

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
小笠原諸島(20)第2号
NG-54-8-13・14

父 島 列 島 地 域 の 地 質

海野 進・中野 俊

平 成 19 年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

5万分の1地質図幅「父島列島」 正誤表

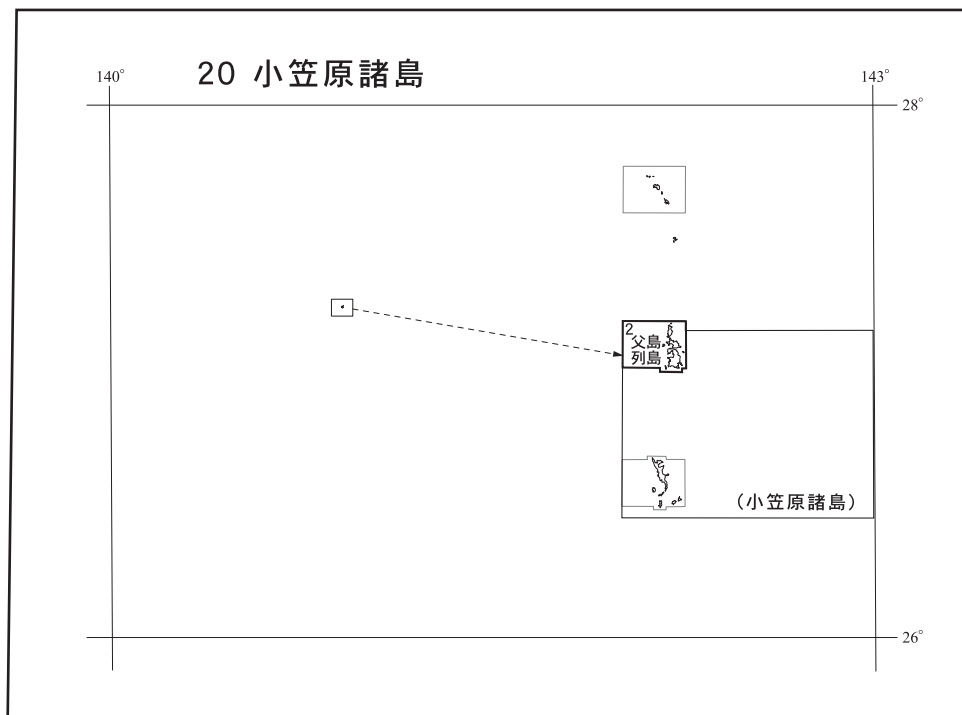
地質図幅

		誤	正
図郭西端	東経（黒）表記	142° 2′	142° 3′

地域地質報告書

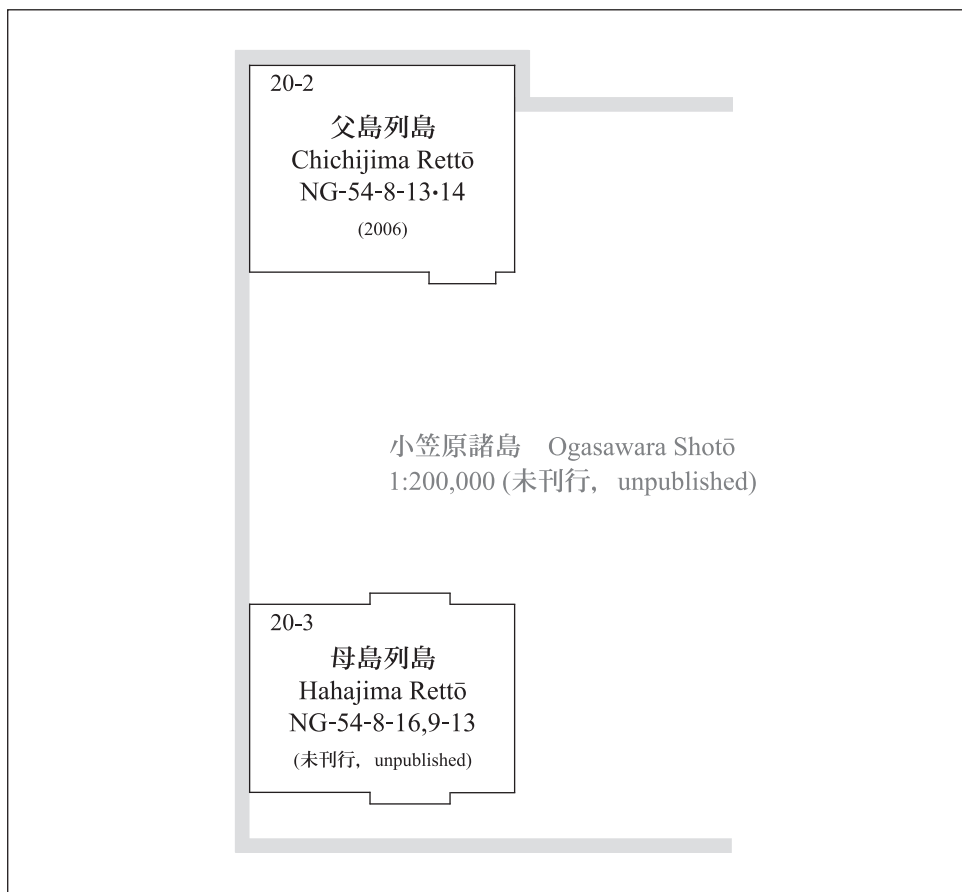
頁	図	誤	正
p.1	1.1 図	日本海溝	伊豆－小笠原海溝
p.2	1.2 図	南鳥島の位置不正確	南鳥島を図から削除

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図 Index of the Geological Map of Japan 1:50,000



父島列島地域の地質

海野 進*・中野 俊**

地質調査総合センターは1882年にその前身である地質調査所が創設されて以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査を行い、その成果の一部としてさまざまな縮尺の地質図を作成・出版してきた。5万分の1地質図幅は、自らの調査に基づく最も詳細な地質図シリーズで、基本的な地質情報が網羅されている。

父島を中心とする小笠原諸島は明治初期より地質調査所や大学、関係学会による調査が行われ、特異な性質を有する無人岩やわが国の第三系としては珍しい熱帯性動物化石群の産出で注目される。また、西之島は1973-74年におこった海底噴火から新島誕生までの経過が一躍脚光を浴びた火山島である。父島列島全域と西之島を含む「父島列島」の地質図の作成は、この地質図幅作成計画の一環として行われたものである。

父島列島の現地調査は、平成15～17年に実施した。また、西之島の現地調査は平成15年夏に実施した。本地区のうち父島と兄島の地質図については、著者の一人である海野が東京大学理学部在籍中の昭和55年以来行ってきた調査結果に、本調査で得られたデータを加味して補足修正し、まとめたものである。執筆にあたっては、属島を含む父島列島全域を海野が、西之島を中野と海野が担当した。

本研究にあたり多くの方々のご協力を得た。特に以下の関係機関、関係者には格別のご協力をいただいた。ここに記して感謝する。

現地調査・資料の収集など：東京都小笠原支庁土木課自然公園係、環境省自然環境局小笠原自然保護官事務所、小笠原総合事務所国有林課、東京都小笠原村役場、大野 至、永谷 博、国分世拓、南ジョージ、一木重夫

西之島関連資料：小坂丈予（東京工業大学）、笹原 昇（海上保安庁海洋情報部）

現地調査・討論：北村晃寿（静岡大学）、浦辺徹郎（東京大学）、石塚 治（地質情報研究部門）

岩石薄片の作成：森 英樹（静岡大学）、大和田 朗・佐藤卓見・福田和幸（地質標本館）

蛍光X線分析・電子線マイクロ分析：金山恭子（静岡大学）

（平成18年度稿）

所 属

* 静岡大学理学部（地質情報研究部門 客員研究員）

** 地質情報研究部門

Keywords: areal geology, geological map, 1:50,000, Izu-Bonin-Mariana forearc, Bonin, Chichijima, Chichijima Rettō, Ogasawara, Nishinoshima, Nishinoshima Volcano, active volcano, high-Mg andesite, boninite, clinoenstatite, bronzite, submarine volcanism, pillow lava, incipient oceanic island arc, Eocene

目 次

第1章 地 形	1
1.1 伊豆 - 小笠原弧の海底地形	1
1.2 父島列島の陸上地形	3
1.3 西之島周辺の海底地形及び陸上地形	3
第2章 地質概説	6
2.1 本報告で使用した用語に関するノート	6
2.1.1 無人岩と古銅輝石	6
2.1.2 溶 岩	6
2.1.3 火砕岩	6
2.2 無人岩と小笠原群島の第三紀火山活動	7
2.3 父島列島	7
2.4 西之島	9
第3章 第三系	11
3.1 研究史	11
3.2 円縁湾層	13
3.3 旭山層	31
3.4 三日月山層	34
3.5 岩脈類	38
3.6 南崎層	40
3.7 全岩化学組成	42
第4章 西之島火山噴出物	44
4.1 研究史	44
4.2 西之島溶岩	45
4.3 1973-74年噴出物	48
4.4 1973-74年噴火の概要	49
4.5 1973-74年噴火後の地形変化	50
4.6 全岩化学組成	56
第5章 第四系	57
5.1 地すべり堆積物	57
5.2 海浜堆積物及び谷底平野堆積物	57
第6章 地質構造	59
第7章 応用地質	60
7.1 地すべり	60
7.2 鉱物資源	60
7.3 採 石	61
文 献	62
Abstract	69

図・表目次

第1.1図 小笠原海嶺周辺の海底地形	1
第1.2図 伊豆 - 小笠原弧を取りまく西太平洋の海底地形	2
第1.3図 西之島周辺の広域海底地形	4

第 1. 4 図	西之島周辺の噴火前の海底地形	5
第 2. 1 図	父島列島地域の地質総括図	9
第 2. 2 図	第三系の地質柱状図	10
第 3. 1 図	父島千尋岩に露出する円縁湾層	14
第 3. 2 図	父島釣浜東岸の無人岩枕状溶岩	15
第 3. 3 図	父島西海岸、海食崖の無人岩枕状溶岩チューブ	16
第 3. 4 図	古銅輝石安山岩枕状溶岩の産状	17
第 3. 5 図	父島ブタ海岸北方に露出する砂岩泥岩互層と古銅輝石安山岩の枕状溶岩中に挟在する シート溶岩とチュムラス	18
第 3. 6 図	父島金石浜のジョンビーチ火山岩類	19
第 3. 7 図	父島天之鼻東と千尋岩のデイサイト枕状溶岩	20
第 3. 8 図	父島西海岸、湾口北側の成層したデイサイト枕状溶岩	21
第 3. 9 図	父島、円縁湾層の枕状溶岩ロープの長さ高さ、急冷縁のガラス質部の厚さと岩質の関係	21
第 3. 10 図	父島、野羊山の火口と溶岩チャンネル	22
第 3. 11 図	父島東部の初寝浦～石浦のスコリア凝灰岩	23
第 3. 12 図	父島ブタ海岸北方に露出する砂岩泥岩互層	24
第 3. 13 図	円縁湾層の無人岩の顕微鏡写真	25
第 3. 14 図	円縁湾層の古銅輝石安山岩の顕微鏡写真	30
第 3. 15 図	円縁湾層のデイサイトの顕微鏡写真	31
第 3. 16 図	円縁湾層ジョンビーチ火山岩類の普通輝石斜長石デイサイトの顕微鏡写真	32
第 3. 17 図	父島天之浦の旭山層	32
第 3. 18 図	旭山層の石英含有流紋岩とトーナライト捕獲岩	33
第 3. 19 図	三日月山層の産状	34
第 3. 20 図	弟島、三日月山層の古銅輝石安山岩枕状溶岩	35
第 3. 21 図	弟島北東岸の東望崎の乱泥流堆積物	36
第 3. 22 図	三日月山層の斑状紫蘇輝石普通輝石デイサイト、安山岩及び変ドレライト（角閃岩）の顕微鏡写真	37
第 3. 23 図	父島～兄島に分布する岩脈の走向傾斜	38
第 3. 24 図	父島東部の初寝浦から石浦にかけて分布する平行岩脈群とその産状	39
第 3. 25 図	父島宮之浜西岸の重複岩脈	39
第 3. 26 図	父島列島の岩脈の厚さの頻度分布	40
第 3. 27 図	南島周辺の沈水したドリーネ	40
第 3. 28 図	父島、南崎の付け根の円縁湾層と南崎層の間の傾斜不整合	41
第 3. 29 図	南崎層の石灰岩中の群体珊瑚化石の巨礫	41
第 3. 30 図	父島列島の岩石の AFM 図	42
第 3. 31 図	父島列島の岩石の代表的全岩主成分化学組成	43
第 4. 1 図	西之島の詳細地形図	44
第 4. 2 図	西之島旧島	45
第 4. 3 図	西之島周辺の岩礁群	46
第 4. 4 図	西之島溶岩を構成する溶岩の産状	46
第 4. 5 図	西之島溶岩を構成する火砕岩の産状	46
第 4. 6 図	西之島火山噴出物の顕微鏡写真	47
第 4. 7 図	西之島新島	48
第 4. 8 図	西之島1973-74年噴火の火口分布図	49
第 4. 9 図	西之島1973-74年噴火による溶岩の産状	50
第 4. 10 図	西之島のマグマ水蒸気噴火	50
第 4. 11 図	西之島新島の成長図	52

第 4. 12 図	西之島新島の噴石丘の海食	52
第 4. 13 図	西之島の地形変化 (1976-1990年)	53
第 4. 14 図	西之島の地形変化 (1973-1978年)	54
第 4. 15 図	西之島の地形変化 (1981-1990年)	55
第 4. 16 図	西之島の化学分析試料の採取位置	56
第 5. 1 図	弟島, 鹿ノ浜の地すべり堆積物	57
第 5. 2 図	南島扇池の東に広がるドリーネ底のヒロベソカタマイマイ化石	58
第 6. 1 図	父島列島の断層分布と見かけの落差, 褶曲軸の分布, 地層の走向傾斜	59
第 7. 1 図	父島, 三日月山の滑落崖と地すべり地塊	60
第 7. 2 図	父島, 金石浜の熱水変質帯	61
第 2. 1 表	小笠原群島の放射年代と化石年代	8
第 3. 1 表	小笠原群島父島列島の全岩化学組成	26
第 4. 1 表	西之島1973-74年噴火の経緯	51
第 4. 2 表	西之島火山噴出物の全岩主成分化学組成	56
Fig. 1	Summary of geology of the Chichijima Rettō District	70

第1章 地 形

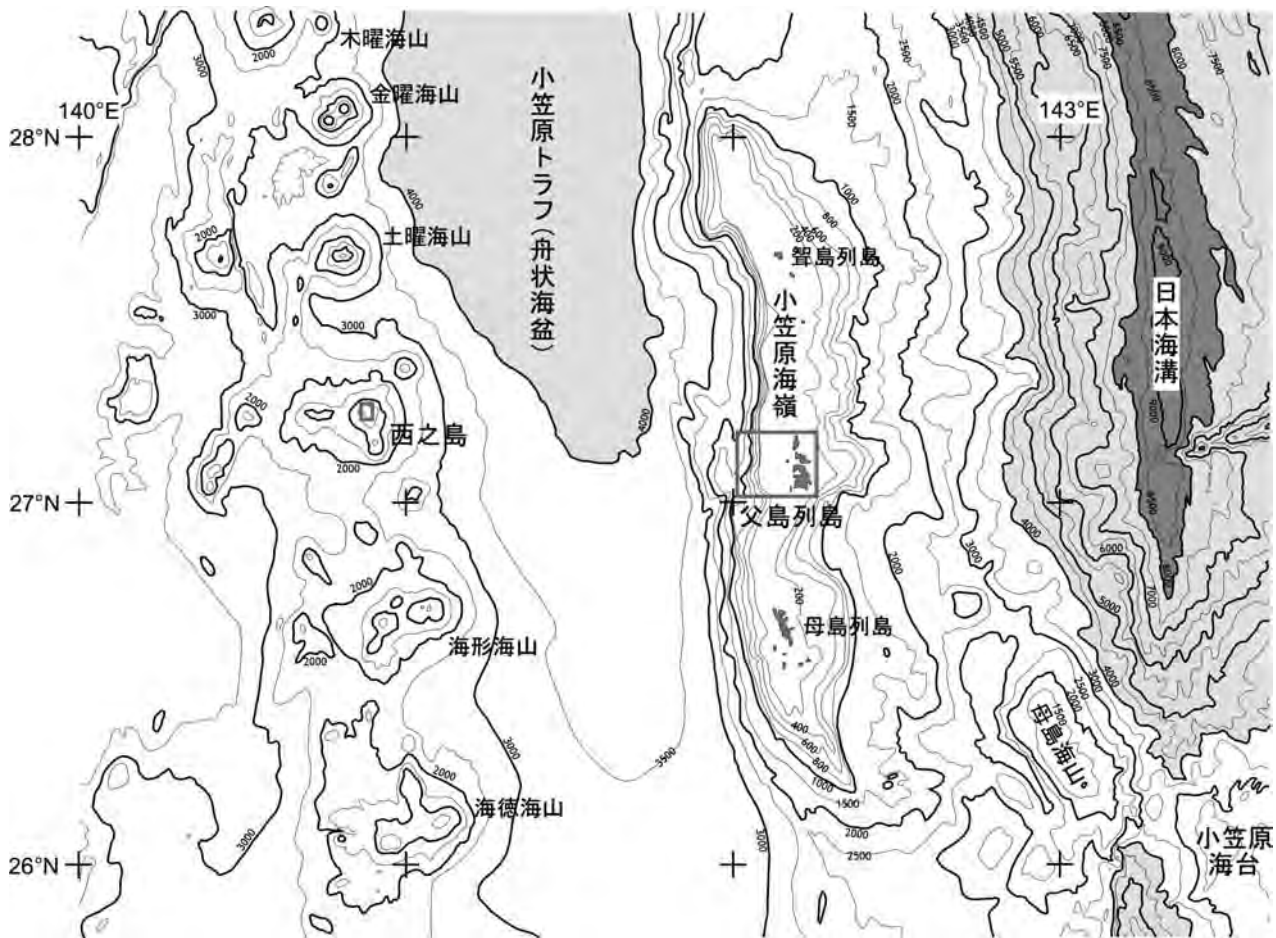
(海野 進・中野 俊)

「父島列島」地域は東経142度02分48.7秒～142度14分48.7秒(世界測地系)、北緯27度02分15.1秒～27度12分15.1秒の小笠原群島父島列島及び東経140度51分49.1秒～140度53分49秒、北緯27度13分45秒～27度16分15秒の西之島を含む範囲である(第1.1図)。地理的には小笠原諸島の一部をなし、行政上は東京都小笠原村に属する。

1.1 伊豆-小笠原弧の海底地形

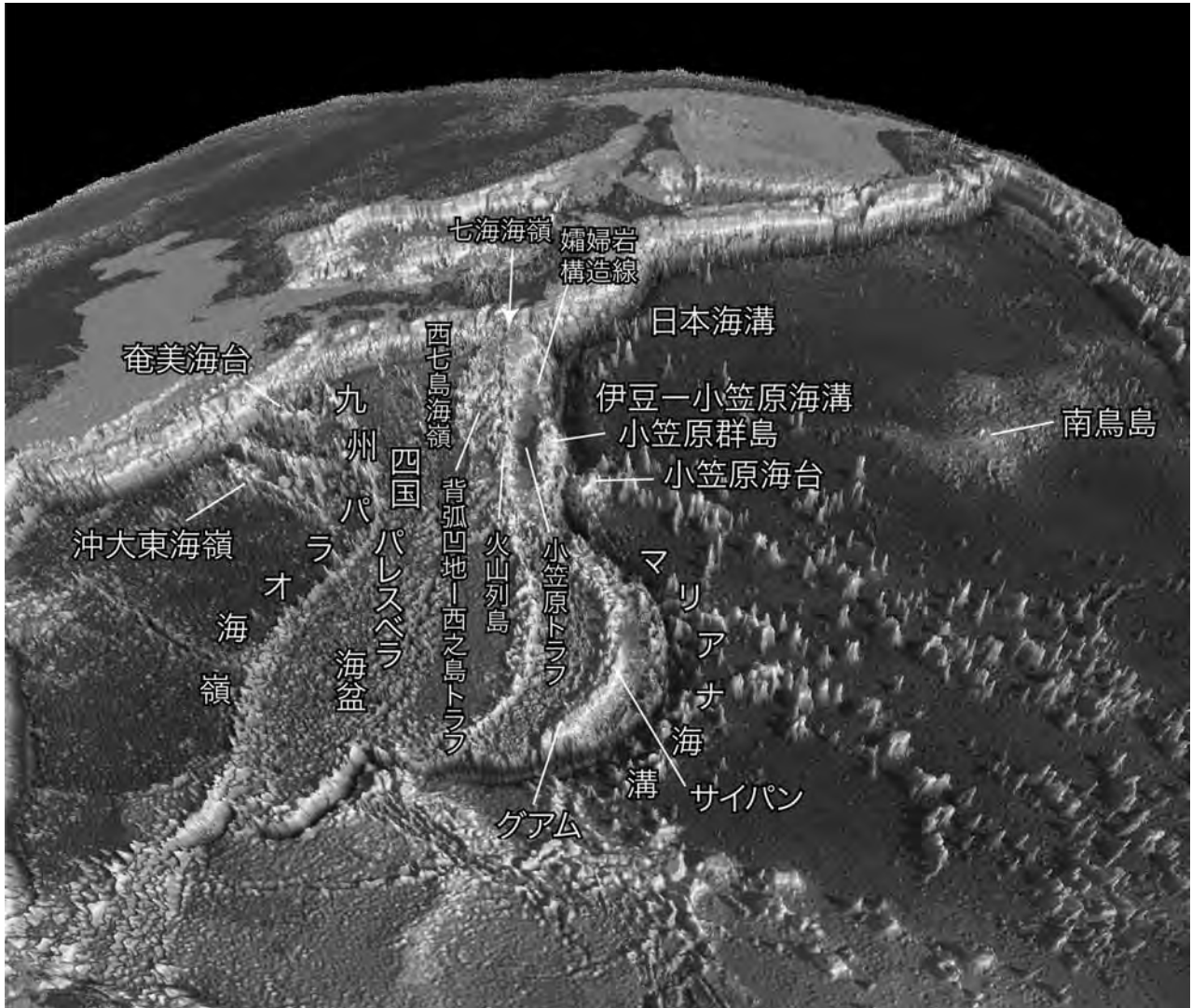
伊豆-小笠原弧は延長1,500 km、幅400 kmに及ぶ本州弧に匹敵する規模を有する島弧-海溝系で、背弧凹地と舟状海盆で隔てられた南北に併走する3つの海嶺からなる(第1.2図)。それらは西から西七島海嶺、背弧凹

地-西之島トラフ、七島海嶺、小笠原トラフ、小笠原海嶺と配列し、東は伊豆-小笠原海溝を隔てて太平洋プレートと接し、西縁は平均水深4,600 mの四国海盆と接する。小笠原海嶺の北方には北東-南西走向の孀婦岩構造線(湯浅, 1983; 湯浅・村上, 1985)があり、孀婦岩の南を経て西之島の西方100 kmに至る。孀婦岩構造線よりも北では西七島海嶺は北東-南西方向に雁行する基盤上の高まりをなし、中期中新世以降(17.3 Ma~)に活動した海山列が高まりの上に配列する(Ishizuka *et al.*, 1998, 2003)。同構造線の南では西七島海嶺は南北性の山脈列となり、北部と様相を異にする。七島海嶺は伊豆大島、三宅島、八丈島を始めとする伊豆諸島から鳥島、西之島、海形海山、海徳海山を経て北硫黄島(及び噴火浅根)、硫黄島、南硫黄島と連なる火山(硫黄)列



第1.1図 小笠原海嶺周辺の海底地形

「父島列島」地域の範囲を四角で示した。1,000 m以浅の小笠原海嶺を除いて等深線は500 m間隔。海上保安庁水路部(1996a)を基に作成。



第1.2図 伊豆-小笠原弧を取りまく西太平洋の海底地形
米国海洋大気圏局 (NOAA) のデータを基に作成。

島、さらに南方の南日吉海山、日光海山に至る第四紀火山列を載せる中新世以降の火山性の高まりである。婿婦岩構造線は第四紀火山岩組成の境界でもあり、これより北ではベヨネース列岩を除いて低アルカリソレイト、南では高アルカリソレイトないしアルカリ岩の活動が見られる (湯浅・玉木, 1982)。このような高アルカリ～アルカリ岩類は小笠原弧南部からマリアナ弧北部にかけて知られており (Bloomer *et al.*, 1989; 石川・江川, 1977; Lin *et al.*, 1989; Sun *et al.*, 1998; 湯浅・玉木, 1982)、非震性のマークスネッカー海山列の沈み込みとの関連が指摘されている (高橋, 2000)。西之島～火山列島を載せる七島海嶺から東へ向かうと徐々に水深を増し、深度4,000 mを超える舟状海盆をなす小笠原トラフへと至る。小笠原海嶺は西に接する小笠原トラフと正断層によって隔てられ、中期始新世以降隆起傾向にあると考えられる (海野・石渡, 2006)。小笠原海嶺は

伊豆-小笠原海溝とマリアナ海溝の会合部から北に500 kmにわたって南北に延びる水深3,000-2,500 m以上の高まりの頂部をなし、海溝軸の西100-140 kmに位置する。伊豆-小笠原海溝とマリアナ海溝の会合部のすぐ北の太平洋プレート上には、比高3,000 mを超える小笠原海台がある。同海台と小笠原海嶺の間の水深は3,000 m弱と周囲の海溝軸部よりも6,000 m以上も浅い鞍部をなし、伊豆-小笠原海溝とマリアナ海溝は不連続となっている。鞍部の西側には比高2,300 mに達する母島海山がある。同海山は北東-南西及び北西-南東方向の直線的な断層崖で囲まれた35 km×68 kmの長方形形状を呈するテクトニックブロックと考えられている (Fujioka *et al.*, 2005)。

小笠原海嶺上には東経142度、北緯27度44分～26度32分にかけて北から^{むこしま}賀島列島、父島列島、母島列島からなる小笠原群島が点在する。小笠原群島に加えて火山

列島及び西之島からなる第四紀火山、九州-パラオ海嶺上にある日本最南端の沖ノ島島、わが国唯一の太平洋プレート上の領土である南鳥島を総称して小笠原諸島と呼んでいる(第1.2図)。北北西-南南東に延びる聳島、父島、母島の各列島を中心にした幅10-40 kmの島棚が雁行状に連なり、小笠原海嶺を形作っている(第1.1図)。島棚外縁は西側で水深200 mとほぼそろっている。しかし、聳島の東側では水深300 mであった島棚外縁が、父島の東で350 m、母島東方では400 mと、南に行くほど深くなる。島棚上には幅7 km以下の平坦なテラスがあり、その上に各列島を取りまく急斜面が続く。聳島列島の媒島周辺では、水深200-120 m付近に平坦面が広がっている(海上保安庁水路部, 1995)。同様の平坦面は嫁島の北西沖では水深190-180 m及び160-130 m付近、南西沖の水深200-190 m付近に広く見られる(海上保安庁水路部, 1994)。母島の北東沖合の水深325-270 m付近及び北方の水深180-155 m付近には平均斜度5-10/1,000の平坦面が広がっている(海上保安庁水路部, 2000)。音響探査によれば父島列島周辺では北東及び南西沖の深度250-225 m付近の島棚外縁部に埋積段丘面があり、更新世末頃の堆積物に覆われている(海上保安庁水路部, 1998)。200 m以深の深い平坦面は前期更新世(約100万年前)の海退期に、また水深150 m前後の平坦面は最終氷期最大海退期に形成されたと考えられている(海上保安庁水路部, 2000)。

1.2 父島列島の陸上地形

父島列島は北から弟島、兄島、父島の主要3島と、周辺の属島からなる。主要3島はいずれも入り組んだ海岸線で囲まれ、東-南岸にかけて急斜面と高い海食崖が発達し、西岸に向かって緩傾斜の斜面を有する。南北に伸張した父島は列島中で最大の面積(24 km²)を有し、数多くの岬と湾入で囲まれた複雑な海岸地形を示す。中でも父島北部の二見港は南北2.6 km、東西の奥行き2 kmで西に向かって開口した天然の良港で、湾口から谷底水深40 mを超える海底谷が東に伸び、要岩の西で北に直角に折れ曲がり、湾奥へ向けて深く切り込んでいる。二見港周辺や西岸の小港、ジョンビーチ、東岸の初寝浦などには砂浜が発達する。父島の最高点は島のほぼ中央に位置する中央山の南東、標高326 mのピークである。弟島は面積5.2 km²で南北に伸張し、小規模な礫浜が島の南岸から西岸にかけて見られる。兄島は面積7.9 km²で西部に南西に向かって開いた滝の浦湾がある。主要3島のうち兄島のみ北西-南東方向に伸張するが、この方向は岩脈群や背斜軸の走向とほぼ調和的である。大きな河川はなく、主な河川として父島の南部に延長2 kmほどの八瀬川と南袋沢がある。主要3島には断層に沿った差別浸食によって形成された構造的な谷や沢筋が発達

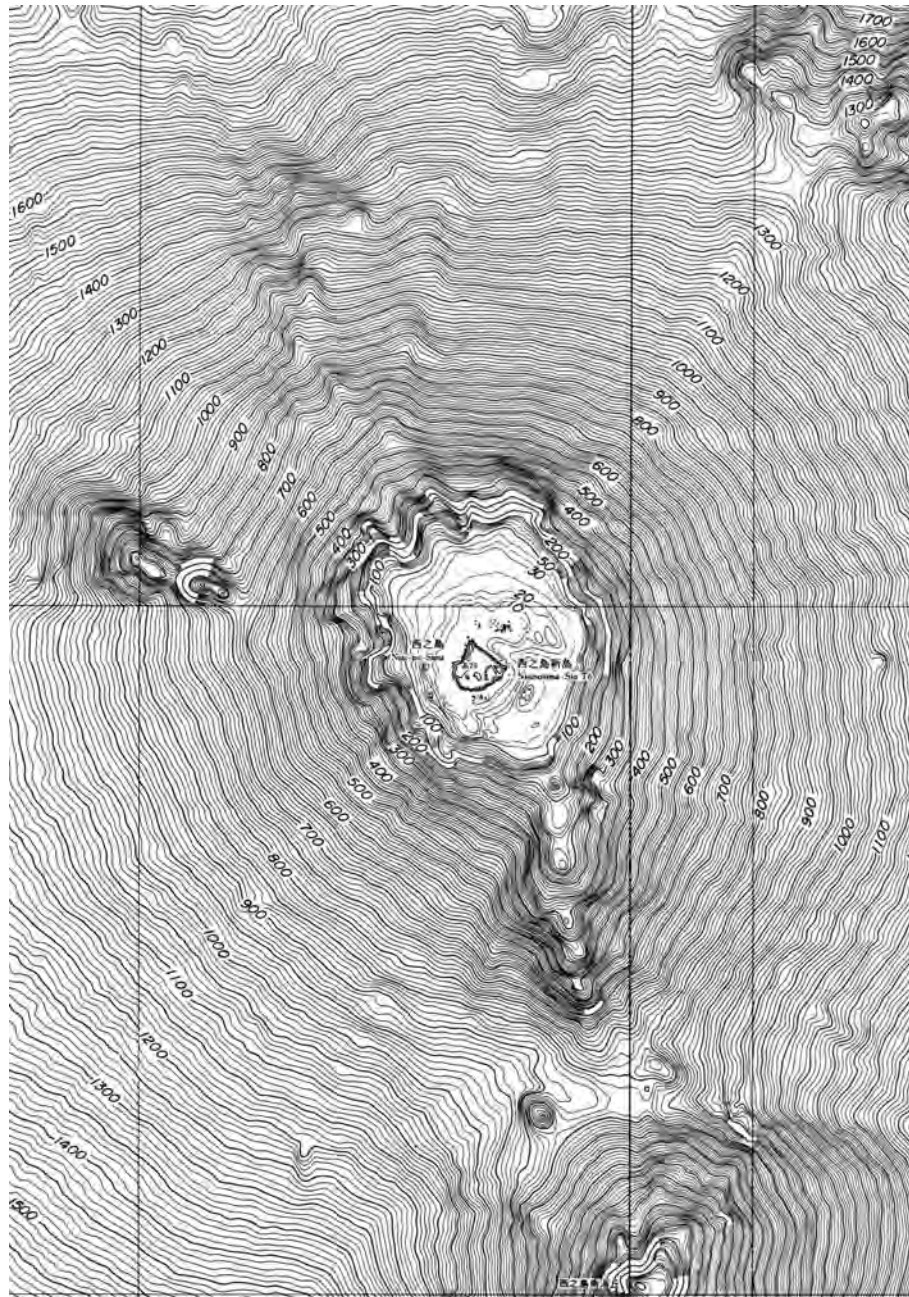
する。

これらの主要3島には、特徴的な小起伏面が父島の山稜部の北東から兄島及び弟島の中央部に認められる(今泉, 1983)。これらの小起伏面は全体としてゆるく北に傾斜し、父島では標高250-300 m付近、兄島では150-200 m、弟島では50-100 mと高度を下げる。小起伏面の分布は無人岩及び古銅輝石安山岩礫からなる凝灰角礫岩層の露出する範囲と一致しており、今泉は地層の走向傾斜と調和的な組織地形の可能性を指摘した。また、標高20-100 m付近に海成段丘起源と考えられる平坦面が散見されるが、堆積物などは確認されていない(今泉, 2000)。それらの平坦面は父島では大根山、釣浜南の尾根、二子山、飛磯崎北、兄島の二本岩南西の山稜、弟島の広根山北方などに分布する。父島の三日月山西斜面や弟島沿岸には地すべり地形が散在する。これらはいずれも三日月山層中の凝灰角礫岩の露出域にあり、脆弱な岩盤に起因すると思われる。三日月山では落差100 mを超す主滑落崖が発達し、凝灰角礫岩層に挟在する砂岩シルト岩互層をすべり面として上盤のブロックが回転しながら滑落したと考えられている(田村, 1980)。

父島南西端の南崎と沖合の南鳥島及び周辺に点在する小島は、漸新世-中新世の石灰岩からなり、沈水カルスト地形が発達する(貝塚・堀, 1968)。南鳥島の湾入部や窪地はドリーネやウバーレの地形を示し、稜線部にはカレンフェルトが発達する。また、点在する小島の稜線を結ぶ曲線からドリーネやウバーレの輪郭が推察できる。南鳥島の南北に伸張した形と直線的な東岸の断崖は、南鳥島が断層運動によって形成された地塁であることを示唆する。南鳥島の南に向かって開いた鮫池、中央部の扇池から東に広がる窪地、北部の3つのドリーネはほぼ一直線上に並ぶ。この配列を規制していると思われる断層は鮫池北縁の船着き場などで確認できる。近年も船着き場から北に延びる断層に沿って陥没が発生しており、地下では断層に沿って溶食された空洞が存在する可能性がある。これらのカルスト地形は氷期の海面低下期に形成され、その後の海面上昇によって半ば沈水したと説明されている(貝塚・堀, 1968)。

1.3 西之島周辺の海底地形及び陸上地形

西之島は比高3,000 m以上、底径が20-30 km程度の巨大な成層火山の頂部に相当し、火山体の大部分は海面下にある。西之島旧島はその頂部に形成された火口の火口縁上に位置し、新島はその火口内に形成された火口丘の一部である。円錐形的大型海底火山体の斜面にはいくつもの高まりが認められる(第1.3図)。南方約9 kmには水深196 mの大型の西之島南海丘がそびえるほか、北東約9 kmには水深1,245 mの海丘が存在する。これらは成層火山体よりも古い火山体かもしれない。そのほ



第1.3図 西之島周辺の広域海底地形（海上保安庁水路部，1993）
 上が北，横幅が約12 km。海上保安庁図誌利用第180020号。

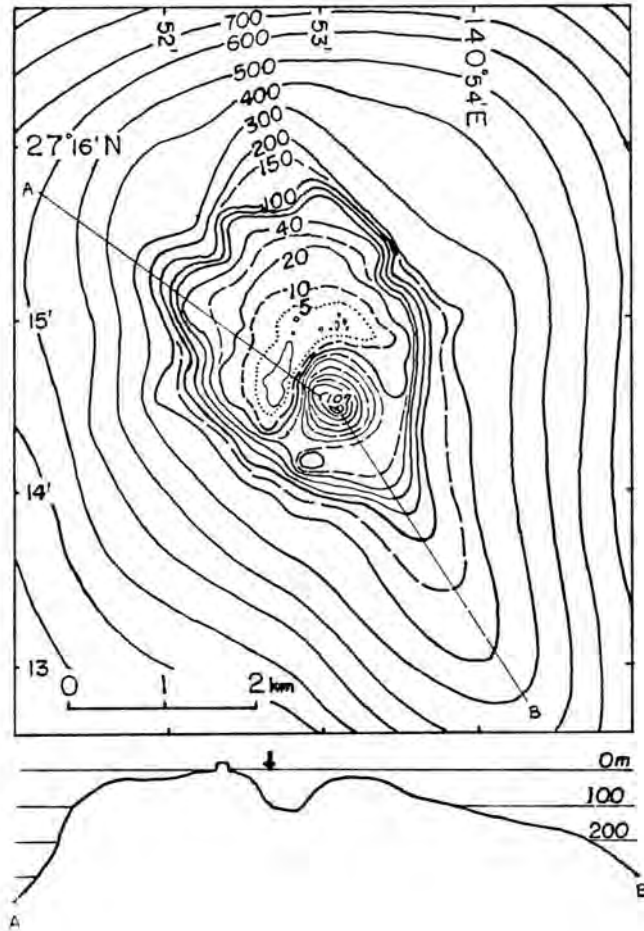
か、側火山と考えられる小海丘がいくつか存在し、特に南方の西之島南海丘に向かう斜面には少なくとも6個の小海丘（底径数百 m 程度）の直線状配列が顕著である。そのほか、北北西斜面では水深 100 m 付近から 1,600 m 付近まで続く尾根状の張り出し地形が顕著である。

西之島周辺の詳細地形を見ると、1973-74 年噴火以前には西之島旧島を火口縁の一部とする直径約 1 km、中心部の水深が 107 m の火口地形が存在した（第 1.4 図）。

陸上部の西之島は、2003 年時点で標高 25 m、東西約 760 m、南北約 600 m の大きさであり、その形は正方形

に近い。周囲に高度 8 m 以下、最大長が数十 m 以下の岩礁群が分布する。地形的に、西側の旧島部分、東側の新島部分、そしてその中間の平坦面に分けられる。

北北東-南南西に細長い西之島西側の旧島は、2 段に分かれたほぼ平坦な地形面を有し、その最高標高は 25 m である。面積では北部は南部の台地の 1/3 程度である。南側の平坦面は高度 10-25 m である。北側の平坦面は高度 7-10 m で平坦性がよく、海食により形成された可能性がある（浅海，1970）。旧島の高度は噴火前後で変化していない。新島は、1973 年 12 月時点では最高地点が



第1.4図 西之島周辺の噴火前の海底地形（1911年測量）
小坂（1973）による。

標高 52 m に達していたが、波浪浸食により 1999 年には標高 15 m と低くなっている（大谷ほか，2004）。新島のうち、東端の 1973-74 年噴出物を除く部分は 1973 年以降に形成された高度 5 m 以下の平坦面が広がり、旧島と連結している。中心部には砂礫堆積の埋め立てによる湾の

閉塞で形成された池（塩水湖）が平坦面の中心に残されている。海岸線は、旧島の西岸や新島の東岸では数 m ないし 15 m の海食崖になっているが、それ以外は礫浜である。

第2章 地質概説

(海野 進・中野 俊)

2.1 本報告で使用した用語に関するノート

2.1.1 無人岩と古銅輝石

伊豆-小笠原-マリアナ弧前弧域の海底からは前期始新世～漸新世初期の無人岩類の火山活動が知られており、小笠原諸島はその模式地であると同時に陸上では世界最大の露出地である。無人岩は Petersen (1891) が命名した“Boninit”の和訳であるが、その元となった“Bonin”という地名は小笠原の古名である“無人島(ぶにんじま)”に由来する。しかし“ぶにん”は“むにん”が転訛したものとされているので、ここでは本来の発音にしたがって“無人岩(むにんがん)”と呼ぶ。無人岩は「斜長石を欠くガラス質の古銅輝石安山岩」であるが、広義の無人岩類は高いシリカ(SiO_2 52-60 wt. %), マグネシウム(MgO 8-15 wt. %), Cr 及び Ni 含有量と低い HFSE (Zr や Nb などの high-field-strength 元素) 含有量で特徴づけられる火山岩の総称として用いられる (Crawford, 1989 など)。この特異な化学組成を反映して、無人岩には4種類の輝石の晶出が見られる。無人岩中の斜方輝石の組成範囲はエンスタタイト～古銅輝石(En_{94-78})に及ぶが、大部分は古銅輝石組成である。古銅輝石は国際鉱物学連合 (IMA) の命名規約 (Morimoto, 1989) では使わないことになっているが、特に無人岩を特徴付ける代表的な鉱物であることから従来通り En_{90-70} の組成を有する斜方輝石について用いることにする。また、小笠原産の無人岩はパプアニューギニアやニューカレドニア産と並んでしばしば単斜エンスタタイトの斑晶・微斑晶を含む (Dallwitz *et al.*, 1966; Sameshima *et al.*, 1983; Komatsu, 1980; 白木ほか, 1979; Shiraki *et al.*, 1980)。地球上の岩石で単斜エンスタタイトを産出するのは無人岩及び同岩質の深成岩のみである (Crawford, 1980)。その他、ピジョン輝石、普通輝石が斑晶、微斑晶または石基鉱物として産する。

2.1.2 溶岩

「父島列島」地域の範囲には、無人岩質から流紋岩質まで幅広い組成範囲のマグマが枕状溶岩を形成するなど、流動性に富んだ水底溶岩流が多く出現する。これが成因的に無人岩と関連したマグマ組成に起因するものか、あるいは物理的な外的条件によるものかは明らかではない。いずれにせよシリカ含有量の高い溶岩流であるために、一般に知られている玄武岩質水底溶岩流の形態的特徴とは異なった構造や組織も見られる。本書ではそ

のような差異があっても基本的な形態的特徴が合致する場合には、“枕状溶岩 (pillow lava)”, “シート溶岩 (sheet flow)”, “ロベートシート溶岩 (lobate sheet flow)”などの用語で表記し、構造や組織の違いについては岩相の項で個々に詳細を記した。“シート溶岩”はあまり破碎していないクラストで覆われ、概ね平板状の形態を有する水底溶岩流の総称である (Fox *et al.*, 1988)。ハイアロクラスタイト中に板状の溶岩が埋もれているものがあるが、板状溶岩の表面が粗く起伏に富み、顕著な急冷縁を欠く点でシート溶岩と区別される。これは陸上のアア溶岩のクリンカーに挟まれた板状溶岩 (固結した液状部) に相当するものと考えられ、本文中ではハイアロクラスタイト中の“板状溶岩”と表記した。“ロベートシート溶岩”はシート溶岩の中で最も普遍的に見られる形態で (Ballard *et al.*, 1979; Fox *et al.*, 1988), ほとんど傾斜のない水底を低噴出率の流動性に富んだ溶岩が膨張しながら流れることによって生じる (Chadwick *et al.*, 1999; Gregg and Fink, 1995; Gregg and Chadwick, 1996; Umino, 2003; Umino *et al.*, 2002)。溶岩上面が丸く盛り上がったドーム状の高まりが連なった膨張構造を特徴的に示し、周縁部に融合した“水底パホイホイ溶岩ローブ (submarine pahoehoe flow lobe)”を伴う (Gregg and Chadwick, 1996; Umino *et al.*, 2000, 2002)。これらの溶岩ローブは球根状 (bulbous pillow) やシリンダー状の伸びた枕 (elongate pillow) よりも低い厚さ/幅比を有し、表面がなめらかで袋状のパホイホイ溶岩の先端 (pahoehoe toe) に類似した形態・構造を示す (Umino *et al.*, 2002)。ロベートシート溶岩とそれに伴う溶岩ローブは、陸上のパホイホイシート溶岩 (pahoehoe sheet flow; Hon *et al.*, 1994) に相当する (Chadwick *et al.*, 1999; Gregg and Chadwick, 1996; Umino *et al.*, 2002)。

2.1.3 火砕岩

本地域中に分布する碎屑岩の多くは火山噴出物を主要構成物とする火山性の碎屑岩である。本報告ではこれらの碎屑岩を広く“火砕岩”と呼び、成因に関係なく粒度組成にしたがって“火山角礫岩”, “凝灰角礫岩”を用いた。

本報告では成因的な用語として“ハイアロクラスタイト”を“溶岩流の流動に伴う非爆発的な営力によって生じたと考えられるガラス質の火砕岩”について用いた。枕状溶岩が特に急斜面を流れる際に、水冷破碎によって

生じたと思われるハイアロクラスタイトがある。ハイアロクラスタイト中には、枕の一部がちぎれて斜面を転動する途中でさらに破断し、脆性的な破断面で囲まれたブロックとなって点在していることがある（海野，2002；Umino, 2003）。一方、枕状溶岩流の定置後に急傾斜の溶岩フロントや枕状溶岩を切る断層崖の下に、主に枕の破片からなる崖錐堆積物を生じることがある（Ballard and Moore, 1977；海野，2002）。両者とも“**枕状角礫岩（pillow breccia）**”と呼ばれることがあるが、成因的には全く異なる。本書では後者に限って“枕状角礫岩”の語を用い、前者については“枕の破片を含むハイアロクラスタイト”などと表現した。

2.2 無人岩と小笠原群島の第三紀火山活動

無人岩及びその分化物は父島以北の島嶼（父島列島、むこじま 聳島列島）に広く分布し、48 Ma から 45 Ma（第 2.1 表；Ishizuka *et al.*, 2006；Taylor *et al.*, 2003）にかけて海底火山群を形成した。音響探査によれば、父島列島を構成する始新世火山岩類に対比される音響層は小笠原海嶺の基盤をなし、同海嶺中央から斜面にかけて広く分布する（海上保安庁水路部，1995）。海洋研究開発機構の「しんかい 6500」による潜水調査で嫁島南西の小笠原海嶺西斜面上部（27° 23.6' N, 142° 3.5' E）から高 Mg 安山岩が採取されている（Bloomer *et al.*, 2004；石塚ほか，2005；Ishizuka *et al.*, 2006）。また、母島南東沖の母島海山から無人岩やアダカイトが得られている（Ishii, 1985；石井，1986；Ishiwatari *et al.*, 2006；海野・石渡，2006）。したがって、小笠原海嶺上の広範囲に無人岩系列の火山岩が分布すると考えられる。音響探査では父島南西端の南島の南南東沖 3 km 付近を軸部とする背斜構造が認められる（海上保安庁水路部，1998）。父島中央部と東方沖にはそれぞれ北北西-南南東走向の向斜軸と背斜軸があることから、8 km ほどの波長をもった開いた褶曲構造の存在が考えられる。父島では火山体下のシート状岩脈群の頭部が露出していることから、無人岩の火山体は小笠原海嶺の表層から深さ数 km 以浅を形成しているにすぎないと思われる。一方、小笠原海嶺を横断する高精度地殻構造探査によれば、同海嶺下の地殻は厚さ 24 km に達し、火山フロントや九州-パラオ海嶺下に見られる P 波速度 6 km/s 層（中部地殻）を欠く（高橋ほか，2006）。したがって、厚い地殻の大部分は無人岩に先行する島弧火成活動の産物である可能性が高いが、その実態は不明である。

父島は遅くとも漸新世までに一旦は陸化し、父島南西端の南崎では浸食された溶岩層と岩脈を漸新世～中新世初期の礁性石灰岩が覆う（松丸，1976；Matsumaru, 1984；Umino, 1985）。一方、母島は中期始新世に活動した火山島で、未分化な島弧ソレアイトやカルクアルカリ

岩系の火山岩からなる（舟橋・黒田，1988；黒田ほか，1982；中島，1991MS；海野・石渡，2006；山本・海野，1992；山本，1993MS；矢嶋ほか，2001）。ソレアイト系列の溶岩からは 44 Ma という Ar/Ar 年代が得られている（Taylor *et al.*, 2003；Ishizuka *et al.*, 2006）。この放射年代は浮遊性有孔虫化石群集が示す 4,360-4,020 万年前（Zone P12-13；Matsumaru, 1984）や沖村層の石灰質砂岩中の浮遊性有孔虫化石群集の 4,590-3,850 万年前（Zone P11-14；藤田ほか，1995）と概ね調和的である。母島で一番新しい地層は石門層の石灰岩で、含まれる化石から 4,020-3,850 万年前とされている（Zone P14；Matsumaru, 1984）。また、母島と同様のソレアイト系列の玄武岩が小笠原海嶺北部の西斜面から採集されている（Bloomer *et al.*, 2004；石塚ほか，2005；Ishizuka *et al.*, 2006）。

父島以北の海底火山活動は少なくともその初期においては穏やかな溶岩流出を主とした噴火であったことから、数百 m 以深で噴火したと考えられる（Umino, 1985；海野・石渡，2006）。これは円縁湾層から得られた放散虫化石の示す 2,000-4,000 m という古水深とも調和的である（Dobson, 1986）。一方、母島火山の一部は陸上で噴火・堆積したものであり、溶岩に狭在される堆積物からは 50 m 以浅の古水深を示す底生有孔虫化石（*Cibicides* sp., *Quinqueloculina* sp., *Textularia* sp）が得られている（中島，1991MS；山本・海野，1992；山本，1993MS）。また、藤田ほか（1995）は元地層の底生有孔虫化石群集を含む石灰質砂岩層は水深 100-200 m の静かな浅海で堆積したものとした。したがって、まず聳島列島から母島南東方にかけて広範囲で複数の無人岩質海底火山が形成され、小笠原海嶺の隆起によって浅くなった海底で母島の島弧火山活動が起きたと考えるのが自然であろう。小笠原トラフを埋積する厚い堆積物は、東の小笠原海嶺と小笠原トラフを隔てる正断層によって下層ほど変形しており、トラフの埋積と断層運動が同時進行したことを示す（Tamaki *et al.*, 1981）。玉木らはこの堆積物を中新世以降に対比したが、上述の父島及び母島の堆積環境の変化から隆起開始は始新世かそれ以前に遡る可能性が高い。小笠原海嶺の隆起は小笠原海嶺南東端への小笠原海台の衝突と関係があると考えられている（本座，1985）。衝突の時期について詳細は明らかではないが白亜紀末以降と考えられる（Ohara *et al.*, 2006）。

2.3 父島列島

小笠原諸島では、始新世の無人岩溶岩が父島列島やむこじま 聳島列島の最下位を占めるが、無人岩よりも古い基盤についての情報はほとんどない。父島列島の火山岩は構造的斜交性、火山活動の休止期を示唆する成層した砂岩礫岩層の存在及び岩質の違いにより下位から円縁湾、

第2.1表 小笠原群島の放射年代と化石年代

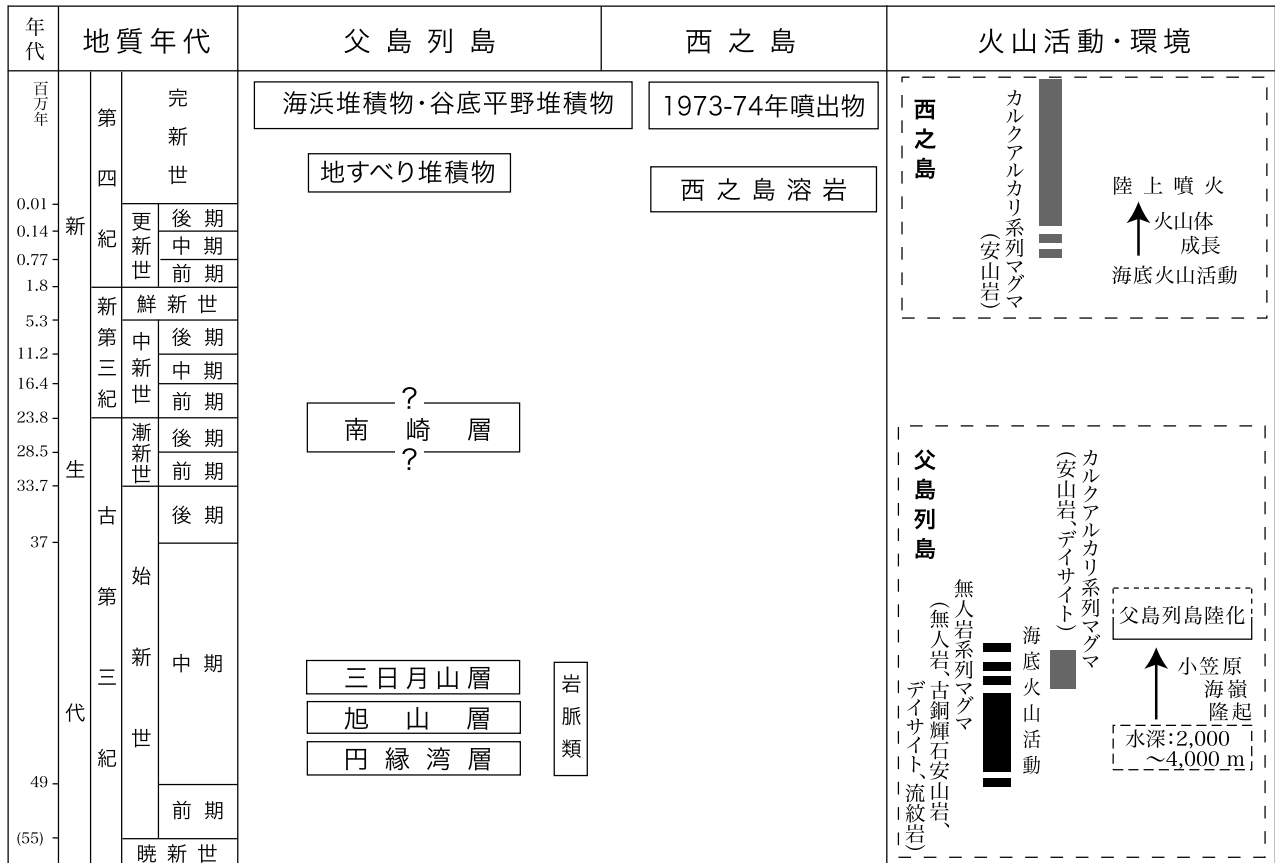
浮遊性有孔虫と放散虫化石帯の絶対年代はそれぞれ Berggren *et al.* (1995) と S. Anfippo and Nigrini (1998) による。斜体文字で表記した岩相は変質した岩石試料。

地点/層準	岩相	浮遊性有孔虫/放散虫化石帯	年代測定法	絶対年代(Ma)	文献
父島					
南崎層	礫性石灰岩	Larger foraminifers		33.7-5.3	Matsumaru (1984)
三日月山層	かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩		K-Ar	28.6±1.9	柴田ほか (1984)
	紫蘇輝石普通輝石安山岩		Ar/Ar	44.74±0.23	Ishizuka <i>et al.</i> (2006)
	砂岩泥岩互層	P11		45.9-43.6	向山・西 (1992)
		<i>Podocyrthis mitra zone</i>		42.8-39.5	Dobson (1986)
		<i>Thecampe mongolfieri or Thyrosoecyrtis triacantha zone</i>		48.5-44.5	Dobson (1986)
旭山層	石英デイサイト		K-Ar	5.5±0.2	Tsunakawa (1983)
	石英デイサイト		K-Ar	3.9±0.2	Tsunakawa (1983)
	石英デイサイト		K-Ar	21.7±0.8	Tsunakawa (1983)
円縁湾層		<i>Podocyrthis ample zone</i>		44.5-42.8	Dobson (1986)
	デイサイト		K-Ar	26.2±6.9	柴田ほか (1984)
	デイサイト		K-Ar	26.0	Kaneoka <i>et al.</i> (1970)
	デイサイト		K-Ar	38.6±1.0	Tsunakawa (1983)
	デイサイト		K-Ar	43.0±1.3	Tsunakawa (1983)
	デイサイト		K-Ar	23.2±0.7	Tsunakawa (1983)
	デイサイト (飯盛山)		K-Ar	10.2±0.3	Tsunakawa (1983)
	デイサイト		K-Ar	43.0±1.5	Tsunakawa (1983)
	無人岩		K-Ar	8.4±0.3	Tsunakawa (1983)
	無人岩		K-Ar	8.0±0.2	Tsunakawa (1983)
	無人岩		K-Ar	34.2±0.9	Tsunakawa (1983)
	無人岩		K-Ar	31.2±1.5	Tsunakawa (1983)
	無人岩		K-Ar	27.9±1.0	Tsunakawa (1983)
	無人岩		K-Ar	41.3±1.1	Tsunakawa (1983)
	無人岩		K-Ar	48.1±0.5	Dobson (1986)
無人岩		Ar/Ar	46.0±0.3	Ishizuka <i>et al.</i> (2006)	
無人岩		Ar/Ar	47.5±0.4	Ishizuka <i>et al.</i> (2006)	
古銅輝石安山岩		Ar/Ar	48.2±0.3	Ishizuka <i>et al.</i> (2006)	
弟島					
三日月山層	安山岩		K-Ar	22.4±0.7	Tsunakawa (1983)
蝶島					
	デイサイト		K-Ar	42.3±1.2	Tsunakawa (1983)
聳島					
	無人岩		K-Ar	22.4±0.6	Tsunakawa (1983)
母島					
石門層	石灰岩	P14		40.2-38.5	Matsumaru (1984)
	石灰岩	P14		40.2-38.5	藤田ほか (1995)
元地層	石灰質砂岩	P11-13		45.9-40.2	藤田ほか (1995)
	安山岩		K-Ar	23.3±0.6	Tsunakawa (1983)
	安山岩		K-Ar	9.6±0.3	Tsunakawa (1983)
	デイサイト		K-Ar	32.6±0.9	Tsunakawa (1983)
	かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩		K-Ar	39.3-41.4	Kaneoka <i>et al.</i> (1970)
	紫蘇輝石普通輝石安山岩		Ar/Ar	44.0±0.3	Ishizuka <i>et al.</i> (2006)
東崎湾層	玄武岩		K-Ar	29.9±2.8	Tsunakawa (1983)
	玄武岩		K-Ar	29.4±2.7	Tsunakawa (1983)

旭山、三日月山の各層に分けられ、いずれも始新世である (Umino, 1985) (第2.1及び2.2図)。さらに、円縁湾層は不整合で漸新世～中新世の含有孔虫石灰岩からなる南崎層によって覆われる。

本地域中の最下位の円縁湾層は父島及び兄島の広い範

囲に分布する。下位より上位へ向かって岩相・岩質が系統的に変化する。下部は主として無人岩枕状溶岩からなる。中部は無人岩の火砕岩からなり、上部は主としてデイサイト枕状溶岩からなる。円縁湾層下部から上部にかけて、古銅輝石安山岩の枕状溶岩及び凝灰角礫岩が無人



第2.1図 父島列島地域の地質総括図

岩やデイサイトの枕状溶岩中に挟在する。枕状溶岩とハイアロクラスタイトが卓越し、火山弾混じりのスコリア凝灰岩～凝灰角礫岩、板状及び塊状溶岩、シート溶岩、溶岩ドーム、成層礫岩及び泥岩砂岩互層等を伴う。

旭山層は、父島の北部及び南部に、また、兄島北端に分布する。下位に成層した砂岩礫岩あるいは凝灰角礫岩を伴い、円縁湾層を傾斜不整合で覆う。石英含有デイサイト～流紋岩板状溶岩、同岩質のハイアロクラスタイトを含む凝灰角礫岩からなり、一部に礫岩砂岩互層が挟在する。まれにハイアロクラスタイトに伴ってガラス質の枕状溶岩が見られる。

三日月山層は父島北部の三日月山一帯、及び、兄島二股岬から弟島全島にわたって広く分布し、円縁湾層や旭山層にアバットする。基底部に砂岩泥岩互層があり、上位に向けて礫岩層が卓越する。カルクアルカリ岩系の成層した凝灰角礫岩・火山角礫岩、礫岩及び泥岩砂岩互層、主に古銅輝石安山岩の枕状溶岩からなる。

南崎層は父島南西端の南崎から南島及び周辺の岩礁に分布する含有孔虫石灰岩からなる。父島列島第三系中の最上位を占め、下位の円縁湾層を傾斜不整合で覆う。下部は淘汰の悪い生物遺骸片を含むパックスストーンやワッケストーン、上部はグリーンストーンや珊瑚等からなる現地性礁性石灰岩からなる。下部には *Heterostegina*

borneensis や *Lepidocyclina (Eulepidina)* などの漸新世の大型有孔虫化石を多産し、上部からは *Spiroclypeus margaritatus* などの中新世の有孔虫化石が得られている (Matsumaru, 1984)。この石灰岩体に最終氷期の海面低下期に形成されたドリーネやウバーレの一部は完新世に海面下に没し、沈水カルスト地形となった。

岩脈類は円縁湾層を貫き、同層と同質の無人岩及び無人岩系列の安山岩、デイサイト、石英含有デイサイト及び流紋岩からなる。北北西-南南東走向の平行岩脈群が父島東部の海岸一帯と東島との間に分布するほか、父島北部から兄島西部にかけて西北西-東南東へと走向を変え、兄島西部、人丸島、瓢箪島などでは低角のシート群をなす。また、島弧ソレライト安山岩～デイサイトからなる平行岩脈群が父島の南西部沿岸に露出する。岩脈群は単純岩脈が最も多く、重複岩脈や複合岩脈も見られる。

2.4 西之島

西之島は比高 3,000 m 以上、底径が 20-30 km 以上の巨大な円錐形の成層火山の山頂部をなす火山島で、1973-74年に噴火したことで知られる。火山体の大部分が海面下にあるため、西之島火山の形成開始時期は不明である。火山体の山頂部には直径約 1 km の火口地形が

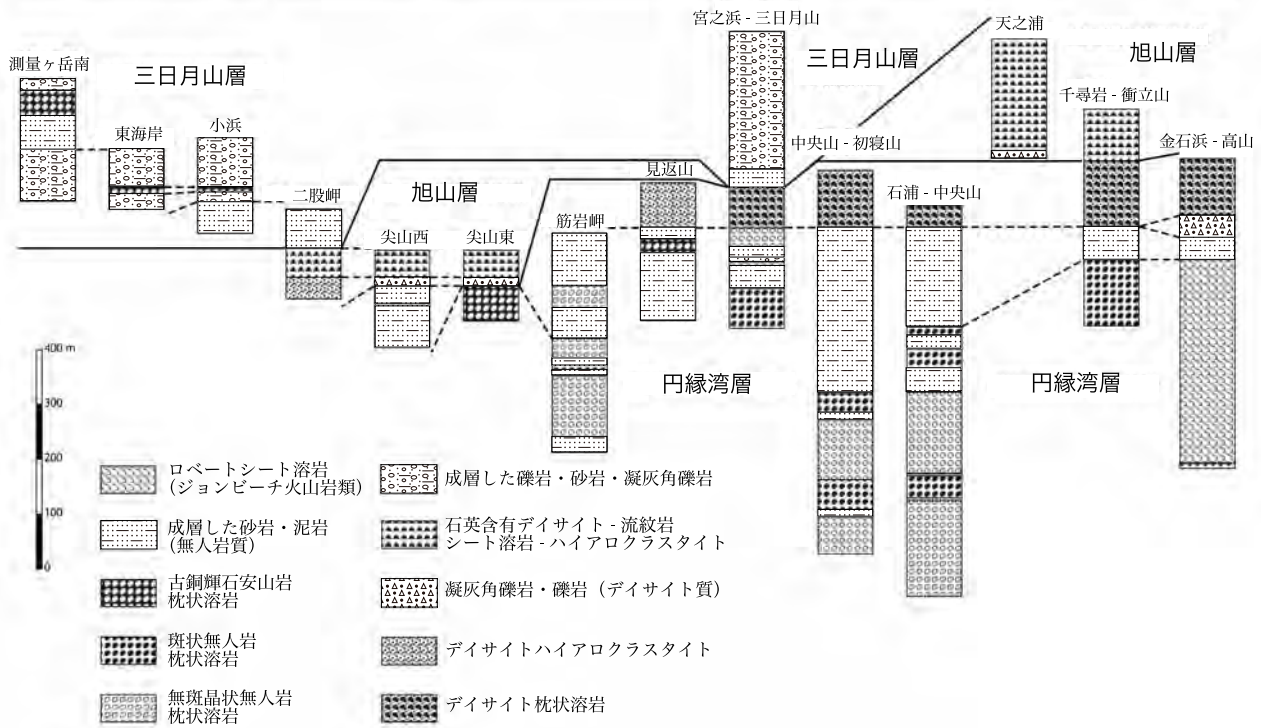
北

弟島

兄島

父島

南



第2.2図 第三系の地質柱状図

存在する。旧島はその火口縁の一部であり、新島はその火口内に形成された火口丘である。

旧島及び西之島北沖の岩礁群は1702年の発見以前から存在し、西之島溶岩からなる。1973-74年に形成された新島部分及びその周辺の岩礁群は1973-74年噴出物からなる。いずれも陸上噴出の火山岩であり、安山岩質の

溶岩及び火砕岩からなる。旧島・新島を連結する平坦面は1973年以降に発達した海浜砂礫層である。旧島の大部分が海食崖で囲まれているため、1973年以前からの海浜砂礫層は陸域ではわずかに旧島西側の中央部などに局所的に分布する程度である。

3.1 研究史

小笠原の発見は1543年スペイン人トルレスが航海中に小笠原諸島を望見したのが最初とされ、スペイン人によってこれらの無人島はアルゾビスポ Arzo Bispo と命名された (Dobson, 1998; ロバートソン, 1998)。日本人による最初の発見は1670年に母島に漂着した蜜柑船で、帰国後、辰巳無人島 (ぶにんじま) (小笠原諸島) の存在を徳川幕府に届け出た。幕府は、1675年に島谷市左右衛門率いる調査船富国寿丸を派遣し20日間に渡る調査を行い、父島、母島、聳島などを命名し、地図や海図を作成し、島の動植物・岩石を持ち帰った。1827年父島において領有宣言を行ったイギリス艦ブロッサム (Blossom) 号艦長ビーチー (Beechey) は、二見港周辺に柱状節理の発達した玄武岩と青緑灰色凝灰岩が分布し、めのう脈が多数見られると記した (Beechey, 1831)。また、東沸石をはじめとする沸石類に富み、かんらん石、角閃石を産すると述べている。1828年に来島したロシア艦セニャーヴィン (Senyavin) 号のリュトケ (Lütke) は小笠原で初めて重力観測を行い、高い重力異常値として注目された (Lütke, 1835)。その後1853年に開国を求めて来日したペリー艦隊は往路小笠原に立ち寄り、各島を詳しく調査した。ペリー (Perry) は陸上調査を行い、父島がトラップ (trap: 細粒の花崗岩ではない火成岩) からなり、角閃石や玉髓が散見され、硫化水素ガスの臭気をもち硫黄泉の出ている谷が1ヶ所ある、との記録を残した (土屋・玉城 (訳), 1948)。また、二見港は噴火口の跡であろうと記した。1861年に幕府は外国奉行水野忠徳らを咸臨丸で小笠原調査に派遣し、開拓計画の提示、地図の作製等を行った。物産絵図取調役として同行した大垣藩医宮本元道は、多数の風景画や動植物のスケッチとともに南島が全山白質の石からなることを記した。明治維新後は、政府による殖産興業、富国強兵策に乗って小笠原の本格的な開拓統治が始まるとともに、日本人による近代的な地質調査・研究がスタートした。

最初の研究は地質調査所の鈴木 敏による父島の岩石記載であろう (鈴木, 1885)。鈴木は父島の一部に含有孔虫石灰岩がある他は溶岩や火砕岩からなるとし、顕微鏡観察によって輝石富士岩 (安山岩)、輝石富士岩玻璃 (ガラス質安山岩)、石英輝石富士岩、変質したかんらん石を含む玄武岩を認め、互いに漸移すると記した。また、岩石はいずれもガラスに富む点で内地に見られる火

山岩とはやや異なるものの、特別なものではないとした。植物学者 Warburg が父島扇浦より持ち帰った無人岩のサンプルを記載した Petersen (1891) は、「斜長石を欠き斜方輝石に富む新種のリンバージャイト」として島名に因んで“Boninit”と命名した。一方、理科大学 (現在の東京大学理学部) の菊池 安は小笠原群島が七島火山列とは異なる古い海底火山であること、母島は内地と同様の安山岩からなるが、父島は古銅輝石に富む特異なガラス質の火山岩からなることを述べた (菊池, 1888)。また、二見港周辺の地層が湾内へ向けて傾斜するのは通常の火口の構造とは異なるから、二見港が噴火口であったという説は誤りであると指摘した。菊池は火山ガラス中に点在する単斜輝石の急冷晶子や古銅輝石斑晶の形態と結晶学的性質について詳細な記述を残し、安山岩組成であるにもかかわらずマグネシウム含有量が12 wt. %を超える特異な全岩化学組成を有することを報告した (Kikuchi, 1890)。これは Petersen (1891) に先立って無人岩の特殊性を明示した最初の報告である。1906年 (明治39年) 発刊の安藤伊三次郎著「鑛物界之現象」では、学術上著名な日本産鉱物10種のリストを挙げ、その中に「鉱物ではないものの我国の特産として人口に膾炙せる岩石」として讃岐石と無人岩が紹介されている。ところが、その後の岩石や鉱物に関する研究は神津・河野 (1931) による鶯砂中の古銅輝石に関する研究、井川・岩崎 (1938)、Tsuya (1937) による記載・分析の他はほとんどなく、日本軍による立ち入り規制と第二次世界大戦後のアメリカによる占領によって研究は阻まれ、やがて無人岩は忘れ去られてしまった。一方、生層序学的研究については吉原 (1901)、Yoshiwara (1902) によって初めて母島から貨幣石の産出が報じられて以降、大型有孔虫化石、軟体動物化石の記載等が進められ (矢部, 1920; Yabe, 1921; Yabe and Sugiyama, 1935; Yabe and Hatai, 1939; 半沢, 1925; Hanzawa, 1947, 1950)、父島の南崎石灰岩は漸新世、母島の含有孔虫層は中期～後期始新世であることが明らかにされた。

1968年に小笠原諸島が返還されると、文部省や東京都による小笠原の自然環境調査団が派遣され、小笠原の地形学的及び地質学的研究が再開された (浅海, 1969, 1970; 岩崎・青島, 1970; 神沼, 1970)。返還後初期の最も重要な進展として、黒田・白木らによる無人岩の再発見がある (Kuroda, 1975; 黒田, 1979; Kuroda and Shiraki, 1975; Kuroda *et al.*, 1978; 黒田ほか, 1981, 1982; 白木, 1979; 白木・黒田, 1977;

Shiraki *et al.*, 1978, 1980; 白木ほか, 1977, 1979, 1988 など)。無人岩が記載された後、初めて示された父島地質概略図(半沢, 1925)では、ガラス質の紫蘇輝石普通輝石デイサイトと無人岩が混同されている。また、返還後最初に地質調査に入った浅海(1970)の示した高山の無人岩の写真も実は両輝石デイサイトのものであり、岩崎・青島(1970)も無人岩を確認していない。つまり、菊池の没後、黒田らが再発見するまで80年以上の間、無人岩の存在は未確認であった。黒田や白木たちはKikuchi(1890)が示した無人岩の分析値の正しさを確認し、高いMg, Cr, Ni値を有するシリカに富んだ無人岩が含水上部マントルの部分溶融によって生じた初生安山岩質マグマであると提唱した(Kuroda and Shiraki, 1975; 白木・黒田, 1977; 白木ほか, 1977)。彼らの一連の論文によって小笠原の無人岩は一躍注目を集め、1970年代末から80年代にかけて伊豆-小笠原マリアナ弧をはじめとして世界各地から無人岩や類似の高Mg安山岩の発見が報じられるようになった(伊豆-小笠原弧: 藤岡ほか, 1989; Fryer, Pearce, Stokking, *et al.*, 1990, 1992; Ishii, 1985; 石井, 1986; Taylor, Fujioka, *et al.*, 1990, 1992。マリアナ弧: Bloomer, 1987; Crawford *et al.*, 1981; Kushiro, 1981; Hickey and Frey, 1982; Reagan and Meijer, 1984。パプア・ニューギニア(Cape Vogel, Papua New Guinea): Jenner, 1981; Walker and Cameron, 1983。ニュー・カレドニア(Nepui, New Caledonia): Cameron, 1989; Sameshima *et al.*, 1983。キプロス(Upper Pillows of the Troodos Ophiolite): McCulloch and Cameron, 1983など)。無人岩は小笠原海嶺上の父島列島、^{むこじま}聳島列島に広く分布するほか、母島の南東80 kmの母島海山からドレッジされている(Ishii, 1985; 石井, 1986; Ishiwatari *et al.*, 2006)。また、海洋研究開発機構の「しんかい6500」によって嫁島南西方の小笠原海嶺西側斜面上部から高Mg安山岩と含貨幣石石灰岩が採集されている(Bloomer *et al.*, 2004; 石塚ほか, 2005; Ishizuka *et al.*, 2006)。一方、小笠原産の無人岩とは記載岩石学的に若干異なるが、低い中~重希土類元素濃度と高い軽希土類元素濃度(U字型またはV字型の希土類元素パターン)という無人岩類に共通した特徴を有する高Mg安山岩が、伊豆前弧域31°Nにおいて行われた国際深海掘削計画(ODP)の第125次及び第126次深海掘削によって採掘されている(藤岡ほか, 1989; Fryer, Pearce, Stokking, *et al.*, 1990; Taylor, Fujioka, *et al.*, 1990, 1992)。

マリアナ弧では、無人岩は小笠原とよく似た海底火山噴出物であるグアムの始新統(Facpi Formation)から知られている(Reagan and Meijer, 1984; Reagan *et al.*, 2003)。サイパン北西17°52' Nのマリアナ弧前弧で行われた第458深海掘削孔からは始新世の高Mg安山岩が得られている(Hussong and Uyeda, 1982; Ishizuka

et al., 2006; Taylor *et al.*, 2003)。また、アナタハン島東方16°25' N, サイパン島北東15°43' -47' N, グアム島南方12°20' Nのマリアナ海溝前弧側斜面からも低Ca無人岩がドレッジされている(Bloomer and Hawkins, 1987)。

このように、無人岩ないし類似の高Mg安山岩は小笠原海嶺のみならず伊豆-小笠原-マリアナ前弧域に広く分布し、始新世~漸新世の短期間に活動した海底火山の噴出物であることが明らかとなった。同時に無人岩についての希土類元素組成、同位体組成などの地球化学的研究が進められ、枯渇したU字型のコンドライト規格化希土類元素パターン、HFS (high-field-strength) 元素に乏しくLIL (large-ion-lithophile) 元素に富み、枯渇したNd-Sm同位体組成を示すなど無人岩の特徴が明らかにされた(Bloomer, 1987; Crawford *et al.*, 1981; Dietrich *et al.*, 1978; Hickey and Frey, 1982; Jenner, 1981; Walker and Cameron, 1983; Pearce *et al.*, 1992; Taylor *et al.*, 1994; 矢嶋・藤巻, 2001など)。また、無人岩が初生的に高い含水量を有することや(Dobson *et al.*, 1995; Ohnenstetter and Brown, 1996)、高温高压実験による無人岩マグマの生成条件の解明が進められた(Umino and Kushiro, 1989; Van der Laan *et al.*, 1989)。その結果、父島の未分化な無人岩組成の液は含水量5 wt. %, 0.8 GPaでかんらん石及び斜方輝石と飽和する(ハルツバージャイトと共存可能)こと、また0.5 GPa以上の圧力下でかんらん石及び斜方輝石斑晶が晶出したことなどが明らかにされた(Umino and Kushiro, 1989)。

父島の岩石組成については以下の報告がある。父島の円縁湾層及び旭山層を構成する火山岩類のほとんどは、無人岩から古銅輝石安山岩、紫蘇輝石普通輝石デイサイト~石英デイサイトないし流紋岩までほぼ連続した一連の分化トレンドを形成する無人岩系列に属する(Dobson, 1986; Dobson *et al.*, 2006; Kuroda, 1975; Umino, 1986a, 1986b; 海野・岩野, 1992; Umino *et al.*, 1992)。これに対して三日月山層の火山岩類にはカルクアルカリ系列と無人岩系列が共存し、AFM図上で弱い鉄の濃集を示す無人岩系列と鉄の濃集を示さない典型的なカルクアルカリ系列が識別される(Dobson, 1986; Umino, 1986a; Umino *et al.*, 1992)。また、父島南西部の^{きんし}釜石浜からジョンビーチ北東の海岸にかけてジョンビーチ火山岩類と呼ばれる島弧ソレイト系列の無斑晶状安山岩~デイサイトが分布し(齊藤ほか, 1989)、無人岩系列の火山岩類とは高いTi, Pなどで明瞭に区別される。一方、母島の岩石学的研究については黒田ほか(1981, 1982)、舟橋・黒田(1988)、Maehara and Maeda(2004)、矢嶋・藤巻(2001)、山本・海野(1992)などがある。Maehara and Maeda(2004)は母島南西沖の^{むこうじま}向島から無人岩質の包有物を持つ未分化島弧ソレイト

を報告した。

小笠原諸島の返還後、岩崎・青島 (1970)、氏家・松丸 (1977)、松丸 (1976)、Matsumaru (1984)、向山・西 (1992)、藤田ほか (1995) などによって有孔虫化石、軟体動物化石などの記載と生層序学的研究が進められた。Matsumaru (1984) は貨幣石の形態解析を行ない、Hanzawa (1947) が固有種として記載した *Nummlites bonienseis* HANZAWA が、*Nummlites atricus*, *N. atricus-perforatus*, *N. perforatus* に分類できるとした。また、Matsumaru (1984) は父島の南崎石灰岩は礁縁に発達する縁溝か礁斜面を埋めた堆積物からなるとした。藤田ほか (1995) は、母島元地付近に分布する沖村層の石灰質砂岩層 (ロース石) は浮遊性有孔虫化石帯 P11-14 にあたり、数百万年間にわたって火山噴出物を挟在しないことから、火山活動終息後に水深 100-200 m 程度の静かな入り江に堆積したものと考えた。また、浮遊性有孔虫化石群集に基づいて、この砂岩層の上位に整合的に重なる石灰岩が母島で層序的に最上位にあたる石門層の石灰岩 (化石帯 P14) に対比されることを示した。

Kaneoka *et al.* (1970) は初めて小笠原群島の火山岩類の K-Ar 年代を測定し、父島の円縁湾層の紫蘇輝石普通輝石デイサイトについて 26 Ma、母島北港のかんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩について 40 Ma を得た (第 2.1 表)。その後、Tsunakawa (1983) は父島～聳島列島の無人岩やデイサイトについて 43-10 Ma、母島の玄武岩及び安山岩について 30-9.6 Ma を報告した。また、柴田ほか (1984) は三日月山層のカルクアルカリ系列の紫蘇輝石普通輝石安山岩について 28.9 Ma を得た。これらの放射年代はばらつきが大きく、Tsunakawa (1983) は変質の影響と 12 Ma 頃の熱的擾乱によって K-Ar 年代がリセットされたと考えた。しかし、どの K-Ar 年代も三日月山層から産出する化石群集の示す年代 (Dobson, 1986; 向山・西, 1992) よりも一様に若く、実際の火成活動年代を示していない可能性がある。一方、Dobson (1986) は無人岩から分離した新鮮なガラス試料について 48.1 ± 0.5 Ma という K-Ar 年代を得た。また、三日月山層の砂岩泥岩互層や円縁湾層中の泥岩層から K-Ar 年代と矛盾しない放射虫化石年代 (51.4-42.3 Ma) を示した (Dobson, 1986; 第 2.1 表)。その後、Taylor *et al.* (2003) 及び Ishizuka *et al.* (2006) によって父島の無人岩が 48-46 Ma、三日月山層の紫蘇輝石普通輝石安山岩が 45 Ma という Ar/Ar 年代が報告された。一方、近年母島の火山岩から 44 Ma という放射年代が得られた (Ishizuka *et al.*, 2006; Taylor *et al.*, 2003)。

父島の地質概略図は半沢 (1925) によって初めて示された。しかしながら、その中で無人岩集塊岩とされた部分は、無人岩系列のガラス質デイサイト～流紋岩と三日月山層のカルクアルカリ岩質安山岩～デイサイト凝灰角礫岩が分布する地域であった。小笠原返還後になって

白木・黒田 (1977) 及び Kuroda *et al.* (1978) によって初めて父島の無人岩の分布の概要が明らかにされた。その後、丸山・倉元 (1981) による地質図が作成され、Kodama *et al.* (1983) によって紹介された。さらに Umino (1985) は詳細かつ信頼性の高い地質図を完成させた。一方、兄島に関しては海野・岩野 (1992) に詳細な地質図がある。また、白木ほか (1979) 及び黒田ほか (1981) は聳島と兄島、弟島の地質概略図を示した。

そのほか父島列島以外では、Yuasa *et al.* (1981) はなうじま 妹島と嫁島の地質の概略を報告している。公表された母島の地質概略図としては半沢 (1925)、氏家・松丸 (1977) があるが、化石を含む地層の分布を示す程度で、母島全体の層序区分や火山地質については触れられていない。母島全島の火山層序は Yamaguchi (1985MS) によって初めて示された (海野ほか, 1988)。その後、中島 (1991MS) らは詳細な地質図を作成し、明治以来海底火山と考えられてきた母島に、陸上で噴火・堆積した火砕流堆積物や溶岩流があることを明らかにした (中島, 1991MS; 山本・海野, 1992; 海野・石渡, 2006)。

以上のように小笠原の地質と岩石、年代、無人岩の成因論についての研究が進展するとともに、それらの知見をもとに小笠原の島弧火成活動の開始を示す無人岩の意義とフィリピン海の構造発達史について論じられるようになった (Ben-Avraham and Uyeda, 1983; Ishizuka *et al.*, 2006; 小山, 1991; Macpherson and Hall, 2001; 新妻, 2006; Seno and Maruyama, 1984; 瀬野・丸山, 1985; Stern and Bloomer, 1992; Tatsumi and Maruyama, 1989)。

3.2 円縁湾層 (Mb, Ma, Mj, Ms, Md, Mp, Mh, Mt)

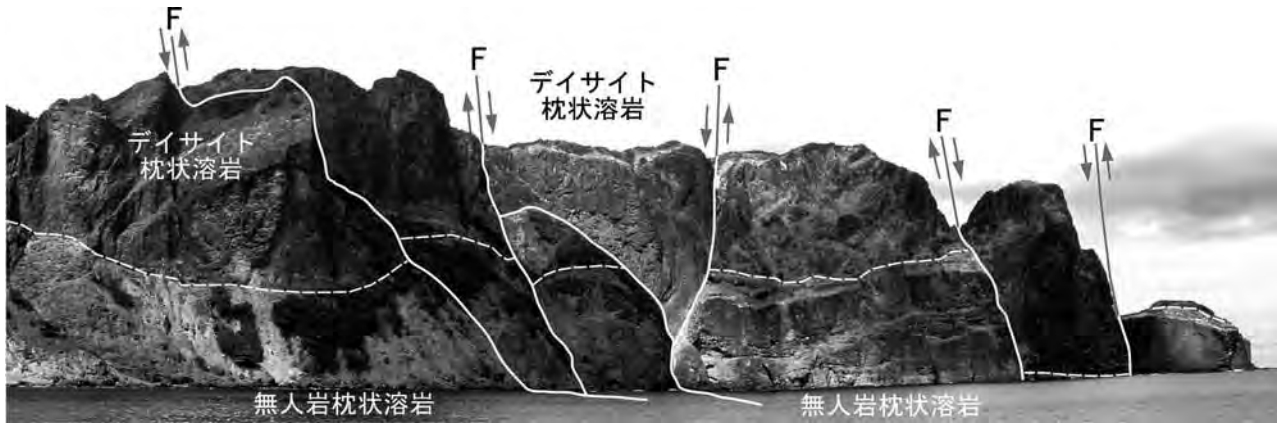
命名 Umino (1985)。

模式地 父島まるべりわん 円縁湾千尋岩。

分布 父島及び兄島の大部分を占め、東島、西島、瓢箪島、人丸島などの小島の多くに広く分布する。

層厚 710 m 以上。

層序・地質関係 本地域の最下層をなす。父島南部の円縁湾に面した千尋岩では長さ 700 m 以上、高さ 100-300 m の断崖に沿って、本層を構成する主な岩相を下部から最上部まで見ることができる (第 3.1 図)。層序的に下位より上位へ向かって岩相・岩質が系統的に変化し、下部は主として無人岩枕状溶岩 (Mb)、中部は無人岩及び古銅輝石安山岩の火砕岩類 (Ms)、上部は主としてデイサイト枕状溶岩 (Mp) からなる。古銅輝石安山岩は枕状溶岩 (Ma) 及び凝灰角礫岩層 (Ms) として、円縁湾層下部から上部にかけて無人岩やデイサイトの枕状溶岩の間に挟在する。父島の長崎展望台～ループトンネルでは、古銅輝石安山岩の枕状溶岩及びハイアロクラスタイトが下位の無人岩質凝灰角礫岩と上位の無人岩枕



第3.1図 父島千尋岩に露出する円縁湾層

千尋岩には円縁湾層の上部およそ3分の2が露出する。白破線直下に無人岩レキを含む泥岩砂岩があり、円縁湾層下部を占める無人岩枕状溶岩を覆う。破線からはデイサイト枕状溶岩及びハイアロクラスタイトからなる。泥岩砂岩互層は最大垂直落差110mに達する正断層系(F)で上下にずれている。

状溶岩の間に挟まれる。父島西部のこみなと小港では、デイサイト枕状溶岩の間にデイサイト礫からなる成層した凝灰角礫岩とそれを覆う古銅輝石安山岩枕状溶岩が挟在する。兄島の大部分は無人岩枕状溶岩及び凝灰角礫岩層からなるが、北東岸のブラボーベイを中心に古銅輝石安山岩枕状溶岩が分布し、一部に無人岩枕状溶岩が挟在する。一方、父島西海岸北岸では無人岩枕状溶岩がデイサイト枕状溶岩及びハイアロクラスタイト中に挟在する。

父島南西部の円縁湾層中に、齊藤ほか(1989)が“ジョンビーチ火山岩類”と呼んだ島弧ソレアイト系列の無斑晶状安山岩及びデイサイト(Mj)のロバートシート溶岩及び水底パホイホイ溶岩があり、厚さ3-5mの同岩質の岩脈が多数貫入している。“ジョンビーチ火山岩類”は金石浜を中心に飛磯崎から南崎にかけて及びジョンビーチとブタ海岸の間の鬼海岸沿いに露出し、飛磯崎では無人岩枕状溶岩を整合的に覆い、無人岩礫を含む砂岩泥岩互層に覆われる。南崎ではデイサイトハイアロクラスタイトをジョンビーチ火山岩類が覆い、不整合を隔てて上位に南崎層の石灰岩が載る。

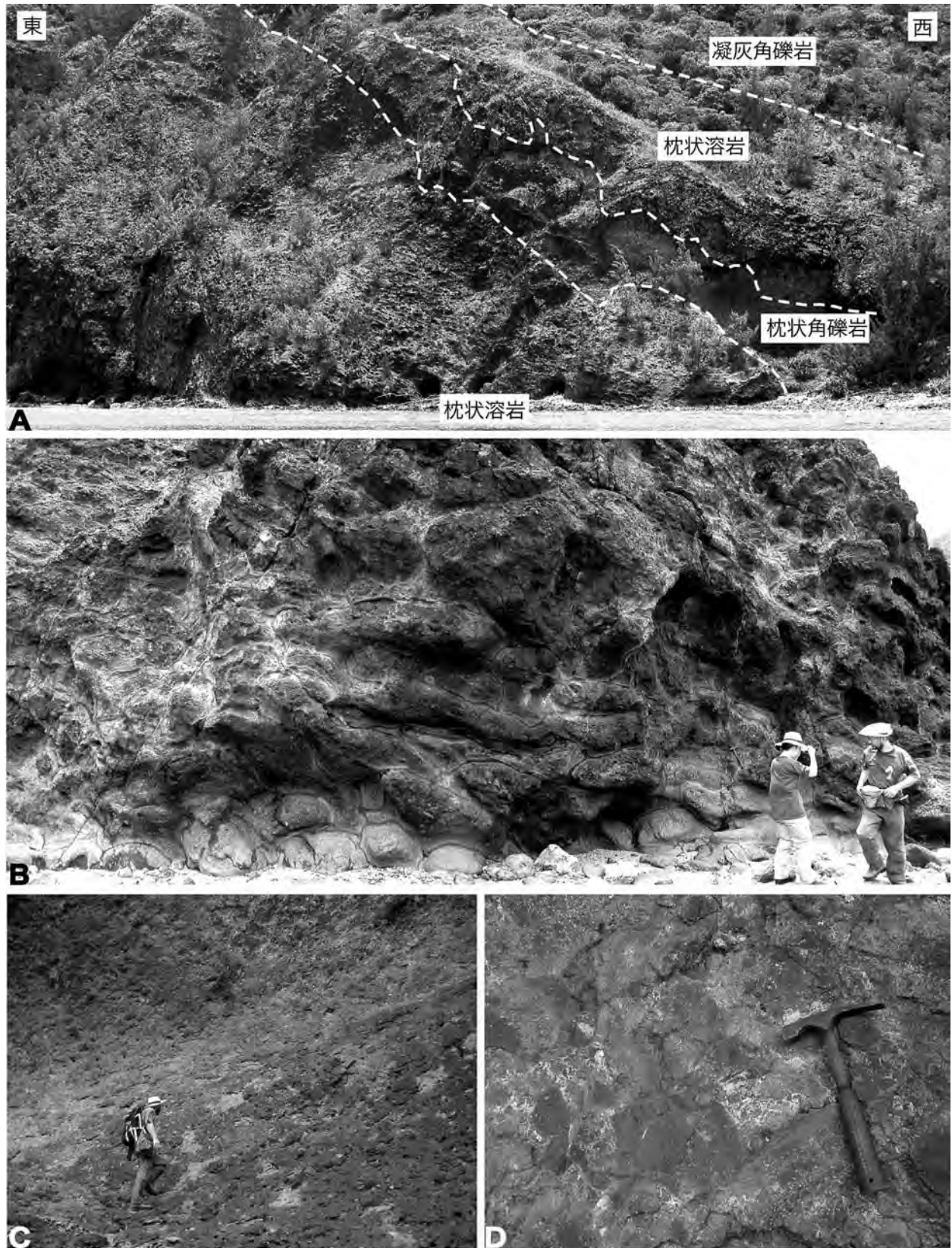
岩相 枕状溶岩とハイアロクラスタイト、凝灰角礫岩が卓越し、板状及び塊状溶岩、シート溶岩、溶岩ドーム、スコリア凝灰岩、泥岩砂岩互層等を伴う。また、これらの地層は無人岩、古銅輝石安山岩、デイサイト及び流紋岩岩脈によって貫入されている。以下にこれらの岩相について詳述する。

(1) 枕状溶岩とシート溶岩

無人岩の枕状溶岩(Mb)は父島の北岸から東岸を回って南岸の千尋岩の断崖下部にまで海岸に広く露出する(第3.1図)。また、西島～瓢箪島及び兄島滝之浦～菅笠山にかけて分布する。無人岩枕状溶岩は石浦から初寝山にかけて最も厚く、層厚500mに達する。無人岩と古銅輝石安山岩が同一の露頭で混在していることがあり、父島釣浜西岸では古銅輝石安山岩枕状溶岩の枕の間

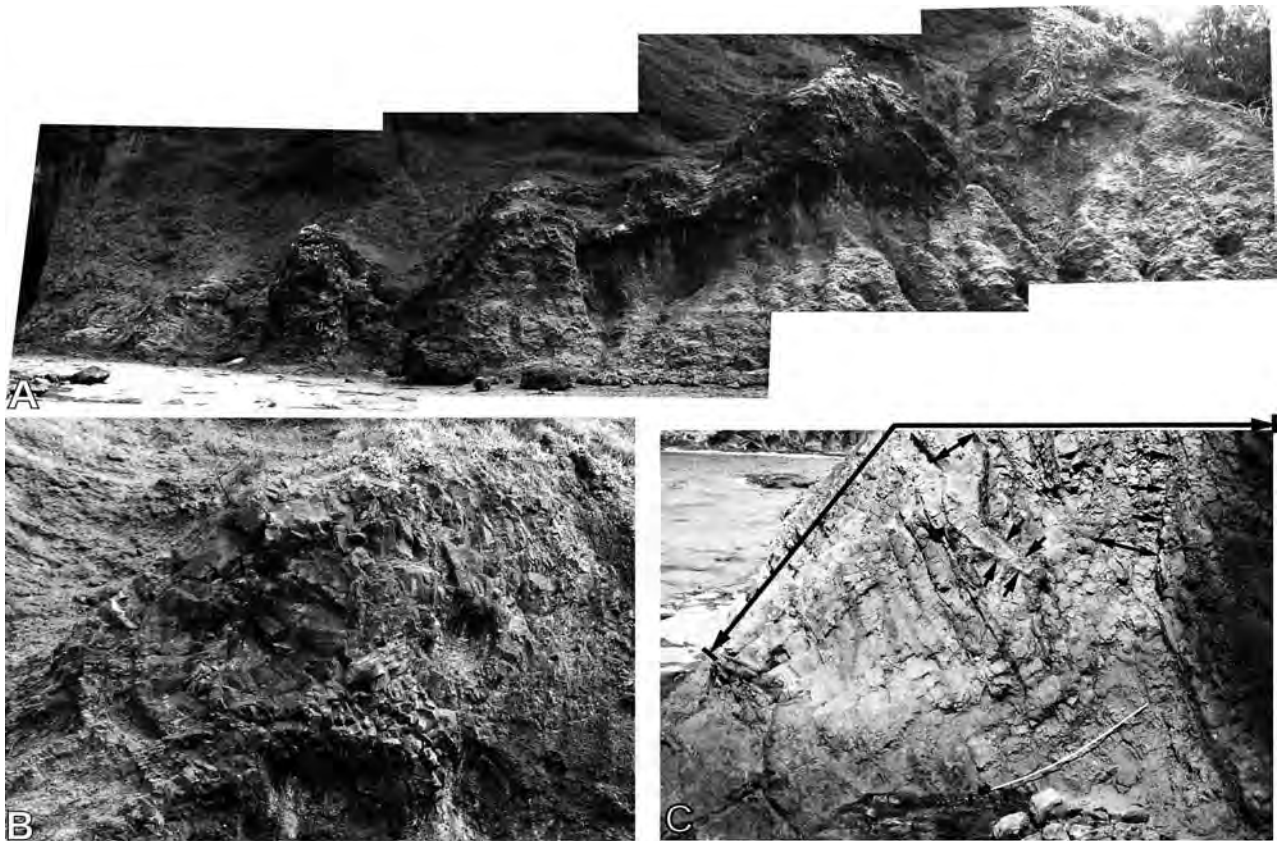
に無人岩の枕が稀に見出される。これは一種の複合溶岩流と考えられる。父島の釣浜東岸では無人岩、西岸では古銅輝石安山岩の枕状溶岩(Ma)が無人岩、デイサイト、石英含有流紋岩の岩脈(Dk, Qd)によって貫入されている。西に傾斜する2枚の枕状溶岩流があり、上位の溶岩は枕のブロックからなる枕状角礫岩(pillow breccia)を下位に伴う(第3.2図)。細粒の基質やハイアロクラスタイトを欠き、破片はいずれも数cmから30cm大で淘汰が良い。扇形の岩片は丸みを帯びた側にガラス質の急冷縁があり、放射状節理に沿って割れた枕の一部であったことがわかる。粗粒の礫が集まってレンズ状岩体をなすことから、崖錐堆積物と考えられる。一方、枕状溶岩は傾斜方向によくそろって伸張し、2つの枕に枝分かれする方向から、南西に向かって流下したと考えられる。父島飛磯崎では無人岩枕状溶岩中に直径10mの溶岩チューブ断面が露出する。チューブは、厚さ10～数十cmの溶岩殻が同心円状に積層した部分が2つほど積み重なった形状を呈し、最外殻は厚さ1～2mでチューブ上部で厚く、外殻に垂直な柱状節理が発達する。父島西海岸の海食崖では標高35mから汀線までの延長90mにわたって折れ曲がりながら続く溶岩チューブが露出する(第3.3図)。溶岩チューブの上流側60mは無人岩礫からなる成層した凝灰角礫岩に覆われ、下流側30mは上下に直径50-80cmの枕状溶岩を伴う。溶岩チューブの直径は2-5mで、多くの場合外側に急冷縁を有する厚さ10-30cmの層状の溶岩が積層構造を形成する。また、チューブからは多数の枕状溶岩ロープを派生し、チューブを取り囲んでいる。チューブを構成する一部の溶岩層は、両側に急冷縁を有し、周囲の層状構造を切って外部の枕状溶岩ロープへと連続する(第3.3図)。

古銅輝石安山岩枕状溶岩(Ma)の中心部は無人岩よりも結晶度が高くよく発泡し、細かくいびつな気孔が多



第3.2図 父島釣浜東岸の無人岩枕状溶岩

(A) 東岸に正対して左上から右下に傾斜する2枚の枕状溶岩流があり、上位の枕状溶岩 (Upper intact pillows) は枕のブロックからなる角礫岩 (pillow breccia) を下に伴う。(B) 方向がそろった伸張した枕状溶岩ロープ (intact elongate pillows)。(C, D) 主に枕の破片からなる粗粒の角礫岩。岩片の形と丸味を帯びた部分に付く黄褐色のガラス質急冷縁から枕の破片であることがわかる。



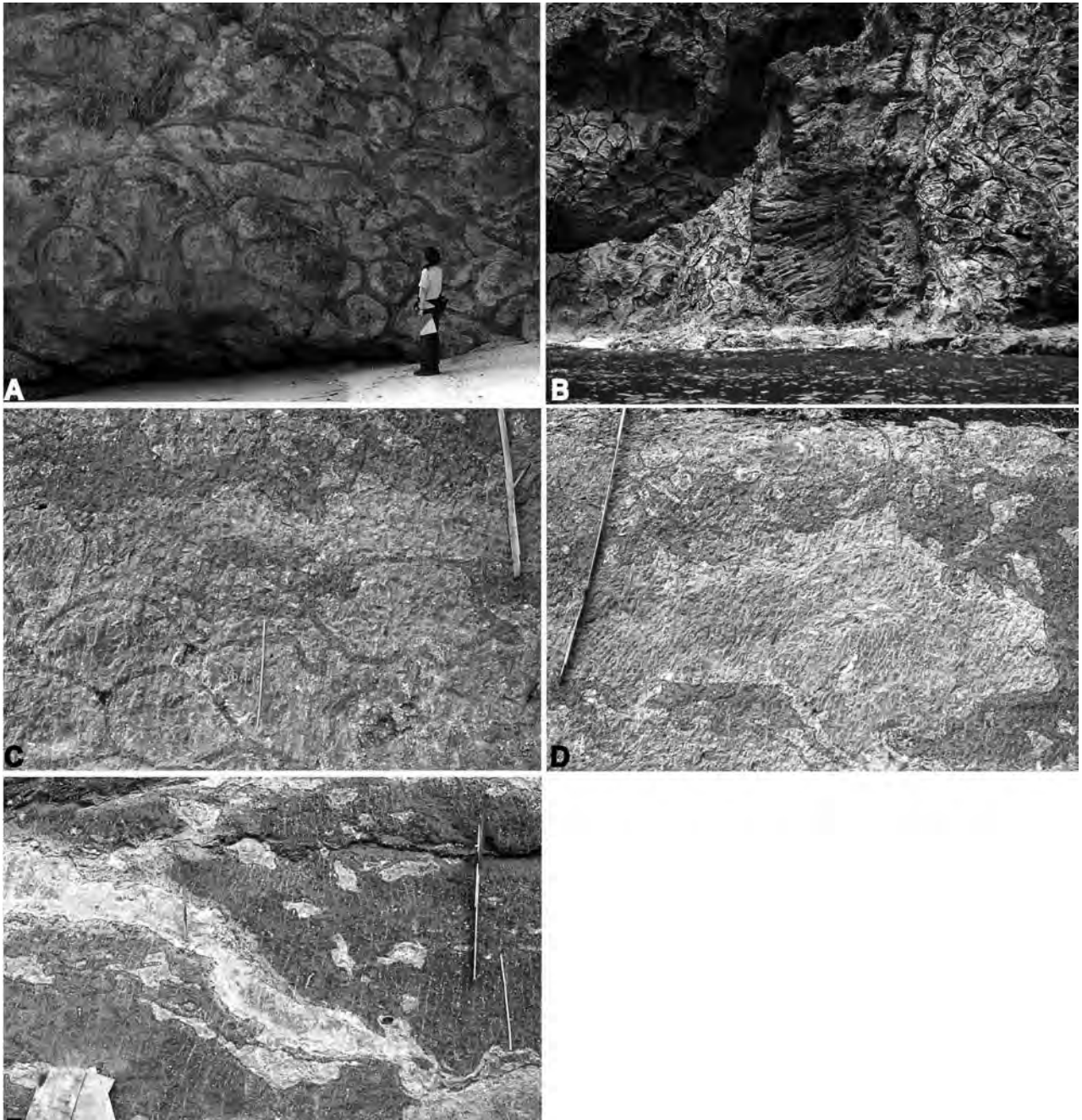
第3.3図 父島西海岸，海食崖の無人岩枕状溶岩チューブ

(A) 右上から左下にかけて膨縮と屈曲しながら伸びる溶岩チューブ。(B) 同心円状構造を見せる溶岩チューブの断面。(C) 同心円状の重複急冷縁からなる溶岩チューブ(写真上端～左の矢印の範囲)から派生した小溶岩ローブ(小矢印)が同心円状構造を切って上方に伸びる。右下のスケールは1m。

い組織で，選択的に変質しやすい(第3.4A及びB図)。その結果，黄色く差別浸食で窪んだ枕中心部を黒いガラス質の急冷縁が取り囲み，枕の輪郭が強調される。父島ではループトンネルから長崎海岸，小港周辺及びブタ海岸に散点的に分布する程度であるが，兄島ではブラボーベイを中心に北部海岸一帯を占める(第3.4図)。無人岩の枕状溶岩と異なり，古銅輝石安山岩枕状溶岩はしばしば長さ数m以下の板状～レンズ状あるいは不規則な形をした岩体を含むハイアロクラスタイトを伴う(第3.4図；Umino, 1985)。不規則岩体は厚さ2-3mと通常古銅輝石安山岩の枕よりも大きく，ドーム状に膨れた胴体部から溶岩ローブないし板状溶岩をいくつも派生する。これらの溶岩ローブの間は主にガラス質岩片からなる古銅輝石安山岩ハイアロクラスタイトで充填されている。

ブタ海岸北に連なる高さ50-90mの海食崖ではデイサイト枕状溶岩(Mp)の下位に厚さ130m以上の砂岩泥岩互層(Ms)が露出し，古銅輝石安山岩の枕状溶岩とシート溶岩及びチュムラス(Ma)を挟在する(Umino, 1985, Fig.7のSH-I及びII)。チュムラスはドーム状ないし厚板状の断面を示し，高さが5-6m，幅5-13mで

下部に柱状節理が発達したものもある(第3.5A図)。ガラス質急冷縁を有する外殻を除いて塊状で，溶岩チューブにあるような同心円状の層状構造は見られない。チュムラス上部や側面から派生している枕状溶岩は回転楕円体形をした球根状枕(bulbous pillow)が多く，大きなものは直径2mを超える(第3.5B図)。チュムラスの上位に枕状溶岩(Ma)と砂岩泥岩互層(Ms)を隔てて出現するシート溶岩は，厚さ16-20mで下部の4.5-6m及び上部1.5mに柱状節理が発達する。また，シート溶岩上部の一部に厚さ5m以下，幅20mほどにわたって顕著な層状構造が発達する部分がある(第3.5C図)。それぞれの層は厚さ10-70cm，長さ数m～10m以上続くものがあり，やや細粒緻密で硬くひさし状に突出した板状溶岩と粗粒で風化により脆くなり，窪んだ溶岩が互層をなす。それぞれの層はシート溶岩の走向と調和的にほぼ平行に配列するが，上下の硬い板状溶岩が側方で合流して1つの板となり，やがて尖滅することがある。しばしば数cm以下のやや変質したガラス質の帯が硬い溶岩層中に挟在する。ガラス帯は側方に数mほど追跡できるが，末端でレンズ状に尖滅する。2枚の板状溶岩が側方で合流して一枚になったり，ガラス質

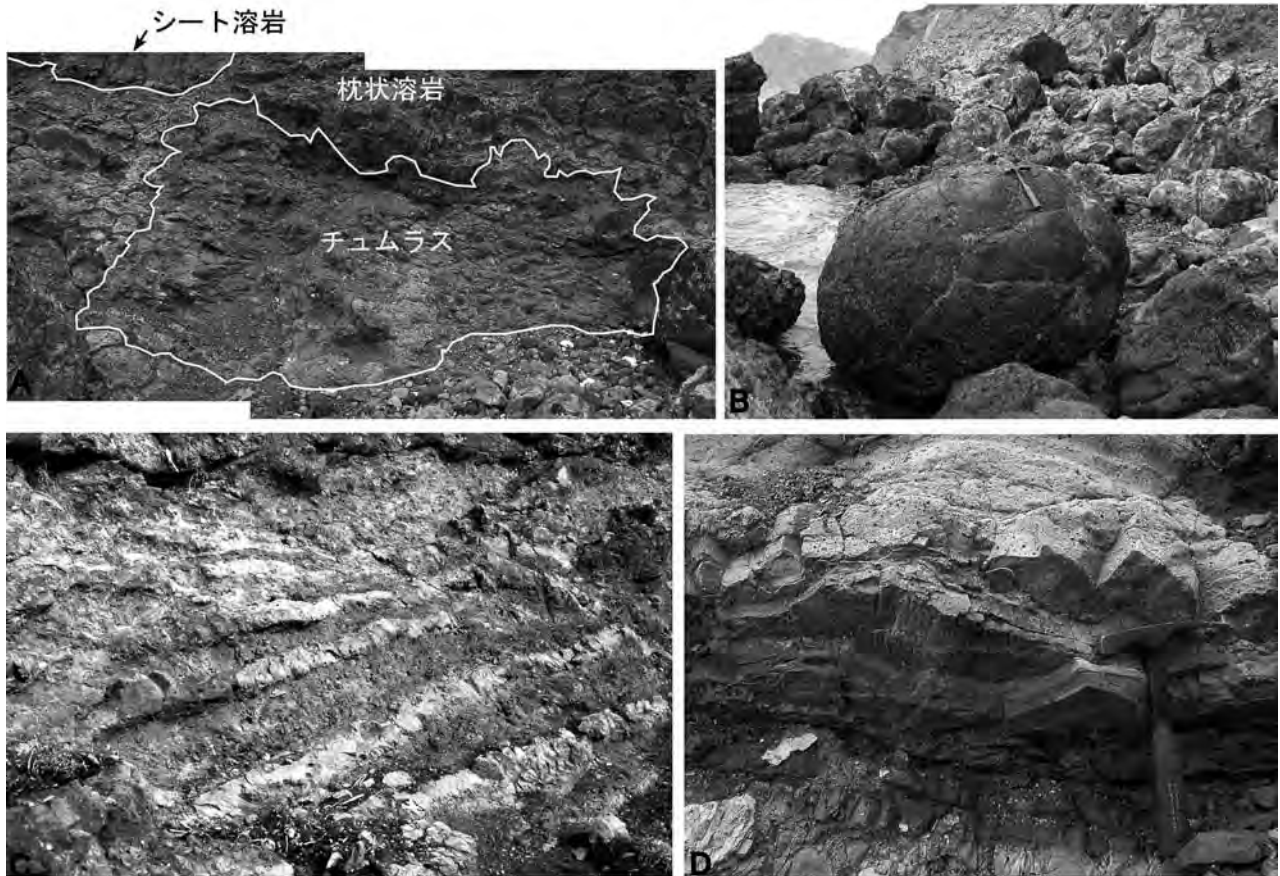


第3.4図 古銅輝石安山岩枕状溶岩の産状

(A) 父島小港. 比較的新鮮で硬い急冷縁が突出し, 黄褐色に変質した枕の中心部は差別浸食を受け窪んでいる. (B) 兄島烏帽子岩対岸の供給岩脈. 岩脈の側面から枕状溶岩ローブを派生する. 岩脈の幅は約6 m. (C~E) 父島ループトンネル. (C) 一部の枕が破碎してハイアロクラスタイトに漸移する. 中央下のスケールは1 m. (D) ハイアロクラスタイト中に埋もれた大きな溶岩ローブ. ローブが最も膨れた部分の厚さが2.5 m. 右下の枕状溶岩と細い連結部で繋がっている. 入り組んだ周縁部はガラス質の急冷縁を有する火炎状の形態を見せ, 急冷縁と平行に剥離したガラス片に取りまかれる. (E) ハイアロクラスタイト中に飛び散った長さ数十 cm ~ 数 m の板状ないしレンズ状岩体. 長く伸びた溶岩は膨縮しながら枝分かれし, 密に積み重なった枕状溶岩と側方でつながっている. 右下のスケールは1 m.

急冷縁がレンズ状に途切れることから, この層状構造は薄いパホイホイ溶岩ローブが融合することによって形成されたものと考えられる (海野ほか, 2001). このような構造は陸上のチュムラスやシートパホイホイ溶岩にし

ばしば観察され (Hon *et al.*, 1994; Umino *et al.*, 2002; Umino *et al.*, 2006), 水底で形成したチュムラスや膨張シート溶岩についても報告がある (海野ほか, 2001). このシート溶岩下位の砂岩泥岩互層と接する溶岩下底面



第3.5図 父島ブタ海岸北方（ブラックビーチ）に露出する砂岩泥岩互層と古銅輝石安山岩の枕状溶岩中に挟在するシート溶岩とチュムラス

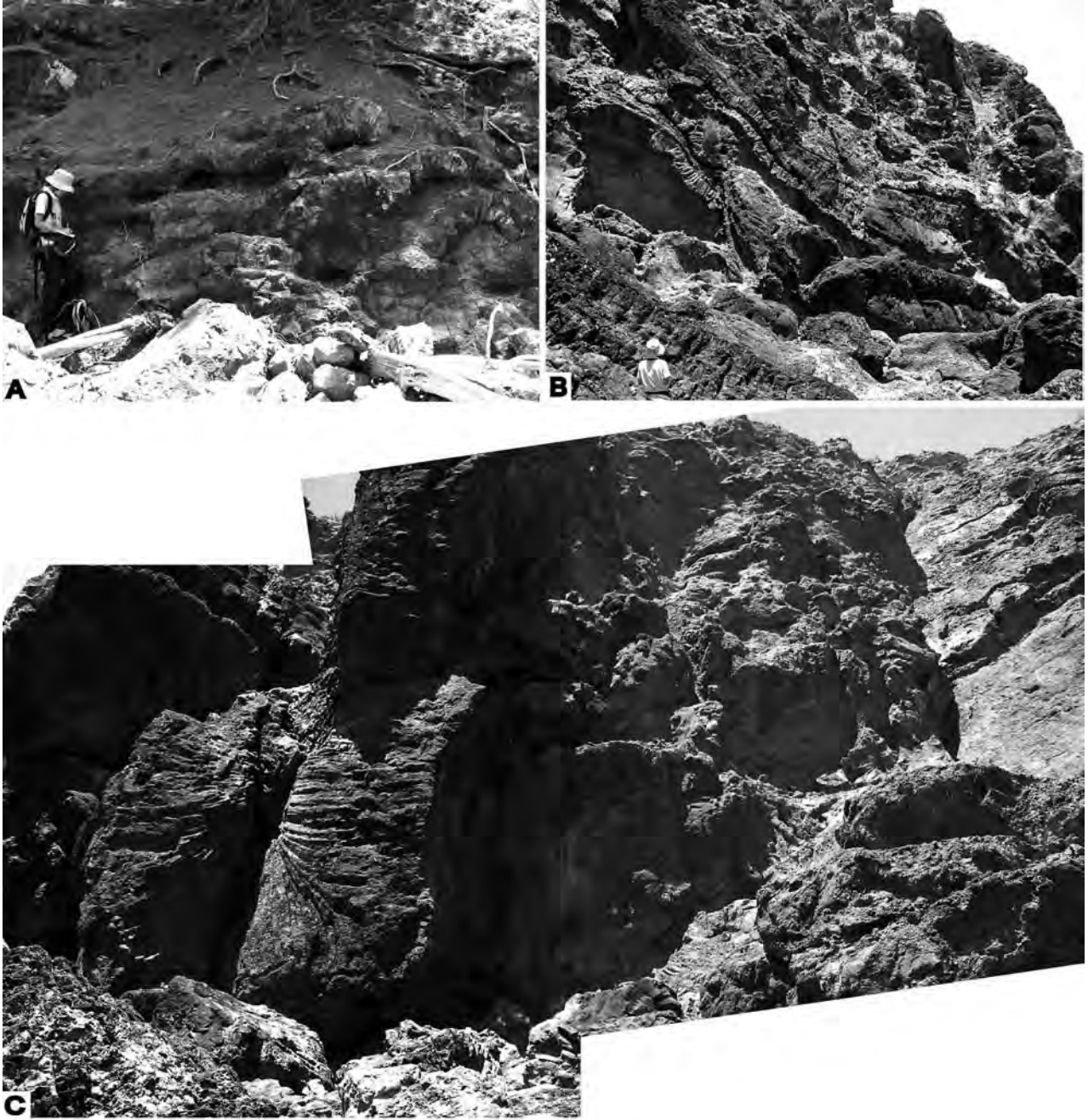
(A) 枕状溶岩に囲まれたチュムラスの断面。チュムラス上部や側面から枕状溶岩ローブを派生する。左上は3.5Cのシート溶岩。チュムラスの高さは約6m。(B) 球根状枕状溶岩 (bulbous pillow) の転石。同様の形態をした枕がチュムラス上部や側面から派生している。(C) シート溶岩上部の融合したローブクラストの作る縞状構造。縞の幅は約50cm。(D) シート溶岩下底面の溶岩じわ（ハンマー頭部の左）。溶岩の下位にあるほぼ水平な層理を見せる淡青緑色と暗赤紫色の泥岩をはがしたところ。

には波高2-3cm、波長4cmほどの縄目状溶岩じわが見られる（第3.5D図）。これはパホイホイ溶岩の表面に生じた溶岩じわが前進するフロントの下にキャタピラのように巻き込まれたものである（Keszthelyi and Denlinger, 1996；海野ほか，2001）。溶岩ローブの融合と溶岩下底面の溶岩じわの存在から、このシート溶岩は起伏が乏しくほぼ水平な海底面をゆっくりと流れ、定置後に少なくとも部分的に膨張したことが考えられる。

父島金石浜の熱水変質帯を挟んで両側に露出するジョンビーチ火山岩類（Mj）は、最大層厚370mに達する。ソレライト質安山岩～デイサイトのロバートシート溶岩及び水底パホイホイ溶岩からなり、厚さ3-5mの同岩質の岩脈が多数貫入している。個々の水底パホイホイ溶岩ローブは扁平な鏡餅型を呈し、厚さ30-50cm、幅0.8-1.5mほどでガラス質急冷縁を欠き、中心部が空洞のものもある。硬い溶岩中にレンズ状～鏡餅型の窪みがある構造は、互いに重なり合ったパホイホイ溶岩ローブの上下のクラストが融合して生じたと考えられる（第

3.6A及びB図；海野ほか，2001）。内部が溶融状態にある溶岩ローブ同士が重なるとクラスト表面のガラスはローブの熱によって再結晶し、同時に上下のクラストの癒着が起きる（海野ほか，2001；Wilson, Teagle, Acton, *et al.*, 2003）。元のローブの融合面付近はローブ中心部に比べて細粒緻密で硬いため、粗粒で柔らかいローブ中心部が差別浸食を受けて溶岩中にレンズ状の窪みが並んだ構造が形成されたと考えられる。また、金石浜東方の飛磯崎にかけての海岸ではロバートシート溶岩やパホイホイ溶岩ローブ、厚さ5m、幅8mの同心円状の成層構造をした溶岩チャンネルの断面などが海食崖に露出する（第3.6C図）。

多くの珪長質火山岩と異なり、無人岩系列のデイサイトはしばしば枕状溶岩を形成する。父島の山稜から南～西側の海岸にかけて広く分布し、千尋岩では層厚120mになる。また、中央山から初寝山でも層厚100mを超える。天之鼻や野羊山では伸張方向がきれいにそろったデイサイト枕状溶岩流が積み重なった様子をつぶさに観察

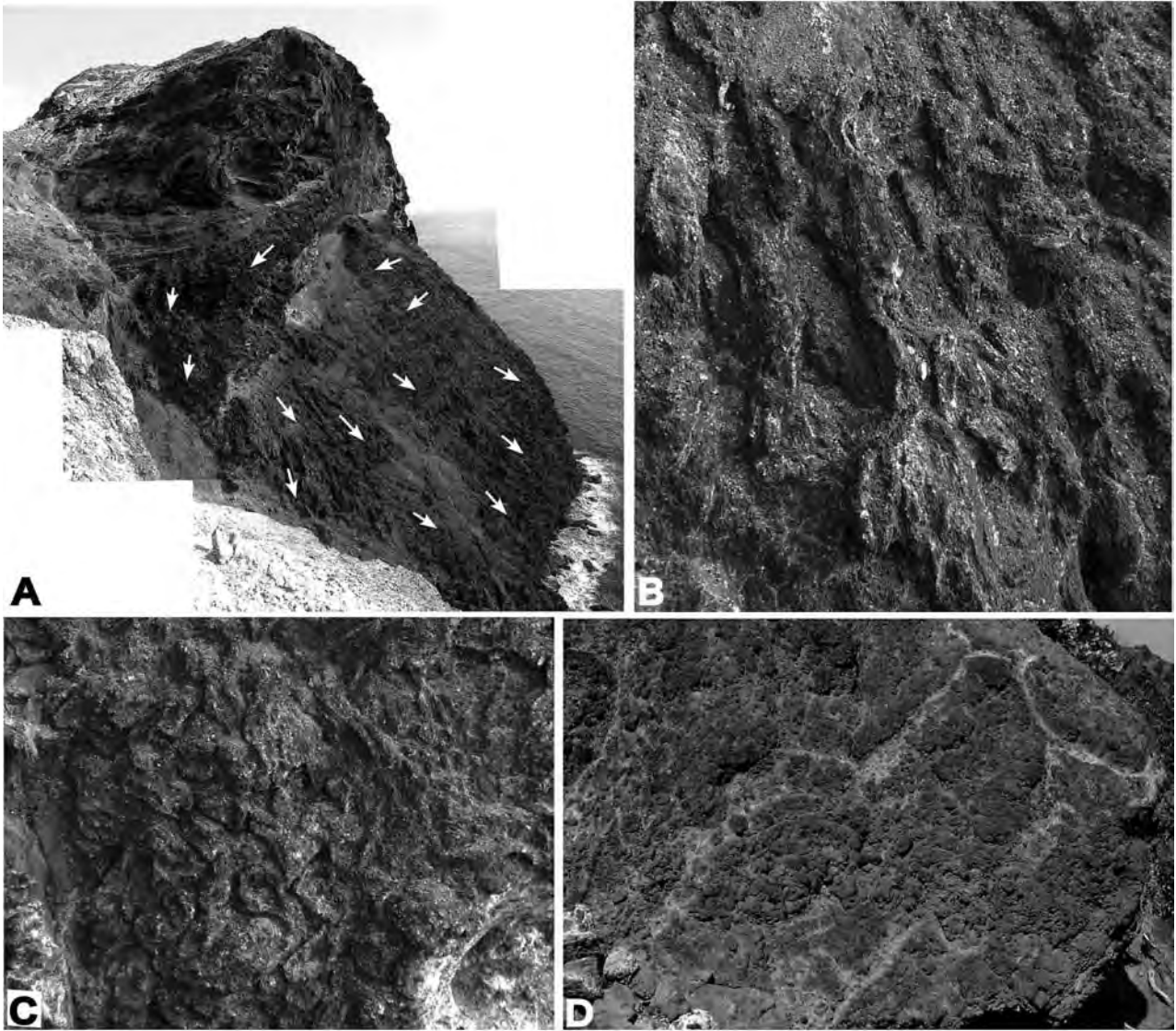


第3.6図 父島金石浜のジョンビーチ火山岩類

(A) 父島金石浜のソレイト質デイサイトの融合した水底パホイホイ溶岩ロープ。融合したクラストが硬く突き出し、粗粒のロープ中心部は柔らかく窪んでいる。(B) ソレイト質デイサイトのロベートシート溶岩と融合した水底パホイホイ溶岩ロープ。融合したクラストに柱状節理が発達する。(C) 融合した水底パホイホイ溶岩と同心円状構造を見せる溶岩チャンネル(中央下)を切って貫入した厚い岩脈(左)。岩脈の厚さは6m。

できる(第3.7図)。また、旭山層の石英含有デイサイトや流紋岩も枕状溶岩を形成することがある。これらの珪長質枕状溶岩は、一般に枕の急冷縁から中心部までガラス質で石基の結晶度が低いことが特徴である。また、枕の形を残したまま中心部まで破碎が進み、一見して角礫岩のような岩相を呈する(第3.7図)。岩片内部の流理構造やレンズ状気孔の配列は隣り合った岩片を跨いで

連続していることから、枕はその場で破碎し、その後も岩片同士が相対的に動いていないことがわかる。したがって、枕状溶岩は定置固結後の冷却過程で破碎したと考えられる。古銅輝石安山岩と同じくデイサイト枕状溶岩もしばしばハイアロクラスタイトを伴う。ほとんど火砕物を挟まない密に積み重なった枕状溶岩から、数cm～数十cmのガラス質あるいは石質岩片からなる角礫



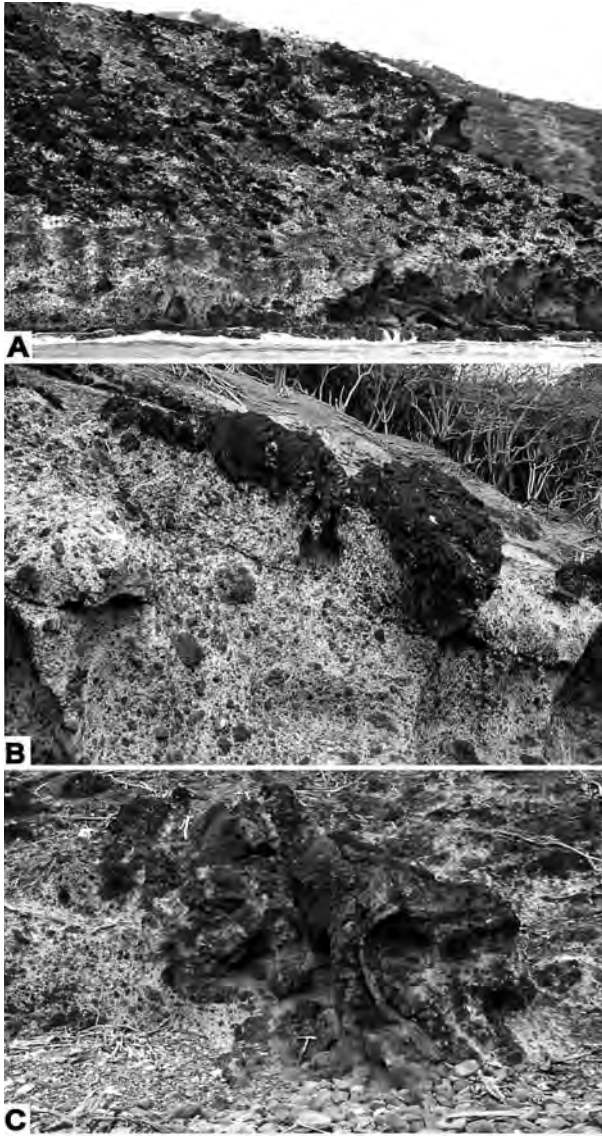
第3.7図 父島天之鼻東 (A～C) と千尋岩 (D) のデイサイト枕状溶岩

(A) 尾根上から旭山層の石英含有流紋岩の塊状溶岩とハイアロクラスタイト，その下に円縁湾層の成層凝灰角礫岩，デイサイト枕状溶岩がある．よくそろった伸張方向と分岐する枕状溶岩ローブから溶岩の流下方向（矢印）がわかる．中央の山頂は標高176 m．(B) 上から下へ向かって伸張した枕状溶岩ローブ．破碎した枕のコアを硬いクラストが取り囲む．露頭の高さは約20 m．(C) 枕状溶岩ローブを輪切りにした断面．露頭の高さは約10 m．(D) 枕の形を残したまま中心部まで破碎が進み，一見して角礫岩のような岩相を呈する．露頭の高さ約3 m．

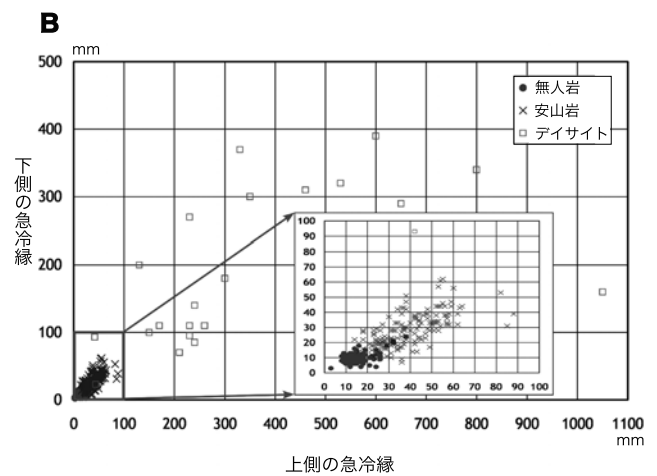
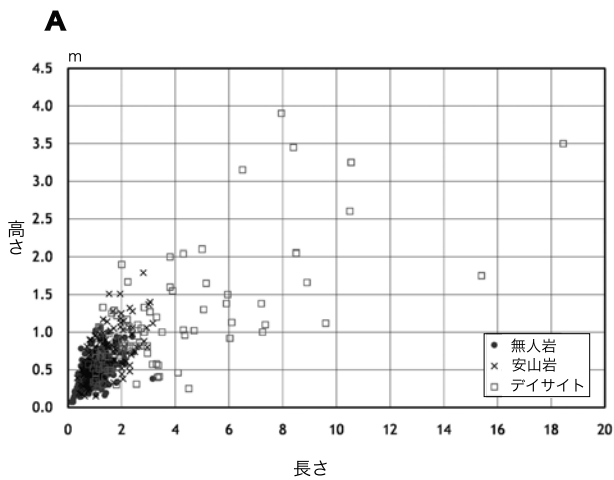
岩中に長さ数 m 以下の溶岩ローブが散在する岩相へ側方移化する．父島西海岸の湾の入り口北側に張り出した岬には，成層したデイサイトハイアロクラスタイト中に点在するデイサイト枕状溶岩ローブが見られる（第3.8図）．枕は直径数十 cm～1 m，長さ1～2 m の伸張したローブからなり，単独，あるいは2～3 個の溶岩ローブが連結してハイアロクラスタイト中に点在する．ハイアロクラスタイトの成層構造と調和的に，ローブの伸張方向は南東傾斜でそろっている．膨縮と屈曲を繰り返しながら分岐する複雑な構造を保持していることから（第3.8図），これらの溶岩ローブはハイアロクラスタ

イト中の礫ではなく，定置後にほとんど再移動していないと考えられる．枕状溶岩チューブから供給された溶岩の多くは破碎してハイアロクラスタイトを生じ，一部の溶岩が破碎せずに枕状溶岩ローブとなってハイアロクラスタイト中に埋没した状態で保存されたものと思われる．

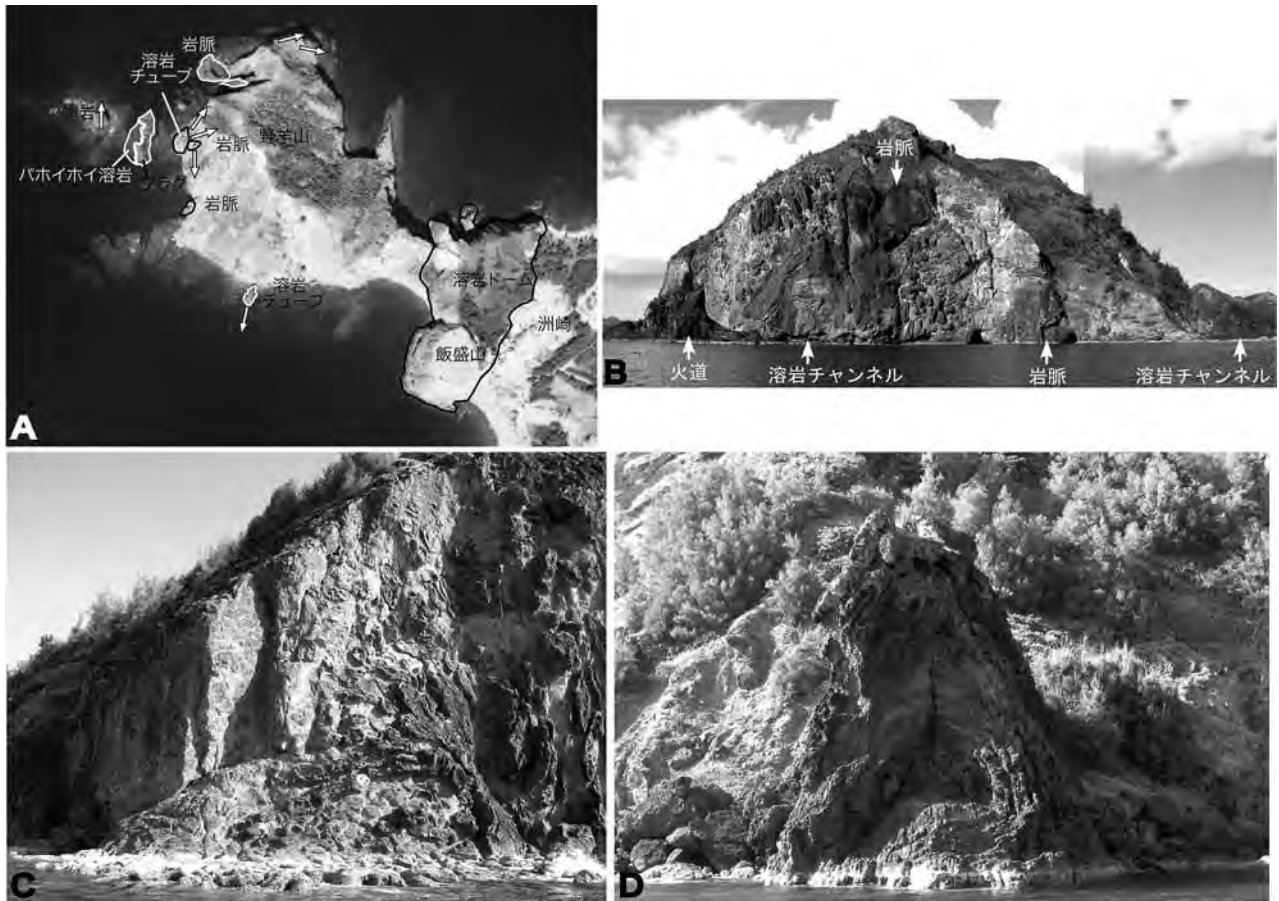
枕の大きさは溶岩の全岩化学組成と相関があり，シリカ分の高い溶岩ほど大きな枕を形成する（第3.9A図）．無人岩では1 m×2 m 以下が多く，安山岩では1.5 m×3 m 以下であるが，デイサイトでは径3 m，長さ10 m を超える巨大枕も珍しくない．枕の大きさが粘性に比例することは，パラフィンワックスを用いたアナ



第3.8図 父島西海岸，湾口北側の成層したデイサイト枕状溶岩
 (A) 伸張方向のそろった枕状溶岩ローブがハイアロクラスタイト中に点在する。崖の高さは20 m。(B) 長さ1～数mの枕が独立あるいは2～3個が連結した状態で存在する。中央右の枕の下にハンマー。(C) 膨縮し右手に支流を派生する枕状溶岩ローブ。



第3.9図 父島，円縁湾層の枕状溶岩ローブの長さ と高さ，急冷縁のガラス質部の厚さと岩質の関係
 (A) SiO_2 成分の高い溶岩ほど大きな枕を形成する。(B) 枕状溶岩の急冷縁ガラス層は枕の上側の方が下側よりも厚くなる。



第 3.10 図 父島，野羊山の火口と溶岩チャンネル

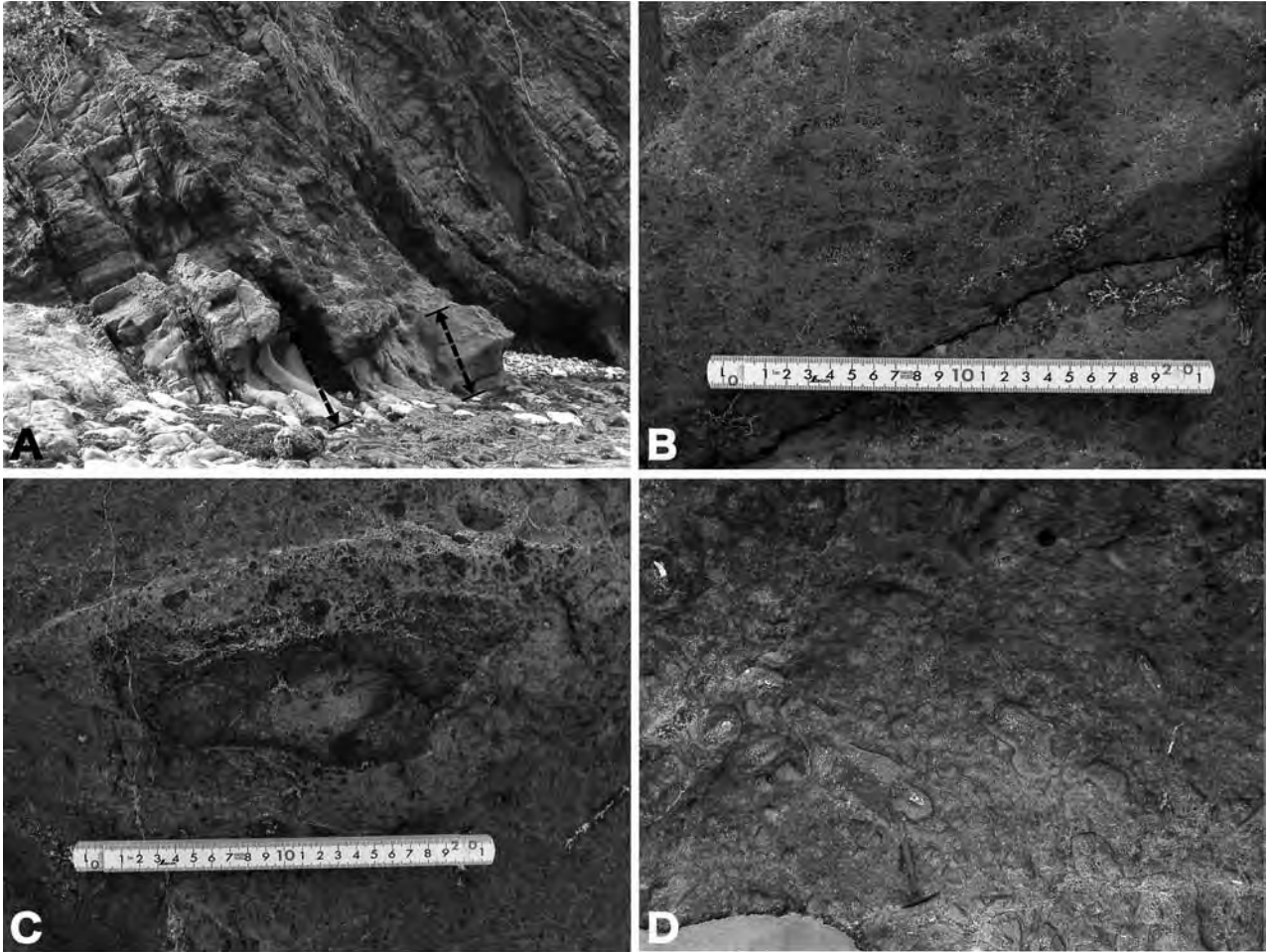
(A) 火道を埋めた溶岩と周辺の溶岩チャンネル，岩脈の分布。枕状溶岩の流下方向を矢印で示す。写真（国土地理院撮影）の横幅は約 1.1 km。(B) 野羊山の西斜面に露出する同心円状の累帯構造を示す溶岩チューブ断面。右手奥の黒い岩礁は野羊山南の溶岩チャンネル。左下手前の黒い岩礁は火道を埋めた塊状溶岩。正面奥の山頂は標高 150 m。(C) 斜め左上に向かって伸びる給源岩脈（中央右）から枕状溶岩ロープが左方向へ派生する。海食崖の最高点は標高 50 m。(D) 野羊山の南麓に突き出した同心円状の累帯構造を示す直径 20 m の溶岩チューブ。

ログ実験に基づく次元解析によって確かめられている (Gregg and Fink, 1995)。また、枕が定置した時の上側と下側の急冷縁のガラス層の厚さを比べると、上側がより厚い傾向が認められる (第 3.9 B 図)。これは枕状溶岩が流れる際に、まだ高温・未固結の枕の上に次々と新たな枕が重なっていくために、枕状溶岩の下面はやや除冷されるのに対して、上面は低温の海水によって急速に冷却固化するためと考えられる (海野・生木谷, 1994)。

(2) 野羊山の火口と飯盛山の溶岩ドーム

野羊山山頂直下西方に標高 26.5 m の峭岩と 10.7 m の無名の岩礁がある (第 3.10 A 図)。前者は北傾斜のデイサイト枕状溶岩 (Mp) からなる。後者はやや西曲がりに弧を描いて南北に伸びる尾根状のデイサイトの塊状溶岩からなり、尾根の西側直下に広がる楕円形の磯は一部中空になった溶岩ロープで占められている。塊状溶岩からなる岩礁に面した野羊山の斜面には同心円状の累帯構造を有する高さ 70 m、幅 70 m ほどの溶岩チューブが断

面を見せる (第 3.10 B 図)。チューブは丸みを帯びた三角形の断面を呈し、頂点の右側から右斜め上 (南) へ向けて厚い岩脈を派生している。下部 15 m にはチューブ下面に垂直に柱状節理が発達する。溶岩チューブの上には直径 2-4 m、長さ 10 m を超える枕状溶岩ロープが鉛直に伸びており、チューブ上部の溶岩の一部が上方に突き出して枕状溶岩ロープに連続しているように見える。また、その左下 (北側) にはチューブから離れる方向に伸びる枕状溶岩が並んでいる。溶岩チューブ右手 (南側) には鉛直ないし露頭面に垂直に伸びる直径 2-4 m の枕状溶岩があり、その上には溶岩チューブから離れる方向に伸びる直径 1-2 m の枕状溶岩が積み重なる。溶岩チューブの左手 (北側) に張り出した磯には高さ 40 m、厚さ 20 m の岩脈があり、枕状溶岩に貫入している。岩脈から派生した枕状溶岩ロープは岩脈の近傍では上に向かって枝分かれしつつ伸びるが、岩脈から 10 m ほど北に行くと次第に北東に傾き、やがて東にゆるく傾



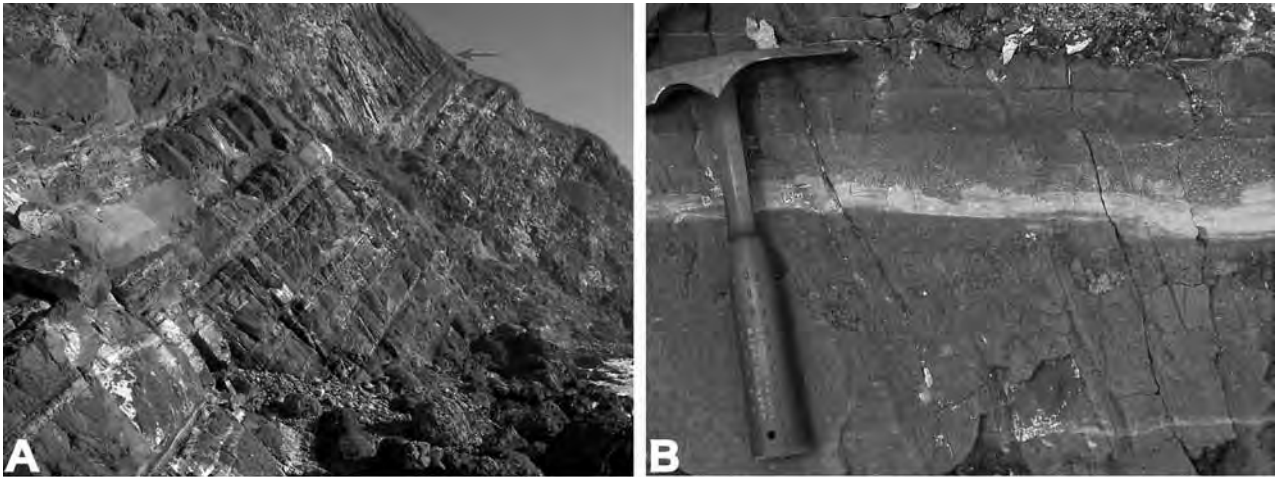
第3.11図 父島東部の初寝浦～石浦のスコリア凝灰岩

(A) 中央の岩脈の間の枕状溶岩の下、海食台直上に見える灰色塊状の岩体（矢印の範囲）が無人岩スコリア凝灰岩。厚さ1m。(B) 無人岩スコリア凝灰岩のやや発泡したスコリア。(C) スコリア凝灰岩中のレンズ状火山弾。(D) 初寝浦の無人岩凝灰角礫岩。丸みを帯び、急冷縁を有する火山弾が粗粒火山灰～火山礫からなる基質中に点在する。

斜する（第3.10C図）また、溶岩チューブの南に張り出した尾根の下にも厚さ25mほどの岩脈が露出する（第3.10A及びB図）。野羊山の南麓に突き出した標高27.9mの岩礁は同心円状の累帯構造を示す直径20mの溶岩チューブからなり、北下方に向かって伸びている（第3.10D図）。これらの岩脈の配置と枕状溶岩の流下方向を地図上で見ると（第3.10A図）、標高10.7m岩礁の塊状溶岩から放射状に溶岩チューブ及び岩脈が伸び、溶岩が流下しているように見える。これらの産状から岩礁と隣接する磯は南北135m、東西55mの楕円形をした火道の東半分を占めるプラグと西半分を埋めるロバートシートないしパホイホイ溶岩ローブと考えられる。

野羊山のデイサイト枕状溶岩に隣接してデイサイトの溶岩ドーム（Md）がある。ドームは少なくとも南北460m、東西230mの広がりを持ち、南北2つのドームが合体したような地形を示す。北側のドームの頂点は標高70.7mで南のドームに比べて一回り大きく、山体の

大部分は植生に覆われているが、北側が崩れて海岸沿いに内部の断面が露出する。中心部は塊状で、西側のデイサイト枕状溶岩との接触部から50m以内では溶岩が破碎して角礫状を呈する部分がある。一方、南の飯盛山^{めしもりやま}は、元は標高79mのやや南北に伸びた碗を伏せたような山容であったが、採石によって山頂部が削りとられ、現在標高50m以下の旧山体の下部3分の2ほどが残っている。山体の西～南壁でドームの内部構造を見ることができる。飯盛山の南東から遠望すると、元の山頂の直下、海岸付近を中心に放射状に配列した柱状節理が発達する。南西側に突き出した斜面は弧状の曲面を描き、下部ほど急傾斜になる。放射状節理がこの斜面に垂直であることから、南西斜面は元のドームの外形にほぼ沿ったものと思われる。溶岩中には北西-南東走向で北東または南西傾斜の断層が多数あって、柱状節理を高角あるいは低角で切っている。溶岩は断層に沿った幅0.3-1mが角礫状に破碎しており、破碎帯を埋めるオレンジ色～



第3.12図 父島ブタ海岸北方（ブラックビーチ）に露出する砂岩泥岩互層
 (A) 暗緑灰色を呈する砂岩層に挟まれる灰白色シルト岩の薄層が目立ち、層理面に垂直に柱状節理が発達する。中央上部にシート溶岩下部の柱状節理が見える。矢印のポイントは標高35 m。(B) 斜交層理を示すシルト層を上位の細粒礫～砂岩層が削り込み、荷重痕や火炎構造を作る。

暗赤色の基質は径数 mm 以下の溶岩の細片からなる。断層角礫岩は断層に平行なシルト脈によって切られるが、それをさらに北東-南西ないし東西走向で高角の方沸石脈が切っている。方沸石は径1-5 mmの美晶が密集し、溶岩の割れ目に沿って、あるいは断層破碎帯を横切って脈状に産出する。

(3) 火砕岩類

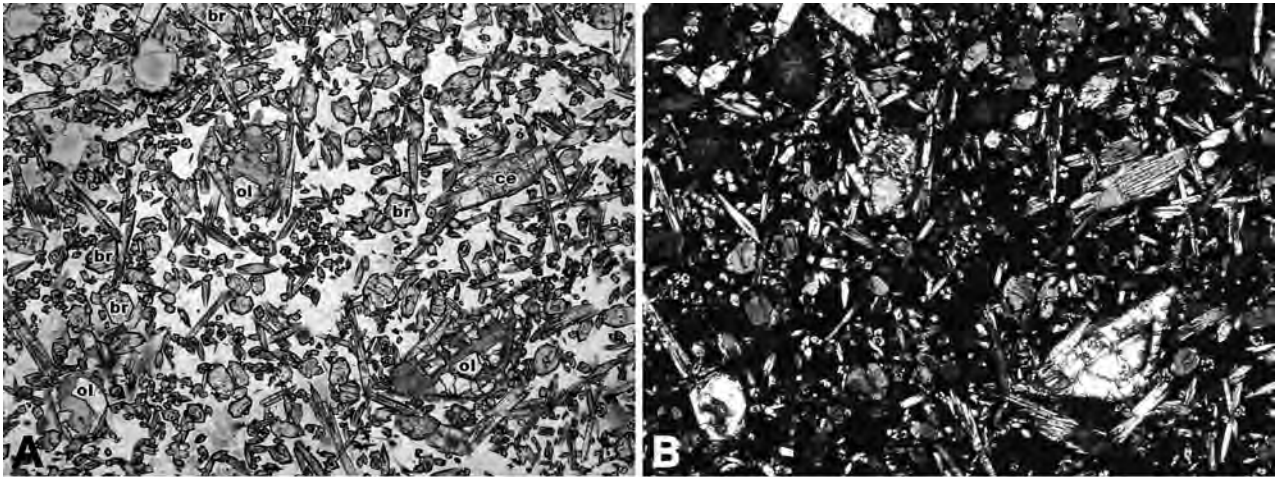
無人岩や古銅輝石安山岩の枕状溶岩中に、枕の破片や火山弾を含む火砕岩が普遍的に挟在する。また、円縁湾層中部には主として無人岩礫や古銅輝石、ガラス片からなる火山角礫岩-凝灰角礫岩層 (Ms) が卓越し、最大層厚 300 m に達する。父島東部の初寝浦～石浦～箱浜付近の海岸から中央山にかけて分布する火砕岩は層理に乏しく、直径数 cm～数十 cm のややひしゃげた火山弾が発泡の悪いスコリアと石質岩片中に点在しているものがある (第3.11図)。拳大よりも大きな礫の中には、丸みを帯びた急冷緑が表面の一部に付いているものがあり、枕状溶岩ロープの破片と思われる。

円縁湾層中部の火砕岩は父島西～南東部へ向かって細粒化と成層構造が発達し、砂岩-シルト岩互層 (Ms) へ漸移する。この砂岩-シルト岩互層は、父島西部の饅頭岬北の海岸からブタ海岸を経て金石浜を回り、千尋岩の断崖から巽崎を巡って南東部の鳥山に至る父島南半部の海岸沿いに広く分布する。千尋岩では厚さ 60 m を超える。饅頭岬北の海岸からブタ海岸では、古銅輝石安山岩枕状溶岩を挟在する砂岩泥岩互層が海岸の海食崖に黄褐色の特徴的な岩肌を見せている (第3.12図)。新鮮な露頭では、暗緑灰色を呈する砂岩層に挟在する灰白色のシルト層の薄層が目立ち、層理面に垂直に柱状節理が発達する (第3.12図)。互層をなすシルト岩層の厚さは数 cm～十数 cm が多いが、砂岩層では数十 cm から

厚いものでは 1 m を超え、細礫～粗粒砂岩の級化構造を示す。また、斜交層理を示すことが多い。シルト岩層にはしばしば上に堆積した粗粒砂岩あるいは細礫岩による荷重痕やフレーム構造が見られる。砂岩中に点在して径数十 cm の枕状溶岩の破片や丸い枕が見られる。砂岩の構成物の多くは黄褐色のパラゴナイト様物質に変質した火山ガラス片と主に古銅輝石の結晶片で、少量の無人岩の石質岩片を含む。ガラス片はやや発泡し、丸い気孔がガラス中に点在しており、沸石やめのうなどで縁取られていることが多い。

デイサイト枕状溶岩に伴って、同岩質のハイアロクラスタイト (Mh) が兄島から父島中部にかけて広く分布する。枕状溶岩や不規則な形をした溶岩塊が直径 1～20 cm のガラス片からなる基質中に点在する岩相や、やや成層した凝灰角礫岩ないし凝灰岩からなり、互いに側方で漸移する。露頭面では丸味を帯びて突出したデイサイト礫が玉葱状風化を示すことが多い。新鮮な断面や顕微鏡下では、角張ったガラス片が明黄色～橙色のパラゴナイト様物質に置換された細粒基質で充填されているのが確認できる。

デイサイト礫からなる成層凝灰角礫岩 (Mt) が父島中部～南部にかけて分布する。円縁湾層上部～最上位に発達し、デイサイト枕状溶岩流が作る地形的凹地を埋めたり、枕状溶岩中に挟在する。巽湾西岸から巽崎にかけての海食崖では、旭山層の流紋岩ハイアロクラスタイト及び板状溶岩の下位にデイサイト枕状溶岩にアバットする成層凝灰角礫岩ないし亜円礫岩を見ることが出来る。礫は亜角礫～亜円礫でデイサイトの他に少量の無人岩や古銅輝石安山岩礫を含む。数十 cm～1 m ほどの礫岩層と数 cm 単位の葉理を持つ細礫岩ないし粗粒砂岩が互層し、斜交層理を示す。扁平な礫は覆瓦構造をなすこ



第 3.13 図 円縁湾層の無人岩の顕微鏡写真
 平行ニコル (A) と直交ニコル (B). ガラス中に点在する針状単斜輝石と古銅輝石, 単斜エンスタタイト,
 かんらん石微斑晶. かんらん石の一部を褐色の粘土鉱物が置換している. 横 2.5 mm. ol: かんらん石,
 br: 古銅輝石, ce: 単斜エンスタタイト.

とが多い。

化石・地質年代 本層の泥岩からは 44.5-42.8 Ma の放射虫が産出し, 無人岩から分離した新鮮なガラス試料からは 48.1 ± 0.5 Ma という K-Ar 年代が得られている (Dobson, 1986). また, Taylor *et al.* (2003) 及び Ishizuka *et al.* (2006) により, 無人岩から 48-46 Ma の Ar/Ar 年代が報告されている (第 2.1 表).

岩石記載 円縁湾層の岩質は無人岩, 古銅輝石安山岩, 紫蘇輝石普通輝石デイサイト~流紋岩, 及び無斑晶状安山岩~デイサイトである. しばしば低温の熱水変質ないし海底風化を受けており, 岩石中の気孔や水底パホイホイ溶岩ロープのプリスター, また脈状に割れ目を埋めてめのうや沸石を生じている. これまでに無人岩等からモルデン沸石, 輝沸石, エリオン沸石, 灰十字沸石, ダッキャルド沸石, 菱沸石, 魚卵石が, また飯盛山の溶岩ドームから方沸石の報告がある (西戸, 1982). 枕状溶岩や火砕岩類はしばしば変質に伴う火山ガラスのセラドナイト化によって緑青色を帯びていることがある (西戸, 1982).

(1) 無人岩

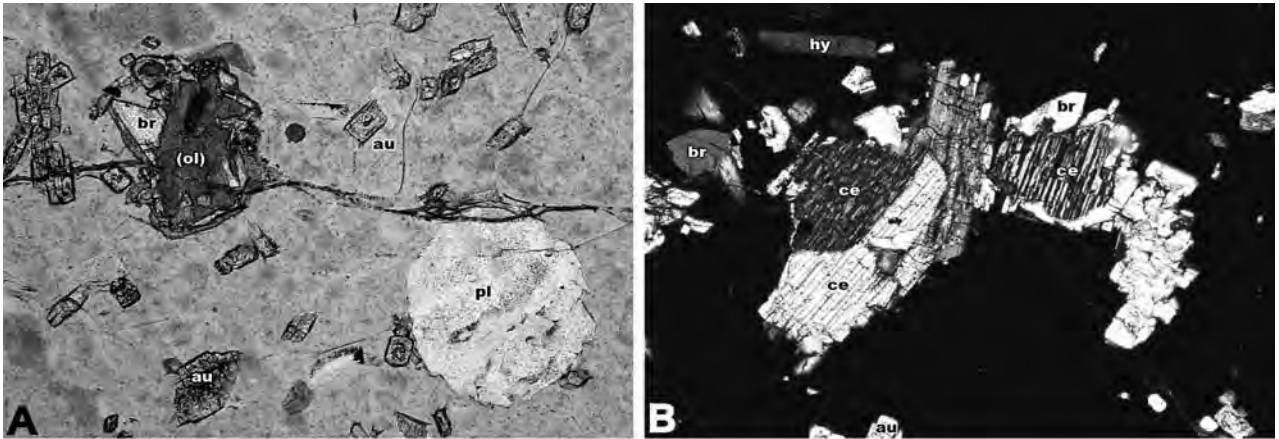
記載岩石学的には, 無人岩 (第 3.13 図) は斜長石を欠くガラス質の古銅輝石安山岩を指す. 一般に枕の中心部でもガラスは 20 vol. % を超え, そのため割れ口はグリーンがにじんだような特徴的なガラス光沢を示す. 多孔質で 0-20 vol. % 程度の発泡度であり, 丸い気孔を白い沸石やめのうなどの二次鉱物が充填していることがある. 3~4 種類の輝石の柱状~板状結晶を多く含む. しばしば径 1 mm 前後の古銅輝石斑晶を含み, 大きなものは 1 cm 以上にもなる. 無人岩が風化浸食を受けると硬い古銅輝石だけが残り, 緑色の鶯砂となる.

斑晶または微斑晶として, よく出現する順に古銅輝

石, かんらん石, 単斜エンスタタイト, 普通輝石, ピジョン輝石があり, 斑晶または微斑晶中の包有物としてクロムスピネルを産する. 稀に石基ガラス中にクロムスピネルの独立斑晶や微斑晶が見られることもある. 石基鉱物としては Ca 単斜輝石が最も多く, 稀に斜方輝石が見られる. Ca 単斜輝石は (100) で 2 つの結晶片が接合した六角針状の双晶をなし, 各双晶片の中心にピジョン輝石があり, リムに向かって Wo 含有量がほぼ連続的に普通輝石まで増加する累帯構造を示す (Umino, 1986a, 1986b). このような累帯構造は過冷却度の大きな環境下での急速な結晶成長の結果と説明されている (Nakamura, 1973; Schiffman and Lofgren, 1982). 斑晶量が数% を超える斑状無人岩は, 無斑晶状の無人岩に比べて微斑晶及び石基輝石粒径がより小さくなる傾向がある.

Umino (1986a, 1986b) は父島円縁湾層の無斑晶状無人岩に 4 通りの微斑晶組み合わせを認め, タイプ I~IV に分類した (BN-1~4; 第 3.1 表). 全岩化学組成の Fe/Mg 比が低い順に, クロムスピネル+古銅輝石+かんらん石+単斜エンスタタイト (タイプ I), クロムスピネル+古銅輝石+かんらん石 (タイプ II), クロムスピネル+古銅輝石 (タイプ III) と微斑晶組合せが変化する. クロムスピネル+古銅輝石+Ca 単斜輝石 (ピジョン輝石~普通輝石) の微斑晶組合せを有するタイプ IV 無人岩は高い Ca 含有量で他のタイプと区別される. 一方, 斑晶組み合わせと全岩化学組成との間には系統的な関係は認められず, 斑晶にはしばしば非平衡組織が見られる.

古銅輝石斑晶は (100) 面が発達した長さ 0.5-10 mm の自形短柱状をなす. 融食された他形のコアをより Mg に富んだ自形リムやかんらん石微斑晶が取巻いていることもある. 外形に平行に配列したガラス包有物を含むこ



第 3.14 図 円縁湾層の古銅輝石安山岩の顕微鏡写真

横 1.2 mm. (A) ガラス中に点在する融食された斜長石斑晶と単斜輝石に取り囲まれたかんらん石 (褐色粘土鉱物に置換されている). au: 普通輝石, (ol): かんらん石の仮像, pl: 斜長石. (B) 古銅輝石 (br) の反応縁に囲まれた単斜エンスタタイト (ce). hy: 紫蘇輝石.

ともある。斑晶中に (100) 方向の普通輝石の離溶ラメラを析出していることが多い。古銅輝石斑晶はほとんど累帯構造を欠き、リムでのみ逆累帯していることが多い。それにもかかわらず 1 つの試料中でコア組成が En_{78-92} と大きく変化することがある (海野・岩野, 1992)。一方、古銅輝石微斑晶は長さ 0.2-1 mm 程度の自形長柱状をなし、ときに骸晶状のこともある。しばしば斑晶のコアよりも Mg に富む。

かんらん石は径 2 mm 以下の独立自形または骸晶をなし、古銅輝石や単斜エンスタタイトの斑晶または微斑晶によって取巻かれていることが多い。また、融食された他形結晶として古銅輝石、単斜エンスタタイトの斑晶・微斑晶中に包有されることがある。しばしばガラス包有物を含む。変質により粘土鉱物で置換されていることが多い。

単斜エンスタタイトは (100) 面を接合面とする細かいラメラ双晶で特徴付けられ、斑晶は長さ 2-20 mm ほどの自形~半自形板状結晶で、しばしば古銅輝石斑晶の反応縁や石基 Ca 単斜輝石微晶によって取り囲まれる。かんらん石を包有することもある。単斜エンスタタイト微斑晶は長さ 1 mm 以下、幅 0.1 mm 以下の長柱状で、しばしば (100) 面を接合面として古銅輝石の両側を単斜エンスタタイトが挟み込む平行連晶をなす。

父島の無人岩は普通輝石斑晶を有することは少ないが、出現するときはしばしば融食された他形結晶として Ca 単斜輝石微晶や古銅輝石に囲まれている。特に Ca 含有量が高い無人岩は、微斑晶として Ca 単斜輝石を有する。単斜輝石は自形柱状結晶を形成したり、(100) 面を接合面として古銅輝石微斑晶を中心に挟み込んだ平行連晶をなす。後者では石基単斜輝石と同様に、中心の古銅輝石と接するピジョン輝石から外側の普通輝石までほぼ連続的な組成累帯を示す。

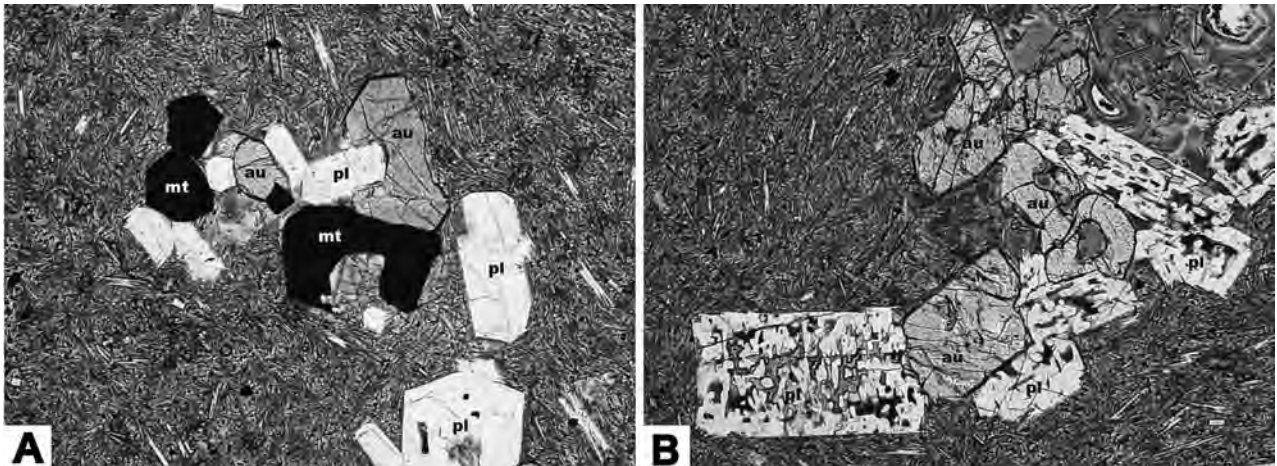
石基ガラス中に繊維状~針状の Ca 単斜輝石と稀に斜長石の集合物が球晶をなすことがある。結晶の間隙はよく発泡し、黄褐色に変質した火山ガラスからなる。出現は枕状溶岩や岩脈のガラス質急冷縁の 1-2 cm 以上内側に限られ、中心部や最外縁部に現れることはない。特に数 mm ~ 1 cm 大に発達した球晶は、限られた枕状溶岩や岩脈にしか見られない。このことは球晶の発達がマグマの過冷却度のみで決まるわけではないことを示唆する。大きく発達した球晶の形成は、一旦ガラス化した急冷縁が再加熱によって脱ガラス化と結晶成長が促進されたことによる可能性がある (Lofgren, 1971)。石基ガラスは新鮮なものは無色透明であるが、気孔や球晶の周囲、割れ目にそって変質が進み、黄褐色で低い干渉色を示すパラゴナイト様物質に変化していることが多い。特に火砕物が示す特徴的な黄褐色は、変質ガラスによる。

(2) 古銅輝石安山岩

記載岩石学的には石基に斜長石が出現し、発泡が良いために肉眼的には灰色~暗灰色で光沢を欠く点で無人岩と区別される (第 3.14 図)。一般に円縁湾層では全岩化学組成 MgO が 8 wt. % 以下である。ただし、MgO が 8 wt. % 以上の無人岩組成であっても厚い岩脈の中心部では石基に斜長石が晶出していることがある。斑晶として斜長石を有するものをタイプ I、欠くものをタイプ II とした。タイプ I の産出は小港周辺や南袋沢に限られる。

微斑晶または石基に紫蘇輝石、普通輝石、斜長石、磁鉄鉱が見られる。斑晶として古銅輝石、紫蘇輝石、かんらん石、単斜エンスタタイト、普通輝石、斜長石が出現するが、これらの斑晶のほとんどを欠く古銅輝石 (微斑晶) 安山岩もある。

かんらん石は古銅輝石や単斜エンスタタイトの斑晶に包有された融食結晶として現れる。多くの場合粘土鉱物に変質している。



第 3.15 図 円縁湾層のデイサイトの顕微鏡写真
横 1.2 mm. (A) 褐色ガラスと単斜輝石, 斜長石 (pl) からなる石基中に点在する斑晶. mt : 磁鉄鉱. (B)
ガラス包有物に富む斜長石斑晶.

単斜エンスタタイト斑晶は自形長柱状をなすが, 古銅輝石~紫蘇輝石または普通輝石によって包有されることが多い. また, 古銅輝石斑晶も紫蘇輝石のリムで囲まれている.

斜長石斑晶はしばしば融食され, 紫蘇輝石, 普通輝石とともに結晶集合物をなすことが多い. 集合物には磁鉄鉱を伴うものと欠くものがある. また, 斜長石は単純に融解するのみで, 汚濁したガラス質包有物を伴うような非調和融解の痕跡を示さない. 結晶集合物中の普通輝石は紫蘇輝石よりも高い Mg 値を示すが, 斑晶~微斑晶では常に斜方輝石が普通輝石よりも Mg に富む (Umino, 1986a). このことから, 斜長石斑晶を含む結晶集合物はより高温未分化で斜長石に不飽和なマグマにトラップされた捕獲結晶であると考えられる.

枕状溶岩の急冷縁では石基斜長石が扁平な気孔に平行に配列して流理構造を示す.

(3) 紫蘇輝石普通輝石デイサイト (及び流紋岩)

枕状溶岩を形成するデイサイトは中心部までガラス質であることが多い. 厚い溶岩や岩脈の内部ではやや結晶度が高く, 良く発泡しいびつな細かい気孔が多く, しばしば珪化作用に伴う変質によって石基に二次的なカルセドニーやセラドナイトを生じ, 緑青灰色を呈する堅硬な岩石となっている (第 3.15 図). 発泡度は数 vol. %~10 vol. %ほどで, 特に枕状溶岩の外縁から 20 cm 以内では枕の輪郭に平行に扁平な気孔が配列していることが多い. 斑晶量は多くの場合 5 vol. % 以下であるが, 10 vol. % に達することもある. 斑晶として斜長石, 紫蘇輝石, 普通輝石, 磁鉄鉱を有し, 石基は短冊状の斜長石, 柱状ないし針状の単斜輝石, 粒状磁鉄鉱, 茶褐色~無色の火山ガラスからなる. 紫蘇輝石斑晶をほとんど含まないか, 全く欠くこともある.

斑晶はいずれも長径 1 mm 以下の自形独立結晶あるいは

は自形~半自形の結晶が集斑状をなす. 斜長石斑晶は茶褐色ガラスの包有物を有することが多い.

火山ガラス中に斜長石や普通輝石のマイクロライトが平行に配列した部分と結晶が少ない部分が交互に並んで帯状構造を作ることがある. 帯状構造は扁平な気孔と平行にうねったり, 褶曲したりする.

(4) 無斑晶状安山岩~デイサイト

ジョンビーチ火山岩類の水底パホイホイ溶岩, ロベートシート溶岩や岩脈を作る. 変質が著しく, 珪化作用を被っている. わずかに溶岩の急冷縁から比較的新鮮な試料が得られる. 発泡度は低く 5 vol. % 程度. 溶岩や岩脈の急冷縁付近ではレンズ状に伸張した気孔が見られる. 斑晶に乏しく, 小さな斜長石, 普通輝石が見られる (第 3.16 図). 石基は斜長石, 単斜輝石, やや変質したガラスと少量の磁鉄鉱からなる.

斜長石斑晶は径 0.1~0.2 mm の自形~半自形結晶をなす. 普通輝石とともに集斑状をなすことがある.

稀に見られる普通輝石斑晶は長さ 1~1.5 mm の自形~半自形の長柱状結晶である.

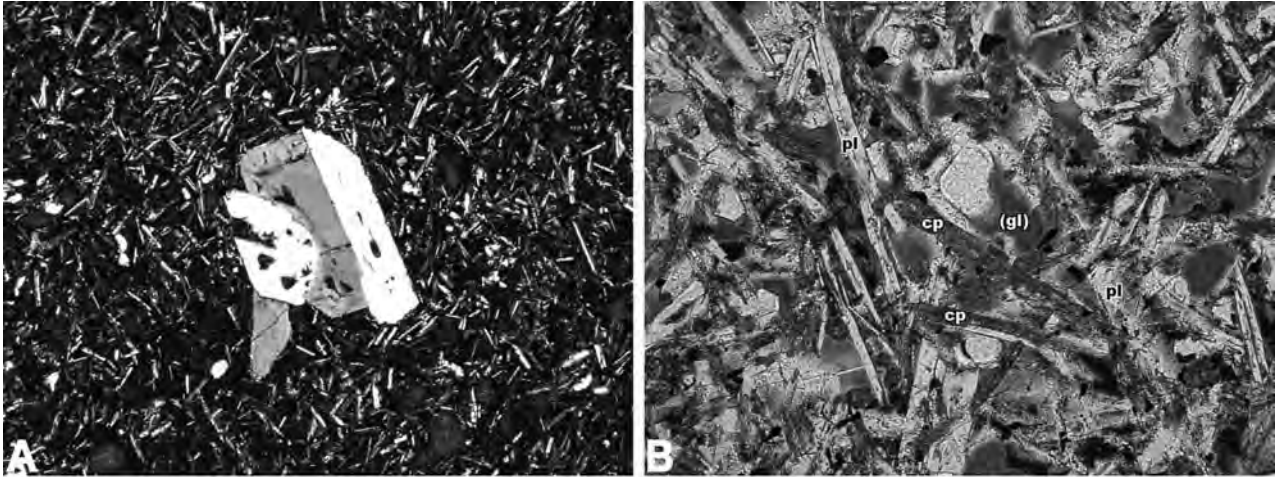
石基鉱物としては長さ 0.01~0.02 mm の長柱状~針状結晶単斜輝石, 長さ 0.02~0.15 mm の短冊状斜長石, 径 0.02 mm 以下の磁鉄鉱結晶が見られる.

3.3 旭山層 (Aq)

命名 Umino (1985).

模式地 父島旭山.

分布 父島北部では旭山から境浦にかけての稜線から海岸に至る一帯を覆い, 清瀬に小規模に分布する. 父島南部では天之浦から巽崎にかけての尾根から海岸付近までと, 衝立山, 赤旗山, 中山峠東方尾根上, 躑躅山などの内陸の山稜を覆う. また, 兄島北端の尖山から二股岬に



第3.16図 円縁湾層ジョンビーチ火山岩類の普通輝石斜長石デイサイトの顕微鏡写真
 (A) 丸い輪郭を示すコアを持つ斜長石斑晶。横2.5 mm。(B) 短冊状斜長石，針状普通輝石，磁鉄鉱と粘土鉱物で置換されたガラスからなる石基。横0.6 mm。cp：単斜輝石，(gl)：変質ガラス。

かけての尾根上に分布する。

層厚 200 m 以上。

層序・地質関係 下部に成層した砂岩礫岩層あるいは凝灰角礫岩層を伴い，円縁湾層を傾斜不整合で覆う。礫岩は円縁湾層の浸食面にアバットして凹地を埋めていることが多い。上位の旭山層の分布はこの凹地に支配された層厚分布を示すが，特に父島南部で顕著である。

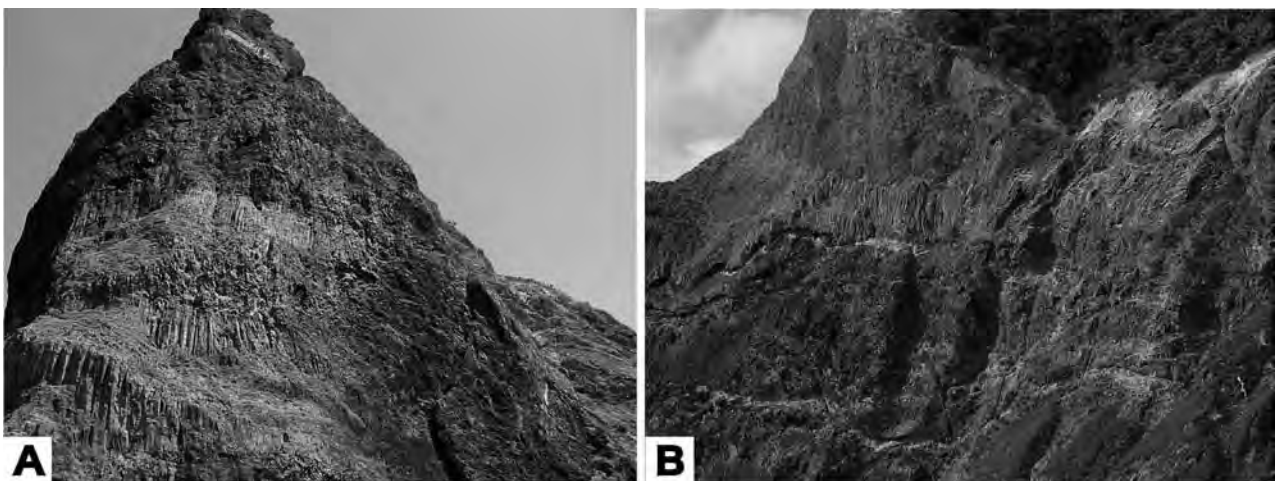
岩相 石英含有デイサイト～流紋岩板状溶岩，同ハイアロクラスタイト及び凝灰角礫岩からなり，一部に礫岩砂岩互層を挟む。稀にハイアロクラスタイトに伴ってガラス質の枕状溶岩が見られる。旭山南峰山頂では密に累重した枕状溶岩がその場で破碎して角礫状を呈し，ハイアロクラスタイトに漸移する。また，旭山北壁や屏風谷ではハイアロクラスタイト中に厚さ10 m以下の板状溶岩が側方に50 m以上続く様子が観察できる。一方，父島南東部の天之浦では，ほぼ水平に成層した礫岩砂岩互層

を覆って，厚さ5-15 mの板状溶岩及びハイアロクラスタイトの互層と厚さ80 mを超える溶岩ドームの断面が露出する(第3.17図)。板状溶岩の上下面は比高1-3 mの盛り上がりや垂れ下がりを見せ，周囲のハイアロクラスタイトからひさしのように突出する。

岩石中の気孔や水底パホイホイ溶岩ロープのプリスター，また割れ目を脈状に埋めてメノウや沸石を生じていることがある。

化石・地質年代 本層からは，信頼できる放射年代や化石年代は報告されていない。

岩石記載 石英含有デイサイト及び流紋岩からなる。石英含有デイサイトは父島旭山周辺に分布する旭山層に見られる(Dobson, 1986)。一方，父島南部に分布する旭山層は石英含有流紋岩からなる。野外では明暗色の流理構造を示すガラス質～隠微晶質石基中に特徴的に石英斑晶を有する点で，円縁湾層のデイサイトと区別される。



第3.17図 父島天之浦の旭山層 (A, B)
 ハイアロクラスタイト中に柱状節理の発達した厚さ5-15 mの流紋岩板状溶岩が側方に50-100 mも続く。

ハイアロクラスタイトや枕状溶岩では径数十 cm 以上の岩塊でも中心部までガラス質であることが多いが、板状～塊状溶岩では、良く発泡し細かくいびつな気孔が多い隠微晶質石基中に少量の短冊状斜長石を晶出し、しばしば珪化作用を受けて二次的なめのう球顆ないしパッチ状のカルセドニーを生じている。デイサイト及び流紋岩はいずれも石基にアルカリ長石がほとんど出現せず、記載岩石学的には従来デイサイトと分類されてきたものである(都城・久城, 1975; 久城ほか, 1989)。この意味で Umino (1985) は円縁湾層の石英斑晶を欠くデイサイト～流紋岩を“デイサイト”, 石英斑晶で特徴づけられる旭山層のデイサイト及び流紋岩を“石英デイサイト”と呼んだ。石英含有デイサイト～流紋岩は斑晶として鉄ピジョン輝石を欠くタイプ I と、鉄ピジョン輝石を有するタイプ II に分けられる (Kuroda *et al.*, 1988; Umino, 1986a; Umino *et al.*, 1992)。旭山層の大部分はタイプ I からなり、タイプ II は父島二見港北岸の大神山、天之浦、天之鼻、コベベ浜、兄島二股岬などから産する (Kuroda *et al.*, 1988; Umino, 1986a, Umino *et al.*, 1992)。

(1) 石英含有デイサイト及び流紋岩

斑晶組合せとしてタイプ I は石英、斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱からなり、タイプ II は石英、斜長石、普通輝石、鉄ピジョン輝石 ± 紫蘇輝石、磁鉄鉱を有する。石基は斜長石、単斜輝石、磁鉄鉱、ガラス、球晶からなる。

石英は自形結晶か、融食され角が丸みを帯びた骸晶として現れる (第 3.18A 図)。

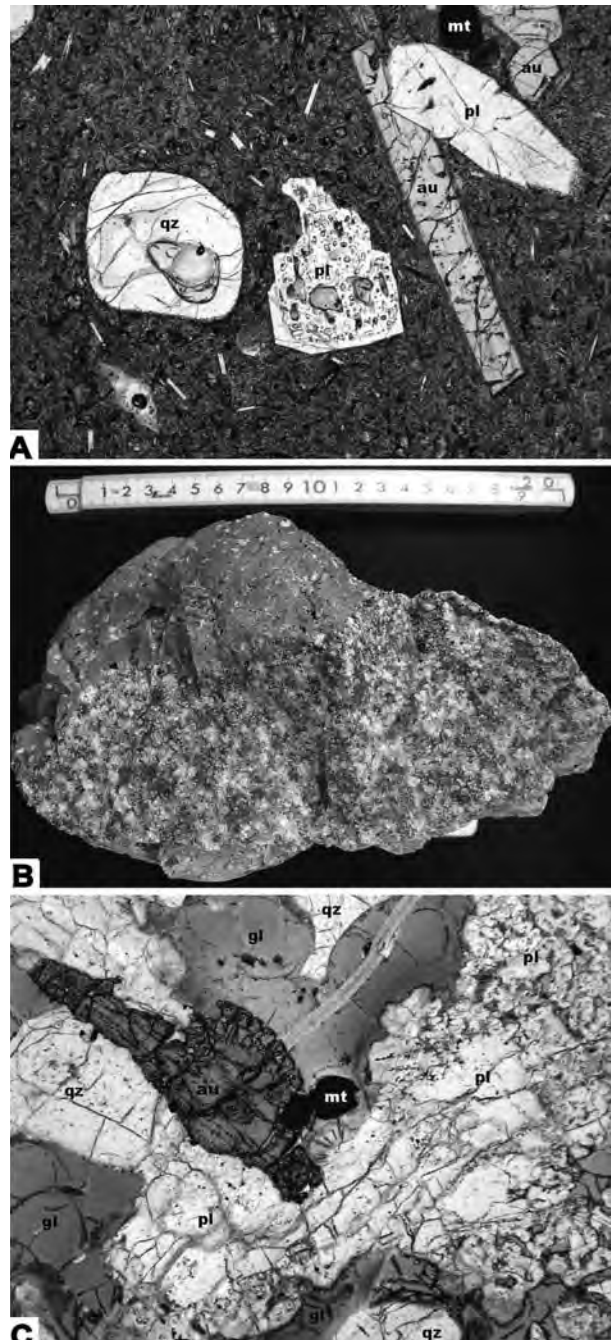
斜長石は自形～半自形の厚板状で顕著な反復累帯構造を示し、ガラス包有物が多い。

普通輝石、紫蘇輝石は自形～半自形柱状結晶で斜長石、磁鉄鉱とともに集斑状をなす。タイプ II では紫蘇輝石の産出は稀で、長柱状結晶が普通輝石のリムで完全に取り囲まれ、サブオフィティックに斜長石が輝石に食い込んでいる。また、紫蘇輝石の C 軸に高角で交わる不規則に湾曲した割れ目がある。

鉄ピジョン輝石は長柱状で単独または (100) を接合面として普通輝石の結晶片の間に挟まれる。紫蘇輝石と同様に C 軸に高角で交わる不規則に湾曲した割れ目を有すること及び高い屈折率で、普通輝石と識別される。

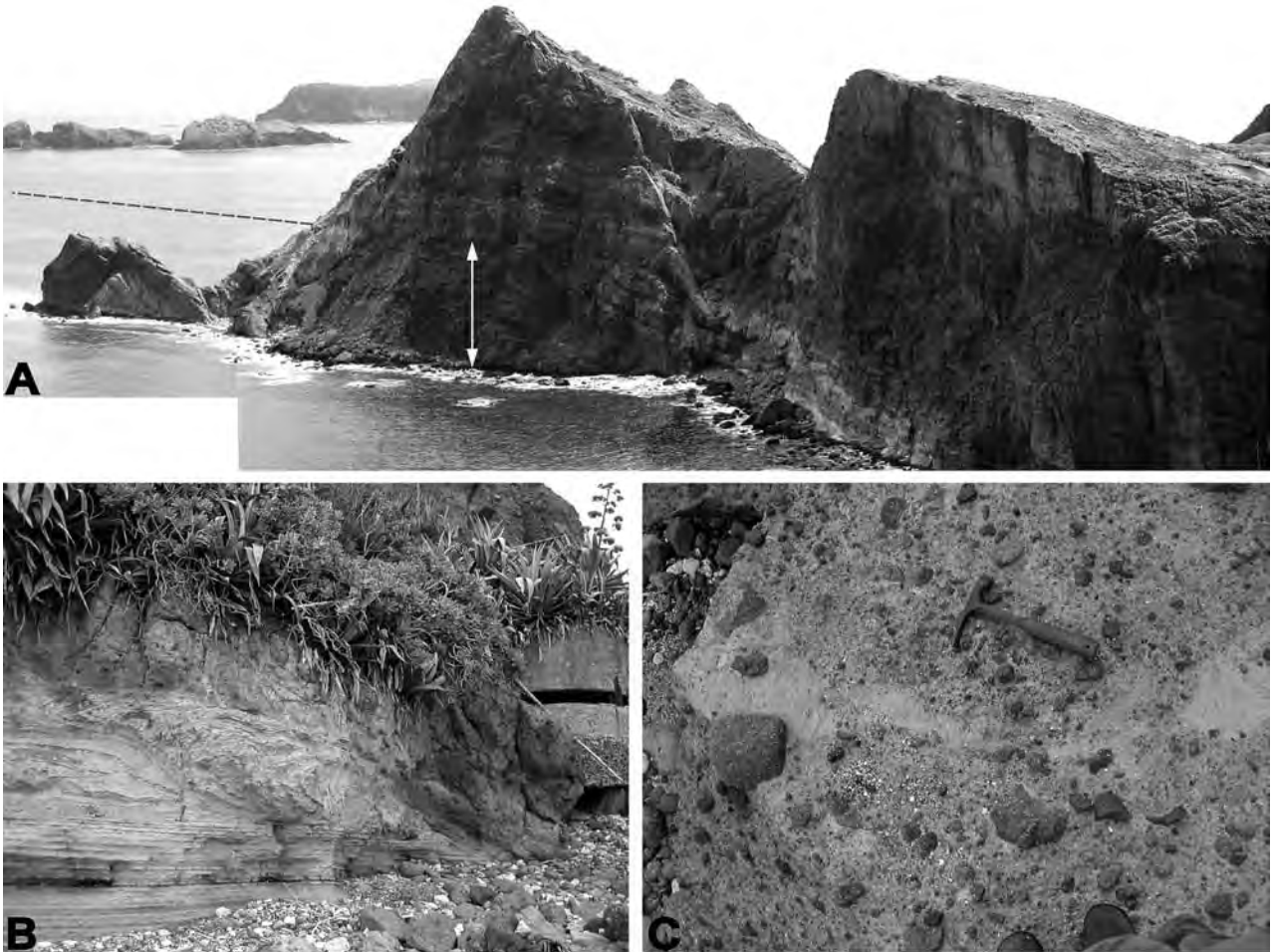
(2) トーナライト捕獲岩

旭山南峰直下の石英含有流紋岩枕状溶岩から、トーナライト捕獲岩 (22 cm×12 cm×11 cm) が得られた (第 3.18B 図)。石英、斜長石、紫蘇輝石、磁鉄鉱、普通輝石からなる。部分的に溶融して石英、斜長石、紫蘇輝石、普通輝石が茶色ガラス (29 vol. %) 中に点在する (第 3.18C 図)。ガラスとの界面では石英は丸く融食され、斜長石と紫蘇輝石、普通輝石は不規則または櫛の歯状に入り組んだ組織を呈する。繊維状～針状斜長石からなるスフェルライトが単独でガラス中に点在したり、斜



第 3.18 図 旭山層の石英含有流紋岩 (A) とトーナライト捕獲岩 (B, C)

(A) 流紋岩中の斑晶組織。融食を受けた石英 (qz)、ガラス包有物に富む斜長石と清澄な斜長石 (pl)、長柱状の普通輝石 (au) が見られる。横 2.5 mm。(B) 旭山南峰直下の流紋岩枕状溶岩中から得られたトーナライト捕獲岩。(C) 部分溶融で生じた褐色ガラスに面した斜長石と普通輝石が複雑に入り組んだ輪郭を示すのに対し、石英は滑らかな直線あるいは丸く窪んだ輪郭を有する。横 2.5 mm。



第 3.19 図 三日月山層の産状

(A) 弟島南端に露出する三日月山層。下位に無人岩と古銅輝石安山岩礫を含む褐色成層砂岩礫岩層（破線から下、矢印の範囲）があり、カルクアルカリ系列の安山岩及びデイサイト礫からなる成層礫岩層に覆われる。(B) 砂岩泥岩互層のスランプ褶曲。父島大根崎。(C) 不均質な基質からなる凝灰角礫岩～火山角礫岩。父島大根崎。

長石や石英の側面から放射状に成長している。低い色指数 (< 3%) からすればトロニウム岩であるが、含水鋇物は見られない。部分溶融によって含水鋇物が全て分解した可能性もある。

石英は径 1-3 mm の清澄な他形結晶で、平面とやや入り組んだ曲面で囲まれた結晶外形を有する。特徴的に 1 つの結晶が消光位の異なる多面体形または不規則な帯状のドメインからなる変形組織を示す。

斜長石は径 0.5-1 mm で顕著な反復累帯構造を有する半自形の厚板状結晶で、石英との接触部では斜長石中に石英が虫食い状に入り組んだ組織を示す。

紫蘇輝石は 0.2-0.6 mm の他形結晶で石英、斜長石の粒間を埋める。磁鉄鋇やガラス包有物が多い。

磁鉄鋇は径 0.02-0.5 mm の自形結晶をなす。

稀に長さ 1 mm に達する長柱状普通輝石が見られる。部分溶融ガラスと接触する周縁部から分解が進んで、入り組んだ輪郭を呈する。

3.4 三日月山層 (Ks, Kb, Ka, Kt, Kd)

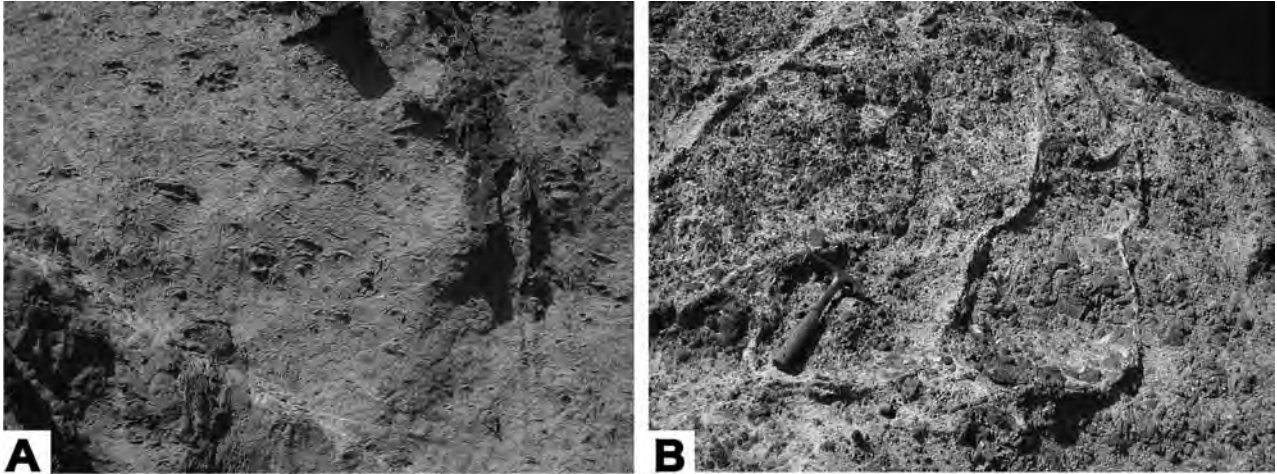
命名 Umino (1985) の三日月山層を拡張し、兄島及び弟島の三日月山相当層を含めた。

模式地 父島三日月山～大根崎。

分布 父島では三日月山一帯に分布し、火山岩類の最上位を占める。また、兄島二股岬から弟島の全域に分布する。

層厚 300 m 以上。

層序・地質関係 基底部に規則的な砂岩泥岩互層があり、上位に向けて礫岩層が発達する。砂岩泥岩互層は父島の大神山北西方に広く露出し、円縁湾層や旭山層にアバットする。さらに上位の無層理凝灰角礫岩～成層礫岩中に少なくとも 3 層準の砂岩泥岩互層が挟在される。これらは三日月山の西側の滑落崖でよく観察される。大根崎の海岸から三日月山山頂へ向かって順次上位の地層が分布する。兄島北端の二股岬では旭山層の石英含有流紋岩ハイアロクラスタイトを覆って北に傾斜する無人岩と



第3.20図 弟島，三日月山層の古銅輝石安山岩枕状溶岩
 (A) 密に積み重なった枕状溶岩の遠景。(B) 枕は径数mm～十数cmの岩片に破碎し，隙間を充填する灰白色～淡黄色のパラゴナイト様の変質物で礫状であることが強調されているが，ほとんどの岩片は互いに位置を変えておらず，個々の枕の形も保持している。

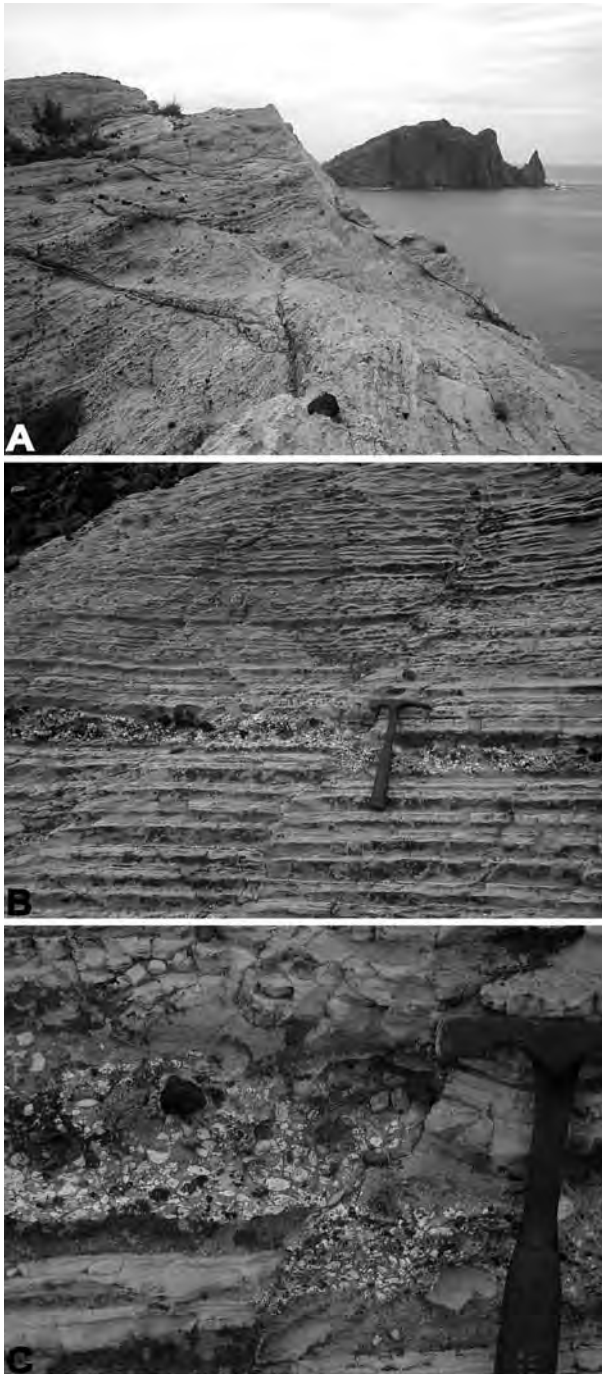
古銅輝石安山岩礫を含む砂岩礫岩層があり，弟島瀬戸を挟んで対岸の弟島南端の成層砂岩礫岩層へ続く（第3.19A図）。その上位には整合的にカルクアルカリ系列の火山岩礫からなる成層礫岩層が重なり，さらに古銅輝石安山岩枕状溶岩（Ka）が累重する。枕状溶岩は弟島のほぼ全域に分布し，島の中核を形成する。

岩相 成層した凝灰角礫岩，火山角礫岩，礫岩及び泥岩砂岩互層と，主に古銅輝石安山岩枕状溶岩からなる。三日月山層は円縁湾層の無人岩類よりも放射性鉛同位体比が高いカルクアルカリ系列の安山岩～デイサイトの火山角礫岩及び凝灰角礫岩を産する（Ishizuka *et al.*, 2006；Taylor *et al.*, 2003）。また，弟島の無人岩～古銅輝石安山岩は円縁湾層のものに比べてCaO含有量が高く，SiO₂に乏しい（第3.1表）。

父島では大根崎一帯の海岸で淡緑色砂岩泥岩互層（Kt）と無層理～成層凝灰角礫岩（Kd）との関係を観察できる（第3.19B図）。砂岩泥岩層は厚さ数cm～20cm単位で規則的に互層し，砂岩層の下部に正級化構造，上部に平行葉理と斜交葉理が発達することから乱泥流堆積物と考えられる。碎屑物は結晶片（斜長石，普通輝石，磁鉄鉱，変質したかんらん石），ガラス質～隠微晶質の火山岩，やや変質した火山ガラスなどの破片からなる。上位の凝灰角礫岩は砂岩泥岩互層を削り込み，境界部には荷重痕や火炎構造が発達する。また，砂岩泥岩互層の上部には層理面を滑り面としたスランプ褶曲が見られる。凝灰角礫岩中に塑性変形した砂岩泥岩互層のブロックが取り込まれていることもある。凝灰角礫岩は安山岩やデイサイトの亜角礫～亜円礫が粗粒砂～細粒礫基質中に点在する。層理に乏しく均質で主にガラス質～隠微晶質石基を有する紫蘇輝石普通輝石安山岩礫のみからなるものと，不均質で黄褐色に変質した基質と雑多な変

質火山岩片からなるものがある。両方の岩相が混在することがあり，やや不鮮明な境界にそって双方の基質が入り交じっている（第3.19C図）。また，しばしば粗粒砂～細礫からなるレンズ状薄層や不規則に塑性変形したブロックが礫岩中に含まれる（第3.19D図）。大根崎海岸の北西では，差し渡し20mに達する古銅輝石安山岩枕状溶岩のブロックが巨礫として取り込まれている。Umino（1985）はこの凝灰角礫岩を水中土流堆積物と考えたが，上記の産状はこのような解釈では説明しにくい。異なる岩相が混在する様子は岩屑なだれ堆積物の基質に見られるパッチワーク構造を想起させる（早川，1991；宇井・荒牧，1983など）。おそらく海底火山を構成するハイアロクラスタイトと変質の程度が異なる凝灰角礫岩を含む火山体が崩壊を起し，流下した高密度の岩屑なだれによって下位の未固結砂岩泥岩互層の堆積構造が乱され，スランプ様の変形を生じ，砂岩泥岩互層の一部をブロックとして流れの中に取り込んだものと考えられる。スランプ褶曲軸面のフェルゲンツから岩屑なだれ堆積物の給源は西方にあったと思われるが，火山体の噴出中心の位置は不明である。

大根崎の岩屑なだれ堆積物よりも上の層準では，成層した凝灰質砂岩礫岩互層が主体となる。同様の岩相は，弟島の最下部や山稜を覆って広範囲に見られる。主に変質の程度が異なる斑状安山岩～デイサイトの亜円礫と粗粒砂～細礫の基質からなり，礫が濃集した部分では覆瓦状構造を示すことがある。また，古銅輝石安山岩や無人岩の亜円礫も見られる。弟島ではカルクアルカリ岩系の凝灰角礫岩～礫岩層と古銅輝石安山岩～無人岩の枕状溶岩が互層する。枕状溶岩を作る無人岩（Kb）と古銅輝石安山岩（Ka）は同じ露頭で共存することがあり，その場合は全岩化学組成も変わらない（第3.1表）。古銅



第3.21図 弟島北東岸の東望崎の乱泥流堆積物 (A)
 (B) 軽石を含む乱泥流堆積物。正級化構造と斜交層理が発達した細礫岩～シルト岩互層中に厚さ10 cmの軽石層が挟まれる。(C) 良く発泡し、破碎した斑晶を多く含む普通輝石紫蘇輝石流紋岩軽石が砂岩中に点在する。

輝石安山岩の枕状溶岩は、しばしばその場で破碎が進み、角礫岩状になっていることが多い(第3.20図)。枕は径数mm～十数cmの石質岩片に破碎し、隙間を充填する灰白色～淡黄色のパラゴナイト様の変質物で礫状であることが強調されているが、ほとんどの岩片は互い

に位置を変えておらず、個々の枕の形も保持している。この産状は円縁湾層のデイサイト枕状溶岩と似ている。弟島では主にカルクアルカリ系列の斑状安山岩の垂角礫からなる成層礫岩と砂岩の互層が発達し、古銅輝石安山岩礫を含む砂岩泥岩互層を挟在する。弟島北東岸の東望崎^{とうぼうさき}の付け根では、級化層理と斜交層理が発達した細礫岩～シルト岩互層中に厚さ10 cmの軽石層が挟まれる(第3.21図)。軽石は直径5-15 mmで白色または橙赤色でよく発泡し、破碎した斑晶を多く含む普通輝石紫蘇輝石流紋岩である。軽石に混じって径1-3 cmの変質したデイサイト礫が散見される。父島列島の第三紀層中からの軽石の報告はこれが初めてである。鉱物組合せとガラスの化学組成から、カルクアルカリ系列の斑状安山岩～デイサイトと同源の軽石と思われるが、給源は不明である。

火山岩礫は主として表面の1-2 mmが変色した風化殻を有する新鮮なカルクアルカリ系列の紫蘇輝石普通輝石安山岩及びデイサイトが多い。また、かんらん石斑晶を有する斑状安山岩、赤色酸化や変質によって灰色～黄褐色に変色した安山岩ないしデイサイト礫も少ない。三日月山の北斜面の礫岩からは、ごく稀に角閃石含有石英デイサイトや破碎した細粒の変ドレライトないし角閃岩礫が見出されている(第3.22図; Umino, 1985; 黒田ほか, 2001)。

化石・地質年代 砂岩泥岩互層からは48.5-39.5 Maの放散虫(Dobson, 1986)が、また、浮遊性有孔虫化石帯P11(45.9-43.6 Ma)に対比される浮遊性有孔虫化石(向山・西, 1992)が産出する。これと調和的なAr/Ar年代として、斑状紫蘇輝石普通輝石安山岩から約45 Maが得られている(第2.1表; Ishizuka *et al.*, 2006; Taylor *et al.*, 2003)。

岩石記載 斑状紫蘇輝石普通輝石安山岩及びデイサイト、古銅輝石安山岩、また少量の無人岩が見られる。稀に角閃石含有石英デイサイトや角閃石普通輝石閃緑岩が凝灰角礫岩中の礫として産する。

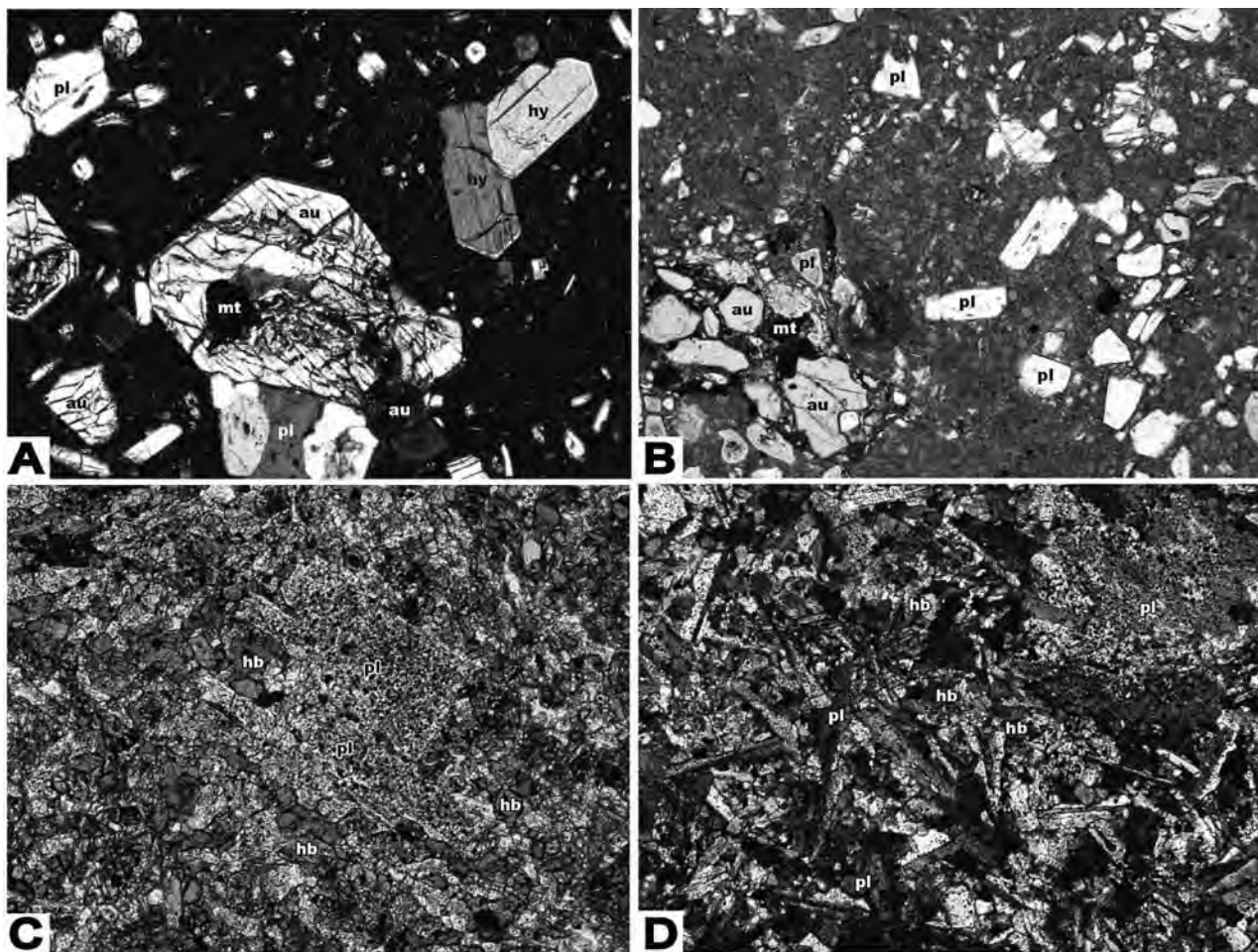
(1) 斑状紫蘇輝石普通輝石安山岩及びデイサイト

暗灰色から灰色でほとんど発泡しておらず、1-8 mm大の普通輝石と斜長石が目立つ緻密な岩石である。斑晶に富み(10-25 vol.%)、安山岩、デイサイトともに斑晶として斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱があり、安山岩にはかんらん石が出現することがある(第3.22A図)。石基は斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱及び少量のガラスとメソスタシスからなる。

斜長石斑晶は半自形あるいは融食形を示し、ガラス包有物を多く含む。

普通輝石斑晶は半自形～他形で長さ5 mm以下の柱状結晶を作り、ガラス包有物や斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱をポイキリティックに包有する。

紫蘇輝石斑晶は半自形～他形の柱状結晶で、細粒の斜長石、磁鉄鉱、ガラス包有物を含む。均質なコアをMg



第3.22図 三日月山層の斑状紫蘇輝石普通輝石デイサイト (A), 安山岩 (B) 及び変ドレライト (角閃岩) (C, D) の顕微鏡写真

(A) 逆累帯した紫蘇輝石斑晶と正累帯の普通輝石斑晶. 横 2.5 mm. (B) 普通輝石紫蘇輝石デイサイトの破片状の斜長石と普通輝石斑晶. 横 2.5 mm. (C) 普通角閃石のネオプラストに囲まれた斜長石斑晶の残晶. 火成起源の斜長石は磁鉄鉱などの包有物が多い. 横 1.2 mm. (D) パリオリティック組織を残したまま単斜輝石を置き換えた普通角閃石. hy: 紫蘇輝石, au: 普通輝石, pl: 斜長石, mt: 磁鉄鉱, hb: 普通角閃石.

値の高い自形リムが取り巻くことがある.

かんらん石斑晶は粒状の普通輝石に囲まれた他形結晶として安山岩中に出現する. ピコタイトの包有物を持つこともある.

磁鉄鉱斑晶はしばしば融食された独立結晶を形成するか, 普通輝石, 紫蘇輝石斑晶に包有される.

斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石はしばしばすどい角をもった破片状の結晶として出現することがある (第3.22B図). また, 斜長石, 普通輝石, 紫蘇輝石, かんらん石, 磁鉄鉱が結晶集合物を作ることがある. 集合物中では磁鉄鉱は結晶の間隙を充填したり, 不規則なブレップ (蛆虫状の形, bleb) として普通輝石や紫蘇輝石中に包有されている. 細粒の紫蘇輝石 ± 磁鉄鉱だけからなる結晶集合物が見られることもある.

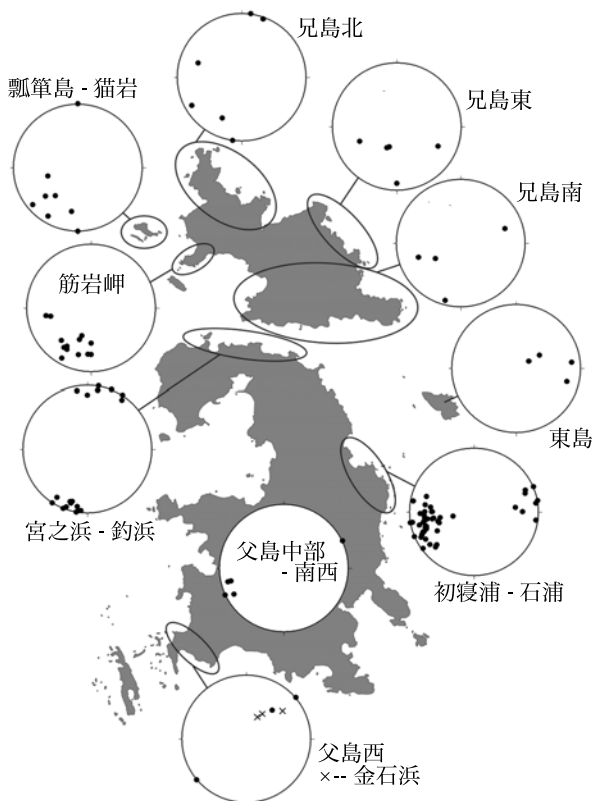
(2) 変ドレライトまたは角閃岩

礫岩の礫として稀に見出される. 礫全体が径2-10

mmの岩片と結晶片の集合物からなる角礫状の組織を呈する. 個々の破片はすどく角張っており, 隣接する岩片同士は相互にほとんど動いていない. 岩片は隙間を充填する細粒の結晶片と自生鉱物によってセメントされている. 岩片は等粒状ないし短柱状緑色普通角閃石と斜長石, 少量の普通輝石と磁鉄鉱粒からなる. 斜長石と稀に普通輝石の斑晶が1-2 vol. %含まれることがある.

斜長石斑晶は長さ0.4-1 mmの自形ないし半自形厚板状結晶で, 極細粒の包有物で汚濁しているように見える (第3.22C図). また斑晶の大部分がグラノブラスティック組織を示す等粒状斜長石と磁鉄鉱によって置換されている. 普通輝石斑晶は磁鉄鉱包有物を多く含む長柱状結晶で, リムから普通角閃石に置換されている.

石基及び基質の斜長石は, 長さ0.1-0.3 mmでアパタイトとガラス包有物に富む短冊状のものと, 径0.1-0.2 mmの清澄な半自形ないし他形結晶がある. 前者は



第3.23図 父島～兄島に分布する岩脈の走向傾斜
下半球等積投影。

数個の結晶が束状または扇状の集合物を形成し、要の位置に粒状普通輝石を伴うバリオリティック組織を形成する(第3.22D図)。後者は普通角閃石と同様にグラノプラスチック組織を示す。

普通角閃石は径0.02-0.1mmで、ほとんど包有物のない清澄な結晶で、清澄な斜長石とともにグラノプラスチック組織を示す。

普通輝石は長さ0.05-0.1mmで、磁鉄鉱やスフェンの包有物が多く、リムから緑色普通角閃石に置換されているものが多い。

磁鉄鉱は径0.01-0.1mmの自形八面体ないし骸晶をなす。

包有物に富む斜長石及び普通輝石は、ドレライトに見られるバリオリティック組織やサブオフィティック組織を残していることから、マグマ起源の初生鉱物と考えられる。それに対して、清澄な普通角閃石と斜長石はグラノプラスチック組織を示すことから、ともに初生鉱物を置き換えて再結晶した変成鉱物と思われる。以上の組織から、この礫はドレライトが角閃岩相の変成度のもとで再結晶し、地下で破碎・固結した後、礫として凝灰角礫岩に取り込まれたと考えられる。

3.5 岩脈類 (Dk, Qd)

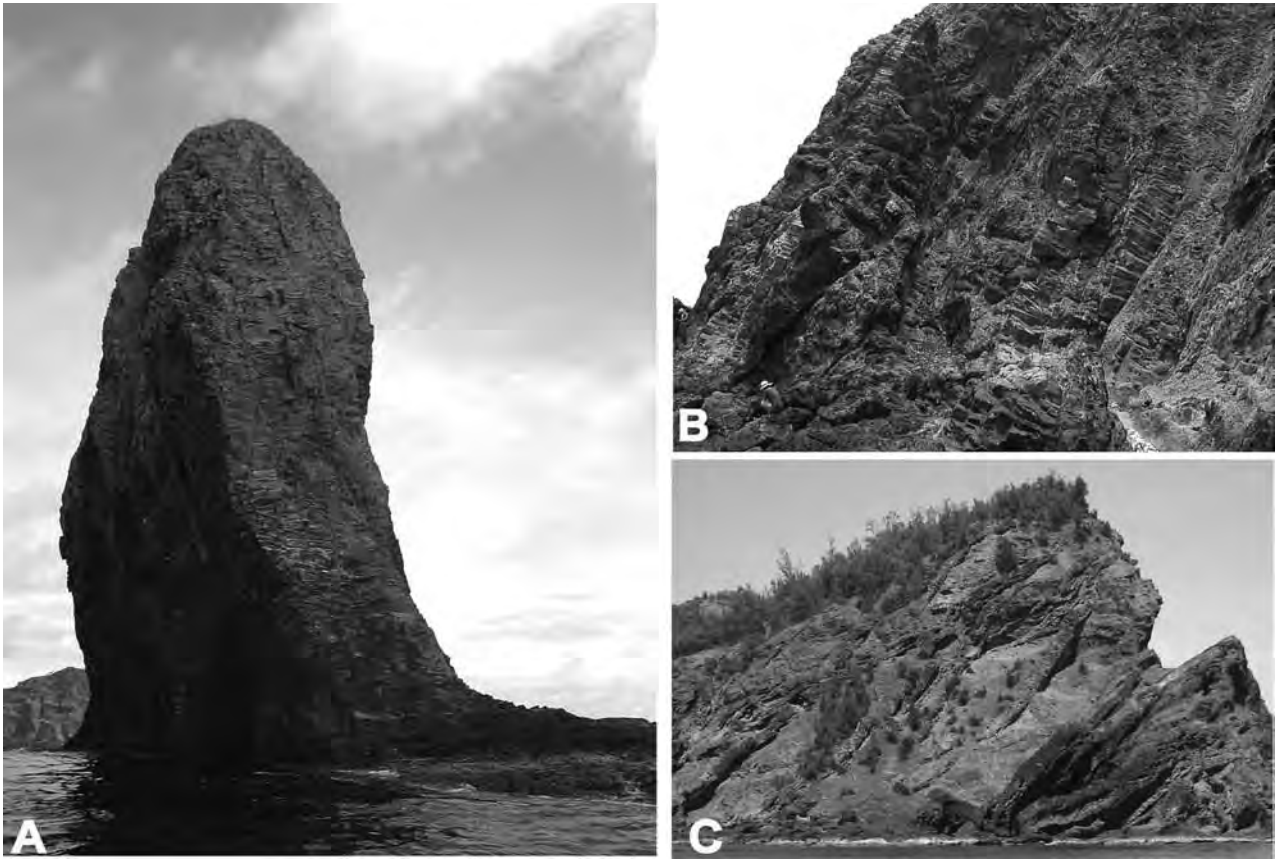
分布・地質関係 無人岩及び無人岩系列の安山岩、デイサイト (Dk)、石英含有デイサイト及び流紋岩 (Qd) からなる北北西-南南東走向の平行岩脈群が、父島東部の初寝浦から石浦にかけての海岸一帯と東島との間に分布する(第3.23図)。父島東部の沿岸及び初寝山へ上る沢底や山腹では、円縁湾層の枕状溶岩や火砕岩を母岩とするが、石浦周辺の岬や岩礁では岩脈が密集してほとんど母岩を欠き、シート状岩脈群をなしている(第3.24図)。平行岩脈群は父島北部～兄島西部にかけて西北西-東南東へと走向を変え、兄島西部筋岩岬～人丸島～瓢箪島～猫岩では傾斜80°～40°の岩脈ないしシート群をなし、円縁湾層の枕状溶岩や火砕岩を貫く。兄島筋岩岬では急傾斜した岩脈が傾斜のゆるい岩脈を切っており、地層の傾動と岩脈貫入が交互に繰り返されたことを示唆する(第3.24図)。後述(第6章)するように兄島瀬戸に沿って西北西-東南東走向の北落ち断層が推定され、この推定断層に沿った兄島南部のブロック傾動に伴って兄島南西部のシート及び岩脈群が形成された可能性が考えられる。

ジョンビーチ火山岩類と同源の島弧ソレライト安山岩～デイサイトからなる平行岩脈群は、金石浜を挟んで飛磯崎から南崎の付け根にかけての沿岸、及びジョンビーチ北端～ブタ海岸の間の鬼海岸沿いに露出する。

岩相 単純岩脈が多いが、重複岩脈や複合岩脈も少なくない。父島宮之浜西岸では無人岩枕状溶岩中に貫入した厚さ400cmの岩脈の中心に、厚さ170cmの岩脈が貫入した重複岩脈がある(第3.25図)。重複岩脈の外側の岩脈はデイサイトからなるが、内側は普通輝石古銅輝石無人岩からなる複合岩脈でもある(渡邊・黒田, 2000)。急冷縁の気孔は水平から15-20°下向きに伸張し、マグマの貫入方向が水平からやや斜め上向きであったことを示唆する。同様の重複岩脈は釣浜や石浦周辺にも多い。

石浦南岸では、厚さ170cmの斑晶に乏しい無人岩に、厚さ40cm以下の斑状かんらん石単斜エンスタタイト古銅輝石無人岩岩脈が雁行状に貫入した重複岩脈が見られる。外側の岩脈の一部は角礫状に破碎し、中心の岩脈との接触部には多数の球晶を生じている。

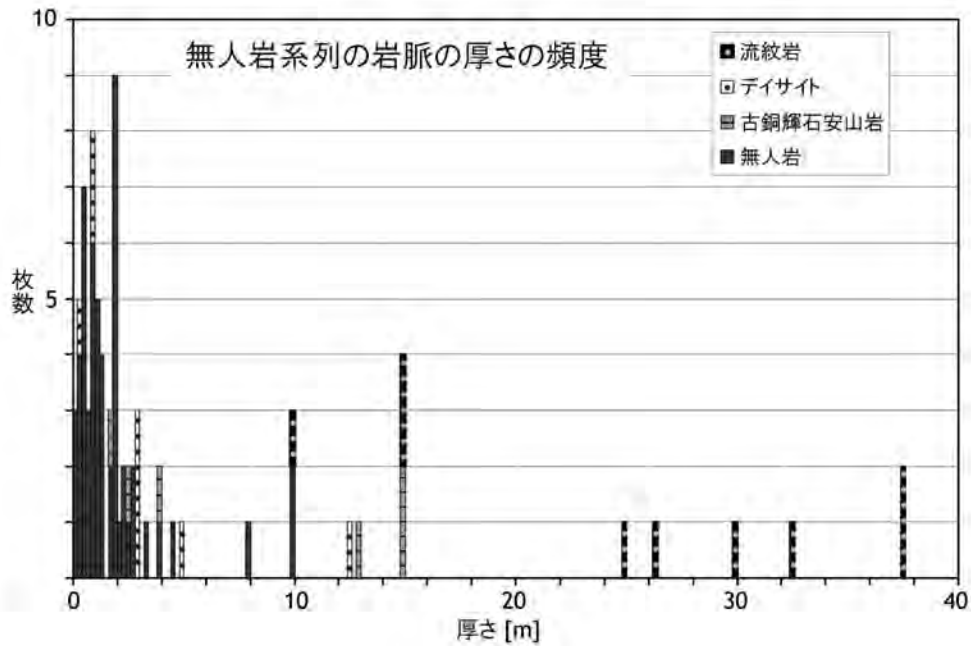
父島西部の野羊山や南東部の鳥山では、デイサイトの給源岩脈が見られる。野羊山では火口に面した溶岩チャンネルから分岐した岩脈がぐねりながら上方へ向かって伸びた先端から両側に直径3-4mの枕状溶岩ローブを派生させている(第3.10図)。また、すぐ南側の岩脈の上端から水平に伸びる枕状溶岩ローブが派生する。同様の産状は天之鼻でデイサイト枕状溶岩に貫入したデイサイト岩脈でも見ることができる。一方、鳥山では、デイサイトハイアロクラスタイト中に貫入したデイサイト岩脈の上端が百合の花状に開き、ガラス質急冷縁で縁取



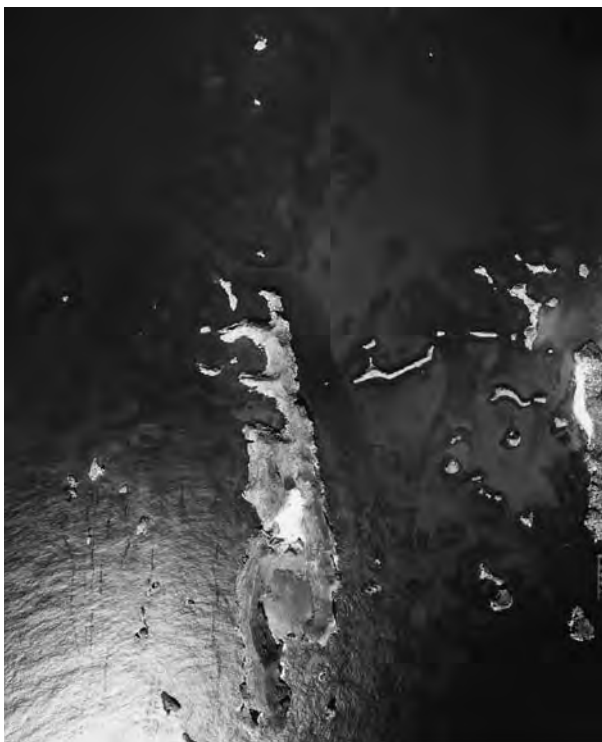
第3.24図 父島東部の初寝浦から石浦にかけて分布する平行岩脈群とその産状
 (A) ローソク岩. 石浦と東島の中の岩礁の1つ. 厚い無人岩岩脈からなる. (B) 石浦南岸の平行岩脈群.
 (C) 兄島筋岩. 主に無人岩の礫からなる火山角礫岩～凝灰角礫岩中に貫入した無人岩, 安山岩, デイサイトの岩脈が筋をつくる. 高角の岩脈が低角のシートを切って貫入する.



第3.25図 父島宮之浜西岸の重複岩脈
 無人岩枕状溶岩中に貫入した厚さ約4mのデイサイト岩脈の中心に, 厚さ約1.7mの普通輝石古銅輝石無人岩岩脈が貫入する.



第3.26図 父島列島の岩脈の厚さの頻度分布
シリカ分に富んだものほど厚くなる傾向がある。



第3.27図 南島周辺の沈水したドリーネ
南島付近の空中写真 (CKT-78-4, 国土地理院撮影)。断層で限られた南島の直線的な東縁と島の中軸を平行に走る断層に沿ってドリーネやウパーレを生じている。ドリーネの壁の一部が崩れて複数の丸い入り江を生じている。

られた花卉状の先端や側面からガラス質岩片が剥離して周囲のハイアロクラスタイトに漸移する様子が観察できる。南西部の金石浜では、ロベートシート溶岩中に貫入した厚さ3-5mの無斑晶状安山岩～デイサイト岩脈の側面から突出した板状溶岩が、上下の溶岩ローブと調和的に水平な溶岩ローブを形成している。

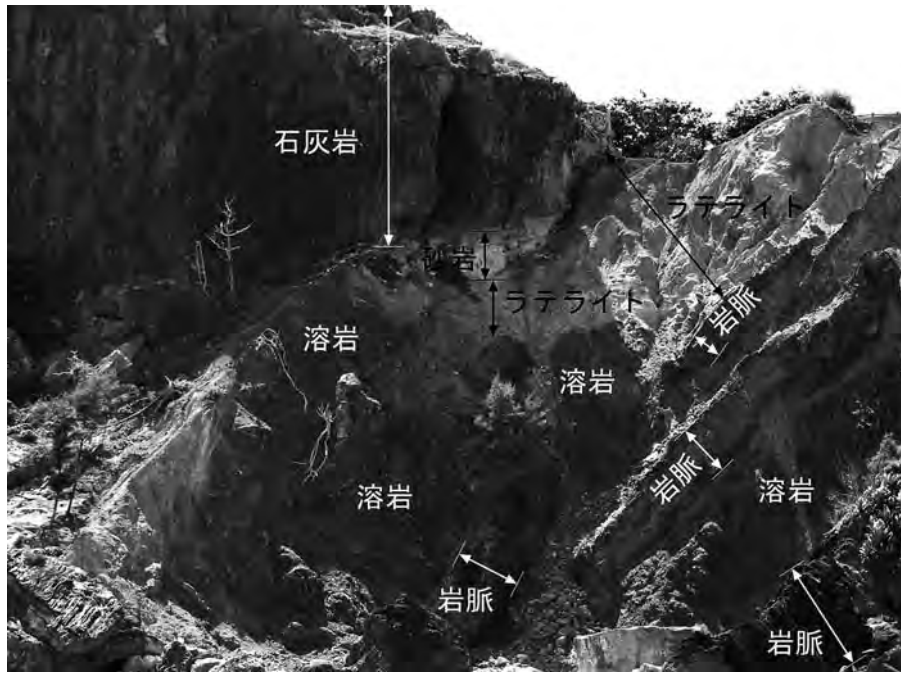
岩脈はシリカ分に富んだものほど厚くなる傾向がある(第3.26図)。無人岩の岩脈は厚さ10cmから5mで、数十cmほどのものが多い。これに対して石英含有デイサイト及び流紋岩は厚い岩脈を形成し、40m近くに達することがある。

岩石記載 岩脈は円縁湾層の無人岩、古銅輝石安山岩、紫蘇輝石普通輝石デイサイト、旭山層の石英含有デイサイト及び流紋岩と同岩質のものが大部分を占める。弟島では古銅輝石安山岩岩脈が少数見られる。同岩質の溶岩と比較して、岩脈の方が一般に石基組織が粗粒で結晶度が高く、変質が進んでいる。斑晶組み合わせ、斑晶組織などの特徴は同岩質の円縁湾層及び旭山層の溶岩と同様である。

無人岩質の岩脈では、急冷縁から数cm～10cmまでが無人岩となり、それよりも内側では石基に斜長石が晶出して完晶質であるために、全岩化学組成に関わらず記載岩石学的には古銅輝石安山岩となることが多い。

3.6 南崎層 (Ls)

命名 Umino (1985)、松丸 (1976) の南崎石灰岩を含む。南崎から南島及び周辺岩礁に分布する石灰岩を総称



第3.28図 父島，南崎の付け根の円縁湾層と南崎層の間の傾斜不整合
 右に傾斜したジョンビーチ火山岩類の水底パホイホイ溶岩とそれに貫入した岩脈の上部は浸食を受けて白～赤橙色にラテライト化し，ゆるく左に傾斜した砂岩を挟んで石灰岩が載っている。

して南崎層と呼ぶ。

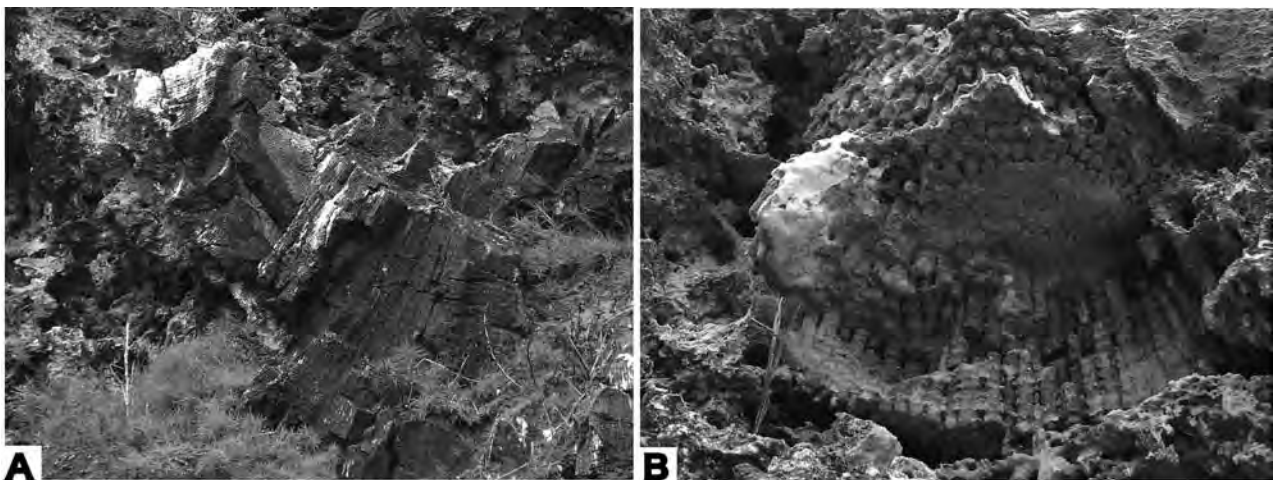
模式地 父島南崎。

分布 南崎から南島及び周辺の岩礁に分布する。海底地形図や空中写真を見ると，これらの岩礁群は中央が凹地となった円弧上に配列しており，沈水したドリーネやウバーレの稜線上の突出部が海面上に露出したものであることがわかる（第3.27図；貝塚・堀，1968）。同様の海底地形は，南島西方1 km から北西方3 km にまで広がっており，水深50 m 以浅の島棚を形成している（海上保安庁水路部，1998）。したがって，南崎層は父島南

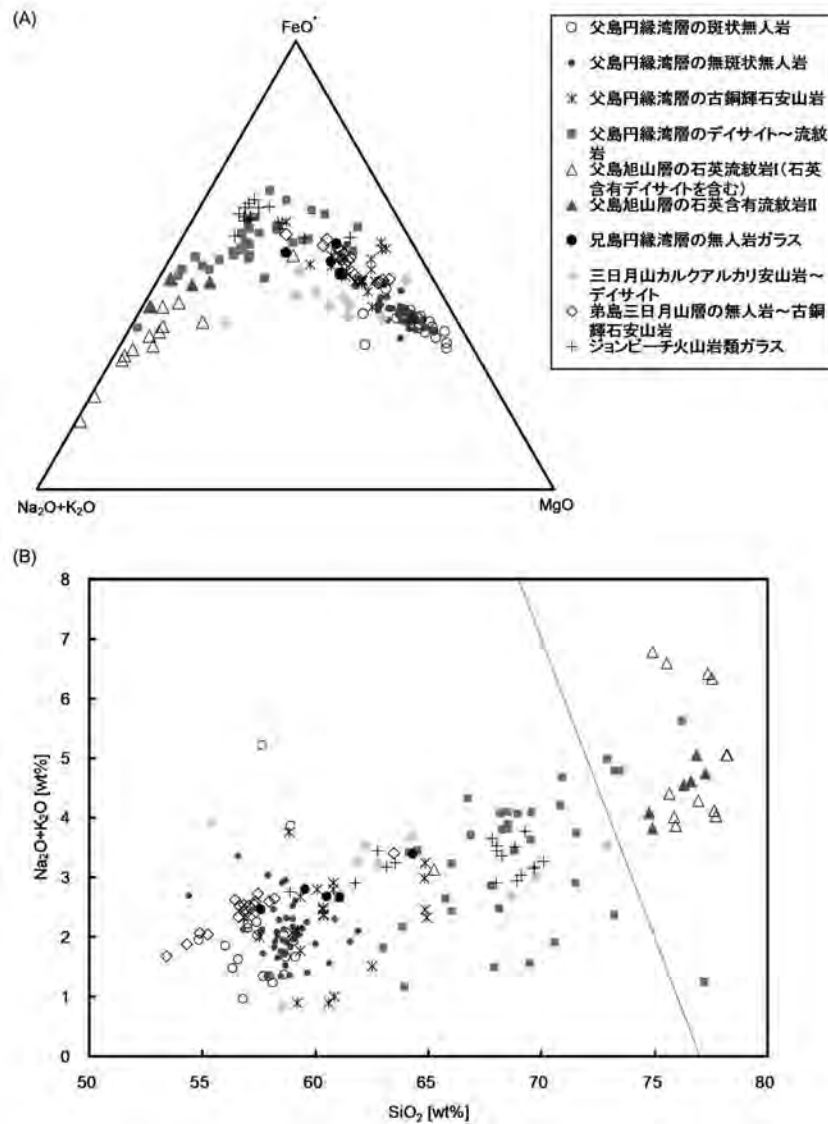
西端南崎を東縁とし，南島を含む4 km×1 km 四方の北西-南東方向に延びた海底に広く分布すると考えられる。

層厚 60 m 以上。

層序・地質関係 父島列島の第三系の中で最上位を占める。金石浜西方の南崎の付け根，標高20 m 付近において，下位の円縁湾層中のジョンビーチ火山岩類との間の傾斜不整合が観察できる（第3.28図）。浸食された南東傾斜のジョンビーチ火山岩類の上部が厚さ2-4 m にわたってラテライト化しており，これを覆ってゆるやかに南傾斜の厚さ2 m 以下の成層した石灰質砂岩層，さら



第3.29図 南崎層の石灰岩中の群体珊瑚（キクメイシ科）化石の巨礫
 南島鮫池の船着き場。(A) 丸みを帯びた頂部を下に向けていることに注目。(B) ポリプ間の隔壁が溶けた珊瑚化石。



第3.30図 父島列島の岩石のAFM図（アルカリ-鉄-マグネシウム変化図）
全アルカリ-シリカ図では、円縁湾層の一部と旭山層の火山岩の多くは流紋岩組成の領域にプロットされる（国際地質科学連合（IUGS）推奨の区分，Le Maitre, 2002）。

にその上位に石灰岩が累重する。不整合の露頭の南標高10 m付近には、構造的にジョンビーチ火山岩類の下位にあたると思われるデイサイトハイアロクラスタイトが石灰岩の巨礫の間に露出しており、石灰質砂岩はデイサイトも不整合で覆っている可能性が高い。さらに10 mほど南では石灰岩は北西-南東走向の断層を境に南側が落ちており、不整合面は海面下に没する。

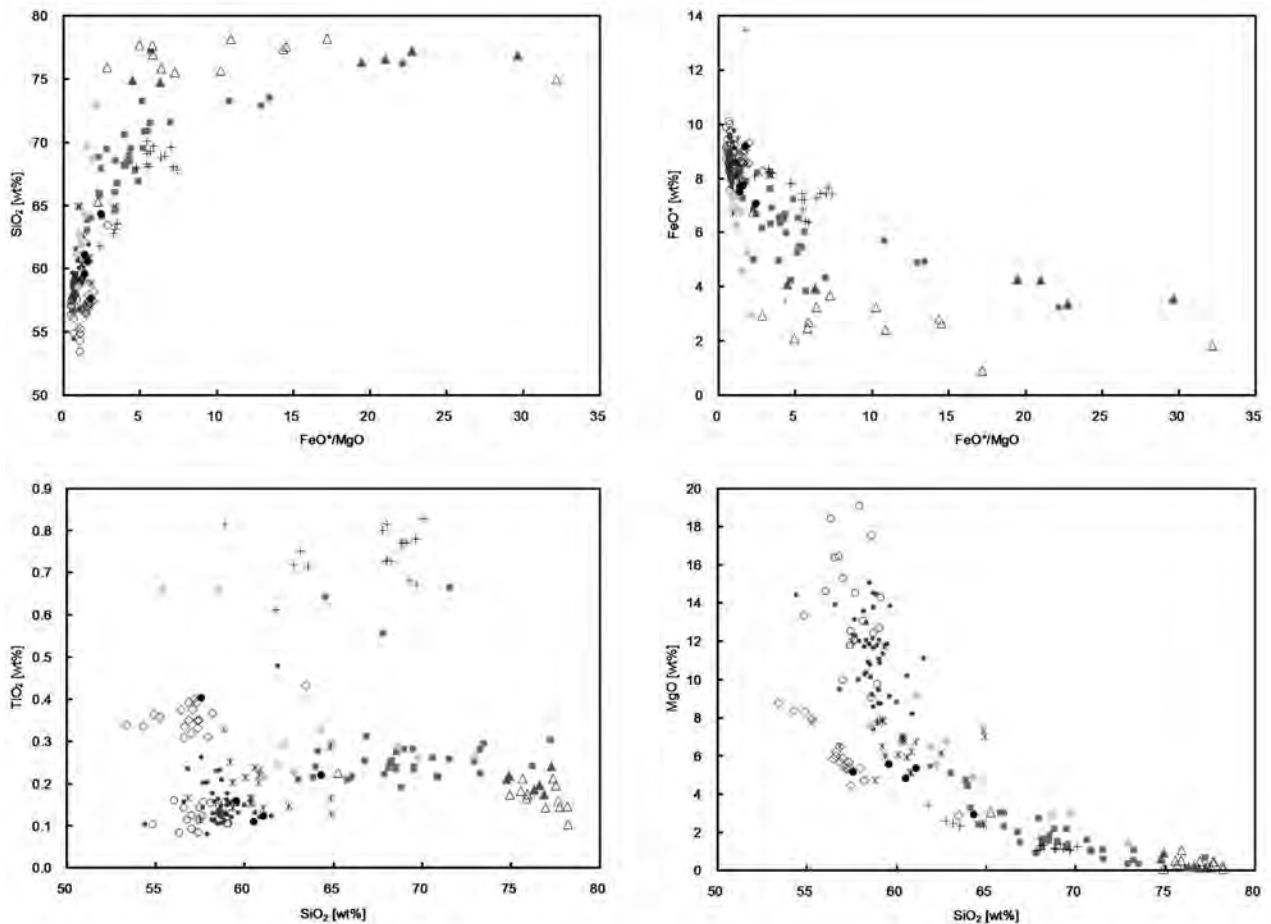
岩相・岩質 10°以下でゆるくうねった成層構造を示す含有孔虫石灰岩。下部層は淘汰の悪い生物遺骸片を含むバックストーンやワッケストーンからなり、上部層はグリーンストーンや珊瑚等から構成される現地性礁性石灰岩からなる（Matsumaru, 1984）。南島南部の鮫池の船着き場では、径2 mに達する珊瑚化石の礫からなるラドストーンが見られる（第3.29図）。産状から下部層は浅

礁湖～礁原などの波の静かなところで堆積したと考えられる。一方、上部層は細粒の基質を欠き、生物片が積み重なった産状から縁溝や礁縁の堆積物と思われる。

化石・地質年代 下部層は *Heterostegina borneensis* や *Lepidocyclina (Eulepidina)* など代表される漸新世の大型有孔虫化石を多産する。上部層は *Spiroclypeus margaritatus* など、中新世の有孔虫化石を産出する（Matsumaru, 1984）。

3.7 全岩化学組成

父島列島の主な火山岩類の全岩主要化学組成を第3.1表（p.26-29）及び第3.30及び3.31図に示した。全アルカリ-シリカ図では、円縁湾層の一部と旭山層の



第 3.31 図 父島列島の岩石の代表的全岩主成分化学組成
シンボルは第 3.30 図と同じ。

火山岩の多くは流紋岩組成の領域にプロットされる（第 3.30 図）。旭山層の火山岩はデイサイト組成であっても石英斑晶を有するが、円縁湾層の流紋岩はいずれも石英斑晶を欠く。このように全岩化学組成は層序区分を跨いでオーバーラップするが、石英斑晶の有無は層序区分と一致し、野外での識別も容易である。石英の晶出はマグマ組成の違いよりも、温度低下に伴って起きた可能性が高い（Umino, 1986a）。同じ Fe/Mg 比、SiO₂ 量に対して、石英含有デイサイトのうち鉄ピジョン輝石斑晶を有するタイプ II は、これを欠くタイプ I よりも鉄に富む傾向がある（第 3.31 図）。一方、円縁湾層の流紋岩は父島宮之浜、境浦、南袋沢、円縁湾などでデイサイトに混じて産出し、岩相や顕微鏡観察では識別は困難である。地質図上で円縁湾層のデイサイトの分布域としたうちの一部に、石英斑晶を欠く流紋岩が含まれる。

AFM 図（第 3.30 図）では父島円縁湾層の古銅輝石安山岩、デイサイトと三日月山層のカルクアルカリ安山岩～デイサイトは明瞭に区別される。しかしながら、弟島に分布する三日月山層の無人岩～古銅輝石安山岩は、父島円縁湾層の古銅輝石安山岩～デイサイトと同じトレン

ド上にプロットされ、カルクアルカリ岩類とは異なる。これらのトレンドの会合点付近からより Fe/Mg 比の低い領域に父島の無人岩がある。齊藤ほか（1989）が島弧ソレイト系列としたジョンビーチ火山岩類は、同じ Fe/Mg 比、SiO₂ 量に対して高い Ti、P、Fe 含有量などで無人岩系列やカルクアルカリ系列と識別される。ジョンビーチ火山岩類は無人岩枕状溶岩とデイサイトハイアロクラスタイトの上位にあって無人岩起源の乱泥流堆積物に覆われており、円縁湾層中部に対比される（第 2.2 図）。弟島には円縁湾層と同様の全岩化学組成をもった無人岩も出現するが、その他に古銅輝石安山岩と複合溶岩流をつくる無人岩がある。これらは円縁湾層のものよりも SiO₂ に乏しく Ca に富む高 Ca タイプの無人岩～古銅輝石安山岩で、Fe/Mg 比の増加に伴って Fe が増加するソレイト的な傾向を示す（第 3.31 図）。特に、MgO に乏しく TiO₂、P₂O₅ に富む点でジョンビーチ火山岩類と共通するものがある。高 Ca 無人岩と古銅輝石安山岩は円縁湾層のものとは異なり、全岩化学組成でも両者に系統的な差が認められない（第 3.1 表）。

第4章 西之島火山噴出物

(中野 俊・海野 進)

西之島(第4.1図)は1973-74年噴火以前から存在する旧島と1973-74年噴火で形成された新島からなる。現在では海浜堆積物により連結している。このうち旧島は西之島溶岩から、新島は1973-74年噴出物からなる。いずれも陸上噴出の火山岩である。

4.1 研究史

西之島は1702年、スペイン帆船によって発見され、ロザリオ島と命名されたが、19世紀終わり頃から“西之島”という名称が使われるようになった。この島の地層が火山岩から構成されることは、19世紀のイギリス軍艦(1837年)あるいはアメリカ軍艦(1854年)の調査によって報告されている。1911年、日本海軍の測量船「松江」が西之島周辺の海底地形測量を行い、西之島を北西側火口縁とするような直径約1km、中心部の水深が107mの火口地形の存在が明らかになった。1973年

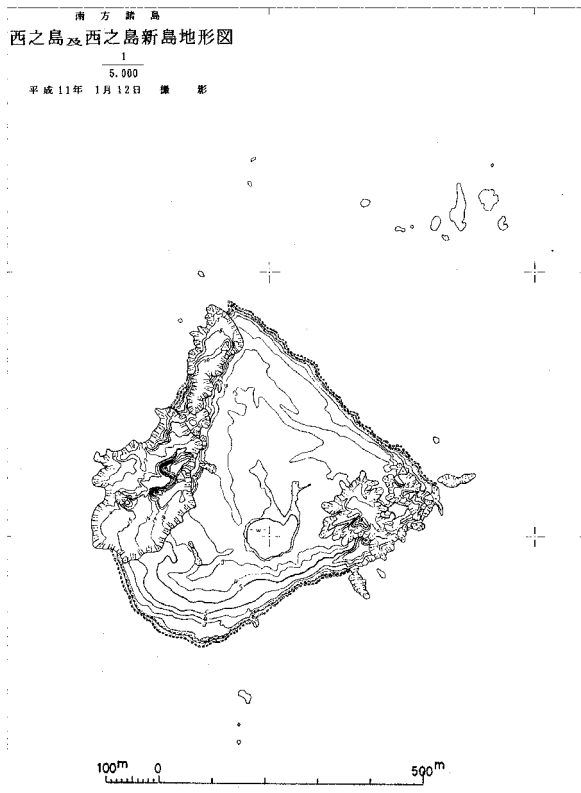
から翌1974年にかけての噴火が有史時代唯一の噴火記録であり、それ以前には噴火活動は目撃されていない。発見から1973年までの詳細は佐藤(1974b, 1977)や青木・小坂(1974)にまとめられている。なお、佐藤(1977, 1984)は1973年以前の火山活動の可能性のある資料をまとめているが、明らかに西之島の噴火活動であると認定できるものはない。

1973-74年噴火以前の西之島(旧島)の地質については、小笠原返還(1968年)を機に東京都によって行われた調査結果を報告した浅海(1970, 1972)で簡単に述べられているのみである。これらには、島の平坦な頂部は高度10m及び20mの2段に分かれ、ほぼ水平な3層の溶岩層からなり、下位から集塊質溶岩、板状節理の発達した安山岩、流理構造を持つ多孔質安山岩からなることが記されている。ただし、これらは船上からの遠望観察、及び、上陸に成功した生物調査員が採集した岩石試料に基づく推論にすぎなかった(津山・浅海, 1970)。

西之島火山では1973年から翌1974年にかけて有史以来初めての噴火活動がおり、海面下での噴火から始まりやがては新島(西之島新島)の誕生に至った。この噴火については、船舶や海上自衛隊などの航空機、さらに報道機関の取材航空機からの情報に加え、頻繁に行われた海上保安庁による監視活動で明らかになった活動経緯や一連の観測状況が詳しくまとめられている(大島, 1974; 佐藤, 1974a; 青木・小坂, 1974; 小坂, 1991, 2003, 2004)。航空測量技術を駆使した海底噴火の観測は、西之島火山がわが国における最初の例である。本土から遠く離れた海洋上での噴火ということもあって、海上保安庁のほか、自前の調査船を持つ東海大学や東京水産大学も現地に調査船を派遣し、これらを中心に上空や海上からの観測のみでなく、1974年3月から7月にかけては5回の上陸調査も行われ、噴火中から終了直後にかけて多方面にわたる調査・観測が実施されている。

活動推移の観測結果は小坂丈予(当時、東京工業大学)を中心に逐次報告されるとともに、噴出物が採取されるとその全岩化学分析も行われた(小坂, 1973, 1974a, 1974b, 1974c, 1975; 小坂ほか, 1974)。噴出物についてはその後、伊津(1976)が周辺海域でのドレッジ試料を含めた岩石記載を行い、西之島陸上部については4試料の斑晶モード組成を測定している。また、百瀬(1975)は1973-74年噴出物中に微細な自然鉄の存在を報告した。

この噴火を機に多くの地球物理学的な探査・観測も行



第4.1図 西之島の詳細地形図(1999年測量)
海上保安庁水路部作成(海域火山データベースより)。



第4.2図 西之島旧島

(A) 西方沖より見る. 左側の平坦面が北の台地, (B) 南より見る北側の台地の表面. 平坦性がよく, ほとんど砂礫層が載っていない. カツオドリなどの営巣地となっている. 手前は溶岩露頭.

われた. たとえば, 久保寺ほか (1974), 関岡 (1974), 関岡・湯原 (1976), 江原ほか (1977a, 1977b) などは表面温度測定や放熱量見積もりを, 杉浦・土出 (1977) 及び土出 (1978) は航空撮影によるマルチバンド画像のスペクトル解析を行った. また, 飯塚ほか (1975) は地磁気や火山岩の残留磁化方位, 帯磁率などの測定及び地震観測を行った. 三沢 (1974) は西之島周辺海底の海底地形測量と音波探査の解析結果を報告している. 大川・横山 (1977) は重力測定結果から, 地下構造と噴火機構との関係を考察した.

噴火後の地形変化については, 海上保安庁により繰り返し航空測量が行われており, その変遷が詳しくわかっている (たとえば, 海上保安庁水路部・文部省総合研究班, 1976; 海上保安庁水路部, 1982, 1996b). 噴火継続中の1974年3月の地形については, 城戸ほか (1975), 中村・小池 (1975), 城戸・小池 (1975) により海岸線地形や海底地形について報告されている. 噴火後の海食による地形変化などについては茂木ほか (1980) や笹原 (2004) などが論じている. それらによると, 砂礫の堆積及び隆起による西之島 (旧島) と西之島新島 (新島) の連結 (1974年6月6日初認) 後は南岸を中心にした海食が進み陸上部の面積は減少していたが, 1980年頃からは北岸湾入部の埋め立てによる拡大が南岸での浸食量を上回っていた. 1990年頃までには北岸の湾入部が

ほぼ埋め立てられてしまい, その後は再び面積減少の傾向が続いている. なお, 1992年には海上保安庁により詳細な海底地形測量が行われた (海上保安庁水路部, 1993).

1974年以降, 西之島周辺海域ではほぼ毎年, 海水の変色が確認されているが, それ以外の火山活動現象は確認されていない (気象庁編, 2005).

4.2 西之島溶岩 (N_i)

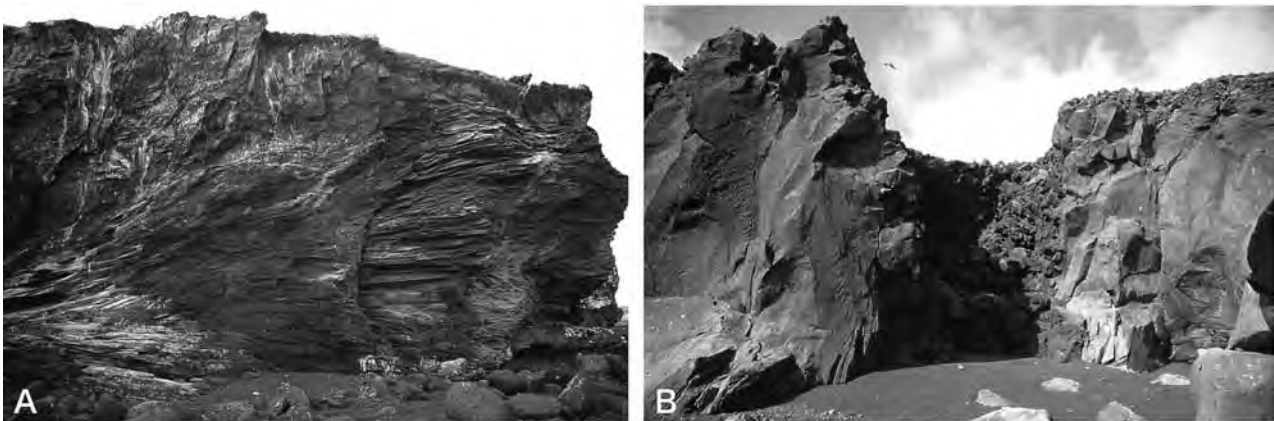
西之島溶岩は, 旧島 (第4.2図) 及びその北沖の岩礁群 (第4.3A図) を構成し, 西之島火山の山頂火口縁を構成する安山岩溶岩及び火砕岩であり, 基本的に陸上における火山噴出物である. 旧島は南北に分かれた2段の台地状地形からなるが, 以下, 北台地, 南台地と仮称する.

高度20m前後の南台地は2枚の安山岩溶岩からなる. 下部の溶岩は南台地の北東側のみで観察され, 確認できる層厚は5m程度, その基底面は露出しない. 上部の溶岩は塊状部の層厚10-20m以上で下部の溶岩との間にはクリンカーのみが挟在する. 全体として2枚の溶岩の境界はゆるく南ないし西傾斜であると考えられる. 特に上部の溶岩では板状節理の発達が著しい部分がある (第4.4図). 空中写真では, 東端の高度25m地点よりも



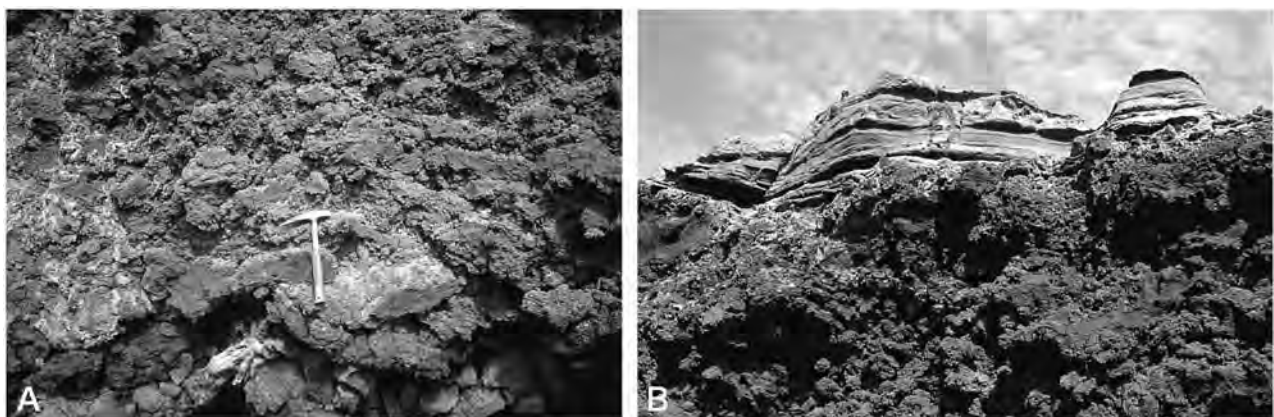
第4.3図 西之島周辺の岩礁群

(A) 北沖の岩礁群. 右から2番目が最も大きい高さ8mの岩礁. 佐藤(1974b)によれば, 右から星島, 月光島, 日光島, 銀河島などの名称が付けられている. (B) 南沖の岩礁. 1973年に形成された第1火口の溶岩が岩礁として残されている.



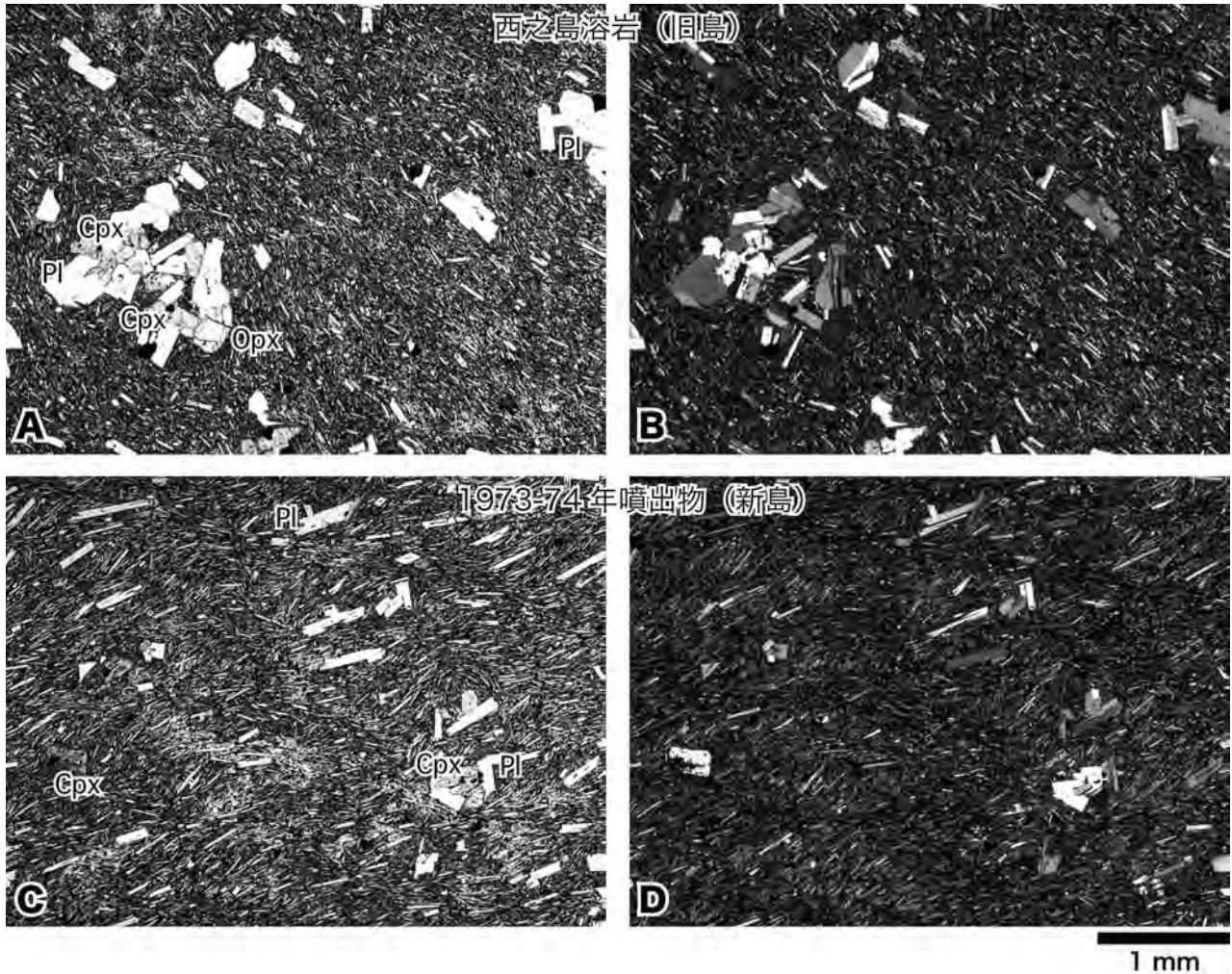
第4.4図 西之島溶岩を構成する溶岩の産状

(A) 南台地南端に発達する板状節理. 露頭の高さ約15m. (B) 南台地の溶岩中に形成された円筒状の爆裂火口跡. 直径約3m.



第4.5図 西之島溶岩を構成する火砕岩の産状(北台地)

(A) 溶岩を覆うアグルチネート, (B) アグルチネートを覆う火砕サージ堆積物. 厚さは約50cm.



第4.6図 西之島火山噴出物の顕微鏡写真

西之島溶岩 (A・B) はGSJ R81925, 1973-74年噴出物 (C・D) はGSJ R81921 (いずれも地質標本館登録番号). AとCは平行ニコル, BとDは直交ニコル. Pl:斜長石, Cpx:単斜輝石, Opx:斜方輝石.

やや東方から南西方向及び北西方向に流下したことを示す溶岩じわが認められ, この台地表面は上位溶岩流の原面であると考えられる. この流下方向は溶岩の基底面の傾斜方向と同じであり, 下位溶岩との間に浸食間隙が認められないことと矛盾しない.

北台地は海拔高度数mないし10mの平坦面を構成する溶岩が主体である. 東崖では, この溶岩の少なくとも一部が火砕成溶岩であることを示す構造が見られる部分がある. 南西側の海食崖では溶岩底面での水蒸気爆発によって形成されたと考えられる直径約4mの円筒状の空洞が塊状の溶岩を貫いている(第4.4B図). この溶岩を覆って北台地の南半に局所的にアグルチネートが分布する(第4.5図). 溶岩の上部クリンカーを覆って層厚約3mのアグルチネートが分布するが, 連続性の悪い層厚20-30cmの成層した細粒火砕物(二次堆積物)がアグルチネートの下位に部分的に挟在する. アグルチネートの上位を, 火砕サージと考えられる層厚50cm程度の成層・固結した細粒火砕物が覆うが, 詳細は観察できて

いない. なお, 南台地の下部の溶岩が北台地を構成する溶岩に相当すると考えられるが, 調査不十分につき現地で直接の層序関係を確認できていない.

西之島溶岩の噴出時期は不明であるが, 後期更新世あるいは完新世と考えられる.

西之島溶岩の岩石はいずれも斜方輝石単斜輝石安山岩である(第4.6A及びB図). 斑晶は大きさ1.5mm以下の斜長石, 0.6mm以下の単斜輝石, 1.0mm以下の斜方輝石, 0.4mm以下の不透明鉱物からなり, その多くは自形ないし半自形を呈し, 集斑状をなすことがある. 斑晶量は, 斜長石が6vol.%以下, 輝石は合わせて3vol.%以下である. 石基は斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石, 不透明鉱物及び淡褐色ガラスからなる. なお, 南台地南東の孤立した海拔高度9mの小岩体からはかんらん石斑晶の存在が報告されている(伊津, 1976).



第4.7図 西之島新島
 (A) 西方(旧島)より見る。左側の尖塔が第5火口の噴石丘の残骸(標高約15m)。手前に平坦な砂礫層が広がり、カツオドリなどの営巣地になっている。(B) 新島の溶岩流の表面地形。後方は北沖の岩礁群。

4.3 1973-74年噴出物(N₂)

西之島新島の中核を占める1973-74年噴出物(第4.7図)は1973年から翌1974年にかけて噴出した溶岩及び火砕物であり、基本的に陸上での火山噴出物である。複数の噴出中心を持つが(第4.8図)、噴火開始以降の波浪浸食でその大部分が失われており、2003年の調査時点で残存するのは、第1及び第3火口から流出した溶岩、さらに第5火口の噴石丘及び溶岩の一部である。なお、地質図の基図として1991年測量による地形図を使用しており、2003年調査時点では海岸線が変化しているが、地質図はこの地形図に合わせて作成してある。

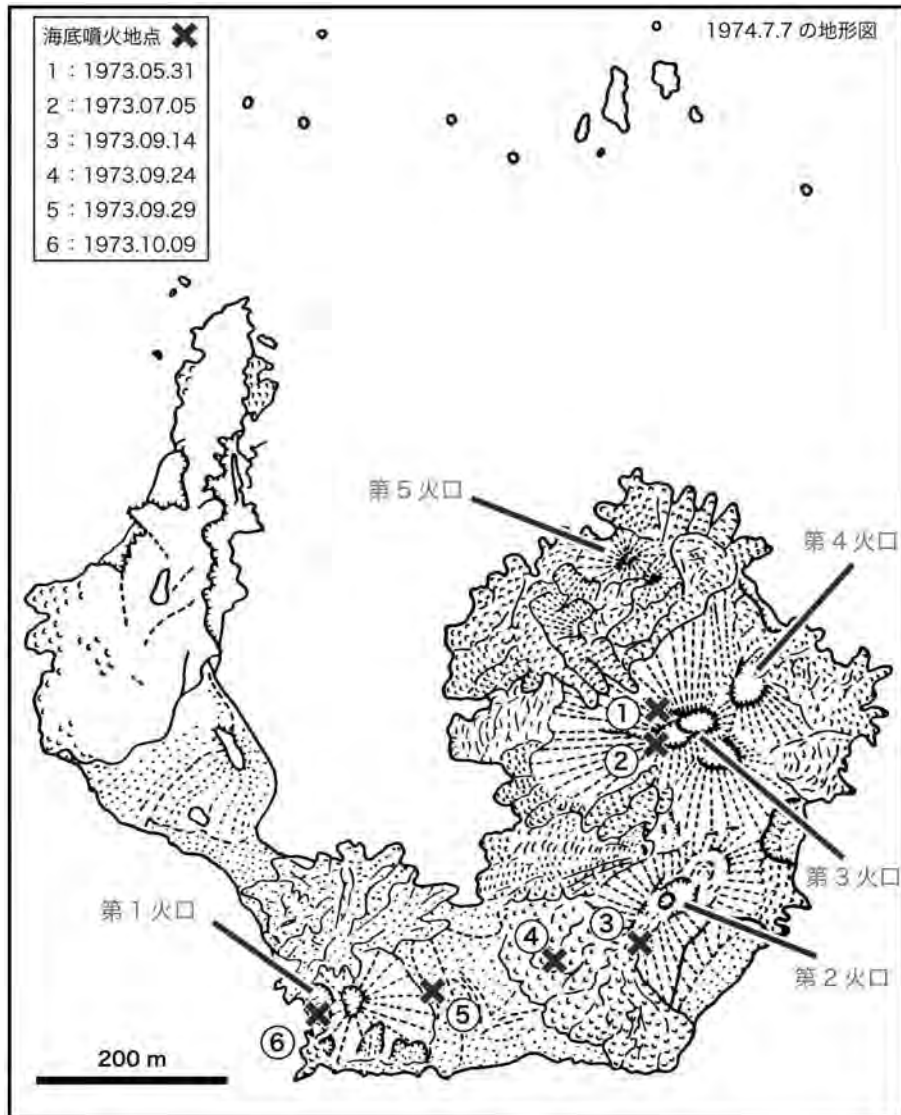
第1火口丘には少なくとも2つの火口地形が存在した。2003年時点では、溶岩はその末端(北端)が波打ち際にわずかに残されていたほか、沖合数十mに位置する高度7mの岩礁(第4.3B図)として残存しているのみである。噴出火口はこれらより南方沖合に存在した。

第3火口丘には3つの火口が存在した。溶岩流は樹枝

状に枝分かれし、2003年時点、海岸沿いでは下位に塊状の溶岩、上部に厚いクリンカーが載り、海食によりえぐられたトンネル状の地形、天然橋(洞門)も見られる。全域で溶岩流表面にアクリンカーの発達ที่著しい。開裂折り目構造(crease structure)などの溶岩流表面の構造が保存されている(第4.9A図)。火口丘そのものは海食ですべて失われている。

第5火口丘には2つの火口地形が存在した。北西側の火口が先に形成されており、南東側の火口が遅れて形成されている。このうち北西側の噴石丘は2003年時点で一部残存し、噴石の累重が見られる。その中心部分は尖塔状で、直径2-3mの火道跡では円筒状の空洞の周囲に溶岩が薄く張り付いている様子が観察できる。南西側の火口から流出した溶岩上部には厚いアクリンカーが発達し、塊状部には明瞭な板状節理が発達している(第4.9C図)。

1973-74年噴出物の岩質はいずれも斜方輝石含有単斜輝石安山岩である(第4.6C及びD図)。斑晶は大きさ1.0mm以下の斜長石、0.6mm以下の単斜輝石、



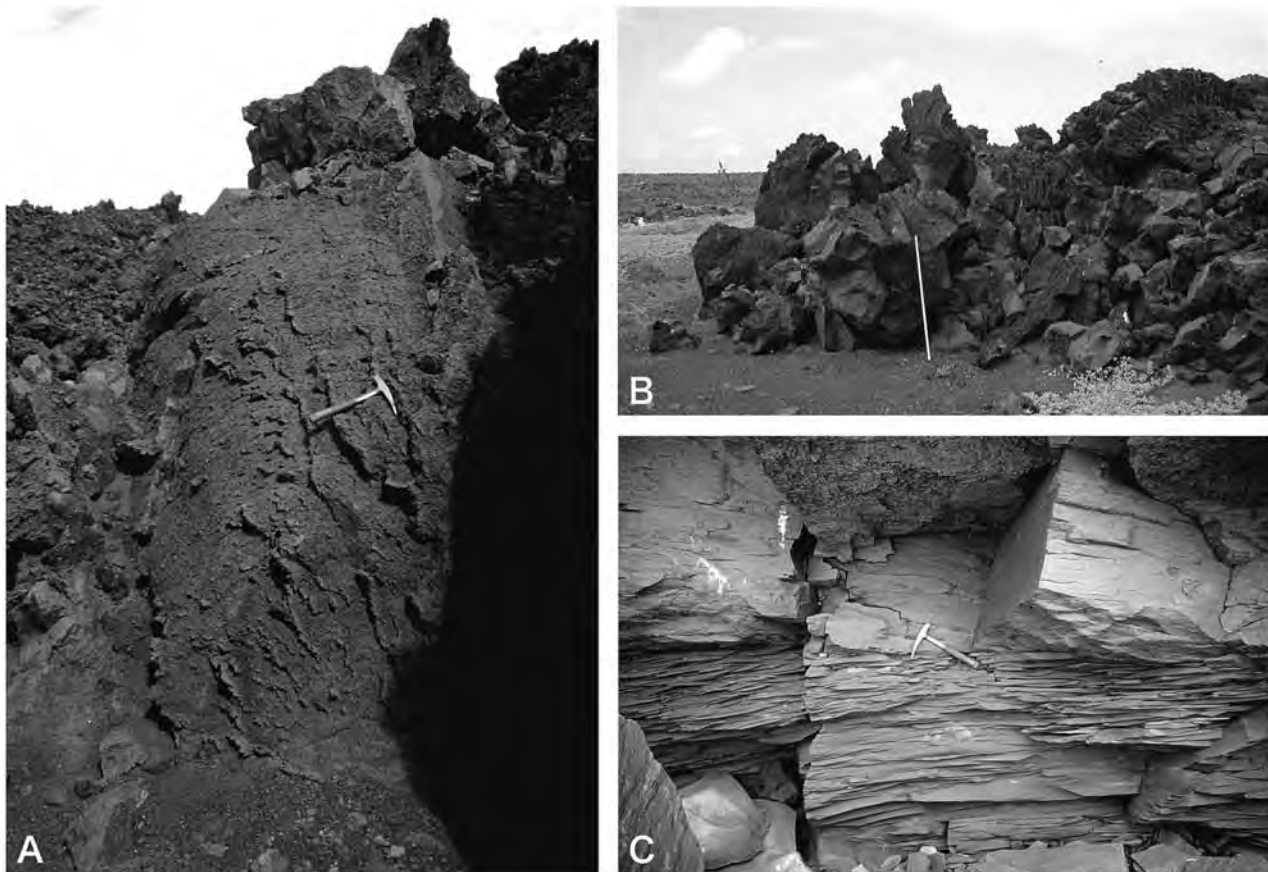
第4.8図 西之島1973-74年噴火の火口分布図
 噴火終了直後の地形図（1974年7月7日；青木・小坂，1974）に海底噴火地点（小坂，1974c）と火口名を記入。

0.3 mm以下の斜方輝石，0.4 mm以下の不透明鉱物からなり，その多くは自形ないし半自形を呈し，集斑状をなすことがある。斑晶量は，斜長石が4 vol. %以下，輝石は合わせて2 vol. %以下である。石基は斜長石，単斜輝石，斜方輝石，不透明鉱物及び褐色ガラスからなる。

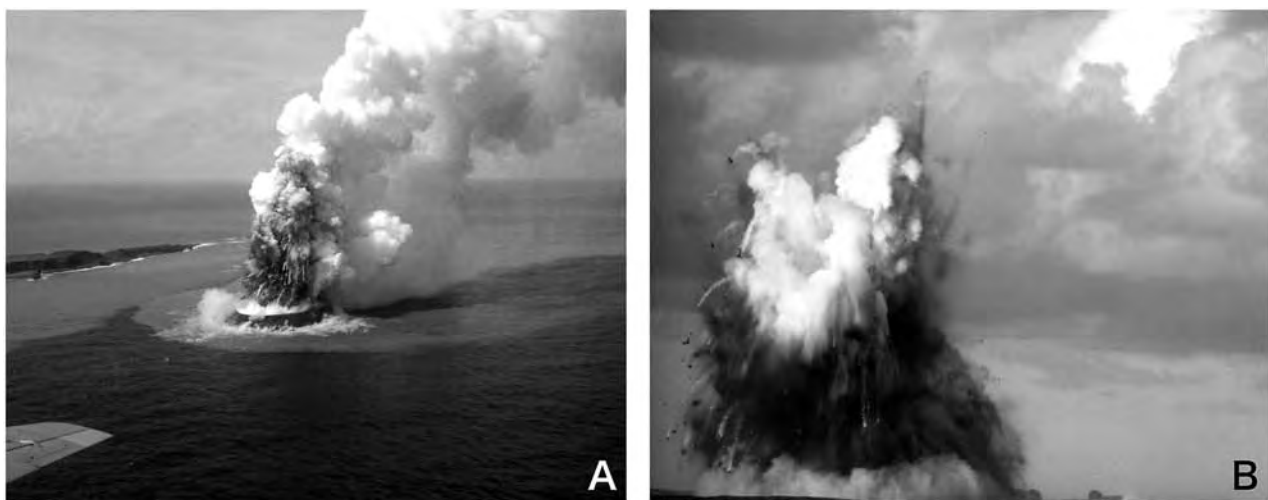
4.4 1973-74年噴火の概要

西之島近海における海底噴火は，変色海域が確認されたことにより遅くとも1973年4月には始まっていたことがわかっている。5月になると海面上に白色噴煙がたち始め，6月には岩礁が見え隠れるようになる。海底噴火地点は南に移動し，8月には噴石の放出，9月中旬には海面上に噴石丘の形成が確認された。そして9月末には海面上での最初の溶岩流出が観察された。この頃，

明瞭なコックステールジェットを持つマグマ水蒸気爆発が頻繁に目撃されている（第4.10図）。その後も噴出中心は移動しつつ，10，11月頃までは新島の成長に伴う拡大と海食による縮小が繰り返された（第4.11図）。その頃までの海面下での噴出位置は当初の位置から南方向へ（第4.8図の1から3），さらに西南西方向（第4.8図の4から6，第1火口）へと移動した。11月以降は後戻りするようになり，それまでとは逆方向（東北東）に噴出中心が移動した（第2火口）。12月になると第2火口を中心に活動が活発で陸域の拡大が続き，12月21日に「西之島新島」（最高高度52m）と命名された。その後も活発な活動を続け，噴出中心はさらに北方向へ移動し，翌2月には第3及び第4火口が，3月には第5火口が形成され，5月には大量の溶岩流出でさらなる陸域の拡大が確認された（第4.11図）。6月上旬には新島と



第4.9図 西之島1973-74年噴火による溶岩の産状
 (A) 開裂折り目構造 (crease structure), (B) 溶岩流末端, スケールは1m. (C) 板状節理.



第4.10図 西之島のマグマ水蒸気噴火 (小坂, 1991)
 (A) 噴石丘が形成されており, コックスチールが顕著. 左後方に旧島. 1973年9月14日撮影. (B) 尾を引きずって噴石が落下している. 高さ約200m. 1973年10月9日撮影. 右後方に北沖の岩礁群の一部が見える.

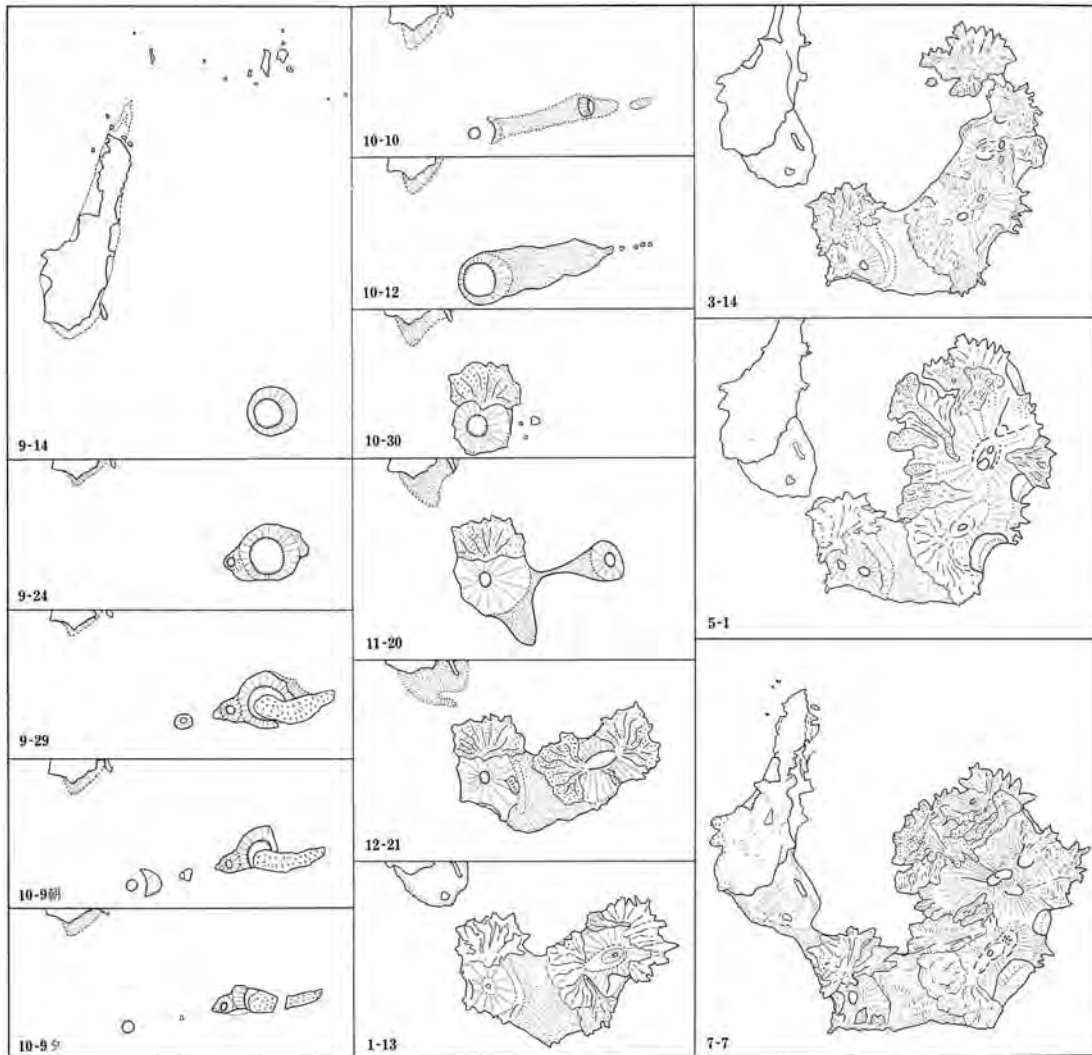
旧島の接続が認められ, 噴火もほぼ休止した. ここまでの噴火の経緯は小坂 (1991) により第4.1表のようにまとめられている. 総噴出量は海面下を含め約4,000万トンと見積もられている (海上保安庁水路部・文部省総合研究班, 1976).

4.5 1973-74年噴火後の地形変化

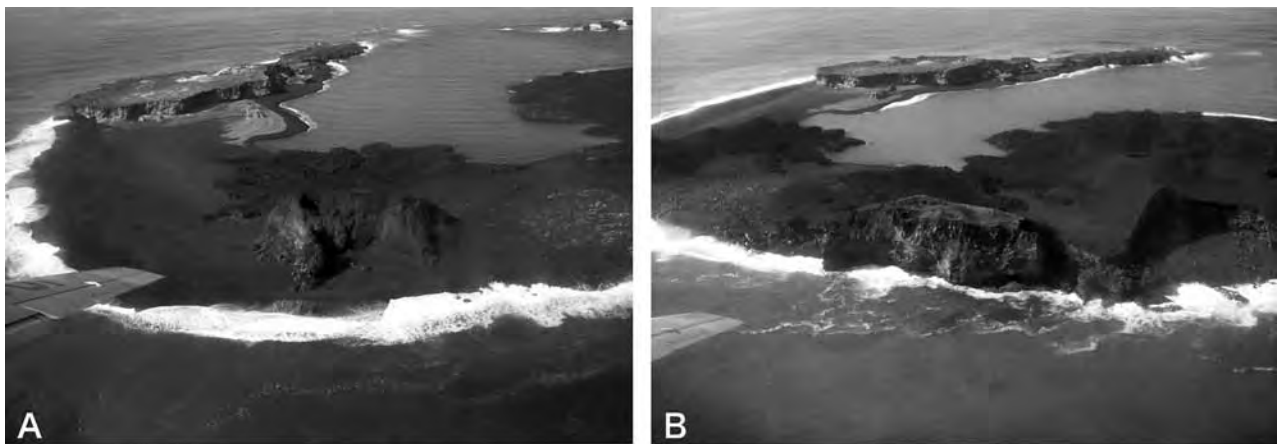
噴火開始以降, 噴火地点の移動・噴石丘の形成・溶岩流出などの火山活動による成長だけでなく, 噴火継続中及びその後の波浪浸食, 砂礫の堆積により西之島の陸上

第4.1表 西之島1973-74年噴火の経緯
小坂(1991)による.

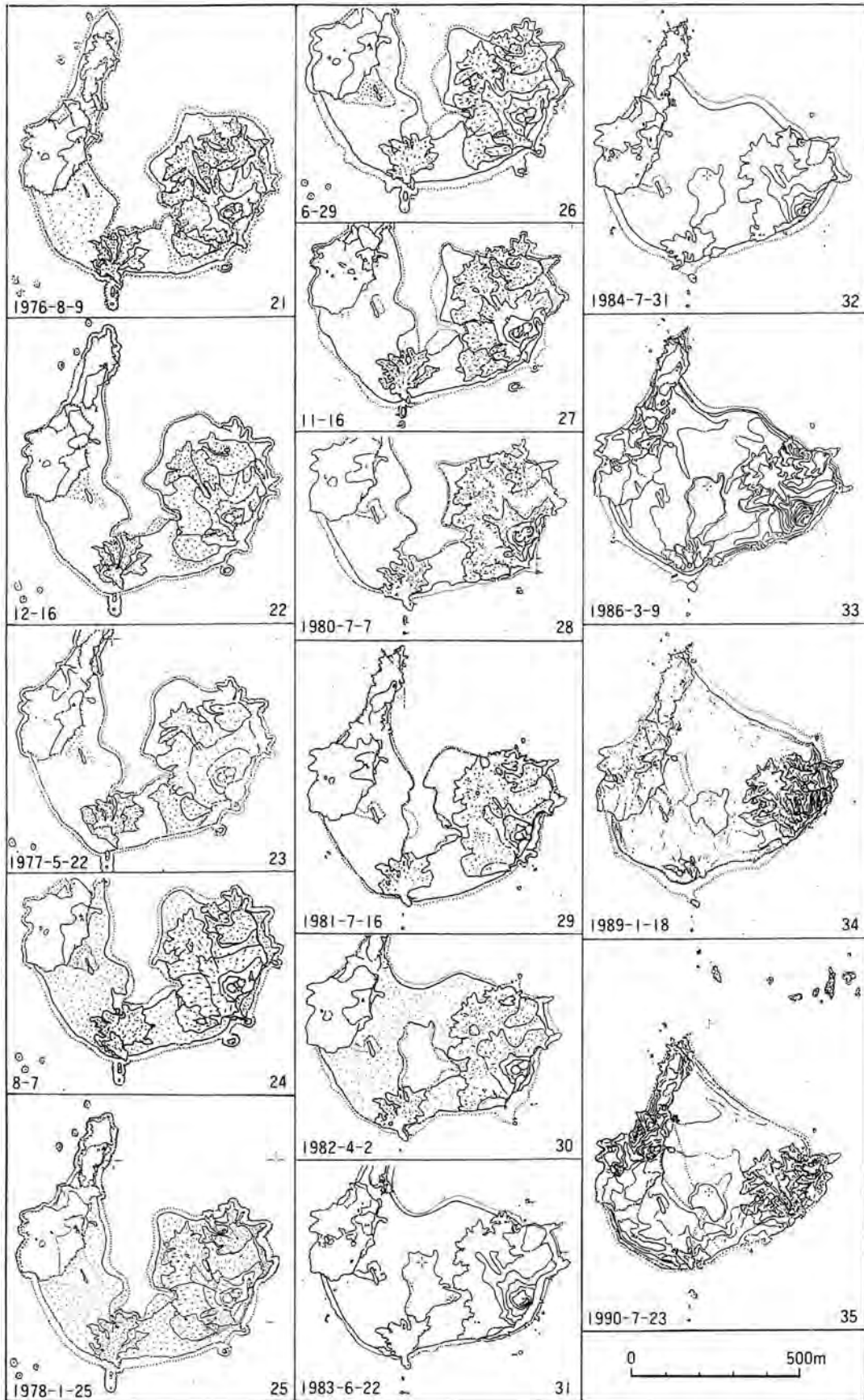
期日	活動状況	通報・観測者
1973年		
4月12日	機上より変色域撮影.	町田秀夫
4月21日	西之島南沖に変色海域, 長径15~20m.	第11豊徳丸
5月18日	噴煙, 岩影を見る.	仲漁丸
5月23日	激しい変色水の流出, 白煙なし.	神通丸
5月27日	水煙, 白煙を見る.	三福丸
5月30日	噴煙20~100m, 3分噴き1分休む.	第2えびす丸
5月31日	白濁の噴出孔, 変色域は幅200m, 長さ3km.	海上保安庁機
6月14日	浅い海面で2分おきに白煙 高さ30m.	海上自衛隊機
6月22日	噴煙50m, 変色域西へ流れ, 岩礁を認む.	仲漁丸
6月27日	噴煙噴石10~20mの黒い水柱.	第8真豊丸
6月28日	活動ややにぶり, 噴煙の間隔のびる.	第8真豊丸
7月1日	高さ1~1.5mの岩礁2つ, 変色水流出.	東海大学丸II世
7月4日	中心に黒色の盛り, 黄変色水域の長さ3km.	朝日新聞社機
7月5日	濃厚な変色海域 延長16km.	海上保安庁機
7月16日	数度の爆発, 水柱.	第11豊徳丸
7月17日	1分に2~3回の爆発, 白煙, 黒煙, 岩礁を認む.	朝日新聞社機
8月29日	3~10分おきに爆発, 噴煙500m, 噴石を見る.	ジャパン・カウリ号
9月11日	直径30~50mの新島発見.	海上自衛隊機
9月12日	噴火連続, 白煙300m, 抛物物あり.	朝日機・長久丸
9月13日	径130m, 火口50~60m噴火中.	読売機
9月14日	新島位置西之島南端から東へ116°に600m, 径約150m, 高さ40m, 噴石, 水柱 200m, 連続的に大爆発, 変色水域あり.	海上保安庁機(大島・諏訪・田中・小坂)
9月16日	新島さらに発達, 時々噴石.	信栄丸
9月24日	新島主火孔西に第2孔出現.	朝日機
9月29日	新島主火孔より溶岩流出, わずかな噴煙. その西約40mに第2新島発見.	毎日機
10月9日	船で初めて接近, 第2新島の西100mにさらに第3新島, 噴火はまだその西の海中より, 夕方には第3新島消滅.	第35勇漁丸(吉田・湊・小坂ら)
10月10日	第1~3新島陸続き 噴火はその西側海中.	朝日機(森本)
10月12日	第3新島の位置に噴石丘.	毎日・読売機
10月16日	噴石丘さらに発達, 噴煙, 噴石あり.	東京新聞機
10月30日	新噴石丘北麓より溶岩流.	朝日機
11月20日	新島東北400m(第1新島の位置が再噴火)小噴石丘.	気象庁(梶川)
12月11日	新島は東西2つの噴石丘よりなり, 間断なく噴煙, 噴石.	東海大学丸II世
12月12日	東西噴石丘同大, 両者陸続き.	気象庁(中島)
12月20日	西側火孔沈黙, 東側のみ活発.	読売機
12月21日	新島は東西約700m, 西側火孔は北に, 東側火孔は東西に溶岩を流出, 現在は東火孔のみ活動, 西之島南端は隆起. 西之島新島と命名.	海上保安庁機(大島・久保寺・小坂ら) 海上保安庁
1974年		
1月3日	噴石活動は休止, 東に赤熱溶岩.	朝日機
1月11-14日	東側火口のみ活動中, 2~5分おきに赤熱噴石, 高さ50~100m, 半径100~200m, 火口内に小噴石丘, 新島東南岸一部海蝕.	文部省チャーター機 (久保寺・田中・小坂)
2月17日	新島東側火孔北東に第3火孔を生じ噴火中. さらにその北東の第4火孔からは溶岩流流出.	石田泰治
3月1日	溶岩流出, 海中に流入, 水蒸気の柱.	望星丸
3月2日	新島東北端に新々島出現, 溶岩海中に流入.	読売機
3月6日	新島第3火孔間断なく噴石活動, 溶岩海中に流入.	東海大学丸II世
3月9日	夜間も赤熱噴石見られる. 1~2分おきに噴石, 溶岩海中に流入.	神鷹丸
3月12日	噴石活動止む. 新々島と新島は接続.	神鷹丸
3月14日	新島に上陸, 岩石試料採取.	河野長ほか3名
3月17日	火孔活動中止続く, 湾内変色域濃厚.	神鷹丸
4月11日	新々島北方に水柱.	望星丸
4月19日	新島のNW-N方向2~3kmで水しぶき.	第1千代丸
5月1日	新島北部西海岸に多量の溶岩流出, 5万㎡増陸. 噴気活動あり, 湾内の変色域はきわめて濃厚, 水蒸気立つ.	海保701(大島・東原・小坂)
6月6日	海上より新・旧島の接続を認む.	白嶺丸
6月10日	空中より確認.	海上自衛隊機
6月15日	新旧島の接続の空中写真撮影, 接続は新噴出物の漂着と隆起.	読売機
6月24日	上空より新旧島の接続を再確認.	気象庁(二瓶)
7月3日	全島の詳細空中写真 新島中・北部に新溶岩流出確認(5月上旬流出).	朝日機
7月7日	7:30中村班新島に上陸, 第1火口丘, 旧島踏査 標定点設置. 13:30東海大隊上陸, 地質観測, 標定点設置, 試料採取.	第35勇漁丸(中村一明) 望星丸 東海大学丸II世
7月8日	東海大隊再上陸, 第1・2・3火口 旧島等において調査.	(東海大調査団及び小坂)
7月10-12日	新島上には噴火認められず, 第1火口丘南西岸崩落, 土煙.	望星丸 東海大学丸II世
7月27日	乗組員上陸, 噴火なし, 水温33°C, 地温50°C以上.	巡視船“みうら”
8月3日	航空写真測量, 第2火口丘よりわずかの噴煙.	海上保安庁機(東原)



第 4.11 図 西之島新島の成長図 (青木・小坂, 1974)
1973 年 9 月 14 日から翌 1974 年 7 月 7 日までの地形変遷を表している。

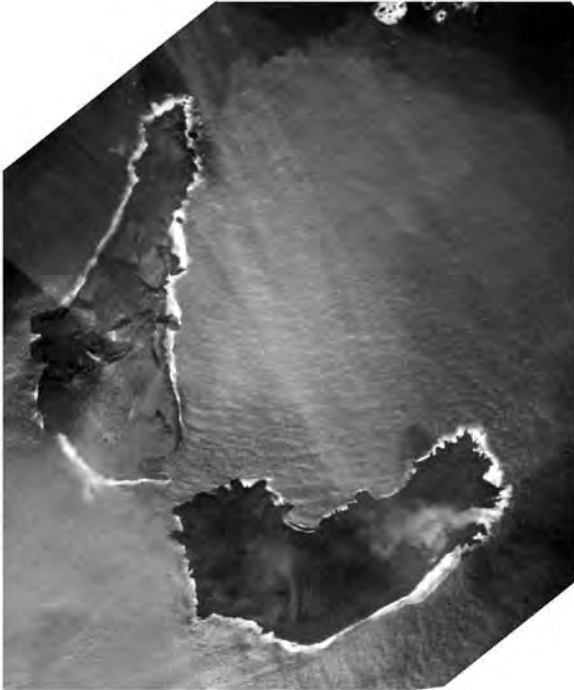


第 4.12 図 西之島新島の噴石丘の海食
(A) 第 1 火口, (B) 第 2 火口 (中央) と第 3 火口 (右). いずれも後方は西之島旧島. 1974 年 10 月 29 日撮影 (小坂, 1991).

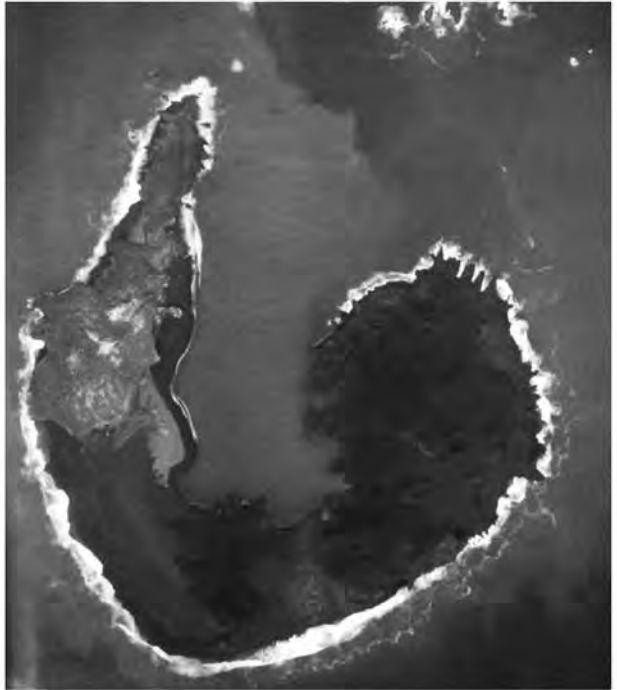


第4.13図 西之島の地形変化 (1976-1990年)
小坂 (1991) による。

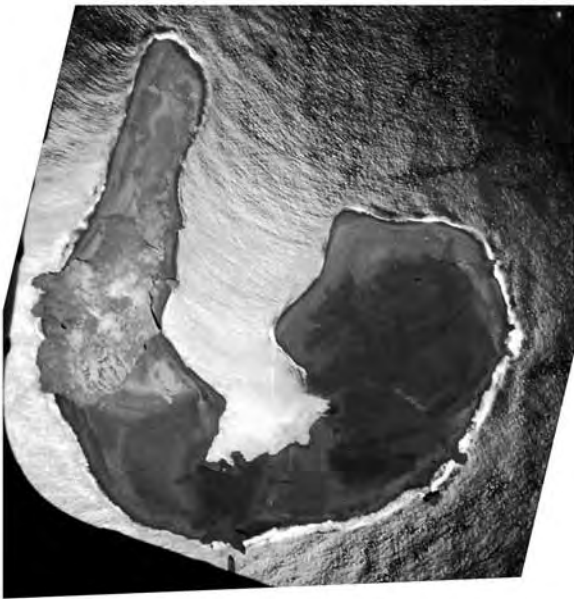
1973.12.21



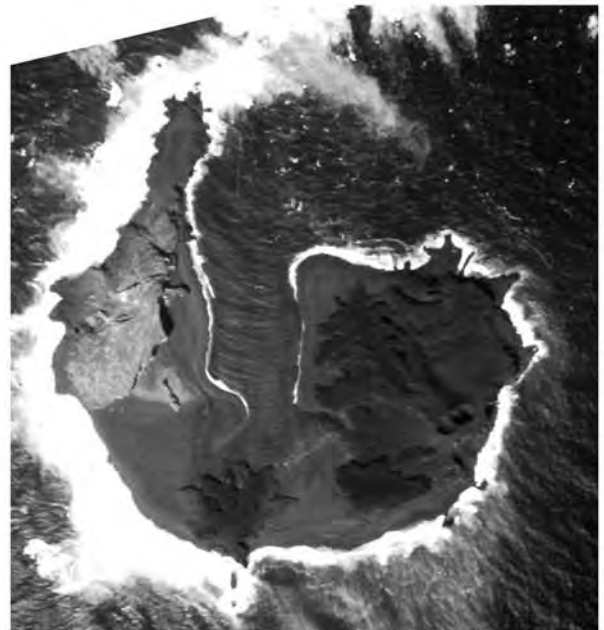
1974.10.29



1976.8.9



1978.1.25



第4.14図 西之島の地形変化 (1973-1978年)

小坂 (1991) による。旧島と新島が連結し、北側に湾が形成されたが、徐々に縮小していく。

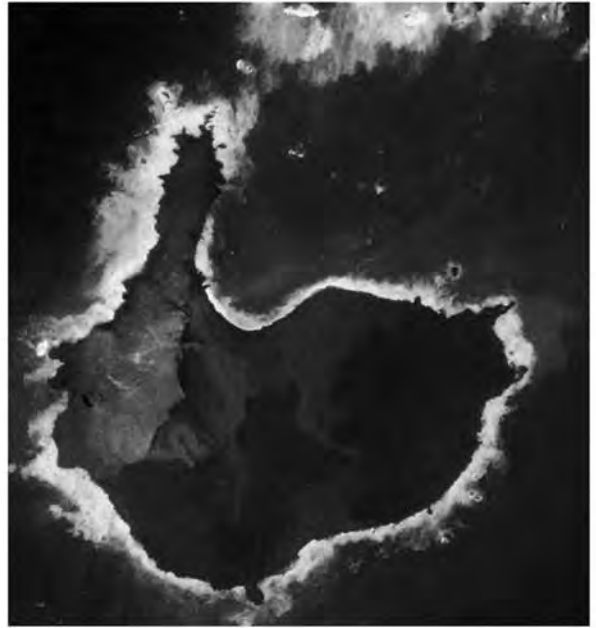
地形は大きく変化してきている。旧島と新島の連結後は南岸を中心にした海食が進み、陸上部の面積は減少傾向になった。なお、旧島南部で砂礫浜が南方に向かって拡大したり、第1火口の溶岩流の汀線の下降が観察されたことなどから、砂礫の堆積による新島の成長のみでなく、隆起現象も起こっていたとされる (小坂, 1975)。第4.12図に噴火終了後の噴石丘の浸食の様子を示す

が、形成から1年以内にもかかわらず第1火口及び第2火口の噴石丘は半分以上が失われている。特に噴火終了後の3年間では海岸線及び海食崖の後退速度はそれぞれ60, 80 m/年に達していた (茂木ほか, 1980)。第4.13図に1976年から1990年までの地形の変遷を示す。また、第4.14図には噴火中の1973年から1978年までの、第4.15図には1981年から1990年までの垂直写真を示す。

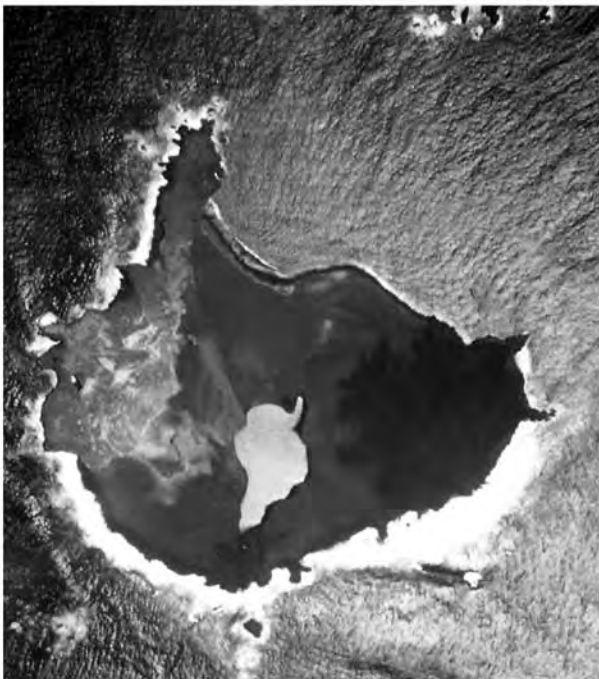
1981.7.16



1982.4.2



1986.7.8



1990.7.25



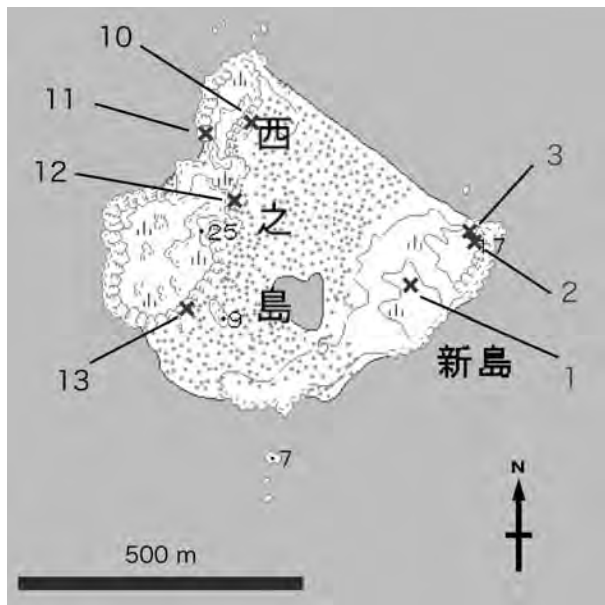
第4.15図 西之島の地形変化（1981-1990年）

小坂（1991）による。北側の湾が埋め立てられ消滅。湾の閉塞により池が取り残された。

これらから、新島の形成、旧島と新島の連結、北側の湾入部の閉塞、北岸での海岸線の成長の様子を時間を追って読み取ることができる。1980年頃からは北岸湾入部の埋め立てによる拡大が浸食を上回るようになり、1990年頃までには北岸の湾入部がほぼ完全に埋め立てられた。その後は再び面積減少の傾向が続いている（笹原，2004）。北東岸の海岸線はほぼ直線状に達しており、

礫浜としてはほぼ成長が停止していると考えられる。新島の標高変化を見ると、1973年12月時点では最高地点が52mに達していたが、波浪浸食により1999年には15mまで低くなった（大谷ほか，2004）。

1973-74年噴火以前には西之島旧島を火口縁の一部とする直径約1km、中心部が水深107mの火口地形が存在していたが（第1.4図）、1992年の測量では火口地



第4.16図 西之島の化学分析試料の採取位置
 国土地理院発行1:25,000地形図「西之島」を
 使用.

形の最深部は水深49mとなっており、噴火前に存在した火口地形のかなりの部分が1973-74年噴出物及びそれが浸食され二次移動した堆積物によって埋積されている(海上保安庁水路部, 1993).

4.6 全岩化学組成

旧島・新島を構成する岩石はいずれも斜方輝石単斜輝石安山岩である。かんらん石やピジョン輝石を含むという報告もあるが(伊津, 1976; 伊津ほか, 1980; 海上保安庁水路部, 1993), 今回の採取試料中では確認されていない。なお、西之島近海の海底からは安山岩質のほか玄武岩質の岩石も採取されている(伊津ほか, 1980; Bloomer *et al.*, 1989).

第4.2表に西之島火山噴出物の全岩化学組成を、第4.16図に新たに分析した試料の採取地点を示す。西之島溶岩(旧島)の全岩化学組成は既存の分析値3組を加え、 SiO_2 が59.5-60.3 wt.%の狭い組成範囲を示す。1973-74年噴出物(新島)は既存の分析値6組を加え、 SiO_2 が58.0-58.5 wt.%の狭い組成範囲を示す。西之島溶岩に比べ、やや SiO_2 が低く、 Fe_2O_3 (全鉄)、 MgO 、 CaO 、 K_2O に富むなどの有意の差が認められる。

第4.2表 西之島火山噴出物の全岩主成分化学組成

新分析値(1~3, 10~13)は蛍光X線分析(分析者:中野 俊)。文献値は湿式分析によるが、比較のため、全鉄を Fe_2O_3 で表し、 H_2O を除き、合計を100%に再計算してある。新分析値の採取地点は第4.16図に示す。GSJ番号は地質標本館登録番号。

No.		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
		wt.%									
1	1973-74年噴出物	58.46	1.10	15.17	10.53	0.20	2.60	6.42	4.11	1.14	0.28
2		58.51	1.09	15.22	10.52	0.19	2.57	6.37	4.12	1.13	0.28
3		58.46	1.10	15.17	10.55	0.20	2.63	6.37	4.11	1.11	0.28
4		58.44	1.08	15.61	10.58	0.23	2.76	5.79	4.16	1.12	0.23
5		58.45	1.13	15.55	10.70	0.21	2.73	5.65	4.21	1.15	0.23
6		58.40	0.84	15.90	10.35	0.21	2.87	5.89	4.12	1.15	0.27
7		58.23	0.99	15.57	10.49	0.21	2.74	6.11	4.19	1.19	0.28
8		58.29	1.15	15.37	10.54	0.22	2.68	5.93	4.38	1.18	0.26
9		57.98	0.94	15.82	10.80	0.21	2.64	5.72	4.24	1.37	0.28
10	西之島溶岩	59.49	1.00	15.35	9.66	0.20	2.42	6.16	4.37	1.09	0.27
11		59.48	1.01	15.39	9.69	0.19	2.44	6.16	4.30	1.07	0.27
12		60.15	1.01	15.40	9.39	0.19	2.26	5.85	4.37	1.10	0.29
13		60.00	1.02	15.43	9.49	0.19	2.28	5.96	4.26	1.09	0.28
14		59.94	0.97	16.65	8.82	0.21	2.28	5.58	4.13	1.03	0.39
15		60.33	1.01	16.58	8.91	0.12	2.34	5.52	3.93	0.98	0.26
16		60.21	1.03	16.00	8.97	0.28	2.35	5.51	4.15	1.12	0.37

1	新島/第3火口溶岩	GSJ R81920
2	新島/第5火口(後期)溶岩	GSJ R81921
3	新島/第5火口(前期)噴石丘の火道充填溶岩	GSJ R81922
4	新島/第1火口丘噴石, 73年10月噴出	小坂ほか(1974)
5	新島/第2火口溶岩流, 73年12月流出	小坂ほか(1974)
6	新島/第2火口噴出物(小礫), 73年11月噴出	小坂ほか(1974)
7	新島/第2火口火山灰	小坂(1975)
8	新島/第3火口溶岩片, 74年3月10日噴出	小坂ほか(1974)
9	新島/第3火口溶岩, 74年5月溶岩流	小坂(1975), 噴出火口は調査ルートより採取地点を推定
10	旧島/北台地の溶岩	GSJ R81923
11	旧島/北台地の溶岩	GSJ R81925
12	旧島/南台地の下部溶岩	GSJ R81927
13	旧島/南台地の上部溶岩	GSJ R81928
14	小坂(1974b)	旧島A/上層
15	小坂(1973)	旧島B/中層
16	小坂(1974b)	旧島C/下層, 青木・小坂(1974)では円礫と記載

(海野 進)

5.1 地すべり堆積物 (sl)

地すべり堆積物は父島北部の三日月山北西麓及び南西麓の滑落崖下に広く分布する。また、弟島の黒浜、ネコ海岸、鹿ノ浜、測量ヶ岳南及び藍ノ沢北の海岸に小規模な崖錐状の堆積物がある。いずれも三日月山層の凝灰角礫岩～砂岩礫岩の急崖の崩壊によって発生した地すべりによるもので、構成物の多くはカルクアルカリ岩系列の凝灰角礫岩～砂岩礫岩ブロックである(第5.1図)。少量の古銅輝石安山岩枕状溶岩のブロックが含まれることもある。なお、鹿ノ浜の本堆積物については地質図では省略した。

5.2 海浜堆積物及び谷底平野堆積物 (a)

父島列島で最大の河川である父島の北袋沢～八瀬川に沿って礫・砂・泥からなる河川堆積物が分布する。河川堆積物は主に時雨ダムより下流域に発達し、堆積物の中を八瀬川が蛇行する。その他の小河川、沢沿いにも小規模な河川堆積物が見られる。

主に砂層からなる海浜堆積物は、父島二見港北岸や小

港、扇浦、兄島滝之浦などに発達する。また、小規模な砂浜は北初寝浦、(南)初寝浦、境浦、宮之浜、コペベ浜、ジョンビーチやジニービーチなどに見られる。主として礫からなる海浜堆積物は父島南東部の浜辺、金石浜、ブタ海岸、釣浜、弟島の西海岸、東海岸、小浜などに小規模に分布する。これらのうち、無人岩あるいは古銅輝石安山岩溶岩やそれらの火砕岩類が分布する海岸では、風化した母岩から洗い出された古銅輝石粒が波浪によって淘汰され、“驚砂”と呼ばれる独特の緑の砂浜を形成する。古銅輝石粒の中には径5mmに達するものもある。かつては壁材などの建材として用いられた。また、父島大根崎など三日月山層の露出する海岸では、斑状安山岩～デイサイト中に含まれる斑晶鈹物が集積し、“黒砂”と呼ばれる普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鈹からなる暗色の砂浜が見られる。一方、父島南西端の南崎や南島では石灰岩由来の砂礫や、貝殻片や有孔虫殻などが集まった石灰質の白色海浜堆積物が発達する。波打ち際では石灰質砂が固結し、海側にゆるやかに傾斜したビーチロックを形成する。

父島南部～南島の海岸砂丘や古土壌からはおよそ10万年前以降のカタマイマイ属(陸生巻貝) *Mandarina* 化



第5.1図 弟島、鹿ノ浜の地すべり堆積物
カルクアルカリ系列の凝灰角礫岩～砂岩礫岩ブロックからなる。



第5.2図 南島扇池の東に広がるドリーネ底のヒロベソカタマイマイ化石

石を産出する (Chiba, 1989, 1996; 千葉, 1992). これらの化石の中には日本最大のカタツムリであるニュードウカタマイマイ *Mandarina titan* Chiba やヒロベソカタマイマイ *M. luhuana* (Sowerby) (H type) などの絶滅種が含まれる. 南島の扇池の東に広がるドリーネ底では地表面を覆う砂層の下数十 cm に茶灰色の古土壌があり, ヒロベソカタマイマイの化石を産する (第5.2図). これらのヒロベソカタマイマイの殻からはおよそ 900 年前

という ^{14}C 年代が得られている (Chiba, 1989). また, 南崎北部の石灰岩中にあるドリーネ底で行われた土壌調査によると, 地表から 30 cm までがサンゴと貝殻片からなる砂層, 30 cm 以深が暗赤褐色の重埴土であった (岡本ほか, 1995). 地表から 20 cm の層準から得られたカタマイマイ *M. mandarina* (Sowerby) 化石について $1,500 \pm 95 \text{ yr B.P.}$ という ^{14}C 年代が得られている (岡本ほか, 1995).

(海野 進)

褶曲と断層

父島中央やや西よりの亀之首から二見湾中央にかけて北北西方向の開いた向斜があり、父島東岸の石浦と東方沖2kmの東島との間には向斜と平行に背斜が通ると考えられる(第6.1図)。これらの褶曲はそれぞれ二見湾及び兄島万作浜の東で西北西方向に屈曲し、向斜軸は西島と魚岩の間を抜け、背斜軸はやや西にずれて筋岩岬～瓢箪島と人丸島の間を通る。弟島では天海山～一ノ谷～広根山を軸としたドーム状の構造をなすが、測量ヶ岳の南を北東-南西に走る断層の南側は一樣に北西傾斜を示す。

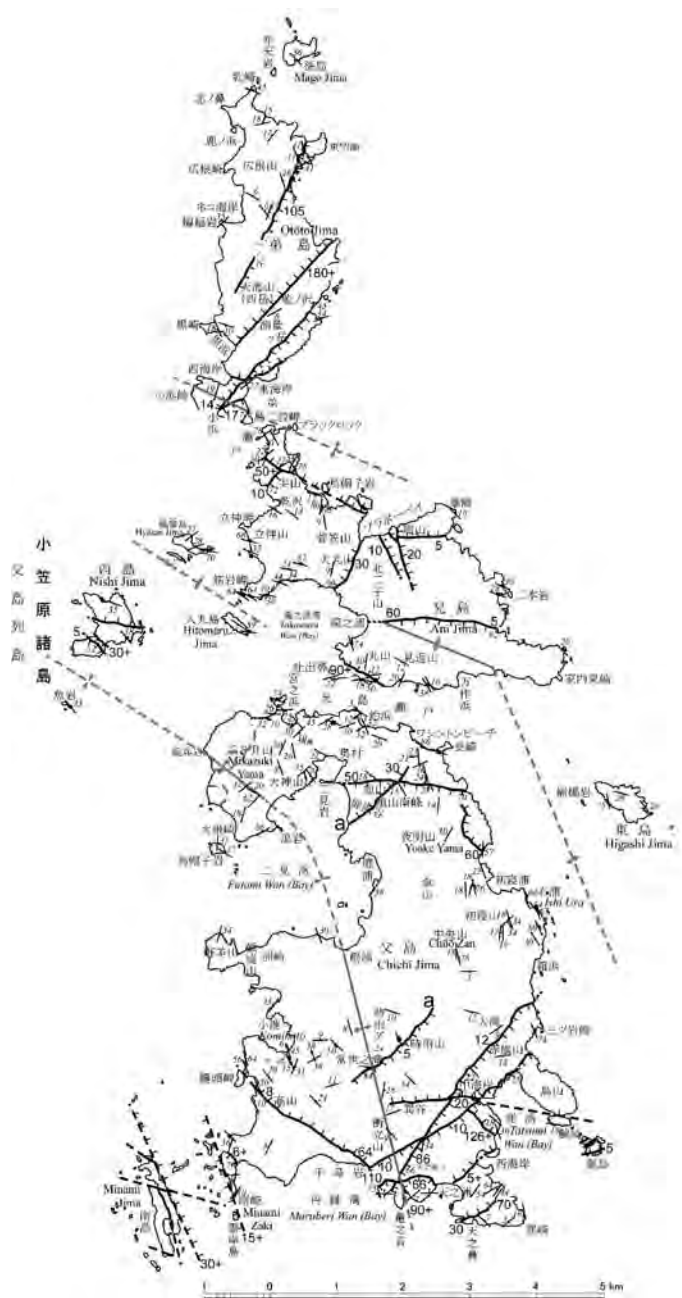
父島南部では北西-南東ないし西北西-東南東走向と北東-南西走向の断層が多い。特に千尋岩から天之浦にかけての断崖では、最大110mに達する落差を生じた断層群を観察できる。巽湾南岸では見かけの落差130mの断層によって、石英流紋岩溶岩がデイサイトハイアロクラスタイトと接している。父島南西端の南崎と南島の間は、北西-南東走向の断層で地溝状に15m以上落ち込んでいると考えられる。

父島北部から兄島滝之浦にかけては西北西-東南東走向の断層が卓越し、落差50～90mの正断層が平行に走る。父島北岸から兄島南岸にかけて分布する上～中部円縁湾層は南傾斜であるから、一見して兄島のデイサイト質凝灰角礫岩層の上位に父島の無人岩質凝灰角礫岩が整合的に重なっているように思われる。しかし、層序的にはデイサイトが無人岩の上位に来ることが多いので、兄島瀬戸に沿って西北西-東南東走向の北落ち断層が伏在している可能性がある。

弟島では島を斜めに横断する北東-南西走向の断層によって中央部が地溝状に落ち込んでいる。

活断層研究会によって、父島北部の旭山と旭山南峰の間と、父島南部時雨山北西を抜ける北東-南西方向の推定活断層が示されている(第6.1図; 貝塚・今泉, 1991)。前者は主断層の運動を反映すると推定される小断層が確認されている(貝塚・今泉, 1991)。旭山南峰北の谷で旭山層と円縁湾層の境界が落差

30mのずれを持って北西側が落ちている。後者については時雨山西の沢において落差5mの断層が確認されている(Umino, 1985)。これらはいずれも第三系を変位させているが、第四系を切る露頭は確認されていない。



第6.1図 父島列島の断層分布と見かけの落差(断層脇の数字m)、褶曲軸の分布、地層の走向傾斜
推定活断層(a)が父島北部の屏風谷の南と南部の時雨山を通る。

第7章 応用地質

(海野 進)

7.1 地すべり

父島三日月山の西岸、弟島の測量ヶ岳南の断崖、黒浜、ネコ海岸では後方滑落崖を伴う地すべり堆積物が分布する(第7.1図)。地すべりはいずれも三日月山層の凝灰角礫岩～砂岩礫岩の分布域で発生しており、地すべり地塊を構成する岩片は少量の古銅輝石安山岩枕状溶岩のブロックなどを含むものの、多くはカルクアルカリ岩系列の斑状安山岩及びデイサイト礫からなる凝灰角礫岩～砂岩礫岩のブロックである。

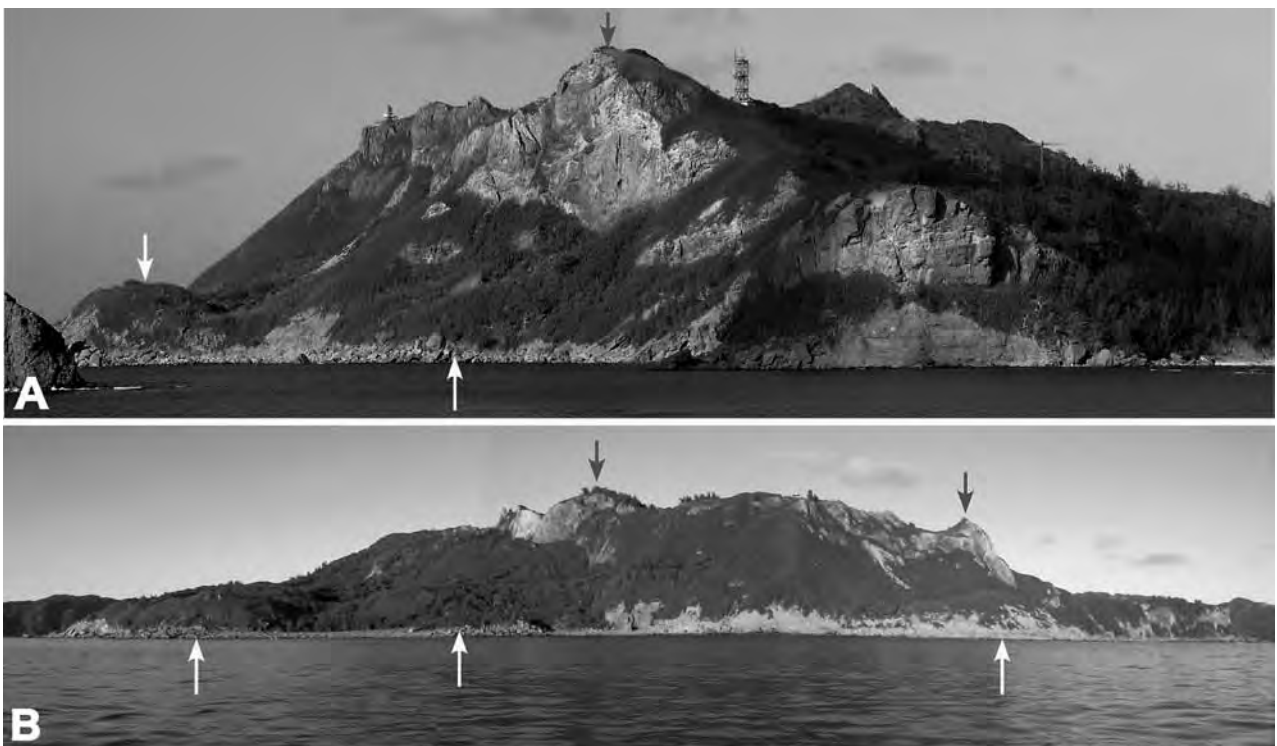
三日月山では落差100mを超す主滑落崖が発達し、凝灰角礫岩層に挟まれる砂岩シルト岩互層をすべり面として上盤のブロックが傾動しながら滑落したと考えられている(田村, 1980)。このブロック傾動によって離れ小島であった儀兵岩が隆起し、地続きとなった。波蝕棚上のサンゴの¹⁴C年代が $1,030 \pm 100$ yr B.P.を示すことと、主滑落崖の開析程度から数千年前に崩落が起きたと推定されている(田村, 1980)。主滑落崖の形成に伴っ

て移動した地塊の体積はおよそ1億 m^3 と見積もられる(田村, 1980)。主滑落崖の東側の山頂直下には1960年代前半に形成された新期の滑落崖がある。新旧の崩壊の間も持続的なスランプが進行し、地すべりブロックや滑落崖で開口割れ目が開いたと考えられている。

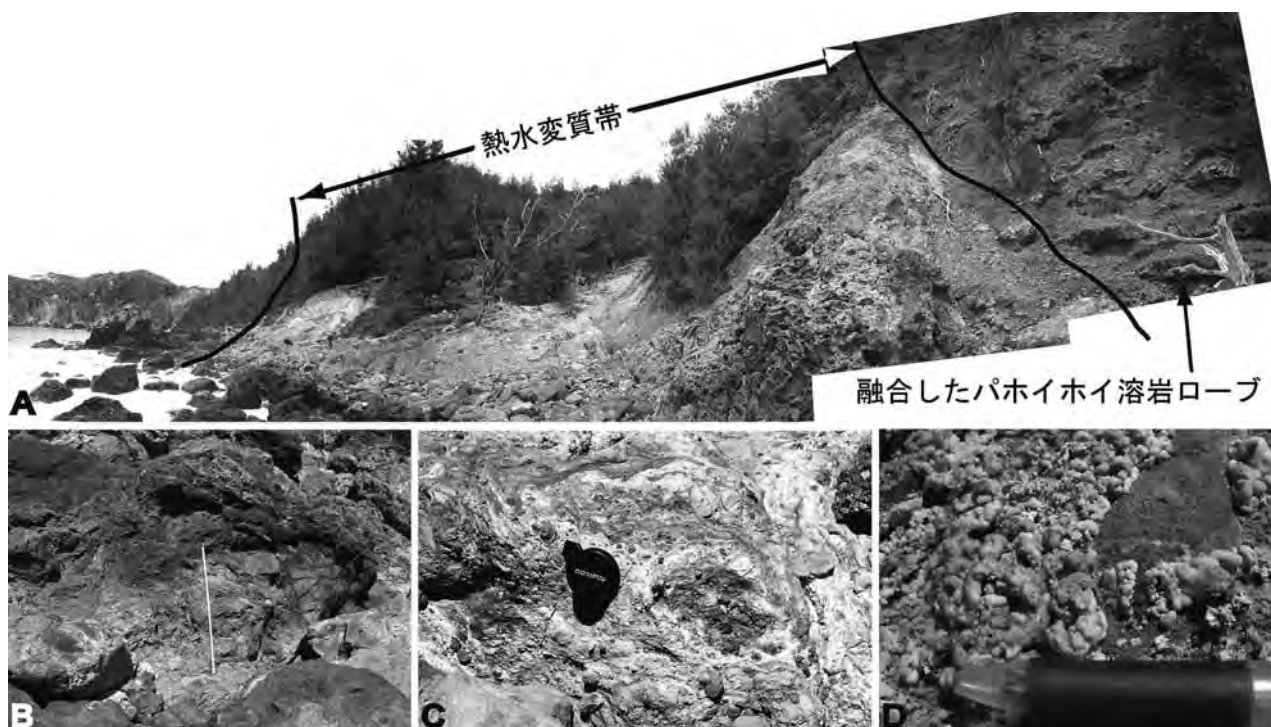
三日月山の地すべりによる主要な滑落崖の形成は西側斜面に限られているが、これは西傾斜の砂岩シルト岩互層を滑り面として地すべり地塊が滑動したためと思われる。しかしながら、今後山稜部を含む大規模崩壊が発生した場合は、主要な集落が集中する東山麓への落石・崩落を警戒する必要がある。

7.2 鉱物資源

父島南西部の金石浜から金石沢にかけて硫化鉱物を伴う熱水変質帯がある(第7.2図)。円縁湾層ジョンビーチ火山岩類のデイサイトロバートシート溶岩からなる母岩が東西90m、南北120mにわたって粘土化し、灰色～



第7.1図 父島、三日月山の滑落崖と地すべり地塊(白矢印)
(A) 南から船見山の滑落崖(黒矢印から左の崖)と地すべり地塊を望む。(B) 西から三日月山(中央黒矢印)の主滑落崖を望む。右手のピークは船見山(黒矢印)。



第7.2図 父島, 金石浜の熱水変質帯 (A)
 (B) 変質した母岩を切るジャスパー脈. (C) 粘土中の黄鉄鉱塊. (D) 粘土中の硫黄昇華物.

明黄色～赤褐色を呈する。粘土中から径1cmの黄鉄鉱や石膏の美晶を産し、粘土の表面には硫黄の昇華物を生じている。粘土帯と接する両側の母岩は網目状に入ったジャスパー、めのう脈を中心に珪化変質が進み、赤～黄褐色に変色している。海底下ごく浅所の熱水変質帯と考えられ、キプロス型塊状硫化鉄床とよく似た産状を示す(浦辺徹郎, 2006 私信)。銅を含む硫化鉄物を欠くことから低温の熱水起源と思われる。

7.3 採石

父島洲崎の飯盛山(第3.11図)では小笠原村営の砕石場が1979年を除く1971年から1991年までの間の20年間にわたって稼働し、飯盛山の山頂を含む山体の上部3分の1ほどが削り取られた。1977年と1978年の記録が欠如しているため、正確な採掘量は不明であるが、少なくとも243,700 m³(166,144トン)のデイサイト溶岩が採掘された(小笠原村役場「小笠原の概要」等による)。主な用途は道路や建築の基礎工事で、一部は遊歩道の敷石などに用いられた。

文 献

- 青木 斌・小坂丈予編 (1974) 海底火山の謎 - 西之島踏査記. 東海大学出版会, 250p.
- 浅海重夫 (1969) 小笠原諸島の地形地質. 小笠原諸島自然景観調査報告書, 東京都, p. 33-78.
- 浅海重夫 (1970) 小笠原諸島の地形地質. 続小笠原諸島自然景観調査報告書, 東京都, p. 84-117.
- 浅海重夫 (1972) 小笠原諸島の自然景観. 年報 - 離島研究 - 1971, 日本離島センター, p. 1-23.
- Ballard, R. D. and Moore, J. G. (1977) *Photographic Atlas of the Mid-Atlantic Ridge Rift Valley*. Springer-Verlag, New York, 114p.
- Ballard, R. D., Holcomb, R. T. and van Andel, T. H. (1979) The Galapagos Rift at 86° W: 3. Sheet flows, collapse pits, and lava lakes of the rift valley. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 84, p. 5407-5422.
- Beechey, F. W. (1831) Narrative of a voyage to the Pacific and Beering's strait, to co-operate with the polar expeditions: performed in His Majesty's ship Blossom, under the command of Captain F. W. Beechey in the years 1825, 26, 27, 28. H. Colburn and R. Bentley, London.
- Ben-Avraham, Z. and Uyeda, S. (1983) Entrapment origin of marginal seas. In Hilde, T.W.D. and Uyeda, S. (eds.) *Geodynamics of the Western Pacific*. Geodynamics Ser., AGU, Washington, D.C., p. 91-104.
- Berggren, W. W., Kent, D. V., Aubry, M.-P. and Hardenbol, J. (1995) *Geochronology, Time Scales, and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Special Publication, no. 54, CD Description.
- Bloomer, S. H. (1987) Geochemical characteristics of boninite-and tholeiite-series volcanic rocks from the Mariana forearc and the role of an incompatible element-enriched fluid in arc petrogenesis. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, no. 215, p. 151-164.
- Bloomer, S. H. and Hawkins, J. W. (1987) Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana Trench. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 97, p. 361-367.
- Bloomer, S. H., Stern, R. J., Fisk, E. and Geschwind, C. H. (1989) Shoshonitic volcanism in the northern Mariana Arc 1. Mineralogic and major and trace element characteristics. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 94, no. B4, p. 4469-4496.
- Bloomer, S. H., Kimura, J., Stern, R. J., Ohara, Y., Ishii, T., Ishizuka, O., Haraguchi, S., Machida, S., Reagan, M., Kelley, K., Hargrove, U., Wortel, M. and Li, Y. B. (2004) Petrochemical Results for Volcanic Rocks recovered from SHINKAI 6500 diving on the Bonin Ridge (27°15' N-28°25' N): submarine extension of Ogasawara forearc volcanism. *EOS Trans. AGU*, vol. 85, no. 47, Fall Meet., p. F1884.
- Cameron, W. E. (1989) Contrasting boninite-tholeiite associations from New Caledonia. In Crawford, A. J. ed., *Boninites and Related Rocks*. Unwin Hyman, London, p. 314-338.
- Chadwick, Jr., W. W., Gregg, T. K. P. and Embley, R. W. (1999) Submarine lineated sheet flows: a unique lava morphology formed on subsiding lava ponds. *Bull. Volcanol.*, vol. 61, p. 194-206.
- Chiba, S. (1989) Taxonomy and morphologic diversity of *Mandarina (Pulmonata)* in the Bonin Islands. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Jaapn. N.S.*, no. 155, p. 218-251.
- 千葉 聡 (1992) 小笠原諸島におけるカタマイマイ類 - その分布と種構成. 小笠原研究年報, no. 15, p. 57-63.
- Chiba, S. (1996) Ecological and morphological diversification and character displacement in *Mandarina*, an endemic land snail of the Bonin Islands. *Jour. Evol. Biol.*, 9, p. 277-291.
- Crawford, A. J. (1980) A clinostatite-bearing cumulate olivine pyroxenite from Howqua, Victoria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 75, p. 353-367.
- Crawford, A. J. (1989) Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In A.J. Crawford, ed., *Boninites and Related Rocks*, Unwyn Hyman, London, p. 1-49.
- Crawford, A. J., Beccaluva, L. and Serri, G. (1981) Tectonomagmatic evolution of the West Philippine-Mariana region and the origin of boninites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 54, p. 346-356.
- Dallwitz, W. B., Green, D. H. and Thompson, J. E. (1966) Clinostatite in a volcanic rock from the Cape Vogel area, Papua. *Jour. Petrol.*, vol. 7, p. 375-403.
- Dietrich, V. R., Emmermann, R., Oberhansli, R. and Puchelt, H. (1978) Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the West Mariana Basin and Mariana trench. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 39, p. 127-144.
- Dobson, P. F. (1986) *The petrogenesis of boninite: a field, petrologic, and geochemical study of the volcanic rocks of Chichi-jima, Bonin Islands, Japan*. Ph.D Thesis, Stanford University.
- Dobson, P. F., Skogby, H. and Rossman, G. R. (1995) Water in boninite glass and coexisting orthopyroxene: concentration and partitioning. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 118, p. 414-419.

- Dobson, P. F., Blank, J. G., Maruyama, S. and Liou, J. G. (2006) Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks, Chichi-jima, Bonin Islands, Japan. *International Geology Review* (in press).
- Dobson, S. (1998) A Chronology of the Bonin Islands. In Long, D. ed., *The Linguistic Culture of the Ogasawara Islands. Japanese Language Research Center Reports*, vol. 6, p. 21-30.
- 江原幸雄・湯原浩三・小坂文予 (1977a) 西之島新島の急速な冷却 (その1) - 観測結果 -. 火山, vol. 22, p. 75-84.
- 江原幸雄・湯原浩三・小坂文予 (1977b) 西之島新島の急速な冷却 (その2) - 観測結果の解釈 -. 火山, vol. 22, p. 123-131.
- Fox, C. G., Murphy, K. M. and Embley, R. W. (1988) Automated display and statistical analysis of interpreted deep-sea bottom photographs. *Marine Geology*, vol. 78, p. 199-216.
- Fryer, P., Pearce, J. A., Stokking, L. B., et al. (1990) *Proc. ODP Initial Rep.*, vol. 125, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1092p.
- Fryer, P., Pearce, J. A., Stokking, L. B., et al. (1992) *Proc. ODP Scientific Results*, vol. 125, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 716p.
- 藤岡換太郎・Taylor, B.・西村 昭・小山真人・海保邦夫・田崎 和江・Thomas Janece, T. 及び Scientific Party of Leg 126 (1989) 伊豆・小笠原弧の横断掘削 - ODP126節成果報告 -. 地学雑, vol. 98, p. 886-910.
- Fujioka, K., Tokunaga, W., Yokose, H., Kasahara, J., Sato, T., Miura, R. and Ishii, T. (2005) Hahajima Seamount: an enigmatic tectonic block at the junction between the Izu-Bonin and Mariana Trenches. *Island Arc*, vol. 14, p. 616-622.
- 藤田和彦・西 弘嗣・齊藤常正 (1995) ロース石の起源についての地質学的考察. 小笠原研究年報, no. 19, p. 53-59.
- 舟橋嘉浩・黒田 直 (1988) 小笠原諸島, 母島の高マグネシア玄武岩を伴う火山岩. 静岡大学地球科学研究報告, no. 14, p. 35-46.
- Gregg, T. K. P. and Chadwick, W. W., Jr. (1996) Submarine lava-flow inflation: A model for the formation of lava pillars. *Geology*, vol. 24, p. 981-984.
- Gregg, T. K. P. and Fink, J. H. (1995) Quantification of submarine lava-flow morphology through analog experiments. *Geology*, vol. 23, p. 73-76.
- 半沢正四郎 (1925) 沖縄島及小笠原原島の含有孔虫岩に就いて. 地質雑, vol. 32, p. 461-484.
- Hanzawa, S. (1947) Eocene Foraminifera from Hahajima (Hillsborough Island). *Jour. Paleontol.*, vol. 21, 254-259.
- Hanzawa, S. (1950) Eocene Foraminifera from Hahajima (Hillsborough Island) (2). *Short Papers, IGPS.*, No. 1, p. 1-4.
- 早川由紀夫 (1991) 火山で発生する流れとその堆積物 - 火砕流・サージ・ラハール・岩なだれ. 火山, vol. 36, p. 357-370.
- Hickey, R. and Frey, F. A. (1982) Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 46, p. 2099-2115.
- Hon, K., Kauhikaua, J., Delinger, R. and Mackay, K. (1994) Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 106, p. 351-370.
- 本座栄一 (1985) 小笠原弧火山列島周辺の地質. 月刊地球, vol. 7, p. 668-676.
- Hussong, D. and Uyeda, S. (eds.) (1982) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 60, Washington, 929p.
- 井川正雄・岩崎岩次 (1938) 本邦火山の地球化学的研究 (其十四) 小笠原群島父島及び母島の熔岩の化学組成. 日化誌, 59, p. 1171-1178.
- 飯塚 進・佐木和夫・井口博夫・篠山 豊 (1975) 西之島火山の地球物理学的研究. 火山, vol. 20, p. 141-155.
- 今泉俊文 (1983) 父島列島・母島列島の陸上地形. 小笠原研究年報, no. 7, p. 3-11.
- 今泉俊文 (2000) 小笠原群島の島々. 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦 (編) 日本の地形4. 関東・伊豆小笠原, 東京大学出版会, p. 286-291.
- Ishii, T. (1985) Dredged samples from the Ogasawara fore-arc seamount or "Ogasawara Paleoland" - "Fore-arc ophiolite". In Nasu, N., Kushiro, I. et al., eds., *Advances in Earth and Planetary Sciences*, p. 307-342.
- 石井輝秋 (1986) 小笠原海域から採集されたドレッジ試料 - 海底試料研究の一例 -. 月刊地球, vol. 8, p. 510-521.
- 石川正憲・江川龍一郎 (1977) 北マリアナ諸島の火山岩類. 地球科学, vol. 31, p. 55-69.
- Ishizuka, O., Uto, K., Yuasa, M., Hochstaedter, A. G. (1998) K-Ar ages from the seamount chains in the back-arc region of the Izu-Ogasawara arc. *Island Arc*, vol. 7, p. 408-421.
- Ishizuka, O., Uto, K. and Yuasa, M. (2003) Volcanic history of the back-arc region of the Izu-Bonin (Ogasawara) arc. In R.D. Larter, P.H. Leat, (Eds), *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes. Geological Society Special Publications*, 219, Geological Society of London, London, p. 187-205.
- 石塚 治・小原泰彦・Bloomer, S. H.・木村純一・Bing, L. Y.・石井輝秋・YK04-05Leg4乗船研究者一同 (2005) 初期小笠原弧の組成と構造: 小笠原海嶺西壁の潜航調査. 第21回しんかいシンポジウム講演予稿集, p. S20.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N. and Ohara, Y. (2006) O19-05. Spatial and temporal variability of intra-oceanic island arc magma sources: new observation from Oligocene Izu-

- Bonin arc. *Abstracts 19th General Meeting Int. Mineral. Assoc.*, Kobe, Japan., 217p.
- Ishiwatari, A., Yanagida, Y., Li, Y.-B., Ishii, T., Haraguchi, S., Koizumi, K., Ichiyama, Y. and Umeka, M. (2006) Dredge petrology of the boninite- and adakite-bearing Hahajima Seamount of the Ogasawara (Bonin) forearc: An ophiolite or a serpentinite seamount? *Island Arc*, vol. 15, p. 102-118.
- 岩崎泰穎・青島睦治 (1970) 小笠原諸島の地質について。小笠原の自然 - 小笠原諸島の学術・天然記念物調査報告書, p. 205-220, 文部省・文化庁。
- 伊津信之介 (1976) 西之島・西之島新島の火山岩, 海洋科学, vol. 8, no. 8, p. 57-62.
- 伊津信之介・宇都宮陽一・川上満彦 (1980) 西之島・西之島新島及び周辺海域より得られた火山岩 - その化学組成について - (演旨), 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, p. 249.
- Jenner, G. A. (1981) Geochemistry of high-Mg andesites from Cape Vogel, Papua New Guinea. *Chem. Geol.*, vol. 33, p. 307-332.
- 海上保安庁水路部 (1982) 南硫黄島周辺海底火山の最近の活動等について。火山噴火予知連絡会会報, no. 23, p. 53-56.
- 海上保安庁水路部 (1993) 5 万分の 1 沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告書「西之島」, p. 47.
- 海上保安庁水路部 (1994) 5 万分の 1 沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告書「嫁島」, 38p.
- 海上保安庁水路部 (1995) 5 万分の 1 沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告書「髯島」, 40p.
- 海上保安庁水路部 (1996a) 小笠原群島東方海底地形図 (100 万分の 1 大陸棚の海の基本図)。
- 海上保安庁水路部 (1996b) 海底火山等の最近の活動について。火山噴火予知連絡会会報, no. 65, p. 131-133.
- 海上保安庁水路部 (1998) 5 万分の 1 沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告書「父島」, 58p.
- 海上保安庁水路部 (2000) 5 万分の 1 沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告書「母島」, 59p.
- 海上保安庁水路部・文部省総合研究班 (1976) 西之島火山の最近の状況, 火山噴火予知連絡会会報, no. 5, p. 10-23.
- 神沼克伊 (1970) 小笠原諸島の地球物理学的概観と父島における地震観測。小笠原の自然 - 小笠原諸島の学術・天然記念物調査報告書, p. 221-229, 文部省・文化庁。
- Kaneoka, I., Isshiki, N. and Zashu, S. (1970) K-Ar ages of the Izu-Bonin Islands. *Geochem. Jour.*, vol. 4, p. 53-60.
- 貝塚爽平・堀 信行 (1968) 地形と地質。東京都立大学小笠原調査報告, p. 15-38.
- 貝塚爽平・今泉俊文 (1991) 小笠原諸島。活断層研究会 (編) [新編] 日本の活断層, 東大出版会, 東京, p. 190-191.
- Keszthelyi, L. and Denlinger, R. (1996) The initial cooling of pahoehoe flow lobes. *Bull. Volcanol.*, vol. 58, p. 5-18.
- 城戸卓夫・小池義夫 (1975) 西之島新島の内湾調査。 *Jour. Tokyo Univ. Fisheries*, vol. 61, p. 41-47.
- 城戸卓夫・中村善彦・小池義夫 (1975) 西之島諸島の地理的位置と海岸線地形の調査。 *Jour. Tokyo Univ. Fisheries*, vol. 61, p. 31-36.
- 菊池 安 (1888) 小笠原島及火山群島地質摘要。東洋学藝雑誌, no. 77, p. 64-69.
- Kikuchi, Y. (1890) On pyroxenic components in certain volcanic rocks from Bonin Island. *Jour. Sci. Coll. Imp. Univ., Japan*, 3, p. 67-89.
- 気象庁編 (2005) 日本活火山総覧 (第 3 版)。気象庁, 635p.
- Kodama, K., Keating, B. H. and Helsley, C. E. (1983) Paleomagnetism of the Bonin Islands and its tectonic significance. *Tectonophysics*, vol. 95, p. 25-42.
- Komatsu, M. (1980) Clinostatite in volcanic rocks from the Bonin Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 74, p. 329-338.
- 小山真人 (1991) 古地磁気からみたフィリピン海の構造発達史。地学雑誌, vol. 100, p. 628-641.
- 神津淑祐・河野義礼 (1931) 小笠原島父島産古銅輝石に就きて。岩鉱, vol. 6, p. 273-276.
- 久保寺章・田中康裕・小坂文予 (1974) 赤外線エアボン方式による西之島火山の温度測定。火山, 19, no. 1, p. 83-92.
- Kuroda, N. (1975) Boninite and related rocks of Chichi-jima, Bonin Islands, Japan. *Repts. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, vol. 10, p. 145-155.
- 黒田 直 (1979) 小笠原の岩石 - 特に無人岩。小笠原研究年報, no. 3, p. 20-28.
- Kuroda, N. and Shiraki, K. (1975) Boninite and related rocks of Chichi-jima, Bonin Islands, Japan. *Repts. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, 10, p. 145-155.
- Kuroda, N., Shiraki, K. and Urano, H. (1978) Boninite as a possible calc-alkalic primary magma. *Bull. Volcanol.*, vol. 41, p. 563-575.
- 黒田 直・白木敬一・浦野隼臣 (1981) II-A-2 地質。小笠原諸島自然環境現況調査報告書 (3), 東京都立大学, 東京都, p. 63-72.
- 黒田 直・白木敬一・浦野隼臣 (1982) 父島母島付属島の地質。小笠原諸島自然環境現況調査報告書, 東京都立大学, 東京都, p. 64-72.
- Kuroda, N., Shiraki, K. and Urano, H. (1988) Ferropigeonite quartz dacites from Chichi-jima, Bonin Islands: latest differentiates from boninite-forming magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 100, p. 129-138.
- 黒田 直・白木敬一・中野鉄也・伊藤純一・浦野隼臣 (2001) 小笠原諸島父島, 三日月山火山岩類の角閃石英英イサイト。静岡大学地球科学研究報告, no. 28, p. 7-15.
- Kushiro, I. (1981) Petrology of high-Mg bronzite andesite resembling boninite from site 458 near the Mariana Trench. In Hussong, D. M., Uyeda, S., et al. (eds.) *Init. Repts. DSDP*, 55: Washington (U.S. Govt. Printing Office),

- p. 731-733.
- 久城育夫・荒牧重雄・青木謙一郎 (編) (1989) 日本の火成岩. 岩波書店, 東京, 220p.
- Le Maitre, R. W. (ed.) (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Cambridge, 236p.
- Lin, P.-N., Stern, R. J. and Bloomer, S. H. (1989) Shoshonitic volcanism in the northern Mariana arc 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 94, p. 4497-4514.
- Lofgren, G. E. (1971) Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolite glass. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 82, p. 111-124.
- Lütke (1835) *Voyage autour du monde, sur la Corvette le Seniavine*. Paris.
- Macpherson, C. G. and Hall, R. (2001) Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-mariana forearc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 186, p. 215-230.
- Maehara, K. and Maeda, J. (2004) Evidence for high-Ca boninite magmatism from Paleogene primitive low-K tholeiite, Mukoojima, Hahajima Island group, southern Bonin (Ogasawara) forearc, Japan. *Island Arc*, vol. 13, p. 452-465.
- McCulloch, M. T. and Cameron, W. E. (1983) Nd-Sr isotopic study of primitive lavas from the Troodos Ophiolite, Cyprus: evidence for a subduction-related setting. *Geology*, vol. 11, p. 727-731.
- 丸山茂徳・倉元豊秋 (1981) 弟島, 兄島, 父島の地質 (総括). 火山, vol. 26, p. 145-146.
- 松丸国照 (1976) 小笠原諸島, 父島と母島における第三紀大型有孔虫生層序に関する予察的報告. 埼玉大学教育学部紀要 (数学・自然科学), vol. 24, p. 11-14.
- Matsumaru, K. (1984) Larger foraminiferal associations useful for the correlation of the Eocene and Oligocene sediments in the Ogasawara Islands, Japan, and an examination of *Nummlites boniensis* HANZAWA. *Benthos '83 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera* (Pau, April 1983), p. 415-422.
- 三沢良文 (1974) 音響学的にみた西之島火山. 海洋科学, vol. 6, p. 60-65.
- 都城秋穂・久城育夫 (1975) 岩石学 II. 共立出版, 東京, 241p.
- 茂木昭夫・土出昌一・福島資介 (1980) 西之島新島の海岸侵食. 地理学評論, vol. 53, p. 449-462.
- 百瀬寛一 (1975) 西之島新島の熔岩中に発見された自然鉄. 科学, vol. 45, no. 10, p. 631-632.
- Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*, vol. 27, p. 143-156.
- 向山建二郎・西 弘嗣 (1992) 小笠原諸島・父島の地質年代. 日本地質学会第99年総会講演要旨, p. 195.
- 中村善彦・小池義夫 (1975) 西之島周辺海域の海底地形の変化. *Jour. Tokyo Univ. Fisheries*, vol. 61, p. 37-40.
- 中島一則 (1991MS) 小笠原諸島母島の火山地質. 静岡大学卒業論文, 23p.
- Nakamura, Y. (1973) Origin of sector-zoning of igneous clinopyroxenes. *Amer. Mineralogist*, vol. 58, p. 986-990.
- 新妻信明 (2006) III. プレート運動と中部地方のテクトニクス. 日本地質学会 (編) 日本地方地質誌, 4. 中部地方, 朝倉書店, 東京, p. 39-79.
- 西戸裕嗣 (1982) 小笠原父島産沸石および関連鉱物の鉱物化学的研究. 早稲田大学大学院理工学研究彙報, no. 28, p. 60-61.
- Ohara, Y., Morishita, T., Katagiri, Y., Kato, Y. (2006) Deformation and growth of arc by collision of oceanic plateau at the Ogasawara region. *Abstracts in JPGU Meeting 2006*, p. J239-001.
- Ohnenstetter, D. and Brown, W. L. (1996) Compositional variation and primary water contents of differentiated interstitial and included glasses in boninites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 123, p. 117-137.
- 岡本 透・堀 信行・浦田健作・小松陽介 (1995) 小笠原諸島 父島, 母島のカルスト地域の土壌について. 小笠原研究年報, no. 19, p. 30-41.
- 大川史郎・横山 泉 (1977) 西之島火山における重力異常. 北海道大学地球物理学研究報告, vol. 36, p. 83-95.
- 小坂丈予 (1973) 西之島付近海底噴火について. 火山, vol. 18, p. 97-98.
- 小坂丈予 (1974a) 西之島付近海底噴火について (その2). 火山, vol. 18, p. 173-174.
- 小坂丈予 (1974b) 小笠原西之島火山の活動とその経過. 地学雑誌, vol. 83, no. 2, p. 61-69.
- 小坂丈予 (1974c) 西之島火山の活動とその観測. 地質ニュース, no. 237, p. 18-25.
- 小坂丈予 (1975) 西之島火山の活動とその観測 (続). 地質ニュース, no. 246, p. 1-9.
- 小坂丈予 (1991) 日本近海における海底火山の噴火. 東海大学出版会, 279p.
- 小坂丈予 (2003) 海底火山調査にまつわる話 (4) - 西之島沖海底噴火と新島の形成 -. 水路, vol. 32, no. 3, p. 20-24.
- 小坂丈予 (2004) 海底火山調査にまつわる話 (5) - 新島生成後の西之島 -. 水路, vol. 32, no. 4, p. 34-39.
- 小坂丈予・大平洋子・湊 一郎 (1974) 西之島付近海底噴火について (その3). 火山, vol. 19, p. 37-38.
- 大島章一 (1974) 新領土 西之島新島の誕生. 水路 (日本水路協会), vol. 3, no. 1, p. 6-20.
- 大谷康夫・土出昌一・芝田 厚・加藤 茂・岩淵義郎 (2004) 日本周辺海域火山通覧 (第3版). 海洋情報部研究報告,

- no. 40, p. 1-61, 海上保安庁.
- Pearce, J. A., van der Laan, S. R., Arculus, R. J., Murton, B. J., Ishii, T., Peate, D. W. and Parkinson, I. J. (1992) Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In P. Fryer, J. A. Pearce, L. B. Stokking, et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 125, College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 623-659.
- Petersen, J. (1891) Beiträge zur petrographie von Sulphur Island, Peel Island, Hachijo und Mijakeshima. *Jahrbuch der Hamburgischen Wissenschaftl. Anstalten*, 8, p. 1-59.
- Reagan, M. K. and Meijer, A. (1984) Geology and geochemistry of early arc-volcanic rocks from Guam. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 95, p. 701-713.
- Reagan, M. K., Mohler, D., Hartman, B., Hickey-Vargas, R. and Hanan, B. (2003) Changes in 24 lava compositions and with time from the Eocene through the Miocene for the Mariana forearc. *EOS*, vol. 84, T31A-02.
- ロバートソン, R. (小西幸男訳) (1998) ボニン・アイランズ. ダニエル・ロング (編) 小笠原諸島の言語文化, 日本語研究センター報告, vol. 6, p. 59-86.
- 斉藤総一・白木敬一・黒田 直・浦野隼臣 (1989) 小笠原諸島父島の島弧ソレアイト. *火山*, vol. 34, p. 325-326.
- Sameshima, T., Paris, J.-P., Black, P. M. and Heming, R. F. (1983) Clinoenstatite-bearing lava from Népui, New Caledonia. *Amer. Mineralogist*, vol. 68, p. 1076-1082.
- Sanfilippo, A. and Nigrini, C. (1998) Code number for Cenozoic low latitude radiolarian biostratigraphic zones and GPTS conversion tables. *Marine Micropaleontology*, 33, p. 109-156.
- 笹原 昇 (2004) 航空写真による西之島の地形変化 (演旨). 海洋調査技術学会研究成果発表会講演要旨集, no. 16, p. 49-50.
- 佐藤孫七 (1974a) 海底火山西之島事情. 水路 (日本水路協会), vol. 3, no. 1, p. 26-29.
- 佐藤孫七 (1974b) その後の西之島新島. 水路 (日本水路協会), vol. 3, no. 3, p. 2-13.
- 佐藤孫七 (1977) 過去の西之島海底火山活動について. 地質ニュース, no. 272, p. 18-23.
- 佐藤孫七 (1984) 西之島の過去の海底噴火について (演旨). *火山*, vol. 29, p. 141-142.
- Schiffman, P. and Lofgren, G. E. (1982) Dynamic crystallization studies on the Grande Ronde pillow basalts, Central Washington. *Jour. Geol.*, vol. 90, p. 49-78.
- 関岡 満 (1974) 赤外線放射温度計による西之島付近海域の表面温度測定. *地熱*, vol. 11, p. 37-40.
- 関岡 満・湯原浩三 (1976) 1974年1月13日の時点における西之島新島から大気への放熱量の推測. *火山*, vol. 21, p. 73-80.
- Seno, T. and Maruyama, S. (1984) Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, vol. 102, p. 53-84.
- 瀬野徹三・丸山茂徳 (1985) フィリピン海のテクトニクス. *地学雑誌*, vol. 94, p. 141-155.
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫 (1984) K-Ar年代測定結果-2-地質調査所未公表資料-. *地調月報*, vol. 35, p. 331-340.
- 白木敬一 (1979) 無人岩の再評価とその岩石学的意義. *小笠原研究年報*, no. 3, p. 29-31.
- 白木敬一・黒田 直 (1977) 無人岩再訪. *地学雑誌*, vol. 86, p. 34-50.
- 白木敬一・黒田 直・浦野隼臣 (1977) カルクアルカリ質初生マグマとしての無人岩. *火山*, vol. 22, p. 257-261.
- Shiraki, K., Kuroda, N., Maruyama, S. and Urano, H. (1978) Evolution of the Tertiary volcanic rocks in the Izu-Mariana arc. *Bull. Volcanol.*, vol. 41, p. 548-562.
- 白木敬一・黒田 直・浦野隼臣 (1979) 小笠原諸島髯島の含単斜エンスタタイト無人岩. *地質雑誌*, vol. 85, p. 591-594.
- Shiraki, K., Kuroda, N., Urano, H. and Maruyama, S. (1980) Clinoenstatite in boninites from the Bonin Islands, Japan. *Nature*, vol. 285, p. 31-32.
- 白木敬一・斉藤総一・黒田 直・浦野隼臣・丸山茂徳 (1988) 小笠原諸島髯島の含単斜頑火輝石無人岩と鶯砂. *小笠原研究年報*, no. 12, p. 58-60.
- Stern, R. J. and Bloomer, S. H. (1992) Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 104, p. 1621-1636.
- 杉浦邦朗・土出昌一 (1977) 西之島火山に対する噴火予知研究 (第1報) - マルチスペクトル画像による解析 -. 水路部研究報告, no. 12, p. 35-49.
- Sun, C. -H., Stern, R. J., Yoshida, T. and Kimura, J. (1998) Fukutoku-oka-no-ba volcano: a new perspective on the alkalic volcano province in the Izu-Bonin-Mariana arc. *Island Arc*, vol. 7, p. 432-442.
- 鈴木 敏 (1885) 父島群島火山岩誌. *地学会誌*, vol. 1, p. 23-39.
- 高橋正樹 (2000) 島弧・マグマ・テクトニクス. 東京大学出版会, 東京, 322p.
- 高橋成実・海宝由佳・佐藤 壮・藤江 剛・小平秀一・巽 好幸・金田義行 (2006) 地震波速度構造が示す南部伊豆小笠原島弧の地殻成長. 日本地球惑星科学連合2006年大会予稿集, J239-004.
- Tamaki, K., Tanahashi, M., Okuda, Y. and Honza, E. (1981) Seismic reflection profiling in the Ogasawara (Bonin) Arc and the northern Mariana Arc. In Honza, E., Inoue, E. and Ishihara, T., eds., *Geological Investigation of the Ogasawara (Bonin) and Northern Mariana Arcs April-*

- August 1979 (GH79-2, 3 and 4 Cruises). Cruise Report, no. 14, Geological Survey of Japan, p. 83-91.
- 田村俊和 (1980) 父島三日月山の地すべり. 小笠原研究年報, no. 4, p. 66-80.
- Tatsumi, Y. and Maruyama, S. (1989) Boninites and high-Mg andesites: tectonics and petrogenesis. In Crawford, A.J., ed., *Boninites and Related Rocks*. Unwyn Hyman, London, p. 50-71.
- Taylor, B., Fujioka, K., et al. (1990) *Proc. ODP, Initial Rep.*, vol. 126, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1002p.
- Taylor, B., Fujioka, K., et al. (1992) *Proc. ODP, Sci. Results*, vol. 126: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 709p.
- Taylor, R. N., Nesbitt, R. W., Vidal, P., Harmon, R. S., Auvray, B. and Croudace, I. W. (1994) Mineralogy, chemistry, and genesis of the Boninite Series Volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan. *Jour. Petrol.*, vol. 35, p. 577-617.
- Taylor, R. N., Ishizuka, O. and Macpherson, C. G. (2003) Pb isotope constraints on the source of boninite and arc magmatism in the Bonin islands, Japan. *Goldschmidt Conference Abstracts*, p. A478.
- 土出昌一 (1978) 西之島火山に対する噴火予知研究 (第2報) - 予備の数値解析 -. 水路部研究報告, no. 13, p. 111-126.
- 土屋喬雄・玉城 肇 (訳)・M. C. ベルリ (著) (1948) ベルリ提督・日本遠征記2, 岩波文庫, 岩波書店, 東京, 252p.
- Tsunakawa, H. (1983) K-Ar dating on volcanic rocks in the Bonin Islands and its tectonic implication. *Tectonophysics*, vol. 95, p. 221-232.
- Tsuya, H. (1937) On the volcanism of the Huzi volcanic zone, with special reference to the geology and petrology of Idu and Southern Islands. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, vol. 15, p. 215-357.
- 津山 尚・浅海重夫編 (1970) 小笠原の自然 (全2巻). 廣川書店, 228p.+271p.
- 氏家 宏・松丸国照 (1977) 小笠原・母島の地質 - とくにその層位学的研究. 国立科学博物館専報, no. 10, p. 5-18.
- 宇井忠英・荒牧重雄 (1983) 1980年セントヘレンズ火山のドライアバランシュ堆積物. *火山*, vol. 28, p. 289-299.
- Umino, S. (1985) Volcanic geology of Chichijima, the Bonin Islands (Ogasawara Islands). *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 91, p. 505-523.
- Umino, S. (1986a) Geological and Petrological Study of Boninites and Related Rocks from Chichijima, Bonin Islands. *PhD thesis, University of Tokyo*, 367p.
- Umino, S. (1986b) Magma mixing in boninite sequence of Chichijima, Bonin Islands. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 29, p. 125-157.
- 海野 進 (2002) 噴出率に規制された海底火山体の構造と形態について - ハワイ沖海底火山の産状 -. 第19回しんかいシンポジウム予稿集, p. 90.
- Umino, S. (2003) Eruption rate control on morphology and structure of submarine monogenetic volcanoes - Insights from sumersible dives off Maui and Hawaii Islands. *Abstract in AGU 2003 Fall Meeting*, 193p.
- 海野 進・石渡 明 (2006) 小笠原諸島の地質 - 無人岩の成因と海洋底テクトニクス. 日本地質学会 (編), 日本地方地質誌4. 中部地方. 朝倉書店, 東京, p. 292-299.
- 海野 進・岩野昌子 (1992) 斑状ボニナイトの起源 - 固液境界層の破壊とマグマ混合 -. *火山*, vol. 37, p. 183-203.
- Umino, S. and Kushiro, I. (1989) Experimental studies on boninite petrogenesis. In Crawford, A.J., ed., *Boninites and Related Rocks*. Unwyn Hyman, London, p. 89-111.
- 海野 進・生木谷忠司 (1994) 枕状溶岩の形態と急冷縁の形成について. 地球惑星科学関連学会1994年合同大会予稿集, p. 364.
- 海野 進・白木敬一・黒田 直 (1988) 小笠原諸島 - 世界初のモホールに向けて -. 荒牧重雄・新妻信明 (編), 陸上學術ボーリングワーキンググループ, 陸上學術ボーリング候補地集II, p. 35-61.
- Umino, S., Shiraki, K., Kuroda, N. and Urano, H. (1992) Boninite and related rocks. *IGC field trip C-15, 29th IGC Field Trip Guide Book*, vol. 4, p. 149-182.
- Umino, S., Lipman, P.W. and Obata, S. (2000) Subaqueous lava flow lobes, observed on ROV *KAIKO* dives off Hawaii. *Geology*, vol. 28, p. 502-506.
- 海野 進・高橋洋二郎・千野裕之 (2001) オマーン・オフィオライト, サラヒ火山岩類の大規模シート溶岩流の形成過程. 科学研究費補助金基盤研究(A)(2)研究成果報告書「海洋地殻 - マントル系の生成と改編: オマーンオフィオライトを例として」, p. 187-193.
- Umino, S., Obata, S., Lipman, P., Smith, J. R., Shibata, T., Naka, J. and Trusdell, F. (2002) Emplacement and inflation structures of submarine and subaerial pahoehoe lavas from Hawaii. In Takahashi, E. et al., eds., *Hawaiian Volcanoes: Deep Underwater Perspectives, AGU Monograph*, 128, p. 85-101.
- Umino, S., Nonaka, M. and Kauahikaua, J. (2006) Emplacement of subaerial pahoehoe lava sheet flows into water: 1990 Kūpaianaha flow of Kīlauea Volcano at Kaimū Bay, Hawai'i. *Bull. Volcanol.*, vol. 69, p. 125-139.
- Van der Laan, S. R., Flower, M. F. J. and Koster van Groos, A. F. (1989) Experimental evidence for the origin of boninites: near-liquidus phase relations to 7.5 kbar. In A. J. Crawford (ed.), *Boninites and Related Rocks*. Unwyn Hyman, London, p. 112-147.
- Walker, D. and Cameron, W. E. (1983) Boninite primary

- magmas: evidence from the Cape Vogel Peninsula, PNG. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 83, p. 150-158.
- 渡邊綾香・黒田 直 (2000) 小笠原諸島, 父島北部の石英含有無人岩: 無人岩と石英デイスサイトのマグマ混合. 静岡大学地球科学研究報告, no. 27, p. 1-9.
- Wilson, D. S., Teagle, D. A. H., Acton, G. D., et al. (2003) *Proc. ODP Initial Rep.*, 206 [Online]. Available from World Wide Web: <http://www-odp.tamu.edu/publications/206_IR/206ir.htm>
- 矢部長克 (1920) 日本の高等有孔虫殻を含む第三紀岩 (二). 地質雑, vol. 27, p. 293-300.
- Yabe, H. (1921) Notes on some Eocene Foraminifera. *Sci. Rep., Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser., vol. 5, p. 97-108.
- Yabe, H. and Hatai, K. (1939) On an interesting Gastropoda from Haha-zima, Ogasawara Islands, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 16, p. 209-212.
- Yabe, H. and Sugiyama, T. (1935) A new species of the genus *Ranina* (Lephoranina) from Hahazima, Ogasawara group (Bonin Islands), Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 12, p. 1-4.
- 矢嶋一仁・藤巻宏和 (2001) 小笠原群島父島に産する高Caおよび低Caボニナイト. 岩石鉱物科学, vol. 30, p. 217-236.
- 矢嶋一仁・藤巻宏和・黒田 直 (2001) 小笠原諸島母島に産する初生のソレアイトおよびカルク・アルカリ系列岩. 岩石鉱物科学, vol. 30, p. 164-179.
- Yamaguchi, T. (1985MS) *Geology and petrology of Hahajima, Bonin Islands, Japan*. Graduate thesis, Toyama University.
- 山本純一 (1993MS) 小笠原諸島, 母島のソレアイト, カルク・アルカリマグマ系列. 静岡大学修士論文, 79p.
- 山本純一・海野 進 (1992) 小笠原諸島, 母島火山岩におけるソレアイト, カルク・アルカリ系列. 地球惑星科学関連学会合同大会日本火山学会固有セッション講演予稿集1992年春季大会, no. 1, p. 45.
- 吉原重康 (1901) 小笠原島は富士火山線中に在らず. 地質雑, vol. 8, p. 380-389.
- Yoshiwara, S. (1902) Geological age of Ogasawara group (Bonin Islands) as indicated by the occurrence of Nummlites. *Geological Magazine*, N.S. Dec. 4, 9, p. 296-303.
- 湯浅真人 (1983) 伊豆・小笠原弧の地学現象にみられる南北対立. 月刊地球, vol. 5, p. 459-463.
- 湯浅真人・村上文敏 (1985) 小笠原弧の地形・地質と孀婦岩構造線. 地学雑, vol. 94, p. 115-134.
- 湯浅真人・玉木賢策 (1982) 火山列島, 南硫黄島の玄武岩. 地調月報, vol. 33, p. 531-540.
- Yuasa, M., Tamaki, K., Nishimura, A. and Honza, E. (1981) Geological survey on Minami-Iwojima, Yomejima and Nakodajima Islands of the Ogasawara Islands Group, NW Pacific. In Honza, E., Inoue, E. and Ishihara, T., eds., *Geological Investigation of the Ogasawara (Bonin) and Northern Mariana Arcs April-August 1979 (GH79-2, 3 and 4 Cruises)*. Cruise Report, no. 14, Geol. Surv. Japan, p. 116-122.

Geology of the Chichijima Rettō District

by

Susumu UMINO * and Shun NAKANO **

(written in 2006)

(ABSTRACT)

The Izu-Ogasawara (Bonin) Arc has an extension of 1,500 km in length and 400 km in width, consisting of the Shichitō Ridge, Backarc-Nishinoshima Trough, Ogasawara (Bonin) Trough and Ridge, and Japan Trench from west to east. The Ogasawara (Bonin) Island Group, comprising Mukojima Rettō, Chichijima Rettō and Hahajima Rettō from north to south, lies between latitude 26°32' N and 27°44' N and at longitude 142°E on the shallow shelf on the Ogasawara Ridge. The Shichitō Ridge is a post Oligocene volcanic ridge capped by Quaternary volcanoes including Nishi-no Shima and the Volcano Islands. The Geological Map, "Chichijima Rettō", covers Chichijima Island Group situated between latitude 27°02' N and 27°12' N and between longitude 142°03' N and 142°15' N and Nishi-no Shima between latitude 27°13.5' N and 27°16' N and between longitude 140°52' N and 140°54' N. The Chichijima Rettō (Islands) are comprised mainly of Tertiary (Eocene) volcanic strata, and the Nishi-no Shima (Island) is a late Quaternary volcanic island. The geology of the district is summarized in Fig. 1.

Tertiary

The Ogasawara Island Group is the type locality and world's largest exposure of boninite, which extensively underlies the Izu-Ogasawara-Mariana forearc region. Boninite is defined as "plagioclase-free glassy bronzite andesite" characterized by its high MgO 8–15 wt. %, SiO₂ 52–60 wt. %, and compatible elements such as Ni and Cr, and low high-field strength and rare earth elements. It is the only terrestrial rock type that carries clinoenstatite as a phenocryst or a microphenocryst. Boninite and its differentiates are widely distributed from Muko Jima, Yome Jima and Chichijima Islands to Hahajima Seamount south off Haha Jima, which formed submarine volcanoes in early Eocene time (48–45 Ma). Volcanic strata in Chichijima Rettō are divided into the Maruberiwan, Asahiyama and Mikazukiyama Formations in ascending order on the basis of structural discontinuities such as the presence of major erosional surfaces and bedded sandstone and conglomerate, suggestive of a quiescent period as well as petrographical differences. The Maruberiwan Formation is unconformably overlain by the Minamizaki Formation consisting of Oligocene to early Miocene foraminiferal reef limestone.

The Maruberiwan Formation, widely distributed in Chichi Jima and Ani Jima, varies in lithology and lithofacies stratigraphically upward from boninite pillow lavas through boninite volcanoclastic rocks to dacite pillow lavas. Bronzite andesite pillow lava and hyaloclastite are intercalated with boninite and dacite pillow lavas. Pillow lava and hyaloclastite are the main constituents of the Maruberiwan Formation accompanied by sheet and massive lava, lava dome, and pyroclastic rocks. Boninite tuff breccia in the middle Maruberiwan Formation is a massive to poorly-stratified strata with common volcanic bombs embedded in moderately vesicular scoriae. It changes laterally to stratified conglomerate and alternating beds of sandstone and siltstone in the western and southern coasts of Chichi Jima.

The Asahiyama Formation is distributed north and south of Chichi Jima and on the northern end of Ani Jima. It rests unconformably on bedded sandstone and conglomerate on top of the Maruberiwan Formation. The Asahiyama

* Faculty of Science, Shizuoka University

** Institute of Geology and Geoinformation

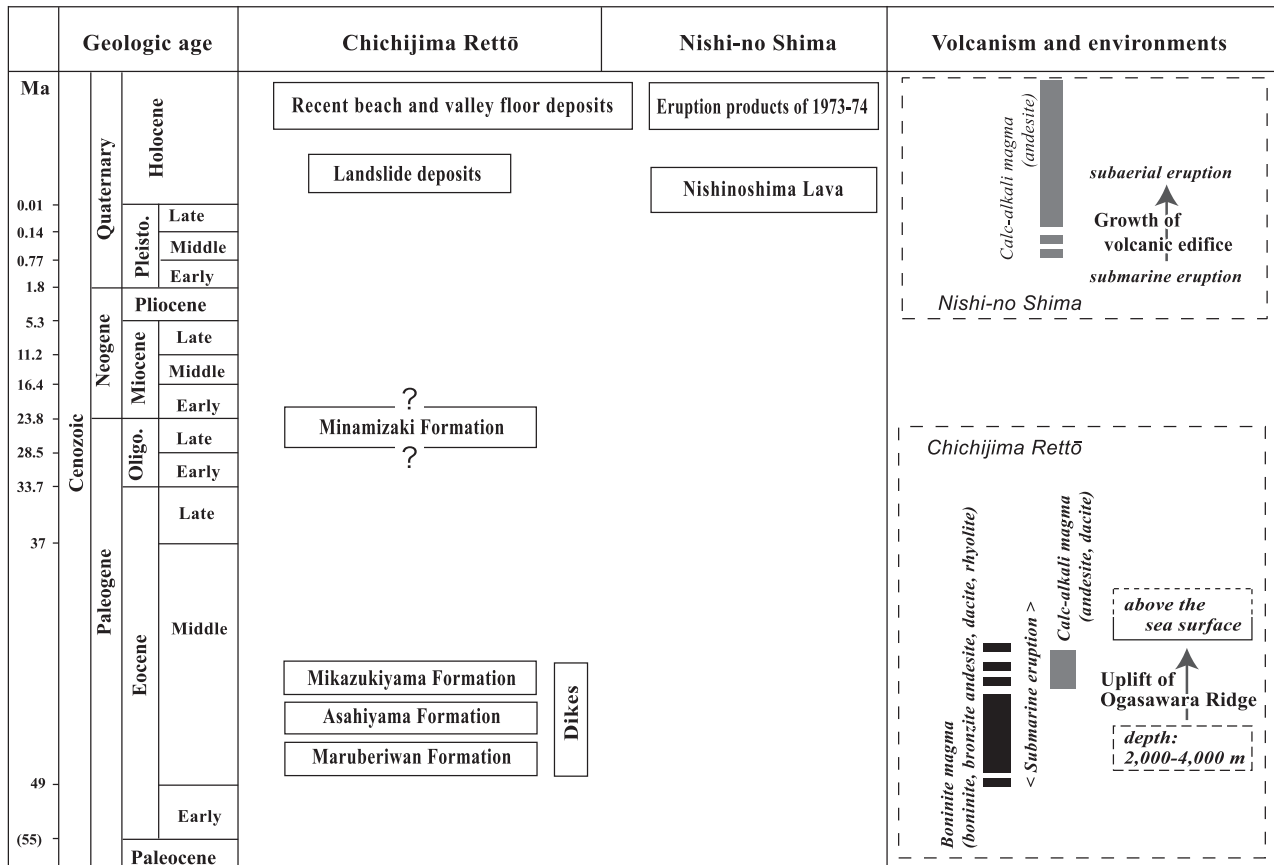


Fig. 1 Summary of geology of the Chichijima Rettō District.

Formation consists of quartz-bearing dacite and rhyolite sheet lava and hyaloclastite with a subordinate amount of sandstone and conglomerate. Rhyolite pillow lava is rarely associated with hyaloclastite.

The Mikazukiyama Formation, abutting the Asahiyama and Maruberiwan Formations, covers north of Chichi Jima and Ani Jima and comprises the entire Otōto Jima. It begins with alternating beds of sandstone and mudstone at the base and is dominated by tuff breccia and a conglomerate upsection. Calc-alkaline andesite and dacite form tuff breccia, bedded sandstone and conglomerate, while bronzite andesite pillow lava is very common in Otōto Jima.

Dike swarms of boninite, bronzite andesite, dacite and rhyolite intruded into the Maruberiwan Formation run along the eastern and northern coasts of Chichi Jima and in the western coast of Ani Jima. The dikes dip 70°-80° along the coast of Chichi Jima, while they show variable dips from 40° to 80° in Sujiiwa Misaki and Hyōtan Jima west of Ani Jima. A swarm of island-arc tholeiitic dacite dikes intruded into the dacite and andesite lavas in the southwestern coast of Chichi Jima.

The Minamizaki Formation, Oligocene to early Miocene reef limestone, is distributed in Minami Zaki, Minami Jima and surrounding small islands southwest of Chichi Jima. The lower part consists of poorly sorted packstone and wackestone, which yields Oligocene foraminifers such as *Heterostegina borneensis* and *Lepidocyclina (Eulepidina)*. The upper part comprises grainstone and in-situ corral reef limestone including middle Miocene *Spiroclipeus margaritatus*.

Quaternary

Nishi-no Shima comprises the summit of a more than 3000-m tall stratified conical volcano with a basal diameter of 20 to 30 km. Volcanic history is poorly understood because the volcanic edifice is largely hidden by deep water. The Older Nishi-no Shima (Kyūtō) is a part of a crater rim 1 km across which rests on the summit of a submerged volcano. The Younger Nishi-no Shima (Shintō) is a central cone formed in the crater.

The Older Nishi-no Shima and islets north of Nishi-no Shima existed before 1702 and consist of Nishinoshima Lava. The Younger Nishi-no Shima and surrounding islets are composed of eruptive products by the last eruption in

1973-74. All the volcanic products are subaerial andesite lava and pyroclastic rocks. The Older and Younger Nishi-no Shima are connected by a flat plain of sand and gravel developed after 1973. Because the Older Nishi-no Shima is bounded by steep cliffs, only sand and gravel deposits older than 1973 remain on the central western coast of the Older Nishi-no Shima.

執筆分担

第1章 地形	海野 進・中野 俊
第2章 地質概説	海野 進・中野 俊
第3章 第三系	海野 進
第4章 西之島火山噴出物	中野 俊・海野 進
第5章 第四系	海野 進
第6章 地質構造	海野 進
第7章 応用地質	海野 進

文献引用例

海野 進・中野 俊 (2007) 父島列島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 71p.

章単位での引用例

海野 進・中野 俊 (2007) 父島地域の地質, 第1章 地形. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 1-5.

Bibliographic reference

Umino, S. and Nakano, S (2007) Geology of the Chichijima Rettō District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 71p (in Japanese with English abstract 3p.).

Bibliographic reference of each chapter

Umino, S. and Nakano, S (2007) Geology of the Chichijima Rettō District, Chapter 1, Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-5 (in Japanese).

地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 父島列島地域の地質
平成19年5月31日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1-1 中央第7
TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 株式会社 イセブ

© 2007 Geological Survey of Japan, AIST