

九州東部秩父累帯の岩相層序・地帯区分及び碎屑岩層中の メソスコピックな小変形構造の予察的検討

**Lithostratigraphy and Division of Southern Chichibu Terrane in Eastern Kyushu,
and Preliminary Study on Mesoscopic Deformation Styles in Clastic Rocks**

西 琢 郎*
Takuro Nishi

I. はじめに

西南日本内外帯のテクトニクスに関する議論は、プレートテクトニクス論の導入及び放散虫化石層序学の発展により急速に進歩した。秩父累帯南帯 (以下南帯と略す) においても、放散虫化石層序に基づいて従来の層序・地帯区分の再定義が成され、それらによって形成過程のモデルが提示されるに及んでいる (波田・市川, 1982; Ogawa et al., 1983; 松岡, 1984; Yao, 1984; 石田, 1987)。しかしこれらのモデルは、主に化石層準の時代極性と諸岩石の産状に立脚して構成されたものであり、碎屑岩層の堆積相や変形構造等の付加体形成場に関する地質情報の吟味は、未だ十分になされているとは言い難い。従って現在日本もしくは東アジアのテクトニクスの検討は、地帯区分の大綱を踏まえた上で、これらの地質情報の検証を加味し、さらにその地域性を考慮して、これらをモデルへフィードバックし、あるいは矛盾点を明確にして新たなモデルを提示するという段階にあると言える。小論ではその試みの一端として、九州東部における秩父累帯南帯を例とし、その層序の概略、地質年代、地帯区分を述べ、碎屑岩層に認められる小変形構造の産状を記載し、その成因と付加体形成モデルとの対応についての予察的な考察を加える。

筆者は本論文の内容を含めた南帯の研究に際し、放散虫化石の同定・時代決定に関して、山口大学磯崎行雄博士に、また野外において九州大学小川勇二郎博士・坂井卓氏に御教示・御助言を頂いた。構造地質研究会世話人の方々には本論文の発表の機会を与えて頂いた。以上の方々に深く感謝の意を表する。

II. 地質概説

調査地域は、大分県津久見市東部及び南海部郡上浦町にまたがる四浦半島一帯である (Fig. 1)。この地域の南帯は、岩相・層序・時代の相違に基づいて北西—南東方向に帯状に配列する次の三つの地層群に大別することができる。すなわち、(1) 仏像構造線沿いに分布するチャート・石灰岩・緑色岩類・泥質岩を主体とした床木層 (神戸・寺岡, 1968)、(2) 鳥の巣式石灰岩および碎屑岩層からなる津井累層 (橋本, 1962)、(3) 床木層の北側に分布するチャート・碎屑岩類を主体としたトリアス～ジュラ系である (Fig. 1)。

(1) は狭義の三宝山帯に対比でき、当地域においては、その分布域は狭く詳細はなお検討中であるが、チャート・石灰岩・塩基性火山岩類などが泥質岩中に外来岩塊として混入したいわゆるオリストストローム相を成すと考えられる。基質の泥質岩の時代は、ジュラ紀新世 (松岡, 1986; 西,

* 九州大学理学部

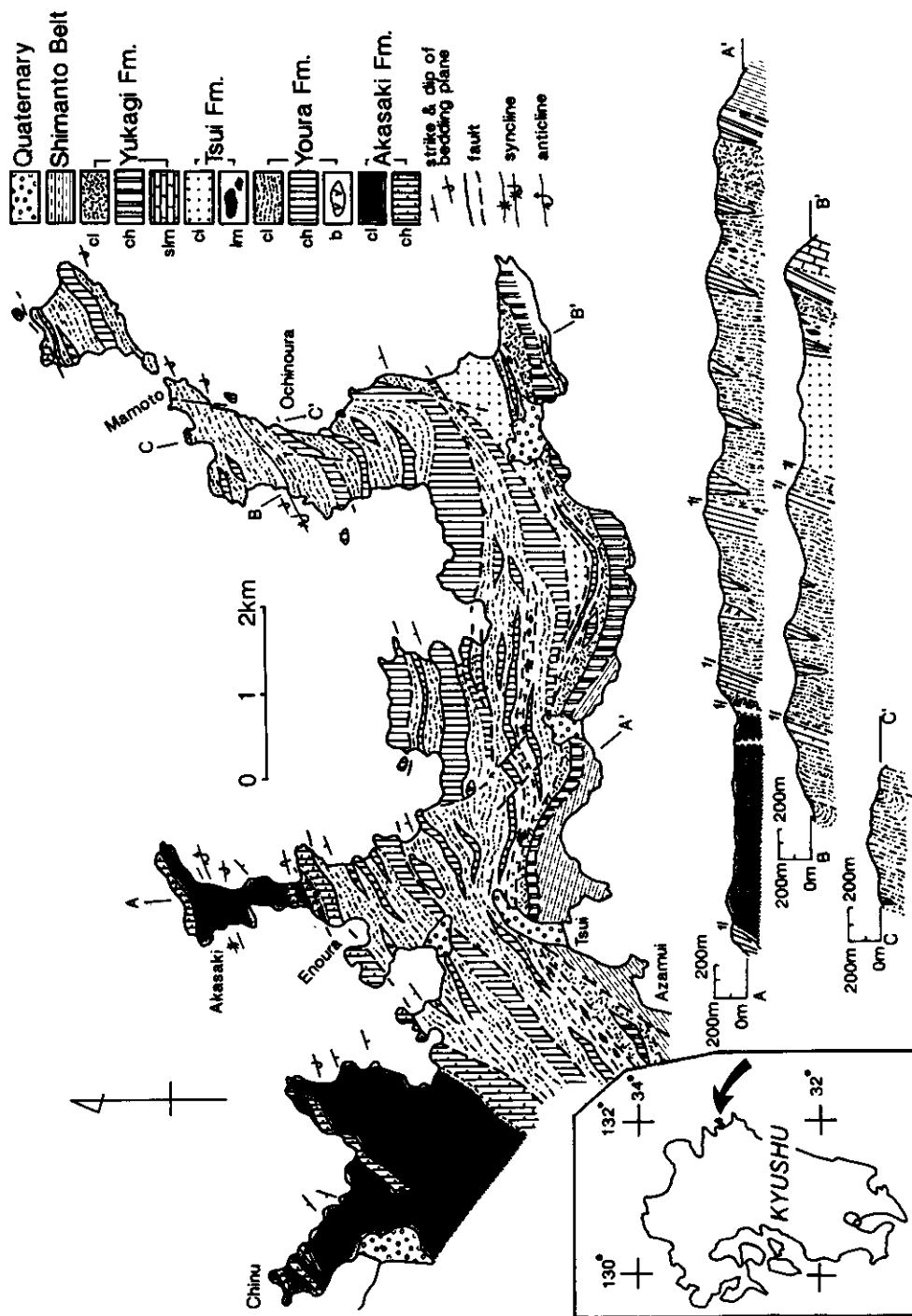


Fig 1 Geologic map and profiles of study area, with its location map in inlet.

1987MS) から白亜紀 (吉田, 1985) に及ぶ。(2)は当地域においては二帯認められ、いずれも(3)の地層中に断層で挟まれ狭長に分布する。その砕屑岩類は泥岩を主体とし、砂岩・砂泥互層を伴う。鳥の巣式石灰岩は、数センチ～数十メートルの塊状あるいは石灰岩礫岩の岩塊として泥岩中に産出するが、周囲の泥岩と移化関係を示す産状は今のところ確認できていない。時代は石灰岩から産出する化石(山際・平郡, 1987), 及び泥質岩・酸性凝灰岩から産する放散虫化石(松岡, 1986; 西, 1987MS)により、ジュラ紀新世と見なされる。(3)のトリアス～ジュラ系は、チャート・砕屑岩類を主体とし、少量の石灰岩・塩基性火山岩類を伴う。これらは神戸・寺岡(1968)によって尺間山層、彦の内層と命名され、石灰岩より産出するフズリナ化石によりベルム紀古世～新世にわたる整合一連の地層と考えられていた。しかし近年、チャート・泥岩・酸性凝灰岩より産出する放散虫化石により、これらの地層の大半がトリアス～ジュラ系であると再確認された(Murata, 1981; 高島・小池, 1982; 岸田・菅野, 1982; 佐藤ほか, 1982; 西・坂井, 1985; 吉田, 1985; 吉田・村田, 1985; 松岡, 1986; 中島・西, 1987)。また松岡(1986)によって地帯区分の再定義も提唱されている。このトリアス～ジュラ系は、変形が比較的弱く層序が保存されている整然層(coherent unit)と、変形により層理が破壊されかつ外来岩塊をも含むような乱雑層(chaotic unit)の二つの層序単位から構成されている。前者は岩相層序単位(lithostratigraphic unit)であり、後者はテクトニックな意義を持った層序単位(tectonostratigraphic unit)である。そしてこれらは、放散虫化石を用いて二つの年代層序単位(chronostratigraphic unit)にまとめることができる。整然層の一般走行は北東方向であるが、半島の基部においては、北西ないし西北西に屈曲している。これは当地域に広く認められる北北西―北北東走行の横ずれ断層による引きずりによるものと解釈される。傾斜は一般に北傾斜・北上位であるが、褶曲・逆転構造も認められる。本論では以下、(3)のトリアス～ジュラ系に関する岩相層序、時代、砕屑岩層の変形構造について論述する。

III. トリアス～ジュラ系の岩相層序と地帯区分

1. 岩相層序

当地域のトリアス～ジュラ系の岩相層序の基本的特徴は、その主要な構成要素であるチャートの分布・産状に着目し、以下のように整理・総合することができる。なおここで述べているチャートとは、いわゆる層状放散虫チャートである。

当地域に分布するチャートには、走行方向への延長性が良く比較的厚い岩体として存在するものと、主に泥質岩中にレンズ状に出現するものの二種類がある。延長性の良い岩体の下底部(岩体の南縁)には、強く断された珪質粘土岩(いわゆるトラ石)が伴われる事が多く、北傾斜の逆断層が発達する。その上位(北側)には珪質泥岩がしばしば分布する。チャートとその上位の珪質泥岩は、ほとんどの場合断層で接しているが、浅海井西方の岩体においては、チャートから珪質泥岩へ上方に移化関係を示す例がみられる。このことから現在は断層で接しているチャートと珪質泥岩の関係も、本来は整合一連のものであった可能性がある。珪質泥岩には、上方に泥質岩を経て粗粒砕屑岩層に移化する例がしばしば認められる。従って延長性が良く上位に珪質泥岩を伴うようなチャートは、元来チャートから珪質泥岩―泥岩―粗粒砕屑岩へいたる整合一連のシークエンスを形成していたものと考えられる。当地域においては、このチャート―砕屑岩のシークエンスがチャートの下底の逆断層によってスラストシートとなり、北傾斜・北上位の覆瓦構造を形成しているものと考えられる。このようなスラストシートは、少なくとも四枚以上は存在すると思われるが、これらは後述するように地域によって時代が異なっており、当地域全体を通じて、同一の時代のシークエンスが

繰り返したものと見なすことは出来ない。

一方、陸源性碎屑岩中にも岩塊もしくは岩板として出現するチャートは、周囲の地層とは移化関係を示さず、またその時代関係（後述）から、周囲の碎屑岩層に対して異地性の岩塊とみなされる。基質の碎屑岩は、多くの場合鱗片状開の発達した淘汰不良の泥質岩である。含有される外来岩塊は、数センチ～数メートル大が多いが、まれに数百メートルから一キロメートル程度側方に連続すると思われるものもある。チャート以外の外来岩塊としては、石灰岩、緑色岩、砂岩などがあり、チャートの岩塊と共に基質中に乱雑に含有されている。このような乱雑層は、前述したチャート—碎屑岩のシーケンスの様々な部分に挟在している。両者の境界はすべて断層であるが、一部には元来整合的であったと思われる露頭もある。

チャートから珪質泥岩を経て碎屑岩層に至るシーケンスは比較的変形が弱く、もともとの層序を保存しているものと考えられ、これを岩相層序単位 (lithostratigraphic unit) と認定することができる。一方、外来岩塊を含むような乱雑層は、形成場・時代の異なった岩石が、何らかのテクトニックな機構で混在化したものであり、層序は全く成り立たない。このような地層は、テクトニックな意義を持った層序単位 (tectonostratigraphic unit) である。当地域のトリアス～ジュラ系は、これら二つの層序単位の組み合わせによって構成されることから、前者をユニット1、後者をユニット2と呼ぶことにする (Fig. 2)。

ユニット1の上部を構成する粗粒碎屑岩層には、下底部に侵食面を持つ含礫砂岩に始まり、しばしばアマルガメーションによって厚層化した砂岩をへて、砂泥互層から泥岩に至る上方細粒化シーケンスが一般に認められる (西, 1987)。しかし一部には上方粗粒化シーケンスを示す部分もある。またユニット2の一部には、一見すると含礫泥岩状の産状を示すものの、その礫が液状・流動化現象 (liquedization) によって基質中に注入、分散したと思われるものもある。これらの詳細な記載は稿を改めて発表する予定である。

2. 放散虫化石年代による地帯区分

調査地域の層状チャート・珪質泥岩・泥岩からは、比較的保存良好な放散虫化石が産出する。得られた化石群集を八尾ほか (1982), Matsuoka (1983), Yao (1984), Matsuoka & Yao (1985), Isozaki & Matsuoka (1985), Matsuoka (1986), 八尾 (1986) に基づいて対比・同定

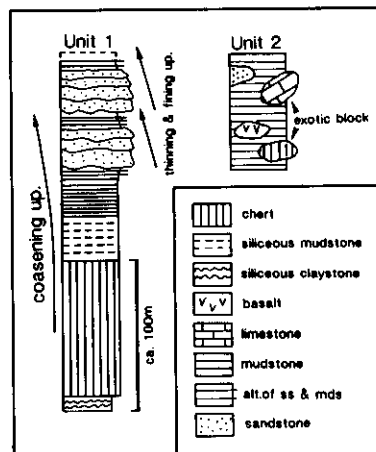


Fig 2 Simplified columns illustrating the lithologies of Unit 1 and Unit 2.

した。その結果、八尾ほか(1982)および Matsuoka & Yao (1985) に示される日本のトリアカ紀～ジュラ紀までの11の放散虫化石帯のうち、8つの化石帯に属するものが識別された。すなわちチャートからは、*Triassocampe deweveri* 群集帯、*Canoptum triassicum* 群集帯、*Parahsuum* sp. C 帯、*Laxtrum(?) jurassicum* 帯、*Tricolocapsa plicarum* 帯の5つの化石帯に属する種が得られた。珪質泥岩からは、*Tricolocapsa plicarum* 帯、*Tricolocapsa conexa* 帯に属する種が得られた。また泥岩から産出するものは、*Tricolocapsa conexa* 帯、*Stylocapsa(?) spiralis* 帯、*Cinguloturris carpatica* 帯に属す。図3に化石の産出地点ごとに化石を産した岩石の岩相を○, □, ◇の形で、その化石の属する化石帯を模様で分類して示す。これらのデータと既報のデータをもとに、チャート・碎屑岩主体のトリアス～ジュラ系の時代を整理すると次のようになる。

チャート・碎屑岩主体の地層の時代は、ユニット1で最上位を占める碎屑岩層の時代の上限、ユニット2では基質の泥岩の時代で表される。図3に示される泥岩の時代と分布を見ると、*Tricolocapsa conexa* 帯に属するものと、*Stylocapsa(?) spiralis* 帯に属するものがあるまとまった分布を示すことが読み取れる。つまりこれはユニット1の時代の上限がジュラ紀中世後期のものと、ジュラ紀新世前期にまで及ぶものの2つがあることを示す。しかも珪質泥岩とおそらくチャートの時代の上限もその分布地域ごとにそれぞれ異なっている。またユニット1中に断層で挟在するユニット2の時代は、各ユニット1の泥岩とほぼ同じ時代で、著しく時代差のあるものは見いだされない。これらの事からこのチャート・碎屑岩主体のトリアス～ジュラ系は、岩相層序上は全体として同じものであるが、年代的に二つの異なる地層に分けることができる。すなわち、ユニット1の上限とユニット2の基質の時代がジュラ紀中世後期のものとジュラ紀新世前期のものであり、前者を赤崎層、後者を四浦層と仮称する (Fig. 1)。

赤崎層は、神戸・寺岡(1986)による彦の内層にほぼ相当する。津久見市江の浦北方から千努にかけての海岸沿いに模式的に露出し、分布の北限は調査地域外で現在のところ不明、南限は通称「彦岳チャート層」(藤井, 1954)と呼ばれる延長性の良いチャートの南限と推定している。四浦層は調査地域のほぼ主体を成し、津久見市落の浦南方から間元にかけての海岸沿いに模式的に露出し、神戸・寺岡(1986)の尺間山層の大半に相当する。北限は赤崎層と、南限は床木層あるいは津井累層とそれぞれ断層で接する。

IV. 碎屑岩層の小変形構造

赤崎・四浦層のユニット1・2の碎屑岩層には、正断層による層理の破壊・変位が観察できる。このような正断層には、断層面が層理面に平行になるように下盤側に湾曲した listric な形態を示すものがあり、その結果滑りによって砂岩層に回転が生じている。またユニット2の砂岩ブロックには、この正断層に沿う変位が進んだ結果、菱形のブロックとして泥岩中に孤立するに至ったと思われるものも数多く認められる (Fig. 4)。

南帯においては、このような変形構造の記載は行われておらず、その成因についても十分に検討されていないようである。しかしいくつかの付加造山帯、例えば四万十帯のメランジュやブロークンフォーメーション中の砂岩ブロック (Needham, 1987; Ager, 1988; 酒井, 1988a) や、フランシスカンメランジュ (Cowan, 1982) などではこれらが記載されている。そしてその原因について、沈み込みに伴うスラストによる剪断作用によるもの (Needham, 1982; Ager, 1988)、重力滑動によるもの (Cowan, 1982; 酒井, 1988a) との見解が出されている。そこで当地域においてもこれらを検討するため、予察的な試みとしてその姿勢を計測した。その結果、正断層には共役系が多く

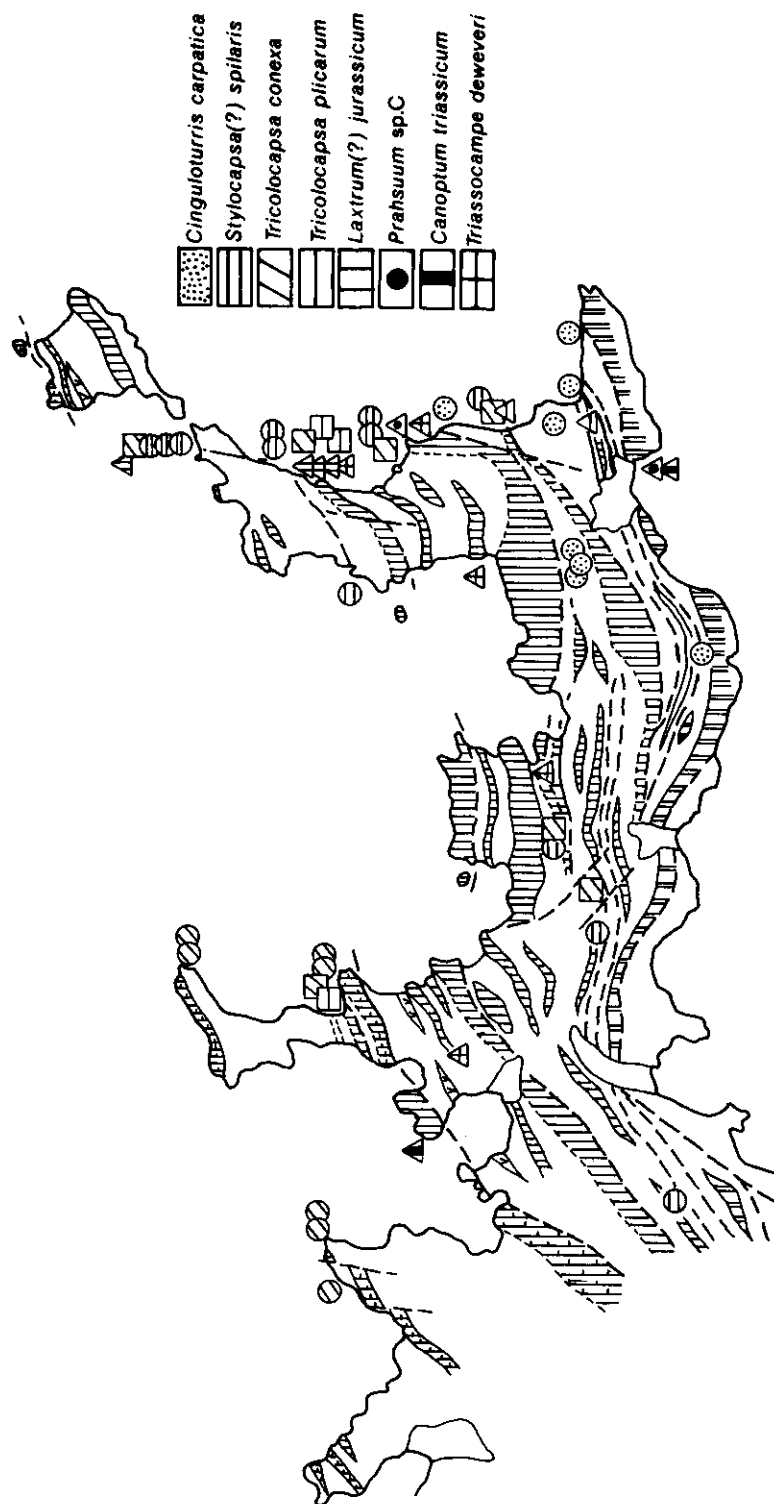


Fig 3 Localities of age-determinable radiolarians bearing samples. Also radiolarian zone and lithology of each samples are indicated.

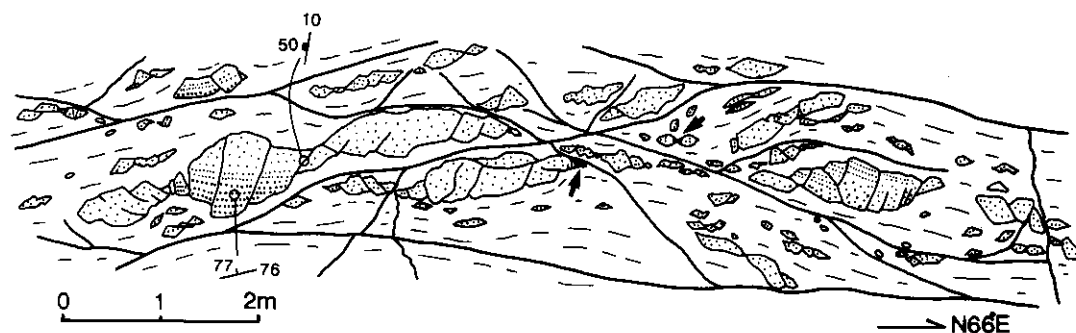


Fig 4 Deformation styles of sandstone blocks embedded in the mudstone of the Unit 2. Arrows show true boudins.

発達していることが判明した。Needham (1987) の示す riedel shear による変位モデルでは、様々な方向の断層ができる可能性はあるものの、共役系に近いような方向性を持つ断層のセットは一般にできにくいと思われる。一方、 σ_1 が鉛直の重力崩壊による正断層であれば、アンチセティック・シンセティック両方の共役断層が形成されることは広く知られている。またこの様な砂岩ブロックの縁辺部や層厚の薄い部分では、pure shear によるブーディングが形成されていることがあり、その産状から σ_1 が層理面に垂直であったことが予測される (Fig. 4)。これらブロックの3次元的形態や基質の泥岩に発達しているフォリエーションの観察などは未だ不十分ではあるが、現段階においてはこのような正断層は重力崩壊の産物の可能性が強いと考える。そこでユニット 1 に稀にみられる intrafolial なスランプ褶曲の姿勢もあわせて検討する。

陸上、海底を問わず、一般に斜面崩壊による地形は、Head 部での正断層などによる展張性構造、Toe 部での褶曲・衝上断層などによる圧縮性構造で特徴付けられる (Lewis, 1971)。しかし過去の地滑り堆積物を観察する際には、このような Head から Toe に至る地滑り体 (sliding mass) の全貌が識別できるような場合は極めて稀と言ってよいであろう。なぜなら露頭条件に左右されるのは無論であるが、通常我々は地滑りが生じた結果堆積したものを見ることによって、それが斜面崩壊に由来するものであることを認識するからである。従って斜面崩壊によって形成される諸現象のうち、Toe 部付近に形成される現象を見るのがもっとも多くなるはずである。Toe 部においては、上述したように圧縮性構造が形成されるので、結果的にスランプ褶曲が地滑り体を認識する際において、もっとも容易な証拠となる。しかし近年現世の陸上及び海底の地滑りにおいて、Head 部の崩落崖そのものだけでなく、地滑り体内部においても展張性構造が形成されている例が明らかにされてきた (藤田ほか, 1981; Prior et al., 1982, 1984)。その原因としては、地滑り体下底部の滑り面 (basal slip plane) の起伏によって新たな正断層が地滑り体に形成される場合 (国安ほか, 1982) や、basal slip plane からの間隙水の逸脱によって滑り面の摩擦抵抗が増大し、慣性の効いた地滑り体との間に再び展張応力が生じる場合 (Farrell, 1984) のほかに basal slip plane での滑りが相対的に大きく、一旦切り放された地滑り体は、その内部ではほとんど変形せず、最初の崩落時に形成された正断層がそのまま保存されている場合も考えられる。いずれにせよ地滑り堆積物において、圧縮性構造と展張性構造が近接してほぼ同時に形成され保存されることも在り得るのである。

図 5 に地層を水平に戻した時の正断層の極、及びスランプ褶曲の軸面の極と軸を示す。これより、

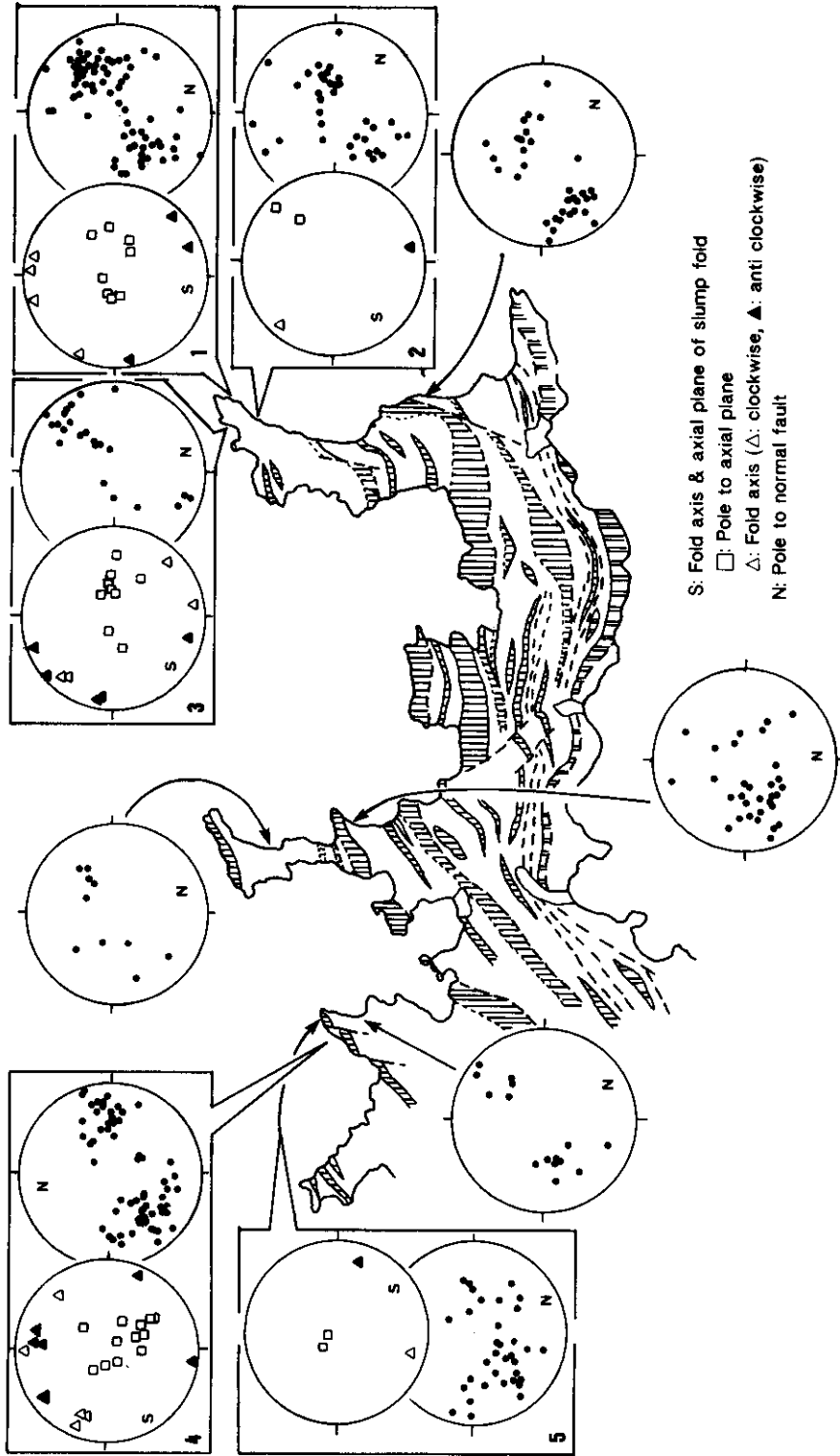


Fig 5 Equal area projection of the attitude of the normal faults and the slump folds in the study area.

正断層は全地域を通してほぼ北西方向のものが卓越し、傾斜も50度前後のものが多いことが読み取れる。スランプ褶曲は、軸面はほぼ水平かやや南西または北東に傾斜しており、軸はほぼ水平で軸面の走行にほぼ平行なものが多い。

V. 考 察

1. 赤崎層・四浦層の形成場

岩相層序・地質構造・化石年代に基づき、赤崎層・四浦層の形成場についてユニット1・2のそれぞれを考察する。

層状チャートの堆積場に関しては浅海説・深海説両方があり未だ決着をみていない。しかしここでは、粘土粒子の種類・化学組成、含有される生物遺骸、堆積速度、現世の深海堆積物との対比などからチャートを大洋底の放散虫軟泥起源の堆積物とする説（例えば斉藤，1986など）に従うことにする。また珪質泥岩はチャートと移化し同じく放散虫化石に富むことから、チャートの起源と考えられる放散虫軟泥がチャートに比べより多くの泥質物質を含む半遠洋性堆積物であるとみなされる。これに基づくとユニット1のチャート—珪質泥岩—粗粒砕屑岩という「垂直的な」移化関係は、堆積場が遠洋から半遠洋を経て、より陸域近傍へと移動したことを示唆するであろう。

当地域全体としては、ユニット1は北傾斜の覆瓦構造を形成しているものの、その構造的下に新しい時代のもが位置し、同一の地層の繰り返しとは見なせない。さらにこの層序・構造の基本的様式は、南帯の他の延長地域でも共通している（西園・村田，1983；松岡，1984；石田，1987）。以上の岩相層序や地質構造の特徴を包括的に説明するには、海溝陸側傾斜下部での付加作用によって説明するのが最も妥当であろう。そこでユニット1の岩相層序・配置機構を説明するために、作業仮説として松岡（1984）やLash（1985）によって提出された付加モデルを採用したい。

一方、ユニット2はRaymond（1984）の分類に基づけばメランジュと記載できる。しかしこれは単なる記載用語であって、その成因・形成場に関しては筆者も決定的な証拠に欠いている。ただ一部には、ユニット1との接触関係が、元来整合的であったと思われる露頭があることや、またその形態が正断層によって規制されると推定される砂岩岩塊もあることなどから、配置の過程だけに限れば、海底地滑りによって形成され、海溝斜面下部に付加されたものである事が推定される。

2. 滑動の方向と古地形

スランプ褶曲から地滑り体の滑動方向（あるいは古斜面の方向）を求めるには、褶曲軸面の傾斜と軸の向きを用いる Mean axis method や、褶曲の非対称性も考慮した Separation arc method が一般的である（例えば Woodcock，1979など）。地滑り体の先端は、地形の影響を受けなければ滑動方向に凸の円弧上に広がるため、褶曲軸は単純に滑動方向と直行することはなく、ステレオネット上のある大円に乗り、褶曲の形態は滑動方向に向かって左側に時計回り、右側に反時計回りの非対称性を示す。一方、地滑り体自身に記録されている正断層の姿勢は、従来検討された例が少なく確定的ではない。しかし陸上（藤田ほか，1981）、海底（Prior et al., 1984）の現世の地滑り堆積物の例を見る限り、走行のトレンドは Head 部の主正断層のように滑動と逆の方向に凸の形態を示さず、滑動方向に直行するものが多いようである。

以上のことを踏まえて図5のスランプ褶曲と正断層の姿勢から地滑りの方向を吟味する。ここで一個のステレオネットにプロットした複数のデータは、厳密に同一層準から採集したものではなく、ある範囲の地域にわたって観察されたものをまとめたもので、異なる層準のデータも基本的には同一斜面での地滑りによるものと仮定した。1，2の地域では褶曲の姿勢の示す滑動方向は南西から

北東で、共役系を成すと思われる正断層の走行もほぼそれに直行している。3, 4は滑動の向きは、明確ではない。しかし滑動方向はやはり北東—南西が推定される。その他の地域の正断層の走行もやはり北西—南東を示している。また5のように南からの滑動が推定されるものもある。これらをまとめると、正断層・スランプ褶曲から推定される滑動の方向は、赤崎層・四浦層の一般走行とはほぼ平行になっていると考えられる。

南帯の他の延長地域では、これまでスランプ褶曲を用いてオリストストロームの滑動方向と古地形との関係が論じられている (Yao, 1984; 石田, 1987)。しかし砂岩岩塊の形態に着目した例はなく、また全てが乱雑層ではなく整然とした層序も保存されている地域において、乱雑層と整然層の関わりからこれらが論じられたこともない。そこで問題提起の意も含めて、現段階における解釈を述べる。

南帯は一般に走行に平行な帯状分布を示し、ほぼ全域にわたって走行に直行する方向 (北→南) への時代極性をもつ。ここで付加物質から成る南帯が形成される際、付加プリズムが構築されたと仮定すると、南帯の走行の方向は、付加当時の海溝陸側斜面の走行方向におおまかに近似できるであろう。とすれば赤崎層・四浦層の碎屑岩に記録されている滑動方向は、海溝陸側斜面の走行に平行ということになる。この一見不自然に思われる関係を考察するには、先にも述べたように、地層中に残されている斜面崩壊の産物は、その崩壊が生じた結果たまったものを見ているという点に考慮すべきであろう。Cowan (1982) は、フランシスカンメランジュ中の岩塊の伸張が $\lambda_1 = \lambda_2 > 1$, $\lambda_3 < 1$ であることから、地形による規制を受けず水平的に対称的に広がった斜面崩壊を推定している。これはよほど低角な斜面上か、またはほぼ水平面上に崩壊堆積物がたまったことを示すと考えられる。赤崎層・四浦層のユニット1の粗粒碎屑層は、チャート・珪質泥岩を直接に覆うと考えられるので、海溝充填堆積物であった可能性がある (Lash, 1985)。とすればユニット1中の intrafolial なスランプ褶曲の堆積場として海溝が推定される。しかし当地域では、先にも述べたように3次元的な観察が十分ではないが、正断層の共役系のパターンからみて崩壊堆積物が水平的に対称に広がった形跡はないようである。そこで現世の海溝地形 (海溝I研究グループ, 1985) を見ると、海溝中にも長さ数10kmオーダーの窪地や高まりがあるほか、トランスフォーム断層崖などかなりの急崖があり起伏に富んでいる。これよりユニット1の intrafolial なスランピングについては、局所的な地形効果で海溝の伸びの方向に沿うように流れの方向が変わったと考えたい。一方ユニット2では、その崩壊が生じた場所・メカニズム・空間的広がりを見積もりなど不明な点が多い。ただ異地性岩塊をも含むような斜面崩壊は、通常の土石流のような物ではなく、プレート境界の変化に付随するような付加プリズム全体の大規模な破壊に由来するもの (坂井, 1985; 酒井, 1988b) との見解が出されており、そのような際には崩壊堆積物の堆積場がどのような状態であるのかは不明であるし、また岩塊の拡散のパターンなどもより複雑なのかも知れない。いずれにせよ今後は、ブロックの3次元の形態・フォリエーションの観察や、もっと広域的な対比など、さらに詳細な検討が必要である。

文 献

- Ager, S. M., 1988: Shearing of partly consolidated sediments on a lower trench setting, Shimanto Belt, SWJapan. *J. Struct. Geol.*, v. 10, no. 1, 21-31.
- Cowan, D. S., 1982: Deformation of partly dewatered and consolidated Franciscan sediments near Piedras Blancas Point, California. *In* Trench- Forearc Geology. Legett, J. k., (ed) Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., n. 10, 419- 457.

- Farrell, S. G., 1984 : A dislocation model applied to slump structure, Ainsa Basin, Southern Central Pyrenees. *Jour. Struct. Geol.*, v. **6**, 727-736.
- 藤井浩二, 1954 : 大分県臼杵地域の層序と構造(1). *地質雑*, v. **60**, no. 709, 413-427.
- 藤田至則・青木 滋・佐藤 修・高浜信行・鈴木幸治・池田伸俊, 1986 : 稗田山大崩壊の崩積土と崩壊の要因. *地質学論集*, v. **28**, 147-159.
- 波田重熙・市川浩一郎, 1982 : 秩父累帯におけるジュラ紀変動. *月刊地球*, v. **4**, no. 7, 434-441.
- 橋本 勇, 1962 : 大分県佐伯市付近の時代未詳層群の層序と構造(1). *九大教養研報*, no. 13, 15-24.
- 石田啓祐, 1987 : 四国東部秩父累帯南帯の地質学的・微化石年代学的研究. *徳島大教養紀要 (自然科学)*, v. **20**, 47-121.
- ISOZAKI, Y. and MATSUDA, T., 1985 : Early Jurassic radiolarians from bedded chert in Kamiaso, Mino Belt Central Japan. 'Earth Science': *Jour. Assoc. Geol. Collab. Japan* v. **39**, no. 6, 429-442.
- 海溝 I 研究グループ, 1985 : 日本周辺の海溝及びトラフの海底地形. 東大出版.
- 神戸信和・寺岡易司, 1968 : 五万分の一地質図幅「臼杵」および同説明書. 地質調査所.
- 岸田容四郎・菅野耕三, 1982 : 西南日本外帯における三疊紀・ジュラ紀放射虫化石分帯. *大阪微化石研究会誌特別号*, no. 5, 271-300.
- 国安 稔・長谷川良三・藤田至則, 1982 : 地すべり発生期における断裂系の成形成過程. *地質学会第89年学術大会講演要旨*, 487.
- Lash, G. G., 1985 : Recognition of trench fill in orogenic flysch sequence. *Geology*, v. **13**, 867-870.
- Lewis, K. B., 1971 : Slumping on a continental slope inclined at 1-4 degrees. *Sedimentology*, v. **18**, 97-110.
- 松岡 篤, 1982 : 高知県佐川仁淀地域における中・上部ジュラ系の放射虫化石層序. *大阪微化石研究会誌特別号*, no. 5, 237-253.
- MATSUOKA, A., 1983 : Middle and Late Jurassic radiolarian biostratigraphy in the Sakawa and adjacent areas, Shikoku, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, v. **29**, Art. 1, 1-48.
- 松岡 篤, 1984 : 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. *地質雑*, v. **90**, no. 7, 445-447.
- 松岡 篤, 1986 : 大分県津久見地域の秩父累帯南帯の中生層. *大阪微化石研究会誌特別号*, no. 7, 219-224.
- MATSUOKA, A., 1986 : *Tricolocapsa yaoi* Assemblage (Late Jurassic radiolarians) from the Togano Group in Shikoku, Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, v. **29**, Art. 4, 101-115.
- MATSUOKA, A., and YAO, A., 1985 : Latest Jurassic radiolarians from Torinosu Group in Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, v. **28**, Art. 5, 125-145.
- MURATA, A., 1981 : Large decke structures in the Kurosegawa and Sambosan Terrains, in Kyushu, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ., Tokyo, Sec. II*, v. **20**, no. 3, 277-293.
- 中島浩一・西 琢郎, 1987 : 九州秩父累帯南帯トリアス紀・ジュラ紀珪質岩中の砂岩シルおよび岩脈. *九大理研報 (地質)*, v. **15**, no. 1, 153-166.
- Needham, D. T., 1987 : Asymmetric extensional structures and their implications for the generation of melanges. *Geol. Mag.*, v. **124**, no. 4, 311-318.
- 西 琢郎, 1987MS : 九州東部秩父累帯南帯の層序学的研究 (九大修論手記).
- 西 琢郎, 1987 : 九州東部秩父累帯南帯の層序・構造の再検討一特に砕屑岩の微化石年代と堆積相一. *日本地質学会第94年学術大会講演要旨*, 109.
- 西 琢郎・坂井 卓, 1985 : 大分県四浦半島の層序. *日本地質学会第92年学術大会講演要旨*, 97.
- 西園幸久・村田正文, 1983 : 球磨山地南部における中・古生代放射虫群集と堆積相の予察的研究. *熊大理紀要 (地学)*, v. **12**, no. 2, 1-40.
- OGAWA, Y., NAKASHIMA, K. and SUNOUCHI, H. 1983 : Mesozoic accretion of siliceous deposits in Southwest Japan. *In Siliceous deposits in the Pacific region*. Iijima, A., Hein, J. R., and Siever, R. (eds.), 413-426, Elsevier.
- Prior, D. B., Bornhold B. D., Coleman, J. M. and Bryant, w. R., 1982 : Morphology of a submarine slide, Kitmat Arm, British Colombia. *Geology*, v. **10**, 588-592.
- Prior, D. B., Bornhold B. D., and Johns, M. N., 1984 : Depositional characteristics of submarine debris flow. *Jour. Geol.*, v. **92**, 707-727.

- Raymond, L. A., 1984: Classification of melanges. *In* Melanges: Their nature, origin, and significance. Raymond, L. A. (ed.), Geol. Soc. Am. Spec. Paper 190, 7-20.
- 斉藤靖二, 1986: 日本列島を作った深海ケイ質堆積物. 科学, v. 56, 141-145.
- 酒井治孝, 1988a: 南九州, 四万十帯南帯の都井岬オリストストロームII. 巨大海底地滑りによる変形構造とその形成過程. 地質雑, v. 94, no. 11, 837-853.
- 酒井治孝, 1988b: 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, v. 94, no. 12, 945-961.
- 坂井 卓, 1985: 南九州日南層群の地質と四万十帯外縁オリストストローム帯の形成過程. 構造地質研究会・砕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.
- 佐藤 徹・西園幸久・村田正文, 1982: 大分県南東部尺間山周辺の中・古生代放射散虫化石群集について. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 5, 301-310.
- 高島清行・小池敏夫, 1982: 三疊紀放射散虫化石群集の検討, 大阪微化石研究会誌特別号, no. 5, 45-50.
- Woodcock, N. H., 1979: The use of slump structures as paleoslope orientation estimators. *Sedimentology*, v. 26, 83-99.
- 山際延夫・平群秀一郎, 1987: 大分県津久見地域四浦半島に分布する津井層産出の珊瑚化石について. 大阪教育大紀要, III, v. 38, no. 1, 27-37.
- 八尾 昭・松岡 篤・中谷登代治, 1982: 西南日本のトリアス紀ジュラ紀放射散虫化石群集. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 5, 27-43.
- YAO, A., 1984: Subdivision of the Mesozoic complex in Kii- Yura area. Southwest Japan and its bearing on the Mesozoic basin development in the Southern Chichibu Terrane. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, v. 27, Art. 2., 4-103.
- 八尾 昭, 1986: 日本のジュラ系放射散虫化石帯の年代と国際対比. 大阪微化石研究会誌特別号, no. 7, 63-74.
- 吉田英一, 1985: 大分県佐伯市北東部の地質および仏像構造線の再検討, 地質雑, v. 91, no. 12, 867-887.
- 吉田英一・村田正文, 1985: 大分県佐伯市北東部における二疊紀放射散虫化石層序. 地質雑, v. 91, no. 8, 525-533.