

小笠原諸島, 母島の高マグネシア玄武岩を伴う火山岩

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 舟橋, 嘉浩, 黒田, 直 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00000277

小笠原諸島，母島の高マグネシア玄武岩を伴う火山岩

舟 橋 嘉 浩*・黒 田 直**

Haha-jima volcanic rocks associated with
high-MgO basalts, Bonin Islands

Yoshihiro FUNAHASHI* and Naoshi KURODA**

Haha-jima, the second largest island in Bonin Islands, is dominated by Eocene submarine volcanic rocks with subordinate Eocene marine sedimentary rocks. The volcanic rocks consist of basalts, voluminous andesites and rare dacites of island arc type, with high-magnesian basalts.

The arc volcanic rocks have possibly been derived from high-magnesian basalts by crystal fractionation. Some basalts and andesites, however, appear to have resulted from the accumulation of mafic or plagioclase phenocrysts in their host liquids. Some andesite might be a mixture of basaltic magma with dacitic magma.

All of the Haha-jima volcanic rocks are low in alkalis for the total alkalis-SiO₂ relation, and belong to the Japanese or the island arc tholeiitic series. The high-magnesian (> 12- > 9% MgO) basalts from the Haha-jima group are very close in composition to MORB or some high-magnesian arc basalt.

は じ め に

小笠原諸島は北緯 26° 33' - 27° 44', 東経 142° 6' - 14° の西太平洋上にあり, 南に母島列島, その北に父島列島と聳島列島を連ねる。島じまは始新世-中新世の海底火山噴出物と海成堆積物から成る。母島は, 貨幣石という大型有孔虫の化石の産出で今世紀はじめから古生物学的に有名である。

父島・聳島列島はマントル上部に直接由来する高 MgO, 高 SiO₂ の無人岩で特徴づけられ (KURODA *et al.*, 1978; SHIRAKI *et al.*, 1980), 母島列島は高 MgO の玄武岩と, 島弧の玄武岩-安山岩-デイサ

イトを産する。近年母島列島の火山岩について, いくつかの報告と記載がなされた (SHIRAKI *et al.*, 1978; 黒田ほか, 1981, 1982, 1986; 池上, 1983MS; 舟橋, 1984MS, 1986MS)。母島列島を特徴づける火山岩は高マグネシア玄武岩と大量の安山岩である。母島列島の, 高マグネシア玄武岩は化学組成で中央海嶺玄武岩に類似していてマントル上部に直接由来し, 島弧の玄武岩-安山岩-デイサイトは高マグネシア玄武岩に結びつく, と考えられる。

この研究を進めるにあたって, 終始励ましていただいた静岡大学教授長沢敬之助先生に感謝する。山口大学の白木敬一, 愛知教育大学の浦野隼臣, 両先

1988年3月22日受理

* 玉野総合コンサルタント株式会社 Tamano Sôgô Consultant Co., Ltd., Nagoya 461, Japan.

** 静岡大学理学部地球科学教室 Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka University, Shizuoka 422.

生には現地と室内実験で指導していただいた。名古屋大学の鈴木和博，榎並正樹の両先生には EPMA 実験で指導していただいた。静岡大学の九島広行技官は分析試料の調整に尽力した。これらの方がたに感謝する。

地質の概略

母島はやや北西－南東にのびる，面積 21km² の細長い島である。島の南部はかなり平坦，北（・中）部は険しい。中部東海岸近くの乳房山（462.6m）は小笠原諸島最高の山である。

地質図は図 1 に示してある。母島は巨量の火山岩と少量の堆積岩から構成されている。堆積岩は火山岩中にはさまり，一部火山岩を覆う。火山岩は玄武岩，安山岩，デイサイトから成り，一部で枕状溶岩を含む溶岩，火山角礫岩，凝灰角礫岩，岩脈として産する。安山岩が非常に優勢で，デイサイトはまれである。

堆積岩は火山岩角礫を含む砂岩，石灰質砂岩，石灰岩から成り，化石を含む。化石含有層は下位から上位へ，ユーサン累層，沖村累層，石門累層に区分される（氏家・松丸，1977）。ユーサン累層は御幸之浜からユーサン海岸にかけて露出する火山岩角礫を含む砂岩を主体にする地層で，浅海の堆積物とされる。沖村累層は沖村周辺で見られる石灰質砂岩で，浮遊性有孔虫が多い公海の堆積物である。石門累層は石門山北東の台地をつくる石灰岩で，母島の全層序の最上部を占める。有名な大型有孔虫化石，貨幣石はユーサン累層では多産するが，沖村累層では少なく，石門累層では現れない。また，他の有孔虫化石群集にも各累層で特徴がある。

ユーサン累層は中期始新世 Lutetian，沖村・石門累層は Lutetian 末に対比されている。いっぽう，北村の安山岩について K-Ar 年代，4100 万年の報告がある（KANEOKA *et al.*, 1970）。

大きな背斜が軸部を船木山東の海蝕崖に露出している。背斜の軸の方向は母島の伸張方向に一致する。この背斜に平行する，小さな背斜と向斜が東崎と南崎付近で見られる。また北部では，北東－南西～東

北東－西南西の軸をもつ小さな背斜と向斜がいくつか繰り返し現れる。断層の多くは北東－南西の走向をとり，島の伸長方向を切る。それらの傾斜は垂直に近い。島の東部で見られる，北西－南東の走向をもついくつかの断層は東に落ちている。このため，島の北（・中）部東海岸では崩壊地形が発達している。

次に，母島を南部・北部・石門地域に分けて，それぞれの地域の火山岩の層序と産状をしるす。

南部 橄欖石の斑晶を含む安山岩が優勢（厚さ > 440 m）で，裏南京の海蝕崖で露出する安山岩火山角礫岩は南部の最下部層である。岩質は下部と上部でやや相違する。安山岩層の下部に玄武岩，デイサイト，厚さ 50～60m の砂質堆積岩がはさまる。

デイサイトは厚さ 3～7 m の白色凝灰角礫岩層として，船木山から南崎まで海蝕崖に沿って連続的に露出する。玄武岩はこの白色凝灰角礫岩層の下位と上位で，厚さ 20～30m の火山角礫岩，溶岩の層として産する。裏南京，播鉢付近では枕状溶岩が一部，玄武岩層の下部で見られる。白色凝灰角礫岩層の上位のワイビーチ，唐茄子海岸，ユースン海岸の玄武岩は石英を含む。薄い白色凝灰角礫岩層は砂質堆積岩にもはさまる。

北部 橄欖石の斑晶を含む安山岩が優勢（厚さ > 340 m）で，岩質は南部の，上部の安山岩に類似する。椰子浜の下部の安山岩は橄欖石斑晶を含まない。長浜の海岸で露出する安山岩の，溶岩と火山角礫岩・凝灰角礫岩の互層は北部の最下部層である。少し上位の層準に，非常に薄い堆積岩層，厚さ数 m のデイサイトの凝灰角礫岩と火山角礫岩層，厚さ約 20m の玄武岩の溶岩・火山角礫岩・凝灰角礫岩層がはさまる。

デイサイトの層は，南部の船木山東の海蝕崖で見られる背斜の軸部，海拔高度 200m の白色凝灰角礫岩層に対比できる，と思われる。玄武岩はデイサイトのすぐ下位と上位に現れる。猪熊谷－長浜間で見られる下位のものは枕状溶岩を含む。猪熊湾の海岸で露出する上位のものは石英を含む。玄武岩はまた，東台と石門山南斜面で全体の厚さ 20m の溶岩，火山角礫岩，凝灰角礫岩として安山岩層の上部にはさまる。東台の玄武岩層は東に傾斜する。

石門 北から見ると，石門半島の西側は落差約 20m の東落ちの正断層で切られている。最下部は南部と

北部で優勢な、橄欖石の斑晶を含む安山岩の厚さ約100mの火山角礫岩から成る。この安山岩の上に、厚さ40~50mの層理をもつ凝灰質砂岩が一部不整合でのる。最上部は石門累層の石灰岩で、巨礫から成る礫岩が石灰岩と下位の層を区切る。石灰岩は下位の安山岩とは直接しない。石灰岩の底部で一部、薄い凝灰質砂岩が含まれる。

岩 石 記 載

母島の玄武岩、安山岩、デイサイトがそれぞれ2つずつ記載される。玄武岩、安山岩、デイサイトのEPMAで分析された斑晶斜長石、斑晶・石基斜方輝石と斑晶普通輝石の組成が、図2aとbに示してある。

1. 橄欖石玄武岩(東台, 溶岩: 表1のB1)

橄欖石斑晶(Fo89-79)は長さ2.7mm, しばしばクロム・スピネルの微晶を包有し, 細粒の普通輝石で縁取られる。まれに普通輝石と連晶する。淡緑色の変質物や鉄鉱で一部交代される。裏南京の溶岩の橄欖石斑晶(Fo89)中のクロム・スピネルは $Mg/(Mg+Fe)=0.38$, $Cr/(Cr+Al)=0.73$ を示す。このクロム・スピネルは, 無人岩と中央海嶺玄武岩のクロム・スピネルの中間の組成をもつ(白木ほか, 1984)。

普通輝石斑晶は長さ~1.7mmで, 集合物をつくる。時どき砂時計構造を示し, 斜長石を包有する。ある斑晶は長さ0.8mmの, 丸味をおび, 不規則な形をした斜方輝石(En65)を核として包有する。まれに縁で逆累帯するものがある。

斜長石斑晶は長さ~1.4mm, しばしば骸晶をなす。正規・反覆累帯が見られ, かなり大きな自形結晶では逆累帯を示すものがある。融蝕されたものもある。

石基は橄欖石, 古銅輝石, 普通輝石, 鉄鉱, 斜長石から成り, 間粒組織を示す。長浜の火山角礫岩(表1のB2)はMg値72の石基ピジョン輝石を含む。また, 裏南京のもう一つの溶岩(表1のB7)は $2V_z=22^\circ$ の石基ピジョン輝石を含む。

2. 石英含有橄欖石玄武岩(ワイビーチ, 凝灰角礫岩: 表1のB3)

橄欖石斑晶は長さ~2.7mm, クロム・スピネルの

微晶を包有し, 細粒の斜方輝石で縁取られる。

普通輝石斑晶は長さ~0.7mm, 時に, 長さ~0.8mmの不規則な形をした斜方輝石を厚く包む結晶が見られる。

斜長石の斑晶は長さ~3.5mm, 自形で反覆累帯を示す。丸味をおびた核と自形をなす縁から成る逆累帯斜長石も含まれる。斜長石は時どき, 橄欖石, 普通輝石と集合物をつくる。

石英は0.2モード%含まれる。大きさ~0.4mm, 丸味を帯びる。周囲は内側をガラス, 外側を細粒の輝石で包まれる。再吸収・部分溶解・反応の非平衡組織から, 石英の結晶は外来結晶と見られる。よく似た産状の逆累帯斜長石の核, 普通輝石斑晶中の包有斜方輝石, 橄欖石玄武岩の逆累帯普通輝石も外来結晶, と考えられる。

石基は橄欖石, 古銅輝石, 普通輝石, 鉄鉱, ガラスから成る。

3. 橄欖石安山岩(沖村, 火山角礫岩: 表1のA2)

この安山岩は母島で最も優勢な火山岩である。

橄欖石斑晶は長さ~2mm, 時にクロム・スピネルを包有し, 細粒の斜方輝石で縁取られる。完全に変質して, 淡緑色物質で交代される。

斑晶斜方輝石は古銅・紫蘇輝石で, 長さ0.9mm, しばしば普通輝石と連晶し, 時に普通輝石で薄く包まれる。南崎では, 斜方輝石の斑晶を含まない安山岩が産する。

普通輝石斑晶は長さ~2mm, しばしば斜長石を包有する。逆累帯を示すものがある。

鉄鉱は時に微斑晶として産する。

斜長石斑晶は長さ~2.6mm, 時に蜂巢状構造を示す。時どき斜方輝石, 普通輝石, 鉄鉱と集合物をつくる。この集合物中の斜長石は正規累帯(An87-79)し, 単独の斜長石のなかには逆累帯(An56-63)するものが見られる。

石基は紫蘇輝石, 普通輝石, 鉄鉱, 斜長石, ガラスから成り, 填間組織を示す。

4. 斜方輝石・普通輝石安山岩(裏南京, 自破碎溶岩: 表1のA3)

斑晶斜方輝石は古銅・紫蘇輝石で, 長さ~1mm,

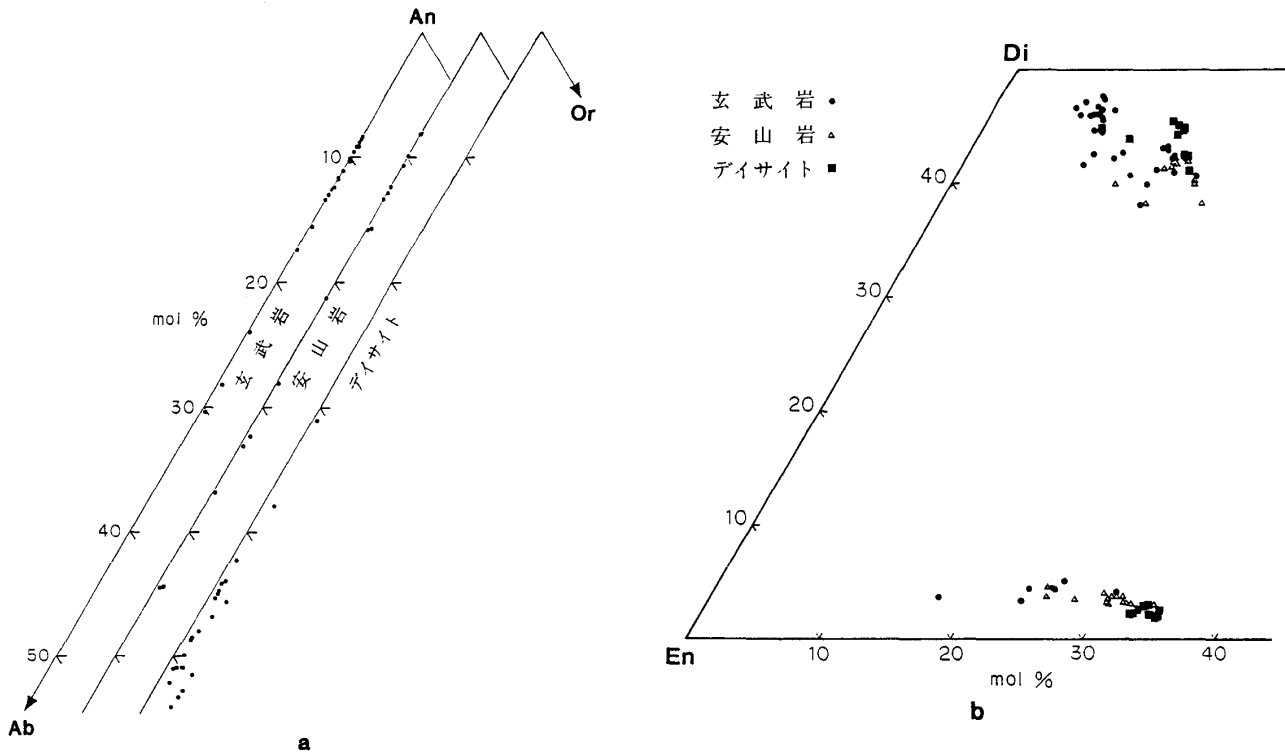


図2 a 母島火山岩の斑晶斜長石の組成. b 母島火山岩の斑晶・石基輝石組成(玄武岩の斜方輝石は石基のもの).

Fig. 2. a: Composition of plagioclase phenocrysts from the volcanic rocks of Haha-jima. b: Composition of pyroxene phenocrysts and groundmass orthopyroxenes from the volcanic rocks of Haha-jima. The orthopyroxenes in basalts (solid circles) are only in the groundmass.

微斑晶が多い。時に普通輝石で薄く包まれる。Mg 値は74に及び、かなり大きい。高 Mg 値の斜方輝石は、層序ですぐ下位の橄欖石玄武岩の斜方輝石斑晶につながる。

普通輝石斑晶は長さ～1mm、まれに砂時計構造を示し、斜長石を包有する。

鉄鉱は時どき微斑晶として産する。しばしば斜方輝石、普通輝石と集合物をつくる。

斜長石斑晶は長さ～2.5mm、しばしば集合する。時に普通輝石を包有する。まれに、斜方輝石または普通輝石と集合物をつくる。正規累帯 (An93-68) する斜長石がある。これはすぐ下位の橄欖石玄武岩の

斜長石斑晶につながる。

石基は紫蘇輝石、普通輝石、鉄鉱、斜長石、ガラスから成る。

5. デイサイト(西浦, 凝灰角礫岩: 表1のD1)

斑晶斜方輝石は紫蘇輝石で、長さ～1.2mm、時に斜長石、鉄鉱を包有する。普通輝石で薄く包まれる。

普通輝石斑晶は長さ～0.9mm、斜長石または鉄鉱を包有する。単独の斑晶は Wo 成分に乏しい。微斑晶は時に砂時計構造を示す。

鉄鉱はまれに径 0.9mm に達するが、ほとんど微斑晶である。時に斜長石、輝石を包有する。

斜長石斑晶は長さ～2.7mm、反覆累帯し、しばしば集合する。まれに輝石を包有する。また斜方輝石、普通輝石、鉄鉱と集合物をつくる。この集合物の普通輝石は組成上、玄武岩の普通輝石に似ている。

石基は紫蘇輝石、普通輝石、鉄鉱、オリゴクレス、ガラスから成る。

6. 石英デイサイト(猪熊谷, 火山角礫岩: 表1のD2)

紫蘇輝石斑晶は長さ～1.5mm、時どき普通輝石と

表 1 母島火山岩の全岩化学組成.

Table 1. Chemical composition of volcanic rocks from Haha-jima.

	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	A1	A2
SiO ₂	49.58	49.82	48.75	49.98	50.49	49.67	50.96	51.82	54.61	54.12
TiO ₂	0.63	0.67	0.82	0.60	0.71	0.64	0.49	0.58	0.79	0.79
Al ₂ O ₃	17.02	16.19	16.56	15.17	17.65	14.45	19.98	14.57	20.00	17.16
Fe ₂ O ₃	2.97	4.99	5.55	4.58	6.75	5.72	3.20	4.59	3.71	4.17
FeO	5.54	5.53	2.88	5.53	2.80	2.54	5.94	4.42	4.56	4.12
MnO	0.22	0.18	0.17	0.16	0.10	0.16	0.14	0.18	0.14	0.16
MgO	9.87	7.08	7.58	9.37	5.64	8.54	6.47	9.13	2.48	4.52
CaO	11.26	12.03	11.55	11.07	11.05	10.79	9.97	10.80	9.11	9.42
Na ₂ O	2.11	2.07	2.34	1.87	2.33	2.41	1.15	1.91	3.21	2.97
K ₂ O	0.33	0.23	0.33	0.38	0.21	0.48	0.08	0.27	0.68	0.67
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.16	0.06	0.09	0.22	0.05	0.09	0.15	0.12
H ₂ O+	0.40	1.10	1.88	0.60	1.02	2.38	0.89	1.16	0.85	1.02
H ₂ O-	0.32	0.44	1.02	0.44	1.54	1.60	0.46	0.64	0.20	0.28
Total	100.33	100.41	99.59	99.98	100.38	99.60	99.81	100.16	100.49	99.49
Rb (ppm)		5.0		3.9			4.2	3.3		

	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	D1	D2
SiO ₂	55.60	55.58	55.31	55.76	56.05	56.31	55.17	60.92	62.21
TiO ₂	0.92	0.61	0.55	0.71	0.67	0.65	0.70	0.62	0.56
Al ₂ O ₃	18.46	15.78	15.44	16.22	16.36	15.51	17.97	15.99	17.03
Fe ₂ O ₃	4.62	3.39	3.01	5.88	5.66	4.12	6.00	4.73	4.67
FeO	4.18	5.36	4.83	2.65	3.42	4.33	2.54	1.77	0.74
MnO	0.15	0.16	0.16	0.26	0.15	0.15	0.12	0.14	0.04
MgO	2.86	5.38	7.02	4.57	4.21	4.88	3.55	2.88	1.76
CaO	8.42	9.90	9.70	8.89	8.61	9.08	7.23	5.75	6.37
Na ₂ O	3.24	2.41	2.33	3.14	2.92	2.91	3.08	3.21	3.60
K ₂ O	0.85	0.49	0.51	0.84	0.86	0.75	0.30	1.06	1.34
P ₂ O ₅	0.15	0.08	0.06	0.11	0.12	0.09	0.08	0.12	0.07
H ₂ O+	0.56	1.21	0.60	0.66	0.86	1.30	1.60	2.01	1.08
H ₂ O-	0.22	0.26	0.18	0.48	0.28	0.26	1.12	0.86	0.78
Total	100.23	100.61	99.70	100.17	100.17	100.34	99.46	100.06	100.25
Rb (ppm)						14.4		10.7	

玄武岩 B 1 東台(池上, 1983 MS), B 2 長浜, B 3 ワイビーチ, B 4 石門山南, B 5 椰子浜, B 6 ユーサン海岸, B 7 裏南京(黒田ほか, 1981の表3-2の3c), B 8 播鉢付近.
 安山岩 A 1 椰子浜, A 2 沖村, A 3 裏南京, A 4 北村, A 5 ユーサン海岸, A 6 蝙蝠谷, A 7 堺ヶ岳, A 8 長浜, A 9 南崎.
 デイサイト D 1 西浦北東, D 2 猪熊谷南(池上, 1983MS).

連晶する。一部変質して，緑泥石，鉄鉱で交代される。

普通輝石斑晶は長さ～1mm，時に斜長石，鉄鉱を包有する。一部緑泥石，鉄鉱で変質交代される。

斜長石斑晶は長さ～3mm，しばしば集合する。蜂巢状の核をもつものがある。破碎が目立つ。

石英斑晶は大きさ～1.9mm，まれに斜長石を包有する。

石基は紫蘇輝石，普通輝石，鉄鉱，オリゴクレス，石英，トリディマイト，クリストバル石，ガラスから成る。径 2mm 大の安山岩外来岩片がいくらか包有される。

全岩化学組成

玄武岩 6 つ，安山岩 9 つ，デイサイト 1 つが分析された。これらの分析値は，3 つの既知資料(玄武岩 2 つと石英デイサイト 1 つ)と共に表 1 に示してある。図 3 では，母島とその付属島の火山岩の既知資料も加えてある(黒田ほか，1981，1982；池上，1983MS；KURODA *et al.*, 1983)。

SiO₂ 含有量は無水で，49.77%(表 1 の B1)–63.23%(表 1 の D 2)の範囲にある。

図 3 で示すように SiO₂ の増加と共に，CaO，全 FeO，MgO は減少する。全 FeO は，玄武岩と安山岩でそれほど変化しないが，デイサイトでは減少する。

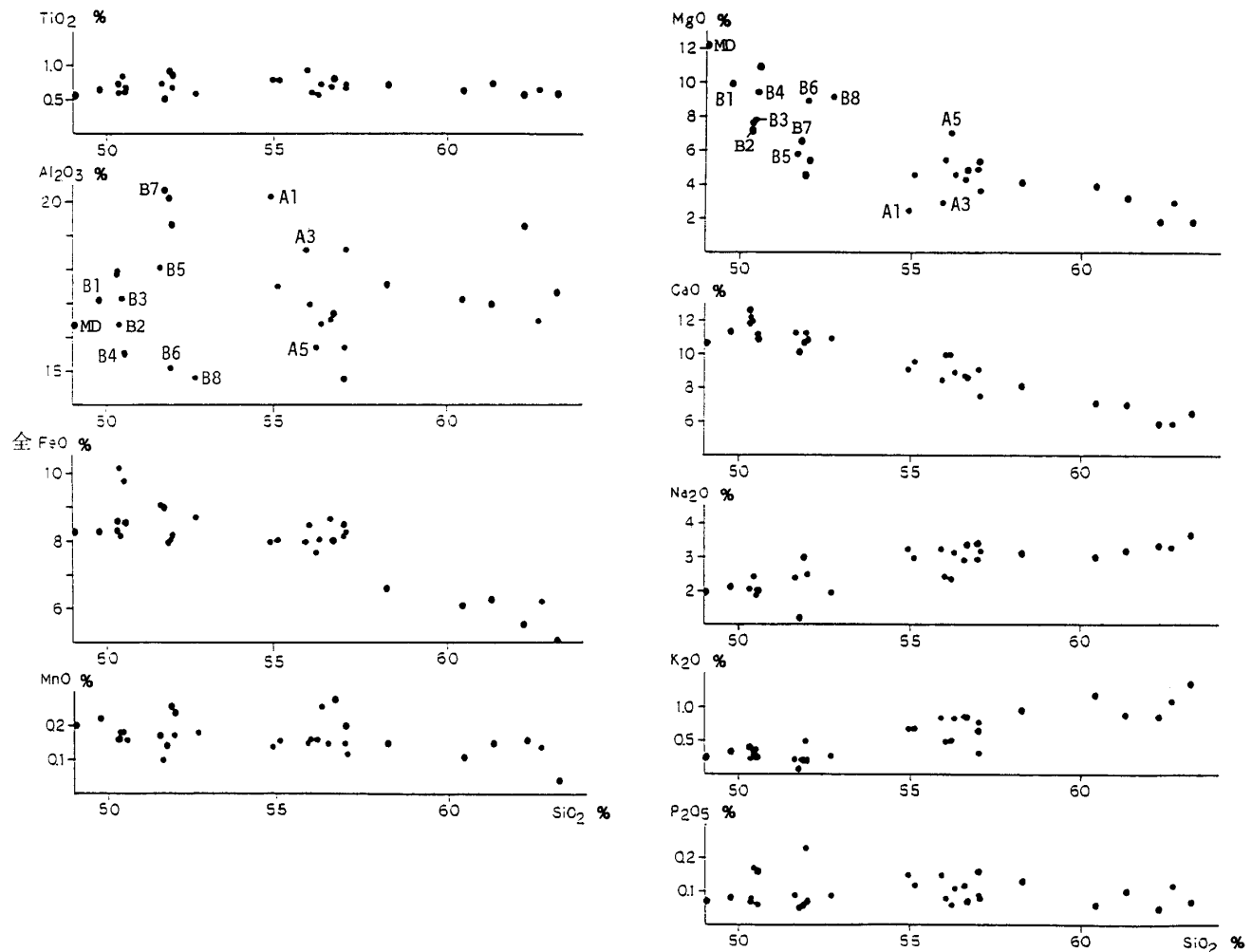


図 3 母島列島火山岩の酸化物－SiO₂ 変化図。

記号は MD を除いて，表 1 に同じ。MD: 向島の玄武岩岩脈(表 2 の 3)。

Fig. 3. Variation diagrams for oxides to SiO₂ of the volcanic rocks of the Haha-jima group.

Symbols are the same as in Table 1.

MgO は玄武岩と安山岩でかなり分散する。Na₂O と K₂O はしだいに増加する。

TiO₂, P₂O₅, MnO は少ない。SiO₂が増えても、TiO₂はほとんど変化しない。P₂O₅とMnOは分散するが、それほど変化しないように見える。

Al₂O₃の分散は著しい。玄武岩と安山岩の Al₂O₃ 含有量の変化幅は5%を越す。Al₂O₃含有量が20%に及ぶ玄武岩と安山岩もある。

Al₂O₃ と MgO の変化

図3の酸化物—SiO₂変化図が示すように、母島の火山岩は玄武岩マグマの分別結晶作用で生成した、と考えられる。しかし MgO—, Al₂O₃—SiO₂ 変化図中の点の分散は、母島列島火山岩の生成過程が決し

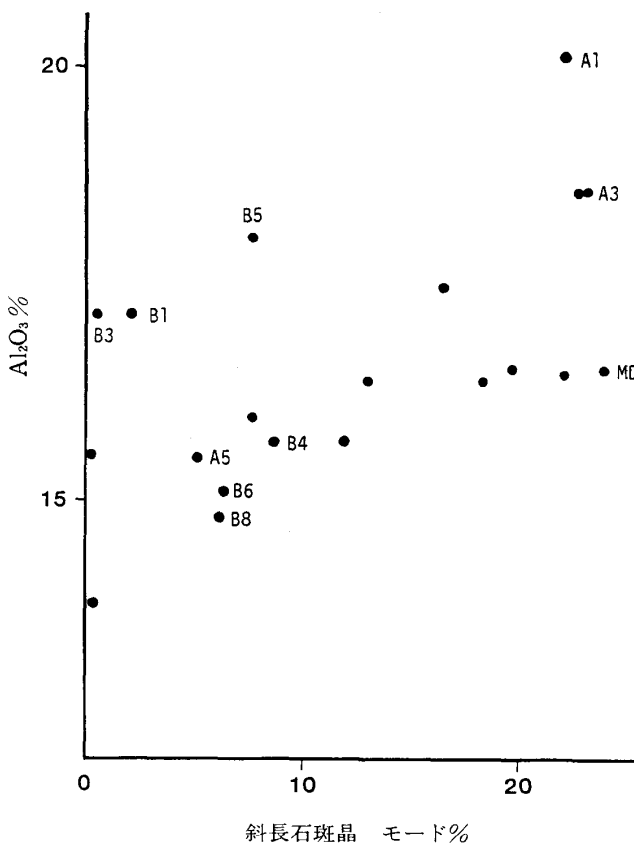


図4 母島列島火山岩の Al₂O₃—斜長石斑晶モード%関係。

記号は図3に同じ。

Fig. 4. Al₂O₃-modal % of plagioclase phenocrysts diagram for the volcanic rocks of the Hahajima group. Symbols are the same as in Fig. 3.

て単純でないことを示している。SiO₂が増すにつれて、MgOがかなり急に減る玄武岩と安山岩、それほど減らないもの、また Al₂O₃がかなり急に増える玄武岩と安山岩、Al₂O₃が減る玄武岩が見られる。

図4と5は、母島列島火山岩の Al₂O₃—斜長石斑晶モード%と MgO—(橄欖石+斜方輝石+普通輝石×1/2)または苦鉄質斑晶モード%の関係を示す。図5では、普通輝石の CaO と (MgO+FeO) 含有量をほぼ等しいとして、普通輝石のモード%は実際の半分にとってある。母島列島火山岩の Al₂O₃と MgO

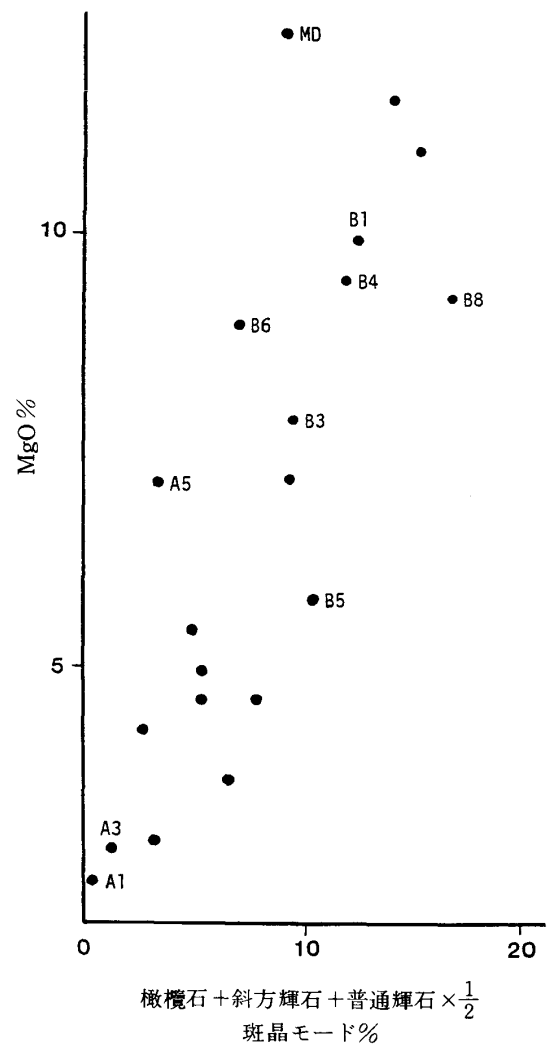


図5 母島列島火山岩の MgO—(橄欖石+斜方輝石+普通輝石×1/2)斑晶モード%関係。

記号は図4に同じ。

Fig. 5. MgO-modal % of mafic phenocrysts (olivine+orthopyroxene+augite×1/2) diagram for the volcanic rocks of the Hahajima group. Symbols are the same as in Fig. 4.

の含有量は，斜長石斑晶と苦鉄質斑晶の量と一般に調和している．ただ，いくつかの火山岩は斑晶の量に比べて Al_2O_3 ， MgO により富んでいる．

図3の Al_2O_3 — MgO — SiO_2 関係，図4と5を照合すると，母島の火山岩はいくつかの生成過程をもつように見える．

はじめに，播鉢付近の玄武岩 B8 は，東台の玄武岩 B1 に匹敵するほど MgO に富むが，分析された火山岩のなかでは Al_2O_3 に乏しいものに属する．この玄武岩は母島列島の多くの火山岩と調和する．その苦鉄質斑晶の量は極めて多く，斜長石斑晶の量は少ない．玄武岩 B8 は苦鉄質斑晶の集積を示す．石門山南の玄武岩 B4 もこの玄武岩と同様の過程で生成した，と思われる．

椰子浜の Al_2O_3 に富む玄武岩 B5 の上にのる安山岩 A1 は分析された火山岩のうち，最も Al_2O_3 に富み， MgO に非常に乏しい．安山岩 A1 は母島列島の多くの火山岩と調和し，その斜長石斑晶の量は非常に多く，苦鉄質斑晶の量は著しく少ない．この安山岩は層序で下位の玄武岩 B5 に成因上つながり，斜長石斑晶の集積で生成した．裏南京の安山岩 A3 も同様にして生成した，と思われる．

New Hebrides 諸島 Tanna 島のソレアイト質玄武岩でも，斜長石斑晶と苦鉄質斑晶の集積が見られる (COULON & MAURY, 1981)．

椰子浜の玄武岩 B5 は Al_2O_3 に富み， MgO にやや乏しい玄武岩である．その Al_2O_3 含有量は斜長石斑晶の量のわりには高く， MgO 含有量は母島列島の多くの火山岩と調和している．この玄武岩は，石基すなわち残液への Al_2O_3 の濃集を示す．東台の玄武岩 B1 とワイビーチの玄武岩 B3 もこのたぐいの玄武岩，と見られる．苦鉄質鉱物の分別と，少ないが有意義の含水量につながる斜長石晶出の遅れが，残液への Al_2O_3 の濃集を招いた (CRAWFORD *et al.*, 1987)．

ユーサン海岸の玄武岩 B6 は，かなり高い MgO 含有量を示し，苦鉄質斑晶の量のわりには MgO に富む．その Al_2O_3 —斜長石斑晶モード%関係は母島列島の多くの火山岩と調和している． Al_2O_3 含有量は低い．この玄武岩は残液への MgO の濃集を示す．

ユーサン海岸の安山岩 A5 は，玄武岩 B6 と同じ

層準にあり，同様に苦鉄質斑晶の量のわりには MgO に富み， Al_2O_3 には富んでいない．図3の MgO — Al_2O_3 — SiO_2 関係を見ると，この安山岩は玄武岩 B6 とデイサイトの中間に位置する．三者はほぼ直線で結ばれる．ユーサン海岸の安山岩 A5 は，玄武岩 B6 とデイサイトのマグマの混合で生成したかもしれない．

ワイビーチの玄武岩 B3 は石英，斜方輝石，斜長石の外來結晶を合わせて 0.7 モード% 含み，混成作用をうかがわせる．これらの外來結晶は，はっきりした非平衡組織を示すが，B3 の全岩組成をそれほど左右しなかったように見える (図3)．

母島列島の玄武岩

母島列島の火山岩はソレアイトとカルク・アルカリ岩の領域にまたがる．母島の B2・B5・B7 を含む5つの分化した玄武岩，A1・A3・A4・A7・A9 の5つの安山岩，D2 を含む2つのデイサイトがソレアイトの領域に入る (表1，図6)．5つの玄武岩は SiO_2

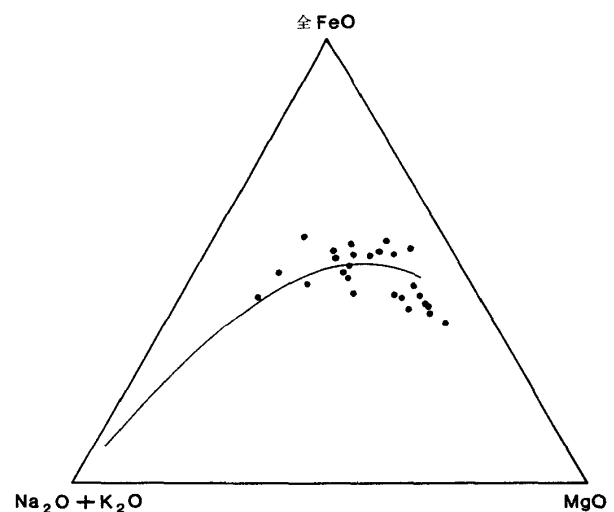


図6 母島列島火山岩のアルカリ—全 FeO — MgO 図．

曲線はソレアイト系とカルク・アルカリ岩系の領域の境界 (KUNO, 1950)．

Fig. 6. A-F-M diagram for the volcanic rocks of the Haha-jima group. The curve indicates the boundary between the fields of pigeonitic (tholeiitic) and hypersthenic (calc-alkalic) rock series from Izu-Hakone region (KUNO, 1950)．

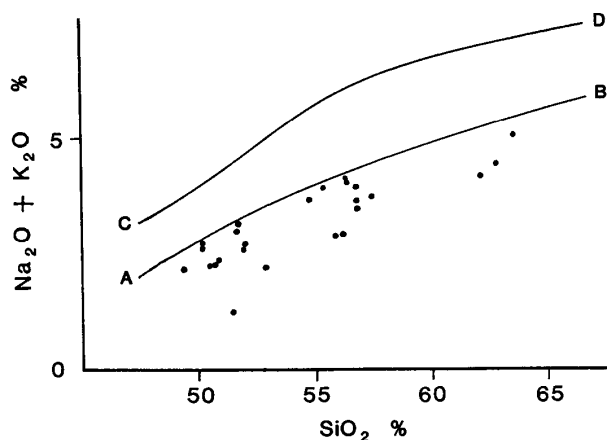


図7 母島列島火山岩のアルカリ-SiO₂図。
曲線A-BとC-Dはソレライト系、高アルミナ玄武岩系、アルカリ岩系の領域の境界(KUNO, 1968)。

Fig. 7. Alkalies-SiO₂ diagram for the volcanic rocks of the Haha-jima group. The curves A-B and C-D define the boundaries between the fields of tholeiite, high-alumina basalt, and alkali rock series (KUNO, 1968).

の増加と共に、MgOが減り、Al₂O₃が増える傾向をもつ(図3)。

アルカリ-SiO₂関係(図7)は、図6でソレライトの領域に入る12の火山岩がその他の母島列島の火山岩と共にアルカリに乏しいことを示す。母島列島の火山岩はすべて、JAKEŠ & GILL (1970)の島弧ソレライト系に似た、日本のソレライト系に属する。

母島の玄武岩 B2・B4・B8, 安山岩 A8, デイサイト D1のRb含有量は玄武岩で3.3-5.0 ppm, 安山岩で14.4 ppm, デイサイトで10.7 ppmである(表1)。K/Rb比は玄武岩で380-820, 安山岩で430, デイサイトで820である。これらの値を、浦野ほか(1980)が示した母島火山岩のRb含有量とK/Rb比、2つの玄武岩で0.9 ppm, 1610-1850, 2つの安山岩で5.6-6.3 ppm, 1020-1090, 1つのデイサイト9.0 ppm, 780と比較すると、玄武岩と安山岩のRb含有量はかなり高く、K/Rb比はかなり低い。

JAKEŠ & WHITE (1972)は島弧ソレライト系のRb含有量とK/Rb比の平均値を玄武岩で5 ppm, 1000, 安山岩で6 ppm, 890, デイサイトで15 ppm, 870とし、カルク・アルカリ岩系のそれらを玄武岩で10 ppm, 340, 安山岩で30 ppm, 430, デイサイトで

表2 母島列島の高マグネシア玄武岩と中央海嶺玄武岩, Witu諸島玄武岩の比較(無水)。

Table 2. Comparison in chemical composition of high-MgO basalts from Haha-jima group with MORB (6: PERFIT *et al.*, 1980; Rb from KAY *et al.*, 1970, HART, 1971 and SUN *et al.*, 1979) and the Witu Islands basalt (7: JOHNSON & ARCULUS, 1978) (H₂O-free basis).

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49.77	50.52	49.05	50.55	50.29	49.4	49.75
TiO ₂	0.63	0.61	0.56	0.65	0.52	0.84	1.11
Al ₂ O ₃	17.09	15.50	16.35	15.49	13.83	16.2	15.56
Fe ₂ O ₃	2.98	4.63	4.85	4.03	5.27		2.37
FeO	5.56	5.59	3.90	4.88	4.64	8.12	6.87
MnO	0.22	0.16	0.20	0.17	0.17	0.14	0.18
MgO	9.91	9.47	12.22	10.92	11.55	9.61	10.45
CaO	11.30	11.19	10.65	10.88	10.92	12.7	11.09
Na ₂ O	2.12	1.89	1.91	2.01	2.41	2.08	2.29
K ₂ O	0.33	0.38	0.25	0.26	0.25	0.15	0.22
P ₂ O ₅	0.08	0.06	0.07	0.16	0.11	0.10	0.11
Cr (ppm)				675		650	505
Rb (ppm)		3.9		3.3		1	3.0

- 1: 橄欖石玄武岩溶岩, 母島東台(表1のB1)。
- 2: 橄欖石玄武岩角礫岩, 母島石門山南(表1のB4)。
- 3: 橄欖石玄武岩岩脈, 向島コペベ浜(図3, 4, 5のMD; KURODA *et al.*, 1983)。
- 4: 橄欖石玄武岩角礫岩, 向島コペベ浜(KURODA *et al.*, 1983)。
- 5: 橄欖石玄武岩枕状溶岩, 平島豆腐石鼻西(黒田ほか, 1986)。
- 6: 4つの初生中央海嶺玄武岩の平均値(PERFIT *et al.*, 1980); Rb値はKAY *et al.* (1970), HART (1971), SUN *et al.* (1979)による。
- 7: MUW 橄欖石ソレライト, Witu諸島, ビスマルク海(JOHNSON & ARCULUS, 1978)。

45 ppm, 380としている。これらの値から見ると、母島の火山岩はどちらかと言えばカルク・アルカリ岩系より島弧ソレライト系に近い。GAST (1965)によると、海洋性ソレライト質玄武岩のRb含有量は0.35-9.5 PPM, K/Rb比は475-1830とされ、母島玄武岩はほぼこの範囲に収まる。

東台の橄欖石玄武岩(表1のB1)はFo89に達する橄欖石斑晶を含み、母島の火山岩で最もMgOに富み、Fo成分に富むノルム橄欖石を産する。この玄武岩の全岩化学組成は初生的な中央海嶺玄武岩の平均組成によく似ている(表2; PERFIT *et al.*, 1980)。東台の玄武岩は、中央海嶺玄武岩に比べてTiO₂,

CaO にわずかに乏しく，アルカリ， SiO_2 ， Al_2O_3 にわずかに富む。

母島南西沖の向島で岩脈，角礫岩として，母島南沖の平島で枕状溶岩として露出する橄欖石玄武岩は，母島東台のものより高い MgO 含有量をもつ(表 2；黒田ほか，1986)。向島の橄欖石玄武岩岩脈は無水で 12% を越す MgO を含み，非常に未分化の玄武岩である。この玄武岩(図 3-5 の MD)は苦鉄質斑晶をかなり含むが，MgO は残液に濃集したように見える。この玄武岩はビスマルク海 WITU 諸島の橄欖石ソレライトに酷似する(KURODA *et al.*, 1983)。

ほとんどすべての島弧ソレライト質玄武岩は，橄欖岩と平衡なほど MgO, Ni, Cr に富んでいない(たとえば JAKES & GILL, 1970) ので，苦鉄質物質の溶融物としばしば考えられてきた。しかし，東台玄武岩での Fo89 橄欖石斑晶の存在と，高 MgO 玄武岩と大量の安山岩の共存は，母島列島のソレライト質火山岩が中央海嶺玄武岩を生成したものに似た超塩基性物質に由来したことを示す。最近 CRAWFORD *et al.* (1987) は，海洋内島弧のほとんどの溶岩は 10% 以上の MgO を含む本源マグマに由来することを示している。

文 献

- COULON, C. and MAURY, R.C. (1981), Petrology of tholeiitic lavas from Tanna Island (New Hebrides): Importance of cumulative processes in island arc magmatism. *Bull. Volcanol.*, **44**, 661-680.
- CRAWFORD, A.J., FALLOON, T.J. and EGGINS, S. (1987), The origin of island arc high-alumina basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **97**, 417-430.
- 舟橋嘉浩 (1984MS), 母島南部の火山岩. 静岡大学卒論.
- (1986MS), 小笠原諸島，母島の古第三紀火山岩の岩石学的研究. 静岡大学修論.
- GAST, P.W. (1965), Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of earth's mantle. *Science*, **147**, 858-860.
- HART, S.R. (1971), K, Rb, Cs, Sr and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **268A**, 573-588.
- 池上淳一 (1983MS), 母島中・北部の火山岩. 静岡大学卒論.
- JAKES, P. and GILL, J. (1970), Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **9**, 17-28.
- and WHITE, A.J.R. (1972), Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 29-40.
- JOHNSON, R.W. and ARCULUS, R.J. (1978), Volcanic rocks of the Witu Islands, Papua New Guinea: the origin of magmas above the deepest part of the New Britain Benioff zone. *Bull. Volcanol.*, **41**, 609-688.
- KANEOKA, I., ISSHIKI, N. and ZASHU, S. (1970), K-Ar ages of the Izu-Bonin Islands. *Geochem. Jour.*, **4**, 53-60.
- KAY, R.W., HUBBARD, J.J. and GAST, P.W. (1970), Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *Jour. Geophys. Res.*, **75**, 1585-1613.
- KUNO, H. (1950), Petrology of Hakone volcano and the adjacent area, Japan. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **61**, 957-1017.
- (1968), Differentiation of basalt magmas. In: HESS, H.H. and POLDERVAART, A. (ed.), Basalts, Vol. 2, John Wiley and Sons, New York, 623-688.
- KURODA, N., SHIRAKI, K. and URANO, H. (1978), Boninite as a possible calc-alkalic primary magma. *Bull. Volcanol.*, **41**, 563-575.
- 黒田 直・白木敬一・浦野隼臣 (1981), 父島・母島の地質. 小笠原諸島自然環境現況調査報告書(2), 111-131.
- ・———・——— (1982), 付属島の地質. 小笠原諸島自然環境現況調査報告書(3), 63-72.
- KURODA, N., URANO, H. and SHIRAKI, K. (1983), Least differentiated basalt from Mukoo-jima in the Haha-jima group, Bonin Islands. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **89**, 303-306.
- 黒田 直・白木敬一・浦野隼臣 (1986), 小笠原母島列島，姪島・平島の玄武岩. 日本地質学会第 93 年学術大会講演要旨集, 385.
- PREFIT, M.R., GUST, D.A., BENCE, A.E., ARCULUS, R. J. and TAYLOR, S.R. (1980), Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources. *Chem. Geol.*, **30**, 227-256.
- SHIRAKI, K., KURODA, N., MARUYAMA, S. and URANO, H. (1978), Evolution of the Tertiary volcanic rocks in the Izu-Mariana arc. *Bull. Volcanol.*, **41**, 548-562.
- , ——, URANO, H. and MARUYAMA, S. (1980), Clinostatite in boninites from the Bonin Islands, Japan. *Nature*, **285**, 31-32.
- 白木敬一・黒田 直・浦野隼臣・石井輝秋 (1984), ニューカレドニアの無人岩. 地学雑, **93**, 41-56.
- SUN, S.S., NESBITT, R.W. and SHARASKIN, A.Y. (1979), Chemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 119-138.

氏家 宏・松丸国照 (1977), 小笠原・母島の地質―とくにその層位学的研究―. 国立科学博物館専報, **10**, 5-18.
浦野隼臣・白木敬一・黒田 直 (1980), 小笠原諸島産火山岩に関する地球化学的研究―ルビジウムおよび弗素について. 愛知教育大学研報(自然科学), **29**, 165-176.