尾瀬地方に分布する第四紀火山岩の岩石記載 および全岩化学組成

Petrology and bulk composition of Quaternary volcanic rocks
from Oze area, central Japan

横 瀬 久 芳 (Hisayoshi Yokose)*

Compositions of Quaternary volcanic rocks from Oze area, central part of Honshu arc show trends inconsistent with the general trend of the arc. Analyzed volcanic samples include those from Pre-Nikura, Oeeyama, Chouzugatama volcanoes of shield volcano group, those from monogenetic volcano group, and those from Nikura volcano of stratovolcano group, younging in this order. They are mainly andesites but minor augite basalts are also found in Pre-Nikura volcano. Dacitic andesites of stages Nikurayama and Shiraoyama of Nikura volcano contain basic inclusions and show disequilibrium features such as quartz with pyroxene-jacket, plagioclase with dusty-zone and coexistence of magnesian olivine and quartz.

Most samples from Nikura volcano and monogenetic volcano group plot in the field of high-alumina basalt series in the alkali vs. silica diagram. Whereas, samples of stage Nikurayama of Nikura volcano and shield volcano group plot in the field of tholeiite series. Samples of all the groups show higher K_2O/Na_2O ratios than those of Nasu volcanic zone to the north, reflecting a regional character. Interestingly they are richer in K_2O content than those from Niigata prefecture, to the side farther from the trench. When major element compositions of lavas are estimated at 60% silica for each volcano of central part of Honshu by linear regression, they show increase of K_2O content and K_2O/Na_2O ratio from Akagi volcano to Oze-Hiuchigatake volcano. In contrast, the Na_2O and CaO contents slightly decrease in the same direction.

1. はじめに

島弧の火山活動は、海溝と平行する火山列の存在で特徴付けられる。火山岩の岩石学および岩石化学的性質と分布の規則性という観点で、火山岩成因論に関する多くの議論が成されてる。従来、東北日本弧は岩石学的性質および岩石化学的性質から那須火山帯北帯、島海火山帯および那須火山帯南帯の三帯に分類されていた (Kawano *et al.*, 1961)。近年、精密な分析によって出された全岩化学組成を基に島海火山帯と那須火山帯北帯は、それぞれ島海火山列と森吉火山列 (高橋・藤縄, 1983) および脊梁火山列と青麻—恐火山列 (中川ら, 1986) の四列に細分された。

尾瀬燧ヶ岳火山を含め尾瀬地域は、日光火山群 (山崎, 1958) の北縁に位置する。北関東地方とその北方

延長には、火山フロントから日本海に向けて島弧を横断する方向に多くの第四紀火山が存在する (図1)。那須火山帯南帯の火山フロントを構成する第四紀火山としては、高原火山、女峰・赤薙火山、男体火山、赤城火山や榛名火山などが存在する。この火山フロントより約10 km 背弧側に、日光白根火山や子持・小野子火山が存在する。武尊火山、荷鞍火山 (横瀬, 1989a) や尾瀬燧ヶ岳火山は、更に背弧側に位置する第四紀火山であり、それぞれ火山フロントから約20 km, 25 km, 30 km に位置する。更に、越後山脈や帝釈山脈によって隔てられた日本海側には、飯土火山、浅草火山、守門火山や沼沢火山が存在し、それらは火山フロントから約60~80 km に位置する。尾瀬地域は火山フロントと日本海側の火山との中間的なところとして位置付けられる。また、北関東地方は地震波の詳細な解析が成

* 旧姓: 渡邊久芳 (Hisayoshi Watanabe)
岡山大学地球内部研究センター。
Institute for Study of The Earth's Interior
Okayama Univ., Misasa, Tottori, 682-02, Japan.

(平成元年3月27日受付
平成元年6月29日受理)

図1. 荷鞍火山(横瀬, 1989a)の位置図。三角は第四紀火山を示す(一色ら, 1968)。

されており、太平洋プレート上面の精密なモデルが提案されている(石田, 1986; 笠原, 1985)。

東北日本弧南部における第四紀火山の岩石学および岩石化学的特徴と火山フロントからの距離または深発地震面までの深さとの間に見られる相関関係を知る上で、本地域を含めた北関東地方は格好の場所といえる。

これまで鳥海火山帯に含まれていた尾瀬燧ヶ岳火山は、噴火様式や角閃石斑晶を含む火山岩の存在および全岩化学組成の特徴から、東北日本弧北部を構成する上記四列と異なる那須火山帯南帯に類似することが明らかとなった(渡邊, 1989; 横瀬, 1989c)。本稿では、尾瀬地方に分布する第四紀火山岩の岩石記載(尾瀬燧ヶ岳火山を除く)を行うとともに、那須火山帯南帯の主成分組成の特徴をより明確にする。

II. 地質概説

本地域の地質は、渡邊(1989)や横瀬(1989a, b)によって詳しく調査されており、本稿ではそれらに従って概略を述べる。本地域に分布する第四紀火山は、楯状火山グループ、単成火山グループおよび成層火山グループの三つに分けられている。これらの火山の基盤岩類として、中・古生代の変斑れい岩、変玄武岩および頁岩、白亜紀の花崗岩や新第三紀の流紋岩が分布する。

(1) 楯状火山グループ

先荷鞍火山、大江山火山、長須ヶ玉火山がこのグループに属する。これらの火山は、黒色緻密なシソ輝石普通輝石安山岩溶岩を主体としており、他の2グループとは明らかに異なった岩質を示す。大江山火山や長須ヶ玉火山では、溶岩平坦面が地形的に保存されている。一方、先荷鞍火山は、荷鞍火山の基盤岩であるため、楯状火山の形態は地形的に観察されない。本グループに属する火山の火山岩は、部分的に硫化変質作用を著しく蒙っており、粘土化または珪化した溶岩および火砕岩として観察される場合が多い。楯状火山グループに属する火山は、新第三紀の流紋岩を不整合に覆うことや堆積原面が保存されていることから、第四紀に活動した火山であると考えられる。

(2) 単成火山グループ

ピーク1727溶岩円頂丘、檜高山溶岩円頂丘、景鶴山溶岩円頂丘、松島岳溶岩円頂丘、猫又火山がこのグループに属する。これらは、溶岩円頂丘または溶岩流を伴う溶岩円頂丘から成り、随所に独立した山体を形成している。景鶴山溶岩円頂丘は、侵食が進み現在は原地形の半分がその形態をとどめている。これらの溶岩円頂丘を構成している火山岩は、荷鞍火山初期噴出物(菖蒲平期噴出物)に類似した岩石からなり、活動時期は荷鞍火山とほぼ同時であると考えられる。

(3) 成層火山グループ

尾瀬燧ヶ岳火山、荷鞍火山が、このグループに属する。尾瀬燧ヶ岳火山の火山活動は、第I期～第IV期の四つのステージに分けられている。荷鞍火山は、菖蒲平期、荷鞍山期および白尾山期の三ステージと大行火山、皿伏火山および三平火山の三つの側火山に細分されている。荷鞍火山の側火山は相互の被覆関係から、活動時期は菖蒲平期から荷鞍山期前期の間と推定されている。尾瀬燧ヶ岳火山および荷鞍火山は、何れも暗灰色～灰色のシソ輝石普通輝石安山岩およびデイサイトによって構成されている。デイサイトには、斑晶鉱物としてしばしばカンラン石と角閃石および石英が共存している。両火山とも溶岩流を主体としている。しかし、比較的厚い中間型火砕流堆積物も火山活動の初期に認められる。噴火活動の最末期には、溶岩円頂丘が形成されている。

溶岩には、粒径の大きな斑晶鉱物(2-3 mm)が多量に含まれている。マグネシウムに富むカンラン石と石英の共存によって象徴される、非平衡鉱物組合せも多くの溶岩で観察される。また、暗灰色～淡灰色を呈する“basic-inclusion”(横瀬, 1989c)は、荷鞍火山およ

図2. 尾瀬地方第四紀火山活動の変遷(横瀬, 1989a)。実線は野外において被覆関係が認められる。L.D.: 溶岩円頂丘。矢印を付けた alteration は、広域的な変質作用の時期を示す。

び尾瀬燧ヶ岳火山第 III, IV 期噴出物に多量に存在している。暗色部(玄武岩質)と淡色部(デイサイト質)が数 cm~10 数 cm 単位の縞状を呈する banded lava (Macdonald and Katsura, 1965; Eichelberger, 1975) もしばしば認められる。

岩質や相互の被覆関係から、各火山の火山活動時期は、楯状火山グループ、荷鞍火山および単成火山グループ、尾瀬燧ヶ岳火山の順に新しくなる(図2)。

III. 岩石記載

火山岩に含まれる斑晶鉱物の組合せの違いは、個々の溶岩を識別する上で有効であるとともに、マグマの性質を知る上で重要な手がかりを与えてくれる。また、斑晶鉱物に記録された形態や組成変化は、マグマの状態変化を反映することが予想される。非平衡な斑晶鉱物組合せと同様に異常形態(横瀬, 1989c)を示す斑晶鉱物は、安山岩ないしデイサイトにしばしば認められ、マグマ混合現象と成因的に因果関係が存在するとされている(例えば, Sakuyama, 1979; Eichelberger, 1978)。異常形態を示す斑晶鉱物を系統的に記載することは、マグマ混合現象における端成分の決定に役立つと思われる。本研究では、異常形態をしめす斑晶鉱物(斜長石、石英や角閃石)の分類や“basic-inclusion”の定義を、横瀬(1989c)に従った(図3)。

(1) 楯状火山グループ

大江山火山、先荷鞍火山、長須ヶ玉火山の斑晶鉱物組合せとその形態的特徴を、表1に示した。同グループに属する噴出物には、異常形態を示す斑晶鉱物や非平衡な斑晶鉱物組合せは、あまり認められない。

a. 先荷鞍火山

八木沢溶岩類(YK1~YK3): 本岩は、1 cm 程度の斜長石斑晶をまばらに含む事を特徴とする。斜長石斑晶の大部分は、type A の形態を示し、極少量 type C, D1 が認められる。シソ輝石含有普通輝石玄武岩(YK1, YK2)に含まれるシソ輝石斑晶の大部分には、斑晶の周縁部に沿って普通輝石の反応縁が認められる。普通輝石斑晶には、累帯構造に沿って不透明鉱物やガラス包有物が観察されることがある。

石基は、普通輝石、シソ輝石、斜長石、不透明鉱物またはそれらに少量の清澄なガラスが加わった、インターサタル組織を呈する。石基輝石の組合せより、シソ輝石質岩系(Kuno, 1950)に相当する。

冬路沢黒色緻密溶岩類(BCL): 斑晶鉱物として認められる角閃石は、何れも、type C の形態を示す。角閃石と石英は、必ずしも共存しない。斜長石斑晶の多くは、ソーシェライト化を強く受けている。

石基は、普通輝石、シソ輝石、斜長石、不透明鉱物およびガラスより構成されるガラス基流品質〜ピロタ

PLAGIOCLASE **QUARTZ** **HORNBLende**

図3. 斑晶鉱物の形態分類。分類の基準は横瀬 (1989c) に従う。

斜長石: ガラス包有物の認められない形態 (type A), 蜂の巣構造 (type B), 核部に塵状包有物で満たされた形態 (type C), 塵状包有物が累帯構造に沿って厚く存在する場合 (type D1), 累帯構造に沿って連続性に乏しいガラス包有物が存在する場合 (type D2), 結晶の割れ目に沿ってガラスが存在する場合 (type E)。

石英: 高温型石英の仮像 (type A), 融食状態の著しい高温型石英の仮像 (type B), 普通輝石の反応縁を有する石英 (type C), 核部に石英を欠く普通輝石の反応縁 (type D), 波動消光を示す他形の石英 (type E), type C, D は, Eichelberger (1978) の pyroxene-jacket に相当する。

角閃石: オパサイト化を示さない普通角閃石または酸化角閃石 (type A), オパサイト化を示す角閃石 (type B), 脱水分解状態を示す角閃石 (cpx + pl + opaque minerals: type C), 脱水分解状態を示す角閃石 (opx ± pl ± opaque minerals: type D)。

キンティック組織を示す。

b. 大江山火山, 長須ヶ玉火山 (大丈溶岩)

斑晶は, 普通輝石 + シソ輝石 + 斜長石を主体としており, カンラン石や角閃石は認められない。斜長石は, type A, B を主体としているが, まれに type C または D1 が少量観察される。大丈溶岩 (DJ) には, type E の石英が認められ, 基盤の花崗岩に由来する外来結晶であると考えられる。

(2) 単成火山グループ

本グループに属する溶岩円頂丘の斑晶鉱物組合せおよびその形態的特徴を, 表2に示した。何れの溶岩円頂丘においても, 石基は普通輝石, シソ輝石, 斜長石, 不透明鉱物および清澄なガラスより構成されるハイアロオフィティック組織を示す。石基輝石の組合せより, シソ輝石質岩系 (Kuno, 1950) に相当する。

a. ビーク 1727 溶岩円頂丘 (PK)

斑晶斜長石は, type A, B よりなり, 多くは硫化変質作用によってソーシェライト化している。

b. 檜高山溶岩円頂丘 (HK)

カンラン石斑晶は, 自形形態を示すことが多くしばしばピコタイトを包有している。また, カンラン石斑晶は, “basic-inclusion” と同様の玄武岩質石基によって薄く取り囲まれていることが多い。普通輝石斑晶の中には, シソ輝石の反応縁を有する場合が稀に認められる。カンラン石, 普通輝石, 斜長石 (type A) の斑晶鉱物組合せを示す, 集斑状組織が認められる。

c. 景鶴山溶岩円頂丘 (KT)

斑晶鉱物は, シソ輝石, 普通輝石, 斜長石および少量の石英によって構成されている。斜長石は, type A, B の他に少量の type C, D が観察される。石英には,

表 1. 楯状火山グループ：溶岩の斑晶鉱物組合せおよびその形態的特徴

stage	horizon	mineral assemblage of phenocrystic minerals Ol Cpx Opx Qz Hb Bi Mt	type of plagioclase AB C D1 D2 E	Qz with Px-jacket	type of Hb AB CD	b-inc pheno.
Pre-Nikura V.	BCL	+ + tr + + + tr + tr tr + tr tr	+ + + + + + + + + + +			no ph.
	YK3	+ + + +	+ + + +			
	YK2	+ + + +	+ + + +			
	YK1	+ + + +	+ + + +			
		+ +	+ +			
Ooeya- ma V.	NU	+ + + + + + + +	+ + + + + + + +			
	DK	+ + + + + + + +	+ + + + + + + +			
		+ +	+ +			
		+ +	+ +			
1.	DJ	+ + tr	+ +			

++>+>*>tr は、斑晶鉱物の相対的量比を示す。斑晶形態における+は、確認される形態を示す。Ol: カンラン石, Cpx: 単斜輝石, Opx: 斜方輝石, Qz: 石英, Hb: 角閃石, Bi: 黒雲母, Mt: 不透明鉱物。各斑晶の形態は、図2に対応する。b-inc または矢印は、“basic-inclusion”の斑晶鉱物組合せを示す。no ph.: 斑晶が存在しない“basic-inclusion”。

表 2. 単成火山グループ：溶岩の斑晶鉱物組合せおよびその形態的特徴

stage	horizon	mineral assemblage of phenocrystic minerals Ol Cpx Opx Qz Hb Bi Mt	type of plagioclase AB C D1 D2 E	Qz with Px-jacket	type of Hb AB CD	b-inc pheno.
1.	PK	+ +	+ +			
2.	HK	* + + * + tr	+ + + +			
3.	KI	+ + * + + *	+ + + + + +			no ph.
4.	MKT1	tr + + *	+ + +			no ph.
	MKT2	+ + + *	+ + +			
5.	NK	+ + +	+ + +			

記号は、表1に同じ。

1: ピーク1727 溶岩円頂丘, 2: 檜高山溶岩円頂丘, 3: 景鶴山溶岩円頂丘, 4: 松島岳溶岩円頂丘, 5: 猫又火山。

type E に属する斑晶が観察される。

d. 松島岳溶岩円頂丘 (MKT1, MKT2)

斑晶鉱物としては、シソ輝石、普通輝石、斜長石および少量の石英が含まれる。石英斑晶は、type A, B の形態を示す。シソ輝石斑晶の一部には、普通輝石の反応縁が認められる。斜長石は、type A, B が大部分を占め、稀に type D1 が観察される。MKT1 は、MKT2 に比してガラスが多く全体的に多孔質である。

“basic-inclusion”は、斑晶鉱物が存在しない異種石基組織として観察される。

e. 猫又火山 (NK)

カンラン石斑晶は、自形形態を示す。また、カンラン石斑晶は、“basic-inclusion”と同様の玄武岩質石基

によってしばしば薄く取り囲まれている。また、ピコタイトを包有している場合も多い。シソ輝石斑晶の一部は、普通輝石の反応縁を有する。普通輝石微斑晶は、顕著なセクターゾーニングを示す場合がある。斜長石は type A および type D1 がほぼ等量ずつ含まれる。

(3) 荷鞍火山

火山岩の斑晶鉱物組合せとその形態的特徴を、表3に上位層から下位層に向かって示した。石基は、普通輝石、シソ輝石、斜長石、不透明鉱物および清澄なガラスより構成されるハイアロオフィティック組織を示す(但し、SO6 はインターサータル組織を示す)。石基輝石の組合せより、シソ輝石質岩系 (Kuno, 1950) に相当する。本火山を構成する噴出物は、楯状火山グルー

表 3. 荷鞍火山を構成する溶岩の斑晶鉱物組合せおよびその形態的特徴

stage	horizon	mineral assemblage of phenocrystic minerals Ol Cpx Opx Qz Kfs Bt Mt							type of plagioclase AB C D1 D2 E	Qz with Px-jacket	type of Hb AB CD	b-inc. pheno.
Shirao-yama	SO6	*	+		*	*		*	++	+	++	
	SO5		+		*	*		*	++		++	
	SO4			++	+	*		*	++		+	
	SO3		+	++		*		*	++			
	SO2 SO1	tr	+	++		*		*	++	+		no ph. Ol+Pl
Nikurayama	NI21		tr	*		*		*	++		+	Cpx-Pl <---
	NI20		tr	*	++	*		*	++		+	
	NI19		*	*	++	*		*	++		+	
	NI18		*	*	++	*		*	++		+	<---
	NI17		*	*	++	*		*	++		+	no ph.
	NI16	*	*	*	++	*		*	++		+	Px Ol-Cpx Cpx-Pl Cpx
	NI15		*	*	tr	*		*	++	+	+	
	NI14		*	*	tr	*		*	++	+	+	
	NI13		*	*	tr	*		*	++		+	
	NI12		*	*	tr	*		*	++		+	Cpx Cpx Cpx <---
	NI11	tr	*	*	tr	*		*	++		+	Ol-Cpx Ol ph. Cpx-Pl
	NI10		*	*	tr	*		*	++		+	
	NI9		*	*	tr	*		*	++		+	
	NI8	*	*	*	tr	*		*	++	+	+	<---
	NI7	*	*	*	tr	*		*	++		+	Cpx
	NI6		*	*	tr	*		*	++		+	no ph. Pl-Px
Ayamedaira	AY7		+	+	tr	*		*	++			no ph.
	AY6		+	+		*		*	++	+		
	AY5		+	+		*		*	++	+		Cpx
	AY4		+	+		*		*	++			
	AY3		+	+	*	*		*	++			no ph. Cpx
	AYN3		+	+	*	*		*	++	+	+	
	AYN2		+	+	tr	*		*	++	+	+	Pl(C,D1)
	AYN1		+	+	tr	*		*	++	+	+	
	AY2		+	+		*		*	++			no ph. <---
AY1		tr	+	+	tr	*		*	++	+		Cpx
			+	+	tr	*		*	++			
			+	+	tr	*		*	++	+		

記号は、表1に同じ。

ブと異なり非平衡な斑晶鉱物組合せおよび異常形態を示す斑晶の存在など多様な岩石が認められる。

a. 葛蒲平期 (溶岩 AY1-7, AYN1-3)

カンラン石斑晶は、自形から半自形結晶として認められ、ピコタイトを少量包有している (AY1)。また、カンラン石斑晶は、“basic-inclusion”と同様の玄武岩質石基によって薄く取り囲まれていることもある。普通輝石斑晶は、自形～半自形結晶として産し、一般に

双晶を示す。まれに、セクターゾーニングを示す普通輝石の微斑晶が認められる。AY1, AY2, AY4, AY7中に存在するシソ輝石斑晶には、普通輝石の反応縁が認められる。石英斑晶は、AY3, AY4, AY5, AY6を除く溶岩中に認められる。AY1, AYN2には、それぞれ type E, type D の石英斑晶が認められる。角閃石斑晶は、type B, C の形態を取り、何れも石英斑晶と共存している。斜長石斑晶は、type A, B, D2 の組合せが最も

多い。

“basic-inclusion”は普通輝石+シソ輝石、普通輝石、シソ輝石、斜長石などを斑晶鉱物として含む場合と、斑晶鉱物が含まれずに普通輝石、シソ輝石、斜長石、不透明鉱物および清澄なガラスより構成されるインターサータル組織だけで構成されている場合がある。カンラン石が“basic-inclusion”中の斑晶として認められるのは、小規模火砕流堆積物中の本質岩塊だけであり、溶岩中には認められない。

b. 荷鞍山期 (溶岩 NI1-NI21)

カンラン石斑晶は、自形から半自形形態を示しシソ輝石の反応縁を欠く。また、周囲を“basic-inclusion”と同様の玄武岩質石基によって薄く取り囲まれている場合が多い。包有物としてピコタイトがしばしば認められる。マグネシウムに富むカンラン石と石英の斑晶鉱物組合せは頻繁に認められる。普通輝石斑晶は、一般に双晶を示し、一部の微斑晶はセクターゾーニングを示す (NI8, NI11)。セクターゾーニングを示す普通輝石が存在する場合は、必ずカンラン石斑晶が共存する。シソ輝石斑晶には、普通輝石の反応縁が認められない。石英斑晶は、NI6以後の全ての溶岩 (NI7-NI21) に認められ、type A~D まで様々な形態を示す。カンラン石斑晶と共存する場合、type C, D がしばしば認められる。角閃石斑晶は、NI1, NI5, NI6 と NI21 中の“basic-inclusion”を除く全ての岩石に認められる。角閃石斑晶の形態は、type A~D まで様々な場合が認められる。角閃石斑晶がカンラン石や普通輝石斑晶と共存しない場合、しばしば緑色普通角閃石 (type A) が認められる。NI4 以前に噴出した溶岩では、角閃石 (type C) が認められても石英は認められない。しかしそれ以後の溶岩では、常に両者は伴って産する。斜長石斑晶は、type A~D2 まで様々な組合せが存在する。type E に属する斜長石斑晶は、荷鞍山期の火山岩にはほとんど存在しない。

“basic-inclusion”は、カンラン石、普通輝石、シソ輝石、斜長石、角閃石、石英、不透明鉱物が斑晶鉱物として含まれる。普通輝石斑晶だけから成る場合が最も多く、次に普通輝石とカンラン石の組合せが多い。“basic-inclusion”の存在するデイスাইトにはしばしばカンラン石斑晶が存在する。これらのカンラン石には、上述のように“basic-inclusion”と同様の石基組織に取り囲まれていることが多く、鏡下観察からカンラン石は“basic-inclusion”起源であると推定される。

c. 白尾山期 (溶岩 SO1-SO6)

斜長石は、type A, B を主体とし少量の type D2, E

が伴われる。しかし、自形のカンラン石が伴われる SO6 では、type A とほぼ同量の type C+D1 が存在する。角閃石斑晶は、type B, C, D の形態を示し、常に石英斑晶と共存している。SO6 に含まれる石英 (type C)、斜長石 (type D1) および角閃石 (type D) はいずれも異常形態を示すことから、カンラン石、普通輝石、斜長石の斑晶鉱物組合せを有するマグマに、石英、角閃石が取り込まれたと推定される。SO1 には、直径 3 mm 程度の花崗閃緑岩質包有物が認められる。この包有物は、斜長石+石英+黒雲母+角閃石の組合せを示し、いずれも他形結晶からなる。また、包有物中の角閃石や黒雲母は、粒界に沿って脱水分解した状態を示す。

“basic-inclusion”は、SO1 にのみ存在し、斜長石とカンラン石の斑晶鉱物組合せより成る。

(4) 荷鞍火山の側火山

火山岩の斑晶鉱物組合せとその形態的特徴を、表 4 に示した。石基は、普通輝石、シソ輝石、斜長石、不透明鉱物および清澄なガラスより構成されるハイロオフィティック組織を示す。石基輝石の組合せより、シソ輝石質岩系 (Kuno, 1950) に相当する。

a. 大行火山 (溶岩 DY1-7)

カンラン石斑晶は、自形から半自形結晶として DY1, DY2 に認められる。DY2 に認められるカンラン石斑晶は、“basic-inclusion”と同様の玄武岩質石基によって取り囲まれている。斜長石斑晶は、type A~D2 までの様々な組合せが存在する。角閃石は、DY7 に認められ type B の形態を示す。この溶岩には、type A, B の石英は認められないが type D の石英 (実際には、普通輝石の反応縁) が認められる。type D 石英の存在は、かつてマグマが石英を晶出できる環境にあったことを示し、後のマグマ混合によって type D に変化 (横瀬, 1989c) したと考えられる。一方、角閃石は非常に軽微な分解状態であり、マグマ混合のステージが存在していたことを示さない。以上の事から角閃石の晶出は、石英と同時にまたは後と考えられる。

“basic-inclusion”は、DY2 に観察される。斑晶鉱物組合せは、カンラン石+普通輝石より成る。

b. 皿伏火山 (溶岩 SB1-8)

カンラン石斑晶には、包有物としてしばしばピコタイトが認められる。多くの場合カンラン石は、“basic-inclusion”と同様の石基組織によって取り囲まれている。シソ輝石斑晶の一部には、普通輝石の反応縁が存在する場合もある。斜長石斑晶は、type A, B, D2 または type A, B, E の組合せが一般的で、少量の type C,

表 4. 荷鞍火山の側火山の斑晶鉱物組合せおよびその形態的特徴

stage	horizon	mineral assemblage of phenocrystic minerals Ol Cpx Opx Qz Hb Bt Mt	type of plagioclase A B C D1 D2 E	Qz with Px-jacket	type of Hb A B C D	b-inc pheno.
Daiyo V.	DY7	+	+	tr	+	
	DY6	+	+		+	
	DY5	+	+	*	+	
	DY4	+	+		+	
	DY3	+	+		+	
	DY2	tr	+	tr	+	Ol-Cpx
	DY1	+	+		+	
Sarabuse V.	SB8	+	+	tr	+	Ol
	SB7	+	+	tr	+	
	SB6	+	+	tr	+	
	SB5	+	+		+	Ol-Cpx Ol-P1
	SB4	tr	+		+	no ph. no ph.
	SB3	+	+		+	
	SB2	+	+	*	+	
1.	SP2	+	+		+	Px-P1 Ol-px
	SP1	+	+		+	

記号は、表 1 に同じ。1: 三平火山。

D1 が認められる。角閃石斑晶は、type A または B よりなり、角閃石と石英は共存する (SB2, SB8)。

“basic-inclusion” は、カンラン石+斜長石、カンラン石+普通輝石または斜長石+普通輝石の斑晶鉱物組合せを示す場合とカンラン石または斜長石のみが斑晶鉱物として認められる場合がある。

c. 三平火山 (溶岩 SP1-SP2)

SP2 に含まれるカンラン石斑晶は、“basic-inclusion” と同様の玄武岩質石基によって薄く取り囲まれている場合と斜長石や輝石と共に集斑状組織を示す場合の二通りの産状が観察される。カンラン石は、シソ輝石の反応縁を欠く。一方、カンラン石斑晶が存在する場合、シソ輝石斑晶の一部に普通輝石の反応縁が認められる。斜長石斑晶は、type A, B, E または type A, B, D2 の組合せより成り type C, D1 を欠く。

“basic-inclusion” は、カンラン石+斜長石、カンラン石+輝石、輝石+斜長石およびカンラン石などの斑晶鉱物組合せからなる。

IV. 全岩化学組成

本地域に分布する第四紀火山岩の中で、楯状火山グループ (12 個)、単成火山グループ (8 個)、荷鞍火山の代表的な溶岩 (38 個)、同溶岩中に含まれる “basic-inclusion” (4 個)、基盤岩類 (4 個) の計 66 個について全岩分析を行った。

溶岩は、“basic-inclusion” を出来るだけ除去した試

料を使用している。また、“basic-inclusion” は、それ自身の持つ不均質性を出来るだけ回避するために、比較的大型の試料が採取可能な荷鞍山期噴出物に限定した。また、“basic-inclusion” は、母岩を出来るだけ除去した試料を分析用試料としている。

FeO は過マンガン酸カリ滴定法を用い、MgO、Na₂O は原子吸光法にて定量した。その他の主成分元素は、6 倍希釈のガラスビードを用い、新潟大学理学部に設置されている理学電機社製蛍光 X 線分析装置 (ガイガーフレックス IKF-3064 型) で定量した。定量は、中川・小松 (1983) の方法に従った。一部の試料は、岡山大学地球内部研究センターに設置されている蛍光 X 線分析装置を用い、横瀬・酒井 (1989) の方法に従って 8 倍希釈のガラスビードで定量されている。何れの元素においても測定誤差は、3% 未満 (相対誤差) である。

これらの分析値を表 5-a および 5-b に示す。本地域に分布する溶岩類の SiO₂ 含有量は、それぞれ 52.2-66.12% (先荷鞍火山および大江山火山)、57.3-64.5% (単成火山グループ)、53.6-65.75% (“basic-inclusion” を含む荷鞍火山噴出物) であり広い組成範囲を有する。いずれの溶岩においてもノルム石英が算出される。一部の溶岩では、ノルムコランダムが算出される (ノルムの計算結果は、省略した)。

(1) 荷鞍火山の主化学組成

図 4 に、荷鞍火山噴出物のハーカー図を示す。各酸

表5-a. 楯状火山グループ、単成火山グループおよび基盤岩類の全岩化学組成

Sample	366	371	373	435	384	543	520	579	586	634	03	84	324b	387
Volc.	P-NI	P-NI	P-NI	P-NI	P-NI	P-NI	P-NI	P-NI	P-NI	P-NI	OO	OO	M	M
Horizon	YK1	YK2	YK3	YK4	BCL	BCL	BCL	BCL	BCL	BCL	DK	DK	HK	NK
SiO ₂	52.59	52.51	52.26	57.11	60.83	63.46	57.54	56.02	62.46	66.12	61.12	59.62	60.72	57.29
TiO ₂	0.80	0.76	0.79	0.72	0.66	0.57	0.73	0.81	0.70	0.61	0.70	0.82	0.59	0.65
Al ₂ O ₃	18.39	18.22	18.18	16.54	16.08	16.25	16.75	17.73	16.60	16.02	16.23	16.11	16.00	15.81
Fe ₂ O ₃	3.84	3.88	7.05	1.86	3.78	6.74	8.89	9.23	7.55	6.34	3.41	3.56	4.10	2.80
FeO	5.67	5.63	2.76	6.20	2.90	-	-	-	-	-	4.13	5.28	2.73	5.07
MnO	0.17	0.15	0.14	0.13	0.13	0.10	0.16	0.15	0.12	0.12	0.21	0.17	0.13	0.16
MgO	5.13	5.29	4.78	3.87	2.90	3.04	4.12	4.64	2.08	1.70	2.31	2.71	3.47	4.90
CaO	9.27	9.36	9.26	7.30	5.80	5.89	8.25	8.35	5.96	4.95	6.15	7.00	6.40	7.63
Na ₂ O	2.70	2.62	2.53	2.96	2.92	2.98	2.25	2.72	2.49	3.15	2.83	2.86	3.05	2.37
K ₂ O	0.84	0.74	0.75	1.54	2.13	2.12	1.40	1.19	1.63	1.95	1.35	1.18	1.62	1.93
P ₂ O ₅	0.13	0.13	0.11	0.13	0.11	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14	0.14	0.13	0.10	0.11
H ₂ O ⁺	0.06	0.02	0.73	0.40	0.60	-	-	-	-	-	0.83	1.04	0.21	0.78
H ₂ O ⁻	0.40	0.48	0.53	0.35	0.61	-	-	-	-	-	0.49	0.24	0.05	0.23
TOTAL	99.99	99.79	99.87	99.11	99.45	101.29	100.22	100.97	99.73	101.10	99.90	100.72	99.17	99.73

Sample	303	304	307	309	126	101	Sample	355	333	12	640	548
Volc.	M	M	M	M	M	M	Horizon	BASE	BASE	BASE	BASE	BASE
Horizon	KT	KT	MKT1	MKT2	PK	PK	Rock	lip	lip	GR	M-GAB	M-GAB
SiO ₂	59.92	58.19	61.31	64.46	62.81	62.52	SiO ₂	73.36	72.00	66.47	47.41	48.77
TiO ₂	0.63	0.68	0.60	0.60	0.56	0.67	TiO ₂	0.20	0.23	0.48	0.52	1.27
Al ₂ O ₃	16.23	16.20	15.41	15.48	15.89	16.27	Al ₂ O ₃	13.45	13.90	15.90	19.13	16.77
Fe ₂ O ₃	4.81	3.93	3.30	3.15	2.63	2.97	Fe ₂ O ₃	0.72	0.93	0.82	5.92	9.66
FeO	2.62	4.17	3.59	2.84	3.96	3.94	FeO	0.65	0.91	3.04	-	-
MnO	0.10	0.13	0.12	0.12	0.12	0.14	MnO	0.12	0.10	0.09	0.09	0.17
MgO	3.32	4.42	3.48	2.40	2.59	2.32	MgO	0.29	0.47	1.08	8.49	9.87
CaO	5.29	7.47	6.13	4.29	5.26	6.24	CaO	1.67	1.73	3.62	16.66	9.00
Na ₂ O	2.76	2.69	2.93	2.99	2.71	3.12	Na ₂ O	2.48	3.58	3.16	1.74	2.54
K ₂ O	2.00	1.68	2.25	2.87	2.13	1.48	K ₂ O	4.44	3.65	3.58	0.42	1.23
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.10	0.09	0.11	0.15	P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.18	0.04	0.06
H ₂ O ⁺	0.66	0.31	0.27	0.96	1.20	0.17	H ₂ O ⁺	1.96	0.90	0.95	-	-
H ₂ O ⁻	0.09	0.13	0.10	0.22	0.14	0.48	H ₂ O ⁻	0.04	0.07	0.15	-	-
TOTAL	99.55	100.12	99.59	100.47	100.11	100.47	TOTAL	99.42	99.32	99.22	100.28	99.11

P-NI: 先荷鞍火山, OO: 大江山火山, M: 単成火山グループ, BASE: 基盤岩類。層準の記号は、表 1, 2 に対応する。

366: 八木沢第 1 溶岩, 371: 八木沢第 2 溶岩, 373: 八木沢第 3 溶岩, 435: 八木沢第 4 溶岩, 384・543・520・579・586・634: 冬路沢黒色緻密溶岩類, 03・84: 抱き返り溶岩。

324b: 檜高山溶岩円頂丘, 387: 猫又火山, 303: 景鶴山溶岩円頂丘, 307: 松島岳溶岩円頂丘(松島第 1 溶岩), 309: 松島岳溶岩円頂丘(松島第 2 溶岩), 126・101: ビーク 1727 溶岩円頂丘。

基盤岩類。355・333: 鬼怒川流紋岩(lip: 流紋岩溶岩), 12: 檜枝岐花崗岩(GR: 角閃石黒雲母花崗岩), 640・548: 片晶塩基性岩類(M-GAB: 変斑れい岩)。

化物は SiO₂ と綺麗な相関を示し、直線的に変化する。荷鞍山期の噴出物は、同火山の他時期や側火山などと異なり異常形態を示す斑晶鉱物や非平衡な斑晶鉱物組合せが頻繁に出現する(表 3, 4 参照)。図中に黒塗で示した荷鞍山期噴出物("basic-inclusion"と母岩)は、同火山の他の時期および側火山の噴出物に対して、相対的に MgO や CaO が高く Na₂O や K₂O が低い。特に "basic-inclusion" を除き溶岩で比較した場合、MgO 含有量に認められる両者の違いは明瞭であり、デイサイト組成に交点を持つ二本の異なるトレンドとして分析値は示される。Na₂O 含有量は、SiO₂ 含有量の増加に対してあまり増加せずほぼ平らなトレンドを

有する。

荷鞍火山噴出物の K₂O 含有量は、三点を除き Gill (1981) による中間カリ質安山岩の領域にプロットされる。(Na₂O+K₂O)-SiO₂ 図において、荷鞍山期の大部分がソレアイトの領域にプロットされる。一方、他の噴出物は、境界線 B の直上に示され、高アルミナ玄武岩の領域にプロットされる。

図 5 に AFM 図を示す。同図の実線は、Kawano *et al.* (1961) による那須火山帯北帯のソレアイト岩系とカルクアルカリ岩系の境界を示す。側火山噴出物の一点を除けば、荷鞍山噴出物はほぼ一本のトレンドとして示される。また、それらは、全てカルクアルカリ岩

表 5-b. 荷鞍火山の全岩化学組成

Sample	377	382	375	415	389	391	392	422	425	427	655	658	657	659-a
Volc.	NI	NI	NI	NI	NI	NI	NI	NI	NI	NI	NI	NI	NI	NI
Horizon	AY1	AY1	AY2	AY2	AY3	AY4	AY5	AY5	AY6	AY7	NI7	NI8	NI8	NI9
SiO ₂	62.73	60.20	59.77	61.83	57.78	59.17	60.39	58.46	58.47	59.90	60.69	60.06	59.80	63.25
TiO ₂	0.61	0.66	0.69	0.69	0.81	0.76	0.75	0.69	0.69	0.73	0.63	0.66	0.64	0.61
Al ₂ O ₃	15.83	16.07	16.56	16.49	16.70	16.99	16.48	16.97	17.13	17.42	16.03	16.01	15.88	16.15
Fe ₂ O ₃	3.46	3.00	3.87	3.70	3.21	3.26	3.32	4.35	3.69	3.81	7.84	8.26	7.98	7.38
FeO	3.11	4.35	3.38	3.29	5.67	4.53	3.94	3.56	4.19	3.75	-	-	-	-
MnO	0.13	0.13	0.14	0.13	0.15	0.13	0.15	0.13	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13	0.11
MgO	2.62	3.36	3.27	2.94	3.67	3.13	2.87	3.71	3.77	3.16	3.66	4.35	4.21	2.98
CaO	4.71	6.61	5.38	5.25	7.76	7.23	6.48	6.71	6.52	3.37	6.66	7.26	6.96	5.94
Na ₂ O	3.05	2.95	2.74	2.89	2.86	2.98	3.31	2.75	2.84	2.45	2.46	2.69	2.59	2.71
K ₂ O	2.46	2.08	2.00	2.14	1.54	1.78	1.79	1.72	1.74	2.34	1.71	1.57	1.34	2.01
P ₂ O ₅	0.10	0.12	0.11	0.10	0.14	0.13	0.15	0.12	0.11	0.11	0.14	0.14	0.14	0.11
H ₂ O ⁺	0.93	0.00	1.22	1.21	0.04	0.00	0.29	0.64	0.69	3.03	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	0.16	0.07	0.20	0.12	0.03	0.19	0.31	0.16	0.13	0.20	-	-	-	-
TOTAL	99.90	99.60	99.33	100.78	100.36	100.28	100.23	99.97	100.10	100.39	99.94	101.13	99.67	101.25

Sample	659-b	567-a	567-b	610-a	610-b	611-a	611-b	458	455	451	456	436	560	559
Volc.	NI	NI	NI	NI	NI	NI	NI	NI	NI	NI	NI	NI	DY	DY
Horizon	NI9	NI16	NI16	NI18	NI18	NI19	NI19	NI20	SO1	SO2	SO2	SO5	DY1	DY6
SiO ₂	56.17	60.91	57.52	62.81	53.58	62.31	54.54	65.13	64.34	62.55	61.26	64.19	59.18	60.91
TiO ₂	0.78	0.63	0.71	0.62	0.82	0.56	0.79	0.56	0.60	0.65	0.65	0.67	0.65	0.65
Al ₂ O ₃	18.10	15.75	16.70	16.70	18.30	15.64	18.02	15.51	15.88	15.86	15.80	15.34	17.03	16.39
Fe ₂ O ₃	9.60	7.79	8.81	7.40	9.93	7.02	9.43	2.33	2.71	1.80	2.64	3.06	8.09	7.74
FeO	-	-	-	-	-	-	-	2.79	2.93	4.16	3.68	3.22	-	-
MnO	0.16	0.12	0.15	0.12	0.17	0.11	0.15	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.11
MgO	5.06	3.45	4.93	3.04	5.69	2.82	5.32	1.79	2.28	2.41	2.63	2.06	3.82	3.34
CaO	8.05	6.48	7.73	5.09	7.78	5.41	9.01	4.48	4.57	5.04	5.81	4.98	7.82	6.04
Na ₂ O	1.85	2.88	2.57	2.97	1.87	3.11	2.43	3.27	3.23	3.10	2.49	3.33	2.29	2.62
K ₂ O	1.28	2.03	1.51	2.07	1.23	2.26	1.09	2.71	2.58	2.33	2.50	2.35	1.59	1.70
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.13	0.09	0.18	0.10	0.17	0.10	0.11	0.11	0.11	0.13	0.13	0.13
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	0.55	0.94	0.93	1.32	0.23	-	-
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	0.10	0.17	0.15	0.30	0.01	-	-
TOTAL	101.17	100.18	100.76	100.91	99.55	99.34	100.95	99.43	100.45	99.20	99.31	99.69	100.73	99.63

Sample	207	212	401	400	402	343	350	397	403	352	354	334	329	347
Volc.	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SB	SP	SP	SP
Horizon	SB1	SB1	SB2	SB2	SB3	SB4	SB5	SB6	SB7	SB8	SB8	SP1	SP2	SP2
SiO ₂	64.40	63.50	60.14	65.75	60.29	62.00	60.66	60.47	61.06	62.28	63.58	61.34	62.34	61.20
TiO ₂	0.66	0.65	0.68	0.59	0.69	0.64	0.67	0.65	0.66	0.66	0.61	0.66	0.67	0.67
Al ₂ O ₃	16.53	17.42	16.04	15.30	16.29	16.44	16.21	16.51	15.83	15.76	15.47	16.41	16.05	16.25
Fe ₂ O ₃	1.80	5.13	3.89	3.14	2.88	2.80	3.08	3.38	0.80	2.52	3.17	2.64	2.74	2.23
FeO	4.16	2.11	2.81	1.70	3.72	3.56	3.81	3.42	5.35	3.92	2.57	3.95	3.63	4.36
MnO	0.10	0.07	0.11	0.09	0.10	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.10	0.11	0.12	0.13
MgO	2.83	2.11	3.04	1.60	2.89	2.60	2.97	2.87	2.79	2.78	2.35	2.61	2.54	2.81
CaO	3.08	3.54	6.14	2.96	5.72	5.02	5.89	6.06	5.21	4.80	5.05	4.97	5.13	5.96
Na ₂ O	2.65	2.65	2.58	3.22	3.15	3.05	3.11	2.94	2.69	3.09	3.07	2.96	3.05	3.03
K ₂ O	2.11	1.82	2.25	3.08	2.06	2.27	2.13	2.05	2.07	2.45	2.53	2.25	2.38	2.15
P ₂ O ₅	0.07	0.12	0.12	0.09	0.12	0.11	0.11	0.11	0.08	0.11	0.11	0.12	0.12	0.12
H ₂ O ⁺	1.28	0.96	1.47	1.46	1.37	1.17	0.60	0.68	2.32	0.88	0.84	1.19	0.77	0.49
H ₂ O ⁻	0.07	0.46	0.42	0.24	0.02	0.00	0.17	0.34	0.21	0.10	0.02	0.14	0.06	0.23
TOTAL	99.74	100.54	99.69	99.22	99.30	99.78	99.53	99.60	99.18	99.47	99.47	99.35	99.60	99.63

NI: 荷鞍火山, SB: 皿伏火山, SP: 三平火山, DY: 大行火山。層準の記号は、表 3 および 4 に対応する。
 377・382: 葛蒲平第 1 溶岩, 375・415: 葛蒲平第 2 溶岩, 389: 葛蒲平第 3 溶岩, 391: 葛蒲平第 4 溶岩, 392・
 422: 葛蒲平第 5 溶岩, 425: 葛蒲平第 6 溶岩, 427: 葛蒲平第 7 溶岩。655: 荷鞍第 7 溶岩, 658・657: 荷鞍
 第 8 溶岩, 659-a: 荷鞍第 9 溶岩, 659-b: 荷鞍第 9 溶岩中の "basic-inclusion", 567-a: 荷鞍第 16 溶岩, 567-
 b: 荷鞍第 16 溶岩中の "basic-inclusion", 610-a: 荷鞍第 18 溶岩, 610-b: 荷鞍第 18 溶岩中の "basic-inclu-
 sion", 611-a: 荷鞍第 19 溶岩, 611-b: 荷鞍第 19 溶岩中の "basic-inclusion", 458: 荷鞍第 20 溶岩。455:
 白尾第 1 溶岩, 451: 白尾第 2 溶岩, 456: 白尾第 2 火砕岩層中の本質岩塊, 436: 白尾山第 5 溶岩, 560: 大
 行第 1 溶岩, 559: 大行第 6 溶岩。207・212: 皿伏第 1 溶岩, 401・400: 皿伏第 2 溶岩, 402: 皿伏第 3 溶岩,
 343: 皿伏第 4 溶岩, 350: 皿伏第 5 溶岩, 397: 皿伏第 6 溶岩, 403: 皿伏第 7 溶岩, 352・354: 皿伏第 8 溶
 岩。334: 三平第 1 溶岩, 329・347: 三平第 2 溶岩。

図4. 荷鞍火山噴出物のハーカー図。

凡例 白丸：白尾山期，黒丸：荷鞍山期，縦線を付した黒丸：荷鞍山期の“basic-inclusion”，三角：側火山，四角：葛蒲平期。 K_2O-SiO_2 図における H-K, M-K および L-K は，Gill (1981) による高カリ，中間カリ，低カリ安山岩の外挿領域を示す。

実線 A, B は，Kuno (1966) によるアルカリ岩 (ALK)，高アルミナ玄武岩 (HAB)，ソレライト (TH) の各系列の境界を示す。

系の領域にプロットされる。また，荷鞍山期噴出物中の“basic-inclusion”は，このトレンドの延長方向（アルカリ元素に乏しい方向）にプロットされる。より細かくみると，荷鞍山期噴出物の母岩（デイサイトを除く）の示すトレンドと他の時期および側火山の噴出物が示すトレンドは，やや斜交しており同一トレンドとは見なせない。この違いは MgO に関するハーカー図において，荷鞍山期噴出物が他の時期および側火山の噴出物に比べ高い MgO 含有量を示すことから類推される。AFM 図や MgO- SiO_2 図のいずれの図においても“basic-inclusion”は，荷鞍山期噴出物の延長方向に示される。横瀬 (1989c) によれば，尾瀬燧ヶ岳火山の第 III 期噴出物はカンラン石単斜輝石玄武岩とデイ

サイトとの混合によって，“basic-inclusion”，非平衡な斑晶鉱物組合せや異常形態を示す斑晶鉱物などが形成され，全岩化学組成上他の時期に比して MgO, CaO が高く Al_2O_3 が低くなったとされている。上記の記載から明らかなように，荷鞍山期噴出物の岩石学的および岩石化学的特徴は，尾瀬燧ヶ岳火山の第 III 期噴出物に認められる特徴と多くの共通点をもつ。つまり，尾瀬燧ヶ岳火山の第 III 期噴出物と同様に荷鞍火山の荷鞍山期噴出物は，マグマの混合によってもたらされた火山岩であったと考えられる。ただし，尾瀬燧ヶ岳火山と異なり，荷鞍山期噴出物中に認められる“basic-inclusion”の示す全岩化学組成には，他の時期の噴出物および側火山の示すトレンドの延長方向との間に明

図 5. AFM 図。シンボルは、図 3 に同じ。実線は、那須火山帯北帯のカルクアルカリ岩系(CA)およびソレイト岩系(TH)の境界を示す(Kawano *et al.*, 1961)。
 $\text{FeO}^* : \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0.9$.

瞭な差が認められない。

(2) 尾瀬地方の火山岩の主化学組成

今回測定を行った試料に尾瀬燧ヶ岳火山(横瀬, 1989c)のデータを加えて議論する。

図 6 に $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 図および $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 図を示す。尾瀬地域に分布する第四紀火山の火山岩が示す Na_2O 含有量は、互いに重なり合っておりグループによる違いは認められない。また、それらが示す Na_2O 含有量は、明らかに鳥海火山帯の火山岩が示す領域よりも低く、那須火山帯カルクアルカリ岩系の領域に重なる。 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 図において本地域の火山岩は、中間カリ安山岩(Gill, 1981)の外挿領域にプロットされる。 K_2O 含有量は、各火山およびグループによる違いが認められ、荷鞍火山、尾瀬燧ヶ岳火山、楯状火山グループの順にやや低くなる。

図 7 に $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ 図を示す。前述のように、荷鞍期を除く荷鞍火山噴出物の多くは、高アルミ玄武岩の領域にプロットされる。これらの噴出物を除くと、他の噴出物は、境界線 B の近傍であるソレイトの領域にプロットされる。尾瀬地域に分布する第四紀火山の火山岩は、鳥海火山帯と那須火山帯カルクアルカリ岩系の重複領域にプロットされる。

図 8 に $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ 図を示す。楯状火山グループに属する大江山火山と先荷鞍火山の一部(八木沢溶岩類)は、本地域に分布する他の噴出物に比して低い $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比を示し、那須火山帯カルクアルカ

リ岩系のトレンド上にプロットされる。その他の噴出物は、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比が約 0.4 から 1.0 に渡る広い範囲にプロットされ、グループまたは火山による違いは明瞭でない。本地域に分布する噴出物の中で最も玄武岩質な組成を示す“basic-inclusion”でさえ、高い $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比を示す。また、本地域の基盤岩類を構成する、花崗岩、流紋岩や変斑れい岩は、火山岩の示すトレンドの延長方向にプロットされる。

$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比は、地殻物質の寄与の割合によって決まるとされていた(Yamasaki, 1956; 杉村, 1961)。しかし、本地域の火山岩には、上部地殻物質との相互作用を示唆する野外の産状や鏡下の特徴(基盤岩類起源の岩片や外来結晶など)は殆ど認められない。また、玄武岩質安山岩の組成において既に高い $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比を有している。本地域に分布する火山岩はいずれも斜長石斑晶に富み、また角閃石斑晶もしばしば認められる。斜長石や角閃石において Na_2O は主成分元素であり、それらの鉱物が分別される結晶分化作用によって Na_2O が選択的にマグマから除去されるであろう。つまり、 SiO_2 の増加に伴う $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比の増加は、斜長石や角閃石の分別に伴う K_2O の相対的濃縮としても説明される。従って、同比を用いて地殻物質の影響を認定することは困難である。また、高い $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比を有する火山岩の存在は、那須火山帯南帯に属する火山(Yamasaki, 1956; Kawano *et al.*, 1961; 池島・青木, 1962)の共通した特徴と言える。

AFM 図(図 9)と $\text{SiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ (図 10)を示す。両図において成層火山グループと単成火山グループの火山岩は、大部分カルクアルカリ岩系の領域にプロットされる。また、それらは、同一トレンド上に示される。一方、楯状火山グループは、前者に比してやや鉄に濃集するトレンドを示し、ソレイト岩系の領域にプロットされる分析値も少なくない。

V. 考 察

(1) “basic-inclusion”の形成環境

那須火山帯南帯に属する日光火山群の火山(山崎, 1958)、高原火山(池島・青木, 1962)や尾瀬燧ヶ岳火山(横瀬, 1989c)のデイサイトおよびデイサイト質安山岩中には、しばしば多量の“basic-inclusion”が確認されている。荷鞍火山において、大型(直径 5 cm を越す)の“basic-inclusion”が多量に観察されるのもやはり母岩がデイサイト質安山岩の場合である。“basic-inclusion”の認められるこれらの火山岩は、何れの火山においても火山活動の後期の噴出物である。尾瀬地

図6. $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 図。

凡例 黒丸：荷鞍火山，三角：尾瀬燧ヶ岳火山（横瀬，1989c），白丸：単成火山グループ，斜線を付した四角：先荷鞍火山，四角：大江山火山，十字：基盤岩類。一点鎖線の領域は，鳥海火山帯（Kawano *et al.*, 1961；Onuma, 1963）を示し，点線の領域は那須火山帯カルクアルカリ岩系を示す（青木，1983）。領域 H-K, M-K, L-K は，Gill (1981) による高カリ，中間カリ，低カリ安山岩の外挿領域を示す。

方の火山では，玄武岩質安山岩中に殆ど“basic-inclusion”が観察されないかまたは存在していたとしても鏡下において少量観察されるだけである。また，同一火山内の異なる層準において，“basic-inclusion”の示す斑晶鉱物組合せは一定しておらず，見かけの不均質性とは異なる複数の斑晶鉱物組合せが認められる。“basic-inclusion”がマグマ混合現象における玄武岩質マグマの固結物（横瀬，1989c）であるならば，“basic-inclusion”の示す斑晶鉱物組合せの違いは混合現象をもたらした塩基性マグマの多様性を反映していると考えられる。

Koyaguchi (1986) は，マントル起源の玄武岩質マグマと下部地殻起源のデイサイト質マグマが火道内において混合し，カルクアルカリ岩系の安山岩が形成されると考えた。そして，basaltic inclusion(=“basic-inclusion”)の存在度は，混合現象における玄武岩質マ

グマとデイサイト質マグマの量比によって支配されるとした。もしこの仮説が正しいとすれば，“basic-inclusion”内に認められる高温マグマ起源の斑晶鉱物組合せは，常に一定でなければならない。なぜならば，混合による平衡温度がソリダス以下の時には混合以前の玄武岩質マグマが保存され，ソリダス以上では“basic-inclusion”は形成されないことになるからである。つまり，安山岩と同様の斑晶鉱物の組合せを示す“basic-inclusion”は，存在し得なくなる。

しかし，尾瀬燧ヶ岳火山（横瀬，1989c）および荷鞍火山に認められる“basic-inclusion”は，しばしば安山岩質の斑晶鉱物組合せが認められる。また，デイサイトの噴出は，常に大量の安山岩質マグマの噴出の後に行われている。つまり，混合以前のマグマは，デイサイトと玄武岩の二種類に限定されない。デイサイトに“basic-inclusion”が多量に観察されるのは，混合比以

図7. $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ - SiO_2 図。シンボルは、図6に同じ。実線 A, B, 点線および一点鎖線の領域は、図6に同じ。

図8. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ - SiO_2 図。シンボルは、図6に同じ。破線 N は、那須火山帯カルクアルカリ岩系(Yamasaki, 1956)。

外に重要な要因があると考えられる。そこで、上記の産状を最も合理的に説明できる理由を以下に述べる。

Koyaguchi (1986) の論理に従えば、“basic-inclusion”の保存量の最大値は、高温マグマのソリダス温度と混合後の平衡温度が一致する時の混合比によって

決定される(最大混合比とする)。マグマ混合現象が任意の組成を有するマグマ間において行われた場合、“basic-inclusion”を形成できる最大混合比は、両マグマの組成差(温度差)に依存する関数であると言える。デイサイト質マグマと玄武岩質マグマの混合では、組

図9. AFM図。実線は図5に同じ。シンボルは、図6に同じ。

成差も大きく最大混合比は高温マグマ側に近づく（混合比の自由度が大きい）。更に、粘性が高い低温のデイサイト質マグマは、対流などの機械的な混合も充分行われないことが予想される。つまり、母岩がデイサイト質マグマの場合、混合過程が充分進行せずに不均質な状態のまま地表で急冷される可能性が高い。一方、玄武岩質マグマと玄武岩質安山岩マグマまたは安山岩マグマが混合する場合、両マグマの組成差が小さいため最大混合比は低温マグマ側に近づく（混合比の自由度が小さい）。特に高温のマグマどうしの混合では、どのような混合比を用いても平衡温度が常にソリダスを越える。更に、安山岩質マグマはデイサイトマグマに比して粘性も低く、機械的な混合過程がスムーズに行われると考えられる。この様な高温のマグマ同士における混合では、短時間で比較的均質なマグマが形成されることが考えられる。つまり、このような条件下において“basic-inclusion”は、保存され難くなる。

以上のように、“basic-inclusion”の形成過程における混合比の最大値が、混合する両マグマの組成差（温度差）によって支配されていると考えられる。

(2) 東北日本弧における尾瀬地域第四紀火山の位置付け

a. 火山の分布と深発地震面までの深さ

火山相互に認められる全岩化学組成上の違いは、発生域の異なる本源玄武岩質マグマの違いを反映していると考えられている（例えば、Kuno, 1966）。また、全岩化学組成における K_2O 含有量は、特に深発地震面と良い相関関係にあると考えられている（例えば、Dickinson, 1968; Hutchison, 1976; Aramaki and Ui, 1983）。

尾瀬地域に分布する第四紀火山の岩石学的特徴と地理的分布との規則性を明らかにする目的で、東北日本弧南部に分布する15個の火山および北部に分布する4個の火山をそれぞれ比較検討した（図11）。

森吉火山列の南部延長方向に分布する、沼沢火山、守門火山、浅草火山、飯土火山や毛無火山を一つのグループとして表現するために、便宜的に森吉火山列南帯と命名し使用する。

火山相互に認められる全岩化学組成上の水平変化を考察する前に、火山相互の平面的な位置関係とともに深発地震面までの深さを踏まえた空間的な位置関係を

図 10. SiO_2 - FeO^*/MgO 図。シンボルは、図 6 に同じ。実線は、Miyashiro (1974) によるカルクアルカリ岩系 (CA) とソレライト岩系 (TH) の境界を示す。
 $\text{FeO}^* : \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0.9$ 。

知っておく必要がある。火山相互の平面的な位置関係を一次元的に表す量として火山フロントからの最短距離を横軸に取り、その距離に対して鉛直方向に相当する深発地震面までの深さを縦軸に取ったものを図 12 に示す。深発地震面までの深さは、北関東および新潟県を総てカバーする笠原 (1985) の図から読み取った。

那須火山帯南帯 (黒丸) と森吉火山列南帯 (白丸) の火山は、それぞれ異なった空間の集合として表される。また、全体として見た場合、火山フロントからの距離と深発地震面までの深さの間には正の相関があると言

図 11. 本州弧第四紀火山岩の分布図。黒塗は、第四紀火山岩の分布域 (一色ら, 1968) を示す。

実線によって境された領域は、高橋・藤縄 (1983) と中川ら (1986) による島海火山列 (C)、森吉火山列 (M)、脊梁山列 (S) および青麻一恐火山列 (A) をそれぞれ示す。数字および小文字のアルファベットは、回帰直線を用いて計算を行った火山の位置を示す。

1: 尾瀬燧ヶ岳火山, 2: 荷鞍火山, 3: 単成火山グループ, 4: 先荷鞍火山, 5: 武尊火山, 6: 赤城火山, 7: 榛名火山, 8: 男体火山, 9: 女峰・赤碓火山, 10: 高原火山, 11: 毛無火山, 12: 飯土火山, 13: 守門火山, 14: 浅草火山, 15: 沼沢火山, a: 鳥海火山, b: 森吉火山, c: 岩手火山, d: 七時雨火山。

える。しかし、個々の火山について詳しくみると、火山フロント沿いに分布する那須火山帯南帯の火山 (榛名火山, 赤城火山, 男体火山, 女峰・赤碓火山および高原火山) が深発地震面の等深線上に分布せず、榛名火山から北に向かって 140 km から 120 km へと浅くなる。小林 (1986) は、関東地方、東北地方および北海道において火山フロントと深発地震面の等深線とが一定でない事を指摘している。また、笠原 (1985) に

図 12. 火山フロント (V.F.) からの距離と深発地震面までの深さの関係。深発地震面までの深さは、笠原 (1985) を用いた。黒丸は、那須火山帯南帯の火山。白丸は、日本海側の第四紀火山。シンボルに添えた数字は、図 11 に対応する。

よる深発地震面の 140 km 等深線上には、榛名火山、武尊火山、尾瀬燧ヶ岳火山と沼沢火山が並び、火山フロントとは別の火山列を形成している。これらの火山は、火山フロントからの距離でみた場合、0 km から 60 km におよぶ。つまり、火山岩に認められる全岩化学組成上の水平変化が榛名火山から高原火山にかけて認められかつ榛名火山から沼沢火山にかけて認められないときに限り全岩化学組成は深発地震面と対応関係にあるといえる。もしそうでなかったら、相関関係が成り立っているとは言えず、Hutchison (1976) の示した K_2O と深発地震面の関係式は、東北日本弧南部において成立しないことになる。

b. $SiO_2=60\%$ における全岩化学組成の規格化

尾瀬地方と比較する火山について、これまで公表されているデータをもとに回帰直線を計算し、 $SiO_2=60\%$ における各元素の含有量を規格化した (表 6)。各火山において $SiO_2=60\%$ は補間であり、計算された各元素の含有量は $SiO_2=60\%$ における平均値と見なせる。また、分析値の数と相関係数との関係から、 SiO_2 と他の元素は相関関係にある。個々の火山の $SiO_2=60\%$ における各元素の含有量と火山フロントからの距離との関係を図 13 に示す。

Na_2O+K_2O 含有量において、那須火山帯南帯に属する火山は全て Kuno (1966) によるソレライトの領域

にプロットされる。また、同図において毛無火山を除く森吉火山列南帯の火山は、Kuno (1966) による高アルミナ玄武岩の領域にプロットされる。前項で述べた 140 km 等深線上の火山列 (榛名火山から沼沢火山にかけて分布する火山) は、火山フロントから遠ざかるに連れて、 Na_2O+K_2O 含有量が単調に増加する。また、火山フロント上の火山では、榛名火山 (深発地震面までの深さ 140 km) と高原火山 (深発地震面までの深さ 120 km) がほぼ同程度の含有量を示す。Kuno (1966) によるソレライトと高アルミナ玄武岩の境界線の地理的な位置は、東北日本弧南部において帝釈山脈および越後山脈におおよそ対応する。

Na_2O 含有量は、那須火山帯南帯と森吉火山列南帯とで明瞭に異なり、前者に比して後者が高い。前者は、若手火山より低い Na_2O 含有量を示し、後者は毛無火山を除く他の火山が森吉火山と鳥海火山との中間的な Na_2O 含有量を示す。那須火山帯南帯だけに関してみると、赤城火山から尾瀬燧ヶ岳火山にかけて系統的に Na_2O 含有量が減少する。尾瀬地域の火山は、七時雨火山よりも更に低い Na_2O 含有量を示す。

K_2O 含有量において、東北日本弧南部の火山は、榛名火山を除き全て中間カリ安山岩 (Gill, 1981) の領域にプロットされる。 K_2O 含有量は、榛名火山および赤城火山から尾瀬燧ヶ岳火山にかけて 0.76 から 1.98% に急激に増加する。先荷鞍火山を除き尾瀬地域に分布する第四紀火山は、東北日本弧南部において最も高い K_2O 含有量を示す。尾瀬地域とは逆に榛名火山では、東北日本弧南部において最も低い K_2O 含有量を示し、七時雨火山と同程度である。しかし、尾瀬燧ヶ岳火山と森吉火山列南帯との間に、 K_2O 含有量の連続性は認められない。つまり、東北日本弧北部では、背弧側ほど高い K_2O 含有量を示す事に対し、東北日本弧南部では、背弧側に向かって K_2O 含有量が単調に増加しているとは言えない。従って、Aramaki and Ui (1983) によって示されたような、 K_2O 含有量の帯状配列は東北日本弧南部には存在しない。また、火山フロント沿いの火山では、深発地震面が相対的に浅い北の火山ほど高い K_2O 含有量を示す。これらは、空間的な火山の位置関係と K_2O 含有量の間に対応関係が認められないことを示す。

上記の Na_2O と K_2O 含有量の挙動から類推されるように、 K_2O/Na_2O 比は那須火山帯南帯と森吉火山列南帯では明らかに不連続となる。那須火山帯南帯において、赤城火山と榛名火山の示す K_2O/Na_2O 比は、七時雨火山と同様に低い。一方、その他の那須火山帯南

表 6. $\text{SiO}_2=60\%$ における全岩化学組成の平均値

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	60.00	60.00	60.00	60.00	60.00	60.00	60.00	60.00	60.00	60.00
TiO_2	0.67	0.69	0.62	0.70	0.85	0.65	0.56	0.72	0.66	0.84
Al_2O_3	17.01	16.68	15.90	16.70	16.97	17.94	17.68	17.15	16.96	16.64
FeO^*	6.93	7.12	6.93	7.37	7.66	6.92	6.46	7.02	6.95	7.16
MnO	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14	0.13	0.14	0.15	0.14	0.11
MgO	3.19	3.46	3.74	3.20	2.41	2.70	3.14	2.80	2.95	3.39
CaO	6.51	6.24	6.52	6.86	6.74	7.26	7.67	6.95	6.71	6.95
Na_2O	2.74	2.76	2.74	2.82	2.89	3.14	2.95	3.17	3.16	2.62
K_2O	1.83	1.92	1.98	1.54	1.49	0.90	0.76	1.30	1.33	1.20
P_2O_5	0.17	0.12	0.11	0.13	0.28	0.16	0.12	0.13	0.20	0.13
total	99.19	99.12	98.67	99.46	99.43	99.80	99.48	99.39	99.06	99.04
$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$	4.57	4.68	4.72	4.36	4.38	4.04	3.71	4.47	4.49	3.82
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	0.67	0.70	0.73	0.55	0.52	0.29	0.26	0.41	0.42	0.45
FeO^*/MgO	2.17	2.06	1.91	2.30	3.17	2.56	2.05	2.50	2.35	2.11

No.	11	12	13	14	15	a	b	c	d
SiO_2	60.00	60.00	60.00	60.00	60.00	60.00	60.00	60.00	60.00
TiO_2	0.80	0.30	0.76	0.71	0.99	0.91	0.86	0.91	0.60
Al_2O_3	17.60	19.19	18.36	19.94	17.12	17.39	17.43	15.97	19.33
FeO^*	6.97	6.07	6.03	5.10	6.75	6.35	6.71	8.06	6.40
MnO	0.14	0.15	0.20	0.17	0.19	0.15	0.15	0.15	0.15
MgO	2.31	2.41	2.11	2.00	2.58	2.06	2.41	3.16	2.72
CaO	6.60	5.75	5.23	4.66	6.31	5.28	< 5.95	< 6.87	> 6.10
Na_2O	3.12	3.80	3.51	3.73	3.61	4.03	> 3.59	> 3.17	> 2.87
K_2O	1.36	1.24	1.70	1.00	1.50	2.25	> 1.49	> 0.99	> 0.75
P_2O_5	0.24	-	0.42	0.53	0.21	0.22	0.23	0.14	0.12
total	99.14	98.91	98.32	97.84	99.26	98.88	98.82	99.42	99.04
$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$	4.48	5.44	5.21	4.73	5.11	6.28	> 5.08	> 4.16	> 3.62
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	0.44	0.31	0.48	0.27	0.41	0.56	> 0.41	> 0.32	> 0.25
FeO^*/MgO	3.02	2.52	2.86	2.55	2.61	2.70	3.25	2.59	2.35

1: 尾瀬燧ヶ岳火山 (横瀬, 1989c), 2: 荷鞍火山, 3: 単成火山グループ, 4: 先荷鞍火山 (楯状火山グループ), 5: 武尊火山 (Yamaguchi, 1984), 6: 赤城火山 (Koga, 1984), 7: 榛名火山 (大島, 1975), 8: 男体火山 (佐々木ら, 1986), 9: 女峰・赤碓火山 (Yamasaki, 1954), 10: 高原火山 (池島・青木, 1962), 11: 毛無火山 (金子, 1988), 12: 飯士火山 (新潟県, 1977), 13: 守門火山 (茅原, 1972), 14: 浅草火山 (茅原, 1972), 15: 沼沢火山 (Kawano *et al.*, 1961), a: 鳥海火山 (林, 1984), b: 森吉火山 (中山, 1983), c: 岩手火山 (石川ら, 1984), d: 七時雨火山 (石川ら, 1985).
 FeO^* : $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0.9$.

帯の火山は, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比が 0.4 以上であり森吉火山よりも高い値を示す。尾瀬地域の火山は, 東北日本弧において最も高い $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比を有する。

CaO 含有量は, 火山フロントから森吉火山列南帯に向かって系統的に減少する。 K_2O 含有量の低い赤城火山や榛名火山は, 七時雨火山と異なり CaO 含有量が高い。また, 那須火山帯南帯の火山は, いずれも森吉火山より高い CaO 含有量を示す。森吉火山列南帯の火山は, $\text{CaO}=4.66$ から 6.60% の広い範囲に示される。全アルカリ含有量と CaO 含有量の間には, 負の相関関係が認められる。

以上をまとめると, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ や CaO 含有量から見た場合, 那須火山帯南帯の火山は, 岩手火山 (脊梁火山列) に類似する。しかし, K_2O や $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比の挙動は, 岩手火山 (脊梁火山列) とは異なり, 独自の傾向を持つ (K_2O に富み, Na_2O に乏しい)。尾瀬地域に分布する火山は, その最も顕著な例であり高い K_2O 含有量と低い Na_2O 含有量によって特徴付けられる。榛名火山や赤城火山は, 角閃石斑晶が存在することやアルカリ元素に乏しいことなど, 七時雨火山 (青麻・恐火山列) と共通点を持つ。しかし, CaO 含有量に関して, 赤城火山と榛名火山は明らかに七時雨火山と異なる。

図 13. $SiO_2=60\%$ における各元素の含有量と火山フロントからの距離との関係。黒丸は、那須火山帯南帯の火山。白丸は、日本海側の第四紀火山。四角は、東北日本弧北部の第四紀火山。シンボルに添えた数字および記号は、図 11 に対応する。破線 A, B は、Kuno (1966) によるアルカリ岩、高アルミナ玄武岩およびソレライトの境界値 ($SiO_2=60\%$) を示す。破線によって境された領域 H-K, M-K および L-K は、Gill (1981) による高カリ、中間カリ、低カリ安山岩における境界値 ($SiO_2=60\%$) を示す。

る。

尾瀬燧ヶ岳火山とその背弧側に分布する森吉火山列南帯の火山は、 Na_2O や K_2O 含有量において連続的な変化傾向を示さない。また、等深線上に並ぶ火山同士で規格化値（特に全アルカリ含有量）に変化が認められ、火山フロント沿いの火山で深発地震面までの深さが深い火山ほど低い K_2O 含有量を示す。東北日本弧南部に位置する第四紀火山岩の化学組成上の水平変化の規則性は、尾瀬地域を境に前弧側と背弧側で異なった傾向を示す。

従って、東北日本弧北部において規則的な組成変化を示す第四紀火山の四配列と、那須火山帯南帯に属する火山の変化傾向は非調和的である。那須火山帯南帯に属する火山の安山岩マagmaは、東北日本弧北部とは異なる独自の発生機構または分化系列を有している可能性がある。また那須火山帯南帯の火山は、高い Sr 同位体比を有し (Notsu, 1983), 同位体的にも地域的な異常さがうかがわれる。

VI. ま と め

(1) 尾瀬燧ヶ岳火山と同様に荷鞍火山においても、“basic-inclusion”, 非平衡な斑晶鉱物組合せおよび異常形態を示す斑晶鉱物が相伴って産することが判明した。また、“basic-inclusion”の存在する火山岩類の全岩化学組成は高 MgO 側にシフトしている。

(2) 尾瀬地域に分布する第四紀火山の火山岩は、大部分 Kuno (1966)による高アルミナ玄武岩とソレライトの境界付近にプロットされ、那須火山帯のカルクアルカリ岩系の領域に重なる。しかし、これらの火山岩は、那須火山帯のカルクアルカリ岩系に比べ $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比が明らかに高いことを特徴とする。

(3) 尾瀬地域を含め、那須火山帯南帯に分布する第四紀火山の全岩化学組成にみられる水平変化は、東北日本弧で確立された帯状配列と調和しない。また、那須火山帯南帯の火山岩は同程度の全アルカリ含有量で比較した場合、岩手火山(脊梁火山列)の火山岩に対して相対的に Na_2O に乏しいことを特徴とする。また、角閃石斑晶を有する安山岩ないしデイサイトが存在する七時雨火山(青森-恐火山列)と那須火山帯南帯の火山では、高い K_2O や CaO 含有量によって区別される。また、全岩化学組成と地理的な位置関係において、那須火山帯南帯の火山と森吉火山列南帯の火山とでは、尾瀬地域を境に不連続となる。

謝 辞

本論文は、新潟大学理学研究科地質鉱

物学専攻における修士論文の一部をまとめたものである。研究を進めるにあたり、新潟大学理学部地質鉱物学教室の周藤賢治助教授には、終始変わらぬ御指導および御助言をいただいた。同教室の茅原一也名誉教授には、日頃有益な御助言をいただいた。掲載に際しては、査読者の方々に有益な御指摘を頂いた。本論作成においては、岡山大学地球内部研究センターの方々に大変御世話になった。これらの方々に深く感謝する。

引用文献

- 青木謙一郎(1983), 東北日本弧の第四紀玄武岩類について, 鉱山地質特別号, **11**, 79-91.
- Aramaki, S. and Ui, T. (1983), Alkali mapping of the Japanese Quaternary volcanic rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 549-560.
- 茅原一也(1972), 浅草および守門火山の地形および地質, 新潟の自然, 第2集, 206-210.
- Dickinson, W.R. (1968), Circum-Pacific andesite type. *J. Geophys. Res.*, **73**, 2261-2269.
- Eichelberger, J.C. (1975), Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at Glass Mountain in California and the other circum-Pacific volcanoes. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **86**, 1381-1391.
- Eichelberger, J.C. (1978), Andestic volcanism and crustal evolution. *Nature*, **275**, 21-27.
- Gill, J.B. (1981), Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, 390p.
- Hutchison, C.S. (1976), Indonesian active volcanic arc: K, Sr, and Rb variation with depth to the Benioff zone. *Geology*, **4**, 407-408.
- 林信太郎(1984), 鳥海火山の岩石学(その1)——岩石記載および主成分化学組成——, 岩鉱, **79**, 475-483.
- 池島柳一・青木謙一郎(1962), 高原火山の岩石学的研究, 岩鉱, **48**, 96-107.
- 石田瑞穂(1986), 関東東海地域の震源分布から推定したフィリピン海及び太平洋プレートの等深線, 国立防災科学技術センター研究報告, **36**, 1-19.
- 石川賢一・吉田武義・青木謙一郎(1984), 那須北帯, 第四紀岩手火山におけるマagmaの結晶分化作用, 東北大核研研報, **17**, 330-345.
- 石川賢一・吉田武義・北川嘉彦・青木謙一郎・大上和良(1985), 東北本州弧, 岩手県七時雨火山の地球化学的研究, 核研研究報告, **18**, 366-378.
- 一色直記・松井和典・小野晃司(1968), 2百万分の1地質編集図「日本の火山」, 地質調査所.
- 金子隆之(1988), 志賀高原北部, 毛無火山の地質と岩石, 地質雑, **94**, 75-89.
- 笠原啓司(1985), プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式, 国立防災科学技術センター研究報告, **35**, 33-137.

- Kawano, Y., Yagi, K. and Aoki, K. (1961), Petrography and petrochemistry of the volcanic rocks of Quaternary volcanoes of northeastern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III*, 6, 1-46.
- 小林洋二(1986), テクトニクスから見た島弧の第四紀火山活動, 火山, 第2集, 30, 特別号, 137-152.
- Koga, S. (1984), Geology and petrology of Akagi volcano, Gunma prefecture, Japan. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba Sec. B, vol. 5*, 1-67.
- Koyaguchi, T. (1986), Textural and compositional evidence for magma mixing and its mechanism, Abu volcano group, Southwestern Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, 33-45.
- Kuno, H. (1950), Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 61, 957-1020.
- Kuno, H. (1966), Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, 29, 195-222.
- Macdonald, G.A. and Katsura, T. (1965), Eruption of Lassen Peak, Cascade range, California in 1915: example of mixed magmas. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 76, 475-482.
- Miyashiro, A. (1974), Volcanic rock series in island arc and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, 274, 321-355.
- 中川光弘(1983), 森吉火山の地質と岩石, 岩鉱, 78, 197-210.
- 中川光弘・霜島 洋・吉田武義(1986), 青麻-恐火山列: 東北日本弧火山フロント, 岩鉱, 81, 471-478.
- 中川充・小松正幸(1983), 自動蛍光 X 線分析装置による岩石の化学組成, 島弧における下部地殻・上部マントル構成岩の地球科学的研究(科学研費一般 A 研究成果報告書, 代表者 小松正幸), 4-10.
- 新潟県(1977), 20 万分の 1 新潟県地質図, 同説明書, 493p.
- Notsu, K. (1983), Strontium isotope composition in volcanic rocks from the Northeast Japan arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 32, 195-207.
- Onuma, K. (1963), Geology and petrology of Chokai volcano northeastern Japan, Part II Petrochemistry and petrogenesis. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 50, 235-244.
- 大島治(1975), 噴火現象の Mineralogy, 火山, 第2集, 20, 特別号, 275-298.
- Sakuyama, M. (1979), Evidence of magma mixing in Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 5, 197-208.
- 佐々木実・吉田武義・青木謙一郎(1986), 東北日本弧, 日光火山群の地球化学的研究, 核理研研究報告, 19, 307-319.
- 杉村新(1961), 第四紀火山岩の K_2O/Na_2O の地理的分布, 地質雑, 20, 292-300.
- 高橋正樹・藤縄明彦(1983), 第四紀東北日本弧火山における K_2O 量, Na_2O 量, CaO 量広域的变化の再検討, 三鉱学会(弘前)講演要旨集, 30.
- 渡邊久芳(1989), 尾瀬燧ヶ岳火山の地質, 岩鉱, 84, 55-69.
- Yamaguchi, T. (1984), Fractional crystallization of the island arc tholeiitic magma in Hotaka volcano. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 79, 214-232.
- Yamasaki, M. (1954), On the Chemical composition of lavas of Nyoho-Akanagi volcano, Nikko, Japan. *J. Fac. Sci. Tokyo Univ. Sec. II, Pt. II*, 345-354.
- Yamasaki, M. (1956), Petrogenetic significance of the K_2O/Na_2O ratios of volcanic rocks of the Fuji and Nasu volcanic zone. *J. Geol. Soc. Japan*, 62, 504-514.
- 山崎正男(1958), 日光火山群, 地球科学, 36, 28-35.
- 横瀬久芳(1989a), 尾瀬地方の第四紀火山地質, (投稿中)
- 横瀬久芳(1989b), 尾瀬地方の基盤岩類と第四紀火山の分布の相関関係, (投稿中)
- 横瀬久芳(1989c), 尾瀬燧ヶ岳火山の全岩化学組成と岩石記載, 岩鉱, 84, 301-320.
- 横瀬久芳・酒井隆太郎(1989), 蛍光 X 線分析装置による岩石中の主成分元素および微量成分元素の定量, (準備中)