

550.85(084.32)(521.27)[1:50,000](083)

5 萬分の 1 地質図幅説明書

八 丈 島

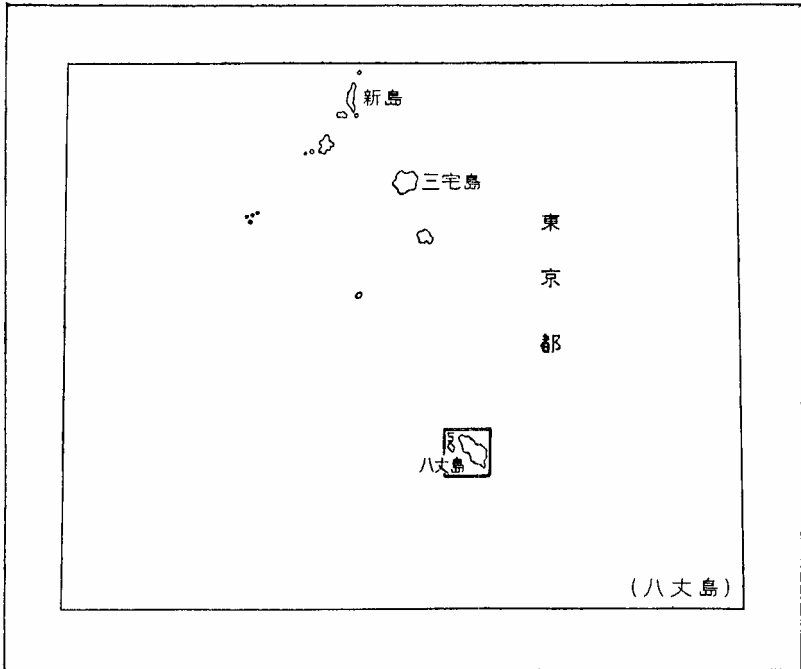
(八丈島 - 第5号)

通商産業技官 一 色 直 記

地 質 調 査 所

昭和 34 年

位置図



()は1:500,000 図幅名

八丈島図幅説明書正誤表

頁	行	誤	正
1	下から 9行	小海膨群に雁行配 列が	小海膨群の雁行配 列が
9	〃 3	(後述 47頁)	(後述 48頁)
14	〃 5	完新世	現世
第2表説明	左欄上から1行	(Old volcanoes)	(Old volcano)
45	上から 9行	$r \geq v$	$r \leq v$
45	〃 15	ビジョン輝石	鉄ビジョン輝石
47	〃 5	完新世	現世
48	〃 14	(microlitic cavity)	(miagrolitic cavity)
52	〃 8	ミアロリティク	ミアロリティック
53	脚 註	津屋弘__教授	津屋弘達教授
Abstract 2	下から 3行	(old volcanoes, OV)	(old volcano, OV)

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	9
II. 1 研究史	9
II. 2 地史概説	10
III. 3 西山火山噴火活動史	15
II. 4 岩 石	16
II. 4. 1 総 説	16
II. 4. 2 岩石の化学成分	17
II. 4. 3 造岩鉱物	18
II. 5 地質各説	24
II. 5. 1 古期成層火山	24
II. 5. 2 東山火山	28
II. 5. 2 西山火山	46
II. 5. 4 崖錐・汀線堆積物	55
III. 応用地質	56
III. 1 硫黄鉱床（廃鉱）	56
III. 2 温 泉	56
引用文献	57
参考文献	58
Abstract	1

八 丈 島

(八丈島—第5号)

本図幅は主として筆者が、かつて東京大学理学部地質学教室にあった間に行った調査、研究(1952~1956)^{註1)}と、一部当所における補足調査(1957)とによって完成されたものである。調査、研究に際してはとくに東京大学久野久教授および山崎正男氏から色々と御教示を受けた。

I. 地 形

当図幅地域内にある八丈島および小島は伊豆七島に所属し、東京の南方約300kmの所にある。両島は富士火山帯南帯¹⁴⁾に属する火山島で、これら第四紀火山の基盤を構成する岩層は海面上には露出していない。

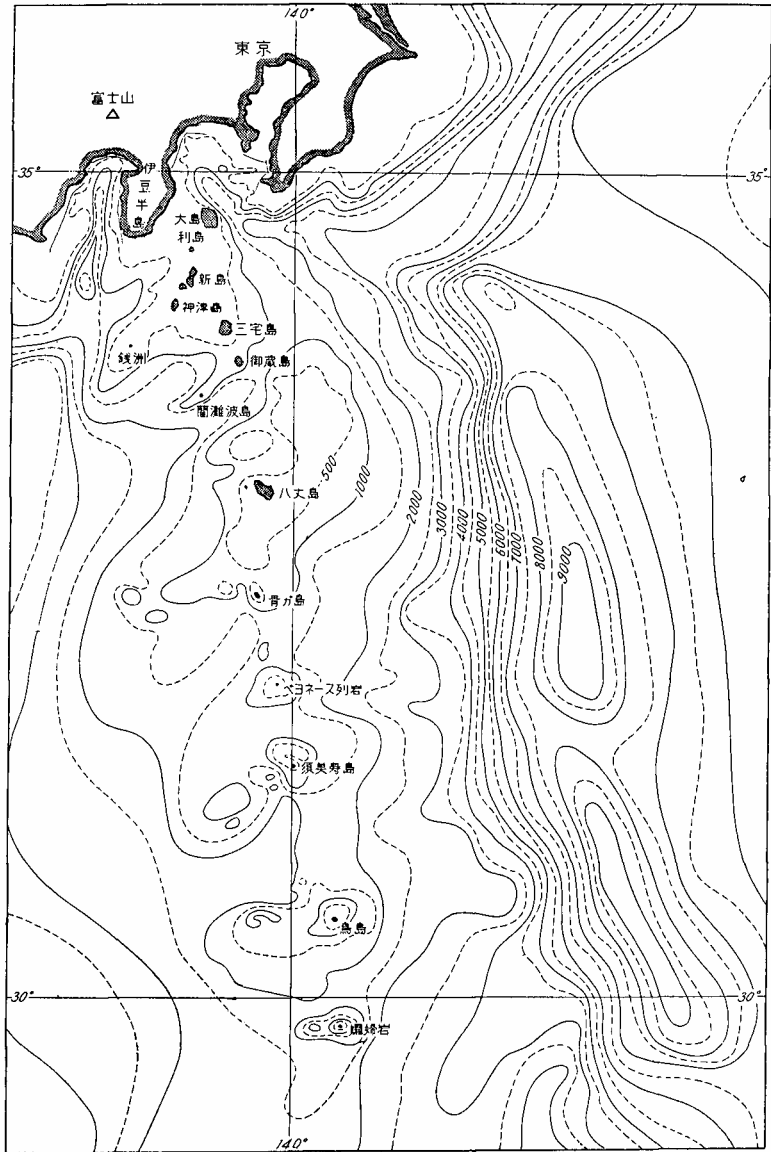
海図からわかるように、八丈島および小島は伊豆半島から南方、マリアナ諸島に続く海嶺の上ののっている。この海嶺の北部、日本本土に近い部分では北北東—南南西にのびた小海膨群に雁行配列がはっきり認められ、上記両島もその1つの上にある。

この海嶺の少なくとも鳥島以北は、伊豆半島の第四紀火山の基盤である第三紀湯ガ島層群と類似の岩層によって構成されており、その後の広域にわたる地殻運動によりこの海嶺は形成されたものであろう。

八丈島は北西—南東方向に長軸(14km)を有し、最大幅7.5kmのまゆ形をした火山島で、本島の南東部を占めるのが東山(三原山)火山、北西部のものが西山(八丈富士)火山である。

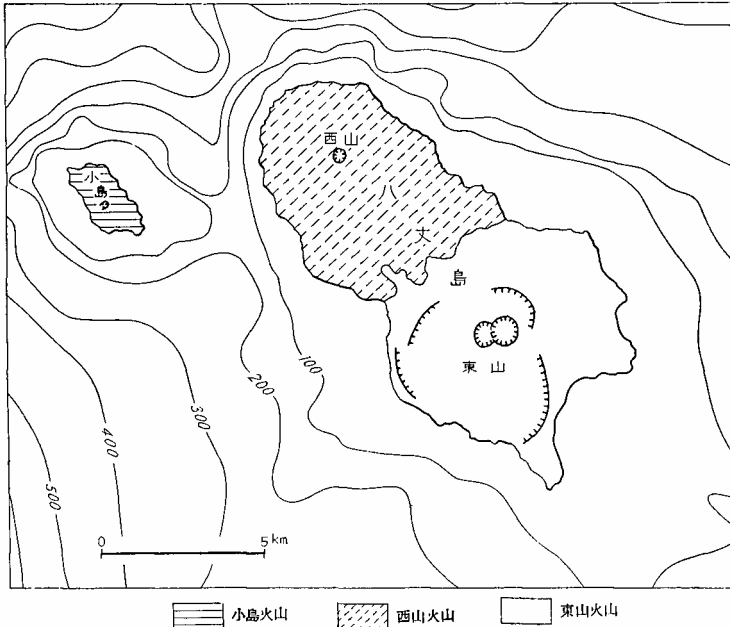
東山火山の主体は、直径約4kmのカルデラを囲む先カルデラ成層火山の残部(便宜上外輪山と呼ぶ)、およびそのカルデラの内側にある後カルデラ成層火山で構成さ

註1) 研究費の一部として、文部省科学研究費を使用した。



第1図 伊豆七島近海海底地形図 (Tsuya (1937)¹¹⁾による)

等深線の単位 m



第2図 八丈島および小島略図 (海上保安庁水路部発行海図第81号による) 等深線の単位 m

れた複成火山である。火山体はかなり開析されており、山麓は最高200mの急崖をもって海に面している。外輪山の最高点は北東部にあって630m余を示し、南に行くに従って漸次高度を減じ(200~300m)、南部では完全に欠除している。カルデラ内のやゝ北に偏して後カルデラ成層火山がそびえ、その最高点は700.9mである。後カルデラ成層火山の山頂火口は東西に相接して2個あり、東火口は直径1,000m、西火口は800mである。東火口底は西火口底よりやゝ低く、また爆裂作用や後の侵蝕作用のために起伏に富んでいるが、西火口底は盆状に窪み、かつそのほぼ中央に東西径260m、南北径320m、火口底からの高さ30~40mの中央火口丘(岩滓丘)が存在する。中央火口丘の山頂火口は径約100mであるが、火口底は後の噴出物に埋められて浅くなっている(第3図)。

後カルデラ成層火山の南腹には、径200m、山麓面からの高さ約60mの小寄生火山(岩滓丘)が存在する。寄生火山の火口は南に向かって開口し、同地点から流出し



図版 1 八
西方海上から望む。右手は東山火山，左手は



第3図 東山後カルデラ成層火山の西火口内にある中央火口丘。南南東から望む。後方は山頂火口内壁

山腹に沿って南流した寄生火山熔岩が、当時すでに存在した後カルデラ成層火山主体の、山麓海蝕崖を瀑下した状態が現在なおよく保存されている（第4図）。中之郷部落藍ガ江港の突端を構成する熔岩も噴出点のはっきりしないが、側噴火の産物らしく、後カルデラ成層火山の山腹を刻んだ一放射谷に流入、そのなかを流下して海中に突出し、小さい岬を構成したものである。

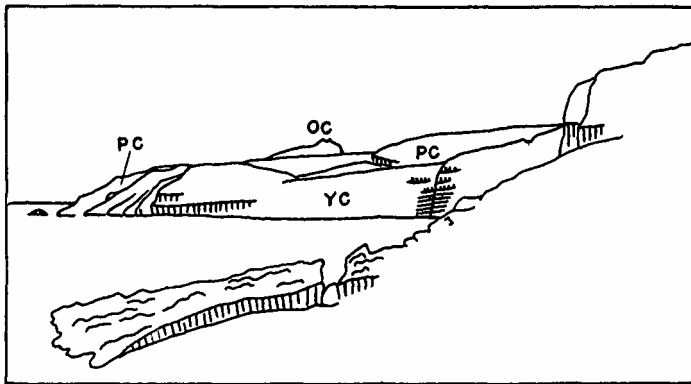
東山火山西部の215.2m山^{註2)}および北東部登龍峠西にある東北東—西南西の小山稜^{註3)}は、東山火山噴出物の下位に存在する開析された旧火山体の地形によるものである。また同火山北東部外輪山斜面上に馬の背状に存在する膨み（607.9m山）は、寄

註2) 海上保安片水路部発行海図81号によれば堀切山。

註3) 同海図によれば御正体山、海拔447m。



丈島全景
西山火山（国立科学博物館 村内必典氏撮影）



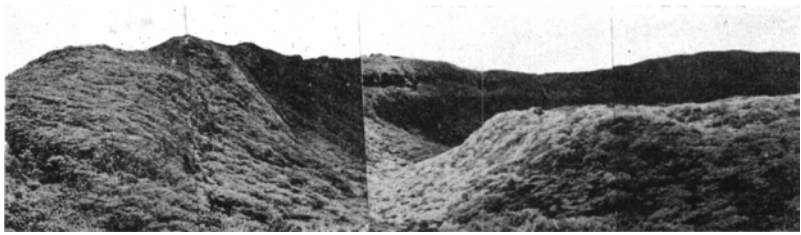
OC：先カルデラ成層火山の残部（237m山）
YC：後カルデラ成層火山
PC：寄生火山熔岩

第4図 寄生火山熔岩（PC21）を東方海岸から望む

生火山であるかも知れないが、現在確認できない。

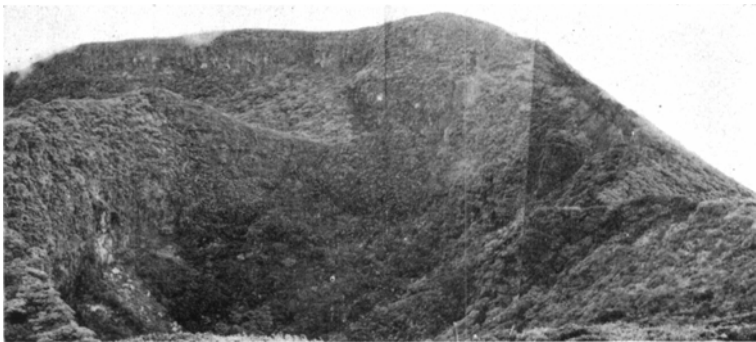
西山火山はほとんど開析の進んでいない典型的な円錐形成層火山で、南東へ比較的大い裾野を展開している。本火山は海拔854.3mの高さを有し、伊豆七島諸火山のなかで最高峯である。山頂火口註4)は北西－南東にやゝのびているが、ほぼ円形で直径約400m、火口壁の高さは場所によって異なるが100mを超えることはない。火口縁には火口中心から放射状にのびた裂罅が存在し、とくに北西および南東部において著しい。裂罅の両側において熔岩層の上下の変位は認められず、単に両側に引きはな

註4) 土地の人により大穴と呼ばれている。



図版2 西山山頂火口内全景

れた状態を示すことから、火道を通して地下深所から岩漿が上昇した際に惹起された張力裂罅と解される。とくに北西—南東方向のものが著しいことは、八丈島の下位に同方向の弱線が存在することを示すものであろう。西山・東山の配列方向および後述の寄生火山の配列方向もこのあらわれであろう。火口底中央には高さ10~20mの洗面器を伏せたような形の小丘が存在する(図版2)。山頂部はやゝ窪んでおり、その中央部は湿原であっていくつかの小池塘が存在する。窪地の外縁には幅数m~10数m、深さ数m~10mの環状の裂罅がある。この小丘の北西腹、山頂火口壁との間には直径約180m、深さ40~50mの小火口がある。内壁はことごとく垂直の断崖であって、その南東壁には前述の小丘およびその下位を構成する厚い熔岩^{註5)}が露出している。火口底は内壁から崩落した大小様々の岩塊に埋められ、摺鉢状をしている。この火口のまわりにはこゝから抛出されたと思われる岩片がほとんど認められないから、この小火口は環状の弱線に沿った陥没により生じたピット(pit)と考えた方がよい(図版3)。



図版3 西山山頂火口内のピット 火口縁北北東部から望む

註5) 火道を充填した熔岩で、さらに下方に就くものと考えられる。

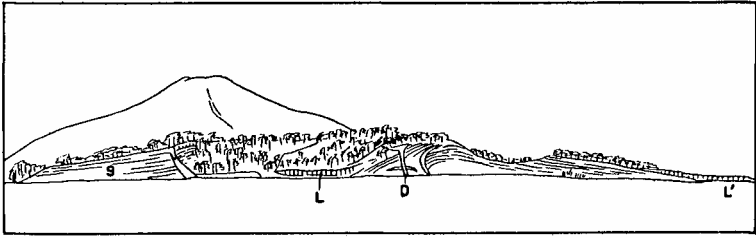


火口縁北東部から望む

西山火山南東山腹および山麓には多くの寄生火山が見られる。そのうち最大のものはかなり開析された凝灰岩丘（tuff cone）神止山で、海拔194.9m、火口は北東－南西に相接して2個存在する。北東側の火口は径500m、南西側の火口は600mで後者は南方に向かって開口している。この凝灰岩丘を除く他の寄生火山はすべて岩滓丘であって、北西－南東方向の線上に配列する傾向が見られる。あるいは新帯⁶⁾のいっているように、主火山山頂から放射状の線上に配列しているともいえるが、山腹の他の部分に顕著な寄生火山が認められないので、はっきりしたことはいえない。これら寄生火山については新帯の詳細な記載があるが、飛行場建設などにより破壊され、現在はっきりしないものも若干ある。

大賀郷岡里の北西にある德里トンプは北西－南東にのびたまゆ形をしており、長径300m、短径200mで、2個の岩滓丘が相接したような形態を示している。山頂部には火口が認められないが、その西辺には西方に向かって開いた浅い火口が存在する。この岩滓丘の北東方には、岩滓からなる4個のきわめて小さい丘が点々と存在するが、おそらくこれらも小規模な岩滓丘であろう。飛行場北西側にある八形トンプは、やはり寄生火山の一つであるが、前記岩滓丘群の配列線よりはやゝ北東側に偏している。比高20m、火口径50～60m、南東側は飛行場建設の際に切崩されており、その切割に寄生火山の内部構造が良く露出している（第5図）。この露頭で見ると本寄生火山は大部分岩滓^{註6)}からなるが、熔岩も挟在する。またこの岩滓丘の北東麓は後の熔岩に覆われている。大トンプ（大トツ山）・中トンプ・護神ノトンプも北西－南東方向の線上に近接して並んでいる。大トンプは切崩されて原地形は保たれていないが比高30mで、新帯によれば完全な円錐形で山頂には直径20余m、深さ10m、やゝ楕円形の

註6) 少量の紡錐形火山弾を含む。



S : 岩滓層 L : 岩滓層に挟まれる熔岩 D : 岩滓層を貫ぬく岩脈 L' : 岩滓層を覆う熔岩 (岩滓層との間に土壌がある)

第5図 西山寄生火山 (八形トンプ) の断面 手前は飛行場, 後方西山火山主体

火口が存在した。護神ノトンプも上述とほぼ同様の形態を有しているが、中トンプはあまり明確でなく山頂火口も認められない。三根部落東方にも北西-南東方向の線上に配列する3個の小寄生火山が認められる。これらのうち、南東の2個は東山火山山麓上に乗っている。いずれも前述大トンプ岩滓丘よりは小さくもっとも北西のものは形態も崩れている。底戸湾にそぐ小溪流の南に接して存在する寄生火山は、火口の直径15m、火口壁の高さ4~15mの岩滓丘であるが、火口北西壁下位に熔岩が露出している。この寄生火山の南東約300mにも寄生岩滓丘が存在するが、形態はあまりは



図版4 小島全景

東南東海上から望む。島の最高点が大平山、右手小地根 (国立科学博物館 村内必典氏撮影)

っきりしていない。この岩滓丘から北方に東山火山斜面を流下した新鮮な熔岩流が存在する。これら寄生岩滓丘群の配列方向は北西－南東方向の弱線の存在を示すものであろう（前述5～6頁）。

八丈島の西方にある小島も1個の小成層火山である。北東部および南西部は急崖をもって海に面しているが、北西部および南東部は火山の原斜面が残されている。本島のまわりに存在するいくつかの岩礁の多くは、海蝕によって取残された火山体の一部で、とくに北東岸の小地根には北東に傾斜した熔岩層が露出している。山頂火口は噴出物によって埋められており現在認められない。山頂のやゝ平坦部より突出している大平山（海拔616.8m）は、他の部分に比較して固い熔岩がその部分に存在したため、侵蝕に抗して残ったものと思われる（図版4）。

Ⅱ. 地 質

Ⅱ. 1 研 究 史

八丈島および小島は僻遠の島々であるため、従来あまり詳細な地質学的岩石学的研究がなされていない。

石井八萬次郎¹⁾は、八丈島における簡単な野外観察から西山は中央火口丘で、東山および小島はその外輪山に属し、八丈島中央部の低地は火口原であろうという臆説を立てた。しかしその後福地信世³⁾は西山・東山および小島はそれぞれ独立の火山であることを明らかにした。また西山の寄生火山についても言及した。山崎直方・佐藤伝蔵⁵⁾は大日本地誌巻3のうち、数頁をさいて西山および東山両火山の記載をしている。とくに西山の山頂火口内にある扁平な火口丘の成因に関する考え方には、筆者もまったく同感である（後述47頁）。また東山は外輪山を有するという事も述べている。福地²⁾は伊豆七島諸火山に産する顕晶質石弾（phanero-crystalline bomb）の成因に関する論文のなかで、八丈島産のものについて触れている。彼はこれら火山弾（石弾）

は岩漿中に存在した斑晶集合体が、爆発的噴火に際して抛出されたものであるとした。原田準平⁷⁾⁸⁾も西山の顕晶質火山弾（マイクロダイオライト *microdiorite*）の産状を記載し、その成因として地下深所にある岩漿溜の一部分が固結し、それが後の噴火に際して破壊抛出されたものと考えた。彼は福地がこのマイクロダイオライトと集斑晶説で説明し得るマイクロアリヴァライト (*microallivalite*) あるいはアリヴァライト (*allivalite*) とを混同していることを指摘した。

八丈島全般の地質に関する唯一の論文は新帯国太郎⁶⁾によるものである。彼の研究によると東山は1個の独立した火山であって第1外輪山、第2外輪山および中央火口丘を有するいわゆる3重式火山である。第1外輪山の旧火口の直径は4.5km、外輪山の南部は欠除している。第2外輪山は第1外輪山火口（カルデラ）の北に偏して存在し、山頂には東西にのびた火口を有する。この山頂火口内の西に偏して中央火口丘が存在し、また第2外輪山南南西腹に寄生火山が存在する。10余の爆裂火口が存在すると述べているが、それら火口と称されているものの外縁上に、旧火山体を破壊して抛出した堆積物が認められないため多くは確認できない。ある場所ではまわりの地形と硫黄鉱床（硫黄変質帯）の存在から爆裂火口であると論じているが、地形的にも確たる証拠はなく硫黄変質帯が必ずしも爆裂火口に伴うべき必然性はない。

西山は大小20有余の寄生火山を有する円錐形の火山で、山頂火口内には中央火口丘（熔岩丘）が存在する。この中央火口丘の北西腹、山頂火口との間に爆裂火口がある。上記寄生火山は山頂から放射状の線上に配列している。

新帯の研究結果は5万分の1地形図のなかった当時としては、非常に優れたもので、とくにその地質構造の大綱に関しては、ほとんど筆者が改変する点はない。

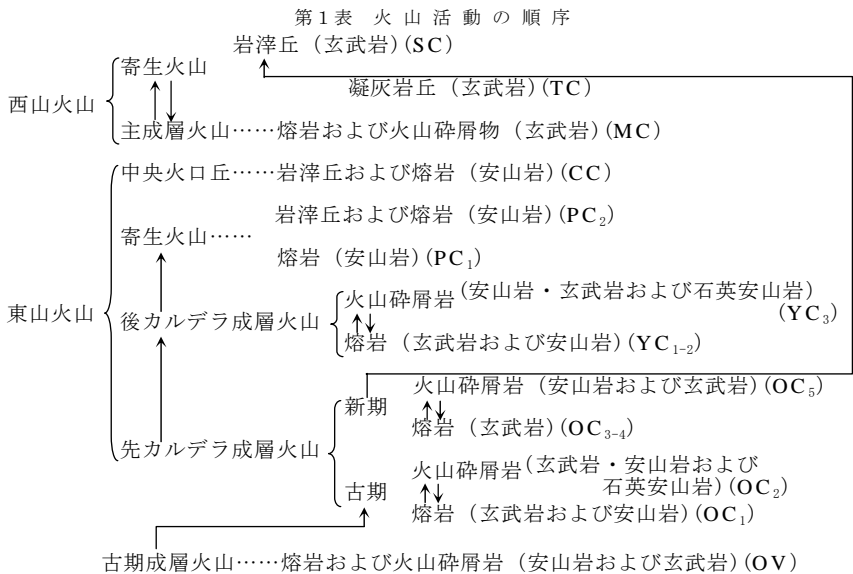
津屋弘達¹¹⁾は彼の富士火山帯の火山活動に関する論文のなかで、本島東山および西山火山の熔岩6個について岩石学的記載をし、そのうちの1個について化学分析値をあげてある（第2表、No. 23）。しかし記載された岩石標本は偏ったものであった。

II. 2 地 史 概 説

八丈島および小島を構成している火山の活動が、いつ頃から始まったかを示すよう

な、古生物学的な証拠は一つもない。たゞ火山形態の保存状態から考えて、更新世より古いことはないであろう。これら更新世以降現世へかけての火山の基盤を構成している岩層は、現在の海面上には露出していない。しかし伊豆半島から南方マリアナ諸島にかけて存在し、伊豆七島諸火山の基盤をなす海嶺は、伊豆半島第四紀火山の基盤をなす岩層（とくに湯ガ島層群）と類似した第三紀火山岩層であろう（Tsuya¹¹⁾。東山火山の安山岩岩滓あるいは軽石層中に、異質抛出物としてこの基盤岩層から由来した変質安山岩火山礫凝灰岩・変質石英安山岩・橄欖石輝石斑礫岩・輝石石英閃緑岩や、高熱変成作用（pyrometamorphism）を受けたこれら火山岩およびまれに堆積岩が産する。海底地形から判断すると、八丈島近傍における海嶺の頂部の深さは数100mである。

更新世になってこの海嶺の上2、3の地点で火山活動が開始された。主として輝石安山岩の熔岩および火山砕屑物の噴出が繰返しておこり、小さい成層火山がそれら噴出中心のまわりに築き上げられた。こゝではこれら小成層火山を古期成層火山（OV）といっておく（第1表）。これら小火山は活動休止後烈しい侵蝕作用を蒙った。これ



(註) 矢印は野外で直接接触することから決定された関係を示す。また ↓印は互層関係を示す。

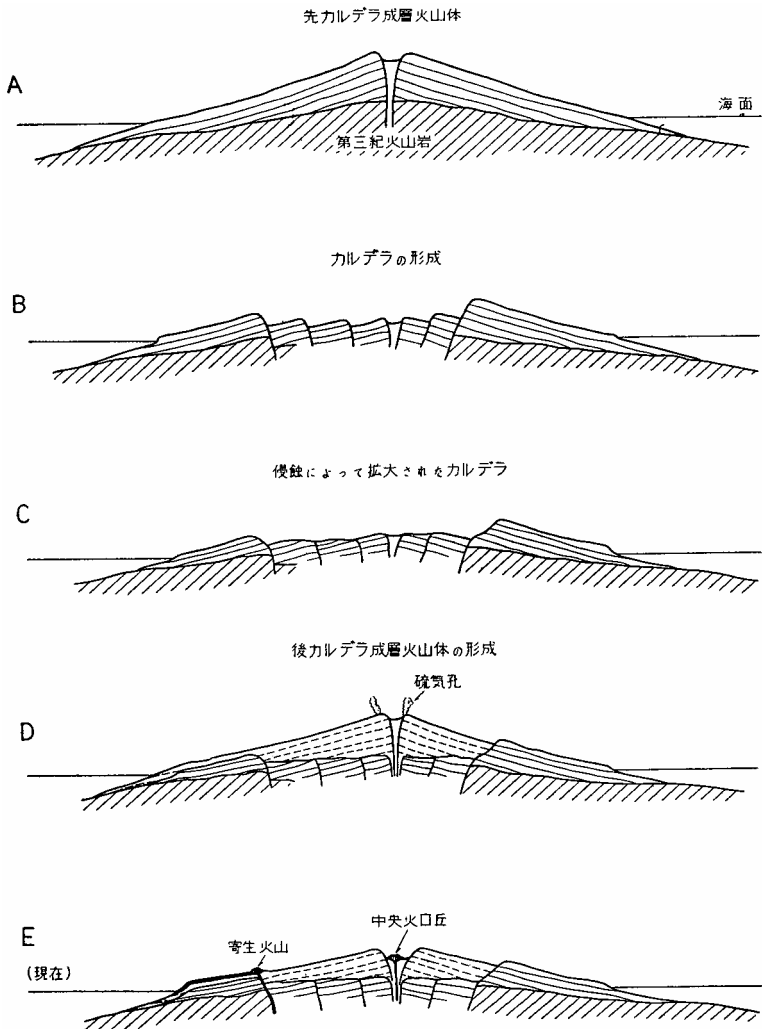
ら火山体の断片は現在東山火山噴出物に覆われて僅かに見られるだけである。小島も構成岩石や侵蝕程度が類似しているところから、この時期の小成層火山の一つと考えられる。

東山火山もその初期は海中噴火であったろう。主として玄武岩（および安山岩）の熔岩および火山碎屑物の噴出が繰返し行われた。また少量の石英安山岩の軽石（あるいはパン皮火山弾）が火山碎屑流（pyroclastic flow）の形で抛出された。地質図には熔岩に富む部分（OC₁）と火山碎屑岩に富む部分（OC₂）とを便官上色分けをして塗色してある。この活動の間にはかなりの休止期、あるいはなんらかの理由で西方に火山噴出物の堆積、流下のなかった時期があった。当時山腹に繁茂していたと思われるたぶぎの埋木が、大坂トンネル内壁に見られる。

しばらくの休止期を置いてふたたび火山活動が開始され、玄武岩の熔岩・火山碎屑物および安山岩の火山碎屑物をとくに北、東方面に抛出、流下した。この時期の火山活動は玄武岩熔岩と安山岩軽石流が密接に伴なって流出されたことによって特徴づけられる。この軽石流堆積物中にはかなりの量の天然木炭が認められる。一部には同質の降下軽石堆積物もあるであろうが、多くの場合堆積物が風化分解して粘土化しているため、いずれであるか確認困難である。またこの堆積物の一部はいわゆる熔結凝灰岩に変わっている。このようにして古期の円錐形成層火山体が形成された（第6図A、古期の小成層火山体 OV は省略してある）。こゝではこの成層火山体を先カルデラ成層火山（pre-caldera cone）といっておく。この成層火山はおそらく700~800mの高さ（現海面上）に達したであろう。

噴火活動が終末をつげた後に、この火山の中央部が陥没して直径4~4.5kmのほぼ円形のカルデラを生じた（第6図B）。前記安山岩軽石流の比較的多量の流出がカルデラ形成の間接的誘因になったのかも知れない。引続く侵蝕作用によって海岸は後退し、カルデラは拡大した（第6図C）。現在このカルデラの南壁は海面下に没しているが、仮に当時も同じ海水面の高さであったならば、カルデラ内にまで海が侵入していたと考えられる。しかし現在の海蝕崖で先カルデラ成層火山噴出物と、後カルデラ成層火山のそれとの接触部が観察される所には、旧汀線堆積物と考えられる円礫層が存在しないので、内部まで海が侵入していたかどうか確言できない。

次の火山活動はカルデラの内側北に偏した所で始まった。玄武岩・安山岩の熔岩お



第6図 東山火山の構造および地形発達史を示す模式断面図（ほぼ南北方向の断面。古期成層火山は省略してある）

よび火山碎屑物が噴出されて、円錐形成層火山体が形成された。この成層火山体を後カルデラ成層火山 (post-caldera cone) といっておく。山頂火口は東西に相接して2個存在し、地形から判断して東火口の方が新しい。海蝕崖その他の露頭観察から得られた知識を総合して判断すると、早期および晩期には安山岩熔岩が、中期には玄武岩熔岩が流出された。石英安山岩の軽石も少量噴出された。南方に流下した熔岩はカルデラ壁の低所を越えて外海に達した。この火山の大きさはカルデラ形成以前の成層火山に較べると小さいものであった。山頂火口の内外でかなり烈しい硫黄活動が行われ、小規模な硫黄鉱床を形成した (第6図D)。

火山活動が終結すると侵蝕の時期になった。カルデラ壁を越えて流下した熔岩の末端は、海波による侵蝕を受けて次第に後退し、一方山頂火口も火口壁の崩落によって次第に拡大していった。

後カルデラ成層火山の山頂火口内の中央火口丘および南山腹の2寄生火山の活動は、比較的長い侵蝕期の後に始まった。しかしそれら相互の前後関係は不明である。西火口内で始まった中央火口丘の活動の結果、小さい安山岩の岩滓丘が形成され、またその南西麓から少量の同質熔岩が流出された。南山腹で始まった側噴火によって安山岩の岩滓丘が形成され、ほぼ同一地点から流出された同質熔岩は山腹を南流し、すでに存在していた後カルデラ成層火山山麓の海蝕崖を瀑下して海中に達した。中之郷藍ガ江港の安山岩熔岩も南腹の側火口から流出し、すでに存在していた一放射谷 (後カルデラ成層火山山腹を刻んだ) に流れ込んで海に達したものである。後カルデラ成層火山の活動が、これら中央火口丘・寄生火山の活動終熄後も小規模ながら行われたことは、これら噴出物が細粒の火山碎屑物に覆われていることからわかる。しかし大規模に熔岩を流出することもなく、間もなくまったく活動は終結してしまった (第6図E)。

西山 (八丈富士) 火山の活動は東山火山の活動がまったく終結し、しかもかなり侵蝕作用を受けた後にその北西海中で起ったものと考えられる。はっきりした古生物学的な証拠はないが、その活動は完新世に入ってから起ったものであろう。玄武岩の熔岩および火山碎屑物 (岩滓・火山礫・火山灰) が繰返し噴出されて、円錐形成層火山 (MC) が形成された。この火山主体の形成の間、あるいはその後に山腹に側噴火が起って小さい寄生火山がいくつも形成された。これら寄生火山相互の関係はまったく不明である。これらのうち、神止山のみは凝灰岩丘 (TC)、他のものは岩滓丘 (SC) で、

第2表 代表的岩石の化学成分
(Chemical compositions of representative rocks)

		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	61.56	63.51	49.84	52.10	52.59	55.84	59.75	67.96	73.42	48.70	63.53	52.56	57.26	63.39	46.56	49.78	52.28	55.54	49.66	49.97	51.79	50.48	54.67
Al ₂ O ₃	16.35	14.77	18.55	15.70	16.88	14.94	13.87	13.45	12.35	19.49	14.84	17.74	15.27	14.53	18.79	17.76	15.64	16.64	17.70	18.80	16.08	14.50	14.47
TiO ₂	0.59	0.85	0.61	0.79	1.50	1.28	0.91	0.47	0.27	0.84	0.46	1.21	1.32	0.44	0.67	1.28	1.15	0.66	1.25	1.14	1.40	1.65	1.64
Fe ₂ O ₃	2.49	3.37	1.95	2.96	2.41	2.42	2.82	1.46	0.79	2.11	2.23	2.28	2.04	2.79	3.33	4.46	6.90	2.39	4.24	2.16	1.52	4.47	1.86
FeO	5.62	5.16	8.34	7.91	7.90	9.45	7.53	4.25	4.03	8.44	5.17	7.53	8.66	4.92	9.74	8.86	6.16	8.25	8.53	9.68	11.28	11.67	12.30
MnO	0.19	0.17	0.13	0.23	0.26	0.22	0.21	0.18	0.12	0.20	0.18	0.24	0.27	0.18	0.26	0.25	0.22	0.24	0.19	0.28	0.20	0.31	0.32
MgO	2.01	1.62	6.23	6.02	4.91	3.55	3.27	1.95	0.28	6.02	2.64	5.57	3.42	2.51	6.45	4.26	2.91	4.20	4.27	3.83	4.41	4.38	3.03
CaO	6.84	5.41	12.18	11.61	10.83	8.05	7.82	4.72	3.02	11.62	5.83	10.48	8.05	6.15	11.93	9.90	11.57	9.31	11.05	10.99	9.98	9.61	8.03
Na ₂ O	3.26	3.26	1.92	1.77	1.63	2.68	2.43	3.97	3.41	1.37	3.22	2.27	2.89	3.67	1.38	1.97	2.21	2.28	2.04	2.53	2.00	2.31	2.59
K ₂ O	0.62	0.47	0.17	0.35	0.54	0.47	0.58	0.83	1.96	0.44	0.64	0.29	0.49	0.89	0.03	0.20	0.28	0.32	0.50	0.41	0.35	0.32	0.50
H ₂ O (+)	0.34	0.78	0.31	0.19	0.38	0.89	0.43	0.71	0.53	0.93	0.97	0.16	0.47	0.32	0.41	0.37	0.22	0.18	0.41	0.38	0.51	0.56	0.45
H ₂ O (-)	0.17	0.39	0.22	0.12	0.18	0.16	0.38	0.30	0.07	0.20	0.23	0.13	0.23	0.26	0.21	0.45	0.14	0.13	0.06	0.09	0.08	0.15	0.09
P ₂ O ₅	0.19	0.16	0.09	0.07	0.08	0.12	0.13	0.24	0.13	0.11	0.18	0.13	0.21	0.18	0.08	0.48	0.18	0.08	0.10	0.20	0.09	0.18	0.16
Total	100.23	99.92	100.54	99.82	100.09	100.07	100.13	100.49	100.38	100.47	100.12	100.59	100.58	100.23	99.84	100.02	99.86	100.22	100.00	100.46	99.69	100.59	100.11

古期成層火山 (Old volcanoes) (OV)

- Augite-hypersthene andesite (NI 54072303) 八丈町三根, 登龍峠北西海岸 熔岩
- Ferrohypersthene-ferropigeonite-ferroaugite andesite (NI 52092612) 八丈町大賀郷, 横間ガ浦 熔岩
東山火山 (Higashi-yama volcano)
先カルデラ成層火山 (Pre-caldera cone) (OC)
- Olivine basalt (NI 54071102) 八丈町大賀郷, 横間ガ浦 岩脈
- Augite-bearing olivine basalt (NI 52092601) 八丈町大賀郷, 横間ガ浦 熔岩
- Aphyric basalt (NI 54071401) 八丈町大賀郷, 横間ガ浦南端 岩脈
- Aphyric andesite (NI 54072007) 八丈町榎立海岸, 横瀬北方 岩脈
- Aphyric andesite (NI 52101709) 八丈町末吉海岸, 今根ガ鼻南方 熔岩
- Ferroaugite-ferrohortonolite quartz andesite (NI 57032205 (2)) 八丈町大賀郷, 横間ガ浦大坂トンネル北口 パン皮火山 岩脈
- Ferroaugite-fayalite quartz dacite (NI 53011301) 八丈町

三根, 部落南方

- Augite-olivine basalt (NI 52100802) 八丈町末吉, 部落北方道路切割 熔岩
- Olivine-hypersthene-augite andesite (NI 56072706) 八丈町末吉, 石積ガ鼻 軽石流堆積物中の軽石
後カルデラ成層火山 (Post-caldera cone) (YC)
- Augite-hypersthene-olivine basalt (NI 54071706) 八丈町榎立海岸, 奈古ノ鼻南東方 熔岩
- Augite-hypersthene andesite (NI 52101202) 八丈町榎立, 部落西はずれの沢 熔岩
- Olivine-hypersthene-augite andesite (NI 54073103) 八丈町三根, 御幸ノ滝南南東方 熔岩
- Olivine basalt (NI 54072201) 八丈町榎立, 部落西方バス道路 岩滓
中央火口丘 (Central cone) (CC)
- Olivine-augite-pigeonite-hypersthene andesite (NI 57032011) 八丈町榎立, 部落北東2.5km, 後カルデラ成層火山西火口内火山 岩脈
側火口熔岩 (Parasitic crater lava) (PC1)
- Augite-bearing hypersthene andesite (NI 52092701) 八丈町中之郷, 藍ガ江港 熔岩

寄生火山 (Parasitic, cone) (PC)

- Hypersthene-bearing quartz-ferropigeonite-augite-olivine andesite (NI 55071309) 八丈町榎立, 部落南方海蝕崖上位 熔岩
西山火山 (Nishi-yama volcano)
- Plagioclase-phyric basalt (NI 54050702) 西山南東麓 (正確な産地不明) (桂17), 分析 No. 2と同じ)
- Coarse-grained basalt (NI 55072003) 西山山頂火口内ピット南東壁 熔岩
- Nearly aphyric basalt (NI 54050703) 西山南東麓 (正確な産地不明) (桂¹⁷), 分析 No. 4と同じ)
- Iron-rich basalt (NI 53072705) 八丈町大賀郷, 船戸鼻 熔岩 (Kuno and others²⁰)
- Aphyric basalt 八丈町三根, 神湊港 熔岩 (Tsuya¹¹, No. 83)

分析者

- 1~7, 9~15, 17, 18, 20……原村 寛
8, 16……倉沢 一 (地質調査所技術部地球化学課)
19, 21, 22……桂 敬
23……田中専三郎

少量の熔岩も同一地点から流出している。この成層火山噴出物の大半はほぼ同一化学成分の玄武岩であるが、まれに2, 3異なった化学成分を有するものが見られる。しかし前者と後者との間にとくに時間的前後関係は認められない。山頂火口内の状態についてはすでに地形の項で述べた(6頁)。

II. 3 西山火山噴火活動史

西山火山の噴火記録は古文書にいくつか残されているが、その記載事項が簡単で山頂噴火か側噴火か、あるいは熔岩を流出したか否かなどについてはまったく述べられていない。これは甚だしい被害を伴うような噴火活動がなかったことを示すものであろう。

以下噴火記事を古記録のまま引用する。引用文献は末尾に付加する^{註7)}。

1. 長亨元年(未) 11月13日夜(1487年12月7日)
神火吹出る(八丈島年歴)
2. 永正15年(寅) 正月(1518年2月)
神火吹出す5年続いて焼る(八丈島年歴)
永正15年(寅) 正月9日神火出5年続いて焼る(八丈島年代記)
3. 大永2年(巳) から翌3年(午) まで(1522-1523年)
神火吹出す富士燃上り煙人里に掛り麦蚕多く損る(八丈島年歴)
大永2年壬午同3年癸未富士焼る煙人里へかかり蚕麦にあたり悉く失る(八丈島年代記)
大永2年壬午八丈島富士山焼る癸未八丈島富士山又焼る(八丈島年表)
4. 慶長10年(巳) 9月15日(1605年10月27日)
神火吹出し其節西山吹出し神火は三ッ根村田畑別して損失す(八丈島年歴)
神火出る三根村の田地并大岡の郷田畑過半失る(八丈島年代記)
外島には島焼と申事有之候其島には無之哉、此儀島にては神火と申伝え古来

註7) 主として大森⁴⁾ および新帯⁶⁾ の古文書の再録によったが、東京都八丈島支庁および都政史料館所蔵の古文書も参照した。

両度山焼御座候由其後慶長10己年八丈島西の方に立候山より焼出し此節三根村にて田畑焼砂石にて埋み今以て稼も不相成場所夥敷御座候惣て都合3度の山焼にて大賀郷三根村地面宜敷作場は過半焼砂に埋み今以て稼も相成不申候。(以下略) (寛延2己年8月, 駿府代官大屋奎之助様御役所より御尋に付請書) 永正中地忽燃出而成山慶長10年12月15日復燃突然為高山(南方海島誌)

5. 宝永4年(亥)? (1707年)

駿河の富士と同時に山焼出し住居東の山麓に移る(園翁交語註⁸⁾)

これらのほかに応永年間(1394~1427年)にも噴火が起つたらしいが記録が不確実である¹⁵⁾。とにかく15世紀から17世紀初にかけては小規模な噴火活動が断続したと考えられる。しかしその後は1707年の噴火(不確実)があっただけでまったく休止してしまった。

II. 4 岩 石

II. 4. 1 総 説

東山火山を構成する火山岩は橄欖石玄武岩(もともと珪酸分の少ないもので $\text{SiO}_2 = 46.56\%$)から石英安山岩($\text{SiO}_2 = 73.42\%$)にまでわたり, 非常に変化に富んでいる。そのうち, 輝石橄欖石玄武岩⁹⁾がもともと普通に産する岩種である。とくに注目されるものは鉄普通輝石鉄橄欖石石英安山岩の産出である。この他に深成同源抛出力物としてアリヴァライト・橄欖石ユークライト・ユークライト, 異質抛出力物として変質安山岩火山礫凝灰岩・変質石英安山岩・高熱変成作用を蒙った火山岩類・斑斨岩・石英閃緑岩・玢岩および非常にまれに高熱変成作用を受けた堆積岩(現在灰礫石榴石灰長石透輝石岩に変わっている)を産する。これら異質抛出力物はすでに述べたように, 基盤を構成する岩層から由来した岩片で, その構成岩類は伊豆半島に露出する湯が島層群の岩石に類似している。

註8) 原典によらず新帯⁹⁾による。

註9) 本説明書では“輝石”を“pyroxene”の意に, “普通輝石”を“augite”の意に用いる。

西山火山を構成する火山岩は鉄苦土鉱物（橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石および磁鉄鉱）の斑晶に乏しく、石灰質斜長石の斑晶に富んだ玄武岩（ $\text{SiO}_2=49.66\%$ 、 49.97% ）および無斑晶玄武岩（ $\text{SiO}_2=50.48\sim 54.67\%$ ）である。後者に属するものはその産出が少ない。深成同源抛出品として斑岩・粗粒玄武岩・粗粒玄武岩ペグマタイトの岩片を産し、きわめてまれではあるが、異質抛出品として高熱変成作用を蒙った火山岩片も産する。

古期小成層火山を構成する火山岩は、輝石安山岩（鉄ピジョン輝石安山岩を含む）および輝石橄欖石玄武岩である。後者は量的には少ない。

これら火山岩および西山に産する深成同源抛出品は、ソレイアイト質岩系¹⁶⁾の代表者であって、カルクアルカリ岩系（紫蘇輝石質岩系）¹⁶⁾に属する岩石はまったく存在しない。前述の鉄普通輝石鉄橄欖石石英安山岩および鉄ピジョン輝石安山岩は、ソレイアイト質岩系の末期分化生成物であるが、前者の鉱物組成はグリーンランドのスケルガード（Skaergaard）斑岩侵入岩体^{註10)}における末期分化生成物のそれと同一であり、後者は久野¹³⁾のピジョン輝石質岩系の末期分化生成物を代表するものである。両者がいかなる物理・化学的条件の差を表わしているかははっきりしたことはいえない。西山の深成同源抛出品において見られる鉄苦土珪酸塩鉱物の組合せ、および化学成分の変化傾向も、スケルガード斑岩体で見られるそれと酷似したものであるが、ここでは詳述しない（Isshiki¹⁸⁾）。西山の熔岩およびある種の熔岩中に存在する、鉄に富むシュリーレンの石基の輝石成分の変化からこの晶出分化の傾向がたどれる。

II. 4. 2 岩石の化学成分

便宜のためにこの項では各火山を構成する各種岩石の化学成分をまとめて表示する（第2表）。化学成分にどの程度まで変化が見られるかを示すものであって、各岩石の産出量比には関係ない。

化学成分からみて本地域の火山岩は、世界中でももっとも過剰珪酸分に富み、アルカリ、とくに K_2O に乏しい岩系を形成している。また比較的鉄に富むことも顕著な

註10) L. R. Wager and W. A. Deer : Geological investigations in East Greenland. III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuak, East Greenland. Meddelelser om Grønland, Vol. 105, No. 4, 1939

事実である。

II. 4. 3 造岩 鈹物

各地質単位を構成する岩石の鈹物学的記載の重複をさけるために、この項では造岩鈹物全般にわたっての記載をする。

長石 当地域に産する長石は An_{100} に近い灰長石からアノソクレスに至る範囲を占める。斜長石は斑晶として、または石基鈹物としてほとんどすべての岩石中に産する。西山を構成する岩石には、とくに斜長石の斑晶に富み鉄苦土鈹物の斑晶に乏しいものが多い。

玄武岩の斑晶は灰長石ないし亜灰長石を主とし、安山岩のそれは灰長石から曹灰長石まで変化し、石英安山岩のそれは曹灰長石ないし中性長石である。

玄武岩・安山岩中には径1cm以上の斜長石大晶を含むことがある。この種斜長石は常に An_{100} に近い成分を有し、一見累帯構造は認められない。そのうちのあるものは美しい葡萄酒赤色を呈する。この着色の原因は灰長石の劈開(001)に、平行に配列して存在する赤鉄鈹小粒によるものである。このことは赤色および無色の灰長石両者の分析値からもわかる(第3表, No. 1およびNo. 2)。包有される赤鉄鈹小粒が2次的汚染によるものではなく、冷却の間の Fe_2O_3 の熔離(exsolution)によって生じたものであることは、適当な熱処理をすると赤鉄鈹相が消失し、かつ母体をなす灰長石の格子常数が僅かではあるが変化することからいえる^{註11)}。

東山火山の安山岩軽石層中には深成同源抛出品としてしばしばアリヴァライト・橄欖石ユークライト・ユークライトを産するが、これらのなかにも累帯構造のほとんどない清純な斜長石が存在する。それらの光学的性質から判断して純灰長石に近いものである(第4表)。

アノソクレスは珪長質安山岩の石基中に間隙充填状に、または斜長石の周縁をなして産する。

ほぼ純粋に近い灰長石($\alpha = 1576, \gamma = 1.589$)は高熱変成作用を受けて生成された灰礬柘榴石灰長石透輝石岩中にも産する。

註11) 熱処理前後において灰長石の同一指数面からの反射の 2θ 角が誤差の範囲を越えて変化する(ノレルコX線計数回折装置による)(Isshiki¹⁹⁾)。

第3表 造岩鉱物化学分析表

	1	2	3	4	5
	灰	長	石	橄	欖
				石	
SiO ₂	43.02	43.87	43.91	38.71	39.7
Al ₂ O ₃	35.28	35.41	35.98	0.70	0.60
TiO ₂	nil	n. d.	n. d.	nil	n. d.
Fe ₂ O ₃	1.45	0.84	0.15	0.22	0.20
FeO	nil	n. d.	0.18	16.60	17.60
MnO	tr.	n. d.	n. d.	0.31	0.99
MgO	tr.	n. d.	0.14	43.78	41.8
CaO	20.06	19.76	19.58	nil	n. d.
Na ₂ O	0.39	0.30	0.48	n. d.	n. d.
K ₂ O	0.02	0.04	0.03	n. d.	n. d.
H ₂ O (+)	n. d.	n. d.	0.20	} 0.46	n. d.
H ₂ O (-)	—	—	0.18		n. d.
Total	100.22	100.22	100.83	100.78*	100.94
分子比	Ab ₃ An ₉₇	Ab ₂ An ₉₈	Ab ₄ An ₉₆	Fo ₈₂ Fa ₁₈	Fo ₈₀ Fa ₂₀
α	1.576	1.575	—	1.670	—
β	1.582	1.583	—	1.688	—
γ	1.586	1.588	—	1.708	—
比重	—	—	2.760	—	—

* Cr₂O₃ tr.

1. 灰長石（赤色部）(NI53081302a) 八丈町末吉石積ガ鼻 東山先カルデラ成層火山紫蘇輝石含有普通輝石橄欖石玄武岩(OC₄)中の大晶 分析者山崎正男 (Isshiki¹⁹⁾)
2. 灰長石（無色部）(NI53081302b) 同上 分析者山崎正男 (Isshiki¹⁹⁾)
3. 灰長石 八丈町末吉, 洞輪沢海岸の砂のなかに分離して存在する 分析者根本忠寛 (原田⁹⁾)
4. 橄欖石 (NI52092902a) 八丈町末吉, 燈台そばの道路 東山先カルデラ成層火山安山岩軽石中の灰長石大晶に包有される 分析者伊藤順
5. 橄欖石 八丈町末吉, 洞輪沢海岸の砂のなかに分離して存在する 分析者金成明 (Harada¹⁰⁾)

第4表 灰長石の光学的諸性質

母 岩	アリヴァライト (NI54072804' (16))	橄欖石ユークライト (NI54072804' (1))	ユークライト (NI55071403)
α	1.576	1.572	1.572
β	1.582	1.580	1.579
γ	1.587	1.584	1.583
2V(-)	77°	78°	80.5°
	Inclined disper- sion with $r < v$	$r < v$	Inclined disper- sion with $r < v$

珪酸鉱物 石英が石英安山岩の斑晶をなす以外は、すべて石基に産する。クリストバル石は主として玄武岩および安山岩中に、また西山に深成同源抛出岩片として産する粗粒玄武岩の結晶間隙 (interstice) 中に、中性長石ないし灰曹長石と密接に共生 (intertgrowth) して産する。鱗珪石は普通安山岩中に産するが、上記の粗粒玄武岩中にクリストバル石と同一産状で、また同じく西山の斑岩質抛出岩片中にも単独で、あるいは中性長石ないし灰曹長石と共生して、結晶間隙をみたしている。石英はアノーズクレスと密接に伴ってある種の珪長質安山岩の石基中にパッチをなして産する。この場合鱗珪石も同一石基中に認められる。

東山に異質抛出物として産する石英閃緑岩・玢岩中には石英が産する。これらのほかに高熱変成作用を受けた火山岩片が抛出物として産するが、それらのなかには元来石英脈を構成していた石英粒の一部が、鱗珪石 ($\alpha = 1.473$, $\gamma = 1.478$) に変化しているのが見られる。

橄欖石 橄欖石には $\text{Fo}_{84}\text{Fa}_{16}$ の成分のものから $\text{Fo}_{60}\text{Fa}_{40}$ の成分のものまでの、連続固熔体を形成する一群と、 $\text{Fo}_{15}\text{Fa}_{85} \sim \text{Fo}_3\text{Fa}_{95}$ のそれとがある。前者は玄武岩・安山岩の斑晶として、また深成同源抛出物ウエルライト・アリヴァライト・橄欖石ユークライト団塊 (岩漿中で早期晶出の結晶が集合したもの) 中の構成鉱物として産する。一般により早期のものほど Mg_2SiO_4 成分に富む (第5表)。また灰長石大晶中に粒状包有物としても産する (第3表, No. 4)。

鉄に富む橄欖石は鉄普通輝石とともに石英安山岩の斑晶 ($2V(-) = 51-49^\circ$, $r > v$ strong, $\text{Fo}_{8-5}\text{Fa}_{92-95}$; $2V(-) = 53^\circ$, $r > v$ strong, $\text{Fo}_{12}\text{Fa}_{88}$) として産し、また粗粒玄武岩抛出岩片中で鱗珪石と中性長石ないし灰曹長石とが微文象共生 (micropegmatitic intorgrowth) する部分のなかに、またはそれに接する鉄普通輝石のコロナをなして産する ($2V(-) = 55^\circ$, $r > v$ strong, $\text{Fo}_{15}\text{Fa}_{85}$)。

第5表 橄欖石の光学的諸性質

母 岩	ア エ ル ラ イ ト (NI52102116(4))	ア リ ヴ ァ ラ イ ト (NI54072804'(16))	橄 欖 石 ユークライト (NI54072804'(1))
α	1.665	1.670	1.691
β	1.685	1.688	1.712
γ	1.704	1.707	1.730
2V(-)	—	87°	—
		r > v	
分子比	Fe ₈₄ Fa ₁₆	Fe ₈₂ Fa ₁₈	Fe ₇₁ Fa ₂₉

単斜輝石 単斜輝石にはCaSiO₃分子に富む普通輝石と鉄普通輝石、およびCaSiO₃分子に乏しいピジオン輝石と鉄ピジオン輝石の4種が認められる^{註12)}。中間のCaSiO₃容量を有する単斜輝石は斑晶にも石基にも存在しない。

普通輝石は斑晶としてまた石基鉱物として産する。東山先カルデラ成層火山の軽石層中に産するウェルライト・橄欖石ユークライトおよびユークライト中のものが、もっとも早期に晶出したものの代表とみることができる(第6表)。普通輝石ではFeSiO₃分子が増加するに従って光軸角を減じ2V ≒ 40°に達する。

第6表 橄欖石ユークライト(NI54072804'(1))中の普通輝石の光学的諸性質

	Min.	Max.	Aver.
α	1.687	—	1.689
β	1.693	1.697	1.695
γ	—	1.716	1.714
2V(+)	53.5°	55°	54°

Inclined dispersion r > v Wo₄₅En₃₇Fs₁₈

鉄普通輝石は鉄ピジオン輝石安山岩中に斑晶として、また鉄ピジオン輝石に包まれて産する。後者の場合両種輝石の境界は明瞭である(第7表)。鉄普通輝石は東山の軽石層を構成する石英安山岩(第8表, No. 1), および同種堆積物から由来したと考

註12) 単斜輝石内における名称は久野久(1954)の命名法に従うことにする。久野久, 火山及び火山岩, 岩波全書, 1954, の114頁参照。

第7表 鉄ピジョン輝石安山岩中の輝石斑晶の光学的諸性質

	鉄 紫 蘇 輝 石	鉄ピジョン輝石	鉄 普 通 輝 石
α	—	—	1.704 (min.)
β	—	1.716 (max.)	1.709 (min.)
γ	—	1.745 (max.)	—
2V	(-)49.5°→54.5°	(+)20.5°→0° →29° (o. p. \perp 010→//010)	(+)49.5°→39.5° (o. p. //010)
Dispersion	r < v aver. 51.5°	r > v → r < v aver. 12° (o. p. //010)	r > v → r < v aver. 46.5°
分子比	ca En ₅₀ Fs ₅₀	Wo ₁₄ En ₃₆ Fs ₅₀	Wo ₃₆ En ₃₁ Fs ₃₃

えられる石英安山岩黒曜石（第8表，No. 2）の斑晶として，また西山のある種の玄武岩熔岩中の不規則形のシュリーレンの石基にも産する。

ピジョン輝石は玄武岩・安山岩の石基鉱物として，また西山の斑岩質深成同源抛出物の一構成鉱物として産する。これら岩石中においてピジョン輝石は単独個体あるいは累帯構造を示す単斜輝石の中核を構成する。

第8表 石英安山岩の斑晶鉄普通輝石の光学的諸性質

	1	2
α	—	1.718
β	1.723 (estimated)	1.726
γ	1.745	1.750
2V(+)	ca 50°	53.5°
Dispersion	—	r < v
分子比	Wo ₃₇ En ₂₁ Fs ₄₂	Wo ₄₁ En ₁₇ Fs ₄₂

鉄ピジョン輝石は珩長質安山岩の石基鉱物として産する。

ピジョン輝石～鉄ピジョン輝石は，斑晶としても3種の安山岩中に見られる（第9表）。

第9表 No. 3の場合は捕獲結晶である。

ピジョン輝石微斑晶が西山の橄欖石玄武岩（安山岩質）中にみいだされるが，この場合微斑晶の中核は2V(+) \approx 20-10°で，その光軸面は010面に垂直，外縁部は2V(+)

第9表 ピジョン輝石～鉄ピジョン輝石の光学的諸性質

	1	2	3
α	—	—	—
β	1.716(max.)	—	1.722(max.)
γ	1.745(max.)	—	1.750(max.)
2V(+)	aver. 12° (o. p. //010)	0°—14° (o. p. //010)	0°—19° (o. p. //010) (23.5° (o. p. \perp 010?) r < v, one determination
Dispersion	r < v	—	r < v aver. 10° (o. p. //010)
分子比	Wo ₁₄ En ₃₆ Fs ₅₀	—	Wo ₁₂ En ₃₂ Fs ₅₆

$\approx 0^\circ$ である。このことは外縁部がよりCaSiO₃およびFeSiO₃分子に富むことを示すものであろう。(100)の聚片双晶が顕著である。

斜方輝石 これはおおよそEn₇₀Fs₃₀からEn₅₀Fs₅₀の成分範囲にわたる。前述の橄欖石ユークライトおよびユークライト中のものももっともMgSiO₃分子に富むものを代表するもので、鉄ピジョン輝石安山岩中に粒状鉄ピジョン輝石に厚く取囲まれた残晶として産するものが、もっともFeSiO₃分子に富んでいる。累帯構造をなすときは常に外側がFeSiO₃分子に富んでいる。またほとんど常に粒状あるいは片状ピジョン輝石（あるいは鉄ピジョン輝石）に囲まれている。石基鉱物としてはVd→c型^{註13)}安山岩中に存在し、この場合は常に単斜輝石の反応縁によって取囲まれている。

角閃石 当図幅地域内の火山岩中には初生鉱物としての角閃石はまったくみいだされない。2次的鉱物として輝石を置換したアクチノライトが東山の閃緑岩質抛岬岩片に見られるだけである。

磁鉄鉱 均質な磁鉄鉱（あるいはチタン含有磁鉄鉱）はほとんどすべての火山岩の石基に存在する。斑晶としては安山岩中（玄武岩中にはまれである）に普通に産し、また橄欖石ユークライト・ユークライトの一構成鉱物として産する。東山の石英安山岩質軽石の斑晶として、また西山の斑岩質および粗粒玄武岩質抛岬岩片中に、チタン鉄鉱の熔離葉片（exsolution lamellae）を有する磁鉄鉱が存在する。

註13) 久野の斑晶と石基の鉄苦土珪酸塩鉱物の組合せの記号（Kuno¹³⁾）。

このほか初生の不透明鉱物としては、前記の石英安山岩の斑晶磁鉄鉱中に、磁硫鉄鉱が小球状体として、また粗粒玄武岩の珪酸塩鉱物中に黄銅鉱が同一産状で産する。

燐灰石 この鉱物は玄武岩・安山岩の石基鉱物としてごく少量存在する。多くの場合珪酸塩鉱物（クリストバル石・鱗珪石および石英）に伴なって長柱状ないし針状結晶として産する。岩石の P_2O_5 含量からも察せられるように、安山岩における方がやゝ多量に認められる。珪長質安山岩の斑晶斜長石に包有されてやゝ大きく成長した柱状結晶が見られるが、この場合にはc軸に平行した微細な棒状鉱物が含まれる。この包有物によると思われる微弱な多色性が観察される。

緑色尖晶石 玄武岩の斑晶橄欖石中に球状包有物として普通輝石粒と伴って産する。当地域ではたゞ1例しか知られていない。同一産状のものはすでに伊豆・箱根地方の安山岩中に知られており、その成因が論じられている（Kuno¹³⁾）。

他に2次的鉱物として緑泥石・鉄サボナイト（iron saponite）・方解石・蛋白石・カオリン属鉱物・赤鉄鉱（martite）・褐鉄鉱などがある。

II. 5 地質各説

II. 5. 1 古期成層火山（OV）

こゝで古期成層火山（OV）として記載するものは、八丈島の北東側底戸湾—今根ガ鼻間および南西側横間ガ浦近傍の海蝕崖に、東山火山噴出物に覆われて存在する火山体および同島西方の小島である。これら火山体は孤立して存在するため、相互の間の時代的關係はまったく不明であるが、火山体の開析の程度および構成岩石の類似することから、ほぼ同時期に形成された火山群と考えられる。

横間ガ浦火山 この火山体は横間ガ浦からその南方にかけての海蝕崖に露出している。熔岩および類質凝灰角礫岩を主とし、その走向傾斜は場所によって一定しない。後の侵蝕作用によって破壊され、また東山先カルデラ成層火山の噴出物に大部分覆われているので、火山体の形態を復原することは不可能である。そのうえ、東山のカルデラ壁に近接して存在するため、断層運動を受けている。

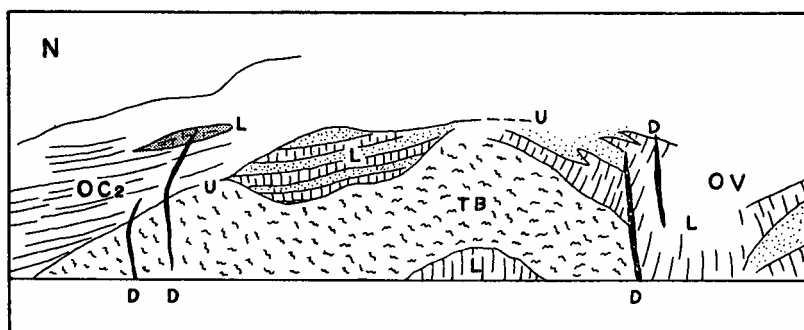
構成岩石は赤黄色類質凝灰角礫岩および熔岩で、量の点で前者がやゝ多いようである。上位の東山火山噴出物との関係は、2, 3の箇所で見られるが、この点は東山の項で述べることにする。横間ガ浦南端から南方の海蝕崖で見られる露頭のスケッチを、やゝ模式的に示したのが第7図である。

横間ガ浦南端大坂トンネルのやゝ北に、細かい節理に富む熔岩（鉄紫蘇輝石鉄ビジオン輝石鉄普通輝石安山岩）が露出するが、岩石の分布上これがこの火山の最下位のものと考えられる。その上位に来る普通輝石紫蘇輝石安山岩熔岩は、この北にも西（215.2m山の北および西崖）にも分布する。北側には黒色岩滓層（東山先カルデラ成層火山に属する）に不整合に覆われて赤色岩滓質熔岩（玄武岩）も露出するが、これもこの火山に属する熔岩である。

地質図には示していないが、この火山体は多くの岩脈および岩滓脈（玄武岩ないし安山岩）に貫ぬかれている。その岩質から判断して、東山先カルデラ成層火山の活動に関係したもので（一部は明らかに東山の火山砕屑岩および熔岩をも貫ぬいている）、横間ガ浦では走向がN10°E～N20°W、215.2m山西の海蝕崖ではN60°W～N105°Wである。おそらく先カルデラ成層火山体を貫ぬく放射状岩脈の一部を代表するものであろう。

御正体火山 この火山体は大平潟の東方約1kmから今根ガ鼻にかけての海蝕崖、および御正体根・大根などの岩礁群に露出している。急な海蝕崖が直接海に接する地点が多く、十分な野外観察をすることができなかった。観察し得たいいくつかのデータから、この火山は主として幾層かの熔岩からなるもののようで、大平潟東方約1kmの地点から大根対岸にかけては熔岩層はほぼ水平、大根—今根ガ鼻間では水平ないし南方に緩く傾斜する。今根ガ鼻の南、海蝕崖下にもこの火山の熔岩の小露頭が見られる。熔岩は2, 3mないし20mの厚さを有し、厚い熔岩の中心部は灰白色を呈し、そのなかに輝石の斑晶が散在する。観察された限りではすべて同種の普通輝石紫蘇輝石安山岩（中性安山岩）である。今根ガ鼻のやゝ北西にはこの熔岩を貫ぬいて、灰長石の大晶を有する橄欖石玄武岩岩脈（走向N70°W、傾斜70°S）が存在するが、これは東山先カルデラ成層火山に関連したものであろう。

小島火山 小島は北西—南東にのびた卵形を呈し、その長径約3km、短径約1.5kmの小さい火山島であるが、その最高点大平山は616.8mの標高を有し、急斜面をもつ



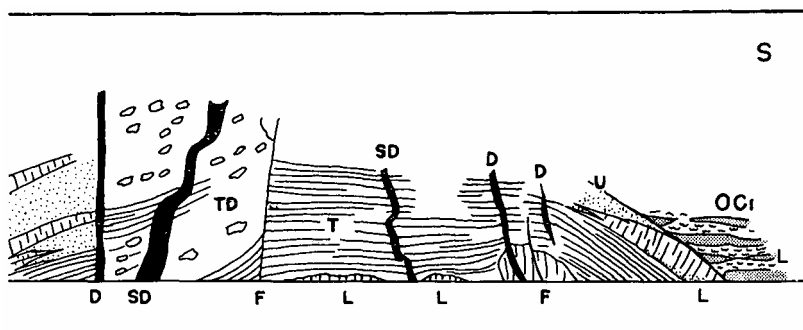
L: 熔岩 TB: 凝灰角礫岩 T: 成層構造を有する火山砕屑岩
 第7図 検間ガ浦南方の海蝕崖で見られる検間ガ浦火山横出

て海に面している。島の北東および南西側は著しく海波の侵蝕を受け、とくに急崖をなしているが、北西および南東斜面の一部が火山の原斜面であることは、熔岩層がその斜面に平行であることからいえる。北東側の急崖においても熔岩層は常に海側へ向かって傾斜しており、また小地根においても熔岩層が北東へ傾斜していることから、同島は現在の島の最高点に山頂火口を有した、円錐形の小成層火山であったと考えられる。侵蝕、崩壊作用などのために山頂火口は現在認められず、やゝ平坦な山頂の北部に数10mの突出部が見られる。この突出部はおそらく侵蝕作用に抗して残った熔岩層からなるものと思われる。山頂の北東部400m等高線附近には、硫気変質作用を受けて白色化（蛋白石化）した凝灰岩（？）が露出している。これは附近に硫気孔が存在したことを示すものであろう。この火山は安山岩の熔岩・凝灰角礫岩・凝灰岩の互層からなるが、前記2火山体と比較して熔岩はやゝ変質している。

岩石の記載：横間ガ浦火山を構成する熔岩は普通輝石橄欖石玄武岩（久野註14）の鉄苦土珪酸塩鈦物の組合せの記号で表わせばIVc, 以下同様）・紫蘇輝石普通輝石橄欖石玄武岩（Vc）・普通輝石紫蘇輝石安山岩（VcおよびVd→c）・蘇輝石安山岩（Ic）および鉄ビジョン輝石鉄普通輝石安山岩（Xc, 鉄紫蘇輝石の残斑晶を含むときはVc）である。後に述べる2火山に比較して熔岩の種類はやゝ変化に富むが、主体をなすものは輝石安山岩である。

輝石安山岩は肉眼的には灰色で、柱状の輝石・斜長石斑晶が散点している。また両

註14) 前述



TD: 崖錐状角礫岩 D: 岩脈 SD: 岩滓脈 U: 侵蝕面 F: 断層
物 (OV) と東山先カルデラ成層火山噴出物 (OC₁, OC₂) との関係

種鉱物の集斑晶が顕著に認められるものがある。

Vc型普通輝石紫蘇輝石安山岩は、斑晶として亜灰長石・曹灰長石・普通輝石・紫蘇輝石および磁鉄鉱を有し、兩種輝石斑晶はほぼ等量である。石基は細粒～中粒で中性長石・“ピジョン輝石”^{註15)}および磁鉄鉱からなり、またかなりの量の鱗珪石およびクリストバル石を含む。長柱状の燐灰石が珪酸鉱物に伴なって少量産する。またVc型でやゝ粗粒のもの（大坂トンネル北口の西に露出する）では、斑晶普通輝石を取囲む厚い“ピジョン輝石”縁が見られる（“ピジョン輝石”の光学的性質は $2V=10^\circ$, $r < v$, 光軸面//010）。Vd→c型のものでは石基にきわめて少量の紫蘇輝石（常に“ピジョン輝石”縁に囲まれる）がつけ加わるだけで、他の顕微鏡的性質はVc型のものと同じである。

鉄ピジョン輝石を含む安山岩（XcあるいはVc）は大坂トンネルの北、道路傍に断続して露出するが、おそらく一続きの厚い熔岩を代表するものであろう。鏡下で観察すると斑晶としては亜灰長石・曹灰長石・鉄普通輝石・鉄ピジョン輝石および磁鉄鉱で、鉄紫蘇輝石斑晶は厚い“ピジョン輝石”縁に囲まれた残晶（ある場合には完全に“ピジョン輝石”粒によって置換されている）として見られるのみである。部分によってはこれを欠く。鉄ピジョン輝石と鉄普通輝石とは通例累帯構造を示し、常に前者のはっきりした境界をもって後者を覆っている。この場合結晶学的方位は両者で共通

註15) “ピジョン輝石”の語で表わすものは久野の命名法によるピジョン輝石および鉄ピジョン輝石の総称である。

である。斑晶鉱物は容量で12%を占めやゝ斑状の岩石である。石基は細粒～中粒で、中性長石・“ピジョン輝石”・磁鉄鉱・鱗珪石および“アノソクレス”（石基斜長石の外縁をなし、鱗珪石とともに石基鉱物の間隙を充填している）からなる。石英は斑晶斜長石の外縁をなす中性長石と微文象共生をなし、またはモザイク状の結晶集合体としてパッチ状に散在する。これらの部分には針状燐灰石がやゝ顕著に認められる。ある標本では石基に緑泥石（？）が生じている（図版I-1）。この岩石の化学分析値は第2表No. 2にあげてある。分析標本には鉄紫蘇輝石斑晶が含まれている。

御正体根火山を構成する熔岩はVcおよびVd→c型の普通輝石紫蘇輝石安山岩で、鏡下で観察し得た岩石学的性質は横間ガ浦火山のそれと同じである。代表的な岩石（Vd→c型、Vc型にきわめて近い）の化学分析値は第2表No. 1にあげてある。小島火山を構成する熔岩はすべて普通輝石紫蘇輝石安山岩（Vc型）である。肉眼あるいは鏡下の性質は前述の横間ガ浦・御正体両火山のそれとほとんど同じであるが、石基に珪酸鉱物として鱗珪石・クリストバル石のほか石英が少量含まれる。石英の産状は鉄ピジョン輝石安山岩中のそれと同じである。ある標本では石基に緑泥石（？）が生じている。

II. 5. 1 東山火山

八丈島の南東部を占め、横間ガ浦火山・御正体根火山を覆う東山火山は、その地形および地質からみて下記の3構成単位に分けることができる。

- 1) 先カルデラ成層火山（OC）
- 2) 後カルデラ成層火山（YC）
- 3) 中央火口丘（CC）および寄生火山（PC）

以下各項ごとに記述してゆく。

先カルデラ成層火山 先カルデラ成層火山はカルデラの形成および後の侵蝕作用によってかなり原形を失い、現在は直径4～4.5kmのカルデラを囲む外輪山として残っているだけである。この火山は火山活動の様式の違いによって新旧2つの時期に分けられる。旧期は主として玄武岩の熔岩および火山砕屑物を噴出した時期であって、安山岩および石英安山岩岩漿の活動もあった。大坂トンネル北口の崖およびトンネル内壁にはこの時期に属する厚い（15～20m）泥流堆積物が露出している。トンネルおよび

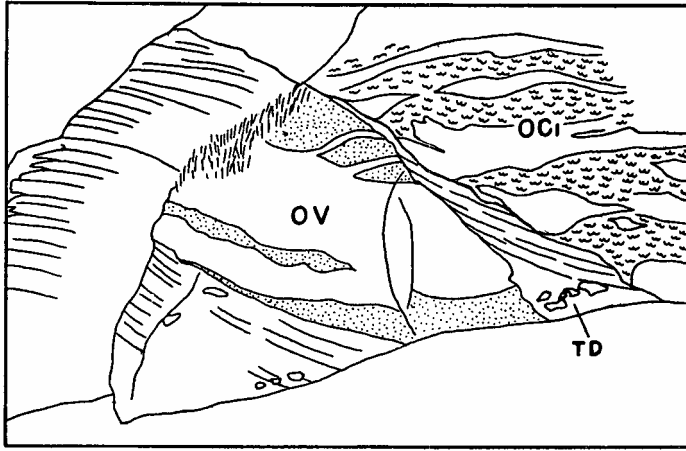
その北口から35mの地点から北東に分岐する、旧横穴地下壕の内壁には多数の樹幹および樹枝（とくに横穴入口から10数m内に密集する）が見られる。これらは泥流に押倒され打ちくだかれて埋没したものであろう。しかし樹幹の倒壊の方向にはとくに規則性はない。その材質から判断するとこれら樹幹（NI52092905a-b）および樹枝（NI52092904）はたぶのき（*Machilus Thunbergi* SIEB. et Zucc.）であり、このことから当時の気候は、現在の関東地方以西の太平洋岸のそれよりも寒くはなかったといえる^{註16}。

新期の活動は玄武岩熔岩の流出とそれに密接に伴った安山岩軽石の噴出で特徴づけられる。安山岩軽石堆積物のあるものは軽石流の形で、またあるものは降下軽石の形で堆積したものであろう。この軽石堆積物中にはしばしば天然木炭が見られ、その最大のものは径0.5mに達する。上述の新旧噴出物の直接の被覆関係を示す露頭は、いままで発見されていない。

旧期噴出物が検問ガ浦火山を覆う関係は、横間ガ浦の道路の切割および横瀬北方の海蝕崖で見られ、また御正体火山との関係は今根ガ鼻附近および大平湯で観察される。もっともよくその関係が観察されるのは横瀬北方約0.5kmの海蝕崖であって、こゝでは横間ガ浦火山に属する安山岩熔岩の侵蝕面上に薄い崖錐堆積物があり、さらにそれを覆って旧期噴出物に属するなん枚もの薄い玄武岩熔岩が見られる（第8図）。旧期噴出物に属する熔岩および火山砕屑岩の累層は、伊郷名部落に面するカルデラ内壁よりも、むしろ横間ガ浦から奈古ノ鼻にかけての海蝕崖や、岡里部落南方の旧海蝕崖によく見られる。個々の熔岩は通例厚さ10数m以下である。地質図では熔岩に富む部分と火山砕屑岩に富む部分とを色分けしてある。全体として見て熔岩および岩脈をなす岩石は、主として玄武岩で安山岩は少量であるが、火山砕屑岩を構成するものにはかなりの量の安山岩、少量の石英安山岩も見られる。これらの噴出順序と岩石の化学成分変化にははっきりした関係は認められない。

しかし東山火山の西部では、横瀬北方約0.5kmの海蝕崖で見られるように、橄欖石玄武岩熔岩をガラス質無斑晶安山岩岩脈（第2表No. 6）が貫ぬき、また岡里部落南東方約1kmでは輝石橄欖石玄武岩熔岩累層の上位に橄欖石普通輝石安山岩熔岩（ SiO_2

註16) 埋木の材質の鑑定は東京大学理学部地質学教室坪井誠太郎教授の御配慮により、同学部植物学教室小倉謙教授にいただいた。また古気候についても御教示を得た。



第8図 横瀬北方約0.5kmの海蝕崖で見られる横間ガ浦火山噴出物（OV）（上位は安山岩熔岩，下位は火山礫凝灰岩）と東山先カルデラ成層火山旧期噴出物（OC₁）との関係，TDは崖錐堆積物

＝56.85%，IVc型）が来る。

東部の今根ガ鼻－石積ガ鼻間の海蝕崖では火山碎屑岩層に挟まれて玄武岩・安山岩熔岩が存在するが，その噴出順序にとくに規則性は見られない。

大里部落と大坂トンネルの丁度中間，道路東側の切割で赤色岩滓質玄武岩熔岩（横間ガ浦火山に属する）の侵蝕面を覆う黒色岩滓層（紫蘇輝石普通輝石安山岩）中には各種の類質および異質岩片－玄武岩・安山岩（検間ガ浦火山に属する鉄ピジョン輝石安山岩も含まれる）・変質した輝石石英閃緑玢岩・岩漿による高熱変成作用を受けた火山岩，およびまれに堆積岩－が含まれている。後の3者は岩滓に包まれて産することがあり，また再結晶していることがあることから，比較的深所から由来したもので，おそらく岩漿湿壁の一部を構成していたものであろう。それに反して玄武岩・安山岩片は爆発的噴火に際して，浅所の火道壁が機械的に破壊抛出されたもの，あるいは単なる崖錐であろう。

大坂トンネル附近には前述の泥流堆積物の下位に厚さ数m以下の軽石層が露出している。この軽石層は細粒軽石砂中に白色～黒色の軽石片を含んだもので，多くの軽石片は扁平な形態を示している。また黒白縞状のもの，いわゆるパン皮火山弾も含まれ

ている。これらの様相から判断して、この軽石層は軽石流の形で流下し急速に堆積したものであろう。天然木炭の破片がまれに存在するが、外来岩片は顕著には認められない。

八丈支庁附近から大里部落にかけ、海拔100m以下に露出する凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩中には、水磨された玄武岩・安山岩円礫（最大径20cm，平均数cm）がまれに存在する。円礫の下位の層理は下方に撓曲しているが上位の層理は乱されていない。このような円礫をつくり出すような流水が山腹にあったとは考えられず、また現在の汀線堆積物の礫に形態が似ていることから、海岸近くに堆積した未凝固火山碎屑物の上に、汀線にあった円礫が飛来落下したものと考えられる。

この時期に属する凝灰岩中には潤葉樹および禾本科植物の葉の化石を含む。

岩石の記載：先カルデラ成層火山旧期噴出物に属する岩石は、玄武岩から石英安山岩に至る広い成分範囲を占めている（ $\text{SiO}_2=47.19\sim73.42\%$ ，第2表参照）。旧期噴出物に属する熔岩および岩脈の主体は橄欖石玄武岩（IIIb→IIIc）および普通輝石橄欖石玄武岩（IVb→c，IVc）であって、紫蘇輝石普通輝石橄欖石玄武岩（Vc）・橄欖石普通輝石安山岩（IVc）・橄欖石紫蘇輝石安山岩（II d→c）・普通輝石安山岩（Xc）・紫蘇輝石普通輝石安山岩（Vc）・無斑晶玄武岩（c）および無斑晶安山岩（c，d→c）は少量である。主体を占める斑状玄武岩はごくまれな例外を除き、常に20～35容量%の斜長石（灰長石ないし亜灰長石）斑晶を有する。斑晶斜長石は一般に包有物に乏しく清澄である。鉄苦土珪酸塩鉱物の斑晶は容量で数%を超えない。石基は中粒～粗粒で完晶質に近い。苦鉄質玄武岩の石基には少量の橄欖石が含まれるが、常に単斜輝石の反応縁に囲まれている（d→c型）。間隙充填的にクリストバル石・珪長質メソスタシス（mesostasis）が含まれる。

岡里南東方約1kmに露出するIVc型安山岩熔岩の石基は、細粒でかなりの量の鱗珪石が認められる。斑晶としてやゝ大型の斜長石および橄欖石と小型の普通輝石とが含まれる。普通輝石斑晶のあるものはその中核がやゝ濃い緑色を呈し包有物に富む。再結晶した玄武岩（？）片をまれに有する。

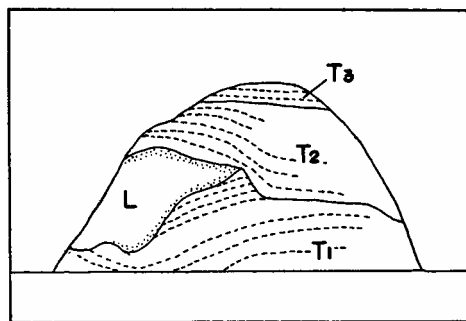
大里部落の南方道路東側の崖では、斜長石斑晶に富む玄武岩累層の上位に厚い無斑晶玄武岩熔岩が来る。この玄武岩の石基はやゝ大型の橄欖石・斜長石とそれらの間を埋める微粒の単斜輝石・磁鉄鉱からなり、珪酸鉱物はごく少量である。このように斜

長石斑晶を欠きながら、化学分析の結果（第2表にはあげてない）は $Al_2O_3=18.23\%$ を示し、他の成分の点でも斜長石斑晶を有する普通の玄武岩の全分析の結果（例えば第2表のNo. 3やNo. 10）とほぼ同じである。このような玄武岩は東山ではきわめてまれであって、富士火山帯南帯に属する他の火山（八丈島西山も含めて）ではいまままでに知られていない。

火山碎屑岩については一々鏡検しなかったが、熔岩・岩脈などに比較するとさらに広い成分範囲の岩質にわたる。そのうちとくに注目すべきものは、既述の大坂トンネル北口附近に分布する軽石流堆積物中の本質岩片である。岩質は岩片により、または同一岩片でも部分により（黒白の縞状構造を示す）多少異なるが、安山岩ないし石英安山岩であって、斑晶として鉄の多い普通輝石および橄欖石を含むのが著しい特徴である。本堆積物中に安山岩質パン皮火山弾として産する1標本（標本番号NI57032205(2)、第2表No. 8）を鏡下で見ると、斑晶として少量の斜長石・石英・鉄普通輝石（緑の色合が強い）・鉄ホートノライト（ferrohortonolite）・鉄鈹（チタン鉄鈹の熔離葉片を有する磁鉄鈹）を有し、石基は淡褐色ガラスである。部分的に墨流し状に柱状単斜輝石に富む部分が存在するが、これら輝石粒は包有物として存在する網目状石基をもつ玄武岩質岩片（その石基組織からいわゆる基性包有物（basic inclusionあるいはautolith）と考えられる）が分散したものであろう。この岩片の斑晶鈹物（斜長石・普通輝石および苦土質橄欖石）も単独で、あるいは集斑晶状で散在する。このほかに外来物として角張った玄武岩・変質火山岩片や石英と斜長石とが共融共生（eutectic intergrowth）をした岩片が見られる。石英安山岩質岩片（標本番号NI53011301、第2表No. 9）の鏡下での性質は、斑晶鉄苦土珪酸塩鈹物がより鉄に富み（造岩鈹物の項参照）、かつ石基ガラス（ $n=1.497\sim 1.500$ ）が無色である点を除いてまったく同じである。堆積物中の本質岩片（軽石・パン皮火山弾・黒曜石片）に見られる化学成分の不均質性は、粘性の高い岩漿のなかの各所から早期結晶（現在基性包有物として含まれる）が晶出することにより生じた岩漿の化学成分の差異のあらわれであろう。粘性の高かったことが岩漿溜内においてもあるいは火道上昇中にも岩漿の均質化をさまたげたのであろう。

新期噴出物は先カルデラ成層火山の北および東の山腹を覆って広く分布している。熔岩は大部分玄武岩であって安山岩はきわめてまれである。火山碎屑岩の岩質は玄武

岩から安山岩に及ぶ。量的には火山碎屑岩が大半を占める。それら火山碎屑岩層の間に熔岩がレンズ状に挟在することは、多くの露頭で観察される。この1例を第9図に示す。



第9図 末吉部落北方道路路切割で見られる先カルデラ新时期噴出物の産状。褐色凝灰岩層(T₁, T₂, T₃)に玄武岩熔岩(L)がレンズ状に挟まれる

この時期を特徴づけるものは安山岩軽石流の噴出である。野外では玄武岩熔岩の上位にあるいは下位に密接に伴なって産することから、両種の活動が繰返し行われたことは疑いない。

軽石流堆積物が玄武岩熔岩の下位に存在する露頭は先カルデラ成層火山の北麓、底戸湾に面する海蝕崖で見られる。こゝでは軽石流堆積物の下底は海面下に没していて観察されないが、海面上の厚さは4m、その上位に厚さ0.8mの凝灰岩層を挟んで厚さ数mの3枚の玄武岩熔岩がのる。この堆積物は灰長石大晶を有する軽石片(最大径0.3mに達しまたまれに同質のパン皮火山弾もある)および石質岩片を多量に含み、その基質は軽石砂からなりかなり固結している。石質岩片はこの堆積物の下位2.5mに多く、その径は最大数10cmに達し、先カルデラ成層火山体を構成する玄武岩・凝灰岩片(后者は焼けて黄赤色を呈する)およびこの火山の基盤岩から由来した変質火山岩片である。またやゝ多量の天然木炭を含む。天然木炭には最大径0.5mに達するものがあり、この堆積物の下位ではほぼ水平に倒れた形で挟在する。

この地点の南東、三根・末吉を結ぶ新道(1957年3月現在未完成)の切割では上記玄武岩と同種の熔岩を崖錐堆積物が覆い、さらにその上位に軽石流堆積物がのっ

る。前述とまったく同じ野外での産状を示すが、やゝ成層構造が見られる。類質・異質岩片のほかに天然木炭を含む点も同一である。軽石片に包まれた石質岩片は高熱変成作用を受けた基盤源の火山岩および粗粒玄武岩であり、軽石片に包まれない岩片には先カルデラ成層火山を構成する玄武岩、および基盤から由来した熱水変質作用を受けた苦鉄質安山岩・石英安山岩である。

末吉部落の南東方石積ガ鼻においては、前述の玄武岩とは岩質をやゝ異にする玄武岩熔岩（多量の大型灰長石斑晶を有することで特徴づけられる）の上位に類似の軽石堆積物が見られる。この上位にはさらに侵蝕間隙をへだてて火山礫凝灰岩・凝灰質砂岩層が重なっている。この軽石堆積物は大小様々の軽石塊（最大径0.6mに達する）からなり、間に数層の薄い軽石砂層を挟む。上位には著しく多量の類質および異質岩片を含むが下位にはほとんど認められない。薄い軽石砂層を挟むことは、この堆積物が流水によって2次的に堆積したものであることを示すのかも知れない。軽石塊は黒色、飴色、白色等を示し、また黒白の縞状構造を有することもある。岩塊によってあるいは部分によって化学成分を多少異にするためであろう。この堆積物の下底から1mの高さの層準には天然木炭が比較的密集して挟在する。石質岩片としてはアリヴァライト・橄欖石ユークライト（前2者は丸味を帯びている）・玄武岩などの本質ないし類質岩片の他にウラル石玢岩および高熱変成作用を受けた基盤源の玄武岩・安山岩・石英安山岩および凝灰岩がある。後者のなかのあるものは軽石に包まれて産する。これと同種の堆積物は西方洞輪沢港背後の崖を経てさらに南方に断続して露出する。洞輪沢の南南西約1kmの海蝕崖ではこの軽石堆積物の一部が熔結凝灰岩化している。石質岩片としては上述のほかに橄欖石輝石斑岩。輝石石英閃緑岩および変質した玄武岩ないし安山岩質火山礫凝灰岩が見られる。同質の熔結凝灰岩は先カルデラ成層火山東中腹にも見られる。高熱変成作用を受けた岩片はおそらく岩漿溜壁から由来したものであろう。岩漿との比較的長期間の接触によってこのような変成岩は形成されると考える。

この時期の火山碎屑岩層中には明瞭な降下軽石堆積物の薄層が挟まれている。この堆積物中には類質岩片のほかに基盤源の石英安山岩・輝石斑岩などが存在する。これら岩片が高熱変成作用を受けていないことから、この軽石（紫蘇輝石普通輝石安山岩）抛出の起因となった爆発は、軽石流のそれに比較して、火道の浅所で起ったもの

で、その爆発のエネルギーの多くは軽石片を高空に打ち上げることに費やされたものであろう。

この時期に属する凝灰岩中には潤葉樹および禾本科植物の葉の化石を含むことがある。

岩石の記載：先カルデラ成層火山新期の熔岩の主体は橄欖石玄武岩（Ⅲb→c，Ⅲc）および普通輝石橄欖石玄武岩（Ⅳb→c，Ⅳc）であり、紫蘇輝石含有普通輝石橄欖石玄武岩（Ⅴc）がこれに伴ない、またきわめてまれに紫蘇輝石橄欖石含有玄武岩（Ⅱc）および普通輝石紫蘇輝石安山岩（Ⅴc?）がある。主体をなす玄武岩は長さ1cm前後の灰長石斑晶をしばしば含むことによって特徴づけられている。鏡下では前述灰長石大晶以外に灰長石・亜灰長石斑晶を容量で約20%含み、富士火山帯南帯の諸火山に普通に産する斑状玄武岩と同種のものである。斑晶斜長石は一般に包有物に乏しく清澄である（図版Ⅰ-2）。各岩型に属する岩石を鏡下で観察してもその化学成分には大差ないようである。代表的な岩石（Ⅳb→c型）の化学分析値はすでに第2表No. 10にあげてある。この火山の北麓、大平潟南端に露出するこの時期の玄武岩熔岩中には、高熱変成作用を受けて鱗珪石を生じた火山岩（原岩は基盤源の珪化された火山岩で、元の石英が僅かに残っている）の小片が見られる。

石積ガ鼻に露出する紫蘇輝石含有普通輝石橄欖石玄武岩熔岩中には、長さ4cmに達する無色あるいは赤色（濃赤色を呈するものもある）の灰長石大晶が含まれている（造岩鉱物の項参照）。鏡下で見るとこの灰長石大晶を除く斜長石斑晶には、細粒の単斜輝石・磁鉄鉱その他の包有物が中心部またはある帯に密集して含まれている。また全体にわたって包有物が散在する結晶も認められる。このような性質は先カルデラ成層火山の他の熔岩では見られないことであるが、後カルデラ成層火山の玄武岩熔岩では普通に見られる特徴である。洞輪沢港背後の海蝕崖の上位に見られる玄武岩熔岩もこれとまったく同種の熔岩であるが、層準上からはおそらく上位のものであろう。

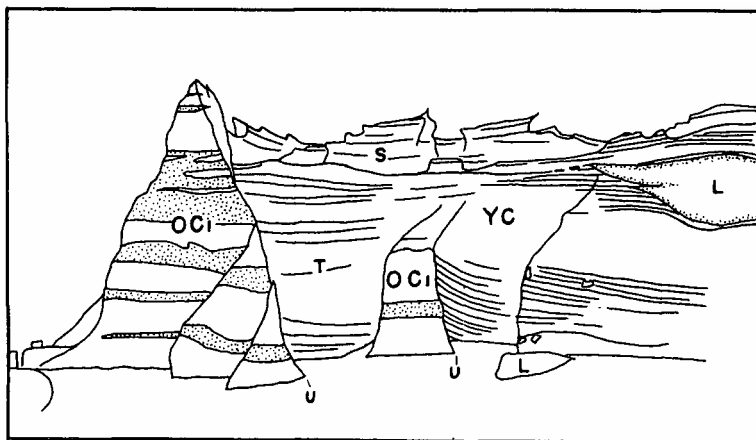
軽石流堆積物の軽石は橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩（Ⅴc?）で、斑晶橄欖石は主として灰長石大晶（長さ1cmに達する）中に粒状をなして包有されるもので、斑晶としてはこれらのほかに小型の亜灰長石－曹灰長石・普通輝石・紫蘇輝石および磁鉄鉱があり、しばしば集合斑晶をしている。亜灰長石－曹灰長石斑晶にはまれに短柱状燐灰石を包有するものがある。石基は淡褐色のガラスであって、そのなかに単斜輝石・

斜長石（後者はきわめて少量）の小結晶が点在する。代表的な標本の化学分析値は第2表No. 11にあげてある。

後カルデラ成層火山 後カルデラ成層火山は先カルデラ成層火山のカルデラ内に建設された火山で、南方においてのみカルデラ壁を乗り越えて海に向かって裾野をひいている（図版5）。



図版5 後カルデラ成層火山、中之郷小学校校庭から望む



T：火山砕屑岩 S：黒色玄武岩岩滓層 L：玄武岩熔岩 U：侵蝕面
第10図 奈古ノ鼻の東南東海蝕崖で見られる先カルデラ成層火山熔岩（OC1）と後カルデラ成層火山噴出物（YC）との関係

先カルデラ成層火山噴出物とこの時期の噴出物との関係は、樞立の奈古ノ鼻の東南東約400mの海蝕崖および中之郷の藍ガ江港の東300mの海蝕崖で見られる。

奈古ノ鼻の東南東では、先カルデラ成層火山旧期噴出物に属する普通輝石橄欖石玄武岩熔岩層（11枚の熔岩層が数えられる）を切った、急な侵蝕面（カルデラ壁が後退した結果できたと考えられる）を覆って後カルデラ成層火山の噴出物である火山碎屑岩が、海蝕崖で見ても水平層をなして露出している。火山碎屑岩層の下位（海蝕崖の最下位）および上位近くには、普通輝石紫蘇輝石橄欖石玄武岩熔岩がレンズ状に挟在しており、また最上位は褐色凝灰岩を挟んだ黑色玄武岩岩滓層に覆われている（第10図）。

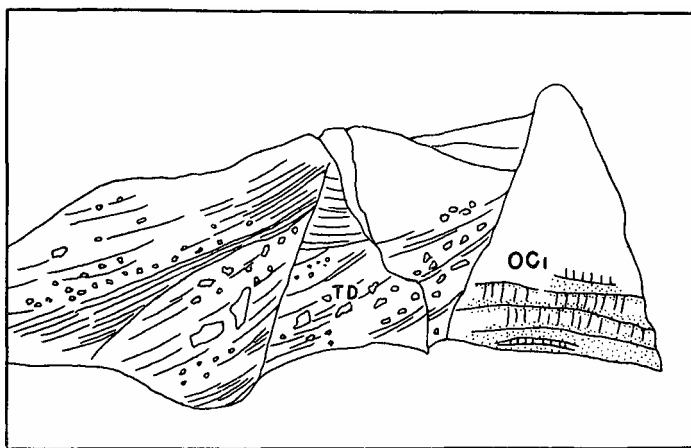
また藍ガ江港の東では、前述とまったく同種の先カルデラ成層火山玄武岩熔岩を覆って崖錐堆積物が著しく発達し、その見掛上上位に後カルデラ成層火山の火山碎屑岩がのり、その間に1枚の玄武岩熔岩がレンズ状に挟在する。この侵蝕間隙面の露頭の裏手（東側）の崖では、玄武岩熔岩層を切る走向N25°E、傾斜80°Wの断層が見られる。断層面に沿って幅0.5～1mの断層角礫帯が発達しており、かつこの断層は見掛上西落ちの正断層である。これはカルデラ形成に際して発生した、多数の断層の一つを代表するものであろう（第11図および第12図）。

御幸ノ滝の上流約800m発電用水取入口のすぐ下流の川底では、先カルデラ成層火山噴出物である岩滓質の橄欖石玄武岩熔岩の侵蝕面を、後カルデラ成層火山噴出物に属する厚い熔岩（灰長石の大晶を有する橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩）が直接に覆っている。

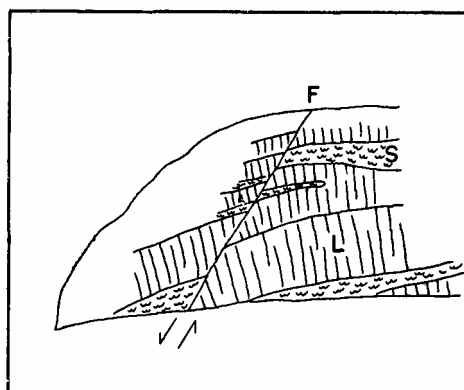
後カルデラ成層火山の南面が比較的緩やかな裾野をひくのに反して、北面では山麓の発達が悪い理由としては次の2つの点があげられる。すなわち南面ではカルデラ壁が低く、かつ比較的早期の流動性に富む熔岩が分布しているのに反し、北面はカルデラ壁、とくにその北東壁が高く、かつ比較的後期の粘性に富む熔岩が分布しているという事実によるものである。

奈古ノ鼻から藍ガ江港に至る海蝕崖で観察した結果を総合すると、常に下位に斜長石斑晶の少ない普通輝石紫蘇輝石安山岩（中性（ $\text{SiO}_2=57.26\%$ ）の安山岩で橄欖石斑晶を有することもある）、上位に斜長石斑晶に富む普通輝石橄欖石玄武岩および普通輝石紫蘇輝石橄欖石玄武岩ないし安山岩（ $\text{SiO}_2=52.56\%$ ）の熔岩が来ている。

白滝川（後カルデラ成層火山の西火口に源を発して畳根東方約0.6kmの湯浜で海に注ぐ）沿いで観察すると、上述のVc型玄武岩—安山岩の上位に、厚い火山碎屑岩を



第11図 藍ガ江港東方で見られる先カルデラ成層火山熔岩 (OC₁) とそれを覆う厚い崖堆積物 (TD)



L : 熔岩の堅硬な部分 S : 同岩滓質の部分

第12図 藍ガ江港東方で見られる先カルデラ成層火山熔岩を切る断層 (F)

へだてて中性の紫蘇輝石普通輝石安山岩（Vc型）がのり、また泉津川（東火口から発して藍ガ江港で海に注ぐ）の西の沢でもVc型玄武岩の上位にVc型苦鉄質安山岩（橄欖石を含む場合も含まない場合もある）、さらにその上位にVc型の中性安山岩が来る。各種熔岩の前後関係は両方の沢でほぼ同じであるといえる。この火山体の北部に分布する熔岩は前述のものとは異なり、灰長石の大晶（長さ1cmに達する）を有する橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩（ $\text{SiO}_2=63.39\%$ ）で数10mの厚さに達する。

火山砕屑岩のうちで注目すべきものは、檜立部落西方の道路切割あるいは奈古ノ鼻の近傍の海蝕崖上位などに露出する黒色岩滓層である。その分布範囲から推察すると、この岩滓は後カルデラ成層火山の西中腹の側火口から抛出されたものであろうが、現在その噴出点は地形に残っていない。この岩滓層は八幡山寄生火山熔岩（ PC_2 ）に覆われており、その上位にはのっていない。岩質は橄欖石玄武岩であるが、八丈島火山の他の熔岩とはやゝ趣を異にしている（後述）。

奈古ノ鼻の東南東約0.5kmの海蝕崖では普通輝石紫蘇輝石橄欖石玄武岩熔岩（NI 54071706）の下位層準の火山砕屑岩層中にレンズ状の軽石（あるいは岩滓）層が見られる。白色あるいは黒色の多孔質本質岩片からなり、また黒白の縞状構造を示すものもある。斑晶としてごく少量の斜長石・石英・磁鉄鉱・鉄普通輝石および鉄橄欖石に近い橄欖石を有する安山岩ないし石英安山岩であって、その岩質は前述の大坂トンネル北口附近に露出する軽石流堆積物のそれと本質的に変わらない。

伊郷名部落の北東約1.5km、空滝の崖では下位の帯白褐色軽石凝灰岩（類質および異質岩片を含む）から、漸移的に不明瞭な節理を有する黒色やゝ多孔質の熔岩状岩石（橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩）に変化するのが観察される。この軽石凝灰岩は降下軽石堆積物であるらしい。以上の事実から後カルデラ成層火山の山頂火口から一時にかなり多量の軽石が抛出され、火口近く（火口から数100m）に比較的厚く（20m以上？）堆積したために、その一部が熔結して一見熔岩状を呈するに至ったものであろう。

山頂火口の内壁や外側近傍にはかなり硫黄作用を受けた所が散見される。とくに著しい所は檜立部落の北北東方約2kmにある白滝近傍である。こゝでは凝灰岩がかなり厚く発達しており、その間に1枚の熔岩が挟在する。熔岩は著しい変質を受けていないが、凝灰岩は白色～青灰色の主として蛋白石からなる物質に変化しており、硫黄

作用のとくに著しかったと思われる部分には、径数mm内外の粒状硫黄が多量に鉱染している。凝灰岩中に含まれる緻密岩片（紫蘇輝石橄欖石安山岩）を切断してみると、外方から内方へ向かって蛋白石帯→カオリン鉱物・蛋白石帯→原岩の累帯構造が見られる^{註17}。原岩と変質帯との境界内側は他の部分より多孔質になっている。

岩石の記載：後カルデラ成層火山噴出物に属する岩石は玄武岩から石英安山岩に至る成分範囲を占めている。分析結果からはSiO₂=46.56~63.39%の範囲にわたるが、鏡下での観察ではより珪酸分に富む石英安山岩も存在する。この成層火山を構成する熔岩は橄欖石玄武岩（IIIc）・普通輝石橄欖石玄武岩（IVb→c, IVc）・紫蘇輝石橄欖石安山岩（II d→c）・紫蘇輝石普通輝石橄欖石玄武岩ないし安山岩（橄欖石斑晶を含まない場合もある。VcおよびVd→c）および中性ないし珪長質の紫蘇輝石普通輝石安山岩（橄欖石斑晶を含むこともある。Vd→cおよびVc）である。このうち後2者が量的に大半を占める。

後カルデラ成層火山の活動の歴史を通じて、噴出された熔岩は第10表のように比較的規則的な変化を示している。この関係は同火山の南部における野外観察をもとにして示したもので、北部に露出する熔岩との直接の関係は不明である。表中の破線矢印で示したものは、直接の被覆関係は不明であるが、熔岩層の分布状態から上下関係を

第10表 後カルデラ成層火山の熔岩噴出順序

		斑 晶		
		磁鉄鈦	斜長石	
晩期	III	(橄欖石土) 普通輝石紫蘇輝石安山岩 Vc	十	蜂巢構造あり
	II	(橄欖石土) 普通輝石紫蘇輝石安山岩 Vd→c	—	塵状包有物あり
		普通輝石紫蘇輝石橄欖石玄武岩ないし安山岩 Vc, Vd→c	—	同 上
		— 普通輝石橄欖石玄武岩 IVb→c, IVc	—	同 上
	I	(橄欖石土) 普通輝石紫蘇輝石安山岩 Vd→c	十	小型で清澄
普通輝石橄欖石玄武岩 IVc		—	清 澄	
早期				

註17) 変質岩の構成鉱物に関しては東京大学理学部地質学教室向山広博士に御教示いただいた。

推定したものである。その他は南麓海蝕崖で関係が見られる。観察される限りで最下位の熔岩層は第Ⅰ群のものであって、岩石の鏡下での性質からは先カルデラ成層火山熔岩と区別することはできない。第Ⅱおよび第Ⅲ群の熔岩がこの火山を特徴づけるものである。Ⅱに属する玄武岩および安山岩は斑状の岩石で容量で約25%の斜長石、数%の鉄苦土珪酸塩鉱物の斑晶を常に有する。斜長石斑晶の過半は小粒の単斜輝石・磁鉄鉱およびガラス(?)からなる塵状包有物を有している。包有物は斑晶の最外縁の狭い帯を除いて一面に存在することもあれば、ある帯に限って分布する場合もある。いずれの場合でも劈開に沿って配列しているように見える(図版Ⅱ-1)。Ⅲに属する安山岩はやはり斑状岩であって、石基鉱物は他の岩石に比較するときわめて細粒であるのが特徴である。厚い熔岩流として産することがあり、たぶん粘性が高かったためであろう。斜長石斑晶にはやはり塵状包有物を有するものがあるが、清澄なものに対する比率は前述Ⅱに属するものよりはるかに小さい。しかも包有物はまばらにしかならない。

このように斜長石斑晶に微粒の包有物が存在するため、これらの岩石は鏡下でも、また肉眼でも“きたない”感じがする。この感じが岩石標本を手にとって観察した際、先カルデラ成層火山熔岩か後カルデラ成層火山のそれであるかの判断の規準になる。もちろんこのことは第Ⅰ群の熔岩についてはいえない。久野¹³⁾が述べているように、これら塵状包有物を有する斜長石は、岩漿中に取り込まれた外来斜長石結晶が、外縁からまたは劈開に沿って一部熔融、さらに再結晶したものであろう。カルデラ形成後の熔岩にそれが顕著に認められる事実から、岩漿溜の屋根を構成していたと考えられる第三紀変質火山岩類が、カルデラ形成に際して岩漿溜中に落込み分解し、その構成鉱物である一部変質した斜長石が熔融再結晶したものが、塵状包有物を有する斜長石斑晶であろう。

樞立部落の東北東約2km、白滝の上流川底近くに露出する第Ⅱ群のVc型安山岩の孔隙には、紫蘇輝石および鱗珪石が伴って晶出している。これら鉱物は石基の主晶出時期よりもやや遅れて、揮発性成分に富む部分から晶出したものであろう。

山頂西火口北西内壁にも第Ⅱ群に属する安山岩あるいは玄武岩熔岩が、少なくとも2枚露出している。上位のものはかなり厚く、高い垂直の崖をつくっている。

第Ⅰ群を代表する普通輝石紫蘇輝石安山岩(Vd→c型)および第Ⅱ群を代表する普

通輝石紫蘇輝石橄欖石玄武岩（Vd→c型，Vcにきわめて近い）の化学分析値およびモードは、それぞれ第2表および第11表のNo. 13, No. 12にあげてある（図版Ⅱ-2およびⅡ-1）。

第11表 後カルデラ成層火山熔岩のモード（容量 %）

	12*	13	14
斑晶			
斜長石	22.8	9.7	16.1
橄欖石	2.2	0.2	1.8
普通輝石	0.9	1.3	3.0
紫蘇輝石	2.4	0.1	1.7
磁鉄鈹	71.7	88.7	0.8
石基			76.6

* 番号は第2表のそれに相当する。

北部に分布する安山岩熔岩は、いままで記述してきたものとはかなり異なっている。この熔岩は山頂東火口北壁・東台子山北東および御幸ノ滝南南東に露出しているが、おそらく一続きの熔岩流であろう。御幸ノ滝南南東約0.7km、川の左岸では高さ数10mに達するこの熔岩の垂直の崖が続いている。熔岩は灰色で、長さ1cmに達する灰長石および長さ2mm前後の橄欖石斑晶が顕著に認められる。また量は少ないが径数cm内外の丸味をおびた母岩より淡色かつ粗鬆ないわゆる基性包有物（basic inclusionあるいはautolith）が含まれている（図版Ⅲ-1）。この熔岩はVc型の珪長質安山岩であって、斑晶としては上記灰長石・橄欖石の他に小型の亜灰長石-曹灰長石・普通輝石・“ビジョン輝石”粒に囲まれた紫蘇輝石および磁鉄鈹が中性長石・単斜輝石・磁鉄鈹および鱗珪石からなる比較的細粒の石基中に散在している。鱗珪石・石英あるいは珪長質メソスタシスがパッチ状にまたは集合斑晶の空隙をみたして存在する。小型の燐灰石が単独でまたは斑晶鈹物（斜長石・紫蘇輝石および磁鉄鈹）に包まれて産する。基性包有物は個体によりまた同一個体でも部分によりオフィティックからクリスクロス（crisscross）組織へと著しい組織の差を示す。後者の場合では羽毛状あるいは樹枝状に配列した単斜輝石・磁鉄鈹集合体が、長く伸びた斜長石と網状に組合っており、その空隙を鱗珪石がみたしている。前者ではオフィティック組織の母体は普通

輝石が主であるが、まれに橄欖石であることがある。また単斜輝石縁を有するやゝ小型の紫蘇輝石粒も認められる。斑晶鉱物としてまれに斜長石（塵状包有物を有するものもある）を含む。この基性包有物の中央部に不等粒（0.05～2mm）の普通輝石・斜長石（まれに橄欖石）岩の団塊が見られる。この場合、まわりの基性包有物中には斜長石・橄欖石および普通輝石斑晶が存在する。この普通輝石・斜長石岩はモザイク状組織を示している。おそらく岩漿中に取込まれた外来岩片が再結晶したものであろう。このような基性包有物は久野のカルクアルカリ岩系の岩石には、かなりしばしば見られるが、ソレイイト質岩系の岩石にはきわめてまれなことである。母岩の化学分析値およびモードはそれぞれ第2表および第11表のNo. 14にあげてある。

すでに39頁で述べたように壱立部落西方の道路切割，あるいは奈古ノ鼻近傍の海蝕崖上位などには玄武岩岩滓が分布している。この玄武岩を鏡下で観察すると斑晶ないし微斑晶（0.2～15mm）として斜長石（清澄で包有物はまれである）および橄欖石があり、石基はきわめて微粒の斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱・ガラス（？）および少量のやゝ大型の橄欖石から構成されている。この岩石はアルカリ，とくに K_2O に乏しく，ノルム橄欖石が僅かに算出される（第2表No. 15）。このような化学成分の熔岩は後カルデラ成層火山にはみいだされていない。

山頂火口内壁および山頂近傍に露出する熔岩は，多かれ少なかれ変質作用を受けており，緑泥石（？）・方解石・黄鉄鉱などの2次的鉱物が生じている。

中央火口丘および寄生火山 中央火口丘および2個の寄生火山の間の，活動の前後関係はまったく不明である。

中央火口丘（CC）は後カルデラ成層火山西火口のほぼ中央に位置している。全山植物に覆われ岩石の露出は甚だ悪いが，その南西麓では厚い凝灰岩層の下位に粗粒の岩滓および火山弾からなる部分が観察される。このことからこの小丘が岩滓丘であることには間違いない（第3図）。附近には同質の熔岩も認められるが，岩滓丘の活動に際してその麓から流出したものであろう。

岩石の記載：岩滓丘から採集した火山弾は，ピジョン輝石斑晶（ $2V(+) = 145^\circ$ （o. p. $\perp 010$, $r > v$ ） $\rightarrow 14^\circ$ （o. p. //010））を特徴的に含むVc型苦鉄質安山岩で，斑晶としてはピジョン輝石のほか斜長石・紫蘇輝石（ $2V(-) = 58 \sim 50^\circ$ （ $r > v$ ））・普通輝石（ $2V(+) = 43^\circ$ （ $r > v?$ ））・橄欖石および磁鉄鉱が，斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱および

ガラスからなる細粒石基中に散在する。斑晶斜長石には塵状包有物を有するものがある。またピジョン輝石を除く鉄苦土珪酸塩鉱物の斑晶の多くは、厚いピジョン輝石粒に取囲まれている。単斜輝石（主としてピジョン輝石と考えられる）には特徴的な集片双晶が見られる。化学分析値は第2表のNo. 16にあげてある。

後カルデラ成層火山の南腹には2個の寄生火山（PC₁およびPC₂）が存在する。東側のもの（PC₁）は海拔250m附近の側火口から流出したらしいが、岩滓丘らしい地形も現在ないため、地質図上に噴火地点を明示することができない。おそらく顕著な寄生丘を形成するほどの岩滓噴出もなく、穏やかに熔岩を流出させたものであろう。その熔岩は山腹斜面に沿って南下し、先端の一部は後カルデラ成層火山山麓を刻んだ谷に流れ込み海中に突入した。藍ガ江港の突端を構成するのはこの熔岩である。下位岩層との関係はこの突端の両側で観察される。両側の海蝕崖は高さ20～30m、熔岩の薄層を挟む成層構造のはっきりした火山砕屑岩層からなり、それを開析した谷を寄生火山熔岩が埋没した形で分布している。この熔岩に接する火山砕屑岩の凝灰質部分は、幅3、4mの範囲にわたって焼かれ赤色化している。熔岩の上位にも火山礫凝灰岩および褐色火山灰層が分布しており、前者は厚さ約4mに達し偽層が認められる。

岩石の記載：この熔岩は灰長石大晶（長さ約1cm、橄欖石を包有する）およびアリヴァライトをまれに有し、また塵状包有物のために汚濁した長さ約1mmの斜長石斑晶を多量（27容量%）に含む。鏡下で見ると斑晶として亜灰長石－曹灰長石（単斜輝石・磁鉄鉱・ガラスおよびクリストバル石からなる塵状包有物を有する）・紫蘇輝石（単斜輝石粒に取り囲まれる）・磁鉄鉱（紫蘇輝石斑晶に伴なうことも伴わないこともある）および少量の普通輝石と橄欖石（灰長石大晶に伴なう）とがあり、石基は斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱および鱗珪石からなる。孔隙部にはやゝ大型に成長した鱗珪石が認められる。この岩石の化学分析値はすでに第2表No. 17にあげた。Fe₂O₃の量が多いのは分析標本がやゝ酸化していたためであろう。

西側の寄生火山（PC₂）は後カルデラ成層火山の山腹、海拔160mにある岩滓丘とその南方に分布する熔岩流とからなる。岩滓丘は主として安山岩岩滓（最大径0.6m）からなり、まれに紡錘形火山弾を含む。岩滓に包まれた石英閃緑岩質岩片を産する。熔岩は岩滓丘の南麓から流出して後カルデラ成層火山山麓の海蝕崖を爆下している。乙千代ガ浜港附近ではこの熔岩が侵蝕間隙を置いて赤褐色岩滓層を覆っている。こゝ

では熔岩は20～25mの厚さに達するが、これは海蝕崖の直下であるため、ほかでは数mであろう。東方海岸から望見してもよく熔岩流瀑下の状態が現在でも認められる(第4図参照)。この熔岩は一部に板状節理が顕著に発達している。

岩石の記載：この岩石は肉眼的には長さ約1mmの斜長石(塵状包有物のため汚濁しているものもある)および橄欖石斑晶を有し、またまれに石英斑晶(捕獲結晶)を含む。岩滓丘を構成する岩滓および火山弾は、石基がガラス質である点を除けば熔岩(完晶質)とまったく同一岩質である。鏡下では斜長石・橄欖石(α min. = 1.682, γ max. = 1.746, $\text{Fo}_{75}\text{Fa}_{25}$ - $\text{Fo}_{63}\text{Fa}_{37}$)・鉄ピジョン輝石(β max. = 1.722, γ max. = 1.750, $2V(+)$ mean = 10° (o. p. //010), $r > v$, $\text{Wo}_{12}\text{En}_{32}\text{Fs}_{56}$)・普通輝石(α min. = 1699, β min. = 1.704, $2V(+)$ mean = 47° , inclined dispersion $r > v$, $\text{Wo}_{38}\text{En}_{33}\text{Fs}_{29}$)・磁鉄鈹・石英およびまれに紫蘇輝石($2V(-)$ = 64° , $r > v$)の斑晶が、斜長石・単斜輝石・磁鉄鈹および鱗珪石からなる石基中に散在する。斑晶斜長石のあるものには中心部に、あるいはある帯に塵状包有物を多量に有し、後者の場合にはその帯の内側の斜長石は外側のそれより曹長石成分に富んでいる。鉄ピジョン輝石と普通輝石とは単独で存在することもあるが、累帯構造をする時は常に普通輝石がピジョン輝石を取囲んでいる。石英は不規則な形をして単独でまたは2, 3個集まって存在するが、常に周囲が熔融再結晶して鱗珪石(?)を生じている(図版III-2)。

岩滓に包まれて産する石英閃緑岩質岩片(径約3cmのものを2コ採集した、図版6)は白色多孔質の岩石で、鏡下で見ると主として斜長石・石英および無色～淡褐色のガラスからなり、他に鉄鈹および少量の“ピジョン輝石”と普通輝石とを含む。各結晶の間隙を満すガラスは、岩片が岩漿中に捕獲された際に、主として石英および斜長石が再熔融して生じたものである。斜長石(曹長石ないし中性長石)結晶では外縁部あるいは全体にわたり劈開に沿って虫喰状にガラス化している。虫喰状を呈する部分には塵状包有物が顕著であり、またその他の部分より曹長石成分に富む。石英には斜長石と共生(intergrowth)するものもある。単斜輝石はきわめて少量であって、鉄鈹を伴うこともある。大きな個体を形成することはなく、常にほぼ同一の結晶学的方位を有する小粒集合体(径約0.2mm)として産する。この場合中心部を構成するのが“ピジョン輝石”，外縁部が普通輝石である。

この石英閃緑岩は最初は斜長石・石英・鉄鈹およびウラル石(輝石が変質して生じ



図版 6 再熔融した石英閃緑岩質抛出岩片 (N1570313111) 安山岩岩滓に包まれる

たもの)の集合体であったと考えられる。この組合せと類似の石英閃緑岩類は、異質抛出物として先カルデラ成層火山の火山砕屑岩中にしばしばみいだされる。これら石英閃緑岩類に属する岩体の破片が、寄生火山噴出の根源となった岩漿中に捕獲され、再熱されて斜長石および石英は結晶外縁部から熔融し、またウラル石集合体は単斜輝石集合体に変化したのであろう。

熔岩中に斑晶として散在する塵状包有物を有する斜長石の中核部・石英・鉄ピジョン輝石(普通輝石に取囲まれる)および鉄鈹(一部)は、上述の再熔融石英閃緑岩から由来したものである。外来結晶が一様に分布する事実は、たとえ局所的な小さい岩漿溜にせよ、石英閃緑岩が取込まれてからかなりの時間が経過していることを示すものであろう。噴火に際して単に機械的に火道壁を破壊し取込んだものではない。

第2表No. 18に示したこの熔岩の化学分析値は、このような外来結晶を含むものであって、岩漿本来の成分はより玄武岩質であったと想像される。

II. 5. 3 西山火山

八丈島の北西部を占める西山は、大きくみて下記の2構成単位に分けられる。

- 1) 主成層火山 (MC)
- 2) 寄生火山 (岩滓丘 (SC) および凝灰岩丘 (TC))

地質図では区別し得た寄生岩滓丘および凝灰岩丘のみを異なった色で示した。岩滓丘の活動に伴ってほぼ同一地点から流出した熔岩もあるが、主成層火山のそれと地形的にも岩質的にも区別できないので、主成層火山噴出物と同色に塗ってある。

西山は東山に比較して開析は著しくなく、また噴火活動の古記録も残っていることから、その誕生は東山より新しいことは疑う余地はない。おそらく完新世の火山であろう。しかし2、3の地点を除いては西山噴出物と東山のそれとの直接の被覆関係は観察されない。

三根部落東方には北東-南西の線上に配列した3個の寄生岩滓丘が存在する。このうち南東の2個は東山の山麓上にある。後の2個の寄生火山も岩質の類似性から西山に属することは間違いない。中間のものは直径15mの小火口を有し、そこから抛出された玄武岩岩滓は、道路をへだてた南側で、東山の褐色火山灰層および火山礫凝灰岩を覆っている。岩滓層の上位には東山噴出物は認められない。同様な関係は一番南東側の寄生火山でも見られる。こゝでは道路の両側に厚さ10mに達する玄武岩の粗粒岩滓が見られ、その下位に侵蝕間隙を置いて東山の火山灰層および火山礫凝灰岩がある。岩滓層の上位には僅かの表土以外にはなにもものっていない。北東側の2個の寄生火山の間の点線路（川の南側）をしばらく行った所に、東山の火山灰層を覆った熔岩が露出している。この熔岩流はこの岩滓丘の北麓から流出したものである。熔岩の表面は新鮮に見え堆積物はのっていない。野外の事実だけからは、西山の寄生火山の一部は少なくとも東山先カルデラ成層火山噴出物より新しいということしかいえない。

主成層火山 西山は標高854.3m、伊豆七島諸火山中で最高峯である。南方から望むときには美しい円錐形を示し、八丈富士とも呼ばれている。本火山は玄武岩質熔岩および火山碎屑物（岩滓・火山礫・火山灰）からなる成層火山で、いくつかの寄生火山（岩滓丘および凝灰岩丘）を有している。寄生火山を除いたこの火山の本体を、ここでは主成層火山（MC）と呼ぶことにする。

主成層火山は南東に向かって広く裾野を展開している。他の部分では裾野の発達は著しくない。これは一つには南東方に東山が存在することにもよると考えられるが、もう一つの原因は南東山腹および山麓に比較的後期の寄生火山が多く存在するためであろう。

山頂火口は直径約400m、火口壁の高さは100mを超えない。火口内壁には火山碎

屑物（岩滓および類質抛出物）と互層して1～3枚の熔岩層が露出している。火口壁の高さは北東部（点線路が火口縁に達した所）で一番低く20～30mであり、こゝでは最上位に玄武岩および粗粒玄武岩（dolerite）の類質岩片（粗粒玄武岩岩片は最大径0.4mに達する）を含む岩滓層があり、その下位に厚さ数mの玄武岩熔岩が1枚ある。それより下位は崖錐に覆われて不明である。火口壁北西部では赤色岩滓層が厚く発達している。これら以外の部分は多くの場合樹木に覆われており露出は良好でない。

火口底のほとんど全体を占めて高さ10～20m、洗面器を伏せたような形の小丘が存在する。山頂部はやゝ窪んでおり、この窪地の外縁には幅数m～10数m、深さ数m～10mの環状の裂罅（この他に不規則なものもある）がある。この小丘をつくるものはほぼ一様な玄武岩熔岩であって、火山砕屑物は挟在しない。このことはこの小丘の北西山腹、山頂火口壁との間にあるピットの壁で観察される。ピットの東および南東壁で観察したところによると、最上位（小丘の表面近く）は黒色多孔質であるが、下位にゆくに従って粗粒になり、露頭最下位（表面から20～30m）では灰白色、孔隙（microlitic cavity）を有する粗粒玄武岩状になる。これらのことから、この小丘は、かつて山頂火口底をみたした熔岩湖の中央部が、盛り上ったまゝ固結したものと考えられる。小丘頂部の窪みおよび裂罅は、熔岩湖の表面が固結した後に、火道をみたしていた未固結の岩漿が退いた結果、形成されたものであろう。この小丘の北西山腹にあるピットは直径約180m、深さ40～50m、内壁はほとんど垂直の断崖をなしている。このピットのまわりにはこゝから抛出されたと思われる岩片がほとんど認められないから、その成因としては環状の弱線に沿った陥没が主要因であったろう。

西山山腹はまだ開析が進まず、また海蝕崖の発達も著しくないために、ごく表層の熔岩および火山砕屑物のみしか観察できない。海岸に沿って観察したところによると、やゝ岩質を異にする熔岩が認められるし、また既存の熔岩累層からなる高さ30～40mの海蝕崖を瀑下した状態を示す熔岩流や、既存の小谷に沿って流下し海中に熔岩デルタをつくったものも見られる。しかしその間に著しい侵蝕間隙（活動休止期間）があったようには思われぬし、また各熔岩層は一般に薄く山腹まで追跡することは不可能なので、地質図では区別しなかった。

特徴的な抛出岩片として粗粒玄武岩および斑礫岩が岩滓層中に見られる。これら岩片を含む岩滓層はこの火山の東山腹に限られ、西山腹には見られない。東山腹では主

として次の区域に見られる。

- 1) 山頂火口東北東縁から同山麓まで
- 2) 南南東山麓海拔200m附近
- 3) 北東中腹から同山麓まで
- 4) 東南東山腹海拔480m附近

1)および3)は楕円形の分布範囲を示すことから、噴出点から斜上方に向かって射出されたものであろう。

1)および2)の区域を覆う抛出物は玄武岩岩滓（やゝ安山岩質）の他に不変質の類質玄武岩・粗粒玄武岩・粗粒玄武岩ペグマタイト・閃緑？岩および再結晶した火山岩(?)であって、後の3者は産出が非常にまれである。これら類質（前の3者）および異質岩片はしばしば本質玄武岩岩滓に包まれている。これら岩片は山頂火口附近では径40cmに達するものもあるが、通例15cmを超えない。粗粒玄武岩岩片のうちでも比較的大形のものには板状を呈しており、これは原岩体に板状節理のあったことを示すものであろう。粗粒玄武岩岩片はどれもいくぶん角がとれた円味をもった外形のもので、周囲の岩漿の融蝕作用によると思われる。

3)および4)の区域を覆う抛出物は多量の本質玄武岩岩滓と、ごく少量の玄武岩・斑斕岩および粗粒玄武岩の岩片とである。これら類質岩片の多数は角稜ないし垂角礫状で径10cmを超えるものはない。これら岩片の形状および顕微鏡的性質から判断すると、周囲の岩漿による影響はほとんどなく、抛出直前に単に機械的に取込まれたものである。

これら粗粒玄武岩および斑斕岩は、主要火道をみたした岩体あるいは岩漿溜から分枝した貫入岩体を構成していたものである。これら岩石の詳細な記載および成因的考察はすでに他の機会に述べた（Isshiki¹⁸⁾）。

寄生火山 寄生火山には凝灰岩丘(tuff cone)(TC)と岩滓丘(SC)との2種がある。主成層火山の東南東麓にある神止山が凝灰岩丘であって、山腹には侵蝕による細かいひだが発達しており、きわめて特異な地形を示している(図版7)。全山凝灰岩・凝灰角礫岩などの火山碎屑岩によって構成されており、北東-南西に並んだ2火口が認められる。

構成岩石が著しく軟弱であるため、雨水による侵蝕が顕著で、一見かなり古い火山



図版7 神止山凝灰岩丘、神湊港から望む

体のように思えるが、その北東麓垂戸湾に面する海蝕崖では本火山に属する斑状玄武岩熔岩を覆い、また凝灰角礫岩中の岩片には西山熔岩に類似したものが多数認められることから、西山に属することは明瞭である。この凝灰岩丘の北東麓にはほぼ直線の崖が続いている。これは古い海蝕崖と考えられる。この寄生火山の活動は本質物質を噴出することなく、既存の火山体を破壊する水蒸気爆発のような形式を採ったものと思われる。

神湊港にくだる道路の切割には厚さ20～30m、ほぼ水平の層理を有する火山碎屑岩層（主として凝灰岩および凝灰角礫岩）が露出している。この岩層中には火山円礫岩の薄層が挟在する。神湊港に露出する斜長石斑晶に富む玄武岩熔岩はこの岩層に覆われており、また同港の南西約400mの道路切割西側ではこの岩層は無斑晶玄武岩熔岩に覆われている。この熔岩はさらに北流して海岸に達し、港の西側では前記斑状玄武岩（橄欖石含有玄武岩）を直接覆い、さらに北西方垂戸湾まで分布している。41.8m三角点附近にはこの火山碎屑岩層を覆う別の斑状玄武岩（普通輝石含有橄欖石紫蘇輝石玄武岩）が分布している。無斑晶玄武岩との関係は不明である。この火山碎屑岩層は凝灰岩丘が破壊され、2次的に堆積したものであろう。

上述のことから神止山凝灰岩丘が、本火山成長の途次に形成されたことに疑いをさしはさむ余地はない。

主成層火山の南東山腹および山麓にはいくつかの寄生岩滓丘が存在する。これら岩滓丘は一般に小さく比高も40mを超えることはない。ほぼ北西－南東方向の線上に数個ずつ配列しており、この方向の弱線の存在を示すもののものである。岩滓丘は主と

して黒色あるいは赤色の粗粒な岩滓からなり、紡錘形火山弾も時折認められる。岩滓のほかに熔岩を挟んだり、岩脈に貫ぬかれたりしている場合もある。飛行場北側にある1岩滓丘は飛行場建設の際に切崩され、よくその断面を露出している。露頭スケッチをやゝ模式化したものはすでに第5図に示してある。岩滓丘の北東麓では岩滓丘を覆う風化土壌の上位に玄武岩熔岩がのっている。この熔岩は山頂火口から流出したのか、あるいは側火口から流出したのかは不明である。南南東中腹のやゝ大型の岩滓丘はただその地形から存在を推定したものである。これは新帯⁶⁾の宮木火口に相当するものであろう。

寄生岩滓丘は主成層火山の成長の間に、あるいは山頂火口の活動終了後に形成されたものであろう。

岩石の記載：西山を構成する岩石は主として玄武岩である ($\text{SiO}_2=49.66\sim 54.67\%$)。多くの岩石は多量の灰長石—亜灰長石斑晶を有するが、橄欖石・普通輝石および紫蘇輝石斑晶に乏しく、これらを欠くことがある。斜長石は一般に集合斑晶をなし、粗粒～中粒の石基中に散在している(図版IV—1)。石基の鉱物組合せからみれば圧倒的にc型のもが多く、 $b\rightarrow c$ および $d\rightarrow c$ 型はきわめてまれである。

第2表のNo. 19およびNo. 21にあげた化学分析値は、この火山でもっとも普通に産する玄武岩を代表するものである。No. 20, No. 22およびNo. 23の成分を有する岩石はまれであり、最後のものは安山岩質である。

以下に代表的岩石、主として分析標本について顕微鏡下で観察されたことを略記する。

斜長石斑晶を多量に有する玄武岩 (NI54050702)^{註18)}：西山南東麓熔岩。斑晶としては約1mmの亜灰長石が多量に(容量で30%程度)存在するだけで他の鉱物は認められない。斜長石は数個集まって集合斑晶をなす場合が多い。包有物としては単斜輝石粒および細粒磁鉄鉱を含む褐色ガラス(両者とも石基の構成成分)があるが、あまり多くはない。石基は長さ約0.15mmの単斜輝石および斜長石粒と、その間をみたくすより細粒の上記両鉱物・磁鉄鉱および褐色ガラスで構成されている。やゝ大型の石基単斜輝石は“ピジョン輝石”であって薄い普通輝石(?)縁を有するのが普通である。化学分析値は第2表No. 19にあげてある。

無斑晶質玄武岩 (NI54050703)^{註19)}：西山南東麓熔岩。斑晶としては少量の

註18) 東京工業大学桂敬博士から分析標本をいただいた。

註19) 前述

斜長石ときわめて少量の単斜輝石および磁鉄鉱とが存在するだけである。斜長石は集合斑晶をなす場合が多く、単斜輝石微斑晶（長さ約0.3mm）は累帯構造を示し、内部は“ピジョン輝石”（ $2V(+)=0^\circ$ ）、外縁は普通輝石（ $2V(+)=40\sim 50^\circ$ ）で、両者の境界ははっきりしている。石基は優黒質（色指数39）で斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱・ガラスおよびクリストバル石（？）で構成されている。化学分析値は第2表No. 21にあげてある。

粗粒玄武岩（Coarse-grained basalt）（NI55072003）：西山山頂火口内ピット南東壁，旧熔岩湖面から20～30m。灰白色粗粒でミアロリティック孔隙を有するのが特徴である。鏡下では斑晶として長さ約2mmの斜長石があるだけである。斑晶斜長石は不規則なあるいは帯状に分布した塵状包有物を有する。石基は長さ約1mmの柱状の斜長石および単斜輝石，径約0.5mmの磁鉄鉱粒（骸晶状のものもある）からなり，これらの間隙をクリストバル石およびマイクロライトを含む褐色ガラスおよび珪長質メソスタシス（微細な中性長石～灰曹長石と珪酸鉱物の集合体）がみだしている。単斜輝石粒は外縁部の方がやゝ色が濃く，淡緑～淡桃緑色にわたる多色性を示す。淡色の中核部はピジョン輝石（ $\beta \text{ min.} = 1.698, 2V(+)=0^\circ, \text{Wo}_{11}\text{En}_{51}\text{Fs}_{38}$ ）で，比較的はっきりした境界で外縁を囲む濃色の部分は鉄普通輝石（ $\beta \text{ max.} = 1.714, 2V(+)\text{mean}=39^\circ, r < v, \text{inclined dispersion, Wo}_{31}\text{En}_{31}\text{Fs}_{38}$ ）である。鉄普通輝石は単独でも産する。

旧熔岩糊の表面近くでは急冷したためガラスが多く，また石基の粒度もやゝ細かいが（NI53072507），上記の岩石と本質的な差異はない。

表面から数m下位で採集した標本（NI54080203）には，まわりの母岩に比較して大きな気孔に富み，かつ無斑晶質の幅1cm以下のシュリーレンが存在する。鏡下で見るとこの部分は母岩よりやゝ細粒で，結晶間隙をみだす珪長質メソスタシスは多量の微細な磁鉄鉱を含み不透明に近い。構成鉱物は斜長石・やゝ色の濃い単斜輝石・磁鉄鉱および間隙充填状のクリストバル石・褐色ガラス・珪長質メソスタシスである。単斜輝石は主として鉄普通輝石で，“ピジョン輝石”を伴なう。このシュリーレンはその鉱物組成からみて母岩よりも鉄分に富んでいるようである。その産状から考えて熔岩湖内のその位置での晶出分化作用の産物であろう。化学分析値は第2表No. 20にあげてある。

鉄に富む玄武岩（NI53072705）：西山南南西山麓，船戸鼻熔岩。この熔岩は船戸鼻近傍の海岸数100mにわたって分布し，起伏の少ない熔岩原を形成している。肉眼的には灰黒色，斑晶鉱物に乏しい。鏡下では斑晶としては斜長石が少量存在するだけである。石基はかなり粗粒で長さ約0.5mmの斜長石・単斜輝石および径約0.1mmの磁鉄鉱からなり，それらの間隙をみだして褐色ガラス・クリストバル石および珪長質メソスタシスが存在する。これら間隙をみだす物質はマイクロライトや樹枝状の磁鉄鉱を多量に含む。石基単斜輝石は累帯構造を示し，中核部は“ピジョン輝石”（ $2V(+)=0^\circ$ ）で外縁部は“普通輝石”（ $2V(+)=40^\circ$ ）であ

る。両者の境界は比較的是っきりしている。この岩石の化学分析値は第2表No. 22にあげた。表からわかるように著しく鉄に富んでいる ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 16.14\%$) のが特徴である。

この熔岩の他の部分(熔岩表面近く)から採集した標本(NI55071402)には無斑晶質、母岩に比較してやゝ色が黒く、径約2mmの気孔に富む不規則なシュリーレン(幅1cm以下)が存在する。このシュリーレンの組織および鉱物組成は前述の熔岩湖表面から数mの部分で採集した標本(NI54080203)中に見られるシュリーレンのそれと非常に類似している。母岩およびシュリーレン中の単斜輝石の光学的性質およびそれぞれから推定した成分を第12表にあげる(図版IV-2)。

第12表 鉄に富む玄武岩(NI55071402)の石基単斜輝石の光学的諸性質

	母岩	シュリーレン
ピジョン輝石	$\alpha \approx \beta = 1.695(\text{min.})$	$\alpha \approx \beta = 1.698(\text{min.})$
鉄普通輝石	$2V(+) = 0^\circ,$ $\text{Wo}_{12}\text{En}_{53}\text{Fs}_{35}$ $\beta \text{ max.} = 1.728$ $\gamma \text{ max.} = 1.751$ $2V(+) = 42^\circ, r < v$ $\text{Wo}_{30}\text{Fn}_{20}\text{Fs}_{50}$	$2V(+) \approx 0^\circ, \text{Wo}_{11}\text{En}_{61}\text{Fs}_{28}$ $\beta \text{ max.} = 1.733$ $\gamma \text{ max.} = 1.754$ $2V \text{ n. d.}$

無斑晶質玄武岩(NI54041501, Tsuva¹¹⁾のNo. 83と同一標本註20): 西山東南東麓, 神湊港熔岩。この熔岩は斜長石斑晶に富む橄欖石含有玄武岩熔岩を覆っている。肉眼的にはきわめて少量の小型斜長石斑晶を有するだけの緻密な岩石である。鏡下では斑晶として長さ約0.6mmの清澄な亜灰長石および径約0.1mmの磁鉄鉱が存在する。しかし両者ともその量は少ない, これらのほかに微斑晶状の紫蘇輝石(単斜輝石縁に囲まれている)がまれに存在する。これと一続きと考えられる他の部分から採集した標本(NI52092306)の薄片内には, 微斑晶としては“ピジョン輝石”(2V(+) $\approx 0^\circ$)しか存在しない。しかし兩種微斑晶はどの部分にもまれではあるが共存するに違いない。石基はやゝ細粒で斜長石・単斜輝石(“ピジョン輝石”?)および磁鉄鉱からなり, これら鉱物の間隙をマイクロライトを含む褐色ガラスおよびクリストバル石(?)がみたしている。この岩石の化学分析値は第2表No. 23にあげてある。表からわかるようにこの岩石も鉄に富んでいる。

“ピジョン輝石”微斑晶を有する橄欖石玄武岩(NI52092505): 鉄に富む玄武岩(NI53072505)を覆う熔岩。鏡下で見ると斜長石(一般に小型で塵状包有物

註20) 東京大学地震研究所津屋弘 教授から分析標本をいただいた。

を有するものもある) および橄欖石斑晶以外に長さ約0.3mm, 集片双晶を示す“ビジョン輝石”微斑晶がやゝ多量に存在する。この微斑晶は橄欖石斑晶を取囲んで産することもある。石基は細粒で斜長石・単斜輝石および磁鉄鈹からなり、これらの間隙をみたしてマイクロライトを含む褐色ガラスが少量存在する。類質抛出岩片として産する斑柘岩には次のような鉱物組合せのものがある。

- 1) 普通輝石紫蘇輝石橄欖石斑柘岩
- 2) 普通輝石紫蘇輝石斑柘岩
- 3) 紫蘇輝石ビジョン輝石普通輝石斑柘岩
- 4) ビジョン輝石普通輝石斑柘岩

2)および3)の紫蘇輝石は比較的規則正しく配列した葉片状あるいは斑点状の普通輝石を含んでいる。このことは本来ビジョン輝石として晶出したものが、緩冷却の間に紫蘇輝石に変化したことを示すものである。斑柘岩類全体に存在する磁鉄鈹も常にチタン鉄鈹の熔離葉片を有している。、鱗珪石は2)~4)の斑柘岩中に間隙充填状にあるいは灰曹長石-中性長石と共生して少量産する。同一の玄武岩質層中に、上記のように異なった鉱物組合せの斑柘岩が産することは、分化した貫入岩体(differentiated intrusive body)の存在を示すものである。珪酸鈹物として鱗珪石が石英の代わりに産すること、および基盤岩の抛出岩片を伴わないことから、この貫入岩体は比較的浅所にあると想像される。

山頂火口東北東縁から同山麓にかけて分布する粗粒玄武岩質抛出岩片25個について顕微鏡観察を行ったが、それらの鉱物組合せはほとんど同一である。山頂火口縁に分布するものについてはすでに福地信世²⁾・新帯国太郎⁶⁾および原田準平⁷⁾が記載しており、福地および原田はそれぞれこの岩石を紫蘇輝石普通輝石輝緑岩およびマイクロダイオライトと呼んでいる。鏡下では粒度は0.4~2mm, 半自形柱状の輝石・斜長石(もっとも灰長石分に富む部分で $Ab_{32}An_{68}$)および骸晶状の磁鉄鈹が主成分鉱物である。これら鉱物の間を微ペグマタイトがみたしている。斜長石は著しい累帯構造を示し、その外縁部は微ペグマタイト中の斜長石と結晶学的に連続している。輝石も多くの場合累帯構造を有し、中核の色の淡い部分はビジョン輝石、外縁のやゝ色の濃い部分は普通輝石-鉄普通輝石である。両者の境界は比較的是っきりしていて、中間の光学性を有する輝石は見られない。磁鉄鈹は常にチタン鉄鈹の熔離葉片を有している。微ペグマタイトには2つの型があり、1つは鱗珪石および灰曹長石-中性長石からな

るもの、他はクリストバル石および灰曹長石—中性長石からなるもので、前の組合せは観察したすべての薄片に見られるが、後の組合せはおよそ半数の薄片にしか認められない。長さ0.25mm以下の鉄ホートノライト（ferrohortonolite）の小粒が微ペグマタイト内に、あるいは微ペグマタイトに接する鉄普通輝石縁にコロナとして見られる。また微ペグマタイト内には針状燐灰石がかなり存在する。福地および原田のいう紫蘇輝石の存在は確認できなかった。しかし原田も後の論文⁸⁾では紫蘇輝石は存在しないとしているようである。

粗粒玄武岩岩片のなかに灰黒色、比較的緻密で斜長石斑晶を有する玄武岩に取囲まれたものがある。鏡下でこの部分には斑晶として亜灰長石のほかにはピジオン輝石・普通輝石の微斑晶および少量の磁鉄鈹斑晶がある。石基は細粒で斜長石・単斜輝石・磁鉄鈹および鱗珪石である。斑晶として磁鉄鈹が存在することから本岩はいくぶん安山岩質である。

粗粒玄武岩岩片はこのいくぶん爆発的な岩滓噴出に伴なって抛出されたもので、主火道をみたしていた岩体を代表するものであろう。

II. 5. 4 崖錐・汀線堆積物

海蝕崖下には崖の崩落によって生じた崖錐堆積物およびそれに連続して円礫層・砂層がある。後者は崖錐堆積物の末端が波浪に洗われることによって生じた汀線堆積物である。洞輪沢港の南南西600～700mの海蝕崖下には、現海面から約3mの高さに円礫層および砂層が見られる（地質図には示してない）。同層を構成する物質は主として背後の海蝕崖から供給されたものであるが、その上部層準には径数cmの白色あるいは白、灰黒色縞状構造を示す鉄紫蘇輝石（？）石英安山岩軽石円礫をやゝ多量に含む。この種の軽石はこの層準の連続と見られる崖錐堆積物中には認められないから、給源は不明であるが、漂着したものであろう。この円礫層および砂層の上位には薄い崖錐堆積物がのっている。本層は現海面からの高さから考えて旧汀線の堆積物であろう。

三根部落の南および岡里部落の東の、現在水田となっている部分は東山を刻む小溪の流水によって運ばれた泥土が堆積した所であろう。

崖錐および汀線堆積物のなかには、西山火山よりも古期の堆積物もあると考えられ

るが、断定的な証拠はいままでの野外観察ではみいだされていない。

Ⅲ. 応用地質

Ⅲ. 1 硫黄鉱床（廃鉱）

すでに東山火山の記述の項で述べたように、檜立白滝には小規模ではあるが硫黄の胚胎している所がある。これは東山の後カルデラ成層火山形成当時の硫黄活動のなごりを示すものである。

母岩は玄武岩ないし安山岩質凝灰岩で、帯青白色粗鬆、蛋白石化した岩石中に径数mmの黄色粒状硫黄が散在する。本凝灰岩層中に挟在する熔岩は比較的変質を受けていない。本硫黄鉱床は時折採掘されたが、品位が悪く永続的に稼行されたことばない。

Ⅲ. 2 温泉

東山の南東および南海岸には温泉が3カ所知られている⁶⁾。しかしいずれも汀線近くに湧出しているため、そのうちの1カ所を除いては泉温、泉質などについてはわかっていない。

南東海岸洞輪沢南方の末吉温泉も、干潮時に海浜の巨礫の間から湧出するのが認められるだけで、まわりの地質についてはまったく不明である。東山火山の活動に直接関係があるかどうかについてもわからない。泉質その他についての資料を第13表にあげておく。

第13表 末吉温泉分析表¹²⁾

泉 質	源泉温度 (°C)	湧出量 (l/min)	比重 (15° C)
弱 食 塩 泉	62	約 521.5	1.0008

陽イオン(mg/kg)		陰イオン(mg/kg)		そ の 他(mg/kg)	
K•	26.2	Cl'	705.3	HBO ₂ (meta)	2.4
Na•	341.6	SO ₄ "	132.8	H ₂ SiO ₃ (meta)	198.5
Ca••	153.6	HCO ₃ '	491.3	CO ₂	183.4
Mg••	89.9				
Fe••	0.1				
Al•••	1.1				

引用文献

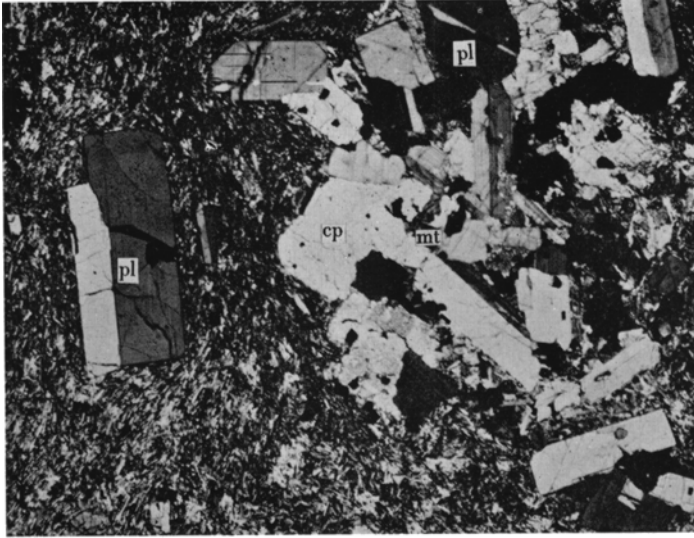
- 1) 石井八萬次郎：南海廻島雑談，地学雑誌，Vol. 5, No. 49, 1893
- 2) 福地信世：伊豆諸島に産する顕晶質石弾につきて，地質学雑誌，Vol. 8, No. 95, 1901
- 3) 閻浮生（福地信世）：再び伊豆諸島旅行者の為めに，地質学雑誌，Vol. 8, No. 95, 1901
- 4) 大森房吉：八丈島及青ヶ島地災記録，震災予防調査会報告，No. 43, 1903
- 5) 山崎直方・佐藤伝蔵：大日本地誌，Vol. 3, 1904
- 6) 新帯国太郎：八丈島の地形及び地質，地学雑誌，Vol. 24, No. 277~283, 1912
- 7) 原田準平：八丈富士産球状火山弾及其成因に就て，地質学雑誌，Vol. 31, No. 373/374, 1924
- 8) Harada, J. : Notes on some bombs from Hachijō-fuji, Hachijō Island, Province Idzu, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 3, Nos. 3/4, 1924
- 9) 原田準平：本邦産 2・3 の鉱物に就いて，地質学雑誌，Vol. 40, No. 477, 1933
- 10) Harada, Z. : Chemische Analysenresultate von japanischen Mineralien, Jour. Fac. Sci., Hokkaido Imp. Univ., Ser. 4, Vol. 3, Nos. 3/4, 1936
- 11) Tsuya, H. : On the volcanism of the Huzi volcanic zone, with special reference to the geology and petrology of Idu and the Southern Islands, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 15, Pt. 2, 1937
- 12) 厚生省東京衛生試験所：日本鉱泉分析表，衛生試験所彙報，No. 54, 1940

- 13) Kuno, H. : Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan,
Bull. Geol. Soc. Amer., Vol.61, No.9, 1950
- 14) Kuno, H. : Genozoic volcanic activity in Japan and surrounding areas,
Trans. New York Acad. Sci., Ser. 2, Vol.14, No.6, 1952
- 15) 大脇繁吉・菊地治可 : 八丈島仙郷誌, 大脇旅館, 1952
- 16) 久野 久 : 火成岩の成因系統と日本の地下構造, 科学, Vol.26, No.1,
1956
- 17) 桂 敬 : 本邦火山の地球化学的研究 (その33), 富士火山帯の火山岩のパ
ナジウム含有量, 日本化学雑誌, Vol.771, No.2, 1956
- 18) Isshiki, N. : Petrology of plutonic cognate ejecta from Nishi-yama vol-
cano, Hachijo-jima, the Seven Izu Islands, Japan, Jap. Jour.
Geol. Geogr., Vol.29, Nos. 1/3, 1958
- 19) Isshiki, N. : Notes on rock-forming minerals (3) Red coloration of anor-
thite from Hachijo-jima, Jour. Geol. Soc. Japan, Vol.64,
No.759, 1958
- 20) Kuno, H. and Others : Catalogue of the active volcanoes and solfatara
helds of Japan, Intemational Volcanological Association, 1958
(in press)

参 考 文 献

- 杉田常吉 : 八丈島に関する伝説, 地学雑誌, Vol.24, No.288, 1912
- 藤原咲平 : 八丈島御月ノ平の波状熔岩, 地理教育, Vol.15, No.3, 1931
- 佐藤 久 : 伊豆諸島の火山地形, 科学, Vol.22, No.5, 1952

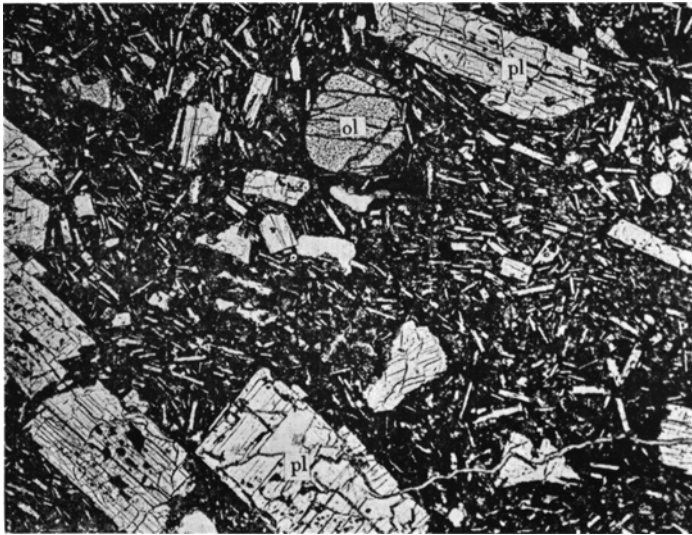
第 I 図版



0 1 mm

倍率は I-1~IV-1 まで共通

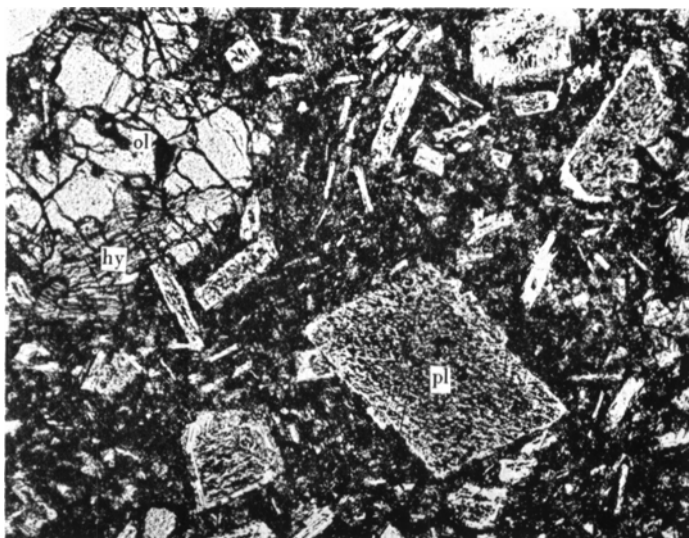
1. 鉄ビジョン輝石鉄普通輝石安山岩 (NI52092609)・古期成層火山熔岩 (OV) 集合斑晶に注意 直交ニコル



2. 普通輝石橄欖石玄武岩 (NI52100802)・東山先カルデラ成層火山熔岩 (OC₃)

pl : 斜長石 cp : 鉄普通輝石〜鉄ビジョン輝石 mt : 磁鉄鉱 ol : 橄欖石

第II図版



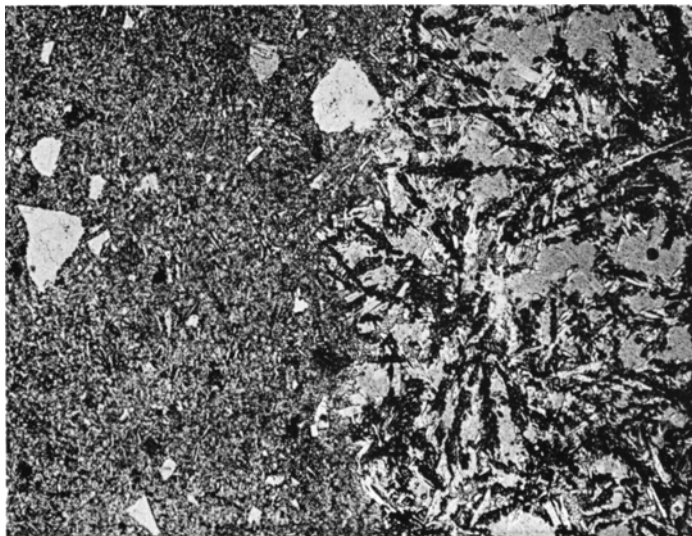
1. 普通輝石紫蘇輝石橄欖石玄武岩 (NI54071706)・東山後カルデラ成層火山熔岩 (YC₂)
塵状包有物を有する斜長石斑晶に注意



2. 普通輝石紫蘇輝石安山岩 (NI52101202)・東山後カルデラ成層火山熔岩 (YC₂)

pl : 斜長石 ol : 橄欖石 hy : 紫蘇輝石 aug : 普通輝石 mt : 磁鉄鈣

第Ⅲ図版



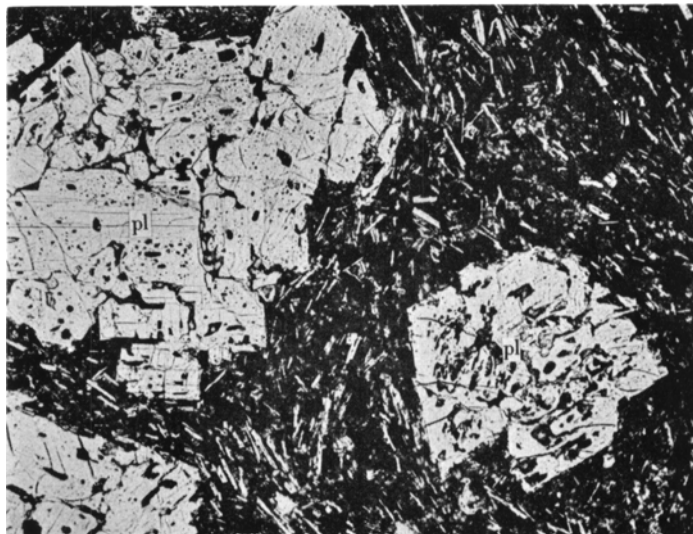
1. 橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (NI57032302)・東山後カルデラ成層火山熔岩 (YC₃)
左側母岩, 右側クリスクロス組織を有する基性包有物



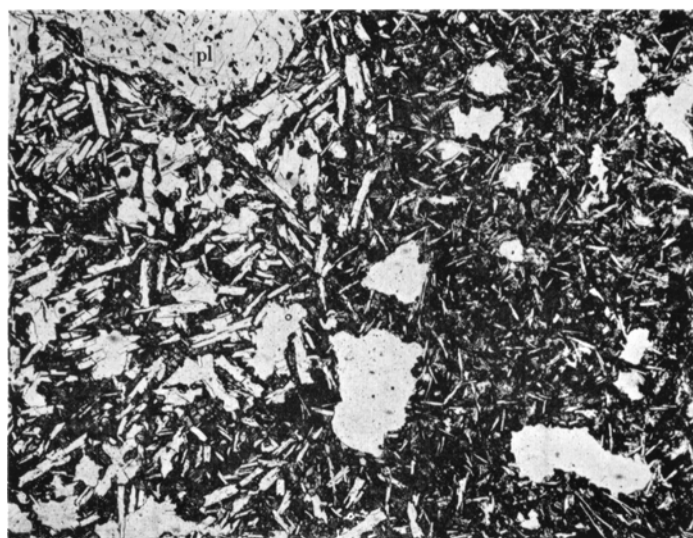
2. 紫蘇輝石含有石英鉄ビジオン輝石普通輝石橄欖石安山岩 (NI55071309)・東山寄生火山熔岩 (PC₂) 斜長石捕獲結晶に注意

pl : 斜長石 xpl : 斜長石捕獲結晶 ol : 橄欖石

第IV図版



1. 橄欖石含有玄武岩 (NI52092208)・西山主成層火山熔岩 (MC) 斜長石 (pl) の集合斑晶に注意



2. 鉄に富む玄武岩 (NI55071402)・西山主成層火山熔岩 (MC) 左側母岩, 右側鉄に富むシュリーレン

pl : 斜長石

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000



HACHIJO-JIMA

Hachijō-jima, No. 5

By

NAOKI ISSHIKI

(Written in 1958)

(Abstract)

In the area of this sheet-map, two volcanic islands, Hachijō-jima and Ko-jima exist. They are situated between $33^{\circ} 2' \sim 33^{\circ} 9'$ north latitude and $139^{\circ} 41' \sim 139^{\circ} 52'$ east longitude, and are members of the Seven Izu Islands. Ko-jima has an elliptical outline measuring 3km from northwest to southeast and 1.5km northeast to southwest. It consists of a single stratovolcano 616.8m high. Hachijō-jima is a gourd-shaped island measuring 14km from northwest to southeast and 7.5km in a maximum width. It is composed of two stratovolcanoes, Higashi-yama and Nishi-yama. Higashi-yama, 700.9m high, occupies the southeastern part and Nishi-yama, 854.3m high, the northwestern.

GENERAL PETROGRAPHY

Rocks occurring in the area are olivine basalts, olivine-pyroxene basalts and andesites, pyroxene andesites (including ferropigeonite andesite) and ferroaugite-fayalite quartz dacite with silica percentages ranging from 46.56 to 73.42. The olivine basalts, olivine-pyroxene basalts and andesites are the most predominant types, while the ferropigeonite andesite and ferroaugite-fayalite quartz dacite are very rare. These rocks constitute probably the most calcic and siliceous rock suite of the world. From chemical as well as petrographical characters, they are considered typical differentiates of the tholeiite magma. The chemical compositions of the representative rocks are shown in the Table 2 of Text.

GEOLOGY

Extending from the Izu peninsula of Japanese mainland to the Marianas, there exists a submarine ridge on which rest many volcanic islands, including Hachijō-jima and Ko-jima, of the southern subzone of the Fuji volcanic zone. The ridge is made up, at least in part, of Tertiary volcanic rocks similar to those exposed on the Izu peninsula, judging from the petrographical characters of "accidental blocks" of altered andesite lapilli tuff, altered dacite and others found in pyroclastic deposits of Higashi-yama and other volcanoes on the ridge such as O-shima, Miyake-jima and Tori-shima.

In some period during Pleistocene, a volcanic activity took place on the submarine ridge. Lavas and pyroclastic materials of pyroxene andesites (including ferropigeonite andesite) and a little pyroxene-olivine basalts were erupted to form a few small cones (old volcanoes, OV) whose remnants are now exposed on the northeastern and western sea-cliffs of Hachijō-jima. Ko-jima volcano may also be of the same age, judging from

the degree of dissection of the volcanic body and petrographical resemblance of the constituent rocks.

After a fairly long period of quiescence, the second volcanic activity began at the present site of Higashi-yama. Repeated eruptions of lavas and pyroclastic materials of olivine basalts, pyroxene-olivine basalts and subordinate pyroxene andesites gave rise to a comparatively large stratovolcano (OC) whose basal diameter is about 10km. A small quantity of pumice flow of quartz dacite-quartz andesite was also erupted in the early stage. The dacite and andesite are characterized by the presence of phenocrysts of ferroaugite and iron-rich olivine. The later stage of the activity is characterized by alternate eruptions of basaltic lava flows and andesitic pumice which was ejected mainly in the form of pumice flow. In some places, the middle part of the pumice deposits is transformed into welded tuff. This stratovolcano is referred to here as pre-caldera cone (OC).

Then depression took place along ring fissures and a caldera measuring 4 to 4.5km in diameter was formed at the summit of the pre-caldera cone. This was followed by a long erosion interval when the caldera was widened by collapse of its wall, and the skirt of the cone was cut by wave erosion.

Rejuvenated volcanic activity took place on the northern part of the caldera floor. Alternate eruptions of lavas and pyroclastic materials of olivine-pyroxene basalts and pyroxene andesites built up a stratovolcano-post-caldera cone (YC)-, but its dimension has never exceeded that of the pre-caldera cone. The cone has two summit-craters lying in an east-west direction. The larger eastern crater encroaches on the smaller western. All the basalts and the bulk of the andesites of the cone have porphyritic plagioclase crystals with fine inclusions of groundmass constituents. Such plagioclase phenocrysts are not found in the rocks of the pre-caldera cone except in a few. This feature may be petrographic manifestation of contamination by foreign materials followed the formation of

the caldera.

During or after the activity of the post-caldera cone, the solfataric activity in a small scale took place near the summit of the cone and formed sulphur deposits in tuff and tuff-breccia beds. The andesitic or basaltic tuff was completely altered to loose opal rock with sulphur in cavities, but rock fragments in the tuff-breccia were not so intensely attacked.

After some period of dormancy, an activity began from a re-opened central vent, and a small scoria cone of andesite (olivine-augite-pigeonite-hypersthene andesite) was formed within the western crater of the post-caldera cone (central cone, CC). Flank eruptions in a small scale also took place on the southern slope of the cone. An andesite lava (augite-bearing hypersthene andesite) poured out from a vent half-way up the cone, flowed in a radial valley cutting the slope and reached the sea (parasitic crater lava, PC₁). At a point 1.3 km west-southwest of the vent, a small scoria cone was formed, and from the same crater, an andesite lava also poured out, then ran southwards, and flowed down as a cascade over the already formed sea-cliff of the post-caldera cone (parasitic cone, PC₂). The andesite lava and scoria (hypersthene-bearing quartz-ferropigeonite-augite-olivine andesite) are characterized by the presence of many xenocrysts of quartz, plagioclase and other minerals which seem to have been derived from quartz diorite mass underneath the volcano. Actually remelted quartz diorite fragments are found in the scoria deposits.

Nishi-yama volcano was born probably in Recent. Repeated eruptions of lavas and pyroclastic materials of basalts resulted in a conical stratovolcano (main cone, MC). Satellitic scoria cones (SC) and tuff cone (TC) were also formed during the growth of the main cone or possibly after the cessation of the central eruption. Many of the basalts have abundant phenocrysts of calcic plagioclase and rare phenocrysts of olivine, augite and hypersthene. Five times of eruptions intermittently

occurred from the 15th to 18th century, but old literatures give no detailed information about centers of the eruptions, scale of the activity, etc.

Useful underground resources have not been found in this area. Only a hot spring is now present on the southeastern foot of Higashi-yama.

昭和34年3月25日印刷

昭和34年3月31日発行

工業技術院
地質調査所
著作権所有

印刷者 北川武之輔

印刷所 細川活版所
