

## 富山県南部の中新統岩稲累層のアダカイト質安山岩, 高マグネシア安山岩, カルクアルカリ系列安山岩およびソレイト系列安山岩の成因

Genesis of adakitic andesite, high-magnesian andesite, calc-alkaline andesite and tholeiitic andesite in the Miocene Iwaine Formation, southern part of Toyama Prefecture, Japan

### Abstract

高橋俊郎\* 周藤賢治\*\*

Toshiro Takahashi\* and Kenji Shuto\*\*

1999年2月22日受付.

1999年6月7日受理.

\* 新潟大学大学院自然科学研究科.

Graduate school of Science and Technology,  
Niigata University, Ikarashi 2-8050, Niigata  
950-2181, Japan

\*\* 新潟大学理学部地質科学科.

Department of Geology, Faculty of Science,  
Niigata University, Ikarashi 2-8050, Niigata  
950-2181, Japan

The Early Miocene volcanic rocks (the Iwaine Formation) are widely distributed in the Hokuriku Green Tuff Province. The volcanic rocks in the Iwaine Formation in the southern part of Toyama Prefecture can be divided into two groups in the  $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$  diagram; andesite group I has a tholeiitic trend showing enrichment in  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  ratio from mafic to felsic andesite, whereas andesite group II has a calc-alkaline trend on which  $\text{SiO}_2$  content increases from about 54 to 68 wt.% despite a little variation in  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ .

Petrographic and chemical data indicate that andesite group I was formed from tholeiitic basalt magma by fractional crystallization of its phenocryst minerals.

Andesite group II is composed mainly of calc-alkaline andesite with subordinate amounts of high-magnesian andesite and adakitic andesite. Most phenocrystic plagioclases in calc-alkaline andesite are dusty and show reverse zoning in terms of Ca, suggesting that the andesite was of magma mixing origin. Adakitic andesite is characterized by higher Sr and lower Y contents, and higher Sr/Y ratio than common andesites in island arcs, and is also characterized by higher MgO, Ni and Cr contents compared with typical adakite. The high-magnesian andesite shows lower  $\text{K}_2\text{O}$  and Rb contents, and higher Sr/Y ratio than the Setouchi high-magnesian andesite and boninite. Adakitic andesite may result from modification of felsic (adakitic) magma generated by partial melting of the subducted oceanic crust, due to interaction with the overlying mantle peridotite or mixing with mafic magma during its rise to the surface. The high-magnesian andesite seems to have a genetical close relation to adakitic andesite.

$\text{K}_2\text{O}$  content of basaltic magmas in the Iwaine Formation tends to increase from the study area (eastern margin of the Hokuriku Green Tuff Province) to the western area. Thus, it is possible to consider that the study area occupied the volcanic front in the Early Miocene Hokuriku Green Tuff Province.

*Key words: Iwaine Formation, calc-alkaline andesite, tholeiitic andesite, adakite, high-magnesian andesite, fractional crystallization, magma mixing*

### はじめに

西南日本の北陸地域に分布する, 主な第三紀火山岩は後期漸新世から中新世にかけて活動した安山岩類と, 中期中新世に活動した流紋岩類とに分けられる (例えば, 柴田ほか, 1981, 1984). 特に, 前者は能登半島および富山県東部から石川県加賀地方を経て福井県北部にいたる約 150 km に帯状に広く分布している (Fig. 1). また, 小規模ではあるが, 後期漸新世~前期中新世に活動した月長石流紋岩が富山県西部か

ら石川県中~南部にかけて散在して分布する.

西南日本の回転 (拡大) 時期 (14~16 Ma) (Otofuji et al., 1994) を考慮すると, 後期漸新世~前期中新世の火山岩は日本海拡大前の陸弧火山活動によって形成されたのに対して, 中期中新世以降の火山岩は日本海拡大後に形成されたことになる. したがって, これらの火山岩の岩石学的研究は, 西南日本における日本海拡大に関わるテクトニクスと火山活動との関連を明らかにする上で重要な意義をもっていると考えられ, いくつかの成果が公表されている.

能登半島に分布する前期中新世の火山岩は、主に通常のカルクアルカリ系列の安山岩からなるが、古銅輝石安山岩も伴われる(保科, 1984; 佐藤ほか, 1989; 佐藤・加々美, 1989). また、後期漸新世の火山岩はカルクアルカリ系列の安山岩、未分化なソレライト質玄武岩、高マグネシア安山岩、古銅輝石安山岩およびアダカイト様の安山岩など多様な岩石からなる。この後期漸新世の能登半島は第四紀の東北日本などにみられる典型的な島弧火山活動域とは異なる、特異な火山活動域であったことが指摘されている(上松ほか, 1995). 最近、月長石流紋岩についても岩石学的研究が行われ、石川県南部に分布する月長石流紋岩は、日本海形成初期のリフティングに伴う火山活動による産物であることが議論されている(石田ほか, 1998).

一方、富山県東部から福井県北部にかけて分布する中新世の安山岩類は、岩稲累層とその相当層を構成するものである。岩稲累層は主に安山岩質の火砕岩からなり、その厚さは最大で1,000 m以上に達する(中西ほか, 1963; 三浦, 1979; 富山県, 1992; 結野, 1993 など). 富山県に分布する岩稲累層の火山岩の K-Ar 年代は、東部地域のものが約15 Maを示すのに対して、中部～西部地域の神通川や山田川流域の安山岩では16～19 Maを示す。このように、岩稲累層全体が同時代の火山活動の産物であるのかどうかという点に関しては、不明な部分が残されているといえよう。

最近、岩稲累層中に見いだされた多数の岩脈は、ショショナイト、高アルミナ玄武岩、カルクアルカリ系列の玄武岩～安山岩などの多様な岩石からなることが明らかにされた(石渡・大浜, 1997). この研究では、カルクアルカリ系列の安山岩は、高アルミナ玄武岩質マグマが花崗岩質の地殻物質を同化しながら結晶分化作用を行って形成されたものであることが論じられていて、特に地殻物質の同化作用の重要性が指摘されている(石渡・大浜, 1997). さらに、これらの火山岩は大陸地殻をもつ島弧(陸弧)において、複雑な島弧-縁海系のマグマの活動によって形成されたものであることも指摘されている。

このように、北陸地域に分布する漸新世から中新世の火山岩は多様な岩石で構成されているにもかかわらず、特に北陸地域東部において、それらの岩石学的研究はほとんど行われていなかった。

これらを踏まえて筆者らは、富山県南部の神通川流域の岩稲累層の層序学的・岩石学的研究を進めてきた。その結果、本地域の火山岩は、通常のカルクアルカリ系列～ソレライト系列の安山岩の他に、高マグネシア安山岩やアダカイト様の安山岩などの多様な安山岩から構成されていることが明らかになった。本論文ではそれらの記載岩石学的特徴、全岩化学組成の特徴などについて述べる。また、これらのデータに基づき、本地域の火山岩類の成因について若干の考察を行った上で、岩稲累層の火山岩類の生成場についての議論を行う。

### 地 質 概 説

本研究で対象とした調査地域は富山県大沢野町、神通川流域の南北4 km、東西8 kmの範囲である(Fig. 1)。本地域の

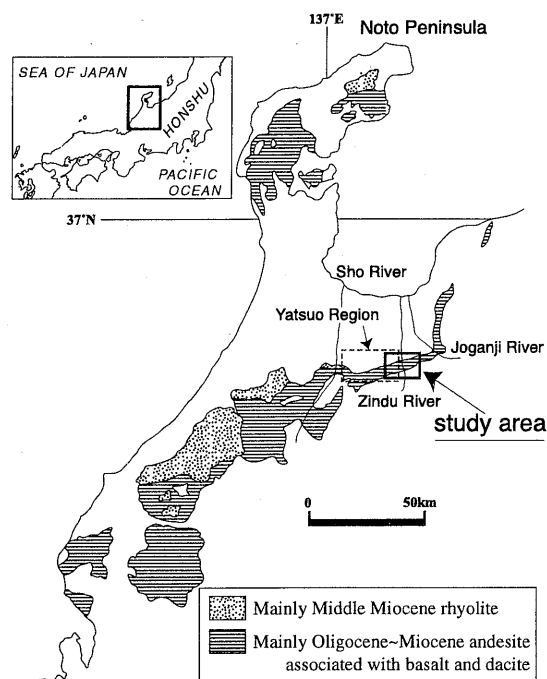


Fig. 1. Index map showing the study area and distribution of the Oligocene to Miocene volcanic rocks in the Hokuriku Green Tuff Province.

地質図と模式柱状図を、それぞれ Fig. 2 と Fig. 3 に示す。本地域には中生界堆積岩類からなる手取層群と船津花崗岩類を基盤岩類として、新第三系堆積岩類および火山岩類からなる八尾層群の檜原累層、岩稲累層、黒瀬谷累層および東別所累層がそれぞれ整合で重なり、最上位に不整合を介して砺波層群の音川累層が重なる(Figs. 2 and 3)。

八尾地域(Fig. 1)の新第三系は、横山(1930)以来、藤田・中川(1948)、津田・千地(1950)、津田(1953)、中世古(1954)、坂本・野沢(1960)、早川(1983)、早川・竹村(1987)など多くの研究者によって層序学的研究が行われ、研究者ごとに異なった層序区分がされている。早川・竹村(1987)は本調査地域西方において岩相層序および凝灰岩の鍵層による層序の再検討を行い、詳細な層序区分を行っている。本研究による各層の岩相の特徴や累重関係が早川・竹村(1987)のそれと一致することから、本論文ではこの層序区分にしたがっている。

基盤岩類は調査地域の南部に分布し、新第三系は、北に向かって順次新期の地層が分布している。地質構造は八尾層群、砺波層群ともにおおむね東西走向、10～20°北傾斜で、八尾層群中では上位ほど傾斜が緩くなる傾向がある。

#### 1. 基盤岩類

本地域の基盤岩類は、手取層群および船津花崗岩類からなる。手取層群の岩相は主に砂岩優勢砂岩・頁岩互層からなる。また、手取層群を貫く幅数 m の安山岩岩脈がいくつか確認されるが、強変質を被っており多量の方解石が形成されている。上位の岩稲累層中の安山岩とは明らかに変質の程度が異なることから、この安山岩岩脈は岩稲累層とは異なる火山

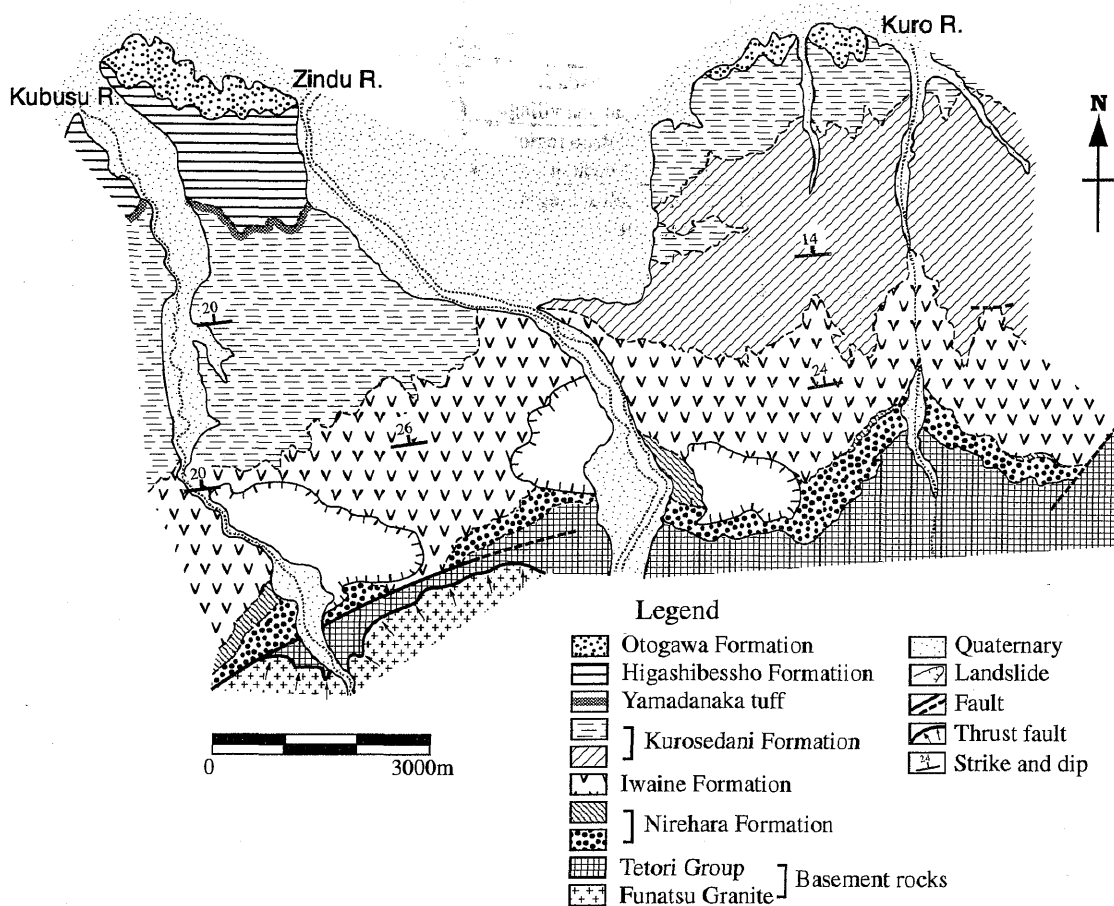


Fig. 2. Geologic map of the southern part of Toyama Prefecture.







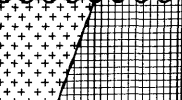
Age	Formation		Column	Rock type
LATE MIOCENE	Tonami Group	Otogawa Formation		Sandstone
MIDDLE MIOCENE	Yatsuo Group	Higashibessho Formation		Massive siltstone
		Yamadanaka tuff		Pumice tuff
		Kurosedani Formation		Alternating beds of conglomerate, sandstone and mudstone
EARLY MIOCENE		Iwaine Formation		Conglomerate
		Nirehara Formation		Andesite lava and pyroclastic rocks
MESOZOIC	Basement rocks (Tetori Group and granite)			Arkose sand Conglomerate Granite Alternating beds of sandstone and shale

Fig. 3. Stratigraphic sequences of the study area.

Table 1. Radiometric age data for the Miocene volcanic products in the Yatsuo and surrounding area.

Formation	Rock type	Age	Locality	Method	References
Yamadanaka tuff	Pumice tuff	16.0±2.3Ma	Wada R.	FT	Hayakawa (1983)
	Pumice tuff	15.0±1.0Ma	Yamada village	FT	Nakajima and Mizushima (1984)
kurosedani F.	Pumice tuff	16.8±0.9Ma	Yatsuo region	FT	Hayakawa and Danhara (1986)
	Andesite	14.8±0.7Ma	Mushitani R.	K-Ar	Yamada et al. (1998)
Iohzen F.	Rhyolite	15.0±2.1Ma	Iohzen region	FT	Ganzawa (1983)
	Rhyolite	16.5±1.4Ma	Iohzen region	FT	Ganzawa (1983)
	Rhyolite	14.1±1.2Ma	Yamada R.	K-Ar	Shibata (1973)
Iwaine F.	Andesite	16.3±0.9Ma	kubusu R.	K-Ar	Shibata (1973)
	Andesite	16.4±0.9Ma	Bessou R.	K-Ar	Shibata (1973)
	Andesite	13.6±0.9Ma	Yamada R.	K-Ar	Shibata (1973)
	Andesite	15.8±1.1Ma	Yatsuo region	K-Ar	Japan National Oil Corporation (1985)
	Andesite	18.9±0.9Ma	Yatsuo region	K-Ar	Japan National Oil Corporation (1985)
	Andesite	15.3±0.6Ma	Mt. Tokura	K-Ar	Yamada et al. (1998)

FT : fission track method, K-Ar : potassium-argon method

活動によって形成されたと考えられる。

本地域に露出する花崗岩は、カリ長石、斜長石、石英、黒雲母および Fe-Ti 酸化物からなり全体的に優白質である。

本地域西部では手取層群と船津花崗岩類は、ともに上位の楡原累層と断層で接するが、東部では船津花崗岩類は分布せずに手取累層が楡原累層に不整合で覆われる。

## 2. 楡原累層

本地域に分布する楡原累層は、円礫岩からなる礫岩卓越部層とアルコース質砂岩卓越部層に分けられ、前者は楡原累層の下部を、後者は上部を占める。上述のように、本累層は基盤岩とは断層で接するか不整合関係にあり、上位の岩稲累層に整合で覆われる。

楡原累層中には、保存の悪い植物化石片がまれに含まれるが、時代を決定できる化石は見いだされていない。本累層の層厚は 240~270 m である。

## 3. 岩稲累層

本地域に分布する岩稲累層は主に安山岩質溶岩および同質火砕岩からなり、後者が卓越する。また、軽石質凝灰岩層を数枚挟み、その一部は溶結凝灰岩となっている。安山岩質溶岩は板状節理の発達した数 m の厚さのものが多く、まれに 10 m を越える厚さのものもある。これらの溶岩の下部にはクリンカーを伴うものもある。火砕岩は主に凝灰角礫岩と火山角礫岩であり、一般に塊状である。凝灰角礫岩と火山礫凝灰岩には弱い成層構造がみられることがあり、まれに円礫岩を挟む。本地域西部の岩稲累層上部層において、安山岩質溶岩に挟まれる凝灰質砂岩から貝化石が産出し、坂本・野沢 (1960) により記載されている。神通川第二ダム付近の露頭では凝灰角礫岩を貫くデイサイトの岩脈が確認される。本累層の層厚は 600~750 m である。

## 4. 黒瀬谷累層

黒瀬谷累層は本地域内で最も広く分布し、岩稲累層を整合に覆う。本累層は主に礫岩、砂岩および泥岩の不規則互層からなるが、岩相変化が著しい。また、上位の東別所累層には岩相上漸移する。調査地域東部では下部から中部にかけて、下位の岩稲累層由来の安山岩の円礫からなる礫岩層が卓越する。本累層の層厚は 900~1,400 m である。

<山田中凝灰岩層> 黒瀬谷累層の最上部に位置し、主に 6~7 枚の軽石質凝灰岩の薄層 (層厚: 数 cm~数 10 cm) からなり泥岩の薄層を挟む。全体の層厚は 3~5 m である。この軽石質凝灰岩は白色~乳白色の粗粒で塊状なものと、細粒で平行葉理の発達したものからなる。本地域東部では、上位の音川累層によって、黒瀬谷累層が著しく削り込まれているため、本凝灰岩層は分布していない。

## 5. 東別所累層

本地域の西部では、東別所累層は下位の黒瀬谷累層を整合で覆って分布しているが、東部では、上位の音川累層に削り込まれているため分布していない。本累層の主な岩相は暗灰色の塊状泥岩で岩相変化に乏しい。本累層の層厚は 520 m 以下である。

## 6. 音川累層

本地域の音川累層は、黒瀬谷累層および東別所累層を不整合で覆う。本累層は主に暗青灰色~暗灰色の中粒~粗粒砂岩からなるが、東部では若干細粒になる傾向がある。これらの砂岩は全体的に塊状で、植物化石片を多く含む。また、礫岩または砂礫岩の薄層を挟むことがある。本累層の層厚は 240 m 以上である。

### 岩稲累層の火山岩類の活動年代

富山県八尾周辺に分布する第三紀の堆積岩については、これまでに生層序学的に、精度の高い時代決定がなされている。例えば八尾周辺に分布する黒瀬谷累層下部の泥岩層は、Blow (1969) の浮遊性有孔虫化石帯の N8 中部にあたることから、その堆積年代は 16 Ma 前後と推定されている (長谷川ほか, 1990)。

一方、黒瀬谷累層最上部の山田中凝灰岩層、岩稲累層の火山岩類および本地域の西方で岩稲累層に整合で重なる医王山累層中の流紋岩などから、Table 1 に示すように多数の放射年代が報告されている。Fig. 4 にはこれらの放射年代と測定された試料の産地を示してある。

Table 1 に示した放射年代のうち、富山県西部の山田川沿いの岩稲累層の安山岩と医王山累層の流紋岩の K-Ar 年代 (13.6±0.9 Ma と 14.1±1.2 Ma) は、これらの岩石の変質が著

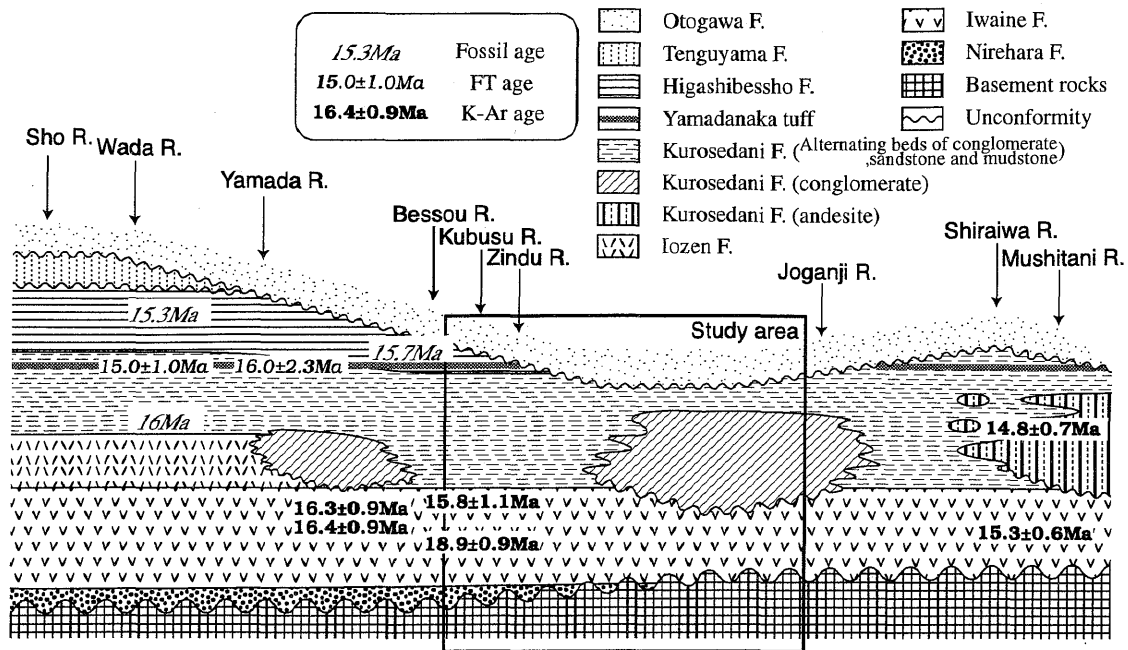


Fig. 4. Schematic cross-section of the Yatsuo and surrounding area, in which radiometric age data are shown.

しいため、実際の年代よりは若返っているものと解釈されている。岩稲累層の年代としては、本地域内の久婦須川沿いと本地域西方の別荘川流域から採取された安山岩の K-Ar 年代 (16.3~16.4 Ma) が、妥当と考えられている (柴田, 1973)。変質した火山岩の K-Ar 年代を除くと、富山県に分布する岩稲累層の火山岩類の K-Ar 年代は 15~19 Ma を示している (Table 1)。しかし、これらの K-Ar 年代には地域的な違いがみられる (Fig. 4)。すなわち、本地域とその西方の安山岩は 16~19 Ma の年代を示すが、本地域の東方の安山岩はこれより若い年代 (15.3±0.6 Ma) を示している。また、本地域の東方の黒瀬谷累層中の安山岩は 14.8±0.7 Ma の K-Ar 年代を示し (Fig. 4)、本地域の東方では 15 Ma 前後に火山活動が起こったことを示している。一方、福井県に分布する糸生累層 (岩稲累層と同時代に形成されたと考えられている) 中の流紋岩から 18.6 Ma の F-T 年代が報告されている (広岡ほか, 1972)。このように、富山県東部から福井県北部にかけての広範囲に分布する岩稲累層の火山岩の K-Ar 年代には地域的な違いがみられるので、これらの火山岩類を岩稲累層として一括できるかどうかについては、検討を要する事柄である。

#### 岩稲累層の火山岩類の構成

##### 1. 火山岩の種類と分布

本地域の主に溶岩を構成する火山岩は、斑晶鉱物組み合わせの違い、斜長石斑晶における汚濁帯の有無および全岩化学組成の特徴の違いなどから、次の 8 タイプに分類できる。すなわち、1. 斜方輝石・単斜輝石・カンラン石安山岩 (タイプ 1)、2. 斜方輝石・単斜輝石安山岩-1 (タイプ 2)、3. 斜方輝石・単斜輝石含有・斜長石安山岩 (タイプ 3)、4. 無斑晶質安

山岩 (タイプ 4)、5. 斜方輝石・単斜輝石安山岩-2 (タイプ 5)、6. カンラン石・斜方輝石・単斜輝石安山岩 (タイプ 6)、7. 角閃石安山岩 (タイプ 7)、8. 斜方輝石・単斜輝石デイサイト (タイプ 8) である。

これらの火山岩の岩稲累層内での分布を Fig. 5 に示す。

タイプ 1、タイプ 2 およびタイプ 3 の安山岩は岩稲累層中部から上部を占め、特に調査地域の西部で卓越する。これらは 10 枚以上の溶岩 (それぞれの厚さは 1~10 m) として産する。タイプ 4 の安山岩は調査地域のほぼ中央部の岩稲累層中部から上部を構成し、主に自破砕状溶岩として産する。タイプ 5 の安山岩は岩稲累層下部から上部を占め、特に調査地域の東部で卓越する。これは主に厚さ 1~5 m の 15 枚以上の溶岩として産する。タイプ 6 の安山岩は調査地域の東部の黒川流域の一角のみで確認され、岩稲累層下部を構成する厚さ 5 m の溶岩として産する。タイプ 7 の安山岩は岩稲累層下部の数か所の露頭で厚さ 2~8 m の溶岩として、また上部の一角所の露頭で火山角礫岩として産する。本論文で化学分析を行ったタイプ 7 の安山岩には、火山角礫岩中より採集したものと調査地域東部に流れる黒川流域で転石として採集されたものが含まれ、タイプ 8 のデイサイトは神通川沿いで、岩稲累層の凝灰角礫岩を貫く 1 m 幅の岩脈として産する。

##### 2. 岩石記載

火山岩類の鏡下における特徴について以下に記述する。これらの岩石のモード組成を Table 2 に、斑晶鉱物の化学組成を Table 3 に示す。モード組成の測定は、鏡下においてモードカウンターを用いて約 1,000 点行った。鉱物の化学分析は、新潟大学理学部に設置されている日本電子製 EPMA (JXA-8600 SX) を用いて行った。

斜方輝石・単斜輝石・カンラン石安山岩 (タイプ 1)

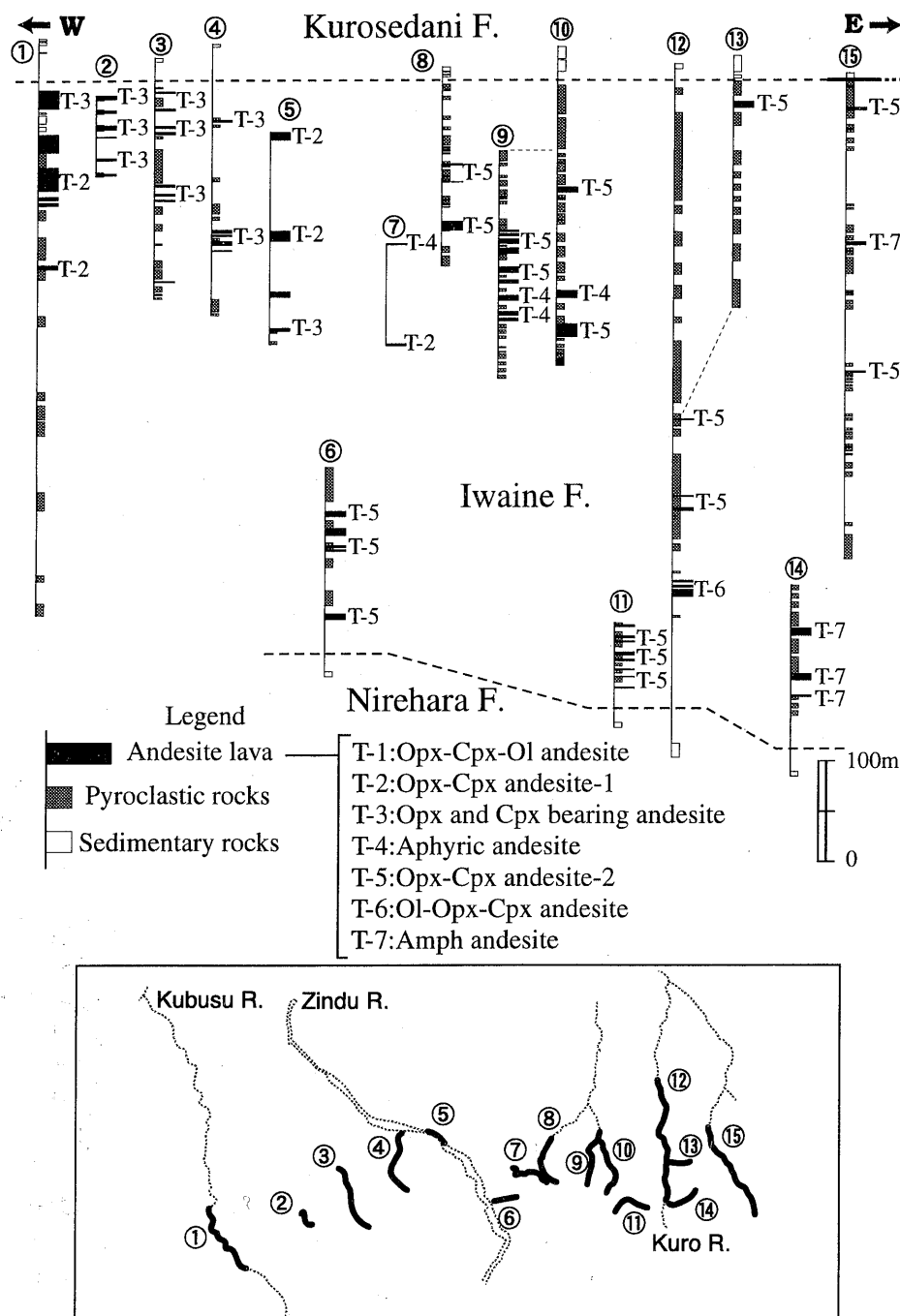


Fig. 5. Columnar sections of the Iwaine Formation in the study area. T1~T7; Type-1~Type-7. Ol; olivine, Cpx; clinopyroxene, Opx; orthopyroxene, Amph; amphibole.

斑晶は主に仮像カンラン石, 単斜輝石, 斜方輝石, 斜長石からなる。斑晶鉱物のモード組成はそれぞれ3~4 vol.% (カンラン石), 1~2 vol.% (単斜輝石), <1 vol.% (斜方輝石), 28 vol.% (斜長石)である (Table 2)。カンラン石斑晶は0.2~1 mmの仮像自形結晶で, すべて粘土鉱物に置換されている。単斜輝石と斜方輝石斑晶は0.2~1.5 mmの自形~半自形結晶で, まれに最大3 mmに達する単斜輝石がみられる。斜長石斑晶は0.2~2 mmで清澄で自形である。石基は斜長石, 単斜輝石, Fe-Ti 酸化物からなり, インターグラニューラー組

織を呈する。斜長石斑晶のコア部は $An_{82\sim88}$ の狭い組成幅をもつ (Fig. 6)。また, 本岩中の斜長石斑晶は, コア部からリム部に向かって $An\%$ が減少する正累帯構造を示すものがほとんどである (Fig. 7-A)。単斜輝石斑晶のコア部の組成は,  $Mg$  値 ( $100 \cdot Mg / (Mg + Fe)$ , 原子比) で80~86であり, 斜方輝石斑晶のコア部の $Mg$  値は78~80である (Fig. 8-A)。

#### 斜方輝石・単斜輝石安山岩 -1 (タイプ2)

斑晶は主に斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石からなる。モード

Table 2. Modal compositions of andesites in the Iwaine Formation of the study area.

Group Type	IAG- I									
	1		2		3		4			
Sampl No.	92807	101404	53003	53005	80105	53006	60303	101308	61102	101602
Phenocryst	34.1	32.6	25.5	21.5	37.2	29.5	28.5	34.6	5.1	2.7
Ol	3.8	3.2	-	-	-	-	-	-	-	-
Cpx	1.7	0.6	1.5	3.2	8.9	0.2	0.1	0.4	1.3	0.3
Opx	0.1	0.1	1.5	0.7	1.4	-	-	0.1	0.3	-
Amph	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pl	28.4	28.3	22.5	17.6	24.3	29.3	27.7	34.0	3.2	2.0
Fe-Ti oxide	0.1	-	-	-	0.8	-	0.7	0.2	0.3	0.3
Groundmass	65.9	67.4	74.5	78.5	62.8	70.5	71.5	65.4	94.9	97.3

Group Type	IAG- II							
	5		6		7		8	
Sampl No.	60801	60203	101306	60607	60802	92304	92309	53103
Phenocryst	48.0	40.8	44.3	41.5	46.0	21.3	23.1	9.9
Ol	-	-	-	0.6	-	-	-	-
Cpx	6.9	13.9	7.1	11.9	3.7	-	6.5	0.5
Opx	3.2	2.3	3.4	9.4	2.0	-	2.4	0.5
Amph	-	-	-	-	15.9	10.0	14.2	-
Pl	36.0	24.5	32.3	19.5	23.5	10.9	-	8.5
Fe-Ti oxide	1.5	0.1	1.5	0.1	0.1	0.4	-	0.4
Groundmass	52.0	59.2	55.7	58.5	54.0	78.7	76.9	90.1

Ol : olivine, Cpx : clinopyroxene, Opx : orthopyroxene, Amph : amphibole, Pl : plagioclase

組成はそれぞれ、18~24% (斜長石)、2~9% (単斜輝石)、1~2% (斜方輝石) である (Table 2)。本岩は肉眼でも斜長石斑晶がよく観察される岩石である。斜長石斑晶は自形~半自形結晶で、0.5~3 mm のものが多く最大で 10 mm に達する。これらの大部分は清澄なものである。単斜輝石と斜方輝石は 0.5~2 mm の自形~半自形結晶で、斜方輝石は変質によって粘土鉱物に置換されていることがある。石基は斜長石、単斜輝石、Fe-Ti 酸化物、ガラスからなり、単斜輝石およびガラスは粘土鉱物に変質していることがある。本岩はインターグラニューラー~インターサータル組織をする。また、本岩中には花崗岩の捕獲岩 (石英、斜長石、カリ長石からなる最大で 5 mm) や石英の捕獲結晶 (融食形を呈し最大で 1 mm) がみられることがある。斜長石斑晶のコア部は  $An_{59-82}$  の比較的広い組成幅をもつ (Fig. 6)。斜長石斑晶の多くは Fig. 7-B にみられるようなコア部からリム部に向かって An 組成が緩やかに減少する正累帯構造をもっているが、一部の斜長石斑晶は波動累帯構造を示す (Fig. 7-C)。単斜輝石斑晶のコア部の組成は、Mg 値で 74~84 であり、斜方輝石斑晶のコア部の Mg 値は 73~80 である (Fig. 8-A)。

#### 斜方輝石・単斜輝石含有・斜長石安山岩 (タイプ 3)

斑晶は主に斜長石からなり、単斜輝石、斜方輝石および Fe-Ti 酸化物をごく少量含む。それぞれのモード組成は、28~34% (斜長石)、<1% (単斜輝石)、<1% (斜方輝石) である (Table 2)。本岩は斜方輝石・単斜輝石安山岩-1 (タイプ 2) と同様に肉眼で斜長石斑晶が目立つ岩石である。斜長石斑晶は自形~半自形結晶で、0.5~4 mm のものが多く最大で 10 mm に達する。これらの斜長石斑晶の大部分は清澄なものである。輝石斑晶の多くは単斜輝石で 0.5~2 mm の自形結晶である。石基は斜長石、単斜輝石、Fe-Ti 酸化物、ガラス

からなり、インターグラニューラー~インターサータル組織を呈す。石基輝石およびガラスの一部が変質により粘土鉱物化していることがある。斜長石斑晶のコア部は  $An_{65-90}$  の広い組成幅をもつ (Fig. 6)。斜長石斑晶の多くは Fig. 7-D にみられるようなコア部からリム部に向かって An 組成が緩やかに減少する正累帯構造をもっているが、タイプ 2 と同様に一部の斜長石斑晶は波動累帯構造を示す場合がある。

#### 無斑晶質安山岩 (タイプ 4)

本岩は無斑晶質な岩石で、斑晶は少量の斜長石、単斜輝石、斜方輝石とごく少量の Fe-Ti 酸化物からなる。全斑晶量はモードで 5% 以下である。石基の部分はガラス質~ハイアロピリティック組織を呈するが、まれにインターグラニューラー~インターサータル組織を示す部分もある。石基のガラスには粘土鉱物や Fe-Ti 酸化物が生じていることが多い。斜長石斑晶と輝石斑晶の両者とも 1 mm 以下の自形結晶である。これらの斑晶には弱い累帯構造がみられるが、汚濁帯は形成されていない。

#### 斜方輝石・単斜輝石安山岩-2 (タイプ 5)

斑晶は主に斜長石、単斜輝石、斜方輝石からなる。モード組成はそれぞれ 25~36% (斜長石)、7~14% (単斜輝石)、2~3% (斜方輝石) である (Table 2)。このように、本岩はタイプ 2 の安山岩およびタイプ 3 の安山岩と同じか類似の斑晶鉱物の組み合わせを有しているが、本岩中の大部分の斜長石斑晶には汚濁帯が形成されている点で、本岩と斜長石斑晶が主に清澄なものからなるタイプ 2 の安山岩は区別される。また、本岩はタイプ 3 の安山岩よりも輝石斑晶に富んでいることや、後述のように岩系上、本岩はカルクアルカリ系列に属するのに対して、タイプ 3 の安山岩の多くがソレライト系列に属することなどから両者は区別される。

Table 3. Selected analyses of phenocryst minerals of andesites in the Iwaine Formation of the study area.

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Type	1	1	1	1	2	2	2	2	5	5	5	5	6	6
	Cpx	Cpx	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Opx	Opx	Cpx	Cpx
SiO <sub>2</sub>	50.23	52.43	53.79	53.77	51.73	52.22	54.10	54.79	52.03	52.28	53.20	53.99	52.88	52.66
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.47	0.20	0.30	0.55	0.26	0.33	0.35	0.56	0.38	0.37	0.33	0.53	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.72	3.07	2.93	3.35	2.01	2.77	1.85	1.54	1.98	2.59	1.54	1.36	2.98	1.81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.09	0	0	0.12	0.53	0.22	0.23	0.08	0.65	0.22	0.14	0.14	0.14
FeO	6.94	6.31	13.06	12.74	8.01	5.45	13.18	12.58	9.08	5.06	15.11	14.34	7.38	6.51
MnO	0.26	0.20	0.23	0.18	0.24	0.13	0.29	0.30	0.32	0.21	0.34	0.33	0.29	0.21
MgO	15.78	16.67	28.44	29.03	16.11	17.24	27.40	27.72	15.46	17.16	26.46	26.72	17.05	17.76
CaO	20.76	20.09	1.62	1.33	20.22	20.04	1.68	1.73	19.22	20.54	1.81	1.76	18.29	19.63
Na <sub>2</sub> O	0.22	0	0.01	0	0.22	0.36	0.06	0.06	0.39	0.33	0.04	0.05	0.44	0.35
K <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0	0.02	0.03	0.03	0.02	0	0	0
NiO	0	0.23	0	0.03	0	0	0.06	0	0.12	0.08	0.01	0.03	0.14	0.10
Total	99.59	99.56	100.26	100.72	99.20	99.01	99.15	99.33	99.28	99.32	99.11	99.04	100.12	99.52
Mg/(Mg+Fe)	0.802	0.825	0.795	0.803	0.782	0.849	0.787	0.797	0.752	0.858	0.757	0.768	0.804	0.829

No.	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Type	6	6	7	7	7	7	7	7	6	6	1	1	2	2
	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Opx	Opx	Amph	Amph	Spi	Spi	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO <sub>2</sub>	55.59	55.04	51.92	53.29	53.47	55.40	43.00	43.89	0.52	0.10	48.25	45.97	50.18	52.07
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.10	0.29	0.28	0.23	0.12	2.27	2.27	0.50	0.64	0.00	0.00	0.06	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.34	1.65	2.84	1.85	1.65	1.30	11.09	10.86	11.02	9.41	32.29	33.90	30.78	29.69
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.54	0.59	0.00	0.37	0.00	0.36	0.03	0.11	52.88	43.61	0.07	0.00	0.00	0.00
FeO	8.46	8.49	8.93	4.50	17.62	9.40	9.62	8.98	24.10	39.21	0.79	0.57	0.46	0.48
MnO	0.18	0.17	0.29	0.18	0.47	0.22	0.12	0.10	0.30	0.36	0.04	0.00	0.04	0.01
MgO	31.95	31.91	14.87	17.47	26.04	31.91	16.46	16.17	10.19	7.02	0.11	0.09	0.11	0.11
CaO	1.23	1.15	20.88	20.86	1.24	1.75	11.08	11.02	0.02	0.00	15.63	17.16	14.56	12.96
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.27	0.35	0.01	0.00	2.62	2.47	0.01	0.00	2.14	1.34	2.99	3.89
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.14
NiO	0.23	0.19	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.28	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.68	99.29	100.30	99.15	100.74	100.44	96.61	96.21	99.80	100.49	99.32	99.03	99.26	99.46
Mg/(Mg+Fe)	0.871	0.87	0.748	0.874	0.725	0.858								
An%											An80.1	An87.7	An72.5	An64.2

No.	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
Type	3	3	5	5	6	6	7	7	8	8
	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO <sub>2</sub>	50.27	52.50	54.15	52.01	52.63	52.51	51.67	47.98	55.07	50.05
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.03	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.16	29.73	27.69	29.71	29.56	29.78	30.37	32.68	27.47	30.39
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.01	0.00
FeO	0.53	0.58	0.66	0.65	0.34	0.52	0.36	0.53	0.37	0.42
MnO	0.09	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.06	0.02	0.03	0.06
MgO	0.10	0.10	0.09	0.08	0.10	0.12	0.07	0.03	0.05	0.05
CaO	13.91	13.05	11.19	12.97	12.47	12.07	14.14	15.73	10.49	14.20
Na <sub>2</sub> O	2.92	3.90	4.93	3.93	3.90	4.05	2.36	2.10	5.23	3.12
K <sub>2</sub> O	0.06	0.12	0.22	0.17	0.00	0.00	0.09	0.09	0.29	0.14
NiO	0.00	0.07	0.00	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00
Total	99.10	100.07	99.00	99.63	98.99	99.05	99.16	99.25	99.12	98.49
An%	An72.2	An64.5	An55.0	An63.9	An63.9	An62.2	An76.4	An80.1	An51.7	An71.0

Cpx : clinopyroxene, Opx : orthopyroxene, Amph : amphibole, Spi : spinel, Pl : plagioclase

斜長石斑晶は0.2~1mmであるが、斑晶と石基中のものとの中間的な大きさのものも多く存在する。単斜輝石と斜方輝石斑晶は、0.3~3mm（最大で7mm）で集斑晶を呈することが多い。石基は斜長石、輝石、Fe-Ti酸化物、ガラスから構成される。石基の多くはインターサータル組織を呈するが、インターグラニューラー組織やハイアロオフィティック組織を呈することもある。輝石斑晶の周囲、石基の輝石やガラスなどが粘土鉱物に置き換えられていることがある。また、花崗岩の捕獲岩（石英、斜長石、カリ長石からなり最大5mm）や石英の捕獲結晶（融食形を呈し最大1mm）が含まれることがある。斜長石斑晶のコア部はAn<sub>52-88</sub>の広い組成幅をもち、まれにAn<sub>90</sub>以上のコア部を有す斜長石斑晶がある（Fig. 6）。斜長石斑晶にみられる汚濁帯は、清澄なリム部とコア部の間に形成されていることが多いが、そのような斜長石斑晶は、コア部よりも汚濁帯とリム部の方がAn組成に富む逆累帯構造を呈す（Fig. 7-E）。

#### カンラン石・斜方輝石・単斜輝石安山岩（タイプ6）

本岩は他のタイプの安山岩に比べて細粒緻密な岩石である。斑晶は主に斜長石、単斜輝石、斜方輝石、カンラン石からなり、同じ斑晶鉱物組み合わせからなるタイプ1の安山岩とは、後述のようにこれらの多くがソレライト系列に属するのに対して、本岩はカルクアルカリ系列に属することから区別される。モード組成はそれぞれ20%（斜長石）、12%（単斜輝石）、9%（斜方輝石）、1%（カンラン石）である（Table 2）。カンラン石斑晶は1~1.5mmの自形~半自形結晶で、すべて粘土鉱物に置換されており、多くの場合単斜輝石の反応縁を有する。カンラン石斑晶中には赤褐色のスピネルが包有されている。これらのスピネルは、小豆島に産する高マグネシア安山岩中のカンラン石斑晶に包有されるスピネルと同程度か、あるいはそれ以上のCr含有量をもつ（Fig. 9）。輝石斑晶は0.1~1mmの自形結晶である。斜方輝石斑晶中にも、まれにスピネルが包有され、それらはカンラン石斑晶中のスピネル



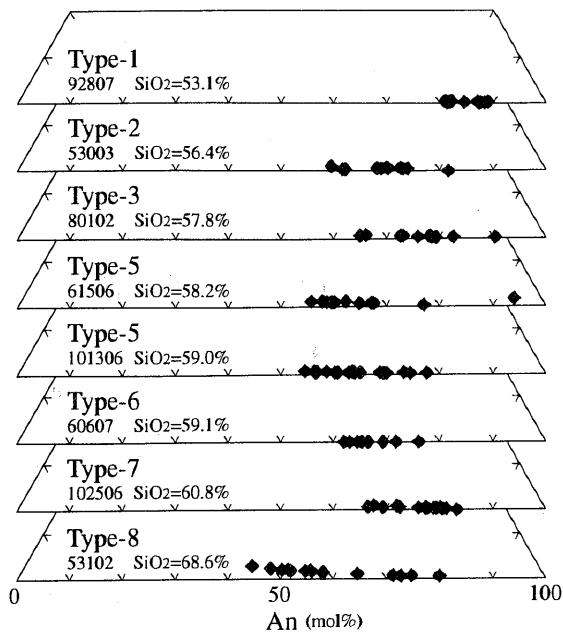


Fig. 6. Chemical compositions of cores of plagioclase phenocrysts in rocks from the study area. type-1, type-2 and type-3; IAG-I (Iwaine andesite group-I), type-5, type-6, type-7 and type-8; IAG-II (Iwaine andesite group-II).

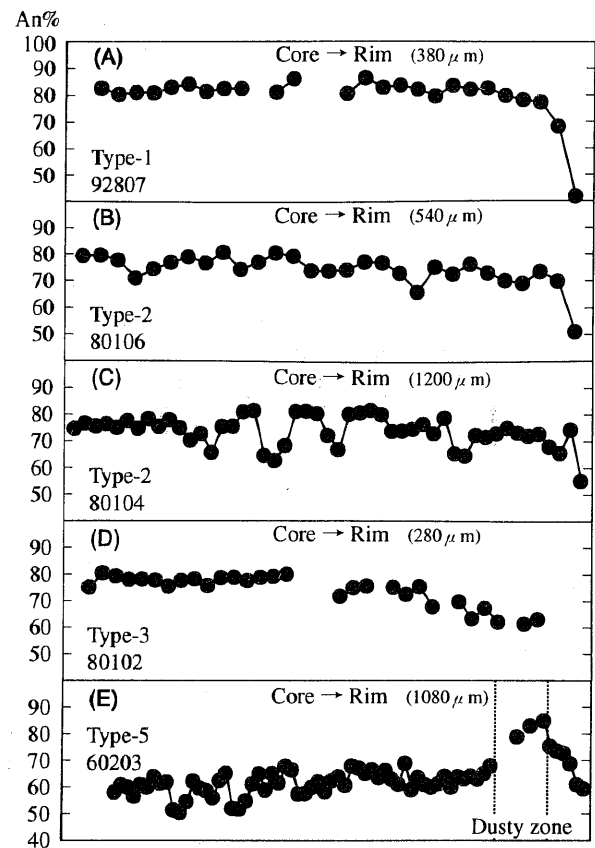


Fig. 7. Representative step scanning profiles across plagioclase phenocrysts in Type-1, Type-2, Type-3 and type-5 andesites from the study area.

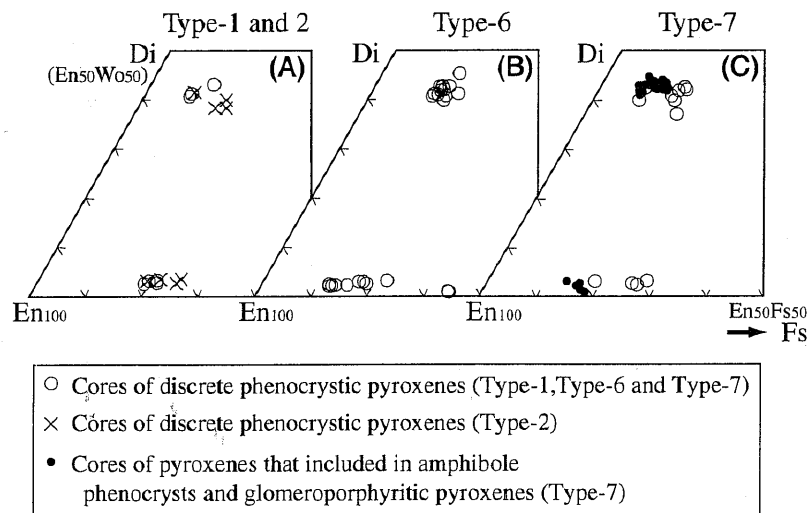


Fig. 8. Chemical compositions of cores of pyroxenes in the Type-1, Type-2, Type-6 and type-7 andesites.

ルと類似した化学組成をもっている (Fig. 9). 斜長石斑晶は 0.2~1 mm で、清澄な自形結晶である。石基はハイアロオフィティック組織を呈する。斜長石斑晶のコア部は  $An_{62\sim76}$  の比較的狭い組成幅をもつ (Fig. 6)。単斜輝石斑晶と斜方輝石斑晶のコア部は、それぞれ Mg 値 74~82 と 77~88 であるが、まれに Mg 値が 65 程度のコア部をもつ斜方輝石が存在

する (Fig. 8-B)。また、スピネルを包有する斜方輝石の Mg 値は 80 以上である。

#### 角閃石安山岩 (タイプ 7)

本岩は角閃石斑晶を大量に含む (モードで 10% 以上) ことで特徴づけられる。このような岩石の斑晶鉱物組み合わせには、角閃石+単斜輝石+斜方輝石+斜長石+Fe-Ti 酸化物、

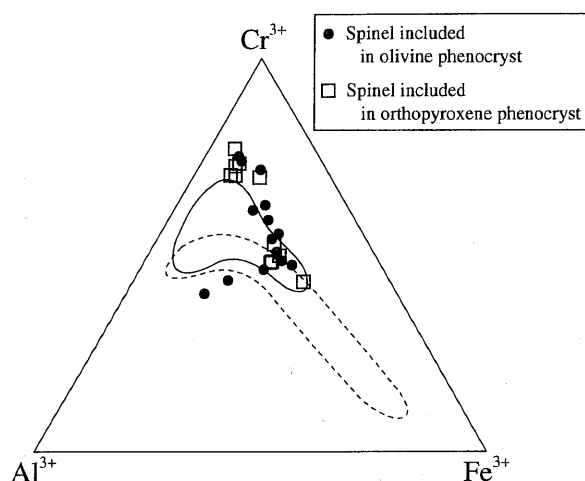


Fig. 9. Chemical compositions of spinel inclusions in olivine and orthopyroxene phenocrysts in type-6 andesite. The fields of high-magnesian andesite (solid line) and basalt (broken line) from Shodo-shima Island, Setouchi area are from Tatsumi and Ishizaka (1982).

角閃石+単斜輝石+斜方輝石, 角閃石+斜長石+Fe-Ti 酸化物の3種がある (Table 2). これらの岩石を総称して角閃石安山岩とする。

角閃石斑晶は0.5~4 mmの自形結晶がほとんどであるが, 最大10 mmに達するものもある。これらの角閃石斑晶にはオパサイト縁が普遍的にみられる。角閃石斑晶はまれに, 単斜輝石と斜方輝石を包有している。斜長石斑晶は0.2~3 mmの自形~半自形結晶で, まれに汚濁帯をもつものがみられる。輝石斑晶は0.2~1 mmの自形~半自形結晶である。斜方輝石の多くは変質によって粘土鉱物に置換されている。また, 斜方輝石と単斜輝石は集斑晶 (最大で20 mm) を呈することがある。石基は (斑晶鉱物組み合わせが角閃石+単斜輝石+斜方輝石の岩石) インターサタル組織あるいは, ハイアロオフィティック組織 (他の鉱物組み合わせの岩石) を呈する。斜長石斑晶のコア部は  $An_{68-84}$  と比較的狭い組成幅を示す (Fig. 6)。単独に産する単斜輝石と斜方輝石斑晶のコア部は, それぞれMg値が74~87と70~81である。また, 角閃石斑晶に包有される単斜輝石と斜方輝石, および集斑晶をなす単斜輝石と斜方輝石のMg値はそれぞれ79~89, 82~86である (Fig. 8-C)。

#### 斜方輝石・単斜輝石デイサイト (タイプ8)

斑晶は斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, Fe-Ti 酸化物からなり, 斑晶量は少なく, モード組成はそれぞれ4~9% (斜長石), 1~2% (単斜輝石), 1% (斜方輝石), <1~2% (Fe-Ti 酸化物) である (Table 2)。斜長石斑晶は0.2~2 mmの清澄な自形結晶を示す。輝石斑晶は0.2~1 mmの自形結晶である。石基はガラスからなり流理構造および真珠状組織が観察される。斜長石斑晶のコア部は  $An_{45-80}$  の広い組成幅をもつ (Fig. 6)。

## 全岩化学組成

### 1. 分析方法

岩稲累層の火山岩類90試料について主成分元素と微量元素の分析を行った。主成分元素の分析は, 新潟大学理学部に設置されている蛍光X線分析装置 RIX 3000 を用いて, 高橋・周藤 (1997) による方法で行った。また, 微量元素の分析は新潟大学理学部に設置されている蛍光X線分析装置 ガイガーフレックス 3064 を用いて, 田村ほか (1989) と川野ほか (1992) による粉末法と高橋・周藤 (1997) によるガラスビード法で行った。Table 4 に代表的な火山岩42試料の全岩化学分析値を示す。なお, 本論文における主成分元素の記述には, すべて無水100%に換算した値を用いている。

### 2. 岩稲累層の火山岩類の $FeO^*/MgO-SiO_2$ 図による区分

岩稲累層の火山岩類の  $FeO^*/MgO-SiO_2$  図を Fig. 10 に示す。この図中で, Miyashiro (1974) はカルクアルカリ系列とソレアイト系列の領域を区分し, 佐藤 (1989) は, 前者の領域をさらに, 日本列島の第四紀成層火山に産する通常のカルクアルカリ系列の安山岩と高マグネシア安山岩 (high-magnesian andesite, HMA) の領域とに区分した。以後本論文で用いるカルクアルカリ系列の用語は, 佐藤 (1989) の区分に従う。タイプ1, 3, 4の安山岩のほとんどが Miyashiro (1974) のソレアイト系列の領域にプロットされ, またタイプ2の安山岩はカルクアルカリ系列とソレアイト系列の両者の領域にプロットされる。一方, タイプ5, 6, 7の安山岩とタイプ8のデイサイトは, カルクアルカリ系列~HMAの領域にプロットされる。

このように, タイプ5, 6, 7, 8の安山岩とデイサイトは,  $FeO^*/MgO$  の変化幅が小さく  $SiO_2$  の変化幅の大きい, カルクアルカリ系列~HMAの領域内の一つの特異な領域を占めるのに対し, タイプ1, 2, 3, 4の安山岩は,  $FeO^*/MgO$  の増加に従って  $SiO_2$  が増加するトレンドをつくっている (Fig. 10)。したがって, 本論文では, タイプ1, 2, 3, 4の安山岩を IAG-I (Iwaine andesite group-I), タイプ5, 6, 7, 8の安山岩とデイサイトを IAG-II (Iwaine andesite group-II) として, 以下にそれぞれのグループの全岩化学組成の特徴を記述する。

なお, IAG-I は主として, 調査地域の西部から中央部にかけて分布する岩稲累層の中部から上部を構成するのに対して, IAG-II は岩稲累層の下部から上部を占め, 特に調査地域の東部で卓越する (Fig. 5)。

### 3. 変化図における IAG-I と IAG-II の相違点

IAG-I に属する安山岩の  $SiO_2$  量は, タイプ1が53.1~55.1%, タイプ2が54.4~58.1%, タイプ3が53.8~60.3%, タイプ4が58.2~63.1%である。一方, IAG-II に属する安山岩とデイサイトの  $SiO_2$  量は, タイプ5が54.1~59.5%, タイプ6が59.1%, タイプ7が60.1~62.6%, タイプ8が68.6~69.4%である。

これらの安山岩 (一部デイサイトを含む) の  $SiO_2-K_2O$  図と  $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$  図を Fig. 11-A~11-D に示す。Fig. 11-A において, IAG-I の安山岩の一部は Gill (1981) の低カ

Table 4. Major and Trace elements compositions of andesites in the Iwaine Formation of the study area.

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Type	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	3
Sample No.	92805	92807	92808	92809	101404	53003	80104	80106	80109a	92804	100902	101409	101411	80102
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	52.66	51.83	52.31	54.40	53.31	55.23	56.51	56.70	54.58	53.37	53.65	56.90	52.33	56.81
TiO <sub>2</sub>	1.09	1.11	1.11	1.21	1.11	0.98	1.17	1.07	0.97	1.01	1.08	0.89	1.24	1.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.56	18.45	18.21	19.04	18.36	16.74	18.40	17.23	19.25	20.42	18.33	18.60	20.25	19.14
FeO*	8.17	8.92	8.68	7.56	8.14	7.13	7.23	7.69	7.35	6.72	7.89	6.21	7.28	6.64
MnO	0.18	0.16	0.23	0.16	0.19	0.21	0.15	0.12	0.16	0.07	0.24	0.10	0.11	0.12
MgO	3.59	4.47	4.64	2.65	4.77	5.53	2.32	3.74	3.63	2.32	4.42	3.26	3.30	1.50
CaO	8.91	9.14	8.87	8.25	8.86	7.68	7.74	7.59	8.50	8.93	8.58	7.31	6.91	7.50
Na <sub>2</sub> O	3.46	3.04	3.10	3.52	3.03	3.37	3.77	3.43	3.36	3.62	3.10	3.54	3.11	3.99
K <sub>2</sub> O	0.57	0.32	0.41	1.24	0.62	0.82	1.14	1.07	0.89	1.13	0.70	1.14	0.75	1.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.18	0.19	0.22	0.19	0.22	0.22	0.19	0.22	0.25	0.19	0.18	0.19	0.23
L.O.I	0.62	1.24	1.05	0.73	0.39	0.99	0.41	0.34	0.21	1.06	0.81	1.04	3.41	0.68
total	98.99	98.86	98.79	98.98	98.98	98.89	99.06	99.16	99.12	98.91	98.98	99.17	98.87	99.04
Ba (ppm)	291	253	257	360	280	323		338	388	411	268	403	329	
Cr	18	48	46	20	45	185		49	29	37	31	43	36	
Nb	6	5	5	6	5	7	8	8	6	5	6	6	6	8
Ni	7	13	12	12	17	74	5	11	9	12	13	17	14	4
Rb	13	6	9	37	10	24	25	24	18	32	17	29	8	30
Sr	588	536	523	525	519	492	459	450	584	615	542	587	422	479
Y	25	24	21	24	22	25	26	26	24	20	22	22	30	30
Zr	122	109	109	133	106	158	152	151	133	141	118	136	131	162

No.	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Type	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	5	5	5
Sample No.	92905a	92906	92907	101308	101309	101311	101411	61102	61511	61512	101602a	60203	60604	60801
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	56.94	58.26	54.89	56.74	54.57	58.33	52.33	61.17	59.55	56.89	59.95	56.04	52.91	56.35
TiO <sub>2</sub>	1.19	1.21	1.15	1.16	1.18	1.43	1.24	1.11	1.53	1.52	1.17	0.92	0.95	1.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.22	17.39	18.96	18.85	18.81	16.14	20.25	16.14	15.76	15.50	16.86	17.64	17.61	17.06
FeO*	6.96	6.59	7.25	6.48	7.53	7.92	7.28	6.34	7.12	8.49	6.24	6.84	8.15	7.35
MnO	0.12	0.14	0.12	0.12	0.22	0.15	0.11	0.08	0.13	0.19	0.13	0.11	0.12	0.15
MgO	2.84	2.74	3.24	2.48	3.36	2.82	3.30	1.52	2.41	3.39	2.13	4.60	5.40	4.45
CaO	7.51	6.51	8.48	7.88	8.51	6.23	6.91	4.22	5.87	6.38	5.14	7.74	8.85	7.31
Na <sub>2</sub> O	3.68	3.84	3.45	3.67	3.52	3.75	3.11	4.00	3.86	3.65	4.26	3.42	3.10	3.44
K <sub>2</sub> O	1.15	1.44	0.95	1.56	0.73	1.79	0.75	2.17	2.10	1.36	1.85	1.00	0.40	1.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.26	0.23	0.25	0.25	0.31	0.19	0.26	0.33	0.31	0.27	0.18	0.12	0.18
L.O.I	0.43	0.80	0.78	0.68	0.90	0.64	3.41	2.17	0.78	1.09	1.39	0.54	1.40	0.31
total	99.27	99.17	99.49	99.86	99.58	99.51	98.87	99.17	99.46	98.77	99.38	99.04	99.00	98.83
Ba (ppm)		409		373	343	482	329	612	491	530	618			
Cr		12		25	18	9	36	8	20	18	3			
Nb	10	10	8	8	7	9	6	11	10	10	10	6	4	7
Ni	4	0	8	7	6	4	14	0	7	8	4	23	40	32
Rb	28	33	21	39	14	46	8	53	57	30	28	23	7	31
Sr	461	452	550	521	530	426	422	415	427	440	436	557	479	497
Y	32	31	26	30	26	32	30	42	33	39	33	21	24	25
Zr	158	184	154	153	154	184	131	222	214	211	210	127	103	132

No.	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42
Type	5	5	5	5	5	5	6	7	7	7	7	7	7	8
Sample No.	61105	61506	101302b	101306	101702	101709	60607	62104a	60802	92309	7102501	7102505	7102506	53102
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	57.49	57.12	56.40	58.11	53.57	54.94	58.25	59.25	58.24	60.94	60.98	59.46	61.62	66.12
TiO <sub>2</sub>	0.78	0.77	0.85	0.87	1.05	1.04	0.72	0.68	0.71	0.83	0.84	0.67	0.75	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.21	16.32	16.23	17.16	16.52	16.58	14.51	15.98	16.28	16.00	15.99	15.92	15.78	14.81
FeO*	7.11	6.74	7.56	6.19	8.96	8.47	6.69	5.53	5.81	5.20	4.84	5.73	5.25	2.39
MnO	0.12	0.11	0.16	0.13	0.16	0.15	0.12	0.06	0.10	0.08	0.08	0.11	0.10	0.07
MgO	5.30	5.14	4.98	4.29	5.87	4.67	6.71	3.78	4.49	2.90	3.22	4.57	3.96	1.64
CaO	7.37	7.47	7.96	6.83	8.34	8.11	7.41	6.67	6.82	5.24	5.48	6.74	5.86	2.53
Na <sub>2</sub> O	3.29	3.24	3.02	3.68	3.02	3.14	3.34	3.69	3.33	4.59	4.32	3.35	3.72	3.56
K <sub>2</sub> O	1.01	1.07	1.10	1.01	0.50	1.10	0.72	1.38	0.97	1.91	1.89	1.17	1.24	3.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.14	0.14	0.17	0.15	0.15	0.13	0.17	0.15	0.25	0.24	0.14	0.15	0.12
L.O.I	0.19	0.73	0.62	0.73	0.87	0.38	0.40	1.80	1.96	0.98	1.18	1.08	0.36	4.52
total	98.99	98.85	99.01	99.17	98.99	98.72	98.99	98.99	98.85	98.91	99.05	98.94	98.80	99.82
Ba (ppm)			195	317	231.4	241	302	348	354	432	417	363	350	903
Cr			205	91	84	83	375	117	126	99	111	110	151	6
Nb	5	5	4	7	5	4	5	5	5	7	7	5	6	14
Ni	59	54	46	33	24	26	100	41	38	74	81	34	49	0
Rb	25	27	28	21	9	29	19	27	22	57	63	22	28	109
Sr	474	489	422	543	418	415	535	612	624	735	739	614	582	315
Y	19	17	19	20	25	23	17	18	19	17	18	16	17	41
Zr	113	113	103	144	114	112	117	135	136	205	196	134	141	338

total Fe as FeO, L.O.I.: loss of ignition

リウム安山岩の領域にプロットされるが、他の多くの安山岩は中間カリウム安山岩の領域にプロットされる。IAG-IIの安山岩も低カリウム安山岩から高カリウム安山岩の領域にプロットされるが、その領域は、IAG-Iが占める領域の下半分

にはほぼ相当する (Fig. 11-C)。また、Fig. 11-Bにおいて、IAG-Iの安山岩のうち SiO<sub>2</sub> が 55% 以下の安山岩の多くは久野 (1968) の低アルカリソレイト系列の領域にプロットされるが、SiO<sub>2</sub> に富むものは高アルカリソレイト系列の領

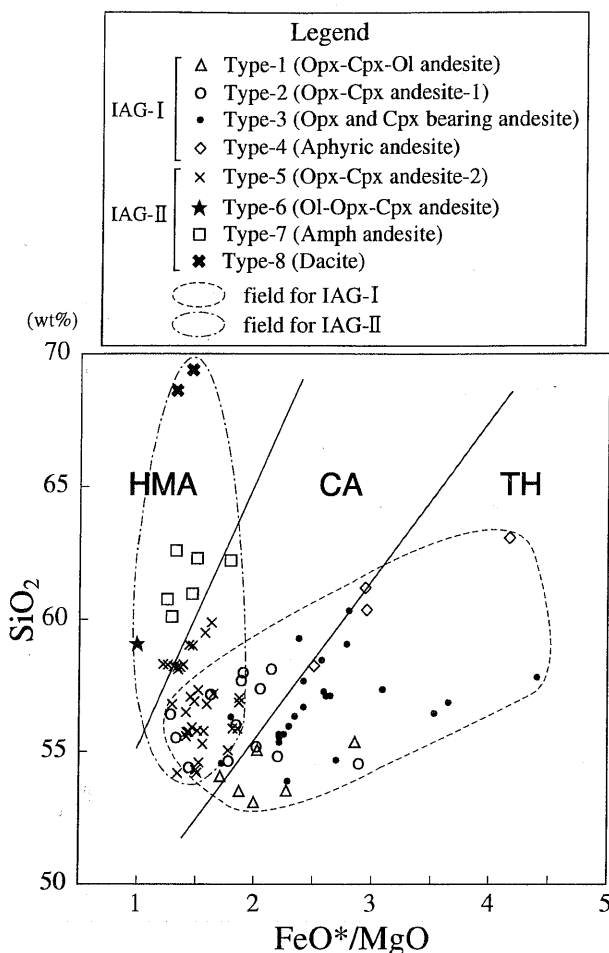


Fig. 10.  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  diagram. Solid lines show the boundary between the fields of calc-alkaline series (CA) and tholeiitic series (TH) after Miyashiro (1974) and the boundary between the fields of high-magnesian andesite (HMA) and calc-alkaline series (CA) after Sato (1989).

域にプロットされる。一方、IAG-IIの安山岩は、IAG-Iの安山岩よりも全体的にアルカリ量に乏しく、タイプ7の一部とタイプ8は高アルカリソレライト系列の領域にプロットされるが、それ以外の安山岩は低アルカリソレライト系列の領域にプロットされる (Fig. 11-D)。

これらの安山岩の  $\text{SiO}_2$ -主成分元素変化図と  $\text{SiO}_2$ -微量元素変化図を、Fig. 12 と Fig. 13 に示す。  $\text{SiO}_2$ - $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  の変化図 (Figs. 11-A and 12) において、IAG-I の安山岩のこれらの酸化物量のばらつきはやや大きい、タイプ1→タイプ2、タイプ3→タイプ4のように  $\text{SiO}_2$  の増加に伴い、全体として増加するトレンドを形成している。一方、 $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}^*$  は  $\text{SiO}_2$  の増加とともに減少するトレンドを形成している (Fig. 12)。  $\text{CaO}$  はばらつきが小さく、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  はばらつきが大きい、両者ともトレンドは直線的であるのに対して、 $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}^*$  は  $\text{CaO}$  よりばらつきが大きい、全体として緩やかな曲線的なトレンドを示している。 $\text{MnO}$  はばらつきが大きく、明瞭なトレンドを形成していない。IAG-I の安山岩の微量元素のうち、Nb, Y, Zr, Rb, Ba は  $\text{SiO}_2$  の増加に伴い増加するトレンドを描いているが、Sr は

減少するトレンドを形成している (Fig. 13)。Ni と Cr はともに含有量が少なく (Ni は 80 ppm 以下、Cr は 200 ppm 以下)、各タイプ間のばらつきが大きい。

$\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  の変化図において、IAG-II の安山岩は IAG-I の安山岩とほぼ同じトレンドを形成しているが、前者の  $\text{TiO}_2$  は後者のそれと異なり、 $\text{SiO}_2$  の増加とともに減少するトレンドを描いている (Fig. 12)。また、IAG-II の  $\text{MgO}$  と  $\text{FeO}^*$  は、ばらつきがやや大きい (特に前者)、 $\text{SiO}_2$  の増加とともに直線的に減少するトレンドを、 $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  もばらつきはあるが、 $\text{SiO}_2$  の増加とともに増加するトレンドを形成している。しかし、IAG-I と IAG-II の間では、後者が前者よりも全体的に  $\text{MgO}$  に富み、 $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  に乏しいという違いがみられる (Figs. 11-A and 12)。また、IAG-II のタイプ6の安山岩は、これと同程度の  $\text{SiO}_2$  量をもつ他の安山岩よりも  $\text{MgO}$  に著しく富むことで特徴づけられる。IAG-II の Nb, Zr, Rb, Ba は、IAG-I のそれらと同様に、 $\text{SiO}_2$  の増加とともに増加するトレンドを形成しているが、これらの元素量は  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  量と同様に、IAG-I よりも IAG-II で乏しい傾向にある (Fig. 13)。IAG-II の Y は IAG-I のそれとは対照的に、 $\text{SiO}_2$  の増加とともに減少するトレンドを形成しているので、IAG-II と IAG-I の  $\text{SiO}_2$  に富む安山岩 (タイプ7とタイプ4) 間で、Y 量に 10 ppm 以上の違いがみられる (Table 3, Fig. 13)。IAG-II の Sr はばらつきが大きい、特にタイプ7の安山岩は他の安山岩よりも、Sr に著しく富むことで特徴づけられる。IAG-II の Ni と Cr は、IAG-I のものと同様にばらつきが大きい、 $\text{MgO}$  に富むタイプ6の安山岩は、他の安山岩に比べて Ni と Cr にも富んでいる。

以上みてきたように、 $\text{SiO}_2$ - $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}^*$  および  $\text{SiO}_2$ -Nb, Y, Zr, Rb, Ba, Sr の各変化図において、IAG-I と IAG-II は異なるトレンドを形成しているといえる。また、IAG-II のタイプ6およびタイプ7の安山岩は、他の安山岩とは異なる特異な化学組成を有しているといえる。

#### 4. タイプ6およびタイプ7の安山岩の特徴

前項で述べたように、タイプ6の安山岩は他のタイプの安山岩に比べて  $\text{MgO}$ , Ni, Cr に富むことで特徴づけられる。また、タイプ7の安山岩は他のタイプの安山岩よりも Sr に富み、Y に乏しいという特徴をもっている。そこで、両安山岩の岩石学的特徴について、さらに詳しく検討してみる。

##### カンラン石・斜方輝石・単斜輝石安山岩 (タイプ6)

本安山岩は比較的高い  $\text{SiO}_2$  量 (59.1%) に比して、比較的高い  $\text{MgO}$  量 (6.8%) と低い  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  比 (1.0) をもっている。Fig. 10 において HMA の領域にプロットされる。また、本安山岩は Shiraki (1981) の定義による HMA にもあてはまる。これらのことから、本安山岩は HMA に相当しているとみなすことができる。比較のために、本安山岩と他のいくつかの HMA の全岩化学組成を Table 5 に示す。本安山岩は  $\text{MgO}$  だけでなく Cr や Ni にも比較的に富んでいるので、この点では他の HMA と共通している。しかし、本安山岩は瀬戸内地域の HMA に比べて、 $\text{K}_2\text{O}$ , Rb, Y に乏しく Sr に富

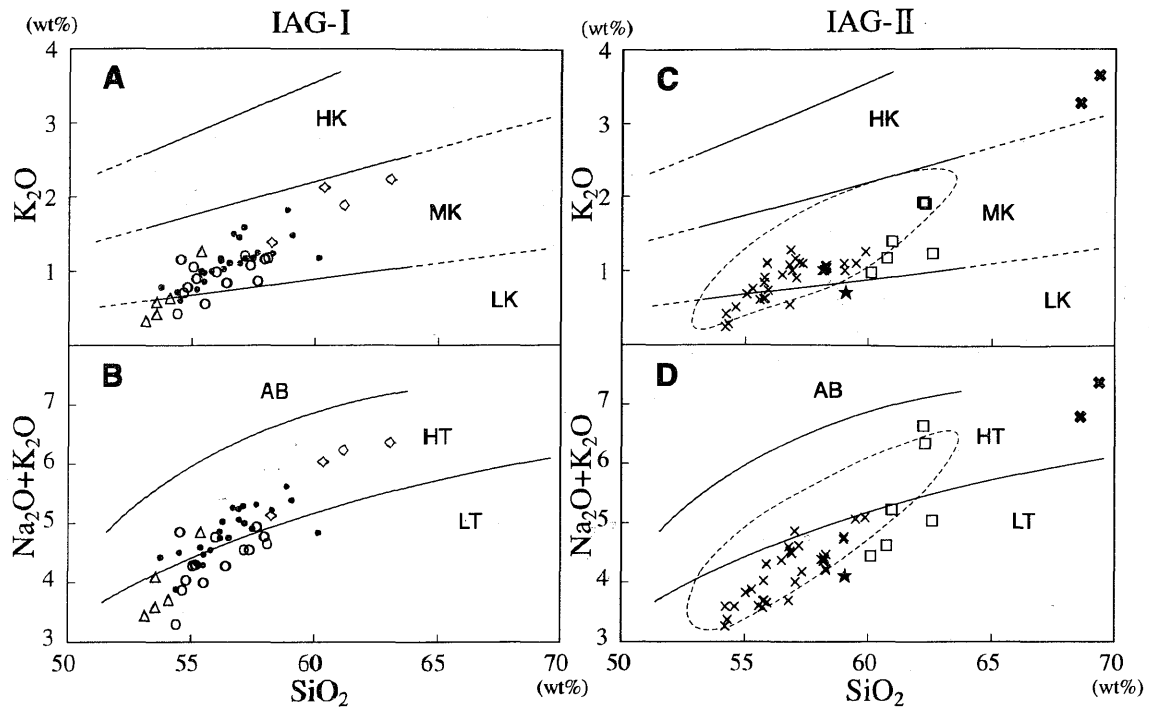


Fig. 11.  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  and  $\text{SiO}_2$  vs.  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  variation diagrams. The fields of low-K andesite (LK), medium-K andesite (MK) and high-K andesite (HK) in  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  diagrams are from Gill (1981) and the fields of low-alkali tholeiite (LT), high-alkali tholeiite (HT) and alkali basalt (AB) in  $\text{SiO}_2$  vs.  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  diagram from Kuno (1968). Symbols are the same as in Fig. 10. Fields enclosed by broken line in  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  and  $\text{SiO}_2$  vs.  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  diagram for IAG-II are those of IAG-I.

むという特徴がみられる (Table 5). 岩石記載の項で述べたように、本安山岩中の斜方輝石斑晶の多くは古銅輝石組成のものであり、また、斜方輝石斑晶の一部や仮像カンラン石斑晶に包有されるスピネルは、小豆島の HMA 中のスピネルと同様に Cr に富んでいる (Fig. 9). このように、鉱物組成の面からも、本安山岩は HMA の特徴をもっているといえよう。ただし、瀬戸内地域の HMA や小笠原諸島の無人岩などは、斜長石斑晶を欠いているのが一般的であるが、本安山岩はモードで 19.5% の斜長石斑晶を含んでいる。

#### 角閃石安山岩 (タイプ 7)

すでに指摘したように、本安山岩は高い Sr 量 (557~735 ppm), 低い Y 量 (16~20 ppm) および高い Sr/Y 比 (28.1~43.2) をもっていて、本地域の他のタイプの安山岩とは異なり (Fig. 14), 化学組成上の特徴からアダカイト (adakite) (Defant and Drummond, 1990) に分類される。また、本安山岩とアダカイトは斑晶鉱物組み合わせの面でも類似している (Table 6). Fig. 14 にはアダカイトと島弧にみられる通常の安山岩の領域も示してあるが、本安山岩は二つの領域の境界付近およびアダカイトの領域にプロットされる。さらに、本安山岩はアダカイトよりも  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$  量に富むという特徴をもっている (Table 6). また、岩石の  $\text{SiO}_2$  量に比べて  $\text{Mg}$  値の高い輝石斑晶が含まれることも本安山岩の特徴の一つである。

#### 岩稲累層の火山岩類の成因に関する考察

##### 1. IAG-I (ソレライト系列の安山岩) の成因

IAG-I に属する安山岩 (タイプ 1 からタイプ 4 の安山岩) の斑晶鉱物組み合わせは、全岩の  $\text{SiO}_2$  の増加に伴って、カンラン石 + 単斜輝石 + 斜方輝石 + 斜長石 (タイプ 1) → 単斜輝石 + 斜方輝石 + 斜長石 (タイプ 2), 斜長石 + ごく少量の輝石 (単斜輝石 + 斜方輝石) (タイプ 3) → ごく少量の単斜輝石 + 斜方輝石 + 斜長石 (タイプ 4) へと変化する。この間に全岩の  $\text{SiO}_2$  量は、53.1% から 63.1% まで変化している。

安山岩の  $\text{SiO}_2$  の増加に伴う主成分元素と微量元素の増減など (Figs. 11, 12 and 13) は、このような斑晶鉱物組み合わせの変化にほぼ対応している。例えば、これらの安山岩の  $\text{Ni}$  と  $\text{Cr}$  量は、末分化な玄武岩のそれに比べて著しく少ない。これは IAG-I の安山岩が、初生玄武岩質マグマから、 $\text{Ni}$  の濃集する  $\text{Mg}$  に富むカンラン石や  $\text{Cr}$  の濃集するスピネルや  $\text{Ca}$  に富む単斜輝石が分別されて形成されたものであることを示唆している。このことは、カンラン石斑晶がタイプ 1 の安山岩にしか含まれていないことや、IAG-I の安山岩の単斜輝石の多くはオーゾイト組成のもの (Fig. 8-A) であることと調和的である。

$\text{SiO}_2$  の増加に伴う  $\text{MgO}$  と  $\text{FeO}^*$  の曲線的な減少トレンドにおける、主にタイプ 1 とタイプ 2 の安山岩がつくるやや急傾斜な部分は、主にカンラン石と輝石の分別によって形成されたものと考えられる。 $\text{Al}_2\text{O}_3$  と  $\text{Sr}$  の直線的な減少トレンドは、タイプ 1 からタイプ 4 の安山岩の形成過程における主に斜長石の分別を、 $\text{CaO}$  の直線的な減少トレンドは、主に斜長石と単斜輝石の分別を反映したものであろう。 $\text{SiO}_2$  の増加に伴う  $\text{TiO}_2$  の増加トレンドは、IAG-I の安山岩の形成過程

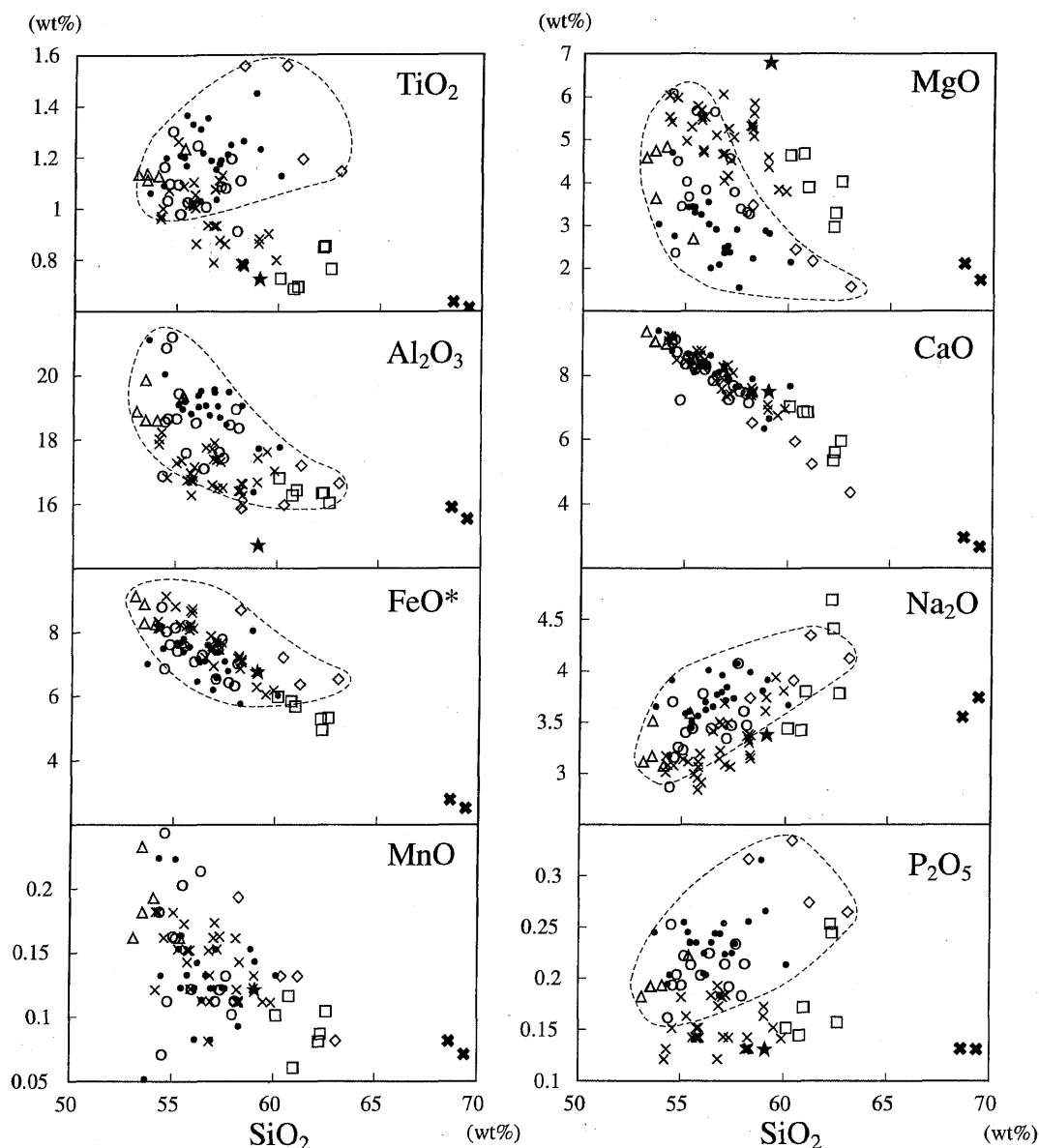


Fig. 12.  $\text{SiO}_2$  vs. major element variation diagram. Symbols are the same as in Fig. 10. Field enclosed by broken line shows general trend of IAG-I.

において、Fe-Ti 酸化物の分別はほとんど関与していなかったことを示唆している。このことは、IAG-I の安山岩には Fe-Ti 酸化物の斑晶がごく少量しか含まれていないことと調和している。K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, Rb, Ba, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Nb, Y, Zr などのインコンパティブル元素の、多少のばらつきを伴う直線的な増加トレンドは、上記の斑晶鉱物の分別作用によってはこれらの元素はマグマからあまり取り去られなかったことを示唆している。これは、斑晶鉱物（カンラン石、単斜輝石、斜方輝石、斜長石）と玄武岩質安山岩～安山岩組成の液相との間における K, Rb, Ba, Nb, Y, Zr の分配係数が非常に小さい（単斜輝石-液相間の Y の分配係数を除き 0.5 以下）（Pearce and Norry, 1979; Gill, 1981; Rollinson, 1993）ことや、P と Na は斜長石斑晶以外の各斑晶鉱物にはごくわずかしが含まれな

いことなどに基づいている。

カンラン石、単斜輝石、斜方輝石、斜長石などの鉱物と玄武岩質～安山岩質な液相間の Nb と Zr の分配係数に基づけば（Pearce and Norry, 1979）、これらのマグマ中における Nb と Zr の全岩分配係数は類似していると考えられるので、これらの鉱物の分別結晶作用で形成される安山岩の Zr/Nb 比はほぼ一定の値を示すであろう。Fig. 15 に IAG-I に属する安山岩の Nb-Zr 図を示す。この図に示されるように、タイプ 1→タイプ 2 とタイプ 3→タイプ 4 へ Zr と Nb は増加しているが、Zr/Nb 比はほぼ一定の値（20 前後）である。このことも、IAG-I の安山岩の組成変化に、斑晶鉱物（カンラン石、単斜輝石、斜方輝石、斜長石）の分別結晶作用が関与したことを強く示唆している。

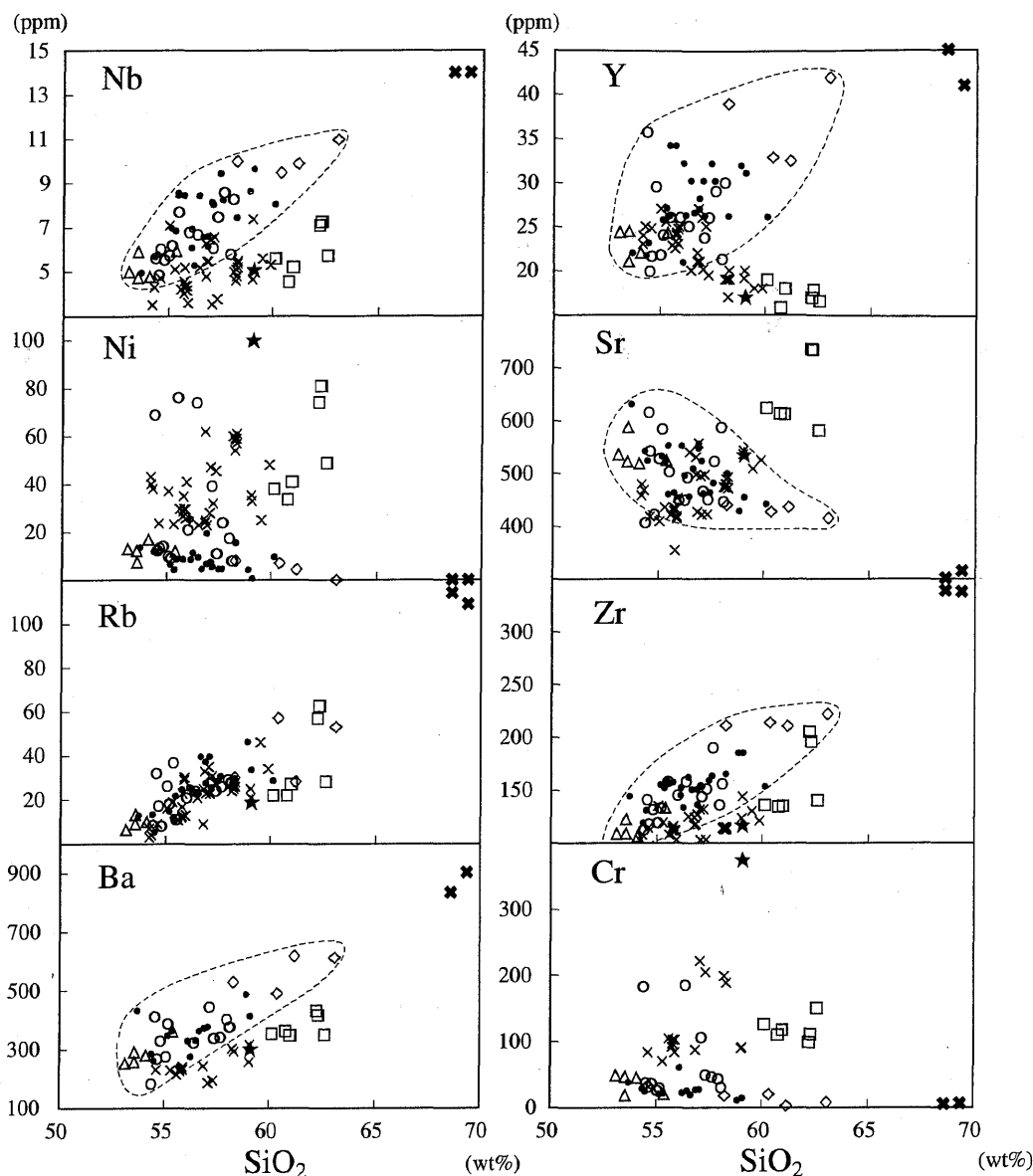


Fig. 13. SiO<sub>2</sub> vs. trace element variation diagram. Symbols are the same as in Fig. 10. Field enclosed by broken line shows general trend of IAG-I.

以上のように、タイプ1からタイプ4の安山岩は、玄武岩質マグマから斑晶鉱物の分別結晶作用によって形成されたものと考えられる。なお、これらの初生玄武岩質マグマは、K<sub>2</sub>Oおよび全アルカリ量に乏しいソレライト質であったことがFig. 11-Bから推定される。

IAG-Iの安山岩中には、マグマ混合の証拠にあげられる、非平衡な斑晶鉱物組み合わせや汚濁帯の発達する斜長石斑晶はほとんどみられないので、IAG-Iの形成過程でマグマ混合が関与した可能性は小さいであろう。また、IAG-Iの安山岩には、花崗岩に由来すると推定される石英や斜長石の捕獲結晶が含まれるが、それはごく少量にすぎないので、そのような結晶の同化作用が安山岩組成に及ぼす影響は、結晶分別作用に比べて小さかったものと考えられる。

## 2. IAG-II (カルクアルカリ系列～HMAの安山岩)の成因

IAG-IIに属する安山岩のうち、タイプ5が最も多量に産するのに対して、タイプ6と7は少量産するにすぎない(Fig. 5)。これらの安山岩のSiO<sub>2</sub>量は、タイプ5, 6, 7の順に多くなっている。岩石系列上は、タイプ5はカルクアルカリ系列～ソレライト系列に属するものであるが、タイプ6の安山岩はHMAに属し他の安山岩に比べて著しく高いMgO, Ni, Cr量で特徴づけられる。また、タイプ7の安山岩はアダカイト様の安山岩であり、他の安山岩よりも高いSr量、低いY量および高いSr/Y比をもっている。このように、これら3タイプの安山岩は、それぞれ異なる化学的性質をもっているため、それぞれで成因が異なっている可能性がある。そこで、各タイプごとに成因を考察することにする。

**Table 5.** Chemical comparison between Type-6 andesite and other high-magnesian andesites.

	Type-6	Sanukite <sup>*1</sup>	Boninite <sup>*2</sup>	Bro-Ande <sup>*3</sup>	Bajaite <sup>*4</sup>
SiO <sub>2</sub> (wt%)	59.08	56.95	57.97	60.92	57.64
TiO <sub>2</sub>	0.73	0.72	0.15	0.82	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.72	14.01	11.17	16.58	16.63
FeO*	6.78	7.66	8.52	5.01	4.82
MnO	0.12	0.13	0.19	0.07	0.08
MgO	6.81	8.96	12.38	5.07	7.86
CaO	7.52	7.01	7.57	6.16	6.37
Na <sub>2</sub> O	3.38	2.73	1.55	4.19	4.84
K <sub>2</sub> O	0.73	1.68	0.47	1.01	0.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.15	0.03	0.17	0.22
FeO*/MgO	1.00	0.85	0.69	0.99	0.61
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	4.11	4.41	2.02	5.20	5.73
Ba (ppm)	302	328	32	186	280
Cr	375	560	875	175	322
Nb	5	5.9	0.6	4.5	2
Ni	100	203	230	115	280
Rb	19	67.2	10	9.3	6
Sr	535	269	67	576	1189
Y	17	19.2	5	21	6
Zr	117	114	17	160	63

Sanukite<sup>\*1</sup>: Average of 32 analyses of high-Mg andesite from the western part of the Setouchi area, Japan (Shiraki et al., 1991).

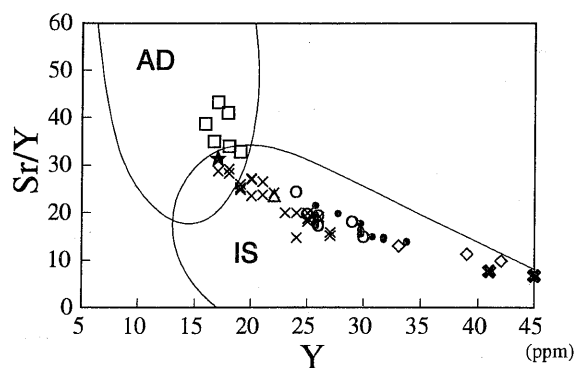
Boninite<sup>\*2</sup>: Average of boninite from Chichi-jima, Japan (Shiraki et al., 1985).

Bro-Ande<sup>\*3</sup>: Bronzite andesite of the Oligocene Anamizu Formation, Noto Peninsula, Japan (Uematsu et al., 1995).

Bajaite<sup>\*4</sup>: Bajaite from Baja California, Mexico (Saunders et al., 1987).

#### 斜方輝石・単斜輝石安山岩 (タイプ5)

このタイプの安山岩は、IAG-I に属するタイプ2の安山岩と斑晶鉍物組み合わせ (主に斜長石+単斜輝石+斜方輝石) だけでなく SiO<sub>2</sub> 量 (タイプ2が54.4~58.1%, タイプ5が54.1~59.5%) でも類似しているが、両者には各変化図において、前述のような違いがみられる。両者の大きな違いは、タイプ2の安山岩の斜長石斑晶には清澄なものが多く、汚濁帯がみられるものはごくわずかであるのに対して、タイプ5の安山岩のそのの大部分には汚濁帯が形成されていることである。このような汚濁帯をもつ斜長石斑晶は、コア部よりも汚濁帯とリム部の方が An 組成に富む逆累帯構造を示す (Fig. 7-E)。安山岩中の斜長石斑晶にみられる汚濁帯は、マグマ混合によって形成されたと考えられている (例えば、Sakuyama, 1979)。すなわち、そのような汚濁帯は、斜長石と平衡状態にあった液相の組成や温度の急激な変化によって、斜長石が融点以上に熱せられたり、急成長することによって形成されたと考えられている (Tsuchiyama and Takahashi, 1983; Tsuchiyama, 1985 など)。このような液相の組成や温度の急激な変化は、よりフェルシクな安山岩質マグマとこれより高温の玄武岩質マグマとの混合によって



**Fig. 14.** Sr/Y vs. Y diagram. The fields of adakite and Archean high-Al TTD (tonalite, trondhjemite, dacite) (AD) and island-arc ADR (andesite, dacite, rhyolite) (IS) are from Defant et al. (1991).

もたらされたものと考えられる。Fig. 11-D におけるタイプ5の安山岩のトレンドからは、そのような玄武岩質の端成分マグマの組成は、IAG-I の玄武岩質マグマと同様に K<sub>2</sub>O と全アルカリ量に乏しいソレライト質のものであったと推定される。一方、主成分元素と微量元素の変化図 (Figs. 11, 12 and 13) からは、よりフェルシクな安山岩質の端成分マグマの組成は、タイプ7 (角閃石安山岩) の安山岩の組成に類似のものであったと推定される。タイプ5の安山岩中には角閃石斑晶はほとんど含まれないので、両マグマの混合時に、安山岩質の端成分マグマは無斑晶質に近い状態のものであったと考えられる。

富山県西部に分布する岩稲累層に貫入しているカルクアルカリ系列の安山岩岩脈は、玄武岩質マグマが地殻物質 (花崗岩質) を同化することによって形成されたことが議論されている (石渡・大浜, 1997)。本地域のカルクアルカリ系列のタイプ5の安山岩には、そのような地殻物質に由来する捕獲岩や捕獲結晶はほとんどみられないこと、また、本安山岩は、ソレライト系列の安山岩 (例えば、タイプ3の安山岩) に比べて、花崗岩質岩石に多く含まれる K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, Zr などに乏しく、逆に花崗岩質岩石にはわずかにしか含まれない Ni や Cr に富んでいるなどの特徴がみられるので (Figs. 11, 12 and 13), タイプ5の安山岩の形成には、花崗岩質岩石の同化作用の関与は小さかったものと考えられる。

#### 角閃石安山岩 (タイプ7)

前述のように、本安山岩はアダカイトに類似した斑晶鉍物組み合わせと化学組成をもっている。本岩は各種の SiO<sub>2</sub>-主成分元素および微量元素変化図中で、IAG-I のトレンドからはずれるばかりでなく、いくつかの元素量において IAG-II の他の安山岩とも著しく異なっている。Sr, Y 量, Sr/Y 比については前述したが、Ni と Cr 量についても違いがみられる (Fig. 13)。すなわち、本岩は本岩よりも SiO<sub>2</sub> に乏しいタイプ5の安山岩と、同程度かあるいはそれよりも高い Ni と Cr 量をもっている (Fig. 13)。これらの事実は、本安山岩は、IAG-I の安山岩質マグマやタイプ5の安山岩質マグマからの分別結晶作用によっては形成されそうにないことを示唆している。



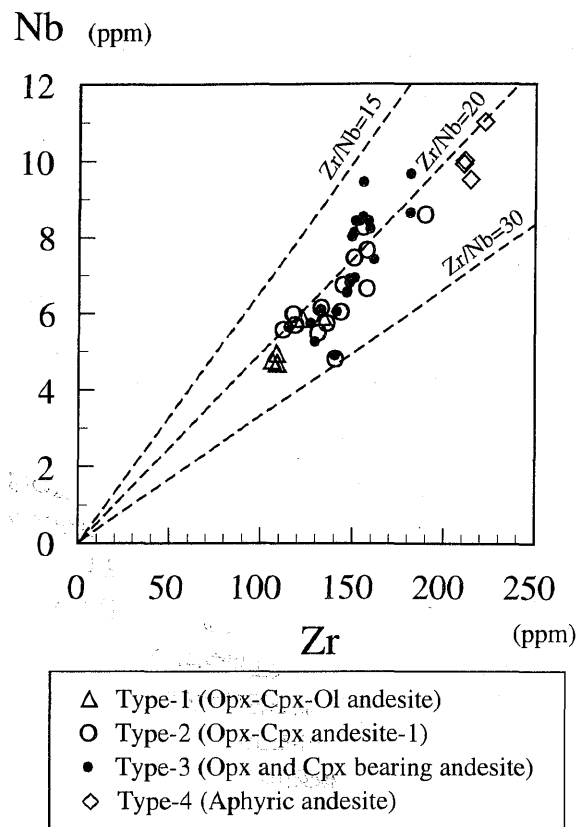
**Table 6.** Chemical characteristics and phenocryst mineral assemblage for adakaite and Type-7 andesite (adakitic andesite).

	Adakaite	Type-7
SiO <sub>2</sub>	≥56* <sup>1</sup>	58.24~60.98
MgO	< 3* <sup>1</sup>	2.90~4.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	> 15* <sup>2</sup>	15.78~16.28
Sr	> 400* <sup>1</sup>	582~739
Y	≤ 18* <sup>2</sup>	16~19
Sr/Y	> 20~40* <sup>2</sup>	32.8~43.2
Cr	5~14* <sup>3</sup>	99~151
Ni	2~9* <sup>3</sup>	34~81
	Pl* <sup>1</sup>	Pl
	Amph* <sup>1</sup>	Amph
Mineral	Cpx ± * <sup>1</sup>	Cpx ±
assemblage	Opx ± * <sup>1</sup>	Opx ±
	Bio ± * <sup>1</sup>	Fe-Ti oxide ±
	Fe-Ti oxide ± * <sup>1</sup>	

\*<sup>1</sup>Defant and Drummond (1990)\*<sup>2</sup>Defant and Drummond (1993)\*<sup>3</sup>Defant et al. (1991)Pl : plagioclase, Amph : amphibole, Cpx : clinopyroxene,  
Opx : orthopyroxene, Bio : biotite

アダカイトの組成上の特徴は、高いSr含有量、低いY含有量、高いSr/Y比、高いLa/Yb比、MORBに類似した同位体組成によって示される (Defant and Drummond, 1990, 1993; Defant et al., 1991 など)。このような組成上の特徴を説明するために、起源物質からアダカイトマグマを生じた後の残留固相には、Yや重希土類の分配係数が大きいザクロ石や角閃石が存在し、Srの分配係数が大きい斜長石が存在しないものが想定され、これらの鉱物を含む固相を残存させる起源物質として、エクロジャイトまたはザクロ石を含む角閃岩が適当なものと考えられている (Defant and Drummond, 1990; Drummond and Defant, 1990; Tsuchiya and Kanisawa, 1994 など)。このようなことから、アダカイト質マグマは沈み込む海洋地殻の塩基性岩の相転移によって形成されるエクロジャイトの部分溶融によって形成されと考えられている (Defant and Drummond, 1990 など)。一方、成熟した地殻の下部にエクロジャイトが安定に存在している可能性があるため、その部分溶融によってアダカイト質マグマが生じるという考えもある (Atherton and Petford, 1993 など)。

本安山岩はアダカイトに類似した化学組成 (Sr, Y 量, Sr/Y 比) をもっていることから (Table 6), アダカイト質マグマから形成された可能性がある。下部地殻の塩基性岩の部分溶融によるアダカイト質マグマの生成を考える場合には、エクロジャイトが安定に存在できる地殻 (厚さにして 40 km 以上) (Ringwood, 1975 など) が存在していなければならない。北陸地域の現在の地殻の厚さは約 30 km (Aoki et al., 1972) と推定されている。また、上松ほか (1995) は能登半

**Fig. 15.** Zr vs. Nb diagram for four IAG-I (Type-1, Type-2, Type-3 and Type-4 andesites).

島に産する漸新世の未分化玄武岩の化学組成から、その初生玄武岩質マグマのマントルカンラン岩からの分離深度が約 12~13 Kb の圧力条件下であったと推定している。これらのことから、18 Ma 前後の北陸地域の地殻の厚さが 40 km 以上あったとは考えにくい。

一方、沈み込む海洋地殻の部分溶融を考える場合、海洋地殻が部分溶融する温度に達していなければならない。Defant and Drummond (1990) によれば、アダカイトの出現は沈み込む海洋地殻の年齢が 20 Ma よりも若い沈み込み帯に限られている。すなわち、形成されて間もない高温の海洋地殻が沈み込み、それが部分溶融することによってアダカイト質マグマが生成されと考えられている。前期~中期中新世の日本列島付近のプレートの配置については Seno and Maruyama (1984) などによって議論されているが、20 Ma よりも若い海洋プレートが西南日本に沈み込んでいるような復元はほとんどみられない。

しかし、Pe-Piper and Piper (1994) は 20 Ma よりも古い海洋地殻が沈み込んでいる場合でも、マントルウェッジが非常に高温状態であれば海洋地殻が部分溶融してアダカイト質マグマ質が生成される可能性があることを指摘している。Tatsumi et al. (1989) は日本海の拡大に先立って、アセノスフェアが貫入したことによって日本列島周辺のマントルウェッジが高温状態におかれていたことを議論している。この

ようなことを考慮すると、当時の陸弧に沈み込んだ海洋地殻が 18 Ma 前後に部分溶融して、アダカイト質マグマが生成された可能性は十分に考えられる。

前述のように本安山岩は、アダカイトよりも MgO, Ni, Cr 量に富んでいるので、沈み込む海洋地殻の部分溶融によって生じたアダカイト質マグマが、これらの元素に富むような過程を経て形成されたものと考えられる。Saunders et al. (1987) は、アダカイトと HMA (MgO, Ni, Cr などに富む) の両者の特徴をもつ岩石をバハイト (Bajaite) と命名している。アリューシャン海嶺の西側からドレッジされた著しく Sr に富む HMA は、沈み込んだ海洋地殻の少量の部分溶融によって生じたアダカイト質マグマとマントルウェッジの再平衡過程で形成されたものであると考えられている (Kay, 1978)。このような安山岩は、沈み込んだ海洋地殻の少量の部分溶融によって生じるアダカイト質マグマと MORB やアルカリ玄武岩質マグマとの混合によって形成されるという考えもある (土谷, 1994)。さらに、上松ほか (1995) は能登半島に産する漸新世のアダカイト様安山岩中に、マントルと平衡に共存できるような組成の単斜輝石が含まれることから、アダカイト質マグマがマントル中を上昇する過程でそれらを取り込んだ結果、アダカイト様安山岩中の MgO, Ni, Cr が増加したと論じている。

アダカイト質の本安山岩は、MgO, Ni, Cr 量に富むだけでなく、Mg 値の高い単斜輝石と斜方輝石 (最大 Mg 値はそれぞれ 89 と 87) を含んでいる。これらは単独の斑晶として産するばかりでなく集斑晶を呈したり、角閃石斑晶に包有されて産する (Fig. 8)。上の議論を考慮すると、このような特徴をもつ本安山岩は、沈み込んだ海洋地殻の部分溶融によって形成されたアダカイト質マグマとマントルウェッジとの反応、あるいは、マントルウェッジ由来の玄武岩質マグマとの混合作用によって形成されたものと考えられる。

#### カンラン石・斜方輝石・単斜輝石安山岩 (タイプ 6)

一般に沈み込み帯に産する初生 HMA マグマは、沈み込む海洋地殻からの流体の付加を受けたマントルウェッジの部分溶融によって生成されと考えられるため、 $K_2O$ , Rb などの LIL 元素に富んでいる傾向がある (白木ほか, 1991 など)。

すでに述べたように、本安山岩は、化学組成および鉱物組成上 HMA に属するものであるが、瀬戸内地域の HMA に比べて、 $K_2O$ , Rb, Y に乏しく Sr に富むという特徴を持っている。また、本安山岩はタイプ 7 のアダカイト質の安山岩と同程度の Sr/Y 比をもっている (Fig. 14)。本安山岩とこれらの HMA の間の LIL 元素量の違いは、両者の成因が異なることに起因している可能性がある。

前述のように、沈み込む海洋地殻の部分溶融によって生成されたアダカイト質マグマは、その上昇過程において、マントルカンラン岩と反応あるいは苦鉄質マグマとの混合作用などによって、苦鉄質成分に富むようになることが議論されている (Kay, 1978; Kelemen, 1995)。また、能登半島に産する漸新世の古銅輝石安山岩は、沈み込んだ海洋地殻の部分溶融によって生成されたアダカイト質マグマが、マントルウェッジを上昇する過程でマントルとの反応または混成作用によっ

て形成されたものであると考えられている (上松ほか, 1995)。本安山岩の斑晶鉱物組み合わせはこの古銅輝石安山岩 (苦鉄質斑晶は古銅輝石と単斜輝石) と若干異なっているが、両者の全岩化学組成は非常に類似している。このような議論と本安山岩の化学組成および鉱物組成の特徴からすると、本安山岩は、タイプ 7 のアダカイト質の安山岩と何らかの成因関係をもっているものと考えられる。本調査地域において、両安山岩が近接して産する (Fig. 5) こともこの考えを支持しているといえよう。

以上、陸弧で形成されたと考えられる岩稲累層の火山岩類の成因について考察してきたが、本地域は、沈み込む海洋地殻とその上位のマントルウェッジの両者に由来するマグマから形成された安山岩類が共存している特異な火山活動域とみなすことができる。本報告では、起源を異にするマグマが同時代に生成された機構に言及することはできなかったが、このことは今後の研究課題として取りあげていくことにする。

#### 岩稲累層の火山岩類の生成場

最近、石川県から福井県にかけての延長約 70 km の範囲に分布する岩稲累層中に玄武岩岩脈が見いだされ、それらの  $K_2O$  量は東から西へ漸次増加する傾向にあることが明らかにされている (石渡・大浜, 1997)。石渡・大浜 (1997) は、これらの玄武岩が大陸地殻をもつ島弧 (陸弧) で形成されたものであること、多様な玄武岩と安山岩をもたらししたマグマの活動場は、現在のマリアナ弧に似ていること、したがって、そのようなマグマの活動の場が北陸の中新世のグリーンタフを形成した陸弧にもあったことなどを議論している。このような議論に従えば、これらの玄武岩や安山岩は当時の陸弧下のマントルウェッジで生じた玄武岩質マグマに由来しているものと考えられる。

本調査地域は、石渡・大浜 (1997) が見いだした玄武岩岩脈の分布域の東縁よりもさらに約 20 km 東方に位置している。本研究結果と石渡・大浜 (1997) の結果を考慮すると、岩稲累層を形成した火山活動は以下のようなものであったと考えることができる。① 岩稲累層分布域の東縁 (本調査地域) 付近においては、マントルウェッジ由来の玄武岩質マグマから形成された安山岩と沈み込む海洋地殻の部分溶融によって生じたアダカイト質マグマに由来する安山岩の活動があった。この玄武岩質マグマは低カリウム質のソレイト質マグマであった。② 玄武岩質マグマの  $K_2O$  量は西方に向かって増加する傾向にある。③ 岩稲累層の主要な構成岩である安山岩のうち、カルクアルカリ系列の安山岩は玄武岩質マグマと地殻物質の混成作用や玄武岩質マグマと安山岩質マグマの混合作用などの過程のもとで形成された。一方、ソレイト系列の安山岩は玄武岩質マグマの分別結晶作用によって形成された。このようにみえてくると、本地域周辺は当時の火山活動域における火山フロントに相当していた可能性がある。

前述のように、能登半島の穴水地域に産する 27~28 Ma の火山岩は、本地域の岩稲累層にきわめて類似した多様な安山岩と玄武岩から構成されている (上松ほか, 1995)。上松ほか

(1995) は、この時代の火山岩が能登半島より南方にはほとんど分布していないことから、穴水地域は当時の火山フロントに相当していたことを議論している。

また、北陸地域の富山県と石川県（能登半島より南部）には、20~25 Ma の放射年代（K-Ar 年代と F-T 年代）を示すアルカリ質の流紋岩（月長石流紋岩）が点在している（石田ほか、1998）。これらの月長石流紋岩は、日本海形成初期のリフティングに伴う火山活動によって形成されたことが議論されている（石田ほか、1998）。

以上のことを考慮すると、北陸地域の漸新世以降の火山活動とその生成場は次のような変遷をたどったものと考えられる。27~28 Ma 頃の能登半島の漸新世の火山岩類に代表される日本海拡大前の陸弧における火山活動→20~25 Ma 頃の日本海拡大初期の陸弧におけるリフティングを伴うアルカリ質の流紋岩の活動→16~19 Ma の日本海拡大初期から拡大時の陸弧における岩稲累層の火山活動。

陸弧におけるこれらの火山岩類の位置関係が、現在のものとそれほど違っていなかったという前提にたつと、陸弧における後期漸新世から前期中新世にかけての火山フロントは、より内陸部から大洋側へ移動したことを意味しているだろう。また、27~28 Ma と 16~19 Ma の火山フロント周辺において、沈み込む海洋地殻およびマントルウェッジに由来する火山岩が共通的にみられることは、両時代をとおして陸弧下の上部マントルは海洋地殻が部分熔融する程度に高温であったものと推定され、特に 16~19 Ma の岩稲累層の活動は、マントルウェッジへのアセノスフェアの貫入（例えば Tatsumi et al., 1989）との関連が示唆される。また、20~25 Ma のアルカリ質の流紋岩は、このような高温条件下のもとで下部地殻が熔融して形成された可能性がある。鷲走ヶ岳月長石流紋岩がもつ高い Sr 同位体初生値 (0.70897)（石田ほか、1998）は、このことを支持しているかもしれない。

## ま と め

1. 中新統岩稲累層に産する火山岩類は、斑晶鉱物組み合わせと記載岩石学的特徴を異にする次の 8 タイプの安山岩〜デイサイトで構成される。タイプ 1; 斜方輝石・単斜輝石・カンラン石安山岩、タイプ 2; 斜方輝石・単斜輝石安山岩-1、タイプ 3; 斜方輝石・単斜輝石含有・斜長石安山岩、タイプ 4; 無斑晶質安山岩、タイプ 5; 斜方輝石・単斜輝石安山岩-2、タイプ 6; カンラン石・斜方輝石・単斜輝石安山岩、タイプ 7; 角閃石安山岩、タイプ 8; 斜方輝石・単斜輝石デイサイト。
2. これらは  $\text{FeO}^*/\text{MgO-SiO}_2$  図において、主にソレライト系列の領域にプロットされる IAG-I (Iwaine andesite group-I) とカルクアルカリ系列の領域にプロットされる IAG-II (Iwaine andesite group-II) の 2 グループに区分される。
3. IAG-I のタイプ 1~4 は、記載岩石学的特徴と全岩化学組成変化の特徴などから、ソレライト質（低アルカリソレライト質）の玄武岩質マグマからの斑晶鉱物の分別結晶作用によって形成されたと考えられる。

4. IAG-II のタイプ 5 は、斜長石斑晶の記載的特徴と全岩化学組成の特徴から、安山岩質マグマと玄武岩質マグマ（低アルカリソレライト質）との混合によって形成されたと考えられる。

5. IAG-II のタイプ 6 は高マグネシア安山岩に分類されるが、瀬戸内地域の高マグネシア安山岩よりも LIL 元素に乏しく Sr/Y に富む。また、IAG-II のタイプ 7 はアダカイトに類似した Sr, Y 量, Sr/Y, 斑晶鉱物組み合わせをもつが、アダカイトよりも MgO, Ni, Cr に富んでいる。

6. タイプ 7 は沈み込んだ海洋地殻の部分熔融によって生成された珪長質マグマ（アダカイト質マグマ）が地表へ上昇する過程で、マントルウェッジと反応したか、あるいはマントルウェッジ由来の玄武岩質マグマと混合したことによって形成されたと考えられる。タイプ 6 は成因的にタイプ 7 と関連があると推定される。

7. 本地域は岩稲累層分布域の東縁付近に相当し、岩稲累層の玄武岩質マグマの  $\text{K}_2\text{O}$  量は本地域から西方に向かって増加する傾向にあることから、本地域は岩稲累層の火山活動域の火山フロントに相当している可能性がある。

## 謝 辞

本研究を進めるにあたり、北海道立地質研究所の垣原康之博士、新潟大学大学院自然科学研究科の宮崎 隆氏、井川寿之氏、深瀬雅幸氏には、日頃から議論していただいた。野外調査において大山町の村山芙美子氏には宿舎を便宜していただき、激励をいただいた。千葉県立中央博物館の太木淳一博士、株式会社興和の上松昌勝氏、復建技術コンサルタントの山下智士氏、村尾技研の渡部佳苗氏には、研究の過程でさまざまな激励をいただいた。以上の方々に深く感謝の意を表する。

## 文 献

- Aoki, H., Tuda, T., Sasaki, Y., Ooida, T., Muramatsu, I., Shimamura, H. and Furuya, I., 1972, Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic observations. *Jour. Phys. Earth*, **20**, 197-223.
- Artherton, M.P. and Perford, N., 1993, Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, **362**, 144-146.
- Blow, W.H., 1969, Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H.H., ed., *Proc. 1st Int. Conf. Planktonic Microfossils*, Geneva, 199-422.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, **347**, 662-665.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1993, Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, **21**, 547-550.
- Defant, M.J., Richerson, P.M., Deboer, J.Z., Stewart, R.H., Maury, R.C., Bellon, H., Drummond, M.S., Feigenson, M.D. and Jackson, T.E., 1991, Decite genesis via slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex. *Jour. Petrol.*, **32**, 1101-1142.
- Drummond, M.S. and Defant, M.J., 1990, A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archaic to modern comparisons. *Jour.*

- Geophys. Res.*, **95**, 21503-21521.
- 藤田和夫・中川衷三, 1948, 富山県砺波地方の第三紀層(要旨). 地質雑, **54**, 125.
- 雁沢好博, 1983, フィッション・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分その2—富山県太美山地域—. 地質雑, **89**, 271-286.
- Gill, J.B., 1981, *Orogenic andesite and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 390 p.
- 長谷川四郎・丸山俊明・小笠原憲一郎・坂井豊三郎・茂林俊宏・高橋利宏・田中裕一郎, 1990, 富山県八尾地域の中新統複合浮遊性微化石層序. 日本古生物学会 1990 年講演予講集, 62.
- 早川秀樹, 1983, 富山県八尾地域西部の新第三系の層序と年代. 大阪微化石研究会誌 (NOM), **10**, 1-13.
- 早川秀樹・檀原 徹, 1986, 八尾地域黒瀬谷累層中の凝灰岩のフィッション・トラック年代測定. 大阪微化石研究会誌 (NOM), **14**, 63-69.
- 早川秀樹・竹村厚司, 1987, 富山県八尾地域の新第三系. 地質雑, **93**, 717-732.
- 広岡公夫・奥出恒夫・西村 進, 1972, 福井県丹生産地火山岩の古地磁気. 福井大教養学部紀要 (II), **22**, 1-5.
- 保科 裕, 1984, 能登半島北部の新第三紀火山岩類: 特に無斑晶質安山岩について. 地質学論集, no. 24, 49-58.
- 石田勇人・石渡 明・加々美寛雄, 1998, 新第三系北陸層群の鷲走ヶ岳月長石流紋岩質溶結凝灰岩. 地質雑, **104**, 281-295.
- 石渡 明・大浜 啓, 1997, 北陸地方の中新統岩桶累層中の単斜輝石玄武岩脈: ショショナイト系列を含む多様な陸弧マグマと単斜輝石斑晶の成因. 地質雑, **103**, 565-578.
- 粕野義夫, 1993, 石川県地質誌(および新版石川県地質図(縮尺 10 万分の 1)). 石川県・北陸地質研究所, 321 p.
- 川野良信・渡辺直喜・山本和広・周藤賢治, 1992, 蛍光 X 線分析装置による珪酸塩岩中の Ba, Co, Cr, V の定量分析. 新潟大理地質研究報告, no. 7, 111-115.
- Kay, R.W., 1978, Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **4**, 117-132.
- Kelemen, P.B., 1995, Genesis of high Mg<sup>2+</sup> andesites and the continental crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **120**, 1-19.
- 久野 久, 1968, 青木・伊東著「海洋地域の岩石, I. 高アルミナ玄武岩」の論文に対する討論. 地球化学, **22**, 195-197.
- 横山次郎, 1930, 石川・富山両県下の第三紀層概観. 地球, no. 14, 161-174.
- 三浦 静, 1979, 北陸地方新第三系下部の火山層序について. 地質学論集, no. 16, 149-155.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, **274**, 317-355.
- 中西信弘・山崎正男・粕野義夫, 1963, 北陸地方新生代火山噴出物中の火砕流堆積物. 火山, 第 2 集, **8**, 151-155.
- 中島正志・水島聡子, 1984, 北陸地方の Miogypsina-Operculina 層準のフィッション・トラック年代. 地質雑, **90**, 667-670.
- 中世古幸次郎, 1954, 富山県南部の上部新第三紀の層序. 阪大南校・北校理報, **2**, 87-100.
- Otofujii, Y., Kambara, A., Masuda, T. and Nohda, S., 1994, Counterclockwise rotation of Northeast Japan: Paleomagnetic evidence for regional extent and timing of rotation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**, 503-518.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.
- Pe-Piper, G. and Piper, D.J.M., 1994, Miocene magnesian andesites and dacites, Evia, Greece: adakites associated with subducting slab detachment and extension. *Lithos*, **31**, 125-140.
- Ringwood, A.E., 1975, *Composition and petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill, 619 p.
- Rollinson, H.R., 1993, *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman Singapore Publ. Ltd., 352 p.
- 坂本 亨・野沢 保, 1960, 5 万分の 1 地質図幅「八尾」および同説明書. 地質調査所, 69 p.
- Sakuyama, M., 1979, Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **5**, 179-208.
- 佐藤博明, 1989, 高マグネシア安山岩類の生成環境に関する研究. 昭和 63 年度科学研究費補助金一般 C 研究成果報告書, 99 p.
- 佐藤博明・加々美寛雄, 1989, 能登半島及び舩倉島・七つ島産第三紀火山岩類の Sr, Nd 同位体比. 高マグネシア安山岩類の生成環境に関する研究, 昭和 63 年度科学研究費補助金一般 C 研究成果報告書, 48-52.
- 佐藤博明・山崎正男・粕野義夫・板谷徹久, 1989, 石川県舩倉島および七つ島産古銅輝石安山岩. 高マグネシア安山岩類の生成環境に関する研究, 昭和 63 年度科学研究費補助金一般 C 研究成果報告書, 53-75.
- Saunders, A.D., Rogers, G., Marriner, G.F., Terrell, D.J. and Verma, S.P., 1987, Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: implications for the petrogenesis of post-subduction magmas. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **32**, 223-245.
- 石油公団, 1985, 基礎試錐「富山」調査報告書.
- Seno, T. and Maruyama, S., 1984, Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, **102**, 53-84.
- 柴田 賢, 1973, 北陸層群中の火山岩類の K-Ar 年代. 地質学論集, no. 8, 143-149.
- 柴田 賢・佐藤博明・中川正己, 1981 能登半島新第三紀火山岩の K-Ar 年代. 岩鉱, **76**, 248-252.
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫, 1984, K-Ar 年代測定結果-2: 地質調査所測定未公表試料. 地調月報, **35**, 331-340.
- Shiraki, K., 1981, Boninite and sanukite, *Recent Progr. Nat. Sci. Japan*, **6**, 84-88.
- 白木敬一・黒田 直・浦野隼臣・Nesbitt, R.W., 1985, 小笠原父島・聳島—マントルに一番近い島—. 地球, **7**, 632-637.
- 白木敬一・長尾憲治・永尾隆志・角縁 進・松本隼夫, 1991, 瀬戸内海西部産瀬戸内火山岩の微量元素の特徴. 岩鉱, **86**, 459-472.
- 高橋俊郎・周藤賢治, 1997, 蛍光 X 線分析装置 RIX 3000 による, 珪酸塩岩石中の主成分元素および微量元素の定量分析. 理学電機ジャーナル, **28** (2), 25-37.
- 田村真一・小林 豊・周藤賢治, 1989, 蛍光 X 線分析による珪酸塩岩中の微量元素の定量分析. 地球科学, **43**, 180-185.
- Tatsumi, Y. and Ishizaka, K., 1982, Magnesian andesite and basalt from Shodo-Shima island, southwest Japan, and their bearing on the genesis of calc-alkaline andesites. *Lithos*, **15**, 161-172.
- Tatsumi, Y., Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S., 1989, Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics*, **166**, 317-329.
- 富山県, 1992, 10 万分の 1 富山県地質図および同説明書. 内外地図.
- 土谷信高, 1994, 東北日本白亜紀火成活動における海嶺沈み込みの役割. 総合研究 (A) 連絡誌, 日本列島に沿う海嶺の通過とその影響, no. 2, 110-124.
- Tsuchiya, N. and Kanisawa, S., 1994, Early Cretaceous Sr-rich silicic magmatism by slab melting in the Kitakami Mountains, northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 205-220.
- Tsuchiyama, A., 1985, Dissolution kinetics of a plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 1-16.
- Tsuchiyama, A. and Takahashi, E., 1983, Melting kinetics of a plagioclase feldspar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **84**, 345-354.
- 津田禾粒, 1953, 富山県八尾町付近の地質. 新潟大理研報, **1**, 1-33.
- 津田禾粒・千地万造, 1950, 八尾付近の地質学的諸問題(要旨). 地質雑, **56**, 303-304.
- 上松昌勝・周藤賢治・加々美寛雄, 1995, 能登半島北部漸新統穴水累層に産するソレアイト質玄武岩, 高マグネシア安山岩, 古銅輝石安山岩及びアダカイト様安山岩の成因. 地質学論集, no. 44, 101-124.
- 山田直利・坂本 亨・金子一夫, 1998, 富山県東部に「高峯山火山」は存在するか—K-Ar 年代測定結果. 地球科学, **52**, 235-239.

## (要 旨)

高橋俊郎・周藤賢治, 1999, 富山県南部の中新統岩稲累層のアダカイト質安山岩, 高マグネシア安山岩, カルクアルカリ系列安山岩およびソレイト系列安山岩の成因. 地質雑, 105, 789-809.

(Takahashi, T. and Shuto, K., 1999, Genesis of adakitic andesite, high-magnesian andesite, calc-alkaline andesite and tholeiitic andesite in the Miocene Iwaine Formation, southern part of Toyama Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 105, 789-809.)

富山県南部に分布する中新統岩稲累層の安山岩類は, 8 タイプの安山岩~デイサイトに分けられ, それらは  $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$  図中で, ソレイト系列の領域を占めるもの (グループ-I) と, カルクアルカリ系列~高マグネシア安山岩の領域を占めるもの (グループ-II) とに区分される. グループ-II の安山岩はカルクアルカリ系列の安山岩, アダカイト質の安山岩, 高マグネシア安山岩からなる. これらの安山岩類の成因は以下のように考えられる. グループ-I の安山岩; 低アルカリソレイト質の玄武岩質マグマの分別結晶作用, グループ-II のカルクアルカリ系列の安山岩; 安山岩質マグマと玄武岩質マグマとの混合, アダカイト質の安山岩; 沈み込んだ海洋地殻に由来するアダカイト質マグマと, マントルカンラン岩との反応あるいは玄武岩質マグマとの混合, 高マグネシア安山岩; 成因的にアダカイト質の安山岩と関連する. また, 本地域は岩稲累層の火山活動域の火山フロントに相当する可能性があることを議論した.