

紀南海山列と伊豆—小笠原背弧雁行海山列の地質学的・岩石学的研究

石井輝秋¹ 佐藤 暢¹ 町田嗣樹¹ 原口 悟¹
臼井 朗² 石塚 治³ 谷口英嗣⁴ 八木和徳⁵

Teruaki ISHII, Hiroshi SATO, Shiki MACHIDA, Satoru HARAGUCHI, Akira USUI, Osamu ISHIZUKA, Hidetsugu TANIGUCHI, and Kazunori YAGI (2000) Geological and petrological studies of the Kinan and Izu-Ogasawara-back arc-echelon Seamount Chains. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 51(12), p. 615-630, 8 figs, 5 table.

Abstract: Samples dredged during the KT99-4 cruise (R/V Tansei-maru, Ocean Research Institute, University of Tokyo) were analyzed to determine the geological, petrological, and geochemical characteristics of the Kinan and Izu-Ogasawara back-arc seamount chains. Several volcanic rocks, sedimentary rocks, and fragments of manganese crust were dredged during the cruise. We classified volcanic rocks from the Kinan Seamount chain into two geochemically defined series: alkali and enriched tholeiite series basalts. Based on Ar-Ar age determinations for these rocks, the Kii seamount was actively erupting basalt at 15.39 ± 0.11 Ma. This precise age, combined with previous data, suggests two stages of volcanic activity on the Kinan Seamount chain. The first stage is represented by enriched basalt from the Kii seamount which erupted just after or contemporaneously with cessation of spreading in the Shikoku Basin. The second stage is represented by enriched basalt from the Dai-ichi Kinan seamount and alkali series basalt from the Hakuho seamount which are considered to have erupted several million years after cessation of spreading in the Shikoku Basin.

要 旨

四国海盆の中央部に位置する紀南海山列および伊豆—小笠原弧の背弧に位置する雁行海山列を構成する海山に於いて、ドレッジによる地質試料の採取が研究船淡青丸 KT99-4 航海で行われた。採取された地質試料は、火山岩・堆積岩・マンガンクラストであった。これらのうち、紀南海山列の紀伊海山・第 1 紀南海山・白鳳海山、伊豆—小笠原背弧雁行海山列の享和海山東方の海山から採取された玄武岩質火山岩について、鉱物・全岩化学組成分析とレーザー加熱法による Ar-Ar 年代測定を行った。その結果、紀南海山列を構成する海山から得られた玄武岩類はアルカリ系列ないしはエンリッチしたソレアイト系列の火山岩であることが明らかとなった。更に、信頼できる Ar-Ar 年代測定の結果に基づくと、紀伊海

山の玄武岩は 15.39 ± 0.11 Ma に活動したことが明らかとなった。従来、紀南海山列は四国海盆の拡大終了直後に活動したと考えられていたが、今回の結果と DSDP 掘削および最近の研究結果を合わせて考えると、紀南海山列の活動は 2 つに分けられる。1 つは、紀伊海山や DSDP Site444 のアルカリ岩に代表される四国海盆拡大直後の 15 Ma 頃の活動であり、もう 1 つは 10~7 Ma 頃に生じた膠州・第 1 紀南・白鳳海山に代表される活動である。

1. はじめに

フィリピン海プレート北東部に発達する背弧海盆のうち、四国海盆の拡大軸付近には紀南海山列と呼ばれる高まりが存在するのに対し、その南側のパレスペラ海盆の拡大軸付近には、中央海嶺の拡大軸に似た凹地が発達している。紀南海山列は四国海盆の拡大 (27~15 Ma; Kobayashi *et al.*, 1995) が終了した直後に活動した海山と考えられていたが、実際には 2・3 の火山岩の K-Ar 年代が約 7 Ma を示し (桂ほか, 1991; 坂本・金, 1999), 拡大後かなりの休止をおいて活動していたことが明らかになった。これらの海山のいくつかの磁化方位はほぼ真北を指しており、フィリピン海プレートの運動の reconstruction を行う上でも、これらの海山の活動

Keywords: Kinan Seamount chain, Izu-Ogasawara arc, Shikoku Basin, Ar-Ar age determination, Miocene

¹ 東京大学海洋研究所 (Ocean Research Institute, University of Tokyo, 1-15-1, Minamidai, Nakano, Tokyo, 164-8639, Japan)

² 地質調査所海洋地質部 (Marine Geology Department, GSJ)

³ 地質調査所地殻化学部 (Geochemistry Department, GSJ)

⁴ 駒沢大学高等学校 (Komazawa University Senior High School, 1-17-12 Kamiyoga Setagaya, Tokyo, 158-8577, Japan)

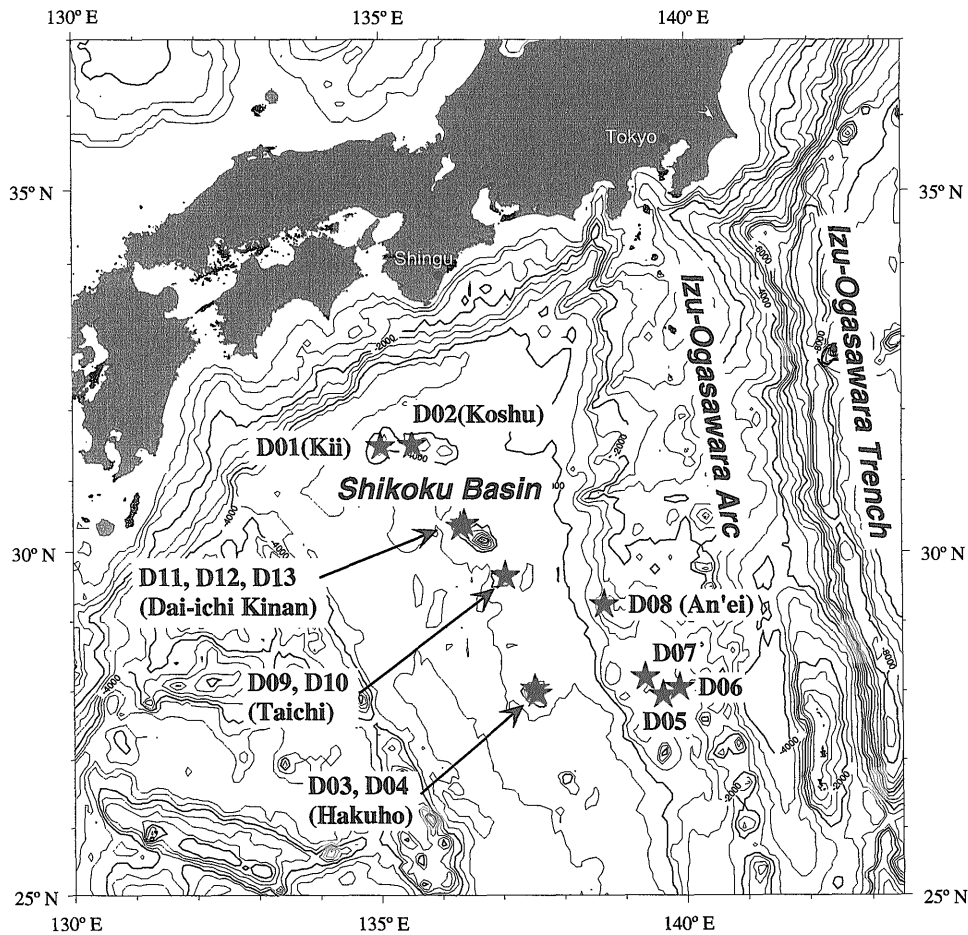
⁵ 山口大学理工学研究科 (Master's Program, Graduate School of Science and Engineering, Yamaguchi University, 1677-1, Yoshida, Yamaguchi, Yamaguchi, 753-8512, Japan)

年代は極めて重要である(小山, 1991). また, かなりの休止期間において活動した拡大軸付近の海山の火成活動様式を知ること, 背弧海盆の火成活動を知る上で重要である. しかしながら, これまで紀南海山列を構成する海山については, 徳山・藤岡(1976)が白鳳海山(彼らの論文では紀南海山と称している)から, 坂本・金(1999)が膠州海山から得られた火山岩について岩石学的記載と化学分析を報告・議論し, 桂ほか(1991)が膠州海山産火山岩の化学組成と年代値を, 松田(1983)が白鳳海山産玄武岩のSr同位体比を報告しているのみであり, 上述のような問題点を踏まえた研究は進んでいない.

一方, 伊豆一小笠原弧南部の孀婦岩構造線(Yuasa, 1985)の西方には背弧海山列と小海丘群が分布する. これらの小海丘群は, 主に底径が数km, 比高500-800m程度の海丘により構成される. 多くの海丘は北西~南東方向にやや伸びた山体をもち, 一部はリッジ状である. 海丘の配列にも北西~南東の方向性が認められ, これは孀婦岩構造線の走向にほぼ直交する. この小海丘群が存在する地域には, 北西~南東方向に伸びるトラフも

存在する. 小海丘群は, 北部の伊豆一小笠原弧背弧地域にも認められ, それらはリフティングに伴う化学組成上パイモータルな火山活動の産物であると考えられている(石塚ほか, 1999; 森田ほか, 1999). 伊豆一小笠原弧南部の小海丘群についても構造規制が見られることから, それらも当該地域の構造運動と関連した火山活動の産物である可能性がある. 小海丘群を形成した火山活動の時期および化学的特徴を明らかにし, 伊豆一小笠原弧南部地域の背弧域の火山活動史, 構造発達史に制約を与えることは伊豆一小笠原背弧海山列全体の火成活動を知る上で非常に重要である.

フィリピン海プレート北端部に関するこれらの地質学的・岩石学的な未解決の問題に取り組むために, 研究船淡青丸KT99-4航海が石井輝秋を主任研究員として計画された. KT99-4航海は, 和歌山県新宮港を1999年4月16日に出港し, 23日の東京港入港までに, 紀南海山列と小笠原背弧雁行海山列でドレッジによる地質試料の採取を計13回行った(第1図, 第1表). ドレッジは, バケツ付きチェーンバッグ式ドレッジを用い, 2つの小型円筒形ドレッジと200kgの錘をつけたシステム



第1図 研究船淡青丸KT99-4航海におけるドレッジによる地質試料採取地点. 地形データはETOPO5による.
Fig. 1 Dredge sites during R/V Tansei-maru KT99-4 Cruise. Bathymetric data are based on ETOPO 5.

第1表 淡青丸 KT99-4 航海におけるドレッジサイト.

Table 1 Locations of dredge sites during KT99-4 Cruise.

Site	Seamount	On bottom			Off Bottom			
		Latitude	Longitude	depth (m)	Latitude	Longitude	depth (m)	
KT99-4D01	Northeastern flank of the Kii seamount	紀伊海山北東斜面	31°29.05'N	135°01.18'E	2919	31°28.95'N	135°00.75'E	2680
KT99-4D02	Southeastern flank of the Koshu seamount	膠州海山南東斜面	31°30.55'N	135°31.98'E	3480	31°30.87'N	135°33.43'E	2778
KT99-4D04	Northeastern flank of the Hakuho seamount	白鳳海山北東斜面	27°58.02'N	137°33.98'E	2590	27°51.72'N	137°33.62'E	2266
KT99-4D05	Small knoll at east of the Bunka seamount	文化海山東方小丘	27°56.98'N	139°37.20'E	3067	27°57.00'N	139°37.20'E	2854
KT99-4D06	Small knoll at west of the Kin'yo seamount	金曜海山西方小丘	28°03.81'N	139°53.07'E	2605	28°04.45'N	139°53.37'E	2330
KT99-4D07	Small knoll at east of the Kyowa seamount	享和海山東方小丘	28°12.54'N	139°19.80'E	3141	28°12.07'N	139°19.39'E	2736
KT99-4D08	An'ei seamount	安永海山	29°15.00'N	138°39.65'E	1206	29°15.03'N	138°38.62'E	1226
KT99-4D09	Taichi seamount	太地海山	29°39.13'N	137°03.04'E	3376	29°38.10'N	137°02.01'E	2981
KT99-4D10	Taichi seamount	太地海山	29°39.49'N	137°03.45'E	3696	29°38.61'N	137°02.53'E	3062
KT99-4D11	Northeastern flank of the Dai-ichi Kinan seamount	第1紀南海山北東斜面	30°23.74'N	136°22.92'E	2800	30°23.32'N	136°22.01'E	3062
KT99-4D12	Northeastern flank of the Dai-ichi Kinan seamount	第1紀南海山北東斜面	30°23.73'N	136°22.99'E	2890	30°23.49'N	136°22.66'E	2631
KT99-4D13	Southwestern flank of the Dai-ichi Kinan seamount	第1紀南海山南西斜面	30°21.17'N	136°18.82'E	2890	30°22.34'N	136°19.38'E	2399

で行った。紀南海山列では、紀伊・膠州・白鳳・太地・第1紀南の5海山で計9回のドレッジを行い、小笠原背弧雁行海山列では安永海山と小海丘3点(金曜海山西方・文化海山東方・享和海山東方)で計4回のドレッジを行った。採取された地質試料は表2に示した。採取された地質試料の大部分は、マンガンクラスト片や堆積岩を核としたマンガンジュールであり、火成岩は数個が採取されたのみである(第2表)。

以下、KT99-4航海で採取された火成岩試料の化学組成分析・年代測定の結果を報告し、本地域の他の研究結果と併せて、地質学的・岩石学的考察を行う。

2. 岩石記載

2.1 紀南海山列を構成する海山

淡青丸 KT99-4 航海で、紀南海山列を構成する海山から採取された玄武岩質火山岩類の記載岩石学的特徴を以下に記述する。記述は、北から紀伊海山、第1紀南海山、白鳳海山の順に記す。

KT99-4D01-001 (紀伊海山): 肉眼では無斑晶質であり、顕微鏡スケールでは微細な斑晶としてかんらん石、単斜輝石および斜長石を含む玄武岩である。かんらん石・斜長石は集斑状の場合が多い。石基はこれらの鉱物のほか、樹枝状の晶子が発達し、間粒状ないし填間状組織を呈する。全体として多孔質・ガラス質であり、急冷組織を示している。

KT99-4D11-001 (第1紀南海山): 斑晶がかんらん石、単斜輝石、斜長石からなる玄武岩で、石基はガラス質である。これらの鉱物のほか、多量の晶子が発達し、填間状組織である。多孔質であり、急冷組織を呈する。

KT99-4D04-001 (白鳳海山): 斑晶としてかんらん石、単斜輝石および斜長石を含む玄武岩で、かんらん石は集斑状のことが多く、斜長石には波動累帯構造が見られる。石基もこれらの鉱物で構成され、間粒状ないし填間

状組織である。

2.2 伊豆一小笠原背弧雁行海山列を構成する海山

KT99-4D07-101 (享和海山東方小丘): 斑晶としてかんらん石(平均粒径約0.8 mm)・単斜輝石(同0.7 mm)・斜長石(同0.7 mm)を含む玄武岩で、石基は微少な斜長石とガラスからなるガラス基流晶質組織である。

3. 化学組成分析方法

全岩化学組成は蛍光 X 線分析装置とマイクロ蛍光 X 線分析装置(KEVEX 社製 Omicron, 以下オミクロン)を用いて測定を行った。マイクロ蛍光 X 線分析装置による分析は非破壊で行えるため、試料が小さく、蛍光 X 線(XRF)分析のためのガラスビードやプレス試料の作成が困難な際に有効な分析方法である。今回採取された試料のうち、KT99-4D11-001とKT99-4D07-101は非常に小さく(特に後者はマンガンジュールの核で、非常に小さかった)、通常の XRF による分析を行うことは不可能であった。オミクロンによる分析の条件などは佐藤ほか(1999)に従い、3 mm 径のコリメータを用い、加速電圧 8 kV、照射電流 0.3 mA (ただし KT99-4D11-01 はその測定前に X 線管球を交換し、ターゲットが W から Rh に変わったため、0.2 mA)で、測定時間を 120 秒にして行った。また、KT99-4D07-101 は測定できる部分が非常に小さかったため、1 mm 径のコリメータを用いて、加速電圧 8 kV、照射電流 0.8 mA、測定時間 200 秒に変更して測定を行った。標準試料にはプレスした JA2 を用い、各測定に先だってそれを未知試料として測定し、推奨値と変わらない値であることを確認した。未知試料は、イオン交換水で超音波洗浄をした試料の切断面の 9 ないし 16 点の測定を行ない、その平均値を全岩化学組成として採用した。この

第2表 淡青丸KT99-4航海で採取された試料の船上記載.

Table 2 Onboard descriptions of dredged material collected in KT99-4 Cruise.

sample No.	diameter(cm)			Roundness*	Wt (g)	Mn coating (mm)	lithology and remarks**
	L	M	S				
D01-001	12	11	6	SR	970	20(one side)	aphyric to scarcely phyrlic porous basalt with glass
D01-011	3	2	1	SR	2	film	pumice
D01-021	9	6	3	SR	110	210	manganese
D01-022	8	5	2	SR	55	120	manganese
D01-023	4	2	1	SR	10	10	manganese
D01-031				SR	15		manganese
D01-041							4 bags of mud
D02-001	13	9	9	SR	630	film	pumice
D02-002	11	10	8	SR	490	1	pumice
D02-003	16	9	4	SR	540	1	pumice
D02-004	7	6	6	SR	160	2	pumice
D02-005	8	8	5	SR	290	film	pumice
D02-006	8	5	5	R	150	film	pumice
D02-007	11	7	5	SR	300	2	pumice
D02-008	11	7	4	SR	220	1	pumice
D02-009	10	6	3	SR	130	1	pumice
D02-010	9	6	4	SR	160	1	pumice (xenolith)
D02-011	7	6	3	R	90	1	pumice
D02-012	5	4	4	SR	18	3	pumice
D02-013	7	7	3	SR	120	3	pumice
D02-014	10	8	4	SR	170	1	pumice
D02-015	8	7	5	SR	230	2	scoria
D02-016	8	6	4	SR	150	1	scoria
D02-017	5	5	4	SR	90	film	scoria
D02-018	9	6	6	SR	140	film	scoria
D02-019	16	10	3	SR	230	2	siltstone
D02-020	5	4	3	SR	650	1	sandstone
D02-101	8	5	5	SR	230	20	Mn nodule (core: mud)
D02-102	7	5	5	SR	180	20	Mn nodule (core: pumice)
D02-103	7	6	6	SR	220	20	Mn nodule (core: pumice)
D02-104	8	5	5	SR	190	14	Mn nodule (core: pumice)
D02-105	8	5	5	SR	190	20	Mn nodule (core: unconsolidated mud)
D02-106	11	6	4	SR	250	13	Mn nodule (core: scoria)
D02-107	7	6	6	R	210	25	Mn nodule (core: scoria)
D02-108	7	6	4	SR	150	30	Mn nodule (core: scoria)
D02-109	7	4	3	SR	110	13	Mn nodule (core: mud)
D02-110	6	5	5	SR	150	25	Mn nodule (core: scoria)
D02-111	7	4	4	SR	120	16	Mn nodule (core: mud)
D02-112	9	3	3	SR	120	14	Mn nodule (core: sandstone)
D02-113	7	5	4	SR	120	13	Mn nodule (core: sandstone)
D02-114	6	5	4	SR	110	14	Mn nodule (core: sandstone)
D02-201	18	9	6	A	780	50	Mn crust
D02-202	14	9	4	A	520	40	Mn crust
D02-203	9	6	3	SR	230	30	Mn crust
D02-204	9	9	3.5	SA	250	35	Mn crust
D02-205	11	8	5	SA	350	40	Mn crust
D02-206	8	8	3	SA	180	30	Mn crust
D02-207	8	3	3	SA	120	28	Mn crust
D02-208	6	3	3	SA	80	30	Mn crust
D02-209	9	7	4	SA	220	35	Mn crust
D02-210	7	7	3	SA	140	25	Mn crust
D02-211	12	7	2	SA	200	12	Mn crust
D02-212	5	5	2	SA	70	24	Mn crust
D02-213	5	5	2	SA	70	22	Mn crust
D02-214	8	6	3	SA	140	25	Mn crust
D02-215	11	7	3	SR	240	20	brown colored Mn crust
D02-216	8	5	3	SR	170	30	brown colored Mn crust
D02-217	7	5	2	SA	90	16	brown colored Mn crust
D02-218	9	5	3	SA	140	25	brown colored Mn crust
D02-219	7	4	2	SA	70	18	brown colored Mn crust
D02-220	6	3	3	SR	280	22	Mn crust
D02-230							extra Mn crust (1 bag + 1 case)
D02-301							mud (2 bags)
D04-001	12	8	4	SA	350	no	vesiculated pl phyrlic basalt
D04-002	6	4	1.5	SA	10	8	andesite fragment with Mn crust
D04-003	28	15	14	SA	5000	no	semiconsolidated mudstone
D04-004	17	11	6	SA	900	no	semiconsolidated mudstone
D04-005	10	9	3	SA	200	no	semiconsolidated mudstone
D04-006	10	8	6	SA	200	no	semiconsolidated mudstone
D04-007	9	6	5	SA	200	no	semiconsolidated mudstone
D04-008	9	7	3	SA	100	no	semiconsolidated mudstone
D04-009	7	5	2	SA	50	no	semiconsolidated mudstone
D04-010	5	5	2	SA	10	no	scoria
D04-051							mud (6 bags)
D04-061							extra fragments of Mn (1 bag)
D04-071							pebbles (1 bags)
D05-001	16	11	7	SA	1300	3	semiconsolidated mudstone
D05-002	9	6	5	SA	180	film	scoria
D05-003	8	5	5	A	140	film	scoria
D05-004	6	4	3	SA	50	film	scoria
D05-005	10	8	7	SA	350	film	pumice
D05-006	12	9	6	SA	370	film	pumice
D05-007	9	8	6	SA	320	film	pumice
D05-008	5	5	4	SA	60	film	pumice
D05-010							scoria (others)
D05-101	8	7	2	A	180	7	Mn nodule (core: sandstone)
D05-102	6	5	3	A	130	8	Mn nodule (core: volcanic rocks?)
D05-103	4	4	3	A	60	9	Mn nodule (core: pumice)

紀南海山列と伊豆一小笠原背弧雁行海山列の地質学的・岩石学的研究 (石井 ほか)

sample No.	diameter(cm)			Roundness*	Wt (g)	Mn coating (mm)	lithology and remarks**
	L	M	S				
D07-001	12	8	7	SA	400	no	scoria
D07-002	7	5	3	SA	60	no	scoria
D07-003	6	4	4	SA	50	no	pumice
D07-004	7	5	2	SA	70	no	pumice
D07-101	10	10	5	R	430	20	Mn nodule (core: px basalt to andesite)
D07-102	10	9	5	R	330	6	Mn nodule (core: andesite fragments, hyaloclastite?)
D07-103	10	5	3	R	150	5	Mn nodule (core: pumice)
D07-104	8	5	4	R	120	8	Mn nodule (core: sediment)
D07-105	16	7	2	R	200	6	Mn nodule (core: mud)
D07-106	12	3	2	R	130	9	Mn nodule (core: mud)
D07-107	9	5	2	R	120	6	Mn nodule (core: mud)
D07-108	6	5	2.5	R	80	7	Mn nodule (core: mud)
D07-109	10	6	2.5	R	190	10	Mn nodule (core: mud)
D07-110	5	5	4	R	130	18	Mn nodule (core: Px basalt)
D07-111	8	6	3	R	110	2	Mn nodule (core: pumice)
D07-112	6	4	3	R	70	1	Mn nodule (core: scoria)
D07-201							mud (1bag)
D08-001	43	32	10	P	15000	8	volcanic sandstone
D08-002	35	22	6	P	72000	11	volcanic sandstone
D08-003	42	11	6	SR	1400	5	volcanic sandstone
D08-101	6	5	3	R	100	6	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-102	4	3	2	R	50	8	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-103	3	3	2	R	30	6	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-104	4	4	3	R	60	13	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-105	4	3	3	R	40	8	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-106	4	3	3	R	60	7	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-107	5	3	2	R	40	4	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-108	4	3	2	R	40	7	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-109	3	3	2	R	30	7	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-110	4	3	2	R	40	7	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-111	4	3	2	R	30	5	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-112	4	3	3	R	30	4	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-113	4	3	2	R	30	6	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-114	4	4	4	R	30	9	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-115	4	3	2.5	R	30	4	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-116	4	4	4	R	40	12	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-117	5	5	4	R	80	7	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-118	6	5	3	R	80	8	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-119	4	3	3	R	30	13	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-120	6	4	3	R	60	12	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-121	4	4	3	R	40	13	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-122	3	2.5	2.5	R	20	6	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-123	2.5	2.5	2	R	10	5	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-124	2	2	1	R	5	4	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-125	3	1.5	1.5	R	5	6	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-126	2	1.5	1.5	R	5	4	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-127	3	2.5	2	R	10	3	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-128	3	2.5	2	R	10	5	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-129	2.5	2	1.5	R	5	3	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-130	3	2.5	2.5	R	10	5	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-131	2.5	2	2	R	10	6	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-150	4	3	3	R	50	7	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-151	5	5	3	R	50	4	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-152	4	4	3	R	40	7	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-153	6	3	3	R	60	3	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-154	5	4	4	R	60	3	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-155	7	5	4	R	100	8	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-156	7	5	3.5	R	110	7	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-157	6	4	3	R	50	4	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-158	7	5	2.5	R	90	8	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-159	6	5	4	R	130	10	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-160	6	5	5	R	130	15	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-161	6	5	4	R	120	10	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-162	2	1.5	1.5	R	10	3	Mn nodule (core: volcanic rock)
D08-201	3.5	3	2.5	R	20	5	Mn nodule (hydrothermal Mn)
D08-202	3	3	2	R	60	5	Mn nodule (hydrothermal Mn)
D08-203	6	4	3	R	50	5	Mn nodule (hydrothermal Mn)
D08-250	5	4	1	R	20	11	Mn crust
D08-251	6	4	2	R	40	20	Mn crust
D08-252	6	4	2	R	60	15	Mn crust
D08-253	3	2	2	R	20	11	Mn crust
D08-401							pumice
D08-501							sponge
D08-502							coral
D09-001							mud (1bag)
D10-001	8	5	3	SA	100	film	scoria
D11-001	4	2	2	A	15	film	vesiculated basalt with pl phenocrysts
D11-002	5	4	2	A	20	film	altered lava? paragonite or celadonite clay
D11-003	6	2	2	A	15	film	similar to D11-002 with small amounts of glass
D11-004	10	8	6	SR	120	film	pumice
D11-005	6	4	3	SA	40	no	pumice
D11-011							mud ball
D11-012							mud
D12-001	20	15	10	R	3	no	pumice
D12-002	10	10	8	R	1	no	pumice
D12-011							mud (5 bags)
D13-001							pumice (about 10 pieces)
D13-011							mud (4 bags)

* A: angular, SA: subangular, SR: subrounded, R: rounded, P: platy.

** pl: plagioclase, px: pyroxene.

方法を佐藤ほか(1999)に従いRS(Rock Surface)法と呼ぶ。

蛍光X線分析装置(東京大学海洋研究所設置,理学製RIGAKU 3270,以下XRF)を用いた通常的全岩化学組成分析も行い,オミクロンによる分析結果の補正に用いた。分析用試料(ガラスビード,粉末ビスケット)の作成に十分な大きさの試料であったKT99-4D01-001とKT99-4D04-001の2試料について,粗割した後で,イオン交換水を用いて脱塩し,メノウ製ボールミルで粉末にした後,ガラスビード(四ホウ酸リチウム:試料粉末=10:1)と粉末ビスケットを作成した。XRFとオミクロンによる全岩化学組成分析の定量分析値を比べると,TiO₂,CaO,K₂Oに関しては,両者の分析値の相関は良い。しかしながら,その他の元素では,オミクロン分析値の直線性は良いが,XRF測定結果との相関は必ずしも良くなく,両者を比較するためには補正が必要であった。本航海で採取された岩石のうち,KT99-4D07-101とKT99-4D11-001は試料が非常に小さく,分析はオミクロンによってのみ行ったため,回帰式を用いて補正を行った(第3表)。

鉱物化学組成は,東京大学海洋研究所設置の電子線マイクロプローブ(日本電子製JXA-8900R,以下EPMA)を用いて,加速電圧15kV,照射電流1.2×10⁻⁸A,ビーム径10μm以下で測定した。

採取された火山岩のうちKT99-4D01-001とKT99-4D04-001に関しては,ICP-MSによる微量元素組成の測定を行った。測定は島根大学総合理工学部木村純一博士の指導の下,同学部設置のVG Elemental製VGPQ3を用いて行った。分析方法はKimura *et al.*(1995)に従った。測定結果は第4表に示した。

4. 化学組成分析結果

4.1 紀南海山列を構成する海山

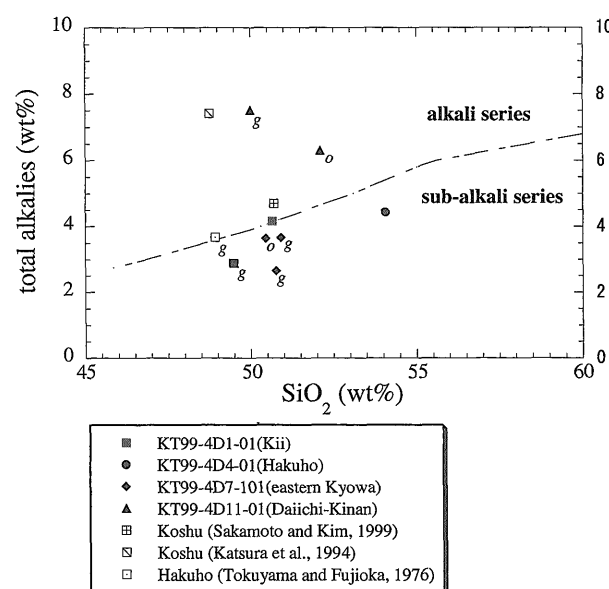
以下,岩石および鉱物の化学組成分析結果を海山ごとに述べる。記述は北から紀伊海山,第1紀南海山,白鳳海山の順に行う。

KT99-4D01-001(紀伊海山):全岩化学組成からノルムネフェリン(Ne)が計算されるが,全アルカリ含有量-SiO₂含有量のダイアグラム(Kuno,1966)でアルカリ岩系列と非アルカリ岩系列の中間的な領域にプロットされる(第2図)。斜長石は斑晶鉱物として存在するほか,微少な鉱物として石基中に散在する。結晶および1つの結晶中での部位(斑晶の中心部と辺縁部,石基中)毎の化学組成変化が小さく,組成はAn₆₃₋₇₅で,石基がややAbに富む傾向がある(第3図A)。かんらん石は同様の産状・化学組成変化を示し,組成はF₀₈₄₋₈₈に集中する(第4図A)。スピネルはしばしばかんらん石斑晶に包有されたり,かんらん石斑晶と接して産する。

Cr#(=Cr/(Cr+Al))は約0.4であり(第5図A),Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)比は約0.08である(第5図B)。希土類元素組成のコンドライト規格化パターンは軽希土に富むパターンである(第6図)。

KT99-4D11-001(第1紀南海山):オミクロンの結果に基づく全アルカリ含有量が6.10wt%とKuno(1966)のアルカリ岩系列の領域にプロットされ(第3図),ガラス部分の化学組成もアルカリに富み,ノルムNeも計算されることから(第3表),アルカリ岩系列の玄武岩と考えられる。斜長石斑晶の化学組成は,結晶の中心部でAn₈₃₋₇₀,辺縁部でAn₇₅₋₆₉,石基中でAn₈₂₋₆₅である(第3図B)。かんらん石斑晶は少ないが,斑晶中心部でF₀₈₅₋₈₇,斑晶辺縁部でF₀₈₄₋₈₇,石基中でF₀₈₀₋₈₅である(第4図B)。単斜輝石は石基中に散在し,普通輝石である。スピネルはCr#が0.25前後で他の試料に比べて低い(第5図A)。Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)比はKT99-4D04-001と似て0.08~0.09である(第5図B)が,TiO₂はやや高く1.1から1.6wt%である(第5図C)。

KT99-4D04-001(白鳳海山):全岩化学組成(第2図)・ノルム組成(第3表)に基づくとソレアイト系列の



第2図 紀南海山列および小笠原背弧雁行海山列産火山岩の全岩化学組成のうち,全アルカリ含有量とSiO₂含有量のプロット。gのついた試料はEPMAによるガラス部分の分析, oのついた試料はオミクロンによる分析の結果。アルカリ岩系列と非アルカリ岩系列の区分はKuno(1966)による。

Fig. 2 Total alkalis (Na₂O+K₂O) versus SiO₂ variation diagram for the volcanic rocks from the Kinan and Ogasawara back-arc echelon seamount chains during KT99-4 Cruise. Plots with "g" means analyses of glassy part by EPMA, and those with "o" means analysis by micro-XRF analyzer, OMICRON.

第3表 紀南海山列及び伊豆小笠原背弧雁行海山列より採取された岩石の全岩およびガラス部分の化学組成.

Table 3 Chemical compositions of bulk rock and glass part of dredged rocks from the Kinan Seamount and Izu-Ogasawara-back arc-echelon seamount Chain.

Location	Kinan Seamounts Chain										Izu-Ogasawara-backarc-echelon												
Seamount	Kii					Hakuho					Dai-ichi Kinan			Koshu †	Eastern knoll of Kyowa								
Cruise	KT99-4					KT99-4					KH74-4 †	KT99-4				KT99-4							
sample	D01-001		D01-001 (glass)			D04-001						D11-001		D11-001 (glass)		D07-101				D07-101 (glass)			
major elements (wt%)																							
method*	RS3000	RS3000 ^{mod}	XRF	RS3000	RS3000 ^{mod}	EPMA(35)	RS3000	RS3000 ^{mod}	XRF	EPMA(11)	RS3000	RS3000 ^{mod}	EPMA (20)	XRF	RS1000	RS1000 ^{mod}	EPMA(12)	EPMA(5) §					
SiO ₂	47.8	50.5	50.64	45.5	49.0	49.48	52.10	53.3	54.06	48.92	50.2	52.1	49.99	50.7	47.4	50.5	50.90	50.76					
TiO ₂	2.0	1.8	1.81	1.5	1.3	1.83	1.40	1.2	1.11	1.51	2.1	1.9	2.05	1.7	1.0	0.5	0.92	0.84					
Al ₂ O ₃	16.4	17.4	17.73	14.3	15.0	15.03	17.00	18.1	18.46	16.81	17.2	18.3	18.08	18.8	13.2	15.6	15.03	15.59					
Fe ₂ O ₃	10.8	9.4	9.07	14.7	11.9	7.43**	9.10	8.2	7.85	8.48**	9.1	8.2	6.45**	9.3	16.7	9.9	9.54**	9.19**					
MnO	0.3	0.2	0.15	0.2	0.1	0.15	0.20	0.1	0.14	0.17	0.1	0.1	0.12	0.1	0.6	0.1	0.19	0.18					
MgO	4.8	4.7	3.36	8.1	10.1	8.10	5.60	6.0	6.94	6.70	6.5	7.5	4.42	5	9.9	13.6	5.81	5.46					
CaO	13.4	12.9	13.30	10.7	10.2	13.82	9.70	9.3	9.35	11.85	8.3	7.9	7.50	9.2	6.3	10.3	10.48	10.46					
Na ₂ O	3.3	3.4	3.52	3.3	3.4	2.69	3.10	2.8	3.08	2.69	3.6	4.2	4.70	3.5	3.0	3.0	2.83	1.89					
K ₂ O	0.9	0.7	0.64	1.5	1.2	0.20	1.60	1.3	1.35	0.99	2.5	2.1	2.81	1.2	1.8	0.6	0.84	0.77					
Cr ₂ O ₃						0.05							0.02				0.03	0.02					
NiO						0.02							0.03				0.02	0.01					
P ₂ O ₅	0.2	0.4	0.32	0.1	0	0.12	0.20	0.4	0.31		0.4	1.2	0.25	0.6	0.1	0.2	0.09	0.11					
total	99.9	101.3	100.54	99.9	102.4	99.00	100.00	100.7	102.65	98.12	100.0	103.4	96.48	100.1	100.0	104.2	96.73	95.31					
minor elements (ppm)																							
Co			41							28				29									
Cr			254							181				86									
Ba			49							68				255									
Nb			10							10				37									
Ni			47							102				53									
Rb			16							26				19									
Sr			309							444				389									
Th			1							1													
Y			29							20				30									
Zr			156							105				168									
CIPW Norm(wt%)																							
Qz																		0.20	5.26				
Or			3.78			1.18			7.97	5.84		12.40	16.59	7.08		3.54	4.96	4.55					
Ab			27.30			22.74			26.04	22.44		33.75	25.69	29.59		22.03	23.92	15.98					
An			30.68			28.33			32.55	30.86		24.87	19.93	32.03		27.32	25.82	31.77					
Ne			1.33			0.16			0.16	0.95		7.61				1.81							
Di			27.70			31.77			9.61	22.74		5.29	12.72	8.00		18.11	21.08	16.00					
Hy						0.84			20.92					9.83			16.60	17.83					
Ol			3.62			8.67			0.98	11.39		18.09	7.96	6.92		28.00							
Mt			1.98			1.62			1.71	1.85		1.79	1.41	2.03		2.16	2.08	2.00					
Il			3.44			3.48			2.11	2.87		3.61	3.90	3.23		0.95	1.75	1.60					
Ap			0.70			0.26			0.68			1.31	0.55	1.31		0.44	0.20	0.24					
FeO ^{total}		8.46	8.16		10.71	7.43		7.38	7.06	8.48		7.41	6.45	8.37		8.94	9.54	9.19					
Mg#		0.50	0.42		0.63	0.66		0.59	0.64	0.58		0.64	0.55	0.52		0.73	0.52	0.51					
total alkalis		4.10	4.16		4.60	2.89		4.10	4.43	3.68		6.10	7.51	4.70		3.64	3.67	2.65					

*RS3000: Micro-XRF (Omicron) analysis with 3 mm of collimator, RS1000: Omicron analysis with 1 mm of collimator. Numbers in parentheses show numbers of analysis. ** Total Fe as FeO.

§ Glass inclusion in silicate minerals. ^{mod} Modified value by correlation formula.

† Tokuyama and Fujioka (1976). ‡ Sakamoto and Kim (1999)

第4表 紀南海山列産火山岩の希土類元素組成.
Table 4 Compositions of rare earth elements.

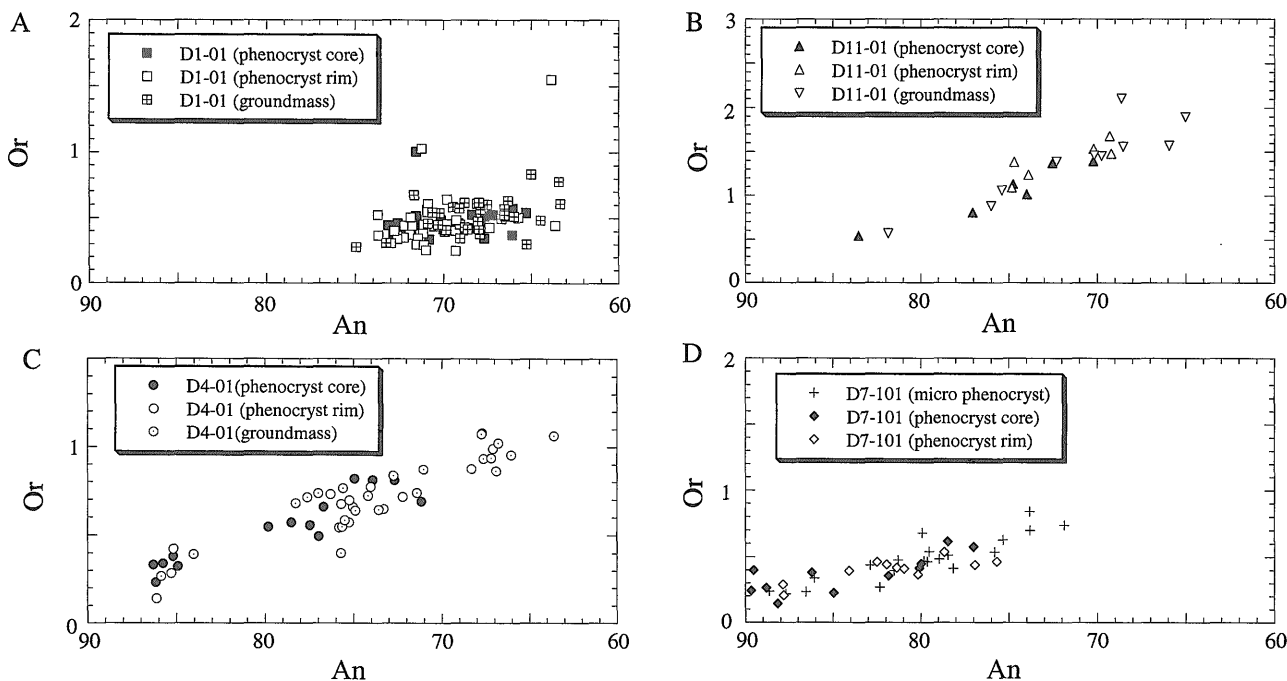
Seamount	Kii	Hakuho
Sample	KT99-4D01-001	KT99-4D04-001
La	8.565	10.19
Ce	20.16	21.47
Pr	2.934	2.918
Nd	13.88	12.72
Sm	3.685	3.009
Eu	1.363	1.058
Gd	4.386	3.261
Tb	0.7537	0.5312
Dy	4.789	3.312
Ho	0.9778	0.669
Er	2.721	1.836
Tm	0.4185	0.3003
Yb	2.691	1.929
Lu	0.3941	0.3051

玄武岩であると考えられる。鉱物組成は部位ごとの組成差があり、斜長石斑晶の組成は斑晶中心部で $An_{86\sim71}$ 、辺縁部で $An_{86\sim67}$ 、石基中で $An_{86\sim63}$ と次第に Ab 成分に富む傾向が見られる(第3図C)。またかんらん石斑晶は中心部で $Fo_{83\sim88}$ 、辺縁部で $Fo_{82\sim87}$ 、石基中で $Fo_{74\sim84}$ である。かんらん石斑晶の中心部はしばしば

Niに富む ($NiO > 0.3 \text{ wt}\%$) (第4図C)。単斜輝石は石基に産出し、普通輝石ないしサーラ輝石である。スピネルはかんらん石に包有されることが多い。Cr#は約0.4でKT99-4D01-001と変わらないが(第5図A)、 $Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Cr + Al)$ 比は0.1から0.2である(第5図B)。 $Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Cr + Al)$ 比が高いものほど TiO_2 に富み、 TiO_2 は最大で1.8 wt% 含まれる(第5図C)。希土類元素組成のコンドライト規格化パターンは軽希土に富むパターンである(第6図)。

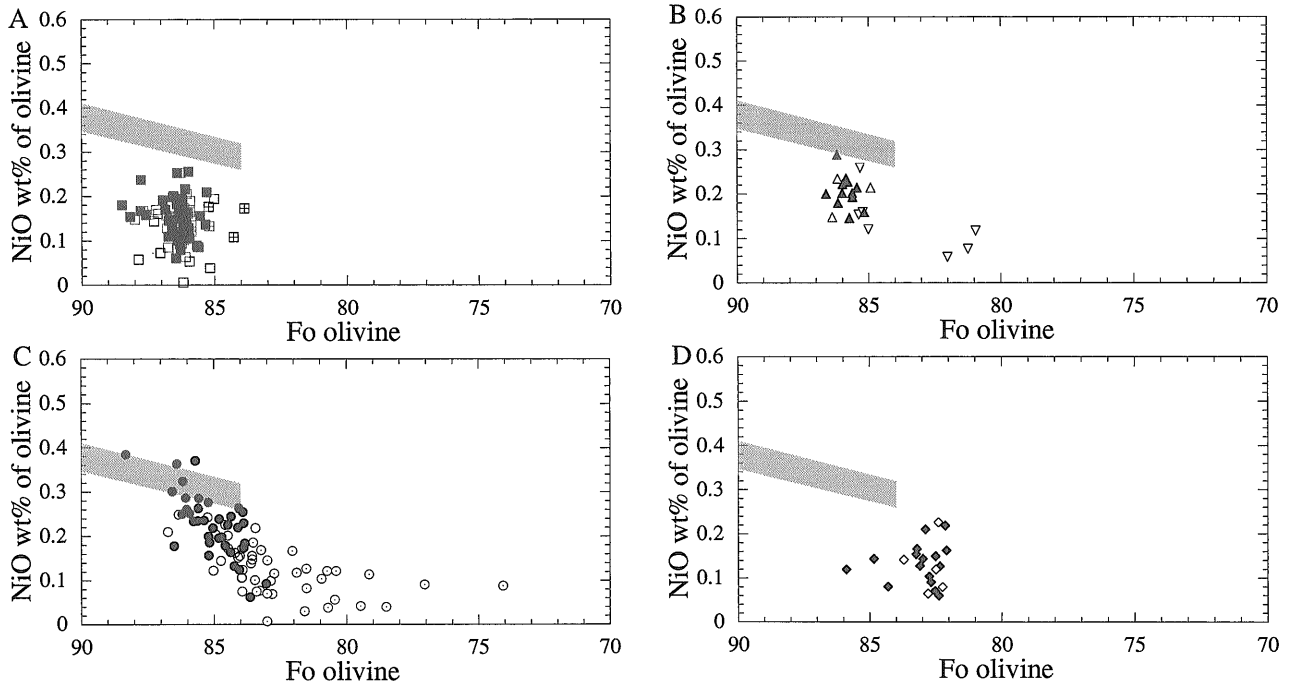
4.2 伊豆-小笠原背弧雁行海山列を構成する海山

KT99-4D07-101 (享和海山東方小丘)：オミクロンによる全岩化学組成分析に基づくとノルム Ne が計算されるが、総アルカリ量は他の試料に比べ低いこと(第3図)、EPMAによるガラスの化学組成に基づくとノルム石英が計算されること(第3表)、試料がマンガンクラストの中心部の小岩片であり、全岩化学組成は参考値であることなどの理由から、この玄武岩はソレアイト系列の玄武岩と考えた。斜長石の化学組成は斑晶中心部の $An_{90\sim77}$ から微斑晶の $An_{89\sim72}$ へと次第に Ab 成分に富む傾向を示すが(第3図D)、かんらん石の化学組成は $Fo_{86\sim83}$ であまり変化しない(第4図D)。単斜輝石はガラス中の斑晶や微斑晶として産出する。EPMAの組



第3図 紀南海山列および小笠原背弧雁行海山列を構成する海山から採集された火山岩中の斜長石の化学組成。(A)紀伊海山 (KT99-4D01-001), (B)第1紀南海山 (KT99-4D11-001), (C)白鳳海山 (KT99-4D04-001), (D)享和海山東方海山 (KT99-4D07-101)。

Fig. 3 Analyzed compositions of plagioclase in the volcanic rocks from the the Kinan and Ogasawara back-arc echelon seamount chains during KT99-4 Cruise. (A) Kii seamount (KT99-4D01-001), (B) Dai-ichi Kinan seamount (KT99-4D11-001), (C) Hakuho seamount (KT99-4D04-001), and (D) Small knoll, east of the Kyowa seamount (KT99-4D07-101).



第4図 紀南海山列および小笠原背弧雁行海山列を構成する海山から採集された火山岩中のかんらん石斑晶の化学組成。網目の部分は Mantle olivine array (高橋, 1986)。凡例は図3に同じ。(A)紀伊海山 (KT99-4D01-001), (B)第1紀南海山 (KT99-4D11-001), (C)白鳳海山 (KT99-4D04-001), (D)享和海山東方海山 (KT99-4D07-101)。

Fig. 4 Analyzed compositions of olivine in the volcanic rocks from the the Kinan and Ogasawara back-arc echelon seamount chains during KT99-4 Cruise. Shaded area show the Mantle olivine array (Takahashi, 1986). Symbols are same to Fig. 3. (A) Kii seamount (KT99-4D01-001), (B) Dai-ichi Kinan seamount (KT99-4D11-001), (C) Hakuho seamount (KT99-4D04-001), and (D) Small knoll, east of the Kyowa seamount (KT99-4D07-101).

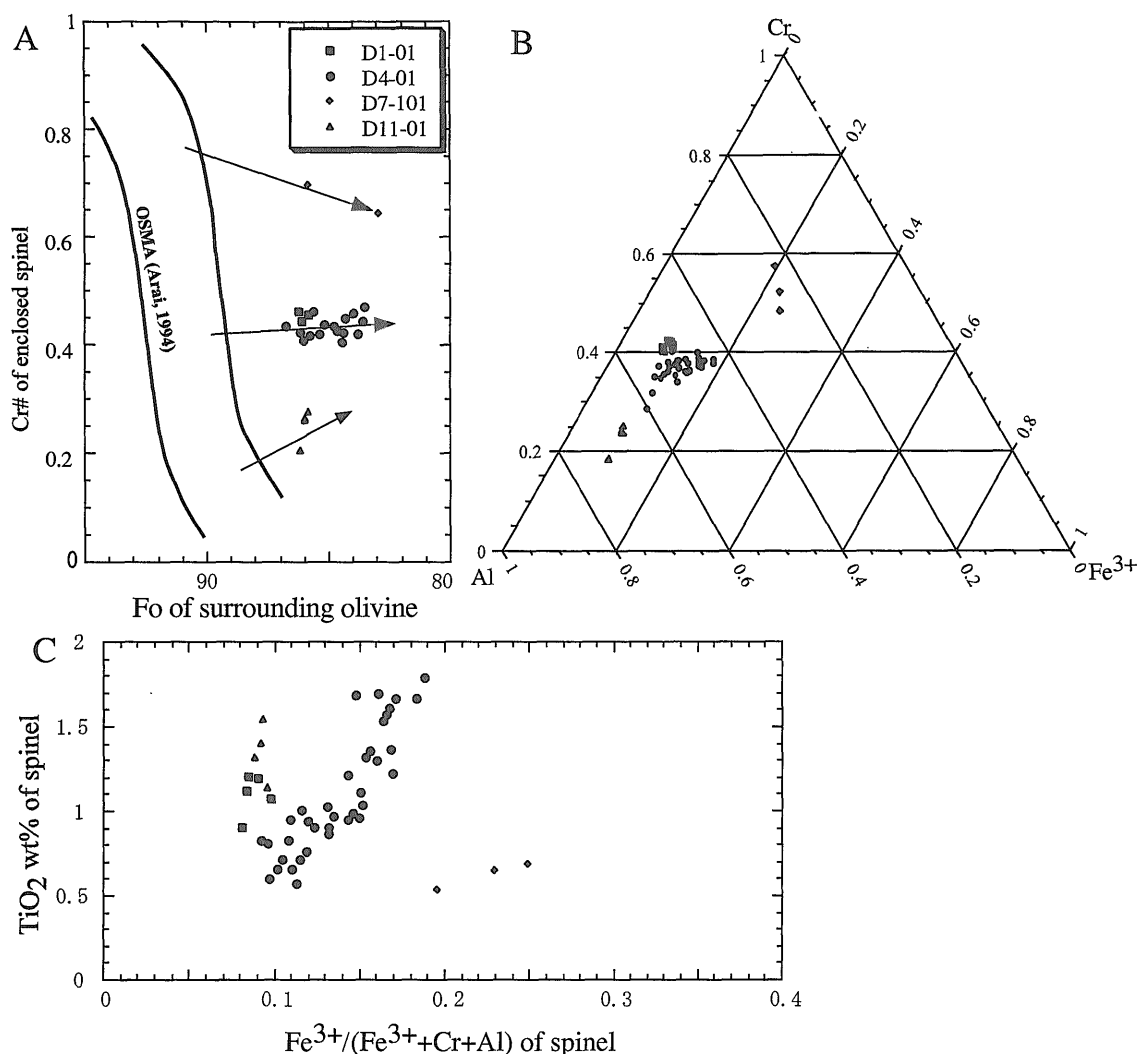
成像ではかすかなゾーニングが見られるが、斑晶の中心部と辺縁部とでは著しい組成の違いはなく、いずれも普通輝石～透輝石であり、辺縁部でわずかに En 成分が増える。スピネルの化学組成は高 $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ 比・低 TiO_2 含有量で特徴づけられる (第5図)。

5. 年代測定

採取された火山岩のうち、紀南海山列から得られた KT99-4D01-001, KT99-4D04-001, KT99-4D11-001 の3試料に関して、レーザー加熱法を用いた $^{40}Ar/^{39}Ar$ 法による年代測定を試みた。測定には5 mg 前後 (1-1.5 mm 角) の石基を用いた。いずれの試料も特に変質鉱物は認められないが、石基部分に細粒かつ針状の斜長石及び輝石が晶出し、粒間及び気泡内部には、ガラス質な部分が存在する。このため、ガラス質部分の海水との反応による放射起源アルゴンの散逸及びカリウムの付加が起きている可能性が考えられた。そこでこれらの影響の客観的評価がある程度可能な $^{40}Ar/^{39}Ar$ 法による段階加熱測定を行った。測定システム、測定方法については、Uto *et al.* (1997) 及び Ishizuka and Yuasa (1999) 等に述べられている。試料の中性子照射には、東北大学

金属材料研究所の JMTR を使用した。フラックスモニタとして、Fish Canyon Tuff (FC3) 中の sanidine を用い (e.g., Hurford and Hammerschmidt, 1985), 年代値として 27.5 Ma を使用した (Uto *et al.*, unpublished data)。試料は 10-11 ステップに分けてレーザーの出力を上げながら加熱された。その結果、いわゆるプラトー年代が得られたのは紀伊海山からの試料 (KT99-4D01-001) の1試料のみであった。この試料に関しては、10 ステップのうち中温部の6ステップについて、得られた年代が誤差範囲で一致し、プラトー年代 15.39 ± 0.11 Ma が得られた (第7図, 第5表)。またプラトーを形成するステップについての inverse isochron 法による計算でも、誤差は大きいもののプラトー年代と一致した年代及び誤差範囲で大気と一致した初生比を与えた。従って、プラトー年代 15.39 ± 0.11 Ma は信頼できる噴出年代と考えられる。

一方、KT99-4D04-001 の試料については、低温から中温部にかけて 10-11 Ma 前後の古めの年代を示し、その後高温部に行くにつれて若い年代となった (第7図, 第5表)。各ステップの Ca/K 比を見ると、高温部に行くにつれて高くなっており、高温部でより Ca/K 比の高い相 (輝石など) から脱ガスしたことがわかる。年代



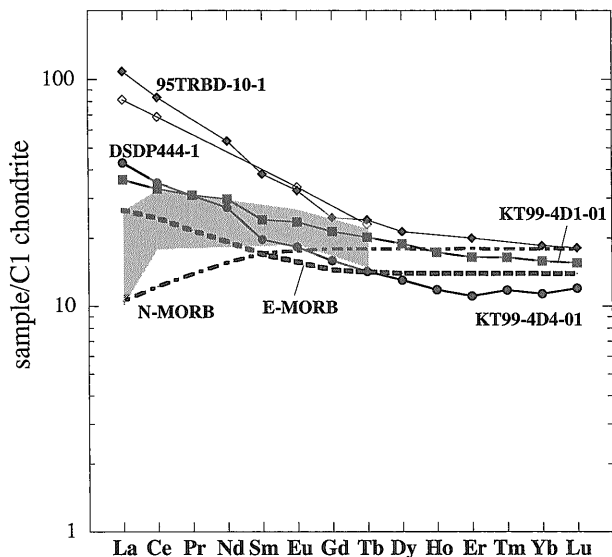
第5図 紀南海山列および小笠原背弧雁行海山列を構成する海山から採集された火山岩中のスピネルの化学組成。(A)スピネルのCr# (=Cr/(Cr+Al))とそれを包有するかんらん石のFo値の関係。OSMA (Olivine-Spinel Mantle Array)はArai (1994)による。(B)スピネルの化学組成をFe³⁺+Cr+Al三角ダイアグラムにプロットしたもの。(C)スピネルの化学組成のTiO₂含有量とFe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al)のプロット。

Fig. 5 Analyzed compositions of spinel in the volcanic rocks from the the Kinan and Ogasawara back-arc echelon seamount chains during KT99-4 Cruise. (A) Cr# (=Cr/(Cr+Al)) of spinel versus Fo value of surrounding olivine variation diagram. OSMA (Olivine-Spinel Mantle Array) is referred from Arai (1994). (B) Chemical compositions of spinel on Fe³⁺+Cr+Al system. (C) TiO₂ versus Fe³⁺/(Fe³⁺+Cr+Al) variation diagram.

が高温部で若くなった原因としては、一部微弱な変質を受けた部分及びカリウムを多く含む細粒な石基部から中性子照射の際の反跳現象によりカリウム起源の³⁹Arがカリウムの乏しい部分(すなわち高温で脱ガスした相)に移動したためではないかと考えられる。このため、この試料から信頼できる噴出年代は得られなかった。KT99-4D11-001についても年代のばらつきは小さいものの、多少変質あるいは反跳の影響と思われるスペクトルの乱れが見られ、信頼できる年代を得ることができなかった。

6. 議論と結論

紀伊海山から得られた玄武岩(KT99-4D01-001)はややアルカリに富むソレアイト系列の玄武岩である。このことは希土類元素組成のC1コンドライトの値(Sun and McDonough, 1989)による規格化パターンが軽希土に富む、いわゆるE-MORBに似たパターンを持つことと調和的である。斜長石・かんらん石・スピネルといった鉱物の組成にあまり分化トレンドが見られないことや、希土類元素規格化パターンでEuの異常が見られないことから、未分化と言えないまでも、それほど分化していな

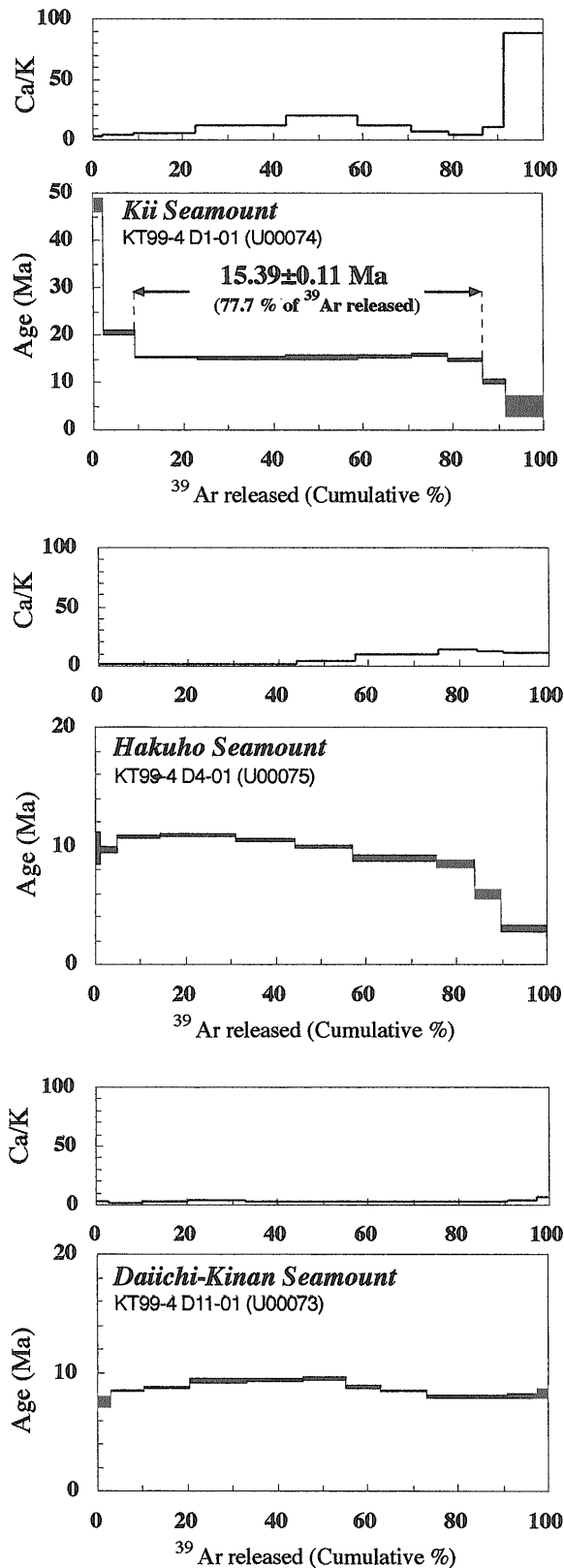


第6図 希土類元素組成をC1コンドライトの値 (Sun and McDonough, 1989) で規格化したダイアグラム。E-MORBとN-MORBの値はSun and McDonough (1989)による。95TRBD-10-1は坂本・金 (1999)による膠州海山産玄武岩の分析値、DSDP444-1はWood *et al.* (1981)の分析値を用いた。網目はDSDPによって掘削された四国海盆産ソレイト系列玄武岩類 (Wood *et al.*, 1981)の規格化パターンを示す。

Fig. 6 C1 chondrite-normalized rare earth elements pattern. Compositions of C1 chondrite, E-MORB, and N-MORB are referred from Sun and McDonough (1989). 95TRBD-10-1 shows normalized pattern of basaltic rocks from the Koshu seamount (Sakamoto and Kim, 1999), and DSDP444-1 exhibits normalized pattern of alkali series rock from DSDP Site 444 (Wood *et al.*, 1981). Shaded area indicates normalized patterns of tholeiite series rocks from the Shikoku Basin collected during DSDP (Wood *et al.*, 1981).

いマグマから形成されたものと考えられる。スピネルの化学組成はArai (1994)などに基づくと、海洋島ソレイト系列の玄武岩の組成と似ており、対応する融け残りかんらん岩の化学組成は中央海嶺玄武岩 (MORB) マグマの融け残り岩と同じような組成であると考えられる (第5図A)。

第1紀南海山から採取された玄武岩 (KT99-4D11-001)はアルカリ岩系列の玄武岩と考えられる。斜長石・かんらん石の化学組成は白鳳海山玄武岩のそれと似たトレンドを示し、やや分化した玄武岩であることを示している。スピネルの化学組成は低 Fe^{3+} ・高 TiO_2 で特徴づけられ、海洋島玄武岩の領域にプロットされる (第5図C)。共存するかんらん石とスピネルの化学組成から推定される溶け残りかんらん石のスピネル組成の領域は、OSMA (Arai, 1994)のかなりCr#の低い側に位置し、融け残りかんらん岩の組成はfertileであると推定



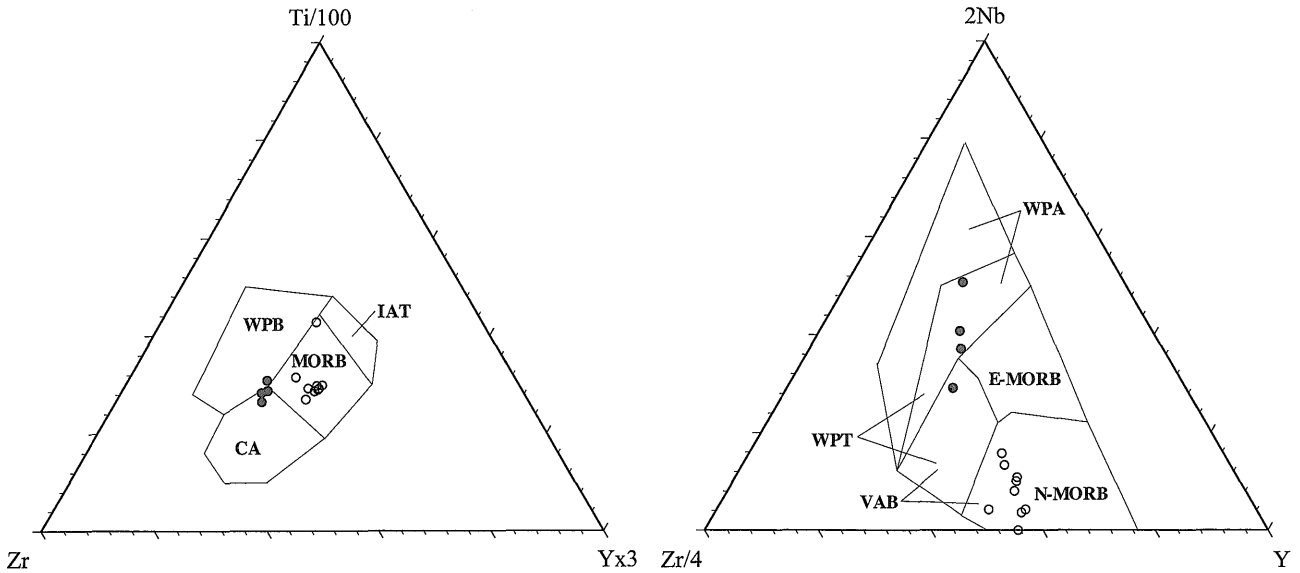
第7図 紀南海山列産火山岩類の $^{40}Ar/^{39}Ar$ レーザー加熱法による年代スペクトル。

Fig. 7 $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum of volcanic rocks from the Kinan seamount chain.

第5表 紀南海山列産火山岩、石基の段階加熱測定結果。

Table 5 Analytical data for stepwise heating analyses of groundmass of volcanic rocks from the Kinan Seamount chain.

Laser output	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($\times 10^{-3}$)	Ca/K	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{39}\text{Ar}_K$ fraction (%)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Age (Ma)
KT99-4D01-001 (Kii Seamount)								
<i>U00074</i>	<i>JMTR9903-1</i>	J= 0.004161						
0.3W	25.87 ± 0.08	1.774 ± 0.009	66.60 ± 1.03	3.020	24.6	2.2	6.384 ± 0.216	47.3 ± 1.6
0.5W	5.723 ± 0.013	2.631 ± 0.007	11.01 ± 0.32	4.483	47.9	6.8	2.748 ± 0.065	20.5 ± 0.5
0.72W	2.212 ± 0.003	3.160 ± 0.007	1.642 ± 0.210	5.387	93.0	13.9	2.061 ± 0.020	15.40 ± 0.17
0.91W	2.086 ± 0.005	7.034 ± 0.020	2.756 ± 1.415	12.03	96.2	19.9	2.018 ± 0.041	15.1 ± 0.3
1.13W	2.097 ± 0.008	11.28 ± 0.03	4.275 ± 3.534	19.37	96.1	15.9	2.031 ± 0.069	15.2 ± 0.5
1.45W	2.173 ± 0.004	7.010 ± 0.017	2.801 ± 1.434	11.99	95.7	12.0	2.089 ± 0.049	15.6 ± 0.4
1.9W	2.204 ± 0.009	3.627 ± 0.015	1.516 ± 0.850	6.186	96.9	8.3	2.139 ± 0.039	16.0 ± 0.3
2.65W	2.093 ± 0.007	2.586 ± 0.010	1.245 ± 0.520	4.407	95.3	7.7	1.998 ± 0.040	14.9 ± 0.3
3.7W	1.438 ± 0.009	6.196 ± 0.030	2.502 ± 1.930	10.59	93.7	4.8	1.351 ± 0.071	10.1 ± 0.5
fusion	0.8273 ± 0.0023	49.40 ± 0.10	18.11 ± 29.22	87.68	77.9	8.5	0.6710 ± 0.3065	5.0 ± 2.3
plateau age (0.72 W-2.65W)						77.7		15.39 ± 0.11
KT99-4 D11-001 (Dai-ichi Kinan Seamount)								
<i>U00073</i>	<i>JMTR9903-1</i>	J= 0.003986						
0.3W	5.685 ± 0.021	1.251 ± 0.006	16.11 ± 0.33	2.129	18.5	2.8	1.054 ± 0.069	7.6 ± 0.5
0.55W	1.772 ± 0.003	1.066 ± 0.004	2.370 ± 0.059	1.814	66.7	7.4	1.182 ± 0.012	8.48 ± 0.10
0.8W	1.580 ± 0.004	1.543 ± 0.004	1.757 ± 0.077	2.626	77.3	10.2	1.221 ± 0.014	8.76 ± 0.11
1.05W	1.570 ± 0.003	2.396 ± 0.006	1.765 ± 0.137	4.081	82.7	12.7	1.299 ± 0.020	9.32 ± 0.15
1.3W	1.600 ± 0.004	1.971 ± 0.005	1.703 ± 0.108	3.356	81.4	12.4	1.302 ± 0.017	9.34 ± 0.13
1.6W	1.615 ± 0.004	1.273 ± 0.005	1.410 ± 0.094	2.166	82.4	9.6	1.330 ± 0.016	9.54 ± 0.13
2W	1.681 ± 0.003	1.195 ± 0.003	1.911 ± 0.097	2.034	73.8	7.8	1.240 ± 0.018	8.89 ± 0.14
2.6W	1.835 ± 0.003	1.208 ± 0.003	2.620 ± 0.060	2.056	64.7	9.9	1.186 ± 0.012	8.51 ± 0.10
3.4W	1.637 ± 0.003	1.913 ± 0.005	2.451 ± 0.078	3.258	67.9	18.2	1.112 ± 0.015	7.98 ± 0.12
4.1W	1.641 ± 0.005	2.453 ± 0.008	2.633 ± 0.193	4.179	68.2	6.3	1.120 ± 0.033	8.03 ± 0.24
fusion	1.822 ± 0.008	4.091 ± 0.017	3.709 ± 0.396	6.978	63.3	2.7	1.156 ± 0.062	8.3 ± 0.4
KT99-4D04-001 (Hakuho Seamount)								
<i>U00075</i>	<i>JMTR9903-1</i>	J= 0.004122						
0.3W	2.597 ± 0.018	0.7292 ± 0.0110	4.586 ± 0.907	1.240	50.7	1.0	1.316 ± 0.183	9.8 ± 1.4
0.5W	2.338 ± 0.006	0.6174 ± 0.0039	3.704 ± 0.164	1.050	55.9	3.7	1.306 ± 0.033	9.7 ± 0.3
0.72W	2.098 ± 0.006	0.6341 ± 0.0027	2.424 ± 0.096	1.079	69.0	9.8	1.446 ± 0.020	10.72 ± 0.15
0.96W	1.940 ± 0.006	0.8003 ± 0.0023	1.859 ± 0.054	1.361	76.0	16.6	1.473 ± 0.012	10.92 ± 0.10
1.15W	1.874 ± 0.004	1.169 ± 0.003	1.964 ± 0.078	1.990	75.5	13.1	1.415 ± 0.015	10.49 ± 0.12
1.45W	1.716 ± 0.004	2.176 ± 0.005	2.059 ± 0.105	3.706	77.8	12.9	1.335 ± 0.018	9.90 ± 0.14
1.9W	1.541 ± 0.004	5.334 ± 0.012	3.039 ± 0.287	9.110	77.9	18.5	1.204 ± 0.032	8.93 ± 0.24
2.55W	1.548 ± 0.004	7.901 ± 0.020	4.168 ± 0.486	13.52	73.8	8.5	1.148 ± 0.047	8.5 ± 0.4
3.7W	1.150 ± 0.004	7.223 ± 0.025	3.762 ± 0.549	12.35	69.0	5.8	0.7967 ± 0.0514	5.9 ± 0.4
fusion	0.7115 ± 0.0031	6.087 ± 0.021	3.188 ± 0.440	10.40	57.0	10.3	0.4059 ± 0.0417	3.0 ± 0.3



第8図 (A)玄武岩のテクトニックセッティング判別 $Zr-Ti/100-Y \times 3$ ダイアグラム (Pearce and Cann, 1973). 黒丸は紀南海山列産玄武岩および DSDP Site444 のアルカリ玄武岩を, 白丸は DSDP によって掘削された四国海盆産ソレイト系列玄武岩類を示す. WPB: Within Plate Basalt (プレート内玄武岩), IAT: Island Arc Tholeiite series basalt (島弧ソレイト系列玄武岩), MORB: Mid Ocean Ridge Basalt (中央海嶺玄武岩), CA: Calc-Alkali series basalt (カルクアルカリ系列玄武岩) (B)玄武岩のテクトニックセッティング判別 $Zr/4-2 \times Nb-Y$ ダイアグラム (Meschede, 1986). 黒丸は紀南海山列産玄武岩および DSDP Site444 のアルカリ玄武岩を, 白丸は DSDP によって掘削された四国海盆産ソレイト系列玄武岩類を示す. WPA: Within Plate Alkali series basalt (プレート内アルカリ系列玄武岩), WPT: Within Plate Tholeiite series basalt (プレート内ソレイト系列玄武岩), VAB: Volcanic Arc Basalt (島弧玄武岩), E-MORB: Enriched MORB, N-MORB: Normal MORB.

Fig. 8 (A) The $Zr-Ti/100-Y \times 3$ basalt discrimination diagram (Pearce and Cann, 1973). Solid circle: basalts from the Kinan seamount chain and DSDP Site 444. Open circle: tholeiite series basalts from the Shikoku Basin collected during DSDP. WPB: Within Plate Basalt, IAT: Island Arc Tholeiite series basalt, MORB: Mid Ocean Ridge Basalt, CA: Calc-Alkali series basalt. (B) The $Zr/4-2 \times Nb-Y$ basalt discrimination diagram (Meschede, 1986). Solid circle: basalts from the Kinan seamount chain and DSDP Site 444. Open circle: tholeiite series basalts from the Shikoku Basin collected during DSDP. WPA: Within Plate Alkali series basalt, WPT: Within Plate Tholeiite series basalt, VAB: Volcanic Arc Basalt, E-MORB: Enriched MORB, N-MORB: Normal MORB.

される (第5図A).

白鳳海山から得られた玄武岩 (KT99-4D04-001) はソレイト系列の玄武岩であるが, 希土類元素規格化パターンは紀伊海山産玄武岩 (KT99-4D01-001) に似て, やや軽希土に富む左上がりのパターンを示す. 構成鉱物の化学組成には幅があり, 更に, かんらん石斑晶中心部がマントルと平衡に存在しうる組成である, 希土類元素規格化パターンで Eu の異常が見られないなどの結果は, 晶出した斜長石が沈降・集積せずに噴出したことを意味している. 対応する融け残りかんらん岩の組成は KT99-4D01-001 と同様, MORB の融け残り岩に相当する組成であると考えられる.

以上の岩石学的・鉱物学的特徴と Ar-Ar 年代測定の結果を合わせると, 研究船淡青丸 KT99-4 航海で紀南海山列を構成する海山から採取された玄武岩のうち, 紀伊海山産の E-MORB 的玄武岩は約 15 Ma の噴出年代をもつことが明らかとなった. 白鳳海山産玄武岩は E-MORB 的であり, 第1紀南海山産玄武岩はアルカリ岩

系列に属する玄武岩である. 噴出年代は信頼性に欠けるが, 紀伊海山産玄武岩に比べ若い可能性がある (約 10 Ma).

これらの結果を, これまでに報告されている紀南海山列を構成する海山や四国海盆底より採取された玄武岩類と比較する. 四国海盆拡大軸付近を構成する玄武岩は, DSDP により掘削され, ソレイト系列の玄武岩で (Wood *et al.*, 1981), 17.2 ± 3.2 Ma の K-Ar 年代 (Klein and Kobayashi, 1981) と 15.6 ± 1.9 , 8.3 ± 7.8 , 10.9 ± 3.5 Ma の Ar-Ar 年代 (Ozima *et al.*, 1981) が報告されており, 海底磁気プロファイルより推定される四国海盆の拡大時期 (~15 Ma: Klein and Kobayashi, 1981; Okino *et al.*, 1994, 1999) と調和的である. 一方, DSDP Site 444 において, ソレイト系列基盤岩上の堆積物中にシルとして貫入するアルカリ玄武岩 (アルカリに富む鉱物, たとえばケルスート閃石やチタン普通輝石を含む) が採取され, 14.7 ± 2.1 Ma の K-Ar 年代が得られている (McKee and Klock, 1981).

紀南海山列を構成する海山からは、研究船白鳳丸 KH74-4 航海により白鳳海山から、水路部と東海大学の航海により膠州海山から玄武岩類が採取されている。白鳳海山産玄武岩は、枕状玄武岩のガラス部分の EPMA による分析結果に基づいて、ソレアイト質玄武岩と考えられた(徳山・藤岡, 1976)。膠州海山産玄武岩は全岩組成に基づいてアルカリ質玄武岩であると考えられており、水路部航海の試料について 7.92 ± 0.19 Ma の K-Ar 年代が、東海大学の試料について 7.1 ± 1.1 Ma の K-Ar 年代が得られている(桂ほか, 1991; 坂本・金, 1999)。

希土類元素のコンドライト規格化パターン(第6図)や Nb-Zr-Y, Ti-Zr-Y ダイアグラム(第8図)によると、DSDP で掘削されたソレアイト系列の火山岩は N-MORB に比べてやや軽希土に富むものの、La に枯渇するなど MORB と同様のパターンを有し、テクトニックセッティング判別の三角ダイアグラムにおいても(N-)MORB の領域にプロットされる。一方、紀南海山列を構成する海山産火山岩と DSDP で掘削されたアルカリ岩(オフリッジ玄武岩)は、ホットスポット起源の海洋島アルカリ岩程ではないが、軽希土に富み、三角ダイアグラムではプレート内玄武岩(WPB)、プレート内ソレアイト系列玄武岩(WPT)ないしプレート内アルカリ岩(WPA)の領域にプロットされ、両者は明瞭に区別できる。

これらのことを踏まえると四国海盆拡大終了後の拡大軸付近での火成活動は次の2つに分けられる。1つは、四国海盆の拡大(~15 Ma: Kobayashi *et al.*, 1995) 終了直後(15 Ma 頃)に生じた紀伊海山や DSDP Site444 の試料に代表される火成活動であり、もう一つは、10~7 Ma 頃に生じた膠州・第1紀南・白鳳海山の試料に代表される enrich したプレート内玄武岩の活動である。

坂本・金(1999)は膠州海山産火山岩の起源について、伊豆-小笠原弧背弧域での中新世からの火成活動(Ishizuka *et al.*, 1998; 石塚ほか, 1999)との関連やハワイなどのホットスポットに似た後侵食期火成活動(中村, 1986)の産物である可能性を指摘している。紀南海山列からの同位体組成分析の唯一の報告である松田(1983), Matsuda(1985)に基づけば、白鳳丸 KH74-4 航海で白鳳海山から採取された火山岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は 0.7036 であり、拡大軸で形成された火山岩(すなわち MORB ないし BABB, 例えばマリアナトラフの玄武岩では 0.7030 以下。松田, 1983)よりも高い値となっている。この唯一の値に基づけば、紀南海山列を構成する火山岩の源は、四国海盆の背弧海盆玄武岩の活動とは別の、より島弧的な環境でのものであると考えられる。伊豆-小笠原弧背弧域において、最も古いものでは 17 Ma からの火成活動が知られており(Ishizuka *et al.*, 1998;

石塚ほか, 1999), それらとの関連を今後検討する必要がある。

紀南海山列を構成する海山からの試料の採取は未だ十分ではなく、1つの海山内でも火山岩のヴァリエーションがある可能性があり、今回報告した火山岩が海山を代表していない可能性もある。今後、更に多くの海山からの、系統的な試料の採取が必要である。

謝辞 本航海に際して、並波船長をはじめとする淡青丸の方々には非常にお世話になった。ICP-MS による微量元素測定に際しては、島根大学総合理工学部木村純一博士にひとかたならぬお世話になった。航海に際しては海上保安庁水路部小原泰彦氏・沖野郷子博士(現・東京大学海洋研究所)・海洋科学技術センター坂本泉博士に当該海域の地形・地質に関する情報をお教え頂き、議論して頂いた。ノルム組成の計算は Los Alamos National Laboratory の Ken Wohlets 博士作成の Magma Ver. 2.3 (Copyright by the University of California) を用いた。年代測定に関し、地質調査所の宇都浩三博士には助言を頂き、また周藤正史博士にはモニタの測定をお手伝いいただいた。中性子照射に関して東北大学金属材料研究所の鳴井実氏にお世話になった。査読者の地質調査所、湯浅真人博士には有益な助言をいただいた。以上の方々に感謝します。また、工業技術院特別研究「精密年代測定による背弧盆地形成史に関する研究」の研究費を一部使用した。

文 献

- Arai, S. (1994) Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Jour. Volcanology Geotherm. Res.*, **59**, 279-293.
- Hurfurd, A. J. and Hammerschmidt, K. (1985) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and K/Ar dating of the Bishop and Fish Canyon Tuffs; Calibration ages for fission-track dating standards. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, **58**, 23-32.
- Ishizuka, O. and Yuasa, M. (1999) Petrography and isotopic age of volcanic rocks dredged from the back-arc ridges and knolls at the north end of the Izu-Ogasawara Arc. *Geological Survey of Japan Cruise Report*, no. 24, 171-190.
- Ishizuka, O., Uto, K., Yuasa, M. and Hochstaedter, A. G. (1998) K-Ar ages from seamount chains in the back-arc region of the Izu-Ogasawara arc. *The Island Arc*, **7**, 408-421.
- 石塚 治・宇都浩三・湯浅真人・Alfred Hochstaedter (1999) 伊豆小笠原弧背弧地域の火成活動

- 史—リフティングに伴う火成活動の変化—。月刊地球号外, no. 23, 89–98.
- 桂 忠彦・島村国雅・大陸棚調査室員一同 (1991) 大陸棚海底サンプルの地球化学的研究 (その1)—大陸棚調査で得られた海底サンプルの予察的研究。水路部研究報告, **30**, 345, 381.
- Kimura, J., Yoshida, T. and Takaku, Y. (1995) Igneous rock analysis using ICP-MS with internal standardization, isobaric ion overlap correction, and standard addition methods. *Science Reports of Fukushima University*, **56**, 1–12.
- Klein, G., deV. and Kobayashi, K. (1981) Geological summary of the north Philippine sea, based on deep sea drilling project Leg 58 results. In Klein, G. deV. and Kobayashi, K. (eds.) *Init. Repts. DSDP*, **58**, 951–961.
- Kobayashi, K., Kasuga, S. and Okino, K. (1995) Shikoku basin and its margins. In Taylor, B. (ed.) *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*, Plenum Press, New York, 381–405.
- 小山真人 (1991) 古地磁気から見たフィリピン海の構造発達史。地学雑誌, **100**, 628–641.
- Kuno, H. (1966) Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bulletin Volcanologique*, **29**, 195–222.
- 松田准一 (1983) フィリピン海の岩石の絶対年代と Sr 同位対比。海洋科学, **15**, 473–477.
- Matsuda, J. (1985) Sr isotopic studies of rocks from the Philippine Sea and some implication for the mantle material. In Shiki, T. (ed.) *Geology of the Northern Philippine Sea*, Tokai Univ. Press, Tokyo, 6378–6347.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**, 207–218.
- McKee, E. H. and Klock, P. (1981) K–Ar ages of basalt sills from Deep Sea Drilling Project Sites 444 and 446, Shikoku Basin and Daito Basin, Philippine Sea. In Klein, G. deV. and Kobayashi, K. (eds.) *Init. Repts. DSDP*, **58**, 921–922.
- 森田澄人・石塚 治・Alfred Hochstaedter・石井輝秋・山本富士夫・徳山英一・平 朝彦 (1999) 北部伊豆・小笠原弧の火山及び構造の発達史。月刊地球号外, no. 23, 79–88.
- 中村一明 (1986) 火山とプレートテクトニクス。火山第2集, **30**, 特別号, S1–S16.
- Okino, K., Shimakawa, Y. and Nagaoka, S. (1994) Evolution of the Shikoku Basin. *Jour. Geomag. Geoelectro.*, **46**, 463–479.
- Okino, K., Ohara, Y., Kasuga, S. and Kato, Y. (1999) The Philippine Sea: New survey results reveal the structure and the history of the marginal basin. *Geophy. Res. Lett.*, **26**, 2287–2290.
- Ozima, M., Takigami, Y. and Kaneoka, I. (1981) ⁴⁰Ar–³⁹Ar geochronological studies on rocks of deep sea drilling project sites 443, 445, and 446. In Klein, G. deV. and Kobayashi, K. (eds.) *Init. Repts. DSDP*, **58**, 917–920.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290–300.
- 坂本 泉・金 容義 (1999) 四国海盆北部, 膠州海山から採取された火山岩の記載岩石学的特徴。東海大学紀要海洋学部, no. 48, 145–159.
- 佐藤 暢・石井輝秋・金山晋司 (1999) マイクロ蛍光 X 線岩石表面走査法による全岩化学組成—海洋底産噴出岩類を例として—。日本地質学会第 106 年学術大会 (名古屋) 講演予稿集, 198.
- Sun, S.-s. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A. D. and Norry, M. J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basin*, Geol. Soc. Spec. Pub., no. 42, 313–345.
- 高橋栄一 (1986) 玄武岩マグマの起源—高温高压実験の結果を踏まえて—。火山, **30**, 特別号, 17–40.
- 徳山英一・藤岡換太郎 (1976) 紀南海山および DSDP Site54 の玄武岩に関する岩石学的研究。海洋科学, **8**, 40–47.
- Uto, K., Ishizuka, O., Matsumoto, A., Kamioka, H. and Togashi, S. (1997) Laser-heating ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating system of the Geological Survey of Japan: System Outline and Preliminary Results. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **48**, 23–46.
- Woods, D. A., Joron, J. L., Marsh, N. G., Tarney, J. and Treuil, M. M. (1981) Major and trace-element variations in basalts from north Philippine Sea drilling during Deep Sea Drilling Project Leg 58. In Klein, G. deV. and Kobayashi, K. (eds.) *Init. Repts. DSDP*, **58**, 873–894.
- Yuasa, M. (1985) Sofugan tectonic line, a new tec-

tonic boundary separating northern and southern parts of the Ogasawara (Bonin) arc, northern Pacific. In Nasu, N. *et al.* (eds.) *Formation of Active Ocean Margins*, TERRAPUB,

Tokyo, 483-496.

(受付: 2000年8月10日; 受理: 2000年11月30日)