

# 冲绳海槽海底热液活动区玄武岩的矿物学和岩石化学特征及其地质意义\*

翟世奎 千晓群

(中国科学院海洋研究所, 青岛 266071)

**提要** 1992 年 5 月—1992 年 6 月对冲绳海槽热液活动区进行调查采样,对拖网采到的新鲜的玄武岩样品做了斑晶矿物学及岩石化学研究。结果表明,冲绳海槽玄武岩的斑晶矿物主要由橄榄石、单斜辉石、斜方辉石和斜长石( $An = 69\% - 86\%$ )组成,副矿物有铬铁尖晶石和磁铁矿,因而将样品定名为橄榄玄武岩。同大洋中脊玄武岩相比,冲绳海槽玄武岩明显具有 E 型洋脊玄武岩的特征,说明初始岩浆可能来自于海槽扩张而隆升的地幔。

**关键词** 热液活动区 玄武岩 冲绳海槽

近几年以来,板块边缘结合处及弧后扩张型盆地的地质作用过程已日益引起海洋地质学界的关注。在大洋中脊板块增生带和弧后扩张中心普遍存在的海底热液活动及其成矿作用更是当前地球科学中研究的热点。冲绳海槽位于太平洋西部大陆边缘带,是一典型的、目前正在扩张的弧后盆地。研究冲绳海槽的岩浆活动对于探讨该盆地的地壳性质、构造属性、成因和发展演化,以及该地区海底热液循环的机制都具有重要的意义。不同于其它弧后扩张型盆地(如马里亚纳海槽、日本海盆等),在冲绳海槽内分布最广泛的火山岩不是玄武岩,而是  $SiO_2$  含量达 70% 左右的酸性浮岩(孙嘉诗等,1982;翟世奎,1986)。对浮岩的研究已做了大量的工作(秦蕴珊等,1987,1988;冲绳海槽地质调查队,1982)。尽管 Herman 等早在 1978 年就曾报道在冲绳海槽有玄武岩,张明书于 1982 年也报道在冲绳海槽采集到了玄武岩样品, Kimura 等(1988)曾报道了个别玄武岩样品的化学成份,但迄今没有见到关于冲绳海槽玄武岩较深入的研究资料。

## 1 样品来源及研究方法

中国科学院海洋研究所于 1992 年对冲绳海槽中部的热液活动区进行了综合调查,本文对调查中采到的新鲜玄武岩样品进行了斑晶矿物学及岩石化学研究。样品具有明显的断面,气孔内没有任何沉积物充填,手标本上可见到辉石及斜长石斑晶。具体站位为:  $127^{\circ} 20'E, 27^{\circ} 40'N$ , 位于海底热液喷口附近(图 1)。

首先切制岩石薄片,在显微镜下观察矿物的结构和光学性质,初步鉴定斑晶矿物的种类,并研究其共生关系。然后,切制岩石光薄片,用电子探针分析斑晶矿物和基质的化学成份。化学分析包括主要组分的常规分析和微量稀土元素的等离子体发射光谱分析。

## 2 研究结果

\* 国家自然科学基金资助项目,49173172,49376267号。翟世奎,男,出生于 1958 年 1 月,研究员。

收稿日期: 1994 年 3 月 30 日,接受日期: 1994 年 10 月 27 日。

## 2.1 镜下工作

玄武岩为斑状结构,斑晶主要由橄榄石、单斜辉石、斜方辉石和斜长石组成。基质为拉斑玄武结构,局部显示交织结构。主要基质矿物为长条状斜长石和辉石,其含量分别为30%,20%左右,玻璃含量约为50%。橄榄石斑晶多为半自形结构,约占斑晶总量的50%

以上,少量圆粒状橄榄石斑晶具有辉石反应边,粒径小于0.8mm,平均为0.5mm。单偏光下无色—浅黄绿色,正高突起,裂理发育,干涉色为II级绿—蓝。部分大的橄榄石斑晶内有小颗粒的铬铁尖晶石。斜长石为半自形板状,粒径可达2mm,占斑晶总量的10%,有卡氏双晶。个别斜长石晶体包裹在大的自形辉石斑晶内,基质斜长石呈自形板状或针状,个别小晶体有环带。斑晶斜方辉石以自形为主,粒径多小于1mm,平均约0.6mm,占斑晶总量的20%左右,单偏光下无色,中等突起,多色性不明显,干涉色为I级浅黄,平行消光,2V角大于70°,具微熔蚀现象。基质斜方辉石以半自形为主,粒径多小于0.1mm。单斜辉石为自形晶,约占斑晶总量的20%,粒晶为1mm左右,中等突起,二组近直交解理发育,无多色性,消光角大于30°,局部有熔蚀现象。基质单斜辉石以半自形为主。副矿物有尖晶石、磁铁矿等,总量小于2%,粒径小于0.1mm,8面体晶形发育好。

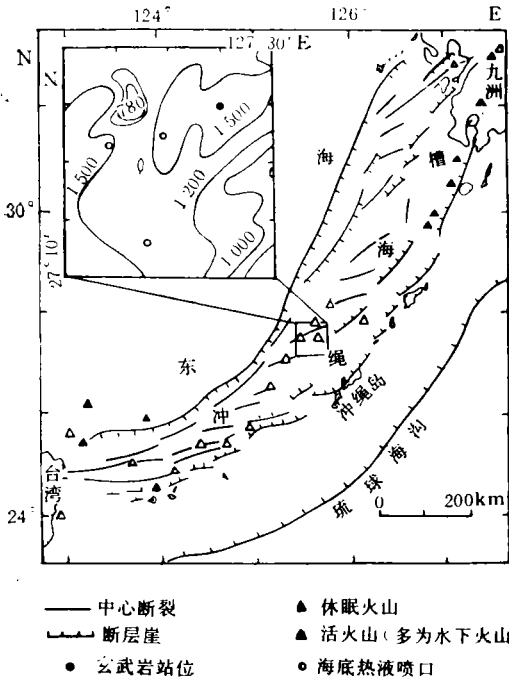


图1 冲绳海槽中部海底热液活动区及玄武岩站位

Fig. 1 Hydrothermal field of the Okinawa Trough and sampling site of basalt

由以上特征可知,斑晶矿物的结晶顺序为:尖晶石—橄榄石—斜长石—辉石。根据镜下所确定的矿物组成,冲绳海槽玄武岩应定名为橄榄玄武岩。

## 2.2 部分斑晶矿物的电子探针分析

### 2.2.1 橄榄石

由表1可见,冲绳海槽玄武岩中橄榄石斑晶的 $Fo = 78\% - 82\%$ ,属贵橄榄石。4号橄榄石斑晶有辉石反应边,但在化学组成上与其它橄榄石斑晶没有明显的差别。

### 2.2.2 单斜辉石

单斜辉石中 $Ca:Mg:\Sigma(Fe + Mn) = 44.6:44.1:11.3$ (平均值,表2),属普通辉石,但 $MgO$ 和 $CaO$ 含量偏高, $Al_2O_3(2.22\% - 4.25\%)$ 含量较玄武岩中常见的单斜辉石(4%—7%)偏低。 $Na_2O(0.40\% - 0.48\%)$ 的含量比拉斑玄武岩中单斜辉石的平均值( $Na_2O \approx 0.35\%$ )高,但比碱性系列玄武岩中单斜辉石的平均值( $Na_2O \approx 0.55\%$ )低。另外, $TiO_2(0.52\% - 0.63\%)$ 的含量明显低于碱性玄武岩内单斜辉石的通常值(0.71%)(Sahu, 1976)。

### 2.2.3 斜长石

由表3可见,斜长石 $An = 69\% - 86\%$ ,除个别属于拉长石外,其余全

**表 1 冲绳海槽玄武岩中橄榄石斑晶的电子探针分析结果(%)<sup>1)</sup>**

Tab. 1 Microprobe analysis of olivine phenocryst in the basalt of Okinawa Trough (%)

编号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <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>	合计	重要参数	
												Fo	Fa
1	38.23	—	—	19.87	0.28	40.20	0.14	0.47	—	0.18	99.37	78	22
2	38.80	—	—	16.79	0.09	42.81	0.21	0.26	—	0.56	99.52	82	18
3	39.34	—	—	17.10	0.31	42.68	0.14	0.26	0.09	—	99.92	81	19
4	38.60	0.01	—	19.03	0.34	41.30	0.17	0.55	0.05	—	100.05	79	21

1) 表中FeO为全铁值,以下各表同。

**表 2 冲绳海槽玄武岩中单斜辉石斑晶的电子探针分析结果(%)**

Tab. 2 Microprobe analysis of clinopyroxene in the basalt of Okinawa Trough (%)

编号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <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>	合计	重要参数		
												Mg	Ca	Σ(Fe+Mn)
1	49.83	0.63	4.25	7.62	0.15	14.71	21.63	0.40	—	—	99.22	43	45	12
2	51.63	0.52	2.22	6.36	0.19	16.20	21.78	0.48	0.01	—	99.39	46	44	10

部属于培长石。1号斜长石晶体被包裹在辉石斑晶内,2号与3号为斑晶,4号和5号为基质斜长石。可以看出,包裹在辉石斑晶中的斜长石的 An 值最高,代表了岩浆作用中最早结晶的斜长石,An 值的依次降低表明岩浆经历了连续的结晶过程,但早期结晶的斜长石并没有从岩浆中分离出去。

**表 3 冲绳海槽玄武岩中斜长石斑晶的电子探针分析结果(%)**

Tab. 3 Microprobe analysis of plagioclase in the basalt of Okinawa Trough (%)

编号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <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>	合计	重要参数	
												An	Ab
1	45.95	—	33.57	0.61	0.02	0.17	17.43	1.50	—	0.02	99.27	86	14
2	48.58	0.24	32.43	0.69	—	0.06	16.18	2.13	0.04	—	100.35	81	19
3	48.03	—	31.97	0.59	0.22	0.19	15.82	2.45	—	—	99.27	78	22
4	49.62	0.05	31.27	0.58	0.01	0.10	14.61	2.91	0.01	0.75	99.91	73	26
5	50.97	0.15	30.07	0.90	—	0.28	13.94	3.38	0.07	—	99.76	69	31

**表 4 冲绳海槽玄武岩中铬铁尖晶石的电子探针分析结果(%)**

Tab. 4 Microprobe analysis of spinel in the basalt of Okinawa Trough (%)

编号	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	CoO	合计
1	1.38	19.18	38.29	0.17	8.68	0.05	0.14	29.83	0.17	0.36	98.25
2	3.36	13.24	45.31	0.26	7.87	0.02	0.28	27.34	0.01	0.47	98.16
3	0.96	22.28	31.42	0.43	10.9	0.15	0.32	31.35	0.28	0.40	98.52

铬铁尖晶石 通常被包裹在橄榄石斑晶内,自形八面体形态,切片中主要为正方形或菱形,偏光下为近于不透明的暗棕色。电子探针分析结果见表 4。铬铁尖晶石斑晶代表了

岩浆作用最早期的结晶相,说明玄武岩的初始岩浆直接来自地幔物质的熔融。

综上所述,冲绳海槽玄武岩中的斑晶矿物特征表明岩浆作用早期的结晶相组合为铬铁尖晶石、贵橄榄石、An 值达 86% 的培长石和富 Mg 的单斜辉石和斜方辉石。地球物理资料表明,冲绳海槽之下有隆起的异常地幔(金性春等,1984),这种异常地幔可能是玄武岩初始岩浆的源地。

### 2.3 岩石化学特征

两个玄武岩样品的化学全分析结果、玄武岩基质的电子探针分析结果和全岩样品微量稀土元素的等离子体发射光谱分析结果列于表 5 中。可以看出,岩石标准矿物分子中出现了少量石英,表明样品为硅酸弱饱和岩石。

表 5 冲绳海槽玄武岩的化学成份及重要参数<sup>1)</sup>

Tab. 5 Chemical compositions of the basalt of Okinawa Trough

	玄武岩 1	玄武岩 2	基质玻璃	元 素	玄武岩 1	玄武岩 2	元 素	玄武岩 1	玄武岩 2
SiO <sub>2</sub>	51.83	51.46	53.68	La	7.20	6.70	Li	7.1	7.5
TiO <sub>2</sub>	0.99	1.00	1.79	Ce	16.10	14.60	Be	1.4	1.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.99	16.33	14.86	Pr	2.30	2.10	Sc	33.0	31.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.81	1.55		Nd	10.90	10.10	V	272	286
FeO	7.60	7.80	10.91	Sm	3.10	2.70	Cr	183	187
MnO	0.18	0.19	0.27	Eu	1.00	0.93	Co	34.0	34.8
MgO	7.32	7.09	4.62	Gd	3.30	3.10	Ni	71.9	68.3
CaO	9.80	9.79	9.17	Tb	0.60	0.55	Cu	53.6	51.3
Na <sub>2</sub> O	2.69	2.76	2.35	Dy	4.10	3.70	Zn	403	99.7
K <sub>2</sub> O	0.42	0.42	0.64	Ho	0.90	0.82	Ga	19.5	21.8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.20	0.24	Er	2.50	2.30	Rb	7.8	7.8
CO <sub>2</sub>	0.34	0.18		Tm	0.37	0.35	Sr	243	253
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.18	1.18		Yb	2.30	2.20	Zr	68.9	55.2
总 和	100.34	99.95	98.53	Lu	0.36	0.34	Nb	8.3	10.3
Q	2.49	1.90	8.18	Y	21.80	20.50	Ag	1.2	0.75
Or	2.79	2.79	4.09	Σ REE	55.03	50.49	Cs	2.9	2.9
Ab	23.05	23.64	20.17	Σ(La-Eu)/ Σ(Gd-Lu)	2.81	2.78	Ba	71.8	75.8
An	30.16	30.77	27.95	(La/Yb) <sub>N</sub>	2.11	2.05	Hf	2.7	4.1
Di	13.72	13.16	13.10	(La/Sm) <sub>N</sub>	1.46	1.56	Pb	7.7	6.4
Hy	22.44	22.72	22.27	(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.16	1.14	Th	9.4	9.4
Mt	2.75	2.38		δEu	0.96	0.98	U	0.14	0.14
il	1.96	1.98	3.48	δCe	0.95	0.94	Co/Ni	0.47	0.51
Ap	0.64	0.66	0.76	Ti/Y	272	292	Sr/Ba	3.38	3.34
				Nb/Y	0.38	0.50	Th/U	67.14	67.14
							Rb/Sr	0.032	0.031

1) 氧化物(%),微量元素(10<sup>-6</sup>),由地质矿产部山东省中心实验室测试。

**2.3.1 分类命名** 根据 Middlemost(1972) 的喷出岩简易分类方案, 冲绳海槽玄武岩属于亚碱性玄武岩。若以  $Al_2O_3 = 16\%$  为高铝玄武岩和拉斑玄武岩的划分指标, 则两个样品恰落在指标线附近, 基质玻璃则属于低铝安山岩。根据吴利仁(1984) 修改过的 QAPF 分类图, 两个玄武岩样品均属于拉斑玄武岩, 而基质投在石英安山岩区。

**2.3.2 岩系判别** 在图 2a 上, 无论是玄武岩样品还是玄武岩基质均落在钙碱质岩区; 在图 2b 上, 全部样品均落在亚碱质区; 在图 2c 上, 两个玄武岩样品和基质样品都投在拉斑玄武岩区; 在图 2d 上, 两个玄武岩样品投在高铝玄武岩系和拉斑玄武岩系的分界线附近, 基质分析结果属于拉斑玄武岩系; 在图 2e 上, 玄武岩和基质均投在拉斑玄武质区;  $\langle FeO/MgO \rangle$  对  $SiO_2$ ,  $\langle FeO \rangle$  和  $\log TiO_2$  的变异图被用于区分钙碱质火山岩系、拉斑玄武质火山岩系和大洋拉斑玄武岩系。在图 2f, 两个玄武岩样品投在钙碱质火山岩系与拉斑玄武质岩系分界线附近, 基质投在拉斑玄武岩系。在图 2g 和图 2h 上, 两个玄武岩样品都投在大洋拉斑玄武岩系, 基质投在拉斑玄武岩系。结合 CIPW 标准矿物计算结果, 用  $Al_2O_3$  对 NPC  $[NPC = 100 \times An / (An + Ab + 5Ne/3)]$  变异图可用以区分亚碱质玄武岩类中的钙碱质和拉斑玄武质系列。在该图(图 2i) 上玄武岩和基质均投在拉斑玄武岩区。

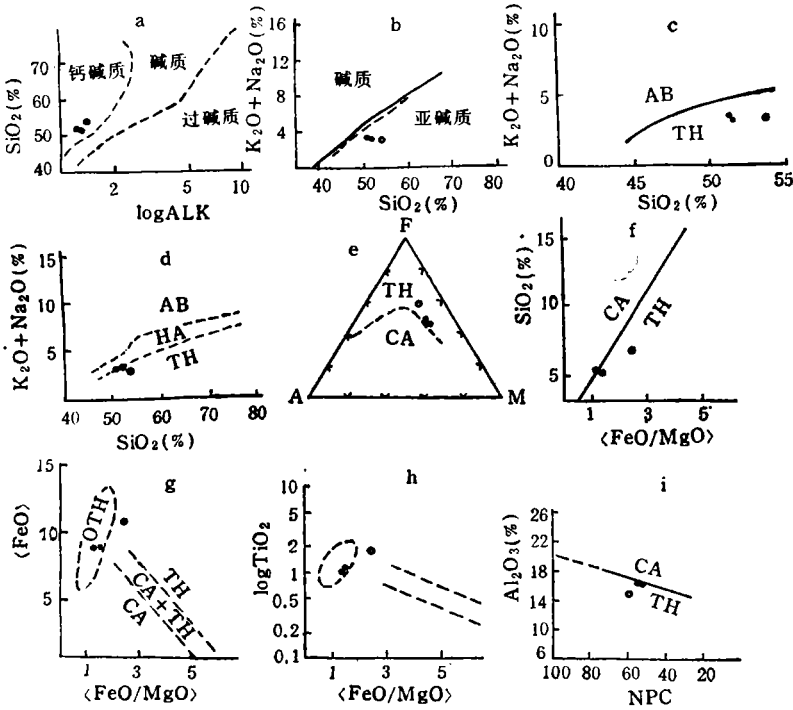


图 2 冲绳海槽玄武岩的岩石系列判别图

Fig. 2 Rock series identification diagrams of the basalt of Okinawa Trough

●玄武岩; ○基质。AB 碱性玄武岩系; CA 钙碱性玄武岩系; HA 高铝玄武岩系; TH 拉斑玄武岩系; OTH 大洋拉斑玄武岩。

综合上述各种判别图表明, 冲绳海槽玄武岩属于拉斑玄武岩, 并且在化学成份上与大洋拉斑玄武岩有一定的相似性, 是冲绳海槽海底扩张作用的产物。

**2.3.3 稀土元素及部分微量元素** 由表 5 可以看出,玄武岩中稀土元素含量较低 ( $\sum\text{REE} = 50.49-55.03$ ),  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2.05-2.11$ , 说明稀土元素总的分馏程度较低。 $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 1.46-1.56$ ,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.14-1.16$ , 说明轻稀土分馏程度较重稀土为高。球粒陨石标准化的稀土元素分布模式 (图 3) 为 LREE 轻度富集型 [ $\sum(\text{La}-\text{Eu})/(\text{Gd}-\text{Lu}) = 2.78-2.81$ ], Eu 和 Ce 的异常不明显。从斑晶矿物组成和稀土元素特征看,尽管玄武岩岩浆经历过早期结晶过程,但结晶分离作用不明显。

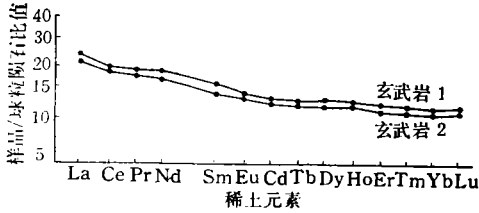


图 3 冲绳海槽玄武岩的稀土元素分布模式  
Fig. 3 REE distribution patterns of the basalt of Okinawa Trough

通常把大洋中脊玄武岩分为 N 型 (正常型)、E 型 (富集型) 和 T 型 (过度型) 3 种, N 型以亏损轻稀土和低  $\text{K}_2\text{O}$  为特点, 岩浆来自亏损型上地幔; E 型大多来自从地幔源区快速上升的原生岩浆, 以富集轻稀土为特征  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2-11.1$ ,  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 1.8-3.1$  (Schilling, 1973, 1975),

并且通常没有或仅有不明显的 Ce 异常和 Eu 异常; T 型则介于上述二者之间。冲绳海槽玄武岩的稀土元素分布模式与 E 型洋脊玄武岩的分布模式十分相似, 说明岩浆来自没有经过熔出陆壳组分的原始地幔, 或者来自有俯冲洋壳加入的熔融地幔。

Schilling (1973, 1975) 称 E 型洋脊玄武岩为“地幔柱型”, 认为该类型玄武岩出现在地壳明显减薄的洋脊地段, 并且具有强烈的火山喷发活动, 地热梯度高于正常洋脊地段。冲绳海槽具有异常高的热流值 (Yasui et al., 1970; Teruhiko et al., 1970), 在最近 7 万年内曾有过 3 个火山喷发旋回, 最近一次火山喷发在距今 1 万年左右 (陈丽蓉等, 1993)。地球物理资料计算表明, 在冲绳海槽之下存在有隆起的异常地幔 (金性春等, 1984), 冲绳海槽玄武岩的初始岩浆应该源于这一异常地幔。

一些大离子亲石元素, 例如 Rb, Sr, Nb, Ba, K, Th 等较 N 型洋脊玄武岩还要富集, 而与 E 型洋脊玄武岩中微量元素的丰度更为接近。Cr, Co 和 Ni 的丰度亦低于洋脊玄武岩, 说明批式熔融的比例小于大洋中脊处, 或者说结晶分异的程度较洋脊玄武岩高。Rb/Sr 比值为 0.031—0.032, 高于 N 型洋脊玄武岩 ( $< 0.01$ ), 接近于 E 型洋脊玄武岩 ( $\approx 0.04$ )。

**2.3.4 玄武岩对构造环境的判别意义** 由表 5 可以看出两个玄武岩样品的 Na/K 比值为 9.73—9.99。按照 Engle 等 (1965) 划分大陆型 ( $\text{Na}/\text{K} = 3-6$ )、岛弧型 ( $\text{Na}/\text{K} = 8-10$ ) 和大洋型 ( $\text{Na}/\text{K} > 10$ ) 拉斑玄武岩的标准, 冲绳海槽玄武岩属于岛弧型, 但非常接近大洋型; 在 Ti 对 Cr 变异图上, 样品投在分界线附近而偏向大洋拉斑玄武岩一侧 (图 4a); 在 Ti 对 Zr 变异图上 (图 4b), 样品投在大洋拉斑玄武岩和岛弧拉斑玄武岩的混合区 (B); 在 Zr-Ti/100—Sr/2 三角图上 (图 4c), 两个样品均投在岛弧拉斑玄武岩 (A) 区; 在图 4d 上, 样品投在低钾拉斑玄武岩或岛弧拉斑玄武岩区。可以利用单斜辉石中的  $\text{TiO}_2$ , MnO 和  $\text{Na}_2\text{O}$  含量判别玄武岩的板块构造环境; 在图 4e 上两个样品对应于火山岛弧玄武岩或板块内部拉斑玄武岩 (E); 在 Pearce 等 (1979, 1982) 的  $\text{TiO}_2$ —Zr 图和 Ti/Y—Nb/Y 判别图上 (图 4f, 4g), 样品均投在大洋中脊玄武岩 (MORB) 区。

由以上分析可知, 冲绳海槽玄武岩属板块边界岩浆活动的产物, 与大洋中脊玄武岩有

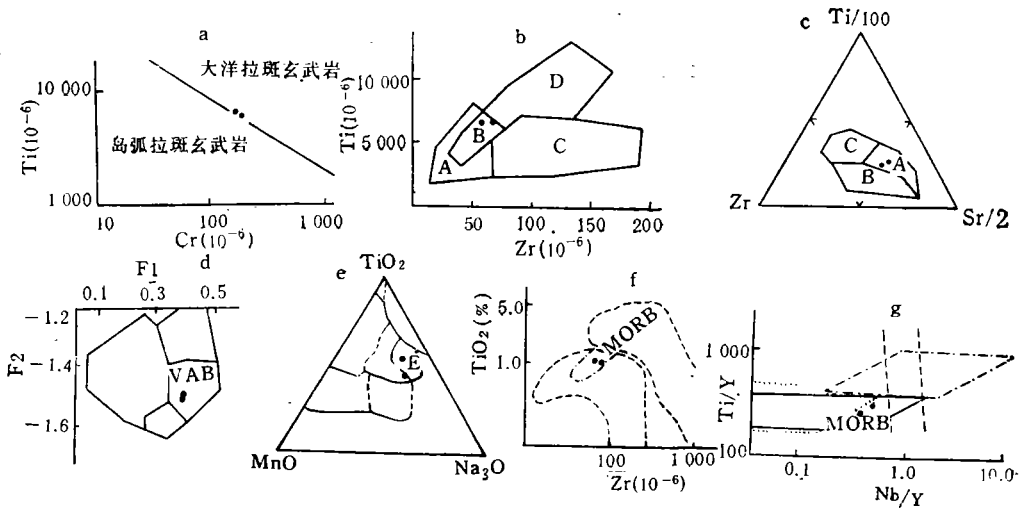


图 4 冲绳海槽玄武岩的构造环境判别图

Fig. 4 Tectonic settings of the basalt of Okinawa Trough

B + D 大洋中脊拉斑玄武岩 (b); B + A 岛弧拉斑玄武岩 (b); B + C 钙碱质玄武岩 (b); A 岛弧拉斑玄武岩 (c); B 钙碱质玄武岩 (c); C 大洋中脊拉斑玄武岩 (c); VAB 低钾拉斑玄武岩或岛弧拉斑玄武岩 (d); MORB 大洋中脊拉斑玄武岩 (f,g); E 火山岛弧玄武岩或板块内部拉斑玄武岩 (e)。

相似性,这是冲绳海槽海底扩张作用的有力证据。但从岩性上,又与火山岛弧的岩浆活动有一定的可比性,这可能是由于初始玄武质岩浆隆升过程中受地壳物质混染所致,也是冲绳海槽早期扩张作用的具体表现。冲绳海槽具有过渡型地壳,自第四纪才开始扩张(刘昭蜀等,1984;秦蕴珊等,1987),其岩浆活动与大洋中脊和成熟的弧后扩张型盆地相比有自己的特性,但冲绳海槽玄武岩在成因上与板块俯冲作用密切相关,并且是冲绳海槽海底扩张作用的产物似乎勿容置疑。

### 3 几点认识

3.1 在冲绳海槽不仅分布有酸性火山岩-浮岩,而且有玄武质岩浆的喷发活动。从样品的新鲜程度和橄榄石斑晶没有任何蚀变现象看,玄武岩应该是近期火山喷发的产物。

3.2 根据矿物学和岩石化学特征,可将冲绳海槽玄武岩定名为橄榄玄武岩,属拉斑玄武岩系列。

3.3 玄武岩初始岩浆来自隆起的异常地幔。岩浆作用早期的结晶相依次为铬铁尖晶石、橄榄石、斜长石和辉石。尽管发生了早期结晶作用,但结晶分离作用不明显。

3.4 冲绳海槽玄武岩与大洋中脊玄武岩有相似性,这是冲绳海槽海底扩张作用的有力证据。但从岩性上,又与火山岛弧的岩浆活动有一定的可比性,这可能是冲绳海槽早期扩张作用的具体表现。冲绳海槽属于过渡型地壳,其岩浆活动与大洋中脊和成熟的弧后扩张型盆地相比有自己的特性。

### 参 考 文 献

刘昭蜀、陈雪,1984,冲绳海槽热液值的分析及其地质解释,海洋地质与第四纪地质,4(1): 93—100。

- 孙嘉诗、莫珉, 1982, 冲绳海槽浮岩成因的探讨, *海洋地质研究*, **2**(3): 24—34。
- 冲绳海槽地质调查队, 1982, 冲绳海槽某些海底岩石的初步研究, *海洋地质研究*, **2**(1): 35—46。
- 吴利仁主编, 1984, 华东及邻区中、新生代火山岩, 科学出版社(北京), 287。
- 金性春、戴南浔, 1984, 冲绳海槽异常地幔与地壳性质初步分析, *海洋地质与第四世纪地质*, **4**(3): 17—25。
- 张明书, 1982, 冲绳海槽第二航次地质调查新知, *海洋地质研究*, **2**(1): 84—85。
- 陈丽蓉、翟世奎、申顺喜, 1993, 冲绳海槽浮岩的同位素特征及年代测定, *中国科学(B辑)*, **23**(3): 324—329。
- 秦蕴珊、翟世奎、毛雪英等, 1987, 冲绳海槽浮岩的微量元素丰度及其地质意义, *海洋与湖沼*, **18**(4): 313—319。
- 秦蕴珊等主编, 1987, 东海地质, 科学出版社(北京), 264—286。
- 秦蕴珊、翟世奎, 1988, 冲绳海槽浮岩的岩石化学特征及含氟性的讨论, *地球化学*, **2**: 183—189。
- 翟世奎, 1986, 冲绳海槽浮岩的分布及其斑晶矿物学特征, *海洋与湖沼*, **17**(6): 504—512。
- Engel, A. E. J., Engel C. G. and Havens, R. G., 1965, Chemical characteristics of ocean basalts and the upper mantle, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **76**: 719—734。
- Herman, B. M. et al., 1978, Extensional tectonics in the Okinawa Trough, *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, **29**: 119—208。
- Kimura, M. et al., 1988, Active hydrothermal mounds in the Okinawa Trough backarc basin, *Japar. Tectonop.*, **145**: 319—324。
- Middlemost, E. A. K., 1972, A simple classification of volcanic rocks, *Bull. Volcano.*, **36**(2): 382。
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**: 33—47。
- Pearce, J. A., 1982, Andesites, John Wiley and Sons Chichester (New York), pp. 525—548。
- Sahu, K. C., 1976, Role of titanium in clinopyroxenes from the alkaline basalts of Kilimanjako, Africa, *J. Earth. Sci.*, **3**: 129—134。
- Schilling, J. G., 1975, Rare-earth variations across “normal segments” of the Reykians Ridge, 60—53°N, Mid-Atlantic Ridge, 29°S, and East Pacific Rise, 2—19°S, and evidence of the composition of the underlying low-velocity layer, *J. Geophys. Res.*, **80**: 1459—1473。
- Schilling, J. G., 1973, Azores mantle blob: rare earth evidence, *Earth and Planet, Sci. Lett.*, **25**: 103—115。
- Teruhiko Watanabe et al., 1970, Heat flow in the Philippine Sea, *Tectonophysics*, **10**: 205—224。
- Yasui, M. D., Nagasaka, K. and Kishii, T., 1970, Terrestrial heatflow in the sea around the Nausei-Shoto (Ryukyu, Islands). *Tectonophysics*, **10**: 225—234。



## STUDY OF BASALT FROM THE HYDROTHERMAL FIELD OF THE OKINAWA TROUGH

Zhai Shikui Gan Xiaoqun

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao 266071*)

### ABSTRACT

Preliminary studies on the mineralogy and petrochemistry of basalt samples collected in May of 1992 from the environs of submarine hydrothermal vents in the Okinawa Trough, a typical backarc spreading basin where acidic pumice ( $\text{SiO}_2 \approx 70\%$ ) is known to be widely distributed, showed that the samples were the tholeiitic magma eruption products. On petrochemistry and trace element (including REE) compositions, the basalt have characteristics of E-type MORB.

The basalt has porphyritic texture comprised of phenocrysts of chrysolite ( $>50\%$ ), pyroxene ( $\approx 35\%$ , clinopyroxene dominant), plagioclase ( $\approx 10\%$ ), and spinel and magnetite as accessory phenocryst minerals. On several rock series identification diagrams the samples were projected in the area of tholeiite, so mineralogically and petrochemically named as dorgalite. The origin of the basaltic magma activity and the significances to the tectonic setting of the trough are discussed.

**Key words** Hydrothermal field Basalt Okinawa Trough