岬オリストストローム帯の成因と高千穂変動の再検討

酒 井 治 孝*

Origin of the Misaki Olistostrome Belt and re-examination of the Takachiho Orogeny

Harutaka SAKAI*

Abstract This paper sums up geological characteristics of the Misaki Olistostrome Belt, and presents a possible model to explain the processes and causes of the catastrophic huge submarine slide and the subsequent early Middle Miocene Takachiho Orogeny.

The huge submarine land collapsing and sliding occurred in the frontal area of the Southwest Japan Arc extending 800 km in E-W directions during 21~17 Ma. Thick sequences of submarine fans (more than 3500 m thick) and shelf to nearshore sediments (more than 1000 m thick), which were deposited in and around a strike-slip plate boundary between the opening Shikoku Basin and Southwest Japan Arc during the Oligocene to early Early Miocene, collapsed by gravitational force. The gravitational instability of the basins is inferred to be triggered by a strong drag of hanging plate corresponding to initiation of Chile-type subduction of the Shikoku Basin. The olistostromes in the Kadogawa, Ashizuri and Muroto areas deposited in an embryonic trench were strongly sheared to be *mélange*, and accreted to form a landward slope of the trench by about 16~14 Ma. On the other hand, the olistostromes in the Nichinan and southwestern Kii areas did not reach the trench and have never undergone the strong tectonic shearing. Tholeiitic gabbro and pillow basalt intruded into the olistostrome in the forearc basin of the Shiono-misaki area and the fairly deformed olistostrome in and around the trench of the Muroto-misaki area. They are interpreted to be products of off-ridge volcanism on the subducting Shikoku Basin.

Continual supply of huge volume of olistostrome into the trench and following rapid growth of accretionary prism induced rapid uplift of the landward slope of the trench. The former corresponds to the first stage of the Takachiho Orogeny and the latter gave rise to the second stage of the orogeny. The accreted and tilted olistostrome and its redeformed *mélange* were uplifted to have become a basement of forearc basin by at least 14 Ma.

序 論

本論文の主題は四万十帯南帯南縁部に東西 800 km に亘って分布する岬オリストストローム帯(勘米良, 1977; 酒井, 1988a)の成因を解明し, 高千穂変動の名で知られる前~中期中新世の地殻変動を, プレートテクトニクスの観点から再検討することにある。岬オリストストローム帯を構成する海底地滑り堆積物は, 従来, “四万十地

向斜”の最末期に, 後背地が著しく隆起—上昇帯となり崩壊した結果形成されたものとみなされてきた(杉山, 1980; 杉山・下川, 1981; 久富ほか 1980)。この崩壊堆積物を含む, 四万十帯の古第三紀~前期中新世の地層は, 中~後期中新世の地層で傾斜不整合に覆われている。この不整合で表わされた地殻変動は高千穂変動と呼ばれてきた(黒田・松本, 1942; 首藤, 1963)。この変動の後期には西南日本外帯の各地に 14 Ma を中心とした酸性火成活動があり, (ŌBA, 1977; 柴田, 1978), また室戸岬や潮ノ岬には 15~14 Ma 前にソレイライト系列の塩基性火成活動があった(YAJIMA, 1972b; MIYAKE,

1988年3月18日受付, 1988年10月25日受理。

* 東京大学地震研究所, 東京都文京区弥生 1-1-1, Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Tokyo, 113 Japan

1985).

この前期～中期中新世の間に起こった一連の地殻変動の成因については、定常的なプレート沈み込みによる四万十帯の付加体形成モデル (勘米良・坂井, 1975; 平ほか, 1979) では十分に説明できていない. 平ほか (1979) は四万十帯を含む白亜紀以降の西南日本外帯の地体構造・配列・地史を, 上田・金森 (1978) の沈み込み境界域でのプレート相互作用モデルを適用することで説明している. その中で, 沈み込み開始時には大規模オリストストロームの生成, 付加プリズムの生成などが期待されることを指摘している. しかし, 岬オリストストローム帯の存在と成因については何ら触れておらず, 中新世の四万十帯は, 全体の隆起が卓越した横ずれプレート境界の時期とみなしている. つまり沈み込み境界が横ずれ境界に変化したために上盤プレートのひき込まれがなくなり, 全体が隆起した結果, 四国南西端, 足摺岬近傍に分布する三崎層群のような上方粗粒化サイクルを示す厚い浅海堆積物が形成されたと説明している. 一方, 坂井 (1983) は平ほか (1979) と同様に, 沈み込み境界が横ずれ境界になったため上盤プレートの引き込まれがなくなり, 隆起したことを想定しているが, その結果島弧斜面が重力不安定になり, 大規模な斜面崩壊が起こり, 岬オリストストローム帯が形成されたと考えている. しかし四国海盆は 30 Ma から 17 Ma 前にかけて東西に拡大し, 17 Ma 頃に沈み込みを開始している (KLEIN & KOBAYASHI, 1980). 従って, 前期中新世前期に四万十帯は横ずれ境界域から沈み込み境界域に変わり, 前期中新世後期から中期中新世にかけては, 沈み込み開始により強圧縮場になっていたはずである. 坂井 (1985) は “四万十帯外縁オリストストローム形成の引き金が, この時期, プレート境界が非沈み込み縁辺地域から沈み込み縁辺地域へと移行する際の斜面の増勾配化と不安定化に求められる” と坂井 (1983) とは異なる見解を述べている.

一方, 世界の他の造山帯の研究ではオリストストロームの成因として, 造山期に造山帯中軸部に花崗岩が貫入し, それまでの堆積盆地が隆起・上昇した結果, 表層部が重力不安定になり崩壊・滑動したという伝統的図式がしばしば展開されている (例えば DEWEY & BIRD, 1970; SHOLTEN, 1973). 岬オリストストローム帯の場合, 後述するようにその形成時期は 21~17 Ma 前であって, 14 Ma を中心とする西南日本外帯の酸性火成活動に先行している. 更に酸性岩類自体の分布は限られており, 各岩体の面積も狭く, 前弧地域を東西 800 km に亘って崩壊させた原因をこの酸性火成活動に伴う隆起に求めることは困難である.

従来の岬オリストストローム帯の研究は, 各地域ごとのオリストストロームの産状, 分布, 構造, 構成岩石についての記述が多く, オリストストローム帯の全体像は必ずしも明確になっていない. そこで本論文ではまず, 岬オリストストローム帯の各地域ごとにその特徴を整理し, それに基づき何時, 何が, 何処から何処へ, どのように崩壊・再堆積し, どのような後生構造変形を受けたのかについて総括した. 次に陸上に残された岬オリストストローム帯形成と高千穂変動の記録とフィリピン海プレートの対応関係, 殊にその北半の四国海盆のテクトニクスとの対応関係を比較検討し, その成因を考察した.

その結果, 岬オリストストローム帯の成因は, フィリピン海プレートが沈み込みを開始した際に, 上盤プレートが下方にひきずられ, 前弧域を構成していた古第三系の付加体とその上に厚く堆積していた地層が, 海側に傾動・沈降する運動が蓄積された結果, 重力不安定になり崩壊, 再堆積したものであろうという結論を得た. 更に, 新生海溝を充填したオリストストロームは剪断変形を被り, 付加され急速に隆起したという結論を得た.

岬オリストストローム帯の地域ごとの特徴

岬オリストストローム帯を6つの地域, 1. 日南, 2. 門川, 3. 足摺, 4. 室戸, 5. 紀伊, 6. 大井川地域に分け (Fig. 1), 各地域ごとの特徴を以下に整理・記述する.

1. 日南地域 (Fig. 2)

日南オリストストローム複合体は, 元々の堆積盆地を異にした3種類の地層群から構成されている. 即ち, 浅海相の砂州-ラグーンおよび陸棚堆積物から成る都井層群 (Plate I-1), 深海扇状地堆積物から構成される本城層群およびそれらの基盤を成していたと推定される始新世～漸新世前期の付加体が崩壊, 再堆積した海底地滑り複合体である (NISHI, 1985; 草場, 1986MS; 坂井ほか, 1987; 酒井, 1988a, b). 芦屋型軟体動物化石を産する都井層群の上限の時代は, 約 28 Ma 前であり (酒井, 1988a), 一方, 本城層群の上限の時代は約 23 Ma 前である (NISHI, 1985). Blow (1969) の Zone P. 21 (約 31.5 Ma) から N. 4 下部 (24~23 Ma) までの連続層序が立てられた南郷オリストリスでは, 過褶曲した向斜軸部に分布している最上部の約 120 m の泥岩は有孔虫化石を産しないが, 下位の地層との相対的な厚さから判断して, 恐らく上限は N4 上部 (23~22 Ma) に達するものと推定される. 一方, 日南オリストストローム複合体の下限の時代は, 猪崎の西で確認された始新世中期である (坂井ほか, 1987).

Fig. 1. Index map of the Misaki Olistostrome Belt and the Middle Miocene igneous rocks in the Outer Zone of Southwest Japan. General geographic features and DSDP drilling sites of the Shikoku Basin, after KLEIN & KOBAYASHI (1980).

日南山地北東部ではオリストストローム複合体は傾斜不整合で宮崎層群に覆われている。宮崎層群下部の郷ノ原泥岩層の時代は *Globorotalia menardii* Zone の下半部 *G. mayeri* Subzone を代表している(首藤, 1963)ので, Blow(1969)の Zone N15 付近, 約 10.5 Ma 前である。従って, オリストストローム形成の時期は 22~10.5 Ma 前の間であろう。

オリストストロームの滑動方向は, 北西→南東ないし北北西→南南東と推定されている(坂井ほか, 1987; 酒井, 1988b)。また現在までのところ, 秩父帯や四万十帯北帯の白亜系に特徴的な岩相のオリストリスや微化石は発見されていないので, オリストストロームの供給源は四万十帯南帯上に在ったものと推定される。

日南オリストストローム複合体は全体としては強い後生剪断変形を被っていない。その北西縁は始新世中期~漸新世前期の日向層群とスラストで接していると考えられているが(坂井ほか, 1987), そのスラストの詳細は判っていない。

2. 門川地域 (Fig. 3)

延岡の南約 8 km の遠見山半島には, 芦屋型軟体動物化石を産する門川累層が, 幅約 500 m, 延長 4.5 km で狭長に分布している (HASHIMOTO, 1961; 橋本・宮久, 1959 では門川層群と呼んでいる)。門川累層はその北側に分布する日向層群とは断層で接し, 上位の庵川礫岩層および尾鈴山酸性岩類とは不整合関係にあるとされてきた。ところが筆者の概査ならびに柳田 (1981MS) により, 北側の日向層群も実はオリストストロームであり, 門川累層を含む遠見山半島の碎屑岩層はすべて巨大な海底地滑り体であることが判明した。橋本・宮久 (1959) が示した日向層群の柱状図や小スケールの地質図, 露頭図には大小さまざまなオリストリスと考えられる碎屑岩のレンズ状岩体が描かれており, 通常の層序が樹てられる地層でないことは明らかである。柳田 (1981MS) は日向層群中から Blow (1969) の Zone P. 19~20 の浮遊性有孔虫化石を抽出しており, 門川累層と遠見山半島の日向層群とは同時代のブロックを含んだオリストストロー

Fig. 2. Geological outline map of the Nichinan mountains, South Kyushu. Modified from SAKAI T. *et al.* (1987) and SAKAI H. (1988a).

Fig. 3. Geological outline map of the Kadogawa area, Middle Kyushu. Modified from HASHIMOTO & MIYAHISA (1959), NAKATA (1978) and YANAGIDA (1981MS).

ムとみなされる。

門川オリストストロームは、四万十帯北帯から供給されたと考えられる巨礫を含む厚さ 100~300 m の庵川礫岩層によって、傾斜不整合に覆われている(橋本・宮久, 1959)。この礫岩層を貫いて溶結凝灰岩より成る尾鈴山酸性岩類が噴出しており、その基底部には数 m~20 m の庵川礫岩や四万十累層群の岩塊が多数捕獲されている(中田, 1978)。尾鈴山酸性岩の内、溶結凝灰岩 W. T. 2 の K-Ar 年代は 15 ± 2 Ma, 花崗斑岩の年代は 13 ± 2 Ma と求められている(SHIBATA & NOZAWA, 1967)。庵川礫岩と酸性岩噴出は時間的にあまり隔っていなかったと思われるので(橋本・宮久, 1959), 庵川礫岩が堆積したのは前期中新世末期から中期中新世前期と考えられる。

門川オリストストロームの北半部は後生剪断変形を被り、北西に $50^\circ \sim 80^\circ$ 傾斜した鱗片状の劈開を生じたり、砂岩はテクトニックレンズ化したりしている。これらのフォリエーションは庵川礫岩層中には見られないので(橋本・宮久, 1959, fig. 5-1), オリストストロームが堆積してから庵川礫岩が堆積を始める間に強い剪断変形を受けたことは間違いない。オリストストロームの上限の時代と庵川礫岩の下限の時代は、酸性岩類の熱の影響もあって微化石抽出が困難であり、特定することがで

Fig. 4. Geological outline map of the Ashizuri-misaki and its adjacent areas, southwestern Shikoku. Modified from KIMURA (1985) and MATSUI (1980).

きていない。

3. 足摺地域 (Fig. 4)

四万十川河口から足摺岬を経て竜串に至る四国西南端地域には広くオリストストロームが分布している。平ほか(1980)は同地域の四万十累層群を北から南へ、田ノ口層、弘見複合層、来栖野層、清水層に分け、各々は断層または推定断層で接しており、すべてを始新統とみなした。平ほか(1980)および筆者の概査によるとこれらの地層の多くはブロック状の砂岩、泥岩と枕状溶岩が混在したオリストストロームであり、一部強く剪断されメランジュ化している。

木村(1985)はこの地層群の中で最も南の足摺岬近傍に分布する清水層から、Blow(1969)の Zone P. 20~21 の浮遊性有孔虫や *Acila* や *Chlamys* およびカキなど浅海~汽水棲の貝化石の産出も報告している (Fig. 4)。更に松尾(1980)は清水層中の数地点から漸新世から中新世中期に至る時代の植物化石の産出を報告、記載している。一方、MATSUMARU(1980)は清水層中の安山岩角礫と密集して産する始新世中期の大型有孔虫 *Asterocyclina* を記載している (Fig. 4)。木村(1985)によると安山岩質火山碎屑岩類のブロックの内最大のものは $70 \times 50 \times 35$ m に達する。清水層の岩相、化石の時代、産状を総合して木村(1985)は、清水層は陸棚一上部島弧斜面一前弧

海盆の堆積物が四万十帯内のより古期岩層の岩塊とともに海底地滑りにより再堆積した地層であると結論している。ただし、中期始新世の安山岩質火砕岩類の起源を特定することは難しい。

清水層は陸棚沖合泥底から砂州に至る浅海に堆積した三崎層群によって不整合に覆われている (甲藤・平, 1978; 木村, 1985)。三崎層群の基底から 10 数 m 上位の層準からは、Blow(1969)の Zone N. 6~N. 8 下部の (19~15.2 Ma) の浮遊性有孔虫を産出しているので、その時代は前期中新世後期である (木村, 1985)。一方、清水層は 13 ± 2 Ma の足摺花崗岩 (野沢, 1968) によって貫入されている。従って、清水層がオリストストロームとして再堆積したのは、漸新世後期から前期中新世後期の間 (27 Ma から 19~15.2 Ma の間) である。

清水層は剪断され、泥質岩には劈開が発達し、小スラストが多数走りメランジュ化している。また砂岩レンズの長軸も劈開と同一方向に定向配列している。この劈開と砂岩レンズの作るフォリエーションの面は北西に $60^\circ \sim 80^\circ$ 傾斜している。このフォリエーションは大きなオリストリスの平面上での伸びの方向と一致している。このような強い劈開はその上位の三崎層には発達していない。従って、清水層は再堆積後、三崎層堆積開始までの短期間に強く剪断され、北西に $60^\circ \sim 80^\circ$ 傾動したこと

を示している。

筆者の概査によると、足摺岬付け根の以布利から窪津の海岸には、四万十帯起源の砂岩を主体とした、長径最大 60 cm の水磨された巨礫を含む礫岩層が露出している。この礫岩層は下位の地層を削り込んで堆積していることから、異地性のブロックではないようである（平ほか、1980）。清水層との構造、時代についての関係が十分に判っていないので、この礫岩層の起源について確実なことは言えないが、門川地域の庵川礫岩層と同様に、オリストストロームの上に不整合に堆積した礫岩が、後生構造変形によって清水層中に挟み込まれた可能性もある。

清水層およびその上位の三崎層の北縁は三崎断層によって来栖野層（甲藤・三井、1976 の定義による）と境されている。

四国南西部地域で特筆すべきことは、清水層分布域の北 25 km に東西に狭長に分布する中筋地溝帯中の平田層の存在である（Fig. 4）。平田層は浅海堆積相を示す始新統～漸新統であり、*Venericardia subnipponica* や *Phaxus* aff. *izumoensis* など 芦屋型化石動物群を思わせる貝化石が報告されている（甲藤、1952）。平田層は、強く剪断されたオリストストロームから成る白亜系の有岡層を不整合に被覆しており、岬オリストストローム帯を構成する浅海相オリストリスが元々堆積した堆積盆地のレフトである可能性が高い。

4. 室戸地域（Fig. 5）

室戸半島南端部の南北約 10 km の地域はオリストストロームとそれが強く剪断されたメランジュ（Plate I-4, 5, 6）から構成されている（酒井、1981）。この室戸岬オリストストローム—メランジュ複合体は、日南山地と同様に、漸新世～前期中新世の浅海相堆積物と深海扇状地堆積物のオリストリスと始新世の付加体由来によると思われる緑色頁岩、スレート、枕状溶岩のオリストリスから構成されている。浅海相オリストリスからは 10 ヶ所以上の地点から貝化石が報告されており、北西九州炭田第三系の西彼杵期から佐世保期の種を含む（酒井、1981）。また菜生からは大型海棲哺乳動物の部分骨（酒井・長谷川、1980）やフジツボ破片が密集したストーム層（SAKAI, 1987b）が発見されている。室戸岬南端から 1.5 km 北の坂本の泥岩からは BLOW (1969) の Zone N4 (Aquitania 階) の浮遊性有孔虫化石が報告されており、最も若い年代を示す（Fig. 5; SAITO, 1980）。また前述の菜生のフジツボ化石層を挟む陸棚泥岩層や四十寺山層最下部の泥岩からは中新世前期の放散虫、津呂や六ヶ谷の灰緑色頁岩レンズからは中期～後期始新世の放散虫化石

の産出が報告されている（Fig. 5; 石川、1982）。

平ほか（1979, 1980）はこの地域の“室戸層”の基本構造は前弧海盆から海溝内側斜面にかけての海溝堆積物のメランジュとベンチ上の砂泥互層の繰返しで説明できる可能性を指摘している。もしこの仮説が正しければ、メランジュユニットと砂泥互層ユニットの時代が異なることが期待されるが、メランジュユニットと砂泥互層ユニット中の珪質岩層の双方から漸新世～中新世前期の微化石を産出するので、この仮説には問題がある。筆者は砂泥互層ユニットの分布、構造およびメランジュユニットとの境界部の構造から判断して、砂泥互層ユニットもオリストリスと考えている（酒井、1981）。また四十寺山層についても TAIRA (1985) は、足摺地域の三崎層同様、横ずれ境界域で“室戸層”の上に形成された地層とみなしているが、その分布、構造は三崎層のそれらとは大きく異なっており、浅海相オリストリスの集積体の可能性が大きい（酒井、1981）。いずれにせよ、これらの問題解決のためには、平ほか（1979）が指摘したように、各ユニットごとの精密な時代決定が急務である。

室戸岬オリストストローム—メランジュ複合体にはソレイト質 ハンレイ岩や玄武岩質枕状溶岩、および同質の火成角礫岩が貫入したり噴出している（YAJIMA, 1972a, b; 酒井、1981）。室戸岬ハンレイ岩体に伴われる文象斑岩の Rb-Sr 年齢は 14.4 ± 0.4 Ma であり、この値はハンレイ岩の年齢とほとんど変わらないと考えられる（浜本・酒井、1987）。YAJIMA (1972b) によると、室戸岬ハンレイ岩体はほぼ水平にシルとして進入し、重力分別作用によって分化した複合岩体である。またシルが進入した時には周囲の地層の一部は十分水を含んでいたと考えられている（YAJIMA, 1972a; 三宅、1983）。このシルは現在、北西に約 70° 傾斜している。傾斜方向はオリストリスの一般傾斜やフォリエーションの傾斜方向・角度ともほぼ一致している。従って、オリストストロームの堆積面とほぼ平行に、水平に進入したハンレイ岩体は、周囲の碎屑岩層とともに北西に約 70° 傾動したことを示している（浜本・酒井、1987）。

室戸岬オリストストローム—メランジュ複合体の北縁は、北西に傾斜したスラストによって、玄武岩質枕状溶岩と半遠洋性粘土質スレートから構成された始新世の付加体、佐喜浜層と接している（Fig. 5; 酒井、1978MS; SAKAI, 1987a）。

5. 紀伊半島南西部地域

紀伊半島南西部の松根—平井断層以南に分布する牟婁層群は積算層厚 6000～7500 m で、主に砂岩と泥岩の有律互層から成り、その上部には「サラン首層」と呼ばれ

Fig. 5. Geological map of the Muroto-misaki area, southeastern Shikoku. Modified from SAKAI (1978, 1981, 1987a).

る海底地滑り層を挟在する (Plate I -2, 3; 立石ほか, 1979; 久富ほか, 1980). 「サラシ首層」を除く牟婁層群は一連整合の地層から成り, 通常の褶曲・断層運動で複雑な構造を呈していると考えられてきた. ところが南西海岸地域の牟婁層群には普遍的にスランプ構造が発達しており (紀伊四万十団研グループ, 1969, 1970, 1973, 1976), 滑動の過程で形成されたとみなされる扇状やマッシュルーム状の褶曲が見られ, 勘米良 (1977) が指摘するようにこの地域の牟婁層群全体がオリストストロームである可能性が大きい. 従来の層序と構造についての見解は再検討の必要がある. また牟婁層群の供給源として, 南方に在ったという黒潮古陸が想定されているが, その根拠の一つとなった古流向は再堆積したオリストリスから求められたものであり意味を持たない. 山下 (1973) が指摘しているように, 牟婁層群中の円礫には領家帯, 三波川帯の花崗岩, 変成岩や濃飛流紋岩が含まれており, 碎屑物は北～北西から南～南東へ供給されたとみなすのが妥当であろう. 久富ほか (1980) はサラシ首層中の角礫の長軸の方向をもとに, 南～南東からの運搬を推定しているが, その方向は集中しておらず (久富ほか, 1980, Fig.-15), 南から運搬されたとはい判断できない.

南部海岸や古座川・日置川上流域に分布する牟婁層群中の含礫泥岩や成層泥岩からは幌内貝類群に属する貝化石が多数発見されている. その貝化石群は漸新世後期から中新世前期の西彼杵期～佐世保期に対比されている (水野, 1973). 一方, 牟婁層群を傾斜不整合に覆う熊野層群の基底から約 200 m 上位の層準から産出した浮遊性有孔虫化石は Blow (1969) の Zone N8 上部に相当する (池辺ほか, 1975). 従って, 牟婁層群がオリストストロームとして再堆積したのは前期中新世後期である.

田の崎の牟婁層群と熊野層群との傾斜不整合の露頭から田子を経て和深に至る海食台上の露頭に関する限り, オリストストロームは再堆積後の著しい剪断変形を被っていない (久富ほか, 1980; 筆者の概査に拠る).

紀伊半島中央部の秩父帯南縁 (三宝山帯) および四万十帯北帯 (日高川帯) の三疊系一白亜系を覆って, *Cyclamina pacifica*, *C. tani* を含む, 漸新統とみなされる中奥層が傾斜不整合で覆っている. 分布はごく狭く, 厚さ 50～60 m に過ぎないが, 礫岩・砂岩を主体とする (志井田, 1962). この地層は紀伊南部の浅海起源のオリストストロームを供給した地層の残存層の可能性がある.

6. 大井川地域 (Fig. 6)

岬オリストストローム帯の東方延長は, 本州中部, 大井川地域にまで延びている. 藤枝東方から島田に至る東西幅 5 km, 南北 10 km の丘陵地帯には異地性角礫岩塊

Fig. 6. Geological outline map of the Ooigawa area in central Japan. Modified from SUGIYAMA (1980).

を含む海底地滑り堆積物を主体とする大井川層群が分布している (杉山, 1980). 大井川地域の第三系の層序や構造についてはさまざまな見解があり, 地層名とその定義や用法, 分布, 対比は研究者ごとに異なり混乱している (渡部, 1988). 本稿では層序, 地層名については海底地滑り堆積物に関して詳しく記載している杉山 (1980), 杉山ほか (1982) に従う.

大井川層群には, その北側に分布する瀬戸川層群に由来する数 mm から 500 m 以上の大きさの玄武岩, チャート, 石灰岩などのオリストリスが含まれている. 藤枝市瀬戸付近からは *Globigerina ampliapertura* が報告されており (斎藤, 1960), 大井川層群の時代は前期漸新世から前期中新世前期とみなされていた (杉山, 1980). しかし, この化石も瀬戸川層群に起源を有する異地性岩塊から発見された可能性がある (杉山ほか, 1982). 従って, 本層群の時代は少なくとも三笠層群 (N6-N8) より古く, 瀬戸川層群 (暁新世?—前期中新世前期) よりも若く, 前期中新世の中期と推定されている (杉山ほか, 1982).

大井川層群の東縁は断層で前期中新世後期から中期中新世前期の高草山層群と接している (Fig. 6). 一方, 大井川層群の北縁は北西に傾斜したスラストによって瀬戸川層群と画されており, 一部では瀬戸川層群が大井川層群上にオーバースラストしている (杉山, 1980).

大井川層群の堆積場と供給源を考える上で特筆すべきは, 瀬戸川層群と三倉層群との境界に沿って分布する上部漸新統ないし下部中新統の相賀累層の存在である (Fig. 6). 相賀累層からは後期漸新世から前期中新世と

考えられてきた浅貝一幌内型の浅海棲の貝化石が産する (MATSUMOTO, 1964). 相賀累層は南北両端を断層で挟まれ, 幅 200 m, 延長 6 km に亘って狭長に分布し, その北東端では瀬戸川層群を傾斜不整合に覆っている (MATSUMOTO, 1966). 大井川層群からは他の岬オリストストローム帯地域のように浅海棲の貝化石を産するオリストリスは報告されていないが, 浅海相のバイオスバライト石灰岩や瀬戸川層群の砂岩起源の水磨された巨礫層の海底地滑り堆積物を含む (杉山, 1980). これらの浅海相オリストリスの供給源として相賀累層は注目に値する.

渡部 (1988) は大井川南西岸の三倉層群と三笠層群の境界地域から, 相賀累層と同様な浅海棲の貝化石を発見し, 浅貝一幌内動物群と同時代とみなされている芦屋層群に対比した. 芦屋層群の浮遊性有孔虫化石は BLOW (1969) の分帯の Zone P21 下部に対比され, 前期漸新世の後期を示す (TSUCHI *et al.*, 1987). 従って, 相賀層と西南西に分布するその相当層 (Iijima *et al.*, 1981 の定義による上相賀層) から産出した貝化石の時代は前期漸新世の後期とみなすのが妥当であろう. 一方, 上相賀層から産出した放散虫化石群の時代は前期中新世を示し (渡部, 1988), 貝化石群の時代とは一致しない. これは海底地滑りを初めとする何らかの構造的原因で, 両時代の地層が混在していることを意味するのであろう.

7. 総括 (Fig. 7 参照)

以上 6 地域の資料を総括すると, 岬オリストストローム帯の特徴は以下のように整理される.

a. 何時発生したのか.

現在までに得られたオリストリスの上限の時代は日南, 室戸地域で確認されている前期中新世前期, Aquitanian 期である (Fig. 7). Blow (1969) の Zone N4 に相当する. 一方, 足摺地域の三崎層および紀伊半島の熊野層群の基底の時代は Burdigalian 後期から Langhian 期, N6~N8 である (Fig. 7). 従って, 岬オリストストローム帯を形成した大崩壊は, N5 から N6 の時代, ほぼ 22~17 Ma の間に発生したと推定される.

b. 何が崩壊・滑動したのか.

岬オリストストローム帯を構成するオリストリスには, 仏像線以北の秩父帯や三波川帯の古生界・中生界に由来するものは含まれていない. ただし仏像線以北の地質体の円礫は含まれている. オリストリスの主体は, 漸新世~前期中新世初頭にわたり, 秩父帯南縁部から四十帯北帯の上に存在した海浜-陸棚堆積体, および恐らく四十帯南帯北部に存在した上部大陸斜面-海段上の深海扇状地堆積体に帰せられる (Fig. 8). また四十帯南帯北部の基盤をなした始新世-前期漸新世の付加体の

Fig. 7. Time-range of formations in each area and sequence of tectonic, sedimentary and magmatic events in the southern margin of the Shimanto Terrane and Shikoku Basin. Each unconformity has uncertainty within one to two millions in age. Cenozoic time scale is taken from BERGGREN *et al.* (1985). See text on the data sources.

一部も含まれる (Fig. 8-1). 前者の大部分はオリストストロームとして崩落し, それらの原堆積地にはごくわずかしが残存していないが, 足摺北方の平田層, 大井川地域の相賀累層, 紀伊半島中央部の中奥層はその残存物とみなされる.

c. 何処へ再堆積したのか.

足摺, 室戸地域のオリストストロームは強い後生剪断

変形を被り、一部メランジュとなっていることから、新生海溝に堆積したものと推定される。一方、日南、紀伊南部地域のそれは後生剪断変形をほとんど受けておらず、全体の構造も緩やかである。小さらし首層のように極浅海に堆積したものもある。従って、この地域は新生前弧海盆ないし海溝陸側斜面上部に再堆積したものと考えられる。

d. どのように崩壊したのか？

浅海および深海扇状地堆積物のオリストリスには崩壊前に強く造構変形を受けた形跡がない。都井や室戸地域では崩壊に先立って自重に起因する共役断層・断裂に沿ってブロック化が進んでいる (SAKAI, 1987b; 酒井, 1988b)。門川、紀伊地域の小縮尺の露頭図 (例えば、橋本・宮久, 1959; 紀州四万十団研, 1976) にも同様な正断層系が多数認められる。従って、ナップの前縁や下底近くで、強い横圧縮力を受けて崩壊したものとは考えられない。酒井 (1988b) で述べたように堆積盆地全体が太平洋側に傾動し、重力不安定になり、側下方に引っ張られた結果、崩壊したと考えられる。

e. 再堆積後の構造変形、隆起、火成活動

門川、足摺、室戸地域では再堆積後、一部は多かれ少なかれ剪断変形構造をもったメランジュとなり、北西に $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 傾斜している。このメランジュを不整合に覆う庵川礫岩、三崎層群や清水層上に堆積したような以布利～窪津の礫岩層が存在することは、オリストストロームはその形成後まもなく剪断され、北西に傾動・隆起し浅海堆積環境になったことを物語っている。

室戸岬ではオリストストローム中に、ソレイアイト質ハンレイ岩、玄武岩が貫入、噴出した後間もなく北西に大きく傾動した。

岬オリストストローム帯と高千穂変動の成因

岬オリストストローム帯および高千穂変動の成因モデルは、少なくとも次の3つの条件を説明できるものでなくてはならない。

① 22~17 Ma の間に島弧 (陸弧) 前縁の大陸棚から深海に亘る地域が、延長 800 km 以上に亘って大きく傾動し、斜面崩壊を起こした。

② 崩壊・再堆積したオリストストロームが、遅くとも 14 Ma を中心とした外帯酸性火成活動の前までに強く剪断され、一部メランジュとなり付加され、北西に傾動したこと。

③ オリストストロームおよびそのメランジュは三崎・熊野層群の堆積時には、陸棚～海浜の浅海環境まで隆起したこと。

更に室戸岬および潮ノ岬に貫入・噴出したソレイアイト質ハンレイ岩および枕状溶岩の形成場をも説明できねばならない。

以下にその成因を議論し、上述の条件を満足すモデル (作業仮説) を提示する。なお、フィリピン海プレートの生成発展についてはいくつかの見解があるが、ここでは太平洋、ユーラシア、フィリピン海の各プレートの三重点は固定していたという見解 (MATSUDA, 1978; BEN-AVRAHAM & UYEDA, 1983) を前提に話を進める。

1. 岬オリストストローム帯形成モデル

岬オリストストローム帯が形成された 22~17 Ma 前頃、フィリピン海プレート北半の四国海盆の拡大は終息し、西南日本弧の下に沈み込みを開始している (KLEIN & KOBAYASHI, 1980)。つまりフィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界は横ずれ境界 (拡大軸より西では右横ずれ、東では左横ずれ) から沈み込み境界へと変わっている (Fig. 7)。このプレート境界の造構様式の変換期は岬オリストストローム帯形成時期とほぼ重なっており、沈み込みの開始が島弧前縁の堆積盆地の大崩壊の引き金となったことが推察される。沈み込みを開始したばかりの四国海盆は 30~17 Ma 前に開いた直後であり、21~17 Ma にかけては拡大しながら沈み込んでいた可能性もある (小林, 1979)。従って、温かく軽いプレートが沈み込んでおり、沈み込み角度は浅く、チリ型の沈み込み (上田・金森, 1978) をしていたことが考えられる。チリ型プレート境界では上盤側と下盤側のプレートの結合力が強く、両者は強くカップリングしている。沈み込み開始時には、陸側プレート前縁は海側に強く引き込まれ、下方にたわむはずである。現在でもフィリピン海プレートが西南日本弧の下に沈み込むことにより、その前弧域は下方にたわみ、蓄積した歪みを周期的に発生する巨大地震で解放している。現在より両プレートが強くカップリングしていたならば前弧地域は、地震前に下方に大きく引きずり込まれたことが予想される。ただ地殻の歪みは1万分の1から10万分の1蓄積されれば、地震が発生し解放されてしまうことが知られており (坪井, 1967)、前弧地域の勾配を増化させ、表層堆積物を重力不安定にさせ崩壊させることは困難である。このプロセスを筆者は次のように考える。

現在の西南日本外帯外縁地帯は、フィリピン海プレートの沈み込みによって蓄積された歪みを、沖合で周期的に発生する巨大地震で解消している。巨大地震と次の巨大地震の間、平均 110 年間に外縁地帯は沈降し、地震直後には隆起している (吉川ほか, 1964; 米倉・安藤, 1973)。その隆起量が沈降量を上回っているため、その

差が蓄積され、室戸岬では最近 12 万年間に 180 m 隆起している(吉川ほか, 1964)。ところが、沈み込みのごく初期には、上盤プレートと下盤プレート間の動摩擦力が大きいために、歪みが完全に解放されずに残ることが予想される。残った歪みは次の地震が起こるまでに塑性歪みとなり、その状態で次の弾性歪みの蓄積が始まる。その結果、地震間の沈降量が地震後の隆起量を上回り、その差が蓄積されて前弧域の堆積体は海側に傾き、重力不安定になり、自重によって崩壊・滑動を始めたと考えられる。

プレートの沈み込み開始期のテクトニクスと堆積作用は、プレートが定常的に沈み込んでいる時のそれに比べ、まだよく判っていない。このモデルも試案であり、今後の検討が必要である。

一方、フィリピン海プレートが沈み込みを開始する以前の西南日本弧前縁は横ずれ境界域にあり、そこには島弧(陸弧)から供給された堆積物から成る深海扇状地列が形成されていたことが想定される(Fig. 8-2)。殊に四国海盆が拡大していた 30~17 Ma の間には付加体は形成されなかったはずである。一般に世界の多くの横ずれ境界域には厚い深海扇状地堆積体が形成されている(例えば、アルパイン断層南端: NORRIS & CARTER, 1980, カリフォルニア地域: HOWELL *et al.*, 1980, ベンガルファン、インダスファン等)。また深海扇状地堆積体は海底峡谷を経て陸棚-海浜域の堆積盆地と繋がっている。

このことを裏付けるように、岬オリストストローム帯の大部分を構成する地層は 34~23 Ma の深海扇状地堆積物と陸棚-海浜堆積物である。後期漸新世から中新世初頭の付加体に帰せられるような、半遠洋性粘土質プレート、枕状溶岩や著しく剪断されたメランジュのオリストリスは現在まで報告されていない。一方、中~後期始新世の有孔虫や放射虫化石を含んだ半遠洋性粘土岩質プレートや枕状溶岩のオリストリスが散点的に報告されていることは、陸棚、深海扇状地および大陸斜面の基盤となっていた始新世~前期漸新世の付加体も崩壊したことを示唆している。

日南山地の巨大オリストリスの層序学的検討に基づけば、深海扇状地堆積層である本城層群の元々の厚さは 3700 m 以上である(NISHI, 1985; 坂井ほか, 1987; 草場, 1986MS)。ただし、この厚さは約 34 Ma から約 23 Ma の 11 Ma の間に堆積した地層の厚さであり、その上限、下限は不明であるので、全層厚はもっと厚かったものと推定される。従って、フィリピン海プレートが沈み込みを開始した 21~17 Ma より以前には 4000 m 以上の厚い深海扇状地堆積体が西南日本弧外縁には形成さ

れていたことは間違いない。更にその内側に都井層群のような、厚さ 1000 m を越える砂州-ラグーンから陸棚にかけて堆積した地層が分布していたに違いない(Fig. 8)。このような厚い堆積体を持った前弧地域の前縁で、チリ型の沈み込みが開始したならば当然、厚い堆積体は太平洋側に傾動し、重力的に不安定になり、その大部分が崩壊したと考えられる。

2. 高千穂変動モデル

a. 剪断・傾動運動

新しく沈み込みを開始した海溝上に再堆積したオリストストロームは、沈み込み境界で激しく剪断され、メランジュとなり、陸側に付加され、傾動するであろう。一方、新生海溝の陸側に再堆積したオリストストロームは、著しい剪断作用を被ることなく、その上には陸棚~浅海の地層が堆積することになる。室戸岬オリストストローム-メランジュ複合体や足摺岬の清水層は前者に相当し、紀伊半島南西部や都井岬オリストストロームを初めとする日南オリストストローム複合体は後者に相当する。

剪断変形を受けメランジュ化し、北西に傾動した過程は比較的短期間に起こったものと考えられる。何故なら、三崎層群や熊野層群の下部が BLOW(1969)の Zone N6~N8 の時代で、一方、オリストストローム帯の最も若い地層の年代は Zone N4 であるから、オリストストロームの堆積と後生変形は Zone N5 から N7 の間(約 22~16.5 Ma の間)に起こったことになる。

足摺地域でも室戸地域でも、一部メランジュ化し、北西に急傾斜したオリストストロームのみかけの厚さは非常に厚い。室戸地域では陸上に露出する部分だけで 8000 m に達する(甲藤・有田, 1966)。ところが同地域の各地から漸新世から中新世前期の化石が産出するので、恐らくスラストで繰り返しているものと考えられる。室戸岬複合体は剪断変形の程度が異なる 3 つの地帯に分けられることから(酒井, 1981)、強く剪断変形を受けたメランジュ帯から次のメランジュ帯までが 1 つの付加プリズムを構成している可能性がある。恐らく、比較的短期間に断続的に発生した巨大海底地滑りのたびに、スラストで境された厚い付加体が形成され、“クサビ打ち込み効果”(平ほか, 1979)により次々と傾動・上昇したのであろう。

b. 隆起・上昇運動

岬オリストストローム帯を形成した巨大海底地滑りの発生後、前弧地域は急激に隆起している。これは首藤(1963)の言う高千穂変動の第 2 時階に相当する。ではオリストストローム堆積後、どの位の量そしてどのように

1. Middle Eocene-Early Oligocene time
45-30 Ma

2. Late Oligocene-Earliest Miocene time
30-22(or 21) Ma

3. Late Early Miocene time
21-17 Ma

Fig. 8. Model of origin of the Misaki Olistostrome Belt, showing interplay between spreading and subduction of the Shikoku Basin and gravitational collapsing of forearc of Southwest Japan.

して急激な隆起運動が生じたのだろうか。

NISHI(1985)は都井岬の北 8 km に分布する漸新世後期から中新世初頭の深海扇状地堆積物から成るオリストリス中の底棲・浮遊性有孔虫および放散虫の量比を検討し、それを現在の海洋堆積物中のそれと比較し、堆積深度は -1000~3000 m と推定している。その堆積物が更に再堆積しているから、オリストストロームの堆積場の深度は -1000~3000 m より深かったはずである。オリストストロームを不整合に覆う陸棚~浅海堆積物の下部の時代は前述のようにほぼ 17.5~16.5 Ma であるから、(Fig. 7), オリストストローム形成後数百万年の間に 1000~3000 m 以上上昇しているわけである。

従って、大雑把ではあるが、平均隆起速度は 1~2 mm/年のオーダーと見積もられる。この隆起速度は現在の西南日本外帯外縁部の平均隆起速度とほぼ等しい。つまり室戸岬では、約 12 万年前に形成された海成段丘面、室戸岬面が 120~180 m の標高に分布しており、その平均隆起速度は 1~1.5 mm/年である(吉川ほか, 1964)。もしこの速度で隆起が継続すれば、100 万年で 1000 m 上昇することになる。最近の西南日本外帯外縁地域の急速な隆起は、南海トラフでフィリピン海プレートが沈み込みを再開したことに呼応したものとみなされている(杉村, 1972)。同様な急速な隆起が、前弧前縁部でも前期中新世末期から中期中新世初期に、四国海盆が西南日本弧下へ沈み込むことによって生じたものと考えられる。

c. 室戸岬、潮ノ岬の塩基性火成活動

四万十帯の枕状溶岩やハンレイ岩体は、海溝付近で剥ぎ取られ、付加された海山や海洋底の断片とみなされてきた(勘米良・坂井, 1975; 平ほか, 1980)。しかし室戸岬と潮ノ岬のソレイアイト質火成岩類は四万十帯の地層だけでなくそれを覆う地層に貫入・噴出しており、従来の四万十帯形成モデルでは説明するのが困難である。また室戸岬のハンレイ岩体は、地殻熱流量が低く、火成活動がないとされている海溝ないしその近くで貫入したと考えられ(平, 1981; 酒井, 1981; 浜本・酒井, 1987)、プレートテクトニクスの常識では説明できない。

MARSHAK & KARIG(1971)は室戸岬のハンレイ岩複合岩体を含む中期中新世の西南日本外帯の火成活動を、四国海盆の拡大に伴って、南海トラフ、琉球海溝、伊豆一小笠原海溝の海溝三重点が西南日本を東西に横切ったために発生した火成活動と説明している。しかしこの考えは、小林・佐藤(1979)が指摘したように、外帯火成活動の同時性(柴田, 1978)を説明できない。

高橋(1986)はこの外縁帯の火成岩類は、四国海盆の拡

大に伴って新たに形成された縁海性リソスフェアと西南日本の大陸性リソスフェアとの間のトランスフォーム境界の陸側に噴出した“陸にあがった”縁海性火成岩類である可能性を論じている。しかし KLEIN & KOBAYASHI(1980)によると、四国海盆は 17 Ma には拡大を終えており、室戸岬ハンレイ岩体が形成された 14.4 Ma 頃には、室戸岬地域はフィリピン海プレートが沈み込む海溝近くに位置していたはずであり、この説も妥当ではない。

筆者はこの火成活動は四国海盆の off-ridge ソレイアイトそのものだと考える。つまり、四国海盆の拡大軸から 100 km 余り離れた所では、15~14 Ma に off-ridge 火山活動があったことが報告されている(KLEIN *et al.*, 1978)。off-ridge 火山活動が報告された DSDP site 443 と 444 は四国海盆の地磁気縞異常の 6A 上に在り、拡大の終わった 17 Ma には室戸岬と紀伊半島沖に位置していたと復元されている(Fig. 1; KLEIN & KOBAYASHI, 1980)。従って、その延長線上に在る室戸岬や紀伊半島潮ノ岬では、オリストストロームとそれを不整合に覆う熊野層群を貫いて、沈み込んでいた四国海盆上の off-ridge 火山活動に由来するマグマが貫入・噴出したものと考えられる。ただし室戸岬は当時の海溝地域であり、一方紀伊半島南端は当時の前弧海盆であり、当時それぞれの地域で上記の火成活動が起こったものと考えられる。

結 語

岬オリストストローム帯の形成過程と高千穂変動の成因は、フィリピン海プレートと西南日本弧の相互作用という観点から次のようにまとめられる。

1. 33 Ma 以前から 21 Ma の間に、拡大していた四国海盆と西南日本弧の間の横ずれ境界域に厚く堆積した、浅海・深海堆積物およびその基盤となっていた始新世~前期漸新世の付加体と前弧海盆堆積物は、21~17 Ma に重力的に不安定になり崩壊、再堆積した。

2. 重力不安定とそれに引き続く大崩壊の引き金は、四国海盆の西南日本弧下へのチリ型沈み込みの開始によって、上盤プレートが強く下方に引きずられたことであろう。

3. 浅海相オリストリスの元々の堆積盆地は四万十帯南帯と北帯の境界付近に在ったと推定される。四国南西部の平田層や大井川地域の相賀累層は恐らくその残存物であろう。

4. 新生海溝の上に広く、厚く再堆積したオリストストロームは、海溝内縁で強く剪断され、一部メラランジュとなり付加体を形成した。次々にオリストストロームが

再堆積し付加体が成長したため、短期間に陸側に傾動、隆起・上昇した。

5. 大崩壊により厚い堆積物を失ったかつての前弧域は、四国海盆のもぐり込みにより急速に隆起・上昇した。

6. 15~14 Ma に室戸岬(海溝)、潮ノ岬(前弧海盆)では、沈み込む四国海盆上の off-ridge 火山活動に由来するソレイライト質ハンレイ岩が貫入、枕状溶岩が噴出した。

7. 従来の高千穂変動第1時階は、四国海盆の沈み込み開始によって引き起こされたオリストストローム形成期に相当する。第2時階は沈み込み開始後数100万年の間に、オリストストローム起源の付加体が形成され、前弧域が隆起した時期といえることができる。

本論文では、岬オリストストローム帯の地質学的諸特徴を、地域ごとに整理・総括し、高千穂変動を新しい観点から見直し、それらの形成モデルを提示した。しかしどの地域をとっても、オリストリスの分布形態、変形構造、微化石による時代の決定、堆積相の解析といった基本的なデータが十分蓄積されているとはいえず、今後このモデルも新しいデータを加え、修正・改良する必要がある。

謝 辞

本論文は、筆者が九州大学大学院に在籍中に行った研究を、東京大学地震研究所でまとめたものである。九州大学勘米良亀齡名誉教授はこの間、本研究を指導して下さいとともに、論文完成まで辛抱強く激励して下さい、粗稿の校閲をして下さった。九州大学で研究中には、小川勇二郎助教授、坂井 卓助手、西 弘嗣博士(現在山形大学)始め多くの方々が議論して下さい、有益な御意見をいただいた。また東京大学地震研究所で本稿をまとめる際には、松田時彦教授には粗稿を読んでいただき、故中村一明教授からは示唆に富む御意見をいただいた。また、この一連の論文をまとめるにあたり、酒井恵子からは物心両面にわたって援助を受けた。以上の方々に深く感謝する。なお、補正調査には昭和60年度、文部省科学研究費(No. 60790113)を使用した。

文 献

- BEN-AVRAHAM, Z. and UYEDA, S., 1983: Entrapment origin of marginal seas. In HILDE, T. W. C. and UYEDA, S., eds.: *Geodynamics of the Western Pacific*. Geodynamic Series., AGU, Washington D. C., 91-104.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., FLYNN, J. J. and VAN COUVERING, J. A., 1985: Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**, 1407-1418.
- BLOW, W. H., 1969: Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In BRONNIMANN, P. and RENZ, H. H., eds.: *1st Interna. Conf. Plankton. Microfossils*, **1**, 199-422, Brill Leiden.
- DEWEY, J. E. and BIRD, J. M., 1970: Mountain belts and new global tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, **75**, 2625-2647.
- 浜本礼子・酒井治孝, 1987: 室戸岬ハンレイ岩体に伴う文象斑岩の Rb-Sr 年齢。九大理研報, 地質学, **15**, 131-135.
- HASHIMOTO, I., 1961: Tertiary molluscan fossils from the Kadogawa Formation, Miyazaki Prefecture, Japan. *Rep. Ear. Sci. Dep. Gen. Edu., Kyushu Univ.*, no. 7, 69-94.
- 橋本 勇・宮久三千年, 1959: 宮崎県遠見山半島の層序と構造—九州の四万十累帯の地史に関する 2, 3 の問題。九大教養部地学研報, no. 6, 29-51.
- 久富邦彦・石上知良・中屋志津男・坂本隆彦・鈴木博之・立石雅昭, 1980: 牟婁層群の「サラシ首層」—オリストストロームの一型式。地球科学, **34**, 73-91.
- HOWELL, D. G., CROUCH, J. K., GREENE, H. G., McCULLOCH, D. S. and VEDDER, J. G., 1980: Basin development along the late Mesozoic and Cainozoic California margin: a plate tectonic margin of subduction, oblique subduction and transform tectonics. In P. F. BALLANCE and H. G. READING, eds.: *Sedimentation in oblique-slip mobile zones*. Blackwell Sci. Publ., 43-62.
- IJIMA, A., MATSUMOTO, R. and WATANABE, Y., 1981: Geology and siliceous deposits in the Tertiary Setogawa Terrain of Shizuoka, Central Honshu. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, [II], **20**, 241-276.
- 石川照久, 1982: 高知県室戸半島に分布する四万十帯南帯(第三系)の放散虫。大阪微化石研究会会誌, no. 5, 399-407.
- 池辺展生・千地万造・両角芳郎, 1975: 浮遊性有孔虫層序からみた熊野層群の *Lepidocyclina* 層準。大阪自然史博物館研報, **29**, 81-89.
- 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.
- ・坂井 卓, 1975: 四万十川層群の形成場は現在の海底ではどのような所に対応するか? GDP 連絡誌, II-1-(1), 構造地質, **3**, 55-64.
- 甲藤次郎, 1952: 四国外帯の時代未詳層群に関する研究, 第1報, 四国西南部の中筋地溝帯における新観察。高知大学研究報告, 自然科学, **2**, 37-46.
- ・有田正史, 1966: 室戸半島の地質(その1)。高知大学学術研究報告, 自然科学, **15**, 59-63.
- ・三井 忍, 1976: 四国西南部, 中筋地溝帯以南の来栖野層について。国立科学博物館 専報, no. 9, 35-37.

- ・平 朝彦, 1978: 四国西南部の三崎層群. 高知大学学術研究報告, **27**, 1-16.
- 紀伊四万十帯団体研究グループ, 1969: 紀伊半島南部海岸地域の層序と構造. 和歌山大学教育学部紀要, 自然科学, **19**, 19-29.
- , 1970: 紀伊半島南部海岸地域の堆積学的・古生物学的研究. 同上, **20**, 75-102.
- , 1973: 紀伊半島南部海岸地域(里見〜見老津間)の牟婁層群の層序と構造. 同上, **23**, 93-101.
- , 1976: 紀伊半島南部海岸地域(里見〜見老津間)の牟婁層群の堆積学的・古生物学的研究. 同上, **25**, 39-51.
- 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.
- KLEIN, G. and KOBAYASHI, K., 1980: Geological summary of the Northern Philippine Sea, based on Deep Sea Drilling Project Leg 58 results. *Initial Rep. DSDP*, **58**, US Govern. Printing Office.
- , CHAMLEY, H., CURTIS, D. M., DICK, H. J. B., ECHOLS, D. J., FOUNTAIN, D. M., KINOSHITA, H., MARSH, N. G., MIZUNO, A., NISTERENKO, G. V., OKADA, H., SLOAN, J. R., WAPLES, D. M. and WHITE, S. M., 1978: Off-ridge volcanism and seafloor spreading in the Shikoku Basin. *Nature*, **273**, 746-748.
- 小林和男, 1979: サブダクシオンと島弧の隆起・沈降. 月刊地球, **1**, 845-854.
- ・佐藤任弘, 1979: 海洋大陸境界部の構造と発達(I) —活動縁辺域(島弧—海溝系と縁海)—. 岩波講座, 地球科学 **11**, 175-252.
- 黒田秀隆・松本達郎, 1942: 日向南部の地質学的研究(予報). 特に油津町を中心として. 地質雑, **49**, 255-256.
- 草場 敬, 1986MS: 日層南群深海堆積物の相解析(九大修論手記).
- MARSHAK, R.S. and KARIG, D.E., 1971: Triple junction as a cause for anomalously near-trench igneous activity between the trench and volcanic arc. *Geology*, **5**, 233-236.
- MATSUDA, T., 1978: Collision tectonics of the Fossa Magna, Japan. *J. Phys. Earth*, **26**, suppl., 409-421.
- MATSUMARU, K., 1980: On the genus *Asterocyclina* from the Kurusuno Formation, Tosashimizu City, Kochi Prefecture, Shikoku, Japan. In A. TAIRA and M. TASHIRO, eds.: *Geology and Paleontology of the Shimanto Belt—selected papers in honor of Prof. J. Katto*. 247-248, Rinyakosaikai Press.
- MATSUMOTO, E., 1964: The Asagai-Poronai molluscs from Shizuoka Prefecture, Central Japan. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ.*, [B], **31**, (2), 95-112.
- , 1966: Geology of the Paleogene and lower Neogene formations in the lower course of River Ooigawa, Shizuoka Prefecture, central Japan. *Ibid.*, **33**, 2, 115-133.
- 松尾秀邦, 1980: 土佐清水市に産出した四万十帯内における植物化石について(予報). 平 朝彦・田代正之編, 四万十帯の地質学と古生物学, 林野広済会高知支部, 247-248.
- 三宅康幸, 1983: 前弧堆積盆内に形成された室戸岬斑レイ岩体. *MAGMA*, no. 69, 10-14.
- MIYAKE, Y., 1985: MORB-like tholeiites formed within the Miocene forearc basin, Southwest Japan. *Lithos.*, **18**, 23-34.
- 水野篤行, 1973: 牟婁層群の貝類化石群—研究の現状—. 「四万十総研」研究連絡誌 第2号, シンポジウム論文集, 32-36.
- 中田節也, 1978: 尾鈴山酸性岩の地質. 地質雑, **84**, 243-256.
- ・高橋正樹, 1979: 西南日本外帯・瀬戸内区における中新世の中性〜珪長質マグマの化学組成広域変化. 地質雑, **85**, 571-582.
- NISHI, H., 1985: Litho- and biostratigraphy of the Oligocene-Miocene Nichinan Group in the Miyazaki Prefecture, Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kyusyu Univ.*, [D], **Geol.**, **25**, 289-317.
- 西 弘嗣, 1987: 浮遊性有孔虫化石帯区分による日向層群田代層の構造解析—付加体の構造解析の一例—. 九大理研報, 地質学, **15**, (1), 59-81.
- NORRIS, R. J. and CARTER, R.M., 1980: Offshore sedimentary basins at the southern end of the Alpine Fault, New Zealand. In P.F. BALLANCE and H. G. READING, eds.: *Sedimentation in oblique-slip mobile zones*. 237-265, Blackwell Sci. Publ.
- 野沢 保, 1968: 西南日本外帯およびその延長地域における花崗岩質岩石の同位元素 年令, 1968 における総括と火成作用北上説. 地質雑, **74**, 485-489.
- ŌBA, N., 1977: Emplacement of granitic rocks in the Outer Zone of Southwest Japan and geological significance. *Jour. Geol.*, **85**, 383-393.
- 斎藤常正, 1960: 静岡県島田・掛川付近の第三系とその浮遊性有孔虫化石群. 東北大理地質古生物 邦文報告, no. 51, 45p.
- SAITO, T., 1980: An Early Miocene (Aquitania) planktonic foraminiferal fauna from the Tsuru Formation, the youngest part of the Shimanto Supergroup, Shikoku, Japan. In A. TAIRA and M. TASHIRO, eds.: *Geology and Paleontology of the Shimanto Belt—selected papers in honor of Prof. J. Katto*, 241-244, Rinyakosaikai Press.
- 酒井治孝, 1978MS: 四国室戸半島の四万十帯南帯の地質学的研究. (九大修論手記).
- , 1981: 室戸半島南端部四万十帯のオリストストロームとメラレンジェ. 九大理研報, 地質学, **14**, 81-101.
- SAKAI, H., 1987a: Active faults in the Muroto Peninsula of "Non-active fault province." *Jour. Geol. Soc. Japan*, **93**, 513-516.
- , 1987b: Storm barnacle beds and their deformation in the Muroto-misaki olistostrome and mélange Complex, Shikoku. *Ibid.*, **93**, 617-620.

- 酒井治孝, 1988a: 南九州, 四万十帯南帯の都井岬オリストローム—I. 崩壊前の堆積環境と層序の復原. 地質雑, **94**, 733-747.
- , 1988b: 南九州, 四万十帯南帯の都井岬オリストローム—II. 巨大海底地滑りによる変形構造とその形成過程. 同上, **94**, 837-853.
- ・長谷川善和, 1980: 室戸半島南部の室戸層より大型脊椎動物化石の発見. 平 朝彦・田代正之編, 四万十帯の地質学と古生物学, 245-246, 林野弘済会高知支部.
- 坂井 卓, 1983: 四万十帯外縁オリストロームの形成場と西南日本・フィリピン海プレートの呼応関係. 首藤次男・相原安津夫・坂井 卓・佐野弘好編, 島弧と大陸との関連からみた九州の構造発達史, 83-87, 日本地質学会西日本支部.
- , 1985: 南九州日南層群の地質と四万十帯外縁オリストローム帯の形成過程. 構造地質研究会・碎屑性堆積物研究会編, スランプ相の形成とテクトニクス, 95-116.
- ・草場 敬・西 弘嗣・小守道郎・渡辺正幸, 1987: 宮崎県日南地域の四万十帯オリストローム—特にオリストリスの変形構造と配置の機構について—. 九大理研報, 地質学, **15**, (1), 167-199.
- SCHOLTEN, R., 1973: Gravitational mechanisms in the northern Rocky Mountains of the United States. In DE JONG, K.A. and SCHOLTEN, R., eds.: *Gravity and Tectonics*, 473-489, J. Wiley, New York.
- 柴田 賢, 1978: 西南日本外帯における第三系花崗岩貫入の同時性. 地調月報, no. 29, 551-554.
- SHIBATA, K. and NOZAWA, T., 1967: K-Ar ages of granitic rocks from the Outer Zone of Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, **1**, 131-137.
- 志井田功, 1962: 紀伊半島中央部における秩父累帯および日高(四万十)累帯の層序学的, 構造地質学的研究. 名大教養紀要, **6**, 1-58.
- 首藤次男, 1963: 日南層群の地史学的研究—とくに高千穂変動について—. 九大理研報, 地質学, **6**, (2), 135-166.
- 杉村 新, 1972: 日本付近におけるプレートの境界. 科学, **42**, 192-202.
- 杉山雄一, 1980: 静岡県中部に分布する第三系大井川層群の海底地すべり堆積物と異地性岩塊. 地質雑, **86**, 673-685.
- ・下川浩一, 1981: 静岡県中部に分布する古第三系瀬戸川層の古地理学的研究. 同上, **87**, 439-456.
- ・———・坂本 亨・秦 光男, 1982: 5万分の1「静岡」地質図幅および同説明書. 地質調査所, 82p.
- 平 朝彦, 1981: 四万十帯の形成過程, 科学, **51**, 516-523.
- TAIRA, A., 1985: Sedimentary evolution of Shikoku subduction zone: The Shimanto and Nankai Trough. In N. NASU, K. KOBAYASHI, S. UYEDA, I. KUSHIRO and H. KAGAMI, eds.: *Formation of Active Ocean Margins*. 835-851, Terra Sci. Pub. Co., Tokyo.
- 平 朝彦・甲藤次郎・田代正之, 1979: 白亜紀以降西南日本の地史と島弧—海溝系テクトニズム. 地質ニュース, **296**, 27-40.
- ・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, 四万十帯の地質学と古生物学, 319-389, 林野弘済会高知支部.
- 高橋正樹, 1986: 日本海拡大前後の“島弧” マグマ活動. 科学, **56**, 103-111.
- 立石雅昭・別所孝範・原田哲朗・久富邦彦・井内美郎・石上和良・公文富士夫・中津志津男・坂本隆彦・鈴木博之・徳岡隆夫, 1979: 江住地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所.
- 坪井忠二, 1967: 新・地震の話. 211p., 岩波書店.
- TSUCHI, R., SHUTO, T. and IBARAKI, M., 1987: Geologic ages of the Ashiya Group, North Kyushu from a view point of planktonic foraminifera. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, **21**, 109-119.
- 上田誠也・金森博雄, 1978: 海洋プレートの沈み込みと縁海の形成. 科学, **48**, 91-102.
- 渡部芳夫, 1988: 静岡県中央部倉真・湯日地域の地質—瀬戸川帯の延長として—. 地質雑, **94**, 207-219.
- YAJIMA, T., 1972a: Petrology of the Murotomisaki gabbroic complex. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petro. Econ. Geol.*, **67**, 218-241.
- , 1972b: Petrochemistry of the Murotomisaki gabbroic complex. *Ibid.*, 247-261.
- 山下 昇, 1973: 黒潮古陸に関する疑問. 「四万十総研」連絡誌, no. 2, 四万十地向斜シンポジウム論文集. 92-94.
- 柳田英輝, 1981 MS: 宮崎県門川付近地域の地質学的研究(九大卒業手記).
- 米倉伸之・安藤雅孝, 1973: 海溝系の大地震に伴う地殻変動と地形. 科学, **43**, 92-102.
- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子, 1964: 土佐湾北東岸の海岸段丘と地殻変動. 地理評, **37**, 627-648.

(要 旨)

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.

(SAKAI, H., 1988 : Origin of the Misaki Olistostrome Belt and re-examination of the Takachiho Orogeny. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 94, 945-961.)

東西延長 800 km に及ぶ岬オリストストローム帯は, 21~17 Ma 前に四国海盆がチリ型沈み込みを開始した時に, 上盤プレート上の浅海~陸棚, 深海扇状地堆積物およびそれらの基盤の始新世付加体が下方に引きずられ, 崩壊・再堆積して形成された. 新生海溝上に, 広く再堆積したオリストストロームは強く剪断され, 一部メランジュとなり, 付加体を形成し, 急速に傾動・隆起した. 新生海溝にまで達しなかったオリストストロームは剪断変形を受けずに, 一部は新生前弧海盆の基盤となった. 巨大地滑りにより一挙に厚い堆積物を失ったかつての前弧地域は, 温かくて軽い四国海盆のもぐり込みにより急速に隆起した. その結果, 再堆積したオリストストロームとそれが変形したメランジュおよびオリストストロームの後背地は遅くとも 14 Ma には地表に露出するに至った. 15~14 Ma 前には, 沈み込む四国海盆上の off-ridge 火山活動に由来するソレイアイト質火成活動が起こった.

Explanation of Plate

Plate I. Photos indicating varied styles of olistostromes and tectonically sheared olistostromes, that is melanges in the Misaki Olistostrome Belt.

1. An olistostrome consisting of blocks of sand and bar lagoon sediments which are tightly packed and arranged in chaos (a broken formation). Toimisaki, Nichinan area, South Kyushu.
2. A sandstone olistolith which was about to being minutely fractured. The "Sarashikubi bed", Wabuka, Southwest Kii Peninsula.
3. Debris flow deposits of the "Sarashikubi bed" exposed on a wave-cut terrace at Wabuka, Southwest Kii Peninsula. Note scattered blocks in finer-grained muddy matrix.
- 4 & 5. A pervasively sheared mélange of olistostrome origin, characterized by sandstone boudinages and scaly cleavages. Muroto-misaki.
6. Closely spaced, anastomosed scaly cleavages of mélange, Murotsu, Muroto-misaki.