

## 宮崎県日南地域の四万十帯オリストストローム：特にオリストリスの変形構造と配置の機構について

坂井, 卓  
九州大学理学部

艸場, 敬  
九州大学理学部

西, 弘嗣  
九州大学理学部

小守, 道郎  
川鉄工業(株)

他

<https://doi.org/10.15017/4495638>

---

出版情報：九州大学理学部研究報告. 地質学. 15 (1), pp.167-199, 1987-03-15. Faculty of Sciences, Kyushu University

バージョン：

権利関係：

宮崎県日南地域の四万十帯オリストストローム——特  
にオリストリスの変形構造と配置の機構について——

坂井 卓・艸場 敬・西 弘嗣・  
小守道郎\*・渡辺正幸\*\*

Olistostrome of the Shimanto Terrane in the Nichinan area, southern part of the Miyazaki Prefecture, South Kyushu—with reference to deformation and mechanism of emplacement of olistoliths—

Takashi SAKAI, Takashi KUSABA, Hiroshi HISHI  
Michiro KOMORI, and Masayuki WATANABE

**Abstract**

The Nichinan Group in the Aburatsu-Nango and the Honjo areas, along the Nichinan coast, South Kyushu, shows a very chaotic nature of lithology and geologic structures and is referable to a large-scale olistostrome. It contains scatteredly many olistoliths of various lithologies, sizes and ages within the argillaceous formation, showing very chaotic depositional facies and deformations, and ranging in age from Middle Eocene to Earliest Miocene, predominantly of Late Oligocene.

As a clue to elucidate the original stratigraphy and sedimentary environments, and the mechanism of emplacement of them, this paper describes largely ages, lithologies and deformational styles of four representative olistoliths, here named the Aburatsu, Izaki, Nango and Honjo Olistoliths. These olistoliths can be assigned to Late Oligocene to Earliest Miocene, mainly based on planktonic foraminifera and molluscan fossils contained. They can be divided into two types with very different litho- and bio-facies suggesting shelf and deep-sea fan environments, respectively.

All of the olistoliths have experienced the flexural folding, accompanied with reverse, strike-slip and normal faults, occasionally. Because these deformations occur restrictedly in olistolith and never extend into the argillaceous formation surrounding them, they are attributed to the deformation related to the mechanism of their emplacements.

Two structural patterns are discernible among the olistoliths, in which the geometric features and spatial relation of folds to other deformations accompanied are very different from each other. The Aburatsu, Nango and Honjo Olistoliths represent intense contractive deformations, characterized by the asymmetric, overturned flexural folds, facing southerly. They are associated commonly with strike-slip faults showing local bend and modification of trend. Besides, extensional fractures, parallel to the trend of fold axes, occur behind the folded zone of the Honjo Olistolith, exclusively. These structural features indicate that a series of deformation within olistoliths have been formed while the olistoliths decelerated and terminated their sliding motions. On the other hand, the Izaki Olistolith lacks noticeable deformations due to contractive strain

---

\*現在：川鉄鉱業（株）資源開発部資源調査課

\*\*現在：西日本技術開発（株）

昭和61年8月27日受理

and shows a gentle basin structure with radially distributed fold hinges at its margin. It is overlain by incoherent slump beds with decollement zone at base and is, furthermore, intruded by mud diapirs in the axial part of basin structure. Deformations observed and structural relationship between the olistolith and the other adjoining argillaceous formations may suggest that this structural pattern had been formed probably as a result of disequilibrium in density between the coherent sheet-like olistolith and the underlying unconsolidated argillaceous formation after the termination of sliding motion. Those varieties in structural pattern can be explained in terms of a dislocation model for the olistoliths with lateral displacements and a subsiding sheet model for those with vertical displacements.

The first-order structures inferred from the mesoscopic second-order structures in each olistolith show approximately horizontal surface. Combined with other structural data, such as fold asymmetry, spatial relation between contractive and extensional deformations, and profiles of basal slip, it is presumed that the direction of emplacement of olistoliths had been from present northwest to southeast.

## I. はじめに

近年、四万十帯は白亜紀から新第三紀初頭にかけての付加造構作用によって形成された地帯という考え(勘米良, 1976, 1980; 平ほか, 1980; TAIRA *et al.*, 1983)が受け入れられるようになってきた。この地帯には大規模な乱雑相堆積物が存在するとされ、それがオリストストロームであるとする認定基準ならびにその地質学的意義が指摘されて以来(勘米良・佐々木, 1977; 勘米良, 1977), 四万十帯の広い地域で重要な層序構造単位として認められるようになってきた。

四万十帯は地層変形が複雑なために、その乱雑層の起源、つまり、層理の破壊や混在化が重力テクトニクスに帰因するオリストストロームなのか、あるいはそれが広域的圧縮場での造構作用によるメラレンジュのいずれに相当するかの判断がしばしば困難である。しかし、四万十帯南帯南部の乱雑相堆積物は変成作用は微弱で、重複した激しい剪断作用も受けていないため、容易にオリストストロームと判断できる。勘米良は、特に四万十帯南帯の最南部にあたる九州の都井岬、四国の足摺岬近傍・室戸半島、紀伊半島の田子崎・田ノ崎を連ねた地帯には一連の大規模なオリストストロームが発達することに気付き、これを岬オリストストロームと呼んだ。この地帯からは軟体動物化石がよく産出し、最近では有孔虫化石や放射虫化石などの微化石が多くこの地域から報告されてきた。そして、これらの時代証拠を基に、オリストストロームの認定に加えて、更にその形成環境・過程およびテクトニクスが議論されるようになってきた(中川ほか, 1983, 坂井, 1983, 1985 a, 杉山, 1985)。このオリストストロームは四万

十帯南帯半部の広大な地域を占め、地理的には北琉球弧から房総半島までの範囲に分布する。坂井(1983, 1985 a)はこの地帯が背後のサブダクション・コンプレックス帯(白亜系~下部漸新統)とは異なる堆積・造構環境で形成された地帯と考え、これを四万十帯外縁オリストストローム帯と再定義した。

四万十帯の形成場は沈み込み帯を伴う前弧地域に比較され、その発達は定常的な付加作用によって若いサブダクション・コンプレックスを累進的に海洋側に成長させてきた結果と説明された(勘米良, 1980; TAIRA *et al.*, 1982)。しかしながら、定常的沈み込みモデルでは広大なオリストストロームの形成を十分に説明することは出来ない。四万十帯外縁オリストストローム帯の形成過程は、隣接するフィリピン海プレートの運動変化との関わりが強く、むしろ非沈み込みのステージにあたる四国海盆の拡大時期(例えば, KOBAYASHI & NAKADA, 1978)がその重要な背景として存在した可能性が指摘される(坂井, 1985 a)。この問題を解く陸上からの重要な検証課題のひとつは、前期中新世後期頃に起ったとされる西南日本弧外縁地域での大規模な島弧斜面崩壊のより詳細な時期とテクトニクスを明らかにすることである。本研究では南九州日南地域の2つの代表的オリストストローム地域について、オリストリスの変形構造の記載と解析を行い、オリストリスの配置に関与したテクトニクスについて考察する。なお、産出した微化石や堆積相の解析結果についてはそれぞれ別報にて記述する予定である。

本論文作成にあたっては、野外および室内において終始温い御指導と御便箋を載いた九州大学勘米良亀齡教授、微化石の鑑定や時代論の検討に多大な御協力を

載いた山形大学齋藤常正教授、大阪大学中世古幸次郎助教授、西村明子女史、また野外で議論して載き貴重な御意見を賜った九州大学小川勇二郎助教授、東京大学松田時彦教授、これらの方々深くお礼を申し上げます。

本論文は日南層群の調査研究に苦楽を供にして載いた勸米良先生に捧げるものである。

## II. 地質概説

日南層群(黒田・松本, 1942)は、九州四万十帯の地体構造上、最も外側(海洋側)の地帯を構成する地層群である(Fig. 1, 橋本, 1962)。これは南九州日南山地に最も良く露出し、日向の遠見山半島から大隈半島へと延長する地帯を占める。この地層群は、北の

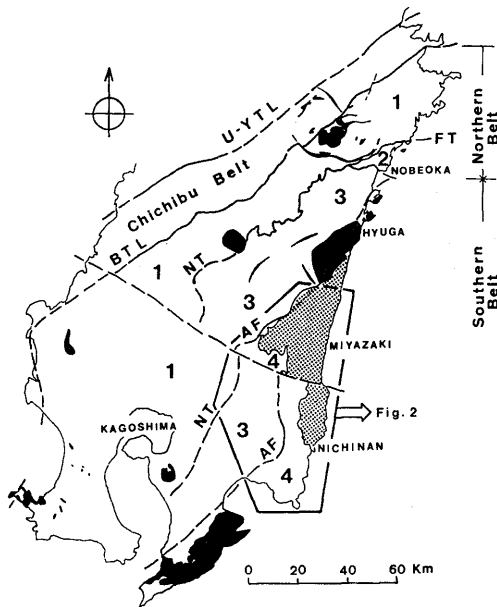


Fig. 1. Index map, showing the major tectono-stratigraphic divisions of the Shimanto Terrane in Kyushu. 1-3, Cretaceous to Early Paleogene subduction complexes. 1, Morotsuka Group (mid-Cretaceous to Late Cretaceous); 2, Kitagawa Group (Late Cretaceous? to Early Eocene?); 3, Hyuga Group (Middle Eocene to Early Oligocene); 4, Nichinan Group (Late Oligocene to Earliest Miocene). Dotted: Miyazaki Group (Late Miocene to Early Pliocene). Black: Felsic igneous rocks (Middle Miocene). U-YTL: Usuki-Yatsushiro tectonic line, BTL: Butsuzo tectonic line. FT: Furue thrust. NT: Nobeoka thrust. AF: Aya fault.

尾鈴山酸性岩や南の大隈花崗岩など中新世中期(柴田, 1979)の火成岩によって貫入を受け、恐らく中新世中期の庵川層(橋本・宮久, 1959)や中新世後期~鮮新世前期の宮崎層群によって大規模な傾斜不整合で覆われる(Figs. 1, 2)。

日南層群の岩相分布は南九州東部の図幅調査(「都井岬」図幅, 木野, 1959 a; 「鉄肥」図幅, 木野, 1959 b; 「志布志」図幅, 太田・木野, 1965; 「日向青島」図幅, 木野, 1958; 「都城」図幅, 木野・太田, 1977; 宮崎県, 1982)や日南山地における首藤(1963)の地史学的研究などによってその輪郭が明らかにされた。なかでも首藤(1963)は、岩相対比と散在的に産出する軟体動物および有孔虫化石をもとに広い範囲にわたって、日南層群の層序と地質構造とに初めて言及する先駆的研究を行った。首藤に従うと、日南層群は下位の日南亜層群(下部漸新統~下部中新統)と上位の酒谷亜層群(下部中新統)に大別される。更に、岩相によって、日南亜層群は下位より市木・南郷・滝ヶ平山の3層に、酒谷亜層群は同じく、赤根・大矢取の2層に細分される。一方、褶曲構造に加えて断層による綾状の地塊化によって、上記の層序が繰返す地質構造が示された。特に、褶曲構造についてはその規模と形態が岩相に強く依存することが認められた。そして、砂岩、泥岩に卓越する部分で、それぞれ規模の大きい短軸の褶曲、規模の小さな流動の褶曲が発達した2つの構造単位をなすことを指摘した。

近年、調査地域に近接する都井岬周辺の日南層群の研究から、勸米良(勸米良・佐々木, 1977; 勸米良, 1977)は、この地層群の複雑な岩相組合せ、乱雑な岩相分布や錯綜した地層配列、多くの流動状の未固結変形の存在そして岩塊と泥質基質との間の含有化石相の違いを認めた。彼はこれらの野外事実から、都井岬周辺の地層群が大規模な海底地滑り堆積物-オリストストロームに帰せられることを指摘した。その後、野外証拠とともに微化石に基づく時代証拠から、日南山地の広い範囲にオリストストロームが分布することが明らかにされてきた(信田, 1983; 中川ほか, 1983; 坂井ほか, 1984; 坂井, 1985 a; 加藤ほか, 1984; 加藤, 1985; 艸場ほか, 1985)。Fig. 2にはその概要を示す。

微化石証拠からは、日南層群には白亜紀後期から中新世前期までの時代が認められているが、オリストリスの由来についてはまだ不明な点が多く残されており、日南層群の崩壊前の原層序に一致した見解は与えられていない。

筆者らはこれまでに行ってきた日南山地南部の油津

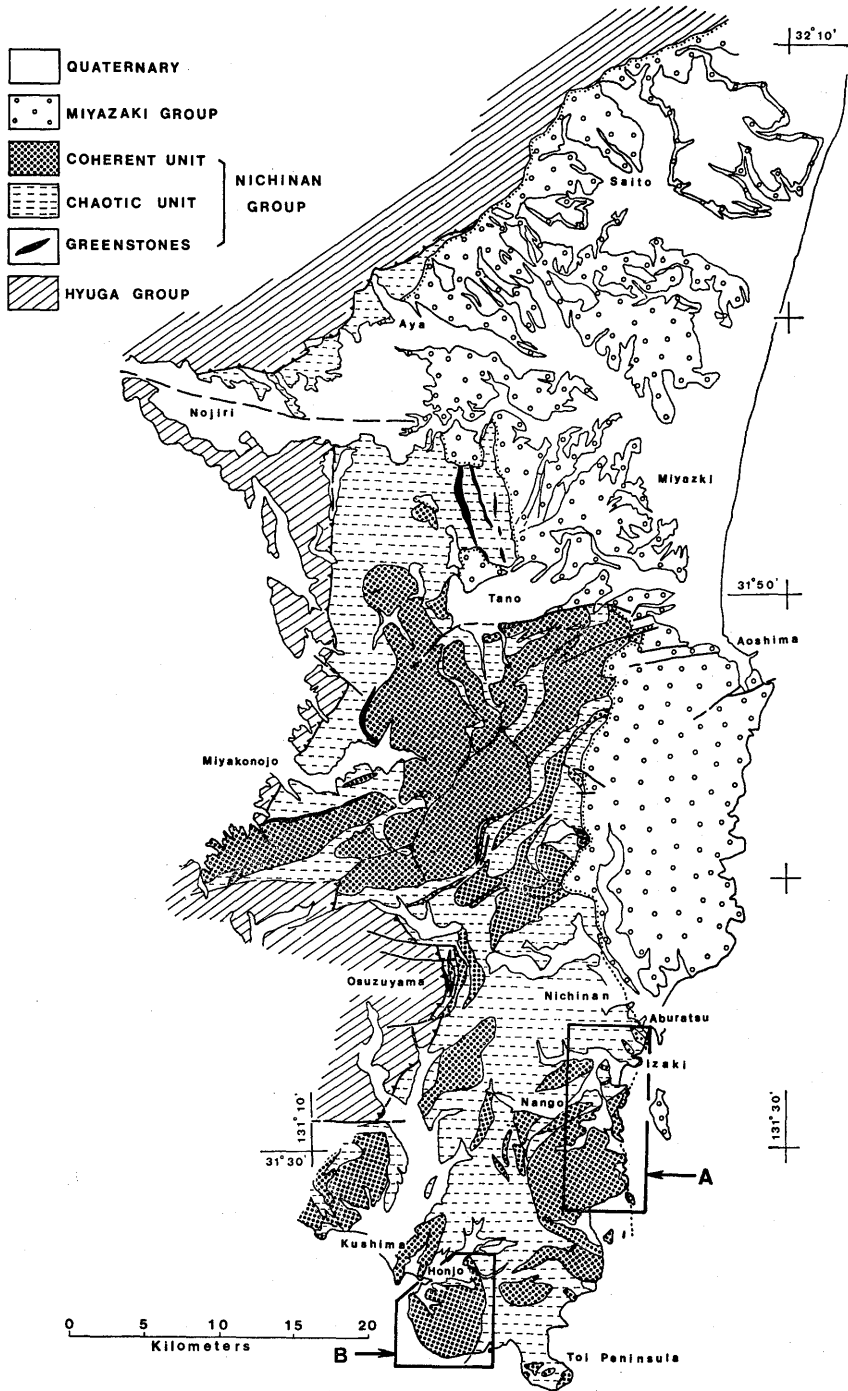


Fig. 2. Geologic sketch map of the Nichinan Mountains area.  
 A : Aburatsubo-Nango area, B : Honjo area

一南郷および本城地域での岩相・生相および変形構造の解析から、日南層群を2つの岩相単位に区分した (Figs. 2, 3). 1つは泥質岩を主体とし、大小さまざまな岩相の岩塊・角礫を雑然と含む乱雑相泥岩層で、他の1つは整然とした層理を示し、岩相層序が設定できる整然層である。後述するように、前者と後者は岩相上、それぞれオリストストロームの基質と巨大オリストリスに相当する。なお、調査地域からは始新世中期から中新世初期の浮遊性有孔虫化石と、始新世中期、始新世ないし漸新世を示す放射虫化石が多くの地点より産出した (坂井ほか, 1984; NISHI, 1985; 舩場ほか, 1985)。Fig. 3には Blow (1969) による浮遊性有孔虫化石帯に対応する区分を時代の古いものから順に若い番号で示した。なお本地域で識別した化石帯と Blow (1969, 1979) などのそれとの対応は, *Morozovella spinulosa* 帯 (P.14), *Globigerinatheka index* 帯 (P.15~P.16), *Globorotalia cerroazulensis* 帯 (P.17), *Pseudohastigerina barbadoensis* 帯 (P.18~P.19), *Chiloguembelina cubensis* 帯 (P.20~P.21a), *Globorotalia opima opima* 帯 (P.21b), *Globigerina angulicaturalis* 帯 (P.22), *Globorotalia kuguleri* 帯 (N.4) となる。なお、この化石帯の設定については、別報 (西, 1987) を参照されたい。

### III. 油津一南郷地域

#### 1. 岩相および層序

この地域は、大迫から南郷を経て目井津へ、北東一南西方向に北西へ中角度の傾斜で走るスラストによって、南部の整然層と北部の乱雑相泥岩層に分けられる (Fig. 4)。ここでは乱雑相泥岩層と含有される代表的な巨大オリストリスについて、岩相上の特徴を略述する。

#### A. 乱雑相泥岩層

調査地域の北半部には泥質岩が広く分布する。これは多様な岩相をもち、含礫シルト岩、塊状泥岩、鱗片状泥岩、スランプ褶曲の発達した砂泥互層などが識別される。しかしながら、これらの岩相の分布は極めて複雑で、互いの関係についても不明なことが多い。

含礫シルト岩は淘汰不良のシルト岩中に数 cm~数 m の大きさからなる、さまざまな粒度組成の砂岩、礫岩、頁岩、酸性凝灰岩などの角礫を雑然と含み、しばしば軟体動物化石を個体で含むことがある (坂井, 1985 a, fig. 5C)。これは、土石流起源の堆積物にあたる。塊状泥岩は南部に広く出現する。これには層理や葉理などの初生構造を欠き、礫などを含まないために

乱雑な層理を示さないことが多い。しかしながら、豊富に含まれる微化石の種構成は変化に富む。例えば、海門付近の塊状泥岩は近接地点のみならず同一試料から著しく時代を異にする浮遊性有孔虫化石群集を産する (Fig. 3, 坂井ほか, 1984, p.105~109 参照)。同一試料中に2つの化石群集が含まれる場合、いずれの群集も構成種が豊富で出現頻度も高い。この泥岩にはしばしばスランプ層に伴い、海緑石砂岩のレンズを含むことがある。延長地域での類似の塊状泥岩が海岸に沿う露頭では泥を基質とし、泥岩の角礫を多量に含むこともある (坂井, 1985 a, fig. 5D)。調査範囲では新鮮な露出に乏しく、詳細な観察はできなかったが、泥質の地滑り堆積物とみなした。鱗片状泥岩 (scaly cleaved argillite; ABBATE *et al.*, 1970) は鱗片状の劈開が発達した泥質岩で、オリストストロームの基質の典型的なファブリックと考えられている。調査地域では、この劈開は泥質岩中に普遍的に認められることはなく、整然層との境界や岩塊周辺に限って発達するようである。スランプ褶曲を伴う砂泥互層一スランプ層は流動褶曲、ブーディン〜プルアパート構造などの可塑変形が発達している。これには現在確認している限り、漸新世後期 (P.21~P.22)、一部が中新世初期 (N.4) の時代にあたる (Fig. 3)。以上の泥質岩のほかに、後述する猪崎には泥ダイアピル起源と考えられる含礫泥岩が出現する。

これらの泥質岩は少くとも層序が設定できる岩相単位ではなく、岩塊および整然層を取り囲むオリストストロームの基質に相当する堆積物と考えられることができる。

乱雑相泥岩中に包有される岩塊や角礫 (オリストリス) は数 10cm~数 m の小規模なものから、延長が最大 2 km に達するものまで、そのサイズは変化に富む。オリストリスの岩相には、礫岩、含礫砂岩、粗粒~細粒砂岩、砂泥互層、塊状~板状泥岩、酸性凝灰岩など多様であるが、大きなオリストリスには、これらが互層し、厚い層序をもつものがある。

オリストリスは、異った堆積環境を示す2つのタイプ、即ち、深海型と浅海型が識別される。深海型は、タービダイトや土石流・粒子流堆積物など高密度流起源の碎屑物の卓越性、深海扇状地堆積コンプレックスに比較される堆積相組合せ、そして *Nereites* 相 (SEILACHER, 1967) の生痕化石によって特徴づけられる。後述する南郷・猪崎オリストリスは、このタイプにあたる。一方、浅海型のオリストリスは、芦屋型の軟体動物化石や *Skoliths* 相の生痕化石をよく産し、

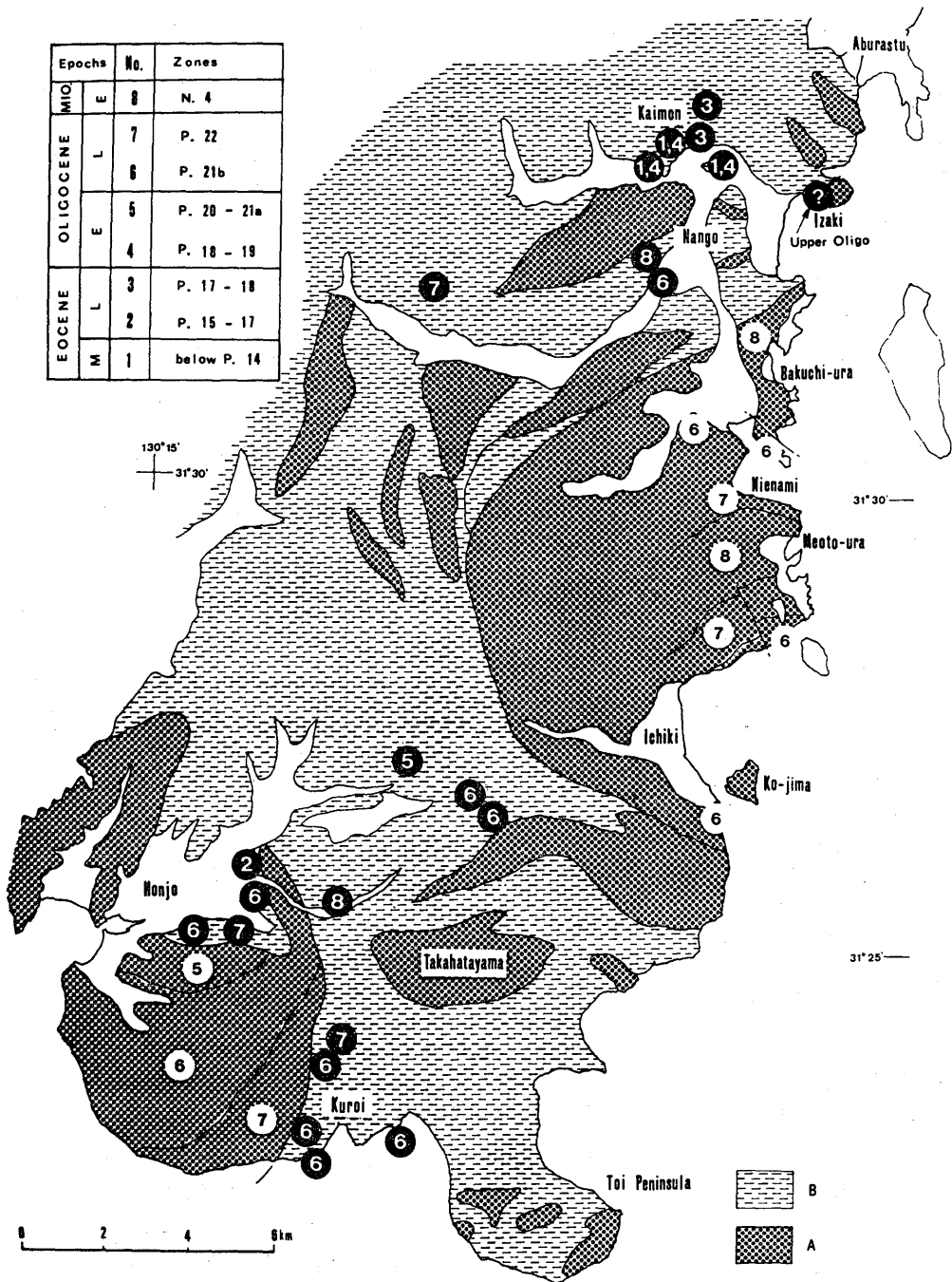


Fig. 3. Map showing the outline of distribution of the lithologic unit and the localities of planktonic foraminifera fossils.  
 A : Large coherent unit (olistolith). B : Chaotic argillaceous unit (matrix).  
 Numbers indicate the ages according to the zonation of planktonic foraminifera of Blow (1969) from single locality (black) and continuous section (open).

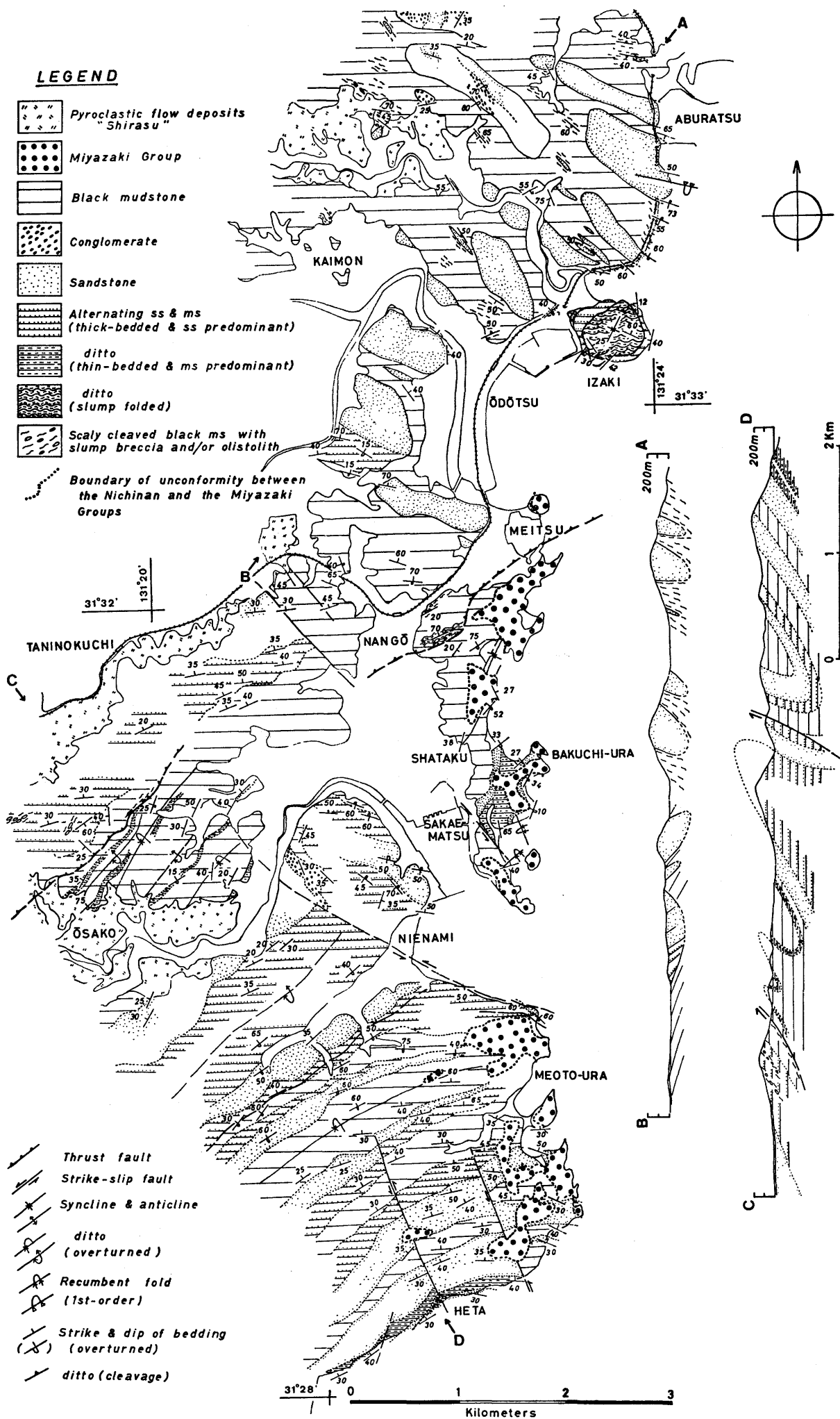


Fig. 4. Geological map and profiles of the Aburatsu-Nango area.



海緑石砂岩をしばしば挟む。堆積相は規模の大きい斜交葉理や侵食面の著しい発達によって特徴づけられる。この2つのタイプは全くランダムに混在しており、何ら規則的な配列は認められない。

**B. 南郷オリストリス**

調査地域の南半部は整然とした層理をもち、層序が設定できる岩相単位 (Coherent Unit) が分布する (Fig. 4)。これは巨視的スケールでは、市木西方から、<sup>たかはた</sup>高畑山北東斜面、<sup>こうじま</sup>幸島の南にその分布が追跡され北北西—南南東に長軸をもつ楕円状の輪郭を示す (Figs. 2, 3)。周囲は泥質岩によって囲まれているが、西部および南部でも断層で境される (宮崎県, 1982; 加藤, 1985)。この整然層は、周囲の泥質岩とは岩相や時代、地質構造に明瞭な違いがあり、巨大オリストリスと認

定される。本論文ではこれを南郷オリストリスと呼ぶ。これは後述するように、地質構造の特徴から、北西トレンドの左横ずれ断層によって分割された3つのブロック、すなわち、夫婦浦、<sup>ぼんなん</sup>贊波、博奕浦ブロックに区分される。

南郷オリストリスは、首藤 (1963) に従って、下位より市木・南郷・滝ヶ平山の3層に区分される。挟在する泥岩の多数の層準より浮遊性有孔虫化石が産出し、Blow (1969) の化石帯のP.21~N.4まで連続した生層序が立てられた (Nishi, 1985)。このオリストリスは調査範囲で層厚約1.400mに達し、上方細粒・薄層化を基調とした堆積サイクルが幾つか重なる岩相層序をもつ (Fig. 5)。

市木層は末端相タービダイトからなる均一な岩相をもつ。南郷層は、含礫砂岩や粗粒、厚層理塊状砂岩を基底部とし、その上位に粗～中粒の塊状砂岩の中部砂岩層、中層理砂岩・泥岩互層の漸移部を経て薄層理砂泥互層、塊状泥岩へと変化するサイクルを2度もつ。滝ヶ平山層は、下位の中粒、厚層理砂岩から始まり平行葉理・斜層理の発達した中層理砂岩からなる砂岩層、そして上位のタービダイト薄層を挟む泥岩へと漸移する。最上部には中層理塊状砂岩からなる砂岩層が2回出現する。南郷オリストリス東部の博奕浦ブロックの主体は、N.4の有孔虫化石帯にあたり、最上部の2層準に挟在する砂岩層の岩相上の特徴より滝ヶ平山層に対比される。

このオリストリスを構成する礫質および砂質堆積物には、土石流、粒子流、そしてタービダイトなどの高密度流堆積物が卓越し、しばしばチャンネル構造が観察される。生痕化石は *Nereites* 相にあたる群集で特徴づけられる。オリストリスは堆積相やその組合わせから深海扇状地中部複合体、恐らく砂質堆積物は lobe の堆積物に比較される。

**C. 油津オリストリス**

このオリストリスは油津南西部から国鉄志布志線の油津トンネル付近に露出するもので、油津—南部地域の代表的浅海型オリストリスにあたる。このオリストリスは幅 600m、延長 1 km 以上に達する規模をもつ。直接の接触関係は見出されなかったが、周囲には乱雑相泥質岩が取り囲むように分布する。

海岸沿いに露出する部分では全体の3/5にあたる層序が観察される。このルートに沿って堆積相、変形構造の詳しい観察ができる (Figs. 6, 16A)。このオリストリスの南北両半分では岩相と構造が異なり、北半部

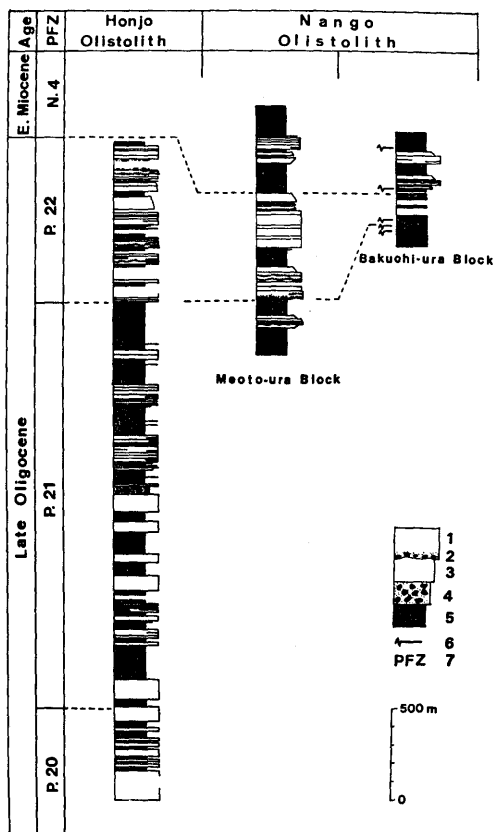


Fig. 5. Columnar sections and stratigraphy of the Nango and the Honjo Olistoliths. 1, Sandstone; 2, Conglomerate; 3, Alternating beds of sandstone and mudstone; 4, Slumped deposits; 5, Mudstone; 6, Fault; 7, Planktonic foraminiferal zones of BLOW (1969).

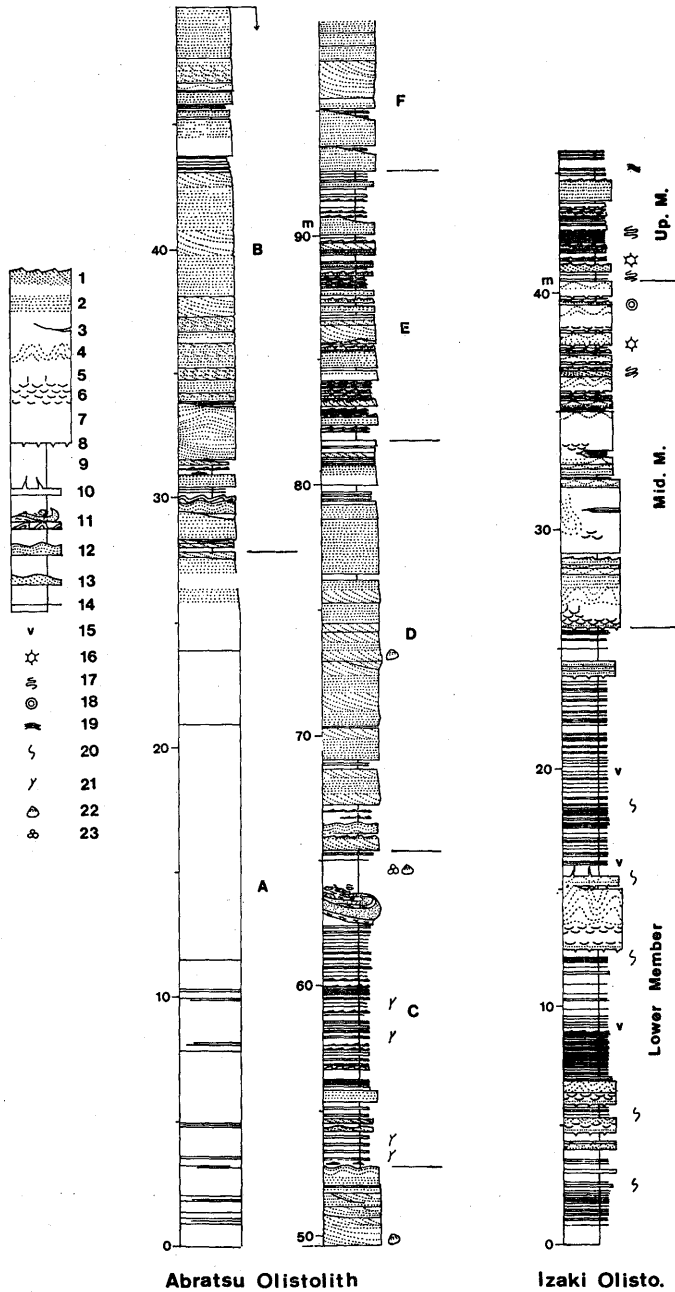


Fig. 6. Columnar sections of the representative olistoliths with shallow-water sequene (Abratsu Olistolith) and deep-water sequence (Izaki Olistolith).  
 1, Ripple cross-lamination; 2, Parallel lamination; 3, Amalgamation;  
 4, Convolution; 5, Pillar structure; 6, Dish structure; 7, Massive sandstone;  
 8, Sole marks; 9, Massive mudstone; 10, Clastic dyke; 11, Slump beds;  
 12, Wave ripple lamination; 13, Hummocky cross-lamination; 14, Sandstone (less than 10cm thick); 15, Tuff bed; 16, *Paleodictyon* sp.; 17, *Helminthopsis* sp.; 18, *Spirorhapha* sp.; 19, *Nereites* sp.; 20, Other crawling traces; 21, Dwelling structures; 22, Molluscan fossils; 23, Foraminifera fossils

は正序で塊状砂岩を主体とし、南半部は逆転し、中～薄層理砂岩やシルト岩をよく挟在する。後述するように、全体の構造からは、北半部の塊状砂岩は南半部最下部の塊状砂岩に対比できる。

北半部の塊状砂岩は一般に、中～粗粒、厚層理で、石灰質ノジュールや石灰質砂岩レンズを含む。しばしば、層理と大きく斜交するサンドパイプや *Skolithos* などに類似の生痕による層理の擾乱を受けている。しかしながら、葉理が保存されているところでは、顕著な平行葉理や規模の大きい斜交葉理が観察できる。この砂岩層には、厚殻二枚貝、巻貝などからなる二次堆積性化石層のレンズをとところところにはさむ。南半部は全体として逆転した層序を示す (Fig. 16)。岩相層序は全体として、塊状砂岩から始まり、リップル葉理の発達した砂シルト岩互層を経て、斜交葉理・平行葉理の顕著な厚層理砂岩からなり、2層準にスランプ褶曲や砂ボール構造の発達したスランプ層をはさむ (Fig. 6)。中～厚層理砂岩には削り込みによる侵食構造が顕著であり、しばしば二枚貝などの破片を含む2次的化石層のレンズをその下底部に伴う。シルト岩の卓越する部分では、層理の側方への連続性は比較的良好である。これには、層理面との斜交度の大きいサンドパイプの発達が良く、まれに薄殻二枚貝化石を個体で産する。

以上の堆積相や化石の産状などの野外証拠からは、このオリストリスの元来の堆積環境として、前浜の外部砂堆発達部分から沖合にかけての環境が推測される。なお、シルト岩からは石灰質底性有孔虫は産するものの浮遊性有孔虫は稀にしか産しない。正確な時代については言及できないが、軟体動物化石は、この地域から報告された芦屋型のそれに類似する。

#### D. 猪崎オリストリス

大堂津北東の猪崎には深海型オリストリスが露出し、半島の海岸沿いに深海性の生痕化石・岩相や、種々の美事な堆積構造が観察できる。猪崎オリストリスは、東西約 800m、南北約 400m で、長軸が西北西—東南東に向く広がり、100m 程度の厚さをもつ楕円形のシート状の外見を呈する (Fig. 13)。

猪崎オリストリスの層序は岩相上、上・中・下の3部層に区分される (Figs. 6, 13)。オリストリスの大構造はベースン構造をなすために、外周部から中心に向かって若い地層が同心円状に出現する。一般に、中部層を除いて単層の側方への粒度・層厚の変化は認められず、連続性に富む。下部層は通例、3～10cm の厚さ

の末端相タービダイト砂岩と 5～20cm の厚さの泥岩との有律互層からなる。これは均一なタービダイト末端相を示すが、厚さ 1m 前後の砂岩層を 3層はさむ。これらの砂岩層は皿状構造、ピラー構造、コンボリュート葉理、および層表面に砂岩岩脈を伴うなど液状化・脱水構造の発達が顕著な粒子流起源の砂岩である。なお、下部層には 10cm 以下の厚さの酸性凝灰岩が数層挟在する。中部層は中～厚層理砂岩を主体とし、上方に薄層化の傾向がみられ、泥岩は葉層～薄層として挟在するに過ぎない。砂岩層は普通、平行葉理とリップル葉理ないし、リップル・ドリフト葉理との組み合わせの堆積相を示す。しかし、下部～中部には厚層理の粒子流起源の砂岩層を挟在し、著しい脱水・液状化に帰因する上・下層との層理の融合化 (amalgamation)、その結果としての層数の欠損などが生じている (辻, 1983 MS; 勘米良ほか, 1983)。上部層は、薄～中層理の砂泥互層からなり、上方へ薄層化する層序をもつ。砂岩層はほとんどが、平行葉理とリップル葉理をもつタービダイトで、侵食面の発達は認められない。一般に、平坦な層理をもち、単層の側方への連続性は良好である。

ほとんどの層裏面に底痕が観察され、古流向は、フルート・マークから南西への卓越流向が示される。一方、生痕化石には *Nereites* sp., *Paleodictyon* sp., *Helminthoidea* sp., *Spirorhaphe* sp., *Cosmorhaphe* sp. などを豊富に産し、*Nereites* 相の生痕化石群集で特徴づけられる。

堆積相組み合わせの特徴からは、このオリストリスも深海扇状地堆積物に比較され、泥岩に富む下部層の外部扇状地から、中・上部層の中部扇状地の堆積環境が示唆される。

下部層の泥岩からは若干の放散虫・有孔虫化石を見出したが、個体数が少く、まだ時代を決定するには至っていない。中部層の砂岩には稀に二枚貝の破片を含むことや全体の岩相の特徴からは他の深海型オリストリスと同時代の可能性が示唆される。

#### 2. 地質構造

この地域は、岩相の異なる南北両地域で巨視的トレンドを異にする。北部の乱雑相泥層では、トレンドは劈開や大小のオリストリスの配列として示される。南の南郷オリストリスと接する部分では、東北東—西南西のトレンドを示すが、北に向って次第に北西—南東に変化する。傾斜は変化に富むが、一般に北に傾くことが多い。劈開は一般に、オリストリスの周囲を取り

囲むように発達している。巨大オリストリスである南郷オリストリスの場合でも、更に西方や南方では、乱雑相泥岩の走向が、オリストリスの外形とほぼ平行に配列することが知られている(加藤, 1985; 木野, 1959 a)。

乱雑相泥岩層では明瞭な層理や特定の層準を指示する鍵層を欠くために地質構造の詳細は不明のことが多い。しかし、オリストリス内部に形成されている構造がこれに延長することはない。以下、各オリストリスの変形構造を記載する。

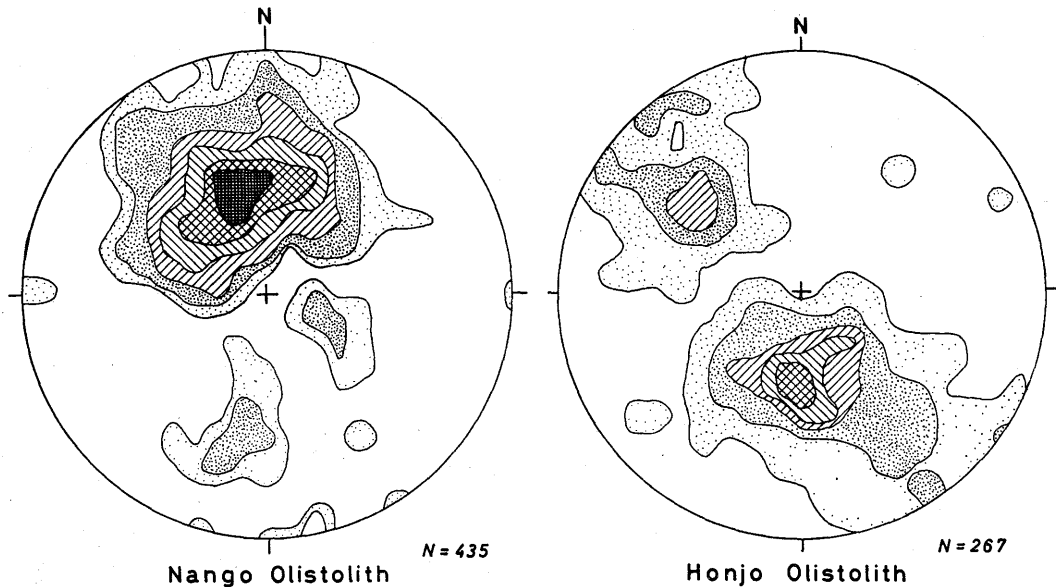


Fig. 7. Equal-area projections for bedding plane data of the representative giant olistoliths in the Nichinan Group. Contours at 0.5, 2, 4, 6, 8 and 10% (Upper hemisphere projection).

#### A. 南郷オリストリスの構造

南郷オリストリスは日南地域の巨大オリストリスのなかでも最も複雑な構造をもつが、堆積相の詳しい観察による岩相対比や地層の上下判定に加えて、豊富に産出する浮遊性有孔虫化石に基づく化石層序の設定とによって、地質構造の詳細な解析が可能になった。

調査地域の南郷オリストリスは全体として、東北東—西南西のトレンドをもち、北へ中程度の傾きをもつが、地域により走向・傾斜の変化が認められる(Figs. 4, 7)。また、地層はしばしば逆転し、構造方向を異にする褶曲や胴切り断層を伴って難解な構造を示す。

調査地域では構造トレンドの変化ならびに微化石証拠をもとに、南郷オリストリスを3つのブロックに区分した。各ブロックは、その間で構造トレンドの斜交や変形構造の幾何学的性質に変化が認められる。しかし、岩相や微化石証拠からは、元来、一連の層序をもつ地層群であったことは疑いない。ここではまず、各

ブロックの構造を記載し、その後南郷オリストリス全体の構造を考察する。

#### 1) 夫婦浦<sup>ベ</sup>ブロック

このブロックは<sup>ベ</sup>軸から大迫にかけて分布し、南郷オリストリスの主部を占める。北東の贅波ブロックとは、北西—南東に走る断層で接する。

夫婦浦ブロックは、地質図(Fig. 4)からも明らかのように、北東—南西のトレンドが卓越する。ブロック内では、中央部を北東—南西に走る逆断層を境として、トレンドに変化が認められ、南部では東北東—西南西、北部では北北東—南南西方向が支配的となる。また、南東部の<sup>ベ</sup>軸から夫婦浦にかけては、西北西—東南東のトレンドに変化する。

このブロックの地質構造は軸線が北東方向に並列する褶曲の発達によって特徴づけられる。これらの褶曲の軸面は層理面と調和した北東—南西の走向をもち、

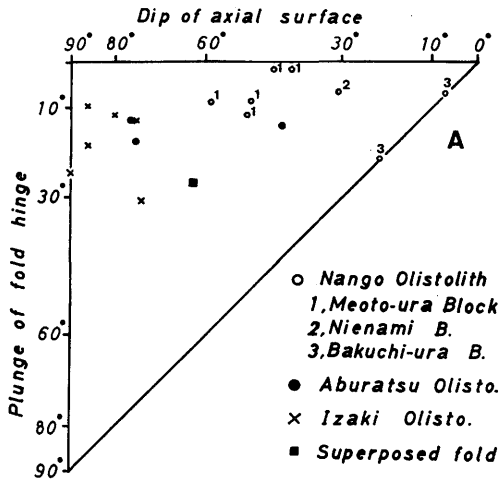


Fig. 8. Attitude of folds in olistoliths. (A) Aburatsu-Nango area, (B) Honjo area; N and O: folds in the normal and overturned limbs, S: folds associated with strike-slip faults.

北西に  $40^{\circ}\sim 50^{\circ}$  傾いて、両翼がともに北西へ傾いた横倒し褶曲をなす (Figs. 4, 8)。また、前翼 (forelimb) は後翼 (backlimb) に対して常に長く、強い非対称形を示す。軸線はほとんど水平で、計測されたものでは、南に  $10^{\circ}$  前後プランジする (Fig. 8)。褶曲の規模は南部で大きく、北部で小さいが、これは岩相依存によると思われる。一般に、翼間角 (interlimb angle) も  $25^{\circ}\sim 45^{\circ}$  と比較的小さい (Fig. 9A)。

夫婦浦ブロックの褶曲構造は地層の著しい側方短縮化を示しているが、層理の破壊は極めて弱い。褶曲の軸部、翼部を問わず、軸面劈開は認められず、層面すべりもごく稀な例を除いて弱く、普遍的な変位構造で

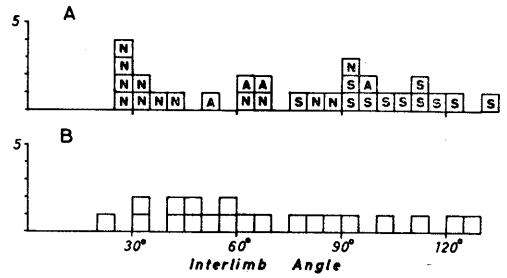


Fig. 9. Frequency diagram of interlimb angle of folds in the olistoliths. (A) Aburatsu-Nango area. N: Nango Olistolith, A. Aburatsu Olistolith, S: Slump folds in the Izaki Peninsula. (B) Honjo Olistolith.

はない。

夫婦浦ブロックでは、今までに述べてきた北東-南西トレンドの褶曲の並列から、より高次の構造を知ることができる。このブロックには大きな垂直変位を伴う断層は少なく、褶曲自体に規模の変化はあるものの幾何学的形態は比較的単純であることより、かなり正確に構造断面を推測することができる。作図によって求められた断面図 (Fig. 4, C-D 断面) からは、褶曲群の頂部を結んでできる褶曲包絡面は、北へ緩斜する平面として近似される。

褶曲以外の変形構造には、前述の逆断層のほか軸付近に、北北西-南南東に走るほぼ鉛直な断層が認められる。これは、地質図上では数  $10\sim$  約  $100\text{m}$  の水平変位をもつ。この方向の破断は露頭規模の小断層や節理として、かなり普遍物に発達する。これらの断層系は褶曲軸に対して直交しており、さげ断層 (tear faults) に相当する。

## 2) 賛波ブロック

このブロックは岩相および微化石証拠から南郷層に対比され、漸新世後期の層序をもつ。夫婦浦ブロックとは賛波の南から夫婦浦の北に、北西-南東方向にはほぼ鉛直で走る断層で境される。この断層は夫婦浦北部海岸に沿って干潮時に露出する。これを境に、両側のブロック間では顕著なトレンドの斜交が生じている。前述のように、夫婦浦ブロックでは時計廻りの走向変化が、賛波ブロックでは断層近くにつれて東-西から北西-南東へのトレンドとなる。同様の斜交は賛波・博奕浦ブロック間でも認められる (Fig. 10)。両ブロック間の断層は社宅海水浴場へ至るルートで観察される。これは、北西-南東の走向をもち、ほぼ鉛直な

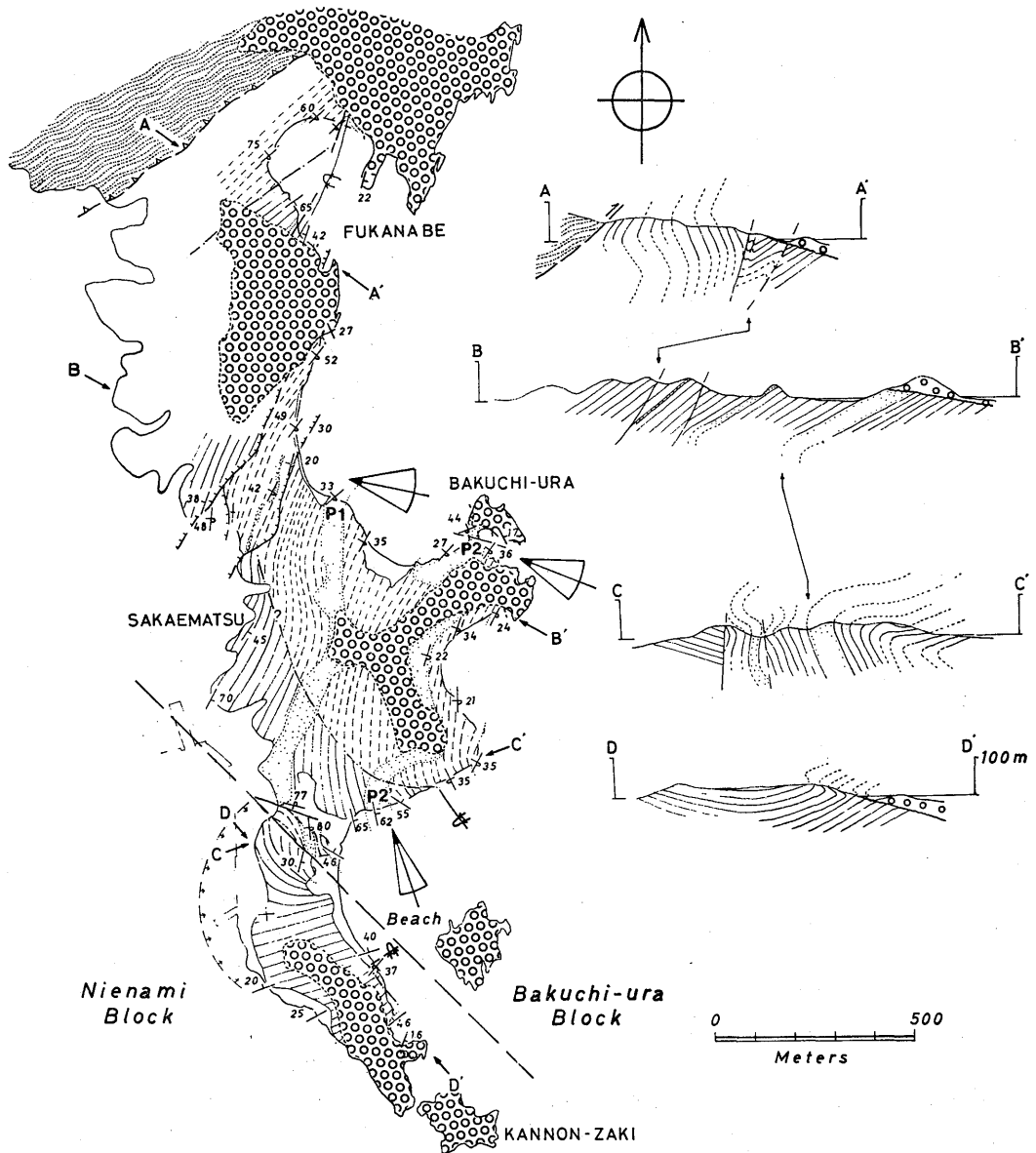


Fig. 10. Structural map and cross-sections of the eastern part of the Nango Olistolith. Solid and broken lines show the trend and distribution of normal and overturned beds, respectively. Inferred boundary between the normal and overturned sequence is shown by chain line. Arrows indicate paleocurrent direction calculated by the first-correlation value. Arcs show the mean angular deviation.

面をもつ。社宅付近の贅波ブロックは、東北東—西南西の走向をもち、北へ正序でゆるく傾くが、断層に沿ってゆるいベースン構造が形成されている (Fig. 10)。博奕浦ブロックでは、断層に沿って局所的に逆転層が現われ、走向は北西—南東へ変化する。このように、断層をはさむ両側のブロックの走向変化、時代関係から、北西—南東トレンドの断層は左横ずれ断層と判断できる。

贅波ブロックでは一般に、西部で北西—南東走向で西に中~高角で傾く逆転層が、東部で東北東—西南西走向で北に緩斜する正序層が出現する。このブロックの構造については露出が限られるために、全体についての詳細は不明である。しかし、社宅海水浴場から観音崎に至るルートでは、軸面が南にゆるく傾き、軸線が南南西にゆるくプランジする横臥褶曲が観察される (Fig. 10, D-D' 断面)。以上の褶曲の基本的な幾何学的特徴は、博奕浦ブロックのそれに強く類似する。

### 3) 博奕浦ブロック

これは南郷オリストリス東部にあたるブロックであり、主部の夫婦浦ブロックとはかなり異った構造を示す。海岸線に沿うルートの精査の結果明らかになった変形構造を以下記載する。

このブロックは全体が中新世初期(N.4)の層序をもち、全体として地層は逆転し南東に向って若い地層が出現する。しかし、南東方向への地層の若化 (younging) は単純な同斜状の逆転構造ではなく、これは横臥褶曲に帰因している。

ブロック内の一般走向は北東—南西にあるが、南から北へ北西—南東から南北、北東—南西へと変化する。社宅海水浴場では北西—南東走向から北東—南西方向への走向の系統的な時計廻りの変化が認められる (Fig. 10)。この走向の変化に伴って傾斜方向に変化し、地層は北東側で逆転し北西へ、西部では正序で南東へ傾斜し、正序と逆序の地層が同一走向線上で現われることになる (Figs. 10, 11)。すなわち正序・逆序の分布は Fig. 10 に示すように走向と斜交するパターンを示す。このようなパターンは地層が走向方向にねじれた状態にあることを意味する。海水浴場北側の海岸ルートに出現する褶曲はこのブロックの地質構造の解析に重要な手掛りを与える。このルートで確認される褶曲は軸面が北西—南東の走向で北東でゆるく傾き、軸は北北西にゆるくプランジする (Fig. 10)。翼間角は約  $90^\circ$  と夫婦浦ブロックに比べて比較的広い (Fig. 8A)。正序層は一般に東に高角、逆転層は西に

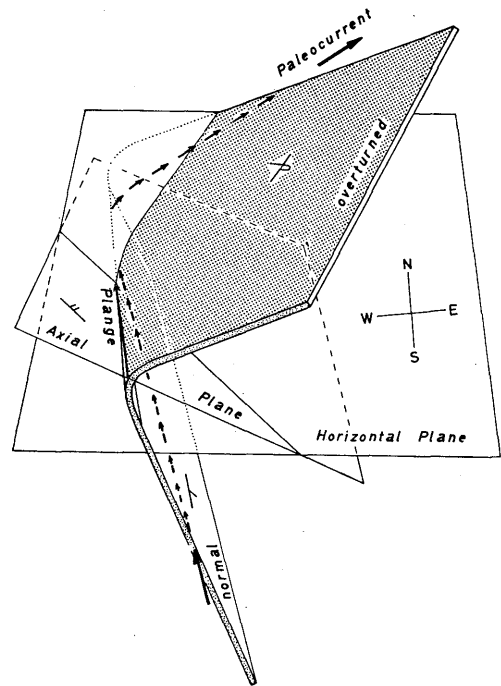


Fig. 11. Schematic illustration of the geometry of the recumbent fold in the Bakuchiura Block.

低角で傾く。以上の幾何学的性質を模式的に表現すると Fig. 11 のようになる。

褶曲冠部には寄生の小褶曲が伴われ、いずれも北北西に  $20^\circ \sim 30^\circ$  プランジする軸線をもつ。褶曲軸に近接する部分では層面すべりが稀に認められるが、全体として普遍的ではなく、軸面劈開も認められない。

以上の幾何学物性質のうち走向の湾曲度は褶曲冠部の形態やプランジ角に依存するほか、褶曲の形状が円筒形か否かに関わる。これらを評価するために、先褶曲時の初生的な線構造としての底痕の方向性を検討した。Fig. 10 に示す古流向パターンは最上部の砂岩卓越ユニットの2つの層準から得られたもので、古流向の方向は1次補正、つまり各地点で層理を水平としたときの底痕の方向を表わす。  $p_1$ 、 $p_2$  の2地点のみを限り、互いにはほぼ同じ走向をもち逆転層での古流向の方向にほとんど有意な差がない。砂岩卓越ユニットはいずれも高密度の堆積物重力流を示す中~厚層理の粒子流砂岩、および薄~中層理のタービダイト (Ta-d) からなる。見掛け上、西北西への流向は、中新統最上部の相対的な卓越運搬方向とみなせる。ところが  $p_2$  は  $p_1$  と同一の砂岩卓越ユニットであるにも拘らず著しく異なる方向性を示す。いずれの地点においても測

定した古流向のかかなりの割合はフルート・マークである。

この古流向の方向性の違いは  $p_2$ ,  $p'_2$  の2地点で原流向が異なっていたのではなく、前記の褶曲に依存したものと考えた方が自然である。その理由は、 $p_2$  地点の古流向は、 $N30^\circ W$  の褶曲軸による2次補正によって一致するからである。Fig. 11 には以上の関係を模式的に示した。 $p_2$ ,  $p'_2$  地点の2次補正後の古流向の値は誤差の間に落ちる。以上の古流向と褶曲構造との関係をみる限り、この褶曲が軸線が屈曲した非円筒状褶曲であるとは言い難い。前に述べた博奕浦ブロック南半部分トレンドの地域変化は、正序層の傾斜角の変化からみて、むしろ褶曲のへい閉度や尖度の地域変化に関連した可能性が強い。

博奕浦ブロック北部では北東—南西の明瞭なトレンド、正序逆転層の帯状の配列を示すようになる。深鍋

においては北西に高角度で傾く軸面を持つ複向斜がみられる。この深鍋の褶曲は前記の社宅の横臥褶曲とは多くの点で幾何学的性質が異なる（例えば Fig. 8）。しかし、その北側では地層の上・下判定よりブロック南部と同様な横臥褶曲が推定される（Fig. 10, A-A' 断面）。深鍋の傾斜褶曲の両側には北東—南西走向で、北に中～高角で傾くスラストが現われるが、この傾斜褶曲とスラストのトレンドはよく調和している。前記の北北西プランジの横臥褶曲はこのブロックの基本構造と考えられ、北東—南西トレンドの圧縮性構造が重複したものと判断される。

#### 4) 南郷オリストリスの大構造

前述した3つのブロックの構造を比較すると、贅波と博奕浦のブロックは互いに類似するが、夫婦浦ブロックとは幾つかの点に大きな違いが認められる。特に

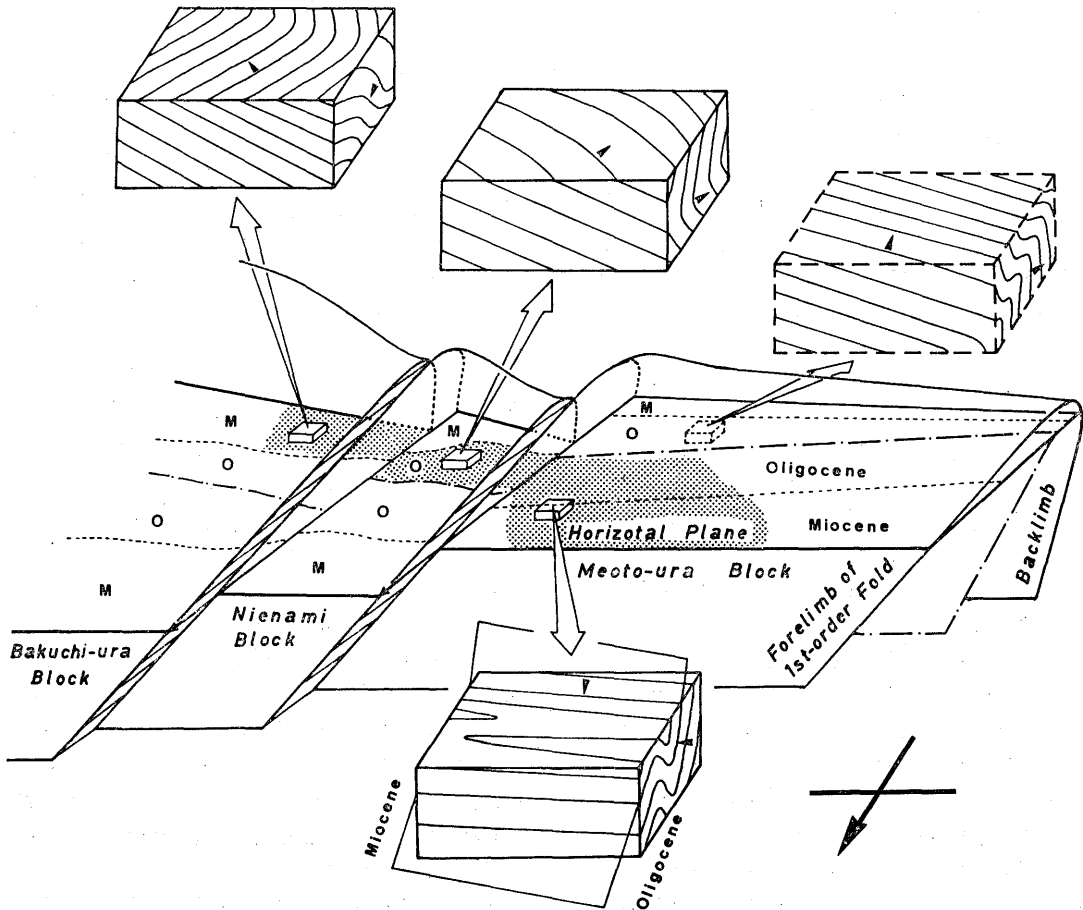


Fig. 12. Schematic diagram representing the structural relationship between the map-scale 2nd-order folds and megascopic 1st-order fold in the Nango Olistolith. Dotted: Exposure of the Nango Olistolith on land. Arrows indicate the stratigraphic top.



重要な相違は、構造の斜交性、褶曲の幾何学的形態の違い、そして正序層に対する逆転層の占める相対的割合・傾斜方向の違いにある。

3つのブロックの間には若干の岩相変化はあるにしても、元来、同一・一連の層序をもつ堆積体であることは疑いなく、上記の相違点は同一オリストリス中の異なる変形領域が相接して現れた結果に違いない。賛波・博奕浦ブロックでは逆転層の占める割合が大きい、逆に夫婦浦ブロックでは小さい。また、南郷オリストリスの褶曲を南から見た断面では、賛波・博奕浦の褶曲はS型、夫婦浦ブロックではZ型の非対称性を示す。この2つの特徴はより高次の褶曲が大構造として存在し、夫婦浦ブロックと賛波・博奕浦ブロックとが高次の褶曲のそれぞれ正序、逆転翼にあたることを示唆する。

以上の大構造は野外および微化石証拠を基に単純化すると Fig. 12 のように示される。夫婦浦ブロックは等斜の横倒しのZ型褶曲で大褶曲の北翼にあたり、賛波・博奕浦ブロックは横臥のS型褶曲をもつ南翼に相当する。各ブロックの褶曲の幾何学性ならびに夫婦浦ブロックの褶曲群の包絡面の姿勢を考慮に入れ、高次の大褶曲は、軸面が北側に傾き、北翼が低角、南翼が高角で北斜する非対称の形態をもつと推測した。

夫婦浦ブロックと賛波・博奕浦ブロック間の構造斜交についての評価は難しいが、その原因については次の2つの可能性が挙げられる。ひとつは、ブロック間の横ずれ断層によるブロックの相対的回転運動による場合と、他のひとつは褶曲形成時に、褶曲の軸線配列に空間的变化があった場合である。横ずれによる構造斜交は特に、断層に近接する部分で顕著である (Figs. 4, 10)。しかし前述の社宅海水浴場北岸での褶曲 (Fig. 11) で検討したように断層のひきずりによる広域的な構造トレンドの変化は生じていないと思われる。一方、スランプ褶曲について知られているように、その軸線配列は斜面に対して弧をなし、初生的な斜交性が生じる (例えば HANSEN, *et al.*, 1961; HANSEN, 1974; LAJOICE, 1972, WOODCOOK, 1979; STONE, 1976 など)。これは、すべり (slip) の大きさの違い (HANSEN, 1974) や、滑動位置によってすべりの方向に対する変位様式が異なるため (FARRELL, 1984) である。調査地域の南郷オリストリスの場合、横ずれによる変位を考慮に入れても東部で北北東-南南西、西部で東北東-西南西と大局的に北西に凹の軸線配列をもつ。これは滑動体の配置の際の初生的な軸線変化を示すものかも知れない。

## B. 猪崎オリストリスの構造

猪崎の地質構造は、整然とした層理を示す部分が西部と東部で、北東-南西の走向をもち、それぞれ南東、北西に傾くために向斜構造をなすと考えられていた (NAGAHAMA *et al.*, 1975)。しかしながら、猪崎の地質構造は単純な向斜構造ではなく、オリストリスおよび周囲の泥質岩ともに特異な構造を有することが明らかになった。ここでは、オリストリスの変形構造および周囲の泥質岩との構造的関係について述べる。

### 1) 猪崎オリストリスの内部構造

猪崎オリストリスは巨視的規模で、南西にゆるくプランジするベースン構造をなす (Fig. 13)。これは北東-南西に長軸をもつ楕円状をなすことが、オリストリスの岩相分布、走向変化および上位のスランプ層との境界分布によって示される。

ベースン構造の翼部には、中心に向かってゆるくプランジする放射状の褶曲群が発達している (Fig. 13)。これらの褶曲は局所的な走向の波曲状の変化として認められ、一般に、半波長は50~200mである。楕円状ベースン構造の東翼にあたる半島東半部には4対の向・背斜が出現し、以下の特徴が認められる。全ての褶曲は軸面が高角ないし鉛直である。軸線は中心部に向かって10°前後のプランジをもつ。翼間角は広く、120°~160°とゆるやかな形態をもつ。また、非対称性は認められない。

これらの褶曲には層面すべりを伴わず、ほとんどの層準に底痕が保存されている。軸面劈開は伴わないが、しばしば軸部で発達間隔の粗い剪断節理を伴う。これには、褶曲軸と平行な縦列節理系と斜交節理系が識別される。前者には露頭断面で稀に30cm程度の変位を伴う断層になることがある。一方、背斜軸付近の2, 3の地点で逆断層が認められた (Fig. 13)。逆断層の走向は付近の背斜軸に斜交する。しかし、断層の走向はベースン構造とは調和的關係にあり、延長に出現する小褶曲は、放射状褶曲の寄生褶曲として共有される。更に、放射状褶曲も小規模なドーム・ベースン構造をなすと判断される。これらのことから、逆断層と褶曲構造とは一連の造構時階のなかの準同時発生的関係にあると考えられる。

なお、オリストリス中には顕著な脱水構造が認められる。同一層準の岩脈についてみると、ベースン構造に支配された配列が認められ、大構造前に形成されたことを示す (Fig. 14)。

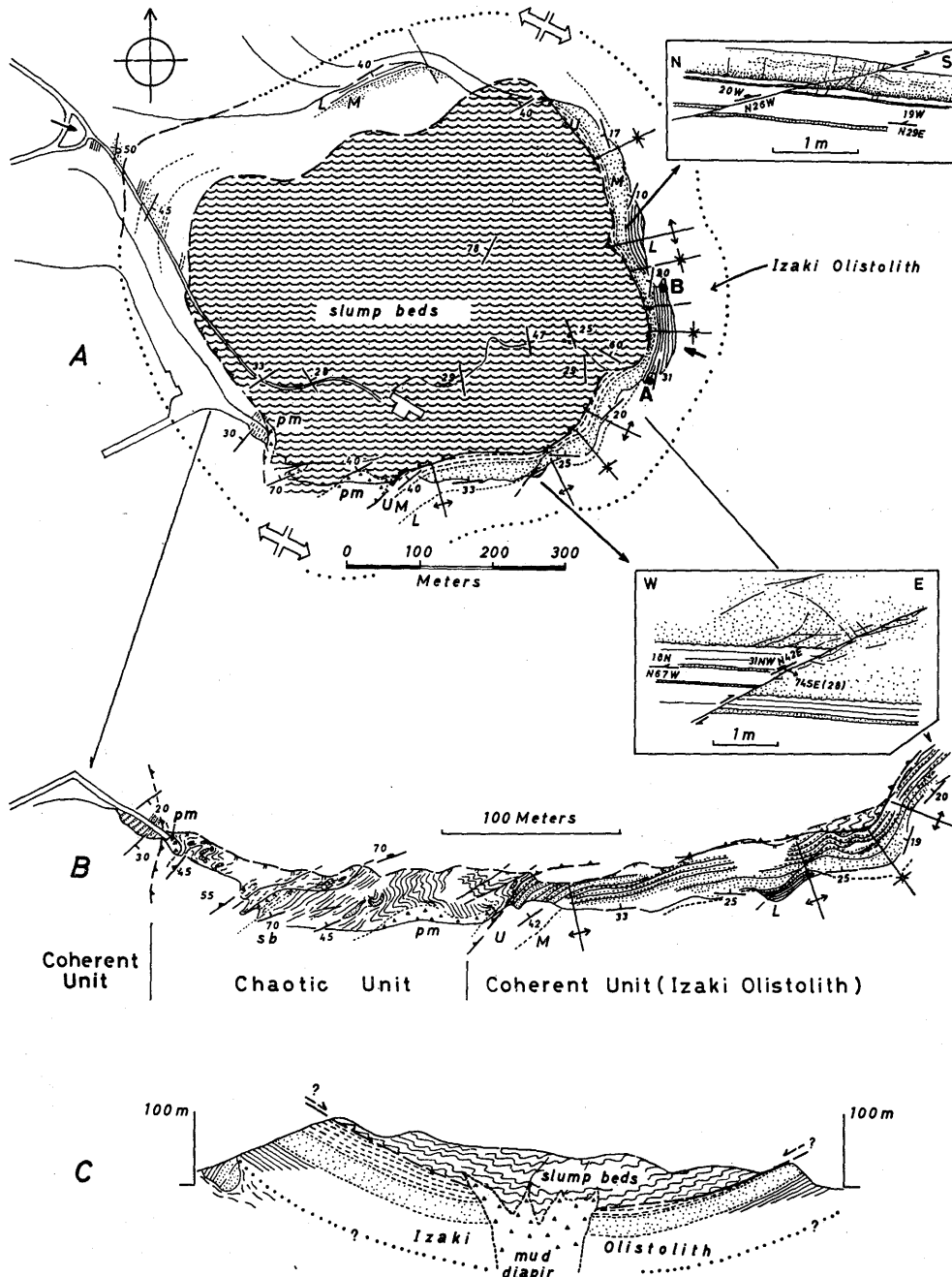


Fig. 13. Detailed drawing of the Izaki Peninsula. (A) Geological map, (B) Route map along the south coast, and (C) Profile. L, M and U: Stratigraphic division of the Izaki Olistolith in Fig. 6. Note the radial pattern of fold hinge in the Izaki Olistolith, the cover of slump beds, and the mud diapirs intruded into the axial part the of basin structure.

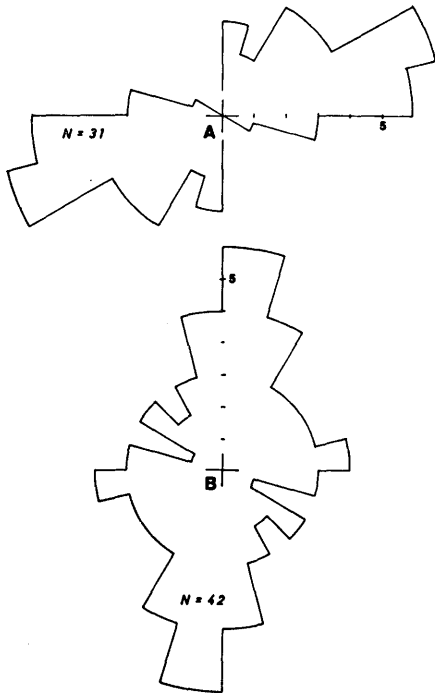


Fig. 14. Azimuth of clastic dykes in the Izaki Olistolith. Location is shown in Fig. 13A.

## 2) 周囲の泥質岩層の構造

猪崎オリストリスと直下の堆積物との関係は不明である。西部や北部の下位に相当する泥質岩層は、含礫シルト岩やスランプ層および含角礫泥岩層である。上位にはスランプ層が重なり、オリストリスとの境界に沿って著しい褶曲が発達する。この境界は観察されるいずれの場所でも低角な接触面をもち、デコルマをなすが、この面に沿う破砕は軽微である。

スランプ層の褶曲はオリストリスの褶曲に比べて形態ならびに幾何学的変化が著しい。コンピーテントな砂岩層には顕著な破断は稀で、厚層をなす場合にブーディン、プリアパート構造が認められる。これらの褶曲は未固結時の流動によるスランプ褶曲であり、層面すべりが認められないのは勿論のこと、稀に軸部に限って弱い軸面劈開が認められるに過ぎない。形態上、非調和なものが多く、褶曲冠部のコンピーテント層は同心円形から相似形、ボックス形からシェブロン形と多様である。軸線の配列は変化に富み、定向性は認められない。ステレオネット上では、非対称性の分布に系統的变化は認められない (Fig. 15)。しかし、軸面の極は北西—南東に配列する傾向をもつ。野外では、

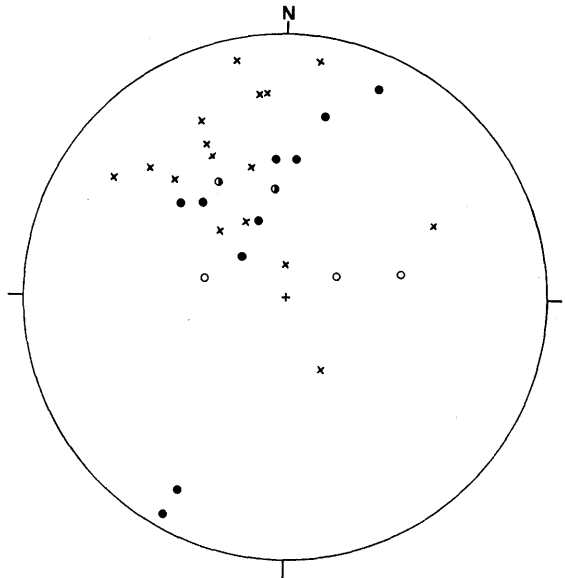


Fig. 15. Structural element of folds in the slump beds covering the Izaki Olistolith. Circle: plot of fold axes. Open: clockwise asymmetry, Closed: anti-clockwise asymmetry, Half-open: asymmetry unknown, Cross: pole of axial planes.

形成時期を異にするスランプ層は含まれておらず、スランプ褶曲の形成時期は同一とみなされる。以上のデータは、デコルマ帯に沿って幾つかの方向からの物質の流動があった可能性を示唆する。

半島の南岸に沿ってベースン構造の軸部に含礫泥岩が出現する。これは、砂岩、頁岩の角礫を淘汰不良の泥岩に含むもので、一見、土石流起源の含礫泥岩に類似する。しかしながら、その分布は明らかに他の岩相とは非調和である。境界面は湾曲するが、シャープで一般に鉛直である。一部ではスランプ層を切る部分も認められ (Fig. 13B)、貫入時期がスランプ層 (上部漸新統) の形成後に生じたことを示す。以上の産状はこの含礫泥岩が貫入岩起源の泥ダイアピル (mud diapir) に相当することを示す。

## C. 油津オリストリスの構造

油津オリストリスも特徴的な構造をもつオリストリスである。このオリストリスの構造は油津トンネル東側の海岸沿いに観察できる (Fig. 16)。前記したように、ルートの南北両半部で、それぞれ逆転層・正序層が分布し、それぞれに褶曲構造を認めることができる。

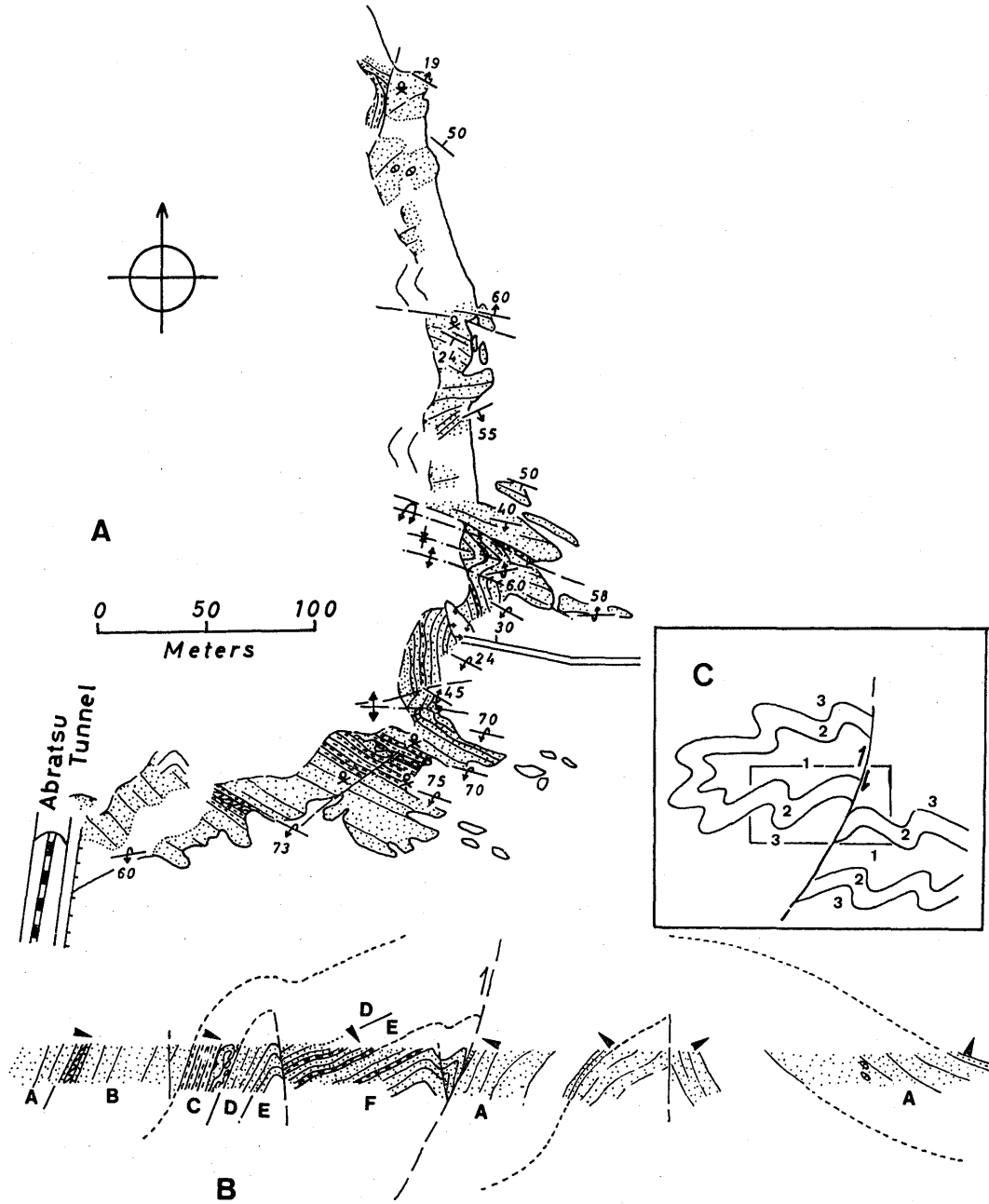


Fig. 16. Route map and cross-section of the Aburatsu Olistolith. Inlet shows a inferred drawing to explain the fold structure of the Aburatsu Olistolith. Note the fold in normal and overturned sequences with opposite vergence. Arrow indicates the stratigraphic top. Band C represent profiles riewed from southeast.

逆転層には3つの背斜と2つの向斜が現れるが、これらは地層の上下関係より、それぞれ *antiform syncline*, *synformal anticline* ということになる。正序層との境界付近ではひとつの *antiform* をつくっている。一方、正序層では中央部の断層を境にして、南北両側で、それぞれ南、北傾斜となる。両側の砂岩層の岩相はよく類似し、挟まれる化石層の産状や種構成もよく類似することから同一層とみなされ、巨視的な背斜の存在が推定される。

これらの褶曲は、軸部付近で破断を伴うが、層面すべりは伴わない。軸は西北西—東南東とオリストリスの長軸と一致し、15°前後で西あるいは東にプランジする。軸面は正序層との境界断層に近接するものを除いて一般に高角で、北あるいは南に傾く (Figs. 9, 16 A)。翼間角は境界断層から離れるに従って増加する傾向がある。逆転層中の褶曲では非対称性が認められ、前翼が長く、後翼は短い。なお、断面 (Fig. 16 B) からは、逆転層中の褶曲群がつくる褶曲包絡面は、ほぼ東西の走向をもち、南に20°程度傾くことが示される。

油津オリストリスでは、逆転・正序層がともに褶曲を伴って出現することに加え、逆転層中の褶曲の幾何学性の検討結果を考慮に入れると、このオリストリスの大構造として、軸面に南に緩斜する横臥向斜構造が推定される (Fig. 16 C)。しかし、この大構造はオリストリスの大きさと比較してその規模が不衡合いである。周辺に分布する他の浅～深海型オリストリスが配列に規則性を有し、基質の泥岩には比較的鱗片劈開をもつことなどを考え合わせると、油津オリストリスは地滑り体のごく一部に過ぎず、恐らく主部と切り離された前面部が孤立化したものであろう。

#### IV. 本 城 地 域

##### 1. 岩相および層序

串間市南西の本地域には、東および北側を乱雑相泥岩層と接し、砂岩に卓越する整然層が出現する (Fig. 2)。この整然層は広い面積 (少くとも、南北 6.5km, 東西 5km) と厚い層序をもつが、周囲の泥岩との間の岩相・変形構造上の対照的相違ならびに微化石証拠に基づく層序関係から、巨大オリストリスと定義される。本論文ではこれを本城オリストリスと呼ぶ。以下、乱雑相泥岩層と本城オリストリスの岩相・層序の特徴を略述する。

##### A. 乱雑相泥岩層

本層は調査地域では、本城の南部および黒井付近に分布する (Fig. 17)。これは泥岩を主体とし、さまざまな大きさと岩相のオリストリスを雜然と含む岩相を示す。

オリストリスは、砂岩・砂泥互層・頁岩・緑色凝灰質頁岩などからなる。これらは、数10cm～数mの角礫～菱形のブロックから、数10mの厚さの岩塊までが認められるが、地質図に表現できる程大きなものは稀である。砂岩には、しばしば、リップル葉理・平行葉理を示すものから、タービダイト砂岩、無構造砂岩、底痕に *Nereites* 相の生痕をもつものが認められた。調査地域で確認された限り、オリストリスの大半は深海型に属すると思われる。しかし、転石には海緑石砂岩が認められる。調査地域の東方延長では、フジツボ石化を産するオリストリスや唐船パイの枕状溶岩のオリストリスなどが出現し、北方延長には高畑山周辺に軟体動物化石を多産するオリストリスが分布するなど、広域的には多様な変化をもつ。

泥岩中には、初生の堆積構造は勿論のこと、一切の成層構造を欠く。これには、多少とも鱗片状劈開が発達する。劈開は包有物やオリストリスの周囲で密に発達する傾向が認められ、特に、本城オリストリスの境界付近では構造性メランジュ (例えば、Hsü, 1974) に類似の外見を呈する。また、劈開は包有物やオリストリスを取り囲み、その外形と準平行に発達する。

乱雑相泥岩からは、始新世中期 (P. 15～P. 16) から中新世初期 (N. 4) までのさまざまな時代の浮遊性有孔虫化石群集を産した (Fig. 3)。しかし、その時代分布に規則性は認められず、生層序は設定できない。

##### B. 本城オリストリス

本城オリストリスは、全層厚 3,500m に達する膨大な厚さをもつ。これは、後述のように幾つかのタイプの変形構造を示すが、整然とした層理をもち層序は南東に向って一方的に若くなるが、東部では逆転するようになる。海岸沿いに綿密な堆積相解析による堆積学的研究と、ところどころに挟在する泥岩から抽出した浮遊性有孔虫化石に基づいて、Blow (1969) の化石帯の P. 20 から P. 22 までの連続した層序が立てられた (舩場, 1986 MS)。

岩相上、下部・中部 (P. 20～P. 21) は主に厚層理中粒塊状砂岩からなる粗粒相と、主に成層泥岩よりなる細粒相の繰返しよりなる。上部 (P. 22) は、厚層理塊状中粒砂岩、塊状含礫砂岩、斜交葉理砂岩、平行葉理・リップル葉理砂岩などからなる粗粒相と、少量の砂岩

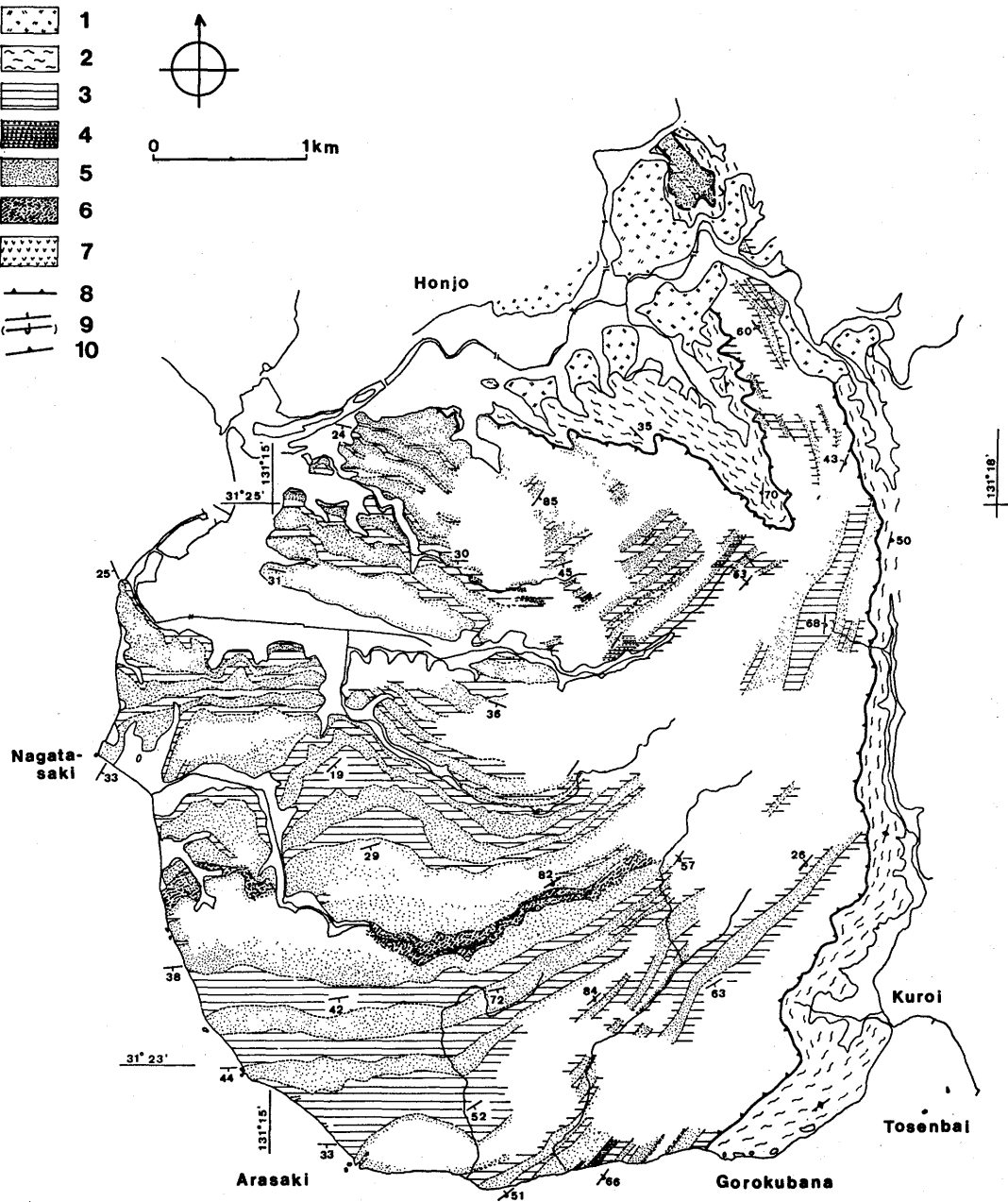


Fig. 17. Geological map of the Honjo area.

- 1, Quaternary pyroclastic flow deposits ; 2, Scaly cleaved black mudstone with slump breccia and/or olistolith ; 3, Black shale with sandy laminae and/or thin beds of sandstone ; 4, Alternating beds of shale and sandstone ; 5, Sandstone ; 6, Slump deposits ; 7, Igneous intrusion ; 8, Fault ; 9, Dip and strike of bedding (overturned) ; 10, Dip and strike of cleavage.

泥岩互層相および成層泥岩からなる細粒相から構成される。下部・中部では砂岩・泥岩比が1以下であるのに対して、上部では2以上と、粗粒相の占める割合が高い。また、下部・中部では上方粗粒化サイクルが、上部では上方細粒化サイクルが認められる。粗粒相を構成する砂岩は、粒子流砂岩・タービダイト砂岩など堆積物重力流によって形成された堆積物の特徴を示し、波状リップル・ハンモッキー斜交葉理など浅海相に特徴的な堆積構造は認められない。

本城オリストリス中のスランプ堆積物からは、稀に保存の悪い二枚貝化石が見出される。生痕化石には、*Cosmorhaphé* sp., *Nereites* sp., *Paleodictyon* sp., *Helminthopsis* sp., *Taphrohelminthopsis* sp., *Zoophycos* sp. などが散点的ではあるが、中部から上部にかけて見出される。以上の岩相上の特徴からは、本城オリストリスの元来の堆積場として、深海扇状地、特に、中部扇状地の堆積環境が示唆される。なお、堆積相解析の結果については、筆者らのひとり、舩場が投稿準備中である。

## 2. 本城オリストリスの構造

本城オリストリスと乱雑相泥岩層との境界は、低～中角度のスラストとして示される (Figs. 17, 18)。東側のスラストは東に凸な弧をなし、50°前後で西に傾く。北側では、ほとんど水平ないし南へ緩斜し、全体として、西北西—東南東の走向をもつスラストで、中～高角の劈開面をもつ泥岩層に押しかぶせた構造をなす。オリストリスと泥岩層との境界では、互いのトレンドが斜交する。それは北部で著しい。オリストリスのトレンドは北東—南西方向が卓越するが、南西側では東西ないし、西北西—東南東、北側では北北東—南南西と変化し、南西に沈下した半ドーム構造をもつ (Figs. 7, 19)。

オリストリスの内部構造は非常に複雑かつ変化に富み、場所によって幾つかの変形様式が現れる。ここでは先ず、性質を異にする次の3つのタイプの変形、(1)短縮性変形、(2)展張性変形、および(3)横ずれ変形について記載し、その後、大構造との関連性を検討する。

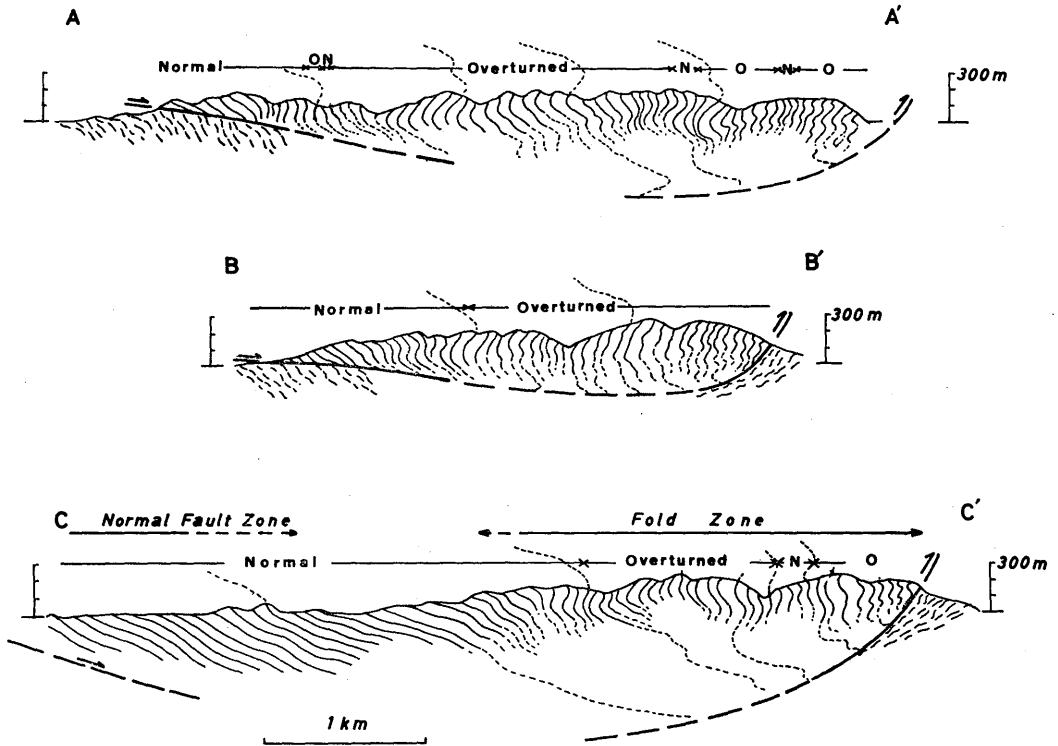


Fig. 18. Geologic profiles of the Honjo area. Locations of sections are shown in Fig. 19.

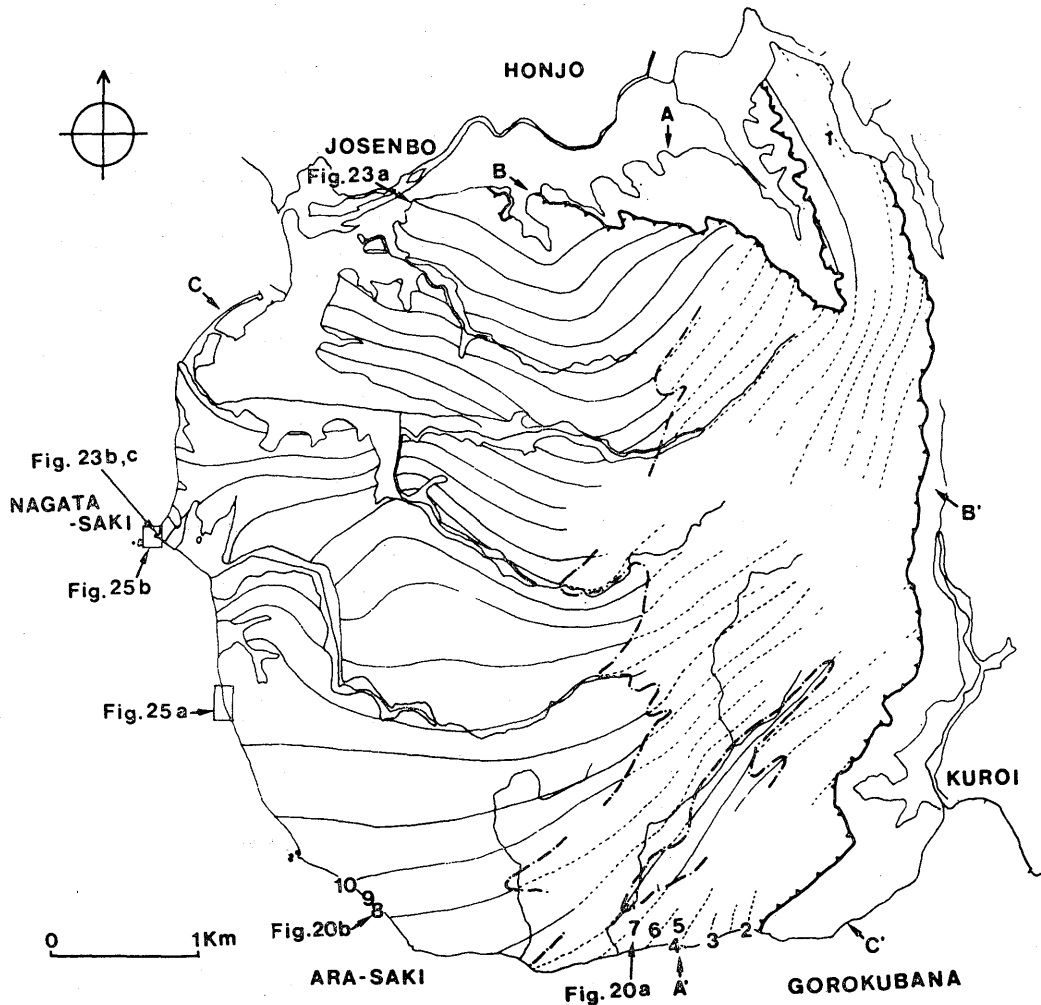


Fig. 19. Structural map of the Honjo Olistolith. Solid and broken lines show the trend and distribution of normal and overturned beds, respectively. Inferred boundary between the normal and overturned beds shown by chain line. Note the change of dip direction of bedding along the same trend of bedding and the zigzag and uneven distribution of overturned and normal beds.

#### A. 短縮性変形

本城オリストリスの東半部には、露頭規模で確認されるメソスコピックな小褶曲や、踏査での層理面の傾斜の変化と上下判定によって確かめられる規模の褶曲が発達している。このうち、メソスコピックな小褶曲は泥岩の卓越する層準に発達する。Fig. 20 に示すスケッチはその代表例である。この褶曲の形態はオリストリスの部位によって変化する。一般に波長は1~5 m、振幅は1以下のことが多い。褶曲軸部は同心円状

からキンク状そしてシェブロン状まで変化し、同一の褶曲内でも上記の形態変化がしばしば認められる。一般にシェブロン形が多いが、翼間角は30°前後から120°以上まで幅広い変化をもつ (Figs. 9, 20)。これらは全て曲げ褶曲に属する。

翼間角・軸線・軸面・非対称性などの幾何学的要素も変化に富むが、それらは地域による差異が大きい (Figs. 8, 22)。褶曲軸面は露頭では、平面よりもむしろ湾曲していることが多い。軸面の傾斜は普通、低~中角度であるが、東部のスラストに向かって次第に低角



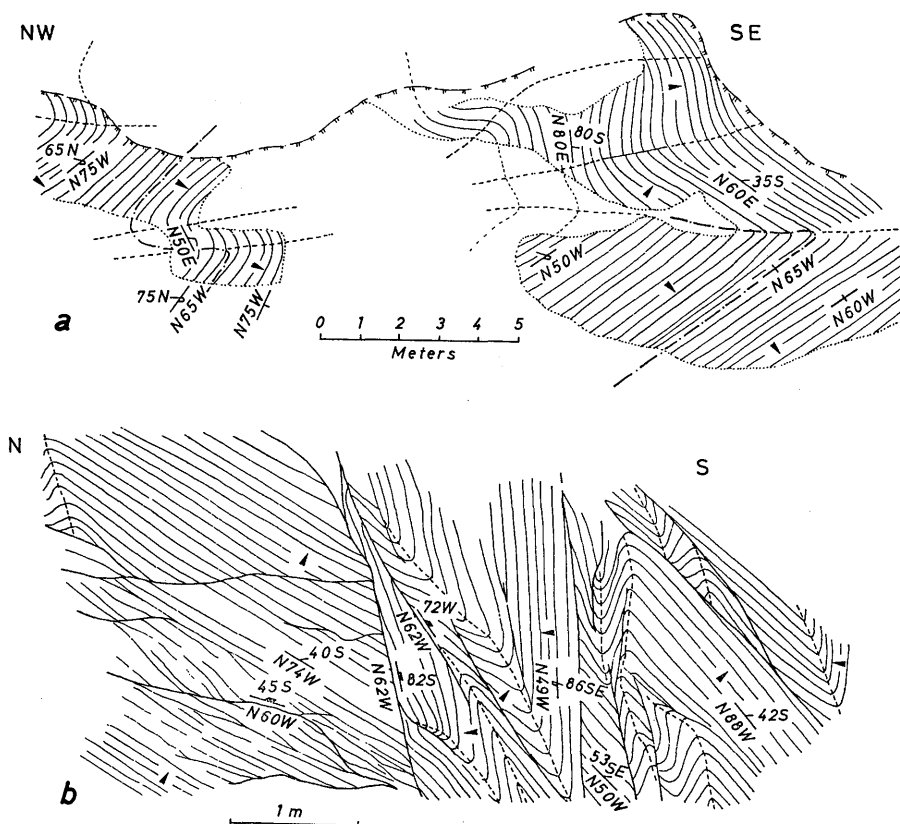


Fig. 20. Sketches of vertical view showing the fold structures developed in the distal turbidites of the Honjo Olistolith. Location is shown in Fig. 19.

となり、横臥褶曲となる傾向が認められる。

タービダイト薄層をささむ泥岩勝ちの互層で計測された褶曲の幾何学的データ (Figs. 8, 22) からは、正序・逆転層中の褶曲の幾何学性に違いが認められる。褶曲の姿勢の変化 (Fig. 8B) からは、正序層 (N) は軸面の傾斜角の増加に応じてプランジ角が減少する傾向が示されるが、逆転層 (O) では逆の相関をもつ。地域性を考慮に入れると、東側のスラストから離れるに従って、正序層では軸面・軸線がともに低角のリクライン褶曲に、逆に、逆転層では、軸線がより高角なリクライン褶曲へと移行する傾向が認められる。一方、ステレオネット上では、褶曲軸のプロットは地域によってかなりまとまった分布を示し、ここでも正序と逆転層での分布に差違が認められる (Fig. 22)。正序層の場合、北東から南東へ、逆転層の場合、北から西北西へ低～高角でプランジする。また、確認される限りでは、反時計廻りの非対称形褶曲が多い。

以上の褶曲の幾何学的要素のデータのうち、特に、軸線や非対称性に関しては明瞭な系統的变化は認められない。これは、計測地点が偏っていたためだけではなく、褶曲が東部に偏って発達することに加えて、後述する横ずれ断層、巨視的ベースン構造などの影響を反映している可能性がある。

一方、砂岩に富む層準では上記のようなメソスコピックな規模の褶曲は確認されていない。しかしながら、踏査において層理の傾斜方向の変化とともに、層理の上下関係がしばしば逆になる。このオリストリスの層理の基本的姿勢は、東に傾く場合は正序で、逆に西傾斜の場合は逆転している。つまり、地層の傾斜方向の変化は、軸面が水平に近い低角度で倒れた褶曲が形成されているために生じたものである。これを模式的に示すと、Fig. 21 のように表現できる。この横倒し褶曲の規模は、層理面の系統的な変化と上下関係とによって把握することができる。地表での層理の傾斜変化

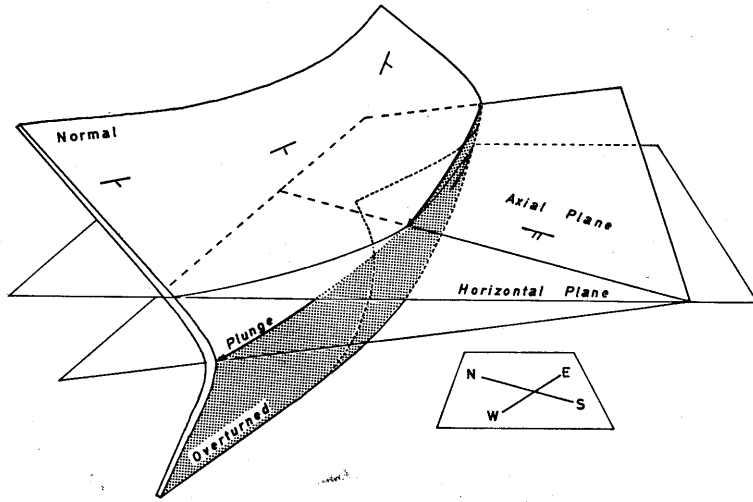


Fig. 21. Schematic illustration of fold geometry of the Honjo Olistolith.

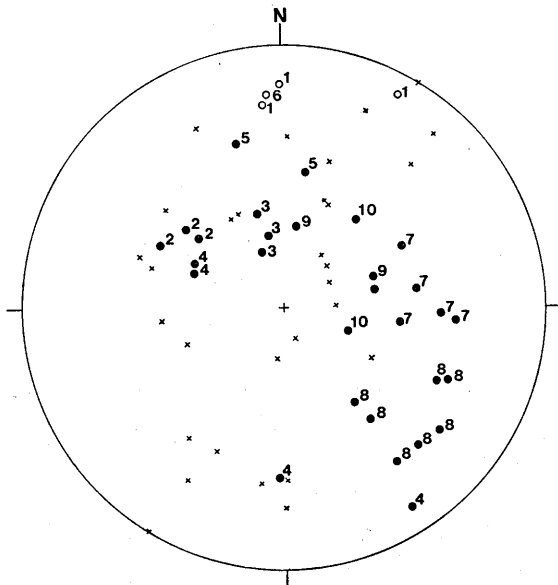


Fig. 22. Structural element of folds developed in the distal turbidites of the Honjo Olistolith.

Circle : pole of fold axis, Open : clockwise asymmetry, Closed : anticlockwise asymmetry, Half-open : asymmetry unknown. Cross : pole of axial plane. Locations are shown in Fig. 19.

および走向や正序・逆転層の水平分布 (Fig. 19) から判断して、この褶曲の波長は 200~300m 程度に見積れる (Fig. 18)。東縁のスラストに近くにつれて、

層理の傾斜方向が頻繁に変化するようになるが、これは次第に褶曲の密度が高くなることを反映したものである。また、同一の褶曲の翼部にあたる正序・逆転部分の分布幅に違いがあり、非対称性をもつことが示唆される。また、逆転層の傾斜角は一般に高角であり、正序から逆転部分に至る傾斜の系統的变化は比較的急激である。このことは、褶曲軸部の形態がキックあるいはシェブロン形をもつためと推測される。

以上より、砂岩に富む部分の褶曲の形態・幾何学性質は、泥岩に富む部分のそれと相似するとみなすことができる。しかし、後者は規模的にはるかに小さく、砂岩層の間にはさまれたインコンピーテント層の部分に形成された低次の寄生褶曲 (parasitic folds) に相当する可能性がある。

**B. 展張性変形**

本城オリストリスには断層による幾つかの変形様式が識別されるが、ここで述べる展張性変形は、前述の短縮性変形と同様、発達に偏在性が見出せる点で重要である。これは正断層による層理の破断によって特徴づけられる。変形の様式は Fig. 23 に示すように、多数の正断層によって層理の垂直変位が示される。変位を生じた断層の多くは同一方向の走向・傾斜をもつ系統的な断裂系をなし、これと逆センスの共役な正断層および節理を伴うこともある。これらの系統的な断裂系のうち、特に東傾斜の断層系には、しばしばアンチセテックな変位パターンが示される。また、リストリックな形態を示すことも多い (Fig. 23 C)。断層面は

普通高角であるが、しばしば、岩相境界や低角度のすべり面に収れんすることがある (Fig. 23 A, C).

展張性断裂系は南北、および北東—南西のトレンドをもつ。調査地域の2地点で予察的に行った断裂系の解析を Fig. 24 に示す。正断層の変位を伴う共役な断裂系から求めた  $\sigma_2$  は城泉坊で北北東—南南西、永田崎で北南—南西の方向を向き、両地域の一般走向とほ

ぼ直交した配列をもつ。しかし、この  $\sigma_2$  の方向は、前記の横臥褶曲を伴う大構造のトレンド (Fig. 7B) とほぼ平行の関係にある。

展張性変形の発達には地域性があり、主に西部に限って認められる。短縮性構造とは共存せず、両者との間の変形時期の順序に関する情報は今のところ得られていない。

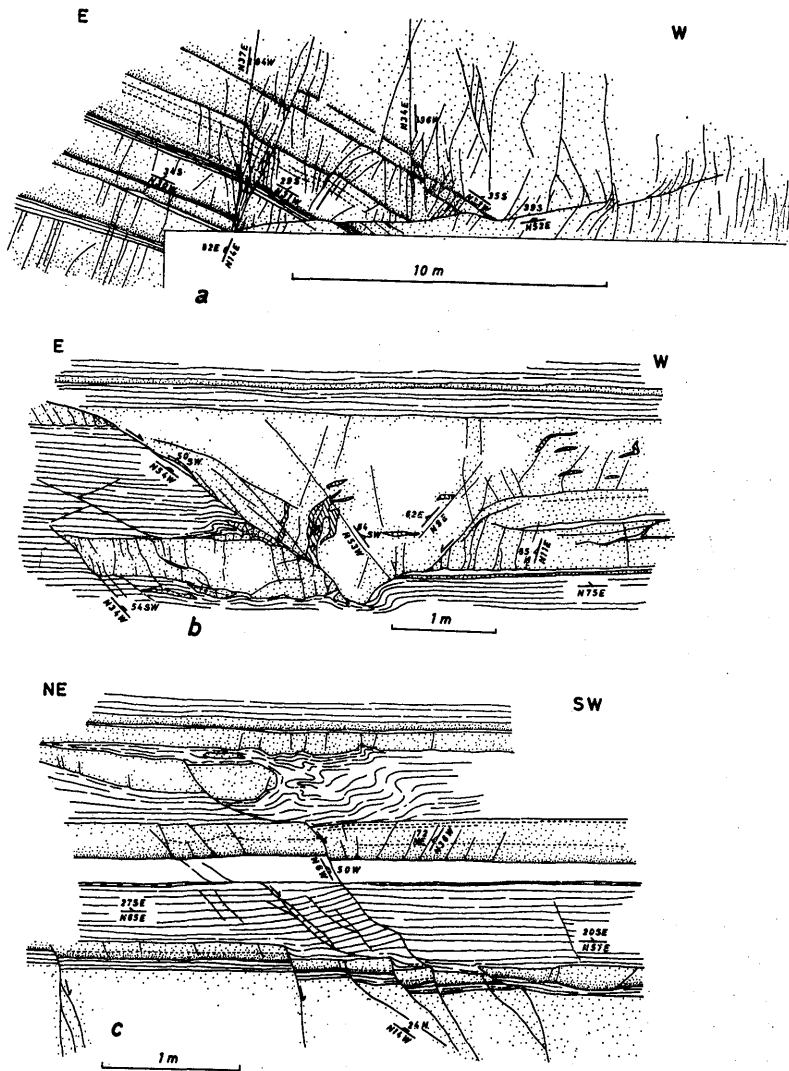


Fig. 23. Sketches of vertical view showing the deformation caused by extension faults and joints. Location are shown in Fig. 19.

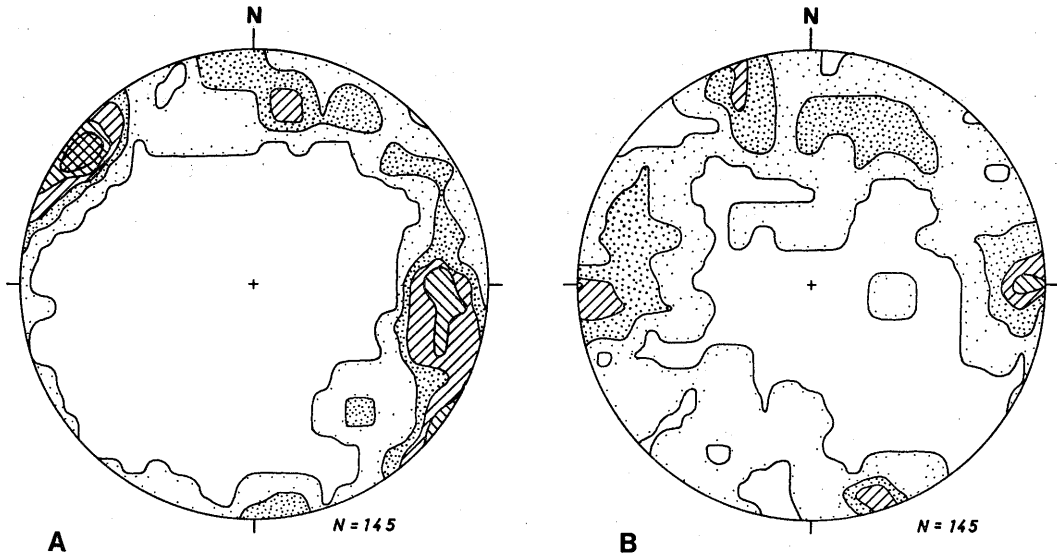


Fig. 24. Projection for fracture plane data. Contours at 0.5, 2, 4, 6 and 8% (Upper hemisphere projection).  
A. Josenbo B. Nagata-saki

### C. 横ずれ変形

水平面で、層理面のトレンドを変位させる構造がしばしば認められる。海岸沿いの水平な露頭では層理の水平ずれや、走向の局所的な屈曲・波曲を示す変形が観察される (Fig. 25)。この変形には、北西-南東走向で垂直な断層が関与している。一般に、断層による変位は小規模で、普通、数 10cm で、1m を越えることは少ない。今までの調査では、地質図に示せる延長・規模をもつ横ずれ断層は認めていない。しかし、数 cm 以下の微小な変位をもつ小断層や節理としてはよく発達している。

この横ずれ断層に伴う褶曲は軸面はほぼ鉛直で、常に南西に中~高角でプランジする。この褶曲は、前述の短縮性構造としての褶曲群とは軸線の配列方向や姿勢 (Fig. 8B) が異なり、すでに傾動した層理を座屈させて形成されたことは明らかである。

これらの変形は水平面で識別されるために、水平面の露出に乏しいオリストリス内部では発達状況は不明である。しかし、正序および逆転層のトレンドはしばしば北西-南東を軸として波曲しており (Fig. 19)、同じ変形構造と考えられる。一方、乱雑相泥岩層中にはオリストリスと同性状の横ずれ断層やそれに伴う褶曲は認められない。オリストリス内部では、前述の圧

縮性・展張性の変形構造の発達する中間部分によく認められる。このことは、他の2つの変形と同様にオリストリス個有の変形構造であることを示唆する。

### D. 本城オリストリスの大構造

本城オリストリスの最も大きな構造上の特徴は、オリストリス内部に認められる変形構造は、そのいずれも普遍的な構造ではなく、それぞれ偏在することである。つまり、全体のトレンドと直交する北西-南東断面でみると、東部で短縮性、西部で展張性変形がそれぞれ排他的に卓越した変形領域をつくっている。また、横ずれも両者の間に多く認められ、偏在する可能性がある。以上の事実は、オリストリスの大構造とオリストリスの配置の機構を考察するうえで重要な手掛りを与える。

オリストリスと乱雑相泥岩層との間には衝上関係が認められた。オリストリスの北東延長では、下底が低角のスラストとなり分布を失う。これは、東縁のスラストが北に向かって次第に低角になるためである。本城オリストリスの断面は、Fig. 18 に示すように、東側に凹部が偏ったスプーン状のスラストを下底面にもつナッペ構造をもつとみなすことができる。

以上のスラストに示される大構造と、地層の著しい短縮化をなす褶曲構造の間には密接な関係が示され

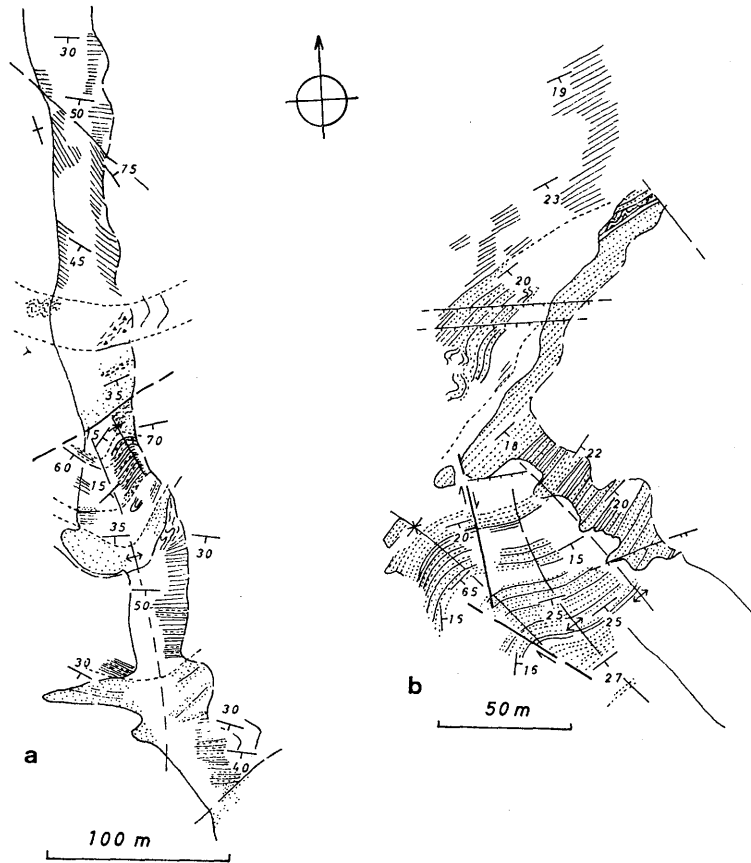


Fig. 25. Sketches of plane view showing folds caused by strike-slip faults. Note the folds with vertical axial planes and highly dipping plunges.

る。つまり、褶曲の発達頻度・幾何学的性質の変化・逆転層の分布などはスラスト面が湾曲すると推測される東部でより顕著となる。これらは、圧縮場が東側に偏って生じたことを意味しよう。

褶曲軸面は西側ほど西に高角となる傾向が強い。これは、恐らく下底のスラストから軸面が扇状に拡散するためと考えられ、オリストリスの底部ほど褶曲帯は広がっていると推測される (Fig. 18)。一方、西部の展張性変形構造は、短縮性構造と共存しないが、両構造の  $\sigma_2$  はほぼ調和しており、同時発生的構造とみなすことができる。横ずれ変形構造もこれらと調和する構造軸を示す。これは、東縁のスラストの3次元的形式、オリストリスの巨視的な走向の弧状分布などからみて、滑動方向と平行にオリストリスの側面に形成された変位構造に相当すると思われる。

オリストリスの全体の輪郭としては、正序のオリス

トリスが、巨視的には、ほぼ水平なすべり面上で、東部で圧縮、西部で展張の変形を生じた構造をもつ。これは後で議論するように、地滑り滑動体の一般的な内部構造の特徴を示しており、短縮性変形・展張性変形構造の領域は、それぞれ滑動体の前部 (toe) と後部 (head) に相当する。

## V. 考察および議論

前章までにおいて、日南層群に含まれる4つの代表的なオリストリスを中心に層序・変形構造の記載を行った。本章では、オリストストローム形成前の日南層群の原層序、オリストリスの配置の機構ならびに滑動方向について考察する。

### 1. オリストリスの時代と日南層群の層序

日南層群の原層序の復元と、その堆積・造構環境を

明らかにするためには、オリストリスとその基質についての岩相・生相・変形構造の解析は勿論のこと、それらの時代を含まれる化石によって高い精度で決定する必要がある。なぜならば、日南層群を構成する岩石や地層は、岩相・岩相組み合わせ、そして時代に幅広い変化をもつからである。

地質時代については、産出化石によって上部白亜系（内ノ八重層：竹下，1982）から、下部中新統までが認められている。岩相組み合わせについても、緑色岩・赤色～緑色粘土岩からなる先フリッシュ相、タービダイトを主体とするフリッシュ相、モラッセ的な浅海相などさまざまな変化をもつ。しかしながら、日南層群の層序が、本来、このような極めて広い時空的性格をもっていたかどうかは疑問である。

層序の設定上、特に下限については研究者間で見解が大きく異なる。日南山地で最も古い上部白亜系は、南東側の古第三系に衝上した地塊と考えられた（竹下，1982）。しかし、最近ではオリストリスの可能性が指摘されている（信田，1983）。始新統については、日南山地西部のところどころに出現する緑色岩に伴う赤紫色シルト岩（加藤ほか，1984；加藤，1985）や乱雑相泥岩の一部などに散在的に認められている（Fig. 3；加藤ほか，1984；加藤，1985）。しかしながら、いずれにしても層序が設定できるほどの単位ではなく、本論文で指摘したように、より若い時代の泥岩と乱雑に混在して出現し、層序の本質的な構成員と認め難い。

同様の事実は、下部漸新統（BLOW, 1969 の化石帯の P.18～P.20）についても同様である。緑色岩に伴う中部始新統の粘土岩の岩相および放散虫化石群集は、日向層群のメランジュ中に付加物質として含まれるそれ（坂井，1985b）に極めてよく類似する。この岩石は、背後の日向層群に由来する外来のオリストリスとみなすことができる。上部白亜系の内ノ八重層と同時代の地層は背後の地帯に確かめられていないが、四十帯北帯の恐らく南半部の地層に対比できる可能性がある。

オリストリスや基質の時代は、化石の産出頻度からみると、漸新世後期から中新世初期（P.20～N.4）までが卓越する（Fig. 3）。このことは、東北大学グループの結果（加藤ほか，1984；加藤，1985）とも一致している。南郷や本城の巨大オリストリスは、これらのほとんどの時代にわたる厚い層序をもつ深海型である。一方、浅海型のオリストリスは浮遊性有孔虫化石に乏しく、筆者らの予察的調査では、高畑山周辺の浅海型オリストリスの数地点から、P.20 から P.21b の化石帯を識別しているに過ぎない。浅海型のオリストリス

から産出する軟体動物化石群集は芦屋型フォーナに対比されている（首藤，1959，1963）。最近、本邦の浅海相第三系について、微化石による年代尺度に基づく検討が行われた。その結果、芦屋型フォーナは漸新世後期から中新世前期の末期（P.21～N.8）の時代幅をもつことが明らかになった（TSUCHI *et al.*, 1984）。また、斎藤・岡田（1984）は、最近芦屋層群より得られた微化石証拠から、これが漸新世後期から中新世初期に及ぶ可能性を指摘した。これらの事実からは、日南層群中の芦屋型軟体動物を含む浅海型オリストリスは、深海型オリストリスと少なくとも一部が同時異相をなすことが示唆される。

東北大学グループの見解では、日南層群の原層序は、白亜紀あるいは始新世前期から中新世前期に及び、20,000 m を越える層厚が見積られた。そして、日南層群の地質構造は、幾つかの層準で滑動し、重力的に転送された地塊が再移動し、集積して出来上ったと考えられた（中川ほか，1983；加藤，1985）。この場合、区分された地層群は、原層序が分割された小部分にあたり、その配列は断層で境されて逆順位に重なるナッペ分岐の現象（diverticulation phenomenon：例えば、DEBELMAS & KERCKHOVE, 1973；COOPER, 1981）に類似の機構が考えられている。しかしながら、泥質岩に卓越する部分では層序の設定が不明確であり、地層の新旧関係も上記のナッペ構造では十分な説明ができない。

日南層群の原層序を考察するうえで、背後の日向層群の層序および地質構造の性質を把握することは重要である。筆者らの日向層群についての微化石層序によると、本層群からは始新世中期から漸新世前期（BLOW の化石帯で言えば、P.14～P.21a）が認められた坂井（ほか，1984；西，1987）。つまり、日向層群では、日南層群の主要な構成員である漸新世後期から中新世初期までの層序を欠く（Fig. 26）。日向・日南両層群の間には、岩相組み合わせ・層序・地質構造にわたって本質的な違いが認められる。日向層群には、海洋底あるいは海山に起源をもつ付加物質を含むメランジュ、付加プリズムに相当する泥質フリッシュ、そして前弧海盆堆積物に相当する砂質フリッシュの3つの岩相・変形相単位が識別される。これらは、いずれも普遍的な圧縮性の変形を示し、さらに海洋側に構造極性をもつ覆瓦構造によって著しい地層の側方短縮と重複を示す（坂井・勸米良，1981；坂井ほか，1984）。日南層群には、付加作用によって形成された堆積・変形体は存在せず、広域かつ普遍的に発達する圧縮性構造も認め

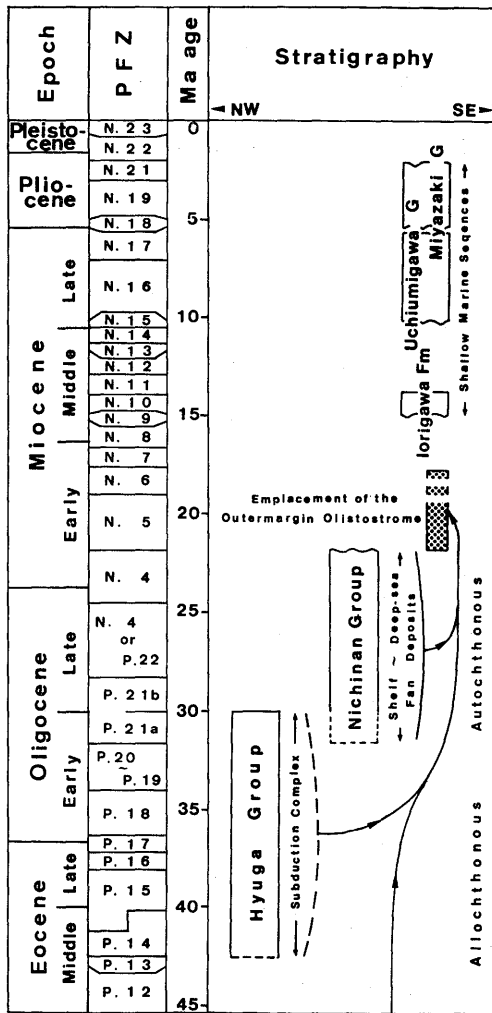


Fig. 26. Summary of stratigraphy of the southern part of Kyushu.

Age and boundaries of epochs are adopted from BERGGKEN *et al.* (1985).

られない。日南層群の大小の地層変形ならびに地層配列の様式からは、その地質構造形成には重力テクトニクスが関与したことが強く示唆される。

以上の考察から、本論文では日南層群の本来の層序を、整然としたオリストリスの時代および基質にあたる泥岩中の卓越した時代にあたる漸新世後期から中新世初期までにあたる (BLOW, 1969 の化石帯では P. 21b~N. 4) と考えた。この場合、浅海・深海型オリストリスは、崩壊前の前弧地域の海浜および深海扇状地堆積物に相当するとみなされる。

## 2. オリストリスの配置機構

本論文では記載した4つの巨大オリストリスを、先の考察のようにほぼ同一時代の前弧堆積物とみなした。現在、これらが示す分布と地質構造は、原堆積位置での堆積体の分断・破片化、斜面上での滑動そして最終的な停止に至る一連のプロセスを積算していると考えることができる。個々のオリストリスに含まれる種々の変形構造には互いに類似の条件で形成されたと考えられる場合から、あるオリストリスに限って特徴的な変形を示す場合などがある。オリストリスの変形様式の違いは、その著しく異なる岩相・生相に由来する場合にはももとの堆積場の深さに基づく位置エネルギーや移動距離の違いを反映することもある。また、オリストリスの物性や形状そして斜面の性状(斜面表層の堆積物の物性や斜面の平滑性・角度など)といった複雑な要因が関与する場合もあるだろう。日南層群のように古いオリストストロームでは、これら個々の因子を詳しく吟味するのは難しい。しかしながら、オリストリスの形態や厚さ、そしてオリストリスの大小構造の幾何学的ならびに位置関係を把握することによって、オリストリスの最終的な配置に至る運動像を明らかにすることができる。オリストリスの変形は、オリストリスが斜面上で加速および等速運動中に形成されるのではなく、むしろ減速中に下底面での剪断作用ならびに、運動停止後に下位層との間の重力不均衡によって生じる沈降運動に帰因すると考えられる。そこで、ここでは滑動の停止ならびに重力不均衡に伴って形成されたと判断される構造について考察する。

### A. 滑動停止に帰因する変形

斜面堆積物が崩壊し、地塊として斜面上を滑動する際に、下り斜面の前面部には圧縮性構造が生じる。これは現世のランプ堆積物の音響解析からのモデル (LEWIS, 1971, fig. 2) として知られているように、前面部には下り斜面を向くフェルゲンツのデコルマ帯、背後には展張性の断層が生じる。

油津・南郷・本城のオリストリスは、褶曲の発達によって著しい地層の側方短縮化が生じている。オリストリスの構造は周囲の乱雑泥岩層と非調和であること、同一のオリストリス中で褶曲の幾何学的性質が変化することなどの事実は、褶曲がオリストリスの減速から停止までの間に、滑動前面部のさまざまな部位で形成されたことを意味するだろう。

これらの側方への変位を示す3つのオリストリスのうち、本城オリストリスは、上記の褶曲構造のみならず、同時発生的な展張性および横ずれ変形を伴する

点で、斜面崩壊の変位モデル (dislocation model: WILLIAMS & CHAPMAN, 1983; FARRELL, 1984) との対応性が認められる。すなわち、本城オリストリス南東部の褶曲帯は、変位方向に直交する位置での圧縮歪領域、北西部の正断層は同じく展張性歪領域で形成された変形にあたる。南西部にみられる横ずれ変形は、変位と平行な位置に形成された変形に相当する。本城オリストリスの場合、断面から推定される下底のすべり面は東部に偏じた凹部をもつスプーン形を示すが、凹部で圧縮性、緩斜する西部で展張性の構造が現れる。変位の前面と背後にそれぞれ圧縮性・展張性の変形構造をもつ例としては、大規模な滑動構造をもつ Great Basin (例えば、HOSE & DARES, 1973) やスペイン北部の始新統 (FARRELL, 1984)、本邦の盆父秩地の中新統 (山内, 1977)、ニューヨーク、Glens Falls 南西の鮮新統 (HANSEN *et al.*, 1961) などのほか、現世のスランプ層の音響調査 (PRIOR *et al.*, 1982, 1984) など幾つかの研究報告がある。

本城オリストリスと比較すると、油津・南郷のオリストリスは、展張性変形をもち、全域が圧縮性構造によって占められる。南郷オリストリスの場合、背後の北西部では、乱雑相泥質岩が衝上するために展張変形領域が被覆されている可能性はあるが、褶曲帯は確認される限り 5 km 以上で、大構造の存在や全体のオリストリスの分布を考慮に入れると 10 km 近い幅をもつだろう。油津オリストリスは分布が狭い割には、著しく短縮化し、極めて複雑な褶曲構造をもつ。FARRELL は滑動地塊の最終的な運動停止は、1 つは下底部のすべり面での剪断抵抗の増大が、滑動方向の前部から、他の 1 つは後部からそれぞれ逆方向に伝播することによって達成されるというモデル (antidislocation propagation model; FARRELL, 1984, fig. 8) を提案した。つまり、地塊の変形は、等速運動中ではなく、減速～停止の期間に集中的に発生することが予想される。従って、野外での卓越変形の性質とその分布をこのモデルと比較することで、オリストリスの減速・運動停止の様式を定性的に評価することができる。本城オリストリスの場合、褶曲帯の幅は全体の  $\frac{1}{3}$  に及ぶ。また、オリストリスの全体の輪郭からも東部のスラスト・褶曲帯に荷重と圧縮性歪の集中があったことは疑いない。従って、運動の停止は前部から背後に進行したと考えられる。南郷・本城のオリストリスは全体が褶曲帯をなしており、全体に圧縮歪が蓄積されるに至って停止した可能性が強い。

## B. 重力不均衡に帰因する構造

猪崎オリストリスの場合、オリストリス内部や周囲の泥岩層の変形および両者の接触関係は、前記の側方変位をもつオリストリスの場合と根本的に異なる。

顕著な側方短縮の構造を欠く代わりに、オリストリスはゆるやかなベースン構造をもち、その縁に放射状の褶曲帯が形成されている。放射状褶曲帯は軸線・軸面の配列パターンからも明らかのように、地塊の滑動～停止に伴って形成された構造とは考え難い。他の特徴つまり、ベースン構造の中軸部に泥ダイヤピルを伴うこと、オリストリス上面を被覆するスランプ層の流動が多方向から生じた可能性があること、そしてオリストリス自体に液状化・脱水構造が顕著なことなどを含めて考えると、オリストリス自身の配置は静的であったと推測される。

オリストリスに強い圧縮性構造を伴わない場合はオリストリスの減速から停止が、背後から前面に向ってすべり面との間の剪断抵抗の増加が起った結果によるものとみなすことが出来る (FARRELL, 1984, fig. 8 b)。FARRELL は剪断抵抗の増加は展張性断層に沿って地塊中の間隙水が逸脱するために有効応力が増加するという効果を考えた。楕円形のベースン構造と調和的な碎屑岩脈の発達、オリストリスの滑動末期の減速・運動停止に関連した現象の可能性がある。

猪崎オリストリス内外の変形や接触関係は、オリストリスの滑動停止後に形成されたと考えられる。これは、オリストリス配置直後に、オリストリスと下位層との間に生じる重力不均衡に帰因しただろう。猪崎地域の地質構造は RAMBERG (1973, 1981) のモデル実験の結果に比較できる。RAMBERG は低密度層の上に相対的に高い密度をもつシート状の物質を載せ、それが沈下するモデル実験 (subsiding sheet model: RAMBERG, 1981, p. 347-360) を行った。シートの沈下は縁辺部で褶曲を伴うが、これは猪崎の放射状褶曲に比較できる。沈下するシートは縁辺部から低密度の下位層が、シート上面にデコルマ帯をなして中央部に向って流入する。更に、シート中央部では下位層との間で圧力勾配が増大するために異常間隙水圧帯が生じ、その結果、ダイヤピルが発生し、シートを破裂させ上方に貫入した。

猪崎オリストリスと周囲の泥質堆積物との間には、顕著なダクティリティの差が存在していたことは、両者の変形様式の違いから明らかである。RAMBERG (1981) は以上のような構造が形成される条件として、シートが広くかつ薄いことを挙げた。猪崎の場合、厚



さ/広さの比は他のオリストリスに比べて著しく小さい。泥ダイヤピルは最近、前弧地帯に出現する重要な乱雑層のひとつとして注目されてきている(例えば、STRIDE *et al.*, 1982; WILLIAMS *et al.*, 1984; BECKE & CLOOS, 1985; 清水, 1985; 中村, 1985)。類似の非~弱変形のオリストリスで泥ダイヤピルを伴う例は、今のところ、都井岬先端部に分布する浅海相のシート状地塊にも認められる。

### C. オリストリスの滑動方向

オリストストロームの運搬方向を、含まれるオリストリスから直接知る方法として、礫のファブリックと同様に、覆瓦配列が利用されることがある(例えば、ROBERTSON, 1977)。しかしながら、オリストストロームは通例、粘性の高い基質をもち、流体力学的には土石流に近い挙動をとることが予想される。また、オリストリスの最終的配列までには、基質とオリストリスとの間の密度の不均衡や基質の物性変化などのために、オリストリスの形態のとる姿勢は変化することもあるだろう。従って、オリストリスの配列様式のみから、単純に運搬方向を判断することは難しい場合もある。

オリストリスの運搬・配置の方向は、前記のように、オリストリスの内部構造の幾何学的性質の解析と下底のすべり面を把握することによって推測できる。特に、下底でのすべり面は露出していないことが多く、直接運搬方向を知ることができないが、解析された大構造から近似的に把握することができる。本論文で記載したオリストリスは、いずれも大構造がほぼ水平な面をもつことが明らかになった。これは、猪崎や本城のオリストリスのように、下底面や上面のデコルマ帯として示される場合と、油津・南郷オリストリスのように、より高次の褶曲構造の姿勢として表わされる場合とがある。野外では宮崎層群の東方への傾動運動を含め、オリストリスの構造を著しく変革する後期の構造は微弱である。この水平に近い面構造は、古斜面を近似する構造とみなすことができる。

以上の考察から、各オリストリス内部の変形の幾何学的性質・変形領域の分布などによって推測される各オリストリスの滑動方向は次のようになろう。油津オリストリスは南南西、南郷オリストリスは南南東、本城オリストリスは南東。猪崎オリストリスは北東-南西に長軸をもつこと、碎屑岩脈の発達方向 (Fig. 14) などから南東方向と推定される。ただし、油津オリストリスは鱗片状剪開の発達した泥岩中に比較的小規模

な岩体として含まれ、周囲の他のオリストリスと同様に、泥岩のトレンドと調和的な配列を示す。また、小岩体の割には著しい圧縮変形をもつ。従って、このオリストリスは、より大きい滑動体の前面部分が分離し、泥質基質中に土石流の礫として含まれて配置し、真の滑動方向を示さない疑いがある。南郷・本城のオリストリスを基準に考えるならば、オリストリスの配置は北西から南東方向へ生じたことが指摘され、含有される古期岩類の由来も説明できる。

### 文 献

- ABBATE, E., BORTLOTTI, V., and PASSERERINI, P. (1970): Development of the Northern Apennines geosyncline-olistostrome and olistolith. *Sed. Geol.*, 4, 521-557.
- BECKER, D. G. and CLOOS, M. (1984): Melange diapirs into the Cambria Slab: A Franciscan trench slope basin near Cambria, California. *Jour. Geol.*, 93, 101-110.
- 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. *Int. Conf. Planktonic Microfossils, Proc.* 1, 119-422.
- (1979): *The Cainozoic Globigenida* 3 vols., E. F. Brill, Leiden, 1413p.
- COOPER, M. A. (1981): The internal geometry of nappes: criteria for model of emplacement. In McCCLAY, K. R. and PRICE, N. J. (eds.). *Thrust and Nappe Tectonics*, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.* 9, 235-239.
- DEBELMAS, J. and KERCKHOVE, C. (1973): Large gravity nappes in the Fench-Italian and Fench-Swiss Alps. In DEJONG, K. A. and SCHOLTEN, R. (eds.), *Gravity and Tectonics*, John Wiley and Sons, New York, 189-200.
- FARRELL, S. G. (1984): A dislocation model applied to slump structures, Ainsa Basin, South Central Pyrenees. *Jour. Struc. Geol.*, 6, 727-736.
- HANSEN, E. (1974): *Strain Facies*. Springer-Verlag, 207p.
- , PORTER, S. C., HALL, B. A. and HILLS, A. (1961): Décollement structures in glacial-lake sediments. *Geol. Soc. Amer.*, 72, 1415-1418.
- 橋本 勇 (1962): 九州南部における時代未詳層群の総括。九大教養研報, (9), 13-69.
- ・宮久三千年 (1959): 宮崎県遠見山半島の層序と構造—九州の四万十帯帯の地史に関する 2・3 の問題。同上, (6), 29-51.

- HOSE, R.K. and DANES, Z.F. (1973): Development of the Late Mesozoic to Early Cenozoic structures of the Eastern Great Basin. IN DEJONG, K. A. and SCHOLTEN, R. (eds.), *Gravity and Tectonics*, John Wiley and Sons, 429-441.
- Hsü, K. J. (1974): Mélange and their distinction from olistostromes. IN DOTT, R. H. and SHAVER, R. H. (eds.), *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, 19, 321-333.
- 勘米良亀齡 (1976): 過去と現在の地向斜堆積体の対応, I・II. 科学, 46, 284-291, 371-378.
- (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, (20), 145-159.
- (1980): 日本の地質. 岩波講座, 15, 325-350.
- ・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連絡紙, 構造地質, 3, 55-64.
- ・佐々木正己 (1977): 四万十帯都井岬近傍のオリストストローム. 日本地質学会第84年大会要旨, 163.
- ・坂井 卓・辻 隆司・西 弘嗣 (1983): 日南地域の四万十帯. 日本地質学会第90年大会巡検案内書. 日本地質学会, 23-36.
- 加藤高政 (1985): 日南層群の層位学的研究. 東北大地質古生物研報, (87), 1-23.
- ・中川久夫・尾田太良・長谷川四郎・安田尚登 (1984): 日南層群の層序と構造 (予報). 齊藤常正ほか編, 総研究成果報告書「日本の古第三系の層序と国際対比」, 113-130.
- 木野義人 (1958): 5万分の1「日向青島」図幅および同説明書. 地質調査書, 63p.
- (1959 a): 5万分の1「都井岬」図幅および同説明書. 地質調査所, 18p.
- (1959 b): 5万分の1「鉄肥」図幅および同説明書. 地質調査所, 28p.
- ・太田良平 (1977): 5万分の1「都城」地域図幅および同説明書. 地質調査所, 45p.
- KOBAYASHI, K. and NAKADA, M. (1978): Magnetic anomalies and tectonic evolution of the Shikoku interarc basin. *Jour. Phys. Earth Suppl.*, 26, S 391-S 402.
- 舛場 敬・西 弘嗣・坂井 卓 (1985): 日南層群の2~3のオリストリスの層序と堆積相. 日本地質学会第92年大会要旨, 91.
- 舛場 敬 (1986): 日南層群深海堆積物の相解析 (九大修論手記).
- 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.
- LAJOICE, J. (1972): Slump fold axis orientations: An indication of paleoslope?. *Jour. Sediment. Petrol.*, 42, 584-586.
- LEWIS, K. B. (1971): Slumping on a continental slope inclined at 1°-4°. *Sedimentology*, 16, 97-110.
- 宮崎県 (1982): 宮崎県地質図および同説明書 (宮崎県の地質と資源). 72p.
- NAGAHAMA, H., OTA, Y. and AOYAMA, H. (1975): Dish structure newly found in the Nichinan Group, Kyusyu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 26, 217-225.
- 中川久夫・遅沢壮一・相田吉昭・加藤高政 (1983): 琉球弧の崩壊堆積構造について. 日本地質学会西日本支部第100回特別記念シンポジウム論文集「島弧と大陸との関連からみた九州の構造発達史」, 77-87.
- 中村和善 (1987): スランプ相の形成とテクトニクス. “スランプ相”の形成とテクトニクス—未固結堆積物の変形に関する諸問題—構造地質研究会・碎屑性堆積物研究会編, 1-12.
- 西 弘嗣 (1987): 浮遊性有孔虫化石からみた付加体の構造—日向層群田代層を例にして—. 九大理研報. (印刷中)
- NISHI, H. (1985): Litho-biostratigraphy of the Oligocene-Miocene Nichinan Group in the Miyazaki Prefecture, Kyushu. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, 25, 289-317.
- 信田圭三 (1983): 宮崎市西方, 日南帯北帯における白亜紀岩体について. 日本地質学会第90年大会要旨, 162.
- 太田良平・木野義人 (1965): 5万分の1「志布志」図幅および同説明書. 地質調査所, 25p.
- PRIOR, D. B., BORNHOLD, B. D., COLEMAN, J. M. and BRYANT, W. R. (1982): Morphology of a submarine slide, Kitmat Arm, British Columbia. *Geology*, 10, 588-592.
- ・——— and JOHNS, M. W. (1984): Depositional characteristics of submarine debris flow. *Jour. Geol.*, 92, 707-727.
- RAMBERG, H. (1973): Model studies of gravity-controlled tectonics by the centrifuge technique. IN DEJONG, K. A. and SCHOLTEN, R. (eds.), *Gravity and Tectonics*, John Wiley and Sons, 49-66.
- (1981): *Gravity, Deformation and the Earth Crust* (2nd ed.). Academic Press, 452p.
- ROBERTSON, A. H. F. (1977): The Moni Melange, Cyprus: an olistostrome formed at a distinctive plate margin. *Jour. Geol. Soc. London*, 133, 447-466.
- 齋藤常正・岡田尚武 (1984): 北九州芦屋層群の漸新世石灰質浮遊性微化石層序. 齊藤常正ほか編, 総研究成果報告書「日本の古第三系の層序と国際対比」, 85-87.
- 坂井 卓 (1983): 四万十帯外縁オリスト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. 日本地質学会西日本支部第100回例会記念シンポジウム論文集「島弧と大陸との関連からみた九州の構造発達史」, 83-87.
- (1985 a): 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の形成過程. “スランプ相”の形成とテクトニクス—未固結堆積物の変形に関する諸問題—構造地質研究会・碎屑性堆積研究会編, 95-116.
- (1985 b) : 九州四万十帯の放散虫化石 (予報). MRT News Letter, No. 1, 51-57.
- ・勘米良亀齡 (1981) : 宮崎県北部四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的位置. 九大理研報, 14, 31-48.
- ・西 弘嗣・齊藤常正・中世古幸次郎・西村明子 (1984) : 九州四万十帯古第三系の微化石層序. 齊藤常正ほか編, 総研研究成果報告書「日本の古第三系の生層序と国陸対比」, 95-112.
- SEILACHER, A. (1967) : Bathymetry of trace fossils. *Matine Geol.*, 5, 413-428.
- 柴田 賢 (1979) : 西南日本における第三紀火成岩貫入の同時性. 地調月報, 28, 551-554.
- 首藤次男 (1958) : 九州の中・後期新生界の堆積—構造的特性. 新生代研究, (28), 8-18.
- (1963) : 日南層群の地史学的研究—特に高千穂変動について—. 九大理研報, 6, 135-166.
- 清水博行 (1985) 紀伊半島田辺層群中の含礫泥岩ダイヤピル. 地質雑, 91, 691-697.
- STREIDE, A. H., BELDERSON, R. H. and KENYON, N. H. (1982) : Structural grain, mud volcanoes and other features on the Barbados Rides Complex revealed by Gloria, long-range side-scan sonar. *Mar. Geol.*, 49, 187-196.
- STONE, B. D. (1976) : Analysis of slump slip lines and deformation fabric in slumped Pleistocene lake beds. *Jour. Sediment. Petrol.*, 46, 313-325.
- 杉山雄一 (1985) : 静岡県大井川流域に分布するオリストストローム. “スランプ相”の形成とテクトニクス—未固結堆積物の変形に関する諸問題—構造地質研究会・碎屑性堆積物研究会編, 49-60.
- 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起源. 平 朝彦ほか編, 「四万十帯の地質学と古生物」, 甲藤次郎教授還暦記念論文集, 林野弘済会高知支部, 319-389.
- TAIRA, A., OKADA, H., WHITAKER, J. H. McD. and SMITH, A. J. (1982) : The Shimanto Belt of Japan: Cretaceous-lower Miocene active margin sedimentation. In LEGGET, J. K. (ed.), *Trench-Forearc Geology, Geol. Soc. London Spec. Pub.*, (10), 5-26.
- 竹下 徹 (1982) : 宮崎県南那珂山地区の四万十層群の層序と構造. 地質雑, 88, 1-18.
- TSUCHI, R. and IGCP-114 National Working Group of Japan (1984) : Neogene chrono-stratigraphy and bio-events in the Japanese Islands. *Paleogeogra. Paleoclimatol. Paleocol.*, 46, 37-51.
- 辻 隆司 (1983) : 未固結堆積物の変形構造の研究 (九大修論手記).
- WILLIAMS, G. and CHAPMAN, T. (1983) : Strains developed in the hangingwalls of thrusts due to their slip/propagation rate: a dislocation model. *Jour. Struct. Geol.*, 5, 563-571.
- WILLIAMS, P. R., PIGRAN, C. J. and DOW, D. B. (1984) : Melange production and the importance of shale diapirism in accretionary terrains. *Nature*, 309, 145-146.
- WOODCOCK, N. H. (1976) : Structural style in slump sheets: Ludlow Series, Powys, Wales. *Jour. Geol. Soc. London*, 132, 399-415.
- (1979) : The use of slump structures as paleoslope oritneaiontse imators. *Sedimentology*, 26, 83-99.
- 山内靖喜 (1977) : 秩父盆地の中新統内の乱雑堆積物構造. その1, 形態. 地質雑, 83, 475-489.