

## 越後平野沿岸部海域・陸域に分布する沖積層の地層対比

### Correlation of the alluvium beds in the onland and offshore areas of the Echigo Plain, central Japan

宮地良典<sup>1</sup>・船引彩子<sup>1</sup>・楳原京子<sup>2</sup>・井上卓彦<sup>1</sup>・天野敦子<sup>1</sup>・卜部厚志<sup>3</sup>・岡村行信<sup>2</sup>

Yoshinori Miyachi<sup>1</sup>, Ayako Funabiki<sup>1</sup>, Kyoko Kagohara<sup>2</sup>, Takahiko Inoue<sup>1</sup>

Atsuko Amano<sup>1</sup> Atsushi Urabe<sup>3</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 Geoscience)

<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)

<sup>3</sup> 新潟大学災害復興センター (Research Center for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University)

**Abstract:** We conducted to clarify the alluvium beds in the Echigo Plain, 1. sedimentary facies analysis of 8 drilling core samples (onland and offshore area), 2. about 10,000 borehole log data, 3. 9 tremor array measurement and 4. high resolution seismic surveys (onland and offshore areas). We correlate the onland and offshore alluvium beds by the transgression after the last glacial age and high-stand of sea level respectively. 6 cross sections across the Echigo Plain and basement contour map of the alluvium beds in and around the Echigo Plain are generated. Alluvium beds tilt west northern part and western part of the Echigo Plain. Central part of the Echigo Plain, vast sediments from old Shinanogawa river and Aganogawa river filled incised valley transgression after the last glacial age (16kyr BP-9kyr BP). Barrier-lagoon system are developed in the Echigo Plain when high-stand of sea level (after 9kyr BP). We can correlate the alluvium beds, but problem won through up to the depth conversion.

**Keywords:** alluvium beds, contour map, sedimentary facies, incised valley, Echigo Plain, Holocene

#### 要 旨

越後平野の沖積層を総合的にとらえるため, 1. ボーリング調査 (陸域・海域), 2. 約1万本の既存ボーリングデータの収集・解析, 3. 微動アレー探査, 4. 高分解能反射法探査を実施した。海域及び陸域の沖積層は海進期堆積体と高海面期堆積体に着目して, 海陸の対比を行い, 沖積層基底面の形状を復元した。沖積層基底は, 越後平野北部の村上から新発田周辺では平野側で西に傾斜し, 西ほど沖積層は厚くなる。越後平野沖は音波散乱層のため沿岸海域の詳細は不明であるが, 最終氷期の古阿賀野川河谷は現在より西に偏って流れ, 越後平野下の古信濃川河谷と合流したところでは標高 -150 m を超えている。この河谷の海域延長の深さは最大 -130 m 程度であり, 海域で高くなっていることが明らかとなった。この沖積層基底面に認められる海域-陸域接合部での不一致は, 沖積層基底面の認定方法 (基準), 反射断面の深度変換に用いた音速と実際の音速との違い, 陸域の沖積層の圧密による沈降などによって生じた可能性が考えられる。

#### 1. はじめに

越後平野は, 長岡平野西縁断層帯に西縁を限られ,

沈降する堆積盆地に信濃川・阿賀野川などの供給する膨大な堆積物によって埋積されてできた平野である。長岡平野西縁断層帯の北部は第三系火山岩類からなる角田山・弥彦山の東縁に沿って発達する角田・弥彦断層 (仲川, 1985) があり, 角田山地の北方沖海域には南北方向の四ツ郷屋背斜が発達し, その東縁は完新世も活動している撓曲帯となっている。越後平野北東側には先第三系の基盤岩類からなる葡萄山地がみられる。葡萄山地西縁の海岸には複数段の海成段丘が発達している (太田ほか, 1971, 小松原・宮地ほか, 2011 など)。

本研究では, このような活発な地殻変動と堆積作用によって形成された越後平野周辺の地質環境を総合的にとらえるため, 本プロジェクトで実施されてきた以下の調査結果, 既存の20万分の1海底地質図 (岡村ほか, 1994, 1995, 1996, 池原ほか, 1994) を統合し, 越後平野陸域及び海域に分布する沖積層の分布とその堆積システムについてとりまとめた。

- ・沿岸部においてボーリング調査 (宮地ほか, 2009, 2011a, 稲崎ほか, 2011, 卜部ほか, 2011)
- ・角田・弥彦断層近傍での高精度浅層反射法探査 (宮地ほか, 2011a; 稲崎ほか, 2011, 卜部ほか, 2011)

- ・海陸をつなぐ反射法地震探査（楳原ほか，2011）
- ・海域における高分解能音波探査（井上ほか，2011）
- ・海上ボーリング調査（天野ほか，2011）
- ・ボーリングデータベースの作成（木村ほか，2010）および沖積層モデルの構築（船引ほか，2011）．これらの調査地点は第1図にまとめた．

## 2. 海陸接合断面図

本研究では，沖積層を最終氷期の浸食面を覆う堆積物のうち，基底礫あるいはそれに相当する堆積物を除いたものとし，陸域の沖積層の区分は，船引ほか（2011）に，海域の沖積層の区分は天野ほか（2011）に従った．陸域の沖積層は下部河成層，中部海成層及び上部河成層に区分される．下部河成層は，沖積層基底礫層と考えられる安定した礫層上面あるいはこのような礫層のない場所ではN値などから判断して決定した（船引ほか，2011）．中部海成層は海進期堆積体と海進に伴うバリアラグーンシステムに特徴づけられ，2回の海進（下位より海進面I，II）が記録されている（吉田ほか，2006；ト部ほか，2006，鴨井ほか，2002）．海進面IIはバリアシステムと海水準との関係で海水が浸入した時期である．

海域の沖積層は，両津沖層群の上部層である四ツ郷屋沖層に相当する（天野ほか，2011）．海域の沖積層は最終氷期の浸食面を覆う四ツ郷屋層とした（天野ほか，2011）．四ツ郷屋層は上部層と下部層に区分され，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と考えられ（天野ほか，2011；井上ほか，2011），上部・下部境界は最大海進面であると考えられることから陸上の海進面Iに対比される．

また，海域の反射断面の特徴として，下部層では主に越後平野西方沖で認められ，プログラデーションパターンや削り込みの構造がみられる．上部層では不明瞭ではあるが，ほぼ平行水平な成層構造が認められる反射面からなる．

本論では，海域と陸域の沖積層を，特に1．最終氷期の浸食面としての沖積層基底面及び2．その後の海水準上昇期に着目して対比し，6枚の断面図と沖積層基底面の等深線図を作成した．海域の反射断面においては，浸食性の明瞭な反射面を沖積層基底とした（井上ほか，2011）．

### 2.1 断面図1（E-39- 荒川測線；第2-a図）

断面図1は海域のE-39測線から陸域の荒川沿いのルートで作成した断面である．越後平野沖の四ツ郷屋沖層基底は，胎内川河口の北西沖で大きく隆起する．その北西側の岩船沖から蒲萄山地沖では両津沖層群の明瞭な浸食面が発達し，それが四ツ郷屋沖層基底をなす．浸食面は西北西に緩やかに傾く平滑な

面で，越後平野沖の四ツ郷屋沖層基底面よりかなり浅い．その深度は，海岸から約10km沖では海面下約100mであるが，陸側に向かって徐々に浅くなり，海岸付近では海面下20m付近まで浅くなる．浸食面を覆う四ツ郷屋沖層には，下部層はほとんど発達せず，上部層のみが陸側に向かって薄くなり，消滅する．

一方陸域でも，海岸付近では-3m程度で更新統がみられ，山地との境界部では，扇状地堆積物がみられる．扇状地堆積物と砂丘との間に厚さ約15mの沖積層があり，そのほとんどは潟湖堆積物であり，中部海成層に分類されている．

### 2.2 断面図2（E-34- 加治川測線；第2-b図）

断面図2は海域のE-34測線から陸域の加治川に沿ったルートで作成した断面である．加治川河口の北東側では四ツ郷屋沖層基底がほぼ水平に海岸近くまで達し，陸域の沖積層基底の深度に連続する．陸域の沖積層基底は，沿岸部で標高-50m程度で内陸ほど浅くなるが，-30mに平坦面が見られ，埋没段丘があると考えられる．

四ツ郷屋沖層上部と下部の境界は-100m～-60mで陸に近づくほど浅くなる．陸域では内湾環境の堆積物中（標高-40m程度）に海進面Iがみられる（船引ほか，2011）．これらの層準は陸域から海域通して西へ傾斜している．

### 2.3 断面図3（E-24- 阿賀野川測線；第2-c図）

断面図3は海域のE-24測線から陸域の阿賀野川に沿ったルートで作成した北西-南東方向の断面である．この地域の沖積層下限は海域では-115m程度，陸域で-140m以上と推定される．本断面図では沿岸部に音波散乱層が発達するため海陸境界部周辺の地質構造ははっきりしないが，沖積層基底面は海域よりも陸域で深くなっている．

一方，四ツ郷屋沖層上部・下部境界は海域では-100m程度にみられる．陸域では，沖積層基底面の標高は-140m以上であり，-140m～-100m程度まで河川成層がみられる．この河川成層は最終氷期に削り込んだ埋没谷を埋積した堆積物であると考えられる．その上位は沿岸部では内湾的な堆積物，内陸ではエスチュアリの堆積物が堆積しており，その堆積年代は13,000年前から8,000年前頃である．このころ最も海進が進みバリアシステムが形成され，バリアシステムの内陸側ではラグーン環境になったと考えられる（海進面Iの形成）．その後バリアを超えて海域が内陸まで広がる時期がある（第2-c図；海進面II；吉田ほか，2006）．

### 2.4 断面図4（E-09- 新潟市西区-新津丘陵北縁測線；第2-d図）

断面図4は海域のE-09から陸域の新潟市西区赤塚周辺（稲崎ほか，2011に詳細を記述）を通る東西の

断面図である。この測線は新第三紀火山岩類よりなる角田山の北側を東西に横断する。角田・弥彦断層の上盤側には地表に新砂丘Ⅱが分布し、断層下盤側では河川成～氾濫原堆積物下に没する（卜部ほか、2006）。沖積層基底は、断層下盤側で深く、最も深いところでは、-154 m に達する（GS-KNM；宮地ほか、2009）。沖積層基底は、東の新津丘陵の背斜に向かって浅くなる。角田・弥彦断層を挟んで GS-SGT と GS-KNM の間では沖積層基底面に 110 m の深度差が認められる。GS-SGT と GS-NAK では 40 m しかずれておらず、高分解能反射法探査の結果も GS-NAK 周辺での上下変位は 60 m 程度である。したがって、さらに東側で約 50 m の落差がありこの間にもう 1 群の断層が推定される。

一方、海域の四ツ郷屋沖層上部・下部境界は海岸付近の -40 m から沖合 9 km の地点で -130 m の深さになり、西に傾いている（井上ほか、2011）。

### 2.5 断面図 5 (E-07-新潟市西蒲区-巻測線; 第 2-e 図)

断面図 5 は海域の E-07 測線から陸域の巻町を通る東西測線である。陸域では角田山の東麓に時代不詳の更新統である仁箇層が丘陵を作り、平野部との境界に角田・弥彦断層がみられる。沖積層基底は -100 m ～ -140 m であり、下部河成層、上部河成層の間には中部海成層に替わって、湿地～ラグーン環境の堆積物がみられる（卜部ほか、2010、船引ほか、2011）。平野西縁にある角田・弥彦断層の両側に位置する GS-TNT と GS-NMD 間で沖積層の基底は -30 m ～ -70 m にずれる（卜部ほか、2011）。既存ボーリングから沖積層基底の最も深いところでは -140 m を超えるため、この前面（東）にも断層が推定される。なお、下部河成層は断層上盤側に向かって薄くなることから、下部河成層堆積当時にはすでに西高東低の標高差があったと推察され、沖積層基底の標高差がすべて角田・弥彦断層によるずれとは考えられない。

角田山西方沖の四ツ郷屋沖層基底は、ほぼ様に西北西に緩やかに傾斜するが、沿岸に近い部分では、多重反射と重なるためやや不明瞭になる。

### 2.6 断面図 6 (E-203-信濃川測線; 第 2-f 図)

断面図 6 は海域の E-203 から陸域の信濃川に沿った埋没谷のもっとも深い部分付近で作成した断面図である。この断面線で四ツ郷屋沖層基底は、沖合 5 km の地点で約 -100 m、沖合 20 km の地点で -145 m と北側ほど深くなる。陸域の沖積層基底は、沿岸部で -160 m、内陸ほど深度を減じ、鎧潟付近で -120 m、三条市付近では -60 ～ 70 m 程度になる。海岸線から約 3 km 沖合までは音波散乱層のため四ツ郷屋沖層基底が直接沖積層基底に連続する様子はわからないが、陸域の沖積層基底は、沖合 5 km の四ツ郷屋沖層基底深度より約 60 m 深い。

四ツ郷屋沖層上部・下部境界は -140 m ～ -100 m にみられ、四ツ郷屋層下部の厚さは削り込みによる凹凸はあるものの約 10 m である。四ツ郷屋層上部の厚さは海岸付近で約 50 m、沖合ほど薄くなり海岸線より 25 km 沖合では 10 m 程度になる。この面は、陸域の GS-KNM コアで -70 m に認められる沖浜堆積物に対比でき、この時期にもっとも海水準が上昇したと考えられる（中西ほか、2010；海進面Ⅰ）。四ツ郷屋沖層上部・下部境界は海岸から 3 km 程度沖合までは音波散乱層のため追跡はできないが、沖合の海進面の傾斜を陸側へ延長すると、海進面Ⅰの標高と整合的である。

### 3. 沖積層基底面等深度線図

海域の高分解能マルチチャンネル音波探査結果（井上ほか、2011）、海底ボーリング（天野ほか、2011）、既存ボーリングデータの解析（船引ほか、2011）及び陸域のボーリング結果（宮地ほか、2011b など）を統合し、沖積層の基底面の等深線図を作成した（第 3 図）。新潟市沖の網の部分は音波散乱層のため基底深度が不明のところである。

胎内川河口沖では四ツ郷屋沖層基底面の深度が急に浅くなることから、四ツ郷屋沖層基底深度の急変は何らかの構造運動を反映している可能性があるが、明瞭な活断層は認められない。

岩船より北側の葡萄山地西縁の海岸に沿っては四ツ郷屋沖層基底面が浅くなっている。さらに胎内川より北側では海岸には海岸段丘（太田、1971；小松原・宮地、2011）が発達しており、葡萄山地周辺が、その西側の大陸棚が全体として傾動しつつ隆起するような変動が続いてきたと考えられる。しかし、直接的にこれらを説明する活構造は見いだされていない。

阿賀野川河口の北方沖では沖積層基底深度がわずかに浅くなっており、粟島隆起帯から南方に延長する背斜構造の影響が及んでいると考えられる。信濃川及び阿賀野川河口沖では四ツ郷屋沖層基底深度は 110 ～ 120 m で陸側に向かっても深度はほとんど変化しないように見える。しかしながら、海岸線付近には音波散乱層が分布し、反射断面から四ツ郷屋沖層基底を認定することができない。したがって、ここで対比した四ツ郷屋沖層基底と陸域の沖積層基底が連続するのかわりにについては検討の余地がある。

長岡から新潟への埋没谷（古信濃川）は平野の西縁（角田・弥彦断層近傍）に偏って流れ、三条には -40 m 程度のところに埋没段丘がみられる。新発田周辺では、-40 m 程度のところに埋没段丘がみられるものの、陸域から海域にかけて西に傾斜した構造がみられる。五泉からの埋没谷（古阿賀野川）は西に屈曲し陸域で信濃川河谷と合流する。古信濃川の埋没谷の深さは合流地点周辺では -150 m 以下である。海域では最も深いところで -140 m 程度であるが、



海岸線付近では、-90 m 程度と浅くなる。

古信濃川河谷が断面図 6 でも示したように、沖積層基底深度は海域で浅くなるが、海進面 I は海陸で調和的である (第 2-f 図)。海域の反射断面の深度変換は水中・地層中の音速を 1500 m/秒と仮定しているため、実際の音速との差があれば、その分の誤差が生じる。たとえば、稲崎ほか (2010) の検層結果に示されるように、新潟海岸付近の地層中の音速を 1600 m/秒とすると、本報告の反射断面に示される四ツ郷屋沖層基底は 5~10 m 程度深くなることになる。しかし、最大海進面は調和的であることから音速に起因する誤差は軽微であると考えられる。ほかの要因としては、沖積層基底及び四ツ郷屋沖層基底とした層準の認識が間違っている可能性がある。

基底面とした層準の認定については、今回沖積層基底とした標高を陸域に単純に延長すると、河川成の砂質堆積物と、湿地環境の泥質堆積物の境界付近に相当する。この層相境界で明瞭な反射面が見られる可能性は否定できないが、湿地堆積物の沖合海域で削り込み面を伴うとは考えにくい。海進期堆積体中の削り込みを伴う面としては海進ラグ (Walker, 1992 など) のようなものも考えられる。この場合、-150 m~-160 m に存在する削り込みを伴う反射面が沖積層基底とも考えられるが、岡村ほか (1994) で示される周辺海域の沖積層基底はより浅くこの面が沖積層基底面とは考えにくい。一方越後平野では急速な地盤沈下が報告されており (新潟市史編さん自然部会編, 1991)、圧密によりこの差が生じた可能性も考えられる。

沖積層基底が見かけ海側が高くなっている可能性については、越後平野近辺の海域には音波散乱層があり詳細な沖積層基底面は押さえられていないが、陸域では断層と平行にほぼ北北東方向に伸びる古信濃川河谷が、海域では東に屈曲し音波散乱層の部分に伏在する可能性もある。駒澤ほか (2011) でこの地域の 2 km 上方接続残査重力図が示されており、これによると信濃川河口の北側数 km では南北に重力が小さい部分があることが示されている (第 4 図)。断層下盤側の重力が小さいところに埋没谷があり、四ツ郷屋層下部層が厚く埋積していると考えれば、断面図 6 で沖積層 (四ツ郷屋沖層) 基底は海側で浅くなり、四ツ郷屋沖層上部・下部境界が陸域の海進面 I とほぼ対応できることについても説明できる。

#### 4. まとめ

本稿では越後平野及び海域の沖積層を、海進期堆積体と高海水準期堆積体に着目して、それぞれの地層を対比し、平野及び海域の沖積層の基底深度図を作成した。越後平野北部の村上から新発田周辺では、基盤岩類の露出する葡萄山地は隆起し、その平野側で沖積層を西に傾斜させている。この少し南の加治

川周辺では、陸域から海域にかけて沖積層は西に傾斜し、西ほど沖積層は厚くなる。越後平野沖は音波散乱層のため沿岸海域の詳細は不明であるが、最終氷期の古阿賀野川河谷は現在より西に偏って流れ、越後平野下の古信濃川河谷と合流したところでは標高 -150 m を超えている。この河谷の海域延長の深さは最大 -130 m 程度であり、海域で高くなっていることになる。この沖積層基底面に認められる海域-陸域接合部での不一致は、沖積層基底面の認定方法 (基準)、反射断面の深度変換に用いた音速と実際の音速との違い、陸域の沖積層の圧密による沈降などによって生じた可能性が考えられる。これらについては、さらなる地質情報の蓄積を通じて検討する必要がある。

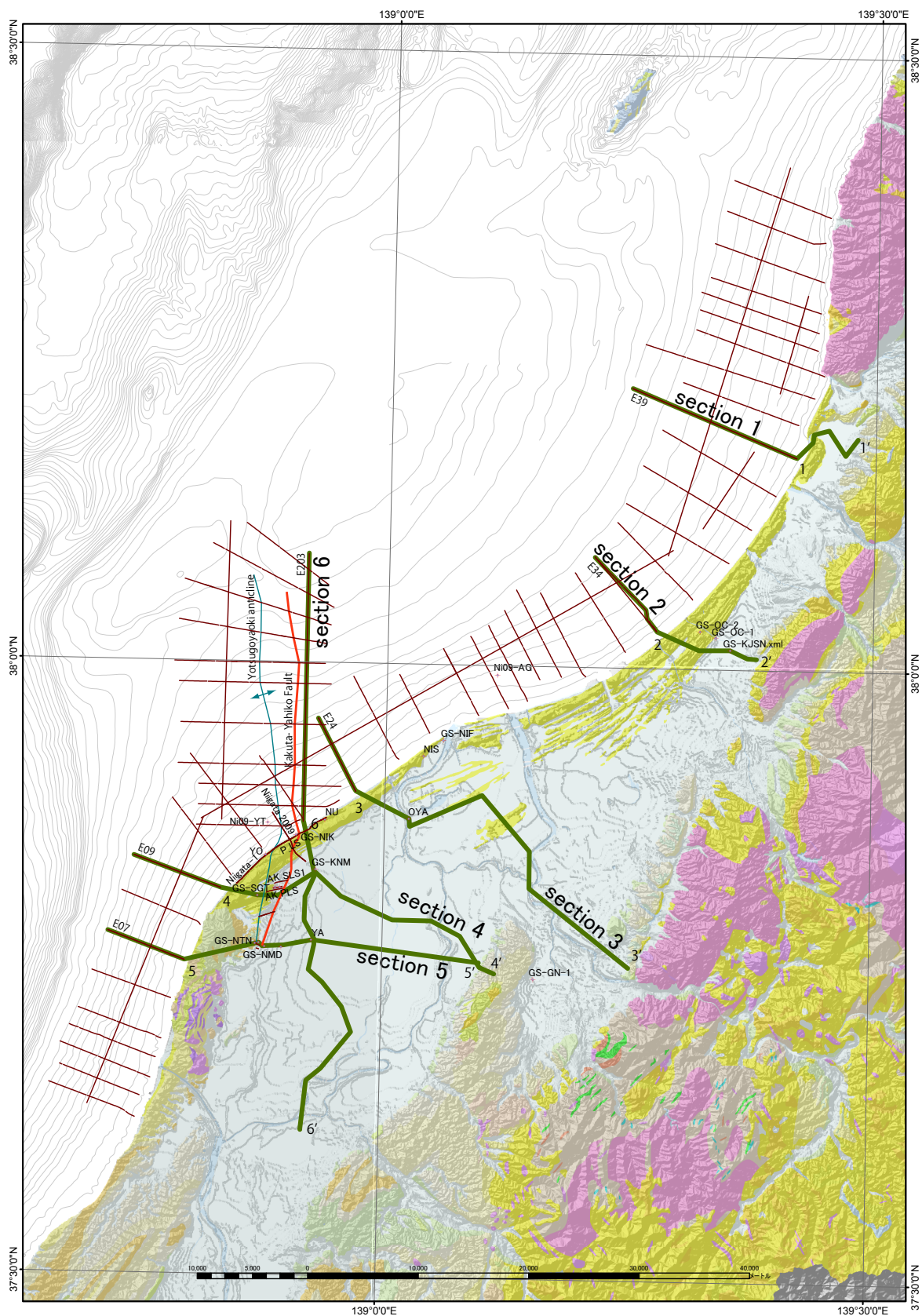
#### 文 献

- 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。
- 船引彩子・宮地良典・木村克己 (2011) ボーリングデータベースに基づく新潟平野の沖積層モデル。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。
- 池原 研・片山 肇・中嶋 健 (1994) 粟島周辺表層堆積図, 海洋地質図, no.42, 地質調査所。
- 稲崎富士・宮地良典・ト部厚志・楳原京子 (2011) ランドストリーマー反射法地震探査による新潟市四ツ郷屋・赤塚地区における角田・弥彦断層の浅部変形構造調査。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。
- 井上卓彦・木村治夫・岡村行信 (2011) 新潟県北部沿岸海底地質図及び同説明書。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。
- 楳原京子・加野直巳・山口和雄・横田俊之・住田達哉・大滝壽樹・伊藤 忍・横倉隆伸・稲崎富士・宮地良典・ト部厚志 (2011)。新潟海岸南西部の反射法地震探査。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。
- 鴨井幸彦・安井 賢・小林巖雄 (2002) 越後平野中央部における沖積層層序の再検討。地球科学, 2, 123-138。
- 木村克己 (2010) 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。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, 189-193。



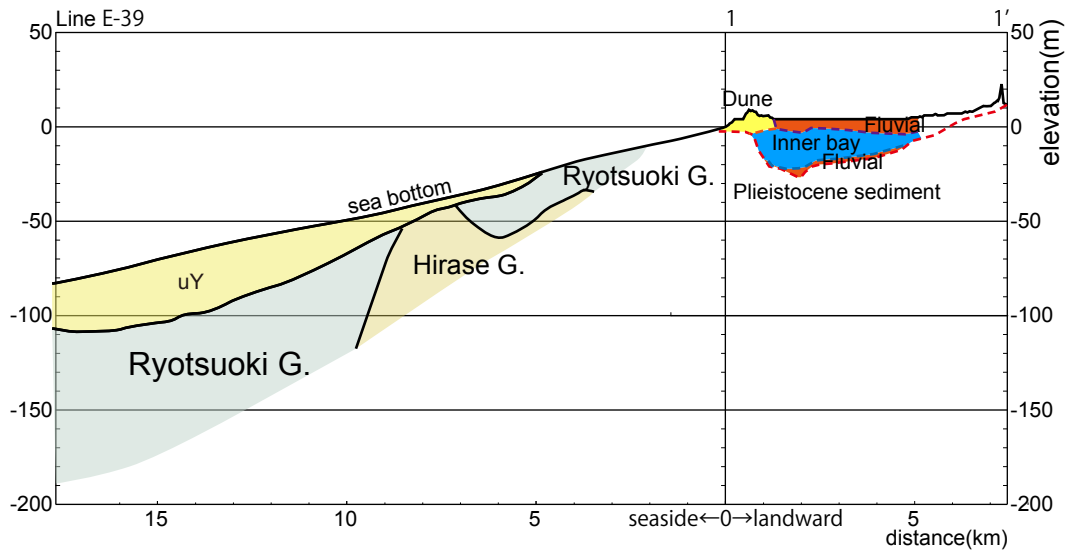
- 小松原 琢・宮地良典 (2011) 弥彦山地西海岸および葡萄山地西海岸の完新世離水地形. 海陸シームレス地質情報集, 「新潟沿岸域」, 数値地質図 S-2, 地質調査総合センター.
- 駒澤正夫 (2011) 新潟沿岸域 20 万分の 1 重力図 (ブーゲー異常). 海陸シームレス地質情報集, 「新潟沿岸域」, 数値地質図 S-2, 地質調査総合センター.
- 宮地良典・中西利典・ト部厚志・田辺 晋・稲崎富士・安井賢・小松原琢・水野清秀 (2009) ボーリングコア解析による角田・弥彦断層の活動度評価. 地質調査総合センター速報: 平成 20 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, no.49, 101-120.
- 宮地良典・ト部厚志・田辺 晋・安井 賢・稲崎富士・嶋井幸彦・中西利典 (2011a) 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.
- 宮地良典・ト部厚志・田辺 晋・安井 賢・中西利典・稲崎富士・楳原京子・小松原 琢・水野清秀 (2011b) 越後平野西縁部角田・弥彦断層による変形構造とその活動度評価. 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.
- 中西利典・宮地良典・田辺 晋・ト部厚志・安井 賢・若林 徹 (2010) ボーリングコア解析による新潟平野西縁, 角田・弥彦断層の完新世における活動度. 活断層研究, no.32, 9-25.
- 新潟県地盤図編集委員会編 (2002) 新潟県地盤図説明書. 新潟県地質調査業協会.
- 新潟市史編さん自然部会 (1991) 新潟市史 資料編; 12 自然. 新潟市, 367p.
- 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.
- 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.
- 太田陽子 (1971) 日本海沿岸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. no.18, 61-72.
- 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 (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 II 期 平成 6~8 年度) 成果報告書. 科学技術庁科学技術振興調整費, 科学技術庁研究開発局, 67-84.
- 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 III 期 平成 9~10 年度) 成果報告書. 科学技術庁科学技術振興調整費, 科学技術庁研究開発局, 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ゲーンシステムの発達様式. 地質学論集, no.59, 111-127.
- ト部厚志・宮地良典・稲崎富士・楳原京子 (2011) 新潟市竹野町地域の越後平野西縁断層の活動度評価. 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.
- Walker, R.G. (1992) Facies, facies models and modern stratigraphy concepts. In Walker, R.G., ed., *Facies models*, 2<sup>nd</sup> ed., Geol. Assoc. Can. Reprint Ser., 1-9.
- 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.

(受付: 2010 年 12 月 3 日, 受理: 2011 年 1 月 10 日)



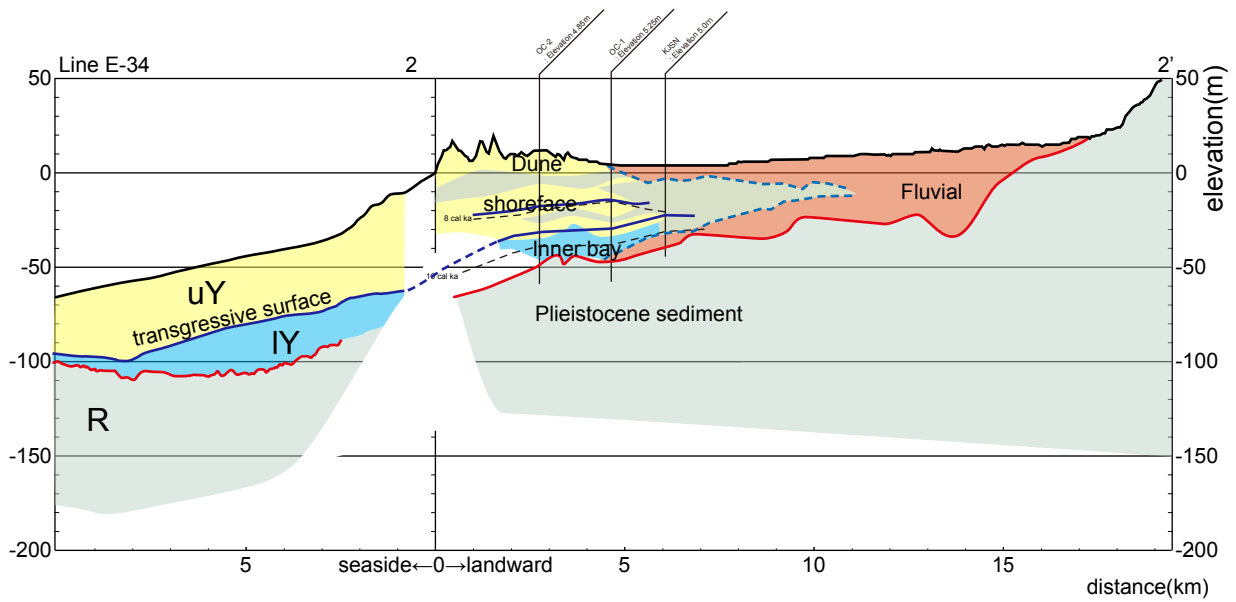
第1図 インデックスマップ。緑線は第2図に示す断面図作成測線，+は引用したボーリング地点，沿岸海域の茶色のラインは高分解能音波探査の探査測線図（井上ほか，2011）。

Fig. 1 Index map. + bore holes drilling site, cross sections shown in Fig. 2 are drawn along green lines. Brown lines: high-resolution seismic profiling survey lines (Inoue *et al.*, 2011).



第 2-a 図 越後平野及び海域の断面図. 断面図 1 (E39- 荒川測線). H: 平瀬層群, R: 両津沖層群, IY: 四ツ郷屋沖層下部 uY: 四ツ郷屋沖層上部.

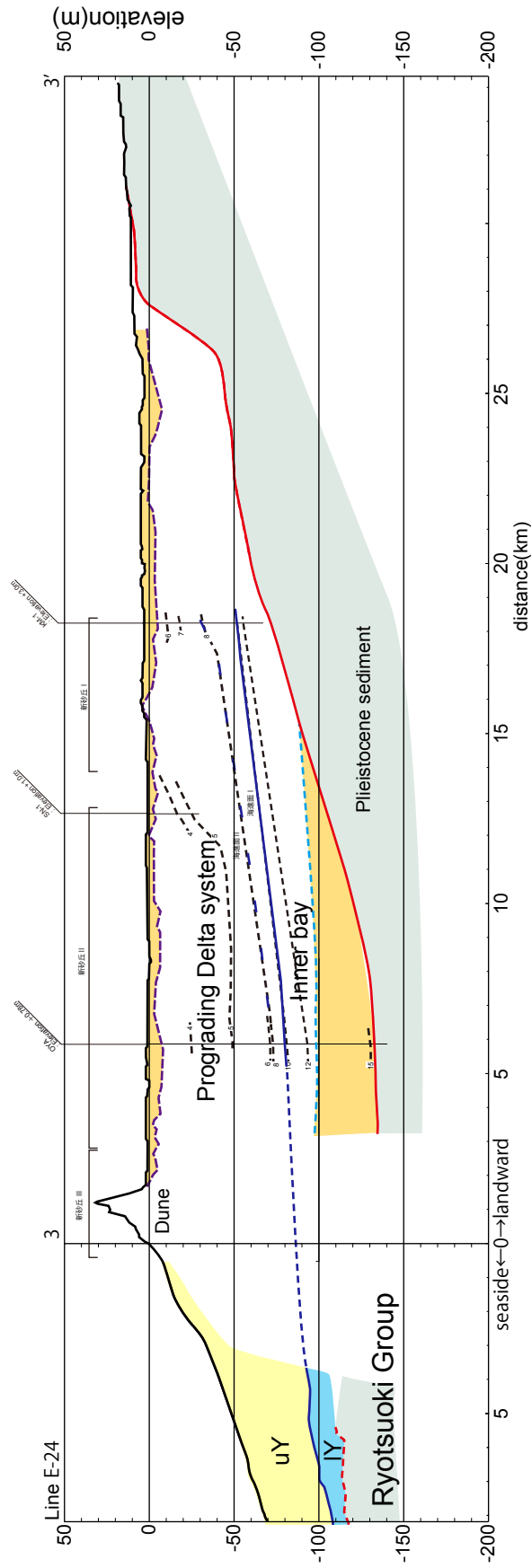
Fig. 2 Geological cross sections. Section1 H: Hirase Group, R: Ryotsu-oki Group, IY: Lower part of Yotsugoya-oki Formation, uY: Upper part of Yotsugoya-oki Formation.



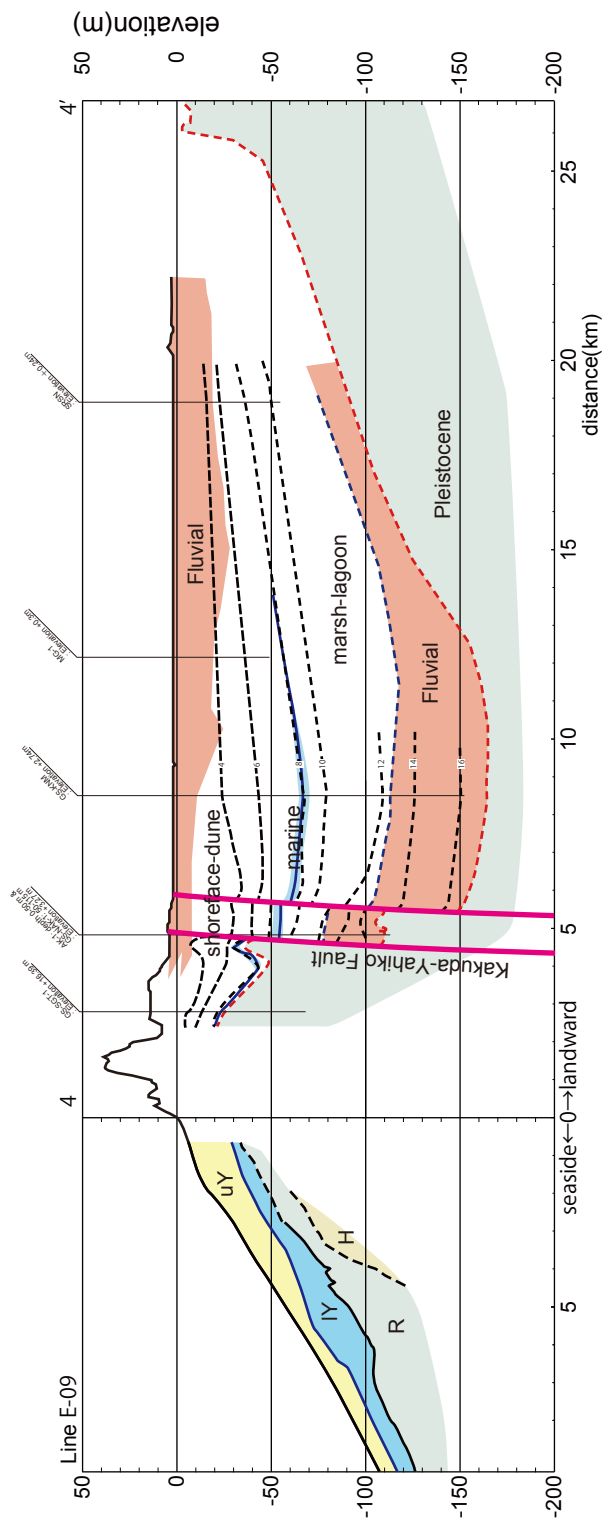
第 2-b 図 断面図 2 (E34- 加治川測線).

Fig. 2-b Section 2.

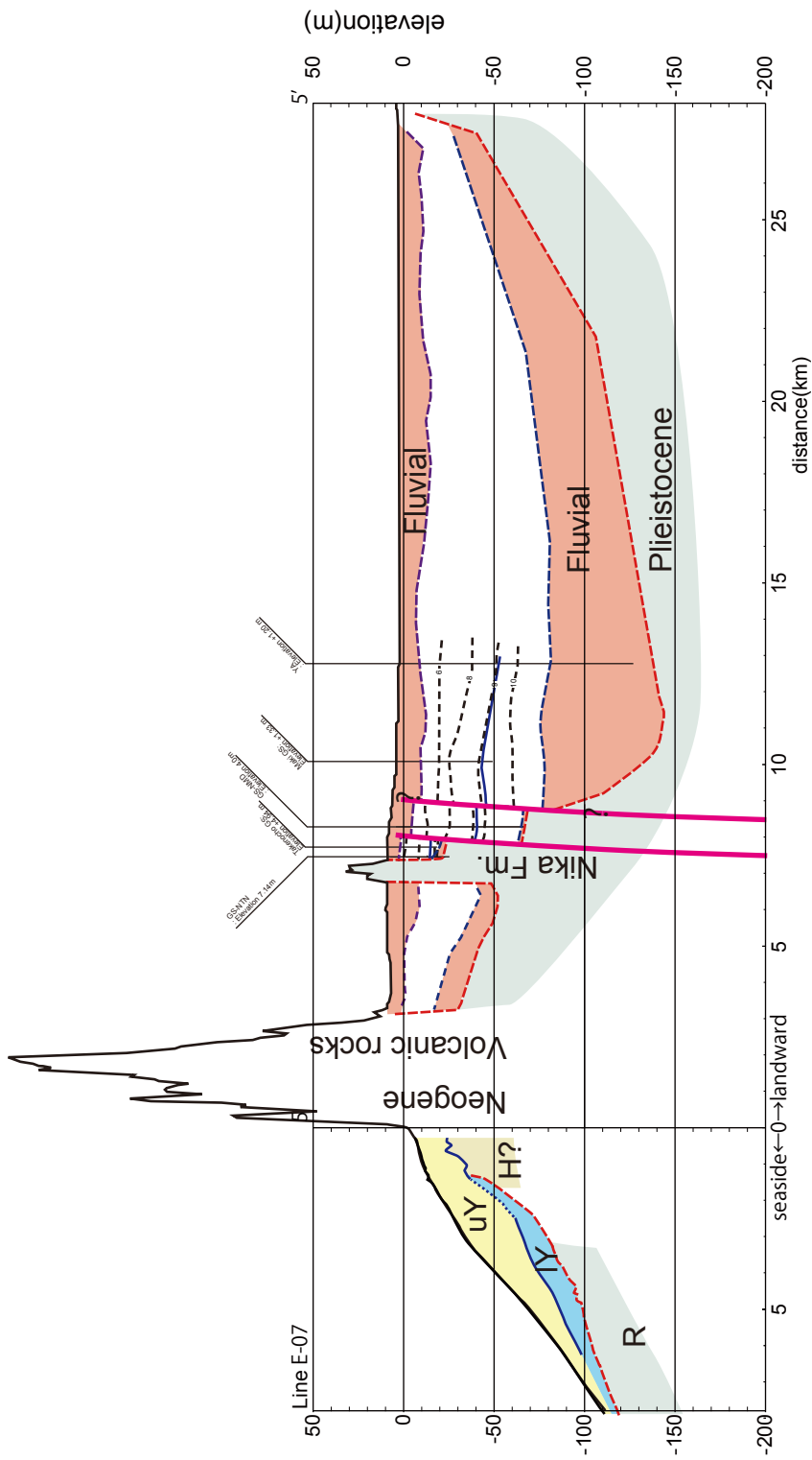




第 2-c 図 断面図 3 (E24- 阿賀野川測線).  
Fig. 2-c Section 3.

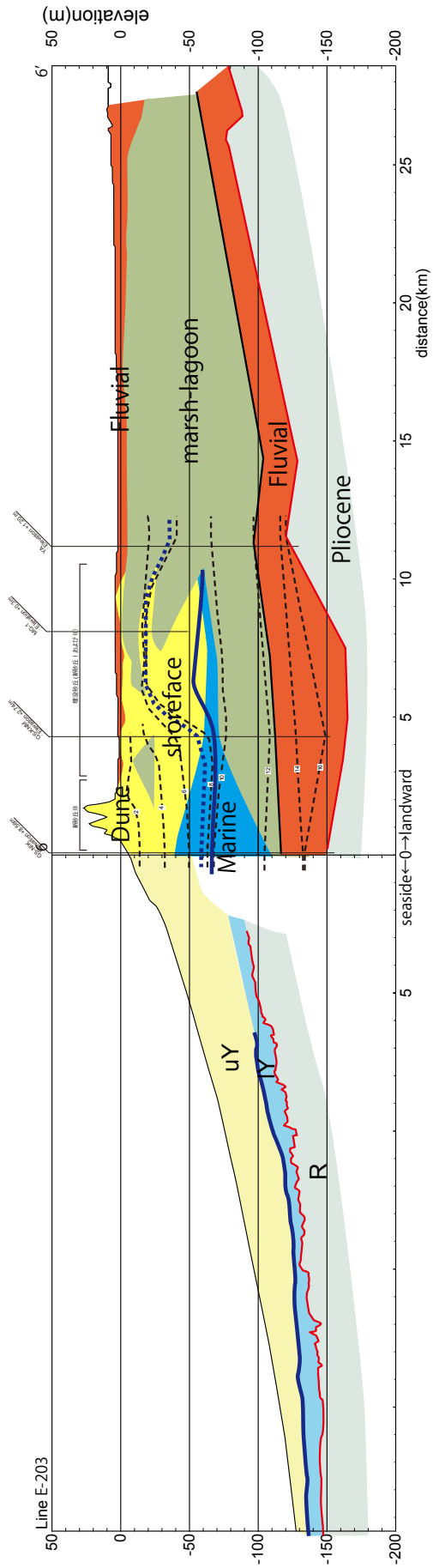


第 2-d 図 断面図 4 (E09-新潟市西区 - 新津丘陵北縁測線).  
Fig. 2-d Section 4.

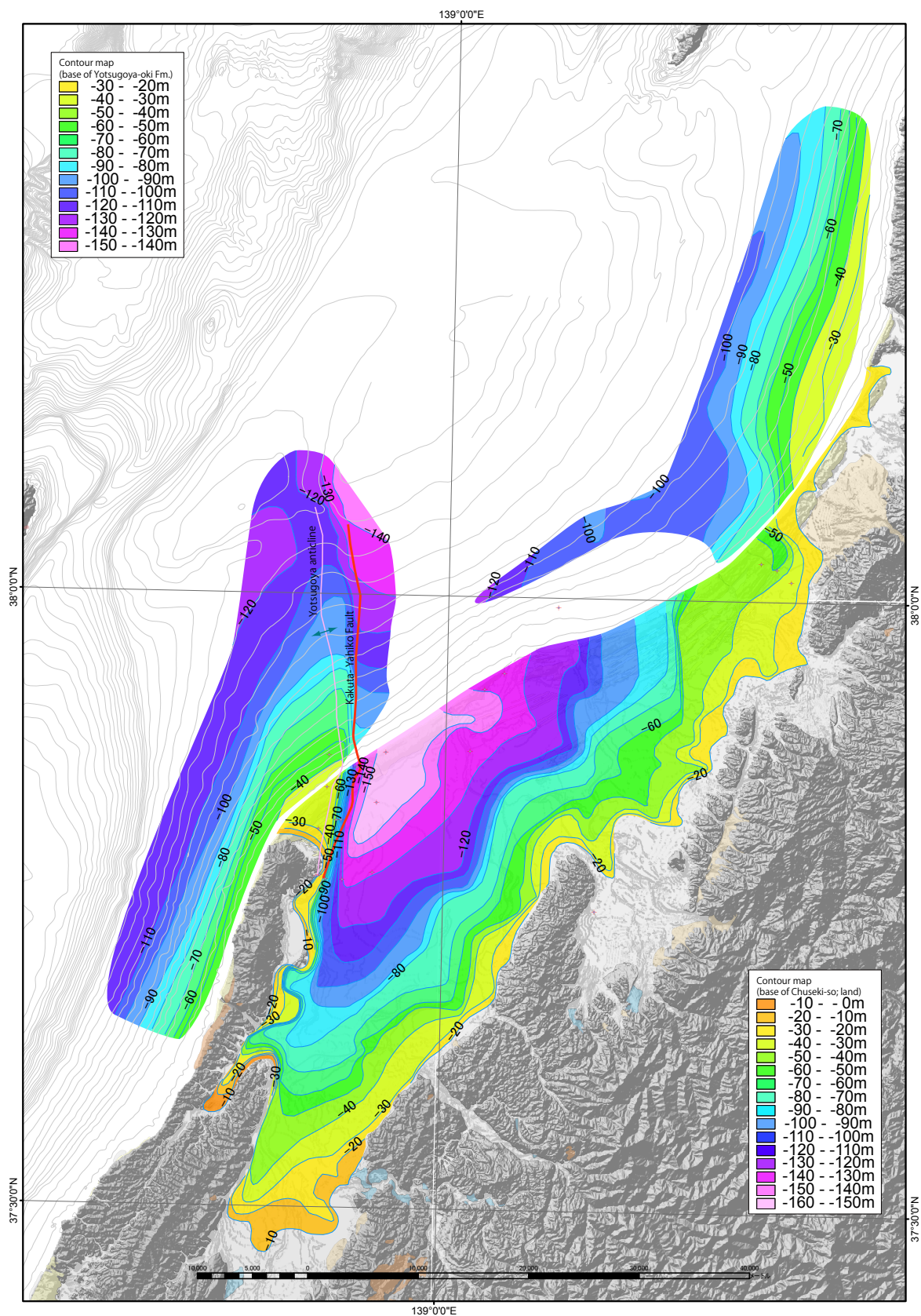


第 2-e 図 断面図 5 (E07- 新潟市西蒲区 - 巻測線).  
Fig. 2-e Section 5.



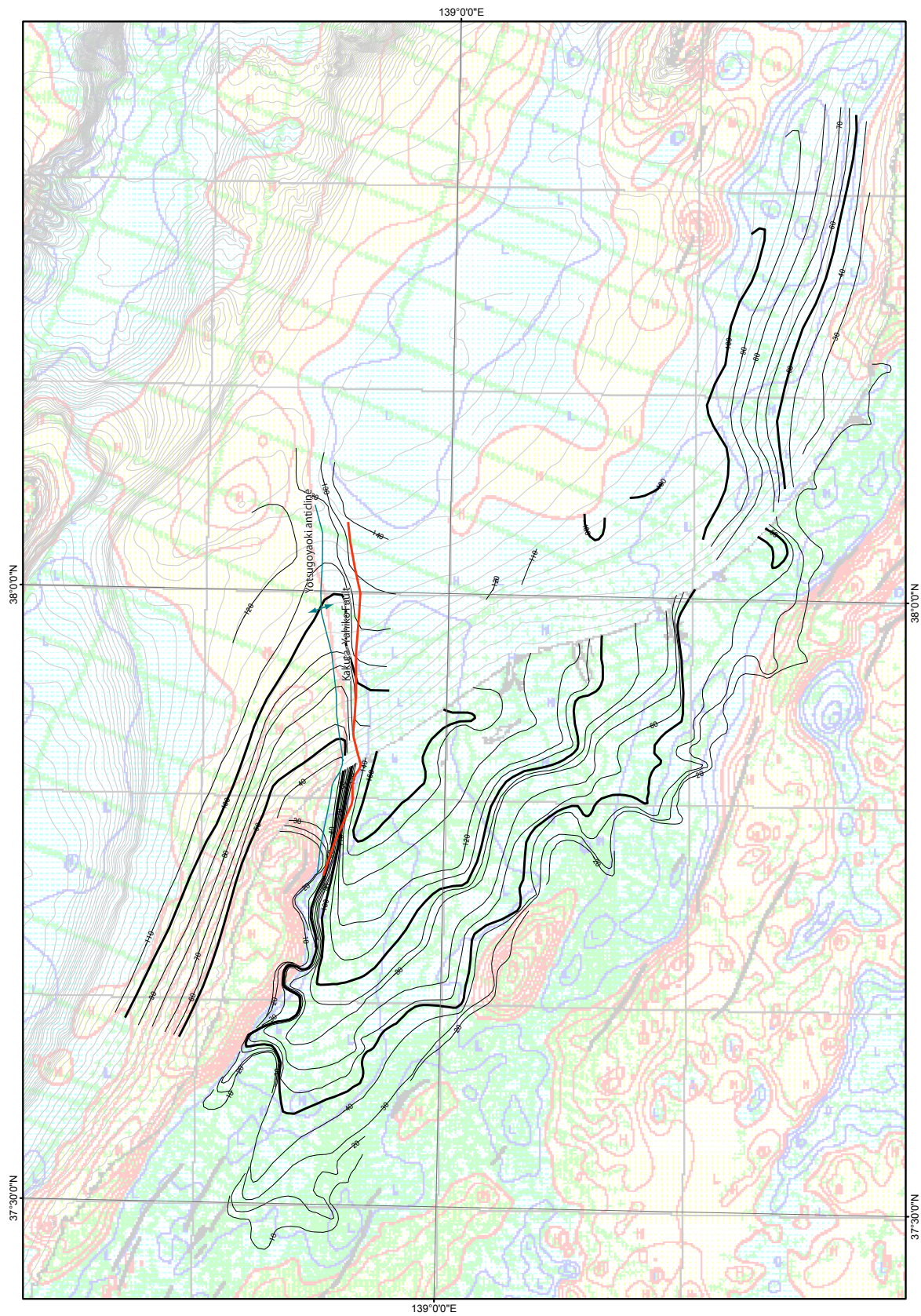


第 2-f 図 断面図 6 (E203- 信濃川測線).  
Fig. 2-f Section 6.



第3図 新潟平野及び海域の沖積層基底面等深線図（海域は四ツ郷屋層基底面，陸域は沖積層基底面の深さを示す）。

Fig. 3 Basement contour map of the alluvial sediment. (Marine area: base of the Yotsugoya-oki Formation, land area: base of the Chuseki-so).



第4図 越後平野及び海域の沖積層基底面等深線図と2 km 上方接続残差重力図。  
Fig. 4 Correlation of the contour map and residuals in and around Niigata coastal area.