

四国西部, 幡多半島東岸の第三系四万十累層群に含まれる火砕岩の産状・岩石記載とその意義

Occurrence and petrography of volcanoclastic rocks in the Tertiary Shimanto Supergroup along the east coast of the Hata Peninsula, southwestern Shikoku, Southwest Japan, and its significance

Abstract

君波和雄* 今岡照喜*

Kazuo Kiminami* and
Teruyoshi Imaoka*

2005年5月18日受付.

2005年11月18日受理.

* 山口大学理学部地球科学教室

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Yamaguchi University, 1677-1 Yoshida, Yamaguchi 753-8512, Japan

Corresponding author; K. Kiminami,
kimik@yamaguchi-u.ac.jp

Volcanoclastic rocks such as volcanic breccia, volcanic conglomerate, volcanic sandstone, and mudstone with volcanic rock gravels are found in small bodies scattered sporadically in the Shimanto Supergroup in the east coast area of the Hata Peninsula, western Shikoku, SW Japan. The volcanoclastic rocks are contained in chaotic facies made up mainly of mudstone and sandstone of the Late Oligocene-Early Miocene (Burdigalian) Shimizu and Arimisaki Formations, and are occasionally accompanied by Middle Eocene limestone blocks. Most of the volcanoclastic rocks were originally deposited from sediment gravity flows such as debris flow and turbidity flow, although, the mechanism of their emplacement in the chaotic facies still remains unsolved. Volcanic rocks are composed of alkali basalt, trachyandesite, trachyte and comendite, which are all classified into alkaline volcanic rock series. Amygdules filled with chlorite and calcite are abundant in alkali basalt and trachyandesite, indicating that they were formed at a shallow depth. Most volcanic rocks have been subjected to some degree of alteration. Pseudomorphs of olivine are commonly found in the alkali basalts and all mafic minerals broke down to mixture of chlorite and Fe-Ti oxide minerals. The alkali basalts have geochemical affinity to within-plate basalts of seamount origin judging from some discrimination diagrams using alteration-resistant elements. All observations suggest that collision of a seamount would have occurred during the Late Oligocene-Early Miocene at the convergent margin of western Shikoku. And the fragments of it incorporated into the accretionary prism.

Key words: Shimanto Supergroup, Tertiary, volcanoclastic rocks, alkaline volcanic rocks, Hata Peninsula, Philippine Sea, seamount, accretion, collision

はじめに

四国の第三系四万十累層群は、陸源の碎屑岩類からおもに構成され、少量の玄武岩質岩や石灰岩、緑色・赤色泥岩などを伴う。碎屑岩類は、整然相や砂岩ブロックを伴った砂岩泥岩混在相を構成する。四国西部幡多半島東岸地域の第三系四万十累層群の砂岩泥岩混在相中のいくつかの地点から、安山岩質岩の産出が報告されている(平ほか, 1980; 木村, 1985; Myint Thein, 1992; Tokunaga, 1992)。これらを平ほか(1980)とTokunaga(1992)は安山岩質火山角礫岩, 木村(1985)は安山岩や安山岩質火山碎屑岩, Myint Thein(1992)はデイサイト・安山岩・玄武岩礫と記述している。後述するように、これらの火山岩は、礫やブロックとして産出し、おもにアルカリ玄武岩、粗面安山岩、粗面岩およびアルカリ流紋岩からなるアルカリ岩系の火山岩である。また、

火山岩とともに火山岩をおもな起源とする碎屑岩を伴い、両者は多様な産状を示す。本論ではこれらを総称して火砕岩(volcanoclastic rock)と呼ぶ。火砕岩は、含火山岩礫砂岩、含火山岩礫泥岩、火山礫岩(火山角礫岩= volcanic brecciaと火山円礫岩= volcanic conglomerateを含む)、火山性砂岩(volcanic sandstone)、火山性シルト岩(volcanic siltstone)などから構成され、石灰岩を伴うことがある。従来の報告に従えば、これらの火砕岩は、清水層および来栖野層に含まれる。木村(1985)は、清水層中における火砕岩の産出意義に関して議論し、それらが九州-パラオ・リッジの衝突・付加に由来する可能性を示唆した。また、Myint Thein(1992)は、清水層や来栖野層に含まれる火砕岩が堆積起源の礫やブロックとして産し、火山岩の化学分析に基づいてそれらが火山弧起源のカルクアルカリ岩であるとしたが、分析値を示していない。

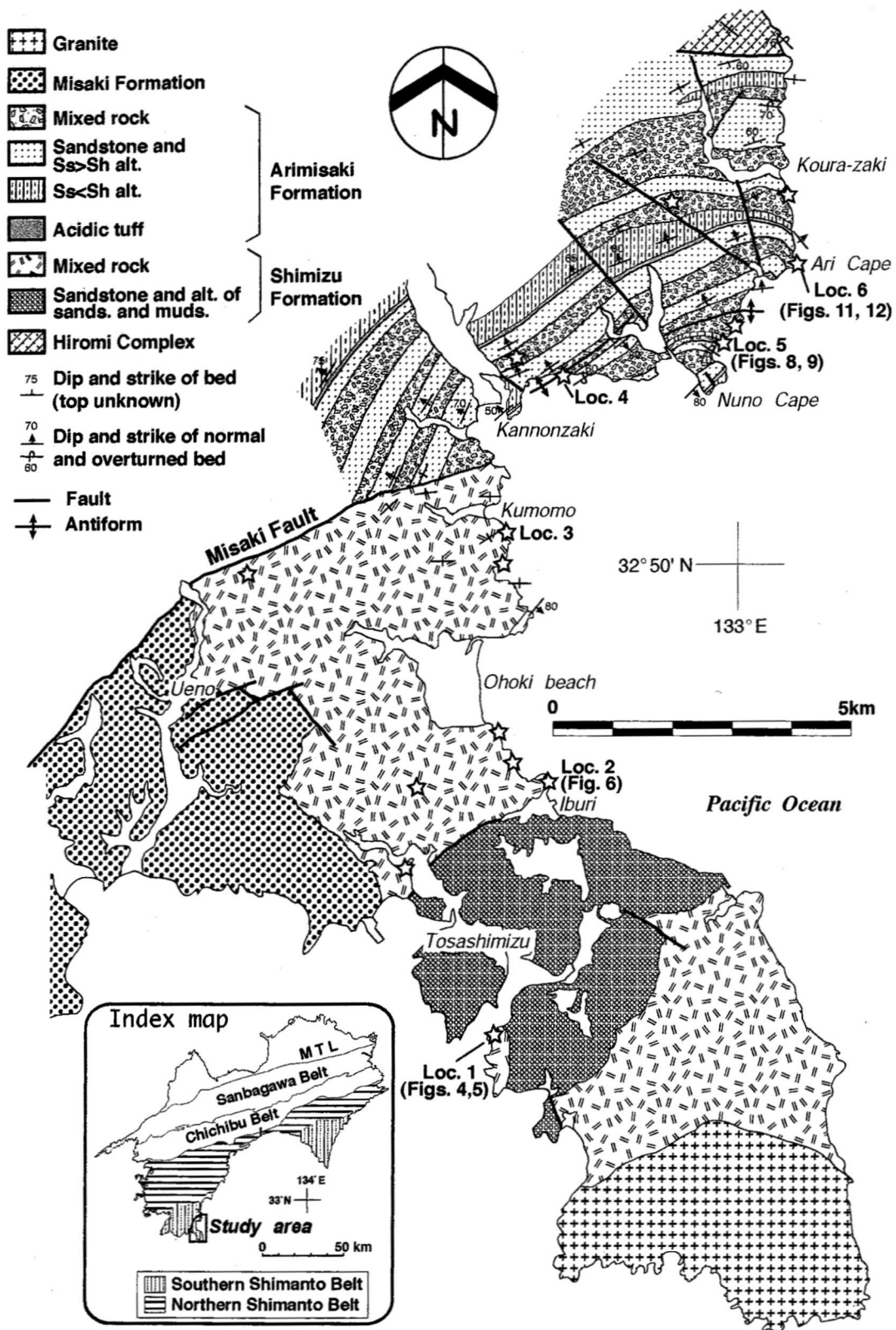


Fig. 1. Geologic map of the study area, southwestern Shikoku, and index map, compiled from Kimura (1985), Oyaizu et al. (2002) and our unpublished data. MTL: Median Tectonic Line. Stars show the locations of volcanoclastic rocks based on Taira et al. (1980), Kimura (1985) and our own data. Locations 1, 2, 5 and 6 are the localities for sketches and outcrop photos of occurrence. Locations 1, 3, 4, 5 and 6 are the localities for chemical analysis of volcanic rock.

一方、小柳津ほか (2002) は、高知県中村市周辺の地質調査と放散虫化石の検討に基づき、幡多半島東岸地域で来栖野層とされていた地層を再定義して在岬層 (後期漸新世-前期中新世) とした。筆者らの検討に基づけば、これまでに火砕岩の産出が報告されている地点の来栖野層は、すべて在岬層に含まれる。そのため、本論では火砕岩を含む地層を清水層と在岬層とする。

幡多半島地域の清水層と在岬層に含まれる火砕岩の産状、岩石記載、化学組成上の特徴およびそれらの意義等に関しては、まだ十分に明らかにされていない。これらの火砕岩の産出は、四万十帯南帯の形成過程や沈み込みの歴史、および西南日本やフィリピン海の第三紀テクトニクスを考える上で重要な情報を提供するものと考えられる。本研究では、これら火砕岩の産状を記載するとともに、火山岩の岩石記載、化学的特徴を明らかにし、それらの産出の意義を考察する。

地 質

ここでは、火砕岩を含む清水層と在岬層、およびそれらの堆積年代に制約条件を与える三崎層の分布や地質、年代についておもに述べる。

甲藤 (1980) は、足摺岬の基部に南西-北東方向にのびる三崎断層 (Fig. 1) を境にして、北側に分布する四万十累層群を来栖野層、南側に分布する同層群を三崎層および清水層とした。清水層と三崎層の詳細な地質図を示した木村 (1985) も三崎断層を境にその北側に来栖野層が分布するとした。これに対して、Myint Thein (1992) は、清水層の北限を甲藤 (1980) や木村 (1985) よりも約 4 km 南側に設定し、三崎断層の南側まで来栖野層が分布するとした。また、小柳津ほか (2002) は、在岬や布岬周辺の来栖野層とされた地層を在岬層として再定義した。筆者らのこれまでの野外調査に基づけば、在岬層中において良好な鍵層となる酸性凝灰岩/頁岩互層は、小柳津ほか (2002) の地質図で示されたよりもさらに西方まで追跡され、久百々の北西方 3 km 付近まで確認される (Fig. 1)。すなわち、在岬層は少なくともこの付近まで分布することになる。久百々の北側の三崎断層は、在岬層と清水層の境界をなしている。しかし、さらに西方への在岬層の広がりや在岬層と来栖野層との関連は、現在のところ不明である。これまでに火砕岩の分布が確認されている地点は、前述したように、すべて清水層と在岬層に含まれる。

1. 清水層

三崎断層の南側に分布し、足摺岬の先端付近では 13 ± 2 Ma (Shibata and Nozawa, 1968) の足摺岬花崗岩によって貫かれている。泥岩基質中に砂岩のブロックやレンズを含む混在相、および礫岩や砂岩、砂岩泥岩互層などからなる整然相から構成される。混在相中には砂岩のほか、礫岩、砂岩泥岩互層、火砕岩などが含まれる。火砕岩は、含火山岩礫泥岩や火山礫岩、凝灰岩、火山性砂岩などからなる。泥岩基質には一般に鱗片状劈開が顕著に認められる。木村 (1985) は、混在相中に含まれた火砕岩の産出を数地点で確認している。木村 (1985) や Myint Thein (1992) は、これらの混在相の形成過程を海底地滑りや土石流としている。砂岩、泥岩、

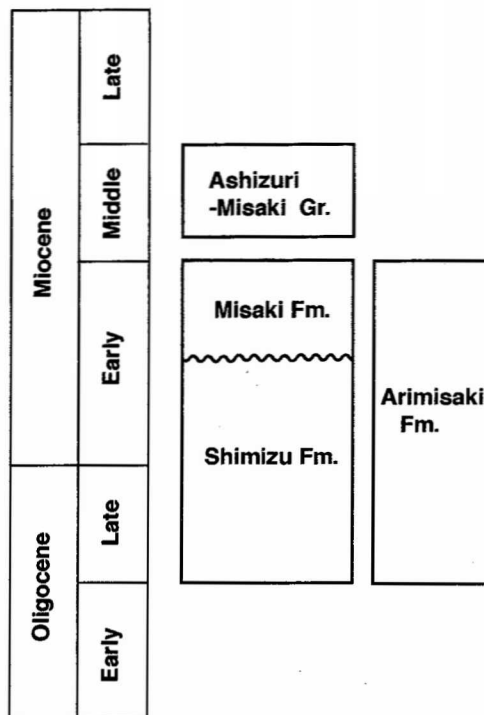


Fig. 2. Stratigraphy of the study area, southwestern Shikoku.

砂岩泥岩互層および礫岩からなる整然相は、数 100 m 以上の広がりを持ち、いくつかの分離した岩体として産出する。木村 (1985) は、これらの整然相も大きなブロックであると推定している。

木村 (1985) は、上野北方の三崎層との不整合面に近い清水層から後期始新世-後期漸新世および後期漸新世の有孔虫化石の産出を報告している。また、Myint Thein (1992) は、大岐浜南方の火山岩礫を伴った泥岩から後期漸新世-前期中新世の有孔虫化石を報告している。清水層と前期中新世後期 (Burdigalian) の三崎層とが不整合関係と推定されることから、清水層の堆積年代は、後期漸新世から三崎層堆積以前の前期中新世と考えられる (Fig. 2)。

2. 在岬層

在岬層は、四万十川河口の南方およそ 2 km 付近から海岸線に沿って久百々西方にまで分布する。本層は厚さ数 10 m ~ 1 km 程度の砂岩泥岩互層を主とする整然相と泥岩優勢の混在相から構成される。砂岩泥岩互層の多くは砂岩優勢であり、砂岩の底面にはしばしばフルートマークやグループマークが観察される。これらの底痕は、整然相を構成するタービダイトが北方から供給されたことを示している (Fig. 3)。在岬の約 500 m 北方の海岸や布岬、観音崎などには砂岩勝ちの互層と泥岩勝ちの互層との間に特徴的な岩相を示す厚さ約 30 m の酸性凝灰岩の好露出が認められる (Fig. 1)。これらの酸性凝灰岩は、数 cm オーダーで泥岩と整然と互層しており、同じ層準の凝灰岩と考えられ、良い鍵層となる。北上位を示す在岬北方の酸性凝灰岩は、西方に向かって少なくとも 10 km 連続する。在岬北方の酸性凝灰岩と布岬の酸性凝灰岩

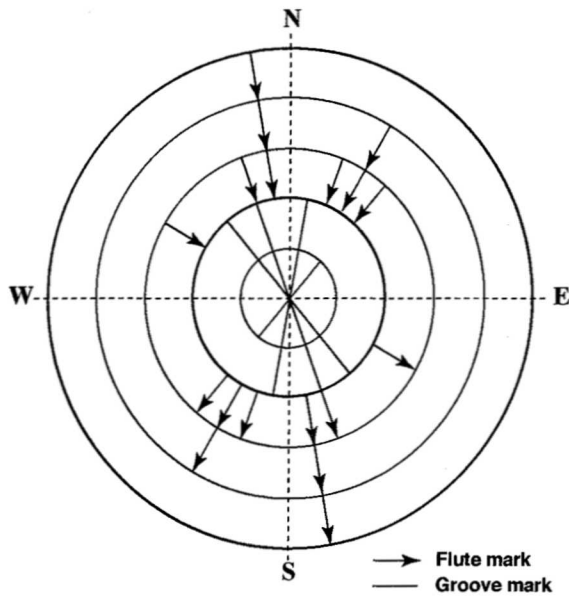


Fig. 3. Paleocurrent directions estimated from sole marks in the coherent facies of the Arimisaki Formation.

は、背斜軸の北翼部と南翼部に位置する。混在相は、一般に泥質基質に富み、砂岩のブロックやレンズを含む。混在相中の泥岩には、多くの場合鱗片状劈開が発達する。数地点で火砕岩が観察される。また、海岸線においてこれらの火砕岩が露出する付近には、火砕岩の転石を多数観察することができる。整然相と混在相との境界は、多くの場合露出を欠くか、もしくは断層関係である。しかし、整然相と混在相とは走向方向に一般によく連続する。

小柳津ほか(2002)は、在岬層中のいくつかの地点の泥岩および鍵層の凝灰岩から後期漸新世—前期中新世の放散虫化石を報告している。整然相から得られる放散虫化石群集と混在相から得られる放散虫化石群集とは基本的に同じである。

3. 三崎層

三崎層は、三崎断層以南の清水市北西部に分布し、清水層を不整合に覆う(木村, 1985)。砂岩、シルト岩、泥岩とともにそれらの互層からなり、全体として上方粗粒化を示す厚さ3,000 m程度の整然相である。甲藤・平(1979)は、本層の堆積環境をストームが作用する沖合泥底～潮間帯としている。

木村(1985)は、本層中の泥岩や泥質砂岩から前期中新世後期(Burdigalian)の有孔虫化石を報告している。

火砕岩の分布と産状

1. 火砕岩の分布

平ほか(1980)、木村(1985)、Tokunaga(1992)および筆者らの調査に基づく火砕岩の分布位置をFig. 1に示した。清水層と在岬層中に含まれる火砕岩は、混在相中に産出する。Fig. 1には比較的規模の大きな火砕岩の分布位置を示したが、これ以外にも規模の小さな分布が海岸でかなりの数認められる。ときには、泥岩中に火山岩の円礫が1つだけ孤立し

て産出することもある。また、海岸部の混在相分布域には、火砕岩の露出を欠いているにも関わらず、径2～3 mを超える大きな火砕岩の転石が局所的に多数認められることがある。このような場合には、その付近に火砕岩が存在する可能性が高いと考えられる。

2. 火砕岩とそれに付随する岩石の産状

以下にいくつかの具体例に基づいて、清水層と在岬層に含まれる火砕岩の産状と砂岩の鏡下での特徴を説明する。

Loc.1 (清水層) ここでは泥岩の卓越した砂岩泥岩混在岩が分布する(Fig. 4)。鱗片状劈開が発達した泥岩は、剥離性に富む。泥岩中には砂岩、火山岩、火山角礫岩、砂質石灰岩などがブロックもしくは礫として認められる。径1 m以下の砂岩ブロックは、一般にレンズ状もしくは礫状であり、劈開に対して平行な方向に伸長していることが多い。火山岩は、スケッチの北端部や南端部に多く観察され、礫もしくはブロックとして産出する。火山岩礫は、多くが円礫であり、最大径80 cmに達する。火山岩礫を含む泥岩は、淘汰が極めて悪く、含礫砂質泥岩であり、砂サイズの岩片の多くも火山岩から構成される。スケッチ(Fig. 4)の南端部付近に認められる含火山岩礫砂質泥岩の露頭写真とスケッチをFig. 5に示す。ここでは、いろいろな組織を示す円～垂円の火山岩礫と少量の砂岩礫とが不淘汰な泥岩中に無秩序に含まれている様子がよく観察される。この礫質泥岩は、土石流により運搬・堆積したと推定される。

Fig. 4のスケッチの南西端には複雑な形態をした長径約3 mの火山角礫岩が分布する。この岩石は、すべて同質の火山岩礫とその破砕物から構成される。礫は、多くが角礫であり、最大径が約20 cmである。比較的大きな礫では、同心円状や放射状の多くの割れ目が認められる。同心円状の割れ目が卓越する礫には、円形を示すものもある。これらの割れ目は、冷却に起因する可能性が高く、この火山角礫岩は、水中自破砕溶岩であろう。

スケッチ(Fig. 4)の中央部には、複雑な形をした白色の砂質石灰岩が認められる。全体の7～8割を占める方解石は、粒間を構成していたり、岩片や長石を置換していたりする。方解石以外の結晶粒子は長石や石英から構成され、岩片のほとんどは火山岩である。泥岩中のブロック状・レンズ状を呈する砂岩は、石英や長石などの結晶粒子を主とし、おもに火山岩からなる岩片を含み、微量のマイクロクリンや白雲母を伴う。

Loc.2 (清水層) この付近には、最大径数mに達する砂岩のブロックやレンズを多数含む劈開の発達した泥岩が露出する。Fig. 6に示した海食台では、火山角礫岩—火山性砂岩—細粒凝灰岩のシーケンスからなる径数mのブロックや径60 cm以下の礫状もしくはレンズ状の砂岩を含む泥岩が観察される。泥岩の一部は不淘汰な礫～砂質泥岩である。

火山角礫岩—火山性砂岩—細粒凝灰岩からなるブロックは、境界部が確認されない北側を除き、方向を異にする複数の小断層を介して周辺の泥岩と接している。火山角礫岩は、最大径2 cm程度の火山岩角礫を含む細礫岩である。鏡下で観察される火山岩片の組織は、一様ではない。火山性砂岩は、

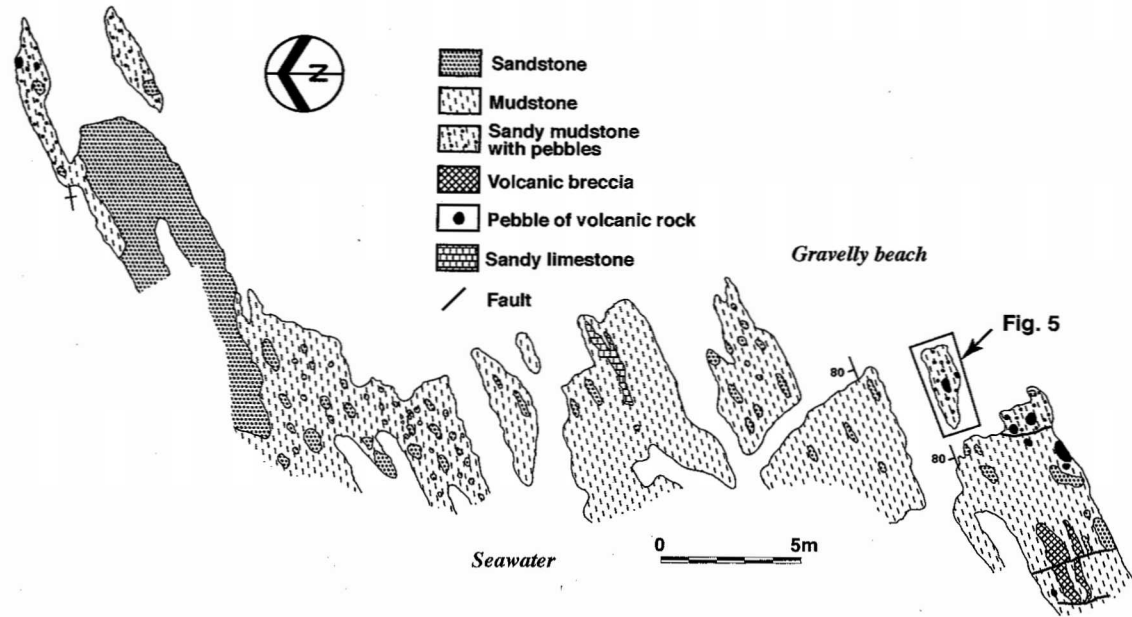


Fig. 4. Sketch map showing the occurrence of mudstone with sandstone blocks and volcanic rock pebbles, Shimizu Formation, at Loc. 1 in Fig. 1. See text for more details.

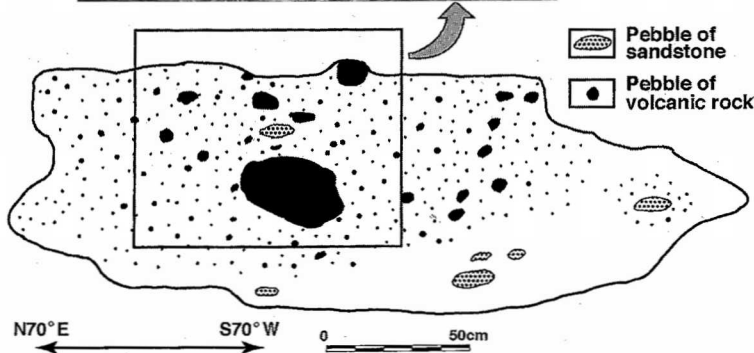


Fig. 5. Outcrop photo and sketch of ill-sorted mudstone with volcanic rock pebbles, Shimizu Formation. See Fig. 4 for location and text for more details.

長石や一部が脱ハリ化したガラス片、火山岩片、石英からおもに構成される。細粒凝灰岩は、厚さ数 cm 程度で成層しており、級化構造が認められ、南上位と推定される。鏡下では、微粒の結晶や二次的に形成された方解石とともに少量のシルトサイズの長石や火山岩片が認められる。全体として上方細粒化の傾向を示し、層厚は 6 m を超える。

スケッチの西端付近には、径 4 cm 程度の亜円形の火山岩

礫が認められる。また、砂岩礫の一部は、火山性砂岩である。火山性砂岩は、多くの火山岩片や長石から構成され (Fig. 7)、石灰質である。火山岩片の一部には発泡痕が認められ、それらの組織は、礫として産出する火山岩と類似したものが多。このタイプの砂岩は、石英や長石をおもな構成粒子とする砂岩と野外で容易に区別される。

Loc.5 (在岬層) この付近では、径 2 ~ 3 m に達する火山

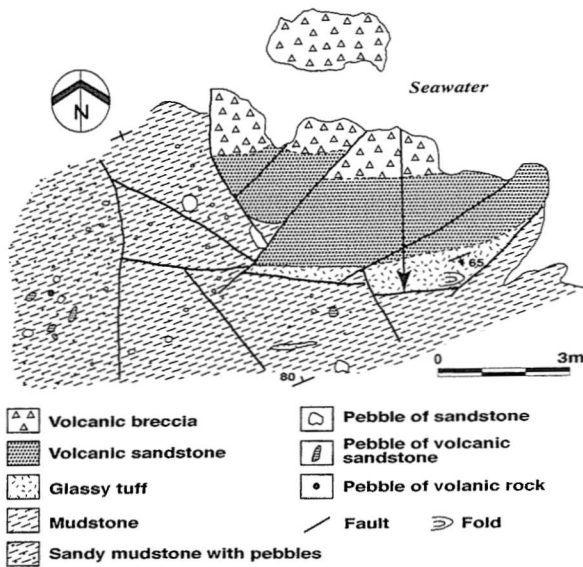


Fig. 6. Sketch (plan view) showing the occurrence of volcanoclastic rocks, Shimizu Formation, at Loc. 2 in Fig. 1. An arrow shows upward direction deduced from grading. Refer to the text.

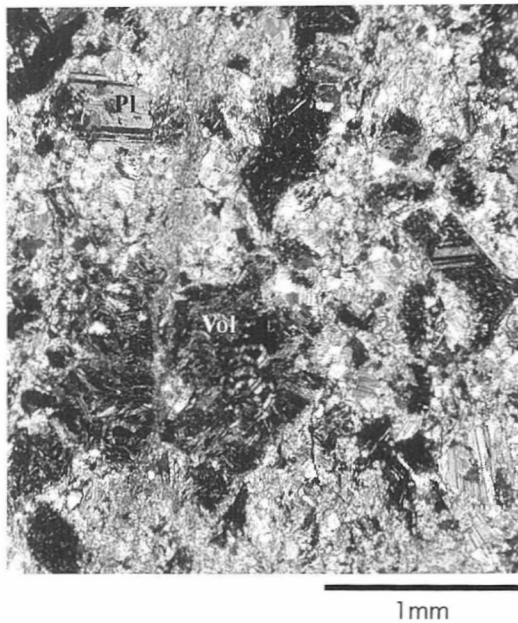


Fig. 7. Photomicrograph of volcanic sandstone including volcanic rock fragment with amygdules filled by chlorite. The sandstone contains abundant secondary calcite. Pl: plagioclase, Vol: volcanic rock fragment with amygdules.

円礫岩の転石が多数観察されるが、海食台や海食崖に認められる火砕岩は、おもに火山性砂岩である。転石として認められる円礫岩は、礫支持であり、ほとんどすべてが円磨された径数 cm ~ 20 cm の火山岩礫からなる (Fig. 8)。Fig. 9 は、火山性砂岩の産状を示している。レンズ状に尖滅する砂岩があるものの多くの砂岩は、かなりよく成層している。しかし、泥岩中に含まれる凝灰岩薄層に著しい褶曲が認められるの



Fig. 8. Photo of a float of volcanic conglomerate, at Loc. 5 in Fig. 1.

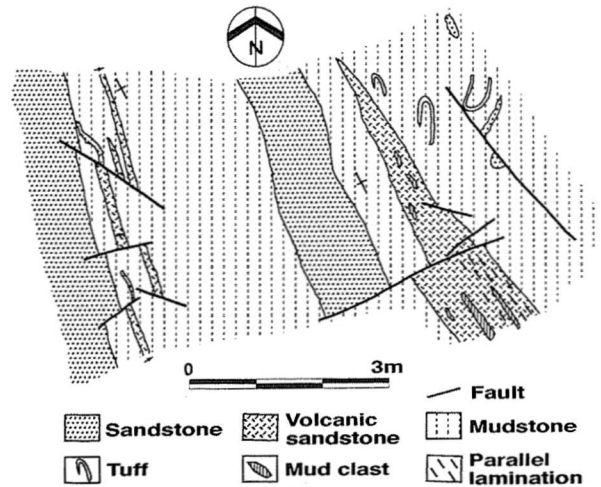


Fig. 9. Sketch (plan view) showing the occurrence of volcanic sandstone, Arimisaki Formation, at Loc. 5 in Fig. 1. Small arrows show upward directions of turbidite sandstones. Refer to the text.

で、泥岩部は強く変形している可能性が高い。砂岩は、肉眼的特徴と鏡下での特徴から火山性砂岩と石英・長石を主とした通常の砂岩とに分けられる。中央部付近の北側に尖滅する火山性砂岩は、長石や火山岩片とともに、少なからざる石英を含み、多くの生砕物を伴う (Fig. 10)。また、Fig. 9 のスケッチ西部の厚さ数 cm ~ 10 数 cm の火山性砂岩は明らかに級化しており、東側上位を示している。この火山性砂岩は、タービダイトと考えられる。中央部の厚さ約 1.2 m の非火山性砂岩は、シルト岩に近い細粒砂岩であり、基質に比較的乏

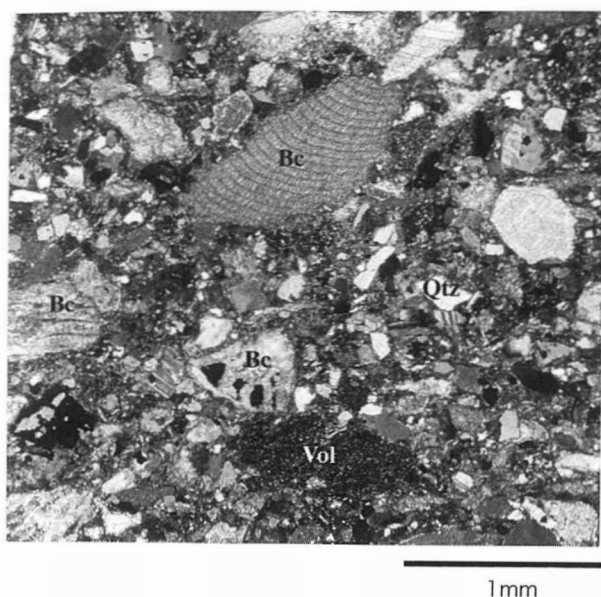


Fig. 10. Photomicrograph of volcanic sandstone with many bioclasts. Bc: bioclast, Qtz: quartz, Vol: volcanic rock fragment.

しく、石英と長石からおもに構成され、白雲母やジルコン、電気石を伴う。西端の砂岩は、厚さ約 12 m の中粒砂岩であり、石英や長石の結晶粒子に富むが、岩片の多くは火山岩である。しかし、火山岩質砂岩にごく普通に認められる発泡した火山岩の岩片は認められない。また、花崗岩質岩の岩片や片岩～準片岩、スレートなどの岩片も認められ、花崗岩質岩岩片の一部はマイクロクリンを伴う。

Loc.6 (在岬層) 規模の大きな火砕岩であり、幅 20～30 m にわたり露出する。周辺は、泥質な砂岩泥岩混在岩からなり、この中に火山角礫岩や火山円礫岩、火山性砂岩、火山性シルト岩などがおよそ N60°W、垂直から高角で南落ちの走向・傾斜で分布する。ここでは、径 10cm～2 m のいくつかの石灰岩ブロックが認められる。Matsumaru (1980) は、この付近の石灰岩から中期始新世の大型有孔虫化石を報告している。この地点の火砕岩は、全体的には成層しているが、その中にはブロック状の岩体やスランプブロックと推定される褶曲した岩体を含む。また、火山性砂岩とは明らかに特徴を異にする石英質な砂岩のブロックも含む。

Fig. 11 は、火山岩の細礫を含む不淘汰な火山性極粗粒砂岩とそこに含まれる石灰岩の角礫を示している。石灰岩礫は、溶食に起因する複雑な形態をしている。この様な岩相的特徴は、この含石灰岩砂岩が土石流などの重力流に由来する堆積物であることを示している。

Fig. 12 は、海食台上の露頭のスケッチである。海に面した一部を除き、周辺は大きな海浜礫で覆われている。大局的な走向・傾斜は、およそ N-S・垂直であり、周辺の火砕岩とは明瞭に走向を異にする。中央部から西側は、砂岩、火山角礫岩、および石灰岩からなり、成層状態を保持している。石灰岩は、有孔虫を含む多量の生砕物から構成される。火山角礫岩は、径 1～5 cm の火山岩の亜角礫から構成され、

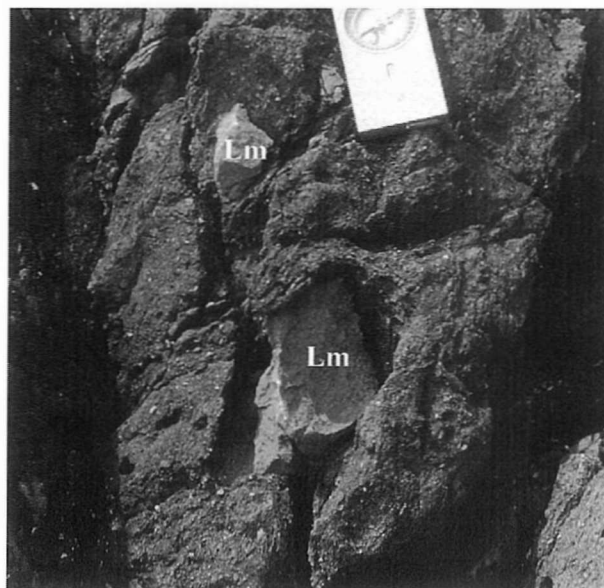


Fig. 11. Photo of ill-sorted very coarse volcanic sandstone with limestone breccias (Lm), Arimisaki Formation, at Loc. 6 in Fig. 1.

cut-and-fill 状に下位の砂岩を削り込んで堆積していると推定され、級化している。中央部は、ブロック状の砂岩と変形した砂岩泥岩互層や泥岩から構成される。変形した砂岩泥岩互層は、レンズ化した泥岩の配列状態からもともと厚さ 2～3 cm 程度の細粒砂岩と泥岩との互層であったと推定される。この変形した互層は、あまり剪断されていないことから、十分に固結する以前に変形したと推定される。スケッチの東部は、平均礫径 3 cm 程度の火山岩の円～亜円礫から構成される火山円礫岩から細礫岩を経て淘汰の悪い粗～中粒砂岩へと移行する厚さ 1.5 m 程度の級化層からなる。

スケッチ中の礫岩は、ほとんどすべての礫が火山岩からなるが、砂岩は火山性のもので石英・長石の結晶粒子を主とするものの 2 つのタイプに分けられる。火山性砂岩は、粒子の多くが火山岩片から構成され、長石を多く含み、石英を伴う (Fig. 13A)。もう一方のタイプの砂岩は、石英に富み、長石がこれに次ぎ、岩片に乏しく、マイクロクリンが比較的多く認められる (Fig. 13B)。また、岩片としては、花崗岩質岩、片岩、スレート、チャート、火山岩などが確認される。結晶粒子に富み、マイクロクリンが多いことから、主要な源岩は、花崗岩質岩と推定される。このように、同一露頭中に明らかに源岩を異にする砂岩が共存している。

火山岩礫・ブロックの岩石記載

火山岩礫・ブロックについて鏡下で観察を行った。これらは、後述のように全てアルカリ岩系列の岩石であり、アルカリ玄武岩～粗面安山岩、粗面岩、アルカリ流紋岩 (コメンダイト) に区分される。

アルカリ玄武岩～粗面安山岩は、暗灰色～灰色で、鏡下では斑状のものが多く、無斑晶質のものは少ない。斑晶を含む場合は、斜長石のみが認められるものと、苦鉄質鉱物 (仮像)

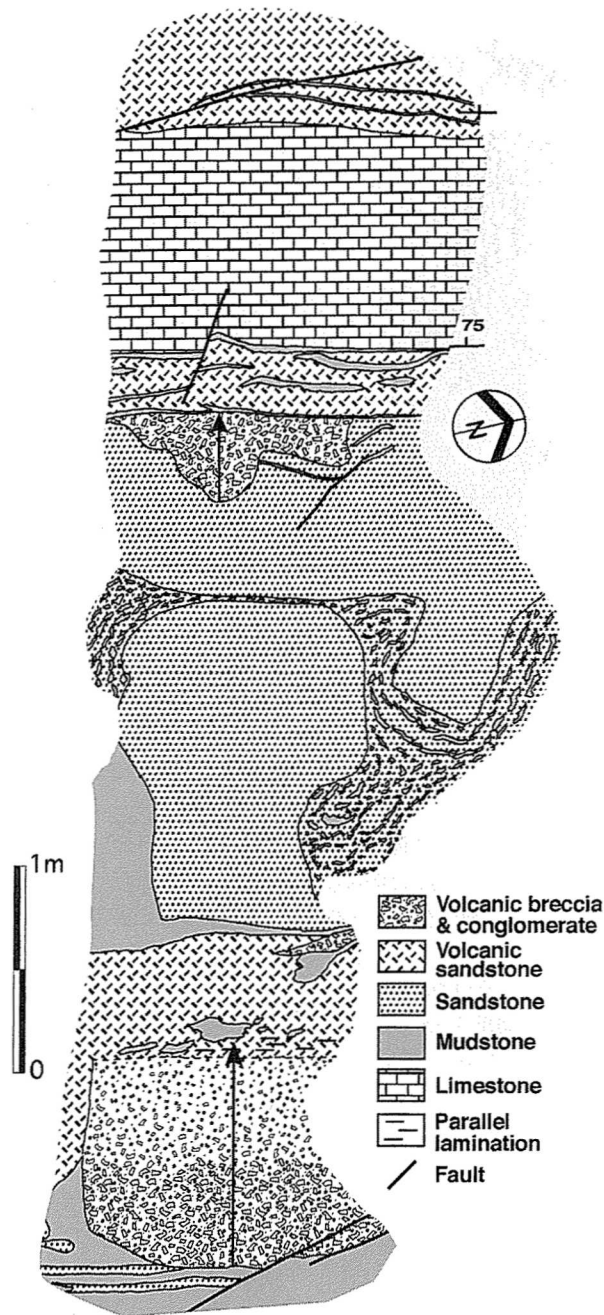


Fig. 12. Sketch (plane view) showing the occurrence of limestone and volcaniclastic rocks, Arimisaki Formation, at Loc. 6 in Fig. 1. Arrows show upward directions deduced from grading. Refer to the text.

と斜長石が認められるものがある。苦鉄質鉱物の斑晶 (0.3–1.2 mm) は、一般に緑泥石や方解石に置換されており、それらの一部では周囲がイデイングサイト化している。苦鉄質鉱物の斑晶にはその結晶形からかんらん石 (0.1–1.5 mm) と推定できるものがある (Fig. 14A)。輝石と推定される斑晶も認められる。斜長石斑晶 (0.1–7.0 mm) は、アルバイト化が顕著であり、チェッカー構造が認められることもある。斑晶の周辺が、石基とインターロックしたのももまれ

に認められる。また、しばしば部分的あるいは全面的に方解石化している。

石基はインターサータル組織、インターグラニューラー組織、バリオリティック組織 (Fig. 14B) を示し、斜長石、ガラス、変質苦鉄質鉱物、不透明鉱物、アパタイトからなる。急冷条件下で形成された岩石では、羽毛状ないし樹枝状の斜長石が見られる。多くの岩石で球形～楕円体形の発泡痕 (径 0.1–1.2 mm) が認められ (Fig. 14C)、緑泥石等の粘土鉱物や方解石で充填された杏仁状構造が発達している。変質鉱物として、珪化作用による石英が認められることもある。

無斑晶質岩石は、暗灰色～淡灰色を呈し、緻密・均質であり、0.1 mm 以下の長柱状～骸晶状斜長石、不透明鉱物を有し、インターサータル組織やガラス基流晶質組織を示す。

粗面岩には無斑晶質なものと同様の顕著なものがある。無斑晶質なものは結晶粒度などの違いによって示される流理構造が発達しており、長柱状のアルカリ長石 (0.01–0.25 mm) が流理に沿って配列した粗面岩状組織を示す。そのほか、石英、変質した苦鉄質鉱物、不透明鉱物も見られる。副成分鉱物として自形～半自形のアパタイトを含む。斑晶組織の顕著な試料では、斑晶として、自形～半自形のアルカリ長石 (0.5–4.0 mm)、完全に変質した苦鉄質鉱物、不透明鉱物が認められる。アルカリ長石はしばしば集斑状組織を示す。石基の構成鉱物や組織は、上述の無斑晶質岩石と同様である。いずれも顕著な方解石化作用を受けている。

アルカリ流紋岩 (コメンダイト) は、灰色を呈し、斑晶として自形～半自形のアルカリ長石 (0.2–5.5 mm)、黒雲母 (0.2–2.5 mm)、角閃石 (0.2–1.0 mm) および不透明鉱物 (0.1–1.2 mm) を含む (Fig. 14D)。黒雲母は一部緑泥石化やオパサイト化しているが、新鮮な部分もあり、その部分は X = 淡黄色、Y = Z = 赤褐色の多色性を示す。斑晶のアルカリ長石や黒雲母、不透明鉱物と同じものからなる閃長岩インクルージョンを含む。石基は完晶質でアルカリ長石と少量の石英、変質苦鉄質鉱物、微細な不透明鉱物、ジルコンからなる。顕著な方解石化作用を受けている。

火山岩礫・ブロックの化学組成

今回検討した火山岩は、さまざまな程度に各種変質作用を被っているため、鏡下で源岩の組織が保存されている試料、斜長石がある程度残存している試料として、清水層から 13 試料、在岬層から 9 試料を厳選し、全岩の主成分および微量元素の化学分析を行った。分析には、山口大学総合科学実験センター機器分析施設に設置の全自動蛍光 X 線分析装置 RIX3000 を使用した。分析方法、分析精度等は梅本ほか (2000) に詳述されている。灼熱減量 (LOI; loss on ignition) は重量法によって定量した。清水層および在岬層の試料の分析結果をそれぞれ Table 1, 2 に示す。

SiO₂ は無水に換算すると、45.4–72.5 % の幅広い組成範囲を示す。

本地域の火山岩礫は、既述のように曹長石化、方解石化、緑泥石化、珪化作用などの著しい変質作用を被っており、1.5–10.6 % の LOI を含んでいる。鏡下観察の結果と併せ考え

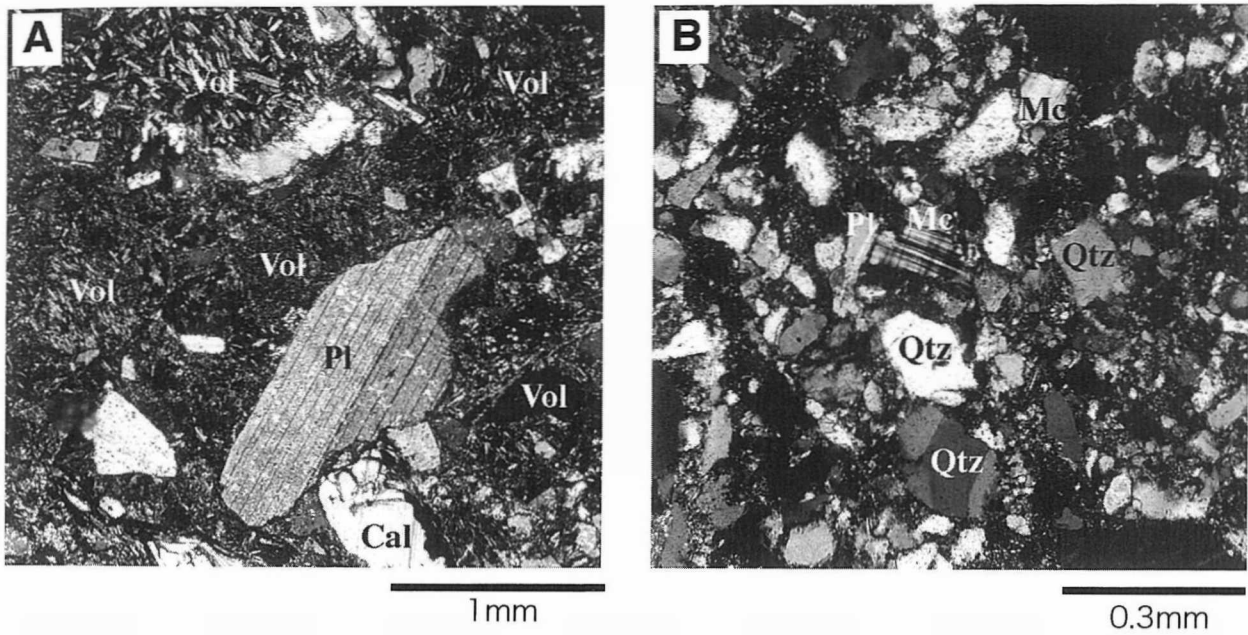


Fig. 13. Photomicrographs of volcanic sandstone (A) and quartz-feldspathic sandstone (B). Qtz: quartz, Pl: plagioclase, Mc: microcline, Cal: calcite, Vol: volcanic rock fragment.

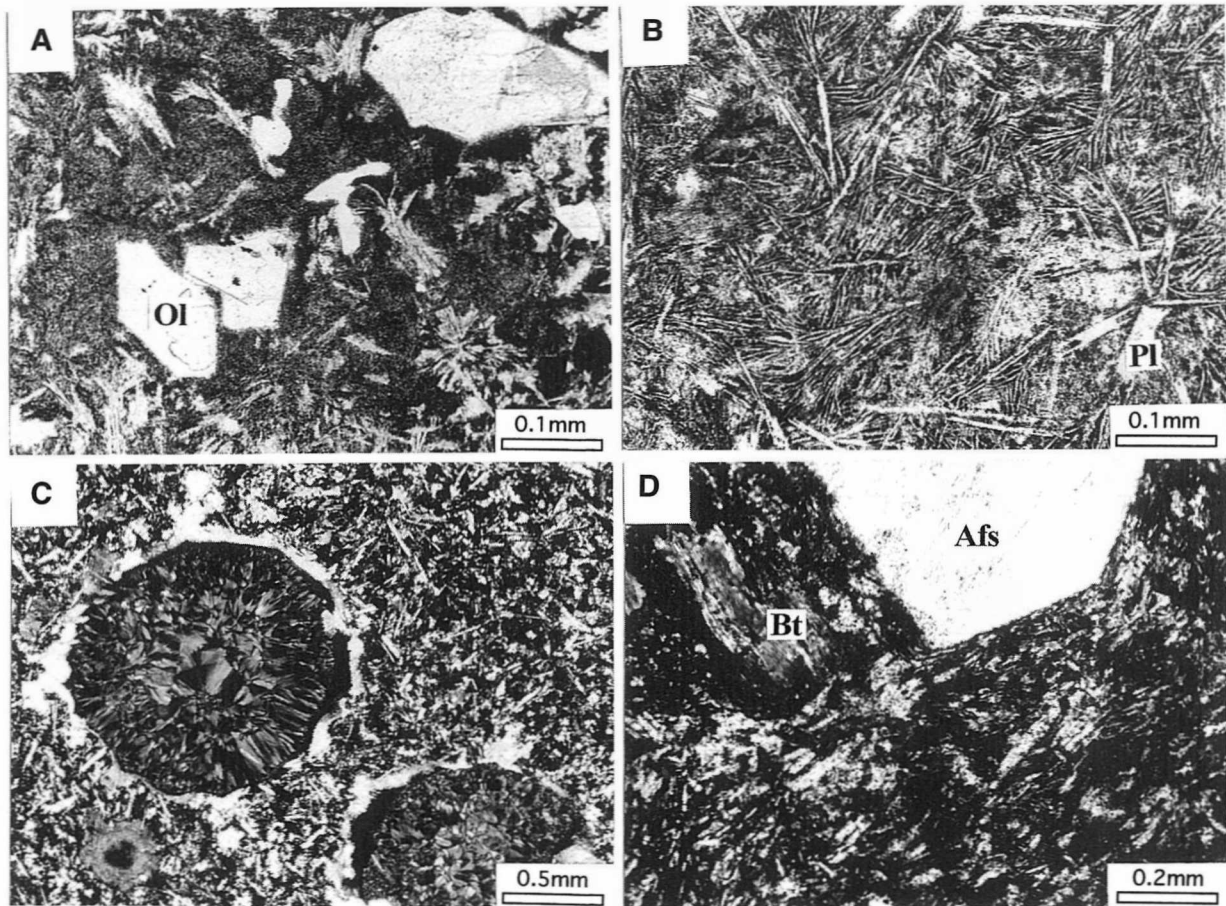


Fig. 14. Photomicrographs showing representative rock textures of alkaline volcanic rocks from the Shimizu and Arimisaki Formations, Shimanto Supergroup. A: Olivine pseudomorph (Ol) in variolitic groundmass in alkali basalt. B: Fans of diverging plagioclase needles in alkali basalt, showing quench texture. C: Amygdules filled by chlorite and calcite in trachyte. D: Alkali-feldspar (Afs) and biotite (Bt) phenocrysts in comendite.

Table 1. Major and trace element compositions of volcanic rocks from the Shimizu Formation, Shimanto Supergroup.

No. Locality	SH-01 3	SH-02 3	SH-03 1	SH-04 1	SH-05 1	SH-06 3	SH-07 1	SH-08 1	SH-09 1	SH-10 1	SH-11 3	SH-12 3	SH-13 3
SiO ₂ wt. %	41.61	45.35	46.41	46.53	46.51	46.78	48.30	47.90	51.94	51.83	58.66	68.83	71.30
TiO ₂	2.90	2.66	4.29	4.28	3.20	3.71	2.74	2.88	2.88	2.61	0.82	0.45	0.53
Al ₂ O ₃	16.25	16.03	18.31	18.23	13.87	16.06	15.80	14.96	16.08	13.91	16.09	14.70	14.23
Fe ₂ O ₃ *	12.44	11.42	14.98	14.76	4.72	8.41	5.97	4.02	3.14	4.46	2.24	1.93	1.68
MnO	0.28	0.21	0.09	0.09	0.16	0.19	0.15	0.14	0.12	0.12	0.15	0.15	0.01
MgO	3.45	4.80	3.93	3.98	1.46	2.90	1.86	1.37	0.59	1.29	1.07	0.20	0.84
CaO	9.29	5.33	1.28	1.23	12.74	7.38	10.47	11.17	11.61	10.65	5.55	1.98	0.62
Na ₂ O	4.05	4.97	4.47	4.68	4.72	4.94	4.83	5.01	5.98	5.28	5.81	3.28	3.11
K ₂ O	0.32	0.28	0.17	0.17	0.65	1.05	0.92	0.84	0.07	0.16	2.81	6.10	5.85
LOI	8.37	8.02	4.87	5.02	10.64	7.22	8.48	10.30	6.66	8.09	5.66	1.85	1.51
P ₂ O ₅	1.03	0.60	0.52	0.52	0.59	0.64	0.51	0.69	1.21	1.29	0.25	0.07	0.20
Total	99.99	99.67	99.32	99.49	99.26	99.28	100.03	99.28	100.28	99.69	99.11	99.54	99.88
V ppm	300	207	51.7	249	285	199	249	236	184	237	39.1	17.5	51.0
Cr	43.9	380	47.9	45.4	37.1	29.2	192	11.3	26.6	101	1.0	1.0	1.5
Ni	59.7	161	60.9	52.2	43.4	72.1	98.6	20.8	34.1	44.7	6.9	4.1	8.0
Cu	23.9	111	14.4	11.4	15.0	38.5	24.6	11.4	133	29.8	0.3	0.3	0.1
Zn	59.7	279	617	643	106	321	148	214	152	83.5	196	39.5	132
Ga	20.3	21.6	20.7	19.9	8.8	16.5	14.5	10.1	4.3	6.4	8.7	24.3	n.d.
Rb	16.9	11.2	11.0	11.7	40.0	33.5	46.8	48.8	10.9	12.6	51.1	1389	116
Sr	521	708	489	489	760	1015	765	771	890	820	974	3450	500
Ba	110	156	184	144	105	1480	141	208	212	276	6004	1123	4095
Y	38.6	33.3	51.7	52.4	38.5	36.6	26.4	42.5	43.8	41.7	40.2	66.6	33.0
Zr	217	207	293	289	142	338	156	201	130	167	554	748	617
Nb	56.9	69.4	93.0	90.5	53.9	87.5	52.5	76.6	52.2	49.6	90.7	164	130
Pb	2.9	16.8	7.9	6.4	2.7	3.8	7.9	4.7	10.5	6.9	9.9	9.2	n.d.

*: Total Fe as Fe₂O₃, n.d.=not done

SH-01~SH-07:alkali basalt;SH-08~SH-10:trachyandesite;SH-11:trachyte;SH-12,SH-13:comendite

Table 2. Major and trace element compositions of volcanic rocks from the Arimisaki Formation, Shimanto Supergroup.

No. Locality	AR-01 6	AR-02 5	AR-03 6	AR-04 6	AR-05 5	AR-06 5	AR-07 6	AR-08 4	AR-09 4
SiO ₂ wt. %	43.46	46.09	49.42	49.80	49.54	50.02	52.12	55.83	58.13
TiO ₂	3.14	3.61	3.46	3.89	2.37	2.27	2.53	2.89	3.14
Al ₂ O ₃	16.24	16.62	15.11	16.92	16.95	17.24	17.42	12.49	12.69
Fe ₂ O ₃ *	10.92	9.89	9.51	10.62	8.89	8.20	8.29	6.63	9.93
MnO	0.18	0.33	0.17	0.13	0.13	0.13	0.10	0.18	0.08
MgO	4.32	3.29	2.76	3.61	4.42	4.23	3.22	2.43	3.41
CaO	7.38	5.18	8.44	3.43	4.45	4.34	4.08	7.00	3.14
Na ₂ O	4.39	4.80	5.21	6.13	4.57	4.72	6.45	3.66	3.25
K ₂ O	0.48	1.23	0.11	0.32	1.44	1.47	0.55	0.88	0.24
LOI	8.39	7.75	5.05	4.21	7.20	6.85	5.33	6.84	4.75
P ₂ O ₅	0.53	0.55	0.61	0.52	0.36	0.62	0.46	0.53	0.43
Total	99.43	99.34	99.85	99.58	100.32	100.09	100.55	99.36	99.19
V ppm	295	191	319	240	212	201	146	242	217
Cr	22.5	7.8	18.1	24.1	51.1	52.7	189	9.7	11.5
Ni	81.2	60.2	57.2	46.9	77.6	67.3	93.8	52.1	30.1
Cu	39.8	16.6	50.6	70.0	70.8	49.9	63.3	33.8	43.6
Zn	208	482	250	599	168	158	236	153	248
Ga	25.4	18.2	22.6	23.0	22.2	21.0	19.9	15.3	19.1
Rb	17.7	45.0	8.6	12.2	35.6	36.0	14.8	21.8	12.1
Sr	830	811	411	360	1137	1165	718	597	491
Ba	66.0	298	47.0	55.0	1448	1469	400	1577	357
Y	32.0	31.5	33.1	37.0	23.2	21.5	31.7	27.8	31.5
Zr	254	290	245	202	166	152	190	241	233
Nb	69.1	85.6	69.0	72.5	49.6	45.5	51.6	55.6	49.8
Pb	4.5	3.8	1.9	3.1	4.0	4.7	3.1	8.2	13.3

*: Total Fe as Fe₂O₃

AR-01~AR04:alkali basalt;AR-05~AR-07:trachyandesite;AR-08, AR-09:trachyte

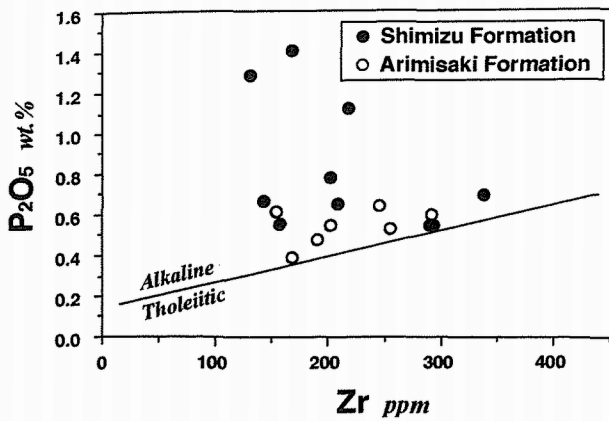


Fig. 15. Zr-P₂O₅ diagram (after Winchester and Floyd, 1976) for volcanic rocks from the Shimizu and Arimisaki Formations, Shimanto Supergroup.

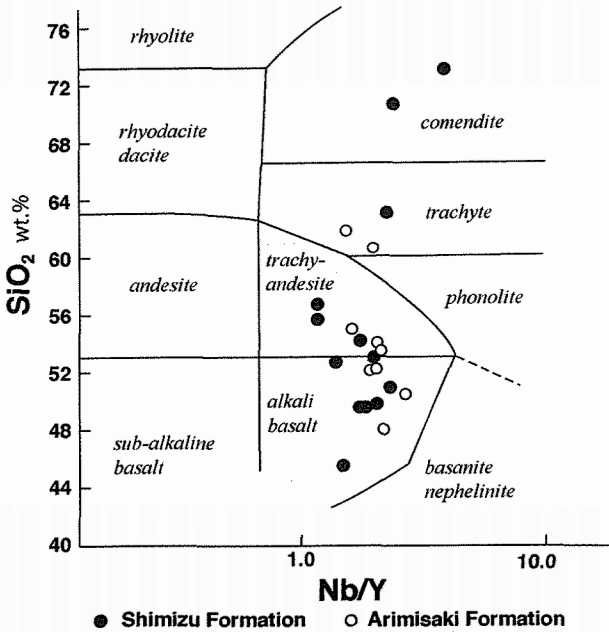


Fig. 16. SiO₂-Nb/Y diagram (after Winchester and Floyd, 1977) for volcanic rocks from the Shimizu and Arimisaki Formations, Shimanto Supergroup.

ると、このような試料はアルカリ元素を含む LIL 元素のみならず、多くの元素において初生的な化学組成を保っていない可能性が高い。一方、Ti, Zr, Y, Nb などの HFS 元素は変質過程での移動が少なく、もし移動したとしてもそれらの量比がほとんど変化しないと考えられている (Cann, 1970; Pearce and Cann, 1973; Winchester and Floyd, 1976; Ludden et al., 1982)。そこでおもに HFS 元素 (high field-strength elements) を用いて議論する。HFS 元素の中で Nb と Zr は変質作用や変成作用を受けてもほとんど移動しないことが明らかにされているが、Y は変質作用に対して常に安定であるとは限らない (Bienvenu et al., 1990; Allan and

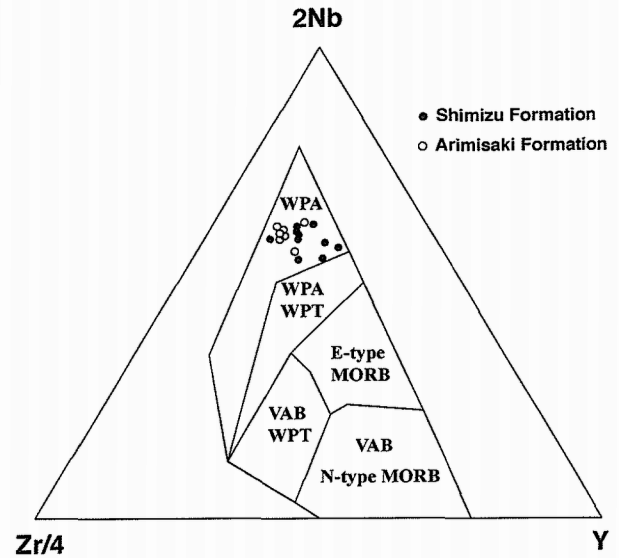


Fig. 17. 2Nb-Zr/4-Y discrimination diagram (after Meschede, 1986) for basalts from the Shimizu and Arimisaki Formations, Shimanto Supergroup. WPA: within-plate alkali basalts, WPT: within-plate tholeiites, VAB: volcanic-arc basalts.

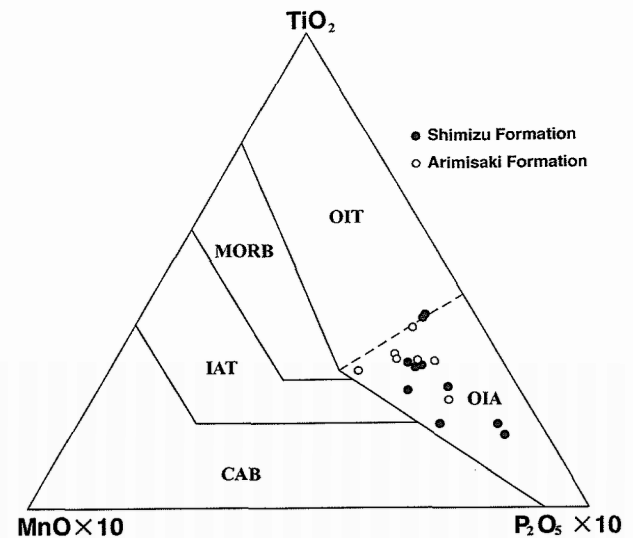


Fig. 18. TiO₂-10MnO-10P₂O₅ discrimination diagram (after Mullen, 1983) for volcanic rocks from the Shimizu and Arimisaki Formations, Shimanto Supergroup.

Gorton, 1992).

Fig. 15 の Zr-P₂O₅ 図 (Winchester and Floyd, 1976) では、ほとんどの試料はアルカリ岩の領域にプロットされる。Fig. 16 に SiO₂-Nb/Y 図 (Winchester and Floyd, 1977) を示す。この図上でも、アルカリ玄武岩、粗面安山岩、粗面岩、コメンダイトの領域にプロットされ、全てアルカリ岩系の火山岩であることがわかる。非アルカリ岩は 1 試料も見られない。

アルカリ玄武岩～粗面岩 (Table 1, SH01-11; Table 2, AR01-09) は、TiO₂ (0.8-4.4%), P₂O₅ (0.25-1.75%),

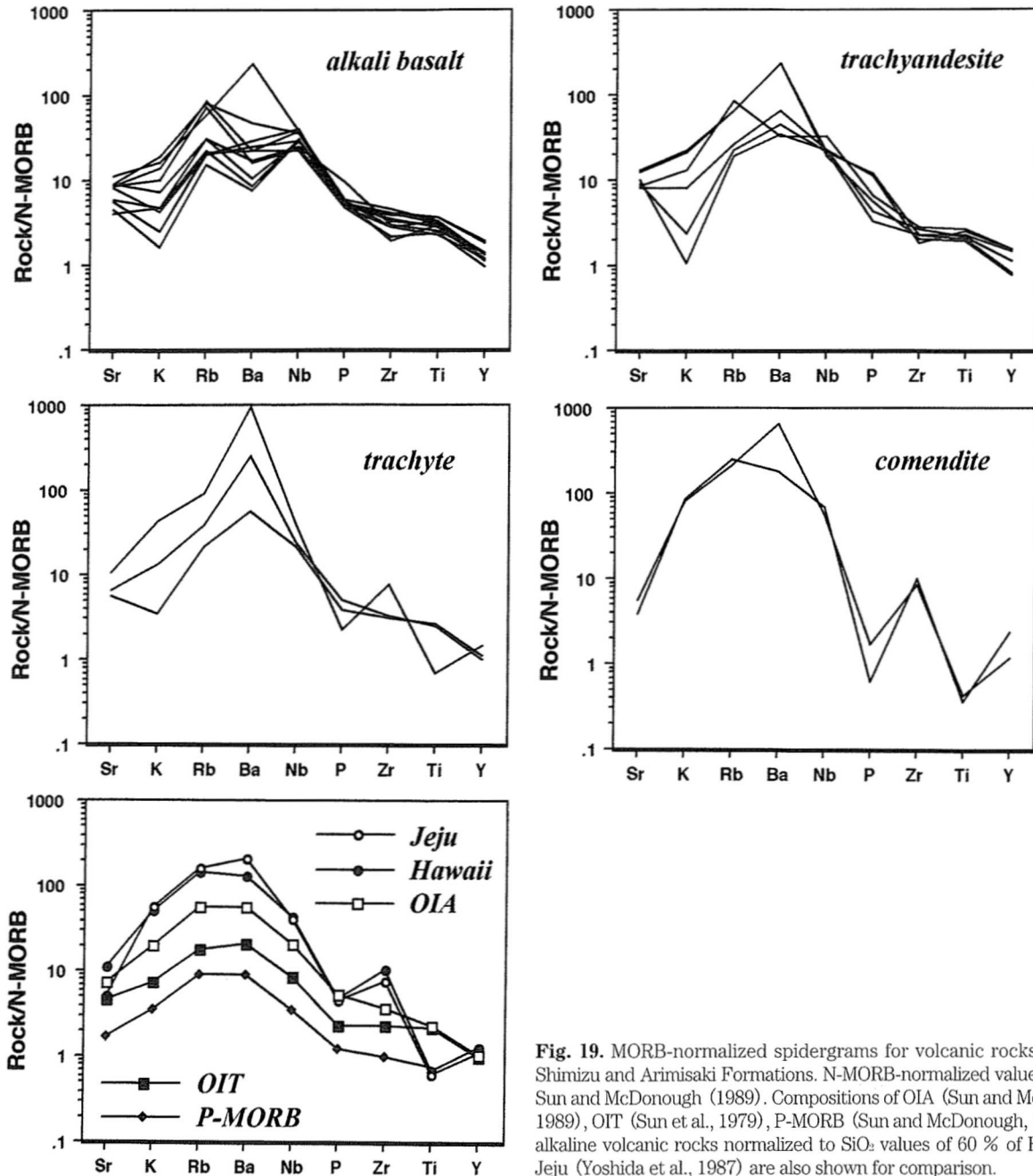


Fig. 19. MORB-normalized spidergrams for volcanic rocks from the Shimizu and Arimisaki Formations. N-MORB-normalized values are after Sun and McDonough (1989). Compositions of OIA (Sun and McDonough, 1989), OIT (Sun et al., 1979), P-MORB (Sun and McDonough, 1989), and alkaline volcanic rocks normalized to SiO_2 values of 60 % of Hawaii and Jeju (Yoshida et al., 1987) are also shown for comparison.

Nb (45–93 ppm), Y (22–52 ppm), Zr (130–554 ppm) などの HFS 元素に富む。

アルカリ流紋岩 (Table 1, SH12-13) は、アルカリ玄武岩～粗面岩に比較し、LOIが少なく (1.51, 1.85 %), 黒雲母の一部が残っていることから変質の程度が弱い。 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ は 8.96, 9.38 % を示し、 TiO_2 (0.45, 0.53 %), P_2O_5 (0.07, 0.20 %), Nb (130, 164 ppm), Y (33, 67 ppm), Zr (617, 748 ppm) に富む。既述のようにアルカリ岩であり、 Fe_2O_3 (1.68, 1.93 %) に対して Al_2O_3 (14.2, 14.7 %) に富むので、コメンダイトに分類される。

次に、比較的動きにくいとされる元素を用いて火山岩形成のテクトニクス場を検討する。 $2\text{Nb}-\text{Zr}/4-\text{Y}$ 図 (Meschede,

1986) では、全ての試料がプレート内アルカリ玄武岩の領域にプロットされる (Fig. 17)。また $\text{TiO}_2-10\text{MnO}-10\text{P}_2\text{O}_5$ 図 (Mullen, 1983) では、 SiO_2 が 45～54 % に指定されているので、上記のアルカリ玄武岩と粗面安山岩に限ってプロットしたが、ほとんどの試料は海洋島アルカリ玄武岩の領域にプロットされる (Fig. 18)。

アルカリ火山岩礫のインコンパティブル元素の N-MORB (Sun and McDonough, 1989) による規格化パターンを Fig. 19 に示す。比較データとして、 $\text{SiO}_2=60\%$ に規格化した済州島とハワイのアルカリ玄武岩 (吉田ほか, 1987), 海洋島アルカリ玄武岩 (OIA, Sun and McDonough, 1989), 海洋島ソレアイト玄武岩 (OIT, Sun et al., 1979), P-MORB

(Sun and McDonough, 1989) の微量元素パターンを併せ示す。アルカリ玄武岩や粗面安山岩では変質により移動しやすい Sr, K, Rb, および Ba を除くと, Y から Nb へと増加する左上がりのパターンが認められ, 島弧玄武岩のように Nb の負異常は認められない。この点において比較資料として示した OIA, OIT, P-MORB のいずれとも類似している。しかしながら, OIT や P-MORB とは Nb の規格化値について一桁高い値を示す点が異なり, OIA のパターンに最も近いといえる。粗面岩の一部やコメンダイトのような SiO_2 の多い試料では, Fe-Ti 酸化鉱物やアパタイトの分別により P や Ti の規格化値が Zr に対して低下するために HFS 元素側でパターンが乱れるとされている (吉田ほか, 1987)。このようなパターンは吉田ほか (1987) が示した $\text{SiO}_2 = 60\%$ に規格化した済州島とハワイの海洋島アルカリ玄武岩のそれと類似している。済州島の試料では, 斜長石の分別で Sr が Rb に対して著しく低下することも指摘されているが, コメンダイトで類似したパターンが認められる。

以上のように本地域の火山礫はプレート内アルカリ玄武岩に区分され, 玄武岩を主とする海底火山活動で形成された海洋島あるいは海台に起源をもつと考えられる。

考 察

清水層および在岬層中の混在岩に含まれる火砕岩は, 火山岩の円～亜円礫を多量に含んだ不淘汰な泥岩 (含火山岩礫泥岩) や火山角礫岩, 火山円礫岩, 火山性砂岩, 火山性シルト岩などから構成される。産出地点により岩相構成に違いが認められるが, 清水層と在岬層に含まれる火砕岩は, 全体としてみると岩相的な共通性が高い。一方, 両層の堆積年代については, 清水層が後期漸新世から三崎層堆積以前の前期中新世, 在岬層が後期漸新世～前期中新世である。三崎層は, 前弧域の浅海に堆積したと推定されており (甲藤・平, 1979), 清水層や在岬層に比べると構造変形がずっと弱い。在岬層は, 三崎断層を挟むものの三崎層のすぐ近くにまで分布しており, その堆積年代は三崎層の堆積以前と考えるのが適切であろう。すなわち, 在岬層も清水層と同様に後期漸新世から三崎層堆積以前の前期中新世の堆積と推定される。これらから, 清水層と在岬層に含まれる火砕岩は, 同一の起源であったと考えられる。これは両層の火砕岩中に含まれる火山岩礫の化学組成の類似性からも支持される。

今回火砕岩とした岩石の多くは, 堆積物重力流に由来すると考えられる。例えば, Loc.1 に産出する含火山岩礫泥岩 (Fig. 5) は, 泥岩中に砂サイズから長径 30 cm に達する円礫を無秩序に含み, 土石流による運搬・堆積が推定される。Loc.2 に産出する火山角礫岩-火山性砂岩-細粒凝灰岩のシーケンスは, 最上部の凝灰岩が複数の級化層から構成されるものの全体として級化しており, 火山角礫岩から細粒凝灰岩の一部にかけてのシーケンスが一度の堆積物重力流により堆積したと考えられる。Loc.5 ではタービダイトと考えられる火山性砂岩が産出する。Loc.6 でも堆積物の一部は, 礫岩から砂岩に移化する明瞭な級化を示しており, 堆積物重力流に由来することを示唆している。これらの火砕岩は, Loc.5 や

Loc.6 に示したように, 石英や長石を主成分とする砂岩 (以下, 石英・長石質砂岩) と共存している。石英・長石質砂岩は, Loc.6 の Fig. 13B の鏡下写真に示した砂岩に代表されるように, 多くの花崗岩質岩とともに火山岩, 片岩, スレート, チャートなどの多様な岩石からなる後背地に由来する。混在相中のブロック状・レンズ状砂岩の多くが石英・長石質砂岩であり, 在岬層中の整然相の砂岩もこのタイプからなる。清水層中の整然相の砂岩および混在相中のブロック状砂岩は, ともに岩片に乏しく, 石英に富む (木村, 1985)。この特徴は, 在岬層中の石英・長石質砂岩と基本的に同じである。現在のところ, 火山性砂岩と石英・長石質砂岩との中間タイプは見出されていない。在岬層の整然相を構成するタービダイト砂岩中のフルートマークやグループマークは, タービダイト砂岩が北方からの流れで運搬されたことを示している (Fig. 3)。すなわち, 在岬層や清水層中の石英・長石質砂岩は, おもに内帯を後背地としていたと考えられる。

一方, 清水層と在岬層の火山岩礫・ブロックは, 顕微鏡観察と全岩の分析結果から, アルカリ玄武岩-粗面安山岩-粗面岩-コメンダイトからなるアルカリ岩系列の火山岩である。これらには, それらが再堆積して形成された火山砕屑性の砂岩や生砕物からなる中期始新世の石灰岩が伴われる。二次的な変質作用などで比較的動きにくいとされる元素における検討結果から, これら一連の火山岩は, プレート内玄武岩であり, 海洋島を構成していたと推定される。溶岩の多くは著しく発泡しており, 比較的浅海での海底噴火が推定される。

以上のことから, 清水層と在岬層に含まれる火砕岩の後背地は, 始新世の石灰礁を有した海洋島と考えられ, 両層中の火砕岩は, おもに堆積物重力流により火山体の周辺に堆積したと推定される。後期漸新世～前期中新世に始新世の海洋島が収束域に到達し, 内帯からもたらされた砕屑岩類と火山体の縁辺にあった火砕岩が構造作用もしくは堆積作用により混合・付加することにより清水層と在岬層の混在相が形成されたと推定される。両層に含まれる整然相が海溝充填堆積物であるか, もしくは大陸斜面に形成された堆積物であるかは不明である。

始新世の海洋島が形成された場のプレートや清水層・在岬層を付加させたプレートを特定することは, 西南日本の新生代発達史を考える上で重要である。清水層や在岬層が堆積した後期漸新世～前期中新世前期 (およそ 28-20 Ma) には, 西南日本において太平洋プレートが沈み込んでいた (Hibbard and Karig, 1990a; Hall et al., 1995; Hickey-Vargas, 1998), もしくはフィリピン海プレートと西南日本とがトランスフォーム断層の関係にあった (Kimira et al., 2005) とされており, フィリピン海プレートが西南日本に沈み込み始めたのは, 17-15 Ma 頃 (Hibbard and Karig, 1990b; 高橋, 1999; Kimura et al., 2005) とする見解が一般的である。しかし, 中部地域の第三系四万十累層群の発達史に基づき, 後期始新世頃からフィリピン海プレートが西南日本で沈み込んでいたとする見解 (杉山, 1992) もある。Cox et al. (1989) に基づけば, 漸新世～中新世に日本近傍に位

置していた太平洋プレートは、白亜紀中頃の年代であったとされる。しかし、漸新世～中新世にそのような古い年代の海洋プレートが沈み込んでいたとする証拠は四万十層群中には認められず、始新世の海洋プレートが沈み込んでいた可能性が高い(杉山, 1992)。西南日本におけるフィリピン海プレートの沈み込み開始時期が17～15 Ma頃であり、それ以前には太平洋プレートが沈み込んでいたとする見解に従えば、太平洋プレート上で始新世に形成された海洋島が後期漸新世～前期中新世のある時期に四国の収束域で沈み込んだことになるが、上に述べたような沈み込む海洋プレートの年代的な矛盾もあり、問題の解決にはさらに検討が必要と考えられる。

ま と め

1. 後期漸新世～前期中新世 Burdigalian の清水層・在岬層の混在相は、火山(角)礫岩や火山性砂岩、含火山岩礫泥岩などの火砕岩を含む。
2. 火砕岩を構成する火山岩礫・ブロックは、アルカリ玄武岩、粗面安山岩、粗面岩およびコメンダイトからなるアルカリ岩系の火山岩であり、それらの後背地は、始新世の石灰礁を有した海洋島と推定される。
3. 火砕岩の多くは、土石流や乱泥流などの堆積物重力流により、火山体の縁辺に堆積したと推定される。
4. この海洋島が後期漸新世から前期中新世のある時期に収束域に到達し、内帯からもたらされた砕屑岩類と火山体の縁辺にあった火砕岩が構造作用もしくは堆積作用により混合・付加することにより清水層と在岬層の混在相が形成された推定される。

謝 辞 野外調査および試料採集にあたっては、山口大学理学部地質教室の卒業生である富永芳樹氏、森本弘樹氏および川内田辰之氏にご助力をいただいた。前川寛和博士(大阪府立大学)、木村純一博士(島根大学)および編集幹事の土谷信高博士(岩手大学)には粗稿を査読していただき、多くの有益なご指摘をいただいた。本研究を進めるにあたり、文部省科学研究費(課題番号: 145404)を使用した。以上の諸氏および関係機関に厚く御礼を申し上げる。

文 献

- Allan, J. F. and Gorton, M. P., 1992, Geochemistry of igneous rocks from Legs 127 and 128, Sea of Japan. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Res.*, 127/128, 905-928.
- Bienvenu, P., Bougault, H., Joron, J. L., Treuil, M. and Dmitriev, L., 1990, MORB alteration: Rare-earth element/non-rare-earth hygromagmaphile element fractionation. *Chem. Geol.*, **82**, 1-14.
- Cann, J. R., 1970, Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **10**, 7-11.
- Cox, A., Debiche, M. G. and Engebretson, D. C., 1989, Terrane trajectories and plate interactions along continental margins in the North Pacific Basin. In Ben-Avraham, Z., ed., *The Evolution of the Pacific Ocean Margins*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, no. 8, Oxford Univ. Press, New York, 20-35.
- Hall, R., Ali, J. R., Anderson, C. D. and Baker S. J., 1995, Origin and motion history of the Philippine Sea Plate. *Tectonophysics*, **251**, 229-250.
- Hibbard, J. P. and Karig, D. E., 1990a, Alternative plate model for the early Miocene evolution of the southwest Japan margin. *Geology*, **18**, 170-174.
- Hibbard, J. P. and Karig, D. E., 1990b, Structural and magmatic responses to spreading ridge subduction: an example from southwest Japan. *Tectonics*, **9**, 207-230.
- Hickey-Vargas, R., 1998, Origin of the Indian Ocean-type isotopic signature in basalts from Philippine Sea plate spreading centers: An assessment of local versus large-scale processes. *Jour. Geophys. Res.*, **103**, 20963-20979.
- 甲藤次郎, 1980, 四万十帯化石層序学の最近の進歩. 平 朝彦・田代正之編, 四万十帯の地質と古生物学—甲藤次郎還暦記念論文集, 林野弘済会高知支部, 高知, 249-264.
- 甲藤次郎・平 朝彦, 1979, 四国南西部の三崎層群. 高知大学術研報, **27**, 165-180.
- Kimura, J.-I., Stern, R. J. and Yoshida, T., 2005, Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **117**, 969-986.
- 木村公志, 1985, 四国南西部の第三系清水層および三崎層の層序および堆積相. *地質雑*, **91**, 815-831.
- Le Maitre, R. W., ed., 1989, *A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the I. U. G. S. Subcommittee on the Systematics of Igneous rocks*. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 193p.
- Ludden, J. N., Gelinis, L. and Trudel, P., 1982, Archaeological volcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi, Greenstone Belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Can. Jour. Earth Sci.*, **19**, 2276-2287.
- Matsumaru, K., 1980, On the genus *Asterocyclina* from the Kurusuno Formation, Tosa Shimizu City, Kochi Prefecture, Shikoku, Japan. In Taira, A. and Tashiro, M., eds., *Geology and Paleontology of the Shimanto Belt*, Rinya-Kosakai, Kochi, 217-218.
- Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**, 207-218.
- Mullen, E. D., 1983, MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 53-62.
- Myint Thein, 1992, Analysis of sedimentary facies and paleogeographic reconstruction of the coherent and chaotic rock bodies in the Shimanto Supergroup, SW Shikoku, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Earth Planet. Sci.*, **27**, 75-99.
- 小柳津 篤・三浦健一郎・田中利治・林 久晃・君波和雄, 2002, 四国西部の四万十層群の地質と放散虫年代. *地質雑*, **108**, 701-720.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290-300.
- Shibata, K. and Nozawa, T. 1968, K-Ar ages of granitic rocks of Ashizurimisaki, Takatsukiyama and Omogo, Shikoku, Japan. *Bull. Geol. Surv., Japan*, **19**, 223-228.
- 杉山雄一, 1992, 西南日本前弧域の新生代テクトニクス—静岡地域のデータを中心として—. *地調月報*, **43**, 91-112.
- Sun, S. -S. and McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A. D. and Norry, M. J., eds., *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. London Spec. Publ., no. 42, 313-345.
- Sun, S. -S., Nesbitt, R. W. and Sharaskin, A. Y., 1979, Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44**, 119-138.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎, 1980, 高知県四万十帯の地質とその起源. 平 朝彦・田代正之編, 四万十帯の地質と古生物学—甲藤次郎還暦記念論文集, 林野弘済会高知支部, 高知, 319-389.
- 高橋正樹, 1999, 中新世西南日本外帯の大規模珪長質マグマ運動—熱い海洋リソスフェアの沈み込みによるパルス的な大陸地殻形成か?—. *月刊地球*, 号外 no. 23, 160-168.
- Tokunaga, T., 1992, Two stage foldings developed in the Paleogene Shimanto Supergroup, southwestern Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **98**, 275-278.
- 梅本研吾・今岡照喜・山崎 徹・大和田正明, 2000, 混合融剤 (A12) を使用した岩石の蛍光 X 線分析. 山口大機器分析センター報告.

no. 8, 16-23.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1976, Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 459-469.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977, Geochemical discrimination of

different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325-343.

吉田武義・藤原秀一・石井輝秋・青木謙一郎, 1987, 伊豆・小笠原弧, 福徳岡の場海底火山の地球化学的研究. 核理研研報, **20**, 202-215.

(要 旨)

君波和雄・今岡照喜, 2006, 四国西部, 幡多半島東岸の第三系四万十累層群に含まれる火砕岩の産状・岩石記載とその意義. 地質雑, **112**, 107-121. (Kiminami, K. and Imaoka, T., 2006, Occurrence and petrography of volcanoclastic rocks in the Tertiary Shimanto Supergroup along the east coast of the Hata Peninsula, southwestern Shikoku, Southwest Japan, and its significance. *Jour. Geol. Soc. Japan.* **112**, 107-121.)

四国西部, 幡多半島東岸地域の後期漸新世～前期中新世の清水層・在岬層の混在相は, 火山礫岩や火山性砂岩, 含火山岩礫泥岩などの火砕岩を含む. 火砕岩は, 中期始新世の石灰岩を伴うことがある. 火砕岩の多くは, 土石流や乱泥流などの堆積物重力流に由来する. 火砕岩中の火山岩は, アルカリ岩系の火山岩であり, アルカリ玄武岩, 粗面安山岩, 粗面岩およびコメンダイトからなる. アルカリ玄武岩や粗面安山岩には緑泥石や方解石で充填された発泡痕を有する. アルカリ玄武岩にはカンラン石仮像が含まれる. 火山岩類はかなりの程度の変質作用を被っており, ほとんどの苦鉄質鉱物は, 緑泥石などの粘土鉱物や Fe-Ti 酸化鉱物で置換されている. 変質過程での移動が少ないと考えられる元素を使ったいくつかの判別図から, 火山岩は海洋島起源のプレート内アルカリ岩と推定される. 後期漸新世～前期中新世のある時期に四国西部の収束域で海山の衝突があったと考えられる.