

## 新潟沿岸域 20 万分の 1 海底地質図説明書

### Explanatory notes of 1:200,000 Marine geological map along the coastal zone around Niigata

井上卓彦<sup>1</sup>・木村治夫<sup>2</sup>・岡村行信<sup>2</sup>

Takahiko Inoue<sup>1</sup>, Haruo Kimura<sup>2</sup> and Yukinobu Okamura<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

<sup>2</sup> 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center)

**Abstract:** “Marine geological map along the coastal zone around Niigata” (37°32'N, 138°30'E to 38°36'N, 139°40'E) was compiled on the basis of previous geological maps and results of the recent surveys. The recent surveys covered the near coast area of the Honshu island and around the Awashima Island using high-resolution seismic profiling system in 2008 and 2009. The offshore area of Niigata area was a rift zone during the early Miocene, and many rift basins developed. Sedimentary sequences more 5 km thick cover the basins, and NNE-SSW trending folds and faults have been growing in the basin after the late Pliocene due to the reactivation of the Miocene normal faults as reverse faults. Most of them are active faults and have a potential causing destructive earthquakes. The mapped area is underlain by acoustic basement and sedimentary covers which are divided into the Mukose, Hirase and Ryotsu-oki Groups and the Yotsugoya-oki Formation in ascending order. The Mukose Group is a syn-rift sediments during the early Miocene. The Hirase Group is the folded middle Miocene to early Pliocene sequence which is composed of nearly parallel internal reflections and truncated by an erosional surface on the anticlines. The Pleistocene Ryotsu-oki Group is composed of growth strata covering the folded Hirase Group. The Yotsugoya-oki Formation covers the erosional surface during the last glacial ages and is divided into the lower and upper units which were interpreted to be sediments during the transgression after the last glacial age and high-stand of sea-level respectively. In the recent surveyed area, there are two major active faults. The one is offshore extension of the Yahiko-Kakuda fault, and the other is boundary fault along the eastern margin of the Awashima uplift zone. The Yahiko-Kakuda fault extends seaward for about 25 km from the coast. The fault is recognized as a west up flexural zone 500 to 1,000 m wide, along the eastern margin of the Yotsugoya-oki anticline. The vertical offset at the base of the Yotsugoya-oki Formation is about 30 m in maximum and the uplift rate is estimated to be higher than 1.5 m/kyr. The eastern boundary fault of the Awashima Uplift zone was the source fault of the 1964 Niigata earthquake and has about 10 to 15 m vertical offset at the base of Yotsugoya-oki formation. There is no active fault to the east of the eastern boundary fault of the Awashima uplift zone.

**Keywords:** marine geological map, northern part of Niigata, active fault, coastal area, high-resolution seismic survey, Neogene, Holocene

#### 要 旨

「新潟沿岸域 20 万分の 1 海底地質図」は、新潟県寺泊沖から粟島周辺までの北緯 37°32', 東経 138°30' ~ 北緯 38°36', 東経 139°40' の範囲において、既存の 20 万分の 1 海底地質図 (岡村ほか, 1994a, 1995, 1996) を編集し, その上に 2008 年及び 2009 年に本州沿岸海域と粟島周辺で実施した高分解能音波探査データに基づいた詳細な海底地質図を重ねたものである。

新潟沖には主に前期中新世に形成された大小のリフトが発達し, 場所によっては 5 km を超える厚さの堆積物が分布する。それらの地層は後期鮮新世以降

に発達した南北から北北東-南南西方向の断層・褶曲による変形を受けている。断層の多くはかつての正断層が逆断層として再活動したもので, 現在も活動的であることから大地震を発生させる可能性がある。

調査域の層序は, 下位から音響基盤, 向瀬層群, 平瀬層群, 両津沖層群及び四ツ郷屋沖層群に区分できる。向瀬層群は前期中新世のリフト形成期の堆積物である。平瀬層群は中期中新世~前期鮮新世の堆積物で, 平行な内部反射からなるが断層・褶曲による変形を受けている。両津沖層群は後期鮮新世~第四紀の堆積物で, 平瀬層群を不整合で覆い, 内部反射は下位から上位に向かって変形が減少する。四ツ郷

屋沖層は最終氷期の浸食面を覆う堆積物で、上部層と下部層に区分でき、下部層は最終氷期以後の海進期の堆積物、上部層は高海水準期の堆積物であると考えられる。

高分解能音波探査を実施した範囲には、2つの顕著な活断層が発達する。一つは角田・弥彦断層の海域延長部で、もう一つは1964年新潟地震を起こした粟島隆起帯東縁の活断層である。弥彦山地の北方沖には四ツ郷屋沖背斜が海岸から約25 km北へ連続する。その東縁は角田・弥彦断層の海域延長部に相当し、幅500~1000 mの西側隆起の撓曲帯が発達する。四ツ郷屋沖層基底での垂直変位量は最大で30 mで、隆起速度は千年で1.5 m以上と推定される。また、粟島隆起帯東縁の活断層は、四ツ郷屋沖層基底で最大約15 mの垂直変位量を持つ。粟島隆起帯より東側には活断層は認められない。

## 1. はじめに

新潟県はたびたび大きな地震による被害を受け、今世紀に入ってから2004年中越地震及び2007年中越沖地震が発生している。それらの地震が発生した場所は、GPS観測に基づいた地殻変動が大きい歪み集中帯に属し(Sagiya, 2000)、地質学的にも地殻活動が活発で、活断層及び活褶曲が発達してきた地域である。また、越後平野は厚い堆積層が発達する堆積盆地に位置し、その中心を流れる信濃川によって厚い沖積層が発達してきたため、地震動に対しても脆弱であると考えられる。それら、北北東-南南西方向に伸びる越後平野とその西側の活断層及び弥彦山地は、構造的には海域に連続しているが(第1図)。海域への活断層や盆地の連続性は、特に沿岸海域の地質情報が不十分なため、詳しくは明らかになっていなかった。そこで新潟県北部沿岸海域の寺泊沖の北緯37°37'、東経138°40'から、粟島周辺の北緯38°33'、東経139°27'の水深約120 m以浅の海域において高分解能マルチチャンネル音波探査を実施し、沿岸海域の地質情報を収集した(第2図)。

調査範囲には越後平野西縁部の長岡平野西縁断層帯の海域延長部や越後平野東側の蒲萄山地西方沖、新潟地震の震源域である粟島周辺海域が含まれている。長岡平野西縁断層帯は小千谷市付近から新潟沖海域まで北北東-南南西方向に連続する断層帯である(地震調査研究推進本部, 2004)が、海域の詳細な断層構造は明らかにされていない。

越後平野には約2万年前の最終氷期以降の堆積層が厚く分布し、その最大層厚はで約140 mに達しており(Minato *et al*, 1967)、海域にも厚い堆積層が分布することが予想される。陸域ではこれまでに多数のボーリング試料が得られており、その堆積過程や平野形成史について検討が行われている(例えば、吉田ほか, 2006; 卜部ほか, 2006)が、海域への連

続性は十分には解明されていなかった。

蒲萄山地に沿った海岸線には段丘面が発達し、隆起していることが知られているが、その原因としてすぐ沖合に海底活断層が存在している可能性が指摘されている(太田, 1971; 伊倉・太田, 2003)。しかし、従来の海域の地質調査では大型調査船を用いるため沿岸域での調査が困難な上、エアガンを音源として用いた反射断面の分解能が不十分で、活断層の有無やその活動性について解明されていなかった。

本海域地質図は、沿岸海域については高分解能マルチチャンネル音波探査データに基づいて詳細な地質図を作成し、その周辺海域(北緯37°32', 東経138°30'~北緯38°36', 東経139°40')については、既存の20万分の1海底地質図「佐渡島南方」(岡村ほか, 1994a)、「佐渡島北方」(岡村ほか, 1995)及び「粟島周辺」(岡村ほか, 1996)を編集した地質図を用いている。沿岸域については、既存の20万分の1海底地質図では第四系の分布のみが単純に示されているだけであったが、本海底地質図は特に最終氷期以降の堆積層の形状や断層活動による変形に関する精度の高い情報が海岸付近まで明らかにされている。

## 2. データ取得・解析方法

既存の20万分の1海底地質図(岡村ほか, 1994a; 1995; 1996)はエアガンを音源とする反射探査断面と、グラブ採泥器、ドレッジ及び柱状採泥器などによって得た海底の岩石試料に基づいて作成された。反射探査断面は、120立方インチのチャンパーに波形整形装置(wave shape kit)を装着したボルト社製エアガン2本を同時に発振し、船尾から約150 m後方で曳航するシングルチャンネルストリーマで反射波を受信することによって取得した。得られたデータは30~150 Hz程度のバンドパスフィルターを通して反射断面を作成した。探査深度は海底下の地形・地質条件によって異なるが、海底下数百 mから2 km程度で、垂直方向の分解能は35~60 mである。探査測線は西北西-東南東方向の測線を約3.0 km間隔に、北北東-南南西方向の測線を約6.1 km間隔に設定した(第2図)。また音波探査と同時に、サブボトムプロファイラー(3.5 kHzSBP)による地層探査、重力・地磁気測探査を実施している。この調査は海岸付近から最大で100 km沖までの海域の広域的な地質図を作成することを目的として実施しており、探査対象も海底下数100 mの地質構造であるため、海底付近の最近数万年以内の地層の変形に基づいた断層活動を把握することは困難であった。さらに調査範囲も海岸から3~8 km以遠、水深約50 m以深であるため、沿岸域の地質データは得られていなかった。

高分解能マルチチャンネル音波探査(村上ほか, 2004)は、2008年8月20~31日に粟島周辺で、2009年9月8日~10月15日には本州沿岸域で実施

した。音源のブーマー (Applied Acoustic 社製) を船尾から約 20 m 後方で、反射波の受信には 12 チャンネルストリーマケーブル (受信点間隔 2.5 m, アクティブセクション 30 m) を船尾より約 30 m 後方で曳航した。ストリーマケーブルで受信した反射データはグラフィックレコーダーに音波探査断面として描かせるとともに、記録長 600 ミリ秒 (以下 msec), サンプル間隔 0.083 msec でデジタル化して記録した。デジタルデータは SEG-Y 形式に変換し、反射探査データ処理ソフト SPW (Parallel Geoscience 社製) を用い、重合処理を行った。この音波探査システムは小型で漁船に搭載できるため、海岸近傍までの探査が可能である上、音源のブーマーの周波数帯は約 400~5000 Hz で、条件が良ければ 1 m 程度の分解能で地質構造を明らかにできる。一方、探査深度は最大で 100 m 程度である。

上記システムを用いて、粟島周辺では西北西-東南東方向の約 3.6 km 間隔の 9 測線と、それらを対比するための北北東-南南西方向の 2 測線を実施した (第 2 図)。本州沿岸では海岸にほぼ直交する約 1.8~3.6 km 間隔の 43 測線と、それらの音波探査断面を対比するための海岸にほぼ平行な測線を実施し、弥彦山地北方沖では活断層の連続性を明らかにするため、約 1.8~3.6 km 間隔の東-西から北西-南東方向の 11 測線と南北の 3 測線を実施した (第 2 図)。測線の総延長は粟島周辺が 240 km, 本州沿岸が約 720 km である。

地層の年代は、20 万分の 1 海底地質図「佐渡島南方」(岡村ほか, 1994a), 「佐渡島北方」(岡村ほか, 1995) 及び「粟島周辺」(岡村ほか, 1996) に基づいているが、後期更新統以上の地層については、本調査と並行して四ツ郷屋沖 (海岸より約 3 km) 及び阿賀野川沖 (約 3.5 km) の水深約 25 m の地点から 40 m 長のボーリング試料を採取しており (天野ほか, 2011), このボーリング試料として得られた地層と反射断面とを対比した。

### 3. 海底地形

調査海域の大陸棚は弥彦山地の西方沖から寺泊沖では幅約 10 km で、越後平野の北側では比較的広く 30~50 km 沖合まで広がり、粟島も大陸棚上に位置する。大陸棚外縁の水深は約 120~130 m である。寺泊沖の大陸斜面は幅 4 km 程度で水深 520 m の佐渡海盆に達し、新潟沖では幅 10 km 前後の斜面の下に水深 600 m の最上トラフが発達する (第 1 図)。越後平野沖の大陸棚には、地形的な起伏がいくつか存在する。弥彦山地北方沖にはわずかな高まりが海岸から北方に約 25 km 連続し、その先端の西側から大陸棚外縁に沿って北東-南西方向の高まりが連続的に発達する。角田瀬はその南西部に位置する比較的顕著な高まりである。大陸棚外縁に沿ったわずかな高ま

りは粟島周辺で北北東-南南西方向の明瞭な高まりとなる (新潟隆起帯: 岡村ほか, 1996)。隆起帯の内側には、阿賀野川河口の北西沖を中心とする幅広い緩やかな盆地状の凹地が形成されている。

佐渡海盆は北北東方向に伸張した長さ約 55 km, 幅 30 km の海盆である。平行四辺形に近い形状を持ち、本州側斜面、佐渡側斜面、北東側斜面及び南西側斜面に囲まれている。最上トラフは佐渡島の両津湾から北北東方向に伸びる凹地で、秋田沖まで連続する。新潟沖では幅 15~20 km, 水深は 600~700 m で、南東側斜面には斜面崩壊や海底谷がいくつか発達する。トラフの北西側には佐渡島の大佐渡から北北東に連続する佐渡海嶺が発達する。佐渡海嶺はいくつかの隆起帯の集合体であるが、本地質図範囲内には平瀬と呼ばれる山頂に水深 130~140 m の浸食平坦面が発達する隆起帯が分布する。

## 4. 海底地質

はじめに述べたように、沿岸部は高分解能音波探査に基づいて詳細な地質図を作成しているが、その周辺は既存の 20 万分の 1 海底地質図に基づいている。ここでは、まず既存の海底地質図に基づいて本地質図全体の説明を行い、その後沿岸部について詳細に解説する。

越後平野周辺の大陸棚から数十 km 沖合までの海底地質情報は「佐渡南方海底地質図」(岡村ほか, 1994a), 「佐渡北方海底地質図」(岡村ほか, 1995) 及び「粟島周辺海底地質図」(岡村ほか, 1996) によって整備されている。これらによると新潟沖の海底地質層序は、下位から音響基盤、向瀬層群 (中新統), 平瀬層群 (中新~鮮新統), 両津沖層群 (上部鮮新統~第四系) に区分されている (第 3 図)。

### 4.1 音響基盤

内部反射がほとんど認められず、向瀬層群以上の堆積層の基盤を構成する。粟島及び佐渡島周辺などで露出するが、海底下には広域的に分布する。周辺陸域の地質及び周辺海域におけるドレッジ試料及び地磁気異常などから、変成岩、付加体、白亜紀花崗岩、古第三紀~新第三紀の火山岩類など、様々な岩種からなると考えられている (岡村ほか, 1995, 1996)。

### 4.2 向瀬層群

向瀬層群は伸張応力場下で形成されたリフトを埋めて堆積した前期中新世の地層 (岡村ほか, 1995; 1996) で、佐渡海嶺などの隆起帯の地下に分布するため露出域は限られる。本地質図範囲の北側に分布する佐渡海嶺上の向瀬において、音響基盤直上の堆積岩が露出しており、そこで得られた堆積岩に含まれる微化石から前期中新世の年代が得られている (渡辺ほか, 1994)。

#### 4.3 平瀬層群

本層群はリフトの形成が終了した中期中新世から前期鮮新世の地層で、ほぼ平行な反射面からなり、海嶺域から海盆底下に広く分布する（岡村ほか、1995；1996）。佐渡海嶺や粟島周辺などの隆起域では断層・褶曲によって変形を受け、海底に露出している。一方、海盆域では大きな変形を受けていない。露出域で得られた堆積岩からは中期中新世～前期鮮新世の珪藻化石が報告されている（渡辺ほか、1994）。

#### 4.4 両津沖層群

本層群は、平瀬層群を不整合で覆う後期鮮新世～第四紀の堆積物である（岡村ほか、1995）。佐渡海嶺では、下部から上部に向かって地層の傾斜が減少する *growth strata* の特徴を持つことから、平瀬層群との境界が明瞭に認められる。東西圧縮応力によって断層・褶曲構造が成長した期間に堆積した地層で、佐渡海盆や最上トラフなど現在の凹地の中に厚く分布する。海底地質図「佐渡島南方」（岡村ほか、1994a）で定義された佐渡海峡層群も同年代の地層であることから、両津沖層群に含めた。

#### 4.5 四ツ郷屋沖層

両津沖層群の最上部を新たに区分し、四ツ郷屋沖層と呼ぶ。本層は両津沖層群或いはその下位の地層を切る浸食面を覆う地層で、高分解能音波探査を行った範囲でのみ識別出来る。層内の不整合或いは反射パターンの違いによって、上部層と下部層に区分した。下部層は、明瞭で平行な反射面、プログラデーションパターン、不規則な起伏を伴う浸食面など、変化に富む反射パターンを示す。一方上部層は海底にほぼ平行で、不明瞭ながら連続性がよい反射面からなる。

四ツ郷屋沖の水深約 23 m の地点でのボーリングによって（天野ほか、2011）、長さ約 40 m のコアが得られている（天野ほか、2011）。それによると、海底下約 30 m 付近で明瞭な岩相変化認められ、その直上の海成層の年代が約 1 万年前、直下の地層は最終氷期以前と推定されている。その深度は反射断面上の四ツ郷屋沖層上部層の基底に対比できるが、そこでは下部層相当層は分布せず、下位の両津沖層の浸食面を上部層が直接覆っている。従って、ボーリング地点では四ツ郷屋沖層下部層は分布しないものの、その基底は最終氷期に形成され、その後約 1 万年前までの間に下部層が、1 万年前以降に上部層が堆積したと考えられる。ただし、1 万年前という年代はボーリングが行われた場所での上部層と下部層との境界の年代であり、場所によって年代が異なる可能性が高い。

#### 4.6 地質構造

本海域には南北から北北東－南南西方向の断層・

褶曲が発達し、地形及び地質構造の骨格を作っている（第 4 図）。それらは佐渡島、佐渡海嶺、粟島、角田・弥彦山地などの隆起帯を形成し、それらの間には、最上トラフ、佐渡海盆、越後平野などの低地が分布する。

佐渡海嶺は複数の背斜構造からなるが、それぞれの海嶺の南東側に沿って北西傾斜の逆断層が分布する（岡村ほか、1995、1996）。この逆断層は前期中新世に活動した正断層が鮮新世後期以降に逆断層として再活動したもので、正断層に沿って発達した前期中新世の堆積盆地（リフト）が、盆地反転（インバージョンテクトニクス）によって隆起したものである（Okamura *et al.*, 1995）。背斜構造は主に平瀬層群からなり、海嶺上の浸食面にも同層群が広く露出する。佐渡海嶺は佐渡島の大佐渡山地に連続する。この山地は主に火成岩からなり、明瞭な盆地反転の証拠は認められない。また、佐渡島南側を構成する小佐渡も同様に明瞭な盆地反転の証拠は認められない。佐渡島の国中平野には活断層が発達し、島の海岸線には海成段丘が発達する上、周辺海域にも島を隆起させるような活断層が存在することから、佐渡島も鮮新世以降の逆断層活動によって隆起した可能性が高い。

粟島も北北東－南南西方向の粟島隆起帯上に位置する。この隆起帯はいくつかの背斜構造からなる複背斜構造で、その南東縁に沿って北西傾斜の活動的な逆断層が発達する。粟島には斑糲岩が露出することから、典型的な盆地反転構造は認められないが、背斜構造は主に褶曲した平瀬層群によって構成されており、佐渡海嶺を構成する背斜構造とよく似た構造を持っている。

角田・弥彦山地は南北に近い走向を持ち、その東縁部に逆断層を伴う。この断層は長岡平野西縁断層帯として知られている活断層帯で、A 級の活動度を持つ（地震調査推進本部、2004）。いくつかの断層に区分されており、地震調査推進本部（2004）は最も北側の断層を海域延長部も含めて角田山東縁断層と呼んでいるが、本報告では角田・弥彦断層（仲川、1985）と呼ぶことにする。本地質図では、断層の西側に沿って発達する隆起帯を四ツ郷屋沖背斜と呼ぶ。

### 5. 沿岸部の地質

ブーマーを音源とする高分解能音波探査を実施した範囲では、高分解能の反射断面を用いていることによって、最終氷期以降に堆積した四ツ郷屋沖層の分布と形状及び活断層に関する詳しい知見が得られた。一方で、地下深部の構造については、新たな知見は得られていない。沿岸部では、海岸線に沿って隆起帯や沈降帯、さらに信濃川、阿賀野川などの堆積物の供給源が分布することから、四ツ郷屋沖層の特徴も変化する。ここでは、弥彦山地北方沖の四ツ

郷屋沖背斜から西側の寺泊沖を含む角田沖海域、隆起帯の東側から胎内川河口の北西沖までの越後平野沖海域、その北東側の蒲萄山地沖海域、そして粟島周辺海域に区分した。それぞれの領域での地質学的特徴は以下の通りである。

### 5.1 角田沖海域

角田沖には最終氷期の浸食平坦面が広く分布する。大部分は両津沖層群の浸食面であるが、寺泊沖の沿岸付近と角田岬の約 25 km 北方沖の角田瀬には平瀬層群の浸食面が分布する。また、弥彦山地の北方沖には南北方向の四ツ郷屋沖背斜とその北端付近には北東-南西方向の隆起帯である角田瀬が発達する。

角田岬から寺泊の沖では（付図 2, E01~11）、両津沖層群は海側に緩やかに傾斜する（第 5 図）。反射面はあまり明瞭ではないが、部分的に連続性の良い反射面が発達し、傾斜したプログラデーショナルパターンも認められる。海岸に近いところでは、褶曲した地層とその上面の浸食面が観察でき、寺泊の海岸線に分布する中新統と鮮新統の一部に対比できる。それらの地層は平瀬層群に対比した。浸食面は海側に緩やかに傾斜し、四ツ郷屋沖層に広く覆われる。その深度は高分解能音波探査の範囲では最大で 0.17 秒程度（125~130 m 程度）であるが、大陸棚外縁まで探査測線が達していないので、沖側ではやや深くなると考えられる。

四ツ郷屋沖層は、海岸から約 3 km 沖合の水深約 30 m 付近で約 40 m の最大層厚を持つ。海底の傾斜も水深 30 m 付近で浅は緩く、その沖合でやや勾配を増す。層内にはプログラデーショナルパターンを持つ地層が認められることがあり、その上面の不整合を境に下部層と上部層に区分した（第 6 図）。プログラデーショナルパターンが明瞭に認められる下部層が分布するのは、弥彦山地西方沖から北方沖の海岸線から 3~7 km 沖の範囲で、海岸線に平行に約 15 km 連続する。下部層の厚さは最大で約 15 m に達するが、その南側と北側では薄くなり、ほとんど識別出来なくなる。特に四ツ郷屋沖背斜には下部層は分布しない。プログラデーショナルパターンの陸側では、下部層内部に凹凸や谷状の反射面が認められることがある（第 6 図）。一方上部層の内部には、明瞭ではないが海底にほぼ平行な反射面が認められる。

弥彦山地の北方沖では（付図 2, E13~23）、南北方向の四ツ郷屋沖背斜構造が海岸線から約 25 km 連続する。背斜域には両津沖層群の浸食面が発達し、四ツ郷屋沖上部層が浸食面を覆う（第 7 図）。下部層は部分的にしか分布しない。四ツ郷屋沖層は、背斜軸上の海岸線から約 3 km 沖の水深約 30 m 地点で約 30 m の厚さを持つが、15 km 以上沖の同じ背斜軸上では 10 m 以下の厚さとなり、更に北側の角田瀬では欠如する（第 7 図）。一方、背斜軸から西側には徐々に層厚を増し最大で 30 m に達する。背斜の東翼は角

田・弥彦断層の活動によって形成された撓曲帯であるため、急に層厚を増し、その基部での厚さは 40~50 m 以上になる（第 8 図）。

### 5.2 越後平野沖海域

四ツ郷屋沖背斜より東側の越後平野沖には、ほぼ水平な地層が広がるが、音波散乱層が発達する信濃川及び阿賀野川の河口周辺では、四ツ郷屋沖層及びその下位の地層の形状は不明瞭である（第 9 図；付図 2, E24~36）。四ツ郷屋沖層は、反射強度は弱い連続性の良い反射面が発達する上部層と、明瞭な反射面からなる下部層とに区分できる。基底は最下部の強い反射面であるが、多少の起伏を伴い、下位の両津沖層群を浸食している場合もある。基底深度は海面下 0.135 から 0.17 秒で、堆積物中の音速を 1500 m/s と仮定すると、その深度は 101 から 128 m となる。新潟沿岸陸域で測定された沖積層の弾性波速度は 1600 m/s よりやや遅いが（稲崎ほか, 2010）、その速度を 1600 m/s と仮定すると、基底深度はさらに 5~10 m 程度深くなる。四ツ郷屋沖層基底は陸側に向かってほとんど変化しない（第 10 図）。下位の両津沖層には、不明瞭な反射面がほぼ水平に広がる。

下部層の特徴は海側から陸側に大きく変化する。測線上の沖合部分では厚さ 0.01~0.015 秒（8~11 m）で、ほぼ平行な反射面からなる。下部層の陸側延長部は音波散乱層によって確認できないところが多いが、加治川周辺から北側では陸側へ厚くなり、0.2~0.3 秒（15~23 m）以上になる（第 11 図）。厚くなる部分では下部層上面の反射面は明瞭であるが、内部の反射面は不明瞭になったり断続的であったりする。また、プログラデーショナルパターンや浸食面、浸食谷らしい構造も観察されることがある。

上部層は平行で連続性の良い平滑な内部反射面からなる。音波散乱層が発達しない場所では、最大で 0.45 秒（38 m）の厚さをもつが、散乱層が発達する陸側に向かってさらに厚くなる。

### 5.3 蒲萄山地沖~粟島周辺海域

明瞭な浸食面が広く発達し、下位の両津沖層群と上位の四ツ郷屋沖層上部層が明瞭に区分でき、下部層はほとんど分布しない（第 12 図；付図 2, E37~48）。浸食面は本州と粟島のほぼ中間で最も深く、緩やかに南南西にプランジする向斜状の形状を持つ。向斜軸付近での浸食面深度は岩船の西北西沖で海面下約 0.15 秒（約 110 m）に達するが、北部では海面下約 0.12 秒（約 90 m）程度である。向斜軸の本州側の浸食面は海岸に向かってほぼ一様な傾斜で浅くなり、顕著な断層は認められない（第 12 図）。四ツ郷屋沖層は浸食面にオンラップするほぼ平行な反射面からなり、厚さも陸に向かって減少し、沿岸付近では分布しない。また、両津沖層群中に明瞭な浸食面は認められない。このことから、蒲萄山地沖沿岸域は、

海側へ傾動しながら隆起してきたと考えられる。四ツ郷屋沖層が分布しない沿岸部では、両津沖層群、平瀬層群などが海底に露出する（第13図）。浸食面下には両津沖層群と平瀬層群が分布するが、両層群の境界は明瞭に定義することは出来ない（第12図）。

栗島周辺では四ツ郷屋沖層は欠如するか、非常に薄く分布するのみで、広範囲に両津沖層群以下の地層が露出する。同島の西側から北側では平瀬層群と音響基盤が広く露出し、南側から東側では褶曲した平瀬層群の上面が深さ100 mから140 mで浸食平坦面となり、それを厚さ10~30 mの両津沖層群が覆う（第14図）。四ツ郷屋沖層は栗島隆起帯上では南部のみに分布し、その厚さは10 m以下であるが、隆起帯東縁に沿った活断層の東側では10~20 mの厚さで両津沖層群の浸食面を覆う。また、その活断層に沿って厚さ5 m程度の四ツ郷屋沖層下部層が認められることがある。

## 5.4 地質構造

### 5.4.1 四ツ郷屋沖背斜

四ツ郷屋沖背斜は陸上の角田・弥彦山地の北方延長に当たる。これらの山地と東側の越後平野との間には、総延長が83 kmの活断層である長岡平野西縁断層帯（地震調査研究推進本部，2004）が発達する。断層帯はいくつかの断層から構成されるが、最も北側のセグメントは海域延長部も含め、ここでは角田・弥彦断層と呼ぶ。

四ツ郷屋沖背斜の西翼は非常に緩やかに傾斜し、東翼が急傾斜する非対称な背斜構造である（付図2，E13~22）。背斜軸付近の両津沖層群や四ツ郷屋沖層は緩やかな傾斜を持つため明瞭な背斜軸は決めにくく、ここでは両津沖層群内部の構造から軸の位置を決めた。しかしながら、両津沖層群上面の浸食面の背斜軸はそのやや東側に位置する。東翼は幅500 mから1 kmの撓曲帯をなし、それを覆う四ツ郷屋沖層も下位ほど傾斜が大きくなる（第8図）。

四ツ郷屋沖層基底面とそれに対比できる反射面は東翼で10~30 mの累積変位量を持っている。変位量は海岸近くでは不明瞭で、沖合へは小さくなる。この浸食面の年代は背斜軸上では約1万年前であるが、撓曲帯基部ではさらに古い可能性がある。撓曲帯基部の年代は明らかではないが、1万年から1万8千年の間であることは間違いなく、変位速度は約1.5~3.0 m/千年と推定される。

陸域の角田・弥彦断層の垂直変位速度は2.5 m/千年（下川ほか，2000）、さらに内陸の鳥越断層は渡辺ほか（2000）がボーリング試料を用いて、平均活動間隔を1,000~1,900年と見積もっている。このことから海域に分布する撓曲帯は陸域で推定されている長岡平野西縁断層帯の垂直変位速度とほぼ同じ変位速度をもつ可能性が高い。

### 5.4.2 角田瀬

角田瀬は、北東-南西方向に伸びる長さ約15 kmの南東側が急傾斜する非対称な背斜構造である（岡村ほか，1995）。この背斜構造周辺では平瀬層群が海底に露出し、両津沖層群上面の浸食面及び四ツ郷屋沖層に変形を及ぼしていることから、活構造であると考えられる（第8図；付図2，E21~23）。探査断面に認められる平瀬層群上面の変位量は約20 mで、約2万年前の浸食面とすると、約1 m/千年の平均変位速度が推定される。

### 5.4.3 蒲萄山地沖

伊倉・太田（2003）は蒲萄山地西側の海岸線に海岸段丘が存在することから、沖合に東上がりの逆断層が存在する可能性を指摘した。しかしながら、得られた高分解能反射断面にはそのような逆断層は認められない。蒲萄山地西側では越後平野側に比較して最終氷期の浸食面が明らかに浅く、海域から蒲萄山地までを含む範囲が、北西へ傾動しながら隆起するような変動が起こっていると推定される。

隆起域の南縁付近に位置する岩船沖背斜は胎内川河口北西沖約3 kmから北方に約12 km連続する。胎内川河口部には北北東-南南西方向の背斜構造が知られているが（新潟県地質図改定委員会，2000）、岩船沖背斜に一致すると考えられる。背斜を形成する平瀬層群は褶曲構造に調和的な平行な反射面からなるが、両津沖層群は上位に向かって傾斜が減少する（第15図）。背斜上の最終氷期浸食面には明瞭な変形は認められないが、背斜軸付近には高角の断層が認められ、1測線だけであるが、最終氷期の浸食面に変形が認められることから、短い活断層が存在すると考えられる。

### 5.4.4 栗島周辺隆起帯

栗島周辺には、幅約20 kmの北北東-南南西方向の構造的高まりが発達し（付図2，A1~9）、栗島隆起帯と呼ばれている（岡村ほか，1994b, 1995）。栗島の北側及び西側では基盤や平瀬層群が海底に露出するが、南側と東側では平瀬層群の浸食面が両津沖層群に覆われる。平瀬層群には複数の褶曲が発達し、それらを切る浸食平坦面が深度100~140 mに広く発達する（第14図）。両津沖層群中には1~2面の不整合面が認められることがあるが、断層付近を除いて顕著な変形は認められず、褶曲した平瀬層群との間には大きな構造差がある。

栗島隆起帯は規模と波長の異なるいくつかの背斜構造の集合体で複雑な構造を持つが、大きく2列の背斜構造からなる。一つは栗島を中心とする最も規模の大きな背斜構造で、もう一つはその8~10 km東側の隆起帯東縁の背斜構造で、一部で雁行配列するが、全体として40 km以上の長さになたって発達する。その東翼に西側隆起の活動的な逆断層が発達し、

さらに粟島の東側にも短い活断層が認められる（第 16 図）。活断層に沿って最終氷期基底面が 10 m 前後の変位し、海底にも 1~2 m の段差が認められることから、最終氷期以降の平均垂直変位速度は 0.5~1 m/千年と推定される（木村・岡村, 2009）。また、海底の変位は 1964 年新潟地震に伴う断層活動で形成されたと考えられている（岡村ほか, 1994b）。伊藤ほか（2010）は粟島隆起帯の南西側海域でスパーカーを用いた音波探査を実施し、同様の断層・褶曲構造が南西方に連続することを示した。

## 6. まとめ

沿岸海域で高分解能マルチチャンネル音波探査を実施し、得られた反射データに基づいて海底下浅部の詳細な海底地質図を作成した。またその周辺については、既存の 20 万分の 1 海洋地質図を編集し、沿岸海域地質図を作成した。

これまで本海域の層序は下位から音響基盤、前期中新世の向瀬層群、中期中新世~前期鮮新世の平瀬層群、後期鮮新世~第四紀の両津沖層群に区分されていたが、本地質図では、両津沖層群最上部の最終氷期浸食面を覆う四ツ郷屋沖層を新たに区分した。向瀬層群はリフト期堆積物、平瀬層群はリフト形成後の堆積物、両津沖層群は逆断層成長期の堆積物である。リフトは様々な規模のものが形成され、正断層を伴っていたが、後期鮮新世以降に逆断層として再活動し、盆地反転によって南北から北北東-南南西方向の隆起帯が発達してきた。そのような隆起帯が、佐渡海嶺、粟島隆起帯、弥彦山地などを形成し、それらの間は越後平野、佐渡海盆、最上トラフなどの低地となっている。

高分解能音波探査は、本州側では長岡市寺泊付近から村上市桑川付近までの沿岸海域と、粟島周辺海域で実施し、最終氷期以降の四ツ郷屋沖層の形状や内部構造と活断層に関する詳しい情報が得られた。最も顕著な活断層は弥彦・角田断層の海域延長部で、新潟市西部の四ツ郷屋付近の海岸から北方に幅 500~1000 m の撓曲帯として約 25 km 連続する。撓曲帯は四ツ郷屋沖層の基底で最大約 30 m の垂直変位量を持つことから、変位速度は約 1.5~3.0 m/千年と推定される。撓曲帯の西側は緩やかな隆起帯となっていて、四ツ郷屋沖背斜と呼ぶ。また、粟島周辺には北北東-南南西方向に伸びる活動的な背斜構造及び断層が発達し、粟島隆起帯を形成している。隆起帯の東縁に沿って北西側隆起の活断層が 40 km 以上にわたって連続する。断層に沿って最終氷期の浸食面に 10 m 前後の変位が認められることから、平均変位速度は 0.5~1.0 m/千年と推定される。

四ツ郷屋沖層は下部層と上部層に区分できる。下部層は、明瞭で平行な反射面、プログラデーションパターン、不規則な浸食パターンなどを示し、変化

に富む。一方上部層は海底にほぼ平行で、不明瞭ながら連続性がよい反射面からなる。両者の境界は、最終氷期以降の海進期に形成され、その年代は 1 万年前後であるが場所によって異なっていると推定される。下部層は角田岬の西方沖でプログラデーションパターンを持つ地層として認められるが、四ツ郷屋沖背斜上には分布しない。四ツ郷屋沖背斜の東側では音波散乱層が発達し、四ツ郷屋沖層の地層形状がはっきり認められないが、音波散乱層の影響が少ないところでは、プログラデーションパターンや浸食面、浸食谷らしい構造も観察される。胎内川の北西沖より北東側（蒲萄山地北西沖）及び粟島隆起帯では、四ツ郷屋沖層の基底は浅くなり、下部層はほとんど分布しない。上部層は本州側沿岸域に沿って連続的に分布し、内部の反射は明瞭ではないが、海底にほぼ平行で連続的である。

**謝辞** 本州側沿岸海域調査の実施に当たっては、新潟漁業協同組合西蒲支所、岩船支所、及び寺泊漁業協同組合、聖籠漁業協同組合に、粟島周辺海域においては粟島漁業協同組合に御協力いただいた。本州沿岸海域の調査は産業技術総合研究所の政策課題「沿岸地質・活断層調査」の一環として実施したものである。また、粟島周辺の調査は文部科学省の「ひずみ集中帯の重点的観測・研究」の一環として産業技術総合研究所が実施した。いずれの音波探査も総合地質株式会社によって実施され、産業技術総合研究所の村上文敏主任研究員、吉河秀郎特別研究員に御協力いただいた。本報告は産業技術総合研究所の西村 昭氏による査読によって大きく改善された。以上の方々に記して感謝の意を表します。

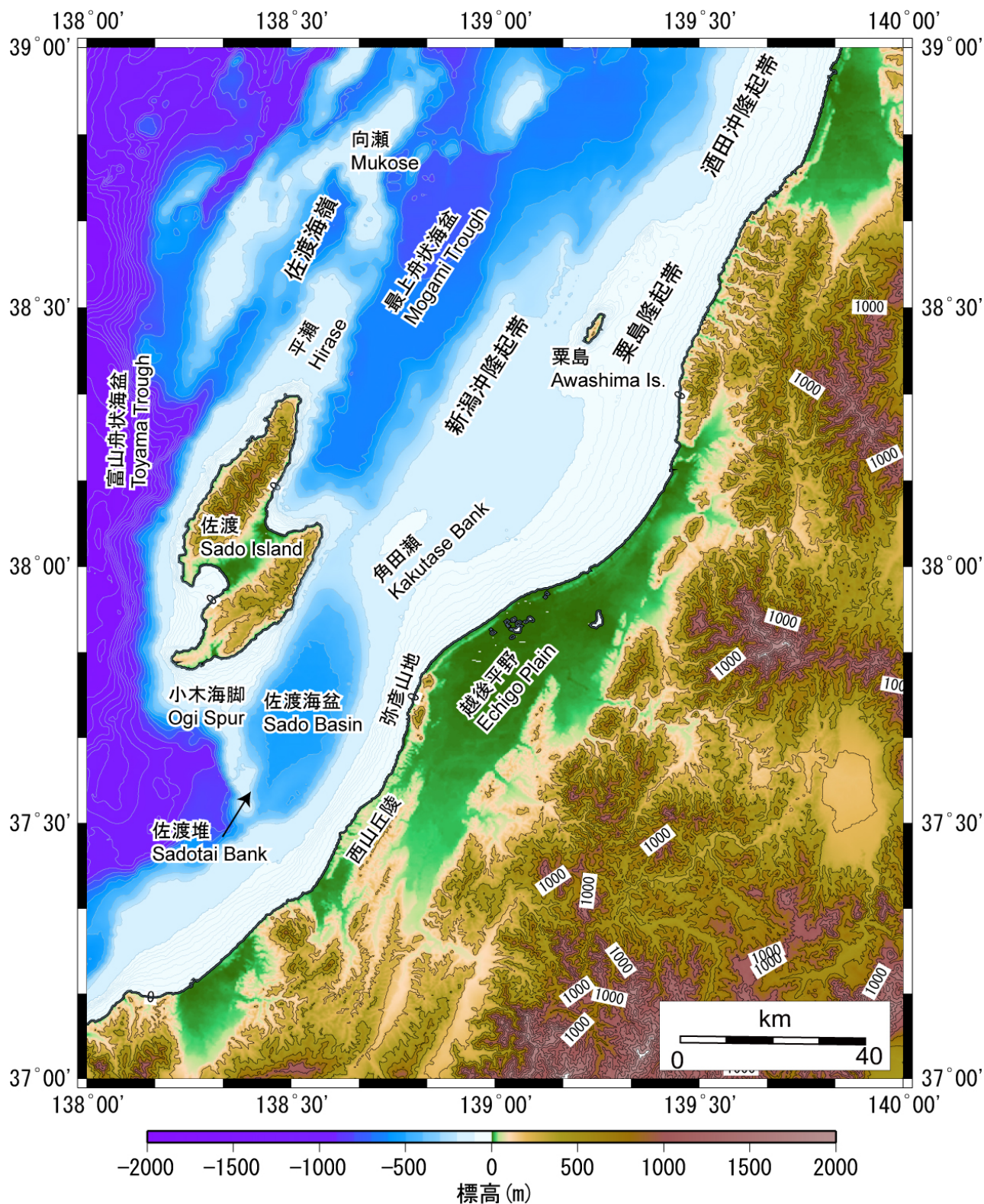
## 文 献

- 天野敦子・井上卓彦・池原 研（2011）越後平野沿岸海域の堆積物と音波探査記録からみた更新世-完新世間の堆積環境変遷。海陸シームレス地質情報集、「新潟沿岸域」、数値地質図 S-2、地質調査総合センター。
- 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, 394-405。
- 稲崎富士・宮地良典・卜部厚志・楮原京子（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。地質調査総合センター速報：平成 21 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, no.54, 153-166。
- 伊藤弘志・泉 紀明・成田 学・登崎隆志・加藤正治・細萱 泉（2010）平成 16 年「新潟-一村上沖」沿岸海域海底活断層調査報告。海洋情報部研究報告, no.46, 25-31。

- 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](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04oct_nagaoka/index.htm).
- 木村治夫・岡村行信 (2009) 反射法地震探査からみた粟島周辺地域の活構造. 2009年日本地球惑星科学連合大会, 講演要旨.
- 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.
- 宮地良典・ト部厚志・田辺 晋・安井 賢・稲崎富士・鴨井幸彦・中西利典 (2011) 越後平野海岸部の沖積層の地質構造. 海陸シームレス地質情報集, 「新潟沿岸域」, 数値地質図 S-2, 地質調査総合センター.
- 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.
- 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.
- 新潟県地質図改訂委員会編 (2000) 新潟県地質図 (2000 年版) 及び同説明書. 200p.
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫 (1994a) 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.
- 岡村行信・佐藤幹夫・宮崎純一 (1994b) 新潟沖大陸棚の活断層—とくに新潟地震との関係について—. 地震, 第 2 輯, **46**, 413-423.
- 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.
- 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.
- Okamura, Y., Watanabe, M., Morijiri, R. and Satoh, M., 1995, Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. *The Island Arc*, **4**, 166-181.
- 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.
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada (2000), Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2303-2322.
- 下川浩一・栗田泰夫・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, 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, no.59, 111-127.
- 渡辺真人・岡村行信・佐藤幹夫 (1994) 東北日本沖日本海大陸斜面の珪藻化石と地質構造. 地調月報, **45**, 405-436.
- 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.
- 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・イオウ濃度を用いた堆積環境の復元—越後平野上部更新統~完新統の例. 地質学論集, no.59, 93-109.

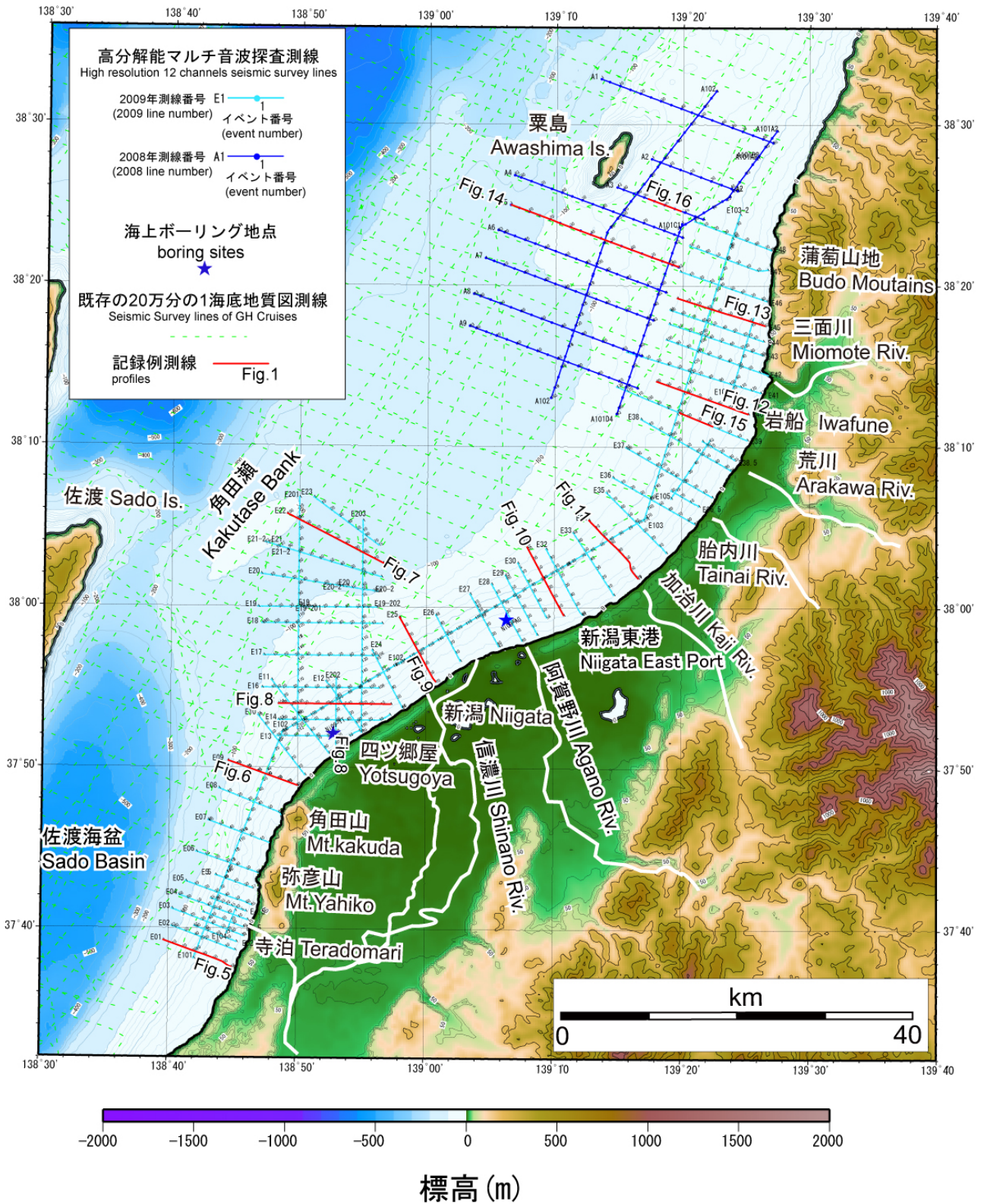
(受付:2010年11月17日, 受理:2010年12月28日)



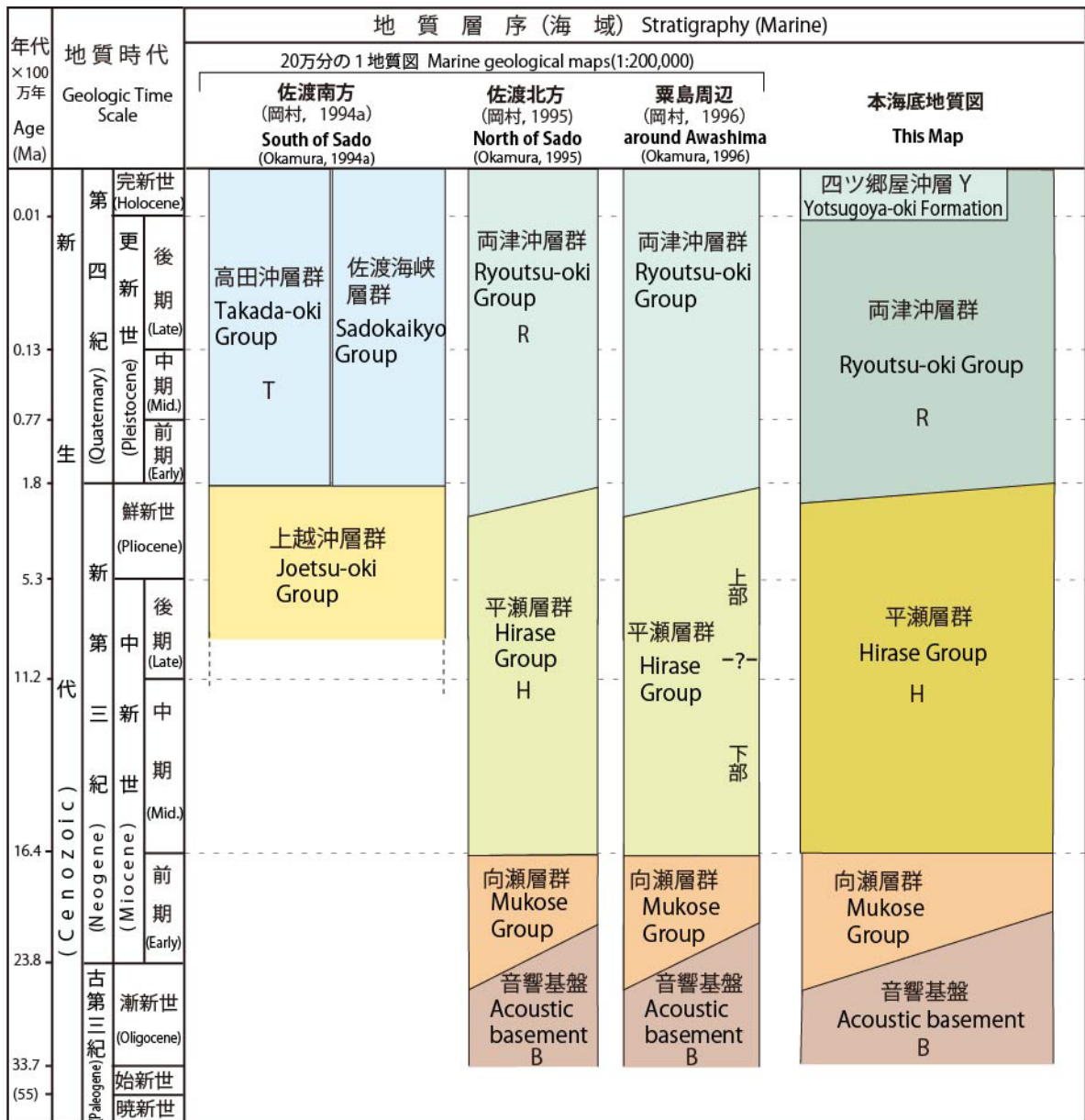


第 1 図 新潟北部の陸域及び海域の地形。

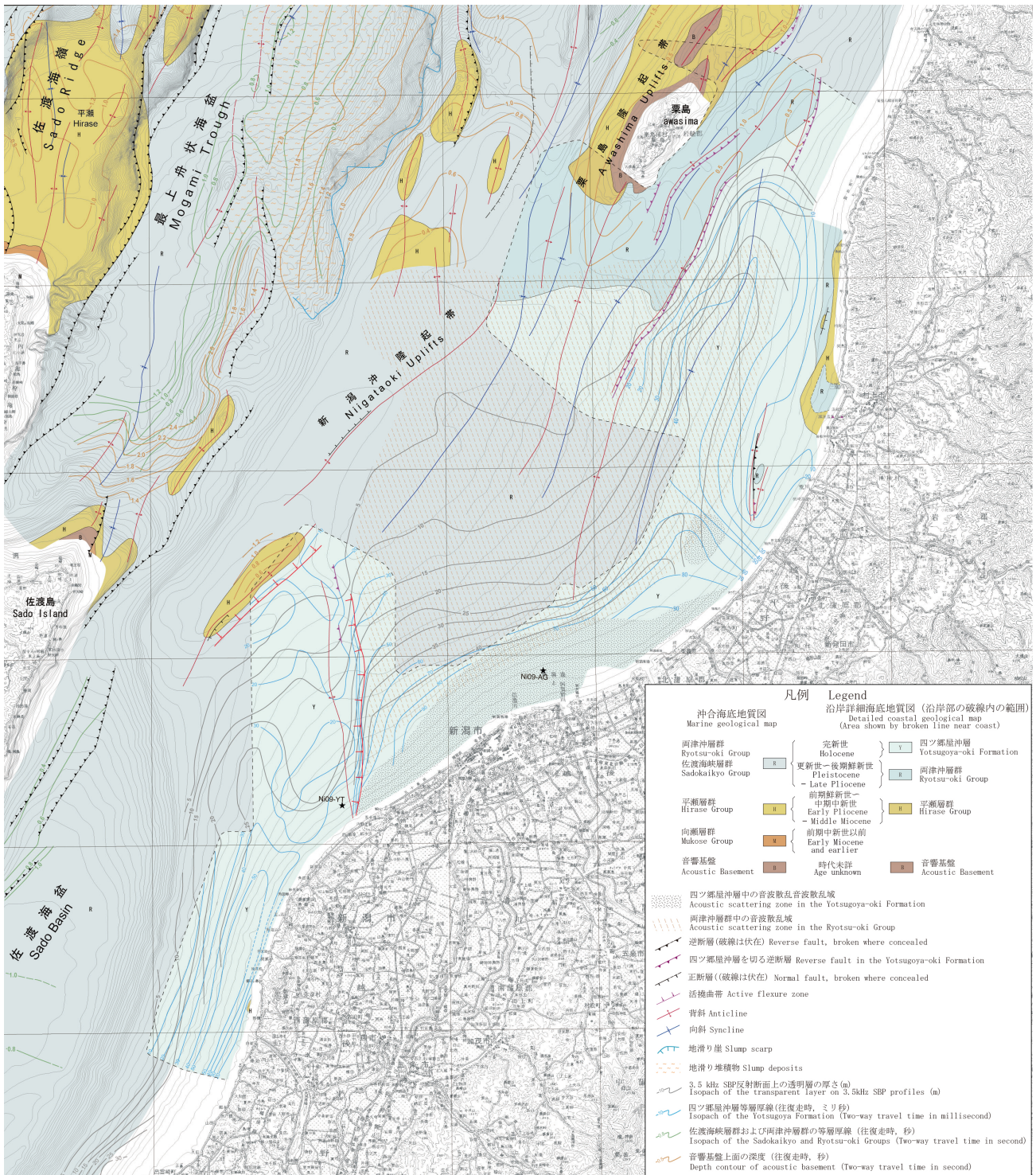
Fig. 1 Onshore and offshore topography of northern part of the Niigata Prefecture.



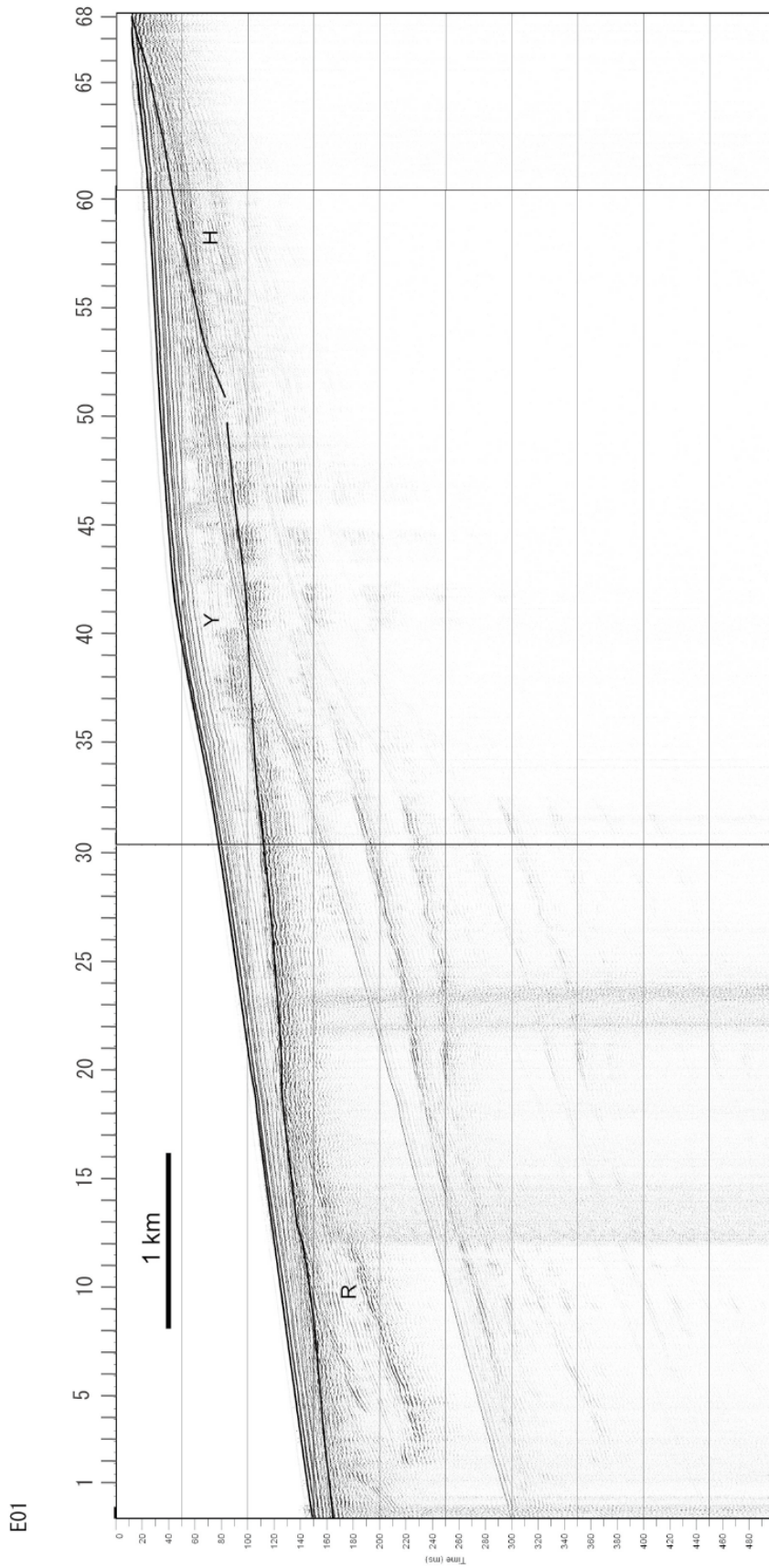
第2図 高分解能音波探査の探査測線。Eから始まる音波探査測線は2009年データ取得、Aから始まるものは2008年データ取得。  
Fig. 2 Survey lines of high resolution seismic profiles. Lines along the coast of Honshu were obtained in 2009 and those around the Awashima Island were in 2008.



第 3 図 新潟沖海域の地質層序.  
Fig. 3 Stratigraphy of offshore area.

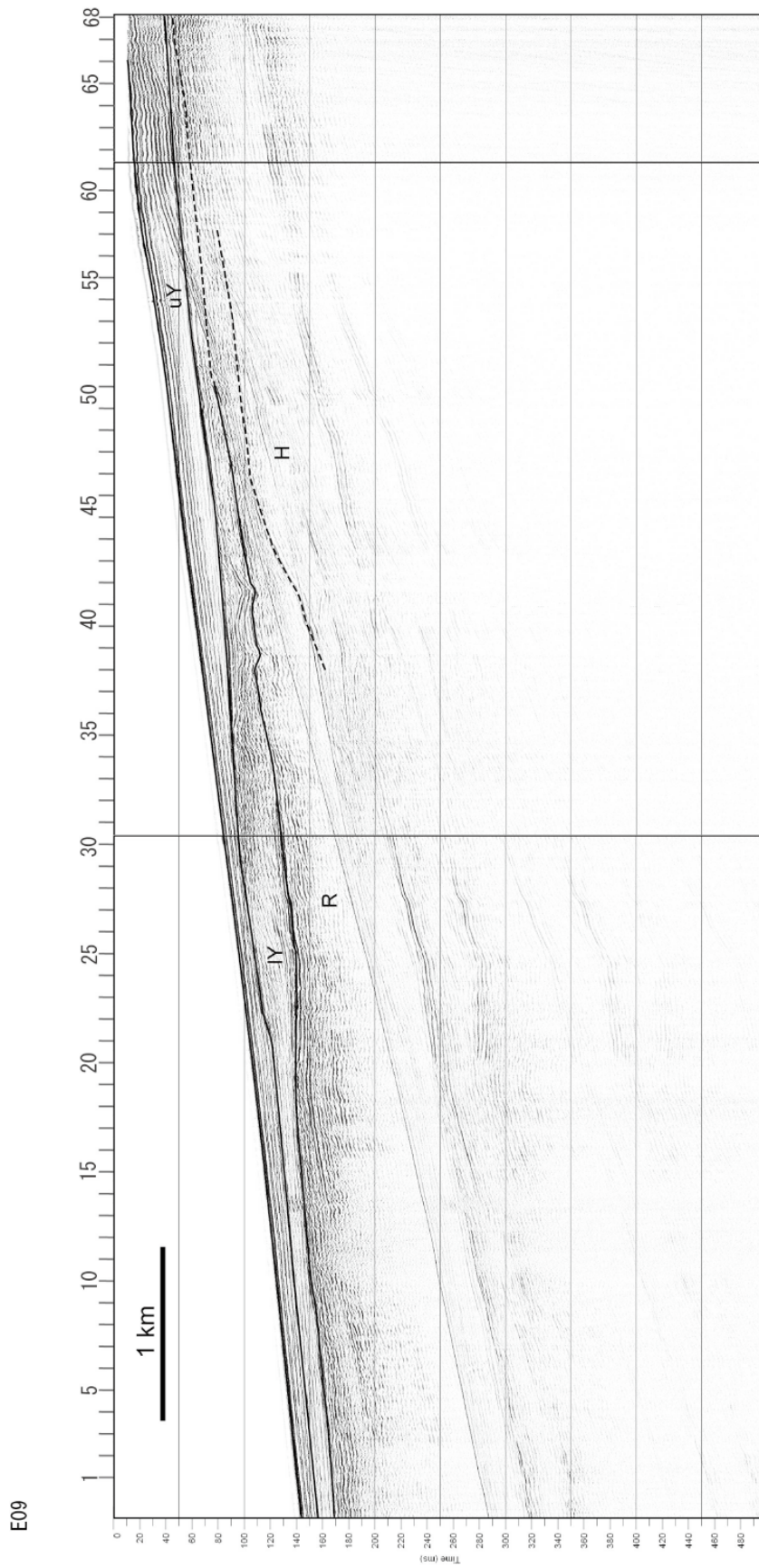


第4図 新潟県北部沿岸域の海底地質図。  
 Fig. 4 Marine geological map along the northern part of Niigata Prefecture.



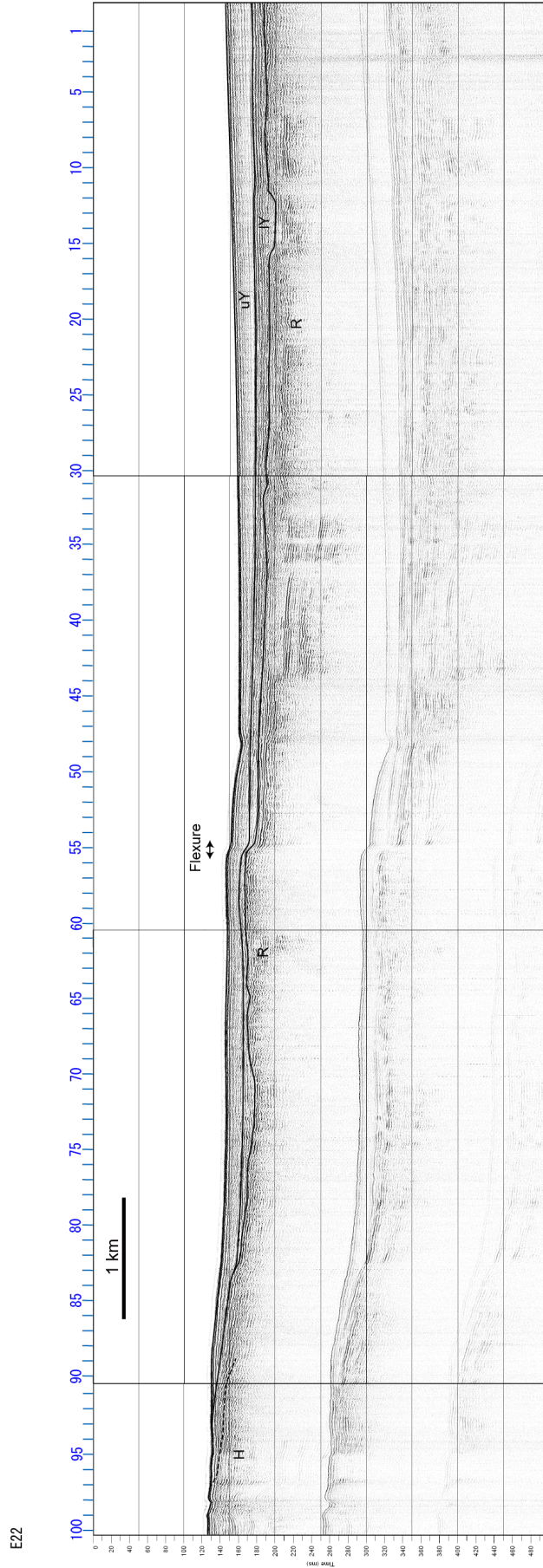
第 5 図 寺泊西方沖測線の反射断面(E01)。海側に傾斜した不明瞭な反射面からなる両津沖層群が浸食され、四ツ郷屋沖層群が覆う。陸側では、傾斜した地層が発達する平瀬層群がわずかに認められる。H: 平瀬層群, R: 両津沖層群, Y: 四ツ郷屋沖層。

Fig. 5 Seismic profile western offshore of Teradomari (E01). The Ryotsu-oki Group composed of seaward dipping obscure reflections is cut by erosional surface and covered by the Yotsugoya-oki Formation. The reflections steeply dipping seaward at the landward margin of the profile was interpreted to be the Hirase Group. H: Hirase Group, R: Ryotsu-oki Group, Y: Yotsugoya-oki Formation.



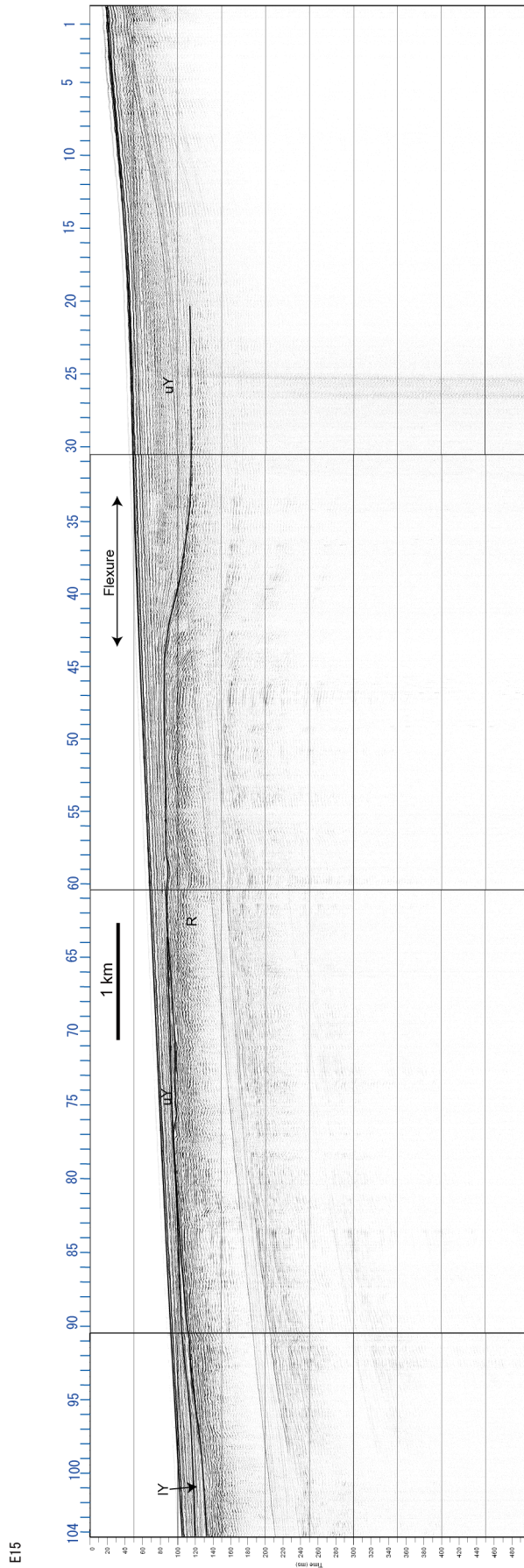
第6図 寺泊北方沖の反射断面(E09). 四ツ郷屋沖層にプログラデーショナルパターンが明瞭に認められる. H: 平瀬層群, R: 両津沖層群, IY: 四ツ郷屋沖層下部層, uY: 四ツ郷屋沖層上部層.

Fig. 6 Seismic profile of northern offshore of Teradomari (E09). The lower part of the Yotsugoya-oki Formation is clearly identified by progradation pattern. H: Hirase Group, R: Ryotsu-oki Group, IY: Lower part of Yotsugoya-oki Formation, uY: Upper part of Yotsugoya-oki Formation



第 7 図 角田瀬の南東部から四ツ郷屋沖背斜北端部を横断する反射断面 (E22)。沖合では、四ツ郷屋沖背斜東縁の撓曲帯の規模は小さくなり、また四ツ郷屋沖層も薄くなる。H: 平瀬層群, R: 両津沖層群, Y: 四ツ郷屋沖層下部層, uY: 四ツ郷屋沖層上部層。

Fig. 7 Seismic profile across the Kakuta-se (E23). As the distance from the coast increases, the offset of the Yotsugoya-oki flexure and the thickness of the Yotsugoya-oki Formation decrease. H: Hirase Group, R: Ryotsu-oki Group, Y: Lower part of Yotsugoya-oki Formation, uY: Upper part of Yotsugoya-oki Formation.



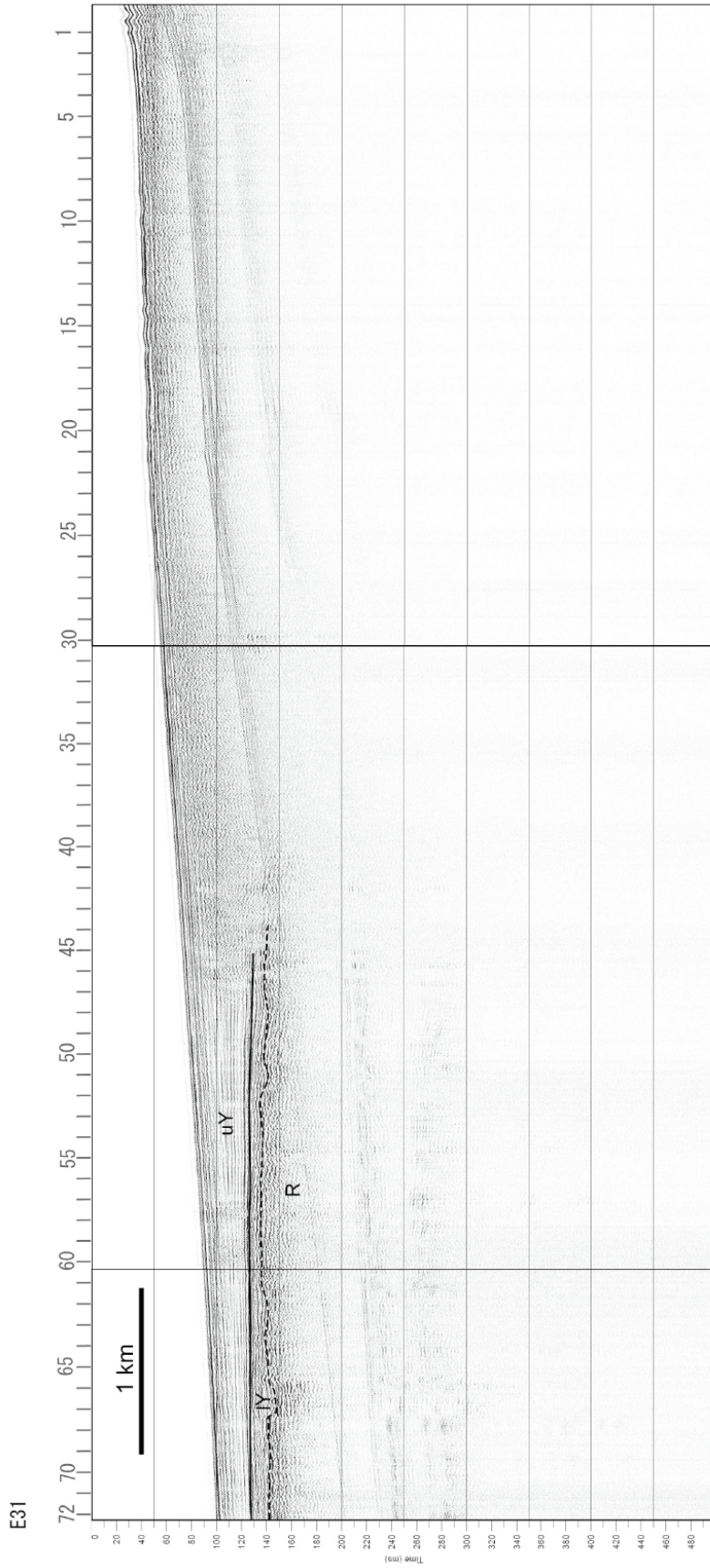
第8図 四ツ郷屋沖背斜を東西に横断する反射断面(E15). 背斜構造の東縁に沿って幅約1 kmの撓曲帯が発達し, 四ツ郷屋沖層の変形は下部ほど大きくなる.  
 R: 両津沖層群, IY: 四ツ郷屋沖層下部層, uY: 四ツ郷屋沖層上部層.  
 Fig. 8 Seismic profile across the Yotsugoya-oki anticline (E15). The eastern margin of the anticline is the flexure zone about 1 km wide, and the deformation increase downward in the Yotsugoya-oki Formation, IY: Lower part of Yotsugoya-oki Formation, uY: Upper part of Yotsugoya-oki Formation.





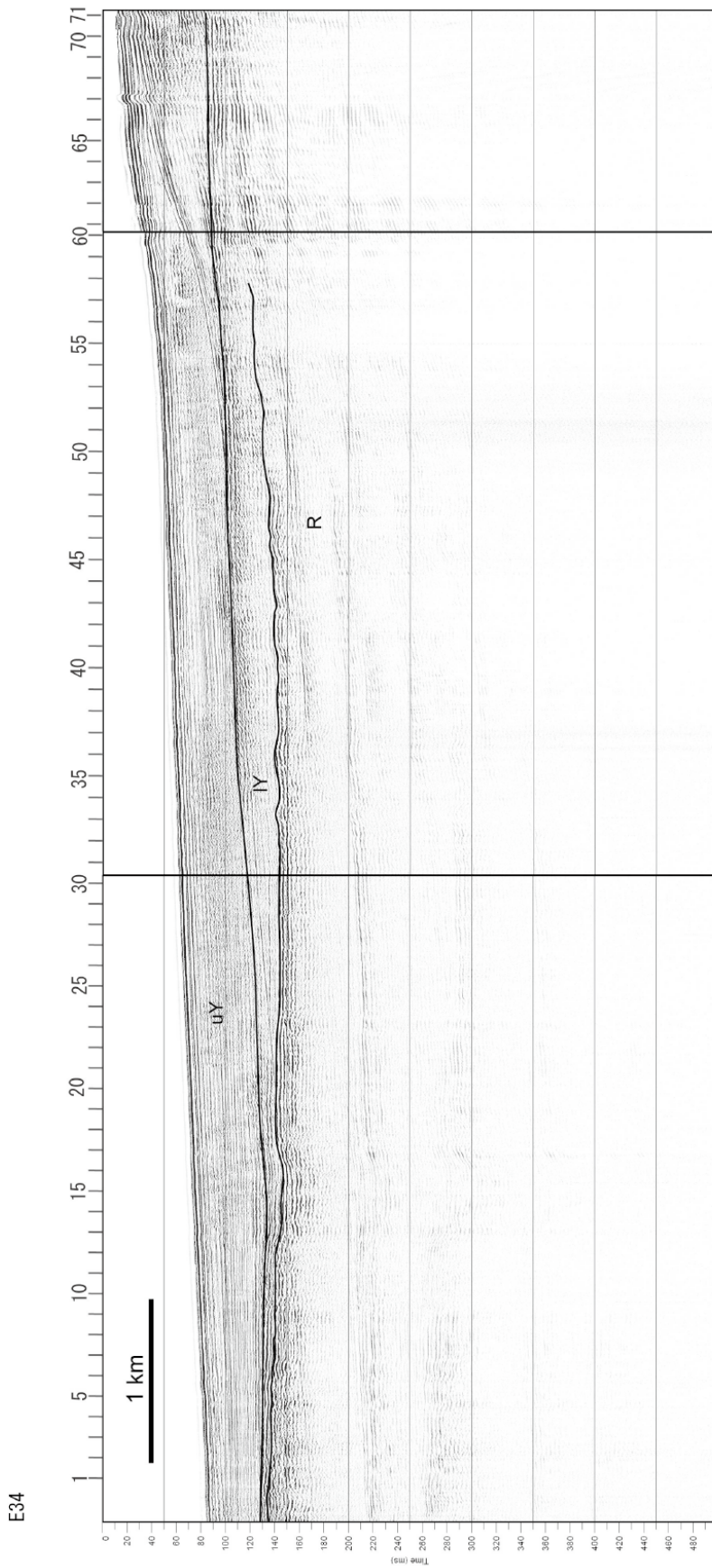
第 9 図 新潟沖 (E25) の反射断面。四ツ郷屋沖層下部層は明瞭な反射面を持つが、上部層中の反射面は明瞭ではない。水深 60 m 以深では四ツ郷屋沖層の基底面はほぼ水平に見えるが、沿岸部には音波散乱層が発達するため、海底下の構造が観察できない。IY: 四ツ郷屋沖層下部層, uY: 四ツ郷屋沖層上部層。

Fig. 9 Seismic profile off Niigata (E25). The lower part of the Yotsugoya-oki Formation consists of clear reflections, while the upper part has weaker reflections. The base of the Yotsugoya-oki Formation is nearly horizontal under the seafloor deeper than 60 m, but subsurface structure cannot be observed landward part because of the acoustic scatter zone. IY: Lower part of Yotsugoya-oki Formation, uY: Upper part of Yotsugoya-oki Formation.



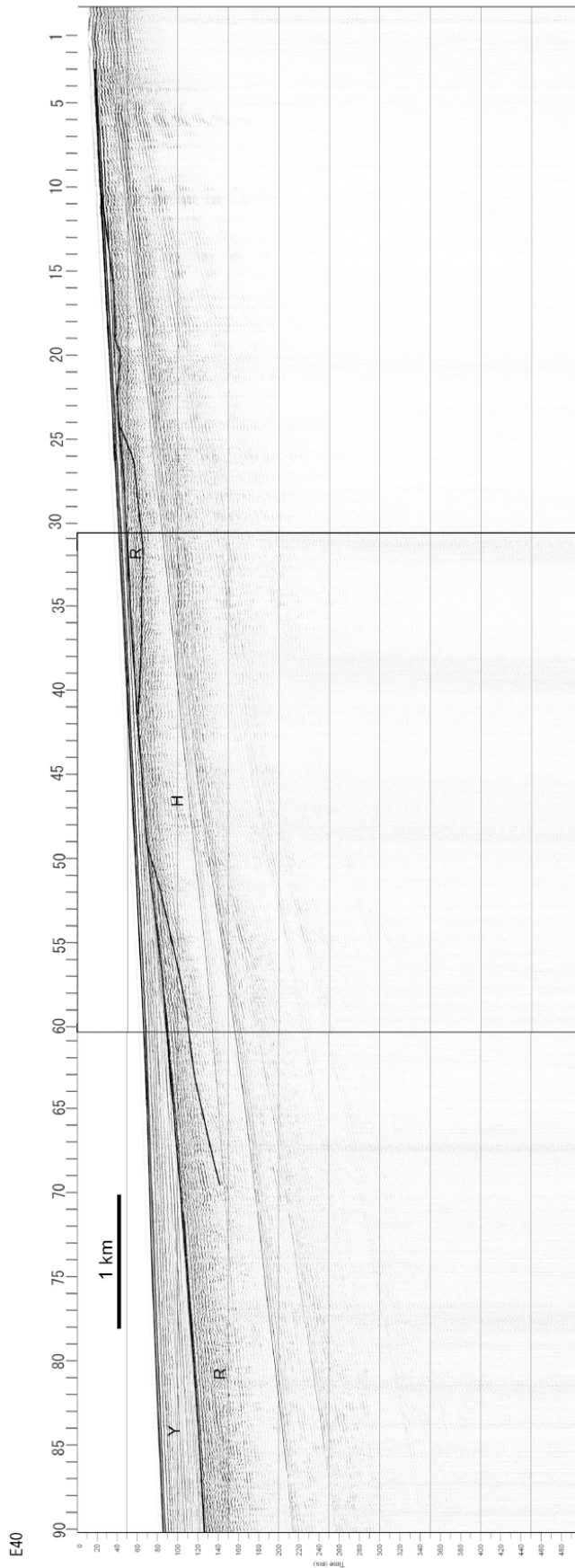
第10図 阿賀野川北東沖の反射断面 (E31)。音波散乱層が発達し、沿岸部の構造はよく見えない。最終氷期の浸食面は緩やかに陸側へ深度を増す。R: 両津沖層群, lY: 四ツ郷屋沖層下部層, uY: 四ツ郷屋沖層上部層。

Fig. 10 Seismic profile offshore of the river mouth of the Agano river (E31). The acoustic scatter zone is widely developed under the landward part of the profile, thus subsurface structure is not clear. The base of the Yotsugoya-oki Formation slightly inclines landward. R: Ryotsu-oki Group, lY: Lower part of Yotsugoya-oki Formation, uY: Upper part of Yotsugoya-oki Formation.



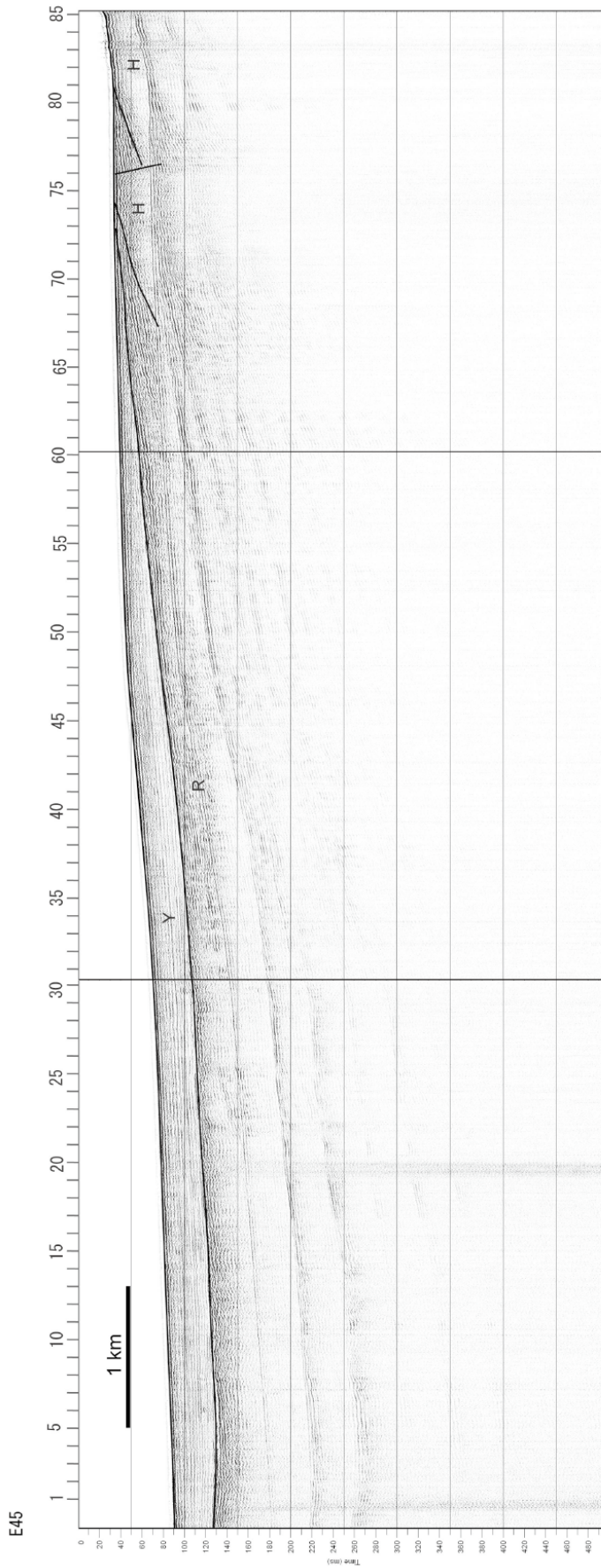
第 11 図 加治川河口沖の反射断面 (E34)。音波散乱層は消滅し、四ツ郷屋沖層下部層が陸側に向かって厚くなる。R: 両津沖層群, IY: 四ツ郷屋沖層下部層, uY: 四ツ郷屋沖層上部層。

Fig. 11 Seismic profile offshore of the river mouth of the Kaji river (E34). Acoustic scatter zone disappears and the lower part of the Yotsugoya-oki formation thickens landward. R: Ryotsu-oki Group, IY: Lower part of Yotsugoya-oki Formation, uY: Upper part of Yotsugoya-oki Formation.



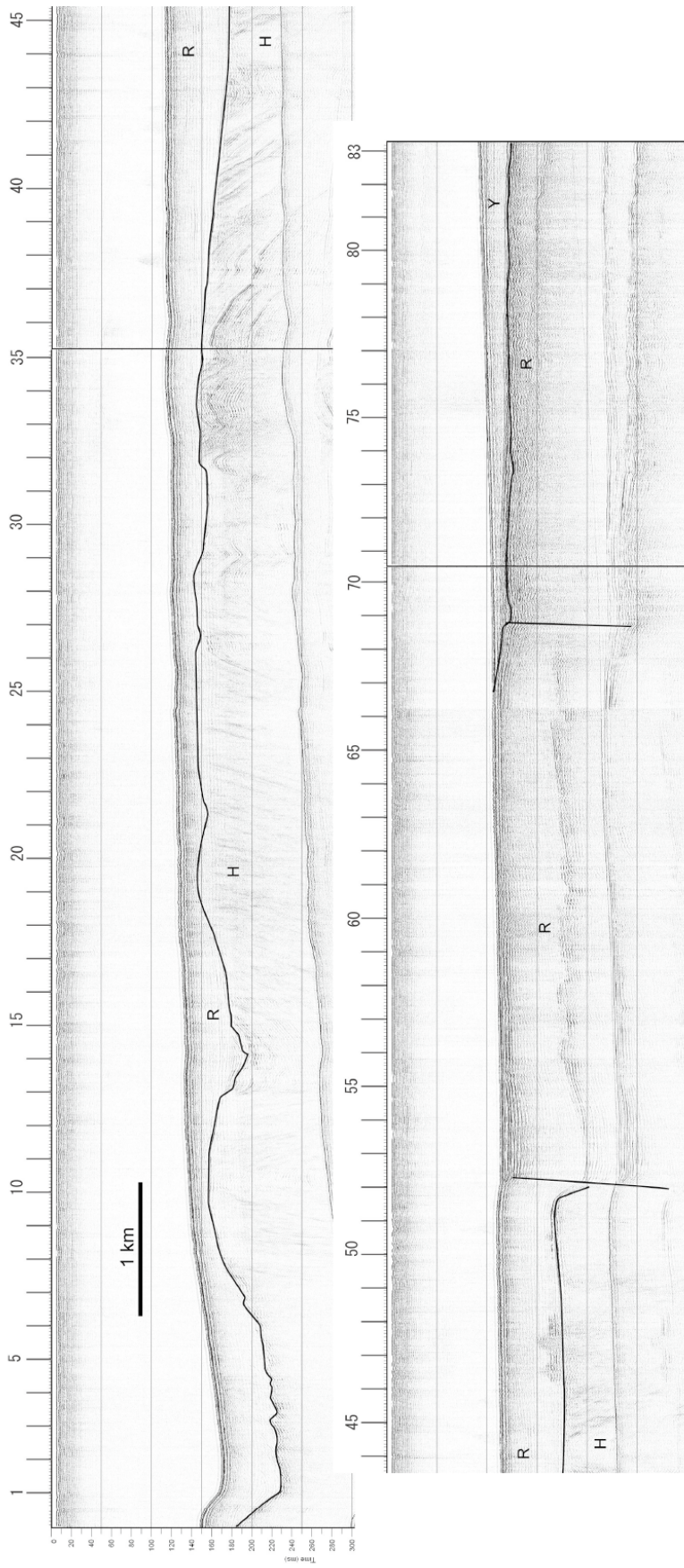
第 12 図 岩船沖の反射断面 (E40)。海側に緩やかに傾斜する明瞭な浸食面が発達し、四ツ郷屋沖層はそれにオンラップする。浸食面下には両津沖層群と背斜構造を形成する平瀬層群が分布する。H: 平瀬層群, R: 両津沖層群, Y: 四ツ郷屋沖層。

Fig. 12 Seismic profile offshore of Iwatune (E40). An erosional surface inclining seaward is clearly observed and the Yotsugoya-oki Formation onlaps against the surface. Under the surface, the seaward dipping Ryotsu-oki and folded Hirase Groups are observed. H: Hirase Group, R: Ryotsu-oki Group, Y: Yotsugoya-oki Formation.



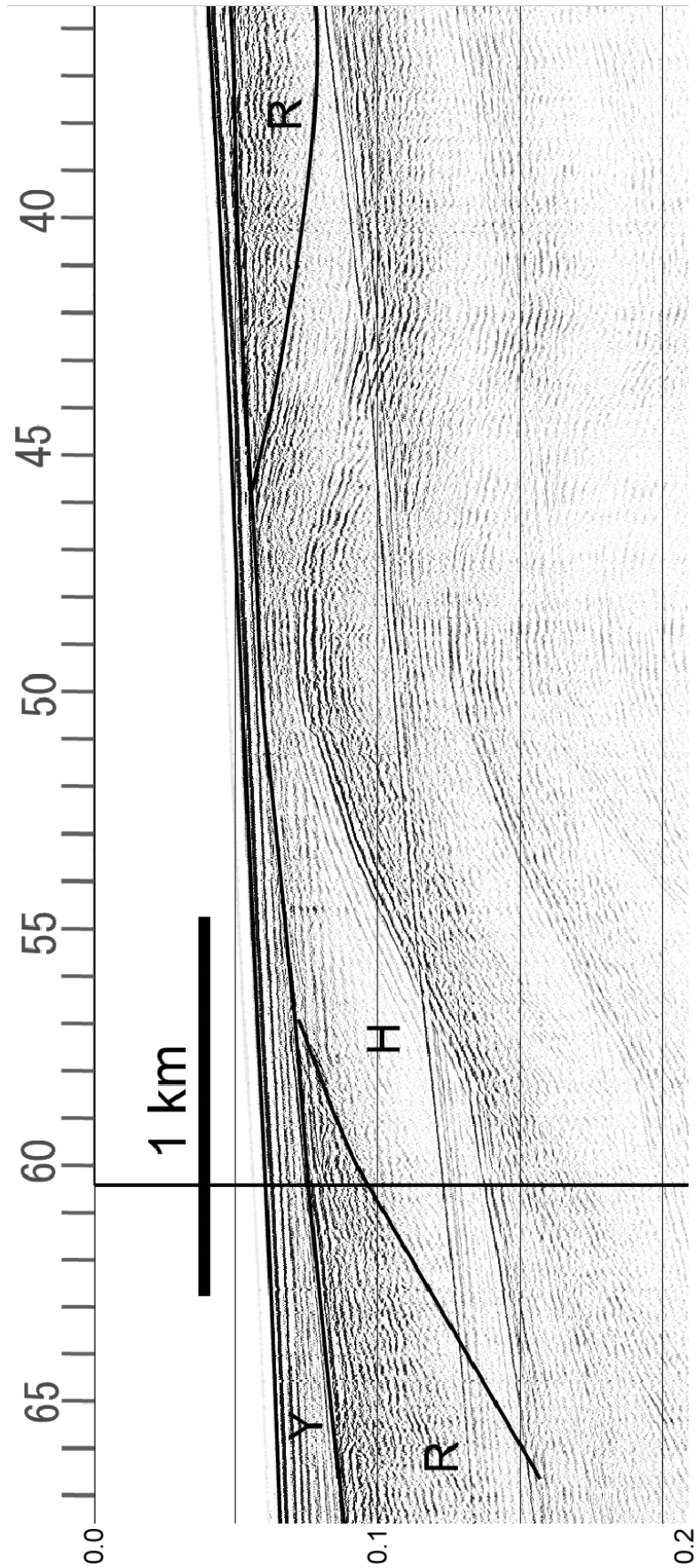
第 13 図 蒲萄山地沖の反射断面 (E45)。四ツ郷屋沖層が両津沖層群の浸食面を覆っている。海岸に近い部分では平瀬層群が海底に露出している。  
 H: 平瀬層群, R: 両津沖層群, Y: 四ツ郷屋沖層。

Fig. 13 Seismic profile offshore of the Asahi mountains (E45). The Yotsugoya-oki Formation covers the erosional surface of the Ryotsu-oki Group. Hirase Group exposed near coast. H: Hirase Group, R: Ryotsu-oki Group, Y: Yotsugoya-oki Formation.



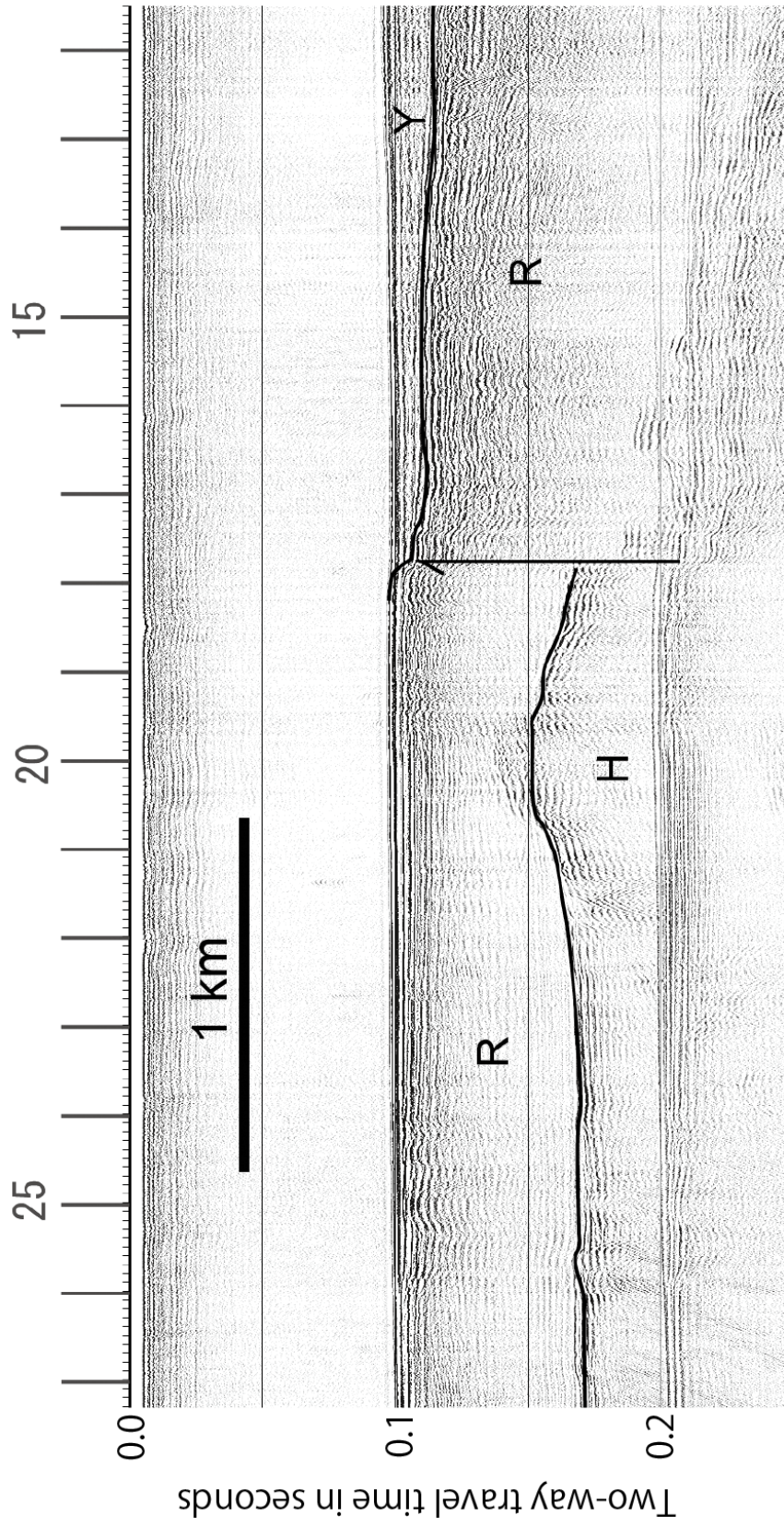
第14図 粟島隆起帯を横断する反射断面 (A5). 褶曲した平瀬層群の浸食面を, 両津沖層群, R: 平瀬層群, R: 両津沖層群, H: 四ツ郷屋沖層.

Fig. 14 Seismic profile of the Awashima Uplift (A5). The Ryotsu-oki Group widely covers the erosional surface of the folded Hirase Group. H: Hirase Group, R: Ryotsu-oki Group, Y: Yotsugoya-oki Formation.



第 15 図 岩船沖背斜の反射断面 (E39)。平瀬層群は平行な反射面からなるが、両津沖層群内の反射面は上位ほど傾斜が減少する。H: 平瀬層群, R: 両津沖層群, Y: 四ツ郷屋沖層。

Fig. 15 Seismic profile of the Iwafune anticline (E39). The Hirase Group is composed of parallel reflections, while the reflections in the Ryotsu-oki Group decreases upward. H: Hirase Group, R: Ryotsu-oki Group, Y: Yotsugoya-oki Formation.



第16図 栗島隆起帯南東縁の活断層 (A3)。四ツ郷屋沖層基底の浸食面が約8 m 変位している。H: 平瀬層群, R: 両津沖層群, Y: 四ツ郷屋沖層。  
Fig. 16 Seismic profile of the active fault along the eastern margin of the Awashima Uplift (A3). The erosional surface at the base of the Yotsugoya-oki Formation is vertically displaced about 8 m. H: Hirase Group, R: Ryotsu-oki Group, Y: Yotsugoya-oki Formation.