四国東部に分布する白亜系四万十累層群の砂岩組成と白亜紀火山活動との関連

Relationship between sandstone composition in the Cretaceous Shimanto Supergroup, eastern Shikoku, and Cretaceous arc volcanism

Abstract

君波和雄* 松浦卓史**
岩田尊夫*** 三浦健一郎*

Kazuo Kiminami, Takuji Matsuura**,
Takao Iwata*** and Kenichiro Miura**

1997年4月23日受付.

1998年1月20日受理.

* 山口大学理学部地球科学教室.
Department of Earth Sciences, Yamaguchi
University, 1677-1 Yoshida, Yamaguchi 753-
8512, Japan

** 梶谷エンジニア株式会社.
Kajitani Engineering Co. Ltd., Shinmachi,
Nishi-ku, Osaka 550-0013, Japan

*** 帝国石油株式会社探鉱部.
Exploration Department, Teikoku Oil Co.,
Ltd., 9-23-30 Kitakarasuyama, Setagaya-ku,
Tokyo 157-0061, Japan

Eastern Shikoku is a favorable area for the examination of changes of sandstone compositions from the Cretaceous Shimanto Supergroup through time, because the supergroup is well exposed in the area without long gaps of depositional time. Tectono-stratigraphic variations in chemical compositions of sandstones in eastern Shikoku define three petrofacies units (I, II and III) arranged from north to south. Radiolarian ages of petrofacies units I, II and III are probably Early Cretaceous, late Albian-early Coniacian and Coniacian-Campanian, respectively. As the age becomes younger, SiO_2 content in sandstones increases and Fe_2O_3^* , MgO , TiO_2 and P_2O_5 contents decrease. Modal analyses of the representative sandstones from each petrofacies unit indicate that sandstones of petrofacies units I, II and III were mainly derived from andesitic rocks, and dacitic and granitic rocks, and rhyolitic rocks, respectively. The western Chugoku district is characterized by a dominance of Cretaceous arc volcanic rocks. On the basis of petrographical and geochronological data, Cretaceous volcanism in this area can be divided into three main stages (I, II and III). First, second and third stage volcanisms roughly correspond chronologically to petrofacies units I, II and III, respectively. Volcanic rock fragments in the sandstones from each petrofacies unit generally resemble to the volcanic rocks of chronologically corresponding volcanic stage in composition. With the volcanic stage becoming younger, the areal extent of volcanic rocks is widened and its southern limit migrates trenchward. The volcanic rocks belonging to the third stage are most widely distributed and the southern limit reaches almost to the Ryoke metamorphic belt. During the last volcanic stage, the provenance terrane supplied a large amount of coarse-grained clastic sediment into the trench area, resulting in the accretion of tectonically-repeated thick sequences of turbidites (Hiwasa Formation) in petrofacies unit III.

Key words : Shimanto Supergroup, Cretaceous, eastern Shikoku, sandstone, petrofacies, geochemistry, arc volcanic rocks, radiolarian age

はじめに

四万十累帯は琉球列島から房総半島まで連続する日本の主要な地質区の一つであり、主に白亜系から構成される北帯と第三系から構成される南帯とに区分されている。本累帯を主に構成する四万十累層群は、その多くが海洋プレートの沈み込みにより形成された付加体と考えられている(例えば、坂井・勘米良, 1979; 平ほか, 1980)。白亜系四万十累層群

は、主にタービダイト相からなり、その中に帯状のメランジ相をしばしば挟在する。白亜系四万十累層群中の砂岩のモード組成に関する研究がこれまでにいくつか行われ、砂岩の組成的特徴や年代変化、後背地の源岩構成・性格などが議論されてきた(寺岡, 1979; 公文, 1981; Kumon, 1983; 寺岡・奥村, 1992)。これらの研究は、白亜系四万十累層群を構成する砂岩が内帯に分布する白亜系火成岩類を主要な源岩としていることを明らかにした。しかし、白亜系四万十累層群砂岩

の年代的な組成変化と内帯における火成活動史との関連についてはまだ十分に明らかにされていない。

本論の目的は、白亜系四万十累層群の砂岩組成と内帯白亜紀の火成活動史との関連を明らかにすることである。砂岩組成から地層の区分や対比を行ったり、後背地の岩石構成や造構場を推定したりする場合、モード組成や岩片構成が有効な手段として広く利用されてきた。砂岩のモード組成は、源岩に関する多くの情報を提供してくれるが、公文ほか(1992)にも指摘されたように、測定に熟練を要するため、測定結果に個人差が生じ易い。また、モード組成を定量的に取り扱う場合、その精度に関してはある程度の限界がある。これらの弱点を補完するため、最近では砂岩の全岩化学組成がしばしば利用されている。本論では白亜系四万十累層群を構成する砂岩の全岩主成分組成から砂岩をより客観的に記述し、これに基づく岩石相ユニット(petrofacies unit)の設定を行うとともに、内帯白亜紀の火成活動史との関連を議論する。調査地域である徳島県西部の海南町から上那賀町にかけて分布する白亜系四万十累層群は、放散虫化石から推定される堆積年代がよく連続しており、年代ギャップが少ないと推定されるので、砂岩組成の年代的な変化の解明や岩石相ユニットの設定に適している。

白亜系四万十累層群の地質

調査域は、徳島県西部の上那賀町から海南町にかけての仏像構造線から安芸構造線近くまでであり、東西 10 km、南北 20 km の地域である (Fig. 1)。この地域の東側に分布する四万十累層群については、公文(1981)により詳細な野外調査に基づく層序区分が行われており、各累層の放散虫化石年代もかなり明らかにされている。本論で用いた地層名は、一部を除いて公文(1981)に従う。本地域に分布する白亜系四万十累層群は、岩相の相違に基づき、北から成瀬累層、古屋累層、日野谷累層、オソ谷累層、谷山累層、日和佐累層、牟岐累層に区分される (Fig. 1)。本地域に分布する白亜系四万十累層群は、後述するように基本的に南に向かって若くなる累層オーダでの年代極性を示している。各累層の関係は、すべて断層である。日野谷累層、谷山累層および日和佐累層は、岩相の相違に基づきさらに細分される。後述するように、2 部層に区分される谷山累層では、北側の部層よりも南側の部層が若干若いと推定される。また、今回の調査では十分に明らかにすることができなかったが、各累層が断層によってさらにいくつかに分けられる可能性も高い。本論では累層オーダよりもさらに小さいオーダで南に若くなる年代極性が存在する可能性を考慮し、部層オーダでの細分を行う場合、北側から南側に向かって部層番号をつける。

1. 成瀬累層 (新称)

これまでに区分・命名されている地層との関連は不明である。

〈分布〉 調査域北西部の海川から平谷にかけて幅狭く帯状に分布する。成瀬付近の那賀川支流で良く観察される。

〈岩相〉 塊状砂岩を主とし、砂岩勝ちの砂岩頁岩互層 (以下、砂岩勝ち互層) や頁岩、頁岩勝ちの砂岩頁岩互層 (以下、

頁岩勝ち互層) を伴う。地質図上では砂岩と砂岩勝ち互層を砂岩として、頁岩と頁岩勝ち互層を頁岩として一括している。塊状砂岩は中～細粒であり、しばしばローモンタイトの細脈を伴う。頁岩は一般に剥離性が顕著である。

〈層厚〉 多数の走向断層が認められるため、正確な見積もりはできないが、見かけの層厚は、約 500 m である。

2. 古屋累層 (新称)

公文(1981)の日野谷累層上部層に相当する。

〈分布〉 海川の南方から古屋にかけて調査域北部に帯状に分布する。古屋付近の古屋川流域で典型的に観察される。

〈岩相〉 主に頁岩や頁岩勝ち互層から構成されるが、地質図上ではこれらを頁岩として一括している。また、砂岩のレンズ状岩体や地質図に表現できない小規模の石灰岩やチャート、礫岩、淡緑色頁岩、酸性凝灰岩を伴う。頁岩にはシルト岩や細粒砂岩を葉理状に挟んで成層したものと、石灰岩やチャート、砂岩、礫岩などを含んだ淘汰の悪いもののが認められる。一般に剥離性が顕著である。石灰岩やチャート、砂岩、礫岩は、径数 cm～数 10 m のレンズ状ないしブロック状の岩体として産する。石灰岩は、灰白色もしくは暗灰色である。暗灰色の石灰岩は、層孔虫やコケ虫の化石を含むことがあり、鳥ノ巣石灰岩に似た特徴を示す。チャートは、緑色ないし灰白色であり、塊状あるいは層状である。緑色チャートのレンズ状岩体からは、トリアス紀を示す放散虫化石が発見された。礫岩は、石英の多いアレナイトを基質とし、細～中礫サイズのチャートや石英などの角～円礫を含む。これらのレンズ状およびブロック状岩体は、その岩石学的特徴や産状から、本調査域の北側に分布する秩父累帯南帯に由来すると推定される。

〈層厚〉 見かけの厚さは、約 1,000 m である。

3. 日野谷累層 [公文(1981)を再定義]

公文(1981)の日野谷累層からその上部層を除いた部分に相当する。岩相の相違から、北半部を構成する Hn1 部層と南半部を構成する Hn2 部層に分けられる。Hn1 部層と Hn2 部層は、整合関係と推定される。地層のフェーシング(facing)だけを考慮すれば、Hn1 部層は Hn2 部層の層序的上位層になるが、本累層中にもいくつかの走向断層が存在する可能性があり、Hn1 部層が全体として Hn2 部層の層序的上位層になるかどうか不明である。

〈分布〉 海川谷の上流部から古屋川の中流部にかけて分布する。古屋川中流部で典型的に観察される。

〈岩相〉 Hn1 部層は、主に砂岩と頁岩からなり、砂岩勝ち互層や頁岩勝ち互層を伴う。Hn2 部層に比べて頁岩に富む。砂岩は、中～粗粒であり、しばしば頁岩同時礫を含む。露頭規模のチャネルを充填し、多量の頁岩同時礫を含んだ粗粒砂岩がときに認められる。砂岩頁岩互層中では底痕が観察されることがある。Hn2 部層は、砂岩や砂岩勝ち互層から構成され、頁岩や頁岩勝ち互層を伴う。砂岩は、中～粗粒であり、しばしば多くの頁岩同時礫を含む。砂岩頁岩互層中にはときに底痕が観察される。底痕は、北からの側方流と東西性の軸流を示す。古屋川支流では、頁岩中にレンズ状を呈した厚さ数 cm～数 10 cm の淡緑色頁岩を含む部分がある。

Fig. 1. Geologic map of the study area, eastern Shikoku, and index map. BTL=Butsuzo Tectonic Line, ATL=Aki Tectonic Line, N=Naruse Formation, F=Furuya Formation, Hn1-2=Hinotani Formation, O=Osodani Formation, T1-2=Taniyama Formation, H1-5=Hiwasa Formation, M=Mugi Formation.

〈層厚〉 見かけの厚さは、約4,000 mである。

4. オソ谷累層（新称）

公文（1981）の赤松累層上部層に相当する。

〈分布〉 海川谷最上流部から谷山北方の古屋川にかけて分布する。古屋川沿いに典型的に観察される。

〈岩相〉 主に砂岩および砂岩勝ち互層と頁岩および頁岩勝ち互層からなる。地質図上ではそれぞれを砂岩と頁岩で表現してある。また、少量の淡緑色頁岩や含礫泥岩を伴う。西部には砂岩が、東部には頁岩が主に分布している。頁岩は弱い剝離性を示し、所によりレンズ状砂岩を含む。古屋川支流で

は、頁岩中にレンズ状を呈した厚さ数 cm～数 10 cm の淡緑色頁岩を含む部分がある。砂岩は中～粗粒であり、所によりローモンタイトの細脈が発達する。

〈層厚〉 見かけの層厚は、約1,500 mである。

5. 谷山累層〔公文（1981）を再定義〕

公文（1981）の赤松累層下部層と谷山累層とを合わせた地層に相当する。岩相の相違から、北半部を構成する T1 部層と南半部を構成する T2 部層に分けられる。T1 部層と T2 部層は、整合関係と推定される。地層のフェーシングだけを考慮すれば、T1 部層は T2 部層の層序的上位層になるが、

後述するように放散虫化石群集はむしろ T2 部層が T1 部層よりも若干若い可能性を示している。

〈分布〉 霧越峠の南側から谷山にかけて帯状に分布する。谷山付近の古屋川沿いで典型的に観察される。

〈岩相〉 T1 部層は、頁岩や頁岩勝ち互層を主とし、砂岩や酸性凝灰岩、チャート、緑色頁岩を伴う。頁岩は、やや強い剝離性を示し、不規則な形状の緑色頁岩をしばしば含む。砂岩は、主に細～中粒であり、レンズ～ブロック状または成層して産する。酸性凝灰岩は、厚さが数 m～10 数 m であり、一般に頁岩中に挟在され、淡緑色～灰緑色を呈する。チャートの多くは緑色・層状であり、頁岩とすべり面を介して接している。

T2 部層は、頁岩や頁岩勝ち互層を主とし、砂岩やチャート、緑色岩、酸性凝灰岩、緑色頁岩、赤色頁岩を含む。全体としてチャート-緑色岩を挟在した頁岩と砂岩との繰り返しからなる。頁岩は、一般に強い剝離性を示し、しばしば淘汰が悪く、砂質である。また、一部の頁岩には、シルト岩の葉理が発達する。頁岩勝ち互層中の砂岩は、ブーディン構造によりしばしばレンズ状を呈する。砂岩は、中～粗粒であり、頁岩中にレンズ～ブロック状に含まれたり、厚い層状の砂岩体を構成したりする。チャートは、厚さ数 m～30 m であり、一般にすべり面を介して頁岩中に挟在される。チャートの多くは層状であり、緑色または赤色を呈している。緑色岩は、厚さ数 m～10 数 m であり、一般にすべり面を介して頁岩中に挟在される。これらは走向方向に連続性が悪い。緑色岩は、枕状溶岩、ピロープレッチャ、ハイアロクラスタイトなどからなり、チャートや赤色頁岩をしばしば密接に伴う。枕状溶岩に発泡構造は認められない。酸性凝灰岩は、厚さが数 m～10 数 m であり、頁岩あるいは砂岩中に挟在され、緑灰色から灰色を呈する。これらは一般に走向方向への連続性が悪い。極細粒でガラス質の凝灰岩から、粗くて結晶質な凝灰岩まで存在する。緑色頁岩は、頁岩中に薄層として認められるものと、大～巨礫サイズのレンズ状岩体として頁岩中に含まれるものがある。赤色頁岩の多くは緑色岩やチャートと密接に関連して産出するが、一部の赤色頁岩はレンズ状岩体として頁岩中に含まれる。これらの赤色頁岩は、赤褐色～淡褐色を呈し、一般に強い剝離性を示す。

〈層厚〉 見かけの層厚は、約 3,000 m である。

6. 日和佐累層

公文 (1981) の日和佐累層と基本的に同じであるが、部層オーダの区分が異なる。岩相の相違により北から H1～H5 の 5 つの部層に区分される。H3 部層と H4 部層および H4 部層と H5 部層との境界は断層関係であるが、ほかの各部層間の関係は整合と推定される。

〈分布〉 皆ノ瀬-桧ノ瀬から胴切山-牟岐北方にかけて広く分布する。海部川や伊勢田川上流、玉笠谷などで典型的に観察される。

〈岩相〉 最も北側に分布する H1 部層は、砂岩を主とし、砂岩勝ち互層や砂岩頁岩等量互層 (以下、等量互層) を伴う。砂岩は中～粗粒であり、塊状あるいは厚く成層している。等量互層中にはときにスランプ褶曲が認められる。H2 部層は

砂岩を主とし、砂岩勝ち互層や等量互層、礫岩、頁岩勝ち互層を伴い、まれにチャートを含む。本部層は、全体として上方に粗粒化する。砂岩は、中～極粗粒であり、多くは塊状を呈する。砂岩勝ち互層や等量互層中には底痕やスランプ褶曲がしばしば観察される。底痕は、北からの側方流や東西性の軸流を示す。礫岩は厚さが 10 m～数 10 m であり、いくつかの層準に挟在される。これらの礫岩は、粗粒砂を基質とし、主に中～大礫サイズの垂円～円礫から構成される。礫種は、酸性火山岩類を主とし、花崗岩類や砂岩、頁岩、少量のチャートを含む。頁岩勝ち互層は、本部層中部の一層準に認められ、桧ノ瀬南方では厚さ数 m の緑色チャートを挟在する。H3 部層は、砂岩を主とし、礫岩や頁岩勝ち互層を伴う。砂岩は、中～極粗粒であり、塊状もしくは厚く成層している。礫岩は本部層の上部付近に認められ、場所により厚さ 100 m に達するが、側方への連続性は悪い。礫岩の特徴は、H2 部層中のそれと同様である。H4 部層は、砂岩や砂岩勝ち互層を主とし、頁岩や頁岩勝ち互層、等量互層、礫岩、少量のチャートと酸性凝灰岩を伴う。チャートは、桧ノ瀬付近の海部川沿いおよび玉笠谷で認められ、頁岩勝ち互層中に挟在される。両者はほぼ同じ層準と推定される。桧ノ瀬のチャートは、赤色または緑色で層状を呈し、厚さが 5～6 m である。H5 部層は等量互層を主とし、砂岩や砂岩勝ち互層、少量の酸性凝灰岩やチャート、ハイアロクラスタイトを伴う。全体的に西部では砂岩が卓越し、東部では砂岩頁岩互層が卓越する。等量互層中には底痕やスランプ褶曲がしばしば観察される。大山北東方の酸性凝灰岩は東によく連続し、胴切山南方付近まで追跡される。内妻川上流では厚さ数 m～10 数 m の赤色層状チャートが観察される。胴切山南方においてはこのチャートの北側に厚さ 10 数 m のハイアロクラスタイトを伴う。

〈層厚〉 見かけの層厚は、約 6,000 m である。

7. 牟岐累層

公文 (1981) や君波ほか (1992) の牟岐累層に相当する。これらの報告に基づけば、本累層は調査域の南方で安芸構造線に境され、古第三系四万十累層群と接する。

〈分布〉 神野付近から牟岐より南側の調査域南部に分布し、伊勢田川中・下流部で典型的に観察される。

〈岩相〉 主に頁岩と砂岩勝ち互層からなり、砂岩や頁岩勝ち互層、緑色岩、赤色・緑色頁岩、酸性凝灰岩を伴う。頁岩の多くは無層理・塊状であり、やや強い剝離性を示す。頁岩中には不規則な形をした緑色頁岩をしばしば含む。砂岩や砂岩勝ち互層は、頁岩や頁岩勝ち互層中にしばしばブロック状に含まれ、混在岩の様相を呈する。頁岩勝ち互層中の砂岩は、ブーディン構造によりレンズ状を呈することが多い。緑色岩は、厚さ数 m～10 数 m であり、頁岩中に密着して挟在される場合が多い。君波ほか (1992) は、一部の緑色岩が頁岩の堆積場で噴出または貫入したと推定している。これらは枕状溶岩やピロープレッチャ、ハイアロクラスタイトなどから構成され、しばしば赤色頁岩と共存する。君波ほか (1995) は、陸源砕屑物が堆積する環境において、海底に放出された熱水と海水とが反応して鉄に富む堆積物を沈殿し、赤色頁岩が形成されたとしている。

Fig. 2. Sampling locations of sandstones for chemical analyses (filled circles) and radiolarian fossils (crosses). Abbreviations are identical with those of Fig. 1.

〈層厚〉 1,500 m 以上の見かけの層厚が見積もられる。

四万十累層群の地質構造

調査域の四万十累層群は、走向が一般に $N60^{\circ}E \sim E-W$ であり、北もしくは南に 60° 以上の角度で傾斜あるいは直立し、多くが北上位を示す。大きな規模の褶曲構造は存在しないが、日野谷累層中にはいくつかの小さな背斜構造と向斜構造が確認される。また、オソ谷累層中には東にプランジした波長 500 m 程度の閉じた褶曲構造がいくつか存在する。

本調査域の主要な断層は、ほぼ東西方向の走向断層であり、各累層の境界をなしている。これらの断層は高角度で北に傾斜している。調査域北縁に分布する成瀬累層と古屋累層の北側を境する走向断層が仏像構造線に相当する。北西縁では幅 200 m 程度の剪断帯として本構造線を確認できる。後述する各累層の年代をも考慮すると、調査域の四万十累層群の大構造は、高角の逆断層により境され、同斜構造を示すそれぞれの累層が基本的に覆瓦状に配列していると推定される。しかし、各累層を分ける走向断層以外にも多くの走向断層が存在する可能性が高いので、覆瓦状構造はさらに小さいオーダーにまで及んでいると考えられる。

四万十累層群の放散虫年代

調査域の四万十累層群から採集した 553 個の頁岩、赤色頁岩、緑色頁岩、酸性凝灰岩およびチャートのフッ酸処理を行い、放散虫化石の抽出を試みた。その結果、52 地点から年代決定に有効な放散虫化石が得られた。これらの放散虫化石の一部は、メランジ中のブロックと推定されるチャートからの産出であり、その周囲の頁岩よりも古い年代を示している。また、谷山累層中には頁岩に漸移する緑色頁岩がしばしば分布する。これらの放散虫年代は、同累層中の頁岩のそれと一致する。ここでは各層の堆積年代を示すと推定される黒色や灰色を呈した陸源の頁岩、酸性凝灰岩および緑色頁岩から得られた放散虫化石について言及する。成瀬累層を除く各累層から堆積年代の決定に有効な放散虫化石が得られた (Fig. 2)。各累層から得られた主要な放散虫化石と推定される堆積年代は、以下のとおりである。Fig. 3 に各累層の推定堆積年代を示す。

1. 古屋累層

本累層中の頁岩 (1 地点) からは、*Thanarla conica*, *Pseudodictyomitra* sp., *Hemicryptocapsa* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Acaeniotyle* sp., *Praeconocaryomma* sp., *Orbiculiforma*

Fig. 3. Depositional ages of the formations from the Cretaceous Shimanto Supergroup in eastern Shikoku.

sp. などの放散虫化石が得られた。年代決定に有効な種に乏しいが、*T. conica* の産出年代 (Pessagno, 1977; Taketani, 1982; 竹谷, 1995) から、この頁岩はおおよそバランギニアン後期～セノマニアン前期と推定される。東明 (1958) は、本累層分布域の崖錐堆積物に含まれる泥質砂岩から前期白亜紀の貝化石を報告している。これらのデータを総合すると本累層の堆積年代は、前期白亜紀後期と推定される。

2. 日野谷累層

Hn2 部層中の頁岩 (3 地点) からは、*Holocryptocanium barbui* を普遍的に含み、*Holocryptocanium* cf. *geysersensis*, *H. aff. tuberculatum*, *Archaeodictyomitra vulgaris*, *Eusyringium* (?) *foremanae* などから構成される群集が得られた。Dumitrica (1975) は、*Holocryptocanium barbui* と *H. tuberculatum* を特徴種とする *H. barbui*-*H. tuberculatum* 帯を設定し、その年代をアルビアン後期～セノマニアンとしている。また、Pessagno (1977) は、*H. barbui*, *H. tuberculatum* および *H. geysersensis* の 3 種が共存して産出する年代をセノマニアンに限定している。*H. barbui* は、竹谷 (1995) でも対比に有効な種とされており、セノマニアン末における消滅が推定されている。これらの事実から、本累層の年代はアルビアン後期～セノマニアンと推定される。しかし、*H. barbui*-*H. tuberculatum* 帯の重要な構成種とされている *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* は、今回確認されなかった。

3. オソ谷累層

本累層中の頁岩 (2 地点) からは、*Artostrobium tina*, *Dictyomitra formosa*, *D. napaensis*, *Pseudoaulophacus*

praeefloresensis, *Praeconocaryomma universa*, *Stichomitra asymbatos*, *Archaeodictyomitra squinaboli* などから構成される群集が得られた。この群集を構成する主な種の生存期間は、*A. tina* がチューロニアン～サントニアン (Foreman, 1975), *D. formosa* がチューロニアン中期～カンパニアン前期 (竹谷, 1995), *D. napaensis* がチューロニアン中 (後) 期～コニアシアン (Pessagno, 1976), *P. praeefloresensis* がチューロニアン後期～カンパニアン (Pessagno, 1972), *P. universa* がコニアシアン～カンパニアン中期 (Pessagno, 1976) とされている。また、この群集は、日野谷累層に特徴的に含まれる *Holocryptocanium barbui* や、後述する谷山累層に特徴的に含まれる *Artostrobium urna* や *Dictyomitra koslovae* を欠いており、日野谷累層よりも若く、谷山累層よりも古いと推定される。Taketani (1982) は、*D. formosa* の出現を下限とし、*Artostrobium urna* 出現までの層準を上限とする *D. formosa* 帯を設定し、その年代をチューロニアン後期～コニアシアン前期としている。これらの事実から本累層の年代は、チューロニアン～コニアシアン前期である可能性が高いと考えられる。

4. 谷山累層

本累層中の頁岩 (3 地点)、酸性凝灰岩 (3 地点) および緑色頁岩 (13 地点) からは、*Artostrobium urna*, *Dictyomitra formosa*, *D. koslovae* および *Praeconocaryomma universa* をほぼ普遍的に含み、*Artostrobium tina*, *Alievium praegallowayi*, *A. cf. gallowayi*, *Pseudoaulophacus praeefloresensis*, *P. floresensis*, *P. cf. lenticulatus*, *Pyramispongia glascockensis*, *Pseudodictyomitra nakasekoi*, *Dictyomitra napaensis*

などを伴う群集が得られた。この群集は、Foreman (1975) の *Artostrobium urna* 帯 (コニアシアン～サントニアン)、Taketani (1982) の *Archaeospongoprimum triplum* 帯 (コニアシアン後期)～*Orbiculiforma quadrata* 帯 (サントニアン)、寺岡・栗本 (1986) の *Dictyomitra densicostata* 群集 (コニアシアン)～*Dictyomitra koslovae* 群集 (サントニアン) および公文ほか (1986) の *Artostrobium urna* 群集 (コニアシアン後期～カンパニアン前期) との共通性が高く、その年代はコニアシアン～サントニアンと推定される。さらに谷山累層中でのいくつかの種の分布を検討すると、北側の T1 部層からはサントニアン前期に消滅したとされる *A. praegallowayi* や *P. glascocksensis* (Pessagno, 1976; Taketani, 1982; 竹谷, 1995) およびコニアシアン前期に消滅したとされる *P. nakasekoi* (Taketani, 1982; 竹谷, 1995) などを産出するが、これらは南側の T2 部層からは産出しない。また、サントニアンからの出現が推定されている *D. koslovae* (竹谷, 1995) は、T1 部層の南縁部から T2 部層にかけて主に産出する。これらの種の分布を考慮すると、T1 部層は T2 部層よりも若干古い可能性がある。後述する砂岩の化学組成上の特徴もこれを支持している。

5. 日和佐累層

本累層分布域の南部 (H4 部層と H5 部層) 中の頁岩 (4 地点)、酸性凝灰岩 (2 地点) および緑色頁岩 (1 地点) からは、*Amphipyndax enesseffi*, *A. tylotus*, *Dictyomitra multicostata*, *Cryptamphorella macropora*, *C. sphaerica*, *Pseudoaulophacus pargueraensis*, *P. lenticulatus* などをほぼ普遍的に含み、*Dictyomitra* cf. *andersoni*, *D. koslovae*, *Cryptamphorella conara*, *Theocampe* cf. *ascaria*, *T. aff. vollendeta*, *T. aff. altamontensis*, *Pseudotheocampe abschnitta*, *Pseudoaulophacus floresensis* などとくに伴う群集が得られた。この群集は、Foreman (1977) の *Amphipyndax enesseffi* 帯～*A. tylotus* 帯の構成種と共通性が高く、その年代は、カンパニアン～マーストリヒチアンに含まれると推定される。しかし、*A. enesseffi* (= *A. pseudoconulus*) がカンパニアン後期で消滅すること (Foreman, 1977; Sanfilippo and Riedel, 1985) や、*D. koslovae*, *P. pargueraensis*, *P. lenticulatus* および *P. floresensis* の生存期間がマーストリヒチアンよりも前である (Pessagno, 1972, 1976; 竹谷, 1995) 点を考慮するとマーストリヒチアンが含まれる可能性は低い。また、*A. tylotus* の出現層準がカンパニアン後期である (Foreman, 1977; Sanfilippo and Riedel, 1985; 竹谷, 1995) ことから、本群集はカンパニアン後期付近に対比される可能性が高い。このカンパニアン後期を示すと推定される地層は、日和佐累層全体の南側 1/3 であり、構造的累重関係を考慮すると、さらに北側の日和佐累層は年代が若干古くなる可能性もある。そこで、ここでは日和佐累層の年代をカンパニアンとしておく。

6. 牟岐累層

本累層中の頁岩 (2 地点) および緑色頁岩 (2 地点) からは、*Amphipyndax tylotus*, *A. enesseffi*, *Dictyomitra multicostata*, *Pseudotheocampe abschnitta* など特徴的に含み、

Helicryptocapsa neagui, *Theocampe* cf. *apicata*, *T. vollendeta*, *Rhopalosyringium* cf. *magnificum*, *Cryptamphorella sphaerica*, *C. conara*, *Archaeodictyomitra squinaboli*, *Praestyllosphaera hastata*, *Dictyomitra densicostata*, *D. cf. andersoni*, *D. cf. lamellicostata*, *D. cf. koslovae*, *Pseudoaulophacus lenticulatus*, *Actinomma* (?) aff. *douglasi*, *Phaseliforma* cf. *laxa*, *Clathrocyclas* (?) *gravis* など伴う群集が得られた。この群集の基本構成は、日和佐累層のそれとほぼ同じであり、カンパニアン後期に対比されると考えられる。なお、緑色頁岩 1 試料は、調査地域南西端の牟岐から約 7 km 東方の明丸海岸にて採集した。

四十累層群砂岩の化学組成と岩石相ユニット

主に泥質岩から構成される古屋累層を除いた各累層から採集した 95 個の砂岩の主成分化学分析を行った。分析にあたっては、岩石粉末試料を $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ で 6 倍希釈し、ビードサンプラーによりガラス円盤とし、山口大学理学部地質教室の蛍光 X 線分光分析装置 (日本電子製 JSX-60S7) を用いた。試料採集地点を Fig. 2 に示す。なお、本論には各主成分の分析値を掲載しないが、データの引用希望者は君波に請求されたし。

1. 主成分化学組成からみた岩石相ユニット

Fig. 4 と Fig. 5 に今回分析した全砂岩試料の SiO_2 と Al_2O_3 , Fe_2O_3^* , MgO , TiO_2 , P_2O_5 および K_2O の相関を示した。これらの含有量から各地層間の組成的な類似性や相違を読みとることができる。

SiO_2 含有量は、成瀬累層で最も低く、65% 前後である。日野谷累層とオソ谷累層では、 SiO_2 含有量が 70% 前後であり、成瀬累層よりも明らかに高い含有量を示している。谷山累層、日和佐累層および牟岐累層では、 SiO_2 含有量に明瞭な相違が認められず、72% 以上含まれている。以上のとおり、 SiO_2 含有量は、年代が若くなるにしたがって大局的に増大する傾向にある。

これに対して、 Fe_2O_3^* や MgO , TiO_2 , P_2O_5 は SiO_2 と逆の傾向を示す。すなわち、これらの元素は、成瀬累層で最も高い含有量を示し、中間的な日野谷累層とオソ谷累層をへて、谷山累層、日和佐累層および牟岐累層で最も低い含有量を示す。CaO もこれらの元素と類似した傾向を示す。

成瀬累層、日野谷累層およびオソ谷累層の K_2O 含有量は類似しており、谷山累層や日和佐累層、牟岐累層よりも全体的に低い傾向にある。

上に述べた主成分組成における各累層間の類似性や相違から、調査地域における砂岩の岩石相ユニットを設定することができる。日野谷とオソ谷の 2 累層および谷山と日和佐、牟岐の 3 累層は、どの主成分組成においても相違が認められず、同一の岩石相ユニットとして扱うことができる。そこで、年代的に古い順に成瀬累層を岩石相ユニット I、日野谷累層とオソ谷累層を岩石相ユニット II、谷山累層と日和佐累層、牟岐累層を岩石相ユニット III とする。岩石相ユニット I, II, および III の堆積年代は、それぞれ前期白亜紀のある時期、アルビアン後期～コニアシアン前期およびコニアシアン～カン

Fig. 4. SiO₂ versus Al₂O₃, Fe₂O₃* and MgO diagrams of sandstones from the Cretaceous Shimanto Supergroup in eastern Shikoku. Fe₂O₃* means total Fe as Fe₂O₃.

Fig. 5. SiO₂ versus TiO₂, P₂O₅ and K₂O diagrams of sandstones from the Cretaceous Shimanto Supergroup in eastern Shikoku.

パニアンと推定される。今回、分析用試料を得られなかった古屋累層に関しては、岩石相区分を行うことができない。

2. 各岩石相ユニットの境界部における組成変化

各累層の主成分化学組成の特徴から、3つの岩石相ユニットが識別されたが、それらの境界部における組成変化を検討するために、試料採集の主要ルートである調査地域西縁の国道193号線（海部川～海川谷沿い）に沿う成瀬累層から日和佐累層にかけてのSiO₂、Fe₂O₃*およびTiO₂の層序的变化をそれぞれFig. 6, Fig. 7およびFig. 8に示した。ただし、日野谷累層の北部および成瀬累層の砂岩試料がこのルートからはずれるので、それらの層序的位置をこのルートに投影し、図中に組み入れた。

岩石相ユニットIを構成する成瀬累層のSiO₂、Fe₂O₃*およびTiO₂含有量は、層序的に一定の変化傾向を示していない。また、岩石相ユニットIIの北半部を構成する日野谷累層

のSiO₂、Fe₂O₃*およびTiO₂含有量も特に層序的な変化を示さずほぼ一定である。このため、岩石相ユニットIと岩石相ユニットIIとの境界部では、これらの成分が不連続的に変化しているように見える。しかし、両者の間には、岩石相区分が行われていない泥質岩を主体とする古屋累層が存在する。そのため、岩石相ユニットIとIIとの境界部付近におけるこれらの成分の不連続的な変化は、見かけの現象である可能性があり、実態に関しては現在のところ不明である。

岩石相ユニットIIの南縁部を構成するオソ谷累層南部から岩石相ユニットIIIの北縁部を構成する谷山累層の北半部（およそT1部層）にかけては、SiO₂の含有量が次第に増大し（Fig. 6）、Fe₂O₃*やTiO₂の含有量が減少する傾向にある（Figs. 7, 8）。P₂O₅の含有量もFe₂O₃*やTiO₂と同じ傾向を示す。すなわち、岩石相ユニットIIと岩石相ユニットIIIとの境界部付近には両者の中間的組成を示す部分が存在する。

Fig. 6. Stratigraphic variation of SiO_2 contents for sandstones along the western margin of the study area. Vertical scale indicates apparent thickness of the strata.

Fig. 7. Stratigraphic variation of Fe_2O_3^* contents for sandstones along the western margin of the study area.

四万十累層群砂岩のモード組成

砂岩の化学組成と構成物との関連を明らかにするとともに各岩石相ユニットの後背地の岩石構成を推定するために、各岩石相ユニットから代表的な砂岩を選び、モード組成を検討した (Fig. 9).

岩石相ユニット I の砂岩は、長石に富み、石英 / 長石比が 3 つの岩石相ユニットのうち最も低い。岩石片の多くは火山岩類から構成される。火山岩片中にはしばしば輝石や角閃石の斑晶が認められる。また、輝石や角閃石、緑泥石といった有色鉱物の結晶片を多く含む。緑泥石の一部は明らかに輝石の変質に由来する。これらの事実、岩石相ユニット I の砂岩が主に安山岩質火山岩類から供給されたことを示している。

岩石相ユニット II の砂岩は、石英や長石の結晶粒子に富み、岩石片の含有量が比較的低い。石英 / 長石比はほぼ 1 である。岩石片の多くは火山岩類から構成されるが、花崗岩類も少なからず認められ、3 つの岩石相ユニットのうちでは岩石片中に占める花崗岩類の割合が最も高い。火山岩片中にはときに輝石や角閃石の斑晶が認められる。輝石や角閃石、緑泥石の結晶片は、岩石相ユニット I に比べてかなり少ない。これらの事実から、岩石相ユニット II の砂岩は、岩石相ユニット I に比べてより珪長質な火山岩類 (主にデイサイト

質) と少なからざる花崗岩類から主に供給されたと推定される。

岩石相ユニット III の砂岩は、石英と岩石片に富み、石英 / 長石比が 3 つの岩石相ユニットのうち最も高い。岩石片中火山岩類の占める割合が最も高く、火山岩片の多くはガラス質の流紋岩質岩類から構成される。輝石や角閃石、緑泥石の結晶片は、最も少ない。これらの事実、岩石相ユニット III の砂岩が主に流紋岩質火山岩類から供給されたことを示している。

白亜系砂岩の組成と内帯火山活動

本調査域やその東側の公文 (1981) の調査域における古流向のデータや碎屑岩組成は、白亜系四万十累層群の供給源が基本的に西南日本内帯にあったことを示している。西南日本内帯には多くの白亜紀火山岩類・花崗岩類が分布している。花崗岩類は結晶粒子が大きく、風化により単一の結晶粒子に分解しやすい。それに対して、火山岩はかなり小さな岩石片になっても火山岩としての特徴を保持している。そのため、砂岩程度の粒子径では、供給源に花崗岩が存在していても、岩石片として認定される機会が非常に低くなる。また、深成岩の放射年代は、一般に地下での冷却過程のある時期を示しており、地表への露出年代を示さない。それに対して、火山岩の放射年代は、碎屑物として供給が開始される年代に近似

Fig. 8. Stratigraphic variation of TiO_2 contents for sandstones along the western margin of the study area.

できる。そこで、ここでは内帯における火山活動史と砂岩組成との関連を主に検討する。

中国地方西部の白亜紀火山活動史は、かなり詳しく解析されており、いくつかのステージに区分できる。最も古い火山岩類は、関門層群下関亜層群に含まれる安山岩質～デイサイト質の溶岩や凝灰岩、凝灰角礫岩である。これらの火山噴出物は、一般に輝石や角閃石を含む。Imaoka et al. (1993) は、下関亜層群中の安山岩とデイサイトに含まれる角閃石の K-Ar 年代を測定し、それぞれ 105.2 および 106.7 Ma の年代を得ている。この年代は、アルビアンに対比され、関門層群をアルビアンとした Shibata et al. (1978) による推論と調和的である。この時期の火山活動をステージ I とする。

この後の主要な火山活動は、周南層群の安山岩質～デイサイト質の凝灰岩や凝灰角礫岩、溶岩および流紋岩質～デイサイト質凝灰岩に代表される。また、中国地方中部の吉舎安山岩類は周南層群に対比されている(村上・長谷, 1967)。この時期の火山活動の年代はあまり明確ではないが、村上(1985)により周南層群の流紋岩質～デイサイト質凝灰岩から、94.2, 92.5 および 85.2 Ma のフィッシュン・トラック年代が得られている。また、中島・白波瀬(1987)は、花崗岩との貫入関係から吉舎安山岩類の年代が 92.8 Ma より古いとしている。これらの放射年代や関門層群との層序関係から、この時期の火山活動は、セノマニアン頃であったと推定される。この時期の火山活動をステージ II とする。

白亜紀最後の主要な火山活動は、阿武層群の流紋岩質～流紋デイサイト質の凝灰岩や凝灰角礫岩、溶岩に代表される。また、中国地方中部の高田流紋岩は阿武層群に対比されている(村上・長谷, 1967)。広い分布を示すこの時期の火山活動

Fig. 9. Average modal compositions of the representative sandstones from petrofacies units I, II and III in the Cretaceous Shimanto Supergroup, eastern Shikoku. Parenthesized figures indicate the number of analyzed samples. RF (Vol.)=rock fragment of volcanics, RF (Plu.)=rock fragment of granitic rocks, HM=heavy minerals, Px=pyroxene, Am=amphibole, Chl=chlorite.

Fig. 10. Distributions of the first (Albian), second (Cenomanian) and third (Coniacian-Campanian) stage volcanic rocks in the western Chugoku district (modified from Imaoka and Nakashima, 1983). Positions of the volcanic front (solid lines) are inferred from trenchward limit of distribution of each stage volcanic rocks.

の年代もまだ十分に明らかにされていない。村上(1985)は、阿武層群のデイサイト質凝灰岩から 92.1 Ma および 84.5 Ma のフィッシュン・トラック年代を報告している。また、河原・番本(1983)は、高田流紋岩類から産出した植物化石からその年代をカンパニアン～マーストリヒチアンと推定している。年代学的データが不足しているが、その層序的な位置も考慮するとこの時期の火山活動は、コニアシアン～カンパニアン頃である可能性が高い。飯泉ほか(1985)も阿武層群をほぼこの年代としている。この時期の火山活動をステージⅢとする。

前述したように、四国東部の白亜系四万十累層群は、年代が若くなるにしたがって SiO_2 が増大する傾向を示す。中国地方西部の白亜紀火山岩類も年代が若くなるにしたがって SiO_2 が増大する傾向を示す (Imaoka et al., 1982)。岩石相ユニットⅠは、その正確な堆積年代が不明であるが、前期白亜紀である可能性が高く、主に安山岩質火山岩類から供給されている。内帯の白亜紀火山活動は、関門層群の安山岩やデイサイトから始まっている。岩石相ユニットⅠの源岩となった火山岩類は、内帯におけるステージⅠの火山岩類と組成的に一致している。この事実は、岩石相ユニットⅠの堆積がステージⅠの火山活動と年代的に対比される可能性を示している。岩石相ユニットⅡは、アルビアン後期～コニアシアン前期に堆積したと推定され、デイサイト質火山岩類を主とし、花崗岩類を伴った後背地から供給されている。岩石相ユニットⅡの堆積年代は、ステージⅡの火山活動にほぼ対応する。また、岩石相ユニットⅡの源岩となった火山岩類は、ステージⅡの火山岩類と組成的に一致する。主に流紋岩質火山岩類から供給されている岩石相ユニットⅢの堆積年代は、コニア

シアン～カンパニアンであり、年代的にステージⅢの火山活動にほぼ対応する。また、岩石相ユニットⅢの源岩となった火山岩類は、ステージⅢの火山岩類と組成的に一致する。

一方、砂岩化学組成の層序的变化 (Figs. 6, 7, 8) は、岩石相ユニットⅡおよびⅢの組成的特徴が、それぞれアルビアン後期～チューロニアン頃 (日野谷累層～オソ谷累層北部) およびサントニアン頃～カンパニアン (谷山累層南部～日和佐累層) に典型的に現れていることを示している。そして、コニアシアン頃に堆積したと推定されるオソ谷累層南部から谷山累層北部 (おおよ T1 部層) にかけての砂岩が岩石相ユニットⅡとⅢとの中間的特徴を示している。オソ谷累層南部および谷山累層北部の砂岩は、一部のデータを除きそれぞれ日野谷累層～オソ谷累層北部および谷山累層南部～日和佐累層の砂岩に組成が類似している。コニアシアン頃に砂岩組成が連続的に変化しながら岩石相ユニットⅡからⅢに移行したと仮定すると、オソ谷累層北部、オソ谷累層南部、谷山累層北部、谷山累層南部の順に年代が若くなることになる。この場合には、オソ谷累層の北部と南部および谷山累層の北部と南部を分ける断層を想定する必要がある。今回の野外調査では、両累層を細分する断層を確認できなかったが、この様を考えることにより、岩石相ユニットⅡとⅢとの境界部付近における組成変化をうまく説明できる。また、両累層を細分する断層が複数存在する可能性もある。いずれにしても、これらの場合には、コニアシアン頃に後背地での火山活動がデイサイト質から流紋岩質に漸移的に移行したことになる。

Fig. 10 は、中国地方西部の各ステージの火山岩類の分布を示している。この図は、各ステージの火山岩類の分布南限が年代とともに南側に移行していること、およびより若いス

テージの火山岩類の分布がより広がっていることを示している。調査域に分布する四万十累層群のうちで主に砂質岩から構成される地層は、日野谷累層と日和佐累層である。とくに日和佐累層は、そのほとんどが砂岩からなり、白亜系四万十累層群中の砂質岩の多くを占めている。この事実は、カンパニアン頃に流紋岩質火山岩類に由来する大量の粗粒碎屑物が海溝域に供給され、付加したことを示している。このような膨大な粗粒碎屑物の供給は、内帯における酸性火山活動の活発化と火山活動前縁の海溝側への張り出しに由来する可能性が高い。

ま と め

1. 四国東部の白亜系四万十累層群は、砂岩化学組成から3つの岩石相ユニット(I, IIおよびIII)に区分できる。岩石相ユニットIの正確な年代は不明であるが、前期白亜紀と推定される。岩石相ユニットIIとIIIの年代は、それぞれアルビアン後期～コニアシアン前期およびコニアシアン～カンパニアンである。
2. 岩石相ユニットIからIIIに向かって、SiO₂含有量が増大し、Fe₂O₃*やMgO, TiO₂, P₂O₅含有量が減少する傾向にある。
3. 岩石相ユニットIIとIIIとの境界部付近には両者の中間的組成を示す部分が存在する。
4. 岩石相ユニットIの砂岩は主に安山岩質火山岩類から供給された。岩石相ユニットIIの砂岩は、Iに比べてより珪長質な火山岩類(主にデイサイト質)と少なからざる花崗岩類から主に供給された。岩石相ユニットIIIの砂岩は主に流紋岩質火山岩類から供給された。
5. 各岩石相ユニットの年代と組成的特徴は、中国地方西部の火山活動史と調和的である。
6. 岩石相ユニットIIIの主要部を構成する日和佐累層は、主に砂質岩から構成される非常に厚い地層である。この膨大な砂質岩の供給は、内帯における酸性火山活動の活発化と火山活動前縁の海溝側への張り出しに由来する可能性が高い。

謝辞 山口大学理学部地球科学教室の岩石学研究室の諸氏には化学分析に関して種々ご教示いただいた。共著者の一人である岩田が調査地域の放散虫化石を検討するにあたり、公文富士夫博士(信州大学)および磯崎行雄博士(東京大学)には多くのご教示をいただいた。今岡照喜博士(山口大学)には、西南日本内帯の白亜紀火成活動に関して種々ご教示いただいた。川端清司氏(大阪市立自然史博物館)には放散虫化石の文献収集に関してお世話になった。海南町役場および上那賀町役場には野外調査の宿泊に関して種々便宜をはかっていただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げる。

文 献

- Dumitrica, P., 1975, Cenomanian radiolaria at Podul Dimbovitei (Excursion B). *Micropaleontological guide to the Mesozoic and Tertiary of the Romanian Carpathians (14th European Micropal. Colloq.)*, 87-89.
- Foreman, H.P., 1975, Radiolaria from the North Pacific Deep Sea Drilling Project, Leg 32. In Larson, R.L., Moberly, R., et al., eds., *Init. Repts. DSDP*, 32, U.S. Govt. Printing Office, Washington, 579-676.
- Foreman, H.P., 1977, Mesozoic radiolaria from the Atlantic Basin and its borderlands. In Swain, F.M., ed., *Stratigraphic micropaleontology of Atlantic Basin and borderlands*, Elsevier, Amsterdam, 305-320.
- 飯泉 滋・沢田順弘・先山 徹・今岡照喜, 1985, 中国・四国地方の白亜紀～古第三紀火成活動一火成岩類の対比を中心として一. 地球科学, 39, 372-384.
- Imaoka, I., Nakajima, T. and Itaya, T., 1993, K-Ar ages of hornblends in andesite and dacite from the Cretaceous Kanmon Group, Southwest Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 88, 265-271.
- Imaoka, T. and Nakashima, K., 1983, Temporal and spatial variations of magnetic susceptibility of Cretaceous to Neogene igneous rocks from the central and western Chugoku province, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Series C*, 8, 1-30.
- Imaoka, T., Nakashima, K. and Murakami, N., 1982, Iron-titanium oxide minerals of Cretaceous to Paleogene volcanic rocks in western Chugoku district, Southwest Japan—Special reference to manganese content of ilmenites—. *Jour. Japan Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 77, 235-255.
- 河原 富夫・番本 正和, 1983, 高田流紋岩類から産出した *Cunninghamia* の球果について. 地質雑, 89, 469-470.
- 君波和雄・柏木庸孝・宮下純夫, 1992, 上部白亜系牟岐累層(四国東部)中の *in-situ* 緑色岩類の産状とその意義. 地質雑, 98, 391-400.
- 君波和雄・久保田美穂・沢井長雄, 1995, 現地性緑色岩と共存する赤色頁岩の起源: 四万十累層群牟岐累層を例として. 地球科学, 49, 143-156.
- 公文富士夫, 1981, 徳島県南部の四万十累帯白亜系. 地質雑, 87, 277-295.
- Kumon, F., 1983, Coarse clastics of the Shimanto Supergroup in eastern Shikoku and Kii Peninsula, southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. & Min.*, 49, 63-109.
- 公文富士夫・君波和雄・足立 守・別所孝範・川端清司・楠 利夫・西村年晴・岡田博有・大上和良・鈴木茂之・寺岡易司, 1992, 日本列島の代表的砂岩のモード組成と造構場. 地質学論集, no. 38, 385-401.
- 公文富士夫・松山尚典・中條健次, 1986, 紀伊半島四万十累帯日高川層群の改訂ジュラ紀最末期一白亜紀放散虫化石群集. 化石, no. 41, 17-27.
- 村上允英, 1985, 中国地方西部における中生代後期～古第三紀火成活動史. 地質雑, 91, 723-742.
- 村上允英・長谷 晃, 1967, 西南日本内帯における後期中生代火山岩類の層序と対比. 地団研専報, no. 13, 1-24.
- 中島 隆・白波瀬輝夫, 1987, 広島県中央部山陽帯花崗岩類の Rb-Sr 全岩年代. 岩鉱, 82, 395-400.
- Pessagno, E.A., Jr., 1972, Cretaceous radiolaria Part II: Pseudoaulophacidae Riedel from the Cretaceous of California and the Blake-Bahama Basin (JOIDES Leg 1). *Bull. Amer. Pal.*, 61, 283-314.
- Pessagno, E.A., Jr., 1976, Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges. *Micropaleontology Spec. Publ.*, no. 2, 1-95.
- Pessagno, E.A., Jr., 1977, Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley Sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges. *Spec. Publ. Cushman Found. Foraminiferal Res.*, no. 15, 1-87.
- 坂井 卓・勘米良亀齡, 1979, 宮崎県北部の四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的位相. 九大理研報(地質), 14, 31-48.
- Sanfilippo, A. and Riedel, W.R., 1985, Cretaceous radiolaria. In Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K., eds., *Plankton stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 573-630.
- Shibata, K., Matsumoto, T., Yanagi, T. and Hamamoto, R., 1978, Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous

- rocks in Japan. In Cohee, G. V., Glaessner, M. F. and Hedberg, H. D., eds., *Contributions to the geologic time scale*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 143-164.
- 東明省三, 1958, 徳島県の四万十帯より産出した化石. 地質雑, 64, 95-96.
- 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.
- Taketani, Y., 1982, Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Urakawa and Obira areas, Hokkaido. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 2 (Geol.), 52, 1-76.
- 竹谷陽二郎, 1995, 本邦上部白亜系の放散虫化石層序の再検討—特に国際対比上有効な層準について—. 地質雑, 101, 30-41.
- 寺岡易司, 1979, 砂岩組成からみた四万十帯地角堆積物の起源. 地質雑, 85, 753-769.
- 寺岡易司・栗本史雄, 1986, 宇和島地域の四万十帯白亜系層序—大型化石と放散虫化石の層序的分布に関連して—. 地調月報, 37, 417-453.
- 寺岡易司・奥村公男, 1992, 四万十帯北帯の構造区分と白亜系砂岩組成. 地質学論集, no. 38, 261-270.

(要 旨)

君波和雄・松浦卓史・岩田尊夫・三浦健一郎, 1998, 四国東部に分布する白亜系四万十帯累層群の砂岩組成と白亜紀火山活動との関連. 地質雑, 104, 314-326. (Kiminami, K., Matsuura, T., Iwata, T. and Miura, K., 1998, Relationship between sandstone composition in the Cretaceous Shimanto Supergroup, eastern Shikoku, and Cretaceous arc volcanism. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 104, 314-326.)

四国東部に分布する白亜系四万十帯累層群砂岩の全岩主成分組成から岩石相ユニットを設定するとともに, 砂岩組成と内帯白亜紀火山活動史との関連を検討した. 四万十帯累層群は, 北から南に配列した3つの岩石相ユニット(I, IIおよびIII)に区分される. 岩石相ユニットIの正確な年代は不明であるが, 前期白亜紀と推定される. 岩石相ユニットIIとIIIの年代は, それぞれアルビアン後期〜コニアシアン前期およびコニアシアン〜カンパニアンである. 岩石相ユニットIからIIIに向かって, SiO_2 含有量が増大し, Fe_2O_3^* や MgO , TiO_2 , P_2O_5 含有量が減少する傾向にある. 各岩石相ユニットの年代と組成的特徴は, 中国地方西部の火山活動史と調和的である. 岩石相ユニットIIIには, 主に砂質岩から構成される非常に厚い地層(日和佐累層)が含まれる. この膨大な砂質岩の供給は, 内帯における酸性火山活動の活発化と火山活動前縁の海溝側への張り出しに由来する可能性が高い.