

讃岐地方の所謂 “Sanukitoids” の研究 : (共の 1) 小豆島皇踏山熔岩流について

山口, 勝
九州大学理学部

<https://doi.org/10.15017/4740687>

出版情報 : 九州大学理学部研究報告. 地質学之部. 3 (2), pp.105-126, 1951-03-05. 九州大学理学部
バージョン :
権利関係 :

正 誤 表

山口 勝 讃岐地方の所謂“Sanukitoids”の研究 —(其の1)小豆島皇踏山熔岩流について—

頁	行	誤	正
109	2	約 2里	約 5里
113	上から2行目	Syôdo-shima	Syôdo-sima
117	”	”	”
119	Table 8	”	”
裏表紙	下から3行目	Syôdo-Shima	”

讃岐地方の所謂“Sanukitoids”の研究

— (其の1) 小豆島皇踏山熔岩流について —

So-called “Sanukitoids” of Sanuki Province Part I, Ôtozan Lava Flow on Syôdo-sima Island

山 口 勝

(Masaru YAMAGUCHY)

- | | |
|---|---------------------|
| I. 緒 言 | V. 成分鉱物について |
| II. 古銅輝石 (bronzite) 及び古銅輝石安山岩 (bronzite-andesite) の定義について | VI. Xenocrysts について |
| III. 小豆島, 皇踏山熔岩の現出状態 | VII. 比重及び化学成分 |
| IV. 岩石の記載 | VIII. 要 約 |

故杉健一教授は 1936 年頃高松附近のサヌカイト類の調査の機会に数日を費して小豆島を踏査され、この島の火山岩類が、色々の興味ある問題を含んでいることに注目された。筆者は 1946 年学窓を出るとすぐ、先生の御示唆をうけてこの島の火山岩類の研究に着手し色々と御指導をうけていた。

それが、1948 年の夏には、先生は多くの人々に惜しまれながら他界されてしまった。先生の御考えは当時の論文³⁶⁾に明らかであるが、その上にも気にして居られながら果されなかつた色々の問題の——その一部でも何とかして解明したいと努力しているが、まだこれという成果の上らないのは誠に申訳ない。

今 2 回忌にあたり、先生の御遺徳を偲びつゝ未熟ながらも一文を捧げる。

(July 8, 1950)

I 緒 言

四国各地に点在する、俗称“カンカン石”として古くから知られた黑色・堅硬・緻密の岩石は、E. Naumann (1885)²⁾によつて、初めてその岩石学的特異性が認識せられ、之に“Augitandesitklingstein”という名称が与えられた。その後 E. Weinschenk (1891)³⁾はこの岩石について特に研究したが、彼は Ikomasan* の同岩の分析結果から、この岩石中の斜方輝石が古銅輝石であると、これを古銅輝石安山岩の一種であるとしたが、その岩石学的特徴から主産地である四国讃岐の名をとつて“Sanukit”という名称を提唱した(1891)。それから後は所謂瀬戸内火山帯を特徴づける岩石として“サヌカイト”という名称がそれと近縁の讃岐岩質岩 (sanukitic rocks) と共に普通に用いられて今日に至つた。

Naumann²⁾はその頃既にその岩石が瀬戸内海周辺(讃岐の Jusyama**, その他の各地; 小豆島; 大阪の Kabutoyama*** など)からその延長上北九州佐賀附近まで追跡出来ることを述べたが、小藤文次郎⁷⁾はその名著“On the Volcanoes of Japan”, V, 1916 において四国及九州の“サヌカイト”及びその類縁の古銅輝石を含む岩類の比較的狭い帯状分布に注目し、かつこれらのサヌ

*氏の記載で四国讃岐にあることになつているが、恐らく奈良縣生駒郡生駒町の生駒山の誤りであろう。

**屋島であろうか?

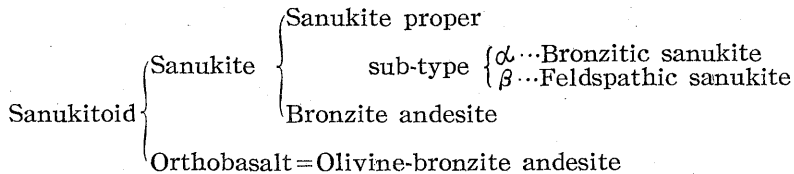
***西宮市北方の甲山であろう。

カイト類を細分したが、その総括名として“Sanukitoid”という名称を用いた。

さて Weinschenk が Sanukit という名称を提唱した岩石は大略下記の如き性質のものである：

- 1) 肉眼的に殆んど角岩に類似し、褐～黒色である
- 2) 緻密なものでは介殻状断口及び高度の光沢をもつ
- 3) 鏡下では多量の磁鉄鉱の粒と透明なガラスからなる石基中に多量の斜方輝石の針状結晶を認める
- 4) 分析の結果から、この石基斜方輝石を古銅輝石と決定した
- 5) 斜長石及び柘榴石は非常に少い
- 6) 尚その他に、少量の單斜輝石の微晶、ガラス質物質及び石英の捕獲結晶も認められる

等である。その主産地讃岐の名前から“Sanukit”と命名されたことは前述の通りであるが、この Weinschenk の定義に厳密にあてはまるサヌカイト(sanukite)の分布は局部的のものであつて、それに類似した色々の型のものをも含めてサヌカイトと称せられている現状^{7),17),18),31),35),45)}である。小藤文次郎⁷⁾のいう“Sanukitoid”とは、その産状や性質から、この種岩石の textural modification と考えられる各種のものに対して与えられた名称であつて、下記の如く分類される：



現今“Sanukitoid”の名称は余り用いられておらないが、サヌカイト類(讃岐岩類, sanukitic rocks)の名称のもとに包含される種々の型の岩石は略この Sanukitoid に一致するものである。

佐藤源郎^{17),31)}はこれら岩類を細分して、所謂サヌカイト・古銅輝石安山岩・含輝石古銅輝石安山岩・橄欖石古銅輝石安山岩・讃岐岩質橄欖玄武岩等と呼んでいる。岩名が示すように色々の変種があるが、普通にいう“サヌカイト”と他岩類との関係は、それが“*bronzite-andesite*”の glassy variety⁷⁾であると述べられているだけで成因的に立入つて論議されてはおらない。筆者は、世界でも珍しい著しい特徴をもつといわれるサヌカイト及びそれと関聯する岩類即ち“Sanukitoids”がもつ地質学的・岩石学的特性を明らかにするために、先づ主産地である讃岐地方の同岩類について主として岩石学的、岩石化学的研究*を試みたい。

この研究にあたり色々と御指導 御鞭撻を 与えられた 故杉健一教授、富田達教授、種子田定勝助教授並びに化学分析に御援助を頂いた 九大化学教室、桂敬学士に対し深く感謝の意を表す。富田教授には、更に本稿を校閲して頂いた。斜方輝石の新名称については九大文学部講師 Philippe Deslauriers 神父より語学上の御援助を受けた。厚く御礼申上げる。

本研究には主として文部省自然科学研究費を用いた。

II 古銅輝石 (Bronzite) 及び古銅輝石安山岩 (Bronzite andesite) の定義について

古銅輝石 (bronzite) の名称は斜方輝石の中、古銅様 (bronze-like) の金属光沢又は色をもつものに対して与えられた。^{5),10),11),23)}この光沢は結晶中に微細な包裹物(板チタン石、針鉄鉱、又は赤鉄鉱であるという説がある)が存在し、それに基因する内部反射色であるといはれる。然しその原

*岩石化学的の語はこれまでも屢々用いられたが、岩石学の研究に化学的研究が含まれること勿論である。その重要性を強調するために敢えてこの語を用いる。

因は余り明らかではない。初めはその様な意味に用いられたが、後には、学者によつては、その本来の意味に関係なく、斜方輝石区分の際の名称として、種々の異なる取扱い方が行はれている。簡単にその要点を述べると、

i) ある学者等は化学的見地から大体 FeO 5~14% (Fs 7~21^{mol%} 又は Fs 9~26^{wt%} 程度) 又はその程度の成分のものを *bronzite* とした (Lacroix, etc.), 3), 5), 10), 12), 15), etc.

ii) (a) ある学者等は光学的見地から、薄片における色が無色無多色性あるいは僅かに多色性をもつものに対し、(b) 更に 2V が 90° 前後で屈折率の比較的低いものに対し、そう呼んでゐる。この中、(c) 光学性(正)のものを *bronzite* と呼ぶものと、(d) 逆に(負)であるとする人がある。

iii) 又ある学者等は化学的、光学的見地から *bronzite* の位置を限定している。

いづれにしても本来の特性を考慮しない場合が多い。2, 3の例をあげると、例えば Weinschenk³⁾ は sanukite 中の石基斜方輝石の分析で FeO 14% (En 78.5, Fs 21.5^{mol%} 又は Fs 26^{wt%}) のものを *bronzite* と断定した [i]。小藤⁷⁾ (瀬戸内式火山岩中)、Cross, Hitchcock (Oahu の basalt 中)⁶⁾ などによる *bronzite* は ii) (a) 又は (b) の考えであるが、Powers²⁹⁾ は同じ Oahu の basalt 中のものを単に rhombic pyroxene としただけである。これらの記述では *bronzite* の成分範囲はかなり広い様である。

坪井³⁷⁾は *bronzite* は enstatite の比較的 Fs 分にとむもの (光学性正) にあたると述べている (氏の図表では Fs 15^{wt%} 以下となる)。吉沢¹⁶⁾ は所謂古銅輝石安山岩中の古銅輝石といわれた斑晶又は石基斜方輝石は、光学性からの推定では、Fs 20^{mol%} 又はそれ以上のもので実は hypersthene であると述べている。同氏のとり扱いは坪井のものに近いものと思われる。

近時 Hess & Phillips³⁸⁾ は斜方輝石を分類して次の様にすることを提案した (wt% は筆者計算)。

Optically positive	En ₁₀₀ ~En _{88½} ^{mol.%}	Enstatite	Fs ₀ ~Fs _{14.56} ^{wt.%}
Optically negative	En _{88½} ~En ₈₀	Bronzite	Fs _{14.56} ~Fs _{24.70}
	En ₈₀ ~En ₅₀	Hypersthene	Fs _{24.70} ~Fs _{56.75}
	En ₅₀ ~En _{12±}	Ferrohypersthene	Fs _{56.75} ~Fs _{90.58}
Optically positive	En _{12±} ~En ₀	Orthoferrosilite	Fs _{90.58} ~Fs ₁₀₀

即ちこの場合の *bronzite* は optically negative で En 88½~80^{mol%} (Fs 14.56~24.70^{wt%})、FeO ≐ 7~11% である。

其の他多くの例があるが省略する。これらの例をみると所謂 *bronzite* のとり扱い方については学者によつてかなりの混乱がある様に思われる。この問題について既に Winchell (1923)¹¹⁾ は、化学成分のみで人為的に斜方輝石を区分することには反対し、又 *bronzite* に関しては、“*bronzite* の名前は其の特有な性質をもつものに対するものであつて、勝手に、人為的制限を設けてそれを enstatite [斜方輝石] の subspices とする理由はないから、その名前は、どの pyroxene の variety でもその特性をもつものに対するものであると見做したい” と指摘している。そして彼は斜方輝石を、その化学成分と光学性関係図から、光学性の正負の境によつて enstatite と hypersthene のみに分け、その境が、FeSiO₃ 15^{mol%} 又は FeO 12% であるとした。その後多くの学者等^{11), 25), 26), 27), 37), 38), 39), 40), 41)} によつて光学性と化学成分の関係が調べられたが、それらを通覧しても光学性の変化

は化学成分の変化に完全には対応せず、ある程度のずれがあることが明らかである。これは斜方輝石の成分が主成分 $MgSiO_3$ (En), $FeSiO_3$ (Fs)* で示され、他の CaO , Al_2O_3 , etc の影響が充分に考慮されない限り止むを得ない。

斜方輝石をその光学性又は化学成分のいずれか一方を規準として区分すれば最も簡単であるが、petrography においてはその両者を考慮する必要もおこる。Hess & Phillips³⁸⁾ が斜方輝石に五つの区分名を提案したことは現在の様に petrography が細かく論ぜられる際として時宜を得ているが、その区分位置は必ずしも適当ではない。何故ならば単結晶でも中心部と外部とでその正負が変化するものは普通に存在するし、又彼等の提案した bronzite の成分範囲でありながら optically positive のものもあり、光学性の正負の境界を区分の境とすることは余りのぞましいことではない。

既述の如く光学性及化学成分の関係は厳密には対応しないが、ある程度両者に誤差の幅を許すならば両者を考慮して斜方輝石を区分することが出来、しかもこの区分は区切りのよいところでかなり機械的に行つても差支えない。

Bronzite とは元来、斜方輝石の a variety として、bronze-like colour and luster をもつものに対する名前であつて、成分が限定されているわけではない。Dana はこれを secondary origin であるとし one variety としてとり扱つている。これと別の立場即ち化学成分又は光学性から bronzite とされたものの多くは決して上述の如き特殊の物理的性質を示すものではない。分析試料中の包裹物がどの様に処理されたかは不明の場合が多いが、bronzite と記載されたもので包裹物をよく除去して分析を行つた例もある。

所謂 enstatite, hypersthene** の間には本質的に何等境界があるわけではない。例えば“sanukitoids”においては無色無多色性あるいは弱多色性を示し、Fs 20mol% 前後の斜方輝石が特徴的に発達している。これらは Weinschenk 又は小藤などによる bronzite であるが、その特殊な物理性を示すものではない。

Winchell¹¹⁾ が既に指摘した様に、bronzite の名称はその本来の意味にのみ用いないと多くの混乱を生ずる。更に現在の様にその区分に異論があると、記載において甚だ困惑する。

以上の様な理由と、更にこれらの位置をより明瞭にするために筆者は次の様に取扱いたい：

Bronzite の名称はその本来の性質をもつものに対してのみ用いる。

そして乱用の“bronzite”に代る新名称として“enstasthene”という語を提案する。これは enstatite ($\epsilon\nu\sigma\tau\alpha\tau\eta\varsigma+ite$) と hypersthene ($\delta\pi\epsilon\rho+\sigma\theta\epsilon\nu\sigma$) とをくみ合はせた $\epsilon\nu\sigma\tau\alpha\sigma\theta\epsilon\nu\sigma$ から導いたもので言葉としても適当で、それが中間的性質のものであることが容易に理解されるであろう。又その成分範囲は大体 Fs 10~30mol% と一応定めたい。その前後のものが enstatite 及び hypersthene である。*** この区分は早くから用いられた“bronzite”のものとは著しくは異ならない。光学性では大体 $2V(+)$ 80~(-)70°前後で無色~弱多色性のものが多いと思はれる。化学成分と光学性との関係では、いづれも Fs 5mol% ±, $2V$ 5° ± の範囲の誤差を認めなければならない。区分位置に関しては尙討議すべき点があるが、本報文においては、筆者はその様なものを“enstasthene”と呼び、それを主成分とする岩石を“enstasthene andesite”として記載することにしたい。諸賢の御批判を乞う次第である。

* Fe_2O_3 及び MnO のすべてを FeO に加えるのが普通。

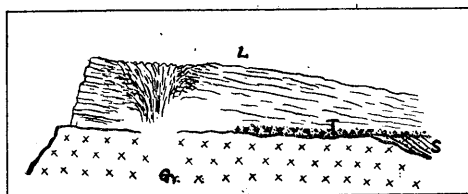
**Winchell, その他による。

***区分の問題は改めて別の機会にのべたい。この提案については諸先輩に御批判を仰いだら賛否いろいろであつた。種子田博士は現段階でこの提案をする事には賛同しておられない。

Ⅲ 小豆島皇踏山熔岩の現出状態

四国高松市東北方海上約5里, 小豆島の西部にあたる淵崎村皇踏山(Ôtozan)は高さ最高394m, 海面より吃立し東北方向に細長く延長する。基盤は黒雲母花崗岩と中新統とから成る。黒雲母花崗岩は南西半部に分布し、之に対して中新統の砂岩・砂質頁岩層が断層又は不整合関係で花崗岩と接して北東半部に分布している。熔岩はこの基盤のやゝ平坦な侵蝕面(高さ約300m)上に流出した厚さ最大約80m前後のもので、全体的には北東方向に緩傾斜して mesa 的地形を示す。Fig. 1. にその現出状態を示す。

Fig 1. Occurrence of the Ôtozan lava
(south-eastern cliff)



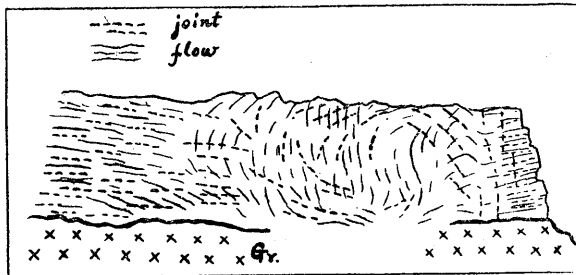
L: lava, T: tuff-breccia, S: sandstone,
Gr: biotite-granite.

熔岩は最下部において基盤の破片を含む凝灰角礫岩(最大厚さ10m±)をもつて初まるが、この分布は局部的で熔岩が基盤を直接被う場合が多い。岩相、流理を追跡することによつて、この熔岩がこの山の南端を噴出孔として四方に流出したものであることがわかる。この熔岩は流理、節理が著しく発達し、且つ岩相の変化にとんでいる。

1) 節理について

熔岩下部の chilled margin (1-2m) 以上は節理がよく発達している。この節理発達にはある程度の規則性を認めることが出来る。即ち噴出孔附近に於ては流理に無関係に流理に対して直交又は斜交して噴出孔を中心とするやゝタマネギ構造の様に発達するが、その中心を離れて熔岩の周辺部においては殆んど流理面に平行なものとなる。一般に厚板状の節理のものが多く、節理と流理が斜交する場合には、流状構造をなす石基鉱物の配列が局部的に撓曲に似た配列となりこれが節理となつて表はれる。以上の様な構造はその当時の冷却の様子をよく示しているものといえる (Fig. 2)。

Fig 2. Flow and joint structures of the Ôtozan lava
(south-eastern cliff)



2) 岩相の變化について

本岩体は流理の発達によつて Figs. 1, 2 に示すように、その構造をよく示している。

岩相の變化は同一流理面上の各場所で観察しても多少の相違があるが流理面に垂直な方向において最も著しい。これを皇踏山東南端の断崖、北方に緩傾斜する露頭について流理面に直角な方向に下部から上部に観察すると、最下部の約5mは黒色緻密で橄欖石の斑晶を肉眼でも認めることが出来、一見玄武岩質であり、その上部は暗褐色となり中部から上部へと色が淡くなつて、上部では灰白色殆んど無斑状で明らかに安山岩質と認めることが出来る。尚、中上部では白色の pegmatitoid が streak 状に流理に平行に細かく発達するようになるが、このことは中部のやゝ暗色の岩石では、その対照から特に明瞭に観察される。この様な漸移的外観の變化はその鉱物成分・化学成分等岩相の變化とよく対応している。尙この様な著しい變化を示す熔岩流が一つのものであるかどうかについては疑問を起し易い点であるので、筆者は数度にわたつてこの岩体の各部にわたつて調査した結果、前述の節理以外には熔岩

を区分する何らのgapもなく連続的のものであることを確めた。岩体の周辺部では厚さは不定であるが、下部が基性、玄武岩質で、上部が安山岩質であるという関係には変化がない。噴出孔附近では流理が殆んど垂直であるから、この流理面に垂直な方向即ち水平方向に観察しても多少の変化を認めることが出来る。但しこゝでは中心部より外方がやゝ基性であるが玄武岩質のものは観察出来なかつた。この垂直な流理は水平の流理に連続している。

IV 岩石の記載

皇踏山熔岩の各岩相は互に漸移的關係にあるが、鉱物成分・組織等から大略次の四つに分けることが出来る：

	(厚さ)
top	
↑	
4) Enstasthene andesite ca.30m
(佐藤氏の Augite bearing sanukitic andesite)	
3) Olivine-enstasthene andesite ca.20m
2) Augite bearing olivine-enstasthene andesite ca.20m
1) Augite-olivine-bytownite-basaltic andesite ca.10m
base	(佐藤氏の Sanukitic olivine basalt)

1) Augite-olivine-bytownite-basaltic andesite

Baseの chilled margin を含めて厚さ約 10m内外を占める部分である。黒色・細粒・緻密の地に olivine の斑晶を肉眼でも認められる。上部では節理が発達しやゝ色が淡くなる。

斑晶：—olivine, augite, bytownite

石基：—chilled margin 及び それに近い部分は細粒で brown glass にとみ hyalopilitic texture を示すが上部では殆んど glass がなく完晶質になる。成分鉱物は labradorite, augite, alkali-felspar, magnetite, ilmenite, picotite, brown glass, 稀に olivine, 又は hypersthene の少量を見ることがある。Brown glass の多い場合には dust 状の iron ore が含まれる。しかし結晶度の高い部分には cristobalite がみられる場合がある。成分鉱物の光学性を第1表に示す。

2) Augite bearing olivine-enstasthene andesite

約 20mの厚さをもつもので、淡黒色・緻密、節理がよく発達する。

斑晶：—enstasthene, olivine 及少量の augite

石基：—labradorite, hypersthene, augite, potash-oligoclase, alkali-felspar, magnetite, ilmenite, picotite, cristobalite.

殆んど完晶質に近いが極めて少量ながら glass 質のものがある。著しい流状構造を示し hyalopilitic—trachytic texture である(鉱物の光学性、第2表)。

3) Olivine-enstasthene andesite

約 20mの厚さのもので暗灰色緻密、pegmatitoids が白く條狀に多数流理に平行に存在する。

斑晶：—enstasthene, olivine; 少量の augite を含むことがある。

石基：—labradorite, hypersthene, augite, potash-oligoclase, alkali-felspar, magnetite, ilmenite, picotite, biotite, hornblende, cristobalite.

殆んど完晶質であるが流状構造が著しく hyalopilitic—trachytic texture である(光学性、第3表)。

4) Enstasthene andesite

厚さ約 30mのもので、灰白色・緻密、やはり pegmatitoids が発達するが肉眼では余り目立たなくなる。節理はやはり発達するがそれ程著しくない。

斑晶：—enstathene, まれに augite が散点する。

石基：—labradorite~andesine, hypersthene, potash-oligoclase, alkali-felspar, augite (few), biotite, hornblende, magnetite, ilmenite, picotite, cristobalite.

完晶質であるが、流状構造著しく trachytic texture を示す。この岩石を所謂“sanukite”と比較すると結晶度は勿論違うが、その主鉱物組成・石基構造など極めてよく似ている（光学性、第4表）。

Table 1.* Basal Part of the Ôtozan Lava
(Augite-olivine-bytownite basaltic andesite)

	Phenocryst	Groundmass		Phenocryst	Groundmass
Olivine	$\alpha_{\min} \doteq 1.655$ $\beta \doteq 1.675 \sim 1.703$ $\gamma_{\max} \doteq 1.715$ $\beta_{\text{mean}} \doteq 1.689$ $2V(+)$ 88° ~(-)80° $\beta \doteq 690$ $2V(+)$ 88° ~(-)78°	(rare) $2V(-)$ 84°~81°	Enstathene & Hypersthene	none	$\alpha_{\min} \doteq 1.678$ $\beta \doteq 1.680 \sim 1.686$ $\gamma_{\max} \doteq 1.695$ $2V(-)$ 75~67 (rare)
					Plagioclase
Augite	$\alpha_{\min} \doteq 1.678$ $\beta \doteq 1.685 \sim 1.689$ $\gamma_{\max} \doteq 1.700$ $2V(+)$ 45°~52°	$\alpha_{\min} \doteq 1.669$ $\beta \doteq 1.676 \sim 1.681$ $\gamma_{\max} = 1.683$ $2V(+)$ 45°~48°	Glass	none	brown n = 1,489

Table 2.* 10~30^m up from the Base of the Ôtozan Lava
(Augite-bearing olivine-enstathene andesite)

	Phenocryst	Groundmass		Phenocryst	Groundmass
Olivine	$2V(-)$ 86°~76°	none	Enstathene & Hypersthene	$2V$ (-)80-(+)87 -(-)80 -(+)87 -(-)80 -(-)78 (+)89-(-)69 (+)88-(-)73 (+)84-(-)67	$2V$ (-)73, 72, 71 (-)69, 65
Augite	$\beta \doteq 1.686 \sim 1.696 \pm$ $2V(+)$ 55°~52°	$2V(+)$ 54°, 53°, 50°, 48°	Plagioclase	range An% 78~60 mean 74~64	range An% 75~45 mean 72~53
			Potash-oligoclase alkali-felspar	none none	$2V(+)$ 40°, 50°, 60° n.d.

*各 Table は各々の rock type の鉱物の光学性の平均値又は範囲を示す。個々の岩石についてのものではない。測定数の少ないものは、各値を記した。

a~bの如きは多数のものについての range, a-bの如きは単一結晶における値。

Plagioclase の成分推定は主として坪井の図表により、補足的に Reinhard 及び Cudba & Kennedy の図を用いた。以下同様。

Table 3. 30~50m up from the Base of the Ôtozan Lava
(Olivine-enstasthene andesite)

	Phenocryst	Groundmass		Phenocryst	Groundmass
Olivine	n.d.	none	Plagioclase	range An% 70~50	range An% 65~45
Augite	$\alpha_{min} \doteq 1.678 \pm 0.001$ $\beta \doteq 1.698 \pm 0.002$ $\gamma_{max} \doteq 1.718 \pm 0.001$ 2V(+) $50^{\circ} \sim 48^{\circ}$	2V(+) $52^{\circ} \pm$		mean 70~50 (rare)	mean 63~48
Enstasthene & Hypersthene	$\alpha_{min} \doteq 1.667 \pm 0.002$ $\beta \doteq 1.674 \sim 1.694$ $\gamma_{max} \doteq 1.701 \pm 0.002$ 2V(+) $89 - (-)86$ (-) $78 - (+)82$ -(-) 71 (-) $71 - (+)84$ -(-) $71 - (-)66$ (-) $75 - (-)74$ (-) $86 \sim 65$ (-) $62 - (-)78$ -(-) 82	2V(-) 72 -(-) 65 (-) 63	Potash- oligoclase & Alkali- felspar	none none	2V(+) $62^{\circ}, 40^{\circ},$ $35^{\circ}, 50^{\circ}$ n < 1.49 2V(+) $80^{\circ} \pm$ (-) $70^{\circ} \pm$

Table 4. 50~80m up from the Base of the Ôtozan Lava
(Enstasthene andesite, uppermost)

	Phenocryst	Groundmass		Phenocryst	Groundmass
Enstasthene & Hypersthene	$\alpha_{min} \doteq 1.675 \pm 0.001$ $\beta \doteq 1.682 \sim 1.692$ $\gamma_{max} \doteq 1.698 \pm 0.002$ 2V(+) $86 \sim (-)64$	$\gamma \doteq 1.702 \pm 0.003$ 2V(-) 62 (-) $70 \pm$	Plagioclase	range An% 64~44 mean 63~44 (very rare)	range An% 62~44 mean 60~45
Augite	(very rare)	2V(+) $50^{\circ} \pm$	Potash-oligoclase & Alkali-felspar	none none	$n_1 \doteq 1.534$ (in O10) 2V(+) $60^{\circ}, 40^{\circ}, 50^{\circ}$ 2V(+) $84^{\circ}, 76^{\circ},$ $80^{\circ}, 82^{\circ},$ (-) $72^{\circ}, 75^{\circ}, 83^{\circ}$

V 成分 鑛物 について

熔岩の各高さにおける斑晶鉱物の量を積分儀を用いて測定した (Table 5, Fig. 3).

この結果では、各成分鉱物が比較的規則正しい消長関係をもっていることが知られる。即ち olivine, augite, bytownite は下部に多く上部に向い減少する。Augite, bytownite が比較的急激に減少するのに対して olivine はかなり長い範囲に存在する。逆に enstasthene は中位置から急激に増加している。石基鉱物の測定は困難であるが、大体の傾向では、最下部に稀な olivine の消失に代つて hypersthene は上部に向うに従い増加し、augite は逆に減少するが、長石類その他の量には余り変化がない様である。

Table 5. Volumetric Composition of the Lavas from the Southeastern Cliff of Ôtozan, Syôdo-shima

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8
Grm.	90.68	91.78	93.56	93.61	93.26	95.17	94.58	94.28
Oliv.	5.32	4.76	1.21	1.09	0.00	0.00	0.00	0.00
Serp. (after oliv.)	0.12	0.00	4.38	3.97	3.49	2.17	1.05	0.00
Aug.	1.60	1.64	0.36	0.49	0.36	0.01	0.05	0.00
Hyp.	0.00	0.00	0.00	0.00	1.03	2.44	3.82	5.39
Pl.	2.21	1.66	0.27	0.15	0.48	0.01	0.07	0.00
X. Pl.	0.07	0.16	0.22	0.59	1.04	0.21	0.43	0.10
X. Q.	0.00	0.00	0.00	0.10	0.34	0.00	0.00	0.23
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

(measured by means of the Shand's Integration Stage)
Sample No. は p. 120 を参照.

Fig. 3. Variation curve with height in the volumetric composition of phenocryst of the Ôtozan lava

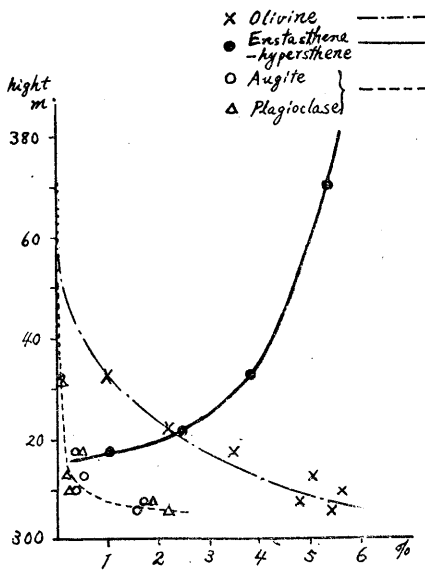
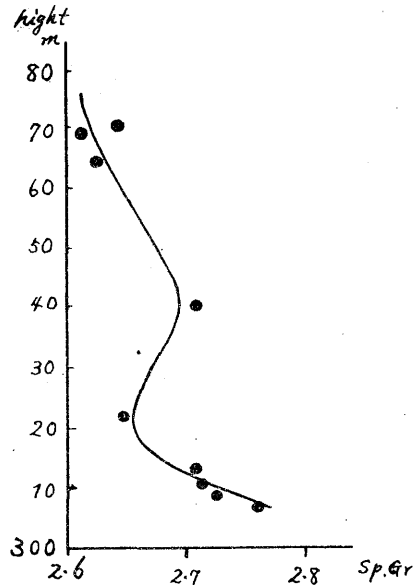
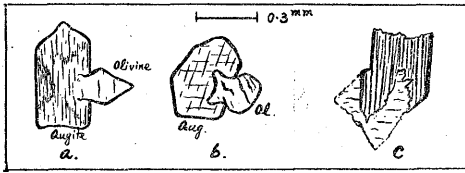


Fig. 4. Variation curve with height in the specific gravity of the Ôtozan lava (see Table 7)



Olivine : 一斑晶は base から中部以上まで比較的長い範囲にわたり存在する。自形, 短柱状又は紡錘状のものもあるが, 融蝕された形のものも多い。大きさは 3×1 mm 以下, 普通 1 mm 前後, 最下部の結晶度の低いものでは新鮮なものが多いが上部の結晶度の高い岩石中のものは, 屢々周縁又は裂罅に沿つて serpentine 又は iddingsite 様鉱物に変化している。Olivine と augite 及び enstasthene との関係については, 1) type の岩石に Fig. 5 a-b, 3) type の岩石に Fig. 5 c に示すような一定の共生関係を示すものが見出された。即ち olivine, augite, enstasthene の各

Fig. 5. Occurrence of phenocrystic olivine & pyroxene



弾性軸を夫夫 $Xo, Yo, Zo; Xa, Ya, Za; Xe, Ye, Ze$ とすれば, Fig. 5 a·b では

$$\begin{cases} Xo = Ya \\ Yo \wedge Xa \doteq 10^\circ \\ Zo \wedge Za \doteq 10^\circ \end{cases} \quad \text{Fig. 5 c では } Yo = Zb$$

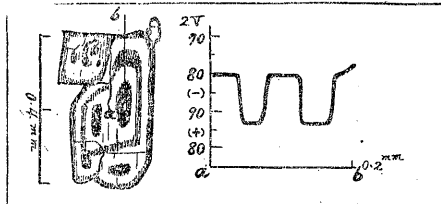
又最下部の一部を除いては大部分の olivine の周辺が石基のものと同様の augite 及び hypersthene の集合によつて囲まれている。

単結晶でも内核と外周で成分の異なることが 2V の測定で知られる。且つ下部のものから上部のものに向つて Fa 分を増加している。石基の olivine はそれと対応する斑晶よりも明らかに Fa richer であるがその上部相に近い値(石基 olivine は下部相にしかない)を示し斑晶が液に対して reactive であつたと想像される。

Augite:—斑晶は自形~半自形短柱状結晶で大きさは径 0.5mm 前後, 下部のものは歪をうけて mosaic 状をなし波動消光を示すが, 上部ではこの様なものは稀である。双晶は少い。2V 及び index の測定ではやはり(余り著しくはないが)下部から上部に向い Fs 分を増加する。石基のものは短柱状のものが多く, augite であり, 対応する斑晶よりもやゝ En richer である。尙斑晶斜方輝石の柱面に平行連晶をするもの及び石英の xenocryst の周辺に発達するものが少量ながら見出されるが光学性は石基輝石と同一である。量的には, 斑晶はもとより石基においても下部よりも上部のものが少くなる(既述)。最上部の enstathene andesite では非常に少なくなつている。

Enstathene—hypersthene:—斑晶は長さ最大 4 mm, 普通 1 mm 以下で長柱状であるが多くの場合は両端の錐面を欠くもので, 稀にこれをもつ自形結晶もある。2V 及び屈折率の差異から中心部から外縁部に成分を変化していることが明らかである。一般に結晶の大部分(中心)は enstathene で殆んど無色, であり外縁部に rim 状に淡い多色性をもつ hypersthene がつく。然し逆累帯構造をもつものが時々見られる(Fig. 6)。この場合内核は淡緑色で明らかな多色性を有する hypersthene か又はそれに近いものである。

Fig. 6. Zoning of enstathene phenocryst



この core は iron ore dust を伴うのが常である。尙その外殻は再び enstathene→hypersthene と成分を変化している。この様な core の hypersthene には iron ore で汚染された孔隙が屢々見出される。又普通の斑晶でも時にこの様な孔隙がある場合には, その孔の周辺のみが多色性を示す hypersthene 又はそれに近い成分の場合が多い。然もこの core の成分が斑晶の rim, 又は石基のものに近い成分のものが多いことなどから考えて, 後期に岩漿の影響をうけて現在の成分になつたと考えた方がよい様に思はれる。伴つている iron ore dust がどのような意味をもつかは問題である。

石基のものは短柱状で微弱な多色性を示し殆んどすべて hypersthene である。従つて成分も斑晶より Fs richer である。斑晶は熔岩の中部以上に, 石基のものは下部より既に現出するが, いづれも上部相の岩石に向い成分が Fs richer に変化している。

Plagioclase:—斑晶は熔岩流の下部, 玄武岩質の岩石の一部にのみ存在し, 上部安山岩質のものには存在しない。但し捕獲結晶はごく少量ではあるが全体的である。普通のものには長さ 1 mm 前後の自形卓状結晶である。ごく簡単な normal zoning をなすものが多く成分は bytownite 程度, 双晶は簡単な albite twin, Carlsbad twin, albite-Carlsbad twin, pericline twin, Manebach twin などが発達する。

石基 plagioclase には2種類ある様である。一つは短冊状の microlite で他のものは厚板状、やや不定形又は菱形に近くやゝ大きい。後者は (+)2V, 84~75° 前後, normal zoning (3段階以下) が著しく不規則な波動消光を示すものが多く (universal stage により調べると, 細かい双晶面に対して小角度で切られた断面のものがこの様な現象を示す。累帯構造の影響もあるだろう) 更に数條の割目に沿つて複屈折の高い緑色鉱物がみたまされている。両種とも最大対称消光角から推定した成分は An 75~45% に及び、又下部の calcic 相から上部 sodic 相に変化する。

Potash-oligoclase:—

石基中に他形又は半自形結晶をなし、多く石基の mesostasis として産する一見長石様の鉱物である。卓状のものであり、屈折率及び複屈折が極めて低く又 2V が小さい。多くの場合 apatite の針状結晶を多数包裹している。尙これと共存する plagioclase 中には apatite は少い。測定し得たものでは

$$n_1 = 1.534 \text{ in } (010) \quad (+) 2V = 60^\circ, 50^\circ, 40^\circ, \quad Z \text{ nearly normal to } (010). \therefore n_1 \div a$$

2V の値は一岩石内の各個体によつても差異がある、各岩型によつてどう変化するかについては未だ資料がない。比較のためこの種鉱物についてこれまで行はれた研究データの数例を下に掲げる。

		Or	Ab	An	α	β	γ	2V	analyst
1	Tomita: potash-andesine	10	47	43	1.550	1.551		(+)48°	(推定成分)
2	Tomita: potash-andesine	(no data)			..(1.540~1.552)..			((+)44°~48°)	"
3	Förstner: felspar	16.5	68.5	15.0	1.5347			(-)53°42'	Förstner
4	Mountain: potash-oligoclase	18.0 19.0	64.0 62.0	18.0 19.0	1.536	1.539	1.541	(-)62°	Mountain

		Or	Ab	An	Cg	β	2V	analyst
5	Washington & Wright: anemousite	4.48	36.16	53.78	5.58	1.559	(+)82° [(+)78° ~(-)89°]	Washington
6	Barth: anemousite	(no data)				1.53~1.55	(+)10°~85°	
7	Barth: anemousite	22	33	12	33	1.550±	(+)60°±3°	(推定成分)
8	Barth: anemousite	9	54	12	24	1.545± 0.002	(+)84°±4°	(推定成分)

1. Tomita, T., J. Shanghai Sci. Inst., Sect. II, Vol. 1, No.12, 272, (1935);
地質雑, 38, 426, etc. (1932).

2. 同 上.

3. Förstner, H., Z. Kryst., 8, 158, (1884).

4. Mountain, E. D., Min. Mag., 20, 336, (1925).

5. Washington, H. S. & Wright, F. E., Am. J. Sci., 4th. Ser., 29, 52, (1910).

6~8. Barth, T. F. W., J. Wash. Acad. Sci., 20, 60, (1930); Am. J. Sci., 21, 402, (1931).

これらを本鉱物と比較すると、屈折率は Förstner,⁵³⁾ Mountain⁹⁾ の potash-oligoclase に近いが、光学性が逆である。

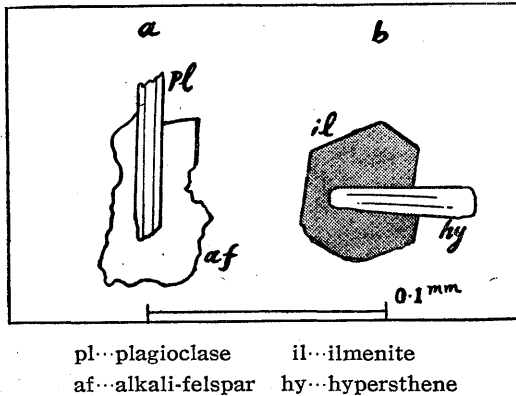
富田^{51), 52)} の potash-andesine よりは index がやゝ低く、Barth⁵⁰⁾ の anemousite に近似した光学性を示すが、Barth の推定成分に疑問がある。この種鉱物の 2V が小さくなる理由として、富田⁵¹⁾ は加里長石分子の存在を予想し、又、生成の条件も問題としている。化学成分の決定* が必要であるが、上述の諸事実を考慮の上、本鉱物を potash-oligoclase と同定する。

* 鉱物が微細なため試料の採取が甚だ困難である。

Alkali-felspar:—

石基中に interstitial に発達し, potash-oligoclase とよく伴う。ときに plagioclase の microlite を包裹することがある。ときにやゝ褐色味を帯び, 屈折率及び複屈折が非常に低い (Fig. 7, a).
 (−) $2V \div 70^\circ, 80^\circ$, (+) $2V \div 85 \sim 70^\circ$ etc. anorthoclase もあると思はれる。

Fig. 7. Occurrence of some groundmass minerals



Quartz & Cristobalite:—

Quartz は xenocryst としてのみ存在する。Cristobalite は石基中に散点して interstitial に現れ, 又 pegmatitoid の中に biotite, alkali-felspar と共に産出する。

Glass:—

下部 chilled margin に近い部分では brown glass がかなり多量に見出される。しかし上部の結晶度の高いものでは殆んど認められなくなるが, 局部的に glassy の物質が存在する場合もある。この様な上部のものは淡色である。下部相の brown glass は $n \div 1.489$ である。

Ilmenite, picotite, magnetite, etc.:—

いづれもその産出は石基に限られている。Ilmenite は不規則な粒状又は細長い形のものが多く石基中に単独に又は屢々 hypersthene の周辺について産する。時に六角板状で hypersthene を包裹しているものがある。色は緑褐色～赤褐色, 透明又は汚濁し屈折率及び複屈折が高い。

Picotite は多く四角形断面を示し石基中に単独に又は olivine の包裹物として見出される。淡褐色～赤褐色透明, 等方性で屈折率が ilmenite よりも高い。岩石中の Cr_2O_3 * 含量が大體 0.04% 程度で普通よりかなり多いのはこの鉱物の存在に基因しているものであろう。

石基が glassy の場合に (殆んど brown glass であるが) その中に微粒として, 時に hypersthene の中に微粒として多数撒布している所謂 dust 状の iron ore といはれている黒色不透明の微粒鉱物はそれが余りに微細なため決定困難である。

岩石を研磨し反射顕微鏡高倍率下で観察すると, magnetite, ilmenite, specularite などが見出される。多くは明らかな結晶形を有し, 又比較的大きいものでは, 同一個体において specularite 及び magnetite が混晶をなしているものがある。今後の研究を要する。

Pegmatitoids:—

熔岩流の中部から上部にかけて pegmatitoids が一見白色の streak 状をなして流理面に平行にや

Hornblende:—

石基中に microlite として極めて稀に産出する。淡緑褐色, 多色性微弱, $c \wedge Z' = 15^\circ \pm$, 屈折率及び複屈折中程度。

Biotite:—

石基中に microlite として少量産する。屢々 hypersthene の周辺に発達し又 hornblende と密接に伴う。Pegmatitoid がある場合にはその部に多い。

多色性が著しい:

X...淡褐色

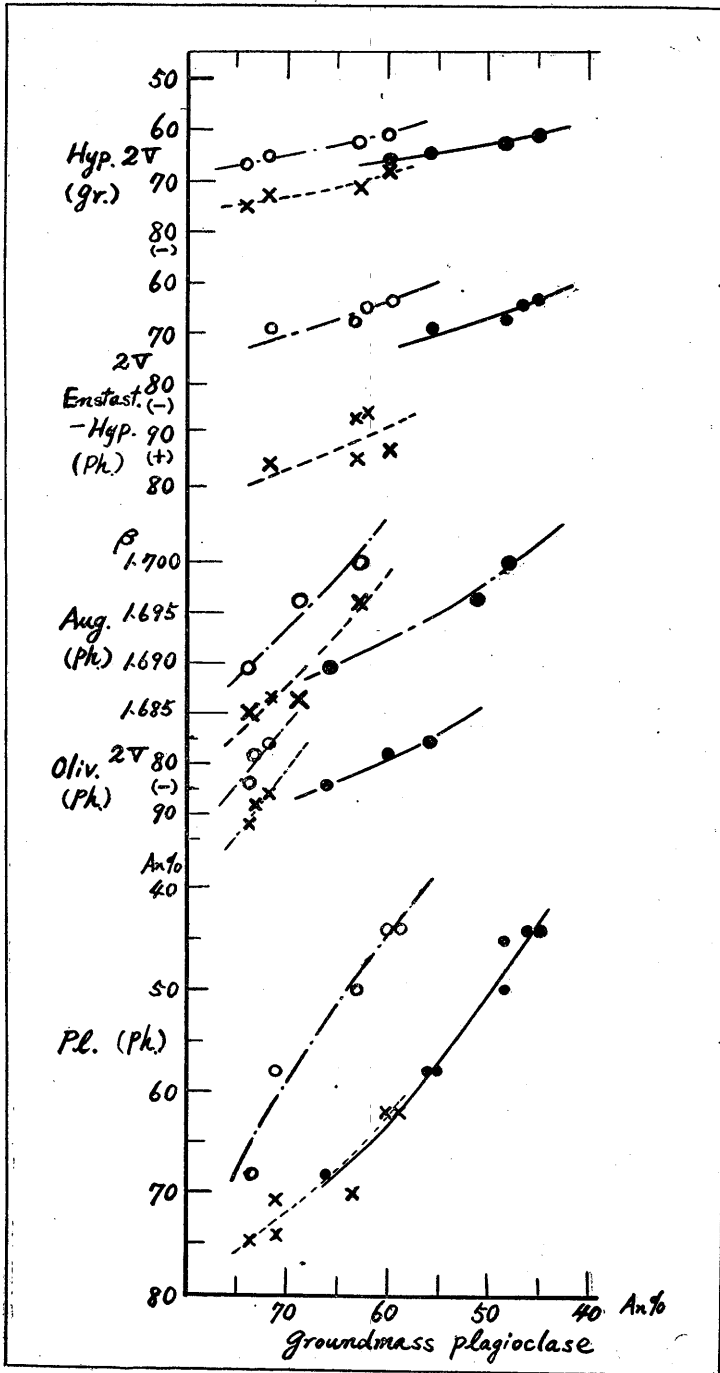
Y...殆んど無色～淡褐色

Z...淡褐色～褐色

$2E \div (-) 20^\circ \pm$

*桂敬学士の分析による。

Fig.8. Paragenetic relation of the minerals from the Ôtozan lava, Syôdo-shima



- ...Phenocryst margin & groundmass core.
- ×...Ph. core & gr. core.
- ...Ph. & gr. margin.

や細かい分布を示している。大部分緻密であるが、ときに cavity が認められる。鏡下ではこの部分は cristobalite, alkali-felspar, biotite などであり、ときに特に cristobalite が多量となつて vein 状となることはあるが、概ね岩石の石基の部分と明瞭に境するものではなくて、屢々入りまじつて優白質の部分形成する。まして流理を切つて vein の発達することはない。この様な産状はこの pegmatitoids が熔岩自体の最後期の分化生成物であることを示している。尚ときに上記の鉱物の外にそれらの間をみたして緑色、複屈折の高い鉱物が認められる場合がある。既述の plagioclase の割目をみたしているものと類似している。

各鉱物の共存関係：一

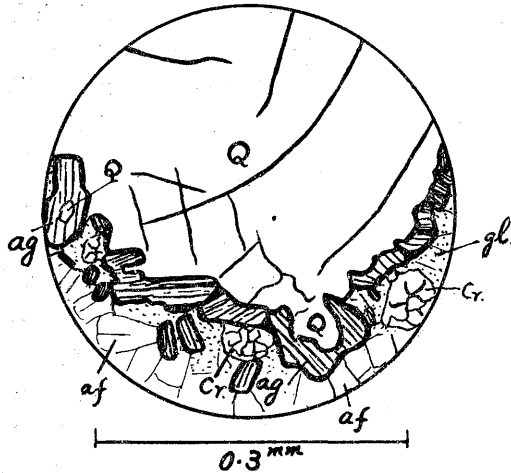
前掲の各鉱物のデータを一まとめにしてその共存関係を図示すると Fig. 8 を得る。この図によつて各鉱物は相互に一定の関係をもつて変化していたことが明らかである。

この様な関係はこの熔岩が下部相から上部相に向つて一連の結晶作用の進展によつて生成したと考える重要な根拠である。

VII Xenocrysts について

この熔岩中に明らかに xenocrysts と認められるものは quartz 及び plagioclase であるが、その量は 1% にもみたぬ少量のものである。

Fig. 9. Quartz xenocryst



Q...quartz, Cr...cristobalite, af...alkali-felspar, ag...augite, gl...glass.

にもこの様な xenocryst があることを筆者は前に観察している⁴²⁾). Xenocryst の成分を Table 6 に示す。

Table 6.

Xenocryst Plagioclase		Groundmass Pl. of the Rocks	
core	reaction rim	range	mean
An%	An%	An%	An%
39 35} aggregate	61~45	61~45	60~45
45	49~45	65~45	63~48
42	68~50	75~45	73~56
45	68~48		
50	68~49		
46	no rim	75~60	74~66

蝕されたとも思はれないから、これらの xenocrysts は略石基成分に近い溶液中にとりこまれたものと思はれる。恐らく熔岩噴出の前後に捕獲されたものであろう。Quartz xenocryst についても同様のことが言える。熔岩の基底において花崗岩及び水成岩片を捕獲している場合があるが、この場合、岩漿と捕獲岩との相互間の影響は殆んど認められず、これらは流出時に基盤のものを捕獲したものである。

VII 比重及び化学成分

この熔岩は局部的には cavity にとむ部分もあるが一般には緻密なものが多い。各 type のものについて懸垂法及び比重瓶を併用して比重を測定した。中部以上のものは pegmatitoid が streak 状に発達してかなり不均一であるので各部分から試料をとつてなるべくその部分を代表する様につとめた。各々 5 回以上、色々のものについて測定したものの平均値を Table. 7 に、高さによる変化図を Fig. 4 に示した。

Quartz xenocryst は形が不規則で augite の aggregate ((+)2V 54°±) による corona を伴っているが余り著しいものではない。ときにこの corona に hornblende を伴う場合もあり、又この corona には稀に Fig. 9 の如く液との反応による reaction rim の如きものを生じている場合がある。Corona の augite は殆んど石基の augite と同種である。

Plagioclase xenocryst は普通の斑晶よりも通常大形不規則で albite polysynthetic twin がよく発達し、時に albite-Carlsbad complex twin, Manebach twin などを示す。多くの場合岩漿の影響をうけ vitrify して蜂巢窩状構造をなし、その周辺に透明な reaction rim が発達するのを常とし、正規の斑晶とは明らかに区別することが出来る (sanukitoids 以外の岩類中

即ち いづれも andesine 程度のものが捕獲せられたものである。

この reaction rim と、対応する石基の plagioclase の An% を比較すると、いづれも reaction rim の方が石基のものよりも Ab richer であるか又は殆んど等しい結果を示している。しかも rim は極めて小範囲のものであり、又著しく融

Table 7.
Specific Gravity of the Rocks from the
Southeastern Cliff of the Ôtozan Lava

Sample No.	Sp. Gr. $\equiv d_4^{10}$	Measured Temp.
10	2.621	10.4°C
9	2.633	10.0
8	2.647	10.4
7	2.708	10.2
6	2.646	11.0
4	2.707	9.6
3	2.712	9.4
2	2.724	11.4
1	2.751	12.0

(Sample No. は p. 120 参照)

化学成分と比較して前者が著しく Al_2O_3 及び alkalis, 特に K_2O に富み、且つ正規の sanukite を除くと多少 MgO が多く、之に反して $FeO+Fe_2O_3$ に乏しく、また多少 CaO に乏しく、これを norm or-ab-an 図で示すとサヌカイト類が or にとみ多少 an に乏しく、又 norm wo-en-fs-C 図では極めて wo に乏しいか又は norm C を有し、これら岩類が斜方輝石で特徴づけられていることが化学成分でも明らかなことを述べた。杉のとり扱った材料は高松附近の sanukites 及び sanukitic andesites が多いが、皇踏山熔岩もそれらの中に包含されるものである。新しい分析結

大体上部のもの程比重は小さい。これはその 鉱物の種類・相対量及び孔隙率などに支配されているわけであるが、中部以上に発達する pegmatitoid の影響も大きい。No. 10 は殊にその pegmatitoid の多いもので最も小さい値を示している。岩体の各部について行つた化学分析及ノルムを Table 8 に示した。Table 5, 及 Fig. 3, Fig. 4 と共に参照されたい。いづれも下部相より上部相に向い成分を変化していることが知られる。試料の関係で olivine がかなり serpentinize したものが含まれているがその影響は (+) H_2O によく現はれている。

杉³⁶⁾は佐藤³¹⁾の記載したサヌカイト類の分析結果を通覧し、これを大島火山帯の無斑状岩の

Table 8. Chemical Analyses of the Lavas from the Southeastern Cliff
of Ôtozan, Syôdo-shima

(つゞく)

Sample No.	1	2	3	4	7	8	9	11
SiO_2	57.59	57.68	57.11	58.18	60.77	61.29	62.24	63.93
Al_2O_3	16.70	17.73	17.58	17.81	17.58	17.24	17.36	16.46
Fe_2O_3	1.56	1.56	2.16	2.07	1.68	1.86	1.99	2.45
FeO	4.18	4.10	3.32	2.98	2.32	2.68	2.48	2.35
MgO	6.53	6.18	6.10	6.08	4.59	4.33	4.24	2.58
CaO	7.01	6.41	6.51	6.06	4.90	5.21	5.05	4.66
Na_2O	3.44	3.29	3.64	3.32	4.13	4.15	4.11	4.15
K_2O	1.82	1.54	1.72	1.84	1.76	1.79	1.83	2.71
$H_2O(+)$	0.10	0.62	0.53	0.56	0.68	0.72	0.25	0.15
$H_2O(-)$	0.60	0.40	0.47	0.73	0.76	0.65	0.40	0.00
TiO_2	0.88	0.56	0.54	0.54	0.51	0.46	0.56	0.50
P_2O_5	0.17	0.16	0.18	0.17	0.18	0.14	0.12	0.10
<u>MnO</u>	<u>0.08</u>	<u>0.12</u>	<u>0.12</u>	<u>0.12</u>	<u>0.11</u>	<u>0.11</u>	<u>0.12</u>	<u>0.18</u>
Total	100.66	100.35	99.98	100.46	99.97	100.63	100.75	100.43*

* CO_2 0.11, S 0.02, BaO 0.08, ZrO_2 trace をも含む。

(つゞき)

Sample No.	1	2	3	4	7	8	9	11
Q	6.20	8.31	6.14	8.83	11.83	11.59	14.59	15.95
or	10.57	8.90	10.02	11.13	10.57	10.57	10.57	16.14
ab	28.84	27.77	30.93	28.31	35.13	35.13	34.60	35.13
an	25.03	29.19	26.69	28.09	23.36	23.08	24.20	18.08
C	—	—	—	—	0.20	—	0.51	—
wo	3.68	0.31	1.94	0.46	—	0.81	—	1.82
en	16.29	15.48	15.28	15.18	11.46	10.76	10.56	6.44
fs	5.01	5.54	3.43	3.17	2.24	2.77	2.37	1.98
mt	2.32	2.09	3.25	3.01	2.55	2.78	2.78	3.47
il	1.67	1.06	1.06	1.06	0.91	0.91	1.06	0.91
ap	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.27	0.23
{ or	16.4	13.5	14.8	16.5	15.3	15.4	15.2	23.3
{ ab	44.8	42.2	45.7	41.9	50.9	51.1	49.9	50.6
{ an	38.8	44.3	39.5	41.6	33.8	33.5	34.9	26.1
{ Q	44.4	48.4	46.2	51.4	62.0	61.8	66.3	74.6
{ fo	41.5	37.0	43.1	39.6	31.6	29.4	27.1	19.0
{ fa	14.1	14.6	10.7	9.0	6.4	8.8	6.6	6.4

Sample Localities of Tables 5, 7, 8.

No. 1. Augite-olivine-bytownite basaltic andesite

小豆島皇踏山熔岩東南端の崖, 最下部, 石基に brown glass を含むもの。
分析者, 桂敬学士 (九大理学部化学教室)。

No. 2. Augite-olivine-bytownite basaltic andesite

皇踏山熔岩西南端の崖, 熔岩の基底より約 1m 上の部分。石基に brown glass を含み
No. 1 と同質, No. 1 より西方約 380m。
分析者, 山口勝。

No. 3. Augite-olivine-bytownite basaltic andesite

No. 1 の上部, 熔岩基底からの高さ約 4m 上部。石基の結晶度がやゝ高いもの。
分析者, 山口勝。

No. 4. Augite-olivine-bytownite basaltic andesite

No. 3 の上部, 熔岩基底から約 10m 上の部分。暗褐色緻密, 石基の結晶度が高いもの。
分析者, 桂敬学士。

No. 5. Augite-enstathene-olivine-labradorite andesite

No. 4 の上部, 熔岩基底から約 12m 上部。暗褐色, 緻密。
分析なし。(Table 5)

No. 6. Augite-bearing olivine-enstathene andesite

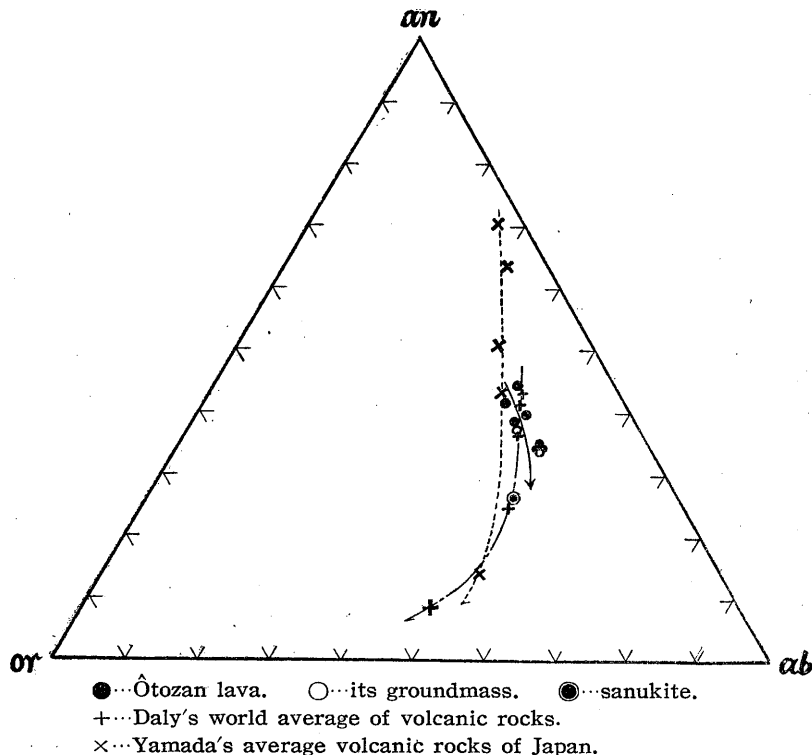
No. 5 の上部, 熔岩底から約 17m 土。灰黒色, 緻密。
分析なし。(Table 5, 7)

No. 7. Olivine-enstathene andesite

No. 6 の上部, 熔岩底から約 30m 上部, 淡黒灰色, 緻密。
分析者, 桂敬学士。

- No. 8. Enstathene andesite
 No. 7 の上部, 熔岩底から約 65m 附近. 灰色で緻密な岩石, 完晶質.
 分析者, 桂敬学士.
 No. 7 と No. 8 との間のもものが pegmatitoid の streak がよく目立つものである.
- No. 9. Enstathene andesite
 No. 8 の東約 15m, 熔岩底から約 60m 上部. 灰色, pegmatitoid の streak がかなりあるもの.
 分析者, 桂敬学士.
- No. 10. Enstathene andesite No. 9 と No. 8 との中間附近, 熔岩底からの高さ約 65m.
 分析なし. 本岩は特に pegmatitoids が著く多い. (Table 7)
- No. 11. Sanukite 四國讃岐産 (Kranz 商社の材料), 比重 2.57.
 分析者, Wohlmann 1934, E. Tröger, Quantitative Daten einiger magmatischer Gesteine: Min. u. Petrogr. Mitt. Band 46, 153, (1935).

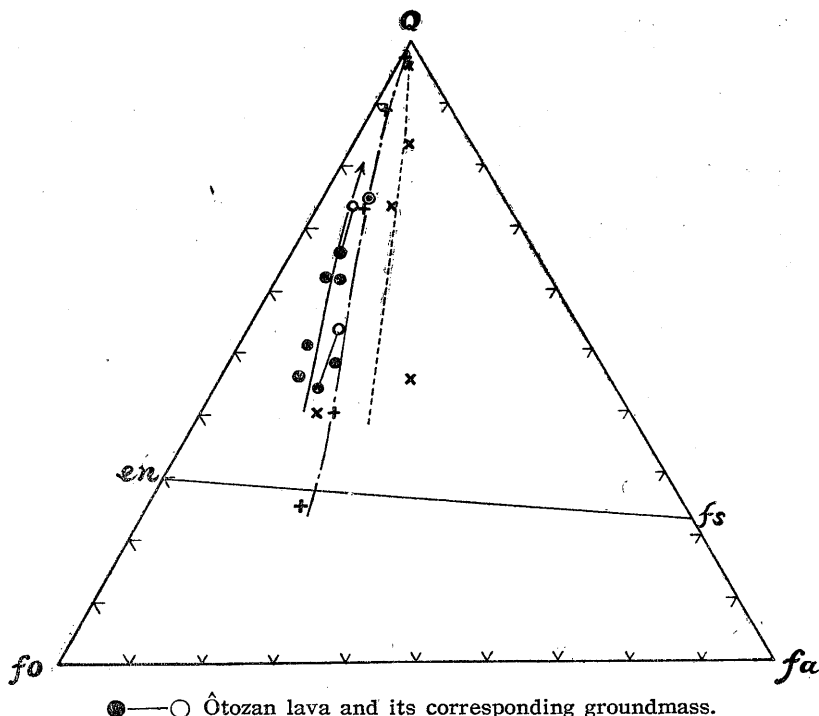
Fig. 10. Norm or-ab-an diagram



果に関する限りでは大島火山帯の無斑状岩と比較しては上述の化学成分上の差異が認められ, 又日本の火山岩平均¹⁴⁾との比較ではかなり alkalis にとみ, $Fe_2O_3 + FeO$ に乏しく, MgO が多いが, Al_2O_3 がそれ程多いとは思はれない. しかしある程度の相違はある. 尙, alkalis に関しては K_2O に比較して Na_2O の方が上部の岩石程, より増加している. これらを Daly²¹⁾ の与えた世界の火山岩平均値に比較すると稍近い値を示す様に見える.

富田達 教授の提案に従つて⁴⁶⁾ en, fs molecules をも fo, fa molecules に入れる計算法によつて norm or-ab-an と共に三角図に示すとこれらの特徴が一そう明らかになる. 比較のため山田による日本の火山岩平均値及び Daly の世界火山岩平均値よりの値をも記入した (Fig. 10. Fig. 11), これによると三者の差違が明らかとなる.

Fig. 11. Norm Q-fo-fa diagram



これらの岩石は斑晶 9% 以下で最下部のものを除いては極めて少く無斑状岩に近いものであるが斑晶の影響を検べるために数個のものについてその石基成分を計算した (Table. 9). これらについても norm Q-fo-fa 及び norm or-ab-an を夫々 Fig. 10, Fig. 11 に記入すると, Norm Q-fo-fa では岩石全体のものゝ値より多少 acid の方にずれるが norm or-ab-an では殆んど一致しており, いづれにしても全体の傾向を示す曲線からみて余り差異がみとめられない。

尙 enstathene andesite の石基成分は Tröger²⁴⁾ がとり扱つた sanukite の分析値に近い値を示している。要するに皇踏山の熔岩* はその傾向を検べる場合には殆んど無斑状岩としてとり扱つてよく, 各型のものから得られた分析値は大體岩漿自体の進化の傾向を示し, その傾向は世界平均火山岩よりも magnesia 及び soda にとんでいると言える。

Mode と Norm について：—

石基鉍物の量の測定が困難であるので定量的論議は出来ないが次の点が注目される。

Modal plagioclase がかなり calcic であるに拘らず normative plagioclase はかなり sodic である。これは石基中に存在する potash-oligoclase 及び alkali-felspar の影響をうけているものである。

Wo に乏しく en, fs に富むことはその mode において augite よりも enstathene—hypersthene が遙かに多いことから明らかである。

Norm C についてはその量が僅少で Al_2O_3 に対する分析誤差の影響も考慮される。併し norm 計算の原則上, CaO, Na_2O , K_2O 各成分分子比の和よりも Al_2O_3 成分分子比が大きいような成分の鉍物 (CaO, Na_2O , K_2O のすべてを含む必要はなく, 又他の MgO, FeO 等の成分があつて

*他に記載された分析値がないわけではないが, 不確実と思はれるので除外した。

Table 9. Groundmass Chemical Composition of the Rocks from Ôtozan, Syôdo-sima (Calculated)

Sample No.	1	8
SiO ₂	58.8	61.6
Al ₂ O ₃	17.5	18.8
Fe ₂ O ₃	1.7	2.1
FeO	3.6	1.8
MgO	4.5	2.5
CaO	7.0	5.7
Na ₂ O	3.6	4.5
K ₂ O	2.0	2.0
H ₂ O(+)	0.1	0.3
TiO ₂	0.9	0.5
P ₂ O ₅	0.2	0.1
MnO	0.1	0.1
Total	100.0	100.0
Q	9.0	12.5
or	11.7	11.7
ab	30.4	37.8
an	25.9	25.3
C	—	—
wo	3.4	0.8
en	11.2	6.2
fs	3.8	1.2
mt	2.6	3.0
il	1.7	0.9
ap	0.3	0.3
{ or	17.2	15.6
{ ab	44.7	50.5
{ an	38.1	33.9
{ Q	53.8	73.5
{ fo	33.8	21.9
{ fa	12.4	4.6

も差支えない)が存在すれば, norm C が計算される. この様な鉱物として mica があげられる. Mica を含む 岩石では norm C が計算されるのは多くの例が示す所であつて⁴³⁾, 皇踏山熔岩の場合でも 石基中に見出される少量の biotite にその原因の一つを求めることが出来る.

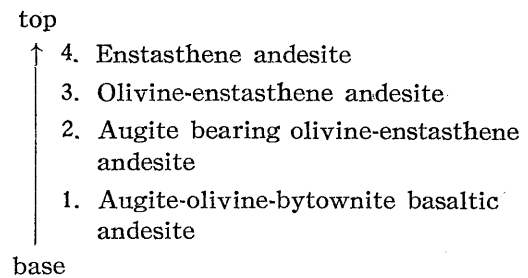
VIII 要 約

1) Bronzite 及び *bronzite-andesite* の定義における混乱をさけこの種鉱物の位置を明らかにし, 取扱いを便利にするために新たに “*enstasthene*” 及び “*enstasthene-andesite*” の語を使用する.

2) 小豆島皇踏山 (Ôtozan) の mesa をなす熔岩流が岩相変化の著しい一連の岩体であることが判明した. 一つの岩体で成分変化を示す例は他にも数例が知られているが, この岩体はその中でも熔岩流としては著しいものである (例. 文献^{9), 13), 22), 43), 44)} 参照).

3) 噴出の機構は明らかでないが, 現出状態から考えてこの成分変化は岩漿流出の後に行はれたものではなくて, 地下において分化していた岩漿が連続的に流出したものである.

4) 岩型を次の如く数種に区分出来るが互に漸移的である.



即ち成分的に下部 basic から上部 acid に移過するが, その間は外観・色調・鉱物成分・化学成分・比重等極めて漸移的である. 成分変化の「順序」が規則正しいことは, 岩漿の進化又は噴出の機構を考える上に重要であるが, 又この様な「種々の岩型が存在する」ということを更に重要なことである.

5) 鉱物及び化学成分の進化から, *augite-olivine-bytownite basaltic andesite* から

enstathene andesite に向つて主として分別結晶作用によつて岩漿の進化が行はれたと考えられる。

6) Sanukite は sanukitoids の later stage を代表するものである。所謂 sanukite と enstathene andesite との間には成分的にある程度の差異が認められる。しかし後者の石基成分は前者の成分に近づいている。Enstathene andesite 又はそれに近い成分の岩漿の斑晶鉱物が何らかの作用で濾しとられたら sanukite が生成されるであろう*。

7) 本岩中に存在する捕獲結晶は熔岩の噴出時に捕獲せられたもので岩漿への影響は余り大きくないと思はれる。

8) 熔岩の中・上部に発達する pegmatitoids は岩漿のごく later stage のものであつて、これらの存在は岩石の不均一性を更に増している。

9) 化学成分を検討すると、日本の火山岩平均に比べてかなり alkalies 及び MgO にとみ $Fe_2O_3 + FeO$ が少い、世界の平均値にはやゝ近値するが、尙 MgO 及び alkalies が多い。Norm Q-fo-fa 図及び norm or-ab-an 図によつて、その関係は明らかとなる。

10) 斑晶は 10% 以下でその石基成分は岩石全体の成分よりも later stage を示しているが岩石進化の傾向から余りすれない。従つて岩石全体についても、その進化の傾向を検べるにあつてはそれが略溶液の進化を示すものとして取扱うことが出来る。

11) Modal plagioclase が相当 calcic であるに拘らず normative feldspar がかなり sodic であるのは、groundmass に存在する potash-oligoclase 及び alkali-feldspar に原因している。

12) Normative corundum は石基中の biotite の影響である。

13) Iron ore と言はれるものには magnetite, ilmenite, specularite, picotite などがみとめられる。これらは混晶として存在するものもある。

14) 一連の熔岩流において成分変化の著しい例はこのものだけではない。Sanukitoids にはこの様な変化に富むものが多いと予想されるので、その研究には普通以上に注意深く、かつ詳細な観察を必要とする。

*これは未だ筆者の予想である。すべての sanukites がそのようにして生成したかどうかについては今後他産地の色々のものについて検討しなくてはならない。

引用文献

- 1) Bücking, H., Bronzit vom Ultenthal, Tyrol: Zs. Kr. Min., **7**, 502, (1883).
- 2) Naumann, E., Über den Bau und die Entstehung der japanischen Inseln: Berlin, **42**, (1885).
- 3) Weinschenk, E., Beiträge zur Petrographie Japans: Neues Jahrb., B. B., **VII**, 150, (1891).
- 4) 佐藤伝藏, 讃岐における讃岐岩及び輝緑岩: 地質雑, **7**, 31, (1900).
- 5) Dana, E.S., A System of Mineralogy: 6th edition, New York, 351, 347, 348, (1915).
- 6) Cross, W., Lavas of Hawaii and their relations: U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **88**, 19, (1915).
- 7) Kotô, B., On the Volcanoes of Japan: Jour. Geol. Soc. Tokyo, **23**, 116, (1916).
- 8) Power, S. & Lane, A.C., Magmatic Differentiation in Effusive Rocks: Trans. Amer. Inst. Mining. Eng. **54**, 442, (1916).
- 9) Mountain, E. D., Potash-oligoclase from Mt. Erebus, Antarctic, and anorthoclasé from Mt. Kenya, East Africa: Min. Mag., **20**, 336, (1925).
- 10) Lacroix, A., Mineralogie de Madagascar: Paris, Tome **1**, 507, (1922).
- 11) Winchell, A.N., Studies in the Pyroxene Group: Am. J. Sci., 5th Ser., **6**, 507, (1923).
- 12) Rosenbusch, H., Mikroskopische Physiographie der Petrographisch Wichtigen Mineralien: Stuttgart, I B. 2 Hälft., Sp. Teil, 337, (1927).
- 13) Lund, R. J., Differentiation in the Cape Spencer Flow: Am. Mineral., **15**, 554, (1930).
- 14) Yamada, S., On the Average Chemical Composition of Some Types of Japanese Effusive Rocks: Jour. Geol. Soc. Japan, **37**, 1, (1930).
- 15) 佐藤伝藏, 岩石地質学, 9版, 荻原星文館, 東京, 149, (1930).
- 16) 吉沢甫, 所謂古銅石安山岩について: 地質雑, **39**, 282, (1932).
- 17) 佐藤源郎, 小豆島・高松附近の地質: 地質雑, **39**, 659, (1932).
- 18) 佐藤源郎, 讃岐地方地学雑観: 地質雑, **44**, 333, 436, (1932).
- 19) 佐藤源郎, 瀬戸内海: 地学雑, **44**, 672, (1932).
- 20) 坪井誠太郎・久野久, 本邦火山岩“輝石安山岩類”に就いて: 火山, **1**, 1, 20, (1932).
- 21) Daly, R. A., Igneous Rocks and the Depth of the Earth: Mc Graw-Hill B. C., New York, (1933).
- 22) Tomita, T., On the So-called Leucite-basalt from Ryûdô Kankyô-Hokudô, Korea: J. Shanghai Sci. Inst., Sec. **I**, Vol. **1**, Sep. print, No. **4**, 25~39, (1933).
- 23) Winchell, A.N., Element of Optical Mineralogy: New York, **I**, 217, (1933). etc.
- 24) Tröger, E., Quantitative Daten einiger magmatischer Gesteine: Min. Petrogr. Mitt., **46**, 153, (1935).
- 25) Walls, R., A critical review of the data for a revision of the enstatite-hypersthene series: Min. Mag., **24**, 165~172, (1935).
- 26) Henry, N. F. M., Some data on the iron-rich hypersthene: Min. Mag., **24**, 221~226, (1935).
- 27) Bowen, N. L. & Schairer, J. F., The System, MgO-FeO-SiO₂: Am. J. Sci. 5th Ser., **29**, 198, (1935).
- 28) Greig, J. W., Posnjak, E., Merwin, H. E., Sosman, R. B., Equilibrium Relationships of Fe₃O₄, Fe₂O₃ and Oxygen: Am. J. Sci., 5th Ser., **30**, 239~316, (1935).
- 29) Powers, H. A., Differentiation of Hawaiian Lavas: Am. J. Sci., 5th Ser., **30**, 64, (1935).
- 30) Schaller, W. T., Report of the Committee on Nomenclature: Am. Mineral. **21**, 188, (1936). etc.
- 31) 佐藤源郎, 7万5千分の1, 高松図幅地質説明書: 地質調査所, (1936).
- 32) 久野久, 伊豆箱根地方火山岩の化学成分について: 火山, **3**, 53, (1936).
- 33) Kuno, H., On the crystallization of pyroxenes from rock-magma with special reference to the formation of pigeonite: Jap. Jour. Geol. Geogr., **13**, Nos. 1~2, 141, (1936).
- 34) Spencer, E., The Potash-soda-felspars: Min. Mag. **24**, 453, (1937).
- 35) 松本唯一, 所謂阿蘇火山脈について: 日本学術協会報告, **12**, No. 2, 181, (1937).

- 36) 杉健一, 四国高松附近の讃岐岩類, 特にその中の Xenocryst について: 火山, **4**, No.1, 17, (1938).
- 37) 坪井誠太郎, 岩石学: **I**, 岩波全書, (91), 東京, 229, (1939).
- 38) Hess, H. H. and Phillips, A. H., Optical properties and chemical composition of magnesium orthopyroxenes: *Am. Mineral.*, **25**, 271~285, (1940).
- 39) 阿子島邦三, 斜方輝石の光学的性質に関する諸研究: 岩礦, **29**, 93, (1943).
- 40) 八木健三, 猪苗代湖畔産紫蘇輝石: 岩礦, **32**, 166, (1944).
- 41) Taneda, S., Variation in Chemical Composition and Optic Properties in Rhombic Pyroxenes: *Mem. Fac. Sci. Kyūsyū Imp. Univ., Series D*, **3**, 14, (1947).
種子田定勝, 斜方輝石の化学成分・光学性関係, 地質雑, **54**, 6, (1948).
- 42) 杉健一・種子田定勝・山口勝, 青野火山群の地質並に岩石 (要旨): 地質雑, **54**, 100, (1948).
種子田定勝・山口勝, 青野火山群の地質並に岩石について: 九大理・研究報告, 地質, **II**, 2, (1950).
- 43) 八木健三, 樺太諸津地方アルカリ岩の岩石化学的研究 (要旨): 地質雑, **54**, 101, (1948).
- 44) 八木健三, 北海道根室地方のアルカリ岩 (要旨): 地質雑, **55**, 147, (1949).
- 45) 山口勝, 小豆島のサヌカイト類における注目すべき現象 (要旨): 地質雑, **55**, 148, (1949).
- 46) 富田達, 西南日本新生代火山地質に関する諸問題: 日本地質学会西日本支部会報, No.4, 9, (1950) ならびに講義による.
- 47) 山口勝, 小豆島・高松附近サヌカイト類の特性 (要旨), 地質雑, **56**, 274, (1950).
- 48) Holmes, A., *Petrographic Methods and Calculations*: Thomas Murby & CO., London, 434, etc. (1921).
- 49) Locroix, A., *Mineralogie de la France et de ses Colonies*: Tome Premier (2^e Partie), Paris, 540, (1895).
- 50) Barth, T. F. W., Pacificite, an Anemousite Basalt: *Jour. Wash. Acad. Sci.*, **20**, 60, (1930).
- 51) 富田達, 隠岐島後の地質学的並びに岩石学的研究 (其の11), (其の12): 地質雑, **38**, 211, 422, etc, (1931).
- 52) Tomita, T., On the Chemical Composition of the Cenozoic Alkaline Suite of the Circum-Japan Sea Region: *J. Shanghai Sci. Inst., Sect II, Vol. I, No.12*, 272, (1935).
- 53) Förstner, H., Ueber die Feldspäthe von Pantelleria: *Z. Kryst.*, **8**, 158, (1884).

追記. A. Poldervaart は既に 1947年の論文で, 斜方輝石を斜長石と同様に区分して, 各区分名を提案し, Of. 10~30 mol%の間を *bronzite* と定めている. 筆者は本稿提出より数ヶ月後に漸くその論文をみる機会を得たのであつて, この報文には彼の意見は全然考慮されていない. 今後更に検討を重ねる予定である.