和歌山県潮岬火成複合岩体の地質と岩石

三 宅 康 幸*

Geology and Petrology of the Shionomisaki Igneous Complex, Wakayama Prefecture, Japan

Yasuyuki MIYAKE*

Abstract The Shionomisaki Igneous Complex is a Miocene volcano-plutonic complex. The volcanic and plutonic bodies comprise both acidic and basic rocks.

The volcanism took place at a certain period during the deposition of the Miocene Kumano Group. The volcanic rocks are rhyolitic pyroclastic rocks and basaltic lava, both of which are interbedded in the Kumano Group. The rhyolitic pyroclastic rocks are alternations of tuff breccia and crystal tuff, and in the latter, graded structures are well observed and ripple marks are sometimes found on the top surfaces. In the basaltic lava, pillow structures are commonly observed, and hyaloclastic breccia is occasionally interbedded.

The intrusive rocks are olivine gabbros, augite gabbro, hornblende dolerites, granophyre, quartz porphyry, and hypersthene rhyolite. The numerous doleritic and felsitic dikes intrude these rocks.

The olivine gabbros and the augite gabbro show cumulus texture, constituting mainly of olivine, plagioclase and intercumulus pyroxenes. Such cumulates are included in the hornblende dolerites. The cumulates and the hornblende dolerites are concluded to be of cognate origin. The cumulates crystallized at some depth in the early stage, followed by uprising included in the hornblende dolerite magma. The trend of crystallization differentiation of cumulates resembles that of the tholeiitic rock series, in the following points; the ferromagnesian silicate minerals become gradually enriched in Fe as crystallization proceed, the compositional gap between the coexisting pyroxenes is considerably narrow, and high-magnesian pigeonite occurs. In the hornblende dolerites, on the other hand, the crystallized clinopyroxene is salite followed by abundant hydrous minerals, such as actinolitic hornblende and biotite. Such a crystallization sequence resembles that of the calc-alkaline rock series. The conversion of the differentiation trend from tholeiitic to calc-alkaline can be explained by the abrupt increase of P_{H_2O} .

The acidic rocks of this igneous complex have several different characters from the acidic rocks of the Outer Zone of Southwest Japan, such as the Kumano Acidic Igneous Rocks, the Omine Acidic Rocks, and so on. The former contain no K-feldspar, which is abundant in the latter. The former have lower K_2O and higher CaO , Na_2O , and TiO_2 contents than the latter. The acidic rocks of this complex cannot be grouped in the Southwestern Outer Zone Petrologic Province.

はじめに

和歌山県潮岬・大島地域には、噴出岩類と貫入岩類と

が密接に伴った火成複合岩体**がみられる。この火成複合岩体を構成する噴出岩類は後述するように中新統の熊野層群と指交関係にあり、熊野堆積盆内の火成活動として位置付けうるものである。従来、この地域の地質図は、広川・水野(1965)や、矢島・福田(1976)などにより

1980 年 8 月 2 日受理

* 京都大学理学部地質学鉱物学教室。Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Kyoto University, Kyoto, 606 Japan.

** 複合岩体の定義は、生田・折本(1966)による。

公表されている。しかし、これらでは、噴出岩類のかなりのものが貫入岩類とみなされ、噴出岩類と熊野層群との関係も明確にはされていない。こうした事情も一因となり、多くの地質学者の中には、潮岬地域の火成岩類は、熊野層群陸化後に活動した熊野酸性火成岩類と同時期の、一連の活動によるものであるという漠然とした考えが存在してきた。ただ、井本ほか(1970)は、潮岬北東部の火成岩類のうちの一部が熊野層群堆積時に堆積盆地で活動した火山碎屑岩であることを明らかにした。この論文では、潮岬および大島地域の火成岩類の産状を記載し、熊野層群との関係を明らかにする。

また、調査地域の火成岩類は、噴出岩類、貫入岩類のいずれについてみても、酸性および塩基性岩からなっており、酸性—塩基性火成複合岩体を形成している。酸性—塩基性複合岩体の成因については HOLMES(1931) 以来、多くの岩石学者が関心を持ち、YODER(1973)は諸説の総括をしている。日本においては、東北日本やフォッサマグナ地域の新第三紀火成活動、あるいは西南日本内帯の後期中生代や新第三紀火成活動などについて、同様な複合岩体が報告され、成因の考察がなされている(生出・折本, 1966; 今田, 1974; 笹田, 1977; 沢田, 1978; 滝田, 1980 など)。このような酸性—塩基性複合岩体をなす場合、酸性、塩基性の各マグマの生成の間には何らかの関係があることが予想される。その成因的關係を解明することは、マグマ成因論にとって重要な課題である。この論文では、潮岬火成複合岩体を構成する各岩体の相互の地質学的関係と各岩体の岩石を記載し、塩基性岩および酸性岩の各々の岩石学的性格について論じる。両者の成因的關係については稿を改めて論じる予定である。

この研究を進めるにあたり、京都大学中山 勇博士には野外・室内において御指導・御助言をいただき、この論文を草するにあたり、討論していただいた。京都大学火成作用グループの方々には、この研究を始めて以来、終始有益な御討論をいただいた。京都大学富田克敏・山口佳昭両博士、島根大学徳岡隆夫博士、京都大学久富邦彦氏には、日頃から有益な御討論をいただいた。現地では、西萩 驥・千鶴子御夫妻に、また薄片作製にあたって堤 久雄・吉田金三の両氏に御世話になった。以上の方々に心から御礼を申し上げる。

地 質

1. 地質概説

Fig. 1 に示すように、紀伊半島東南部には、四万十累層群に属し、厚い地向斜性堆積物からなる牟婁層群(漸

Fig. 1. Index map of the surveyed area. (after Kishu Shimanto Research Group, 1975) M: Muro Group (Oligocene-lower Miocene), K: Kumano Group (lower-middle Miocene), K.A.: Kumano Acidic Igneous Rocks, O.A.: Omine Acidic Rocks, H: Hongū Fault.

新世～中新世初期)と、牟婁層群を傾斜不整合で覆う海成層からなる熊野層群(中新世初～中期)が分布している(水野, 1957; 紀州四万十帯団体研究グループ, 1975; 久富, 1981など)。また、熊野層群の陸化後に、熊野酸性火成岩類が噴出・貫入した(荒牧・羽田, 1965)。その他、大峯酸性火成岩類(佐伯・古藤, 1972 など)および南北方向の酸性岩脈(水野, 1957)や、紀伊半島南岸沿いの東西方向の流紋岩質結晶凝灰岩々脈(立石ほか, 1979)などが報告されている。

潮岬*の北部には、泥岩、砂岩、礫岩などの陸源性の堆積物が露出する。大島にも主として西北部に泥岩が発達する。これらの堆積岩類は、一部露頭が欠如したり、海で隔てられて、より北方の植松西方海岸以北に分布する熊野層群敷屋累層(久富, 1981)との関係は明らかではない。しかし、久富・三宅(投稿中)が詳述するように、岩相的にも、構造的にも両者はよく一致しており、一連整合の關係にあるとみなし得る。なお、植松西方海岸に

* 国土地理院発行2万5千分の1地形図「串本」では、潮岬という地名は串本町南部の陸ヶ島島の南東部を指し、この陸ヶ島全体を示す地名はない。この論文では、潮岬という地名で、この陸ヶ島全体を示すこととする。

Fig. 2. Geological map and geological sections.

1 : Kumano Group, 2 : Rhyolitic pyroclastic rocks, 3 : Basaltic lava, 4 : Olivine gabbros, 5 : Augite gabbro, 6 : Hornblende dolerites (I : Type I, II : Type II), 7 : Granophyre, 8 : Quartz porphyry, 9 : Hypersthene rhyolite, 10 : Sanidine-quartz porphyry, 11 : fault, 12 : fossil locality, 13 : locality of pillow lava, 14 : estimated fold axis.

露出する砂岩・泥岩互層中に、*Lepidocyclina*, *Miogyopsina* などの大型有孔虫化石が産し(西村・三宅, 1973), この層準は、下部中新統上部, Blow の Zone N. 8 上部に対比される(池辺ほか, 1975)。

潮岬と大島には、貫入岩類と、噴出岩・火砕岩類とが密接に伴って分布している。筆者はこれらを一括して、潮岬火成複合岩体とよぶ。このうち、噴出岩・火砕岩類は、この地域に分布している熊野層群敷屋累層の上位に整合的に重なる。次に、潮岬地域と大島地域とに分けて、地質を詳しく述べる。

2. 地質各説

1) 潮岬

(1) 層序および岩相

潮岬北部では、地層は下位より一連整合に、泥岩層(75 m+), 砂岩・泥岩互層(40 m), 流紋岩質火砕岩層

(90 m), 玄武岩質溶岩層(90 m+) からなる(Fig. 3)。

泥岩層は、石灰質・塊状の泥岩からなり、植松南西方の波食台に干潮時に露出する。

砂岩・泥岩互層は石灰質泥岩、成層した砂岩、含角礫泥岩、礫岩などのスランブ性堆積物からなる。含角礫泥岩や礫岩中の礫には、シソ輝石流紋岩の角礫が多数含まれており、そのうちの数個は、もともとの柱状節理の形態を残す。潮岬西北部海岸に露出する。

流紋岩質火砕岩層は、流紋岩質火砕岩(厚さ 0.5~10 m) と、石灰質泥岩(厚さ 20 cm~1 m)との互層であり、流紋岩質火砕岩中にはレンズ状の泥岩が挟在することがある。潮岬東北部の道路沿いに露出する。

玄武岩質溶岩層は、下部は、斑状玄武岩(厚さ 0.7~5 m) と石灰質泥岩(厚さ 0.15~1 m)との互層であり、上部は無斑晶玄武岩からなる。無斑晶玄武岩には枕状構造

Fig. 3. Columnar section of the northern part of Shionomisaki.

1 : conglomerate, 2 : alternation of sandstone and mudstone, 3 : mudstone, 4 : rhyolitic pyroclastic rocks, 5 : basalt.

が観察され、また、斑状玄武岩の枕状構造を示す転石が海岸で見られる。東北部道路沿いに露出する。

潮岬西南部には、上述した地層とは貫入岩類により隔てられて、玄武岩質溶岩が露出している。Fig. 2 に示したように、ナイン^{ばえ}落^{みさき}付近、御崎付近などで、枕状構

造を示すのが観察される (Pl. I-1)。その形態は close-packed pillow であり、垂れ下りの構造をもつ。発泡のあとはいずれの場所でも観察されない。御崎西方の海岸では、枕状溶岩中に、hyaloclastic breccia* の厚さ約 5 m の層が狭在する。同層中には、pillow block に由来する玄武岩の角礫 (長径 1~30 cm) が含まれ (Pl. I-2)、基質は、玄武岩片、火山ガラス、斜長石などからなる。

(2) 貫入岩類

貫入岩類の種類と、相互関係は Fig. 4 に示す。

カンラン石斑レイ岩類は、ナビラカの海岸において、角閃石粗粒玄武岩 I 中に、最小 25 cm, 最大 120 m の直径を有するブロックとして包有されて産す (Fig. 5)。角閃石粗粒玄武岩 I との境界はシャープである (Pl. I-3)。

普通輝石斑レイ岩は、角閃石粗粒玄武岩 I, II, グラノフィア、石英斑岩などにブロック状に包有される。Fig. 6 に、中ノ浦における産状を示す。そこでは、普通輝石斑レイ岩を貫く粗粒玄武岩々脈を、それらを包有する角閃石粗粒玄武岩 I, II が切っている関係が観察される。普通輝石斑レイ岩中には、含カンラン石角閃石斑レイ岩がシュリーレン^{なみ}状に産する。同質のシュリーレン状岩石は浪ノ浦に露出する普通輝石斑レイ岩中にもみられる。

角閃石粗粒玄武岩類は潮岬東南部に主として分布する。岩石記載の章で述べるように、鉱物組成の差異により、角閃石粗粒玄武岩 I と、同 II とに分類される。両者は漸移し、前者が後者を狭むように帯状に、東北東—西南西方向に伸びて分布している。幅 1 m 以下の多数のグラノフィア岩脈が角閃石粗粒玄武岩類を貫くが、岩脈

Fig. 4. Summary of stratigraphy and the mutual relations among the igneous rocks. Solid arrow shows intruding and broken arrow shows including. *included as gravels.

* 用語の定義は、河内ほか(1976)による。

Fig. 5. Occurrence of olivine gabbros at Nabiraka. 1: picritic gabbro, 2: olivine gabbro I, 3: olivine gabbro II, 4: hornblende dolerite I, 5: hornblende dolerite II, 6: granophyre, 7: dolerite. Figures plotted in the olivine gabbro II show the modal values of olivine in each site.

と母岩との境界はⅠ型の場合にはシャープである(Pl. I-4)ことが多いのに対し,Ⅱ型の場合には境界は不鮮明であることが多い。

グラノフィアーは,玄武岩質溶岩層や角閃石粗粒玄武岩類中に貫入している。ナイショ磐付近の玄武岩質溶岩中には,グラノフィアーの貫入の際の接触変成作用により,最大1cmにおよぶ角閃石の斑状変晶が生じている。

石英斑岩は,グラノフィアーの西に隣接するが,全体の形状,グラノフィアーとの相互関係は,露頭の欠如のため不明である。地質図ではグラノフィアーとの境界は破線で示す。平松北方海岸では,砂岩・泥岩互層と断層で接する。西南部海岸では,玄武岩質溶岩中に岩脈とし

Fig. 6. Augite gabbro included in hornblende dolerites at Nakanoura.

1: dolerite, 2: granophyre, 3: hornblende dolerite II, 4: hornblende dolerite I with acidic veinlets, 5: hornblende dolerite I, 6: olivine bearing hornblende gabbro, 7: augite gabbro.

て貫入する。

粗粒玄武岩は,幅0.2~3mの岩脈であり,流紋岩質火砕岩層,玄武岩質溶岩層,角閃石粗粒玄武岩類,石英斑岩,グラノフィアーなどを貫く。少数であるが,普通輝石斑レイ岩を貫き,角閃石粗粒玄武岩類に貫かれるもの(Feg. 6)や,角閃石粗粒玄武岩類を貫き,グラノフィアーに貫かれるものもある。グラノフィアーや石英斑岩よりも後期の岩脈の主な貫入方向をFig. 7に示す。

フェルサイトは幅が0.5~1mの岩脈で,平松西方海岸や,御崎付近で,石英斑岩を貫く粗粒玄武岩々脈を貫いている。岩脈に平行な,稿状の流理構造が発達している。

Fig. 7. Main trends of the dolerite dykes intruded at the last stage.

シソ輝石流紋岩は、平松北方海岸の砂岩・泥岩互層中に貫入した直径約 10 m の円筒状岩体である。岩石は、10~30 cm の大きさのブロックに破碎され、同質の岩片により充填されている。接触部から約 20 cm の幅の泥岩は接触変成作用を受け、黒雲母や白雲母を生じている。

(3) 地質構造

潮岬北部の地層の走向は、西北部では NE-SW~ENE—WSW, 東部では, NW—SE~WNW—ESE であり, 南へ 25~55° 傾斜し, 南に開いた半盆状構造を示す。潮岬西南部に露出する玄武岩質溶岩層中に狭在する hyaloclastic breccia 層の走向は NE—SW で, 南に約 45° 傾斜している。周囲の枕状溶岩の pillow block の形態から推定される 走向・傾斜 もほぼその方向に等しい。

2) 大島

(1) 層序および岩層

下位より, 泥岩層と流紋岩質火砕岩層が分布している。前者は主として大島の西部に, 後者は東部に分布し, 両者は一部指交関係にある。

泥岩層は, 大島西北部にみられ, 層厚は 300m+ である。泥岩は塊状, 石灰質で, 薄い砂岩を狭有することがある。大島港南方の泥岩中から *Variamussium* sp. nov.? が発見された*。

流紋岩質火砕岩層は, 層厚 200 m 以上である。須江崎において良好な露頭が観察される。そこでは, 同層は, 淘汰不良の凝灰角礫岩と, 成層した結晶凝灰岩の互層である (Fig. 8)。凝灰角礫岩中の角礫は, シソ輝石流紋岩および少量の砂岩, 泥岩などの中〜巨礫である。それらの角礫の充填物は, 石英, 斜長石などの結晶破片, 火山ガラ

Fig. 8. Stratigraphic section of the rhyolitic pyroclastic rocks at Suezaki.

1: tuff breccia, 2: crystal tuff.

ス, 流紋岩や砂岩などの小岩片などである。結晶凝灰岩は, 石英, 斜長石などの結晶破片, 火山ガラスなどからなる。結晶凝灰岩中には, 級化構造, 湊痕, 泥石薄層の狭在などが観察される。檜野崎では流紋岩質火砕岩の産状は須江崎におけるものとはやや異り, 凝灰角礫岩中の角礫には泥岩が多く, 角礫間の充填物質もやや泥質である。大森山西方の山麓では, 流紋岩質火砕岩は泥岩と互層する。須江西方では, 流紋岩質火砕岩中に厚さ 20 m の泥岩がレンズ状に狭在している。猪喰鼻では, 泥岩層と流紋岩質火砕岩層との漸移関係が観察される。そこでは, Fig. 9 に示すように, 東側に分布する流紋岩質火砕岩層の凝灰角礫岩の基質部が西方に向かって泥質になってゆき, 更に西方では, 結晶破片の混じった泥質基質中にシソ輝石流紋岩の角礫が散在する。この岩相は更に泥岩に移化する。ここでは, 流紋岩質火砕岩の 1 flow unit の末端が泥岩と接し, 漸移関係にある。

(2) 貫入岩類

シソ輝石流紋岩の岩体は, 大島東部と西部に分かれて 2 岩体みられる。東部の岩体は流紋岩質火砕岩層中に非調和的に貫入している。その接触部は檜野崎付近で観察され, 境界はほぼ垂直で, シソ輝石流紋岩の周縁部約 1 m の幅の部分には, 境界に平行な流理構造が観察される。大島西部の岩体は, その北西部で, 泥岩層および流

* 京大火成作用グループ巡検中に沢田順弘氏が発見。鑑定は大山 桂氏(地質調査所地質部)による。

Table 1. Modal compositions of the igneous rocks.

	ol	pl	cpx	pig	opx	amp	mi	qz	ore	oth		
picritic gabbro	65.0	23.7	10.0			0.8	0.2		0.2	tr		
olivine gabbro I	a	54.2	30.7	12.2		0.7	0.7	0.4	0.1	tr		
	b	35.4	33.8	16.1		1.9	11.7	0.2	0.4	0.5		
	c	25.7	43.3	16.3		11.9	1.8	0.2	1.0	tr		
olivine gabbro II	22.0	73.0	24.9	1.5	5.7	0.5	tr		1.0	1.1		
	7.8	53.4	5.6	tr	0.8	0.1			0.2	tr		
augite gabbro		72.4	25.7			1.8			0.1	tr		
ol.-hor.gabbro	1.4	46.2	18.1		10.1	23.3	0.5		0.3	0.3		
hornblende dolerite I		60.5	26.7		0.4	8.1	3.1		1.3	tr		
hornblende dolerite II		60.4	13.1		2.5	12.6	4.4	4.6	1.5	0.9		
dolerite		66.3	29.6			0.6			2.5	1.2		
	phenocryst					groundmass						
	pl	qz	cpx	opx	maf	pl	qz	bi	ore	oth	cryp	sph
granophyre	17.0		1.6			40.0	40.0	0.6	0.1	0.7		
quartz porphyry	19.9	10.6			3.1				tr	tr	66.4	
hypersthene rhyolite	23.8	6.8		5.2					0.4	0.6*	61.5	1.5

ol ; olivine, pl ; plagioclase, cpx ; clinopyroxene except pigeonite, pig ; pigeonite and inverted pigeonite, opx ; orthopyroxene, amp ; amphibole, mi : mica, qz ; quartz, oth ; others, tr ; trace, maf ; pseudomorph of mafic minerals, bi ; biotite, cryp ; cryptocrystalline material and glass, sph ; spherulite. * : cordierite.

Fig. 9. Route-map along the coast of Shishikuihana.
1. mudstone, 2. rhyolitic pyroclastic rocks mingled with mud, 3. rhyolitic pyroclastic rocks, 4. hypersthene rhyolite, 5. fault.

紋岩質火砕岩層を見かけ上被覆し、地層との境界は、地層面とはほぼ平行で、岩体周縁部には、境界と平行な流理構造が発達する。この部分での岩体の上限は観察されな

いため、この部分が溶岩として溢流したものである可能性を否定することはできない。なお、東西両岩体とも、周縁部以外では柱状節理が発達する。

サニディン石英斑岩は、権限島およびその南方海岸にみられ、泥岩層中に貫入している。橋抗岩を構成する同質の岩脈の延長線上に位置している。

(3) 地質構造

泥岩層および流紋岩質火砕岩層の一般走向は ENE—WSW で、傾斜は須江北方で 75° の傾斜を示すほかは 10~50° で北または南に傾斜する。ENE—WSW の軸をもつ波曲構造をなすと考えられる。

岩石記載

各火成岩のモード組成は Table 1 に示す。以下、各岩石の記載について述べる。

1. 火山岩、火砕岩

1) 玄武岩

(1) 斑状玄武岩

斜長石の斑晶を持ち、石基は完晶質で、単斜輝石*、斜長石および少量のくさび石、チタン鉄鉱からなる。

斜長石斑晶は、自形柱状(1~6mm**)で、均一の組

* この論文で単斜輝石と記載した場合、Ca に富む輝石を指す。

** 結晶の大きさは、特にことわらない限り、長軸方向の長さで示す。

Table 2. Chemical compositions of olivines.

	1	2	3	4
SiO ₂	39.79	40.73	37.67	36.03
TiO ₂	0.02	0.04	0.06	0.02
Al ₂ O ₃	0.01	0.02	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	n.d.	n.d.	0.03
FeO**	13.15	15.42	24.14	26.80
MnO	0.21	0.20	0.42	0.46
MgO	46.30	44.07	37.16	35.67
CaO	0.07	0.08	0.09	0.04
Na ₂ O	n.d.	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	n.d.	0.01	0.01	0.02
Total	99.81*	100.58	99.56	99.07
Numbers of cations per 4 oxygens				
Si	0.994	1.016	0.995	0.973
Ti	0.000	0.001	0.001	0.000
Al	0.000	0.001	0.000	0.000
Cr	0.000	-	-	0.001
Fe	0.275	0.322	0.533	0.605
Mn	0.005	0.004	0.009	0.010
Mg	1.724	1.638	1.463	1.436
Ca	0.002	0.002	0.003	0.001
Na	-	0.000	0.000	0.000
K	-	0.000	0.000	0.001
Mg+Fe	86.2	83.6	73.3	70.4

1: picritic gabbro, 2: olivine gabbro I-b, 3: olivine gabbro II, 4: olivine-bearing hornblende gabbro.

*:includes NiO 0.25%, **:Total Fe as FeO.

Table 3. Chemical

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	51.12	51.97	52.29	52.48	52.01	51.67	52.35	52.88	51.94	52.64
TiO ₂	0.90	1.42	0.75	0.41	0.33	1.26	0.72	0.12	0.31	0.38
Al ₂ O ₃	3.13	1.34	2.48	1.81	2.96	2.15	2.04	0.63	3.34	2.43
Cr ₂ O ₃	1.26	0.76	1.27	0.33	0.98	0.00	0.02	n.d.	1.28	0.37
FeO*	3.30	5.15	5.11	6.10	4.47	8.59	6.50	6.37	3.63	4.69
MnO	0.05	0.18	0.17	0.16	0.13	0.20	0.22	0.18	0.16	0.21
MgO	17.38	17.86	18.24	18.86	16.95	16.66	16.78	15.64	18.45	18.83
CaO	21.68	20.57	19.28	18.75	21.71	19.22	21.14	23.69	20.51	20.29
Na ₂ O	0.37	0.44	0.44	0.30	0.28	0.41	0.30	0.12	0.28	0.28
K ₂ O	0.03	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	99.22	99.69	100.04	99.20	99.82	100.23	100.08	99.64	99.90	100.12
Si	1.883	1.914	1.910	1.933	1.908	1.911	1.927	1.966	1.892	1.917
Al ^{IV}	0.117	0.058	0.090	0.067	0.092	0.089	0.073	0.027	0.108	0.083
Al ^{VI}	0.019	0	0.017	0.012	0.036	0.005	0.016	0	0.035	0.021
Ti	0.025	0.039	0.021	0.011	0.009	0.035	0.020	0.003	0.009	0.010
Cr	0.037	0.022	0.037	0.009	0.029	0.000	0.000	-	0.037	0.011
Fe	0.101	0.159	0.156	0.188	0.137	0.266	0.200	0.198	0.110	0.143
Mn	0.001	0.005	0.005	0.005	0.004	0.006	0.007	0.006	0.005	0.007
Mg	0.954	0.981	0.993	1.036	0.927	0.918	0.921	0.867	1.002	1.022
Ca	0.855	0.812	0.754	0.740	0.853	0.761	0.834	0.944	0.800	0.792
Na	0.027	0.031	0.031	0.022	0.020	0.033	0.021	0.008	0.019	0.020
K	0.001	-	0.000	-	-	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	49.9	50.3	52.2	52.7	48.4	47.2	47.1	43.2	52.4	52.2
Fe	5.3	8.1	8.2	9.6	7.1	13.7	10.2	9.9	5.8	7.3
Ca	44.8	41.6	39.6	37.7	44.5	39.1	42.7	47.0	41.8	40.5

1: clinopyroxene from picritic gabbro, 2: ditto from olivine gabbro from olivine gabbro II, 6: augite from olivine gabbro II, 7: clinopyroxene from hornblende dolerite I (9·10: core, part, 11·12: I, 16: clinopyroxene from dolerite, 17: ditto from granophyre, 18: I-c, 21·22: inverted pigeonite from olivine gabbro II, 23: ditto from hornblende dolerite I, 26: ditto from hypersthene rhyolite,

成のコアと、正常累帯構造を持つリムとからなる*。

石基中の単斜輝石は累帯構造を持つことが多く、砂時計構造もみられる。オフィティックに斜長石を包有する。斜長石は半自形(0.05~0.2 mm)で、連続的な正常累帯構造をもつ。

(2) 無斑晶玄武岩

微晶質で、主として斜長石とアクチノ閃石とからなり、少量の磁鉄鉱、チタン鉄鉱、くさび石を含む。枕状構造をもつ部分では、pillow blockの周縁には急冷相がみられ、中心部ほど粗粒である。

斜長石は半自形(0.1~2.5 mm)で、連続的な正常累帯構造をもつ。劈開に沿ってアクチノ閃石が生ずることがある。アクチノ閃石は淡緑色、繊維状の結晶で、扇状もしくは平行に配列した集合体をなす。チタン鉄鉱、磁鉄鉱は他形で、両者はしばしば連晶する。

(3) hyaloclastic breccia

玄武岩の岩片(1~30 cm)は、針状~拍子木状の斜長

* 斜長石の組成はまとめて Fig. 11 に示す。

石(0.1~0.2 mm)と針状のアクチノ閃石、くさび石、不透明鉱物からなり、径約0.1 mmのvesicleの認められるものもある。vesicleは現在、緑泥石によって埋められている。基質は、0.1~1.5 mmの緑色ガラス片、斜長石やアクチノ閃石の結晶破片、細粒な珪酸鉱物などからなる。ガラス片中には、斜長石やアクチノ閃石の微晶が含まれる。

2) 流紋岩質火砕岩

大島須江崎では、凝灰角礫岩と、結晶凝灰岩とからなる。凝灰角礫岩中の角礫の大部分はシソ輝石流紋岩と同質で、石英(0.1~3 mm)、斜長石(0.3~4 mm)、苦鉄質鉱物仮晶(0.2~2 mm)の斑晶をもち、石基は隠微晶質で、真珠岩構造をもつ。これらの角礫の内部にはクラックが発達し、クラックに沿って、角礫岩の基質部を構成する物質が入りこむ。基質部を構成するのは、石英、斜長石の結晶破片(0.1~1 mm)、火山ガラスなどである。結晶凝灰岩も基質部と同様の物質からなり、級化構造を持つこともある(Pl. I-1)。

compositions of pyroxenes.

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
51.87	51.56	52.59	52.98	51.84	49.97	54.78	55.55	54.64	54.97	54.11	53.75	53.60	53.89	53.66	50.43
0.48	0.58	0.51	0.45	0.72	1.38	0.06	0.61	0.39	0.25	0.46	0.48	0.66	0.18	0.22	0.20
2.23	2.15	1.99	1.61	1.95	3.42	0.21	0.61	1.29	1.06	0.95	0.85	0.99	0.89	1.16	0.77
0.23	0.36	0.54	0.17	n.d.	n.d.	0.00	0.17	0.49	0.21	0.25	0.01	0.00	0.02	0.19	n.d.
5.42	7.60	6.04	7.07	7.89	7.13	1.81	9.27	9.31	10.72	13.32	14.21	15.22	17.56	13.49	28.33
0.29	0.38	0.13	0.20	0.32	0.17	0.06	0.23	0.21	0.17	0.34	0.40	0.37	0.37	0.27	0.59
16.17	14.79	18.66	18.19	14.01	16.21	18.12	31.34	30.79	29.61	25.94	24.75	26.27	26.25	27.93	18.65
22.22	21.79	19.79	19.62	22.51	21.81	25.31	1.75	2.00	2.18	4.77	4.86	2.27	1.03	2.27	0.42
0.29	0.32	0.27	0.23	0.22	0.23	0.17	0.04	0.05	0.05	0.06	0.10	0.04	0.00	0.04	0.01
0.00	0.01	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	n.d.	0.00	n.d.	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
99.20	99.54	100.57	100.54	99.48	100.33	100.53	99.57	99.17	99.22	100.20	99.43	99.43	100.21	99.25	99.41
Numbers of cations per 6 oxygens															
1.925	1.926	1.918	1.936	1.940	1.852	1.981	1.962	1.942	1.962	1.954	1.964	1.954	1.961	1.945	1.953
0.075	0.074	0.082	0.064	0.060	0.148	0.009	0.026	0.054	0.038	0.040	0.036	0.042	0.038	0.049	0.035
0.022	0.021	0.003	0.006	0.026	0.001	0	0	0	0.007	0	0.001	0	0	0	0
0.013	0.016	0.014	0.012	0.020	0.038	0.002	0.016	0.011	0.007	0.012	0.013	0.018	0.005	0.006	0.006
0.007	0.011	0.015	0.005	-	-	0.000	0.005	0.014	0.006	0.007	0.000	0.000	0.001	0.005	-
0.168	0.237	0.184	0.216	0.247	0.221	0.055	0.274	0.277	0.320	0.402	0.434	0.464	0.534	0.409	0.917
0.009	0.012	0.004	0.006	0.010	0.005	0.002	0.007	0.006	0.005	0.010	0.012	0.011	0.011	0.008	0.019
0.895	0.824	1.014	0.991	0.782	0.896	0.977	1.650	1.631	1.576	1.396	1.349	1.427	1.424	1.509	1.077
0.884	0.872	0.773	0.768	0.903	0.866	0.981	0.066	0.076	0.083	0.185	0.190	0.089	0.040	0.088	0.017
0.021	0.023	0.019	0.016	0.016	0.016	0.012	0.002	0.003	0.003	0.004	0.007	0.003	0.000	0.003	0.001
0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	-	0.000	-	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000
46.0	42.6	51.4	50.2	40.5	45.2	48.5	82.9	82.2	79.6	70.4	68.4	72.1	71.3	75.2	53.6
8.6	12.3	9.3	10.9	12.8	11.1	2.7	13.8	14.0	16.2	20.3	22.0	23.4	26.7	20.4	45.6
45.4	45.1	39.2	38.9	46.7	43.7	48.7	3.3	3.8	4.2	9.3	9.6	4.5	2.0	4.4	0.8

I-a, 3 : ditto from olivine gabbro I-b, 4 : ditto from olivine gabbro I-c, 5 : core part of zoned Cr-endiopside clinopyroxene from augite gabbro, 8 : ditto from olivine-bearing hornblende gabbro, 9—14 : zoned mantle, 13·14 : core part of another pyroxene grain, 15 : unzoned clinopyroxene from hornblende dolerite orthopyroxene from olivine gabbro I-a, 19 : ditto from olivine gabbro I-b, 20 : ditto from olivine gabbro orthopyroxene mantle that encloses 22, 24 : orthopyroxene from olivine-bearing hornblende gabbro, 25 :
* : Total Fe as FeO.

潮岬北東部にみられるものは、大島に露出する流紋岩質火砕岩のうちの結晶凝灰岩に似ており、斜長石(0.1~0.5 mm)と石英(0.1~2 mm)の結晶破片と、微晶質な充填物質とからなる。

2. 貫入岩

1) カンラン石斑レイ岩類

すでに述べたように、多数の包有岩として産する。これらの岩石は、含有輝石の種類により、ピクライト質斑レイ岩(単斜輝石のみ)、カンラン石斑レイ岩Ⅰ(単斜輝石と斜方輝石)、カンラン石斑レイ岩Ⅱ(単斜輝石、斜方輝石、ピジョン輝石)の3種類に分類される。これらのうち、ピクライト質斑レイ岩はカンラン石に最も富む(モード比で65%以上)。次いで、カンラン石に富むのはカンラン石斑レイ岩Ⅰで、ブロック毎にカンラン石量には差異がある。Table 1, 7 などでは、カンラン石の多いブロックから順に a, b, c とよぶ。カンラン石斑レイ岩Ⅱのカンラン石量はブロック内部で差異がある(Fig. 5)が、全体として同Ⅰよりもカンラン石に乏しい。いづれ

のブロックにも、層状構造はみられない。

(1) ピクライト質斑レイ岩

中粒。ポイキリティック組織をもつ。カンラン石、斜長石、エンディオプサイド*, 角閃石および少量の金雲母, Cr-スピネル, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱からなる。

カンラン石は自形~半自形(0.1~3 mm)で、斜長石やエンディオプサイドに包有される。自形のCr-スピネルを包有する。岩石内で組成はほぼ均一で、Fo 86-85 である。クラックに沿って変質し、蛇紋石化しているものが多い。斜長石は他形(1~5 mm)で、カンラン石を包有する。エンディオプサイドや角閃石と接する部分では自形の外形を示す。ほとんど完全にソーシェライト化したものが多い。An 80-57 の範囲の組成を示す**。エンディオプサイドは他形(1~5 mm)で、Cr に富んでいる。

* 輝石の分類は POLDERVART and HESS(1951)による。

** 斜長石の組成は、URUNO(1963), BURRI et al. (1967), SUWA et al. (1974)の図を用いて光学的性質から推定した。

Table 4. Chemical compositions and pleochroism of amphiboles.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44.32	47.42	43.55	43.79	46.45	42.10	46.56	49.27	52.08
TiO ₂	5.29	0.82	5.05	0.37	2.03	2.22	0.36	1.35	0.75
Al ₂ O ₃	9.56	9.29	10.86	14.32	8.18	11.46	11.06	5.86	4.09
Cr ₂ O ₃	1.05	1.00	0.94	0.20	n.d.	n.d.	n.d.	0.08	n.d.
FeO*	5.53	5.27	6.58	7.80	9.31	11.73	10.85	12.58	12.24
MnO	0.07	0.03	0.10	0.10	0.15	0.11	0.12	0.18	0.23
MgO	16.88	19.45	16.32	17.01	16.70	14.74	15.50	15.34	15.44
CaO	11.22	11.59	11.31	11.28	11.49	12.00	11.91	11.14	11.77
Na ₂ O	3.50	2.47	2.86	2.96	2.24	2.21	1.57	1.20	0.72
K ₂ O	0.26	0.14	0.83	0.12	0.32	0.95	0.60	0.52	0.27
Total	97.68	97.48	98.40	97.95	96.87	97.52	98.53	97.52	97.59
Numbers of cations per 23 oxygens									
Si	6.364	6.732	6.247	6.268	6.766	6.236	6.687	7.173	7.512
Al ^{IV}	1.617	1.268	1.753	1.732	1.234	1.764	1.313	0.827	0.488
Al ^{VI}	0	0.286	0.083	0.683	0.170	0.236	0.558	0.178	0.207
Ti	0.571	0.088	0.545	0.040	0.222	0.247	0.039	0.148	0.081
Cr	0.119	0.112	0.106	0.023	-	-	-	0.009	-
Fe	0.664	0.625	0.789	0.933	1.134	1.453	1.303	1.531	1.477
Mn	0.008	0.004	0.012	0.012	0.018	0.013	0.015	0.022	0.029
Mg	3.615	4.117	3.490	3.630	3.627	3.255	3.318	3.330	3.321
Ca	1.727	1.763	1.738	1.730	1.792	1.905	1.833	1.737	1.819
Na	0.973	0.681	0.795	0.823	0.632	0.633	0.436	0.338	0.201
K	0.048	0.026	0.151	0.021	0.052	0.180	0.110	0.096	0.049
Ca+Na+K	2.748	2.470	2.684	2.574	2.476	2.718	2.379	2.171	2.069
Mg	60.2	63.3	58.0	57.7	55.3	49.2	51.4	50.5	50.2
Fe	11.1	9.6	13.1	14.8	17.3	22.0	20.2	23.2	22.3
Ca	28.8	27.1	28.9	27.5	27.3	28.8	28.4	26.3	27.5
Pleochroism									
X	y.	c.l.	y.	c.l.	p.y.	y.	y.	y.	p.y.g.
Y	y.b.	p.y.	b.	p.y.	p.b.	y.b.	y.b.	y.b.	p.g.
Z	b.	p.bl.g.	d.b.	p.bl.g.	b.	b.	g.b.	b.	bl.g.

1 : core part of zoned amphibole from picritic gabbro, 2: mantle that encloses 1, 3: core part of zoned amphibole from olivine gabbro I-b, 4: mantle that encloses 3, 5: amphibole from augite gabbro, 6 : ditto from olivine-bearing hornblende gabbro that forms aggregates with orthopyroxene surrounding olivine, 7 : ditto from olivine-bearing hornblende gabbro that replaces clinopyroxene, 8 : ditto from hornblende dolerite I, 9 : ditto from hornblende dolerite II, y : yellow or yellowish, b : brown or brownish, bl : blue or blueish, g : green or greenish, c.l. : colourless, p : pale, d : dark.
* : Total Fe as FeO

る*. 角閃石は、エンディオプサイドの周縁部やその内部に蟻虫状に産する。カンラン石の周縁部や、カンラン石中に包有される Cr-スピネルとカンラン石との境界部などに産するものもある。エンディオプサイド周縁部に生じたものは累帯構造を示すことがあり、その場合、コ

* 苦鉄質鉱物と鉍石鉱物の分析は、京都大学の EPMA(JXA-50A)を用いて行った。加速電圧: 15 kV, 試料電流: ベリクレス上で 2.0×10^{-8} A という条件で分析。ビーム径は $2 \sim 10 \mu$ で照射。ただしラメラを持つ輝石の場合、 20μ まで拡げて、ラメラとホストの平均組成を求めた。補正方法は YAMAGUCHI *et al.* (1978) と同じである。

Table 5 Chemical compositions of chromian spinels from picritic gabbro.

SiO ₂	0.06	0.21	0.17
TiO ₂	1.26	0.90	2.46
Al ₂ O ₃	18.65	19.21	9.96
Cr ₂ O ₃	38.49	30.48	37.92
Fe ₂ O ₃ *	10.95	17.01	16.12
FeO*	18.83	23.13	25.87
MnO	0.21	0.20	0.40
MgO	10.95	7.92	5.91
NiO	0.11	0.26	0.22
CaO	0.01	0.00	0.01
Total	99.52	99.32	99.04
Numbers of cations**			
Si	0.016	0.055	0.047
Ti	0.241	0.176	0.511
Al	5.611	5.909	3.245
Cr	7.771	6.289	8.285
Fe ³⁺	2.104	3.340	3.353
Fe ²⁺	4.021	5.049	5.980
Mn	0.045	0.044	0.093
Mg	4.167	3.083	2.434
Ni	0.022	0.054	0.048
Ca	0.003	0.001	0.003
Al	36.2	38.0	21.8
Cr	50.2	40.5	55.7
Fe ³⁺	13.6	21.5	22.5
Mg/Mg+Fe ²⁺	50.9	33.8	28.9

* : FeO and Fe₂O₃ are calculated from total iron assuming spinel stoichiometry. ** : O=32

アは Ti に富む pargasitic hornblende** で、マントルは、Ti に乏しい magnesio-hornblende である。金雲母は、カンラン石、斜長石、輝石などの粒間に産する。Cr-スピネルは、カンラン石や斜長石に包有され、最大 0.2 mm の暗褐色の半自形結晶をなす。チタン鉄鉍、磁鉄鉍は不規則な外形をもち、輝石中に包有される。

(2) カンラン石斑レイ岩 I

中粒。オフィティック組織を示し、カンラン石、斜長

** 角閃石の分類は、LEAKE(1968)による。

石, エンディオプサイド, 古銅輝石, 角閃石, 黒雲母および少量のくさび石, Cr-スピネル, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱などからなる。

カンラン石は半自形(0.5~5 mm)で, 一般に輝石, 斜長石, 角閃石などに取り囲まれて産す。同一ブロック中のカンラン石は一樣な組成をもつが, ブロック間では組成に差異がある。カンラン石のモード値の大きい岩石中のものほど Fo 値が高い(Table 7)。斜長石は他形~半自形(0.1~3 mm)で, An 80-56 の組成範囲を示す。エンディオプサイドと古銅輝石はいずれも他形充填的に産し(0.1~5 mm), カンラン石, 斜長石を取り囲む。両輝石はしばしば平行連晶したり, 不規則に噛み合った境界で接す。両輝石ともその周縁部に角閃石が生じていることが多い。そうした角閃石と接するエンディオプサイドは, 直径 1~10 μ の Cr-スピネルや磁鉄鉱を含む透角閃石に置換されていることが多い。角閃石は輝石の周縁部および, 輝石や斜長石の結晶粒間に産する。累帯構造をもつものが多く, コアが Ti に富む pargasite~pargasitic hornblende で, マントルが Ti に乏しい pargasitic hornblende の組成をもつ。金雲母は角閃石と伴って他形充填的に産する。Cr-スピネルはやや丸味をおびた不透明な半自形結晶(200 μ 以下)で, カンラン石, 斜長石, 輝石などに包有される。Cr-スピネル中にチタン鉄鉱や磁鉄鉱などが包有されることもある。

カンラン石斑レイ岩 I-b のブロック中には, 単斜輝石斑レイ岩質シュリーレン(長さ約 50 cm, 幅約 15 cm)と, ウラライト化した単斜輝石と斜長石などからなるペグマタイト脈(長さ約 1 m, 幅約 10 cm)がみられる。そのうち, 前者は完全に沸石化した斜長石自形結晶, 他形充填状の普通輝石, および少量の普通角閃石とからなっている。

(3) カンラン石斑レイ岩 II

中~粗粒。オフィティック~ボイキリティック組織を示す。カンラン石, 斜長石, 単斜輝石, ピジョン輝石, 古銅輝石, および少量の角閃石, チタン鉄鉱, 磁鉄鉱, Cr-スピネル, リン灰石, くさび石からなる。単斜輝石には, エンディオプサイドと普通輝石とがあり, しばしば, それらの最大 5 cm に及ぶ oikocryst が観察される。

カンラン石(1~5 mm)は他形で斜長石の粒間を埋める場合と, 半自形で斜長石に取り囲まれる場合がある。組成は産状によらず一樣で, また, カンラン石モード量のいかんにもかかわらず一樣であり Fo 74~73 である。斜長石は半自形で, An 80-70 の間の組成の反復累

帯構造を持つコアの部分と, An 70 以下で正常累帯構造を持つリムの部分とからなる。エンディオプサイドと普通輝石とはいずれも他形(0.2~50 mm)で, 斜長石やカンラン石の粒間を充填する。エンディオプサイドは Cr に富むが, 普通輝石は Cr に乏しい。また, 後者は, Ca に乏しい輝石と平行連晶することがあるのに対し, 前者は Ca に乏しい輝石と接することはない。累帯構造をもつ輝石もあり, そのコアは Cr に富むエンディオプサイドであり, リムに向けて漸移的に Cr に乏しい普通輝石の組成に変化する。ピジョン輝石は他形(0.1~0.5 mm)で, 斜方輝石のマントルに取り囲まれることが多い。現在ではほとんど, inverted pigeonite となっており, Stillwater type の斜方輝石や, 単斜輝石の blebs をもつ斜方輝石* である。しかし, 転移していない, (001)に平行な幅 1~2 μ の普通輝石ラメラをもつ単斜輝石(光軸面 $\perp$ (010), $2V_x=31^\circ$)もあり, YAMAGUCHI(1973)が高山斑レイ岩体中で報告した clinohypersthene に似た形態をもつ。斜方輝石は他形充填的で, ピジョン輝石のマントルをなすものと単独に産するものがあるが, 両者の組成には差異はない。角閃石は輝石結晶中に蠕虫状に産する。チタン鉄鉱は不規則形(0.1~0.5 mm)で, 輝石や斜長石中に包有される。磁鉄鉱は輝石中に包有され, まれにチタン鉄鉱にマントルされる。

2) 普通輝石斑レイ岩

粗粒。オフィティック組織を示し, 斜長石, 普通輝石, および少量の角閃石, チタン鉄鉱, Cr-スピネル, くさび石, リン灰石からなる。

斜長石には大型(1~30 mm)のものと, 小型(0.1~1 mm)のものとがあり, 前者は自形, 後者は半自形である。また前者が, An 80 前後の均一なコアと, An 70 以下で正常累帯構造を持つマントルとからなるのに対して, 後者は An 70 以下の正常累帯構造をもち, An に富むコアはもたない(Fig. 11)。普通輝石は斜長石の粒間を充填する他形結晶(0.1~20 mm)で, 斜長石をオフィティックに包有したり, 粒状集合体をなして産す。角閃石は, 普通輝石と伴ってその周縁部に産する。チタン鉄鉱は他形で, 斜長石粒間に産する。Cr-スピネルは半自形で, 斜長石に包有される。

3) 含カンラン石角閃石斑レイ岩

中粒。オフィティック組織をもつ。カンラン石, 斜長石, サーラ輝石, 古銅輝石, 角閃石および少量の金雲母, 磁鉄鉱, チタン鉄鉱, Cr-スピネルからなる。斜長石は岩体の伸長方向と平行に配列する。

* Kuno(1966)の Kintoki-san type の斜方輝石に似る。

カンラン石は丸味を帯びた結晶(0.1~2mm)で、斜方輝石と ferroan pargasite のモザイクな集合体により取り囲まれる。組成は均一で Fo 70 前後である。斜長石は半自形(0.5~2mm)で、An 70 以下の正常累帯構造をもつ。サーラ輝石は半自形~他形(0.5~2mm)で、斜長石をオフィティックに取り囲むことが多いが、逆に斜長石に取り囲まれるものもある。古銅輝石は他形(0.1~0.5mm)で、カンラン石の周囲に産する。組成はほとんど均一である。角閃石には、ferroan pargasite と、magnesio-hornblende とがある。前者は古銅輝石とモザイクな集合体をなし、後者はサーラ輝石の周縁部やその内部、また、斜長石やサーラ輝石の結晶粒間に充填的に産する。金雲母は magnesio-hornblende に伴って少量産する。磁鉄鉱は斜長石に包有されて、チタン鉄鉱は他形充填的に産する。

4) 角閃石粗粒玄武岩類

オフィティック組織をもち、斜長石、単斜輝石、古銅

輝石、普通角閃石、黒雲母および少量のくさび石、リン灰石、チタン鉄鉱、磁鉄鉱などを含む。石英が含まれることがあり、石英を含むものを TYPE I、含まないものを、TYPE II とする。TYPE I は細粒で、TYPE II は中粒である。

斜長石は半自形(0.2~5mm)で、An 70 以下の正常累帯構造をもつ。単斜輝石は、ほとんどが斜長石粒間を充填する他形結晶(1~5mm)であるが、半自形結晶(0.5~3mm)も少量みられる(Pl. II-5)。後者には、累帯構造が認められ、Wo-molecule の少ないコアを、Wo-molecule の高いマントル(Pl. II-5 で消光した部分)が取り囲む。結晶の中心から外側へと、Cr 量は減少し、Mg/(Mg+Fe)値も低くなってゆく(Fig. 10)。古銅輝石は半自形~他形(0.2~1mm)で、カミングトン閃石や蛇紋石の仮像となっていることが多い。やはり累帯構造をもつ半自形結晶が含まれ、コアからリムへ向けて Mg/(Mg+Fe)値は減少する。角閃石は単斜輝石の周縁部やその内

Fig. 10. Compositions of pyroxenes plotted on the Ca-Mg-Fe diagram.

a : picritic gabbro, b : olivine gabbro I-a, c : ditto I-b, d : ditto I-c, e : clinopyroxene gabbro schlieren in olivine gabbro I-b, f : olivine gabbro II, g : augite gabbro, h : olivine-bearing hornblende gabbro, i : hornblende dolerites, j : dolerite, k : tie line between coexisting Ca-rich and Ca-poor pyroxenes, l : crystallization trend of zoned pyroxene, m : crystallization trend of pyroxenes in olivine gabbros, n : crystallization trend of pyroxenes in the Skaergaard intrusion. Solid symbols and stippled symbols show pyroxenes with Cr_2O_3 contents >0.6 wt.% and 0.3~0.6 wt.%, respectively. Numbers correspond to those of the pyroxene analyses in Table 3.

部に蠕虫状にみられる。褐色のZ軸色をもつ magnesiohornblende~actinolitic hornblende と、青緑色のZ軸色をもつ actinolite とがある。TYPE I には前者が多く、後者は前者の周縁に少量産するのみであるが、TYPE II には後者のみが産する。黒雲母は、TYPE I では細粒(0.1~0.2 mm)で、褐色角閃石と伴って少量産するが、TYPE II では TYPE I のものより粗粒(0.2~1.5 mm)でより多く、青緑色角閃石や石英と相伴って産す。TYPE II 中の石英は他形充填的である。チタン鉄鉱は半自形~他形(0.1~0.3 mm)である。TYPE II では黒雲母中に包有されることが多い。

5) 粗粒玄武岩

斑状で、斑晶は斜長石である。5 mm 以上の斜長石斑晶を含む岩脈と、5 mm 以下の少量の斑晶しか含まない岩脈とがある。石基は細粒で、サブオフィティック組織をもち、斜長石、普通輝石、少量のチタン鉄鉱、リン灰石、くさび石からなる。

Fig. 11. Compositional range of zoned plagioclase in each rock type.

1: olivine gabbro II, 2: augite gabbro, 3: olivine-bearing hornblende gabbro, 4: hornblende dolerite I, II, 5: dolerite, 6: porphyritic basalt, 7: granophyre. Large solid square: wide portion of uniform composition (>0.1 mm), Small solid square: narrow portion of uniform composition (<0.1 mm), Solid line: continuous zoning, Broken line: compositional gap, Triangle: groundmass plagioclase.

〈斑晶〉 斜長石は累帯構造を持ち、An 80 前後の組成の均質なコアのまわりを、An 70 以下の正常累帯構造をもつ少量のマントルが取り囲む。

〈石基〉 斜長石は半自形(0.1~1 mm)で、An 70 以下の正常累帯構造をもつ。普通輝石は斜長石粒間をオフィティックに充填するものや粒状集合体をなすものが多い。アクチノ閃石からなる仮晶となっているものが多い。チタン鉄鉱は自形柱状~針状(0.1~0.3 mm)で、普通輝石中に包有されることが多い。

6) グラノフィア

細粒。斑状で、斜長石と透輝石の斑晶をもち、石基は、斜長石、石英および少量の黒雲母、くさび石、チタン鉄鉱からなる。

〈斑晶〉 斜長石は半自形(0.2~2 mm)で、An 65 以下の正常累帯構造をもつ。透輝石は自形~半自形柱状(0.1~1 mm)で、変質してアクチノ閃石、くさび石、緑泥石などからなる仮像となっていることが多い。

〈石基〉 斜長石は他形で、変質してソーシュライト化したものが多い*。石英は他形充填的で、斜長石と微文象状の連晶をなす。黒雲母は半自形(0.1~1 mm)で、ほとんどのものは緑泥石化している。チタン鉄鉱は自形~半自形の柱状~針状結晶である。

7) 石英斑岩

細粒。斑状で、斜長石と石英の斑晶をもち。石基は、斜長石と石英および少量の緑レン石、リン灰石からなる。

〈斑晶〉 斜長石は半自形(0.2~3 mm)で、An 60 以下の正常累帯構造をもつ。石英を包有することがある。石英は半自形(0.2~2 mm)で、丸味を帯び、しばしば湾入状の外形を示す。他に、0.5 mm 程度の自形の有色鉱物仮像(緑泥石よりなる)も含まれている。

〈石基〉 石英と斜長石の0.1 mm 以下の細かい結晶を含む微晶質な組織をもつ。黒雲母の微細な仮像も含まれている。

8) シソ輝石流紋岩

ガラス質斑岩状で、斜長石、シソ輝石、石英および少量の堇青石の斑晶を含む。

〈斑晶〉 斜長石は自形(0.2~5 mm)で、An 50~40 の組成範囲で反復累帯構造を示す。シソ輝石やチタン鉄鉱などの包有物を含む。シソ輝石は半自形~自形のやや丸味をおびた結晶(0.3~1 mm)で、斜長石斑晶と伴って集斑状の産状をなすものが多い。斜長石、石英、チタン

* 矢島・福田(1976)は、この岩石中にカリ長石を報告しているが、筆者が EPMA で確認したところ、カリ長石は存在しない。

Table 6. Chemical compositions of acidic rocks of the Shionomisaki Igneous Complex.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	70.89	75.26	77.57	73.79	73.72	76.48	70.24
TiO ₂	0.71	0.61	0.51	0.64	0.71	0.51	0.67
Al ₂ O ₃	14.80	14.38	12.79	14.11	14.11	12.97	13.60
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	2.46
FeO*	4.16	0.67	1.88	1.32	2.25	1.88	1.50
MnO	0.08	0.02	0.03	0.04	0.09	0.03	0.05
MgO	1.75	0.87	0.69	1.36	1.72	0.85	1.56
CaO	2.96	2.00	1.32	3.52	2.07	1.73	1.98
Na ₂ O	2.85	5.40	4.05	3.97	3.95	4.61	4.66
K ₂ O	1.64	0.55	1.05	0.92	1.13	0.33	0.77
Total	99.84	99.76	99.89	99.67	99.75	99.39	100.69**

1: Hypersthene rhyolite

2-4: Granophyre

5: Quartz porphyry

6: Felsite

7: Granophyre (after YAJIMA and FUKUDA, 1976)

* Total Fe as FeO

** includes H₂O(+)1.95%, H₂O(-)1.11%, P₂O₅ 0.14%.

鉄鉱などの包有物を含む。石英は半自形(0.1~5 mm)で、しばしば湾入状の外形を示す。堇青石は半自形(0.5~1 mm)で、単純双晶をなす。クラックが発達し、それに沿って変質し、緑泥石、チタン鉄鉱、絹雲母などが生じている。2Vx=84°。チタン鉄鉱、シソ輝石、石英などの包有物を含む。

〈石基〉 ガラス質で、針状の斜長石微晶がガラス中に含まれている。真珠岩状のクラックが発達している。脱ガラス化すると隠微晶質になるが、その部分でも球状のクラックが観察される。扁平なスフェルライト(約5 mm)が含まれる。

9) サニディン-石英斑岩

斑状。斜長石、サニディン、黒雲母、石英の斑晶を含む。

〈斑晶〉 斜長石は半自形(1~3 mm)で、ほぼ完全にソーシライト化している。サニディンはやや丸味をおびた半自形結晶(1~3 mm)で、単純双晶をし、黒雲母や斜長石の包有物を含む。2Vx=22°。石英は半自形(1~2 mm)で、しばしば湾入状の外形を示す。シリカ鉱物の微晶からなるコロナに取り囲まれる。黒雲母は他形(0.1~1 mm)で、しばしば、斜長石と共に集斑状の産状をなす。

〈石基〉 隠微晶質であり、石英のアメーバー状の微晶が含まれる。

10) フェルサイト

微珪長質。斑晶はもたない。石英、長石の微晶が含まれる。緑泥石に富む部分と乏しい部分が稿状に1 cm 前後の間隔で配列し、流理構造を形成している。

酸性岩類の化学組成

調査地域の酸性岩の全岩化学組成の分析を全岩ガラス法で EPMA を用いて行った。方法は沢田(1979)と同じ

Fig. 12. SiO₂-TiO₂ diagram.

Solid triangle: acidic rocks from the Shionomisaki Igneous Complex, open circle: Kumano Acidic Igneous Rocks, open square: Omine Acidic Rocks, small solid circle: other acidic rocks in the Outer Zone of Southwest Japan, broken line: compositional trend of the average Japanese granitic rocks (after ARAMAKI *et al.*, 1972).

である。分析結果を Table 6 に示す。

各分析値について、SiO₂ の量* に対する、TiO₂、CaO、Na₂O、K₂O の量* と K₂O/Na₂O 値を Fig. 12 ~16 に示す。これらの図には、熊野酸性火成岩類と大峯酸性岩類、および他の西南日本外帯の花こう岩類のうち、調査地域のもと同程度の SiO₂ 量をもつものの分析値も示してある**。それらの分析値は、SHIBATA *et al.* (1960)、大庭(1960)、SHIBATA (1961)、村上・松尾(1963)、荒牧(1967)、諏訪(1967)、佐藤・長浜(1979)、金属鉱業事業団(1979)、KAWASAKI (1980) から引用した。

SHIBATA (1962) は西南日本外帯の花こう岩類を一括して“Southwestern Outer Zone Province”に属すると

* いずれも重量%で示す。

** H₂O も含めて分析してあるものについては、H₂O を差し引いて再計算してある。

Fig. 13. SiO_2 -CaO diagram.

The symbols are the same as those in Fig. 12.

Fig. 14. SiO_2 - Na_2O diagram.

The symbols are the same as those in Fig. 12.

Fig. 15. SiO_2 - K_2O diagram.

The symbols are the same as those in Fig. 12.

し、CaO に乏しく、 Al_2O_3 に富むという共通した特徴をもつとした。また大庭(1966)は、四万十累帯西部の花コウ岩質岩類の化学組成の共通した性格の一つに高い $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 値(0.8 以上)をもつことを加えた。

ここに掲げた図表より明らかなように、潮岬火成複合岩体を構成する酸性岩類は、西南日本外帯の他の酸性岩と比較してみると、CaO に富むこと、 K_2O に著しく乏しく Na_2O にやや富んでおりしたがって $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 値が低いことなどの特徴を持っており、上に挙げた西南日

Fig. 16. SiO_2 - $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ diagram.

The symbols are the same as those in Fig. 12.

本外帯酸性岩類の一般的特徴とは異った性格をもっている。更に、 TiO_2 の量についても、潮岬のものは、他の西南日本外帯の酸性岩よりも高い傾向を持っている。

考 察

1. 潮岬火成複合岩体の形成史

標題地域の火成活動を、活動順にまとめると次のようになる。

(1) まず、シソ輝石流紋岩の活動があり、それは海底面上に露出し、柱状節理に沿って割れた。この岩体自体は現在露出していないが、柱状節理の形態をもつ角礫は砂岩・泥岩互層中に含まれている。

(2) 次いで、流紋岩質火砕岩が噴出する。この火砕岩は大島西部によく発達しており、その結晶凝灰岩の部分には、級化構造、泥岩薄層の狭在、漣痕などが観察され、火砕岩が水中で堆積したものであることが判る。火砕岩層は、大森山西方で、泥岩と互層し、また猪喰鼻では、火砕岩層の 1 flow unit が泥岩に漸移しているのが観察される。火砕岩の噴出中心は大島東部にあったと

予想され、より西方に発達が悪くなっている。さらに潮岬北部では、大島のものよりも火砕岩の1枚の厚さも薄く、結晶質凝灰岩しかみられない。

(3) 大島では、流紋岩質火砕岩を貫いてシソ輝石流紋岩が貫入する。潮岬でも、砂岩・泥岩互層中にシソ輝石流紋岩が貫入する。しかし、その貫入時期と潮岬の他の火成岩類の活動との前後関係は断定できない。

(4) 流紋岩質火砕岩に次いで、玄武岩質溶岩が噴出する。これ以後の火成活動は潮岬地域のみに限定され、大島地域には及んでいない。玄武岩質溶岩は、枕状構造を持ち、水中に噴出したものである。

(5) 次いで、角閃石粗粒玄武岩類が、カンラン石斑レイ岩類や普通輝石斑レイ岩のブロックを伴って貫入した。これらの岩石間の成因的關係については次節で述べる。石英を含まず細粒な TYPE I が外側に、石英を含み中粒な TYPE II が内側に、帯状に分布しており、TYPE I → TYPE II へと順に冷却固結したことが推定される。TYPE II に石英が出現し、含水鉱物量も TYPE II で多くなっているのは、固結時のマグマ分化の影響のみでなく、グラノフィアーマグマの混入の影響もあったと考えられる。すなわち、貫入したグラノフィアーマグマは TYPE I とはシャープな境界を示し TYPE I の固結後の貫入が示唆されるのに対し、TYPE II とは、その境界が不鮮明であり、未だ完全に固結していない角閃石粗粒玄武岩中にグラノフィアーマグマが混入した可能性が強い。

(6) 次いで、グラノフィアーマグマや石英斑岩が普通輝石斑レイ岩のブロックを包有しながら貫入した。

(7) 粗粒玄武岩々脈の大多数が、グラノフィアーマグマや石英斑岩を貫いて活動した。ただし Fig. 4 に示すように、粗粒玄武岩々脈の活動は他にも2時期のものがある。

(8) 最後にフェルサイト岩脈が、石英斑岩中に貫入した粗粒玄武岩々脈を更に貫いて貫入した。

なお、大島北西方の根限島のサニディン石英斑岩は、橋杭岩を構成する石英斑岩々脈と鉱物組成上類似しており、また、その岩脈の延長上に分布している。紀伊半島南部にみられる南北方向のこのような岩脈は、熊野酸性火成岩類と同時期の、一連の活動によるものとされている(水野, 1957)。このことから、権限島のサニディン石英斑岩は熊野酸性火成岩類と同時期のものであると考えられる。鉱物組成上にも、カリ長石を含むなどの点で熊野酸性火成岩類と近縁である。したがって、サニディン石英斑岩は潮岬火成複合岩体に含めることはしない。

以上述べてきたように、潮岬火成複合岩体の活動は、熊野層群堆積時に熊野堆積盆内で始まった。

また、この地域では、塩基性岩と酸性岩とが相伴って交互に活動している。このような密接に伴う両マグマの成因的關係については稿を改めて論ずることとし、この論文では、塩基性岩および酸性岩の各々の岩石学的性格について個別に述べることにする。ただ、活動順序が、酸性岩と塩基性岩の繰返しであること、中性マグマの活動がないこと、などの理由から、単一マグマ溜りにおけるマグマ分化によっては説明できないということだけ述べておく。

2. 塩基性マグマの分化と岩石系列

1) 地下に推定される分化岩体

潮岬で活動した塩基性岩の性格は多様であり、貫入・包有関係も複雑である。これらの塩基性岩類のうち、カンラン石斑レイ岩類や普通輝石斑レイ岩は、カンラン石と斜長石の量に富んでおり(Table 1)、この2鉱物の集積相である可能性が高い。Table 7に示したように、これらの岩石をカンラン石の量の順に並べて比較すると、その集積相としての性格がより明瞭になる。Table 7に示した下から上へ順に、カンラン石の量が連続的に減り、逆に斜長石の量は増す。岩石記載の章で述べたように、ピクライト質斑レイ岩や、カンラン石斑レイ岩Iのブロックでは、斜長石はカンラン石の粒間を充填するが、カンラン石斑レイ岩IIでは、カンラン石を斜長石が取り囲む関係とその逆の関係が同一薄片内で観察される。そして、普通輝石斑レイ岩では、自形斜長石のみで、カンラン石はない。また、カンラン石の組成は、そのモード量が減るに従い Mg に乏しくなる。一方、斜長石の組成は、コアの部分でみれば、カンラン石を充填するものも自形のものも似た組成をもつ。このような鉱物の量比の変化と、それに伴う組織の変化、そして各鉱物種の組成の特徴は、Rhum の層状分化岩体の、カンラン石・斜長石の集積相の特徴(HARKER, 1909; WAGER & BROWN, 1967 など)とよく似ている。Rhum の例でも、カンラン石量が減ると、斜長石との自形・他形の関係は変化し、また、カンラン石 cumulate の間の inter-cumulas な斜長石の組成は、その上位の斜長石 cumulate の斜長石組成に等しい。^{*} 潮岬でも、地下に集積相が存在し、それはブロック状に破壊され、上昇する角閃石粗粒玄武岩マグマ中に取りこまれたのであろう。また、輝石・角閃石の組成もカンラン石量の減少とともに、Mg に乏しくなる(Fig. 7) ことも、上の結論と調

^{*} Rhum の例のような cumulate を WAGER *et al.*(1960)は heterad cumulate と呼んだ。

Table 7. Modal values and compositions of the rock forming minerals.

Compositions of plagioclases and mafic minerals shown are their An mole % and 100 Mg/Mg+Fe, respectively.

Arrow shows zoning, and solid line shows compositional range.

Table 8. Occurrence of the ore minerals.

	Cr-spinel magnetite ilmenite		
picritic gabbro	++	+	+
olivine gabbro I	++	+	++
olivine gabbro II		+	++
augite gabbro	(+)		++
ol.-hor.gabbro	(+)	+	+
hornblende dolerites		+	++
dolerite			++
basalt		+	+
granophyre			(+)

++ ; abundant, + ; common, (+) ; rare

和的である。更に Table 8 に示すように、ピクライト質斑レイ岩やカンラン石斑レイ岩 I などのカンラン石に富む岩石中に、Cr-スピネルが普通に含まれることも、これらの岩石が塩基性マグマの早期晶出相であることを支持するものである (Table 5 参照)。ただし、潮岬の場合、cumulate 中に rhythmic layering はみられないので、Rhum や Skaergaard などの層状分化岩体とは集積機構が異っていたのであろう。なお、カンラン石斑レイ岩 I-b 中の単斜輝石斑レイ岩質シュリーレンや、普通輝石斑レイ岩中の含カンラン石角閃石斑レイ岩シュリーレンは、各々の集積相中の残液がポケット状に濃集したものであると考える。

2) 晶出経路と岩石系列

次に、分化岩体中の輝石の晶出経路についてみる。

Fig. 10 に示したように、ピクライト質斑レイ岩では単斜輝石のみが晶出し、カンラン石斑レイ岩 I では、両輝石が同時晶出する。カンラン石斑レイ岩 II では、まず、Cr に富むエンディオブサイドが単独で晶出し、その組成は、温度の低下に伴い、Fig. 10 に示した累帯構造の経路に沿って普通輝石に至り、普通輝石はピジョン輝石および古銅輝石と同時に晶出する。普通輝石レイ岩中に単独で晶出した単斜輝石は、カンラン石斑レイ岩 II 中に単独で晶出したエンディオブサイドに比べて、より Fe に富む。

これらの輝石の晶出経路の特徴は、第一に、ピクライト質斑レイ岩→カンラン石斑レイ岩 I a→同 b→同 c→カンラン石斑レイ岩 II→普通輝石斑レイ岩の順に組成が Fe に富んでゆくこと。第二に、両輝石が同時晶出する場合の組成ギャップは、Skaergaard (Brown, 1957) などのソレーアイト質分化岩体中のものよりもさらに小さいこと。第三に、ピジョン輝石が晶出し、その組成は、ソレーアイト質の諸分化岩体において、最初に晶出したピジョン輝石よりも更に Mg に富むことなどである。

この三つの特徴は、いずれも、潮岬で推定された分化岩体が、ソレーアイト質岩系に近縁な性格を持つことを示す。とりわけ、後 2 者の特徴は、比較的高温* で晶出したとされているソレーアイト質の諸岩体よりも更に高温で晶出したことを示している。

一方、これらの分化岩体の一部をブロックとして包有して上昇した角閃石粗粒玄武岩類中には、カンラン石は

* カルケアルカリ岩系に比して。

なく、斜長石の組成は An 70 以下で、普通輝石斑レイ岩中にみられるような An に富む斜長石 (An 80) はない。むしろ、普通輝石斑レイ岩中の cumulus な斜長石のマントルの部分や、その間を充填する小型斜長石の組成と似ている。また、角閃石粗粒玄武岩類中の輝石晶出経路を累帯構造をもった輝石から復元すると、コアでは、Cr に富むエンディオプサイドから普通輝石に至る。カンラン石斑レイ岩類中の輝石晶出経路の一部を反復し、マントルでは急激に Ca が増加してゆく傾向がみられる。斜方輝石でも同様に中途まではカンラン石斑レイ岩類中の晶出経路を反復する累帯構造パターンをもつものがみられる。

このように、角閃石粗粒玄武岩類中の斜長石、輝石は、いづれも、カンラン石斑レイ岩類や普通輝石斑レイ岩の intercumulus な斜長石や輝石の組成と一部重複する。このことから、角閃石粗粒玄武岩類を形成したマグマは、地下の分化岩体と同源的なものであり、おそらく残液に近い組成を持っていると推定される。

ところで、角閃石粗粒玄武岩類中の、Ca に富む輝石は、晶出経路の途中で、急激に Ca 量が増加し、斜方輝石との組成ギャップは広がる。引き続いて角閃石や黒雲母などの含水鉱物が大量に晶出する。このような晶出経路は、カルクアルカリ岩系に特徴的なものであるとされている (BEST & MERCY, 1967)。このように、一連の結晶化の過程で、ソレーアイトからカルクアルカリ岩系に似た晶出経路へと転換する例は、山口県高山斑レイ岩体 (YAMAGUCHI *et al.*, 1974) や、島根県吉田複合岩体 (沢田, 1978) などでも報告されている。そして、YAMAGUCHI *et al.* (1974) は、水に富んだマグマから無水珪酸塩鉱物が晶出することにより、残液中の P_{H_2O} が増加し、そのことが、輝石の晶出温度を下げ、組成ギャップを拡大させるという過程により、このような特異な晶出経路を説明している。また、沢田 (1978) は、このような岩石系列を形成させるような、初生的に水に富む一つの塩基性マグマ型を提唱している。

しかし、潮岬の場合、初期に晶出した輝石は前述したように、高温条件下で晶出している。高山斑レイ岩体や吉田複合体の場合、晶出するピジョン輝石の組成は、ソレーアイト分化岩体中で最初に晶出するピジョン輝石 ($Mg/(Mg+Fe) \approx 0.7$, BROWN, 1957 など) よりも Mg に乏しい ($Mg/(Mg+Fe) \approx 0.65 \sim 0.48$, YAMAGUCHI *et al.*, 1974; 沢田, 1978) のに対し、潮岬の場合、ピジョン輝石の $Mg/(Mg+Fe)$ は $0.78 \sim 0.76$ と高いことも、高温での晶出を示している。したがって、YAMAGUCHI *et al.*

(1974) の考えた P_{H_2O} の増加による輝石晶出温度の低下という論理を逆に導入すれば、潮岬の場合、マグマ中の P_{H_2O} は初生的にはソレーアイト質マグマよりも更に小さかったことになる。筆者は、潮岬の場合、カルクアルカリ岩系に似た輝石晶出経路の成因は、引き続いて大量の含水鉱物の晶出することから推して、 P_{H_2O} の増加により生じたものと考ええる。ただ、初生的には水に乏しかったと考えられるので、この P_{H_2O} の増加は、晶出途中で、何らかの事件あるいは条件変化に対応して急激に起ったものであると考える。カンラン石斑レイ岩類や普通輝石斑レイ岩中に固結末期に角閃石や黒雲母などの含水鉱物が生じているのも、このような残液中の P_{H_2O} の増加の影響であろう。なお、Ca の急激な増加を示す累帯構造をもつ輝石結晶は半自形で、斜長石より早期に晶出したことを示す産状である (Pl. II-5) ことから、 P_{H_2O} の増加という経路は、粒間にトラップされた液中の局所的現象というよりもむしろ、残液系全体に起こった現象であると考えられる。

以上、カンラン石斑レイ岩類、普通輝石斑レイ岩、角閃石粗粒玄武岩類などが一連のマグマ分化によって形成されたこと、およびそれらの岩石系列について述べた。その他の、玄武岩質溶岩や粗粒玄武岩々脈と、上記諸岩体との成因的關係については述べなかった。これについては稿を改めて述べる予定である。

3. 酸性岩類の岩石学的性格と他岩体との比較

潮岬火成複合岩体を構成する酸性岩類は、いづれも、カリ長石を含まず、全岩化学組成でも K_2O に乏しく、 Na_2O にやや富む、また、 CaO にも富むなどの点で、SHIBATA (1962) や大庭 (1966) の述べた西南日本外帯花こう岩類の一般的特徴とはかけはなれた性格をもっている (Fig. 13~16, Table 6)。更に、Fig. 12 に示すように、 TiO_2 量も、西南日本外帯の他岩体に比して多い傾向がみられる。筆者は、潮岬火成複合岩体を構成する酸性岩の上記の諸性格、とりわけ K_2O に乏しいことに因り、これらの酸性岩類は、西南日本外帯花こう岩類とは岩石区を異にするものと考え*。

同様な K_2O に乏しい酸性岩は、フィリピン海からドレッジされた岩石の中に報告されている (諏訪・青木, 1975)。また、大庭 (1966) が指摘したように、グリーンタ

* 三宅 (1978) が述べたように、酸性岩中に輝石が含まれていることは、西南日本外帯花こう岩類に一般的に見られることである。更に Al_2O_3 量も潮岬のものは他の西南日本外帯花こう岩類と同様に多い。西南日本外帯にはこのような諸点で共通性をもつ、より高次の“岩石区”が想定されるのかもしれない。しかしながら、従来定義付けられてきた西南日本外帯岩石区には、潮岬の酸性岩類は一括されない。

フ区の酸性岩類も K_2O/Na_2O 値が低い(0.6 以下)特徴をもつ。更にオフィオライトコンプレックスにしばしば伴う“Oceanic plagiogranite”(COLEMAN & PETERMAN, 1975)と呼ばれる酸性岩も K_2O に乏しい。以上挙げた K_2O に乏しい酸性岩類は、超塩基性～中性のいずれかの岩石と相伴うことが多い*。このことも、潮岬火成複合岩体と似た特徴である。このような複合岩体をなす K_2O に乏しい酸性岩については、今後、相互に比較検討を加えつつ、その成因について考察してゆきたい。

ま と め

この論文では、潮岬火成複合岩体の産状、岩石記載、および酸性岩類の化学分析値を報告した。これらのデータから次のことが明らかになった。

1) 潮岬火成複合岩体は、噴出岩類と貫入岩類とからなり、噴出岩類は、熊野層群堆積時に、熊野堆積盆内で活動したものである。

2) 噴出岩類・貫入岩類ともに、酸性岩と塩基性岩とからなる。酸性岩と塩基性岩は交互に形成されており、酸性一塩基性複合岩体を構成している。

3) 地下には塩基性分化岩体が形成されており、その一部はブロック化し、残液とともに上昇貫入した。塩基性マグマは早期にはソレーイト質岩系に近縁な晶出経路をたどるが、後期には、 P_{H_2O} の上昇とともに、カルクアルカリ岩系に近縁な晶出経路をたどる。

4) 酸性岩類は、カリ長石を持たず K_2O に乏しく、 CaO , Na_2O , TiO_2 に富むなどの諸点で、熊野酸性火成岩類や大峯酸性岩類を含めた西南日本外帯花コウ岩類とは異なる性格のものである。

この論文では、塩基性岩類のうち、玄武岩や粗粒玄武岩のマグマと分化岩体との成因的關係にはふれなかった。また、塩基性岩に伴う酸性岩の成因、とりわけ、その K_2O に乏しい性格の生じた原因についても述べなかった。これらの問題については、あらためて報告する予定である。

文 献

荒牧重雄, 1967: 熊野酸性岩の花崗斑岩のマグマと斑晶長石の成分. 地質雑, **73**, 181—191.
 ———・羽田 忍, 1965: 熊野酸性火成岩類の中部および南部の地質. 同上, **71**, 494—512.
 ARAMAKI, S., HIRAYAMA, K. and NOZAWA, T., 1972: Chemical composition of Japanese granites, part 2. Variation trends and average composition

of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **78**, 39—49.

BEST, M. G. and MERCY, L. P., 1967: Composition and crystallization of mafic minerals in the Guadalupe igneous complex, California. *Amer. Mineral.*, **52**, 436—474.

BROWN, G. M., 1957: Pyroxenes from early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Miner. Mag.*, **31**, 511—543.

BURRI, C., PARKER, R. L. und WENK, K. E., 1967: *Die Optische Orientierung der Plagioklase*. 334s. Birkhauser Verlag, Basel.

COLEMAN, R. G. and PETERMAN, Z. E., 1975: Oceanic Plagiogranite. *Jour. Geophys. Res.*, **80**, 1099—1108.

HARKER, A., 1909: *The Natural History of Igneous Rocks*. 383p., Haner Publishing Company, New York.

久富邦彦, 1981: 紀伊半島東南部の熊野層群の地質と堆積. 地質雑, **87**, 157—174.

———・三宅康幸, 投稿中: 紀伊半島潮岬地域の隆起運動と火成活動. 地質雑.

広川 治・水野篤行, 1965: 5 万分の 1 地質図幅「串本」および同説明書. 25p., 地質調査所.

HOLMES, A., 1931: The problem of the association of acid and basic rocks in central complexes. *Geol. Mag.*, **68**, 241—255.

池辺展生・千地万造・両角芳郎, 1975: 浮遊性有孔虫層序からみた熊野層群の *Lepidocyclina* 層準. 大阪自然史博物館研報, **29**, 81—89.

井本伸広・金子弘二・中山 勇・吉谷昭彦・天白俊馬・鈴木博之, 1970: 潮岬北東部の“いわゆる酸性火成岩”の産状. 京都教育大紀要, [B], **37**, 91—96.

石川政憲・青木 斌, 1978: 北西フィリピン海域、とくに大東海嶺域と沖大東海嶺域の火山岩類について. 地球科学, **32**, 244—253.

河内洋佑・LANDIS, C. A.・渡辺暉夫, 1976: ハイアロクラスタイト. 地質雑, **82**, 355—366.

KAWASAKI, M., 1980: Omine acid rocks, Kii Peninsula-Geology and major element chemistry. *Jour. Japan Assoc. Miner. Petr. Econ.*, **75**, 86—102.

金属鉱業事業団, 1979: 広域調査報告書「那智地域」. 56p.

紀州四万十帯団体研究グループ, 1975: 四万十地帯の発展史. 地団研専報, no. 19, 143—156.

今田 正, 1974: 東北日本弧における Bimodal volcanism. 地質雑, **80**, 81—89.

KUNO, H., 1966: Review of pyroxene relations in terrestrial rocks in the light of recent experimental works. *Miner. Jour.*, **5**, 21—43.

LEAKE, B. E. 1968: A catalog of analysed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **98**, 210.

三宅康幸, 1978: 潮岬における酸性・塩基性火成活動.

* フィリピン海でドレッシングされた岩石にも、塩基性～中性の多様な岩石が報告されている(石川, 青木, 1978 など).

- MAGMA, no. 53, 22-26.
- 水野篤行, 1957: 5 万分の 1 地質図幅「那智」および同説明書. 37p., 地質調査所.
- 村上充英・松尾 裕, 1963: 本邦産交代性閃長岩類の岩石学的研究(I) 高知県足摺岬の閃長岩類. 岩鉱, 50, 93-109.
- 西村 昭・三宅康幸, 1973: 熊野層群から *Lepidocyclina*, *Miogyopsina* の産出. 四万十地向斜総研連絡誌, 2, 32-36.
- 大庭 昇, 1960: 南大隅花崗岩. 資源研彙報, no. 52-53, 127-135.
- , 1966: 四万十帯西部における花崗岩質岩類の地質学的意義. 鹿児島大理報, 15, 13-24.
- 生出慶司・折本左千夫, 1966: Volcano-plutonic complex としての Tertiary granitoids. 地研専報, no. 12, 127-137.
- POLDERVAART, A. and HESS, H. H., 1951: Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *Jour. Geol.*, 59, 472-489.
- 佐伯 宏・古藤次郎, 1972: 紀伊半島中央部の地質および鉱床. 鉱山地質, 22, 437-447.
- 佐藤岱生・長浜春夫, 1979: 屋久島西南部地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 図幅), 47p., 地質調査所.
- 笹田政克, 1977: カウ岩質岩類に伴う塩基性岩類の 3 つの産状およびその成因. MAGMA, no. 49・50, 42-47.
- 沢田順弘, 1978: 島根県掛合陥没体に伴われる貫入複合岩体—非アルカリ岩のマグマ型と岩石系列に関する 2, 3 の問題—. 地質雑, 84, 177-200.
- , 1979: 山陰中央部における後期白亜紀—新第三紀火成岩類の主化学組成変化—マグマ組成・岩系に及ぼす物理化学的制約と歴史的制約—. MAGMA, no. 56, 30-35.
- SHIBATA, H., 1961: Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. part IX—normative minerals—. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, 8, 19-32.
- , 1962: chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. part X—petrographic provinces—. *Ibid.*, *Sec. C*, 8, 33-47.
- , OKADA, S. and ISHIKAWA, H., 1960: Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. part VIII—trace elements—. *Ibid.*, *Sec. C*, 7, 23-76.
- 諏訪兼位, 1967: 四国西南端沖ノ島の花崗岩類. 柴田秀賢教授退官記念論文集, 86-93.
- ・青木 斌, 1975: 駒橋第二海山・奄美海台の深成岩. 地質学会 82 年大会資料集, フィリピン海域の地質学的諸問題, 88-89.
- SUWA, K., MIZUTANI, S. and TSUZUKI, Y., 1974: Proposed optical method of determining the twinning laws of plagioclase. *Geol. Soc. Japan, Mem.*, no. 11, 167-250.
- 滝田良基, 1980: 丹沢山地の斑れい岩質岩類の岩石学的研究—特にトータル岩との成因的關係について—. 地質雑, 86, 369-387.
- 立石雅昭・別所孝範・原田哲朗・久富邦彦・井内美郎・石上知良・公文富士夫・中屋志津男・坂本隆彦・鈴木博之・徳岡隆夫, 1979: 江住地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 図幅), 65p., 地質調査所.
- URUNO, K., 1963: Optical study on the ordering degree of plagioclase. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, [III] 18, 171-220.
- WAGER, L. R. and BROWN, G. M., 1967: Layered Igneous Rocks. W. H. FREEMAN and Company, San Francisco, 588p.
- , ——— and WADSWORTH, W. J., 1960: Types of igneous cumulates. *Jour. Petr.*, 1, 73-85.
- 矢島敏彦・福田秀史, 1976: 和歌山県, 潮岬複合火成岩体について. 埼玉大紀要教育, 25, 27-44.
- YAMAGUCHI, Y., 1973: Study on the exsolution phenomena of pyroxenes. *Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, [4], 16, 133-166.
- , AKAI, J. and TOMITA, K., 1978: Clin amphibole lamellae in diopside of garnet lherzolite from Alpe Alami, Bellizona, Switzerland. *Contr. Mineral. Petrol.*, 66, 263-270.
- , TOMITA, K. and SAWADA, Y., 1974: Crystallization trend of zoned pyroxenes in quartz gabbro from the Koyama intrusive complex at Mt. Koyama, Yamaguchi Prefecture, Japan. *Geol. Soc. Japan, Mem.*, no. 11, 69-82.
- YODER, H. S. Jr., 1973: Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *Amer. Mineral.*, 58, 153-171.

Explanation of Plates

- Plate I. 1. Pillow structure of basaltic lava at Misaki.
2. Hyaloclastic breccia at Misaki.
3. Olivine gabbro I-c enclosed in hornblende dolerite I.
4. Hornblende dolerite I and granophyre vein.
5. Rhyolitic pyroclastic rocks at Suezaki.
6. Volcanic block of hypersthene rhyolite filled in mudstone, at Shishikuihana.
- Plate II. 1. Graded crystal tuff, a part of rhyolitic pyroclastic rocks at Suezaki, crossed nicols.
2. Euhedral olivine(ol) and chromian spinel(sp) enclosed in plagioclase(pl) one nicol.
3. Inverted pigeonite(p) and orthopyroxene(o) coexisting with clinopyroxene(c), in olivine gabbro II. pl ; plagioclase, crossed nicols.
4. Zoned euhedral plagioclase(pl) in augite gabbro, crossed nicols.
5. Zoned subhedral clinopyroxenes(cpx) in hornblende dolerite I. pl ; plagioclase, crossed nicols.
6. Hypersthene rhyolite. Phenocrysts are plagioclase(pl), hypersthene(hy), quartz(qz) and cordierite(cor). Groundmass consists of glass and shows perlitic texture. One nicol.