

平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

Annual Report of Investigations on Geology and Active Faults
in the Coastal Zone of Japan (FY2009)

脇田浩二・牧野雅彦（編）

Koji Wakita and Masahiko Makino (Editors)

平成 22 年 12 月

December 2010



独立行政法人
産業技術総合研究所
地質調査総合センター



緒 言

地質調査情報センター長 脇田浩二

本報告書は、平成20年から平成24年までの5ヵ年計画で実施される産業技術総合研究所の政策課題「沿岸海域の地質・活断層調査」の平成21年度の研究成果を取りまとめたものである。本課題では、沿岸の海域と陸域を構造地質学・層序学・堆積学・地球物理学・地球化学・水文地質学など様々な手法で調査研究を行い、陸域から海域まで連続するシームレスな地質・活断層情報として整備することを研究目標としている。研究は、海陸シームレス地質調査と、海陸統合データベースの構築の2つの柱から成り立っている。陸海域シームレス地質調査は、①沿岸海域の地質構造調査②海溝型地震の履歴の研究③沿岸域の堆積物調査④陸海接合部の物理探査⑤陸域の地質調査の5つのサブテーマからなる。一方、海陸統合データベースの構築は、①沿岸大都市圏地下調査手法開発②地質調査データ情報の統合化③水文環境調査④資料整備と公開の4つのサブテーマから構成される。本研究では、地質調査総合センターに所属する活断層・地震研究センター（旧活断層研究センター）、地質情報研究部門、地圏資源環境研究部門と地質調査情報センターが連携して推進している。

平成21年度はプロジェクトの2年目に当たり、新潟平野沿岸域において、陸域の地質調査、沿岸海域の堆積物調査、沿岸海域の高分解能マルチチャンネル音波探査、陸域のボーリング掘削調査、海陸連続した地震探査、水文環境調査などを実施した成果を報告している。平成21年11月に出版された「平成20年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告」では、主に能登半島北部の沿岸域について報告した。本報告書は、それに続く成果報告書第2弾である。

本報告には、17件の研究成果の報告が収められている。新潟平野沿岸域における主な成果は以下の通りである（順不同）。①沿岸海域の地質構造調査では、高分解能音波探査により、長岡平野西縁断層帯の海域での位置や構造について詳細な情報を得ることが出来た（井上ほか）、②ボーリング試料の層相変化と音響層序との対比では、四ツ郷屋沖や阿賀野川において音響層序区分の層相と年代を決定した（天野ほか）、③海陸接合する反射法地震探査を実施し、角田山東縁断層の位置を確認した（楮原ほか）、④角田山東縁断層において中部・上部更新統から完新統における変異の累積が確認された（楮原ほか）、⑤JOGMECの反射法地震探査データ再処理によって、角田・弥彦断層を含む沿岸域の深部構造を解釈した（加野ほか）、⑥新潟地域と奥能登地域において、微動アレイ探査を実施し、速度構造を推定した（堀川ほか）、⑦20万分の1地質図を作成した結果得られた新たな層序と地質構造に関する知見を示した（竹内ほか）、⑧ボーリング調査と反射法弾性波探査により越後平野西縁断層の活動評価を実施した（ト部ほか）、⑨新たに掘削したコアと既存のコアデータの解析により、沖積層の地質構造を決定し、越後平野西縁断層の活動履歴を検討した（宮地ほか）、⑩高分解能反射法地震探査により、越後平野西縁断層の浅部変形構造をイメージングした（稲崎ほか）、⑪浅層地盤ボーリングデータベースに基づいて、三次元地質・地盤モデルを検討した（木村）、⑫新潟平野とともに石狩平野の水理地質環境の検討を実施した（内田ほか）。新潟地域以外では、⑬関東平野の地震特性と広域地下水流動系の解明を実施した（木村ほか）、⑭宮城県北部旭山撓南方延長において地震波干渉による地下構造を推定した（伊藤ほか）、⑮海溝型地震履歴解明の研究において、日本周辺海域の過去の海溝型地震の解明及び2009年サモア地震による津波被害の解析を行った（藤原ほか）。また、⑯日本周辺海域の反射断面のデータベース構築（佐藤ほか）や、⑰海底重力計の製作過程と試験の結果（大熊ほか）が示されている。

日本の沿岸域には人口が集中する平野が点在し、日本人の多くが生活の基盤を沿岸域に置いている。沿岸域は、豊かな自然の恵みと人々の居住空間をもたらす土地であるがゆえに、そこで起こる地震や地すべり、液状化などの地質現象とそれによって引き起こされる災害は、国民の多くにとって脅威となっている。沿岸域において、活断層や地盤の地質に関する、正確で精密な地質情報を整備することは、安心・安全な生活を守る防災と、地盤の安全かつ効率的な利活用の見地から、非常に重要である。本報告をはじめ、沿岸域の地質・活断層の研究成果が、国民生活の安全と向上に寄与することを切に願っている。

平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

目 次

緒言

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

井上卓彦・村上文敏・吉河秀郎 1

海溝型地震履歴解明の研究

藤原 治・澤井祐紀・藤野滋弘・行谷佑一・岡村行信 11

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

天野敦子・井上卓彦・池原 研 33

新潟海岸南西部における海陸接合反射法地震探査—データ取得と処理—

楮原京子・加野直己・山口和雄・横田俊之・郷 隆之・藤原 明・清水信之 41

長岡平野西縁断層帯における浅層反射法地震探査—新潟市松野尾地区の地下構造

楮原京子・稲崎富士・卜部厚志・宮地良典 61

新潟沿岸域の反射法地震探査データ再処理

加野直己・楮原京子・横田俊之・山口和雄 69

旭山撓曲南方延長における地震波干渉法による地下構造調査

伊藤 忍・山口和雄・加野直己・横倉隆伸・楮原京子 81

新潟および奥能登地域における微動アレー探査

堀川晴央・杉山長志・馮少孔・徳丸哲義 89

海底重力計の製作と実海域試験

大熊茂雄・駒澤正夫・押田 淳 95

新潟沿岸域の 20 万分の 1 地質図

竹内圭史・尾崎正紀・小松原 琢 105

新潟市竹野町地域の沖積層に記録された越後平野西縁断層の活動度評価

卜部厚志・宮地良典・稲崎富士・楮原京子 117

新潟平野沿岸部のボーリング試料から見た沖積層の地質構造

宮地良典・卜部厚志・田辺 晋・安井 賢・稲崎富士・鴨井幸彦 127
中西利典・小松原 琢・水野清秀

高分解能反射法地震探査による新潟市赤塚地区における越後平野西縁断層の浅部変形構造イメージング

稲崎富士・宮地良典・卜部厚志・楮原京子 153

関東平野沿岸域の地震動特性と広域地下水流動系の解明に関する地質学的総合研究

木村克己・水野清秀・山口和雄・駒澤正夫・安原正也・小松原純子・竹村貴人・関口春子 167

新潟地域の浅層地盤のボーリングデータベースとそれに基づく地質モデル 木村克己	189
地質情報データの統合化：海域反射断面データベースの構築 佐藤智之・岡村行信・辻野 匠・井上卓彦・荒井晃作・木村治夫	195
堆積平野の水理地質環境 内田洋平・丸井敦尚・町田 功・宮越昭暢・井川怜欧・越谷 賢・吉澤拓也・伊藤成輝	201

Annual Report of Investigation Geology and Active Faults in the Coastal Zone of Japan (FY2009)

Contents

Preface

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

Takahiko Inoue, Fumitoshi Murakami and Shuro Yoshikawa.....1

Study of subduction zone paleoearthquakes

Osamu Fujiwara, Yuki Sawai, Shigehiro Fujino, Yuichi Namegaya and Yukinobu Okamura..... 11

Correlation of sedimentary facies with seismic stratigraphy in Niigata Plain offshore.

Atsuko Amano, Takahiko Inoue and Ken Ikehara..... 33

Offshore-onshore integrated seismic reflection survey in the southwest of Niigata coast,
central Japan: data acquisition and processing

Kyoko Kagohara, Naomi Kano, Kazuo Yamaguchi, Toshiyuki Yokota, Takayuki Go, 41
Akira Fujiwara and Nobuyuki Shimizu

Subsurface structure of the Western boundary fault zone of Nagaoka Plain,
based on high-resolution seismic reflection data

Kyoko Kagohara, Tomio Inazaki, Atsushi Urabe and Yoshinori Miyachi 61

Re-processing of offshore-onshore seismic reflection survey data in Niigata coastal area

Naomi Kano, Kyoko Kagohara, Toshiyuki Yokota and Kazuo Yamaguchi 69

Geological Structure Survey by Seismic Interferometry on the South of the Asahiya Flexure

Shinobu Ito, Kazuo Yamaguchi, Naomi Kano, Takanobu Yokokura and Kyoko Kagohara 81

Microtremor array surveys in the Niigata and Okunoto regions

Haruo Horikawa, Takeshi Sugiyama, Shaokong Feng and Tetsuyoshi Tokumaru 89

Development and field experiment of an ocean bottom gravimeter

Shigeo Okuma, Masao Komazawa and Atsushi Oshida 95

1:200,000 geological map around the coast of Niigata district

Keiji Takeuchi, Masanori Ozaki, and Taku Komatsubara 105

Activity of the shallow part of the western marginal fault zone of the Echigo Plain,
Takenomachi area, Niigata, central Japan

Atsushi Urabe, Yoshinori Miyachi, Tomio Inazaki and Kyoko Kagohara 117

Geological structure of the Alluvium from the bore hole core analysis and high resolution
shallow seismic reflection survey along the coastal zone of the Niigata Plain.

Yoshinori Miyachi, Atsushi Urabe, Susumu Tanabe, Satoshi Yasui, Tomio Inazaki, 127
Yukihiko Kamoi, Toshinori Nakanishi, Taku Komatsubara and Kiyohide Mizuno

Imaging of the near-surface deformation structure caused by recent activities in the western marginal
fault of the Echigo Plain, Akatsuka district, Niigata City, by means of high-resolution seismic
reflection surveying.

Inazaki Tomio, Miyachi Yoshinori, Urabe Atsushi and Kagohara Kyoko 153

Integrated Research of geology to contribute to clarification of seismic ground motion and regional movement of underground water in the Kanto Plain	
Katsumi Kimura, Kiyohide Mizuno, Kazuo Yamaguchi, Masao Komazawa, Masaya Yasuhara, Junko Komatsubara, Takato Takemura and Haruko Sekiguchi	167
Database of borehole data and geologic model of shallow-level ground in the Niigata area	
Katsumi Kimura	189
Construction of database of seismic profiles around Japan	
Tomoyuki Sato, Yukinobu Okamura, Taqumi Tuzino, Takahiko Inoue, Kohsaku Arai and Haruo Kimura	195
Hydrogeological environment in the sedimentary basin	
Youhei Uchida, Atsunao Marui, Isao Machida, Akinobu Miyakoshi, Reo Ikawa, Masaru Koshigai, Takuya Yoshizawa and Narimitsu Itou	201

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,

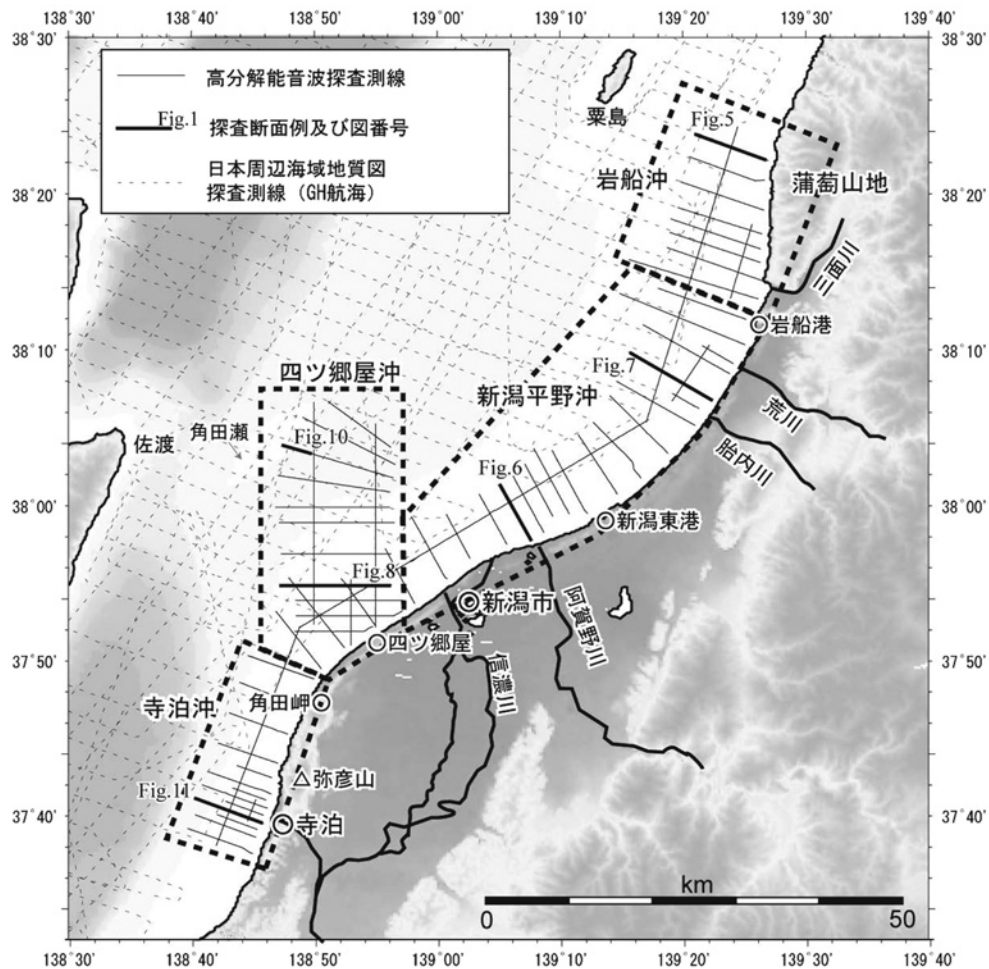
¹ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

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

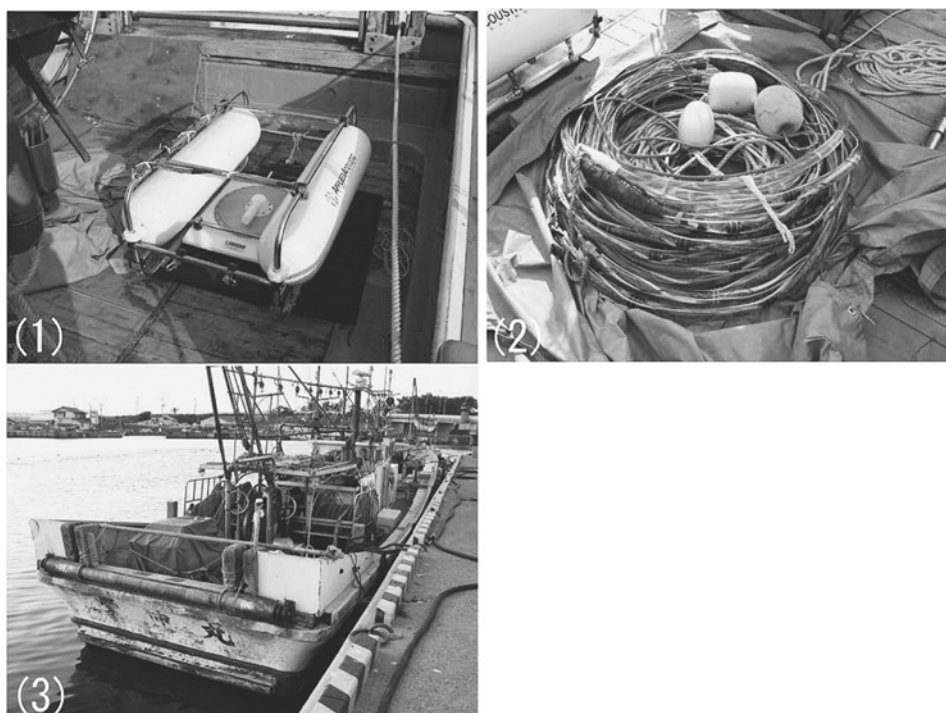
調査範囲は寺泊町の西沖から、角田岬を越え、新潟平野の沖合を経て蒲萄山地沖合までの長さ約 120km の海岸線に沿った水深 120m 以浅の沿岸海域である(第 1 図)。調査は 2009 年 9 月 8 日~10 月 4 日及び 10 月 14 日~10 月 15 日に実施し、測線の総延長は

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

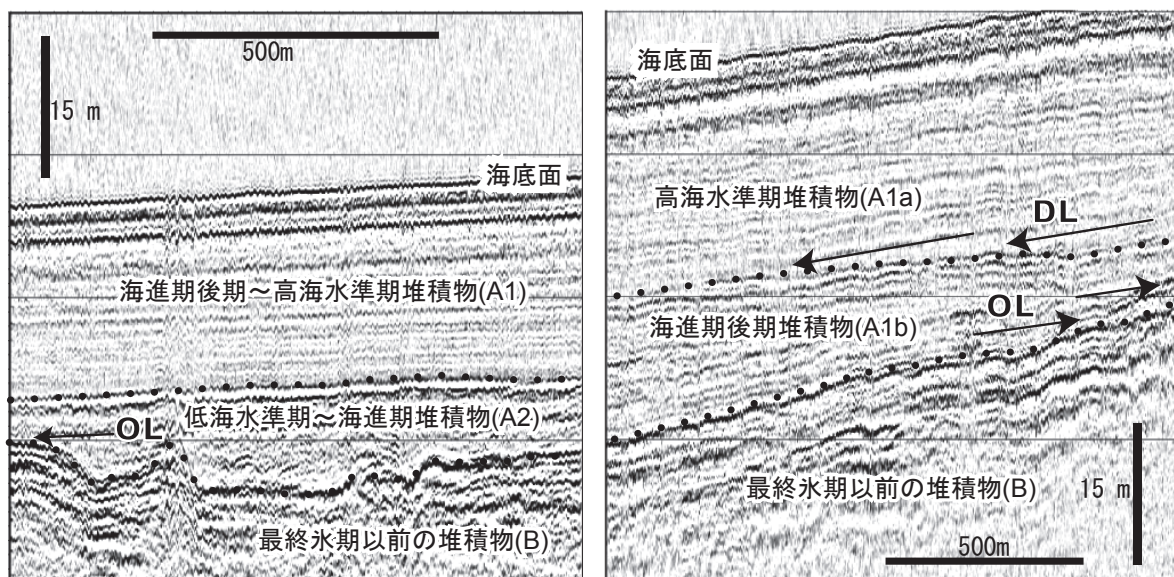
ない。海進期後期～高海水準期堆積層(A1)内の上部(高海水準期:A1a層)と下部(海進期後期:A1b層)は境界面が不明瞭なところもあり、その成因は今後の検討課題であるが、A1a層中にはダウンラップや海側へのクリノフォームが認められることから、現在の海岸からの碎屑物供給が示唆される。以下にまとめると、本調査で認められる堆積層は最終氷期以前の堆積層(B層)とそれ以降の堆積層(A層)に区分され、さらに最終氷期以降の堆積層(A層)は低海水準期～海進期堆積層(A2層)、海進期後期堆積層(A1b)、高海水準期堆積層(A1a層)に区分される(第3図)。

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

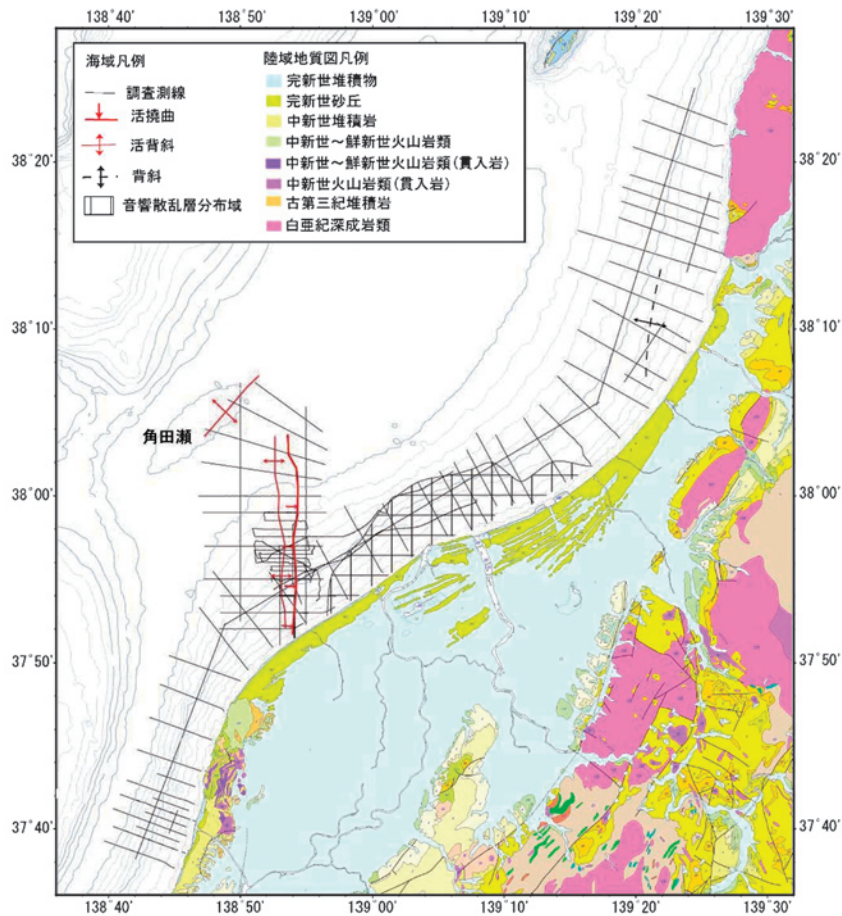
Fig.3 Stratigraphy off the northern Niigata Prefecture based on high- resolution seismic profiles.
OL: Onlap DL: Downlap

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

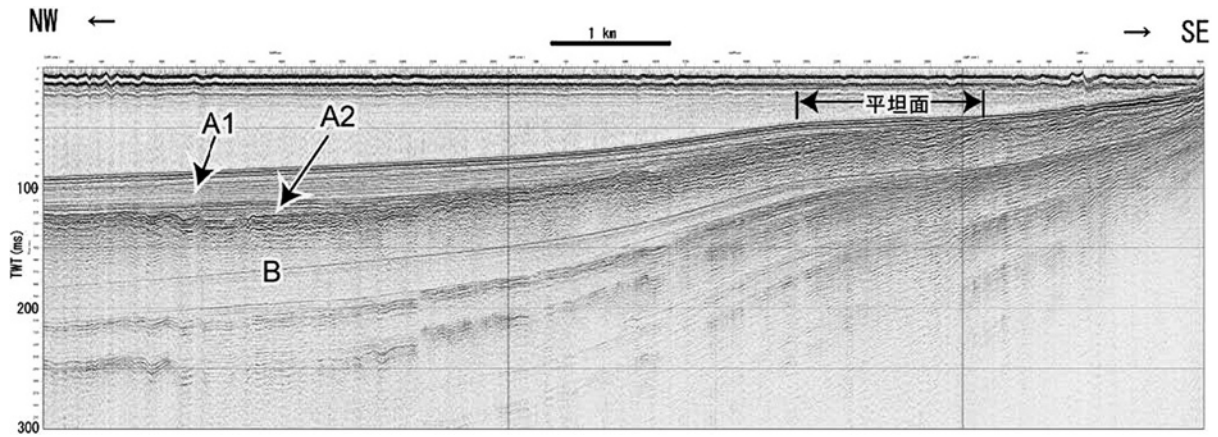
新潟平野沖の海底地形は、信濃川・阿賀野川の河口沖合では水深30mまでは約4度、それより沖合では約6度と、水深30m付近に傾斜の変換点が存在する（第6図）。その他の海域では海岸（南東）から沖合（北西）へ比較的緩やか（約2度）に深くなる海

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



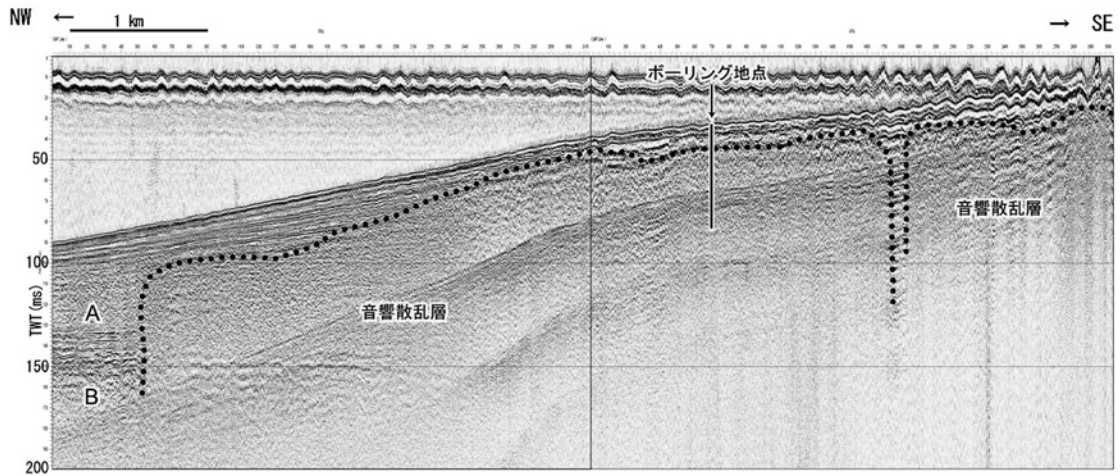
第4図 新潟県北部海域の構造図。
陸域の地質図はシームレス地質図（地質調査総合センター，2010）より転載。凡例は海岸線近傍のもののみを簡略化して表示している。

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



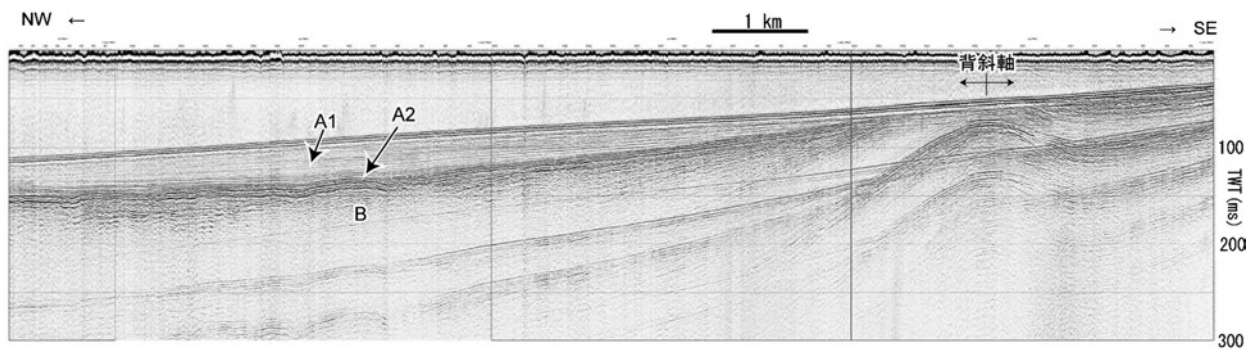
第 5 図 蒲萄山地西方沖（岩船沖）の反射断面.

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



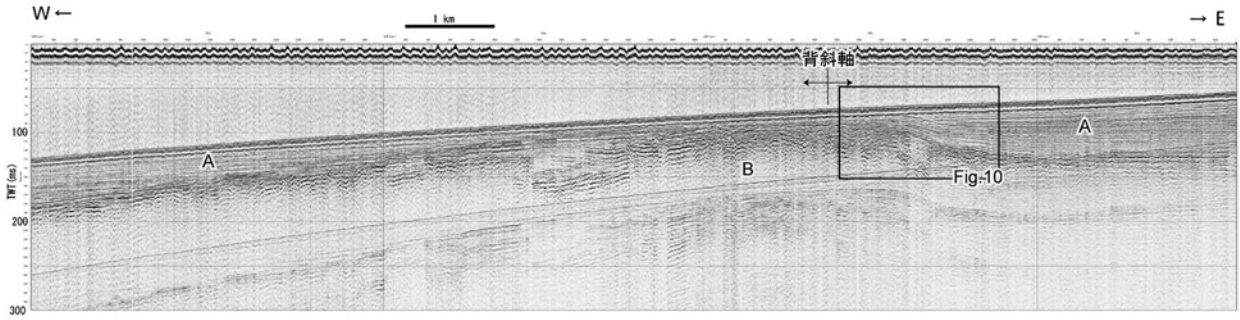
第 6 図 新潟平野阿賀野川沖の反射断面.

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



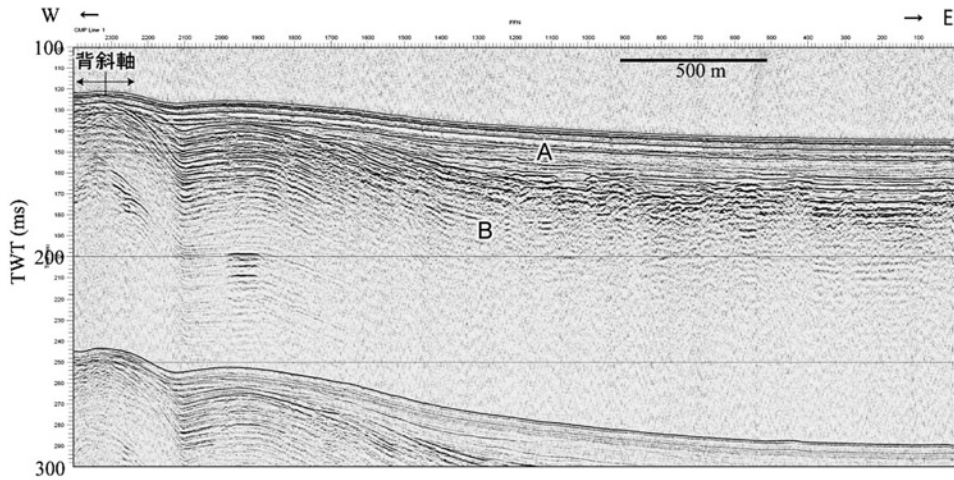
第 7 図 新潟平野胎内川沖の反射断面.

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。

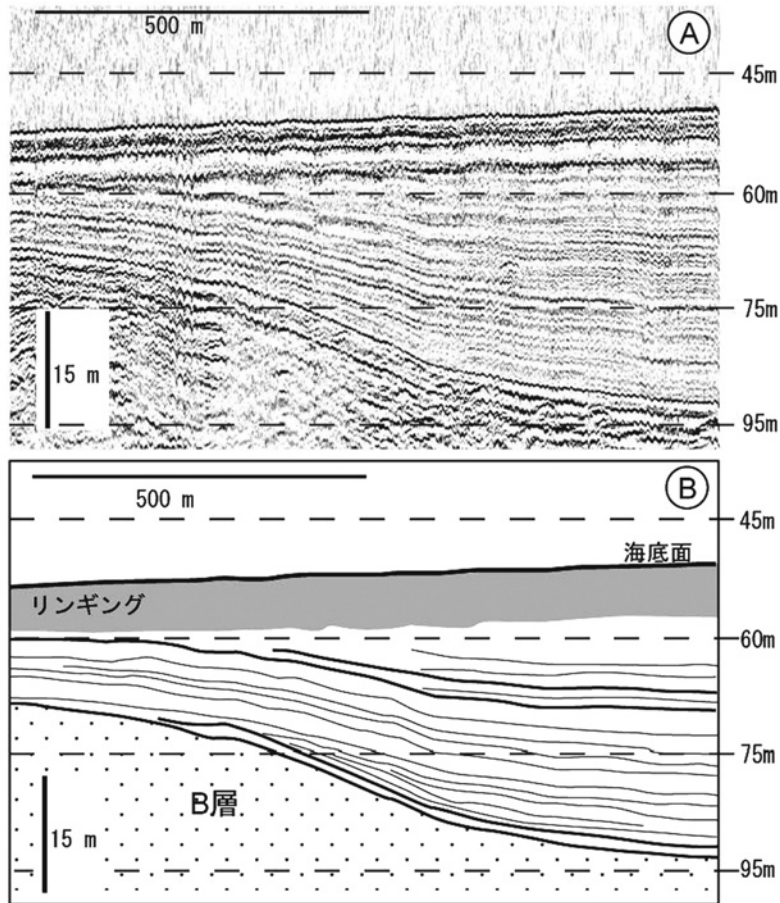
4.2.3 四ツ郷屋沖

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。

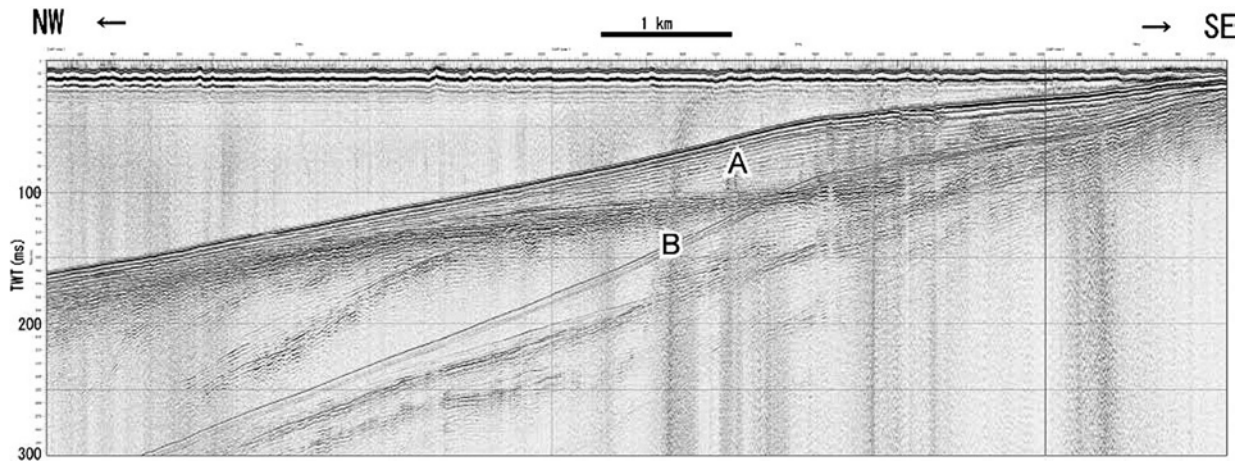
5. まとめ

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.

海溝型地震履歴解明の研究

Study of subduction zone paleoearthquakes

藤原 治¹・澤井祐紀¹・藤野滋弘¹・行谷佑一¹・岡村行信¹

Osamu Fujiwara¹, Yuki Sawai¹, Shigehiro Fujino¹, Yuichi Namegaya¹
and Yukinobu Okamura¹

Abstract: There are many topographic or geologic records of offshore great earthquakes along the coastal area, thus we will be able to reveal the history of ancient great earthquakes from topographic and geologic investigations in coastal area. In Hokkaido, age of sediments collected from marsh sediments in Akkeshi area was determined to be ranging from 3,000 years ago to recent and we will continue to analyze the sediments to clarify crustal movements related to great earthquakes. In NE Japan coast, three tsunami deposits during the last 3,000 years were obtained from coastal plain of Joban area. In Tateyama plain of Boso Peninsula, two sandy layers that are inferred to be tsunami deposits around AD 1,000 and 1,300 were obtained. To reproduce ancient tsunami invasion into the onshore coastal plane, digital elevation data were build by removal of recent constructions (harbors, sea walls and others) from recent digital elevation data of the Joban and Boso coasts. In SE Japan, crustal movements and tsunami deposits were investigated around Lake Hamana and Shima Peninsula. The survey around Lake Hamana suggests that the area was subsided after the 14th century, which is inferred to be crustal movement related to one of ancient subduction zone earthquakes along the Nankai Trough. The 10 m sediment cores were obtained in the Shima Peninsula, and 8 tsunami deposits were found in the sediments during the period from 500 to 4000 years ago. In 2009, giant earthquake occurred and caused tsunami which destructed Samoa Island, south Pacific. We joined the tsunami survey team from Japan and found that the height ranges from 2 to 16 m in Tutuila Island, and it was higher in the western part of the island.

1. はじめに

沈み込み帯に面する日本列島は、海溝型地震とそれによる津波によってしばしば大きな被害を受けてきた。それらの地震は発生間隔が 100 年前後のものが多く、歴史記録に基づいて発生履歴がおおよそ明らかになっている。しかしながら、海岸付近の地形及び地質の調査から、歴史記録に残されていない巨大な津波がまれに発生していることが明らかになってきた。そのような地震と津波の履歴を解明するために、北海道から西南日本までの太平洋沿岸域で調査を実施した(図 1)。また、2009 年 9 月に発生したサモア諸島沖地震に伴う津波の現地調査も実施した。

2. 北海道

2.1 目的と背景

近年における機器観測や古地震学的研究の成果により、千島海溝南部における海溝型地震の多様性が明らか

かにされてきた。千島海溝南部では、十勝沖で 1843 年、1952 年、2003 年に、根室沖で 1894 年と 1973 年に M8 クラスの巨大地震が発生している。これらの地震に関しては、当時の検潮記録に基づく津波波形の検討が行われており、それぞれの震源域が異なっていたことが明らかになっている。こうした 19-21 世紀の海溝型地震だけで見ても千島海溝南部における海溝型地震は多様であることが分かるが、最近 10 年間に行われた古地震学的研究は、千島海溝南部で 17 世紀に発生した連動型地震の存在を明らかにしている。北海道の湿原堆積物中に残された津波堆積物を詳細に検討した Sawai et al. (2009) によれば、過去 5,500 年間に 15 回の巨大津波が浜中町霧多布湿原を浸水しており、それらの多くは 17 世紀に発生したような連動型地震によるものと考えられている。一方、同地域の相対的海水準変動を復元した Sawai et al. (2004) によれば、17 世紀の連動型地震と同時期に海岸が大きく隆起している。また、厚岸町と根室市の湿原で

¹産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center)

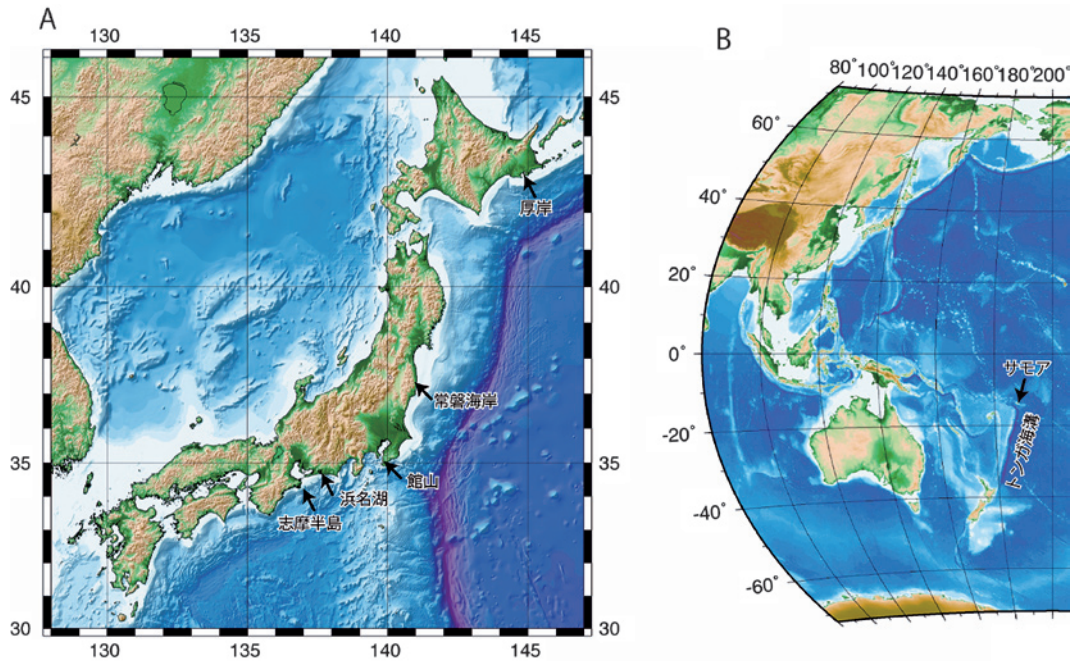


図1 調査地域. A: 日本国内, B: 西太平洋.

は、17 世紀以前に海岸湿原の離水が確認されている (Sawai, 2001; Sawai et al., 2002). こうした津波堆積物と離水イベントの繰り返しから、千島海溝南部では、17 世紀に発生したような連動型地震のたびに大きな海岸の隆起が発生していたと推定されている。

2.2 調査内容

過去において地震に関係した海岸の隆起が繰り返しているのかを検証するため、昨年度は、北海道東部の厚岸湿原において相対的海水準変動の復元を行うための地質調査が行われた。本年度は、昨年度に得られた泥炭層から種子や果実などの大型植物化石を拾い出し、合計 30 件の放射性炭素年代測定を行った。その結果、厚岸地域の湿原堆積物は過去 3000 年間の環境変化を連続的に記録していることが明らかになった。また、泥炭層に挟まれる海成層の平面的な広がりや年代の対比により確認することができた。来年度以降は、堆積曲線を描いた地点において微化石分析を行い、相対的海水準変動の復元を連続的・定量的に行っていく予定である。

3. 常磐海岸

3.1 目的と背景

宮城県南部の仙台平野から福島県の常磐海岸にかけては、三陸海岸に比べて津波による被害が少ないと考えられている。例えば、1933 年 3 月 3 日の昭

和三陸津波の際には、岩手県大船渡市で 28m 超の津波が観測されたのに対して、仙台平野では山元町磯地域での 3.9m が最大だった (東京大学地震研究所, 1934)。また、1896 年明治三陸津波の際も、大船渡市で 38.2m (一説には 50m 以上) の津波が観測されたのに対し、仙台平野では 5m 以下であった (羽鳥, 1995)。このような近年の観測結果に対して、歴史記録には巨大な津波が仙台平野を襲ったという記述がある。平安時代に編纂された日本三代実録には、貞観十一年五月二十六日 (西暦 (ユリウス暦) 869 年 7 月 9 日) に関して以下のような記録がある。「陸奥国地大震動。流光如晝隠映。(中略) 去海数千百里。浩々不辨其涯俟矣。原野道路。惣為滄溟。乗船不惶。登山難及。溺死者千許。資産苗稼。殆無子遺焉」これは、陸奥の国において大地震が発生し、その後の津波によって 1000 名以上の溺死者がでたことを示している。この被災した陸奥国の国府は、現在の岩沼市あるいは多賀城市にあったとされているが、いずれにせよ仙台平野が地震動および津波による浸水被害を受けたことは間違いない。この地震に関係していると思われる伝承の記録は、茨城県、福島県、宮城県沿岸部に広く残されている (渡邊, 2000, 2001 など) が、津波 (貞観津波) の実体はよくわかっていない。

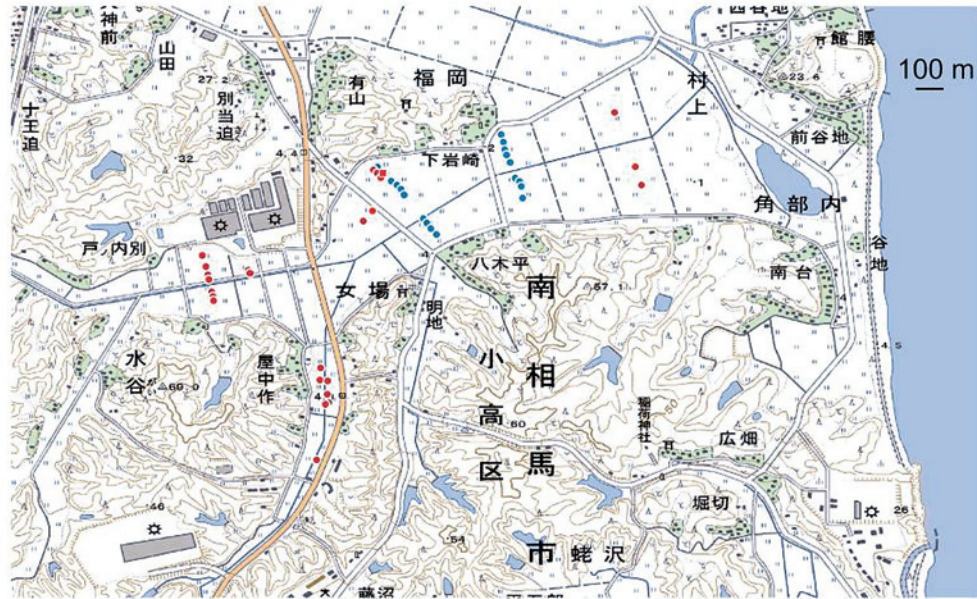
3.2 調査内容と結果

貞観津波を含めた巨大津波の浸水履歴を明らかにす

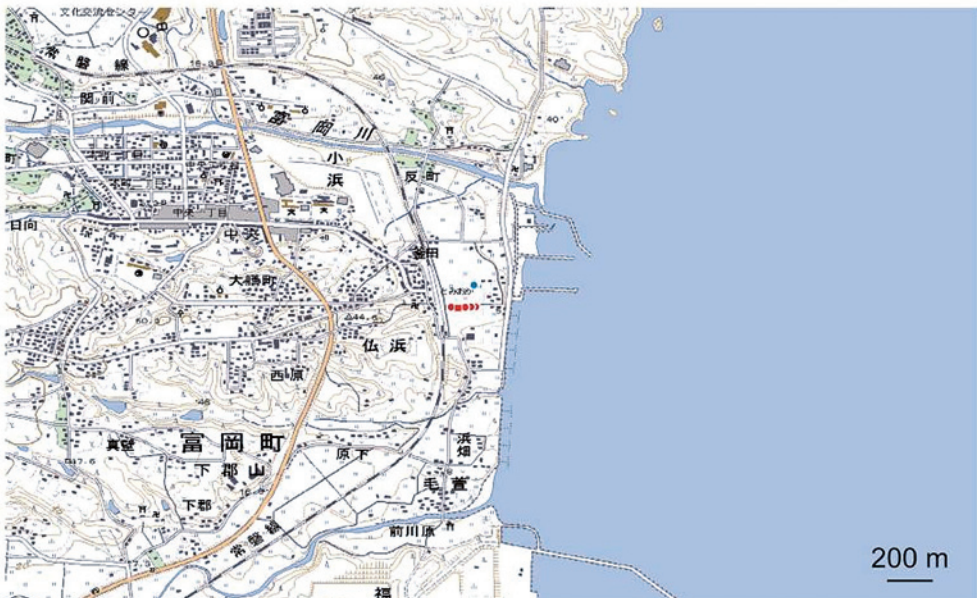
るため、福島県南相馬市小高区および福島県双葉郡富岡町において大型ジオスライサーを用いた掘削調査を行った(図2)。南相馬市小高区では、深さ3.2mまでの連続堆積物試料を採取した(図3)。掘削の結果、深さ0-45cmは現在の耕作土あるいは土地改良する直前の表層土からなることが確認された。深さ45-50cm、深さ60-70cm、深さ80-90cmには泥炭層あ

るいは有機質に富む黒色砂層が見られた。これらの有機質層に挟在する砂層(深さ50-60cm、深さ70-80cm)は石英あるいは長石に富み、多重級化構造を持つことが分かった。また、深さ50-60cmの砂層には有機質泥からなる偽礫が多く観察され、深さ70-80cmには明瞭な平行葉理が認められた。深さ90-120cmには泥質砂層が分布し、この砂層の最下部で

南相馬市小高区



富岡町



- 平成21年度の掘削地点 (ハンディジオスライサー, ハンドコアラ)
- 平成21年度の掘削地点 (大型ジオスライサー)
- 平成20年度の掘削地点

図2 南相馬市小高区および双葉郡富岡町における掘削調査地点.

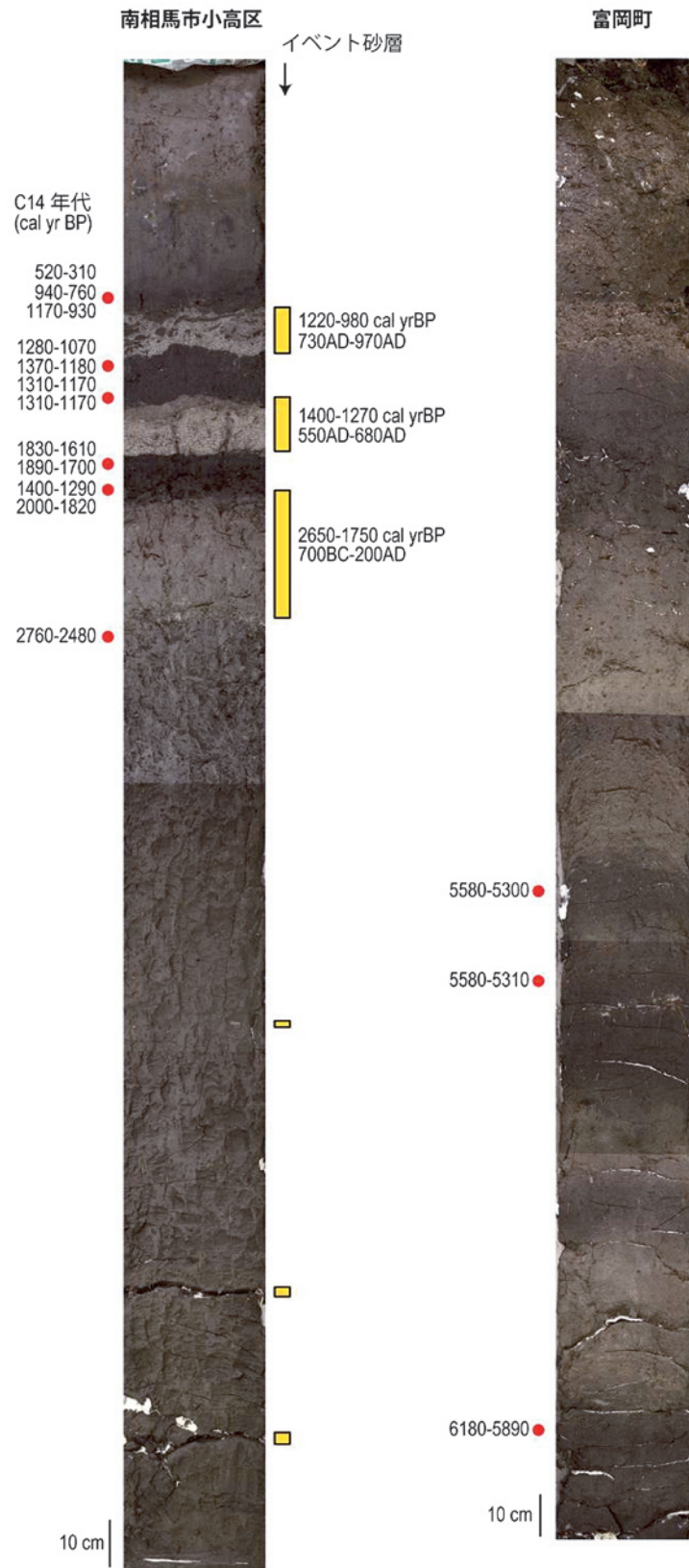


図 3 南相馬市および富岡町で採取した大型ジオスライサー試料。写真左側の赤丸は放射性炭素年代を測定した層準を示す。写真右側の数字は、OxCal によって推定された砂層の堆積年代。

は細粒～中粒の石英質砂に変化するものが確認された。深さ 120-320cm は無機質泥層が分布するが、この泥層中にも砂層（深さ 200cm, 深さ 256-258cm, 深さ 290-293cm）が挟在するのが認められた。これらの砂層の堆積年代を推定するため、砂層の上下の地層から大型植物化石（種子、果実、小枝、葉など）を拾い出し、放射性炭素年代測定を行った。放射性炭素年代測定結果を踏まえ、コンピュータプログラム OxCal version 3.10 を用いてベイズ統計理論に基づく砂層の堆積年代を推定したところ、上位からそれぞれ 1220-980cal yr BP, 1400-1270cal yr BP, 2650-1750cal yr BP という結果を得た。この結果は、本地域で認められた砂層のうち最上位のものが貞観津波に伴った津波堆積物であることを示唆している。双葉郡富岡町では、深さ 3.5m までの連続堆積物試料を採取した。掘削の結果、深さ 0-75cm は、土地改良時の盛土が分布することが確認された。深さ 75cm 以深は基本的に砂質層からなるが、深さ 75-100cm, 深さ 190-200cm, 深さ 215-245cm, 深さ 265-275cm, 深さ 320-350cm では有機質に富むシルト質砂層になることが認められた。深さ 195cm 付近と深さ 220cm から採取された炭素片の放射性炭素年代を測定した結果、それぞれ 5580-5300cal yr BP, 5580-5310cal yr BP という値を示した。深さ 225cm に明瞭なパミス質の火山灰が確認されたが、化学組成分析の結果から沼沢一沼沢湖テフラ (Nm-NM) と推定された。Nm-NM は約 5000 年前に降下したとされていることから、炭素片から得られた放射性年代と大きく矛盾しない。富岡町においても、大型ジオスライサーで確認した砂層の分布を明らかにするため、ハンドコアラーを用いた掘削調査を行った。本年度は、ハンドコアラーおよびハンディジオスライサーで得られた試料の年代測定を行えなかったため、津波起源と考えられる砂層の平面的な広がりを精度よく追うことができなかった。今後は、年代測定件数をさらに増やして砂層の分布を把握する予定である。

4. 常磐海岸における過去の地形の復元

4.1 目的と背景

869 年貞観地震津波の断層モデルを検討するために、断層モデルをいくつか仮定して宮城県石巻平野および仙台平野において津波の浸水計算が行われた（佐竹他, 2008）。計算された浸水域と、これまでに明らかにされた貞観津波の堆積物の分布（穴倉他,

2007; 澤井・他, 2007; 2008 など）とを比較し、後者を良く再現する断層モデルを貞観地震の妥当な断層モデルとした。これによれば、正断層型地震（昭和三陸地震の断層モデルを仙台沖に設定）や、津波地震（明治三陸地震の断層モデルを仙台沖に設定）、および仙台湾内の活断層の断層モデルでは、仙台平野や石巻平野に残る貞観津波の堆積物の位置まで津波が浸水せず、断層モデルとして妥当ではないことが報告されている。一方、プレート境界型の地震については、モデル 8（上端の深さ約 31km; 断層の長さ 100km; 幅 100km; すべり量 10m; Mw8.3）と、モデル 10（上端の深さ約 15km; 断層の長さ 200km; 幅 100km; すべり量 7m; Mw8.4）の場合に、同平野に残る津波堆積物の位置まで津波が浸水することが示された。モデル 10 による震源域の南端は、モデル 8 のものよりも南方に位置する。震源域の南端がどこまで達するかは仙台平野や石巻平野における津波シミュレーションでは拘束できなかった。

最近、産業技術総合研究所や東北大学により福島県沿岸における津波堆積物の調査が行われている。この領域における津波堆積物の有無は、上記の震源域の南端がどこまで達するかという問題に対して拘束条件となる可能性がある。そこで、今後これらの地域で詳細な津波計算を行うために、福島県沿岸部における詳細な地形データを、できるだけ当時の地形を再現するように作成した。

4.2 業務の内容

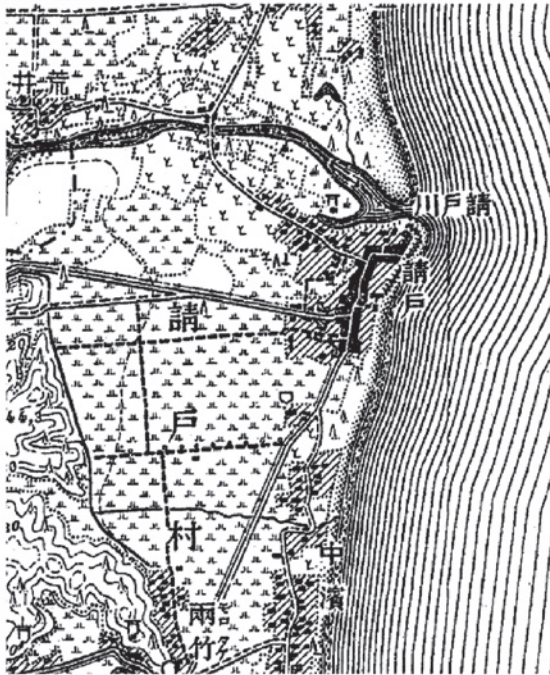
福島県沿岸部について、25m 間隔のグリッド化された地形データ（水深データおよび陸上標高データ）を作成した。まず水深データの作成には、日本水路協会発行の「海底地形デジタルデータ (M7004 および M7005)」および「日本全域海岸線データ」を用いた。ただし、「海底地形デジタルデータ」外の海域においては同協会発行の「日本近海 30 秒グリッド水深データ (JTOPO30)」を用いた。陸上領域については、海岸線から内陸に 1km の範囲は国土地理院が提供する「海岸における 3D 電子地図」を用い、それより内陸部は福島県が所有するレーザープロファイルデータを用いた。ただし、さらなる内陸部など、いずれのデータも存在しない地域については、国土地理院が発行する「数値地図 50m メッシュ (標高)」を用いた。

つぎに、海岸線の位置を地震当時の海岸線に近くするために、人工改変前の位置に戻す作業（防波堤や埋

め立て地を海化するなど)を行った。この過去の海岸線の推定には、国土地理院の旧版地形図ならびに戦後に撮影された米軍航空写真を参考にして人工変更前の地形を復元した(図4)。この結果を図5および図6に示す。防波堤や埋め立て地などの人工物が取り除か

れている。今後、ここで得られた地形データを用いて津波のシミュレーションを行うことで、より信頼性の高い貞観地震の断層モデルを推定する予定である。

(a) 旧版地形図



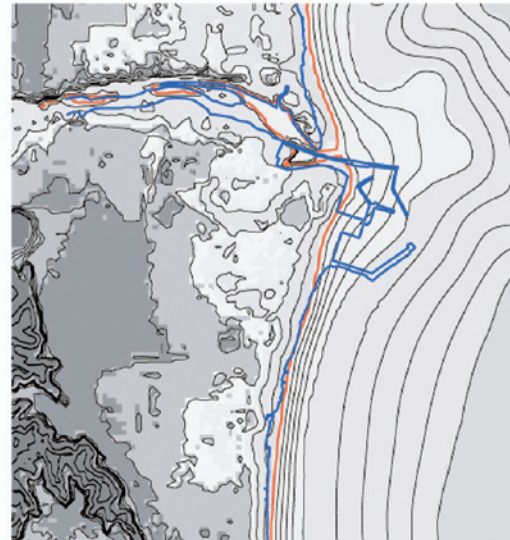
(b) 米軍航空写真



(c) 現在の地形図



(d) 人工物を取り除いた推定海岸線



— 現在の海岸線
— 人工物を取り除いた海岸線

図4 現在の海岸線から人工物を取り除くときに参考にした資料(福島県双葉郡浪江町請戸の例)。(a)国土地理院発行の旧版地形図(b)国土地理院提供の航空写真(c)国土地理院発行の現在の地形図(d)人工物を取り除いた海岸線と現在の海岸線との比較。

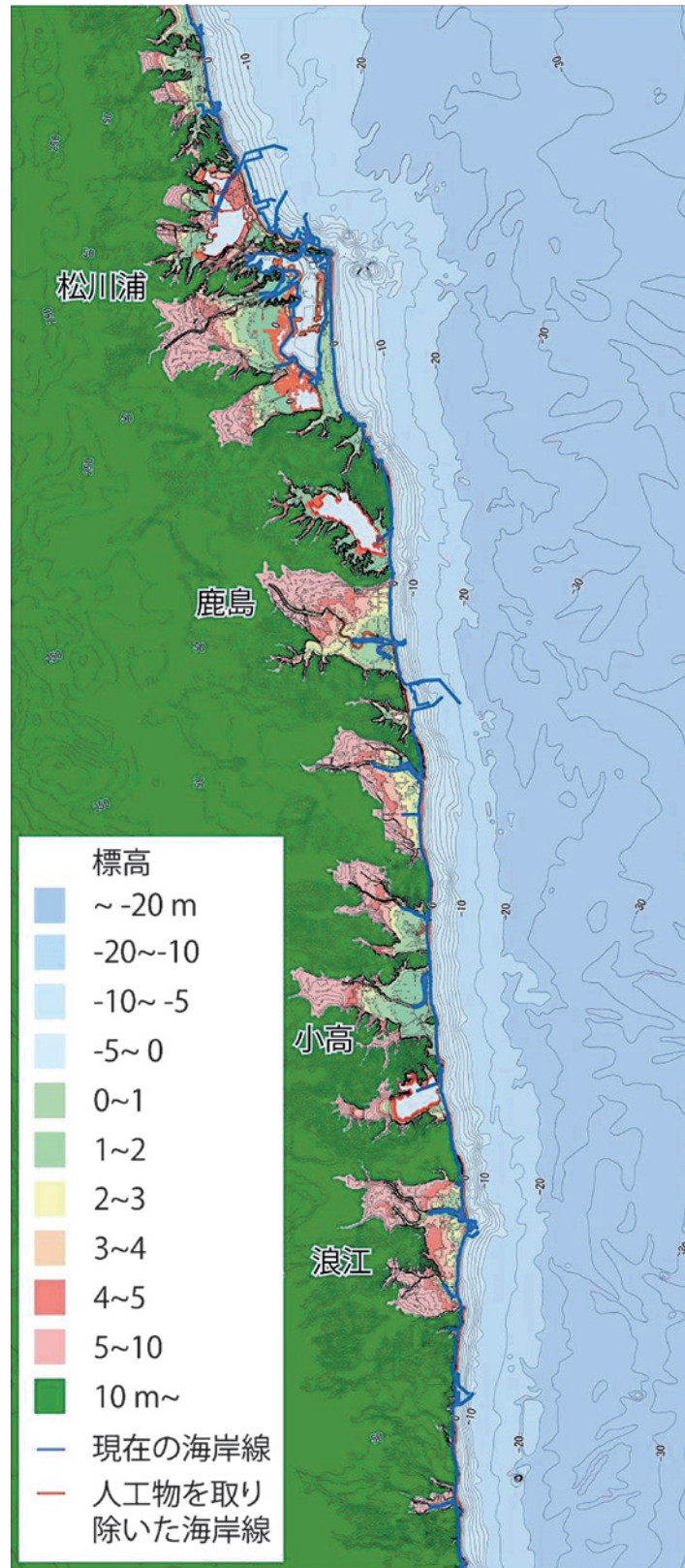


図5 本業務で得られた詳細な地形データ（福島県相馬郡新地町～双葉郡大熊町）.



図6 本業務で得られた詳細な地形データ(福島県双葉郡富岡町～いわき市).

5. 房総半島における過去の地形の復元

5.1 目的と背景

1703年元禄地震はフィリピン海プレートと北米プレートの境界部で発生した地震であり、海岸の隆起・沈降分布、あるいは津波高さ分布などに基づいて、いくつかの断層モデルが提案されている。これらのモデルは大きく分けて2つのタイプに分類することができる。すなわち、一つは Matsuda et al. (1978) に代

表されるように房総半島南東方沖合まで破壊域が延びたとするモデルと、もう一つは笠原他(1973)に代表されるように破壊域は房総半島南部にとどまり、沖合へは破壊が達しなかったとするモデルである。房総半島南東方沖合まで破壊が進んだか否かを知ることは、長期的な地震の発生メカニズムをとらえる上で重要である。

本業務ではこれまでに、反射法地震探査から明らかになったフィリピン海プレートの上面形状(Sato et

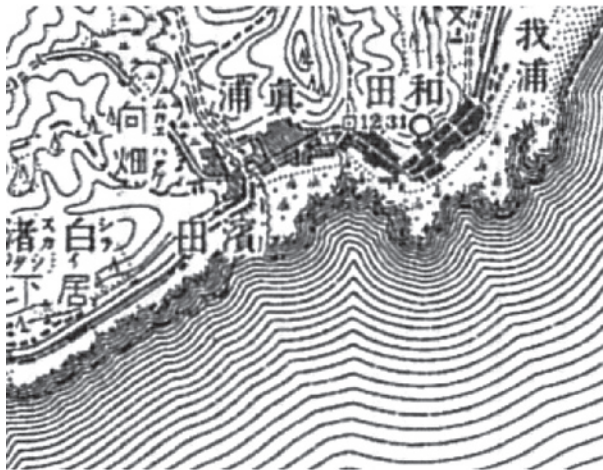
al., 2005 ; 武田他, 2007 ; Tsumura et al., 2009) に沿って相模湾周辺, 房総半島周辺, および房総半島南東方沖に小断層を設置し, 地形・地質学的に判明した沿岸部の隆起・沈降量や歴史記録による津波高さおよび浸水域などの情報を用いて同地震の断層モデルを推定してきた。この結果, 房総半島南東方沖合まで破壊域が達すると, 津波供養碑の位置から推定される九十九里浜の津波浸水域を再現することがわかった。ただし, 九十九里浜以外にも津波のデータは存在し, たとえば同じ房総半島内では上総湊や保田, 岩井, 館山, 千倉, 鴨川, および御宿などでも津波の高さが判明している(羽鳥 1976)。これまで検討してきた元禄地震の断層モデルの信頼性をより上げるためには, これらの九十九里浜以外における津波高さの再現性についても議論する必要がある。そこで, 今後これらの

地域で詳細な津波計算を行うために, 千葉県富津市, 鋸南町, 南房総市, 館山市, 鴨川市, 勝浦市, 御宿町, いすみ市, および一宮町含む領域における詳細な地形データを, できるだけ当時の地形を再現するように作成した。

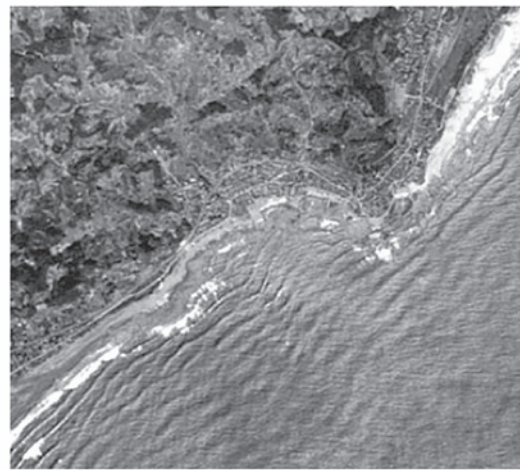
5.2 業務の内容

房総半島南部を含む, 北緯 $35^{\circ} 21'$ 東経 $139^{\circ} 43'$ ~ 北緯 $34^{\circ} 50'$ 東経 $140^{\circ} 28'$ の矩形領域内について, 25 m 間隔のグリッド化された地形データ(水深データおよび陸上標高データ)を作成した。まず水深データの作成には, 日本水路協会発行の「海底地形デジタルデータ(M7001)」および「日本全域海岸線データ」を用いた。ただし, 「M7001」外の海域においては同協会発行の「日本近海 30 秒グリッド水深データ

(a) 旧版地形図



(b) 米軍航空写真



(c) 現在の地形図



(d) 人工物を取り除いた推定海岸線

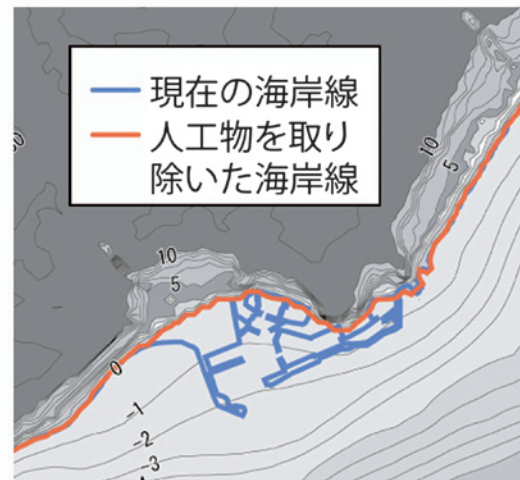


図7 現在の海岸線から人工物を取り除くときに参考にした資料(千葉県南房総市和田の例)。(a) 国土地理院発行の旧版地形図 (b) 国土地理院提供の航空写真 (c) 国土地理院発行の現在の地形図 (d) 人工物を取り除いた海岸線と現在の海岸線との比較。

(JTOPO30)」を用いた。陸上領域については、海岸線から内陸に 1km の範囲は国土地理院が提供する「海岸線における 3D 電子地図」を用い、それより内陸部は千葉県が所有するレーザープロファイルデータを用いた。ただし、さらなる内陸部など、いずれのデータも存在しない地域については、国土地理院が発行する「数値地図 50m メッシュ (標高)」を用いた。

つぎに、海岸線の位置を地震当時の海岸線に近くするために、人工改変前の位置に戻す作業 (防波堤や埋

め立て地を海化するなど) を行った。この過去の海岸線の推定には、国土地理院の旧版地形図ならびに戦後に撮影された米軍航空写真を参考にして人工改変前の地形を復元した (図 7)。この結果を図 8 および図 9 に示す。防波堤や埋め立て地などの人工物が取り除かれている。今後、ここで得られた地形データを用いて津波のシミュレーションを行うことで、より信頼性の高い元禄地震の断層モデルを推定する予定である。

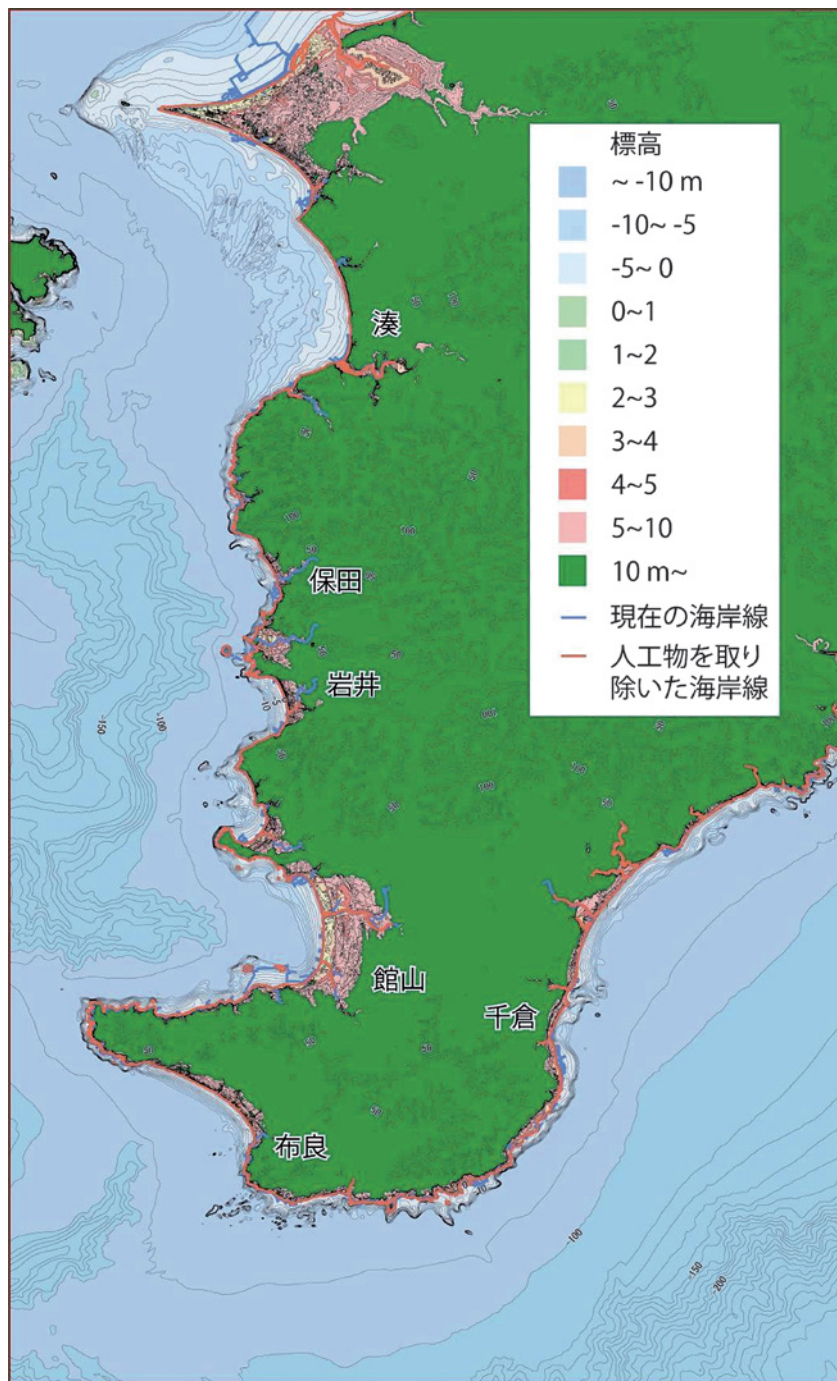


図 8 本業務で得られた詳細な地形データ (富津市～南房総市)。

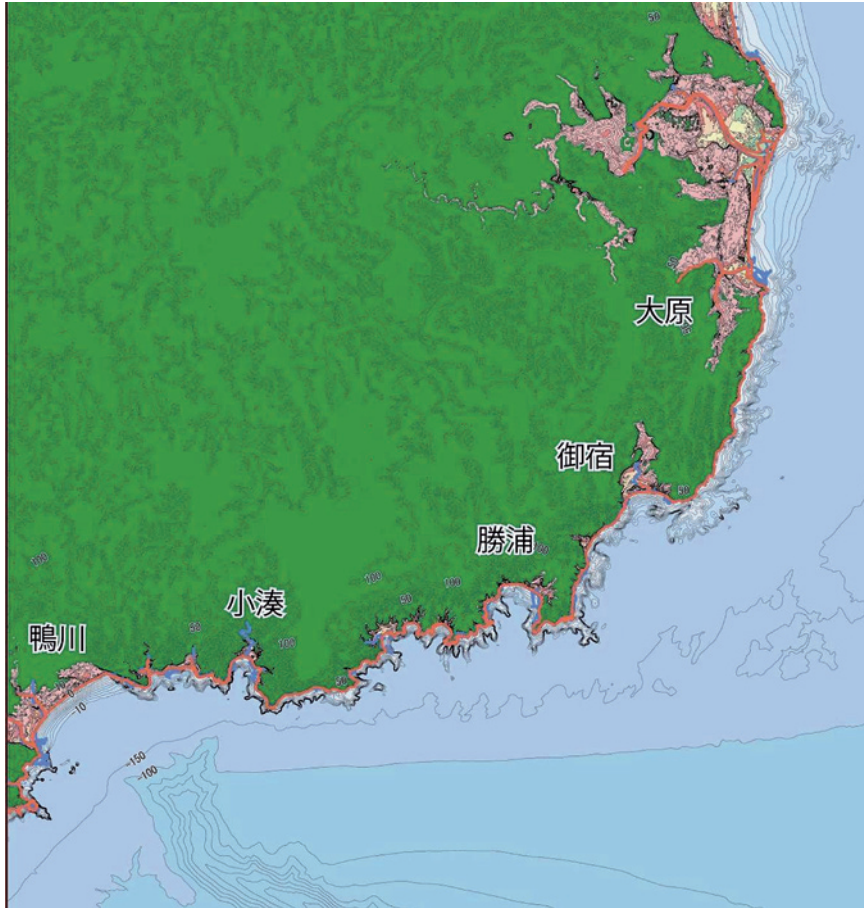


図9 本業務で得られた詳細な地形データ（鴨川市～一宮町）。

6. 相模湾沿岸の古地震調査

6.1 目的と背景

相模トラフで発生した関東地震については1703年元禄地震以前の履歴が未解明であり、より古い時代の履歴解明が関東地震の将来予測にとって重要な課題となっている。歴史記録の研究からは、元禄地震の一つ前の関東地震の候補として1293年永仁地震、または1433年永享地震が考えられている（石橋，1991，1994）。三浦半島周辺で行われた津波堆積物の調査（島崎ほか，2009）によれば、11世紀以降に3層の異常堆積層が認められ、年代測定の結果、上位の2層は大正および元禄地震による津波堆積物、最下位のものには1293年永仁地震に対応する津波堆積物と推定され、一つ前の関東地震が1293年永仁地震である可能性が示唆された。一方、房総半島南西岸の離水海岸地形の研究からは、1293年永仁地震の痕跡は未確認であり、これに代わってAD1000年頃に関東地震の発生が推定されている（穴倉ほか，2001など）。このように、既存の研究結果からは関東地震の履歴に食い

違いがある。房総半島南部の館山平野で掘削したジオスライサー・コア（コア長3.4～4.4m）の上部からは、大正と元禄の関東地震に伴う津波堆積物が報告されている（藤原ほか，2006）。これらのコアではさらに古い時代の地層にも、下位層を削り込んで覆い貝化石などが集積した異常堆積を示す砂礫層（イベント堆積物）が複数認められるが、詳しい年代は不明であった。これらの地層の年代を正確に推定し、関東地震の震源を挟んだ三浦半島の津波堆積物と対比することで、関東地震の履歴復元の信頼度が向上すると期待される。

6.2 調査内容と結果

元禄地震以前の津波堆積物を検出するため、相模湾沿岸の館山市と伊東市の海岸平野（図10，11）で掘削されたコアについて、層相・化石群集の再解析と ^{14}C 年代測定を行った。伊東市のボーリング・コアからは、歴史地震に対応するイベント堆積物は検出されなかったが、館山平野のジオスライサー・コアからは、元禄津波堆積物の下位に明瞭なイベント砂層が3枚認められた（図12）。 ^{14}C 年代測定の結果、これら

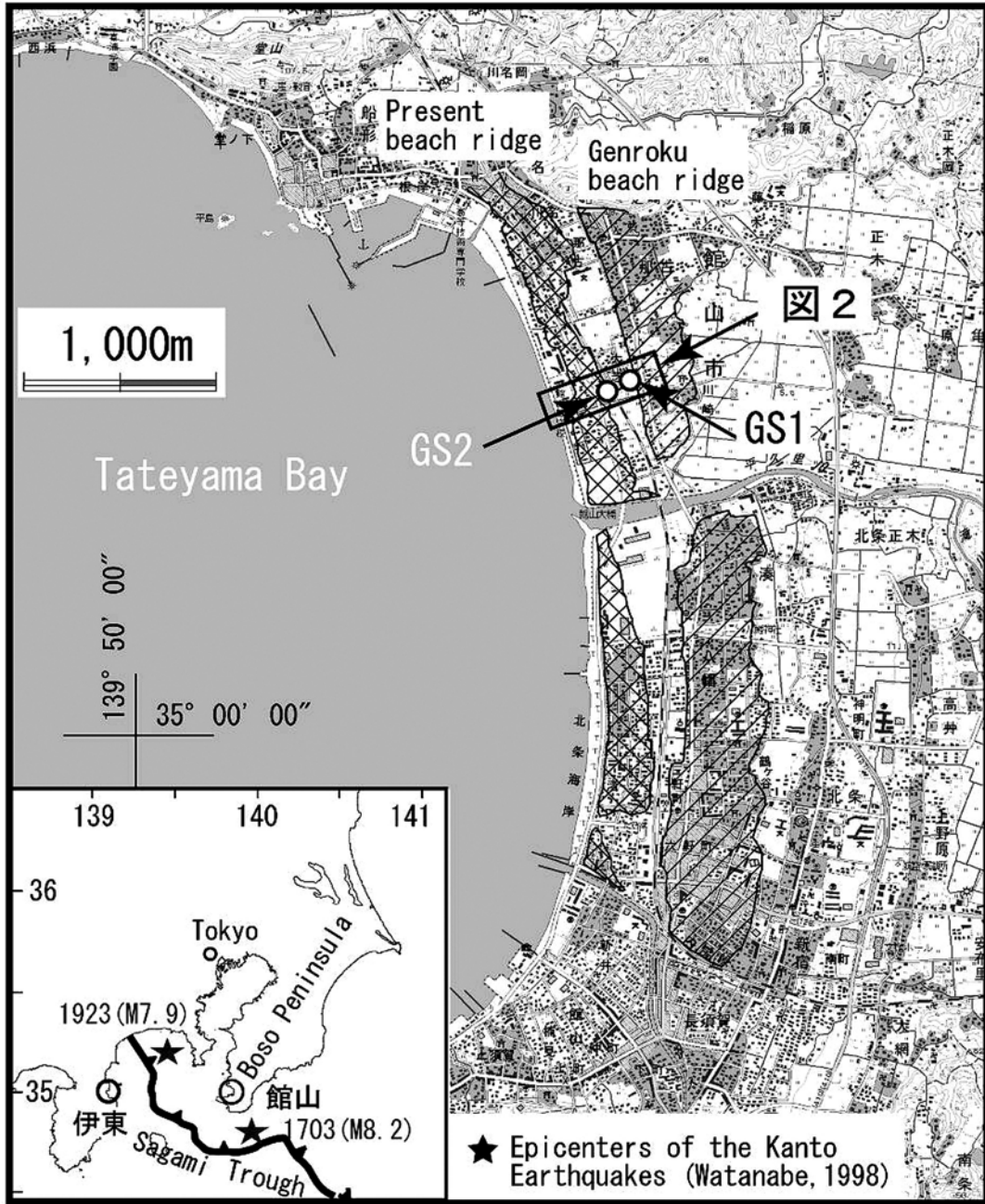


図 10 調査位置図。
藤原ほか（2006）を改変。

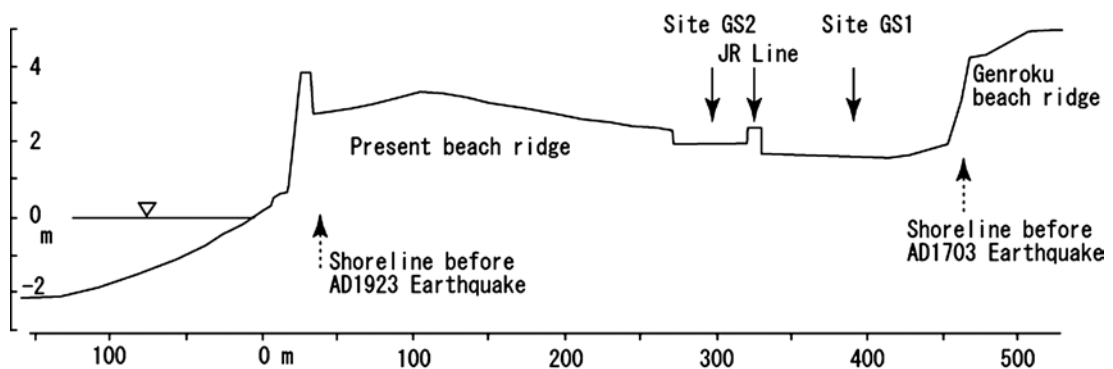


図 11 館山平野の調査地周辺の地形断面 藤原ほか（2006）による。

の堆積年代は上から順に、1300AD 頃、1100AD 頃、900AD 頃と推定された。1300AD 頃のイベント堆積物は、1293 年永仁地震に対応する津波堆積物の可能性がある。900AD 頃のイベント堆積物は砂層とシルト層が数 cm~10cm ごとに互層をなし、砂や礫を運搬する強い流れと、シルト層が堆積する流れの停滞期

が繰り返したことを示しており、長周期の津波で堆積した特徴（藤原，2007）を持つ。年代の推定誤差を考慮すると、このイベント堆積物は穴倉ほか（2001）が推定した AD1000 年頃の房総半島南部の隆起イベントに対応する津波堆積物の可能性がある。1100AD 頃のイベント堆積物については、津波や暴浪など複数

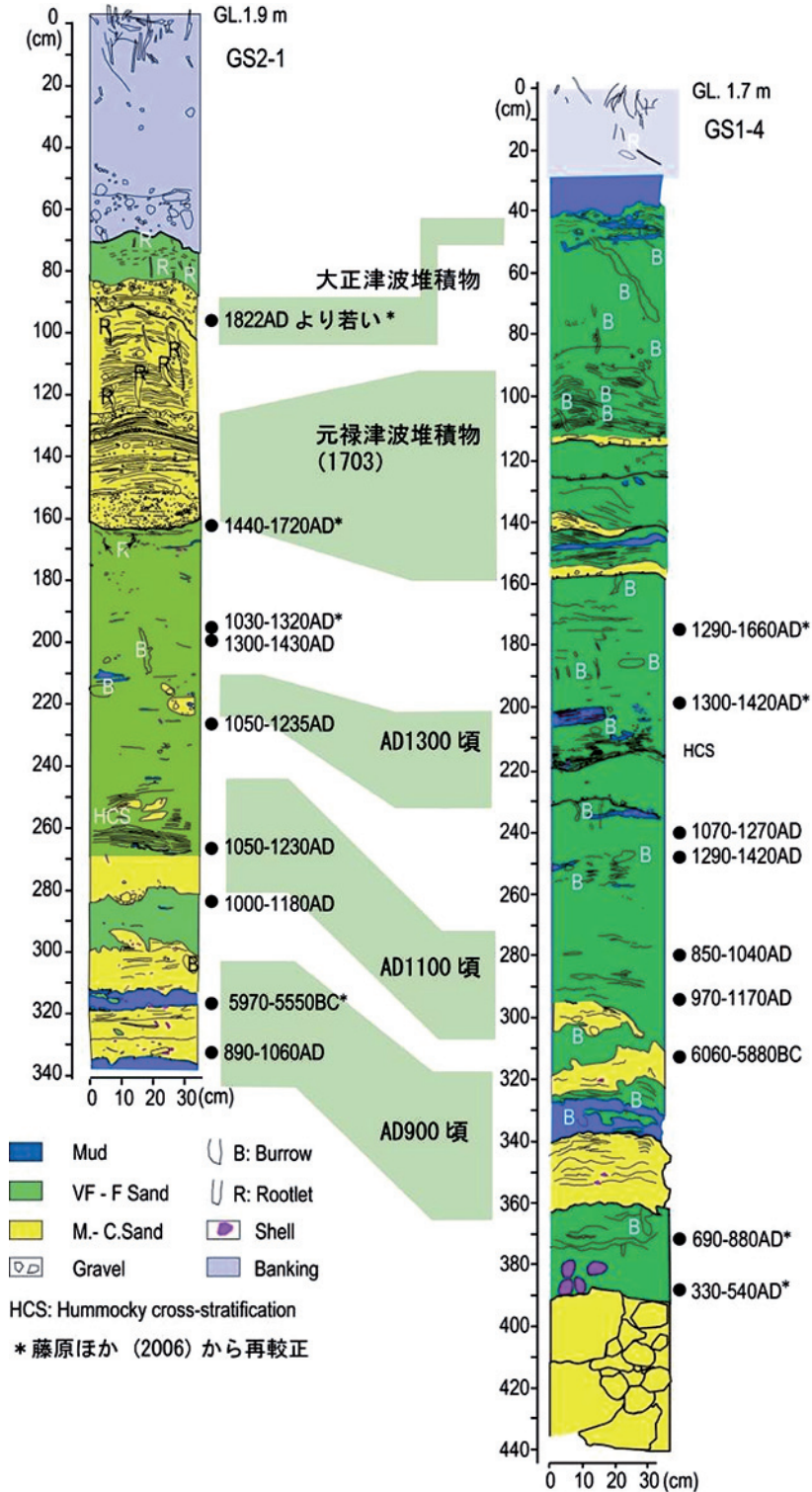


図 12 ジオスライサー・コアのスケッチと較正年代。
藤原ほか（2006）の図に新たな年代測定値を追加。掘削位置は図 11 に記載。

の原因が考えられ、現状では起源を確定できていない。なお、本研究に用いたコアは、原子力安全基盤機構の委託研究「原子力安全基盤調査研究」により 2003 年度～2004 年度に掘削したものである。

7. 浜名湖沿岸の古地震調査

7.1 目的と背景

東海 / 東南海地震の発生履歴は歴史記録などから復元されてきたが、地殻上下変動に関する情報は限られており、断層モデルの構築に課題を残している。また、既存研究からは地震ごとに断層破壊域の広がり異なることが示唆され、こうした地震の多様性の解明も重要な課題である。例えば、1854 年安政東海地震の破壊域は紀伊半島沖から駿河湾にまで及んだが、1944 年東南海地震は相対的に小規模で、破壊域は遠州灘までで駿河湾には及んでいない。一方、1707 年宝永地震は駿河湾から四国沖までの広範囲がほぼ同時に破壊した連動型地震と考えられている。東海 / 東南海地震の断層モデルは、Ishibashi (1981) によるモデルが広く受け入れられているが、熊谷ほか (2009) は東海地域の過去 100 年間の水準測量データや、フィリピン海プレートの形状を考慮して、これを改良した。この修正 Ishibashi モデルで安政東海地震時の地殻上下変動量を計算すると、掛川付近がヒンジラインとなり、これより東側では隆起が、西側 (浜名湖側) では沈降が起こる。ところが、文書や地層記録からは宝永地震では掛川南部の海岸で 1m を超える隆起が生じたらしい (藤原ほか, 2009 など)。熊谷ほか (2009) はこの隆起を説明する断層モデルとして、1) 掛川～磐田の地下に北東-南西に延びる逆断層 (分岐断層) を想定するモデルと、2) 駿河湾に沈み込む断層面のさらに深部延長部までがスリップするモデルの、両方の可能性を示した。1) の分岐断層は局所的な変動を説明できる一方で、このような浅い断層であれば地表に何らかの痕跡が見られてもよいと考えられるが、その痕跡ははっきりしない。2) の深部スリップモデルでは地震時の隆起が西方へ広がり、浜名湖周辺でも 50cm 程度の隆起となる。つまり、浜名湖周辺で地震時に沈降・隆起の何れが起きたかを解明することは、断層モデル構築の鍵となる。

7.2 調査内容と結果

浜名湖沿岸において過去の地殻変動や津波の痕跡を検出するため、1) 歴史地震に伴う地殻変動を記述し

た文書や絵図の収集、2) 歴史記録から地殻変動が推定される場所での予備的な掘削調査、3) 歴史記録の無い中世以前の古地震・津波の調査、を開始した。歴史記録からは、浜名湖北西岸の都田川低地 (図 13) で安政東海地震と宝永地震の際に水田の冠水が認められ、地震沈降が推定された。これを裏付けるため、冠水したとされる範囲で掘削調査と堆積物の ^{14}C 年代測定を行った。その結果、14 世紀以降に明瞭な層相変化が少なくとも 1 回認められ、歴史地震による沈降を示す可能性がある。中世以前の地震については、浜名湖南西岸の六間川低地 (図 14) から、津波堆積物と考えられる砂層を 1 層発見した (図 14, 15)。この砂層は潟湖や湿地で堆積した泥層・泥炭層に挟まれており、海側から陸側へ細粒化・薄層化しながら 500m 以上追跡でき、遡上した津波で形成された可能性が高い。堆積年代は ^{14}C 年代測定と火山灰分析の結果から、約 3400 年前と推定される。

また、これらの低地の過去 6000 年間における環境変化の概要を解明した (佐藤ほか, 投稿中)。来年度以降は、これらの低地で掘削地点を増やして層相の 3 次元的な分布を明らかにするとともに、花粉化石などの分析を行って、歴史地震に伴う沈降現象の有無を確認する予定である。

8. 志摩半島における津波浸水履歴調査

8.1 目的と背景

南海トラフ沿岸地域は有史以降、度々海溝型地震と津波の被害を被ってきた (宇佐美, 2003)。三重県志摩半島を含む東南海地域も永長地震津波 (1096 年) 以降歴史上記録のあるものだけでも明応地震津波 (1496 年)、慶長地震津波 (1605 年)、宝永地震津波 (1707 年)、安政地震津波 (1854 年)、東南海地震津波 (1944 年) によって被害を受けている。豊富な歴史記録が残されているため過去約 1300 年の南海トラフ沿い地域の地震・津波発生履歴は比較的よく知られているものの、江戸時代以前のものについては特定の地域に関する記述しかないなど、過去の地震活動を復元するには十分でないことがある (寒川, 2004)。例えば白鳳地震 (684 年) は遺跡の調査結果から東南海・東海地域まで破壊が及んでいたことが示唆されているが (例えば寒川 2004)、東南海・東海地域におけるこの地震・津波に関する文字記録は見つかっていない。歴史上記録されていない、もしくは先史時代の地震や津波の履歴を知るには地層に残された記録に頼るしか

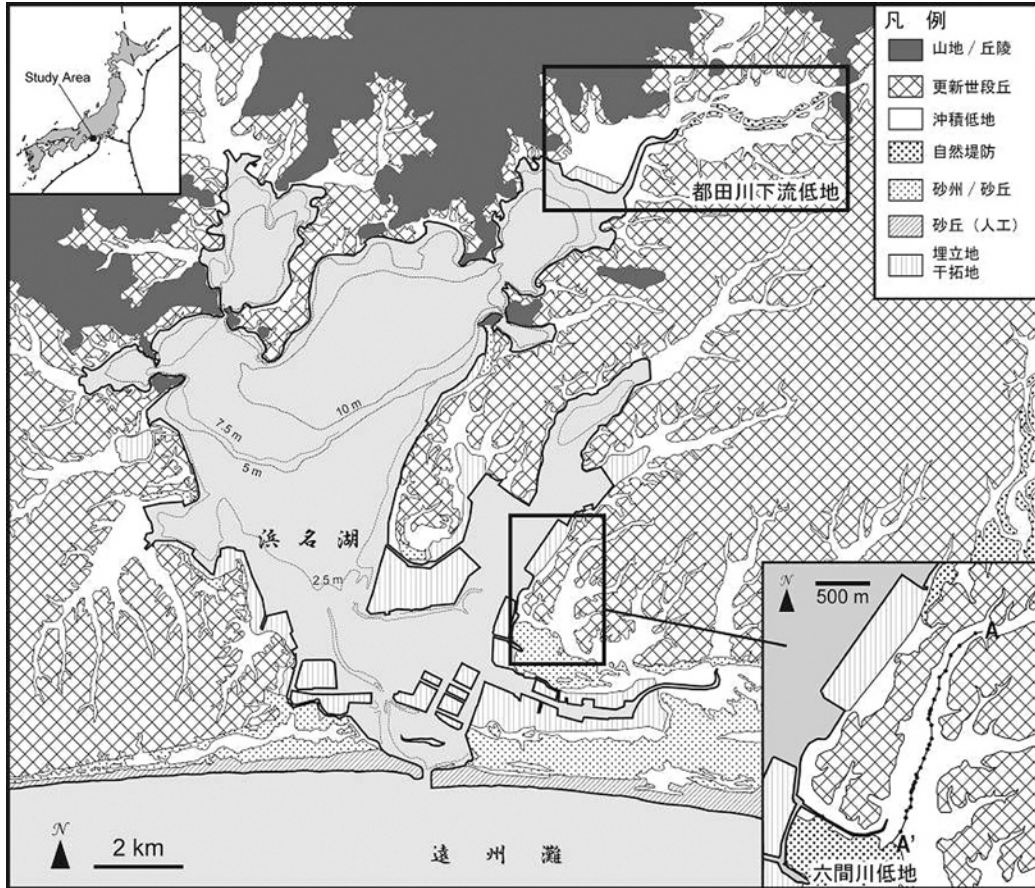


図 13 浜名湖周辺の地形分類と調査位置 佐藤ほか(投稿中)を改変.

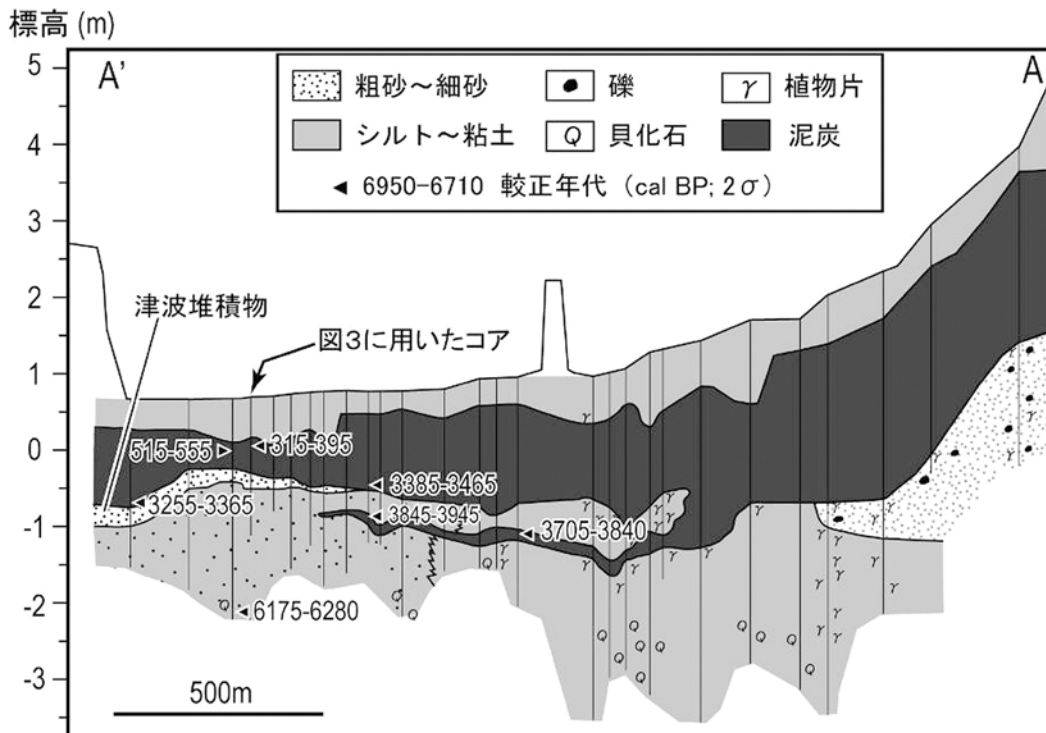


図 14 六間川低地の地質断面図 佐藤ほか(投稿中)を改変. A-A'の位置は図13に記載.

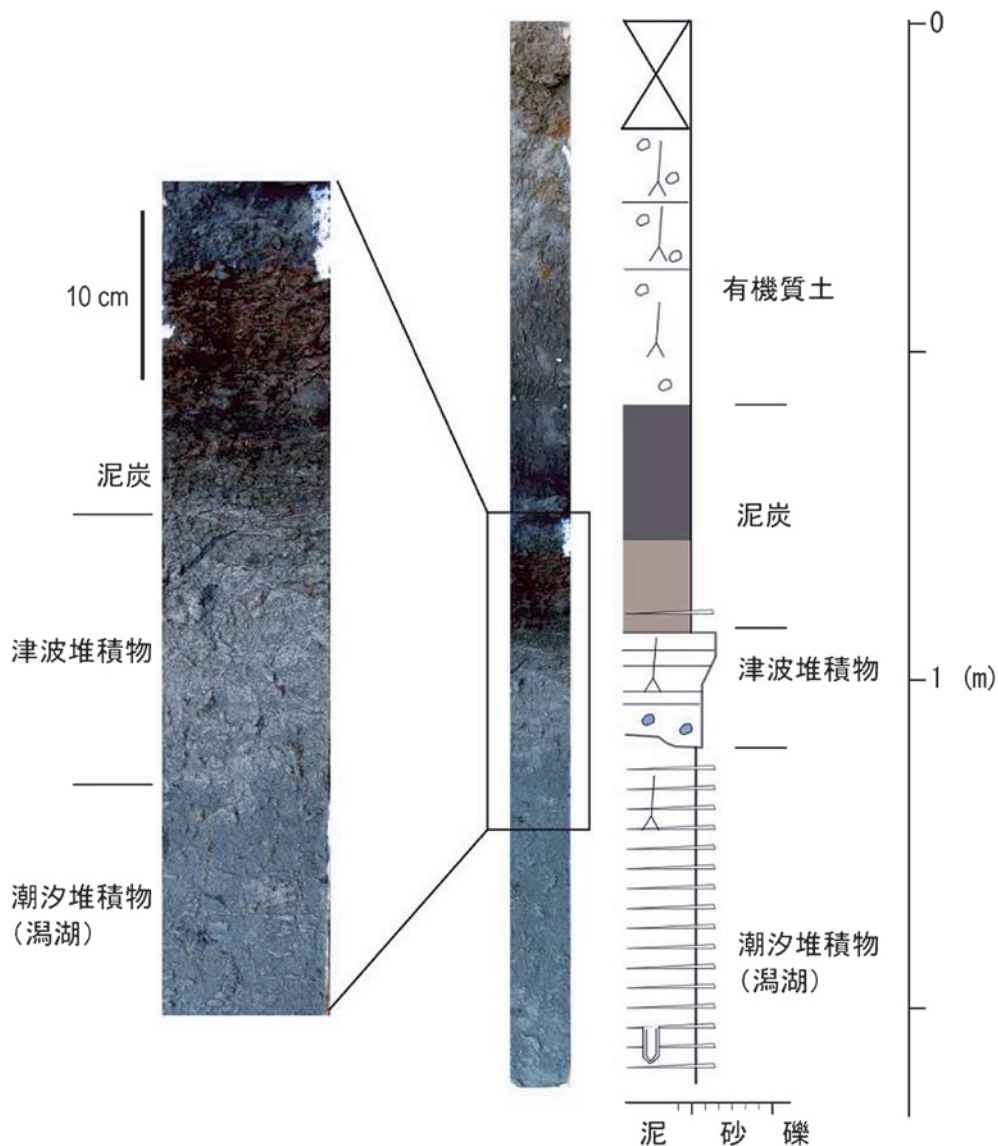


図 15 六間川低地で見られる津波堆積物。

ない。本研究では東南海過去数千年間の地震・津波履歴を明らかにするため志摩市阿児町の沿岸低地において堆積物調査を行った。この低地を含む一帯は安政地震津波（1854 年）による浸水被害を受け、田畑に砂が堆積した記録が残っている。

8.2 調査内容と結果

昨年度までに計 17 地点においてボーリングやハンドコアラーによる堆積物採取が行っている。本年度は昨年度までに得られた試料について放射性炭素年代測定を行うと共に、新たに土壌サンプラーやハンドコアラーを用いて 16 地点で堆積物採取を行った。その結果、約 500 年前から約 4000 年前の間に来た

塩性湿地の堆積物中に津波堆積物と考えられる海棲生物の遺骸を含む砂層が少なくとも 8 層見つかった（図 16）。それらの内上位の 3 層は歴史記録のある約 1300 年前以降に堆積したものであり、白鳳地震（684 年）や永長地震津波（1096 年）、明応地震津波（1496 年）などに対比されるかもしれない。今年度掘削した地点でも昨年度までに採取した試料とほぼ同じ層準で砂層を確認できた。

9. 2009 年サモア諸島沖地震津波の米領サモアにおける津波高さおよび被害の調査

9.1 目的と背景

2009 年 9 月 29 日 17 時 48 分頃 (UTC), 南太

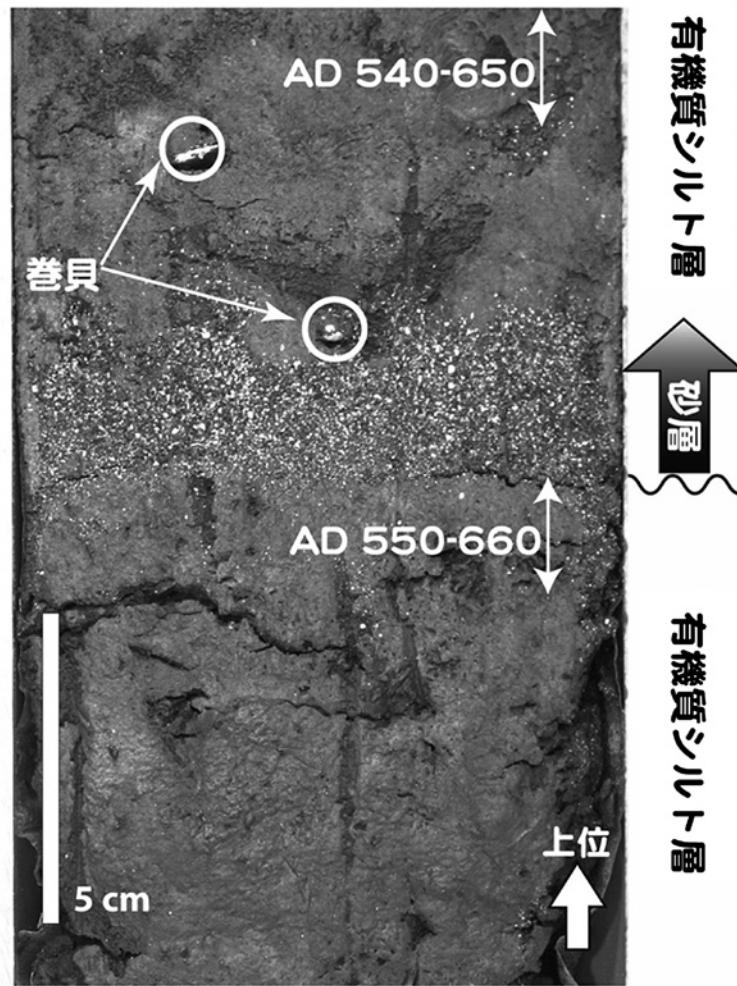


図 16 志摩半島阿児町甲賀字の沿岸低地において採取された津波堆積物の可能性がある砂層。

平洋のサモア諸島沖のトンガ海溝付近で、Mw8.1 (Global CMT) の正断層型の地震が発生した。この地震に伴い津波が発生し、震源域を囲むサモア独立国、米領サモア、およびトンガ国 (図 17) において死傷者や建物流失などの被害が生じた。一般的に、遡上した津波の高さや被害についての情報は痕跡や人々の目撃証言を頼りに得られるが、これらは時間が経つにつれ劣化が生じる。このため、できるだけ速やかに現地調査を行い、津波の高さなどを調査する必要がある。本調査では、津波来襲直後に米領サモアに入り、現地の津波高さや被害の調査を行った。

なお、この調査は越村俊一氏 (東北大学)、西村裕一氏 (北海道大学)、中村有吾氏 (北海道大学)、G. Fryer 氏 (PTWC)、Akapo Akapo 氏 (NWS, NOAA, Am. Samoa)、および Laura S. L. Kong 氏 (ITIC) との共同により行われた。

9.2 調査内容および結果

首都 Pago Pago が位置する米領サモア最大の島は Tutuila 島で、東西に約 30 km 延びる細長い島である。われわれは地震発生の日後である 2009 年 10 月 5 日から 8 日にかけての 4 日間、この Tutuila 島全島にわたる 50 地点において津波調査を行った。

調査内容は主に津波の被害の程度、浸水の痕跡や住民の目撃証言による浸水高 (津波来襲時の海面からの高さ) や浸水深 (地盤面からの高さ)、および住民の避難行動などを中心とした。とくに浸水高や浸水深についてはトータルステーションを用いて正確に測定することに努め、その測定値に対する信頼度も評価した。なお、測定時と津波来襲時の海面の高さについては Pago Pago における観測潮位を用いて補正した。

結果を図 18 に示す。このうちもっとも浸水高が高かった地点は、震源域に直面する島西端の Poloa で 16.3m (遡上高) であり、崖の上に生える植物が津波

により枯死した様子が明瞭に観察された。同集落では図 19 にあるようにほとんどの建物が破壊・流失されるという壊滅的な被害に見舞われた。その一方で住民からのヒアリング調査によれば、津波来襲以前に現地機関による津波の啓蒙活動があり、そのおかげで地震発生直後にほとんどの住民が高台に逃げたため、死者は 2 名にとどまった。このような傾向は全島に見られ、ラジオ放送を通じての避難の呼びかけも功を奏して、大きな被害が発生したにも関わらず島内の死者は 30 人強（人口約 7 万人）と比較的少なかった。震源域からもっとも遠方に位置する島東端の Tula においても、4-6m の浸水高が測定された（図 19）。浸水深にして 2.5m であるが、この程度の浸水深にしては建物の流失および全壊が激しく、流速が比較的速かったことが示唆される。建物の密度や人口密度が高い島中央部の Pago Pago では、4-7m の浸水高が測定された。同地域でも建物の流失や全壊が多く見受けられた。また、津波来襲直後に撮影された衛星写真には、空港の滑走路に打ち上げられた珊瑚片が観察されたが、こ

の位置を写真から読み取り、実際に滑走路でその高さを測定したところ 2m 程度の遡上高であった。このほか、ヒアリング調査により津波の第 1 波の押し引きや到達時刻などを調査したところ、おおむね全島で最初引き波から始まり、地震発生から 5-10 分程度で第 1 波が到達したことがわかった。

以上まとめると、次のことがわかった。(1) 震源域に直面する Tutuila 島西端では最大で 16m の遡上高が測定された。一方、島東端でも 6m もの浸水高が測定された。(2) ほとんどの集落で物の流失および全壊被害が甚大であり、特に南西岸の集落はほぼ壊滅状態であった。(3) 津波はまず引き波から始まり、地震発生から 5-10 分程度で第 1 波が来襲していたことが分かった。(4) 建物被害の割に死者数は少なかった。調査の結果、現地行政機関による啓蒙活動やラジオ放送を通じて避難の呼びかけのおかげで、地震直後に高台に避難する行動が根付いていたことがわかった。

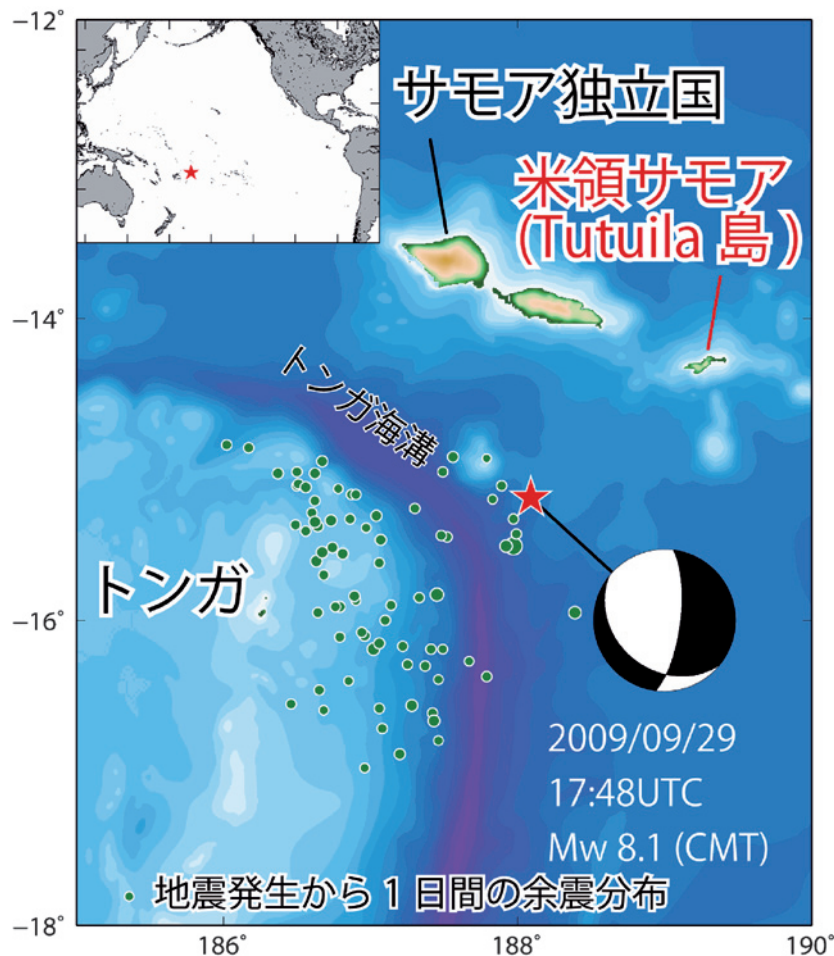


図 17 2009 年サモア地震の本震の位置（赤星印）およびメカニズムと余震分布（緑丸印）。

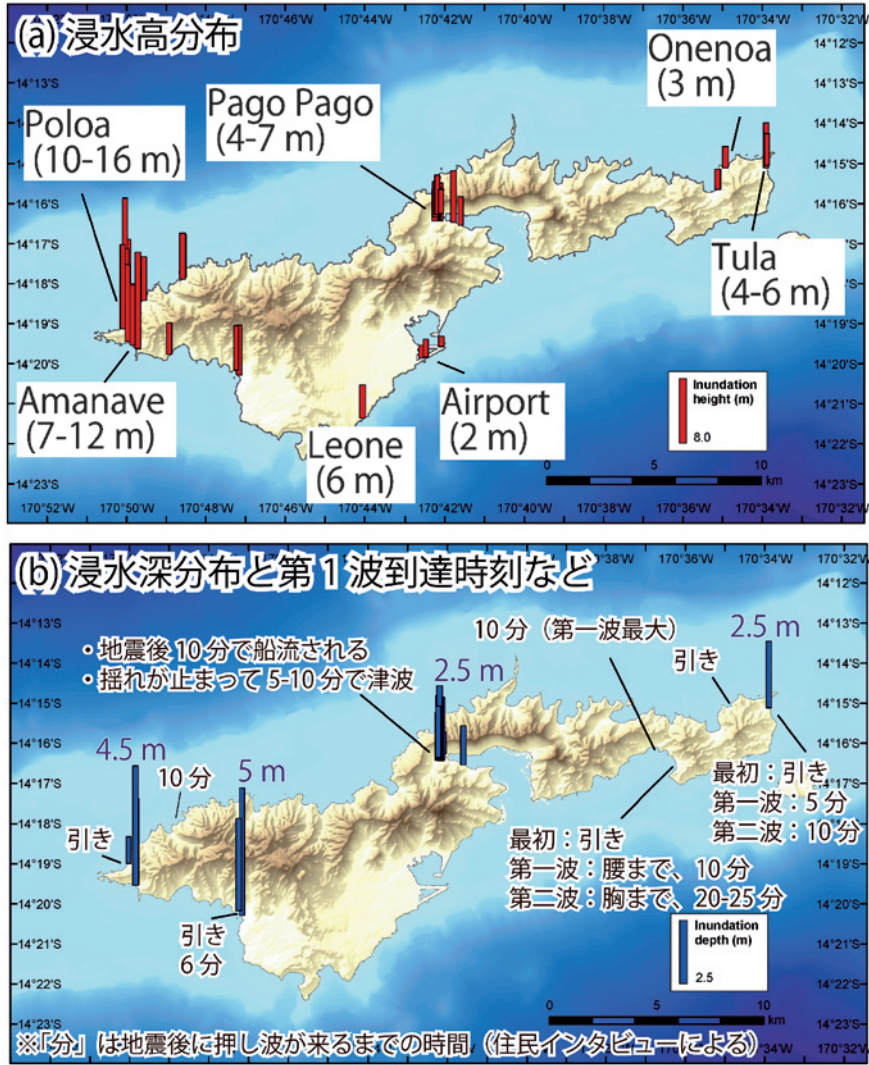


図 18 調査結果に基づく Tutuila 島沿岸の津波浸水高分布 (b) 調査分布に基づく同島沿岸の津波浸水深分布および第一波の動きなどに関する情報。



図 19 Poloa における被害の様子。

文献

- 藤原 治・平川一臣・入月俊明・鎌滝孝信・内田淳一・阿部恒平・長谷川四郎・高田圭太・原口強 (2006) 1703 年元禄・1923 年大正関東地震に伴う房総半島南西岸の館山浜堤平野システムの発達過程. 第四紀研究, 45, 235-247.
- 藤原 治・小野映介・矢田俊文・海津正倫・岡村行信・佐竹健治・佐藤善輝・澤井祐紀・Than Tin Aung (2009) 歴史と地層記録から確認された 1707 年宝永地震による遠州灘沿岸の隆起. 月刊地球, 31, 203-210.
- 藤原 治 (2007) 津波堆積物: 最近 20 年間の主な進展と残された課題. 第四紀研究, 46, 451-462.
- 羽鳥徳太郎 (1976) 南房総における元禄 16 年 (1703 年) 津波の供養碑. 東京大学地震研究所彙報, 51, 63-81.
- 羽鳥徳太郎 (1995) 岩手県沿岸における慶長 (1611) 三陸津波の調査. 歴史地震, 11, 55-66.
- Ishibashi, K. (1981) Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics. In Simpson, D.W. and Richards, P.G. (eds.) Earthquake Prediction: An International Review, pp. 297-332, AGU, Washington, D.C.
- 石橋克彦 (1991) 1293 年永仁鎌倉地震と相模トラフ巨大地震の再来時間, 地震学会講演予稿集, 1991 年度秋季大会, 251.
- 石橋克彦 (1994) 大地動乱の時代—地震学者は警告する—. 岩波書店, 234pp.
- 笠原慶一, 山田重平, 安藤雅孝 (1973) 南関東の地殻変動-展望と作業仮説-. 関東大地震 50 周年論文集, 103-116.
- 熊谷博之・藤原 治・佐竹健治・鷺谷 威 (2009) 歴史・地質・測地データを用いた過去の東海地震の断層モデルの再検討. 地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集, T225-P005.
- Matsuda, T., Ota, Y., Ando, M., Yonekura, N. (1978) Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data. Geol. Soc. Am. Bull., 89, 1610-1618.
- 佐竹健治, 行谷佑一, 山木 滋 (2008) 石巻・仙台平野における 869 年貞観津波の数値シミュレーション. 活断層・古地震研究報告, 8, 71-89.
- Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Abe, S., Kobayashi, R., Matsubara, M., Iwasaki, T., Ito, T., Ikawa, T., Kawanaka, T., Kasahara, K., Harder, S. (2005) Earthquake source fault beneath Tokyo. Science, 309, 462-464.
- 佐藤善輝・藤原 治・小野映介・海津正倫: 浜名湖沿岸の沖積低地における完新世中期以降の環境変化 (地理学評論, 投稿中).
- Sawai Y. (2001) Episodic emergence in the past 3000 years at the Akkeshi estuary, Hokkaido, northern Japan. Quaternary Research, 56, 231-241.
- Sawai, Y., Nasu H., Yasuda Y. (2002) Fluctuations in relative sea-levels during the past 3000 years at the Onnetoh estuary, Hokkaido, northern Japan. Journal of Quaternary Sciences, 17, 607-622.
- 澤井祐紀, 穴倉正展, 岡村行信, 高田圭太, 松浦旅人, Aung, T. T., 小松原純子, 藤井雄士郎, 藤原 治, 佐竹健治, 鎌滝孝信, 佐藤伸枝 (2007) ハンディージオスライサーを用いた宮城県仙台平野 (仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町) における古津波痕跡調査. 活断層・古地震研究報告, 7, 47-80.
- 澤井祐紀, 穴倉正展, 小松原純子 (2008) ハンドコアラーを用いた宮城県仙台平野 (仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町) における古津波痕跡調査. 活断層・古地震研究報告, 8, 17-70.
- Sawai, Y., Kamataki, T., Shishikura, M., Nasu, H., Okamura, Y., Satake, K., Thomson, K.H., Matsumoto, D., Fujii, Y., Komatsubara, J., Aung, T.T. (2009). Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan. Journal of Geophysical Research, 114, B01319, doi:10.1029/2007JB005503
- 寒川 旭 (2004) 遺跡で検出される地震の痕跡. 地質学論集, 58, 11-18.
- 島崎邦彦・石辺岳男・佐竹健治・都司嘉宣・須貝俊彦・岡村 眞・松岡裕美・金 幸隆・千葉

- 崇・藤原 治・行谷佑一 (2009) 三浦半島小網代湾津波堆積物に基づく元禄地震より前の関東地震. 日本地球惑星科学連合 2009 年大会講演要旨, S221-013.
- 穴倉正展・原口 強・宮内崇裕 (2001) 房総半島南西部岩井低地の完新世離水海岸地形からみた大正型関東地震の発生年代と再来間隔. 地震(2), 5, 357-372.
- 穴倉正展, 澤井祐紀, 岡村行信, 小松原純子, Aung, T. T., 石山達也, 藤原 治, 藤野滋弘 (2007) 石巻平野における津波堆積物の分布と年代. 活断層・古地震研究報告, 7, 31-46.
- 武田哲也, 笠原敬司, 木村尚紀 (2007) 相模トラフ周辺域におけるフィリピン海プレート等深度曲線マップの作成? 紙記録のマルチチャンネル反射法探査データのデジタル化復元-. 月刊地球 / 号外, 57, 115-123.
- 東京大学地震研究所 (1934) 昭和八年三月三日 三陸地方津波に関する論文及報告. 東京大学地震研究所彙報. 別冊. 1, 9-250.
- Tsumura, N., Komada, N., Sano, J., Kikuchi, S., Yamamoto, S., Ito, T., Sato, T., Miyauchi, T., Kawamura, T., Shishikura, M., Abe, S., Sato, H., Kawanaka, T., Suda, S., Higashinaka, M., Ikawa, T. (2009) A bump on the upper surface of the Philippine Sea plate beneath the Boso Peninsula, Japan inferred from seismic reflection surveys: A possible asperity of the 1703 Genroku earthquake. *Tectonophysics*, 472, 39-50.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416]-201. 東京大学出版会, 605 pp.
- 渡邊偉夫 (2000) 869 (貞観 11) 年の地震・津波と推定される津波の波源域. 津波工学研究報告, 17, 27-37.
- 渡邊偉夫 (2001) 伝承から地震・津波の実態をどこまで解明できるか—貞観十一年 (869 年) の地震・津波を例として—. 歴史地震, 17, 130-146.

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

Correlation of sedimentary facies with seismic stratigraphy in Niigata Plain offshore.

天野敦子¹・井上卓彦¹・池原 研¹

Atsuko Amano¹, Takahiko Inoue¹ and Ken Ikehara¹

Keywords: sediment, radiocarbon age, seismic profile, Niigata Plain, Holocene

要旨

本研究では新潟平野沿岸海域で採取したコア長 40 m の 2 本のボーリング試料の岩相区分と年代の決定を行い、音響層序と比較した。四ツ郷屋沖のボーリング試料は 7 ユニットに区分され、放射性炭素年代は、最下層が少なくとも 43500 yr BP 以前の地層であることを示す。また音響層序は 3 ユニットに区分され、下位から、海成の砂層、完新世の海成の泥層、そして砂層と対比できる。この海域の堆積環境は第四紀の海水準変動に伴って変化したと考えられる。一方、阿賀野川河口沖のボーリング試料は 3 ユニットに区分され、最下層は約 2000 yr BP である。下位から上位に向かって粗粒化しており、河口デルタのプログラデーションによって堆積環境が変化したと考えられる。音響散乱層の影響で不明慮な音波探査記録であるが、2 ユニットの音響層序に区分し、最表層を砂層、下位を砂泥層とした。

1. はじめに

新潟平野は阿賀野川、信濃川からの碎屑物供給と活断層による沈降作用によって、最大層厚約 140m の沖積層が分布している (Minato et al., 1967)。その形成過程は、陸上のボーリング試料を基に、最終氷期以降の海水準変動やバリアーの形成などと伴って議論されてきた (例えば、卜部ほか, 2006; 吉田ほか, 2006)。その一方で、現在の沿岸海域の変化や海域と陸域の変化との関係は議論されてこなかった。

また、2007 年に発生した能登半島沖地震と中越沖地震の震源は海域と陸域の地質図の中間地域における

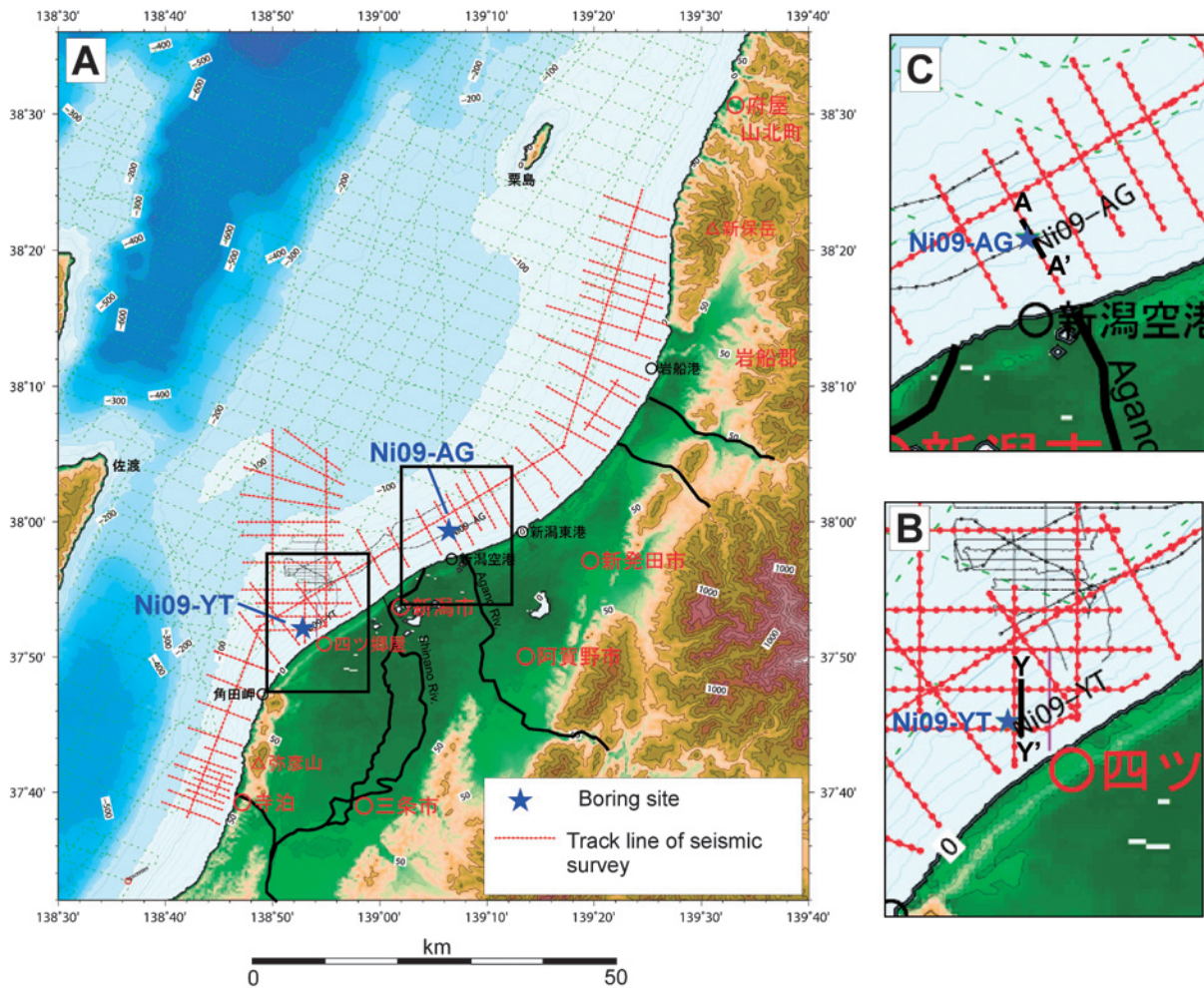
データの空白地帯であった。そのため、陸域-海域にわたる断層の位置と活動度の把握が必要となった。そこで、本年度、産業技術総合研究所は沿岸海域用の高分解能音波探査を用いて、新潟平野南部の長岡平野西縁断層を中心に、新潟沿岸海域の活断層調査を行った (第 1 図)。同時に、音響層序の岩相や年代を決定するために、四ツ郷屋沖と阿賀野川河口沖でボーリング試料を採取された。四ツ郷屋沖は既存の地層探査記録から長岡平野西縁断層の延長の上盤にあたり、完新統を掘り抜いて浸食面まで達すると予想され、音波探査記録に年代目盛りを入れられると考えた。また、阿賀野川河口沖は下盤側の層序と沿岸環境に対する河川の影響を評価することができると考え、掘削地点として選出した。

本研究では、これらボーリング試料の層相区分と年代決定を行い、その形成過程について検討した。そして、音波探査結果と比較して、音響層序区分の岩層と年代について検討した。この二点の結果について報告する。

2. 試料採取・処理方法

本研究では新潟平野沿岸海域の四ツ郷屋沖 (Ni09-YT) と阿賀野川河口沖 (Ni09-AG) において、2 本のボーリング試料を採取した (第 1 図, 第 1 表)。採取方法は、高さ約 32m の櫓を設置し、ロータリー式ハイドロリックフィード型ボーリング機を使用して行った。採取されたコアの直径は約 65mm, 全長 40m で、1m ごとに分割された。そして、ピアノ線を用いて採取した試料を半裁して、記載、はぎとり、軟 X 線写真撮影、放射性炭素年代分析を行った。放射性炭素年

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



第 1 図 調査海域図。(A) 全海域、(B) 四ツ郷屋沖海域、(C) 阿賀野川河口沖海域。

Fig.1 Map of study area. (A) Whole area, (B) Yotsugouya area, (C) Area of Agano River mouth.

第 1 表 試料採取地点。

Table 1 List of sampling location.

Boring sample No.	Location		Water depth (m)	Core length (m)
	lat.	long.		
Ni09-YT	37° 52' 09.40" N	138° 52' 49.02" E	25.35	40.0
Ni09-AG	37° 59' 19.75" N	139° 06' 27.95" E	24.98	40.0

代 (^{14}C 年代) は、木片、植物片、貝殻試料を用いて、加速器質量計測法で分析し、測定時に同位体分別の効果で補正した年代値 (Conventional radiocarbon age) を議論に用いた。

3. 結果・議論

3.1 四ツ郷屋沖

岩層記載の結果を基に、Ni09-YT を 7 ユニット (YT-1 ~ 7) に区分した (第 2 図)。下位から各ユニットの層相と年代 (第 2 表) について説明する。

YT-7 (コア深度: 33.6-40.0m): 岩相; 緑灰色極細粒

砂, 年代; 435000 年以前, 記載; 38.8-40.0m では貝殻片含有量が、それより上位層では植物片含有量が増加する。

YT-6 (コア深度: 31.4-33.6m): 岩相; 緑-黄色細粒砂, 記載; YT-7 との境界は明瞭な緑灰色から黄色への色変化によって決められた。33.0-33.6m 間では 1cm 以下のマッドボール, 31.4-33.0m 間では平行葉理と生物擾乱跡が観察される。

YT-5 (コア深度: 30.8-31.4m): 岩相; オリーブ灰色中粒砂, 記載; YT-6 との境界は細粒砂から中粒砂への急激な粒度変化によって決められた。マッドボ

ールを含み、その直径は下位では約 5cm であるが、上位に向かって減少する。

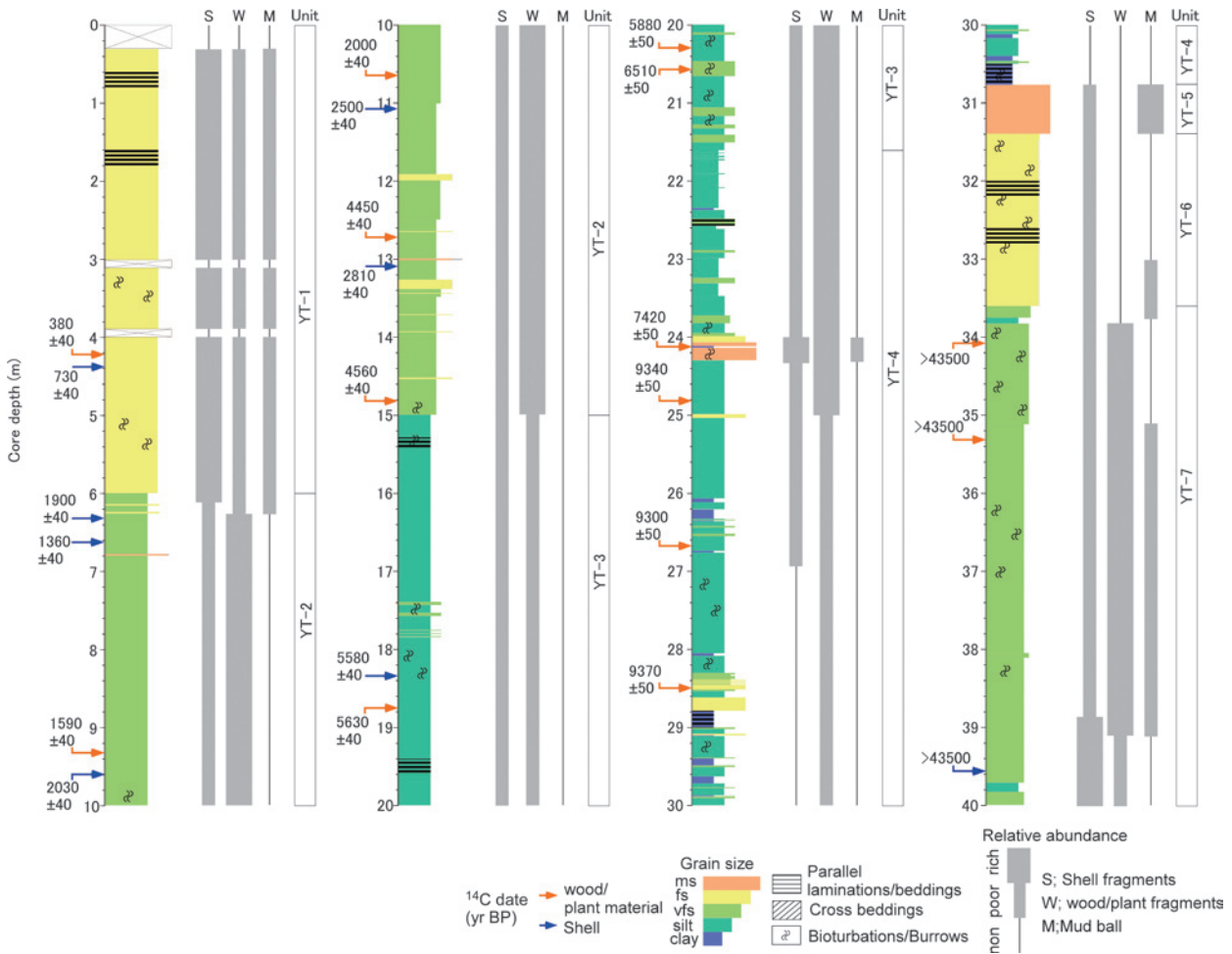
YT-4 (コア深度：21.6-30.8m)：岩相；灰オリーブ色シルト，年代；7500-9300 年，記載；YT-5 との境界は中粒砂からシルトへの急激な粒度変化によって決められた。粘土層や中粒～極細粒砂層が挟在し，その境界は明瞭である。貝殻片は 27m 以深では見られないが，それより上位はわずかに含まれる。植物片は 25m 以深では少なく，それより上位では増加する。24.85, 26.68, 28.50m の ¹⁴C 年代はすべて 9300 年を示すが，これは再堆積した古い木片が混在していることが原因であると考えられる。

YT-3 (コア深度：15.3-17.7m)：岩相；黒オリーブ色シルト，年代；5500-6500 年，記載；YT-4 の特徴である明瞭な境界を持つ砂質シルト～シルト層の最上位を YT-3 との境界とした。下位層 (20.0-21.6m) では極細粒砂層を含むが，その境界は不明瞭で，比較的均質なシルト層である。20.0m 以深は植物

片を多く含むが，それより上位層では減少する。

YT-2 (コア深度：6.2-15.3m)：岩相；植物片混じりの黒オリーブ色極細粒砂，年代；1300-2800 年，記載；下位と境界は不明瞭で，上位に向かって徐々に粗粒化し，植物片含有量が増加する。所々に数～10cm 程度の中～細粒砂層を挟む。¹⁴C 年代は 1300-4500 年を示す。12.74, 14.85m の木片試料の年代は約 4500 年であるのに対して，これら試料の間にある 13.14m の貝殻試料年代は約 2800 年と新しい年代を示す。これら 2 つの木片試料年代がほぼ同じであることから，古い木片が再堆積している可能性が高い。そこで，これら 2 試料の年代を除いて，YT-2 は約 1300-2800 年に堆積したと考えられる。

YT-1 (コア深度：0.0-6.0m)：岩相；貝殻片混じりの灰オリーブ色細粒砂，年代；0-400 年，記載；この境界も不明瞭で，上位に向かって徐々に粗粒化し，色は明るく，相対的な貝殻片含有量は増加し，一方，



第 2 図 Ni09-YT 柱状図。

Fig.2 Sedimentary column of the Ni09-YT core.

第 2 表 放射性年代分析結果.

Table 2 Results of radiocarbon dating in cores.

Boring sample No.	Depth (m)	Material	Conventional radiocarbon age (yr BP)
Ni09-YT	4.10	wood	380 ± 40
Ni09-YT	4.35	shell	730 ± 40
Ni09-YT	6.29	shell	1900 ± 40
Ni09-YT	6.66	shell	1360 ± 40
Ni09-YT	9.32	plant material	1590 ± 40
Ni09-YT	9.61	shell	2030 ± 40
Ni09-YT	10.64	wood	2000 ± 40
Ni09-YT	11.11	shell	2500 ± 40
Ni09-YT	12.74	wood	4450 ± 40
Ni09-YT	13.14	shell	2810 ± 40
Ni09-YT	14.85	wood	4560 ± 40
Ni09-YT	18.38	shell	5580 ± 40
Ni09-YT	18.76	wood	5630 ± 40
Ni09-YT	20.31	plant material	5880 ± 50
Ni09-YT	20.58	wood	6510 ± 50
Ni09-YT	24.16	plant material	7420 ± 50
Ni09-YT	24.85	wood	9340 ± 50
Ni09-YT	26.68	plant material	9300 ± 50
Ni09-YT	28.50	wood	9370 ± 50
Ni09-YT	34.05	wood	NA (>43500)
Ni09-YT	35.35	wood	NA (>43500)
Ni09-YT	39.53	shell	NA (>43500)
Ni09-AG	4.65	wood	140 ± 40
Ni09-AG	12.60	wood	290 ± 40
Ni09-AG	12.65	plant material	180 ± 40
Ni09-AG	16.10	wood	700 ± 40
Ni09-AG	21.62	wood	450 ± 40
Ni09-AG	21.65	wood	1040 ± 40
Ni09-AG	22.86	wood	910 ± 40
Ni09-AG	25.10	shell	1210 ± 40
Ni09-AG	26.58	wood	960 ± 40
Ni09-AG	28.40	shell	1260 ± 40
Ni09-AG	28.70	wood	970 ± 40
Ni09-AG	30.44	wood	1130 ± 40
Ni09-AG	33.75	wood	1280 ± 40
Ni09-AG	34.78	shell	1780 ± 40
Ni09-AG	35.15	shell fraction	1870 ± 40
Ni09-AG	37.43	shell	2050 ± 40
Ni09-AG	39.43	wood	1900 ± 40

植物片は減少する。また所々に 1cm 以下のマッドボールを含み、平行葉理や生物擾乱跡が観察される。これら層相区分を基に推定した四ツ郷屋沖の堆積環境は、第四紀の海水準変動の影響を受けて変化していると考えられる。YT-7 は貝殻片や生物擾乱を含むた

め、少なくとも 43500 年以前に堆積した海成の砂層で、最終氷期の低海水準期に浸食作用を受けたと考えられる。現段階で YT-5, 6 の堆積環境を判定することは難しいが、貝殻片や生物擾乱を含むことから海成層の可能性がある。YT-4 は明瞭な境界の砂層を含む

シルト層であることから、静穏時は泥質堆積物が、暴浪時には砂質堆積物が堆積する内側陸棚の環境であったと考えられる。そしてYT3から上位に向かって徐々に粗粒化していく。海岸線の前進に伴う埋積作用によって、徐々に水深が減少し、波浪などの海底に及ぼす水理営力が増加したことを示す。

3.2 阿賀野川河口沖

Ni09-AGはNi09-YTと比較して、植物片を多く含み、頻繁かつ明瞭な粒度変化を示すが、そのパターンから大きく3ユニット（AG-1～3）に区分した（第3図、第2表）。

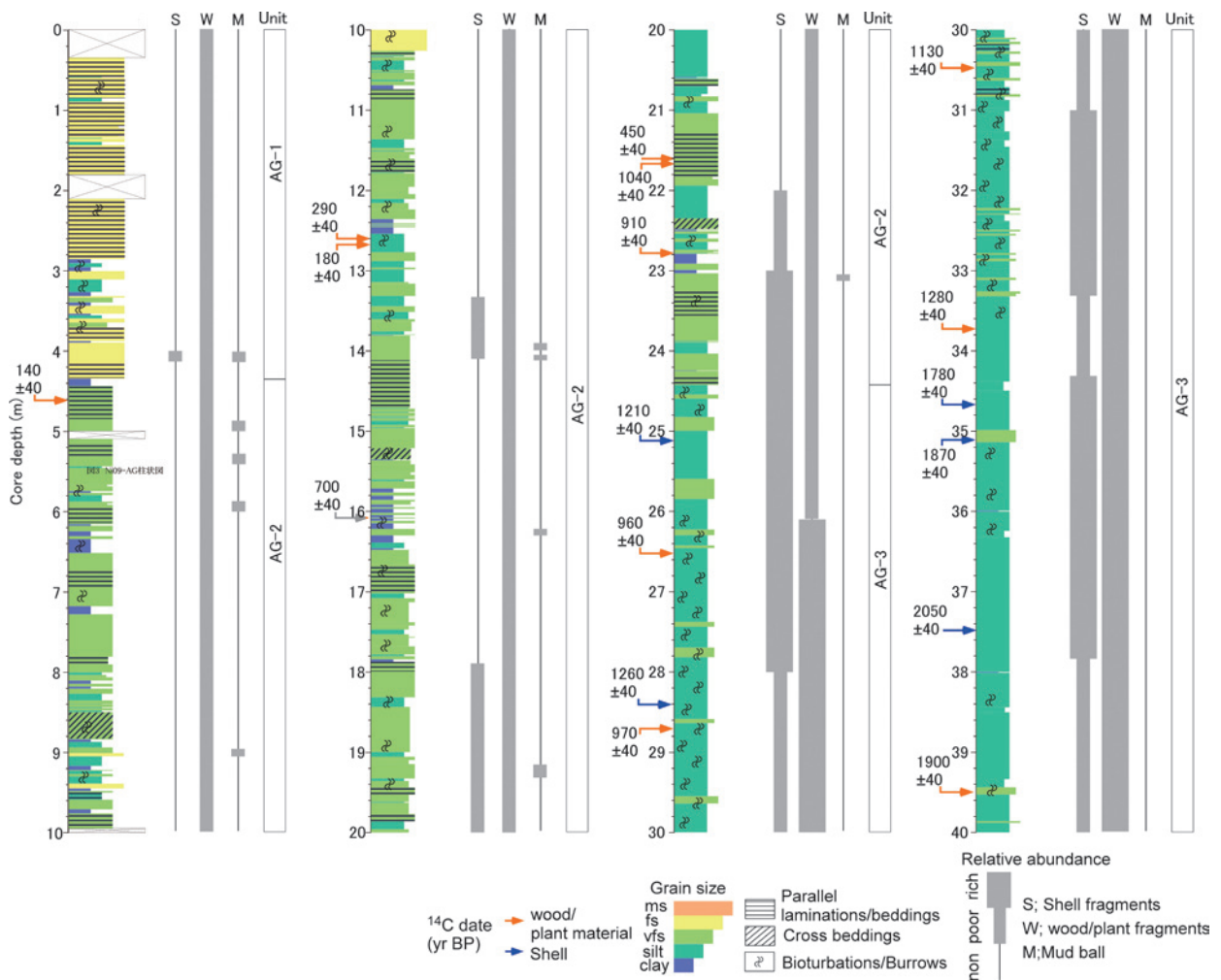
AG-3（コア深度；24.4-40.0m）：岩相；有機質なシルト，年代；1000-1900年，記載；生物擾乱が多く観察され，所々に含まれる砂層の境界は不明瞭な場合が多い。26.2-40.0m間では植物片含有量は相対的に多く，それより上位では減少する。

AG-2（コア深度；4.3-24.4m）：岩相；極細粒砂，年代；

100-900年，記載；AG-2の中で頻繁に挟在する泥層は明瞭な境界を持ち，明瞭な平行または斜交葉理も多く観察される。これら堆積構造が観察される最下位をAG-3との境界と決められた。22.0m以深では貝殻片を含むが，それより上位ではほとんど含まれない。

AG-1（コア深度；0.0-4.3m）：岩相；灰色細粒砂，年代；100年以前，記載；細粒砂層には平行葉理が観察される。AG-2との境界は明瞭な粘土から細粒砂への粒度変化によって決められた。

これら記載結果を基にすると，AG-3は相対的に水理営力が弱く，底生生物の活動が活発である。一方，AG-1，2は水理営力が増加したと考えられる。Ni09-AGは阿賀野川河口沖であることを考慮すると，AG-3は約100-2000年間の水理営力が弱いプロデルタの泥質堆積物，一方，AG-1，2は100年よりも若い水理営力が増加したデルタフロントの砂質堆積物と考えられ，デルタのプログラデーションに伴う影響を反映



第3図 Ni09-AG 柱状図.

Fig.3 Sedimentary column of the Ni09-AG core.

していると考えられる。

3.3 音波探査記録との対比

ブーマー音源による高分解能音波探査結果とボーリング試料結果を比較し、音響層序区分の岩層と年代について議論した。

第 4 図は第 1 図 B が示す四ツ郷屋沖の測線の音波探査記録である。この海域の音響層序は下位から、やや凹凸を示す明瞭な浸食面よりも下位層 (YL-3)、密に水平な反射面を示す層 (YL-2)、それよりも上位層 (YL-1) の 3 ユニットに区分される。ボーリング試料と比較すると、YL-3 は少なくとも 40000 年以前の更新世から最終氷期最盛期以降の海進期初期の海成砂質堆積層 (ボーリング試料層相; YT-5, 6, 7), YL-2 は完新世の泥質堆積層 (YT-3,4), YL-1 は約 2800 年以降の砂質堆積物 (YT-1, 2) と考えられる。

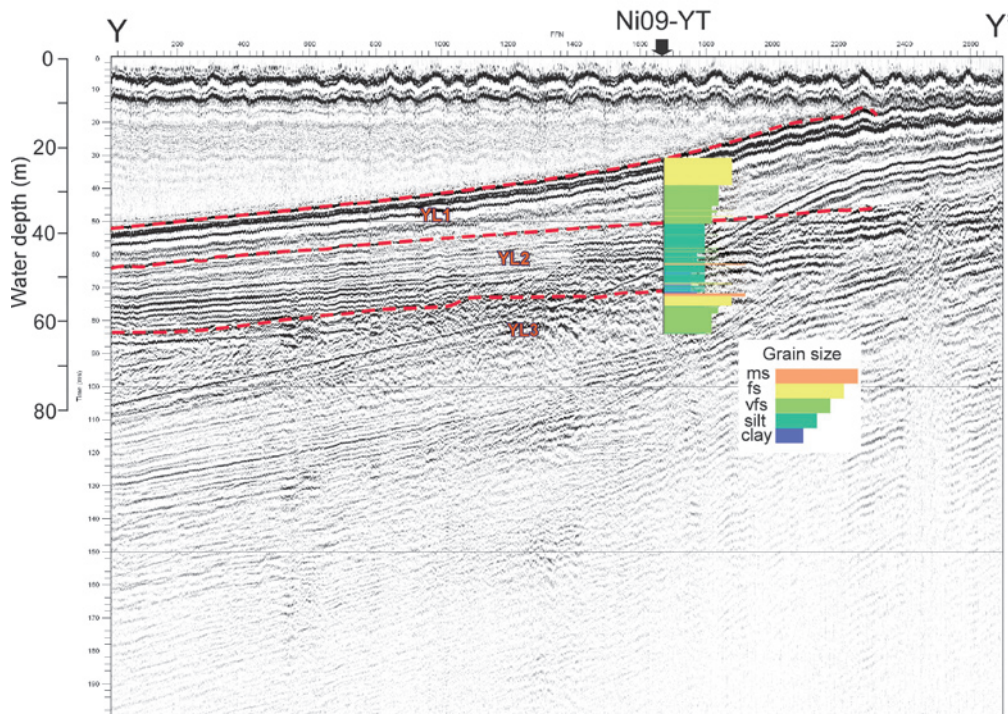
また第 5 図は第 1 図 C が示す測線の阿賀野川河口沖の音波探査結果である。この海域の結果は音響散乱層によって不明瞭であるが、一部海底面表層に反射面が認められ、それを AL-1, それより下位を AL-2 と区分した。ボーリング試料と比較すると、AG-1 は少なくとも 100 年よりも若い細粒砂層 (AG-1), AG-2 は

それ以前の砂泥層 (AG-2, 3) となる。

4. まとめ

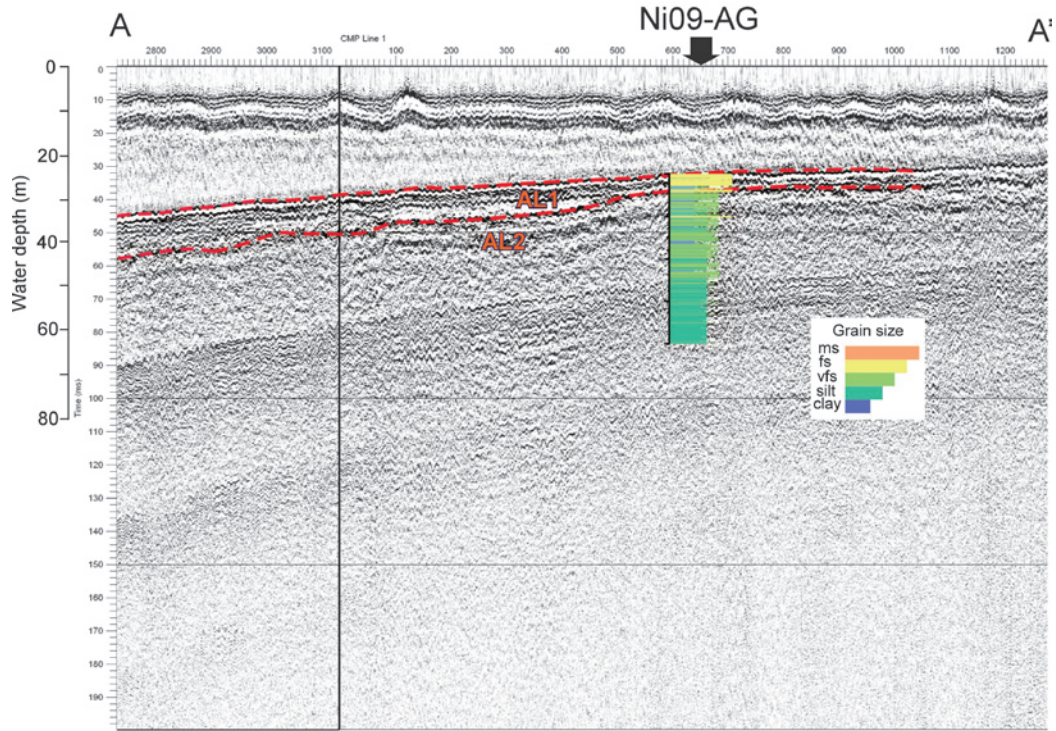
新潟平野沿岸海域で採取された 2 本のボーリング試料を用いて、記載と年代分析を行い、層相区分した。四ツ郷屋沖の Ni09-YT は 7 ユニットに区分され、その層相は主に最終氷期の海水準変動に伴って変化している。一方、阿賀野川沖の Ni09-AG は 3 ユニットに区分され、デルタのプログラデーションによって変化していると考えられる。

これらボーリング試料結果を音波探査記録と比較することによって、四ツ郷屋沖では 3 ユニット、阿賀野川では 2 ユニットの音響層序区分の層相と年代を決定した。



第 4 図 四ツ郷屋沖音波探査記録と Ni09-YT 柱状図との対比。測線位置は第 1 図 B に示す。

Fig.4 Profile of seismic survey in Yotsugouya area and sedimentary column of Ni09-YT. The location is shown in Fig. 1B.



第 5 図 音波探査記録と Ni09-AG との対比図。測線位置は第 1 図 C に示す。

Fig.5 Profile of seismic survey in area of Agano River mouth and sedimentary column of Ni09-AG. The location is shown in Fig. 1C.

文献

- 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.
- ト部厚志・吉田真見子・高濱信行 (2006) 越後平野の沖積層におけるバリアーラグーンシステムの発達様式. *地質学論集*, no.59, 111-127.
- 吉田真見子・保柳康一・ト部厚志・山崎 梓・山岸美由紀・大村亜希子 (2006) 堆積層と全有機炭素・窒素・イオン濃度を用いた堆積環境の復元—新潟平野上部更新統～完新統の例. *地質学論集*, no.59, 93-109.

新潟海岸南西部における海陸接合反射法地震探査—データ取得と処理—

Offshore-onshore integrated seismic reflection survey in the southwest of Niigata coast, central Japan: data acquisition and processing

楮原京子¹・加野直巳²・山口和雄²・横田俊之³・郷 隆之⁴・藤原 明⁴・清水信之⁴
Kyoko Kagohara¹, Naomi Kano², Kazuo Yamaguchi², Toshiyuki Yokota³, Takayuki Go⁴,
Akira Fujiwara⁴ and Nobuyuki Shimizu⁴

Abstract: The offshore of Niigata, where earthquake source faults that causes the 1964 Niigata Earthquake and the 2007 Chuetsu-Oki earthquake are distributed, is located in the high strain rate belt. However, most of offshore geology is poorly known due to limit of observation. To obtain the integrated seismic data in and around the Niigata coastal area, we conducted offshore-onshore seismic reflection profiling across a northern extension of inland active reverse fault along the eastern foot of Kakudayama. Along the offshore part and the onshore part of the seismic profile, 120ch hydrophones and 180ch geophones were deployed, respectively. The source used in offshore survey is an air gun array (80 cubic inch), and in onshore survey is one middle vibrator truck (ENVIRO-VIB) with 10-80 Hz signals. The survey source spacing of both surveys was 5 m, and also receiver spacing was 10 m. The obtained seismic profiling data were processed by conventional common mid-point (CMP) methods.

キーワード: 新潟海岸, 沿岸域, 海陸接合反射法地震探査, CMP 重合法

Keywords: Niigata coast, littoral zone, offshore-onshore integrated seismic reflection profile, CMP stack method

1. はじめに

新潟沿岸域は日本海東縁の歪集中帯に位置し、1964年新潟地震や2007年中越沖地震を引き起こした震源断層が分布している。このような日本海東縁は、地震発生ポテンシャルが高いと予想される領域であるものの、これまで調査アプローチの難しさからその沿岸部の地質情報はほとんど得られていない。一方、本地域の主要地質構造の一つである長岡平野西縁断層帯は、東頸城丘陵に代表されるような褶曲山地の東翼をなし、石油資源調査や活断層調査から下部更新統を大きく変位させる西上がりの逆断層であるとされている。この断層帯の北部を構成する角田山東縁断層は、その平均上下変位速度が3mm/yrと日本の内陸活断層の中でも高いグループに属している(地震調査研究推進本部, 2004)。また、その分布は、角田・弥彦山塊の東縁から新潟海岸の沖合海域へと連続すると

され、角田山東縁断層の位置・形状を詳細に知ることが、新潟沿岸域の地質情報としても重要であると考えられる。本調査では浅部(地下500m)を対象深度とする反射法地震探査を実施し、海陸をまたぐ地下断面を得た。本稿では、海域・陸域の両方で得られたデータに対して行った解析結果について報告する。

2. 海陸接合反射法地震探査の概要

探査は平成21年8月16日—同年8月29日までの間、新潟市西区内野上新町・中権寺およびその沿岸域において実施した。測線は、石油公団(1991, 1992)の2つの反射断面(SN90_AとSN90_9;第1図)で捉えられた断層の位置を結んだ線分(断層の推定位置)を、海域で横断するように設計し、測線長は陸域約3km、海域約3kmとした。第1図に探査測線図を示す。反射法地震探査は、(1)陸域発震-陸域受振(LL測線)、(2)陸域発震-海域受振(LM測線)、(3)海

¹産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center)

²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)

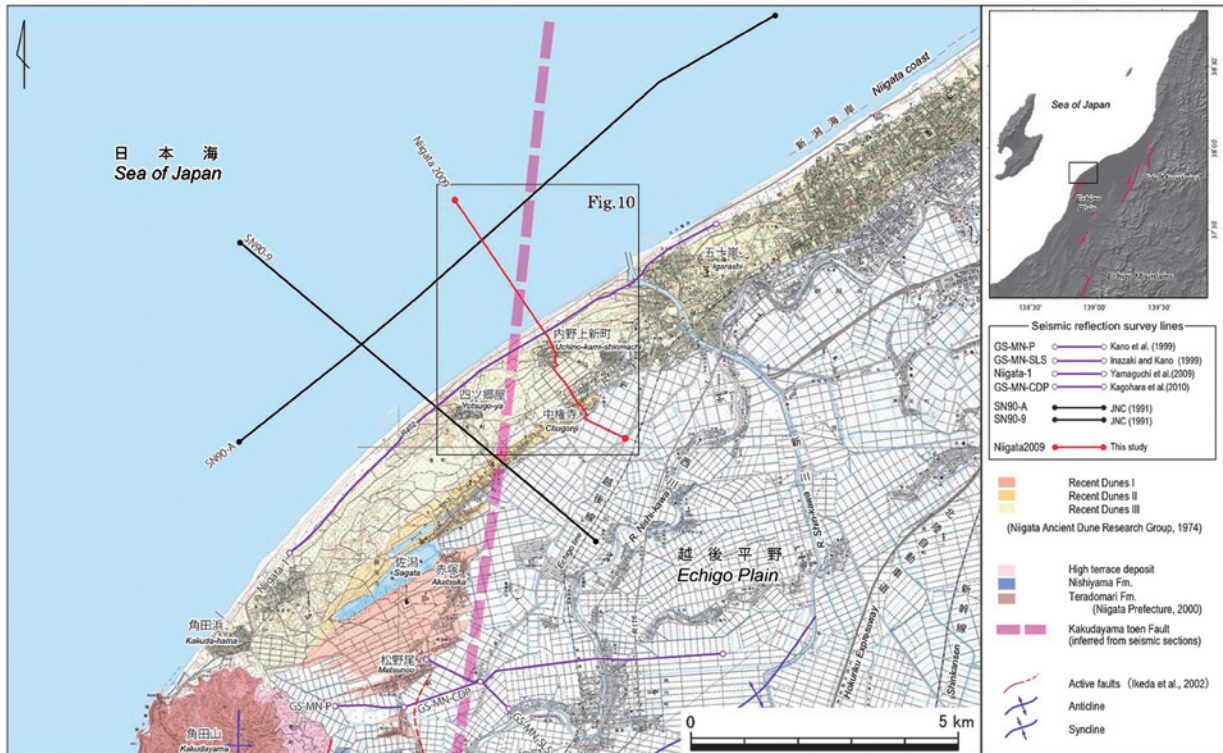
³産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地圏資源環境研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment)

⁴株式会社ジオシス (GEOSYS, INC, 1-5-18 Otsuka, Bunkyo-ku, Tokyo, 112-0012 Japan)

域発震-陸域受振 (ML 測線), (4) 海域発震-海域受振 (MM 測線) の合計 4 つの調査形態によるデータ取得を行った (第 2 図)。各測線の探査仕様は第 1 表に示す。

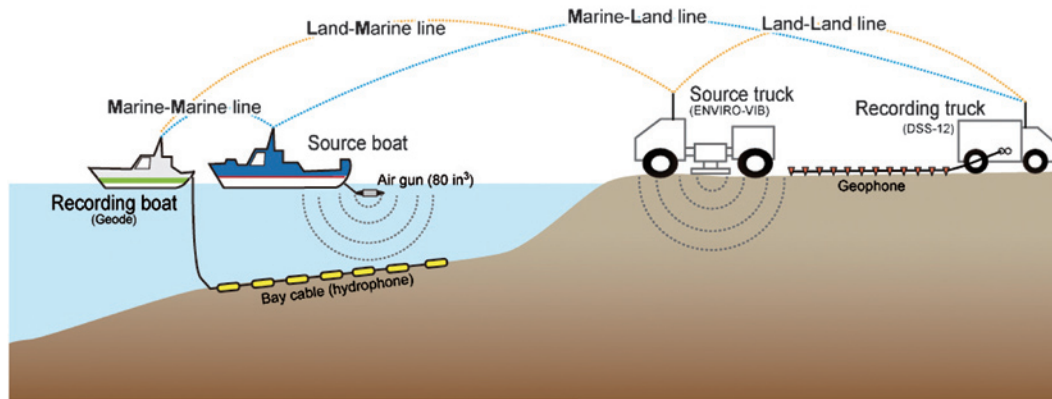
陸域の受振は, 固有周波数 10Hz のジオフォン (6 個組) を 10m 間隔で設置し, 通常 180ch で収録した (第 3 図-a)。探鉱機には DSS-12 (サンコーコンサルタント (株) 製) を用いた。受振器の展開は測線の状

況等により, 切り替えのタイミングが不規則となったが, 基本的には固定した 180ch の受振点の南端から発震を開始し, 適当な受振点まで発震したところで受振点を 12ch 分北へ移動する方法をとった。したがって, LL 測線の場合, 発震・受振の最大オフセットは発震位置により 1800m から 1000m の間で変化する。ML 測線では, 海岸線際から 180ch (約 1.8km) の固定展開で海発震の記録を受振した。また, 陸上震源に



第 1 図 調査地域周辺の地形・地質と反射法地震探査測線。
地質図は新潟県地質図改訂委員会 (2000), 活断層線は, 池田ほか (2002) による。

Fig.1 Geology and seismic lines around the survey area.
The geologic map is after Niigata Prefecture Geological Map Revision Committee (2000). The distribution of active faults is after Ikeda et al. (2002).



第 2 図 海陸接合反射法地震探査の概念図。

Fig.2 Conceptual image of offshore-onshore integrated seismic reflection profiling.

第 1 表 新潟 2009 反射法地震探査のデータ取得パラメータ.

Table 1 Data acquisition parameters for the Niigata 2009 seismic line.
(a) LL line, (b) LM line, (c) ML line, (d) MM line

(a) LL seismic line

Length of seismic line	3150 m
<i>Receiver parameters</i>	
Receiver	Geophone, group of 6
Natural frequency	10 Hz
Receiver interval	10 m
No. of receiver points	316
<i>Source parameters</i>	
Source	ENVIRO-VIB
Shot interval	5 m
No. of shot points	576
Sweep frequency	10–80 Hz
Sweep length	13 sec
No. of sweeps	4 (standard)
<i>Recording parameters</i>	
Instruments	DSS-12
No. of channels	180–192 ch
Recording length	15.99 sec
Pre-trigger	10 ms
Sampling rate	1 ms

(b) LM seismic line

Length of seismic line	Off-side: 1200 m, Shore-side: 1200 m
<i>Receiver parameters</i>	
Receive	Hydrophone
Receiver interval	10 m
No. of receiver points	240
<i>Source parameters</i>	
Source	ENVIRO-VIB
Shot interval	5 m
No. of shot points	203
Sweep frequency	10–80 Hz
Sweep length	
No. of sweeps	4 (standard)
<i>Recording parameters</i>	
Instruments	Geode
No. of channels	180 ch
Recording length	15.99 sec
Pre-trigger	10 ms
Sampling rate	1 ms

(c) ML seismic line

Length of seismic line	1800 m
<i>Receiver parameters</i>	
Receiver	Geophone, group of 6
Natural frequency	10 Hz
Receiver interval	10 m
No. of receiver points	180
<i>Source parameters</i>	
Source	Air gun (80 cu inch)
Shot interval	5 m
No. of shot points	1102
No. of vertical stacks	1
<i>Recording parameters</i>	
Instruments	DSS-12
No. of channels	180 ch
Recording length	3 sec
Pre-trigger	20 ms
Sampling rate	1ms

(d) MM seismic line

Length of seismic line	Off-side: 1200 m, Shore-side: 1200 m
<i>Receiver parameters</i>	
Receive	Hydrophone
Receiver interval	10 m
No. of receiver points	240
<i>Source parameters</i>	
Source	Air gun (80 cu inch)
Shot interval	5 m
No. of shot points	1146
No. of vertical stacks	1
<i>Recording parameters</i>	
Instruments	Geode
No. of channels	120 ch
Recording length	3 sec
Pre-trigger	20 ms
Sampling rate	0.5 ms

は、ENVIRO-VIBE (IVI 社製; 第 3 図 -b) を使用した。震源の Sweep 周波数はテストの結果を踏まえ 10–80Hz, 垂直重合数は標準で 4 回とした。発震は、LL 測線, LM 測線のいずれも, 受振点と受振点間の中点で行い, 発震点間隔は 5m となる。

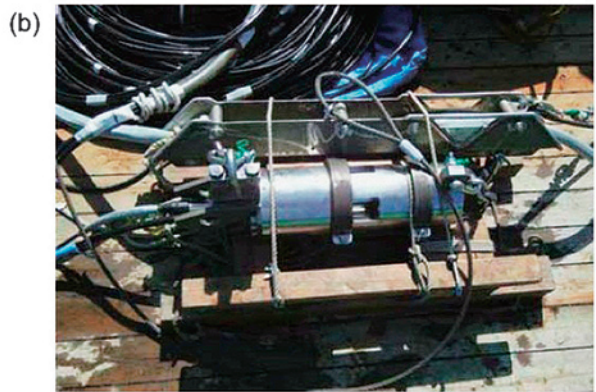
海域の受振は、120ch のハイドロフォンを 10m 間隔に組み込んだケーブル (ベイケーブル; 第 4 図 -a) を海底に敷設し, 浜側展開と沖側展開に分けて受振した。探鉱機には Geode (Geometrics 社製) を用いた。浜側展開は、可能な限り海岸線に近づく計画であった

が、海況不良のため海岸線より約 400m 沖合からの敷設となった。LM 測線では、海岸線から 1km の区間で行った発震記録を浜側展開と沖側展開のそれぞれで収録した。海域の震源には、総容量 80 立方インチのエアガン (第 4 図 -b) を使用し、船速を調整しながら 20m 間隔で発震した。また、発震は同じ航路で位置をずらしながら 2 往復しており、最終的には、発震点間隔 5m のデータを取得した。



第 3 図 陸域調査機器。
(a) 受振器設置状況, (b) 発震装置 (ENVIRO-VIB)。

Fig.3 Land survey equipments.
(a) Receiver. (b) Seismic source (ENVIRO-VIB).



第 4 図 海域調査機器。
(a) 受振ケーブル (ベイクケーブル), (b) 発震装置 (エアガン)。

Fig.4 Sea survey equipments.
(a) Receiver cable, (b) Seismic source (Air gun).

3. データ処理

取得データは一般的な共通反射点 (CMP) 重合法に基づいて処理し、海陸接合断面を作成するため、1. 各測線の CMP 重合断面の作成、2. 各 CMP 重合断面に対する接合処理 (接合 CMP ギャザーの作成)、3. 接合 CMP ギャザーによる CMP 重合断面・深度断面の作成に分けて行った。反射法地震探査処理は、株式会社地球科学総合研究所製のデータ処理ソフトである、Super X-C を用いた。各測線データに対する処理フローは第 5 図に、各測線のデータに適用した処理パラメータは第 2 表に示す。

3.1 各測線データの処理

3.1.1 データ編集

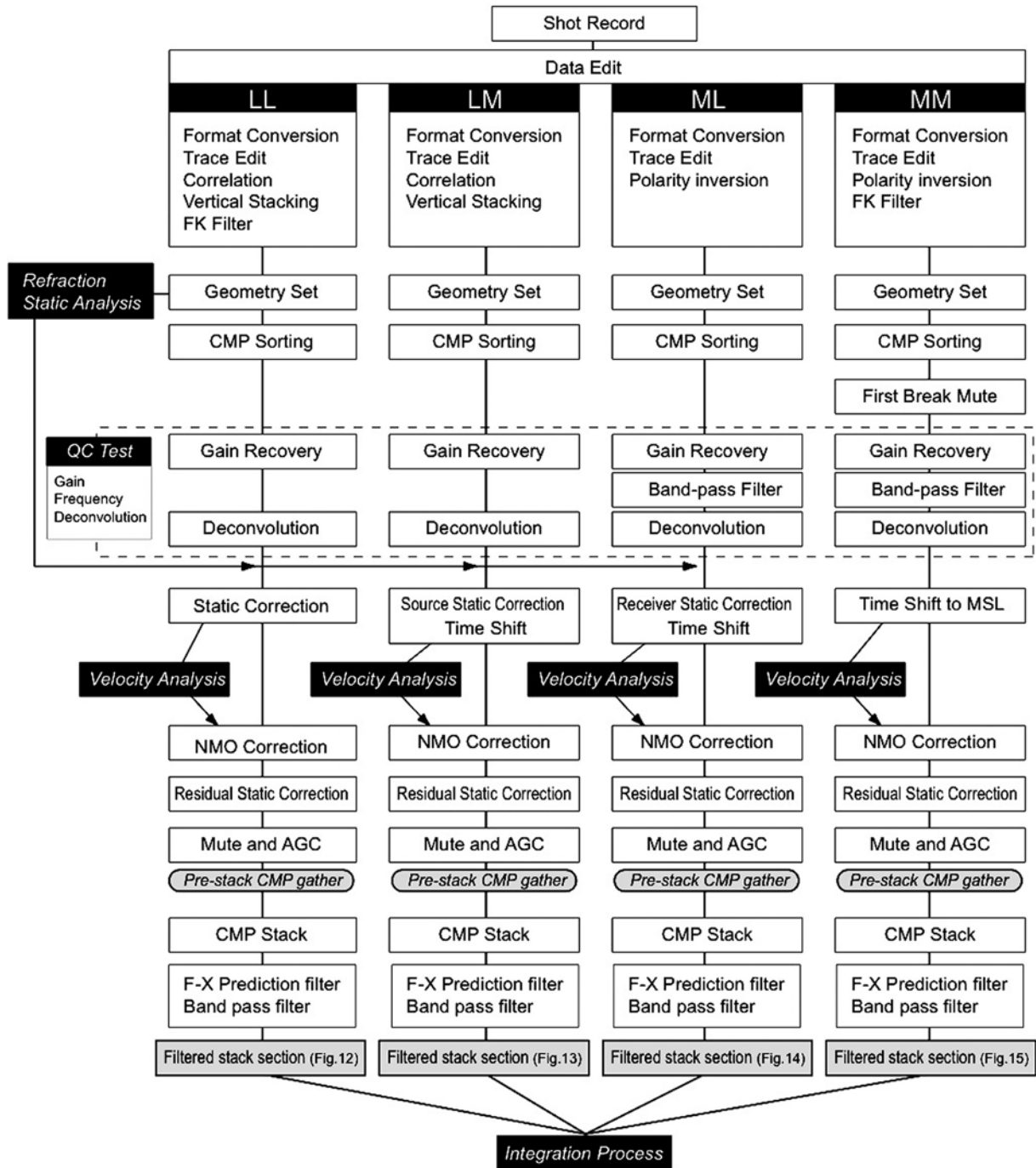
後述する海陸接合断面を作成するためには、震源と受振器がそれぞれ異なる組み合わせで取得されたデータの極性を予め統一する必要がある。そこで LL 測線のコリレーション後の取得データ波形の極性を基準と

して、MM 測線 (海発震-海受振)、ML 測線 (海発震-陸受振) のデータに対して波形の極性反転を行った。

また、収録データにおける無線による T.B. の遅延、各種レコーダおよび展開で異なる pre trigger の値、さらに、ENVIRO-VIBE の Synthetic に対する Filtered Ground Force (FGF) の遅延 (13ms) を考慮した時間補正を各データに対して行った。

この後、LL 測線および LM 測線のショットギャザーに対しては FGF の Sweep 波形を用いてコリレーションを行った。また、LL 測線のショットギャザーに対しては、データ収録時にオペレートミス・システムの不具合で収録チャンネル数の増減が生じたため、不要なチャンネルの削除などのトレース編集を行った。以上の作業を行い、LL 測線および LM 測線の全ショットギャザーの編集が整った後、発震点毎に記録を垂直重合 (Diversity stack) した。

第 6 図～第 9 図には各測線のショット記録の例を示す。LL 測線 (第 6 図) では、ほとんどの記録で初



第5図 共通反射点重合法の解析フロー。

Fig.5 Flowchart of individual data processing by Common mid-point method.

動が届いた範囲はオフセット 500–1000m 程度，反射面は往復走時 0.5sec 以浅であった。LM 測線では，SP. 603 の発震（第7図-a）において初動が沖展開の 110ch 付近（震源から約 1800m）まで届いており，反射面も往復走時 1.5sec 以浅で確認できる。SP. 700 の発震（第7図-b）においては遠地であることもあり，初動が確認できるのは陸側展開の 180ch（震源から約 800m）までである。ML 測線では，海岸線近

傍の発震（第8図-a）では，初動は 80ch（震源から約 1200m）付近まで届くが，反射面を確認できるのは 25ch 付近（震源から約 650m）までである。なお，最も沖合の SP.1 の発震記録（最小オフセット 3km，第8図-b）では，有効な信号を確認できなかった。MM 測線（第9図）では，展開した 1.2km の範囲では初動が届いており，側方へ連続の良い反射面群が確認できる。しかし，見え方の強弱はあるものの，全ト

第 2 表 新潟 2009 反射法地震探査データの処理パラメータ。

Table 2 Processing parameters for the CMP of the Niigata2009 seismic data.

(a) LL line seismic data, (b) LM line seismic data, (c) ML line seismic data, (d) MM line seismic data

(a) LL seismic line

CMP Sorting	CMP interval: 5 m
Gain Recovery	Gain: $t^{1.2}$
Deconvolution	Gate length: 1000 msec, Operator length: 200 msec Sliding velocity: 2000msec, Predictive distance: 1msec White noise scale factor: 7 %
Static Correction	Time-term method, Two layers model Weathered layer (400 m/sec) and higher velocity layer
Velocity Analysis	Constant velocity stack, Velocity scan interval: 20 CMP
Trace balance (AGC)	Gate length: 50 msec
F-X Prediction Filter	Gate length: 15 traces, Operator length: 3 traces
Band Pass Filter	5/8-60/70 Hz

(b) LM seismic line

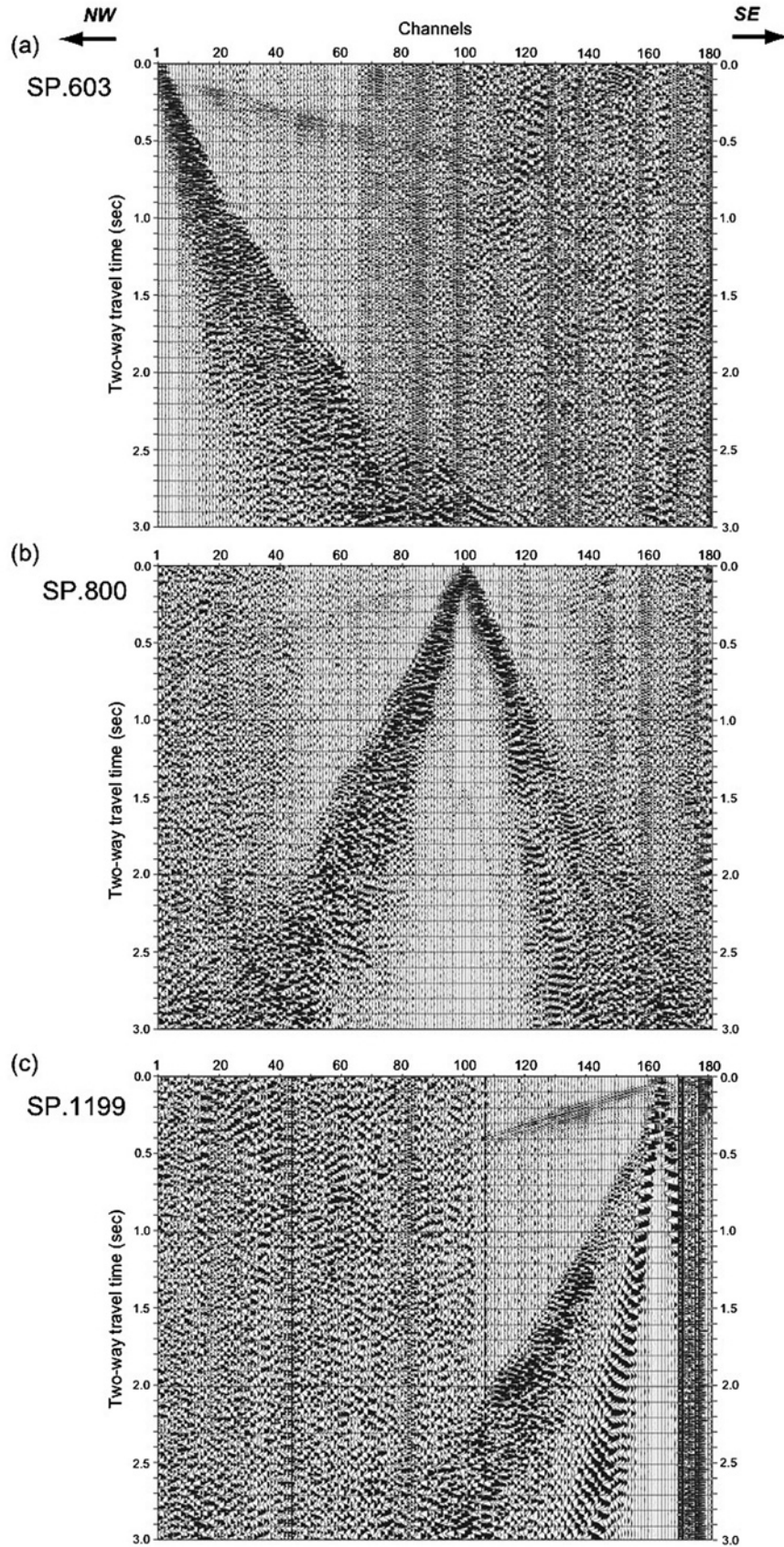
CMP Sorting	CMP interval: 5 m
Gain Recovery	Gain: $t^{1.2}$, AGC gate length: 600 msec
Deconvolution	Gate length: 1000 msec, Operator length: 200 msec Sliding velocity: 2000 msec, Predictive distance: 1 msec White noise scale factor: 7 %
Static Correction (shot statics)	Time-term method, Two layers model Weathered layer (400 m/sec) and higher velocity layer
Velocity Analysis	Constant velocity stack, Velocity scan interval: 16 CMP
Trace balance (AGC)	Gate length: 100 msec
F-X Prediction Filter	Gate length: 15 traces, Operator length: 3 traces
Band Pass Filter	5/8-60/70 Hz

(c) ML seismic line

CMP Sorting	CMP interval: 5 m
Gain Recovery	Gain: $t^{1.2}$
Pre-Filter	Band Pass Filter 5/8-80/90 Hz
Deconvolution	Gate length: 2000 msec, Operator length: 200 msec Sliding velocity: 1500 msec, Predictive distance: 1 msec White noise scale factor: 0.5 %
Static Correction (receiver statics)	Time-term method, Two layers model Weathered layer (400 m/sec) and higher velocity layer
Velocity Analysis	Constant velocity stack, Velocity scan interval: 40 CMP
Trace balance (AGC)	Gate length: 300 msec
F-X Prediction Filter	Gate length: 15 traces, Operator length: 3 traces
Band Pass Filter	5/8-60/70 Hz

(d) MM seismic line

CMP Sorting	CMP interval: 5 m
Gain Recovery	Gain: $t^{1.2}$
Pre-Filter	Band Pass Filter 5/8-80/90 Hz
Deconvolution	Gate length: 2000 msec, Operator length: 200 msec Sliding velocity: 1500 msec, Predictive distance: 0.5 msec White noise scale factor: 0.5 %
Velocity Analysis	Constant velocity stack, Velocity scan interval: 40 CMP
Trace balance (AGC)	Gate length: 300 msec
F-X Prediction Filter	Gate length: 15 traces, Operator length: 3 traces
Band Pass Filter	5/8-60/70 Hz

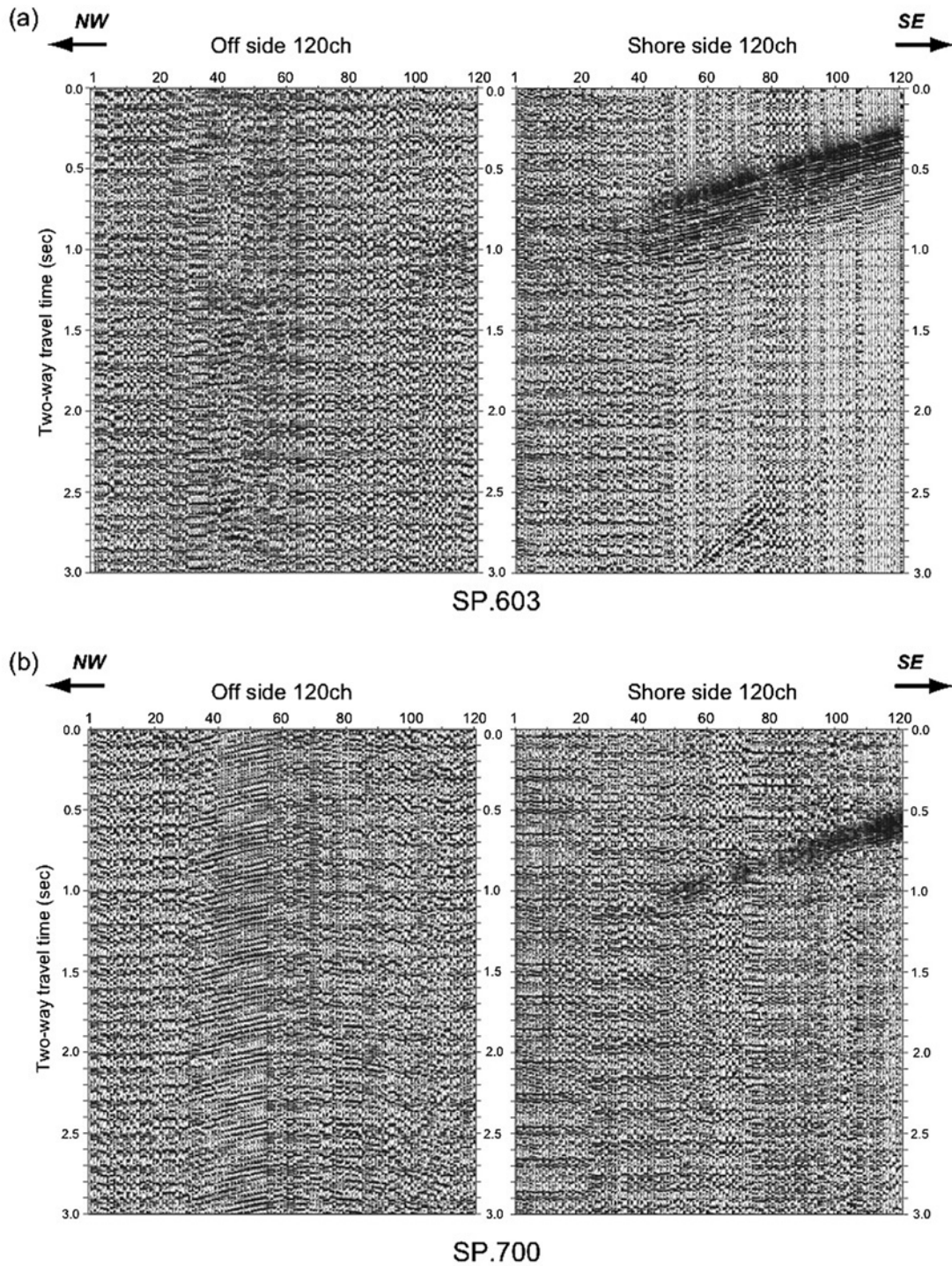


第 6 図 LL 測線のショット記録。

(a) は SP.603, (b) は SP.800, (c) は SP.1199 のショット記録で、それぞれ 4 回の発震を垂直重合し振幅調整している。

Fig.6 Example of the LL line shot records.

Shot record at SP.603 (a), SP.800 (b) and SP.1199 (c) are shown with 4 fold vertical stacks and trace balancing.



第 7 図 LM 測線のショット記録。
 (a)は SP.603, (b)は SP.700 のショット記録で、それぞれ 4 回の発震を垂直重合し振幅調整している。

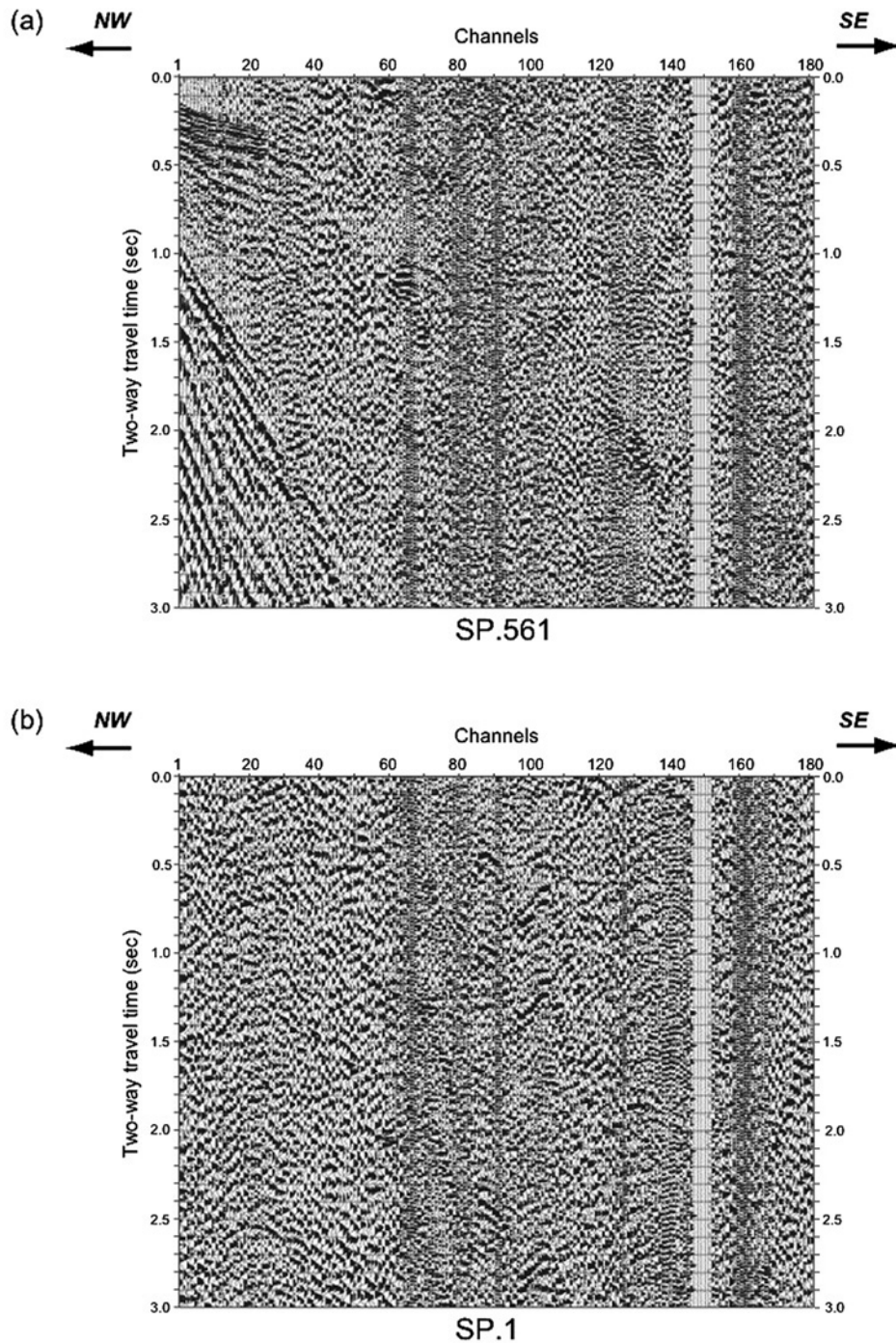
Fig.7 Example of the LM line shot records.
 Shot record at SP.603 (a) and SP.700 (b) are shown with 4 fold vertical stacks and trace balancing.

レースに 200msec 間隔のスパイク状ノイズが出現している。LL 測線および MM 測線のデータに関しては、卓越していたコヒーレントノイズや表面波のノイズ除去するため、この段階で F-K ノイズ除去フィルタ（時間・空間領域の速度フィルタ）を適用した。また MM

測線のデータに対しては、デスパイクフィルタを施し、前述のスパイク状ノイズを除去した。

3.1.2 CMP 編集

4 測線の受振点・発震点の座標を元に共通反射点 (CMP) の分布を調べ、CMP 分布域の中央部を横切る



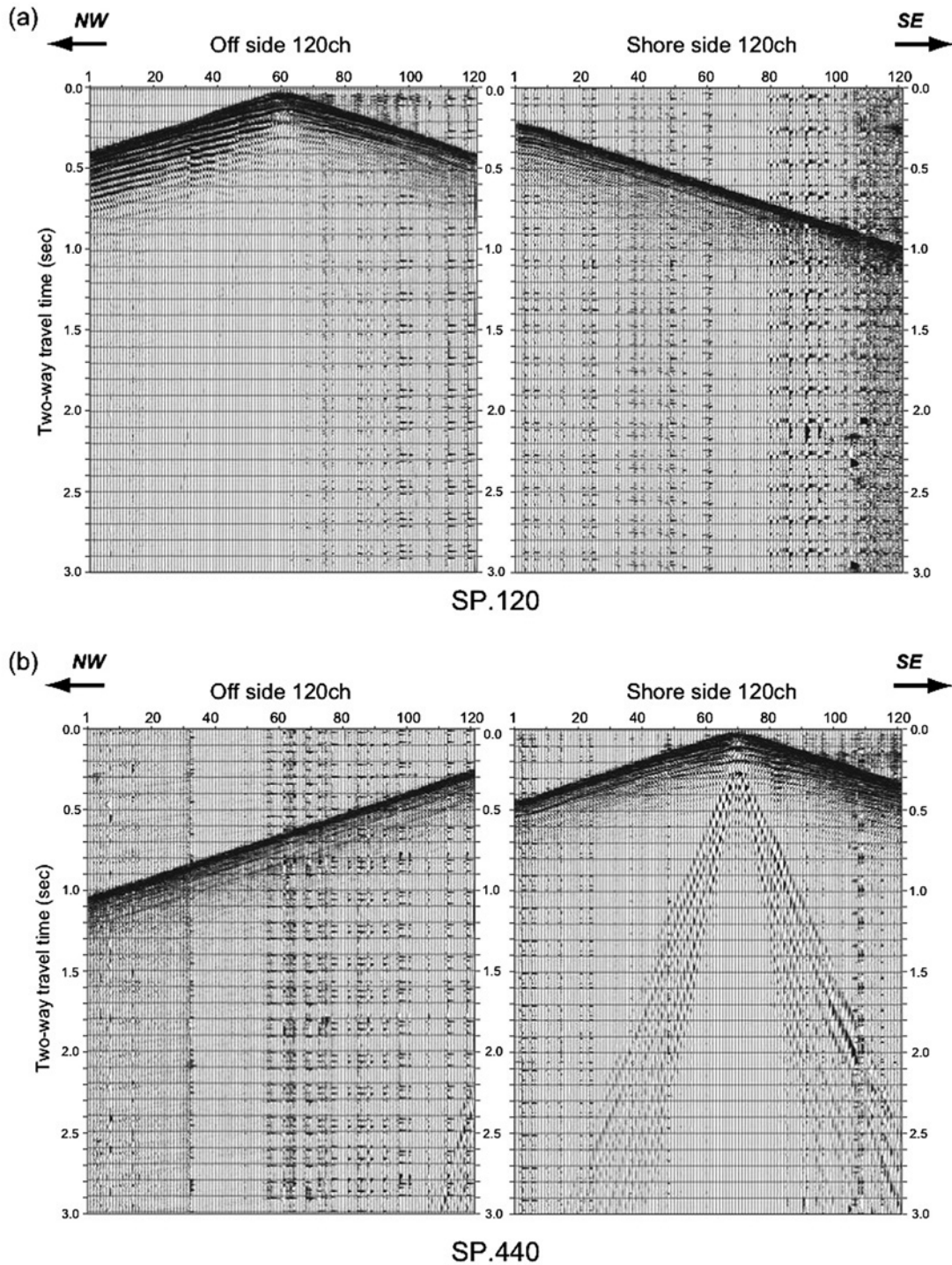
第 8 図 ML 測線のショット記録。
(a) は SP.561, (b) は SP.1 のショット記録. それぞれ振幅調整している.

Fig.8 Example of the ML line shot records.
Shot record at SP.561 (a) and SP.1 (b) are shown with trace balancing.

ように重合測線を設定した. CMP ギャザーは重合測線に沿って集めた. CMP 番号は, 海域北端を 1 とし, 陸域南端では 1097 となる. CMP 間隔は, 受振点間隔の半分である 5m と定義した. 重合測線図を第 10 図に示す.

3.1.3 振幅回復

取得波形は, 波動の球面発散, 非弾性的吸収, 反射波の透過損失等により, 時間と共に急激に減衰する. これらの減衰を補償することを目的として, 各測線の CMP ギャザーに対して時間の 1.2 乗の関数を用い



第 9 図 MM 測線のショット記録。
 (a)はSP.120, (b)はSP.440のショット記録. それぞれ左側が沖展開, 右側が浜展開の記録を示し, 振幅調整している.

Fig.9 Example of the ML line shot records.
 Shot records at SP. 120 (a) and SP.440 (b) are shown with gain recovery. Left: Off side spread, right: shore side spread.

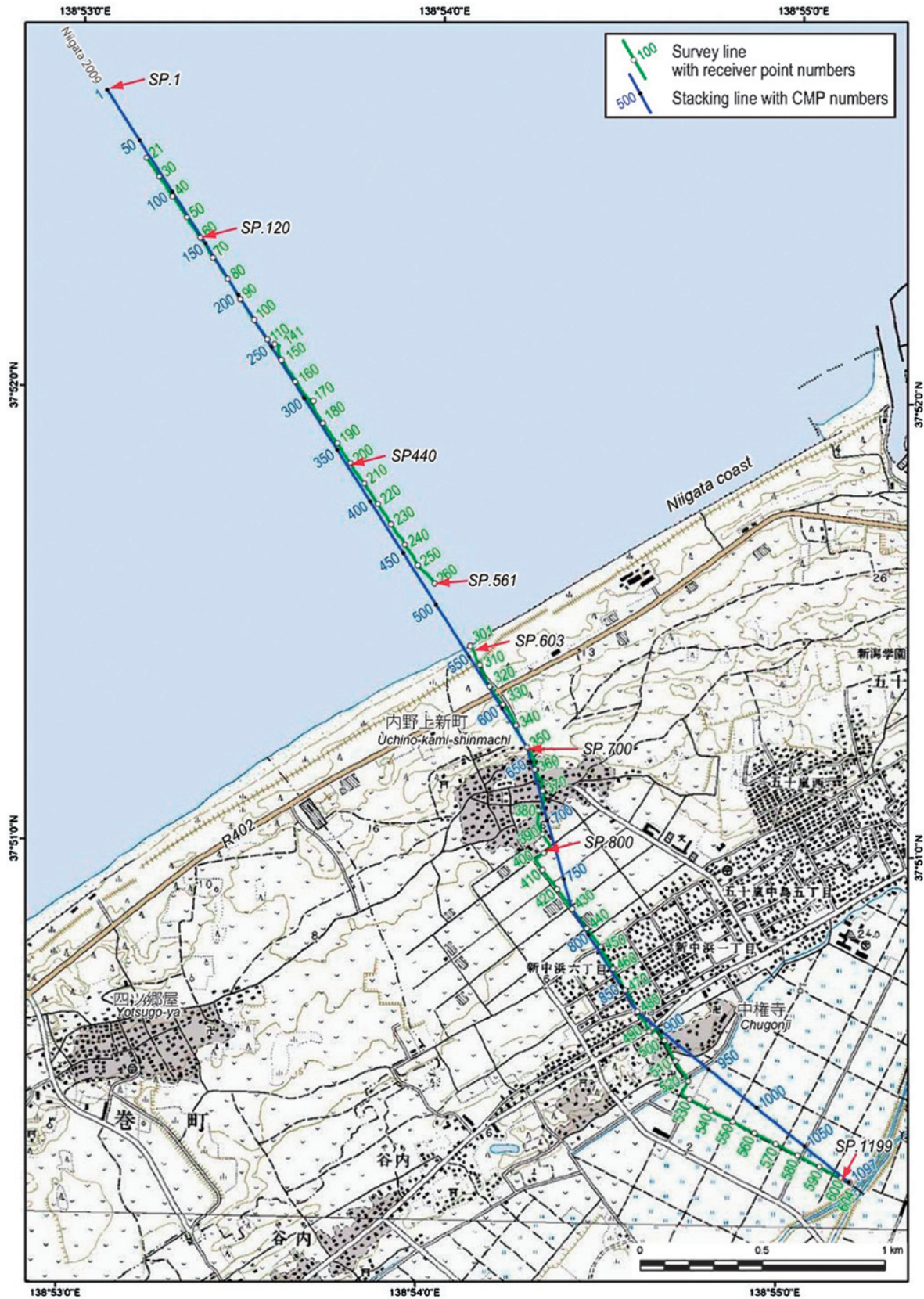
た振幅回復を適用した. ML 測線および MM 測線の CMP ギャザーに対しては 5/8-80/90Hz の帯域通過フィルタを適用した.

3.1.4 デコンボリューションフィルタ

システムの応答がインパルスでないことに起因する

波形のなまり, 地層の中での多重反射, ハムの様なリングングノイズ等を除くことを目的としたデコンボリューションフィルタを適用した.

ENVIRO-VIB を震源とする LL 測線および LM 測線の CMP ギャザーには, ゲート長: 100ms, オペレ



第 10 図 新潟 2009 の反射法地震探査測線と重合測線。
 緑線は新潟 2009 探査測線と受振点番号，青線は重合測線と CMP 番号を示す。

Fig.10 Niigata 2009 seismic survey line and CMP stacking line.
 The green line is the Niigata 2009 survey line and green numbers are receiver point numbers. The blue line is Niigata 2009 CMP line and blue numbers are CMP numbers.

ータ長：200ms，スライディング速度：2000ms，予測距離：1ms，ホワイトノイズ補正：7%とした BLRR (Band-Limited Ridge Regression) 型デコンボリューションを適用した。

MM 測線および ML 測線の CMP ギャザーには，ゲートタイプ：タイムインバリエント型，ゲート長：2000ms，オペレータ長：200ms，スライディング速度：1500ms，予測距離：1ms，ホワイトノイズ補正：0.5%としたホワイトニングデコンボリューションを適用した。

3.1.5 屈折初動解析に基づく静補正

陸上表層付近の風化層の影響および標高差の補正を行うことを目的とした静補正を，LL 測線の記録を用い屈折法解析によって求めた。屈折法解析では，まず，LL 測線の全ショットギャザーの初動（明瞭に読めるもののみ）を読み取り，改良型タイムターム法により表層構造を求めた。表層風化層の速度は，測線全体の平均的な値として 400m/s を仮定し，第二層速度の推定には，初動の走時分布を参考に，オフセット（発震点－受振点間の距離）150－600m のデータを用いることとした。第 11 図に屈折初動解析結果を示す。LL 測線の CMP ギャザーには，NMO (Normal Move

Out) 補正前にこの結果から算出される受振点補正值と発震点補正值を適用し，標高差の補正は，CMP 重合・深度変換後に実施した。

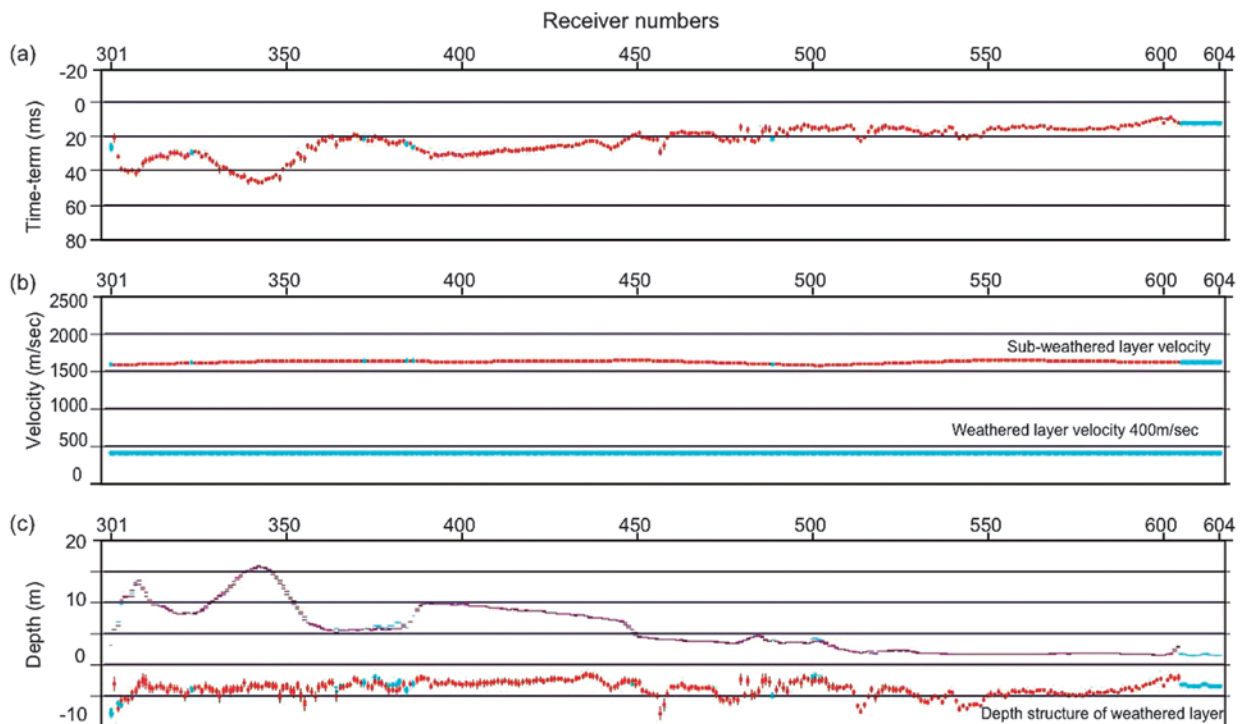
なお，求められた受振点補正值および発震点補正值は，LL 測線のほかに ML 測線の受振点における表層静補正 (receiver statics)，LM 測線の発震点における表層静補正 (shot statics) として適用した。また，LM 測線，ML 測線，MM 測線のデータについては，基準面を Mean Sea Level に合わせるために，エアガンおよびハイドロフォンケーブルに対し，設置深度に対応する時間補正を行った。

3.1.6 速度解析と NMO 補正

上記までの処理を行った後，定速度重合法および定速度スペクトル法により速度解析を実施した。解析点は LL 測線および LM 測線では約 100m 毎，ML 測線および MM 測線では約 200m 毎に設けた。速度解析結果に基づき，反射波走時を垂直走時に変換する NMO 補正を行った。

3.1.7 残差静補正

NMO 補正後の各測線の CMP ギャザーに対してトレース間の相互相関を計算し，最大相関値を与えるタイムラグの平均値からのずれを誤差とし，その値を統



第 11 図 屈折初動解析による表層構造。
 (a) タイムターム値，(b) 表層速度構造，(c) 表層第 1 層の基底深度と標高。

Fig.11 Near-surface structure determined by time-term analysis.
 (a) Time-terms, (b) Velocity structure, (c) Topography and depth structure of weathered layer.

計的に発震点，受振点の補正值に分離して2次的な静補正を行った。

3.1.8 NMO 後ミュートとトレースバランス

オフセットの大きいデータ波形のNMO補正による過大な伸長を防ぐため，各測線のCMPギャザーに対して，アウトサイドミュートを行った。この後，振幅分布を均一化し，重合効果を上げるため，短いタイムゲートのAuto Gain Control (AGC) を適用した。

3.1.9 CMP 重合

NMO補正後のCMPギャザーをCMP重合し，反

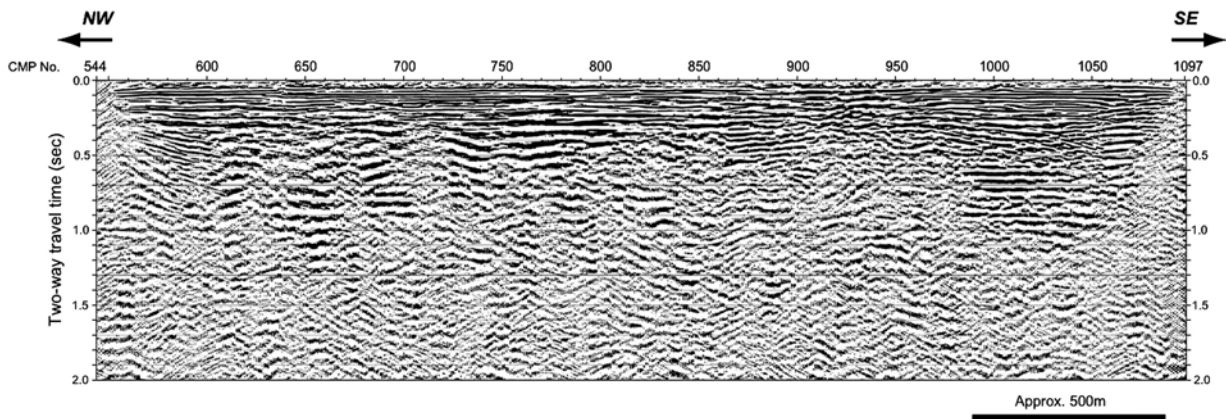
射波の時間断面図を作成した。第12図～第15図に各測線のCMP重合断面図を示す。第12図～第15図には，重合後にFX予測フィルタと5/8-60/70Hzの帯域通過フィルタが適用されている。

3.2 各測線データの接合

ここでは接合CMPギャザーの作成に際して行った統合処理について記述する。

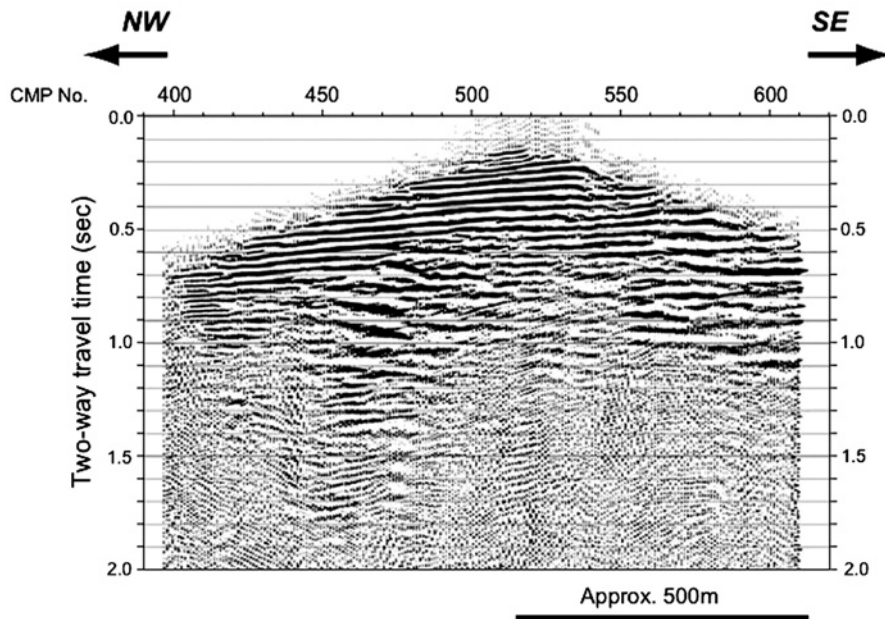
3.2.1 時間補正量の推定

4測線のCMP重合断面を正しく接合するにあたり，



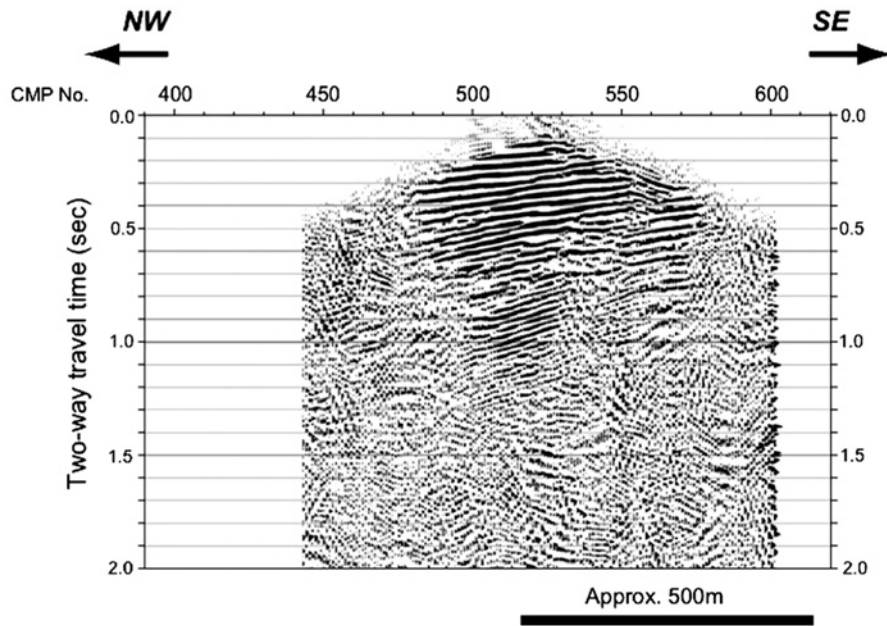
第12図 LL測線の重合断面。

Fig.12 Filtered stacked section of the LL line.



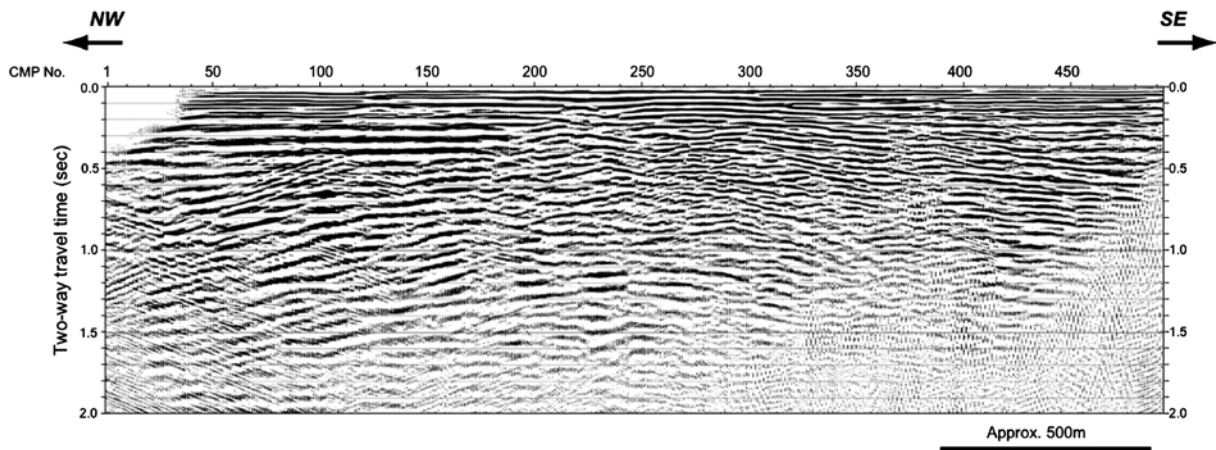
第13図 LM測線の重合断面。

Fig.13 Filtered stacked section of the LM line.



第 14 図 ML 測線の重合断面.

Fig.14 Filtered stacked section of the ML line.



第 15 図 MM 測線の重合断面.

Fig.15 Filtered stacked section of the MM line.

各 CMP 重合断面に対する時間補正量を推定した。具体的には、Mean Sea Level を基準面とする基準面補正がなされている各 CMP 重合断面を用いて、1) LM 断面を固定とし、MM 断面を両断面に共通する反射波が一致する様にずらした時の時間シフト量をエアガンに与える補正量として求めた。その値は +10ms である。同様の方法で 2) ML 断面（固定）と MM 断面とを比較し、ハイドロフォンに与える補正量を求めた。その値は -4ms である。

3.2.2 時間補正量の適用

3.2.1 で求めた時間補正量は、LM 測線、ML 測線、

MM 測線の CMP 重合直前の CMP ギャザーに適用した。すなわち、LM 測線の CMP ギャザーには、ハイドロフォンに対する時間補正量として、-4ms を与えた。ML 測線の CMP ギャザーには、エアガンに対する時間補正量として、+10ms を与えた。MM 測線の CMP ギャザーには、ハイドロフォンおよびエアガンに対する時間補正量として、+6ms を与えた。

3.3 接合 CMP 重合処理

接合重合断面は、上記による時間補正を行った後、各測線の CMP ギャザーを統合し、再度 CMP 重合法

による処理を行うことで作成される。接合 CMP 重合処理のフローチャートを第 16 図に、処理パラメータを第 3 表に示す。

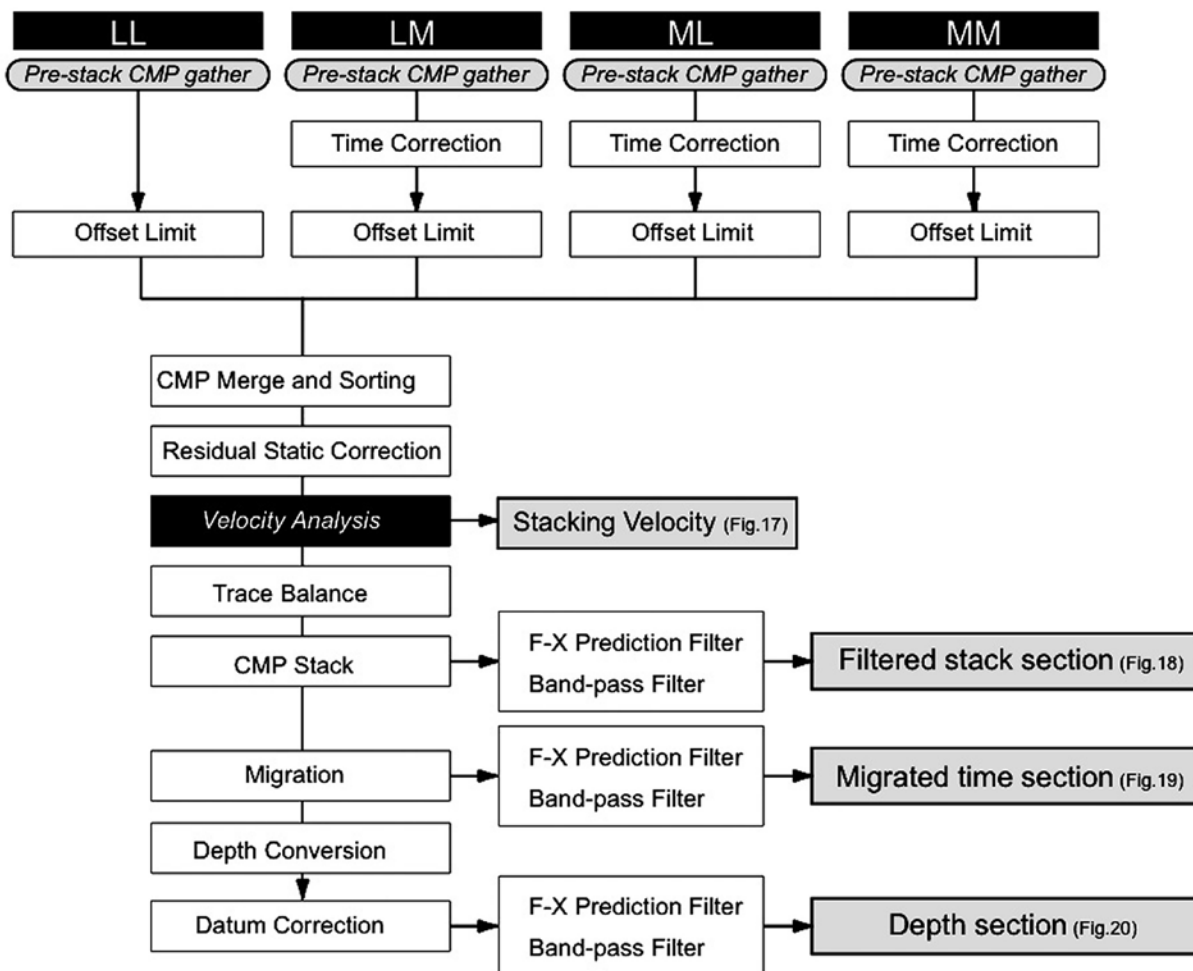
3.3.1 接合 CMP 編集

時間補正を行った各測線の CMP ギャザーを統合し、再度 CMP 編集を行った。この際、大きなオフセット

のデータは不要 (S/N の向上に寄与しない) と判断し、LL 測線・MM 測線・LM 測線ではオフセットを 1500m まで、ML 測線ではオフセットを 1000m までとする制限を設けた。

3.3.2 残差静補正

NMO 補正後の接合 CMP ギャザーに対してトレー



第 16 図 接合 CMP データの重合処理フロー。

Fig.16 Flowchart of integrated data processing by Common mid-point method.

第 3 表 新潟 2009 接合 CMP データの処理パラメータ。

Table 3 Processing parameters for the integrated CMP data.

Time Correction	LM: -4 msec, ML: +10 msec, MM: +6 msec
Offset Limitation	LL: 0-1500 m, LM: 0-1500 m, ML: 0-1500 m, MM: 0-1000 m
Residual static correction	4 msec
Velocity Analysis	Constant velocity stack, Velocity scan interval: 40 CMP
Band Pass Filter	5/8-60/70 Hz
F-X Prediction Filter	Gate length: 15 traces, Operator length: 3 traces
Post-stack Migration	Kirchoff migration
	Velocity scaling: 0-1sec=70 %, 1-2sec=90%, 2-3sec=80%

ス間の相互相関を計算し、最大相関値を与えるタイムラグの平均値からのずれを誤差とし、その値を統計的に発震点、受振点の補正值に分離して2次的な静補正を行った。

3.3.3 残差補正後速度解析

残差補正を施したデータに対し、定速度重合法および定速度スペクトル法による速度解析を行った。解析点は40CMP 毎(200m 毎)とし、21箇所において実施した。この結果の重合速度プロファイルを第17図に示す。

3.3.4 トレースバランス

接合CMPギャザーの全トレースの振幅を揃えるため、トレース振幅の標準偏差値を用いて、ノンタイムヴァリエーション型のトレーススケールリングを行った。

3.3.5 接合CMP 重合

接合CMPギャザーをCMP重合し、海陸が接合された反射断面を作成した。

3.3.6 フィルタリング処理

CMP重合後のデータに対して、S/Nを向上させるため、5/8-60/70Hzの帯域通過フィルタ処理、コヒーレンシー強調フィルタ(FX予測フィルタ)処理を行った。第18図にCMP重合断面図を示す。また、後述のマイグレーション処理、深度変換処理は、この

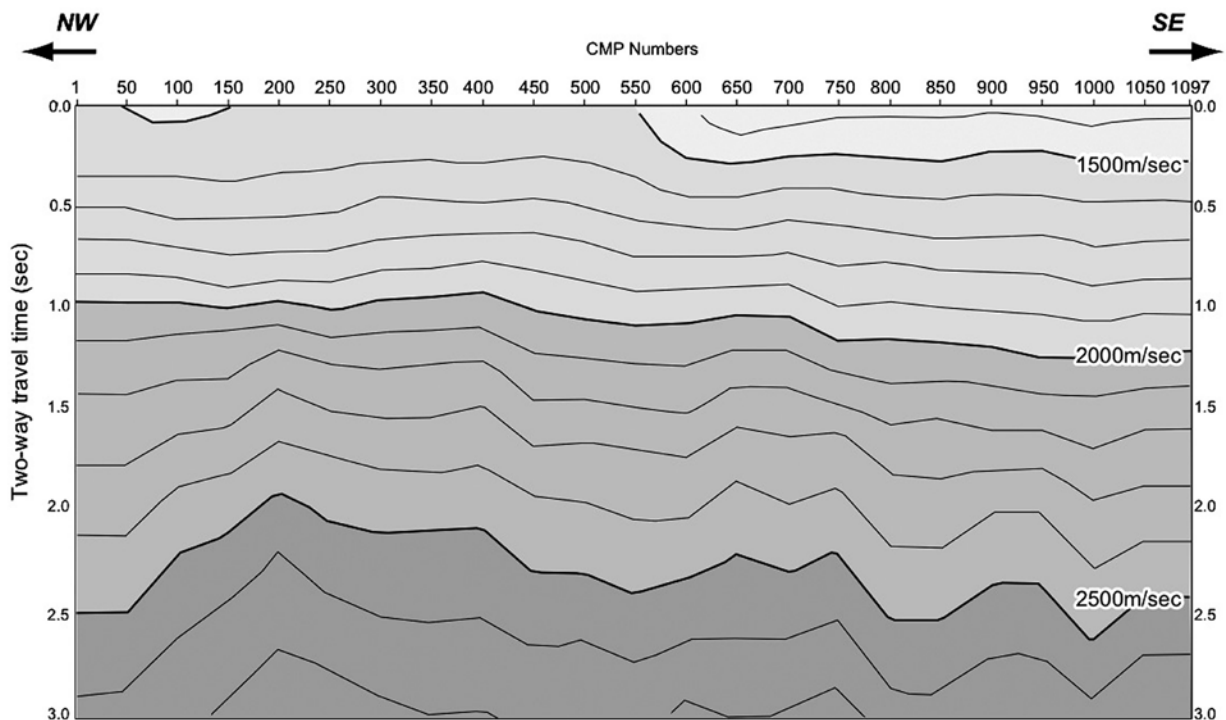
フィルタ処理を行う前のCMP重合データに対して実施し、それぞれの処理後に、フィルタを適用することとした。

3.3.7 マイグレーション処理

傾斜した地層からの反射をその本来の位置に戻すため、マイグレーション処理を行った。今回は、キルヒホッフ時間マイグレーションを適用した。この手法は、浮動基準面からのマイグレーションが可能であり、また、重合測線の屈曲が補償される利点がある。パラメータは、オペレータ距離:2000m、マイグレーションが適用される最大傾斜角:45度である。速度情報には速度解析で得た重合速度プロファイルを滑らかにした速度プロファイルを用いた。また、その速度プロファイルに対するスケールファクターは、タイムヴァリエーションとし、往復走時0-1sec:100%、1-2sec:90%、2-3sec:80%とした。マイグレーション時間断面を第19図に示す。

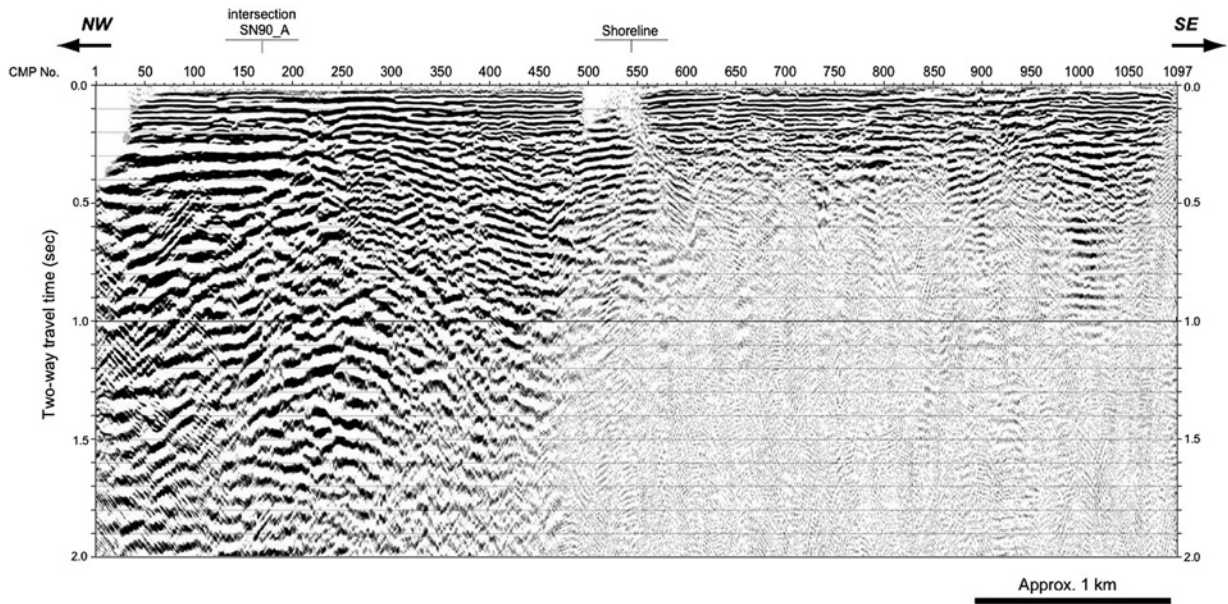
3.3.8 深度変換および標高補正

マイグレーション処理で用いたものと同じ速度プロファイルを用いて深度変換を行った。標高補正を行い、標高0mを基準にした深度断面図を第20図に示す。



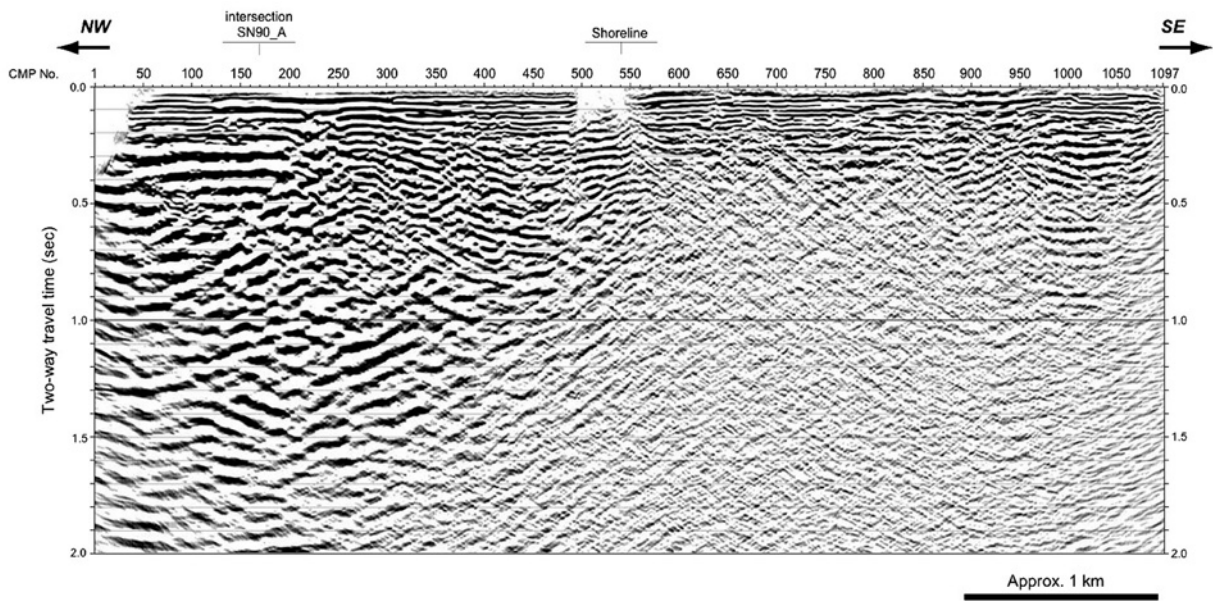
第17図 重合速度プロファイル。

Fig.17 RMS velocity profile determined by velocity analysis.



第 18 図 接合新潟 2009 CMP データの重ね時間断面.

Fig.18 Filtered stacked time section of the integrated Niigata 2009 seismic data.



第 19 図 接合新潟 2009 CMP データのマイグレーション時間断面.

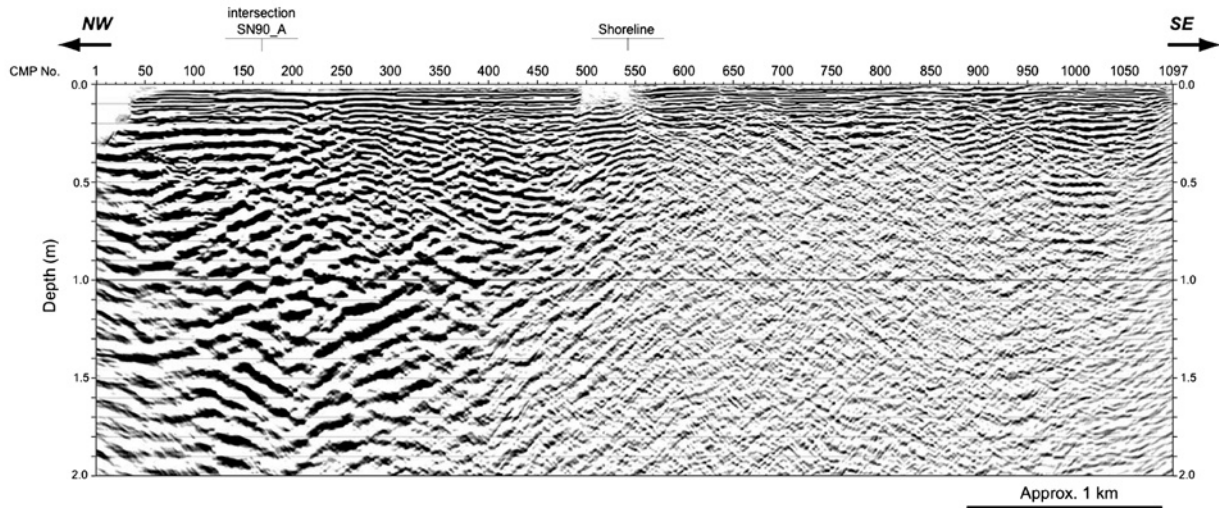
Fig.19 Migrated time section of the integrated Niigata 2009 seismic data.

4. 反射断面と今後の課題

海陸接合深度断面（第 20 図）では、海域において深度 2km 付近まで反射面が捉えられているが、陸域では明瞭な反射イベントがほぼ 500m 以浅に限られている。以下には、反射面の特徴について詳述する。

地表から深度 150–200m において、連続性の良

いほぼ水平な反射面群が、測線全般にわたって捉えられている。この反射面群は、出現深度や下位の反射面を不整合に覆うような特徴から完新統に対比される。その下位では、CMP230–450 において、やや低周波で東への見かけ傾斜 10–20 度の反射面群が見られる。この反射面群は CMP450 付近より南東側では西へ緩く傾斜するか、ほぼ水平な反射面へと連続する。



第 20 図 接合新潟 2009 CMP データの深度断面。

Fig.20 Depth section of the integrated Niigata 2009 seismic data with no vertical exaggeration.

断面の北西端からこの反射イベントの下限をなぞって CMP400 の深度 900m に至る領域には、振幅が強く周波数の低い反射面が認められ、上位の反射面群との違いが明瞭である。また、前述の CMP230-450 の傾斜イベントと特徴の類似する反射面は CMP650-1050 の深度 200-400m にも断片的に見られ、CMP700-750 付近の反射面は南東へ、CMP860-950 の反射面はやや北西へ傾斜する様子が捉えられている。なお、CMP350-390 および CMP450-550 は、初動の屈折波解析において表層第 1 層の基底が乱れていた範囲でもあるため、反射断面の地質解釈は、解釈は詳細な静補正を行った結果をもつて行うこととする。

一方、新潟地域は従来の浅層反射法地震探査からも、急激な波の減衰が生じることが知られていた。その要因は、平野下に分布するとされるガス層 (G1 基底礫層) の影響とも考えられており、山口ほか(2009)は、国道 402 号線の探査において、四ツ郷屋以東で 200m 以深に反射面がほとんどイメージされないことを踏まえ、今回の実験にあたり発震エネルギーの増大や周波数などの工夫が必要であることを指摘した。そのため本探査では、陸上震源を小型から中型のバイブレータ (道幅の制限で大型バイブレータは使用できず) に変更し、周波数テストを行った結果を踏まえ、発震パラメータを決定した。しかし、結果的には記録が劇的に向上することはなく、CMP570 より南東側では、CMP970-1030 の深度 500-900m の水

平な反射イベントを除いては、500m 以深に反射イベントを確認することができなかった。データの取得段階で言えば、測線が未固結で乾燥した砂地であり、受振計や震源の地面とのカップリングが悪かったことも、記録向上に結びつかなかった原因の一つと思われる。また、この地域は砂丘が分布し、低速度層の層厚・標高の変化が著しい場所であるため、処理段階においては、静補正を詳細かつ適切に行うこと、リングングへの対処としてデコンボリューションのパラメータ設計を適切に行うことが重要である。

5. まとめ

新潟沿岸域の地質調査の一環として、本地域の主要地質構造の一つである長岡平野西縁断層帯北部を構成する角田山東縁断層の位置・形状を明らかにすることを目的に、海陸を接合する反射法地震探査 (新潟 2009 測線) を実施した。反射法地震探査測線は海域 3km、陸域 3km の全長約 6km で、海上発震および陸上発震を陸と海の受振ラインで同時に観測することによって、海陸が接合した反射断面を得た。その結果、海域では 2km 付近まで反射面が捉えられているが、陸域における波の減衰は著しく、明瞭な反射イベントは、ほぼ 500m 以浅に限られる。海域で捉えられた東傾斜の反射イベントは、地層の変形を表現している可能性が高いが、地質解釈は今後の再処理の結果を踏まえて検討していく。

謝辞

反射法地震探査を実施するにあたり、土木研究所・稲崎富士氏、産業技術総合研究所・地質情報研究部門宮地良典氏、新潟大学・卜部厚志准教授には、事前調査にご同行いただき測線の設計や探査諸元に対するご助言を頂いた。新潟市役所、新潟県巻農業振興部、海上保安庁第9管区海上保安部、新潟県漁業協同組合五十嵐浜支所、内野上新町・中権寺の住民の方々には、ご協力とご理解を頂いた。観測に際しては、(株)川崎地質、阪神コンサルタンツ(株)、村尾技研(株)のご協力を得た。以上の方々に記して感謝いたします。

文献

- 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.
- 稲崎富士・加野直巳(1999) 高分解能S波反射法及びサイズミックコーン貫入試験による角田・弥彦断層群の浅部構造調査。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), 59-68.
- 地震調査研究推進本部(2004) 長岡平野西縁断層帯の長期評価について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct_nagaoka/index.htm.
- 加野直巳・山口和雄・粟田泰夫(1999) 角田・弥彦断層群の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), 47-58.
- 新潟県地質図改訂委員会(2000) 新潟県地質図(2000年版) 1:200,000 及び説明書。新潟県商工労働部商工振興課, 200p.
- 新潟古砂丘グループ(1974) 新潟砂丘と人類遺跡—新潟砂丘の形成史I—。第四紀研究, 13, 57-65.
- 石油公団(1991) 平成2年度国内・石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「新潟～富山浅海域」調査報告書。28p.
- 石油公団(1992) 平成3年度国内・石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「新潟～富山浅海域」調査報告書。29p.
- 山口和雄・住田達哉・加野直巳・大滝壽樹・伊藤 忍・横田俊之・横倉隆伸(2009) 角田山東縁断層の沿岸陸域における浅部地下構造。活断層・古

長岡平野西縁断層帯における浅層反射法地震探査 —新潟市松野尾地区の地下構造

Subsurface structure of the Western boundary fault zone of Nagaoka Plain, based on high-resolution seismic reflection data

楮原京子¹・稲崎富士²・卜部厚志³・宮地良典⁴

Kyoko Kagohara¹, Tomio Inazaki², Atsushi Urabe³ and Yoshinori Miyachi⁴

Abstract: We conducted a high-resolution P-wave reflection survey to reveal the subsurface structure of the Kakudatama toen Fault. The Kakudayama toen fault is northern portion of the Western marginal fault zone of Nagaoka Plain, is distributed in littoral zone of the Niigata coast, central Japan. Along the seismic profile, 240 channels of geophone arrays were deployed. The source used in this survey was an impactor JMI-200. Survey source spacing was 2.5 m, and also receiver spacing was 5 m. The obtained seismic profiling data were processed by conventional common mid-point (CMP) methods. The obtained seismic section indicate that east-facing folded reflectors which are correlated with middle Pleistocene to Holocene strata were deformed by active folding of Kakudayama toen fault.

キーワード: 長岡平野西縁断層帯, 活断層, 反射法地震探査, CMP 重合法, 地下構造

Keywords: Western marginal fault zone of Nagaoka Plain, active fault, seismic reflection data, CMP stack method, subsurface structure

1. はじめに

長岡平野西縁断層帯は、全長 70km 以上にわたる活構造である。長岡平野西縁断層帯の北部を構成する角田山東縁断層は、延長約 25km、西側上がりの逆断層であり（第 1 図）反射法地震探査と試錐資料（石油公団, 1991, 1992）からは、下部更新統（灰爪層）に 3000m 以上の垂直変位が生じていることが明らかにされている。地震調査研究推進本部（2004）では、これらの調査結果に基づき、その平均上下変位速度を 3mm/yr と評価している。一方で、この断層に沿った断層変位地形は微弱（例えば、高位段丘に 20m 程度の垂直変位）であることから、変位速度はそれよりも一桁（あるいはそれ以上）小さいとの考えもある（池田ほか, 2002）。越後平野の沈降・埋積速度が速ことや、軟弱な堆積層が厚く分布するために、断層活動の地形表現が幅の広い撓曲となることに起因して、地

表には角田山東縁断層の分布や活動履歴を示す証拠はわずかである。そのため角田山東縁断層の最近の活動履歴や活動性に関する情報は得られていない。角田山東縁断層の活動性や断層活動に伴う地形・地質の変形を知るためには、地下浅層部における変形構造の把握が重要である。そこで、本研究では断層の変形帯が通るとされている松野尾地区において、約 1.5km の測線を設定し、P 波による稠密発震の反射法地震探査を実施した。

2. 松野尾地区における P 波稠密反射法地震探査・GS_MN_CDP 測線のデータ取得

2.1 GS_MN_CDP 測線の概要

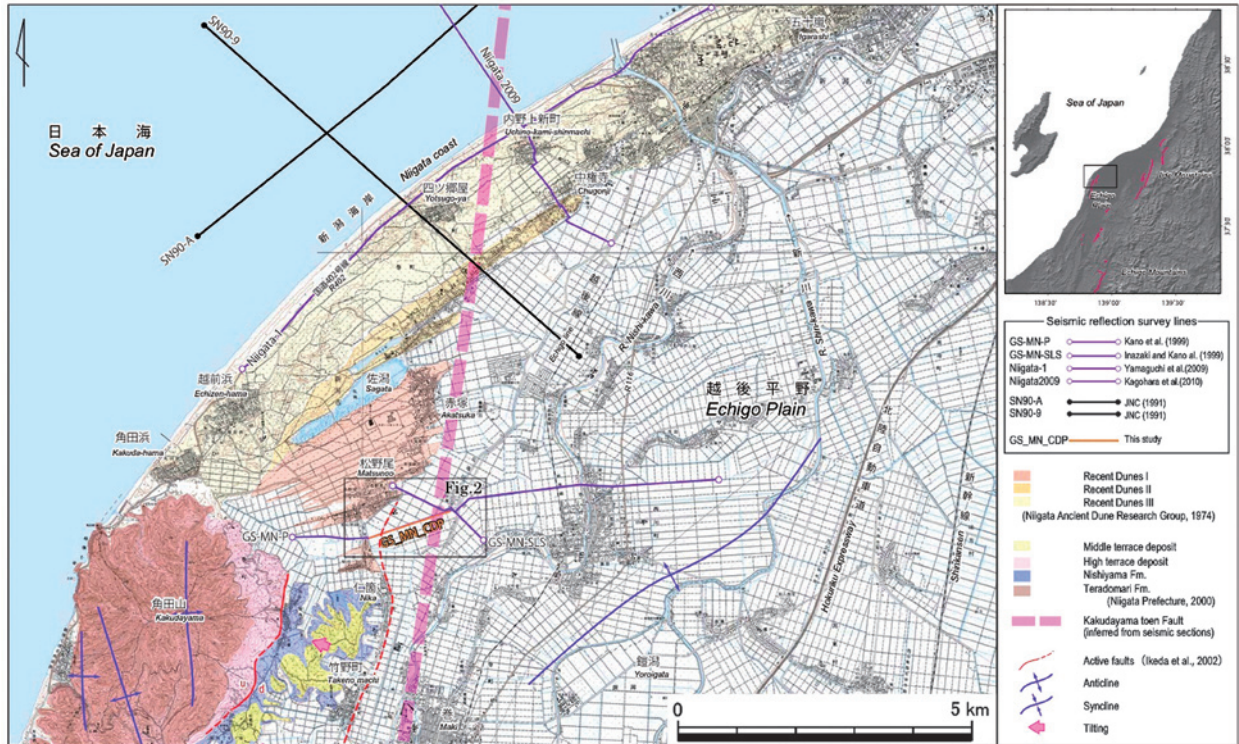
探査は平成 21（2009）年 10 月 28 日—同年 11 月 1 日までの間、新潟市西蒲区松野尾において実施した。測線西端よりやや南に位置する仁箇では、低崖や段丘面の傾動が認められる。その分布は松野尾付近では、

¹産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・地震研究センター（AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center）

²土木研究所（Public Works Research Institute, 1-6 Minamihara, Tsukuba, Ibaraki, 305-8516 Japan）

³新潟大学（Niigata University, 8050 Ikarashi 2-no-cho, Nishi-ku, Niigata, 950-2181 Japan）

⁴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 調査地域周辺の地形・地質と反射法地震探査測線。
地質図は新潟県地質図改訂委員会（2000）、活断層線は、池田ほか（2002）による。

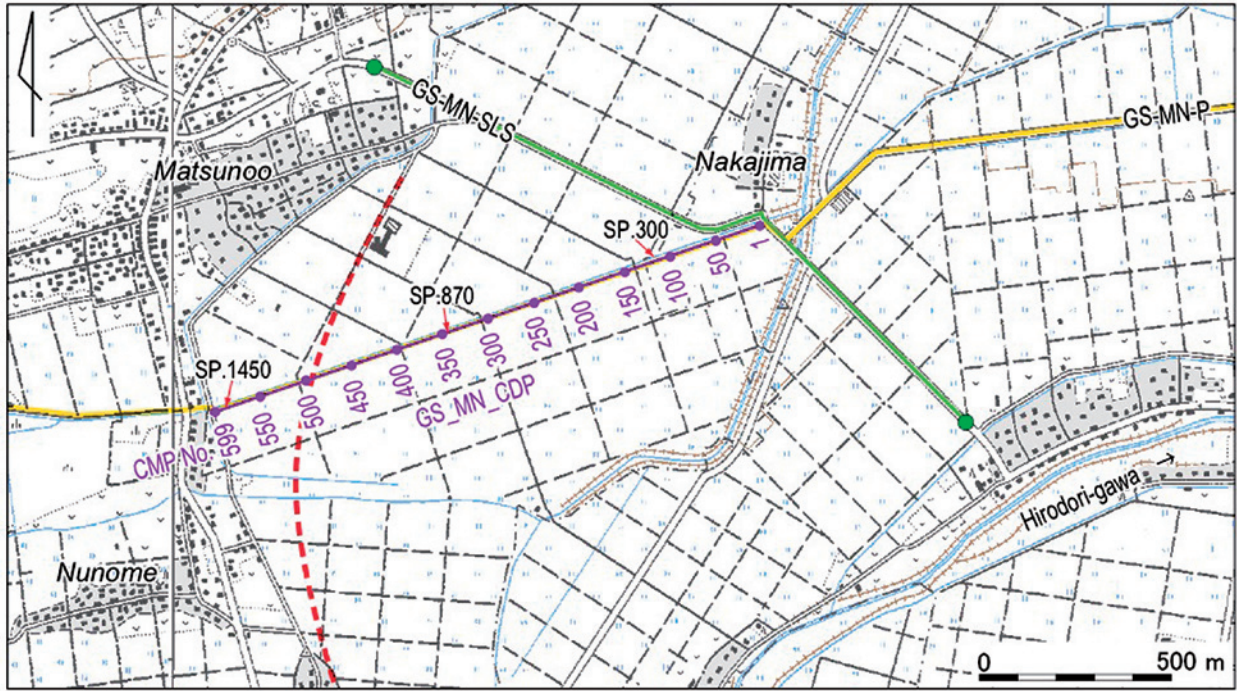
Fig.1 Geology and seismic lines around the survey area.
The geologic map is after Niigata Prefecture Geological Map Revision Committee (2000). The distribution of active faults is after Ikeda et al. (2002).

不明瞭となるが、角田山西縁から東方へ連続する砂堆（新砂丘 I 相当）が平野下に埋没していることが明らかにされている（卜部ほか，2006；第 1 図）。これらの地形からは、角田・弥彦山塊と平野との境界にそった西側隆起・東側沈降の変動があること、新砂丘 I 形成以降もその変動が継続していることが示唆される。反射法地震探査測線（GS_MN_CDP）は用水路に沿った未舗装道路で、仁箇の低崖から連続する沖積低地内の傾斜変換部（断層推定位置）および石油公団（1991，1992）の SN90-A と SN90-9 から推定された断層（撓曲帯）を横断する。第 2 図に探査測線図を示す。測線上では交通の往来もなく、住宅地からも離れていたため、生活ノイズのレベルは非常に低かった。しかし、時折吹く強風がノイズとなった。

2.2. 探査仕様

本探査の主なデータ取得パラメータを第 1 表に示す。本探査は、地下 500m 程度までの高分解能断面を取得することを目的としているため、受振点間隔を 5m とし、震源には油圧インパクター JMI-200（株式会社地球科学総合研究所製）を用いて受振点と受振

点間の中点を発震点とする発震間隔 2.5m の稠密発震とした。1つの発震点における垂直重合数は 8 回とした。受振器には固有周波数 28Hz のジオフォン（4 個組）を使用した。データの収録は DSS-12（サンコーコンサルタント（株）製）を用いて 240ch で収録した。また受振点は、東側 144ch、西側 96ch のスプリット展開を基本形として、固定した 240ch の受振点の 144ch 目から測線上方へ 12ch 分発震し、その後、次の展開（受振点を 12ch 分前進）へ移動する方式をとった。したがって、発震・受振の最大オフセットは発震位置により 720m から 1200m の間で変化する。第 3 図に発震点番号（SP）300，SP.870，SP.1450 におけるショット記録を示す。いずれの記録も表層の低速度層によると思われる震源エネルギーの減衰が著しく、初動は 600m 程度までしか届いていない。加野ほか（1999）はこうした震源エネルギーの減衰原因として、地表付近に天然ガスの気泡あるいは浅部のガス胚胎層の存在を指摘している。また、記録は高周波のノイズが卓越していたため処理の初期段階にバンドパスフィルタを施した。周波数帯域は、FK スペクトルを参考に 20-120Hz とした。第 3 図の右に示すよ



第 2 図 GS_MN_CDP 重合測線。

紫線は GS_MN_CDP 探査測線の重合測線と CMP 番号を示す。活断層の位置は池田ほか（2002）による。GS-MN-SLS および GS-MN-P はそれぞれ稲崎・加野（1999）および加野ほか（1999）の反射法地震探査測線を示す。

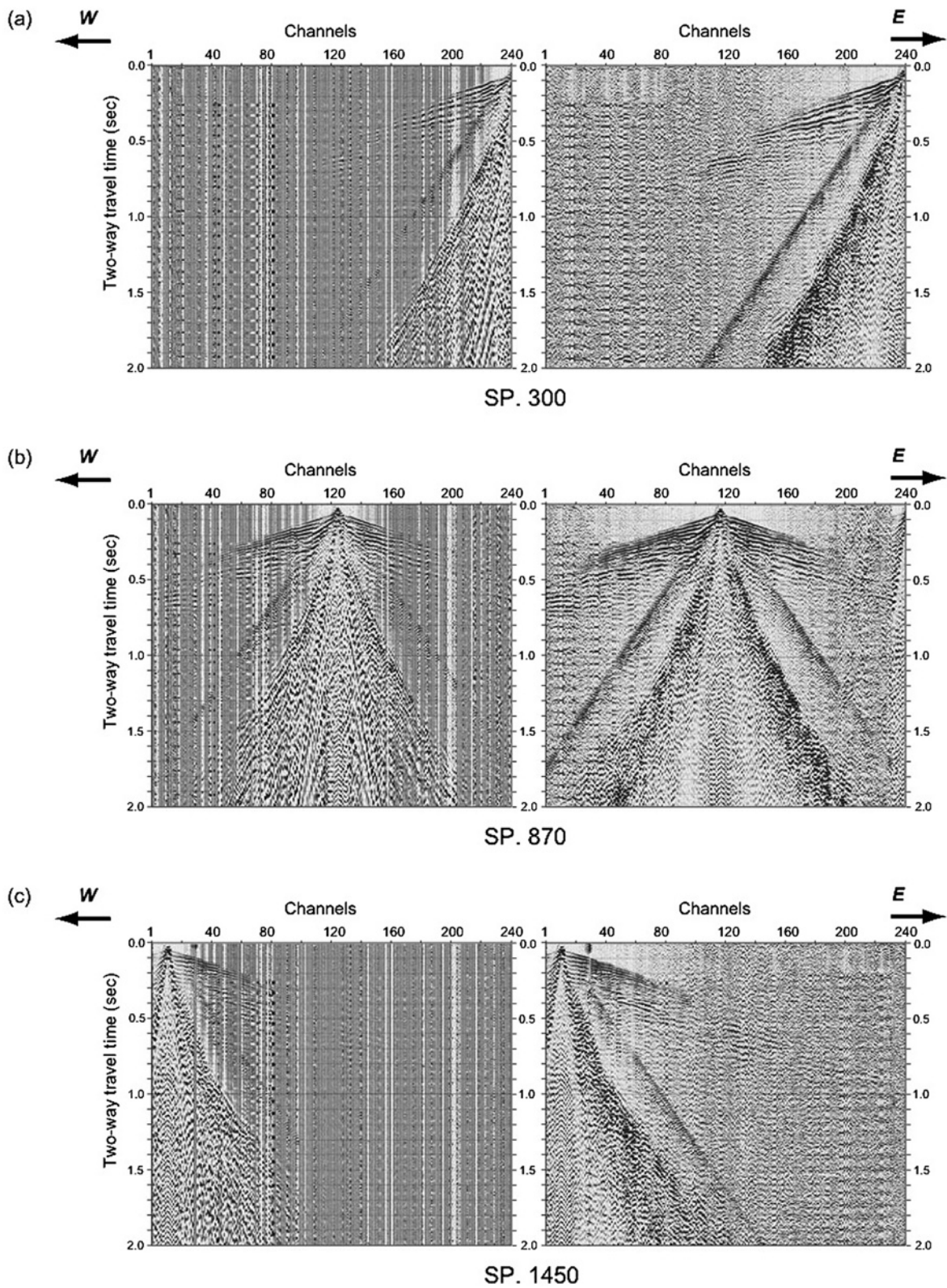
Fig.2 Detailed topographic map showing location of the GS_MN_CDP survey line (Purple line) with CMP numbers. The distribution of active faults is after Ikeda et al. (2002). GS-MN-SLS and GS-MN-P indicate seismic lines from Inazaki and Kano (1999) and Kano et al. (1999), respectively.

第 1 表 GS_MN_CDP 測線のデータ取得パラメータ。

Table 1 Data acquisition parameters for the GS_MN_CDP seismic line.

Length of seismic line	1500 m
<i>Receiver parameters</i>	
Receiver	Geophone, group of 4
Natural frequency	28 Hz
Receiver interval	5 m
No. of receiver points	600
<i>Source parameters</i>	
Source	JMI-200
Shot interval	2.5 m
No. of shot points	599
No. of sweeps	8
<i>Recording parameters</i>	
Instruments	DSS-12
No. of channels	240 ch
Recording length	2 sec
Pre-triggre	10 ms
Sampling rate	1 ms

うに、この処理によって多少の記録の改善は認められたが、捉えられた明瞭な反射面は往復走時 0.7sec 以下であった。

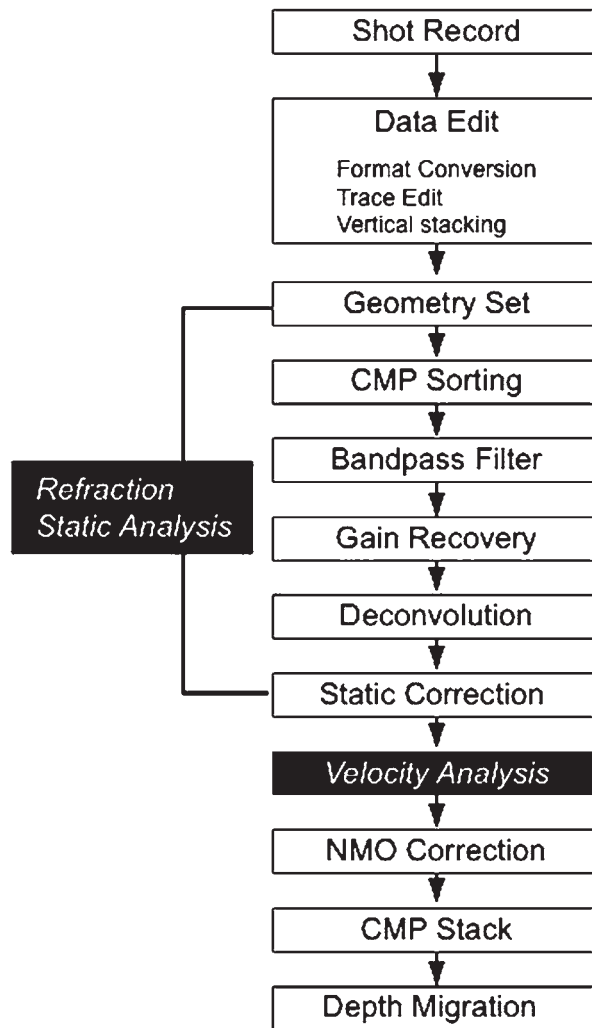


第 3 図 発震点 300, 870, 1450 におけるショット記録.

Fig.3 Shot records obtained at shot point 300, 870 and 1450.

3. データ処理

取得したデータは、反射法探査データ処理ソフトウェア Omega (Western Geco 社製) を用いて、一般的な共通反射点 (CMP) 重合法に基づいて処理した。第 4 図にデータ処理のフローを示す。反射測線は、ほぼ直線であったため、測線の起点と終点の座標をつなぐ線分を CMP 重合測線とし、この測線に従って共通反射点の編集を行った。CMP の間隔は 2.5m に設定した。表層静補正は、全てのショット記録から屈折初動走時を読み取り、ショット記録のオフセット 40m~200m の初動データを用いて、受振点ならびに発震点の補正値を Refraction tomography method で求めた。表層第 1 層の速度を 400m/s と仮定した。速度解析は定速度重合法および定速度スペクトル法に従い、40CMP 毎に行った。その後、得られた重合速



第 4 図 観測データの解析フロー。

Fig.4 Flowchart of data processing.

度構造に基づいて NMO 補正を行った。その際、補正に伴う波形の歪みを抑制するために、波形の最大伸び率を 2 倍に制限した。NMO 補正後 CMP gather 内の記録を重合し、CMP 位置における 1 個の波形記録を作成した。CMP 重合後のデータに対しては、バンドパスフィルタを施した。マイグレーションには FX 深度マイグレーションを採用し、速度情報には速度解析結果 (重合速度関数) を水平方向と時間方向に平滑化したものを用いた。

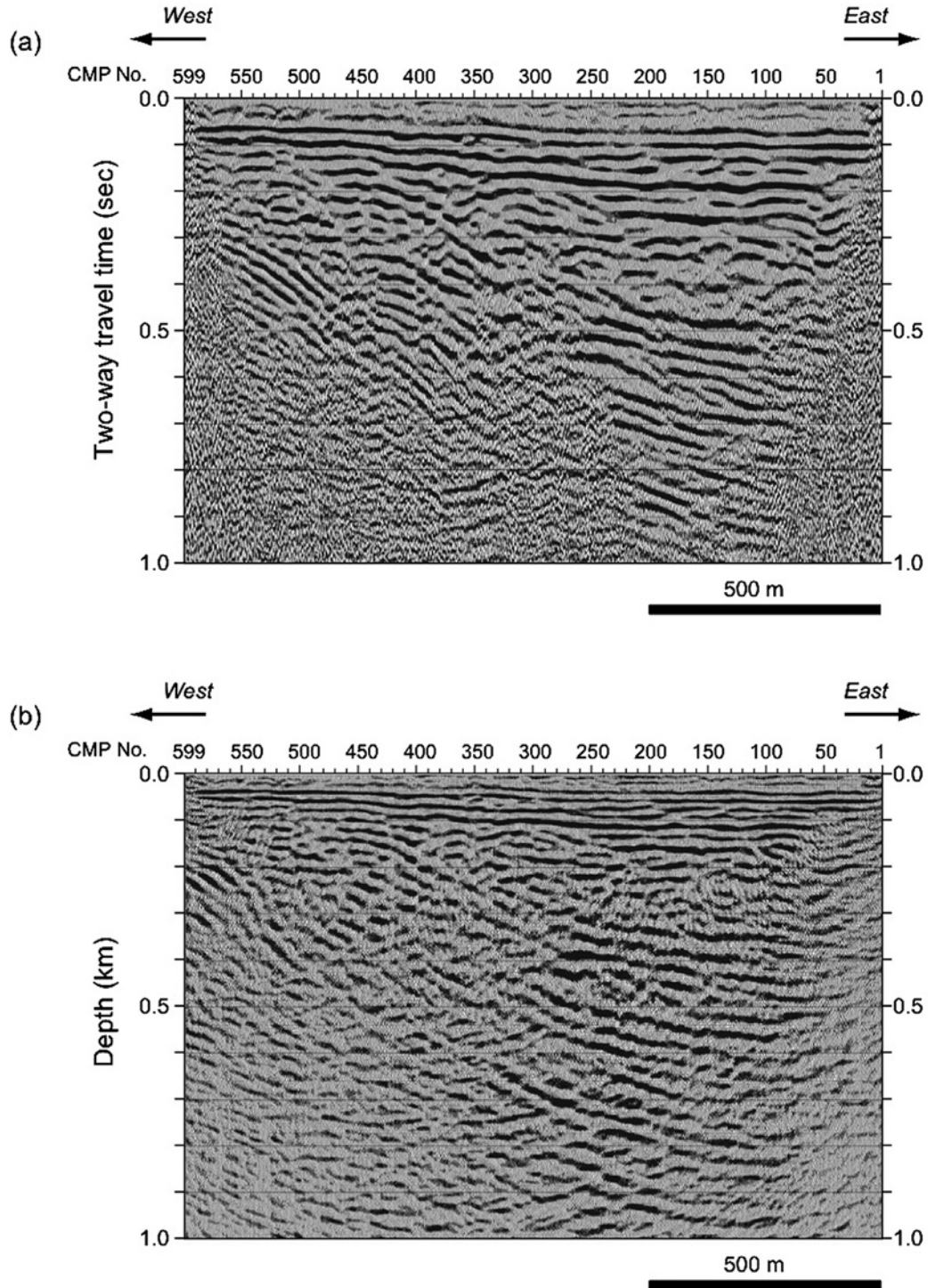
4. 解析結果

GS_MN_CDP 測線の重合時間断面を第 5 図 -a に、深度変換断面図を第 5 図 -b に示す。解析の結果、重合時間断面では深度 1000m 付近までの高精度の地下断面が得られた。以下には、予察的な解釈を述べる。

第 6 図では、地表から深度 100m 付近に、ほぼ水平か東へ緩く傾斜する連続の良い反射面群を捉えている。この反射面群の最下面深度は、ボーリング資料等 (新潟県地質図改訂委員会, 2000) から知られる沖積層の基底深度とほぼ一致することから、下部更新統-完新統の黒鳥層・白根層に対比される。

一方、この反射面群の下位には、大きく東へ撓み下がる反射面群とその東翼斜面を覆う反射面群が認められる。前者は、CMP440 付近に軸をもつ単斜構造と解釈され、下位ほど大きく傾斜している。また、東傾斜の反射面群中には、いくつかの傾斜不整合も認められる。後者の反射面群は CMP400 の深度 100m~CMP70 深度 360m の範囲に認められ、東傾斜の反射面が多いように見える。上部では側方への連続が良いものの 100m 以浅の反射面群に比べ起伏があり、深度 220 以深では反射面が乏しくなっている。沖積層の下位にあたるこれらの反射面は中部・上部更新統の蒲原層群と推定される。

地表で活断層が通るとされた位置は CMP500 付近であるが、反射断面には地表に達するような断層を見ることができない。しかし、下位の蒲原層群には下位ほど東へ撓み下がる単斜構造が認められ、その軸の延長 (CMP280-350) において、黒鳥層・白根層の反射面の勾配がやや急になっている。このことから両層に認められる変形が同じ断層 (褶曲) の活動に伴うものであると推定され、黒鳥層・白根層堆積以降も西上がりの変動が継続していることは明らかである。このような浅層部における緩やかな撓曲変形は稲崎・加野 (1999) が本測線のやや北東で行った S 波反射断面



第 5 図 重合時間断面 (a) と深度断面 (b).

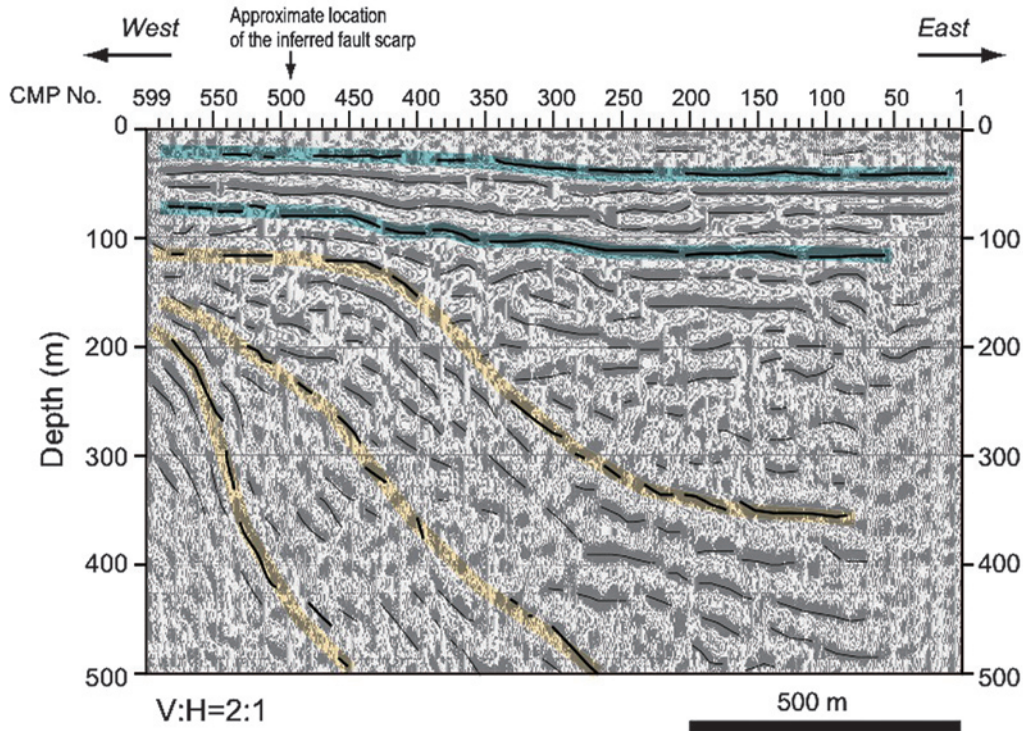
Fig.5 Filtered stacked section (a) and depth migrated section (b).

(GS-MN-SLS) の結果とも整合的である。今後、反射断面の改善と共にボーリング資料や地形と合わせ、断層の活動性についての検討を進める。

5. まとめ

新潟沿岸域の地質調査の一環として、本地域の主要

地質構造の一つである長岡平野西縁断層帯北部を構成する角田山東縁断層の位置・形状を明らかにすることを目的に、新潟市松野尾地区において測線長約 1.5km の稠密反射法地震探査を実施した。観測データは、反射法データ処理ソフトウェアを用いて解析し、反射断面を作成した。その結果、浅層部において角田



第6図 予察的な解釈断面.

Fig.6 Depth section with preliminary interpretation.

山東縁断層による変形構造は、東傾斜の反射面群として捉えられ、中部・上部更新統から完新統における変位の累積が確認された。

謝辞

反射法地震探査データ取得に際しては、村尾技研(株)および(株)ジオシスにご協力を賜った。新潟市役所、新潟県西蒲警察署、エチゴビール(株)および松野尾・布目地区の住民の方々には、探査へのご理解とご協力頂いた。産業技術総合研究所・地質情報部門の加野直巳氏には、探査仕様ならびにデータ解析においてご助言頂いた。以上の方々に記して感謝いたします。

文献

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.
 稲崎富士・加野直巳(1999) 高分解能S波反射法及びサイズミックコーン貫入試験による角田・弥彦断層群の浅部構造調査。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), 59-68.

地震調査研究推進本部(2004) 長岡平野西縁断層帯の長期評価について。 http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct_nagaoka/index.htm.

加野直巳・山口和雄・栗田泰夫(1999) 角田・弥彦断層群の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), 47-58.

新潟県地質図改訂委員会(2000) 新潟県地質図(2000年版) 1:200,000 及び説明書。新潟県商工労働部商工振興課, 200p.

新潟古砂丘グループ(1974) 新潟砂丘と人類遺跡—新潟砂丘の形成史I—。第四紀研究, 13, 57-65.

石油公団(1991) 平成2年度国内・石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「新潟～富山浅海域」調査報告書。28p.

石油公団(1992) 平成3年度国内・石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「新潟～富山浅海域」調査報告書。29p.

卜部厚志・吉田真見子・高濱信行(2006) 越後平野の沖積層におけるバリアーラゲーンシステムの発達様式。地質学論集, 59, 111-127.

新潟沿岸域の反射法地震探査データ再処理

Re-processing of offshore-onshore seismic reflection survey data in Niigata coastal area

加野直巳¹・楮原京子²・横田俊之³・山口和雄¹

Naomi Kano¹, Kyoko Kagohara², Toshiyuki Yokota³ and Kazuo Yamaguchi¹

Abstract: We re-processed parts of two seismic reflection survey lines in the coastal area of Niigata prefecture conducted by JNOC (Japan National Oil Corporation; presently Japan Oil, Gas and Metals National Corporation). They are two lines from “Shallow coastal area in Niigata – Toyama” in 1990, one is an offshore line along the coastline and the other is an offshore-onshore line across the coastline. We selected the parts crossing the Kakuda-Yahiko fault in the area from 37°49'N to 37°54'N and from 138°50'E to 138°57'E. We interpreted geology and the Kakuda-Yahiko fault.

Keywords: seismic reflection survey, re-processing, Kakuda-Yahiko fault, Niigata coastal area, air gun, dynamite, geophone, gimbalphone, hydrophone

要旨

石油公団（現・独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構, JOGMEC）が新潟沿岸域で実施した平成 2 年度 大陸棚石油・天然ガス基礎調査基礎物理探査「新潟～富山浅海域」の反射法地震探査データのうち、長岡平野西縁断層帯の北東部である角田・弥彦断層を横切ると思われる、海岸沿いの海側測線の一部および海岸に直交した海と陸にかけた測線の 2 本の測線（およそ北緯 37°49' から同 37°54', 東経 138°50' から同 138°57' の範囲）を再処理した。再処理では 500ms 以浅の浅部の構造を詳細に求めることに留意して処理を行った。その結果に対して地質構造、断層構造を解釈した。

1. 再解析調査測線の概要

石油公団（現・独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構, JOGMEC）が新潟沿岸域で実施した平成 2 年度 国内石油・天然ガス基礎調査基礎物理探査「新潟～富山浅海域」（石油公団, 1991）の反射法地震探査データのうち、長岡平野西縁断層帯の北東部（延長）である角田・弥彦断層の北東延長を横切ると思われる

部分を抽出し再処理を行った。今回の再処理の主な目的は従来の処理では注目されていなかった 500ms 以浅の浅部の構造を明らかにすることである。

今回再解析を行ったのは、北緯 37°49' から同 37°54', 東経 138°50' から同 138°57' の範囲に含まれる 2 本の測線の一部（第 1 図, 合計 21.3km）である。測線の解析対象範囲、処理測線長を第 1 表に、また調査仕様（探鉱器、震源、受振器、チャンネル数、発震間隔、受振点間隔など）を第 2 表に示す。2 本の測線のうち SN90-9 は南東－北西方向の陸域と浅海域をつなぐ測線、SN90-A は南西－北東方向の海岸にほぼ平行な浅海域の測線である。2 測線はほぼ直交している。再処理結果を元に地質構造と断層構造を解釈した。

2. 再解析処理

再処理は Paradigm 社 Epos3 3rd edition(Focus5.4) 処理システムを用いて、一般的な共通反射点 (CMP) 重合法で行った。データ処理フローを第 2 図に示し、処理の概要について以下に述べる。

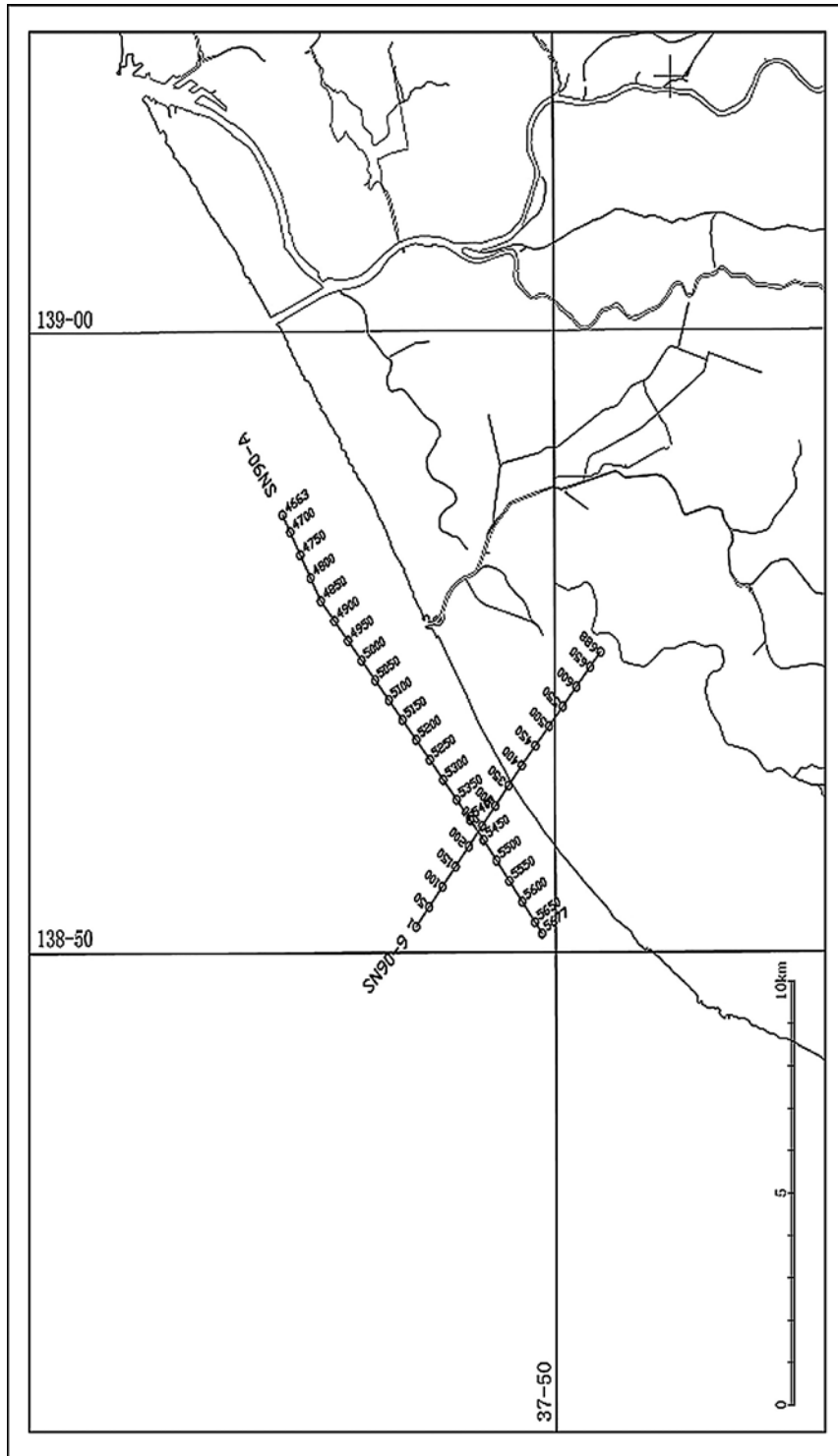
2.1 データ編集

高周波ノイズやスパイクノイズが重なったトレー

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)

² 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center)

³ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地圏資源環境研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment)



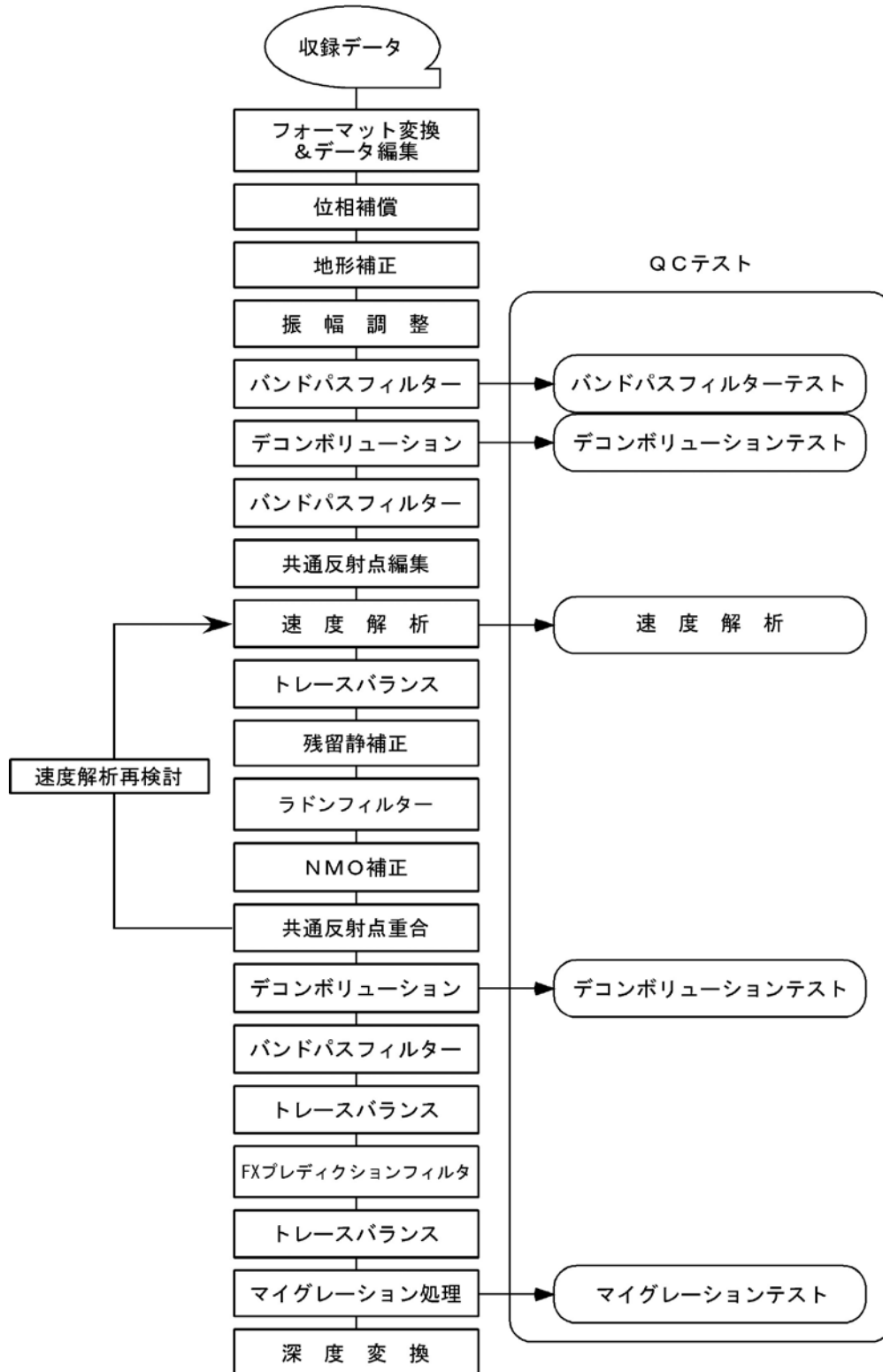
第 1 図 解析測線図 (測線上の数字は CMP 番号).

第 1 表 測線一覧表.

測線名	解析対象範囲	処理測線長 (km)
SN90-9	SP 297 - 667	8.6
SN90-A	SP 2311 - 2843	12.7

第2表 調査仕様.

測線名	探鉱器	震源	受振器	チャンネル数	発震間隔 (m)	受振点間隔 (m)	ニアオフセット距離 (m)
SN90-9	miriaseis	ダイナマイト, エアガン	ジオフォン, ジンバルフォン, ハイドロフォン	80(100)	25	25	150
SN90-A	miriaseis	エアガン	ハイドロフォン	80	25	25	150



第2図 データ処理フローチャート.

スは除去した。また、SN90-9 測線の shot345, 349, 353, 357, 361, 365, 369, 373 の 8 shots については、オフセットを 6 ステーション分とるといふ Observer's Report に記載された配置と異なり、オフセットを 2 ステーション分しか取らずに収録されている、とショットギャザの表示から判断した。その対処として、本解析処理ではスタック時に段差ができるのを避けるために、他の発振点記録と最小オフセットが共通になるよう ch1~4 を削除した。

2.2 位相補償

本解析に用いる波形は、発震にエアガンとダイナマイトの 2 種類を、受振器は hidroフォン、ジンバルフォン、ジオフォンの 3 種類を使用している。本解析処理ではダイナマイトージオフォンの波形の位相に合わせて他の波形に対して位相補償を行った。第 3 表にその一覧を示す。

2.3 Up Hole Time および地形補正

Observer's Report 記載の Up Hole Time を用いてダイナマイト発震深度の補正を行った。その後、SN90-9 測線の陸部について、滑らかな datum line を設定し、風化層の速度を速度 700m/sec と仮定して静補正を行った。海部では海面を基準面とした。

SN90-A 測線では、shot した日付に対応した段差ができており、1500m/sec で LMO して初動が 0sec に来るよう shot ギャザを補正した。

2.4 振幅調整

エアガン発震波形に対して球面発散効果による地震波振幅の減衰を回復させるために、球面発散補正を行った。球面発散補正をするための速度構造は一律 1500m/sec (水中音波速度) を使用した。また、ダ

イナマイト発震波形に対しては振動を抑えるためオートゲインコントロール (AGC) を行った。ゲインゲートは 400msec を使用した。

2.5 重合前バンドパスフィルタテスト

代表的なデータのスペクトル解析結果や 1 オクターブの帯域幅を持つ 14 種類のバンドパスフィルタ (フィルタの帯域は、1 - 2, 1.5 - 3, 2 - 4, 3 - 6, 4 - 8, 6 - 12, 8 - 16, 12 - 24, 16 - 32, 24 - 48, 32 - 64, 48 - 96, 64 -, 96 - Hz) を適用した結果から、4Hz より低い周波数帯、96Hz より高い周波数帯では有意な反射信号がないと判断し、4~96Hz のバンドパスフィルタを適用した。

2.6 重合前デコンボリューション

音源として用いたエアガンの発震波形は多くの繰り返し性を含む。この繰り返し性を除去し単一性のパルスに戻すためスパイクングデコンボリューションを行った。対応したデザインゲート長を用いたフィルタ長 4 種類でテストを行い、その結果に対してホワイトノイズ 4 種類についてテストを行った。テストの結果、パラメータとしては、フィルタ長 180ms, デザインゲート長 1500ms, ホワイトノイズ 5% を選択した。その後、前述の 4-96Hz のバンドパスフィルタをかけてデコンボリューションノイズを除去した。

2.7 CMP 編集

第 2 表に示したジオメトリに従って、CMP 間隔を 12.5m として CMP ギャザを作成した。CMP 番号は SN90-9 測線では海部北西端を 1 として南東方向に 688 まで、SN90-A 測線では北東端を既存解析処理の CMP 番号と合わせ 4663 とし、南西方向に 5680 まで定義した。

2.8 速度解析

本解析処理では 40CMP (500m) 間隔で速度解析を行ったが、地形・構造の変化が大きい箇所では密に解析した。重合速度はセンブランスを用いた速度スペクトル分布を用いて求めた。

2.9 振幅調整

共通反射点重合に先立ち、時間とともにゲート長が長くなるタイムバリエーション AGC により振幅調整を行った。なお、AGC 処理前に、前述した速度構造に

第 3 表 位相補償。

発震	受信	位相
ダイナマイト	ジオフォン	0°
	ジンバルフォン	+180°
	hidroフォン	0°
エアガン	ジオフォン	+90°
	ジンバルフォン	+270°
	hidroフォン	+90°

てNMO 補正して、AGC 処理後に同じ速度構造にてNMO 補正解除した。

2.10 残留静補正

32Hz のハイカットフィルタを適用して NMO 補正後のトレースと重合断面のパイロットトレースとの相関を求め、残留静補正量を求めた。

2.11 ラドンフィルタ

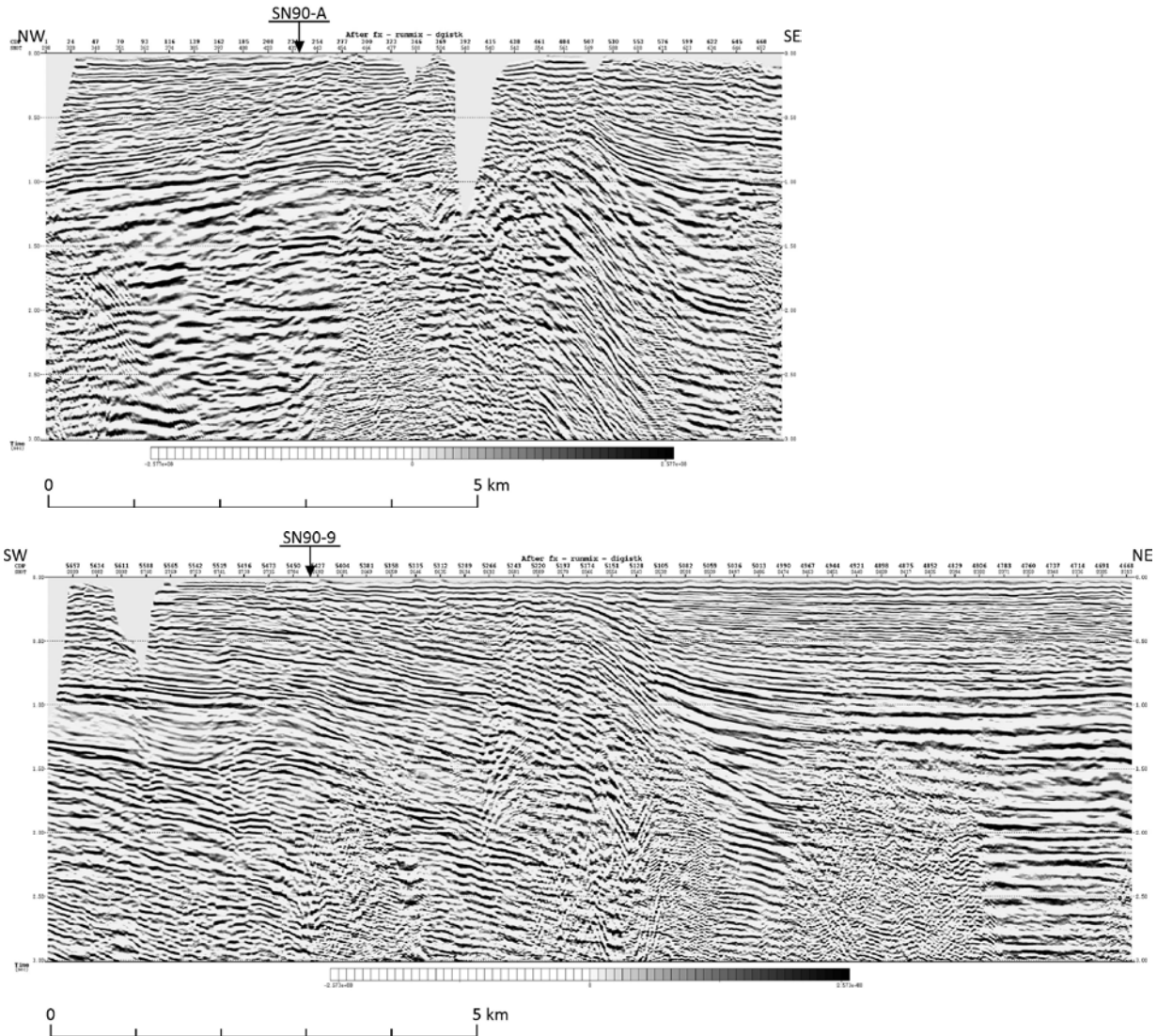
ノイズ抑制、および多重反射除去のためにラドンフィルタを適用した。本解析ではレイパラメータの最小値を 0 (速度無限大)、最大値を 833 (速度 1200m/s) として CDP ギャザに対してラドン変換を行った。ラドンフィルタにより高周波のノイズが抑制された。また、陸部の 0.5 秒付近の多重反射が抑制された。

2.12 NMO 補正および共通反射点重合

残留静補正後、再度速度解析を行い、これで得られた重合速度に基づき NMO 補正を行った。速度解析点間の重合速度は直線補間によって与えた。本解析では水深が変化する箇所や展開が変わる場所ごとにマニュアルミュートし、オーバー NMO した波形を重合しないようにした。

2.13 重合後デコンボリューション

多重反射除去、および信号強調のために重合後デコンボリューションを SN90-9 測線で行った。用いたのはプレディクティブデコンボリューションで、はじめに GAP 長を 4 種類、対応したデザインゲート長を用いたフィルタ長を 4 種類についてテストを行い、GAP 長 8ms、フィルタ長 240ms、デザインゲート 0



第 3 図 最終重合断面図。
上：SN90-9 測線，下：SN90-A 測線。

～1200ms とし、デコンボリューションを適用した。

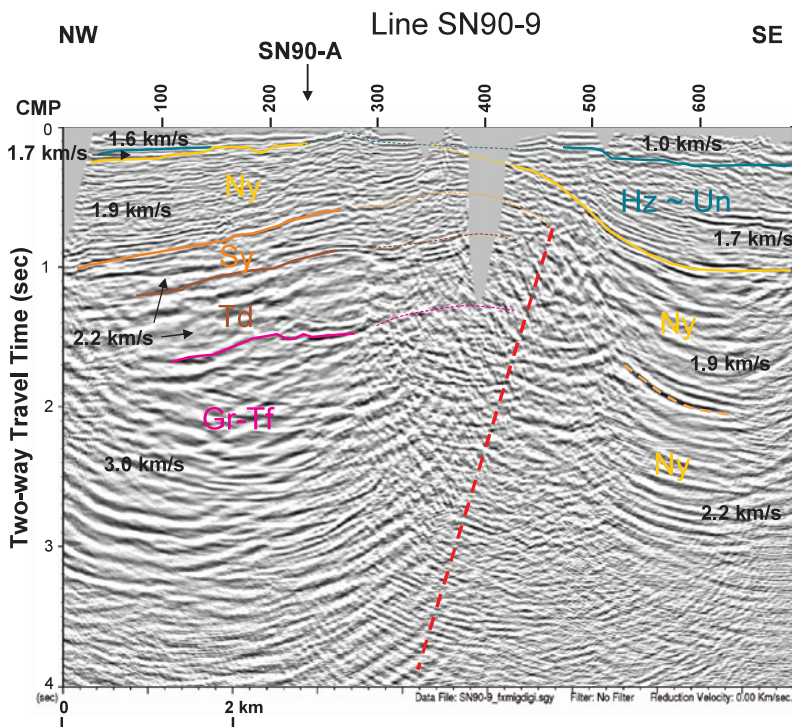
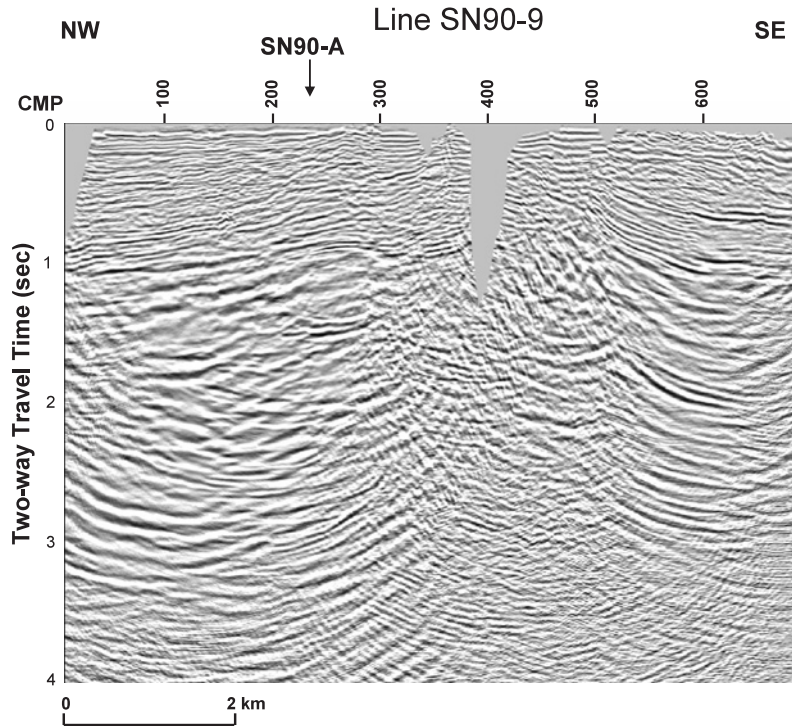
スフィルタを使用した。

2.14 タイムバリエーションバンドパスフィルタ

デコンボリューションで生じたノイズ除去のために、本解析処理では 0～750ms で 12～96Hz、1000～8000ms で 6～48Hz のタイムバリエーションバンドパス

2.15 振幅調整

重合後の各トレースの振幅を調整するために、時間とともにゲート長が長くなるタイムバリエーション AGC を用いた。



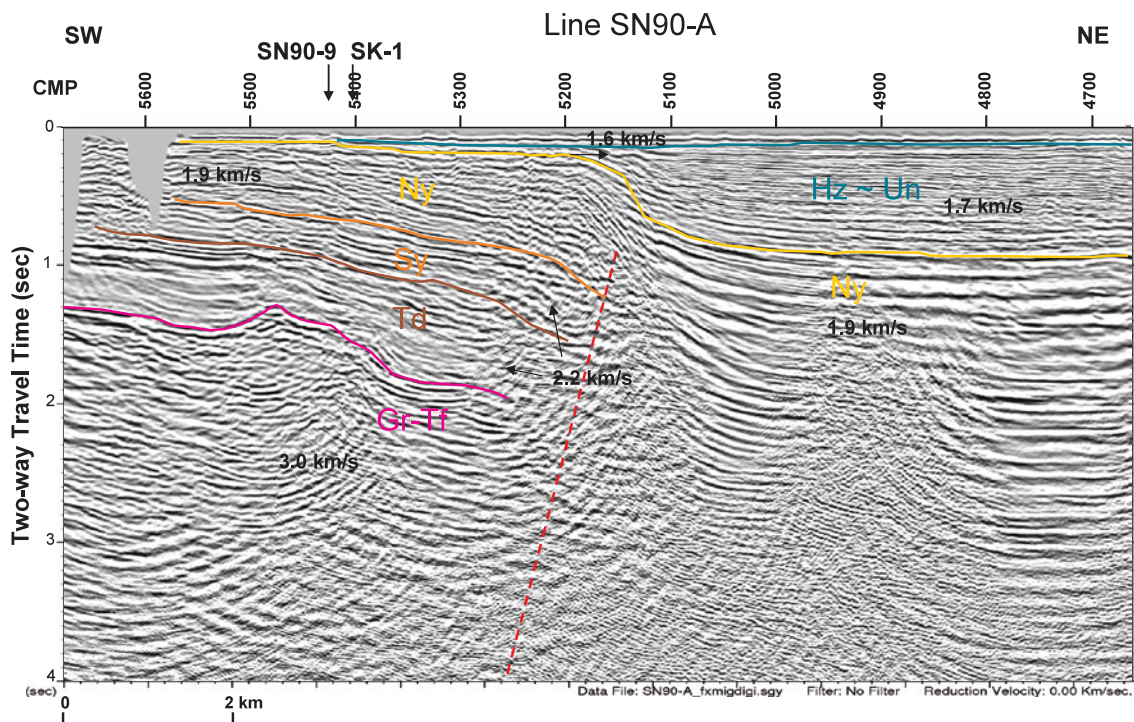
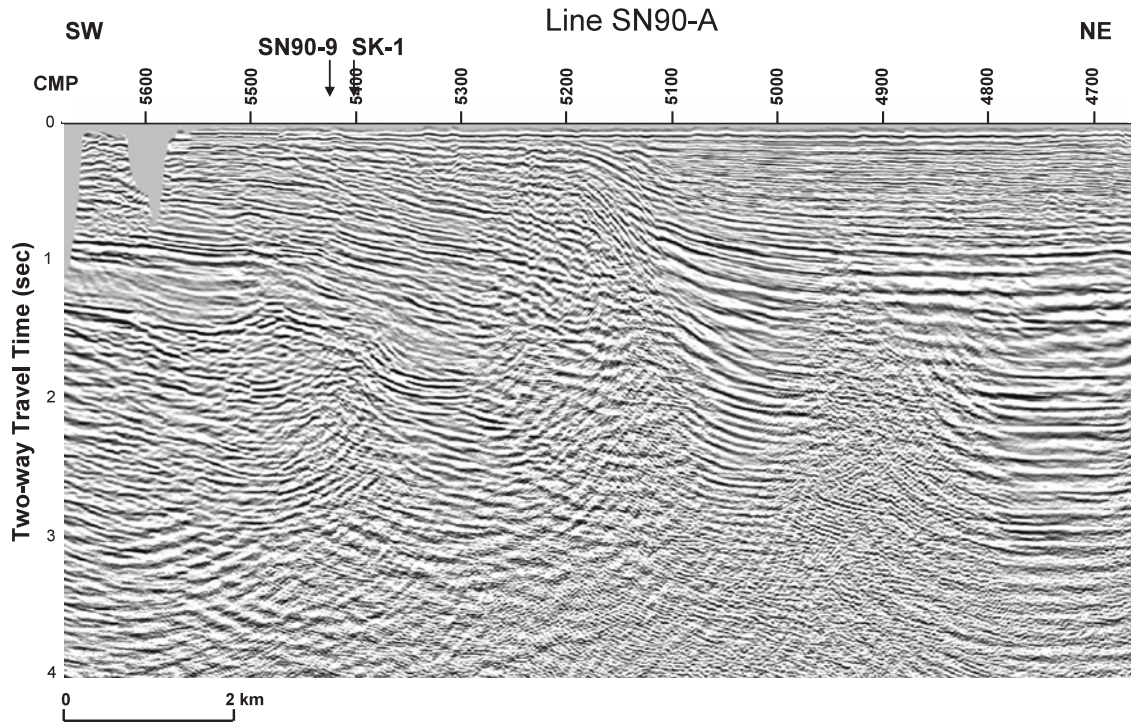
第 4 図-1 タイムマイグレーション断面および深度変換速度。
上：SN90-9 測線 タイムマイグレーション断面，下：SN90-9 測線 深度変換速度。

2.16 FXプレディクションフィルタ

本解析処理では重合後のランダムノイズ除去のためFXプレディクションフィルタを用いた。フィルタパラメータは距離方向のゲート長1km, タイムウィンドウ長500ms, フィルタ長40msとしフィルタを適用した。最終重合断面図を第3図に示す。

2.17 タイムマイグレーション

本解析処理では波動方程式に基づく差分法マイグレーションを用いた。マイグレーション速度のテストの結果, 本解析処理では重合速度の90%にてマイグレーションを行った。



第4図-2 タイムマイグレーション断面および深度変換速度。
上: SN90-A 測線 タイムマイグレーション断面, 下: SN90-A 測線 深度変換速度。

第 4 表 地質区分.

時代	地層名	記号
更新世	魚沼層群 (シルト・砂岩・礫岩)	Un
	灰爪層 (シルト・砂岩・礫岩)	Hz
	西山層 (泥岩・砂岩泥岩互層・砂質シルト)	Ny
鮮新世	椎谷層 (泥岩・砂岩泥岩互層・砂質シルト)	Sy
中新世	寺泊層上部 (泥岩・砂岩泥岩互層)	Td
	寺泊層下部 (砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・砂岩)	
	七谷層 (泥岩)	Nt
	七谷期緑色凝灰岩	Gr-Tf

2.18 深度変換

前述のマイグレーション断面に対して、海水、堆積層第 1～4 層、音響基盤の境界を解釈し、また各層の区間速度を設定し深度変換を行った。海部での区間速度は、海水を 1500m/s、堆積層第 1 層を 1600m/s、堆積層第 2 層を 1700m/s、堆積層第 3 層を 1900m/s、堆積層第 4 層を 2200m/s、音響基盤を 3000m/s とした。陸部での区間速度は、堆積層第 1 層を 1000m/s とし、そのほかの層については海部と同様とした。第 4 図にタイムマイグレーション断面、深度変換速度を示す。

3. 地質解釈

SN90-9 測線および SN90-A 測線が交差する付近に、基礎試錐「角田沖 SK-1」(2014.5m) があり、それによると上位より、西山層、椎谷層、寺泊層、七谷層泥岩、七谷期緑色凝灰岩となる(第 4 表、石油公団、1992)。一方、本試錐の南(角田・弥彦断層の東)に位置する坑井「竹野町-1」(3850m) および「北吉田-1」(4005.5m) では、上位より魚沼層、灰爪層、西山層が厚く堆積し、椎谷層以下が確認されていない。以上の坑井データを基に、反射断面は上記の地質区分にしたがって解釈した。

第 5 図に 2 測線の深度断面と解釈断面を示す。顕

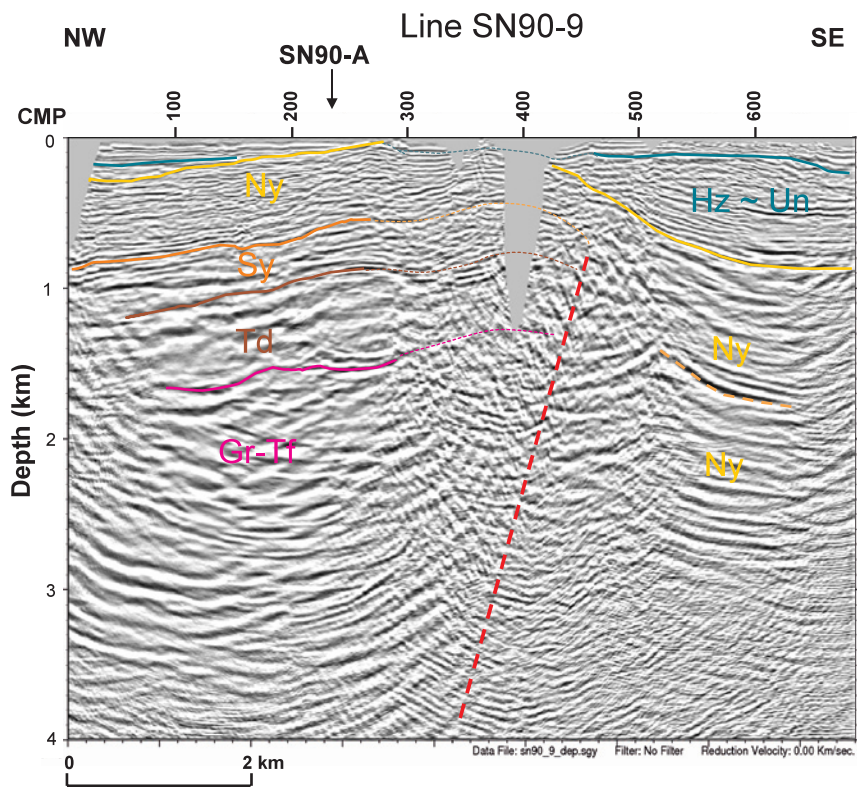
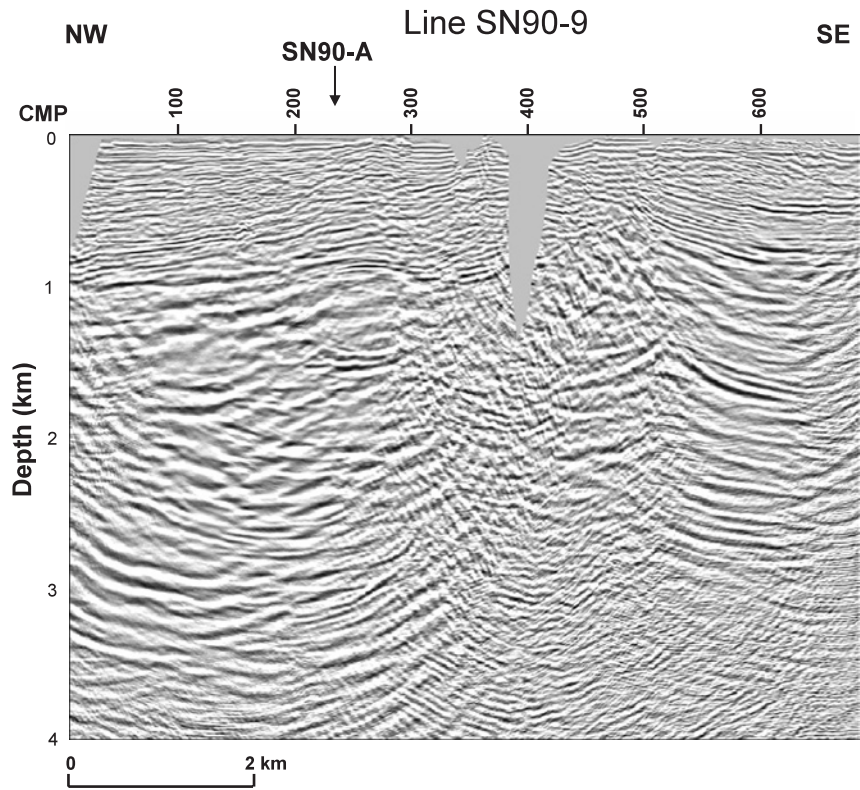
著な階段構造(断層)が認められる箇所を測線図上に黒断線で記入した結果を第 6 図に示す。これまで想定されていた角田・弥彦断層の延長がほぼそのまま真北に延長していることが確認された。

4. おわりに

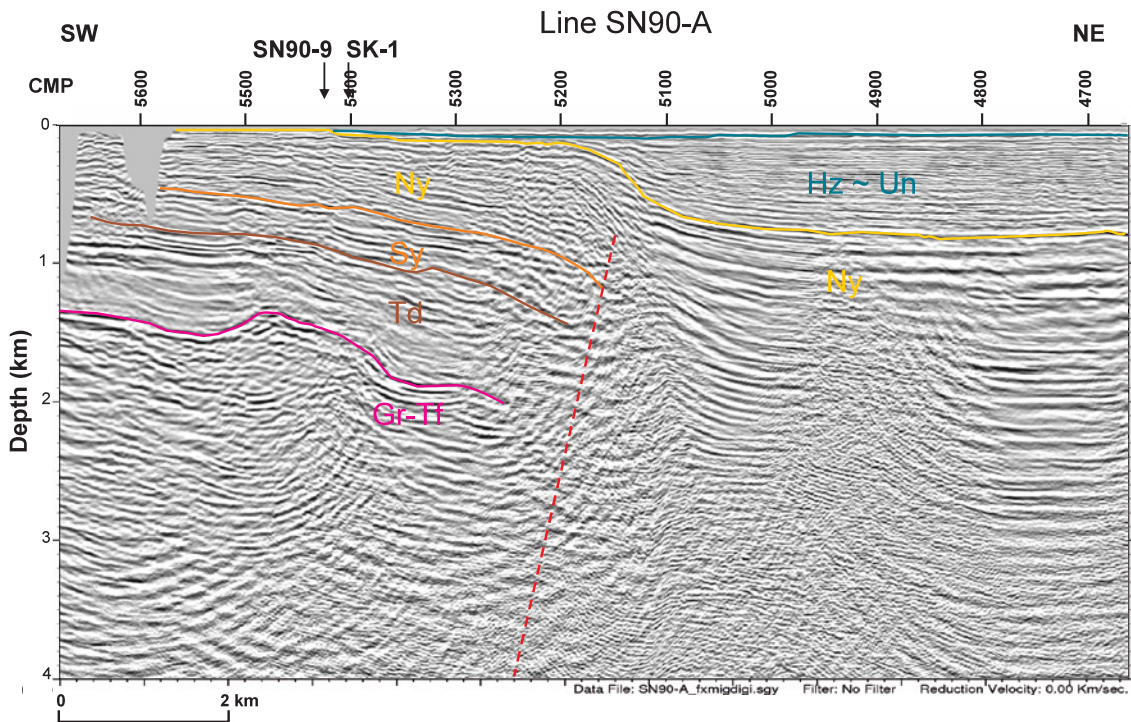
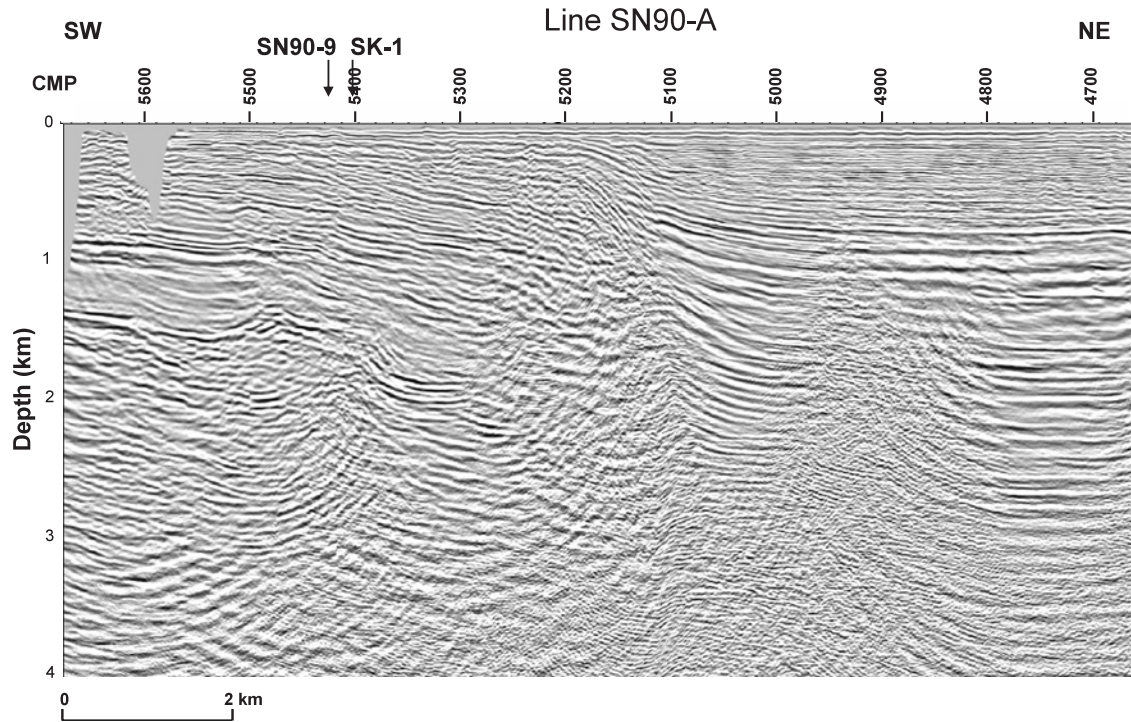
500ms 以浅の浅部の構造を明らかにすることを目的に、角田・弥彦断層を横切る、海岸に平行な海側の測線と直交する海陸にまたがる測線の 2 本の反射法測線の再処理を実施した。現在のところ、角田・弥彦断層を含む全体的な大きな構造の解釈を行ったところである。今後、2008 年に実施した海岸に平行な陸域の反射法測線と 2009 年に実施した海岸に直交する海陸にまたがる測線などとあわせて、浅部の詳細な構造の解釈を行っていききたい。

謝辞

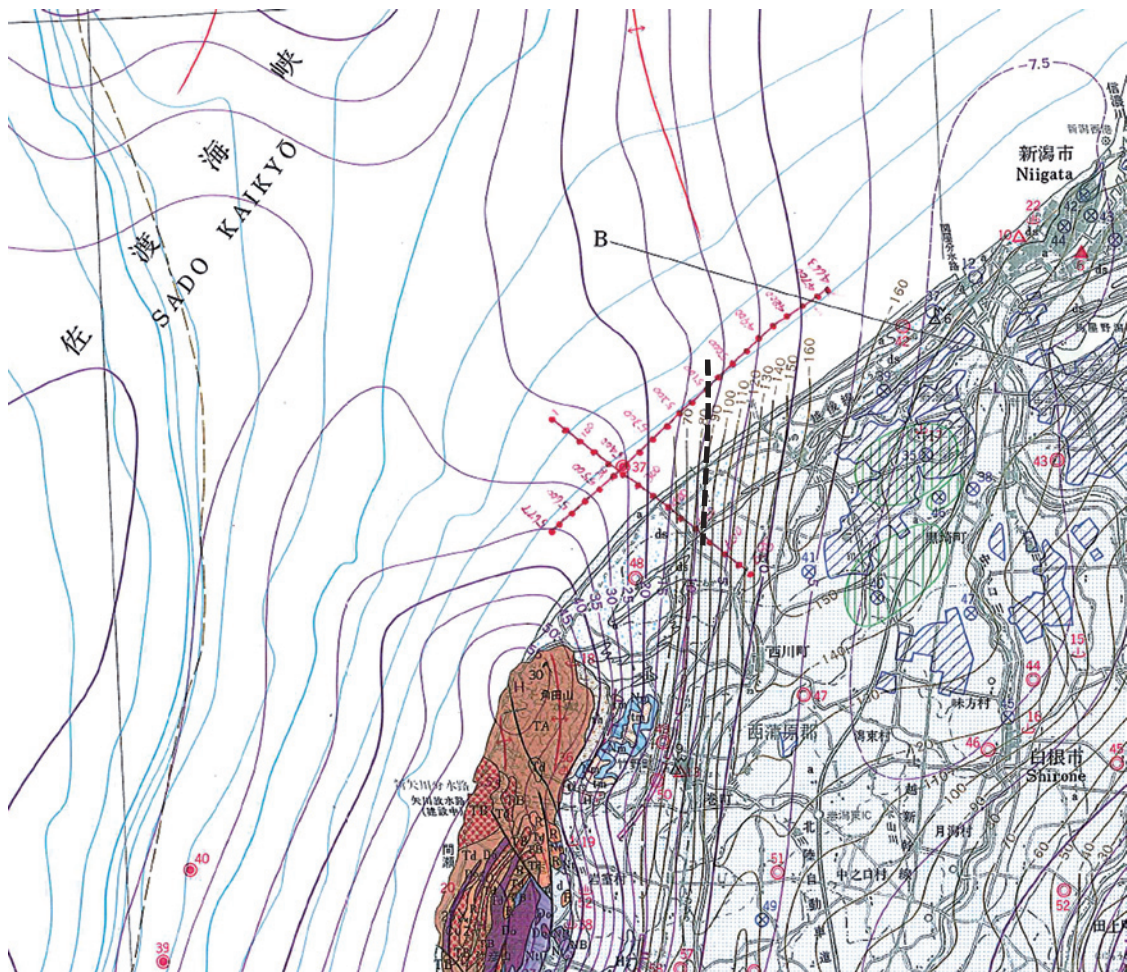
経済産業省資源エネルギー庁、独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構には資料の使用および公表の許可をいただいた。データ処理は川崎地質株式会社 に依頼した。記して感謝の意を表す。



第5図-1 深度断面および解釈断面。
上：SN90-9 測線 深度断面，下：SN90-9 測線 解釈断面。



第 5 図 -2 深度断面および解釈断面。
上：SN90-A 測線 深度断面，下：SN90-A 測線 解釈断面。



第6図 反射断面から読み取れる断層。
解釈した断層を黒断線で示した。赤線：再解析測線。
基図：新潟県地質図（2000年版）（新潟県地質図改訂委員会；2000）

文献

- 新潟県地質図改訂委員会(2000):新潟県地質図(2000年版) 1:200,000 及び説明書, 新潟県商工労働部商工振興課, 200p.
- 石油公団(1991):平成2年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「新潟-富山浅海域」調査報告書
- 石油公団(1992):平成3年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「新潟-富山浅海域」調査報告書

旭山撓曲南方延長における地震波干渉法による地下構造調査

Geological Structure Survey by Seismic Interferometry on the South of the Asahi-yama Flexure

伊藤 忍¹・山口和雄¹・加野直巳¹・横倉隆伸¹・楳原京子²

Shinobu Ito¹, Kazuo Yamaguchi¹, Naomi Kano¹, Takanobu Yokokura¹
and Kyoko Kagohara²

Keywords: seismic interferometry, seismic reflection survey, flexure

要旨

都市域における地震波干渉法による地下構造調査の適用可能性を検証した。宮城県北部の旭山撓曲南方延長の、地下に撓曲が存在することがほぼ確実に予想される地域で地震波干渉法による地下構造調査を実施した。予備的な解析として自己相関処理を行い、さらにこれを垂直重合することにより、旭山撓曲に関連すると考えられる構造を得た。現場での処理を可能とするために高速で演算可能なソフトウェアのモジュールを開発した。開発したモジュールを用いた相互相関処理によって擬似ショット記録を作成した。擬似ショット記録の中には良好な結果が存在し、地下構造の解明に資するものと期待される。

1. はじめに

近年、地震波干渉法による地下構造調査の有用性が認識されるようになり、適用例も急速に増加している。しかしながら、反射法地震探査等の能動的な調査と異なり各種環境に大きく影響されるため、現状では実用化されているとはいいがたい。比較的長波長の振動源は自然界に多く存在し、地震波の非弾性減衰も比較的小さいために、反射法地震探査等に迫る良好な結果も見られる。しかしながら、数 Hz 以上の短波長域においては、特に地震波の減衰が大きいという困難によりあまり良好な結果が得られていない。また、短波長域においては、人工的な震源を比較的容易に調達できるということもあり、積極的に地震波干渉法を適用

しようという試みもあまり多くは見られないようである。しかしながら、我が国のような都市化の進んだ国土においては、比較的小規模な人工震源を用いたとしても地下構造調査を実施するのが困難な地域も少なくない。受振器の展開は可能だが発震作業が不可能というような、地震波干渉法が有効となるケースも少なくないと考えられる。ケーススタディとして、反射法地震探査が不可能な地域で、かつ地下構造がほぼ既知である地域において、地震波干渉法の適用を試みた。その概要と予備的な解析結果を紹介するとともに、今後の展開と問題点を指摘するのが本稿の目的である。

2. 調査地域の概要

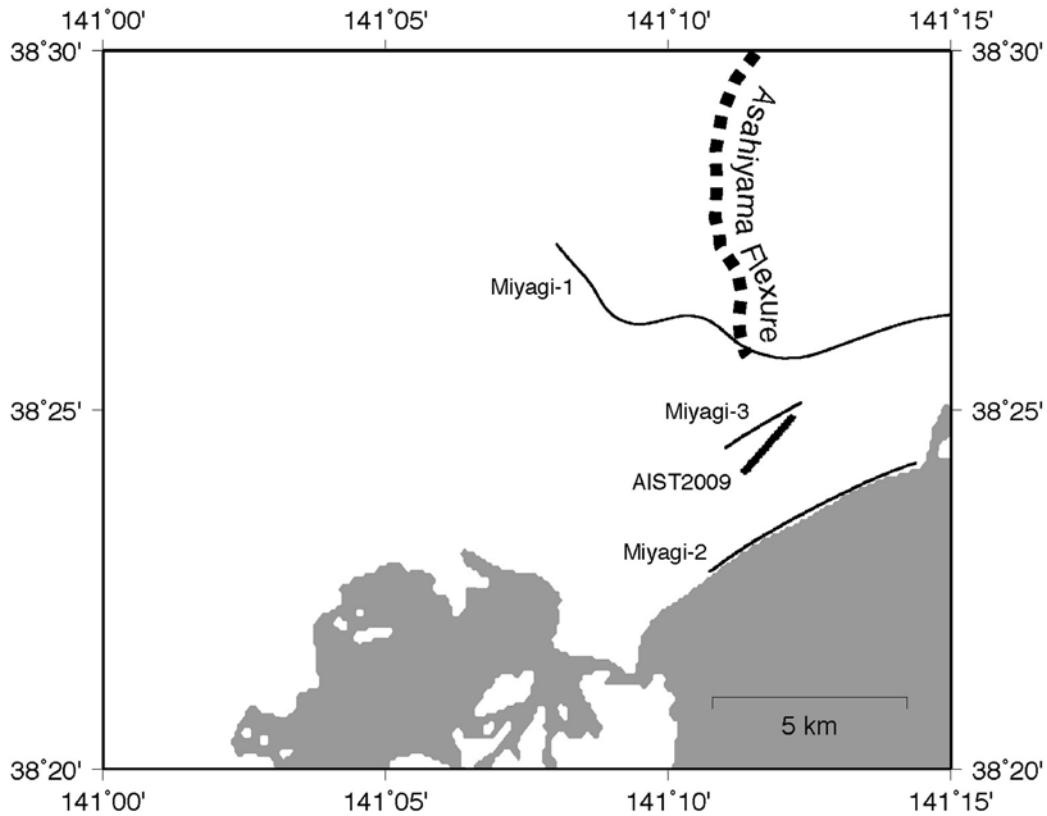
産業技術総合研究所では、2003 年宮城県北部の地震の震源域周辺で反射法地震探査を実施している（山口ほか、2004、横倉ほか、2005、第 1 図）。測線は東西に 3 本展開し、そのいずれにおいても旭山撓曲（石井ほか、1982）の南方延長と推定される特徴的な構造が見出されている。本研究の調査路線は、これら 3 本の測線の一番南にあたる Miyagi-2 測線と、南から 2 番目にあたる Miyagi-3 測線の間に位置し、これら 3 測線と同様に旭山撓曲の南方延長に該当する撓曲構造が検出されることが期待される路線である。

3. 調査の概要

調査は宮城県東松島市内で実施した。データは 2009 年 9 月 8 日から 17 日までの 10 日間の日中のみ収録した。鉄道を走る列車や国道を走行する車両が

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）

²産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・地震研究センター（AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center）



第 1 図 宮城県北部周辺の地図。太い実線は本研究の調査測線を示す。細い実線は過去の調査測線を示す。太い点曲線は旭山撓曲（石井ほか，1982）に対応する。

Fig.1 Map around Miyagiken-Hokubu. Thick solid line shows a survey line of this study. Thin lines show survey lines of previous studies. Thick dotted curve corresponds to the Asahiyama Flexure (Ishii et al., 1982).

発生する振動を地震波干渉法に利用することを念頭におき、JR 仙石線と国道 45 号線との幅 10m 未満の狭小な土地に測線を展開した。鉄道に近接しているため、ここで反射法地震探査を実施することはきわめて難しいと考えられる。国道 45 号線の南側を利用したの反射法地震探査は実現可能かもしれないが、国道を走行する車両の発生する雑音が大なる障害になると考えられる。なお、JR 仙石線は直流で電化されている。

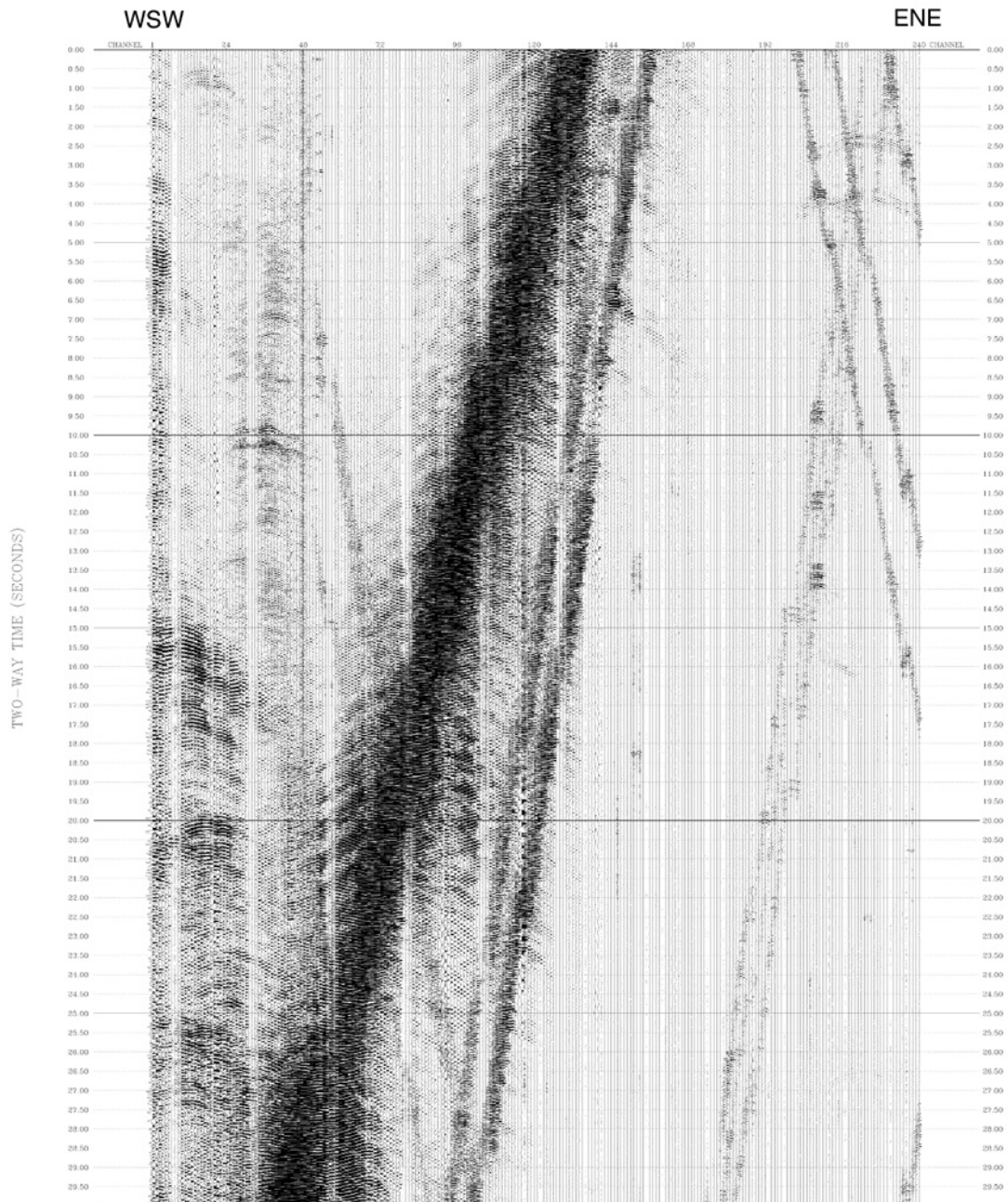
測線は東北東-西南西方向で、展開長は約 2km である。基本的に固有周波数 10Hz の上下動受振器 (Sensor 社製 SG-10) を 10m 間隔で設置した。また、100m ごとに 3 成分受振器を設置した。3 成分受振器は 2Hz 計 (MarkProducts 社製 L-22D) と 10Hz 計 (Geospace 社製 GS32CT) を交互に設置した。データ収録にはサンコーコンサルタント社製の分散型収録システム DSS-12 を使用した。DSS-12 は分散型の個々の収録ユニットで A/D 変換によるサンプリングを行っているが、すべての収録ユニットでの A/D 変換のタイミングを同期させるという特長を持っており、地震波干渉法のためのデータ収録には大変適している。分散型の

収録ユニットの電源にはリチウムイオン二次電池を使用した。

地震波干渉法のために収録されるデータはただの地動ノイズであり、反射法地震探査と異なり見ただけでデータの質を把握することは困難である。そこで、収録したデータの質をなるべく現場で見極められるよう、データの処理を観測中に進められるシステムを構築することを目指した。観測中に処理システムを動作させるために、収録システムとは別に大容量のリチウムイオン二次電池と DC/AC インバータを用意し、データの逐次処理を試みた。

4. 取得データの例

取得したデータの例を第 2 図に示す。記録長は 30 秒、サンプリングは 1ms 間隔で収録した。国道は交通量が多く、コヒーレントなノイズがほぼ恒常的に見られる。しかしながら、信号等のタイミングによっては非常に振動の少ない時間帯も存在する。



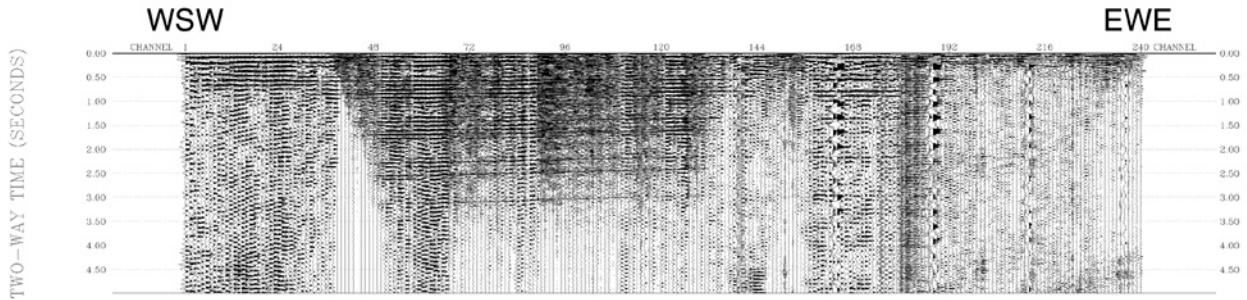
第2図 取得した波形記録の例.

Fig.2 An example of recorded raw traces.

5. 自己相関処理

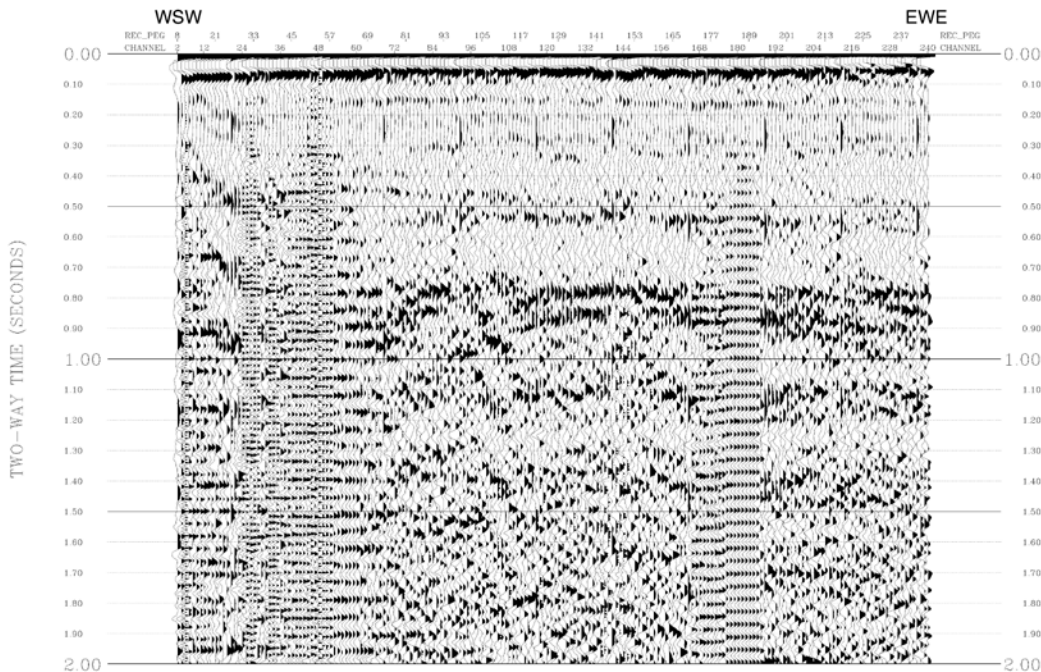
データの処理は相互相関をとることを念頭においている。しかしながら、計算機のリソース(CPU、メモリ、HD容量、データ入出力速度等)に伴う制限と電源周りのトラブルのため、今回の現場においては相互相関を取ることは到達できなかった。しかしながら、一部のデータについては、予備的に各チャンネルの自己相関をとるところまで現場で行うことができた。自己相関後の記録長はHDの容量を考慮し5秒とした。

自己相関処理を施した波形記録を第3図に示す。全体としてなにかしらの特徴が見られるようにも感じられるが、断定は困難である。周期的かつコヒーレントなイベントが卓越しているように見えるが、これは鉄道を走行する列車が、レールの継ぎ目部分を通過する際に発生する振動によるものと考えられる。記録の総量が膨大なため、すべてに目を通したわけではないが、各々の記録からは構造に起因することが明瞭と言えるようなイベントは見られない。



第 3 図 第 2 図の波形記録の自己相関.

Fig.3 Autocorrelation of the Fig. 2 traces.



第 4 図 7109 個の波形記録の自己相関の垂直重合.

Fig.4 Vertical stack of all the 7109 autocorrelations.

6. 垂直重合およびデコンボリューション

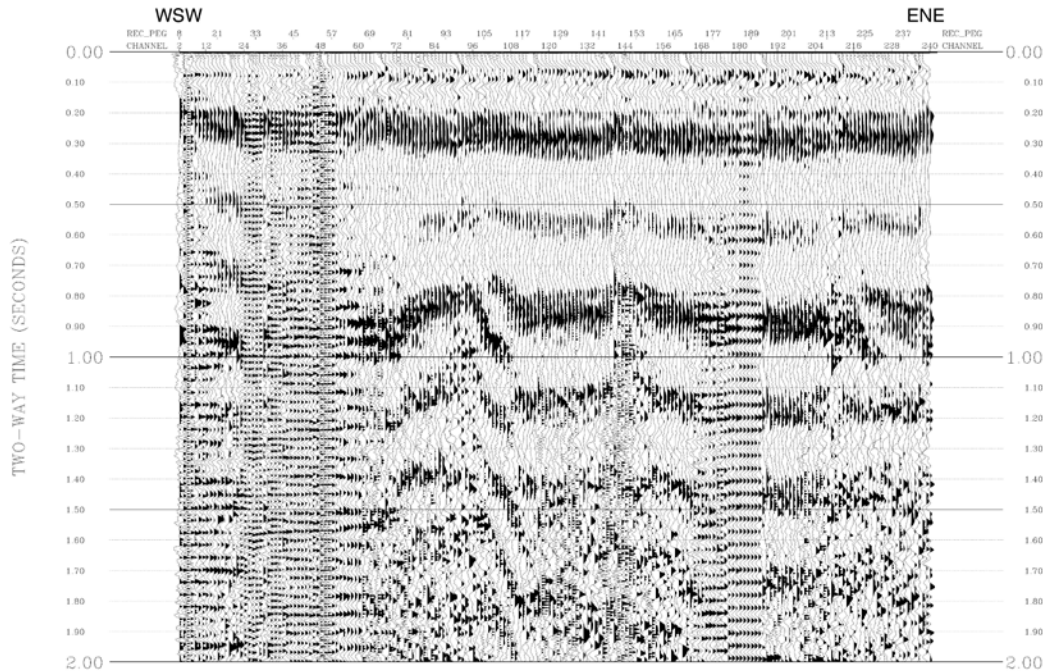
上述した通り、現場における予備的な処理では各々の記録に明瞭なイベントが見られなかった。後日、すべての記録について自己相関処理を行い、すべてについて垂直重合を行った。上下動成分のみを抜き出した結果を第 4 図に示す。全体に平坦な構造が見られるが、受振点（図中の REC_PEG）93 から 117 付近にかけて明らかに周辺と異なる様相の構造が見られる。旭山撓曲の南方延長が測線と交わるとすると、その位置は測線の西半分のだこかになると予想される。この断面からだけでははっきりとしたことは言えないが、この構造は旭山撓曲と関連している可能性が高い。また、この結果は、2003 年に産総研が実施した反射法地震

探査の結果（山口ほか，2004，横倉ほか 2005）と調和的である。

地表付近の多重反射が後続波の S/N 比を低下させているように見えるため、デコンボリューションを施したのが、第 5 図である。旭山撓曲の南方延長と考えられる構造はやや見やすくなり、撓曲のようにも見える。しかしながら、短波長の構造はほとんど見えなくなった。数 Hz 程度の波長が卓越しており、それよりも短い波長の空間分解能は失われている。

7. 相互相関処理による擬似ショット記録の作成

一連の処理には GNS Science 社製の GLOBE Claritas を使用している。このソフトウェアはシンプルで使い勝手が良いが、自己相関、相互相関等のモジュールは



第5図 第4図の波形記録にデコンボリューション処理を施した結果。

Fig.5 Deconvolved seismogram for the Fig. 4 traces.

時間領域で演算を行うものとなっており、周波数領域で行うモジュールは提供されていない。一般に時間領域での演算は周波数領域での演算と比較してメモリを多く必要とし、演算時間も多く必要とする。演算に要する時間は計算機環境によって大きく変化するが、本研究の自己相関処理については数日を要し、時間領域で相互相関処理を行うのは現実的でないことは明らかである。また、GLOBE Claritas は地震波干渉法による処理を念頭において設計されているわけではないため、そのモジュールはあらゆる組み合わせでのトレース間の相互相関を直ちに行うような設計になっておらず、標準モジュールのみでの処理では大変な手間がかかる。

GLOBE Claritas には、自作のモジュールを組み込む方法が2通り提供されている。ひとつはC言語またはFortranでモジュールを自作する方法、もうひとつはPythonにデータを引き渡すモジュールを使用する方法である。近年、PythonにはNumPyやSciPyといった科学技術計算向けのライブラリが充実してきており、本研究ではこれらのライブラリを使用することにした。

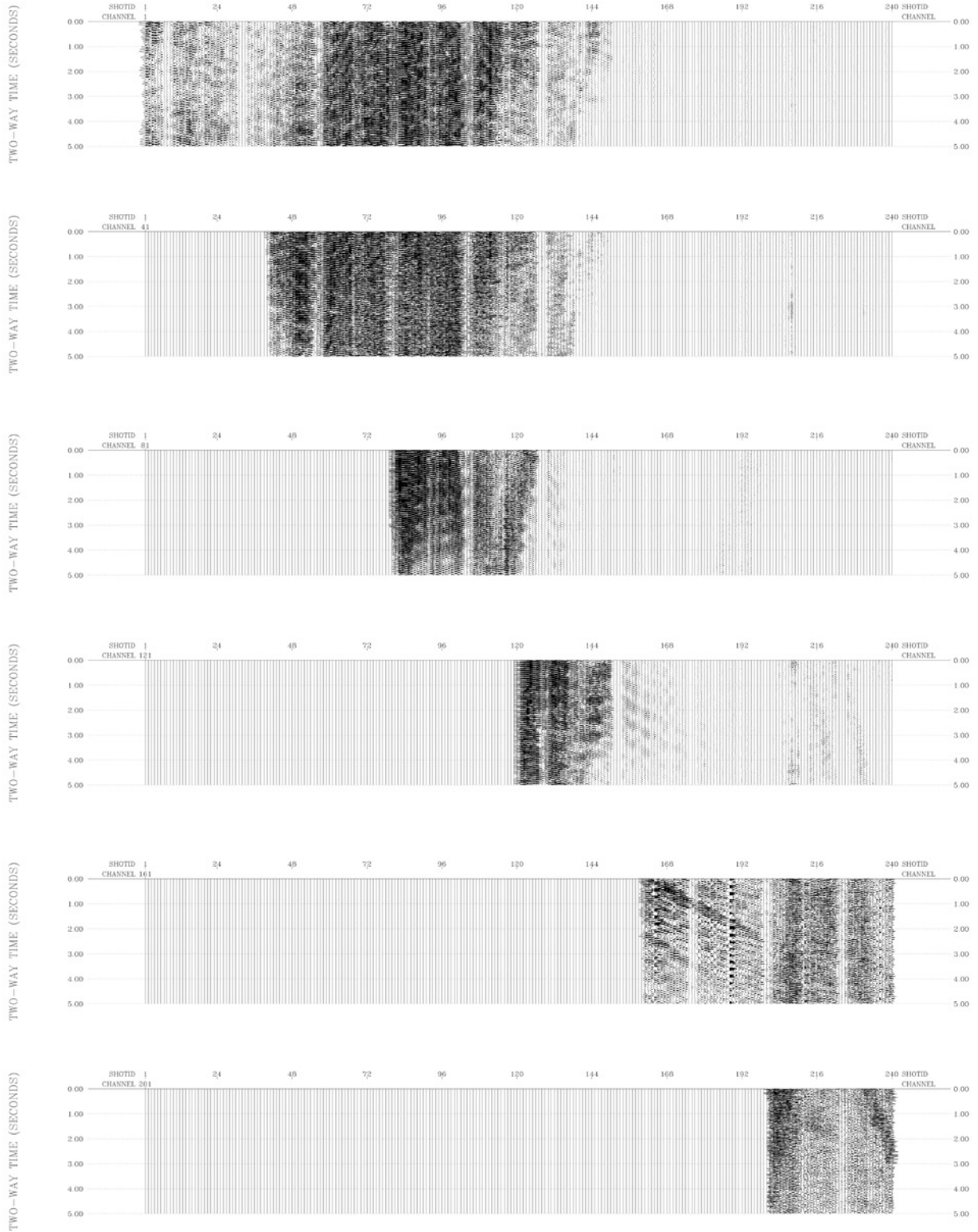
作成したモジュールは、一度の処理で全てのトレースの組み合わせについて相互相関処理を行うもので、手間がかからない。しかしながら、すべてのトレースの組み合わせにあわせてメモリを確保する必要がある

ため、そのまま240チャンネル、1msサンプリングのデータを処理しようとするハードディスクにスワップすることになり、CPUの演算速度ではなくハードディスクへのアクセスがボトルネックとなり、著しく処理速度が低下する。計算機環境にも依存するが、4msにリサンプリングすると現場での処理も可能と思われる実用的な速度となった。ただし、処理した結果は膨大な量になるため、ハードディスクは十分に用意する必要がある。なお、自己相関だけであれば、1msサンプリングのままでも十分に現場で処理可能である。

周波数領域で相互相関処理を行って作成した擬似ショット記録の例を第6図に示す。すべての組み合わせについて表示すると膨大なトレースになるため、適当な間隔（ここでは40チャンネル）で抽出したものである。全体的に反射法地震探査で得られるショット記録には遠く及ばない。しかしながら、チャンネル161に見られるような良好な記録が一部で得られている。このような記録を抽出することにより、地下構造を得ることが期待される。

8. まとめ

都市域における地震波干渉法による地下構造調査の適用可能性を検証するために、地下構造がほぼ明らかである宮城県北部の旭山撓曲南方延長で地震波干渉法



第 6 図 第 2 図の波形記録を相互相関処理することによって得られた擬似ショット記録の例.

Fig.6 Pseudo shot gather obtained by cross-correlation from Fig. 2 traces.

による地下構造調査を実施した。予備的な解析として自己相関処理を行い、旭山撓曲に関連すると考えられる構造を得た。現場での処理を可能とするために、高速で演算可能なソフトウェアのモジュールを開発した。開発したモジュールを用いて作成した擬似ショット記録の中には良好な結果が存在し、地下構造の解明に資することが期待される。

謝辞

調査を実施するにあたり、宮城県東松島市建設課、国土交通省仙台河川国道事務所石巻国道維持出張所、東日本旅客鉄道株式会社小牛田保線技術センターのご協力を得た。記して感謝の意を表します。

文献

- 石井武政・柳沢幸夫・山口昇一・寒川 旭・松野久也 (1982), 松島地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 121p.
- 山口和雄・横倉隆伸・加野直巳 (2004), 2003 年宮城県北部地震震源域南部における反射法地下構造探査 (その 2) -P 波ミニバイブ探査結果 -, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, S053-P016.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・田中明子・大滝壽樹・伊藤 忍・駒澤正夫・稲崎富士・横田俊之 (2005), 地下地質調査, 平成 16 年度原子力安全基盤調査研究 原子力安全基盤調査自然科学分野総合的評価研究報告書, 産業技術総合研究所.

新潟および奥能登地域における微動アレー探査

Microtremor array surveys in the Niigata and Okunoto regions

堀川晴央¹・杉山長志²・馮少孔²・徳丸哲義³

Haruo Horikawa¹, Takeshi Sugiyama², Shaokong Feng² and Tetsuyoshi Tokumaru³

Keywords: microtremor array survey, S-wave velocity structure, Okunoto region, Niigata region

要旨

地震基盤までの S 波速度構造を推定することを目的として、新潟地域と奥能登地域のそれぞれ 2 サイトにおいて微動アレー探査を実施した。収録した微動の上下動成分からレーリー波の位相速度を求め、この位相速度が基本モードのものと仮定して、S 波速度構造を推定した。新潟地域の 2 サイトでは、地震基盤は 6km 程度、工学的基盤は 80m 前後と推定された。奥能登地域の 2 サイトでは、地震基盤は 1.2km 程度、工学的基盤は 80m 前後と推定された。

1. はじめに

被害を伴う M6-7 クラスの内陸地震は、日本海側でも発生している（例えば、宇佐美, 2003）。近年では 2004 年中越地震, 2007 年能登半島地震, 2007 年中越沖地震といった被害地震が続発している。

今後の地震に備える上で、精度の良い地震動予測が重要であり、そのためには地震波速度構造ができるだけ詳しくわかっていることが必要である。しかし、大都市が多く存在する太平洋側に比べて、地震動予測で重要な S 波速度構造に関する情報が日本海側では不足している。そこで、地震基盤に至るまでの S 波速度構造に関する情報を得るため、第 1 図に示す新潟地域、奥能登地域の各 2 サイトにおいて微動アレー探査を実施した。本論ではその結果を報告する。

2. 観測諸元

微動のアレー観測は 2010 年 1 月に実施した。人

工ノイズを避けて良質の長時間記録を得るため夜間に観測し、8 時間以上の記録を取得できた。

地震計は Lennartz Electronic 社製 LE-3D/5S を使用し、上下動成分および水平動 2 成分（東西成分, 南北成分）を観測した。微動の収録には白山工業株式会社製の LS-8000SH を用いた。本機は 16 ビット A/D 変換, GPS による時刻校正機能を有している。

地震計のアレー配置は、正三角形をなすよう円周上に 3 台置き、その円の中心に 1 台置くことを基本とした。実際には、1 回の観測において半径が異なる 4 つの同心円上に地震計を設置した。そして、円の半径（アレー半径）を変えて観測を複数回実施し、広い周波数帯域にわたって解析できるようにした。本研究で用いたアレー半径を第 1 表に示す。

3. 位相速度の推定

微動アレー観測で得られた記録のうち上下動成分を用いて、微動に含まれるレーリー波の位相速度を推定した。取得した微動記録に対して、着目している周波数によって通過帯域が異なるバンドパスフィルターを適用した上で波形を切り出し、空間自己相関法（SPAC 法）および拡張空間自己相関法（例えば、Okada, 2003）を適用した。

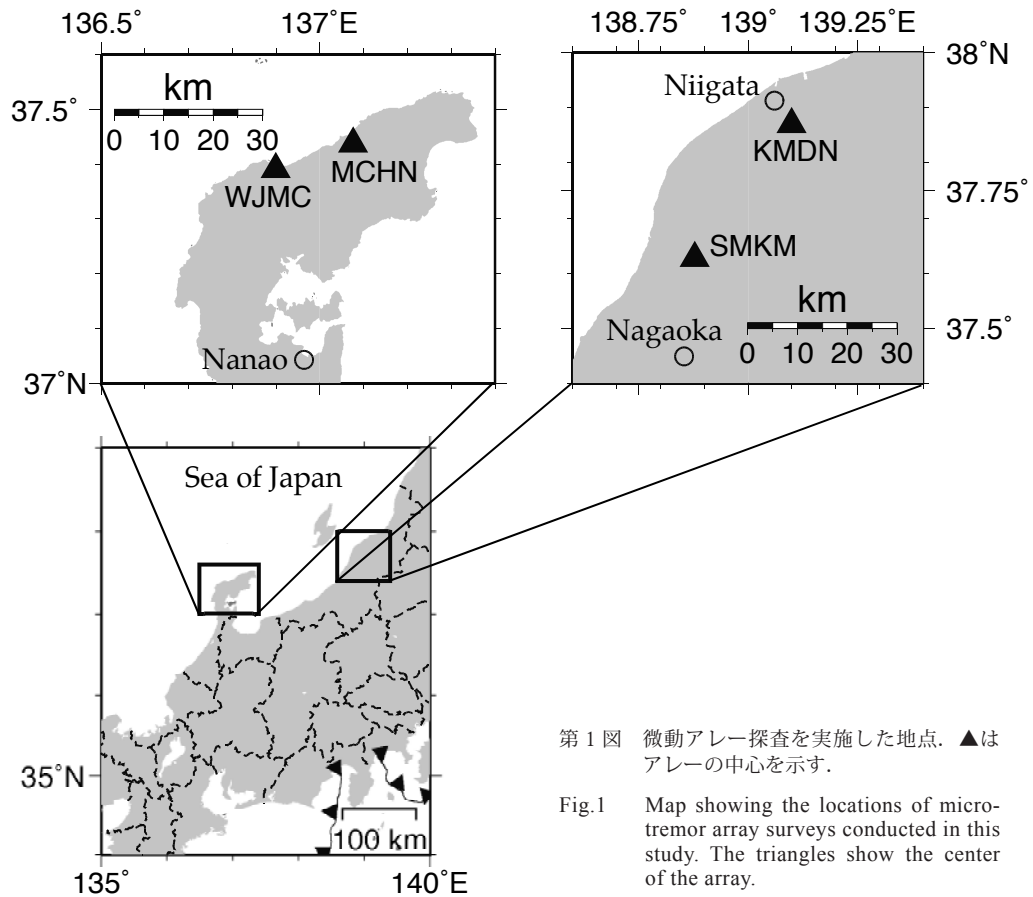
得られた位相速度の分散曲線を第 2 図に示す。新潟地域では 0.15-10Hz, 奥能登地域では概ね 0.22-5.5Hz にわたる分散曲線が求められた。

新潟地域の KMDN サイトの分散曲線と SMK サイトの分散曲線は似ており、似た速度構造であることが示唆される。特に 0.3Hz 以下では位相速度はほとんど

¹産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・地震研究センター（AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center）

²中央開発株式会社（Chuo Kaihatsu Corporation）

³徳丸技術士事務所（Tokumaru Professional Engineer Office）



第 1 表 本研究で実施した微動アレー観測におけるアレー半径.

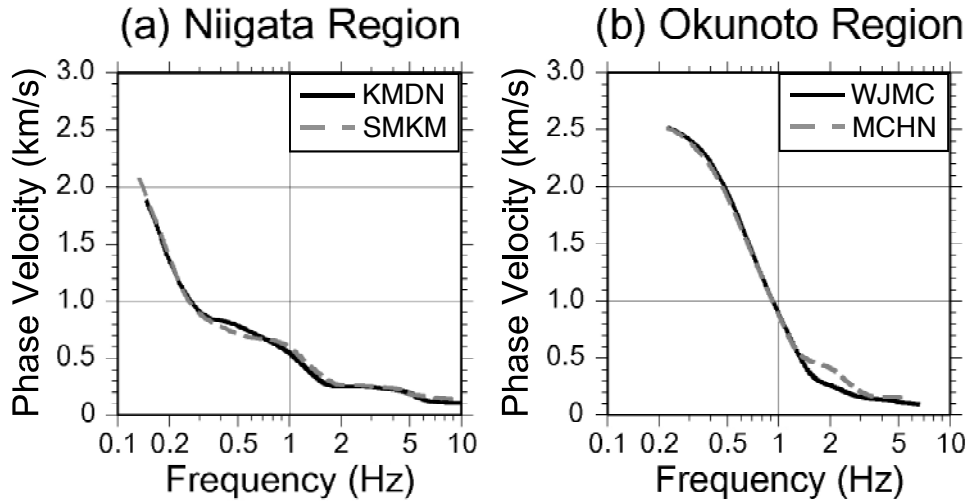
Table 1 Array radii in the microtremor array observations conducted in this study.

Site name	Array name	Array radii (m)
KMDN	L	3464.2, 2598.2, 1732.1, 866.1
	M	1732.1, 866.1, 288.7, 115.5
	S	115.5, 46.2, 23.1, 5.8
SMKM	L	3464.2, 2598.2, 1732.1, 866.1
	M	1732.1, 866.1, 288.7, 115.5
	S	115.5, 46.2, 23.1, 5.8
WJMC	L	1443.4, 894.9, 303.1, 144.3
	S	173.2, 57.7, 28.9, 14.4
MCHN	L	1443.4, 894.9, 303.1, 144.3
	S	173.2, 57.7, 28.9, 14.4

ど同じ値が得られている。奥能登地域でも同様に、2つのサイトで似た位相速度が得られている。

新潟地域で得られた分散曲線と奥能登地域で得られたものと比較すると、低周波側を中心に広い周波数帯

域にわたって、新潟地域で得られた位相速度の方が、奥能登地域で得られたものよりも低いことがわかる。



第2図 微動アレー観測で得られたレーリー波の位相速度分散曲線。(a) 新潟地域, (b) 奥能登地域。

Fig.2 Dispersion curves of Rayleigh wave derived from the microtremor array observation conducted in this study. (a) Niigata region, (b) Okunoto region.

4. S波速度構造の推定

得られた位相速度の分散曲線がレーリー波の基本モードのものに見え、また、地下構造として水平成層構造を仮定して、S波速度構造を推定した。位相速度の計算に必要なP波速度と密度はLudwig et al. (1970)によりS波速度の関数として与えた。

S波速度のほかに層厚を推定すべきモデルパラメータとしている。速度構造を構成する層数を変えて予想的に速度構造を推定し、本解析に用いる最終的な層数を決定した。具体的には、新潟地域では9層、奥能登地域では6層とした。

分散曲線からS波速度構造の推定には、遺伝的アルゴリズム(GA)を用いた(Yamanaka and Ishida, 1996)。競争する個体にはたらく淘汰圧により、世代を重ねるにつれて「適者生存」がはかられる生物進化を模して、最適なモデルを探索する手法がGAである(例えば、Goldberg, 1989)。本研究に即して記述すると、S波速度や層厚を変えることでいくとおりも考えられる速度構造の1つ1つが生物の個体に対応する。そして、観測から得られた位相速度と仮定した水平成層構造より計算される位相速度との差を適応度の指標として用いる。

GAによる最適モデルの探索結果は初期世代を構成する個体群によって異なることがあるため、個体群の内訳が異なる100とおりの初期世代を用いて探索することを、各サイトに対して実行した。そして、山中・石田(1995)に従い、各回で適応度が最も高い速度

構造を拾い上げ、その平均を本研究での最終解とした。

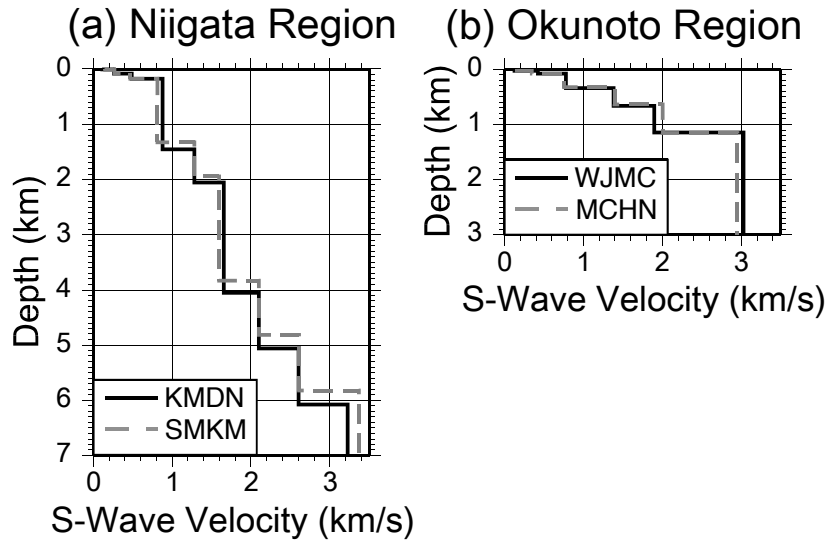
最終解のS波速度構造を第3図に示す。分散曲線の類似性から示唆されるように、新潟地域の2サイトで推定された速度構造は互いに似ている。地震基盤はいずれも6km程度であり、その深度までの堆積層の速度も0.1km/sも変わらない。工学的基盤の深さ(S波速度が0.45km/sを超える深さ)は80m(KMDNサイト)、90m(SMKMサイト)でほとんど変わらない。

奥能登地域で推定された速度構造も同様に2つのサイトでは互いに似ている。地震基盤は共に1.2km程度であり、地震基盤に至るまでの各層のS波速度も似た値をとっている。工学的基盤の深さ(S波速度が0.6km/sを超える深さ)は85m(WJMCサイト)、75m(MCHNサイト)で大きく変わらない。

観測から得られた位相速度を第3図に示す速度構造から計算される位相速度と比較したものを第4図に示す。いずれのサイトでも、観測より得られた位相速度と計算された位相速度との一致は良い。

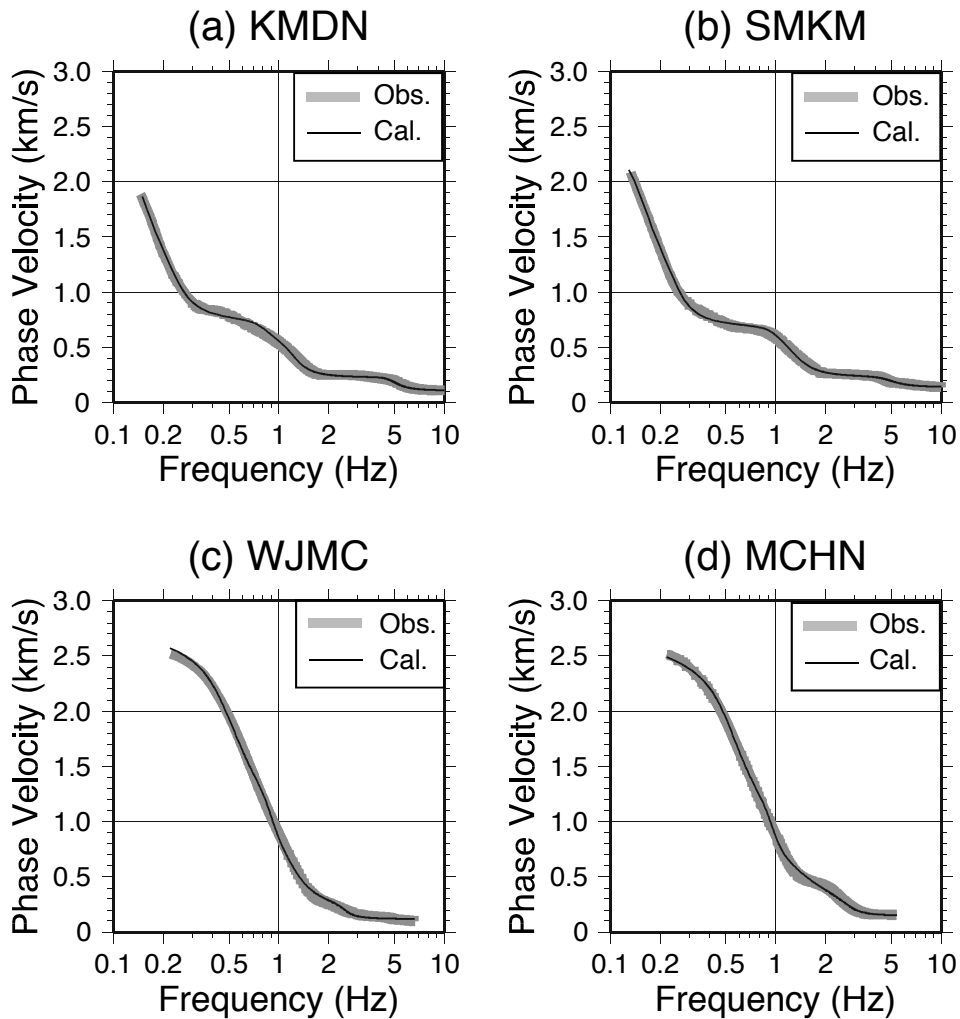
5. 今後の課題：結びにかえて

新潟地域、奥能登地域のそれぞれ2サイトで微動アレー探査を実施し、地震基盤までのS波速度構造を推定した。本研究では、通常の解析と同様に、基本モードが卓越すると仮定して速度構造を推定したが、この仮定が必ずしも成り立つわけではないことが報告されている(例えば、杉山ほか, 2006; 馮ほか, 2007)。最近、横井(2009)は複数モードの混在を許容する解析手法を提唱した。さらに、検層により速



第 3 図 第 2 図に示した位相速度から推定された S 波速度構造. (a) 新潟地域, (b) 奥能登地域.

Fig.3 S-wave velocity structures inferred from the phase velocities shown in Fig. 2. (a) Niigata region, (b) Okunoto region.



第 4 図 観測から得られた位相速度 (灰色の太線) と推定された速度構造から計算された位相速度 (黒の細線) との比較. (a) KMDN, (b) SMKM, (c) WJMC, (d) MCHN.

Fig.4 Comparison of observed phase velocities (bold gray lines) and calculated phase velocities from the velocity structures shown in Fig. 3 (thin black lines). (a) KMDN, (b) SMKM, (c) WJMC, (d) MCHN.

度構造がわかっている地域で取得した微動記録を解析し、基本モードが卓越するという仮定のもとでは誤った速度構造が得られる場合でも、自身の理論にもとづく解析では正しい構造が得られることを示した。今後、本研究で取得したデータに対しても同様の解析を行い、S波速度構造をより厳密に推定した上で、各サイトの近隣で得られた微動アレー探査結果との比較、地質構造との対比を行い、当該地域におけるS波速度構造に関する考察を進めたい。

謝辞

今回の観測と解析にあたり、輪島市総務部監理課、輪島市建設部都市整備課、輪島市教育委員会、輪島市立松陵中学校、気象庁輪島測候所、新潟市教育委員会、新潟市立亀田西小学校、燕市教育委員会、燕市立島上小学校にご尽力いただき、様々な便宜を図っていただいた。また、地元住民の方々には敷地の一部を借用させていただいた。本報告の図は Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) を用いて作成した。以上記して感謝いたします。

文献

- 馮 少孔・杉山長志・堀川晴央・山中浩明 (2007) 空間自己相関法位相速度解析結果に及ぼす低周波数域高次モードの影響. 物理探査学会学術講演会講演論文集, 117, 51-54.
- Goldberg, D. E. (1989) Genetic algorithms in search, optimization, and machine learning. 412 pp., Addison Wesley.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake, (1970) Seismic refraction. in *The Sea: Ideas and observations on progress in the study of the seas.* edited by A. E. Maxwell. 53-84, Wiley.
- Okada, H. (2003) *The microtremor survey method.* 135 pp., Society of Exploration Geophysics, Tulsa.
- 杉山長志・馮 少孔・徳丸哲義・関口春子・堀川晴央・吉田邦一・吉見雅行・国松 直 (2006) 高田平野における微動アレー探査—振幅応答を考慮するマルチモードインバージョンの適用事例—. 物理探査学会学術講演会講演論文集, 115, 31-34.
- 宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416]-2001. 東京大学出版会, 605 pp.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998) New, improved version of the Generic Mapping Tools released. EOS Trans. AGU, 79, 579.
- 山中浩明・石井 寛 (1995) 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析. 日本建築学会構造系論文集, 468, 9-17.
- Yamanaka, H., and H. Ishida (1996) Application of genetic algorithms to an inversion of surface-wave dispersion data. Bull. Seism. Soc. Am., 86, 436-444.
- 横井俊明 (2009) 微動の相関解析により得られる表面波分散曲線の地震波干渉法理論に基づくデュアルモード・インバージョン. 物理探査, 62, 521-530.

海底重力計の製作と実海域試験

Development and field experiment of an ocean bottom gravimeter

大熊茂雄¹・駒澤正夫¹・押田 淳²

Shigeo Okuma¹, Masao Komazawa¹ and Atsushi Oshida²

Abstract: A new ocean bottom gravimeter has been developed to better understand the subsurface structure of the transition zone of the Japanese coastal areas. The gravimeter consists of a Scintrex CG-5 gravimeter as a gravity sensor with free gimbals suspensions and a data logger within a pressure-resistant spherical container made from titanium. Observation data can be recorded to the data logger at a frequency of 6 Hz. A field experiment for the gravimeter was conducted in February 2010 in the Kaneda Bay of the Miura Peninsula, Kanagawa Pref. Gravity measurements were carried out at three gravity stations on the sea floor at depths from 20 to 40m below sea level. The observation data were retrieved from the data logger after the short cruise of the experiment. Tilt and temperature corrections were made for them after a conversion from raw data to relative gravity values from the base station at the port. The absolute observed gravity values were finally determined by tying to absolute gravity stations. All measured gravity data were referred to the Japan Gravity Standardization Net 1975 (JGSN75) and normal gravity values were calculated according to the Geodetic Reference System 1980 (GRS80). Bouguer, terrain and other corrections were made by the standard procedure of gravity data processing at the Geological Survey of Japan (SPECG1988). The Bouguer and terrain corrections were carried out as an effect of bounded spherical crust and actual topographic undulation relative to the spherical surface, respectively, within the same distance range of 60 km. The density for both Bouguer and terrain corrections is taken to be 2.3 g/cm³. Bouguer anomalies at the gravity stations on the sea floor seem to conform in amplitude with regional gravity anomalies compiled mainly by shipborne gravity surveys.

Keywords: ocean bottom gravimeter, sea floor gravity survey, Kaneda bay, Miura peninsula, Bouguer anomalies

要旨

本邦沿岸海域の海底地下構造を調査するため、新たに海底重力計を製作した。当該の海底重力計は、チタン合金製の球状耐圧容器内に収納された、ジンバルによる水平保持機能を施したシントレックス社製 CG-5 陸上用重力計からなるセンサー部とデータを収録するデータロガーから構成されている。重力の測定はオフラインで 6Hz の周期で行われ、測定値はデータロガーに記録される。

新たに製作した海底重力計の実海域試験を、2010 年 2 月に神奈川県三浦半島金田湾で行った。重力測定を水深約 20~40m の 3 箇所の海底で実施した。測定データについて、傾斜および温度補正を行い、調査基地とした横須賀港三笠棧橋の基準点に対する相対重力値が計算された。その後、絶対重力値既知点との閉

合測定により、各測点での絶対重力値を求めた。これらの処理は日本重力基準網 1975 (JGSN 1975) に基づき行われ、正規重力は測地基準系として GRS1980 系を採用している。ブーゲー補正、地形補正およびその他の補正が、各測点から 60km 以内の球殻と地形起伏の効果として計算された。仮定密度 2.3g/cm³ を仮定したブーゲー異常値を計算し既存の重力図と比較したところ、整合的な結果が得られ、当該装置の性能を検証できた。

1. はじめに

産業技術総合研究所では、平成 20 年度から開始された政策予算「沿岸域の地質・活断層調査—陸海接合の物理探査」において、沿岸域の重力データ空白域で新たにデータを取得することにより、陸海域にわたる詳細な重力異常図を作成し、データの解析から断層構

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)

² 川崎地質 (株) (Kawasaki Geological Engineering Co., LTD)

造に係わる基盤構造を推定する研究に着手した。

平成 20 年度には、能登半島北部沿岸域で他機関所有の海底重力計を借用して海底重力調査を実施した。当該調査では、観測データと既往の陸上および船上重力データと併せて編集することにより、精緻な重力異常分布を求め、浅海域での重力異常の急変部と断層分布とが良い一致を示すことを明らかにした(駒澤ほか, 2009)。当該調査は、沿岸域の基盤構造調査における海底重力調査の有効性を示す好例となった。

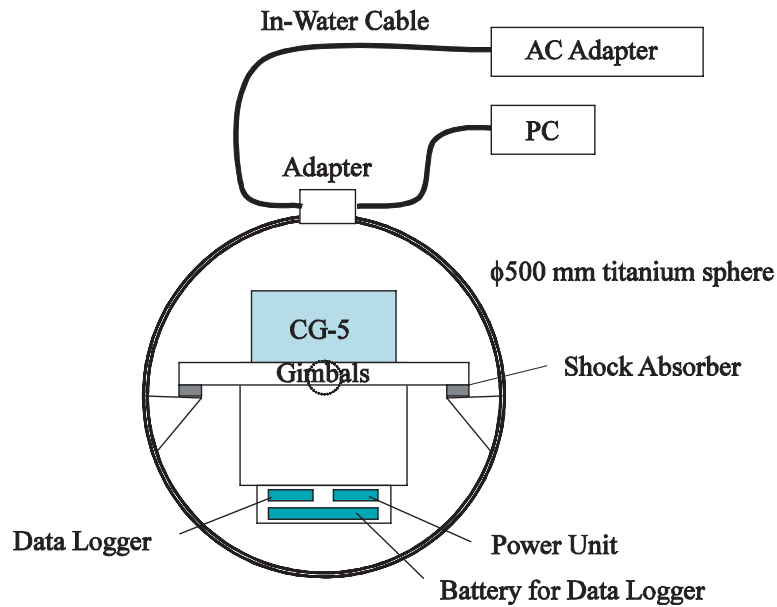
そこで、平成 21 年度は、より効率的な調査を可能

とするため、独自に海底重力計を製作し、以後の沿岸海域での調査に備えることとした。また、海底重力計の完成後、実海域での試験を行い、所定の測定が行えるかを確認した。本報では、海底重力計の製作と実海域試験の結果の概要について報告する。

2. 海底重力計の製作

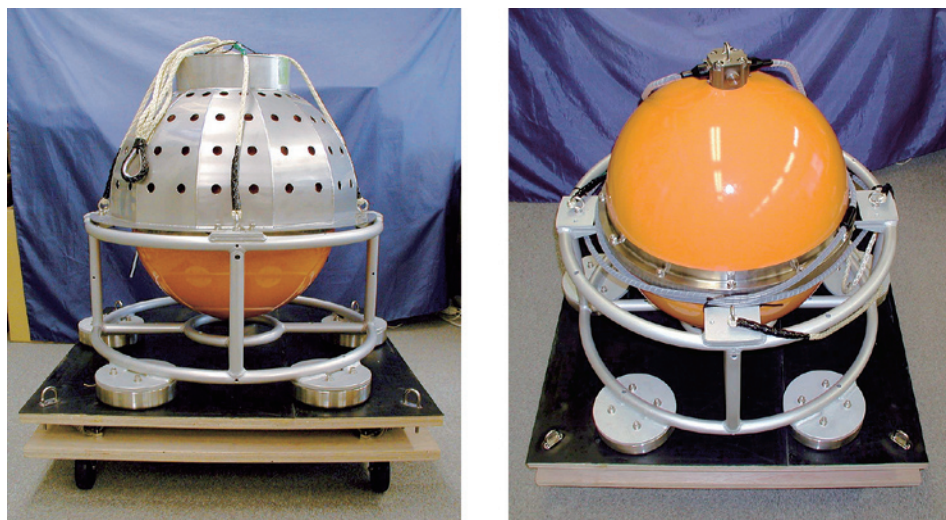
今回製作した海底重力計のポンチ絵と写真を各々第 1 図と第 2 図に、その仕様を第 1 表に示す。

本海底重力計は、チタン合金からなる直径 50cm (内



第 1 図 製作した海底重力計のポンチ絵。

Fig.1 Schematic diagram of the new ocean bottom gravimeter.



第 2 図 製作した海底重力計の外観 (写真)。

左：耐圧容器保護カバー付，右：同カバー無し。

Fig.2 Photos of the new ocean bottom gravimeter.

Left is the gravimeter with a hat on it. Right is the one without a hat.

第 1 表 製作した海底重力計の主な仕様.

Table 1 Outline of the new ocean bottom gravimeter.

●海底重力測定装置(全体)	
外 形	高さ 733mm×最大外径 φ 880mm(移動台車は含まない)
空中重量	約 130kg
水中重量	約 45kg
耐圧容器内機器総重量	22kg
使用水深	～200m
使用温度	45℃以下(耐圧容器内部温度)
使用時間	最大 24 時間 (通常 18 時間以下)
製作	川崎地質 (株)
●重力センサー	
型 式	Scintrex CG-5 (customized)
通信方式	RS-232C
データ出力	6Hz 連続テキストデータ
内部バッテリー	リチウムイオン”スマートバッテリー”, 11.1V 6Ah × 2 個
●レベリング機構	
方式	パッシブジンバル
ダンパー	密閉型オイルダンパー
精 度	±360 秒角以内
最大補償角度	±30 度(回転軸方向), ±35 度(対角方向)
●データロガー	
C P U	C8051F340
時 計	RTC 精度: ±1 秒/日
通信ポート	RS232C×2ch
記録メディア・容量	SD メモリーカード, 2GB
バッテリー	リチウムイオン電池
●耐圧容器	
球殻外径	φ 500mm
空中重量	45kg
材 質	チタン合金(64AT 相当)
耐 圧	水深 6,000m 相当
●架台(錘付)	
材 質	フレーム部: アルミ製(A5052)アルマイト仕上げ, 脚部(錘): ステンレス(SUS304)
空中重量	38.2 kg (6.44 kg(錘)×5+6 kg(フレーム))
●耐圧容器保護カバー	
材 質	ステンレス(SUS304)
重 量	16.73 kg

径 48cm) の球状耐圧容器の中に, 緩衝吸収材により衝撃を緩和した 2 軸のジンバルを置き, これに重力計測部としてカナダ・シントレックス社の CG-5 を取り付けたものである. 重力の測定は, オフラインで, 耐圧容器の中に設置されたデータロガーで行い, 重力計測部から 6Hz で出力される生データ (重力相当値, 傾斜値, 温度) がメモリーカードに記録される. 電源

としては, バッテリー (CG-5 内蔵バッテリーおよびデータロガー用バッテリー) が用いられ, 耐圧容器外の AC アダプターを経由した外部電源供給によって充電される.

海底重力の測定は, 概ね 200m 以浅の浅海域で行われるが, 耐圧容器の部材としてチタン合金 (64AT 相当) を使用しており, 材質的には最大 6,000m まで

の耐圧性能がある。

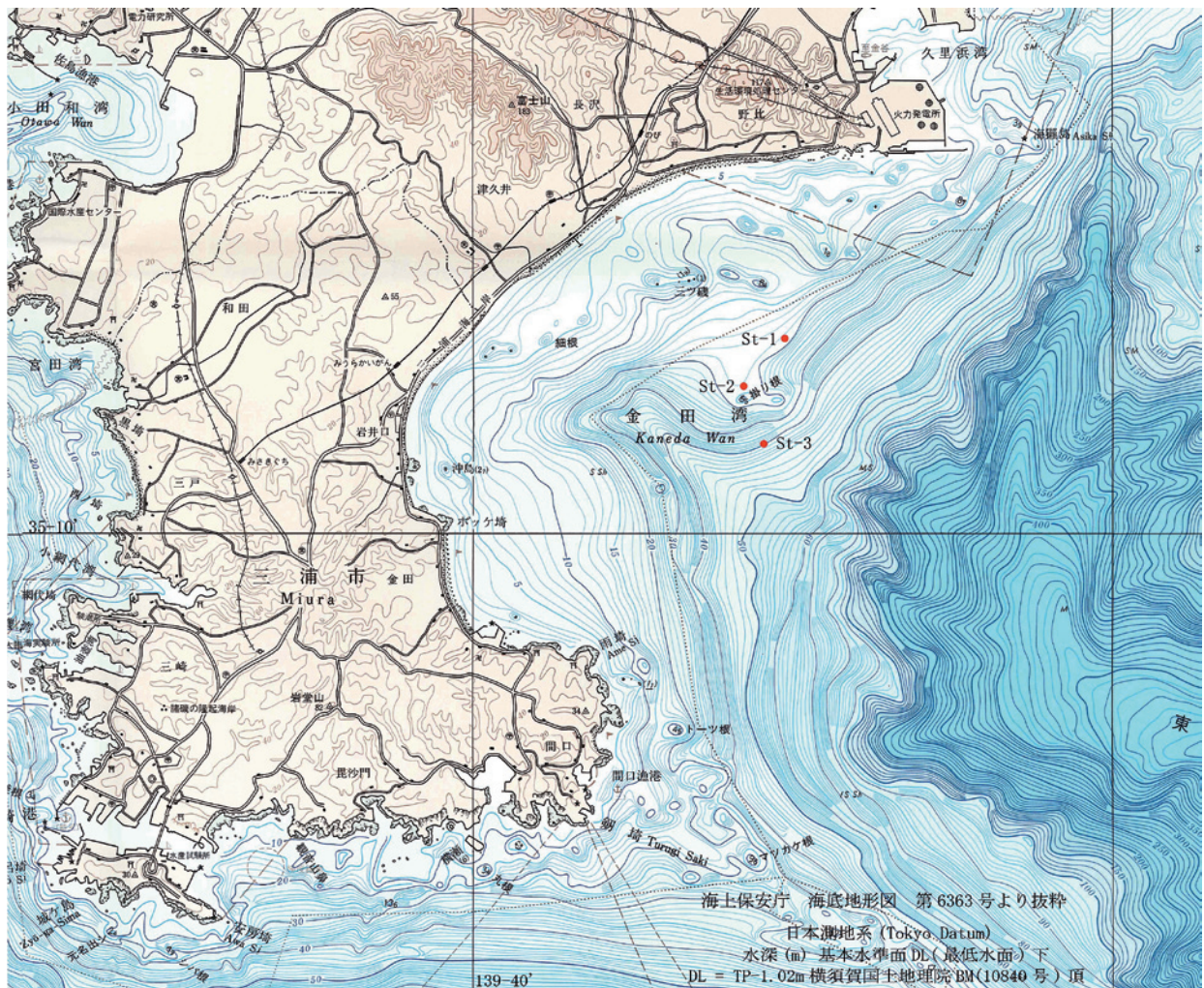
耐圧容器の下部には海底での機器の設置安定性を図るための架台が、上部には海中投入時につり下げロープや錘からの衝撃などの不測の事態から耐圧容器を守るための耐圧容器保護カバー（ハット）が取り付けられており、海底重力計全体の空中重量は約 100kg となっている。ジンバルによる重力計測部のレベル補正は、最大補正角が± 30 度以上で、静定時の鉛直との差（精度）は± 60 秒角以内となっている。

3. 実海域試験

今回製作した海底重力計の性能を確認するため、実海域試験を行った（第 3 図）。調査の概念図を第 4 図に、調査仕様を第 2 表に示す。調査は、2010 年 2 月 22 日に神奈川県三浦半島金田湾の水深 100m 以浅の海域で行った。

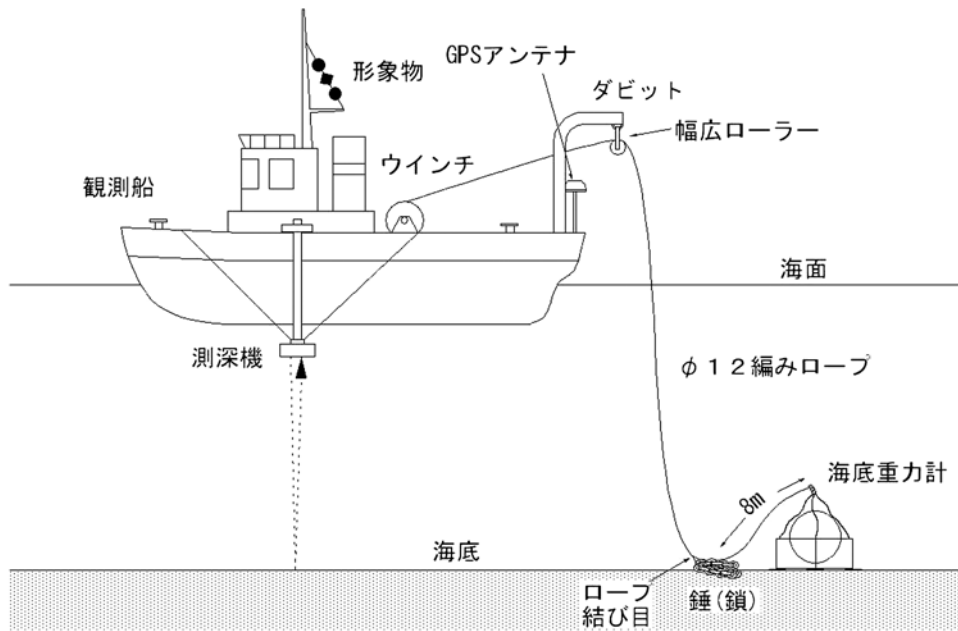
調査は、神奈川県横須賀港新港埠頭三笠栈橋を基点とし、艀装した 19 トンの小型船舶に今回新たに製作した海底重力計を搭載して航行し、3 箇所の観測点で海底重力計をダビットおよびウインチを用いて海中に投入し、着底後、重力測定を行った。測定時間は約 10 分であった。また、栈橋付近に仮基準点を設けて、出港前および帰港後に閉塞処理のための重力測定を行っている。さらに、海底重力計で測定するのはあくまで重力の相対値のため、陸上用重力計を用いて栈橋の基準点で重力測定を行い、絶対値が既知の点からの重力値の接続を行い、最終的に重力の絶対値を計算している。

船位の測定は、デファレンシャル GPS（以下 DGPS）システムを用いて測定した。本試験における補正情報は、海上保安庁の DGPS 局「劔埼」を使用した。この DGPS データを PC ソフトで表示して、海底



第 3 図 測点位置図。
赤丸が測点位置を示す。

Fig.3 Location of observation points.
Red solid circles indicate gravity stations on the sea floor.



第4図 海底重力測定概念図.

Fig.4 Schematic diagram of ocean bottom gravity measurements of this experiment.

第2表 海底重力計の実海域試験の仕様.

Table 2 Outline of the field experiment of the ocean bottom gravimeter.

試験日	2010年2月22日
試験海域	神奈川県三浦半島金田湾 (第3図参照)
測定数量	海域3点(水深100m以浅)の相対重力測定および出港前, 帰港後の岸壁基準点での相対重力測定
使用船舶	ヴェルニーⅢ (第235-44904号)
総トン数	19トン
船舶の長さ	17.81m
測定位置標定	DGPS
調査基地	神奈川県横須賀港三笠栈橋
岸壁基準点	横須賀港三笠栈橋猿島航路発券所付近 35°17'03"N, 139°40'28"E, 1.22mASL
使用機材	<p><u>船上測定装置</u></p> <p>重力計: 産総研型海底重力計</p> <p>DGPS: Trimble DMS232 GPS Receiver</p> <p>誘導装置: マリメックス・ジャパン(株) 船位誘導ソフト</p> <p>音響測深器: 千本電機(株) 精密音響測深機 PDR-1200型 周波数 200kHz, 測深精度 $\pm(0.03+\text{水深}/1000)\text{m}$, 測定水深最大 130m</p> <p><u>陸上測定装置</u></p> <p>重力計: ラコスト陸上用重力計 G304</p>
請負機関	川崎地質(株)

重力計着底時の緯経度を記録した。

本試験における水深は、音響測深機を用いて測定した。現場で得られた音響測深記録は、吃水（きっすい）補正、水中音速補正および潮位補正を行い、最終的に陸の標高と同じ東京湾平均海面を基準とする水深を求めた。

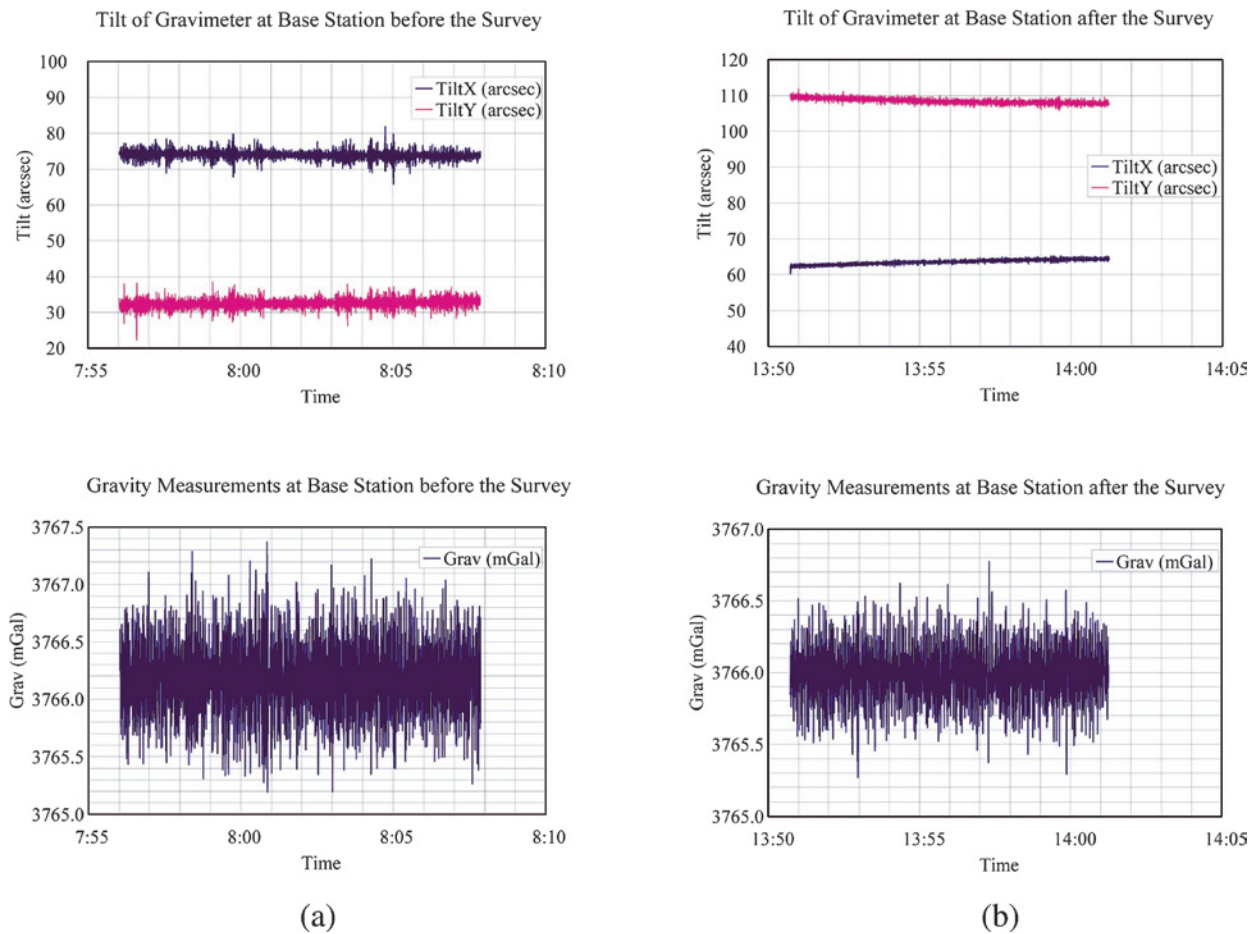
4. 測定結果

実海域試験後、データロガーのメモリーカードに記録された海底重力計による測定値を、RS-232C ケーブルを経由して、通信ソフトウェアを使用してパソコンに回収した。海底重力計による測定値に所定の変換を施して、相対重力値、重力計の傾斜値（2成分）および温度値を求めた。この結果を、棧橋基準点（第5図）と3箇所の測点（第6図）について示す。

第5図で明らかなように、陸上の基準点においては海底重力計の傾斜はほぼ一定であり、また安定して

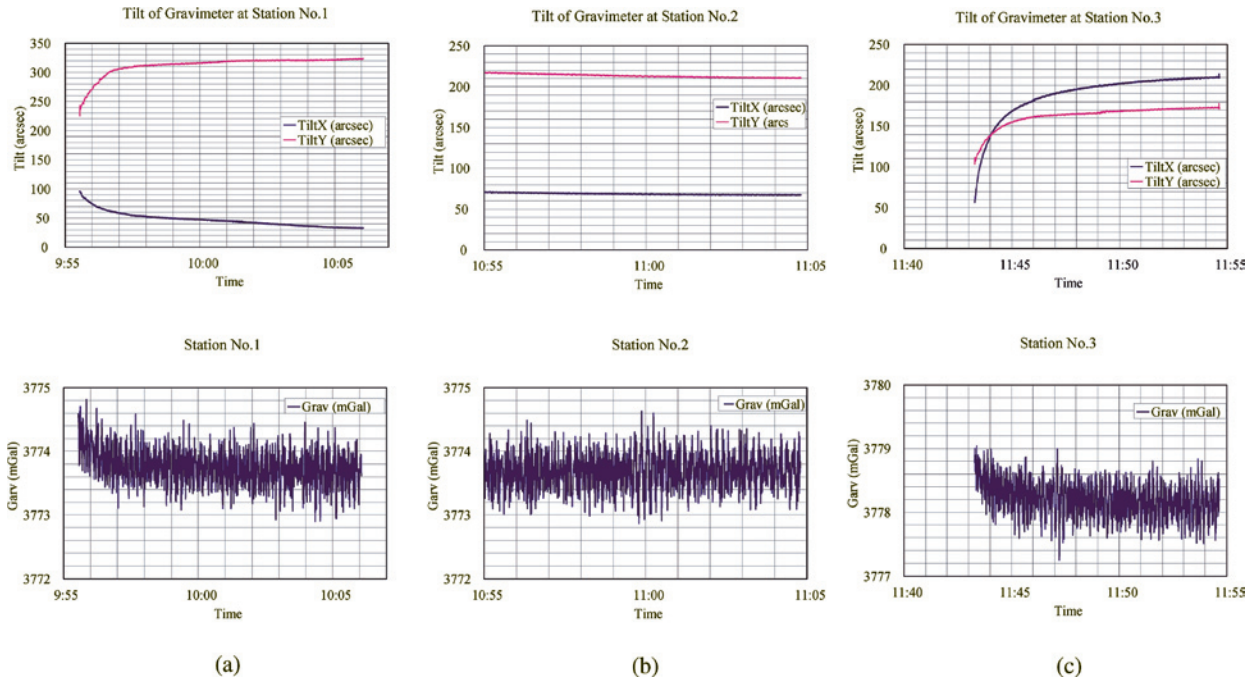
いる。出港前の傾斜の記録がより振動が大きいのは、帰港後に比べ風が強かったのと、自動車の通行などの生活雑音が多かったためと考えられる。傾斜測定値の標準偏差は、出港前が x 軸：1.18arcsec と y 軸：1.35arcsec で、帰港後が x 軸：0.68arcsec と y 軸：0.76arcsec である。この傾向は、重力値にも認められており、出港前の重力測定値の方が、振動の幅が大きい。重力測定値の標準偏差は、出港前が 0.305mGal で、帰港後が 0.188mGal である。これらの測定重力値は、重力センサーとして用いた CG-5 重力計の他のフィールドでの適用例（例えば杉原，2010）と比較しても、ほぼ同様の結果と判断される。

海底重力の観測点での測定データ（第6図）を参照すると、着底後、すぐに傾斜値が安定するもの（測点2）と、最初の2分程度大きく変化するもの（測点1および3）とに分けられる。これは、重力計を着底させた海底の底質状況を反映していると考えられる。



第5図 横須賀港新港埠頭三笠棧橋の重力基準点における重力測定結果。
(a) 出港前、(b) 帰港後；上段は重力計の傾斜、下段は測定相対重力値（ μGal ）。

Fig.5 Observed raw data of the gravity measurements by the ocean bottom gravimeter at the base station of the Mikasa Pier in the Yokosuka Port. Fig. (a) Before the survey, (b) After the survey. Upper panel: tilt variations of the gravimeter along x and y axes, Lower panel: observed relative gravity values.



第 6 図 三浦半島金田湾における海底重力の測定生データ。
 (a), (b), (c) は各々測点 1, 2 および 3 での測定結果を示す。第 5 図参照。

Fig.6 Observed raw data of the ocean bottom gravity measurements in the Kaneda Bay of the Miura Peninsula.
 (a), (b) and (c) indicate observed values at the Gravity Station 1, 2 and 3, respectively. Sea also Fig. 5

重力測定値にもこの影響は表れており、測点 1 および 3 においては、傾斜値が大きく変化する間、重力値も変化する。統計処理により重力値を求める際は、海底重力計が静置するまでの不安定な重力値を除外するのが望ましい。ただし、今回の場合、重力測定値に傾斜補正と温度補正を行ったところ、傾斜値が大きく変化する間を含めても重力値の変化は、高々小数点以下 2 桁以下と小さかったため、第 6 図に示した全測定値を母数としその平均値と標準偏差を求めた。この結果を、第 3 表に示す。

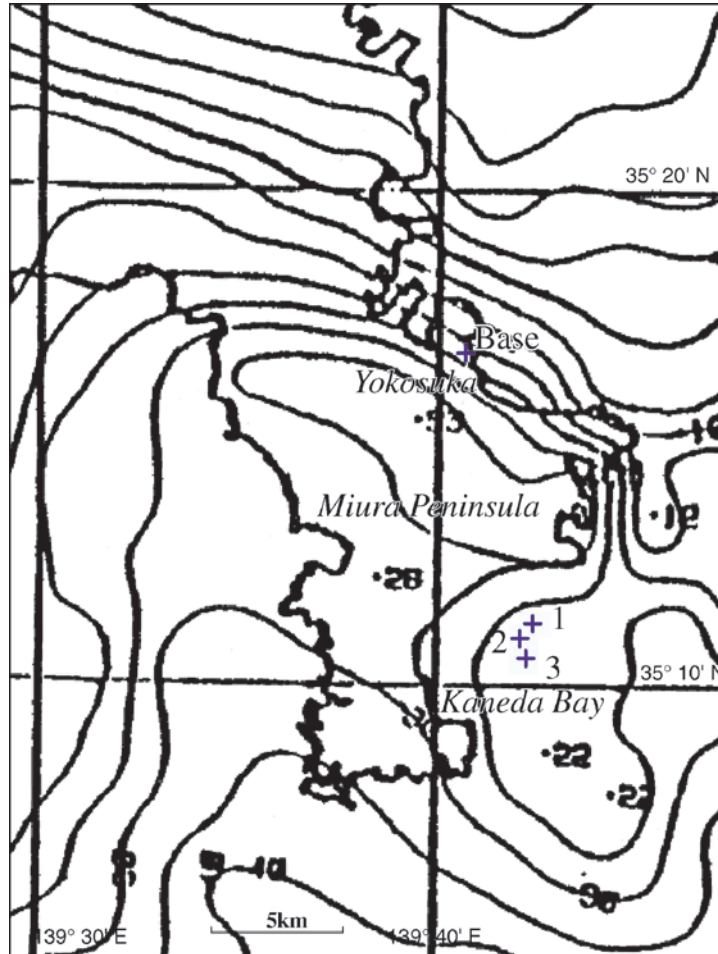
つぎに、地質調査所重力補正標準手順 (SPECG) (地質調査所重力探査グループ, 1989a) およびこれに基づく地質調査所重力補正標準手順 SPECG 1988 の処理プログラム (地質調査所重力探査グループ, 1989b) にしたがって、重力測定値の補正を行った。なお、この際、ラコスト陸上用重力計を用いた閉合測定により、既存の絶対重力値既知点から今回の陸上基準点での絶対重力値 (979765.730mGal) を決定し、これから各測点での絶対重力値を求めている。地質調査所重力補正標準手順では、まず前処理として、器差補正、機械高補正、潮汐補正およびドリフト補正を行う。次に、本処理として地形補正、フリーエア補正、大気補正、大地補正、ブーゲー補正および正規重力値 (測

地基準系 1985) の計算を実行する。これらの処理により、以下の式を用いてブーゲー異常を求める。

$$\text{ブーゲー異常} = \text{観測絶対重力値} - (\text{正規重力値} - (\text{フリーエア補正} + \text{大気補正})) + \text{地形補正} + (\text{ブーゲー補正} + \text{大地補正})$$

この結果を、第 4 表に示す。

重力補正の結果、仮定密度に対応したブーゲー異常が得られるが、ここでは仮定密度が 2.3g/cm^3 のブーゲー異常を示している。参考のため、当該地域の既存のブーゲー異常図上に今回の測定点位置をおとした図面を第 7 図に示す。既存のブーゲー異常図としては、海上重力測定結果に基づく重力図 (植田ほか, 1987) を使用した。今回の試験で基準点 (Base) でのブーゲー異常は 9.194mGal で、重力図上では 10mGal のコンター付近にある。海底測定点 1, 2 および 3 では、それぞれ 22.338mGal , 22.163mGal , 23.713mGal となる。一方、これらの海底測定点は重力図上では重力値が $20\sim 25\text{mGal}$ 付近に位置している。重力図の作成方法が異なり厳密な比較は出来ないが、今回製作した海底重力計による重力測定は概ね良好であったと考えられる。また、調査地域のより詳細な重力分布を観測していると考えても良い。



第 7 図 既存のブーゲー異常図と今回の重力測定点。
ブーゲー異常図は、植田ほか（1987）に加筆修正。仮定密度：2.3g/cm³。コンター間隔：5mGal。青の十字は、今回の重力測点（Base, 1, 2, 3）を示す。

Fig.7 Bouguer anomaly map with the locations of the observed gravity stations of the experiment.
The gravity map was modified from Ueda et al. (1987). Assumed density is 2.3 g/cm³. Contour interval is 5 mGal. Blue crosses (Base, 1, 2 and 3) indicate the locations of gravity stations of this experiment.

第 3 表 実海域試験における海底重力測定結果。

Table 3 Results of the ocean bottom gravity measurements.

Station Name	LAT. (deg)	LONG. (deg)	HEIGHT (m)	RAW-G (mGal)	TILT_X (arcsec)	TILT_Y (arcsec)	TEMP. (arcsec)	COR-G (mGal)	SD (mGal)	ABS-G (mGal)
Base	35.2842	139.6744	1.22	3766.186	73.883	32.490	-0.051	3766.254	0.305	979765.730
1	35.1914	139.7040	-19.59	3773.755	47.077	312.622	0.017	3774.913	0.243	979774.275
2	35.1862	139.6987	-19.97	3773.687	68.714	213.625	0.474	3774.331	0.256	979773.703
3	35.1794	139.7013	-41.65	3778.208	188.825	162.836	0.021	3778.937	0.231	979778.323

LAT.: 緯度, LONG.: 経度, HEIGHT: 測定標高, RAW-G (mGal): 傾斜および温度補正前の相対重力値, TILT_X, TILT_Y: 重力計の X, Y 方向の傾斜, TEMP.: 重力計の温度, COR-G: 傾斜および温度補正済みの相対重力値, SD: 標準偏差, ABS-G: 絶対重力値。

第4表 実海域試験における重力補正結果.

Table 4 Results of a gravity correction for the observed gravity values on the ocean bottom.

Station Name	LAT. (deg)	LONG. (deg)	HEIGHT (m)	TIDAL HEIGHT (m)	ABS-G (mGal)	NOR-G (mGal)	FAC (mGal)	BGC (mGal)	TC (mGal)	F-A (mGal)	B-A (mGal)
Base	35.2842	139.6744	1.22	0.02	979765.730	979757.918	1.246	-0.118	0.253	9.058	9.194
1	35.1914	139.7040	-19.59	0.28	979774.275	979750.017	-5.176	1.898	1.359	19.082	22.338
2	35.1862	139.6987	-19.97	0.15	979773.703	979749.576	-5.294	1.935	1.394	18.833	22.163
3	35.1794	139.7013	-41.65	0.01	979778.323	979748.996	-11.985	4.034	2.337	17.342	23.713

LAT.: 緯度, LONG.: 経度, HEIGHT: 測定標高, TIDAL HEIGHT: 潮位, ABS-G: 絶対重力値, NOR-G: 正規重力, FAC: フリーエア補正+大気補正, BGC: プーゲー補正+大地補正, TC: 地形補正, F-A: フリーエア異常, B-A: プーゲー異常.

5. まとめ

今回、沿岸域での重力測定に資するため海底重力計を製作し、その実海域試験を行った。その結果、当該の重力計は、海底重力測定において正常に取り扱え、その測定値も既存の重力図と比較して妥当であると判断された。今後は、重力の検定路線での測定を行い、機器定数等を確認して次回の海底重力調査に備える予定である。

謝辞

海底重力計の実海域試験にあたり、海上保安庁横須賀海上保安部および横須賀市東部漁業共同組合に便宜を図っていただいた。以上の機関に謝意を表します。

文献

- 地質調査所重力探査グループ (1989a) 地質調査所重力補正標準手順 SPEC 1988 について. 地調月報, 40, 11, 601-611.
- 地質調査所重力探査グループ (1989b) 地質調査所重力補正標準手順 SPEC 1988 の処理プログラム. 地質調査所研究資料集, No.137.
- 駒澤正夫・大熊茂雄・金澤敏彦・藤本博己 (2009) 能登半島北部沖における海底重力調査. 平成20年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 地質調査総合センター速報, 49, 71-80.
- 杉原光彦 (2010) シントレックス重力計 CG5 の特性評価, 広河原 CO₂ 間欠泉での調査. 日本地熱学会誌, 32, 1, 21-30.
- 植田義夫・中川久穂・平岩恒広・朝尾紀幸・久保田隆

二 (1987) 東京湾・南関東周辺の重力異常と深部構造. 水路部研究報告, 22, 179-206.

新潟沿岸域の 20 万分の 1 地質図

1:200,000 geological map around the coast of Niigata district

竹内圭史¹・尾崎正紀¹・小松原 琢¹

Keiji Takeuchi¹, Masanori Ozaki¹ and Taku Komatsubara¹

Abstract: The 1:200,000 geological map around the coast of Niigata district was created for seamless integration of land and sea geoinformation. The district in the backarc region of central Japan includes the Echigo, Kashiwazaki, and Takada Plains surrounding Higashiyama, Unuma, Higashikubiki, and Nishikubiki Hills in the Honshu main land and the Sado Island. The district is mainly composed of Early Miocene to Quaternary sedimentary and volcanic rocks. They are stratigraphically divided into eight stages: Mikawa, Tsugawa, Nanatani, Lower Teradomari, Upper Teradomari, Siiya, Nishiyama, and Haizume stages. The Neogene strata are total 6,000m in thickness and mainly composed of marine sediments except for the formations of the Mikawa stage. The Pleistocene upper formations show the change in sedimentary environments from marine to fluvial. There are many reverse faults and folds trending NNE-SSW which represent the basin inversion in the Latest Miocene and Quaternary times.

Keywords: 1:200,000, geological map, Niigata, reverse fault, active fault, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene

要旨

本地質図は、研究総合化課題「沿岸域地質・活断層調査」における平成 21 年度の地質情報整備の一環として作成された、最新のデータに基づいて地質情報を編纂した新潟沿岸陸域の 20 万分の 1 地質図である。

本地域には、ジュラ紀の足尾帯付加コンプレックスや白亜紀～暁新世花崗岩類を不整合に覆って、前期中新世～完新世の堆積岩及び火山岩類が広範囲にほぼ連続して分布する。下部中新統は日本海拡大時の伸張場で形成されたと考えられる陸成の火山岩類を主体とし、上部には浅海層も含むようになる。中-上部中新統は主にタービダイトなどの厚い海成の堆積岩からなり、水底火山岩類を伴う。後期中新世末以降は短縮場となり、堆積盆の分化が進み浅海化し、北北東-南南西方向の断層・褶曲構造が発達するようになった。更新世には河川堆積物が広く堆積するようになり、中期更新世以降は越後平野などの平野部とその周辺の丘陵・山間の河川沿いに段丘堆積物や沖積平野～海岸平野堆積物が分布している。

新第三系～第四系の地質構造は、後期中新世末以降の圧縮応力場への転換によって形成されたとされる北

北東-南南西方向の褶曲・断層により特徴づけられ、一部は活構造として発達する。

1. はじめに

産業立地評価や地震防災施策等に資するため沿岸海域の地質情報整備は不可欠であるが、地質調査上の技術的制約のほか、従来は陸域と海域の地質調査が別々に進められ、また取得されるデータの質も異なっていたこともあり、沿岸海域は地質情報の空白域となることが多かった。このため、産総研地質調査総合センターでは、平成 20 年度から研究総合化課題として「沿岸域地質・活断層調査」を実施し、海洋-沿岸-陸域におけるシームレスな地質情報の整備・公開や沿岸域の調査手法の構築を行っている。

本地質図は、平成 20, 21 年度に行われた新潟県沿岸海域における「沿岸域地質・活断層調査」の一環として、最新のデータに基づき新潟県沿岸域（陸域）の 20 万分の 1 地質図を編纂したものである。以下、その概要を報告する。

2. 作成地域及び地形

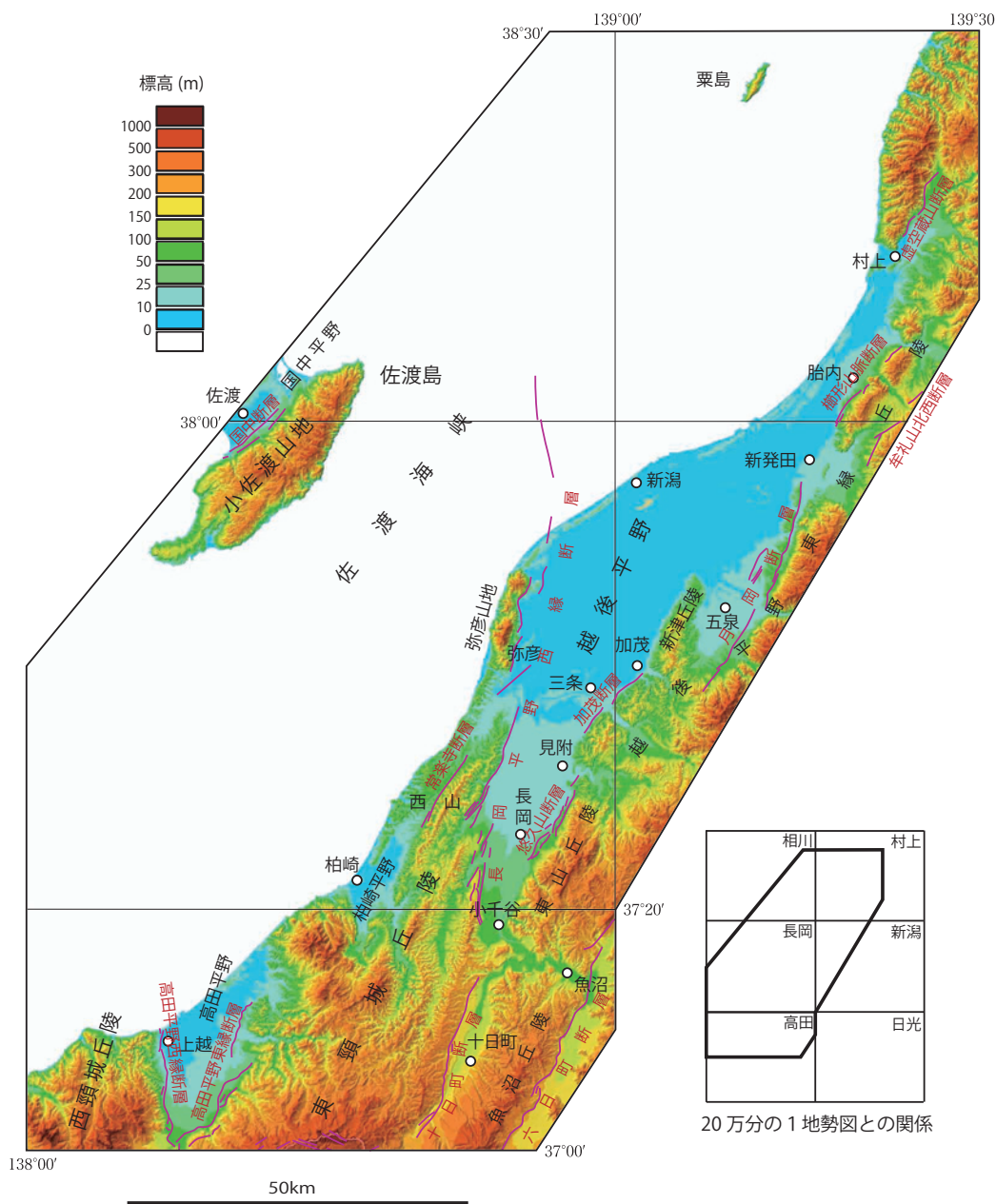
作成地域は新潟県の上越-下越及び佐渡島の一部を

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)

含み、中越-下越と佐渡島との間には幅 30-40km の佐渡海峡が存在する。20 万分の 1 地勢図では「長岡」の全域と「村上」「新潟」「高田」「相川」の一部が、行政区分としては新潟市、長岡市、村上市、胎内市、新発田市、阿賀野市、五泉市、加茂市、燕市、三条市、見附市、柏崎市、上越市、小千谷市、十日町市、魚沼市、南魚沼市、糸魚川市、妙高市及び佐渡市、関川村、聖籠町、田上町、弥彦村、出雲崎町、刈羽村、津南町

及び粟島浦村が含まれる。

中越～下越の丘陵-山地と平野-盆地の延びの方向は北北東-南南西（ないし北東-南西）方向で特徴づけられ、上越～下越では西頸城丘陵、東頸城丘陵、魚沼-東山-新津丘陵、越後平野東縁丘陵、越後平野、高田平野、柏崎平野が、佐渡島では小佐渡山地と国中平野が形成されている。これら平野と丘陵-山地境界を縁取るように活断層が多数発達している（第 1 図）。



第 1 図 新潟沿岸域の地形及び活断層の分布。
地形段彩陰影図は国土地理院発行の数値地図 50m メッシュ（標高）に基づいて作成。活断層の分布は産業技術総合研究所の活断層データベース（産業技術総合研究所，2010）に基づく。

Fig.1 Topographic features and distribution of active faults around the coast of Niigata district.
Graduated coloring and shade DEM is based on the Digital Map 50 m Grid (Elevation) made by Geographical Survey Institute. Distribution of active faults after Active Fault Data Base (National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, 2010).

3. 作成方法と研究史

今回新たに作成した新潟沿岸域の20万分の1地質図は、後述の研究成果に若干の野外調査結果を加え、一部、層序と構造の再解釈を行い編纂したものである。第2図には、今回作成した地質図の凡例を簡略化した簡略版を示す。今後、海陸の個別調査で得られた成果を盛り込んだ、詳細な海-陸シームレス地質図を作

成する予定である。

地質図作成にあたり引用した地質図としては、産業技術総合研究所地質調査総合センター（旧地質調査所）発行では、20万分の1地質図幅「新潟」（角ほか，1985）、「相川及び長岡の一部」（角ほか，1990）、「高田」（竹内ほか，1994）、「村上」（土谷ほか，1999）、「長岡」（竹内ほか，2007）、「新潟」の第2版（高橋ほか，2010）がある。また、5万分の1地質図幅と

第2図 新潟沿岸地域の20万分の1地質図（概略版）。
海洋の地質図は岡村ほか（1994, 1995, 1996）を簡略化。

Fig.2 T1:200,000 geological map around the coast of Niigata district (outline version) Marine geological map, modified after Okamura et al. (1994,1995,1996).

しては「三条」(小林ほか, 2002), 「長岡」(小林ほか, 1991), 「小千谷」(柳沢ほか, 1986), 「十日町」(柳沢ほか, 1985), 「出雲崎」(小林ほか, 1993), 「柏崎」(小林ほか, 1995), 「岡野町」(小林ほか, 1989), 「松之山温泉」(竹内ほか, 2000), 「柿崎」(竹内ほか, 1996), 「高田東部」(竹内・加藤, 1994), 「高田西部」(赤羽・加藤, 1989), 及び「粟島」(加藤, 1981)がある。

産総研発行以外の地質図としては, 20 万分の 1 新潟県地質図(新潟県地質図改訂委員会編, 2000), 5 万分の 1 表層地質図として「佐渡島」(白井ほか, 1999a), 「温海・勝木」(津田ほか, 1992), 「笹川・粟島」(津田ほか, 1990), 「塩野町」(津田ほか, 1991), 「村上」(津田ほか, 1989), 「小国」(白井ほか, 1999b), 「中条」(津田ほか, 1972), 「新発田」(津田, 1973a), 「津川」(津田ほか, 1986), 「新潟」(津田, 1973b), 「新津」(津田ほか, 1975), 「加茂」(津田ほか, 1984), 「内野・弥彦」(白井・長谷川, 1974)があり, 本地質図の作成の参考とした。

4. 地質概説

4.1 先新第三系

先新第三系は, 内陸側の越後山地に分布するほか佐渡島にも小規模に分布し, 中生代付加コンプレックスと白亜紀～暁新世花崗岩類からなる。付加コンプレックスは, 足尾帯の泥岩・砂岩・チャートなどからなり, 北東部地域では花崗岩による熱変成を被っている。白亜紀～古第三紀花崗岩は主に村上地域から越後平野東縁丘陵に分布する。

4.2 新第三系～第四系

越後平野及び周辺沿岸域には, 上述の中生代の付加コンプレックスと白亜紀～古第三紀の花崗岩類を基盤岩類として, 広範囲に新第三紀～第四紀の堆積岩及び火山岩～火山砕屑岩が厚く分布しており, 新潟堆積盆地と呼ばれる(新潟県地質図改訂委員会編, 2000)。

新潟堆積盆地の地層は, 前期中新世から中期更新世始めにかけての巨視的には一連整合の地層群からなる。新潟標準層序として岩相と微化石層序により全域を通じて層序区分が行われ, 下位より三川階・津川階・七谷階・下部寺泊階・上部寺泊階・椎谷階・西山階・灰爪階に区分されている(新潟県地質図改訂委員会編, 2000; 第 3 図)。

三川階は非海成層の火山岩と火山砕屑岩からなるが, 津川階上部で大規模な海進が始まって以後西山

階前半まで海成層が連続して堆積し, その層厚は 5,000m 以上に達する。これら海成層は主に泥岩相とタービダイト相からなり, 相当量の火山岩類を伴っている。西山階の上部から灰爪階にかけては, 堆積盆地の縁辺から陸化が進み, 海成層(西山層・灰爪層)と河川成層(魚沼層)とが分布するようになった。その後は堆積域であった地域は隆起し丘陵・山地となり, 段丘堆積物や沖積-海岸平野堆積物などが堆積する地域となった。

4.2.1 下部中新統(三川階の地層)

三川階の地層は, 北小国層・荒川層, 天井山層・温海層, 及び佐渡島の相川層群からなる。北小国層は村上市の広範囲に, 荒川層は新発田市に小規模に分布し, いずれも流紋岩溶結凝灰岩からなる。22Ma 前後の放射年代値が報告されている(津田ほか, 1991)。天井山層・温海層は村上市地域北部に分布し, いずれも安山岩溶岩・火砕岩からなる。対比される各地層から 19Ma 前後の放射年代値が報告されている(土谷ほか, 1999)。

相川層群は佐渡島南半部に分布し, 大野川層・三瀬層・豊岡層・経塚山層からなる。大野川層・三瀬層は変質安山岩溶岩・火砕岩, 豊岡層は珪長質火砕岩・変質安山岩溶岩など, 経塚山層はデイサイト溶岩・凝灰岩からなる。

4.2.2 下部～中部中新統(津川階の地層)

津川階の地層は, 朝日層, 鈴谷層, 釜杭層, 大谷川層, 七谷層下部, 城内層群, 及び下戸層からなる。

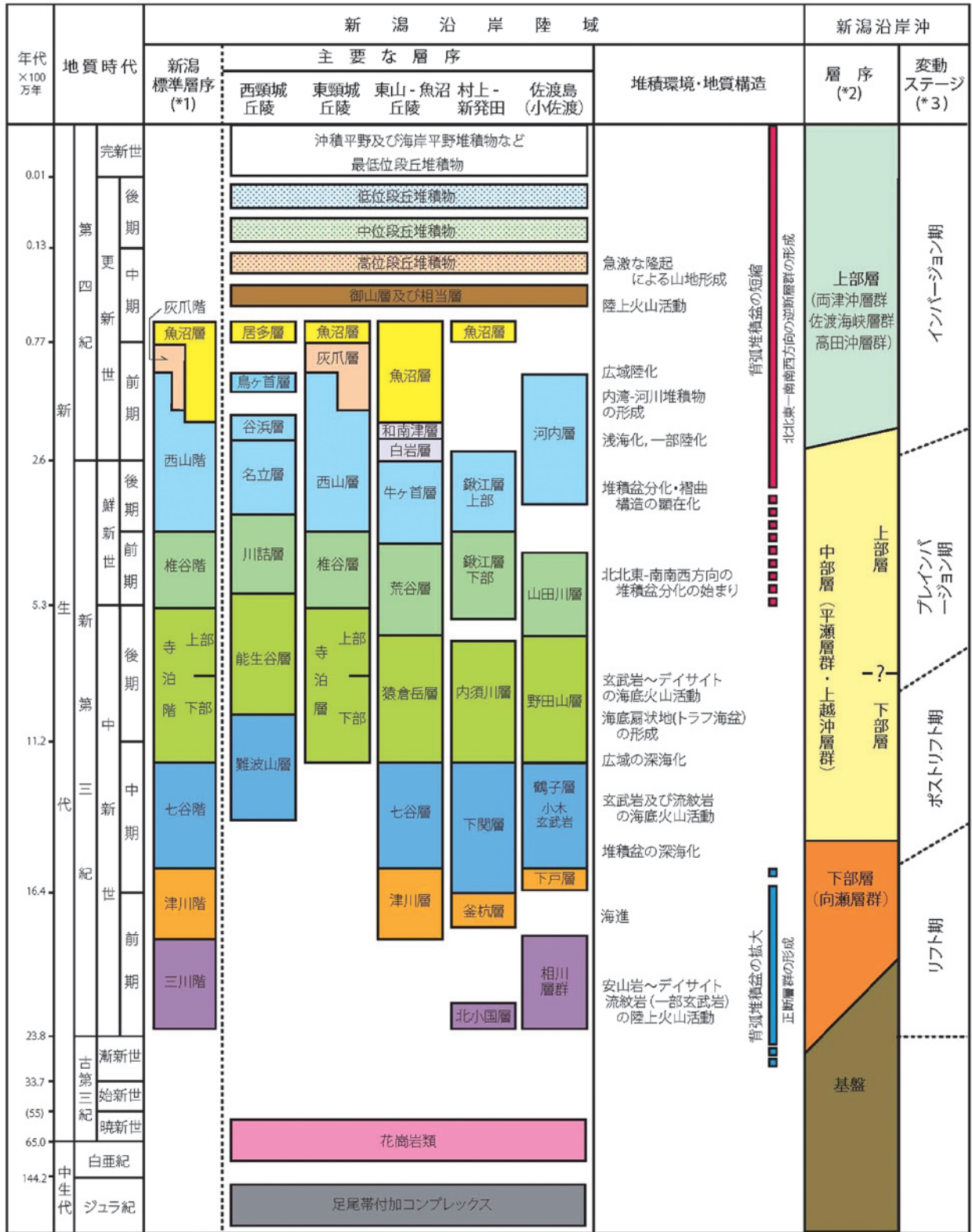
朝日層は村上市北部に分布し, 泥岩・砂岩・礫岩と流紋岩類からなる(津田ほか, 1992)。

鈴谷層は朝日山地に広く分布するが本地質図の範囲内では村上市に小規模に分布するのみで, 珪長質凝灰岩と砂岩・泥岩からなる(津田ほか, 1991)。

釜杭層は村上市～新発田市にかけて分布する。礫岩・砂岩を主とし, 海生化石を産する(津田ほか, 1972・1991; 白井ほか, 1999)。

三条市東部に分布する大谷川層は凝灰岩, 七谷層下部は泥岩からなる(津田ほか, 1984)。津川階と七谷階の境界は地域毎の岩相層序区分と一致しないことが知られており(新潟県地質図改訂委員会編, 2000), 七谷層の模式地に分布する七谷層下部は時階区分としては津川階に相当する(高橋ほか, 2010)。

城内層群は越後山地西縁部に分布し, 安山岩溶岩・火砕岩からなる大倉層と礫岩などからなる八海山層に区分される(柳沢ほか, 1985・1986)。



*1 新潟県地質図改訂委員会 (2000) *2 岡村ほか (1994,1995,1996) *3 Okamura et al. (1995)

第3図 新潟沿岸域の地質総括図.

Fig.3 Summary of the geology around the coast of Niigata district.

下戸層は佐渡島に分布し、礫岩及び砂岩からなり海生化石を産する。

4.2.3 中部中新統（七谷階の地層）

七谷階の地層は、早田層・大須戸層、下関層、七谷層上部、観音寺層、半蔵金層、西名層、上野層、及び佐渡島の鶴子層、粟島層からなる。

早田層及び大須戸層は村上北部に分布し、それぞれ珪長質凝灰岩及び泥岩からなる（津田ほか、1991・1992）。

下関層は村上市から新発田市にかけて分布し、主に硬質頁岩からなり流紋岩を伴う。

七谷層上部は三条市東部に分布し、泥岩・凝灰岩からなる（津田ほか、1984）。

観音寺層は弥彦山地に分布し、泥岩・玄武岩岩床及び溶岩・流紋岩凝灰角礫岩及び凝灰岩・流紋岩溶岩及び貫入岩からなる（白井ほか、1976；竹内ほか、2007）。

半蔵金層は東山丘陵に分布し、中期中新世 13Ma 頃の微化石が産出する塊状泥岩からなる（小林ほか、1991）。

西名層は東山丘陵南東縁に小規模に分布し、デイサイト質凝灰岩・泥岩からなる（柳沢ほか、1986）。

上野層は魚沼丘陵南部に分布し、硬質頁岩とデイサイト質凝灰岩からなる（柳沢ほか、1985）。

鶴子層は佐渡島に分布する泥岩で、南西部には小木玄武岩部層を伴う（竹内ほか、2007）。

粟島層は粟島に分布する泥岩で、粟島層を貫くドレライトは下部寺泊階に対比されている（加藤、1981；土谷ほか、1999）。

4.2.4 中部～上部中新統（下部寺泊階の地層）

下部寺泊階の地層は、内須川層、南五百川層、寺泊層、猿倉岳層、大沢層及び律沢層、小萱層、松之山層、難波山層がある。下部寺泊階の火山岩類として、護摩堂山層・高立山層、猿毛岳層・重倉山層、弥彦山地の角田層・間瀬層、猿倉岳層の火山岩部層からなる。また、佐渡島には野田山層がある。

内須川層は村上市から新発田市にかけて分布し、一部珪藻質の泥岩・硬質頁岩からなる（津田ほか、1972・1989・1991；白井ほか、1999）。下部寺泊階から上部寺泊階にかけての地層である（高橋ほか、2010）。

護摩堂山層と高立山層は新津丘陵に分布し、玄武岩火砕岩・枕状溶岩からなる（津田ほか、1975）。大沢流紋岩とともに下部寺泊階とされている（高橋ほか、

2010）。

南五百川層は三条市東部に分布し、泥岩からなる。重倉山層はデイサイト溶岩・凝灰岩、猿毛岳層は安山岩火砕岩・溶岩からなり、南五百川層の上部と指交関係にある（津田ほか、1984；高橋ほか、2010）。

弥彦山地には下部寺泊階の火山岩類が分布し、玄武岩の岩床・枕状溶岩・凝灰角礫岩や流紋岩凝灰角礫岩・凝灰岩のほか、流紋岩溶岩及び貫入岩の小岩体群からなる（白井ほか、1976）。角田層と間瀬層は弥彦山地北半部の角田山周辺に分布し、角田層は安山岩の水冷自破碎溶岩、間瀬層は玄武岩の水冷自破碎溶岩・枕状溶岩とデイサイトの軽石凝灰岩・溶岩からなる（白井ほか、1976；長瀬ほか、1992）。

寺泊層は、模式地である信濃川大河津分水路から南西の西山にかけては、泥岩及び泥岩砂岩互層からなる（小林ほか、1993・1995・2002）。

猿倉岳層は東山丘陵に分布し、黒色泥岩のほか五百山安山岩部層と鋸山デイサイト部層からなる（小林ほか、1991）。五百山安山岩部層は安山岩の火山角礫岩・凝灰角礫岩を主体とし水冷自破碎溶岩を伴う。鋸山デイサイト部層はデイサイトの塊状溶岩及び火山砕屑岩からなる。鋸山デイサイト部層からは 9.0 ± 0.8Ma のフィッシュトラック年代が報告されている（常山ほか、1989）。

魚沼丘陵南部に小規模に分布する大沢層は、安山岩質凝灰岩頁岩互層や砂岩頁岩互層からなる。律沢層は下部寺泊階～上部寺泊階の地層で、砂岩頁岩互層からなる（柳沢ほか、1985）。

小萱層は米山に分布し、泥岩砂岩互層からなる。下部の凝灰岩から 12.7Ma、上部の凝灰岩から 8.2・7.7Ma のフィッシュトラック年代が報告されており（竹内ほか、1996 参照）、下部寺泊階～上部寺泊階にわたる地層である。

松之山層は東頸城丘陵に分布し、デイサイト凝灰岩からなる。9.8～8.7Ma のフィッシュトラック年代が報告されている（竹内ほか、2000 参照）。

難波山層は西頸城丘陵に広く分布する七谷階から下部寺泊階にかけての地層で、厚さ 2,300m に達するタービダイト相の砂岩泥岩互層からなる（赤羽・加藤、1989）。

佐渡島に分布する野田山層は、下部寺泊階から上部寺泊階にわたる泥岩からなる（竹内ほか、2007）。

4.2.5 上部中新統（上部寺泊階の地層）

上部寺泊階の地層は、鳥屋ガ峰層・一村尾層、樽田

層、能生谷層^{のうだに}、及び佐渡島の山田川層からなる。

鳥屋ガ峰層は東山丘陵東部に分布し、普通角閃石安山岩の塊状溶岩からなり上部は火砕岩からなる。6.4Maの全岩 K-Ar 年代が報告されている（柳沢ほか、1986）。魚沼丘陵東縁に沿って分布する一村尾層は安山岩火山角礫岩・溶岩からなり、6.2Maの全岩 K-Ar 年代が報告されている（柳沢ほか、1986）。

樽田層は東頸城丘陵に分布し、タービダイト相の泥岩砂岩互層からなる。下部寺泊階から上部寺泊階にかけての地層で、松之山層とは指交関係にある（竹内・加藤、1994）。

能生谷層は西頸城丘陵に分布する下部寺泊階から椎谷階にかけての地層で、厚さ1,300mのタービダイト相の泥岩砂岩互層からなる（赤羽・加藤、1989）。

佐渡島の山田川層は上部寺泊階から椎谷階にかけての泥岩からなる。

4.2.6 下部鮮新統（椎谷階の地層）

椎谷階の地層は、模式地である西山の椎谷層に代表されるタービダイト相の砂岩泥岩互層からなる地層と、塊状泥岩からなる地層とがある。前者には鍬江層下部、金津層、平層下部、椎谷層、程平層、大清水層^{おしのみず}・聖ヶ鼻層^{ひじり}、川詰層^{かわづめ}があり、後者には荒谷層^{あらや}、竹ヶ鼻層、須川層がある。椎谷階の火山岩は少ないが、村上市に明神岩安山岩が分布する。

鍬江層は村上市～新発田市に分布する（津田ほか、1972・1989・1991；白井ほか、1999）。

下部と上部に区分され、下部は上部寺泊階から椎谷階に位置づけられる（高橋ほか、2010）。

金津層は新津丘陵に分布し、砂岩泥岩互層・砂岩からなる（津田ほか、1975）。

平層は新津丘陵から栃尾市にかけて広く分布し（津田ほか、1975・1984）、下部は上部寺泊階から椎谷階である（高橋ほか、2010）。

椎谷層は大河津分水路から西山にかけて広く分布し、砂岩泥岩互層からなる（小林ほか、1993・1995・2002）。

程平層は東頸城丘陵^{はちこく}の八石背斜に小規模に分布する砂岩泥岩互層からなる（小林ほか、1989）。

大清水層と聖ヶ鼻層は米山に分布し、タービダイト相の砂岩泥岩互層からなる（竹内ほか、1996）。

川詰層は西頸城丘陵に分布し、礫岩・砂岩泥岩互層・砂岩からなる（赤羽・加藤、1989）。また、西頸城丘陵には椎谷階と推定される大規模な貫入岩体群がある（赤羽・加藤、1989）。

荒谷層は東山丘陵に広く分布する。主に塊状泥岩からなり厚層砂岩を伴う厚さ約800mの、上部寺泊階から椎谷階にかけての地層である（柳沢ほか、1986；小林ほか、1991・2002）。

米山に分布する竹ヶ鼻層は椎谷階～西山階の塊状泥岩からなり、聖ヶ鼻層・田麦川層と同時異相関係にある（竹内ほか、1996）。

須川層は東頸城丘陵に広く分布し、上部寺泊階から椎谷階の塊状泥岩からなる（竹内・加藤、1994；竹内ほか、2000）。

村上の明神岩安山岩は安山岩溶岩・火砕岩からなる。4.7・4.3・3.2Maの放射年代値が報告されており、椎谷階にあたる（土谷ほか、1999 参照）。

4.2.7 上部鮮新統～下部更新統（西山階の地層）

西山階の地層は、模式地の西山層に代表される塊状シルト岩からなる地層と、タービダイト相の砂岩シルト岩互層からなる地層がある。前者には鍬江層上部、平層、竹野町層、西山層、菅沼層^{なだち}、名立層^{なだち}・谷浜層^{たむぎがわ}・鳥ヶ首層、後者には川口層^{すよし}・牛ヶ首層、田麦川層がある。これらは上位へ次第に河川成の魚沼層に移り変わる。また、一部で栖吉層^{すよし}・米山層などの火山岩が分布する。

鍬江層上部は村上市から新発田市にかけて分布し、主に塊状シルト岩からなる（津田ほか、1972・1989；白井ほか、1999）。地質時代は西山階である（高橋ほか、2010）。

平層は新津丘陵から三条市東部にかけて分布し（津田ほか、1975・1984）、椎谷階から西山階にかけての地層である（高橋ほか、2010）。

竹野町層は弥彦山地北東部に分布し、塊状シルト岩からなる（白井ほか、1976）。

西山層は東頸城丘陵北部の西山に広く分布する。主に塊状シルト岩と浜忠相と呼ばれるタービダイト相の砂岩泥岩互層からなり、他に石灰質砂岩及び細粒砂岩からなる岩相が小規模に見られる（小林ほか、1993・1995）。

柏崎南東の東頸城丘陵の八石背斜では、程平層の上位に八石山層・菅沼層・八王子層の順に整合に重なる。このうち菅沼層は塊状シルト岩からなる（小林ほか、1989・1995）。

川口層と牛ヶ首層は東山丘陵に広く分布し、タービダイト相の砂岩泥岩互層・泥岩からなる（柳沢ほか、1986；小林ほか、1991）。

田麦川層は東頸城丘陵に広く分布し、タービダイト

相の砂岩シルト岩互層・塊状シルト岩からなる（小林ほか，1989；竹内・加藤，1994；竹内ほか，1996・2000）。フィッシュトラック年代値との系統的な相違が見られるが，浮遊性有孔虫化石からは椎谷階上部から西山階下部にかけての地層と考えられる。

名立層・谷浜層・鳥ヶ首層は西頸城丘陵に分布し，シルト岩などからなる（赤羽・加藤，1989）。

東山丘陵西部に分布する栖吉層は，安山岩質火山砕屑岩を主とする。牛ヶ首層上部・白岩層・魚沼層下部と指交関係にある（小林ほか，1991）。

米山の米山層・黒姫層及び柏崎南東の八石背斜の八石山層は，西山階下部 3Ma 頃の安山岩火砕岩・溶岩からなる。米山層は竹ヶ鼻層と，黒姫層は菅沼層とそれぞれ指交関係にある（小林ほか，1989；竹内ほか，1996）。

西山階中部の 2.4Ma 前後の浅海成の砂質シルト岩及び砂岩シルト岩細互層からなる地層が各地に分布する。それらは岩相的には模式地の灰爪層に類似するが，灰爪層よりかなり古い地層である。それらは新津丘陵の皆川層（津田ほか，1975・1984），東山丘陵東部の白岩層（小林ほか，1991；柳沢ほか，1986），魚沼丘陵の岩之沢層（柳沢ほか，1985），八石背斜の八王子層及び阿相島層（小林ほか，1989・1995），東頸城丘陵東半部の東川層（小林ほか，1989；竹内ほか，2000），東頸城丘陵西部の浦川原層（竹内・加藤，1994；竹内ほか，1996），東頸城丘陵南縁部の関田山脈沿いの白岩層である（竹内・加藤，1994）。東山丘陵では白岩層及び和南津層は川口層・牛ヶ首層と大規模な同時異相関係にある（柳沢ほか，1986）。

4.2.8 魚沼層

魚沼層は，西山階中部の前期更新世から中期更新世にかけての主に河川成一部海成の地層である。各地に広く分布し最大積算層厚は 3,000m に達する。西山階の地層及び灰爪層に整合に重なるほか，下位層を不整合に覆う地域もある。海成から河川成に移行する時期は地域により異なり，一般に現在の内陸側で早期，海側で遅くなる。

五頭山地西麓の魚沼層（津田，1973a）・山寺層（津田ほか，1986）は魚沼層上部に相当する。

新津丘陵から三条市東部にかけて分布する魚沼層（津田ほか，1984 の矢代田層）は礫・砂を主とする（津田ほか，1975・1984）。

東山丘陵北部では白岩層の上位に砂相，砂礫相の順に重なる（小林ほか，1991，2002）。栖吉層の分

布域では礫・火山礫及び砂が重なる。東山丘陵南東部では和南津層に砂礫相が整合に重なる（小林ほか，1991）。

弥彦山地東方に分布する佐渡小屋層（白井ほか，1976）は主にシルトからなり，魚沼層上部に対比した。角田山・弥彦山東麓に分布する火山円礫岩は，白井ほか（1976）では角田層に区分されたが，長瀬ほか（1992）は山体崩壊堆積物とみなし，魚沼層に含められた（竹内ほか，2007）。

東山丘陵から魚沼丘陵にかけてでは，魚沼層最下部の海成砂は和南津層に区分されている（柳沢ほか，1985・1986；小林ほか，1991）。

魚沼層は東頸城丘陵にも広く分布し，主に砂相と砂礫相に区分され泥相を伴う（小林ほか，1991，1993，1995，2002；竹内ほか，2000）。米山南東には安山岩火砕岩からなる駒の間層が分布する（小林ほか，1989）。

東頸城丘陵南縁部の関田山脈では魚沼層相当層は奈良立層と呼ばれ，下部は砂岩・シルト岩，上部は安山岩溶岩・火砕岩からなる（竹内・加藤，1994）。東頸城丘陵の西縁部には礫岩からなる猿橋層が分布する（竹内・加藤，1994）。

西頸城丘陵東縁に分布する居多層は魚沼層上部に対比される（赤羽・加藤，1989）。

4.2.9 灰爪層

灰爪階の模式地である灰爪層は西山から柏崎南東の八石背斜にかけて広く分布する（小林ほか，1993，1995，2002）。大桑万願寺動物群の貝化石を多産する浅海成の地層で，砂・砂質シルト岩・泥岩及び砂岩泥岩互層と砂からなる。模式地の西山では西山層を，中央油帯南部では椎谷層を不整合に覆うが，中央油帯北部では西山層に整合に重なる。魚沼層中上部と広域的な同時異相関係にあり，八石背斜周辺では魚沼層中部の砂と指交関係にある。魚沼層中の鍵層として知られる SK100・SK030 両火山灰層は，西山・中央油帯では SK100 が西山層と灰爪層の境界付近に，SK030 が灰爪層中に挟在する（小林ほか，1995）。

4.2.10 貫入岩類

西頸城丘陵の椎谷階の半深成岩類のほか，三条市東部，東頸城丘陵の米山周辺・関田山脈に魚沼層以下を岩脈及び岩床状に貫く安山岩などの貫入岩類が分布する。

4.2.11 中部更新統

魚沼層以降で高位段丘堆積物以前の中部更新統が各

地に分布する。それらには五頭山地西麓の^{ささがみ}笠神層（津田ほか，1973a・1986），東山丘陵の^{おやま}御山層（小林ほか，1991・2000），弥彦山地の^{にか}仁箇層（白井・長谷川，1974），東頸城丘陵北部の西山の大坪層・田沢層（小林ほか，1993・1995），東頸城丘陵の^{くめ}久米礫層（小林ほか，1989），魚沼丘陵の西層（柳沢ほか，1985）がある。

4.2.12 中部～上部更新統（段丘堆積物，ローム層など）

中期更新世～完新世にかけての河岸段丘堆積物および海岸段丘堆積物が，信濃川沿いをはじめ各地に分布する。段丘堆積物は段丘面上に載るテフラ（ローム層）により区分・対比がされており，大きく分けて高位・中位・低位及び最低位段丘に4区分される（新潟県地質図改訂委員会編，2000）。高位段丘はおおよそ40～20万年前，中位段丘は20～10万年前，低位段丘は10～1万年前，最低位段丘は完新世である。また，テフラに覆われる後期更新世の地層としては，古期崩積堆積物が丘陵地域に，古期砂丘堆積物が一部の海岸部に分布する。

4.2.13 第四紀火山

本地質図の範囲内には第四紀火山は少なく，東山丘陵東方に守門岳が位置するほかは，西頸城丘陵南部に妙高山及び焼山の火山噴出物の末端が分布するのみである。

4.2.14 完新統

完新統は越後平野などの平野を構成する堆積物と，扇状地など河川沿いの地層がある。平野の地表は氾濫原堆積物からなり，これは自然堤防・後背湿地などに細分されることもある。海岸沿いには氾濫原堆積物を覆って砂丘堆積物が連なっている。扇状地は山地・丘陵の末端部に形成されている。

5. 地質構造

新潟地域の第三系～第四系に発達する地質構造は，北北東-南南西方向の褶曲・断層により特徴づけられる。これらの構造は，後期中新世末から鮮新世にこの圧縮応力場への転換が明瞭になって形成されたこととされ，椎谷階や西山階には堆積盆の分化・浅海化も始まったとされる（新潟県地質図改定委員会編，2000；Okamura et al., 1995など）。前期中新世～中期中新世初頭に形成された正断層が，後期中新世末以降の圧縮応力場により逆断層へと変化した地質構造も認められることから，この時代はインバージョン期と

も呼ばれる（Okamura et al., 1995）。

これらの褶曲・断層の一部は活構造として活動しており，平野と丘陵・山地との境界を縁取るように発達する（第1図・第2図）。越後平野西縁の東頸城丘陵との境界には，北から長岡平野西縁断層帯（長岡平野と称されるが越後平野西縁全体に及ぶ），十日町断層帯が信濃川に沿って連続的に発達する。また東山丘陵から魚沼丘陵にかけての西部沿いには加茂断層や悠久山断層が，越後平野東縁（越後平野東縁丘陵）の新発田～村上では月岡断層や櫛形山脈断層が，更に村上の北には虚空蔵山断層が発達する。また，高田平野と東頸城丘陵及び西頸城丘陵との境界には，それぞれ高田平野東縁断層及び高田平野西縁断層が発達する。今後，新潟沿岸域の活断層調査で明らかにされた活断層情報を，地質図に反映させる予定である。

文献

<地質調査総合センター（地質調査所）発行の20万分の1地質図幅など>

角 靖夫・広島俊男・須田芳朗（1986）20万分の1地質図幅「長岡」。地質調査所。

角 靖夫・広島俊男・須田芳朗（1990）20万分の1地質図幅「相川及び長岡の一部（佐渡島）」。地質調査所。

角 靖夫・笹田政克・広島俊男・駒澤正夫（1985）20万分の1地質図幅「新潟」。地質調査所。

竹内圭史・加藤碩一・柳沢幸夫・広島俊男（1994）20万分の1地質図幅「高田」。地質調査所。

竹内圭史・小松原 琢・村上浩康・駒澤正夫（2007）20万分の1地質図幅「長岡」。地質調査総合センター。

高橋 浩・柳沢幸夫・山元孝広・ト部厚志・内野隆之・工藤 崇・高木哲一・駒澤正夫（2010）20万分の1地質図幅「新潟」。地質調査総合センター。

影山邦夫・金子信行（1992）10万分の1新潟県中部地域。日本油田・ガス田図，no.13，地質調査所。

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，no.43，地質調査所，25p。

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，no.46，地質調査所，43p。

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, no.47, 地質調査所, 34p.
- < その他機関発行の 20 万分の 1 地質図など >
新潟県地質図改定委員会編 (2000) 新潟県地質図
(2000 年版) 1:200,000 及び説明書, 新潟県
商工労働部商工振興課, 200p.
北陸地方土木地質図編纂委員会編 (1990) 北陸地方
土木地質図及び解説書. 国土開発技術研究セン
ター, 799p.
- < 地質調査総合センター (地質調査所) 発行の 5 万分
の 1 地質図幅 >
小林巖雄・立石雅昭・吉岡敏和・島津光夫 (1991)
長岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の
1 地質図幅), 地質調査所, 132p.
小林巖雄・立石雅昭・植村 武 (1993) 出雲崎地域
の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図
幅), 地質調査所, 91p.
小林巖雄・立石雅昭・吉村尚久・上田哲郎・加藤碩一
(1995) 柏崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5
万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 102p.
小林巖雄・立石雅昭・小松原 琢 (2002) 三条地域
の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図
幅), 産総研地質調査総合センター, 98p.
小林巖雄・立石雅昭・黒川勝己・吉村尚久・加藤碩一
(1989) 岡野町地域の地質. 地域地質研究報告
(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 112p.
高橋 浩・豊島剛志・志村俊昭・原 英俊・竹内圭史・
酒井 彰・中野 俊 (2004) 須原地域の地質.
地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産
総研地質調査総合センター, 80p.
柳沢幸夫・小林巖雄・竹内圭史・立石雅昭・茅原一
也・加藤碩一 (1986) 小千谷地域の地質. 地
域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質
調査所, 177p.
柳沢幸夫・茅原一也・鈴木尉元・植村 武・小玉喜三郎・
加藤碩一 (1985) 十日町地域の地質. 地域地
質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所,
104p.
竹内圭史・吉川敏之・釜井俊孝 (2000) 松之山温泉
地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地
質図幅), 地質調査所, 76p.
竹内圭史・吉村尚久・加藤碩一 (1996) 柿崎地域の
地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅),
地質調査所, 48p.
- 竹内圭史・加藤碩一 (1994) 高田東部地域の地質.
地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地
質調査所, 67p.
赤羽貞幸・加藤碩一 (1989) 高田西部地域の地質.
地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地
質調査所, 89p.
- < 5 万分の 1 土地分類基本調査 (表層地質図) >
白井健裕・長谷川美行・新川 公 (1999a) II 表層地
質図「佐渡島の地質」. 新潟県農地部農村環境
課編, 土地分類基本調査 佐渡島, 新潟県農地
部農村環境課, 47-85.
津田禾粒・長谷川美行・白井健裕・新川 公 (1992)
II 表層地質図. 新潟県農地部農村総合整備課編,
土地分類基本調査 温海・勝木, 新潟県農地部
農村総合整備課, 25-48.
津田禾粒・長谷川美行・白井健裕・新川 公 (1990)
II 表層地質図「笹川・粟島の地質」. 新潟県農
地部農村総合整備課編, 土地分類基本調査 笹
川・粟島, 新潟県農地部農村総合整備課, 31-
46.
津田禾粒・白井健裕・長谷川美行・新川 公・鈴木孝
幸・若狭陽一・森田健一・安藤 浩・佐藤知幸・
渡辺智宏・三浦照博・丸山隆史・田中義成・川
筋有子・小林信史 (1991) II 表層地質図. 新
潟県農地部農村総合整備課編, 5 万分の 1 土
地分類基本調査, 表層地質図 塩野町, 新潟県農
地部農村総合整備課, 26-50.
津田禾粒・白井健裕・長谷川美行・新川 公 (1989)
II 表層地質図. 新潟県農地部農村総合整備課編,
土地分類基本調査 村上, 新潟県農地部農村綜
合整備課, 25-38.
白井健裕・長谷川美行・新川 公 (1999) II 表層地
質図. 新潟県農地部農村環境課編, 土地分類基
本調査, 小国, 新潟県農地部農村環境課, 29-
47.
津田禾粒・白井健裕・長谷川美行 (1972) 表層地質
図. 新潟県農地部農地計画課編, 土地分類基本
調査 下越開発地域 中条, 新潟県農地部農地計
画課, 18-21.
津田禾粒 (1973a) II 表層地質図. 新潟県農地部農地
計画課編, 土地分類基本調査 下越開発地域 新

- 発田, 新潟県農地部農地計画課, 15-19.
- 津田禾粒・白井健裕・長谷川美行・新川 公 (1986) II 表層地質図「津川の地質」. 新潟県農地部農村総合整備課編, 土地分類基本調査 新潟県下越地域 津川, 新潟県農地部農村総合整備課, 31-62.
- 津田禾粒 (1973b) II 表層地質図. 新潟県農地部農地計画課編, 土地分類基本調査 下越開発地域 新潟, 新潟県農地部農地計画課, 23-24.
- 津田禾粒・茅原一也・白井健裕・長谷川美行 (1975) 表層地質図. 新潟県農地部農地建設課編, 土地分類基本調査 下越開発地域 新津, 新潟県農地部農地建設課, 23-32.
- 津田禾粒・白井健裕・長谷川美行・新川 公 (1984) II 表層地質図. 新潟県農地部農村総合整備課編, 土地分類基本調査 新潟県中越地域 加茂, 新潟県農地部農村総合整備課, 27-43.
- 白井健裕・長谷川美行 (1974) II 表層地質図. 新潟県農地部農地計画課編, 土地分類基本調査, 内野・弥彦, 新潟県農地部農地計画課, 24-30.
- < 国土地理院発行の2万5千分の1土地条件図・都市圏活断層図 >
- 国土地理院 (1990) 新発田. 1:25,000 土地条件図.
- 国土地理院 (1990) 中条. 1:25,000 土地条件図.
- 建設省国土地理院 (1989) 土地条件調査報告書 (新潟地区). 国土地理院技術資料 D・2-no.42, 99p.
- 国土地理院 (1988) 新津. 1:25,000 土地条件図.
- 国土地理院 (1988) 内野. 1:25,000 土地条件図.
- 国土地理院 (1988) 弥彦. 1:25,000 土地条件図.
- 国土地理院 (1990) 三条. 1:25,000 土地条件図.
- 国土地理院 (1991) 長岡. 1:25,000 土地条件図.
- 渡辺満久・宮内崇裕・八木浩司・藤本大介 (2003) 1:25,000 都市圏活断層図「新発田」. 国土地理院.
- 宮内崇裕・後藤秀昭・澤 祥・渡辺満久 (2003) 1:25,000 都市圏活断層図「新津」. 国土地理院.
- 堤 浩之・東郷正美・渡辺満久・金 幸隆・佐藤尚登 (2001) 1:25,000 都市圏活断層図「長岡」. 国土地理院.
- 渡辺満久・堤 浩之・鈴木康弘・金 幸隆・佐藤尚登 (2006) 1:25,000 都市圏活断層図「小千谷」. 国土地理院.
- 鈴木康弘・東郷正美・渡辺満久・金 幸隆・佐藤尚登 (2001) 1:25,000 都市圏活断層図「十日町」. 国土地理院.
- 渡辺満久・堤 浩之・宮内崇裕・金 幸隆・藤本大介 (2009) 1:25,000 都市圏活断層図「高田」第2版. 国土地理院.
- < 論文・図書など >
- 菊地かおる・黒川勝己・丸山直子・落合浩代・小林巖雄 (1984) 新潟油田地域, 灰爪層・西山層と魚沼層群の火山灰層による対比. 地質雑, 90, 101-115.
- 小林巖雄・立石雅昭 (1992) 新潟地域における新第三系の層序と新第三紀古地理. 地質学論集, no.37, 53-70.
- 長瀬克也・黒川勝己・本間博昭・阿部 豊・杉野 栄 (1992) 新潟県角田山-間瀬地域の第三紀火山層序と火山活動史-とくに角田山火山岩類と間瀬火山岩類の層序関係について-. 新潟大地理地誌研報, no.7, 41-55.
- 新潟県地盤図編集委員会 (2002) 新潟県地盤図説明書. (社) 新潟県地質調査業協会, 新潟, 66p.
- Okamura Y., Watanabe M., Morijiri R. and Satoh M. (1995) Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. Island Arc, 4, 166-18
- 白井健裕・津田禾粒・茅原一也・長谷川美行 (1976) 新潟県弥彦山・角田山周辺の地質. 新潟大地理地誌研報, no.4, 西田彰一教授退官記念論文集, 119-126.
- 常山 太・渡辺其久男・島津光夫 (1989) 新潟県, 長岡市東方, 東山丘陵の地質. 石油技誌, 54, 202-218.
- 安井 賢 (1988) 新潟県中越北西部に分布する魚沼層群の軟体動物化石群と古環境. 地質雑, 94, 243-256. 安井 賢・小林巖雄・立石雅昭 (1983) 新潟県八石油帯・中央油帯南部に分布する魚沼累層の層序. 地球科学, 37, 22-37.
- < データベース >
- 産業技術総合研究所 (2010) 活断層データベース 2010年4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 DB095, 産業技術総合研究所. <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html>

新潟市竹野町地域の沖積層に記録された越後平野西縁断層の活動度評価

Activity of the shallow part of the western marginal fault zone of the Echigo Plain, Takenomachi area, Niigata, central Japan

卜部厚志¹・宮地良典²・稲崎富士²・楳原京子³

Atsushi Urabe¹, Yoshinori Miyachi², Tomio Inazaki² and Kyoko Kagohara³

Abstract: The western margin fault zone of the Nagaoka Plain is distributed from Ojiya City to the offshore of Niigata City. The fault of western margin in Echigo Plain is a fault zone which constitutes the margin in sedimentary basin. Activity such as displacement form and latest active time in the Holocene of the western margin division of Echigo Plain are not clarified. We obtained and analyzed sedimentary facies analysis of two core samples, tremor array measurement and shallow-layer reflection survey for the purpose of clarifying distribution and displacement of the fault in the Takenomachi region of Niigata city. Deformation and flexure zone in the alluvium were confirmed from the shallow-layer reflection survey. By the sedimentary facies analysis of the two cores, the displacement of the alluvium base level can estimate about 70m. The mean vertical-slip rate of the fault of this region is estimated 1.8 to 2.0 mm/yr based on the vertical-offsets of the 7.2 cal kyr BP upper surface of the estuary environment and facies correlation.

Keywords: active fault, sedimentary facies, seismic reflection survey, Holocene, Niigata Plain

要旨

長岡平野西縁断層帯は、新潟県の小千谷市から新潟市の沖合にいたる約 83km の断層帯である。この北部セグメントに相当する越後平野西縁断層帯は、第四紀の堆積盆地の縁辺を構成する断層帯であるとされている。しかし、越後平野西縁部における完新世の断層運動の実態や最新の活動時期などの活動履歴は明らかになっていない。

このため、新潟市竹野町地域における断層の活動履歴の解明を目的として、伏在断層が予測される地域において微動アレイ探査や S 波浅層反射法弾性波探査を行い、探査測線上の 2 か所でオールコアボーリングを行った。この結果、反射法弾性波探査から沖積層の変形・撓曲帯が確認でき、変形・撓曲帯をはさんで掘削した 2 つのコア試料の沖積層の堆積相、地質年代等の解析から、沖積層の基底の差異が 70m 程度であることが推定できた。また、約 7200 年前の最大海進期の汽水環境の上面高度を比較や同時間・同堆積環境

での堆積面の推定変位量から、越後平野西縁断層帯の竹野町地域での平均上下変位速度は少なくとも 1.8～2.0mm/yr 程度であることが明らかとなった。

1. はじめに

「沿岸域の地質・活断層調査」では、平成 20 年度から 2 年間で新潟平野の地下層序と地質構造を明らかにすることとして、平成 20 年度は既存ボーリング資料の収集と平野西縁に位置する断層近傍の浅層地質の検討のためボーリング調査を実施した。平成 21 年度は、この結果を受けてより詳細に断層近傍の浅層地質を検討するため、新潟市西部の海岸部、信濃川河口部、西縁部と南西部の竹野町地域においてボーリング調査を、また、これらのボーリングに関連して複数の測線を設定し、浅層反射法弾性波探査を実施した。ここでは、新潟市竹野町・前田地域で実施した調査について概要をまとめたものである。

¹ 新潟大学災害復興科学センター (Niigata University, Research Center for Natural Hazards and Disaster Recovery)

² 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)

³ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center)

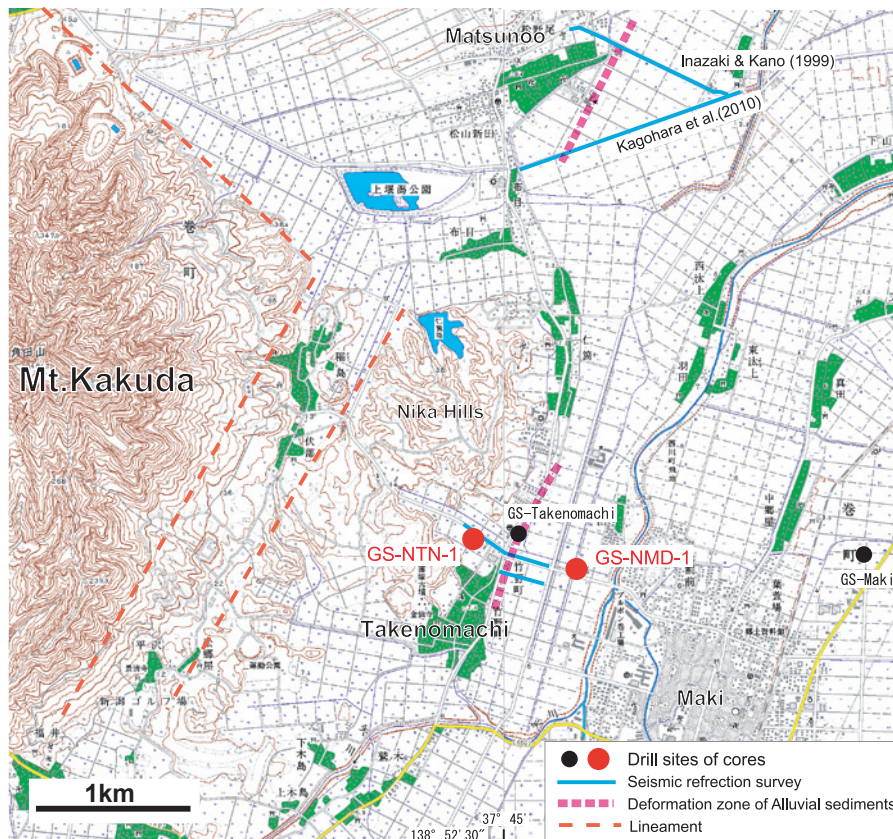
2. 既存研究

越後平野は、新潟県の中央部に位置する沖積平野である。地震調査研究推進本部（2004）は、小千谷市から新潟市の沖合にいたる平野西縁部に分布する総延長 83km の断層を一つの起震断層として、これを長岡平野西縁断層帯と呼んでいる。この断層帯の北部は、角田・弥彦断層系（仲川，1985），越後平野西縁断層帯（小林，1996），角田山東縁断層（池田ほか，2002）あるいは長岡平野西縁断層帯の弥彦活動セグメント（吉岡，2005）と呼ばれている（第 1 図）。

越後平野西縁は、地質構造の発達過程から見た場合、第三紀から第四紀の堆積盆地の西縁を構成する断層帯であり（小林，1996；新潟県地質図改定委員会，2000 など），確実な歴史地震の記録はなくとも地震活動が繰り返されてきたものと考えられる。また，地震調査研究推進本部（2004）による長岡平野西縁断層帯の活動評価では，南部の鳥越断層（渡辺ほか，2000，2001）を除いて活動履歴に関する資料が得られていない。長岡平野西縁断層帯全体の活動性やセグメンテ

ーションを理解する上でも，越後平野西縁は，完新世における構造運動の実態や沖積層に伏在する断層の性質などを明らかにする必要性が高い地域である。

越後平野西縁について，加野ほか（1999）は P 波反射法弾性波探査（発振点間隔：5m（標準），受振点間隔：10m）を行い，沖積層の基盤に約 50m の落差があることを指摘した。また，稲崎・加野（1999）は，新潟市松野尾地域（第 1 図）において発振点間隔を 0.5m，受振点間隔を 1m としたランドストリーマーによる S 波反射法弾性波探査を行い，沖積層浅部の撓曲構造を確認した。ト部ほか（2007）は，稲崎・加野（1999）が見出した撓曲構造の北東方向の延長部において，発振・受振点間隔を 2m とした P 波による反射法弾性波探査を行い，沖積層における断層変位の分布 / 形態などを明らかにした。楮原ほか（2010）や稲崎ほか（2010）は，松野尾地域や赤塚地域において，P 波反射法弾性波探査や S 波反射法弾性波探査を行い，沖積層の撓曲構造や変位構造をみいだした。また，宮地ほか（2009）は，断層を横断する赤塚一金巻新田地域のボーリングコアの解析から断層帯の平



第 1 図 掘削地点および反射法弾性波探査測線の位置図。国土地理院発行 1/25000 地形図「角田山」と「巻」を使用した。

Fig.1 Location map of the drill sites of cores and seismic lines. The base maps are 1/25000 Kakudayama and Maki.

均上下変位速度を 3.5~4.0mm/yr であると見積もっている。

これらの地域の南部に位置する新潟市竹野町地域では、下川ほか（1997, 2000）は巻地区（巻 GS コア）と竹野町地区（竹野町 GS コア）での沖積層浅層部のボーリング調査に基づいて、また、石山ほか（2009）は、この結果に加えて新潟市前田地区などの沖積層のボーリングコアによる解析から、断層の変位を指摘している。しかし、これらの検討では竹野町 GS コア（第 1 図）を断層帯の上盤に近い位置としているが、新潟市竹野町・前田地域の地形や丘陵部の地質構造からみると、竹野町 GS コアより西側が断層帯の上盤側であるものと考えられる（第 1 図）。このため、竹野町 GS コアより西側地域での検討やより深い深度までの検討、活動履歴の詳細の把握などの検討が必要である。

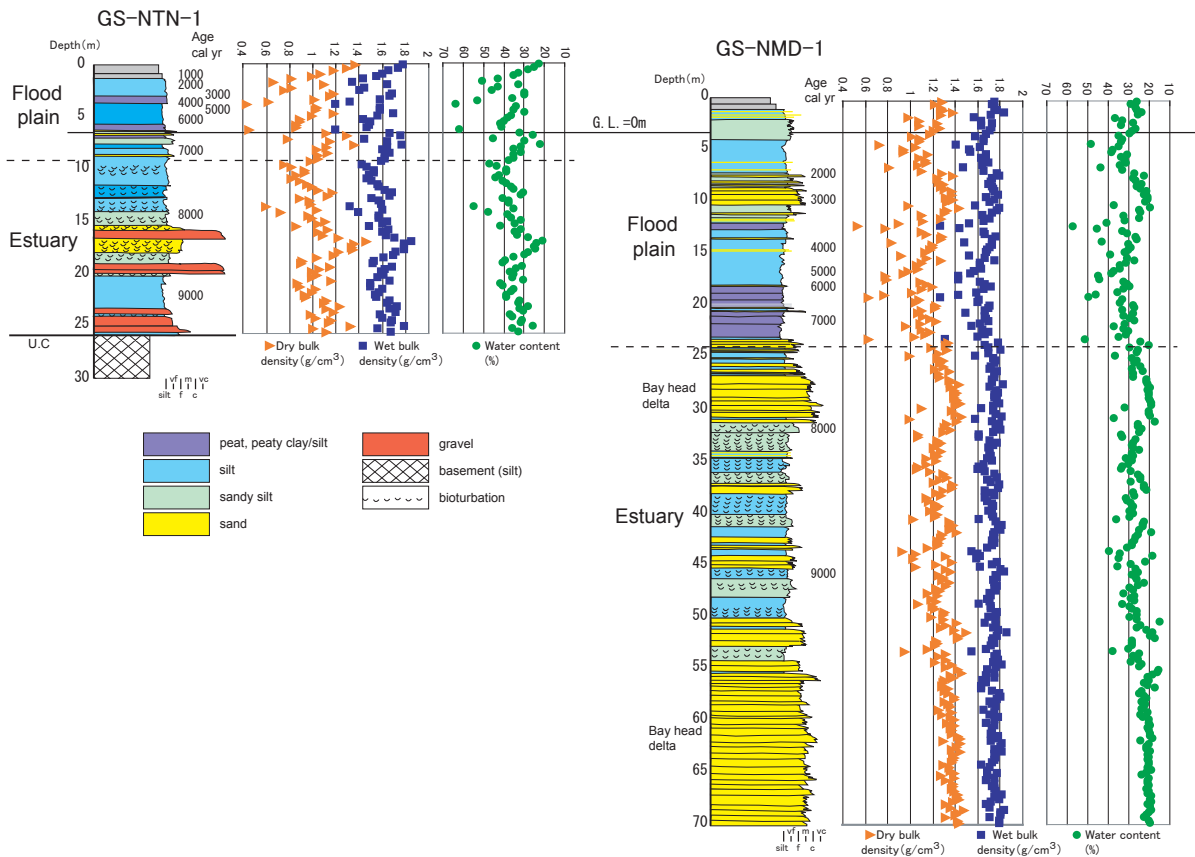
3. 方法

本調査では、既存の竹野町 GS コアの西側で断層帯の上盤側に位置する地点と、推定される断層変形帯をはさんだ下盤側の地点の沖積層の詳細な対比を行うこ

とを目的として、まず、浅層部を対象とした微動アレイ探査によって沖積層の基底の深度分布の概要を把握して、ボーリング地点と反射法弾性波探査測線の設定を行った。

ボーリング調査は、上盤側に相当する新潟市竹野町（WGS84：N37°46′15″，E138°52′10″，標高+7.14m，掘進長 30m：GS-NTN-1（以下 NTN コア））と下盤側に相当する新潟市前田（WGS84：N37°46′7″，E138°52′37″，標高+4.0m，掘進長 70m：GS-NMD-1（以下 NMD コア））の 2 地点で行い、物理検層を実施した（第 1 図）。両コアは、宮地ほか（2009）と同様な手法で堆積相解析（記載、軟 X 線写真、はぎとり作成など）、湿潤かさ密度測定（第 2 図）、放射性炭素年代測定（第 1 表）を実施した。

反射法弾性波探査は、地形解析から断層帯の推定される分布と NTN コアと NMD コアの掘削地点を考慮して 2 つの測線を設定し、ランドストリーマーを用いた高分解能浅層反射法探査を適用することで、断層の浅部変形構造の詳細イメージングを目的として実施した（第 2 表）。



第 2 図 GS-NTN-1 コアと GS-NMD-1 コアの堆積相・密度・年代。

Fig.2 Sedimentary facies, density and radiocarbon ages of GS-NTN-1 and GS-NMD-1 cores.

第 1 表 放射性炭素年代値の概要.

Table 1 Summary of radiocarbon dates.

GS-NMD-1 core		Material	Conventional ¹⁴ C age: 68.2% probability		Calibrated ¹⁴ C age: 95.4% probability		Laboratory code
Depth (m)	G.L. (m)		(yr BP)	(±yr)	Youngest	Oldest	
-2.4	1.60	plant material	1,370	40	1,260	1,340	Bata-273205
-6.16	-2.16	plant material	1,630	40	1,410	1,610	Bata-273206
-9.67	-5.67	plant material	2,900	40	3,090 3,140	3,090 3,350	Bata-273207
-11.50	-7.50	wood	2,900	40	2,930 3,190	3,170 3,200	Bata-273208
-12.27	-8.27	plant material	3,000	40	3,070	3,330	Bata-273209
-15.89	-11.89	plant material	4,640	40	5,300	5,470	Bata-273210
-16.73	-12.73	plant material	4,840	40	5,480 5,580	5,530 5,640	Bata-273211
-18.66	-14.66	plant material	5,210	40	5,910 6,090	6,010 6,100	Bata-273212
-20.90	-16.90	plant material	5,970	40	6,720	6,900	Bata-273213
-24.19	-20.19	plant material	7,070	50	7,800	7,980	Bata-273214
-29.50	-25.50	plant material	7,060	50	7,790	7,970	Bata-273215
-32.22	-28.22	plant material	7,310	50	8,010	8,200	Bata-273216
-37.71	-33.71	plant material	7,930	50	8,600	8,990	Bata-273217
-43.49	-39.49	wood	8,030	50	8,730	9,020	Bata-273218
-45.47	-41.47	plant material	8,130	50	8,990 9,170	9,140 9,250	Bata-273219
-47.28	-43.28	wood	8,240	50	9,030	9,410	Bata-273220
-50.12	-46.12	plant material	8,730	60	9,540	9,910	Bata-273221
-53.66	-49.66	plant material	8,940	50	9,910	10,220	Bata-273222
-59.50	-55.50	plant material	8,930	50	9,900	10,220	Bata-273223

GS-NTN-1 core		Material	Conventional ¹⁴ C age: 68.2% probability		Calibrated ¹⁴ C age: 95.4% probability		Laboratory code
Depth (m)	G.L. (m)		(yr BP)	(±yr)	Youngest	Oldest	
-2.46	4.68	plant material	1,220	40	1,060	1,270	Bata-273193
-3.47	3.67	plant material	1,700	40	1,530	1,710	Bata-273194
-6.40	0.74	plant material	5,770	40	6,470	6,660	Bata-273195
-9.15	-2.01	plant material	6,150	40	6,940	7,170	Bata-273196
-12.23	-5.09	plant material	6,620	50	7,430	7,580	Bata-273197
-13.21	-6.07	plant material	6,900	50	7,660	7,840	Bata-273198
-16.69	-9.55	plant material	7,330	50	8,020 8,260	8,210 8,290	Bata-273199
-18.40	-11.26	plant material	7,420	50	8,170	8,360	Bata-273200
-21.81	-14.67	plant material	7,690	50	8,400	8,580	Bata-273202
-24.10	-16.96	charred material	8,250	50	9,030	9,420	Bata-273203
-25.83	-18.69	plant material	8,810	60	9,610	10,160	Bata-273204

4. 堆積相と年代値

上盤側の NTN コアと下盤側の NMD コアの堆積相と年代値についてまとめて記載する(第 2 図)。なお、上盤側の NTN コアは、丘陵部に位置する東西方向の支谷の中央部で掘削を行い(第 1 図)、沖積層の基底は深度 26.08m であった。

更新統の地層：NTN コアの深度 30.0~26.08m

深度 26.08m の不整合を介して下位は細粒砂岩の薄層を挟在する泥岩層である。これらは、掘削地点付近の丘陵部に露出する竹野町層(白井ほか, 1976)相当層であると考えられる。

エスチュアリー堆積物：NTN コアの深度 26.08~9.24m；NMD コアの深度 70.00~24.00m

第2表 探査諸元.

Table 2 Survey parameters of TK1-SLS and TK2-SLS lines.

	TK1-SLS	TK2-SLS
Length of seismic line	600m	300m
<i>Receiver parameters</i>		
Receiver	Geophone, group of 4	
Natural frequency	40 Hz	
Receiver interval	1 m	
No. of receiver points	600	300
<i>Source parameters</i>		
Source	JMS-Mini65	
Shot interval	2 m	
No. of shot points	300	150
No. of stacks	4	
<i>Recording parameters</i>		
Instruments	DAS-1	
No. of channels	144 ch	
Recording length	2 sec	
Sampling rate	1 ms	

NTN コアでは、全体に生物擾乱痕の発達した砂質シルト層やシルト層を主体として、細粒砂層を挟在する層相からなる。このうち深度 26.08~23.36m は砂質シルトを基質として不淘汰な角礫状のシルト礫を非常に多く含む粗粒な層相を示している。これらはほとんどがシルト礫からなり角礫に近い状態であることから、基盤の泥層の崩壊を起源とする堆積物であると考えられる。

また、深度 21.31~19.05m と深度 16.66~15.81 m も砂質シルトを基質として不淘汰な角礫状のシルト礫を非常に多く含む粗粒な層相を示しており、基盤の泥層の崩壊を起源とする堆積物であると考えられる。これらの粗粒堆積物は、生物擾乱痕の発達した砂質シルト層やシルト層に挟在していることから、エスチュアリーに流入した近傍の崩壊起源の堆積物であり、約 700m 離れた NMD コアでは確認できないことから流下距離は短いものと判断できる。

NMD コアでは、下部の深度 70.0~53.0m は、トラフ型斜交層理の発達した細~中粒砂層を主体とする。挟在されるやや泥質な部分では生物擾乱痕が認められることがある。深度 53.00~31.11m は、生物擾乱痕の発達した砂質シルトや極細粒砂層を主体とする。また、層厚 60~100cm 程度で、生物擾乱痕がほとんどなく細かい平行葉理の発達したシルト層や極細粒砂層の薄層との互層をなす層相も含まれる。深度 31.11~24.00m は、トラフ型斜交層理のみられる中粒砂層や生物擾乱痕がみられ平行葉理やリップル葉理を伴う細~極細粒砂層からなる。これらの層準は、基本的には生物擾乱痕が発達することからエスチュアリーの堆積

環境を示し、下部や上部のトラフ型斜交層理の発達した細~中粒砂層は湾奥の河口部に発達した湾頭デルタの堆積物であると推定できる。また、植物片が多い層準や生物擾乱痕が少ない泥質な層準も認められることから、一様な海成の環境ではなく、汽水や淡水に近い堆積環境を含んでいるものと考えられる。これらの層準に含まれる植物片等は、約 10~7cal kyr BP の年代値を示す。

氾濫原堆積物：NTN コアの深度 9.24~1.36m；NMD コアの深度 24.00~1.17m

NTN コアでは、軟弱な砂質シルト層を主体として、非常に軟弱な粘土質シルト層・腐植物層や極細粒砂層の薄層を含む。植物片を多く含み、根痕も認められることからやや閉塞的な氾濫原の層相を示している。現在の地形からみても谷が短く主要な流路は認められないことと調和的な層相である。NMD コアでは、全体に砂質シルトや泥質な極細粒砂層を主体として、下部では腐植物や腐植質な粘土層を挟在している。また、深度 10m 前後では斜交層理を伴う細~極細粒砂層や細~中粒砂層の互層部が挟在する。これらは、泥質部では植物片を多く含み、根痕も認められることから氾濫原の堆積環境を示しており、NTN コアと同じ層位よりは全体に砂質である。これらの層準に含まれる植物片等は、約 7~1 cal kyr BP の年代値を示す。

表土：NTN コアの深度 1.36~0m；NMD コアの深度 1.17~0m

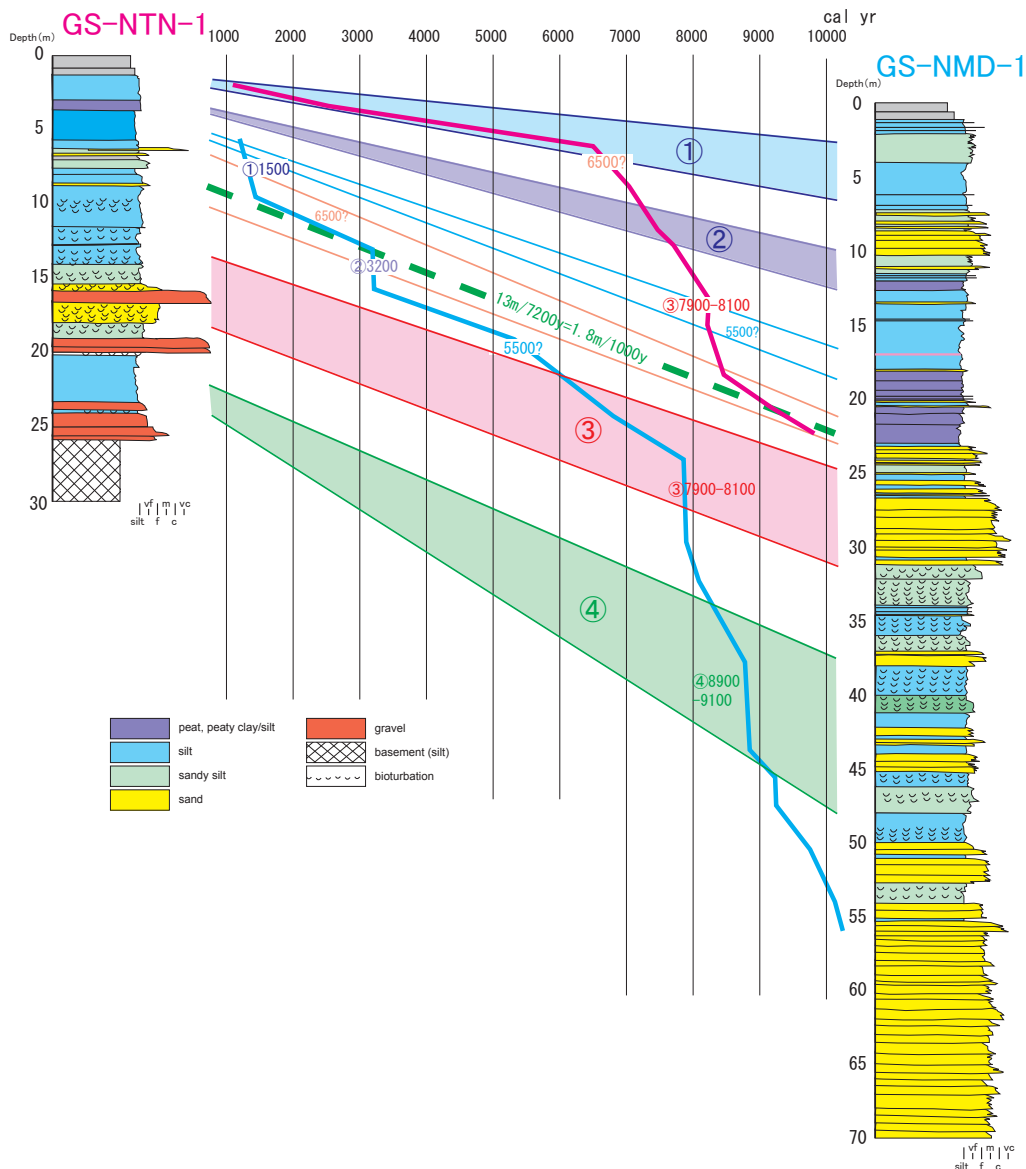
両掘削地点は、旧耕作地（田んぼ）を圃場整備した

農道であるため、表層は攪乱されている。

5. 両コアの対比と堆積曲線

両コアの層相変化(第2図)と得られた年代(第1表)から、両コアの対比と堆積曲線による堆積速度の変化について検討した(第3図)。全体に年代測定値が少ないが両コアでの堆積速度の増加層準に着目すると、下位より④約9100~8900年前、③約8100~7900年前、②約3200年前と①約1500年前の層準で、それぞれのコアあるいは両コアに共通して堆積速度の増加(変化)が認められる(第3図)。このうち、④約9100~8900年前の変化は、NMD コアにおいて層厚8~9m程度の泥質なエスチュアリー堆積物として認

められる。③約8100~7900年前の変化は、NTN コアでは崩壊堆積物を挟むエスチュアリー堆積物として、NMD コアでは湾頭デルタ堆積物として認められる。②約3200年前の変化は、NMD コアにおいて層厚4m程度の泥質氾濫原堆積物として認められる。①約1500年前の変化は、NMD コアの氾濫原での砂質堆積物(洪水氾濫堆積物)として認められる。これらの堆積速度の増加は、単純に海進期の海水準上昇速度が早くなることや砂質堆積物の堆積速度が速いことを反映している可能性もあるが、泥質堆積物の急速な累重や崩壊起源堆積物と関連した砂質粗粒堆積物の増加は、断層帯の活動による下盤側の沈降を示唆している可能性もあり、新潟平野のより海岸部での堆積速度



第3図 GS-NTN-1 コアと GS-NMD-1 コアの対比と堆積曲線。図中の①~④は堆積速度の増加層準を示す。堆積曲線(赤)はGS-NTN-1、堆積曲線(青)はGS-NMD-1を示す。

Fig.3 Correlation of cores and accumulation curves of GS-NTN-1 and GS-NMD-1 cores. ①~④: Horizons of depositional rate increases. Red line: accumulation curves of GS-NTN-1, Blue line: accumulation curves of GS-NMD-1.

の変動や後述のように反射法弾性波探査による地層の変形イベントと合わせて検証していく必要がある。また、明瞭な堆積速度の増加ではないが、NTN コアにおける約 6500 年前や NMD コアにおける約 5500 年前に堆積速度の転換点が認められる。

両コアの地層の対比と年代値から、断層帯を挟んだ変位量について検討する。NTN コアと NMD コアの掘削位置は東西方向に約 700m しか離れておらず、それぞれの同時期の地層の堆積面は堆積相からみても、ほぼ水平であると仮定できる。この仮定に基づいて、両コアの約 9000 年前の堆積面を比較すると層位差は約 18m である。また、新潟平野のこの地域での最大海進は約 7200 年前であることから（ト部ほか、2006 など）、両コアのエスチュアリー堆積物の上限深度は最大海進期に相当すると考えられ、両コアでの層位差は約 13m である。これらから得られる両コア間における平均上下変位速度は、1.8~2.0mm / yr 程度であると見積もることができる。

6. 反射法弾性波探査

反射法弾性波探査は、NTN コアと NMD コアの掘削位置および地形境界を加味して、TK1-SLS 測線（約 600m）と TK2-SLS 測線（約 300m）の 2 か所で行った。データの処理は、共通反射点重合法による反射法弾性波探査の標準的な手法で行った。探査の結果得られた速度断面図を第 4 図に示す。

全体に S/N がやや不良であるが、TK1-SLS 測線では連続的にトレースできる反射面が確認でき、520m 付近に基盤のふくらみがみられる。また、250m 付近には、基盤から沖積層にいたる断層変位帯が認められ、350~480m 付近まで基盤の変形・撓曲構造が認められる。なお、TK1-SLS 測線の 560m 付近が NTN コアの掘削位置で、340m 付近の白抜け部が県道横断部に相当する。TK2-SLS 測線では、250~270m 付近や 150m 付近に断層による変形帯がみられ、全体に下位の反射面ほど傾斜が大きくなるような累積変形構造をみることができる。

第 4 図 TK1-SLS 測線と TK2-SLS 測線の反射断面。

Fig.4 Seismic sections of TK1-SLS and TK2-SLS lines.

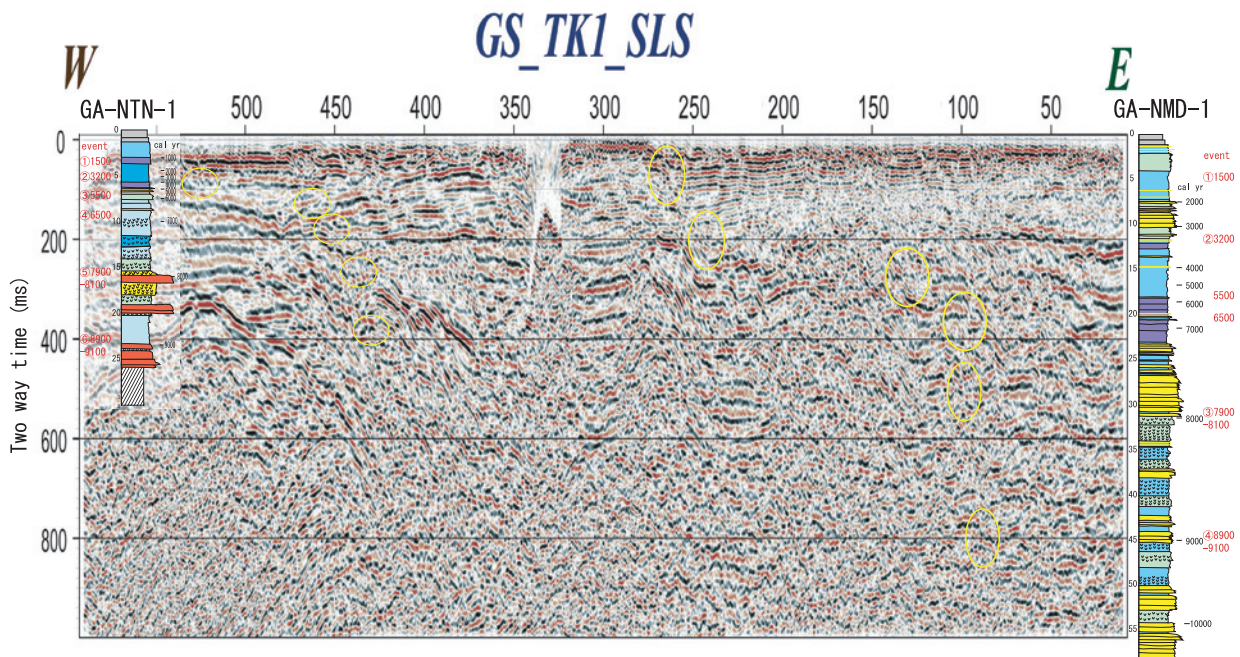
7. 考察

一般に断層帯の活動履歴や活動度を評価するために、ボーリング調査や反射法弾性波探査が活用されている。新潟平野のような完新世において沈降運動が活発な地域では、単に同一堆積環境・時間面の変位による活動度の見積もりだけではなく、沖積層中に同一堆積相の累重や堆積システムの移動（海進・海退）として記録されたイベントを読むことによって、断層の活動時期の特定と変位量の推定などを行うことができる。こうした着眼点は、地層が軟弱でトレンチ調査で表層部の変形が認めにくく、対象深度の地層（より古い時代の地層）が深部にあるような沖積低地での断層（伏在断層）の活動履歴の解明に有効である。

本調査地域では、ボーリングコアの層相の解析と深度から平均上下変位速度を 1.8~2.0mm/年と見積もることができるが、活動履歴については前述のように堆積速度の増加（変化）時期として読み取れるがコアの層相のみの検討では不確実である。このため、堆積速度の増加（変化）層位と弾性波探査による反射面との対応を試みた（第 5 図）。この結果、④約 9100~8900 年前、③約 8100~7900 年前、②約 3200 年前と①約 1500 年前の堆積速度の増加層準は、反射面

を側方にトレースすると小規模な変形とその上位の地層がアバットする構造がみられ、コア解析による堆積速度の増加層準と地層の変形がほぼ一致している可能性が高い。また、NTN コアにおける約 6500 年前や NMD コアにおける約 5500 年前に堆積速度の転換点の層準も小規模な変形に関連している可能性もある。仮に、④約 9100~8900 年前、③約 8100~7900 年前、②約 3200 年前と①約 1500 年前を断層の活動イベントとした場合、③と④のイベントの活動間隔は約 1000~1200 年、①と②のイベントの活動間隔は約 1700 年であり、ト部ほか（2006）がバリアーシステムの沈降による後退イベントの間隔（約 1400~1800 年）から推定している断層帯の活動間隔と調和的な結果を示す。

今後、反射面と地層境界の対比や年代試料の追加によって、変形と年代の関係をより絞り込みを行い、変形のイベントの年代の広域的な対比も検討していく必要があるが、このような着眼点による解析は、非常に有効であるものと考えられる。



第 5 図 TK1-SLS 測線の地質学的解釈。図中の赤丸は、小規模なオンラップ構造を示す

Fig.5 Geological interpretation of the TK1-SLS section. Red circles in the figure show the small onlapped structure.

文献

- 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 (2002) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254p.
- 稲崎富士・加野直巳 (1999) 高分解能 S 波反射法およびサイスマックコーン貫入試験による角田・弥彦断層群の浅部構造調査. 地質調査所速報, EQ/99/3, 59-68.
- 石山達也・佐藤比呂志・今泉俊文・鈴木毅彦・戸田茂・越後智雄・小池太郎・鎌滝孝信 (2009) 角田山東縁断層における高精度浅層反射法地震探査と群列ボーリング調査. 日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集, J245-P012.
- 地震調査研究推進本部 (2004) 長岡平野西縁断層帯の評価. 地震調査研究推進本部, 23p.
- 楮原京子・稲崎富士・ト部厚志・宮地良典 (2010) 長岡平野西縁断層帯における浅層反射法地震探査—新潟市松野尾地区の地下構造—, 平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告.
- 加野直巳・山口和雄・粟田泰夫 (1999) 角田・弥彦断層群の P 波反射法地震探査. 地質調査所速報, EQ/99/3, 47-58.
- 小林巖雄 (1996) 越後平野地下の第四系. 第四紀研究, 35, 191-205.
- 宮地良典・中西利典・ト部厚志・田辺 晋・稲崎富士・安井 賢・小松原琢・水野清秀 (2009), ボーリングコア解析による角田・弥彦断層の活動度評価. 平成 20 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 101-120.
- 仲川隆夫 (1985) 新潟平野の上部更新統・完新統 - とくに沈降現象との関係について -. 地質学雑誌, 91, 619-635.
- 新潟県地質図改定委員会 (2000) 新潟県地質図説明書 (2000 年版). 新潟県商工労働部商工振興課, 200p.
- 下川浩一・粟田康夫・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 (1997) 地形・地質調査 1. 科学技術振興調整費, 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 I 期平成 6~8 年度) 成果報告書, 科学技術庁, 76-84.
- 下川浩一・粟田康夫・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. 科学技術振興調整費, 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, 科学技術庁, 65-85.
- ト部厚志・吉田真見子・高濱信行 (2006) 越後平野の沖積層におけるバリアー-ラグーンシステムの発達様式. 地質学論集, 59, 111-127.
- 渡辺満久・太田陽子・鈴木郁夫・澤 祥・鈴木康弘 (2000) 越後平野西縁, 鳥越断層群の完新世における活動性と最新活動時期. 地震第 2 輯, 53, 153-164.
- 渡辺満久・太田陽子・粟田泰夫 (2001) 鳥越断層群のボーリング調査. 活断層・古地震研究報告, 1, 87-96.
- 吉岡敏和 (2005) 活断層データベース. <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html>

新潟平野沿岸部のボーリング試料から見た沖積層の地質構造

Geological structure of the Alluvium from the bore hole core analysis and high resolution shallow seismic reflection survey along the coastal zone of the Niigata Plain.

宮地良典¹・卜部厚志²・田辺 晋¹・安井 賢³・稲崎富士¹・鴨井幸彦⁴・中西利典⁵
小松原 琢¹・水野清秀¹

Yoshinori Miyachi¹, Atsushi Urabe², Susumu Tanabe¹, Satoshi Yasui¹, Tomio Inazaki¹,
Yukihiko Kamoi⁴, Toshinori Nakanishi⁵, Taku Komatsubara¹ and Kiyohide Mizuno¹

Abstract: The western marginal active faults of the Niigata Plain are west-dipping reverse fault, have high slip rate. The vertical-slip rate of this fault is estimated 2.8-4.0 mm/yr based on the vertical offsets of the 8.0-9.0cal kyr BP ravinement surface and the around 5.5cal kyr BP pumice layer. We obtained and analyzed some drilling core samples along the coastal line (GS-NIF and GS-NIK). We conducted high-resolution shallow seismic reflection surveying using Land Streamer at Uchino, coastal area of the Niigata City to image on- and off-fault deformation structure in a faulted zone.

Based on the drilling core analysis, we interpreted seven sedimentary facies, meandering river sediments, salt marsh to tidal flat sediments, offshore sediments, shoreface sediments, foreshore sediments, modern river sediments and dune sediments. Salt marsh to tidal flat sediments are deposited since 16kyr to 10kyr, and relative sea level rise seven times in this 6kyr.

This salt marsh to tidal flat sediments distribute on the hanging wall side of the fault. Therefore relative sea level rise caused by the subsidence of the fault activities.

Keywords: Niigata Plain, Kakuta-Yahiko Fault, Chuseki-so (alluvium), active fault, diatom, C14 radio carbon age

要旨

新潟平野西縁部の沖積層及びその基盤を大きく変形させている角田・弥彦断層の活動度を評価することを目的として調査・研究を進めた。著者らは平成 20 年度の調査で、この断層を挟んだボーリング調査を行い、活断層をほぼ直交方向に横断する沖積層の時空間分布を検討した結果、角田・弥彦断層の平均上下変位速度は 2.8~4.0mm/yr であると考えた(宮地ほか, 2009)。平成 21 年度は活断層近傍の新潟市西区五十嵐 3 の町 (GS-NIK), 赤塚 (GS-NAK), 西蒲区竹野 (GS-NTN), 前田 (GS-NMD) および信濃川河口付

近の新潟市中央区入船 (GS-NIF) においてボーリングを掘削し、既存ボーリングと合わせてこれらを解析した。また、同断層を挟んで 6 測線で高分解能反射法探査を行った。本報告では海岸に沿った地域で得られた GS-NIF,GS-NIK ボーリング及び海岸沿いの国道 402 号線沿いで行った高分解能反射法探査結果について報告する。

これらの調査の結果、新潟平野の堆積盆は全体に西に傾き、西縁の角田・弥彦断層をはさんで大きく西側が上昇している。この活動度は前述の通り 2.8-4.0mm/yr である。ボーリング調査の結果から本地域の沖積層は、河川成層、塩水~淡水性湿地成層、沖浜層、

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)

²新潟大学災害復興センター (Research Center for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University, Ikarashi Nishi-ku, Niigata city, Niigata, 950-2181, Japan)

³甲賀地盤調査 (Co., Ltd. Koka, Kyomachi, Minakuchi-cho, Koka city, Shiga, 528-0017, Japan)

⁴株式会社興和 (Co., Ltd. Kowa, Shinko-cho, Chuo-ku, Niigata city, Niigata, 950-8565, Japan)

⁵韓国地質資源研究員 (KIGAM), 元地質情報研究部門 (Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Gwahagno, Yuseong-gu, Daejeon, Korea, 305-350)

外浜層, 前浜層に分けられる. 塩水~淡水性湿地成層は約 16,000 年前から 10,000 年前に堆積し, 14.8, 14.5, 13.2, 12.5, 11.5, 11.0, 10.5 及び 9.5 千年前の 7 回海水が浸入したことが分かった. 高分解能反射法探査の結果では, この塩水~淡水性湿地成層は断層の東(下盤側)で厚く, 断層に近づくと薄くなり, 上盤側には見られないことからこの地層が断層の沈降に伴って堆積したと考えられる. この繰り返しが断層活動に伴う沈降によって海水が浸入したとすると, 約 1,000 年周期で活動していることになる.

1. はじめに

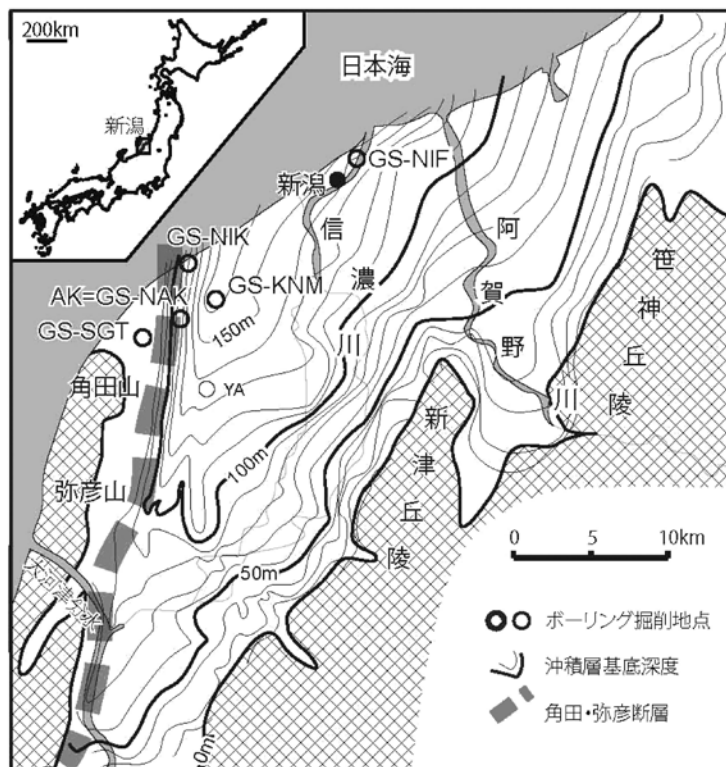
近年, 2007 年能登半島地震や中越沖地震など日本列島の沿岸海域で地震が発生し, 大きな被害をもたらした. 一方, 産総研ではこれまで陸域と海域それぞれの地質図を発行してきたが, このような沿岸域を含む統一的な地質モデルを表した地質図は作られていない. 本研究は統一的な地質モデル作成のため沿岸域調査として実施した. 特に新潟平野西縁部には活動度が高い活断層が北北東-南南西方向に分布している(小林, 1996). その内, 平野の北西部には角田・弥彦断層(仲川, 1985)が伏在している(第 1 図). この

活断層は変動地形学的には, 角田山東縁断層(池田ほか, 2002), もしくは, 長岡平野西縁断層帯の弥彦活動セグメント(産総研活断層データベース:産総研, 2009)と記載されている. 本調査では特にこの断層近傍の地質構造を明らかにし, 断層の活動履歴を明らかにすることを目的として, 陸域で 9 本のボーリングと 6 側線の高精度浅層反射法地震探査を行った.

本論はこの研究の内, 海岸線付近で掘削した 3 本のボーリングコアおよび 2 本の既存ボーリングの解析結果について報告する.

新潟平野の沖積層は, 平野西部で最も厚く最大層厚 150m を越えている(新潟県地盤図編集委員会編, 2002). 沖積層である白根層はバリアーラグーンシステムで埋積され, 縄文海進以降も複数回の海進-海退を繰り返している(安井ほか, 2001, 2002). この海進-海退の繰り返しによりバリアシステムが前進-後退を繰り返しながら現在の新砂丘 III まで前進したことが知られている(ト部ほか, 2006).

角田・弥彦断層の活動度については, 下川ほか(1997, 2000)は新潟市西浦区巻町(巻 GS コア)と同竹野町(竹野町 GS コア)でのボーリング調査に基づいて, 角田・弥彦断層の平均上下変位速度は約 3



第 1 図 調査地点位置図. ○は, ボーリングコア掘削地点をしめす. 沖積層基底図は新潟県地盤図編集委員会(2002)による.

Fig.1 Index map of the survey area. ○ means drilling site. The contour map from Niigata geotechnical consultants association(2002).

～4mm/yrであると推定している。この推定は断層の沈降側の過去6千年間の堆積速度によってなされているので、当時の海水準の標高や堆積環境を考慮していない。したがって、当時の堆積面が海面下であったのならば、上記の変位速度は過大評価している可能性がある。こうした問題点を踏まえ、沖積層の層厚がより大きい沿岸部（新潟地盤図編集委員会，2002）において角田・弥彦断層の活動度を評価することを目的として、断層をほぼ直交方向に横断する沖積層の時空間分布を検討した。

平成20年度には、この断層を挟んで新潟市西区赤塚（GS-SGT；標高16.39m，WGS84：N37°48'34.5"，E138°52'15.9"）および金巻新田（GS-KNM；標高2.74m，WGS84：N37°49'58.4" E138°55'47.1"）を掘削し、断層を横断する沖積層の時空間分布を検討した。その結果、この地域の沖積層を下位から、蛇行河川堆積物・淡水～塩水湿地堆積物・沖浜堆積物・外浜堆積物・前浜堆積物・後浜堆積物・現世河川および砂丘堆積物に区分した。これらの中で明瞭な対比層準であった、8～9千年前に形成された沖浜～上部外浜堆積物の海進面および約5.4千年前の上部外浜堆積物に挟在する軽石質火山灰層の標高差を求めた。これらの基準面が形成された当時の地形勾配を加味すると、角田・弥彦断層の平均上下変位速度は2.8～4.0mm/yrであると考えられた（宮地ほか，2009）。更に淡水～塩水湿地堆積物については、数回の淡水～塩水湿地環境の繰り返しがあること、この繰り返しにあわせて堆積速度が速くなっていることがわかっており、これが断層活動に伴う沈降によるものか、融水パルスなどによるスパイク的な海水準上昇によるもの（Bard et al., 1996, Tanabe et al., 2009 など）なのか問題となっていた。

平成21年度はこれらからわかってきた問題点を解決するため、陸域において5地点のボーリング調査と6測線の高精度反射法探査調査を実施した（第2図）。

海岸部 海岸部においては、新潟市西区五十嵐3丁目の新潟県水産海洋試験所敷地内において150mクラスのボーリング調査を実施すると共に海岸に沿った国道402号線において断層をまたいだ測線でランドストリーマーによるP波高精度弾性波探査を実施した。

新潟市西区赤塚周辺 新潟市西区赤塚周辺においては、平成21年度にGS-SGT，GS-KNMの2本のボー

リングを掘削し、その中間点にあるAKコア（ト部ほか，2007）をあわせて検討した。AKコアは掘進長が50mと沖積層基盤まで到達していなかったため同じ地点において50m以深の沖積層の掘削とその解析を行い、ボーリング地点周辺においてP波ランドストリーマー探査（AK_PLS）及びS波ランドストリーマー探査（AK_SLS）の反射法探査を実施した。

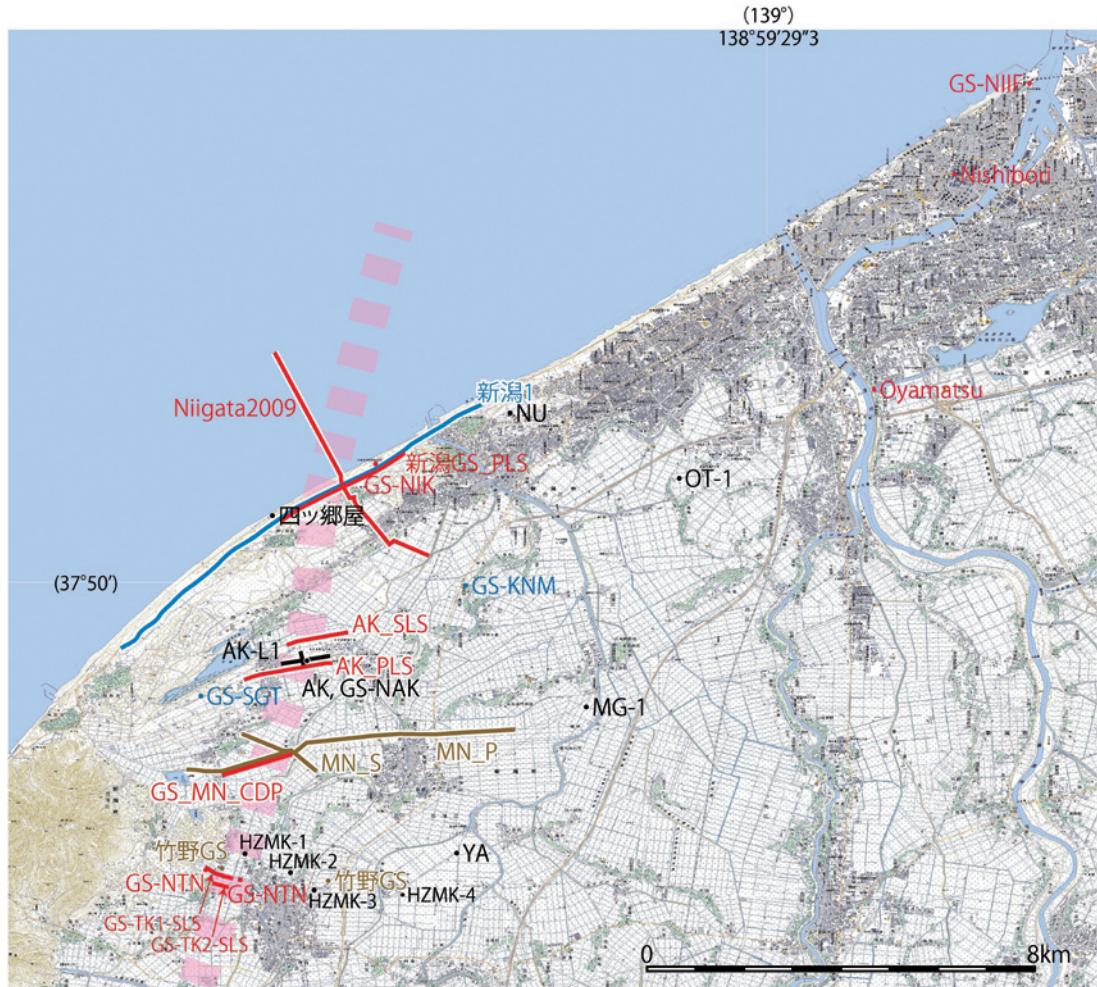
新潟市西蒲区松之尾 新潟市西蒲区松之尾に於いては加野ほか（1999）に報告された側線などの反射法探査が実施されてきた。同側線に於いて高密度なP波弾性波探査調査を実施した。

新潟市西蒲区竹野町 新潟市西蒲区竹野町周辺では、下川ほか（1997，2000）や石山ほか（2009）のボーリング調査が実施されてきた。本プロジェクトではこれらの対象地域より西側から平成21年度夏に微動アレー法探査を実施し、沖積層基底面がこれより西にあることが判明した。予想される断層面を挟んで2地点でボーリング調査を実施し、また、条件の異なる2測線に於いてランドストリーマー探査を実施した。

本報告では1. 海岸部の沖積層の地質構造について報告し、2. 新潟市西区赤塚周辺地域については稲崎ほか（2010）、3. 新潟市西蒲区松之尾周辺については楮原ほか（2010）、そして4. 新潟市西蒲区巻町～竹野町周辺についてはト部ほか（2010）で報告する。

2. 方法

平成21年度に新潟平野の海岸沿いにおいて2本のコアを掘削し、これに沿った国道402号線沿いにおいてランドストリーマーによる高精度浅層反射法地震探査を実施した。角田・弥彦断層の沈降側にあたる新潟市西区五十嵐三丁目の新潟県水産海洋研究所敷地内（WGS84：N37°51'35"，E138°54'34"，標高8.56m）において、163m長のGS-NIKコアを、断層から離れた信濃川河口付近の新潟市中央区入船町4丁目の国土交通省新潟港湾・空港整備事務所敷地内（WGS84：N37°56'36"，E139°3'42"，標高1.42m）において、145m長のGS-NIFコアを掘削した。これにあわせて新潟市中央区親松地区の排水機場において既存ボーリングOYA（WGS84：N37°52'28.9"，E139°1'30.4"，標高0.78m）および新潟市西蒲区鏡潟において掘削されたYAコア（WGS84：N37°46'28.3"，E138°55'40.2"，標高1.2m，Tanabe et al., 2009）の再解析を行った。これと平成21年度に掘削したGS-KNMコア



第 2 図 新潟平野周辺陸域の学術ボーリング、及び反射法探査測線。ボーリング：GS-NIF：新潟市中央区入船（本報告）、Nishibori：新潟市中央区西堀（本報告）、MG-1：新潟市升岡（卜部・高濱，2002；Urabe et al., 2004）、GS-NIK：新潟市西区五十嵐（本報告）、四ッ郷屋：新潟市西区四ッ郷屋、NU：新潟大学、OT-1：新潟市黒鳥（卜部ほか，2006）、MG-1：新潟市升岡（卜部・高濱，2002；Urabe et al., 2004）、YA：新潟市鏡潟（Tanabe et al., 2009）、GS-KNM：新潟市西区金巻新田、GS-SGT：新潟市西区赤塚（宮地ほか，2009）、AK、GS-NAK：新潟市赤塚（同地点で再掘削：卜部ほか，2006；稲崎ほか，本報告）、竹野GS：新潟市西蒲区竹野町、巻GS：新潟市西蒲区巻町（下川ほか，1999）、GS-NTN：新潟市西蒲区竹野町、GS-NMD：新潟市西蒲区前田地区（卜部ほか，本報告）、HZMK-1～4：新潟市西蒲区竹野町周辺の単列ボーリング（石山ほか，2009）。反射法探査測線：新潟 1：新潟市西区越前浜～五十嵐浜（山口ほか，2009）、新潟 GS_PLS：新潟市西区内野新町周辺（本報告）、AK_SLS：新潟市西区赤塚（稲崎ほか，本報告）、AK-L1：新潟市西区赤塚（卜部ほか，2007）、AK_PLS：新潟市西区赤塚（稲崎ほか，本報告）、MN_P：新潟市西蒲区松之尾地区（加野ほか，1999）、MN_S：新潟市西蒲区松之尾地区（稲崎ほか，1999）、GS_MN_CDP：新潟市西蒲区松之尾地区（楮原ほか，本報告）、GS-TK1-SLS、GS-TK2-SLS：新潟市西蒲区竹野町（卜部ほか，本報告）、Niigata2009：新潟沿岸部海陸接合測線（楮原ほか，本報告）。

Fig.2 Drilling site and the lime of the seismic reflection survey around Niigata Plain.

を対比し、海岸線に平行な測線および直交する測線を設定し、沖積層の時空分布を検討した。

堆積相については、微細な堆積構造を観察するために、東邦化学工業株式会社製のグラウト剤 SAC-1 を使用して剥ぎ取り標本を作製した。また、管電圧 40kvp・3mA・8 秒間で発生させた軟 X 線が 1cm 厚のスラブ試料を透過した写真をアールエフ社製のデジタル X 線センサー NAOMI/NX-04S を使用して撮影した。さらに詳細に、堆積環境を推定するためにスミアスライドを作成して珪藻化石の群集組成を解析した。

各ボーリング孔を用いてサスペンション PS 検層、コンビネーション検層（キャリアバ、比抵抗、温度ほか）および温度検層をおこなった。また、堆積物物性を明らかにするため約 7cm³ のキューブ試料を用いて約 25cm 間隔で湿潤かさ密度を測定した。

一方、堆積年代については、コア試料から産出した植物片の放射性炭素年代値を測定して、それらを CALIB 5.0. (Stuiver et al., 2005) と IntCal04 (Reimer et al., 2004) で AD1950 = 0 cal BP として暦年較正した（第 1 表）。

第1表 放射性炭素同位体年代値の概要. a: GS-NIK コアの年代値, b: GS-NIF コアの年代値.

Table 1 Summary of radiocarbon dates. (a: GS-NIK core, b: GS-NIF core).

Depth (cm)			Material	Conventional age (BP):		Calibrated age (cal BP):		Sample ID (KIGAM-)
Medium	Top	Bottom		Medium	Error	Youngest	Oldest	
645	-	-	Plant fragment	420	50	320	540	OTg090209
917	914	920	leaf	250	50	0	460	OTg090216
1774	1772	1775	Plant fragment	510	50	490	650	OTg090210
2624	2621	2626	Plant fragment	1320	50	1090	1330	OTg090211
3537	3536	3538	Plant fragments	1570	50	1350	1560	OTg090212
4616	-	-	Plant fragment	2010	60	1830	2120	OTg090213
5222	5220	5223	Plant fragment	2240	50	2150	2350	OTg090214
6735	-	-	wood	3460	60	3580	3880	OTg090215
8970	-	-	wood	8830	90	9610	10180	OTg090217
9572	9570	9573	Plant fragment	8900	100	9680	10240	OTg090278
9610	-	-	wood	8540	80	9330	9700	OTg090279
9844	9843	9845	Plant fragment	9530	90	10590	11160	OTg090280
10055	10053	10057	Plant fragment	11170	110	12750	13280	OTg090282
10105	-	-	Plant fragment	10940	120	12620	13100	OTg090283
10163	10162	10163	wood	12560	110	14180	15170	OTg090284
10430	10428	10431	Plant fragment	11070	100	12680	13160	OTg090286
10473	10470	10475	Plant fragment	11530	100	13180	13640	OTg090287
10590	10589	10591	Plant fragment	11150	140	12700	13290	OTg100038
10790	-	-	Plant fragment	11220	90	12850	13310	OTg090290
11079	11077	11080	Plant fragment	11940	130	13450	14070	OTg090292
11222	11221	11223	wood	11000	80	12680	13090	OTg090294
11304	11302	11306	Plant fragment	10760	90	12550	12880	OTg090295
11662	11661	11663	Plant fragment	12770	90	14650	15850	OTg090298
11811	11809	11812	wood	12070	90	13740	14150	OTg090300
11975	-	-	Plant fragment	11490	100	13140	13590	OTg090301
12280	-	-	Plant fragment	12850	100	14900	16150	OTg090302
12357	12356	12358	Plant fragment	11440	90	13120	13470	OTg090303
12563	-	-	Plant fragment	12390	100	14040	15000	OTg090201
12661	12660	12661	Plant fragment	12590	90	14230	15180	OTg090202
12871	12869	12873	wood	12750	110	14550	15900	OTg090203
12985	12984	12985	Plant fragment	12600	80	14240	15190	OTg090204
13590	13587	13592	wood	14000	100	16820	17440	OTg090205
13739	13738	13740	wood	25120	220	29500	30380	OTg090206
14191	14190	14192	wood	30040	350	33650	35210	OTg090207
14255	-	-	Plant fragment	25480	300	29580	30880	OTg100040
14326	14325	14327	wood	33160	410	36780	38770	OTg090208

Depth (m)			Material	Conventional age (BP):		Calibrated age (cal)		Sample ID
Medium	Top	Bottom		Medium	Error	Youngest	Oldest	
2.20	-	-	wood	-1640	50	modern	modern	KIGAM-OTg100001
21.70	-	-	shell	2170	40	1650	1880	BETA270511
34.18	-	-	wood	2550	60	2370	2770	KIGAM-OTg100002
39.83	-	-	wood	2820	40	2800	3060	BETA270510
41.73	-	-	shell	3370	40	3120	3350	BETA270517
49.99	-	-	wood	4060	70	4420	4820	KIGAM-OTg100003
50.40	-	-	wood	3370	90	3400	3840	KIGAM-OTg100004
51.26	-	-	wood	3920	40	4238	4510	BETA270512
52.79	-	-	wood	4100	40	4450	4470	BETA270513
54.69	-	-	wood	4760	40	5330	5590	BETA270518
58.32	-	-	wood	5370	70	5960	6290	KIGAM-OTg100005
65.58	-	-	Plant fragment	5540	80	6180	6500	KIGAM-OTg100007
69.27	-	-	wood	6470	50	7280	7460	BETA270514
76.29	-	-	wood	8980	80	9780	10260	KIGAM-OTg100008
77.13	77.09	77.17	shell	9490	60	10210	10490	BETA270516
88.44	-	-	Plant fragment	10010	90	11240	11960	KIGAM-OTg100010
93.44	-	-	wood	10380	100	11830	12570	KIGAM-OTg100012
99.18	-	-	Plant fragment	10740	120	12410	12930	KIGAM-OTg100014
103.50	-	-	wood	11050	120	12660	13170	KIGAM-OTg100016
104.49	-	-	wood	10740	100	12430	12900	KIGAM-OTg100018
109.82	-	-	wood	11060	100	12680	13150	KIGAM-OTg100021
112.62	112.61	112.62	wood	11300	100	12930	13380	KIGAM-OTg100023
118.51	-	-	Plant fragment	11800	100	13410	13850	KIGAM-OTg100025
124.49	-	-	wood	12390	90	14050	14990	KIGAM-OTg100027
131.38	-	-	Plant fragment	12640	100	14210	15450	KIGAM-OTg100029
139.17	139.16	139.17	wood	11980	130	13480	14130	KIGAM-OTg100031
141.45	-	-	wood	12050	140	13480	14490	KIGAM-OTg100032
142.08	-	-	wood	13490	150	15640	16960	KIGAM-OTg100033
151.36	-	-	wood	13730	60	16690	17040	BETA270515
153.62	-	-	wood	24940	320	29130	30490	KIGAM-OTg100035
154.82	-	-	wood	30510	510	34120	36420	KIGAM-OTg100036

GS-NIF-1 から採取した 46 点の木片と植物片は、名古屋大学において前処理を行った後に韓国地質資源研究院 (KIGAM) の加速器を用いて、その放射性炭素年代値を測定した。前処理は木片と植物片について、蒸留水中で超音波洗浄を繰り返し行い、付着物を取り除いた。その後、1 規定の HCl と NaOH を用いて二次的生成物を 80℃ で溶解除去し、真空乾燥させた。こうして前処理を行った試料は、酸化銅と共にバイコール管に真空封入した後、燃焼させて CO₂ を生成した (850℃, 2 時間)。木片と植物片の標準試料としたシュウ酸 (NIST HOxII と和光製特級試薬) も、同様に真空封入・燃焼させた。こうして生成した木片と植物片、標準試料の CO₂ は、精製後、鉄を触媒とした水素還元法 (Kitagawa et al., 1993) によってグラファイトにした。粉末状のグラファイトは、手動の圧縮装置を用いてターゲットとし、KIGAM のタンデム加速器を用いて放射性炭素年代値を測定した。測定した放射性炭素年代値は、Reimer et al. (2004) のデータセットと CALIB ver.5.0 (Stuiver and Reimer, 1993) を使用して、暦年代に較正した。なお、本研究では "BP" (同位体分別補正年代) と特筆しない限り、"cal BP" (較正年代) を使用する。

3. 堆積相と年代値

3.1 GS-NIK コア

GS-NIK からは 10 の堆積相が認定され、そのうち堆積相 NIF-2~9 は最終氷期最盛期にかけて形成された堆積相 NIF-1 に不整合に累重する沖積層と考えられる (第 3 図)。堆積相 NIF-10 は人工土壌からなる埋土である。本章では NIF-10 を除いた堆積相の記載と放射性炭素年代値、解釈を示す。

3.1.1 堆積相 NIK-1 (上部更新統の地層)

深度：163.0~150.56m

全体に河川堆積物からなる。深度 163.0~158.38m までは、トラフ型斜交層理が発達する中~粗粒砂層を主体としており河川チャネルの層相を示す。深度 158.38~150.56m は細粒砂層の薄層を挟在する砂質シルト層を主体とし、特に深度 155.0~152.0m の層位ではやや締まった腐植物層や腐植質シルト層が発達する泥質な氾濫原の環境を示す。本層位に含まれる植物片は、約 38.2~29.8cal kyr BP の年代値を示す。また、深度 153.38~153.37m に挟在する白色火山灰は、AT 火山灰に対比できる。

3.1.2 堆積相 NIK-2 (蛇行河川堆積物)

深度：150.56~142.40m

深度 150.56~146.0m は斜交層理が発達する中~粗粒砂層を主体としており河川チャネルの層相を示す。深度 146.0~142.40m は細粒~細粒砂層の薄層を挟在する泥層を主体とする。泥層は植物片を多く含み、泥質な氾濫原の環境を示す。本層位に含まれる植物片は、約 16.9~16.3cal kyr BP の年代値を示す。また、深度 146~149m の中粒砂層には軽石片が多く含まれる。これらの軽石片は、浅間火山起源の As-K 火山灰に対比できる。

3.1.3 堆積相 NIK-3 (淡水~塩水湿地堆積物)

深度：142.40~87.36m

深度 142.40~102.88m は主に砂質シルト層と極細粒~細粒砂層の互層からなり、生物擾乱痕の発達する層準が認められる。生物擾乱痕の発達の有無は、珪藻化石群集組成に基づく淡水湿地相と塩水湿地相に対応しており、5~6 回程度の淡水と塩水 (汽水) の環境の繰り返しを示している。深度 102.88~87.36m は生物擾乱痕の発達した砂質シルト~極細粒砂層と細~中粒砂層の互層からなる。本層位に含まれる植物片は、約 15~11cal kyr BP の年代値を示す。

3.1.4 堆積相 NIK-4 (外浜堆積物①)

深度：87.36~77.17m

比較的淘汰のよい細~中粒砂層で斜交層理や平行層理が認められる。淘汰のよい砂層は、波浪の影響を受けて砂層が堆積したことを示しており、下部外浜の環境を示している。本層位に含まれる植物片は、約 10cal kyr BP の年代値を示す。

3.1.5 堆積相 NIK-5 (沖浜堆積物①)

深度：77.17~50.40m

本層準基底の深度 77.17~77.00m は、シルト礫、貝化石片や細礫を多く含む不淘汰な極粗粒砂層からなる。基底は浸食面であり、層相の特徴から海進時の残留 (ラグ) 堆積物であると考えられる。深度 77.00~61.00m は、生物擾乱痕の発達した泥質な細粒砂層や極細粒~細粒砂層と砂質シルトの互層からなる。淘汰がよく斜交層理や平行層理が発達した細粒砂層を挟在することがある。生物擾乱痕の発達した泥質な細粒砂層は砂質シルトを挟在することから、定常的に波浪の影響を受ける深度よりは深い環境を示唆している。また、淘汰がよい斜交層理や平行層理が発達した細粒砂層は暴浪時にやや深い環境にもたらされたもので、定常的に波浪の影響を受ける深度よりは深い環境である。

第3図 GS-NIK コアの堆積相および放射性炭素同位体年代値.

Fig.3 Sedimentary column of the GS-NIF-1 core sediment.

ことを支持している。深度 61.00～50.40m は非常に生物擾乱の発達した泥質な極細粒砂層や砂質シルト層を主体としており、特に深度 52.00m 以浅は全体に腐植質な層相を示している。これらの層相は下位層準と比較して泥質であり、海進の進行により粗粒碎屑物がトラップされたことを示していると考えられる。本層位に含まれる植物片は、約 7.0～4.4cal kyr BP の年代値を示す。

3.1.6 堆積相 NIK-6 (沖浜堆積物②)

深度：50.40～21.77m

全体に生物擾乱痕の発達した中粒砂層からなる。基質はやや泥質であり定常的に波浪の影響を受ける深度よりはやや深い環境を示している。本層位に含まれる

植物片は、約 3.2～2.5cal kyr BP の年代値を示す。

3.1.7 堆積相 NIK-7 (外浜堆積物②)

深度：21.77～11.00m

深度 21.77～21.67m は、貝化石片や中礫を含む淘汰の悪い粗粒～極粗粒砂層で基底は浸食面である。これらは残留堆積物の層相を示しており、後述のようにこの上位層準は下部外浜堆積物であることから、基底の浸食面はラビーンメント面、残留堆積物はラビーンメント堆積物と考えられる。深度 21.67～16.00m は、淘汰のよい中～粗粒砂層で斜交層理や平行層理が認められる。淘汰のよい砂層は、波浪の影響をうけて砂層が堆積したことを示しており、下部外浜の環境を示している。深度 16.00～11.00m は、淘汰のよい粗粒～

極粗粒砂層でトラフ型斜交層理が発達する。トラフ型斜交層理の発達する淘汰のよい砂層は、比較的高いエネルギーの波浪や流れによって作られる砂堆の累積によって形成される。これらは、静穏時波浪限界より浅い上部外浜の堆積物であると考えられる。本層位に含まれる植物片は、測定数が少ないが約 1.7cal kyr BP の年代値を示す。

3.1.8 堆積相 NIK-8 (前浜堆積物)

深度：11.00～10.00m

非常に淘汰のよい中～細粒砂層からなり、数度傾く平行葉理が発達する。平行葉理のユニットが下位の平行葉理のユニットを低角に切り込むように累重している場合もある。砂層の淘汰がよいことは、この砂層が定常的に波浪の影響を受けて堆積したことを示唆する。数度傾く平行葉理は前浜堆積物の特徴であり、前浜の堆積環境であると考えられる。

3.1.9 堆積相 NIK-9 (後浜堆積物)

深度：10.00～0.9m

やや淘汰のよい細～中粒砂層を主体とする。砂鉄の濃集した薄層や平行葉理がみられることがある。やや

淘汰がよく砂鉄による平行葉理がみられる砂層は、前浜側からもたらされた堆積物と考えられ、後浜堆積物の特徴を示す。上部は弱く斜交層理のみみられる細粒砂層であり、風成の砂丘堆積物と考えられる。この層準では測定に十分な量の年代試料が得られなかった。

3.1.10 堆積相 NIK-10 (表土)

深度：0.9～0.0m

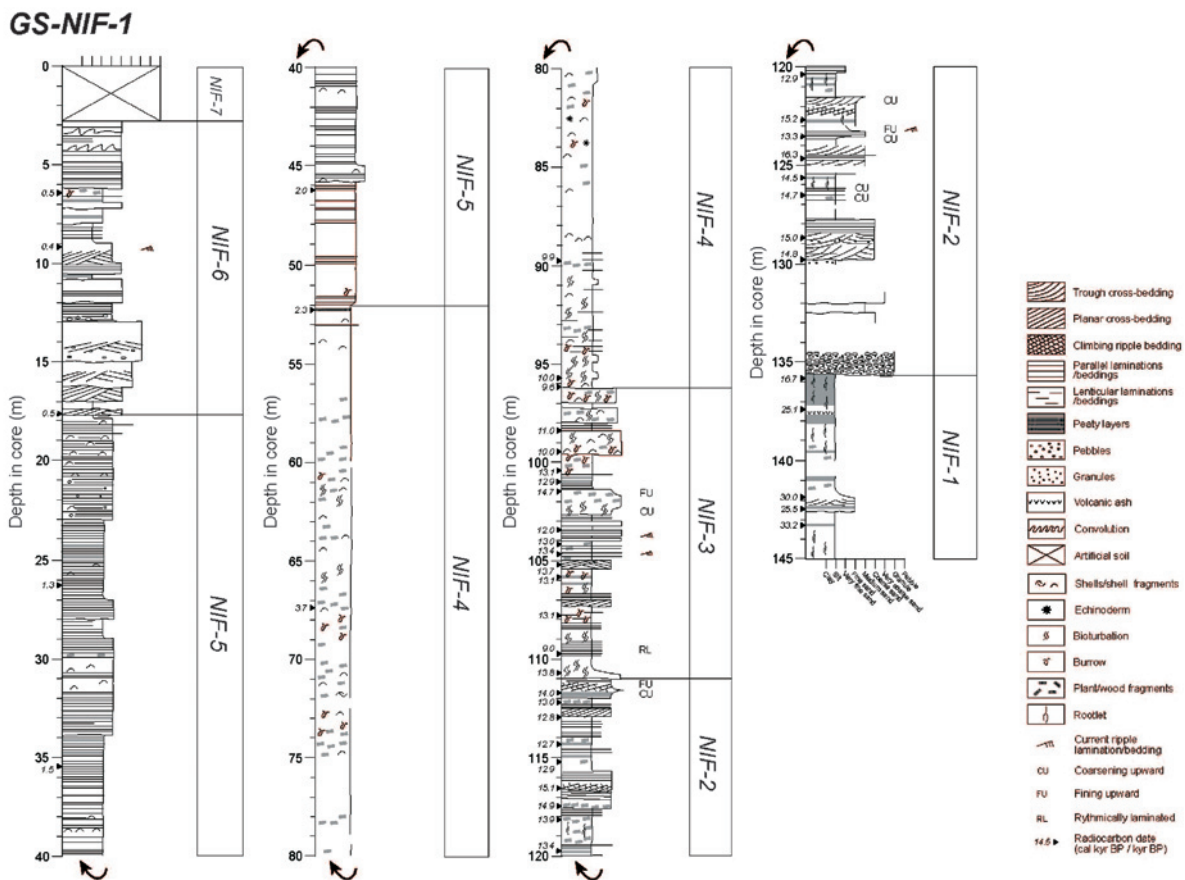
掘削地点は砂丘地を造成した部分であるため、表層は攪乱されている。

3.2 GS-NIF コア (新潟市中央区入船)

GS-NIF-1 からは 7 つの堆積相が認定され、そのうち堆積相 NIF-2～7 は最終氷期最盛期にかけて形成された堆積相 NIF-1 に不整合に累重する沖積層と考えられる (第 4 図)。堆積相 NIF-7 は人工土壌からなる埋土である。本章では NIF-7 を除いた堆積相の記載と放射性炭素年代値、解釈を示す。本コアの概略柱状図と年代値は第 5 図に示す。

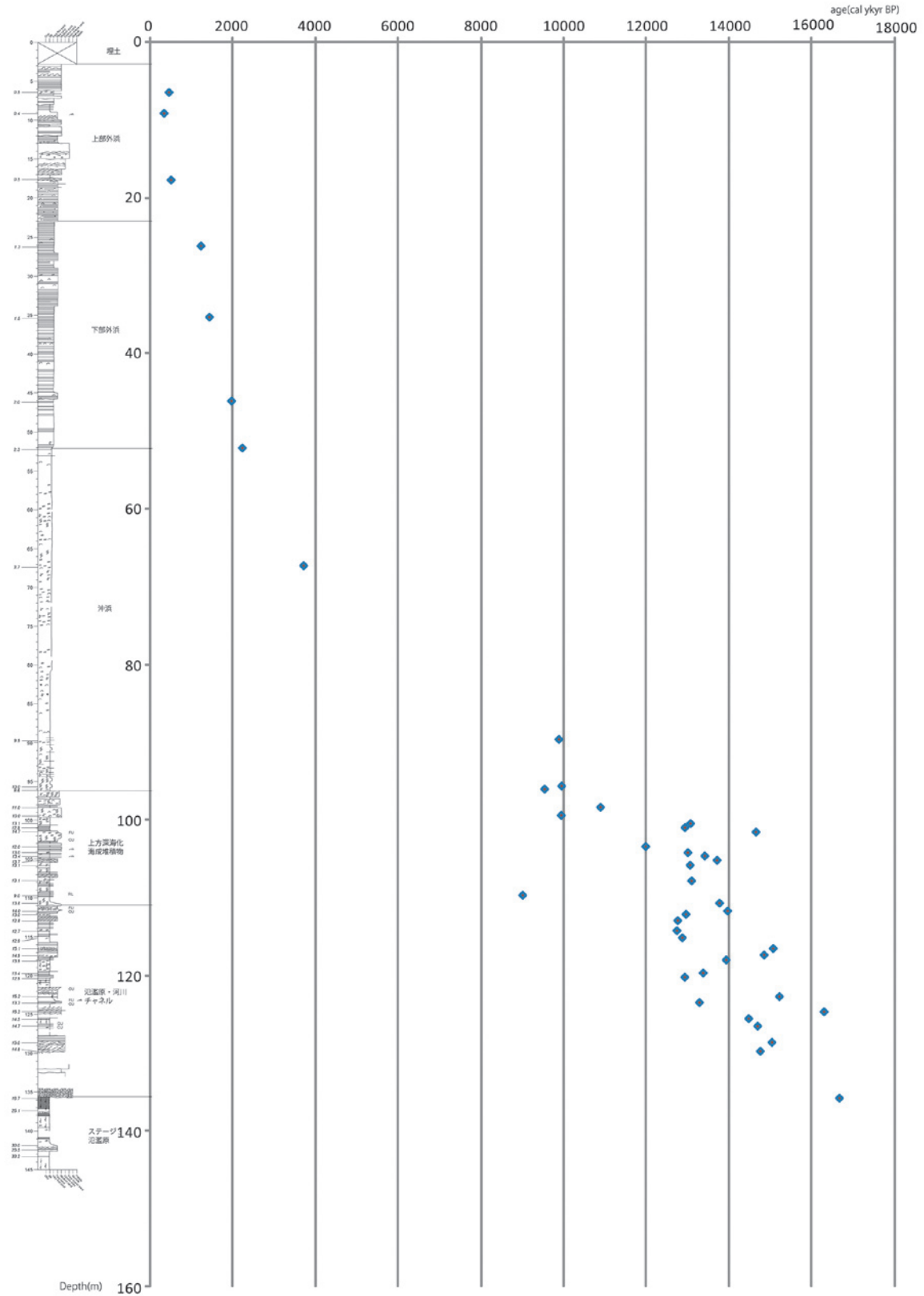
3.2.1 堆積相 NIF-1 (後背湿地堆積物)

深度：145.0～135.6m



第 4 図 GS-NIF コアの堆積相。

Fig.4 Sedimentary facies of the GS-NIF core.



第 5 図 GS-NIF の放射性炭素同位体年代.

Fig.5 Radio carbon age of the GS-NIF.

本堆積相は、植物根のみられる灰色のシルト層と泥炭層から構成される（第 6 図 a, b）。深度 137.6～137.5m には淡灰色の火山灰層がみられ、AT 火山灰と考えられる。本堆積相には、貝化石や生痕化石がみられず、植物根がみられることから、海水の影響のない、淡水の環境において堆積したと考えられる。また、泥炭層の存在は本堆積相が淡水性の氾濫原における後背湿地のような環境において形成されたことを示す。

本堆積相からは 30.0～25.1kyr BP と 16.7cal kyr BP の放射性炭素年代値が得られている。そのうち深度 141.9m から得られた年代値は再堆積したものと考えられる。

3.2.2 堆積相 NIF-2 (蛇行河川堆積物)

深度：135.6～110.9m

本堆積相は層厚がそれぞれ 1～3m の砂礫層と泥層の互層からなる（第 6 図 c, d）。砂礫層は中礫～細粒砂の粒径をもつ碎屑物から構成され、上方細粒化を示すことが多い。また、砂礫層は上方細粒化せずとも、その堆積構造が下位より、トラフ状斜交層理、緩やかに傾斜した平板状斜交層理、クライミング・リップル層理へと変化することがある。シルトの粒径をもつ碎屑物から構成される泥層中には、極細粒砂の平行層理や逆グレーディング構造、植物根、そして多くの木片と植物片がみられる。本堆積相には、貝化石や生痕化石がみられず、植物根がみられることから、海水の影響のない、淡水の環境において堆積したと考えられる。また、泥層中にみられる逆グレーディング構造は自然堤防帯の氾濫原洪水堆積物の示相となる堆積構造である（増田・伊勢屋, 1985）。上方細粒化する砂礫層や砂礫層内部の堆積構造の変化は、河川チャネルなどの埋積に伴い、流速が減少したことに起因すると考えられる。GS-NIF-1 では、このような氾濫原堆積物と河川チャネル堆積物が互層をなしていることから、河道の側方移動に伴う、河川チャネルから氾濫原への環境変化によって形成されたと考えられる。このような堆積相は蛇行河川において特徴的であり（Miall, 1992）、本堆積相は蛇行河川堆積物と解釈できる。

本堆積相からは 15.2～12.7cal kyr BP の放射性炭素年代値が得られている。しかし、その多くは再堆積したものと考えられる。深度 12.98, 126.6, 125.6, 123.6, 120.3, 114.3m から得られた年代値は堆積年代を示すと考えられる。

3.2.3 堆積相 NIF-3 (汽水から上方深海化する堆積物)

深度：110.9～96.2m

本堆積相は層厚が 1～3m の砂層と泥層の互層から構成され、貝化石や生痕化石、植物片が堆積相を通じて多く産出する。生痕化石は一部生物攪乱相を形成する（第 6 図 e）。砂層は細粒～中粒砂の粒径をもつ碎屑物から構成され、平板状斜交層理やカレント・リップル層理がみられる。泥層はシルトから構成され、局部的に極細粒～細粒砂とリズミカルな細互層を形成する（第 6 図 f）。本堆積相からは貝化石や生痕化石が産出することから、汽水から海水の環境において堆積したと考えられる。また、リズミカルな細互層は潮汐の影響を示す可能性がある（Reineck and Singh, 1980）。本堆積相は下位の NIF-2 と上位の NIF-4 と明瞭な境界面を持たずに接することから、蛇行河川から沖浜にかけた上方深海化相を形成すると考えられる。以上のことから、本堆積相は上方深海化する潮汐の影響した堆積物と解釈することができる。

本堆積相からは 14.7～10.0cal kyr BP の放射性炭素年代値が得られている。しかし、その多くは再堆積したものと考えられる。深度 103.5, 99.5m から得られた年代値は堆積年代を示すと考えられる。

3.2.4 堆積相 NIF-4 (沖浜堆積物)

深度：96.2～52.0m

本堆積相は塊状のシルト層～砂質シルト層から構成され（第 6 図 g, h）、シルト層中には貝化石やウニ、生痕化石が多くみられる。本堆積相にはシルトが卓越して分布することから、暴波時波浪水深限界よりも深い環境においてサスペンションによって形成されたと考えられる（Walker and Plint, 1992）。従って、本堆積相は沖浜堆積物と解釈することができる。

本堆積相からは 10.0～3.7cal kyr BP の放射性炭素年代値が得られている。そのうち、深度 96.1, 67.4 m から得られた年代値は堆積年代を示すと考えられる。

3.2.5 堆積相 NIF-5 (下部外浜堆積物)

深度：52.0～17.0m

本堆積相は貝化石を多く産出する淘汰の良い極細粒砂から構成され、局部的に細粒砂やシルトと互層をなす（第 6 図 i）。また、極細粒砂層には緩やかに傾斜した平板状斜交層理もしくは平行層理がみられる（第 6 図 j）。下位の堆積相 NIF-4 から連続的に粗粒化する本堆積相は下部外浜において堆積したと考えられ、淘

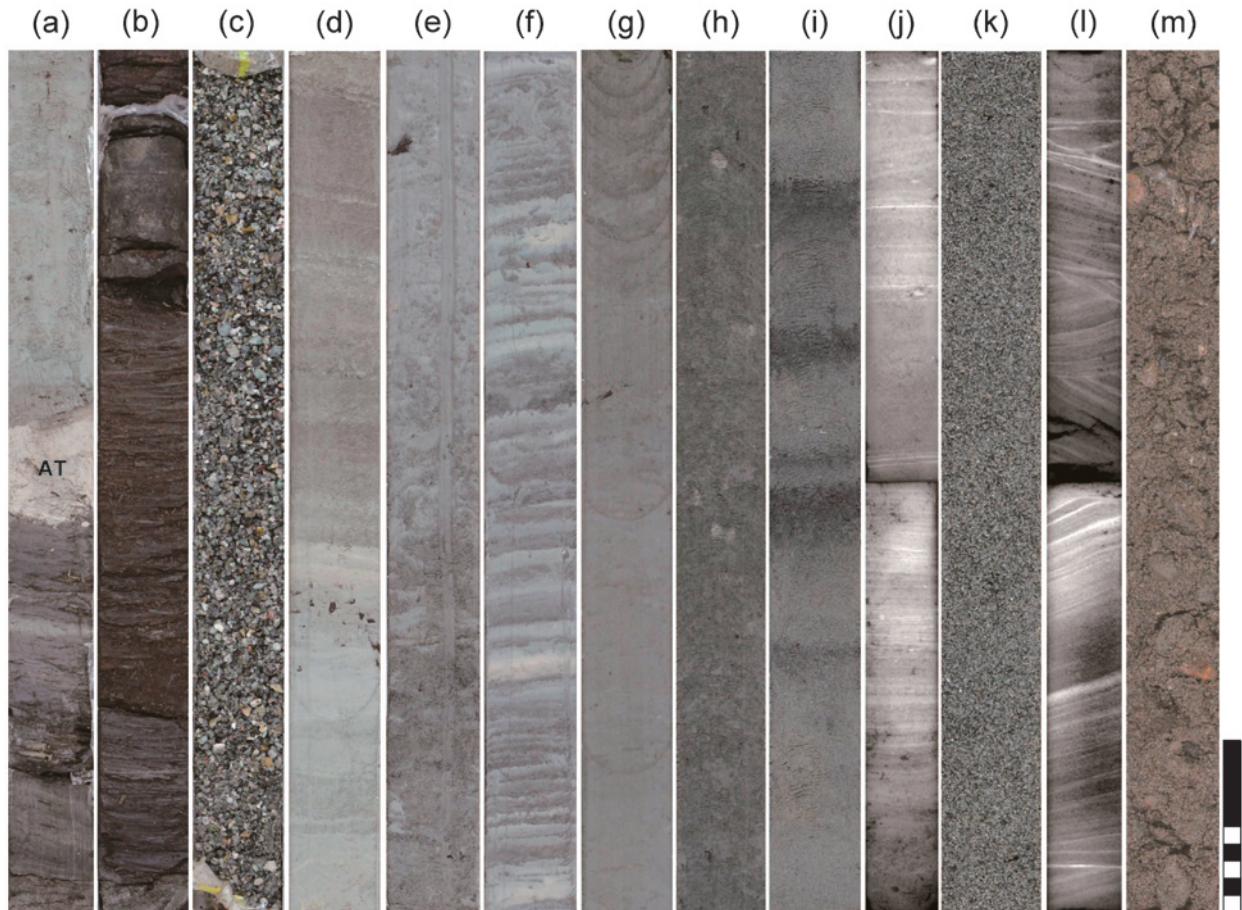
汰の良い砂層は暴波時に、泥層は晴天時にサスペンションによって堆積したと考えられる (Walker and Plint, 1992). 砂層中の緩やかに傾斜した平板状斜交層理はハンモック状斜交層理を示す可能性がある。

本堆積相からは 2.3~0.5cal kyr BP の放射性炭素年代値が得られている。それら年代値は全て堆積年代を示すと考えられる。

3.2.6 堆積相 NIF-6 (上部外浜堆積物)

深度: 17.0~2.8m

本堆積相は生痕化石を含む極粗粒砂~極細粒砂層から構成され (第 6 図 k), 一部シルト層を狭在する。砂層中にはトラフ状斜交層理 (第 6 図 l) やカレント・リップル層理がみられる。下位の堆積相 NIF-5 から連続的に粗粒化する本堆積相は上部外浜において堆積したと考えられる。粗粒な砂の多くは強い波浪によって



第 6 図 GS-NIF-1 の堆積相の写真。スケール、10cm。

(a) NIF-1, 掘削深度 137.90~137.40m, AT 火山灰層を境として黒色の泥炭質泥層から灰色のシルト層へと変化する。(b) NIF-1, 掘削深度 137.00~136.50m, 泥炭層。(c) NIF-2, 掘削深度 134.00~133.50m, 細礫層。(d) NIF-2, 掘削深度 120.50~120.00m, 灰色のシルト層と極細粒砂層。シルト層には植物根がみられる。(e) NIF-3, 掘削深度 110.70~110.20m, 生物攪乱をうけた青灰色の細粒砂~シルト層。(f) NIF-3, 掘削深度 109.70~109.20m, 極細粒砂とシルトのリズミカルな細互層。(g) NIF-4, 掘削深度 84.50~84.00m, 青灰色の塊状シルト層。(h) NIF-4, 掘削深度 57.80~57.30m, 塊状の砂質シルト層。(i) NIF-5, 掘削深度 38.60~38.10m, 青灰色の極細粒砂層と黒色のシルト層の互層。(j) NIF-5, 掘削深度 36.00~35.50m, 平行葉理のみられる極細粒砂層。軟エックス線写真 (陰画)。(k) NIF-6, 掘削深度 13.90~13.40m, 極粗粒砂層。(l) NIF-6, 掘削深度 16.75~16.25m, トラフ状斜交層理のみられる中粒砂層。軟エックス線写真 (陰画)。(m) NIF-7, 掘削深度 1.00~0.50m, 埋土。

Fig.6 Selected photographs of sedimentary facies identified in the GS-NIF-1 core sediment. Scale bar, 10 cm.

(a) NIF-1, 137.90?137.40 m depth in core, black-colored peaty mud bed turns into gray-colored silt bed bounded by AT volcanish ash bed (AT). (b) NIF-1, 137.00?136.50 m depth in core, peat bed. (c) NIF-2, 134.00?133.50 m depth in core, granule bed. (d) NIF-2, 120.50?120.00 m depth in core, gray-colored silt bed and very fine sand bed. Rootlets occur in the silt bed. (e) NIF-3, 110.70?110.20 m depth in core, bioturbated bluish gray-colored fine sand to silt bed. (f) NIF-3, 109.70?109.20 m depth in core, thin alternation of very fine sand and silt. (g) NIF-4, 84.50?84.00 m depth in core, bluish gray-colored massive silt bed. (h) NIF-4, 57.80?57.30 m depth in core, massive sandy silt bed. (i) NIF-5, 38.60?38.10 m depth in core, alternation of bluish gray-colored very fine sand bed and black-colored silt bed. (j) NIF-5, 36.00?35.50 m depth in core, parallel laminated very fine sand bed. Radiograph (negative). (k) NIF-6, 13.90?13.40 m depth in core, very coarse sand bed. (l) NIF-6, 16.75?16.25 m depth in core, trough cross-stratified medium sand bed. Radiograph (negative). (m) NIF-7, 1.00?0.50 m depth in core, artificial soil.

堆積したと考えられる。通常、波浪の卓越した海浜システムでは、上部外浜において最も波浪の水力が強いので、粗粒な碎屑物が堆積する (Walker and Plint, 1992)。従って、本堆積相は上部外浜において形成されたと考えられる。

本堆積相からは 0.5 と 0.4cal kyr BP の放射性炭素年代値が得られており、そのうち 0.4cal kyr BP の年代値が堆積年代を示すと考えられる。

4. 珪藻化石と堆積環境

珪藻化石分析は主として海水の浸入状況を把握する目的で、YA コア(108 試料)、GS-NAK-1 コア(59 試料)、GS-KNM-1 コア(85 試料) および GS-NIK-1 コア(65 試料) で実施した。なお、GS-KNM-1 コアについては、平成 20 年度に実施した結果を含めて記述する。

4.1 分析方法

試料の処理は、過酸化水素水によって泥化・漂白を行う方法 (鹿島, 1985) に従って実施し、プレパラートに定量封入した。殻片の算定は原則として 10 × 100 倍の視野で 200 殻片に達するまで行ったが、1 枚のプレパラートで 50 殻片に達しない試料はそこで算定を打ち切った。また、検鏡した行数から 1 枚のプレパラート中の殻片数を算定し、懸濁水の希釈割合から、乾燥試料 1mg 当りの殻片数を算出した。1mg 中の殻片数は、VR: 10 殻片未満, R: 10~99, C: 100~999, A: 1,000~9,999, VA: 10,000 殻片以上とした。種の同定は Hustedt (1930a, 1930b-1966), Krammer and Lange-Bertalot (1986-1991), Witkowski et al. (2000) を用い、分類体系は Round et al. (1990) に従った。また、種の生態 (海水生種, 海~汽水生種, 汽水生種, 汽~淡水生種, 淡水生種) は、Vos and de Wolf (1993) のほか、小林ほか (2006)、加藤ほか (1977) など日本の現生種の生態に関する多数の文献を参考とした。

4.2 YA コアにおける珪藻化石群集の特徴と堆積環境

出現する珪藻種組成の変化をもとに、コア毎に珪藻化石による地層区分を実施した。以下に、各区分の特徴とそれに基づく堆積環境について述べる。

YA コアでは上位から YA-A~YA-E の 5 つに区分される (第 7-a 図)。

4.2.1 YA-A 区分 (深度 1.7m~23.38m)

1mg 中の殻片数は全般的には C と普通である。淡

水生種が卓越し、5%以下の海・汽水生種 (海水種+海~汽水生種+汽水種で示す、以下同様) を含む。全般に淡水種の *Synedra ulna*, *Encyonema minutum*, *Cymbella turgidula*, *Gomphonema angustum*, *Gomphonema parvulum*, *Fragilaria vaucheriae*, 汽~淡水種の *Cocconeis placentula*, *Rhopalodia gibberula* などの付着生種が卓越する。*Aulacoseira* 属, *Cyclotella* 属などの浮遊生種群は低率である。淡水で水域があまり広くない湿地や池沼の環境が推定される。また、深度 6.3m, 9.1m, 10.2m, 10.7m, 23.38m は淡水付着生の *Eunotia* 属が 19~45.5% を占め、やや酸性水域の湿地や池沼の環境が推定される。さらに、深度 5.2m は淡水付着生種の *Tabellaria* 属 (*Tabellaria fenestrata* と *Tabellaria flocculosa*) が 47.5%, *Eunotia* 属が 39% を占め、湿原の環境が推定される。一方、深度 4.2m は汽水浮遊生種の *Cyclotella striata* を 3% 含み、深度 14.66m は *Rhopalodia gibberula* が優占種となることから、これらの層準ではやや海水の影響を受けた可能性がある (第 7-a 図の YA-8, YA-9)。

4.2.2 YA-B 区分 (深度 24.58m~26.08m)

1mg 中の殻片数は C~A と比較的多い。淡水付着生種の *Cymbella* 属, *Encyonema* 属, *Gomphonema* 属, *Synedra ulna* に富むものの、淡水湖沼要素の *Achnanthes biasoletiana*, *Achnanthes linearis*, *Achnantheidium minutissimum*, *Placnothidium lanceolatum* などが比較的多く出現する。海・汽水生種は 0.5% と少ない。潟湖末期の池沼の環境が推定される。

4.2.3 YA-C 区分 (深度 28.20m~52.30m)

1mg 中の殻片数は VR~C と一般的に少ない。20~80%の海・汽水生種の出現で特徴付けられる (第 7-a 図の YA-7)。上部 (深度 28.20~39.70m) と下部 (深度 48.92~52.30m) では、海~汽水底生種の *Diploneis smithii* が卓越し、海~汽水底生種の *Tryblionella granulata* を伴う。そのほか海~汽水底生種の *Diploneis suborbicularis*, *Navicula formenterae*, *Pinnularia yarrensensis*, 海水浮遊生種の *Thalassionema nitzschioides*, 淡水付着生種の *Synedra ulna* などを伴う。一方、中部 (深度 40.80~47.52m) は *Thalassionema nitzschioides* が多く、海生浮遊生種の *Coscinodiscus marginatus*, *Neodenticula seminae*, *Thalassiosira excentrica*, 汽~淡水付着生種の *Rhopalodia gibberula*, 淡水付着生

種の *Synedra ulna* などを少量伴う。堆積相や古地理的な状況から、潟湖の環境で、中部で最も海の影響が大きかったことが推定される。

4.2.4 YA-D 区分 (深度 53.02m~96.82m)

1mg 中の殻片数は C~A と比較的多い。一般的に淡水付着生種の *Cymbella* 属, *Encyonema* 属, *Fragilaria vaucheriae*, *Gomphonema* 属, *Synedra ulna*, 汽~淡水付着生種の *Cocconeis placentula* などが多く, 汽~淡水底生種の *Gyrosigma* 属の 2 種 (*Gyrosigma acuminatum* と *Gyrosigma scalproides*) の出現ピークが数回認められる。また, 海・汽水生種の *Thalassionema nitzschioides*, *Diploneis smithii*, *Diploneis suborbicularis*, *Gyrosigma distortum* などを数~20%含む。一般的には, 河口など海水の影響をわずかに受ける沼沢地や池沼の環境が推定される。海・汽水生種や *Gyrosigma* 属の出現ピークが認められる層準 (第 7-a 図の YA-2~YA6) は, より海水の影響が大きかったものと考えられる。さらに, 深度 75.08m と深度 91.46m では, 淡水付着生の *Eunotia* 属 (*Eunotia bilunaris* が多く, *Eunotia praerupta*, *Eunotia minor*, *Eunotia pectinalis* がこれに次ぐ) が 30~35% と高率で, 酸性水域の湿地や池沼の環境が出現したものと考えられる。

4.2.5 YA-E 区分 (深度 103.66m~119.56m)

1mg 中の殻片数は C~A と比較的多い。種構成は上位の YA-D 区分に類似するものの, *Gyrosigma* 属は低率である。また, 1 層準を除いて海・汽水生種の出現率は 5%以下である。一般的に淡水で, 水域があまり広くない湿地や池沼の環境が推定される。ただ, 深度 104.16m は *Thalassionema nitzschioides* を 27.5% 含み, 一時的に海水の影響を受けたものと考えられる (第 7-a 図の YA-1)。さらに, 深度 114.88m は *Eunotia* 属を 27.5% 含み, 酸性水域の湿地の環境が出現したことが推定できる。

4.3 GS-NAK-1 コアにおける珪藻化石群集の特徴と堆積環境

GS-NAK-1 コアでは上位から NAK-A~NAK-C の 3 つに区分される (第 7-b 図)

4.3.1 NAK-A 区分 (深度 50.74m~83.49m)

1mg 中の殻片数は一般的には C と普通である。一般的に淡水付着生種の *Cymbella* 属, *Encyonema* 属, *Gomphonema* 属, *Synedra ulna* などが多く, 汽~淡水底生種の *Gyrosigma* 属の 2 種 (*Gyrosigma*

acuminatum と *Gyrosigma scalproides*) の出現ピークが 3 回認められる。また, 海水浮遊生種の *Thalassionema nitzschioides* を数~20%含む。海・汽水生種は上部 (深度 51.81~52.94m) で海~汽水底生種の *Diploneis smithii*, *Diploneis suborbicularis*, *Tryblionella granulata* などを多く含むほかは低率で, 海~汽水底生種の *Gyrosigma distortum* や *Navicula formenterae*, 汽水浮遊生種の *Cyclotella striata* などがわずかに出現する程度である。海水表層水が流入しやすい河口付近の池沼や沼沢地の環境が推定される。海・汽水生種に富む深度 51.81~52.94m (第 7-b 図の NAK-6) や, *Gyrosigma* 属の出現ピークが認められる層準 (第 7.2 図の NAK-3~NAK-5) は, 比較的海水の影響が大きかったものと考えられる。

4.3.2 NAK-B 区分 (深度 84.14m~101.64m)

1mg 中の殻片数は一般に A~C と多い。種構成は上位の NAK-A 区分に比較して, *Gyrosigma* 属や *Thalassionema nitzschioides* が低率である。*Synedra ulna* が多くの深度で優占種となり, そのほか, *Cocconeis placentula*, *Cymbella turgidula*, *Encyonema minutum*, *Gomphonema angustatum*, *Hannaea arcus*, *Luticola mutica*, *Rhopalodia gibberula* などの付着生種を一般に伴う。一般的に淡水で, 水域があまり広くない湿地や池沼の環境が推定される。ただ, 深度 88.15~89.35m, 深度 92.90~93.71m では, 汽水浮遊性種の *Cyclotella striata*, 汽水底生種 *Diploneis pseudovalis*, 汽~淡水底生種の *Gyrosigma scalproides* が低率ながら含まれ, 若干の海水の影響があったものと考えられる (第 7-b 図の NAK-1~NAK-2)。

4.3.3 NAK-C 区分 (深度 102.36m~105.19m)

沖積層基盤の上部更新統に相当する。1mg 中の殻片数は VR で非常に少ないか, 産出しない。わずかの淡水種からなる。

4.4 GS-KNM-1 コアにおける珪藻化石群集の特徴と堆積環境

GS-KNM-1 コアでは上位から KNM-A~KNM-C の 3 つに区分される (第 7-c 図)。

4.4.1 KNM-A 区分 (深度 26.95~68.26m)

殻片数は R~VR で非常に少ない。海生浮遊生種の *Thalassionema nitzschioides* が比較的多く含まれる。そのほか, 海生種では浮遊生種の *Coscinodiscus marginatus*, *Thalassiosira lineata*, *Thalassiosira*

excentrica, 付着生種の *Rhaphoneis amphiceros*, 海～汽水浮遊生種の *Actinocyclus normanii*, 淡水生種では *Aulacoseira granulata* や *Synedra ulna* が含まれる。 *Thalassionema nitzschioides* が比較的多いことから, 淡水が流入する沿岸の海水域の環境が推定される。堆積相の沖浜, 下部外浜, 上部外浜に相当する。

4.4.2 KNM-B 区分 (深度 69.74～113.90m)

殻片数は一般に R～C と比較的小さい。淡水種 (汽～淡水種を含む) と海・汽水生種が混合して出現する。淡水種では *Synedra ulna* が最も多く, 多くの深度で優占種となる。そのほか, 淡水付着生種の *Cymbella turgidula*, *Encyonema minutum*, *Gomphonema angustum*, *Gomphonema parvulum*, *Nitzschia palea*, *Rhopalodia gibba*, 汽～淡水付着生種の *Rhopalodia gibberula*, 汽～淡水底生種の *Navicula cryptocephala*, *Gyrosigma acuminatum* などが多く出現する。海・汽水生種では海～汽水底生種の *Tryblionella granulata*, *Diploneis smithii*, *Diploneis suborbicularis*, *Navicula formenterae*, *Pinnularia yarrensii* が多く, 浮遊生種は低率である。海・汽水生種の出現にはいくつかのピークが認められる。特定の環境が安定せず, 海水と淡水がせめぎあうような河口域の沼沢地の環境が推定される。また, 海・汽水生種の出現ピークは, 明瞭な海水の浸入を示すものと考えられる (第 7-c 図の KNM-1～KNM-6)。一方, 深度 109.83m には殻片数が VA と非常に多く, 汽～淡水付着生種の *Pseudostaurosira brevistriata* (50.5%) が優占し, *Staurosirella pinnata* (30.6%) が随伴する群集が出現し, 一時的に富栄養止水域 (池沼) の環境が存在したことも推定される。

4.4.3 KNM-C 区分 (深度 114.52～148.13m)

殻片数は一般に C と普通である。ほとんどが淡水種から構成される。全般的に多い種は付着生種の *Cocconeis placentula*, *Encyonema minutum*, *Fragilaria capucina* var. *rumpens*, *Fragilaria vaucheriae*, *Gomphonema angustum*, *Gomphonema parvulum*, *Reimeria sinuata*, *Rhopalodia gibberula*, *Synedra ulna*, 底生種の *Achnantheidium minutissimum*, *Navicula cryptocephala* などである。 *Aulacoseira* 属や *Achnanthes* 属などの湖沼種群は低率である。淡水の池沼や沼沢地の環境が推定される。また, 深度 126.20m では *Eunotia* 属の *Eunotia bilunaris* (17%) および *Eunotia minor* (14%) 高率で出現し, 酸性水域の湿地の環境が出現したことも推

定される。

4.5 GS-NIK-1 コアにおける珪藻化石群集の特徴と堆積環境

GS-NIK-1 コアでは上位から NIK-A～NIK-D の 4 つに区分される (第 7-d 図)。

4.5.1 NIK-A 区分 (深度 60.66～90.20m)

殻片数は R～VR で非常に少ない。海生浮遊生種の *Thalassionema nitzschioides* が比較的多く含まれる。そのほか海生種では浮遊生種の *Cocconeis marginatus*, *Neodenticula seminae*, *Thalassiosira excentrica*, 淡水生種では *Synedra ulna* や *Encyonema minutum* が含まれる。 *Thalassionema nitzschioides* が多いことから, 淡水が流入する沿岸の海水域の環境が推定される。堆積相の沖浜や下部外浜に相当する。

4.5.2 NIK-B 区分 (深度 91.18～138.60m)

殻片数は一般に C～A と比較的多い。淡水種 (汽～淡水種を含む) と海・汽水生種が混合して出現する。淡水付着生種の *Cymbella turgidula*, *Encyonema minutum*, *Gomphonema angustum*, *Reimeria sinuata*, *Synedra ulna*, 汽～淡水付着生種の *Cocconeis placentula*, *Rhopalodia gibberula* などが多く出現する。また, 汽～淡水底生種の *Gyrosigma* 属の 2 種 (*Gyrosigma acuminatum* と *Gyrosigma scalproides*) の出現ピークが 6 回認められる。海・汽水生種では海生浮遊生種の *Thalassionema nitzschioides* が数～20%出現するほか, 海～汽水底生種の *Tryblionella granulata*, *Diploneis smithii*, *Diploneis suborbicularis*, *Navicula formenterae* などが低率で出現する。ただ, 深度 97.80～98.43m では, *Diploneis* 属や *Tryblionella granulata* と共に海水付着生種の *Cocconeis suctellum* が 30～40%と高率で出現する。また, 深度 132.60m では汽～淡水浮遊生種の *Thalassiosira bramaputrae* (14.5%) や汽水浮遊性種の *Cyclotella striata* (9%) がやや多く出現する。全般的に特定の環境が安定せず, 海水と淡水がせめぎあうような河川下流 (河口) の環境が推定される。海・汽水生種や *Gyrosigma* 属の 2 種の出現ピークは, 相対的に海水の影響が大きかったことを示すものと考えられる (第 7-d 図の NIK-1～NIK-6)。

4.5.3 NIK-C 区分 (深度 139.78～150.60m)

殻片数は一般に C～A と比較的多い。ほとんどが淡水種から構成される。全般的に多い種は付着生

種の *Encyonema minutum*, *Fragilaria vaucheriae*, *Gomphonema olivaceum*, *Gomphonema parvulum*, *Hannaea arcus*, *Hantzschia amphioxys*, *Rhopalodia gibberula*, *Synedra ulna* などである。Aulacoseira 属などの湖沼浮遊種や湖沼に一般的な *Achnanthes* 属は低率である。淡水の池沼や沼沢地の環境が推定される。

4.5.4 NIK-D 区分 (深度 152.20m~154.90m)

沖積層基盤の上部更新統に相当する。1mg 中の殻片数は R~A と変化に富む。淡水種が多く、*Eunotia* 属、*Pinnularia* 属、*Gomphonema* 属が多く、NIK-A~NIK-C 区分には出現しない *Diploneis elliptica* や *Diploneis yatukaensis* も低率ながら見られる。また、深度 153.58m には海~汽水種の *Gyrosigma distortum* や *Tryblionella levidensis* がわずかながら含まれる。全般に淡水の池沼の環境が推定されるが、一時期海水の影響を受けたことも考えられる。

4.6 海水の浸入を示す珪藻指標種群について

新潟平野西縁部における、海進面形成以前 (16~9.4 千年) の堆積物 (河川氾濫原相, 湿地相, 塩分湿地相) 中の珪藻化石群集は、上部更新統と沖積層の最下部を除いて、淡水種 (汽~淡水種を含む) と海・汽水種の混合群集からなる。これらのなかで、特定の種群の出現ピークが複数回認められ、海水浸入の有効な指標となる可能性がある。

一つは *Tryblionella granulata*, *Diploneis smithii*, *Diploneis suborbicularis*, *Navicula formenterae*, *Pinnularia yarrensii*, *Cocconeis scutellum* からなる海~汽水種群 (底生・付着生種) の出現ピークである。*Tryblionella granulata* は Marine brackish epipelon (移動底生種) に区分され (Vos and De Wolf, 1993), 海水泥質干潟指標種群 (塩分濃度が 12%以上の水域の泥底に付着生活する種群) に属する (小杉, 1988)。*Diploneis suborbicularis* は海水泥質干潟指標種群の代表種とされている (小杉, 1988)。*Diploneis smithii* は一般に海~汽水種とされている (Hustedt, 1955: 加藤ほか, 1977: Vos and De Wolf, 1993) が、現生種は淡水域にも分布するとされる (小林ほか, 2006)。鹿島 (1986) は *Diploneis smithii* を *Cocconeis scutellum* とともに Mb 種群 (塩素イオン濃度が 10 パーミルを越すような高塩分汽水の湖沼などに生息する) に含めている。新潟平野の白根地域の出現状況 (安井ほか, 2001) をみると、*Diploneis smithii* は *Tryblionella granulata* と共産し、

有孔虫の出現する深度で多産することから、ほぼ海~汽水域に生息していたものと推定できる。*Navicula formenterae* と *Pinnularia yarrensii* は生態の詳細な報告が少ないが、海水~汽水域のみに出現するとされる (Witkowski et al, 2000: 加藤ほか, 1977)。以上の生態情報から、この種群の出現ピーク層準 (NAK-6, KNM-1~KNM-6, NIK-1, NIK-6) は、比較的塩分濃度の高い汽水域の存在を示すものと推定される。

もう一つは *Gyrosigma* 属の 2 種 (*Gyrosigma acuminatum* と *Gyrosigma scalproides*) の出現ピークである。この層準では、*Diploneis smithii* などの海~汽水種群は低率か出現しない。両種は日本の現生種の研究では、淡水種とされることが多い (小林ほか, 2006: 渡辺, 2005)。しかし、Hustedt (1930a) では汽~淡水種とされ、Vos and de Wolf (1993) はオランダの完新統の情報から、*Gyrosigma acuminatum* を Marine brackish epipelon としている。また、新潟平野沖積層では、これら 2 種は海~汽水種 (たとえば *Diploneis smithii*, *Diploneis bombus* など) が低率で出現する層準に多産している (安井ほか, 2001: Yabe et al., 2004)。したがって、*Gyrosigma* 属の 2 種の出現ピーク層準 (YA-1~YA-6, NAK-2~NAK-5, NIK-2~NIK-5) は、比較的塩分濃度の低い汽水域の存在を示すものと推定される。

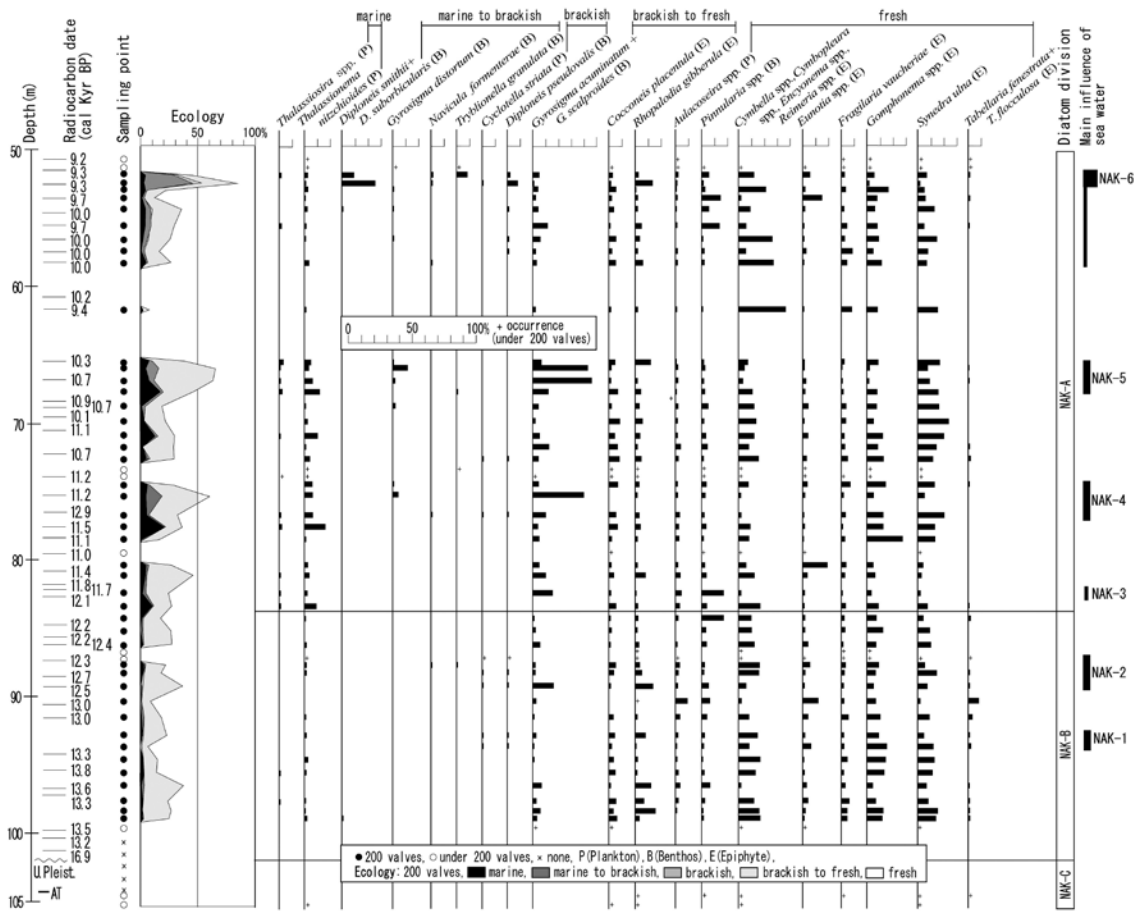
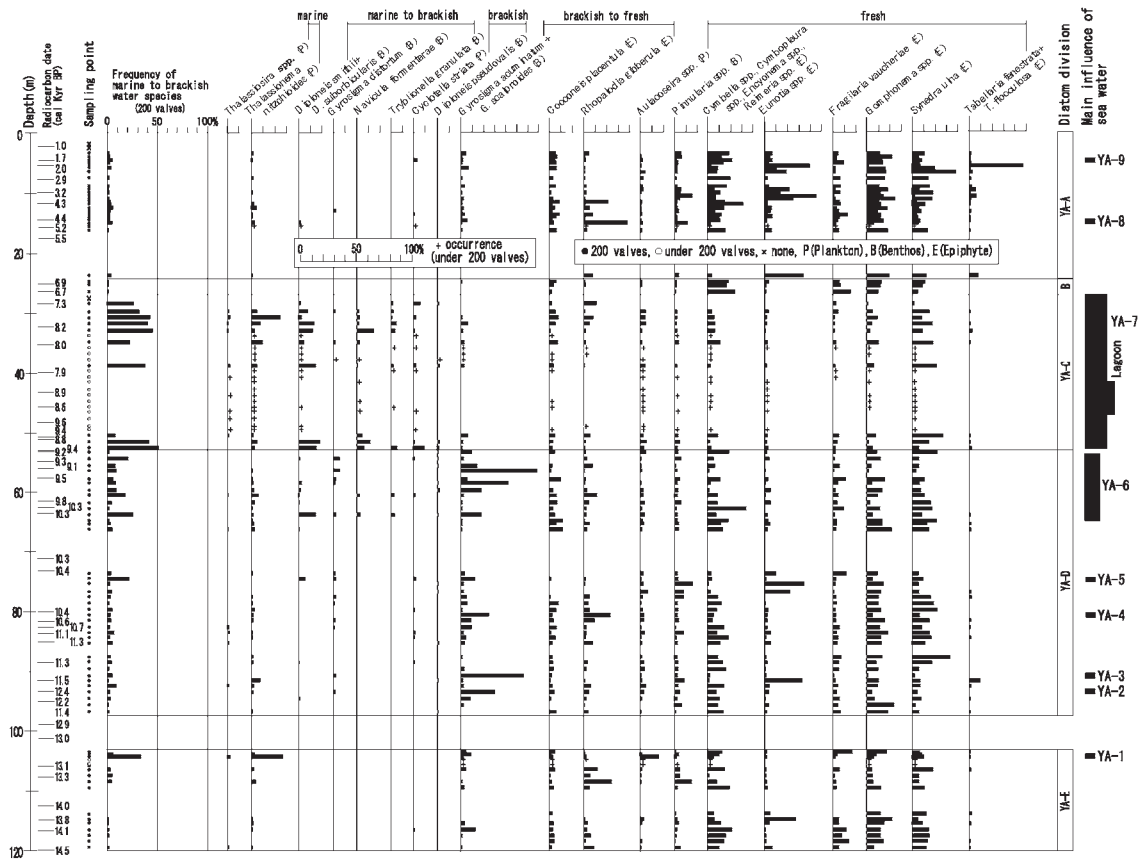
5. 密度と含水比

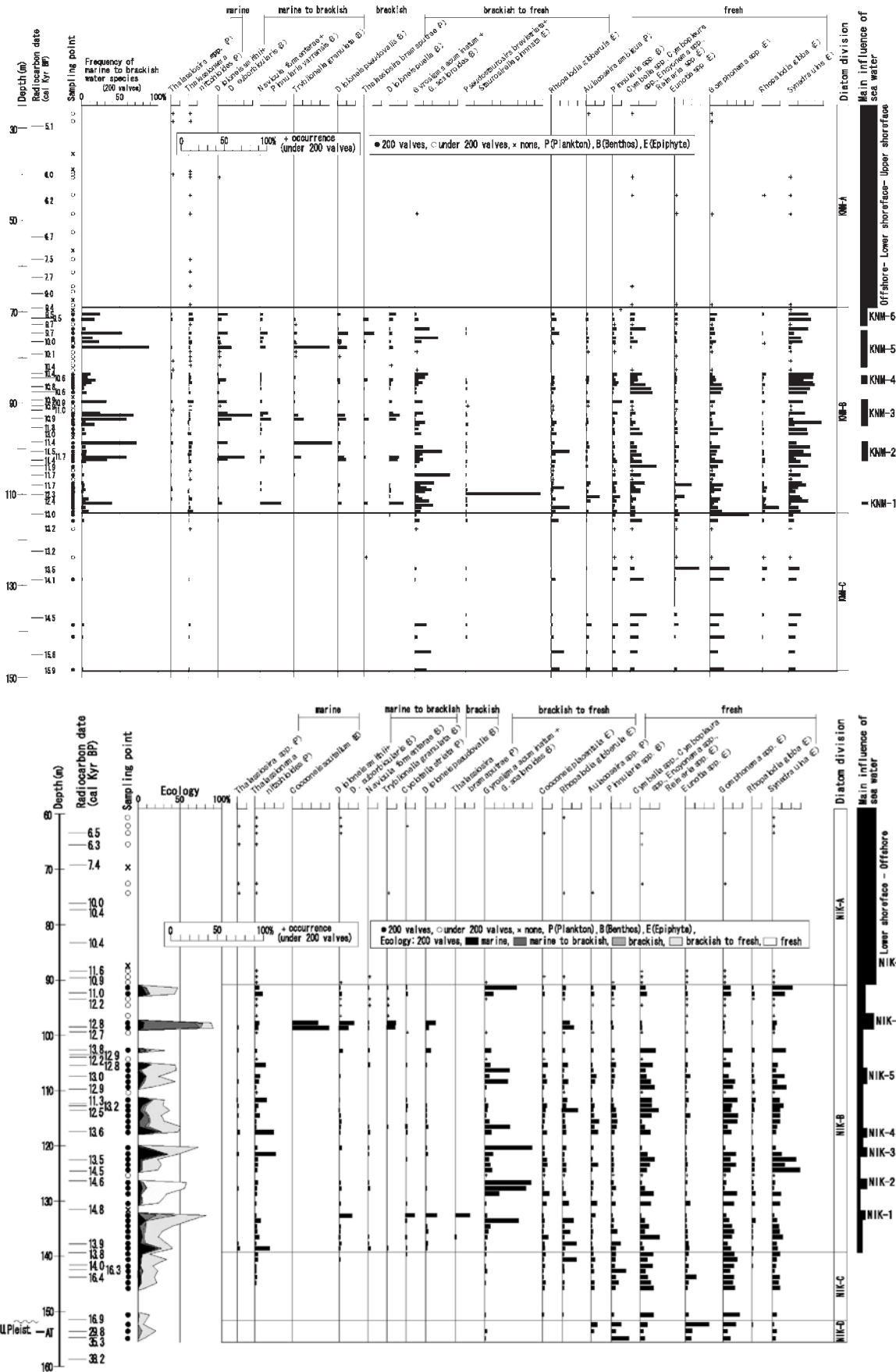
密度及び含水比は、コア試料 25cm から 50cm ごとに 7cc の帯磁率測定用のキューブに試料をサンプルし、この湿潤重量をその場で測定した。この湿潤重量を 7cc で割って湿潤密度を求めた。これを乾燥したものの重量を測定し同様に乾燥かさ密度を求めた。湿潤かさ重量と乾燥かさ重量の差から含水比を求めた。その結果については第 8 図に示す。

5.1 GS-NIK コアの密度と含水比

GS-NIK コアは下位より更新統からなる NIK-1, 蛇行河川堆積物からなる NIK-2, 淡水~塩水湿地堆積物よりなる NIK-3, 外浜堆積物からなる NIK-4, 沖浜堆積物からなる NIK-5, 6, 外浜堆積物からなる NIK-7, 前浜堆積物からなる NIK-8, 後浜堆積物からなる NIK-9 及び埋立表土からなる NIK-10 に分けられる。

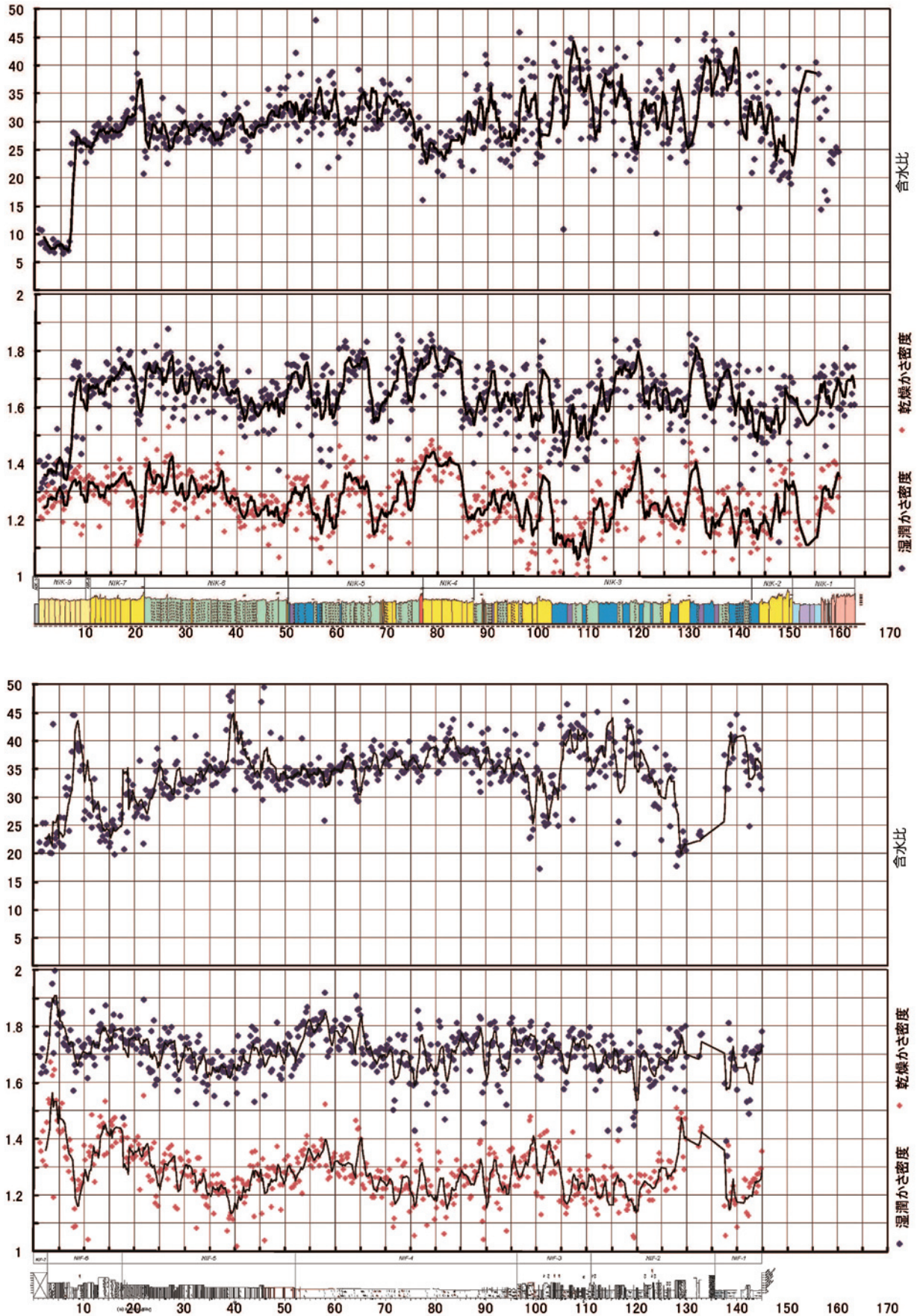
GS-NIK コアの密度は、第 8-a 図に示すとおりである。NIK-1 では砂層では 1.7 程度、泥層では 1.6 程度と大きく層相によって密度が異なる。NIK-2 は粗粒堆





第7図 珪藻化石群集組成と堆積環境の変遷 (a: 鑑潟コアの珪藻化石群集, b: GS-NAK 鑑潟コアの珪藻化石群集, c: GS-KNM コアの珪藻化石群集, d: GS-NIK コアの珪藻化石群集)。

Fig.7 Stratigraphic distribution of ecology, frequency of some distinctive diatom species of genera and diatom division (a: Ya core, b: GS-NAK core, c: GS-KNM core, d: GS-NIK core).



第 8 図 ボーリングコアのキューブ試料から測定した湿潤かさ密度と含水率 (a : GS-NIK, b : GS-NIF).

Fig.8 Bulk densities and water contents of the GS-NIK and GS-NIF core.

積物であるにもかかわらず 1.5-1.6 と低い。これは採取時のみだれによる可能性もある。NIK-3 では 1.5-1.7 と差が大きい。塩成の珪藻化石が算出する層準では、1.5-1.6 と低く、それ以外の層準では 1.6-1.8 となっている。NIK-4 の砂層では 1.8 程度と高くなる。NIK-5 では上部ほど細粒になるため密度が小さくなり、NIK-6 では 1.7-1.8 と上部ほど密度が高くなる。NIK-7~9 では 1.7 程度であるが、上部ほど密度が小さくなる傾向がある。

5.2 GS-NIF コアの密度と含水比

GS-NIF コアの密度は、第 8-b 図に示すとおりである。GS-NIF コアは、下位より更新統からなる NIF-1、河川成層よりなる NIF-2、蛇行河川から沖浜にかけての潮汐の影響のある中での深海化のシークエンスを持つ NIF-3、沖浜層からなる NIF-4、下部外浜堆積物からなる NIF-5、上部外浜堆積物からなる NIF-6 に区分される。

GS-NIF コアでは、NIF-1 では湿潤かさ密度は 1.6-1.7g/cm³、NIF-2 ではばらつきはあるものの 1.7g/cm³ 程度、NIF-3 では 1.7-1.8g/cm³ 程度と深い堆積環境になるに伴って密度は高くなる傾向がある。NIF-4 では泥質になることから密度は小さくなる。深度 95m から 80m までは 1.7g/cm³ から 1.65g/cm³ と徐々に密度が下がり、80m より浅いところでは再び上部ほど上昇し 1.8g/cm³ となる。NIF-5、6 では再び 1.65g/cm³ まで密度が下がり、砂層では密度は大きく泥層で小さくなる。全体としては上部ほど上昇し 1.65 から 1.8g/cm³ となる。含水比については大きくは密度と逆相関があり、NIF-1 で 30-40、NIF-2 では上方の粘性土ほど含水率が高くなり 30-45 となる。NIF-3 から 4 にかけては深くなるほど含水比が高くなり、深度 100m 程度で 25-80m で 40 と最も高くなり、その上部では浅くなると共に含水比も小さくなり深度 55m 程度で 33 程度になる逆くの字型になる。その上位の NIF-5 から 6 では NIF-6 に挟まれる泥質部をのぞいてさらに含水比が小さくなり最上部では含水比 20 程度になる。

6. 反射法探査

反射法の測線は四ッ郷屋浜から内野上新町を経て新潟県水産海洋研究所までの国道 402 号線に沿った歩道で実施した。より浅部の地層の変形を知ること、その断層の活動性を評価するために必要不可欠な

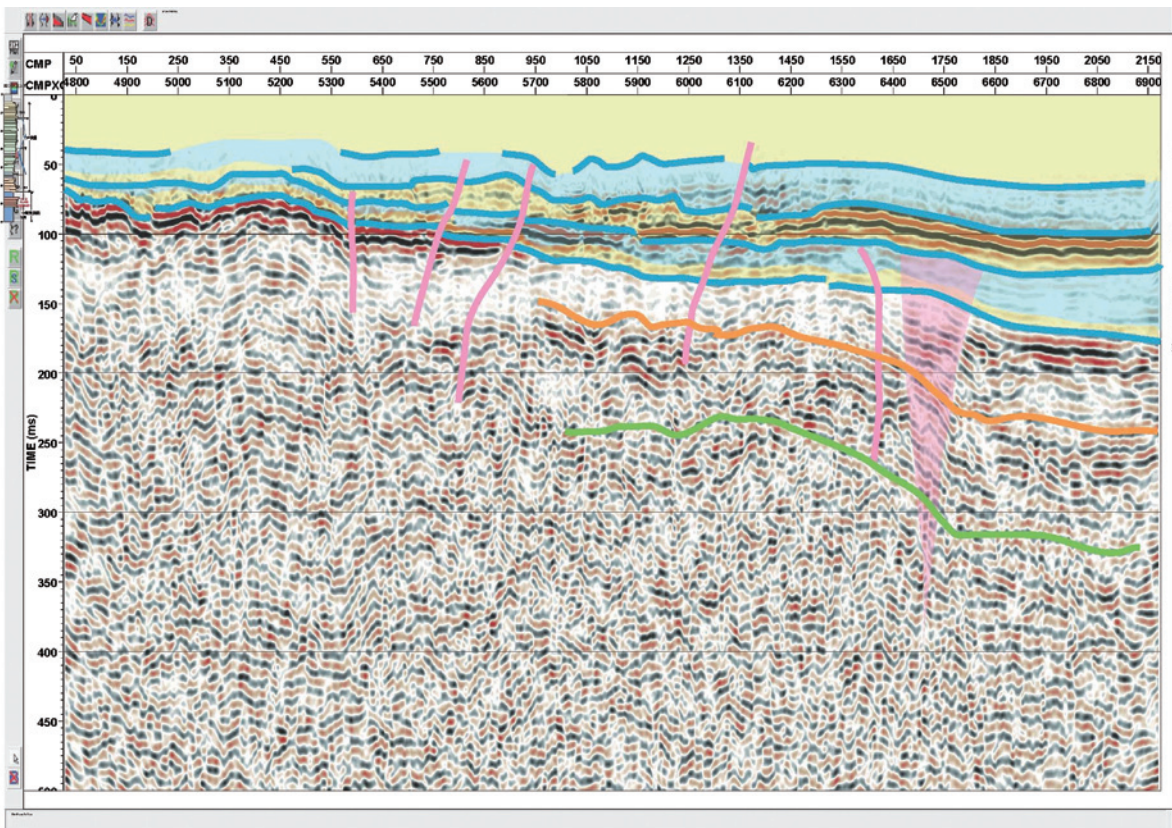
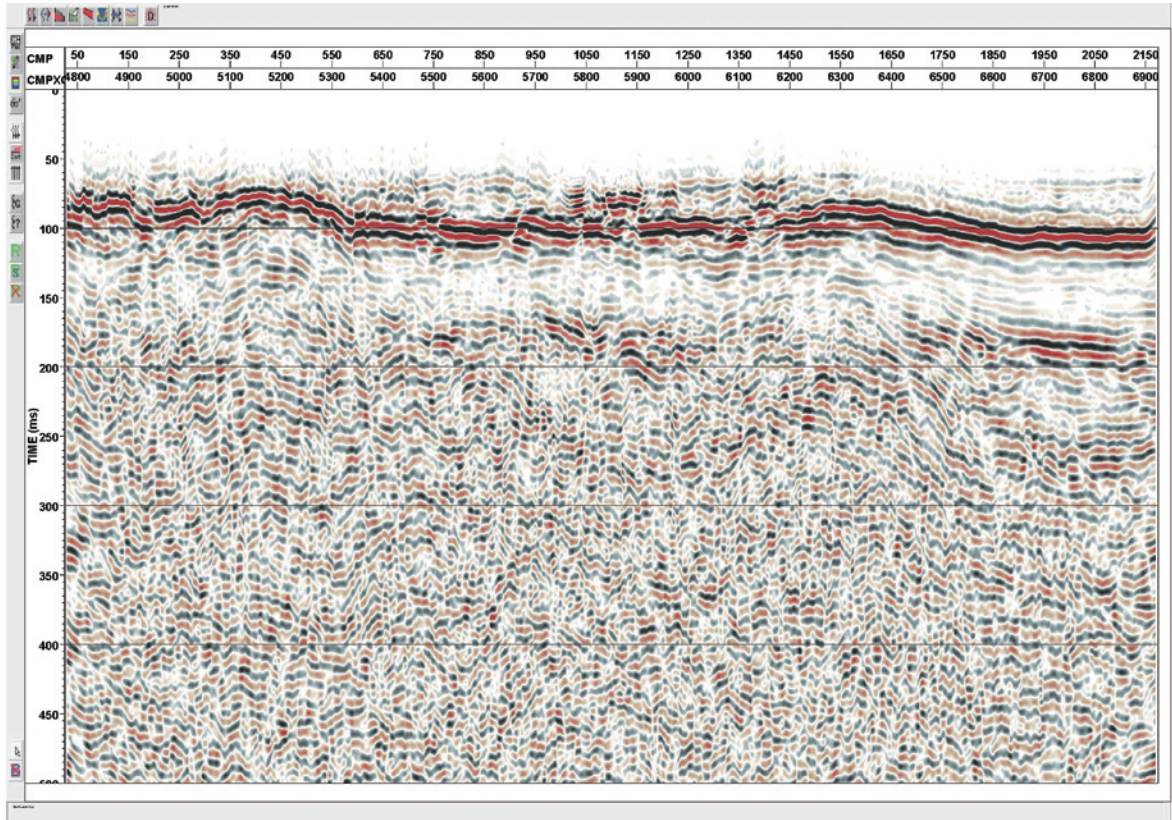
情報である。このような浅部詳細地盤構造情報を得るためには、測定間隔を密にし、高周波領域の信号を取り扱う高分解能浅層反射法地震探査が有効である。この問題を解決するため、稲崎 (1992) は、ケーブルと地震計を一体化したツールである「ランドストリーマー」を考案し、交通量の多い都市域でも高品質の記録断面が得られることを示した (稲崎, 1997)。新潟平野西縁においては、S 波ランドストリーマーによって詳細な地下地質構造の解明を行っている (稲崎・加野, 1999)。本則線は平成 20 年度に本プロジェクトで行った浅部地下構造調査の一部である (山口ほか, 2009)。山口ほか (2009) では、地震計間隔を 2m とし、全体の地質構造の解明を行った。本調査では、より地下浅部の地下地質構造の解明を目的として行った。本調査では、このうち断層に近い測線長 2150m の区間で海岸までの距離は 200-300m の地点で観測を行った。主要な諸元を第 2 表に示す。受信には 144ch のランドストリーマーを用い、受信機は間隔 1m とした。発信は、ドロップヒッターを用い、発信はランドストリーマーの西端から 1m 西で発信した。国道 402 号線は交通量が多く車両ノイズを避けるため交通の途絶えたタイミングで発信した。また、途中で堆肥工場があり、この低周波のノイズは避けることができなかった。探査の使用は第 2 表に示す。

この探査記録を第 9a 図に示す。全体として反射面は 300-350ms 程度まで確認できる。特に強い反射面は、測線東端部の 1750-2150m 地点で 160-170ms 程度の深さに強い反射面があり、いくつかの小断層でずれながら西に向かって浅くなり、測線西端付近では 70-100ms の深さに強い反射面が見られる。西部ではこの反射面はうねった面を形成しており、350-550m 地点で高まりを作っている (第 9b 図)。断層上盤側に見られるこのような高まりは、本則線南方の新潟県西区赤塚地区でもみられている (稲崎ほか, 2010)。一方、測線東部で 90-110ms の深さにも強い反射面が見られ、これもうねりながら、中央部で前述の強い反射面の上に重なる。

7. 考察

7.1 海域の侵入と断層活動時期

角田弥彦断層は、平均変位速度 2.8-4m/千年で活動していることが平成 20 年の調査でわかった (宮地ほか, 2009)。海岸に近いボーリングコアの解析の結果、新潟平野の沖積層は、16,000 年前から 13,500



第 9 図 GS-PLS 反射法探査断面図 (a) およびその解釈 (b).

Fig.9 a stacked time section(a) and an interpreted depth section(b) along GS-PLS line.

第2表 GS-PLS 反射法探査の概要。

Table 2 Fields parameter for Land Streamer reflection surbeys.

測線名	GS NG LS1
測線長	1200m程度
発振点間隔	2m
発振点数	300
振源	ドロップヒッタ
垂直重合数(標準)	8回を原則とする
受振点間隔	1m
同時受振点数	144
サンプル間隔	0.25msec
記録長	1sec

年前まで河川成から沼沢地のような環境で堆積し、現在の海岸に近いところでは 15,000 年前から、内陸でも 13,500 年前以降約 10,000 年前まで塩成と淡水成の湿地環境を繰り返している（第 10a 図）。更に 9,200 年前ごろに海水準が最高に上昇した頃沖浜環境となる。その後 YA コアと GS-KNM コアの間にバリアシステムが形成され、YA コア側では潟湖の環境に、海側では外浜システムから前浜、後浜と浅くなり、現在の砂丘堆積物となる。珪藻分析から湿地環境の時期に数度の塩成湿地環境と淡水成の湿地環境の繰り返しが見られる。このことは湿地環境のなかでスパイク的に海水が流入していることを示している。スパイク的な海水の流入の原因としては、融氷パルスのような海水準の上昇（Bard et al., 1996, Tanabe et al., 2009 など）と地震活動による平野の沈降によることの 2 つが考えられる。今回、この海水準上昇の時期を 14.8, 14.5, 13.2, 12.5, 11.5, 11.0, 10.5 及び 9.5 千年に認められた（第 10b 図）。このうちいくつかは海水準上昇の可能性もあるが、約 1,000 年以内に沈降が繰り返されていた可能性がある。

7.2 反射法探査断面と GS-NIK コアの対比

今回実施した高分解能 P 波反射法探査において、第 9b 図のような断面が得られた。この断面と GS-NIK コア及び四ツ郷屋コアを対比すると、明瞭な反射面である東部で 300-350ms から西部で 160-170ms に撓曲する反射面は沖積層基底面に対比される。また、測線東部で 70-100ms の反射面は NIK-3 の外浜の砂層に対比される。測線東部の 100-300ms の層は西部では撓曲ながらせん滅している。この層は GS-NIK では約 15-9 千年前の塩水性～淡水性の湿地が繰り返す環境の地層にあたり、これがせん滅することはこの地層

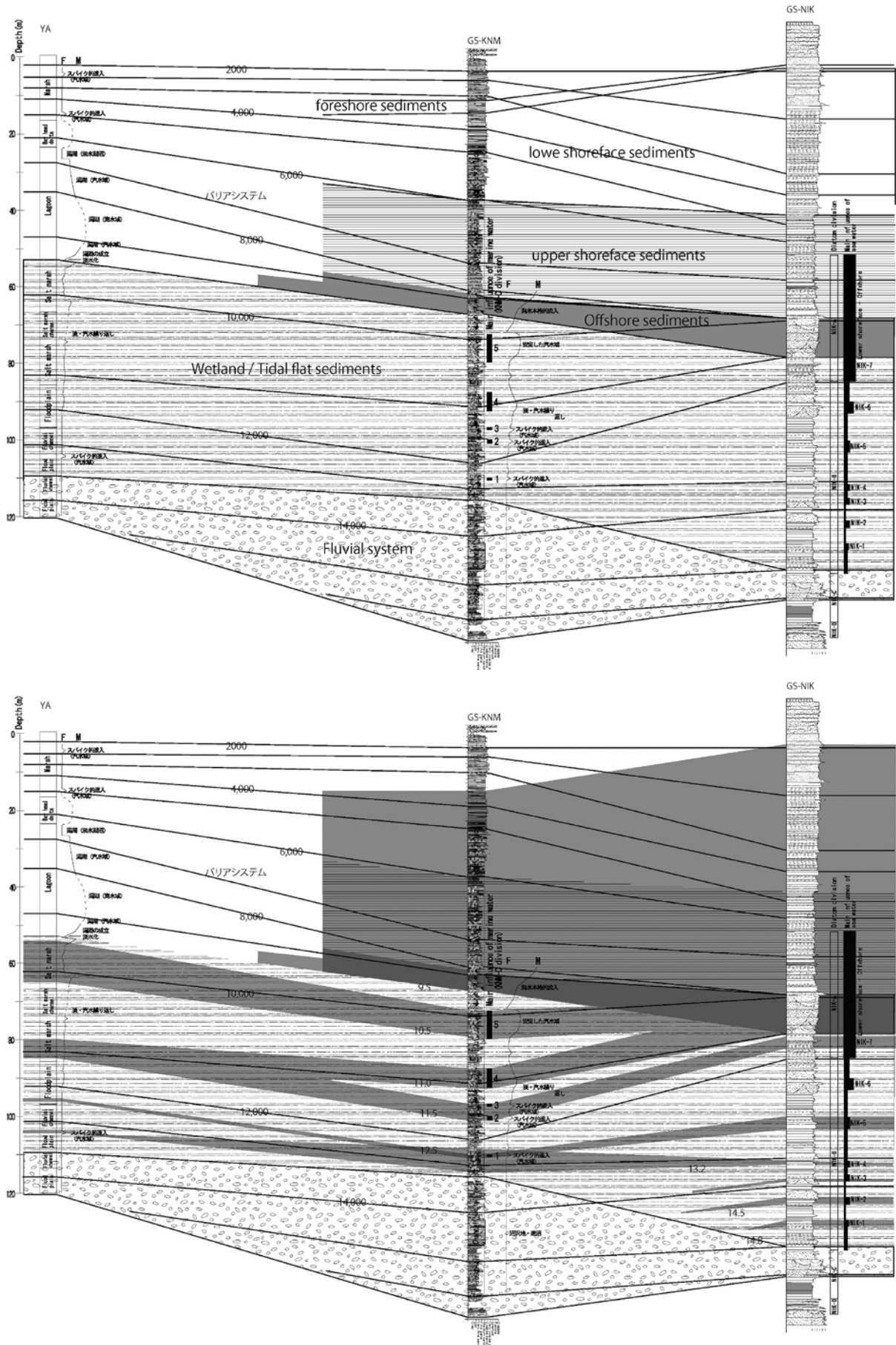
が断層運動によって沈み込んだときに海水が流入するという堆積環境変化が起こることと整合的である。

8. まとめ

本研究により、新潟平野の沖積層は、16,000 年前から 13,500 年前まで河川成から沼沢地のような環境で堆積し、15,000 年前～13,500 年前以降約 10,000 年前まで塩成と淡水成の湿地環境を繰り返している。更に 9,200 年前ごろに海水準が最高に上昇した頃沖浜環境となる。その後バリアシステムが形成され、YA コア側では潟湖の環境に、海側では外浜システムから前浜、後浜と浅くなり、現在の砂丘堆積物となる。

角田弥彦断層は、平均変位速度 2.8-4m/千年で活動しており、塩成～淡水成の湿地環境を繰り返していた 15,000 年前から 9,500 年前の間は約 1,000 年おきに活動を繰り返していた可能性がある。この断層により新潟平野は中心部が沈み込み、全体として西に傾く構造となっている。

海岸のランドストリーマー探査の結果、数枚の明瞭な反射面を確認した。これらをボーリングデータと対比すると、約 16,000 年前の沖積層基底層、10,000 年前から 8,000 年前の海進堆積物（沖浜層基底）、及び約 5,000 年前の下部外浜層と上部外浜層境界に明瞭な反射面が見られる。これらの反射面の一部は海域にもつながり、海陸の地質構造を総合的に理解するうえで重要な情報となる。



第 10 図 海岸線に直交した方向に同じ時間面，堆積環境で対比したボーリングコア。
 Fig.10 Isochron of the Chuseki-so across the coastal line.

文献

- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., Rougerie, F. (1996) Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge, *Nature*, 382, 241-244.
- Hustedt, F. (1930a) Die Susswasser-flora Mitteleuropas. Helf 10: Bacillariophyta (Diatomeae). 466pp., Gustav Fischer, Jena.
- Hustedt, F. (1930b-1966) Die Kieselalgen. Deutschlands, Osterreichs und der Schweiz, unter Berucksichtigung der ubrigen Lander Europas sowie der angrenzenden Meeresgebiete, 1 Teil : 920pp., 2 Teil : 845pp., 3 Teil : 816pp., Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Hustedt, F. (1955) Marine littoral diatoms of beaufort, North Carolina. Durham, North Carolina. 51pp., Duke University Press.
- 池田安隆・宮内崇裕・渡辺満久・佐藤比呂志・今泉俊文・高田圭太 (2002) 新潟平野周辺の断層帯, 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会, 124-146.
- 稲崎富士 (1992) 地盤調査技術の開発. 地下空間利用技術の開発報告書, 第3分冊, 建設省, 2-26.
- 稲崎富士 (1997) 断層調査法の開発. 大都市地域における地震防災技術の開発 土木部会研究報告書, 建設省土木研究所, 68-77.
- 稲崎富士・加野直巳 (1999) 高分解能 S 波反射法及びサイスマックコーン貫入試験による角田・弥彦断層群の浅部構造調査. 平成 10 年度活断層・古地震研究調査概要報告書 (地質調査所速報 no. EQ/99/3), 59-68.
- 稲崎富士・宮地良典・卜部厚志・楳原京子 (2010) 高分解能反射法地震探査による新潟市赤塚地区における越後平野西縁断層の浅部変形構造イメージング. 平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 本報告書.
- 石山達也・佐藤比呂志・今泉俊文・鈴木毅彦・戸田茂・越後智雄・小池太郎・鎌滝孝信 (2009) 角田山東縁断層における高精度浅層反射法地震探査と群列ボーリング調査. 日本地球惑星科学連合 2009 年大会講演要旨, J245-P012.
- 楳原京子・稲崎富士・卜部厚志・宮地良典 (2010) 長岡平野西縁断層帯における浅層反射法地震探査-新潟市松野尾地区の地下構造. 平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 本報告書.
- 加野直巳・山口和雄・栗田泰夫 (1999) 角田・弥彦断層群の P 波反射法地震探査. 活断層・古地震研究調査概要報告書, EQ/99/3, 47-58.
- 鹿島 薫 (1985) 銚子半島高神低地の完新世における珪藻群集の推移と古海水準. 第四紀研究, 24, 125-138.
- 鹿島 薫 (1986) 沖積層中の珪藻遺骸群集の推移と完新世の古環境変遷. 地理学評論, 59, 383-403.
- 加藤君雄・小林 弘・南雲 保 (1977) 八郎潟調整池のケイソウ類. 八郎潟調整池生物相調査会報告, 63-137.
- 小林巖雄 (1996) 越後平野地下の第四系. 第四紀研究, 35 (3), 191-205.
- 小林 弘・出井雅彦・真山茂樹・南雲 保・長田敬五 (2006) 小林弘珪藻図鑑, 第 1 巻. 531pp., 内田老鶴圃, 東京.
- 小杉正人 (1988) 珪藻の環境指標種群の認定と古環境復原への応用. 第四紀研究, 27, 1-20.
- Kitagawa, H., Masuzawa, T., Nakamura, T. and Matsumoto, E. (1993) A batch preparation method for graphite targets with low background for AMS ¹⁴C measurements. *Radiocarbon*, 35, 295?300.
- Krammer, K. and Lange-Bertalot, H. (1986-1991) Susswasserflora von Mitteleuropa. Bacillariophyceae, 1 Teil : 876pp., 2 Teil : 610pp., 3 Teil : 576pp., 4 Teil : 437pp., Gustav Fischer, Verlag, Stuttgart.
- 増田富士雄・伊勢屋ふじこ, 1985, “逆グレーディング構造”: 自然堤防帯における氾濫原洪水堆積物の示相堆積構造. 堆積学研究会報, no. 22/23, 108?116.
- Miall, A. D. (1992) Alluvial Deposits. In: Walker, R.G. and James, N.P. eds., *Facies Models: response to sea level change*. Geol. Assoc. Canada, 119?142.
- 宮地良典・中西利典・卜部厚志・田辺 晋・稲崎富

- 士・安井 賢・小松原 琢・水野清秀 (2009) ポーリングコア解析による角田・弥彦断層の活動度評価. 平成 20 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 101-120.
- 仲川隆夫 (1985) 新潟平野の上部更新統・完新統—とくに沈降現象との関係について—. 地質学雑誌, 91 (9), 619-635. 中西利典・宮地良典・ト部厚志・田辺 晋・安井 賢 (2010) ポーリングコア解析による新潟市西部における角田・弥彦断層の活動度評価, 活断層研究, 32, 9-25.
- 新潟市史編さん自然部会 (1991) 新潟市史 自然編, 12, 新潟市, 367p.
- 新潟県地盤図編集委員会編 (2002) 新潟県地盤図および新潟県地盤図説明書. (社) 新潟県地質業協会, 66pp+4 図.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E. (2004) IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26?0 ka BP. Radiocarbon, 46, 1029?1058.
- Reineck, H.E. and Singh, I.B. (1980) Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag, 551p.
- Round, F. E., Crawford, R. M. and Mann, D. G. (1990) The Diatoms. Biology and morphology of the genera. 747pp., Cambridge University Press, Cambridge.
- 産業技術総合研究所 (2009) 活断層データベース 2009 年 7 月 23 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB095, 産業技術総合研究所.
- 下川浩一・栗田泰夫・佐竹健治・吉岡敏和・七山太・荻谷愛彦・小松原 琢・羽坂俊一・重野聖之 (1997) 地形・地質調査 1. 科学技術振興調整費 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 I 期平成 6~8 年度) 成果報告書, 科学技術庁, 67-84.
- 下川浩一・栗田泰夫・佐竹健治・吉岡敏和・七山太・荻谷愛彦・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, 科学技術庁, 65-85.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993) Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. Radiocarbon, 35, 215?230.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., and Reimer, R. W (2005) CALIB 5.0. <http://calib.qub.ac.uk/calib/calib.html>
- Tanabe, S., Tateishi, M. and Shibata Y. (2009) The sea-level record of the last deglacial in the Shinano River incised-valley fill, Echigo Plain, central Japan. Marine Geology, 266, 223-231.
- Urabe, A., Takahama, N., Yabe, H. (2004) Identification and characterization of a subsided barrier island in the Holocene alluvial plain, Niigata, central Japan. Quaternary International, 115-116, 93-104.
- ト部厚志・安井 賢・稲葉 充・片岡香子・高濱信行・満田信一 (2006) 東新潟ガス田の中部更新統~完新統の層序—特に軽石層の特徴とその供給源—. 石油技術協会誌, 71 (4), 337-348.
- ト部厚志・渡部 俊・鈴木幸治・村尾治祐・高濱信行・渡部史郎・稲崎富士 (2007) 反射法弾性波探査による越後平野西縁断層帯の 1000 層構造調査. 第四紀研究, 46, 427-431.
- ト部厚志・宮地良典・稲崎富士・楳原京子 (2010) 新潟市竹野町地域の沖積層に記録された越後平野西縁断層の活動度評価. 平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 本報告書.
- Vos, P. C. and H. de Wolf (1993) Diatoms as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetlands; methodological aspects. Hydrobiologia, 269/270 : 285-296.
- Walker, R.G. and Plint, A.G. (1992) Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G. and James, N.P. eds., Facies Models:

- Response to Sea Level Change. Geol. Assoc. Canada, 219?238.
- 渡辺仁治 (2005) 淡水珪藻生態図鑑. 666pp., 内田老鶴圃, 東京.
- Witkowski, A., Lange-Bertalot, H. and Metzeltin, D. (2000) Diatom flora of marine coasts I . In Lange-Bertalot, Iconographia Diatomologica Annotated Diatom Micrographs, 7, 925pp., Koeltz Scientific Books.
- Yabe, H., Yasui, S., Urabe, A., Takahama, N. (2004) Holocene paleoenvironmental changes inferred from the diatom records of the Echigo Plain, central Japan. Quaternary International, 115-116, 117-130.
- 山口和雄・住田達哉・加野直巳・大滝壽樹・伊藤忍・横田俊之・横倉隆伸 (2009) 越後平野西部の沿岸陸域における浅部地下構造調査. 平成20年沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 37-44.
- 安井 賢・小林巖雄・鴨井幸彦・渡辺秀男・石井久夫 (2001) 越後平野中央部, 白根地域における完新世の環境変遷. 第四紀研究, 40, 121-136.
- 安井 賢・鴨井幸彦・小林巖雄・卜部厚志・渡辺秀男・見方功 (2002) 越後平野北部の沖積低地における汽水湖沼の成立過程とその変遷. 第四紀研究, 41, 185-197.

高分解能反射法地震探査による新潟市赤塚地区における 越後平野西縁断層の浅部変形構造イメージング

Imaging of the near-surface deformation structure caused by recent activities in the western marginal fault of the Echigo Plain, Akatsuka district, Niigata City, by means of high-resolution seismic reflection surveying.

稲崎富士¹・宮地良典²・卜部厚志³・楮原京子⁴

Inazaki Tomio¹, Miyachi Yoshinori², Urabe Atsushi³ and Kagohara Kyoko⁴

Abstract: We conducted high-resolution shallow seismic reflection surveying using Land Streamer at Akatsuka, Nishi Ward, Niigata City to image on- and off-fault deformation structure in a faulted zone. Newly assembled P- and S-wave type Land Streamers were adopted for the survey purposed to delineate paleoseismic deformation events caused by recent activities of the western marginal fault of Echigo Plain, Niigata Prefecture. A 1.6 km-long seismic line, and a 900 m-long line were deployed to obtain P- and S-wave seismic profiles respectively at the site. As a result, CMP stacked migrated sections clearly profiled off-fault primary faultings in addition to the major on-fault flexure structure at the near surface down to 200 m in depth. Correlation of seismic profiles with the drilled core and logging data obtained at GS_NAK1 site enabled to distinguish the recent paleoseismic events and to assess their ages and recurrence intervals.

キーワード: 越後平野西縁断層, 活断層, 高分解能反射法地震探査, ランドストリーマー, 検層

Keywords: Western marginal fault of the Echigo Plain, Active fault, High-resolution seismic reflection survey, Land Streamer, Logging

要旨

越後平野西縁断層の浅部変形構造をイメージングすることを目的として, 新潟市赤塚地区においてランドストリーマーを用いた高分解能反射法地震探査を実施した。ランドストリーマーとは多数の地震計を一体化して容易に牽引・移動ができるようにした地震探査用の測定ツールであり, 今回新たに組み立てた P 波および S 波ランドストリーマーを用い, 各々 1.6km, 900m の測線上で探査を実施した。一連の処理を施して得られた CMP 重合断面には, 主断層部のみならず撓曲変形帯内の副次断層による変形構造が明瞭に捉えられていた。探査測線近傍ではオールコアボーリング (GS_NAK1) が掘削された。この GS_NAK1 孔においてサスペンション PS 検層, ダウンホール VSP 等を

実施して浅部の速度層構造を把握した。さらにコア試料の堆積相解析および ¹⁴C 年代測定結果を基に, 沖積層に対比される浅部反射面の変形構造を解釈した。その結果, 主断層前縁部に位置する 1 本の副次断層のみで, 0.4mm/yr 程度の平均上下変位速度を有していることが明らかになった。

1. はじめに

新潟県中央部には長岡市から新潟市にかけて, 信濃川沿いに沖積平野が発達している。この平野の西縁部は, 全長 70km に及ぶ「長岡平野西縁断層帯」(地震調査研究推進本部, 2004) と称される活断層に境されている。同断層帯は通常 3 つの活動セグメントに区分され, そのうち陸域最北部のセグメントは, 弥彦活動セグメント (産業技術総合研究所, 2009), 角田

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 / 土木研究所 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation / Public Works Research Institute)

² 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)

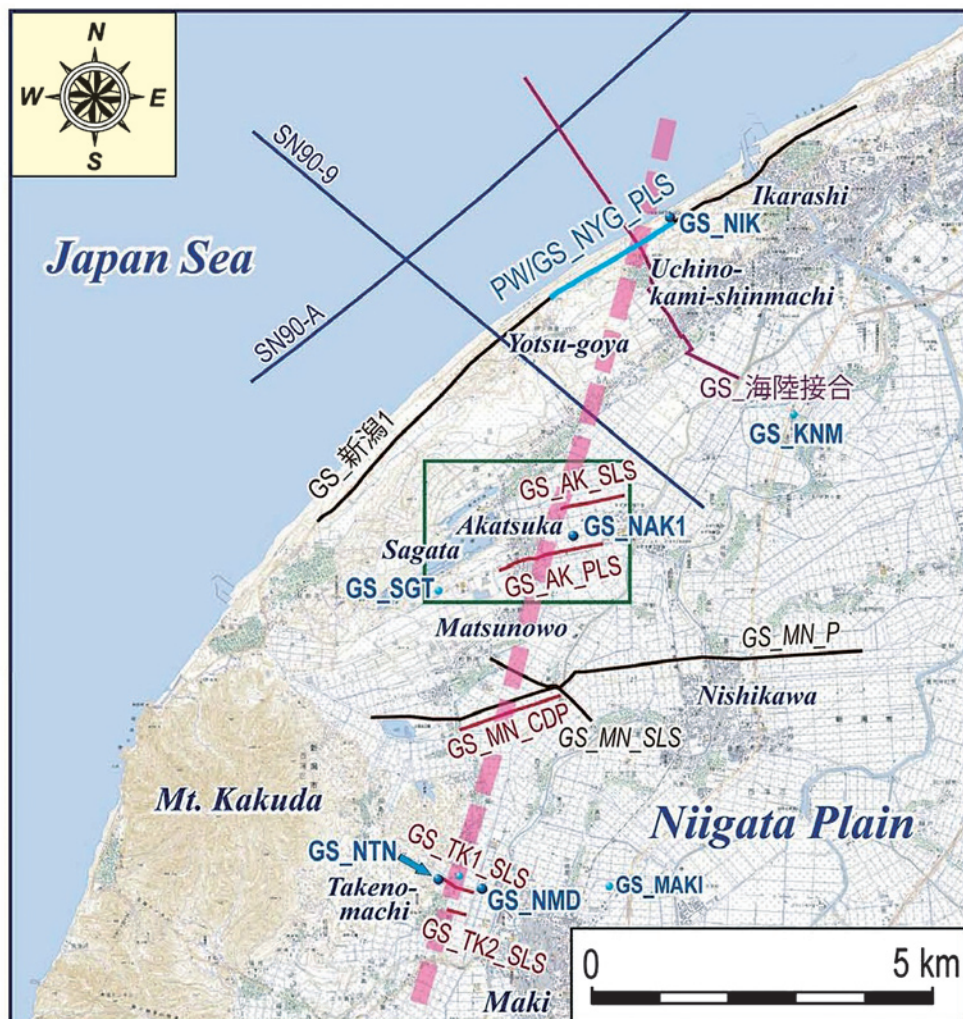
³ 新潟大学災害復興科学センター (Niigata University, Research Center for Natural Hazards and Disaster Recovery)

⁴ 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center)

山東縁断層（池田ほか，2002），角田・弥彦断層（仲川，1985）などと称されてきた。活動セグメントの区分には，セグメントごとに特有の活動様式とその範囲が明らかにされている必要がある。当該セグメントについては，延長約 25km，西側上りの逆断層であり，反射法地震探査と試錐資料（石油公団，1991，1992）から，下部更新統の灰爪層に対して 3000m 以上の垂直変位を与えていると評価されている。一方で地表部には明瞭な変位地形は認められず，伏在位置，変形様式とその空間的差異，海域部への連続性についての地球科学的知見が乏しかった。そこで，新潟市赤塚地区において同セグメントの最近の活動履歴を明らかにすることを目的として，沖積層を主対象としたオールコアボーリングおよび高分解能反射法地震探査を実施した。なお本報告では卜部ほか（2007）になら

い，当該活動セグメントを越後平野西縁断層（小林，1996）と称することとする。

越後平野西縁断層に対しては，前述した石油公団による海域および海陸接合部での大規模反射法地震探査（SN90-A，SN90-9）のほか，松野尾から西川にかけて（GS_MN_P；加野ほか，1999），沿岸部（GS_新潟1；山口ほか，2009），海陸接合部（GS_海陸接合；楮原ほか，2010）など，これまで大型震源あるいはダイナマイト震源による P 波反射法地震探査が実施されてきた（第 1 図）。これに加え電力会社や大学機関もこの断層を対象とした探査を実施してきている（石山ほか，2009 など）。これらの反射法地震探査は，基本的に対象断層の伏在位置や累積変形様式を明らかにすることを目的としたものであり，最近の断層の活動性を明らかにするために必要とされる時間的空間的



第 1 図 調査値周辺における反射法地震探査およびボーリング地点の位置図。国土地理院発行 1/50000 地形図「内野」と「弥彦」を使用した。

Fig.1 Location map showing Akatsuka survey site, previous seismic reflection survey lines and drill sites. 1/50000 scale digital maps “Uchino” and “Yahiko” issued by GSI are used as the base map.

分解能を有していなかった。近年、群列ボーリングと採取試料に対する稠密な年代分析にトレンチ調査を組み合わせた調査手法が活断層・古地震調査で広く採用されてきている（吉岡ほか，2007；Naruhashi, et al., 2008 など）。しかし、この手法の適用には多大の調査経費を必要とし、地質構造の空間的な不連続性把握にも限界があった。これに対し高分解能反射法地震探査、特に伝播速度の小さなS波を用いた反射法地震探査は、高い空間分解能を有しており、微細な変形構造のイメージングをも可能にする。そこで越後平野西縁断層の推定伏在部と交差するように測線を配置し、新潟市内の4地区、すなわち四ツ郷屋、赤塚、松野尾および竹野町において高分解能反射法地震探査を実施した（第1図）。本報告ではこのうち赤塚地区で実施した探査結果を、探査測線近傍で掘削されたオールコアボーリング（GS_NAK1）孔における検層結果およびコア堆積相解析結果と対比して解釈する。

2. 高分解能反射法地震探査

2.1 高分解能反射法地震探査の概要

反射法地震探査は、もともと資源探査手法として地下数 km 程度の深い深度領域を対象として発達した探査手法であるが、我が国では資源探査より防災調査で多用されており、地方自治体等が進めてきた活断層調査の主要な調査手法となっている。反射法地震探査のうち、深度数 100m～数 10m を対象とするものを特に浅層反射法、深度数 10m～数 m を対象とするものを極浅層反射法と称することがある。また従来の反射法探査では起振点／受振点間隔は 10m～25m 程度に設定されるのに対し、この間隔を 2.5m～数 10cm と狭小に設定し、高い空間分解能を保障する手法を特に高分解能反射法地震探査と称する。

反射法地震探査では、反射波信号を強めるために共通中点（CMP）重合法という特徴的な現場計測・データ処理技法が採用される。そして CMP 重合データを効率的に取得するために、あらかじめ多数の地震計を地表に展開しておき、まずある起振点で震源を操作して信号を記録する（共通起振点記録）。ここで受振点間隔を小さくすれば、反射点の密度が上がり水平方向の空間分解能が向上するので詳細な構造解析が可能となる。また起振点間隔を密にすると、CMP 重合数が大きくなり反射波の S/N 比を向上させることができる。従来の反射法地震探査では CMP 重合数は最低でも 24、通常で 60～120 程度に設定されることが

多い。しかし受振点間隔および起振点間隔を密にすればするほど、単位区間あたりの作業密度も大きくなり、結果として探査効率が低下する。そこで、対象とする構造が有すると想定される不均質性のオーダー、あるいは検出すべき構造のスケールと現地での作業性を考慮して、受振点間隔と起振点間隔を設定する。なお深度方向の空間分解能は反射波信号の波長に依存する。地盤の速度は変えられないが、周波数を高くすれば波長が短くなるので分解能を向上させることができる。

2.2 探査測線

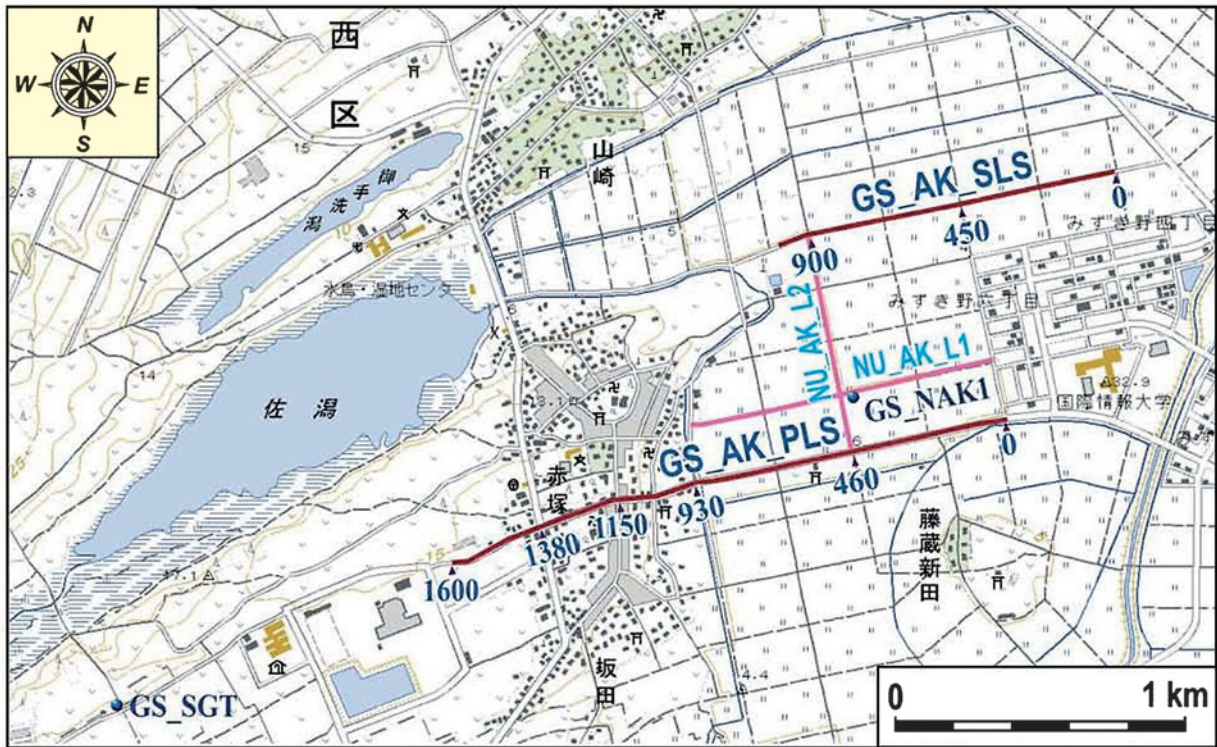
新潟市西区赤塚地区において、越後平野西縁断層の伏在推定部と交差するように測線を設定し、高分解能反射法地震探査を実施した。測線設定位置を第2図に示す。

探査測線の大部分の区間は、赤塚集落の東側に広がる低平地上に位置する。この低平地は、標高約 3.5m で平坦であり、表層部には河川成の砂質堆積物が分布することから、旧信濃川の氾濫原ないし旧可道に比定することができる。赤塚集落は新砂丘 I（縄文前～中期）ないし新砂丘 II（縄文後～晩期）上に立地している（ト部ほか，2006）。この砂丘地形は東側に徐々に高度を下げ、その末端部は低平地の地下に埋没している（ト部ほか，2006）。赤塚集落を載せる砂丘部と低平地との地形境界は明瞭で西側に膨らんだ弧状を呈している。藤蔵新田が位置する旧蛇行河道地形と調和的であり、比較的新しい時代の側刻地形の痕跡であると解釈することが可能である。

第2図に示すように、赤塚地区に2本の探査測線を新たに設定した。このうち南側の測線（GS_AK_PLS）は、県道46号新潟大外環状線の南側車道舗装路面部に設置した。また北側測線（GS_AK_SLS）は、1948年以降に整備された圃場内を走る舗装された農道上に設置した。なお赤塚地区ではト部ほか（2007）によって、予察的な高分解能反射法地震探査が実施されていた（NU_AK_LS1, NU_AK_LS2）。また両測線の間中部においてオールコアボーリング（GS_NAK1）が計画されていた。測線の設定にあたっては、これらの既往調査結果も参照した。

2.3 測定諸元および使用機器類

赤塚地区に設定した2本の探査測線の測定諸元および使用した機器類を第1表に掲げた。GS_AK_PLS 測線は測線長 1600m、測定には 144ch 同時受振可



第 2 図 赤塚地区探査測線およびボーリング地点位置図。
国土地理院発行 1/25000 地形図「巻」を使用。

Fig.2 Map showing two survey lines; GS_AK_PLS and GS_AK_SLS deployed in this study, existing survey lines, and drill sites at Akatsuka site, Niigata City. A 1/25000 scale digital map “Maki” issued by GSI is used as the base map.

能な P 波型ランドストリーマーを使用した。ランドストリーマーとは多数の地震計を一体化して容易に牽引・移動ができるようにした地震探査用の測定ツールである（稲崎，1992）。本探査測線で使用したツールは，牽引用の 2 本のステンレスワイヤーロープに 1m 間隔で地震計ユニットが装着されている（第 3 図）。各地震計ユニットには固有周波数 40Hz の上下動エレメントが 4 個組み込まれている。地震計ユニットは金属製のベースプレートを通じて舗装路面と面的にカップリングしている。従来の地震探査では，スパイクを地中に突き刺して地震計を堅固に地面と固着させるか，あるいは三脚を介して地面とカップリングさせていた。このようなカップリング法では地震計を牽引移動させることは不可能である。ランドストリーマーは固着部がないことから容易に移動させることができる。震源にはミニ油圧インパクト JMS-Mini65（株式会社地球科学総合研究所製；第 3 図）を使用し，起振点間隔を 2m に設定して発震作業を繰り返した。起振点の移動時にはランドストリーマーも 2m 移動させる。ただし通行量の多い赤塚集落内の県道 2 号新潟潟寺泊線や集落内道路交差点では，ランドストリーマ

ーを展開することが車両の安全通行の妨げになる可能性があったことから固定展開とし，震源のみを移動させた。各起振点での垂直重合数は通行車両や測線近傍の家屋からの振動ノイズの強弱の状況に応じて 2-8 回とした。現地での測定作業は 2009 年 11 月 2 日～6 日にかけて実施し，総起振点数は 795 に達した。データの収録は DAS-1（OYO Geospace 社製）を用いた。

GS_AK_SLS 測線は測線長 920m，測定には 120ch 同時受振可能な S 波型ランドストリーマーを使用した。本測線での探査に使用したツールは，P 波型ランドストリーマーツールと同様に牽引部材として 2 本のステンレスワイヤーロープを使用し，50cm 間隔で 120 個の S 波用地震計ユニットが配置されている（第 4 図）。各地震計ユニットには固有周波数 14Hz の水平動エレメントが 2 個組み込まれている。震源にはエアハンマーを組み込んだ窒素ガス駆動 S 波震源（サンコーコンサルタント社製）を使用し，起振点間隔を 1m に設定してランドストリーマーと震源を 1m 毎に移動して測定を繰り返した。各起振点での垂直重合数は，風雨によるノイズの程度に応じて 2-16 回とした。現地での測定作業は 2009 年 11 月 11 日～14 日にか

第 1 表 ランドストリーマー反射法探査測定諸元.

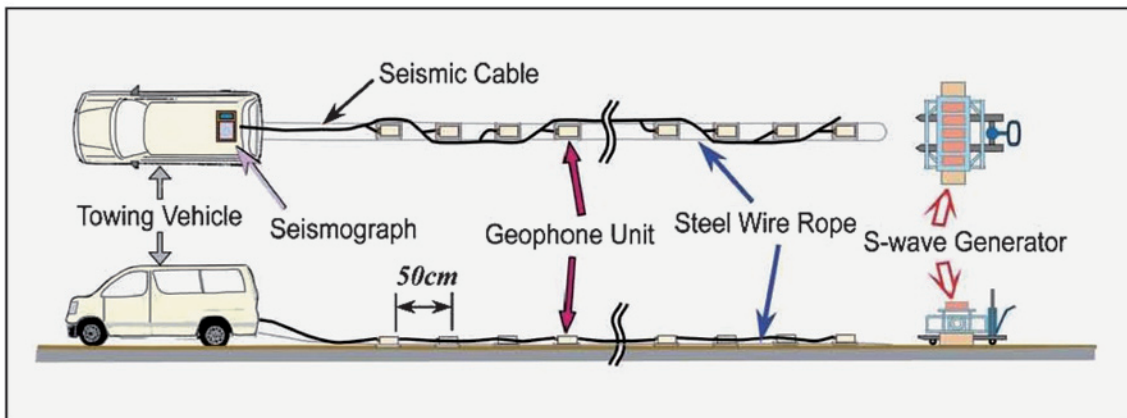
Table 1 Field parameters for the Land Streamer reflection surveys.

Line Parameters	GS_AK_PLS	GS_AK_SLS
Survey Length	1600 m	920 m
<i>Land Streamer Tool</i>		
No. of Channels	144	120
Natural Frequency	40 Hz	14 Hz
No. of Elements	4	2
Channel Spacing	1 m	50 cm
Streamer Length	150 m	65 m
<i>Source</i>		
Source Type	Mini Impactor	Air Hammer
Vertical Stack	2-8	2-16
Shot Interval	2 m	1 m
No. of Shotpoints	795	902
<i>Recording System</i>		
Instrument	DAS-1	DAS-1
Recording Length	1 sec	1 sec
Sampling Rate	0.25 ms	0.5 ms



第 3 図 P 波探査用ランドストリーマーおよび震源.

Fig.3 A photo showing the P-wave type Land Streamer and an impactor source.



第 4 図 S 波探査用ランドストリーマー概要図.

Fig.4 An illustration of the S-wave type Land Streamer deployed in this survey.

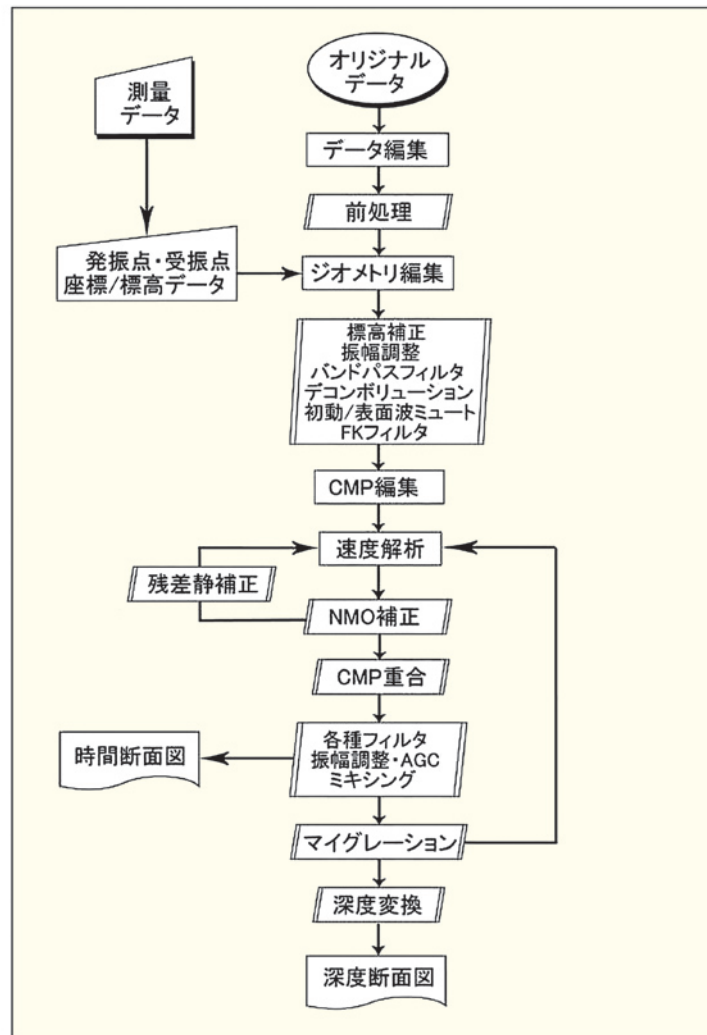
けて実施した。測定期間中はほぼ全日降雨および強風に見舞われたが、ランドストリーマーをゴムマットで覆い、風雨の影響を極力低減させるよう工夫した。これにより雨天下においても全日の測定作業が可能となった。

2.4 探査データ処理

探査データは現地において探鉱機に接続した外付けハードディスクに収録した。このデータを当日中にハードディスクからノート PC にコピーしてバックアップデータとした。実質 8 日間の現地探査で取得したデータは、合計 1736 ファイル、約 1.8GB に達した。この取得データを研究所に持ち帰り、Windows 上で動作する専用の反射法処理ソフトウェア VISTA for Windows (GEDCO 社製) を用いてデータ処理を実施した。

データ処理の流れを第 5 図に、また各処理の概要を以下に記す。反射測線はほぼ直線であったので、測線の起点と終点の座標をつなぐ線分を CMP 重合測線とし、この測線に沿って共通反射点の編集を行なった。CMP の間隔は GS_AK_PLS 測線では 1.0m に、GS_AK_SLS 測線では 0.5m とした。

測量作業によって求められた各受振点および起振点の座標データを入力し、ジオメトリを定義した反射測定データに対して、まず前処理として振幅調整、バンドパスフィルタ（帯域通過フィルタ）、デコンボリューション、FK フィルタ等の処理を施し、反射イベントの分離・パルス化をはかった。速度解析は、定速度重合法と定速度走査センブランス計算法を用い、50CMP (50m ないし 25m) 毎に実施した。速度解析点数は、GS_AK_PLS 測線では 31 点、GS_AK_SLS 測線では 37 点に達した。得られた重合速度構造に対



第 5 図 反射法データ処理流れ図.

Fig.5 Processing flow for high-resolution seismic reflection survey data.

してさらに空間的スムージングフィルタをかけ、1次重合速度構造とした。さらにこの速度構造を88%~115%の間で3%間隔で変化させた値を用いて重合前マイグレーション処理を施し、対応する時間断面を作成した。この時間断面パネル上で反射面がもっともよく再現される速度を抽出し、最終的な重合速度構造を求めた。この解析を経て求めた重合速度構造を用いてNMO補正、CMP重合処理を施し時間断面を作成した。またNMO補正後のCMPギャザに対し、特定の反射イベントを含む時間ウィンドウを設定し、その領域内でのCMP重合の効果が最大となるような補正項を最小二乗反復計算法によって求める、パワー最大化自動静補正法（スタックパワー計算法）を用い、残差静補正量を計算した。NMO補正および残差静補正を数次繰り返した後、CMP重合を施して最終的な重合後時間断面を得た。この重合後時間断面に対して、反射面の連続性を強調するFX予測フィルタ処理を施し、さらに周波数帯域フィルタ処理等を加えた。また時間断面上の見かけの傾斜構造を真の構造に近い断面に変換する重合前時間マイグレーション処理、断面上での反射イベントの振幅を平滑化する自動振幅調整（AGC）処理等を必要に応じて実施している。さらにFX深度マイグレーション処理によって深度断面を作成した。深度変換には、上述した重合速度構造データに対して後述するGS_NAK1孔での速度検層によって得られた表層部の実測速度分布データを用いて、補正を施した値を使用した。

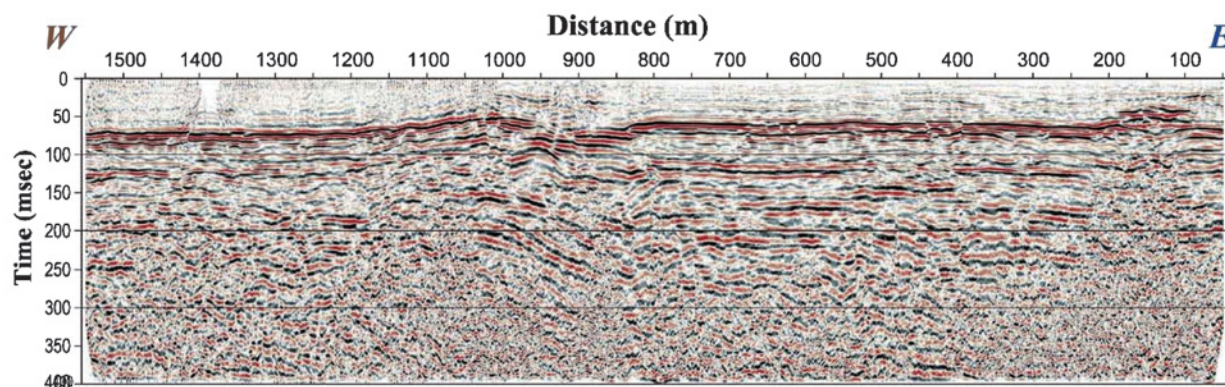
2.5 解析結果

GS_AK_PLS測線の重合時間断面を第6図に、またGS_AK_SLS測線の重合時間断面を第7図(a)に、深

度変換断面図を第7図(b)に示す。以下に、各断面に認められる特徴的な構造について記す。

P波重合時間断面（第6図）には、往復走時60msec付近に連続性の良い強振幅の反射面が認められる。NU_AK_L1測線の時間断面にもほぼ同じ走時に強い反射面が出現する。さらに四ツ郷屋地区におけるP波ランドストリーマー探査断面にもこの走時に連続性の良好な強い反射面が出現した（稲崎ほか、2010）。以上より、この地域に共通する特徴的な反射イベントであるということが出来る。この反射面は、測線距離850mから1000mの間で下方に撓んでいる。この区間では下位の反射面群もその傾斜構造が他の区間とは様相を異にしており、この位置に越後平野西縁断層の主断層を比定することができる。第2図に示したように、この変形構造の出現位置は砂丘部と低平地との地形境界に一致している。下位の反射面はおよそ300msecまで追跡することができる。これらの反射面群は、測線距離400m付近および200m付近で屈曲しているようにみえる。この部分に前縁副断層が存在している可能性があり、データ処理パラメータの適正化によって鮮明化を図ることが求められる。

S波重合時間断面（第7図(a)）には、往復走時300msec以深に連続性が良好で平行する反射面が数条認められる。一方300msec以浅の反射面の連続性は良好とは言えない。残差静補正および重合速度の適正化によって浅部反射面のイメージングを向上できる可能性がある。測線西端部で反射面の多くが上方に屈曲しているのが特徴的である。この部分に越後平野西縁断層の主断層を解釈することが可能である。第7図(b)は、後述するGS_NAK1孔での速度検層データを用いて深度変換して得られた、重合深度断面であ



第6図 P波重合時間断面。

Fig.6 A stacked time section along the GS_AK_PLS line.

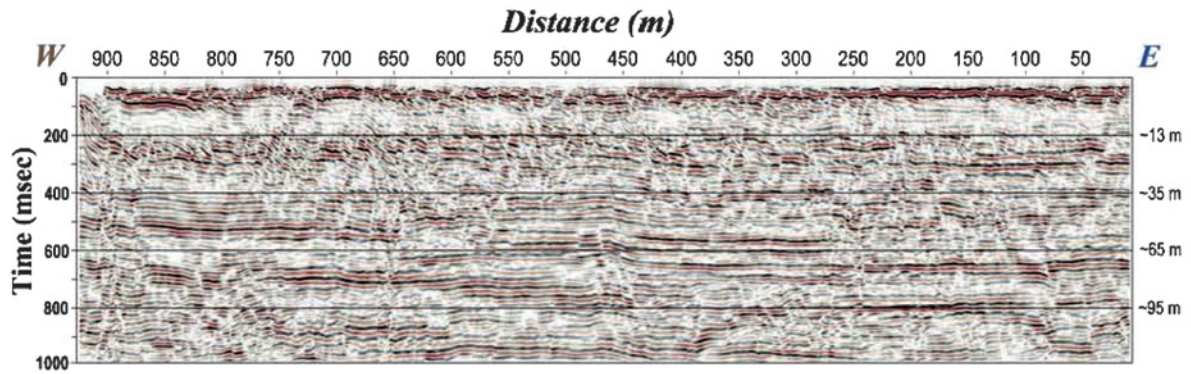
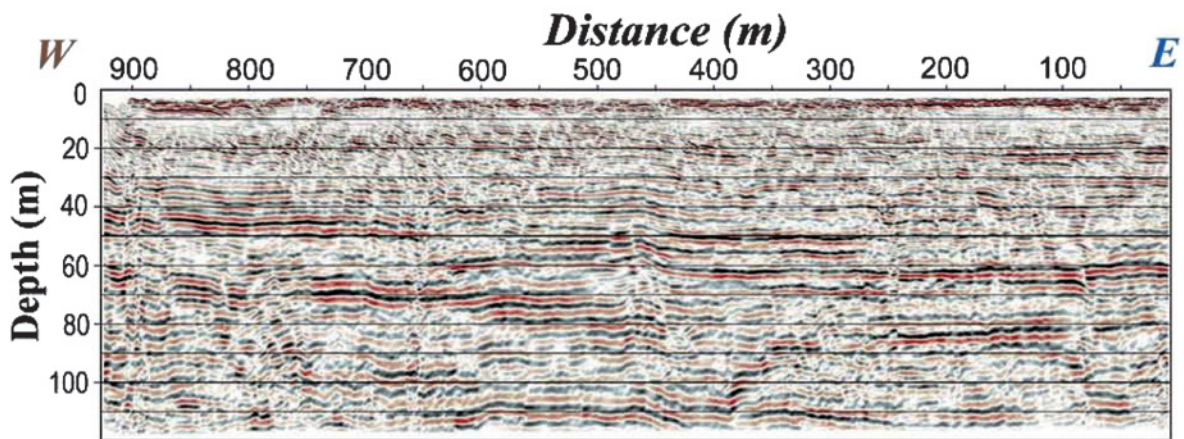


Fig.7 (a)



(V/H=2.5)

Fig.7 (b)

第 7 図 S 波重合時間断面 (a) および深度断面 (b).

Fig.7 Stacked time section (a) and depth section (b) along the GS_AK_SLS line.

る。同図は、適用した高分解能 S 波ランドストリーマー反射法地震探査によって、深度約 120m までの浅部地質構造が詳細にイメージングされていることが示されている。特徴的であるのは、測線距離 400m 付近にくさび状に上方に広がる変形構造が捉えられていることである。測線距離 250m 付近および 700m 付近にも同様の変形構造がイメージングされている。これらは主断層の下盤側に発達する前縁副断層群に比定することができる。

3. GS_NAK1 孔における孔内検層

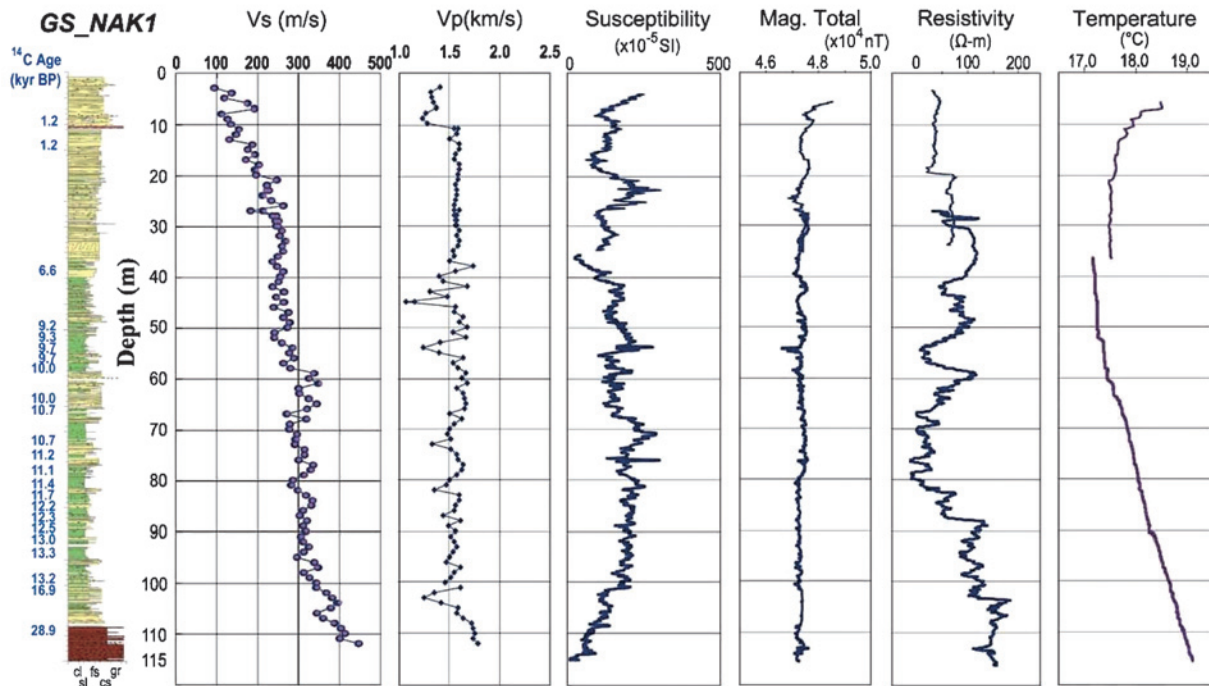
3.1 GS_NAK1 孔およびコア層相概要

越後平野西縁断層の活動によって沖積層がどの程度変形を受けているかを明らかにするために、断層帯の上盤側 (GS_SGT; 第 1 図) と下盤側 (GS_KNM; 第 1 図) で層序ボーリングが実施されていた (宮地ほか, 2010)。さらにそれらと対比することによって変

形帯の詳細な変形構造を明らかにすることを目的として、断層変形帯内部あるいは極近傍においてコアボーリング調査が実施された (GS_NAK1 孔)。ボーリング地点 (WGS84 : N37°48'58.9", E138°53'31.4", 標高 +3.67m, 掘進長 115m) を第 1 図, 第 2 図に示す。この地点では新潟大学によって深さ 65m までのコアボーリングが実施されていた (ト部ほか, 2006) ことから、GS_NAK1 孔は深さ 50m 以浅についてはノンコアで掘進された。以下深さ 50m 以浅の部分についてはト部ほか (2006) にしたがって層相を概説する。またコア記載柱状図を第 8 図左端に示す。

深さ 0.00~1.00m : 道路盛土。

深さ 1.00~11.00m : シルトと細粒砂の薄層互層あるいはシルト層からなる氾濫原堆積物, および極粗粒砂~細礫層ないし中礫層からなる河川流路堆積物。



第8図 GS_NAK1 孔総合検層図.

Fig.8 Synthetic log profile of GS_NAK1. Left to right; Lithofacies column with ^{14}C dating data, S- and P-wave velocity profiles, susceptibility, total magnetic field intensity, apparent resistivity, and temperature logging profiles.

深さ 11.00～14.56m：シルトの薄層を挟在する細粒～中粒砂層を主体とする砂質ラグーン堆積物。
 深さ 14.56～20.84m：淘汰のよい細粒～中粒砂層からなる後浜～下部外浜堆積物。
 深さ 20.84～29.00m：細粒～中粒砂層からなり、シルト、粘土薄層を挟在する砂質ラグーン堆積物。
 深さ 29.00～36.76m：淘汰のよい細粒～中粒砂層からなる前浜～下部外浜堆積物。
 深さ 36.76～50.74m：細粒砂層、ないし砂質シルト層と泥質細粒砂層の互層を主体とするエスチュアリー堆積物。
 深さ 50.74～83.49m：淘汰のよい細粒砂層およびシルトを主体とするデルタフロントないし塩水湿地堆積物。
 深さ 83.49～101.64m：淘汰のよい細粒砂層とシルトとの互層を主体とするデルタプレーンないし氾濫原堆積物。
 深さ 101.64～105.19m：淘汰の不良な粗粒砂を主体とする河川流路堆積物。
 深さ 105.19～115.00m：極粗粒砂～中礫層からなる上部更新統堆積物。
 以上の堆積相解析および年代測定データから、沖積層の基底は 105.19m に比定された。

3.2 孔内検層手法概要

沖積層の物性構造、特に P 波および S 波速度構造を把握し、高分解能反射法地震探査データの処理解析に活用するとともに、沖積層の対比に利用することを目的として各種物理検層を実施した。実施項目を第 2 表に示すとともに、以下にその手法の概要を記す。

サスペンション PS 検層（狐崎，1975）は、未固結堆積層の P 波のみならず S 波速度を測定可能な、最も簡便かつ高精度の速度検層手法の一つである。検層プローブに組み込まれたソレノイド震源をダイポール発振、あるいはモノポール発振させることで、S 波、P 波を発振させ、同じプローブに 1m 間隔で配置された 2 連の受振器で波形を測定し、その走時差から区間速度を求める。プローブを孔壁に圧着させる必要がないことから作業性に優れているが、ケーシング部分では原理的に地層の速度を求めることができないため、伐管、再測定を必要とする。

ダウンホール PS 検層は、地表で発振させた振動を孔内に降下させたプローブで測定する手法である。今回の検層では、1m 間隔で 26 深度にセンサを配置した hidroフォンアレイプローブ（DH-5）を用いて主として P 波相を、また孔壁にプローブを圧着させて測定するボアホールピック 3315 を用いて浅部の S 波相を測定した。コンビネーション検層は、多数のセ

第 2 表 物理検層実施項目および仕様ツール.

Table 2 Deployed logging methods, tools and measured variables.

Logging Method	Tool	Measured Variable
Suspension PS	Suspension PS Logger	Vs, Vp
Downhole P/S	DH-5 Hydrophone Array	Vp, (Vs)
	Borehole Pick3315	Vs
Combination	BMP-04	Resistivity, Temperature, Tilt Susceptibility, Magnetic Field
Caliper	B3C-01	Borehole Diameter

ンサを組み込んだプローブを孔内に挿入し、同時に多種類の物性情報を取得するものである。今回の検層では、比抵抗、帯磁率、地磁気（全磁力、水平 2 成分、鉛直）、温度、および傾斜角を同時測定可能なコンビネーションプローブ（BMP-04:IFG 社製）を使用した。孔径変化を測定するキャリパ検層には、3 アームのプローブ（B3C-01:IFG 社製）を用いた。

3.3 孔内検層結果

サスペンション PS 検層によって求められた GS_NAK1 孔の S 波および P 波速度構造と、コンビネーション検層で得られた、帯磁率、全磁力、比抵抗、孔内温度プロファイルとを並べて第 8 図に示す。一部のプロファイルが不連続であるのは、ケーシング伐管前後による孔内環境の変化の影響である。

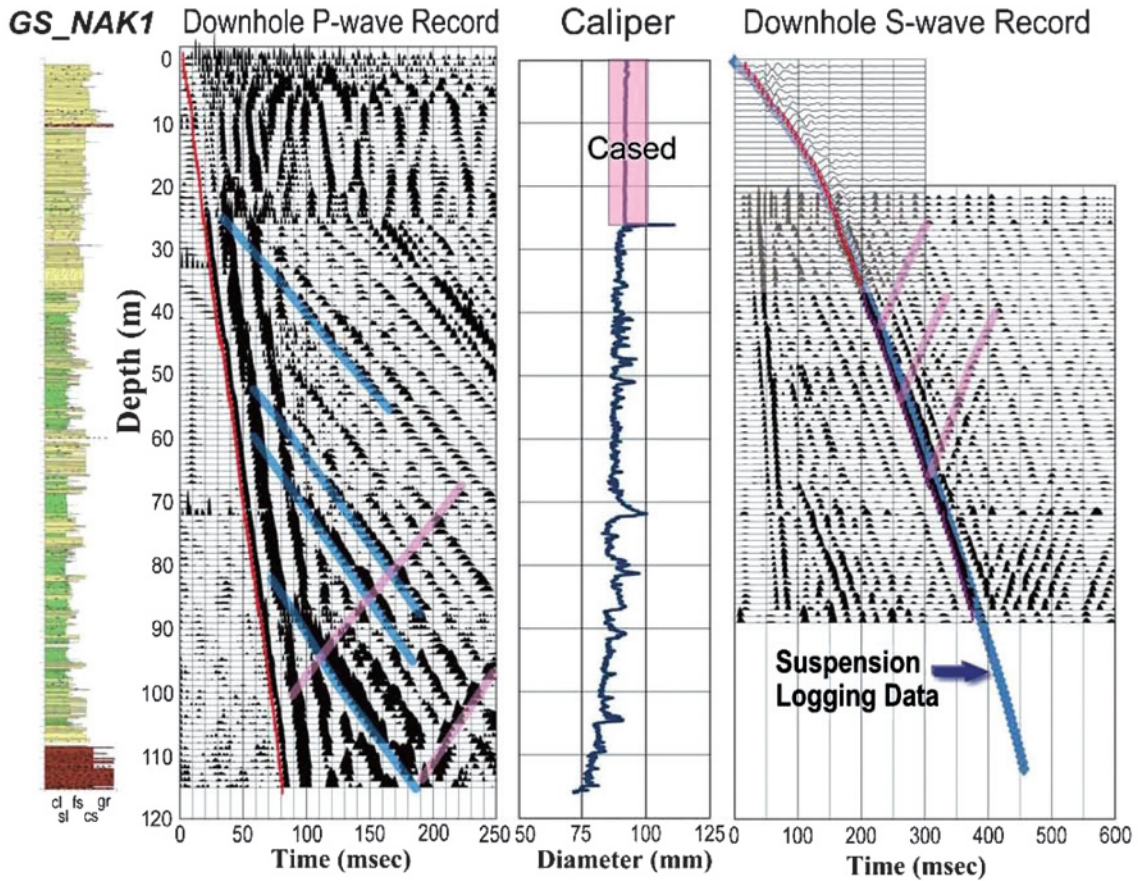
S 波速度プロファイルは、基本的に深くなるほど速度値が大きくなるという一般的な傾向が表れている。また一般的には砂礫層で大きく、シルト・粘土層では小さくなる傾向があり、本孔でも深さ 20m, 58m, 95m および 105m に速度境界が認められる。また深さ 109m 以深の更新統では Vs が 400m/s を超えている。P 波速度は深さ 10m 以深では、ほぼ 1.6km/s で一様である。泥質部で小さな値を示す部分がある。深さ 105m 以深の部分は明らかに大きな値を示している。

帯磁率は一般には重鉱物が濃集する砂層で大きく、泥質層では小さな値を示すが、本孔のプロファイルでは層相による一般的な傾向は不明瞭である。ただし深さ 22~25m 付近、53m、および 75m 付近ではサージが認められ、全磁力プロファイルにも同深度に対応する変動が認められることから、重鉱物の濃集層に対比が可能である。比抵抗値は一般に泥質層で低く、砂礫層で高い値を示す。本孔のプロファイルにおいても、

砂泥境界部で同様の傾向が認められる。特に 42m 付近、および 58m 付近にこの特徴が表れている。第 8 図に示されている温度検層プロファイルは、孔内洗浄後の検層データであり基本的に地層温度と不平衡状態の値である。それでも深くなるほど温度が上昇する一般的な傾向と、地表部でも上昇する特徴的な傾向が表れている。また 21m 付近、および 52m 付近に微小な温度跳躍が認められる。透水層の存在を示唆しているものと解釈することができる。

第 9 図に、ダウンホール PS 検層のペーストアップ波形とキャリパ検層結果を、柱状図とともに示す。P 波記録には、上部のケーシング部を除いて初動が鮮明に捉えられている。初動片走時は、110m の更新統砂礫層上面で 77.5msec（往復走時 155msec）、105m の沖積層基底部は 75.0msec、81m の砂層上面で 57.5msec、55m の泥層-砂層境界が 40.0msec、46m の泥層-砂層境界で 34.5msec、37m の砂層-シルト層境界部は 25.5msec に対応する。これらの境界は速度コントラストが大きく、P 波反射法探査断面上に反射面として出現することが期待された。ただし第 9 図に示した P 波記録には、これらの境界からの上向反射波は明瞭ではない。一方、P 波初動の所どころから、PS 変換下向波が生起していることが特徴的である。このような変換波は、一般的に孔径の変化部で生起されることが知られている。実際、観測された PS 変換下向波、上向波の多くはキャリパ検層で測定された孔径プロファイルの変化部から生起しているように見える。

第 9 図右にはダウンホール S 波記録波形とそれから読み取った初動走時、ならびにサスペンション検層で決定された 1m 毎の区間走時を合成して作成した累積 S 波走時曲線が描かれている。地表から深さ 35m まではボアホールピックによる S 波板叩き起振波形を



第9図 GS_NAK1 孔ダウンホール PS 検層波形記録.

Fig.9 Correlation of the downhole P- and S-wave records with the lithofacies and caliper log profile. Left to right; Lithofacies column of GS_NAK1, Downhole P-wave record obtained using a hydrophone array tool, Caliper log profile, and downhole S-wave traveltimes determined from three different dataset.

測定したが、この走時はサスペンション検層による累積S波走時と極めて調和的である。一方同図には、深さ22mから89m間で、ハイドロフォンアレイプローブで観測したS波板叩き波形起振波形を重ねて示してある。その後続波群の走時は、他の手法で算出したS波走時と基本的に一致しており、この波群を、地盤を伝播したS波下向波の走時として取り扱うことが可能である。S波下向波の初動片走時は、110mの更新統砂礫層上面で453msec（往復走時906msec）、105mの沖積層基底部で440msec、81mの砂層上面は365msec、55mの泥層－砂層境界で280msec、46mの泥層－砂層境界で245msec、37mの砂層－シルト層境界は210msec、20mの砂層内境界は140msecに、そして深さ13mが片走時で100msecに対応し、これらの2倍値の往復走時にそれぞれの層境界に対応する反射面が出現することが期待される。またハイドロフォンアレイプローブで観測したS波下向波からは、深さ44m、55m、および66m付近から顕著な上向波が生起している。前の2つの出現

深度は、上述の地層境界とほぼ対応している。66mのそれは、デルタフロント相堆積物中の砂層－シルト層境界に対応しており、負のコントラストを有する速度境界として、往復走時600msec付近に出現する反射面に対比することができる。

4. 越後平野西縁断層による沖積層の変形構造評価

高分解能反射法地震探査断面、特に沖積層内の構造が詳細にイメージされているランドストリーマーS波探査断面（GS_AK_SLS測線）を用いて、越後平野西縁断層の最近の活動による変形史の解析を試みる。

第10図は、第7図(b)に示したS波重合深度断面に対して、主だった反射面を追跡するとともに、その変形の集中域を断層変形帯として解釈したものである。抽出した6枚の反射面の特徴を以下に概述する。

H1：深さ20m付近に出現する。測線東側では良く連続するが、西半部では断続的となる。表層の重合速

度がこの部分では適切でない可能性がある。S波速度プロファイルで深さ 20m に認められる速度急上昇部に対比される。

H2：深さ 35m 付近に出現する反射面。一部で断続的になるもののほぼ測線内全区間で追跡可能。GS_NAK1 コアで深さ 37m に認められる砂層—シルト層境界部に対比することが可能。ただし極性は負となる。

H3：深さ 50m~45m 付近に認められる強い反射面。測線東側では不明瞭となる。GS_NAK1 コアで深さ 46m にある泥層—砂層境界に対比することが可能。

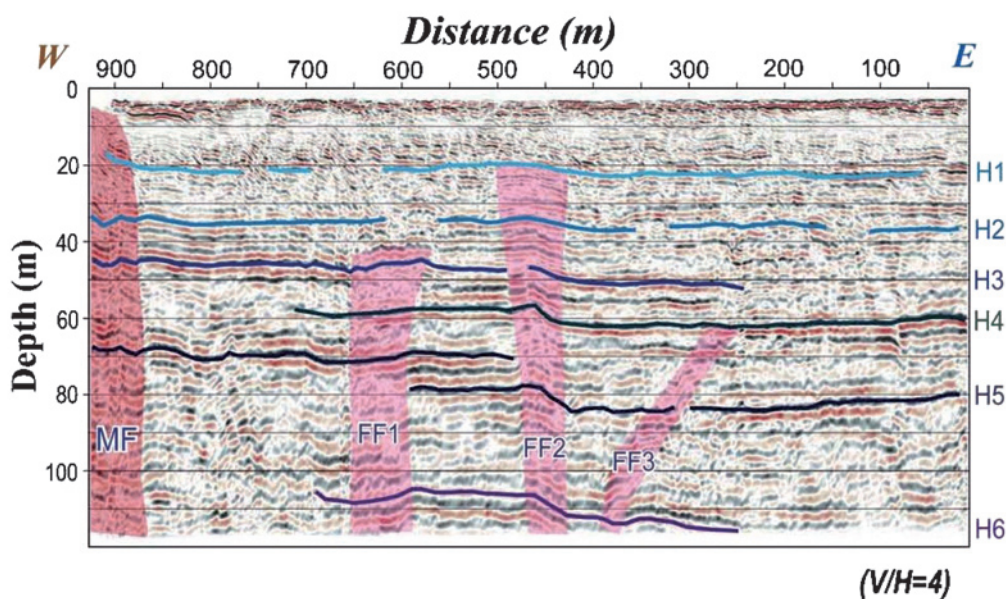
H4：深さ 60m 付近に認められる強い反射面。測線西側では不明瞭となる。GS_NAK1 コアでは深さ 55m の泥層—砂層境界に対比が可能。また S 波速度プロファイルでは深さ 58m に認められる速度境界に対比することができる。

H5：深さ 80m 付近に認められる強い反射面。測線東側に出現し、西側では消滅する。GS_NAK1 コアで深さ 81m に確認された泥層—砂層境界に対比される。

H6：深さ 115m~105m 付近に認められる起伏する反射面。測線中央部で顕著で、東側では記録長が足りず捉えられていない。S 波速度プロファイルで深さ 108m に確認された速度境界に対比される。

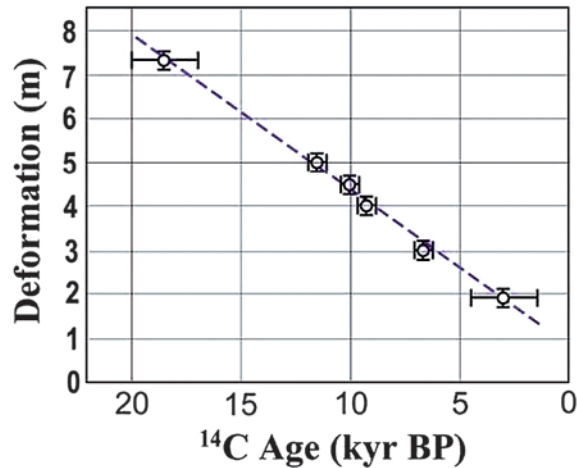
特徴的であるのは、これらの反射面群が、断面西端

部で屈曲すること、さらに測線中央部においても、特定の帯域内で変形していることである。特に測線距離 450m 付近では狭い帯域でこれらの反射面群が屈曲している。同様の屈曲変形は他の逆断層変形帯でも認められ(稲崎・中西, 2007)、逆断層の下盤側に特徴的に発達する前縁断層と解することができる。第 10 図にはこのような前縁断層として 3 条 (FF1, FF2, FF3) を見いだすことができる。このうち最も変形しているのは FF2 であり、さらに下位反射面ほど変形の度合いが大きいことがわかる。そこでこの FF2 を挟んで、各反射面がどの程度変形しているかを見積もった。結果を第 11 図に示す。同図で縦軸は FF2 を挟んだ累積変形量、横軸は各反射面の ¹⁴C 年代である。反射面 H1, および H6 の年代値は不確定要素が大きいが、全体としてほぼ直線上にプロットされることが示されている。平均変形速度は 0.4mm/yr と見積もることができ、この値が FF2 の固有値となる。なおこの図では直線的な回帰線を描いているが、断層活動が間欠的である場合、階段状の折れ線となるはずである。基準とする反射面をより多くとることで、変形の時代、すなわち FF2 の活動時期とその周期を絞り込むことが可能になると期待される。なおここで注意すべき事項は、この平均変形速度が、主断層のものではなく、前縁断層帯を形成する 1 本の副次的な断層の活動のそれであることである。これと同じ手順を主断層帯にも適用することで、越後平野西縁断層の全体的な活動



第 10 図 S 波解釈深度断面。

Fig.10 An interpreted depth section along the GS_AK_SLS line. Note that deformation structure in the off-fault zone is clearly delineated.



第 11 図 前縁断層による変位の累積.

Fig.11 A cumulative deformation curve caused by the activities of a frontal fault FF2. The average deformation rate for FF2 is estimated in range of 0.4 mm/yr from the curve.

履歴を復元することが可能になると期待される。あるいは主断層と前縁断層帯との変形の分配係数を見積もることができれば、間接的にでも主断層の変位速度を見積もることも可能となる。

今後、反射断面に対するより詳細な解析と地層境界の対比、および年代試料の追加によって、断層変形と堆積年代の関係を絞り込み、変形のイベントの年代の広域的な対比も検討していくことが求められているが、高分解能反射法探査による断層変形帯内の詳細な変形構造イメージングと、稠密な年代測定資料とを対比させることによって断層帯全域の変形構造とその形成史を明らかにするという方法は、従来の群列ボーリングと地表の局所的なトレンチの組合わせで対象断層の活動履歴を明らかにしようとしてきた手法の方法論的限界を打ち破ることができるものであり、今後の活断層調査手法において、標準的な手法として活用されることが期待される。

文献

- 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 (2002)：第四紀逆断層アトラス。東京大学出版会，254p.
- 稲崎富士 (1992)：地盤調査技術の開発，地下空間の利用技術の開発報告書，第 3 分冊，2-26，建設省。
- 稲崎富士・中西利典 (2007)：ランドストリーマー S 波反射法による桑名断層の浅部変形構造イメージング，物理探査学会第 116 回学術講演会講演論文集，253-255。
- 稲崎富士・宮地良典・卜部厚志・山口和雄 (2010)：P 波ランドストリーマーを用いた新潟平野沿岸陸域における高分解能反射法探査，日本地球惑星科学連合 2010 年大会予稿集，SCG088-P11。
- 石山達也・佐藤比呂志・今泉俊文・鈴木毅彦・戸田茂・越後智雄・小池太郎・鎌滝孝信 (2009)：角田山東縁断層における高精度浅層反射法地震探査と群列ボーリング調査。日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集，J245-P012。
- 地震調査研究推進本部 (2004)：長岡平野西縁断層帯の評価。地震調査研究推進本部，23p。
- 楮原京子・加野直巳・山口和雄・横田俊之・郷隆之・藤原明・清水信之 (2010)：新潟海岸南西部における海陸接合反射法地震探査—データ取得と処理—，平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告。
- 加野直巳・山口和雄・栗田泰夫 (1999)：角田・弥彦断層群の P 波反射法地震探査。地質調査所速報，EQ/99/3，47-58。
- 狐崎長良・中村研治・菊池真市 (1975)：漂遊型受震方式による S 波の検層—(2) 基礎実験—。物理探査，28，106-116。
- 小林巖雄 (1996)：越後平野地下の第四系。第四紀研究，35，191-205。
- 宮地良典・卜部厚志・田辺晋・安井賢・稲崎富士・鴨井幸彦・中西利典・小松原琢・水野清秀 (2010)：新潟平野沿岸部のボーリング試料から見た沖積層の地質構造。平成 21 年度沿岸

域の地質・活断層調査研究報告.

- 仲川隆夫 (1985) : 新潟平野の上部更新統・完新統-
とくに沈降現象との関係について-. 地質学雑
誌, 91, 619-635.
- Naruhashi, R., Sugai, T., Fujiwara, O., and Awata,
Y., (2008) : Detecting vertical faulting event
horizons from Holocene synfaulting in shallow
marine sediments on the western margin of
the Nobi Plain, central Japan, Bulletin of the
Seismological Society of America, vol. 98, No.
3, 1447-1457.
- 産業技術総合研究所 (2009) : 活断層データベース.
産業技術総合研究所研究情報公開データベース
DB095, 産業技術総合研究所.
- 石油公団 (1991) : 平成 2 年度国内・石油・天然ガ
ス基礎調査 海上基礎物理探査「新潟～富山浅
海域」調査報告書. 28p.
- 石油公団 (1992) : 平成 3 年度国内・石油・天然ガ
ス基礎調査 海上基礎物理探査「新潟～富山浅
海域」調査報告書. 29p.
- 卜部厚志・吉田真見子・高濱信行 (2006) : 越後平野
の沖積層におけるバリアー-ラグーンシステムの
発達様式. 地質学論集, 59, 111-127.
- 卜部厚志・渡部 俊・鈴木幸治・村尾治祐・高濱信
行・渡辺史郎・稲崎富士 (2007) : 反射法弾性
波探査による越後平野西縁断層帯の浅層構造調
査, 第四紀研究, 46, 427-431.
- 山口和雄・住田達哉・加野直巳・大滝壽樹・伊藤
忍・横田俊之・横倉隆伸 (2009) : 越後平野西
部の沿岸陸域における千部地下構造調査. 平成
20 年沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産
業技術総合研究所地質調査総合センター, 37-
44.
- 吉岡敏和・細矢卓志・橋本智雄・真柄耕治 (2007) :
砺波平野断層帯および呉羽山断層帯の古地震
調査. 活断層・古地震研究報告, no. 7, 181-
196.

関東平野沿岸域の地震動特性と広域地下水流動系の 解明に関する地質学的総合研究

Integrated Research of geology to contribute to clarification of seismic ground motion and regional movement of underground water in the Kanto Plain

木村克己¹・水野清秀¹・山口和雄¹・駒澤正夫¹・安原正也¹・小松原純子¹・竹村貴人³・関口春子²
Katsumi Kimura¹, Kiyohide Mizuno¹, Kazuo Yamaguchi¹, Masao Komazawa¹,
Masaya Yasuhara¹, Junko Komatsubara¹, Takato Takemura³ and Haruko Sekiguchi²

Keywords: Kanto plain, seismic wave, underground water, Chuseki-so, Holocene, Pleistocene, borehole survey,
seismic reflection survey, gravity, engineering geology

要旨

首都圏が位置する関東平野中央部の浅層地盤（支持層以浅；70m 以浅）と中層地盤（1km 以浅）の地下地質構造を対象として、沿岸域の地質・活断層調査研究に不可欠な研究手法の開発を進めるとともに、首都圏の安全と環境保全に資する研究成果を得ることを目的にして、つぎの2課題を設定して研究を行った。1) 中層地盤課題：更新統の岩相・年代層序、地質構造、地質・物性対比の標準を構築するとともに、地下水の水質分布特性と水理地質構造モデルを明らかにし、地下水の水質形成および広域流動機構をモデル化する。2) 浅層地盤課題：沖積層の堆積相・年代層序、地質・物性対比の標準を整備するとともに、ボーリングデータベースと3次元地質モデルを構築し、軟弱地盤の土質力学特性と地震動応答特性を解明する。本報告は本年度の成果の概要を中心にとりまとめたものである。

1. はじめに

首都圏が位置する関東平野中央部は、関東造構盆の沈降の中心域にあたり、厚い堆積物の累積と綾瀬川断層・荒川断層の存在で特徴づけられる。調査対象域は、東京低地、中川低地、荒川低地からなる沖積低地と大宮台地、武蔵野台地、下総台地に地形的に区分さ

れる（第1図）。沖積低地は軟弱な厚い沖積層から構成されており、その基底面を介して、下位の下総層群を不整合に覆う。沖積層の厚さやその岩相の空間分布の特徴は、地盤沈下や地震時の揺れやすさと深く関連していることが知られている。一方、台地はその表層は更新統のローム層と下総層群から構成され、その下位には上総層群が伏在する。関東平野中央部では、農業・工業・飲料水用に主に上総層群中の深層地下水が揚水されて利用されている。その水質分布や流動性は、地下地質構造と密接に関連していることが知られている。したがって、関東平野中央部に分布するこれら第四系の地層の実態解明は、地震防災や地下水資源評価において有用であると考えられる。

本研究課題では、関東平野中央部の浅層から中層地盤を構成する沖積層、下総層群、上総層群などの第四系の地層を調査・研究対象として、沿岸域の地質・活断層調査研究に不可欠な研究手法の開発を進めるとともに、首都圏の安全と環境保全に資する研究成果を得ることを目的にして研究を実施している。

本研究は、平成21年度で4年目となる。当初2年は地質情報研究部門の重点課題として、平成20～21年度は「沿岸域の地質・活断層調査研究」の一課題として研究が実施された。本報告は平成21年度の研究成果の概要を記述するものであり、研究課題毎にそれぞれの研究担当者が執筆を担当した。なお、研究

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)

²京都大学防災研究所 (Faculty of Science, Kyoto University)

³日本大学文理学部 (College of Humanities and Sciences, Nihon University)

参加者の数が多いため、論文標題での著者名は原稿執筆筆者だけに限定した。各課題の研究参加者は下記に示す。

中層地盤課題

- ・ボーリングコア解析による地下地質層序及び地質構造の確立 水野清秀^{*1}・納谷友規¹・本郷美佐緒¹⁶・山口正秋¹⁷
- ・反射法地震探査と地下地質構造 山口和雄^{*1}・伊藤忍¹・加野直巳¹・大滝壽樹¹・楳原京子²・住田達哉¹・横田俊之³・岡田真介¹
- ・関東平野中西部等での精密重力探査 駒澤正夫^{*1}
- ・地下水の地球化学的特性分布の把握と水文プロセスの解明 安原正也^{*1}・稲村明彦¹・森川徳敏¹
- ・高橋 浩¹・鈴木秀和¹・宮越昭暢³・林 武司⁴・網田和宏⁴・宮下雄次⁵・藪崎志穂⁶・鈴木裕一⁶・Stephen B. Gingerich⁷

浅層地盤課題

- ・沖積層の地質モデルの構築 小松原純子^{*1}・木村克己^{*1}・中島 礼¹・内田昌男⁸・石原与四郎⁹・田辺晋¹

- ・浅層地盤における粘性土の地盤工学的特性 竹村貴人^{*10}・小田匡寛¹¹・川本 健¹¹・木村克己¹
- ・ボーリングデータベースと3次元地質モデルの構築 木村克己^{*1}・小松原純子¹・石原与四郎⁹・田辺 晋¹・八戸昭一¹²・中山俊雄¹³
- ・地震動の応答特性評価 関口春子^{*14}・吉田邦一¹⁵

所属：¹地質情報研究部門，²活断層・地震研究センター，³地圏資源環境研究部門，⁴秋田大学教育文化学部，⁵神奈川県温泉地学研究所，⁶立正大学，⁷アメリカ地質調査所，⁸国立環境研究所，⁹福岡大学，¹⁰日本大学，¹¹埼玉大学，¹²埼玉県環境科学国際センター，¹³東京都土木技術支援センター，¹⁴京都大学，¹⁵地域地盤環境研究所，¹⁶有限会社アルプス調査所，¹⁷株式会社クインテッサジャパン

2. 中層地盤課題の内容と成果

2.1 ボーリングコア解析と地下地質層序・構造

関東平野中央部の深度 500m 程度までの地下層序と地質構造を明らかにする目的で、平成 18-19 年度に埼玉県菖蒲町で深度 350m のボーリング掘削を行い、PS 検層、電気検層を実施した。また埼玉県が掘



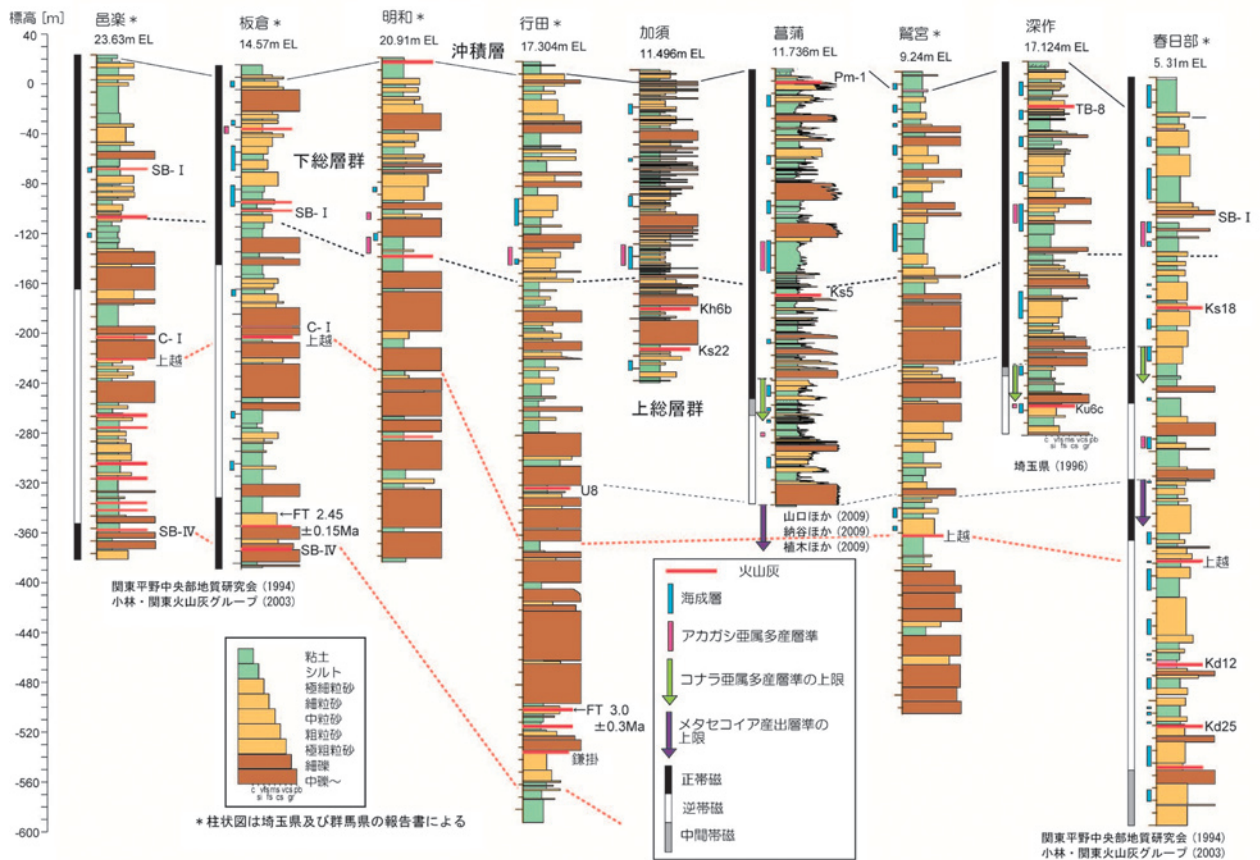
第1図 主なボーリング地点位置図。基図は杉山ほか（1997）による。広域テフラと考えられるガラス質の火山灰層は、火山ガラスの屈折率や ICP 発光分析あるいは EDX による化学分析から、房総半島等に分布するテフラとの対比を行って、同定した。

削した6本のコア（行田，鷺宮，川島，深作，春日部，所沢）と東京都が掘削した2本のコア（舎人及び宮城）の層相観察と火山灰，花粉，珪藻分析を行って，相互の対比を行ってきた。平成21年度には，これらのコアの花粉・珪藻分析を継続して進めると共に，産総研が所有する埼玉県加須コアの分析と群馬県の3つの地盤沈下観測井（邑楽，板倉及び明和）のボーリング柱状図を検討し，地層対比を行った。ボーリング地点を第1図に，主な地点の柱状図と対比を第2図及び第3図に示す。

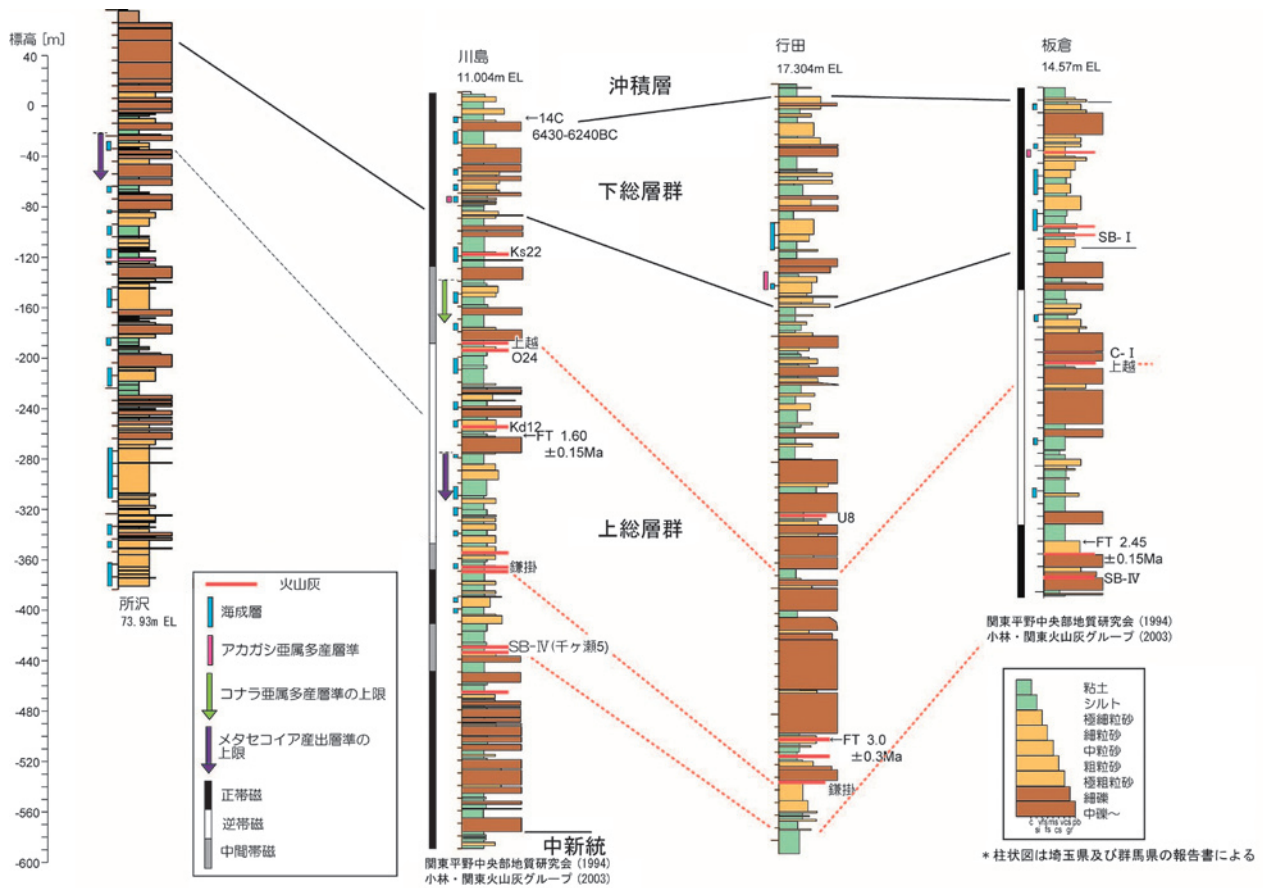
また下総層群最下部の地蔵堂層は，アカガシ亜属花粉が比較的長期間にわたって多産する特徴があり，そうした花粉組成と珪藻群集などによる海成層の認定から，下総層群の対比を行った。一方，その下位の上総層群に対しては，テフラの対比とコナラ亜属花粉が少なくなる層準（本郷・水野，2009），メタセコイア花粉が消滅する層準，海生珪藻 *Lancineis* sp. が産出する層準（納谷ほか，2009）の組み合わせによって細分できる可能性が示唆されるが，地点によって産出層

準に違いがあることと，層相変化が著しく，確定的ではない。また，次に示す地質構造の違いから，上総層群の中に不整合が存在する可能性がある。

約115万年前に噴出した上越火山灰が小林・関東火山灰グループ（2003）によって邑楽，板倉，吉見，春日部コアに見出されているが，そのほか鷺宮，川島，宮城各コアでも確認された（水野ほか，2008）。その分布高度をみると（第4図），近接した吉見，川島間で150m以上の標高差があり，宮城付近の台地・低地境界付近では地層が東側に傾き下がる構造が推定されている（東京都土木技術研究所，1996など）。所沢コアでは浅所からメタセコイア花粉が産出していることや，武蔵野台地では薄い段丘堆積物の下位には，前期更新世の地層が分布している（佐藤ほか，2004；村田ほか，2007）ことから荒川低地とその西側の台地・丘陵の間に構造差があり，西の台地側は前期更新世末期には隆起したと考えられる。上越火山灰の深度からは，平野中央部で北西-南東方向にのびる綾瀬川断層によってさらに東側が200m程度深くな



第2図 関東平野中央部の深谷-綾瀬川断層より北東側のいくつかのボーリング地点での柱状図と対比。菖蒲地点の柱状図，海成層準，古地磁気層序は山口ほか（2009），納谷ほか（2009）及び植木ほか（2009）による。深作地点の柱状図は埼玉県（1996），花粉資料は本郷・水野（2009），邑楽，板倉，明和地点の柱状図は群馬県の各観測井報告書，行田，鷺宮，春日部地点の柱状図は，埼玉県の各観測井報告書による。邑楽，板倉，春日部地点の古地磁気層序，海成層準，花粉資料，火山灰層の対比の一部は関東平野中央部地質研究会（1994），鷺宮コアを除く上越火山灰の同定は小林・関東火山灰グループ（2003）による。



第 3 図 関東平野中央部の綾瀬川断層を横断する断面での柱状図と地層対比。

地点間の間隔は実際の距離には対応していない。川島地点と行田地点間に綾瀬川断層が位置する。所沢、川島、行田地点の柱状図は埼玉県の各観測井報告書、板倉地点の柱状図は群馬県の板倉観測井報告書による。板倉地点の古地磁気層序、海成層準、火山灰の同定と年代測定値は、関東平野中央部地質研究会（1994）及び小林・関東火山灰グループ（2003）、川島地点の古地磁気層序、海成層準、花粉資料、フィッシュントラック年代値及び SB-IV テフラの同定は関東平野中央部地質研究会（1994）による。

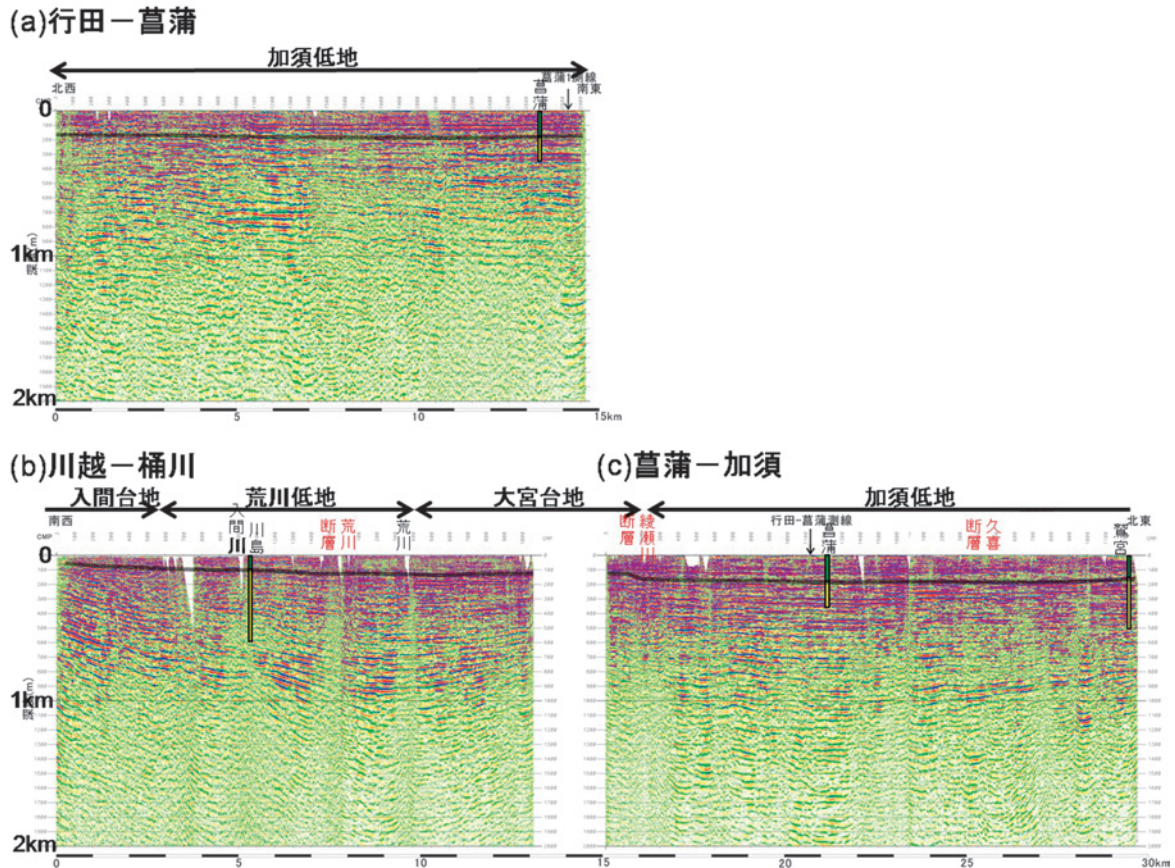
ると推定される。邑楽や板倉では、同じ深谷断層・綾瀬川断層の沈下側に位置する鷲宮や春日部に比べて上越火山灰の深度が 150m 程度浅くなっている、間に別の構造がある可能性がある。関東平野中央部地質研究会（1994）によるテフラ対比の結果では、上越火山灰とそれより下位のテフラ間の層厚はそれほど変化しないこと、下総層群の層厚も大きく変化しないことから、上越火山灰より上位の上総層群上部の層準に不整合が存在する可能性がある。今後既存の深井戸資料を丹念に分析して詳細な地質構造の検討を行う予定である。

2.2 反射法地震探査と地下地質構造

今年度、関東平野中部の北西-南東方向の測線（行田-加須測線）で深度 500m 程度までを対象として反射法地震探査を実施した（第 5 図、山口ほか（2008）に加筆）。目的は測線に交差方向の構造線の存否確認、測線方向の地下構造の把握、上総層群・下総層群内の

不整合の検出などである。調査地域は埼玉県行田市から菖蒲町に至る区間とした。周辺の多くの既往構造調査が綾瀬川断層に交差する北東-南西方向で行われたのに対して、本調査は綾瀬川断層に並行な北西-南東方向で行われた数少ない構造調査である。測線は綾瀬川断層の低下（北東）側の加須低地に位置し、地表は低湿地堆積物が分布する水田地帯である。調査測線の長さは 16km で、標高は北西側の 20m から南東側の 11m へと緩やかに低下する。

調査の主な諸元は以下である。震源：中型パイプレータ（IVI 製 EnviroVib）1 台、周波数：15~120Hz、スイープ長：13 秒、発震点間隔：5m、発震回数/点：標準 4 回、総発震点数：3088 点、受振器：SG-10（Sercel 製）、固有周波数：10Hz、バンチング：6 個/点、受振点間隔：10m、総受振点数：1596 点、探鉱機：DSS-12（サンコーコンサルタント製）、同時記録チャンネル数：180ch、最大オフセット：1800m~1440m。全スイープでコリレーション前のデータを記録した。



第 6 図 反射断面。
 深度断面で表示の縦横比は 4 倍。
 (a) 行田－菫蒲の反射深度断面。加須低地を北西－南東に縦断。長さ約 15km
 (b) 川越－桶川の反射深度断面。入間台地－荒川低地－大宮台地を南西－北東に横断。長さ約 13km。
 (c) 菫蒲－加須の反射深度断面。大宮台地－加須低地を南西－北東に横断。長さ約 15km。
 坑井データ（川島，菫蒲，鷺宮）は水野ほか（2008）を反射断面に投影したものであり、緑が下総層群，黄が上総層群を示す。

ショット記録で初動は最大オフセットまで届き、反射波とみられる波群は往復走時数 10ms から 1s 以深の間で確認される。通常の CMP データ処理を適用し深度断面を作成した（第 6 図 (a)）。水野ほか（2008）によれば、川島，菫蒲，鷺宮の各坑井での下総層群と上総層群の境界のおよその標高はそれぞれ -90m, -160m, -150m である。これを参照して深度断面上でその境界をトレースした。深度 200m 以浅は断面全体に渡ってほぼ水平である。およそ 500m 以深では断面全体として深部ほど東傾斜が大きく、調査地付近では堆積盆地が南東に向けて深くなる様子が推定される。ただし、反射面の見掛け傾斜は 2 度以下であり非常に小さい。既存の菫蒲－加須断面との交点付近では、深度 100m, 300m, 500m 付近の反射面がよく対応する。

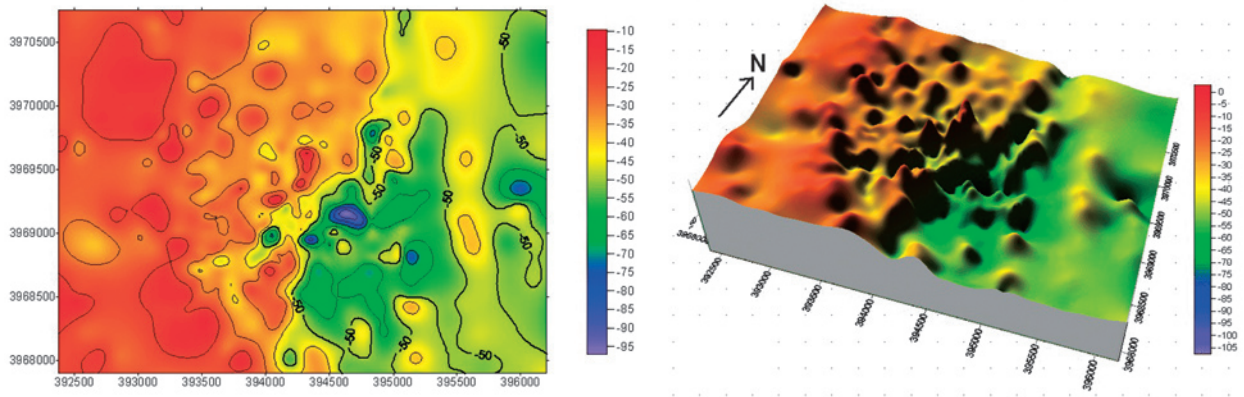
本測線の北西端付近に地下水の水質異常分布を規制する地質構造の急変が予想されていたが、反射断面で見ると顕著な構造変化は無さそうである。

本プロジェクトの一連の構造調査は、久喜断層・元荒川構造帯・綾瀬川断層・荒川断層を横断し（第 6 図 (b), (c)）、元荒川構造帯内部を走向方向に縦断した（第 6 図 (a)）。これらにより以下のことが判明した。久喜断層と元荒川構造帯の地下で活断層状の地層変形は認められない。綾荒川低地と大宮台地の境付近を最深部とする向斜構造が存在する。瀬川断層は地下で累積的な地層変形が認められ、その北東側で、深度 1km までの地層は南東方へ傾き下がる構造を示す。

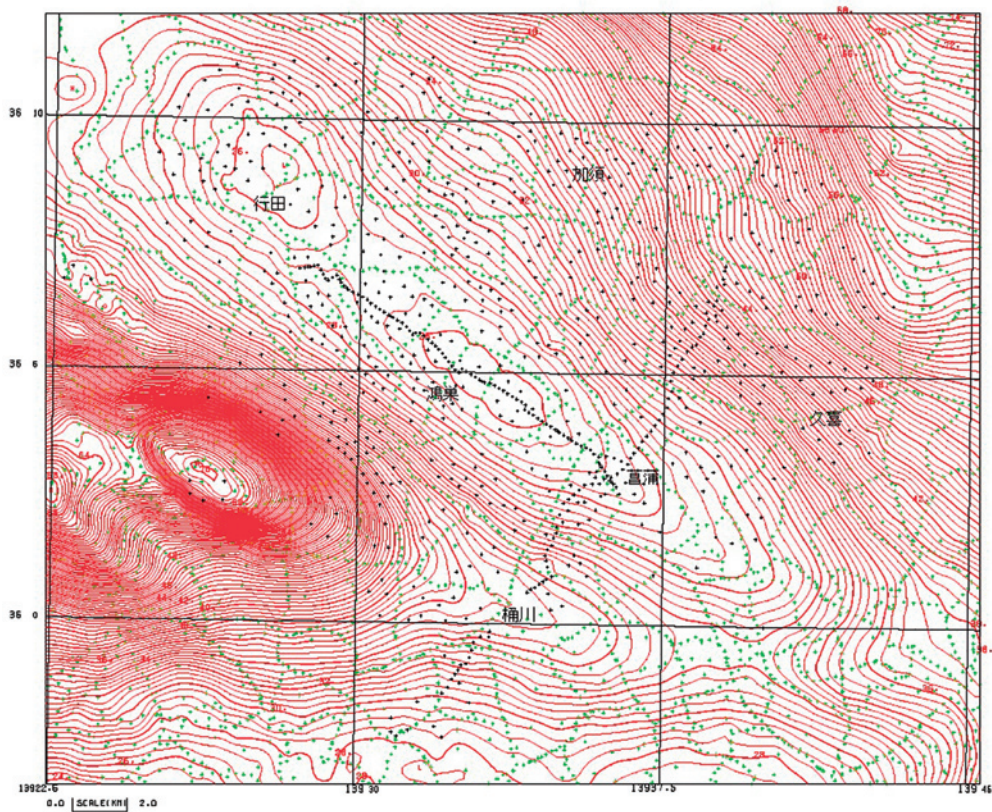
2.3 精密重力探査と地下地質構造

本課題では、関東平野中西部等での精密重力探査を実施、密度構造モデルを作成してその検証及び改訂を行った。調査エリアとして鴻巣 - 菫蒲地域、立川断層地域、草加地域の各地域を選定した。

関東地域においては 20 万分の 1 関東地域重力図（駒澤，1985）が出版されているが、測点間隔が密なところでも 500m 程度で詳細な地質構造を議論するに



第7図 草加地域の重力基盤図。座標は中央経線を東経141°とするUTM座標。
重力基盤は海拔表示で単位はメートル。鳥瞰図は鉛直方向を10倍に強調して表示(右)。



第8図 鴻巣-葛蒲地域の重力異常。図面外枠の座標は緯度・経度。本研究の測点を黒で表示。
緑は産業技術総合研究所, 国土地理院, 地震研究所, 石油資源開発(株)及び帝国石油(株)による既存点(詳細は,
地質調査所(2000)の測点データベースを参照)。

は不十分であった。本研究では詳細な地質構造把握を目的に反射法地震探査測線上や補間測定を実施した。

草加地域について測点間隔200~300mで補足測定を22点実施し、計495点のデータを本研究で取得した。密度モデルとして3次元解析を行った(第7図)。表層としては沖積層(完新世)の低密度堆積物、重力基盤としては洪積世(更新世)より古い圧密を受けた堆積層とを想定し、密度差を 0.2g/cm^3 とした。その結果、中川に沿って南北に低重力異常が伸びてお

り河床堆積物の分布と整合するが、調査域の南側でも中川の西側に広がっているのが判る。これはかつての河川の痕跡を表しているものと考えられる。東西方向については東側へ(中川に向かって)、重力基盤は数10mから100m程度に深くなっていく構造が得られた。この構造は、Inazaki(2006)による地震探査や林ほか(2006)による微動アレイ探査などの弾性波構造の結果と整合する。また、田辺ほか(2008)で示された沖積層基底面深度分布にも整合している。

鴻巣－菖蒲地域については、平成 21 年度に実施された反射法探査測線（行田－菖蒲測線）上で測点間隔が 200m 程の精密調査を行い、更に、既存点の補間を目的とした測定も実施した。本年度の測定点数は 182 点に達し、本研究での総測定点数は 725 点となり、結果を第 8 図に示す。重力的には、行田－菖蒲測線に顕著な密度変化を伴う構造は検出されなかった。ただ、鴻巣から行田にかけて深度数 km の盆状構造による低重力異常はより鮮明になったが、久喜断層が想定されているところでは北東方向に単純に重力異常の増加はみられるが明瞭な密度変化を伴う構造は検出されなかった。

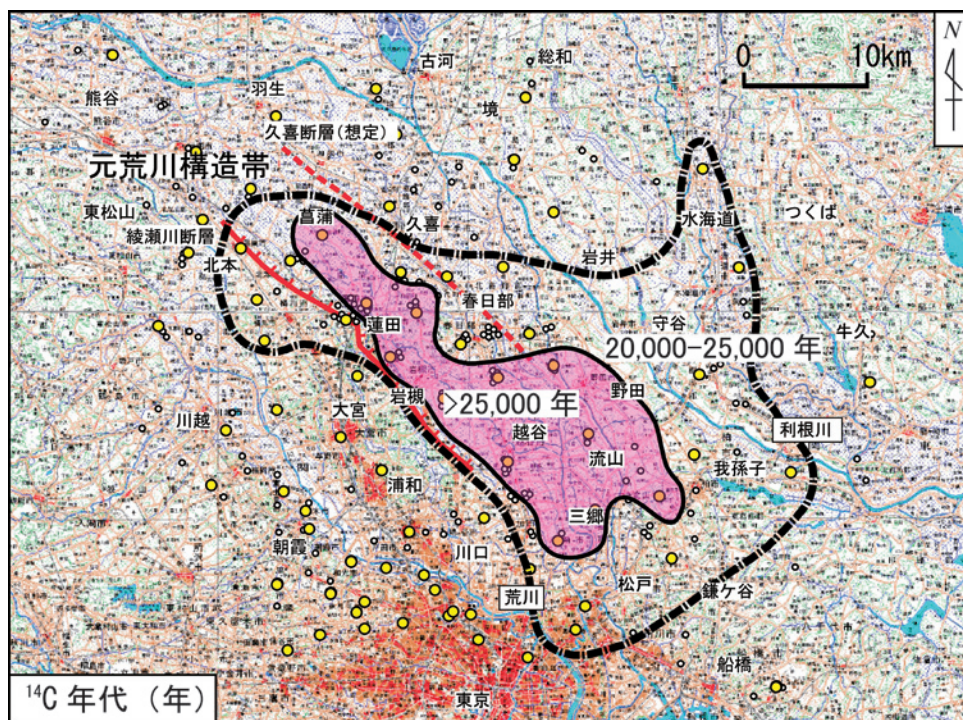
立川断層周辺地域については、平成 20 年度に測定を行った 56 点のデータ処理と既存点との編集作業を行った。なお、本研究による測定点数は 230 点に達し、既存点の約 3000 点と併せてブーゲー異常図を作成し、浅層構造を把握するため残差重力を求めた。その結果、立川断層域は概ね高重力異常の尾根を示すことが判った。

2.4 地下水の地球化学的特性分布と水文プロセス

関東平野における被圧地下水の地球化学特性の三次元的空間分布を詳細に把握する目的で、今年度は東京都武蔵野台地ならびに荒川低地の防災井と水源井約

40 井を対象に水および希ガス試料を採取し、水質と各種同位体組成の分析を行った。また、埼玉県春日部市と菖蒲町における既存のオールコアサンプルを用いた溶出試験を実施し、塩化物イオン濃度に注目して地下水の地球化学的鉛直構造のさらなる解明を進めた。

以上の結果を今年度までに得られている埼玉県、茨城県、千葉県、東京都の計 300 本以上の水源井・防災井データ（Yasuhara et al., 2007 など）、さらに既存文献データとあわせて検討したところ、いわゆる元荒川構造帯内部の被圧地下水にはその外部の地下水と比較して以下の特徴が認められた：1) 塩化物イオン濃度が 50～220mg/l と高く、Na・Ca-Cl 型の水質組成を示す（外部は Na・Ca-HCO₃ 型）；2) 硫酸イオンはほとんど含まれておらず、還元的な環境下におかれている；3) 酸素・水素安定同位体比は -75～-65‰であり、外部に比べて約 10～15‰軽い；4) 炭素安定同位体比は -10～0‰前後と外部と比べて明らかに重い；5) 放射性炭素同位体濃度から算出された水の滞留時間（¹⁴C 年代；未補正）は 25,000 年～30,000 年と外部に比べて長い（第 9 図）；6) 放射性壊変起源の 4He 濃度分布も外部に比べて高く（産総研、未公表データ）、元荒川構造帯内には滞留時間がより長い地下水が存在していることが明らかとなった。さらに、このような特異な地球化学的特性を有する被圧地下水



第 9 図 放射性炭素同位体からみた地下水の滞留期間（¹⁴C 年代；未補正）。
図中の白丸は本研究における水試料採取地点を、また黄色丸は放射性炭素同位体濃度測定地点を表す。

は、7) 水平分布は南西側については綾瀬川断層によって明瞭に画されるが、北東側は周辺地下水に漸移する(第9図); 8) 分布域は元荒川構造帯の下流側に位置する千葉県北西部から東京都北東部にまで広がる(第9図); 9) 鉛直方向には深度90m前後から400~500m前後まで分布する; 10) 深度500m以下には再び塩化物イオン濃度が低い(~数10mg/l程度)地下水が深度1000m前後まで賦存していることが明らかとなった。

塩化物イオン濃度と水素安定同位体比プロット、また塩化物イオン濃度と⁴He濃度プロット(森川ほか, 2006)からみると、元荒川構造帯内部の地下水は、a) 滞留時間が長く塩化物イオン濃度が高い停滞性の古い地下水と、b) 滞留時間が短く塩化物イオン濃度が低い流動性の新しい地下水の2成分混合によって説明できる。関東地方における年平均気温と天水の同位体組成の関係(安原・稲村, 未公表データ)から、水素同位体比が外部と比べて10~15%程度低い元荒川構造帯内部の地下水は、年平均気温が現在より4~5℃低い時期に涵養された水と判断された。放射性炭素同位体濃度から得られた¹⁴C年代の結果もあわせて考えると、構造帯内部の地下水は最終氷期極相期にその起源があるものと推定される。一方、塩化物イオンの起

源については放射性塩素同位体比と塩化物イオン濃度の逆数との関係(産総研, 未公表データ)から、現在より約12万年前の古東京湾時代もしくは約6千年前の縄文海進時にもたらされたものと推定された。

元荒川構造帯内部の地下水は地質学的なバリエーションによって周辺の地下水との交流が妨げられているため、このような特異な地球化学的特性を有する地下水が新しい時代に涵養された地下水によってフラッシングされることなく現在まで保存されているものと推定される。以上の水と塩化物イオンの起源を組み入れ、海水準変動と広域地下水流動系のアクティビティをリンクさせた関東平野中央部の地下水システムの定性的進化モデルを提案した。

3. 浅層地盤課題

3.1 沖積層の地質モデル

首都圏東部域の沖積低地において、沖積層に関して、堆積相、年代・岩相層序、地質・物性対比の標準、沖積層の堆積モデルの構築を目的にして、オールコアボーリング調査とコア解析、原位置におけるPS検層を実施する(木村, 2004; 木村・石原, 2009)。これまでに15地点においてオールコアボーリング調査(35-85m長)、22地点のオールコアの高精度解析

第1表 浅層地盤課題で実施ないしコアの処理を行ったオールコアボーリング調査リスト。

掘削年度	処理年度	コア名	コード名	地点住所	掘進長 ¹	緯度			経度			標高 T.P.	公表文献・備考	
						度	分	秒	度	分	秒			
1	平成14	平成14	GS-KM-1	KM	江戸川区小松川	66	35	41	45.07	139	50	57.38	-1.99	宮地ほか2004, 田辺ほか2006
2	平成14	平成14	GS-SK-1	SK	草加市柿木	60	35	51	32.67	139	50	6.91	3.73	石原ほか2004
3	平成15	平成15	GS-KNJ-1	KNJ	葛飾区新宿	70	35	45	49.33	139	51	38.78	0.425	田辺ほか2006a
4	平成15	平成15	GS-KTS-1	KTS	葛飾区高砂	67.3	35	44	47.79	139	52	23.25	1.193	田辺ほか2006a
5	平成8	平成16	GS-KS-1	KS	越谷市大杉	180(57)	35	55	55.84	139	48	20.11	5.335	
6	平成16	平成16	GS-MHI-1	MHI	三郷市彦成	55.3	35	51	42.40	139	51	5.68	3.406	中西ほか投稿中
7	平成16	平成16	GS-AMG-1	AMG	足立区本木	57.4	35	45	43.15	139	47	11.01	1.666	田辺ほか2006b
8	平成17	平成17	GS-KBH-1	KBH	春日部市備後東	49.9	35	57	5.73	139	46	25.61	5.356	中西ほか投稿中
9	平成17	平成17	GS-AHH-1	AHH	足立区平野		35	47	6.30	139	48	15.90	2.54	準備中
10	平成17	平成17	GS-SMB-1	SMB	草加市松原		35	50	45.60	139	47	16.80	3.08	準備中
11	平成18	平成18	GS-MUS-1	MUS	三郷市采女新田	42	35	51	50.90	139	51	50.10	2.425	準備中
12	平成19	平成19	GS-ISH-1	ISH	市川市塩浜	60	35	39	54.2	139	54	52.8	2.688	準備中
13	平成19	平成19	GS-KSM-1	KSM	江東区潮見	85	35	39	18.59	139	48	29.90	7.98	準備中
14	平成19	平成19	GS-TKT-1	TKT	戸田市上戸田	51	35	48	49.5	139	40	40.7	3.116	小松原ほか2009
15	平成20	平成20	GS-SSS-1	SSS	さいたま市桜区宿	45.5	35	52	22.78	139	34	44.04	4.63	小松原ほか投稿中
16	平成21	平成21	GS-KZK-1	KZK	川口市在家町	35	35	51	4.3	139	42	47.5	4.15	小松原ほか2009
17	平成21	平成21	GS-KKK-2	KKK	江東区亀戸	40	35	42	2.76	139	50	12.49	-0.168	PS検層と土質試験
18	平成4	平成14	都土木技術研	DK	江東区新砂	170(78)	35	39	59.096	139	49	30.772	0.081	石原ほか2004
19	平成4	平成14	東綾瀬公園	HA	足立区谷中	240(70)	35	46	17.284	139	49	48.656	0.0	石原ほか2004
20	平成4	平成14・15	水元公園	MZ	葛飾区水元公園	100(60)	35	47	47.271	139	52	24.342	1.85	田辺ほか2008a
21	平成3	平成14	舎人公園	TN	足立区古千谷	100(40)	35	47	53.978	139	46	17.36	2.883	石原ほか2004
22	平成4	平成15	篠崎公園	SZ	江戸川区上篠崎	550(13)	35	42	17.197	139	53	50.104	1.3	田辺ほか2008a
23	昭和59	平成16	越谷東観測井	KH	越谷市増林	350(50)	35	54	7.65	139	48	55.02	3.4	

1:()内は掘進長と異なる場合の処理したコア長
DK,HA,MZ,TN,SZのコアは都土木技術研究所(現都土木技術支援センター)所有, KHは埼玉県環境科学国際センター所有。



第 10 図 浅層地盤課題でコア処理を行ったボーリング調査地点。
東京湾奥から埼玉県東部にかけての地域でボーリング調査を行った。黄色く塗られた部分は上部更新統以前の地層からなる台地、それ以外の部分は沖積層で埋め立てられた沖積低地を示す。

を実施し、それらの解析結果を論文にしてまとめてきた（第 1 表、第 10 図；宮地ほか，2004；木村ほか，2006；木村・石原，2009；田辺ほか，2008，2009 ほか）。

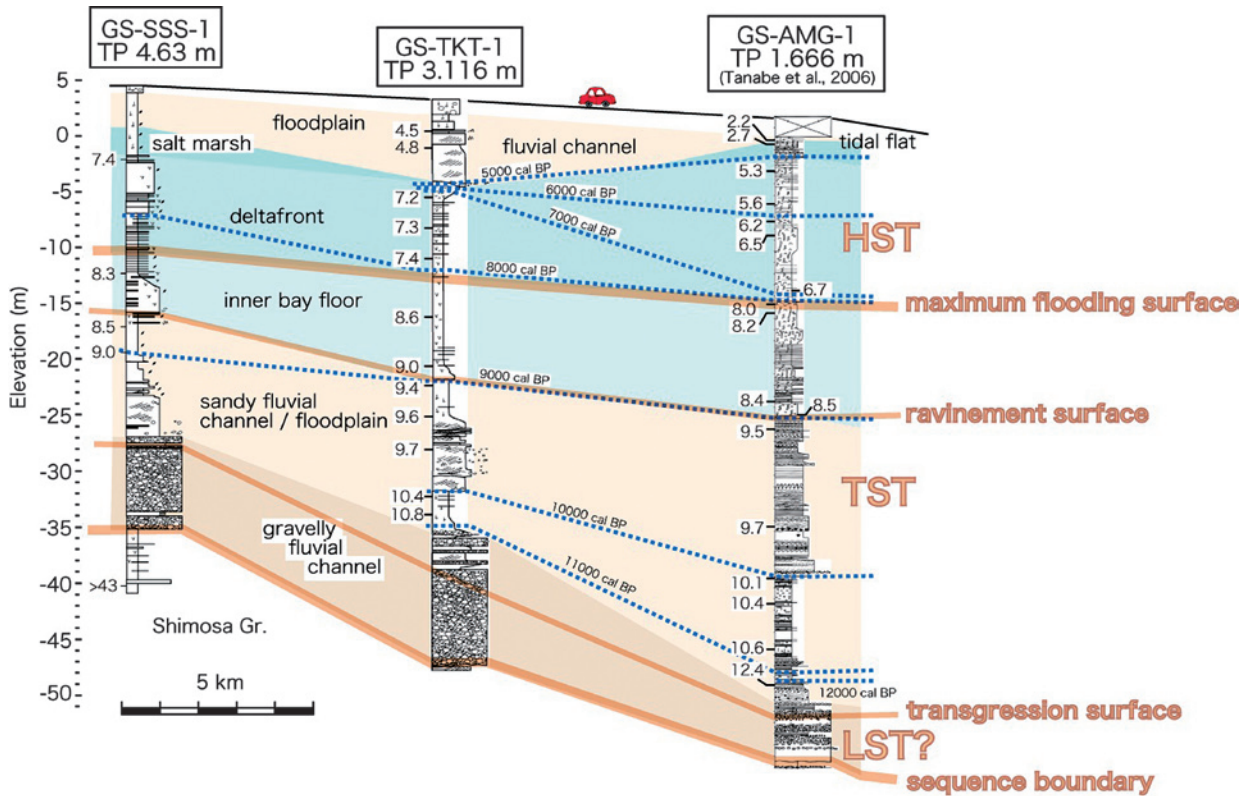
今年度は荒川低地の枝谷である芝川低地の沖積層構造を調査するため、埼玉県川口市在家町においてオールコアボーリング調査（GS-KZK-1）と PS 検層を実施し（第 10 図）、コア試料の堆積相解析、物理特性および化学元素含有量の測定、放射性年代測定のための試料採取を行った。それらの結果から、GS-KZK-1 は下位から沖積層の基盤をなす更新統下総層群（深度 35-25m）、礫質河川堆積物（深度 25-22m）、氾濫原堆積物（深度 22-18m）、内湾底堆積物（深度 18-13m）、潮汐流路堆積物（深度 13-10m）、内湾底堆積物（深度 10-4m）、塩性湿地～後背湿地堆積物（深度 4-1m）からなることを明らかにした（小松原ほか，2009）。

昨年までに掘削した GS-TKT-1 コア（埼玉県戸田市上戸田）、GS-SSS-1（埼玉県さいたま市桜区）については堆積年代を求めるための放射性炭素年代測定を行

い、GS-TKT-1 コアについては植物片・貝化石試料で合計 46 点、GS-SSS-1 コアについては植物片試料 5 点の年代値を得た。これらの年代値をもとに標準層序ボーリングコア間の対比を行い、荒川低地の沖積層形成過程についてシーケンス層序学的観点から堆積モデルを検討した（第 11 図、小松原ほか，2010）。

3.2 ボーリングデータベースと 3 次元地質モデル

本課題では、浅層地盤に関する 3 次元の地下地質モデル構築を目的に、浅層地盤の地下地質情報として、建築・土木事業で実施された地質調査報告書に含まれるボーリングデータ（その多くは標準貫入試験調査による）を収集し、統一した規格で数値化し、ボーリングデータベースを整備する。そして、地下地質モデルの構築の作業では、3.1 の研究調査で整備された地質標準となる第四系の堆積相・年代層序を基準にして、データベースに登録された個々のボーリングデータを堆積相や層序で地層区分・対比し、個々のボーリングデータに含まれる土質・N 値、および地層区分の境界深度の情報を目的に応じて空間統計処理を行うこ



第 11 図 荒川低地の沖積層の地質柱状図。

平成 19 年度から 21 年度までに掘削した 3 本の標準層序ボーリングコア GS-SSS-1, GS-TKT-1, GS-AMG-1 を対比している。柱状図脇の数値は放射性炭素年代 (cal kyrBP)。LST=lowstand systems tract, TST=transgression systems tract, HST=highstand systems tract.

とで、3次元の地質・物性モデル構築する。この3次元モデルは、地質モデルとしてだけでなく、3.3の地盤工学的特性、3.4の地震動の応答特性に関する研究において利用される。

3.2.1 ボーリングデータベース

これまでに、関東平野中央部の沖積低地とその周辺のローム台地帯を中心に、2万本のボーリングデータを収集し、数値化・データベース化を進めてきた。データの多くは、国・自治体・公益法人の協力を得て収集したものである。

今年度は、地震動のサイト評価用に利用する高精度の土質・N値グリッドモデルを作成するために、モデル地域である東京低地北部から中川低地南部地域（東西13×22kmの範囲）のボーリングデータ8000本について、標高、位置、N値、土質名称コード、重複データなどの品質確認をあらためて行った。今回の品質確認の作業では、N値と土質との相関性や両者の下端深度が一致しているかどうかの基準からもデータの品質を確認した。その結果、約2200本のボーリングデータについて何らかのエラー情報が含まれていることが判明し、原本を確認した上でエラー内容を修正し

た。そして、約200本のボーリングデータについては重複ないし質の悪いデータとして削除した。また、これら以外に、GISを用いて相互に50m以内に近接しているボーリングデータを抽出し、ボーリングデータの情報の量と質から適当な方を選択し、過度に密集しているボーリングデータを整理した。結果、計約1600本のボーリングデータをモデルで用いるデータから取り除いた。

3.2.2 3次元地質モデル

3次元モデルとしては、地層境界などのサーフェスモデルと土質・N値などのグリッドモデルを整備している。構築手法では、グリッドモデルについて、昨年度、ボーリングデータの規格化、水平断面での8分割・逆距離加重法を基礎とした作成手法を開発し発表した（江藤ほか、2008）。今年度はその手法について、土質依存型N値の計算手法、モデルの信頼度の評価、地層境界モデルに基づくデータ処理、の3点について改良した（石原ほか、2009）。そして、地層境界モデルに基づくデータ処理を通じて、沖積層基底面のサーフェスモデルを更新した。

土質依存型N値の計算手法 江藤ほか（2008）の

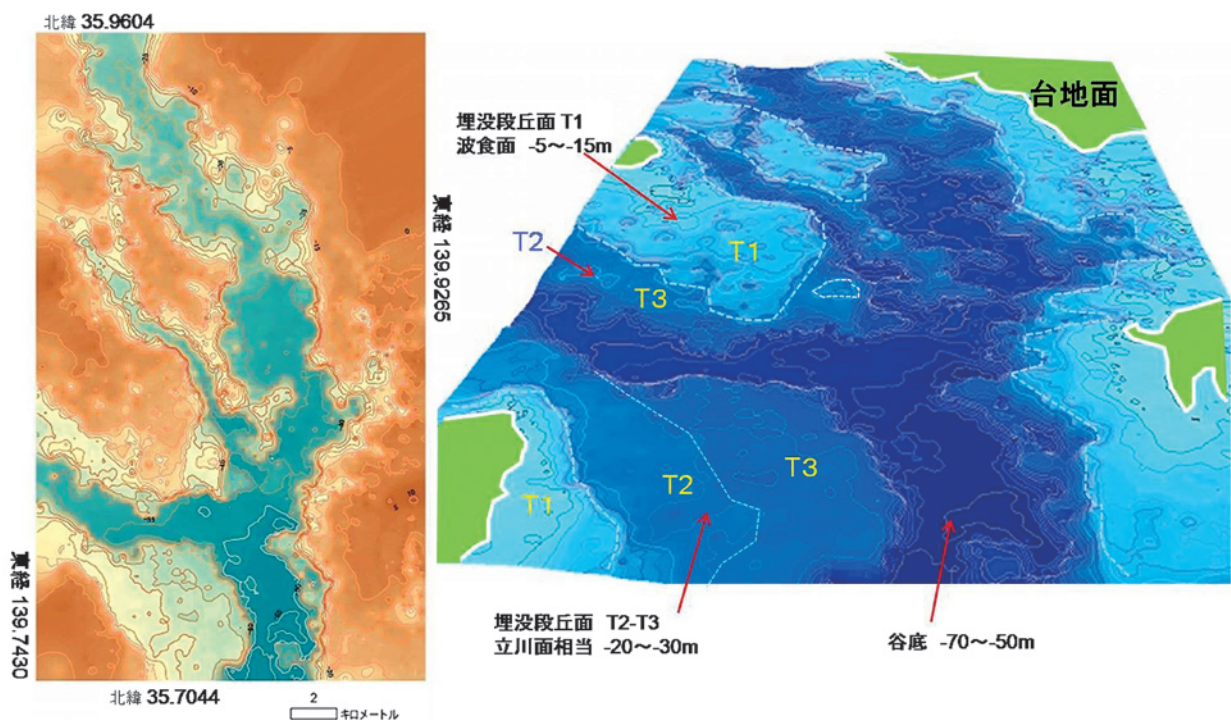
方法では土質と N 値のグリッドモデルとして、それぞれ独立して各グリッドの平均値を求めていた。しかし、地震動評価では個々のグリッドを代表する土質とその N 値から S 波速度を経験式によって計算し地盤モデルとするために、個々のグリッドの N 値はそのグリッドを代表する土質だけの N 値で求める必要がある。そこで、各グリッドの N 値を求めるに際して、N 値としてそのグリッドの最頻値となる土質に対応するものだけを抽出して計算することができるように計算手法を改良した。

モデルの信頼度の評価 グリッドモデルについて、個々のグリッドの土質・N 値の信頼度のパラメータを与えるために、グリッドの計算に使えたボーリングデータ数、N 値の場合はその標準偏差、土質の場合はその頻度のモードをグリッドの値と併せて計算結果として表示できるようにした。

地層境界モデルに基づくデータ処理 これまでは、ボーリングデータをその層準に関係なく、すべて抽出し、データ処理を行っていた。しかし、地層境界付近、特に開析谷の谷壁付近では、沖積層の層準であるにもかかわらず、周辺のその基盤をなす更新統の土質・N 値の特性が影響し、精度に問題があることが判明していた。そこで、モデル地域の全ボーリングデータについて、地層境界の情報を付与し、個々の土

質・N 値について地層判別ができる方策をとった。ボーリングデータは、ボーリング交換用データの形式 (XMLver.2.10) で数値化されているので、その中に地層区分情報として組み込み、そのファイルから、地層判別を行ってデータ処理できるようにプログラムを改良した。

沖積層基底面のサーフェスモデルの更新 上記の作業として、ボーリング柱状図の表示・解析用のツールを使って、モデル地域の全ボーリングデータについて柱状図断面図として表示し、各ボーリング柱状図について、沖積層と段丘堆積物、関東ローム層、下総層群との境界の地層判別を行い、ボーリングデータに沖積層基底面の深度情報を付与した。これらのポイントデータを逆距離加重法で処理してサーフェスモデルを作成した。まだ作業段階であるが、現時点での沖積層基底の等深度線図とそれに基づく鳥瞰図を第 12 図に示す。従来、谷底に分布する基底礫層の上面を沖積層基底面としてモデル化を行っていたが (田辺ほか, 2008b)、今回の作業では、基底礫層下面として基底面深度を評価した。今回得た基底面等深度分布図によって、最終氷期最盛期頃までに形成された開析谷地形の詳細を復元することができた。本結果は、グリッドモデルの基礎として利用だけでなく、沖積層基底面の地形図としてデータを公開する予定であ



第 12 図 東京低地北部から中川低地南部における沖積層基底面モデル。
(a) 等標高線図 コンター間隔は 5m。(b) 南方から見た鳥瞰図 等標高線図から作成した。垂直方向に 10 倍拡大。

る。

3.3 浅層地盤における粘性土の地盤工学的特性

埼玉県南部の低地には、高い鋭敏比を持つ軟弱な粘性土層が 10m 以上含まれている。このような粘性土層が地震被害を増幅した可能性を検討すべく、地盤の動土質特性の評価を行った。また、地震動の空間分布の予測に堆積環境という地質情報を組み込めるように、軟弱な粘性土層を構成した堆積環境と動土質特性の関係を明らかにすることを試みた。なお、今年度、原位置試験で高精度の PS 波速度を得るために、春日部 (GS-KBH-1) と亀戸 (GS-KKK-1) にて新規に PS 検層を実施し (第 1 表)、亀戸では不攪乱の実験用堆積物試料を採取した。

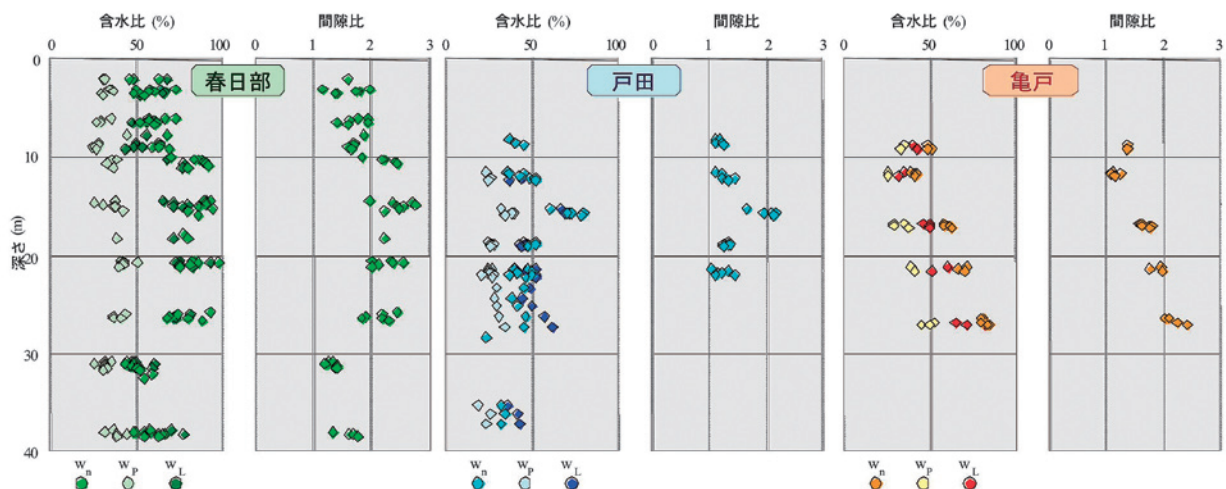
3.3.1 堆積物試料

試料は、埼玉県の中川低地にある春日部市 (GS-KBH-1)、荒川低地にある戸田市 (GS-TKT-1)、そして東京都江東区亀戸 (GS-KKK-1; 平成 21 年度) の 3 カ所で実施したボーリング調査で採取された。これらの基礎物理試験結果のうち含水比と間隙比の深度変化を第 13 図に示す。含水比と間隙比は深さによって変化しているが、これは堆積環境によって違いがあることを確認している。ここで、試料の自然含水比 w_n 、塑性限界 w_p 、液性限界 w_L がプロットされており、自然含水比 w_n が液性限界 w_L を上回っている粘性土は鋭敏粘土と呼ばれ軟弱な粘性土とされる。いずれの地域でも鋭敏粘土が見られる層準は海成粘土でありプロデルタ~デルタフロント堆積物であることが層相との対比で明らかにされている。しかしながら、その鋭敏性の高さは低地ごとに異なっており、河川勾配や

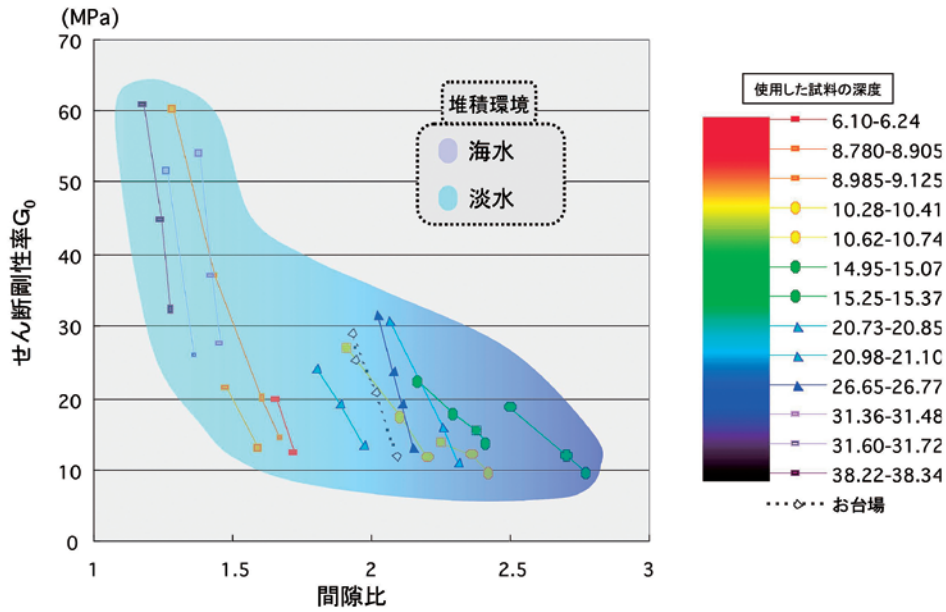
土砂の供給箇所など低地の形成過程が影響していると考えられる。ここでは、各層相で数点の実験用試料を準備し、地震動下での粘性土の挙動を模擬した非排水繰返し三軸試験により粘性土の剪断剛性率 G の剪断歪み γ 依存性の測定を行った。また、その近傍の試料を用いてベンダーエレメントによる剪断波速度の測定を行い、微小剪断歪み γ_0 を与えた時の剪断剛性率 G_0 の測定を行った。ここで、 $G-\gamma$ の関係は地震動の地盤応答メカニズムを理解する上で重要となるものであり、これらのパラメータに対し堆積環境を考慮することで、地質情報を取り入れた地震動の地盤応答予測を行うことが可能となる。

3.3.2 実験結果および考察

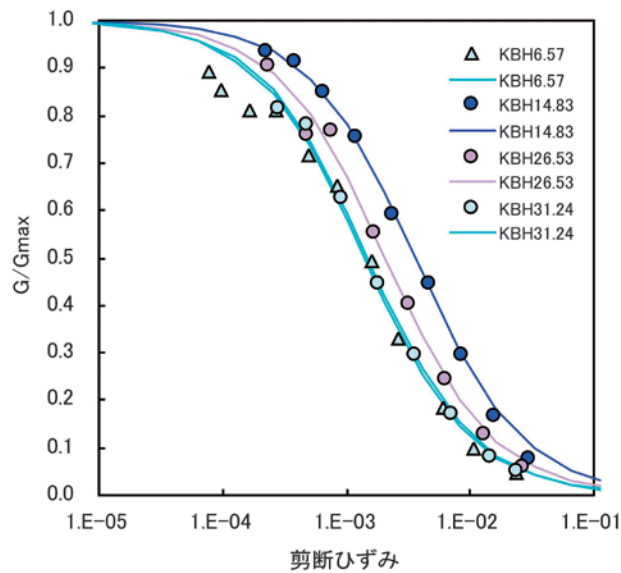
初期剪断剛性率 G_0 は既往の研究で間隙比と拘束圧に依存していることが分かっている。様々な経験式がある中から一番適合性の高かった Shibuya and Tanaka の式 (1) を元により簡易的にする為に、間隙比を含水比、拘束圧を深さのパラメータとして変換した関係式を導いた。ベンダーエレメントによるせん断波速度から求まる G_0 は、含水比と深さという容易に測定できる物理定数によって経験式によって得られることが確認できた。ここで、経験式は含水比と深さにより構成されているため、粘性土の間隙比や間隙の成す構造が強く関係していると考えられる。また、初期剪断剛性率 G_0 と間隙比の関係は堆積環境のうち淡水/塩水の違いが大きく反映されており、初期剪断剛性率 G_0 は堆積環境の影響を強く受けていると言う事ができる (第 14 図)。今後はこのような微視的な構造の力学的なアプローチで G_0 に関する関係式を導くことを行うべきであると考えられる。



第 13 図 沖積粘性土の基礎物理試験結果。



第 14 図 沖積粘性土の初期剪断剛性率 G_0 —間隙比の堆積環境依存性.

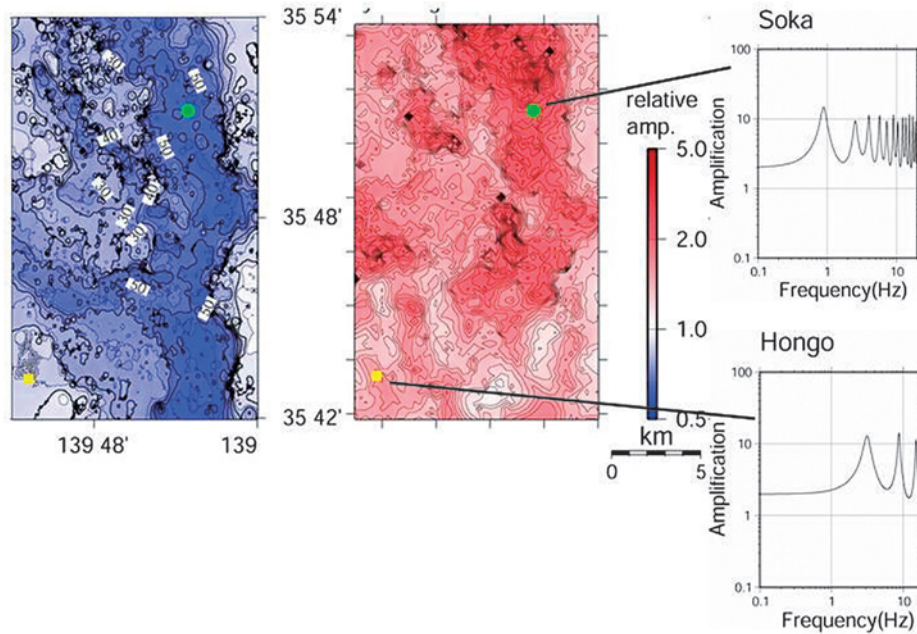


第 15 図 沖積粘性土の G/G_{max} —剪断歪みの堆積環境依存性.
右に張り出しているほど塩水環境.

$G-\gamma$ 関係を表現する際、剪断剛性率を初期剪断剛性率 G_{max} で規格化する必要がある。ここで、 G_{max} は繰り返し三軸試験により得られる応力—歪み曲線の骨格曲線に双曲線モデルを用いた Hardin-Drnevich (H-D) モデル 2) から求めた。得られた G_{max} を用い剪断剛性率の剪断歪み依存性の測定例を第 15 図に示す。ここで、横軸は G_{max} で無次元化された剪断剛性率であり、横軸は振動下で粘性土に与えた剪断歪み量である。堆積環境が淡水から塩水になることで、曲線が右へシフトしていることから、地震時の粘性土の

応答特性は堆積環境の影響を受けているということが出来る。

本研究では、堆積環境を考慮した地盤工学的特性に関する実験を行った。その結果、各地域とも深度 10-20m 付近のプロデルタ層に液性限界を上回る含水比を有した地盤がごく普通に存在していることが明らかにされた。また、このような地盤を伝播する微小剪断歪みを持つ振動（超音波等）から得られる初期剪断剛性率 G_0 は堆積環境の影響を強く受けており、 G_0 は含水比と深度に強く関係していることを実験的に示し



第 16 図 左) 中川低地帯の沖積層厚分布 (中川低地帯 3 次元土質モデル). 中) 物性値構造モデルによって計算された浅層部の応答による最大地動速度の増幅率 (大正関東地震の再現計算において). 右) 2 地点での沖積層の地盤応答の周波数分布.

た. より大きな剪断歪みを持つ振動領域での剪断剛性率の剪断歪み依存性は堆積環境のうち淡水/塩水の違いにより異なっていることが明らかにされた.

3.4 地震動の応答特性評価

中川低地沖積層の地震動応答に関して, 特に堆積環境履歴の違いによる地盤の性質の地域的な違い, および, 埋没谷の形状に着目し, 地震観測, および, 数値シミュレーションに基づいてその特徴を明らかにするため, 以下のような項目で研究を実施した.

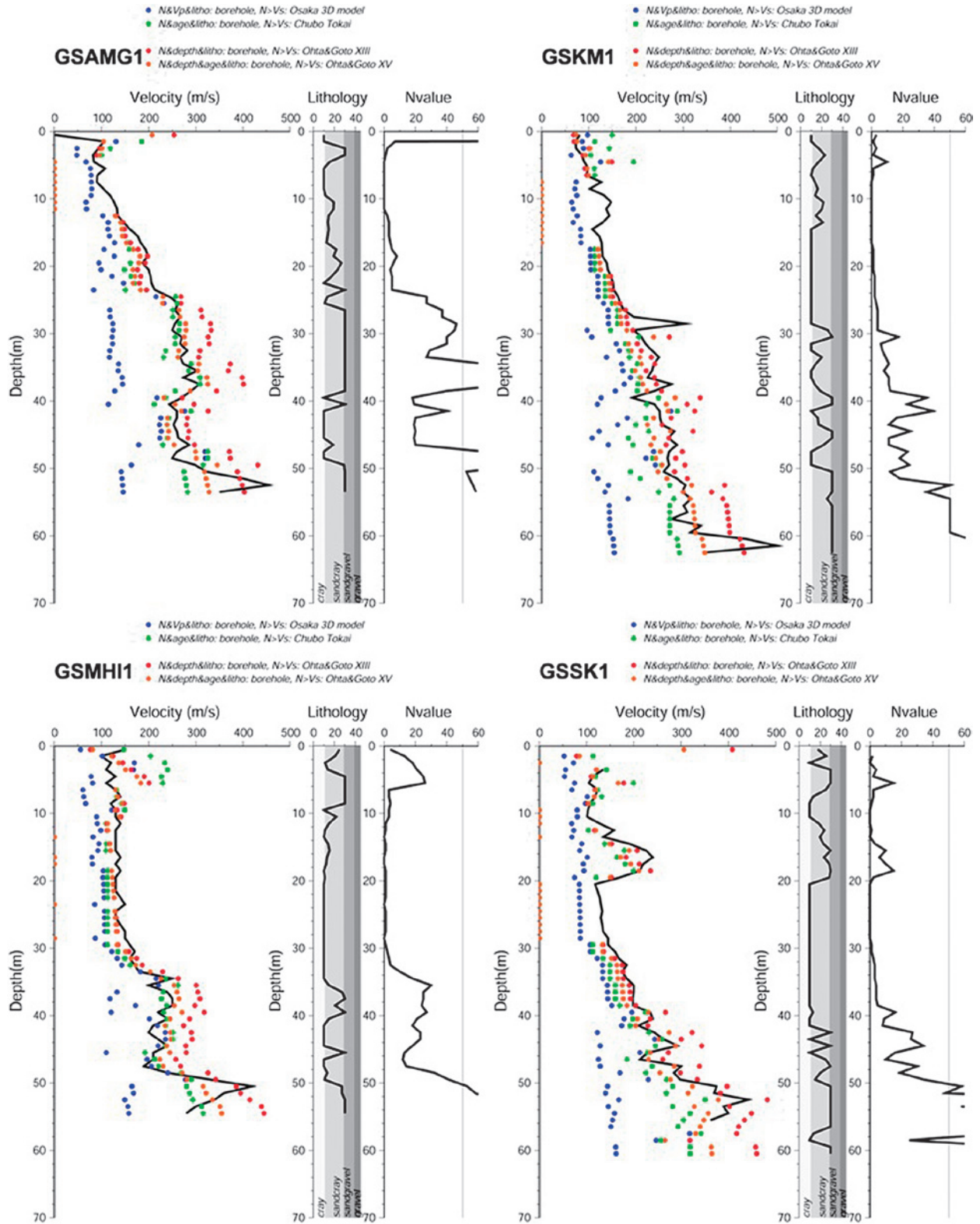
- ・中川低地帯における自然地震観測を, 第一期の観測網を再編して実施
- ・沖積層の物性値構造のモデル化, モデルの検証, 1923 年関東地震の被害分布の説明
- ・中川低地帯における観測記録を用いた埋没谷構造の地震動応答評価
- ・中川低地帯における観測記録を用いた関東平野内の表面波伝播の研究

3.4.1 3次元沖積層物性値構造モデルと大正関東地震の地震動再現シミュレーション

平成 20 年度までの研究で, 当該地域に大きな地震被害を発生させた 1923 年大正関東地震の再現と, 強震動生成メカニズムの解明, 物性値構造モデルの検証を目的として, 震源過程~地盤構造をモデル化した地震動シミュレーションを実施した. 関東平野全域の震

度分布の概略は説明することに成功した (ただし, 全域の浅層地盤モデルは別モデルを利用). 東京~中川低地地域の震度は, 住家全潰率から推定される値に比べ過小評価となったが, 低地の埋没谷の形に添う地震動の増幅特性を示すことができた (関口ほか, 2007) (第 16 図).

今回, 新たに東京低地北部から中川低地南部地域にかけての 3 次元沖積層物性値構造モデルの改良のため, PS 検層などの物性値探査が行われたボーリングデータを用いて, 当該地域に適した N 値-S 波速度関係式を検討した. N 値とは, 標準貫入試験でサンプラーを地中に 30cm 貫入させるのに必要な打撃回数である. 検討は, 既存研究の中から, 土質の違いなども考慮されている複数の式を取り上げ, ボーリングで取得された物理探査データを当てはめて中川低地帯に最も適合するモデルを選び, さらに, そのモデルでも大きく外れる部分 (N 値ゼロの区間) の修正方法を検討した. 取り上げた既存の N 値-S 波速度関係式 (経験式) は, 大田・後藤 (1978) の XIII 式および XV 式, 中央防災会議「東海地震に関する専門調査会」(2001) の式, 吉田ほか (2006) である. 第 17 図には, 当該地域のボーリングデータのうち, 産総研によって掘削されたボアホールでの, PS 検層で計測された S 波速度と, これら 4 つの式にしたがって N 値ほかのデータから計算された S 波速度の比較を示す. 総合的に



第 17 図 中川低地帯内で産総研が実施したボーリング調査地点における S 波速度と N 値-S 波速度関係式より計算した S 波速度との比較。ボーリング調査地点の詳細は第 1 表参照。

見ると、太田・後藤 (1978) の XV 式,

$$V_s = 68.91 * N^{0.713} * dep^{0.228} * \left\{ \begin{array}{l} 1.00(\text{alluvium}) \\ 1.306(\text{dihuvium}) \end{array} \right\} * \left\{ \begin{array}{l} 1.000(\text{clay}) \\ 1.085(\text{sand}) \\ 1.189(\text{gravel}) \end{array} \right\}$$

が最もよく適合している。Vs は S 波速度, N は N 値, dep は深さである。しかし, この式では, N 値がゼロのとき S 波速度がゼロと計算され, 実際の S 波速度から大きく外れる。このような場合の補正方法として,

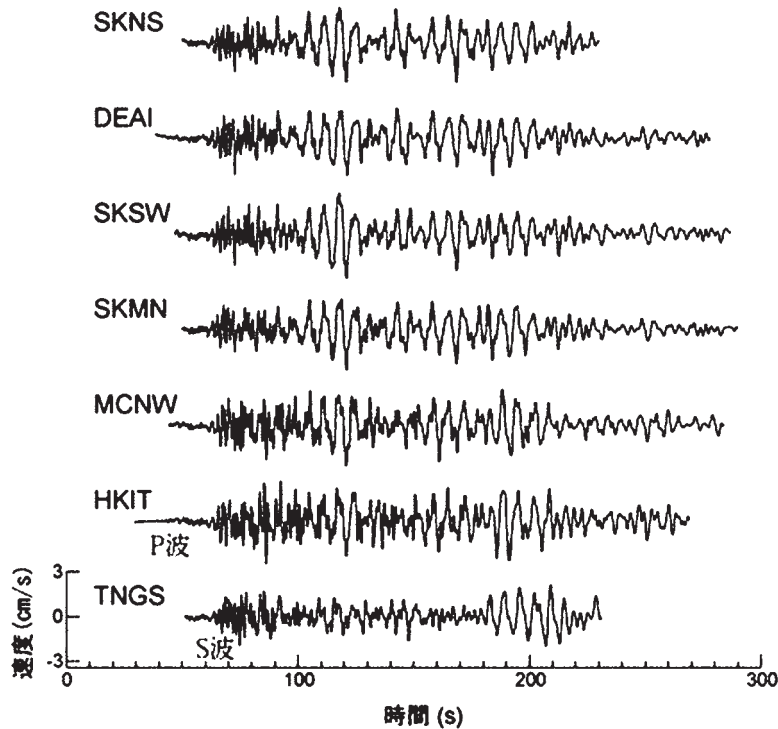
ゼロのN値を0.001, 0.01, 0.1, 1に置き換えることを試みたところ、全ての地点で1に置き換えるのが最も妥当ということがわかった。

このようにして得たN値-S波速度関係式を用いて、本プロジェクト別課題で作成・改訂された3次元地質モデルに導入し、より信頼性の高い3次元物性値構造モデルを作成し、前年度までに実施した

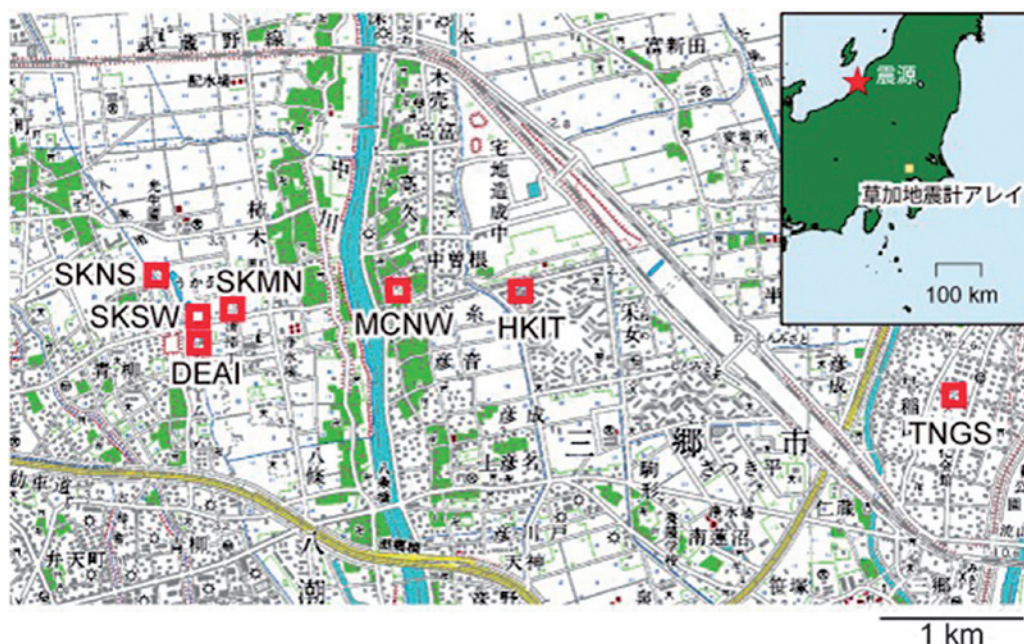
1923年大正関東地震の広帯域地震動シミュレーションを改訂した。

3.4.2 中川低地帯における自然地震観測の現状

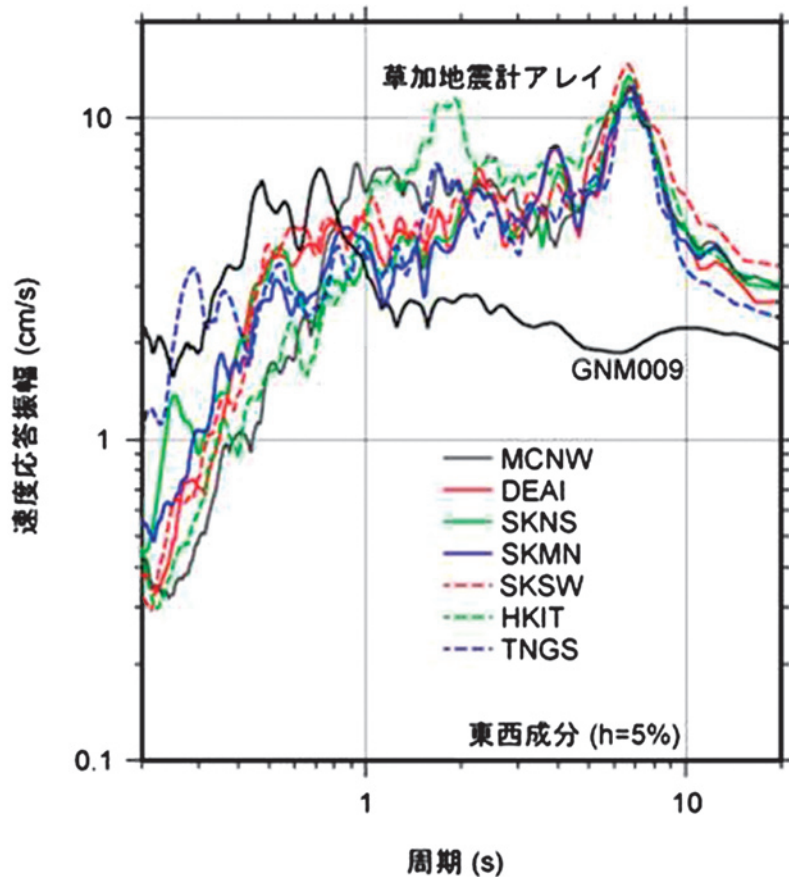
平成20年度までに、中川低地帯の埋没谷を横断する東西測線に沿って、地震計を3地点追加し、計15地点となった。この地震観測網で観測された自然地震の波形解析から、広い周期帯域で、観測網内共通の特



第18図 中川低地観測網で観測された2007年新潟県中越沖地震の東西成分の速度波形。振幅は全て同じスケール。



第19図 中川低地観測網で2007年新潟県中越沖地震の記録が得られた観測点。



第 20 図 中川低地観測網で観測された 2007 年新潟県中越沖地震の東西成分の速度応答スペクトル ($h=5\%$)。比較のため、GNM009 についても示した。

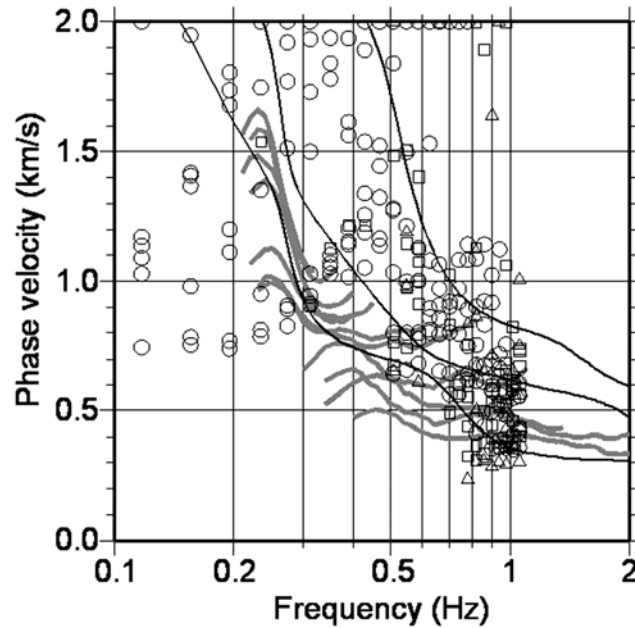
徴と観測点間の違いが明らかにされている。

例として、2007 年 7 月の新潟県中越沖地震の中川低地観測網で観測された波形を第 18 図に示す(吉田・関口, 2007)。記録の得られた観測点の位置を第 19 図に示す。地震発生から約 60 秒後に S 波が到達し、その後大きな長周期地震動が見られる。速度応答スペクトルを比較すると(第 20 図)、全点で共通に周期 7 秒付近が卓越しているが、短周期のスペクトルは狭い範囲内でも観測点間でかなり異なっている。前者は、この地域で厚み 2~3km である平野の堆積層全体の応答であると考えられ、後者は観測網の範囲内で厚さが 5~50m の間で変動しているとみられる沖積層の影響と考えられる。第 19 図には、比較のため防災科学技術研究所 K-NETGNM009 (群馬県内の観測点、関東平野から少し外れ、堆積層の影響をほとんど受けないと考えられる) の速度応答スペクトルも示されているが、中川低地地震観測網は GNM009 観測点よりも震源距離にしておよそ 1.5 倍程度遠いにも関わらず、周期 1 秒以上では振幅が GNM009 観測点より

も大きい。

3.4.3 表面波位相速度構造

中川低地帯地震観測網の中心部は 1km 四方ほどの範囲に 9 地点が配されたアレイとなっている。ここでこれまで得られた自然地震の記録を用いてアレイ解析により表面波の位相速度を推定した。また、観測網の中心付近で微動アレイ観測を行い、位相速度を推定し、両者を比較した(第 21 図)。ここには、松岡・白石(2002)の速度構造モデルを参考に我々のサイトの速度構造モデルを作成し 2nd higher mode までの理論分散曲線を計算したものも示す。微動の位相速度は、調整の余地は大きいものの、理論位相速度の基本モードと概ね一致する。つまり、微動記録の表面波には、基本モードが卓越していると言える。地震動の位相速度は、0.8~1Hz 付近では、理論位相速度の基本モードと 1st higher mode の周辺に分布し、それぞれ対応していることが伺える。一方、0.4~0.8 Hz では、微動から求められた位相速度よりもかなり速く、理論位相速度との比較から 2nd higher mode のレイリー



第 21 図 地震動記録と微動記録（灰色）の解析から得られた位相速度と構造モデルからの理論計算による位相速度（黒実線）の比較。○、□、△はそれぞれ地震動記録の f-k スペクトル中最大、2、3 番目のピークから得られた値。理論計算による位相速度は 2nd higher mode まで示した。

波の存在が示唆される。今のところ、解析に適切な記録が少なく、この波が 2nd higher mode のレイリー波であるとは断定できないが、微動と地震動で異なるモードが卓越していることが示唆されたことは興味深い。

4. 最後に

来年度には、各課題の研究成果をとりまとめ、それら全体を統合し、高精度な地質モデル、地質形成プロセス、地震動評価、地下水の広域流動評価に関する総合的な研究成果を公表する予定である。

文献

江藤稚雅子・石原与四郎・田辺 晋・木村克己・中山俊雄：ボーリング柱状図資料を用いた N 値と岩相の 3 次元分布モデル—東京低地北部における沖積層の例—, 地質学雑誌, 114, 187-199.

Hardin, O and Drnevich, V.P.B (1972) Shear Modulus and Damping in Soils: Design Equations and Curves. J. SMFD, ASCE, 98, no.SM7, 667-692.

林 宏一・稲崎富士・鈴木晴彦 (2006) 埼玉県草加市及び三郷市周辺における小規模微動アレイ探査を用いた埋没谷地形の把握, 地質調査報告, 57, 309-325.

本郷美佐緒・水野清秀 (2009) 埼玉県さいたま市で掘削された深作 A-1 ボーリングコアの花粉化石群集. 地質調査研究報告, 60, 559-579.

INAZAKI, T. (2006) High-resolution S-wave reflection survey in urban areas using a woven belt type Land Streamer, Extended Abstracts of the 12th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics (Near Surface 2006), CD-ROM, 5p.

石原与四郎・福岡詩織・江藤稚雅子・田辺 晋・木村克己 (2009) 沖積層ボーリングデータベースを用いた地質モデル構築の問題点. 地球惑星科学連合 2009 年大会, 講演要旨.

石原与四郎・木村克己・中島 礼・宮地良典・田辺 晋・中山俊雄・斎藤文紀 (2004a) 東京低地と荒川低地から得られた 3 本のボーリングコアの堆積相と放射性炭素年代: DK コア (江東区新砂), TN コア (足立区舎人公園), HA コア (東綾瀬公園). 地調研報, 55, 221-235.

石原与四郎・木村克己・田辺 晋・中島 礼・宮地良典・堀 和明・稲崎富士・八戸昭一 (2004b) 埼玉県草加市柿木地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-SK-1) の堆積相・堆積物物性と放射性炭素年代. 地質調査研究報告, 55, 183-200. 関東平野中央部地質研究会 (1994)

- 関東平野中央部の地下地質—ボーリングコアによる解析—。地団研専報, no.42, 180p.
- 木村克己 (2004) 巻頭言：都市地質研究の展開, 地質調査研究報告, 55, 181-182.
- 木村克己・石原与四郎 (2009) 東京低地付近の沖積層を例とした沖積層研究の新展開, 土と基礎, 57, no.2, 4-7.
- 木村克己・石原与四郎・宮地良典・中島 礼・中西利典・中山俊雄・八戸昭一 (2006) 東京低地から中川低地に分布する沖積層のシーケンス層序, 地質学論集, no.59, 1-18.
- 小林雅弘・関東火山灰グループ (2003) 関東平野中央部の地下および房総半島で新たに発見された前期更新世の含堇青石テフラ. 地球科学, 57, 155-160.
- 小松原純子・木村克己・内田昌男 (2010) オールコアボーリングと放射性炭素年代に基づいた荒川低地の沖積層形成過程. 日本堆積学会 2010 年茨城大会講演要旨, 88-88.
- 小松原純子・中島 礼・木村克己 (2009) 埼玉県芝川低地の沖積層層序. 日本地質学会第 116 年学術大会講演要旨, 283-283.
- 小松原純子・木村克己・福岡詩織・石原与四郎 (2010) 沖積層ボーリングコア GS-SSS-1 (埼玉県さいたま市) の堆積相と堆積物物性. 堆積学研究, 投稿中.
- 駒澤正夫 (1985) 関東地域重力図 (ブーゲー異常図), 特殊地質図, no.24, 地質調査所.
- 地質調査所 (2000) 日本重力 CD-ROM, 数値地質図, P-2.
- 松岡達郎・白石英孝 (2002) 関東平野の深部地下構造の精査を. 目的とした微動探査法の適用性—埼玉県南部地域の三. 次元 S 波速度構造の推定—, 物理探査, 55, 127-143.
- 水野清秀・山口正秋・八戸昭一・川島眞一 (2008) 関東平野のボーリングコア中に見出された上越テフラ (SK030) の深度分布と, それから推定される堆積盆地の地質構造. 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, 196.
- 宮地良典・木村克己・石原与四郎・田辺 晋・中島 礼・堀 和明・中山俊雄・斎藤文紀 (2004) 東京都江戸川区小松川地区で掘削された沖積層ボーリングコア (GS-KM-1) の堆積相・堆積物物性と放射性炭素年代. 地質調査研究報告, 55, 201-219.
- 森川徳敏・安原正也・風早康平・高橋正明・仲間純子・稲村明彦・林 武司 (2006) 関東平野中央部地下水の希ガス水文地球化学的研究. 地球惑星科学連合 2006 年大会, H121-004.
- 村田昌則・鈴木毅彦・中山俊雄・川島眞一・川合将文 (2007) 武蔵野台地南東部地下における上総層群のテフロクロロジー. 地学雑誌, 116, 243-259.
- 納谷友規・八戸昭一・水野清秀 (2009) 関東平野のボーリングコアにおける化石珪藻 *Lanceinis* sp. の分布. 日本地質学会第 116 年学術大会講演要旨, 242.
- 納谷友規・山口正秋・水野清秀 (2009) 菖蒲コアにおける珪藻化石出現層準と淡水成層準及び海成層準の識別. 地質調査研究報告, 60, 245-256.
- 太田 裕・後藤典俊 (1978) 横波速度を推定するための実験式とその物理的背景, 物理探査, 31, 8-17 埼玉県 (1996) 綾瀬川断層に関する調査成果報告書—平成 7 年度地震調査研究交付金—. 200p.
- 佐藤万理・鈴木毅彦・中山俊雄 (2004) 東京都板橋区および大田区地下に産出する前期更新世テフラの層序と対比. 地学雑誌, 113, 816-834.
- 関口春子・田辺晋・石原与四郎・中西利典・吉田邦一・木村克己 (2007) 中川低地～東京低地における 1923 年関東地震の広帯域地震動の再現計算, 日本地震学会 2007 年秋季大会講演予稿集, P3-064.
- Shibuya S. and Tanaka H. (1996) Estimate of elastic shear modulus in holocene soil deposits, soil and foundations, Japanese Geotechnical Society, 36, no.4, 45-55.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒澤正夫・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川 功・村田泰章 (1997) 50 万分の 1 活構造図「東京」(第 2 版) 説明書. 活構造図 8, 地質調査所, 34p.
- 田辺 晋・石原与四郎・中島 礼・木村克己・中山俊雄 (2008a) 東京低地東縁における 2 本のボーリングコア堆積物の堆積相と放射性炭素年代: MZ コア (葛飾区水元公園), SZ コア (江戸川区篠崎公園), 地質調査研究報告, 59, 135-

- 149.
- 田辺 晋・石原与四郎・中島 礼 (2009a) 東京低地北部における沖積層のシーケンス層序と古地理, 地質調査研究報告, 59, 509-547.
- 田辺 晋・中島 礼・中西利典・石原与四郎・宮地良典・木村克己・中山俊雄・柴田康行 (2006a) 東京都葛飾区における沖積層の堆積相と堆積物物性: 奥東京湾口の砂嘴堆積物の時空間分布, 地質調査研究報告, 57 (9/10), 261-288.
- 田辺 晋・中島 礼・中西利典・木村克己・柴田康行 (2006b) 東京都足立区本木地区から採取した沖積層ボーリングコア堆積物 (GS-AMG-1) の堆積相と放射性炭素年代, 物性. 地質調査研究報告, 57 (9/10), 289-307.
- 田辺 晋・石原園子・中島 礼・宮地良典・木村克己 (2006c) 東京低地中央部における沖積層の中間砂層の形成機構. 地質学論集, no. 59, 35-52.
- 田辺 晋・中西利典・木村克己・八戸昭一・中山俊雄 (2009b) 東京低地北部から中川低地にかけての沖積層の基盤地形, 地質調査研究報告, 59, 497-508.
- 田辺 晋・中西利典・木村克己・八戸昭一・中山俊雄 (2008b) 東京低地北部から中川低地にかけての沖積層の基盤地形, 地質調査報告, 59, 497-508.
- 東京都土木技術研究所 (1996) 東京都 (区部) 大深度地下地盤図—東京都地質図集 6—, 東京都土木技術研究所, 66p.
- 植木岳雪・山口正秋・本郷美佐緒・納谷友規・水野清秀 (2009) 関東平野中央部, 埼玉県菖蒲町で掘削された GS-SB-1 コアの古地磁気・岩石磁気測定. 地質調査研究報告, 60, 199-243.
- 山口和雄・加野直巳・大滝壽樹・住田達也・横倉隆伸・牧野雅彦・伊藤 忍・横田俊之・木村治夫 (2008) 関東平野中部, 加須低地・荒川低地の浅部地下構造, 活断層・古地震研究報告, no.8, 119-131.
- 山口正秋・水野清秀・納谷友規・本郷美佐緒・中里裕臣・中澤 努 (2009) 関東平野中央部, 埼玉県菖蒲町で掘削された 350m ボーリングコア (GS-SB-1) の層相と堆積物物性. 地質調査研究報告, 60, 147-197.
- Yasuhara M., Inamura A., Takahashi M., Hayashi T., Takahashi H., Makino M., Handa H., Nakamura T. (2007) Groundwater system compartmentalized by a tectonic zone in the Kanto plain, central Japan, in Chery, L. and de Marsily, G. (eds.) Aquifer systems management. IAH Selected Papers, 10, 281-288.
- 吉田邦一・関口春子 (2007) 草加地震計アレイ観測点による 2007 年新潟県中越沖地震の観測記録—関東平野の長周期地震動—, 活断層研究センターウェブサイト: <http://unit.aist.go.jp/actfault/katsudo/jishin/niigata070716/report/yoshida/index070723.html>
- 吉田邦一・関口春子 (2008) 埼玉県草加市におけるアレイ観測による地震動記録と微動アレイ記録から求めた位相速度の比較, 物理探査学会第 118 回学術講演会, 5月.

新潟地域の浅層地盤のボーリングデータベースと それに基づく地質モデル

Database of borehole data and geologic model of shallow-level ground in the Niigata area

木村克己
Katsumi Kimura

Keywords: borehole log, database, 3-D model, Niigata plain, Echigo Plain, shallow-level ground

要旨

新潟平野域の浅層地盤モデルを構築することを目的に、同地域のボーリングデータの収集・データベース化を進め、新潟地域の地下地質研究の基盤的情報として約 10000 本のボーリングデータからなるデータベースを構築した。そして、それに基づいて、地下構造および地震動の揺れ方を予測する上で有用な 3 次元地質・地盤モデルの作成を開始し、模式的な地質断面図を作成し、層序区分の枠組みを設定した。

1. はじめに

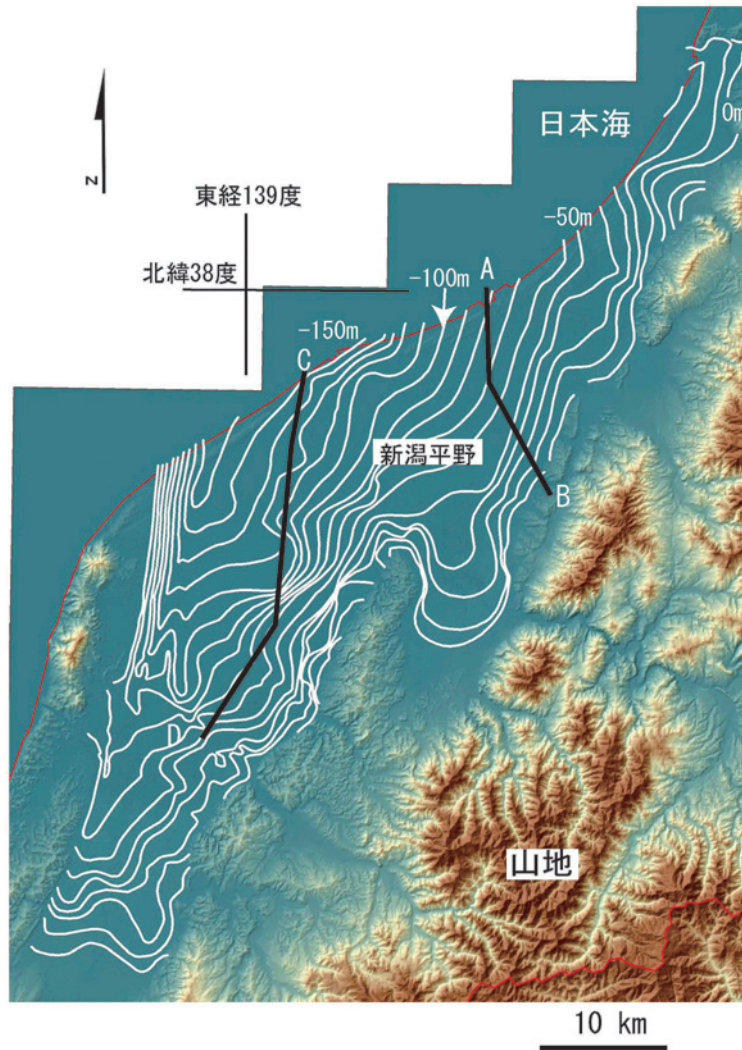
新潟平野の浅い地盤は、主に最終氷期最盛期以降に形成された沖積層から構成されている。その沖積層は断層運動による堆積盆の沈降と隆起、沿岸域の堆積環境の多様性を反映して、地域的に数 m から最大 150m まで層厚が変化し、岩相も大量の含水量を保持する軟弱な海成粘性土から支持層になるほどの固さを有する河川成の砂層や礫層まで多様な変化を示すことが知られている（例えば、新潟県地盤図編集委員会編, 2002）。日本で最大の厚さを有する新潟平野の沖積層は、東京低地など沈降域でない地域の沖積層の層厚や海岸線からの距離と比較すると、新潟平野が最終氷期最盛期以降、構造的に最大 90m 近く沈降していることが推定される。新潟県地盤図編集委員会編（2002）の沖積層基底面深度分布図（第 1 図）によれば、沖積層の基底面の形状は、全体に北北東方向に 3-5/1000 の勾配でプランジする向斜褶曲の形状をなし、その東翼は北東—南西走向、7/1000 の勾配で北

西傾斜、西翼はその北部で南北走向、約 15/1000 の勾配で東に傾斜、一方、南部では断層で断たれて欠如している。そのため、新潟平野の東部に向かって次第に沖積層は薄くなり、一方、新潟平野西部の信濃川付近では厚くなる。こうした沖積層の層厚、岩相の詳細な空間分布を明らかにすることは、地震動による地表・地表構造物の揺れやすさ、地震時の被害予測などの評価、都市整備・環境保全計画の立案に資する重要な基盤情報と考えられている。

従来の新潟平野の浅層地盤情報は、6000 点あまりのボーリング柱状図集（建設省北陸地方建設局・北陸技術事務所編, 1981）、1/10 万縮尺の新潟県地盤図（新潟県地盤図編集委員会編, 2002）に限られていた。本研究の目的は、新潟平野域の浅層地盤モデルを構築することを目的に、同地域のボーリングデータを収集・データベース化を進め、新潟地域の地下地質研究の基盤的情報としてボーリングデータベースを構築するとともに、それに基づいて、地下構造および地震動の揺れ方を予測する上で有用な 3 次元地質・地盤モデル構築を行うことである。現時点では地質・地盤のモデル作成を開始したところであるため、本報告では、ボーリングデータベースの内容と 3 次元地質・地盤モデルの枠組みについて報告する。

2. ボーリングデータベース

新潟、柏崎、高田、国中の各平野域における浅層地盤のボーリング資料を新潟県と新潟市、港湾技研、国交省の協力を得て収集し、各ボーリング資料の分布間隔と掘進長、データ品質を考慮し、地質・地盤モデ



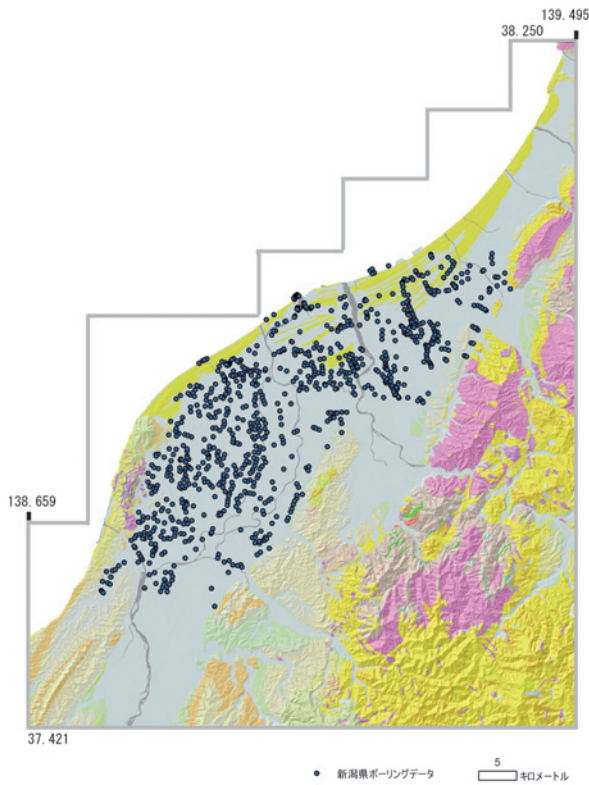
第 1 図 新潟平野と周辺域の地形段彩図と沖積層基底面の等標高線図。
 沖積層基底面の等標高線図は新潟県地盤図編集委員会編（2002）から引用した。各等高線は 10m 間隔である。地形段彩図は国土地理院の数値地図 50m メッシュ（標高）により作成され、平野部が暗色系、山地部が暖色系で表現されている。

ル作成で必要と考えられる資料を選択し、国交省の電子納品要領で定められたボーリング交換用データ形式 (xml:ver2.10) で数値化を行った。各ボーリングデータについては、数値化後、品質確認として、XML 形式の検討、標高については地形 DEM (10m と 50m) との比較、土質名称とコードの規格化、土質と N 値との相関性などの検討を行い、必要に応じて修正を行った。

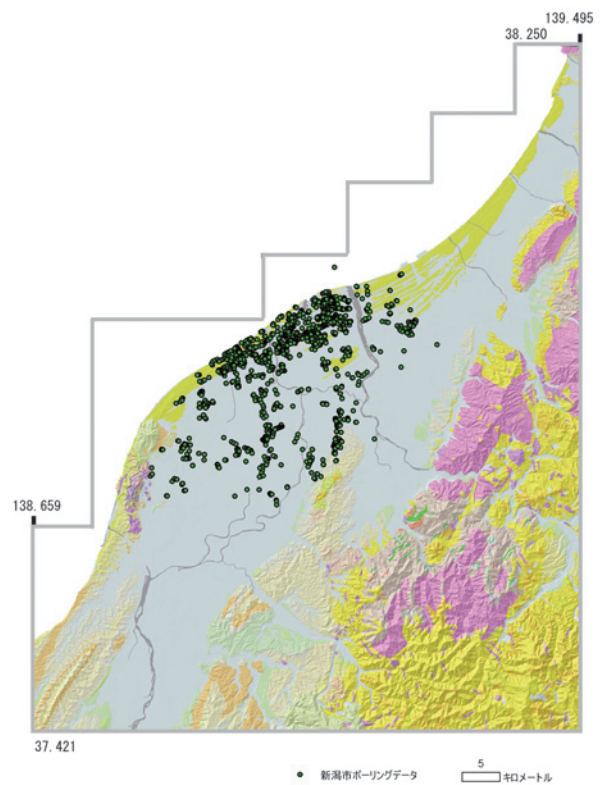
収集整備したボーリングデータはつぎのとおりである。新潟県からは、平成 20 年度に全 3000 点分のボーリング資料（ボーリング柱状図と位置図、土質試験結果表）を収集し、それらの標題情報リストと 5 万ないし 2.5 万分の 1 地形図にて位置図を作成し、モデル用に 1000 点のボーリング柱状図を数値化した。新潟市からは、平成 21 年度に、全 1500 点分のボーリ

ング資料を収集し、それらの標題情報リストと位置図、524 点のボーリング柱状図の数値化をそれぞれ実施した。北陸地盤情報活用協議会には、平成 21 年度に同事務局に協力を申し入れ、現在同協議会のデータベース（ほくりく地盤情報システム）に登録されている新潟県内の数値ボーリングデータ計 7926 本の提供を受けた。それらの提供機関は、北陸地方整備局（2616 点）、北陸地方整備局監修地盤図集（5158 点）、その他の機関（152 点）である。また、防災科学技術研究所からは、新潟県内の市町村のうち、燕市、三条市、村上市、五泉市、上越市、柏崎市域の計 716 本のボーリングデータの提供を受けた。

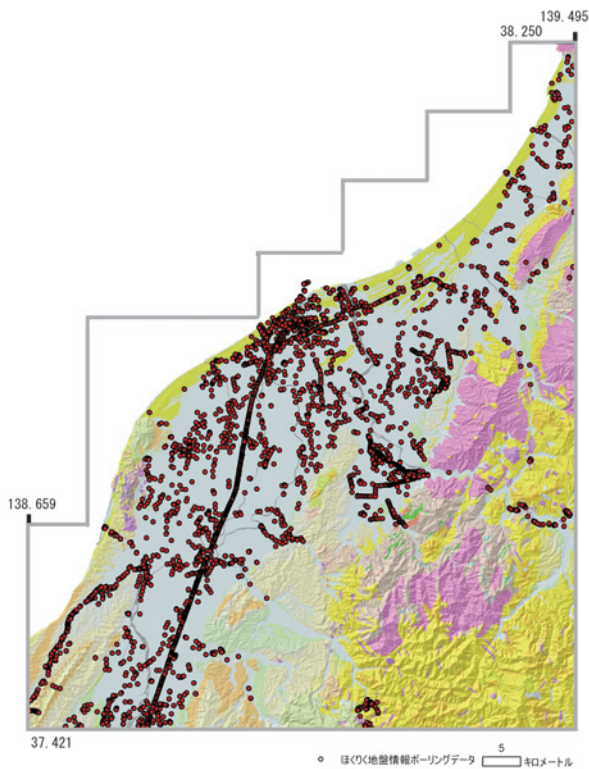
以上で、今回収集できたボーリングデータは、ボーリング柱状図画像で計約 13000 本、数値ファイルとして約 1 万点である。第 2 図に新潟県提供、第 3 図



第2図 新潟県から提供を受けて数値化したボーリングデータ地点（約1000点）の分布図
背景図は産総研の20万分の1シームレス地質図。



第3図 新潟市から提供を受けて数値化したボーリングデータ地点（約500点）の分布図
背景図は産総研の20万分の1シームレス地質図。



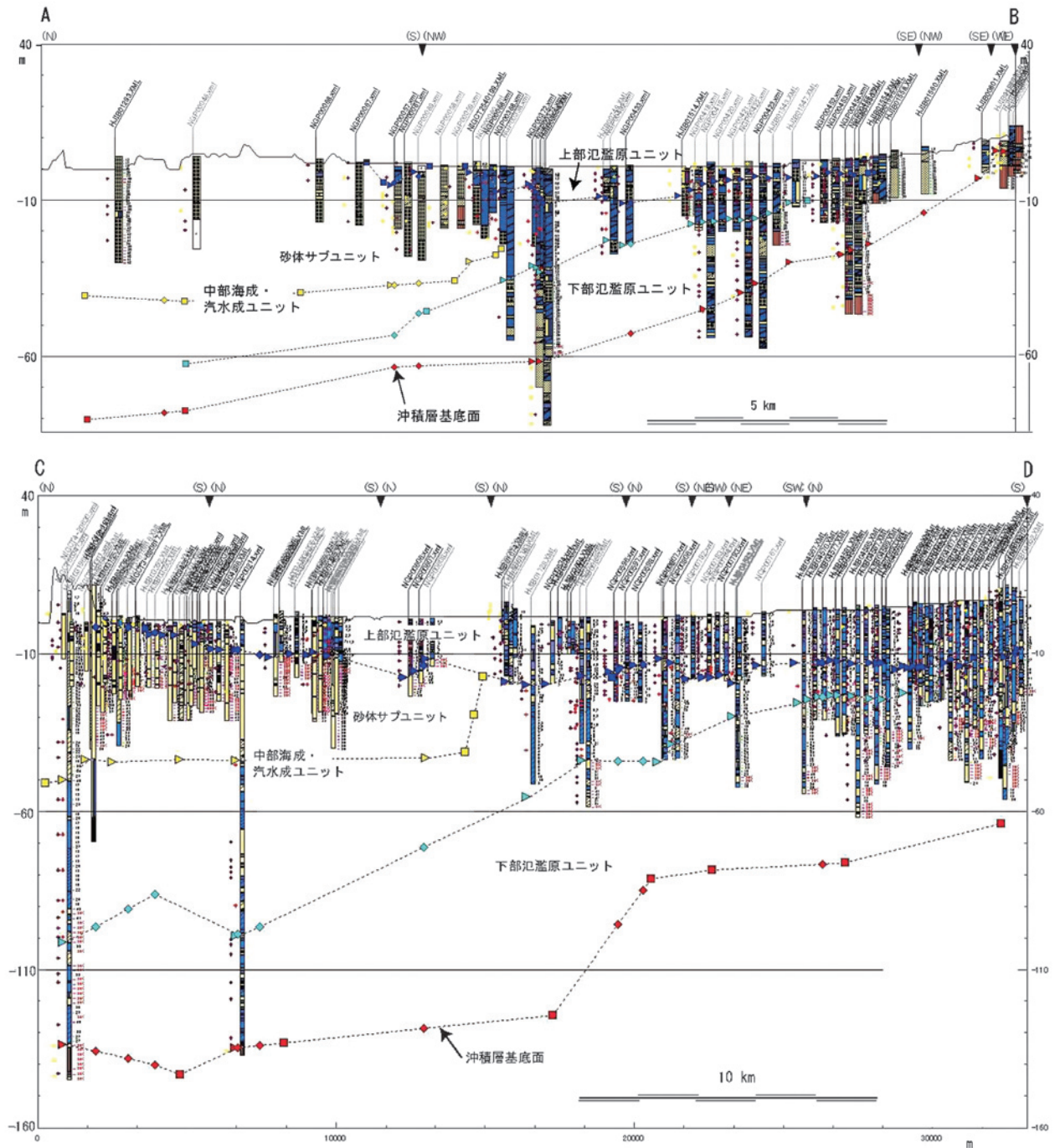
第4図 北陸地盤情報活用協議会から提供を受けたボーリングデータ地点（約7900点）の分布図
背景図は産総研の20万分の1シームレス地質図。

に新潟市提供，第4図に北陸地盤情報協議会提供の数値化されたボーリングデータの地点をそれぞれ示す。

新潟平野の面積は2000km²であるので平均すると、ボーリングデータの数値は6本/km²となる。しかし、その地域差は大きく、人口密集域ではデータ密度はこのレベル以上であるのに対して、農地や湿地帯では1km²に1本もない地点が少なくない。こうしたデータ分布の片寄りを踏まえたモデル化手法を工夫しなければならない。

3. 浅層地盤モデルの枠組み

新潟平野の沖積層はバリヤー・ラグーンシステムを構成するとされている（新潟県地盤図編集委員会編，2002；ト部ほか，2006；吉田ほか，2006）。既存の研究による層序区分と堆積システム，工学的特性に基づいて，本研究では沖積層を上位から下位へ，上部氾濫原ユニット，中部海成・汽水成ユニット，下部氾濫原ユニットに3分する。上部氾濫原ユニットは，海退期後半（ラグーン内では約5000yBP以降），ラグーン環境が埋め立てられた後に形成された堆積ユニットであり，主に氾濫原堆積物の泥・腐植土が卓越し，



第 5 図 沖積層の地質断面図 a) A-B 断面図 (南北方向) : 新潟市の新潟東港付近から放水路沿いに豊栄市の福島潟を経て、笹神村までの北西-南東断面, 信濃川沿い, b) C-D 断面図 (北東-南東方向) : 信濃川河口付近から中ノ口川沿いに三条市まで。

両断面図では沖積層を上位から下位へ、上部氾濫原ユニット、中部海成・汽水成ユニット、下部氾濫原ユニットに三分され、砂体サブユニットの下面が黄色のシンボルでトレースされている。柱状図上に境界を示すシンボルがない地点は、新潟地盤図編集委員会編(2002)の地質断面図を参照して推定している。各ボーリング柱状図については、図では判然としないが、土質を色と模様で、N 値を柱状図右側の数値で、貝化石、腐植物、礫をそれぞれ含む土質については、土質の左横の十字マークで、貝は赤、腐植物は緑、礫は黄色でそれぞれ印している、なお、土質では青色が泥質堆積物、黄色が砂質堆積物を示す。

N 値は 5 以下と軟弱である。中部海成・汽水成ユニットは、おもに海成・汽水成の堆積物からなる堆積ユニットであり、海進期後半から海退期にかけて堆積した、バリエーおよび浜堤列平野構成の海成・汽水成堆積物とその上位に重なる砂丘砂から構成される。軟弱

な海成・汽水成の厚い泥質堆積物とバリエーおよび浜堤列をなす比較的固い砂質堆積物からなる。この中で、バリエーと浜堤列を構成する砂体はサブユニットとして区分する。下部氾濫原ユニットは、海進期前半(臨海部付近では約 16000~8000yBP)の氾濫原堆積物

から構成され、比較的締まった砂と泥（粘性土・粘土）、およびその互層から構成される。

今回検討した代表的な断面図として、新潟平野の東部域と西部域のそれぞれ一断面を紹介する。両断面線の位置は第1図に記した。各断面図には、断面線に沿って両サイドそれぞれ幅300mの範囲のボーリング柱状図を断面図に投影し、ボーリング柱状図毎に上記で説明したユニット区分が表示・トレースしている。平野東部域の地質断面図は、新潟市の新潟東港付近から放水路沿いに豊栄市の福島潟を経て、笹神村までの北西-南東断面（A-B；第5図a）である。平野東部の比較的沖積層の薄い地域を代表している。平野西部域の柱状図断面図は、信濃川河口付近から中ノ口川沿いに三条市までの北東-南東断面（C-D；第5図b）である。平野西部の沖積層の厚い地域を代表している。なお、両断面図はそれぞれ、新潟県地盤図編集委員会編（2002）の地質断面図5-5'と15-15'の北半部にあたる。

両断面図に共通した特徴は、沖積層基底面および中部海成・汽水成ユニットの下面がほぼ同様に北に傾斜を示しているのに対して、最上部の上部氾濫原ユニットの下面がバリエー内側のラグーン域を中心に最大深度を示す向斜状の形状を示していることである。両断面でこれらの境界面の深度を比較すると、C-D断面の方が、バリエー近傍の位置で中部海成・汽水成ユニットの下面では40-50m、上部氾濫原ユニットの下面では10m近く深いことがわかる。これは、沖積層基底面深度がより西部で深いことと符号している。

今後、この地層区分の基準に基づいて、個々のボーリング柱状図について、その境界深度をもとめ、各ユニットのサーフェスモデルと土質とN値のグリッドモデルを作成する。

文献

- 建設省北陸地方建設局・北陸技術事務所編（1981）
新潟県平野部の地盤図集（新潟平野編，高田平野・柏崎平野編），北陸建設弘済会。
- 新潟県地盤図編集委員会編（2002）新潟県地盤図説明書，社団法人新潟県地質調査業協会，66p
- 卜部厚志・吉田真見子・高濱信行（2006）越後平野の沖積層におけるバリエー-ラグーンシステムの発達様式。地質学論集，no.59，111-127。
- 吉田真見子・保柳康一・卜部厚志・山崎 梓・山岸美由紀・大村亜希子（2006）堆積相と全有機炭素・

窒素・イオウ濃度を用いた堆積環境の復元-新潟平野上部更新統～完新統の例-。地質学論集，no.59，93-109。

地質情報データの統合化：海域反射断面データベースの構築

Construction of database of seismic profiles around Japan

佐藤智之¹・岡村行信²・辻野 匠¹・井上卓彦¹・荒井晃作¹・木村治夫²
Tomoyuki Sato¹, Yukinobu Okamura², Taqumi Tuzino¹, Takahiko Inoue¹,
Kohsaku Arai¹ and Haruo Kimura²

Abstract: Database of seismic reflection profiles has been constructed. Seismic profiles loaded in the database are 5643 lines which have been collected during the last 33 years by the survey for compiling marine geological maps and for near shore mapping. The data is composed of 55 groups, and any of seismic profiles can be shown by selecting the survey lines on the display. There are some errors in the data, thus we have been revising the location data of the seismic profiles. In addition, three-dimensional data of geologic structure has been constructed along the fold zone of the Niigata prefecture based on the geological sheet maps at 1:50,000.

Keywords: database, seismic section, around Japan

1. はじめに

海域の地質構造を知るには反射断面を見るのが最もわかりやすい。産総研では旧地質調査所の時代から約35年にわたって反射法音波探査を行い、膨大なデータを集めてきたが、それらの中から必要な場所の反射断面を効率的に取りだして見ることができるシステムは作られていなかったため、十分に活用されているとは言えない状況であった。そのため、海洋地質図としてまとめられた情報として利用されることが多く、元の反射断面が持つさらに詳しい情報は埋もれていた。反射断面は海底の露頭のデータに相当すると言って過言でない。海洋地質図は、大部分を反射断面の解釈に基づいて作成されているし、断面上には地質図に表現できない堆積構造や地質構造が観察できる。それらの情報に着目して反射断面を再解析すれば、今まで知られていない事実が明らかにできる可能性もある。既存の反射断面データを活用するためには、断面がすぐに見ることができるだけでなく、それら位置が正確に特定できる測線図や地形図が必要になる。また、今後沿岸海域での反射探査が数多く実施されるようになると、古いデータと新しいデータを用いて、総合的な解釈を行う必要がある。さらに、陸上の地質データとの

対比やシームレスな解釈も必要になってくる。これらの必要性を満たすため、反射断面データをデータベース化するシステムを昨年度導入し、既存の反射断面データを入力してきた（岡村ほか、2009）。しかしながら、データの登録方法によっては反射断面の閲覧に長い時間がかかることが明らかになり、より実用的なデータの登録方法を検討してきた。今年度の作業の進捗状況について報告する。

2. データベース構築進捗状況

昨年度より反射断面データの登録を進め、ほぼ日本周辺全海域を網羅する状態に近づいた（図1～図3）。また、昨年度はデータ登録の大部分を外注で行っていたが、今年度からは職員によってデータ登録が可能になり、コストを抑えつつ迅速に登録を進めることができるようになった。しかし、データ数が増えるにつれ、データの参照に非常に時間がかかってしまい、計算機の動作が不安定になるという問題に直面した。これは全データが一括して登録されていることによってデータ検索に時間を要するためであることがわかった。そこで、データを調査海域ごとにグループ分けし、閲覧時に必要な海域のデータセットのみを選択することで計算機の負荷を低減する方法を採用し、再登録を進め

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）

²産業技術総合研究所 地質調査総合センター 活断層・地震研究センター（AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center）

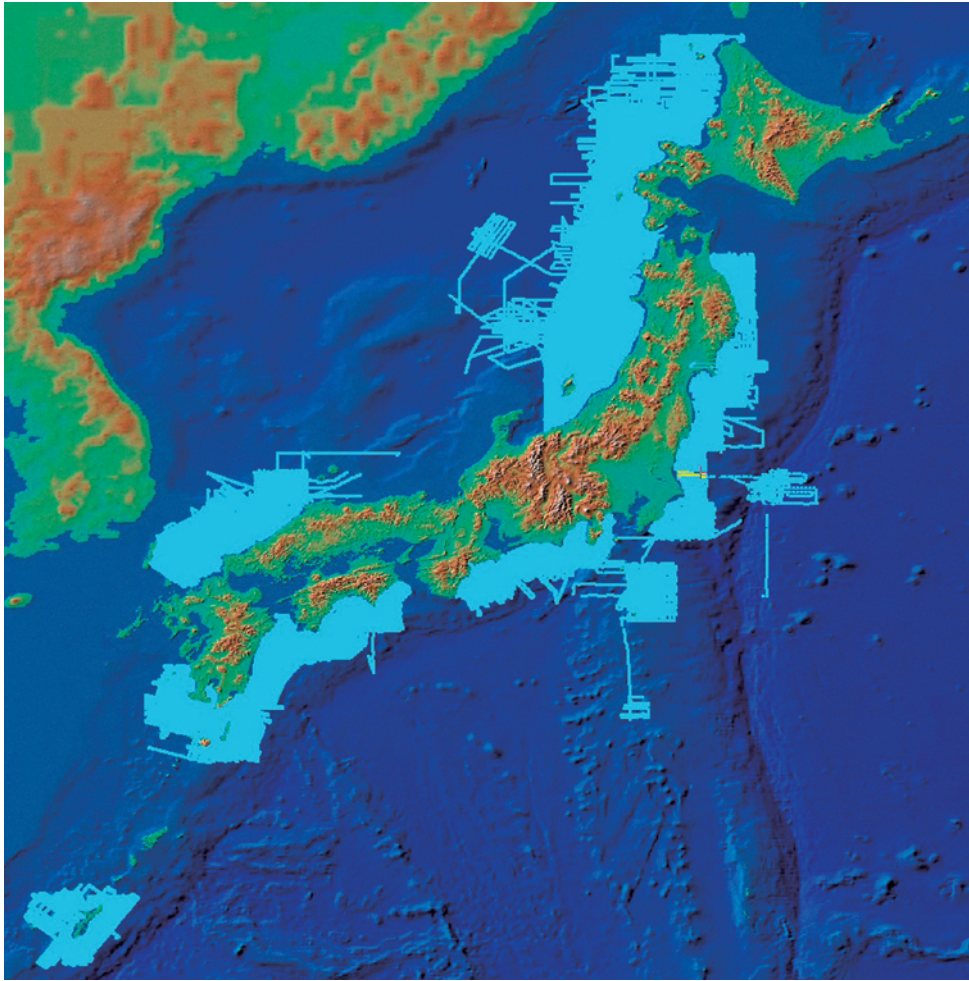


図1 登録済みの反射断面測線図。実際の調査航路に沿った整形前の反射断面。調査工程の事情から測線がジグザグであり、データ解釈が難しい場合も多いが生データに近く情報量が多い。

てきた。閲覧時には複数海域を同時に表示させること、表示させたい海域を即座に切り替えることも可能である。実際のデータベース利用に際しては、日本全海域というよりは、目的に応じてある海域のデータのみを集中的に利用するニーズが多い。従って、グループ分けによる不都合よりも、軽快な動作を得られる利点の方が大きいと考える。また、整形済みデータと整形前データなど位置情報が同じデータが同じデータセットに存在する場合、測線の交点計算などのために計算機負荷が増大することが判明したため、これらをグループ分けすることで負荷軽減を図った結果、図1、図2で示したくらいまでなら同時閲覧が可能であり、日本全国を同時に一括して管理するという当初の目的も達成できるようになった。

一方、実際に登録が進み測線図を表示させてみると、データにエラーが含まれていることもわかってきた。具体的には、位置情報がずれていて測線が陸上に存在する、断面図がうまく表示されない、などという問題

がしばしば発生した。データを確認すると、位置測量データ中に測量失敗による異常データが含まれていた、反射断面のデータ形式がSEG-Yフォーマットと厳密に合致していない、ということが大きな原因で、過去の位置測量の技術的限界やデジタル化に際しての問題があったと考えている。そのため、原記録に戻りながらこれら不良データの検証、修正を行いながら再登録を行った。

現在までのところの登録データ数は、測線数 5643 本（内訳：整形済み測線 4242 本、原記録 1401 本）であり、調査海域ごとに 3 群 55 のグループに分けられている。測線位置の整合性の確認も 8 割ほど終了し、実際の利用に提供できる段階に近づいている。現在、反射断面図の整合性の検証、不良データの発見と修正、再登録、新しい探査データの登録が進行中である。また、利便性を考慮しながらグループ区分の仕方も検討中である。

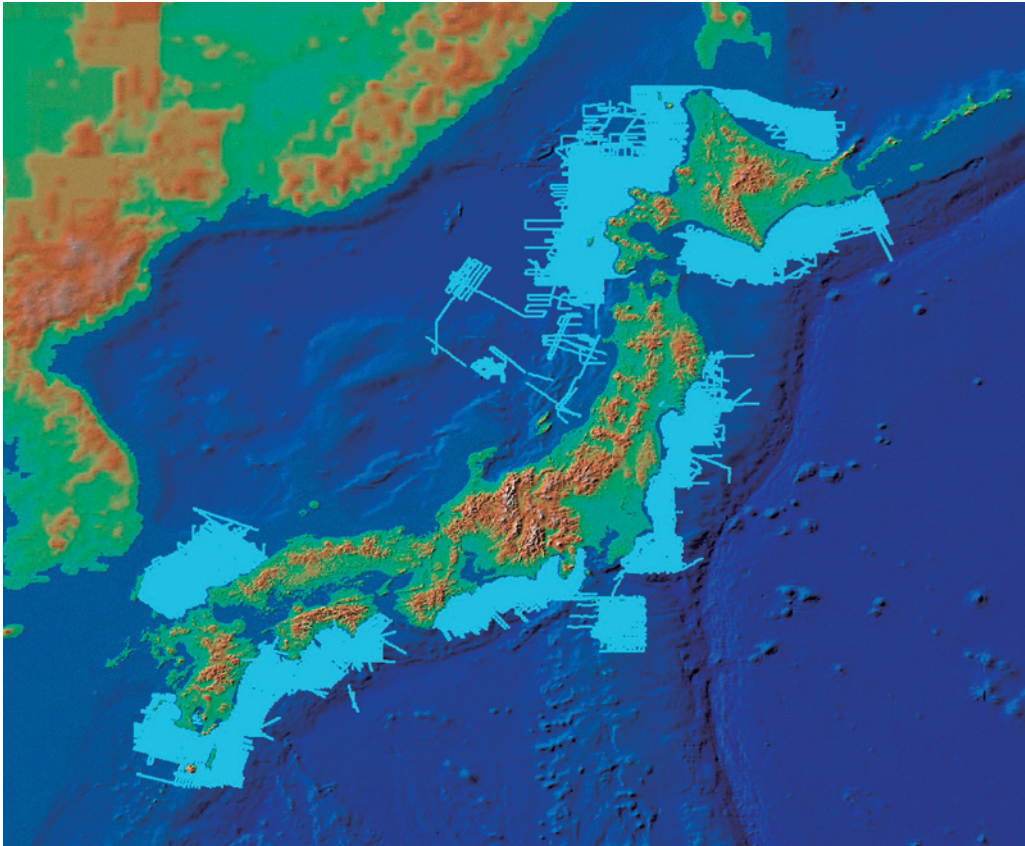


図2 登録済みの反射断面測線図。解釈しやすいように測線を切り分け、直線ごとに整形してある。図1と図2のデータは同一地点を走っており同じデータセットに登録すると計算機負荷が増大するため別のデータセットに分けてある。

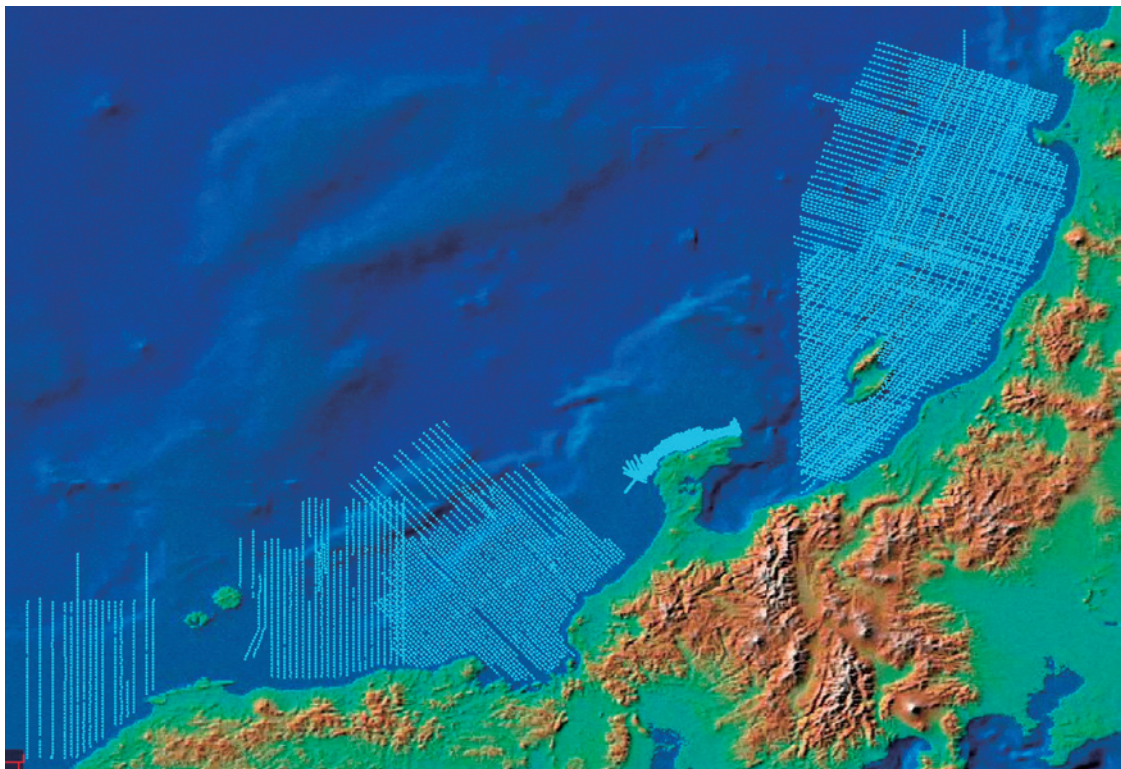


図3 登録済みの反射断面測線図。日本海側の整形済み反射断面測線。図1、2のデータセットへの統合作業が未完了ではあるが、データ参照は可能な状態にある。能登半島北方の測線は2007、2008年度に行われた沿岸域高分解能探査によるデータで、従来のデータと一括して扱っている。

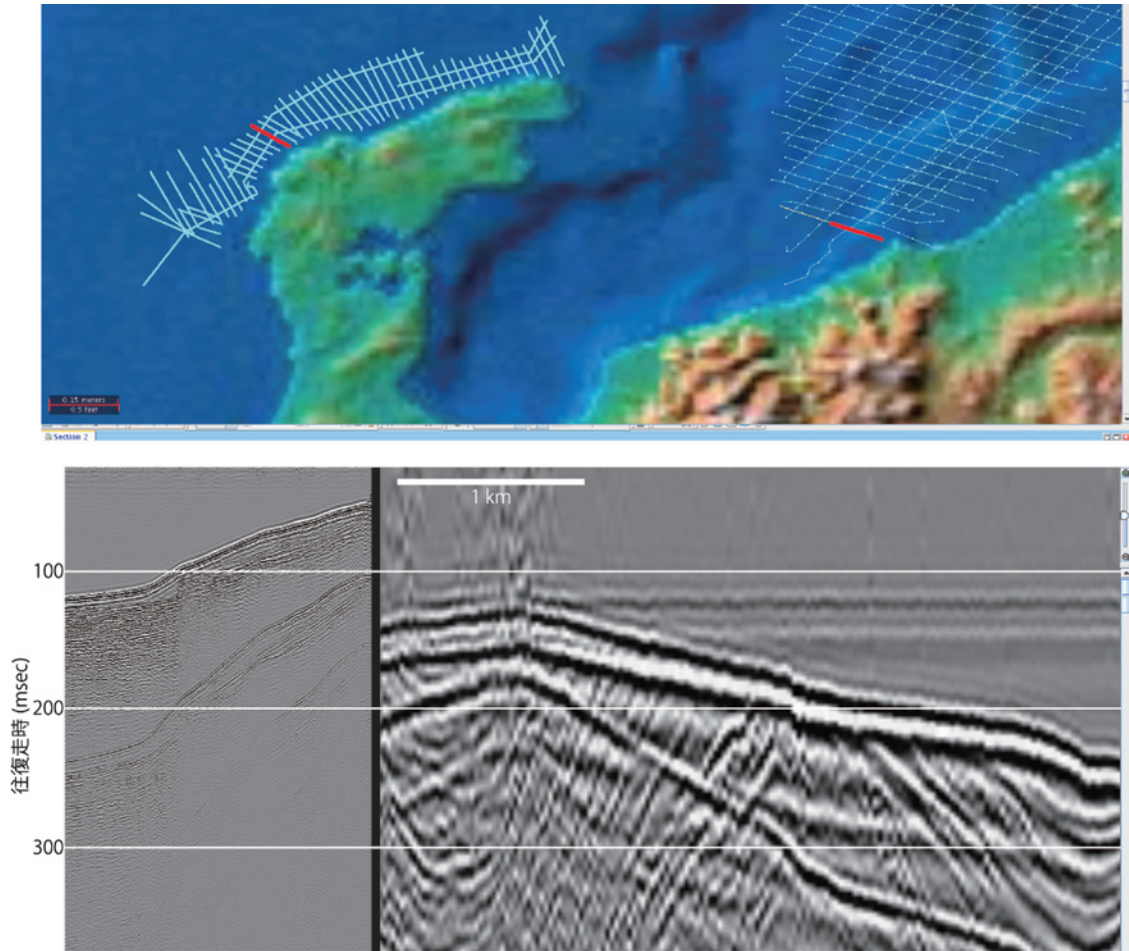


図 4 能登半島沿岸と新潟沖の測線図（上）．赤線は下図に表示した断面の測線．従来のエアガンによる反射断面図（下図右半分）と 2007 年度に能登半島沿岸で探査された高分解能の反射断面図（下図左半分）を同じスケールで表示できる．場所が異なるので左右の反射断面図はつながらないが、任意の断面を同じスケールで同時に表示させることができるため、地質構造の対比が容易になる．

3. 沿岸域反射断面の登録

日本周辺海域の従来の反射断面に加えて、2007 年度及び 2008 年度に実施した能登半島北方における沿岸域調査の反射断面の登録作業も実施した（図 3）．沿岸域調査の反射断面は音源や収録装置が違っただけでなく、データのサンプリング間隔や記録長が異なっている．これらと同じデータベースに登録することに際し、いくつかの技術的問題もあったが、従来のデータと沿岸域調査による高分解能のデータとを同時に、しかも同じスケールで表示させることができた（図 4）．これによって沿岸と沖合とで地質構造の対比、補完が容易になり、さらなる進展が期待される．

4. 地質構造データ

一方、陸域の地質データとの統合化の試みとして、新潟県中越地方の地質構造のデジタル化を行った．図 5 はその例であるが、産業技術総合研究所が発行している 5 万分の 1 の地質図「柏崎」（小林ほか、1995）に示されている地層境界と走向傾斜を基に地層面を 3 次元的に数値化した．このようなデータを作成することによって、海域の反射断面との対比や構造を解析しやすくなると期待される．

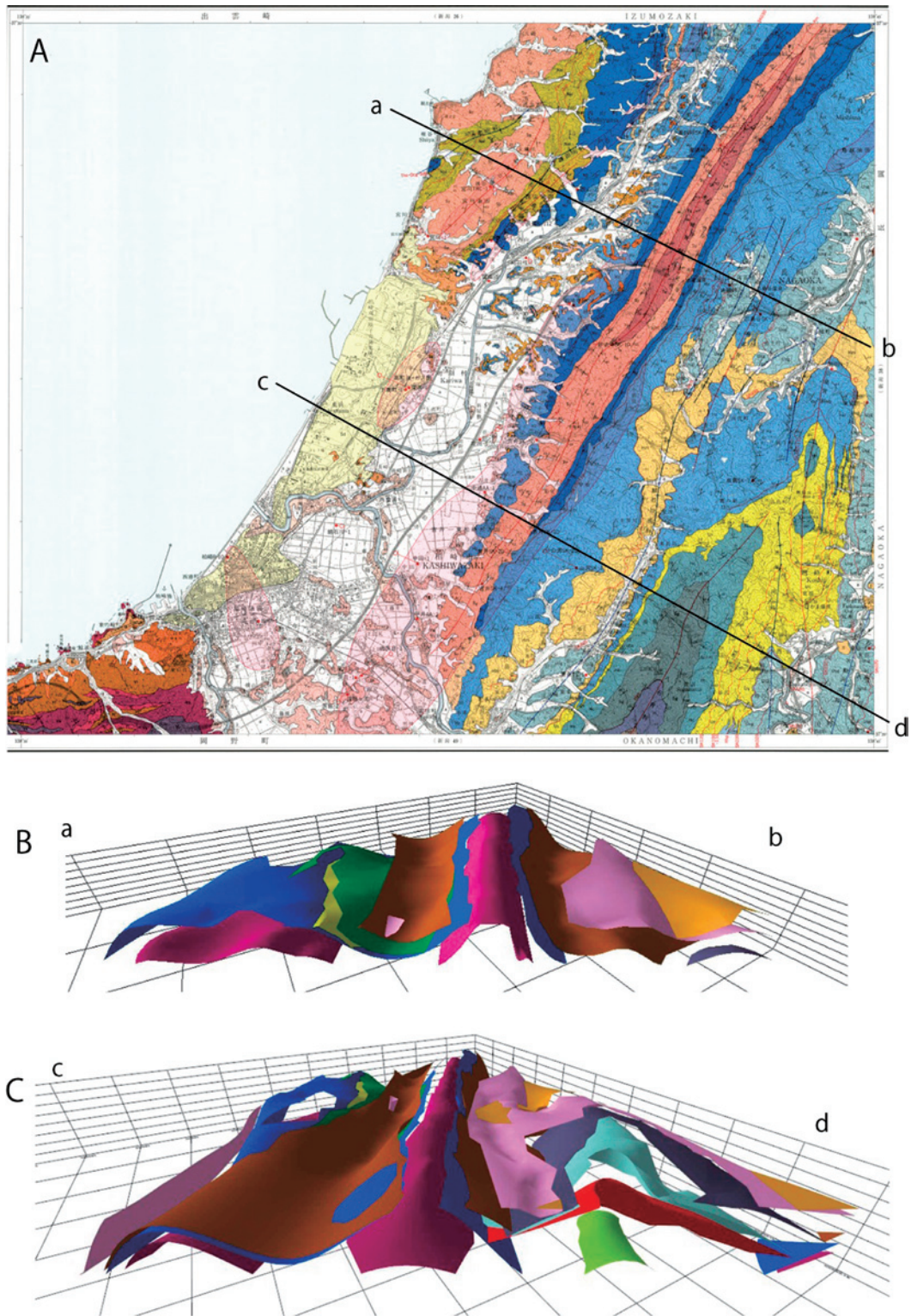


図5 新潟県柏崎地方の3次元地質構造. A: 5万分の1地質図「柏崎」, B: a-b測線上の3次元構造の断面表示, C: c-d測線上の3次元構造の断面表示.

文献

- 岡村行信・辻野 匠・荒井晃作・井上卓彦（2009）
海域反射断面データベースの構築. 地質調査総合センター速報, 49, 141-145.
- 小林巖雄・立石雅昭・吉村尚久・上田哲郎・加藤碩一
（1995）柏崎地域の地質. 地域地質研究報告（5
万分の 1 地質図幅）, 地質調査所, 102p.

堆積平野の水理地質環境

Hydrogeological environment in the sedimentary basin

内田洋平¹・丸井敦尚¹・町田 功¹・宮越昭暢¹・井川怜欧¹・越谷 賢¹・吉澤拓也²・伊藤成輝¹
Youhei Uchida¹, Atsunao Marui¹, Isao Machida¹, Akinobu Miyakoshi¹, Reo Ikawa¹,
Masaru Koshigai¹, Takuya Yoshizawa² and Narimitsu Itou¹

Abstract: Three-dimensional hydrogeological model of the Niigata Plain and Ishikari Plain were constructed to understand hydrogeological environment of the both plains. As for the Niigata Plain, groundwater quality data had compiled and input to the three-dimensional model to classify groundwater quality into stratigraphically. Subsurface temperature data, moreover, had analyzed to make clear geological condition in the Niigata Plain. Distribution of high concentration of chlorine ion and large thermal gradient correlate closely with fault zones.

Keywords: sedimentary basin, hydrogeological environment, subsurface temperature, groundwater quality

要旨

新潟平野と石狩平野の水理地質環境を高精度に把握し、活断層や潜在する断層との関連について確認するため、以下のステップに従って地下水研究を実施した。まず、沿岸域堆積平野の水理地質構造を既存のデータベース、基礎試錘データや地震探査データ等から地球統計学的手法に基づき推定し、三次元水理地質モデルを作成した。次に作成した三次元水理地質モデルにコンパイルした水質データを入力し、地質区分毎に水質を確認した。さらに、新潟平野においては地下温度構造の解析を実施し、地質条件の影響を抽出することで地下温度を指標とした地質構造の評価を試みた。本研究では二年目にあたる今年度、新潟平野においては水質と地下温度構造に関する解析を終了し、石狩平野においては堆積層の三次元水理地質構造モデルおよび水文データベースを構築した。

1. はじめに

沿岸域の地下水は、塩水と淡水のそれぞれが異なるドライビング・フォースを持って存在しているため、その環境は複雑である。また、浅層部に断層などの構造が存在する場合、地下水の流動はその影響を受け、地下水環境をより複雑にする。断層は、地質層序境界

と同様に地下水流動の境界となる可能性がある。断層の存在は地下水流動を阻害するだけでなく、反対に水みちとして地下水流動を卓越させる場合もあり、地下水データの広域分布には、断層に沿った地下水データの異常値の分布が確認されることがある。このように、地下水データの分布から断層の存在を推定することが可能であるが、一般に地下水データの取得地点は井戸の分布に制限されるため、広域における地下水データを把握・解析するためには、既存の資料収集とデータベース化が不可欠である。

本研究においては、対象となる新潟平野と石狩平野についてそれぞれの三次元水理地質構造を把握するため、当該モデルを作成した。同時に、水文データの収集およびコンパイルを行い、作成した三次元水理地質構造モデルへ入力することにより、第四系内の水理地質環境の三次元的なデータの可視化を行った。また、新潟平野における地下温度構造の解析を実施し、水理地質環境と対比することにより、研究地域における断層が水文環境に与える影響の評価を試みた。

2. 新潟平野と石狩平野における三次元水理地質構造モデル

2.1 使用したデータについて

対象地域においては、三次元水理地質構造を既存資

¹産業技術総合研究所 地質調査総合センター地圏資源環境研究部門 地下水研究グループ (AIST, Geological Survey of Japan, Institute for Geo-Resources and Environment, Groundwater Research Group)

²日本工営(株)中央研究所 (NIPPON KOEI CO., LTD. Research and Development Center)

料から推定し三次元モデルを作成した。これにより帯水層の存在や大深度流域界を推定し、広域かつ大深度地下水流動解析の実施が可能となった。

使用したボーリングデータは、平野・盆地の周辺に位置する深度の大きいボーリングデータを中心に抽出した。また、使用した数値地質図は、陸域については産業技術総合研究所（2003）、海域については地質調査所（2001）を用いた。地質年代の層序区分は、詳細に区分されている陸域の数値地質図に従い、本研究でのモデル化の対象は、新第三紀以降の堆積岩類と火山岩類とした。作成した地質の境界面は、地表面、Q2（第四系中部更新統）、Q1（第四系下部更新統）、N3（新第三系鮮新統～上部中新統上部）、N2（新第三系上部中新統下部～中部中新統中部）、N1（新第三系中部中新統下部～下部中新統中部）とした。陸域と海域の地質区分は同一でないため、海域の区分は地質時代に基づいて陸域の区分と対比した。

本三次元モデルを構築するために使用したデータを以下に示す。

ボーリングデータ

地質調査所（1998）いどじびき（現在非公開）

天然ガス鉱業会（1969）日本の石油・天然ガス資源、天然ガス鉱業会、東京、283p.

天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会（1982）新版日本の石油・天然ガス資源、天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会、東京、455p.

天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会（1992）改訂版日本の石油・天然ガス資源、天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会、東京、520p.

北海道立地質研究所（2004）北海道市町村の地熱・温泉ボーリングデータ集、220p.

坂川幸洋・梅田浩司・鈴木元考・梶原竜哉・内田洋平（2004）“日本の坑井温度プロフィールデータベース”，地震，第2輯，Vol.57，p.63-67.

地質図データ

産業技術総合研究所地質調査総合センター（編）（2003）100万分の1日本地質図第3版CDROM第2版，産業技術総合研究所地質調査総合センター，数値地質図G-1.

地質調査所（編）（2001）：日本周辺海域音波探査データベース（CD-ROM版）。数値地質図M-1，地質調査所。

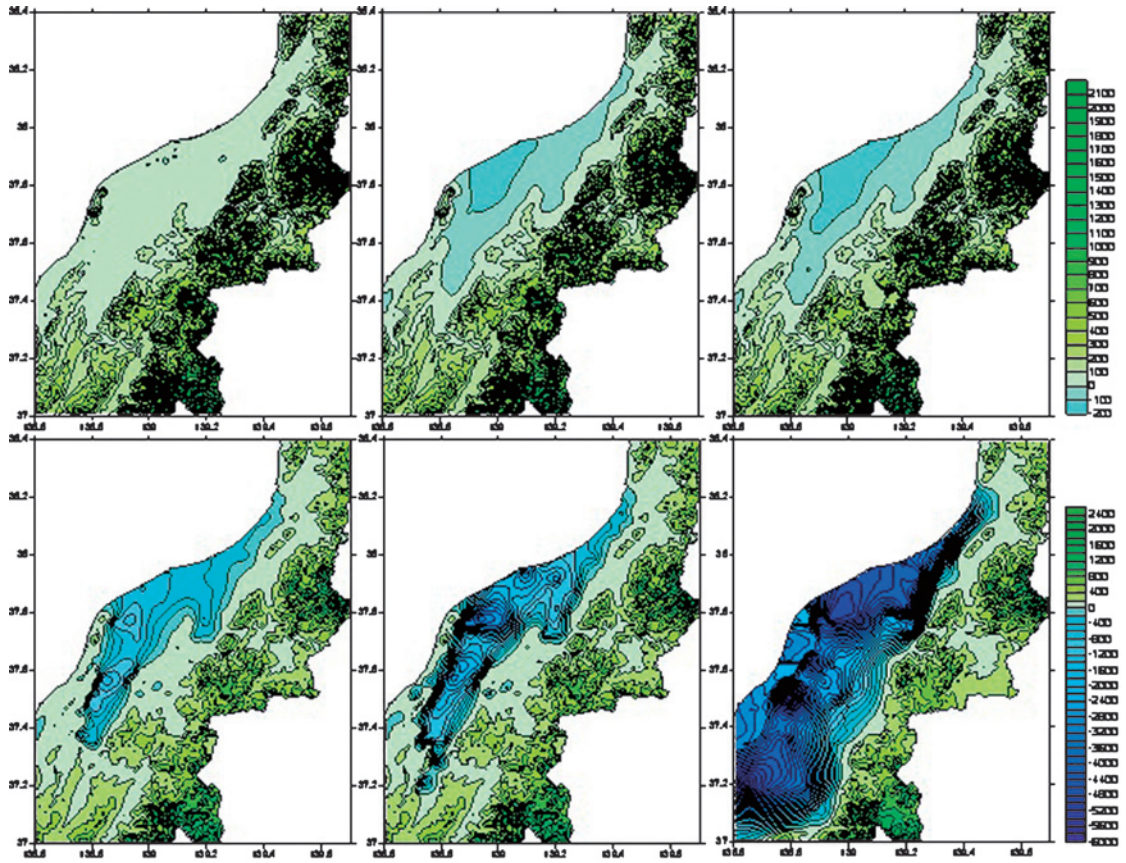
2.2 深度分布図の作成

深度分布図を作成するにあたり、境界データの抽出を行った。数値地質図の境界データは、属性情報から対象とする地質境界を選定し、GIS（Geographic Information System：地理情報システム）を用いてラインデータの頂点上に境界のポイントデータを自動的に発生させた。発生させたポイントデータには、GIS上で緯度・経度と標高の情報を付与した。

ボーリングデータについては、GIS上で緯度・経度を付与し、100万分の1数値地質図の区分に対応する層序の境界深度を抽出した。地質の層序は、鹿野ほか（1991）に従い、これに記載のない地域においては日本の地質「北海道地方」編集委員会（1990）等の広範囲の地質を網羅的に取りまとめている文献に従った。層序の記載されていないボーリングデータについては、層序が記載された近傍の柱状図と既往文献の地質断面図を参考にして、岩相や弾性波速度等の物性値に基づき地質の層序を解釈し、その境界深度を抽出した。最後に数値地質図とボーリングデータから抽出した境界データを対象の地質ごとに統合し、境界面の作成に用いた。

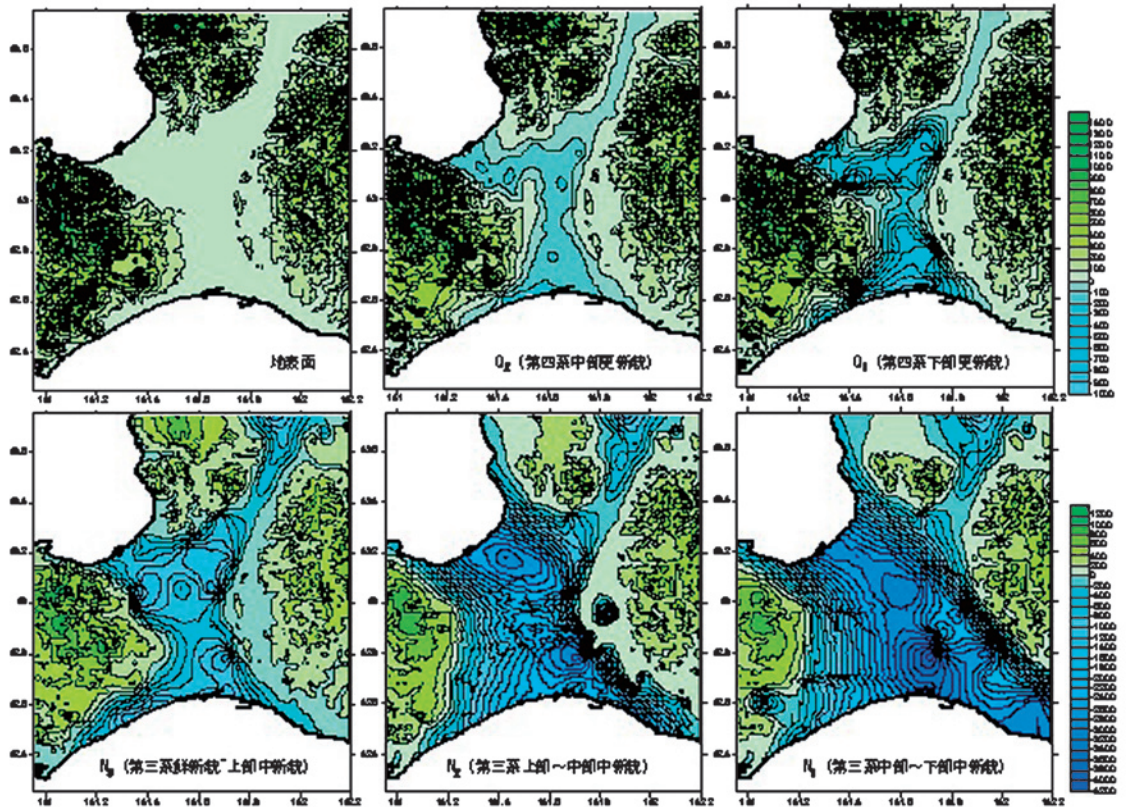
境界面の作成および調整については、Golden Software Inc.製のSurferRを用いて、地球統計学的手法の一つである線形バリオグラムモデル（Kitanidis, 1997など）による普通クリギング法（Wackenagel, 2003など）によって作成した。境界面の補間精度は、境界データを標本値とする交差検証（Cressie, 1993など）によって検証した。交差検証では、全データを対象としデータセットから標本値を一つ取り除き、残りの標本値から、その位置における推定値を普通クリギング法で順次求めた。そして、同位置における標本値と推定値の差を補間誤差として、補間誤差の大きさから補間精度を評価した。

作成した境界面の深度については、例えばQ1がQ2の上部に位置するといった層序の逆転する箇所が存在した。この場合、上位の境界面の深度を下位の境界面の深度に置き換えた。また、対象の地質より古い時代の地質が地表に露出する箇所は、該当する地表面の標高データに境界深度の値を置き換えた。以上の作業で作成された三次元水理地質構造モデルを第1図と第2図に示す。



第1図 新潟平野の水理地質モデルおよび地層面ごとの深度分布図。
標高 (m) で表示. 上段のコンターは 100m 間隔. 下段のコンターは 200m 間隔.

Fig.1 Three-dimensional hydrogeological model of the Niigata Plain and contours of layer.



第2図 石狩平野周辺の水理地質モデルおよび地層面ごとの深度分布図。
標高 (m) で表示. 上段のコンターは 100m 間隔. 下段のコンターは 200m 間隔.

Fig.2 Three-dimensional hydrogeological model of the Ishikari Plain and contours of layer.

3. 新潟平野における水質と地下温度を指標とした 水理地質構造評価

3.1 新潟平野における Cl 濃度分布

作成した新潟平野三次元水理地質モデルに水質データを入力し、地質区分毎に水質の分布特性を確認した。本報告書では、平野内に存在する断層と地下水との関係を調べるため、地下水における Cl（塩素）濃度の分布を調査した。水質に関しては、国土交通省「深井戸台帳」、産業技術総合研究所「東北・九州地熱資源図」、旧通商産業省の「新潟県地下水利用適正化調査」、および新潟県の「地下水の水質分析調査結果」から 2082 個のデータを収集し、その中から、帯水層データが無いものや、先に作成した地層区分図の中で複数の帯水層から採水しているものを除いた 1040 個のデータを用いて、それぞれの地質年代における地下水の Cl 濃度の分布傾向を調べた。結果は、第 3 図に示すとおりである。

全体的な傾向として新潟県の北部や山間地域において Cl 濃度は相対的に小さく、主に新潟市から長岡市にかけての帯で高濃度の Cl 成分を持つ地下水の存在が確認された。また、Cl 濃度の分布と起震断層帯との比較から、図 3 に示す 2 つの地域（吉田町および三条・燕地域と小千谷・堀之内・川西地域）で断層

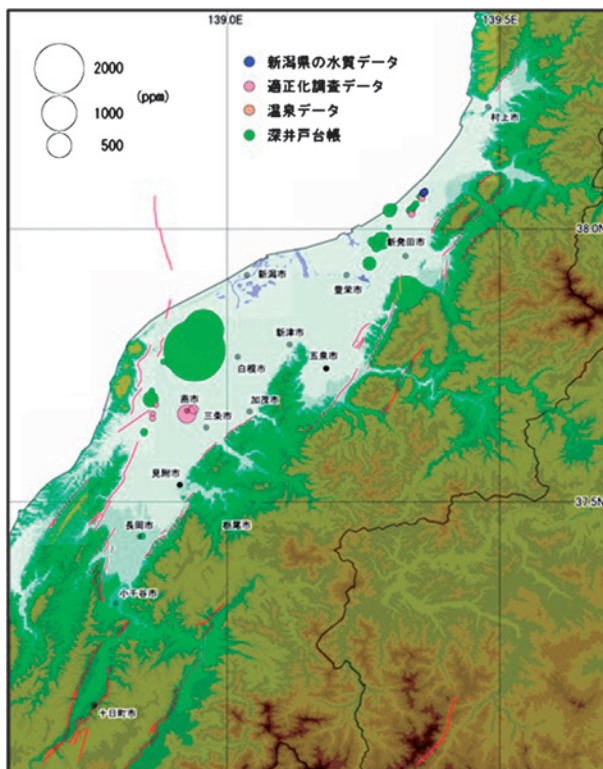
に起因すると思われる高い Cl 濃度の分布域が確認された。

3.2 地下温度を指標とした新潟平野の水理地質構造 評価

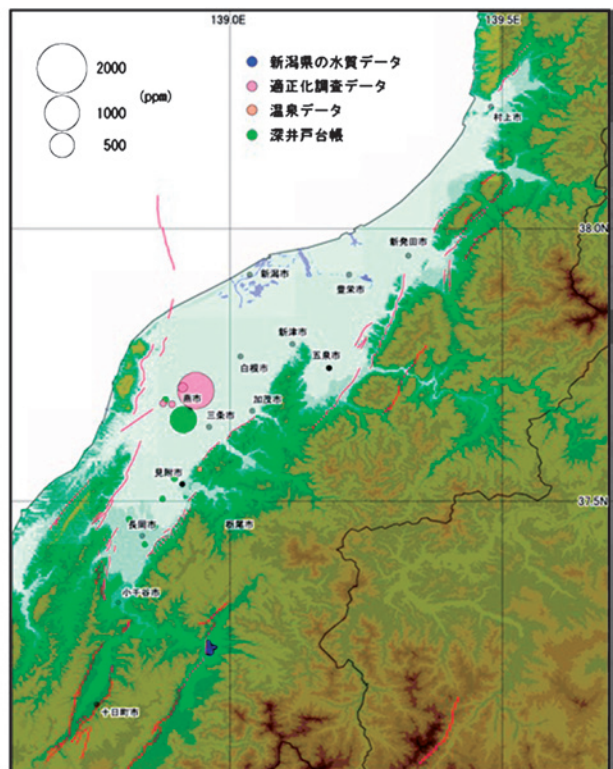
3.2.1 地下温度データ

地下温度のデータは、地下水流動評価の指標として古くから利用されており、水質など他の流動指標と比較して地域的・深度的な制約を受け難く、広域への適用に利点がある。また、蓄積されたデータ数が豊富であり、農業用水・都市用水などの比較的浅部のデータから、工業用水や温泉水などの深部データまでを併せて評価することが可能である。さらに、石油や天然ガス開発地域においては、大深度の温度データも利用できる。

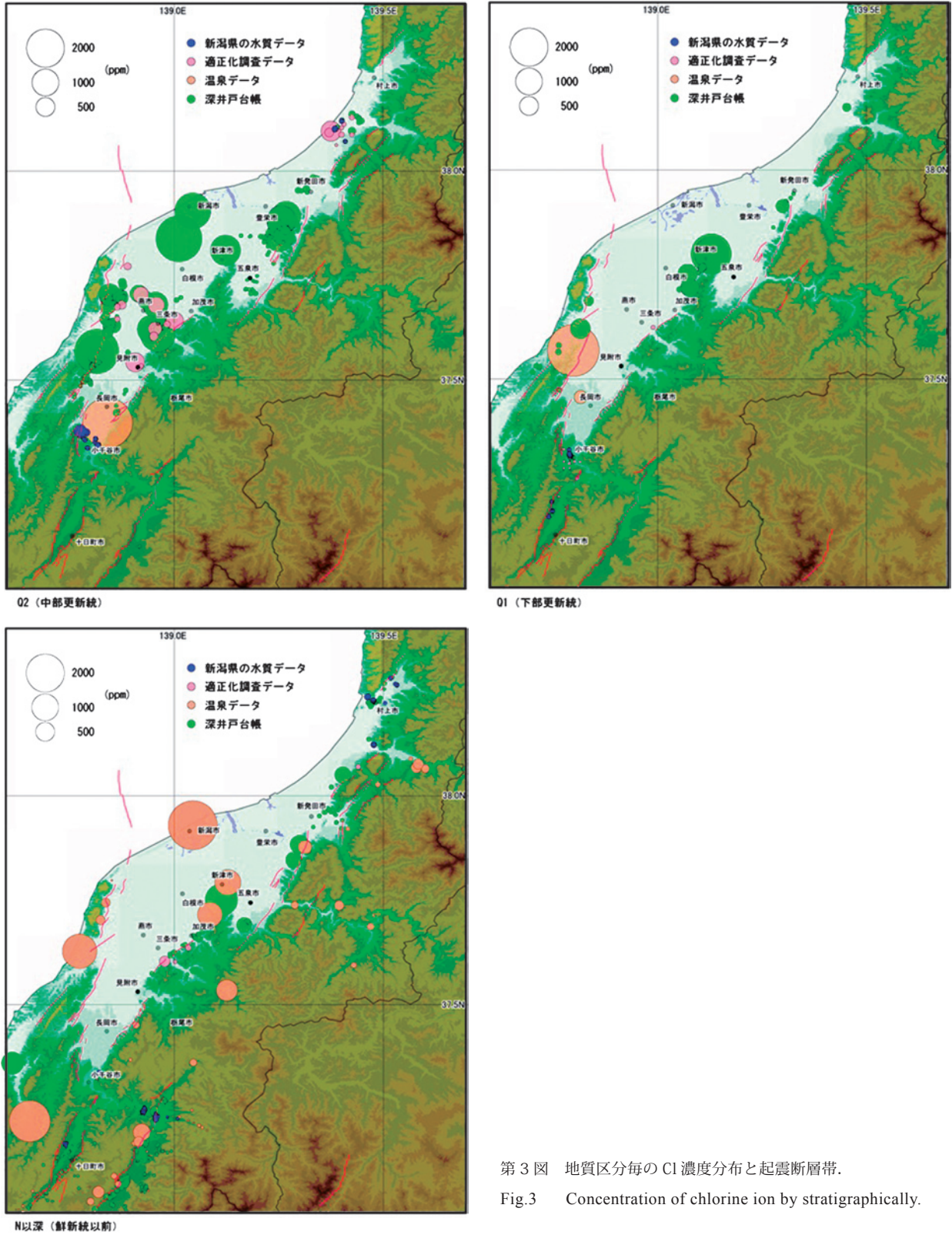
本研究では、新潟平野における地下温度構造の把握を既存データの解析により試みた。解析に使用した地下温度データは、浅部（深度 30～200m）については、Marui (2000) の日本全国地下水データベース「いどじびき」を利用し、200m より深部については田中ほか (1999) の「坑井の温度データによる日本の地温勾配値のコンパイル」を利用した。第 4 図に地下温度データの分布を示す。これらのデータを解析することにより、新潟平野における地温勾配分布を明らか



H (完新統～上部更新統)



Q3 (上部更新統)



第3図 地質区分毎のCl濃度分布と起震断層帯。

Fig.3 Concentration of chlorine ion by stratigraphically.

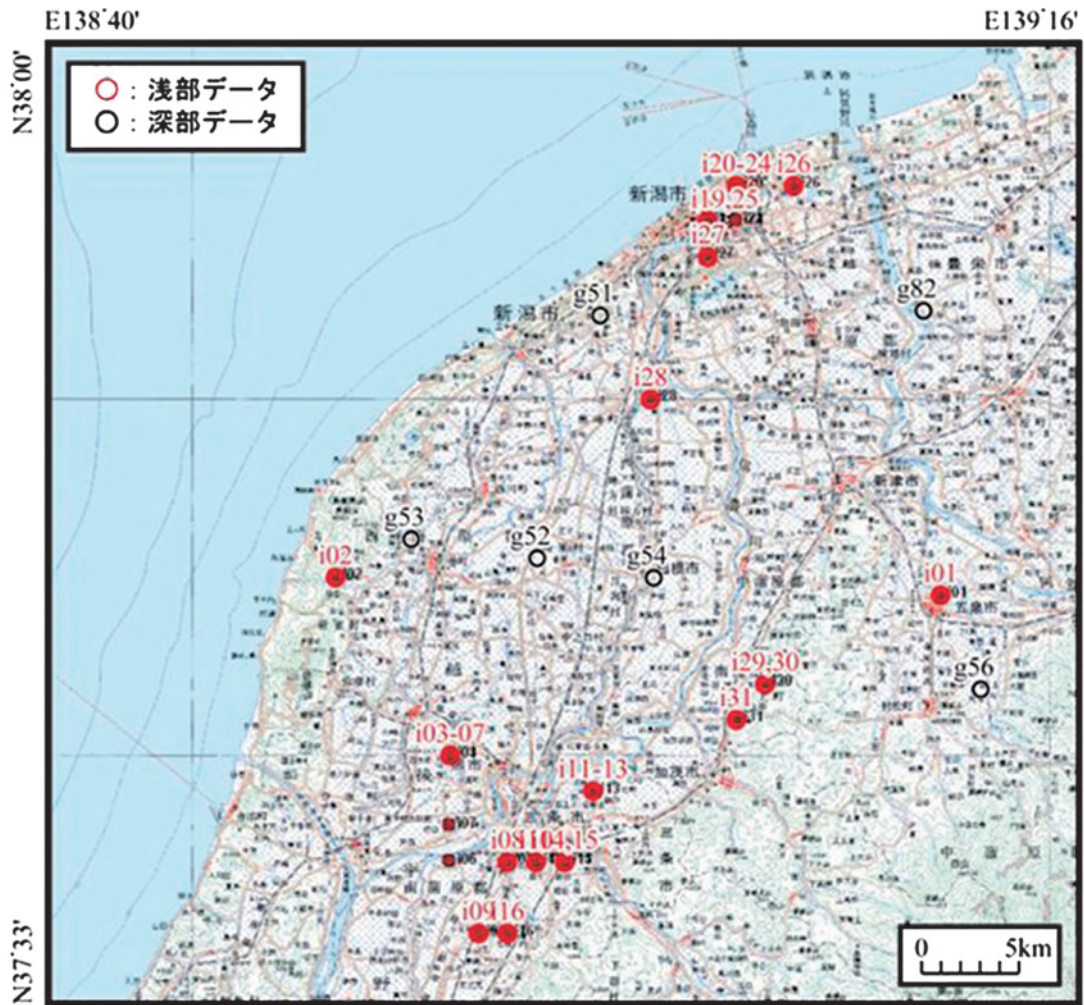
にし、水理地質構造の評価を行った。

3.2.2 解析結果

浅部（第1表）と深部（第2表）の地下温度データを用いて、新潟平野における地温勾配を求めた。熱伝導率一定、発熱量を無視できると仮定すると、ある深度の温度 T は、以下のように近似できる。

$$T = \nabla T \times d + T_S \quad (1)$$

∇T は地温勾配 ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$)、 d は深度 (m)、 T_S は地表温度 ($^{\circ}\text{C}$) である。新潟平野の浅部データより最小二乗法を用いて、 ∇T と T_S を求めると、



第 4 図 地下温度データの分布.

Fig.4 Location of subsurface temperature data.

$$\begin{aligned} \nabla T &= 0.0178 \text{ (}^\circ\text{C/m)} = 1.78 \text{ (}^\circ\text{C/100m)}, \\ T_S &= 12.9 \text{ (}^\circ\text{C)} \end{aligned} \quad (2)$$

となる (第 5 図).

地表温度 (T_S) に関して, アメダスの観測地点「新潟」の 1970~2008 年までの年平均気温の平均値は 13.7 $^\circ\text{C}$ (気象庁, 2009) であり, 浅部地下温度から求めた $T_S=12.9 \text{ (}^\circ\text{C)}$ よりも高い. この原因としては, 本地域が積雪地域であり冬季は地表面が雪に覆われるため, 地表面温度が 0°C 程度の低温に保たれることが考えられる.

また, 第 5 図に示すように, 地下温度が周囲よりも高い地点が確認された. i19 は深度 40m で 20.5°C , i20 は深度 180m で 23°C を示し, その地点は共に信濃川河口に位置する. 2 地点の温度と深度から地温勾配を求めると

$$\nabla T = 0.0179 \text{ (}^\circ\text{C/m)}$$

となり, 地下温度は高温であるが地温勾配には周囲との有意な差が認められず, 高温域は深度 40~200m 程度まで分布していると思われる.

次に, 新潟平野の浅部データと深部データ (第 2 表) を用いて, 平野の地温勾配を求めた. 第 6 図に示す両データの比較から, 最小二乗法により ∇T と T_S を求めると,

$$\begin{aligned} \nabla T &= 0.0259 \text{ (}^\circ\text{C/m)} = 2.59 \text{ (}^\circ\text{C/100m)}, \\ T_S &= 11.1 \text{ (}^\circ\text{C)} \end{aligned} \quad (3)$$

となり, 新潟平野中央部の平均的な地温勾配は, 2.59 $^\circ\text{C/100m}$ と推察される. この地温勾配の値は, 浅部データのみから求めた条件 (2) の地温勾配と比較して大きい. 条件 (2) では, 地下水流動が活発である浅部データのみを用いたため, 深部データも併せて考

第1表 浅部地下温度データ.

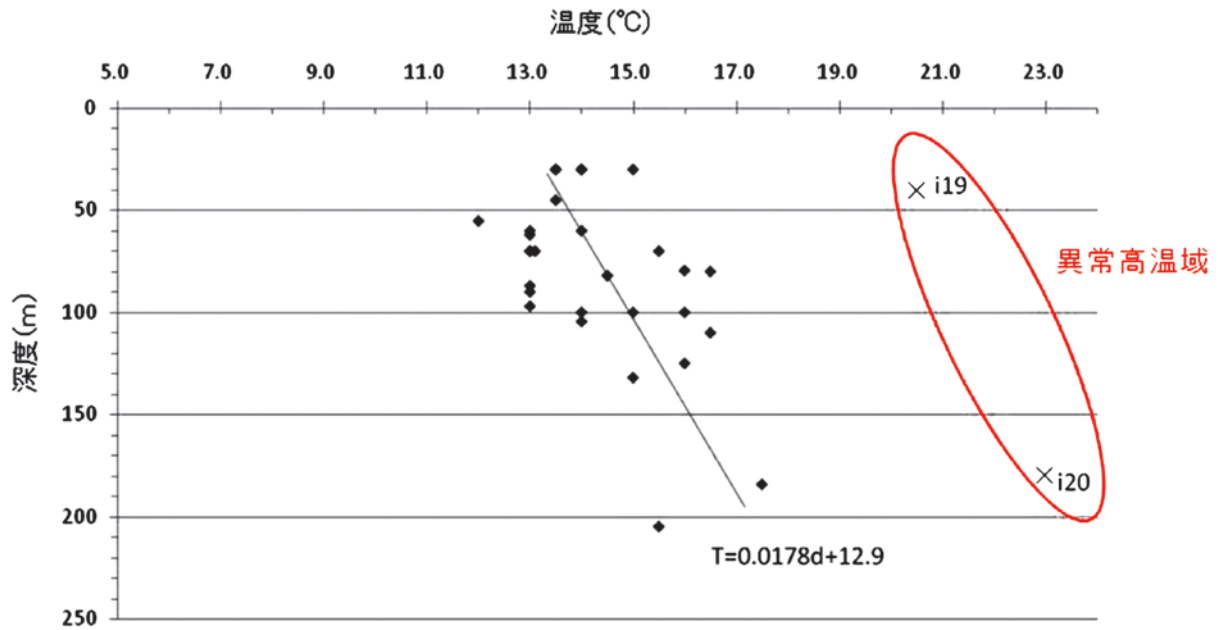
Table 1 List of shallow subsurface temperature data.

ID	経度(度)	緯度(度)	使用目的	井戸深度(m)	水温(°C)
i01	139.19	37.74	酒造用	55.2	12
i02	138.83	37.75	用水井	80	16.5
i03	138.90	37.67	消雪用水	125	16
i04	138.90	37.67	雑用水	132	15
i05	138.90	37.62	消雪用	87	13
i06	138.90	37.62	消雪用	97	13
i07	138.90	37.63	消雪用	90	13
i08	138.93	37.62	-	70	13.1
i09	138.92	37.58	消雪用	60	13
i10	138.95	37.62	雑用水	100	14
i11	138.95	37.62	冷却水	100	16
i12	138.95	37.62	冷却水	100	15
i13	138.98	37.65	消雪用	70	13
i14	138.97	37.62	消雪用	70	15.5
i15	138.97	37.62	消雪用	79.5	16
i16	138.93	37.58	消雪用	62	13
i17	138.85	38.47	消雪用	104.5	14
i18	138.85	38.45	消雪用	45	13.5
i19	139.05	37.92	-	40	20.5
i20	139.07	37.93	-	180	23
i21	139.07	37.92	さく井	30	15
i22	139.07	37.92	工業用水	30	13.5
i23	139.07	37.92	-	30	14
i24	139.07	37.92	-	30	14
i25	139.05	37.92	水源井	60	14
i26	139.10	37.93	-	30	13.5
i27	139.05	37.90	-	184.3	17.5
i28	139.02	37.83	-	205	15.5
i29	139.08	37.70	水源用	70	13
i30	139.08	37.70	水源用	110	16.5

第2表 深部地下温度データ.

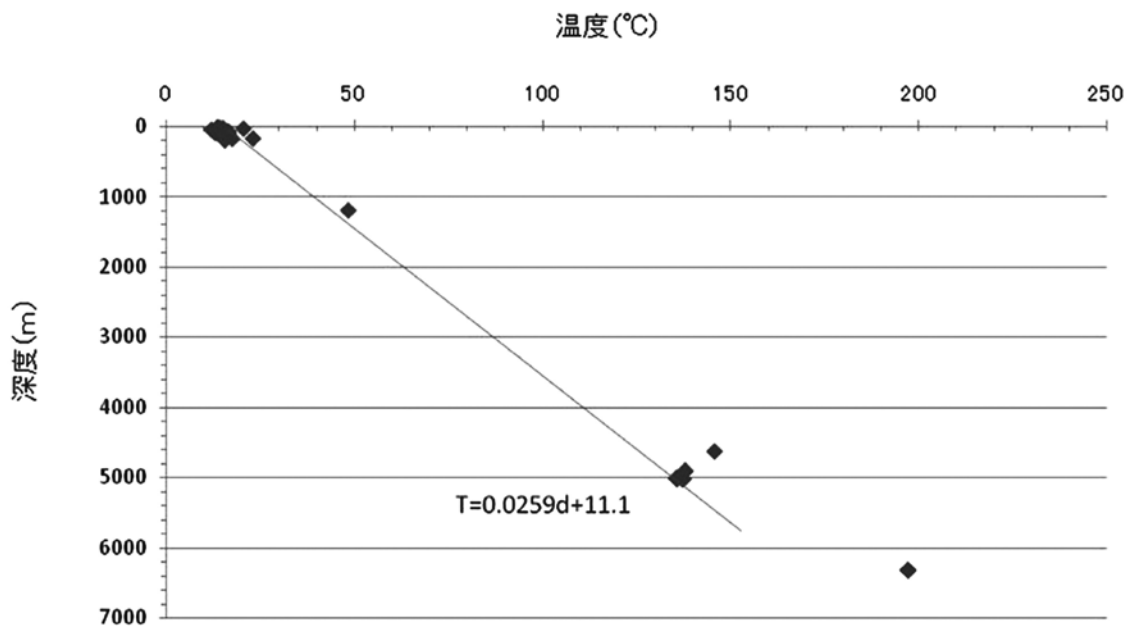
Table 2 List of deep subsurface temperature data.

ID	経度(度)	緯度(度)	深度(m)	温度(°C)
g051	138.99	37.87	5007	136
g052	138.95	37.76	5015	137
g053	138.88	37.77	6310	197
g054	139.02	37.75	4903	138
g082	139.18	37.88	4625	146



第 5 図 浅部地下温度データから求めた新潟平野における地温勾配.

Fig.5 Analyzed geothermal gradient by shallow subsurface temperature.



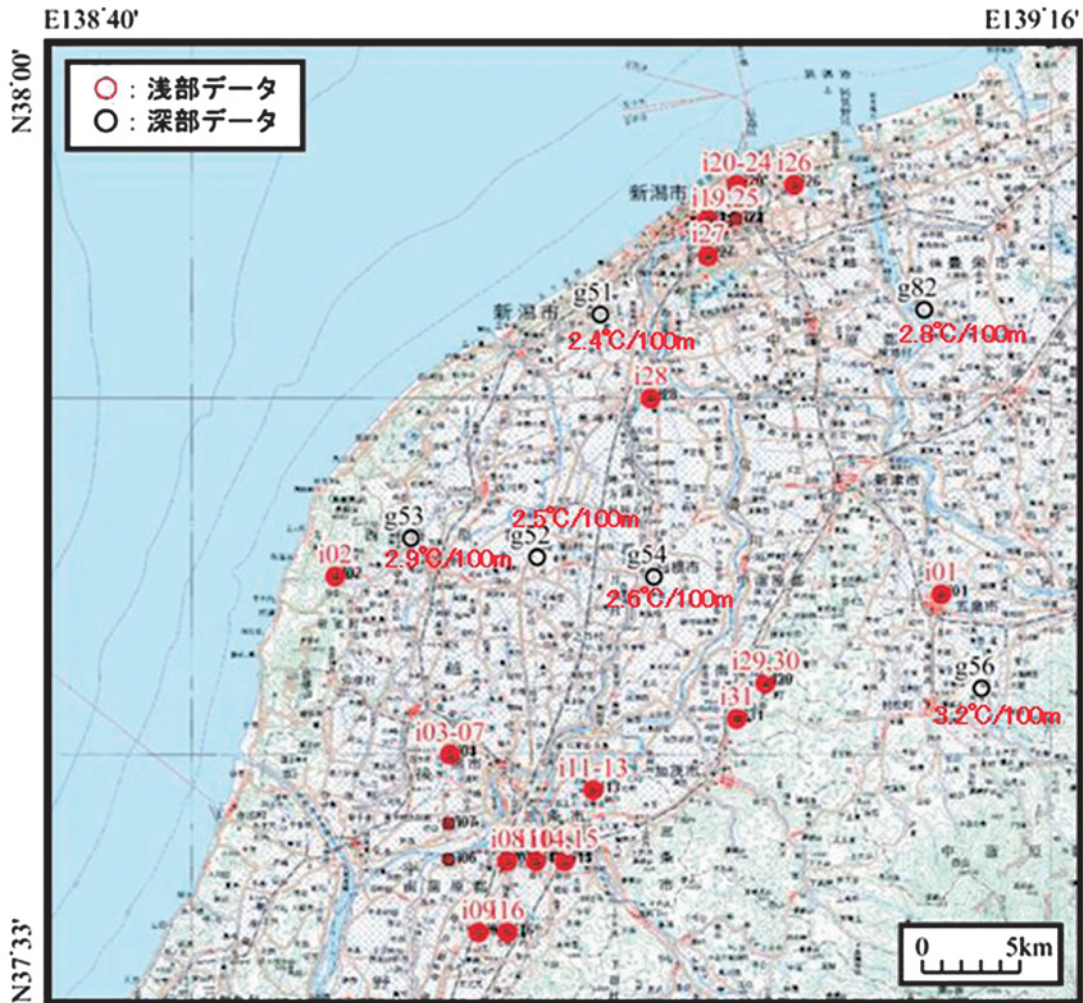
第 6 図 浅部と深部地下温度データから求めた新潟平野における地温勾配.

Fig.6 Analyzed geothermal gradient by shallow and deep subsurface temperature.

慮した (3) の条件よりも小さな地温勾配を示した可能性がある。

地温勾配の分布傾向を評価するために、深部データ地点から最も近い浅部データを抽出し比較を行った (第 7 図)。第 3 表に浅部と深部データの対応関係と最小二乗法により計算した ∇T と T_S を示す。地表面温度 T_S は、海岸部の g51 で他の 5 地点よりも 1°C 以

上高い。g51 は新潟市の市街地に位置しており、他 5 地点よりも都市化された地域に位置している。地温勾配の計算に用いた浅部データは地下水流動の影響に加えて、地表面温度の影響を受けていると考えられ、地表面の土地利用や被覆形態の影響で都市域の T_S の値が高くなった可能性がある。地温勾配 ∇T に関しては、最も海岸側に位置する g51 において $0.024^\circ\text{C}/\text{m}$ 、内



第7図 地温勾配の地域特性.

Fig.7 Areal distribution of the geothermal gradients.

陸側に位置する g52 および g54 はそれぞれ $0.025^{\circ}\text{C}/\text{m}$ と $0.026^{\circ}\text{C}/\text{m}$ であり、海岸から内陸に向かって地温勾配が上昇する傾向を示している。この傾向は山地側にも連続しており、角田・弥彦山地に近い g53 では $0.029^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 、越後山地に近い g56 では $0.032^{\circ}\text{C}/\text{m}$ を示し、平野の海岸部と比較して内陸、特に山地側では地温勾配が大きくなる傾向が認められた。これらの山地では、第三系基盤が地表面に露出しており、山地周辺地域では第四系の基盤深度は浅い。一般に第三系基盤においては、第四系堆積層と比較し熱伝導率は相対的に大きい。また、このような堆積盆の構造に加えて、角田・弥彦山地西側には新潟平野西縁断層帯、越後山地北西側や新津丘陵には複数の断層の存在が指摘されており、山地側における地温勾配の上昇傾向の要因となっている可能性が推察される。

3.2.3 考察

Oki et al., 1996 は、新潟平野における地下水温度

の広域分布にデータ異常域の存在を確認し、ジオプレッシャー熱水との関係を指摘した。また、大木ほか(1999)は、消雪井戸を利用して把握した新潟平野における地下水の水質・温度分布を報告している。その中で、深度 100m の通常の地下温度は 13°C 程度であるが、 15°C 以上の異常高温域が認められ、1995 年新潟県北部地震における震度 6 域と異常高温域の分布がほぼ一致することを指摘した。

本研究においても、新潟平野西縁断層帯や越後山地北西側、新津丘陵周辺で地温勾配の上昇傾向を把握している。また、新潟県北部や山間地域において Cl 濃度は相対的に低く、新潟市から長岡市にかけて高濃度の Cl 分布域が確認された。そこで、新潟県北部地震の震度 6 域と異常高温域の分布 (Oki et al., 1996) と本研究で作成した三次元水理地質モデルの Cl 濃度分布とを比較してみた (第 8 図)。小千谷市周辺、三条市・燕市・見附市の周辺域、新津市周辺では、それぞ

第 3 表 浅部と深部データの比較における対応関係と解析結果.

Table 3 Combination of subsurface temperature data and analytic results.

深部データ	浅部データ	∇T [°C/m]	T_s [°C]
g51	i17	0.024	13.8
	i18		
	i19		
	i20		
	i21		
	i22		
	i23		
	i24		
	i25		
	i27		
g52	i28	0.025	12.0
	i05		
	i06		
	i07		
	i08		
	i09		
	i10		
	i11		
g53	i12	0.029	12.5
	i14		
	i15		
g54	i16	0.026	12.1
	i02		
	i03		
	i04		
g56	i13	0.032	10.3
	i29		
	i30		
g82	i31	0.028	12.7
	i01		
	i26		

れ Oki et al. (1996) が指摘した深度 6 域と異常高温域が、本研究で示した高濃度 Cl 分布域と一致していることが明らかである。また、豊栄市周辺では、異常高温域は確認されていないが、震度 6 域と高濃度 Cl 分布域とが一致している。

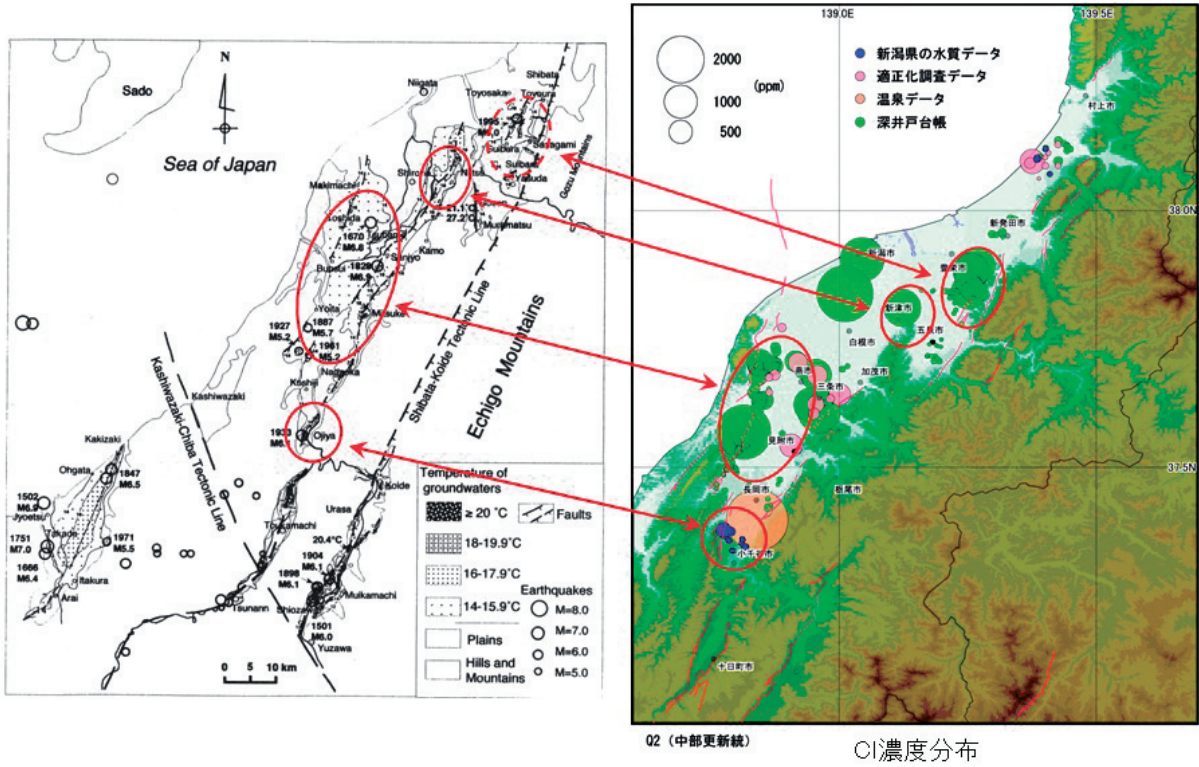
以上の結果より、本研究で得られた新潟平野における高濃度 Cl 分布域および地温勾配分布は、平野内に分布する起震断層帯の影響を受けていると考えられる。

4. 石狩平野における水文データベース構築

石狩平野においては、堆積層の三次元水理地質構造モデルに加え、水文データベースを構築した(第 9 図)。入力したデータは、北海道立地下資源調査所 (1996)

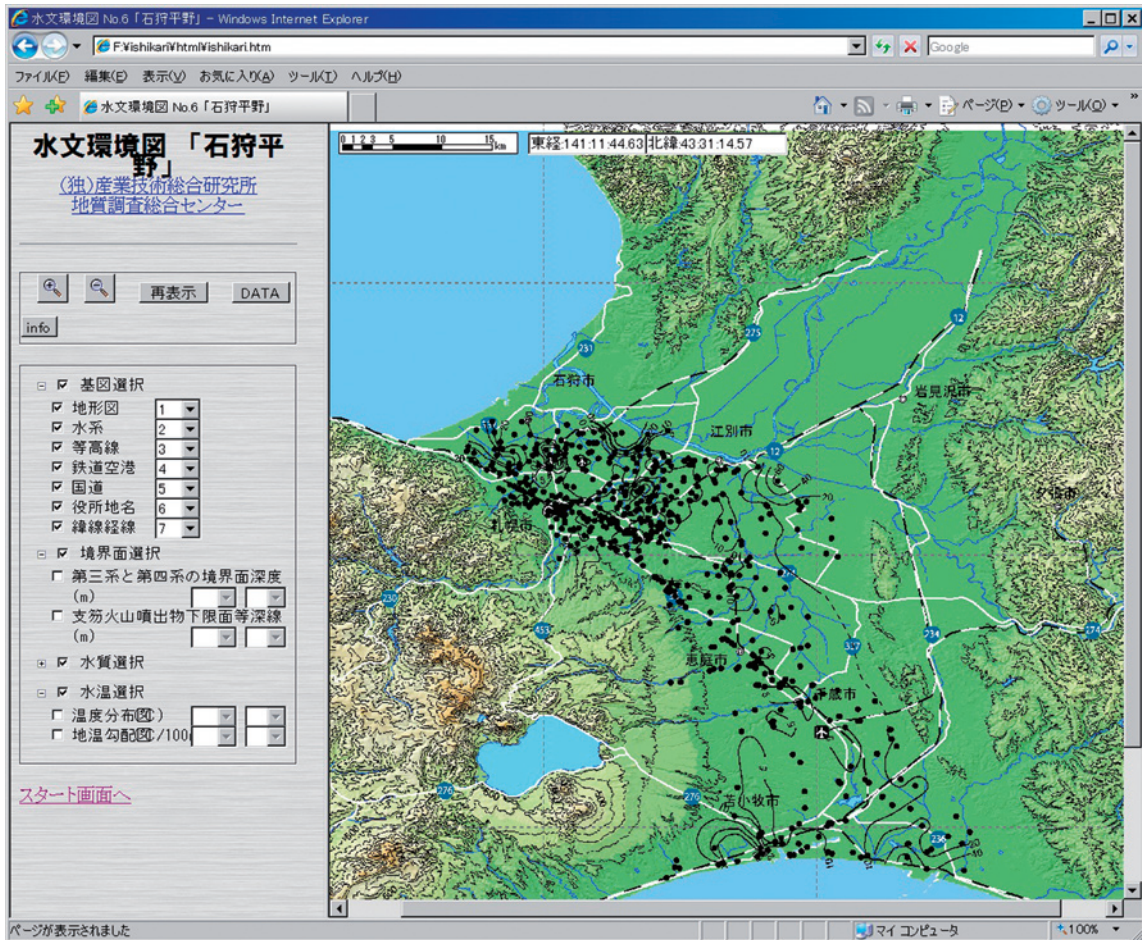
を用い、コンパイルしたデータの総数は、現時点で約 800 件である。本稿では、構築したデータベースから得られた電気伝導度分布と Cl 濃度分布について記す。

石狩平野における地下水の電気伝導度分布 (第 10 図) は、江別市周辺や苫小牧市の沿岸部を除く地域で 100~200 $\mu S/cm$ の値を示した。その分布は、平野中央部において恵庭市周辺の西側で相対的に低く、江別市周辺の東側で高い傾向を示した。また南側の沿岸地域において、400 $\mu S/cm$ 以上の高い値を示した。平野中央部には、西側の山岳地域は石狩川流域の主な涵養域となっており、広域的な地下水流動系は石狩川本流と同様に東へ向いていることが予想される。したがって、平野中央部に見られる西から東へ向かう電



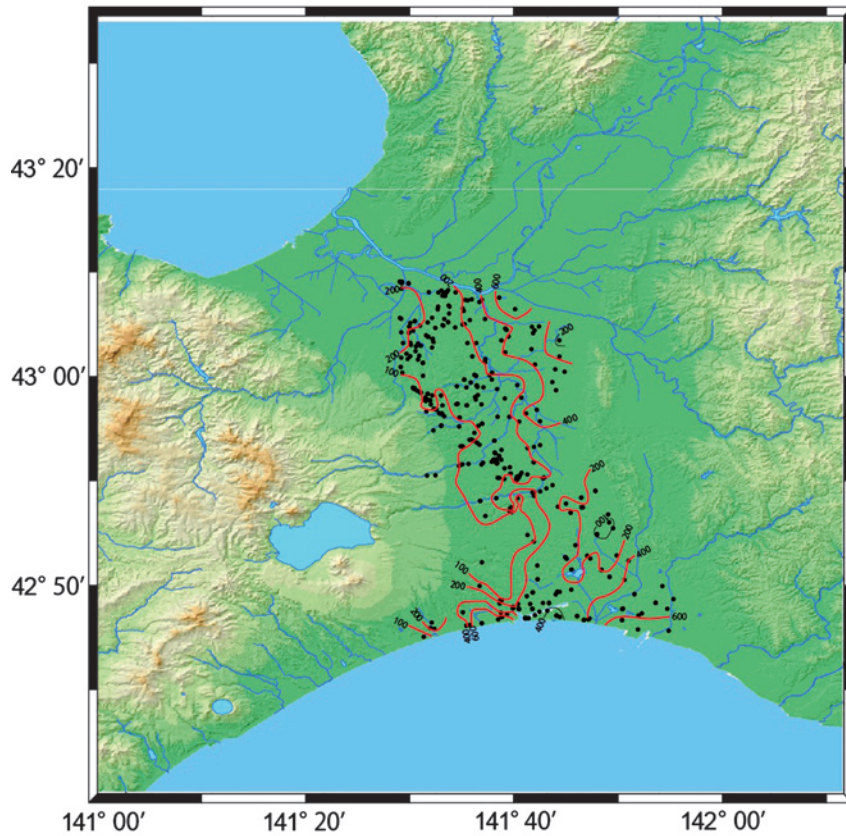
第8図 震度6域・異常高温域(左図)とCl濃度分布(右図)との比較.

Fig.8 Distribution of 6 on the earthquake intensity and thermal anomalies (light) and concentration of chlorine ion.



第9図 石狩平野水文データベース.

Fig.9 Hydrological database of the Ishikari Plain.

第 10 図 電気伝導度分布 ($\mu\text{S}/\text{cm}$).Fig.10 Contours of EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$).

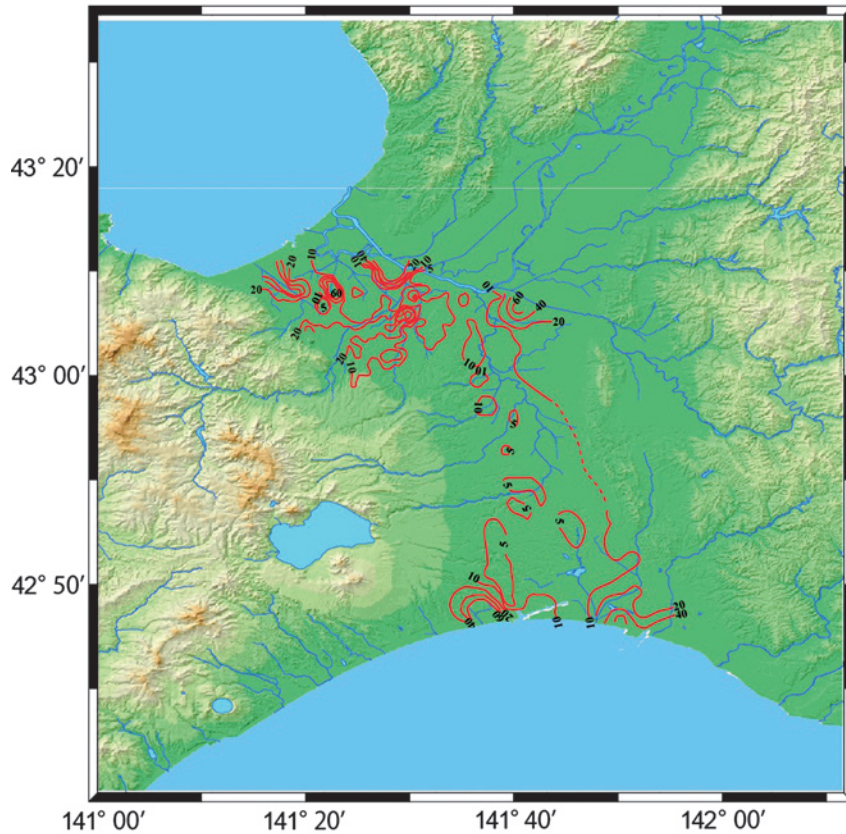
気伝導度の増加傾向は、地下水流動に伴う滞留時間の増加が主な要因と考えられる。また南側の沿岸部に関しては、後述するように Cl 濃度も周辺地域より高い傾向を示すことから、風送塩の地表面からの浸透、地下水面の低下による海水の陸域への浸入、あるいは本地域の堆積時に取り込まれた古海水の洗い出しなどの影響が考えられる。

石狩平野における Cl 濃度は、局所的な分布傾向が見られるものの、大局的には北側の札幌市から石狩市や南側の苫小牧市の沿岸部において高く、平野の中央部では低い傾向を示す（第 11 図）。札幌市や江別市周辺の内陸地域の一部、また苫小牧市沿岸部の西側地域では、Cl 濃度の局所的に高い地域と Ca 濃度の高い地域が一致することから、冬期に撒かれる塩化カルシウムなどの融雪剤の地下水への混入が示唆される。苫小牧市沿岸部東側では、高い Cl 濃度地域と高い Na 濃度地域が概ね一致することから、これらの地域では地下水面の低下による海水の陸域への浸入、あるいは本地域の堆積時に取り込まれた古海水の洗い出しなどが生じている可能性が考えられる。

5. まとめ

本研究では、対象となる新潟平野および北海道石狩平野において既存のデータベース、基礎試錘データや地震探査データ等から地球統計学的手法に基づいた三次元水理地質モデルを作成した。新潟平野については、作成した三次元水理地質モデルに水質データを入力し地質区分毎に水質を確認したところ、新潟県北部や山間地域において Cl 濃度は相対的に低く、新潟市から長岡市にかけて高濃度の Cl 分布域が確認された。さらに、平野内の地下温度構造を解析したところ、本地域の平均地温勾配は、 $2.59^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 程度と推定され、海岸部では勾配が小さく、内陸に向かい大きくなる傾向が認められた。特に第三系基盤深度が浅く断層が存在する越後山地北西側で地温勾配が大きい。また、新潟県北部地震の震度 6 域と異常高温域の分布および本研究で作成した三次元水理地質モデルの Cl 高濃度分布域に高い相関が認められた。

石狩平野においては、堆積層の三次元水理地質構造モデルに加え、水文データベースを構築した。データベースから得られた電気伝導度分布および Cl 濃度分



第 11 図 Cl 濃度分布 (mg/l).

Fig.11 Contours of chlorine ion (mg/l).

布からは、平野内の広域的な地下水流動系が推定された。

文献

地質調査所 (2001) 日本周辺海域音波探査データベース (CD-ROM 版). 数値地質図 M-1, 地質調査所.

Creese, N. A. C. (1993) Statistics for spatial data. John Wiley & Sons, Inc., New York, 900p.

広田知保・和田信彦・小原常弘・村山泰司・深見浩司・丸谷薫 (1996) 北海道の地下水資源 石狩低地帯主部. 地下資源調査所調査研究報告第 27 号, 北海道立地下資源調査所.

気象庁 (2008) 気象統計情報 <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/>

鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎(編)(1991) 日本の新生界層序と地史, 地質調査所報告, 274, 114p, 地質調査所.

Kitandis, P. (1997) Introduction to Geostatistics-Applications in Hydrogeology. Cambridge University Press, New York, 249p.

Marui, A. (2000) The national well and hydrology database of the Geological Survey of Japan, and its handling software "Well-King Dictionary" (in Japanese, Idojibiki). Journal of Japanese Association of Hydrological Sciences, 30-1, pp.15-22.

日本の地質「北海道地方」編集委員会 (1990) 日本の地質 1 北海道地方. 共立出版株式会社, 東京, 333p.

Oki, Y., Xu, H., Watanabe, N., Suzuki, K. and Saito, O. (1996) Geopressured hydrothermal anomalies appeared in the Niigata plain indicating buried active faults generated destructive earthquakes. The Abstracts of the 1996 IASPEI Regional Assembly in Asia, pp.202-203, Tangshan, China.

大木靖衛・徐輝竜・石坂信之・河内一男 (1999) 信濃川地溝帯のジオプレッシャー熱水を伴う活断層と歴史被害地震. 温泉科学, 48, pp.163-181.

産業技術総合研究所地質調査総合センター (2003)

100 万分の 1 日本地質図第 3 版 CD-ROM 第 2 版. 数値地質図 G-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

田中明子・矢野雄策・笹田政克・大久保泰邦・梅田浩司・中司 昇・秋田藤夫 (1999) 坑井の温度データによる日本の地温勾配値のコンパイル. 地質調査所月報, 50, pp.457-487.

Wakenagel, H. 地球統計学研究委員会・青木謙治訳 (2003) 地球統計学. 森北出版株式会社, 東京, 266p.

平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告

発行日 平成 22 年 12 月 28 日

発行 独立行政法人産業技術総合研究所
地質調査総合センター
〒 305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目 1-1
中央第 7

印刷 谷田部印刷株式会社

お問い合わせ 独立行政法人産業技術総合研究所
地質調査総合センター
〒 305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目 1-1
中央第 7

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。