

## 勇払平野沿岸域における反射法音波探査結果概要

### Preliminary results of the seismic reflection survey in the coastal sea area, southwestern Hokkaido, Japan

佐藤智之<sup>1\*</sup>

Tomoyuki Sato<sup>1\*</sup>

**Abstract:** High resolution seismic reflection survey was conducted in the coastal sea area, southwestern Hokkaido to compile geological map. We obtained seismic sections, 670 km in total length with a boomer and multi-channel (12 and 24 channel) streamer. As a result, four unconformities and five sedimentary sequences were recognized. These sequences indicate the cyclic transgressions and regressions due to the glacial cycle.

**Keywords:** seismic reflection survey, Quaternary, delta, shelf, Hokkaido

#### 1. はじめに

産業技術総合研究所では陸上地質図と海洋地質図とを作成しているが、沿岸域は地質情報が空白域になりがちであった。それは陸上のように露頭踏査ができず、調査船で調査しようにも調査機器を装備した通常の調査船では大型過ぎて調査しにくい、というように陸からも海からもアプローチしにくいからである。その空白域の地質情報を整備するために 2008 年から沿岸域の地質構造調査が開始され、これまで石川県能登半島沿岸（岡村ほか, 2009), 新潟県北部沿岸（井上・岡村, 2010), 福岡県北部沿岸（松本・岡村, 2011）と継続してきた。2012 年度は北海道南西部, 石狩低地帯の南部にあたる勇払平野の沿岸が対象である。

勇払平野の沿岸には石狩低地東縁断層帯南部が陸上から延長している（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2010）とされている。しかし活構造が直接確認されているのは陸域と海岸すぐ近くのみ（産業技術総合研究所, 2007）であり、それより沖では詳細に調査された海底地形（海上保安庁水路部, 1982）を元にその延長が推定されているにとどまっておき、地下構造の詳細はそれほど明らかではなく、南端についてもわかっていない。

本研究の目的は小型船に搭載したブーマーを用いて

反射法音波探査を行い、空白域であった沿岸域の地質情報を整備することである。最終的には陸上から沖合いまで連続的になった地質情報からより広域の地史や断層帯について明らかにすることを目指している。本報告では反射法音波探査結果の概要をまとめ、本海域の地質層序とその特徴について述べる。

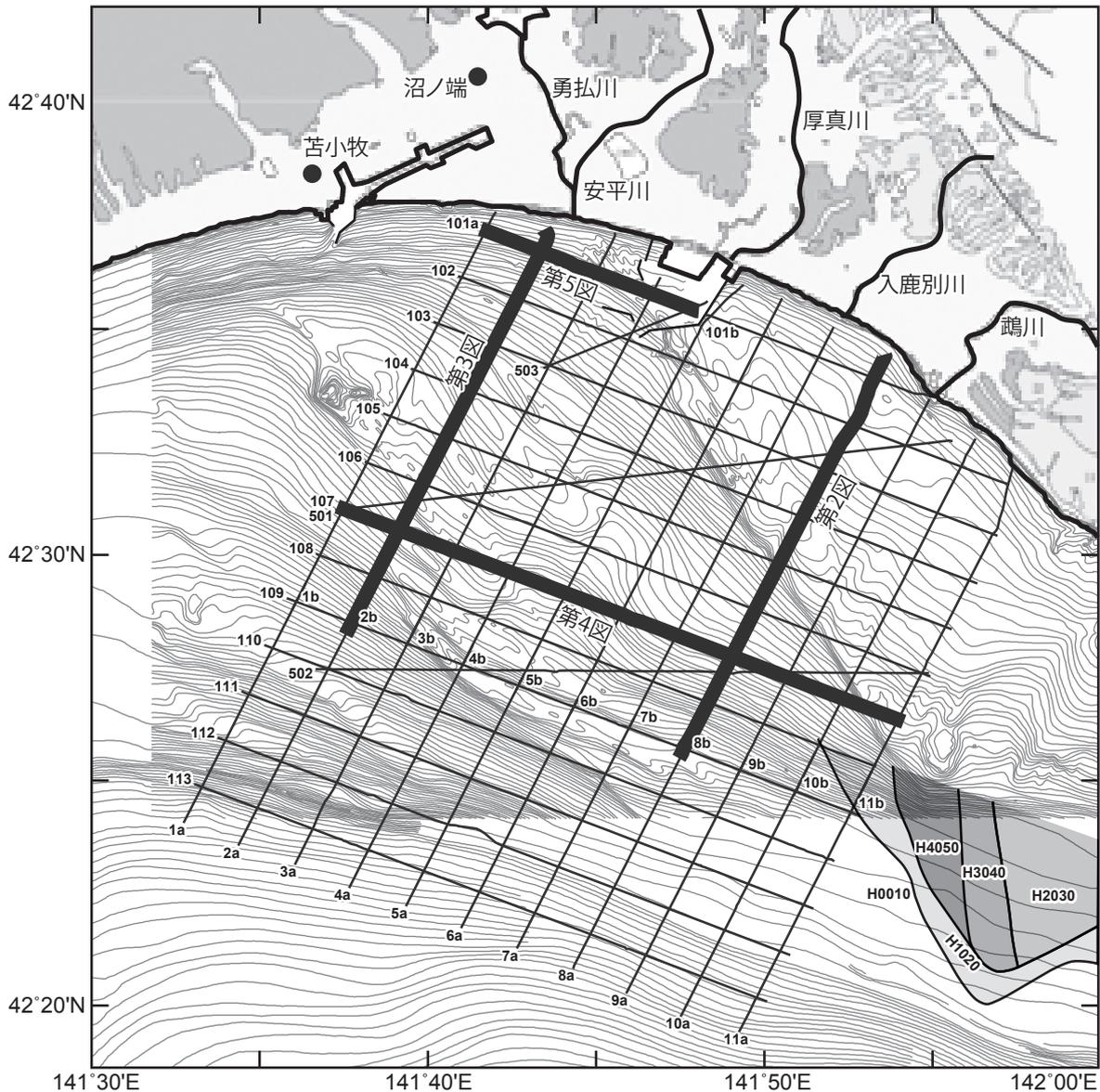
#### 2. 地域概説

調査海域は勇払平野の沿岸部である（第 1 図）。本海域の海底面は全体的な傾向として南に傾斜し徐々に深くなるが沖合い 25km 程度に陸棚斜面があり、ここで水深 120m 程度から急激に深くなる。また、安平川河口付近から南東へ向かって南西に面した崖が延びている。この崖地形は地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010）によって石狩低地東縁断層帯南部の延長とみなされている構造である。

隣接する勇払平野はその地形から二分され、安平川河口と沼ノ端を繋ぐ線より東側は低湿地帯であるのに対し、西側では浜堤列平野である。この浜堤列は金森（1959）によって「波状地形」として議論されており、海岸近くでは海岸線に平行だが内陸部に向かって方向が徐々に変化し最奥のものは北西南東に延びている。平野全体の発達過程についてはボーリング資料に基づ

\* Correspondence

<sup>1</sup> 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門（AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation）



第 1 図 測線図。太線は反射断面図の位置を示す。海底地形は海上保安庁水路部（1982）、地質分布は辻野・井上（2012）による。  
 Fig.1 Survey lines. Broad lines represent the positions of the seismic sections. Geological distribution in the ocean is according to TuZino and Inoue (2012).

いて池田ほか（1995）によって明らかにされている。それによれば、最終氷期以降の海水準上昇に伴って海進が進み現勇払平野域へ海が浸入し、約 6,000 年前頃に最奥の浜堤が形成され、その後海退が進行して浜堤より西側は浜堤列が前進して浜堤列平野となり、東側は陸地化したものの低湿地帯となった。最奥の浜堤と海底の崖地形が安平川河口付近で連続し、延びの方向も似ていることから、この崖地形が沈水した浜堤である可能性も指摘されてきている（茂木，1964）。

### 3. 調査方法

本研究の反射法音波探査は 2012 年 8 月 8 日から 8 月 26 日にかけて行った。水深に応じてチャンネル数

や発振間隔などの調査仕様を浅部用と深部用とで変えており、以下にそれぞれについて記載する。発振装置はブーマーを用い、出力は 200 J と 300 J である。受波用のストリーマケーブルのチャンネル数は 12 と 24、チャンネル間隔は 2.5m と 3.25m であり、発振間隔はチャンネル間隔と同一である。収録長は 0.4sec を基本として水深に合わせて適宜調節しサンプリングレートは 0.125msec とした。

デジタル信号として受波した信号はオープンソフトウェアである Seismic Unix を用いて以下のように処理を行った。まず直達波のミュート、バンドパスフィルタリング、ゲイン補償、予測誤差フィルタリングを行った。その後、海底面を自動認定し、水深の移動平均を求めてそこからのずれを除去することで波浪によ

る上下揺動の除去を行った。そのため起伏の高周波成分（波長数 m 以下）は残されていない。波浪除去した後、速度解析と NMO 補正を行って重合し、再び予測誤差フィルタリングとバンドパスフィルタリング、ゲインの正規化を行った。2.5m と 3.25m でスーパーギャザーを作成して重合数は 12 と 24 とした。処理後のデータは SEG-Y 形式、位置情報は重合後の共通反射点位置について ASCII 形式で出力した。バンドパスフィルタの周波数などはブーマーの出力や調査結果ごとのノイズレベルに合わせて適宜調整した。

調査測線は陸棚斜面の走向に平行な方向と直交する方向に設定し、調査中に結果概略から地下構造に直交する測線を 3 本追加した。総測線長はおよそ 670km である（第 1 図）。各調査測線は調査工程、海況のために複数回に分けて観測を行った場合もあるが、その場合は重合後の共通反射点の位置を基準につなげ合わせて一つのデータとし、一連の断面として扱った。その場合は潮位や波浪条件が異なるために継ぎ目で深度方向のずれが生じたり、ノイズレベルが異なっている場合もある。

#### 4. 観測結果

本海域の地下構造は 4 枚の不整合で境される堆積シーケンスとそれを削り込む南北に伸びるチャンネルで特徴付けられ、それらが南北に伸びる背斜構造によって変形を被っている（第 2 図、第 3 図、第 4 図、第 5 図）。本報告書では、不整合を上位から不整合 A、不整合 B、不整合 C、不整合 D とし、海底面とそれら不整合とに挟まれる堆積シーケンスを上位から堆積層 1、堆積層 2、堆積層 3、堆積層 4、堆積層 5 と仮に命名する。これら堆積層は概ね南北に伸びる背斜構造を示しており、その軸は調査海域の中央と東端付近とに位置する。本海域の大部分ではこれら堆積シーケンスより下位の構造は反射波が弱い、あるいは海底面の多重反射と重なってしまい確認できず、いわゆる音響基盤を認定することはできない。以下に堆積層の特徴を下位から記載する。

堆積層 5 は調査海域の南西部を除く海域に分布する。下限不明だが 100msec（往復走時；音速 1,500m/sec とすれば約 75m）を越えている地点も確認できる。海底面に露出している地点はほとんど認められない。内部反射面は主に沖側に傾斜し最上位では上面の不整合と平行である（第 2 図、第 4 図）。デル

タサクセッションのフォアセットとトップセットに相当する構造（Gani and Bhattacharya, 2005）と考えられる。

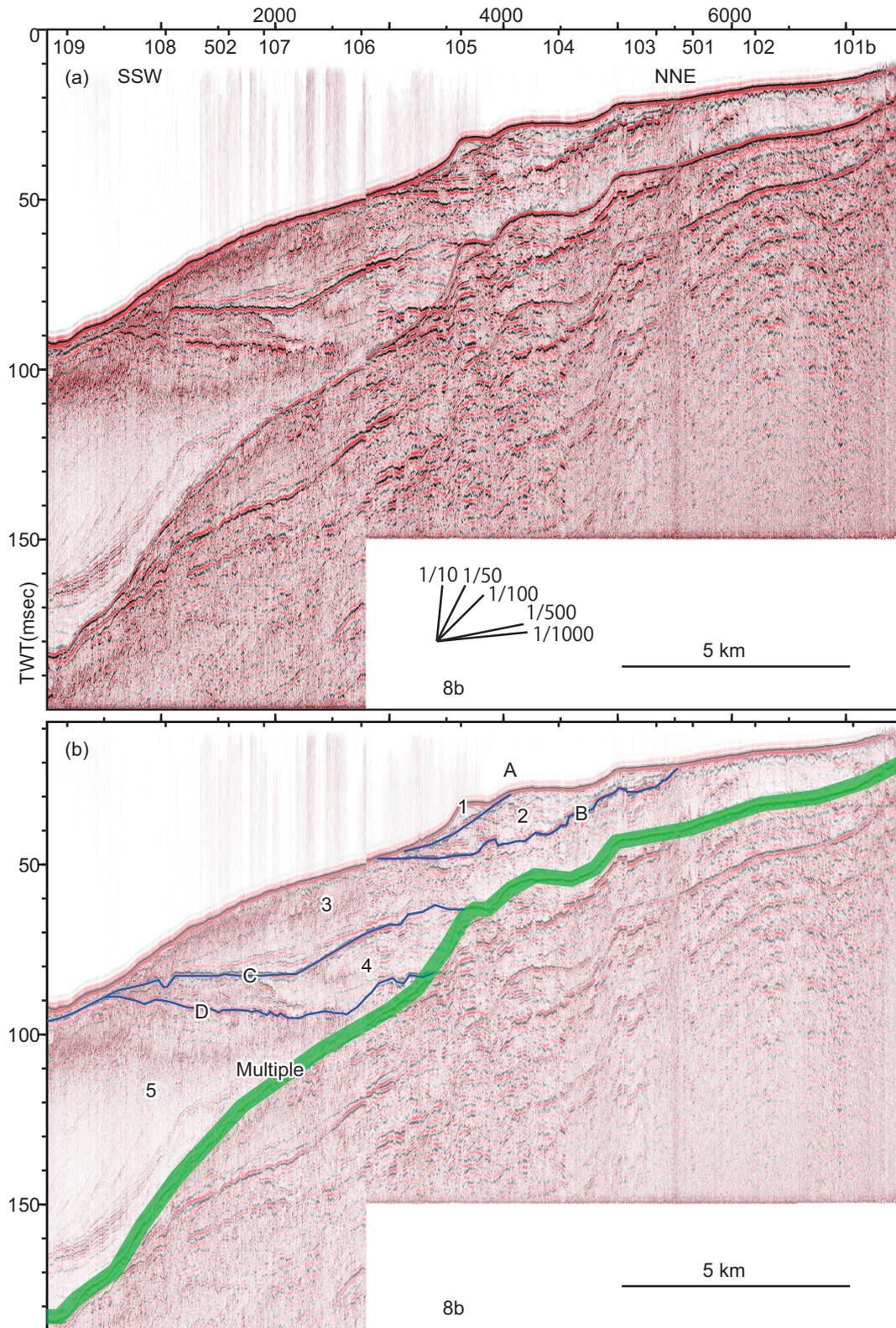
堆積層 4 は堆積層 5 を覆うように堆積しており、その厚さは 30msec（約 23m）に達する（第 2 図、第 3 図、第 4 図）。調査海域東端の測線 11b 付近で海底面に露出している。内部反射面は上位の不整合に平行であり、下位の不整合にオンラップする（第 4 図）。

堆積層 3 は調査範囲のほぼ全域に分布している。層厚は下位の堆積層 4 に規定されており、堆積層 4 の分布域では最大で 40msec（約 30m）程だが、分布しない海域では下限不明で 100msec（約 75m）を越える（第 3 図）。堆積層 2 があまり存在しない測線 7b より東側、および陸棚斜面周辺で海底に露出している（第 4 図）。内部反射面は主にダウンラップを示すが、最上位では上面の不整合と平行である（第 3 図、第 4 図）。その境界は鋸歯状であり、堆積層 5 と同様にデルタサクセッションのフォアセットとトップセットに相当する構造と考えられる（Gani and Bhattacharya, 2005）。本堆積層の最上部は南北に延びるチャンネル状の浸食があり、その深さは 40msec（約 30m）に達する（第 4 図）。

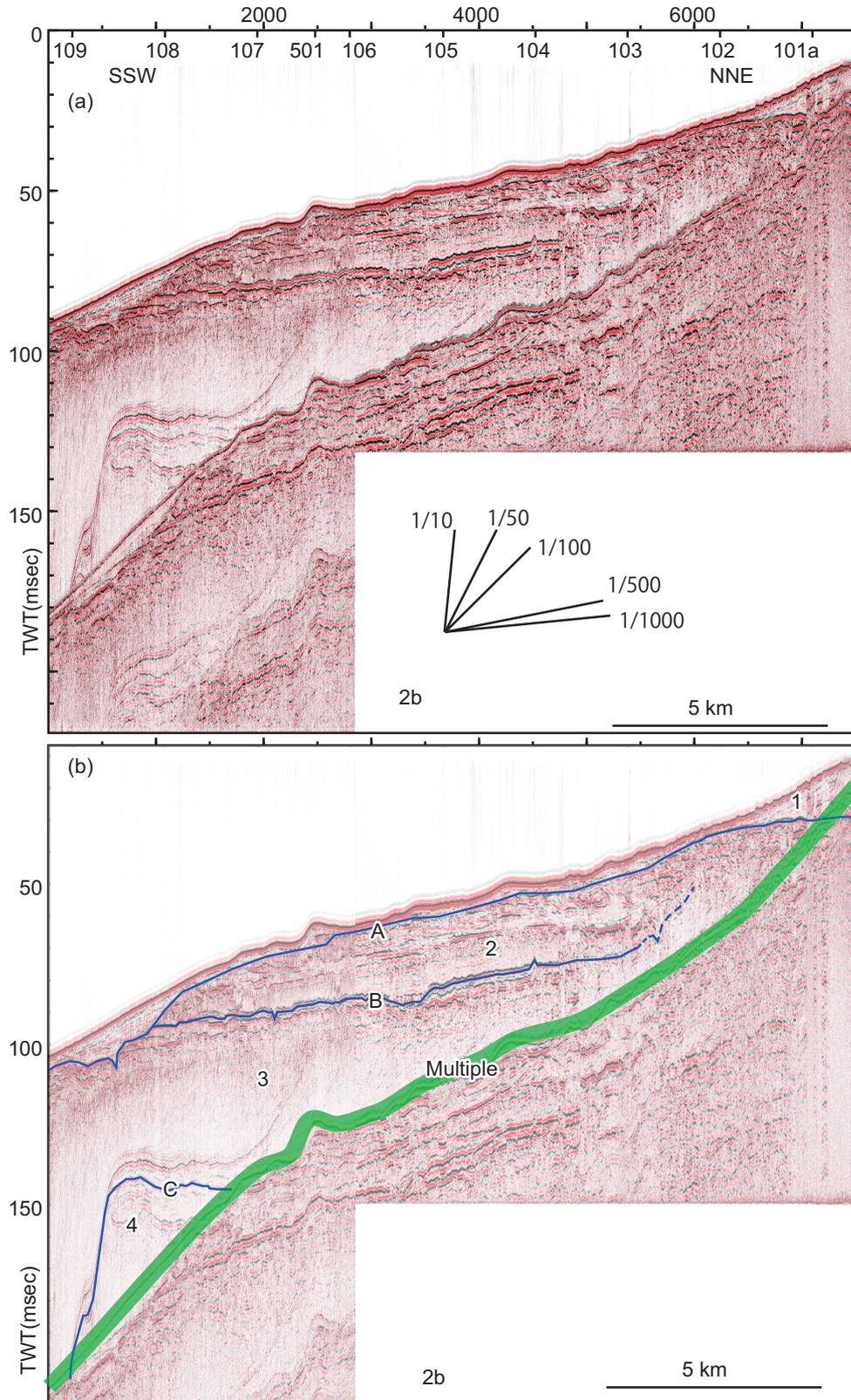
堆積層 2 は測線 7b より西側を中心に分布し、沖に向かって薄くなり陸棚縁辺付近でなくなる。岸よりおよそ 5km までは下位層が浅くまで堆積しているために厚く堆積していない（第 3 図）。最大でおよそ 30msec（約 23m）の層厚を持ち、分布域のほぼ全域で海底面に露出している。内部反射面は上位の不整合に平行で下位の不整合にオンラップする。堆積層 3 を浸食しているチャンネル内部ではオンラップフィルしている（第 4 図）。

堆積層 1 は安平川河口付近でのみ厚く、その他の海域ではごく薄い。河口部で 15msec（約 11m）の厚さを持ち、沖に向かって薄くなる（第 3 図、第 5 図）。河口部ではダウンラップする内部反射面が発達するため（第 5 図）、現世の安平川デルタ堆積物と考えられる。

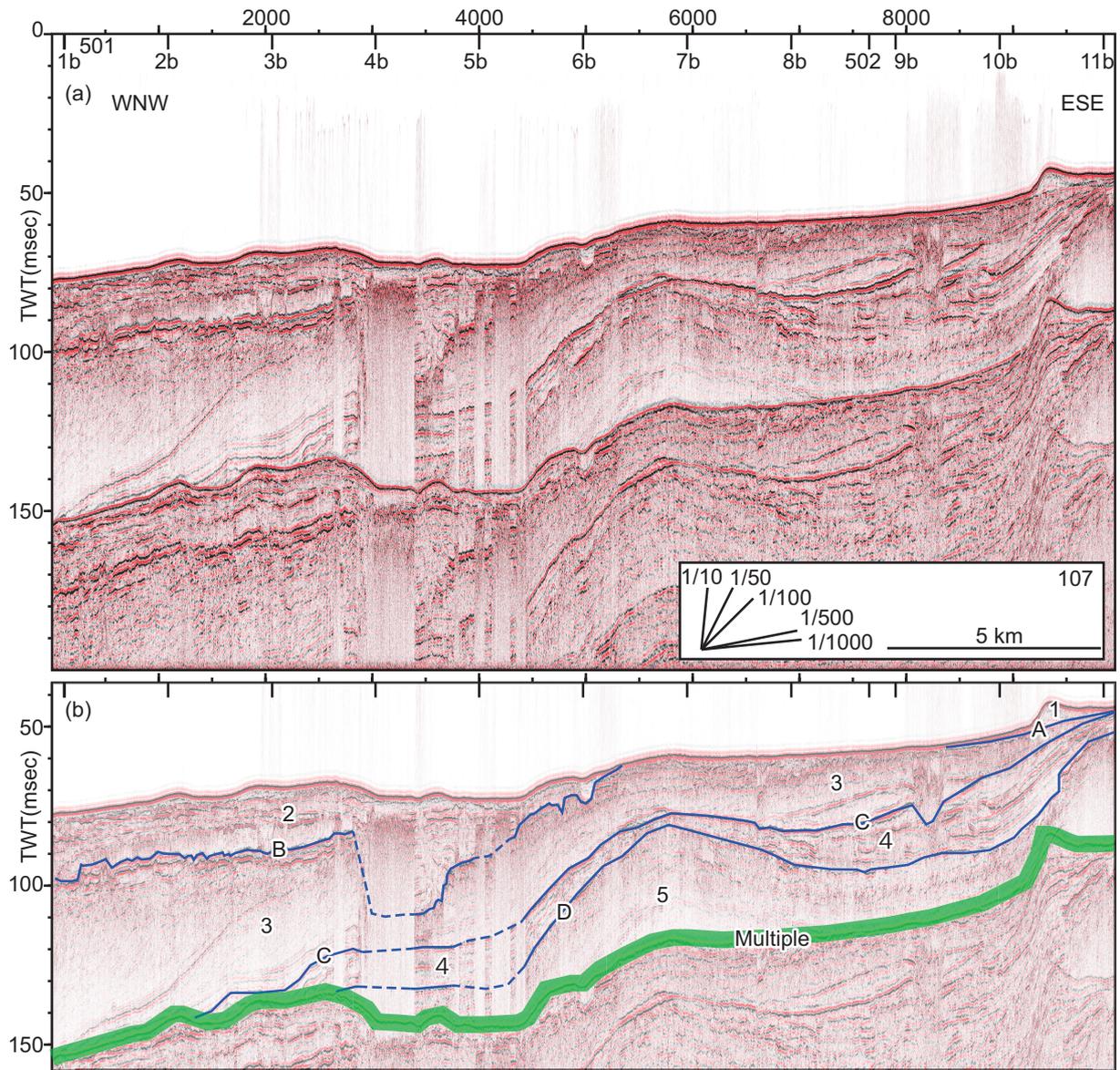
それぞれの内部反射面に注目すると、堆積層 1、堆積層 3、堆積層 5 はダウンラップを示し、それに挟まれる堆積層 2、堆積層 4 は準水平でオンラップを示すことから、海水準停滞あるいは下降に伴う海退時に前者が、海水準上昇に伴う海進時に後者が堆積したと解釈できる。海底表層の堆積物であることから、第四紀の氷河性海水準変動によるものと考えられる。



第 2 図 測線 8b の反射断面図 (a) およびその解釈 (b).  
Fig.2 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 8b.



第3図 測線2bの反射断面図 (a) およびその解釈 (b).  
 Fig.3 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 2b.



第 4 図 測線 107 の反射断面図 (a) およびその解釈 (b).  
 Fig.4 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 107.

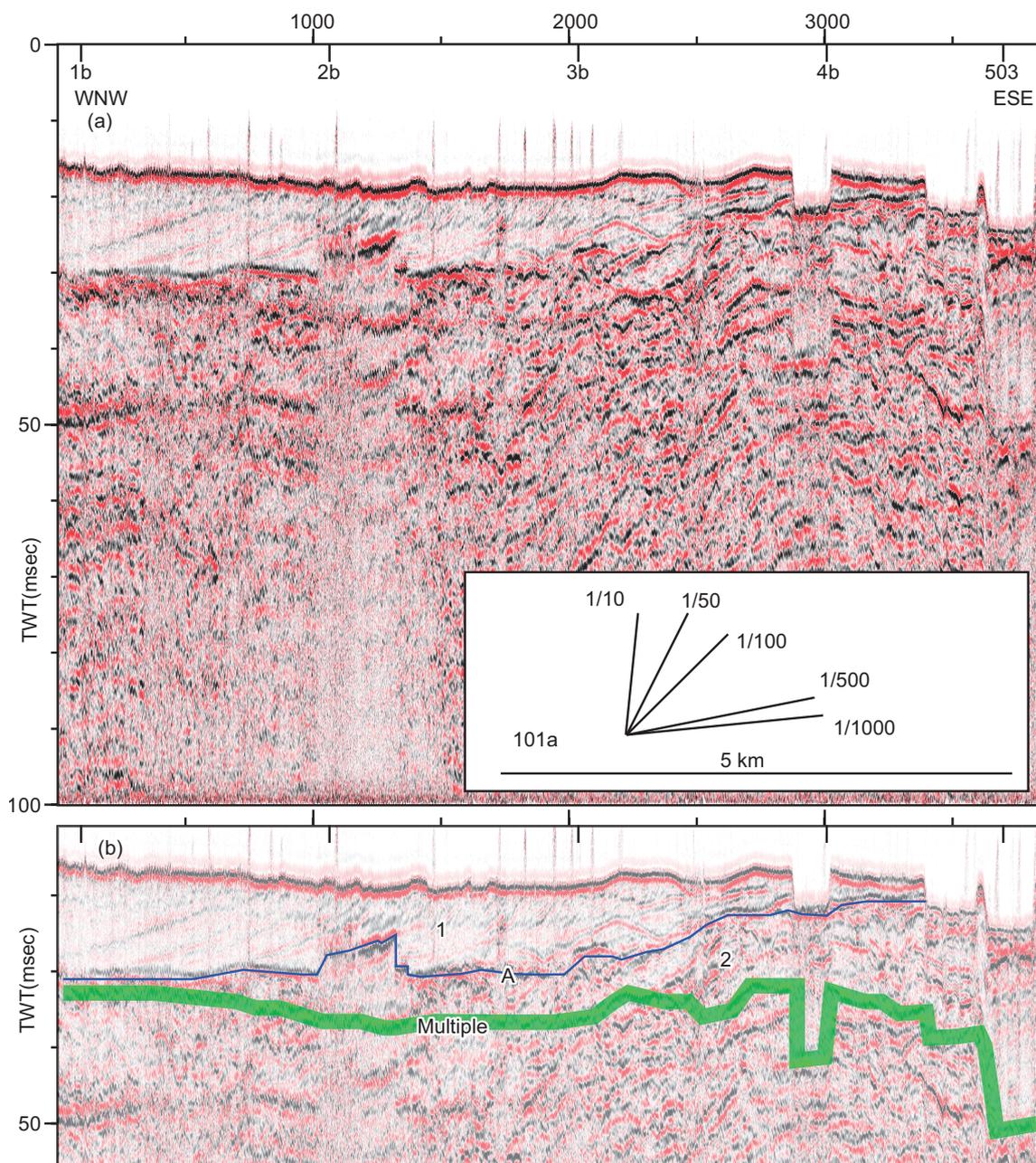
### 5. 時代対比

本海域の沖合いを対象とする海底地質図「日高舟状海盆海底地質図」(辻野・井上, 2012) によれば, 本海域では主に中部更新統~完新統の H0010 層が分布しており, 東側の一部で下部~中部更新統の H1020 層, 鮮新統の H2030 層, それより下位層の H3040 層, H4050 層が露出しているとされている (第 1 図). この海底地質図と本調査の共通海域においては大部分で堆積層 3, 東端にて堆積層 4 がわずかに露出している (第 4 図). まず, 分布域の類似性から堆積層 3 以上が H0010 層に, 堆積層 4 が H1020 層に対比できる可能性がある. また, 堆積層 5 は現在から数えて 3 番目の海退を示す層であり, 海進・海退サイクルが水

期・間氷期サイクルによるものと考えれば, その堆積年代は古くて数十万年前程度と予想され, 鮮新統である H2030 層よりも上位層に属すると考えられる. よって堆積層 5 も堆積層 4 と同じく H1020 層に対比される可能性があると考えられる.

### 6. まとめ

石狩低地東縁断層帯が海域まで延びているとされている勇払平野沿岸にて反射法音波探査を行った. その結果, 4 枚の不整合とそれらに境される 5 枚の堆積シーケンスを認定した. それらは周辺海域との対比から第四系に対比される可能性が高い. また, ダウンラップを示すシーケンスとオンラップを示すシーケンスが



第5図 測線 101a の反射断面図 (a) およびその解釈 (b).  
 Fig.5 Seismic section (a) and the interpretation (b) of line 101a.

互層しているため、海退と海進とを繰り返しながら形成されており、氷河性海水準変動によるものと考えられる。

本調査で取得した結果は周辺海域での既存研究と照らし合わせながら、層序や背斜軸の位置を詳細を検討し、海底地質図としてまとめる予定である。

### 謝辞

反射法音波探査は坂本順哉氏をはじめとする川崎地質株式会社、大和地質株式会社の方々を実施していた。

だいた。また、北海道立総合研究機構地質研究所の内田康人博士、奥水健一博士には地元関係機関や現地状況について情報をいただくとともにさまざまな便宜を図っていただいた。以上の方々に厚くお礼申しあげます。

### 文献

Gani, M.R. And Bhattacharya, J.P. (2005) Lithostratigraphy versus chronostratigraphy in facies correlations of Quaternary deltas:

- application of bedding correlation. In Giosan, G. and Bhattacharya, J.P., Eds., River Deltas- Concepts, Models, and Examples. SEPM Special Publication, 83, 31-47.
- 池田国昭・羽坂俊一・村瀬 正 (1995) 北海道勇払平野の完新統分布と地形発達. 地質調査所月報, 46, 283-300.
- 井上卓彦・岡村行信 (2010) 能登半島北部周辺 20 万分の 1 海域地質図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集数値地質図, 産業技術総合研究所・地質調査総合センター.
- 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」.
- 金森定敏 (1959) 苫小牧海岸の波状地形 (砂丘) 苫小牧海岸平野の生い立ち (II). 郷土の科学, 23, 4-6.
- 松本 弾・岡村行信 (2011) 福岡県北部沿岸海域の高分解能音波探査. 平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 1-12.
- 茂木昭夫 (1964) 北海道勇払沖海底の沈水地形. 第四紀研究, 13, 145-152.
- 岡村行信・井上卓彦・村上文敏・木村治夫 (2009) 能登半島北岸沿岸海域の高分解能音波探査. 平成 20 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 11-8.
- 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, No.H18-8, 35p.
- 辻野 匠・井上卓彦 (2012) 日高舟状海盆海底地質図. 海洋地質図, no. 77 (CD), 産業技術総合研究所・地質調査総合センター.