

高知沖 trench slope break 上の海丘群の潜航調査

岡村行信 *¹・田中武男 *²・中村光一 *¹

高知沖大陸斜面の trench slope break 上に位置する足摺海丘・室戸海丘において、「しんかい 2000」による潜航調査を行った。両海丘は、土佐海盆を縁どる外縁隆起帯を構成し、第四紀の間成長し続けてきたと考えられる。

足摺海丘は、足摺岬の南東約60kmに位置し、NE-SW方向のトレンドを持つリッジ状の海丘である。頂部の水深は、約550 mで周囲の平坦部より約500 mの比高を持つ。南東側斜面の大部分は、径数cm～数mの角礫によって覆われており、所々にある平坦部はリップルマークの発達した砂が分布する。黒潮による強い流れのため(40cm/sec. 以上)、リップルマークは現在も移動・形成されつつある。角礫は石灰質の砂岩および泥岩で、後期鮮新世～前期更新世の微化石を含む。南東斜面の水深約700 mの地点からは、地下水の湧出を暗示する *Vestimentifera* が発見された。一方、足摺海丘頂部直下の北西側斜面には、北西側へ傾斜した固い石灰質岩が露出している。地質調査所が実施した音波探査から、本海丘は南東側を断層に切れ、北西側へ傾動隆起した地層から構成されていると推定されている。南東側斜面の角礫は、断層崖の崩壊によって形成されたと考えられる。この角礫が後期鮮新世～前期更新世のものであるということは、海丘の隆起が第四紀にはいつてから開始したことを示しており、その断層は最近も活動的である可能性が高い。

室戸海丘は室戸岬の南方約30kmに位置し、ほぼNNE-SSW方向のトレンドを持つ。山頂の水深は約250 mであるが、水深340 m以浅は比較的広く平坦である。山頂東側の水深380 m以浅は、ほぼ全体が均質で層理面のはっきりしないシルト岩からなる。シルト岩は軟らかく、鮮新世後半のナンノ化石を含む。水深380 m付近ではシルト岩を極薄く砂質泥が覆っているが(5 cm以下)頂部に近づくにつれ尖滅し、かわって礫が多かつ大きくなる。水深330 m付近では、径数cm～数十cmの礫が密集しているところと全くないところが交互に出現する。その西側では、礫が全くなりシルト岩の全面露頭となる。礫種として茶色っぽい固いシルト岩角礫が大部分で、ほかに石灰岩角礫、砂岩円礫および軟らかいシルト岩円礫などがある。石灰岩中には、後期鮮新世～前期更新世の有孔虫化石が含まれる。これらの礫は、その表面は滑らかであることから、断層崖の崩壊などによって生成されたものではなく、本海丘を構成する軟らかいシルト岩中に含まれていたものが、強い底層流によって洗い出されたものと考えられる。海丘が後期鮮新世のシルト岩から構成されることから、その形成は第四紀にはいつてからと考えられる。

*¹ 工業技術院地質調査所海洋地質部*² 海洋科学技術センター深海研究部*¹ Marine Geology Department, Geological Survey of Japan*² Deep Sea Research Department, Japan Marine Science and Technology Center

**Diving survey of the knolls on the trench slope break
off Kochi, Southwest Japan**

Yukinobu Okamura^{*1}, Takeo Tanaka^{*2}
and Ko-ichi Nakamura^{*1}

Ashizuri and Muroto Knolls which are ridges on the trench slope break off Kochi were surveyed by the submersible "SHINKAI 2000". Both ridges are outer ridges fringing the Tosa Basin and are inferred to have grown during Quaternary period.

The Ashizuri Knoll is a ridge trending NE-SW about 60 km southeast from Cape Ashizuri. It rises up about 500 m from the surrounding terrace to a water depth of about 550 m. Its southeastern slope is mostly covered by angular gravels. The diameter of the gravels varies from a few centimeters to more than a few meters. The remainder of the slope is covered by rippled sand on the flat terraces on the slope. Growing and migrating ripple marks caused by the strong Kuroshio Current (more than 40 cm/sec.) were observed. Gravels are composed of calcareous sandstone and siltstone which contain Late Pliocene - Early Pleistocene foraminifera fossils. Vestimentifera, a tube shaped organism, was discovered at a depth of 700 m, suggesting the welling of underground water. The northwestern slope of the knoll is underlain by bedded hard calcareous rocks dipping northwestward. It is inferred from the seismic profiles obtained by Geological Survey of Japan that the knoll is composed of uplifted and northwestward tilted sequences of which the southeastern side are cut by faults. The gravel on the southeastern slope is considered to be formed by collapse of the fault scarps. The occurrence of Late Pliocene to Early Pleistocene fossils from the gravel indicates that the uplift of the knoll had begun sometime in the Pleistocene age. It is quite possible that the faults at the southeastern side of the knoll are still active.

The Muroto Knoll is a NNE-SSW trending knoll located at 30 km south from Cape Muroto. Its top is located at a water depth of about 250 m, and the part shallower than 340 m is relatively flat and wide. The part of the eastern slope shallower than 380 m is underlain by massive and semi-consolidated siltstone which yields Late Pliocene nannofossils. The thin cover of sandy mud (less than 5 cm) at the depth of 380 m thins out toward the top of the knoll and gravel become abundant and large. Dense gravel cover and outcrops of siltstone appear alternatively at intervals of several meters on the flat bottom at a depth of about 330 m. The gravel disappears to the west where the underlying siltstone is totally exposed. The gravels are a few centimeters to 1 m in diameter and composed mainly of hard, angular and brownish siltstone. Other constituents of the gravel are angular micritic limestone, well rounded hard sandstone, and rounded semi-consolidated siltstone. The limestone contains Late Pliocene to Early Pleistocene

foraminifera fossils. The smooth surface of the gravel suggests that they are not of tectonic origin. It is inferred that the gravel is residuals contained in the semi-consolidated siltstone which was gradually washed away by the strong bottom current. The growth of the Muroto knoll began during the Pleistocene because the knoll is composed of late Pliocene siltstone.

1. はじめに

高知沖の大陸斜面上には、陸側から大陸棚・前弧海盆・外縁隆起帯・内側海溝斜面そして南海トラフと順次配列しており、島弧-海溝系に特徴的な地形・地質構造を有する。前弧海盆に相当する土佐海盆から大陸棚にかけては、比較的ゆるやか

に傾斜した新第三系・第四系が分布している。この前弧海盆と、複雑な地質構造を呈する内側海溝斜面との境界である trench slope break 上には、足摺海丘・西室戸波丘・室戸海丘などの小海丘が断続的な外縁隆起地帯として、土佐海盆をふちどっている（図1）。足摺海丘および西室戸波丘は、

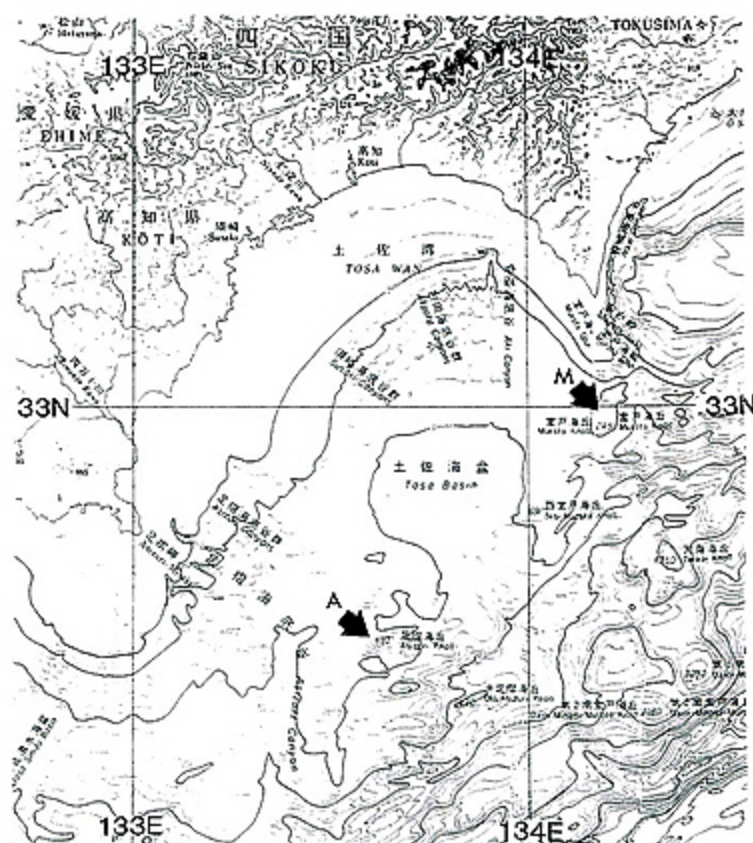


図1 高知沖の海底地形図および潜航地点。A: 足摺海丘, M: 室戸海丘
Bathymetric chart off Kochi and the dive sites. A: Ashizuri knoll, M: Muroto knoll

ほぼ島弧方向に平行なNE方向のトレンドを持つ
のに対して、その北東側の室戸海丘はほぼNS方
向になる。室戸海丘の北側延長は、室戸海脚から
四国山地の剣山に達し、島弧方向に大きく斜交す
るNS方向の高まりを形成している(茂木, 1975)。
地質調査所が1982・1983年に実施した海底地
質調査結果によると(岡村・上嶋, 1986;本座ほ
か, 1984), これら trench slope break上の海丘
群は、著しく断層・褶曲の発達した鮮新統の複背
斜構造からなっている。複背斜構造は第四紀にな
ってから形成され始め、現在も成長している可能
性が高い。1946年の南海道大地震時には、土佐
海盆底下の陸側へ傾斜したスラストが活動したと
予想されており(Ando, 1982),そのスラストの
海側延長は足摺海丘付近に達する。又, trench
slope break を境として、その海側の内側海溝斜
面域には、多くの島弧方向の断層・褶曲が発達す
るのに対して(Yonekura, 1983), その陸側の
前弧海盆域では、南北方向の構造が顕著になると
ともに、断層・褶曲の密度が著しく小くなる(岡
村・上嶋, 1986)。

このように、高知沖の trench slope break は、
現在もきわめて活動的である上に、地質構造上の
大きな不連続線でもあると考えられる。その地質
構造と形成メカニズムを解明することは、沈み込
み帯付近での変型プロセスあるいは、巨大地震の
発生メカニズムを理解するために重要である。特
に高知沖では trench slope breakが他の沈み込み
帯に比較して浅い所にあり、「しんかい2000」によ
って直接潜航調査が可能であるという大きな利点
をもっている。

本報告では、1985年7月に行なった足摺海丘お
よび室戸海丘での「しんかい2000」による潜航
調査と、それに先だって1985年2月に行なった
事前調査の内容と紹介し、若干の考察を述べる。
実際の潜航調査は、室戸海丘で1回(岡村)、足
摺海丘で2回(田中, 中村)行なった。

謝辞: 堀田宏海洋科学技術センター深海研究部
長には、今回の高知沖の一連の調査に参加する機
会を与えて下さり、厚くお礼申し上げます。又、
実際の調査中には、山田章夫司令をはじめとする
「しんかい2000」運航チームの方々、浜中利夫船
長をはじめとする「なつしま」乗組員の方々およ

び海洋科学技術センター深海研究部の方々にた
いへんお世話になり深く感謝致します。又、奈良
教育大学の西田史朗教授にはナノ化石を、地質
調査所西村 昭氏には有孔虫化石を分析して頂き
お礼申し上げます。

2. 地質構造

2.1 足摺海丘

足摺海丘は足摺岬の南東約60kmに位置し、ほぼ

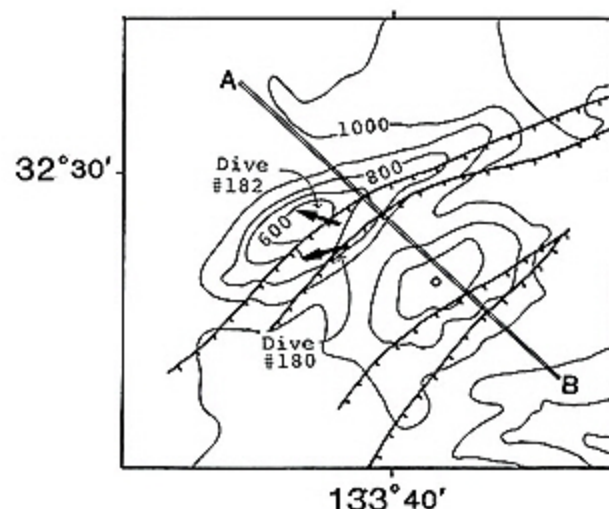


図2 足摺海丘の地形および構造図。A-B: 図3
の音波探査記録位置。

Map showing the bathymetric contour
and faults around the Ashizuri Knoll.
A-B: position of seismic profile in
fig. 3.

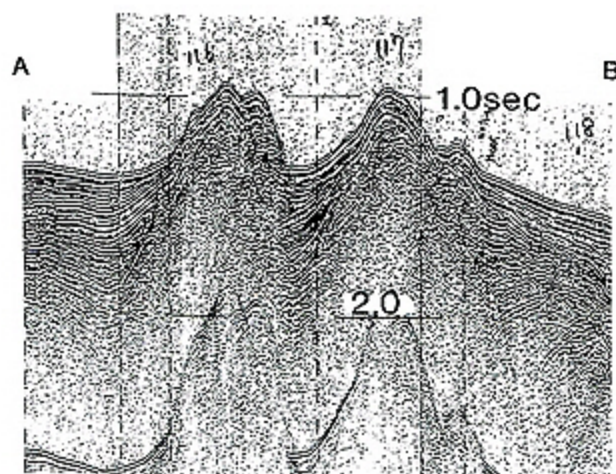


図3 足摺海丘を横断する音波探査記録。位置は
図2参照。

Seismic profile of the Ashizuri Knoll.
Position is shown in fig. 2.

N 60° E 方向のトレンドを持つリッジ状の海丘で頂部の水深は約 550 m である(図 2)。土佐海盆南側の外縁隆起帯を形成している。頂部から北西側(海盆側)斜面は海盆底に向かって傾斜した新第三系・第四系から成り、第四系は斜面上部で薄化・消滅する(図 3)。頂部のすぐ南東側には、南落ちの断層が新第三系を切っている。有孔虫の予察的な分析結果では、足摺海丘を構成する岩石はほぼ鮮新世のものと考えられる(西村 昭:私信)。

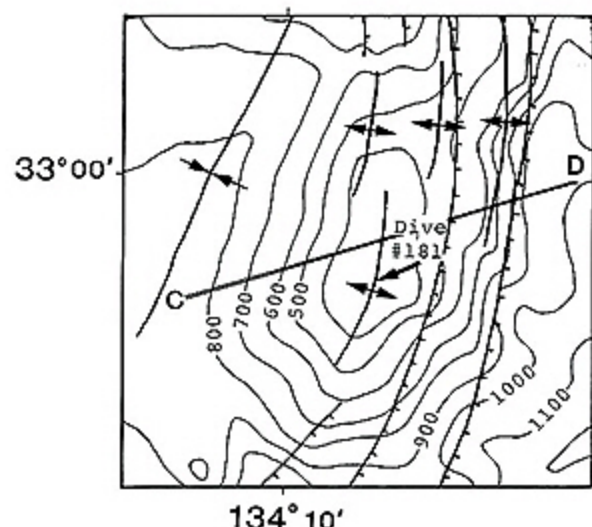


図 4 室戸海丘の地形および構造図。C-D: 図 5 の音波探査記録位置。

Map showing the bathymetric contour and faults around the Muroto Knoll. C-D: position of seismic profile in fig. 5.

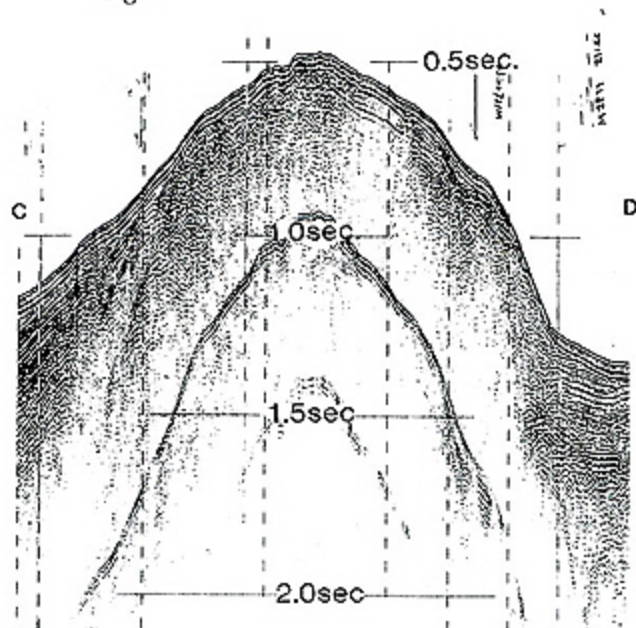


図 5 室戸海丘を横断する音波探査記録。位置は図 4 参照。

Seismic profile of the Muroto Knoll. Position is shown in fig. 4.

三系・第四系から成り、第四系は斜面上部で薄化・消滅する(図 3)。頂部のすぐ南東側には、南落ちの断層が新第三系を切っている。有孔虫の予察的な分析結果では、足摺海丘を構成する岩石はほぼ鮮新世のものと考えられる(西村 昭:私信)。

2.2 室戸海丘

室戸海丘は室戸岬の南方約 30 km に位置し、水深約 250 ~ 350 m の比較的広い頂部を持つ海丘である(図 4)。ほぼ NNE 方向のトレンドを持つ。南西側の西室戸海丘から北側の室戸海脚へ連なる土佐海盆東縁をふちどる隆起帯の 1 つである。西側(海盆側)斜面は、海盆底に向かって傾斜する新第三系・第四系が分布する。第四系は海丘頂部に向かって薄くなり消滅する(図 5)。頂部は断層・褶曲の発達した主に鮮新統からなる。東側は、南東落ちの断層群によって切られている。この断層群は、室戸海脚から西室戸海丘まで連続するもので、1000 m 以上の落差を持つ。

3. 深海曳航調査

潜航調査の 5 ヶ月前の 1985 年 2 月に、深海曳航式探査システムを用いた事前調査を実施した。サイドスキャンソナーの曳航調査は、足摺海丘で 6 時間、室戸海丘で 2 時間行い、カメラの曳航調査はそれぞれの海域で 7 時間および 3 時間ずつ行った。「なつしま」を用いて調査し、その船位はロラン C により決定した。曳航体の水中位置は、リレートランスポンダが使用できなかったため、通常バックアップとして使用しているケーブルの絶対角及びケーブル長から計算で求める方法で行った。ソナー曳航体の記録レンジは片舷 1,000 m とし、海底面上 120 m を約 2 ノットで曳航した。図 6 に足摺海丘におけるサイドスキャンソナーの記録から得られた解釈図を示す。また図 7 及び図 8 にカメラ曳航体を使用して観察した足摺及び室戸両海丘の底質分布を示す。

3.1 足摺海丘

ソナー記録によると、足摺海丘の頂部を中心に水深 600 m 以浅の部分は全体的に反射が強く、岩石あるいは粗粒堆積物が広く露出している。海丘の下部は反射が弱く、細粒堆積物に広く覆われ

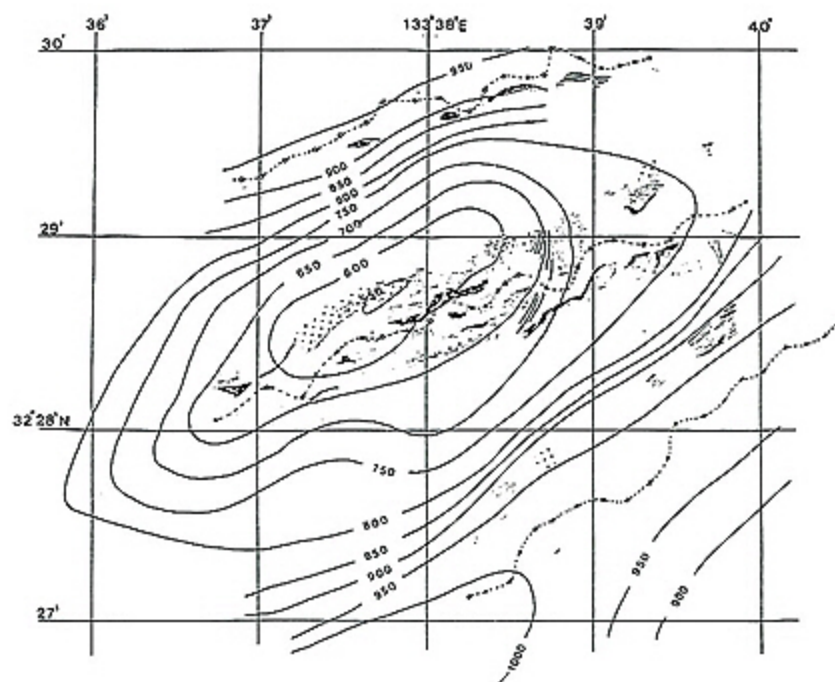


図6 足摺海丘のサイドスキャンソナーによる底質分布図。

Map showing sea-bottom material of the Ashizuri Knoll inferred from sonograph of side-scan sonar.

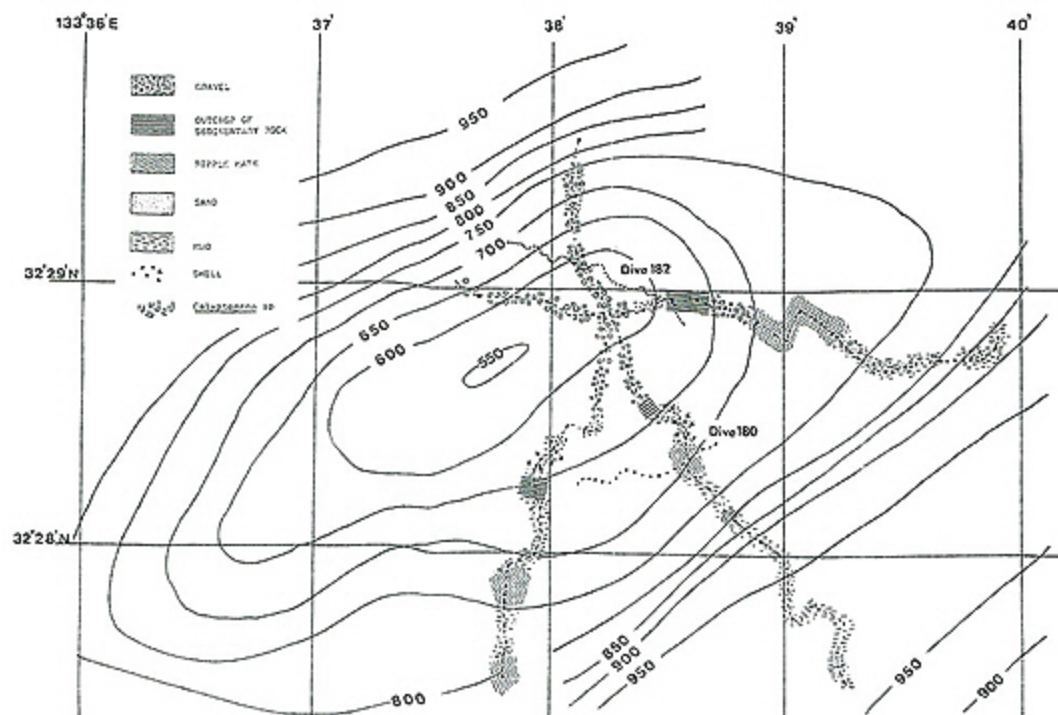


図7 足摺海丘の深海テレビカメラによる底質分布図。

Map showing sea-bottom material of the Ashizuri Knoll identified by deep-sea TV image.

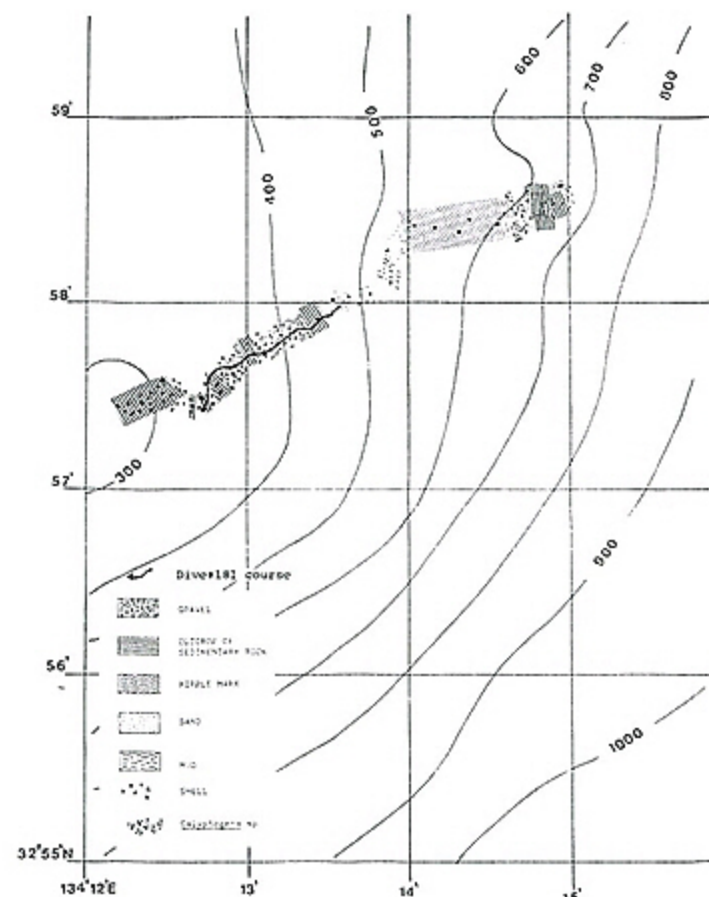


図8 室戸海丘の深海テレビカメラによる底質分布図。
Map showing sea-bottom material of the
Muroto Knoll identified by deep-sea TV
image.

ている。海丘を切るような顕著な方向性は見られず、すべての急崖や線状地形は海丘の地形に支配されている。なお、強い反射であっても火山岩の露頭を示すようなものはない。

カメラ記録によると、頂部周辺は暗黒色の角礫や円礫が一面に覆っているが、写真だけでは礫種を判断することはできない。水深700～750mには、リップルマークが発達した底層流の強い領域がある。750m以深は細粒の堆積物が卓越して、ところどころに角礫が点在している。また頂部周辺の傾斜の急変地点では、この海丘を形成していると考えられる堆積岩が露出している部分もある。斑点状に白く光る小さな物質もスチール写真でとらえられた。

3.2 室戸海丘

室戸海丘は図8に示されるように、固結した堆積岩を覆って円礫や角礫および砂が分布している。また水深500～600mにはリップルマークが卓越している領域がある。水深600m以深の堆積岩露出地域には、多くの小崖が見られる。また露頭も強く乱されており、比較的新しい断層による変動の痕跡であると考えられる。尚水深600m付近には、シロウリガイ (*calyptogena* sp.) と思われる貝殻の密集した地点がある。この周辺の貝はすべて死貝からなっていた (写真1)。

4. 潜航調査

4.1 第180回潜航 (足摺海丘)

足摺海丘の事前調査によって、その存在と分布が判明したリップルマークの発達した領域や、山

頂付近の角礫および露岩や白く光る斑点等の観察と採取を目的に、海丘の南東斜面に着底し、山頂へ上るという計画で潜航を試みた。しかし、南西方向からの潮流が非常に強く、潜水船は下降及び上昇時に約1,000 m程北東へ流されてしまった。また着底した後も、40 cm/sを超す強い流れのため、当初予定した進路がとれず、潮に向かう方向(西南西)に進みながら徐々に海丘を上昇していった。その後、離底の約30分前に潜水船に搭載したサブボトムプロファイラーによる測定を行った。

4.1.a 第180回潜航記録

年月日： 1985年7月20日

潜航開始地点： 北緯32°29.0′, 東経133°38.0′

乗船者： 観察者 田中武男

潜水船船長 内田徹夫

潜航士 桜井利明

潜航開始時刻： 09時59分

浮上時刻： 15時29分

潜航時間： 5時間30分

ハッチ閉鎖時間： 6時間08分

最大潜航深度： 710 m

海象状況： 天候 bc, 風向 s, 風力2, うねり1, 視程8 哩

海底状況： 底質砂, 後に角礫。視程9 m

潮流 60°方向へ 0.8~0.9ノット

10:41 高度20 mでツリム作成, 着底地点へ行くため Co 230° 3速で前進。

11:54 約1時間航走したが, 220°方向から1.2ノット位の強い流れがあり目標地点へ行けない。これより着底。

11:57 海底が見えてきた。リップルマークが見える。底質は砂。230°方向から40 cm/sを超す強い流れがある。礫も点在するが, その周囲は流れによってえぐられている。

12:33 固結した堆積岩が露出している。また周囲には貝殻が散在している。堆積岩

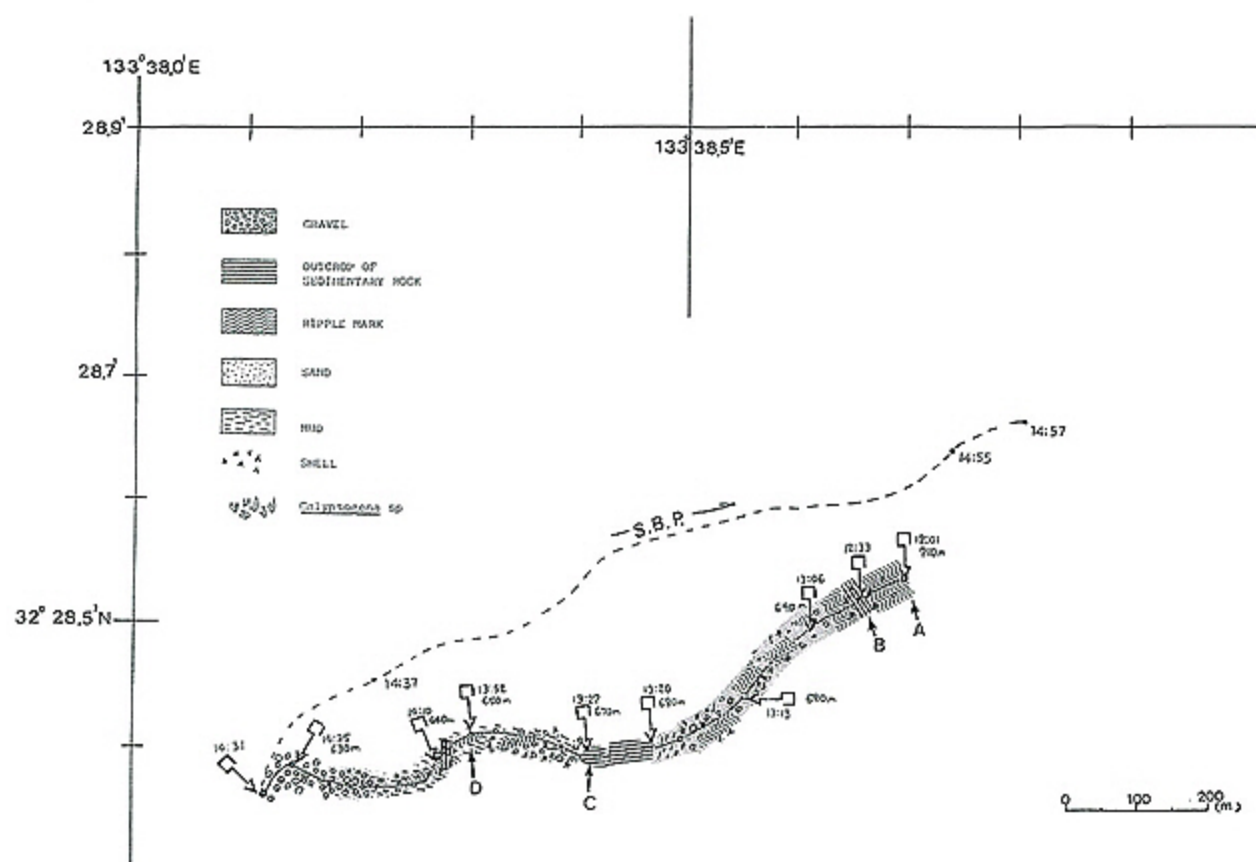


図9 第180回潜航の航跡と底質分布図。

Map showing ship track of dive #180 and sea-bottom feature.

の周囲にはチューブ状の殻を持った生物が見える。堆積岩（# 180 / 01 - 1 ~ 3）及び生物の採取を行ったが、貝殻は脆く、マニピュレータでは破片しか回収できない。砂は少し掘ると暗黒色を呈している。

- 13 : 06 海底には礫が次第に増えてくる。砂や泥の中に貝殻がパッチ状に密集した部分がある。いずれも死んだ貝である。
- 13 : 13 CTFMソナーからは、周辺に崖等がない。
- 13 : 25 堆積岩の露頭があり、地層がはっきり見える。北側にわずかに傾斜している。岩石を採取（# 180 / 02）。
- 13 : 53 採泥管による採泥。
- 14 : 00 茶色の円礫を採取（# 180 / 03）。
- 14 : 09 N-S方向の線状構造が見える。250°方向に進行しているが前方がやや下りになってきた。依然流れは強い。
- 14 : 22 角礫が多くなり、見かけ上砂泥よりも礫の占める割合が多い。大きなものは

直径50cm以上。

- 14 : 25 礫が多い。しかし露岩そのものはない。岩の間にチューブ状の生物がいる。
- 14 : 30 サブボトムプロファイラによる調査のために海底面上20mに浮上。

潜水船の航跡と観察した底質を図9に示す。尚、本行動（第180～182回潜航）においては、潜水船搭載のSTDが損傷したため、塩分濃度、水温の情報が得られなかった。

4.1.b 底層流とリップルマーク

「しんかい2000」は潜航開始直後から、水深700mの海底に至るまで、潮流により北東方向に流され続けた。降下中に流速の弱まった水深はなかった。黒潮の流速断面図によると、流軸部では水深600m付近まで20cm/sを超す強流れが存在している（江口ら1983）。足摺海丘は、黒潮のほぼ流軸部に位置しており、潜航地点は、足摺海丘の南堆と北堆の間の狭隘部である。今回の潜航で

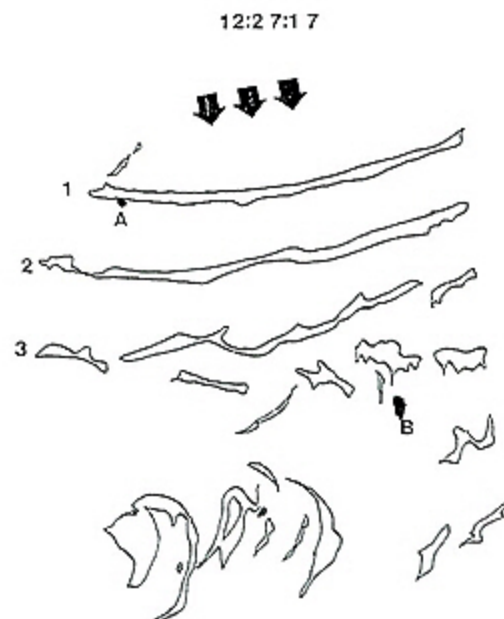
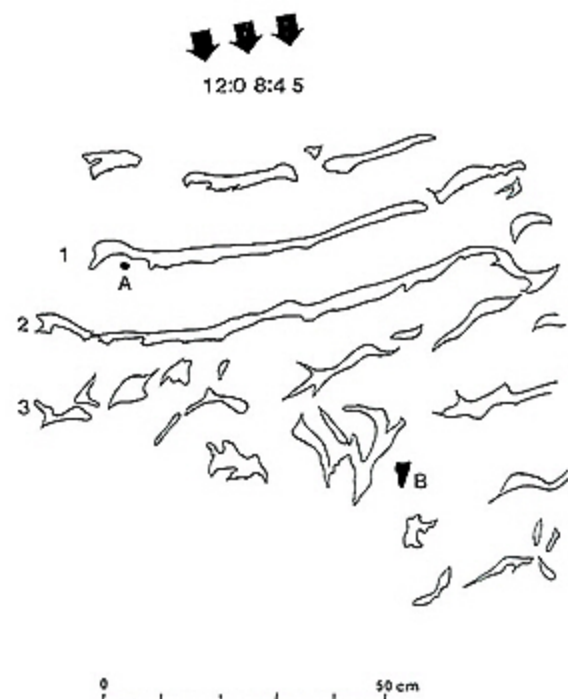


図10 A地点におけるリップルマークの変化。矢印は流向を示す。
Migration of ripple marks at location A. The arrow indicate current direction.

観測された流速(40cm/s, 水深710 m)の大部分は黒潮の直接の影響であるが、地形による流速の強化もあったと考えられる。

リップルマークの波長は約15cmであり、平行リップルが卓越していたが(写真2)、一部には舌状リップルも見られた。トラフ部の表面には白い有孔虫の殻が集積しており、流れによりそれらの粒子が後方に飛ばされているのが観察された。

潜水船の着底後、観察、試料採取及び昼食のため、同一地点に留っていたところ、この18分32秒の間に、固定式カメラは、リップルマークが下流に向かって3.5 cm移動したことを明らかにした(1.9 mm/分)(図10)。

図9のD地点では長さ15cmの柱状試料を採取した。この海底表面は、泥が多く、その中に砂や礫が分布しており、リップルマークの発達した地点とは様相が異っていたが、流速は40cm/sであった。柱状試料の表層6 mmは軟泥に覆われているが、その下には、厚さ6 cmの淘汰の良い中粒砂層がある。この砂層は底層流の影響を受けて堆積したコンターライトの諸性質をはっきりと持っている。葉理等の堆積構造ははっきりしなかったが、逆の級化層理を持ち砂層の上下の境界はどちらもシャープであった。砂の構成成分は、有孔虫、石英、火山ガラスが主なものであるが海緑石も多く含まれていた。この砂層の下には灰白色の軟泥があり、その中に有孔虫の密集したパッチ状の部分がいくつか含まれている。

4.1.c Vestimentifera の発見と採取

足摺海丘南東斜面の水深700 m地点でチューブ状の生物を発見、採取した。採取地点ではリップルマークのある砂の中に、角礫状になった堆積岩が南北方向に盛りあがりリッジを作っている。その角礫の周囲に直径1 cm長さ20cm程のチューブ状生物が見られる(写真3)。6~7本のチューブが1ヶ所に集っており、それらは相互にからみあっていた。その先端には、内部が黄緑色、外部が赤色の軟体部が顔を出しており、流れの中でたなびいていた。この周囲には貝殻が密集していたが、いずれも死貝である。事前調査で発見した光る物体はこれらの貝殻であった。採取を試みたが破片のみしか回収できず、同定はできなかった。また岩石を採取したあとの窪地にある砂は黒色を呈し

ていた。

採取したチューブ状生物は後の調査で、熱水噴出孔やフロリダ沖などの非熱水性ベントで特異な生態系を形成している Vestimentifera であることが判明した。(太田ら, 1986) 貝の密集, Vestimentifera の存在, 黒色を呈する底質, 海丘を形成する活発な断層運動等の諸条件は、これら生物群も断層に伴う深海湧水によって保持されている可能性があることを示している。

4.2.a 第181回潜航(室戸海丘)

深海潜航テレビカメラによる事前調査より、山頂部の広い露岩域と水深650 m付近の小崖分布域の2ヶ所が、潜航候補地点となった。本海丘の地質・構造をよりよく知るには、広い露岩帯での観察の方が有効であろうと考え、山頂の東北東約2 kmの地点より山頂を目指す計画とした。海面付近は2 kt 程度の潮流があり、潜航調査が可能か危ぶまれたが、着底点は流れがほとんどなく穏やかであった。山頂に近づくにつれ、海面とは逆の西へ流れが強くなり、山頂付近で急に強い上昇流に巻き込まれ、やむなく浮上した。海底のほぼ全域は均質で層理のほとんどないシルト岩で構成されており、それを覆う表層堆積物は、着底点付近ではごく薄い砂泥であったのが、砂礫、礫、と順次変化し、山頂付近では礫もほとんどなくなる。

4.2.a 第181回潜航記録

年月日: 1985年7月22日

潜航開始地点: 北緯32° 57.7' 東経134° 12.7'

乗船者: 観察者 岡村行信

潜水船船長 井田正比古

潜航士 田代省三

潜航開始時刻: 12時33分

浮上時刻: 15時50分

潜航時間: 3時間17分

ハッチ閉鎖時間: 4時間17分

最大潜航深度: 380 m

海象状況: 天候 bc, 風向 NNE, 風力3, 波浪2, うねり1, 視程8浬

海底状況: 底質 砂礫まじり泥から後に礫, 露岩 視程 8 m, 潮流 ほとんどなし

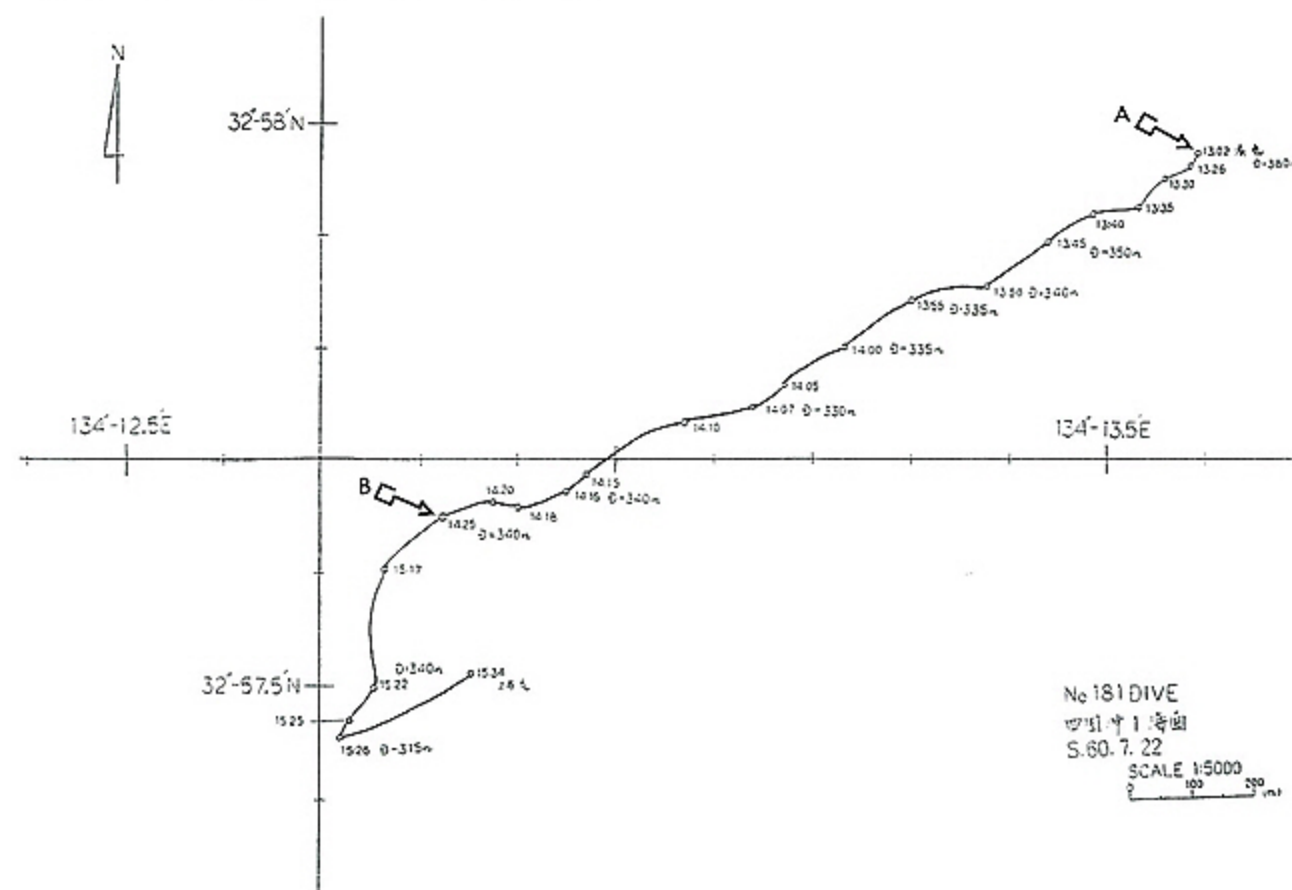
13:01 着底。厚さ数cmの砂まじり泥がシルト岩を覆う。所々に高さ数十cmのシルト

- 岩の出張りがある。
- 13 : 20 250°方向へ航走開始。数cm大の礫が散在し、まれに50cm大のものもあり。
- 13 : 26 正面よりやや右からの潮流。
- 13 : 41 礫が多く、大きくなりだす。赤い魚多い。
- 13 : 47 砂泥がほとんどなくなり、シルト岩上に5~10cm大の礫が散在している。
- 13 : 50 10cm以上の礫が多くなり、パッチ状の分布をする。
- 13 : 56 礫が密集して、基盤のシルト岩が全く見えない所と、礫がほとんどないシルト岩の露出域が数m~十数m間隔で出現する。シルト岩は均質で層理面が見えない。
- 14 : 12 かなり急傾斜のシルト岩の出っ張りが見えたが、潮流に押されて停止不可能。底質の状況は変化なし。
- 14 : 30 礫5ヶと基盤のシルト岩片のサンプリ

- ング。シルト岩は脆く、マニピュレータでつかむとこわれることが多いが、数cm大のものを数ヶ、網に入れることができた。
- 15 : 01
- 15 : 14 それまで礫の大部分を占めていた茶褐色の角礫が減少し、灰色のシルト岩円礫が多くなる。
- 15 : 15 礫の量が少なくなる。
- 15 : 17 シルト岩円礫が点在するのみ。
- 15 : 22 礫は全くなり、シルト岩が海底全面に露出している。今まで平滑だった海底面に、数m程度の起伏が現われる。
- 15 : 25 上昇流に巻き込まれ、海底が見えなくなる。下降しようとしても、海底に近づけない。潜水船がかなり揺れる。調査を断念し、浮上開始。

4.2.b 礫の成因

室戸海丘の地質・構造の解明を主目的として潜航調査を行ったが、広範囲のシルト岩の露頭は確



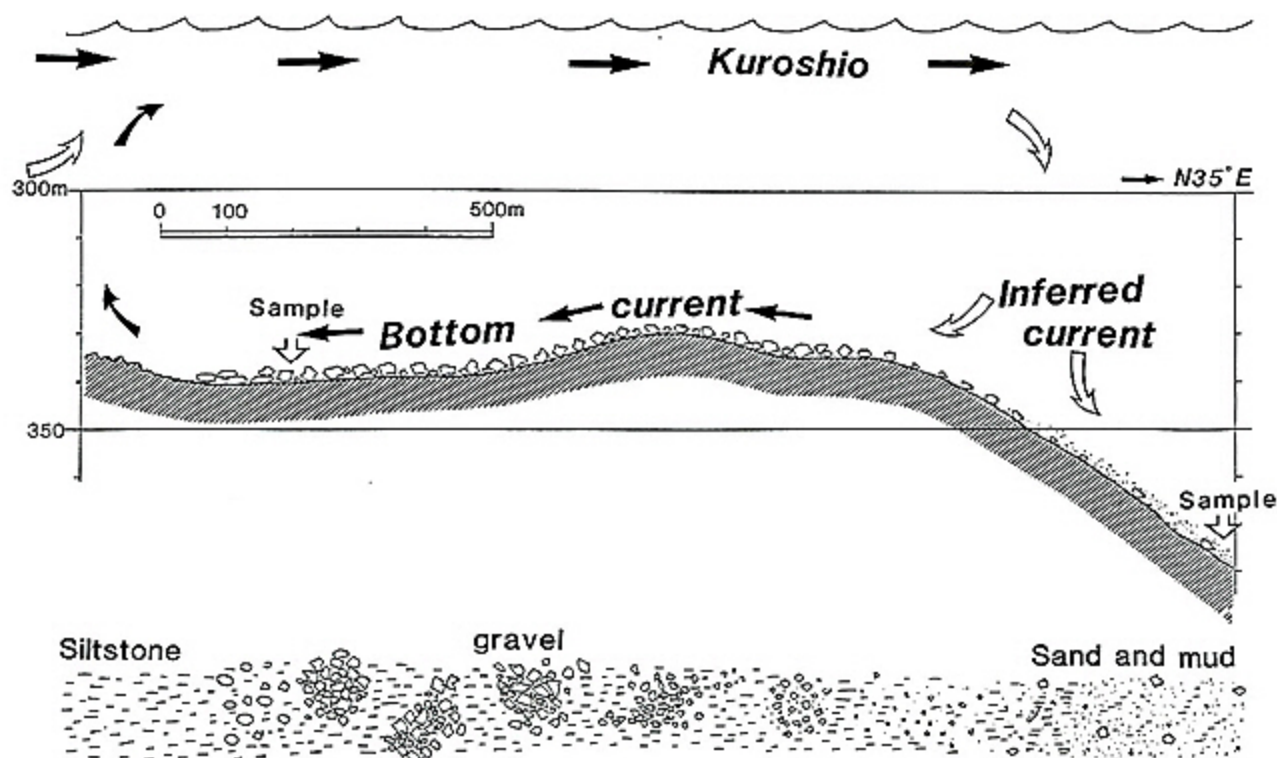


図12 第181回潜航地点の底質分布および海流方向の模式図。
Schematic figure of sea-bottom material and current
directions at the location of dive #181.

認められたものの、層理面が不明瞭で、地質構造の解明は果たせなかった。それでも、基盤のシルト岩を直接採集できた意義は大きい。また、シルト岩上に分布する極めて異常な礫の存在が明らかになった。この礫の特徴を述べ、その成因について若干の考察を試みる。

着底点（水深380m）付近は、砂泥中に数cm大の礫が点在し、稀に50cmに達するものもある（写真4、図12）。水深350m以浅では、砂泥が少なくなり、礫が多くなる。そこから頂部に近づくにつれて礫が多くかつ大きくなる。しかも、数m程度の範囲で礫が密集しているところと（写真5）、礫がほとんどなくシルト岩の平滑な露頭とが（写真6）、交互に出現する（図12）。礫の密集している所でも、礫どうしの隙間からシルト岩の基盤が見え、礫層の厚さは極薄いものである。この付近の海底は平滑で露岩の出っ張りもほとんどない。礫を採集した地点の西側で、礫が少なくなり始め軟らかいシルト岩の円礫のみが点在するようになった後、礫はほとんどなくなる。シルト岩の全面

露頭となり、数m程度の起伏が現れる。

礫の大部分は、茶褐色の固い角礫である。そのほか、白灰色のかなり固い石灰岩角礫、暗灰色の固い砂岩円礫、灰色の軟らかいシルト岩円礫などがある。礫径は、10-20cm程度のものが多いが、1m近い巨礫もある。茶褐色の固い角礫は、マトリックスの多いシルト岩である。マトリックス中には、水酸化鉄と考えられる直径2-4ミクロン程度の茶色っぽい球状の粒子がみられる。石灰岩は、シルトサイズの碎屑粒子を含むマイクロライトである。砂岩円礫は、室戸岬付近に露出する四万十南帯のものによく似ている。軟らかいシルト岩円礫は、基盤のシルト岩と同じもので、マニピュレータでつかむと簡単に壊れてしまう。

礫の大部分が角礫であること、非常に軟らかい礫が混在することなどから、海岸あるいは河川などの水流の強いところで、これらの礫が形成されたとは考えにくい。又、海丘頂部の非常に平坦なところに分布することから、海底地じりや崖錐堆積物である可能性も薄い。今のところ、基盤のシ

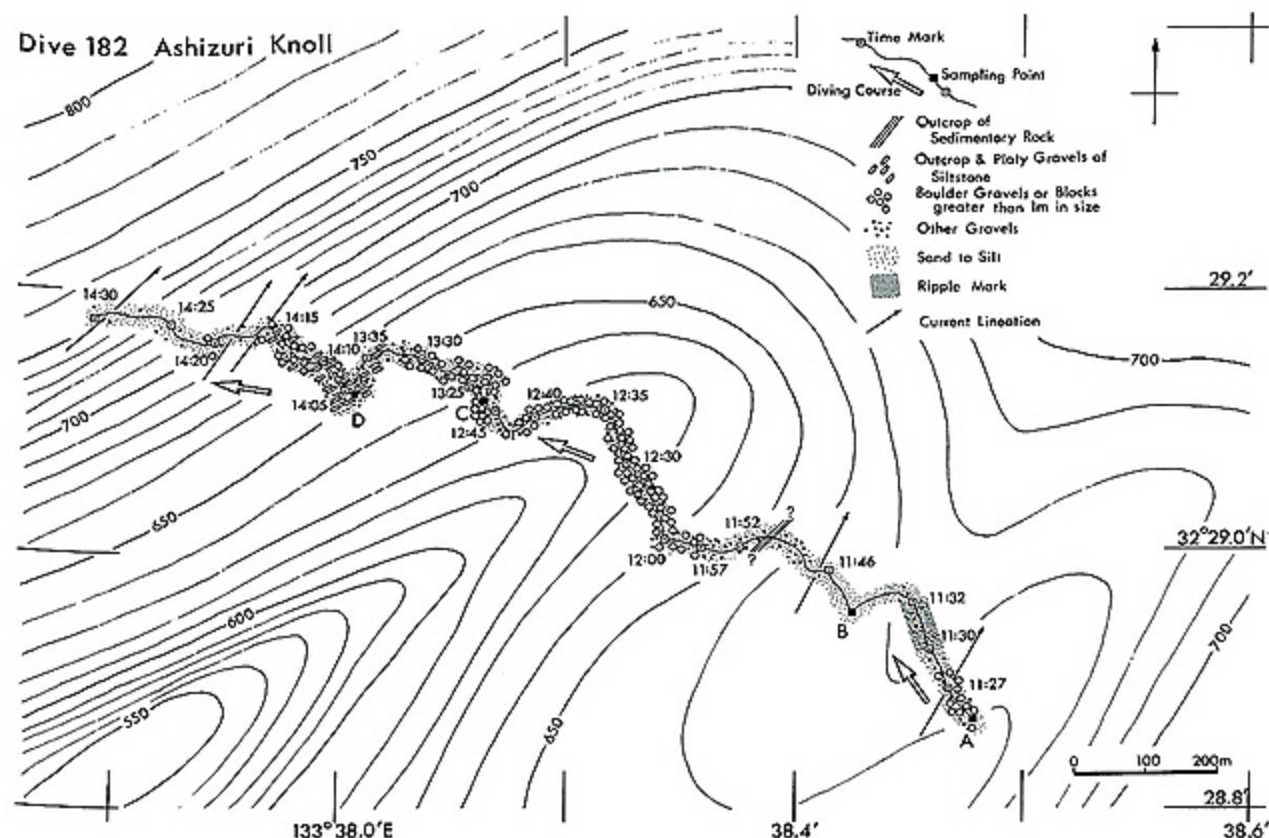


図13 第182回潜航の航跡と底質分布図。
Map showing ship track of dive # 182 and sea-bottom feature.

ルト岩中に含まれていた礫や特に固い部分が、黒潮によって洗い出されたのではと考えている。

肉眼では表層堆積物の全くないシルト岩の基盤上でも、潜水船のプロペラによって起こされる水流によって泥が舞上がる。この泥は他所より運搬堆積したものでなく、固結の十分でないシルト岩より分離したものである可能性が高い。黒潮によって、シルト岩の構成粒子が少しずつ分離され流されることにより、その中の固い部分だけが礫として残されたと考えている。第四紀に成長したと考えられる褶曲・断層もシルト岩の侵食を助けただろう。四万十帯に由来すると考えられる砂岩円礫が、現在の地形で室戸岬より直接運ばれることは不可能である。海丘上にも四万十帯に相当するものの露出はない(岡村 上嶋, 1986)。この円礫は、シルト岩基盤の堆積時に陸側から運ばれてきたものが、洗い出されたものであろう。

礫の密集する部分と全くない部分がどうして形

成されたのかは不明である。シルト岩中の固い部分が元来そのような配置を持っていたのか、あるいは礫の形成後再配置させる突発的なかつ強力な水流が発生したのかもしれない。

4.3 第182回潜航(足摺海丘)

第180回潜航に続いて本潜航は再び足摺海丘で実施された。第180回潜航は、強い潮流に流され山頂へ上がるということができなかった。流れの方向は、本海域における黒潮の一般流向でもあるが、同時に足摺海丘の尾根筋の方向でもあり、地形に規定されて流速が大きくなっている可能性があることは既に述べた通りである。尾根筋の方向は地質構造に支配されており、ほぼ足摺海丘を構成する地層の走向方向になるため(図2, 3)、流れを切って走らなければ、例えば地層が海底に露出していても、異なった層準の地層を観察することはできない。そこで本潜航では、第180潜航よりも浅い地点から、流れに対して斜交して進むこと

により、尾根筋を横断することを試み、幸い潮流もさほど強くはなく、所期の目的のルートに航走することができた。

しかし、足摺海丘の尾根筋付近では、底洩網などの漁具が操業中に岩石に引っかかって切断され遺棄されたものの断片と思われるロープなどが多数あり、潜水船の行動をかなり制約し観察に充分なだけ海底面に接近して航走するのが困難になることもあった。

4.3.a 第182回潜航記録

年月日： 1985年7月23日

潜航開始地点： 北緯32°29.1' 東経133°38.3'

乗船者： 観察者 中村光一

潜水船船長 井田正比古

潜航士 内田徹夫

潜航開始時刻 10時5分

浮上時刻 15時4分

潜航時間 4時間59分

ハッチ閉鎖時間 5時間48分

最大潜航深度 760 m

海象状況 天候bc, 風向NNE, 風力2, 波浪2,
うねり1, 視程 8 哩

海底状況 底質 礫まじりの砂ないし礫
視程 10 m, 潮流40°方向へ0.3 kt

10:52 着底。水深660 m。底質 礫まじりの砂。
流向流速220°より0.3 kt。視程約10 m。
視野の範囲内に高さ30 cm以下の樹枝状
のサンゴが4~5見える。

10:57 採泥管で採泥を試みるが、10 cmほど海
底にささっても、引き抜くと洗い出さ
れてしまい、採取できない。

11:00 丸い軽石を含む岩石サンプルを4個採
取する(地点A, サンプル# 182/01
-1~4)

11:16 離底。航走開始。

11:22 礫は少し少なくなり、海底面上, 略210°
方向より線状の模様が多数見える。砂
質の堆積物が礫の後方に陰のようにた
まっている。

11:29 リップルマークと生物の巣穴が見える
が、リップルマークの顕著なところでは
11:32 巣穴がない。

11:37 着底して採泥管による採泥を試みる。
11:44 採泥管を引き抜いた時かなり洗い出さ
れたがサンプルは採取された(地点B
182/mud)。マニピュレータで海底
を掘っても岩盤等にはあたらない。潮
流はほとんどない。

11:46 少し海底面の傾斜が強くなり、細かい
礫も多くなる。水深660 m。

11:52 海底面の傾斜がさらに強くなり、礫の
方が多くなる。水深650 m。

11:57 ほとんど礫のみからなる海底となる。
礫の最大径2 m, 水深625 m。

12:01 潜水船の前面に細い延縄が引かかった
ので切断作業をする。

12:23

12:24 礫の累積のため、着底ができず、航走
を続ける。

12:45

12:48 着底。岩石を2個採取する(地点C #
182/02-1, 2)。礫の上には海綿
サンゴの類の生物が多く付着している。

13:19 水深640 m。

13:35 礫が累積から、敷石状になる。平たい
礫が方向性をもって配列しているよう
に見える。

13:37 着底のため注水開始。

13:40 約210°方向に平たい岩石が尾根状に
連なっている。

13:47 着底(写真7)。

13:54 岩石採取(地点D # 182/03)。

14:02 300°で航走開始。

14:13 礫を敷きつめた感じから、再び不規則
に礫が分布する海底景観となる。水深
680 m。

14:16 少し海底に砂泥が出はじめ、礫径も小
さくなる。

14:18 底質はかなり砂泥が卓越して来る。水
深700 m。

14:20 砂泥の海の中に礫が島の如く浮いてい
る感じになる。

14:30 海底に線状の模様が見える(写真8)。
海底には生物の巣穴が多く見える。水
深750 m。

4.3.b 足摺海丘の構造運動と角礫の成因

足摺海丘全体を通して基盤の露出というべきものは非常に少なく、基盤由来の大小の角礫が海底面の大部分を覆っている。角礫は大きさが径2 mを超えるものは極めて少なく大部分は1 m以下で石灰質のシルト岩～細粒砂岩である。サンプル# 180/01-1のような粗粒な砂岩は少ない。構成粒子は石英、長石の碎屑粒の他、火山灰起源の火山ガラスも見られ、有孔虫の遺骸を多く含み、有孔虫砂岩と称して良いものもある。基質は粘土鉱物とミクライトの混合物である。角礫のほとんどは、表面が全周にわたって緑色～茶褐色を呈し、酸化された状態にあり、生物の固着も見られる。また、粗粒なものほど脆く、生物による巣穴などが多数穿たれている。このようなことから、基盤の地層は砂岩・シルト岩の互層であったが、現在はより物理的・生物的侵食に対して弱い砂岩が先に壊され、潮流によって運搬され、海底には見られなくなり、より物理的・生物的侵食に対して強いシルト岩を中心に角礫として残っていると考えられる。

足摺海丘の下部ほど、角礫は上部より崩落して来た感を与えるが、頂部から南東斜面にかけては、角礫は累積している。一方、北西斜面の上部は、平石を敷きつめたような感じで写真7、に示すように、平板な礫が尾根状になっているところもある。このような産状は、圧縮応力場で応力が集中するようになるところに見られ、Hellenic Trenchなどでも観察例はある。足摺海丘も全体として圧縮応力場にあり、南東側では逆断層が存在することから、この地点でも局所的に地層がバックリングして、このようになっているとも考えられるが、別の成因も考えられる。写真7で向かって右側の面は、足摺海丘の北西側斜面に向かう側で、岩石の割れ方も大まかで、かつ音波探査などから推定される地層面と走向、傾斜が一致するので露頭と考えられる。この岩石はシルト岩であるのに対して、上下の層準は砂岩で、生物による穿孔と潮流による侵食の結果、砂岩層は失われて、シルト岩層が突出するようになった。その後、シルト岩層も生物による穿孔などにより弱くなり、突出した根元で折れて、尾根の左側に見られる反対傾斜の面を形作ったとも考えられる。海岸部のように、

波浪による侵食・運搬作用の大きなところではこのような崩壊物は直ちに運び去られて、宮崎県青島で見られるような「洗濯岩」状の景観になるがここでは運搬作用も小さいため、このような景観になると考えられる。これに対して、頂部から南東側の斜面の礫の累積は、足摺海丘を形成する断層運動による角礫化と断層崖の崩壊によって生じている。ここでも粗粒で脆いもののほど細かく破碎され、運搬されて残っていない(図14)。

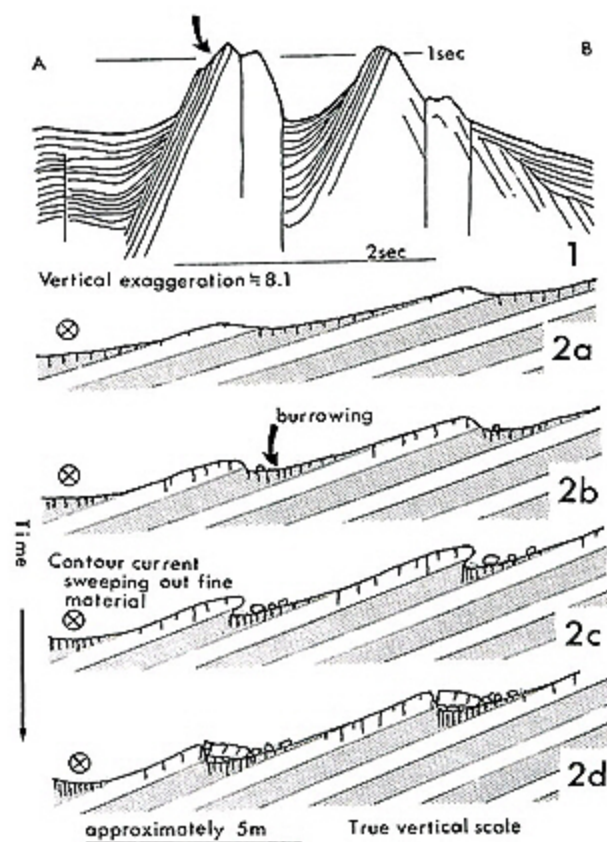


図14 1. 図3の音波探査記録の解釈図。矢印の部分をも2に模式的に示す。
2. a～d.足摺海丘の構造運動と礫の成因の模式図。

1. Interpretation of the seismic profile in fig. 3. An arrow indicates the site showing schematic diagram below.
2. a～d. Schematic diagram showing the relation between tectonic movement of Ashizuri Knoll and the formation of gravels.

足摺海丘北西側斜面では、700 m以深になると基盤は新しい堆積物に次第に覆われて来る（写真8）。これは、図3の音波探査断面で見られる土佐海盆に続く堆積物による被覆の末端を見ていると考えられる。

5. 微化石分析結果

5.1 第180回潜航（足摺海丘）

5.1.a 有孔虫化石

地点Bの砂岩（#180/01-1）は、*Globorotalia truncatulinoides*と*G. tosaensis*とが共産し、*Pulleniatina obliquiloculata*（-*primalis*）dextralも含むことから、N.22（1.6-1.0 Ma）に相当すると考えられる。そのほか、*G. inflata*, *G. menardii*, *G. scitula*, *Gds. sacculifera*, *Gds. conglobatus*, *O. univasa*, *G. dutertrei*を含む。

5.1.b ナンノ化石

地点Bの砂岩（#180/01-1）、地点Bの泥岩（#180/01-3）、地点Cの砂岩（#180/02）、地点Dの泥岩（#180/03）の4試料いずれからもナンノ化石は見出せなかった。

5.2 第181回潜航（室戸海丘）

5.2.a 有孔虫化石

地点Bのシルト岩基盤（#181-1）にはほとんど含まれない。

同地点の石灰岩礫（#181-D）は、*G. inflata*, *Pulleniatina* spp. (dext) を含むが、*Sphaeroidinella* 系列と*G. tosaensis-truncatulinoides* 系列が全く見られない。そのほか、*G. menardii*, *G. bulloides*, *G. falconensis*, *G. glutinata*, *G. ruber*, *G. dutertrei*を含む。N.21-N.22（おそらくPleistocene下部）に相当すると考えられる。

5.2.b ナンノ化石

地点Bのシルト岩基盤（#181-1）は、*Calcidiscus leptopora*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera syracusana*, *Reticulofenestra japonica*を含み、*G. oceanica*を含まないことから、鮮新世後半のものと考えられる。

同地点の石灰岩礫（#181-D）には、含まれない。

5.3 第182回潜航

5.3.a 有孔虫化石

地点Aの細粒砂岩（#182 01-2）は、保存は悪いものの、*Globorotalia* cf. *tosaensis*を含み、*G. truncatulinoides*が見られないことから、N.21に相当すると考えられる。

5.3.b ナンノ化石分析

地点Bの表層の泥（#182/mud）は、*Calcidiscus leptopora*, *Emiliania huxleyi*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera japonica*, *P. syracusana*, *Rhabdosphaera pulchra*, *Umbilicosphaera sibogae*を含み、0.26 Ma以降の堆積物である。

地点Aの極細粒砂岩（#182/01-2）には、保存の悪いナンノ化石が極少量含まれているだけである。地点Cのシルト岩（#182-01-1及び#182/02-2）、地点Dのシルト岩（#182/03）からは化石は見出せなかった。

以上のことから、室戸海丘・足摺海丘は鮮新統～下部更新統によって構成されていることは、ほぼ間違いない。砂岩シルト岩という岩質から考えて、その堆積時には、両海丘は現在のような明瞭な高まりでなく、堆積盆地内にあって、第四紀になってから隆起し始めたと考えられる。さらにシロウリガイなどの貝の密集が観察されることを考え合わせると、両海丘を形成した断層活動は、現在も活動中である可能性が高い。特に足摺海丘は、Ando (1982) によって推定された南海道大地震を起こした主断層に近く、その上方延長に相当する可能性がある。

参考文献

- Ando, M. 1982, A fault model of the 1946 Nankaido earthquake derived from tsunami data. *Phy. Earth Planet. Inter.*, v. 28, p.320-336.
- 江口一平ほか3名, 1983 K B断面のエネルギー変動。黒潮の開発利用の調査研究成果報告書（その6）, 53-56, 科学技術庁。
- 本座栄一ほか4名, 1984, 日本周辺海域の海洋地質調査活動-昭和58年度の白嶺丸による調査航海-。地質ニュース, 335, 26-48。
- 茂木昭夫, 1975, フィリピン海北縁部の海底地形,

— Outer Ridge について—, 海洋科学, 7,
531—536.

岡村行信・上嶋正人, 1986, 室戸岬沖海底地質
図および同説明書。海洋地質図, no. 28, 地
質調査所.

太田 秀・田中武男・橋本 惇, 1986, Vesti-
mentifera わが国に産す. 第22回動物分類学
会予稿集.

Yonekura, N., 1983, Active deformations
of the continental margin along the Na-
nkai and Suruga Troughs, Southwest
Japan. Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo, 15,
47—62.

(原稿受理: 1986年6月10日)



写真1. 室戸海丘東側斜面に分布する *Calypotogena* sp. の死貝(水深600m付近), 1985年2月の事前調査時に深海曳航式カメラによって撮影。
Dead shells of *Calypotogena* sp. at the eastern slope of the Muroto Knoll (at the water depth of about 600 m). Photograph was taken by deep sea camera system during site survey, Feb. 1985.

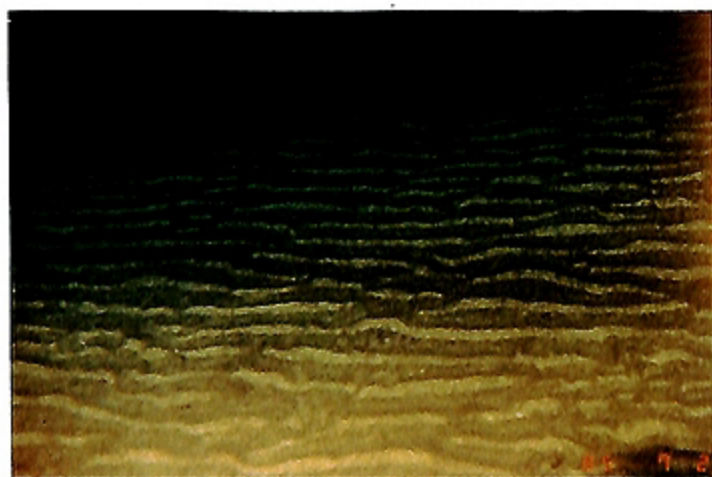


写真2. 着底地点付近のリップルマーク(水深710m). 流れは前方より手前に向かい40cm/s. 以上の値が計測された。(図4のA地点).
Ripple mark at near the landing point (710 m). Bottom current of more than 40cm/s. from front to back was measured (point A in fig. 4).



写真3. 堆積岩の礫の下部に固着するチューブ状生物 (*Vestimentifera* sp.). チューブの直径1cm, 長さ20cm程度, 礫を除去したあとの砂は黒色を呈する(写真右下).
Tube like organism adhering to the lower part of cobble of sedimentary rock. Diameter and length of the tube are 1cm and about 20cm respectively. Black sand appeared after the remove of the cobble (lower right of the photograph).



写真 4. 海底に点在する巨礫，シルト岩基盤を極薄い砂泥が覆っている (13 : 47).
A boulder scattered on the sea-bottom. Very thin sand and mud cover siltstone basement (13 : 47).

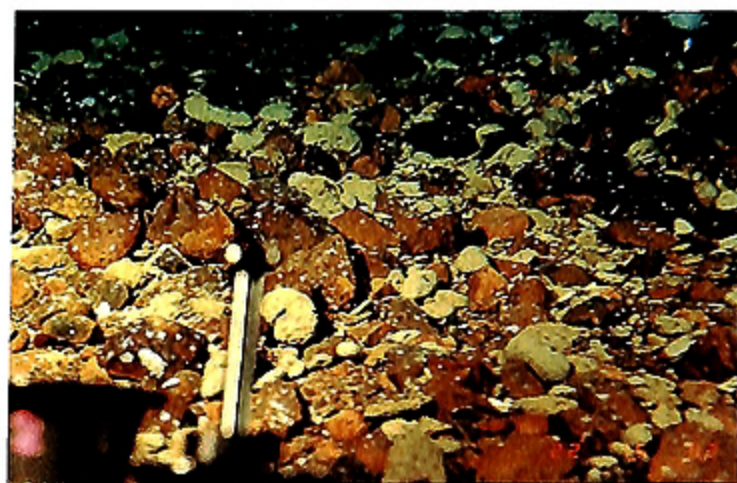


写真 5 密集した礫の覆い。
Dense cover of gravels.

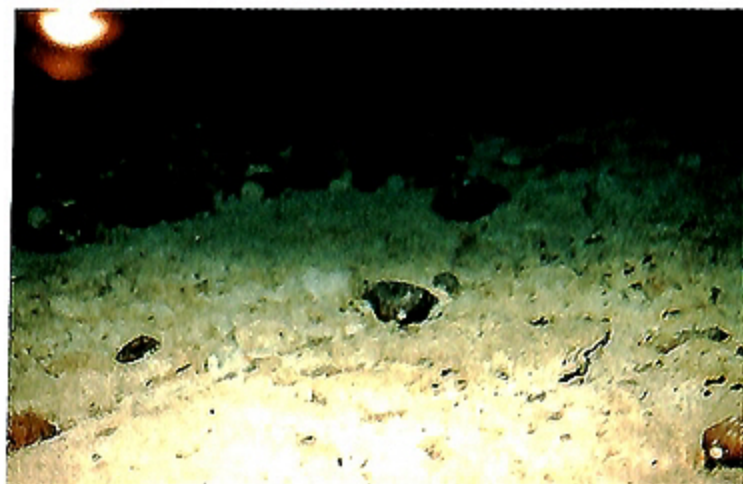


写真 6. 礫に覆われないシルト岩の露頭。前方に礫の密集部が見える。
Outcrop of siltstone without gravel cover. Dense cover of gravels are seen on the upper part of the photograph.

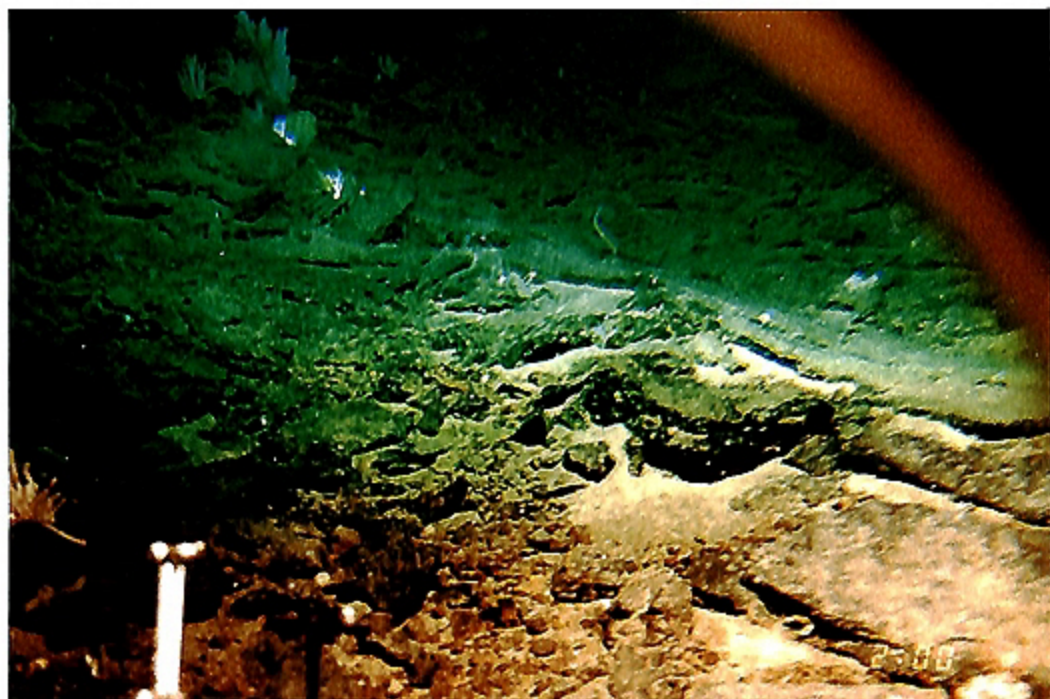


写真7 足摺海丘南東斜面上部の地層の露出と礫
(地点D, Dive # 182).

Outcrop of siltstone with gravels in the upper part
of southeastern slope of Ashizuri Knoll
(Site D, Dive # 182).



写真8 浮上点付近の土佐海盆に続く堆積物とその上に見られる線
状の模様 (Dive #182).

Sediment fill continued to the deeper part of Tosa
Basin and laniations on its surface, near the end of
Dive # 182.