

トカラ列島における中期更新世の酸性海底火山活動

横瀬 久 芳* 佐 藤 創* 藤 本 悠 太*
Maria Hannah T. MIRABUENO*** 小 林 哲 夫**
秋 元 和 實*** 吉 村 浩**** 森 井 康 宏****
山 脇 信 博**** 石 井 輝 秋***** 本 座 栄 一*****

Mid-Pleistocene Submarine Acidic Volcanism of the Tokara Islands, Japan

Hisayoshi YOKOSE*, Hajime SATO*, Yuta FUJIMOTO*,
Maria Hannah T. MIRABUENO***, Tetuo KOBAYASHI**,
Kazumi AKIMOTO***, Hiroshi YOSHIMURA****, Yasuhiro MORII****,
Nobuhiro YAMAWAKI****, Teruaki ISHII***** and Eiichi HONZA*****

Abstract

To understand the submarine volcanism surrounding the Tokara Islands, a submarine topographic analysis and 67 dredge samplings were carried out. Prior to the submarine investigations, we reviewed comprehensively geological and geophysical data on this region and confirmed the complexity of both volcanic activity and tectonic setting of the Tokara Islands. In contrast to the homogeneous subaerial volcanic rocks comprising predominantly two-pyroxene andesite lava flows, the dredged samples vary from basaltic andesite to rhyolite in composition. Furthermore, we reveal that dacitic and rhyolitic pumices are abundant and broadly distributed throughout the submarine area. The recovered volcanic rocks were mainly subangular to angular cobble-boulder fragments of lava, scoria, and variably vesiculated pumice. Volcanic rocks with hornblende phenocrysts occur only north of the Tokara strike-slip fault, which is a major tectonic element of volcanism.

The pumices can be classified into three categories based on the size and abundance of the

* 熊本大学大学院自然科学研究科

** 鹿児島大学大学院理工学研究科

*** 熊本大学沿岸域環境科学教育研究センター

**** 長崎大学水産学部

***** 東京大学海洋研究所

***** 熊本大学理学部

+ 現所属：Philippine Institute of Volcanology and Seismology

++ 現所属：深田地質研究所

+++ 現所属：鉦研工業株式会社

* Graduate School of Science and Technology, Kumamoto University

** Graduate School of Science and Engineering, Kagoshima University

*** Center for Marine Environment Studies, Kumamoto University

**** Faculty of Fisheries, Nagasaki University

***** ORI University of Tokyo

***** Faculty of Sciences, Kumamoto University

+ Present address: Philippine Institute of Volcanology and Seismology

++ Present address: Fukada Geological Institute

+++ Present address: Koken Boring Machine Co., Ltd.

phenocrysts: aphyric pumice, fine-grained porphyritic pumice, and coarse-grained porphyritic pumice. Occurrences, such as amount in a dredge, shape without extensive abrasion, large fragment size, and bulk rock chemical compositions of the major pumice fragments suggest that they are in situ, rather than originating as drifted pumice or air fall, exotic pyroclastic fragments derived from the four super-eruptions of Kyushu Island. Because dredged samples contained fresh volcanic glass in the groundmass, and are not covered by iron-manganese oxide crust, they appear to have originated from the Quaternary eruptions. Indeed volcanic islands have developed above the submarine erosional terraces (indicated as knick points at approximately 110 m in depth), which is assumed to have formed during the last glacial age. K-Ar age dating on the representative pumice samples resulted in ages of 0.60 ± 0.20 Ma and <0.2 Ma, respectively. These newly obtained submarine data support that acidic volcanisms occurred around the submarine calderas during the Mid-Pleistocene age.

Key words : submarine volcano, submarine caldera, Tokara Islands, Ryukyu arc, Mid-Pleistocene volcanism, Tokara strike-slip fault

キーワード : 海底火山, 海底カルデラ, トカラ列島, 琉球弧, 中期更新世火山活動, トカラ横ずれ断層

I. はじめに

トカラ列島は、北部から中部琉球弧に分布する島々を指し、北から口之島、中之島、臥蛇島、臥蛇島、悪石島、平島、諏訪之瀬島、小宝島、宝島、横当島からなる 10 島を総称している (図 1)。琉球海溝とほぼ平行に並ぶトカラ列島の島々は、九州南部に認められる火山フロントの南方延長部に相当する。火山フロント上の口之島御岳、中之島御岳、諏訪之瀬島御岳は、活火山として認定されており、中でも諏訪之瀬島の活動度ランクは A である (気象庁, 2003)。

トカラ列島を構成する火山群は、人口密集地から隔てられた離島ではあるが、地理的特殊性から火山防災上きわめて重要な地域といえる。その理由は、黒潮の軸流部がトカラ列島を定常的に横断し、かつ亜熱帯ジェット気流が上空を通過することにある。つまり、地球規模の海洋・大気循環の要に火山群が存在しており、もしも九州南部のような大規模火山噴火が発生した場合、被災地域が東方の広い範囲に拡大し得るおそれがあるからだ (横瀬, 2007)。

しかしながら、トカラ列島は小規模な火山体が海面上に分布する程度であるため、海面下を含め

た全体的な火山活動の解明はなされていない。その上、琉球弧を含めたトカラ列島の基本的な枠組みは、いまだに 1980 年代の総括的な論文に依存している。

海洋調査技術の進歩と相まって、地球上の火山活動の 70% に達する海底火山活動 (Carey and Sigurdsson, 2007; Embley *et al.*, 2007) が近年注目されはじめている。そのような状況のもと、海面下に潜む海底火山群の実態が明かされつつある：伊豆-小笠原弧 (村上・石原, 1985; Yuasa *et al.*, 1991)、ケルマディック弧 (Worthington *et al.*, 1999; Wright and Gamble, 1999)、マリアナ弧 (Embley *et al.*, 2007)。

トカラ列島でも海面下の火山活動に対してさまざまな指摘がなされている。植田 (1986) は、大まかな海底地形と地磁気データからトカラ列島の宝島地塊、第一奄美堆、硫黄島島堆の周辺に海底カルデラが存在する可能性を指摘した。横瀬 (2007) は、海底地形データを編纂し、始良カルデラと同程度の凹地が、北部から中部琉球弧にかけて火山フロント上にほぼ 100 km 間隔で配列していることを見出している。しかし、トカラ列島全体にわたる実質的な海洋地質調査は、GH75-1 航海および GH75-5 航海 (Honza, 1976) 以降、

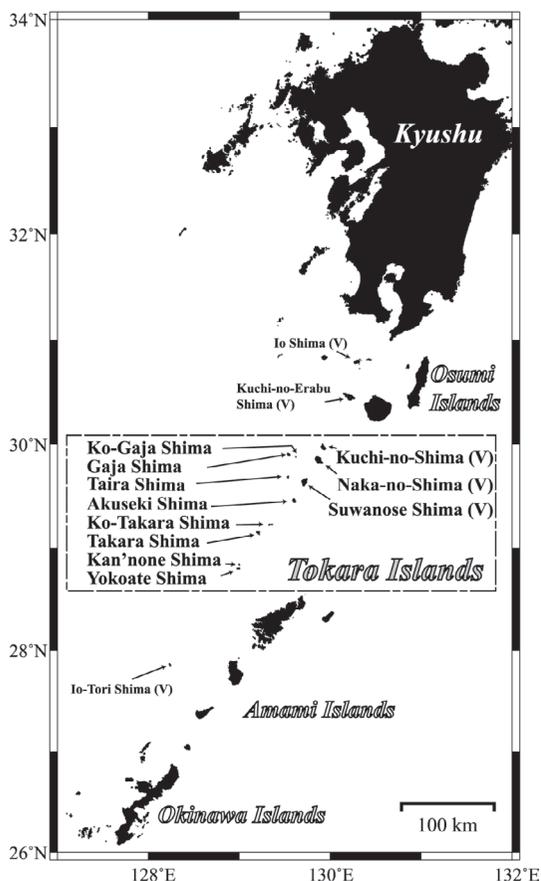


図 1 琉球弧北半分の火山島。(V): 活火山 (気象庁, 2003)。

Fig. 1 Volcanic islands in the northern half of the Ryukyu Arc. (V): active volcano (Japan Meteorological Agency, 2003).

まったく行われていない。

トカラ列島における火山活動の全容解明に向けた優先課題は、火山活動を支配するテクトニックセッティングに関する概念の更新である。そのためには、トカラ列島周辺海域でこれまで独立に報告されてきた地質学的データと地球物理学的データを有機的に結び付ける作業の後、海底地形の解析を行い、トカラ列島全体における海底火山活動の位置づけを再検討する必要がある。その上で、代表的な火山島海底部や海丘群に対して実施する岩石ドレッジを、検証作業として位置付けた。

既存論文の総括からは、トカラ列島が従来考えられていたような単純な島弧ではなく、きわめて複雑なテクトニックセッティング下で発生した火山活動であることが判明した。また、ドレッジによる検証作業では、これまでまったく報告のなかった新鮮な酸性火山岩類が、海底に広く分布することが明らかとなった。

II. トカラ列島周辺海域の複雑なテクトニクス

1) 琉球弧のテクトニックマップ

火山活動を検討する上で、テクトニックセッティングは重要な制約条件となる。琉球弧は、フィリピン海プレートの西縁部がユーラシアプレートに北西～北北西方向に沈み込む場で形成されており、九州南部から台湾に至る総延長約 1,200 km の島弧である。詳しく見た場合、島弧の縦断方向における沈む込み速度は一定とはならず、南部から北部に向けて、71 mm/年 から 50 mm/年に減少する (Seno *et al.*, 1993)。

近年の海底地形図では、島弧縦断方向における複雑さがより明確に表現されている。北部では、九州-パラオ海嶺、奄美海台、大東海嶺、沖大東海嶺など起伏に富んだ海底の高まりが存在し、一方南部は、比較的起伏に乏しいフィリピン海盆が広がる。フィリピン海プレートとユーラシア大陸が接する琉球海溝では、沖縄と宮古島間の沖合に最深部 (水深 7,000 m を超す部分) があり、北部および南部に向かって海溝は次第に浅化する。北部では、大東海嶺、奄美海台や九州-パラオ海嶺の北西延長部が琉球海溝を分断する (奄美鞍部や大東鞍部: 木村ほか, 1983) (図 2)。このように沈み込むプレートの上面は、島弧縦断方向においてかなり複雑である。

琉球弧の地質構造区分も、島弧縦断方向および横断方向に複雑さを有する。小藤 (1897) は、琉球列島が 3 重弧であることを発見し、太平洋側から外列 (第三系)、中列 (古期岩類)、内列 (火山岩) に区分した。小西 (1965) は、先中新世の基盤岩類をさらに 6 帯に分け、基盤構造の帯状配列が絶たれるトカラ海峡や宮古凹地に左横ずれ断層を提案した。その後、琉球弧はこの「ト

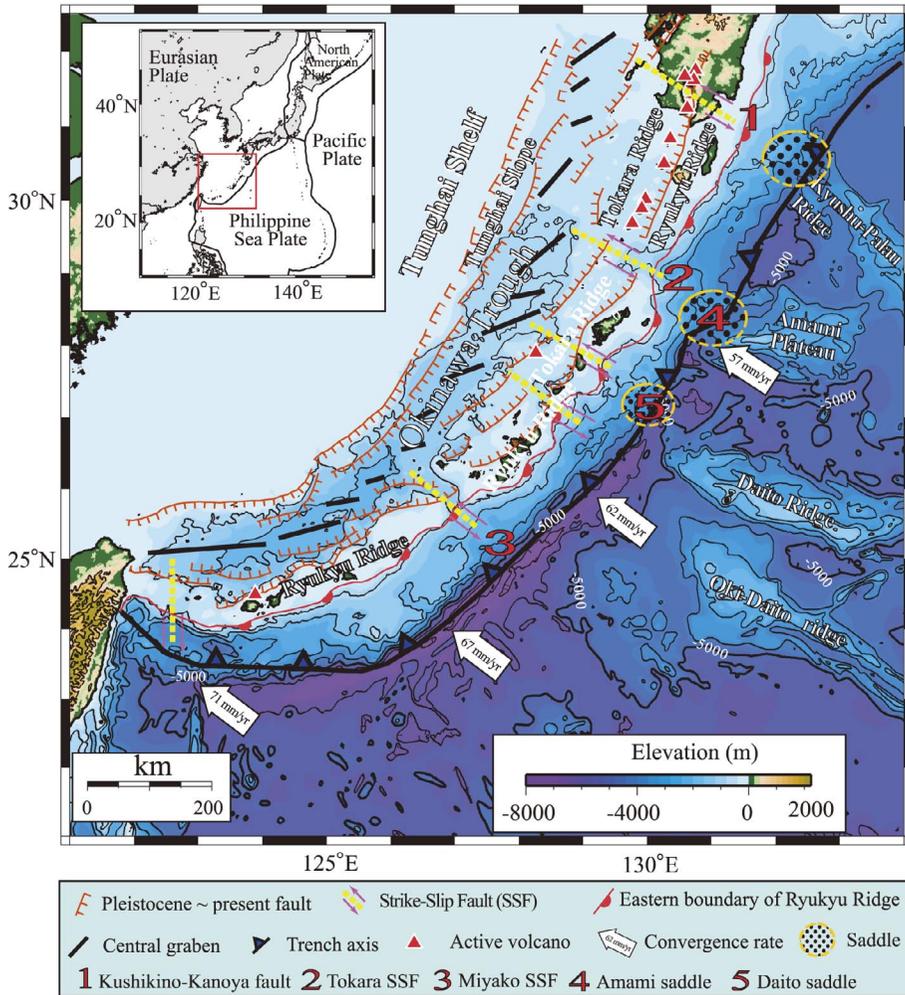


図 2 琉球弧のテクトニックマップ。地質構造マップ：海底地形 (木村ほか, 1983; Kimura, 1985), 横ずれ断層 (小西, 1965; 木崎, 1979, 1985; Kizaki, 1986), 活火山 (気象庁, 2003), フィリピン海プレートの相対速度 (Seno *et al.*, 1993)。等深線間隔: 1,000 m。

Fig. 2 Tectonic map of the Ryukyu Arc. Tectonic map: Geographical elements (Kimura *et al.*, 1983; Kimura 1985) strike-slip faults (Konishi, 1965; Kizaki, 1979, 1985, 1986), active volcano (Japan Meteorological Agency, 2003), plate convergence rate (Seno *et al.*, 1993), Contour interval: 1,000 m.

カラ海峡”と“宮古凹地”によって地質学的に三分割されている (小西, 1965; Kizaki, 1986)。琉球弧を分断するような左横ずれ断層は, 上記 2 か所のほかにも数多く提案されている (例えば, 小西, 1965; 木崎, 1979; Kizaki, 1986)。つまり, 地質構造区分は, 島弧縦断方向において分断されている。

地質学的な構造区分用語として広く用いられてきた“トカラ海峡”や“宮古凹地”ではあるが, これらは海図上に示される一般的地名でもある。しかし, 海図におけるトカラ海峡は, 屋久島南方の海域を指し, 構造区分としてのトカラ海峡は小宝島と悪石島間を指す。そのため, 両者の地理的位置は一致しない。用語の誤解を避けるため, 本

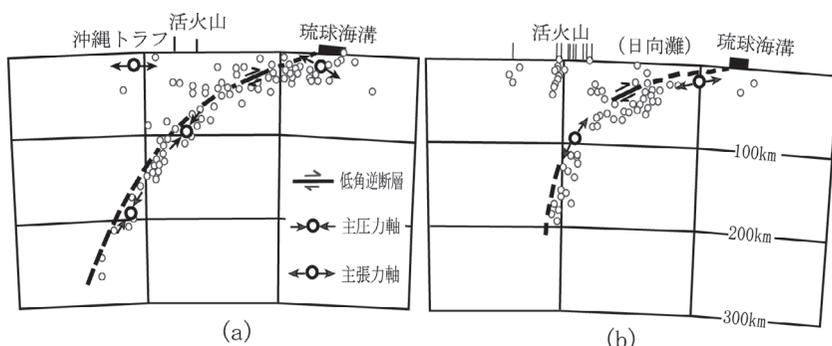


図3 琉球弧における和達-ベニオフ面の断面図。(a) 台湾沖～トカラ海峡, (b) トカラ海峡～九州。(藤田, 1984より転載)。

Fig. 3 Projection of the Wadati-Benioff zone to the vertical cross section of the Ryukyu Arc. (a) Offshore Taiwan-Tokara Channel, (b) Tokara Channel-Kyushu Island. (Reprinted from Fujita, 1984)

論では構造区分をトカラ横ずれ断層や宮古横ずれ断層(地理的名称は慶良間海裂に対応)と呼ぶことにする(図2)。

2) トカラ列島の特殊な深部構造

琉球弧直下の地殻やマンツルの内部構造は、近年の地震波トモグラフィー技術によって解明されつつある(Iwasaki *et al.*, 1990; Kodaira *et al.*, 1996; Nakamura *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2008)。トカラ列島下の地殻の厚さはおよそ25 kmと推定されている(Iwasaki *et al.*, 1990; Nakamura *et al.*, 2003)。さらに、地震波速度の顕著な減衰域が火山フロント直下で観測されており、広範囲にわたるマグマの存在が推定されている(Nakamura *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2008)。

前述のトカラ横ずれ断層は、沈み込むフィリピン海プレートの形状や応力場の転換点として地表のみならず深部境界として地震学的にしばしば議論されている(Carr *et al.*, 1973; Shiono *et al.*, 1980; 長宗, 1987; 長宗・田代, 1989; Christova, 2004)。Shiono *et al.* (1980)は、トカラ横ずれ断層の北で、沈み込むプレートの角度が深度100 km前後から急激に70°近くに変化し、南では100 km以深でも40～50°程度の角度を維持することを示した。さらに、この断層を境に沈み込むプレート内部の応力場も異なり、以北では地震面傾斜方向に主張力軸が傾き、以南では地震面傾斜

方向に主圧縮軸が存在する(図3)。この断層を境にした応力場の変化は、100 km以深の深いスラブ内(Shiono *et al.*, 1980; Christova, 2004)や浅い地殻内(Otsubo *et al.*, 2008)に認められている。

長宗(1987)は、トカラ横ずれ断層を境に、沈み込むプレートの等深線間隔および走向に大きなずれが生じていることを明らかにし、そのずれが深さ80 kmと150 kmにおいて、それぞれ70～80 km, 30～40 kmに達すると考えた。トカラ横ずれ断層以外にも、北部琉球弧の串木野^{かの}鹿屋横ずれ断層直下にもブロック化が想定されている(長宗・田代, 1989)。さらに、沈み込むプレートの到達深度にも違いが認められており、串木野-鹿屋断層以北で170～180 km(長宗・田代, 1989)、串木野-鹿屋断層とトカラ横ずれ断層に挟まれた地域では200 km(長宗, 1987; 長宗・田代, 1989; Christova, 2004)、トカラ横ずれ断層以南では270 km(長宗, 1987; Christova, 2004)と推定されている。もしも、火山フロント直下において、沈み込むプレートの急激な形状変化が存在しているならば、火山活動様式の変化として反映されている可能性も高い。

注目すべき点は、沈み込むプレートのブロック化に呼応する左横ずれ断層の南東延長には、常に海嶺や海台が存在することである。実際、フィリ

ピン海プレート上に存在する九州-パラオ海嶺、奄美海台や大東海嶺などの大陸地殻は、フィリピン海プレートの沈み込みに伴って琉球弧に衝突していると考えられている (Letouzey and Kimura, 1985; 植田, 1986)。また、奄美海台の衝突は、喜界島を隆起させていると推定されている (Letouzey and Kimura, 1985)。九州-パラオ海嶺や奄美海台といった浮力のある地殻が琉球弧に衝突したため、沈み込んだフィリピン海プレートの切り離しが起こり、全体の応力場を変化させていると説明されている (Lallemand *et al.*, 2001)。また、九州南部の左横ずれ剪断帯は、浮力のある九州-パラオ海嶺の沈み込みによってもたらされた可能性が指摘されている (Wallace *et al.*, 2009)。以上のように、トカラ列島の火山活動を支配するテクトニック場は、単純な沈み込み帯というよりは、むしろ衝突帯に近い特殊な環境である。このように、トカラ横ずれ断層は表層から深部に至る重要な構造要素とみなせる。

III. トカラ列島における火山活動の総括

1) 火山活動の時代区分と空間分布

トカラ列島を含む琉球列島の火山岩類は、小藤 (1897) によって地質学的に“内列”と表現されたが、その後の研究によって、旧期琉球火山活動期、中期琉球火山活動期そして新期琉球火山活動期に分帯された (Matsumoto, 1943; 波多江, 1955)。小西 (1965) は、琉球弧の火山岩類を、古期琉球火山区と琉球火山帯に分割した。トカラ列島では古期琉球火山区として、小臥蛇島、臥蛇島、平島、悪石島、小宝島、宝島、上之根島、横当島が含まれ、第三紀中新統～鮮新世の安山岩を主体とした火山活動であると考えられていた (小西, 1965)。その後、横当島に関しては、火山地形の保存状態から後期更新世から現世までに活動した火山であると推定された (松本・松本, 1966; 海上保安庁水路部, 1987)。

絶対年代が報告 (大四ほか, 1987) されるようになり、上記の火山活動区分は新たに、グリータフ火山活動 (17.7 ~ 5.1 Ma : 宝島)、旧期火山活動 (6.5 ~ 4.8 Ma : 臥蛇島、平島)、第四紀

新期火山活動 (1.75 ~ 現在 : 口之島、中之島、諏訪之瀬島、悪石島、横当島、硫黄島) に大別された (大四, 1992)。悪石島を除く第四紀新期火山活動は、活火山分類 (気象庁, 2003) に対応する。松本 (1992) は、新期火山活動を伴った火山島の基盤やそれ以外の火山島および海面下の火山岩類が古琉球系火山系列 (活動時期は鮮新世～更新世中期前半) に属すると考えた。このように、火山活動時期と火山島の地理的分布が関連づけて議論されている。

2000年以降、トカラ列島の島々について、年代値がさらに追加された (Furuyama *et al.*, 2002; 松本ほか, 2006; 下司ほか, 2007; 小林・棚瀬, 2008; 中野・下司, 2008; 中野ほか, 2008)。これまで報告された年代値をまとめて図4に示す。注目すべきは、鮮新世の火山活動と考えられていた背弧側の火山列 (平島、臥蛇島、小臥蛇島) から、新期火山活動に相当する中期～後期更新世を示す年代値が報告されている点である。つまり、火山島の地理的分布と火山活動時期が直接関連しないことを示す。

火山フロント上には、第四紀火山のほかに、宝島と同様に平瀬からも鮮新世の年代値 (4 Ma 前後) が報告されている (下司ほか, 2007)。つまり、火山フロント上の火山活動は長期間にわたっており、山体のどの部分を代表させるかによって活動期間の表現が大きく変わる。

例えば、中新世に形成された宝島層群が宝島に分布する (大四ほか, 1987)。この宝島層群の形成年代をもって、第四紀火山活動が存在しない地域と考えるのも無理はない。しかし、20 km 前後の間隔で配列していた、トカラ列島北部の第四紀火山列が途絶え、悪石島から横当島までの間 94 km が空白域になる。しかし、宝島層群の年代値には、前期～中期更新世を示す変質年代が存在する (大四ほか, 1987)。この年代値を若返らせた変質作用が、火山フロント上の島々と同様に中期更新世以降のマグマ活動の結果かもしれない。現在でも宝島北方の小宝島では、高温泉 (76 ~ 96°C) が湯泊温泉や塩湯地獄で確認できるほか、波止場の硫気口 (102°C, pH 5.8) からは超好

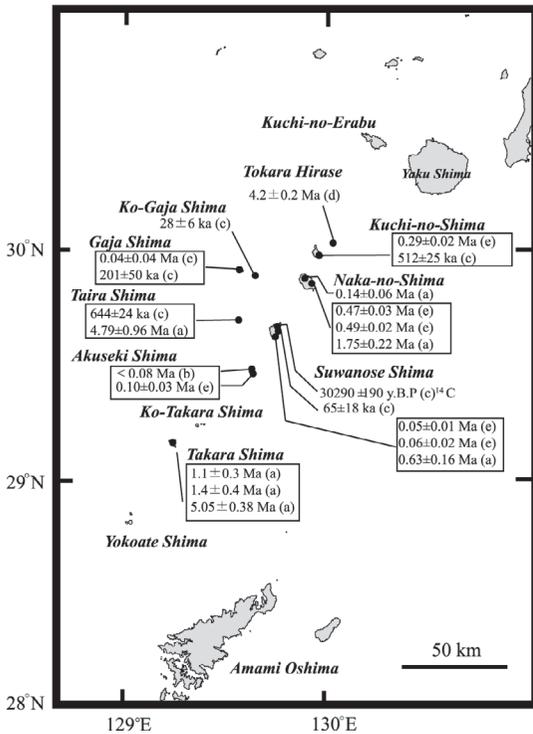


図4 トカラ列島の火山岩の年代値分布. (a) 大四ほか (1987), (b) Furuyama *et al.* (2002), (c) 松本ほか (2006), (d) 下司ほか (2007), (e) 小林・棚瀬 (2008).

Fig. 4 Age distribution of volcanic rocks in the Tokara Islands. (a) Daishi *et al.* (1987), (b) Furuyama *et al.* (2002), (c) Matsumoto *et al.* (2006), (d) Geshi *et al.* (2007), (e) Kobayashi and Tanase (2008).

熱原始菌 (*Thermococcus kodakaraensis* KOD1) が発見されている (Morikawa *et al.*, 1994)。これらの状況証拠は、マグマの噴出が陸上部で確認できていないが、宝島層群形成以降にマグマ活動が存在していたことを間接的に示す。

以上の議論を踏まえて年代値を総合すると、トカラ列島周辺海域の火山活動は、前期鮮新世 (4 Ma 前後) と中期更新世 (0.7 Ma 以降) を中心とした二つのステージに集中している。このような休止期を挟んだ間欠的な火山活動の存在は、九州の中西部からも報告されている (横瀬ほか, 1999)。地理的分布域と結び付けて提唱されてき

た火山活動の年代区分論は多くの矛盾点を含んでいるとみなせる。トカラ列島の火山活動は、全体的に中期更新世以降まで継続していた可能性が高い。

2) 安山岩溶岩を主体としたトカラ列島の火山岩類

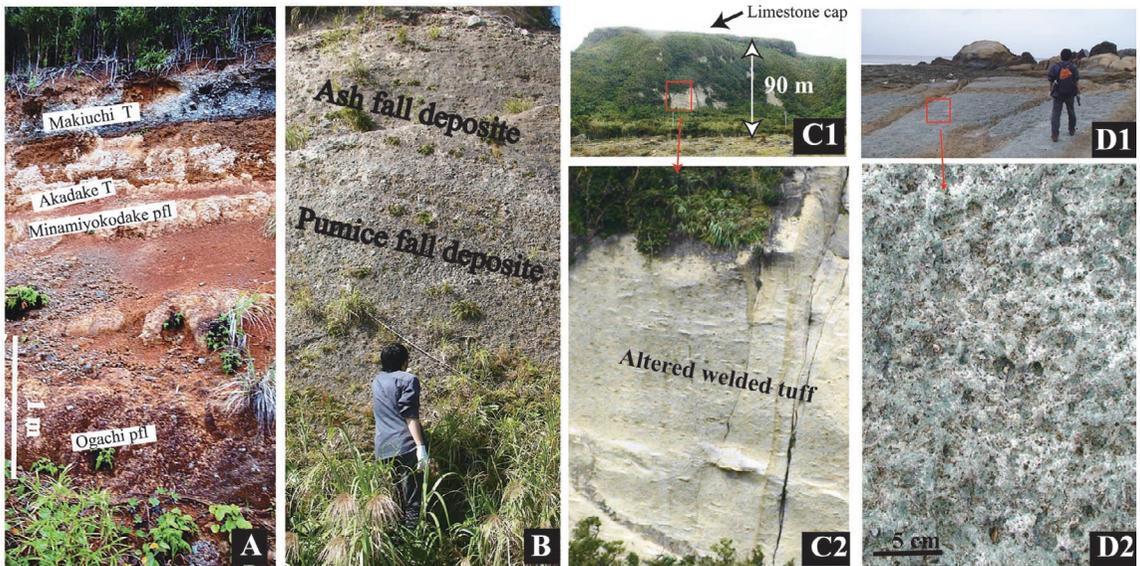
トカラ列島を構成する火山岩類は、複輝石安山岩がその大部分を占め (木崎, 1985; 大四, 1992; 加藤ほか, 1992), 更新世以降に角閃石安山岩が存在するのは口之島と中之島だけであると考えられていた (大四・松本, 1992)。しかし, 上述のように年代論は再考の余地があるため, 火山岩類を年代区分ではなく, 岩種という観点で整理しておしてみると地域性が現れてきた。

角閃石斑晶を有する火山岩類に着目すると, 平瀬 (氏家ほか, 1989), 口之島 (Matsumoto, 1960), 中之島 (Daishi, 1989; Tiba, 1989), 悪石島 (大四・松本, 1992; Furuyama *et al.*, 2002), 臥蛇島 (Matsumoto, 1960), 小臥蛇島 (Matsumoto, 1960; 中野・下司, 2008) などの広い範囲で産出していることがわかる。逆に, 悪石島より南の島々から, 角閃石斑晶を有する火山岩類の報告はない。この角閃石斑晶に象徴される岩種の境界に, トカラ横ずれ断層が位置する。トカラ列島では, 含水鉱物の出現が島弧横断方向の変化 (例えば, Sakuyama, 1977) として現れるのではなく, 島弧縦断方向の変化として現れる。

トカラ列島に産するこれら火山岩類の地球化学的研究の総括は, いくつか報告されている (例えば, Tiba, 1989; 大四, 1992; 加藤ほか, 1992)。宝島層群を除くトカラ列島の火山岩類は, 変化に乏しいカルクアルカリ岩系の安山岩類で, Gill (1980) による中間カリ系列に帰属する (木崎, 1985; 大四, 1992)。宝島を構成する宝島層群の火山岩類は変質が著しく, 斑晶の輝石が残存する安山岩がまれに認められる程度 (大四・松本, 1979) であるため, 岩石学的研究はこれまで行なわれていない。

3) トカラ列島周辺の大規模火砕岩類

琉球弧最北部に相当する九州南部には, 始良カルデラ, 阿多カルデラ, 鬼界カルデラが存在し,



Kuchi-no-Shima

Akuseki Shima

Ko-Takara Shima

Takara Shima

図5 トカラ列島上の軽石を伴った代表的な火砕流堆積物. A: 大勝火砕流堆積物, B: 悪石島新規火砕岩層, C: 小宝島の火砕岩層 (C1: 遠景; C2: 近景), D: 宝島層群 (D1: 遠景; D2: 近景).

Fig. 5 Representative large pyroclastic flow deposits with pumiceous fragments on the Tokara Islands. A: Ogachi pyroclastic flow deposit, B: younger pyroclastic layer of Akuseki Shima, C: Pyroclastic flow deposit of Ko-Takara Shima (C1: perspective; C2: close-up), D: Takara-jima group (D1: perspective; D2: close-up).

広範囲に大規模火砕流堆積物が分布する。しかしながら、南方延長部であるトカラ列島の火山岩類は溶岩類を主体とし、大規模火砕岩類は、口之島、悪石島、小宝島および宝島の四ヶ所に限定される（図5）。口之島や悪石島に分布する火砕岩層は、大勝火砕流堆積物（下司・中野, 2007）および新期火山碎屑岩層（大四・松本, 1992）と呼ばれており、第四紀の火山活動の産物と考えられている。両層には、角閃石斑晶含有の安山岩質軽石が含まれている。軽石類は比較的小型で、中礫サイズを主体としている。一般に変質が著しく、淡黄白色の粘土状を呈する場合が多い。

小宝島や宝島に分布する比較規模の大きな火砕岩層は、宝島層群（木庭ほか, 1979; 大四・松本, 1979）や小宝島の第三紀安山岩質火山岩類（木庭ほか, 1979）と呼ばれている（図5）。小宝島の火砕岩類は、大四・松本（1979）によって宝島層群に包含されていたが、具体的な岩相記載

の報告は見当たらない。

宝島に分布する火砕岩類はいずれも変質が著しく、原岩を特定することが困難である。変質によって青緑色を呈する角礫状の火山礫がパッチ状に存在するハイアロクラスタイトが主体であり、九州南部に認められるような大規模火砕流堆積物の露頭は確認できなかった。

一方、これまで宝島層群とされていた小宝島の火砕岩層は、宝島層群とは異なる強溶結～弱溶結を示す層厚数10 mに達する大規模火砕流堆積物が主体であることが明らかとなった（図5）。本火砕流堆積物中に存在する発泡の著しい本質岩片は、変質によって黄白色の粘土化を示す。宝島層群の火砕岩層と異なり、本質岩片として巨礫がしばしば観察される。本火砕流堆積物は、発泡度の低いガラス質の類質岩片が認められる。

4) トカラ列島周辺海域の海底地質

トカラ列島全域における総合的な海底調査は、

GH75-1 および GH75-5 航海で行われている (Honza, 1976; 地質調査所, 2001)。部分的ではあるが、トカラ列島の北端部に関しては、GH84-1 航海 (盛谷ほか, 1985) の報告がある。トカラ列島の海底に存在する火山岩類の分布領域は、海底地形、音響探査と地磁気異常データといった間接的情報に基づいて描かれている (Honza, 1976)。植田 (1986) は、トカラ列島を含む南西諸島周辺海域のより精密な地磁気異常図を報告した。横当島周辺海域 (海上保安庁水路部, 1987) や宝島周辺海域 (海上保安庁水路部, 2002) では、沿岸の海の基本図調査の一環として詳細な海洋調査が行われている。大谷ほか (2004) は、琉球弧の海底火山を含む海洋地域の火山活動に関して、総合的な報告をしている。これらトカラ列島の周辺海域で行われた調査報告を読むかぎり、火山岩類に対する岩石ドレッジは、宝島周辺海域 (海上保安庁水路部, 2002) のみで、それ以外の地域に分布する海底火山に関する直接的な情報は得られていない。

IV. 結果と考察

1) トカラ列島の海底地形

トカラ列島周辺海域に関する地形データ (陸上および海底) は、近年いくつかの機関から公表されているが、残念ながらこれらのデータを使った概略的な地形解析の報告すら存在しない。そこで、本研究では、ドレッジ調査に先立って海底地形の記載を行った。地形解析を行うにあたって、公表されているデジタルデータを編纂し、解析用データベースとした。使用したグリッドデータは、(1) SRTM3 (USGS, <http://edc.usgs.gov/products/elevation.html> [Cited 2009/2/10]), (2) North_farEast.grd (Lindquist *et al.*, 2004), (3) JEGG500 (http://www.jodc.go.jp/data_set/jodc/jegg_intro_j.html [Cited 2009/2/15]), (4) Japan250m.grd (岸本, 2000), (5) 宝島 (海上保安庁水路部, 2005a), (6) 横当島 (海上保安庁水路部, 2005b) である。

地形の記述に際して、本研究では、海底部分が大半を占めることから、各調査地点における地理

的呼称は海上保安庁発行の海図や海底地形図に記載された地名で統一した。また、地名の存在しない海丘には、便宜的に名称を付した (表 1)。

本研究の対象海域 (30°30'N, 128°30'E ~ 28°N, 130°30'E で囲まれた海域) には、主な海丘や火山島が 50 個存在し (表 1)、海底面からの比高は、200 m から 1,579 m (中之島御岳) の範囲に入る。霧島火山の韓国岳 (標高 1,700 m)、桜島火山の御岳 (標高 1,117 m) や開聞岳 (標高 922 m) など、基盤高度を考慮すると比高は 1,000 m 前後となりトカラ列島の火山島や海丘と同程度の比高とみなせる。つまり、九州南部の成層火山に匹敵するサイズの火山体が奄美大島西方海域まで追跡できる (図 6)。海上では南部ほど疎らに見える火山島の分布様式は、九州南部からさらに南下するにつれて基盤の平均水深が増大するため、火山体の大部分が海面下に没することに由来する。

トカラ列島の火山体規模は、諏訪之瀬島がもっとも大きく 122 km³ に達する (表 1)。そのほかの火山フロント上にある火山島や海丘は、50 ~ 100 km³ の体積を有する。沖縄トラフ内の海丘も比較的大型で 99 km³ (沖隊蛇堆^{おきがじょたい}) や 46 km³ (首曾根^{めくら}) に達する。一方、沖縄トラフと火山フロントに挟まれた海域の海丘は、30 km³ 以下が主体となる。海面上に現れた火山体は、火山性地形と考えられる全体積の 2% にも満たず、海上部分はまさに氷山の一角でしかなく、全体像は海面によって覆い隠されている。

2) 火山島および海丘の分布パターン

火山島や海丘の分布パターンは、海溝と平行に並ぶ、単純な配列ではなく、地域性が認められる。とくに、トカラ横ずれ断層を境に、南北で分布パターンが大きく変化する。トカラ横ずれ断層の北では、三列からなる直線的な配列を示す (図 7 の配列 A ~ C)。東縁部の列は、海溝と平行に NE-SW 方向に配列するフロント上の火山島および海丘群で構成される (カッパ曾根、悪石島、諏訪之瀬島、中之島、口之島、中之曾根)。その西側には、西悪石海丘、平島、臥蛇島、小臥蛇島、サンゴ曾根からなる火山列が続き NNE-

SSW 方向に配列する (図 7 の配列 A)。そして、沖繩トラフとの境界断層沿いに、平島曾根、権曾根、南藁曾根や藁曾根からなる南北方向の海丘列が存在する (図 7 の配列 B)。これら三つの火山列は、小宝島周辺を起点として北東側で扇状に広がっている。

一方、トカラ横ずれ断層以南では、断層と平行に沖曾根、俵曾根、五号曾根や五号曾根タコが並ぶ (図 7 の配列 C)。この海丘列のすぐ南にも、北西-南東方向に密集する海丘群が存在する (図 7 の配列 D)。この北西-南東方向の海丘列は、沖曾根と濁り曾根間のみ認められ、横当島以南では火山フロント以外には、顕著な海丘列が認められない。このように、トカラ横ずれ断層を境に火山島や海丘群の配列様式が異なるのは、火山活動を支配する沈み込みプレートの形状を反映しているかもしれない。

3) 時間面としての火山島および海丘の微地形

火山島や海丘は、単純な円錐形ばかりではなく、平頂丘や海台状地形も存在する。平坦面水深が 110 m 前後の海丘としては、口之島北東の海台、権曾根山頂部、白浜曾根山頂部、中之曾根山頂部や濁り曾根山頂部が挙げられる (表 1)。一方、平坦面水深が 110 m 前後の海台状地形は、小宝島周辺、宝島周辺および奄美堆周辺に広がっている。このほか、平坦面水深が約 200 m や約 300 m の海丘も認められる (表 1)。多くの海丘や海台が示す 110 m 前後の平坦面水深は、図 8 から明らかのように、まさに大陸棚水深に対応する。つまり、トカラ列島に認められる、水深 110 m 前後の平坦面は、最終氷期までに形成された侵食原面と考えられ、時間面を表わしてくれることが期待される。

上述の海底平坦面は、各火山島の海底山麓斜面のテラスとしてしばしば観察される。海底平坦面と海上部の山体の関係において、三種類の地形パターン (図 9) が識別できる：(1) 海底平坦面があまり発達せず、海底から比較的急峻な山体が立ち上がる島 (横当島)、(2) 発達した海底平坦面の端に急峻な山体が存在する非対称な島 (口之島、中之島、小臥蛇島、臥蛇島、諏訪之瀬島、悪

石島)、(3) 発達した海底平坦面の中央部に山体が存在する島 (平島、小宝島、宝島)。

上記 (1) ~ (3) の代表例として、横当島、悪石島、宝島の微地形を検討する。

横当島は、周囲に海底平坦面を有しないが、カルデラ縁 (大谷ほか, 2004) の外側に存在する上之根嶼や横当礁において水深 110 m 前後の平坦面が確認できる。横当島東峰は、水深 50 m 前後から水深約 600 m まで連続する急斜面で構成されている。横当島東峰には、現在の海水面直下に小規模なテラスが確認でき、最近の波食によるものと推定される。横当島において、最終氷期の侵食原面と考えられる水深 110 m 前後の遷急点が存在しないのは、その後の噴火活動によって埋没したと考えるのが合理的である。つまり、海底地形は、横当島の東峰が現在も活動中の活火山であるとの考え (松本・松本, 1966; 海上保安庁水路部, 1987) を支持する。横当島の外側に観察されるカルデラ縁には、侵食面が観察されないためカルデラ形成時期を特定できない。

非対称な山容を示すケースとして、悪石島を図 9B に示す。悪石島では、水深 130 m 前後に明瞭な遷急点が確認できる。遷急点よりも浅い部分は、30 度近い急傾斜を示し、南西側の海底山麓では平坦面が発達する (図 9)。この遷急点よりも深い部分に着目すると、その形状は山頂部に海底平坦面を有する海丘や海台と酷似する。

つまり、図 9 の断面から、悪石島は侵食原面として平坦面が形成された後、北東側に急峻な円錐状火山体が新たに構築され続けていると解釈される。同様の非対称な形態は、活火山である口之島、中之島、諏訪之瀬島のほかに、臥蛇島や小臥蛇島でも観察される。もしも、上述のように平坦面が最終氷期までに形成されたと仮定すると、悪石島、臥蛇島および小臥蛇島の火山活動が完新世以降にも継続したことになる。臥蛇島や小臥蛇島に対するこのような地形学的解釈は、従来の鮮新世火山岩類とした年代論 (松本, 1992) とは大きく異なる。

宝島も悪石島と同様に水深 110 m 前後に幅広い平坦面が発達している。しかし、悪石島などと

表 1 トカラ列島の火山島および海丘に関する地形学的まとめ。

Reference number	Geographical name	Peak and valley	Alphabetical expression	Lat. (N)	Long. (E)	Highest point (m)
1	盲曾根		Mekura Sone	30°22'	129°04'	-118.0
2	藁曾根		Gama Sone	30°19'	129°22'	-108.0
3	中ノ曾根		Naka-no-Sone	30°17'	130°08'	-151.0
4		(上ノ瀬)	(Uwa-no-Se)	30°12'	130°04'	-53.0
5	サンゴ曾根		Sango Sone	30°08'	129°42'	-91.0
6	平瀬		Hira Se	30°02'	130°03'	28.0
7	南藁曾根		Minami-Gama Sone	30°02'	129°22'	-324.0
8	口之島	(茅瀬)	Kuchi-no-Shima (Me se)	30°02'	129°51'	-3.2
9		(水垂ノ瀬)	(Mitare-no-Se)	30°01'	129°54'	-10.9
10		(前岳)	(Maetake)	29°58'	129°55'	628.0
11	臥蛇島	(御岳)	Gaja Shima (Ontake)	29°54'	129°32'	497.2
12	臥蛇海丘		Gaja Knoll	29°53'	129°03'	-572.0
13	沖臥蛇堆		Oki-Gaja Tai	29°53'	128°54'	-77.0
14	小臥蛇島		Ko-Gaja Shima	29°52'	129°37'	301.0
15		(雄神瀬)	(Ogami Se)	29°53'	129°37'	-45.0
16	中之島	(御岳)	Naka-no-Shima (Ontake)	29°51'	129°51'	979.0
17	小臥蛇堆		Ko-Gaja Tai	29°48'	129°41'	-173.0
18	権曾根		Gon Sone	29°46'	129°24'	-69.0
19	平島	(御岳)	Taira Shima (Ontake)	29°41'	129°32'	243.0
20	諏訪瀬東曾根		Suwanose-Hiagshi Sone	29°39'	129°49'	-100.0
21	諏訪之瀬島	(御岳)	Suwanose Shima (Ontake)	29°38'	129°43'	799.0
22	平島曾根		Tairashima Sone	29°35'	129°18'	-258.0
23	5号曾根タコ		Gogosone Tako	29°33'	128°58'	-404.0
24	北悪石海丘		Kita-Akuseki Knoll	29°30'	129°37'	-348.0
25	西悪石海丘		Nishi-Akuseki Knoll	29°29'	129°28'	-279.0
26	悪石島	(御岳)	Akuseki Shima (Ontake)	29°28'	129°36'	584.0
27	西ノ曾根		Nishi-no-Sone	29°28'	128°49'	-465.0
28	北横ガン曾根		Kita-Yokogan Sone	29°28'	128°56'	-571.0
29	五号曾根		Gogo Sone	29°27'	129°07'	-162.0
30	中ノ曾根タコ		Nakanosone Tako	29°26'	129°00'	-371.0
31	南ノ曾根*		Minami-no-Sone	29°25'	128°49'	-511.0
32	中ノ曾根		Naka-no-Sone	29°21'	129°05'	-93.0
33	カッパ曾根		Kappa Sone	29°20'	129°31'	-177.0
34	俵曾根		Tawara Sone	29°20'	129°15'	-164.0
35	白浜曾根		Shirahama Sone	29°16'	129°09'	-58.0
36	横ガン曾根		Yokogan Sone	29°16'	128°53'	-65.0
37	沖曾根		Oki Sone	29°16'	129°22'	-21.0
38	小宝島	(竹の山)	Ko-Takara Shima (Take-no-Yama)	29°13'	129°19'	102.7
39		(小島)	(Ko Shima)	29°13'	129°20'	59.0
40	宝島	(イマキラ岳)	(Takara Shima)	29°08'	129°12'	292.0
41		(黒山ノ瀬)	(Kuroyama-no-Se)	29°07'	129°14'	-68.0
42	宝島海丘*		Takarashima Knoll	29°06'	129°10'	-302.0
43	宝海丘		Takara Knoll	29°05'	129°07'	-652.0
44	沖横当海丘		Oki-Yokoate Knoll	29°04'	128°53'	-565.0
45	横当海丘		Yokoate Knoll	29°00'	128°57'	-486.0
46	濁り曾根		Nigori Sone	28°55'	129°06'	-135.0
47	横当島	(東峰)	Yokoate Shima (Toho)	28°47'	128°59'	495.0
48		(横当礁)	(Yokoate Syo)	28°51'	128°58'	-71.0
49		(上ノ根嶼)	(Kan'none Shima)	28°49'	129°00'	288.0
50		(下ノ根堆)	(Shimonone Tai)	28°47'	129°03'	-156.0
51		(横当海穴)	(Yokoate Hole)	28°47'	129°02'	-784.0
52	上ノ根海丘		Kan'none Knoll	28°51'	129°04.5'	-252.0
53	北奄美海丘*		Kita-Amami Knoll	28°39'	128°45'	-288.0
54	第1奄美海丘		Daiichi-Amami Knoll	28°38'	128°37'	-411.0
55	中奄美海丘*		Naka-Amami Knoll	28°32'	128°40'	-161.0
56	南奄美海丘*		Minami-Amami Knoll	28°32'	128°35'	-714.0
57	第3奄美海丘		Daisan-Amami Knoll	28°32'	128°32'	-583.0
58	西奄美海丘*		Nishi-Amami Knoll	28°29'	128°37'	-375.0
59	第1奄美堆		Daiichi-Amami Tai	28°27'	128°45'	-69.0
60	第4奄美海丘		Daiyon-Amami Knoll	28°20'	128°34'	-412.0

火山島および海丘の名称は、日本周辺海域等の海底地形名リスト（海上保安庁水路部：<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KOKAI/ZUSHI3/topographic/topographic11.xls> [Cited 2009/2/11]），海図および沿岸の海の基本図に基づいて表記した。*：本論で便宜的に呼称する無名海丘。左端の列に示された数字は、図7の数字に対応する。

Table 1 Geographical summary of the volcanic islands and submarine knolls in the Tokara Islands.

Plateau depth (m)	Depth of the basal boundary (m)	Height (m)	Assumed boundary depth (m)	Basal surface area (km ²)	Total volume (km ³)	Volume above the sea surface (km ³)
~200	-650 to -800	582	-700	159.0	46.00	0.00
~200	-700 to -800	592	-700	112.0	32.00	0.00
~200	-600	449	-600	258.0	56.76	0.00
-	-600	547	-600			
~300	-600	509	-600	130.0	20.00	0.00
~120	-600	628	-600	290.0	60.50	0.00
~400	-600 to -700	276	-600	123.0	16.00	0.00
~120, 200, 300	-600	597	-600			
-	-600	589	-600			
-	-600	1228	-600	259.0	95.50	2.40
-	-600	1097	-600	61.0	16.36	0.70
-	-800 to -900	228	-800	60.0	5.00	0.00
-	-900	823	-900	290.0	99.00	0.00
~80	-600	901	-600	91.0	21.00	0.03
-	-600	555	-600			
0	-500 to -600	1579	-600	264.0	89.17	8.80
-	-500 to -600	327	-500	35.0	2.80	0.00
~80	-500	546	-615	55.0	16.00	0.00
~50	-600 to -700	893	-650	103.7	31.00	0.18
-	-600 to -700	600	-700			
-	-600 to -900	1499	-700	350.0	122.00	6.50
~300	-615	357	-615	86.0	4.00	0.00
-	-800 to -900	496	-900	63.0	16.00	0.00
-	-800 to -900	452	-800			
-	-800 to -900	521	-800	42.0	6.80	0.00
~100	-800 to -900	1384	-800	124.0	51.00	1.50
-	-1044	610	-1075	46.0	12.00	0.00
-	-900 to -1000	429	-1000	28.8	6.04	0.00
-	-800 to -900	638	-800	72.0	21.00	0.00
-	-900	529	-900	50.0	13.00	0.00
-	-901	589	-1100	51.0	18.00	0.00
~100	-600 to -900	557	-650	86.0	21.00	0.00
-	-700 to -800	623	-800	74.0	20.50	0.00
~160	-500	286	-450	40.0	4.50	0.00
~120	-500 to -700	542	-600	69.0	13.00	0.00
~100	-650 to -1050	835	-900	181.0	63.00	0.00
-	-500	479	-500	4.7	0.90	0.00
~80	-200 to -500	603	-500	429.0	70.00	0.02
-	-200 to -500	559	-500			
~40 ~100	-600 to -800	992	-700	234.0	89.00	0.29
-	-600 to -800	632	-700			
-	-550 to -850	498	-800	6.6	1.63	0.00
-	-900	198	-850	5.4	0.26	0.00
-	-900	335	-900	6.7	0.70	0.00
-	-800 to -900	414	-900	12.0	2.00	0.00
~100	-700	565	-700	177.0	28.00	0.00
-	-700 to -800	1195	-700	494.0	72.00	0.30
~100	-700 to -800	629	-700			
~200	-700 to -800	988	-700			
-	-700 to -800	544	-700			
-	-700 to -800					
~250	-700	448	-700	35.9	10.00	0.00
-	-717	212	-500	42.0	2.00	0.00
-	-891	389	-800	34.0	4.50	0.00
-	-546	439	-600	17.0	3.50	0.00
-	-1098	386	-1100	6.0	1.20	0.00
-	-1119	417	-1000	36.0	8.50	0.00
-	-920	525	-900	14.0	3.60	0.00
~100	-900	531	-600	212.0	52.30	0.00
-	-1100 to -1200	688	-1100	41.0	7.00	0.00

Geographical names are applied from the list of topographic names compiled by the Japanese Coast Guard (<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KOKAI/ZUSHI3/topographic/topographic11.xls> [Cited 2009/2/11]), nautical chart, and submarine structural chart. * : The submarine knolls are named for convenience in this article. Index numbers shown in the left column of the table correspond to the numbers in Fig. 7.

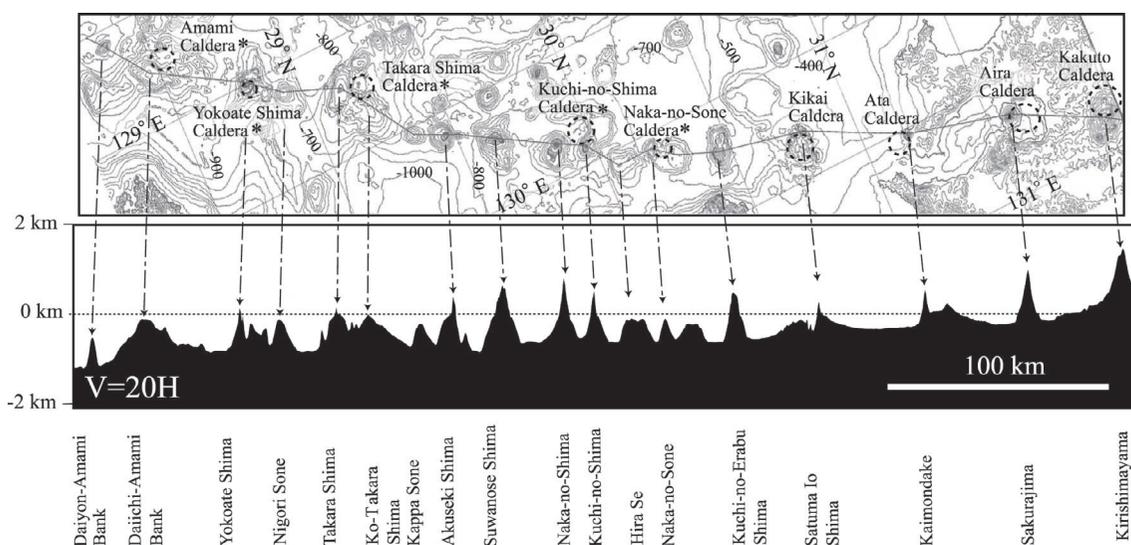


図 6 火山フロントに沿った地形断面図. 高さ誇張: 20 倍, 実線: 断面線の位置, 等深線間隔: 100 m, *: 海底カルデラの位置 (横瀬, 2007).

Fig. 6 A vertical cross-section along the Ryukyu Arc. Vertical exaggeration: $\times 20$, solid line: cross-section profile, Contour interval: 100 m, *: Location of large submarine calderas (Yokose, 2007).

異なり, 突出した海上部分がほぼ平坦面の中央部に存在する。これらは, 中心部の山体が侵食しつくされる前に, 高海水準期に移行し平坦面が水没したと解釈される。宝島の平坦面と海底山麓斜面の境界を示す遷急点は, おおむね水深 110 m に存在するが, 東側に比べ西側が若干浅くなっている。これは, 海台状の地帯が南西側に数度程度傾動した結果と推定される。

宝島では, 海底平坦面を覆う新規の火山活動は地形的に認められない。しかし, 水深 200 m 以上の海底には, 明瞭なドーム地形が存在する。これらのドーム状地形は, 直径 2 km 前後で周囲を 15°程度の斜面で囲まれており, 形状的には陸上の溶岩ドームと酷似する (横瀬, 2007)。これら宝島周辺のドーム状溶岩よりも若干大型であるが, 類似の形態が宝海丘, 宝島海丘, 沖曾根, 西悪石海丘で認められる。

4) ドレージによる試料採集

調査航海は, 30°30'N, 128°30'E ~ 28°N, 130°30'E の 2 点を北西および南東端とする海域で計 6 回 (淡青丸: KT00-15, KT07-2, KT07-

21; 長崎丸: NAG252, NAG267, NAG274) 行われ, 67 か所について岩石ドレージを試みた (図 10)。海底試料との比較のために, 口之島, 平島, 悪石島, 小宝島や宝島の海上部火山体に関する現地調査もあわせて実施した。

試料採集には, 海底地形や海況に応じて角型ドレージ (ORI-TI 型: 石井, 2003) および $\Phi 60$ cm \times 150 cm の終端付きチェーンバッグ円筒ドレージ (横瀬研仕様) を使い分けた。実際の作業では, ドレージバッグが着底した後, 約 10 分間 1 ノットで曳航し, 回収した。曳航時の船速から, ドレージによる海底の観測領域は水平距離にして約 300 m となる。

5) ドレージ試料の概略

ドレージ試料は, 60 cm を超す試料も存在するが, 多くは大礫〜巨礫サイズである。亜角礫を主体とするが, 角礫もしばしば出現する。円礫からなる溶岩塊は, 権曾根 (NAG274_12) や悪石島南海底山麓 (DA0104) の 2 地点でのみ回収された。

火山岩類としては, 玄武岩質安山岩, 安山岩, デイサイト, 流紋岩からなる溶岩片のほかに, 安

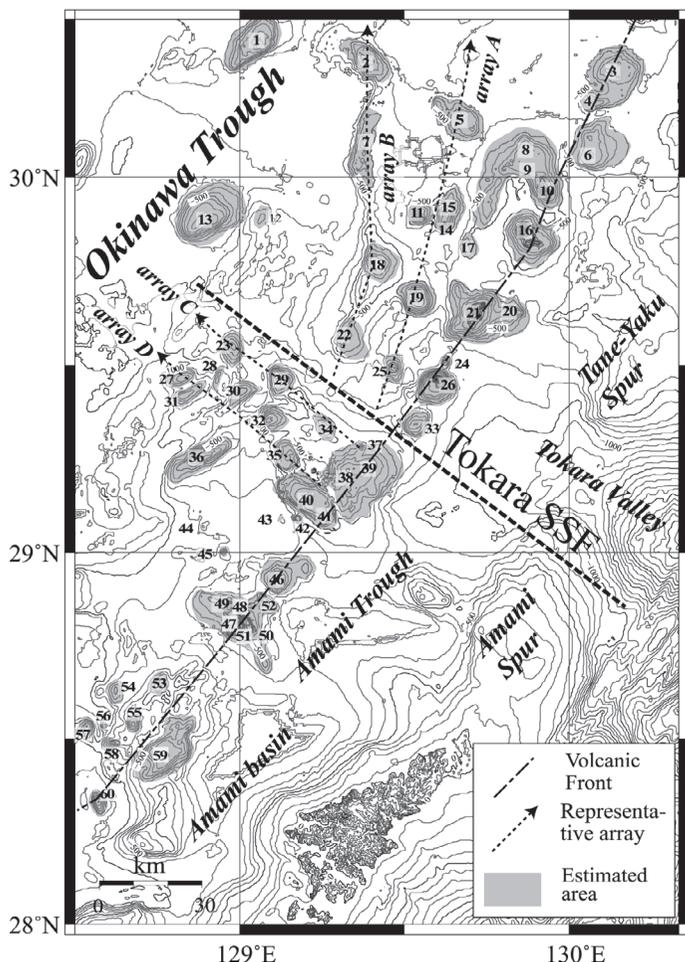


図 7 火山島および海丘群の分布パターン。破線：トカラ横ずれ断層，網掛け部分：独立した山体として面積や体積を計算した領域，火山島および海丘の数字：表 1 に対応，一点鎖線：火山フロント，等深線間隔：100 m。

Fig. 7 Distribution pattern of the volcanic islands and knolls. Dashed line: Tokara strike-slip fault, Shaded area: estimated region of an individual volcanic center, The index number on each volcano: correspond to Table 1, A dotted and dashed line: volcanic front, Contour interval: 100 m.

山岩質スコリア，デイサイト質軽石および流紋岩質軽石も大量に回収された（図 11）。そのほかまれにトラカイト溶岩（濁り曾根：DY0205），トラカイト質スコリア（北悪石海丘：DA0105）やヒン岩（サンゴ曾根：NAG274_2）も出現する。海台状地形が発達した水深 300 m 未満の島棚状地帯（口之島西方海域，宝島周辺海域，カップ曾根）のドレッジでは，大量の石灰藻球と少量のサンゴ骨格が回収された。また，これらの石灰岩に混じって，著しく石灰化の進んだ軽石（図 11）や溶岩塊も同時に回収されている。

安山岩質溶岩類は，単斜輝石と斜方輝石が主要な有色鉱物として含まれており，カンラン石がま

れに観察される。角閃石斑晶を含有する安山岩溶岩やデイサイト溶岩は，北悪石海丘（DA0105），西悪石海丘（DA0107_2），臥蛇島海底山麓（G3），小臥蛇島周辺海底山麓（NAG274_10），サンゴ曾根北西の海底（NAG274_1）で確認された。これらの地点は，いずれもトカラ横ずれ断層以北の地域に限定されており，海上の火山体における産状とよい調和を示す。

ドレッジされた火山岩類（溶岩および軽石）は，顕微鏡下において石基火山ガラスが未変質のまま残存している新鮮な試料が大半を占める。いくつかの軽石試料では，周辺部に軽微な変質部分が認められる。時折，軽石試料の中央部をシャコ

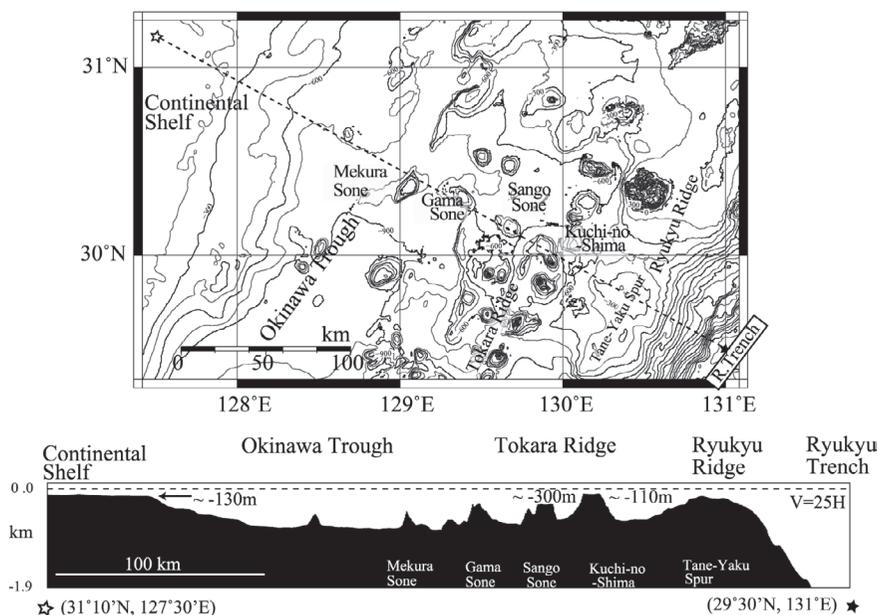


図 8 島弧横断方向における海底地形断面図。点線：断面線の位置，等深線間隔：150 m，高さ誇張：25 倍，R. Trench：琉球海溝。

Fig. 8 A vertical cross-section across the Tokara Islands. Vertical exaggeration: $\times 25$, Thin dashed line: cross-section profile, Contour interval: 150 m, R. Trench: Ryukyu Trench.

やエビの巣穴が貫通しているが，鏡下観察で新鮮な石基火山ガラスを確認できる。

すべての岩石が新鮮なわけではなく，局部的に著しい変質を示す火山岩類が確認される：口之島西方海域 (NAG267_10)，宝島海底山麓 (DT0203_2) および濁り曾根 (DY0205)。口之島西方の変質した岩石類は，複輝石安山岩の硫化変質岩であり，近傍のタナギ山火山体あるいはフリイ岳火山体 (0.5 ~ 0.3 Ma：下司・中野，2007) からもたらされたと推定される。宝島海底山麓や濁り曾根海底山麓から回収された変質岩は，斑晶の有色鉱物や石基全体が著しく粘土化している。このような粘土化状態は，近傍に分布している宝島層群 (約 4 Ma：大四ほか，1987) の構成火山岩類に酷似する。

ドレッジ試料の多くは，鉄マンガン酸化物による被覆が認められない。しかし，宝島海底山麓や濁り曾根に限っては，薄い鉄マンガン酸化物被膜が覆っている。

鉄マンガン酸化物皮膜の成長速度は，ある程度暴露年代を反映する。例えば，伊豆-小笠原弧の背弧側で 14 ~ 17 mm/Ma (Joshima and Usui, 1998) と見積もられ，ハワイ諸島沖で 2.5 mm/Ma (Moore and Clague, 2004) と見積もられている。成長速度の遅い値を仮定すると，厚さが 1 mm にも満たない本海域のドレッジ試料は，海中における曝露期間が 40 万年よりも短期間となる。鉄マンガン酸化物の被覆状況に石基火山ガラスが未変質であることを加味すると，大部分の火山岩類が比較的新しい時代に形成された可能性を示す。

6) デイサイト質および流紋岩質軽石の概略

発泡状態を示す火山岩類は，多くのドレッジ地点で回収された。大礫から巨礫サイズの軽石に限っても，13 地点におよぶ (図 10 の赤枠地点)。この 13 か所のうち 7 か所は，ドーム状を示す海丘の海底山麓である。大礫より小さなサイズの軽石も含めると，さらに多くの場所が産地として追

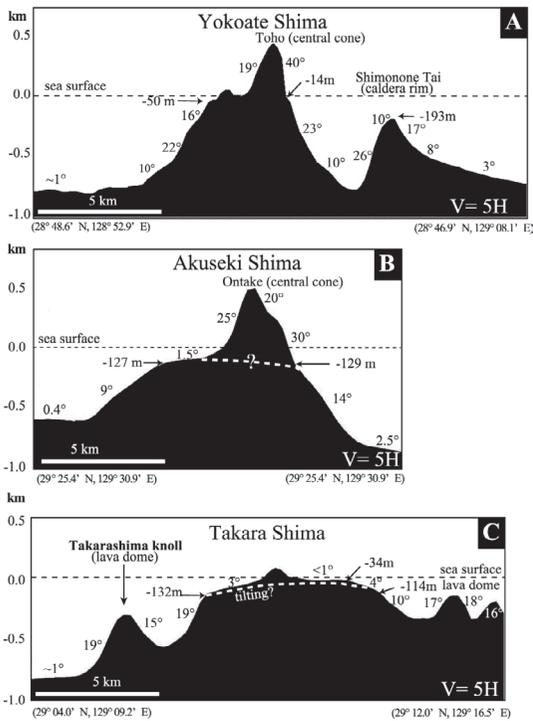


図 9 横当島(A), 悪石島(B), 宝島(C)の地形断面図。高さ誇張: 5 倍, 角度: 遷急点間の平均斜面角度, 白点線: 推定される最終氷期の侵食面。

Fig. 9 Topographical profiles of Yokote Shima. (A), Akuseki Shima (B), and Takara Shima (C). Vertical exaggeration: $\times 5$, angles: average slope angle between knick points, White dashed line: the last glacial erosion surface.

加される。軽石が多量に回収される場合は、亜角礫から角礫として産する。

軽石はデイサイト質あるいは流紋岩質組成を有し、斑晶鉱物のサイズや存在度によってさらに三種類に識別できる: 無斑晶質軽石, 細粒斑状軽石, 粗粒斑状軽石 (表 2, 図 11)。つまり, 計 6 種類の軽石が識別される。一回のドレッジで, さまざまな岩種の軽石が同時に回収されることはまれで (3 地点: DK-1, DS0101, DA0105), 多くの場合は単一種の軽石が大半を占める。ただ, 同一の軽石種であっても, 空隙率やガラス壁の形状に多様性が存在している。

斑状軽石の大半は, 斜方輝石と斜長石が主要な

斑晶鉱物として含まれる。しかし, 少量ではあるが角閃石斑晶を有する軽石も口之島海底山麓 (DK-1), 小臥蛇堆 (NAG274_9), 北悪石海丘 (DA0105) で確認される。角閃石斑晶を有する軽石の採取地点もまたトカラ横ずれ断層の北側に限定されており, 海上および海底に産する溶岩類と同じ傾向を示す。

それぞれの代表的な軽石について, XRF を用いた全岩化学分析を行った。分析した軽石は, 鏡下観察において石基火山ガラスの変質が認められない新鮮な試料である。分析法および測定精度は, Yokose *et al.* (2005) と同様である。また, これら海底から回収された軽石群と九州南部で発生した大規模火砕流堆積物を比較する目的で, 船倉および竹島火砕流堆積物 (小野ほか, 1982), 阿多火砕流 (Nagaoka, 1988) および大隅降下火砕堆積物 (Nagaoka, 1988) の代表的な露頭から本質岩片を採取し分析した (表 2)。

それぞれの軽石を比較した場合, シリカ含有量と K_2O 含有量に大きな違いが認められる。また, 同程度のシリカ含有量であっても K_2O/TiO_2 比で比較すると, それぞれは明瞭に区別できる。主要な斑晶鉱物が斜長石と輝石からなる未変質の軽石なら, K_2O/TiO_2 比が大まかにマグマ系列を代表するので同比の大きな差は, それぞれが独立のマグマ系列に属することを示唆する。

7) 軽石の給源に関する検討

ドレッジによって回収できる海底の軽石試料は, 溶岩片と異なり異地性および現地性の二つが想定される。異地性軽石には, 海流に乗って漂流した軽石が海底に堆積する場合や採取地から遠く離れた場所で発生した巨大噴火が直接の給源となる場合が含まれる。

調査海域から遠く離れた九州南部の巨大噴火群 (Matsumoto, 1943) は, 本海域に軽石をもたらした給源として考えやすい。しかし, 海底の軽石群と九州南部で発生した巨大噴火の噴出物は, 化学組成上明瞭に異なる (表 2)。実際, 口之島で確認される鬼界-アカホヤテフラや始良-丹沢テフラの層厚は 10 cm にも満たない (下司・中野, 2007) ため, 回収された軽石サイズに比べきわ

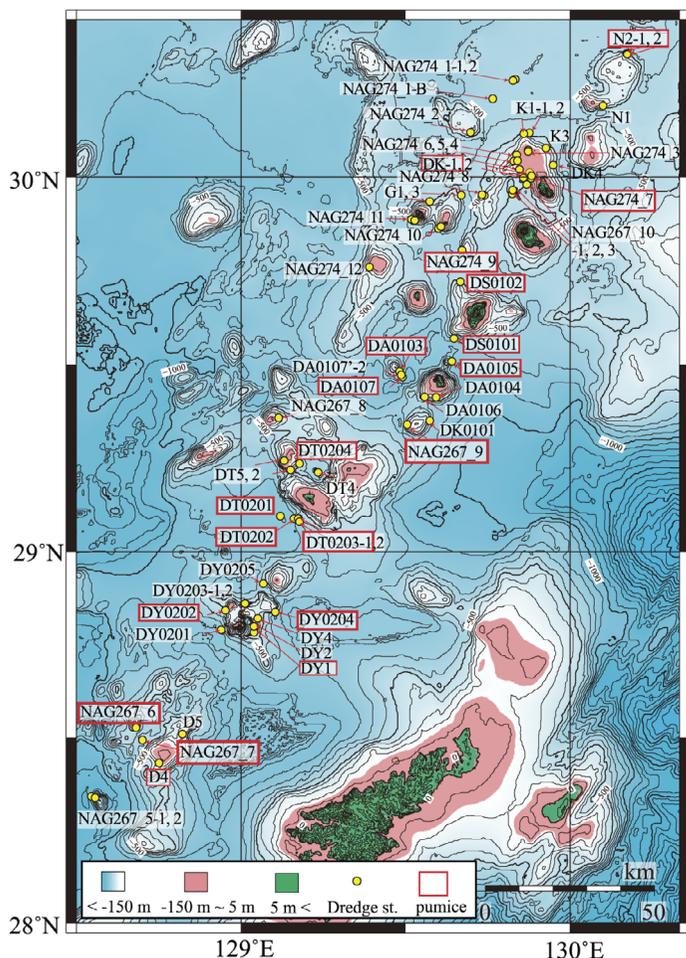


図 10 ドレッジ地点. 等深線：100 m, 黄色丸：ドレッジ地点, 赤枠：軽石が回収された地点, ピンク色の領域：5 m ~ -150 m の範囲 (最終氷期の侵食面?)。

Fig. 10 Index map of the dredge sampling stations. Yellow circle: dredge station, Red box: dredge station with large pumiceous fragments, Pink: +5 m ~ -150 m (The last glacial erosion surface?).

めて小さい。また、九州南部のカルデラ群周辺海域は、トカラ列島から見て黒潮の下流部に相当するため、漂流軽石は遠ざかる方向に分散すると予想される。したがって、九州南部の巨大カルデラ噴火群を給源に求めるのは困難である。

黒潮の上流に相当する海域で発生した噴火が、漂流軽石を発生し、トカラ列島周辺海域の海底にもたらすというシナリオはどうだろうか。実際、福徳岡之場や西表海底噴火によってもたらされた噴出物が琉球弧において漂着軽石として報告されている (加藤, 1980, 1988)。しかし、西表海底火山起源の漂着軽石は MgO 含有量が低く (加藤, 1980), また、福徳岡之場起源の漂着軽石はトラ

カイト組成 (加藤, 1988) であることから、本海域の軽石とは組成上明瞭に識別できる。さらに、本海域で採取される軽石の産状は、(1) 同一種の大礫サイズが主体となっている、(2) 一回のドレッジで十数個以上採取できる (図 11), (3) 表面が円摩されていない亜角礫が主体、という特徴を有している。そのため、軽石は漂流中に摩耗することなく移動ができ、かつ何かのきっかけで一団となって海底に沈降しないかぎり回収時の産状を説明できない。つまり、海底の軽石類が、遠く離れた噴火活動で形成された異地性であることを積極的に示す証拠はない。

より近傍の火山活動としてトカラ列島の島々も

表 2 代表的な軽石の主成分化学組成。

Table 2 Bulk rock chemical composition of representative pumice samples.

Caldera	Amami	Takara-shima	Suwanose-Akuseki	Suwanose-Akuseki	Naka-no-Sone	Kikai	Ata	Aira
Sampling st.	NAG276_7	DT0202	DS0101	DS0101	N2_2	Funakura pfa & Takeshima pfl	Ata pfl	Osumi pfa
Sample No.	15	9	09A	8	2	(ave. n = 6)	(ave. n = 9)	(ave. n = 4)
Latitude (N)	28°29.7'	29°05.3'	29°34.2'	29°34.2'	30°19.5'	30°48.4'	31°15.4'etc	31°35.1'
Longitude (E)	128°42.0'	129°09.7'	129°38.8'	129°38.8'	130°10.4'	130°24.5'	130°47.2'etc	130°47.3'
Pumice type	aphyric	porphyritic	aphyric	porphyritic	aphyric	aphyric	aphyric	aphyric
SiO ₂	76.32	71.15	74.29	66.22	68.45	70.96	69.52	75.40
TiO ₂	0.23	0.32	0.37	0.60	0.83	0.70	0.69	0.17
Al ₂ O ₃	12.76	14.93	13.54	15.87	14.29	13.79	14.84	13.42
Fe ₂ O ₃	2.10	2.96	2.04	4.70	4.86	3.66	3.83	1.85
MnO	0.06	0.10	0.06	0.10	0.11	0.09	0.11	0.05
CaO	0.31	0.62	0.49	1.63	1.13	0.77	0.88	0.23
MgO	1.94	3.35	1.90	4.62	3.57	2.62	3.02	1.75
Na ₂ O	4.35	4.16	4.01	3.90	4.08	4.31	4.11	3.65
K ₂ O	1.88	2.33	3.26	2.22	2.46	2.98	2.86	3.43
P ₂ O ₅	0.03	0.08	0.05	0.13	0.21	0.13	0.14	0.03
Total AK	6.23	6.50	7.26	6.12	6.54	7.29	6.97	7.08
K ₂ O/Na ₂ O	0.43	0.56	0.81	0.57	0.60	0.68	0.69	0.94
K ₂ O/TiO ₂	8.29	7.24	8.88	3.67	2.96	4.25	4.14	20.18

試料はすべて脱塩処理を行ったのち分析している。分析値は100%に規格化されている。pfl：火砕流堆積物，pfa：降下火砕堆積物。

All samples were desalinated with deionized water before powdering. Bulk data were normalized to 100 wt.%. pfl: pyroclastic flow deposit, pfa: pyroclastic fall deposit.

候補に挙がる。しかし、すでに述べたように、陸上部で確認される火砕岩類と海底の軽石類は、礫径や岩種において明瞭に識別できる。

上述の議論をすべて考慮すると、海底の軽石類は、発生地からさほど移動していない現地性であると推定される。ただ、例え現地性であったとしても、(1) 海底の溶岩ドーム周辺に発達する発泡の著しい溶岩片の場合 (Cas *et al.*, 1990; Gifkins *et al.*, 2002), (2) 陸源性の火砕岩類が、間氷期になって水没した場合、(3) 浅海域で起こった爆発的噴火によってもたらされる場合 (Kano *et al.*, 1996; Allen and McPhie, 2000; Fisk *et al.*, 2001; Allen and Stewart, 2003), などさまざまな成因が想定できる。

実際、ドーム状を示す海丘の海底山麓から採取された軽石類は、上記 (1) のようなプロセスで

形成されたものかもしれない。また、トカラ列島の海底に想定されているカルデラ群 (口之島カルデラ, 宝島カルデラ, 奄美カルデラ: 横瀬, 2007) の周辺に発達した海台状部分に出現する軽石および石灰化の進んだ軽石には、(2) のようなプロセスが対応するのかもしれない。これらの噴火機構を特定するためには、より詳細な海底地形や潜水調査船を用いた直接的な海底調査の情報が必要である。しかしながら、軽石類の分布域が海底カルデラ群と密接に伴っていることから、凹地形成に酸性火成活動が直接かかわっていると推定される。

8) 軽石を伴った噴火の時期

軽石を伴った海底火山活動の時代を確定するために、代表的な軽石2試料について年代測定を行った。一つは、諏訪之瀬島南西海底山麓から回

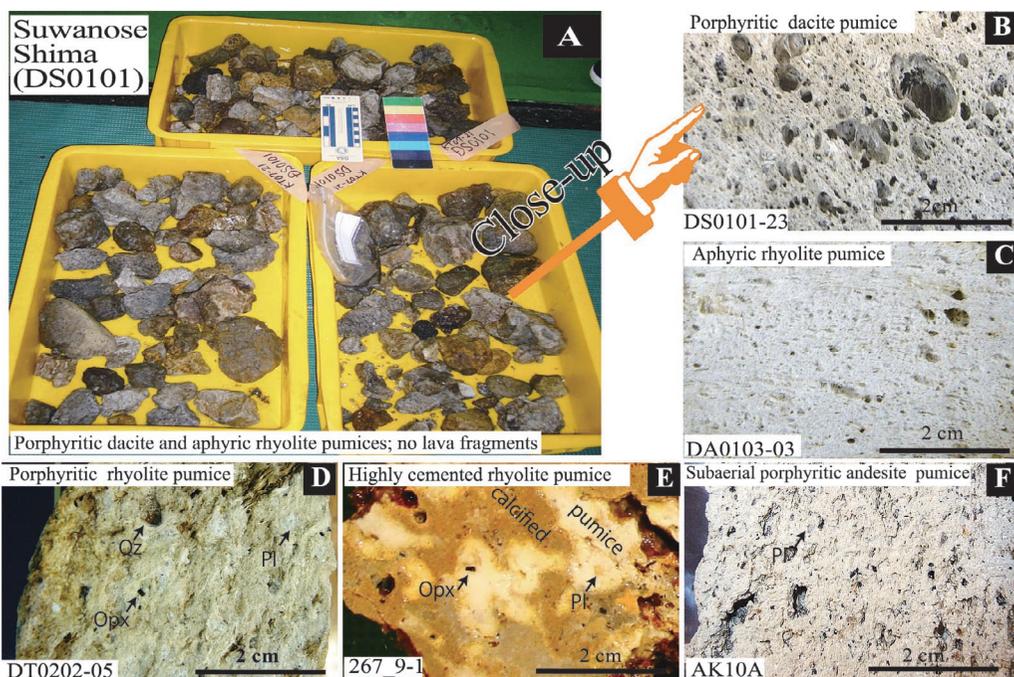


図 11 代表的な軽石試料. A: ドレッジ試料の代表的な産状 (DS0101), B: 諏訪之瀬島海底山麓, C: 西悪石海丘, D: 宝島海丘, E: カッパ曾根山頂部, F: 悪石島新期火砕岩層の軽石, Opx: 斜方輝石, Qz: 石英, Pl: 斜長石.

Fig. 11 Representative pumiceous samples. A: representative occurrence of a dredge sampling (DS0101), B: Submarine flank of Suwanose Shima, C: Nishi-Akuseki Knoll, D: Takara Knoll, E: Summit of Kappa Sone, F: Pumice from the younger pyroclastic rocks of Akuseki Shima, Opx: Orthopyroxene, Qz: Quartz, Pl: Plagioclase.

取した未変質の斑状デイサイト質軽石 (DS0101-10B) であり、もう一つは、ドーム地形を示す宝島海丘海底山麓から回収した斑状流紋岩質軽石 (DT0202-09) である。前者は、変質がまったく認められない岩石であり、後者は周囲に弱い変質が認められる岩石である。

両試料とも表面部分を除去した後、小豆大に粉碎し脱イオン水で脱塩処理を施した。その後、70℃で乾燥し、さらに粉碎して粒径を #14 メッシュと #48 メッシュの間に揃え測定用試料とした。K-Ar 年代測定は、ジオスペースサイエンス株式会社に依頼した (表 3)。

諏訪之瀬島南西海底山麓の軽石は、非常に若い試料であり、十分な Ar 量がなく測定限界である < 0.2 Ma という結果となった。一方、宝島海丘

の試料は、 0.60 ± 0.20 Ma という年代値が得られた。これまで古琉球系火山系列 (松本, 1992) に分類されていた海底の火山岩類は、軽石の年代値を見るかぎり、海上の火山活動と同様にかなり若返る可能性を示す。この若い年代値は、海底から採取された岩石群に鉄マンガン酸化物の被膜が存在しないことや石基火山ガラスが新鮮なまま残存していることと調和的である。

宝島海丘と類似の形態を示す、宝島周辺の海底溶岩ドーム群も、原地形の保存状態からおそらく同時期に形成されたものと推定される。もしそうならば、宝島周辺海域では中期更新世以降に火山活動が存在したことになり、前述のように宝島層群を変質させた時代や小宝島の沸騰泉の存在などを矛盾なく説明できる。そのように考えると、海

表 3 流紋岩質軽石の K-Ar 年代測定結果.

Table 3 Results of K-Ar dating on representative submarine rhyolitic pumices.

Sample No.	Location (Lat., Long.)	Sampling st.	Pumice type	Material analyzed	Isotopic age (Ma)	Ar-40		K ₂ O (wt. %)
						(scc/g × 10 ⁻⁵)	%Ar-40	
DS0101-10B	Southern submarine flank of Suwanose Shima (29°34.2'N, 129°38.8'E)	DS0101	porphyritic	whole rock	<0.2	<0.001	<1	1.37
						<0.001	<1	1.36
DT0202-03	Takarashima Knoll (29°05.3'N, 129°09.7'E)	DT0202	porphyritic	whole rock	0.60 ± 0.20	0.0051	34.0	2.17
						0.0049	27.9	2.15

面上に存在していた第四紀火山活動の空白区間(悪石島～横当島区間)は、海面によって覆い隠されていたという単純な理由になる。トカラ列島全域における中期更新世以降の火山活動を解明するためには、海面下の海丘群に関するより詳細な研究が必要不可欠である。

V. まとめ

琉球弧北部における地形、火山活動、海洋地質および地球物理データを整理統合し、トカラ列島周辺海域の火山活動に関する全体像を総括した。その上で、海底に分布する代表的な火山島の海底山麓および海丘についてドレッジ調査を実施した。

従来の論文では、トカラ列島が安山岩質溶岩を主体とした火山活動からなり、単純な島弧-海溝系に支配されているとの考えが優勢であった。しかし、近年報告されている地球物理学的データを概観することで、トカラ列島が海嶺や海台の衝突する複雑な沈み込み帯で発生した火山地域であることが浮き彫りとなった。とくに、トカラ列島を横断するトカラ横ずれ断層は、火山活動の地域性と密接に関わっているとみなせる。

これまで報告された火山岩類とドレッジによって明らかとなった火山岩類を総合すると、含水鉱物である角閃石を斑晶にもつ火山岩類の分布域はトカラ横ずれ断層の北側に限定される。通常、島弧横断方向の変化を反映する含水鉱物の出現様式が島弧縦断方向に認められるのは、特殊なテクニクセッティング(あるいはマントル深部構造)を反映したものかもしれない。

ドレッジ試料は陸上と異なりデイサイトや流紋岩などの酸性火山岩類が卓越していた。これら酸性岩類の存在は、これまでまったく報告されていない新事実である。海底で回収される大量の巨礫から大礫サイズの軽石は、角礫状であることや独立した化学組成を有することから、移動時の摩滅過程の影響がでない程度の近接した海域で生産された現地性の軽石であると推定される。また、軽石を含めた大部分の火山岩類が、鉄マンガン酸化物の被覆がないことや石基火山ガラスが新鮮であることから、これまですべて古い時代の産物と考えられていた海底の火山岩類が、中期更新世以降に若返る可能性が濃厚となった。

これらの発見は、海底に認められる、直径 10 km 前後の凹地地形と海底の酸性火山岩類が密接に関連していることを物語る。

謝辞

本研究を進めるにあたり、海洋調査では、長崎丸および淡青丸の船員の皆様にお世話になった。KT07-2 航海では、主席研究員の市川 香准教授(九州大学)に観測計画の配分でお世話になった。長崎丸との共同研究に際しては、松岡数充教授(東シナ海沿岸環境センター長)に便宜をはかっていただいた。グリッドデータのリサンプリングは、広田 風氏(株式会社パスコ)に助言をしていただいた。横当島、宝島周辺海域に関する詳細な調査資料は、海上保安庁(海洋情報部)より御提示いただいた。以上の方々 に記して、御礼を申し上げる。なお、淡清丸調査航海は、東京大学海洋研究所共同研究(採択番号 No. 149 平成 12 年度、採択番号 No.005 平成 18 年度、および採択番号 No. 017 平成 19 年度)の一環として行われた。本研究経費は、日本

学術振興会科学研究費補助金基盤研究 (B) (トカラ列島海底カルデラの検証: 代表者 横瀬久芳, No. 19340165) を使用した。

文 献

- Allen, S.R. and McPhie, J. (2000): Water-settling and resedimentation of submarine rhyolitic pumice at Yali, eastern Aegean, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **95**, 285-307.
- Allen, S.R. and Stewart, A.L. (2003): Products of explosive subaqueous felsic eruptions based on examples from the Hellenic Island Arc, Greece. in *Explosive Subaqueous Volcanism* edited by White, J.D.L., Smellie, J.L. and Clague, D.A., American Geophysical Union, *Geophysical Monograph*, **140**, 285-298.
- Carey, S. and Sigurdsson, H. (2007): Exploring submarine arc volcanoes. *Oceanography*, **20**, 80-89.
- Carr, M.J., Stoiber, R.E. and Darke, C.L. (1973): Discontinuities in the deep seismic zones under the Japanese arcs. *Geological Society of America Bulletin*, **84**, 2917-2930.
- Cas, R.A.F., Allen, R.L., Bull, S.W., Clifford, B.A. and Wright, J.V. (1990): Subaqueous, rhyolitic dome-top tuff cones: A model based on the Devonian Bunga Beds, southeastern Australia and a modern analogue. *Bulletin of Volcanology*, **52**, 159-174.
- 地質調査所編 (2001): 日本周辺海域音波探査データベース数値地図 M-1. 地質調査所.
- Christova, C. (2004): Stress field in the Ryukyu-Kyushu Wadati-Benioff zone by inversion of earthquake focal mechanisms. *Tectonophysics*, **384**, 175-189.
- Daishi, M. (1989): Volcanic geology and rocks of Nakanoshim, Tokara Islands, Kagoshima prefecture, Japan. *Journal of Geosciences Osaka City University*, **32**, 1-22.
- 大四雅弘 (1992): 琉球列島新生代の火山活動と岩石. 松本徂夫教授記念論文集, 49-60.
- 大四雅弘・松本徂夫 (1979): 鹿児島県吐く喇列島宝島の地質とくにグリーンタフ活動について. 琉球列島の地質学研究, **4**, 35-46.
- 大四雅弘・松本徂夫 (1992): 鹿児島県トカラ列島悪石島の火山岩類. 松本徂夫教授記念論文集, 81-94.
- 大四雅弘・林 正雄・加藤祐三 (1987): 琉球列島産新生代火山岩類の放射年代. 岩鉱, **82**, 370-381.
- Embley, R.W., Baker, E.T., Butterfield, D.A., Chadwick Jr, W.W., Lupton, J.E., Resing, J.A., de Ronde, C.E.J., Nakamura K.-I., Tunncliffe, V., Dower, J.F. and Merle, S.G. (2007): Exploring the submarine ring of fire, Mariana arc - Western Pacific. *Oceanography*, **20**, 68-79.
- Fisk, R.S., Naka, J., Iizasa, K., Yuasa, M. and Klaus, A. (2001): Submarine silicic caldera at the front of the Izu-Bonin arc, Japan: Voluminous seafloor eruptions of rhyolite pumice. *Geological Society of America Bulletin*, **113**, 813-824.
- 藤田和夫編 (1984): アジアの変動帯. 海文堂出版, 400p.
- Furuyama, K., Daishi, M., Nagao, K. and Eguchi, M. (2002): The discovery of young dacite lava in Akusekijima Island, Tokara Islands, Japan. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, **47**, 751-755.
- 下司信夫・中野 俊 (2007): 鹿児島県トカラ列島口之島火山の形成史と噴火活動履歴. 地質調査研究報告, **58**, 105-116.
- 下司信夫・中野 俊・檀原 徹 (2007): 鹿児島県トカラ列島トカラ平瀬に分布する火山岩類とその FT 年代. 地質調査研究報告, **58**, 45-47.
- Gifkins, C.C., McPhie, J. and Allen, R.L. (2002): Pumiceous rhyolitic peperite in ancient submarine volcanic successions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114**, 181-203.
- Gill, J. (1980): *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 390p.
- 波多江信広 (1955): 鹿児島県宇治群島および草垣島の地質. 地学雑誌, **64**, 44-56.
- Honza, E. ed. (1976): Ryukyu island (Nansei-shotō) arc GH 75-1 and GH 75-5 Cruise. *Geological Survey of Japan, Cruise Report*, **6**, 81p.
- 石井輝秋 (2003): 海洋底物質科学研究におけるドレッジの重要性. 月刊地球号外, **43**, 54-58.
- Iwasaki, T., Hirata, N., Kanazawa, T., Melles, J., Suehiro, K., Urabe, T., Moller, L., Makris, J. and Shimamura, H. (1990): Crustal and upper mantle structure in the Ryukyu Island arc deduced from deep seismic sounding. *Geophysical Journal International*, **102**, 631-651.
- Joshima, M. and Usui, A. (1998): Magnetostratigraphy of hydrogenetic manganese crusts from Northwestern Pacific seamounts. *Marine Geology*, **146**, 53-62.
- 海上保安庁水路部 (1987): 五万分の 1 沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「横当島」. 第 6504 号 1-S, 31p.
- 海上保安庁水路部 (2002): 五万分の 1 沿岸の海の基本図海底地形地質調査報告「宝島」. 第 6502 号 8-S, 61p.
- 海上保安庁水路部 (2005a): 宝島, 沿岸の海の基本図デジタルデータ. 第 6502 号 8-S, CD-ROM.
- 海上保安庁水路部 (2005b): 横当島, 沿岸の海の基本図デジタルデータ. 第 6504 号 1-S, CD-ROM.
- Kano, K., Yamamoto, T. and Ono, K. (1996): Subaqueous eruption and emplacement of the Shinjima pumice, Shinjima (Moeshima) Island, Kagoshima Bay, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **71**, 187-206.
- 加藤祐三 (1980): 琉球列島, 現世軽石の岩石学 (予報). 琉球島の地質学研究, **5**, 69-73.
- 加藤祐三 (1988): 福徳岡の場から琉球列島に漂着した灰色軽石. 火山, **33**, 21-30.
- 加藤祐三・新城竜一・川野良信 (1992): 琉球列島の新生代火成作用. 松本徂夫教授記念論文集, 39-48.

- Kimura, M. (1985): Back-arc rifting in the Okinawa Trough. *Marine and Petroleum Geology*, **2**, 222-240.
- 木村政昭・古川雅英・北沢久和 (1983): フィリピン海の西北縁—琉球海溝—. *海洋科学*, **15**, 453-458.
- 木庭元晴・中田 高・渡部佐知子 (1979): 琉球列島, 宝島・小宝島の第四紀後期離水サンゴ礁と完新世後期の海水準. *地球科学*, **33**, 173-191.
- 岸本清行 (2000): 陸域を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの製作: Japan250 m. grd. *GSJ Open File Report*, **353**, CD-ROM.
- 気象庁 (2003): 火山噴火予知連絡会による活火山の選定および火山活動度による分類 (ランク分け) について. 報道発表資料, 7p.
- 木崎甲子郎 (1979): 九州西縁構造帯とその意義. *地球科学*, **33**, 144-151.
- 木崎甲子郎編 (1985): 琉球弧の地質史. 沖縄タイムス社, 278p.
- Kizaki, K. (1986): Geology and tectonics of the Ryukyu Islands. *Tectonophysics*, **125**, 193-207.
- 小林哲夫・棚瀬充史 (2008): 九州南部〜トカラ列島および沖縄トラフの火山岩の K-Ar 年代. 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集 (CD-ROM), V152-P026.
- Kodaira, S., Iwasaki, T., Urabe, T., Kanazawa, T., Egloff, F., Makris, J. and Shimamura, H. (1996): Crustal structure across the middle Ryukyu trench obtained from ocean bottom seismographic data. *Tectonophysics*, **263**, 39-60.
- 小西健二 (1965): 琉球列島 (南西諸島) の構造区分. *地質学雑誌*, **71**, 437-457.
- 小藤文次郎 (1897): 琉球列島の地質構造. *地質学雑誌*, **5**, 1-12.
- Lallemand, S., Font, Y., Bijwaard, H. and Kao, H. (2001): New insights on 3-D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications. *Tectonophysics*, **335**, 229-253.
- Letouzey, J. and Kimura, M. (1985): Okinawa Trough genesis: Structure and evolution of a back arc basin developed in a continent. *Marine and Petroleum Geology*, **2**, 111-130.
- Lindquist, K.G., Engle, K. Stahlke, D. and Price, E. (2004): Global topography and bathymetry grid improves research efforts. *Eos Transactions AGU*, **85** (19), 186.
- Matsumoto, H. (1960): The chemical characteristics of the lavas from Ryukyu volcanic zone, Kyushu, Japan. *Kumamoto Journal of Science Series B*, **1**, 4, 41-48.
- Matsumoto, T. (1943): The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu. *Japanese Journal of Geology and Geography*, **19**, 1-57.
- 松本哲一・太田 靖・中野 俊・下司信夫・小林哲夫 (2006): P103 トカラ列島火山噴出物の K-Ar および ¹⁴C 年代. 日本火山学会講演予稿集, 217.
- 松本徂夫 (1992): 西南日本における後期新生代の火山系列と火山活動. 松本徂夫教授記念論文集, 1-37.
- 松本徂夫・松本幡郎 (1966): 鹿児島県トカラ列島横当島の火山地質 (I). *火山*, **11**, 72-83.
- Moore, J.G. and Clague, D.A. (2004): Hawaiian submarine manganese-iron oxide crusts — A dating tool? *Geological Society of America Bulletin*, **116**, 337-347.
- Morikawa, M., Izawa, Y., Rashid, N., Hoaki, T. and Imanaka, T. (1994): Purification and characterization of a thermostable thiol protease from a newly isolated hyperthermophilic pyrococcus sp. *Applied and Environmental Microbiology*, **60**, 4559-4566.
- 盛谷智之・中尾征三・石橋嘉一・中村光一・岡村行信・池原 研・川幡穂高・西村清和・山崎俊嗣・氏家治・宮崎純一・木下泰正 (1985): 日本周辺海域の海洋地質調査活動—昭和 59 年度の白嶺丸による調査航海—. *地質ニュース*, **367**, 22-43.
- 村上文敏・石原文実 (1985): 小笠原島弧北部で発見された海底カルデラ. *月刊地球*, **7**, 638-646.
- 長宗留男 (1987): 九州—琉球列島における稍深発地震とテクトニクス. *地震第 2 輯*, **40**, 417-423.
- 長宗留男・田代秀樹 (1989): 九州下における和達—ベニオフゾーンの形状. *地震第 2 輯*, **42**, 13-19.
- Nagaoka, S. (1988): The late Quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima bay, southern Kyushu, Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **23**, 49-122.
- Nakamura, M., Yoshida, Y., Zhao, D., Katao, H. and Nishimura, S. (2003): Three-dimensional P- and S- wave velocity structures beneath the Ryukyu arc. *Tectonophysics*, **369**, 121-143.
- 中野 俊・下司信夫 (2008): 鹿児島県トカラ列島, 小隊蛇島火山の概要. *地質調査研究報告*, **59**, 197-201.
- 中野 俊・下司信夫・小林哲夫・斎藤 眞 (2008): 20 万分の 1 地質図幅「中之島及び宝島」. AIST, 地質調査総合センター.
- 小野晃司・曾屋龍典・細野武男 (1982): 薩摩硫黄島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 80p.
- 大谷康夫・土出昌一・芝田 厚・加藤 茂・岩渕義郎 (2004): 日本周辺海域火山通覧 (第 3 版). 海洋情報部研究報告, **40**, 1-62.
- Otsubo, M., Yamaji, A. and Kubo, A. (2008): Determination of stress from heterogeneous focal mechanism data: An adaptation of the multiple inverse method. *Tectonophysics*, **457**, 150-160.
- Sakuyama, M. (1977): Lateral variation of phenocryst assemblages in volcanic rocks of the Japanese islands. *Nature*, **269**, 134.
- Seno, T., Stein, S. and Gripp, A.E. (1993): A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 17941-17948.
- Shiono, K., Mikumo, T. and Ishikawa, Y. (1980): Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquakes. *Journal of Physics of*

- the Earth*, **28**, 17-43.
- Tiba, T. (1989): Petrochemistry of the volcanic rocks from Kuchino-shima, Nakano-shima and Suwanose-jima, Tokara Islands. *Memoirs of the Natural Science Museum, Tokyo*, **22**, 7-19.
- 植田義夫 (1986): 南西諸島周辺海域の地磁気異常と構造論. *火山*, **31**, 177-192.
- 氏家 治・吉田武義・青木謙一郎 (1989): 九州南方, 大隅諸島近辺の火山岩類の光量子放射化分析. 東北大学核理研研究報告, **22**(1), 104-116.
- Wallace, L.M., Ellis, S., Miyao, K., Miura, S., Beavan, J. and Goto, J. (2009): Enigmatic, highly active left-lateral shear zone in southwest Japan explained by aseismic ridge collision. *Geology*, **37**, 143-146.
- Wang, Z., Huang, R., Huang, J. and He, Z. (2008): P-wave velocity and gradient images beneath the Okinawa trough. *Tectonophysics*, **455**, 1-13.
- Worthington, T.J., Gregory, M.R. and Bondarenko, V. (1999): The Denham caldera on Raoul volcano: dacitic volcanism in the Tong-Kermadec arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **90**, 29-48.
- Wright, I.C. and Gamble, J.A. (1999): Southern Kermadec submarine caldera arc volcanoes (SW Pacific): Caldera formation by effusive and pyroclastic eruption. *Marine Geology*, **161**, 207-227.
- 横瀬久芳 (2007): 九州四大カルデラの南方延長: トカラ列島の巨大海底カルデラ群. 海洋プレートと島弧の深部構造 I—IODP 超深度掘削へ向けて—. *月刊地球*, **29**, 561-569.
- 横瀬久芳・梁島達也・菊池 航・杉山直史・篠原 章・竹内 徹・長尾敬介・小玉一人 (1999): 別府-島原地溝帯西部域の過去5百万年間に於ける間欠的火山活動. *岩鉱*, **94**, 338-348.
- Yokose, H., Lipman, P. and Kanamatsu, T. (2005): Physical and chemical properties of submarine basaltic rocks from the submarine flanks of the Hawaiian Islands. *Marine Geology*, **219**, 173-193.
- Yuasa, M., Murakami, F., Saito, E. and Watanabe, K. (1991): Submarine topography of seamounts on the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) arc. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **42**, 703-743.

(2009年3月18日受付, 2009年10月19日受理)