

男鹿半島, 漸新統門前層中部の火山岩類の岩石学

Petrology of Oligocene volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation, Oga Peninsula, northeastern Japan

Abstract

深瀬雅幸* 周藤賢治**

Masayuki Fukase* and Kenji Shuto**

1999年6月11日受付.

1999年11月15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

Oligocene volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation in the Oga Peninsula, northeastern Japan consist of lava flows and pyroclastic rocks. These volcanics are composed of basalts and andesites which can be divided into four groups based on differences in their TiO_2 contents and petrographic characteristics; high TiO_2 basalt group (HTG), low TiO_2 basalt and andesite group (LTG), quartz bearing medium TiO_2 andesite group (MTG) and porphyritic andesite group (PTG).

Olivine basalts of the HTG have geochemical characteristics similar to those of basaltic rocks from continental rift zone, whereas other basalts of the HTG and LTG have characteristics of both continental rift zone basalts and of island arc basalts. These compositional differences of basaltic rocks can be attributed mainly to differences in the geochemical characteristics of their source mantle. The variations in HFS (high field strength) element contents among olivine basalts in the HTG may have resulted from either differences in degree of partial melting of source mantle or differences in degree of fractional crystallization mainly of clinopyroxene from the primary basaltic magma.

Andesitic rocks from the study area are characterized by the wide variations in Zr/Nb ratio and initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio (Nd I value), suggesting that the production of these andesitic rocks were affected by assimilation of crustal materials with low Zr/Nb ratio and low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio. The accidental materials such as granitic fragments, quartz crystals having corroded form and phenocrystic plagioclases having core part with very low An% are contained in the MTG and LTG andesites. These features indicate that granitic rocks probably constituting wall rocks around the magma chamber are the candidate for the assimilants.

Key words: Oligocene, Oga Peninsula, Monzen Formation, basalt, andesite, high field strength element, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio, fractional crystallization, crustal contamination

はじめに

東北日本およびその周辺域における前期中新世初頭 (22 Ma) 以前の火山岩類は、北から奥尻島、松前半島、男鹿半島、佐渡島などの日本海沿岸の地域や内陸部に点在して分布している (Fig. 1). 火成岩の古地磁気方位の研究に基づけば、東北日本は主に 15 Ma 頃に約 50 度反時計回りに回転し、日本海が拡大したとされている (Otofujii et al., 1994). 一方、Hoshi and Takahashi (1997) および星・松原 (1997) は、東北日本全体の回転運動が特に現在の前弧域においては、少なくとも 15 Ma には終了していたことを示した。また、Tosha and Hamano (1988) は、男鹿半島における暁新世～

現在の火成岩と堆積岩中に記録された古地磁気方位の変遷から、22 Ma から 15 Ma の間に東北日本が回転したとしている。このような議論に基づけば、東北日本およびその周辺域における前期中新世初頭以前の火山岩類は、日本海拡大以前のユーラシア大陸縁辺部の陸弧における火山活動の産物であると考えられる。

東北日本北部の日本海沿岸に位置する男鹿半島西縁部には、始新世～前期中新世の火山岩類が連続的に露出している。それゆえ、この地域は東北日本の前期中新世以前の火山岩類の模式地として位置づけられ、古くより多数の層序学的・年代学的研究が行われてきた (例えば、宮城・宇留野, 1956; 宮城, 1956, 1958; 藤岡, 1959; 木村, 1986; 大口ほか,

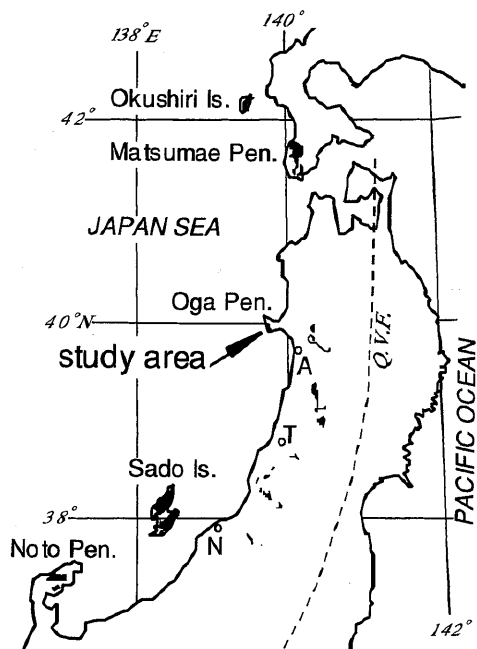


Fig. 1. Location of the study area and distribution of Oligocene to Early Miocene volcanic rocks in northeastern Japan and the surrounding area (modified from Yamamoto et al., 1991). A, Akita city; T, Tsuruoka city; N, Niigata city; and Q.V.F., Quaternary Volcanic Front.

1979, 1995 など).

筆者らは、陸弧の火山活動の特徴を明らかにすることを目的として、男鹿半島に分布する第三紀火山岩の層序学的・岩石学的研究を進めてきた。その結果、漸新世の門前層中部の玄武岩は起源物質の多様性を反映し、典型的な島弧玄武岩とは異なる地球化学的特徴を有していること、安山岩の多くはマグマが地殻物質の同化作用を被って形成されたことなどが明らかになったので報告する。

地質概説

本研究の調査地域は、男鹿半島西部の入道崎から戸賀湾にかけての南北約5kmの日本海沿岸地域（以後a地域と呼称する）と戸賀湾から門前集落にかけての南北約9kmの日本海沿岸地域およびこれに沿う内陸の山岳地域（以後b地域と呼称する）である（Fig. 2）。本地域はほとんど火山岩類のみによって構成される。暁新世以前の花崗岩を基盤として、下位より始新世の赤島層（藤岡, 1959）、後期漸新世～前期中新世の門前層（藤岡, 1959）が累重する（Fig. 3）。本研究で対象とした岩石を含む門前層は、第四紀の火山噴出物に分断され、a地域とb地域に分布している（Fig. 2）。このうちb地域においては多くの断層が発達する。断層の多くは北北東-南南西～北東-南西の走向をもつが、東北東-西南西走向の断層もわずかにみられる。

1. 基盤岩

男鹿半島の最古の岩石は半島最北部の入道崎付近にわずかに分布する花崗岩質岩石である。これは、斜長石、カリ長石、

石英、黒雲母、角閃石、Fe-Ti 酸化物からなる粗粒な完晶質岩石で、風化が著しく一部は真砂化していたり破碎されていたりする。本岩はアルコース質砂岩を介して赤島層を構成する変朽安山岩質の凝灰角礫岩に不整合で覆われる。玉生（1978）と鈴木（1980）は、この岩石からそれぞれ異なるジルコン F.T.（フィッシュントラック）年代値を報告している。すなわち、鈴木（1980）は暁新世にあたる 60.7 ± 2.1 Ma の年代値を、玉生（1978）は白亜紀後期にあたる 96.1 ± 13.6 Ma の年代値を報告している。

2. 赤島層

赤島層は下位から赤島溶岩類（宮城・宇留野, 1956）と入道崎デイサイト（木村, 1986）に区分され、男鹿半島北部の入道崎付近にのみ分布する。

赤島溶岩類は主に緑色に変質した安山岩質の溶岩、火山角礫岩および凝灰角礫岩からなり、淘汰の良い同質凝灰岩が数枚挟在される。火砕岩中には、異質礫として中性～塩基性の半深成岩のブロックが含まれる。また、本層の最下部の凝灰角礫岩中には、こぶし大～人頭大の角閃石・黒雲母花崗岩の垂角礫が大量に含まれる。鈴木（1980）は、本層中の変質輝石安山岩質溶岩から 49.3 ± 2.7 Ma のジルコン F.T. 年代値を報告している。

入道崎デイサイトは主にデイサイト質の凝灰岩、同質の非溶結の凝灰角礫岩と同質の溶結凝灰岩よりなる。赤島溶岩類を整合に覆い上限は不明である。非溶結の凝灰岩および凝灰角礫岩は全体的に灰色を呈し、塊状で淘汰が極めて悪い。基質は灰色～黒色のガラス質な細粒～中粒の凝灰岩からなり、礫は繊維状にのびた軽石、デイサイトの角礫および最大でこぶし大に達する角礫状の花崗岩などからなる。溶結凝灰岩は灰色～黒色の細粒緻密なガラス質凝灰岩を基質とし、非溶結の凝灰岩および凝灰角礫岩に含まれる礫と同様の礫の他に、斜長石、カリ長石、石英の結晶片が含まれる。鈴木（1980）は本層中の輝石デイサイト質溶結凝灰岩から 51.4 ± 2.0 Ma、玉生（1978）はデイサイト質溶結凝灰岩から 61.2 ± 9.0 Ma、鴈澤（1987）はデイサイト質凝灰岩から 53.4 ± 1.4 Ma のジルコン F.T. 年代値を報告している。

3. 門前層

門前層とその上位の台島層（藤岡, 1959）の構成と定義は、従来より研究者によって見解がさまざまであった（藤岡, 1959; 宮城, 1963; 西男鹿団体研究グループ, 1972; 木村, 1986; 大口ほか, 1995）。大口ほか（1995）は門前層の下部～中部について詳細な層序学的・年代学的研究を行っている。本研究においては、門前層の構成について大口ほか（1995）の結果を踏襲した。すなわち、門前層は加茂溶岩部層、潜岩溶岩部層、立島礫岩部層、真山流紋岩部層の4部層から構成される。潜岩溶岩部層は分布域の異なる加茂溶岩部層とはほぼ同時期の地層である（大口ほか, 1995）。加茂溶岩部層は立島礫岩部層に不整合で覆われる。また、これら両部層は真山流紋岩部層に不整合で覆われる（Figs. 2, 3）。

まず、門前層下部を構成する潜岩溶岩部層（a地域に分布）と加茂溶岩部層（b地域に分布）について述べる。本研究において、筆者らは両部層の火山岩類を、卓越する岩石と岩相

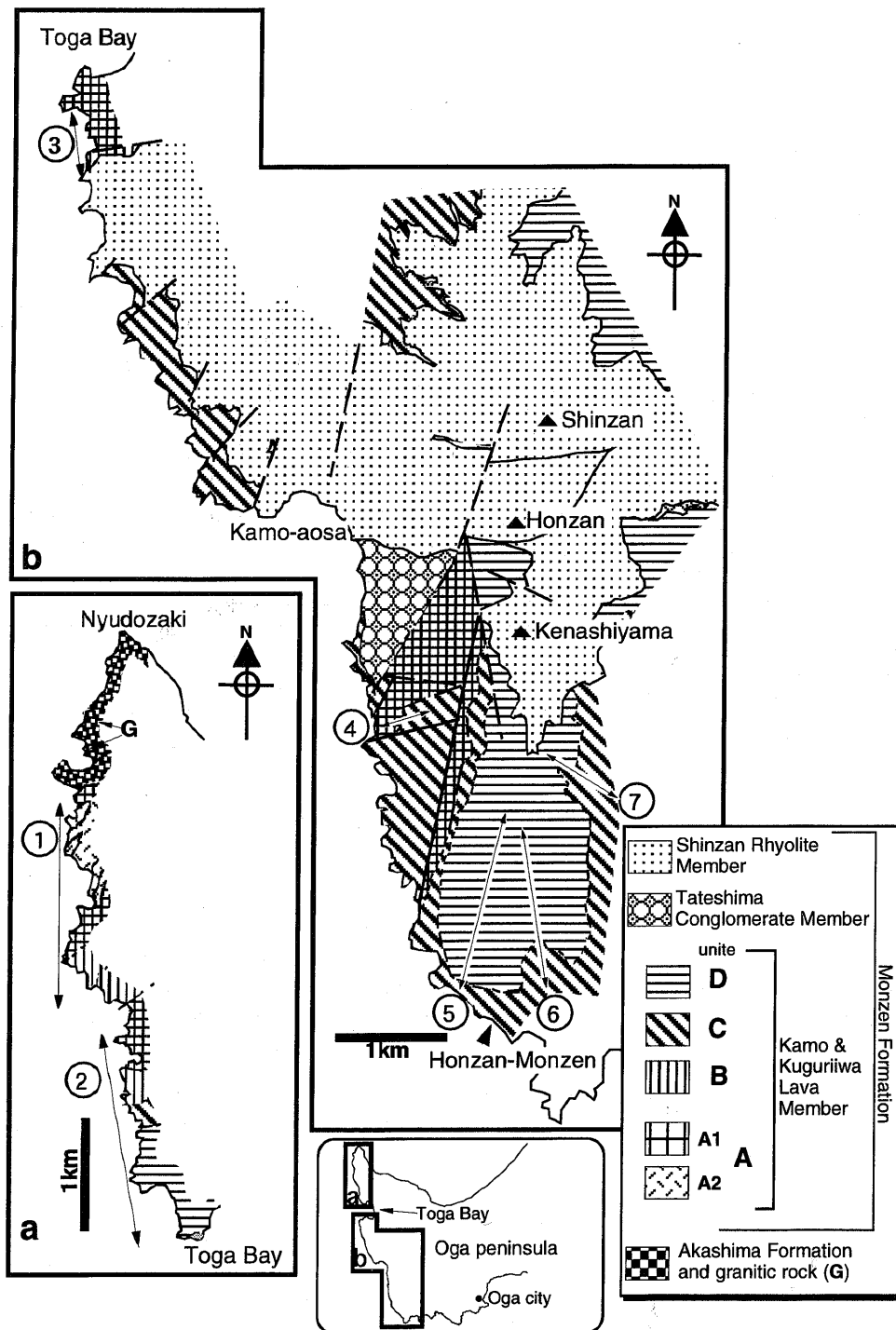


Fig. 2. The geologic map of the western part of the Oga Peninsula.

の特徴が異なる A, B, C, D の 4 ユニットに区分した。Fig. 4 に代表的なルートにおける柱状図の対比を示す。Fig. 4 は、類似のユニットのシーケンズが戸賀湾を隔てて、a 地域と b 地域の両地域にみられることを示している。大口ほか (1995) は両地域 (潜岩溶岩部層と加茂溶岩部層) のそれぞれで、火山岩類の詳細な岩相区分と全岩 K-Ar 年代の測定結果に基づき 4 つの火山活動ステージに区分した。彼らのステージ区分と本研究のユニット区分との対応関係を以下に簡記する。主要な岩石とその分布に関して、ユニット A は大口ほか (1995) のステージ I にほぼ対応し、ユニット D は大口ほか

(1995) のステージ IV にほぼ対応する。しかしユニット A と D に挟まれるユニット B と C の岩石とその分布は、大口ほか (1995) のステージ II と III のそれに厳密には対応しない。a 地域と b 地域の両地域において、ユニット A の岩石より $26.9 \pm 0.6 \sim 31.1 \pm 0.7$ Ma, ユニット B より $31.5 \pm 0.8 \sim 34.5 \pm 0.9$ Ma, ユニット C より $29.9 \pm 0.7 \sim 34.3 \pm 0.9$ Ma, ユニット D より $31.4 \pm 0.8 \sim 31.9 \pm 0.9$ Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている (大口ほか, 1995)。大口ほか (1995) が変質による若返りと解釈したユニット A の岩石の年代値を除けば、以上の年代値の新旧関係は本研究のユニット区分に基づく層序関

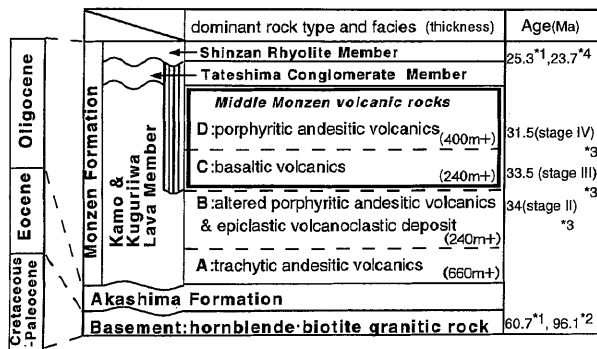


Fig. 3. Stratigraphy of the study area. Radiometric age data: *1, fission track age (Suzuki, 1980); *2, fission track age (Tamanyu, 1978); *3, K-Ar age (Ohguchi et al., 1995); and *4, fission track age (Ganzawa, 1987). Kamo and Kuguriwa Lava Member corresponds to Kamo Lava Member and Kuguriwa Lava Member of Ohguchi et al. (1995).

係と矛盾しない。立島礫岩部層および真山流紋岩部層は加茂溶岩部層を不整合に覆う。また、真山流紋岩部層は分布と構成から、立島礫岩部層を不整合に覆うと判断される。真山流紋岩部層の形成年代については、放射年代値をもとにいくつかの議論がなされている(玉生, 1978; 大口ほか, 1979; 鈴木, 1980; 鴈澤, 1987)。本研究では、本部層の直接的な下位層にあたる加茂溶岩部層の形成年代を明らかにした大口ほか(1995)の結論に追従して、真山流紋岩部層を潜岩・加茂溶岩部層とは異なるより新しい時代の火山活動の産物と位置づけることにする。鴈澤(1987)と鈴木(1980)は、真山流紋岩部層中の流紋岩より、それぞれ、 25.3 ± 0.2 Ma と 23.7 ± 0.7 Ma のジルコン F.T. 年代値を報告している。

潜岩溶岩部層および加茂溶岩部層

ユニット A

主に粗面岩質な組織をもつ安山岩質〜デイサイト質な溶岩および火砕岩で構成される。このうち、無斑晶質なものとは斜長石斑晶のほかに少量の黒雲母斑晶を含むものをサブユニット A1、斜長石斑晶のほかに角閃石斑晶が認められるものをサブユニット A2 とした。後者は a 地域のみ分布する。ユニット A 全体の層厚は a 地域において 660 m 以上と見積もられる。

サブユニット A1

溶岩および火砕岩からなる。溶岩には板状節理が発達することが多い。風化や変質を被っている場合が多く、紫灰色〜赤紫灰色を呈する。新鮮な溶岩は暗灰褐色〜黒色で堅硬緻密である。斜長石や黒雲母の斑晶が板状節理面にほぼ平行に配列している場合がある。一部には、淡黄色で軽石質な部分が板状節理に沿ってレンズ状、パッチ状ないし薄層状に含まれる不均質な溶岩がみられる。また、節理面に沿って赤鉄鉱の脈を産するのが普通である。火砕岩は主に凝灰角礫岩と火山角礫岩からなり、成層構造の発達したエピクラスティックな同質の凝灰岩や火山礫凝灰岩を数枚挟在する。本ユニット最

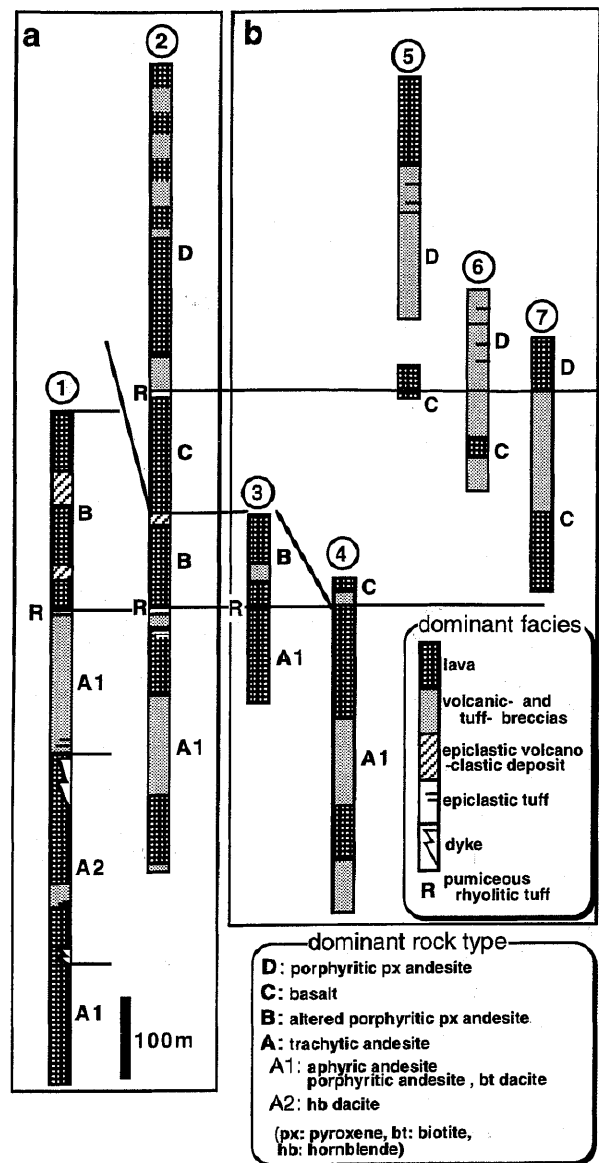


Fig. 4. Columnar sections of the Kuguriwa Lava Member (a) and the Kamo Lava Member (b). Abbreviations a and b, and location numbers (① to ⑦) are the same as in Fig. 2.

上部には、厚さ 120 cm 程度の軽石に富む流紋岩質凝灰岩〜火山礫凝灰岩がみられる。本ユニットはユニット B に整合で覆われるが、b 地域ではユニット B を欠いてユニット C に覆われる関係が認められる。本ユニットの層厚は a 地域において 310 m 以上、b 地域の白糸沢において 360 m 以上と見積もられる。

サブユニット A2

a 地域のみ分布し、サブユニット A1 に挟在される。主に溶岩および火山角礫岩よりなり、成層構造、斜交葉理、荷重痕の発達した厚さ 120 cm 程度のエピクラスティックな安山岩質凝灰岩〜凝灰角礫岩を挟在する。溶岩には板状節理が顕著に発達し、長径 2〜7 mm の斜長石と角閃石が節理面にほぼ平行に配列する。また、本層は露出域全域において著しい風化作用を被っており、鉱物の抜けた空隙が目立つ。火山

角礫岩は基質をほとんどもたない集塊岩様の産状を示し、しばしば溶岩と互層をなす。エピクラスティックな凝灰岩～凝灰角礫岩には、サブユニット A1 中の無斑晶質な安山岩の礫が含まれる。ユニット A は多数の安山岩質～デイサイト質岩脈に貫かれているため、本サブユニット構成岩の上下関係および層厚は不明であるが、構造的にサブユニット A1 に挟まれ、層厚は約 250 m と推定される。

ユニット B

主に変質した斑状輝石安山岩質の凝灰角礫岩～凝灰岩と溶岩の互層からなり、火山性の二次堆積物を頻繁に挟在する。溶岩は紫灰色、紫黒色、あるいはあずき色を呈し、平均径 0.5～1 cm (最大 2 cm) の斜長石の大きな自形結晶が頻繁に含まれる。全体的に著しく変質を受けていて緑泥石や方解石が生じている。凝灰角礫岩と溶岩の互層は緑泥石で充填された発泡孔が発達する塊状の斑状輝石安山岩質の溶岩と、風化作用を受け礫と基質の区別が判然としない凝灰角礫岩～凝灰岩より構成される。火山性の二次堆積物には、粗粒な安山岩質凝灰岩の基質中に主として径 7～20 cm の安山岩の円礫～亜角礫を含むものと、粗粒な砂質の基質中に径数 cm～数十 cm の安山岩質の不淘汰な角礫を含むものの両者が認められる。本ユニットの層厚は a 地域で約 110～240 m 以上、b 地域で 110 m 以上である。

ユニット C

主に玄武岩質～安山岩質な溶岩および凝灰角礫岩～火山角礫岩よりなる。溶岩は黒色粗粒の塊状溶岩でクリンカーを伴う。溶岩一枚の厚さは最大でも 5 m 程度であるが、厚さが 2 m 以下の溶岩は側方に連続せず火山角礫岩に移化することが多い。火砕岩は岩相変化に富むが、主として火山角礫岩からなる。火山角礫岩は塊状溶岩と層厚 8～10 m のセットで互層をなす場合が多い。これらの岩石中には、赤鉄鉱が脈状ないし斑晶鉱物を置換して二次的に生じている。a 地域においては本層最上部に、安山岩質の円礫を含む成層構造の発達する流紋岩質の火山礫凝灰岩～凝灰角礫岩がみられる。本層は a, b 両地域においてユニット D に整合で覆われる。また、b 地域において、立島礫岩部層および真山流紋岩部層に不整合で覆われる関係が認められる。層厚は a 地域で約 150 m, b 地域で 240 m 以上である。

ユニット D

主に斑状組織の顕著な安山岩質溶岩および凝灰角礫岩～火山角礫岩からなる。一般に溶岩は灰色から黒色を呈し、板状節理が顕著に発達する。径 2～5 mm の斜長石および輝石の斑晶が肉眼で観察できる。また二次的に赤鉄鉱が生じていて、全体的に赤色を呈するところもしばしばみられる。凝灰角礫岩～火山角礫岩は赤褐色の細粒な火山灰からなる基質中に、淘汰の悪い安山岩質の亜円～亜角礫を含むものである。a 地域には溶岩と凝灰角礫岩～火山角礫岩のセットが 5 m 以下のオーダーで互層をなしているのが連続して観察される。b 地域の南部では厚さ 1 m 前後の砂質～泥質凝灰岩が数枚挟在される。本ユニットの層厚は a 地域で 400 m 以上、b 地域で 380 m 以上である。

立島礫岩部層

a 地域のみならず分布する。灰色～茶色の粗粒な凝灰質砂岩を基質として、小さいもので径 1～3 cm 大、最大で人頭大の淘汰の悪い円礫～亜円礫を含み礫支持を示す。礫は斑状輝石安山岩と玄武岩からなり前者が優勢である。また、淘汰の良い凝灰質砂岩～砂礫岩が頻繁に挟在される。層厚は約 50 m と見積もられる。

真山流紋岩部層

a 地域のみならず分布する。主に黒雲母斑晶を含む流紋岩質溶岩、凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩、貫入岩よりなる。溶岩は暗灰色～白色を呈し、流理構造が発達する。溶岩を構成する流紋岩はガラス質な基中に黒雲母斑晶を含むものである。また、岩体内部には、青灰色～黒色の長径 10 cm 程度のレンズ状の真珠岩質部分が含まれることがある。凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩は白色、淡桃色、ないし灰色のガラス質な火山灰からなる基質中に、流紋岩質の亜角礫～亜円礫、真珠岩質の円礫および軽石を含むものである。この他に、立島礫岩部層の直上に、成層構造をなす火山礫凝灰岩の薄層が認められる。この薄層は流紋岩質な礫以外に円磨された安山岩の礫を含む。本部層の層厚は 150 m 以上と推定される。貫入岩は本地域最高峰の本山山頂部に岩脈群として産するほか、主に b 地域の海岸部に岩脈として産する。貫入岩の岩質は溶岩のそれに酷似する。これらの流紋岩の貫入岩は真珠岩～黒曜岩を伴うことがある。

岩脈類

本調査地域の露出の良好な海岸には多数の岩脈が認められる(煩雑になるため地質図中からは割愛した)。門前層を貫く岩脈は、流紋岩、斑岩、ヒン岩、安山岩、玄武岩などからなり、ほとんどのものが北北東～北東-南南西～南西の走向をもつ。これらの岩脈の走向は門前層中に発達する主要な断層のそれとほぼ一致する。したがって、岩脈の活動時期は門前層の火山活動期以降であるとみなされる。

岩石記載および鉱物の化学組成

本論文では、潜岩溶岩部層および加茂溶岩部層のうち、比較的風化作用や変質作用の影響の少ない火山岩を多産するユニット C と D の火山岩を対象に岩石学的な検討を行った。ユニット C と D は、層序的な位置づけからは、門前層の中部を構成しているといえる(以下本論文では、ユニット C と D をあわせて門前層中部火山岩類と呼称する)。門前層中部火山岩類の代表的な岩石のモード組成を Table 1 に示した。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-8600SX) を用いて行った。

門前層中部火山岩類の記載岩石学的特徴

門前層中部火山岩類の火山岩は、斑晶鉱物組み合わせの違いから以下の 9 タイプの岩石に分けられる。すなわち、1. カンラン石玄武岩、2. 無斑晶質玄武岩、3. 斜方輝石含有・カンラン石・単斜輝石玄武岩～安山岩、4. 単斜輝石安山岩、5. 斜方輝石安山岩、6. 石英含有・単斜輝石安山岩、7. 石英含有安山岩、8. 斜長石安山岩、9. 単斜輝石・斜方輝石安山岩である。タイプ 1 から 8 の火山岩は、ユニット C の主要な構成岩石で、タイプ 9 はユニット D に特徴的に見いだされる。

Table 1. Modal compositions for the volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation.

Sample No.	125	KH07	KH21	84	KH14	KH16	127	112	KH03	KH08	VV09	AB07	83	AB05	175	183	65	158	159	186
Ol	5.2	6.0	5.8	-	0.3	0.7	0.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0	0	0
Cpx	-	-	-	-	0.2	1.8	1.1	1.2	0.2	0.1	-	0.5	0.3	0.9	-	-	3.5	1.0	2.0	3.4
Opx	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	-	-	-	-	-	4.1	3.8	3.9	4.2
Fe-Ti oxide	tr	tr	tr	tr	tr	tr	-	-	tr	-	tr	-	-	-	-	-	2.8	0.7	0.8	1.1
Pl	16.9	21.0	14.8	5.7	1.0	11.5	17.0	8.4	1.7	2.0	0.7	0.8	1.1	0.3	0.7	5.0	34.3	45.2	24.0	22.4
Pl(dusty)	-	-	-	-	3.5	-	-	-	-	0.8	3.5	4.0	4.4	4.0	4.3	-	-	-	0.1	-
Qz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	0.7	0.7	0.7	-	-	-	-	-
gm	77.9	73.0	79.4	94.3	95.0	86.0	81.1	90.4	97.7	97.1	95.6	94.6	93.5	94.1	94.3	95.0	55.3	49.3	69.2	68.9
type	1	1	1	2	3	3	3	4	4	4	5	6	6	6	7	8	9	9	9	9
group	HTG					LTG					MTG					LTG	PAG			

Ol, olivine; Cpx, clinopyroxene; Opx, orthopyroxene; Pl, plagioclase; Pl(dusty), plagioclase with dusty zone; Qz, quartz; gm, groundmass; tr, trace. "type" represents type of phenocryst assemblage.

カンラン石玄武岩 (タイプ 1) 斑晶は主にカンラン石および斜長石からなり, わずかに Fe-Ti 酸化物の微斑晶 (0.1 mm 以下) が認められる。カンラン石と斜長石のモード組成はそれぞれ, 5.2~6.0% と 14.8~21.0% である (Table 1)。カンラン石は 0.2~0.5 mm の自形結晶で, ほとんどがサポナイト様の粘土鉱物や鉄鉱物に置換されている。一部の試料に限定的に見出される新鮮なカンラン石斑晶には, 裂開に沿ってイデイングサイトが発達しているが累帯構造は明瞭でない。斜長石斑晶はアルバイト式双晶の発達する最大で 2 mm 程度の自形結晶のものがほとんどで, まれに斜長石のみからなる集斑晶もみられる。累帯構造はリム部以外はほとんどみられない。石基は斜長石, 単斜輝石, Fe-Ti 酸化物, 粘土鉱物, シリカ鉱物および少量の燐灰石からなり, やや粗粒なインターグラニューラー組織を呈する。カンラン石斑晶の Fo% ($100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$, 原子比) は 70 前後である。斜長石斑晶のコア部の組成は An_{60-70} の比較的狭い組成幅に集中する (Fig. 5)。

無斑晶質玄武岩 (タイプ 2) 斑晶はほとんど斜長石のみからなり, モードで 5.7% 含まれる (Table 1)。わずかに Fe-Ti 酸化物が認められる。この岩石の産出頻度は他の岩石に比べ極めて低い。斜長石斑晶の多くは 0.5 mm 以下の清澄な短冊状自形~半自形結晶である。まれに, 長径 6 mm に及ぶ大型の結晶がみられる。石基は斜長石, 単斜輝石, 粘土鉱物, Fe-Ti 酸化物からなり, 粗粒なインターグラニューラー組織を示す。多くの斜長石斑晶のコア部の組成は An_{58-68} , 大型の結晶のそれは An_{58-60} である (Fig. 5)。

斜方輝石含有・カンラン石・単斜輝石玄武岩~安山岩 (タイプ 3) 斑晶は主に斜長石, 単斜輝石, カンラン石からなり, わずかに Fe-Ti 酸化物の微斑晶 (0.05 mm 以下) が認められ, まれに斜方輝石が含まれる。モード組成はそれぞれ 11.5~17.0% (斜長石), 1.1~1.8% (単斜輝石), 0.7~0.8% (カンラン石) である (Table 1)。斜長石斑晶は 0.5 mm から最大で 2 mm の自形~半自形結晶である。単独の結晶と集斑晶の両者がみられ, 後者は 0.5 mm 程度の小型の斜長石に限ってみられる。1 mm 以上の斑晶には累帯構造が普通にみられる。単斜輝石斑晶は 0.3~1.5 mm 程度で, 結晶のリム付近が分解して丸みを呈するものや破片状のものがほとんどである (例えばサンプル KH16)。主に単独の結晶として産するが, まれに, 半自形の斜長石とともに集斑晶を形成するものがある。

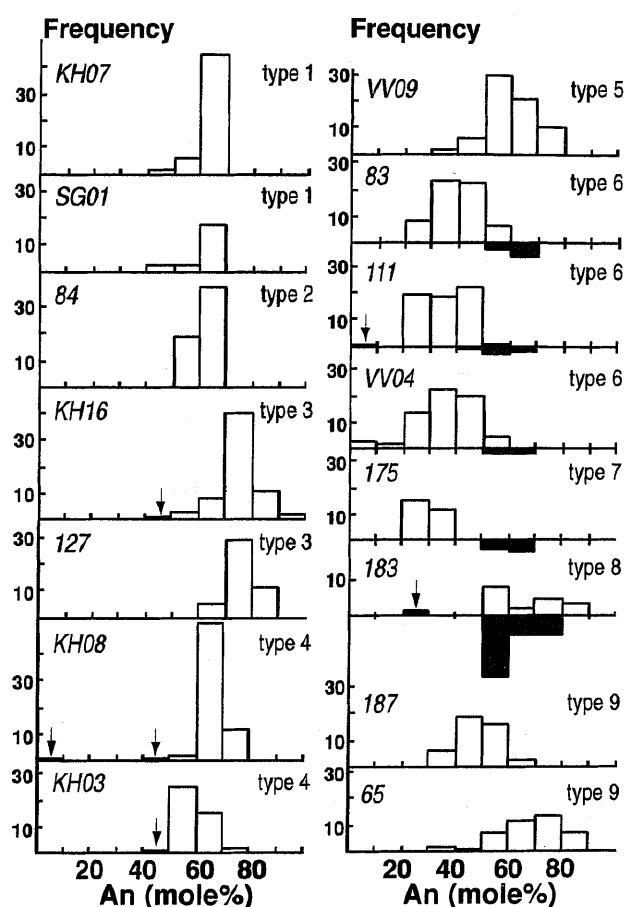


Fig. 5. Frequency distribution diagrams for An (mole %) of plagioclases. The hollow and filled columns show the composition of phenocryst-cores and groundmass plagioclases, respectively. Arrows indicate the existence of small column. The sample number and phenocryst assemblage type are the same as those in Table 1.

大部分は淡黄色~淡桃色を呈し, セクター累帯構造が顕著である。カンラン石斑晶は 0.3~0.8 mm の紡錘形の自形結晶であるが, サポナイト~緑泥石に置換されて仮象となっている。斜方輝石は 0.2 mm 程度の長柱状自形結晶でごく少量みられる。石基は, 斜長石, 単斜輝石, Fe-Ti 酸化物, 粘土鉱物, ガラスより構成され, インターグラニューラー組織を示す。斜長石斑晶のコア部の組成は An_{70-80} にピークをもつユニモー

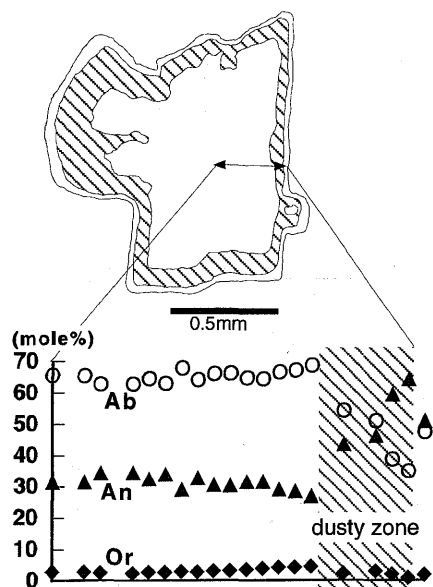


Fig. 6. A step scanning profile across a plagioclase phenocryst from type 6 andesite (sample 83), in which An, Ab and Or components are shown.

ダルな組成分布を示す (Fig. 5). サンプル KH 16 の単斜輝石斑晶のコア部の組成は, Mg 値 ($100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$, 原子比) で 85~86 である. なお, サンプル KH 14 は他の岩石 (サンプル KH 16 とサンプル 127) と異なり, 無斑晶質 (モードで 95% は石基) である (Table 1). この岩石中の斜長石斑晶のほとんどに汚濁帯が形成されている.

単斜輝石安山岩 (タイプ 4) 斑晶は斜長石と少量の単斜輝石よりなり, モード組成はそれぞれ 1.7~8.4% と 0.2~1.2% である (Table 1). また, 一部の岩石 (サンプル 61) には角閃石 (仮像), 斜方輝石, Fe-Ti 酸化物の斑晶がごく少量含まれる. 斜長石斑晶は 0.3~1.5 mm の短冊状自形~半自形の単独の結晶がほとんどであるが集斑晶も存在する. 斜長石には比較的清潔なものと汚濁帯を含むものがみられ, 両者において累帯構造がよく発達する (例外的にサンプル 89 と 112 には汚濁した斜長石が認められない). 単斜輝石斑晶は 0.1 mm 程度のものが多く最大でも 0.5 mm を超えない. 斜長石とともに集斑晶をなすこともある. 単斜輝石にはセクター累帯構造がほとんど例外なく発達する. ほとんどの岩石の石基は斜長石, 単斜輝石, Fe-Ti 酸化物, 粘土鉱物からなり, インターグラニューラー組織を呈するが, 一部の岩石 (サンプル 61) はインターサータル組織と細粒なインターグラニューラー組織が混在する不均質な石基組織をもつ. 斜長石斑晶のコア部の組成頻度は, 試料によって $\text{An}_{50\sim60}$ に 1 つのピークをもつものと $\text{An}_{60\sim70}$ にピークをもつものの両者がみられる (Fig. 5). まれに 5 mm 程度の石英結晶のみからなる捕獲岩片とパッチ状のシリカ鉱物を含む.

斜方輝石安山岩 (タイプ 5) 斑晶の斜長石と斜方輝石のモード組成はそれぞれ, 4.2% と 0.1% である (Table 1). わずかに Fe-Ti 酸化物の微斑晶 (0.05 mm 以下) が認められる. 斜長石斑晶は清潔なものと汚濁帯が発達するものとがある.

前者の多くは 0.3~0.5 mm の自形~半自形の単独の結晶としてみられ, 累帯構造がよく発達し, コア部は緑泥石に置換されていることが多い. 後者は 1 mm 程度の結晶で不定形を呈する. 汚濁帯はリム部を除く結晶全体にわたっており, そこには細粒な鉄鉱物やガラスが生じている. 斜方輝石斑晶は 0.2~0.6 mm の長柱状自形結晶である. 石基は斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, Fe-Ti 酸化物, 粘土鉱物からなる比較的細粒なインターグラニューラー組織を示す部分と, 斜長石, 緑泥石, シリカ鉱物からなる比較的粗粒な部分の両者がみられる. これら両者の境界は明瞭でない. 後者の石基部には自形の斜方輝石の微斑晶が比較的多くみられる. 斜長石斑晶のコア部の組成は $\text{An}_{38\sim77}$ と幅広く, 組成頻度のピークは $\text{An}_{50\sim60}$ の範囲にある (Fig. 5).

石英含有・単斜輝石安山岩 (タイプ 6) 斑晶は主に斜長石, 単斜輝石, 石英からなる. 斜長石, 単斜輝石, 石英のモード組成は, それぞれ 2.8~8.4%, 0.1~0.5%, 0.1~0.7% である (Table 1). 本岩は石英を比較的頻繁に含むことでタイプ 4 の岩石と区別される (Table 1).

斜長石斑晶には清潔なものと汚濁帯が発達するものとがあるが, 量的には後者の方が多くみられる (Table 1). 清潔な斜長石斑晶は 0.5 mm 程度の大きさのものに限られ自形を示す. このような斜長石には, まれに An 成分に乏しいセクター ($\text{An}_{40\sim57}$) と比較的 An 成分に富むセクター ($\text{An}_{57\sim60}$) からなるものが認められる. 汚濁した斜長石斑晶は最大で 2.5 mm に達する半自形結晶である. 汚濁帯は細粒な Fe-Ti 酸化物, シリカ鉱物, 単斜輝石, ガラス等を包有している. 汚濁帯の発達する斜長石には, 1) 清潔なリム部を除く広い範囲に汚濁帯が形成されているものと, 2) 清潔なリム部とコア部の間に汚濁帯が形成されているものの 2 種類がある. 鏡下において後者が前者よりも大きい (1 mm 以上) 傾向にある. また, Fig. 6 に示されるように後者の斜長石においては, 汚濁帯とリム部との境界は結晶の外形に平行で明瞭であるが, コア部との境界は不規則でかつ不明瞭な場合が多い. この斜長石は, コア部 ($\text{An}_{27\sim34}$) よりも汚濁帯とリム部 ($\text{An}_{46\sim64}$) の方が An 組成に著しく富む逆累帯構造を呈する (Fig. 6). また, この斜長石のコア部よりも石基中の斜長石の方が高い An 組成を示す (Fig. 5).

単斜輝石斑晶は 0.2 mm 前後の自形~半自形の結晶と 0.5 mm 以上の不定形のものがある. 前者の多くは明瞭なセクター累帯構造を示す. 後者の不定形の単斜輝石斑晶は結晶内部が蜂の巣状に汚濁されている. 汚濁した部分は主に長石, シリカ鉱物, Fe-Ti 酸化物の微結晶によって占められている.

石英は 0.2~1.2 mm で融食形を呈する. 多くは単独結晶として産するが, まれに波動消光を示す石英粒子から構成される集合結晶をなすものもある. これらにはほぼ例外なく単斜輝石とシリカ鉱物 (トリディマイト) などの集合物からなる反応縁が発達する. この反応縁には以下の 3 つの異なる産状がみられる. 1) 石英の周囲を粗粒な単斜輝石が直接取り囲み, さらにその周囲に細粒な単斜輝石とシリカ鉱物が生じているもの (Fig. 7-a), 2) 著しく融食された石英の周囲にシリ

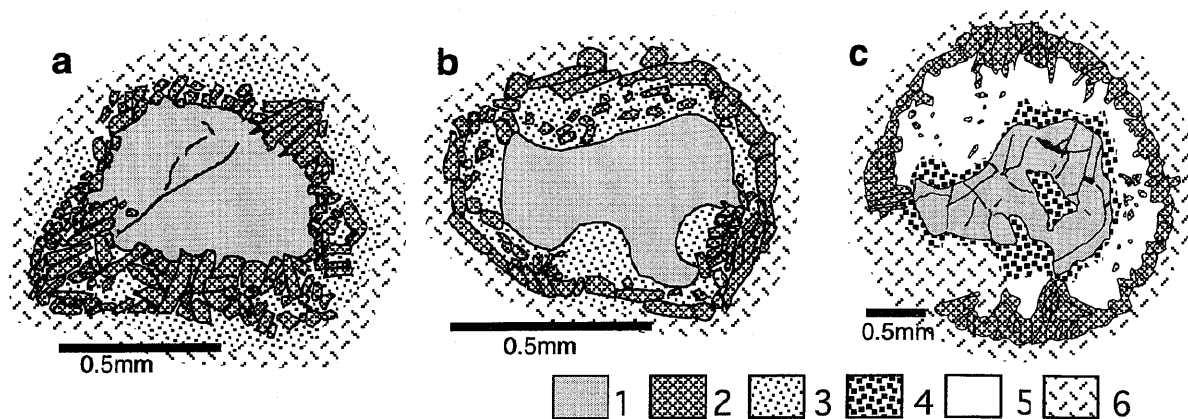


Fig. 7. Schematic illustrations of three types of xenocrystic quartz grains in type 6 andesite. 1, quartz; 2, clinopyroxene; 3, silica mineral; 4, dusty part composed of silica mineral, fine-grained clinopyroxene and numerous unidentified fine-grained opaque particles; 5, felsic glass; and 6, groundmass.

カ鉱物と細粒な単斜輝石が生じ、さらにその外側を粗粒な単斜輝石が取り囲んでいるもの (Fig. 7-b), 3) 融食形の石英をシリカ鉱物と単斜輝石の微結晶および不透明な微小粒子からなる汚濁した部分を取り囲み、その周囲に無色透明なガラスと単斜輝石が生じているもの (Fig. 7-c) の3つである。このうち、前2者が多くみられ、後者はまれにしかみられない。石英の反応縁においてシリカ鉱物と共存する単斜輝石の TiO_2 含有量 (平均で約 0.6%) は、斑晶単斜輝石のそれ (約 1.8%) と比べ著しく低く、石基のそれ (約 1.0%) と比べてもわずかに低い値を示す (Table 2)。

ほとんどの岩石の石基は斜長石、単斜輝石、Fe-Ti 酸化物、粘土鉱物、シリカ鉱物と少量の燐灰石からなるインターグラニューラー組織を示す。ごくまれにインターグラニューラー組織を示す石基中に 2 mm 以下のパッチ状のシリカ鉱物と粒状の単斜輝石のみからなる部分を含む岩石がみられる (サンプル 111)。石基の単斜輝石の Mg 値は 68.0 (サンプル 83) ~ 70.5 (サンプル AB07) である。

まれに融食されたカリ長石と捕獲岩片が含まれる。捕獲岩片は細粒な花崗岩様な組織 (自形~半自形の斜長石と他形の石英からなる) を示す岩片、融食された砂岩様の (入り組んだ境界をもつ複数の石英粒子からなる) 岩片などである。

石英含有安山岩 (タイプ 7) 単斜輝石斑晶を欠いているのはタイプ 6 の安山岩と似た記載岩石学的特徴を有する。斜長石斑晶と石英はモードで 5.0% と 0.7% 含まれる (Table 1)。本岩は石英を含むことでタイプ 8 の岩石と区別される。斜長石斑晶としたものには、タイプ 6 の安山岩と同様に清澄なものと汚濁帯が発達したものがある。後者の清澄なコア部の組成は石基中の斜長石よりも An 組成が低い (Fig. 5)。石基の単斜輝石の Mg 値は 76.8 (サンプル 175) である。

斜長石安山岩 (タイプ 8) 斑晶は斜長石のみでモードで約 5% 含まれる (Table 1)。斜長石斑晶はコア部に塵状の包有物を多数含む 0.5~1.0 mm 程度の自形~半自形結晶である。石基は斜長石、単斜輝石、Fe-Ti 酸化物、粘土鉱物、シリカ鉱物よりなり、インターサータル組織を示す。斜長石斑晶のコア部の組成は An_{50-90} と幅広い (Fig. 5)。

単斜輝石・斜方輝石安山岩 (タイプ 9) 斜長石斑晶が多く含まれモードで 22.4%~45.2% に達する (Table 1)。斜方輝石と単斜輝石はモードでそれぞれ 2.6~4.1% と 1.0~3.5% 含まれる。この他に、Fe-Ti 酸化物が斑晶として 0.7~2.8% 含まれる。斜長石斑晶には清澄なものと汚濁帯の発達するものとがみられ、累帯構造は両者において一般的にみられる。斜長石のコア部はユニモーダルな組成分布を示すが、組成範囲は広がっている (Fig. 5)。汚濁帯を伴う斜長石には、まれにカリ長石が包有される。単斜輝石は単独結晶のものと集斑晶を構成するものの両者が認められる。単独結晶は大きさと形態がさまざま、リム部が分解されて丸みを帯びたものや破断されたものが多い。集斑晶を構成する単斜輝石は斜長石、Fe-Ti 酸化物、斜方輝石と共存するものとシリカ鉱物と共存するものがみられる。単斜輝石斑晶のコア付近の Mg 値の範囲が広い (サンプル BU 05; 68~84, 平均値は 77; サンプル 187; 69~74, 平均値は 72)。斜方輝石斑晶は 1 cm に満たない自形~半自形結晶である。斜方輝石斑晶の Mg 値は、サンプル BU 05 中のものが 66~79 (平均値は 69)、サンプル 187 中のものが 64~71 (平均値は 67) である。石基は主に斜長石、単斜輝石、斜方輝石、Fe-Ti 酸化物、シリカ鉱物からなり、ほとんどの岩石が細粒なインターサータル組織を示す。

全岩化学組成

1. 試料の選別と測定方法

上述のように、門前層中部火山岩類の斑晶鉱物のうちカンラン石の大部分と斜方輝石の一部が粘土鉱物に変質しており、石基には粘土鉱物がみられるが、斑晶および石基の単斜輝石と斜長石の大部分は新鮮である。また、溶岩には脈状の赤鉄鉱が頻繁にみられる。本研究においては、門前層中部火山岩類の中からできるだけ新鮮な岩石を選別し、それらから脈状の赤鉄鉱などを取り除き全岩化学分析を行った。分析した試料数は主要元素について 45 試料、微量元素について 41 試料である。

化学分析は、新潟大学理学部に設置されている理学社製蛍光 X 線分析装置 RIX 3000 を用いて行った。主要元素の分析

Table 2. Major and trace element compositions for the volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation.

	no.1	no.2	no.3	no.4	no.5	no.6	no.7	no.8	no.9	no.10	no.11	no.12	no.13	no.14	no.15
Sample no.	KH-07	125	KH21	SP16	SG01	84	KH14	KH-16	127	KH-15	KH-08	KH-09	89	VV-08	VV-05
SiO ₂ (wt.%)	51.69	51.19	51.89	52.16	51.36	50.19	53.12	52.13	51.44	54.03	53.26	54.68	54.47	52.95	53.77
TiO ₂	1.53	1.70	1.55	1.52	1.52	1.46	1.52	1.19	1.21	1.02	1.01	0.99	1.25	1.23	0.95
Al ₂ O ₃	17.87	18.41	17.52	17.61	17.59	17.84	17.56	17.32	18.98	17.54	17.94	17.84	18.50	17.72	17.71
FeO*	8.50	7.59	8.49	8.06	8.02	8.90	7.90	7.77	7.56	7.00	6.99	6.87	6.93	7.34	6.99
MnO	0.12	0.17	0.14	0.13	0.11	0.14	0.24	0.17	0.15	0.09	0.06	0.09	0.12	0.12	0.14
MgO	7.47	5.34	5.50	5.07	5.00	6.52	5.30	7.15	5.35	6.30	5.75	5.72	5.61	5.32	5.31
CaO	7.93	8.54	7.82	8.17	8.17	8.09	7.05	9.51	9.00	7.84	7.89	7.79	7.95	8.38	7.93
Na ₂ O	4.32	3.65	4.87	4.29	3.97	3.25	3.51	2.81	4.28	3.19	3.28	3.37	3.90	3.52	3.22
K ₂ O	1.03	1.17	1.09	1.03	1.06	1.26	0.94	0.82	1.09	1.30	1.43	1.35	1.34	0.89	1.32
P ₂ O ₅	0.37	0.43	0.37	0.37	0.37	0.37	0.43	0.26	0.22	0.29	0.28	0.27	0.27	0.27	0.27
L.O.I.	1.06	2.01	0.72	1.14	2.09	1.64	1.66	0.96	0.86	1.63	2.20	1.17	0.72	1.91	1.99
total	101.88	100.19	99.95	99.55	99.25	99.66	99.24	100.09	100.14	100.24	100.08	100.15	101.07	99.65	99.60
FeO*/MgO	1.14	1.42	1.54	1.59	1.61	1.37	1.51	1.09	1.41	1.11	1.22	1.20	1.23	1.38	1.32
Nb (ppm)	10.4	12.8	12	11	11	7.4	14	7	4.6	10.3	8.8	8.7	7.3	7.8	8.7
Ni	116	120	105	114	109	93	90	79	71	106	112	99	97	109	102
Rb	7	3	9	8	7	8	6	6	5	12	18	16	9	4	18
Sr	566	591	567	577	582	687	608	696	702	613	618	596	626	640	609
Y	25	34	25	25	26	27	27	21	22	19	20	17	21	18	19
Zr	182	234	180	184	184	170	210	130	118	167	160	161	156	148	154
Cr	183	204	166	212	195	89	134	147	83	133	167	97	84	91	117
V	216	257	160	161	165	202	138	190	187	142	148	147	172	180	148
type	1				2		3			4					
group	HTG									LTG					
	no.16	no.17	no.18	no.19	no.20	no.21	no.22	no.23	no.24	no.25	no.26	no.27	no.28	no.29	no.30
Sample no.	VV-07	VV-06	KH-02	KH-04	KH-03	112	KH-01	61	VV-09	183	174	111	123	83	173
SiO ₂ (wt.%)	54.10	53.61	55.55	53.68	54.59	54.22	53.99	57.10	53.94	55.13	55.10	55.19	54.95	53.95	55.07
TiO ₂	0.95	0.97	1.01	0.99	1.01	1.02	1.03	0.89	0.93	0.91	1.24	1.33	1.37	1.23	1.23
Al ₂ O ₃	17.77	17.62	17.33	17.93	17.49	17.68	17.59	18.51	17.51	18.71	17.89	17.16	17.28	17.82	17.96
FeO*	6.93	6.89	6.74	7.00	7.13	6.82	6.79	5.95	6.76	6.63	7.48	7.61	7.76	7.37	7.33
MnO	0.11	0.13	0.11	0.12	0.10	0.16	0.09	0.12	0.14	0.11	0.14	0.15	0.15	0.13	0.14
MgO	5.90	5.20	4.97	4.80	4.75	4.59	4.56	3.12	5.20	3.94	4.59	4.42	4.34	4.33	4.23
CaO	7.94	7.96	8.08	7.73	7.81	7.95	7.83	7.46	7.92	7.72	7.66	6.71	6.84	7.35	7.21
Na ₂ O	3.34	3.12	3.27	3.24	3.28	3.38	3.59	3.54	3.18	3.49	4.01	3.63	3.51	3.97	4.17
K ₂ O	1.27	1.25	1.21	1.68	1.51	1.55	1.54	1.32	1.18	1.59	1.45	1.71	1.66	1.72	1.61
P ₂ O ₅	0.27	0.26	0.30	0.28	0.31	0.24	0.30	0.24	0.26	0.23	0.24	0.27	0.27	0.23	0.24
L.O.I.	1.75	1.83	1.19	2.28	1.72	1.24	1.62	0.82	1.71	1.40	0.43	0.81	1.39	1.23	0.91
total	99.73	98.85	99.75	99.72	99.70	98.85	98.92	99.07	98.73	99.87	100.23	99.00	99.51	99.33	100.09
FeO*/MgO	1.31	1.33	1.36	1.46	1.50	1.49	1.49	1.90	1.30	1.68	1.63	1.72	1.79	1.70	1.73
Nb (ppm)	8	8.2	8.6	8.4	9.3	5.7	9.6	3.4	7.1	4.7	6	8.3	7.7	5.2	6.4
Ni	104	104	91	98	92	75	103	25	101	61	37	77	80	38	37
Rb	14	16	10	38	21	18	25	10	11	15	18	21	19	22	21
Sr	614	613	619	610	601	686	607	1071	614	761	594	529	528	585	575
Y	20	20	21	19	19	22	18	16	19	18	27	25	25	27	26
Zr	155	154	164	163	168	155	163	133	151	139	186	163	168	185	185
Cr	110	112	117	105	115	89	157	26	110	24	60	84	89	172	61
V	143	158	158	154	147	149	161	123	142	137	189	180	185	174	179
type	4						5			6					
group	LTG									MTG					
	no.31	no.32	no.33	no.34	no.35	no.36	no.37	no.38	no.39	no.40	no.41	no.42	no.43	no.44	no.45
Sample no.	VV-04	AB05	AB-07	175	161	158	65	187	135	160	159	BU05	SG02	186	KH18
SiO ₂ (wt.%)	55.85	55.19	55.72	54.36	54.24	55.70	55.61	58.89	58.28	58.18	58.14	54.19	56.47	58.88	58.86
TiO ₂	1.17	1.30	1.15	1.22	1.18	0.82	0.83	0.96	1.01	1.13	1.12	0.99	0.97	0.90	0.97
Al ₂ O ₃	17.43	17.00	17.22	17.68	17.77	18.71	18.84	17.21	17.23	17.58	17.56	17.48	17.21	16.84	17.41
FeO*	7.24	6.92	6.65	7.37	7.28	6.26	6.31	6.42	6.20	6.09	6.52	7.27	6.43	5.97	5.70
MnO	0.16	0.11	0.11	0.15	0.13	0.12	0.13	0.13	0.10	0.13	0.12	0.15	0.12	0.11	0.15
MgO	3.49	4.49	4.04	3.92	4.27	4.15	3.96	3.39	3.22	2.64	2.59	4.63	4.30	3.15	2.90
CaO	7.23	6.50	6.64	7.15	7.55	7.74	7.86	5.81	5.85	5.52	5.54	8.09	6.69	5.58	5.90
Na ₂ O	3.84	3.80	3.96	4.04	4.05	3.41	3.82	3.86	3.94	4.65	4.17	3.76	3.66	4.05	4.16
K ₂ O	1.31	1.41	1.44	1.61	1.64	1.43	1.40	2.12	2.09	2.14	2.08	1.05	1.60	1.81	1.86
P ₂ O ₅	0.24	0.27	0.22	0.23	0.24	0.26	0.25	0.25	0.27	0.30	0.30	0.24	0.25	0.25	0.27
L.O.I.	1.14	2.09	2.63	1.39	1.40	1.03	1.13	1.34	1.06	1.31	1.35	1.63	1.98	1.39	0.72
total	99.10	99.08	99.79	99.12	99.76	99.63	100.15	100.38	99.23	99.67	99.49	99.48	99.69	98.94	98.90
FeO*/MgO	2.07	1.54	1.65	1.88	1.70	1.51	1.59	1.89	1.92	2.31	2.52	1.57	1.49	1.90	1.97
Nb (ppm)	8.4	10.5	8	6.6	9.5	4.1	5.6	3.2	9.6	9	9.1	na	na	na	na
Ni	37	79	81	49	18	29	28	28	26	7	7	na	na	na	na
Rb	18	20	21	19	33	11	10	32	32	33	33	na	na	na	na
Sr	581	542	559	628	414	786	723	546	547	524	518	na	na	na	na
Y	25	22	19	19	20	18	17	27	25	25	25	na	na	na	na
Zr	175	162	144	189	209	135	142	231	222	214	215	na	na	na	na
Cr	60	82	65	85	11	14	13	40	40	0	0	na	na	na	na
V	179	176	163	161	97	122	125	135	141	164	166	na	na	na	na
type	6				7		9								
group	MTG						PAG								

FeO*: total Fe as FeO. L.O.I. represents loss on ignition. See Table 1 about "type". See text about "group". na; not analysed.

は、中川・小松 (1983) および高橋・周藤 (1997) のガラスビード法に従い、微量元素の分析については、川野ほか (1992) の粉末法と高橋・周藤 (1997) のガラスビード法に従って行った。全ての方法においてタングステンカーバイド

製の乳鉢とサンプル・ミルを用いて粉碎した粉末試料を用いた。分析結果を Table 2 に示す。なお、主要元素の記述にはすべての分析値を無水 100% に換算した値を用いた。

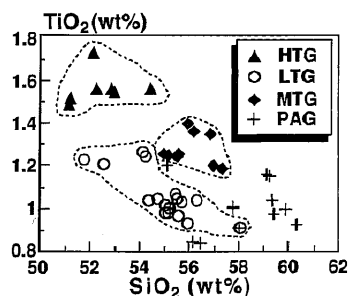


Fig. 8. SiO_2 - TiO_2 variation diagram for the volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation. HTG, high TiO_2 basalt group; LTG, low TiO_2 basalt and andesite group; MTG, quartz bearing medium TiO_2 andesite group; and PAG, porphyritic andesite group.

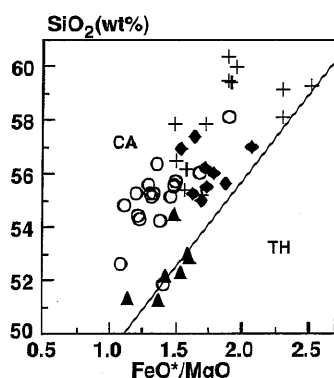


Fig. 9. FeO^*/MgO - SiO_2 diagram for the volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation. A solid line represents the boundary between the fields of tholeiitic series (TH) and calc-alkaline series (CA) (Miyashiro, 1974). Symbols are the same as in Fig. 8. FeO^* , total iron as FeO .

2. HTG, LTG, MTG および PAG の主要元素組成および微量元素組成の特徴

門前層中部火山岩類は玄武岩から安山岩の組成範囲にある。筆者らは、門前層中部火山岩類を記載岩石学的特徴と TiO_2 の含有量の違いに基づき 4 つの岩石グループに区分した。すなわち、 TiO_2 に富む玄武岩質岩石のグループ (high TiO_2 basalt group; HTG), TiO_2 に乏しい玄武岩～安山岩のグループ (low TiO_2 basalt and andesite group; LTG), 石英を含み HTG と LTG の中間的な TiO_2 をもつ安山岩のグループ (quartz bearing medium TiO_2 andesite group; MTG), 斑晶を多量に含む安山岩のグループ (porphyritic andesite group; PAG) の 4 グループである (Fig. 8)。斑晶鉱物組み合わせから区分された 9 タイプのうち、タイプ 1, 2 とタイプ 3 のうちの無斑晶質な安山岩は HTG に、タイプ 3 (斑晶に富む玄武岩質岩石), 4, 5, 8 は LTG に属する。また、タイプ 6 と 7 は MTG に属し、タイプ 9 は PAG に属する。

Fig. 9 に FeO^*/MgO - SiO_2 図を示す。HTG の玄武岩はカルクアルカリ系列とソレライト系列の境界線 (Miyashiro, 1974) に沿って変化し、安山岩はカルクアルカリ系列の領域

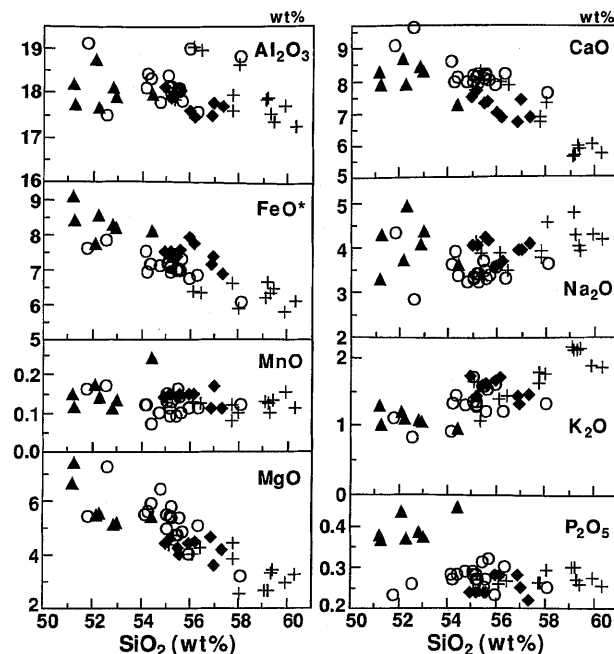


Fig. 10. SiO_2 -major element variation diagrams for the volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation. Symbols are the same as in Fig. 8.

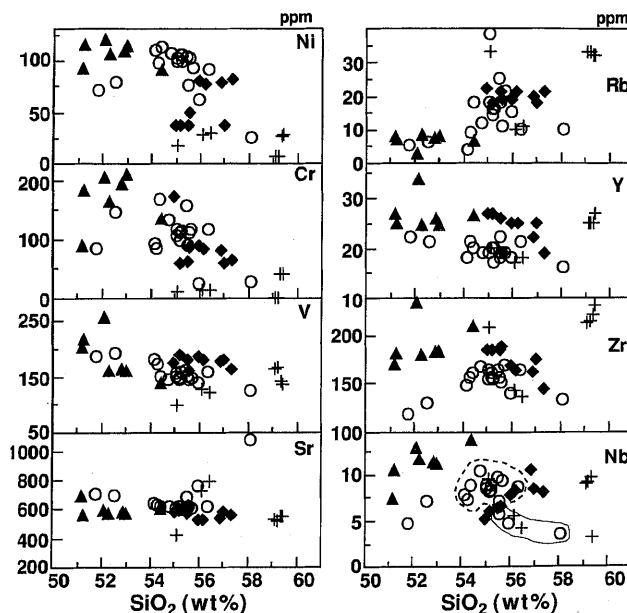


Fig. 11. SiO_2 -trace element variation diagrams for the volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation. Symbols are the same as in Fig. 8. The high Nb- and low Nb-andesites in the LTG are enclosed by broken and solid lines, respectively.

にプロットされる。LTG の玄武岩と安山岩の多くはカルクアルカリ系列の領域にプロットされるが、玄武岩の 1 試料はカルクアルカリ系列とソレライト系列の境界線上にプロットされる。MTG と PAG の岩石はいずれもカルクアルカリ系列の領域にプロットされるが、両系列間の境界線の近傍にプロットされるものと境界線から離れてプロットされるものが

Table 3. Sr and Nd isotopic compositions, and Nd and Sm contents for the volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation.

Sample no.	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(±2σ)	Nd(ppm)	Sm(ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	Nd I	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(±2σ)	Sr I	
KH07 _{ave.}	0.512818	-	20	4.6	0.1385	0.512788	0.704255 ± 11	0.704239
*-1	0.512808 ± 14	-	-	-	-	-	-	-
*-2	0.512826 ± 30	-	-	-	-	-	-	-
*-3	0.512819 ± 14	-	-	-	-	-	-	-
125 _{ave.}	0.512832	-	23	5.3	0.1370	0.512802	0.704210 ± 14	0.704203
*-1	0.512842 ± 13	-	-	-	-	-	-	-
*-2	0.512815 ± 14	-	-	-	-	-	-	-
*-3	0.512837 ± 17	-	-	-	-	-	-	-
84 _{ave.}	0.512755	-	25	5.2	1.2668	0.512728	0.704554 ± 10	0.704539
*-1	0.512745 ± 14	-	-	-	-	-	-	-
*-2	0.512747 ± 13	-	-	-	-	-	-	-
*-3	0.512772 ± 13	-	-	-	-	-	-	-
KH14	0.512737 ± 13	na	na	-	-	na	-	-
KH16 _{ave.}	0.512734	-	19	4.1	0.1325	0.512706	0.704938 ± 14	0.704926
*-1	0.512723 ± 20	-	-	-	-	-	-	-
*-2	0.512737 ± 12	-	-	-	-	-	-	-
*-3	0.512741 ± 21	-	-	-	-	-	-	-
127 _{ave.}	0.512700	-	14	3.4	0.1411	0.512670	0.705010 ± 14	0.705000
*-1	0.512692 ± 20	-	-	-	-	-	-	-
*-2	0.512709 ± 14	-	-	-	-	-	-	-
*-3	0.512698 ± 14	-	-	-	-	-	-	-
KH01	0.512663 ± 14	20	4.3	0.1285	0.512635	0.704738 ± 14	0.704683	
VV09	0.512678 ± 15	42	9.1	0.1299	0.512650	0.704638 ± 7	0.704614	
VV05	0.512685 ± 17	21	4.5	0.1278	0.512658	na		
83	0.512804 ± 14	19	4.2	0.1327	0.512776	na		
AB07	0.512696 ± 11	17	3.7	0.1329	0.512667	0.705033 ± 14	0.704982	
AB05	0.512734 ± 14	18	4.1	0.1337	0.512705	0.704875 ± 14	0.704825	
175	0.512673 ± 14	20	4.1	0.1231	0.512647	0.705058 ± 13	0.705017	
173	0.512771 ± 12	19	4.2	0.1338	0.512742	0.704577 ± 14	0.704528	
135	0.512666 ± 14	23	4.9	0.1260	0.512639	0.705113 ± 14	0.705034	
159	0.512673 ± 12	22	4.6	0.1264	0.512646	0.705010 ± 12	0.704924	
187	0.512665 ± 10	20	4.2	0.1277	0.512638	0.705163 ± 15	0.705084	
158	0.512707 ± 11	10	2.2	0.1292	0.512679	0.704609 ± 13	0.704590	
161	0.512683 ± 14	na	na	-	-	na	-	

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios of three separately decomposed samples of specimens KH07, 125, 84, KH16 and 127 are listed with average values. Nd I (initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) and Sr I (initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) are values at 32.8Ma. na; not analysed.

みられる。

次に SiO_2 -主要元素の変化図 (Figs. 8, 10) における各グループの特徴をみえる。LTG の TiO_2 , FeO^* , MgO , CaO は一部の試料を除いて、 SiO_2 の増大とともに減少するトレンドを形成している。HTG と MTG は、LTG に比べて SiO_2 含有量の組成幅が小さい。同じ SiO_2 量で HTG と LTG を比較すると前者は後者に比べて TiO_2 と P_2O_5 で高く、 FeO^* で一部の試料を除き高く、 MgO と CaO で一部の試料を除き低い傾向を示す。また、MTG は LTG と比較して TiO_2 と FeO^* で高く、 CaO で低い傾向を示す。PAG は他のグループと比較して SiO_2 に富んでいる。また、 SiO_2 - Al_2O_3 , SiO_2 - Na_2O , SiO_2 - K_2O の各変化図上では、一部の試料を除いて各グループともばらつきが大きいことが示される。

Fig. 11 に SiO_2 -微量元素の変化図を示す。HTG は LTG と同じ SiO_2 量で比較すると、Nb, Y, Zr などの HFS 元素 (high field strength elements) に富んでいるが、HTG の玄武岩の中には Y と Zr の含有量が突出して高いものが認められる。HTG の玄武岩は LTG のそれよりも Cr と Ni に富ん

でいる。LTG の Y は SiO_2 の増大にともなって直線的に減少するトレンドを描くのにに対し、Nb と Zr は SiO_2 含有量 55% 付近で増加から減少に変化するトレンドを描く。MTG の Nb は SiO_2 の増大にともなって増加するトレンドを、Zr と Y は減少するトレンドを示す。PAG のデータは SiO_2 -各 HFS 元素の変化図において散在してプロットさる。また、PAG は Cr と Ni にきわめて乏しい。 SiO_2 -Rb の変化図において LTG と MTG のデータはばらつきが大きく、HTG と MTG の Rb は SiO_2 の増減に対して変化が少ないという特徴がみられる。 SiO_2 -V, SiO_2 -Sr の変化図上では HTG の一部の玄武岩と LTG の一部の安山岩を除いて、各グループとも V と Sr の含有量の変化に乏しいことが示される。

Sr, Nd 同位体組成

1. 測定方法

Sr と Nd の抽出は新潟大学理学部の抽出室で行った。100 mg 前後の粉末試料をテフロン製容器内において、40% HF (5 ml), 70% HClO_4 (0.1 ml), 30% HCl (0.5 ml) と混ぜて溶

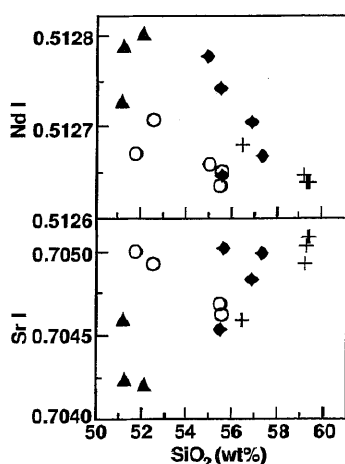


Fig. 12. SiO_2 -NdI and SrI diagrams for the volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation. Symbols are the same as in Fig. 8. Nd I (initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) and Sr I (initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) are values at 32.8 Ma.

解し, 加々美ほか (1982) と Kagami et al. (1987) の方法で抽出した. Sr, Nd 同位体比の測定は, 新潟大学理学部に設置されている質量分析計 MAT 262 を用いて行った. Nd, Sm の定量は, ^{149}Sm と ^{150}Nd の混合スパイクを用いた同位体希釈法により行った. 実験の全過程 (試料分解～測定) でのブランクは平均で Sm が 0.028 ng, Nd が 0.389 ng であった. 測定方法は, Miyazaki and Shuto (1998) に従った. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比と $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は, それぞれ, $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$, $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ に標準化した. 試料の測定過程で得られた標準試料 NBS 987 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比と JNdi の $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は, それぞれ, 0.710243 ± 0.000014 ($N=4$) と 0.512112 ± 0.000015 ($N=4$) である. Sr と Nd の同位体比初生値 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値, Sr I 値; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初生値, Nd I 値) は, York (1966) の方法により, ^{87}Rb の崩壊定数を $1.42 \times 10^{-10}/\text{yr}$, ^{147}Sm のそれを 6.54×10^{-12} (Steiger and Jäger, 1977), 門前層中部火山岩類の噴出年代を 32.8 Ma (大口ほか, 1995) として計算した. 測定結果および Sr I 値・Nd I 値を Table 3 に示す. なお, 玄武岩のうち 5 つの岩石 (サンプル KH 07, 125, 84, KH 16, 127) については, それぞれの岩石で独立に分解・抽出した 3 試料 (溶液) の測定結果とその平均値を示してある. 同位体組成の記述と後述する岩石の成因の項では, このうちの平均値を用いるものとする.

2. HTG, LTG, MTG および PAG の Nd, Sr 同位体組成

Fig. 12 に SiO_2 含有量に対する Nd I 値および Sr I 値の変化図を示す. この図に示されるように, 各グループ内あるいはグループ間で, 以下のような Nd I 値と Sr I 値の特徴が認められる. すなわち, HTG の玄武岩は比較的組成幅が大きく (Nd I 値, 0.51273～0.51280; Sr I 値, 0.70424～0.70454), LTG の玄武岩 (Nd I 値, 0.51267～0.51271; Sr I 値, 0.70493～0.70500) と比べ高い Nd I 値と低い Sr I 値をもっている. LTG の玄武岩の Nd I 値と Sr I 値は LTG の安山岩 (Nd I 値, 0.51264～0.51266; Sr I 値, 0.70461～0.70468) より

Table 4. Bulk distribution coefficients (D_Y , D_{Ti} , D_{Zr} , D_{Nb}) for the fractionating assemblages (phenocryst modal value of four basalt samples, KH 16, KH 07, 125 and 84 in Table 1). The partition coefficients were taken from Pearce and Norry (1979).

group	LTG	HTG		
type	3	1	2	
Sample no.	KH16	KH07	125	84
D _Y	0.14	0.03	0.03	0.03
D _{Ti}	0.09	0.04	0.04	0.04
D _{Zr}	0.05	0.04	0.04	0.05
D _{Nb}	0.01	0.01	0.01	0.01

もわずかに高い. MTG の安山岩は他のグループと比べ大きい組成幅を示し (Nd I 値, 0.51265～0.51278; Sr I 値, 0.70453～0.70502), 1 試料 (タイプ 7 のサンプル 175) を除き, SiO_2 の増大に伴って Nd I 値が減少し, Sr I 値が増大するトレンドをなしている. PAG の安山岩は SiO_2 に乏しい岩石が高い Nd I 値と低い Sr I 値をもち, SiO_2 に富む岩石がより低い Nd I 値と高い Sr I 値をもっている.

門前層中部火山岩類の成因

1. 化学分析値の扱いについて

一般に, Rb や K などの LIL 元素 (large ion lithophile elements) は, 熱水変質作用等によって動きやすいことが知られている (例えば, Rollinson, 1993). 実際に本研究による門前層中部火山岩類の分析値の中で, 特に安山岩の Rb, K_2O , Sr, Na_2O は他の元素に比べて変化図上でのばらつきが大きい (Figs. 10, 11). 岩石記載の項で述べたように, これらの火山岩類の一部の岩石には緑泥石やサポナイトなどの粘土鉱物が生成されているので, Rb, K_2O , Sr, Na_2O などの元素のばらつきの主な要因は火山岩類の噴出以後の熱水変質などにあると考えられる. したがって, 本論文の岩石の成因の検討においては, Rb, K_2O , Sr, Na_2O の含有量や, Rb の含有量によって初生値が大きく変化する Sr 同位体比は用いないこととする. ただし, 玄武岩の Rb, K_2O , Sr のばらつきは, 安山岩におけるこれらの元素量のばらつきに比べて著しく小さいので, 変質作用による玄武岩中のこれらの元素量の変動は小さかったものと判断される. そこで, 玄武岩の地球化学的検討においては, これらの元素も使用することにした.

2. 玄武岩の成因

門前層中部火山岩類のうち玄武岩 (SiO_2 含有量が 51～53%) は, HTG と LTG に含まれる. 前述したように, HTG と LTG の玄武岩では TiO_2 , Y, Zr, Nb などの HFS 元素の含有量および Nd I 値に違いが認められる. この差異の要因について以下に検討する. なお, 前述のように玄武岩 (タイプ 1, 2, 3) には, 安山岩中にみられるような融食した石英や捕獲岩片が全く含まれないことから, 玄武岩の形成過程においては地殻物質の同化作用の影響はなかったものと推測される.

A. 分別結晶作用

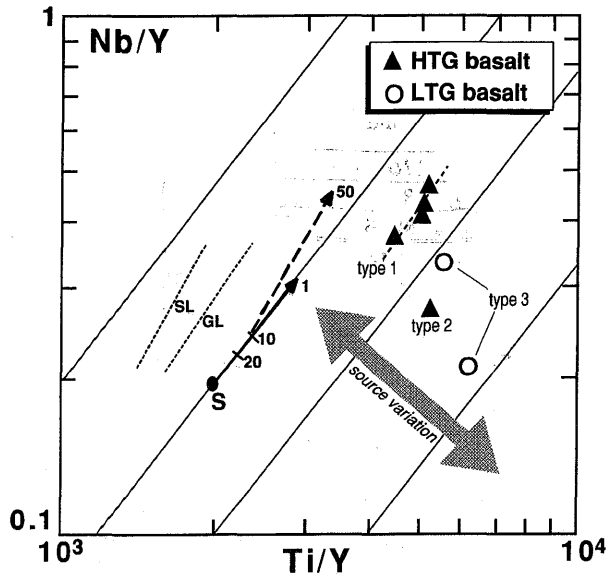


Fig. 13. Ti/Y-Nb/Y diagram for the basaltic rocks ($\text{SiO}_2 < 53\%$) from the middle part of the Monzen Formation. A thick arrow represents the theoretical compositional variation vector for partial melting of a mantle source (S). Compositions are calculated for liquids formed by 1, 10 and 20% melting leaving a harzburgite residue (olivine : orthopyroxene : clinopyroxene = 0.7 : 0.25 : 0.05), using the batch partial melting equation (eq. 4 in Arth, 1976). The dotted lines, subscribed SL and GL, represent slope of the theoretical compositional variation expected by partial melting processes leaving spinel lherzolite residue and garnet lherzolite residue, respectively. The straight lines represent schematic slopes of the compositional variation vectors for partial melting of mantle sources. A broken line represents the theoretical compositional variation vector for liquids formed by fractional crystallization of clinopyroxene. Composition calculated using the Rayleigh fractionation equation (eq. 8 in Arth, 1976) for a liquid formed by 50% fractional crystallization of clinopyroxene from the melt formed by 10% melting of a mantle source (S) is at the arrow top. Crystal-liquid partition coefficients for calculation; Pearce and Norry (1979), Green et al. (1989), and Pearce and Parkinson (1993).

前述のように、HTGの玄武岩は2つのタイプ(タイプ1とタイプ2)、LTGの玄武岩は1つのタイプ(タイプ3)のものからなる(Table 1)。これらの玄武岩のうち FeO^*/MgO 比の小さい3試料(HTGのタイプ1のサンプルKH 07, HTGのタイプ2のサンプル84, およびLTGのサンプルKH16)およびYとZrに著しく富むHTGの1試料(タイプ1のサンプル125)について、斑晶モード組成(Table 1)に基づいた仮想的な分別相に対するY, Ti, Zr, Nbの全岩分配係数を見積もった(Table 4)。4玄武岩の分別相のこれらの元素の全岩分配係数は0.14より小さい範囲で異なるが、Nb以外の元素においてLTGの玄武岩がわずかに大きい値をもつ。Arth (1976)の分別結晶作用の式(第8式)によれば、元素の全岩分配係数が1より十分に小さければ鉱物の最大分別による分化マグマ中の元素濃度は、全岩分配係数の大小に

よっては大きく変化しないことが示唆される。このことは、類似の FeO^*/MgO 比をもち(同程度に分化している)、かつY, Ti, Zr, NbなどのHFS元素の含有量を異にするHTGとLTGの両玄武岩(Figs. 8, 11)が、同一組成の初生玄武岩質マグマからのカンラン石、単斜輝石、斜長石の分別結晶作用によっては生成され得ないことを示唆している。

LTGの玄武岩には、HTGの玄武岩には含まれない単斜輝石斑晶が含まれる。玄武岩質マグマ中におけるY, Tiの単斜輝石への分配は、斜長石やカンラン石に比べ比較的大きい(Rollinson, 1993)。したがって、同一組成の初生玄武岩質マグマにおいて、一方が単斜輝石のみを、他方がカンラン石と斜長石を分別した場合、TiおよびYの含有量に違いのある分化マグマ、すなわち、HTGとLTGに似た玄武岩が生じ得る。しかしながら、前述のようにKH16に含まれる単斜輝石はリム部が分解しているものが多く、その中心部のMg値の平均は85である。この値は全岩と平衡共存が可能な単斜輝石のMg値=64($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=0.1$ と仮定して計算した)に比べ著しく高いので、これらの単斜輝石はKH16を形成したマグマから直接晶出したものではなく、より FeO^*/MgO 比の低いマグマから形成されたものが、後にKH16の玄武岩質マグマ中に取り込まれたものである可能性がある。以上の点を考慮に入れると、HTGとLTGの玄武岩のY, Tiの含有量の違いは、これらの玄武岩質マグマの起源マントル領域でのプロセス、または不均質性によって生じたものと考えられる。また、HTGの玄武岩間におけるY, Zrの含有量の違いも、上述の検討を同様に行えば斑晶鉱物(カンラン石と斜長石)の分別の程度の違いによっては説明されないことが示唆される。

B. 部分溶融程度と起源物質の違い

Fig. 13にHTGとLTGの玄武岩のTi/Y-Nb/Y図を示す。この図において仮想的なマントルカンラン岩(図中のS)の平衡バッチ溶融(部分溶融程度が1%, 10%, 20%のとき)によって生成される液相の組成は、右上がりのベクトル(実線の矢印)上にプロットされる。このベクトルは部分溶融による残存相をハルツバーサイト(カンラン石, 70%; 斜方輝石, 25%; 単斜輝石, 5%)として、Arth (1976)の式(第4式)によって計算したものである。Fig. 13中の4本の右上がりの直線は、Ti/Y比とNb/Y比を異にするマントルカンラン岩の平衡バッチ溶融によって生成される液組成の変化を模式的に表したものである。なお、残存相をザクロ石レルゾライト(カンラン石, 65%; 斜方輝石, 20%; 単斜輝石, 10%; ザクロ石, 5%)とスピネルレルゾライト(カンラン石, 60%; 斜方輝石, 25%; 単斜輝石, 10%; スピネル, 5%)として同様に計算した場合も、残存相をハルツバーサイトとした場合と比べてベクトルの勾配自体はほとんど変わらない(図中の点線GL, ザクロ石レルゾライト; 点線SL, スピネルレルゾライト)。図中の破線の矢印は、マントルカンラン岩(図中のS)が10%溶融して生成された液相(初生玄武岩質マグマ)から単斜輝石が50%分別された場合のマグマの組成変化ベクトルである。このベクトルはArth (1976)のレーリー分別結晶作用の式(第8式)を用いて計算したもので、分別

量が増えれば(分別が進行すれば)ベクトルの大きさは大きくなる。なお, カンラン石, 斜長石, 斜方輝石の分別によってはマグマ中の Ti/Y 比と Nb/Y 比はほとんど変化しない。以上のモデル計算の結果, 同一組成のマントルカンラン岩の部分溶融によって生じるマグマ中の Ti/Y 比と Nb/Y 比は, 部分溶融程度が小さいほど大きな値となり。また, 単斜輝石の分別が進行すれば, 分化したマグマ中のこれらの比は小さいものから大きいものへと変化することが示唆される。

HTG のタイプ 1 の玄武岩(カンラン石玄武岩)は, 部分溶融と単斜輝石の分別による模式的な直線にほぼ平行にプロットされる。一方, HTG のタイプ 2 の玄武岩と LTG の玄武岩(タイプ 3)は, HTG のタイプ 1 の玄武岩のなすトレンドに斜交する右下の領域にプロットされる。このことから, HTG のタイプ 1 の玄武岩間にみられる Ti/Y 比と Nb/Y 比の違いは, マントルカンラン岩の部分溶融程度の違い, 初生玄武岩質マグマからの単斜輝石を主とした分別結晶作用の程度の違い, あるいはこれら両者の組み合わせによる違いを反映している可能性がある。HTG のタイプ 2 の玄武岩と LTG の玄武岩は HTG のタイプ 1 の玄武岩を生成したマントルカンラン岩と比較して Ti/Y 比が高く, Nb/Y 比の低いマントルカンラン岩から形成されたと考えられる。

Fig. 14 に Ti/Nb-Nd I 値図を示す。Fig. 13 中の模式的な直線と単斜輝石の分別ベクトルは, 同一組成のマントルカンラン岩の部分溶融程度の違いや単斜輝石を主とした分別結晶作用の過程によっては, マグマ中の Ti/Nb 比はほとんど変化しないことを示している。したがって, 玄武岩質マグマ中の Ti/Nb 比の違いはマントルカンラン岩のその比の違いを反映するものと考えられる。Fig. 14 は, HTG のタイプ 1 の玄武岩が, HTG のタイプ 2 の玄武岩および LTG の玄武岩とは Nd I 値と Ti/Nb 比の両者において, 異なるマントルカンラン岩から形成された可能性があることを示唆している。また, Fig. 14 で HTG のタイプ 2 の玄武岩(84)と LTG のタイプ 3 の玄武岩(KH16)の違いは明瞭でないため, これらを形成した玄武岩質マグマは, Nd I 値と Ti/Nb 比に関して類似のマントルカンラン岩から生成されたものとみられる。

以上の検討から, 門前層中部火山岩類の玄武岩の成因について次のように結論される。1) これらの玄武岩質マグマは, HFS 元素比と Nd 同位体組成の点で多様性のあるマントルカンラン岩から生成された。2) HTG のタイプ 1 の玄武岩間における HFS 元素比の違いは, 同一組成のマントルカンラン岩の部分溶融程度の違い, あるいは初生玄武岩質マグマからの単斜輝石の分別程度の違いを反映している可能性がある。

3. 安山岩の多様性と地殻物質の同化作用の関与

SiO_2 - TiO_2 , SiO_2 -Y, SiO_2 -Zr, SiO_2 -Nb などの変化図(Figs. 8, 11)における HTG, LTG, MTG の安山岩($\text{SiO}_2 > 54$ wt. %)のプロットの違いは, これらの安山岩が同一の成因過程で形成されたものではないことを示している。これらの安山岩のうち, LTG の安山岩(タイプ 4, 5, 8)は, Nb 含有量の違いからさらに 2 つのグループに分けられる。すなわち, Nb 含有量に富む(7~10 ppm)一群(タイプ 4 と 5 の安山岩で,

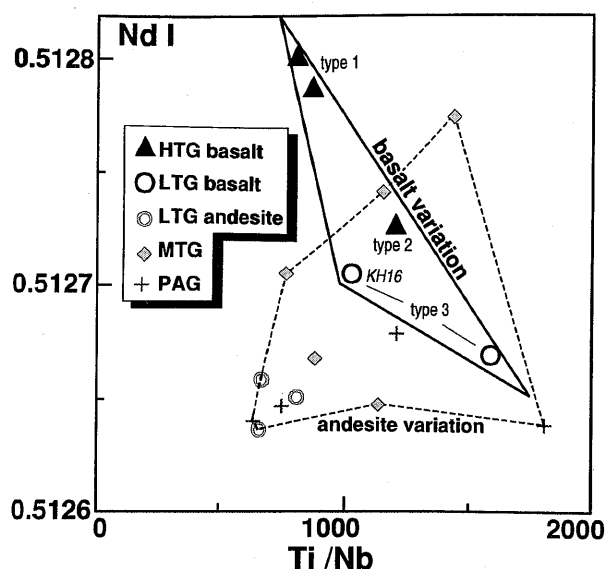


Fig. 14. Ti/Nb-Nd I diagram for the volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation. The basalts (large symbols) and the andesites (small symbols) are enclosed by solid and broken lines, respectively.

ここではこれらを高 Nb 安山岩と呼ぶ)と Nb 含有量に乏しい(3~6 ppm)一群(タイプ 4 と 8 の安山岩で低 Nb 安山岩と呼ぶ)である(Fig. 11)。低 Nb 安山岩に属するのは, 汚濁した斜長石斑晶を欠くサンプル 112, 単斜輝石斑晶を欠くサンプル 183, 角閃石(仮像)斑晶をわずかに含むサンプル 61 の 3 試料であり, これらは, LTG の安山岩の大部分をしめるタイプ 4 の安山岩(汚濁した斜長石斑晶を含む)とは記載岩石特徴が異なっている。また, PAG の安山岩は他のグループの安山岩(HTG, LTG, MTG)と比較して, 多量の斑晶鉱物を含んでいる(Table 1)。

Fig. 15 に門前層中部火山岩類の Nb-Zr/Nb 図を示す。この図において, HTG の安山岩(タイプ 3)は HTG のタイプ 1 の玄武岩の組成範囲の右横側にプロットされる。LTG の安山岩のうち, 高 Nb 安山岩はより SiO_2 に富む低 Nb 安山岩(Fig. 15)に比べて, 明らかに低い Zr/Nb 比をもっている。また, 高 Nb 安山岩は Nb の増加に伴い, Zr/Nb 比がわずかに減少する傾向を示す。MTG は Nb の増加に伴って, Zr/Nb 比が直線的に減少する傾向を示す。PAG は Zr/Nb 比の変化が大きく, Fig. 11 において散在してプロットされる。

一般に, 玄武岩質マグマの分別結晶作用の過程で, マグマ中の Zr/Nb 比はほとんど変化しない。実際に, Arth (1976) の分別結晶作用の第 8 式を用いて, 玄武岩質マグマからカンラン石, 斜長石, 単斜輝石の分別結晶作用によって生じる分化したマグマ中の Zr/Nb 比を求めると, それは玄武岩質マグマの Zr/Nb 比とほとんど違いがみられないが, 玄武岩質マグマから磁鉄鉱の分別, あるいは安山岩質マグマから磁鉄鉱または斜方輝石の分別によって, マグマ中の Zr/Nb 比はわずかに増加する(Zr, Nb のこれらの鉱物-液相間の分配係

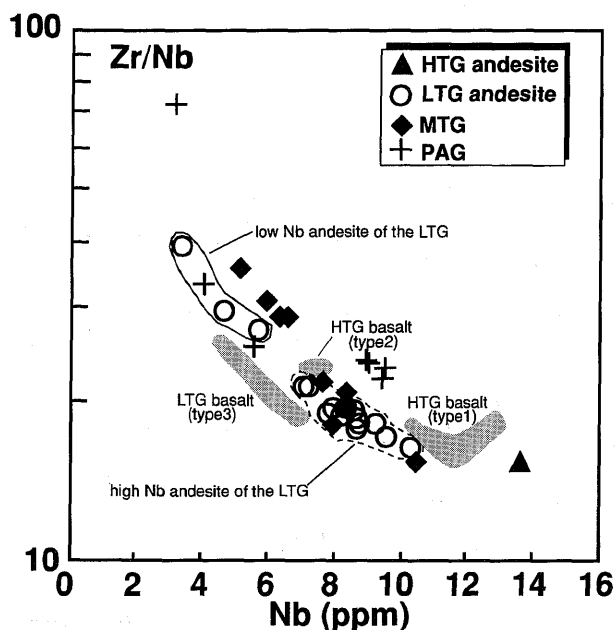


Fig. 15. Nb-Zr/Nb diagram for the volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation. Symbols are the same as in Fig. 8. The shaded areas show compositional range of basaltic rocks.

数は Pearce and Norry (1979) に基づく)。これらのことから、玄武岩質マグマが、カンラン石、斜長石、単斜輝石の分別結晶作用を被った場合には、生成されるマグマの組成は Fig. 15 において、Zr/Nb 比がほぼ一定のまま Nb が増加するトレンドを形成し、これらの鉱物に磁鉄鉱や斜方輝石が分別結晶に加わった場合には、マグマの組成は右上がりのトレンドを描くものと期待される。したがって、Fig. 15 に示される各グループの安山岩のプロットの特徴は、より苦鉄質なマグマからの斑晶鉱物（玄武岩と安山岩に含まれる）の分別結晶作用のみによっては、これらの安山岩（HTG の安山岩を除く）の形成は説明できないことを示唆している。

Fig. 15 に示される LTG の高 Nb 安山岩のプロットは、HTG のタイプ 1 の玄武岩組成のマグマと、より SiO_2 に富むマグマ（例えば、LTG の低 Nb 安山岩組成のマグマ）との混合によって形成された可能性が考えられる。しかしながら、高 Nb 安山岩には HTG のタイプ 1 の玄武岩に含まれるカンラン石斑晶が全くみられない (Table 1)。また、高 Nb 安山岩の大部分を占める安山岩（タイプ 4）の斜長石斑晶のコア部の An 組成は、ユニモーダルな頻度分布を示す (Fig. 5)。これらの事実は、Fig. 15 の LTG の高 Nb 安山岩のプロットが、このようなマグマ混合によって形成された可能性は小さいことを示唆している。また、MTG の安山岩は Fig. 15 で右下がりのトレンドを描いているが、これらの安山岩のうち、最も Zr/Nb 比の大きいものが最も SiO_2 に乏しく、順次トレンドの右下へ向かって安山岩の SiO_2 は富む傾向にあるので、これらの安山岩よりも低い Zr/Nb 比をもつ HTG のタイプ 1 の玄武岩組成を苦鉄質マグマ側の端成分とするマグマ混合によっては、MTG の安山岩は形成されそうにない。

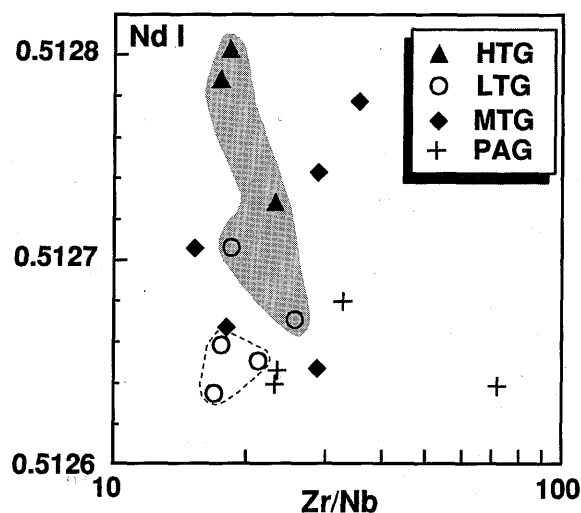


Fig. 16. Zr/Nb-NdI diagram for the volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation. Symbols are the same as in Fig. 8. The shaded area shows compositional range of basaltic rocks.

次に、これらの玄武岩と安山岩の Zr/Nb 比と Nd I 値の関係を Fig. 16 に示す。LTG の高 Nb 安山岩は LTG の玄武岩の組成範囲の左下側へプロットされる。一方、MTG の安山岩は広い組成幅をもち、高い Zr/Nb 比と高い Nd I 値をもつものと、これらの比と値の低いものがある。また、PAG の安山岩は Nd I 値の変化に比べて、Zr/Nb 比の変化が大きいくことで特徴づけられる。前述のように、より苦鉄質な玄武岩質マグマからこれらの玄武岩や安山岩に含まれる斑晶鉱物の分別結晶作用によっては、マグマ中の Zr/Nb 比はほとんど変化しないものと考えられる。また、マグマ中の Nd I 値も分別結晶作用によっては変動しないことが知られている。したがって、Fig. 16 にみられる LTG の玄武岩と安山岩における Zr/Nb 比と Nd I 値の違い、および MTG の安山岩間にみられるこれらの比と値の違いは、これらの安山岩の形成過程において、Zr/Nb 比と Nd I 値の低い地殻物質の同化作用の関与があったことを示唆している。

このことは以下に述べるような、安山岩にみられる記載岩石学的特徴からも支持される。MTG の安山岩には石英斑晶と汚濁された斜長石斑晶が含まれる (Table 1)。後者は清澄な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もち (Fig. 6)、清澄なコア部の An 組成は、石基中の斜長石のそれよりもさらに低い値を示す (Fig. 5)。

斜長石における An 組成の逆累帯構造の主な形成要因としては、1) マグマ混合、2) マグマの物理条件の急激な変化（例えば、無水のマグマの圧力の急減やマグマ中の含水量の増大など）、3) An 成分に乏しい斜長石の取り込み（外来結晶）と引き続きマグマからの結晶作用などがあげられる。汚濁した斜長石斑晶を含むサンプル 83 の石基には、マグマ混合を示すような不均質な組織は全く認められないので、この斜長石の逆累帯構造がマグマ混合によって形成された可能性は小さいと考えられる。また、リム部の An 組成がコア部のそれに比べて著しく高いことから、この逆累帯構造がマグマ中の物

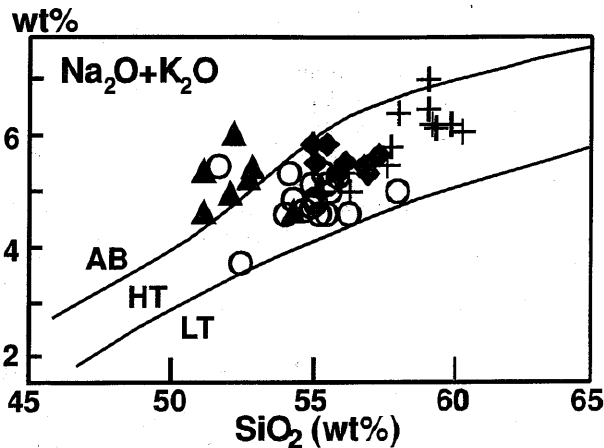


Fig. 17. SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) variation diagram for the volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation. The fields of AB (alkali basalt), HT (high alkali tholeiite) and LT (low alkali tholeiite) are from Kuno (1968). Symbols are the same as in Fig. 8.

理条件の急変によって形成された可能性も小さいであろう。この斜長石斑晶の清澄なコア部は、結晶の大半をしめ、かつ組成変化に乏しい (Fig. 6)。前述のように、MTG の安山岩には、まれに花崗岩質の外來岩片が認められる。これらの事実、MTG の安山岩中の汚濁帯をもつ斜長石斑晶のコア部が、マグマ溜まり周辺の壁岩を構成していた花崗岩質岩石に由来する斜長石である可能性を示唆している。An 成分に富む汚濁帯およびリム部は、壁岩に由来する An 成分に乏しい斜長石が苦鉄質なマグマ中に取り込まれた結果、形成されたものであろう。

MTG の安山岩に含まれる石英斑晶は融食形を呈し、その周縁部には単斜輝石やシリカ鉱物からなる反応縁が形成されている (Fig. 7)。このような反応縁は、花崗岩質の壁岩に由来する石英がマグマと反応して形成されたものと考えられる。

LTG の安山岩中にも、石英結晶のみからなる捕獲岩片が含まれるが、これらも花崗岩質岩石に由来するものと考えられる。

以上のように、門前層中部火山岩類の安山岩は、HTG のもの (HTG の玄武岩と似た Zr/Nb 比をもつ) を除き、その形成過程において Nd 同位体比と Zr/Nb 比の低い地殻物質 (花崗岩質岩石) の同化作用を受けたものと考えられる。

玄武岩と起源マントルの地球化学的性質

Fig. 17 に SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) の変化図を示す。HTG と LTG の玄武岩は、久野 (1968) の高アルミナ玄武岩 (高アルカリソレライト) ~ アルカリ玄武岩の領域にプロットされる。プロットのばらつきは、主に Na_2O のばらつきによるものである (Fig. 10)。 Na_2O 含有量のばらつきは、玄武岩間のもともとの Na_2O 含有量の違いに、熱水変質などによる Na_2O 含有量の二次的な変動量が加味されたことによるものと考えられる。しかしながら、一般にアルカリに富む玄武岩

は TiO_2 にも富んでおり、アルカリに乏しい玄武岩は TiO_2 にも乏しいことが知られている (例えば、中川ほか, 1988; Table 2)。Fig. 17 に示されるように、門前層中部の玄武岩のうち TiO_2 に富む HTG の玄武岩は、 TiO_2 に乏しい LTG の玄武岩よりもアルカリ含有量に富む傾向にあるので、これらの玄武岩のアルカリ含有量は、概ねマグマのもつ初生的な含有量を反映しているものと考えられる。

そこで HTG と LTG の玄武岩の特徴を明らかにするために、これらの玄武岩のインコンパティブル元素の含有量を始原マントルのそれで規格化したスパイダー図を Fig. 18-a に示す。Fig. 18-b のスパイダー図には、HTG と LTG の玄武岩に類似のアルカリ含有量をもつ東北日本弧の背弧側に産する第四紀の玄武岩、およびいくつかの異なる造構場に産する玄武岩などのデータをプロットしてある。Fig. 18-a, b の横軸のインコンパティブル元素は、マントルが少量溶融した場合の液相濃集度の大きいものから小さいものへ左から順に並べてある (Rollinson, 1993; Fig. 4.23)。このうち Rb, K, Sr, は前述のように変質によってわずかに変動している可能性があるが、スパイダー図のパターン自体には影響がないものと考えられる。

門前層中部の玄武岩には、スパイダー図において Nb の負の異常が比較的明瞭なものと不明瞭なものの両者が認められる。前者は HTG のタイプ 2 の玄武岩と LTG の玄武岩で、後者は HTG のタイプ 1 の玄武岩である (Fig. 18-a)。HTG のタイプ 2 の玄武岩と LTG の玄武岩のインコンパティブル元素の規格化パターンは、東北日本弧の背弧側の第四紀の玄武岩のそれに類似しているが、HTG のタイプ 1 の玄武岩の規格化パターンは、種々の造構場に産する玄武岩のうち、リオグランデのリフト帯 (大陸性のリフト) の玄武岩のそれに類似している (Fig. 18-a, b)。

Fig. 19 の Zr - Zr/Y 図と Fig. 20 の Zr - Y -Nb 図の両図において、HTG と LTG の玄武岩はプレート内玄武岩の領域にプロットされ、HFS 元素の含有量の比においてこれらの玄武岩は、東北日本弧の背弧側の第四紀の玄武岩とは明らかに異なっている。 Zr/Y 比に注目すると、HTG のタイプ 2 の玄武岩と LTG の玄武岩は、HTG のタイプ 1 の玄武岩よりも若干低い Zr/Y 比をもっていて、前者のデータは、Fig. 19 では東北日本弧の背弧側の第四紀の玄武岩の領域により近い位置にプロットされる。しかし、Fig. 20 では門前層中部の玄武岩間の違いは明瞭ではない。

以上みてきたように、HTG のタイプ 1 の玄武岩は、インコンパティブル元素の規格化パターンと HFS 元素の含有量の比の両面において、プレート内玄武岩のうち大陸性のリフト帯に産する玄武岩 (ここではこれを大陸性の玄武岩と呼ぶことにする) に類似しているといえよう。一方、HTG のタイプ 2 の玄武岩と LTG の玄武岩は、大陸性の玄武岩の特徴 (HFS 元素の含有量の比において) と島弧性の玄武岩の特徴 (インコンパティブル元素の規格化パターンにおいて) を兼ね備えたものであると判断される。このような門前層中部の玄武岩間にみられる特徴の違いは、前述の Ti/Nb -Nd I 図 (Fig. 14) に示される玄武岩間の違い (HTG のタイプ 1 の玄

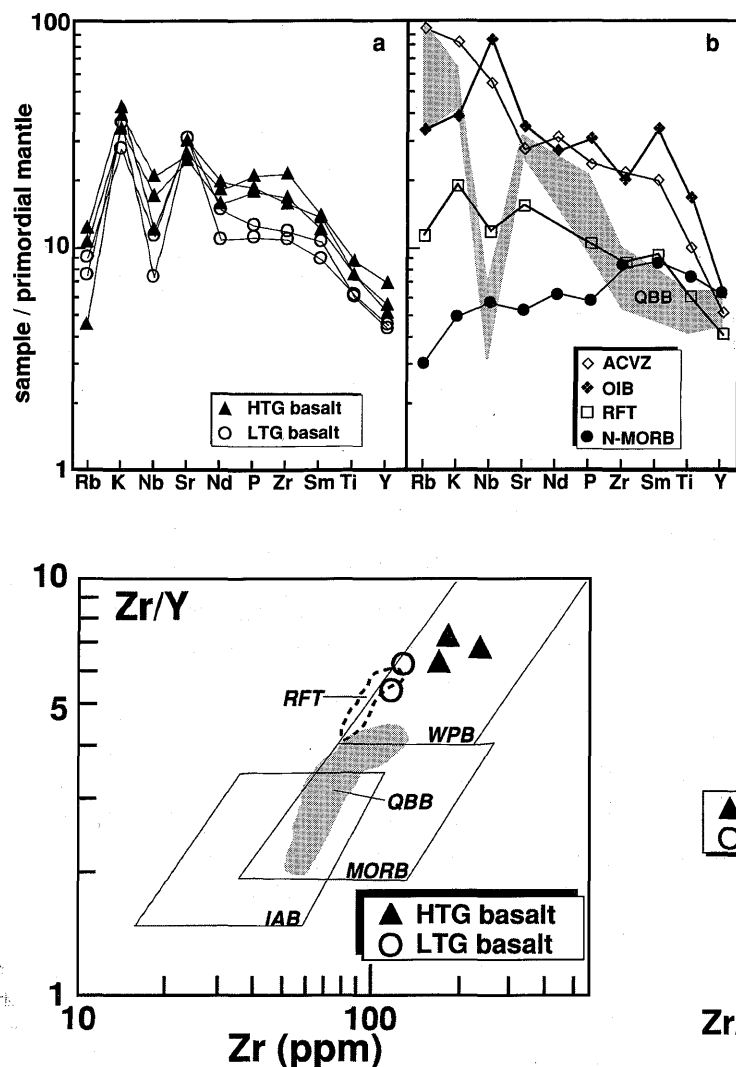


Fig. 18. Abundance pattern of incompatible elements of basaltic rocks normalized against primordial mantle of Wood et al. (1979). Diagram (a): basaltic rocks ($\text{SiO}_2 < 53\%$ and $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 1.5$) in the HTG and LTG from the middle part of the Monzen Formation. Diagram (b): ACVZ, basalt from Andes central volcanic zone; OIB, oceanic island basalt; RFT, basalt from Riogrande rift zone; and N-MORB, mid-oceanic ridge basalt. The shaded area (QBB) in diagram (b) shows compositional range of Quaternary basalts from the back-arc side, NE Japan. Data sources: ACVZ (Thorpe et al., 1984); OIB (Sun, 1980); RFT (Basaltic Volcanism Study Project, 1981); N-MORB (Pearce, 1982, 1983); and QBB (Hayashi et al., 1984, 1991; Yoshida and Aoki, 1988; Aoki and Yoshida, 1986).

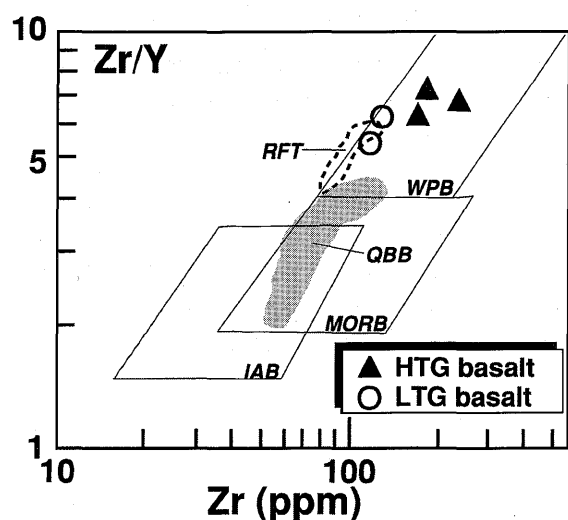


Fig. 19. Zr-Zr/Y diagram for selective basalts in the HTG and LTG from the middle part of the Monzen Formation. The fields of IAB (island arc basalt), MORB (mid-oceanic ridge basalt) and WPB (within-plate basalt) are after Pearce and Norry (1979). The fields of RFT and QBB are compiled from references which are the same as in Fig. 18.

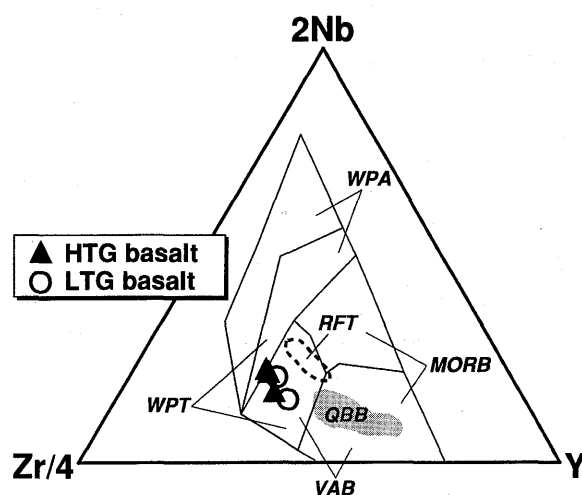


Fig. 20. 2Nb-Zr/4-Y diagram for selective basalts in the HTG and LTG from the middle part of the Monzen Formation. The compositional field boundaries of VAB (volcanic arc basalt), WPT (within-plate basalt), WPA (within-plate alkali basalt), and MORB (mid-oceanic ridge basalt) are slightly modified from Meschede (1986). The fields of RFT and QBB are compiled from references which are the same as in Fig. 18.

武岩はHTGのタイプ2およびLTGの玄武岩よりも高いNd I値と低いTi/Nb比をもつ)と概ね調和しているといえる。したがって、HTGのタイプ1の玄武岩質マグマと、HTGのタイプ2およびLTGの玄武岩質マグマは、地球化学的性質を異にする起源マントルから生成された可能性がある。門前層中部の玄武岩のNd I値は、東北日本の第四紀火山フロントの玄武岩のうちの最低のNd I値(0.512821~0.512840; Shibata and Nakamura, 1997)よりも低い(Table 3)。このことは、門前層中部の玄武岩の起源マントルが現在の東北日本の上部マントルとはNd同位体組成の面においても異なるものであったことを示唆している。

Ohki et al. (1994)は、東北日本弧の第三紀~第四紀の玄武岩質岩石のSr, Nd同位体比の検討に基づき、東北日本弧

下の第三紀以降の大陸性上部マントルは、下部の同位体的に枯渇した層と上部の同位体的に非枯渇的な(ややエンリッチした)層の2層からなることを論じている。本研究によっても、男鹿半島下の漸新世の上部マントルに地球化学的性質を異にする2つの物質の存在の可能性が示された。このことが上部マントルの上下の2層構造を意味するのであれば、2層を同時に熔融させるための熱源が必要である。この熱源は日本海拡大の前後頃に上部マントルの深部から上昇したと考えられている高温のアセノスフェア(Tatsumi et al., 1994; 周藤ほか, 1995)に求められるかもしれない。

山本(1993)は、東北日本弧の最北部に位置する奥尻島および北海道松前半島に産する漸新世~前期中新世の火山活動の様式や火山岩の化学組成の特徴が現在のリフト帯のそれに

類似していることを明らかにし, 両地域の火山活動が, 日本海拡大に先行するリソスフェアの裂開に関連して起こったものであることを論じている. 男鹿半島においては基盤岩の露出が限定されていることなどから, 門前層中部火山岩類を形成した火山活動の造構場を特定することは困難なことである. しかしながら, HTG の玄武岩の HFS 元素組成の特徴は, 奥尻島や松前半島の玄武岩のそれ (山本ほか, 1991; 山本, 1993; 岡村ほか, 1993) に類似しているため, 東北日本弧北部 (男鹿半島, 奥尻島, 松前半島) は漸新世～前期中新世に特異な岩石区を形成していた可能性がある.

ま と め

1. 男鹿半島に分布する漸新統・門前層の下部～中部を占める火山岩類 (加茂溶岩部層と潜岩溶岩部層) は下位から A, B, C, D の 4 つの岩相ユニットに区分される.
2. 門前層の中部を占める火山岩類 (門前層中部火山岩類) は, 斑晶鉍物組み合わせの違いにより 9 タイプの玄武岩と安山岩に分けられ, それらは TiO_2 含有量と記載岩石学的特徴の違いから以下の 4 つの岩石グループに区分される; TiO_2 に富む玄武岩質岩石のグループ (HTG), TiO_2 に乏しい玄武岩～安山岩のグループ (LTG), 石英を含み HTG と LTG の中間的な TiO_2 をもつ安山岩のグループ (MTG), 斑晶を多量に含む安山岩のグループ (PAG).
3. HTG と LTG の玄武岩は, HFS 元素の含有量の比, インコンパティブル元素のスパイダー図, Nd 同位体比などの特徴から, 大陸内部のリフト帯に産する玄武岩に類似のものと, これに島弧玄武岩の特徴が加味されたものから構成される. このような玄武岩間の地球化学的特徴の違いは, これらの起源マントルの地球化学的特徴の違いを反映したものであり, 男鹿半島下の漸新世の起源マントルが 2 層からなる可能性について述べた.
4. HTG の一部の玄武岩における組成変化は, 同一組成のマントルカンラン岩の部分熔融程度の違い, または初生玄武岩質マグマからの単斜輝石の分別程度の違いによるものと考えられる.
5. 門前層中部火山岩類の安山岩の大部分は, 地殻物質の同化作用を被って形成された可能性がある. マグマに同化された物質は花崗岩質岩石であったと推測される.

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には, 日頃から議論していただいた. 新潟大学大学院自然科学研究科の宮崎 隆氏には Sr, Nd 同位体比の測定のご指導をいただいた. 千葉県立中央博物館の大木淳一博士, 株式会社興和の上松昌勝氏, 株式会社日さくの中嶋聖子氏, 住鉱コンサルタントの山本和広氏, 復建技術コンサルタントの山下智士氏には, 研究の過程でさまざまな激励をいただいた. 男鹿東中学校の鈴木雅彦教諭には, 宿所の手配をしていただいた. 民宿浅野荘の浅野則子さんには, 宿所を提供していただいた. 以上の方々に深く感謝の意を表する.

文 献

- 青木謙一郎・吉田武義, 1986, 秋田県一の目瀧の火山岩と地殻下部由来捕獲岩の微量元素. 東北大核理研報告, 19, 279-287.
- Arth, J.G., 1976, Behavior of trace elements during magmatic processes—a summary of theoretical methods and their applications. *Jour. Res. U. S. Geol. Surv.*, 4, 41-47.
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981, *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*. Pergamon Press, New York, 1286 p.
- 鴈澤好博, 1987, 東北日本弧内帯の白亜紀-第三紀火山岩のフィッシュントラック年代-奥尻島・男鹿半島・朝日山地—. 地質雑, 93, 387-401.
- Green, T.H., Sie, S.H., Ryan, C.G. and Cousens, D.R., 1989, Proton microprobe-determined partitioning of Nb, Ta, Zr, Sr and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magma at high pressure and temperature. *Chem. Geol.*, 74, 201-216.
- 林 信太郎・吉田武義・青木謙一郎, 1984, 東北日本, 島海火山の地球化学的研究. 東北大核理研報告, 17, 382-390.
- 林 信太郎・吉田武義・高島幸生・青木謙一郎, 1991, 東北日本, 寒風火山の微量元素組成. 東北大核理研報告, 24, 274-285.
- 星 博幸・松原尚志, 1997, 岩手県二戸地域に分布する前期中新世火山岩・火砕岩の古地磁気: 島弧回転と島弧内回転に関して. 日本地質学会第 104 年学術大会演旨, 180.
- Hoshi, H. and Takahashi, M., 1997, Paleomagnetic constraints on extent of tectonic blocks and the location of their kinematic boundaries: Implications for Miocene intra-arc deformation in Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 103, 523-542.
- 藤岡一男, 1959, 5 万分の 1 地質図幅「戸賀・船川」および同説明書. 地質調査所, 61 p.
- Kagami, H., Iwata, M., Sano, S., Honma, H., 1987, Sr and Nd isotopic compositions and Rb, Sr, Sm and Nd concentrations of standard samples. *Tech. Rep. ISEI Okayama Univ., Ser. B4*, 1-16.
- 加々美寛雄・岡野 修・須藤 宏・本間弘次, 1982, MAT 260 による Sr 同位体比測定および Rb・Sr 定量分析. 岡山大学温泉研報告, 52, 51-70.
- 川野良信・渡部直喜・山本和広・周藤賢治, 1992, 蛍光 X 線分析装置による珪酸塩岩石中の Ba, Co, Cr, V の定量分析. 新潟大学地質鉱物学科研究報告, 7, 111-115.
- 木村勝弘, 1986, 層位関係と放射年代からみた男鹿, 秋田と本庄-湯沢地域の中・下部第三系年代層位区分. 北村 信教授記念地質学論文集, 167-173.
- 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”の論文に対する検討. 地球科学, 22, 195-197.
- Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207-218.
- 宮城一男, 1956, 男鹿半島緑色岩層の層序学的・岩石学的研究 (第 2 報) 一潜岩溶岩について—. 地質雑, 62, 645-655.
- 宮城一男, 1958, 男鹿半島緑色凝灰岩層の層序学的・岩石学的研究 (第 3 報) 一安山岩について—. 地質雑, 64, 195-205.
- 宮城一男, 1963, 男鹿半島グリーンタフ層の層序と火成活動 (その 5). 地質雑, 69, 51-65.
- 宮城一男・宇留野勝敏, 1956, 男鹿半島緑色凝灰岩層の層序学的・岩石学的研究 (第一報) 一入道崎・赤島附近の花崗岩質基盤岩及び第三紀火成岩類について—. 地質雑, 62, 261-273.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, 274, 321-355.
- Miyazaki, T. and Shuto, K., 1998, Sr and Nd isotope of twelve GSJ rock reference samples. *Geochem. Jour.*, 32, 345-350.
- 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分析. 島弧における下部地殻, 上部マントル構成岩の地球化学的研究. (文部省科学研究費一般 A 研究成果報告書), 4-10.
- 中川光弘・霜島 洋・吉田武義, 1988, 東北日本弧, 第四紀玄武岩組成の水平変化. 岩鉱, 83, 9-25.
- 西男鹿団体研究グループ, 1972, 男鹿半島西南部戸賀-門前間の地質. 地球科学, 26, 183-195.
- 大口健志・林信太郎・小林紀彦・板谷徹丸・吉田武義, 1995, 男鹿半

- 島・門前層下部(漸新統), 潜岩・加茂溶岩部層の K-Ar 年代. 地質学論集, no. 44, 39-54.
- 大口健志・矢内桂三・植田良夫・玉生志郎, 1979, 男鹿半島第三系・入道崎火成岩の岩相と放射年代. 岩鉱, 74, 207-216.
- Ohki, J., Shuto, K., Kagami, H., 1994, Middle Miocene bimodal volcanism by asthenospheric upwelling: Sr and Nd isotopic evidence from the backarc region of the Northeast Japan arc. *Geochem. Jour.*, 28, 473-487.
- 岡村 聡・吉田武義・加々美寛雄, 1993, 奥尻島漸新世火山岩の岩石学—東北日本漸新世, 陸弧火山フロントにおける火山活動—. 岩鉱, 88, 83-99.
- Otofuji, 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., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Thorpe, R. S., ed., *Andesites*, 525-548.
- Pearce, J. A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J., eds., *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva Publishing, Nantwich, UK., 230-249.
- 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.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J., 1993, Trace element models for mantle melting: Application to volcanic arc petrogenesis. In Prichard, H. M., Alabaster, T. Harris, N. B. W. and Neary, C. R. eds., *Magmatic processes and plate tectonics*, Geological Society Special Publication, no. 76, 373-403.
- Rollinson, H. R., 1993, *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group UK Limited, 352 p.
- Shibata, T. and Nakamura, E., 1997, Across-arc variations of isotopic and trace element compositions from Quaternary basaltic volcanic rocks in northeastern Japan: Implications for interaction between subducted oceanic slab and mantle wedge. *Jour. Geophys. Res.*, 102, 8051-8064.
- 周藤賢治・中嶋聖子・大木淳一・上松昌勝・渡部直喜・山本和広, 1995, 東北日本弧リソスフェア性マントルにおける HFS 元素の枯渇現象. 地質学論集, no. 44, 241-262.
- Steiger, R. H. and Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.
- Sun, S. S., 1980, Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, oceanic islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 297, 409-445.
- 鈴木達郎, 1980, 男鹿半島第三紀火山岩類に関する fission track 年代. 地質雑, 86, 441-453.
- 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. 理学電気ジャーナル, 28, 25-37.
- 玉生志郎, 1978, フィッショントラック法による東北日本第三系の年代測定—秋田県男鹿半島, 岩見三内地域, 岩手県陸中川尻-焼石岳地域—. 地質雑, 84, 489-503.
- Tatsumi, Y., Furukawa, Y. and Yamashita, S., 1994, Thermal and geochemical evolution of the mantle wedge in the northeast Japan arc. I. contribution from experimental petrology. *Jour. Geophys. Res.*, 99, 22275-22283.
- Thorpe, R. S., Francis, P. W. and O'Gallaghan, L., 1984, Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 310, 675-692.
- Tosha, T. and Hamano, Y., 1988, Paleomagnetism of Tertiary rocks from the Oga Peninsula and the rotation of northeast Japan. *Tectonics*, 7, 653-662.
- Wood, D. A., Joron, J.-L. and Treuil, M., 1979, A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 326-336.
- 山本和広, 1993, 西南北海道松前半島と奥尻島の漸新世～前期中新世火山岩類の岩石学的特徴. *MAGMA*, 86, 7-14.
- 山本和広・周藤賢治・渡部直喜・板谷徹丸・加々美寛雄, 1991, 奥尻島の第三紀火山岩の K-Ar 年代と東北日本周辺の漸新世および前期中新世火山岩の岩石学的特徴. 岩鉱, 86, 507-521.
- York, D., 1966, Least-squares fitting of straight line. *Can. Jour. Physics*, 44, 1079-1086.
- 吉田武義・青木謙一郎, 1988, 北海道, 渡島大島火山噴出物の微量元素組成. 東北大核理研報告, 21, 268-280.

(要 旨)

深瀬雅幸・周藤賢治, 2000, 男鹿半島, 漸新統門前層中部の火山岩類の岩石学. 地質雑, 106, 280-298. (Fukase, M. and Shuto, K., 2000, Petrology of Oligocene volcanic rocks from the middle part of the Monzen Formation, Oga Peninsula, northeastern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 106, 280-298.)

男鹿半島西部地域に分布する漸新統門前層中部の火山岩類について, 岩石学的検討を行った. 門前層中部の火山岩類は, 9 タイプの斑晶鉱物組み合わせをもつ玄武岩～安山岩からなる. これらの火山岩類を TiO_2 含有量と記載岩石学的特徴の違いに基づいて4つの岩石グループに区分した. 玄武岩にはリフト帯に産する玄武岩と類似する微量元素比をもつものと, リフト帯と島弧の玄武岩の中間的な性質をもつものがある. これらの性質の違いは, Nd 同位体比の検討から起源マントルの違いを反映したものと考えられる. 安山岩には花崗岩質の岩片, これに由来するとみられる融食した石英と An 組成の著しく低い斜長石などが含まれることや, 安山岩は幅広い NdI 値と Zr/Nb 比を有することから, 安山岩の形成には, これらの値と比の低い花崗岩質岩石の同化作用の関与があったことを論じた.