

冲绳海槽及邻区火山作用与形成演化^{*}

黄 朋^{1 2} 李安春¹ 肖尚斌^{1 2} 徐兆凯^{1 2}

(¹中国科学院海洋研究所, 青岛 266071)

(²中国科学院研究生院, 北京 100039)

冲绳海槽是新月形的弧后扩张盆地, 强烈的构造活动和广泛的火山作用是海槽重要的特征。本文作者主要借助对海槽火山岩的常量元素、微量元素、SrNd 同位素和年龄数据分析, 结合火山的时空分布及相关构造地质条件, 揭示了海槽火山作用的演化过程及其与本地区构造活动的关系, 以便更好地了解海槽和沟-弧-盆体系的形成演化历史。作者通过研究得出: ①海槽的火山岩石地球化学特征表明岩石属钙碱性系列, 主要包括玄武岩、玄武质安山岩和流纹岩, 岩石组成具双峰结构。②在海槽的不同区段内, 火山作用具有一定的差异。海槽不同区段内火山带岩浆源区深度的差异, 是造成海槽不同区段火山活动性质变化的原因, 而岩浆源深度受俯冲带形态和地壳厚度控制。海槽北、中段火山岩以流纹岩和安山岩为主, 流纹岩分布在海槽盆地内, 形成时代较新($<1\text{Ma}$), 安山岩大部分分布在岛弧火山带中, 形成时代是中、晚中新世。海槽南段火山岩由玄武岩和玄武质安山岩组成, 从老到新分布在琉球火山弧(大约 13Ma)、台北火山带($3\text{Ma} \sim$ 现代)和南段中央凹陷(晚第四纪)中。③琉球火山弧形成于中、晚中新世($17 \sim 6\text{Ma}$)。但大约 12Ma 发生的吕宋弧与欧亚板块的碰撞作用改变了本地区的动力条件, 而宫古断裂对此次改变起了阻断作用, 使海槽南段的张裂要晚于北、中段。另外, 中新世琉球岛弧南段的形成确定了海槽南段的弧后盆地性质。

冲绳海槽是年轻的弧后盆地, 其岩浆、构造活动发育。对海槽岩浆作用的研究可上溯至 20 世纪 50 年代, 但由于海水及恶劣气候等条件的制约, 几十年来对海槽研究程度仍很有限, 且在不同区段有很大差异。特别是对区内岩浆作用的研究, 极大地受到样品采集偶然性的限制。作者收集前人资料综合对比海槽不同区段内火山活动的异同, 了解海槽火山活动研究中的成就与问题, 为进一步开展此项研究打下基础。

一、区域地质背景

冲绳海槽位于东海东缘, 为新生弧后盆地。强烈的构造活动和广泛的火山作用是海

^{*} 中国科学院知识创新工程重点方向项目(KZCX3-SW-223)资助和国家自然科学基金基础研究发展规划项目(G2000046703)。

通讯作者: 李安春, 男, 博士生导师, 研究员。现从事海洋沉积和矿物学研究。Email: acli@ms.qdio.ac.cn

收稿日期: 2004 年 8 月 17 日。

中段和北段(Miki 1995; Hsu *et al*, 1996)。台湾-Sinzi带和琉球岛弧在 124°E 和 125°E 之间走向从 NE-SE 转向 E-W 或 WNW-ESE; 地壳大约厚 12 km, 要薄于北段和中段(江为为等, 2003)。另外, 地震地层显示冲绳海槽南部扩张始于早更新世(Park *et al*, 1998)。因此, 冲绳海槽的形成过程是十分复杂的, 具有多阶段性。

二、冲绳海槽火山岩的时空分布特征

从图 1 可以看出研究区火山及其产物主要分布于海槽西缘的钓鱼岛隆起带(台湾-Sinzi隆起带)、海槽中轴及琉球岛内弧(琉球火山前锋)3个基本与琉球俯冲带平行的火山带内。海槽及邻近研究区北、中部的岩石类型以灰白色浮岩为主, 仅在火山前锋出现安山岩。该区北、中部内的火山岩分布范围向南尖灭, 因而使分布区呈北宽南窄的楔形且未通过宫古断裂; 研究区南部主要分布着台北火山带与海槽中轴火山岩带, 琉球火山前锋不发育, 本段火山岩以基性岩石为主。因钓鱼岛隆起带成因复杂, 隆起带上分布的火山岩(图 1 中的 I₁, I₂)的成因不同于区内其他火山岩。表 1 为海槽火山活动分布概况, 可分为中、晚中新世, 上新世和晚第四纪 3 个时期。

表 1 冲绳海槽火山活动一览表

采样地点	年龄 Ma	构造位置	岩类	资料来源
Io graben	0. 07	海槽中段	流纹岩	Shinjo <i>et al</i> , 2000
伊是名海穴	0. 496 ~ 0. 003	海槽中段	流纹岩	陈丽蓉等, 1993 Shinjo <i>et al</i> , 2000
南庵西海丘	3. 76 ~ 3. 96	海槽中段	英安岩	李巍然等, 1997
龟山岛	0. 01	海槽南段		Sun 1995
与那国海丘	> 0. 3	海槽南段	玄武岩	李巍然等, 1997
栗国岛	6. 24	琉球中段	玄武岩	Daishi <i>et al</i> , 1987
久米岛	17. 7 ~ 6. 08	琉球中段	玄武岩、安山岩	Shinjo 1999
西表岛	13. 1	琉球南段	安山岩	Shinjo 1999
棉花屿	0. 5 ~ 0. 1	台北火山岩带	玄武质安山岩	Wang <i>et al</i> , 1999
Kobisyo	0. 2	台北火山岩带	玄武岩	Shinjo 1998
Sekibisyo	2. 59	台北火山岩带	玄武岩	Shinjo 1998

从冲绳海槽南段火山活动发育看出不同火山岩带内岩石化学组成相似, 火山岩类型以基性、中基性为主, 包括玄武岩、玄武质安山岩等。由表 1 和图 2 中的年龄及位置信息来看, 海槽南段的大部分火山活动发育较晚, 出现在晚上新世之后, 只有琉球火山带上的火山活动发育较早, 形成于中新世中期。海槽南段的火山活动也可划分为中新世中期、晚上新世和晚第四纪 3 个时期。

根据地震研究资料还发现, 海槽的北段和中段内琉球火山前锋与贝尼鸟夫带 100 km 等深线基本吻合, 台北火山带则与贝尼鸟夫带 200 km 等深线相吻合。这体现了板块俯冲作用对冲绳海槽内火山分布与火山岩类型的控制(Shinjo *et al*, 2000)。

三、地球化学特征

火山作用是在特定的构造地质背景下形成的。通过火山物质组成的研究可以获得相关

构造演化信息。为了达到这个目的，作者收集了 55 组数据 (Shinjo 1998 1999 2000 Wang *et al.*, 1999)，以获得海槽内常量元素、微量元素、稀土元素及同位素组成情况。

1. 火山岩常量元素特征

图 2 是用样品 SiO_2 含量与其他不同氧化物含量制作。从图中可以发现，分布在宫古断裂以南的研究区南部火山岩多为玄武岩， SiO_2 含量分布范围窄 (49.27% ~55.43%)，其固结指数 (SI) 范围在 22.23 ~40.74 间变化，有部分样品落入玄武安山岩的范围 (超出了玄武岩的范围)，其里特曼指数在 0.56 ~2.67 范围内，属钙碱性系列岩石。海槽及邻区中段火山岩 SiO_2 含量变化范围是 50.89% ~77.40%，包含基性和酸性两个系列的岩石，其固结指数 (SI) 范围变化较大 (1.48 ~46.49)，里特曼指数为 1.01 ~2.39 略窄于海槽南段，但也属于钙碱性岩石，其 SiO_2 含量与其他氧化物的相关性强于南段火山岩。其中与 TiO_2 、 CaO 、 Na_2O 、 Fe_2O_3 及 MgO 的相关性较好，与 P_2O_5 、 Al_2O_3 含量的相关性较差。海槽北段的数据较少， SiO_2 含量在 68.71% ~71.73% 之间，属于酸性岩石，固结指数 (SI) 范围在 5.32 ~9.45 间，里特曼指数在 1.48 ~1.76 之间，为钙碱性岩石。作者根据岩石样品的 K_2O 含量来计算岩浆源区深度，所使用的计算公式是王锡魁等 (1993) 获得的吉东地区火山岩的经验公式。因此，所得到的结果只能作为一种参考，使我们对研究区内岩浆源的变化深度有所了解。计算结果表明，岩浆源平均深度在海槽北段为 63 km，海槽中段为 74 km，琉球弧中段为 111 km，琉球弧南段为 342 km，台北火山岩带 171 km。

从海槽与邻区岩石常量元素数据中发现中、北段的样品 SiO_2 与氧化物间的相关性要高于南段，但总的来说，研究区内的火山岩样品在常量元素间的相关性都比较弱，表明不论是海槽北、中段，还是海槽南段，其岩浆都不是单一物源。从样品 SiO_2 含量变化特征来看，作者认为影响北、中段氧化物相关性的一个重要因素是此区域内拥有流纹岩类和安山岩类两大类火山岩。然而，即使是同一岩类 (如流纹岩) 也是由玄武质岩浆与地壳物质发生不同程度混染形成的 (Shinjo 2000)。南段的情况不同于北、中段。从图 2 来看，南段内主要分布一种岩类——玄武岩类。但图中数据点的分布情况显示南段的玄武岩浆也受到地壳物质的混染。此外，从岩浆源区深度计算结果可以看出，研究区的岩浆源区自北向南深度增加，且琉球弧中段和台北火山岩带的源区深度的确与贝鸟夫带的 100 km 和 200 km 的等深线大致吻合。岩浆源区深度的变化必将引起岩浆化学特征的相应变化。

2. 火山岩微量元素特征

样品的微量元素数据用 Wood (1979) 获得的球粒陨石的微量元素数据进行标准化 (图 3)。图中显示，冲绳海槽的北、中、南段具有相似的组成模式，但南段微量元素组成的相似性比中、北段更高；各样品中 Cr 、 Co 、 Ni 3 种元素亏损，其他各元素富集。图 3(a) 中样品 Sr 含量的差异是由于岩石种类不同所引起的，流纹岩 Sr 含量为负异常，玄武岩和安山岩为正异常。

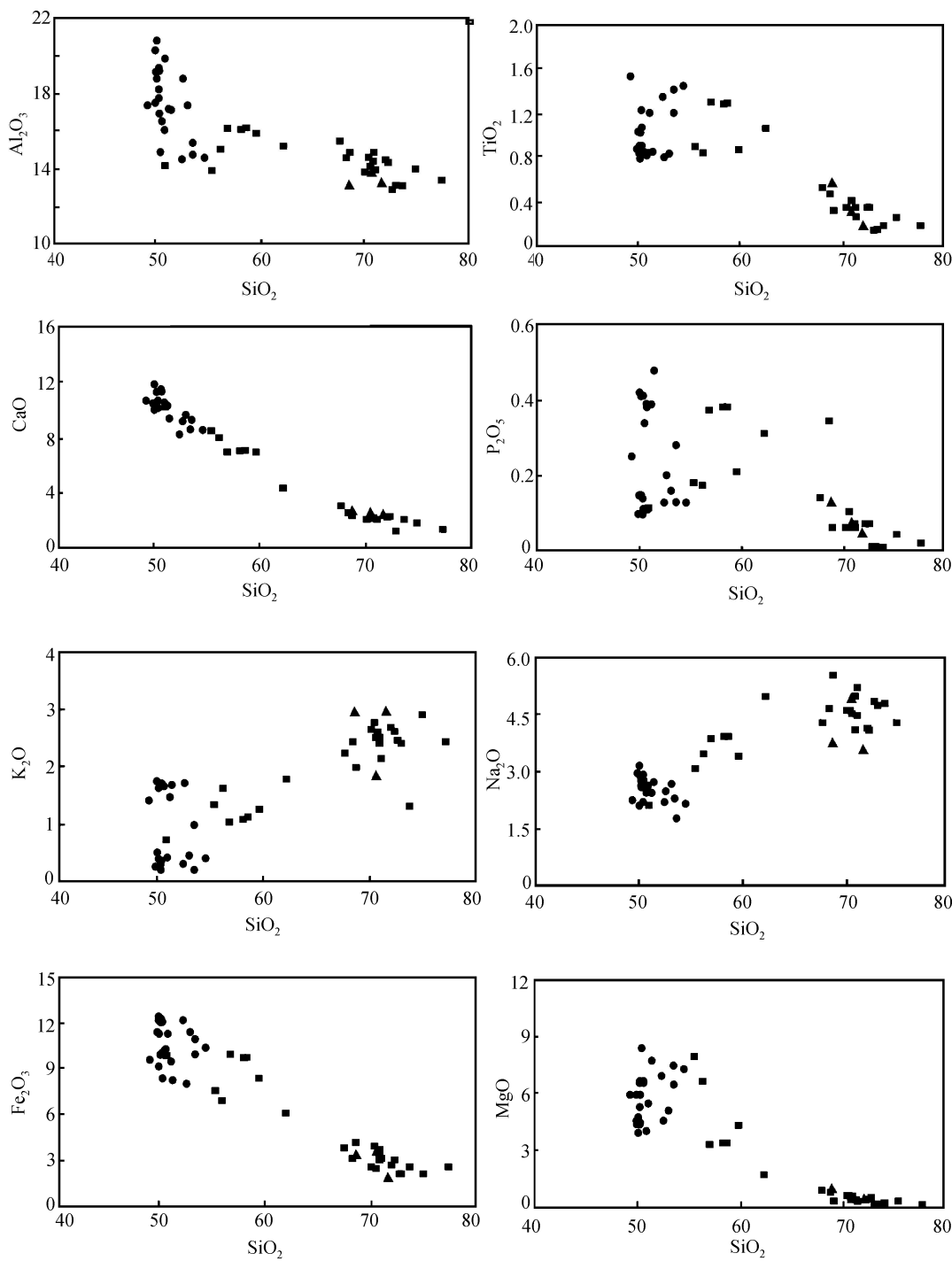
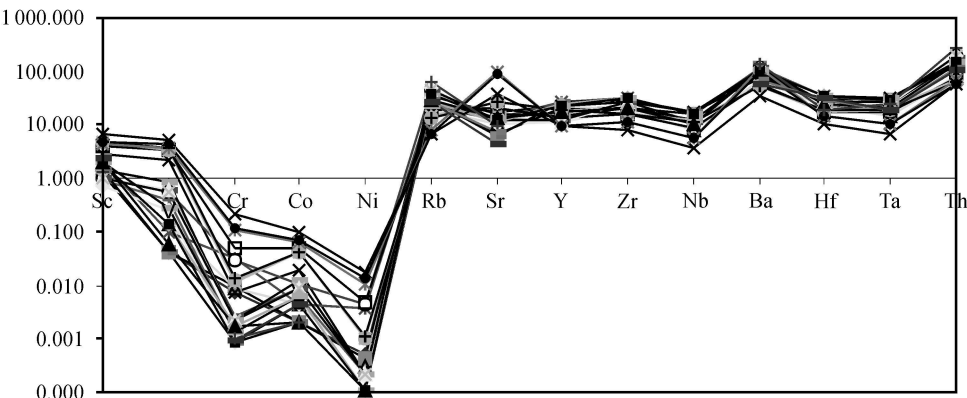


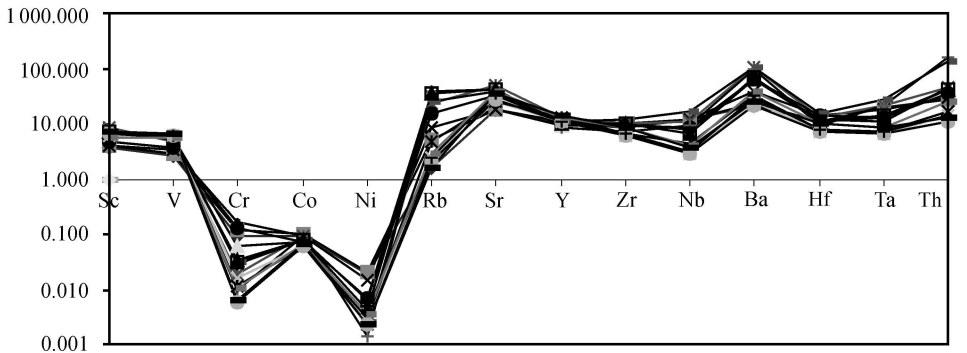
图 2 冲绳海槽及邻区火山岩氧化物- SiO_2 图解

三角形代表研究区北段数据点；方块为中段数据点；圆点为南段数据点

海槽火山岩微量元素组成的相似性表明海槽火山作用应有一相近的岩浆源区。相容元



(a) 海槽及邻区北、中段火山岩微量元素特征



(b) 海槽及邻区南段火山岩微量元素特征

图 3 冲绳海槽及邻区火山岩微量元素蜘蛛图解

素 Cr、Co、Ni 的显著亏损，Rb、Sr、Th、Ba、Hf 等不相容元素的明显富集，且在不相容元素中大离子亲石元素（LILE）比高场强元素（HFS）更富集。这表明地幔部分熔融所成岩浆是海槽内火山作用的物源之一。但从火山岩微量元素组成来看，部分熔融的岩浆在岩浆物源中所占比例及熔融作用发生的部位在海槽的不同部位是有明显差异的。南段玄武岩微量元素分布范围比中、北段的更窄、更有规律，说明部分熔融的岩浆是火山作用的主要物质来源，地壳物质混染作用弱。南段中有 4 个采自台湾岛或附近的样品与其他样品的微量元素组成有明显差异，特别是 LILE 元素更加富集，推断可能是地壳物质混入的结果。中、北段微量元素组成规律性较差，大部分样品的 LILE 元素含量要高于南段。这暗示此区火山岩有不同的成因，且岩浆的源区比南段浅，容易受到岩石圈物质的影响。

3. 岩石稀土元素特征

冲绳海槽稀土元素组成使用 Taylor (1985) 球粒陨石数据标准化 (图 4)。海槽各段的组成模式均表现为略微的右倾模式，且相对于球粒陨石各样品的各个元素均富集。海槽北、中段稀土分布模式相似，表现为轻稀土元素轻微富集， $(La/Sm)_N$ 值在 1.65 ~ 6.11 范围内变化；绝大部分样品具轻微负 Eu 异常， δEu 范围为 0.50 ~ 0.98。海槽南段稀土

元素分布大部分为平坦型, 少量样品呈右倾轻稀土元素富集, $(La/Nb)_N$ 值在 1.01 ~ 8.89 范围; 无 Eu 异常, 部分样品出现微弱 Ce 异常。

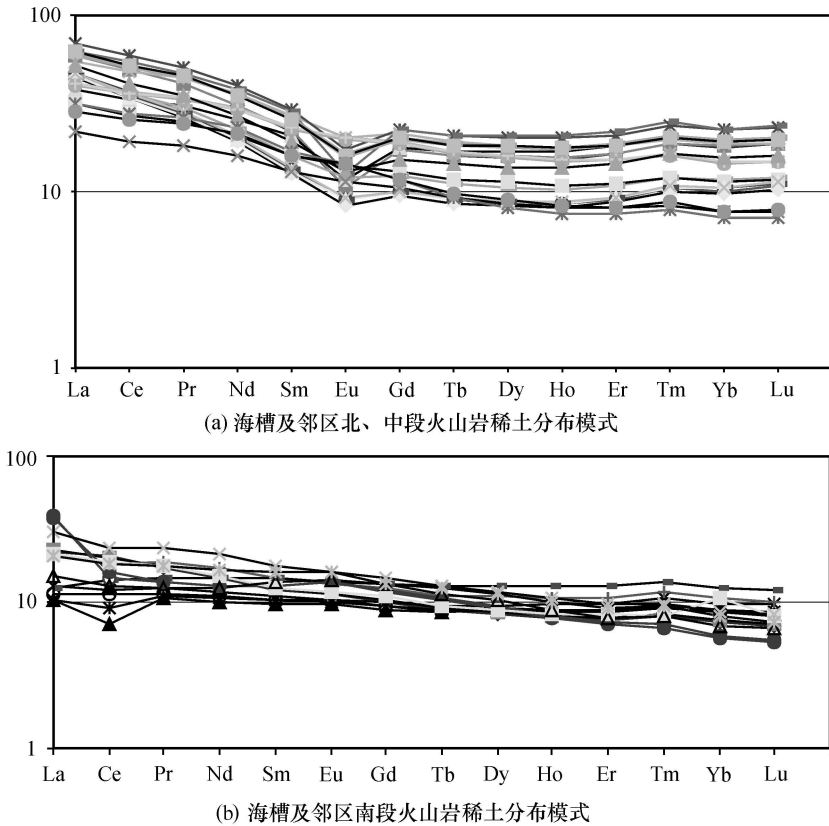


图 4 冲绳海槽及邻区火山岩稀土元素分析模式

从海槽稀土元素 (REE) 分布模式图中看出 (图 4), 中、北段 REE 分布特征相似, 但与南段有明显差异。北、中段 REE 分布模式在一定程度上证实了作者对该区岩浆来源的推断——正是由于岩浆起源于较浅部位, 其微量元素组成与地壳相近, 所以地壳物质的混入对整个岩浆体系的影响不大。中、北段样品 Eu 异常值变化显示, 流纹岩 Eu 异常明显、安山岩无 Eu 异常或异常弱。说明从安山岩岩浆到流纹岩岩浆, 岩浆体系的氧化性变弱, Eu^{3+} 变为 Eu^{2+} 进入斜长石, 发生结晶分异作用使流纹岩样品出现负 Eu 异常。南段的火山岩样品 REE 元素分布模式比较平坦, 元素组成类似于球粒陨石, 只是更富集, 但 LREE 含量变化相对较大, 表明有壳源物质混入。

4. 岩石锶 (Sr)-钕 (Nd) 同位素特征

图 5 是冲绳海槽 Sr-Nd 同位素的组成。海槽中段火山岩样品 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值较低, 变化范围在 0.703 303 ~ 0.704 884 而 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值较高, 范围为 0.512 764 ~ 0.513 022 海槽南段样品 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值也比较低, 变化范围在 0.703 362 ~ 0.704 138 而 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值高, 范围为 0.512 708 ~ 0.512 887。从海槽中、南段火山岩样品 Sr-Nd 同位素组成来看, 它们具

有相似的低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值 (低于全球平均值 0.705 2, Hugh, 2000)、高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值 (高于球粒陨石 0.512 64, Hugh, 2000) 的特征; 但南段 Sr-Nd 同位素组成分布范围窄于中段。

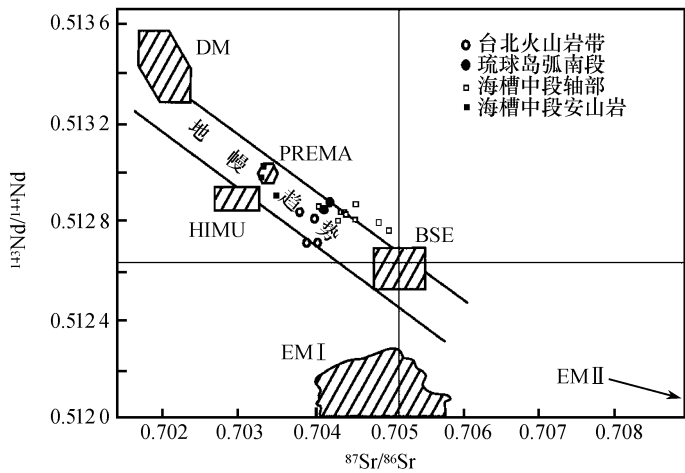


图 5 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 组成图

样品的 Sr-Nd 同位素组成可追索岩浆源区。海槽中段火山岩 Sr-Nd 同位素组成变化大。但南段和中段内的安山岩同位素组成沿地幔趋势变化, 说明这些火山岩主要是由地幔物质演化形成; 而中段流纹岩则超出了地幔趋势范围, 向 BSE (图 5) 源区漂移, 表明存在壳幔物质的混合作用, 而不是由单一的地幔物质演化所形成。

四、冲绳海槽岩浆演化与构造作用的关系

由表 1、图 1 中可知冲绳海槽内火山分布在琉球岛弧、钓鱼岛隆起带、海槽中轴内, 时间上可分为 3 期, 依次为中-晚中新世, 上新世和晚第四纪。琉球岛弧内弧、钓鱼岛隆起带南段和海槽中轴南段主要是玄武岩、安山岩等较基性的岩石, 钓鱼岛隆起带和海槽的北、中段则主要发育流纹岩。

作者认为冲绳海槽及邻区火山阶段性活动是海槽与俯冲带阶段性演化的结果。从琉球岛弧火山活动的时空分布特征来看, 火山活动可细分为中中新世 (17.7 ~ 13.1 Ma) 和晚中新 (6 Ma 左右) 两个阶段。第一阶段火山分布广, 应是由菲律宾板块俯冲触发的火山作用, 本阶段内琉球岛弧内弧各段已经形成; 而第二阶段主要分布在中、北段, 在时间和空间上与海槽北、中段的张裂作用相吻合, 应是海槽北、中段裂谷作用所引发。海槽南段扩张晚于北、中段, 形成于早更新世 (Park *et al*, 1998)。作者认为是菲律宾吕宋岛弧 12 Ma 时向北俯冲与欧亚板块碰撞造成的, 它使弧后地区的应力条件从伸展变为挤压 (Letouzey *et al*, 1986; Sibuet *et al*, 1998), 暂时终止了海槽南段的张开。而台北火山岩的海上部分应与南段扩张同期 (上新世末到第四纪)。海槽南、中段之间的张性断裂-宫古断裂带 (断裂带附近发现 Miyako-Yandang 高磁化异常带; Shu *et al*, 2001) 中止了此挤压应力场对海槽中、北段的影响, 使中、北段在晚中新世保持张裂状态。另

外, 印度-欧亚-太平洋板块间的相对汇聚存在复杂的变化也会改变板块边缘的动力条件, 在海槽扩张过程中反映为扩张的阶段性的。第四纪整个海槽火山活动频繁、广泛分布。在海槽中、南段的中轴区都获得了 10 ka 年内的岩石年龄, 而在北段作者采获的柱状样品中, 在 30 ~ 60 cm 厚度范围内也发现了纯净的灰白色火山灰层, 应形成于全新世。由此可见, 全新世海槽火山活动仍很发育。

冲绳海槽是弧后盆地, 海槽的构造演化和火山活动的根本原因是板块俯冲作用在本地区的不同部位存在差异。菲律宾板块沿琉球海沟从北向南俯冲速率的提高(图 1)和海槽下板片北缓南陡的形态都影响了弧后盆地中的火山活动。Shin j(1999)研究发现, 琉球火山前锋大致平行与海沟, 这意味着海槽北、中段的火山活动的岩浆来源要浅于南段, 作者对岩浆源区深度计算结果也证实了这一点。俯冲板片在海槽北、中段低角度俯冲形成的高热量是本地区浅部岩浆形成的有利条件。以上认识使我们能更好的解释火山岩的地球化学数据。样品 SrNd 同位素组成表明中段火山岩是多来源的, 这可解释中段样品常量元素相关性差, 而微量元素及稀土元素组成相似之间的矛盾。作者认为, 这是海槽北、中段较浅部位形成的岩浆的化学成分相对于深部形成的岩浆与上覆地壳的成分更相似。而且由于其上覆地壳较厚, 使它有充足的时间与围岩反应达到物质的平衡, 从而使形成火山岩的化学组成保持某种程度上的相似性。

五、结 论

作者根据以上对冲绳海槽火山作用与构造活动的讨论, 得到以下几点结论:

(1) 海槽内火山岩岩石组成具双峰结构, 主要包括玄武岩、玄武质安山岩和流纹岩。通过对海槽不同区段火山岩资料的对比分析, 作者细化海槽火山岩特征, 确定海槽火山岩都属于钙碱性系列岩石, 且碱性弱, 可划归为钙碱系列中的钙性岩类; 而不同岩类的分布在空间上有由北向南基性岩石分布比例变高的趋势。

(2) 海槽北、中段构造格架保持连续; 火山岩以流纹岩和安山岩为主, 流纹岩分布在海槽盆地内, 形成时代很新($< 1\text{Ma}$), 安山岩大部分分布在岛弧火山带中, 形成时代是中、晚中新世。海槽南段火山岩由玄武岩和玄武质安山岩组成, 由老到新分布在琉球火山弧(大约 13Ma)、台北火山带(3Ma ~现代)和南段中央凹陷(第四纪)中。作者认为是海槽下俯冲板片空间形态的变化, 造成海槽不同区段内火山带岩浆源区深度的差异, 导致了不同区段火山活动的差异。

(3) 琉球火山弧形成于中、晚中新世($17\sim 6\text{Ma}$)。但大约 12Ma 发生的吕宋岛弧与欧亚板块的碰撞作用改变了本地区的动力条件, 而宫古断裂对此次改变起了阻断的作用, 使海槽南段的张裂晚于北、中段。另外, 中新世中期琉球岛弧南段的形成确定了海槽南段的弧后盆地性质。

参 考 文 献

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), 1993 23(23):

江为为, 刘少华, 郝天桃等. 2003. 冲绳海槽及其邻域地球物理场与地壳结构特征. 地球物理学进展, **18**(2): 287~292

金翔龙, 喻普之. 1987. 冲绳海槽的构造特征与演化. 中国科学(B辑), **2**: 196~203

李巍然, 杨作升, 王永吉等. 1997. 冲绳海槽火山岩岩石化学特征及其地质意义. 岩石学报, **13**(4): 538~550

秦蕴珊, 赵一阳, 陈丽蓉. 1987. 东海地质. 北京: 科学出版社

邱家骧. 1985. 岩浆岩石学. 北京: 地质出版社

王锡魁, 赵丽. 1999. 吉东碱性玄武岩 K_2O 含量与岩浆来源深度、岩石年龄的相关性分析. 长春地质学院学报, **23**(4): 416~422

翟世奎, 陈丽蓉, 张海启. 2001. 冲绳海槽的岩浆作用与海底热液活动. 北京: 海洋出版社

翟世奎, 张杰, 张明书等. 2001. 冲绳海槽浮岩包壳体的测温试验. 海洋与湖沼, **32**(1): 67~73

Bijwaard H, Spakman W, Engdahl R. 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J. Geophys. Res.* **103**: 30 055~30 078

Daish M, Hayashi M, Kato Y. 1987. Radiometric ages of some Cenozoic volcanic rocks from Ryukyu Islands. *J. Jpn. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, **82**: 370~381

Hsu S-K, Sibuet J-C, Monti S, *et al*. 1996. Transition between the Okinawa Trough backarc extension and the Taiwan collision: new insights on the southernmost Ryukyu subduction zone. *Mar. geophys. Res.*, **18**: 163~187

Hsu S-K, Sibuet J-C, Shyu C-T, *et al*. 1997. A note on the tectonic features and volcanism of the southern Okinawa Trough. International Conference and Sino American Symposium on tectonics of East Asia Program and Abstracts. 88

Hugh R Rollison 著, 杨学明, 杨晓勇, 陈双喜译. 2000. 岩石化学, 第一版, 合肥: 中国科技大学出版社

Ishikawa M, Sato H, Funakawa M, *et al*. 1991. Report on DELP 1988 Cruise in the Okinawa Trough. Part 6 Petrology of volcanic rocks. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, **66**: 151~177

Jianye Ren, Kensaku Tanaka, Sitian Li, *et al*. 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, **344**: 175~205

Kodaira S, Iwasaki T, Urabe T, *et al*. 1996. Crustal structure across the Middle Ryukyu trench obtained from ocean bottom seismographic data. *Tectonophysics*, **263**: 39~60

Kuo-Lung Wang, Sun-Lin Chung, Chang-Hwa Chen, *et al*. 1999. Post collisional magmatism around northern Taiwan and its relation with opening of the Okinawa Trough. *Tectonophysics*, **308**: 363~376

Le Pichon X, Mazzotti S. 1997. A new model for the early opening of the Okinawa Basin. Proceeding of Chinese Taipei ODP Consortium 1997 Annual Meeting and Long Range Plan for Chinese Taipei Ocean Drilling Program Workshop. Taipei, Taiwan, 6 November 1997. 34

Lee G-S, Shor Jr G-G, *et al*. 1980. Okinawa Trough: origin of a backarc basin. *Mar. Geol.*, **35**: 219~241

Letouzey J, Kimura M. 1986. The Okinawa Trough: genesis of a backarc basin developing along a continental margin. *Tectonophysics*, **125**: 209~230

Liu G. 1992. Geologic-Geophysics Features of China Seas and Adjacent Regions. Science Press, Beijing, Chinese. 424

Miki M. 1995. Two phase opening model for the Okinawa Trough inferred from paleomagnetic study of the Ryukyu Arc. *J. Geophys. Res.*, **100**: 8169~8184

Park J-O, Tokuyama H, Shiohara M, *et al*. 1998. Seismic record of tectonic evolution and backarc rifting in the southern Ryukyu island. *Tectonophysics*, **294**: 21~37

Ryuichi Shinjo. 1999. Geochemistry of high Mg andesites and the tectonic evolution of the Okinawa Trough-Ryukyu arc system. *Chemical Geology*, **157**: 69~88

Ryuichi Shinjo, Yuzo Kato. 2000. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough: an incipient backarc basin. *Lithos.*, **54**: 117~137

Ryuichi Shinjo. 1998. Petrochemistry and tectonic significance of the emerged late Cenozoic basalts behind the Okinawa Trough-Ryukyu arc system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **80**: 39~53

Seno T, Stein S, Gripp A E. 1993. A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological

- data. *J. Geophys. Res.*, **98**, 17 941 ~17 948
- Serge Lallemand Yvonne Font Hamen Bijwaard *et al* 2001. New insights on 3 D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications. *Tectonophysics* **335**, 229 ~ 253
- Shu Kun Hsu J C Sibuet Chuen Tien Shyu 2001. Magnetic inversion in the east china sea and Okinawa trough: tectonic implication. *Tectonophysics.*, **333**, 111 ~122
- Sibuet J C Defontaine B Hsu S K, *et al* 1998. Okinawa trough backarc basin: early tectonic and magmatic evolution. *J. Geophys. Res.*, **103**, 30 245 ~30 267
- Sibuet J C Letouzey J Barrier F, *et al* 1987. Back arc extension in the Okinawa trough. *J. Geophys. Res.*, **92**, 14 041 ~14 063
- Sun Lin Chung T Frank Yang Chiyu Lee *et al* 1995. The igneous provinciality in Taiwan: consequence of continental rifting superimposed by Luzon and Ryukyu subduction systems. *Journal of South East Asian Earth Science* **11**(22): 73 ~ 80
- Taylor S R McLennan S M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell
- Wood Hartwest 1979. A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magmas series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet Sci. Lett.* **45**, 326 ~336

Magnetism and Evolution of Okinawa Trough and Adjacent Areas

HUANG Peng^{1,2} LIANCHUN¹ XIAO Shangbin^{1,2} XU Zhaokai^{1,2}

(¹ Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences Qingdao 266071)

(² Postgraduate School of Chinese Academy of Sciences Beijing 100039)

ABSTRACT

The Okinawa Trough (OT) is a new moon-like back-arc rifting basin. Intense tectonic activity and drastic magnetism are main characteristics for it and adjacent areas. In this paper, according to major trace elements, Sr/Nd isotopic and age data of volcanic rocks, volcanic properties and distribution as well as their link with geological background and evolution were discussed in order to understand the development of magnetism and tectonics on the OT and adjacent areas deeply. The main conclusions are as follows: (1) Geochemical data show that volcanic rocks from the basin-arc system belong to calcalkali rock groups, including basalts, basaltic andesites, and rhyolites. The magnetism is bimodal. (2) Rock compositions are different in different parts of the study area. Depth variation of magma source can be thought as a major factor to lead these differences. In middle and northern study area, volcanic rocks are mostly andesites and rhyolites. The former mainly located in middle and northern trough and was juvenile rocks (<1 Ma); The latter outcropped in the arc and formed during Miocene. Volcanic rocks in southern study area mostly contain basalts and basaltic andesites. From old to young, they located at Ryukyu arc (RA, 6 ~18 Ma), Northern Taiwan Volcanic Zone (NTVZ, from 3 Ma to present), and central grabens (Quaternary). (3) Ryukyu volcanic arc (including the

southern arc) have been formed since middle and late Miocene (8~6 Ma). The continental extension behind RA caused the Northern and middle OT opening about 6 Ma ago, but the collision between Luzon Arc and Eurasian plate changed geodynamical conditions in this region about 12 Ma ago and led that southern OT opening was later than middle and northern OT. This kinetic change hasn't effected on middle and northern OT, because Kerama Gap stopped the affect of the event. In addition, southern OT should belong to the back-arc basin because southern RA has been formed about 13 Ma ago.