1981)), 高于岛弧和洋中脊拉斑玄武岩。碱性玄武岩 Rb 和 Sr 含量均比亚碱性玄武岩的高, 并且 Rb 的富集程度远大于 Sr。

K、LREE、Rb 和 Sr 等元素在牛头山碱性玄武岩中富集与其地球化学性质有关。这些不相容元素的共同特点是具有较小的固-液分配系数(表 4)。对玄武岩熔体而言, 它们的总分配系数(D)都小于 1, 因此在分离结晶的残余熔体中富集。其中强不相容元素 K、Ce、Rb 的总分配系数则大大小于 1 ( $D \ll 1$ ), 它们比 Sm、Eu 和 Sr 更容易进入熔体相, 从而导致残余熔体(本区碱性玄武岩)中 LREE、K、Rb 等元素富集, 并且 REE 发生强烈分馏以及 Rb/Sr 比值增大。

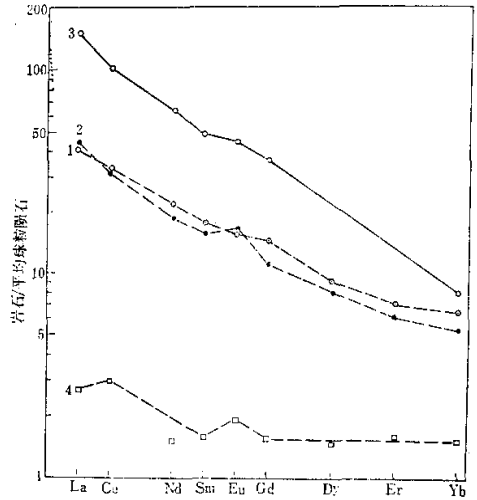


图 3 牛头山玄武岩 REE 分布模式  
1. 橄辉拉斑玄武岩; 2. 石英拉斑玄武岩;  
3. 碱性橄辉玄武岩; 4. 尖晶石二辉橄辉岩  
Fig. 3 REE Distribution patterns of Niutoushan basalts

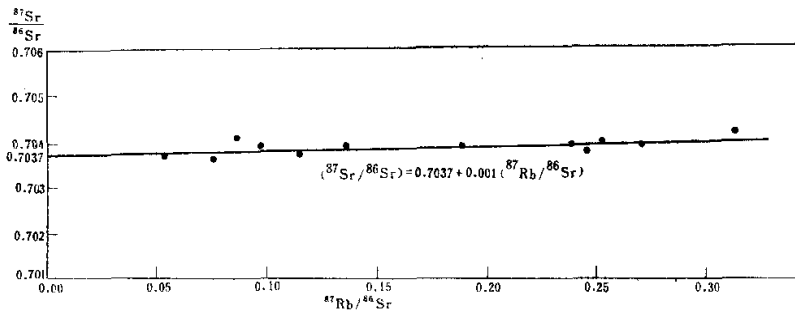


图 4 牛头玄武岩  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  比值图  
Fig. 4 Variation of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  Ratios of Niutoushan basalts

在图 4 中, 本区玄武岩分布在一近于平行于横坐标的直线上。从亚碱性玄武岩到碱性玄武岩  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  比值逐渐增大, 但是  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值变化甚小。二者的线性关系用下式表达:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = 0.7037 + 0.0010 \times (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$$

其  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始比值为  $0.7037 \pm 0.0004$  ( $2\sigma$ ), 与地幔岩  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  平均值  $0.704 \pm 0.002$

(Faure, 1977) 非常接近。作为本区母岩浆的亚碱性玄武岩的Rb/Sr比值和  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  比值 (表3) 也与整个地球现代Rb/Sr比值 ( $0.029 \pm 0.003$ ) 和  $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}}$  比值 (0.0839) (Depaolo和Wasserburg, 1976) 相差不大。牛头山玄武岩的Rb、Sr及其同位素组成特点均表明它们源于上地幔。

表3 牛头山玄武岩的Rb和Sr含量及其同位素组成  
Table 3 Abundances and isotopic compositions of Rb and Sr in Niutoushan basalts

样品号	岩石名称	Rb	Sr	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}$	$^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}$	$^{87}\text{Sr}$
		(ppm)	(ppm)		( $\mu\text{mol/g}$ )	( $\mu\text{mol/g}$ )	$^{86}\text{Sr}$	$^{86}\text{Sr}$
248	石英拉斑玄武岩	7.3	274	0.0266	0.0234	0.3146	0.0743	0.7036
250		21.8	706	0.0309	0.0699	0.8100	0.0863	0.7041
240		8.5	246	0.0346	0.0273	0.2825	0.0966	0.7039
平均值		12.5	409	0.0307	0.0402	0.4690	0.0857	0.7039
237	橄辉拉斑玄武岩	6.0	310	0.0194	0.0192	0.3559	0.0540	0.7037
245		14.5	308	0.0471	0.0477	0.3529	0.1352	0.7039
246		12.8	313	0.0409	0.0409	0.3529	0.1140	0.7037
平均值		11.1	310	0.0358	0.0359	0.3560	0.1010	0.7038
242	碱性橄辉玄武岩	63.1	565	0.1117	0.2021	0.6473	0.3122	0.7042
244		63.6	941	0.0676	0.2035	1.0790	0.1885	0.7039
251		62.0	725	0.0855	0.1984	0.9306	0.2388	0.7039
252		64.4	710	0.0907	0.2062	0.8139	0.2533	0.7040
253	橄辉玄武岩	64.5	666	0.0968	0.2064	0.7638	0.2702	0.7039
254		64.1	731	0.0875	0.2053	0.8377	0.3451	0.7038
平均值		63.6	723	0.0899	0.2036	0.8187	0.2513	0.7039

Briquieu和Loncelot (1979) 指出具有均一化Sr同位素组成的岩浆在分离结晶作用过程Sr同位素组成一般不随分异程度变化而改变。并且还认为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $1/(^{86}\text{Sr})$ 之间的相关关系是混染作用的指示剂。在图5中, 未受混染的分异体分布在平行 $1/(^{86}\text{Sr})$ 横座标轴的水平线上, 受混染者则呈一条具正斜率的斜线, 如国王山 (King Hill) 玄武岩和月球火山口熔岩。

如图5所示本区各种玄武岩的投影点分布在平行横座标轴的水平线上, 表明它们是同源岩浆分异的产物, 并且其母岩浆及其分离结晶作用的产物均未受到地壳放射成因Sr的混染。这可能与玄武岩岩浆自地幔上升到地表所穿过的大陆壳较薄有关 (中国东部沿海地区地壳厚度约30~35km, 环文林等, 1982)。

### 三、成因讨论

#### 1. 橄辉拉斑玄武岩岩浆的来源

如前所述, 根据本区橄辉拉斑玄武岩含有丰富的尖晶石二辉橄辉岩幔源包体、高的镁铁比值 ( $M = 61.68 \sim 63.69$ ) 以及类似地幔岩的Rb/Sr比值、 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值, 橄辉拉斑玄武岩被确定为本区各类玄武岩的母岩浆。而且认为该母岩浆系上地幔石榴石二辉橄辉岩部分熔融的产物。

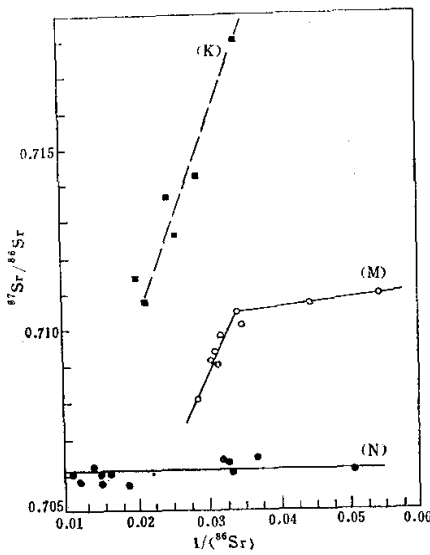


图 5 牛头山玄武岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-1/(^{86}\text{Sr})$  图  
 N为牛头山玄武岩, M为月球火山口熔岩和  
 K为国王山玄武岩 (据Briqueu和Lancelot, 1979)  
 Fig.5 Relationship between  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $1/$   
 $(^{86}\text{Sr})$  for Niutoushan basalts (for King  
 hill basalts and crater of the Moon  
 lavas, after Briqueu and Lancelot, 1979)

本文采用批式熔融模型 (Batch melting model, Schilling, 1966; Shaw, 1970) 计算部分熔融程度。公式如下:

$$C_L/C_0 = 1/[D(1-F) + F]$$

式中  $F$  是熔体的分数,  $C_0$  是体系中元素的初始浓度,  $C_L$  是熔体中元素的浓度,  $D$  是残余固相总分配系数。计算时二辉橄榄岩 Sm, Eu, Yb, Rb 和 Sr 含量 ( $C_0$ ) 采用球粒陨石丰度值 (Hanson, 1980) 的二倍, Ce 的含量用表 2 中尖晶石二辉橄榄岩幔源包体的分析值 (2.37 ppm)。因为中国东南沿海地区上地幔可能属 LREE 富集型, 其 Ce 含量大约是球粒陨石的三倍 (Yu Xueyuan, 1985)。计算过程使用的分配系数见表 4。

表 5 列出两种不同残余物的批式熔融的计算结果。其中  $F_1$  计算结果是假定残余物为方辉橄榄岩 (Ol:Opx:Cpx = 75:20:5) 的部分熔融程度。六组数据彼此相差非常悬殊, Yb 组结果高达 0.285, Ce/Yb 组则低到 0.003。一般认为, 碱性玄武岩岩浆是地幔岩部分熔融 5% ± 1% 的产物, 拉斑玄武岩为 15~20% ± 5% (Gary et al., 1981)。据此推测介于前两者

表 4 计算过程使用的矿物-硅酸盐熔体的分配系数(Kd)

Table 4 Kd values of mineral-silicate melts used in calculations

	地 幔 熔 融 <sup>①</sup>			Gar	玄武岩浆分离结晶 <sup>②</sup>		
	Cpx	Opx	Ol		Cpx	Opx	Pls
Ce	0.098	0.003	0.0005	0.021	0.070	0.024	0.120
Sm	0.260	0.010	0.0013	0.217	0.180	0.054	0.067
Eu	0.310	0.013	0.0016	0.320	0.180	0.054	0.340
Yb	0.280	0.049	0.0015	4.030	0.160	0.340	0.067
Rb <sup>③</sup>	0.003	0.003	0.0001	0.010	0.003	0.003	0.050
Sr <sup>④</sup>	0.120	0.020	0.0001	0.080	0.120	0.020	1.830

①Hanson G.N. (1980)

②Arth J.G. (1976)

③,④Gary E.L. et al. (1981)

之间的橄榄拉斑玄武岩可能的熔融程度应在 5~15% 范围内。由此可见,  $F_1$  组计算结果偏差太大。这种偏差是由我们假定的残余物方辉橄榄岩中缺少携带重稀土元素的石榴石引起的。在表 5 中  $C_L$  (橄榄拉斑玄武岩) 的 Ce/Yb 比大于  $C_0$  (地幔二辉橄榄岩) 的 Ce/Yb 比, 表明作为部分熔融的液相 ( $C_L$ ) 其 REE 发生分馏, 富集了 LREE, 然而重稀土元素 (Yb) 则保存在部分熔融的残余物中, 也就是说残余物中必定有石榴石。基于这种想法, 我们以假定残

表 5 石榴石二辉橄辉岩批式熔融计算结果

Table 5 Results of batch melting calculation on garnet lherzolite

	$C_0$ (ppm)	$C_L$ (ppm)	$D_1$	$F_1$	$D_2$	$F_2$
Ce	2.37	26.23	0.0059	0.059	0.0137	0.078
Sm	0.384	3.38	0.0162	0.099	0.0447	0.075
Eu	0.1444	1.12	0.0197	0.112	0.0566	0.072
Yb	0.416	1.37	0.0256	0.285	0.2449	0.077
Ce/Yb	5.70	19.15		0.003		0.078
Rb/Sr	0.0296	0.0409		0.049		0.051

余物为石榴石二辉橄辉岩 (Ol:Opx:Cpx:Gar = 65:18:12:5, 其与地幔岩差别在于单斜辉石减少) 计算出第二组F值 (表5中的 $F_2$ )。这六组数据中除了Rb/Sr一组略低外, 其余五组数据吻合极好,  $F$  (平均值) =  $0.0760 \pm 0.0046$  ( $2\sigma$ )。

图6展示了两种不同残余物的熔融过程的Ce/Yb比值的变化。Ce/Yb比值变化的总趋势是随部分熔融程度减小, Ce/Yb比值逐渐增大。但是两组曲线的Ce/Yb比值的变化率相差很大, 随F值减少以石榴石二辉橄辉岩为残余物的熔融体系 (图6,A) 的Ce/Yb比值的变化率远大于以方辉橄辉岩为残余物的熔融体系 (图6,B)。这是因为在熔融过程中作为携带重稀土元素的主要矿物——石榴子石残留在地幔中, 导致REE发生分馏, LREE进入熔体, HREE保存在残余固相中。

基于上述分析, 我们认为以石榴石二辉橄辉岩作残余相的批式熔融计算结果是较为合理的。因此, 本区橄辉拉斑玄武岩岩浆是上地幔石榴石二辉橄辉岩7%部分熔融的产物, 熔融过程石榴石可能是残留相。

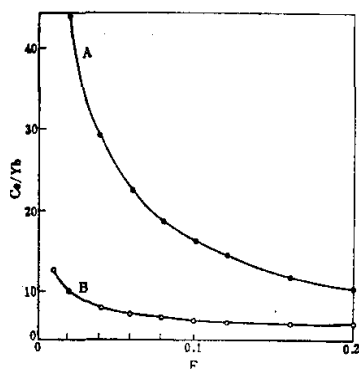


图6 石榴石二辉橄辉岩部分熔融的Ce/Yb比值变化

(A) 石榴石二辉橄辉岩为残余物; (B) 方辉橄辉岩为残余物

Fig. 6 Variation of Rb/Sr ratios during the partial melting of garnet lherzolite.  
(A) Garnet lherzolite as residual phase;  
(B) Harzburgite as residual phase

## 2. 碱性橄辉玄武岩岩浆的形成

基于牛头山玄武岩的产状、主元素、REE、Rb、Sr及其同位素组成的演化趋势, 以及矿物特征 (Huang Wankang et al., 1983), 本区碱性橄辉玄武岩被认为是橄辉拉斑玄武岩母岩浆高压分离结晶的产物 (Yu Xucyuan, 1985)。

本文选用分离结晶模型 (Neumann et al., 1954) 来讨论本区碱性橄辉玄武岩岩浆的成因。公式如下:

$$C_L/C_0 = F^{(D-1)}$$

F是残余熔体的分数,  $C_L$ 是某微量元素在熔体 (经过晶体分离) 中的浓度,  $C_0$ 是某元素在母熔体中浓度,  $D$ 是分离结晶体的总分配系数。如前所述, 本区橄辉拉斑玄武岩广泛发育有二辉岩、辉长岩, 辉石斜长岩等同源包体和辉石巨晶。这些同源包体和巨晶是在高压条件下分离结晶的堆晶体。分离结晶模拟计算过

程，这些同源包体被用来确定分离结晶过程堆晶体的矿物组成和比例。

图 7 给出了 Rb/Sr 比值的分离结晶作用模拟计算结果。三条曲线分别为斜长岩 (Pl = 100%, A)、辉长岩 (Pl:Opx:Cpx = 50:30:20, B) 和二辉岩 (Opx:Cpx = 50:50, C) 作堆晶体的分离结晶作用体系。如图 7 所示，随 F 值的减小 (或者说堆晶体比例增大) Rb/Sr 比值均趋向增大。但是堆晶体的种类不同其 Rb/Sr 比值增加的速率不同，其中斜长岩作堆晶体时其 Rb/Sr 比值变化率最大，辉长岩次之，二辉岩最小。由此可见 Rb 和 Sr 的分馏程度与堆晶体中斜长石的含量密切相关，斜长石含量越高，Rb 和 Sr 分馏程度就越大，这是由于斜长石 Sr 的分配系数 ( $Kd_{Sr} = 1.83$ ) 远大于 Kb ( $Kd_{Rb} = 0.050$ )，在分离结晶过程优先进入固相 (斜长岩堆晶体) 引起的。

表 6 分别列出斜长岩和辉长岩作为堆晶体从橄辉拉斑玄武岩岩浆中分离后形成碱性橄辉玄武岩岩浆的百分比 ( $F_A$  和  $F_B$ )。  $F_A$  组数据是以斜长岩为分离结晶的堆晶体的计算结果，残余熔体比例为 56.87~75.40%。  $F_B$  组数据是以辉长岩为分离结晶的堆晶体的计算结果，残余熔体为 33.49~57.86%。由于不能准确估计斜长岩和辉长岩两种堆晶体的比例，只能给出形成碱性玄武岩的 F 值可能的范围 (图 7)，

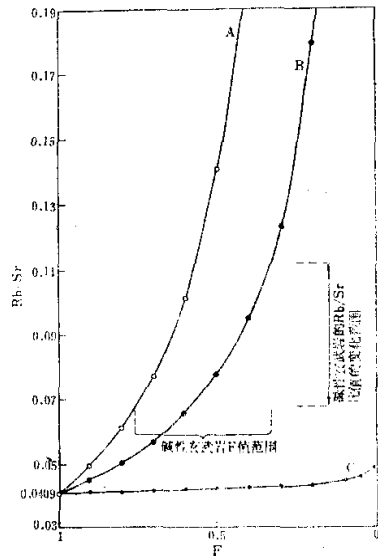


图 7 橄辉拉斑玄武岩分离结晶过程 Rb/Sr 比值的变化  
A 斜长岩堆晶; B 辉长岩堆晶; C 二辉岩堆晶  
(母岩浆的 Rb/Sr = 0.0409, 表 3 中 No. 2:6)  
Fig. 7 Variation of Rb/Sr ratios during the fractional crystallization of olivine tholeiitic magma.

表 6 橄辉拉斑玄武岩岩浆分离结晶计算结果

Table 6 Calculated results on the fractional crystallization of olivine tholeiitic magma

样品号	岩石名称	Rb/Sr	$F_A$	$F_B$
245	橄辉拉斑玄武岩	0.0471	0.9237	0.8575
242	碱性橄辉玄武岩	0.1117	0.5687	0.3349
244		0.0676	0.7540	0.5786
251		0.0855	0.6608	0.4480
252	橄辉玄武岩	0.0907	0.6392	0.4201
253		0.0968	0.6183	0.3914
254		0.0899	0.6523	0.4369

$F_A$  值是上限。

根据 Rb/Sr 比值做的分离结晶作用模拟计算，本区橄辉拉斑玄武岩岩浆分离结晶出 25~43% 的斜长岩堆晶体，或者 42~67% 辉长岩堆晶体的分离结晶作用可以形成碱性橄辉玄武岩岩浆。



## 四、结 论

1. 主元素K和Na, REE, Rb, Sr及Rb, Sr同位素组成表明本区玄武岩属于活动大陆边缘钠质玄武岩类型。

2. 从亚碱性玄武岩到碱性玄武岩各种元素呈有规律地变化, M值减少, 不相容元素K、Ce、Rb、Sr等增加, 并且LREE和HREE、Rb和Sr都发生明显地分馏。

3. 本区玄武岩的铷初始比 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7037 \pm 0.0004 (2\sigma)$ 。亚碱性玄武岩的Rb/Sr比值、 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值与整个地球现代比值相似, 表明它们源于上地幔。

4.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $1/^{86}\text{Sr}$ 相关分析表明本区母岩浆及其分离结晶产物未遭受壳层放射成因铷的混染。

5. 本区玄武岩的母岩浆为橄榄拉斑玄武岩岩浆, 它是上地幔石榴石二辉橄榄岩部分熔融7%的产物。据REE定量模拟计算结果推测石榴石可能是上地幔部分熔融的残留相。

6. 本区碱性橄榄玄武岩是橄榄拉斑玄武岩岩浆分离结晶出42~67% (1-F) 的斜长岩堆晶体, 或者25~43% (1-F) 的斜长岩堆晶体的残余熔体所致。

**致谢** 文中主元素、REE、Rb、Sr及Rb、Sr同位素组成的分析分别由江成忠、钱志鑫、丰梁垣、李若龄、张亚文和薛肖峰完成。文稿承蒙吴利仁教授和桂训唐副研究员审阅并提出宝贵意见, 作者深表谢意。

## 参 考 文 献

- 环文林等, 1982, 中国东部及邻区中生代构造演化与太平洋板块运动, 地质科学, 2, 179~190.
- Yu Xueyuan, 1985, The origin of basaltic rocks in Niutoushan area—High pressure differentiation, Chinese Journal of Geochemistry, 4(2), 150~168.
- Bultitude, R.J. and Green, D.H., 1971, Experimental study of crystal-liquid relationships at high pressure in olivine nephelinite and basanite compositions, J.Petrol., 12(1), 121~147.
- Engel, A.E.J. et al., 1965, Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle, Bull. Geol. Soc. Am., 76, 719~734.
- Gary, E.L. et al., 1981, Petrology and chemistry of terrestrial, lunar and meteoritic basalts in basaltic volcanism on the terrestrial planets, ed. W.M. Kaula, Peegamen Press, 78~160.
- Faure, G., 1977, Principles of isotope geology, John Eiley & Sons, Inc., 107~138.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J., 1976, Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , Geophys. Res. Letters, 743~746.
- Briqueu, L. and Lancelot, J.R., 1979, Rb-Sr Systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks, Earth and Planet. Sci. Letters, 43, 285~306.
- Schilling, J. G. and Winchester, J. W., 1967, Rare earth fractionation and magmatic processes, In Mantles of the Earth and Terrestrial Planets, ed. S. K. Runcorn, 267~283.
- Shaw, D.M., 1970, Trace element fractionation during anatexis, Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 237~243.
- Hanson, G. N., 1980, Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems, Ann. Rev. Earth & Planet. Sci., 8, 371~406.
- Arth, J.G., 1976, Behavior of trace elements during magmatic processes—A summary of theoretical models and their applications, J. Res. U. S. Geol. Surv., 4, 41~47.
- Huang Wankang et al., 1983, Mineralogical study of spinellherzolitite inclusions from basalts in Southern and Eastern China, Geochemistry, 2(4), 361~376.

## Rb, Sr AND REE GEOCHEMISTRY OF THE NIUTOUSHAN BASALT FROM THE COASTAL AREA OF FUJIAN PROVINCE

Yu Xueyuan

(*Institute of Geochemistry, Academia Sinica, Guiyang, 550002*)

**Key words:** Basalt; Rb-Sr isotopes; REE geochemistry; Fractional crystallization

### Abstract

Analyses of major elements, REE, Rb Sr and Rb-, Sr- isotopes show that the Niutoushan basalts of Fujian, China belong to subalkaline volcanic rock series of active continental margins. Predominated by subalkaline basalt in association with minor amounts of alkaline basalt, this volcanic cone was well differentiated. The tholeiite in this area contains abundant mantle-source xenoliths and features a high Mg/Fe ratio. In addition, its Rb/Sr(0.0358),  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.101) and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7038) ratios are very close to those typical of pyrolite. It is thus believed to be the parent magma of the basaltic rocks in this area. The subalkaline and alkaline basalts have similar  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios, the initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio being  $0.7039 \pm 0.0004$ . Batch melting model calculations on trace elements indicate that the olivine tholeiitic magma was derived from 7% partial melting of garnet lherzolite from upper mantle. From a simulated calculation on REE it is inferred that garnet was the residual phase during the upper mantle melting. Calculation on Rb, Sr fractional crystallization model indicates that the alkaline basalt was the residual melt formed after the fractional crystallization of either 67~42% gabbro or 43~25% anorthosite cumulates.