鹿児島県奄美深成岩類の岩石学

Petrology of the Amami plutonic rocks,
Kagoshima Prefecture, Japan

川 野 良 信 (Yoshinobu KAWANO)*
沖 野 聡 (Satoshi OKINO)**
柚 原 雅 樹 (Masaki YUHARA)***
加 藤 祐 三 (Yuzo KATO)****
加々美 寛 雄 (Hiroo KAGAMI)***

The Amami plutonic rocks occurring in the Amami-O-shima Islands, Kagoshima Prefecture consist of six small bodies; Kasari, Ichi, Kachiura, Koniya, Ankyaba and Uke. These bodies distributed over the islands and mainly composed of adamellite and granodiorite with minor amounts of tonalite, diorite and gabbro. They are divided into peraluminous and metaluminous groups (P and M) based on their mineral assemblage, major and minor chemical compositions, K-Ar ages and Sr isotopic features. Kasari, Ichi, Koniya and Ankyaba bodies comprise the P group, and others the M group.

The Kachiura and Uke bodies of the M group gave K-Ar ages of 17.23 ± 0.22 Ma and 110.3 ± 1.2 Ma, respectively. Age from the Kachiura body is similar to that of granitoids in outer zone of southwest Japan (OZSWJ) rather than that of the P group. Mineralogical and geochemical characteristics and the initial Sr ratio of the Kachiura body are similar to those of I-type granitoids of OZSWJ.

Muscovite contents and A/CNK ratios in the P group increase continuously from the back arc side to the trench side, and their initial Sr ratios also show the same trend except for the Ankyaba body. The original magmas on the trench side were more affected by pelite-rich continental materials than those on the back arc side. Such spatial variation is also recognized in granitoids of OZSWJ.

The Amami plutonic rocks have similar chemical and petrological characteristics to granitoids of OZSWJ, however, ages of the plutonic rocks are different. Common petrological characteristics between both rocks may have resulted from similar tectonic condition.

Keywords: Plutonic rock, Sr isotope, K-Ar age, Peraluminous, Amami-O-shima

---

(平成9年3月19日受付, 平成9年9月19日受理)

- * 佐賀大学文化教育学部環境基礎講座, 〒840 佐賀市本庄1番地
- ** 元琉球大学理学部海洋学科
- *** 新潟大学自然科学研究科, 〒950-21 新潟市五十嵐2の町8050
- **** 琉球大学理学部物質地球科学科, 〒903-01 沖縄県西原町千原1番地
- * Course of Science and Technology, Faculty of Culture and Education, Saga University, Honjo 1, Saga 840, Japan
- ** Graduated student for Department of Marine Sciences, Faculty of Science, University of Ryukyus
- *** Graduate School of Science and Technology, Niigata University, Ikarashi 2-8050, Niigata 950-21, Japan
- **** Department of Physics and Earth Sciences, Faculty of Science, University of Ryukyus, Senbaru 1, Nishihara, Okinawa 903-01, Japan

I. はじめに

鹿児島県奄美大島とその属島の加計呂麻(かけろま)島・請(うけ)島には主として花崗岩類よりなる小規模な6つの深成岩体(以下、奄美深成岩類と呼ぶ)が点在する。琉球列島では奄美大島の他にも花崗岩類が露出し(加藤ら, 1992), 位置関係からそれらは西南日本外帯花崗岩類(以下、外帯花崗岩類と略)と連続するものと考えられていた(例えば柴田, 1967; 野沢, 1968)。しかしながら, 奄美深成岩類の3つの岩体から得られた黒雲母K-Ar年代は49~56 Maを示し(Shibata and Nozawa, 1966), 外帯花崗岩類の活動年代ピークである14 Ma(柴田, 1978)よりも明らかに古く, 少なくともこれら3つの岩体は外帯花崗岩類とは異なる起源を持つと考えなければならない。奄美深成岩類は琉球列島の深成岩類としては最北東部に分布し(加藤ら, 1992), さらにその北東には外帯花崗岩類に属する屋久島花崗岩が位置する。つまり, 奄美深成岩類は外帯花崗岩類に最も近接しており, その岩石学的特徴を明らかにすることは琉球列島と外帯花崗岩類の成因の相違点を考察する上で非常に重要と考えられる。奄美深成岩類については個々の岩体の若干の研究(Suzuki, 1954; 大庭, 1959; 小西, 1965)があるものの深成岩類全体を総合的に捉えた検討は行われていない。本稿では奄美深成岩類の鉱物化学組成, 全岩主成分・微量成分組成, Sr同位体組成及び一部の岩体から新たに得られたK-Ar年代を報告し, 岩体の分布位置とその化学的特徴の関係について考察する。

II. 地質概略

遅沢ら(1983)によれば, 奄美大島の地質の大部分は先第三系よりなり, 更新統琉球層群は笠利半島の限られた範囲に分布するにすぎない。遅沢ら(1983)は先新第三系を湯湾(ゆわん)層・名瀬(なげ)層・大棚(おおだな)層・大勝(おおがち)層・和野(わの)層に区分し, これらの地層は北東-南西の走向で北西に中角度で傾斜する同斜的構造を基本形態とし, 島の南東側から北西側に, みかけ上, 下位から上位に名瀬・和野・名瀬・大勝・名瀬・大棚・湯湾層の順に配列するとした(Fig. 1)。化石年代から名瀬層はセノマニアン(96~95 Ma), 湯湾層はパレミアン(117~115 Ma)の陸源~半遠洋性堆積物からなる地層と推定される(Osozawa, 1984; Fujita, 1989)。

奄美深成岩類は岩体が互いに独立に分布しており, さらにそれぞれ岩相が異なるので, 分布地域毎に岩体

Fig. 1. Geological map of the Amami-O-shima Islands based on Osozawa (1984). 1, Alluvial deposits and the Ryukyu Group; 2, plutonic rocks; 3, Wano Formation; 4, Oogachi Formation; 5, Oodana Formation; 6, Naze Formation; 7, Yuwan Formation; 8, Faults.

名を付した。すなわち, 北東から南東に順に, 笠利岩体, 市岩体, 勝浦岩体, 古仁屋岩体, 安脚場岩体, 請岩体である(Fig. 1)。なお, 竹内(1993)は最北東部の岩体を笠利岩体と冠岳岩体の二つに区分しているが, 冠岳岩体は奄美本島西部に分布する半深成岩体の呼称(沖野・加藤, 1987)であるので, 混乱を避けるために本稿では一括して笠利岩体とした。また, Shibata and Nozawa (1966)は本稿の市岩体を山間

Table 1. Characteristics for optical observations

Body name	Rock name	Texture	Average modal composition (main minerals)								Accessory minerals							Age (Ma)
			Qz	Kf	Pl	Bi	Ho	Mus	Oth	C.I.	Opq	Ap	Zr	Sph	Trm	Gar	Ru	
Kasari	Ad, Gd	eq	31.9	24.7	28.0	10.6		4.3	0.5	15.5	+	+	+	±	±	-	-	49
Ichi	Gd, Ad, To	eq	34.4	13.6	34.9	15.1		1.6	0.3	17.2	+	+	+	±	±	±	+	55
Kachiura	Gd, To	eq	22.3	7.2	50.5	17.9	tr		2.4	19.2	+	+	+	±	±	-	-	17
Koniya	Gd, Ad	por	30.9	14.7	45.8	8.0	0.1	tr	0.4	8.5	+	+	+	+	+	-	+	56, 54
Ankyaba	Gd, Ad	por	32.7	19.2	37.4	9.8		0.3	0.6	10.7	+	+	+	-	-	-	-	
Uke	Gb, Di	eq	0.3	1.5	57.4	6.1	34.1		0.9	40.8	+	+	+	+	+	-	+	110
	Ad	eq	35.2	32.3	29.6	1.8		0.4	0.7	2.4	-	+	+	-	-	-	-	

Ad, adamellite; Gd, granodiorite; To, tonalite; Gb, gabbro; Di, diorite; eq, equigranular; por, porphyritic; Qz, quartz; Kf, K-feldspar; Pl, plagioclase; Bi, biotite; Ho, hornblende; Mus, muscovite; Oth, others; C.I., color index; Opq, opaque minerals; Ap, apatite; Zr, zircon; Sph, sphene; Trm, tourmaline; Gar, garnet; Ru, rutile. Age data are from Shibata and Nozawa (1966) and this study.

岩体としているが山間の集落は岩体露出域から離れており、岩体は市集落を中心に露出しているため市岩体とした。

第四系は更新統の琉球層群と完新統の砂丘砂・海浜および低地堆積物である。

III. 野外・鏡下観察およびモード組成

奄美深成岩類は大部分がアダメロ岩・花崗閃緑岩・トーナル岩から構成される。笠利岩体はこれらの岩石の他一部に石英閃緑岩を伴うが、これは風化が著しくすべてマサ化しているため、本稿では取り扱わない。諸岩体だけは主体をなすはんれい岩・閃緑岩とこれを貫くアダメロ岩からなる。露出面積は市岩体が最大で、次いで笠利、古仁屋、請、安脚場、勝浦岩体の順である。このうち、勝浦岩体では露頭が確認できないため、転石と接触変成作用の広がりから露出面積を推定した。

笠利岩体：母岩である名瀬層を調和的に貫いている。海岸沿いに母岩起源と考えられる捕獲岩類と暗色包有物が認められる。岩石は青灰色を呈する中粒、等粒状のアダメロ岩、花崗閃緑岩である。一部の岩石にはミアロリティックな空隙が存在する。主として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・白雲母よりなり、副成分鉱物として不透明鉱物・燐灰石・ジルコン、まれに電気石およびくさび石を含む。石英・カリ長石の微文象連晶が普遍的に認められる。また、斜長石は正累帯構造を呈し、カリ長石にはパーサイト構造が認められる。

市岩体：名瀬層のアルコース質砂岩・砂岩頁岩互層を調和的、一部非調和的に貫いている。岩体には母岩起源の捕獲岩塊あるいはルーペンダントが存在し、暗色包有物がしばしば見られる。肉眼では青灰色を呈する中粒、等粒状の花崗閃緑岩、アダメロ岩、トーナル岩である。主として石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・白雲母よりなり、副成分鉱物として燐灰石・ジルコン・クサビ石・不透明鉱物、まれに電気石を含む。石英・カリ長石の微文象連晶が普遍的に認められる。また、斜長石は反復累帯構造を呈し、カリ長石にはパーサイト構造が認められる。また、ミルメカイトも認められる。

母・白雲母よりなり、副成分鉱物として燐灰石・ジルコン・不透明鉱物・ルチルまれに電気石・ザクロ石が認められる。石英・カリ長石の微文象連晶が普遍的に認められる。斜長石は反復累帯構造を呈し、カリ長石にはパーサイト構造が認められる。また、ミルメカイトも認められる。

勝浦岩体：名瀬層の砂岩頁岩互層に明瞭な接触変成作用を与えて貫入する。暗色包有物は顕著に認められ径数 cm のものが多い。ミアロリティックな空隙を有する花崗閃緑岩、一部トーナル岩であり、肉眼では青灰色を呈する細～中粒の等粒状岩である。主として斜長石・石英・カリ長石・黒雲母よりなり、副成分鉱物として燐灰石・ジルコン・クサビ石・不透明鉱物、まれに普通角閃石・電気石を含む。石英・カリ長石の微文象連晶が普遍的に認められる。また、斜長石は反復累帯構造を呈し、カリ長石にはパーサイト構造が認められる。

古仁屋岩体：大瀬層のアルコース質砂岩・砂岩頁岩互層を非調和的に貫いている。岩石は細～中粒、青灰色の花崗閃緑岩、アダメロ岩で伸長する暗色包有物がまれに認められる。また、微小なミアロリティックな空隙を有し、浅所に貫入したことが示唆される。主として斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・白雲母よりなり、副成分鉱物として燐灰石・ジルコン・クサビ石・不透明鉱物・ルチル、まれに普通角閃石を含む。斜長石は反復累帯構造を呈し、カリ長石にはパーサイト構造が認められる。また、ミルメカイトも認められる。

安脚場岩体：名瀬層のアルコース質砂岩・砂岩頁岩互層を非調和的に貫いており、貫入面は明瞭～不規則である。岩石は花崗閃緑岩、アダメロ岩である。肉眼では淡灰色を呈する細粒の岩石で主として斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・白雲母よりなる。副成分鉱物として燐灰石・ジルコン・不透明鉱物および完全な緑

Table 2. K-Ar ages of rocks from Kachiura and Uke bodies

Sample name	K (wt%)	^{36}Ar (10^{-10}cc/g)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	^{40}Ar rad 10^{-6}cc/g	Age (Ma)	Air Frac. (%)
62308	6.6583	15.42	3192	447.4	17.23	9.30
biotite	± 0.0546	± 0.22	± 28	± 4.5	± 0.22	
62504	0.09046	23.52	465.5	39.93	110.3	63.6
Hornblende	± 0.00026	± 0.32	± 1.7	± 0.44	± 1.2	

^{40}Ar rad, radiogenic ^{40}Ar ; Air Frac., air fraction.

Fig. 2. Modal Quartz-Plagioclase-Alkali feldspar diagram. Showing classification of Streckeisen (1976) with a slight modification. Solid symbols, M group; others, P group.

泥石化のための同定不能な鉱物が認められる。斜長石は反復累帯構造を呈し、ミルメカイトが認められる。

請島岩体：名瀬層の砂岩・砂岩頁岩互層を調和的に貫いており、貫入面は中角で明瞭である。はんれい岩・閃緑岩は肉眼では濃茶～暗灰色を呈する粗～中粒の等粒状の岩石で主として斜長石・普通角閃石・黒雲母・カリ長石・石英よりなる。副成分鉱物として不透明鉱物・燐灰石・くさび石・ジルコン・ルチルが認められる。石英を欠くことがある。斜長石は半自形～自形で集片双晶をなし、反復累帯構造を呈する。カリ長石は他形・填間状でパーサイト構造を呈する。

アダメロ岩は肉眼では灰～明灰色を呈し、中粒、等粒状の岩石である。主として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母まれに白雲母からなり副成分鉱物として燐灰石・ジルコンが認められる。斜長石は正累帯構造を呈し、カリ長石にはパーサイト構造が認められる。

各岩体を相互に比較する目的で113個の試料についてモード分析を行なった。各岩体の平均モード組成を

副成分鉱物組み合わせと共に Table 1 に示す。また、モード組成による石英－アルカリ長石－斜長石三角図を Fig. 2 に示す。なお、花崗岩類の区分は Streckeisen (1976) を一部改変しアダメロ岩の領域を設けた。

市岩体はやや石英に富むこと、請岩体はんれい岩は石英をほとんどあるいは全く欠き、斜長石に富むことで区別されるが、他岩体は勝浦、古仁屋、安脚場、笠利と請岩体アダメロ岩の順で石英およびカリ長石が次第に増加する傾向が認められる (Fig. 2)。また、普通角閃石が認められる岩石は比較的斜長石に富み、普通角閃石を欠き、白雲母が認められる岩石は比較的斜長石に乏しい傾向がある。前者に属するものは請岩体はんれい岩・勝浦・古仁屋岩体であり、後者は笠利・市・安脚場岩体である。

IV. K-Ar 年代

勝浦岩体の花崗閃緑岩から黒雲母を、請岩体はんれい岩から角閃石をそれぞれ抽出し、K-Ar 年代を求めた。抽出は試料を鉄乳鉢で粉碎し、60～40 メッシュに粒度をそろえ、純水による洗浄後、アイソダイナミックセパレーターで分離し、ハンドピッキングで精製した。K-Ar 年代測定は Nagao *et al.* (1996) によった。結果を Table 2 に示す。勝浦岩体の黒雲母の K-Ar 年代は 17.23 Ma を示し、笠利・市・古仁屋岩体のそれと大きく異なり、早期中新世の値を示す。一方、請岩体はんれい岩の角閃石の K-Ar 年代は 110.3 Ma を示し、貫入母岩である名瀬層よりも古い値が得られた。周囲の母岩に明らかに熱変成を与えていることから異地性岩体ではなく、また、鉱物の変質を原因とするならば岩体形成後の変質年代としてより新しい年代が示されるはずである。遅沢ら (1983) は請岩体近辺の地層から化石の産出を報告していないので、名瀬層の一部はより古い時代である可能性が示唆される。

V. 鉱物化学組成

新潟大学理学部地質科学教室設置の EPMA (JEOL JXA-8600SX) を用いて黒雲母の化学分析と不透明鉱

Table 3. Chemical compositions of biotites

Body	Ichi		Kachiura		Koniya			Ankyaba		Uke	
No.	62305	62303	62308	42604	81201	81205	AC2	80501	80402	11304a	11405
SiO ₂ (wt%)	35.49	35.75	37.44	38.27	35.97	35.79	37.32	35.26	34.76	36.26	35.44
TiO ₂	3.85	2.90	4.78	5.06	3.52	5.30	4.78	5.55	3.55	4.78	4.44
Al ₂ O ₃	18.81	19.12	13.09	13.34	14.30	14.57	14.26	15.11	15.91	14.56	15.91
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0.04	0.03	—	0.01	—	0.16
FeO*	20.67	21.79	18.68	18.28	24.43	24.12	23.35	24.57	25.15	19.60	20.99
MnO	0.25	0.42	0.36	0.10	0.46	0.22	0.09	0.38	0.36	0.11	0.15
MgO	6.40	7.38	11.67	12.21	9.23	7.95	9.21	6.61	9.30	12.24	13.32
CaO	0.04	0.04	0.08	0.00	0.04	0.00	0.11	0.06	0.06	0.06	0.16
Na ₂ O	0.19	0.18	0.10	0.08	0.07	0.27	0.15	0.15	0.15	0.34	0.10
K ₂ O	9.96	9.07	8.91	9.14	9.05	8.57	8.35	8.72	6.86	7.93	5.70
NiO	0.13	0.13	0.12	—	0.01	—	—	—	—	—	—
Total	95.78	96.79	95.22	96.48	97.08	96.83	97.68	96.40	96.12	95.87	96.38
Si	5.432	5.410	5.700	5.719	5.533	5.494	5.622	5.459	5.355	5.477	5.292
Ti	0.443	0.330	0.547	0.569	0.407	0.611	0.542	0.646	0.412	0.543	0.499
Al	3.392	3.410	2.348	2.349	2.593	2.636	2.531	2.758	2.888	2.592	2.800
Cr	—	—	—	—	—	0.005	0.004	—	0.001	—	0.019
Fe	2.645	2.757	2.378	2.284	3.143	3.096	2.941	3.182	3.240	2.476	2.621
Mn	0.032	0.054	0.047	0.013	0.060	0.028	0.012	0.050	0.047	0.014	0.018
Mg	1.460	1.665	2.648	2.719	2.117	1.820	2.069	1.525	2.135	2.756	2.966
Ca	0.006	0.007	0.013	0.000	0.007	0.000	0.018	0.010	0.011	0.010	0.025
Na	0.028	0.026	0.014	0.012	0.011	0.039	0.023	0.022	0.023	0.049	0.014
K	1.944	1.751	1.730	1.742	1.776	1.678	1.605	1.722	1.348	1.529	1.086
Ni	0.016	0.016	0.015	—	0.001	—	—	—	—	—	—
Total	15.397	15.427	15.441	15.406	15.647	15.409	15.367	15.373	15.459	15.445	15.340
mg	0.353	0.372	0.522	0.542	0.398	0.368	0.412	0.321	0.394	0.525	0.529

FeO* : total Fe as FeO*.

Cations per 22 oxygens.

物の同定を行った。測定条件は電流が 1.03×10^{-8} A, 電圧が 15 kV である。各岩体から代表的な試料を選び、1 枚の薄片から 5 粒子以上を分析した。

笠利岩体と請岩体アダメロ岩では黒雲母の変質が著しく満足な結果が得られなかった。代表的な黒雲母の分析値を Table 3 に、組成を Fig. 3 に示す。奄美深成岩類の黒雲母は全体的にフロゴパイト成分に乏しく、アナイト、シデロフィライト成分に富む傾向がある。勝浦岩体と請岩体はんれい岩の黒雲母の mg 値 (=Mg/(Fe+Mg+Mn)) は 0.49~0.58, 市・古仁屋・安脚場岩体のそれは 0.30~0.43 であり、両者には組成間隙が認められる。また、勝浦岩体と請岩体はんれい岩で Si を比較すると前者では多く後者ではやや乏しい組成差が認められる。市・古仁屋・安脚場岩体の黒雲母では互いに同程度の Si を持つものがあり、組成は互いに重複する。そのうち古仁屋岩体の Si の組成幅が最も大きく、Si に富む傾向がある。

不透明鉱物については、請岩体アダメロ岩には含まれておらず、他岩体ではいずれもチタン鉄鉱であり磁鉄鉱は確認できなかった。

Fig. 3. Chemical compositions of biotites. Symbols are the same as those in Fig. 2.

Table 4. Major and trace

No. Rock Name	Kasari										Ichi							
	1	2	3*	4	5	6	7	8*	9*	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	m b Gd	m b Ad	m b Gd	b Ad	m b Ad	m b Ad	m b Ad	b Ad	b Ad	m b Ad	m b Gd	m b Gd	m b Gd	t m b Gd	m b Gd	t m b Gd	g m b Gd	m b Gd
SiO ₂ (wt%)	71501	71606	62602	71800	71104	42011	42016	62605	62603	42405	72701	72702	10205	72805	10202	72803	72104	72102
TiO ₂	66.41	67.79	68.49	69.05	69.13	69.14	69.57	69.10	70.71	71.77	65.72	66.09	67.10	67.11	67.55	67.94	68.00	68.11
Al ₂ O ₃	0.75	0.71	0.68	0.62	0.60	0.60	0.63	0.63	0.68	0.58	0.81	0.76	0.79	0.78	0.70	0.68	0.74	0.76
Fe ₂ O ₃	16.00	15.28	15.04	14.64	15.03	14.87	14.35	14.62	14.76	15.07	15.70	15.47	15.30	15.21	15.77	15.07	14.77	14.42
FeO	0.82	0.92	1.05	0.89	1.22	0.81	0.68	0.80	1.01	0.49	0.84	0.58	0.83	0.45	0.67	0.62	1.00	0.95
MnO	3.90	3.54	2.88	2.81	2.68	2.66	3.48	3.19	2.88	1.61	4.20	4.12	3.78	4.07	3.40	3.68	3.46	3.51
MgO	0.07	0.10	0.09	0.06	0.09	0.04	0.12	0.09	0.08	0.03	0.10	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08
CaO	1.59	1.57	1.32	1.19	1.31	1.27	1.40	1.31	1.27	0.67	1.74	1.60	1.49	1.53	1.26	1.40	1.35	1.40
Na ₂ O	1.05	0.79	0.31	0.46	0.43	0.52	0.40	0.73	0.26	0.36	1.68	1.76	1.89	2.00	1.88	1.75	1.79	1.96
K ₂ O	3.38	3.67	3.63	3.93	3.20	3.84	3.18	3.36	3.37	3.57	3.00	3.28	2.86	3.37	2.94	3.20	2.93	2.60
P ₂ O ₅	3.23	3.13	3.95	3.91	4.07	3.80	3.85	4.11	3.97	3.78	3.02	3.43	3.38	3.47	3.36	2.97	3.80	3.84
H ₂ O+	0.10	0.08	0.13	0.09	0.09	0.09	0.08	0.11	0.11	0.08	0.09	0.09	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10
H ₂ O-	2.49	2.22	1.44	2.05	1.97	1.99	2.02	1.54	1.44	1.82	2.72	2.30	1.88	1.58	1.97	2.22	1.65	2.00
Total	100.00	100.00	99.14	99.99	99.99	100.00	100.00	99.71	100.67	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00	100.01
Cu (ppm)	38	18	16	21	25	4	23	18	24	14	26	22	20	19	14	15	23	17
Nb	13	12	9	11	10	11	9	10	10	11	13	12	12	12	11	11	12	12
Rb	119	106	173	163	163	137	132	170	158	150	126	145	143	145	132	95	158	154
Sr	200	179	167	158	156	174	158	163	146	133	210	202	179	176	166	225	147	153
Y	42	38	29	28	32	34	20	56	30	27	32	32	34	32	36	35	35	36
Zn	58	53	51	80	73	30	80	53	70	42	93	72	72	72	65	62	67	62
Zr	241	229	226	233	198	205	203	194	226	200	219	230	235	244	240	248	249	249

No. Rock Name	Koniyaba															Ankyaba		
	37	38	39	40	41	42	43	44*	45*	46	47*	48	49	50	51	52	53	54
	h b Gd	h b Gd	b Gd	h s b Gd	b Gd	b Gd	b Gd	b Ad	b Gd	b Gd	b Gd	s b Gd	b Gd	b Gd	s b Gd	m b Ad	t m b Ad	m b Ad
SiO ₂ (wt%)	AC-1	AC-2	81201	AC-5	81205	81002	AC-7	62310	62408	81204	62311	AC-4	81001	81003	AC-3	80402	80701	80771
TiO ₂	67.39	67.51	67.68	68.34	68.51	68.67	68.68	68.72	68.85	68.78	68.96	69.20	69.37	69.70	70.01	69.47	69.80	70.28
Al ₂ O ₃	0.63	0.66	0.63	0.62	0.64	0.62	0.62	0.65	0.66	0.62	0.64	0.58	0.59	0.57	0.55	0.66	0.65	0.57
Fe ₂ O ₃	15.81	15.23	15.04	14.97	14.89	14.93	14.74	14.57	14.56	15.28	14.80	14.84	14.83	14.77	14.44	14.70	14.65	14.71
FeO	0.94	1.33	0.93	1.36	0.76	0.59	0.71	0.65	0.95	0.96	0.87	0.95	0.68	0.76	0.51	0.48	0.82	0.56
MnO	2.56	2.53	2.99	2.16	2.35	2.53	2.45	2.75	2.32	2.22	2.29	2.14	2.22	2.17	2.45	2.90	2.63	2.57
MgO	0.07	0.08	0.09	0.05	0.06	0.06	0.08	0.08	0.08	0.06	0.08	0.04	0.05	0.04	0.04	0.07	0.07	0.07
CaO	1.19	1.36	1.34	1.25	1.21	1.12	1.17	1.27	1.15	1.14	1.15	1.19	0.99	1.05	1.06	1.13	1.16	1.01
Na ₂ O	2.37	2.73	3.11	2.13	2.13	2.47	2.42	2.18	1.40	1.26	1.66	1.86	1.72	1.71	1.36	1.96	1.75	1.71
K ₂ O	3.93	3.78	3.78	4.04	3.70	3.48	3.49	3.84	3.83	3.86	3.93	3.72	4.21	3.58	4.20	3.22	3.02	3.08
P ₂ O ₅	3.06	2.73	2.42	2.77	3.45	3.66	3.49	3.19	3.57	3.54	3.20	3.44	3.47	3.67	3.26	3.95	3.94	4.02
H ₂ O+	0.09	0.10	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.11	0.11	0.08	0.11	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.09
H ₂ O-	1.66	1.65	1.73	1.92	1.99	1.62	1.87	1.59	1.42	1.90	1.26	1.70	1.61	1.72	1.82	1.15	1.26	1.18
Total	99.99	100.01	100.01	100.00	100.01	100.00	100.01	99.72	99.12	100.00	99.17	99.99	100.00	100.01	100.00	100.01	100.00	99.99
Cu (ppm)	10	5	11	82	1	9	4	1	3	3	2	19	13	43	37	11	11	11
Nb	9	8	7	8	8	10	9	6	14	9	4	8	9	9	9	11	12	10
Rb	135	114	120	172	180	189	162	145	176	181	143	182	162	174	157	171	170	179
Sr	179	149	150	115	152	127	105	113	107	141	114	121	116	123	103	126	119	121
Y	39	37	37	41	35	46	44	47	103	40	55	42	43	45	48	39	43	37
Zn	48	56	53	34	35	40	38	41	45	39	45	38	42	38	34	52	60	52
Zr	209	206	197	215	224	246	215	202	234	227	221	213	233	229	210	234	243	203

m, muscovite; b, biotite; t, tourmalin; g, garnet; s, sphene; h, hornblende; Ad, adamellite; Gd, Major compositions of sample number with asterisk (*) and all trace elements were analyzed by

VI. 岩石の化学組成

奄美深成岩類について、笠利岩体 10, 市岩体 22, 勝浦岩体 4, 古仁屋岩体 15, 安脚場岩体 6, 請島岩体 11, 計 68 試料の主成分・微量成分組成について全岩化学分析を行った。このうち 15 試料(表の No. に*があるもの)については新潟大学で分析した。主成分組成は東北大学理学部岩鉱教室と新潟大学理学部地質科学教室の蛍光 X 線装置を用いて求めた。K₂O と Na₂O については新潟大学で分析したものは XRF の結果, 他はすべて原子吸光法によるものである。また, すべての試料の FeO は過マンガン酸カリウム滴定法, H₂O (+), H₂O (-) は強熱減量法によった。新潟大学で分

析した以外の結果については合計が 100% になるように再計算した。すべての試料について新潟大学理学部地質科学教室の蛍光 X 線装置によって微量元素組成 (Cu, Nb, Sr, Rb, Y, Zn, Zr) を測定した。分析方法は田村ら (1989) に従った。結果を Table 4 に, SiO₂ に対する各元素の変化を Fig. 4 に示す。また, Fig. 4 には岩体間で SiO₂ が互いに重複する笠利・市・古仁屋・安脚場岩体について特徴的な元素のみの部分拡大図も示した。

深成岩類の SiO₂ は約 47~77% の広い範囲におよび, そのうち約 65~71% の岩石が多い。TiO₂, Al₂O₃, FeO*, MgO, CaO, Sr では奄美深成岩類は一連の変化傾向を示すように見える。しかし, Cu は請島岩体はんれ

element compositions.

No.	I c h i																Kachiura			
	19*	20*	21	22	23	24	25*	26*	27	28	29*	30	31	32	33	34	35*	36		
Rock	b Ad	m b Ad	m b Gd	m b Gd	m b Gd	m b Gd	m b Ad	m b Ad	m b Gd	m b Gd	m b Ad	m b Gd	m b Gd	m b Gd	s b Gd	s b To	b Gd	b Gd		
Name	62301	62302	72703	72807	72402	10601	62304	62303	72503	72301	62305	72502	10404	72501	42604	42406	62308	11000		
SiO ₂ (wt%)	68.12	68.68	68.72	68.84	69.86	68.89	69.54	69.90	69.97	69.97	70.88	70.97	71.04	71.29	62.02	62.38	62.63	63.23		
TiO ₂	0.74	0.66	0.67	0.63	0.62	0.69	0.69	0.70	0.64	0.49	0.59	0.50	0.66	0.47	1.14	1.07	0.95	0.97		
Al ₂ O ₃	14.94	14.77	14.92	14.64	14.86	15.25	14.59	14.60	14.21	14.90	14.39	14.17	14.62	14.06	16.28	16.76	15.76	15.78		
Fe ₂ O ₃	1.27	0.76	0.54	0.57	0.64	0.83	0.18	0.35	0.76	0.49	0.53	0.67	0.43	0.34	0.92	0.52	1.09	0.74		
FeO	3.36	3.10	3.33	3.28	2.87	2.97	3.91	3.35	2.85	2.34	2.66	2.26	3.12	1.98	3.43	4.08	3.41	3.20		
MnO	0.11	0.09	0.08	0.08	0.07	0.08	0.09	0.08	0.08	0.06	0.08	0.06	0.06	0.05	0.09	0.11	0.09	0.09		
MgO	1.37	1.18	1.27	1.25	1.06	1.14	1.32	1.14	1.05	0.80	1.01	0.85	0.10	0.60	2.69	2.64	2.55	2.44		
CaO	1.74	1.76	1.86	1.47	1.37	1.87	1.67	1.54	1.48	0.99	1.29	1.21	1.76	1.10	4.15	3.93	4.18	3.91		
Na ₂ O	3.16	3.16	3.21	3.33	3.05	3.09	3.08	3.24	3.30	3.53	3.15	3.55	3.01	3.29	3.73	3.68	3.28	3.72		
K ₂ O	3.55	3.74	3.81	3.30	3.43	3.64	3.39	3.80	3.46	4.50	4.04	3.85	3.76	4.43	3.31	2.30	3.02	3.43		
P ₂ O ₅	0.13	0.11	0.09	0.09	0.06	0.08	0.12	0.10	0.07	0.10	0.12	0.08	0.06	0.11	0.23	0.20	0.22	0.18		
H ₂ O+	1.48	0.90	1.31	2.29	1.83	1.24	0.71	0.71	1.87	1.66	0.90	1.52	1.14	1.97	1.80	2.19	1.89	2.16		
H ₂ O-	0.06	0.09	0.19	0.24	0.28	0.24	0.13	0.13	0.26	0.17	0.11	0.31	0.25	0.30	0.20	0.14	0.11	0.15		
Total	100.03	99.00	100.00	100.01	100.00	100.01	99.42	99.64	100.00	100.00	99.75	100.00	100.01	99.99	99.99	100.00	99.18	100.00		
Cu (ppm)	16	18	13	15	13	14	20	18	13	17	33	9	15	5	4	16	12	2		
Nb	12	10	11	11	12	12	9	8	12	10	12	11	13	11	27	21	18	23		
Rb	126	161	147	108	122	165	155	166	135	203	162	140	154	129	124	119	116	136		
Sr	180	140	162	175	167	135	159	155	139	131	133	145	134	178	374	353	330	333		
Y	44	52	35	36	37	37	54	55	37	33	50	34	44	40	23	26	30	25		
Zn	60	63	63	55	55	72	66	58	51	51	48	48	55	39	67	61	54	51		
Zr	233	280	215	220	253	251	256	257	253	209	211	226	364	246	210	204	206	205		

No.	Ankyaba				U k e - G b, D i								U k e - A d			
	55*	56	57	58	59	60*	61	62	63*	64	65	66	67	68		
Rock	m b Ad	b Gd	b Gd	b b Gb	b b Gb	b b Gb	b b Gb	b b Gb	b b Gb	b b D i	b b D i	b Ad	b Ad	b Ad		
Name	62404	80502	80501	1507a	1304a	62503	1404a	1405a	62504	1303a	1703a	1305b	1302b	1606b		
SiO ₂ (wt%)	70.65	71.18	71.35	47.34	49.80	50.43	50.47	51.12	54.19	56.34	61.21	69.04	73.98	77.48		
TiO ₂	0.62	0.63	0.69	5.08	1.05	0.87	1.18	1.39	1.16	0.87	1.24	0.30	0.28	0.06		
Al ₂ O ₃	14.64	14.07	14.60	13.96	16.31	16.99	17.09	16.47	16.87	16.19	15.09	14.50	13.75	12.96		
Fe ₂ O ₃	0.99	0.56	0.73	1.22	1.16	1.23	1.31	1.10	1.95	1.14	1.46	0.58	0.51	0.06		
FeO	2.67	2.43	1.79	11.87	6.36	6.06	5.31	5.78	5.46	5.39	6.37	1.37	1.07	0.06		
MnO	0.08	0.06	0.06	0.38	0.16	0.13	0.13	0.15	0.13	0.13	0.14	0.02	0.01	n.d.		
MgO	1.11	0.60	0.54	4.96	8.47	8.90	7.48	7.15	5.47	5.61	1.98	0.43	0.31	0.04		
CaO	1.19	2.02	1.68	7.37	8.62	8.89	7.89	7.53	5.13	4.82	3.82	1.69	0.27	0.30		
Na ₂ O	2.96	3.73	3.74	3.94	3.25	2.60	3.69	3.90	4.22	3.76	3.96	2.94	3.32	3.56		
K ₂ O	3.93	3.33	3.35	1.25	1.49	1.41	1.54	1.62	2.44	2.64	2.68	6.38	5.18	4.69		
P ₂ O ₅	0.09	0.08	0.08	0.11	0.13	0.12	0.16	0.19	0.26	0.16	0.23	0.03	0.03	n.d.		
H ₂ O+	1.19	1.05	1.10	2.35	2.95	1.74	3.46	3.31	2.03	2.72	1.69	2.56	1.10	0.63		
H ₂ O-	0.27	0.22	0.29	0.17	0.24	0.16	0.28	0.28	0.15	0.24	0.14	0.16	0.19	0.16		
Total	100.39	99.96	100.00	100.00	99.99	99.53	99.99	99.99	99.46	100.01	100.01	100.00	100.00	100.00		
Cu (ppm)	16	14	3	17	71	64	40	33	7	25	7	n.d.	5	n.d.		
Nb	9	11	14	28	13	16	24	28	26	26	37	26	26	18		
Rb	179	171	145	52	103	76	75	71	124	119	65	256	179	188		
Sr	113	90	96	517	374	335	356	392	403	360	310	59	73	38		
Y	44	40	46	28	28	31	28	31	45	34	60	47	41	39		
Zn	59	40	65	133	68	60	58	62	71	67	106	26	20	2		
Zr	201	362	371	113	93	82	101	123	134	190	318	252	240	68		

granodiorite; To, tonalite; Gb, gabbro; Di, diorite; n.d., not determined.
Kawano.

い岩・閃緑岩から勝浦岩体, 請岩体アダメロ岩にかけて減少する傾向を示すが, 笠利・市・古仁屋・安脚場岩体はその傾向からややずれてプロットされる。特に Nb は勝浦・請岩体が笠利・市・古仁屋・安脚場岩体より明らかに富む傾向が認められる。また, 請岩体はんれい岩・閃緑岩は SiO₂ の増加に伴い Y が増加するが明らかに他の岩体の変化傾向のそれと異なる。

一方, 笠利・市・古仁屋・安脚場岩体の変化図の部分拡大図 (Fig. 4) を見ると CaO では古仁屋岩体が最も富み, これに市, 安脚場岩体が次ぎ, 笠利岩体で最も乏しくなる。また, SiO₂ の増加に対して古仁屋岩体の CaO は比較的大きく減少し, また, 市・安脚場岩体のそれはほとんど変化しない。Na₂O は古仁屋岩体が

最も富み, 笠利, 安脚場, 市岩体の順に乏しくなる。K₂O は笠利, 市, 安脚場岩体で差はないが, 古仁屋岩体が最も乏しい傾向がある。Nb は笠利, 市, 安脚場, 古仁屋岩体の順に乏しくなる傾向がみられる。Rb は古仁屋・安脚場岩体で富み笠利・市岩体で乏しく, Sr は逆に古仁屋・安脚場岩体で乏しく, 笠利・市岩体で富む傾向がある。

Fig. 5 に A/CNK (mol Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O))図を示す。請岩体はんれい岩・閃緑岩はすべてメタアルミナスな組成を示し, 笠利, 市, 古仁屋, 安脚場岩体はパーアルミナスな組成を示す。勝浦岩体と請岩体アダメロ岩はパーアルミナスな組成とメタアルミナスな組成を示す岩石がある。パーアルミナスな組成

Fig. 4. SiO_2 vs. major and trace elements variation diagrams of Amami-O-shima plutonic rocks. Symbols are the same as those in Fig. 2. $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$.

を示す岩体で A/CNK 比を比較すると笠利岩体で最も大きく、次いで市、安脚場、古仁屋岩体の順で減少する。

VII. Sr 同位体組成

笠利・勝浦・古仁屋・安脚場・請岩体からの試料 8 個について全岩 Sr 同位体比分析を行った。分析法は Kagami *et al.* (1987) に従い、岡山大学固体地球研究センターの質量分析計 MAT260 型 (5 個のコレクターを備えた MAT261 型に改造) を用いた。同時に測定し

た NBS987 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値の 7 回の測定結果の平均値は 0.710246 ± 13 ($2\sigma_{\text{mean}}$) であった。測定結果を Table 5 に示し、Kawano and Kagami (1993) の市・古仁屋岩体のデータと合わせて $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 図 (Fig. 6) にプロットした。

Fig. 6 で明らかのように奄美深成岩類は分散が著しくアイソクロンは構成されない。また、試料数が 3 個以上の市・古仁屋岩体でもそれぞれ分散し年代は得られなかった。

Sr 同位体比初生値は既に K-Ar 年代が報告されて

Fig. 5. A/CNK (mol $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) diagram. Symbols are the same as those in Fig. 2.

いるものはそれらの値を使って計算した。また、年代値の報告のない安脚場岩体については近接して分布する古仁屋岩体の黒雲母 K-Ar 平均年代値 (55 Ma; Shibata and Nozawa, 1966) を、請岩体アダメロ岩は貫入関係にある請岩体ハンレイ岩の角閃石 K-Ar 年代を用いて初生値を求めた。黒雲母と角閃石の K-Ar 年代ではその閉鎖温度の差が問題とされるが、奄美大島深成岩類はいずれも小規模な岩体であり冷却速度による年代値の差は大きくないと考えられる。得られた Sr 同位体比初生値は笠利岩体が最も高く、次いで安脚場、市、古仁屋、請岩体はんれい岩、勝浦岩体の順で低くなり、請岩体アダメロ岩が最も低い値を示す。

VIII. 考 察

奄美深成岩類には白雲母を含有し角閃石を含有しない岩体と角閃石を含有し白雲母を含有しない岩体が認められる。古仁屋岩体には両鉱物が認められるが、同一の岩石中には共存しない。そこで、鉱物組み合わせ、A/CNK 図、微量元素組成、鉱物化学組成、K-Ar 年代、Sr 同位体比初生値にもとづいて深成岩類を P グループと M グループに区分した。前者は主に白雲母を含みパーアルミナスな組成を示すグループであり、後者は白雲母を全く含まないか含んでもわずかでありメタアルミナスな組成を持つグループである。P グループには笠利・市・古仁屋・安脚場岩体が、M グループには勝浦・請岩体がそれぞれ属する。勝浦岩体と請岩体アダメロ岩は A/CNK 図上でパーアルミナス-メタアルミナス境界付近にプロットされるが、以下に述べる 6 つの理由からあえてメタアルミナスなグループに区分した。1) 勝浦岩体は 17.23 Ma、請岩体はんれい岩

Fig. 6. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ diagram. Symbols are the same as those in Fig. 2. Data of five rocks from Ichi body and one rock from Koniya body cited from Kawano and Kagami (1993).

は 110.3 Ma の K-Ar 年代を示し、笠利・市・古仁屋岩体の活動年代と大きく異なる (Table 1)。2) 勝浦岩体と請岩体アダメロ岩は微量元素である Nb が明らかにパーアルミナスなグループより富んでおりメタアルミナスな請岩体はんれい岩・閃緑岩と同程度である (Fig. 4)。3) 勝浦岩体のモード組成はアルカリ長石や石英成分にやや乏しく、パーアルミナスなグループと量比が明らかに異なる (Fig. 2)。4) 勝浦岩体の黒雲母の mg 値は請岩体はんれい岩と同程度でありパーアルミナスなグループとは明瞭な組成差が認められる (Fig. 3)。5) 請岩体アダメロ岩ははんれい岩・閃緑岩と貫入関係にある。6) 勝浦・請岩体の Sr 同位体比初生値は 0.707 以下で笠利・市・古仁屋岩体のそれと異なる (Table 5)。

P グループはその岩石学的特徴から Chappell and White (1974) の提唱する S タイプ花崗岩に対比される。西南日本外帯では S タイプ花崗岩がその外側 (海溝側) に帯状分布し、外帯の内側に帯状分布する I タイプ花崗岩と共に多くの研究者が検討を行ってきた。基本的にその成因には、1) 初生マグマと地殻物質 (主に四十万堆積岩類) の混合比の違いにより生じた (中田・高橋, 1979; 高橋, 1980; 中田・岡本, 1984; 岡本ら, 1987; Terakado *et al.*, 1988; Stein *et al.*, 1994)、2) 部分溶融した物質の違いにより生じた (村田, 1984) とする 2 通りの解釈がある。

奄美深成岩類と外帯花崗岩類を比較する上で重要な点は各深成岩体の分布に、より S タイプ的な岩石が海溝側に分布する規則的配置が認められるかどうかであろう。奄美深成岩類の分布を海溝軸と直交方向に順に追って行った場合、最も海溝側には笠利岩体が位置し、

Table 5. Sr isotope compositions

Body name	Sample name	Rock name	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	Initial ratio
Kasari	62602	Ad	173	167	3.01	0.711773(14)	0.709679
	62603	Ad	158	146	3.13	0.712066(17)	0.709891
Kachiura	62308	Gd	116	330	1.02	0.706671(14)	0.706422
Koniya	81205	Gd	180	152	3.42	0.710912(13)	0.708237
	AC-2	Gd	114	149	2.22	0.709344(17)	0.707613
Ankyaba	80402	Ad	171	126	3.95	0.712477(24)	0.709390
Uke	1405a	Gb	71	392	0.53	0.707755(14)	0.706934
	1302b	Ad	179	73	7.05	0.715907(20)	0.704780

Ad, adamellite; Gd, granodiorite; To, tonalite; Gb, gabbro. Initial ratios are calculated using the known K-Ar ages (Shibata and Nozawa, 1966) and new age data (this study).

次いで市, 安脚場, 請, 勝浦岩体, そして最も背弧側に古仁屋岩体が位置する (Fig. 1)。P グループと M グループとを同時に考えた場合両者の配置には規則性は見いだせないが, P グループに注目すると以下に述べる様な規則的な配置が認められる。P グループの白雲母の容量比 (モード組成) は笠利, 市, 安脚場, 古仁屋岩体の順に少なくなり (Table 2), A/CNK 図では同順で A/CNK 比が小さくなる (Fig. 5)。また, Sr 同位体比初生値は笠利, 安脚場, 市, 古仁屋岩体の順に小さくなる。今仮に安脚場岩体の初生値を無視すれば, より海溝側に位置する笠利岩体がもっとも S タイプ花崗岩的であり, 市, 安脚場岩体がこれに次ぎ, 最も背弧側に位置する古仁屋岩体で S タイプ花崗岩としての性格が弱い。言い換えるならば笠利, 市, 安脚場, 古仁屋岩体の順で上部地殻物質の影響が小さかったことが示唆される。安脚場岩体の Sr 同位体比初生値が高いのは地殻物質の影響は小さいものの同化した地殻物質が他岩体に影響したものに比して高い Sr 同位体比を持っていたことで説明できる。

次に他の元素について検討する。一般に泥質堆積岩は化学的風化作用によって既存の造岩鉱物が加水分解し Na^+ や Ca^{2+} などの陽イオンが溶脱した残渣で, Al^{3+} や K^+ に富む含水珪酸塩鉱物から構成されると考えられる。従って, それら泥質堆積岩が関与し形成されたマグマは K^+ およびそれと同じアルカリ金属に属し挙動が類似する Rb にも富み, Ca^{2+} , Sr に乏しくなるであろう。つまり, 泥質堆積岩などの地殻物質の影響が大きければ K_2O , Rb に富み, CaO , Sr に乏しくなることが期待される。また, Sr 同位体比初生値は地殻物質の影響が大きいほど, つまり, Rb に富むほど大きくなると考えられる。

P グループでは笠利岩体が最も CaO に乏しく, 次いで市, 安脚場・古仁屋岩体の順に CaO に富む傾向がある (Fig. 4)。 CaO の挙動は笠利岩体が最も地殻物質の

影響を受け, 古仁屋岩体が最も小さいとする前述の考えを支持する。しかしながら, 笠利岩体の Sr が顕著に乏しく, K_2O と Rb が富む傾向は認められない。この場合, Fig. 4 が同化した結果を表していると考えれば地殻物質の影響を受ける以前の本源マグマに組成差がなければならない。すなわち, 笠利岩体の本源マグマは K_2O , Rb に乏しく, Sr に富んでいたと考えれば Fig. 4 の各元素の挙動は説明できる。

M グループにおいては請岩体と勝浦岩体の活動年代に大きな違いが認められ, さらに, 両岩体の分化の程度が異なっているため相互比較しての議論ができない。さらに, 請岩体の活動年代には疑問点が残るため, 本稿では請岩体を除いて以下の議論を進める。

勝浦岩体は 17 Ma を示し, P グループの活動年代よりもむしろ外帯花崗岩類のそれに近い。勝浦岩体は若干ではあるが角閃石を含み, 岩石の化学的特徴もほとんどがメタアルミナスであり, I タイプ花崗岩の特徴を示す。また, Sr 同位体比初生値は外帯の内側に分布する I タイプ花崗岩のそれ (0.7052~0.7062; 中田・岡本, 1984) とほぼ一致する。

中田・岡本 (1984) は限られた地域に繰り返して貫入する火成岩類のうち, 貫入の初期のものは S タイプ的であるのに対し, 後期のものは I タイプ的であること (例えば, Williams *et al.*, 1975; Chappell, 1978; Shaw and Flood, 1981) を指摘した。彼らはこの理由として最初に上昇するマグマが泥質物質を同化して S タイプ的になるのに対して, 後に同所を上昇するマグマは以前のマグマの結晶沈積物と遭遇し泥質物質と同化する機会が少ないためと考えた。奄美深成岩類においても始新世に活動した P グループは S タイプ的な特徴を, その後活動した勝浦岩体は I タイプ的な特徴をそれぞれ示し, 中田・岡本 (1984) の考えたメカニズムによって説明することができる。

以上のことから, P グループは大峯酸性岩のような典型的な S タイプ花崗岩 (村田, 1984) には区分されず, 異なる本源マグマが様々な程度で地殻物質と反応し, それらの違いにより個々の岩石学的な特徴を有するに至ったと推定される。また, その後活動した勝浦岩体は P グループの本源マグマが通過した跡に遭遇し I タイプの花崗岩の性質を持つに至ったと考えられる。

奄美深成岩類の P グループは活動年代は異なるもののより海溝側に S タイプ的な岩石が分布する規則的配置を構成する点で外帯花崗岩類と似ている。このように異なる時代において類似する岩石学的特徴が認

められることは第三紀初期の奄美大島と中期中新世の西南日本外帯が同様の造構場にあったことを示しているのかもしれない。

謝 辞 本研究は筆者の一人沖野が行なった琉球大学における修士論文を発展させたものである。琉球大学の木崎甲子郎・古川博恭の両元教授には終始にわたりご教示・激励をいただいた。蛍光 X 線分析に当たっては東北大学の青木謙一郎名誉教授・藤巻宏和教授、新潟大学の周藤賢治教授に便宜をはかっていただいた。新潟大学の宮下純夫助教授・志村俊昭博士には EPMA の使用法をご指導いただいた。岡山大学固体地球研究センターの長尾敬介教授には K-Ar 年代測定について、同センターの山口健二氏には K の定量についてご指導いただいた。シドニー工科大学の Alan Buttenshaw 氏には英文要旨を校訂していただいた。以上の方々に厚く感謝の意を表する。

引用文献

- Chappell, B.W. (1978), Granitoids from the Moonbi district, New England Batholith, Eastern Australia. *J. Geol. Soc. Aust.*, **25**, 267-283.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R. (1974), Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, **8**, 173-174.
- Fujita, H. (1989), Stratigraphy and geologic structure of the pre-Neogene strata in the central Ryukyu Islands. *J. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **9**, 237-284.
- Kagami, H., Iwata, M., Sano, S. and Honma, H. (1987), Sr and Nd isotopic compositions and Rb, Sr, Sm and Nd concentrations of standard samples. *Technical Rep. ISEI, Okayama Univ.*, Ser. B4, 16 pp.
- 加藤祐三, 新城竜一, 川野良信 (1992), 琉球列島の火成活動. 松本徹夫教授退官記念論文集, 39-48.
- Kawano, Y. and Kagami, H. (1993), Rb-Sr whole rock and mineral isochron ages of granitic rocks of the Ryukyu Arc, Japan: Plutonism before opening of the Okinawa Trough. *Geochim. J.*, **27**, 171-178.
- 小西健二 (1965), 琉球列島 (南西諸島) の構造区分. 地質雑, **71**, 437-457.
- 村田 守 (1984), 紀伊半島中部, 大峯地域の中新世 I タイプおよび S タイプ花崗岩質岩の岩石学. 岩 鉱, **79**, 351-369.
- Nagao, K., Ogata, A., Miura, N.Y. and Yamaguchi, K. (1996), Ar isotope analysis for K-Ar dating using two modified-VG5400 Mass Spectrometers-I: Isotope Dilution Method. *J. Mass Spectrom. Soc. Jpn.*, **44**, 39-61.
- 中田節也, 岡本康成 (1984), Sr 同位体組成からみた西南日本外帯 I-タイプ, S-タイプ珪長質マグマの成因モデル. 地質学論集, **24**, 187-198.
- 中田節也, 高橋正樹 (1979), 西南日本外帯・瀬戸内区における中新世の中性〜珪長質マグマの化学組成広域変化. 地質雑, **85**, 571-582.
- 野沢 保 (1968), 西南日本外帯およびその延長地域における花崗岩質岩石の同位元素年令, 1968 年における総括と火成作用北上説. 地質雑, **74**, 485-489.
- 大庭 昇 (1959), 奄美大島古仁屋附近の地質. 特に花崗岩質岩類. 鹿児島大学理科報告, **8**, 115-126.
- 岡本健二, 木下 修, 野中健二, 八木伸二郎 (1987), 九州第三紀花崗岩類のマグマ混合モデル. 岩 鉱, **82**, 257-268.
- 沖野 聡, 加藤祐三 (1987), 鹿児島県奄美大島の深成岩類について. 岩 鉱, **82**, 163-164.
- Osozawa, S. (1984), Geology of Amami Oshima, central Ryukyu Islands, with special reference to effect of gravity transportation on geologic structure. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd Ser., **54**, 165-189.
- 遅沢壮一, 相田吉昭, 中森 亨, 新部明郎, 蟹沢聰史, 中川久夫 (1983), 奄美大島の地質, とくに重力滑動と崩壊による地質の構成について. 地質学論集, **22**, 39-56.
- Shaw, S.E. and Flood, R.H. (1981), The New England batholith, eastern Australia: geochemical variations in time and space. *J. Geophys. Res.*, **86**, 10530-10544.
- 柴田秀賢 (1967), 日本岩石誌 II. pp. 337, 朝倉書店, 東京.
- 柴田 賢 (1978), 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時代性. 地調月報, **29**, 551-554.
- Shibata, K. and Nozawa, T. (1966), K-Ar ages of granites from Amami-oshima, Ryukyu Islands, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **17**, 430-435.
- Stein, G., Chaevet, J., Lapierre, H. and Fabbri, O. (1994), Geodynamic setting of volcano-plutonic rocks in so-called "paleo-accretionary prisms": Fore-arc activity or post-collisional magmatism? The Shimanto belt as a case study. *Lithos*, **33**, 85-107.
- Streckeisen, A. (1976), To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**, 1-33.
- Suzuki, Y. (1954), On the relationships between the mineral and chemical compositions of some acid plutonic rocks in Japan. *J. Fac. Hokkaido Univ.*, Ser. 4, **8**, 431-450.
- 高橋正樹 (1980), 変動帯における大量珪長質マグマ活動と上部地殻形成. 月刊地球, **2**, 837-845.
- 竹内 誠 (1993), 湯湾地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地域図副). pp. 69, 地質調査所.

田村真一, 小林 豊, 周藤賢治 (1989), 蛍光 X 線分析装置による珪酸塩岩石中の微量元素の定量分析. 地球科学, **43**, 180-185.

Terakado, Y., Shimizu, H. and Masuda, A. (1988), Nd and Sr isotopic variations in acidic rocks formed under a peculiar tectonic environment in Miocene Southwest Japan. *Contrib. Min-*

eral. Petrol., **99**, 1-10.

Williams, I.S., Compston, W., Chappell, B.W. and Shirahase, T. (1975), Rubidium-strontium age determinations on micas from a geologically controlled, composite batholith. *J. Geol. Soc. Aust.*, **22**, 497-505.