

鹿児島県屋久島の四万十層群の堆積構造

長 浜 春 夫* 坂 井 卓**

**Sedimentary Structures in the Shimanto Group
in Yaku-shima, Kagoshima Prefecture**

By

Haruo NAGAHAMA and Taku SAKAI

Abstract

The strata of probable Paleogene age which belong to the Shimanto Group are exposed along the coast of Yaku-shima, Kagoshima Prefecture. They surround in a ring-shape a round granite mass which is intruded into them and occupies the major part of the island.

They are divided into the following four formations by Isamu HASHIMOTO (1956), that is, in ascending order the Mugio, the Funayuki, the Miyanoura and the Issō Formations. The Issō Formation overlies the Miyanoura Formation with an angular unconformity. The writers consider at present that the Issō Formation is to be excluded from the Shimanto Group. These formations generally strike northeast and dip steeply. The Mugio and Miyanoura Formations are flysch type deposits consisting of sandstone and mudstone. The two formations are inferred to be turbidite from the following facts: graded bedding is conspicuous, ripple mark and large cross lamination are rare, small-scaled current ripple lamination, ripple cross lamination and sole mark are seen, fossils except Ichnofossils are lacking, conglomerate is poor, conspicuous slumping structure is often observed, total thickness of the two formations attains to as large as 3,000 meters.

The typical sandstone bed, which shows internal structures of flysch type deposits, is composed of the following six units: in ascending order, grading, parallel lamination, ripple cross lamination, convolute lamination, ripple cross lamination, and parallel lamination part. However, the sandstone which contains all the units above-mentioned is practically not common. That is, most of the sandstone beds are composed of the two or three units, lacking the top and/or bottom parts.

In the Miyanoura Formation, sole mark at the bottom of sandstones and ripple cross lamination at the top indicate two different current directions, that is, current from north and current from south or westsouthwest. The sedimentary structures which indicate a current from north are more abundant than those which indicate a current from south or westsouthwest. Therefore, the material of the sandstone was transported mostly from the north and partly from the south.

A few pebbles of orthoquartzite were found at four points in the conglomerate of the Issō Formation. However, no sedimentary structures could be observed in this formation. Therefore, it is difficult to conclude from the data obtained up to the present whether the south continents as presumed by HARADA and others (1970a. b, 1972) existed on the Pacific Ocean side or not.

* 地 質 部

** 鹿児島大学理学部地質学科学学生

まえがき

筆者らは1972年3月、日本周辺海域地質構造総合研究の一環として、薩南諸島の地質調査を行ない、四万十帯に属する屋久島の時代未詳層群中にみられる堆積構造を主として調査した。この堆積岩分布地域について、堆積構造から抽出した碎屑物の供給方向と、従来の層序学的な研究結果や今回の研究調査結果とから、南西諸島海域の古地理的な推論を試みようとした。

最近薩南諸島を含む四万十帯の各地域の orthoquartzite 礫から推定して、南方陸地の存在説についての研究論文が次々と発表 (原田哲朗ら, 1970a; 原田哲朗ら, 1970b) されている。すなわち原田哲朗ら (1970b) によると屋久島に分布する四万十層群^{注1)}の上部、一湊累層中の礫の中に orthoquartzite があり、その上、同層中に大規模な斜層理があり、これが南方からの供給方向を示すという。しかしながら今回の調査では一湊累層^{注2)}そのものの斜層理は見当たらなかったために、南方陸地説を明らかにすることはできなかった。結局今回の調査では一湊累層の下位の麦生累層および宮之浦累層中に認められる堆積構造を測定し、観察を行なった。そして堆積物の供給方向を明らかにしようとした。その結果、屋久島北海岸の sole marking は北→南、これに対して南海岸では西→東→南西→北東で北海岸とほぼ反対な方向

を示した。

本論を作成するに当たって、鹿児島大学岡田博有助教授および地質調査所の吉田尚・野沢保・田中啓策・滝沢文教技官をはじめ地質部の多くの方々から有益な御批判や御援助をいただいた。現地では、上屋久町山口一彦町長・今藤清秀係長・屋久町岩川真琴町長・日高直安係長の各氏からは多大のお世話をうけた。以上の方々へ厚くお礼を申し上げる。

地質のあらまし

屋久島の地質 (層序・構造) に関する研究は半沢正四郎 (1935) と橋本勇 (1956) とがその主なるものである。今回の調査地域は面積に比べて調査日数は少なく、その上、堆積構造を主目的としたため、地質・構造・層序については、橋本によるところが多い。

屋久島の大部分は巨大な正長石の斑晶を含むことで有名な花崗岩の岩体で占められる。全厚 3,000 m に及ぶ四万十層群は、花崗岩体をとりまいて島の北・東および南の海岸だけに、せまく分布している。しかし海岸では、よく連続し露出している。この四万十層群は花崗岩に侵入され、熱変成を受けている。この堆積岩の良好な露頭は前にものべたように、ほとんど海岸に限られている上に、その海岸は急崖を作るために、陸上からの調査は不可能のことが多い。海上からの調査も、当時 (3月中旬) は舟を使用しても、波浪があり、珊瑚礁の発達があるため、海岸近くの海底も浅く (Plate 18)、舟を安全に接岸することは困難であった。そのため露頭を連続調査することは調査期間も短かったこともあり不可能であった。今回は船行累層と麦生累層の一部を調査できなかった。

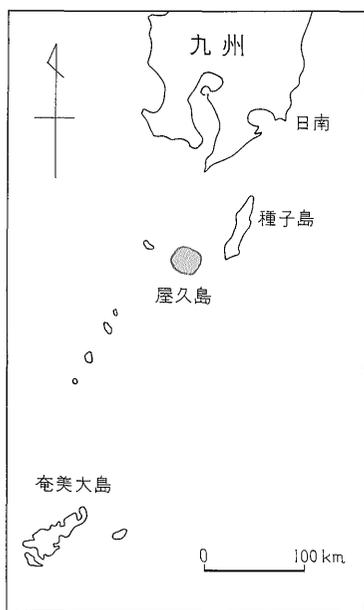
橋本勇 (1956) によれば、四万十層群は別表のように区分され、古第三系のもので推定している。

麦生累層

本累層は安房南方から尾之間西方にかけての海岸に露出し、その層厚数 100 m とされている。他累層との関係は不明である。本累層はしま状泥岩と塊状泥岩との厚層からなり、部分によって、レンズ状の砂岩を挟む。また、砂岩泥岩互層も発達する。

泥岩は黒灰～暗灰色を呈し、無層理塊状のことが多く、ときに lamina が明瞭で、しま状を示す。本累層の見掛け上の下部に当たる泥岩中には直径 10 cm 以下の団塊を含む。

砂岩は暗灰色中粒で、塊状～葉理を示し、厚さは数 10 cm のことが多く、まれに数 10 m のこともある。本累

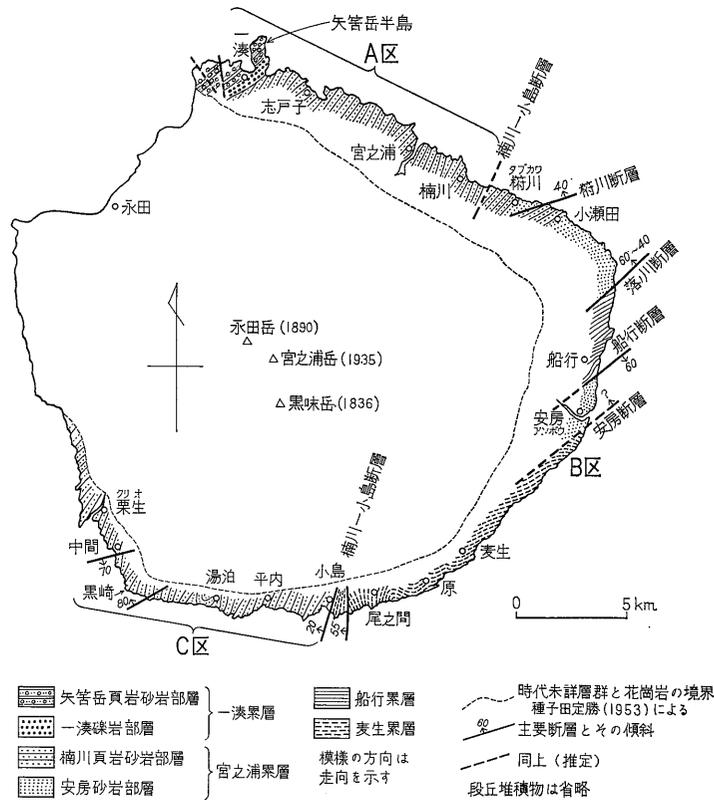


第1図 位置図

注1) 種子島の熊毛層群に対比される。

注2) 種子島の葦永層群下部に対比される。

鹿児島県屋久島の四万十層群の堆積構造 (長浜春夫・坂井卓)



第2図 屋久島時代未詳層群の地質略図 (橋本勇, 1956に基づき一部改作)

第1表 屋久島の時代未詳層群の層序区分 (橋本勇, 1956)

四 万 十 層 群	一 湊 累 層	矢筈岳頁岩砂岩部層 (500m+) 上部 SS ≧ Si · alt 下部 Si · Sh ×
		一湊礫岩部層 (150~300m) Cg ≧ SS 傾斜不整合 (一湊不整合)
	宮之浦累層	楠川頁岩砂岩部層 Sh · alt > SS > Si · Cg × × × ×
		安房砂岩部層 SS ≧ Sh · alt ≧ CSh · Si × × (数100mで、おそらく1,000mには達しない) 少なくとも一部は同時異相 (数100mで、おそらく1,000mには達しない)
	船行累層 (数100m, おそらく 700~800m) Sh · Si ≧ SS > db · alt ≧ rSh	
麦生累層 (数100m) Sh · Si ≧ SS > alt		

Cg: 礫岩 SS: 砂岩 Si: シルト岩 Sh: 頁岩 CSh: 炭質頁岩 rSh: 赤褐色頁岩 alt: 砂岩頁岩互層 db: 粗粒玄武岩質変質玄武岩 ×: 生痕と環虫類化石 ≧, > 量の多少を表わす (一湊不整合の下位の地層を一括して四万十層群とした)

層中には slump structure がみられ、砂泥互層中には sole marking がみられる。

船行累層

本累層は安房北方の海岸に分布し、その層厚700~800 mとされ、落川・船行の両断層に挟まれ、上下限とも不明である。主として泥質岩からなり、細粒砂岩を挟むが、時に赤褐色泥岩も見られ、最上部には枕状熔岩がある。

宮之浦累層

本累層は最も広く分布し、橋本(1956)によると下位より安房砂岩および楠川頁岩砂岩の2部層に区分され、両者は interfinger し、少なくとも一部は同時異相の関係にあるとされている。

安房砂岩部層 本部層はその層厚数100 mで、厚くとも1,000 m以下であろうとされ、北東海岸の小瀬田・榊川および安房に発達する。しかしながら、今回の調査結果によると、南海岸の小島から平内にかけて広く分布するとされていた地層は、本部層ではなく、岩相から後述する楠川頁岩砂岩部層であると考えられる。

本部層はおもに砂岩の厚層からなり、しばしば泥岩層や砂泥互層を挟み、ときに安房北方でみられるように炭質頁岩や黒灰色泥岩を挟む。

楠川頁岩砂岩部層 本部層は北海岸においては、一湊東方から宮之浦をへて榊川付近までの海岸によく露出し、南海岸では小島から平内・湯泊をへて、栗生北方海岸にかけて分布するが、とくに宮之浦国民宿舎付近の海岸では好露出がみられる。本部層の層厚は褶曲や断層もあって明らかではないが、橋本(1956)によると数100~1,000 m以下であろうとされている。なお各所で slumping が観察され(Plate 19~21)、いまだに貝化石の産出はない。

本部層は非常に厚い砂岩(最大厚12m)と泥岩、砂岩泥岩互層などからなる(Plate 22, 23)。

砂岩は一般に灰色、ときに中粒で、まれに粗粒である。厚さは数cm~30cmの板状のものも多いが、無層理塊状で12mに及ぶものもある。砂の粒径の変化による級化現象は肉眼的に明瞭である。砂岩単層の下底面には sole marking (Plate 24~28) が多数、上部には ripple cross-lamination が多数、上面にはごくまれに current ripple mark (Plate 29) がそれぞれ認められる。泥岩は黒~黒灰色、多くは葉理を示す。一般に数cm~数mで、まれに10数mに達する。泥岩は砂岩中にひんぱんに挟まれ、砂泥互層をなし、まれに乱された地層(Plate 30)も

みられる。宮之浦付近の海岸では紡錐形(直径15cm, 短径7cm)の団塊(Plate 31)を含むことがある。また細互層中には Chondrite sp. (田中啓策同定)などの生痕、ときに泥岩中に砂管らしいものがみいだされる(Plate 32~35)。

砂泥互層の最も典型的な好露出は、宮之浦北西や湯泊付近の海岸で観察される。第3図に示す柱状図は前者の宮之浦海岸のものである。

砂泥互層には、砂岩の厚さが泥岩に比べて圧倒的に厚い互層(第3図b)とその比が小さい砂泥互層(第3図a・c・d)とがある。後者に属するものには、柱状図をみた感じとして、砂岩の厚さが泥岩の厚さよりも厚い互層(第3図a, c)と、泥岩の厚さが砂岩の厚さに比べて厚い場合(第3図d)とがある。

砂岩の厚さが泥岩に比べて圧倒的に厚い互層中の砂岩の厚さは1~12mで、泥岩の厚さは1m以下で、砂岩の粒度は細粒のものが多く、下位の泥岩とはわずかな侵食面をもって接し、両者の境は明瞭である。級化現象は多くの場合不明瞭ながらも存在し、ときどき比較的鮮明に発達することもある。方向性をもつ sole marking (flute cast・groove cast) はしばしば認められる。また、まれに方向性のない load cast もみられる。砂岩層には、まれではあるが泥質岩の偽礫を含むこともある。

以上のべた諸特徴から判断すると、この厚い砂岩は、fluxoturbidite (DZULYNSKI, KSIAZKIEWICZ and KUENEN, 1959; 田中, 1970) であろう。

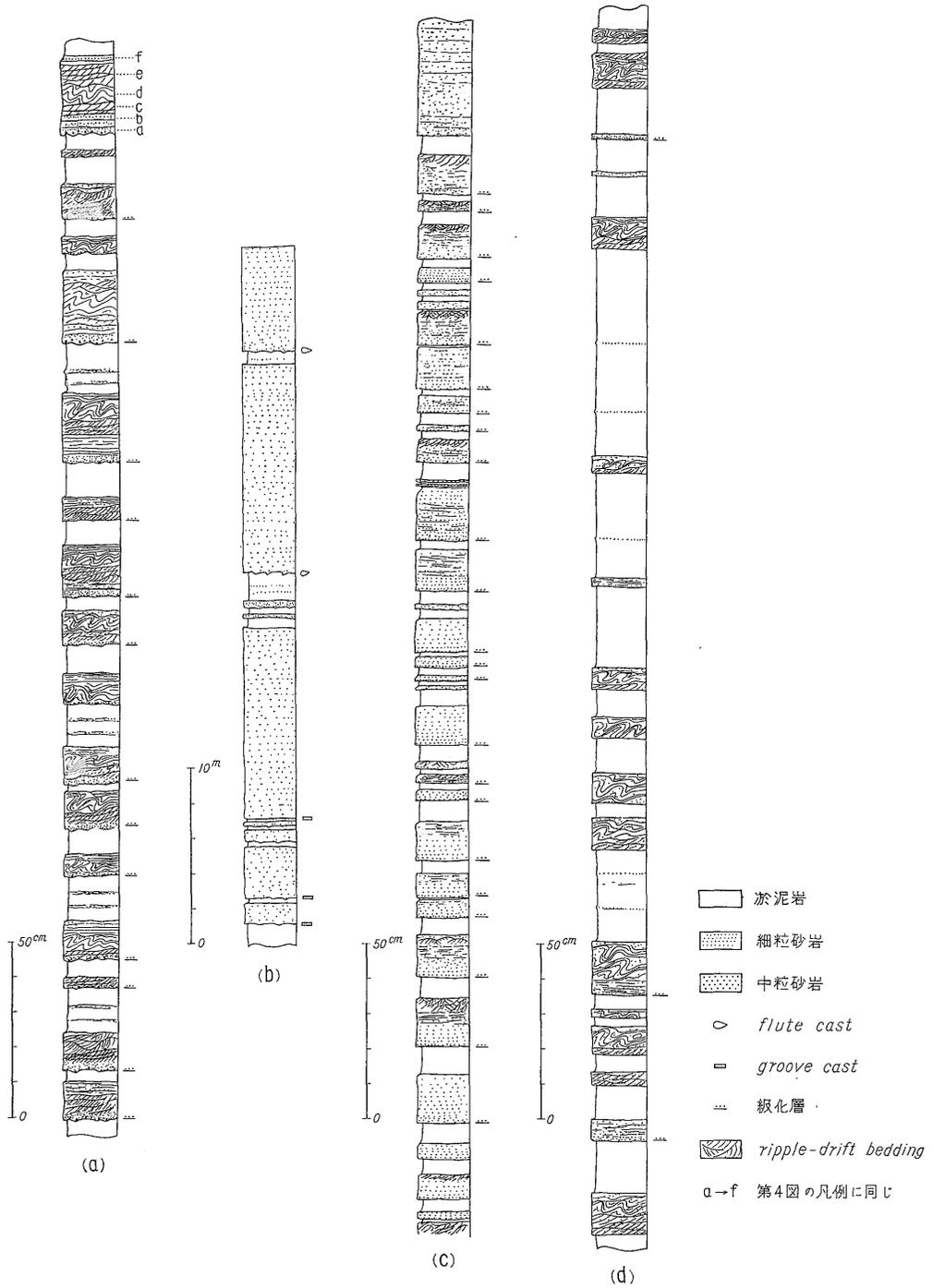
砂が互層(砂岩層厚約10cm, 泥岩層厚約5cm)を構成する砂岩は、下位の泥岩とは常に侵食面をもって接し、両者の境界はきわめて明瞭である。その粒度は一般に細粒、ときに中粒、淘汰がやや不良で、級化層理はきわめて良く発達する。平行葉理・ripple cross-lamination および convolute lamination (Plate 36~38) もしばしばみられる。

砂岩の下底面には方向性のある sole marking の発達もときに認められる。現在のところ貝化石の産出はない。

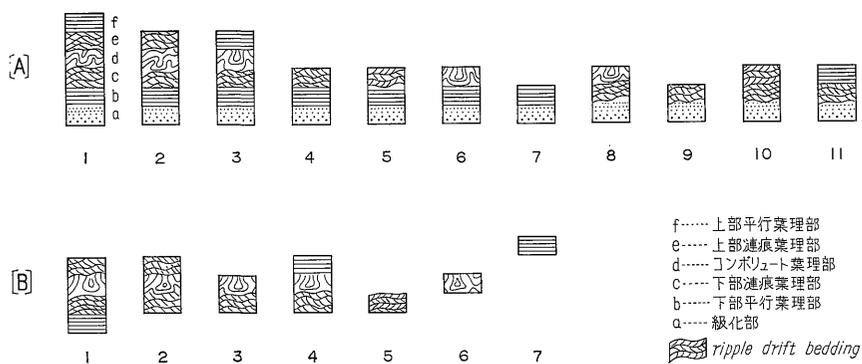
互層における砂岩から上位の泥岩にいたる一連の地層については、BOUMA(1962)が提唱したような完全に近いモデル(第4図Aの1)は非常に少ないが、その基部の内部構造がみとめられるもの(第3図a・c, 第4図A)から、基部を欠き(第3図d, 第4図B)、頂部の堆積構造のみをもつもの(第4図B6・7)へと種々に変化する。

小論では屋久島で観察されたものについて、形態だけによる分類を第4図AおよびBに示すように試みた。すなわち、完全なものは、下位より級化部(a)、下部平行葉

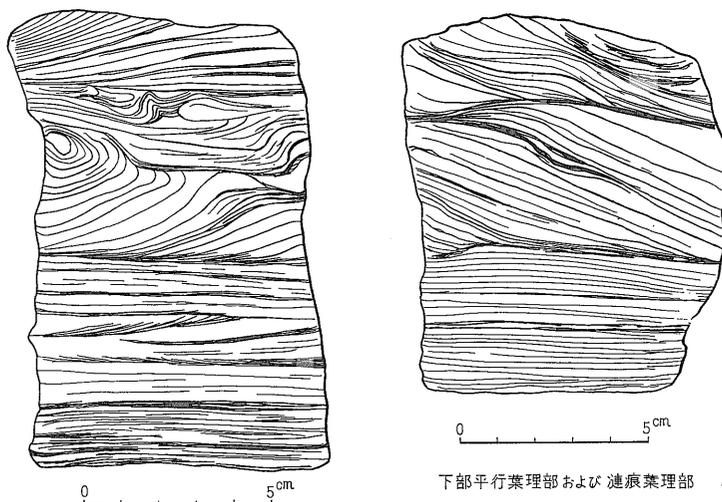
鹿児島県屋久島の四万十層群の堆積構造 (長浜春夫・坂井卓)



第3図 宮之浦海岸でみられる宮之浦累層の層序柱状図
(上下関係は左から右に向かって下位層となる)



第4図 砂岩単層の形態による分類 (試案)



下部平行葉理部-コンポリュート-上部漣痕葉理部

第5図 宮之浦累層中の砂岩単層の産状と形態のスケッチ
(宮之浦国民宿舎北西海岸)

理部(b), 下部漣痕葉理部(c), コンポリュート葉理部(d), 上部漣痕葉理部(e), 上部平行葉理部(f)の6単位からなっている。このうち, 下部および上部の漣痕葉理部はほぼ一定方向を示す斜葉理が多いが, ときにその方向が不規則な, いわゆる ripple drift bedding (第4図Aの5・10・12, Bの5)を示すこともある。

後者の泥がち互層(泥岩層厚約5~20cm, 砂岩層厚約0.5~10cm)を構成する砂岩は砂がち互層とはやや異なり, 下位の泥岩との境界は明瞭ではあるが, 侵食面は見当たらない。粒度は一般に細粒で, ときに微細粒である。しかし, 前にものべたように, 実際には第3図a(第4図A・1)に示すような砂岩単層の級化現象の基本的に完全な6単位の発達是非常に少なく, その頭部が

欠除しているもの(第3図c), その基部が欠除しているもの(第3図d)などが普通である。すなわち, 一般的には2~3単位(第4図A4~13, B2~4, 第5図)から構成されているものが多い。

以上の諸特徴から判断すると, 砂岩泥岩互層を構成する砂岩は turbidite である。

一 湊累層

今回の調査ではおもに矢筈岳半島付近を調査した。少なくともこの地域では橋本(1956)がのべているような400mほどもある泥質岩層は見当たらず, ほとんど砂質礫岩層である。

本累層は下位の宮之浦累層とは著しい傾斜不整合(一

湊不整合)の關係^{注3)}で接し、また、一湊礫岩部層と上位の矢筈岳頁岩砂岩部層の2部層に分けられる。

一湊礫岩部層 本部層は矢筈半島のつけねから一湊市街の南方にかけて露出する礫岩層で、層理は不明瞭であり、したがって、斜層理の存在もはっきりしない。その層厚は約300 mである (Plate 39)。

礫岩の礫は細礫から巨礫に至るまで顕著に発達し、概して基底に近い方が礫も大きい。礫種には、明らかに先第三系のものであるチャート・花崗閃緑岩・流紋岩・変質流紋岩・硬砂岩および、わずかながら orthoquartzite があり、これは、いずれも硬質岩であるのにかかわらずよく円磨され、歪円礫～円礫である。それら古期岩の礫の大きさは直径数 cm のことが多いが、大きいものは10数 cm に達することもある。

これに対して砂岩・泥岩の礫は一湊不整合下位の宮之浦累層以下の諸累層を構成するものであることは明らかで、形は角礫～歪角礫で、大きさは巨大で、その量も多く、淘汰不良で、そのうち砂岩礫には長径150 cm に及ぶものもある。要するに礫種には屋久島付近では見られない先第三系の古期岩のもの、一湊不整合下位の比較的新しい四万十層群から由来したものとが混在していることが注目される。

矢筈岳頁岩砂岩部層 本部層は矢筈半島の中部から先端の燈台にかけて露出し、その層厚は500 m以上とされている。砂質礫岩からなり、斜層理は見当たらず、淘汰不良で、まれに砂質泥岩の部分に小規模な葉理をみることがあり、綫化現象を示すこともある。礫種は下位の一湊礫岩部層とほとんど変わらないが、その大きさは小さ

く、直径1～2 cm のものが多く、大きいものでも、その直径約20 cm 位である。基質は主として粗粒の砂からなっている。

Orthoquartzite の礫の産出は非常にまれで、その発見につとめたにもかかわらず、今回の調査でも、わずかに4カ所でみいだしたにすぎない。その色は灰～暗灰色で、石英以外の砂粒はほとんど認められない。2次的石英の成長を明瞭にしめす dust ring を保存したものは一湊東方で産出したにすぎない。

なお orthoquartzite の礫の供給方向を知る目的で、その礫の産出した付近の地層(礫岩層・粗粒砂岩層)中に斜層理や imbricate 構造がみいだされるかどうかを重点的に調査した。さらに礫の岩種別において、地域によって、礫の大きさの変化および礫量の変化などについての規則性についても着目した。しかしながら以上のいずれにおいてもその供給方向を知る手がかりをつかむことはできなかった。

地質構造

四万十層群の地質構造は、地層が海岸に細長く露出しているにすぎないので、その詳細は明らかでないが、橋本(1956)によると楠川—小島断層によりA・B・Cの3区に分けられ、それぞれ特異な方向性を示す。

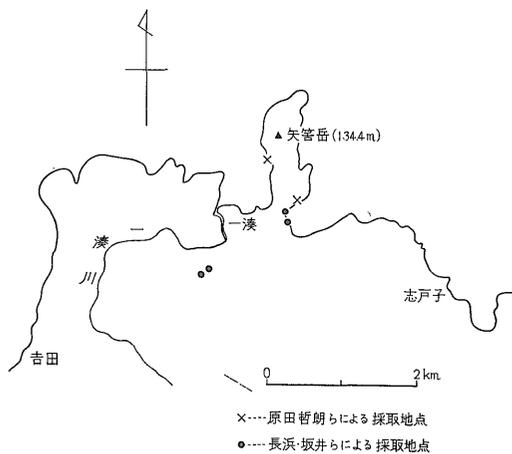
A区域内の走向はN25～35°E がきわめて優勢で、傾斜方向はNWが優勢、傾斜角はNW傾斜の地層の大部分が60°以上、SE傾斜のものではほとんど70°以上である。

B地域内の走向はN55°E～E-Wがかなり優勢で、傾斜方向はNWがやや優勢、傾斜角はNW傾斜もSE傾斜も大部分40°以上で、A・C両区域に比べてゆるい。

C地域内の走向はN10～25°E がかなり優勢で、傾斜方向はNWがきわめて優勢、傾斜角はNW傾斜のものはほとんど60°以上、SE傾斜のもの大部分が70°以上を示す。

褶曲はNE-SW方向のものがかなりあるが、橋本(1965)が一部に小規模の同斜褶曲が多く、その褶曲軸間隔が数10 cm ないし数10 m にわたり、そのため地層が往々たみ込まれたような外観を呈し、逆転することもある……とのべているが、これらのなかには slumping によるものがかなりみられるようである。したがって逆転層も種子島の熊毛層群(長浜, 1968)に比べて少ない。

断層にはNE・NNEおよびNW系の3系統の正断層があるほか、ときに小規模の衝上断層も見られる。



第6図 orthoquartzite 礫採取地点

注3) 種子島の熊毛層群と葦永層群との間の傾斜不整合に相当する。

観察された堆積構造の概要

調査地域内の四万十層群（一湊累層を除く）の砂泥互層中には sole marking (flute cast・striation cast・groove cast および prod cast など)・convolute lamination・ripple cross lamination および漣痕が観察された。

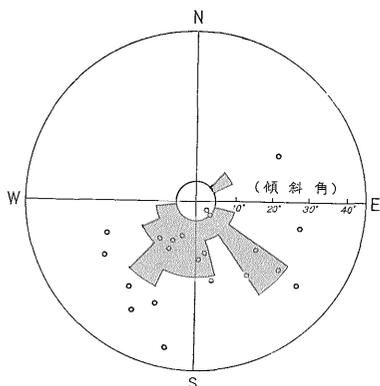
なお、このほか明らかに groove cast に起源すると思われる load cast, bounce cast らしいものも認められた。なお判定しにくい cast もいくつか観察された。

Flute cast の形は、一般に扇形あるいは舌状をなすが本地域のものは、その上流側の先端が鋭角的なもの、ややねじれたものも多く、長さ比べて幅がせまい。Flute cast の長さは普通 10 cm 前後で、長いものは 90 cm に及ぶものもある。幅は 1～3 cm のものが多く、広いものは 15 cm に達することもある。

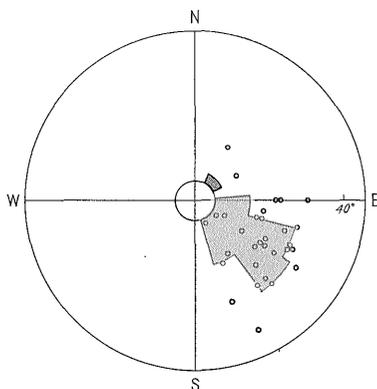
その高さは一般に 1 cm 以下であるが、最高 4 cm に及ぶものも存在した。

Groove cast の長さは普通 10～35 cm で、まれに 130 cm に及ぶものもある。幅は 4 cm 以下のものが多く、25 cm に達するものもある。その高さは普通 1 cm 以下のものが大部分で、まれに 12 cm に及ぶものも認められた。

Ripple cross-lamination は移動する ripple mark によりつくられた小規模な斜層理である。宮之浦付近に発達する砂泥互層中の砂岩層の内部構造をみると、前述したように ripple mark からつくられた ripple cross-lamination を観察することができる。この set の厚さは 1.5～3 cm のものがもっとも多く、厚いものでも 5 cm である。宮之浦付近の ripple cross-lamination は総数 21 を測定した。この測定結果をそれぞれウルフのネットを使用して、堆積時における流向を求めた。これらの結果を用



第7図 宮之浦北西海岸付近の ripple cross-lamination が示す current rose diagram



第8図 同一 set 内における ripple cross lamination が示す current

いて、第7図のような流向の rose diagram を作成した。その結果、流向の60%は南南西、38%は南東を示す。

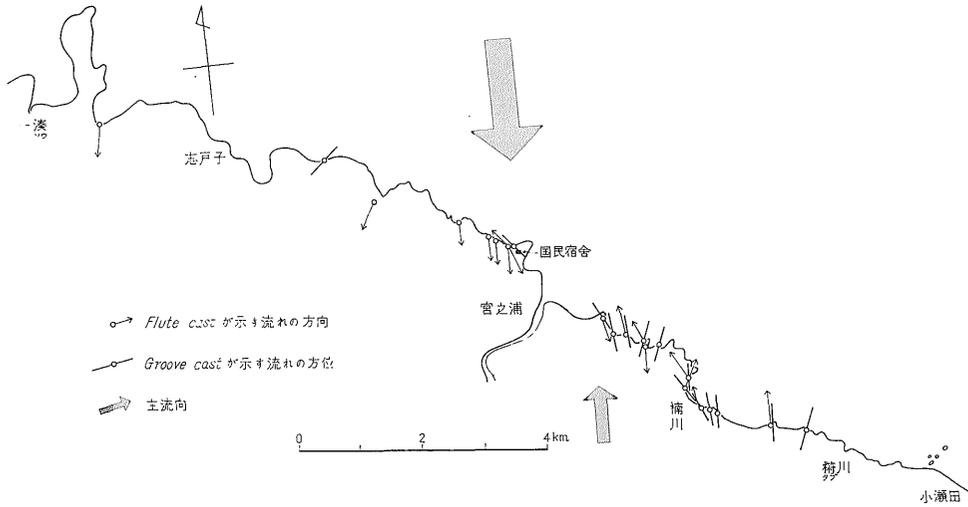
なお、同一 set 内における見掛け上同一方向を示す ripple cross-lamination の傾斜方向の分散の程度を確かめるために第8図のように同一 set 内のものを30個測定した。その結果その方向はほぼ同一方向に集中することが判った。したがって同一 set 内において、数多く測定しなくとも 2～3 回測定すればその方向はほぼ間違いないことが判った。

屋久島の北海岸地域（上屋久町）には宮之浦累層が発達する。この地域内の21地点で flute cast を25, groove cast を26それぞれ測定した。これらの流痕は砂岩単層の下底面に多数が群をなして観察されることが多い。これらの流痕の一つ一つをみると、多少のばらつきはあっても、rose diagram に示すと第8図に示した場合と同様にたいいて一方向に集中し、全体としての方向をほぼ正しく示す。したがって測定にさいしては砂岩の下底面における流痕群から得られた主方向をその単層における古流向とした。これらを第10図の rose diagram に示した。その結果 flute の示す流向は北から南への方が最も卓越して、全体の64%で、これに対して逆方向の南から北への方向を示すものが全体のほぼ36%で、前者に比べて少ない。

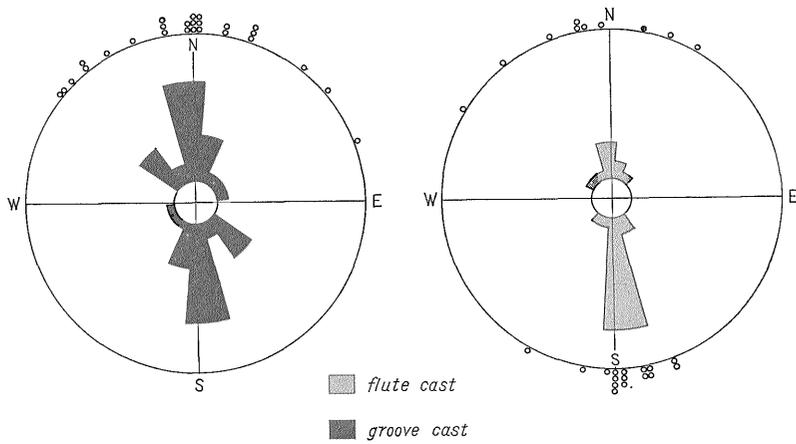
groove cast などは全部で26測定され、その走向はほぼ N-S 方向を示し、flute cast が示す方向とよく調和する。

屋久島の南海岸地域（屋久町）には麦生累層および宮之浦累層が発達する。前者の麦生累層分布地域内の4地点で、flute cast 4, groove cast を5, それぞれ測定した。測定数が余りにも少ないが、これらを第12図右のように rose diagram に示した。その結果 sole marking が

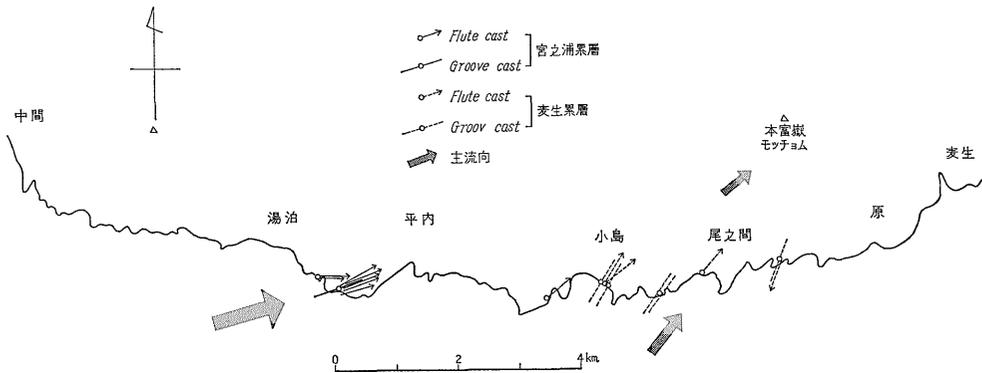
鹿児島県屋久島の四万十層群の堆積構造 (長浜春夫・坂井卓)



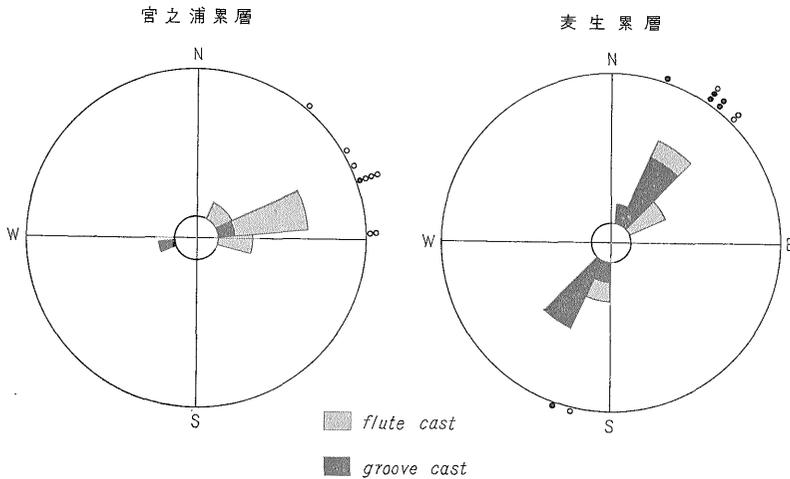
第9図 宮之浦累層中にみられるソール・マークの観察地点と流向を示す図



第10図 上屋久町 (北海岸) における宮之浦累層の古流向のローズダイアグラム



第11図 表生・宮之浦累層中にみられるソール・マークの観察地点と古流向を示す図



第12図 屋久町(南海岸)における麦生および宮之浦累層の古流向のローズダイアグラム

示す流れはSWからNEへ方向である。

後者の宮之浦累層分布地域内の3地点では flute cast 8, groove cast 1 をそれぞれ測定したにすぎない。その測定数は麦生累層と同様余りにも少ないが、これらを第12図左の rose diagram に示した。その結果が示す流れはほぼ西から東へ方向で、前者の麦生累層と約40° 東に偏っている。

考 察

屋久島に発達する四万十層群の古流向は一湊不整合を境にして上下の2つに分けて考えることができる。

宮之浦累層堆積時

本累層は前述した事実から turbidite による堆積層であることはほぼ間違いなく、屋久島の北縁に位置する上屋久町海岸においては sole marking や ripple cross-lamination (長浜・長沼, 1972)注4)からの古流向から碎屑物の運搬方向は北→南が最も優勢で、これと反対の方向、南→北もわずかである。したがって、明らかに、北方向からの碎屑物の供給が優勢であったことがわかる。

一方、屋久島の南側に位置する屋久町海岸に発達する宮之浦累層の古流向図からその碎屑物の運搬方向は、その大部分が西南西～南西→東北東で、明らかに西南西～南西から碎屑物が供給されたことを示す。測定数は少ないが、この方向は琉球弧の方向にほぼ一致する。とくに下位の麦生累層の場合は薩南群島の四万十層群堆積盆の伸びの方向によく一致する。

注4) 対州層群の砂岩泥岩互層中にみられる ripple cross-lamination が示す古流向と他の初生堆積構造とはよく調和する。

以上の事実とその他の地質学的事実から屋久島地域においては、麦生および宮之浦両累層の堆積時にはその碎屑物の供給源は一方向ばかりでなく、南西および北の2方向から供給されたものと推定される。

一湊累層堆積時

一湊累層からは orthoquartzite の礫が産出し、南方陸地存在の鍵をにぎる地層として、最も重要である。しかしながら、本累層は、orthoquartzite 礫の産出量がきわめてまれで、その供給方向を示す斜層理や imbricate などの堆積構造が見当たらない。したがって、今回の調査では南方陸地説を直接指示する資料を得ることはできなかった。

なお一湊累層中の orthoquartzite 礫の供給源については、先第三系の orthoquartzite を含む古期岩の形状(硬質であるにもかかわらず比較的よく円磨されている)と四万十層群から供給された淘汰の悪い砂岩・泥岩からなる礫とは明らかに区別できる。そのために、この orthoquartzite を含む古期岩からなる礫について、たとえ一湊累層中の堆積構造により南方からの供給を示したとしても、ただちに、このことだけで orthoquartzite が南方陸地から直接供給されたとは断定しにくいであろう。なぜなら一湊累層堆積前においては、必ずしも南方から由来したとはいちがいに断定できないからである。すなわち北方陸地(徳岡隆夫, 1969)やその他の地域から供給された orthoquartzite 礫などを含む先一湊累層の礫が一湊累層堆積時に洗い出されて礫となり、ふたたび南から北に向かって、屋久島に分布する一湊累層中に流入し、再堆積したとも考えられないことはないからである。

ま と め

今回の調査から次の結果を得ることができた。

1) 麦生および宮之浦累層中の砂岩は turbidite ~ fluxoturbidite であろう。

2) 宮之浦累層中の砂岩の基底に発達するソール・マークや上部に発達するリップルクロスラミナの方向によって示される流れの方向(砂の運搬方向)は北および南西からの2方向を示している。すなわち砂の供給源地は屋久島の北側および南西側に存在した。

3) 一湊礫岩部層中の4カ所からわずかの orthoquartzite 礫をみいだした。しかしながら、これから南方陸地説を指示、あるいは否定するいずれの資料もみいだすことはできなかった。したがって、今後一湊累層中の堆積構造など、さらに研究することが大切であろう。

文 献

BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of Some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.

DZULYNSKI, S., KSIĄZKIEWICZ, M. and KUENEN, PH. H. (1959): Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 70, p. 1089 ~ 1118.

平山次郎・鈴木尉元 (1965) : フリッシュ型砂泥互層を構成する単層の形態と組織について。地調月報。vol. 16, no. 2, p. 1 ~ 13.

———・——— (1968) : 単層の解析——その実際と堆積学的意義について——。地球科学。vol. 22, no. 2, p. 43 ~ 62.

HANZAWA, S. (1935): Topography and Geology of the Riukiu Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp.*

Univ., 2nd Ser. (Geology), vol. 17.

原田哲郎・徳岡隆夫・鈴木博之 (1970 a) : 南方陸地問題。島弧と海洋シンポジウム論文集。東海大学出版会。

———・———・———・吉村郁夫 (1970 b) : 南九州四万十層帯から Orthoquartzite 礫の発見。地球科学。vol. 24, no. 5

——— (1972) : 南方陸地ものがたり。国土と教育。no. 11, p. 2 ~ 6.

橋本 勇 (1956) : 屋久島の時代未詳層群の層序とその地質構造および種子島西部の熊毛層群に関する1, 2の事実, 九大教養地学研究報告, no. 2, p. 23 ~ 34.

長浜春夫 (1965) : 斜層理からみた北西九州第三紀層の堆積。地調報告。no. 211, p. 1 ~ 66.

——— (1968) : 種子島にみられる逆転層。地調月報。vol. 19, no. 9, p. 69 ~ 70.

———・長沼幸男 (1972) : 対州層群の砂岩泥岩互層中にみられる舌状漣痕の古流向(演旨), 日本地質学会79年学術大会。p. 189.

田中啓策 (1965) : 和泉山脈中部の和泉層群。とくにその堆積相と堆積輪廻について。地調報告。no. 212, 32 p.

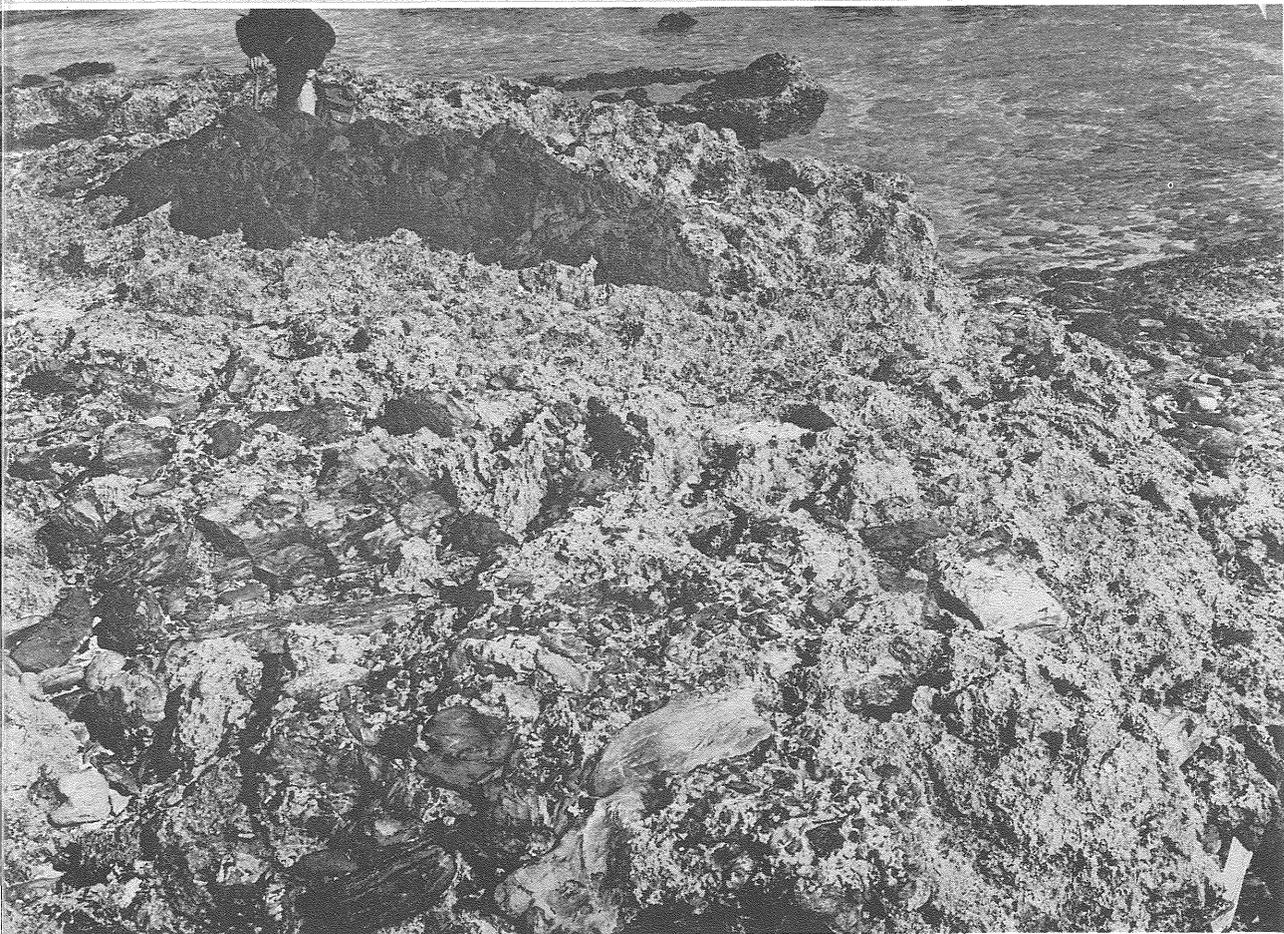
——— (1970) : 茨城県那珂湊海岸の上部白亜紀タービダイト層。地調月報。vol. 21, no. 10, p. 13 ~ 27.

徳岡隆夫・飛驒地域礫岩研究グループ (1969) : 飛驒地域の Orthoquartzite 礫 (演旨)。地質学雑誌。vol. 75, no. 2, p. 90.

山本裕彦 (1971) : フリッシュ型砂岩層に発達する convolute lamination について。地質学雑誌。vol. 77, no. 1, p. 23 ~ 35.

PLATES

(With 18~39)



珊瑚礁

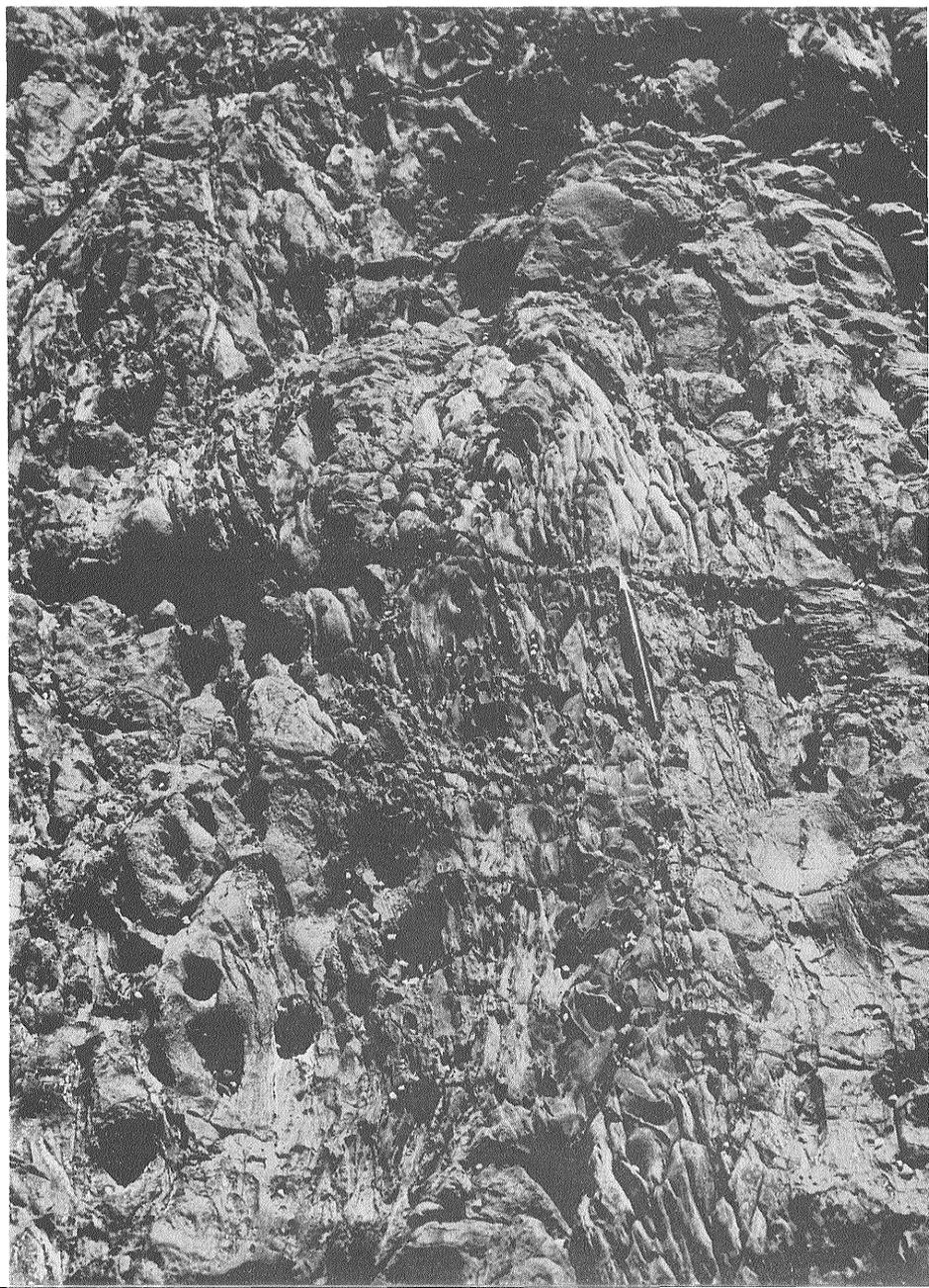
礫は主として四万十時代末詳層群中の泥岩および砂岩（宮之浦北西海岸）



砂泥互層中にみられる
slump structure (宮之浦国
民宿舎西方海岸)



砂泥互層（微細粒砂岩）中にみられる slump structure（宮之浦国民宿舎南西海岸）



淤泥岩中にみられる slump
structure (宮之浦北西海岸)



砂岩泥岩互層

砂岩の厚さが泥岩に比べてとくに厚い（宮之浦国民宿舎すぐ西海岸）

泥がち砂岩泥岩互層（宮之浦北西海岸）

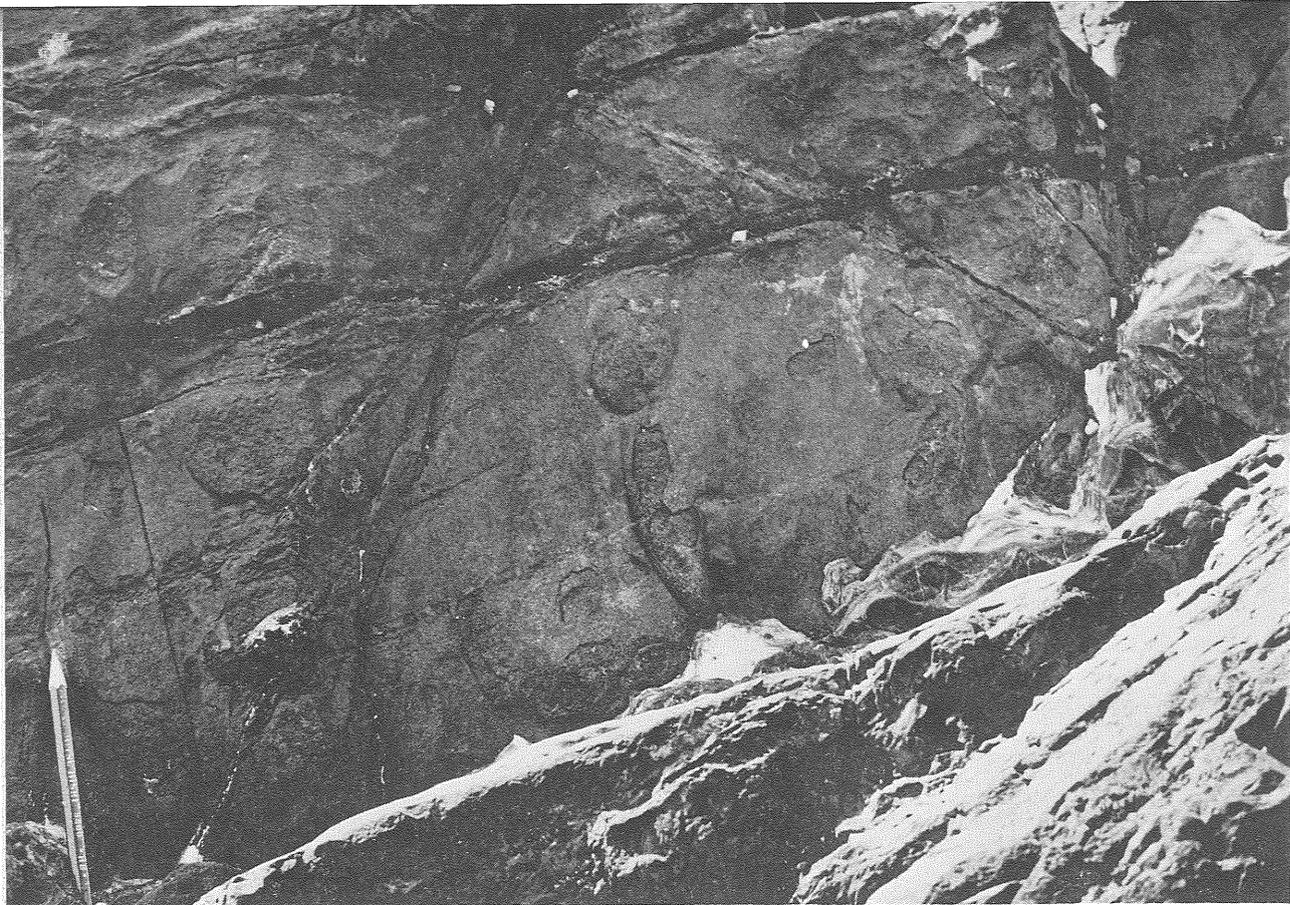




砂岩の下底面にみられる flute casts 流向は左上から右下へ（宮之浦東海岸）

砂岩の下底面にみられる flute cast 流向は左から右へ（宮之浦東海岸）

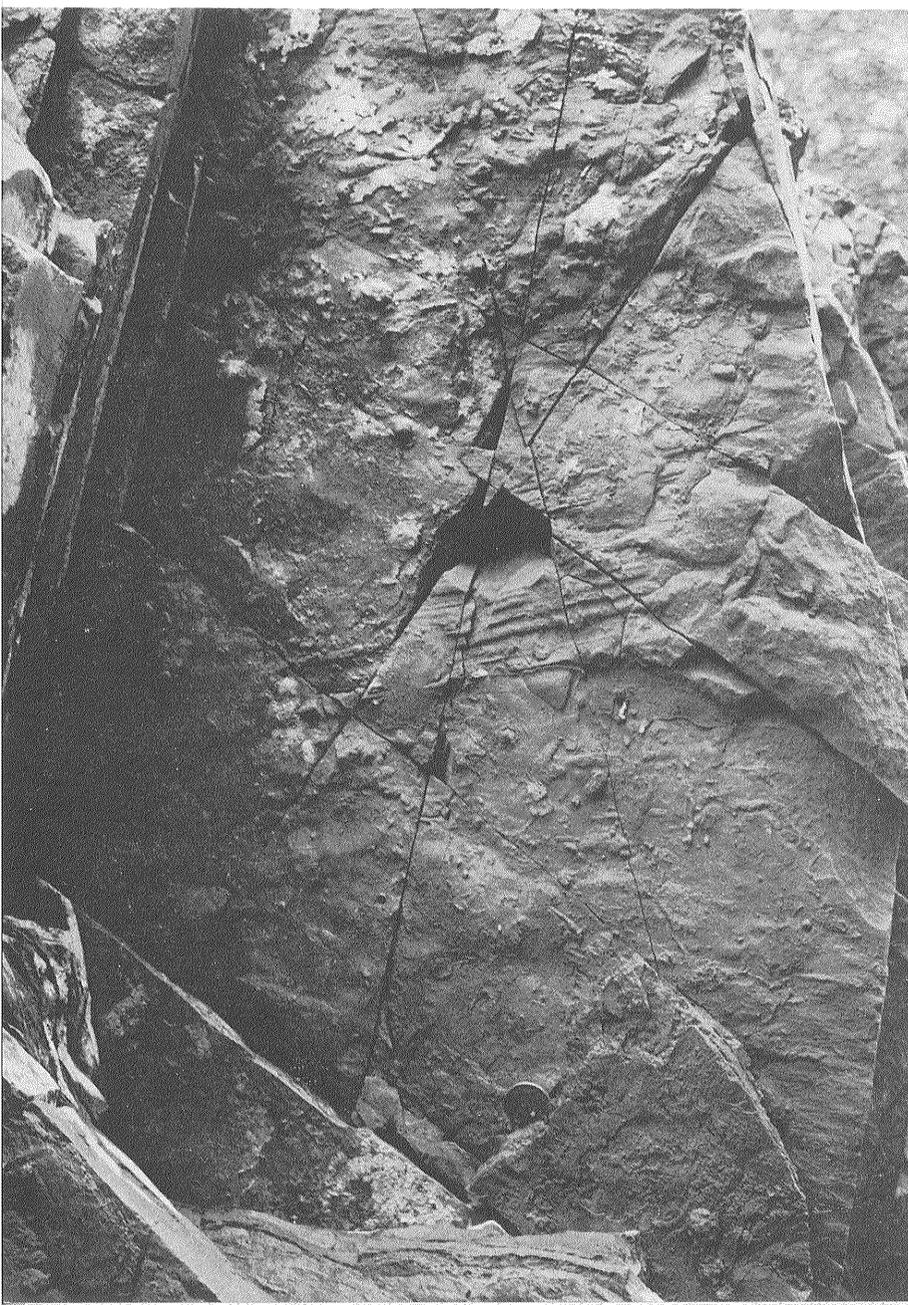




砂岩の下底面にみられる flute cast 流向は下から上へ（屋久町湯泊南東海岸）

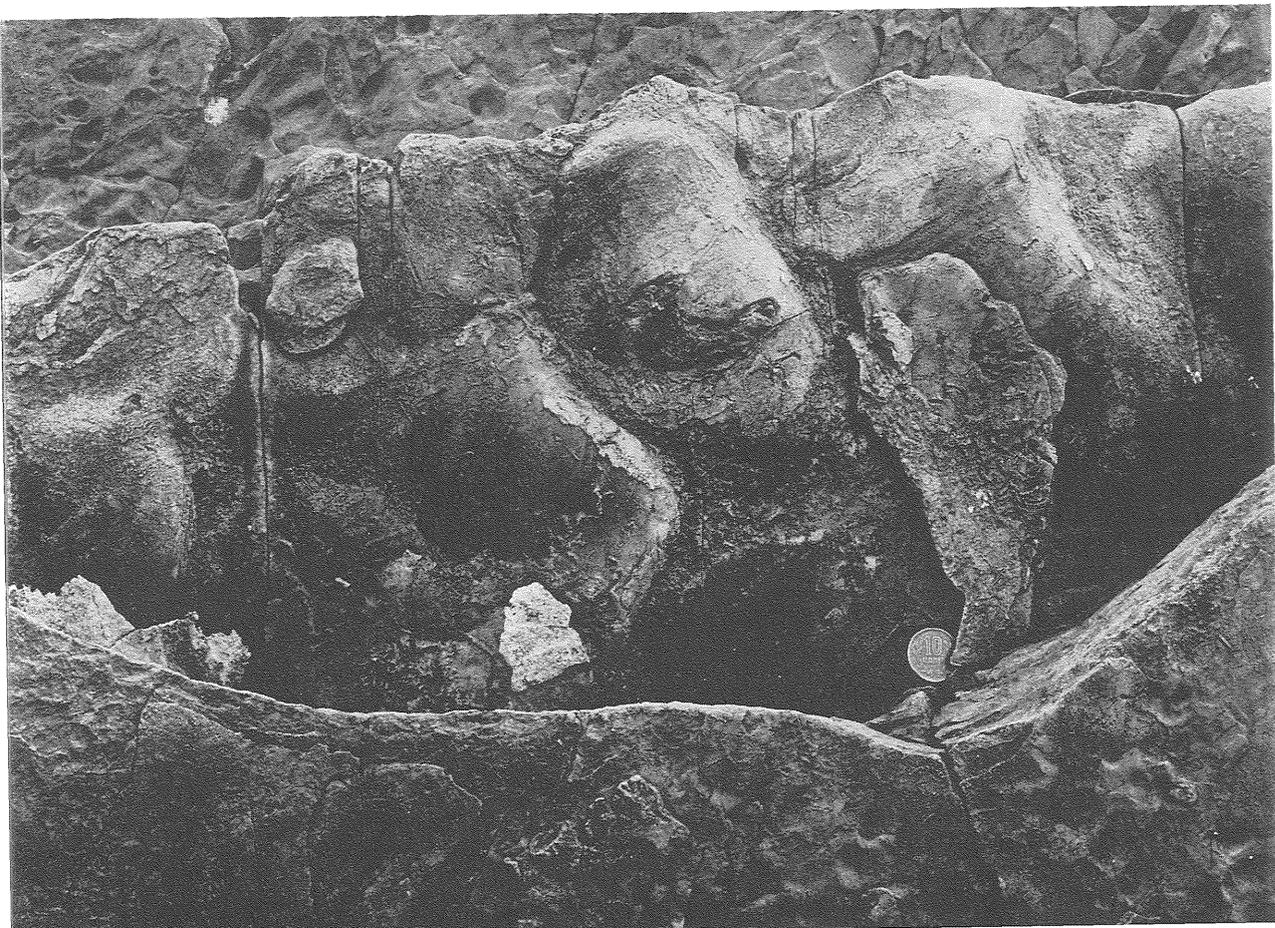
砂岩の下底面にみられる striation casts · prod casts
流向は右下から左上へ（上屋久町宮之浦南西海岸）

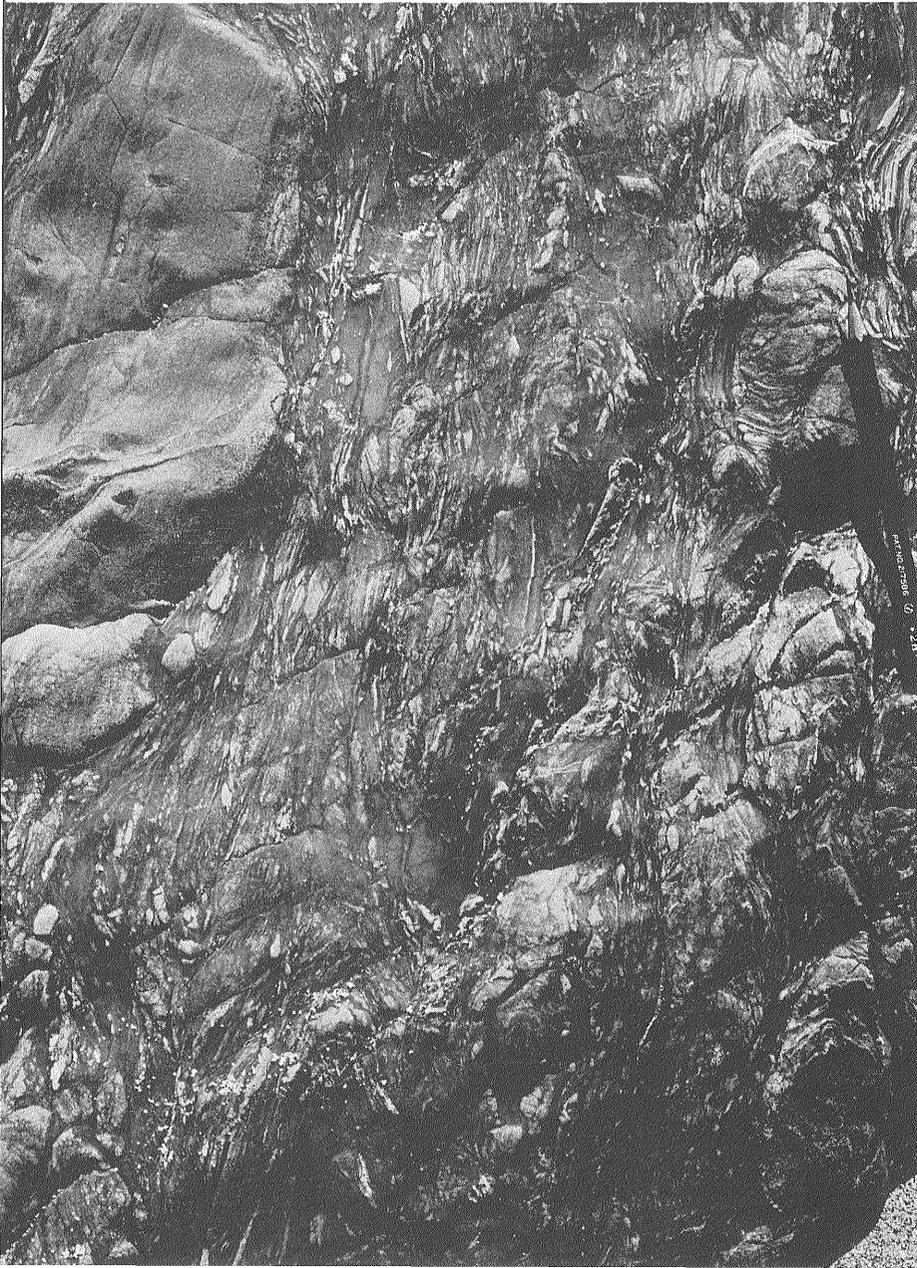




砂岩の下底面にみられる
groove cast (上屋久町宮之
浦北北西海岸)

砂岩の上面にみられる水流漣痕 流向は左から右へ
(宮之浦国民宿舎西北西海岸)

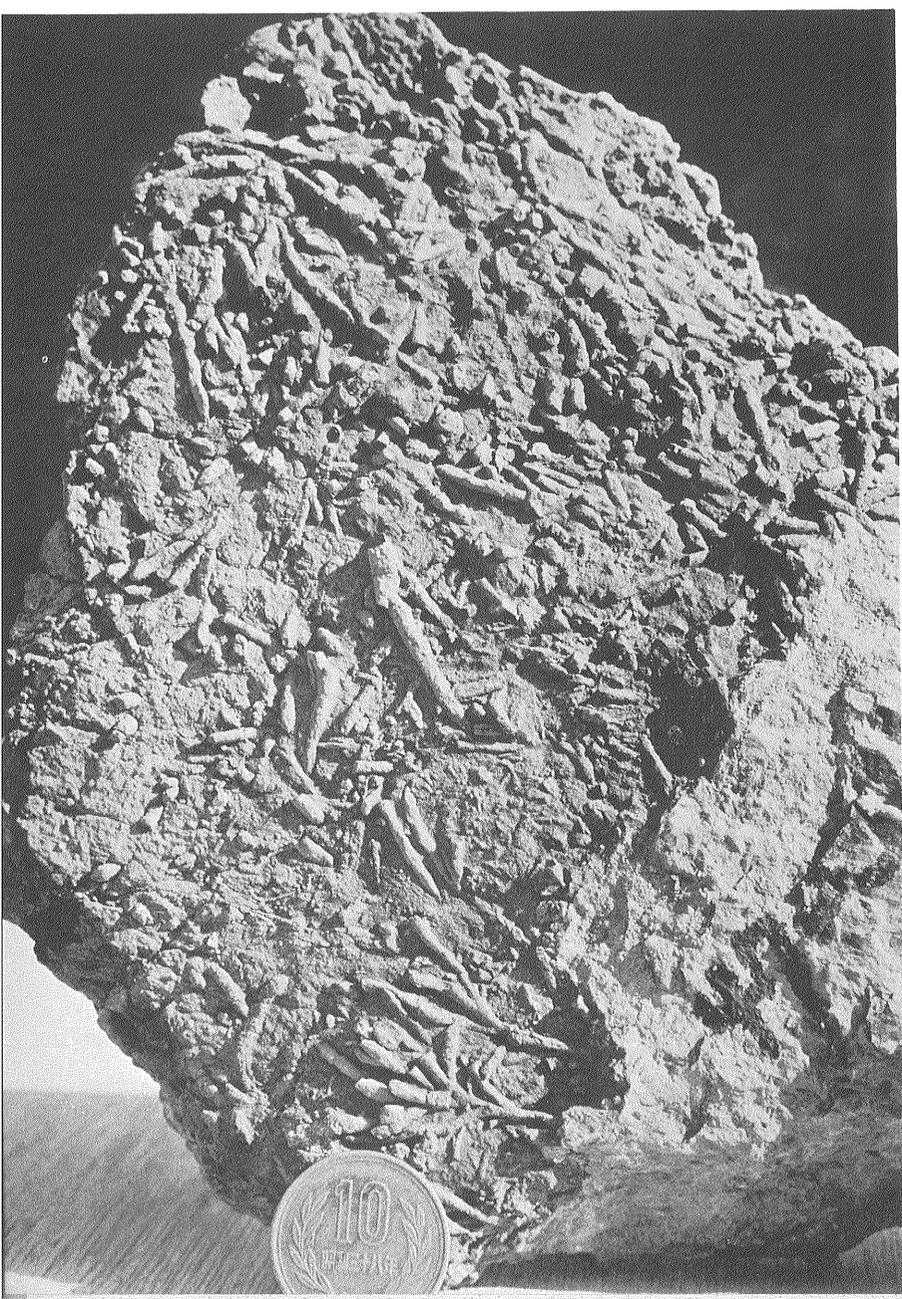




泥がち砂岩泥岩互層中にみ
られる slump ball
(一湊東海岸)

泥岩中にみられる団塊 (nodule) (宮之浦北西海岸)





宮之浦累層から産出する生痕 (Chondrites sp.)
(宮之浦国民宿舎西側海岸)

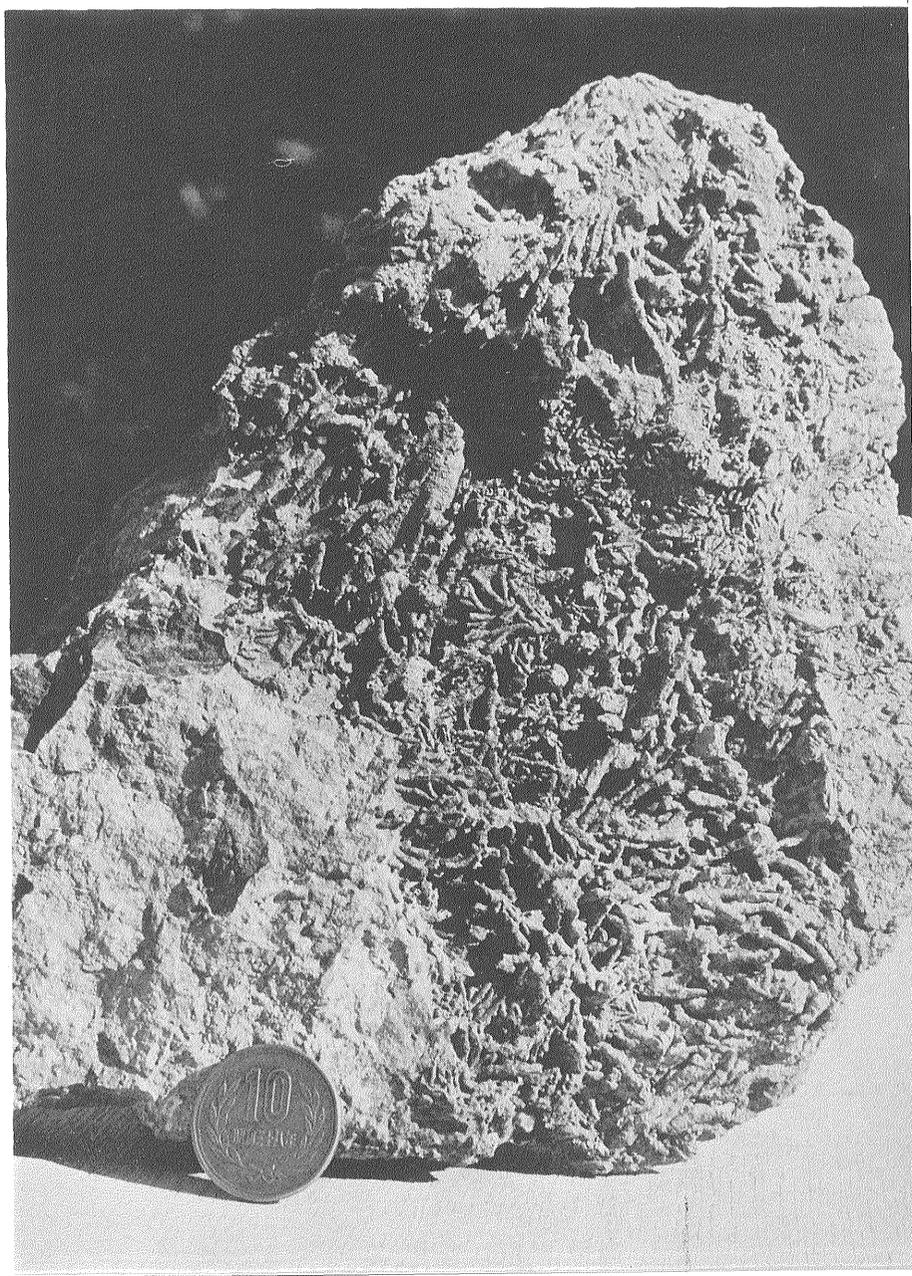


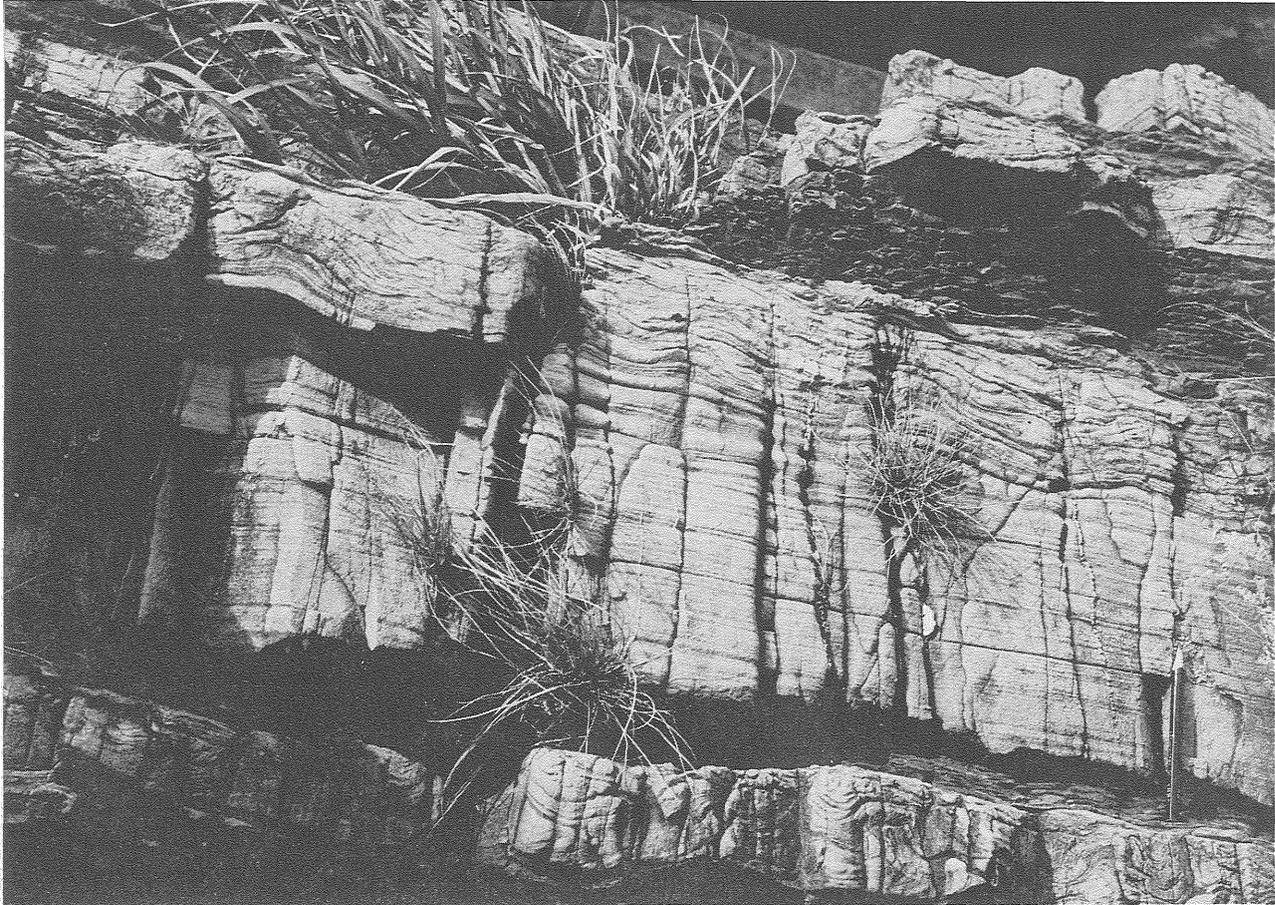
Plate 32 の生痕 (Chondrites sp.) を裏側からみた産状



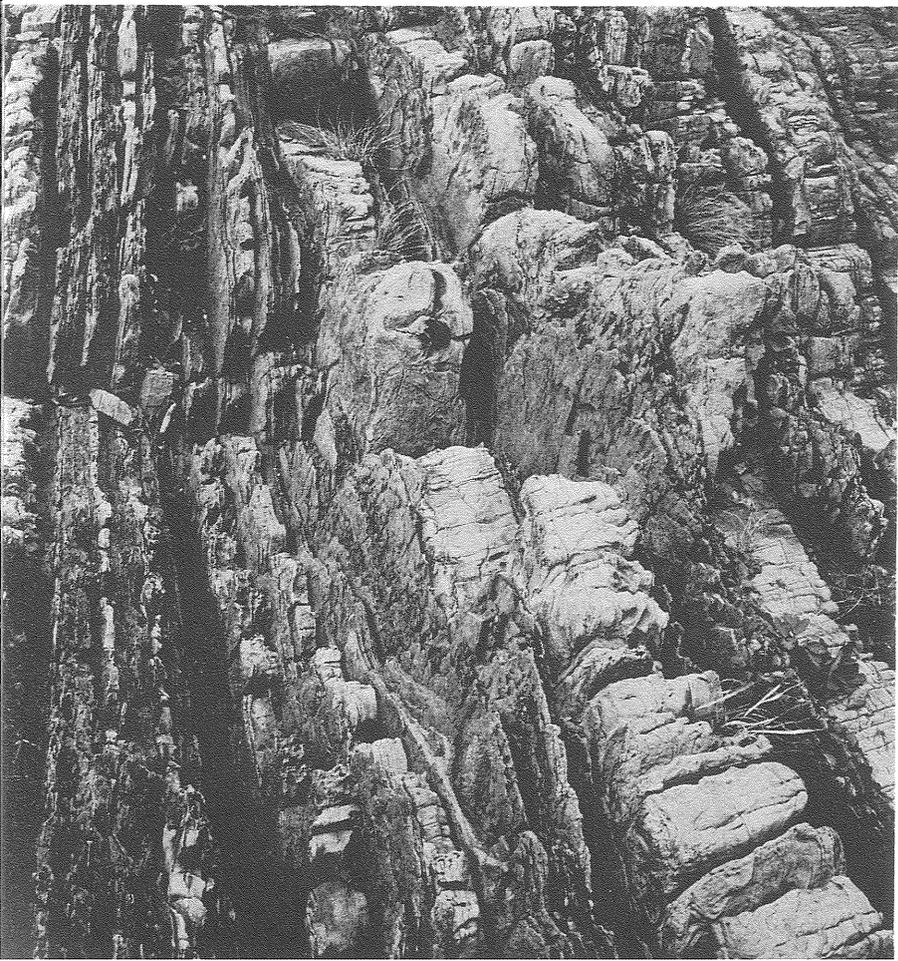
砂岩の底面にみられる生痕の産状

泥岩層中にみられる砂管（？）（宮之浦東海岸）





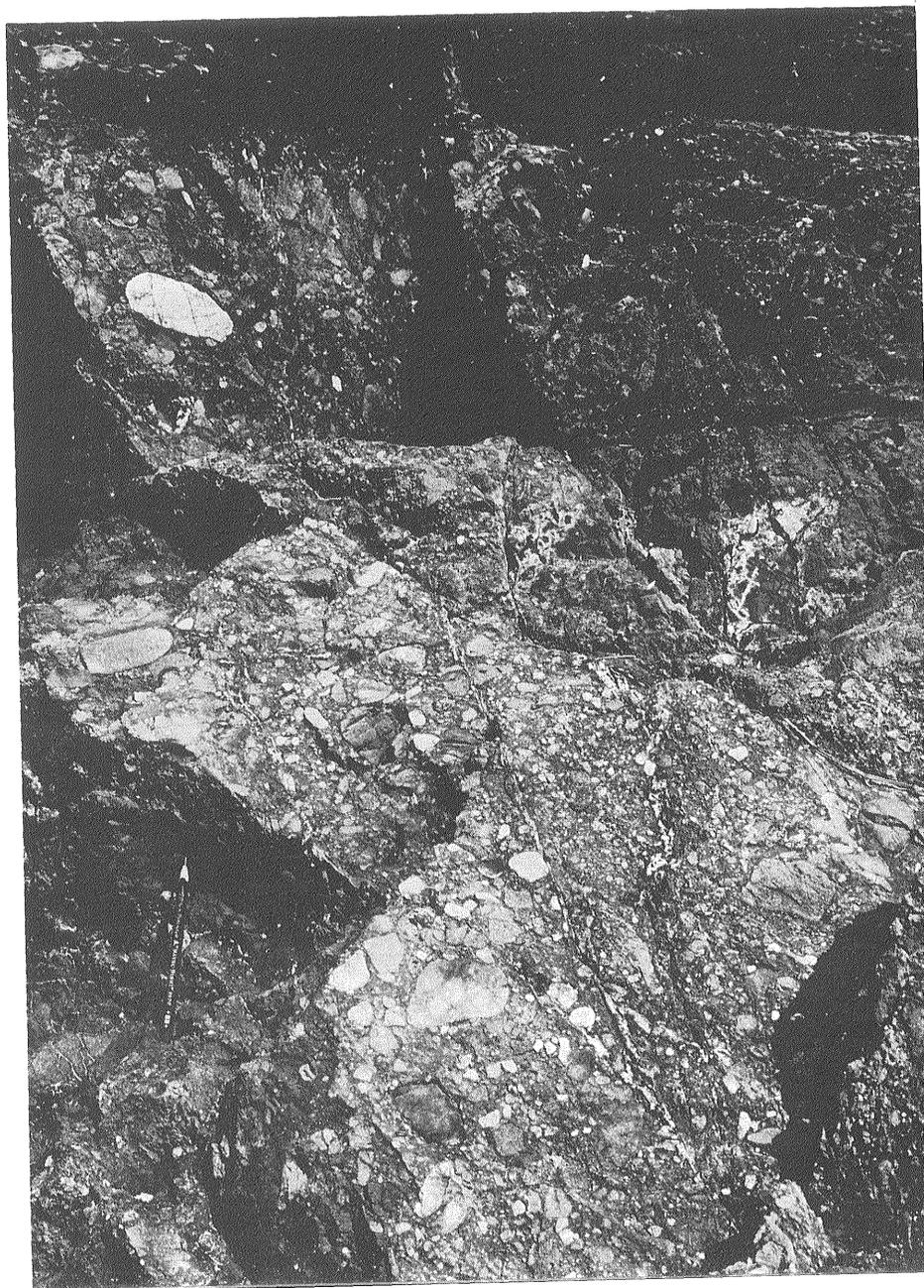
宮之浦層中の砂岩単層の産状と形態（下部平行葉理部と下部漣痕葉理部の2単位から構成）（宮之浦北西海岸）



砂岩泥岩互層中にみられる convolute
lamination の産状と形態
(宮之浦北西海岸)



砂がち砂岩泥岩互層中にみられる convolute lamination の産状と形態
(宮之浦北西海岸)



一湊礫岩層の産状（この中に orthoquartzite の礫がまれに産出する）
（一湊北東湾内海岸）