

## 東北日本, 男鹿半島門前層層序の再検討

小林紀彦<sup>1</sup>・大口健志<sup>2,3,4</sup>・鹿野和彦<sup>4</sup>

Norihiko Kobayashi, Takeshi Ohguchi and Kazuhiko Kano (2008) Stratigraphic revision of the Monzen Formation, Oga Peninsula, NE Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.59 (5/6), p. 211-224, 17 figs.

**Abstract:** The Monzen Formation is defined to occur between the Akashima Formation and the Nomuragawa and Daijima Formations and the type locality is specified along the coast from Monzen to Akashima, western Oga Peninsula. The lower contact with the Akashima Formation is faulted and the upper contact with the Nomuragawa and Daijima Formations is unconformable. The Monzen Formation is newly divided into the following members in ascending stratigraphic order: Butaijima Basalt, Ryugashima Dacite, Chorakuji Sandstone and Conglomerate, Chorakuji Basalt, Nagasaki Dacite, Kenashiyama Andesite, and Shinzan Rhyolite. The Chorakuji Basalt is locally interbedded with Chorakuji Sandstone and Conglomerate. The volcanic rocks dominated in the Monzen Formation erupted in a short period of time most likely from 36 Ma to 34 Ma to constitute volcanic edifices in a terrestrial to shallow-water area slowly rifting under extensional stresses. The geologic processes of the Monzen Formation are likely to represent precursors of the Early Miocene rapid opening of the Japan Sea. However, there is a large time gap over  $10^7$  years between the Monzen Formation and the overlying Daijima Formation, and it is necessary to extend the survey area to find the missing link between the two units.

**Key words:** Monzen Formation, Daijima Formation, Nomuragawa Formation, Eocene, Oligocene, early Miocene, back-arc basin, rifting, volcanism

### 要 旨

門前層は男鹿市門前から赤島に至る海岸を模式地とし、赤島層の上位にあつて野村川層もしくは台島層に覆われる火山岩主体の地層として位置づけられる。下位の赤島層とは断層で接し、上位の野村川層・台島層とは不整合関係にある。地表に露出する門前層は、火山岩の岩相の組み合わせとそれらの空間的広がりから互いに識別し得る地質単元として、下位から順に舞台島玄武岩、竜ヶ島デイサイト、長楽寺砂礫岩、長楽寺玄武岩、長崎デイサイト、毛無山安山岩、真山流紋岩に区分できる。そのうち、長楽寺砂礫岩と長楽寺玄武岩は一部指交関係にある。これらの主体をなす火山岩は、沈降しつつある水域または水域に面した陸上に34～36Maの範囲内の極めて短時間に噴出し、互いに重なり合ういくつかの火山体を形成した。門前層から読み取れるこのような地質過程は、日本海拡大の前触れとも考えられる。しかし、門前層と上位の台島層との間に一千万年を超える時間間隙が存在しており、22～20Ma以降活発になる日本海拡大

との関係については更に地域を広げて検討する必要がある。

### 1. はじめに

男鹿半島(第1図)は、早くから地質調査が行われ(千谷, 1925, 1930; 外山, 1925; 大橋, 1930)、ほかの地域に先駆けてその層序・構造が明らかになったことから、東北日本グリーンタフ地域新生界の模式地とされている。男鹿半島の地質を集大成したのは藤岡(1959)が最初である。宮城・宇留野(1956)、宮城(1956, 1958)などによる火山岩の調査の成果をも加えて藤岡(1959)が提示した層序は、その後、藤岡(1973)と藤岡ほか(1973)によって若干修正されたものの、その大枠は変わらず、現在に至っている(第2図)。

しかし、個々の地層・岩体の年代論については、1970年代以降、微化石層序学的研究や放射年代測定が進むにつれて大きく変わった。特に、火山岩を主体とし、それまで中新世とされていた男鹿半島最下部の赤島層と

<sup>1</sup>国際石油開発(株)(INPEX Corporation, 4-1-18 Ebisu, Shibuya-ku, Tokyo 150-0013, Japan)

<sup>2</sup>秋田大学(Akita University, 1-1 Tegata Gakuen-machi, Akita 010-8502, Japan)

<sup>3</sup>秋田県資源技術開発機構(Akita Prefectural Resources Technology Development Organization, Kosaka-Kozan, Kosaka, Akita 017-0202, Japan)

<sup>4</sup>地質情報研究部門(AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation, GSJ)

その直上の<sup>もんぜん</sup>門前層については、放射年代測定の積み重ねによって、いまや、赤島層は前期始新世、門前層は後期始新世末期ないし前期漸新世とみなされるに至っている(鹿野ほか, 2007, 2008)。

岩相層序も問題で、火山岩が複雑に分布・累重する赤島層や門前層では、それらを構成する火山岩相の識別や広がり、層序関係について不明な点が多く、西男鹿団体研究グループ(1972)や大口ほか(1995)などの努力にもかかわらず、いまだ解決していない。

このような背景をふまえ、筆者らは最近数年間、とくに火山岩が厚く累重している門前層を対象に、火山岩の噴出・累重様式や噴出環境を調べ、個々の火山岩相を識別し、火山岩相相互の関係を明らかにして、その岩相層序を組み立て直す作業に取り組んできた。その結果、男鹿半島西部の内陸に広く分布し、門前層とされていた火山岩が門前層を構成する様々な火山岩を不整合に覆うことが明らかになった(小林ほか, 2004)。本論文では、小林ほか(2004)が野村川層と命名したこの火山岩主体の地層の直下<sup>のむらがわ</sup>にあつて、男鹿半島西部に広く分布する門前層の層位と定義、岩相層序区分を再検討する。

## 2. 門前層の層位と定義

男鹿半島に露出する新生界は、火山岩が卓越する赤島層、門前層、台島層と、これらにオンラップする西黒沢層、<sup>あんながわ</sup>女川層などからなる(藤岡, 1959, 1973)。

最下部の赤島層は、玄武岩質溶岩・火砕岩(赤島溶岩類)とデイサイト質溶結凝灰岩(入道崎火成岩)からなり、入道崎から赤島にかけて分布する。赤島層の直下には角閃石黒雲母花崗岩があり、赤島層はこれを不整合に覆うとされている(大口ほか, 1979)。しかし、花崗岩は赤島溶岩類中に点在して露出も狭く、全体に破砕されていることから、赤島溶岩類に取り込まれたブロックである可能性が高い。

門前層は、様々な組成と産状の火山噴出物からなり、赤島層のみかけ上位に当たる南東側に広く分布する。赤島層との層位関係は植生や岩屑に覆われて観察できないものの、近接する海食崖において両者がほぼ同じ高さまで露出していることから、高角度の断層で接していると判断できる(大口ほか, 1979)。

藤岡(1959, 1973)は、門前層<sup>くぐりいわ</sup>を潜岩溶岩類、加茂溶岩類、真山流紋岩類、潮瀬ノ岬砂礫岩などの砂礫岩に区分した上で、潜岩溶岩類と加茂溶岩類を下部に、潮瀬ノ岬砂礫岩と真山流紋岩類を上部に位置づけている。

真山流紋岩類は基底に同質火砕岩と凝灰質砂岩礫岩を伴い主に流紋岩溶岩からなる地質単元であり、加茂溶岩類を覆い、かつ、その起伏した面を埋めて分布することから加茂溶岩類とは明確に識別できる。

加茂溶岩類は潜岩溶岩類と構成岩相が似ており、放射

年代にも差がないことから、両者は同時異相として扱われている(大口ほか, 1995)。しかし、加茂溶岩類、潜岩溶岩類とも様々な組成と産状の火山岩で構成されており、個々の火山岩の分布を追跡することが難しいため、火山岩の産状を識別し個々の岩相を追跡した研究が必要である。本研究に先駆けて行った小林ほか(2004)は、真山流紋岩類が占める真山の北側に分布し加茂溶岩類とされていた火山岩が、加茂溶岩類に岩相が似ているものの、真山流紋岩類を不整合に覆い、放射年代も有意に若い地質単元であることを明らかにし、これを野村川層と名付けている(第1図, 第2図及び第3図)。野村川層は、凝灰質砂礫岩、デイサイト火砕岩、玄武岩質溶岩・火砕岩からなり西黒沢層・女川層に覆われる地層で、岩相・層準とも台島層の火山岩にほぼ対応すると考えられ、将来的には台島層を見直した上で、両者を併せて地層を再区分する必要がある(小林ほか, 2004)。

潮瀬ノ岬砂礫岩などの砂礫岩については、門前層に位置づけられてはいるものの、ほかの地質単元との層位関係はあいまいである(藤岡, 1959)。筆者らの調査によれば、舞台島付近に分布し、藤岡(1959)が砂礫岩とした岩石はスコリア火砕丘をなす火山噴出物の一部であり、西男鹿団体研究グループ(1972)の立島礫岩はラハール堆積物である。

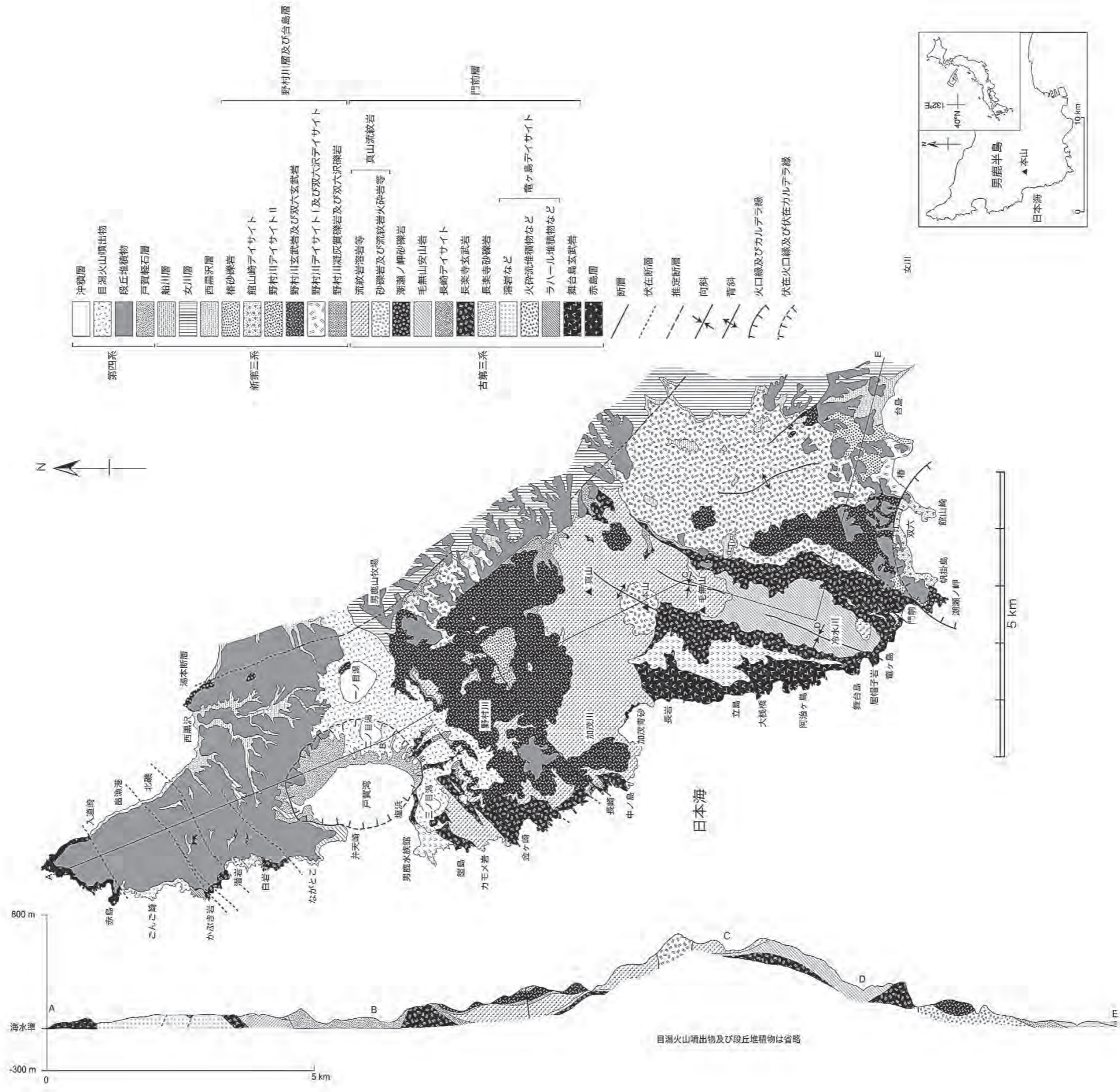
藤岡(1959, 1973)は潮瀬ノ岬砂礫岩を台島層帆掛島石英安山岩(デイサイト溶結火山礫凝灰岩・凝灰岩)に覆われるとし、これを門前層に位置づけている。その後、鈴木(1980a)は、潮瀬ノ岬砂礫岩中に真山流紋岩類由来の礫あるいはジルコンが存在すると考えて、これを真山流紋岩類より後に堆積した可能性を指摘した。しかし、鹿野ほか(2007, 2008)の最近の研究によれば、真山流紋岩類と潮瀬ノ岬砂礫岩とは放射年代が近接しており、また、潮瀬ノ岬砂礫岩の凝灰質砂岩中に、真山流紋岩類の基底をなす火砕岩起源の碎屑粒子が多量に混入していることから、潮瀬ノ岬砂礫岩は真山流紋岩類最下部に対比できる可能性が高い。

台島層が門前層を覆うとする見解は、藤岡(1959, 1973)が報告した潮瀬ノ岬砂礫岩と帆掛島石英安山岩との関係に基づくもので、定説となっている。しかし、最近になって現れた露頭を観察した鹿野ほか(2008)は、潮瀬ノ岬砂礫岩を直接覆っているのは帆掛島石英安山岩ではなく、帆掛島石英安山岩起源の碎屑粒子などを含む砂礫岩であること、そして、砂礫岩に挟まれている軽石火山礫凝灰岩の放射年代から、台島層に対比できることを明らかにしている。

以上のことから、門前層は男鹿市門前から赤島に至る海岸を模式地とし、赤島層の上位にあつて野村川層もしくは台島層に覆われる火山岩主体の地層として位置づけられる(第2図)。

放射年代から見た場合、赤島層は50Ma前後(鈴木,





第1図 男鹿半島西部の地質図。台島層と潮瀬ノ岬砂礫岩の地質図は Sato (2006MS) による。

Fig. 1 Geologic map of the western Oga Peninsula, NE Japan. The map of the Daijima Formation and the Shiose-no-Misaki Sandstone and Conglomerate is adopted from Sato (2006MS).

藤岡 (1959) 及び 藤岡ほか (1973)	宮城 (1963)	西男鹿団体研究 グループ (1972)	木村 (1986)	大口ほか (1995)	小林ほか (2004) 及び本報告
西黒沢層	西黒沢層		西黒沢層	西黒沢層	西黒沢層
台島層	中山峠砂岩・礫岩部層 榑玄武岩 金ヶ崎凝灰岩部層 小浜砂岩部層 館山崎凝灰岩部層 塩瀬崎礫岩凝灰岩部層	(記載なし)	台島層	台島層	中山峠砂岩・礫岩部層 (宮城, 1963) 野村川層 野村川玄武岩 (小林ほか, 2004) 野村川サイト I (小林ほか, 2004) 野村川凝灰質礫岩
			台島層	台島層	
			台島層	台島層	
			台島層	台島層	
			台島層	台島層	
真山流紋岩類 潮瀬ノ岬砂礫岩など未区分砂礫岩	真山火山岩類	真山流紋岩類 立島礫岩	門前層	真山流紋岩部層 立島礫岩	真山流紋岩 (改称, 再定義) 潮瀬ノ岬砂礫岩 (藤岡, 1959)
加茂溶岩類 潜岩溶岩類	加茂火山岩類 潜岩火山岩類	西男鹿層群上部 加茂火山岩類 潜岩火山岩類	門前層	加茂火山岩類 潜岩火山岩類	門前層 毛無山安山岩 (新称) 長崎サイト (新称) 長楽寺玄武岩 (新称) 長楽寺砂礫岩 (新称) 竜ヶ島サイト (新称) 舞台島玄武岩 (新称)
入道崎火成岩 赤島溶岩類	赤島火山岩類	(記載なし)	赤島層	赤島層	赤島層

第2図 門前層層序区分の変遷。

Fig. 2 Stratigraphic divisions of the Monzen Formation and related stratigraphic units proposed by Huzioka (1959, 1973) and others.

1980b; 雁沢, 1987), 門前層は34 ~ 36Ma (鹿野ほか, 2007), 野村川層と台島層は20 ~ 22 Maもしくはこれ以降(小林ほか, 2004; 鹿野ほか, 2008)であり, 赤島層と門前層との間, 門前層と台島層との間にそれぞれ一千万年を超える時間間隙が存在する(第3図). Gradstein *et al.* (2004) の地質年代尺度に基づけば, 赤島層は前期始新世, 門前層は後期始新世(一前期漸新世), 野村川層と台島層は前期中新世に対比できる.

### 3. 門前層の岩相層序

門前層は, 主に玄武岩~流紋岩の溶岩と火砕岩からなり, 礫岩, 砂岩などの碎屑物を伴う. これら岩石は多様な産状を示し, しかも複雑に組み合わせられている. そこで, 門前層の岩相層序を調べるにあたり, 本研究では, それぞれの産状に基づいて火山岩を最小の地質単位として区分可能な岩相を識別し, 分布を調べた.

岩相を識別するにあたっては, 陸上溶岩を, 表面形態によってパホイホイ溶岩, アア溶岩, ブロック溶岩に分けた(Macdonald, 1953, 1972). 水底溶岩については, 様々な分類があるが, 本研究では, 火山岩の産状編集委員会編集(2000)にならい, 表面形態によって水底パホイホイ溶岩と水底ブロック溶岩とに分けた. 溶岩ドームはブロック溶岩の一つであるが, 通常のパホイホイ溶岩

がシート状であるのに対して, 単独で, あるいは複数の溶岩が集まってドーム状の形態をなすことから別途分けた. 水底溶岩ドームも同様に扱う. このほか, 本報告で用いる火山岩に関する術語は, 特に断らない限り, 火山岩の産状編集委員会編集(2000)による.

本論文では, このようにして個々の岩相を識別し分布を調べ, 更に, 各岩相の組み合わせとそれらの空間的広がりから, 門前層を下位から順に舞台島玄武岩と竜ヶ島サイト, 長楽寺砂礫岩・長楽寺玄武岩, 長崎サイト, そして毛無山安山岩に区分した(第1図, 第2図及び第3図). 以下にこれら岩相層序単元の模式地, 層序関係, 層厚, 分布, 岩相について記述する(第1図, 第3図及び第4図A, B).

なお, ここで層序単元に付した玄武岩とサイトという名称は, 斑晶組み合わせなどの記載岩石学的特徴からみた代表的な岩質を示す意図で, 象徴的に用いている. 実際にそれぞれの層序単元を構成する岩石は多様で, 例えば, 舞台島玄武岩及び長楽寺玄武岩の全岩化学組成は, 玄武岩から玄武岩質粗面安山岩, 玄武岩質安山岩まで, また, 竜ヶ島サイトのそれは, 粗面安山岩から流紋岩までの範囲にまたがる(小林, 2005MS). しかし, アルカリ岩か非アルカリ岩かを判別しうる肉眼的特徴は明確でないので, 以下では, 特徴的な例を除いては非アルカリ岩とみなして記載する. 斑晶についても, 様々な

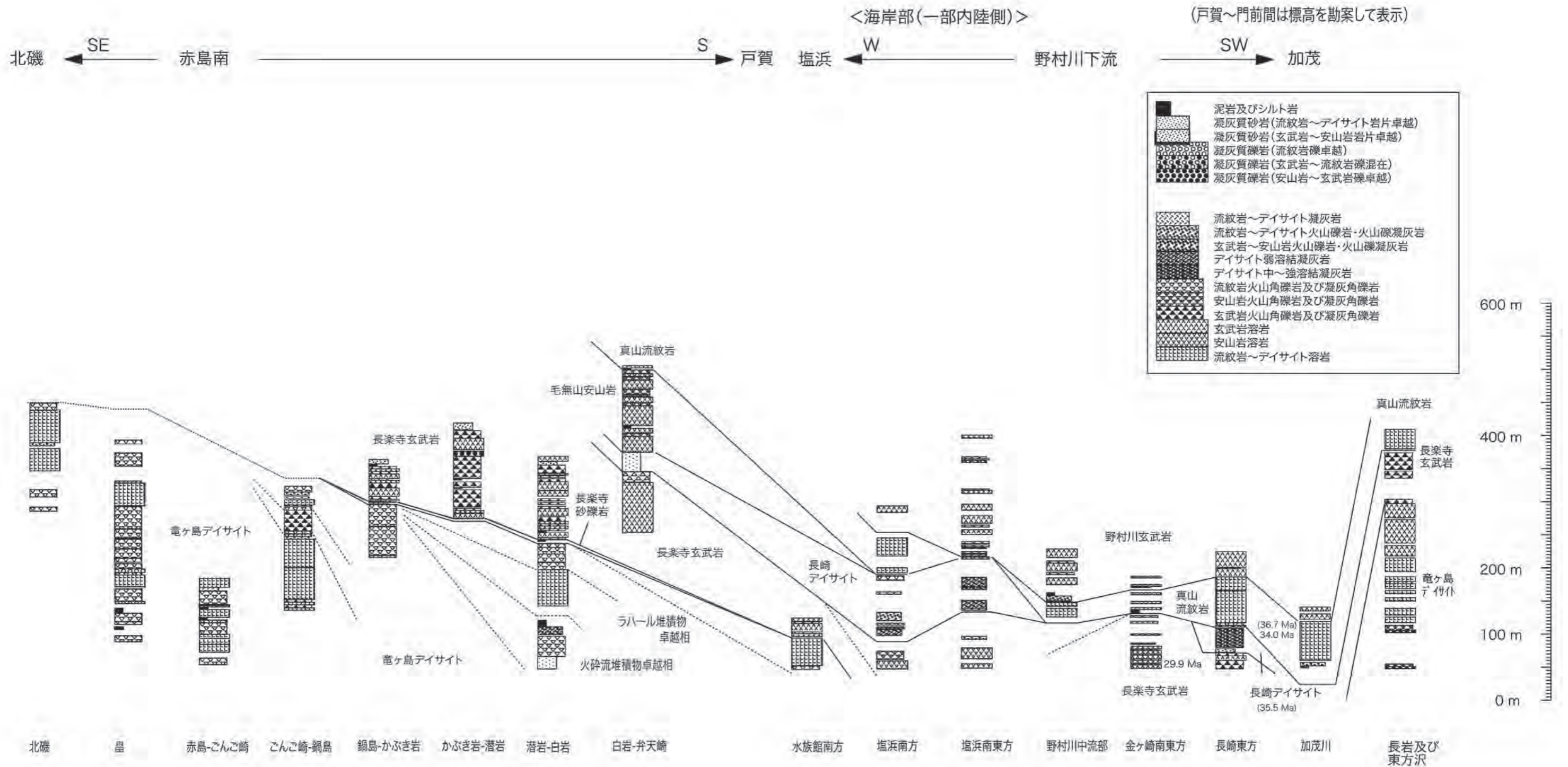


地質時代	層序	岩相	放射年代 (Ma)	位置環境	給源の火山体または定置場	貫入岩	岩型		
早川層	西黒沢層	礫岩、砂岩 (一部石灰質), 石灰質または珪質シルト岩など		海浜~沖合					
	野村川	野村川デイサイトII	デイサイト非溶結~溶結火砕流堆積物		水底			デイサイト	
		野村川玄武岩	玄武岩~玄武岩質安山岩溶岩・降下スコリア堆積物	19.1 ± 0.8, 20.9 ± 0.5 (K-Ar: 小林ほか, 2004) 20.19 ± 0.78**, 19.80 ± 1.65** (K-Ar: 吉田ほか, 2004)	陸上	成層火山 火砕丘	平行岩脈群	ソレイトかんらん石玄武岩 ~玄武岩質安山岩など	
		野村川デイサイトI	デイサイト溶結~非溶結火砕流堆積物	21.0 ± 1.2 (FT: 小林ほか, 2004) 20.9 ± 0.3*, 22.0 ± 1.1* (FT: 鈴木, 1980b) 21.8 ± 0.6*, 21.9 ± 0.7* (FT: 雁沢, 1987)	陸上			デイサイト	
		野村川凝灰質礫岩	砂岩、礫岩など		水底~陸上				
	早川層	真山流紋岩 (改称, 再定義)	水底流紋岩溶岩トーム・浅所貫入岩	34.04 ± 0.16, 34.06 ± 0.7, 36.7 ± 1.3 (Ar-Ar: K-Ar: FT: 鹿野ほか, 2007) 23.7 ± 0.7 (FT: 雁沢, 1987) 25.3 ± 0.2 (FT: 鈴木, 1980b)	水底	水底溶岩 トーム	平行岩脈群	流紋岩 アノーソクレス流紋岩	
		潮瀬/御砂礫岩	砂岩, 泥岩, スコリア火山凝灰岩・凝灰岩など	32.8 ± 1.5, 34.7 ± 1.9 (FT: Kano et al., 2007)	海浜	スコリア丘?		玄武岩質安山岩	
		門前層	毛無山安山岩 (新称)	安山岩溶岩 (一部水冷自破砕状) 及び火砕岩 砂岩, 礫岩など	31.4 ± 0.8, 31.9 ± 0.9 (K-Ar: 大口ほか, 1995)	水底~陸上	複合火山		斜長石斑状安山岩
			長崎デイサイト (新称)	デイサイト質溶結~非溶結火砕流堆積物及び凝灰質礫岩	35.5 ± 1.2 (FT: 鹿野ほか, 2007) 27.1 ± 1.3 (FT: 鈴木, 1980b)	陸上	複合火山	平行岩脈群	デイサイト~流紋岩
			長楽寺玄武岩 (新称)	アルカリかんらん石玄武岩~玄武岩質安山岩アア溶岩, 火砕サージ堆積物, スコリア流堆積物, 水底ハホイ溶岩	26.9 ± 0.6, 29.9 ± 0.7, 31.5 ± 0.8, 32.5 ± 0.8, 34.3 ± 0.9, 34.5 ± 0.9, 33.6 ± 0.8 (K-Ar: 大口ほか, 1995)	陸上~水底	複合火山 火山麓扇状地		アルカリかんらん石玄武岩~玄武岩質粗面安山岩, 玄武岩 ~玄武岩質安山岩
長楽寺砂礫岩 (新称)			ラハール堆積物, 礫岩, 砂岩, シルト岩						
早川層		竜ヶ島デイサイト (新称)	粗面岩~安山岩ブロック溶岩・火砕流堆積物 (一部溶結), 流紋岩溶岩トーム, ラハール堆積物	27.1 ± 0.6 (K-Ar: 大口ほか, 1995) 29.8 ± 0.6 (FT: 雁沢, 1987) 31.5 ± 1.7 (FT: 鈴木, 1980b)	陸上 (一部水底)	複合火山 溶岩トーム 火山麓扇状地		粗面岩~デイサイト (流紋岩, 安山岩を伴う)	
		舞台島玄武岩 (新称)	アルカリかんらん石玄武岩~玄武岩質安山岩アア溶岩, 火砕サージ堆積物, スコリア降下火砕堆積物・転動堆積物, ラハール堆積物	31.1 ± 0.7, 32.5 ± 0.8, 32.8 ± 0.8, 33.8 ± 1.1 (K-Ar: 大口ほか, 1995)	陸上 (一部水底)	複合火山 火砕丘 火山麓扇状地		アルカリかんらん石玄武岩~玄武岩質安山岩	
早川層		入道崎火成岩	デイサイト溶結火砕流堆積物	51.4 ± 2.0 (FT: 鈴木, 1980b) 53.4 ± 1.4 (FT: 雁沢, 1987)	陸上				
		赤島溶岩類	安山岩~玄武岩溶岩など	49.3 ± 2.7 (FT: 鈴木, 1980b)	陸上				
	花園岩 (赤島層中の異質ブロック)	角閃石黒雲母ダメロ岩	60.7 ± 2.1 (FT: 鈴木, 1980b)						

第3図 門前層の地質総括図。

Fig. 3 Summary of the geology of the Monzen Formation.

\* 御掛島デイサイトの年代値, \*\* 龍山崎玄武岩の年代値



第4A図 戸賀湾北側の地域における門前層地質柱状図。  
 Fig. 4A Geologic columns of the Monzen Formation in the area north of Toga Bay.





程度に変質しているため，特徴的な例を除いては特に言及しない。

### 3.1 舞台島玄武岩

**地層名** 新称。

**模式地** 男鹿半島門前北西方，舞台島及びその周辺の海岸一帯。

**層序関係** 下限は不明。ほとんどの地域で竜ヶ島デイサイトと調和的に覆われるが本山の西方では，真山流紋岩に不整合で被覆される。

**分布・層厚** 加茂青砂から門前にかけて海岸沿いに広く分布する。層厚は大棧橋付近で220m以上。毛無山付近では更に厚く発達する。

**岩相** アルカリかんらん石玄武岩と玄武岩～玄武岩質安山岩のアア溶岩が主体をなす。溶岩の主部は褐灰色塊状で柱状節理が発達する。厚さは数m～20mで，その上下に，同様な厚さのクリンカー（流動角礫岩）が発達する。クリンカーは全体に帯紫灰色を呈するが，暗赤褐色の岩片を含むことがある。溶岩の間には，厚さが数cm～数10cmで連続性が良く，暗赤色を呈する同質凝灰岩～火山凝灰岩が挟まれていることがある。

舞台島及び舞台島東側に面した海食崖では，スコリア降下火砕堆積物とその主部を占める（第5図）。スコリア降下堆積物はほとんど火山礫からなり，粒度の違いによる不明瞭な層理を示すとともに，しばしば，径数10cmときに1mを超える火山弾を伴う。また，多面体型岩片に富み平行～波状層理が明瞭なベースサージ堆積物がこれに調和的に重なる。これらは主に南南西方向に傾斜しているものの傾斜方向は必ずしも一定しない。また，舞台島の南東方に位置する居帽子岩では，下部をなすスコリア降下堆積物に上部の同質転動堆積物が重なり，南南東に傾斜している。同質転動堆積物は，粒径数mm～5cmの赤色スコリア岩片と数cm～30cmの暗色多面体状岩片とが逆級化して，傾斜30°前後の安定した成層構造をなす。火山灰粒子に乏しく，淘汰が良い。

以上のことから，舞台島とその周辺に分布するこれらの堆積物は，スコリア火砕丘の主部で，居帽子岩はその南翼縁辺相にあたると思われる。このスコリア丘の火山口は堆積物が南側に傾斜していることから，舞台島の北側にあったはずであるが，削剥されているため確認できない。舞台島東側に面した海食崖の最上部には，藤岡(1959)が舞台島礫岩とした火砕堆積物が分布する。この堆積物は，花崗岩などの異質岩片に富み，一見，礫岩に見えるが，多面体形の玄武岩火山礫を多数まじえており，構成物の特徴とその分布位置からすれば，その活動末期にスコリア丘から放出されたマグマ水蒸気爆発の産物と考えられる。

本山西方の長岩では淘汰不良で雑多な岩片からなる凝灰質基質支持の礫岩（ラハール堆積物）が発達する。ま



第5図 舞台島玄武岩中の火砕丘をなす玄武岩火砕岩層（舞台島対岸の海食崖）。海食崖の標高はおよそ40m。

Fig. 5 Basaltic pyroclastic beds constituting a pyroclastic cone in the Butajima Basalt at the sea cliff which faces Butajima Islet. The sea cliff is c. 40 m high above sea level.

た，赤褐色～橙褐色の不定形～紡錘形火山弾を含んだ玄武岩質安山岩～安山岩凝灰角礫岩・火山角礫岩（降下火砕堆積物）を伴う。凝灰質礫岩は，間に凝灰質砂岩を挟んでおり，それらが重なって火山麓扇状地を形成していたと考えられる。

**放射年代**  $31.1 \pm 0.7$ ,  $32.5 \pm 0.8$ ,  $32.8 \pm 0.8$ ,  $33.8 \pm 1.1$  Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている（大口ほか，1995）。

### 3.2 竜ヶ島デイサイト

**地層名** 新称。

**模式地** 男鹿半島門前西方，竜ヶ島から北に続く西斜面一帯。

**層序関係** 下位の舞台島玄武岩に調和的に重なり，長楽寺玄武岩に覆われる。

**分布・層厚** 戸賀以北の広い地域と，塩浜周辺，加茂青砂と門前との間の山腹に分布する。層厚は戸賀以北で最大600mに達する。加茂青砂以南では厚さ10mを超える溶岩が累重して高さ200m前後の急崖をなすが，その南と北で尖滅する。

**岩相** 戸賀以北では，塊状または角礫状の紫灰色粗面岩～デイサイト溶岩（ブロック溶岩）が卓越し，デイサイト組成の塊状無層理火山角礫岩～凝灰角礫岩（火山岩塊火山灰流堆積物）と軽石火山礫凝灰岩（軽石流堆積物），凝灰質礫岩・砂岩を伴う。火山岩塊火山灰流堆積物は潜岩周辺にあってほとんど発泡していない灰白色岩片とそれらの細片からなり，厚さは30mを超える（第6図）。礫岩は淘汰不良，無層理で局所的に下位を削り込んで荷重痕を残す。また最上部で級化成層した砂岩に移化することが多い。このような特徴からこれら礫岩・砂岩はラハール堆積物と考えられる（第7図）。このラハール堆



積物は上部で卓越し、南に30°以上傾斜した溶岩をゆるやかな傾斜(13~26°)で覆っており、溶岩を主体とする、より急傾斜の火山体主部を取り巻いて扇状地をなしていた可能性が高い。

戸賀以南では、戸賀以北と同様、厚いブロック溶岩が卓越するが、暗灰色~暗紫灰色~帯緑灰色と様々に色調を変え、組成もデイサイトを中心に粗面岩もしくは安山岩から流紋岩まで変化する(小林, 2005MS)。また、わずかながら同質火砕岩を伴う。溶岩は立島~長岩間でとくに厚く、ドーム状の山体を形成している。

**放射年代** 全岩 K-Ar 年代として  $27.1 \pm 0.6$  Ma (大口ほか, 1995) の値が、また、ジルコンのフィッシュン・トラック年代として、 $31.5 \pm 1.7$  Ma (鈴木, 1980b) と  $29.8 \pm 0.6$  Ma (雁沢, 1987) の値が報告されている。



第6図 竜ヶ島デイサイト中のデイサイト火山岩塊火山灰流堆積物(潜岩北側)。露頭の高さは10 m前後。

Fig. 6 Dacite block-and-ash flow deposit in the Ryugashima Dacite north of Kuguri Iwa. The height of this outcrop is c. 10 m.



第7図 竜ヶ島デイサイト中のラハール堆積物(かぶき岩北側)。ハンマーの長さは30 cm。

Fig. 7 Lahar deposit in the Ryugashima Dacite on the north of Kabuki Iwa. Hammer is 30 cm long.

### 3.3 長楽寺砂礫岩

**地層名** 新称。

**模式地** 男鹿半島門前、長楽寺参道入り口付近。

**層序関係** 門前において舞台島玄武岩を削剥して覆う。また、長楽寺玄武岩と指交する。

長楽寺砂礫岩は門前の海食崖で長楽寺玄武岩の玄武岩溶岩を挟み、また、長楽寺東側の沢沿いでは、長楽寺玄武岩が模式地の砂礫岩と類似した碎屑岩を挟む。

門前東方では、台島層が長楽寺砂礫岩と長楽寺玄武岩を共にアバットして覆う。

**分布・層厚** 門前周辺にのみ分布し、およそ20mの厚さを示す。

**岩相** 長楽寺砂礫岩は、玄武岩、玄武岩質安山岩、デイサイトなど様々な岩質の亜角~円礫を雑多に含む厚さ40cm~数mの凝灰質礫岩と、厚さ数~10cmで波状層理が明瞭な砂岩・シルト岩の薄層と凝灰質含礫砂岩との互層からなる。最下位層準では、竜ヶ島デイサイトに由来するとみられる円磨された礫を含む。

### 3.4 長楽寺玄武岩

**地層名** 新称。

**模式地** 男鹿半島門前、長楽寺参道周辺。

**層序関係** 長楽寺玄武岩は、戸賀以北のかぶき岩・白岩付近と戸賀以南の加茂青砂~舞台島間で竜ヶ島デイサイトに調和的に重なり、竜ヶ島デイサイトが尖滅する舞台島以南では、下位の舞台島玄武岩を直接覆う。また、上位の毛無山安山岩と真山流紋岩に覆われる。

塩浜南方、鏝島周辺の竜ヶ島デイサイトに断層で接する。長楽寺周辺では、長楽寺砂礫岩と指交する。

**分布・層厚** 戸賀以北のかぶき岩・白岩周辺と、戸賀湾南岸~加茂青砂間の海岸、更に加茂青砂~門前間の山地の高所を占めて広く分布する。入道崎南東方の北側海岸、大明神崎周辺に分布する玄武岩質安山岩主体の岩相については、飛び地状に孤立して分布するため層序関係を明確にできないものの、岩相の類似性から長楽寺玄武岩に含める。

層厚は、戸賀以北のかぶき岩でおよそ250m、戸賀以南で最も厚く発達する本山や阿治ヶ島付近では180m前後である。

**岩相** 長楽寺玄武岩はアルカリかんらん石玄武岩~玄武岩質粗面安山岩と、アルカリに乏しい玄武岩~玄武岩質安山岩の両者を含む(小林, 2005MS)。いずれも、灰黒色~帯紫暗灰色~褐灰色を呈する溶岩として産することが多い。

溶岩の産状は多様で、ある場合は枕状を呈し、また、ある場合は酸化したクリンカー(流動角礫岩)を伴うなど地域と層準によって異なる。しばしば同質火山礫岩・火山礫凝灰岩(火砕サージ堆積物)や、類質岩片と異質岩片からなる凝灰角礫岩もしくは凝灰質礫岩(ラハール

堆積物)を挟む。

戸賀以北では, 枕状溶岩(水底パホイホイ溶岩)が主体をなす(第8図)が, 上位ほどアア溶岩が卓越する(第9図)。下部層準に当たるかぶき岩では枕状溶岩が南南東方向へ直径1.5~0.5mのロープをなして所々くびれながら分岐する(第8図)。また, 白岩でも同様に南南東に流下した産状が確認できる。皮殻が削剥されているため, 一般に表面構造は明瞭ではないが, ロープ表面の一部にしわ状構造が認められることからこれらの溶岩は水際付近に定置したことがうかがえる。

加茂青砂西方, 長崎周辺の海岸では, 玄武岩質安山岩の水底ブロック溶岩に, 玄武岩質スコリア降下火砕堆積物とベースサージ堆積物, アア溶岩が順に重なる。水底ブロック溶岩には, 複数の同質岩脈が複雑に貫入しているが, その岩脈の幾つかは不規則な外形を示し, 鏡下では急冷組織が見られることから, 水に飽和した地表付近



第8図 長楽寺玄武岩中の玄武岩質安山岩枕状溶岩(戸賀湾北方, かぶき岩。)

Fig. 8 Basaltic andesite pillow lava in the Chorakuji Basalt at Kabuki Iwa north of Toga Bay.



第9図 長楽寺玄武岩中の玄武岩質安山岩アア溶岩(戸賀湾北方, かぶき岩。)

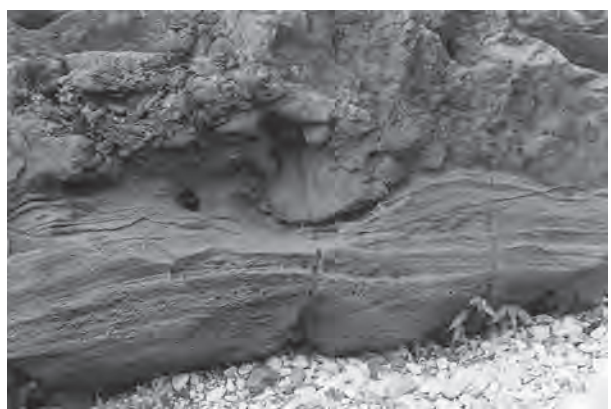
Fig. 9 Basaltic andesite aa lava in the Chorakuji Basalt at Kabuki Iwa north of Toga Bay.

に貫入したフィーダー岩脈とみなせる。それらの伸びは北北東—南南西方向で, 長崎の南側では, 同方向に伸びた玄武岩質アグルチネート岩脈や流紋岩などの岩脈が貫入している(第10図)。これらフィーダー岩脈の密集部分は幅数10~20mで, 一部岩脈は玄武岩質スコリア降下火砕堆積物とベースサージ堆積物(第11図)を貫き, 周囲のアア溶岩に漸移するものも認められる。アグルチネート岩脈を構成する個々の溶岩片は赤褐色を呈するが, 高度に溶結しているところでは灰黒色となって引き延ばされている。溶結程度は低いものの, スコリア降下



第10図 きららかホテル北方の海食台における長楽寺玄武岩の岩相分布図。

Fig. 10 Facies map of the Chorakuji Basalt on the shore terrace north of Kiraraka Hotel.



第11図 長楽寺玄武岩中の玄武岩ベースサージ堆積物(きららかホテル北方)。レンズキャップの直径は6cm。

Fig. 11 Basalt base-surge deposit in the Chorakuji Basalt north of Kiraraka Hotel. Lens cap is 6 cm across.



火砕堆積物は、一部でアグルチネート岩脈に似た外観を示し、この岩脈から噴出したと考えられ、また同時に、アグルチネート岩脈はフィーダー岩脈延長上の割れ目を充てんした火道充てん堆積物とみなせる。

**放射年代** 大口ほか (1995) により、 $26.9 \pm 0.6$ ,  $29.9 \pm 0.7$ ,  $31.5 \pm 0.8$ ,  $32.5 \pm 0.8$ ,  $34.3 \pm 0.9$ ,  $34.5 \pm 0.9$ ,  $33.6 \pm 0.8$  Ma の全岩 K-Ar 年代値が報告されている。

### 3.5 長崎デイサイト

**地層名** 新称。

**模式地** 男鹿半島、加茂青砂北西方の長崎付近。

**層序関係** 下位の長楽寺玄武岩を覆い、毛無山安山岩や真山流紋岩、野村川玄武岩など地域によって異なる地質単元に覆われる。削剝を受けていることが多く、上位に厚さ7mに達する、長崎デイサイト由来の岩片からなる再堆積とみられる岩相を伴うことがある。男鹿山牧場付近の長崎デイサイトは、湯本断層の南方延長部に当たる分布域東縁で角礫化して、上位の女川層と直線的な境界（おそらく高角度の断層）で接する。

**分布・層厚** 模式地の長崎付近のほか、ながとこ北方や、三ノ目潟周辺、男鹿山牧場付近の小地域に分かれて分布する。層厚は模式地で30m、三ノ目潟で約100m、ながとこ北方では20m。

**岩相** 淡紫灰色～明灰色を呈し、様々な程度に異質岩片を含む溶結凝灰岩（火山灰流堆積物）からなる。基底付近には岩片が濃集し、最上部は、岩片が少ない非溶結の凝灰岩もしくは細粒凝灰岩からなり、成層している。長崎北方及び戸賀以北の長崎デイサイトは、主にデイサイト火山礫凝灰岩からなり、斜交層理の発達した凝灰質砂岩を伴う。溶結凝灰岩の溶結度は様々であるが、模式地の長崎では流動して長く伸びたレンズや流動褶曲が局



第12図 長崎デイサイトを構成するデイサイト火砕流堆積物（きららかホテル北方、長崎）。溶結し局所的に褶曲している。ハンマーの長さは30 cm。

Fig. 12 Welded and locally folded dacitic pyroclastic flow deposit of the Nagasaki Dacite, Nagasaki north of Kiraraka Hotel. Hammer is 30 cm long.

所的に認められる（第12図）。

**放射年代** ジルコンのフィッショントラック年代として  $27.1 \pm 1.3$  Ma (鈴木, 1980b) と  $35.5 \pm 1.2$  Ma (鹿野ほか, 2008) の値が得られている。

### 3.6 毛無山安山岩

**地層名** 新称。

**模式地** 男鹿半島門前北方の海岸から毛無山に至る沢。

**層序関係** 凝灰質礫岩や泥質細粒堆積物を介して長楽寺玄武岩に重なる。毛無山周辺などでは、下位層に対して非調和的に重なることから、一部不整合の関係にあると解釈される。弁天岬と毛無山において、上位の真山流紋岩に被覆される。

**分布・層厚** 戸賀以北のながとこ～弁天岬間の海岸部及び内陸部、戸賀以南の毛無山～門前間の地形的高所を占めて分布する。層厚は、戸賀以北130m、戸賀以南では160m。

**岩相** 加茂青砂～門前間では、安山岩水底ブロック溶岩が卓越する。全体に水冷自破砕が進んでおり、冷水川流域では、塊状相から水冷自破砕状部（偽ピロー岩塊を含む流動角礫岩）への漸移が認められる（第13図）。また、類質岩片からなる火山礫凝灰岩や凝灰質礫岩を伴う。戸賀以北では、斜長石の斑状結晶に富む安山岩の厚いブロック溶岩が主体をなす。

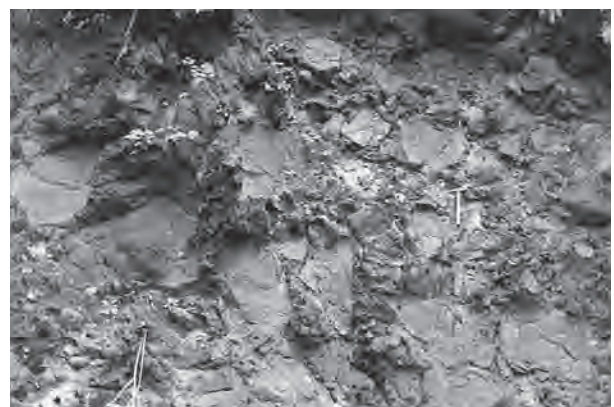
**放射年代** 大口ほか (1995) により  $31.4 \pm 0.8$ ,  $31.9 \pm 0.9$  Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている。

### 3.7 潮瀬ノ岬砂礫岩

**地層名** 藤岡 (1959) 命名。

**模式地** 男鹿半島潮瀬ノ岬。

**層序関係** 鹿野ほか (2008) によれば、台島層の砂



第13図 毛無山安山岩中の水冷破砕溶岩。ハンマーの長さは30 cm。

Fig. 13 Water-chilled and brecciated lava of the Kenashiyama Andesite. Hammer is 30 cm long.

礫岩に傾斜不整合で覆われる。また，周囲の門前層との関係は観察できないが，潮瀬ノ岬砂礫岩を構成するスコリア堆積物中のスコリアから抽出したジルコンのフィッシュン・トラック年代とスコリア堆積物直上の砂岩が黒雲母，酸性火山ガラス片など真山流紋岩基底の火砕岩由来とみられる碎屑粒子を含んでいることから，真山流紋岩基底部とほぼ同じ層準である可能性が高い。Sato (2006MS) と鹿野ほか (2008) は，潮瀬ノ岬砂礫岩の南側に広がる台島層の中にカルデラが存在すること，そして，潮瀬ノ岬砂礫岩とその南側の台島層帆掛島石英安山岩 (藤岡, 1959, 1973) を，そのカルデラが形成される際にカルデラ内に滑り落ちたブロックである可能性が高いことを指摘している。

**分布・層厚** 男鹿半島潮瀬ノ岬にのみ分布する。下限，上限とも不明ではあるが，層厚は40mを超える。

**岩相** 下位から安山岩岩片を主体とする火山礫岩，珪長質凝灰岩と凝灰質砂岩の互層，塊状中粒砂岩，波状層理を示す細粒砂岩，極細粒砂岩，シルト岩～泥岩，玄武岩質火砕岩，砂岩・礫岩が順に重なる。

下部の火山礫岩は，塊状で淘汰が悪く，かつ発泡不良の暗黄緑色火山礫を多量に含んでいる。玄武岩質火砕岩は径30～40cm以下のスコリアと異質岩片が濃集した層とこれに乏しい層とが互いに平行又は波状にうねりながら幾重にも重なり合って厚さ40mの層をなしており，火山豆石 (accretionary lapilli) なども含むことから火砕サージ堆積物と考えられる (第14図)。この直下の砂岩～泥岩との接触面は明瞭で，砂岩～泥岩が荷重変形しており，幅数10cm以下の碎屑岩脈をなして火砕サージ堆積物中に貫入している。また，ところによって楔状に下位の堆積物に貫入してそれらを引きはがしていることがある。玄武岩質火砕岩を覆う砂岩は，平行～波状層理が発達し，所々，礫岩をレンズ状に挟む。主たる構成物



第14図 潮瀬ノ岬砂礫岩中のスコリア堆積物 (潮瀬ノ岬)。ハンマーの長さは30cm。

Fig. 14 Scoria deposits in the Shiose-no-Misaki Sandstone and Conglomerate, Cape Shiose-no-Misaki, south of Monzen. Hammer is 30 cm long.

は火山岩ガラス片と斜長石で，黒雲母を伴う。

**放射年代** 玄武岩質火砕岩のスコリアから抽出したジルコンのフィッシュン・トラック年代値は $32.8 \pm 1.5$  Ma と  $34.7 \pm 1.9$  Ma である (Kano *et al.*, 2007)。

### 3.8 真山流紋岩

**地層名** 門前層の層序区分変更に伴い，地質単元の名称を揃えるために藤岡 (1959) の真山流紋岩類を「類」を削除して「真山流紋岩」と改めた。

**模式地** 男鹿半島真山。

**層序関係** 門前層の様々な岩相を不整合に覆う。真山流紋岩の基底には，加茂溶岩類または潜岩溶岩類に由来する砂礫岩が認められる。また，野村川層に不整合に覆われる (小林ほか, 2004)。

**分布・層厚** 戸賀以北では最南端の弁天岬にのみ小規模に露出する。戸賀以南では，真山～毛無山の山稜部から加茂川流域，更に加茂青砂周辺の海岸部にかけて連続して分布する。海岸域では更に北方へ断続的に分布し，内陸部でも野村川流域の複数箇所窓状に露出する。真山西方で最も厚く発達し，見かけの層厚は200mを超える。

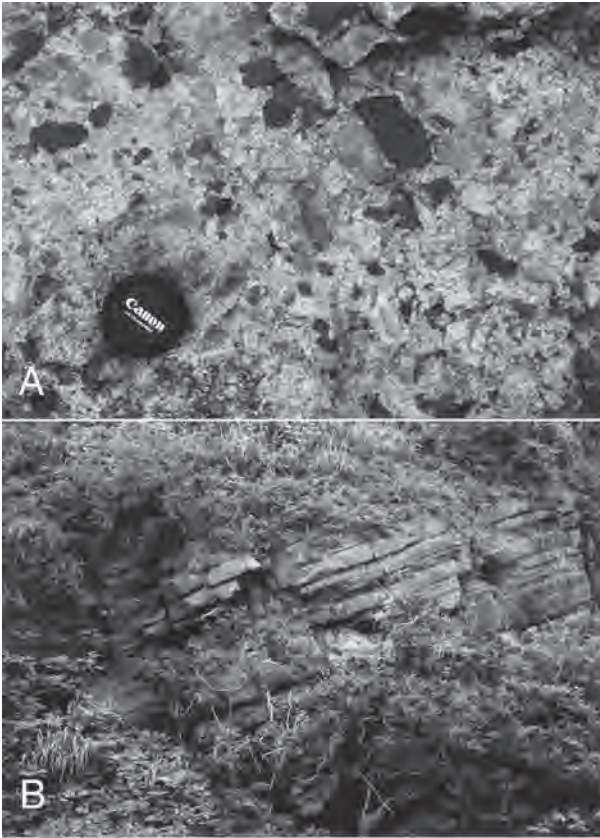
**岩相** 黒雲母含有流紋岩溶岩 (水底ブロック溶岩) を主体とし，基底に凝灰質礫岩・砂岩と流紋岩質火山礫凝灰岩を伴う (第15図)。溶岩は全体にガラス質で，中心部の塊状相とそれから漸移して厚く発達する角礫岩部とからなる。塊状相縁辺はジグソーパズル状に割れ，外側の角礫岩に移化している (第16図)。また，一部の塊状相は角礫岩部分と漸移関係を示さず，自己貫入相であることが示唆される。

溶岩全体の見かけの層厚の変化は激しく，本山から毛無山にかけては，加茂青砂以南に発達する門前層の火山体になす高所に薄く重なるのみであるが，その北方の真山から加茂青砂周辺にかけては急激に厚くなり，しかも，加茂青砂周辺で流紋岩火砕岩に流紋岩が貫入している。このような厚さの変化と貫入層の存在は，真山周辺に溶岩の噴出中心があったことを示唆する。

噴出中心はこれ以外にも存在するらしく，カモメ岩でフィーダー岩脈が発達するほか，中ノ島では真山流紋岩より下位の層準を切る火山角礫岩・凝灰角礫岩 (火道充てん堆積物相) が周囲の構造を切って円筒状に分布する (第17図)。

**放射年代** 鹿野ほか (2007) によれば，黒雲母のプラトー年代は $34.04 \pm 0.16$  Ma (平均値)，黒雲母のK-Ar年代は $34.06 \pm 0.78$  Ma である。鈴木 (1980b) により $25.3 \pm 0.2$  Ma，雁沢 (1987) により $23.7 \pm 0.7$  Maのフィッシュン・トラック年代が，それぞれ報告されているが，鹿野ほか (2007) は同一試料から抽出したジルコンのFT年代 $36.7 \pm 1.3$  Maを報告しており，真山流紋岩の年代はおよそ34 Maと考えることができ





第 15 図 (A) 真山流紋岩基底の礫岩. レンズキャップの直径は 6 cm. (B) 真山流紋岩基底の凝灰質砂岩礫岩 (長崎北方). 写真の高さは 10 m 前後

Fig. 15 (A) Basal conglomerate of the Shinzan Rhyolite, north of Nagasaki. Lens cap is 6 cm across. (B) Graded and interbedded tuffaceous sandstone and conglomerate of the basal part of Shinzan Rhyolite, north of Nagasaki. The height of photo is c. 10 m.



第 16 図 真山流紋岩の水冷却破砕された流紋岩溶岩 (加茂青砂). レンズキャップの直径は 6 cm

Fig. 16 Water-chilled and brecciated rhyolite lava of the Shinzan Rhyolite, Kamo-Aosa. Lens cap is 6 cm across.

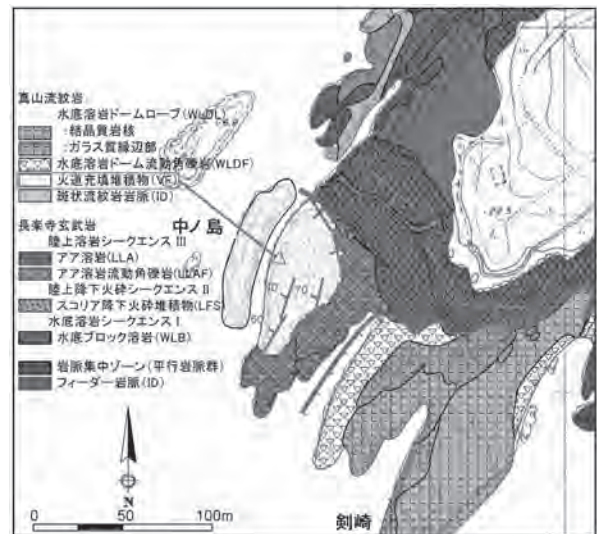
る.

### 3.9 岩脈及びシル

縮尺が小さいため地質図には示していないが、門前層とその上位の野村川層中には北東 - 南西方向に延びた幅 0.5m ~ 10 数 m の岩脈が多数認められる (藤岡, 1959; 藤岡ほか, 1973; 小林ほか, 2004; 小林, 2005MS). とくに、戸賀 ~ 加茂青砂間の海岸沿いの門前層分布域では、集中的に岩脈が貫入しており、露出が良好であるため、高い精度で岩脈の貫入方向を測定することができる。岩脈を構成する岩石は、斑状デイサイト、流紋岩、粗粒な斑状玄武岩質安山岩 ~ 安山岩、玄武岩質安山岩 ~ 玄武岩、ドレライトと多様である (小林, 2005MS). このほか、潮瀬ノ岬砂礫岩中にドレライトないし玄武岩の岩床が貫入している (大口ほか, 2005).

岩脈のうち、K-Ar またはフィッシュン・トラック放射年代値が得られているのは斑状デイサイトと斑状玄武岩質安山岩 ~ ドレライトの岩脈であり、前者は門前層の年代を、後者は野村川層・台島層の玄武岩質安山岩の形成年代を示す (小林, 2005MS). 潮瀬ノ岬砂礫岩中のドレライト ~ 玄武岩岩床の斜長石 K-Ar 年代も野村川層とほぼ同年代  $21.3 \pm 1.1$  Ma である (Kano *et al.*, 2007).

斑状デイサイト岩脈のように斜長石斑晶に富む珪長質な岩石は、門前層にはあまり発達しないが、真山流紋岩、あるいは、長崎デイサイト、竜ヶ島デイサイト中に分布する。流紋岩岩脈の多くは、真山流紋岩のフィーダー岩脈である。それらは真山流紋岩と共通した特徴を備え、



第 17 図 きららかホテル西側、中ノ島周辺地質図. 火道充てん堆積物の分布と構造を示す.

Fig. 17 Geologic map of Nakanoshima Islet and its environs on the western side of Kiraraka Hotel, showing the distribution and internal structure of conduit-infillings.

真山流紋岩に多数貫入しているが野村川層中には認められない。玄武岩～ドレライト岩脈の多くは長楽寺玄武岩以下の門前層中に貫入しており、舞台島玄武岩や長楽寺玄武岩を構成する噴出物に移化しているものが確認される。また、真山流紋岩には、玄武岩～ドレライトのほか、斑状玄武岩質安山岩～安山岩の岩脈も認められる。

このようなことから、それぞれ異なる岩質の岩脈の貫入時期は以下のように推定することができる。

斑状デイサイト：門前層真山流紋岩，または，長崎  
デイサイト，竜ヶ島デイサイト形成期

流紋岩：門前層真山流紋岩形成期

斑状玄武岩質安山岩～安山岩：野村川層形成期

玄武岩質安山岩～玄武岩及びドレライト：門前層形  
成期～野村川層形成期

小林(2005MS)によれば、男鹿半島西海岸に発達する岩脈の幅は、合計でおよそ940mに達する。この値は門前層分布域のNW-SE方向の幅、およそ14kmの約6.5%に相当する。しかし、岩脈分布は均一ではなく、特に塩浜～加茂青砂間において集中して貫入していることが明らかであり、そこでは岩脈の幅の合計は約815mとなる。海岸沿いのこの間の距離に占める岩脈の幅の割合は約18%に達する。

#### 4. 地質構造

門前層は上位の野村川層とともに男鹿山牧場周辺を通る湯本断層によって断たれる。湯本断層の存在が推定できるのは男鹿山牧場の南側までであるが、その南東延長上にあっても、西黒沢層の基底礫岩が東傾斜で門前層・野村川層にアバットしているため、その東側で門前層・野村川層の分布を確認することはできない。

湯本断層とその延長部の西側に露出する門前層は南西-北東方向に伸びてゆるやかに波曲し、同方向の正断層によって様々な程度に変位している。これら褶曲と断層の走向は、門前層中の岩脈の伸びとほぼ一致する。

戸賀湾北側では南側にゆるく傾斜する竜ヶ島デイサイトと長楽寺玄武岩、毛無山安山岩の重なりが正断層に断たれて繰り返し現れる。溶岩の流動方向やラハール堆積物がなす扇状地と直下の溶岩との関係などから、北方海上に成層火山の存在が推定できる(第4図A, B)。

戸賀湾の南側では長楽寺玄武岩、真山流紋岩、更には野村川層が海岸に沿って加茂青砂の付近まで分布する。長楽寺玄武岩から野村川層に至る重なりは北東-南西方向の正断層に切られて北西あるいは南西に傾斜し、同方向に伸びた多数の岩脈に貫かれている。野村川層は、真山流紋岩以下の門前層火山岩がなす凹地を埋めて海岸から内陸にかけて広く分布するが、下位の門前層と同様に

北東-南西方向の正断層に切られている。

加茂青砂以南では舞台島玄武岩に、竜ヶ島デイサイト、長楽寺玄武岩・砂礫岩、毛無山安山岩が積層し、毛無山周辺を中心とした高まりをなす(Figs. 1 and 5)。それぞれの地質単元は毛無山あるいはその東側から北西、西、あるいは南西方向に分岐またはフォアセットしており、毛無山方向から流動してきたことが示唆されることから、この高まりは、もとの火山体の構造を反映している可能性が高い。

真山流紋岩は、真山付近から四方に傾斜し、北西延長上では下位の様々な層準を覆って加茂青砂の海岸に達する。真山北側の斜面には真山流紋岩以下の門前層火山岩に由来する礫が集積し、これを覆って野村川層が分布する。

## 5. 議論

### 5.1 従来の岩相層序区分との比較

藤岡(1959)は、門前層を下位から順に、潜岩・加茂溶岩類と潮瀬ノ岬砂礫岩、真山流紋岩類に分け、潜岩・加茂溶岩類については、組成によって粗面岩・安山岩、玄武岩、流紋岩の3つに岩相区分している。名称こそ多少異なるが、この区分は宮城(1963)とほぼ同じである。西男鹿団体研究グループ(1972)は真山流紋岩類を噴出相と貫入相とに分け、更に貫入相を斑晶組み合わせと化学組成、自然残留磁気の違いに基づいて、二つに分けた。貫入相のうち、大半を占める流紋岩は特徴的に黒雲母斑晶を伴い、アノーソクレスを含むことがある。一方、もう一つの貫入相を構成する流紋岩は特徴的に斜方輝石を伴い、 $K_2O/Na_2O$ 比が相対的に低く、分布も本山山頂付近に限られる。このことを受け、藤岡ほか(1973)では、本山山頂付近の岩石を台島層帆掛島石英安山岩に対応するデイサイトもしくはその火砕岩に含めている。本報告では、鹿野ほか(2007)にならい、これを野村川層のデイサイト溶結火砕岩とした(Fig. 1)。藤岡(1973)以降では、大口ほか(1995)と深瀬・周藤(2000)が門前層の層序を検討している。

大口ほか(1995)は、潜岩・加茂溶岩類について、全岩K-Ar年代がほぼ同じであること示し、両者を立島礫岩の下位に位置づけられるほぼ同時期に噴出した火山岩主体の地質単元とみなして、ステージI～IVに区分した。ただし、これら火山噴出物主体の地質単元は戸賀湾を隔てて分布が途切れるため、戸賀湾以北と以南に分布する地質単元を、それぞれ潜岩溶岩部層と加茂溶岩部層と定義した(Fig. 2)。

深瀬・周藤(2000)は、この大口ほか(1995)の層序区分をほぼ踏襲したが、金ヶ崎と加茂青砂付近、毛無山から南南西へと続く稜線付近での岩相区分を見直して潜岩・加茂溶岩類をA(粗面岩質安山岩)、B(変質斑



晶安山岩とそれらの再堆積物), C (玄武岩), D (斑状安山岩) の四つの単元に区分した (Fig. 2).

本論文の門前層の岩相層序区分は深瀬・周藤 (2000) の区分を詳しくしたもので, それぞれの地質単元の分布もおおむね対応している. ただし, 加茂青砂と竜ヶ島との間に分布する火山岩について, 本論文では, 竜ヶ島デイサイトの直下にラハール堆積物が卓越する層準があり, その下位に舞台島玄武岩があるとしているが, 深瀬・周藤 (2000) では, 加茂青砂のすぐ南に立島礫岩がC (長楽寺玄武岩にほぼ相当) を覆って分布し, 断層を挟んでその南東側には, より下位のA (竜ヶ島デイサイト相当) 及びB (戸賀以北の長楽寺玄武岩) を欠いて重なるCが分布するとしている. この違いは竜ヶ島デイサイトと, その下位に見かけ上位置する玄武岩卓越相との間に断層を認めるかどうかによって異なるが両者の境界付近に断層の存在をうかがわせる明確な徴候は認められない.

門前層を構成する礫岩については, 藤岡 (1959) が指摘しているように, 様々な層位を占めていると考えられる. 筆者らの調査では, 藤岡 (1959) が立島礫岩とした立島付近の堆積物は, 様々な程度に円磨された火山岩礫と凝灰質基質とからなる厚さ数10cmから数mで無層理の砂礫岩であり, ラハール堆積物と判断できる. また, 藤岡 (1959) が舞台島礫岩とした堆積物は, 藤岡ほか (1973) の地質図では西黒沢層の堆積物として示されているが, 先に述べたように, 舞台島付近のものは, 火砕丘の噴火口を埋積する火砕岩である. 門前集落の北西, 道路沿いに分布する砂礫岩は, 本報告の長楽寺砂礫岩であり, その上下に玄武岩質溶岩を伴う. ただし, 門前港付近の海岸に分布する礫岩は, 西男鹿団体研究グループ (1972) が貫入相とした2種類の流紋岩を伴うことから, 野村川層または野村川層よりも上位の西黒沢層の礫岩として位置づけられる可能性が高い. 潮瀬ノ岬砂礫岩は, 先に述べたとおり, 真山流紋岩下部とほぼ同時期の堆積物として考えることは可能である.

西男鹿団体研究グループ (1972) は, 真山流紋岩の直下に広く分布する礫岩を認め, これを立島礫岩と定義している. 筆者らの調査では, これを構成する礫岩は, 場所によって層位が異なり, 舞台島玄武岩や竜ヶ島デイサイトのラハール堆積物, あるいは毛無山安山岩の基底に局所的に分布する礫岩に対応している.

## 5.2 定置環境

門前層は34Maもしくはそれ以前の火山噴出物からなる (鹿野ほか, 2008). 泥岩や凝灰質の砂岩・シルト岩をわずかに伴うものの, ほとんど化石を産出しないが, 火山噴出物の産状から定置環境を推定することはできる.

舞台島玄武岩は加茂青砂から門前にかけて分布する. その主体はアア溶岩であり, 舞台島付近ではマグマ水蒸

気爆発堆積物を伴うスコリア丘が確認できる. ただし, 舞台島北方の下部層準に枕状溶岩片を含む玄武岩火砕岩を伴う. したがって, 舞台島玄武岩の定置環境は最初, 浅い水域にあり, その後陸上に変わったと考えられる. 舞台島玄武岩の主体をなす溶岩の噴出中心は, 大局的な山体の構造と溶岩の流動方向から, 毛無山周辺にあると推定される.

竜ヶ島デイサイトはブロック溶岩と火砕流堆積物, ラハール堆積物などからなり, ほとんどが陸上に定置したと考えられる. その噴出中心は加茂青砂～門前の東方と赤島～戸賀の北方にあった可能性が高い. 北側の山体には, ラハール堆積物からなる火山麓扇状地が発達する. また, 南側の山体も, 局所的ながら竜ヶ島デイサイトに由来するとみられる円磨された礫を含む淘汰の良い長楽寺砂礫岩によって覆われることから, 長楽寺玄武岩の活動が始まるまでの間の火山活動休止期に山体の浸食が進み, 河川または広い水域に面した火山麓扇状地が発達したことが考えられる.

長楽寺玄武岩は, 男鹿半島西部のほぼ全域に広がる. 加茂青砂～門前ではその全層準に, 白岩以北では下部層準にのみ枕状溶岩が認められる. これに対して, 両地域に位置する戸賀湾～加茂青砂間では全層準に, 白岩以北では上部層準にアア溶岩とアグルチネートが広がる. このことは, 戸賀湾と加茂青砂との間, またはその東西延長上に陸上に開いた噴出中心があり, その北側と南側に噴出物を供給した可能性が考えられる.

長崎デイサイトを構成する火砕流堆積物は, 長楽寺玄武岩が作る陸上火山の山麓に定置したと考えられる. 毛無山安山岩は, 毛無山付近で水底ブロック溶岩が, 戸賀付近でブロック溶岩が卓越することから, 長楽寺玄武岩形成期から引き続く, 陸域と水域が隣接した環境に定置した.

真山流紋岩は全体が水底に定置しており, 門前層の長楽寺玄武岩や毛無山安山岩の噴出時期に水域であった加茂青砂～門前間の地域のみならず, 同時期に陸上にあっただと考えられる戸賀湾北縁～加茂青砂間にも分布している. 戸賀湾北縁～加茂青砂間の海岸では級化成層した凝灰質砂礫岩と, 軽石や雑多な火山岩片を含有する軽石火山礫凝灰岩 (重力流堆積物) を基底に伴う. このことは, それまでに形成された火山体全体が削剝を受けながら水中に没したことを示す.

基底の凝灰質砂礫岩は化石を含まず, この水域の性格は不明であるが, 鹿野ほか (2007) は, 潮瀬ノ岬砂礫岩の砂岩粒子が真山流紋岩を構成する火砕岩に由来する可能性が高いこと, 潮瀬ノ岬砂礫岩が極めて浅い海域に堆積した可能性が高いこと (大口ほか, 2005) を認め, この地域が沈水し始める頃に潮瀬ノ岬砂礫岩が堆積し始め, 引き続き真山流紋岩類が噴出して水深700 m前後, あるいはこれを超える海底に定置した可能性を指摘して

いる。

以上要するに、門前層が形成された全期間を通じて、男鹿半島西部が水域に面した陸上ないし水域に位置し、火山活動が断続的に続くと同時に基盤が沈降し続けたために、火山体が成長してもその定置環境がほとんど変わらなかったと考えられる。門前層と同時期の平行岩脈群とそれらに平行な北東-南西方向の正断層群は、門前層形成期に北西-南東方向に開くリフティングがあったことを示唆する。門前層を不整合に覆う野村川層にも同方向の岩脈と正断層が認められる(小林ほか, 2004)ことから、このリフティングは野村川層形成期まで続いたと考えられるが、門前層と野村川層との時間間隙を埋める火山噴出物は確認されていない。その間に起こった地質過程を確かめるためには地域を広げて調査する必要がある。

## 6. まとめ

1) 門前層は男鹿市門前から赤島に至る海岸を模式地とし、赤島層の上位にあって野村川層もしくは台島層に覆われる火山岩主体の地層として位置づけられる。

2) 門前層は下位の赤島層と断層で接する。このため、門前層の下限は不明である。

3) 地表に露出する門前層は、火山岩の岩相の組み合わせとそれらの空間的広がりから互いに識別し得る地質単元として、下位から順に舞台島玄武岩、竜ヶ島デイサイト、長楽寺砂礫岩、長楽寺玄武岩、長崎デイサイト、毛無山安山岩、真山流紋岩に区分できる。

4) これらの主体をなす火山岩は沈降しつつある水域または水域に面した陸上におそらく34~36Maの範囲内の極めて短時間に噴出し、互いに重なり合ういくつかの火山体を形成した。

5) 門前層から読み取れるこのような地質過程は、日本海拡大の前触れとも考えられる(Kano *et al.*, 2007)。しかし、門前層と下位の赤島層との間、門前層と上位の台島層との間にそれぞれ一千万年を超える時間間隙が存在しており、22~20Ma以降活発になる日本海拡大との関係については今後検討する必要がある。

謝辞：本論文は小林の秋田大学に提出した博士論文の研究を軸に、産業技術総合研究所地質情報部門陸域地質図プロジェクト特定観測地域総括地質図「秋田県西部及び山形県西北部」の研究(鹿野・大口)と筑波大学大学院生命環境科学科海洋変遷・地圏変遷科学分野の研究(鹿野・佐藤・小笠原)で得られた成果を加えてまとめた。星住英夫主任研究員と徳橋秀一編集委員長には原稿について丁寧に査読していただいた。ここに記して謝意を表す。

## 文 献

- 千谷好之助(1925) 男鹿島油田地質及び地形図, 同説明書. 地質調査所, 13 p.
- 千谷好之助(1930) 本邦油田第三紀層の分類とその名称とに就きて. 地質雑, **37**, 262-269.
- 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.
- 雁沢好博(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.
- Gradstein, F., Ogg, J. and Smith, A. (2004) *A geologic Time Scale*. Cambridge Univ. Press, 589p.
- 藤岡一男(1959) 5万分の1戸賀・船川地質図幅及び同説明書. 地質調査所, 61p. +英文要旨6 p.
- 藤岡一男(1973) 男鹿半島の地質. 財団法人自然保護協会調査報告, no. 44, 5-34.
- 藤岡一男・高安泰助・的場保望・大口健志・秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室(1973) 秋田県男鹿半島地質図. 財団法人自然保護協会調査報告, **44**, 付図.
- 鹿野和彦・佐藤雄大・小林紀彦・小笠原憲四郎・大口健志(2007) 東北日本男鹿半島, 真山流紋岩類の放射年代. 石技誌, **72**, 608-616.
- 鹿野和彦・小布施明子・佐藤雄大・大口健志・小笠原憲四郎(2008) 男鹿半島潮瀬ノ岬砂礫岩の年代層序学的位置づけ. 石技誌, **73**, 88-96.
- Kano, K., Uto, K. and Ohguchi, T. (2007) Eocene to Oligocene marine transgression on the Japan Sea coast: implication to the opening of the Japan Sea. *J. Asian Earth Sci.*, **30**, 20-32.
- 火山岩の産状編集委員会(鹿野和彦・山岸宏光・宇井忠英・小野晃司・星住英夫・巖谷敏光・中野 俊・山元孝広・宇都浩三・川辺禎久・曾屋龍典・湯浅真人) 編集(2000) 日本の新生代火山岩の分布と産状 Ver.1.0. 数値地質図 G-4, 地質調査所, CD-ROM 2 枚.
- 木村勝弘(1986) 層位関係と放射年代から見た男鹿, 秋田と本荘-湯沢地域の中・下部第三系の年代層位区分. 北村信教授記念地質学論文集, 167-173.
- 小林紀彦(2005MS) 東北日本, 男鹿半島における前期中新世以前の火山活動と堆積盆形成. 秋田大学大学院工学資源研究科博士論文, 129 p. + 3 付表.
- 小林紀彦・鹿野和彦・大口健志(2004) 野村川層: 東北日本, 男鹿半島西部における新たな層序単元の提唱とその層序学的意義. 石技誌, **69**, 374-384.
- Macdonald, G.A. (1953) Pahoehoe, aa, and block lava. *Am. J. Sci.*, **251**, 169-191.
- Macdonald, G.A. (1972) Lava flows. In: Macdonald GA, *Volcanoes*, Prentice-Hall, Englewood Cliff, NJ, pp. 66-107.



- 宮城一男 (1956) 男鹿半島緑色凝灰岩の層序学的・岩石学的研究 (第2報) - 潜岩熔岩類について - . 地質雑, **62**, 645-655.
- 宮城一男 (1958) 男鹿半島緑色凝灰岩の層位学的・岩石学的研究 (第3報) - 台島層について - . 地質雑, **64**, 195-205.
- 宮城一男 (1963) 男鹿半島グリンタフ層の層序と火成活動 (その5) - とくに火成活動の総括ならびに東北地方グリンタフ地域における岩石区の問題と関連して - . 地質雑, **69**, 51-66.
- 宮城一男・宇留野勝敏 (1956) 男鹿半島緑色凝灰岩の層序学的・岩石学的研究 (第1報) - 赤島・入道崎附近の花崗岩質基盤岩及び第三紀火成岩類 - . 地質雑, **62**, 260-271.
- 西男鹿団体研究グループ (1972) 男鹿半島南西部戸賀 - 門前間の地質. 地球科学, **26**, 183-194.
- 大橋良一 (1930) 男鹿半島の地質. 地質雑, **37**, 740-750.
- 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・山崎貞治・野田浩司・佐々木清隆・鹿野和彦 (2005) 男鹿半島から見出された 20Ma 以前の海成堆積物. 石技誌, **70**, 207-215.
- 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.
- Sato, Y. (2006MS) Stratigraphic revision of the Daijima Formation distributed in the western Oga Peninsula, Akita Prefecture. *Master Thesis, Graduate School of Life and Environmental Sciences, Univ. Tsukuba*, 54 p.
- 鈴木達郎 (1980a) "Grain-by-grain" 法によるジルコンの fission track 年代測定 - 男鹿半島新第三系潮瀬ノ岬砂礫岩における適用例 - . 堆積学研究会報, no. 16, 8-17
- 鈴木達郎 (1980b) 男鹿半島新第三紀火山岩類に関する fission track 年代. 地質雑, **86**, 441-453.
- 外山四郎 (1925) 秋田県男鹿半島に発達せる第三紀層. 北光, no. 20, 57-71.
- 吉田武義 (2004) 男鹿半島台島層, 館山崎玄武岩の産状, 放射年代と岩石学. 日本鉱物学会 2004 年度年会・日本岩石鉱物鉱床学会 2004 年度学術講演会講演要旨集, 227-227.

(受付: 2008年4月22日; 受理: 2008年7月31日)