

九州多良岳火山岩*および基盤岩類**の岩石学的ならびに化学的性質について

高橋 清*** 倉沢 一***

**Petrological and Chemical Characteristics of Tara-dake Volcano and its Basement
Rocks in the Central Kyūshū, Southwest Japan**

by

Kiyoshi Takahashi & Hajime Kurasawa

Abstract

Tara-dake volcano (1,075.5 m) is situated at the western end of Daisen Volcanic Zone which extends southwestwards, including volcanoes of central Kyūshū, Southwest Japan.

It is a rather simple stratovolcano with several parasitic lava domes on its flank. Effusive rocks constituting the volcano are almost andesite with some varieties, ranging from two-pyroxene andesite to biotite and hornblende bearing andesite, generally basic to acidic. (Tables 3, 7) Sanukitic-andesite in the volcano has been described by previous investigators. These rocks are glassy andesite with marginal facies of the two-pyroxene andesite during the second eruption.

Tara-dake volcanic rocks found in the western part of Kyūshū are different, in the chemical composition, from the Kirishima volcanic rocks lying about 120 km southwards, that is to say, the former is higher in MgO : FeO+Fe₂O₃ ratio, Na₂O+K₂O and SiO₂, and lower FeO+Fe₂O₃, CaO and TiO₂, while minor elements are higher in Ni, Cr, V and Sr, especially Sr, and lower in Co, similarly in Ba and Li contents.

The alkali-lime index is about 61.0, indicating an alkalic content rich than that of the pigeonitic rock series, Kirishima volcano.

A striking similarity in the chemical characteristics is found between the rocks of the Tara-dake volcano (Daisen Volcanic Zone) and Chōkai Volcanic Zone. These phenomena are due to not only more strongly contamination of the magma of the Tara-dake volcano than Outer Zone of Japanese Islands Arc but also derived from the parental magma with the alkaline olivine basalt magma.

Most of the alkaline basalts in the basement rocks are not high in alkalis to Tomita's Alkali Rock Series.

要 旨

本報告は、西南日本に分布する、第四紀火山の火山岩および基盤玄武岩類についての岩石学および化学的性質を総括する研究の一部である。

1. 緒 言

この報告は、おもに日本の西部にひろがる大山火山帯の一つを占める、多良岳火山の火山岩の化学成分を論

ずる。多良岳火山はその中心を、東経130°06′、北緯32°50′に占め、大村半島を形成している。

西南日本第四紀火山の分布を第1図に示す。九州地方の火山については、多くの報告があるが、多良岳火山について、小倉(1919)¹⁾による報告と、赤木(1935)²⁾が図幅として報告したものがある。

その後、本火山はとくに化学成分の資料の不足が指摘されていた。

多良岳火山は成層火山であり、これに3つの寄生熔岩円頂丘を持っている。最高峰は、経ガ岳(1,075.5 m)で、その西側には深く開析された谷が発達している。

* 1958年9月、日本地質学会発表

** 1959年10月、地球化学討論会発表

*** 技術部



- | | |
|-----------|-------------|
| 1 (田ノ倉山) | 17 金峯(熊本) |
| 2 間鍋山 | 18 雲仙 |
| 3 大山 | 19 多良 |
| 4 三瓶 | 20 福江(岩谷岳) |
| 5 飯ノ山 | 21 薩牟田(青潮岳) |
| 6 青野 | 22 霧島 |
| 7 金峯 | 23 桜島 |
| 8 千石 | 24 池田湖他 |
| 9 四熊 | 25 開聞岳 |
| 10 穂岐島後 | 26 竹島 |
| 11 姫島 | 27 硫黄島他 |
| 12 阿子 | 28 口永良部島 |
| 13 由布 | 29 口之島 |
| 14 鶴見 | 30 中之島 |
| 15 九重 | 31 諏訪瀬島 |
| 16 阿蘇 | |
| I 阿蘇カルデラ | III 阿多カルデラ |
| II 給良カルデラ | IV 鬼界カルデラ |

第 1 図 西南日本火山分布図(第四紀)
(火山物理研究会ニユース No. 1, 1955 より)

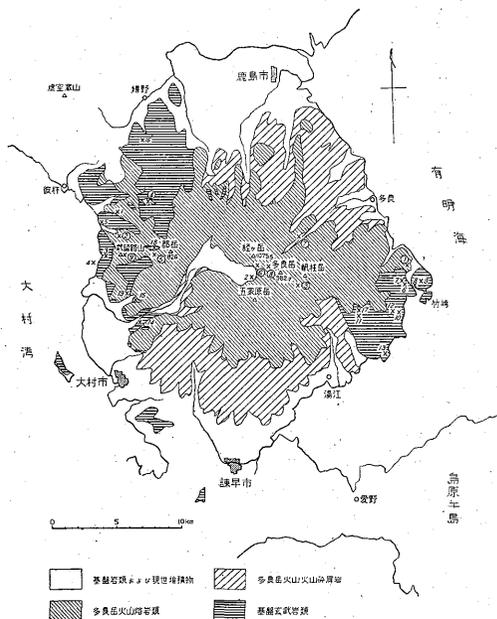
多良岳火山岩類は、久野の鉄苦土鉱物の組み合わせと化学成分の性質から、すべて紫蘇輝石質岩系に属する安山岩類から構成され、噴出の順序からみると、概して塩基性から酸性岩へと変化しているが、大きな変化を示していない。そして、本火山活動の中期および末期には、大山火山帯の火山全体を通じて共通性となつている角閃石安山岩および黒雲母安山岩を噴出している。

本火山の基盤は、北西九州の玄武岩類に対比され、第三紀から第四紀にかけて噴出した玄武岩類と、それに覆われている古第三紀の西杵島層群である。

基盤玄武岩類は、初期の活動ではソレイアイト質玄武岩を、中期にはアルカリ質玄武岩の噴出を示しており、後期には紫蘇輝石質岩系の玄武岩類がみられる。ここでは基盤玄武岩類について、くわしい論議は別の機会に報告することとして、2, 3の問題を提出するに止めた。本研究は既存の報告を参照にし、実地調査と室内実験を高橋と倉沢が共同で行なつた。なお、地質部松井和典、燃料部長浜春夫からは種々の助言をいただいた。

2. 多良岳火山地域の地質

本火山地域の一般地質は第 2 図に示した。くわしくは前記図幅を参照せられたい。最古の岩相は、第 1 表にあるように、始新世の杵島層群で、長浜・松井(早岐図幅、未発表)註1)によると次のような分布である。



第 2 図 多良岳火山地域地質略図(試料産地分布を含む)

大村半島北西部の嬉野町付近は、^{はいき}早岐層が発達し、緩やかな背斜構造の軸が南北または北東—南西に伸び、地層の傾斜は 10° 前後西に傾いている。嬉野町の南および北側には早岐層が分布しているが、南西側は大塔層が、東側は杵島層が分布し、北西—南東および東西性の断層によつて境されていることが多い。大村半島北部と北東部には、杵島層群の下部層が発達しているらしいが、明らかではない。また大村半島南部には、一部石英安山岩を伴つた第三紀層が分布するが、地層の解明は今後の問題である。地層は第 1 表のように、おもに砂岩質の岩層であつて、一部にはシルト岩・凝灰岩・泥岩・礫岩を挟んでいる。

第 2 表は、杵島層群を覆う火山岩類の一般層序である。杵島層群の堆積について、その上に安山岩質の凝灰角礫岩層がのつており、礫質はおもに輝石安山岩である。この凝灰角礫岩層中に層理をもつ酸性凝灰岩(石英安山岩質)が挟まれている。その層厚は数 m で、2 枚以上ある。この凝灰角礫岩層は大村半島北西部と北部の一

註1) 長浜春夫・松井和典：5 万分の 1 地質図幅および同説明書、早岐(未発表)

第 1 表 基盤岩相と地質

始 新 世	きじま 杵島層群	大塔層	上部	泥岩・シルト岩・砂岩
			下部	砂岩・シルト岩・泥岩・礫岩
		早岐層	砂岩・泥岩・シルト岩・凝灰岩	
		曲川層	砂岩・泥岩・シルト岩・凝灰岩・礫岩	
	杵島層	砂岩・シルト岩・泥岩・礫岩		
	にしきのぎ 西彼杵層群	間瀬層		礫岩・砂岩・泥岩

長浜・松井(未発表)による

部に分布し、嬉野町西方 6 km の虚空蔵山に標式的産地がある。

また、鹿島市西方および、南西方には杵島層群の上に、変質複輝石安山岩が存在し、これは多良岳西方の著しく開折された谷の中の黒木付近にみられるものと同じ活動のものであろう。

以上のように、多良岳火山の基盤岩類の分布がみられるが、それらを覆つて、15~16 枚の玄武岩類が噴出されて、火山体の西および北西部と、東部の大浦駅を中心にして分布している。個々の玄武岩熔岩の厚さはせいぜい 20 m 以下で、薄いものでは数 m のものもみられる。この玄武岩類は北西九州のそれと対比される可能性があり、

一部変質して、肉眼的に緑色を呈するものもある。これらはおそらく鮮新世以後のものであろうが、新しいものでは現世にはいつてからきわめて小規模に活動したものが、一部に認められる。その噴出順序は久野のピジョン輝石質岩系および、やゝアルカリの多い岩系が混在し、そしてその後に紫蘇輝石質岩系の活動となつてい

る。いままで述べてきた基盤岩類の上に、大村半島の大部分を占め、火山体を形成する多良岳火山の火山碎屑岩および安山岩類が分布する。その噴出順序を第 3 表に示すが、第 I 期活動のものとしては、最も広く分布する火山碎屑岩と、普通輝石紫蘇輝石安山岩類が、本地域の大部

第 2 表 多良岳火山付近火山岩類一般層序

時 代		岩 石 名
現世 — 洪積世	多良岳火山岩類	第 IV 期 安山岩類
		第 III 期 安山岩類
		第 II 期 安山岩類
		第 I 期 安山岩類
洪積世 — 鮮新世	基盤玄武岩類	石英・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・安山岩(早岐図幅)
		普通輝石・かんらん石玄武岩 [紫蘇輝石質岩系] 石英・紫蘇輝石・普通輝石・かんらん石玄武岩
		かんらん石玄武岩 かんらん石粗面玄武岩 ? [アルカリ質玄武岩類]
		普通輝石・かんらん石玄武岩 [ソレイアイト質玄武岩類]
鮮新世	第三紀 安山岩類	紫蘇輝石・角閃石安山岩(岩脈) 黒雲母・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石安山岩 含安山岩礫・凝灰角礫岩
古第三系		杵 島 層 群

* 第 3 表参照

第3表 多良岳火山噴出順序

		試料番号
活動期 (洪積世)	IV	普通輝石・紫蘇輝石・角閃石安山岩 (熔岩円頂丘) ⑨
		紫蘇輝石・普通輝石・黒雲母・角閃石安山岩 (熔岩流) ⑧
	III	黒雲母・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石安山岩 (熔岩流) ⑦
		普通輝石・紫蘇輝石安山岩 (熔岩流) ⑥
	II	紫蘇輝石・普通輝石・角閃石安山岩 (熔岩流) ⑤
		普通輝石・紫蘇輝石安山岩 (熔岩流) ④
	I	普通輝石・紫蘇輝石安山岩 (熔岩流) ③
		普通輝石・紫蘇輝石安山岩 (熔岩流) ②
		両輝石安山岩質火山砕屑岩流 ①

産地

- ① 佐賀県大浦村大浦駅北 500 m 道路西側, 56112905
- ② 長崎県千綿村大樽滝, 56120309 B
- ③ 峠柱岳南東 1,000 m (ガラス質安山岩), 56113002
- ④ 長崎県千綿村竜頭泉(早岐図幅)
- ⑤ 郡岳西麓道路傍(ガラス質安山岩), 56120204

- ⑥ 経ガ岳南東側山道傍, 56120101
- ⑦ 佐賀県多良中山部落南西部橋傍, 56113007
- ⑧ 経ガ岳多良岳中間山頂, 56113004
- ⑨ 長崎県千綿村武留路山(寄生熔岩円頂丘), 56120201

分を覆っており、この安山岩類は東海岸、大浦駅北、多良岳北方谷間、西海岸の大樽滝に好露出がある。第II期のものは普通輝石紫蘇輝石安山岩と、それに角閃石を含む安山岩類であつて、大村市北東の裏見ノ滝、北西部の竜頭泉などが標式的であり、火山体の西側に広く分布している。この活動期には一部にガラス質安山岩を伴うのが特徴である註2)。第III期のもの、すなわち普通輝石紫蘇輝石安山岩とそれに一部黒雲母および角閃石を含む安山岩類が火山体の北東部に限られて分布する。第IV期のものは、普通輝石紫蘇輝石黒雲母角閃石安山岩と普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩で、前者は山頂にごく限られて、山頂付近に、後者は北側の浜町南部の湯峰山と西麓の武留路山の寄生火山を形成している。

3. 本地域の火山活動

3.1 多良岳火山基盤岩類の火山活動

1) 第三紀安山岩類

多良岳火山の基盤岩類のうち、第三紀安山岩類は第4表に示したように、古第三系の杵島層群を覆つて火山北西部から西方に広く分布している。含安山岩礫凝灰角礫岩は、多良岳火山地域の地質概略で触れたように、主として輝石安山岩からなり、これを覆っている2種類の安山岩より酸性らしい。またその2種類の安山岩は両者とも角閃石安山岩であつて、九州の他の地域の鮮新世安山岩類と大きな差は認められないようである。火山体北部にも安山岩がこれらと対比され、分布しているようであるが、詳しく調査できなかつた。

註2) 後述

第4表 多良岳火山基盤第三紀安山岩類層序

	岩石名	岩系	岩型*
鮮新世	Ayh	H	VIIe (岩脈) ②
	Abayh**	H	XVIId (早岐図幅) ① 含安山岩礫凝灰角礫岩
古第三系	杵島層群		

* 久野：鉱物組合せによる

** A: Andesite, B: Basalt, TB: Trachybasalt, Dol.: Dolerite, b: biotite, a: augite, y: hypersthene, h: hornblende, o: olivine, qt: quartz, (例) Ayh: Hyp.-horn.-andesite

- 産地 ① 長野県千綿村ホダチ
② 多良岳西・黒木部落東 2,000 m, 56120109

2) 基盤玄武岩類

この基盤玄武岩類については、北西九州の玄武岩類との対比という大きな問題を持つているので、こゝではあまり触れないで、後の機会にまとめて報告したい。そのため、玄武岩類の岩石学的な記載の詳述は行なわなかつた。この玄武岩類の分布する地域は北西九州と同様に、アルカリ質玄武岩とソレイアイト質玄武岩との混在する地域となつているがこゝでは試料の一部について論ずる。第5表に示したように、玄武岩類は多良岳火山の西および北西部と東部に分布している。西部においては粗面玄武岩を含めて、アルカリ質玄武岩の活動に始まり、ついで、紫蘇輝石質岩系の玄武岩類が噴出されている。東部では、アルカリ質玄武岩類の活動以前にソレイアイト質玄武岩類を流出しているようである。これらの活動は、いずれもおそらく鮮新世から洪積世の初期にかけて

第 5 表 多良岳火山基盤玄武岩類層序

多良岳火山西部地域				試料番号	多良岳火山東部地域			
洪 積 世	Ahy a, qt	H	VId (早岐図幅)	16				
	Bao, qt	H	IVa→d	19				
	Bo, qt	H?	IIIb(→d?)	18				
	Bao ¹⁾	H	IVd	15				
	Byao, qt(多) ²⁾	H	Va→d?	14				
鮮 新 世					Aoya	H	vd	13
	Bo	A	(早岐図幅)	—	Bao	P	IVb(→c?)	17
	TBo, qt ³⁾	A	IIIb	5	Boa	P	IVb→c	11
	Bo	A	IVb(→c?), IVb	3, 4	Bao	P	IVb→c	7
					Dol. ao	A	IVb	9
					Bo	A	IIIb	8
					Bao	A	IVb	6
					Bao	P	V(b→)c?	12
					Boa	P	IVb→c	10

1) または Aao 2) 石英玄武岩 3) 含石英捕獲結晶紫蘇輝石普通輝石かんらん石粗粒玄武岩

産 地

3	長崎県東彼杵郡千綿村武留路山西, 56120307 A	14	大村市坂口東方 700 m 石切場, 56120301
4	大村市鹿ノ島西側, 56120306	15	大村市佐奈川内川右岸立福寺・裏見ノ滝中間, 56120210
5	長崎県東彼杵郡千綿村客場鉄道切通, 56120308	16	佐賀県嬉野町金松
6	佐賀県藤津郡大浦村田古里西 800 m, 56112904 A	17	長崎県北高来郡小長井村田原・頂上, 56120509
7	" 北西 500 m, 56112903	18	大村市北方郡西麓道路傍, 56120206
8	" 南東 800 m, 入江, 56112902	19	大村市立福寺道路傍, 56120211
9	" 東方 136 m, 山頂東側, 56112901		
10	長崎県北高来郡小長井村毘沙天岳東鉄道西, 56120503		
11	" 田原南, 56120510		
12	" 毘沙天岳, 56120504		
13	" 長戸海岸, 56120514		

のものであろう。東西両地域の玄武岩類の対比は第5表に示したようになるが、前述のように東部地域の玄武岩類にソレイアイト質岩系の活動が認められるのが特徴であるが、このように東西両地域に差があるので、多良岳基盤玄武岩類の活動で、初期のソレイアイト質玄武岩類と、それにづくアルカリ質玄武岩類とは活動の時期は不連続かもしれない。

また、紫蘇輝石質岩系の活動のはじめに、とくに石英捕獲結晶が多量に認められ、これは紫蘇輝石質岩系の玄武岩類の成因に対して大きな意義をもっているようである。

3. 2 多良岳火山の火山活動

第3表にあるとおり、多良岳火山の活動は大別して4段階に分けられる。その各段階で、造岩鉱物組成が多少異なるものも一括されているが、火山活動の進展と火山岩の分布から総合的に考察した結果、その噴出順序を第3表のように区分した。

第3表のうち、第I期火山岩から、第IV期の寄生火山のものに向かつてその量は順次減少して行き、とくに第IV期の普通輝石・紫蘇輝石・角閃石安山岩は寄生火山で量は多くない。

次に各活動段階に従って記してみる。

1) 第I期活動

多良岳火山の最初の活動は、現在の火山地域をほとんど覆いつくした火山砕屑層の噴出であり、この岩質はこれに続く普通輝石・紫蘇輝石安山岩と同じ性質のもので

ある。次いで普通輝石・紫蘇輝石安山岩の熔岩は火山砕屑層岩を覆つて、やはりほとんど火山全地域に流出した。これらの両輝石安山岩類の化学分析値は第3表 No. 1, 2に示すが、やゝ板状節理が発達し、国鉄大浦駅北方、多良岳(982 m)北方の谷間、西海岸の大樽滝などに好露出地がある。

2) 第II期活動

本安山岩の流出地域は、とくに火山体西部に認められる。前期と後期に分けられ、前者は普通輝石・紫蘇輝石安山岩、後者は主として紫蘇輝石・普通輝石・角閃石安山岩である。前期の安山岩は、大村市北東、裏見ノ滝、火山体北西部の千綿村竜頭泉などに、後期のものは郡岳に好露出地があり、ともに板状節理がみられる。

この時期の活動には、肉眼的に黒色緻密で斜長石の白い斑晶が僅かに認められる程度のガラス質の安山岩が見られるが、その産状などから次のように考えられる。すなわちこの黒色緻密の岩石は、元来、既往の文献²⁾ではサヌキ岩とされていたものであるが、しかしこれらの岩石は、本活動期の安山岩類のガラス質の部分であり、帆柱岳南東と郡岳西麓にみられ、前者は本活動期前期の普通輝石・紫蘇輝石安山岩の、また後者は後期の紫蘇輝石・普通輝石・角閃石安山岩のガラス質の部分の岩石であると考えられる。

前期の安山岩の化学分析値は第3表 No. 4、そのガラス質安山岩は No. 3、そして後期の安山岩のガラス質安山岩の化学分析値を No. 5に示す。

第6表 多良岳

		1	2	3	4
斑 晶	斜長石	1,561 < N ₂ < 1,563 1,555 < N × < 1,558 ±010 消光角 +29° Average Ab ₄₅ An ₅₅ 最大 2.0 mm	1,563 < N ₂ < 1,565 1,558 < N × < 1,561 ±010 消光角 +34° Average Ab ₄₀ An ₆₀ 最大 2.0 mm	1,548 < N ₂ < 1,550 1,544 < N × < 1,546 ±010 消光角 +13° Average Ab ₆₈ An ₃₂	n.d.
	普通輝石	Z ∧ C = 44° X = pale brown Y = pale brown Z = pale green 最大 1.0 mm	Z ∧ C = 50° X, Y, Z = colourless 最大 1.0 mm	Z ∧ C = 48° X = pale green Y = pale brown Z = pale green 最大 0.5 mm	n.d.
	紫蘇輝石	X, Y, Z = colourless 最大 0.5 mm	X = pale brown Y = light brown Z = pale green 最大 1.5 mm	X, Y, Z = colourless 最大 2.0 mm	n.d.
	角閃石	—	—	少量 小形	—
	黒雲母	—	—	—	—
	その他	磁鉄鈹・鱗灰石* * (X = pale brown Y = ? Z = pale gray)	磁鉄鈹	磁鉄鈹 (角閃石(小, 少))	磁鉄鈹
石 基	Ophitic~Hyalopilitic 斜方輝石・単斜輝石・ 磁鉄鈹・斜長石・鱗珪 石・アルカリ長石	Hyalopilitic 斜長石・斜方輝石・単 斜輝石・磁鉄鈹・金雲 母	felty 組織の部分もあり 単斜輝石・斜方輝石・ 斜長石・磁鉄鈹	Hyalopilitic 斜方輝石・単斜輝石・ 斜長石・磁鉄鈹・ガラ ス	
備 考	石英の捕獲結晶		ガラス質安山岩	早岐図幅	
肉眼観察	緻密, 緑色を帯びた灰 色, 斑状岩	緻密, 明灰色(緑色を 帯びる), 斑状岩	緻密, 黒色, 斜長石で 斑状	緻密, 灰白色または暗 灰色, 斑状岩	
鉱物組合せ*	Vd	Vd	Vld	Vd	

* 久野の分類による。n.d. は詳細に検鏡できなかったもの。

3) 第三期活動

この時期の岩石は2種類ある。最初の岩石はおもに普通輝石・紫蘇輝石安山岩で、部分的に、とくに末期になって黒雲母および角閃石を含むようになっていく。分布は火山体北東部に限られる。ところによつては板状節理が発達しており、好露出は経ガ岳(1,075, 5m)の南東側、多良中山部落付近、多良岳頂上(大部分酸化、風化強し)などにある。この熔岩流は一般に緻密であるが、部分的に粗い部分があり、とくにそのようなところに黒雲

母や角閃石が多くなっている傾向がある。

この活動期の前期にあたる普通輝石・紫蘇輝石安山岩の分析値はNo. 6に、また後期の方にはいる黒雲母・角閃石を含む安山岩の分析値は No. 7に示す。

4) 第四期活動

この活動期には角閃石が増加し、一部には黒雲母もまた多量に含まれてくる。これらはいずれも多良岳火山末期の活動であり、黒雲母を多量に持つ紫蘇輝石・普通輝石・黒雲母・角閃石安山岩は、多良岳頂上付近の金泉寺

火 山 岩 記 載

5	6	7	8	9
1,550 < N ₂ < 1,553 1,546 < N × < 1,548 ±010 消光角 +20° Average Ab ₆₁ An ₃₉ 最大 1.5 mm	1,555 < N ₂ < 1,558 1,550 < N × < 1,553 ±010 消光角 +27° Average Ab ₅₃ An ₄₇	1,548 < N ₂ < 1,550 1,544 < N × < 1,546 ±010 消光角 +18° Average Ab ₆₆ An ₃₄	1,558 < N ₂ < 1,561 1,553 < N × < 1,555 ±010 消光角 +28° Average Ab ₄₈ An ₅₂	1,558 < N ₂ < 1,561 1,553 < N × < 1,555 ±010 消光角 +29° Average Ab ₄₈ An ₅₂
Z ∧ C = 47° X, Y, Z = pale brown 最大 1.0 mm	Z ∧ C = 51° X = pale green Y = pale brown Z = pale green 最大 1.0 mm	Z ∧ C = 35° X = pale green Y = pale brown Z = pale green 最大 1.0 mm	Z ∧ C = 42° X = pale green Y = pale brown Z = pale green 最大 1.0 mm	Z ∧ C = 41° X = pale brownish green Y = pale brown Z = pale green 最大 0.5 mm
X = pale brown Y = pale brown Z = pale greenish brown 最大 0.5 mm	X = pale brown Y = reddish brown Z = pale green 最大 1.0 mm	X = pale brown Y = brown Z = pale green 最大 1.5 mm	X = pale brown Y = pale brown Z = pale green 最大 1.0 mm	X = pale brown Y = reddish brown Z = pale blue 最大 1.5 mm
Z ∧ C = 8° X = light brown Y = ? Z = brown 最大 0.5 mm	—	Z ∧ C = 1° ~ 2° X = pale brown Y = dark brown Z = dark brown 最大 1.0 mm	Z ∧ C = 19° X = yellowish green Y = pale brown Z = pale brownish green 最大 4.0 mm	Z ∧ C = 12° X = yellowish brown Y = yellowish brown Z = dark greenish brown 最大 3.0 mm
—	—	X = colourless Y = dark brown Z = dark brown 最大 1.0 mm	X = pale brown Y = dark brown Z = dark brown 最大 2.0 mm	—
磁鉄鈹	磁鉄鈹	磁鉄鈹	磁鉄鈹	磁鉄鈹
fely, 単斜輝石・斜方輝石 斜長石・磁鉄鈹・ガラス	Hyalopilitic 斜長石・単斜輝石・ 斜方輝石・アルカリ 長石・磁鉄鈹・金雲 母・燐灰石・ガラス	Hyalopilitic 斜長石・斜方輝石・ 単斜輝石・磁鉄鈹・ ガラス	Hyalopilitic 斜長石・斜方輝石・ 磁鉄鈹・燐灰石・ガ ラス	Hyalopilitic 斜長石・斜方輝石・ア ルカリ長石・ガラス
ガラス質安山岩			他形の石英捕獲結晶 を持つ	捕獲岩多し 輝石はんれい岩・片麻 岩等
緻密, 黒色, 斜長石 で斑状	緻密, 灰色, 斑状岩	緻密, 青灰色, 斑状 岩 (部分により粗)	緻密, 灰色, 斑状岩 角閃石・黒雲母共々 長柱状	緻密, 灰色, 斑状岩, 長柱状, 角閃石多し
(VI)d.	Vd	XIVd	XVIe	VIe

北西側山頂にみられるだけで、他の安山岩類に較べると非常に量が少ないうえ、岩石はやゝ粗粒で、新鮮な様子からみて、局所的な活動で、また新しい活動の一つとみられる。これの分析値は No. 8 に示されている。こうした局所的な活動と関連して、寄生火山の熔岩円頂丘として、西側の武留路山と火山体北東山麓の湯峰山が噴出した。この寄生火山、とくに武留路山には多量の異質捕獲岩を持っているのが大きな特徴である。後で述べるように、これらの捕獲岩類は中央構造線の外帯か内帯か

に属する変成岩および深成岩であろうが、これらの岩石は、ほとんど同化されることなく地表に噴出されている。この武留路山安山岩の分析値は No. 9、そして前述の多良岳山頂北西の安山岩の分析値は No. 8 に示す。

4. 多良岳火山岩の岩石学的性質

多良岳火山岩の岩石学的記載は一括して第6表に掲げる。

1) 斑晶

斜長石 全体的な特徴として、斜長石はほとんど累帯構造を持ち、一部のそれは塵状包裹物を含んでおり、とくに火山活動の初期第 I 期および第 II 期に多い傾向がある。斑晶はほとんど半自形か、自形である。光学的にみた斜長石の成分は、初期活動の熔岩では、平均して An 55~60 であり、第 III 期活動の時期は An 40 前後と、Ab 成分の増加が認められる。最末期の岩石では An 成分 50 以上に増加している。また、ガラス質安山岩中の斑晶の斜長石は An 30~40 となつて、同時期の斑状安山岩より Ab 成分に富んでいる。このガラス質安山岩の斑晶は大部分が斜長石であるが、量は少ない。

輝石類

多良岳火山岩はすべて斜方輝石および単斜輝石を含んでいるが、これらの両輝石は時によると平行連晶をなしている。この連晶は核としてほとんどが単斜輝石で、外縁を斜方輝石が包んでいる。とりわけ、火山活動の第 III 期および第 IV 期に多いようである。また、集片双晶がとくに第 I 期および第 II 期に多くみられ、斜長石・斜方輝石・磁鉄鉱などからなりたつている。この平行連晶は、安山岩質岩漿がこの場合では、より酸性岩を同化し、その結果その岩漿より低温の岩漿に変化し、単斜輝石を包んで、この輝石より低温型の斜方輝石が成長したものであろう。これに対して集片双晶は岩漿が同化作用を行なつた初期に、揮発成分の多いなか急速に成長したものと考えられる。火山活動初期にみられる大量の火山砕屑岩類の爆発的活動に続いた火山岩に多いのではなからうか。

角閃石

この鉱物は、とくに活動期の末期に増加していて、第 III 期および第 IV 期に現われているが、こゝで注意しなければならないことは第 II 期の主体となる安山岩には全く含まれておらず、その時期のガラス質安山岩にみられる程度である。この第 II 期活動の末期から、第 II 期にかけて角閃石が晶出するが、このガラス質安山岩と第 III 期活動の安山岩との関係として角閃石の晶出を重視すると、ガラス質安山岩の成因は安山岩質岩漿の同化作用の進展ということで理解できそうである。また火山岩中のそれぞれの角閃石は、ほとんどが玄武角閃石で、時にはオパサイト化作用をうけている。たゞし、最末期のなかの一つである分析試料 No. 8 の角閃石は緑色角閃石である。また寄生火山の一つである武留路山の岩石 (No. 9) のオパサイト化作用は著しくない。このように、多良岳火山岩中の角閃石の酸化作用は火山活動の末期、とくに寄生火山的要素を持った熔岩中では行なわれていない。

黒雲母

第 6 表に示したように、この鉱物は、いわゆる寄生火山を除いて末期に晶出している。とくに分析表 No. 8 は多量の黒雲母を含んでいて、新鮮な自形を持っている。

その他の鉱物

多良岳火山の初期活動には微斑晶として一般に燐灰石を含む。石基鉱物としての燐灰石は他の岩石にも普遍的に含まれているが、この初期の活動の岩石 (No. 1) に微斑晶がみられる。

つぎに、石英の捕獲結晶の意義については多くの研究があるが、多良岳火山では、初期活動の岩石 (No. 1) と末期活動の岩石 (No. 8) にみられ、こゝでも安山岩質岩漿が酸性深成岩類を同化している証拠として認められる。とくに、末期の角閃石および黒雲母を多量に含んでいる岩石 (No. 8) に比較的石英の捕獲結晶が多い。これは同化作用が著しく行なわれたために黒雲母の晶出が促進されたものと考えられる。

2) 石基

多良岳火山岩の石基はほとんどがガラス基流質構造からなり、また褐色ガラスを持つ。輝石類は活動第 I 期から第 III 期まですべて単斜輝石および斜方輝石を含んでいるが、第 IV 期活動には斜方輝石のみ認められる。アルカリ長石はきわめて少ないが、活動の初期および比較的末期の火山岩に含まれている。金雲母は普遍的ではないが、とくに輝石類や磁鉄鉱の斑晶の周縁部に晶出しており、またごく少ないが捕獲結晶と思われる大型の半自形の斜長石の周縁部にも認められる。

石基中にしばしば透明に近いガラス質の部分の多い斑点(明瞭な境界はない)が含まれている。これは第 II~III 期の火山岩に認められることが多いが、捕獲された珪質の relict mineral が完全に同化される寸前の形態として残存しているものであろう。ガラス質安山岩の石基はフェルト状の微晶からなつていて、その鉱物は非常に微細なために識別不可能の岩石が多い。

以上述べてきたことで、多良岳火山岩が岩漿(とくに安山岩質岩漿とする理由はないが)と基盤岩石との同化・混成作用によつて、岩質に変化をもたらしたことが理解できる。さらに、寄生火山の一つの武留路山の岩石には多量の捕獲岩が含まれていることで、上述の作用のうらづけができよう。

それらの岩石には、頭大のものから小豆大のものまで、ほとんど球状に熔融されたはんれい岩と、一部片麻岩質岩石が認められ、はんれい岩は大部分が輝石(ヘデンベルグ輝石質)と斜長石と磁鉄鉱とからなる単純な鉱物組み合わせを持つものであり、その輝石は中心部を残

第7表 多良岳火山岩類の化学成分

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	56112905 Vd*) Aay	56120309B Vd Aay,qt	56113002 Vd Aay	早岐図幅 Vd Aay	56120204 (VI)d Ayah	56120101 Vd Aay	56113007 XVIId Abhay	56113004 XVIe Ayabh	56120201 VIe Aayh
SiO ₂	59.02	58.92	63.20	61.44	61.42	59.30	61.62	64.42	61.90
TiO ₂	1.34	0.97	0.82	0.72	1.19	0.95	0.75	0.64	0.73
Al ₂ O ₃	16.53	17.21	14.15	16.54	15.33	15.53	16.08	14.50	16.58
Fe ₂ O ₃	3.22	2.37	2.38	1.95	2.48	3.10	3.14	2.79	2.91
FeO	3.15	3.36	3.08	3.43	3.86	3.94	2.65	2.29	3.65
MnO	0.16	0.12	0.12	0.09	0.13	0.12	0.11	0.11	0.11
MgO	2.54	2.86	2.76	3.22	2.32	3.93	2.82	2.35	2.90
CaO	5.41	6.39	5.46	5.61	4.96	5.32	5.28	4.78	4.76
Na ₂ O	4.37	3.41	3.56	3.64	4.18	3.24	3.44	3.55	3.43
K ₂ O	1.95	1.90	2.03	2.18	2.36	1.94	2.09	2.63	2.27
P ₂ O ₅	0.87	0.58	0.49	0.25	0.80	0.40	0.42	0.36	0.59
H ₂ O(+)	0.77	0.86	0.81	0.68	0.73	1.16	0.57	0.95	0.27
H ₂ O(-)	0.47	0.30	0.63	0.40	0.20	0.40	0.53	0.20	0.23
Total	99.80	99.25	99.49	100.15	99.96	99.33	99.48	99.57	100.33
FeO	41	40	39	36	41	43	40	36	42
MgO	17	21	20	23	16	24	20	18	20
Alk.O	42	39	41	41	43	33	40	46	38

All values in this table indicate in ppm. An asterisk denotes below limit of sensitivity.

V	170	170	240	—	170	290	210	190	130
Ni	*	10	40	—	5	60	25	10	9
Co	7	7	9	—	10	12	12	7	6
Cr	*	20	20	—	25	40	30	25	30
Sr	270	290	270	—	200	360	290	250	310
Ba	180	130	260	—	160	160	230	170	230
Li	25	20	20	—	30	20	20	25	30

* 久野の鉄苦土鉱物組合せによる記号

Analysts: H. Kurasawa & K. Takahashi

して大部分が $Z\wedge C=20^\circ$ の緑色角閃石に変化している。このようにこの捕獲岩が比較的塩基性の岩石が多いため、他の末期活動の岩石に含まれている黒雲母が晶出しなかつたのであろう。したがって、局所的な火山活動では部分的な基盤との混成作用を考えなくてはならない。多良岳火山全体の大きな活動としての基盤(前述のようにおそらく酸性岩)との混成作用は当然であらう。

多良岳火山の活動の第II期にあるガラス質安山岩は、その活動の主流をなす両輝石安山岩の周縁相にあたる。とくに斑晶の斜長石は、両輝石安山岩類の斜長石より Ab 成分に富んでいて、より酸性であるうえに、わずかではあるが角閃石斑晶を含んでいる。そしてこのガラス質安山岩はいわゆるサヌカイトの化学成分を持つておらず、

単なる急冷部に相当すると考えられ、従来記載¹⁹⁾されていたサヌカイトとは異なるものであろう。

5. 本地域火山岩の化学成分

5.1 主化学成分

5.1.1 多良岳火山岩

化学成分の分析値およびノルム値を第7, 8表に示す。またその変化図(第3図)によると、多良岳火山の岩石は、ごく限られたところにプロットされる。

第3図は比較のために霧島火山岩の化学成分を同時にプロットしてある。

アルカリ-石灰指数によると、第9表に示すように、多良岳火山は61.0で、種子田の日本平均よりアルカリ

第8表 多良岳火山岩のノルム値

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Q	10.27	11.53	20.70	14.96	14.35	15.50	18.78	20.80	18.90	
Or	11.69	11.13	12.24	12.80	13.91	11.69	12.24	15.58	13.36	
Ab	37.23	28.84	29.89	30.93	35.13	27.26	29.36	30.04	28.84	
An	19.47	26.15	16.69	22.25	16.13	21.97	22.25	15.85	20.03	
Wo	0.93	0.93	3.14	1.63	1.63	0.70	0.58	2.40	C=1.22	
En	6.32	7.13	6.93	8.03	5.82	9.84	7.03	5.85	7.23	
Fs	1.19	2.90	2.77	3.69	3.30	0.34	1.32	2.94	3.43	
Fo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Fa	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Mt	4.63	3.47	3.47	2.78	3.70	4.40	4.63	3.06	4.17	
Hm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Il	2.58	1.82	1.52	1.37	2.28	1.82	1.37	1.21	1.37	
Ap	2.02	1.34	1.14	0.60	1.88	0.94	1.00	0.84	1.41	
NF	Or	17	17	21	19	21	19	19	25	22
	Ab	54	44	51	47	54	45	46	49	46
	An	29	39	28	34	25	36	35	26	32
Npl	An	34	47	36	42	31	45	43	35	40
Npy	Wo	11	9	24	12	15	7	6	22	—
	En	75	65	54	60	54	90	79	52	68
	Fs	14	26	22	28	31	3	15	26	32

第9表 アルカリ-石灰指数

多良岳	61.0	(本報告)
九重山	59.5	(高橋・小野 ²⁰⁾)
三瓶山	60~61	(山口 ²⁷⁾)
大山	59.5	(高橋・太田・註3)
阿蘇山	58.1	(渡辺・本間 ¹⁵⁾ ・山口 ²⁰⁾)
桜島	65.0	(山口 ²⁵⁾)
霧島山	61.3	(沢村・高橋 ²¹⁾)
薩南	65.0	(松本 ¹⁴⁾ ・地調)
日本平均	63.7	(種子田 ²³⁾)

$$\text{Fe}_2\text{O}_3: \text{kp} > \text{ky} \geq \text{T}$$

$$\text{CaO}: \text{kp} > \text{ky} > \text{T}$$

$$\text{Alk.O}: \text{kp} < \text{ky} < \text{T}$$

$$\text{Na}_2\text{O}: \text{kp} < \text{ky} < \text{T}$$

$$\text{K}_2\text{O}: \text{kp} < \text{ky} \leq \text{T}$$

$$\text{TiO}_2: \text{kp} > \text{ky} > \text{T}$$

が多く、山陰地方のものより少なく、南九州諸火山より多い。多良岳火山の化学成分上の変化は少ないが、初期活動には輝石安山岩類を、後期になると含黒雲母・角閃石安山岩が噴出されている。そこで、これを九州の典型的な輝石安山岩で構成される霧島火山の火山岩と比較してみると、次のような差異を持っている(第3図)。これで霧島火山のピジオン輝石質岩系と紫蘇輝石質岩系と、それに多良岳火山岩を比較すると次のようになる。

$$\text{SiO}_2: \text{kp} < \text{ky} < \text{T}$$

$$\text{Al}_2\text{O}_3: \text{kp} > \text{ky} \geq \text{T}$$

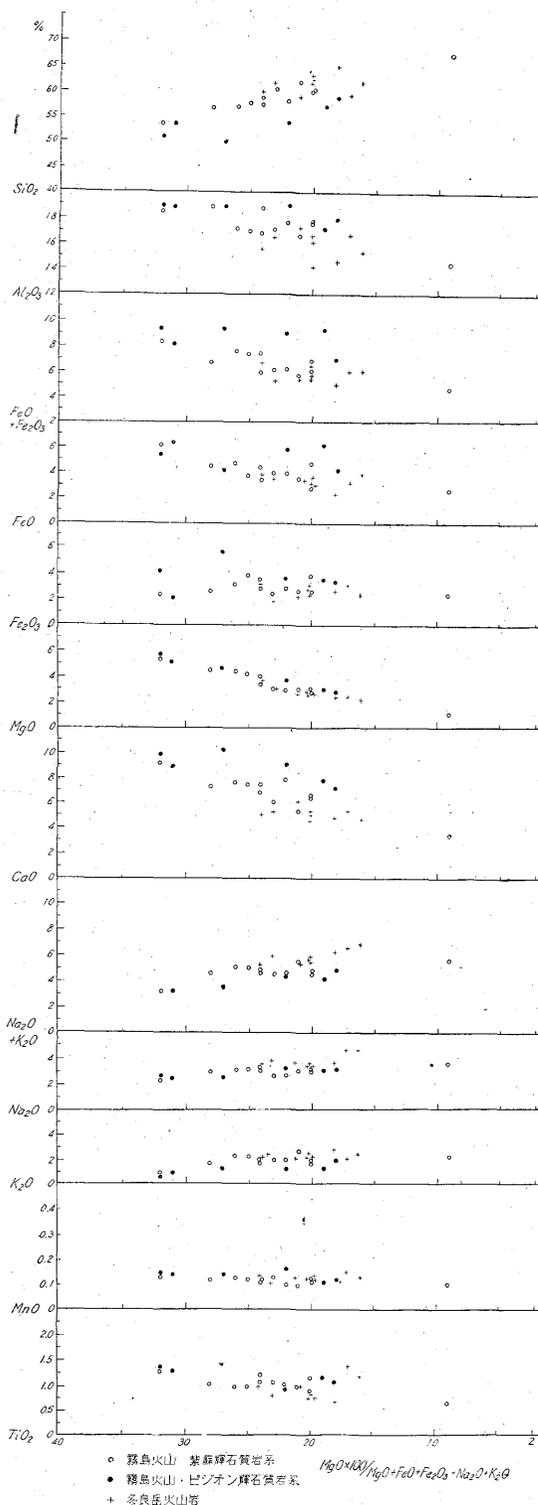
$$\text{tot. FeO}: \text{kp} > \text{ky} \geq \text{T}$$

$$\text{FeO}: \text{kp} > \text{ky} \geq \text{T}$$

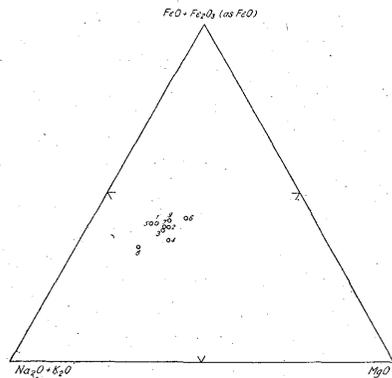
註3) 高橋清・太田良平・大山(未発表)

(kp: 霧島火山ピジオン輝石質岩系, ky: 同紫蘇輝石質岩系, T: 多良岳火山) このように、多良岳火山は、このなかでもとくに霧島火山の両岩系よりも、 Al_2O_3 , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, CaO が少ないことと、 SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ が多いことが特徴となつている。すなわち、多良岳火山は霧島火山よりも基盤岩類との同化作用を大きくうけていると考えられる。

多良岳火山岩の化学成分と、いわゆる大山火山帯の他の火山の化学成分と比較してみると、山陰地方に分布する三瓶火山・青野火山・大山火山の一群と、多良岳火山をはじめとする九州地方の雲仙・金峯・九重・両子の火山の一群とはかなりの化学成分の差がみられる。とくに顕著なことは、 Na_2O および K_2O , Al_2O_3 が山陰のものに多く、 $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, CaO は九州のそれに多いことは、基盤岩との混成作用の程度ならびに、基盤岩の違い、さらには源岩漿の差に起因するものであろう。



第 3 図 多良岳火山岩および霧島火山主成分変化図



第 4 図 多良岳火山岩分化径路

なお、多良岳火山以外の大山火山帯の火山についての化学成分は、別一括報告する。

5. 1. 2 基盤玄武岩類

ここで、玄武岩類の問題点および主成分などについて考察してみる。当地域の玄武岩類は久野の鉄苦土鈹物組合せによつて分類すると、アルカリ質玄武岩とソレイアイト質岩系とそれに紫蘇輝石質岩系となる。これは、この分類法にあてはめた場合であるが、次に述べるように、これらの分類では本地域の特性を表わすことができない(第5表)。

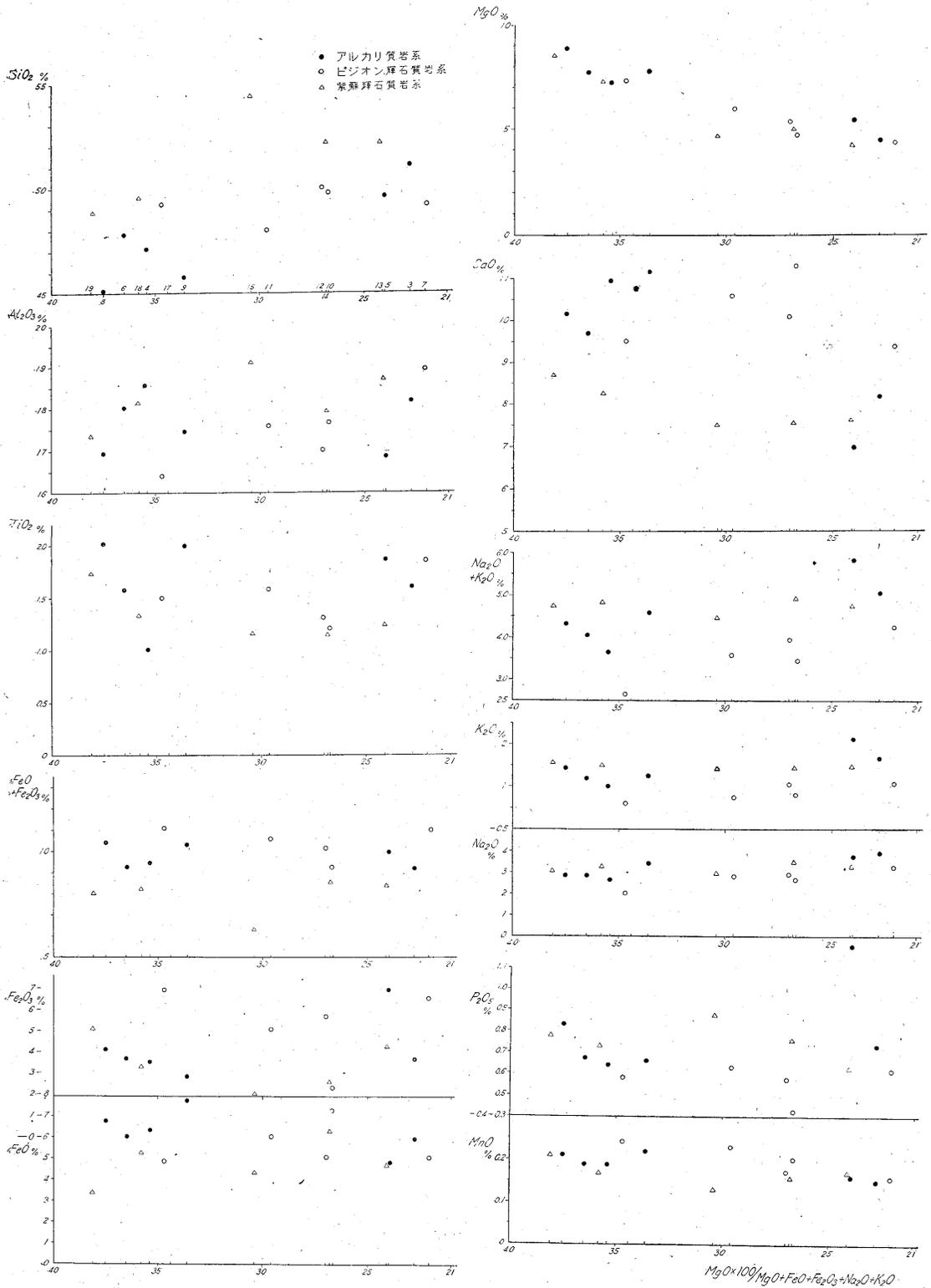
岩石学的、とくに石基鈹物組合せおよび構成鈹物を鏡下で観察すると、記号b型で表わされる場合には、アルカリ長石が完全に認められる。多良岳火山東部(第5表)のソレイアイト質岩系のb→c型は、アルカリ長石の存在がほとんど認められず、かんらん石と輝石との反応が認められ、おもにかんらん石は単斜輝石によつてとり囲まれている。なお、ソレイアイト質岩系と考えられそうな岩石(試料番号12, 17など)は、非常にまれにアルカリ長石もみだされる。こういう分類上の困難なものについての、その成因には注意しなければならない。

多良岳東海岸では各玄武岩の噴出順序を決定できるものが少なく、一般にアルカリ質玄武岩と思われるものが全体を通じて活動している。試料番号10, 11, 12などはとりわけ随伴的な活動と思われ、10(毘沙天岳)、11, 12(毘沙天岳)とそれらの一連の活動のものと思われる17(田原・火山弾)を含めて、アルカリ質玄武岩類の主活動に伴ない、寄生的活動が行なわれたのであろう。

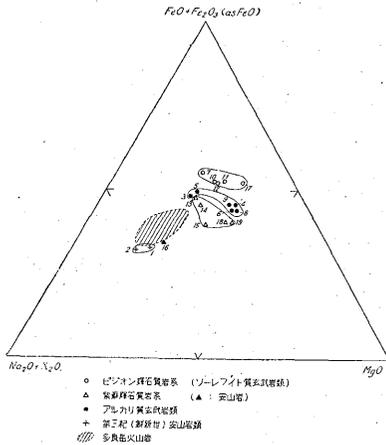
このように、東部地域では、アルカリ質玄武岩類と、ソレイアイト質玄武岩類(註4)との混合区を形成している。

多良岳西海岸では、アルカリ質玄武岩と紫蘇輝石質玄武岩とで代表される活動である。これらは、地表で観察

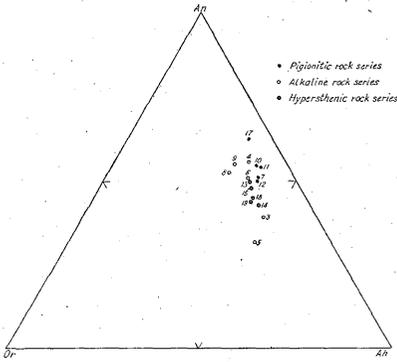
註4) こう表現するよりも、珪質玄武岩という言葉で表わすグループに入れて考へべきものであろう。



第 5 図 多良岳火山基盤玄武岩類主化学成分変化図 (ビジョン輝石質岩系: ソレイイト質岩系)



第 6 図-a 多良岳火山基盤岩類分化径路



第 6 図-b 多良岳火山基盤岩類ノルム長石変化図

された限りでは、後者の活動がより大きかつたようである。

分析値およびその層序は第 5, 10 表で示される。岩漿進化と各成分の含量との変化を第 5 図に ($MgO \times 100 / MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O$ を横軸に各酸化物を縦軸にとつた), また第 6 図には MgO , $FeO + Fe_2O_3$ および $Na_2O + K_2O$ の関係を示す三角図を示す。

第 5 図で、玄武岩類が横軸の分化尺度値で 39.9~22.1 までの広い範囲にわたつてみられる。SiO₂ はアルカリ質岩系で最も少なく、紫蘇輝石質岩系が最も多い。Al₂O₃ はピジョン輝石質岩系のものが最も乏しい。Fe₂O₃ + FeO ではソレイアイト質岩系において富んでおり、紫蘇輝石質岩系で最も少ない。しかるに、FeO ではソレイアイト質岩系が必ずしも多くなく、かえつて Fe₂O₃ に富む。これは東部地域において随伴的に行なわれた活動 (岩脈, fissure eruption などによつて) のために磁鉄鉱結晶の生長および濃集が促進される状態になつたのであろう。CaO は分化の初期に、ソレイアイト質

岩系およびアルカリ質玄武岩類ともに富んでおり分化が進むとアルカリ質玄武岩において乏しくなる。Na₂O + K₂O ではアルカリ質玄武岩および紫蘇輝石質岩系に多い。また第 5 表で示されるように石英捕獲結晶を含む岩石のうちとくに試料番号 14 のものはとくに多量に含まれており、石英玄武岩と呼ばれる。杉健一^{註5)}は山口県笠山の石英玄武岩成因について述べているが、この輝石安山岩質の岩石は混合岩石区の特徴とみられる。

これらを通覧すると、ソレイアイト質岩系およびアルカリ質玄武岩は久野のピジョン輝石質岩系と、富田の研究したアルカリ岩系との明確な差ほどの違いとはならず、分類上両岩系に区別されても、それらはおのおの亜型あるいは中間型になる。

また、紫蘇輝石質岩系は Na₂O + K₂O に富み、アルカリ質岩系からもたらされたものと考えられ、一方当地域のアルカリ岩系は富田の扱つたアルカリ岩系よりアルカリに乏しい型のものであることがわかつた。

5. 2 微量化学成分

近年、火成岩中の微量成分の研究は、その成因を明らかにするための一手段として、また火成岩の地球化学を解明するために著しく盛んになつてきている。火山岩中の微量成分についても同様に多くの研究が行なわれている。

本邦の火山岩については、桂・岩崎ほかにより Ni・Co・Cr および V の地球化学的研究があり、高橋・沢村^{註3)}は霧島火山の火山岩についてその成因の問題を解明する一手段として微量成分の分析を行なつた。また別に Nockolds, Allen^{註7)}は箱根火山の火山岩について興味ある結果を示している。

本報告では多良岳火山岩および基盤玄武岩類について、霧島火山の場合と同じく Ni・Co・Cr・V・Sr・Ba および Li の 7 元素について分析を行ない種々の検討を行なつた。分析法は前報告と同じく分光分析法を使用している。

微量成分の結果は、霧島火山の火山岩のそれと比較し、比較するための尺度としては、主化学成分と同じく久野久による分化の尺度 ($MgO \times 100 / MgO + Fe_2O_3 + FeO + Na_2O + K_2O$) を使用した。

分析値は多良岳火山岩を第 7 表に、基盤玄武岩類を第 10 表に示す。

この分化の尺度を横軸に各微量成分含量を縦軸にとつて点示した結果を第 7 図に示す。

多良岳火山岩と霧島火山岩の微量成分は第 7 図でみられるように、同じ分化階程では Ni・Cr・V・Sr 含量は

註5) 九大理研報, Vol. 3, No. 2, 1951

第10表 多良岳火山基盤岩類の化学成分

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	Tb-3 56120307a 武留路 IIIb* Bo	Tb-4 56120306 鹿ノ島 IVb Boa	Tb-5 56120308 喜場 IIIb TBo,qt	Tb-6 56112904a 大浦 IVb Bao	Tb-7 56112903 大浦 Xb→c Ba	Tb-8 56112902 大浦 IIIb Bo	Tb-9 56112901 大浦 IVb Dol.ao	Tb-10 56120503 昆沙天岳東 IVb→c Boa	Tb-11 56120510 田原 IVb→c Boa	Tb-12 56120504 昆沙天岳 Vc? Byao	Tb-13 56120514 長戸 Vd Ayao	Tb-14 56120301 原 Va→d Byao,qt	Tb-15 56120210 裏見ノ滝南 IVa Aao	Tb-17 56120509 田原 IVb→c? Bao	Tb-18 56120206 郡岳西 IVb→d? Bao,qt	Tb-19 56120211 立福寺 IVa→d Bao,qt
SiO ₂	51.00	47.11	49.57	47.82	49.18	45.04	45.83	49.78	48.07	50.02	52.12	52.14	54.33	49.34	49.53	48.84
TiO ₂	1.70	1.08	1.86	1.58	1.85	2.04	2.00	1.24	1.59	1.30	1.22	1.17	1.17	1.50	1.34	1.25
Al ₂ O ₃	18.28	18.54	16.84	18.03	18.91	16.94	17.44	17.66	17.57	17.07	19.20	17.97	19.16	16.40	18.15	17.37
Fe ₂ O ₃	3.61	3.47	6.92	3.68	6.52	4.12	2.88	2.33	5.08	5.65	4.17	2.61	1.97	6.91	3.29	5.15
FeO	5.96	6.30	4.80	6.07	5.10	9.75	7.72	7.20	6.08	5.08	4.72	6.34	4.36	4.87	5.28	4.46
MnO	0.15	0.19	0.16	0.19	0.16	0.21	0.22	0.20	0.23	0.17	0.17	0.16	0.13	0.24	0.17	0.21
MgO	4.36	7.19	5.30	7.72	4.29	8.85	7.58	4.66	5.98	5.28	4.20	4.99	4.65	7.32	7.28	8.54
CaO	8.14	10.94	6.95	9.68	8.83	10.21	11.16	11.27	10.56	9.58	7.62	7.56	7.50	9.49	8.26	8.70
Na ₂ O	3.91	2.66	3.70	2.87	3.21	2.88	3.24	2.67	2.83	2.92	3.29	3.51	3.07	2.05	3.29	3.18
K ₂ O	1.63	1.01	2.10	1.22	1.06	1.46	1.25	0.80	0.76	1.04	1.48	1.47	1.43	0.60	1.52	1.60
P ₂ O ₅	0.73	0.63	1.20	0.67	0.61	0.83	0.66	0.42	0.63	0.57	0.63	0.76	0.88	0.58	0.73	0.78
H ₂ O+	0.21	0.55	0.68	0.44	0.52	0.35	0.47	0.82	0.46	0.72	0.48	0.41	0.53	0.29	0.39	0.41
H ₂ O-	0.40	0.20	0.43	0.63	0.47	0.70	0.23	0.27	0.30	0.27	0.43	0.57	0.27	0.37	0.30	0.37
Total	100.08	99.87	100.51	100.60	100.71	100.38	100.68	99.32	100.14	99.67	99.73	99.66	99.45	99.96	99.53	100.86
SI	22.8**	35.4	24.0	36.5	22.1	37.5	33.6	26.7	29.6	27.2	24.1	26.8	30.4	34.4	35.8	38.1
All values in this table indicate in ppm. An asterisk denotes below limit of sensitivity																
V	200	150	160	200	310	140	210	170	160	250	200	170	120	160	200	170
Ni	7	125	80	80	5	80	122	70	10	120	5	25	80	7	130	160
Co	17	20	20	25	20	45	85	30	10	35	17	30	17	20	40	57
Cr	5	110	58	38	*	64	130	130	5	110	5	38	70	5	100	260
Sr	380	320	540	360	270	400	460	280	330	380	280	190	300	330	180	380
Ba	150	100	340	170	110	200	140	110	90	180	170	140	110	90	140	230
Li	10	7	15	7	10	12	7	10	7	18	12	15	12	5	23	9

* Kuno's ferromagnesian silicate mineral assemblage

Analysts: H. Kurasawa & K. Takahashi

** Solidification Index $\left(\frac{\text{MgO} \times 100}{\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \right)$

第 11 表 多良岳火山基盤岩のノルム値

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
Q	—	—	1.06	—	4.75	—	—	0.54	—	4.32	4.93	1.50	8.17	7.09	—	—	
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.92	0.92	—	—	
Or	9.46	6.12	12.39	7.79	6.12	8.90	7.24	5.01	4.45	6.12	8.90	8.68	8.35	3.34	8.90	9.46	
Ab	33.03	22.55	31.30	24.12	27.26	17.30	16.78	22.55	24.12	24.64	27.79	29.68	26.22	17.30	27.79	29.74	
An	27.54	35.60	20.33	32.82	34.21	28.93	29.48	33.66	33.66	30.60	33.10	28.93	31.71	33.93	30.03	28.37	
Wo	3.60	6.27	1.76	4.65	1.05	6.74	8.83	9.18	2.44	5.69	0.35	1.72	—	4.07	0.47	3.48	
En	8.13	5.62	13.20	7.83	10.64	4.72	5.62	11.64	14.86	13.15	10.44	12.43	11.54	18.27	13.15	11.44	
Fs	5.14	2.24	0.33	2.37	1.19	1.45	2.60	9.37	3.56	2.90	3.56	7.85	4.75	1.19	3.69	1.06	
Fo	1.90	8.86	—	7.81	—	12.16	9.29	—	4.50	—	—	—	—	—	3.45	6.89	
Fa	1.32	3.87	—	2.75	—	3.67	4.89	—	1.22	—	—	—	—	—	1.12	0.92	
Mt	5.09	5.09	10.00	5.33	9.49	6.02	4.17	3.30	6.71	8.10	6.02	3.80	2.78	9.96	4.70	7.41	
Il	3.19	2.12	3.53	3.04	3.49	3.79	3.79	2.35	3.04	2.43	2.28	2.14	2.28	2.88	2.55	2.43	
Hm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Ap	1.68	1.48	2.86	1.58	1.41	2.02	1.68	1.01	1.48	1.34	1.48	1.78	2.02	1.38	1.71	2.02	
Ne	—	—	—	—	—	3.69	5.68	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Or	13.5	9.6	19.4	12.0	9.1	16.1	13.5	8.1	7.1	10.0	12.0	12.9	12.6	6.0	13.4	14.7	
Nf	Ab	47.2	35.0	48.9	37.3	40.3	31.4	31.4	37.3	38.8	40.1	37.6	44.1	39.6	31.7	41.6	41.4
	An	39.3	55.4	31.7	50.7	50.6	52.5	55.1	54.6	54.2	49.9	50.4	43.0	47.8	62.3	45.0	43.9
Npl	An	45.5	61.2	39.4	57.6	55.7	62.6	63.7	59.9	58.3	55.4	48.0	49.4	54.7	66.2	51.9	51.5
Npy	Wo	21.3	44.4	11.5	31.3	8.2	52.2	51.7	30.4	11.7	26.2	2.4	7.8	—	17.3	2.7	21.8
	En	48.2	39.8	86.3	52.7	82.6	36.6	32.9	38.6	71.2	60.5	72.8	56.5	70.8	77.6	76.0	71.6
	Fs	30.5	15.8	2.2	16.0	9.2	11.2	15.4	31.0	17.1	13.3	24.8	35.7	29.2	5.1	21.3	6.6

多良岳火山岩は霧島に比較して高く、Co はやゝ低く、Ba・Li はほぼ同含量であることが認められる。

この事実は前述したように多良岳火山岩が基盤岩類との混成作用を強くうけて生成噴出したと考えられることと何らかの関係があるとするのも一つの見方であろう。

次にこれら火山岩の微量成分の地球化学的挙動を明らかにするために、個々の微量成分についての検討を行なった。

本邦火山岩の微量成分のうち Ni・Co・V については桂敬(1956)⁵⁻¹¹⁾の地球化学的研究があり、それぞれの微量成分の分布および主化学成分と微量成分との関係について詳細な検討を行なっているので、Ni・Co・V については詳述せず、主として Sr・Ba の挙動について考察を行なってみた。

1) Ni

Ni は火山岩では、成因系統においては未分化の火山岩で含量が高く、分化が進むに従ってその含量は急速に減少している。

多良岳火山岩と霧島火山岩の含量は第7図 Ni の項でみられるように多良岳がやゝ高いが、大きな差は認められず、最高 60 ppm Ni を示すにすぎない。

基盤玄武岩類の Ni 含量はやはり分化が進むに従って減少し、未分化のものほど高い。アルカリ質玄武岩とソレイアイト質玄武岩との間には大きな差は認め難い。

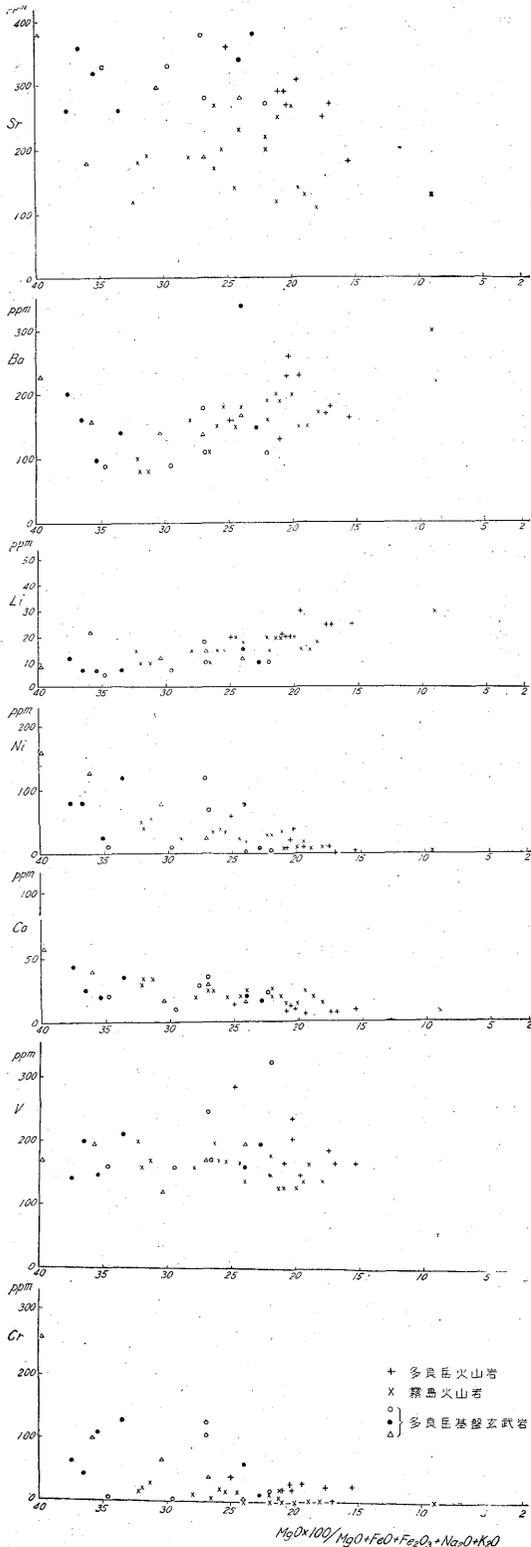
桂敬¹¹⁾は含量と主化学成分のうち Fe・Mg 含量と比較し、Ni と Fe との関係はあまり明瞭ではないが、Ni と Mg は正の相関をすることを確かめ、さらに分化の尺度として Fe/Mg をとると Ni 含量と明らかな相関がみられることを述べているが、分化作用あるいは混成作用の進んだ安山岩・石英安山岩はやゝ相関の程度が小さくなっているようである。

多良岳・霧島両火山岩および多良岳基盤玄武岩類の Ni 含量を Fe・Mg 含量と比較すると第8図にみられるような結果を得た。

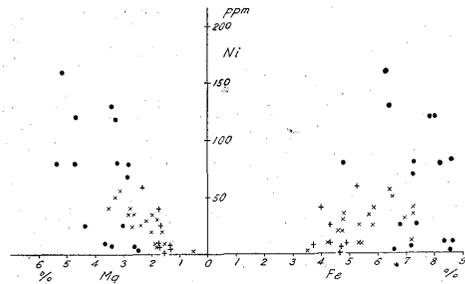
これによると多良岳火山岩は Fe および Mg 含量に対して霧島より Ni 含量は高く、また基盤玄武岩類ではソレイアイト質玄武岩類より紫蘇輝石質岩系のものが Ni 含量が高いことは興ある事実である。

2) Co

第7図 Co の項でみられるように多良岳火山岩は霧島火山岩に比して Co 含量はやゝ少ない。Co 含量は未分化の火山岩ほど高含量を示すが、Ni ほどその含量変化



第 7 図 多良岳火山基盤玄武岩・多良岳火山岩・霧島火山岩対比変化図(微量元素)

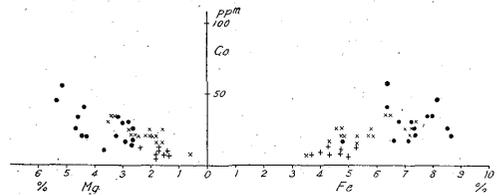


第 8 図 Vi 含量と Fe および Mg 含量との関係 (黒丸は基盤玄武岩類)

は顕著ではない。

基盤玄武岩類の最も未分化のものですら、60 ppm Co にすぎず、大部分は 50~10 ppm Co の間で変化し、分化が進むにつれて順次減少する。アルカリ質玄武岩とソレイライト質玄武岩との間の差異はほとんど認められない。

桂敬によると本邦火山岩の Co 含量では、Fe あるいは Fe²⁺ 含量に相関し、Mg 含量とは相関は認められるが、Fe の場合ほど明瞭ではないと主化学成分との関係について述べている。



第 9 図 Co 含量と Fe および Mg 含量との関係

第 9 図では多良岳および霧島火山岩では Fe および Mg 含量にほぼ相関が認められる。基盤玄武岩類では、大体同様の傾向を示すが、Fe あるいは Mg 含量に対してや、低い Co 含量を示すものも多い。しかしこれは玄武岩の岩系による差はみられない。

本邦火山岩の Co 含量について桂敬は次の結果を示した。

本邦火山岩 Co 含量の平均値

	Basalt (ppm)	Andesite (ppm)	Dacite (ppm)
富士火山帯	32	20	n. d.
富士火山帯以北	39	14	n. d.
富士火山帯以西	25	11	n. d.
本邦火山岩	30	14	3

(桂 敬, 1956)

これを多良岳・霧島火山岩および多良岳基盤の玄武岩類と比較すると次のとおりである。

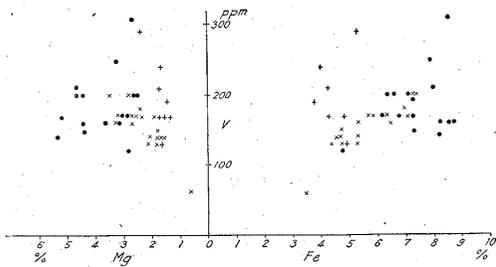
	Basalt (ppm)	Andesite (ppm)
多良岳火山岩	—	10
霧島火山岩	33	17
多良岳基盤玄武岩	28	—

3) V

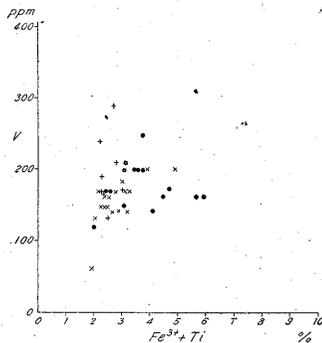
V含量は一般に多良岳火山岩では霧島火山岩に比して高い。本邦の火山岩の含量については桂敬により詳細な報告がなされており、その結果によると富士火山帯の火山岩で最も高く、他の火山帯の火山岩中のV含量はやや低いことを示しており、V含量はFe含量とほぼ相関すると述べている。また岩崎岩次・桂敬⁴⁾は火山岩の造岩鉱物中もつともVを濃縮しているものは磁鉄鉱であり、岩石中のV含量は同一の岩石系列に属するほど等しい分化階程では磁鉄鉱の存在量に強く支配されることを明らかにした。

多良岳火山岩・霧島火山岩・多良基盤玄武岩類を横軸にFe%およびMg%をとり、縦軸にV含有量をとって比較すると、多良岳火山岩のV含量は他に比較して大分高いことが明らかである(第10図)。

またFe³⁺+Ti%と比較しても同様である(第11図)。玄武岩類では、V含量に大きな差はみられないが、ソレイアイト質玄武岩のものは分化の階程が進むにつれてV



第10図 V含量とFeおよびMg含量との関係



第11図 V含量とFe³⁺+Ti含量との関係

含量は急増するが、紫蘇輝石質岩系の玄武岩およびアルカリ質玄武岩では分化が進むと逆に僅かながら減少する傾向がみられ、これはVを主として含んでいる磁鉄鉱の晶出時期のちがいを示していると考えられる。

桂敬は本邦火山岩のV含量の平均値を示した。これを多良岳・霧島火山岩、および多良岳基盤玄武岩類と比較すると次のとおりである。

本邦火山岩のV含量

	Basalt (ppm)	Andesite (ppm)	Dacite (ppm)
富士火山帯*	360	170	50
富士火山帯以西*	220	90	n. d.
富士火山帯以北*	210	160	44
多良岳火山	—	190	—
霧島火山	180	140	60
多良岳基盤玄武岩	190	—	—

(*桂敬, 1956)

多良岳火山岩のFe含量は4~6%に集中しているが、V含量は130~290 ppmと変化し、他の火山岩のようにFe含量との相関は認め難い。

多良岳火山岩のV含量がFe含量に対しては著しく高含量を示すのは、V含量の高い基盤岩との混成作用により強く影響されているのかもしれない。

火山岩の造岩鉱物中では磁鉄鉱がVを濃縮し、同じ磁鉄鉱でも未分化の階程のものほどV含量が高いことが知られているが、多良岳火山岩ではこのようなV含量の高い磁鉄鉱を同化して上記の結果を示したのかもしれない。

4) Cr

多良岳火山岩のCr含量は、霧島火山岩のそれに比して高く、15~20 ppm Crを含有している。多良岳基盤玄武岩類では、未分化の玄武岩は一般にCr含量は高く分化が進むと漸減する傾向がみられ、Niとほぼ似た挙動を示している。

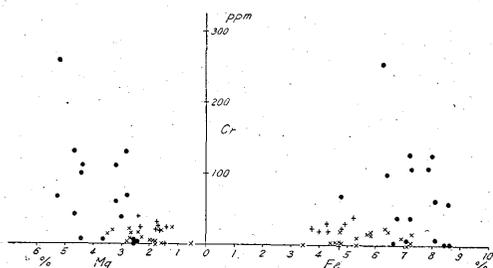
Crは火成岩中では初期に生成したspinelにとくに濃縮することが知られ、また輝石・橄欖石・角閃石・雲母中にもかなり出現する。

火山岩の未分化の階程では、ピコタイトが存在しCr含量を高めている。Wager, Mitchell(1945)²⁸⁾, Lundegårdh(1946)¹³⁾は、同じCrを濃縮する造岩鉱物でも、原岩が分化のあまり進まない階程にあれば、Cr含量が高く、分化の進んだ末期晶出のものはCr含量が著しく低くなることを橄欖石・輝石および角閃石について確かめている。

このようにCrは火山岩においてもピコタイトを含有

するものを除いて、初期晶出の橄欖石・輝石の Fe あるいは Mg を置換して入ってくるものと考えられている。

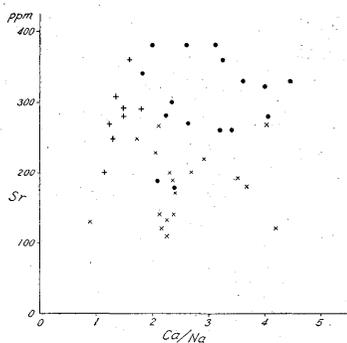
主化学成分と比較のため Fe および Mg 含量に対して Cr 含量をとると第 12 図のようになり、多良岳火山岩は Fe および Mg 含量に対して漸増の傾向にあるが霧島火山岩では顕著ではない。多良岳基盤の玄武岩類では Mg 含量とはほぼ正相関をしているが、Fe 含量については明瞭ではない。



第 12 図 Cr 含量と Fe および Mg 含量との関係

5) Sr

多良岳火山岩と霧島火山岩の Sr 含量はいずれも分化の尺度約 25 で極大値を示しており、また多良岳火山岩は霧島火山岩に較べて一般に Sr 含量は高い。多良岳基盤の玄武岩類は、この地域が前述したように環日本海新生代アルカリ岩石区アルカリ岩とソレイアイト質玄武岩の混在している地域であつて、真正のアルカリ岩は少ないが、岩石学的にも、化学成分からも、その中間的性質をもつと考えられる玄武岩類註6)が多い。アルカリ玄武岩類は、ソレイアイト質玄武岩類に較べて Sr 含量は著しく高い特徴をもっていることが、その分析結果より推察されるが、多良岳基盤の玄武岩類の多くは、Sr 含量 300~600 ppm でやゝ高く、ソレイアイト質玄武岩は Sr 含量がやゝ低い。Sr 含量の高いこれらのアルカリ質玄武岩も、多良岳・霧島の安山岩類と同様に分化の尺度 25 近傍で極大値を示している。



第 13 図

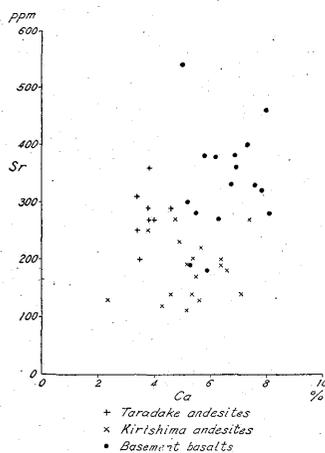
註6) サブアルカリ岩と仮称する。

Sr は火成岩の分化階程においては、独立の Sr 鉱物を生成しないが、微量成分としては特殊ではない。それゆえ、diadochy の概念から、Sr はこれと原子価、イオン半径の似かよつた元素により構成されて鉱物中にその元素を置換してはいると考えられる。これまでの研究によれば、Sr は Ca-鉱物中に $Ca^{2+}-Sr^{2+}$ 置換により許容され、このため分化が進むにつれて Sr/Ca は増大すると考えられた。ところが、火山岩中ではおもな Ca-鉱物は普通斜長石であり、 $Ca^{2+}-Na^{+}$ の連続系列で、分化が進むにつれて Ca/Na は減少する。それゆえ、実際には、分化の階程で含量は、Ca/Na 比が 2~3 で極大値をとり、2 以下あるいは 3 以上で減少する。

イオン	イオン半径 (Å)
Ca^{2+}	1.06
Sr^{2+}	1.27
Ba^{2+}	1.43
Na^{+}	0.98
K^{+}	1.33

Sr 含量と火山岩中の Ca 含量との関係を第 14 図に示すが、多良岳火山岩は霧島に較べて Ca 含量が低く、Na 含量はやゝ高く、Sr 含量は高い。

全般的にみて Ca 含量 1~5% までは Sr 含量は急増するが、5~7% を極大としてふたゝび減少する。多良岳火山岩の場合はその増加の角度は大で、霧島では小である。



第 14 図 Sr 含量と Ca との関係

Na 含量と Sr 含量との関係は、Na 1~3% であるために、その関係を把握することは困難であるが、多良岳火山岩では、Na 含量の増加とともに、Sr 含量は減少する傾向がみられ、これは、Ca 含量の場合と全く逆の傾

Mineral	Sr (ppm)	
Sanidine from trachyte	4,100	Noll. (1934) ¹⁸⁾
Anorthoclase	~4,800	von Engelhardt (1936) ³⁾
Plagioclase	1,000~10,000	Noll. (1934).
Apatite in augite diorite	255	von Engelhardt (1936)
Augite in augite diorite	680	"
Plagioclase in augite diorite	~850	"
Potash feldspar in Lardalite	1,700	"

向である。

玄武岩類では、サブアルカリ玄武岩では Sr は Ca 5 ~ 7%まで増しその後減少し、ソレイイト質玄武岩では、一般的に低くその傾向は明瞭ではない。

Nockolds および Mitchell (1948)¹⁶⁾ はカリウム-鉍物中に Sr が捕捉されるために、分化の初期に生成したカリウム鉍物中に比較的濃縮されることを実証している。もつともカルシウム鉍物とくに斜長石中への Sr の濃縮に較べると著しくはないと述べている。アルカリ玄武岩類およびサブアルカリ玄武岩類が、ソレイイト質玄武岩類よりも Sr 含量が高いことは、この効果によるのかもしれない。

造岩鉍物中の Sr 含量のデータのうち、おもなものを表記すると上表のとおりである。

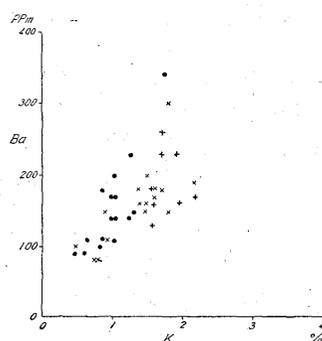
前述したように斜長石への Sr の濃縮は最も著しく、火山岩中の Sr 含量の大半は斜長石中の Sr により支配されていると考えられる。

多良岳火山岩が霧島火山岩よりも一般に Sr 含量が高いことは、その火山の特徴であるかあるいは、多良岳火山岩の多結晶のために Sr 含量の増加がみられたものか、今後の問題である。多良岳以外の大山火山帯の火山岩 (雲仙・九重・大山) の Sr 含量もいずれも高いので (高橋)、この火山帯の火山岩の特徴であると考えるのが妥当かもしれない。

6) Ba

多良岳および霧島火山岩では、一般に分化が進むにつれて Ba 含量が増加しており、その Ba 含量変化は多良岳火山岩ではやや不規則である。多良岳基盤の玄武岩類では、粗面玄武岩 (340 ppm, Ba) および他のアルカリ質玄武岩では Ba 含量は高く、ソレイイト質玄武岩では低い。

Ba はそのイオン半径の大きいために主として濃縮しているのはアルカリ長石である。これは Ba^{2+} - K^{+} 置換では、 Ba^{2+} の原子価が大きいのでカリウム鉍物に捕捉される。そのため初期に生成したカリウム鉍物中に比較的濃縮されることが知られている。しかし分化が進む



第 15 図 Ba 含量と K 含量との関係

に従って K 含量は急増するために、一般には第 7 図にみられるように Ba 含量も増加している。 Ca^{2+} や Na^{+} とはイオン半径のちがいがすぎるためにあまり効果的な置換は起こらないとされている。

Ba と K 含量の関係は第 15 図に示すが、いずれも K 含量の増加とともに Ba 含量も増し、正の相関を示している。多良岳火山岩が霧島より一般に Ba 含量が高いのは、K 含量が高いためであろう。アルカリ質玄武岩の K 含量に対する Ba 含量の増加は急激で、カルクアルカリ岩に較べて大分大きい。本地域唯一の粗面玄武岩では 340 ppm Ba に達している。

von Engelhardt (1936)³⁾ は、火成岩中の Ba 含量を経括しているが、これと多良岳および霧島火山岩のそれとを比較すると次表のとおりである。

Rock	von Engelhardt (1936)	Ba (ppm)
Dunites, pyroxenites		~3
Gabbros and basalts, anorthosites		60
Diorites and andesites		230
Granites and liparites		430
Syenites and trachytes		1,600
Nepheline syenites and phonolites		520

Rock	Ba (ppm)		
	多良	霧島	
Basaltic rocks	Tholeiitic	100	90
	Subalkaline	190	—
	Alkaline	340	—
Andesite		190	160
Dacites		—	300

玄武岩類では、ソレイアイト質、サブアルカリ、アルカリ玄武岩の順で Ba 含量は高い。

多良岳火山岩が霧島よりも Ba 含量が高いのは、より分化の進んだ火山岩が多く、また一般にアルカリ含量が高いためと考える。

6. 結 語

いわゆる大山火山帯の西縁に位置する多良岳火山の火山岩および基盤玄武岩類について、その岩石学的性質および化学成分（主成分ならびに微量成分）を明らかにした。

1) 本地域の火山活動は杵島層群を覆つて鮮新世に広く分布する安山岩類の活動があり、その後洪積世にかけて玄武岩類の活動があつた。玄武岩類はアルカリ質玄武岩とソレイアイト質玄武岩が混在しているが、活動の初期にソレイアイト質玄武岩、後期にアルカリ質玄武岩が多い。これらを基盤として、多良岳火山の第I期より第IV期までの活動があつた。

2) 基盤玄武岩類の岩石学的性質は別に報告するので、多くはふれなかつたが、真正のアルカリ岩は少なく、ほとんどが亜アルカリ岩である。多良岳火山岩のそれは、第I期より第III期までの活動はd型で、第IV期活動のもののみがe型である。全体を通じて基盤岩との混成作用の著しいことを示している。

これまで、サヌキ岩と記載されていたものは、第II期活動の両輝石安山岩の周縁相にあたるガラス質安山岩である可能性がある。

3) 多良岳火山岩の化学成分を、主として両輝石安山岩で占める霧島火山岩と比較すると、多良岳火山のそれはほぼ同じ分化階程においては、 SiO_2 , Na_2O , K_2O が霧島よりも高く、 FeO および Fe_2O_3 , CaO , TiO_2 は低い。微量成分では、多良岳火山岩では、Ni, Cr, V, Sr 含量は霧島に較べて高く、Co はやや低く Ba, Li はほぼ同含量であり、とりわけ Sr 含量の高いことが明らかとなつた。

4) 化学成分上のこれらの特徴が、いわゆる大山火山帯の一般的特徴であるかどうかは今後の研究に待ちたい。

(昭和31年11月調査)

文 献

- 1) 赤木 健：大牟田地質図幅および同説明書，p. 1~44, 1935
- 2) 赤木 健：島原地質図幅および同説明書，1935
- 3) Engelhardt, W. von: Die Geochemie des Barium. Chem. Erde 10, p. 187, 1936
- 4) 岩崎岩次・桂 敬：火山岩中のいわゆる磁鉄鉱(磁石に引かれる鉱物)の化学組成とその母岩の岩漿の時期(1)~(3), 九州鉱山誌, Vol. 18, No. 7~8, 1950
- 5) 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バナジウム含有量, 日本化学雑誌, Vol. 77, p. 358~363, 1956
- 6) 桂 敬：本邦火山の地球化学的研究(その34), 富士火山帯以西の地方の火山岩のバナジウム含有量, 日本化学雑誌, Vol. 77, p. 1076, 1956
- 7) 桂 敬：本邦火山の地球化学的研究(その35), 富士火山帯以北の地方の火山岩のバナジウム含有量, 日本化学雑誌, Vol. 77, p. 1196, 1956
- 8) 桂 敬：本邦火山の地球化学的研究(その36), 富士火山帯の火山岩のニッケル含有量, 日本化学雑誌, Vol. 77, p. 1362, 1965
- 9) 桂 敬：本邦火山の地球化学的研究(その37), 富士火山帯以西および以北の地方の火山岩のニッケル含有量, 日本化学雑誌, Vol. 77, p. 1368, 1956
- 10) 桂 敬：本邦火山の地球化学的研究(その38), 富士火山帯の火山岩のコバルト含有量, 日本化学雑誌, Vol. 77, p. 1548, 1956
- 11) 桂 敬：本邦火山の地球化学的研究(その39), 富士火山帯以西および以北の火山岩のコバルト含有量, 日本化学雑誌, Vol. 77, p. 1948, 1956
- 12) 久野 久：火山および火山岩, 岩波全書, 1954
- 13) Lundegårdh, P.: Rock composition and development in Central Roslagen, Sweden, Arkiv Kemi, Mineral. Geolo. 23 A, No. 9, 1946
- 14) Matsumoto, H.: Petrological study on rocks of Iwo-zima, Kagoshima Pref., Kumamoto Jour. Sci., Ser. B, No. 4, p. 96, 1954
- 15) 迎三千寿・本間不二男：阿蘇中央火口丘群の地質構造概報, 火山, Vol. 4, No. 1, p. 45, 1938
- 16) Nockolds, S. R. & Mitchell, R. L.: The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks, Trans. Ray. Soc. Edinburgh, Vol. 61, p. 533, 1948
- 17) Nockolds, S. R. & Allen, R.: Geochemistry of some igneous rock series, I Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 4, p. 105~142, 1953

- 18) Noll, W. : Geochemie des Strontiums, Mit Bemerkungen zur Geochemie des Bariums, Chem. Erde 8, p. 507, 1934
- 19) 小倉 勉 : 多良岳火山地質調査報文 (図版16) 震予報, No. 90, p. 1~49, 1919
- 20) 小野晃司 : 昭和33年日本地質学会年会講演要旨
- 21) 沢村孝之助・高橋清 : 霧島火山の火山岩について (I), 日本化学会地球化学討論会講演要旨, 1956
- 22) 高橋清・沢村孝之助 : 霧島火山の火山岩について (II), 微量成分, 日本化学会年会講演要旨,
- 23) Taneda, S. : New average chemical composition of Japanese effusive rocks, Jour. Geol., Vol. 58, No. 686, p. 517, 1952
- 24) Turekian, K. K. & Kulp, J. L. : The geochemistry of strontium, Geochim. et Cosmochim. Acta, Vol. 10, p. 245, 1956
- 25) 山口鎌次 : 桜島火山熔岩類の化学的研究, 地質学雑誌, Vol. 34, 1927 ; Vol. 35, 1928
- 26) 山口鎌次 : 阿蘇外輪山内壁における数種の岩石について, 火山, Vol. 4, No. 1, p. 34, 1938
- 27) 山口鎌次 : 三瓶山の地質, 地質学雑誌, Vol. 61, No. 718, p. 340, 1955
- 28) Wager, L. R. & Mitchell, R. L. : Distribution of vanadium, chromium, cobalt and nickel in eruptive rocks, Nature 156, p. 207, 1945