ビトリナイト反射率による四国東部, 白亜系四万十帯メランジェの起源

Vitrinite reflectance and origin of melanges in the Cretaceous Shimanto Belt, eastern Shikoku, Southwest Japan

Abstract

柳瀬 晶*

Akira Yanase*

1995年7月11日受付.

1995年12月4日受理.

* 石油資源開発株式会社.

Japan Petroleum Exploration Co., Ltd., NYK
Tennoz Bldg., 2-2-20, Higashi-shinagawa,
Shinagawa-ku, Tokyo 140, Japan

A study of coherent and melange units in non - to very weakly metamorphosed Cretaceous accretionary complex of the Shimanto Belt, eastern Shikoku reveals the difference of melanges between those of tectonic and sedimentary origins.

Coherent turbidite rocks in the belt, named the Fukui Unit, made up of sandstone-dominating alternating beds of sandstone and mudstone, have not been deformed significantly, but show the results of thermal effect as indicated by the vitrinite reflectance (Ro).

Melange rocks called the Ooe-Kokui Unit are composed of mudstone matrix with blocks of sandstone, acidic tuff and others, showing block-in-matrix structure. Layer-parallel extension and simple shear deformation occurred to this unit. In view of thermal maturity, no difference is detected between blocks and matrices; this fact indicates that they have exposed to experienced almost the same thermal history during progressive deformation.

The other melange rocks called the Tsubaki Unit are composed mainly of mudstone matrix with blocks of sandstone, alternation of sandstone and mudstone, acidic tuff and chert. Parts of outcrops show wet-sediment deformation. The Ro values of carbonaceous materials in some sandstone blocks are much higher than those in matrices and other sandstone blocks. This fact indicates that the former blocks were subjected to higher thermal event at one time.

The above evidences suggest that the Fukui Unit is a formation in upper accretionary prism and that the Ooe-Kokui Unit is of tectonic origin and underwent progressive deformation. On the other hand, the Tsubaki Unit is of sedimentary origin and includes blocks which are derived from once-accreted rocks and went through higher thermal event; this recycling process was triggered by submarine sliding during accretionary processes.

Key words: Shimanto Belt, melange, deformation, vitrinite reflectance, thermal maturity, accretionary prism

はじめに

陸域の造山帯に分布する過去の地質体の研究に伴い、プレート収束域において、しばしば異地性岩塊を保有し、乱雑な層理を示す岩相、すなわちメランジェ (melange) が、世界各地で認められてきている。これらは、各地域のテクトニクスと関連づけて論じられ、その成因についてさまざまな解釈がなされている (例えば, Elter and Trevisan, 1973; Byrne, 1984; Moore and Byrne, 1987; Brown and Westbrook, 1988; Orange, 1990)。

近年、メランジェの調査には、各種の研究方法が用いられている。例えば、微化石を用いた生層序学的解析から、砕屑岩の堆積年代が詳細に決定できるようになった。その結果、

各地のメランジェの堆積岩起源のブロックとマトリックスの堆積年代が明らかにされ、ブロックの堆積年代がマトリックスのそれより古いのか、あるいは、両者は同じ年代である事実などが知られてきた。また、マトリックスを構成する泥岩の堆積年代は、海洋プレートが大陸に近づき、大陸からの陸源性砕屑物が堆積し始めた年代を示すとされている。しかし、この方法では、ブロックの起源となった地層が、海洋プレートの運動に伴って遠くから運ばれてきたのか、あるいはかつて一度付加した地質体のリサイクルに由来するのか、識別はできない。

一方、剪断による地層の変形構造に関する知識も増しており、メランジェの解析にも大きく貢献している (例えば, Hibbard and Karig, 1987; Cowan, 1990)。しかし、このよう

Fig 1. Geologic map of the Anan area, eastern Shikoku and index map.

な構造地質学的な解析においても、造構運動に伴う剪断による構造と、海底斜面における地滑りによる構造との識別の困難さなど、変形構造からその成因を特定することは難しく、現在でも一般的な認定基準が得られていない。

四万十帯は、西南日本外縁に発達する白亜～第三系の付加体と考えられている（平ほか，1980 a；平ほか，1980 b；Taira, 1985；DiTullio and Byrne, 1989）。四万十帯では、帯状に分布するメランジェが各地で確認されており、これらのメランジェの成因についていくつかの解釈がなされている。平ほか（1980 a）は、四国の四万十帯のメランジェには多くの剪断の痕跡が残されていることを示し、メランジェが付加体底部のデコルマ面の剪断によって形成された地質体とした。一方、酒井（1988）は、堆積学的研究から、宮崎県都井岬、室戸岬等における混在岩相が陸棚で堆積した地質体であり、後に堆積場が重力的に不安定になったために形成された堆積性メランジェであるとした。さらに、Pickering et al. (1988) は、四万十帯の各地から注入性泥岩の存在を示し、ダイアピル性のメランジェの重要性を強調した。

このように、メランジェの研究は世界各地においてなされているが、いまだにその成因の認定基準は明確ではなく、現在でも混迷を続けている（Raymond, 1984）。そこで筆者は、野外調査とともに、熱変成の指標となる有機変成度を用いてメランジェの成因の識別を試み、その結果に基づいて本地域のメランジェおよび弱変形の地質体の形成過程を考察した。本稿では、その概要を述べる。

地 質 概 略

西南日本の外縁を構成する四万十帯は、北を仏像構造線で境され、先白亜系から構成される秩父帯と接している。四万

十帯には、岩相および変形様式を異にする2つの地質単位、すなわち coherent ユニットとメランジェユニットが識別されており、両者は多くの場合、断層で接し、覆瓦状構造を形成している。coherent ユニットは、砂岩および泥岩を主体とし、地層としてはほぼ本来の累重関係を保っている。大部分はタービダイト相を示すが、一部に浅海の堆積環境を示す地質体も発達している。メランジェユニットは、泥質岩をマトリックスとし、さまざまな大きさの砂岩、砂岩・泥岩互層、緑色岩、チャート、多色頁岩および石灰岩などのブロックを含む地質体である（平ほか，1980 a；波田，1989）。

本論の調査地域は、徳島県の阿南市南部にあたり、南北約 3 km、東西約 8 km の範囲である（Fig. 1）。本地域は、Kimura and Mukai (1991) の日の谷および赤松-谷山ユニットに相当し、須鎗（1984，1986）は本地域およびその周辺から多数の白亜紀型の放散虫化石を報告している。地層の走向は、 $N50^{\circ}W$ から EW を経て、 $N40^{\circ}E$ の範囲に分散するが、多くは $N60^{\circ}E \sim EW$ を示し、傾斜は高角度で大部分は南へ、一部は北へ傾斜する。本地域は、岩相の量比、産状および変成度から、3つのユニットに区分できる。このうち、本地域を $ENE-WSW$ 方向に横断する断層より南東側に位置する泥岩主体のメランジェを椿ユニットと呼ぶことにする。この断層より北西側は、さらに2つのユニットに区分することができる。1つは、砂岩を主体とする coherent ユニットで、本稿では福井ユニットと呼ぶものであり、もう1つは、泥岩を主体とするメランジェの大江-小杭ユニットである。大江-小杭ユニットは、南北を $ENE-WSW$ 系統の傾斜移動断層を介して福井ユニットに接し、さらに両者は、後の $NW-SE \sim NNW-SSE$ 系統および $NE-SW$ 系統の走向移動断層により分断されている。ただし、本研究の2つのユニット境界と、Kimura

and Mukai (1991) の日の谷ユニットと赤松-谷山ユニットの境界とはいずれも一致しない。

福井ユニット

本ユニットには塊状の砂岩が卓越し、まれに厚さ約 5 m 以下の砂岩・泥岩互層、泥岩および多色頁岩を挟む。これら地層の走向は、N50°W から EW を経て、N50°E の範囲で分散する。また、傾斜は 40°S~90°を示し、一部は逆転している。本ユニットには、上方細粒化構造による上下判定から、いくつかの等斜褶曲構造のあることが推定できる (Fig. 1)。推定した褶曲軸の方向は、ENE-WSW~EW 方向である。

本ユニットは、1~2 m 厚の断層破碎帯を介して、大江-小杭ユニットと接している。破碎帯には、断層ガウジや断層角礫が認められる。また、破碎帯およびその周辺では、石英やカルサイトの細脈が非常によく発達している。

砂岩: 本ユニットの主体となる岩相である。複雑な褶曲の発達のため、層厚を確かめることはできない。一般的に塊状無層理で、部分的に平行葉理が認められる。黄色から白色を呈し、細粒~粗粒砂から成る。しばしば、厚さ 10 cm 以下の層状あるいはレンズ状の有機物の粒子や破片の密集帯を挟んでいる。

砂岩・泥岩互層: 砂岩中にわずかに発達する。通常の層厚は、おおよそ 5 m 以下であるが、香地区では最大で約 20 m の厚さを示す。砂岩は極細粒~中粒砂からなり、黄色から白色を呈する。泥岩はシルト質であり黒灰色、特に有機物を挟むものは、光沢のある黒色を呈する。両者の単層の層厚は、数 mm~数 cm であり、平行葉理、斜交葉理および級化層理が発達している。

多色頁岩: 砂岩中にごくわずかに発達する。^{ながぼろ}長嶺地区および竜宮崎で認められ、一般に赤茶色を呈するが、青緑色のものもある。層厚は 5~10 m で、塊状無層理のものと層理がよく発達するものがある。後者は、単層厚 2~5 cm の多色頁岩と 5 mm 以下の黒色泥岩が、交互に繰り返す有律互層をなす。

大江-小杭ユニット

本ユニットは、前述のように、香地区から大江地区まで、2 系統の走向移動断層によって分断されて分布しており、普遍的に block-in-matrix の構造が発達している。マトリックスの岩相は、黒色泥岩とわずかの酸性凝灰岩からなる。ブロックの岩相は、砂岩を主体とし、次いで砂岩・泥岩互層、緑色岩およびチャートである。砂岩と泥岩の量比は、各地区によって、さらに各露頭によって変化が激しい。大江および小曲地区は、全般に砂岩の占める割合が半分あるいはそれ以上であり、^{こまがり}大曲、^{おおまがり}小杭、および香地区では、泥岩の占める割合が半分かそれ以上となる。

本ユニットのマトリックスは、密に発達する面構造を有している。この面構造は、緩やかにうねりつつ、網目状に入り組んだ剝離面をなし、その表面はしばしば磨かれたような光沢を有していることから、いわゆる scaly foliation (Lundberg and Moore, 1986; Moore et al., 1986) に相当すると思われる。以後、この面構造を単に“劈開”と表記する。この劈開の走向は、ユニット境界の方向にほぼ平行な N60°E が一般的であるが、N40°E~EW を示すものも存在する。また、

多くは高角度で南に傾くが、一部で北に傾斜するものもある。

ブロックの形態は、各露頭の任意の断面でみると、矩形、菱形あるいは楕円形をなしており、ほぼすべてのブロックの短軸が、マトリックスの劈開面に垂直な方向を向く。ただし、三次元的にみた長軸および中間軸の方向は、ブロックごとに異なっており、明瞭な傾向は認められない。ブロックの大きさは、短軸方向で一般に 10~50 cm である。

多くのブロックには、ブロックの短軸に平行で、長軸に垂直な断層群がよく発達し、ブロックによっては、これらに沿ってくびれが生じ、一部では分断されている。また、マトリックス中の劈開面に低角度で斜交する正断層センスの小断層がしばしば上述の断層群を切って発達しており、これらもブロックを変位させ、また分断している。このような非対称変形構造は、Simpson and Schmid (1983) などによれば、劈開面に平行な単純剪断によるという。なお、このような断層群や小断層は、しばしばカルサイトや石英により充填されている。

本ユニットには、さらに散在的ながら小褶曲あるいは小褶曲群の発達が認められる。これらの構造は、マトリックス中の劈開や、単一のブロックの長軸あるいは複数のブロックの長軸をつなぐ線が湾曲していることから認定できる。小褶曲の波長は、30~50 cm で、褶曲波面は、一般的な劈開面にほぼ平行である。褶曲の形態は、非対称の S あるいは Z 字型をなし、褶曲軸面は褶曲波面に高角度で斜交しつつ一定方向に倒れる雁行状を示している。これらのことから、この褶曲群は、劈開面に平行で褶曲軸に垂直な変位により形成された引きずり褶曲と考えられる。

大江地区の南部では砂岩のブロック化があまり進行せず、また、泥岩に劈開があまり発達しない弱変形の砂岩・泥岩互層が、本ユニット内で唯一認められる。(Figs. 2a and 2b, Loc. 1 in Fig. 1)。この砂岩・泥岩互層の層厚は、約 2 m である。砂岩の単層厚は 5~20 cm、泥岩の単層厚は 5 cm 以下であり、平行葉理および級化層理がよく発達している。また、この砂岩・泥岩互層の層理面と周囲のマトリックス中の劈開は、ほぼ平行である。この砂岩・泥岩互層と周囲の block-in-matrix を示す岩体との間には明瞭な境界がなく、泥岩中の劈開の発達の程度は、この互層に近付くにつれて弱くなり、同時に砂岩のブロック化の程度も弱くなっている。なお、この砂岩層には、発達の程度が低いながらも、上述した断層群および小断層系が認められる。

マトリックス

泥岩: 黒色から黒灰色を呈す。本ユニットで、最も広く分布する岩相である。全体に強く劈開が発達しており、堆積構造はほとんど保存されていない。ただし、大江地区南部では劈開があまり発達せず、砂岩と互層をなしている。

酸性凝灰岩: 青緑色や赤茶色を呈する。大曲および小杭地区では、層厚 10 cm 以下の薄層あるいはレンズとして、しばしば泥岩中に挟在する。

ブロック

砂岩: 黄色から黄緑色を呈する。多くのものは塊状で、粒

Fig 2. a) Photograph of weakly deformed melange rocks in the Ooe-Kokui Unit. Hammer for the scale, about 30 cm long.

b) Outcrop sketch of weakly deformed melange rocks; same as the Fig 2a.

c) Occurrence of non-to foliated melange in the Tsubaki Unit, plane view.

d) Deformation pattern in a block of the alternation of sandstone and mudstone in the Tsubaki Unit, plane view. Mudstone has no foliation and some sandstone layers are randomly disrupted. No fracture systems observed.

径は極細粒から粗粒とさまざまである。ブロックの大きさは、短軸方向で10~50 cmである。大江地区の北側に発達する砂岩のブロックは、本ユニットで最大のものであり、見かけの大きさは80 mに達する。このブロックは塊状であるが、中に3 m厚の砂岩・泥岩互層を挟む。

砂岩・泥岩互層：砂岩は、黄色から黄緑色を呈し、極細粒砂から中粒砂により形成される。泥岩は、黒色でシルト質である。ブロックの大きさは、短軸方向で10~40 cmである。ブロック内の単層の厚さは、砂岩と泥岩が共に数 cm 以下である。これらのブロックには、級化層理がよく発達していることから、タービダイト起源と考えられる。また、大江地区北側の砂岩ブロック中の砂岩・泥岩互層や、同地区南部の弱変形の岩体は、砂岩の単層厚が5~20 cm とやや厚く、泥岩の単層厚は、5 cm 以下となる。

緑色岩：小杭地区において、見かけの幅15 m の唯一の緑色岩の露頭が認められる。この緑色岩は、枕状溶岩の構造を示す。

チャート：上述の緑色岩とマトリックスである泥岩の境界に、チャートが産出する。チャートは厚さ1 cm 以下のレンズ状であり、赤色や白色を呈する。

椿ユニット

椿ユニットは、マトリックスである細粒堆積物がさまざまな岩相のブロックを取り囲む block-in-matrix の様相を示している。マトリックスの岩相は、泥岩および酸性凝灰岩からなり、その量比は泥岩の方が圧倒的に多い。マトリックスには、大江-小杭ユニットで見られる劈開と同様の面構造がよく発達している。劈開の走向は、N50°E から EW であり、高角度で南あるいは北へ傾斜している。

ブロックの岩相としては、砂岩が最も多く、続いて酸性凝灰岩、砂岩・泥岩互層、チャートおよびマールとなる。ブロックの断面は、角のとれた矩形あるいは楕円をなし、一般に短軸方向で5~50 cm である。大部分のブロックの短軸の方向は、劈開面にほぼ垂直である。さらに、大江-小杭ユニットと比較して、短軸方向で5 m を超えるより大きなブロックが多く認められる。一部のブロックには、ブロックの短軸に平行で、長軸に垂直な断裂群が発達し、これらの構造がブロックのくびれ、あるいはブロックの外形の一部を形成している。

一方、那落江^{なはえ}西方では、全体として block-in-matrix の産状を示すものの、幅約3 m にわたってマトリックスの泥岩に劈開が発達しない露頭がある (Fig. 2c, Loc. 2 in Fig. 1)。この岩体は、劈開がやや発達する漸移帯を経て、劈開が密に発達する部分に移行するようになる。また、この岩体中では砂岩ブロックの見かけの長軸は特に定方位性を示さないが、マトリックスの泥岩に劈開が発達するのに伴って、砂岩ブロックの見かけの長軸は徐々に劈開の走向と平行に配列するようになる。

ブロック内の変形の様子は、産出頻度が少ないものの、砂岩・泥岩互層のブロックにおいて明瞭に判別できる。これら各ブロックは、砂岩・泥岩互層の堆積構造が保存されているものから、ブロック内の砂岩層がブーディンあるいはレン

ズ化しているものまで、さまざまな変形度を示している。一方、同一のブロック内においても、場所によって変形の程度が異なるものがある。Fig. 2d (Loc. 3 in Fig. 1) は、短軸が約30 m のブロック内のような様子を示したものである。この図には、まったく変形作用を受けていない砂岩と泥岩の有律互層、砂岩層がブーディン化あるいはレンズ化し泥岩中に孤立したもの、および砂岩のレンズが褶曲しているものが示されている。変形した砂岩層や砂岩レンズを含む岩相の中の泥岩は、しばしば砂岩中に不規則に入り込むか、薄く挟まれる産状を示す。ただし、これらブロック内の変形度にかかわらず、ブロック内の泥岩にはほとんど劈開が発達していない。

マトリックス

泥岩：黒色を呈する。劈開が全体によく発達しているが、一部の露頭では塊状である。

酸性凝灰岩：細粒で淡緑色から暗緑色のものが多い。5 mm~5 cm の層厚を持ち、泥岩中に薄層として挟在する。

ブロック

砂岩：塊状無層理で淡緑色から黄色を呈する。粒径は、細粒~極粗粒である。ブロックの大きさは、短軸方向で5~50 cm のものが多く、最大のものでは、短軸方向で約60 m に達する。

酸性凝灰岩：緑色から淡緑色、白色を呈する。塊状で、ブロックの大きさは短軸方向で50 cm 以下に限られる。

砂岩・泥岩互層：短軸方向で最大40 m を示すものがまれにあるが、一般には50 cm 以下であり、出現頻度は低い。砂岩は白色から黄色を呈し、極細粒砂から中粒砂であり、泥岩は黒色で、シルト質である。両者ともに単層の厚さは、10~30 cm である。また、泥岩は、層厚1~3 mm の細粒砂をしばしば挟み、ラミナを形成する。一般に、平行葉理、斜交層理および級化層理が良く発達している。

チャート：赤色から緑色を呈し、層状から一部塊状を示す。ブロックの大きさは、短軸方向で10~80 m である。ブロックの個数は多くないが、侵食に強い地形的な高まりや海岸線の突出部を形成している。

マール：本ユニットからは、那落江地区西方でごくまれに産出する。最大のブロックは、短軸方向で約60 cm である。また、炭化した材の破片を多量に含むものもあり、その材質の組織はよく保存されている。

有機変成度

有機変成度の概略とメランジェの成因

陸源性碎屑物には生物由来の物質が多く含まれており、この有機物の炭化度から堆積後の続成、変成作用に係わる情報を得ることができる。この有機変成度を測定するにあたって、本研究では光学的な性質、すなわち vitrinite の反射率 (Ro) を利用した。このデータは数値として表現されるため定量的な評価が可能となり、最近では地質温度計として用いられている (例えば、Bostick, 1973; Frey et al., 1980; Law, 1992)。本邦においても、四万十帯の熱履歴が、同手法、イライトの結晶度およびフィッシュトラック等を用いて測定されている (例えば、Mori and Taguchi, 1988; Underwood,

Fig. 3. Thermal maturity map of the Fukui and Ooe-Kokui Units.

Fig 4. Thermal maturity map of the Tsubaki Unit.

1993). 本研究では、地域的な熱変成度の変化をとらえるとともに、メランジェのブロックとマトリックスの個々の熱変成度の測定によってメランジェの成因の解明を試みた。

ここで、メランジェの成因を、構造的・堆積性・ダイアピル性の3種類に区分すると (Cowan, 1985 ; Needham, 1987), 各成因ごとのブロックとマトリックスの熱変成の関係は、下記のように推定される。

① 構造的メランジェは、地下で形成されるため、この過程では異なる熱変成を受けたブロックの共存は考えにくい。つまり、ブロックとマトリックスは、同等の熱変成を受けることになる。

② 付加体表層部では、斜面堆積物が地滑りに伴って変形し、乱雑な層理を示す堆積性メランジェが形成される。この際に、一度、続成・変成作用を受けたより古いブロックが混入する可能性がある。つまり、ブロックの熱変成度はマトリックスのそれよりも高いか、もしくは両者は同じとなる。

③ ダイアピル性メランジェでは、地下から泥質岩が噴出し、ダイアピルの供給源よりも上位の岩石をブロックとして取り込む。このため、ブロックの熱変成度は、マトリックスのそれと同じか、もしくはそれよりも低くなる。

Vitrinite の反射率の測定方法

炭質物は、砂岩層あるいは砂岩のブロック中にラミナ状あるいはレンズ状に挟まれており、それらのサイズは極細粒～粗粒である。また、メランジェのマトリックスである泥岩に

は、しばしば長径1cm以下の炭質物のノジュールや多くの微細な炭質物が含まれている。さらに、椿ユニットから1地点であるが、マールのブロックから炭質物を採取した。

測定は下記のような方法で行った。岩石より調粒粉碎した石炭試料を樹脂で固化し、平面研磨したものを測定試料とした。九州大学理学部地球惑星科学教室に所属するライツ社の反射率測定装置をセットした反射顕微鏡を用いて油浸法 ($n=1.515$) で vitrinite を識別した。vitrinite 粒子表面からの反射光の量を測定し、入射光量との比率を%で表現した vitrinite の反射率を求めた。測定には普通光を利用し、ランダム法で実施した。

本研究では、1地点につき100粒の vitrinite 粒子の反射率を測定し、これらの値を平均したものを vitrinite の反射率 (Ro) とした。ただし、回収した vitrinite 粒子の数が少ないため、反射率を1地点につき100点も測れないことがあった。この場合は、測定した vitrinite 粒子の反射率の平均値を取り、それを vitrinite の反射率とし、Figs.3 and 4 に示したように、測定値の下に測定した粒子の個数を示した。以下では、vitrinite の反射率を単に反射率と呼ぶことにする。

調査地域の反射率の測定結果

今回は、46地点で反射率を測定し、0.8～1.8%の値が得られた (Figs.3 and 4)。サンプルの測定結果は、vitrinite 粒子が100粒測定でき、かつ反射率が1.2%以下のものについて

は、ヒストグラムに示されたとおり、vitrinite 粒子の反射率のばらつきが少なく、良好であるといえる。100 点以下の測定しかできなかったものは、ヒストグラムのピークがあまり明瞭でなかったり、全体に vitrinite 粒子の反射率が高いものは、ばらつきが大きくなっている。ただし、このようなサンプルでも反射顕微鏡下で vitrinite を確認し、測定した結果であるのでこのまま採用した。なお、以前に四国南東部の反射率を測定した Mori and Taguchi (1988) は、本研究の調査地域内の反射率も測定しており、今回の反射率の測定値は、これらと調和的であった。

福井ユニット

反射率の測定を 7 地点で行い、その反射率の平均値は 1.1% であった (Fig. 3)。北から南へ、すなわち、竜宮崎から大江-小杭ユニットに近付くにつれて、反射率は、0.8% から 1.2% に増加する。特に、大江-小杭ユニットの境界付近にあたる砂岩中の炭質物は、1.7% と非常に高い反射率を示す。

大江-小杭ユニット

本ユニットでは、19 地点の試料で反射率の測定を行った。それらの平均値は 1.3% である (Fig. 3)。このうち、ブロックに含まれている炭質物の反射率の測定数は 12 地点、平均値は 1.4% である。一方、マトリックス中の炭質物の反射率は 7 地点で測定し、これらの平均値は 1.2% となる。この 2 つの反射率の平均値から、ブロックはマトリックスよりやや高い熱を受けたことになる。しかし、ブロック中の炭質物の反射率およびマトリックス中の炭質物の反射率は、全体に東で高く、西で低くなる傾向がある。次に、各地区ごとにブロックとマトリックスに含まれる炭質物の反射率を検討する。

大江地区では、ブロック中の炭質物の反射率は 1.3 ~ 1.8% で、マトリックス中の炭質物の反射率は 1.4 ~ 1.6% となる。これより西方の大曲地区では、両者はともに 1.1% を示し、小杭地区では、ブロック中の炭質物の反射率は 1.2% で、マトリックス中の炭質物の反射率は 1.0 ~ 1.3% である。香地区でも前者は 1.1%、後者は 1.0% となる。このように、各地区ごとに限れば、ブロック中の炭質物の反射率とマトリックス中の炭質物の反射率は、それぞれ測定された反射率の値に幅があるものの、有意な差が認められない。したがって、2 系統の走向移動断層によって分断された大江、大曲、小杭および香地区では、ブロックとマトリックスは同程度の熱を受けている。

椿ユニット

本ユニットでは、20 地点の炭質物の反射率を測定した (Fig. 4)。これらの反射率の平均値は、1.1% である。このうち、ブロックに含まれる炭質物を 13 地点で測定した。これらの反射率の平均は 1.1% となる。なお、本ユニットのマールのブロックには多量の炭質物が含まれており、1.0% の反射率を示した。7 地点でマトリックス中の炭質物の反射率を測定したが、その平均は 1.0% であった。この 2 つの平均値を比較しても、ブロックとマトリックスの双方に含まれる炭質物は、熱変成度に関してほとんど差が認められない。

続いて、個々の反射率を比較してみると、マトリックス中の炭質物の反射率は、0.8 ~ 1.1% の範囲に収まり、さほど分

散しない。それに対して、ブロックに含まれる炭質物の多くは、1.0 ~ 1.1% の反射率を示すが、中には 1.2%、1.3% が 3 地点、1.4%、および 1.7% と周囲のマトリックスおよび多くのブロックに含まれる炭質物の反射率よりも高い値を示すものが存在する。つまり、本ユニットのマトリックスと大部分のブロックは同程度の熱変成を被ったが、一部のブロックは、これらよりも強度の熱変成を受けていることがわかる。

考 察

福井ユニットの形成と成因

福井ユニットは、砂岩を主体にし、砂岩・泥岩互層の薄層を挟むことから、大量の陸源性碎屑物が供給される大陸の縁辺が堆積場であったと思われる。また、多色頁岩は、粗粒な陸源性碎屑物をまったく含んでいないことから、遠洋性~半遠洋性の環境で堆積したと思われる。したがって、海洋プレートの運動によって運ばれてきた遠洋性~半遠洋性堆積物に陸源性碎屑物が整合的に堆積しうる海溝周辺で本ユニットが形成し、後に変形したのであろう。また、いくつかの褶曲が確認されるにもかかわらず、反射率が大江-小杭ユニットに近づくにつれて大きくなるのは、褶曲作用を受けた後に被熱したためであろう。

また、過去の付加体の調査から、付加体の断層面に沿った熱水の上昇が確認されている (Vrolijk, 1987; Vrolijk et al., 1988)。福井ユニットと大江-小杭ユニットの境界となる断層には細脈がよく発達しており、大江-小杭ユニットとの境界付近で測定された非常に高い反射率、1.7% の値は、かつての流体の存在を示す細脈が熱源となり、局所的な温度上昇があったためかもしれない。

大江-小杭ユニットの形成と成因

大江-小杭ユニットは、泥岩をマトリックスとし、ブロックのほとんどが砂岩のメラランジェである。本ユニットの大江地区南部には、厚さ約 2 m の弱変形の砂岩・泥岩互層が存在するが、これと強い劈開をもつ周囲の block-in-matrix の産状を示す岩体との間には明瞭な境界が認められない。また、劈開の発達が強くなるに従って砂岩層のブロック化が著しくなる。このように、劈開の発達と砂岩層のブロック化の程度が互いに深く関係していることから、これらは、1 つの過程で形成された漸進的な変形相と推定できる。つまり、同一の剪断運動によって整然とした地層が破壊され、block-in-matrix の構造が形成され、同時に劈開が発達していったのであろう。なお、この変形作用が強く及ばなかったところ、すなわち大江地区南部の弱変形岩体である砂岩・泥岩互層は、この変形作用を受ける前の堆積相を示していると思われる。また、砂岩・泥岩互層のブロックが、本ユニット中に少ないながらも散点的に分布していることから、この岩相が、本ユニットの主体を成していたと考えられる。

上記の変形作用は、ブロックの短軸に平行で長軸に垂直な断裂群を、続いてこれら断裂群を切りマトリックスの劈開に低角で斜交する小断層を形成し、砂岩のブーディン、レンズ化を促進した。そして最後に、ブロックの配列方向および劈開を曲げて小褶曲あるいは小褶曲群を発達させた。これらの

事実から、本ユニットの地質体は以下のような一連の変形作用を経たと思われる。最初に、層理に平行な伸長作用を受けて断裂群が発生し、次に、前述したように劈開面あるいは層理面に平行な単純剪断が働いてこれらに低角に斜交する小断層が形成された。さらにこれらのブロック化を促した断裂・小断層の活動後に、劈開面に平行な剪断に伴う褶曲構造が形成された。

さらに、反射率からみると、有機変成度とメランジェの成因に関連づけた①のとおり、ブロックとマトリックスは、熱的に異質の岩体が入り込むことなく、両者が同じ熱変成を受ける環境で形成されたと思われる。したがって、本ユニットのメランジェの成因は構造性が妥当であろう。

なお、すべてのブロック中の炭質物の反射率の平均値は、すべてのマトリックス中のその値よりも0.2%高い。これは、マトリックスを構成する泥岩およびそれに含まれる炭質物は分級が進行したこと、炭質物の反射率のばらつきが少なくなったためと思われる。一方、ブロックを構成する砂岩は多様な岩相を反映しているため、それらに含まれる炭質物もこの影響を受け、反射率の平均値が高くなったと考えられる。

また、大江地区でブロックとマトリックスに含まれる炭質物の反射率がともに高く、西方へ行くとも両者の反射率が低くなった。これは、大江-小杭ユニット全体を分断する走向移動断層に傾斜移動の成分が含まれており、東方と西方で隆起量に差が発生し、反射率に反映したためかもしれない。

椿ユニットの形成と成因

本ユニットは、泥岩を主体とするメランジェであり、タービダイト相を示す砂岩・泥岩互層のブロックが散在することから、本来は泥岩勝ちなタービダイト相であったと思われる。

本ユニットには、block-in-matrixの産状を示すものの、マトリックスの泥岩に劈開が発達する岩体と、発達していない岩体が認められ、両者は漸移的に変化している。また、泥岩マトリックスに劈開が発達しない岩体では、砂岩のブロックの見かけの長軸の定方位性が認められない。一方、劈開が発達する岩体では、砂岩ブロックの見かけの長軸方向に定方位性が明瞭に認められる。これらのことから、劈開の発達の程度がブロックの見かけの長軸の定方位性と関係している、つまり、マトリックスに劈開を発達させると同時にブロックを回転・再配列させた剪断が本ユニットに働いたと推定できる。また、泥岩マトリックスに劈開が発達していない岩体は、この剪断の影響を受けず、本来の構造を保存していると思われる。すなわち、この剪断が働く以前には、ブロックの見かけの長軸が無秩序に配列する構造が形成されていたと推定される。

さらに、砂岩・泥岩互層のブロック内部には、砂岩のブーディン、レンズおよび小褶曲が延性変形の特徴を示しながら形成されている。このことは、ブロックの形成時には、地層が未固結あるいは半固結状態であったことを示唆している。また、本ユニットの泥岩マトリックスには、一般に強い劈開が発達しているのに対して、ブロック内の泥岩には劈開が発達

していない。この事実は、ブロック内部を攪乱した変形作用が、マトリックスの劈開を形成した変形作用とは別の段階で働いたことを意味する。すなわち、ブロックの内部構造は、マトリックスの劈開を形成した変形段階以前のものと考えられる。

以上のことから、本ユニットは、まず泥岩勝ちなタービダイトからなる砂岩・泥岩互層が未固結あるいは半固結状態で変形して、ブロックの見かけの長軸が泥岩マトリックス中に無秩序に配列する block-in-matrix の構造を形成した。次に泥岩マトリックスに劈開が形成されて、ブロックの再配列が行われた過程を経たものと推定できる。

反射率の測定結果によれば、マトリックスと多くのブロックに含まれる炭質物はほぼ一定の反射率を示すが、いくつかのブロックに含まれる炭質物はより高い反射率の値をもつ。また、これらの高い反射率をもつ炭質物を含んだブロックの配列が、特に目立った規則性を示すことはない。したがって、有機変成度とメランジェの成因に関連づけた項目の②で示したとおり、椿ユニットはタービダイト性の堆積物が斜面崩壊するに伴い、過去に付加し、異なる環境においてすでに熱変成を被ったブロックが堆積物中に混入し、その後に弱い熱変成を受けたと考えられる。上述のように、堆積物が固結しないうちに剪断を受けていることや、ブロックの長軸がマトリックス中に無秩序に配列する構造が見られることも、このことと整合的であろう。

以上のことから、椿ユニットのメランジェは堆積性起源とするのがいちばん有力と思われる。

なお、かつて高い熱変成を受けていないとした多くのブロック内の炭質物は、1.0~1.1%の反射率を示し、すべてのマトリックス内の炭質物の反射率は、0.8~1.1%の範囲の値をとるように、砂岩中の炭質物の反射率は、泥岩中の炭質物の反射率よりもやや高い傾向を示す。この原因は、先の大江-小杭ユニットの考察の項目で述べたように、多様な岩相を反映する砂岩の性質が炭質物にも現われたと考えられる。

付加体および周辺地域との対応

現在、精力的に行われている海溝周辺の解像度の高い地震探査や深海底掘削調査は、大陸縁辺に発達し、海洋側に成長する楔状の地質体、すなわち付加体の構造を明らかにした(例えば、Davis et al., 1983; Byrne et al., 1988; Moore et al., 1988; Moore, 1989)。これらの調査から、世界各地で基盤を構成する砕屑岩起源の地質体が、付加作用により形成されたと認識されてきている(例えば、Fisher and Byrne, 1987; Sample and Moore, 1987; Platt et al., 1988)。本邦においても、現世の付加体と過去の地質体との対応は、勘米良(1977)等によって論じられており、特に四万十帯は、平ほか(1980a, 1980b)などによって過去の付加体として認識されている。また、付加体は、各部において変形様式が異なるとされている(Fisher and Byrne, 1987; Mackenzie et al., 1987; Moore, 1989; 小川・石丸, 1989)。本稿では、これらの知識を参考にして、変形構造、堆積岩中の炭質物の反射率の測定結果およびそれらとメランジェの成因との関係を検討しながら、付加体における各種の造構場と各ユニットの形成場との

対応を考察した。

大陸縁辺に堆積した堆積物は、付加体内から海側へ派生する逆断層によって切られ、直ちに變形し、付加体の前縁を構成する。さらに、付加体前縁で次々と堆積物が付加し、これらの逆断層が成長するに伴って堆積物は幾層にも積み重なり、付加体上部を形成する。このような作用は、オフスクレーピング (offscraping) と呼ばれている。福井ユニットは、海溝周辺の堆積場で堆積した砂岩を主体とし、強い剪断を被ることなく、褶曲を形成した。したがって、本ユニットは大陸縁辺に堆積した後、すぐに付加体に付加し、付加体上部を成したと思われる。

付加体が肥大化する原因の一つに、堆積物のアンダープレートイング (underplating) が知られている。付加体の下に沈み込んだ堆積物は、付加体の重量によって側方に伸ばされ、続いて強い剪断作用を被り、付加体の下部に付加する、すなわちアンダープレートイングするとされている。大江-小杭ユニットのメランジエでは、側方伸長によりブロックが形成された後に、小断層とこれらに続く引きずり褶曲を形成した變形構造が発達している。このような變形構造の形成順序から、このユニットの地質体は、付加体の下方および下部で剪断を受けた可能性がある。すでに述べたように、福井ユニットに分布する地質体の反射率の平均値は1.1%であり、このユニットに接する大江-小杭ユニットのその値は1.3%となる。これは両者の被熱した環境が、付加体の上部と下部に対応することを示しているのかもしれない。

一方、付加体表層では付加体の下部からの成長によって斜面の勾配が増大し、斜面堆積物は不安定な場に置かれる (McIntosh et al., 1993)。したがって、このような場では斜面崩壊による乱雑堆積物の形成が行われると考えられる。この時点では、表層の堆積物は未固結～半固結であるため、乱雑堆積物の形成の際に、砂岩・泥岩互層の延性的な變形や、無秩序なブロックの配列を示す岩相が形成されるのであろう。さらに、Cowan and Page (1975) が指摘しているように、斜面崩壊の際には、一度付加した物質が再び付加体表層に露出し、崩落する現象が発生すると思われる。この過程において一度付加し、高い熱を受けた堆積岩が混入する可能性があり、このような岩体が椿ユニット中の高い反射率を示す有機物を含む砂岩のブロックに対応するのであろう。また上述のとおり、椿ユニットで測定した反射率の平均値は1.1%であり、付加体下部に付加したと思われる大江-小杭ユニットのそれよりも低いことから、椿ユニットは付加体表層で混在化した後に、付加体に取り込まれたと思われる。

現世付加体の調査は、多数のダイアピルの存在を示し、同様に過去の付加体においてもその存在が明確になってきた (Brown and Westbrook, 1988)。ダイアピルメランジエは、間隙水圧の上昇によって地層が破壊されるため、泥質岩の注入やこれに伴う砂岩層の分断化など特徴的な産状を示すとされている (Pickering et al., 1988)。ただし、本地域内でこれらダイアピル性を支持する産状は認められなかった。また、ダイアピルは、その形成機構から、火山のようなマウンド状あるいはリッジ状に分布するとされている。大江-小杭ユニ

ットおよび椿ユニットの分布は、それぞれ断層で区切られているため形成当時の分布域が明白でないが、明らかにダイアピルを形成していたようにみえない。したがって、本地域内では、ダイアピル性メランジエが発達しなかったと思われる。Kimura and Mukai (1991) は、日の谷ユニットが砂岩優勢層のオフスクレーピングした地層で、赤松-谷山ユニットが砂岩・泥岩を主体とし、緑色岩やチャートの異地性ブロックを含むアンダープレートイングしたメランジエであることを示した。本地域は、Kimura and Mukai (1991) の調査地域の東方延長に相当するが、日の谷ユニットと赤松-谷山ユニットの境界の東方延長は、本研究のユニット境界のいずれにも一致しない。ただし、岩相組み合わせと變形構造から、砂岩優勢で弱變形の福井ユニットが日の谷ユニットに対応しよう。大江-小杭ユニットは、チャートと緑色岩を含むこと、變形構造および反射率に基づく考察からアンダープレートイングした地質体であることから赤松-谷山ユニットに相当しそうである。一方、椿ユニットは、緑色岩を含まず變形構造と反射率から堆積性のメランジエと判明したので、赤松-谷山ユニットには対応しそうにない。

ま と め

今回、徳島県阿南市に分布する地質体について、明らかにした結果をまとめると、以下のようになる。

1. 調査地域に分布する白亜系は、岩相の量比、産状、および有機変成度から、福井ユニット、大江-小杭ユニットおよび椿ユニットに区分することができる。

2. 福井ユニットは、砂岩を主体とする coherent ユニットであり、等斜褶曲を伴う。また、北から南へ向かって反射率が上昇している。

3. 大江-小杭ユニットは、泥岩をマトリックスとし、砂岩、酸性凝灰岩等をブロックとする混在岩相を示している。本ユニットは、層理に平行な伸張を受け、続いて小断層、最後に一部に引きずり褶曲を伴う一連の變形作用を被った。また、本ユニットのブロックとマトリックスに含まれる炭質物の反射率がほぼ同じであることから、両者は熱的に差がなく、最大被熱の後に異質なブロックの混入がなかった。よって、このメランジエの成因は、構造的である。

4. 椿ユニットは泥岩をマトリックスとし、砂岩、酸性凝灰岩、砂岩・泥岩互層などをブロックとする産状を示す。また、未固結變形や地滑りを示唆する構造が一部に残されている。さらに有機変成度からみると、いくつかのブロックに含まれる炭質物の反射率が周囲のブロックとマトリックスのそれよりも高いことは、一度高い熱を受けたブロックが斜面崩壊によって表層の堆積物に混入し、弱い熱変成を受けたりサイクル過程を示唆している。したがって、このメランジエの成因は、堆積性である。

5. 福井ユニットは付加体上部に付加し、直ちに短縮作用を被った。大江-小杭ユニットは付加体の下位で伸張作用を受けた後に、付加体下部で剪断作用を被った。椿ユニットは、付加体の斜面崩壊によって混在化し、付加体に取り込まれた。

謝 辞

本論は、筆者が名古屋大学大学院理学研究科在学中に行った研究成果をまとめたものである。本研究を進めるにあたり、名古屋大学の水谷伸治郎名誉教授、足立 守教授ならびに小嶋 智助教授には始終熱心に御指導いただいた。また、同大学惑星地質学講座の大学院生、学生諸氏にはたいへんお世話になった。九州大学の相原安津夫名誉教授および学生諸氏には反射率の測定に関して親切な指導を受けた。現地での宿泊に関しては、YMCA 阿南海洋センターの職員ならびに平尾 均氏にいろいろ便宜を計っていただいた。上記の方々に深く御礼申し上げる次第である。

文 献

- Bostick, N. H., 1973, Time as a factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coaly particles). *Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Septième, Krefeld, August*, 23-28, 1971, *Compte Rendu*, **2**, 183-193.
- Brown, K. and Westbrook, G. K., 1988, Mud diapirism and subcretion in the Barbados Ridge accretionary complex: The role of fluids in accretionary processes. *Tectonics*, **7**, 613-640.
- Byrne, D. E., Davis, D. M. and Sykes, L. R., 1988, Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, **7**, 833-857.
- Byrne, T., 1984, Early deformation in mélange terranes of the Ghost Rocks Formation, Kodiak Islands, Alaska. In Raymond, L. A., ed., *Mélanges: Their Nature, Origin, and Significance*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, no. 198, 21-51.
- Cowan, D. S., 1985, Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of North America. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **96**, 451-462.
- Cowan, D. S., 1990, Kinematic analysis of shear zones in sandstone and mudstone of the Shimanto belt, Shikoku, SW Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **12**, 431-441.
- Cowan, D. S. and Page, B. M., 1975, Recycled Franciscan material in Franciscan mélange, west of Paso Robles, California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **86**, 1089-1095.
- Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F. A., 1983, Mechanics of fold-thrust belts and accretionary wedges. *Jour. Geophys. Res.*, **88**, 1153-1172.
- DiTullio, L. and Byrne, T., 1989, Deformation paths in the shallow levels of an accretionary prism: The Eocene Shimanto belt of southwest Japan. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **102**, 1420-1438.
- Elter, P. and Trevisan, L., 1973, Olistostromes in the tectonic evolution of the northern Apennines. In De Jong, K. A. and Schoiten, R., eds. *Gravity and Tectonics*. John Wiley and Sons, 175-188.
- Fisher, D. and Byrne, T., 1987, Structural evolution of underthrust sediments, Kodiak Islands, Alaska. *Tectonics*, **6**, 775-793.
- Frey, M., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Mullis, J., Kunzi, B., Breitschmid, A., Gruner, U. and Schwizer, B., 1980, Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Eclogae Geol. Helv.*, **73**, 173-203.
- 波田重熙, 1989, 四万十帯白亜系の岩石物性とメランジェの成因。構造地質, no. 34, 145-156.
- Hibbard, J. and Karig, D. E., 1987, Sheath-like folds and progressive fold deformation in Tertiary sedimentary rocks of the Shimanto accretionary complex, Japan. *Jour. Struct. Geol.*, **9**, 845-857.
- 勘米良亀齡, 1977, 地向斜堆積物におけるオリストストロームとその認定。地団研専報, no. 20, 145-159.
- Kimura, G. and Mukai, A., 1991, Underplated units in an accretionary complex: Melange of the Shimanto belt of eastern Shikoku, southwest Japan. *Tectonics*, **10**, 31-50.
- Law, B. E., 1992, Thermal maturity patterns of Cretaceous and Tertiary rocks, San Juan Basin, Colorado and New Mexico. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **104**, 192-207.
- Lundberg, N. and Moore, J. C., 1986, Macroscopic structural features in Deep Sea Drilling Project cores from forearc regions. In Moore, J. C., ed., *Structural fabrics in Deep Sea Drilling Project cores from forearc*. Mem. Geol. Soc. Amer., no. 166, 13-44.
- Mackenzie, J. S., Needham, D. T. and Agar, S. M., 1987, Progressive deformation in an accretionary complex: An example from the Shimanto belt of eastern Kyushu, southwest Japan. *Geology*, **15**, 353-356.
- McIntosh, K., Silver, E. and Shipley, T., 1993, Evidence and mechanisms for forearc extension at the accretionary Costa Rica convergent margin. *Tectonics*, **12**, 1380-1392.
- Moore, J. C., 1989, Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: role of the décollement zone. *Jour. Struct. Geol.*, **11**, 95-106.
- Moore, J. C. and Byrne, T., 1987, Thickening of fault zones: A mechanism of melange formation in accreting sediments. *Geology*, **15**, 1040-1043.
- Moore, J. C., Mascle, A., Taylor, E., Andreieff, P., Alvarez, F., Barnes, R., Beck, C., Behraman, J., Blanc, G., Brown, K., Clark, M., Dolan, J., Fisher, A., Gieskes, J., Hounsflow, M., McClellan, P., Moran, K., Ogawa, Y., Sakai, T., Schoonmaker, J., Vrolijk, P., Wilkens, R. and Williams, C., 1988, Tectonics and hydrogeology of the northern Barbados Ridge: Results from Leg 110 ODP. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **100**, 1578-1593.
- Moore, J. C., Roeske, S., Lundberg, N., Schoonmaker, J., Cowan, D. S., Gonzales, E. and Lucas, S. T., 1986, Scaly fabrics from Deep Sea Drilling Project cores from forearcs. In Moore, J. C., ed., *Structural fabrics in Deep Sea Drilling Project cores from forearc*. Mem. Geol. Soc. Amer., no. 166, 55-73.
- Mori, K. and Taguchi, K., 1988, Examination of the low-grade metamorphism in the Shimanto belt by vitrinite reflectance. *Modern Geol.*, **12**, 325-339.
- Needham, D. T., 1987, Asymmetric extensional structures and their implications for the generation of mélanges. *Geol. Mag.*, **24**, 311-318.
- 小川勇二郎・石丸恒存, 1989, 付加体発達の一側面—デコルマ面の実体と意義—. 月刊地球, no. 11, 716-733.
- Orange, D. L., 1990, Criteria helpful in recognizing shear-zone and diapiric mélanges: Examples from the Hoh accretionary complex, Olympic Peninsula, Washington. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **102**, 935-951.
- Pickering, K. T., Agar, S. M. and Ogawa, Y., 1988, Genesis and deformation of mud injections containing chaotic basalt-limestone-chert associations: Examples from the southwest Japan forearc. *Geology*, **16**, 881-885.
- Platt, J. P., Leggett, J. K. and Alam, S., 1988, Slip vectors and fault mechanics in the Makran accretionary wedge, southwest Pakistan. *Jour. Geophys. Res.*, **93**, 7955-7973.
- Raymond, L. A., 1984, Classification of mélanges. In Raymond, L. A., ed., *Mélanges: Their Nature, Origin, and Significance*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, no. 198, 7-19.
- 酒井治孝, 1988, 岬オリストストローム帯の成因と高千穂変動の再検討。地質雑, **94**, 945-961.
- Sample, J. C. and Moore, J. C., 1987, Structural style and kinematics of an underplated slate belt, Kodiak and adjacent islands, Alaska. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **99**, 7-20.
- Simpson, C. and Schmid, S. M., 1983, An evolution of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **94**, 1281-1288.
- 須鎗和巳, 1984, 四国東部四万十帯の放散虫群集。徳島大教養紀要(自然科学), **17**, 31-58.

- 須鎗和巳, 1986, 四国東部の四万十帯北帯の再検討. 徳島大教養紀要 (自然科学), **19**, 45-54.
- Taira, A., 1985, Sedimentary evolution of Shikoku subduction zone: the Shimanto belt and Nankai trough. In Nasu, N. Kobayasi, K. Uyeda, S. Kushiro, I. and Kagami, H. eds., Formation of Active Ocean Margins. Terra Sci. Pub. Company, Tokyo, 835-851.
- 平 朝彦・岡村 真・甲藤次郎・田代正之・斎藤靖二・小玉一人・橋本光男・千葉とき子・青木隆弘, 1980 a, 高知県四万十帯北帯 (白亜系) におけるメランジエの岩相と時代. 平 朝彦・田代正之編「四万十帯の地質学と古生物学—甲藤次郎教授還暦記念論文集—」, 林野弘済会高知支部, 179-214.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎, 1980 b, 高知県四万十帯の地質とその起源. 平 朝彦・田代正之編「四万十帯の地質学と古生物学—甲藤次郎教授還暦記念論文集—」, 林野弘済会高知支部, 319-389.
- Vrolijk, P., 1987, Tectonically driven fluid flow in the Kodiak accretionary complex, Alaska. *Geology*, **15**, 466-469.
- Vrolijk, P., Myers, G. and Moore, J. C., 1988, Warm fluid migration along tectonic melanges in the Kodiak accretionary complex, Alaska. *Jour. Geophys. Res.*, **93**, 10313-10324.
- Underwood, M. B., ed., 1993, *Thermal evolution of the Tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan: An example of ridge-trench interaction*. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, no. 273.

(要 旨)

柳瀬 晶, 1996, ピトリナイト反射率による四国東部, 白亜系四万十帯メランジエの起源. 地質雑, **102**, 13-24. (Yanase, A., 1996, Vitrinite reflectance and origin of melanges in the Cretaceous Shimanto Belt, eastern Shikoku, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **102**, 13-24.)

四国東部, 白亜系四万十帯に分布する弱変成のメランジエおよび整然相について野外調査および有機変成度の測定を行った. その結果, 本地域は以下の3つのユニットに区分でき, それぞれに異なる成因をもつことが明らかとなった.

福井ユニットは, 砂岩優勢の整然相を示し, 等斜褶曲が発達している. 大江-小杭ユニットは, 混在岩相を示し, 強度の変形作用を被っている. また, 有機変成度から, ブロックとマトリックスの被熱に差がなく, 熱的に異質なブロックの混入がなかったことが判明した. 椿ユニットは, 混在岩相を示し, 海底地滑りによる混在化を受け, いくつかの熱的に異質なブロックを含んでいる. 福井ユニットは付加体上部に付加した地質体, 大江-小杭ユニットは付加体下部で剪断作用を受けた構造的メランジエ, 椿ユニットはリサイクル物質を含む堆積性メランジエと考えられる.