瀬戸内海西部，芸予諸島の後期中新世火山岩類 (芸予火山岩類) 及び前—中期中新世火山岩類 (瀬戸内火山岩類) について

Late Miocene volcanic rocks (Geiyo volcanic rock) and early–middle
Miocene volcanic rocks (Setouchi volcanic rocks) from the Geiyo
Islands in the western Setouchi region, southwest Japan

妹尾 護 (Mamoru SENO)*

松浦 浩久 (Hirohisa MATSUURA)**

Miocene volcanic rocks were discovered in the Geiyo Islands, western Setouchi region of southwest Japan. These occur as dikes or volcanic necks with marginal pyroclastic rocks. The volcanic rocks are composed of high-alkali tholeiitic olivine basalt, olivine andesite and bronzite andesite, in which the olivine andesite from Oge-shima chemically corresponds to high magnesian andesite.

Whole rock K–Ar age determinations were carried out on olivine basalts, olivine andesites and bronzite andesites. An olivine andesite from Osakishimo-shima and two bronzite andesites from Okamura-shima yielded late Miocene ages of 8.2 ± 0.7 Ma, 7.8 ± 0.4 Ma and 8.0 ± 0.4 Ma, respectively. It follows that subalkaline volcanism distinctively occurred at late Miocene age in the western Setouchi region. Accordingly, we give a name of “Geiyo volcanic rocks” to these volcanic rocks, which include late Miocene high-alkali tholeiitic olivine basalt reported from the adjacent area.

On the other hand, olivine basalts from Okubi-shima and Ko-oge-shima give middle Miocene ages of 12.8 ± 0.6 Ma and 15.4 ± 0.8 Ma, respectively. In addition, an olivine andesite from Oge-shima has been dated as 17.4 ± 0.9 Ma, indicating early Miocene age. On the basis of the radiometric ages, petrography and whole rock chemistry, these volcanic rocks are considered to be a member of the Setouchi volcanic rocks.

Keywords: Geiyo volcanic rocks, Setouchi volcanic rocks, K–Ar age, Late Miocene, Early–middle Miocene, Geiyo Islands

I. はじめに

瀬戸内海西部を囲む中国・四国地方には Figure 1 右下の位置図に示すように、中新世の小規模な火山岩類が点在している。これらは地域的にも年代的にもある程度まとまった分布を持つことが知られ (宇都・岩森, 1987; 田崎ら, 1990, 1993; 角井, 1998 など), それぞれ世羅台地地区の玄武岩類 (鷹村, 1973), 冠山火山岩類 (高橋ら, 1989), 瀬戸内火山岩類 (巽ら, 1980b など), 久万層群 (狭義; 成田ら,

1999)—石鎚層群 (永井, 1956) と呼ばれている。しかし広島県呉市と愛媛県高縄半島の間に位置する芸予諸島には後期中新世の年代を示す火山岩類が東西方向に点在し, これらは分布・放射年代・岩石学的特徴が以上の火山岩類のいずれにも属さない独立した火山活動の産物であると考えられるので, これを芸予火山岩類 (新称) と呼び, それらの産状, 岩石記載, 全岩化学組成及び全岩 K–Ar 年代測定結果を報告する。また研究地域には瀬戸内火山岩類に属すると考えられる前—中期中新世火山岩類も分布しているので,

(平成 12 年 2 月 15 日受付, 平成 12 年 4 月 25 日受理)

* 倉敷芸術科学大学教養学部, 〒712-8505 岡山県倉敷市連島町西之浦 2640

** 地質調査所地質部, 〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-3

* College of Liberal Arts and Science, Kurashiki University of Science and the Arts, Tsurajima, Kurashiki, Okayama, 712-8505, Japan
E-mail: senom@las.kusa.ac.jp

** Geology Department, Geological Survey of Japan, Higashi, Tsukuba, Ibaragi, 305-8567, Japan

これらについても併せてその概要を述べる。

II. 地質の概要と中新世火山岩類の産状

1. 地質の概要

研究地域には基盤岩類としてジュラ紀堆積岩類、白亜紀火山岩類、白亜紀花崗岩類が広く分布しており、中新世火山岩類は小規模な岩脈または火砕岩を伴う岩頸として基盤岩類に貫入している (Fig. 1)。

ジュラ紀堆積岩類は泥岩を主とし、砂岩・層状チャート・層状石灰岩及び緑色岩の径数 m から 200 m 程度の小岩体を少量含む。チャートと石灰岩の層状構造はしばしば泥岩との境で端が斜めに切れており、泥岩に取り込まれた異質岩体の産状を示す。研究地域内では化石の産出は知られていないが、岩相と分布の延長からジュラ系の玖珂層群ないし丹波帯の地層群に対比されている (長谷, 1964; 原ら, 1985 など)。ジュラ紀堆積岩類はほとんどが白亜紀深成岩類の接触変成によって堇青石ホルンフェルスや珪灰石スカルンを生じているが、部分的には領家変成帯弱変成部のスレートないし千枚岩程度の原岩組織を残す地域がある (井上・土井, 1958; 端山ら, 1975)。

白亜紀火山岩類 (高田流紋岩類) は研究地域のうち広島県側の島嶼にのみ分布して、ジュラ紀堆積岩類を北側から不整合に覆う。大崎下島では典型的な層序が立てられ、下

位より基底礫岩、流紋岩溶結凝灰岩、安山岩溶結凝灰岩、デイサイト溶結凝灰岩の順に重なる (吉田, 1963; 端山ら, 1975)。白亜紀火山岩類も深成岩類の接触変成を被っている。

本地域の白亜紀深成岩類は大部分が塊状のいわゆる広島花崗岩類に属し、ジュラ系及び白亜紀火山岩類に貫入している。岩相は細粒及び中一粗粒の黒雲母花崗岩が主であり、部分的に角閃石または白雲母を含有することがある。広島花崗岩類には暗色包有物は極めて少ない。このほか小規模な中一粗粒閃緑岩体が本地域西部の島に分布している。弱片状構造を示すいわゆる領家花崗岩類は^{いつき}斎島にだけ分布し、角閃石黒雲母花崗岩ないし花崗閃緑岩である (広川, 1965)。領家花崗岩類にはしばしば片状構造と平行に伸びた暗色包有物が含まれる。

また白亜紀の岩脈として花崗斑岩、アプライト、及び閃緑斑岩の岩脈が以上の岩石に貫入している。このうち閃緑斑岩岩脈は、露頭では一見、本報告の対象としている中新世火山岩類の岩脈と紛らわしい黒い岩脈である。しかし白亜紀の閃緑斑岩には花崗岩との接触部に急冷縁がないこと、花崗岩の節理が岩脈の節理に連続してつながっていること、また岩石名が示すように顕微鏡で観察すると火山岩組織でなく半深成岩組織を示す点で中新世の岩脈とは区別できる。以上の特徴から閃緑斑岩は花崗岩がまだ冷却して

Fig. 1. Geological map of study area. Distribution of Miocene volcanic rocks in the western Setouchi region and the surrounding areas is also shown (details in text).

いない時期に貫入したものと考えられる。

2. 中新世火山岩類

研究地域の中新世火山岩類は中国山地や防予諸島—松山地域、及び石鎚地域の火山岩類からは離れて芸予諸島に分布している。これらは Figure 1 に示すように東から大下島、小大下島、岡村島（以上愛媛県）、大崎下島、尾久比島、及び上蒲刈島（以上広島県）に点在し、ほぼ東西方向に分布する。いずれも北西—南東方向または北北西—南南東方向に貫入した岩脈ないし岩頸で、岡村島・尾久比島・上蒲刈島では火砕岩を伴う。溶岩流はいずれにも認められない。以下に年代測定を行った各火山岩について産地別に産状を記述する。

岡村島 岡村島の岡村港の北東部—東部にかけてかんらん石古銅輝石安山岩の火砕岩と岩頸が分布することは、野戸（1978）によってすでに報告されている。火砕岩は岩体南部に偏在しており、東西方向に伸びた楕円形分布を示す。火砕岩の部分は層理を示さない非溶結の凝灰角礫岩から火山礫凝灰岩で、柔らかいために浸食されて城の谷とよばれる谷の斜面にわずかに露出している。マトリックスは淡黄色—淡褐色の安山岩質の火山灰であるが、その量は少ない。本質岩片は径 1–50 cm のガラス質安山岩が多く、酸化あるいは風化変質によって淡赤色—黄褐色を呈する。異質岩片としてはジュラ系のホルンフェルス、淡緑色の白亜紀流紋岩類、黒雲母花崗岩、石英斑岩、アプライトなどが認められる。この他、火砕岩中に両輝石安山岩礫の報告があるが（野戸，1978）、今回の調査では発見されなかった。火砕岩の一部には冷却によると思われる節理がある。

岩頸は火砕岩の北に接して北西—南東方向に約 200 m 伸びる岩脈状で、幅は約 70–80 m である。岩頸部分は堅いために基盤から少し突出した尾根を形成している。岩頸南部の火砕岩に近い部分では平行な薄いレンズ状の火砕岩を取り込んでいるのが観察される。周囲のジュラ紀堆積岩類との接触部付近では、六角柱状の節理が発達し、柱の方向は水平からやや南傾斜で、岩頸の伸びに直角な北東—南西を向いている。岩頸の南西部の露頭では火砕岩と溶岩が接している所があり、そこでは岩頸を構成する溶岩は急冷されていない。火砕岩の活動の後、冷却間隙をほとんどもたずに岩頸として溶岩が貫入したものである。岩頸下部の岩石は肉眼的に黒色のガラス質であるが、山頂部付近の岩石はよく発泡してガラスに乏しく完晶質に近い。

大崎下島 大崎下島南部、沖友西方の中粒黒雲母花崗岩中に角閃石含有普通輝石かんらん石安山岩の岩脈が北西—南東方向に貫入している。岩脈の貫入方向は花崗岩の節理とは一致しない。岩脈の幅は約 90 cm で、花崗岩との接触部には幅 5 cm 程度の黒色ガラス質の急冷縁がみられ、風化変質している。一方岩脈の中央部は新鮮で貫入方向に直交する六角柱状の節理が発達する。全体に発泡しており、壁に平行に伸長した空隙が認められる。一部の空隙には方解石が充填している。本岩は肉眼的には長径 4 cm 以下の柱状角閃石が散点する暗灰色ち密な岩石である。この

岩石は瀬戸内海各地でスペッサルタイトとして記載される岩脈に似ているが、本産地の岩石は角閃石含有量が典型的なスペッサルタイトよりも少ない。なお測定試料を採取した岩脈の約 50 m 北東にも、花崗岩とジュラ系の境界に沿って角閃石含有普通輝石かんらん石玄武岩の岩脈が存在するが、風化変質が著しいため年代測定用の試料を得ることができなかった。

尾久比島 尾久比島東部の海岸には、花崗岩中に北西—南東方向に伸びた楕円—レンズ状の 2 つの岩頸が南北に並んで分布し、堅いために花崗岩の斜面から少し盛り上がって海に突き出ている。北側の岩頸は幅約 60 m、南側の岩頸は幅約 40 m である。いずれも壁岩の花崗岩と高角で接し、その境界部には幅 1–10 m の火砕岩が分布している。そしてその内側に岩頸の溶岩が垂直に貫入している。岩頸の溶岩は外側のかんらん石玄武岩と内側の角閃石含有かんらん石玄武岩からなる複合岩頸であるが、両者の間には冷却間隙は認められない。

小大下島 普通輝石かんらん石玄武岩岩脈が島の南東部龍ヶ鼻海岸の石灰岩体中の 2 か所と、島の内部の石灰岩採石場跡に分布する（皆川ら，1978）。龍ヶ鼻では岩脈の幅に膨縮があつて最大約 3 m に達するが、平均幅は約 50 cm である。貫入方向は北西—南東で石灰岩中との境界はシャープであるが、大きな岩脈では石灰岩中に枝分かれして不規則に貫入する。岩脈の内部には壁に垂直な柱状節理が発達する。大部分が黄色に変質しているが、新鮮な部分は肉眼的に黒色ち密で、部分的に発泡している。

大下島 大下島西部、竹子ノ鼻の灯台の少し東の海岸から南に向かって普通輝石かんらん石安山岩が分布している。幅約 5 m、延長約 250 m 程度の岩脈で、ジュラ系中に北北西—南南東方向に貫入している。岩体内部には壁に平行な板状節理が発達し、肉眼的には黒色ち密な岩石である。岩脈の東側の壁には部分的に火砕岩が薄く残っている。

III. 試料の岩石記載、化学組成及び K-Ar 年代値

分析試料のモード組成、全岩化学組成及び全岩 K-Ar 年代測定結果を Table 1 に示す。モード組成は顕微鏡下で薄片 1000 点をポイントカウンティングして求めた。全岩化学組成は、約 1000°C で粉末試料を灼熱した後、四ホウ酸リチウムと混合してガラスビードを作成し（1:9）、蛍光 X 線分析装置（倉敷芸術科学大学、理学電機工業製 RIX-2100）を用いて測定した。従って各元素濃度は無水重量パーセントとして得られている。灼熱減量は測定値の合計とは別に示した。測定に用いた検量線は、地質調査所の標準試料とこれまでに妹尾が行った湿式分析の試料を用いて作成した。全岩 K-Ar 年代測定では、岩石の新鮮な部分を粉碎し 10–16 メッシュにそろえた後、できる限り異質物や斑晶鉱物を取り除いたものを分析試料とした。年代測定はテレダイン・アイソトープス社（現アレゲニー・テクノロジー社）によって行われた。年代値の算出は Steiger and Jäger (1977) による。

Table 1. Analytical results of modal composition, whole rock composition and whole rock K-Ar age

Sample		Geiyo Volcanic Rocks			Setouchi Volcanic Rocks		
		OKM-1	OKM-2	OSS-01	OKUBI-01	KG-02	OG-01
Rock type		OlOpx andesite	OlOpx andesite	HbCpxOl andesite	Ol basalt	CpxOl basalt	CpxOl andesite
Locality		Okamura Shima	Okamura Shima	Osaki Shimo Shima	Okubi Shima	Ko-oge Shima	Oge Shima
Mode (vol%)	olivine	0.9	0.4	2.6	5.0	5.5	5.5
	orthopyroxene	2.6	2.9	-	-	-	-
	augite	-	-	1.4	0.1	0.8	2.0
	hornblende	-	-	1.1	-	-	-
	plagioclase	-	-	0.8	16.7	2.7	2.3
	groundmass	96.4	96.5	94.1	78.2	90.9	88.3
Rock chemistry (wt%)	SiO ₂	59.05	60.34	55.29	52.48	52.28	55.11
	TiO ₂	0.54	0.49	0.80	1.01	0.86	0.67
	Al ₂ O ₃	16.45	16.38	18.30	18.53	17.77	17.14
	Fe ₂ O ₃ *	6.48	5.88	7.08	9.04	8.79	7.47
	MnO	0.11	0.11	0.11	0.16	0.15	0.13
	MgO	5.30	5.02	5.24	5.12	6.56	6.50
	CaO	6.63	6.34	7.83	8.29	8.34	7.72
	Na ₂ O	3.01	3.00	3.46	3.21	2.86	3.20
	K ₂ O	2.03	2.23	1.58	1.38	1.71	1.63
	P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.16	0.40	0.17	0.26
	total	99.73	99.91	99.85	99.62	99.49	99.86
ignition loss		0.98	1.63	1.98	0.48	2.06	1.57
K-Ar age	sampling locality	34°10'56"N 132°53'19"E	34°10'57"N 132°53'20"E	34°09'18"N 132°50'27"E	34°09'05"N 132°46'38"E	34°11'08"N 132°54'34"E	34°11'09"N 132°55'13"E
	analyzed material	whole rock	whole rock	whole rock	whole rock	whole rock	whole rock
	rad ⁴⁰ Ar(mlSTP/g × 10 ⁻⁶)	0.049, 0.051	0.056, 0.056	0.039, 0.038	0.056, 0.056	0.082, 0.081	0.086, 0.087
	rad ⁴⁰ Ar (%)	82.1, 85.7	79.0, 74.7	28.1, 35.4	56.3, 51.5	51.4, 47.5	55.1, 46.6
	K (%)	1.65, 1.66	1.80, 1.79	1.20, 1.21	1.12, 1.12	1.36, 1.36	1.27, 1.27
	radiometric age (Ma)	7.8 ± 0.4	8.0 ± 0.4	8.2 ± 0.7	12.8 ± 0.6	15.4 ± 0.8	17.4 ± 0.9

Hb, Hornblende; Cpx, Clinopyroxene; Opx, Orthopyroxene; Ol, Olivine.

Fe₂O₃*: total Fe as Fe₂O₃. λ_B: 4.962 × 10⁻¹⁰/yr. λ_E: 0.581 × 10⁻¹⁰/yr. ⁴⁰K/K = 1.167 × 10⁻⁴. Analyst: Teledyne

Isotopes (K-Ar dating) and Seno (mode and rock chemistry).

岡村島 (OKM-1, OKM-2) 岡村島の岩頸を構成するかんらん石古銅輝石安山岩は斑晶として多い順に古銅輝石 (径 0.8 mm 以下) とかんらん石 (径 0.5 mm 以下) を含む。総斑晶量は約 3.5 vol% で、無斑晶質である (Table 1)。古銅輝石斑晶は長柱状結晶として流理方向に配列しており、普通輝石の平行連晶が特徴的に認められる。同様の普通輝石の平行連晶は、香川県の中新世の古銅輝石安山岩からも報告されている (例えば、氏家, 1970)。かんらん石斑晶は自形で、全く変質を受けておらず新鮮である。斑晶内部には褐色自形のスピネルが包有されている。岩体上部の発泡した部分では、かんらん石斑晶の周囲に斜方輝石の反応縁がよく発達している。時々他形のかんらん石結晶 (径 0.7 mm 以下) も認められるが、これらは 0.1 mm 程度の赤褐色スピネルを包有したり、波動消光を示すなど、捕獲結晶と考えられる特徴をもつ。この他、石英の捕獲結晶が含まれており、石英を囲んでマグマとの反応による針状-長柱状の普通輝石や褐色ガラスから成るコロナが観察される。石基は

斜長石、斜方輝石、普通輝石、不透明鉱物及びガラス (淡褐色) で構成されるが、岩体上部の良く発泡した部分では石基の鉱物は粗粒で、ガラス量が少ない完晶質に近い岩相である。ハイアロオフィティック-インターサータル組織を示す。

全岩化学組成は岩体の下部及び上部の試料について、それぞれ SiO₂ = 59.1, 60.3 wt% で、安山岩組成を示すが、MgO 含有量 (5.3, 5.0 wt%) は島弧に一般的に産する安山岩の平均組成 (Gill, 1981 など) よりも高い。この化学的特徴はやはり古銅輝石斑晶を含む香川県の中期中新世の古銅輝石安山岩に類似する。また、K₂O に比較的富むことや記載岩石学的な特徴である斜長石斑晶を欠き、無斑晶質岩である点からも、瀬戸内火山岩類の特徴 (Ujike, 1972; Sato, 1981, 1982) に類似した性格をもつといえる。

ガラス質の岩石を全岩 K-Ar 年代測定する場合には、岩石のアルゴンの保持が問題になり、実際よりも若い年代を与えることがあるため (山崎ら, 1981 など)、岡村島の安山

岩に関しては石基にガラスの多い試料 (OKM-1) と少ない試料 (OKM-2) の2つを測定した。K-Ar 年代値は岩体下部の石基ガラスの多い岩石では 7.8 ± 0.4 Ma, 岩体上部の石基ガラスの少ない岩石では 8.0 ± 0.4 Ma で、両者は誤差の範囲で一致し、後期中新世の年代を示した。古銅輝石安山岩は中期中新世の瀬戸内火山岩類を特徴づける岩石の一つであるが、今回の年代測定結果は芸予諸島で後期中新世においてもこの種のマグマ活動が起こったことを示している。

大崎下島 (OSS-01) 大崎下島の角閃石含有普通輝石かんらん石安山岩岩脈は斑晶としてかんらん石 (径 0.4 mm 以下)、普通輝石 (径 0.3 mm 以下)、角閃石 (Z=褐色、最大長径 4 cm) 及び斜長石 (径 0.6 mm 以下) を含む。かんらん石斑晶は自形で新鮮である。普通輝石斑晶はセクター構造を示し、かんらん石と同様に微斑晶サイズの結晶が多い。時に径 2 mm に達する他形の結晶も認められるが、それらは虫食い状や破片状を呈する。角閃石斑晶は大型結晶では柱状自形を示すものがあるが、一般に他形で融食を受けている。また、角閃石の周囲を普通輝石の小さな結晶が取り囲んでいる。斜長石斑晶は卓状-短冊状を呈し、新鮮である。時々、弱い多色性を示す他形の斜方輝石結晶 (径 1.7 mm 以下) が認められるが、これらは融食されて、周囲を普通輝石の小さな結晶によって取り囲まれている。石基は斜長石、普通輝石、斜方輝石、不透明鉱物及びガラス (淡褐色) から成り、インターサタル組織を示す。

化学組成は $\text{SiO}_2 = 55.3$ wt% で、安山岩組成である。 Al_2O_3 に富む。この試料はかんらん石安山岩であるが、 MgO は 5.24 wt%, FeO^*/MgO 比は 1.22 で、高マグネシア安山岩の化学組成 (佐藤, 1989; 白木, 1993) ではない。

全岩 K-Ar 年代値は 8.2 ± 0.7 Ma を示し、岡村島の古銅輝石安山岩と同様に後期中新世に相当する。これは大崎下島の西方、広島県上蒲刈島のかんらん石玄武岩から報告されている 8.4 ± 0.4 Ma (松浦, 1997) の年代値ともほぼ同じで、これら芸予諸島の島々は約 8 Ma の瀬戸内地域における後期中新世の火山活動地域とみなすことができる。

尾久比島 (OKUBI-01) 尾久比島の分析試料は島の東部に分布する2つの岩頸の中で、北側の岩体から採取された。今回、年代測定とモード・全岩化学分析を行った試料は岩頸を形成する2種類の溶岩の中で、捕獲岩や捕獲結晶に乏しいかんらん石玄武岩を用いた。本岩は斑晶鉱物として斜長石 (径 0.8 mm 以下) とかんらん石 (径 0.3 mm 以下) を含む。斜長石斑晶は清透で細長い短冊状の結晶が多く、その量は約 17 vol% に達する (Table 1)。かんらん石斑晶は自形で、割れ目に沿って少しいディングサイト化しているが新鮮である。希に他形のかんらん石結晶が認められることがあるが、淡褐色のスピネルを包有することや周囲が溶融している点で捕獲結晶的であり、自形斑晶とは明確に区別できる。なお、普通輝石の他形結晶 (径 0.8 mm 以下) も少量観察されるが、虫食い状や波動消光を呈することから捕獲結晶の可能性が大きい。石基は斜長石、普通輝石、不

透明鉱物、少量のガラス (淡褐色) で構成され、インターサタル-インターグラニューラー組織を示す。

化学組成は $\text{SiO}_2 = 52.5$ wt% で、玄武岩の組成をもつ。全アルカリ ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) は 4.59 wt% で、 Al_2O_3 に富む高アルカリソレライトといえる。以上の本岩の岩石学的特徴は尾久比島北西の上蒲刈島の後期中新世玄武岩 (松浦, 1997) に似ている。

全岩 K-Ar 年代値は中期中新世に相当する 12.8 ± 0.6 Ma を示し、既述の上蒲刈島の玄武岩とは一致しない。年代的にはむしろ量的に優勢な瀬戸内海西部の瀬戸内火山岩類の年代値; 12-17 Ma (巽ら, 1980a; 山崎ら, 1981; 田崎ら, 1990; 田村ら, 1996; 松浦, 1997; 角井, 1998) の範囲に入る。

小大下島 (KG-02) 小大下島の普通輝石かんらん石玄武岩岩脈は斑晶としてかんらん石 (径 0.6 mm 以下)、斜長石 (径 0.6 mm 以下) 及び普通輝石 (径 0.3 mm 以下) を含む。かんらん石斑晶は自形で、周囲の一部が変質しているが、概ね新鮮である。斜長石斑晶は短冊状で、普通輝石と集斑状に存在する場合もある。普通輝石斑晶は単独で存在することもあれば、斜長石と集斑状を呈することもある。セクター構造が時々観察される。その他、普通輝石のコロナをもつ石英の捕獲結晶や、かんらん石の微結晶で取り囲まれた他形の斜方輝石も希に認められる。石基は長柱状の斜長石、普通輝石、少量のかんらん石、不透明鉱物及び少量のガラスから成り、インターグラニューラー組織を示す。

化学組成は $\text{SiO}_2 = 52.3$ wt% で、 Al_2O_3 に富む (17.8 wt%)。全アルカリ ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) は 4.57 wt% で、 Al_2O_3 に富む高アルカリソレライト組成である。

全岩 K-Ar 年代値は 15.4 ± 0.8 Ma で、中期中新世に当たる。この年代値も瀬戸内海西部地域の瀬戸内火山岩類の活動時代 (12-17 Ma, 前出) に相当する。

大下島 (OG-01) 大下島の普通輝石かんらん石安山岩の岩脈は斑晶としてかんらん石 (径 0.8 mm 以下)、斜長石 (径 0.5 mm 以下) 及び普通輝石 (径 0.4 mm 以下) を含む。かんらん石斑晶は自形で、周囲や割れ目に沿って一部変質しているが、新鮮な部分がほとんどを占める。斑晶の内部には赤褐色の自形スピネルが包有されている。かんらん石には不規則な形態をもつ大きな結晶 (径 1.25 mm) も希に存在するが、これは丸味を帯びた緑色スピネルを結晶内部に包有し、波動消光を示す。斜長石斑晶は短冊状のものが多く、やや流理に平行配列して石基中に散在している。普通輝石斑晶は自形で、セクター構造が顕著である。時々、斜方輝石の離溶ラメラをもつ他形の結晶や波動消光を示す虫食い状のものが観察される。その他、捕獲結晶が少量存在し、汚濁した斜長石やアルカリ長石、そして石英が認められた。石基は、長柱状斜長石、普通輝石、斜方輝石、不透明鉱物及び少量のガラスで構成され、インターサタル組織を示す。

全岩化学組成は $\text{SiO}_2 = 55.1$ wt% で、安山岩組成であるが、 MgO が 6.50 wt% と多く、佐藤 (1989) 及び白木 (1993) の定義による高マグネシア安山岩といえる。しかしなが

ら、 FeO^*/MgO 比が 1.03 とやや高く、また斜長石斑晶 (2.3 vol%) を含む点では瀬戸内地域の典型的な高マグネシア安山岩の特徴 (Tatsumi and Ishizaka, 1982a; 白木ら, 1991; 白木, 1993 など) とはやや異なる。

全岩 K-Ar 年代値は 17.4 ± 0.9 Ma で、前期中新世末頃を示す。この年代値は瀬戸内海西部地域の瀬戸内火山岩類から報告されている中期中新世の値 (12–17 Ma, 前出) よりもやや古い方にはずれる。しかし強いて言えば、最近、角井 (1998) によって報告された愛媛県防予諸島中島の安山岩の年代値 16.5 ± 0.3 Ma に近く、瀬戸内火山岩類に属すると見て差し支えないと考えられる。

IV. まとめと考察

広島県—愛媛県の瀬戸内海芸予諸島に位置する尾久比島、大崎下島、岡村島、小大下島及び大下島には中新世のかんらん石玄武岩、かんらん石安山岩、及び古銅輝石安山岩の岩脈と岩頸が分布する。貫入方向はいずれも北西—南東または北北西—南南東方向である。岡村島と尾久比島の岩頸には火砕岩を伴うが、溶岩流は認められない。ほかは岩脈で、いずれも削割されて火山体は失われている。またすべて単成火山活動の産物である。玄武岩は高アルカリソレライト質であり、安山岩には高マグネシア安山岩相当の化学組成を有する岩石を含む。これら火山岩類の K-Ar 年代値は前一中期中新世と後期中新世を示す (Fig. 2)。

本研究地域においては、前一中期中新世火山岩類と共に後期中新世の火山岩類が認められる点に大きな特色がある。今回測定した大崎下島のかんらん石安山岩は 8.2 ± 0.7 Ma、岡村島の古銅輝石安山岩は 2 つの試料に対して 7.8 ± 0.4 Ma と 8.0 ± 0.4 Ma の年代値を示した。松浦 (1997) は先に広島県上蒲刈島からも高アルカリソレライト質玄武岩について後期中新世に相当する 8.4 ± 0.4 Ma の年代値を得、広島県世羅台地や冠高原のアルカリ玄武岩類に対比した。しかし岩石学的にはアルカリに乏しい点で異なっている。また今回、年代を測定した後期中新世火山岩類は古銅輝石や角閃石斑晶を含んでおり、さらにその活動地域もアルカリ玄武岩類の分布地域から離れていることから、これらは独立した火山岩類と考えられる。瀬戸内海地域では後期中新世の火山岩類は他に知られておらず、芸予諸島に限って後期中新世 (約 8 Ma) に一つの火山活動地域が存在したことを意味する。本報告ではこれを芸予火山岩類と呼ぶことにした。今のところ調査範囲が限定されているので、分布は東西約 15 km 程度の範囲しかわからないが、得られた 4 個の年代値は前一中期中新世火山岩類に比べると集中しており、活動期間はほぼ 100 万年以内である (Fig. 2)。

瀬戸内地域の後期中新世火山岩類は LIL 元素に富む一方 HFS 元素に乏しく、Nb の負異常を示す (妹尾・松浦, 1997)。この化学的性質は沈み込み帯火山岩を特徴づけるものである (Gill, 1981 など)。また、後期中新世火山岩類の中で、特に古銅輝石安山岩はマグマ混合などの証拠は認められず、高マグネシア安山岩マグマからの分化物とみなされ

Fig. 2. Radiometric ages of Miocene volcanic rocks in the western Setouchi region.

Data source of others (whole rock K-Ar ages): A, Ouzasan, Yamaguchi (Tatsumi *et al.*, 1980a); B, Ouzasan, Yamaguchi (Sumii, 1998); C, Dakezan, Yamaguchi (Sumii, 1998); D, Hashirajima, Yamaguchi (Matsuura, 1997); E, Kurahashijima, Hiroshima (Matsuura, 1997); F, Nakajima, Ehime (Sumii, 1998); G, Nakajima, Ehime (Sumii, 1998); H, Nakajima, Ehime (Sumii, 1998); I, Nakajima, Ehime (Matsuura, 1997); J, Takahama, Ehime (Sumii, 1998); K, Takahama, Ehime (Yamazaki *et al.*, 1981); L, Matsuyama, Ehime (Tazaki *et al.*, 1990); M, Kashima, Ehime (Sumii, 1998); N, Matsuyama, Ehime (Sumii, 1998); O, Houjo, Ehime (Sumii, 1998); P, Kamikamagarijima, Hiroshima (Matsuura, 1997).

ている (妹尾・松浦, 1997)。これらの事実及び解釈は、後期中新世火山岩類の成因が中期中新世の瀬戸内火山岩類と同様に (高橋, 1986; Tatsumi and Maruyama, 1989), フィリピン海プレートの沈み込みによるものであることを暗示させる。しかし、西南日本では、中期中新世の瀬戸内火山活動後、11–5 Ma の間には背弧側でアルカリ玄武岩を主とする活動はみられるが (宇都, 1995), 瀬戸内地域においては本研究以外に火山活動に関する報告はない。また、フィリピン海プレートの沈み込みは瀬戸内火山活動の後、停止していたか、あるいは沈み込みを行っていたとしても弱く、火山活動を引き起こすまでには至らなかったと考えられている (鎌田, 1995)。そして再び活発な沈み込みを開始するのは 6 Ma 頃と推定されている (新妻, 1985; Nakada and Kamata, 1991; 杉山, 1991; 鎌田, 1992, 1995 など)。したがって、瀬戸内地域の後期中新世火山岩類の成因とフィリピン海プレートの沈み込みを関連づけることは難しい。

後期中新世には、中国山地の冠高原、世羅台地及び吉備高原などでアルカリ玄武岩類の活動が起こっており、それぞれ数 10 km 四方の範囲をもつ火山群を形成している (宇都・岩森, 1987; 宇都, 1995)。これら各火山群内のマグマ

活動はマントルから上昇した個別のダイアピルに起因するものとされており (Iwamori, 1991), 各火山群はダイアピルの寿命に対応して 100–200 万年以内に活動を終えたものと考えられている (宇都, 1995)。したがって、瀬戸内地域の後期中新世火山岩類に関しても、中国山地のアルカリ玄武岩類の活動と同様に、深部からのダイアピルの上昇によって高アルカリソレライト質玄武岩マグマ、あるいは古銅輝石安山岩などの初生マグマとしての高マグネシア安山岩マグマが生成され、約 100 万年以内で火山活動を終了したと考えれば、その成因を説明しやすい。中期中新世の瀬戸内地域でのマグマ活動によって、LIL 元素などに富むスラブ由来の物質が上部マントルに付加され、それらが後期中新世においても存在していたとすれば、ダイアピルの上昇によって高マグネシア安山岩マグマが生成されうる可能性は十分にあるものと推測される。ただし、マントルダイアピルの上昇が瀬戸内地域までなぜ波及したか、また中国山地よりも瀬戸内地域の方がなぜマグマの分離深度が浅いのか (高マグネシア安山岩: Tatsumi and Ishizaka, 1982b, アルカリ玄武岩: Iwamori, 1991 の溶融実験結果による), などの問題点が残る。これらに関しては微量元素や同位体のデータも含めて今後検討する予定である。

一方、芸予諸島には前一中期中新世の火山岩類も分布している。12.8 Ma (尾久比島) 及び 15.4 Ma (小大下島) の年代値をもつ中期中新世の火山岩類は、年代値、地理的位置関係及び岩石学的性質から瀬戸内火山岩類に属するものと考えられる。ただし、両火山岩ともかんらん石玄武岩で、この地域が瀬戸内火山岩類の分布地域の北限とみることができることから、玄武岩類の活動は瀬戸内地域の北部に多く認められる傾向があるのかもしれない。それに対して、大下島のかんらん石安山岩は前期中新世末に相当する 17.4±0.9 Ma の年代値を与え、今まで報告された瀬戸内海西部の瀬戸内火山岩類の年代値の範囲 (12–17 Ma, 前出) よりもやや古い方にはずれている。この安山岩は高マグネシア安山岩相当の全岩化学組成をもち、さらに LIL 元素に富むのに対し HFS 元素に乏しいなど (妹尾, 未公表データ), 沈み込み帯の火山岩を特徴づける性格を有している。したがって、この安山岩も瀬戸内火山岩類の一部とみなすことが可能で、瀬戸内火山活動の最初期に位置づけることができるであろう。この時代には、愛媛県新宮においてもランプロファイアーの活動が起こっており、17.7±0.5 Ma の年代値が報告されている (Uto *et al.*, 1987)。このランプロファイアー岩脈は、プレート内玄武岩を特徴づける化学組成をもつアルカリ岩質の岩石である (Uto *et al.*, 1987 など)。このことは、西南日本の瀬戸内地域及び四国中央部地域で、17–18 Ma に高マグネシア安山岩とプレート内玄武岩質のマグマ活動がほぼ同時に起こったことを示している。

謝 辞 山口大学の白木敬一氏及び永尾隆志氏には念入りの査読をしていただき、原稿の不備を丁寧に指摘して下さい。記して深く感謝申し上げます。

引用文献

- Gill, J. (1981): *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. pp. 390, Springer-Verlag, Berlin.
- 原 郁夫, 早坂康隆, 前田 勝, 宮本隆実 (1985): 西南日本の中古生代造構作用の諸問題—高圧変成帯の造構作用—. 地質学論集, 第 25 号, 109–126.
- 長谷 晃 (1964): 南帯の古生界. 広島県地質図説明書, 48–49.
- 端山好和, 山田直利, 山田哲雄, 沓掛俊夫, 仲井 豊, 赤羽久忠, 池田 極, 田辺元祥 (1975): 瀬戸内海大崎下島の変成古生層と白亜紀火成岩類. 地球科学, **29**, 1–17.
- 広川 治 (1965): 5 万分の 1 地質図幅「今治西部」及び同説明書. pp. 25, 地質調査所.
- 井上秀雄, 土井啓司 (1958): 愛媛県小大下島珪灰石調査報告. 地調月報, **9**, 689–697.
- Iwamori, H. (1991): Zonal structure of Cenozoic basalts related to mantle upwelling in southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, **96**, 6157–6170.
- 鎌田浩毅 (1992): 中央構造線の西方延長としての大分—熊本構造線の右横ずれ運動とフィリピン海プレートの右斜め沈み込み. 地質学論集, 第 40 号, 53–63.
- 鎌田浩毅 (1995): 中部九州の火山活動とテクトニクス—島弧会合部の観点からの概説—. 月刊地球, **17**, 418–426.
- 松浦浩久 (1997): 瀬戸内海西部, 倉橋島及び柱島地域の中期中新世安山岩—デイサイトと後期中新世玄武岩. 岩鉱, **92**, 63–68.
- 皆川鉄雄, 野戸繁利, 宮久三千年, 石橋 澄 (1978): 瀬戸内海小大下島の玄武岩岩脈とそれに伴うタカラン石. 三鉱学会秋季連合学術講演会要旨, 21.
- 永井浩三 (1956): 石鎚山第三紀層の地質時代と西部日本古第三紀の古地理. 愛媛大学紀要, 第 II 部 D シリーズ, **2**, 145–154.
- Nakada, S. and Kamata, H. (1991): Temporal change in chemistry of magma source under Central Kyushu, Southwest Japan: progressive contamination of mantle wedge. *Bull. Volcanol.*, **53**, 182–194.
- 成田耕一郎, 山路 敦, 田上高広, 栗田裕司 (1999): 四国の第三系久万層群の堆積年代とその意義. 地質雑, **105**, 305–308.
- 新妻信明 (1985): 変動している日本列島—新第三紀テクトニクスとプレート沈み込み—. 科学, **55**, 53–61.
- 野戸繁利 (1978): 瀬戸内・愛媛岡村島における新第三紀火山岩類について. 愛媛の地学, 第 7 号, 11–17.
- 佐藤博明 (1989): 高マグネシア安山岩類の生成環境に関する研究. 昭和 63 年度科学研究費補助金一般 C 研究成果報告書, pp. 99.
- Sato, H. (1981): Bulk rock chemistry of the volcanic rocks of Goshikidai and adjacent areas, northeast Shikoku, Japan. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **26**, 51–72.
- Sato, H. (1982): Geology of Goshikidai and adjacent areas, northeast Shikoku, Japan: Field occurrence and petrography of sanukitoid and associated volcanic rocks. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **27**, 13–70.
- 妹尾 護, 松浦浩久 (1997): 瀬戸内地域の中新世後期の火山活動. 日本地質学会第 104 年学術大会講演要旨, 279.
- 白木敬一 (1993): 瀬戸内地域における高マグネシア安山岩の形成. 地質学論集, 第 42 号, 255–266.
- 白木敬一, 長尾憲治, 永尾隆志, 角縁 進, 松本徭夫 (1991): 瀬戸内海西部産瀬戸内火山岩の微量成分の特徴. 岩鉱, **86**, 459–472.
- Steiger, R. and Jäger, E. (1977): Subcommission on geo-

- chronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- 杉山雄一 (1991): 第二瀬戸内海の右横ずれ沈降盆地一大規模横ずれ断層の活動領域移動に伴う沈降盆地の変遷モデル. 構造地質, 第 36 号, 99-108.
- 角井朝昭 (1998): 防予諸島および周辺の瀬戸内火山岩類の K-Ar 年代. 日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨, 310.
- 高橋正樹 (1986): 日本海拡大前後の“島弧”マグマ活動. 科学, **56**, 103-111.
- 高橋裕平, 牧本 博, 脇田浩二, 酒井 彰 (1989): 津田地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), pp. 56, 地質調査所.
- 鷹村 権 (1973): 中国地方新生代玄武岩類の岩石学的並びに岩石化学的研究, 広島大学地学研究報告, 第 18 号, 1-167.
- 田村洋子, 佐野 栄, 加賀美寛雄, 柚原雅樹 (1996): 愛媛県中島・興居島の瀬戸内火山岩類の岩石学的地球化学的特徴. 日本地質学会第 103 年学術大会講演要旨, 270.
- Tatsumi, Y. and Ishizaka, K. (1982a): Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, I. Petrographical and chemical characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 293-304.
- Tatsumi, Y. and Ishizaka, K. (1982b): Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, II. Melting phase relations at high pressures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 305-317.
- Tatsumi, Y. and Maruyama, S. (1989): Boninite and high-Mg andesites: tectonics and petrogenesis. In Boninite and Related Rocks (Crawford, A.J., Ed.). Unwin Hyman, London, 50-71.
- 巽 好幸, 鳥居雅之, 石坂恭一 (1980b): 瀬戸内火山岩類の火山活動時期および分布範囲について—瀬戸内火山岩類の年代測定, その 5—. 火山 第 2 集, **25**, 171-179.
- 巽 好幸, 横山卓雄, 鳥居雅之, 石坂恭一 (1980a): 大阪周辺及び山口県東部に分布する瀬戸内火山岩類の K-Ar 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その 4—. 岩鉱, **75**, 102-104.
- 田崎耕市, 加々美寛雄, 板谷徹丸, 永尾隆志 (1993): 四国北西部の中央構造線に沿う酸性火山岩類の起源と K-Ar 年代. 地質学論集, 第 42 号, 267-278.
- 田崎耕市, 高橋治郎, 板谷徹丸, グレープス, R.H., 鹿島愛彦 (1990): 四国北西部の中央構造線に貫入した安山岩の K-Ar 年代. 岩鉱, **85**, 155-160.
- 氏家 治 (1970): 四国北東部の第三紀火山岩類の岩石学的研究. 岩鉱, **63**, 43-62.
- Ujike, O. (1972): Petrology of Tertiary calc-alkaline volcanic rock suite from northeastern Shikoku and Shodo-shima Island, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 3, **11**, 159-201.
- 宇都浩三 (1995): 火山と年代測定: K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定の現状と将来. 火山, **40**, 特別号, S27-S46.
- 宇都浩三, 岩森 光 (1987): 西南日本新生代アルカリ玄武岩類の時空分布. 日本火山学会講演予稿集, 1987 年度秋季大会, 93.
- Uto, K., Hirai, H., Goto, K. and Arai, S. (1987): K-Ar ages of carbonate- and mantle nodule-bearing lamprophyre dikes from Shingu, central Shikoku, Southwest Japan. *Geochem. J.*, **21**, 283-290.
- 山崎俊嗣, 鳥居雅之, 石坂恭一 (1981): 四国北東部および北西部の瀬戸内酸性火山岩類のフィッシュ・トラック年代と K-Ar 年代—瀬戸内火山岩類の年代測定, その 6—. 岩鉱, **76**, 276-280.
- 吉田博直 (1963): 近畿・中国地方の後期中生代酸性火山岩類と“領家花崗岩類”との一, 二の地域における関係, 広島大学地学研究報告, 第 12 号, 213-219.