

沿岸海域の地質構造調査：新潟県北部沿岸海域の高分解能音波探査

High-resolution seismic profiling survey along the coast of the northern Niigata Prefecture

井上卓彦¹・村上文敏¹・吉河秀郎¹

Takahiko Inoue¹, Fumitoshi Murakami¹ and Shuro Yoshikawa¹

Abstract: High-resolution multi-channel seismic profiling survey was carried out in the shallow offshore area along the coast of the northern Niigata Prefecture. We used a boomer as the acoustic source and reflections were received by a 12 channel steamer. Forty three shore-normal direction lines, four lines parallel to the coast, eleven east- west direction lines and three north- south direction off Kakuda were surveyed. The total length of survey lines is about 720 km. The seismic profiles showed that this area is underlain by the sediments before the last glacial stage, and Holocene sediments. The top of the sediments before the last glacial stage is a clear erosional surface, which is unconformably covered with nearly horizontal Holocene sediments. The Holocene sediments are divided into three units as transgressive deposits, upper and lower highstand deposits in the survey area. In seismic cross section in E-W direction off Kakuda, flexures like deformation in the Holocene sediments continue to N-S direction along the syncline axis for more than 25 kilometers. The deformation in the Holocene sediments has been growing by displacements of an underlying active fault but does not cut the sediments. The vertical offset of the flexure on the erosional surface during the last glacial stage is larger than those on the reflections in the sediments covering the erosional surface and the offset decrease upward. This growing deformation indicates that fault activities are several times in the last 10000 years.

Keywords: active fault, high-resolution seismic profiling survey, Holocene, Last glacial stage, erosional surface, Niigata plain

1. はじめに

2007 年能登半島地震と中越沖地震は沿岸海域に分布する活断層の活動によって発生した。これまで産業技術総合研究所が発行した新潟県北部の海底地質図(岡村ほか, 1994; 1995; 1996)では, 大型の調査船を用いたエアガンを音源とする音波探査を実施しており, 調査船が海岸付近まで近づけなかったことや音波探査の分解能が低く, 断層の活動度の評価は難しかった。そこで, 産業技術総合研究所によって開発されたのが, 高分解能音波探査である(村上ほか, 2004)。この装置は 10 トン以下の漁船に搭載することができるため, 海岸にかなり近づくことができる上, 音源に周波数の高いブーマーを用いることから, 分解能の高い記録を得ることができる。この装置で調査することによって, 従来の大型の調査船を用いた探査では明らかにできなかった沿岸海域の活断層を明らかにすることができる可能性が高い。産業技術総合研

究所では 2007 年能登半島地震発生後に震源域で高分解能音波探査を実施し, 約 1.8 万年前の最終氷期以降に震源断層が繰り返し活動していたことを明らかにした(井上ほか, 2007)。また 2008 年には能登半島北部沿岸海域において高分解能音波探査を実施し, 海域と陸域を統合したシームレス地質情報の整備を行った(井上・岡村, 2010)。この中でこれまで知られていなかった活断層の分布が明らかになった。

2008 年度の能登半島北部に続いて本年度は新潟県北部で調査を行った。調査海域では, 「佐渡島南方」(岡村ほか, 1994), 「佐渡島北方」(岡村ほか, 1995), 「粟島周辺」(岡村ほか, 1996)の 3 つの海底地質図によって, 海底地質及び構造が示されており, 水深 120m 以浅にもいくつか構造が示されている。その一つが長岡平野西縁断層帯の海域延長部で, 南北方向の背斜構造の存在が知られており, 最終氷期浸食面およびその直上の堆積物に変形を与えるように見えることから活断層の可能性が高いとされている(岡村ほか,

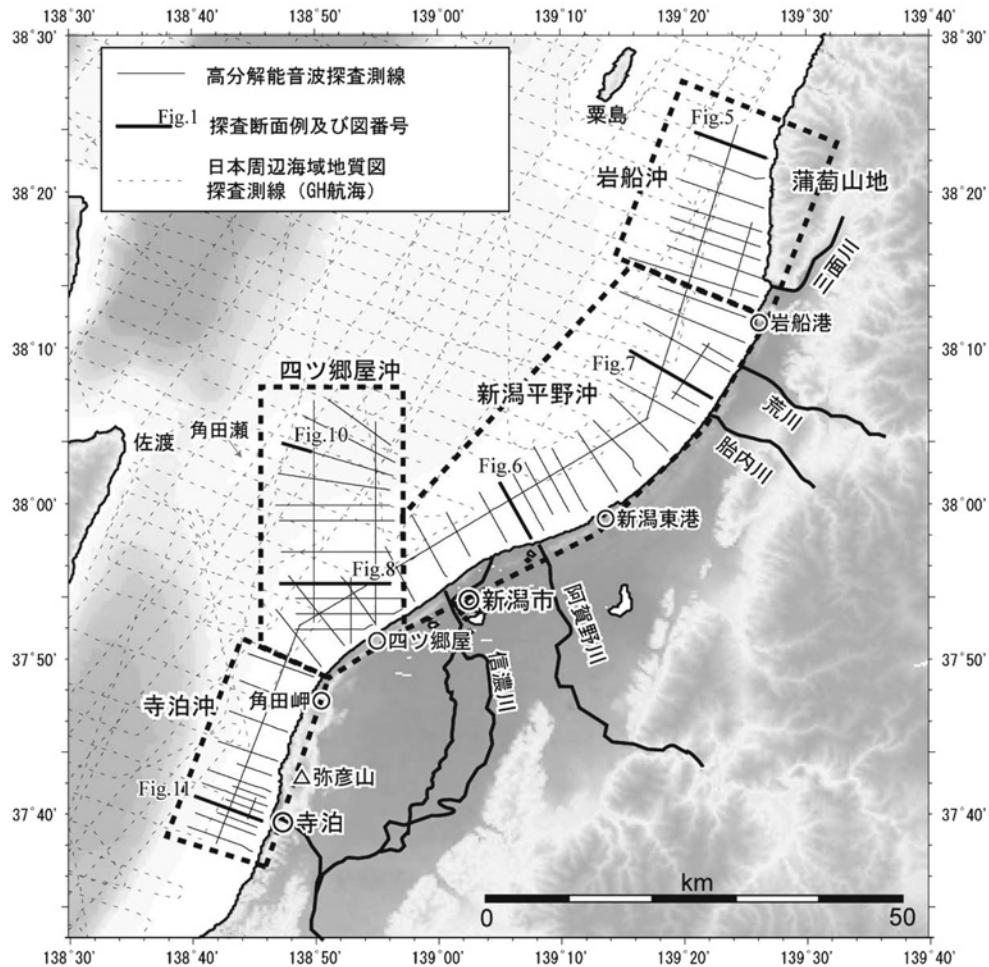
¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

1994). 長岡平野西縁断層帯は、陸域部では様々な調査(例えば、加野ほか, 1999; 下川ほか, 2000)が行われ、垂直変位量が大きな活断層として知られている。しかし、その海域延長部の活断層については、分布するとされているが、詳細な情報は少なかった。そこで本調査では、高分解能音波探査により、最終氷期以降の活動を明らかにすることを目的とした。また、従来の海底地質図には水深 50m 以浅にデータがなく、海域と陸域との間には約 5km の地質情報の空白域があったが、この空白域を可能な限り少なくすることも重要な調査目的の一つである。

2. 調査

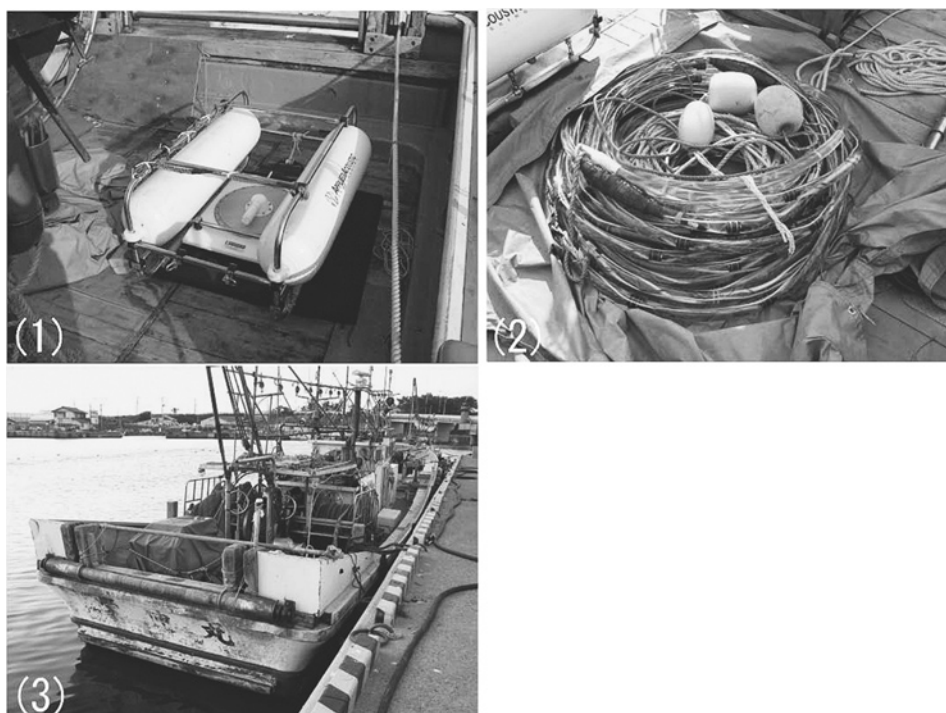
調査範囲は寺泊町の西沖から、角田岬を越え、新潟平野の沖合を経て蒲萄山地沖合までの長さ約 120km の海岸線に沿った水深 120m 以浅の沿岸海域である(第 1 図)。調査は 2009 年 9 月 8 日~10 月 4 日及び 10 月 14 日~10 月 15 日に実施し、測線の総延長は

720km に達する。測線は海岸線にほぼ直交するよう約 1~2km 間隔の測線 43 本、それらの測線と交わる海岸線に平行な測線 4 本、また角田岬の海岸線から沖合 40km までの東西から北西-南東方向の測線 11 本、南北方向の測線 3 本を設定し、実施した。測線長は全体で約 720km で、海岸から 10~20km (角田岬北方では 40km) の範囲をカバーしている(第 1 図)。音波探査装置はブーマーを音源とし、12 チャンネルのストリーマケーブルで受信した(第 2 図)。チャンネル間隔は 2.5m で、ブーマーの発信間隔は 1.25m とした。調査は 2009 年 9 月 8 日に四ツ郷屋沖から開始し、新潟平野沖、岩船沖へ調査を進め、台風が調査海域に接近したため一旦 10 月 4 日に終了した。その後 10 月 14 日~10 月 15 日に寺泊沖で実施した。調査には 9 月 18 日までは新潟漁協西蒲支所所属の繁栄丸を、9 月 21 日~9 月 24 日までは聖籠漁協所属の幸進丸を、9 月 27 日~10 月 4 日までは新潟漁協岩船支所所属の栄進丸を、10 月 14 日以降は寺泊漁



第 1 図 新潟県北部の高分解能音波探査測線。

Fig.1 Study area with high-resolution seismic profiling survey lines in northern Niigata Prefecture.



第2図 調査機器及び調査船。

(1) ブーマー音源, (2) 12チャンネルストリーマケーブル, (3) 調査船。

Fig.2 Photographs of tool using in seismic profiling survey.

(1) Boomer (Applied Acoustic Engineering Ltd.), (2) 12ch Multi Channel Streamer Cable, (3) Research Vessel.

協所属の第5なかくに丸を用いた。反射音はデジタル収録し、SEG-Y形式に変換後、1.25m間隔の12チャンネル分の共通反射点を持つ受信信号に整理し、それらを重合した断面を作成した。得られた反射断面は、条件がよければ海底下約1.5秒（往復走時；水中深度で112.5m）付近までの構造を観察できるが、海岸線に近い極浅海域では多重反射に覆われ、海底下の構造がほとんど見えない部分もある。また新潟平野沖の沿岸部では音響散乱層が分布する海域が存在し、音響散乱層分布域ではほとんど構造が見えない。

3. 調査海域周辺の地形及び地質

新潟県北部の沿岸陸域には新潟平野が広がり、その北東側に蒲萄山地、その西側に角田山・弥彦山が分布している。また弥彦山の南に位置する寺泊には大河津分水路河口域で幅約500mの平野が広がり、その陸側には標高100m～200mの比較的低い山地が分布している。新潟平野には約2万年前の最終氷期以降の堆積層が厚く分布し、その厚さは厚い場所で約140mに達する (Minato et al, 1967)。平野北側に位置する蒲萄山地では、古第三紀以前の火成岩が広く露出し、火成岩上に高位・中位の海成段丘が発達している (太田, 1971)。またその南端部の三面川河口付近は、よ

り明瞭に海成段丘が発達し、低位・中位・高位の段丘が認められる。これらの段丘の発達から、更新世以降には蒲萄山地の隆起が生じていたと考えられるが、陸域には顕著な活断層は知られていない。新潟平野西側には火山岩類からなる弥彦山・角田山が分布し、弥彦山南側の寺泊では海岸部の大河津分水路河口域に完新世堆積物が、その東側に中新世堆積岩が分布している。新潟県沖合の海底地質層序は、下位から音響基盤、向瀬層群、平瀬層群、両津沖層群に区分されている (岡村ほか, 1995, 1996)。向瀬層群は前期中新世の伸張応力場で形成されたリフトを埋めて堆積した地層からなり、調査海域外の鳥海礁や新潟沖隆起帯の北部でのみ認められている。平瀬層群は中期中新世～鮮新世の顕著な構造運動が生じていない時代に堆積した地層で、平行で明瞭な反射面を持つのが特徴である。両津沖層群は鮮新世末～第四紀に堆積した地層である。

4. 調査結果

4.1 層序

本調査で得られた探査断面から、本調査地域の堆積層は上位からA層とB層の2層に区分され、さらにA層は上位からA1とA2の2層に細分される (第3図)。B層は、調査海域北部の蒲萄山地沖及び寺泊

沖では沖側に傾斜した地層からなり、その他の海域では無層理である。その上面は凹凸を有した顕著な浸食面が発達する。その上位の A2 層は、B 層上面の浸食面の凹凸を埋積し、その内部反射面は B 層上面の浸食面オンラップする。この堆積層の上面は平坦な浸食面で切られる。A1 層は A2 層上面の浸食面にオンラップする構造を持つ。また A1 層は内部反射面の特徴から上位から A1a 層、A1b 層の 2 層に更に細分される(第 3 図)。A1b 層は A2 層上面の浸食面に対して岸側でオンラップし、沖側では平行な複数の比較的強い反射面を有することで特徴付けられる。また A1a 層は A1b 層上面に沿岸部でダウンラップ、沖合では平行な反射面を有する。A1a 層最上部には海側へのクリノフォームが認められる部分もある。四ツ郷屋沖の音波探査測線上で水深約 25m から長さ 40m の海上ボーリングコア(天野ほか, 2010)を得ており、このボーリングコアの層相及び年代と高分解能音波探査断面とを対比すると、B 層上面の浸食面が最終氷期浸食面、A2 層上面の平坦な浸食面が海進面であることが推定され、B 層が最終氷期以前の堆積層、A2 層が低海水準期～海進期堆積物であると考えられる。また沿岸部では A2 層が分布せず、この最終氷期浸食面と海進面とが同一層準に分布するように判断される所もある。A1 層は内部反射面の特徴から海進期後期～高海水準期の堆積物と考えられる。これはボーリングコア中の貝試料及び植物片から得られた年代とも矛盾は

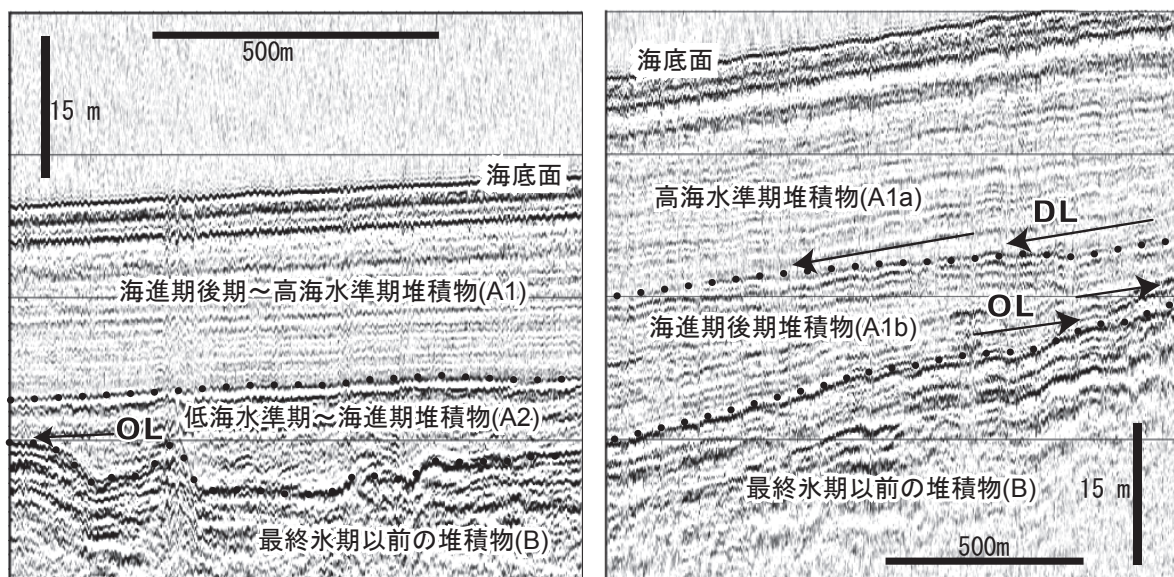
ない。海進期後期～高海水準期堆積層(A1)内の上部(高海水準期:A1a層)と下部(海進期後期:A1b層)は境界面が不明瞭なところもあり、その成因は今後の検討課題であるが、A1a層中にはダウンラップや海側へのクリノフォームが認められることから、現在の海岸からの碎屑物供給が示唆される。以下にまとめると、本調査で認められる堆積層は最終氷期以前の堆積層(B層)とそれ以降の堆積層(A層)に区分され、さらに最終氷期以降の堆積層(A層)は低海水準期～海進期堆積層(A2層)、海進期後期堆積層(A1b)、高海水準期堆積層(A1a層)に区分される(第3図)。

4.2 構造

新潟県北部沖で認められる特徴的な地質構造を第 4 図に示す。また海域や陸上の地質構造から、本海域を 4 つに区分(第 1 図)して北から南へ以下に記載する。また海底地形については本調査で得られた範囲内で記載を行う。

4.2.1 岩船沖

蒲萄山地西方沖の海底地形は水深 35～40m に幅約 2km の水平な面が存在し、それより岸側及び沖側では比較的急な勾配を示す。水深約 30m より浅海は A 層が分布せず、海底に B 層が露出している。水深約 30m より沖では A 層が沖合に向かって厚さ約 30m までその地層を厚くする(第 4 図)。また海岸線近傍の一部海域では、内部に反射面を持たず、上面に周辺



第 3 図 高分解能音波探査断面を基にした新潟県北部海域の層序区分。
OL: オンラップ DL: ダウンラップ

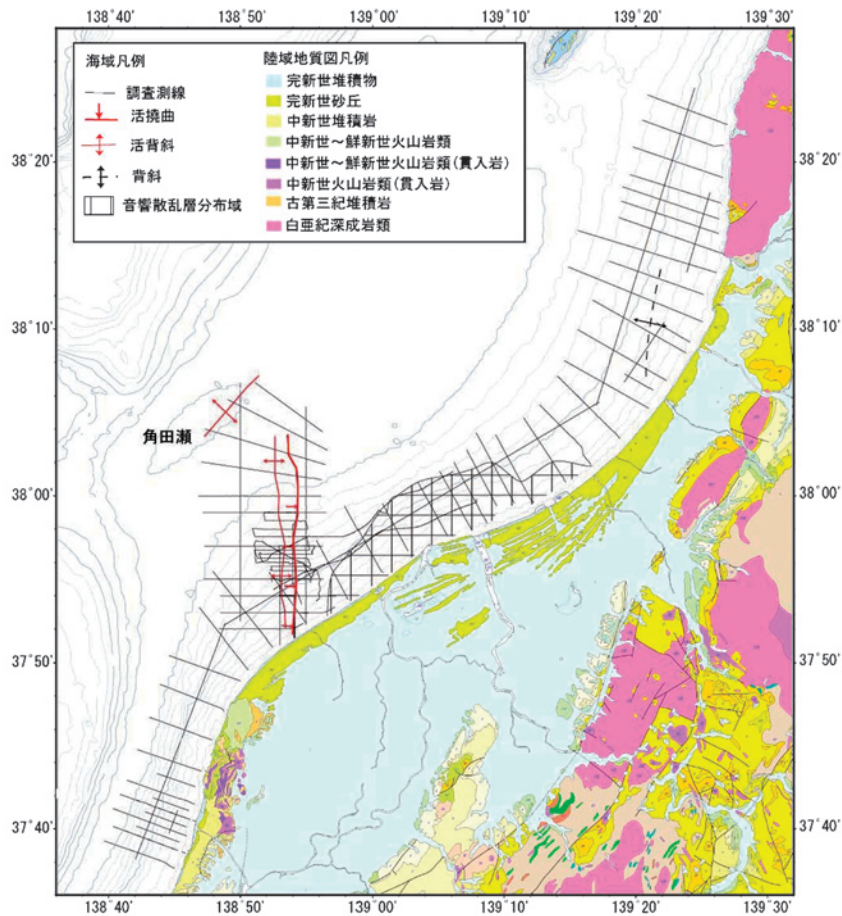
Fig.3 Stratigraphy off the northern Niigata Prefecture based on high- resolution seismic profiles.
OL: Onlap DL: Downlap

よりも急峻な凹凸面を有した火成岩類と考えられる反射面が、海底面やA層の直下に認められる。岩船より北方の葡萄山地西側では太田（1971）および伊倉・太田（2003）が海成段丘面や完新世の離水ベンチの存在によって隆起を示しているが、この葡萄山地西方沖の海域には山地を隆起させるような断層は認められない（第5図）。またB層中には傾斜した地層が明瞭に観察できる場所と、反射面がほとんど観察できない場所があり、葡萄山地西方ではB層の内部反射が沖合に向かって傾斜していることから、過去には何らかの構造運動があった可能性がある。

4.2.2 新潟平野沖

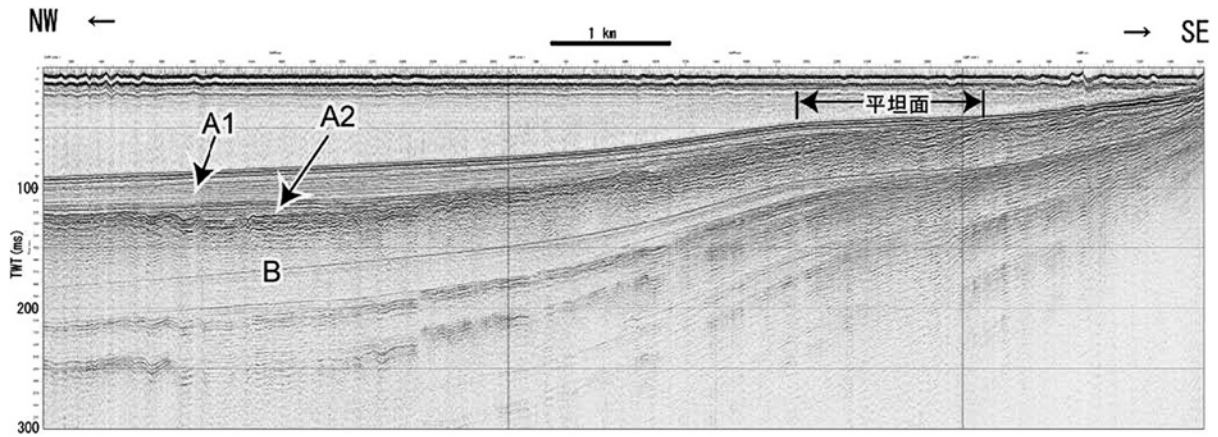
新潟平野沖の海底地形は、信濃川・阿賀野川の河口沖合では水深30mまでは約4度、それより沖合では約6度と、水深30m付近に傾斜の変換点が存在する（第6図）。その他の海域では海岸（南東）から沖合（北西）へ比較的緩やか（約2度）に深くなる海

底地形を示す（第7図）。新潟平野北西部の荒川及び胎内川沖ではA層が水深70m付近で約35mと最も厚く、そこから岸方向へ薄くなり、最も海岸線近傍では厚さ10m以下となる。またB層中には、北西側に急傾斜、南東側に緩傾斜の非対称な背斜構造（第7図）が認められ、背斜軸は北東-南西方向に連続する。この背斜構造はB層上面（ここでは最終氷期浸食面もしくは海進面）に変形を与えていないことから、少なくとも過去1万年間は活動していないと考えられる。信濃川～阿賀野川沖では沿岸域に音波散乱層が分布し、沖合でのみ堆積層として反射面が確認される。（第4図、第6図）。沖合で認められるA層は厚さ約50mでB層上面の深度は約110mでほぼ水平に分布する。海底地形は海岸に向かって浅くなることから、A層の厚さは海岸に向かって厚くなるものと推定される。阿賀野川沖水深約25mの地点において長さ40mの海上ボーリング試料を得ているが、ボーリングコアで



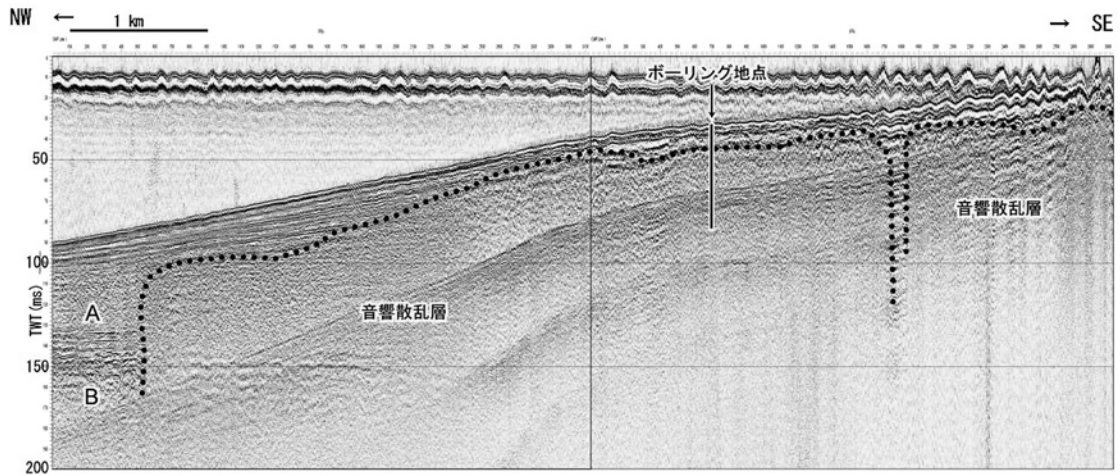
第4図 新潟県北部海域の構造図。
陸域の地質図はシームレス地質図（地質調査総合センター，2010）より転載。凡例は海岸線近傍のもののみを簡略化して表示している。

Fig.4 Tectonic map off the northern Niigata Prefecture.
The land geologic map is reprinted from a seamless geologic map (GSJ, 2010).



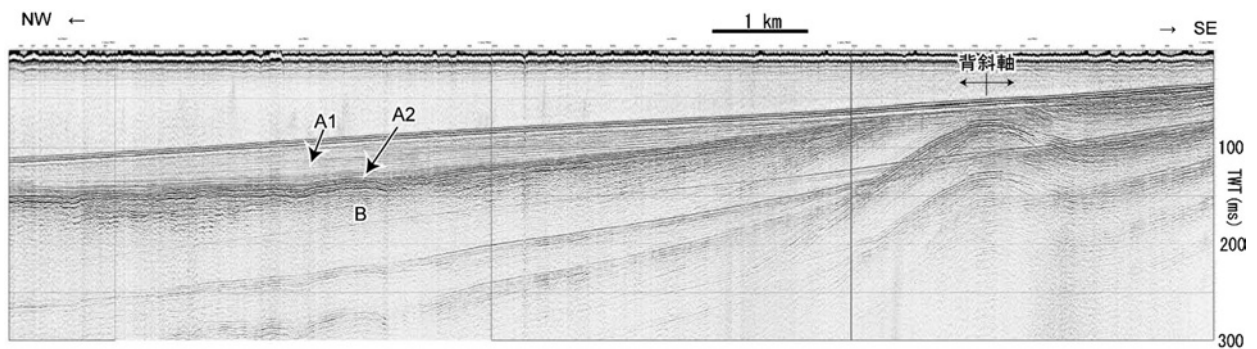
第 5 図 蒲萄山地西方沖（岩船沖）の反射断面.

Fig.5 Seismic profile off the western part of Budo mountainous (off Iwafune).



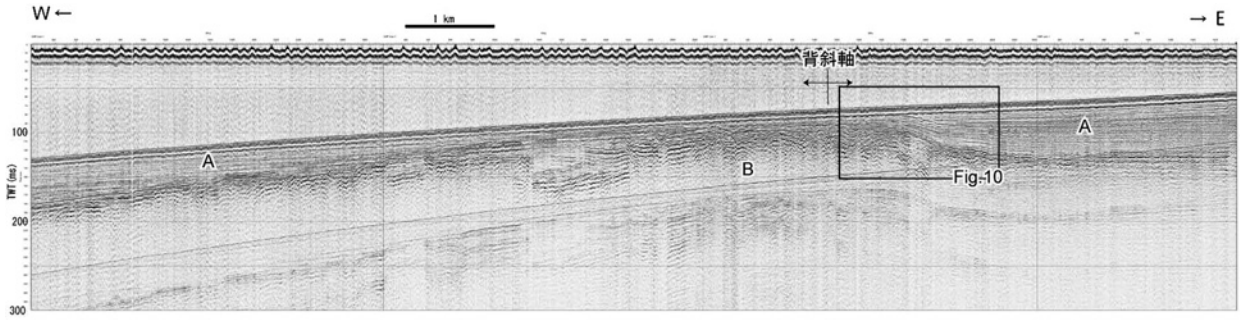
第 6 図 新潟平野阿賀野川沖の反射断面.

Fig.6 Seismic profile off the Agano River in the Niigata Plain.



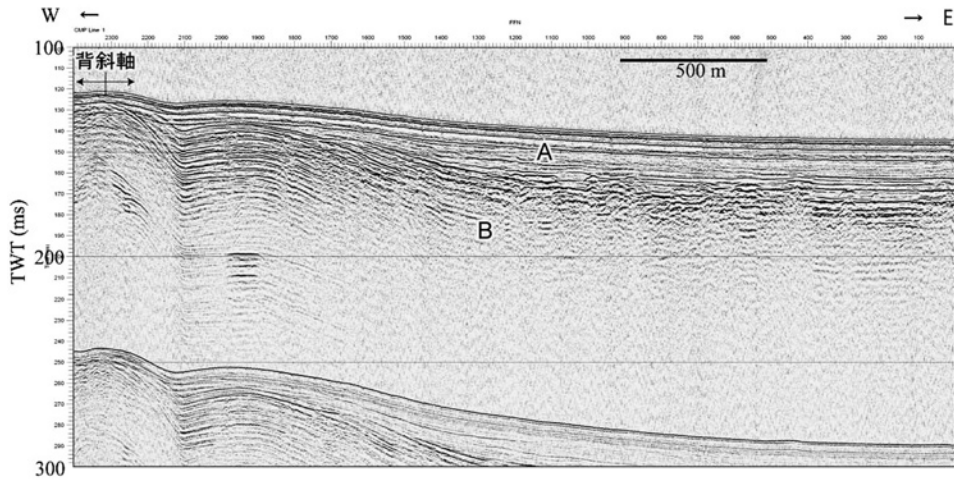
第 7 図 新潟平野胎内川沖の反射断面.

Fig.7 Seismic profile off the Tainai River in the Niigata Plain.



第 8 図 四ツ郷屋沖の構造に直交する反射断面。撓曲の詳細は第 10 図に示す。

Fig.8 Seismic cross section of the tectonic structure off Yotsugoya. The detail of flexure is shown in Figure 10.



第 9 図 四ツ郷屋北方約 35km 沖合の反射断面。

Fig.9 Seismic profile at ca. 35km in distance off Yotsugoya.

得られた最下部の堆積物の年代が約 2000 年前を示す (天野ほか, 2010)。B 層上面の深度が変化しないとすると、水深 25m 地点の堆積層の厚さは約 85m となり、ボーリングで得られた年代とは矛盾がない。

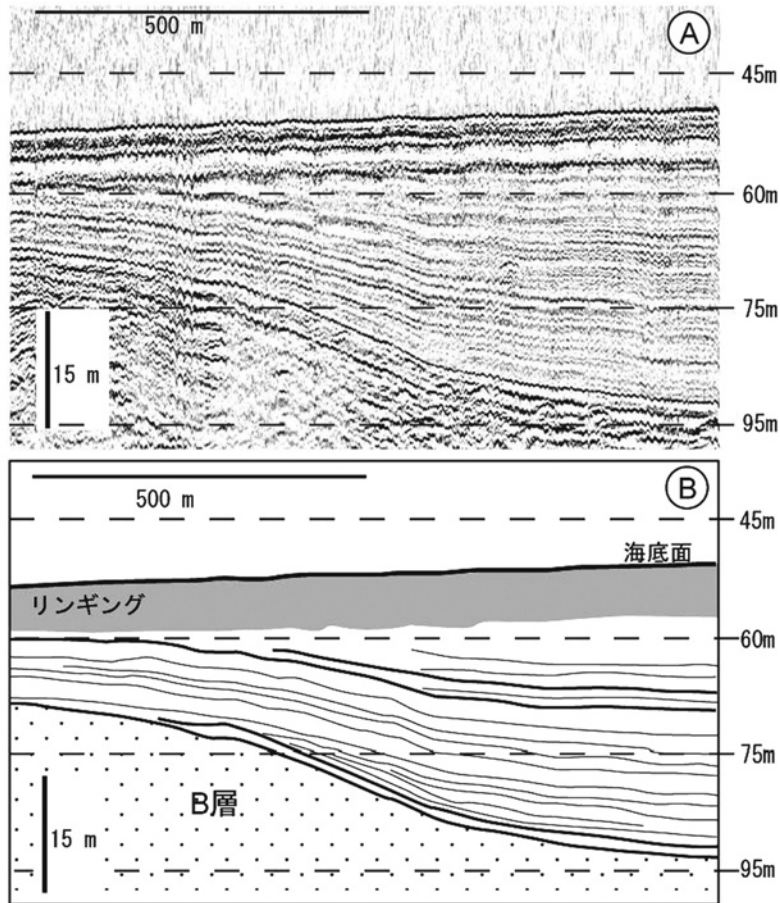
4.2.3 四ツ郷屋沖

四ツ郷屋沖の海底地形は沖合方向へ水深約 15m までは 0.1 度の傾斜、水深 15m~30m は 0.6 度、それ以深は 0.2 度という緩やかな勾配を持つ (第 8 図)。また角田山から北へ 35km 沖合には、北東-南西方向に長軸をもつ角田瀬と呼ばれる比高約 20m の高まりが存在する (第 1 図, 第 4 図)。四ツ郷屋沖には、西へ緩傾斜、東へ急傾斜の非対称な背斜構造が存在し、その東側斜面に西側隆起の逆断層によって変形したと考えられる活撓曲が認められる (第 8 図)。この背斜構造は岡村ほか (1995) によって示され、海岸近傍から沖合へほぼ南北方向に約 25km 連続する (第 4 図)。また沖合約 35km の角田瀬には北東-南西方向の褶曲・断層が認められる (第 4 図, 第 9 図)。長岡

平野西縁断層帯海域延長部の撓曲部には、A 層中に変位が認められ、この変位量は下位から上位に小さくなり累積性が認められる。また A 層中には撓曲部に複数のオンラップ不整合面が認められ、過去 1 万年間にこれらの変位を形成するような複数回の変動があったことが示唆される (第 10 図)。四ツ郷屋沖の反射断面の測線上で水深約 25m から 40m 長の海上ボーリングコア (天野ほか, 2010) を得ており、今後はこれらのボーリングコアの堆積相や年代と音波探査断面とを対比させながら断層の詳細な活動年代などについて検討する。また今回産総研が行った陸域でのボーリング調査や地震波探査から得られる地質情報とも合わせながら、海域延長部を含めた長岡平野西縁断層帯の連続性や活動頻度について今後検討する。

4.2.4 寺泊沖

海底地形は水深 30m までは緩やか (傾斜角約 0.5 度) で、それ以深では比較的急勾配 (傾斜角約 1.2 度) になる。A 層は水深 30m で約 40m の層厚で、上に



第 10 図 長岡平野西縁断層帯海域延長部の反射断面とその解釈。
 A：長岡平野西縁断層帯海域延長部の反射断面。
 B：反射断面の解釈。海底面下の太線はオンラップ面を表す。

Fig.10 Seismic profile and its interpretation of the offshore active fault of the Nagaoka heiya seien fault zone.
 A: Seismic profile of offshore active fault of Nagaoka heiya seien fault zone.
 B: The interpretation of the seismic profile. Bold lines under the sea floor indicate the onlap surface.

凸の形状を示し、沖合に向かい薄くなる楔形の堆積体を示す（第 11 図）。B 層の内部反射は沖合に向かって傾斜しており、寺泊の海岸線沿いの完新世堆積物の東側に分布する褶曲した中新世堆積岩に対比されると考えられる。

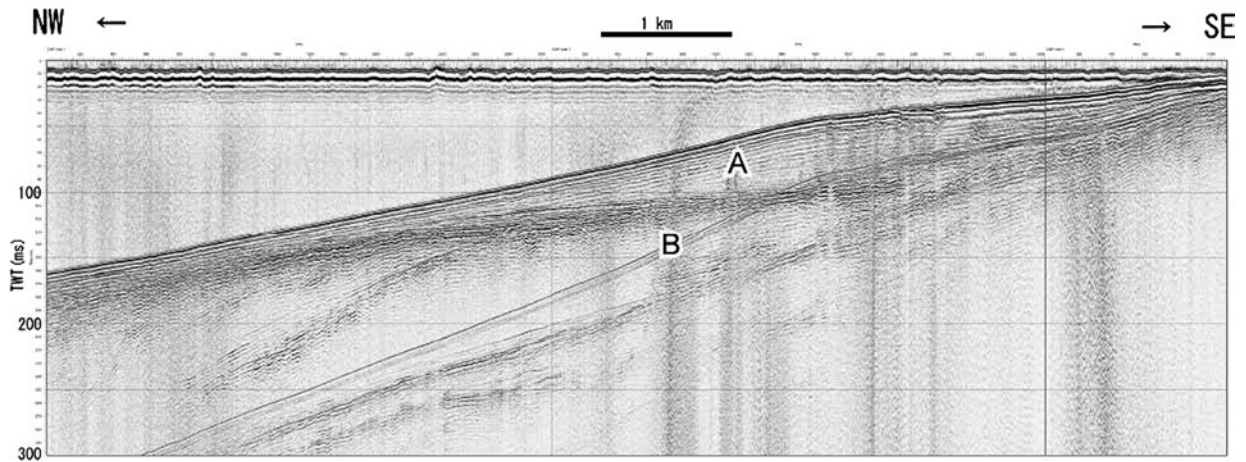
5. まとめ

新潟県北部沿岸海域で実施した高分解能音波探査によって、従来は地質情報の空白域であった沿岸海域の地質情報を取得することができた。また、これまで知られていた長岡平野西縁断層帯海域部の断層についてより詳細な情報を取得し、その連続性と過去 1 万年間に少なくとも複数回の活動があったことを明らかにすることができた。今後、さらに詳細な反射断面の解析や、一部断面の再処理を行うことによって、活断層の正確な分布や活動度を明らかにできる可能性がある。また蒲萄山地西方沖合には蒲萄山地を隆起させる

ような顕著な活断層は存在しないことが明らかとなった。

文献

- 天野敦子・井上卓彦・池原 研（2010）新潟平野沿岸海域ボーリング試料の層相変化と音響層序との対比。平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告。
- 伊倉久美子・太田陽子（2003）朝日山地西縁の完新世海成段丘と地殻変動。地学雑誌，112，pp.394-405。
- 井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原 研（2007）2007 年能登半島地震震源域の海底活断層。東京大学地震研究所彙報，82，pp.301-312。
- 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。地質調査総合セ



第 11 図 寺泊沖の反射断面.

Fig.11 Seismic profile off Teradomari.

ンター.

加野直巳・山口和雄・粟田泰夫（1999）角田・弥彦
断層帯の P 波反射法地震探査. 地質調査所速
報 no.EQ/99/3（平成 10 年度活断層・古地
震研究調査概要報告書），pp.47-58.

Minato, M., Suyama, K., Hasegawa, K., Oya, A.,
Takahashi, Y., Nakagawa, K., Wada, N.,
and Shibasaki, T. (1967) Absolute age of
subsurface late Quaternary deposits in the
Niigata lowland. Journal of the Faculty of
Science (Hokkaido Univ. Ser. IV), 13, 135-159.

村上文敏・西村清和・松岡弘和・古谷昌明・丸山か
おる・半場康弘・立石雅昭，2004，浅海域音波
探査用 12 チャンネル受信ケーブルの作成と海
域実験，海洋調査技術学会第 16 回研究成果発
表会講演要旨集，45-46.

岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫（1994）
20 万分の 1「佐渡島南方海底地質図及び説明
書」，海洋地質図シリーズ，43，地質調査所.

岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫（1995）
20 万分の 1「佐渡島北方海底地質図及び説明
書」，海洋地質図シリーズ，46，地質調査所.

岡村行信・森尻理恵・土谷信之・佐藤幹夫（1996）
20 万分の 1「粟島周辺海底地質図及び説明書」，
海洋地質図シリーズ，47，地質調査所.

太田陽子，1971，日本海沿岸地域の海成段丘と第四
紀地殻変動 その 1. 朝日山地西縁地域. 横浜
国立大学理科紀要 II，18，61-72.

産業技術総合研究所地質調査総合センター（編）
（2010）20 万分の 1 日本シームレス地質図デ

ータベース 2010 年 2 月 1 日版. 産業技術総
合研究所研究情報公開データベース DB084，
産業技術総合研究所地質調査総合センター.

下川浩一・粟田泰夫・佐竹健治・吉岡敏和・七山
太・苅谷愛彦・小松原 琢・羽坂俊一・重野聖
之（2000）地形・地質調査 1. 日本海東縁部
における地震発生ポテンシャル評価に関する
総合研究（第 II 期 平成 9～10 年度）成果報
告書，科学技術振興調整費成果報告書，pp.65-
85.