

北海道西方沖の地震震源域及び空白域の潜航調査

岡村 行信*¹ 佐竹 健二*² 荒井 晃作*¹ 池原 研*¹

北海道西方沖の4地点で「しんかい2000」を用いた潜水調査を行った。3地点は1940年の積丹沖地震の震源断層と震源域の調査を目的とし、1潜航は地震空白域の中の主要な断層の一つである礼文島西方の断層崖で実施した。1940年の積丹沖地震は忍路海山を震源とする地震であるが、その震源域はほぼ南北方向に約100km伸びるとするSatake (1986)の研究と、約170km伸びるとするHatori(1969)の研究がある。第1038回潜航では、忍路海山東縁の断層崖で潜航し、最近の斜面崩壊と地滑り堆積物を観察した。忍路海山の南側延長上の小海山でも、最近の地滑りを認めた。それよりさらに南側の神威トラフ西縁の断層崖では、斜面崩壊や地滑りの跡は全く見出せなかった。以上のことから、第1038回及び1040回潜航地点は震源域に含まれており、第1041回潜航地点は震源域に含まれない可能性が高い。これを従来の震源モデルに当てはめると、Hatori(1969)の波源域は震源域としては広すぎると考えられる。また、第1038回及び1040回潜航地点で斜面崩壊と地滑りが広範囲に認められたことから、積丹沖地震は強い揺れを伴った地震であり、緩やかな滑りによる地震ではなかったと考えられる。

礼文島西方の褶曲に伴う急斜面で行った第1039回潜航では、広く泥質堆積物に覆われた海底を観察し、最近地震が発生したような痕跡は見出せなかった。したがって、この付近が地震空白域であるという指摘を否定する証拠は、礼文島西方には見あたらない。

キーワード：日本海、活断層、積丹沖地震、空白域、「しんかい2000」

Dive surveys of the seismic source area and seismic gap west of Hokkaido

Yukinobu OKAMURA *³ Kenji SATAKE *⁴ Kohsaku ARAI *³
Ken IKEHARA *³

Four dive surveys by submersible "Shinkai 2000" were conducted in the northern part of the Japan Sea. Three dives of them aimed to confirm earthquake faults and source area of the 1940 Shakotan-oki earthquake. The epicenter of the 1940 Shakotan-oki earthquake is located at the Oshoro Seamount. Its source area is inferred to extend southward for about 100 km by Satake (Satake, 1986) and for about 170 km by Hatori (1964). Dive #1038 at the fault scarp of the Oshoro seamount near the epi-center of the 1940 Shakotan-oki earthquake revealed recent collapse of the scarp, suggesting that the fault is the source of the 1940 Shakotan-oki earthquake. Recent slides were observed during the dive #1040 at the fault scarp of the small seamount that is southern extension of the Oshoro seamount. No slide and collapse which indicate recent earthquakes were observed by dive #1041 on the fault scarp at the western margin of the Kamui Trough to the south of the location dive #1040. These results strongly suggest that the seismic source area of the Shakotan-oki Earthquake covers the dive sites #1038 and #1040 and the site #1041 was not included in the source area. The source area inferred by Hatori (1969) is presumed to be too large. The collapses of the fault scarp at the dive #1038 and 1040 indicate that the 1940 Shakotan-oki Earthquake was accompanied by a strong shake and was not a slow earthquake. There are other active faults near the site #1041 and to the north of the site #1038, and farther dive surveys are necessary to confirm the seismic source area of the 1940 Shakotan-oki earthquake.

The other dive #1039 at one of the major slope formed by active folding in the seismic gap is widely covered by muddy sediments, which suggests that no earthquake occurred near this site during the last hundreds of years.

Key words : Japan Sea, active fault, Shakotan-oki earthquake, seismic gap, "Shinkai 2000"

* 1 地質調査所海洋地質部
* 2 地質調査所地震地質部
* 3 Marine Geology Department, Geological Survey of Japan
* 4 Earthquake Research Department, Geological Survey of Japan

1. はじめに

1.1 日本海東縁の地震と活断層

日本海東縁部では $M \geq 7.5$ の大地震が系統的に発生している。それらを北から順に挙げると、1940年積丹半島沖地震 ($M7.5$)、1993年北海道南西沖地震 ($M7.8$)、1983年日本海中部地震 ($M7.7$)、1833年庄内沖地震 ($M7.1/2$)、1964年新潟地震 ($M7.5$) である (図1)。また、1971年にはサハリン沖で $M6.9$ の地震が発生している。日本海東縁部の新生プレート境界説^{1),2)} は、これらの地震の発生をうまく説明することから、広く支持されている。海底地形などに基いて推定されたプレート境界¹⁾ は日本海盆・大和海盆の東縁沿いに、奥尻海嶺及び佐渡海嶺のすぐ西側を通り、佐渡島の西から富山トラフを通過して、糸魚川-静岡構造線へと続くが、その後発生した地震、或いは最近明らかになった地質構造によって、プレート境界の位置や形態については修正が必要になってきている。

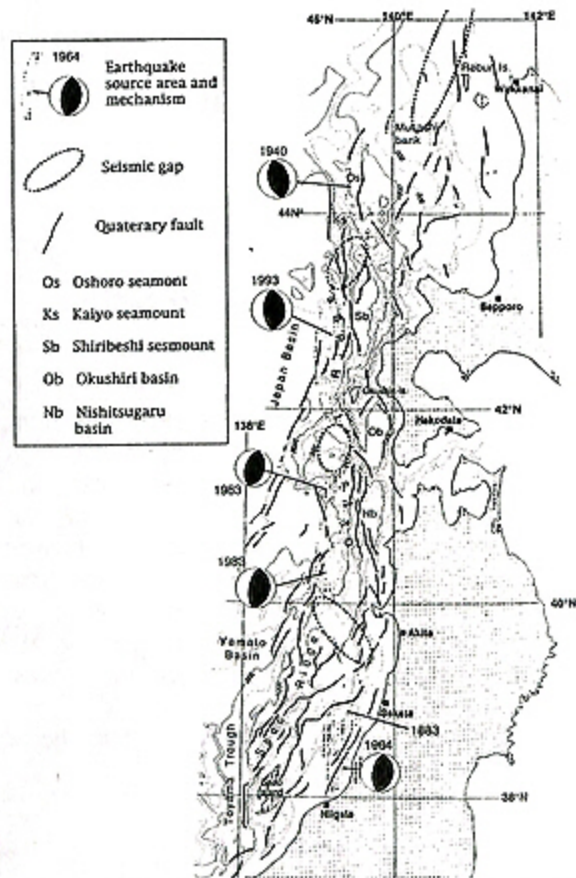


図1 日本海東縁の第四紀断層、震源域とメカニズム及び地震空白域

Fig. 1 Quaternary faults, earthquake source area with mechanisms and seismic gaps in the eastern margin of the Japan Sea.

日本海東縁には第1図に示すような活断層の分布が知られている³⁾。これらの活断層は、大陸斜面全体に広がっているが、その中でもいくつかの顕著な断層帯が認められる。北海道の西方で最も顕著な断層帯である奥尻海嶺は、渡島小島付近から奥尻島、後志トラフ西方、海洋海

山を経て、忍路海山に達する。これらの断層帯の西側や東側にもやや小規模な断層帯が認められる。それぞれの断層の傾斜方向は日本海の沈み込みを示す東傾斜とは限らず、西傾斜もかなり多い^{3),4)}。1983年北海道南西沖地震の断層面も東傾斜と西傾斜の混ざったものであることから⁵⁾、ここプレート境界は単なる新生海溝というよりは、衝突境界的であるとも考えられている⁶⁾。日本海東縁では、断層の分布はよく分かっており⁴⁾地震のデータもかなりそろっているが、実際に発生した地震と活断層との関係には不明な点が多く残されている。特に、1940年の積丹沖地震は地震そのもののデータが不十分であり、その周辺での歴史地震の情報も少ない。

1.2 1940年積丹半島沖地震

1940年8月2日の積丹半島沖地震 ($M7.5$) については、北海道西部沿岸で震度IV程度であり、地震動による被害はほとんどなかった。ところが、日本海岸には津波が襲い、被害を生じた。特に、手塩川河口では10名の死者を出した他、韓国東岸、北朝鮮、ソ連にも被害をもたらした。ソ連沿海州で、最大3.5mの津波が記録されている。

この地震の震源は $44.35^{\circ}N$, $139.46^{\circ}E$ 、深さ33kmと求められている⁷⁾。気象庁による再決定では、この約10km南、深さは10kmとされている⁸⁾。また、メカニズム解は、ほぼ純粋な逆断層 (走向は 347° 、傾斜角は東に傾く面が 40° 、西に傾く面が 50°) が求められている⁹⁾。Fukao and Furumoto (1975)⁷⁾ も独立に、ほぼ似た解を得た。気象庁によるマグニチュードは、以前は7.0と見積もられていたが、1982年に7.5に改訂された。Abe (1981)¹⁰⁾ も、全世界のデータから $M_s=7.5$ としている。

斎藤 (1941)¹¹⁾ は、この津波が到達した際に、各地で海水がまず引いたことが報告されていることから、波源域で海底が陥没したと述べている。これに対し宮部 (1941)¹²⁾ は、検潮記録の初動はすべて上げ波であることを報告し、海底は隆起したとしている。さらに津波の到達時刻から逆伝播図を用いて波源域を推定した。Hatori (1969)¹³⁾ は、当時の海底地形図を用いて波源を再決定した (第2図)。その結果、北北西-南南東方向にのびる、長さ170km、幅70kmという波源域を求めた。

Fukao and Furumoto (1975)⁷⁾ は、地震記録から地震モーメントを求め、この地震が地震波に比べて大きな津波が発生した、いわゆる津波地震だと述べている。その原因は、日本海のリソスフェア全体を断ち切る大きな断層運動がゆっくりと進行したためとしている。

Satake (1986)¹⁴⁾ は検潮記録に残された津波波形と津波の数値計算との比較などから、断層面の位置、大きさを再検討した。その結果、断層の長さは100km、幅35kmで、その南端は北緯 $43^{\circ}45'$ 付近と Hatori (1969)¹³⁾ に比べてずっと北にある (図2)。これは、岩内における津波の到達時刻の再検討及び札幌で観測された余震のS-P時間などから推定されたもので、さらに津波のシミュレーションからも支持された。また、破壊継続時間は30秒程度であり、 $M=7.5$ の地震としては典型的であった (すな

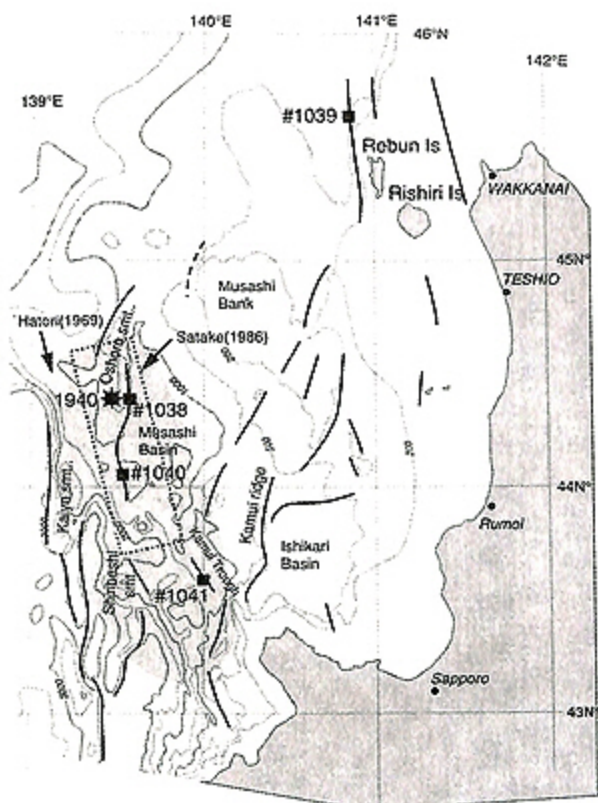


図2 潜航地点とその周辺の地形及び1940年積丹沖地震の震源、Hatori(1969)の波源域、Satake(1986)の震源断層モデル
 Fig. 2 Dive location and bathymetric contour to the west of Hokkaido. The epicenter of the 1940 Shakotan-oki earthquake, the tsunami source area by Hatori (1969) and the source fault model by Satake (1986) are shown.

わちゆっくりとした断層運動でなかった)と結論づけている。

このように、この地震についてはかなりの研究がなされているが、正確な震源域や地震に対応する活断層などがわかっていない。このため、周辺の空白域や地震発生ポテンシャルを正確に推定することが困難である。

1.3 北海道西方の地震空白域

北海道の西方沖海域には以下の2つの地震空白域が考えられる。

北海道北西沖(利尻沖):1971年サハリン沖地震と1940年積丹半島沖地震との間では大地震の発生は歴史上知られていない。すでに述べたように、積丹半島沖地震の北、すなわち北緯44°以北ではプレート境界がどこを通るのかははっきりしないため、空白域の位置も明らかでないが、利尻・礼文島のすぐ西側を北海道北西沖の空白域とする考えもある¹⁵⁾。留萌沖の地震と1971年サハリン沖地震との間を空白域と考えると、その長さは約250kmにも及ぶ。ただし、この海域の歴史地震は十分に知られていないわけではないので、全体が空白域であるかどうか、不明確である。

北海道西方沖(岩内沖):1940年積丹半島沖地震の震

源域については、Satake(1986)¹⁶⁾による津波データなどの解析から、その南端は北緯43°45'付近とされている(図2)。1993年北海道南西沖地震の震源域の北端は北緯43°15'付近であるから、約30'すなわち50km程度の空白域が存在する可能性がある⁶⁾。一方、Hatori(1969)¹⁷⁾による波源域の南端が正しいとすると、北海道南西沖地震との間には、空白域は存在しないことになる。

1.4 潜水調査の目的

北海道南西沖地震の震源域では数多くの潜水調査が行われ、地滑り、地割れ、砂火山など、地震に伴う様々な海底の変動が観察されている^{16),17)}。このような地震の記録は堆積物に覆われなければ、過去の地震の証拠として海底で観察可能である。日本海東縁の大陸斜面の堆積速度は、場所によって異なるが千年で数cmから数十cmであると推定され、過去の地震によって生じた海底の変動は、百年間以上にわたって海底で観察可能であると考えられる。そこで、1940年積丹半島沖地震の地震断層と震源域を明らかにするために、その震源域の周辺で3回の潜航調査(#1038,1040,1041)を、また北海道北西沖(利尻沖)の空白域とされている海域で最近の地震がないかどうかを確認するために1回の潜航調査(#1039)を行った。

2. 潜航調査

2.1 第1038潜航

実施日:1998年8月18日

潜航地点:忍路海山

着底:10:23 44°20.875'N, 139°36.204'E 水深
1,305 m

離底:14:47 44°21.392'N, 139°35.290'E 水深
912m

航走距離:1,934 m

パイロット:千葉 和宏, 植木 博文

観察者:佐竹健治

第1038潜航地点は忍路海山の規模が最大になる地点の東側斜面であり、1940年積丹半島沖地震の震央に近い。斜面の比高は1,000mを超える。反射断面では、東側斜面が急傾斜する非対称な断面を持つ背斜構造で、基盤の高まりとそれを覆う堆積物からなるのが観察できる(図3)。東側斜面の基部には西に傾斜する逆断層が推定され、その東側の武蔵海盆を覆う海底付近の堆積物にも、撓曲上の変形が認められることから、最近も活動的な断層である可能性が高い。潜航調査は、斜面基底近くの水深1,305 m地点に着底し、まず西北西に向かって水深948 m地点まで斜面を上昇した。その後はしばらく北北東へ向かって斜面沿いに海底を観察し、再び西北西に向かって斜面を上昇し、水深912 m地点で離底した(図4,5)。

着底点付近の底質は泥で、着底点から水平距離73 mの地点(44°20.883'N, 139°36.152'E, 水深1,297 m)で行った柱状採泥サンプル(1038B)もほぼ一様な泥質を

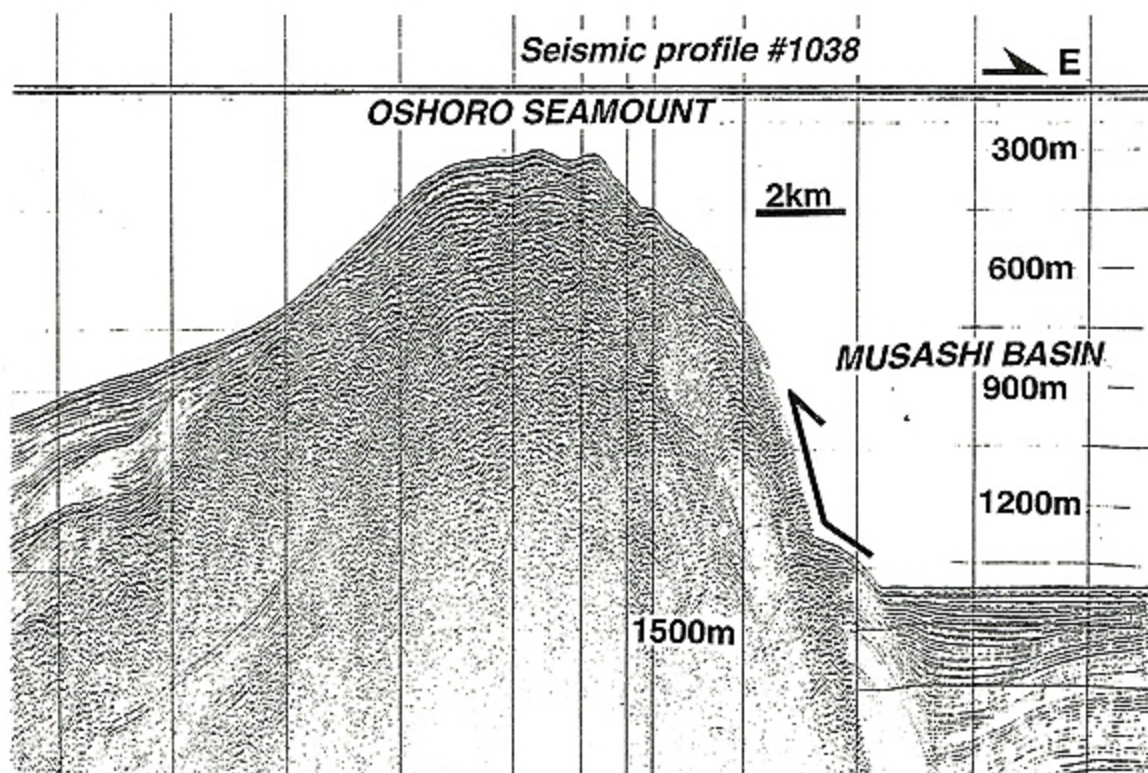


図3 「しんかい2000」第1038潜航地点を横切る忍路海山の反射断面
 Fig. 3 Seismic profile of the Oshoro seamount acrossing the location of dive #1038

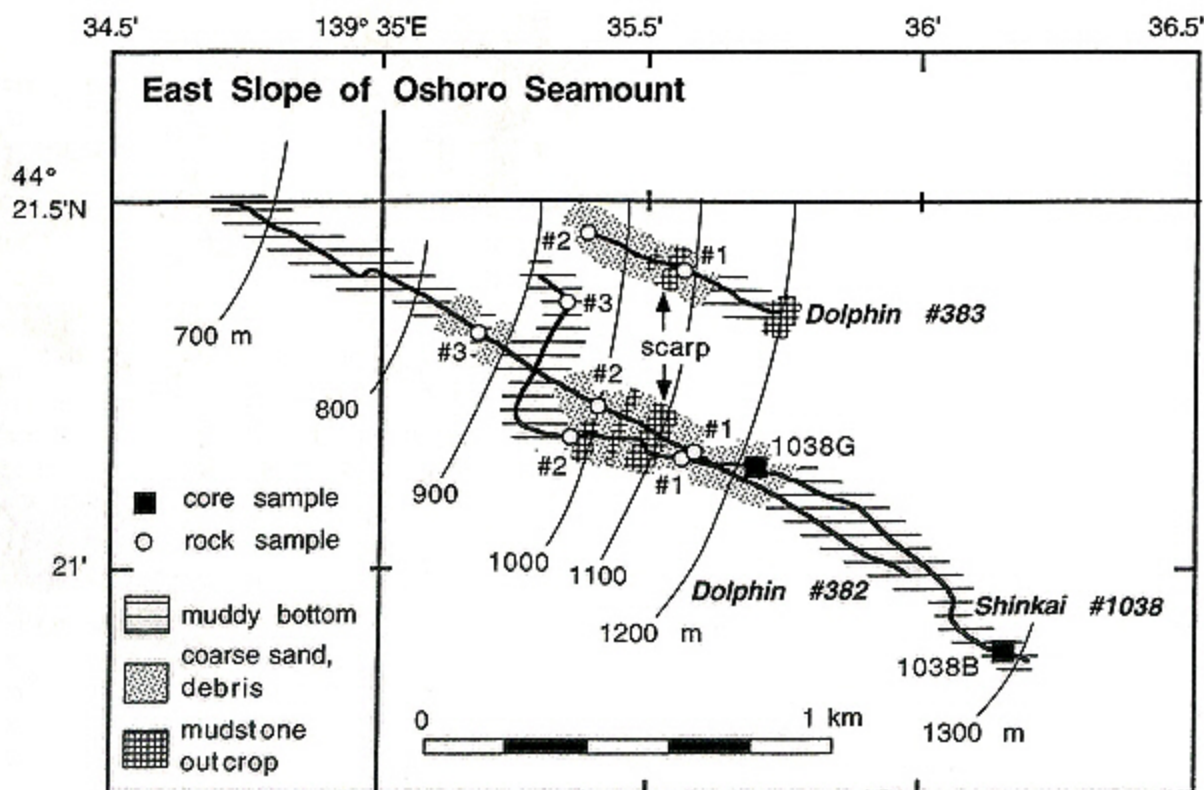


図4 「しんかい2000」第1038潜航、「ドルフィン3K」の第382、383潜航の航跡及び底質の分布
 Fig. 4 Survey tracks of dive #1038 by "Shinkai 2000" and dives #382, 383 by "Dolphin 3K", and types of sea-bottom sediments.

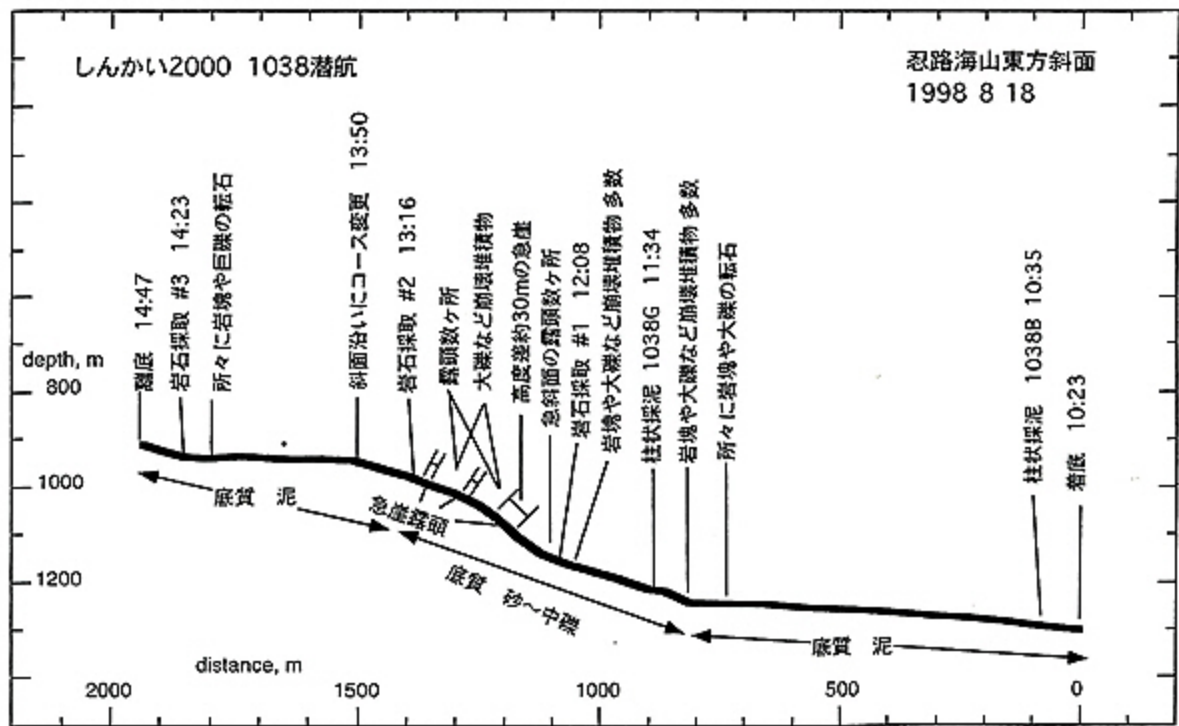


図5 「しんかい2000」第1038潜航による観察結果の断面表示
 Fig. 5 Observations during dive #1038 by "Shinkai 2000" shown on a cross section.

Shinkai Dive 1038 '98.8.18
 "Black" "Green"

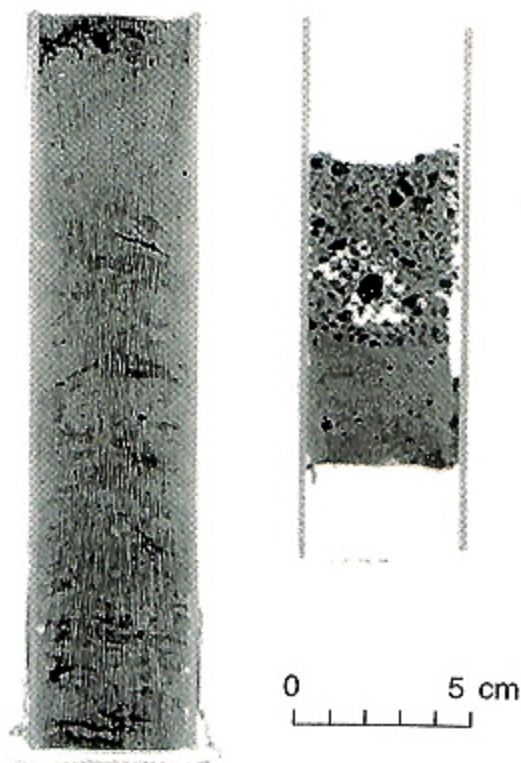


図6 「しんかい2000」第1038潜航によって得られた柱状堆積物試料のX線CTイメージ
 Fig. 6 X ray CT images of sediment cores collected by dive #1039 of "Shinkai 2000".

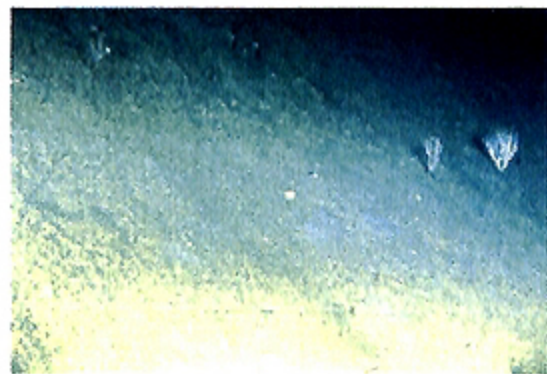


図7 砂質堆積物に覆われた斜面
 Fig. 7 Slope covered by sandy sediments.

示す(図6)。水平距離809m(水深1,249m付近)までは斜面が緩く、底質は泥で生物痕や植物が多く見られた。

着底点からの水平距離800m地点(水深1,250m)付近から斜面の傾斜が増し、底質は砂~中礫へと変化した(図7)。上方の斜面崩壊による重力流堆積物が泥質の海底を覆っているものと考えられる。また、ほとんど泥に覆われていない巨~大礫が数多く観察された。これも斜面崩壊からの堆積物と考えられる。斜面途中(44° 21.136' N, 139° 35.689' E, 水深1,218 m)で行った柱状採泥サンプル(1038G)から、厚さ5cm程度の細~中礫層の下に泥層があることがわかった(図6)。これは、海底を覆っている砂~中礫の層が重力流堆積物であることを裏付け

る。

水平距離1,100 m (水深1,160 m) 付近から、小規模な泥岩の露頭が所々に出現した。また、これらの露頭の間では、岩塊～巨礫の転石が観察された(図8)。これらの転石は、斜面の露頭から崩壊したものと考えられる。露頭や転石には、泥のかぶりのやや厚いものと、ほとんどないものがあり、斜面崩壊が複数回発生したことを示唆する。

水平距離1,200 m 付近 (44° 21.172' N, 139° 35.483' E) では、高度差約30 m (水深1,102~1,071 m) の急崖露頭を上昇した(図9)。露頭のところどころではクラックが観察された。急崖の頂部に達すると再び海底は砂～中礫の重力流堆積物に覆われ、さらに上部の斜面の崩壊に起因するとみられる巨～大礫の転石が多数観察された。その後も小規模な急崖露頭が2ヶ所あり、その間では斜面崩壊による堆積物が海底を覆っているのが観察された。

水平距離1,450 m (水深965 m) 付近より上部では、露岩や転石はほとんど見られず、底質は泥となった。水平距離1,504 m (水深948 m) 付近から、北北東向きにコースを変更し、斜面沿いに航走した。所々で巨～大礫サイズの転石が観察されたが、底質は泥であった。水平距離1,853 m (水深937 m) 付近から、再び西北西向きにコースを変更し、斜面を上昇した。この途中で、ほとんど泥に覆われていない巨～大礫サイズの転石が多数観察された(図10)。水平距離1,934 m (水深912 m; 44° 21.392' N 139° 35.290' E)の地点で基準放電量に達したため、離底した。

本潜航中に岩石サンプルを合計3個採取した。#1は埋もれていた泥岩で、大きさは約25 cm、上部は灰色、下部は白色である。採取地点は44° 21.147' N, 139° 35.550' E、水深1,159 mである。#2はうすい灰色の泥岩(大きさ約15 cm)で、採取地点は44° 21.174' N, 139° 35.351' E、水深985 mである。#3は上部がこげ茶色、下部が緑色の泥岩で、大きさは約20 cmである。採集地点は44° 21.358' N 139° 35.340' E、水深937 mである。これらの泥岩からは前期鮮新世の珪藻化石が得られている¹⁰⁾。

本潜航では、水深950~1,250 mにかけて急斜面が続く、高度差約30 mの急崖露頭をはじめとする露頭が数多く観察された。また、これらの急斜面の崩壊による転石や重力流堆積物(砂～中礫サイズ)が海底を覆っているのが確認できた。これらはほとんど泥に覆われておらず、斜面崩壊が発生したのは比較的最近のことであると考えられる。また、所々でやや厚く泥に覆われた露頭や転石も観察され、斜面崩壊は複数回起きたことを示唆する。斜面崩壊の時期の推定は困難であるが、最近のものとしては1940年積丹半島沖地震の可能性が高い。これが正しいとすると、1940年積丹半島沖地震は斜面崩壊を起こすような強震動を伴うものであった、すなわち、ゆっくりとした断層運動による“津波地震”ではなかったことを示す。

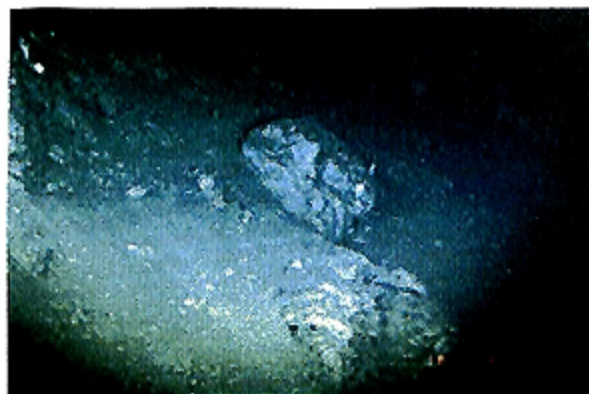


図8 砂質堆積物上に散在する泥岩ブロック
Fig. 8 Mudstone blocks on the sandy sediments.

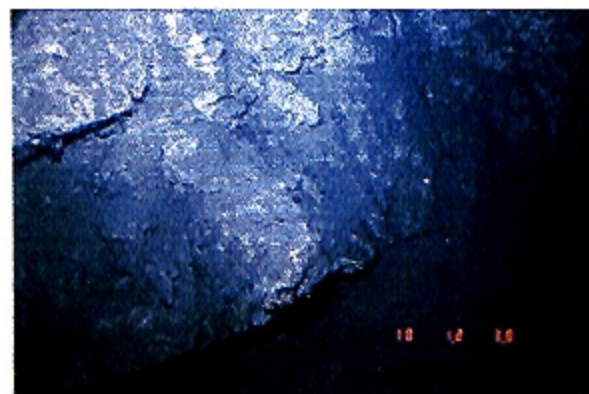


図9 泥岩からなる急崖
Fig. 9 Steep scarp of mudstone.

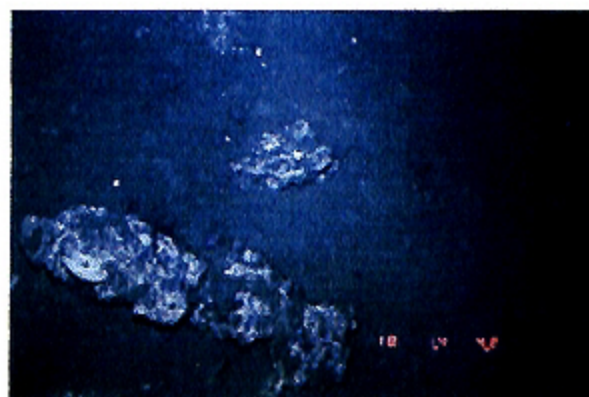


図10 海底に散在する泥岩ブロック
Fig. 10 Mudstone blocks on the sea-bottom.

2.2 第1039潜航

実施日: 1998年8月19日

潜航地点: 礼文島北西沖斜面

着底: 9:50 45° 34.009' N, 140° 51.396' E 水深585m

離底: 15:12 45° 33.981' N, 140° 52.931' E 水深289m

パイロット：松本 恵太，光藤 数也
 観察者：荒井 晃作

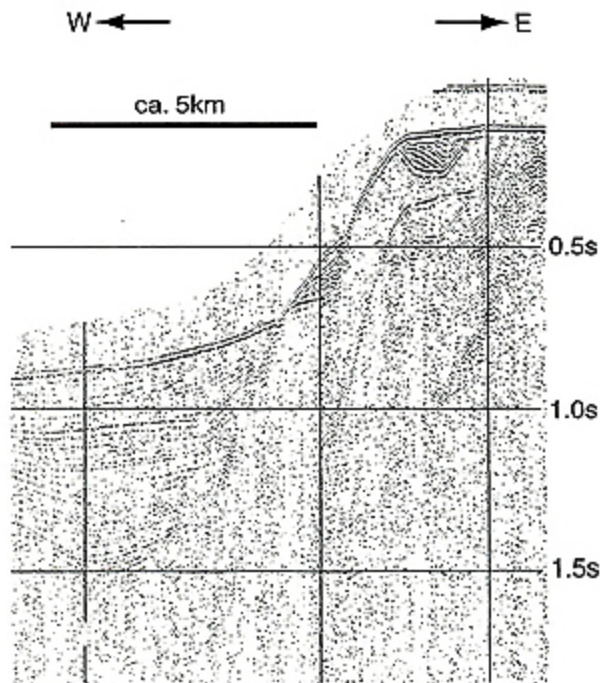
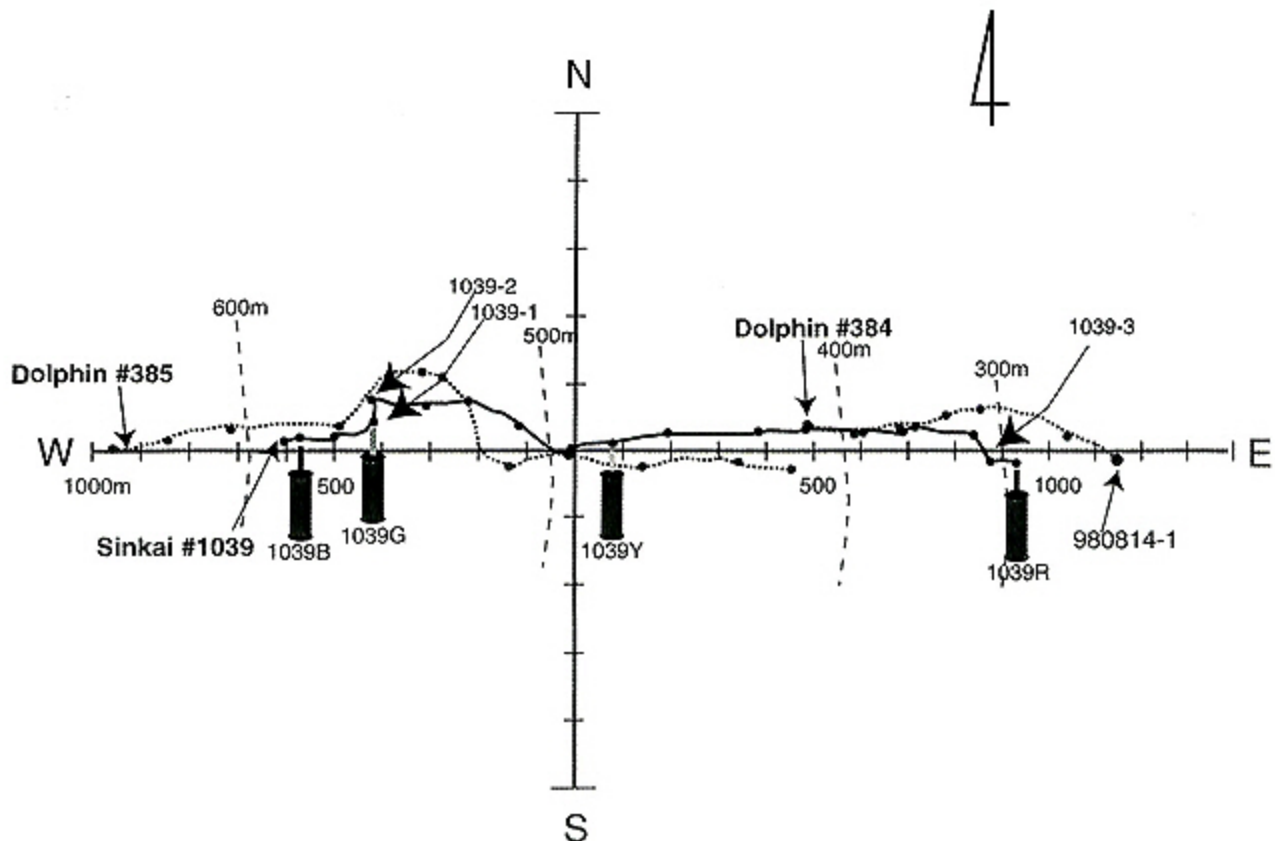


図11 「しんかい2000」第1039潜航地点を横切る
 礼文島西方の陸棚斜面の反射断面
 Fig. 11 Seismic profile on the shelf to slope to the western side of the
 Rebun Island acrossing the location of dive #1039.

第1039潜航地点は、礼文島の北西海域の急斜面である。礼文島の西方の陸棚は水深100数十mの陸棚縁までは比較的緩やかに西に向かって深くなるが、その西側に南北に延びる最大水深700m以上の利尻トラフへ至る急斜面が存在する。地質調査所が行ったGH98航海で、この急斜面を横切る方向（東西）に2マイル間隔で音波探査調査を行った。潜航地点の断面を図11に示すが、斜面下部には褶曲した堆積物が認められるが、明らかに活断層と言えぬ証拠は見つからなかった¹⁹⁾。先述のようにこの海域は地震空白域とされており、石川（1994）は今後の地震発生の可能性の高い地域と指摘している。本潜航の目的は、最近の地震の痕跡が認められるか否かを実際に確認することであった。潜航調査はドルフィン-3Kの第384、第385事前調査と測深調査を参考にして、最も急な斜面の西側の水深585m地点に着底して、西から東へ向かって斜面を登っていった。上部陸棚斜面の水深289m地点で離底した（図12）。



「しんかい2000」第1039潜航、「ドルフィン3K」の第384、385潜航の航跡
 Fig. 12 Survey tracks of dive #1039 by "Shinkai 2000" and dives #384, 385 by "Dolphin 3K".

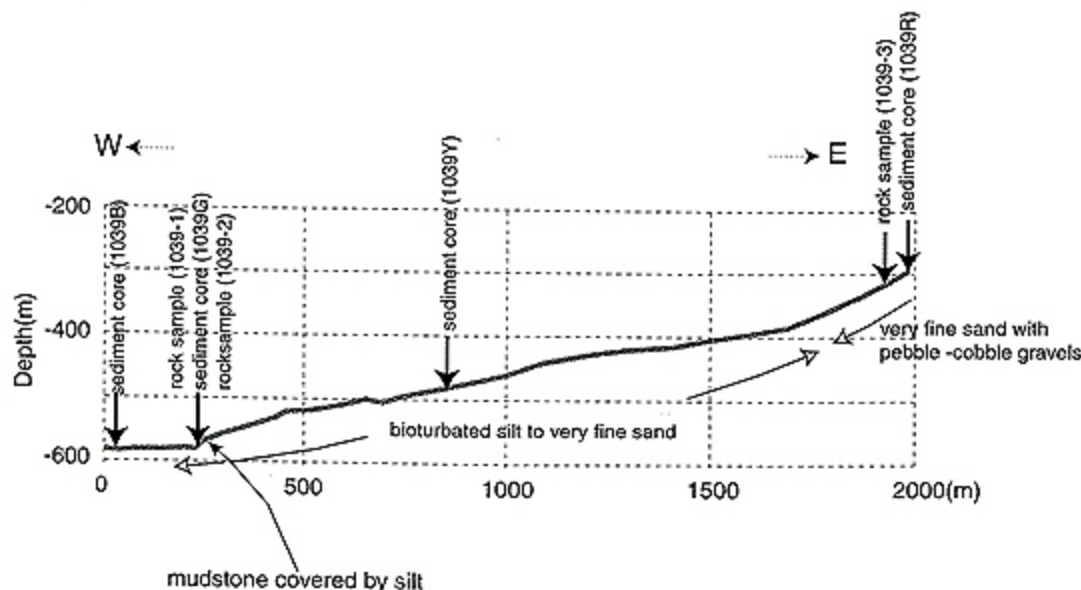


図13 「しんかい2000」第1039潜航による観察結果の断面表示

Fig. 13 Observations during dive #1039 by "Shinkai 2000" shown on a cross section.

着底点付近は斜面の傾斜が緩く(図13)、海底面を泥が覆っていた。生物や植物、生物痕が一様に認められた。着底点から東に水平距離約60m地点(45°34.016N, 140°51.419E, 水深585m)で柱状採泥(1039B)を行ったが、ほぼ一律な泥質な岩相を示し、他潜航地点で観察できたような岩片は存在していない(図14)。

着底点から東に水平距離約220m地点を過ぎると、斜面がやや急になりはじめる(図13)。急斜面でも細粒な砂や泥質な堆積物が海底面を覆っている。ウミシダ類の根元などには固結した泥岩が存在しているのを確認できた。45°34.048N, 140°51.578E, 水深579m地点(1039-1)及び、45°34.079N, 140°51.572E, 水深573m(1039-2)の2地点でこの泥岩試料を採取した。同試料の珪藻化石年代は、忍路海山の試料と同様の前期鮮新世(5.5-3.5Ma)にあたりと報告されている¹⁸⁾。試料採取地点付近が本潜航で最も傾斜が急であるが、急斜面においても新しい堆積物に覆われており、新しい時代に斜面の崩壊や露頭の形成がなかったと言える。

水平距離約450m地点からやや斜面が緩やかになり、水平距離約800m地点から再び傾斜が急になる。水平距離約900m地点(45°34.014N, 140°52.070E, 水深476m)で柱状採泥(1039Y)を行った。この地点でも細粒な砂や泥質な堆積物が海底面を覆っており、生物や生物痕が多数認められた。柱状試料の下部にはやや固めの泥岩が存在し(図14)、斜面では新しい堆積物が薄く覆っているだけであることがわかる。さらに斜面を登り、水平距離約1800m地点(水深約350m)を過ぎると、表層の堆積物には数cm径(最大のものは10cm以上)の円礫が混じる。岩石試料1039-3(45°33.988N, 140°52.867E, 水深313m)及びドルフィン-3Kの第384潜航の980814-1(45°33.991N, 140°53.145E, 水深237m)は表層堆積物中の礫を

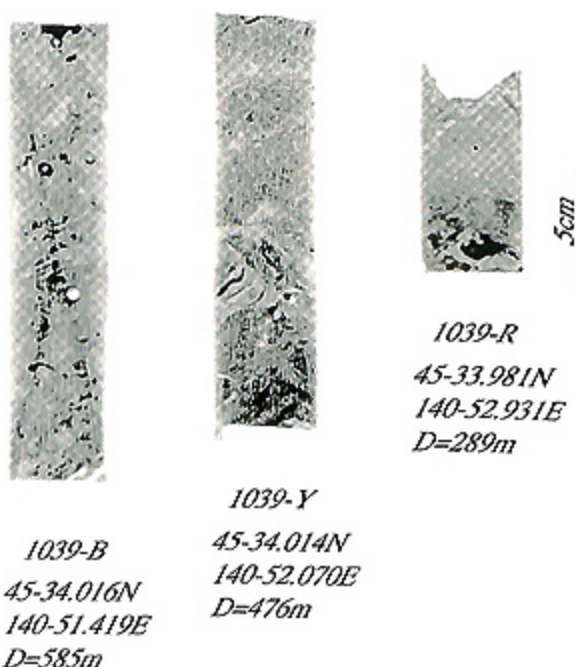


図14 「しんかい2000」第1039潜航によって得られた柱状堆積物試料のX線CTイメージ

Fig. 14 X ray CT images of sediment cores collected by dive #1039 of "Shinkai 2000".

採取した。離底の直前 (45° 33.981N, 140° 52.931E, 水深 289m) に柱状採泥 (1039R) を行った。この試料も 1039Y 同様に柱状試料の下部にはやや固めの泥岩が存在していた (図 14)。

今回の潜航調査や音波探査断面などを総合して考えると、本潜航地点においては、少なくとも前期鮮新世の堆積層が陸棚から陸棚斜面下に存在しているが、比較的、急斜面においても新しい堆積物がこれらの地層を覆っており、最近の斜面崩壊などの記録は認めることができない。このことは、礼文島西方に南北に延びる急崖の形成が鮮新世以降であるが、少なくとも最近百年の単位では地震が発生していないことを示している。

2.3 第 1040 潜航

実施日：1998 年 8 月 20 日

潜航地点：忍路海山南方の小海山

着底：10:38 44° 02.895' N, 139° 32.001' E 水深 1,594 m

離底：14:40 44° 02.948' N, 139° 30.971' E 水深 1,373 m

パイロット：大野 芳生、植木 博文

観察者：岡村行信

第 1040 潜航は忍路海山の南方の小海山で行った。反射断面によるとこの海山は緩やかな複背斜構造からなり、

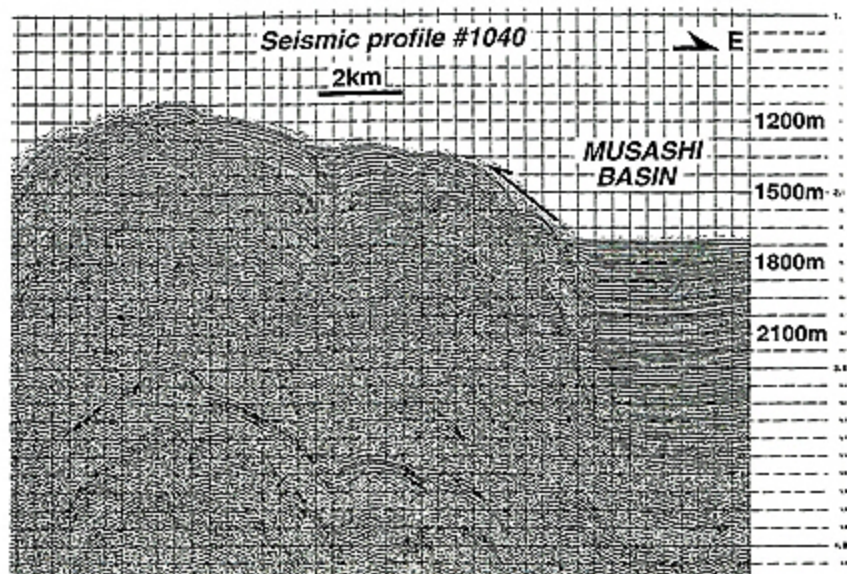


図 15 「しんかい 2000」 第 1040 潜航地点を横切る忍路海山南方の海山の反射断面

Fig. 15 Seismic profile of the seamount to the south of the Oshoro seamount acrossing the location of dive #1040 by "Shinkai 2000"

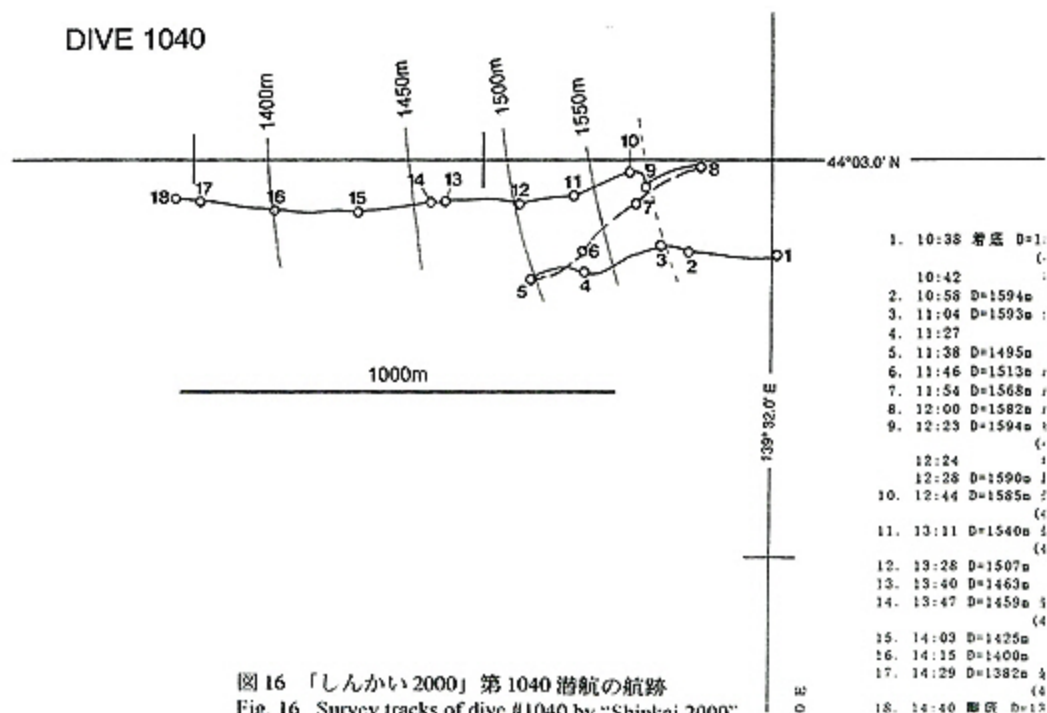


図 16 「しんかい 2000」 第 1040 潜航の航跡

Fig. 16 Survey tracks of dive #1040 by "Shinkai 2000"

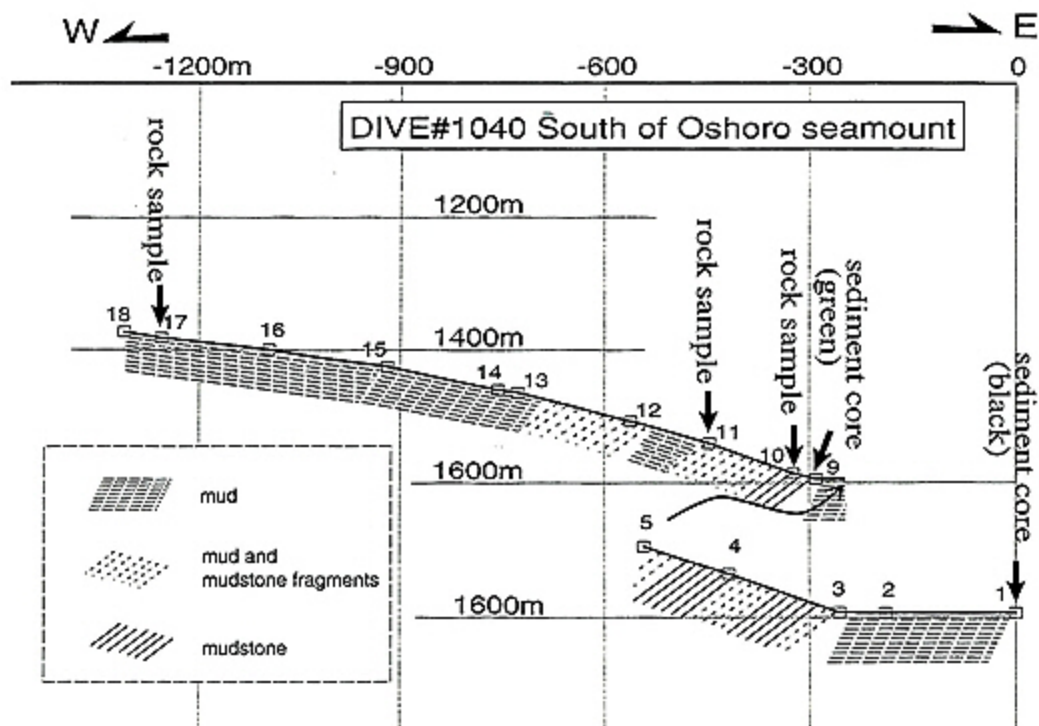


図17 「しんかい2000」第1040潜航による観察結果の断面表示
 Fig. 17 Observations by dive #1040 of "Shinkai 2000" shown on a cross section.

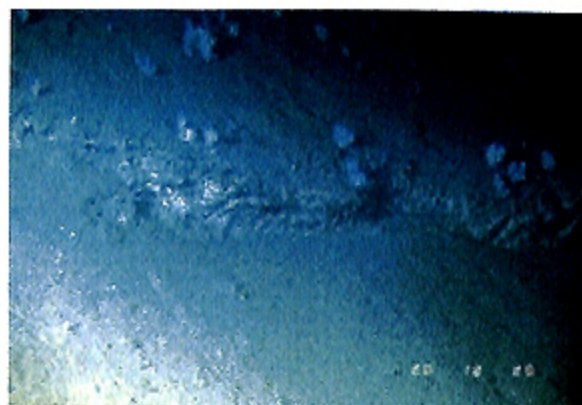


図18 泥岩露頭の写真
 Fig. 18 Sea-bottom photo of mudstone outcrop.

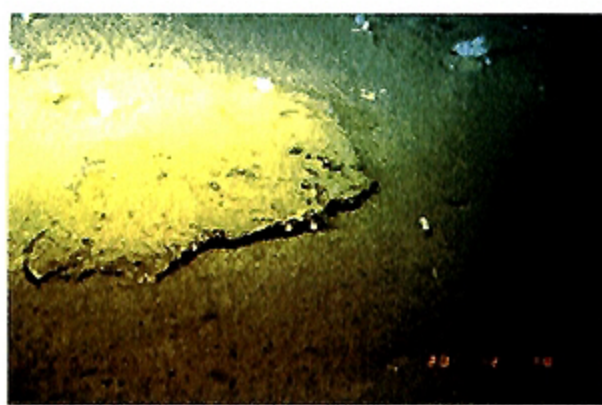


図19 泥岩ブロックの写真
 Fig. 19 Sea-bottom photo of mudstone block.

その東縁に顕著な断層が認められる(図15)。断層崖の地形的な落差は約350mと規模は小さいが、その直下の武蔵海盆の堆積物には、海底表層の堆積物を含む撓曲帯が形成されていて、最近もこの断層が活動的であることを示している。

潜航調査は断層崖の基底の平坦な海盆底に着底し、断層崖を東から西に登った。斜面の下部で泥岩の露頭が観察されたので、途中で1度引き返して、約200m北側でもう一度斜面の観察を行った(図16, 17)。

着底点は水深1,594mの泥に覆われた平坦な海底であった。そこから約300m西側に航走した地点で、斜面の基底に到着した。斜面は下部の約250-300mが最も傾斜

が大きく、それより上部で徐々に傾斜が緩やかになる。斜面下部では、泥質堆積物に薄く覆われた泥岩が所々で観察された(図18)。露頭の規模が小さく、大部分が新しい堆積物に覆われるため、泥岩の層理面や層序を明瞭に観察することはできなかったが、地層は緩やかに東側に傾斜していると考えられる。また、数十cm大の泥岩角礫が斜面上に散在している。これらの角礫の上にも泥質堆積物が薄く覆っていることが多い(図19)。この斜面下部の2カ所で採取した泥岩は、いずれも後期中新世(7.6-7.9Ma)の珪藻化石を含む¹⁸⁾。この年代は忍路海山の斜面で採取された泥岩よりも古く、この海山が忍路海山より古くから隆起している可能性も考えられる。また、

Shinkai 2000 dive#1040 '98.8.20
C-T scan image

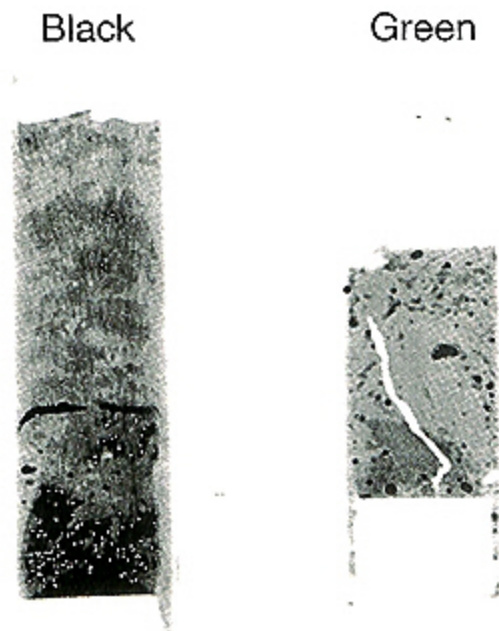


図20 「しんかい2000」第1040潜航によって得られた柱状堆積物試料のX線CTイメージ

Fig. 20 X ray CT image of sediment core collected by dive #1040 of "Shinkai 2000"

その斜面基部の泥質堆積物で覆われたところで採取した柱状コア(緑)は、小さな岩片を多数含んでおり(図20)、地滑り堆積物である可能性が高い。大規模な斜面崩壊など最近の地震を示す顕著な変動地形は観察できなかったが、泥岩層の露頭及びその付近に散在する板状の泥岩塊はごく薄く泥に覆われているだけであることから、比較的最近に地震が発生したと推定され、Satake(1986)¹⁴⁾の研究などから、1940年の積丹沖地震がそれに相当する可能性が高い。

2.4 第1041潜航

実施日: 1998年8月20日

潜航地点: 神威トラフ西縁

着底: 10:38 43° 38.935' N, 140° 00.081' E 水深
1,375 m

離底: 14:40 43° 39.174' N, 139° 58.736' E 水深
1,167 m

航走距離: 1,934 m

パイロット: 大野 芳生, 植木 博文

観察者: 岡村行信

第1041潜航は神威舟状海盆の西縁の小海嶺で行った。この海嶺はHatori(1969)¹³⁾の津波波源域に含まれるが、Satake(1986)¹⁴⁾の震源断層の外側に位置する。この海嶺より西側にも活断層が認められるが、背斜構造の規模はこの海嶺が大きいことから、潜航地点として選んだ。海嶺は東側が急傾斜する非対称な背斜構造で、全体が堆積物からなる(図21)。東側斜面の基底に逆断層が推定されるが、神威舟状海盆の表層付近の堆積物には撓曲帯は

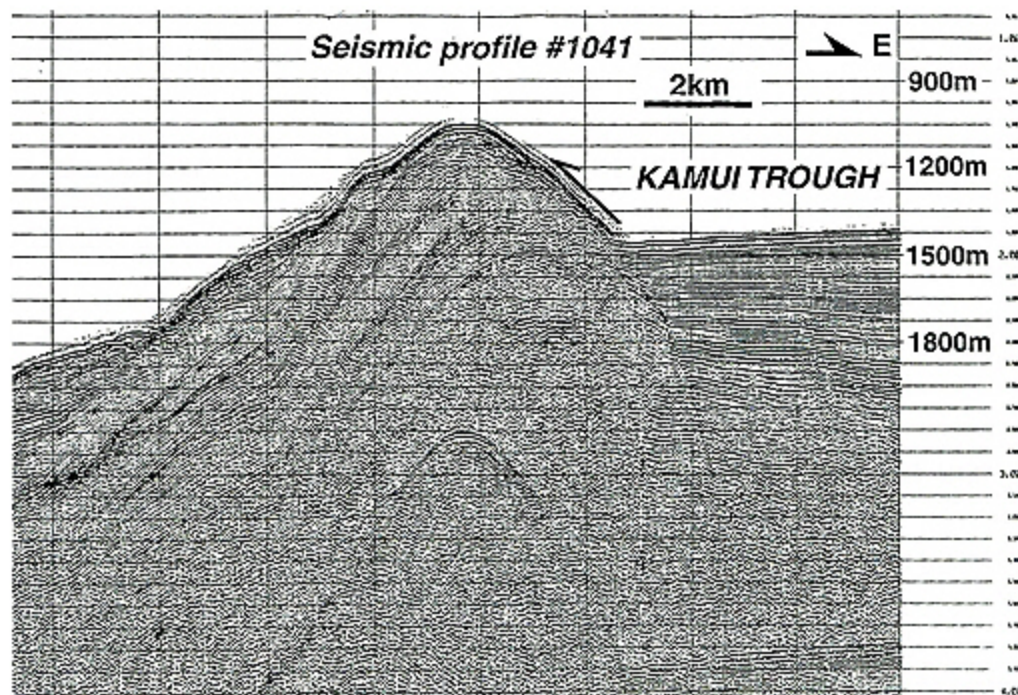


図21 「しんかい2000」第1041潜航地点を横切る神威舟状海盆西縁の海嶺の反射断面

Fig. 21 Seismic profile of the ridge at the western margin of the Kamui Trough acrossing the location of dive #1041 by "Shinkai 2000"

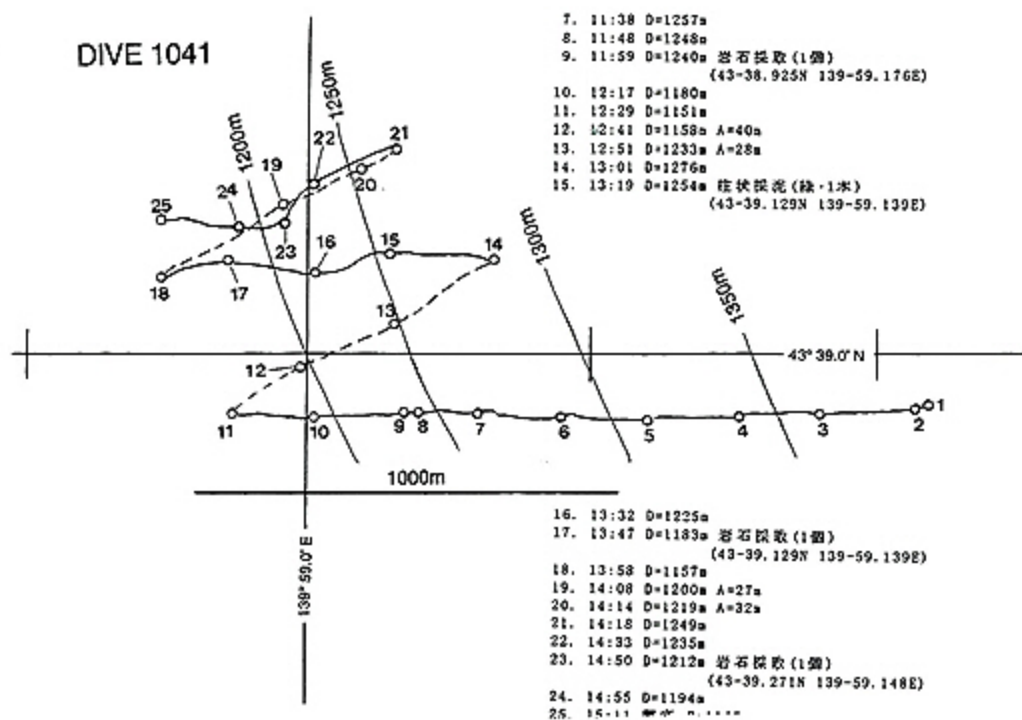


図22 「しんかい2000」第1041潜航の航跡
 Fig. 22 Survey tracks of dive #1041 of "Shinkai 2000"

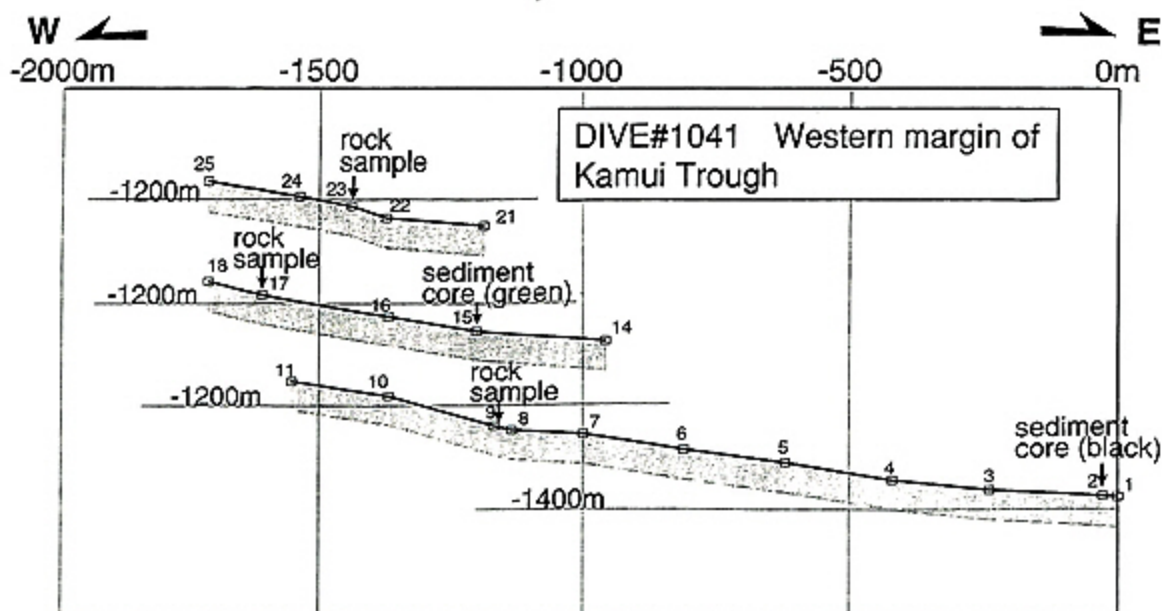


図23 「しんかい2000」第1041潜航による観察結果の断面表示
 Fig. 23 Observations by dive #1041 of "Shinkai 2000" shown on a cross section.

観察されない。

潜航調査は断層崖の基底の平坦な海盆底に着底し、断層崖を東から西に登った。前方ソナーの映像から斜面中部がより急傾斜で、断層や露岩の観察できる可能性が高いことから、斜面の上部まで登らず、途中で2度引き返して、3回にわたって斜面中部の観察を行った(図22)。

着底点は水深1,375mの泥に覆われた平坦な海底であった。そこから約400m西側に航走した地点付近から

斜面がはじまり、緩やかな斜面を約800m走ったところで傾斜がやや急になり、約200m連続した(図23)。その上では再び傾斜が緩くなる。傾斜が多少大きくなっても、斜面全体は泥質堆積物に広く覆われ、反射断面から期待されるような堆積岩の露頭は全く観察されず、最近の地震を示す地滑りや割れ目なども観察できなかった。斜面にはところどころを数十cm大の礫が泥質堆積物の上に乗っていることがあるが、それらは全て火成岩である。

反射断面では海嶺全体が堆積岩からなることから、火成岩礫は原地性ではないと考えられる。斜面の基部或いは中腹で採取した柱状採泥コアも、生物擾乱の著しい泥質堆積物からなり、地滑りや粗粒堆積物の混在は全く認められなかった(図24)。

Shinkai 2000 dive#1041 '98.8.22 C-T scan image

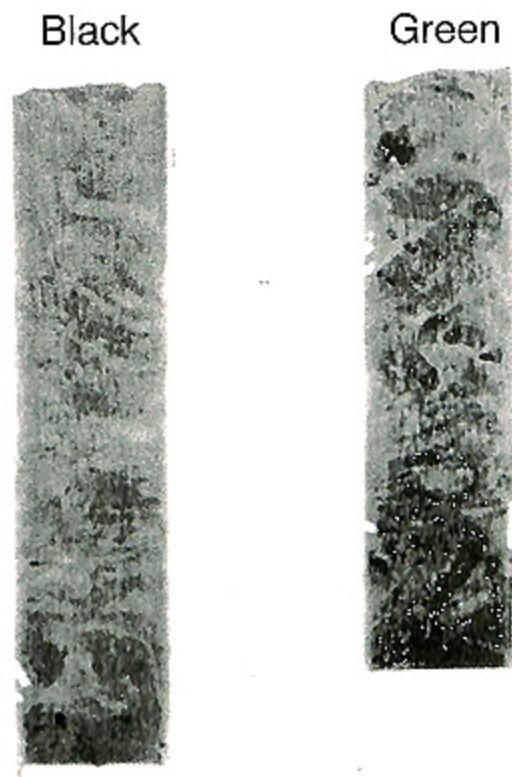


図24 「しんかい2000」第1041潜航によって得られた柱状堆積物試料のX線CTイメージ
Fig. 24 X ray CT image of sediment core collected by dive #1041 of "Shinkai 2000"

以上のことから、この潜航地点では最近の地震は発生していないことが推定される。

3. 議論

1940年積丹沖地震の震源域と周辺の活断層とを比較すると、忍路海山に伴う逆断層が地震に最も近い。第1038潜航では、震源に近い忍路海山東縁の断層崖を調査し、最近の斜面崩壊や地滑り堆積物を確認した。このことから、1940年積丹沖地震が忍路海山東縁の逆断層を震源断層とする可能性が高まった。また、忍路海山南方の海山での潜航でも最近の地滑りが認められ、1940年積丹沖地震に震源域がこの海山まで広がっていると推定された。さらに南方の神威海盆西縁の小海嶺では最近の地震の証拠は観察されなかった。この地点はHatori(1969)¹³⁾の津波波源域に含まれるが、Satake(1986)¹⁴⁾の震源断層

モデルの範囲外に位置することから、前者のモデルより後者のモデルが正しい可能性が高いと考えられる。しかしながら、この小海嶺の近くには神威海嶺や後志海山の東側の活断層などが知られており、それらも潜航調査する必要がある。

忍路海山に伴う断層は西傾斜で、海山からほぼ南に連続するのに対して、Satake(1986)¹⁴⁾の震源断層モデルは東傾斜で、海山から南南東に連続する。このように断層モデルと食い違う地質構造でも、実際に観測された地震波や津波が説明可能であるかどうか、今後の検討課題である。

忍路海山の北部にはその西縁に東傾斜の逆断層が発達している。この断層はHatori(1969)¹³⁾及びSatake(1986)¹⁴⁾のモデルの北側に位置している(第2図)。この断層が1940年積丹沖地震で活動していなければ、今後活動することも考えられ、最近の地震の有無を潜水調査によって確認する必要がある。

結 論

- ・第1038及び1040潜航によって、忍路海山とその南側の小海山に伴う断層崖で、斜面崩壊や地滑りが最近生じたことが明らかになった。
- ・1940年に発生した忍路海山を震源とする積丹沖地震が、潜航調査によって観察された斜面崩壊や地滑りの直接の原因であると推定される。
- ・第1041潜航地点では、斜面崩壊や地滑りの証拠は認められなかった。
- ・3つの潜航調査の結果から、1940年積丹沖地震は第1038及び1040潜航地点を含む、忍路海山に沿った逆断層の活動によって発生し、第1041潜航地点まで震源域は達していなかったと推定される。
- ・第1038及び1040潜航で斜面崩壊が観察されたことは、1940年積丹半島沖地震はゆっくりとした断層運動でなかった、ということを示している。
- ・礼文島西側斜面には最近地震が発生したような証拠は認められず、従来から指摘されている地震空白域である可能性が残された。

引用文献

- 1)中村一明, 日本海東縁新生海溝の可能性, 東大地震研究所報, 58, 711-722 (1983).
- 2)小林洋二, プレート「沈み込み」の始まり, 月刊地球, 5, 510-514 (1983).
- 3)岡村行信, 倉本真一, 佐藤幹夫, 日本海東縁海域の活構造およびその地震との関係, 地質調査所月報, 49, 1-18 (1998).
- 4)Tamaki, K. and E. Honza, Incipient subduction and obduction along the eastern margin of the Japan Sea, Tectonophysics, 119, 381-406, (1985).
- 5)Tanioka, Y., K. Satake, and L. Ruff, Total analysis of the 1993Hokkaido Nansei-oki earthquake using seismic wave, tsunami, and geodetic data, Geophys. Res. Lett.,

22, 9-12, (1995).

- 6) Ohtake, M., A seismic gap in the eastern margin of the Sea of Japan as inferred from the time-space distribution of past seismicity, *The Island Arc*, **4**, 156-165, (1995).
- 7) Fukao, Y. and Furumoto, M., Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, *Tectonophysics*, **26**, 247-266, (1975).
- 8) 気象庁, 改訂日本付近の主要地震の表(1926~1960年), 地震月報別冊, 109pp (1982).
- 9) Ichikawa, M., Reanalysis of mechanism of earthquakes which occurred inland near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968. *Geophys. Mag.*, **35**, 207-274, (1971).
- 10) Abe, K., Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **27**, 77-92, (1981).
- 11) 斉藤博英, 北海道西岸を襲ひし津浪, 北海道気象要報, **1**, 107-125 (1941).
- 12) 宮部直巳, 昭和15年8月2日日本海に起った津波, 東大地震研究所彙報, **19**, 104-114 (1941).
- 13) Hatori, T., A study of the wave source of tsunami generated off west Hokkaido on Aug. 2, 1940, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **47**, 1063-1072, (1969).
- 14) Satake, K., Re-examination of the 1940 Shakotan-oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **43**, 137-147, (1986).
- 15) 石川有三, 1996, 日本の地震空白域, パリティ7月号, 47-52.
- 16) 竹内 章ほか, 津波地震による海底地盤変動-1993年北海道南西沖地震震源域潜航調査-, JAMSTEC 深海研究, **12**, 65-81 (1996).
- 17) Takeuchi, A. and Shipboard Scientific Party of R/V Yokosuka. Japan Sea Cruise, Bottom response to a tsunami earthquake: Submersible observations in the epicenter area of the 1993 earthquake off southwestern Hokkaido, Sea of Japan, *Jour. Geophys. Res.*, **103**, 24109-24126, (1998).
- 18) 渡辺真人・岡村行信・荒井晃作・佐竹健治・池原 研, 日本海北部北海道沖で採取した試料の珪藻化石年代-潜水調査船しんかい2000と無人探査機ドルフィン3Kで採取した試料の年代決定-, 地質調査所研究資料集, (1998).
- 19) 荒井晃作・岡村行信・倉本真一, 留萌沖-天塩沖海域の海底地質構造, 平成10年度研究概要報告書, MG/99/1, 13-24 (1999).

(原稿受理: 1999年8月18日)