

神津島面房溶岩に含まれる花崗岩捕獲岩の岩石学的特徴

Petrological Characteristic of Granite Xenolith from Menbo Lava, Kouzushima

山下浩之¹⁾・川手新一²⁾・萬年一剛³⁾・蛭子貞二¹⁾・谷口英嗣⁴⁾

Hiroyuki YAMASHITA¹⁾, Shin-ichi KAWATE²⁾, Kazutaka MANNEN³⁾, Teiji EBIKO¹⁾ & Hidetsugu TANIGUCHI⁴⁾

Abstract. We studied petrologically the xenoliths from Menbo lava in the southwest part of Kouzushima, Izu-Bonin Arc. The Menbo lava mainly consists of hypersthene rhyolite. The xenoliths are classified as olivine two pyroxene basalt, hornblende andesite and granite. The xenolith of olivine two pyroxene basalt has geochemical characteristics comparable to those high aluminums basalt from Nijima, Izu-Bonin arc. The granite xenolith is characterized by relatively high K₂O contents. Petrological and geochemical characteristics of granite xenolith show that the granite xenolith of Kouzushima is different from tonalite which is considered to consists of middle crust of Izu-Bonin Arc.

Key words: granite, xenolith, Izu-Bonin Arc, Kouzushima, middle crust

1. はじめに

1990 年頃から地震波を用いて北部伊豆－小笠原弧地殻の構造解析が精力的に行なわれてきた。その結果、北部伊豆－小笠原弧は約 20km の厚さの地殻によって構成され、中部地殻に厚さ約 8km に達する 6km/s 層 (P 波速度) が発達していることがわかった (Suyehiro *et al.*, 1996)。この結果から、北部伊豆－小笠原弧の形成過程が地殻表層の構造モデルから、地殻深部までの構造発達モデルまでが示されるようになった (Taira *et al.*, 1998; 平ほか, 1998)。伊豆－小笠原弧の中部地殻 (6km/s 層) 構成岩石は、地震波速度からトータル岩で構成されていると考えられている (Suyehiro *et al.*, 1996)。その根拠としては、伊豆－小笠原弧が本州に付加し、その地下構造が露出されていると考えられている丹沢山地の中心部がトータル岩を主とする深成岩体から構成されること (Kawate & Arima, 1998)、四国海盆の拡大により分断された伊豆－小笠原弧の片割れである九州－パラオ海嶺のドレッジ調査からトータル岩が採集されていること

(原口・石井, 1999; Haraguchi *et al.*, 2003)、火山フロントに位置する伊豆大島や八丈島などから火山岩の捕獲岩としてトータル岩が見つかっていること (坂本ほか, 1999) などを根拠にしている。

一方、同じ北部伊豆－小笠原弧の火山に位置する伊豆半島東伊豆単成火山の捕獲岩にも深成岩が報告されている (宮島, 1990)。しかし、この捕獲岩はいわゆる花崗岩で、伊豆－小笠原弧のトータル岩とは化学組成を異にする。

著者らは、北部伊豆－小笠原弧の中部地殻を構成する深成岩類がトータル岩だけではないことに着目し、火山島に産出する捕獲岩から中部地殻を構成する深成岩のバリエーションを明らかにすることを目指している。今回、神津島の面房 (めんぼう) 溶岩から、酸性深成岩と塩基性岩の捕獲岩を発見した。本論では、これらの捕獲岩類の岩石学的性質と地球化学的特徴を報告する。

本稿をまとめるにあたり、博物館地学ボランティアの野村平二氏、新藤誠一郎氏、永井たまき氏、深沢良子氏には岩石薄片作成に関して協力いただいた。また、同ボランティアの入江和夫氏、山下紘氏には蛍光 X 線分析のお手伝いをしていただいた。横浜国立大学大学院環境情報研究院の有馬眞教授には、新島流紋岩および玄武岩に関するデータを提供していただいた。神奈川県立生命の星・地球博物館学芸員の新井田秀一氏には、地形図を作成していただいた。以上の方々に感謝申し上げる。なお、本研究を行なうにあたり、日本学術振興会科学研究費助成金 (課題番号: 15300266, 研究代表者: 平田大二) を使用した。

¹⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History
499, Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan
山下浩之 E-mail: yama-p@yk.rim.or.jp

²⁾ 武蔵高等学校
Musashi High School

³⁾ 神奈川県温泉地学研究所
Hot Spring Research Institute of Kanagawa Prefecture

⁴⁾ 駒沢大学高等学校
Komazawa University High School

2. 地質概要

神津島は北部伊豆－小笠原弧の銭州海嶺に位置する火山島である。一色(1982)によれば、神津島には少なくとも16の単成火山が存在すると考えられている。神津島をはじめ新島や式根島などが位置する銭州海嶺の南側では、流紋岩を主とする珪長質マグマによる火山活動が見られ(例えば、Tsuya, 1929; 谷口, 1977 など)、その北もしくは東側の低アルカリソライト質玄武岩を主体とした伊豆大島や三宅島などの火山フロント上の火山と異なる。

Tsuya(1929)は、神津島の火山活動を3つのステージに区分した。さらに岩石学的研究から、共通のマグマから分化によって生成された5つのタイプの流紋岩が分布することを報告した。谷口(1977)は、これら3つのステージ区分ごとの活動を考察した。それは、以下のとおりである。なお、紫蘇輝石は、現在鉄柱輝石とされているが、本論では谷口(1977)の記載に基づき、あえて紫蘇輝石のまま使用した。

第Ⅰ期：浅い海底での活動で、この活動により小島が形成された。岩石は斑晶有色鉱物に、紫蘇輝石、角閃石、黒雲母のいずれか、もしくは同時に含む流紋岩である。第Ⅰ期のソーダ流紋岩は、島の東部～中央部に分布する黒雲母流紋岩からなる砂糠(さぬか)山溶岩、那智山溶岩、北部～西部に分布し角閃石流紋岩からなる名組湾溶岩、沢尻湾溶岩、北部に分布する紫蘇輝石流紋岩の走る間溶岩、南部に分布する面房溶岩である。

第Ⅱ期：秩父山火山砕屑岩の噴出により第Ⅰ期で形成した小島の間に埋められ、1つもしくは少数の島がつくられた。この島の上に、丈五郎山溶岩円頂丘、阿波命溶岩円頂丘、松山鼻溶岩円頂丘、大沢溶岩円頂丘、高処山溶岩円頂丘などを形成した。岩石はすべて黒雲母流紋岩である。

第Ⅲ期：主に陸上で活動が起こり、島の北部で神戸山溶岩円頂丘、アナギ山溶岩円頂丘、雷山溶岩円頂丘などが形成され、さらに西暦838年の最新の噴火で天上山溶岩円頂丘が形成された。岩石は第Ⅱ期と同様すべて黒雲母流紋岩である。

第Ⅰ期溶岩は、溶岩に含まれる黒曜石から、<80,000年のK-Ar年代値(Kaneoka & Suzuki, 1970)、および70,000±5,000年前のフィッシュトラック年代値(Kaneoka et al., 1970)が得られている。また、谷口(1980)によって、流紋岩のガラス質石基割れ目に沿って見られる水和層の解析から、第Ⅰ期が70,000～54,000年前、第Ⅱ期が40,000

～29,000年前、第Ⅲ期が2,600～1,100年前の活動であることが見積もられている。

捕獲岩については、谷口(1977)および一色(1982)によって報告がなされている。谷口(1977)は、沢尻湾溶岩および面房溶岩より普通輝石－角閃石玄武岩の捕獲岩を報告している。一色(1982)は、面房溶岩の紫蘇輝石流紋岩より、玄武岩質包有物および塩基性(玄武岩質)捕獲岩、黒雲母花崗岩の捕獲岩を報告している。

3. 捕獲岩の産状

調査地点は、神津島前浜海岸の南に位置する、流理構造の発達した流紋岩からなる海食崖沿いである(北緯34度11分52秒、東経139度08分00秒付近、図1)。ここに産する流紋岩は、分布位置および岩石種が紫蘇輝石流紋岩であることから、谷口(1977)に記載された面房溶岩に相当すると思われる。

塩基性火山岩および酸性深成岩の捕獲岩がこの地域において確認されたが、いずれの捕獲岩も産出頻度はかなり低い。母岩となる紫蘇輝石流紋岩は、全体的に白色から灰白色で黒色のガラス質な部位が目立つ。塩基性火山岩の捕獲岩は、暗褐色～暗灰色で流紋岩溶岩の露頭および転石より発見することができた(図2a)。塩基性火山岩の捕獲岩は、垂角礫状のものが多く、数cmから大きなものでは50cm以上に達するものまで様々である。酸性深成岩は、露頭より落下したと思われる転石より1点のみ発見・採集できたにすぎない(図2b)。酸性深成岩は垂円礫状で、紫蘇輝石流紋岩との境界部はなめらかであった。産状から酸性深成岩が流紋岩による熱変成を受けた痕跡は認められなかった。

4. 捕獲岩の岩石学的特徴

捕獲岩の母岩である紫蘇輝石流紋岩および、酸性深成岩、塩基性火山岩の捕獲岩の岩石学的特徴をまとめる。

4-1. 紫蘇輝石流紋岩(Maehama1-2)

斜長石、石英、紫蘇輝石、不透明鉱物の斑晶からなる(図3a, b)。斜長石は最大3mm程度で累帯構造が見られる。ほとんどが柱状から長柱状の自形結晶だが、まれに融食による丸みを帯びたものも見られる。石英は最大3mm程度で、ほとんどが融食された丸い結晶である。紫蘇輝石は最大0.7mm程度の長柱状の自形結晶である。石基は、ほ

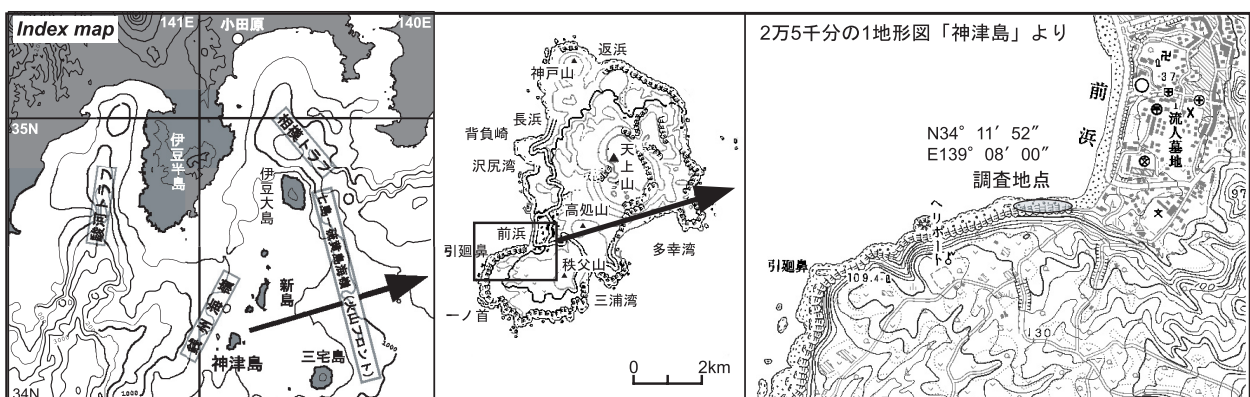


図1. 調査位置.

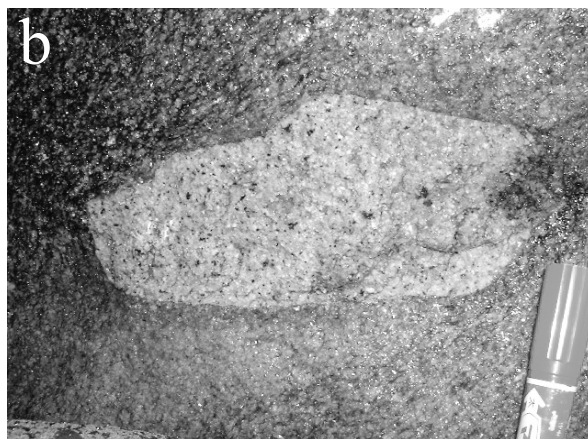
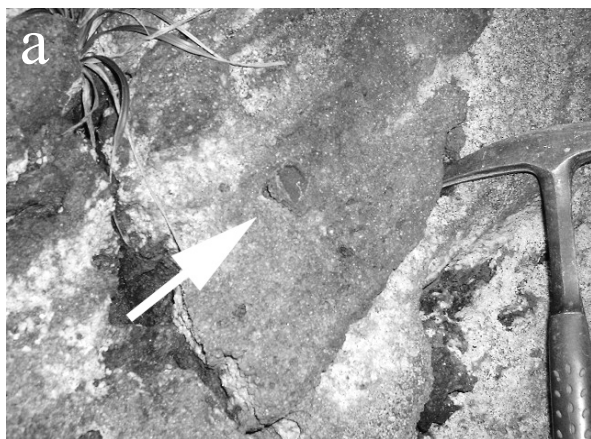


図 2. 捕獲岩の産状.

a: 紫蘇輝石流紋岩に捕獲された塩基性火山岩の捕獲岩, b: 紫蘇輝石流紋岩に捕獲された酸性深成岩の捕獲岩.

とんどガラスからなるものと、発泡したもの（図 3b）とがある。以上の岩石学的特徴は、一色 (1982) による面房溶岩を構成する紫蘇輝石流紋岩とほぼ一致する。

4-2. 塩基性火山岩の捕獲岩

塩基性火山岩の捕獲岩には、カンラン石と単斜輝石、斜方輝石、角閃石、斜長石を斑晶に持つカンラン石複輝石玄武岩 (Machama1-1) と、角閃石の斑晶のみをもつ角閃石安山岩 (Machama3-1) の 2 種類があった。いずれの捕獲岩も、二次的に生じたと思われる、微細な黒雲母が見られる。以下、これらの捕獲岩をカンラン石複輝石玄武岩と角閃石安山岩と呼ぶ。

カンラン石複輝石玄武岩 (Machama1-1) は、最大 0.5mm 程度の柱状から短柱状の単斜輝石、最大 1mm 程度の長柱状から柱状の斜方輝石、最大 1.5mm 程度の柱状から長柱状の斜長石の斑晶からなる（図 3c, d）。まれに、単斜輝石の周縁部に角閃石を生じていることもある。大きな斜長石斑晶では、中心部が変質しているものが多い。まれに最大 0.5mm 程度のカンラン石を含む。単斜輝石および斜方輝石、斜長石の集斑状組織が見られることもある。石基はインターサータル組織で、0.3mm 以下の針状の斜長石、0.3mm 以下の微細な角閃石、および二次的に生じた黒雲母からなり、まれに微細な不透明鉱物が見られる。全体的に小さな斑晶が多いために、石基と斑晶の区別がつきにくい。

角閃石安山岩 (Machama3-1) は、カンラン石複輝石玄武岩と比べてやや粗粒である（図 3e, f）。斑晶は最大 1mm 程度の短状から長柱状の角閃石からなり、斜長石の斑晶を含まない。カンラン石複輝石玄武岩と同様に、二次的に生じたと考えられる黒雲母を含む。石基はインターサータル組織で、ほとんどが 0.5mm 程度の針状の斜長石からなりその周辺部がガラスから構成される。ガラスは薄い茶色を呈する。

4-3. 酸性深成岩捕獲岩 (Machama2a, b)

酸性深成岩は、石英、斜長石、カリ長石、黒雲母、不透明鉱物から構成され、まれにジルコンを含む完晶質の深成岩である（図 3g）。鉱物のモード組成を表 1 に示す。モード組成から、Streckeisen (1976) の石英と斜長石、カリ

長石の量比による花崗岩質岩の分類を行うと、酸性深成岩捕獲岩は狭義の花崗岩であると言える。（図 4）。花崗岩を構成する鉱物は以下のとおりである。

石英は、最大 5mm に達し、他形結晶として産する。斜長石は最大 3mm 程度の自形の柱状結晶である。累帯構造が発達しているものでは、正累帯構造がみとめられた。斜長石の組成は、An 成分が 7.9-25.8%、Ab 成分が 71.8-84.5%、Or 成分が 2.2-9.9% で、亜曹長石に区分される（図 5）。斜長石はまれに自形の黒雲母を包有する。カリ長石は最大で 2mm、ほとんどが 1mm 程度の半自形から他形の結晶で、パーサイト組織が見られるものもある。カリ長石の組成は、An 成分が 0.4-1.4%、Ab 成分が 39.2-45.6%、Or 成分が 53.5-60.1% であった（図 5）。黒雲母は、赤褐色のものが多く、まれに黄褐色の自形結晶で、最大でも 1mm 程度である。黒雲母の # Mg は、52.8-57.9 であった。これらの鉱物以外に、0.3mm 程度の不透明鉱物を含む。

これらの鉱物学的特徴は、一色 (1976) で報告されている、面房溶岩の紫蘇輝石流紋岩中の黒雲母花崗岩捕獲岩と同様である。

5. 捕獲岩の地球化学的特徴

捕獲岩および捕獲岩の母岩である紫蘇輝石流紋岩について、神奈川県立生命の星・地球博物館設置の蛍光 X 線分析装置 (XRF) (島津製作所 XRF-1500) を用いて全岩化学分析を行なった。全岩化学分析のうち、主要元素の分析については、小出ほか (2000) に従った。

捕獲岩および紫蘇輝石流紋岩の全岩化学分析値を表 2 に示す。

捕獲岩の母岩の紫蘇輝石流紋岩 (Machama1-2) の主要元素の分析結果は、Tsuya (1929) による面房溶岩の紫蘇輝石流紋岩の分析結果とほぼ一致する。

カンラン石複輝石玄武岩捕獲岩 (Machama1-1) の SiO_2 含有量は 52.46wt.% で、Fe/Mg 比は 1.68 であった。角閃石安山岩捕獲岩 (Machama3-1) の SiO_2 含有量は 59.81wt.% で、Fe/Mg 比は 2.55 であった。いずれも K_2O 含有量は高くなく、 SiO_2 - K_2O 図 (図 6a) では中間カリウム岩系に属する。FeO/MgO- SiO_2 図 (図 6b) および FeO/MgO-FeO 図 (図 6c) から、これらの火山岩はカルカルカリ岩系列とソレア

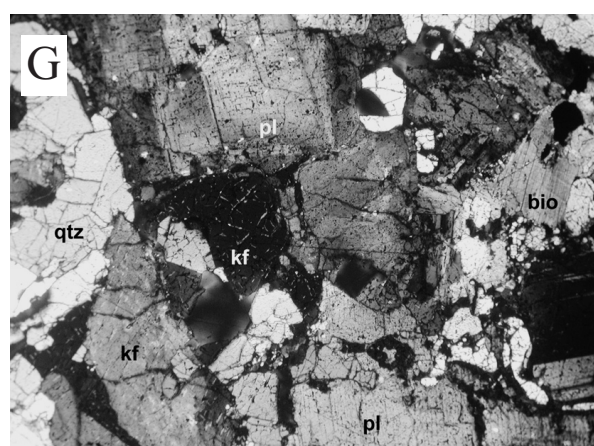
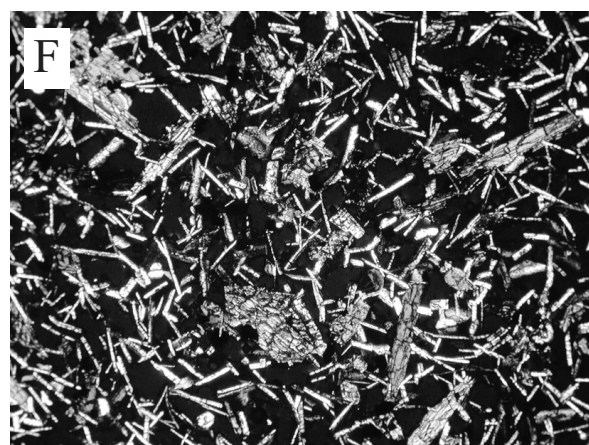
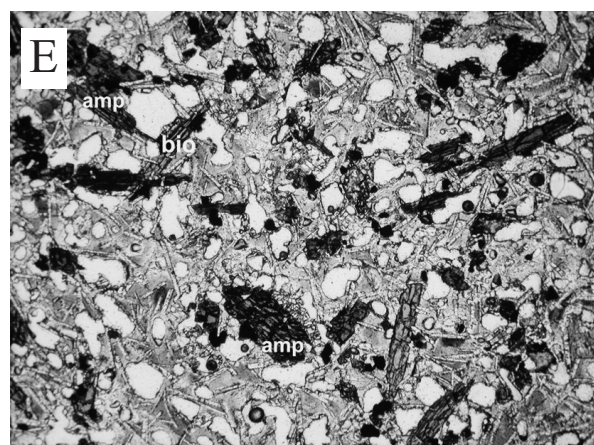
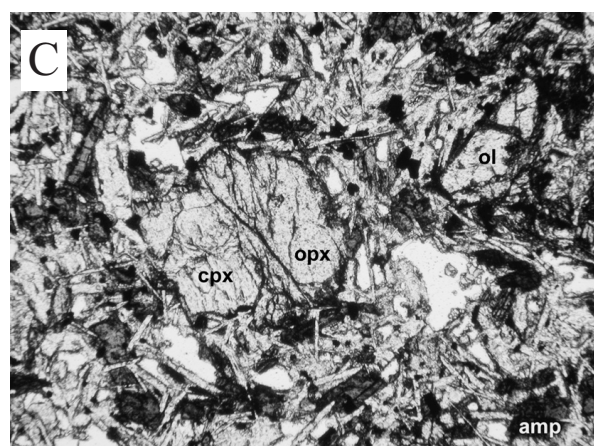
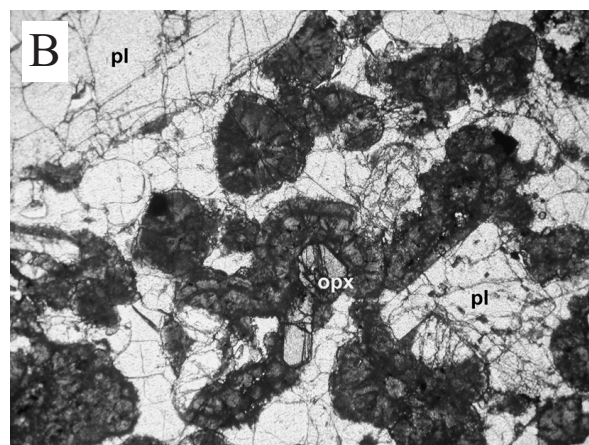
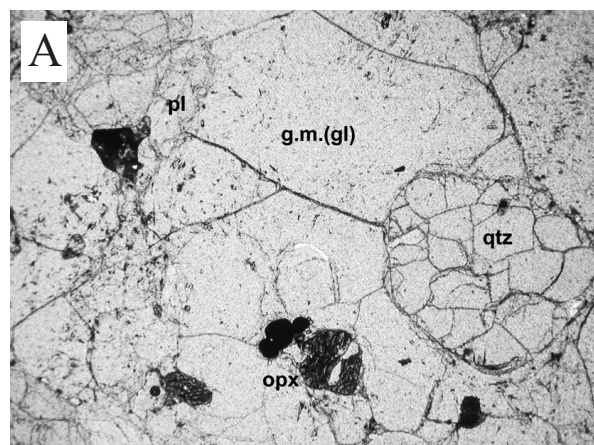


図 3. 面房溶岩および捕獲岩類の偏光顕微鏡写真.

A: 紫蘇輝石流紋岩 (Machama1-2) (開放ニコル).

B: 球顆をもつ紫蘇輝石流紋岩 (Machama1-2) (開放ニコル).

C: カンラン石複輝石玄武岩捕獲岩 (Machama1-1) (開放ニコル).

D: 同 (直交ニコル).

E: 角閃石安山岩捕獲岩 (Machama3-1) (開放ニコル).

F: 同 (直交ニコル). スケールは横が 3.5mm.

G: . 花崗岩捕獲岩 (Machama2a) (開放ニコル).

スケールは、A, B, E, F, G は横が 3.5mm. C, D は横が 2.0mm.

Qtz: 石英, kf: カリ長石, pl: 斜長石, amp: 角閃石, opx: 斜方輝石, cpx: 単斜輝石, ol: カンラン石, g.m.(gl): 石基 (ガラス質).

表 1. 神津島面房溶岩と捕獲岩のモード組成

Sample rock	Xenolith		Lava		
	Maehama2A granite	Maehama1-1 ol-two px basalt	Maehama3-1 hornblend andesite	Maehama1-2 rhyolite	rhyolite*
Quartz	43.47	-	-	8.85	8.00
Plagioclase	33.63	7.95	-	13.25	14.90
K-feldspar	20.56	-	-	-	-
Biotite**	1.91	13.80	6.90	-	-
Amphibole	-	1.60	3.95	-	-
Clinopyroxene	-	2.35	-	-	-
Orthopyroxene	-	1.25	-	1.30	1.60
Olivine	-	0.55	-	-	-
Opaque	0.40	1.20	2.30	0.30	0.30
Zircon	0.03	-	-	-	-
Spherulite	-	-	-	0.75	25.00
Ground mass	-	64.75	61.75	74.30	50.20
Cavity	-	6.55	25.10	1.25	-
total	100	100	100	100	100

* 球類を多く含む紫蘇輝石流紋岩

**Maehama1-1 (olivine two pyroxene basalt) および Maehama3-1 (hornblend andesite) の biotite は二次的に生じた石基を含む

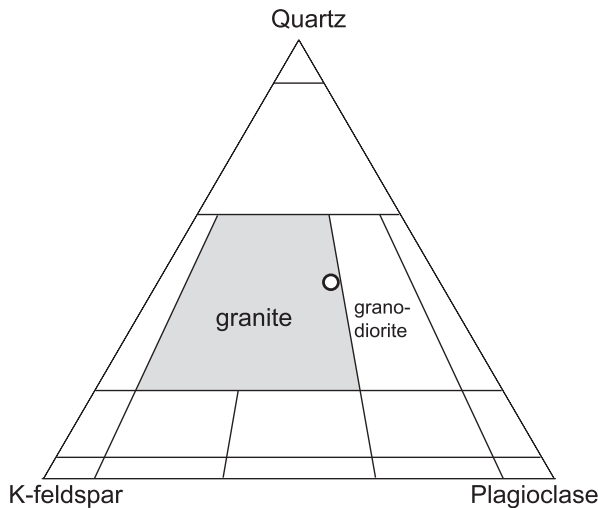


図 4. Streckeisen (1976) による花崗岩質岩の分類.

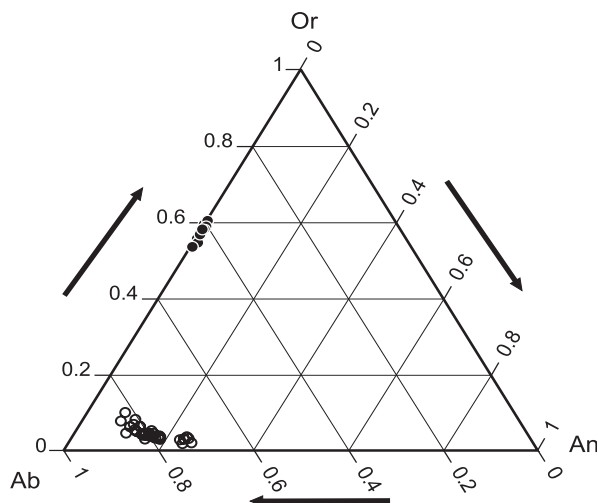


図 5. 花崗岩中の長石類の分類.

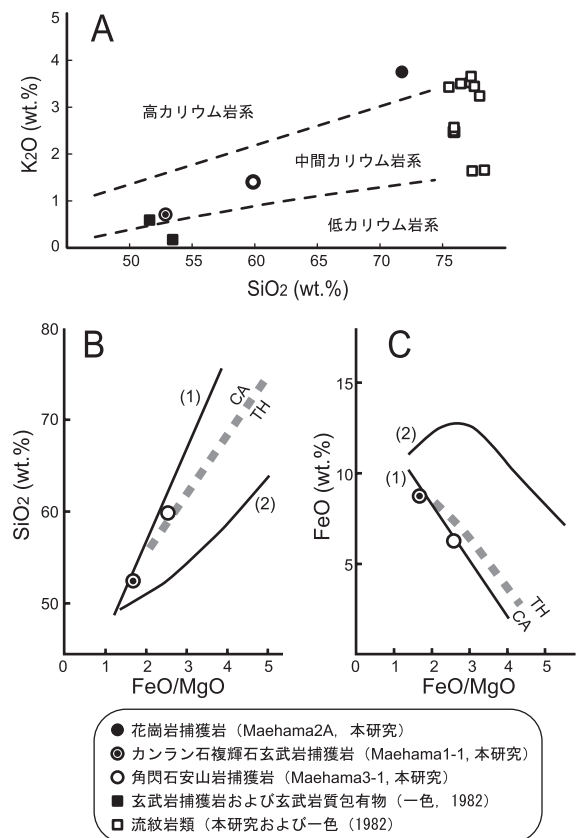


図 6. 捕獲岩および神津島に産する火山岩類の SiO_2 - K_2O 図 (A)、 FeO/MgO - FeO 図 (B) および FeO/MgO - SiO_2 図 (C). CA: カルクアルカリ系列 TH: ソレイト系列. (1): 伊豆七島・伊豆半島・箱根地方の火山岩の中のカルクアルカリ系列. (2): 伊豆七島・伊豆半島・箱根地方の火山岩の中のソレイト系列. (A) の岩系区分のデータは周藤・小山内, 2002 を、B および C の岩系区分のデータは都城・久城, 1975 を引用

表2. 神津島面房溶岩と捕獲岩の全岩化学組成

Xenolith					Lava			
Sample rock	Maehama2A granite	Maehama2B granite	Maehama1-1 ol-two px basalt	Maehama3-1 hornblend andesite	(17)** tonalite	(18)** tonalite	Maehama1-2 rhyolite	(2)*** rhyolite
Major elements (wt.%)								
SiO ₂	72.26	72.11	52.46	59.81	72.04	76.53	75.59	75.35
TiO ₂	0.17	0.17	0.88	0.69	0.25	0.26	0.21	0.20
Al ₂ O ₃	16.42	16.39	18.24	18.38	14.87	12.51	14.00	13.49
Fe ₂ O ₃	1.15	1.15	9.70	6.95	2.56*	1.96*	1.44	1.56*
MnO	0.07	0.07	0.15	0.19	0.09	0.04	0.08	0.08
MgO	0.18	0.18	5.21	2.45	0.37	0.56	0.28	0.36
CaO	1.38	1.38	9.81	6.40	2.70	1.68	1.55	1.61
Na ₂ O	5.42	5.42	2.86	3.91	4.78	4.84	4.53	4.28
K ₂ O	3.76	3.76	0.70	1.39	1.28	1.40	2.53	2.52
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.15	0.25	0.09	0.07	0.05	-
total	100.84	100.67	100.16	100.43			100.35	
L.O.I	0.34	0.35	0.80	1.78			0.72	
FeO/MgO			1.68	2.55				
Na ₂ O+K ₂ O	9.18	9.18			6.06	6.24	7.06	6.80
K ₂ O/Na ₂ O	0.69	0.69			0.27	0.29	0.56	0.59
CaO/(Na ₂ O+K ₂ O)	0.15	0.15			0.45	0.27	0.22	0.24
Trace elements (ppm)								
Ba	514	516	164	235			437	
Cr	5.8	5.6	44	12			6.8	
Cu	2.8	2.7	42	3.8			12	
Nb	13	13	3.2	3.3			6.5	
Ni	10	10	11	2.0			13	
Pb	6.4	7.9	0.5	4.4			7.6	
Rb	70	70	9.3	19			52	
Sr	116	115	370	481			148	
V	8.5	6.9	250	74			13	
Y	30	31	31	28			23	
Zn	15	15	101	101			35	
Zr	81	80	66	111			110	

* 全鉄を Fe₂O₃ として再計算

** 新島間々下浦南部火砕サージ堆積物中の角閃石黒雲母トータル岩（一色，1987）

*** 新島産、黒雲母トータル岩（一色，1987）

**** 神津島面房溶岩の紫蘇輝石流紋岩（Tsuya，1929）

イト系列の中間的な組成を持つ。角閃石安山岩の L.O.I. (Loss on Ignition: 強熱減少) 値 (1.78) が他の試料に比べて高いことは、角閃石安山岩が比較的多くの角閃石を含むためと考えられる。

花崗岩捕獲岩に関しては2点の分析を行なった。Maehama2A は比較的新鮮な部位の分析結果である。Maehama2B は、Maehama2A から取り除いた、やや変質した部位を分析したものである。両者の間に大差は見られなかった。花崗岩捕獲岩の SiO₂ 含有量は 72.26wt.% で、母岩である紫蘇輝石流紋岩と比較して、高い K₂O (3.76wt.%)、Na₂O+K₂O (9.18wt.%)、Ba (514ppm)、Nb (13.7ppm) および Rb (70.7ppm) 含有量で特徴づけられる。

神津島の酸性深成岩には化学組成の報告は今まででなされてない。新島からは火砕サージ堆積物中角閃石黒雲母トータル岩についての化学組成の報告がなされている（黒田・安部，1958）。新島産の角閃石黒雲母トータル

岩は、低い K₂O 含有量、低い K₂O/Na₂O 比および高い CaO/(Na₂O+K₂O) 比で特徴づけられる。新島のトータル岩は新第三紀のものと考えられており、伊豆-小笠原弧の地殻を構成する要素と考えられている。石原ほか(1976) は、新島から丹沢にかけて K₂O に乏しい花崗岩が分布することに注目し、“丹沢-新島トレンド”と呼んだ。神津島産の花崗岩と新島産のトータル岩を比較すると、ほぼ同量の SiO₂ 含有量に対して、神津島産の花崗岩のほうが著しく K₂O、Na₂O+K₂O、K₂O/Na₂O 比が高く、CaO/(Na₂O+K₂O) 比が低い(表 2)。すなわち、神津島産の花崗岩と新島産のトータル岩は全く異なる特徴を持つ深成岩であることを意味する。

6. 捕獲岩の起源と成因について

6-1. 塩基性火山岩の起源と成因について

伊豆大島の玄武岩、新島および神津島の流紋岩と玄武

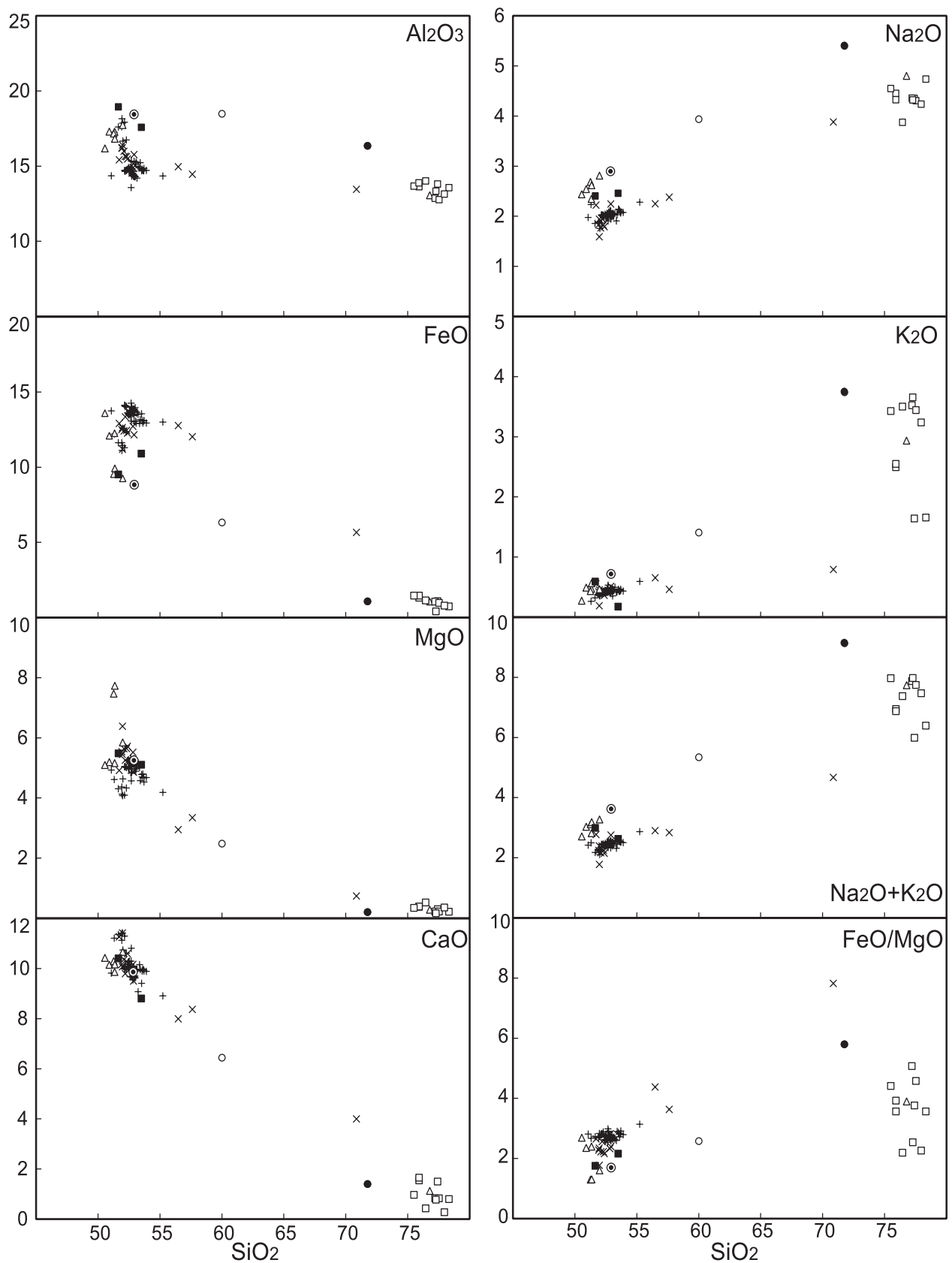


図 7. 伊豆大島から新島、神津島に産する火成岩類のバリエーションダイアグラム。

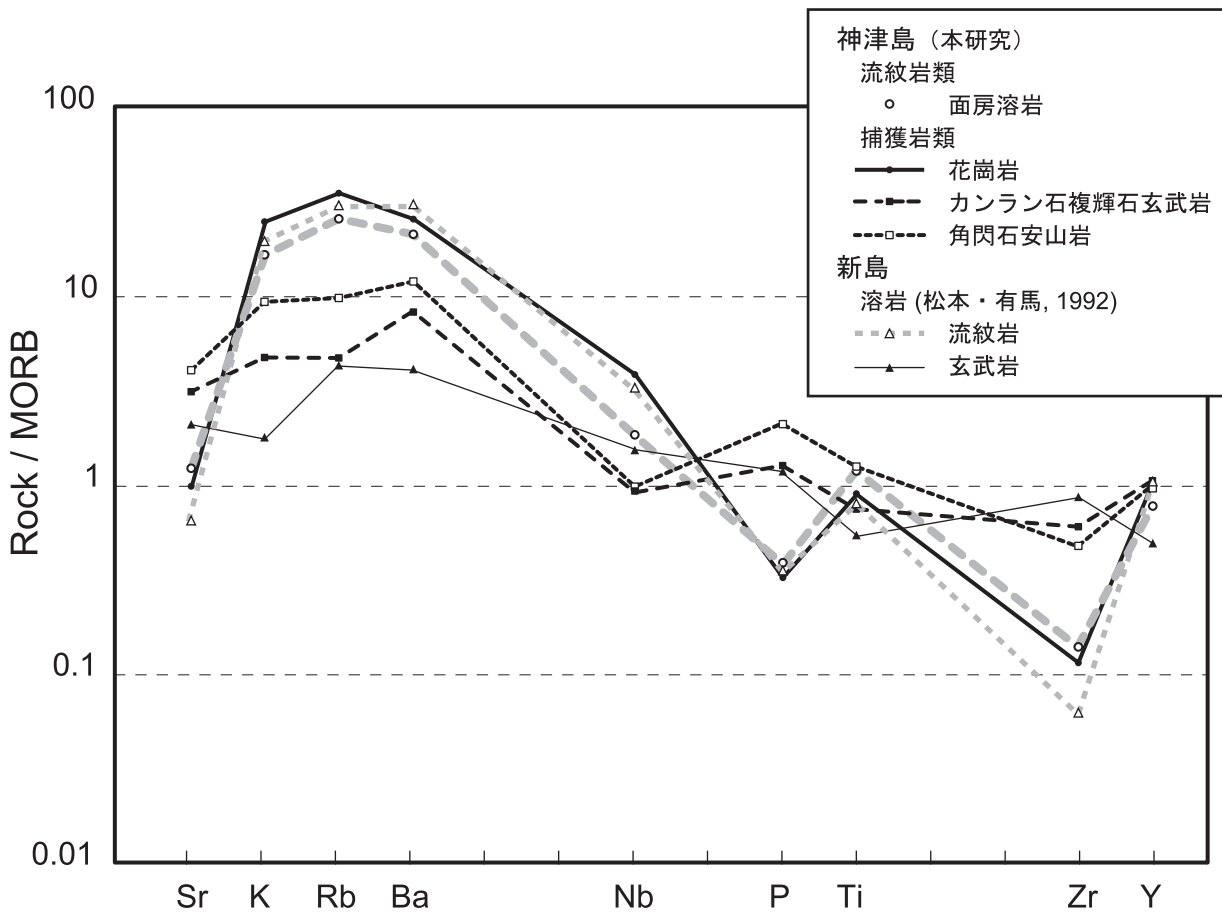


図 8. 新島、神津島に産する火山岩および捕獲岩のスパイダーダイアグラム /

岩、神津島の捕獲岩の比較を行なった (図 7)。今回採取したカンラン石複輝石玄武岩捕獲岩は、一色(1982)の玄武岩質包有物や新島の高アルミナ玄武岩と化学組成が類似する。これらは、明らかに伊豆大島に産する低アルカリソレイト玄武岩とは化学組成を異する。谷口(1977)は、神津島の高アルミナ玄武岩の活動時期を、ソーダ流紋岩の第 I 期活動時期よりも古いと考え、さらに、新島の玄武岩よりもやや古いと考えた。また、この捕獲岩が島の南部において大量に発見されることから、この玄武岩が神津島もしくはその周辺で噴出したものと考えている。今回、面房溶岩の中の紫蘇輝石流紋岩からカンラン石複輝石玄武岩が見つかったことは、谷口(1977)の示唆することと一致する結果となった。

今回採取した角閃石安山岩が持つ化学組成は、神津島では初めての報告となる。新島および神津島は、流紋岩質マグマと玄武岩質マグマの活動が卓越する、いわゆるバイモーダルな火山活動として知られている。中間にあたる安山岩質マグマの活動がほとんどないと言われているが、今回の角閃石安山岩はその中間的な組成であると言える。図 7 を見る限り、角閃石安山岩は玄武岩類と流紋岩類を結ぶ直線上にプロットされる。このことは、玄武岩質マグマと流紋岩質マグマの混合により角閃石安山岩マグマを作ることが可能であることを意味する。さらに、図 8 の新島および神津島の流紋岩と玄武岩、神津島の捕獲岩類のスパイダーダイアグラムにおいて、カンラン石複輝石玄武岩と流紋岩の中間的な位置に角閃石安山岩のパターンがあることから、

角閃石安山岩マグマが玄武岩質マグマと流紋岩質マグマのミキシングにより生成した可能性があることを示している。しかしながら、角閃石安山岩もカンラン石複輝石玄武岩も分析数が 1 点ずつなので、これ以上の議論にはさらなる分析値および検討を要する。

6-2. 花崗岩捕獲岩の起源と成因について

神津島産の花崗岩捕獲岩と紫蘇輝石流紋岩を比較したスパイダーダイアグラム (図 8) からは、これらが類似したパターンを持つことから、花崗岩マグマと紫蘇輝石流紋岩

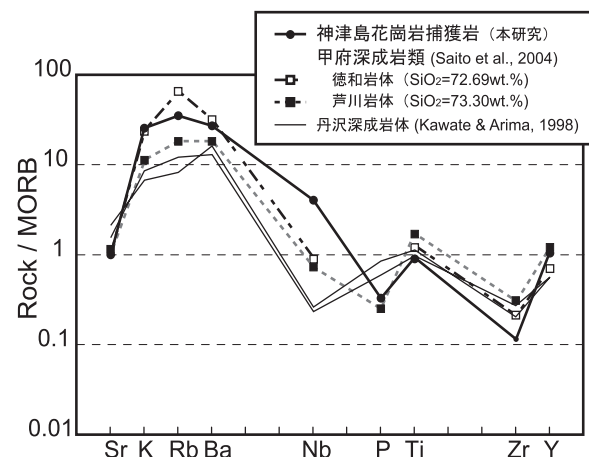


図 9. 甲府深成岩体、丹沢深成岩体および神津島の花崗岩捕獲岩のスパイダーダイアグラム。

マグマは同じ起源であると考えられる。一方、主要元素からは、花崗岩のほうが、 SiO_2 含有量が低いのに対して、 Fe_2O_3 や MgO などの苦鉄質成分が低く、アルカリ元素が高いという傾向があり、花崗岩のほうがより分化した化学組成を持つように見える。紫蘇輝石流紋岩マグマと花崗岩を形成したマグマは、同様の起源物質から生成されたマグマではあるが、マグマが生じるときの部分融解の過程や固結時の結晶分化の過程の違いにより、これらマグマの分化程度が異なって現れたとも考えられる。いずれにせよ、神津島の花崗岩は、谷口(1977)による、神津島におけるソーダ流紋岩のステージ区分の中の、第I期(70,000～54,000年前(谷口,1980)に生じた火成活動の産物である可能性が高い。

図9は、伊豆一小笠原弧北部に産する花崗岩類のスパイダーダイアグラムである。このグラフにおいて、丹沢トータル岩(Kawate & Arima, 1998)と神津島の花崗岩捕獲岩は、パターンが異なることが分かる。一方、神津島の花崗岩捕獲岩と、甲府深成岩体の徳和岩体のパターンは類似している。丹沢深成岩体の北側に分布する甲府深成岩体は、丹沢タイプのマグマに貫入母岩物質が混入してできたと解釈されている(Sato, 1991)。徳和岩体の貫入母岩物質は、四万十帯に相当する堆積岩類である。神津島の花崗岩捕獲岩の化学組成から、甲府深成岩体の形成モデルを考慮すると、神津島の酸性岩マグマの場合、丹沢トータル岩に類似のマグマが貫入した可能性があるにしても、四万十帯のような陸源性の碎屑物からなる堆積岩が神津島の地下にあるとは考えにくい。神津島の花崗岩捕獲岩と甲府深成岩体との化学組成のパターンの類似は、今のところ不明である。

7. おわりに

神津島の面房溶岩より産出する酸性深成岩の捕獲岩は、いわゆる狭義の花崗岩に相当するもので、伊豆一小笠原弧の中部地殻を構成すると考えられているトータル岩とは異なるものであった。伊豆大島や八丈島などの火山フロント上に位置する火山からトータル岩の捕獲岩が見つかることや、第三紀に形成したと考えられるトータル岩礫が新島の火砕サージ堆積物から見つかることは、確かに伊豆一小笠原弧の中部地殻はトータル岩で構成される可能性が高いことを示す。ただし、伊豆一小笠原弧の背弧にあたる銭州海嶺上の流紋岩を主体とする火山の地下では、本論で報告したようないわゆる花崗岩が存在することも確かである。このことは、伊豆一小笠原弧の地殻には、トータル岩以外の深成岩類も存在することを示している。今後、北部伊豆一小笠原弧の火山から深成岩類の捕獲岩を採集し、さらなる岩石学的検討を要する。

文献

- 有馬 眞・青池 寛・川手新一, 1999. 丹沢山地の構造発達史. 神奈川博調査研報(自然), (9): 57-77.
原口 悟・石井輝秋, 1999. 九州パラオ海嶺北部、駒橋第二海山のトータルライト質深成岩. 月刊地球, 23: 116-122.
Haraguchi, S., T. Ishii, J. Kimura & Y. Ohara, 2003. Formation of tonalite from basaltic magma at the Komahashi-Daini Seamount,

- northern Kyushu-Palau Ridge in the Philippine Sea, and growth of Izu-Ogasawara (Bonin)-Mariana arc crust. *Cotrib. Mineral. Petrol.*, 145: 151-168.
石原舜三・金谷 弘・寺島 滋, 1976. フォッサ・マグナ地域新 第三紀花崗岩の成因. 海洋科学, 8: 19-27.
一色直記, 1982. 神津島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 75p.
一色直記, 1984. 大島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 133p.
一色直記, 1987. 新島地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 85p.
Kaneoka, I., N. Isshiki & S. Zashu, 1970. K-Ar ages of the Izu-Bonin Islands. *Geochem. J.*, 4: 53-60.
Kaneoka, I. & M. Suzuki, 1970. K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *Jor. Geol. Soc. Jap.*, 76: 309-313.
Kawate, S. & M. Arima, 1998. Petrogenesis of the Tanzawa plutonic complex, central Japan: Explored felsic middle crust of the Izu-Bonin-Mariana arc. *The Island Arc*, 7: 342-358.
黒田吉益・安部文雄, 1958. 伊豆七島新島の白ママ層より花崗岩礫の発見, 地質雑, 64: 53-54.
小出良幸・山下浩之・川手新一・平田大二, 2000. 蛍光X線分析装置による岩石主要元素の分析精度の検証. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), (29): 107-125.
松本こずえ・有馬 眞, 1992. 伊豆新島玄武岩の融解実験. 横浜国立大学教育学部地学教室卒業論文.
宮島 宏, 1990. 東伊豆単成火山群の岩石学一捕獲結晶の意義と噴出物の時空的变化一. 岩鉱, 35: 315-336.
都城秋穂・久城育夫, 1975. 岩石学II 岩石の性質と分類. P.171, 共立出版.
Saito, S., M. Arima, T. Nakajima & J. Kimura, 2004. Petrogenesis of Ashigawa and Tonogi granitic intrusions, southern part of the Miocene Kofu Granitic Complex, central Japan: M-type granite in the Izu arc collision zone. *Jour. Mineralogical Petrological Sci.*, 99: 104-117.
坂本 泉・平田大二・藤岡換太郎(1999): 伊豆・小笠原弧の基盤岩. 神奈川県博物館調査研報(自然科学), 9, 21-39.
Sato, K., 1991. Miocene Granitoid Magmatism at the Island-Arc Junction, Central Japan. *Modern Geology*, 15(4): 367-399.
Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12: 1-23.
Suyehiro, K., N. Takahashi, Y. Ariti, Y. Yokoi, R. Hino, M. Shinohara, T. Kanazawa, T. Hirata, H. Tokuyama & A. Taira, 1996. Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc. *Science*, 272: 390-392.
周藤賢治・小山内康人, 2002. 記載岩石学一岩石学のための情報収集マニュアル. P.272, 共立出版.
平 朝彦, 1998. 造山帯と大陸の成長. 岩波講座・地球惑星科学 13巻, 地球進化論, 155-258.
Taira, A., S. Saito, K. Aoike, S. Morita, H. Tokuyama, K. Suyehiro, N. Takahashi, M. Shinohara, S. Kiyokawa, J. Naka & A. Kilaus, 1998. Nature and growth rate of the Northern Izu-Bonin (Ogasawara) arc crust and their implications for continental crust formation. *The Island Arc*, 7: 395-407.
谷口宏充, 1977. 神津島の花崗地質. 火山第2集, 22(3): 133-147.
谷口宏充, 1980. 神津島流紋岩のガラス質石基に見られる水和層とその火山地質学的意義. 火山第2集, 25(4): 217-229.
Tsuya, H., 1929. Volcano of Kouzushima. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 7: 269-334.

摘 要

山下浩之・川手新一・萬年一剛・蛭子貞二・谷口英嗣, 2005. 神津島面房溶岩に含まれる花崗岩捕獲岩の岩石学的特徴. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (34): 17-26. (Yamashita, H., S. Kawate, K. Mannen, T. Ebiko & H. Taniguchi, 2005. Petrological characteristic of granite xenolith from Menbo lava, Kouzushima. Bull. Kanagawa prefect. Mus. (Nat. Sci.), (34): 17-26.)

神津島の南西部に露出する、紫蘇輝石流紋岩からなる面房溶岩より、カンラン石複輝石玄武岩、角閃石安山岩および花崗岩の捕獲岩を採集し、岩石学的・地球化学的記載を行った。カンラン石複輝石玄武岩捕獲岩は、新島に産する高アルミナ玄武岩と同様の地球化学的特徴を持つことから、高アルミナ玄武岩であるといえる。花崗岩の捕獲岩は、正長石を含み、地球化学的に高い K_2O 含有量で特徴づけられ、狭義の花崗岩に区分される。神津島の花崗岩は、伊豆-小笠原弧の中部地殻を構成すると考えられているトータル岩とは異なる深成岩であることが判明した。

(受付 2004 年 12 月 7 日 ; 受理 2005 年 1 月 21 日)