

北海道南西部、石狩低地東縁断層帯海域延長部における 高分解能音波探査

High resolution acoustic survey in the southern extension of the active fault along the eastern margin of the Ishikari lowland, southwest Hokkaido

内田康人^{1*}・興水健一¹

Yasuhito Uchida^{1*} and Ken'ichi Koshimizu¹

Abstract: Acoustic survey was carried out in the coastal area, southwest Hokkaido for the purpose of elucidating the distribution of the active fault, sea bottom materials and sedimentary structure to compile geological map of this area. We used high frequency sub-bottom profiler system (Chirp) and side scan sonar system, and obtained high resolution acoustic profile and sea bottom imagery of this area. We arranged the acoustic survey lines across the southern extension of the active fault, and the total length of the survey lines were about 200km. As a result of acoustic survey, some distinct flat reflections gently dipping to offshore were recognized on the acoustic profiles across the ridge which is comprised of coarse-grained deposits. It shows the ridge was never caused by active faulting and was rather formed by sedimentation.

Keywords: Acoustic survey, sub-bottom profiler, southwest Hokkaido, side scan sonar, active fault, Ishikari lowland

1. はじめに

これまで、主として我が国の陸域に存在する 110 の主要活断層帯に関しては、政府の地震調査研究推進本部が推進してきた調査観測結果に基づいて、発生する地震の規模・位置・長期的な発生時期や強震動評価が公表されてきた。その反面沿岸海域については、たとえば平成 19 年（2007 年）の新潟県中越沖地震のように被害を伴う地震が発生しているものの、地震調査観測の空白域となっていた。即ち、活断層帯が海域まで延長しているか否かといった、海域部分の情報については必ずしも詳細に把握できておらず、陸域部分と海域部分とが一体となって活動した場合、現時点で想定している規模よりも大きな地震となり、深刻な被害が生じる可能性がある。このため、主要活断層帯の海域延長部についての調査観測・分析が重要である。

このような背景のもと、(独)産業技術総合研究所(以下、産総研)は、沿岸域の活断層・地質調査研究として音波探査を主体とした地質構造調査を行っており、平成 22 年度からはその一環として「日高沖から勇払・石狩両平野にかけての沿岸域研究」を実施して

いる。これは、石狩平野東縁断層帯南部から勇払平野にかけて地表での活構造の分布、伏在活構造の分布と活動度、さらにそれが海域にどのようにつながるのかを解明する事業であるが、平成 24 年度には当該海域のシームレス地質図の作成に必要なデータ、及び海域活断層分布と活動性評価のための基本情報を収集することを目的として海底重力調査、採泥調査および音波探査を含めた海域の総合的な地質調査を実施した。

このうち音波探査ではブーマーを音源とするショートマルチチャンネル音波探査装置による中深部～深部構造探査(以下、ブーマーマルチ探査)を産総研が実施し、磁歪式の高分解能音波探査装置を用いた海底浅部の構造探査を(地独)北海道立総合研究機構地質研究所(以下、地質研)が担当した。

本報告では、地質研が実施した高分解能音波探査の概要と得られた結果について述べる。

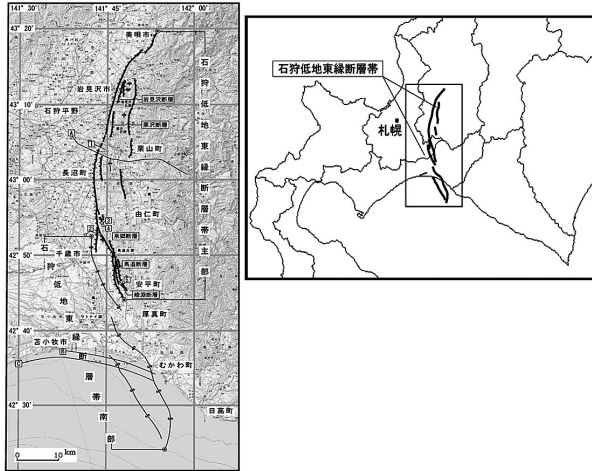
2. 石狩低地東縁断層帯長期評価の概要

石狩低地東縁断層帯は、その分布形態から石狩低地東縁断層帯主部と石狩低地東縁断層帯南部に区分さ

* Correspondence

¹(地独)北海道立総合研究機構地質研究所(HRO, Geological Survey of Hokkaido)

れ、本調査で対象とする断層帯南部は、千歳市から勇払郡安平町、苫小牧市、勇払郡厚真町を経て、沙流郡日高町沖合の海域に至る断層帯である。長さは 54km 以上と推定され、東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層である（第 1 図）。



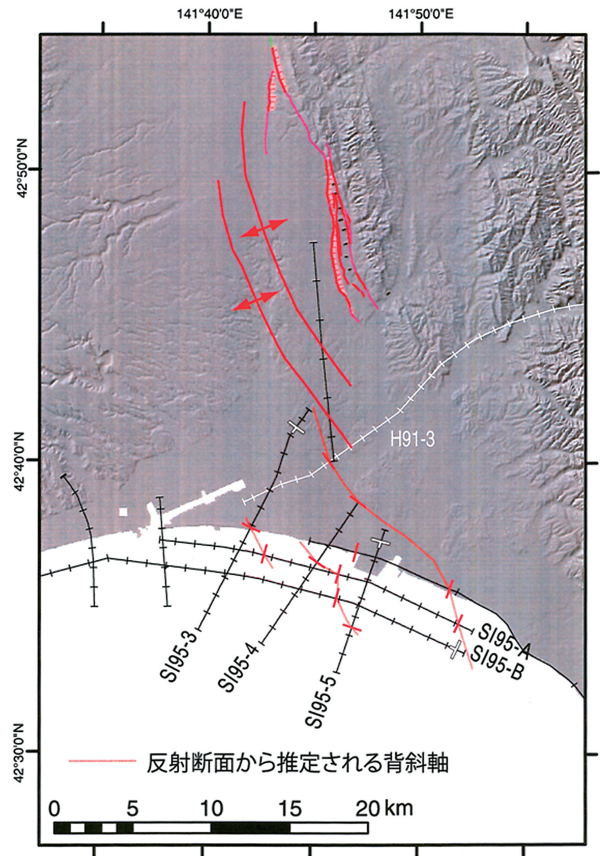
第 1 図 石狩低地東縁断層帯の位置（地震調査研究推進本部，2010 より）。

Fig.1 Location map of the active fault along the eastern margin of the Ishikari lowland (Headquarters for Earthquake Research Promotion, 2010).

断層帯南部の平均的な上下方向のずれの速度は、0.2 m/千年程度の可能性があり、最新活動時期を含めた最近の活動履歴については不明であるが、全体が 1 つの活動区間として活動した場合、M7.7 程度以上の地震が発生する可能性がある。その際、断層の近傍の地表面では、東側が西側に対して相対的に 4 m 程度以上高まる段差や撓みが生ずる可能性がある（地震調査研究推進本部，2010）。

また、本地域で実施した追加・補完調査結果（産業技術総合研究所，2007）によれば、陸域での反射断面から推定した活背斜構造の軸跡の分布（第 2 図）から、断層帯南部の背斜構造（平川・越後，2002；池田ほか，2002）はさらに南に延び、海域まで達している可能性が高い。ただし、第 2 図に示した測線 SI95-B 以南は海域での反射断面の分布がとぎれるため、その南限を正確に把握することは困難である。その他、特に海域部においては断層の有無・規模に関するデータは殆ど得られていない。またシームレス地質図作成に必要な海底地質や底質に関する情報も、海上保安庁による海の基本図の他には乏しい。

海上保安庁水路部（1982）によれば、陸域の海岸部で確認された二条の背斜構造の海域延長部には、それぞれ落差数 m 程度の直線状の崖地形と新第三系の



第 2 図 反射断面から推定される断層帯南部における背斜構造の分布（産業技術総合研究所，2007 より）。

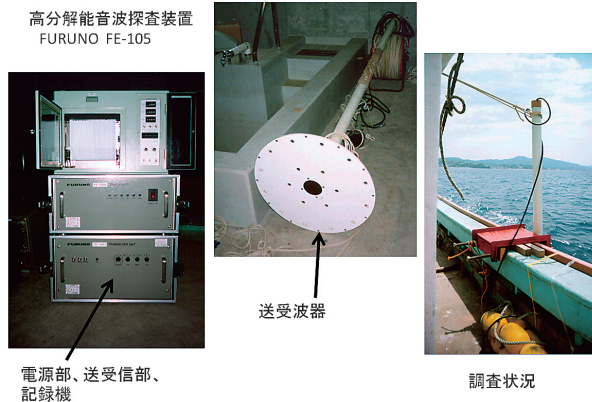
Fig.2 Distribution of the anticlinal axis around the present study area(AIST,2007).

分布域とが報告されており、等深線図にも苫小牧東港付近より NW - SE 方向に延びる顕著な崖状の地形が確認される。このため地震調査研究推進本部（2010）ではこれら二条の背斜構造が海域まで延長し、同断層帯による活構造であると解釈した。

3. 調査概要

調査は、2012 年 9 月 3 日から 9 月 7 日にかけて 5 日間実施した。内容は磁歪式音源のチャープ波パルス圧縮方式地層探査装置を用いた高分解能音波探査（古野電気製 FE-105 型）、及びデジタルサイドスキャンソナーを用いた海底面状況調査（米 Edge Tech 社製 MP-4200 型）からなる。地層探査装置標準パルスの周波数幅は 5.5 ～ 8.5 k Hz であり、水深や底質状況にもよるが泥質堆積物が分布する海域において、最大で海底下 20 ～ 30 m 程度までの高分解能の地層の状況を把握することが可能である（第 3 図）。さらに、調査時に船舶の動揺補正装置を採用することで記録の分解能を高め、海底表層部における堆積物の変位

や断層の分布をより正確かつ明瞭に把握することができる。記録出力の際には船舶動揺補正のほか、潮位・吃水に対する補正を行い、反射記録の深度変換に際しては、水中及び浅層堆積物中での音波速度をいずれも1,500m/秒と仮定した。



第3図 高分解能音波探査装置。
Fig.3 Acoustic instrument (high frequency sub-bottom profiler system) used for the survey.

デジタルサイドスキャンソナーは音波を左右に発信する発信体を舷側もしくは船尾から海中に沈めて曳航し、海底での音波の反射・散乱状況から広範囲の海底面状況を把握するものである。曳航体より海底に音波が達すると海底の凹凸や底質の違いにより反射波の強度や散乱が異なり、それを濃淡の差として逐次出力することで、あたかも航空写真を撮影するように海底面

の情報を得ることができる。本装置は水深や調査目的により100 kHzおよび400 kHzの2種類の周波数によるオペレーションが選択可能で、フルスペクトラムチャープ方式により従来の機種よりも高解像度で海底状況を把握できる(第4図)。最大探査幅は水深に依存するが調査船の両舷それぞれ400 m程度までが探査可能である。

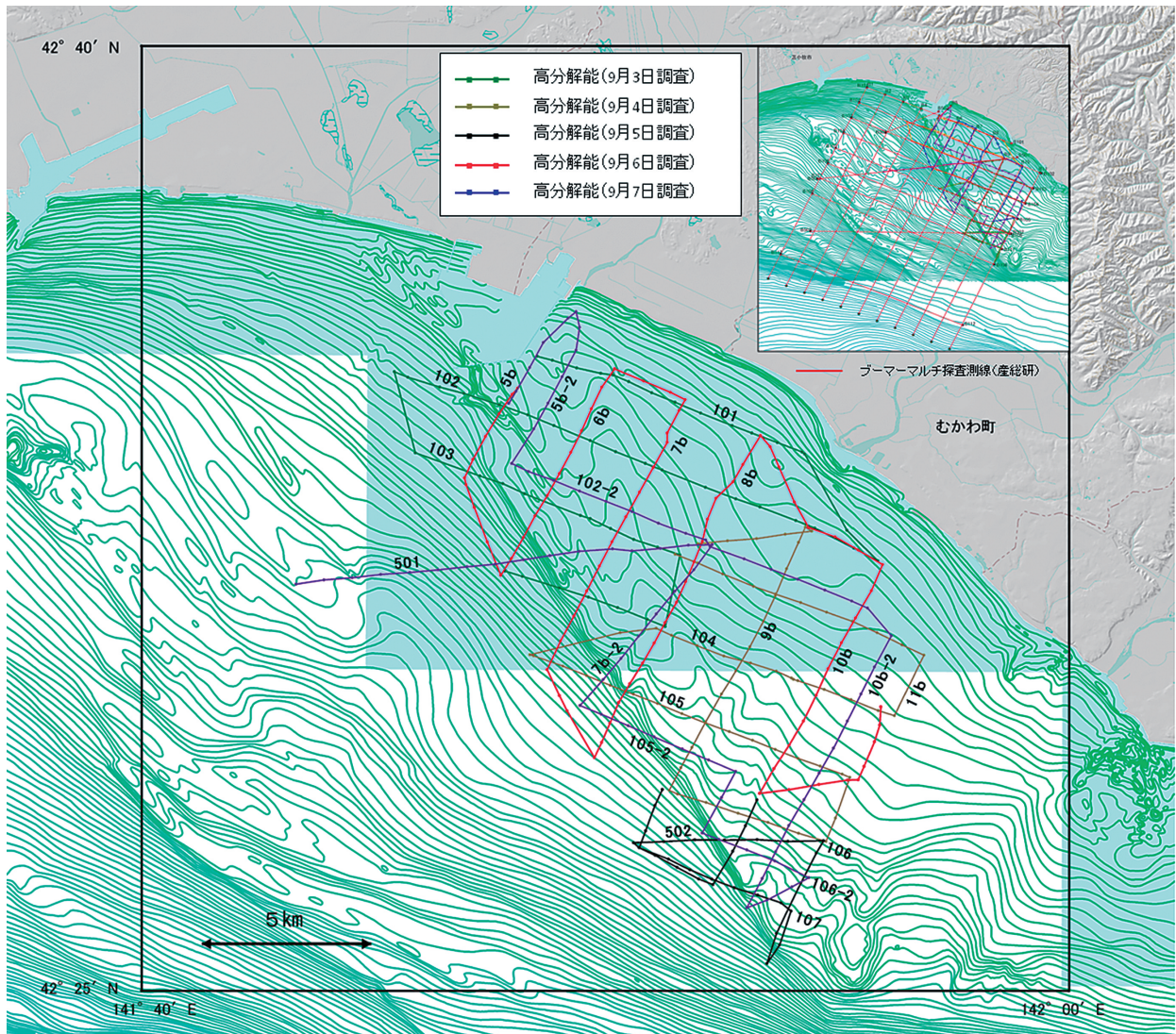
第5図に今回の音波探査・底質分布調査測線の位置を示す。高分解能音波探査測線は、基本的に先行して実施された産総研によるブーマーマルチ探査測線と同一測線上とした。しかしながら調査可能な測線の総延長が限られているため、既存資料による陸域断層の一般走向および海域にみられる崖地形、および柱状採泥実施点を考慮し、ブーマーマルチ探査測線のうち海底の崖地形を横断する部分の16測線と、それらの間を補間する6測線の合計22測線で調査を実施した。音波探査測線の総延長は約201kmである。

4. 調査海域および周辺の地形・地質・底質

本調査域の陸側は、北海道を主部—南西部に分ける石狩低地(札幌・苫小牧低地帯)の南部にあたり、太平洋に面している。陸域地形は、標高20 m以下の沖積低地が主体であり、勇払川・安平川・厚真川・鶴川等河川の氾濫原と湿原、およびその前面の砂丘等によって構成されている。



第4図 デジタルサイドスキャンソナー装置。
Fig.4 Acoustic instrument (digital side scan sonar system) used for the survey.



第 5 図 高分解能音波調査測線およびブーマーマルチ調査測線（広域図）。図中の等深線は 1m 間隔。

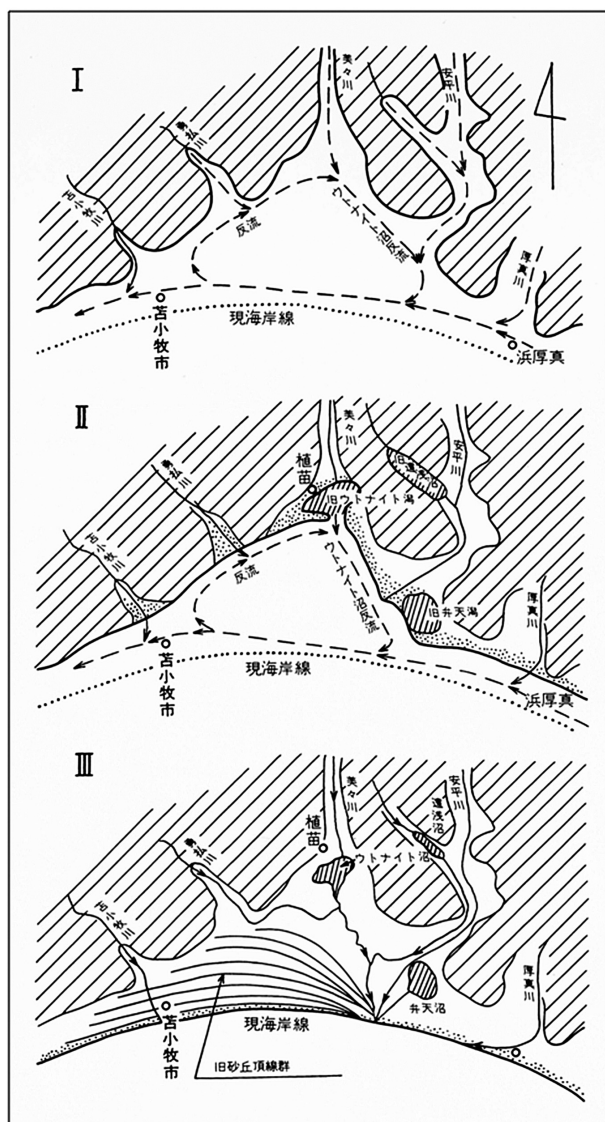
Fig.5 Map showing high resolution acoustic survey and contour lines. Inset map shows survey area and lines by using boomer with multi-channel streamer.

砂丘は、むかわ付近では海岸に平行して 1～2 列、苦小牧の東側では海岸線に沿うように数列以上が確認され、特に後者は勇払付近に始まって沼の端付近の内陸部までの勇払原野に、第 6 図（曾屋・佐藤，1980）に示す形成過程で発達したものと考えられている。その結果勇払川はこれらの砂丘群によって流路を妨げられる形で、背後を迂回するように太平洋に注いでいる。

勇払原野の東側背後は、台地を経て丘陵地が広がり、西側背後は台地を経て樽前火山の山麓になっている。台地は、樽前・恵庭火山等の火山噴出物や段丘堆積物で覆われており、末端部ではこれらの下位の支笏火山噴出物も露出する。これらの上面には数段の段丘面が認められる。また、勇払原野東側背後の丘陵地には新第三系の堆積岩類（崩別層等）が分布している。海域の海底地形は、いわゆる陸棚が大部分を占めることか

らも概ね単調であるが、苦小牧東港付近より NW－SE 方向に約 8km にわたって延びる連続性の良い顕著な崖状の地形（以下、崖地形 1）が特徴的である。その他の部分はむかわ沖にわずかに分布する岩礁地形を除いて、平坦面が殆どを占める（海上保安庁水路部，1982）。

第 7 図に本調査海域の底質分布図（海上保安庁水路部，1982）を調査測線と重ねたものを示す。底質分布は砂質堆積物が優勢で大半の部分を含め、概ね海底地形と同様に NW－SE 方向の帯状の分布形態を示す。苦小牧西港の前面および勇払から鶴川にかけての前面海域に、部分的に砂泥～泥質堆積物が分布する。礫質堆積物は苦小牧東港前面海域から帯状に SE 方向に延びるものと、沙流川河口付近にみられる岩礁域を取り囲むように分布するものと 2ヶ所に大別される。



第6図 勇払原野の縄文海進期以降の地形発達史 (曾屋・佐藤, 1980).
 Fig.6 Historical development of landform around the Yu-futsu Moor since Holocene glacial retreat (Soya and Satoh,1980).

5. 調査結果

5.1 高分解能音波探査結果の概要

本調査で実施した高分解能音波探査では、海底底質が砂質～礫質堆積物の分布域が大部分を占めていたにもかかわらず、最大で海底下15m程度までの堆積構造を確認することができた。得られた反射記録断面は、その分布域、深度や反射パターンから以下の4つに大きく区分される。

(1) A0-1層：ほぼ崖地形1に相当し、2～3km程度の幅をもって、比高数mの高まりとして分布し、層厚は厚い所で7～8mに達する。その内部はやや

白っぽく抜ける音響パターンを示すが、場所によっては数枚の内部反射面が確認されるところもある。下位の層とは強い反射面で明瞭に区分され、境界面は一部の測線を除いて、平坦で直線的な形状を示す。

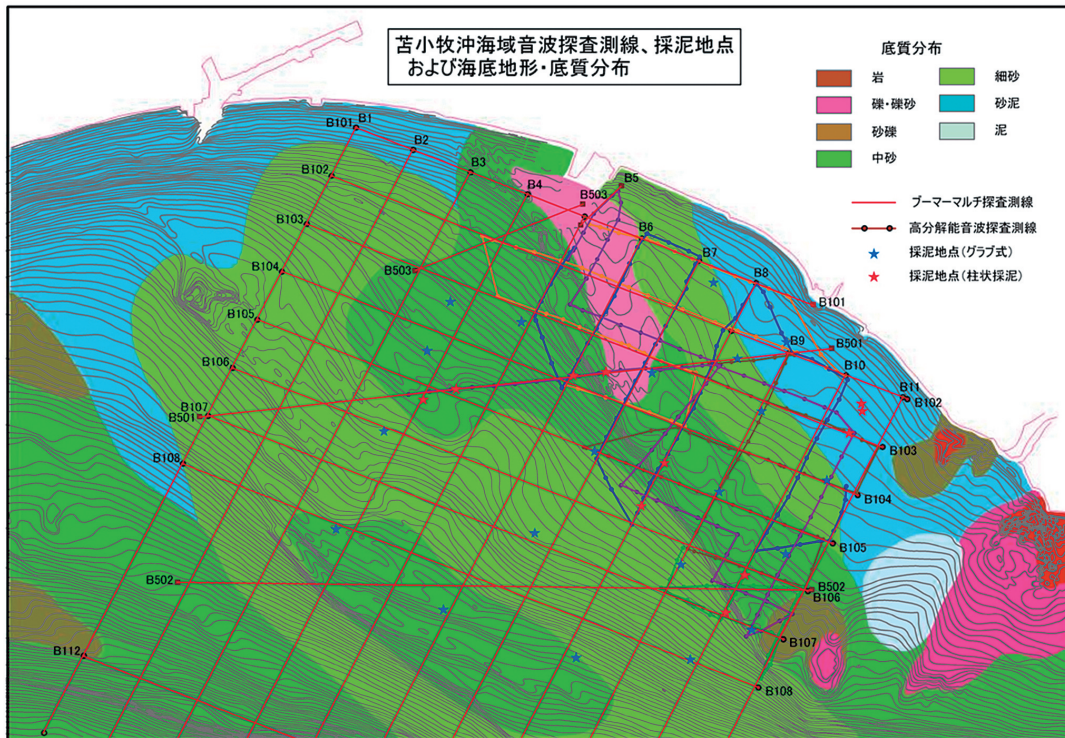
(2) A0-2層：内部にコントラストの強い明瞭な反射面が認められる層で、主として崖地形1より岸側の、苫小牧東港～鷓川にかけての前面海域からほぼ南側に分布する。下位層の凹地や谷地形を埋積しており、その分布域は南側ほど狭くなり106測線以南および10b測線以東には存在しない。層厚は最大で10m程度に達する。内部反射面は平行に近いが下位層との境界面とは斜交しており不整合となっていることが確認される。

(3) A0-3層：内部は黒っぽい縞状の反射パターンを示し、やや不明瞭ではあるが傾斜した内部反射面が確認される。分布範囲は調査域北東側の鷓川河口前面の一部に限られており、A0-2層と同様に下位層の凹地を埋積している。

(4) A1層：内部反射面が殆ど認められない層であり、今回の高分解能音波探査において音響的基盤となる層である。ほぼ調査域全体にわたって存在し、その上面はA0-1層やA0-2層との境界では凹凸した侵食面の形状を呈する。

以上の4つに区分された層を代表的な記録断面図上に示し(第8図)、またその平面的な分布状況を第9図に示す。

陸域の海岸部で確認された背斜構造の海域延長部に相当する崖地形1は、もしこれが石狩低地東縁断層帯南部の活動に起因するものであるならば、その深部に断層構造や累積する変位や変形、撓曲地形などが確認される筈である。しかしながら第8図の103測線記録断面において、該当する場所の海底下の反射面は沖側に緩やかに傾斜しているもののほとんど平坦で、過去の断層活動を示唆するような構造は見出せなかった。崖地形1を横断する他の測線においても同様の傾向が確認された。また、産総研により行われたブーマーマルチ探査記録断面においても、本調査よりもさらに深部までの堆積構造が得られているが、反射面に断層や褶曲を表す変形等の存在は認められない(佐藤ほか, 2013)。このことから、これまで地震調査研究推進本部(2010)等で背斜構造の海域延長を表しているとしてきた崖地形1は、その供給源や形成過程は明らかではないものの、構造的なものではなく堆積作用により形成されたと考えられる。



第 7 図 調査海域の底質分布状況 .

Fig.7 Map showing distribution of bottom materials (after Maritime Safety Agency,1982) and survey lines in and around the present study area.

5.2 海底底質分布状況調査結果の概要

高分解能音波探査と同時に実施したサイドスキャンソナー調査により、測線を中心として概ね左右 300m 程度の範囲の海底状況を把握することができた。第 10 図に、特徴的な記録が得られた調査域南部の海底面状況図（モザイク図）を示す。図中で NW - SE 方向に延びる崖地形 1 を挟んで、沖側(南西側)と岸側(北東側)とで海底の状況が明瞭に異なっていることがわかる。沖側では音波の反射や散乱状況が大きく変わっており、海底面は殆ど一様に平坦に近い地形となっていることを表している。これに対して陸側では、鶴川沖合海域にはほぼ東西方向のトレンドを持った、波長 100 ~ 200m 程度の平行な縞模様や、不均質なパターンを示したパッチ上の模様が数多く認められた。

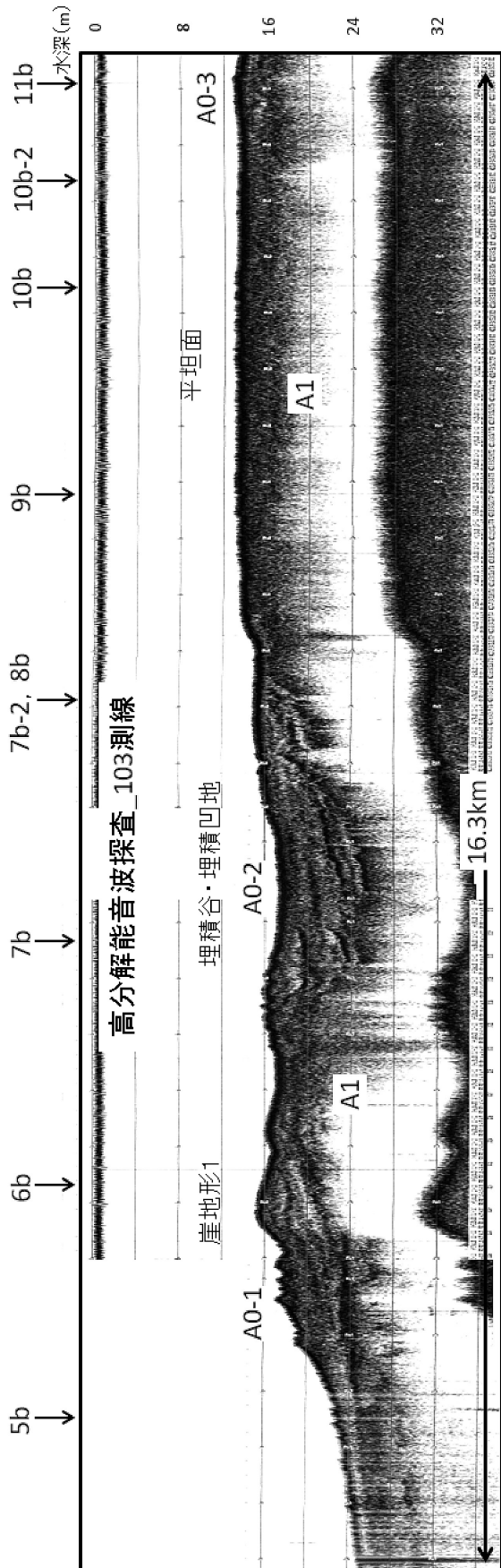
平行な縞模様は細砂～中砂の分布域とほぼ重なり、高分解能音波探査の記録からは海底地形に顕著な凹凸はみられないことから、底質分布図には反映されていない規模の部分的な粒度の違いがコントラストとなって表れているものと考えられる。一方、不均質なパッチ状の模様の分布は崖地形 1 付近に限られ、該当する高分解能音波探査記録上で海底面に起伏がみられる範囲に重なっており、時期は不明であるが堆積作用による崖地形の形成に関連している可能性がある。

6. まとめ

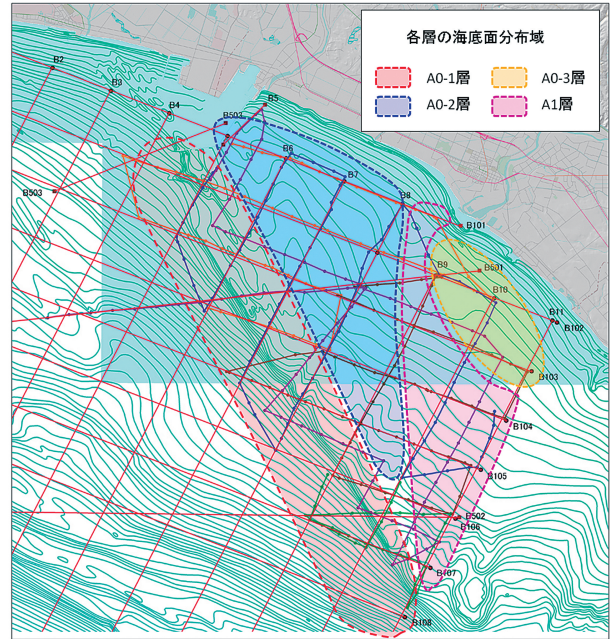
2012 年 9 月に苦小牧沖海域にて実施した高分解能音波探査およびサイドスキャンソナー調査により、石狩低地東縁断層帯南部の海域延長部の地質・底質情報を取得した。高分解能音波探査からは該当海域の浅部堆積構造を 4 つに区別することができ、これまで陸域の褶曲軸の延長とみられていた海域崖地形の形成が構造的なものではなく、堆積作用によるものであることが新たにわかった。また、サイドスキャンソナーによる海底面調査では、底質分布図に表れていない細かい底質の相違が一定の傾向で並んでいることや、崖地形付近に不規則な海底地形の起伏が多数存在していることが判明した。今後、ブーマーマルチ探査による深部堆積構造や、重力探査結果、さらに柱状試料の年代測定結果等と併せることで、本海域でのより詳細な地質層序を確立するとともに、断層や褶曲などの活動度に関する新たな見解が得られる可能性がある。

文献

平川一臣・越後智雄 (2002) 石狩低地帯南部・馬追丘陵西縁の伏在活構造に関わる地形の変形, 活



第8図 高分解能音波探査記録断面の一例(103測線).
Fig.8 Acoustic profile of Line 103 by sub-bottom profiler.



第9図 A0-1～A1各層の平面的な分布状況.
Fig.9 Distribution of newly identified sedimentary structures classified in four type, A0-1, A0-2, A0-3, and A1.

断層研究, 22, 63-66.

池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 編(2002)「第四紀逆断層アトラス」. 東京大学出版会, 254p.

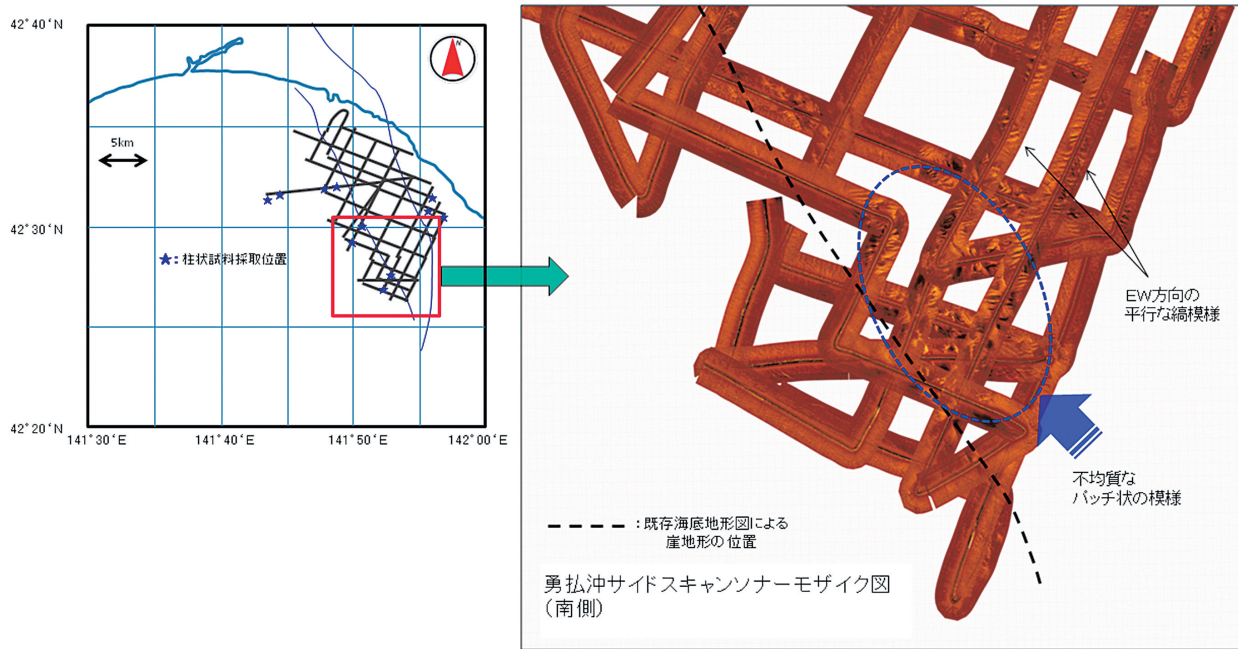
地震調査研究推進本部地震調査委員会(2010)石狩低地東縁断層帯の評価(一部改訂). 34p.

海上保安庁水路部(1982)5万分の1沿岸の海の基本図「苫小牧東部」. 海図第6374号.

産業技術総合研究所(2007)石狩低地東縁断層帯の活動性および活動履歴調査「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, H18-8, 35p.

佐藤智之・内田康人・興水健一・岡村行信(2013)石狩低地東縁断層帯南部の反射法音波探査; 崖と背斜. 日本堆積学会2013年千葉大会講演要旨集, 51-52.

曾屋龍典・佐藤博之(1980)5万分の1図幅「千歳地域の地質」. 地質調査所.



第 10 図 サイドスキャンソナー調査による調査域南部の海底面状況 (モザイク図).

Fig.10 High resolution imagery of sea floor in southern area of the survey obtained by digital side scan sonar.