

伊豆大島の地質に関する2, 3の事実*

角 清 愛** 上村 不二雄** 小野 晃司** 一色 直記**

Additional Data on the Geology of Oshima, Izu

by

Kiyoshi Sumi, Fujio Uemura, Kōji Ono & Naoki Isshiki

Abstract

Oshima, one of the Seven Izu Islands, is an insular volcano lying about 120 km south-southwest of Tokyo. It consists of two geologic units, namely Pliocene basal volcanoes and Quaternary Oshima volcano, which is composed of a somma, many parasitic volcanoes and a central cone.

The results of the writers' field observations and laboratory works are as follows.

The Okata basalt group, which is exposed at four separate places on the northwestern coast, is a member of the basal volcanoes. It consists mainly of alternate layers of lavas and pyroclastic rocks of mafic pyroxene-olivine basalt. In the middle part, a lava and pyroclastic rock of pyroxene andesite are also present. Judging from the field-aspect, the pyroclastic rock may be a scoria flow deposit settled just before the lava outflow. The group is probably an erosion remnant of an old stratovolcano. The somma of Oshima volcano is divided into older and younger members by a remarkable erosion surface. The older member of the somma is built up of pyroclastic rocks and subordinate amount of lavas of olivine basalt and pyroxene basalt. The pyroclastic rocks of the earliest stage are characterized by the presence of many blocks of the Miocene rocks such as green tuff, quartz diorite and gabbro. The older member is cut by faults. The younger member is composed of aphyric basalt lavas and pyroclastic rocks. The thin pyroclastic layers of the younger stage are widely distributed on the whole surface of the somma, but the lavas cover mainly the northern slope. The aphyric basalt lava representing the latest stage of the somma activity is similar in the petrographic character to the lavas of the central cone and has only thin ash layer on its surface. Therefore, it may be assumed that cauldron subsidence took place immediately after the lava outflow.

要 旨

伊豆大島の地質は、鮮新世の岡田・筆島両玄武岩類および第四紀の大島火山に2大別され、大島火山は外輪山、多数の寄生火山および1つの中央火口丘からなっている。これらについて今回の調査の結果、次の点が明らかになった。

岡田玄武岩類は、北西海岸のそれぞれ相隔たつた4カ所に露出する。この岩類は、主として苦鉄質の輝石橄欖石玄武岩の熔岩と、火山碎屑岩の互層からなるが、中位の層準には一枚の輝石安山岩の熔岩と、火山碎屑岩(おそらく岩滓流堆積物)が存在する。岡田玄武岩類は、現在の露出地域の南南東方に中心のあつた1つの古い成層火山の侵食残骸と考えられる。

大島火山外輪山噴出物は、著しい侵食面によつて、旧

期および新期噴出物に分けられ、前者は多くの断層によつて切られている。旧期噴出物は、橄欖石玄武岩と輝石玄武岩の火山碎屑岩を主とし、熔岩を伴なう。最初期の火山碎屑岩は中新統の緑色凝灰岩・石英閃緑岩・斑岩等の異質礫の存在によつて特徴づけられる。新期噴出物は、無斑晶質玄武岩の熔岩と火山碎屑岩とからなっている。熔岩は外輪山の北斜面を覆っているが、同じ時期の火山碎屑岩の分布はこの場所に限られない。新期噴出物の最上位の玄武岩熔岩は、岩石学的性質において、中央火口丘熔岩と非常によく類似しており、かつ表面は薄い火山灰の層によつて覆われるにすぎない。これらのことから、カルデラの生成は、この熔岩の流出直後に起こつたものと考えられる。

1. 緒 言

昭和31年および32年に、地質調査所が藤田興業株式会社の委嘱を受けて行なつた、伊豆大島における温泉調

* 藤田興業株式会社委託調査の一部
発表許可昭和33年5月

** 地質部

査の際、筆者らは地表地質調査を担当し、おもに大島北部を調査した註1)。この結果、岡田玄武岩類の範囲、層序、地質構造等が判明し、また大島火山外輪山噴出物が旧期および新期に2大区分され、両者の間で活動の様式、岩石の性質等に差異があることが明らかになったので、これらの点について報告する。

2. 大島の地質に関するこれまでの調査

大島は、東京の南南西約120 km、伊豆半島東方の相模湾中に浮ぶ火山島である。本島は、富士火山帯南帯に属する諸火山のうちで、最も活動的な火山としてよく知られており、地質学・岩石学・地球物理学・地球化学等の立場から、火山学上興味ある多くの研究がなされてきている。火山地質については、坪井誠太郎⁵⁾の詳しい研究を始め、沢村孝之助⁶⁾・生熊秀夫⁷⁾・久野久²⁾らの研

究があるが、これらによつて明らかにされた大島の地質は、概略次の通りである。

大島は、鮮新世の基盤火山岩類と、その上に噴出した第四紀の大島火山とからなる。基盤火山岩類は、北西部海岸に露出する岡田玄武岩類と、南東部海岸の筆島玄武岩類とからなり、大島火山とは著しい不整合関係にある。構成岩石は、主として苦鉄質の橄欖石玄武岩である。この基盤火山岩類は、岩石学的性質、変質程度および構造運動を受けた程度から、伊豆半島の網代玄武岩類・知玄武岩類等に対比され、鮮新世に形成されたものとされている註2)。大島火山は、外輪山とその山頂カルデラ内にある中央火口丘とからなり、外輪山の山腹には多くの寄生火山がある。外輪山は橄欖石含有輝石玄武岩を主とする熔岩、および火山碎屑岩からなる成層火山であり、中央火口丘は、橄欖石を欠く輝石玄武岩の熔岩および

第1表 地史総括表
Summary of Geologic Sequence

世 現 更 新 世 鮮 新 世	Recent 大島火山 Oshima volcano	中央火口丘 Central cone	1950—1951年噴出物 1950—1951	噴石丘の生成、熔岩の流出 formation of cinder cone, outpouring of lavas
			1950年以前噴出物 pre 1950	成層火山の生成 formation of stratovolcano
		Pleistocene 大島火山 Oshima volcano	外輪山 Somma	新期噴出物 younger
	旧期噴出物 older			侵食作用、断層運動 erosion, faulting 成層火山の生成 (外輪山の主体が完成) formation of stratovolcano
	上部熔岩 upper			多量の基盤岩塊を抛出した爆裂作用 ejection of accidental blocks of Miocene rock 侵食作用、断層運動 erosion, faulting
	Pliocene 岡田玄武岩類 Okata basalt group	外輪山 Somma	中部熔岩 middle	熔岩の反復流出 repeated eruption of lavas 小規模の侵食作用 erosion
下部熔岩 lower			熔岩および岩滓流の流出 eruption of lava and scoria flow 小規模の侵食作用 erosion	
下部熔岩 lower			熔岩の反復流出 repeated eruption of lavas	

註1) 調査は次の3回に分けて行なつた。

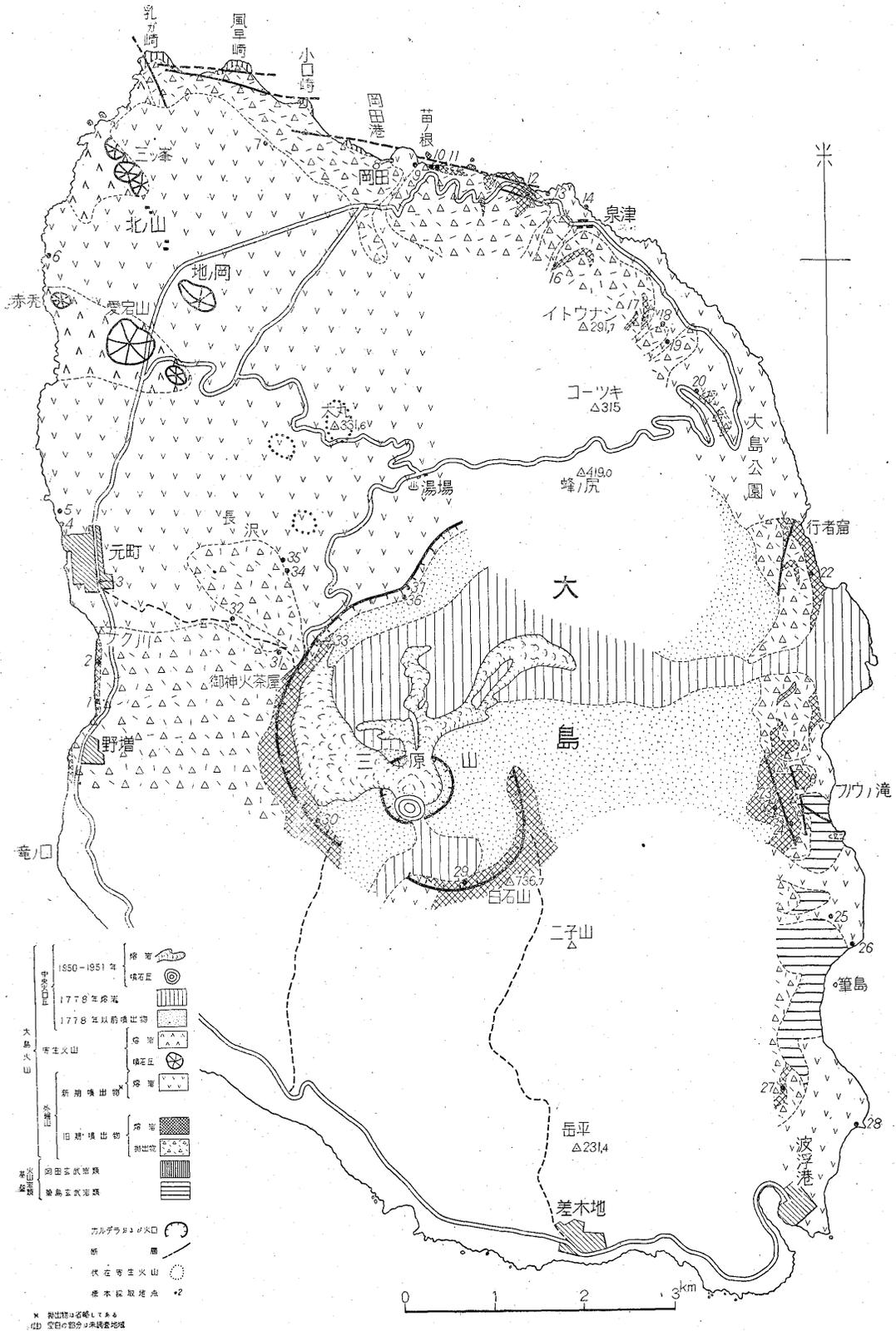
第1回、昭和31年9~10月、約10日間、岡田から乳ガ崎に至る海岸地域、実測により精査(角・小野)

第2回、昭和31年10月、約10日間、岡田から波浮に至る東海岸地域、概査(角・上村)

第3回、昭和32年2月、約10日間、乳ガ崎・三原山・野増を結ぶ三角形の地域、概査(角・一色)

火山碎屑岩からなる成層火山で、現在も活動を続けている。大島火山の活動は、更新世に始まつたものと考えられるが、西海岸の竜ノ口で、外輪山噴出物中に中期縄文時代(約4,500年前)の人類遺跡が発見され、さらにその附近の調査の結果、カルデラの形成はいまから2,000~

註2) 久野 久口述⁴⁾



第1図 大島北部地質図

3,000年前,あるいはそれ以後であることが明らかにされている²³⁾。

既存の資料に, 今回の調査結果を加えて作製した, 大島北部の地質図および地質総括表は, それぞれ第1図および第1表の通りである。

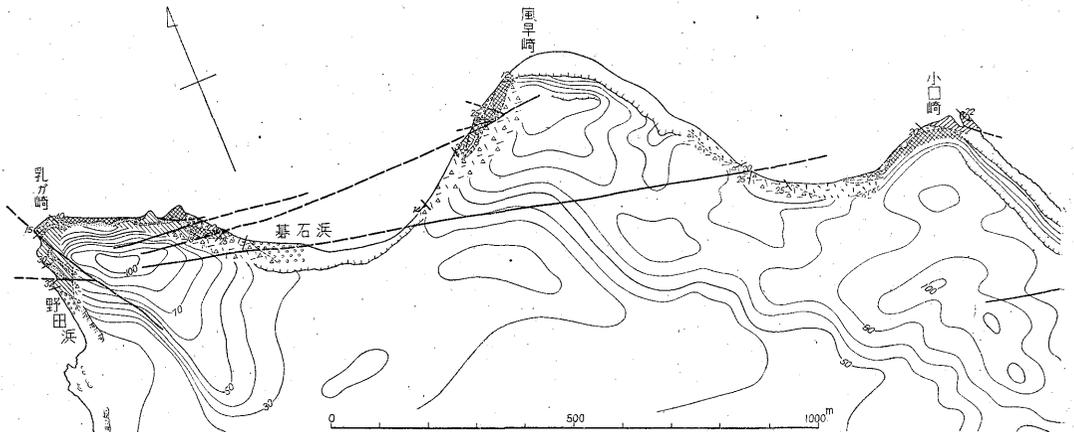
3. 岡田玄武岩類

3.1 岡田玄武岩類の範囲

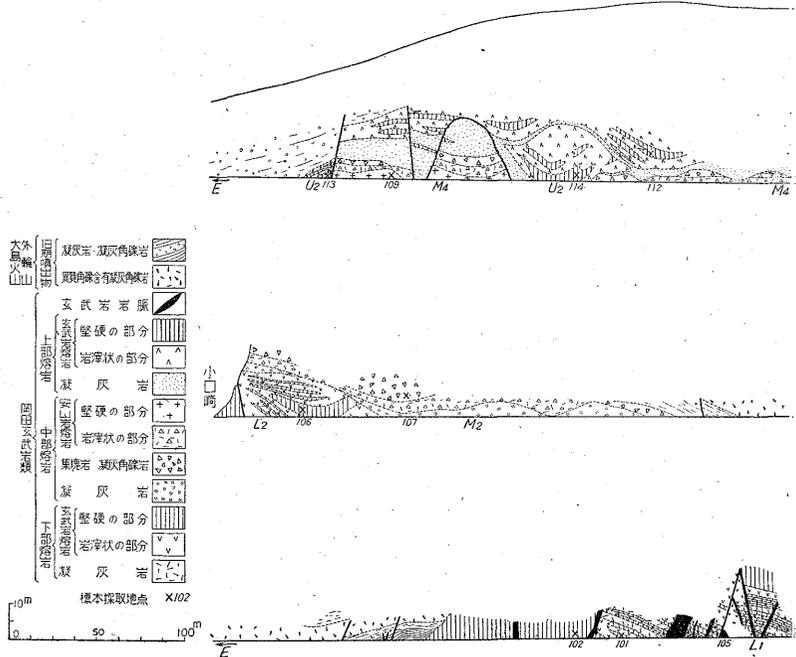
岡田玄武岩類の範囲について, 明確に記述した文献は少ないが, 最近おもに基盤火山岩類について研究を行なった生熊²⁴⁾によれば, 岡田玄武岩類は, 乳ガ崎から岡田港に至る海岸に断続して露出する, 主として熔岩からな

る4つの岩体, および岡田港西方から小口崎にかけて分布する, 異質角礫を含む凝灰角礫岩からなるものとされている。しかし, 筆者らは異質角礫を含む凝灰角礫岩は, 大島火山外輪山の噴出物に属するもので, 岡田玄武岩類は残りの4つの岩体に限るのが適当であると考える。

乳ガ崎から岡田港に至る高い海食崖には, 凝灰岩・凝灰角礫岩の厚い累層が露出しているが, この累層は, ほぼ水平の構造を有し, 下位の4岩体が西に傾斜する単斜構造を示すのに対し, discordant の関係にある。また両者の間には, 常に著しい侵食面が認められる。この累層は岡田港からさらに東方に連続しており, 分布および岩



第2図 岡田 遊



第3図 岡田玄武岩

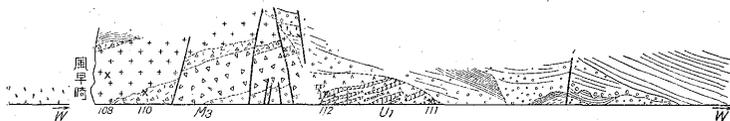
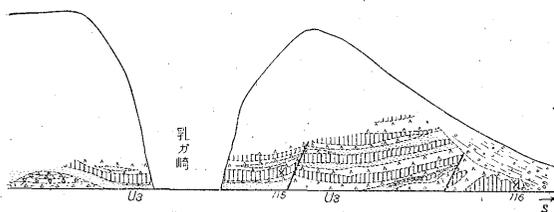
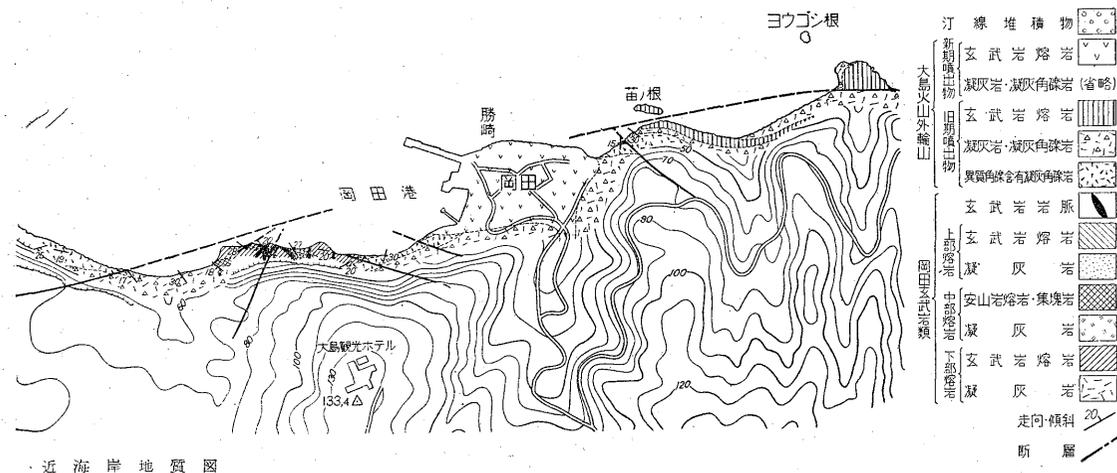
相の点から、大島火山外輪山の噴出物であると考えられる。既述の異質角礫を含む凝灰角礫岩は、岡田港附近から西方へ風早崎にかけてみられるほかに、南方へ三太沢(転石)まで続き(第 2, 3, 6 図)、ここに述べた外輪山噴出物と考えられる、凝灰角礫岩の累層と同じ構造をもつて、そのなかに介在しており、両者の間にはとくに著しい侵食間隙はみられず、ときには整合的である。

異質角礫を含む凝灰角礫岩は、岡田玄武岩類の 4 岩体の分布する附近では、外輪山噴出物のほとんど最下位の層準を占めており、その下位には、厚さ約 5 m の成層した岩滓凝灰岩があるにすぎないが、岡田港の東方では、

下位に全体の厚さが 60 m に達する熔岩・凝灰角礫岩の累層がある。これらの累層は、岡田玄武岩類に対して abut しているものと考えられる。

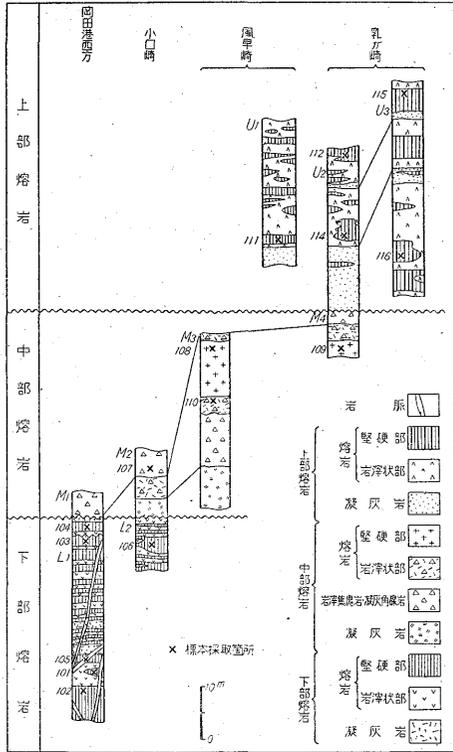
3.2 岡田玄武岩類の層序・構造

岡田玄武岩類(前節の定義に従う)は、かなり著しい 2 つの不整合面によつて 3 部層に区分される。これらを下位からかりに、下部熔岩、中部熔岩および上部熔岩と呼ぶこととする。このほかに下部熔岩を貫ぬく岩脈がある。これらの岩層の露頭は、岡田港西方・小口崎・風早崎および乳ガ崎の 4 カ所に分かれているが、2 つの不整合面の間に位する中部熔岩が、特徴的な岩相を有するた



類露頭スケッチ

め、各露頭の間の対比が可能である。記載の便宜上、露頭ごとに L₁, L₂ (下部熔岩); M₁, M₂, M₃, M₄ (中部熔岩); U₁, U₂, U₃ (上部熔岩) の記号をもつて呼ぶこととする。各露頭の柱状図、記号および相互の対比は、第4図の通りである。



第4図 岡田玄武岩類地質柱状図

岩層は、局地的な変化はあるが、一般に西方に傾斜して累重しており、露頭全体を通じてみた場合も、西方に向かって次第に上位の岩層が分布している。これらの岩

層は、多くの小さな断層に切られているが、断層は走向 WNW-ESE, SW 落ちの正断層が最も多い。この傾向をもつ断層は、大島火山外輪山の旧期噴出物^{註3)}をも切っていることから、この構造の完成は、上記噴出物堆積以後であると考えられる。

岡田玄武岩類はその岩相から、もと1つの成層火山を構成していたものと考えられる。熔岩の流出方向が、一般に北あるいは北北西方向が多いこと、東部にのみ岩脈があること、後にいくぶん変動を受けてはいるが、全体として西方に傾斜する構造を有することなどからみて、噴出中心の位置は、現在の露出地域の南方あるいは南南東方にあつたものと推定される。

岡田玄武岩類を構成する岩石は、斜長石斑晶に富む苦鉄質の橄欖石玄武岩が多いことで、特徴づけられる。この岩石学的性質は、生熊¹⁾によつて詳しく研究され、次のような岩石が記載されている。

- 普通輝石含有紫蘇輝石橄欖石玄武岩
- 紫蘇輝石橄欖石玄武岩
- 橄欖石玄武岩
- 普通輝石橄欖石玄武岩
- 両輝石橄欖石玄武岩

両輝石含有橄欖石玄武岩あるいは橄欖石玄武岩

筆者らは、標本16個(採取地点は第3, 4図参照)について検鏡したが、その鉱物組合せは第2表の通りである。

これによれば下部熔岩、上部熔岩および岩脈を構成する岩石は、橄欖石玄武岩および輝石橄欖石玄武岩であり、上部熔岩および岩脈が、下部熔岩に比較して斑晶・石基ともに橄欖石に富むという差異はあるが、全体として、これまでに記載された岡田玄武岩類を特徴づける岩型に一致するものである。これに反し、中部熔岩は Xc 型に

註3) 4.1 外輪山噴出物の区分の項参照

第2表 岡田玄武岩類構成岩石の鉱物組合せ

岩石名	分類記号 ^{註1)}		標本番号 ^{註2)}			
	斑晶	石基	下部熔岩	中部熔岩	上部熔岩	岩脈
橄欖石玄武岩	III	b→c			112, 115, 116	105
		c	102, 103			
輝石橄欖石玄武岩	IV	b→c	106		113, 114	
		c	104		111	
	V	b→c	101			
輝石安山岩	X	c		107, 108, 109, 110		

註1) 久野 久(1954)による分類記号

2) 第3図の標本採取地点番号と同じ

属する輝石安山岩であり、やゝ例外的な岩型に属する。

岩石は一般に新鮮で、風化による変質は軽微であり、熱水変質は認められない。

3.3 下部熔岩

下部熔岩は、岡田玄武岩類の現在みられる最下位の岩層で、岡田港西方(L₁)と、小口崎の突端(L₂)の2カ所に露出し、主として熔岩流からなり凝灰岩を挟む。

L₁は、10数枚の薄い熔岩と、2枚の薄い凝灰岩からなる累層で、厚さは40mである。最下位の熔岩^{註4)}は、厚さ5mで、不規則な方状の節理を有し、やゝ多孔質である。これの上位には10枚以上の薄い熔岩が規則的に成層し、中間にそれぞれ厚さ約2m以下の、2枚の黄色の岩滓・火山灰層を挟む。一般に1枚の熔岩は、柱状節理をもつ厚さ0.5~1.5mの緻密な中心部と、上下のほぼ同じ厚さの岩滓状の部分とからなる。さらにこの上位に小規模の不整合面を挟んで、最上位のやゝ厚い熔岩がある。岩石は全体を通じて斜長石斑晶に富む橄欖石輝石玄武岩であるが、層準によつてかなり規則的に岩質が変化する。斜長石斑晶(長さ1~5mm)は、下位から上位に次第にその量を増し、一方有色鉱物の斑晶は、下位では橄欖石(径1mm以下)、および丸みを帯びた普通輝石(径3~4mm以下)の斑晶がかなり含まれるが、上位に向かうに従がい次第に減少し、小形の橄欖石が僅かに認められる程度となる。最上位の1枚の熔岩は、普通輝石・橄欖石斑晶をかなり含み、斜長石斑晶のやゝ少ない玄武岩で、下位の熔岩に類似する。

L₂は厚さ10mの熔岩流である。この熔岩は、板状ないしレンズ状の緻密部と、暗赤色に酸化した岩滓状部とが交互に重なっており、全体として海側に向かつて流下したような構造を示す。岩石は、径1~2mmの斜長石と、ごく少量の小さい橄欖石との斑晶をもつた輝石含有橄欖石玄武岩である。

3.4 中部熔岩

中部熔岩は、岡田港西方から乳ガ崎にかけて追跡することができ、その特徴的な岩相によつて岡田玄武岩類中の鍵層として役立つ。露出は、岡田港西方(M₁)・小口崎(M₂)・風早崎(M₃)および乳ガ崎(M₄)の4カ所にみられる。本熔岩は、黒色でガラス質の安山岩熔岩・岩滓集塊岩・凝灰角礫岩等からなるが、一般に岩滓質の部分が多く、緻密の部分は少ないことが特徴であり、下部熔岩および上部熔岩においては、かなり薄い(1m以下)熔岩流でも中心部に灰色緻密の結晶質の部分があるのとは著しく対照的である。また熔岩には、多くの外来岩片が

含まれ、火山碎屑岩中には異質あるいは類質の抛出岩塊の多いことも中部熔岩の特徴の1つである。

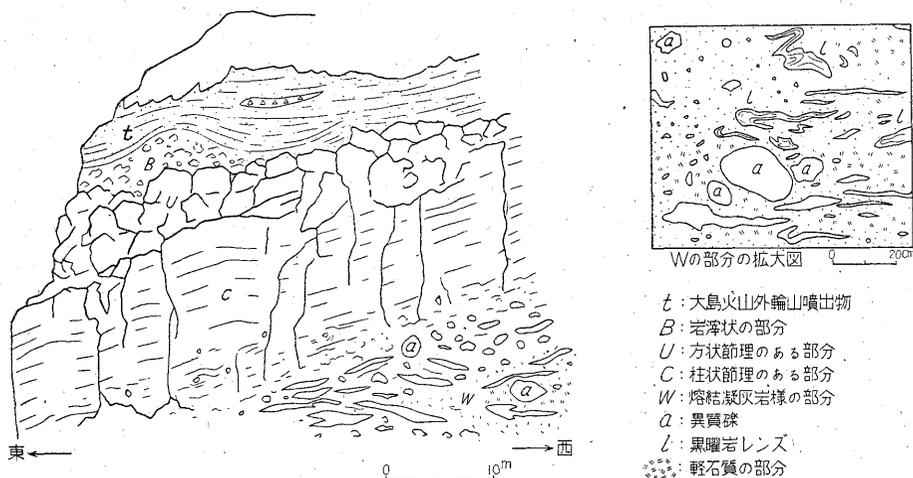
M₁は、L₁を不整合に覆い、厚さ約5mである。黒色多孔質の安山岩質凝灰角礫岩であつて、異質角礫および黄色軽石に富む。

M₂は、L₂を不整合に覆い、厚さは15mである。下位から岩滓・黄色軽石・火山灰層、岩滓集塊岩、黄色軽石および類質角礫を含む凝灰角礫岩の順に重なる。

M₃は、安山岩熔岩および火山碎屑岩からなり、厚さは35mである。最下位は岩滓、火山灰層であり、このなかには黄褐色の風化土壌が2枚介在する。その上位は岩滓集塊岩で、最上位にはやゝ特異の岩相を示す熔岩がある。この最上位の熔岩は、風早崎の突端を作るもので厚さは最も厚い所で約20mである。岩相は第5図に示すように、上下に著しく変化し、下位から熔結凝灰岩様の部分(厚さ7m)、柱状節理のある部分(厚さ5m)、方状節理のある部分(厚さ4m)、および岩滓状の部分(厚さ2m)の4つの部分が区別される。熔結凝灰岩様の部分は、全体としては酸化による鮮やかな赤色を呈し、熔結凝灰岩にみられるような黒曜岩様レンズと、その基質をなす黄色あるいは赤色の粉末、軽石あるいは角礫からなり、類質あるいは異質の角~亜角礫(ときに大きさが1mに達する)を多数含む。黒曜岩様レンズは、基底近くでは長さ数cm、厚さ1cm程度の大きさを有し、上位に行くに従い大きさを増し、最上位はほとんど基質を欠いて、長さ1m以上のレンズ状の岩片が累積した観を呈する。柱状節理のある部分は、灰黒色~青灰色で、流理構造の著しい緻密な玄武岩であるが、下部は紫色を帯び流理の方向も乱れ、異質角礫を含み、遂に熔結凝灰岩様の部分に移化する。方状節理のある部分は、灰色緻密で不規則の短柱ないし方状の節理を有し、この熔岩でも最も結晶度の高い部分に相当する。これらの各部分の間の岩相の変化は、漸移的であり、明らかな間隙は認められない。上記の事実から、現在下位の熔結凝灰岩様の部分が岩滓流(scoria flow)の形で流下し、引続き時間間隙なくして上位の緻密質部分が熔岩として流下したと考えてよいであろう。

M₄は、熔岩およびその上に重なる類質~異質角礫を含む岩滓集塊岩からなり、厚さは25mである。熔岩は碁石浜西方の小さい岬に中心部が露出し、その両側に表面の岩滓状の部分がある。中心部は細かい流理のある、斑晶の少ない安山岩で、幅の広い柱状節理が発達し、かなり多量の外来岩片を含む。その上部は岩滓集塊岩に移化する。M₄の西部では、集塊岩の一部に熔岩らしい部分がある。

註4) Kuno, H. : Am. Miner. Vol. 40, p. 70~93, 1955のNo. 10の単斜輝石の分析試料は、この熔岩中の分結脈から採集されたものと思われる。



第5図 風早崎の中部熔岩(Ms)

3.5 上部熔岩

上部熔岩は、岡田玄武岩類の最上位の岩層で、主として輝石橄欖石玄武岩の熔岩からなり、薄い凝灰岩を挟む。露出は、風早崎西方(U₁)、乳ガ崎東部(U₂)および乳ガ崎の尖端附近(U₃)にみられる。

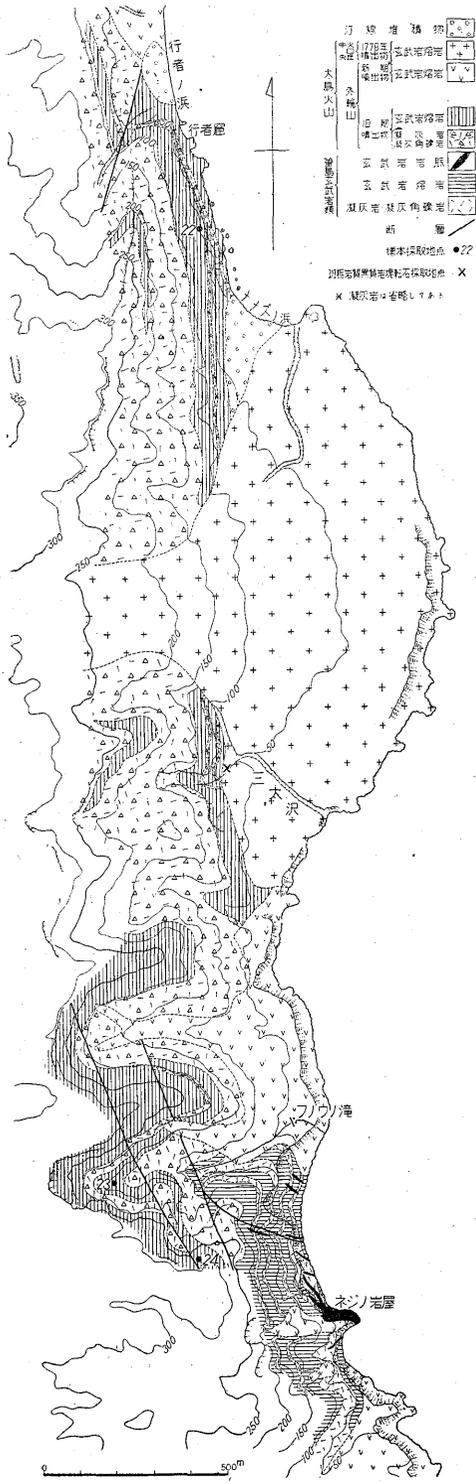
U₁は、M₃に対し断層をもつて接し、確かな層序的位置は明らかでないが、岩質および岩相から、U₂およびU₃に対比した。最下位に厚さ約3mの成層した岩滓層があり、その上位に熔岩が重なり、全体の厚さは約30mである。熔岩は、岩滓状の部分と緻密の部分とが、交互に重なっている。緻密の部分は厚さ0.3~2mで、板状あるいはレンズ状を呈し、少なくとも7枚が数えられる。岩石はいずれも斜長石斑晶に富む橄欖石輝石玄武岩である。最下位の熔岩は、複合熔岩流であつて、下部から、基底の岩滓状の部分(厚さ0.1m)、斑晶の少ない緻密の部分(厚さ1.2m)、多孔質多斑晶質の部分(厚さ0.8m)および表層の岩滓状の部分認められる。下位の緻密の部分は、長さ1~3mmの少量の斜長石斑晶を含むが、上位の多孔質の部分以上には、斜長石・橄欖石および輝石の斑晶の増加が著しく、1cm以上の灰長石大晶も含まれる。

U₂は、M₄を不整合に覆い、厚さは30m、主として玄武岩熔岩からなり、火山灰層を挟む。最下位は、M₄の侵食面上に堆積した岩滓・火山灰層で、このなかにレンズ状の熔岩が挟まれる。この熔岩は、岩滓状の部分と緻密の部分とが互層しているが、形態は不規則で1枚の熔岩か、あるいは2、3枚の熔岩が明らかでない。全体として海側に向かつて流下したような構造をもっている。このうえに数枚の熔岩が重なっているが、これらはU₃に連続するものと考えられる。

U₃は、M₄を不整合に覆い、厚さは60mで少なくとも5枚の熔岩と、その間に介在する火山灰層とからなる。走向はほぼEWで、Nに傾斜し、走向NW-SEでNE落ちの2本の正断層で切られ、西から東に上位が露出する。最下位の熔岩は、厚さ約20mで、暗赤色の岩滓状の部分が多く、そのなかに灰色の緻密の部分が不規則な形で挟まれている。この上位には、厚さ約2.5mの岩滓・火山灰層(乳ガ崎の尖端でM₄の侵食面を覆うのはこの凝灰岩である)がのり、このなかには数10cmの薄い熔岩を挟む。この上に3枚の熔岩が岩滓・火山灰層と互層している。これらの熔岩は、柱状節理のある中心部のみで厚さ4m以上あり、厚さの変化はあるが、横によく連続する。海上から遠望すると、さらに上位に、なお1、2枚の熔岩・凝灰岩があるようである。岩石はすべて斜長石斑晶に富む橄欖石輝石玄武岩である。最下位の熔岩は3cm以上の灰長石の大晶を含み(上部の岩滓状の部分にとくに多い)、また径数cm以下の集斑晶状のアリバライト~ニュークライト団塊を包有している。

3.6 岩脈

岩脈は、下部熔岩L₁を切つて数本みられる。他の露頭ではみられない。これらの岩脈は、0.2~3mの幅を有し、WNW-ESE方向の断層に伴なうものが多い。このうち1本は、L₁の上部の熔岩に酷似した岩相をもつが他は少量の斜長石・橄欖石の斑晶を散点的に有するか、あるいはほとんど無斑晶質のもので、斜長石多斑晶質のL₁の熔岩とは対照的な岩相を示している。これらのほかに幅約0.5mの岩滓岩脈が1本ある。



第 6 図 行者窟・フノウノ滝附近地質図

4. 大島火山外輪山

4.1 外輪山噴出物の区分

これまで大島火山の外輪山(カルデラ生成以前の火山体)の噴出物の噴出順序は、あまり明らかにされておらず、一括して扱われてきた。しかし外輪山の活動は、終始連続したものでなく、その間に著しい活動休止期があつたようで、この休止期を示す不整合面を境として、外輪山噴出物は、2つの構成単位に分けられる。これらを便宜上、それぞれ旧期噴出物および新期噴出物と呼ぶこととする。両者は地形の開析度、断層の有無等でも差異があり、また岩石学的性質にもかなりの相違が認められる。なお今回の調査地域内では、新期噴出物と前後していくつかの寄生火山が噴出している。

旧期噴出物は、乳ガ崎から波浮に至る北および東海岸、元町南方の海岸、カルデラ壁等によく露出しているが、これらの地域は、地形の開析が著しく進んでおり、海岸部では50~300mの高さの急傾斜の崖で切られている。これに対して、熔岩を主とする新期噴出物は、旧期噴出物を刻む谷に沿つて、あるいは上記の急崖を覆つて流下している。両者の間の不整合面は、元町南方のサク川沿い、御神火茶屋北方500mの地点、その他多くの場所で見られる。

新期噴出物は、その主体をなす熔岩が、外輪山の北部の斜面を占めて広く分布しているが、火山碎屑岩は、他の地域も薄く覆っているものようである。熔岩の分布する地域は、地形の開析度が低く、熔岩流の原地形はよく保たれ、海に面する崖の高さは10~20m以下である。海岸部の多くの場所で、30~50mの高さの平坦な地形が見られるが、この地形は大島周辺の海中に存在する海食台(註5)の上に新期噴出物の熔岩が流出堆積して生じたものであり、これも新期噴出物以前に著しい侵食期間があつたことを示すものである。

新期噴出物堆積以前には、断層運動があつたようで、海岸部で旧期噴出物以下を切る多くの断層が見られる。これらの断層の多くは、現在の海岸線にほぼ平行しており、北および東海岸の急峻な崖は断層線崖であることを思わせる。現在観察される断層の落差はあまり大きくないが、多くの場合、内陸側が落ちていることは注目に値する。岡田から乳ガ崎にかけて、大島火山の本体と地形的に不連続の丘陵がある。この地形は丘陵の下位に存在する岡田玄武岩類の侵食地形によるものとみられるが、丘陵の南側に上述のような海岸線と平行の断層が存在す

註5) 海上保安庁発行5万分の1海図、太島(1955)による。

ることも考えられる。

現在みられる大島火山の山体の大部分は、陸上で形成されたものであり、山体には侵食と堆積の両作用が繰返し働いたと考えられる。事実、これらの事件を示す不整合面は、とくに旧期噴出物中において各所でみることができる。しかし旧期噴出物と新期噴出物との間の不整合は、これらの不整合に較べて、著しく顕著なものであり、調査地域全域を通じて認められる。たゞこの不整合によつて示される火山活動休止期間の絶対的な長さは、現在の調査では不明であるが、これらの噴出物層中に介在する人類遺跡の調査等によつて、将来解明されるであろう(註6)。

大島火山の外輪山を構成する岩石は、坪井誠太郎⁹⁾によつて次の4岩型に分類、記載されている。このうち第1の岩型が大部分を占めるといわれている。

1) 鉄苦土鈹物斑晶をほとんど欠く玄武岩質磐梯岩 (多くの場合、きわめて少量であるが、橄欖石の斑晶を有する)。

2) 紫蘇輝石玄武岩質磐梯岩

3) 両輝石玄武岩質磐梯岩

4) 紫蘇輝石含有普通輝石橄欖石亜長石玄武岩^{註7)}

筆者らは、それぞれ異なる熔岩について採取した標本36個について検鏡した。この結果得られた鈹物組合せを第3表に示す。これによれば、旧期噴出物および新期噴

註6) 現在東京大学教養学部地学教室片山信夫教授ほかによつて、調査が行なわれている。

註7) この標本を採取した地点は、現在筆島玄武岩類に含められている。

出物の間には、かなり著しい差異が認められる。すなわち新期噴出物は、大部分無斑晶質玄武岩からなり、橄欖石玄武岩は例外的であるのに対し、旧期噴出物では無斑晶質玄武岩はまつたくみられず、橄欖石玄武岩がほぼ半数を占めている。なお上記の無斑晶質玄武岩は、坪井の第1の岩型にほぼ相当するものである。この無斑晶質玄武岩のうち、元町附近の新期噴出物の最上部を構成する熔岩は橄欖石斑晶をまつたく欠いている。

4.2 外輪山旧期噴出物

本噴出物は、主として火山碎屑岩からなり、熔岩を挟有する。一般に新しい噴出物に覆われて露出が良好でないため、噴出順序を決めることは困難であるが、本噴出物中に介在する異質角礫を含む凝灰角礫岩層 (これまで岡田玄武岩類に包括されていたもの) が、鍵層として役立つようである。この凝灰角礫岩は、旧期噴出物の最下位近くにあつて、これより下位の岩層は、苗ノ根附近および行者窟附近に露出するにすぎない。

火山碎屑岩は、灰黒色、褐色あるいは赤褐色の玄武岩質細粒凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩等の互層である。凝灰角礫岩は、熔岩と類似した、斑晶のまれな本質岩滓および斑状緻密の類質火山角礫を多く含む。

上述の異質角礫を含む凝灰角礫岩は、岡田港西方の崖に標式的に露出する。本岩は本質岩滓に較べて、類質および異質角礫を多く含み、異質角礫には伊豆半島の湯ガ島層群(中新統)に類似した岩相の緑色凝灰岩・石英閃緑岩・斑岩などがある。この凝灰角礫岩は、大島の基底に、中新統の湯ガ島層群に類似の地層があることを推定

第3表 大島火山外輪山構成岩石の鈹物組合せ

岩石名	分類記号 ^{註1)}		標本番号 ^{註2)}	
	斑晶	石基	旧期噴出物	新期噴出物
無斑晶質玄武岩		c		3, 4*, 5, 6*, 7*, 8, 18, 20, 26*, 28*, 32, 34, 37*
輝石玄武岩**	I	d→c		33*
		c		36
	V	c	2*, 17, 22, 27	9, 25*
	X	c	30	35*
輝石橄欖石玄武岩**	II	d→c	31	
		c	11	
橄欖石玄武岩	III	c	12, 23, 24, 29	13, 14, 19
		b→c	10, 16	

註1) 久野 久(1954)による分類記号

註2) 第1図の標本採取地点番号に同じ

* きわめて少量の橄欖石斑晶を含む

** 安山岩を含む

させる手がかりになるものとして、古くから注目されている。

旧期噴出物を構成する岩石は、第3表に示す通り、輝石玄武岩・輝石橄欖石玄武岩および橄欖石玄武岩である。旧期噴出物に属する各熔岩の前後関係は明らかでないので、噴出順序の点からみた岩型の変化を推定することは困難である。

4.3 外輪山新期噴出物

外輪山新期噴出物は、大部分熔岩からなり、火山砕屑岩に乏しい。地形の開析が進んでいないので、層序は明らかにできないが、オドリ茶屋から御神火茶屋に至るカルデラ壁で5枚、長沢で3枚、元町附近で3枚、波浮港附近で2枚の熔岩が識別される。火山砕屑岩は、薄い細粒凝灰岩・類質凝灰角礫岩(ときに崖堆積物様の岩相を示す)を主とし、固結度は旧期噴出物中のものに較べて、一般に低い。本質火山角礫・火山弾等が、オドリ茶屋附近、白石山西方等のカルデラ縁上でみられることがある。

元町附近に分布する熔岩のうち、最上位のものは御神火茶屋への登山路に沿って流下したものであるが、熔岩流の原形がよく保たれ、表面は灰黒色粗粒の火山灰(厚さ約2m)に覆われるのみである。岩石(第3表、No.3, 5, 32)は橄欖石斑晶をまつたく欠く無斑晶質玄武岩で、中央火口丘熔岩に類似した岩石学的性質をもっている。これらのことから、山頂カルデラの形成は、この熔岩が流出した後、あまり時を経ずして起こつたものと考えられる。

なお、第1図で新期噴出物として塗色したものが、すべて外輪山の山頂火口から噴出したものかどうかは疑わしい。例えば、泉津附近の熔岩の一部、波浮港附近の熔岩などは側噴火による疑いがあり、今後の調査が望まれる。

新期噴出物を構成する岩石は、第3表に示す通り、無斑晶質玄武岩・輝石玄武岩および橄欖石玄武岩である。無斑晶質玄武岩は、新期噴出物の大半を占め、これは大島の北西部の大部分の地域、大島公園附近、波浮港附近等に分布する。輝石玄武岩はオドリ茶屋から御神火茶屋に至るカルデラ壁、長沢等でみられ、この附近の新期噴出物の比較的下位の熔岩に相当し、一部無斑晶質玄武岩と互層関係にある。橄欖石玄武岩は、泉津附近にあつて、無斑晶質玄武岩に覆われている。この岩石は、斜長石の斑晶を著しく多量に含む点でも、他の新期噴出物の熔岩と異なっており、寄生火山熔岩の可能性がある。

4.4 寄生火山噴出物

調査地域内には、愛宕山・三峯および地ノ岡の寄生火山がある。また火山砕屑物に覆われて確認することはできないが、地形上大丸およびその西方に2カ所、計3カ所

に寄生火山の存在が推定される。これらの寄生火山は、北西—南東方向の線上に配列し、構造線の存在を暗示している。

愛宕山の噴出物は、愛宕山・赤禿および愛宕山南東方の小丘(海拔130m)の計3個の噴石丘と、これらの下位にある熔岩流からなる。岩石は、斑晶斜長石に富み(噴石丘を構成するものには、ときにまれなものがある)、斑晶鉄苦土鋳物を欠く玄武岩(石基はc型)である。熔岩は、中心部は節理が発達するが、上部には岩滓状の部分がよく発達し、例えば、赤禿附近では厚さ約20mに達し、岩滓との区別が困難である。本噴出物が、外輪山新期噴出物に挟まれる関係は、赤禿北方で観察される。

三ツ峯の噴出物は、三ツ峯およびその南東方の2小丘、計3個の噴石丘と、三ツ峯附近から野田浜にかけて分布する熔岩とからなる。これらの噴出物は、北ノ山附近の外輪山新期噴出物に属する熔岩に覆われる。岩石は、斜長石斑晶に富む玄武岩(b→c型)で、橄欖石・紫蘇輝石斑晶をまれに有するが、野田浜に分布する熔岩には斜長石斑晶に乏しい部分が不規則にみられる。

地ノ岡の噴出物は、地ノ岡の山頂部を構成する噴石丘のみで、熔岩は認められない。噴石丘は斜長石の斑晶に富む玄武岩岩滓からなり、しばしば紡錘状の火山弾を含む。

5. 結 言

5.1 岡田玄武岩類の範囲・層序および構造

大島火山の基盤をなす岡田玄武岩類は、岡田港西方、小口崎、風早崎および乳ガ崎に断続して露出する、主として熔岩からなる岩体に限るのが適当であり、岡田港附近に露出する異質角礫を含む凝灰角礫岩は、大島火山外輪山噴出物に属するものである。

岡田玄武岩類は、そのなかに存在する不整合面を境として、上部熔岩・中部熔岩および下部熔岩の3部層に分けることができる。これらの熔岩は、現在の露出地域の南方、あるいは南南東方に中心を有する1つの成層火山を構成していたものと推定される。

岡田玄武岩類を特徴づける苦鉄質の輝石橄欖石玄武岩は、下部熔岩および上部熔岩を構成しており、中部熔岩は、これとやゝ岩質を異にする輝石安山岩からなる。中部熔岩の大部分は、1種の岩滓流の形で流出したもので、多量の岩滓ないし軽石質物質を伴なっている。

5.2 大島火山外輪山噴出物の区分

大島火山外輪山噴出物は、著しい不整合面によつて旧期噴出物、および新期噴出物に分けられる。この不整合面によつて示される時期には、外輪山の活動は、休止したか、あるいは衰え、侵食作用が著しく働き、断層運動

があつた。

外輪山噴出物をもたらした火山活動の様式は、旧期および新期の間でやゝ差異が認められる。旧期噴出物は、爆裂的噴火を主とし、熔岩の流出を伴う活動によつて生成された。とくにその活動の初期には、基盤の中新統の岩石を多数放出した。これに対し新期噴出物は、爆裂的噴火は著しくなく、主として熔岩を流出する活動によつて生成され、それと前後して寄生火山が噴出した。

外輪山噴出物を構成する岩石の性質は、新期および旧期の間でかなり差異がある。すなわち、新期噴出物は、大部分無斑晶質玄武岩からなり、橄欖石玄武岩は例外的であるのに対し、旧期噴出物では無斑晶質玄武岩はまったくみられず、橄欖石斑晶をもつ玄武岩がほぼ半ばを占めている。

新期噴出物の最上位の熔岩は、地形の開析度が低いこと、表面を薄い火山灰のみが覆うこと、中央火口丘熔岩と類似の岩石学的性質を有することなどから推して、この熔岩の流出後まもなく、山頂カルデラが形成されたものと考えられる。

なお本稿を書き終えた後、久野久^{註8)}の論文が発表さ

れ、大島の地質および岩石に関する諸研究が詳しく紹介された。

(昭和31年9~10月, 32年2月調査)

文 献

- 1) Ikuma, H.: Geology of the volcano Oshima with a special reference to the basement, (MS), Grad. thesis, Tokyo Univ., 1955
- 2) 久野 久: 伊豆大島に於ける人類遺跡と火山活動史, 火山第2集, Vol. 2, No. 2, p. 59~62, 1957
- 3) 大築洋之助: 伊豆国大島熔岩流下の人類遺跡, 地質学雑誌, Vol. 8, No., 99, p. 497~506, 1901
- 4) 沢村孝之助: 大島のなりたち, 地質学雑誌, Vol. 60, No. 3, p. 104~107, 1951
- 5) Tsuboi, S.: Volcano Oshima, Idzu, Jour. Coll. Sci., Tokyo Imp. Univ., Vol. 43, Art. 6, p. 1~146, 1920

註8) 久野 久: 大島火山の地質と岩石, 火山第2集, Vol. 3, 大島特集号, p. 1~16, 1958