

海 洋 地 質 図

59(CD)

能 登 半 島 東 方 海 底 地 質 図

説 明 書

1 : 200,000

岡村行信

平 成 14 年

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

目 次

I. はじめに	1
II. データ取得・解析方法	1
III. 地形	1
IV. 陸上の地質	2
V. 海域の地質	3
V. 1 富山トラフ	3
V. 2 能登半島北方沖	6
VI. まとめ	7
文 献	8
Abstract	10

図表目次

第 1 図	富山湾から能登半島周辺の地形と能登半島東方海底地質図範囲	11
第 2 図	地質図の作成に用いた音波探査, 地磁気・重力異常調査測線	12
第 3 図	海域及び陸域の地質層序対比	13
第 4 図	陸域の地質図(地質調査所, 1992)及び海域の地質構造	14
第 5 図	飛驒山脈北東沖の断層・褶曲帯	15
第 6 図	上越海丘とその北側の向斜構造	16
第 7 図	飯田海脚及びその北側斜面の背斜構造	17
第 8 図	飯田海脚南側斜面と富山トラフ	18
第 9 図	黒部川前面のファンデルタ	19
第 10 図	姫川海底谷の西方への移動を示すプロファイル	20
第 11 図	禄剛沖隆起帯とその南側のトラフ	21
第 12 図	舢倉島隆起帯	22
第 13 図	嫁礁隆起帯の北東部	23
第 1 表	調査海域及びその周辺で得られたドレッジ及びロックコア試料及び岩石の得られたグラブ採泥試料	24
第 2 表	調査海域及びその周辺で得られた珪藻化石の年代	25

能登半島東方海底地質図説明書

岡村行信*

I. はじめに

本地質図は能登半島東方域の海底地質調査に基づいて作成されたもので、工業技術院特別研究「西南日本周辺大陸棚の海洋地質に関する研究」(昭和 59 年-63 年)の成果である。その基になったデータは、地質調査船白嶺丸(金属鉱業事業団所有、1831 トン)を用いて行なわれた GH88-2(1988 年 5 月 30 日-7 月 18 日)及び GH88-4(1988 年 9 月 8 日-10 月 7 日)航海で得られたものである。範囲は海上保安庁海洋情報部発行 20 万分の 1 大陸棚の海の基本図「能登半島東方」(第 6334 号)と同じで、 $36^{\circ} 40' N-37^{\circ} 50' N$, $136^{\circ} 55' E-137^{\circ} 55' E$ である(第 1 図)。地質図に用いた海域の等深線は、海上保安庁海洋情報部の 20 万分の 1 海底地形図「能登半島東方」(第 6662 号)より、水深 100m 以浅では 20m 間隔、それ以深では 100m 間隔の等深線をデジタル化し、陸域の等高線は国土地理院の陸域標高グリッドデータより作成した。音波探査記録の取得は佐藤幹夫主任研究員と岡村が行い、解析は岡村が行なった。重力及び地磁気異常図の作成は上嶋正人主任研究員が行ったが、山崎俊嗣主任研究員、石原丈実グループ長及び海洋科学技術センターの木川栄一博士(当時地質調査所海洋地質部)がデータの取得に協力した。

II. データ取得・解析方法

本地質図は格子状に設定した測線に沿って実施した音波探査プロファイル(第 2 図)とグラフ採泥器、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(第 1, 2 図, 第 1 表)に基づいて作成した。

音波探査プロファイルは北北西方向の約 2.2 マイル(約

4.1km)間隔の測線群と、東北東方向の約 3.3 マイル(約 6.1km)間隔の測線群に沿って得た(第 2 図)。それらの測線に沿って、12kHzPDR による測深、3.5kHzSBP による地層探査、重力・地磁気測定も同時に実施している。本海域の沿岸では漁業が盛んで、定置網をはじめ多くの漁具が設置されている。調査測線の実施に当たっては、それら海域に設置されている漁具を避けるため、海岸から 4-5 マイル以内に入ることはできなかった。特に富山湾内では大陸棚が狭いため、一部の海域を除いて、大陸棚のデータを取得できなかった。

音波探査の音源は、120 立方インチのチャンパーに波形整形装置を装着したエアガン(ボルト社 1900c)2 本を同時にショットした。反射波の受信には 100 個の水中マイクをビニールホースに油で封入した手作りのシングルチャンネルストリーマを船尾より約 150m 後方で曳航した。受信波はバンドパスフィルター、アンプを介してグラフィックレコーダーにプロファイルとして描かせるとともに、アナログ形式のテープレコーダーで磁気テープに記録した。テープに記録されたデータは、岡村(1998)に従ってデジタル化し、音波探査データ処理ソフトを用いてバンドパスフィルターとゲイン調整処理を行った後、音波探査断面解釈の支援ソフトを用いて解釈した。

音波探査断面の解釈は、一連の反射面を同時間面と考える Vail *et al.* (1977)の音響層序学的手法に従った。不整合で層序区分し、それぞれの地層の年代は海底で得られた堆積物の珪藻化石年代(渡辺, 1992; 第 2 表)と、陸域の地質構造発達史(藤井ほか, 1992a; 第 3 図)を参考に推定した。ただし、海域での年代決定可能な試料採取地点は限られているため、精度の高い年代推定は不可能である。

III. 地 形

本地質図の西側には能登半島が、南側には富山平野と飛騨山脈が広がっている(第 1 図)。

* 海洋資源環境研究部門

能登半島は、大部分が標高 400m 以下の比較的なだらかな山地からなる。半島の北部は東北東-西南西方向に伸びる山地からなり、その南東側斜面は北西側斜面に比較して幅が広く緩やかである。その南側には標高が低い丘陵地が広がる。邑知低地帯は七尾湾の南端から加賀側まで南西方向に連続し、丘陵もここで分断されている。

邑知低地帯の南東側には低地帯と平行に方向に伸びる標高 450-600m の宝達山地が形成されている。宝達山地の南東側には砺波平野が広がる。砺波平野の下流側は射水平野と呼ばれる。それらの東縁には呉羽山丘陵があり、その東側を狭義の富山平野と呼ぶ。広義の富山平野はこれら 3 つの平野を含める。これらの平野の南側には飛騨高原が広がり、東側には飛騨山脈が広がる。特に飛騨山脈は標高 3,000m に達する険しい山岳地帯で、そこを源流とする常願寺川、黒部川は日本でも有数の土砂運搬量を持つため、広大な扇状地を形成している。富山平野の北東側には黒部川扇状地が広がる。扇状地の東部は海岸浸食が激しいことで有名である。黒部川扇状地より東側では親不知海岸で代表されるように、飛騨山脈が海岸まで迫っていて、平野が全く形成されていない。その東側の糸魚川以東も北部フォッサマグナの山地が海岸に迫っていて、小規模な平野しか形成されていない。

富山トラフは富山湾から能登半島の東側を回り込んで北に延び、大和海盆に達する、幅 30-40km、長さ 200km に達する凹地である。トラフの能登半島側の斜面は、幅 4-15km の大陸棚と急斜面からなるのに対して、富山平野及び飛騨山脈側の斜面は、幅 3km 以下の大陸棚と多くの海底谷が発達した複雑な形態で特徴づけられる(第 1 図; 藤井, 1985)。トラフ底の水深は富山湾内で約 1,000m、地質図の北東縁では 1,800m に達する。富山平野及び飛騨山脈側の斜面に発達する海底谷は、トラフ底で合流して富山深海長谷となる。これら海底谷は飛騨山脈及び飛騨高原から大量の砕屑物を富山トラフに運び込んでいるため、トラフの南側斜面は北側に比較して傾斜が緩く、トラフ底も緩やかに北側に傾く。結果として、富山深海長谷はトラフ底の能登半島側に沿って形成されている。飛騨山脈の北方沖の斜面には、北東-南西方向に伸びる海丘や海脚がいくつか発達し、海底谷の流路を規制しているように見える。

富山深海長谷は、富山湾から北-北東に流下する途中で 3 つの大きな海底谷と合流する。また富山湾内では、神通海脚を境として西側と東側の谷に分かれる。それぞれの海底谷も斜面上部でさらに枝分かれして複雑な形態を持つ。富山湾内の西側の支谷は、斜面上部で細分化し、その一部は庄川、神通川などの河川につながる。東側の支谷の中心は常願寺川につながるが、早月川、片貝川、黒部川などが流れ込む東側斜面には顕著な海底谷は形成されていない。黒部川の扇状地は海岸付近では幅 20km に広がり、ほぼその幅の扇状地状の地形が水深 700-900m ま

で連続する。その下端では西側の富山湾東側の海底谷、北西側の木根海底谷・芦崎海底谷、北側の朝日海底谷とその支流につながる。朝日海底谷の東側の泊海底谷も黒部川扇状地の東縁につながる。さらに東側では、姫川の河口に続く姫川海底谷が富山深海長谷に合流する。その合流点で深海長谷は北に向きを変えるが、そこから北側には最大比高が 500m 以上の谷壁を持つ海底谷が約 25km にわたって発達する。富山深海長谷は、さらに北に連続して富山トラフを抜けて、大和海盆を横断し、日本海盆まで達する全長約 750km の日本周辺では最大規模の海底谷となっている (Nakajima *et al.*, 1998)。

飯田海脚は能登半島の北東部から東側へ約 25km 張り出す、水深 300m 以浅の台地状の高まりで、その北側には半ベースン状の凹地が富山トラフ (東側) に向かって開いている。

能登半島北方には水深 200m より浅い平坦な台地が幅 50km 以上にわたって広がっている。台地の上には北東-南西方向から東北東-西南西方向に伸びる緩やかな高まりが 3 列形成されている。最も北側には舳倉島を中心とする高まりがあり、その南側の高まりは七ツ島から嫁礁を経て北東に伸びる。最も南側の高まりは能登半島北東端から祿剛岬を経て、台地の南縁に沿って北東に伸びる。

IV. 陸上の地質

本海域に隣接する陸域の地質は、基盤を構成する先新第三系とそれを覆う新第三系に大きく区分できる (藤井ほか, 1992b; 粕野, 1992; 第 3 図)。

先新第三系は、飛騨変成岩類、船津花崗岩類、来馬層群、手取層群及び太美山層などからなる。これらの地層は飛騨山脈から富山平野の南側の山地を構成するほか、能登半島にも飛騨変成岩類及び船津花崗岩類の小規模な露出が知られている (第 4 図)。

古第三紀の終わりから、日本海の拡大の影響を受け、火成活動が活発になるとともに、新たな堆積盆地が形成されはじめる。新第三紀の層序と古地理の変遷は、藤井ほか (1992a) によってまとめられている。それによると、能登半島周辺陸域の地史は、陸上噴出の火山岩類と陸成層が形成された漸新世末から前期中新世、全体が沈降して深海化した前期中新世末-中期中新世、能登半島北部が隆起して東西性の断層が形成された後期中新世、堆積盆地が縮小した後期中新世-前期鮮新世、北東-南西方向の断層が発達した後期鮮新世以降に区分できる。

能登半島は邑知低地帯より北側の北部と南側の南部に区分できる。北部には、飛騨帯に属する船津花崗岩のわずかな分布を除くと、漸新世-前期中新世の安山岩質火砕岩を主体とする穴水累層及びデイサイト質火砕岩からなる柳田累層、前期中新世の砂岩及び珪藻質泥岩からなる東印内累層、中期中新世の珪長質凝灰岩を主とする

栗蔵累層，中期-後期中新世の珪藻質泥岩及び珪藻土層からなる南志見累層などが分布する。南志見累層には，著しく堆積速度が低下し，海緑石の密集層が広く形成されたことが知られている。柳沢（1999）は栗蔵累層と南志見累層の詳細な珪藻化石層序を検討し，それらの地層の堆積速度が 5-12cm/千年であり，海緑石層の堆積時には 0.5cm/千年であることを報告している。南志見累層の最上部では砂質泥岩や砂岩からなり，浅海化したと推定されている。それ以降（約 8Ma）の堆積物は，能登半島北部には分布しない。能登半島北部には小規模な活断層がいくつか報告されているが，顕著なものはない（太田ほか，1976；太田・国土地理院地理調査部，1997）。広範囲に発達する段丘は，北西側ほど高く古い面が分布し，南東側ほど低く新しい段丘面が広がる（太田・平川，1979；太田・国土地理院地理調査部，1997）。このような段丘の分布から，更新世前期には能登半島の大部分は海面下にあったと推定されている。邑知低地帯は，両側を活断層によって限られる北東-南西方向の幅 2-4km の平野である。

邑知低地帯の南側の宝達山地では，飛騨帯の片麻岩・船津花崗岩を前-中期中新世の堆積岩類が覆い，火山岩類の分布は少ない。前期-中期中新世の七尾石灰質砂岩層など粗粒碎屑岩を多く含む赤浦累層，中期-後期中新世の泥質岩を主体とする姿累層及び和倉累層，後期中新世の東西性の隆起が生じた後，後期中新世-鮮新世の泥質岩を主体とする赤崎累層，鮮新世-更新世の上方に向かって浅海化する藪田層，崎山累層などが分布する。富山湾に面した灘浦地方では，中新世-鮮新世の地層が N30°-60°E の走向で，南東に 10-20 度傾く単斜構造を形成する。

広義の富山平野は砺波平野，射水平野及び狭義の富山平野に区分される。狭義の富山平野の西縁に発達する呉羽山丘陵は，鮮新世の泥岩と更新世の扇状地堆積物からなる。砺波平野北部で石油公団が実施した基礎試錐「富山」では，深さ 440m までが西に層厚を増す主に更新統と考えられる埴生層，440-1,250m は西に傾斜し厚さがほぼ一定の泥岩を主体とする鮮新世から中期中新世の氷見層及び音川層，1,250-2,415m は東に向かって層厚の増す中期中新世の東別所層及び黒瀬谷層，2,415-3,020m は安山岩角礫岩・火砕岩からなる前期中新世の岩稻層が分布することが明らかにされた（天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会，1992）。平野の南側には，先新第三系の基盤岩とそれを覆う，漸新世末から中新世の火山岩類，中新世-鮮新世の堆積岩類からなる飛騨高原が広がっている。飛騨高原の中には，東北東方向に伸びる顕著な横ずれ活断層として知られる跡津川断層が形成されている。

富山平野の北東側には完新世の黒部川扇状地が発達する。飛騨山脈は先新第三系の基盤岩類からなるが，その富山平野側には基盤岩類を不整合で覆う前期中新世の火山岩類が分布し，それを覆う鮮新世から中期中新世の堆

積岩類，更新世の段丘堆積物が分布する。飛騨山脈の隆起は谷の浸食地形や北部フォッサマグナなど周囲への礫の供給量の変化に基づいて，中期鮮新世から前期更新世の間で活発で，その後は隆起速度が低下していると考えられている（竹内，1988；森山，1990）。飛騨山脈と黒部川扇状地との間には黒菱山断層があり，活断層と考えられているが，活動度は高くない（活断層研究会，1991）。飛騨山脈の東縁には，糸魚川-静岡線が走り，その東側には褶曲した新第三系からなる北部フォッサマグナの地層が分布する。

V. 海域の地質

ここでは禄剛海脚とその北東延長上の高まりを境として，南側の富山トラフと北側の能登半島北方とに分けて，それぞれの地質構造及び層序を解説する。

V. 1 富山トラフ

富山トラフは厚い堆積物に覆われている。海上保安庁水路部が実施した禄剛海脚の北西沖から佐渡島南方まで達する東西方向のマルチチャンネル音波探査プロファイルでは，富山トラフ底に厚さ 3,500m 以上の堆積物が認められる（浅田ほか，1989）。また，天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会（1992，p.218）によると，富山湾から富山トラフ南部には，平均で 3.5 秒，最大で 4.7 秒（往復走時，以下同じ）に達する堆積物が分布するとされ，最大の厚さは 5,000m を越えると推定される。この堆積盆地の南方延長は富山平野へ連続すると考えられるが，ここでは，前述のように，前期中新世の火山岩類を覆う約 2,400m の厚さを持つ中期中新世以降の海成層が堆積している。従って，富山トラフから富山平野は全体が一連のリフトであったと考えられる。

本図幅の作成に用いた音波探査プロファイルでは，海底下 1-2 秒程度の地質構造しか観察することができないため，それ以下の地層については，層序区分や地質構造解析を行っていない。上部 1-2 秒の地層は，上越海丘で認められる不整合を境として，上位の富山湾層群と下位の上越沖層群に区分した。これらの地層は，主に富山平野及び飛騨山脈から供給された碎屑物であるので，トラフ底及び南側斜面に広く分布する。

一方，能登半島側斜面は急傾斜し，堆積物が薄いことが特徴である。特に飯田海脚周辺の斜面は堆積物が薄く，新第三系や基盤が露出していることもある。飯田海脚上で基盤を覆う地層は，明瞭な侵食面を境に上位の飯田沖層群と下位の珠洲沖層群に区分した。

それに対して，七尾湾-氷見沖の大陸棚及び陸棚斜面はやや厚い堆積物に覆われる。しかしながら，大陸棚でほとんど音波探査測線を得ることができなかった上，斜面

域では地層の傾斜が大きいため、斜面全体を通じた地層の対比や、陸域及び飯田海脚の層序との対比が困難であった。ここに分布する地層は七尾沖層群として一括する。

桜井ほか(1972)は富山湾北方の層序を下位から、Dt, CtL, CtU, B 及び A 層に区分した。音波探査記録が示されていないので、ここで定義した層序区分と正確には対比できないが、Dt は珠洲沖層群, CtL, CtU 層は上越沖層群, A 層及び B 層は富山湾層群に相当すると推定される。

地質構造

既に述べたように、富山トラフは厚い堆積物に覆われるため、今回用いた音波探査記録では基盤の形は直接観察できない。

桜井ほか(1972)でも報告されているように、トラフ内の断層・褶曲構造は飛騨山脈の北-北東沖に分布するが、それより西側の富山湾内には認められない(第4図)。最も顕著な断層・褶曲帯は飛騨山脈から北部フォッサマグナ前面の斜面に形成されており、東側の西頸城沖隆起帯(岡村ほか, 1994)に連続する。全体として幅 20-30km, 長さ 80km の褶曲帯で、最大で 4 列の背斜構造が認められる(第4図)。それらは、海岸線にやや斜行するため、南西側延長上では親不知海岸に達するが、陸上には対応する褶曲構造は認められない。最も西側の背斜構造は親不知海脚を形成し、その陸上延長は先新第三系からなる飛騨山脈と新第三系及び第四系の境界に相当するが、背斜構造は形成されていない。これら海域の背斜構造は、一般に北西翼が急傾斜する非対称な断面を持ち、その垂直方向の落差は 0.4-1.0 秒である(第5図)。北西側の翼の基底には逆断層を伴うことがある。糸魚川の北方では背斜構造が不明瞭になる。富山湾層群は向斜部で厚く、背斜軸に向かって薄くなることから、褶曲構造は第四紀に成長したと推定される。桜井ほか(1972)に示されている褶曲構造のうち、泊海丘の北東方向の背斜構造及びいくつかの北西-南東方向の背斜構造は、海底谷周辺に形成された堤防堆積物の高まりで、褶曲構造ではない。

それらの褶曲帯から北にやや離れて、上越海丘と呼ばれる北東方向の地形的な高まりがある(第4図)。その大部分は本図幅東側の佐渡島南方海底地質図(岡村ほか, 1994)の範囲に含まれるが、南東側が急傾斜する非対称な背斜構造で、隆起量は最大で 0.6 秒に達する(第6図)。その北西翼では上越沖層群と富山湾層群との間の不整合が認められる。背斜構造の南西部は幅広い隆起帯になって背斜軸は不明瞭になるが、緩やかな高まりとして富山深海長谷の東側に沿って南南西に続く。飯田海脚東側の富山深海長谷はこの緩やかな高まりを通過するため、最も深くなっている。一方、深海長谷を挟んで西側の飯田海脚北側斜面にも東西から北西-南東方向の小規模な背斜構造が形成されている。この背斜構造も南翼が急傾斜する非対称な断面を呈する(第7図)。

飯田海脚と上越海丘の北側には、幅 20km 前後の緩やかな向斜構造が達する。その北側には、能登半島先端から北東に伸びる禄剛海脚と、その延長上の背斜構造が断続的に東側に約 50km にわたって連続する(第4図)。このため、深海長谷は向斜軸に沿って北北東方向に向きを変え、背斜構造の北東側を回り込んでさらに北に連続する。

飯田海脚は東に張り出す半ドーム状の基盤の高まりである。海脚上には基盤と珠洲沖層群の侵食平坦面が広がり、その周囲では基盤及び珠洲沖層群は急に深度を増す(第7, 8図)。海脚上には基盤を切る断層が部分的に認められる。北側及び東側斜面には斜面崩壊が生じ、珠洲沖層群が露出する。このことは、後期中新世以降に海脚が隆起し、斜面の傾斜が増したことを示唆している。南側斜面はさらに傾斜が急で、基盤及び珠洲沖層群が部分的に露出している。

飯田海脚の南側から七尾湾の東方には急斜面が発達する。今回の調査で得られた音波探査プロファイルでは、傾斜が急なため斜面の明瞭な構造は見えにくい。この斜面の基部では、従来、活断層が推定されている(例えば活断層研究会 1991)が、逆断層の上盤に形成される非対称な背斜構造は全く認められないことから、この斜面には後期中新世以降に活動した逆断層は存在しない可能性が高いと判断した。恐らくこの急斜面は、前期中新世に形成された正断層に伴う基盤の段差が反映したものと推定されるが、さらに詳細な調査が必要である。

音響基盤

音響基盤は上面に強い反射を持ち、内部反射はほとんど見られないが、部分的に弱い反射が認められることがある。基盤深度が浅いところでは侵食面が発達するため、明瞭な反射面を持つが、深度が大きくなると上面の反射強度が低下し、内部に弱い反射を伴うこともあるため、上位の珠洲沖層群、上越沖層群との境界が不明瞭になる。富山トラフの能登半島側斜面では広く分布するが、飛騨側斜面では親不知海岸の沖合でわずかに認められるだけである。飯田海脚では基盤上面に侵食面が広く発達し、一部は海底に露出する。

音響基盤は主に前期中新世以前の火成岩類からなると考えられるが、火成岩類を覆う粗粒の堆積岩類や、中期中新世の栗蔵累層なども含む可能性が高い。

上越沖層群

上越沖層群の最上部は飯田海脚東側の富山深海長谷壁に露出している。山崎(1988, 1989, 1990)はこの付近の海底谷の東側斜面において、潜水調査船「しんかい 2000」による調査を実施し、海底谷壁に露出する鮮新世末から更新世前期の珪藻化石を含む泥岩試料を採取していることから、本層群最上部の年代は、約 2Ma であると考えられる。この年代は本図幅東側の佐渡島南方海底地

質図で推定された年代（岡村ほか，1994）に一致する。

上越海丘からその北側の富山トラフに分布する本層群は、ほぼ平行で連続性のよい反射面からなり、少なくとも厚さは1.0秒以上に達するが、今回使用したプロファイルでは基底を認められないため全体の厚さは不明である（第6図）。一方、上越海丘の南側では反射面が不明瞭になる。その中には、かつての海底谷であったと考えられる強い反射域が認められることもある。飯田海脚の南側では、本層群を覆う富山湾層群中に海底谷が広く発達するため、その下の反射面が見えにくく、上越沖層群内の反射面はほとんど見えない。富山湾層群との境界は、断続的な反射面を黒部川北方沖の斜面付近まで追跡したが、より質の高いデータで再確認する必要がある。

富山湾層群

本層群は富山トラフのほぼ全域を広く覆う。富山トラフの西部と上越海丘の北側で厚く、1.0秒を越えるが、上越海盆から飯田海脚の南東側では0.5-0.7秒程度となり、背斜構造上ではさらに薄くなる。層内には海底谷を除いて、連続性のよい、ほぼ平行な反射面が発達する。堆積物の性格はファンデルタ堆積物、チャンネル・堤防堆積物、斜面・海盆の堆積物に区分できるが、それぞれの境界ははっきりしない。

ファンデルタでは斜面全体に強い海底の反射が広がり、海底下の反射はほとんど見えない（第9図）。黒部川扇状地の沖合で顕著に発達するほか、姫川の沖にも発達する。黒部川前面のファンデルタは幅が約20kmあり、水深約900mまで達するが、姫川のそれは幅8-9kmで、水深約700mまで広がる。これらの河川では、海岸まで達した陸上の扇状地がさらに海底まで連続し、河口に直結した顕著な海底谷は発達していないことが特徴である。ファンデルタの末端では次第に海底谷に収束し、チャンネル・堤防堆積物に漸移する。デルタ斜面を走向方向に横断するプロファイルでは小規模なマウンドが多数認められることがあり（第9図）、小規模な谷が数多く発達していると推定される。斉藤（2001）は黒部川河口沖の水深10m以深で小規模な谷地形が多数発達することを示しており、第9図は同じような地形が水深数100mまで広がっていることを示唆している。

チャンネル・堤防堆積物の分布域では、チャンネル底は海底の反射が強く海底下には反射面がほとんど見えないのに対して、それに伴う堤防堆積物中には連続性のよい明瞭な反射面が海底下によく見える（第8、10図）。これは、チャンネル底には粗粒堆積物が分布し、堤防堆積物は細粒物質からなることを示唆している。堤防堆積物はチャンネルに沿って緩やかな高まりを形成し、ウェーブ状の形態を持つこともある。その下には、かつてのチャンネルであると考えられる強い反射面がしばしば観察でき、チャンネルが一定の方向に移動してきたことを示すことが多

い。特に、朝日海底谷と姫川海底谷は、富山湾層群堆積中に5-10km西に移動している（第10図）。また飯田海脚南側の富山深海長谷も蛇行が大きくなっている。富山平野の常願寺川、神通川、庄川などは平野の上流部に扇状地を、その下流に沖積平野を形成し、河口に直結した海底谷を伴うことが特徴である。その海底谷周辺ではチャンネル・堤防堆積物を形成する。また、富山深海長谷にもチャンネル・堤防堆積物が発達する。

斜面・海盆の堆積物は飛騨山脈から北部フォッサマグナ沖の褶曲帯とその北側の上越海盆及び上越海丘に分布する。海底谷の底からはかなりの高度或いは距離を持つことから、斜面・海盆の堆積物と呼ぶが、堤防堆積物と連続的であるので境界を決めることはできない。反射面は堤防堆積物よりさらに明瞭で、連続性がよく、地下深部まで反射面を確認できる。また、ウェーブ状の形態は認められない。

富山湾内の神通海脚の北側には平坦な海底に高さ約100m、幅1-2kmのマウンドが孤立して形成されている。その付近の音波探査プロファイルでも、マウンド下にはほぼ水平な富山湾層群が連続しており、基盤岩や古い地層が隆起しているとは考えられない。マウンド上で実施したグラブ採泥（G3824）では泥岩が得られている。その南側では富山平野西部の河川に続くチャンネルがマウンドを避けるように東側に流路を変えているが、マウンドの北側は比較的最近までチャンネルであったことを示唆するような強い反射の海底が広がっている。このようなことから、このマウンドは最近、西側斜面の崩壊によって移動してきたスライドブロックであり、それによってチャンネルの流路が大きく変わったと考えられる。

珠洲沖層群

本層群は飯田海脚及びその北側の向斜構造で基盤を不整合で覆って広く分布する。富山トラフの上越沖層群下にも分布すると考えられるが、音波探査プロファイルの探査深度が不十分なため確認できない。飯田海脚では、反射強度の弱い平行で連続性のよい反射面で特徴づけられ（第7図）、最大層厚は0.4秒である。海脚上では深度0.15秒から0.4秒に侵食平坦面が形成されているが、海脚周辺の斜面には侵食面は形成されておらず、下部に向かって層厚を増し、反射がやや明瞭になる（第7図）。飯田海脚北側では斜面下部に向かって層厚が増し0.6-0.8秒に達し、向斜軸からその北側斜面（禄剛海脚南側斜面）では余り厚さが減少せずに禄剛海脚南側斜面上部まで連続する（第11図）。飯田海脚東側の富山深海長谷に面した崩落崖には本層群が露出し、そこでグラブ採泥（G3831）によって得られた泥岩は中期中新世の年代を示す。

能登半島では、中-後期中新世に珪藻質な泥岩を主体とする南志見（なじみ）累層が堆積し、後期中新世から鮮新世にかけて隆起したことが知られている（藤井ほか、

1997) . 飯田海脚上の本層群が非常に弱い反射面を持つことは、半遠洋的な陸源物質の少ない環境で堆積したことを示唆している。このようなことから、本層群は珪藻質な堆積物からなる南志見累層に対比され、上面に広がる侵食面は後期中新世以降の隆起によって形成されたと考えられる。

飯田沖層群

飯田海脚上では音響基盤及び珠洲沖層群の侵食面を覆い、明瞭で連続性のよい反射面で特徴づけられ、厚さは0.1-0.2秒である(第7, 8図)。海脚周辺の斜面上部では珠洲沖層群をオンラップ不整合で覆い、両層群の境界はオンラップ不整合及び反射強度の違いなどからも明瞭に区分できる。斜面の下部では本層群の厚さが増し、本層群基底のオンラップ不整合も不明瞭になる。飯田海脚の北側の向斜構造では最大層厚は1秒以上に達する。基底は、富山トラフの上越層群中に連続することから、本層群の上部は富山湾層群に、下部は上越沖層群の上部に対比でき、後期中新世-第四紀の堆積物であると考えられる。中新世後期から鮮新世に飯田海脚が隆起し、海脚斜面の上部ではオンラップ不整合が形成されたが、その周辺では継続して堆積していたことを示している。

七尾沖層群

七尾沖層群は一般に連続性のよい反射面からなり、最大で1.4秒の厚さを持つ。氷見沖では2つの層準に不整合が認められるが、その広域的な対比や年代は不明である。七尾湾東方の大陸棚では中期中新世の泥岩が得られているが(St.175)、採取地点は音波探査測線より斜面上部に当たるため本層群との関係は不明である。一方、斜面上部では前期更新世の珪藻化石を含む泥岩が得られている。斜面の傾斜は飯田海脚の南側斜面より緩やかで、地層も斜面にほぼ平行に傾くが、斜面基部で急に地層が落ち込むため、富山トラフ内の富山湾層群との関係ははっきりしない。本層群の上部は富山湾層群と同年代であると考えられるが、下部は中新世まで遡る可能性が高い。

V. 2 能登半島北方沖

能登半島北方沖は、基盤の高まりとそれを覆う比較的薄い堆積物からなる。その中に北東-東北東方向に伸びる3列の隆起帯が形成されている。それらは島や浅瀬を伴っているため、その地名をとって北から、舩倉島隆起帯、七ツ島-嫁礁隆起帯及び禄剛沖隆起帯と呼ぶ(第4図)。舩倉島と七ツ島は前期~中期中新世の安山岩及びその火砕岩類からなる(石田ほか, 1962)。それらの島々を含む背斜構造も西部では基盤からなるが、東部では堆積物によって構成される。背斜構造を形成する地層を南志見沖層群、背斜構造の間の低地帯を覆う地層を輪島沖層群

と呼ぶ。

海上保安庁水路部(1979, 1981)は本海域の層序をI~V層に区分しているが、V層が音響基盤、IV層が南志見沖層群、III層以上が輪島沖層群に対比できると考えられる。

地質構造

この海域では一般に基盤深度は浅く、地層の厚さが1.0秒を越える場所は、舩倉島隆起帯及び能登半島北岸の北方沖と禄剛沖隆起帯北側の沈降帯に限られる。

3列の隆起帯のうち最も北西に位置する舩倉島隆起帯は、その南縁に北傾斜の逆断層を伴う複背斜構造で、舩倉島から北東に約30km連続する(第4図)。舩倉島の周辺は音響基盤からなるが、その北東側に連続する複背斜構造は、反射面の明瞭な堆積物からなる(第12図)。この複背斜構造は隆起しているにもかかわらず、周囲の沈降帯より厚い堆積物(1.0秒以上)が認められ、ブーゲー異常図でも隆起帯に沿って負の異常が認められることから、かつてのリフトが隆起した盆地反転構造であると考えられる。この隆起帯の南側にそって沈降帯が平行に分布する。そこでは、北側に緩やかに傾斜する基盤の侵食面が明瞭に認められ、最大層厚約0.5秒の堆積物に覆われている。音響基盤は南に深度が浅くなり、七ツ島-嫁礁隆起帯で海底に露出する。

七ツ島-嫁礁隆起帯は、北東方向に伸びる2つの高まりが雁行配列している(第4図)。西側の七ツ島を含む高まりは全体が音響基盤からなり、北東に約20km続く。その東側の高まりは、嫁礁周辺では南東側が急傾斜し音響基盤からなるのに対して、隆起帯の北東部は連続性がよく強度がやや弱い反射面からなる厚さ0.6秒以下の南志見沖層群によって構成される。背斜構造の北西翼がやや急傾斜し断層を伴う(第13図)。この隆起帯の南側には、南に向かって深度の増す基盤の侵食面とそれを覆うほぼ水平な最大約1.0秒の厚さの堆積物からなる沈降帯が東北東方向に連続する。

禄剛沖隆起帯は禄剛海脚を中心とする複背斜構造と、その東側の雁行状に配列する2つの背斜構造からなる(第4図)。禄剛海脚付近の複背斜構造は長さ約30kmに達し、主要な2つの背斜とその南翼上の小規模な背斜からなる。中央の背斜構造がもっとも顕著で、禄剛海脚を構成するが、内部の反射面が不明瞭なため正確な構造は不明である(第11図)。その北側の背斜構造は北翼が急傾斜する非対称な断面を持つ。中央の隆起帯は輪島沖層群堆積前に形成され、北側の背斜は輪島沖層群堆積中に成長した可能性が高い。後で述べる能登半島沖地震に関連した活構造の可能性もある。南翼上の小規模な背斜構造も、輪島沖層群(飯田沖層群)堆積中に形成されている(第11図)。その東側の雁行状に配列する2つの背斜構造は、それぞれ東北方向に伸び約15kmの長さを持つ。

いずれの背斜構造も南翼の基底に北西傾斜の逆断層を伴う。そのうち南西側の背斜構造は南翼の比高が1,000mに達するのに対して、北翼はゆるやかで落差は200m程度しかない。一方、北東側の背斜構造は、急傾斜する南東翼及び緩傾斜の北西翼ともに約1,000mに達する高度差を持つ。

能登半島沖地震は37°39.2'N, 137°18.0'Eを震源とし、禄剛海脚からその北側の沈降帯を震源域として1993年の2月7日に発生した。震源の深さは約15kmで、余震も深さ5-15kmに分布する(Tsukuda *et al.*, 1994)。いくつかの震源断層モデルが発表されているが(例えば釜田・武村, 1999)、北東-南西方向の走向を持つ長さ約15km、幅8-15km程度の逆断層が想定されている。断層の傾斜方向は北西とするモデルが有力であるが南東傾斜の可能性も残されている。この震源断層モデルと地質構造との関係は今後検討する必要がある。

一方、能登半島北岸のすぐ沖合に南傾斜の逆断層が連続する(第4図)。調査測線が断層を横断してすぐに変針しているため、断層上盤側の地質構造は不明であるが、能登半島北部に発達する褶曲構造に伴う断層であると考えられる。この断層については三沢(1997)がウォーターガン及び3.5kHzSBPを用いた高分解能の音波探査を実施し、詳細な地質構造を明らかにしている。それによると、顕著な褶曲構造を示すのは中新統であり、それ以降の中-下部更新統も弱い変形が認められる。

これらの能登半島北方沖の断層・背斜構造の大部分は、能登半島北部の褶曲構造が形成された後期中新世に成長したと考えられるが、一部の断層・褶曲構造はその後も活動している。それらの断層の活動時期を詳細に明らかにするには、三沢(1997)が行ったような高分解能の音波探査とボーリングによる堆積物採取が必要である。

音響基盤

能登半島北方沖の音響基盤は海底に露出する範囲も広く、大部分が深さ1.0秒より浅いところに認められる。沈降帯でも侵食面が発達し、明瞭な反射面を持つが、隆起帯では上面の反射強度が低下し、上位の南志見沖層群との境界が見えにくくなることがある。主に前期中新世以前の火成岩類からなると考えられるが、火成岩類を覆う粗粒の堆積岩類や、中期中新世の粟蔵累層なども含む可能性が高い。

南志見沖層群

本層群は、舳倉島隆起帯の東部、七ツ島-嫁礁隆起帯の北東部及び禄剛沖隆起帯を構成して海底にも広く露出するほか、沈降帯にも伏在する。上部は連続性のよいほぼ平行な反射面からなるが、隆起帯の下部では反射面が不明瞭になり、発散するような反射パターンを示すこともある。下部の基盤との境界は、沈降帯では明瞭であるが、

隆起帯内では不明瞭になることが多い(第12図)。舳倉島隆起帯及び七ツ島-嫁礁隆起帯では、海底に露出した本層群の泥岩(RC595及びRC599)が得られており、16-13Maの年代を示す珪藻化石が得られている。本層群の上限あるいは下限を示す堆積物は得られていないが、能登半島北部の構造発達史を考えると、本層群の年代は前期-後期中新世であると考えられ、飯田海脚の珠洲沖層群、能登半島の南志見累層、東印内累層などに対比できる。

輪島沖層群

本層群は沈降帯に広く分布し、南志見沖層群を軽微な不整合で覆う。隆起帯には分布しない。最も厚い禄剛岬の北側で約0.5秒に達する。反射面は明瞭で、連続性もよく、ほぼ平行である(第11, 12図)。ほとんど変形を受けていないが、禄剛沖隆起帯の北縁及び舳倉島隆起帯の南縁では断層運動に伴う変形が認められる。本層群の年代を示す試料は得られていないが、南志見沖層群を不整合に覆い、それ以降は整合的に堆積しているように見えることから、後期中新世-第四紀の堆積物であると考えられる。

VI. まとめ

能登半島東方海域は地質層序や構造の違いから、富山トラフと能登半島周辺の浅海域に区分できる。

能登半島周辺の浅海域は基盤が浅く、それを覆う地層は、能登半島北方では後期中新世以前の南志見沖層群とそれらを不整合で覆う輪島沖層群、能登半島の東方では後期中新世以前の珠洲沖層群とそれを不整合で覆う飯田沖層群に区分できる。後期中新世には能登半島北部で南北圧縮に伴う断層・褶曲活動があったが、海域でも同時に変動が生じている。能登半島とその北方沖では、東西から北東方向に伸びる隆起帯が3列形成された。これらの隆起帯は火成岩からなる部分と堆積岩からなる部分があり、堆積岩からなる隆起帯はかつてのリフトが隆起した盆地反転構造である。最も北側の舳倉島隆起帯は北傾斜の逆断層を伴い、その南側の七ツ島-嫁礁隆起帯は明瞭な非対称性や逆断層を持たず、最も南側の能登半島北部から禄剛沖隆起帯の西部では、北縁に南傾斜の逆断層、禄剛沖隆起帯の東部では南縁に北傾斜の逆断層が発達する。これらの褶曲構造は、第四紀にも部分的に再活動していると考えられる。能登半島東方の飯田海脚では後期中新世から鮮新世にかけて緩やかに隆起し侵食面が形成されたが、その後沈降している。

一方、富山トラフは最大層厚が5,000mに達する堆積物で埋積された前期中新世のリフトである。そのうち上部1,000-2,000m程度の地層だけを解釈し、下位の上越沖層群と上位の富山湾層群とに区分した。その境界は約2Maと考えられ、上位の富山湾層群堆積中に、飛騨山脈の北及

び北東沖で北東-南西方向の褶曲構造が形成されたが、その西側の富山トラフには断層・褶曲は形成されていない。上越層群の上部と富山湾層群には、富山平野及び飛騨山脈の主要な河川に対応して海底谷が形成されている。黒部川や姫川などの扇状地が海底まで連続する河川はファンデルタを形成するため、海底谷が明瞭になるのは水深700-900m以深であるのに対して、常願寺側より西側では、河口のすぐ沖合に海底谷が連続する。海底谷はチャンネルとその両側の堤防堆積物からなり、チャンネルは側方に移動しつつ、全体として堆積作用が進んできた。飯田海脚の南側斜面から七尾湾沖にかけての大陸斜面は特に急斜面であるが、鮮新世以降に活動した顕著な逆断層は認められない。

謝辞：本地質図の基となったすべてのデータは、白嶺丸の奥村英明船長をはじめとする白嶺丸の乗組員の方々及び同時に乗船された当時地質調査所の調査団のメンバーの協力によって得られたものである。珪藻化石分析は産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門の渡辺真人主任研究員（当時地質調査所燃料資源部）にお願いした。この地質図は工業技術院特別研究「西南日本周辺大陸棚の海洋地質に関する研究」（昭和59年～63年）の成果の一部である。

文 献

- 浅田 昭・加藤 茂・春日 茂（1989） 富山トラフの変動地形・地殻構造調査。水路部研究報告，no.25, 93-122.
- 地質調査所（1992）100万分の1日本地質図，第3版。地質調査所。
- 藤井昭二（1985） 第25章 富山湾，I 地質。日本全国沿岸海洋誌，981-989，東海大学出版会。
- 藤井昭二（1992） 富山平野。アーバンクボタ，no.31, 38-47.
- 藤井昭二・糸野義夫・中川富美雄（1992a） 北陸地域における新第三系の層序対比と新第三系古地理。地質学論集，37，85-95.
- 藤井昭二・相馬恒雄・後藤道治・神島利夫・清水正之・金子一夫編（1992b） 10万分の1富山県地質図及び説明書。201p,富山県。
- 池原 研（1989） GH88-4航海で得られた採泥試料。西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究，昭和63年度研究概要報告書 能登半島周辺海域，50-65，地質調査所。
- 石田志朗・糸野 義夫・中西信弘・坂本 亨・山崎正男（1962） 能登半島沖，舢倉島・七ツ島の地質。地質学雑誌，68，461-468.
- 石田志朗・増田孝一郎（1956） 能登半島北東部の地質。地質学雑誌，62，703-716.
- 伊藤 潔・和田博夫・渡辺邦彦・堀川晴央・佃 為成・酒井 要（1994） 1993年能登半島沖地震。京都大学防災研究所年報，37B-1,325-341,(京都大学防災研究所)
- 海上保安庁水路部（1979） 沿岸の海の基本図（5万分の1）舢倉島。海上保安庁水路部。
- 海上保安庁水路部（1981） 沿岸の海の基本図（5万分の1）珠洲岬。海上保安庁水路部。
- 釜田正毅・武村雅之（1999） 近地で観測されたレーリー波から推定した1993年能登半島沖地震の震源の深さ，震源メカニズムと能登半島周辺の地下構造。地震，第2輯，52，255-270.
- 糸野 義夫（1992） 新版・石川県地質図（10万分の1）及び石川県地質誌。石川県・北陸地質研究所，321p.
- 片山 肇（1989） 能登半島周辺海域の表層堆積物。西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究，昭和63年度研究概要報告書 能登半島周辺海域，66-98，地質調査所。
- 活断層研究会（1991） [新編]日本の活断層。東京大学出版会。
- 気象庁地震津波監視課・気象庁地震予知情報課・金沢地方气象台（1995） 1993年2月7日能登半島沖の地震調査報告。験震時報,58,3/4,97-114,(気象庁)
- 岸本清行（2000） 海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成:Japan250m.grd。地質調査所研究資料集 GSJ Open-file Report No. 353.
- 三沢良文（1997） 大陸棚に分布する海底活断層（その1）能登半島北方海域での調査手法の研究。東海大紀要海洋学部，43,185-200,(東海大学海洋学部)
- 森山昭雄（1990） 中部山岳地域における山地形成の時代性。米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編：変動地形とテクトニクス。87-109，古今書院。
- Nakajima, T., Satoh, M. and Okamura, Y. (1998) Channel-levee complexes, terminal deep-sea fan and sediment wave fields associated with the Toyama Deep-Sea Channel system in the Japan Sea. Marine Geol., 147, 25-41.
- 岡村行信（1998） アナログテープに記録されたシングルチャンネル音波探査データのデジタル化と信号処理。海洋調査技術，10, 17-27.
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫（1994） 佐渡島南方海底地質図及び同説明書。海洋地質図，no.43, 25p, 地質調査所。
- 太田陽子・松田時彦・平川一臣（1976） 能登半島の活断層。第四紀研究，15，109-128.
- 太田陽子・平川一臣（1979） 能登半島における海成段丘とその変形。地理学評論，52，169-189.
- 太田陽子・国土地理院地理調査部（1997） 能登半島1:100,000地殻変動土地条件図。国土地理院技術資料

D.1-No.347, (国土地理院)

- 桜井 操・佐藤任弘・田口 広・永野真男・内田摩利夫・
浜本文隆 (1972) 富山湾北方地域の地質構造と海
底谷. 地質学雑誌, 78, 475-484.
- 斉藤文紀 (2001) 黒部川ファンデルタの堆積作用. 月
刊地球/号外 no.32, 1-5.
- 竹内 章 (1988) 中部日本内帯における新期応力場.
月刊地球, 10, 574-580.
- 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. 520p.
- Tsukuda, T., Wada, H., Sakai, K. and Ito, K. (1994)
Aftershock distribution of the 1993 M6.6 Earthquake off
Noto Peninsula and its relation to tectonic features. Bull.
Earthq. Res. Inst., 69, 1-18.
- 渡辺真人 (1991) GH88-2,88-4 航海で採取されたサンプ
ルの珪藻化石. 日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の
海底地質学的研究, 平成2年度研究概要報告書 新潟県沖
海域, 226-231, 地質調査所.
- 山崎晴雄(1988) 能登半島珠洲沖の富山トラフの潜航調
査. 海洋科学技術センター試験研究報告, 4, 9-24,海
洋科学技術センター.
- 山崎晴雄(1989) 潜航調査で明らかになった富山トラフ
の地殻変動. 海洋科学技術センター試験研究報告,
5, 121-130, 海洋科学技術センター.
- 山崎晴雄(1990) 能登半島沖富山トラフの潜航調査(第3
次). 海洋科学技術センター試験研究報告, 6, 291-300,
海洋科学技術センター.
- 柳沢幸夫(1999) 能登半島珠洲地域の中新統の珪藻化石
層序. 地質調査所月報,50,3,167-213, 地質調査所.

EXPLANATORY NOTES
OF
GEOLOGICAL MAP EAST OF NOTO PENINSULA

Yukinobu OKAMURA

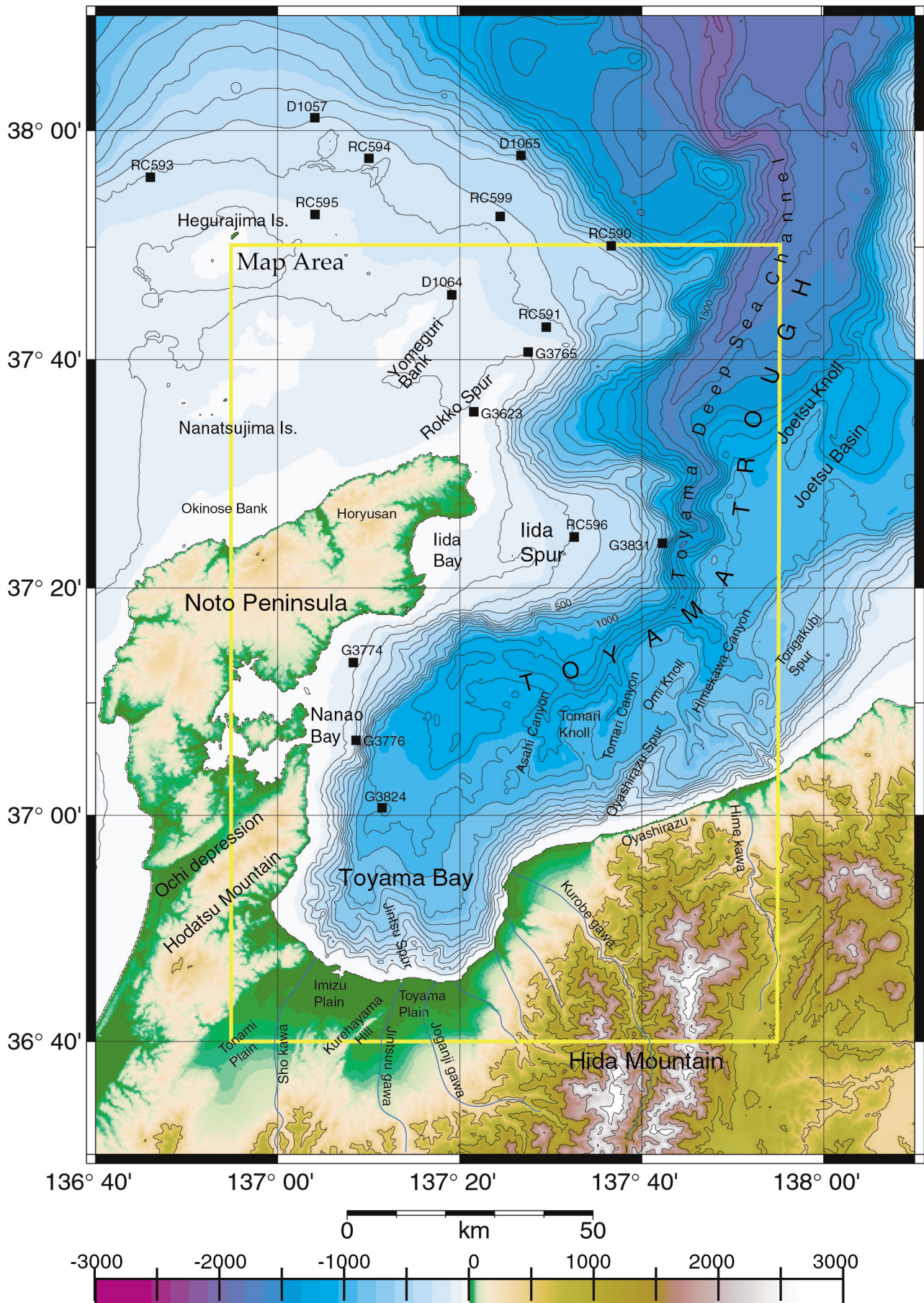
Abstract

The marine geological map "East of Noto Peninsula" was compiled based on single channel seismic profiles, seabottom samples and their ages and previous studies of geologic history of Noto Peninsula and the Toyama area. The map area can be divided into two provinces; Toyama Trough and the shelves around Noto Peninsula.

Toyama Trough is an early Miocene rift which extended from the Toyama Plain to the Yamato Basin for about 150 km long in the N-S to NE-SW direction. In the Late Pliocene to Quaternary time, the Hida Mountain rapidly uplifted and supplied a large volume of sediments to the trough. The southern part of the trough is filled by thick sediments up to 5000m in thickness, while seismic profiles collected by GSJ show geologic data upper 1-2 second in two-way travel time below sea-bottom. Two groups were defined in the upper sedimentary sequences. The lower sequence is the Joetsu Group which is widely recognized in the northern part of the trough, while the reflections of the group is unclear in the southern part due to low penetration of seismic waves. The group is exposed on the wall of the Toyama Deep Sea Channel, and muddy sediments including late Pliocene to early Pleistocene diatom fossils were recovered by submersible "Shinkai 2000". The upper sequence is the Toyamawan Group which is Quaternary in age and covers the trough floor and southern slope of the trough. The group is composed of fan-delta, channel-levee and basin to slope drape sediments. The fan-delta systems have typically developed in front of the Kurobegawa and Himekawa Rivers which have short fluvial fans reaching to the coast. The fan-delta systems extend to the depth of 600-900 m and their lower margins converge to channels accompanying levee sediments. In contrast, Joganji, Jintsu and Sho rivers, which have fluvial fans landward and delta plains along the coast in the Toyama Plain, are directly connected to canyons in the offshore area without fan-delta systems. The canyons change channel-levee systems in the lower slope and channels merge into Toyama Deep Sea Channel which incises the trough floor and continues to the Yamato and Japan Basins for about 750 km. The northern slope of the Hida Mountain is underlain by folded and faulted sediments. They trend in the NE-SW direction and reach the coast along the northern margin of the Hida Mountain, but they do not extend onshore. No fault and fold is recognized in the western part of the trough floor.

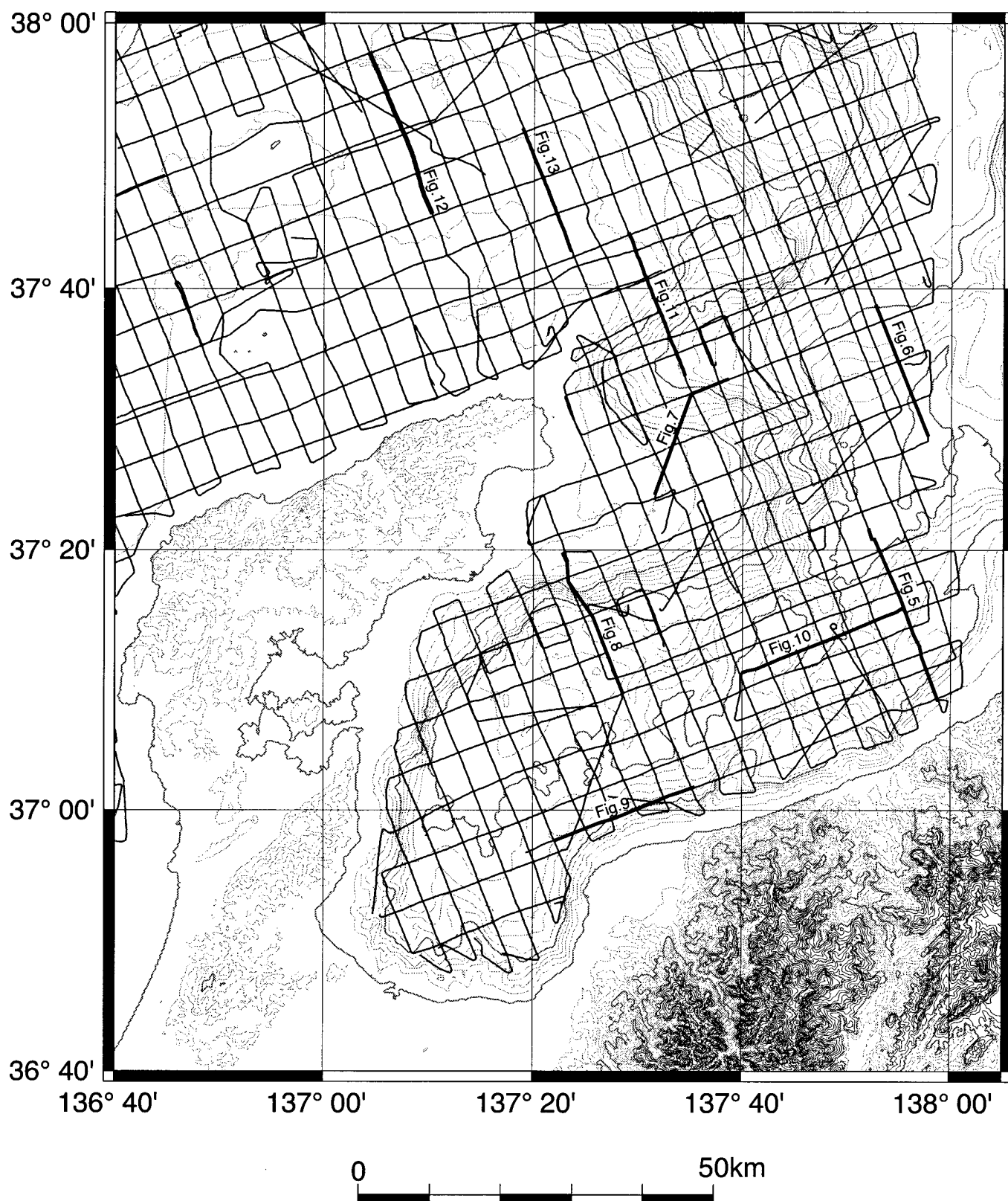
A wide shelf of northern offshore of the Noto Peninsula is underlain by basement and a thin sedimentary cover less than 1.0 sec in thickness. The sediments were divided into the Wajima-oki Group and the Najimi-oki Group in descending order. The boundary between the groups is defined by an unconformity due to tectonic movement in the late Miocene. Three uplift zones trending in the ENE to NE directions have grown in this area. The northwestern uplift is the Hegurajima uplift, which was a rift in early Miocene time and uplifted by reactivation of a north dipping normal fault as a reverse fault probably in the late Miocene. The middle uplift, the Nanatsushima-Yomeguri uplift, is composed mainly of acoustic basement except its northeastern part. The southeastern uplift, the Rokko-oki uplift, consists of the northern part of the Noto Peninsula, Rokko Spur and anticlines to the northeast of the spur. South dipping reverse fault borders the northern margin of the western part of the uplift, while north dipping reverse faults are predominant along the southern margin of the eastern part the uplift. Most of the uplifts are presumed to have grown in the late Miocene, while some of them were reactivated in the Quaternary time. The 1993 Noto-Hanto-oki earthquake (M=6.6) occurred along the northern margin of the Rokko Spur suggests that a part of the uplift is active.

The Iida Spur, the eastern extension of the Noto Peninsula, is also underlain by shallow basement. An extensive erosional surface was formed in the late Miocene, and sedimentary sequences below and above the surface are named the Suzu-oki and Iida-oki Groups respectively. The groups thicken toward the down slope around the spur, where the erosional surface grades into an onlap unconformity and finally becomes conformable relation in the lower slope.



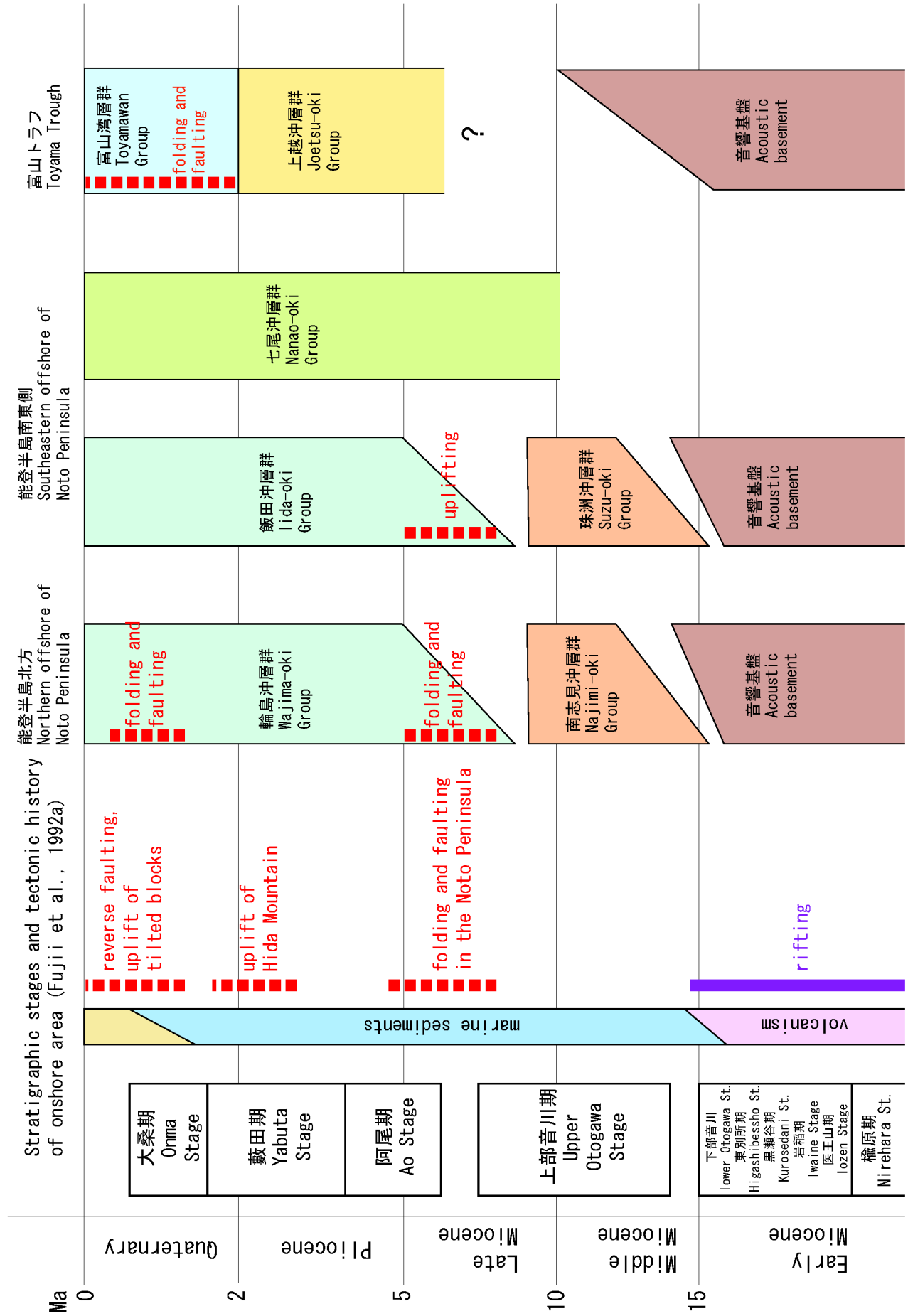
第1図 富山湾から能登半島周辺の地形と能登半島東方海底地質図範囲。
主要な地名及び海底の岩石試料採取地点も示している。

Fig.1 Contour map around Toyama Bay and Noto Peninsula.
Topographic name and stations of rock sampling were shown in the map.



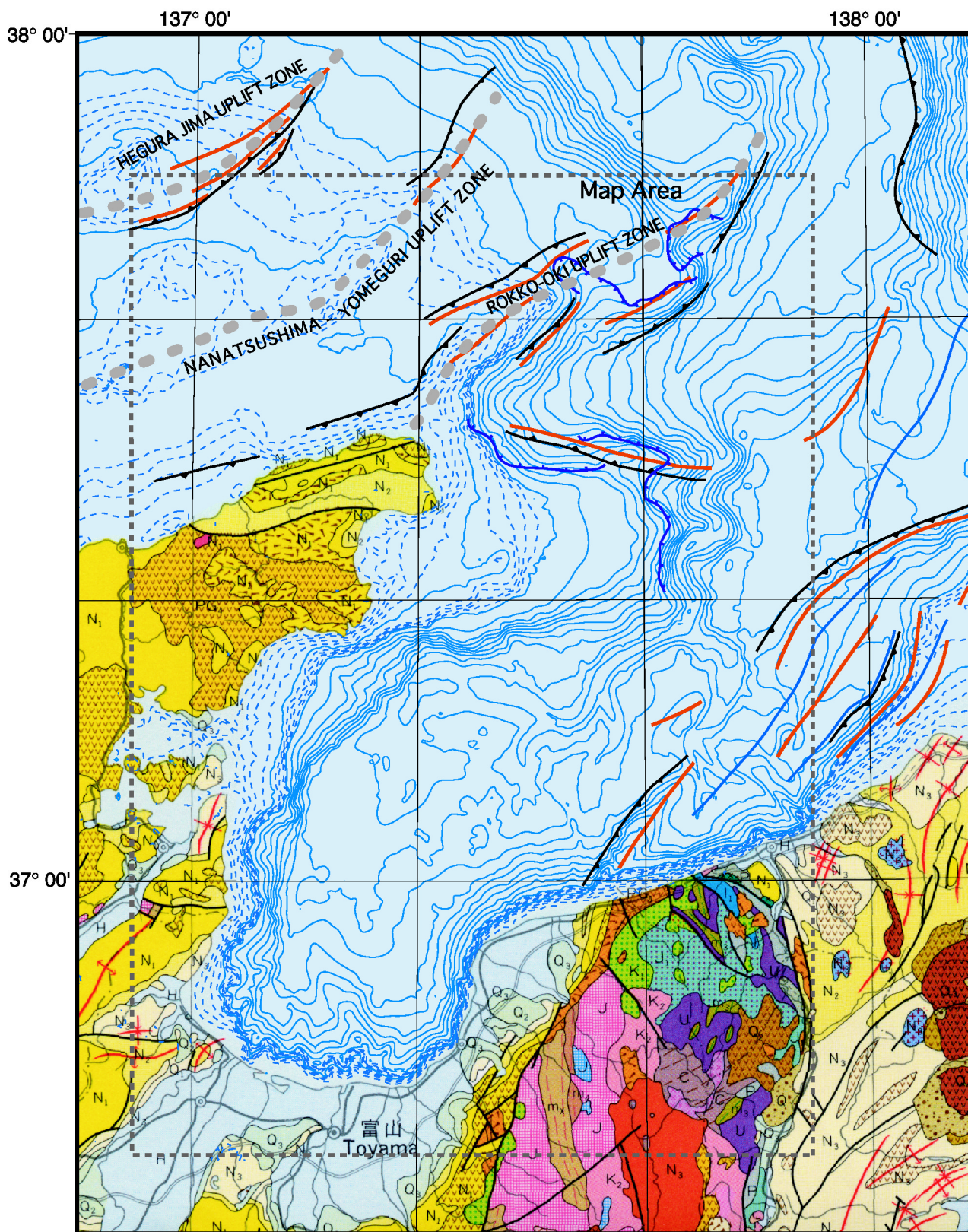
第2図 地質図の作成に用いた音波探査，地磁気・重力異常調査測線
 第5-13図の音波探査プロファイルの位置も示した。

Fig. 2 Survey lines of seismic profiling, gravity and geomagnetic measurements for compiling geological map.
 Locations of seismic profiles in Fig. 5-13 are shown in this map.



第3図 海域及び陸域の地質層序対比

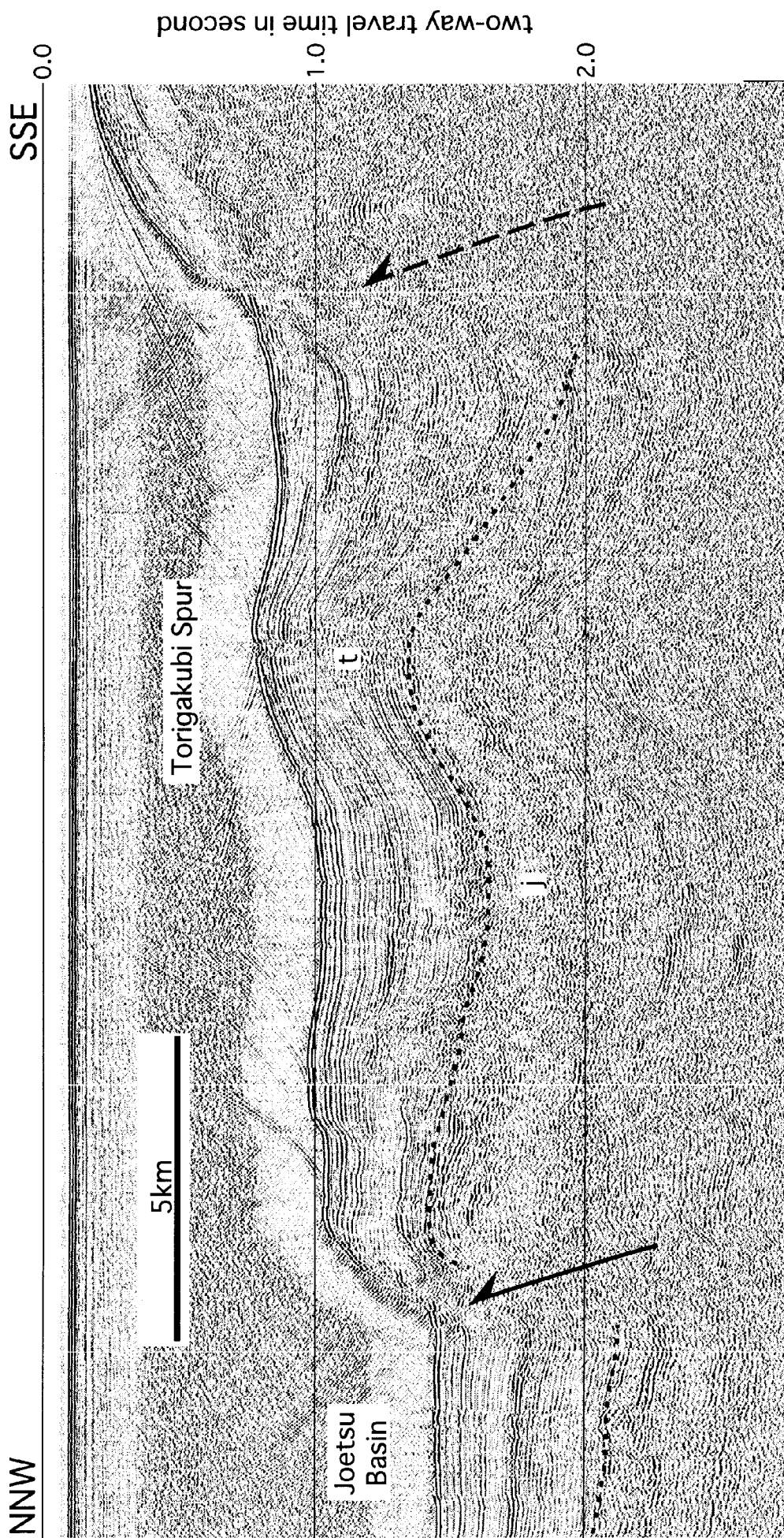
Fig. 3 Correlation of stratigraphy between offshore and onshore area.



第4図 陸域の地質図（地質調査所，1992）及び海域の地質構造

Q1-Q3：第四系，N1-N3：新第三系，PG4：漸新世，その他は中生界。

Fig. 4 Onshore geological map (Geological Survey of Japan, 1992) and offshore geologic structure in and around the geological map area.
Q1-Q3: Quaternary, N1-N3: Neogene, PG4: Paleogene. Others are Mesozoic and Paleozoic.

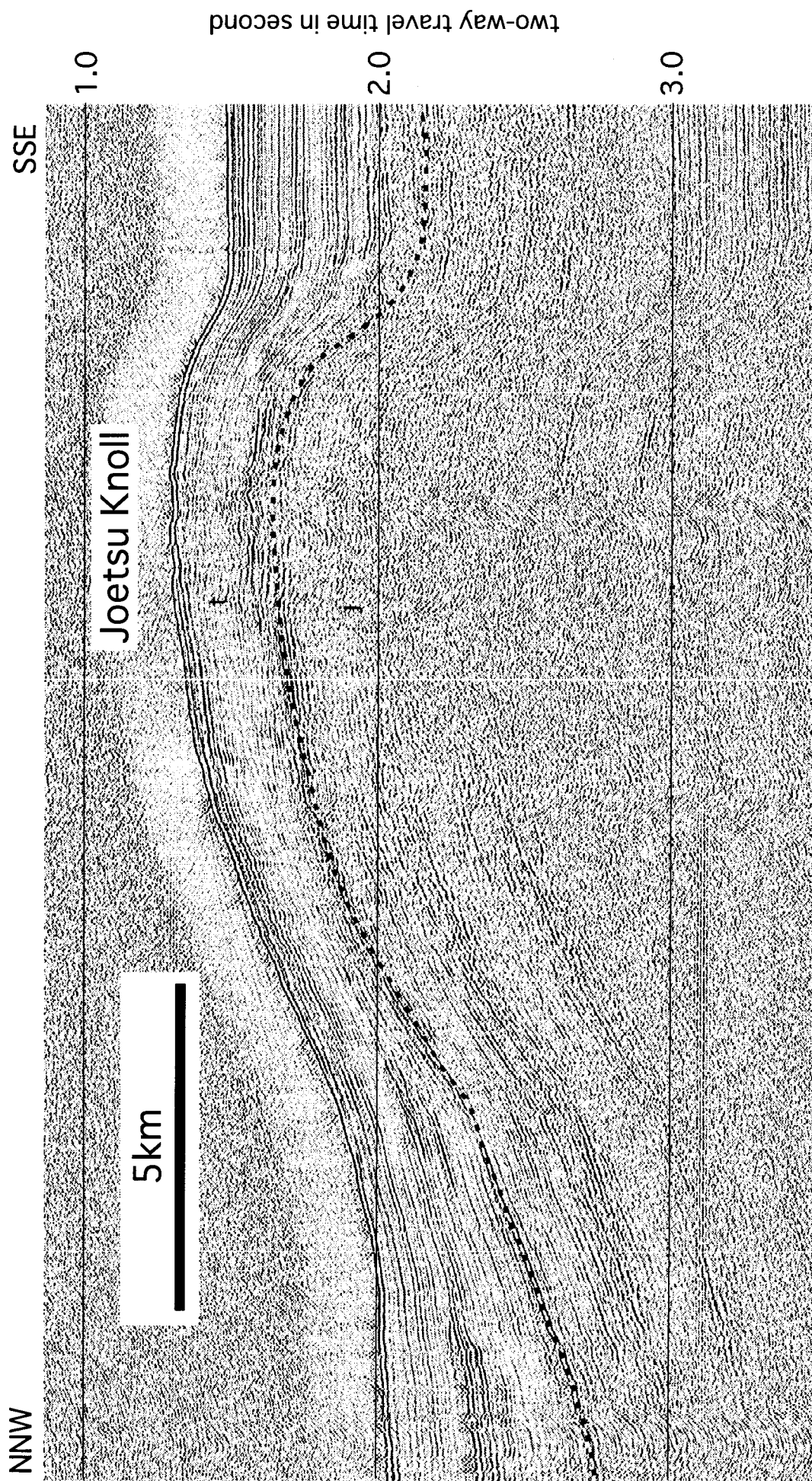


第5図 飛騨山脈北東沖の断層・褶曲帯

t: 富山湾層群, j: 上越層群

Fig.5 Fold and fault zone northeastern offshore of Hida Mountains.

t: Toyamawan Group, j: Joetsu Group

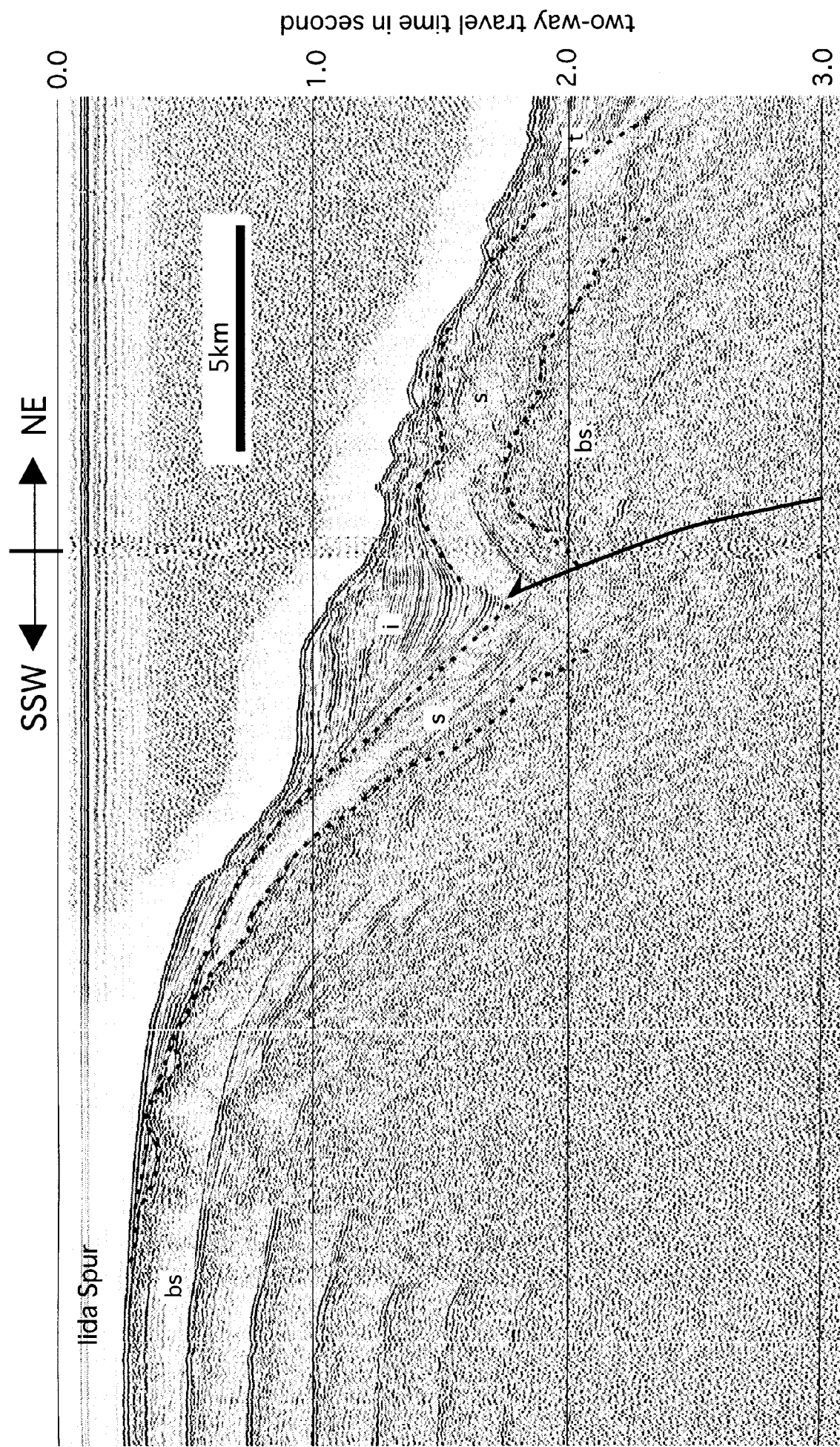


第6図 上越海丘とその北側の向斜構造

海丘北側斜面下の上越沖層群は下部から上部まで厚さが変わらないのに対して、富山湾層群は斜面下部に向かって厚さを増す。

Fig. 6 Joetsu knoll and syncline to the north of the knoll.

Joetsu-oki group has constant thickness under the northern slope of the Joetsu Koll, while Toyamawan group thickened downslope.



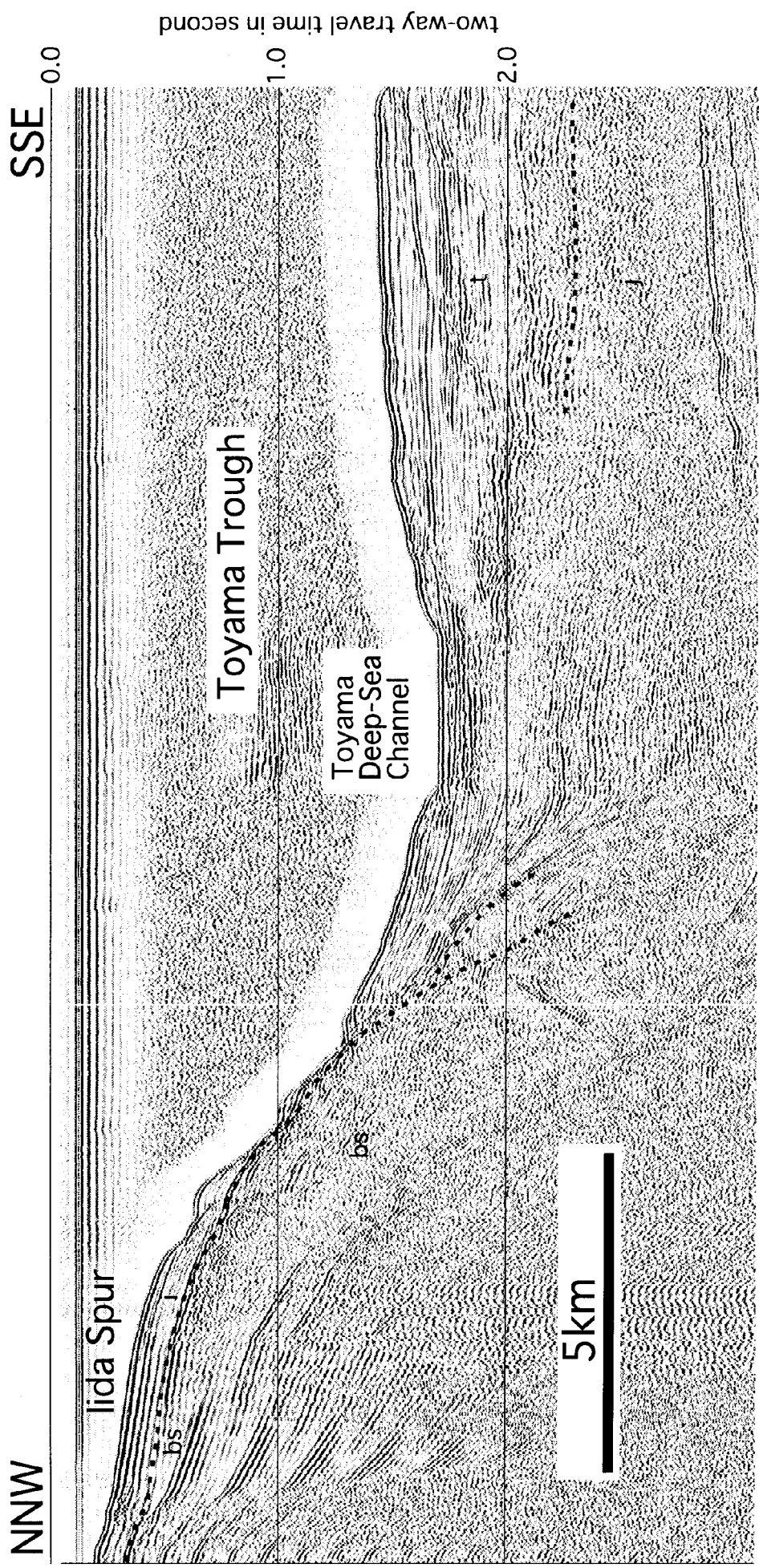
第7図 飯田海脚及びその北側斜面の背斜構造

珠洲沖層群(s)上面の侵食面が斜面ではオンラップ不整合になる。斜面上の断層は、飯田沖層群(i)堆積中に形成されたと考えられる。飯田海脚は基盤(bs)の高まりからなる。

Fig. 7 Iida Spur and anticline on the northern slope of the spur.

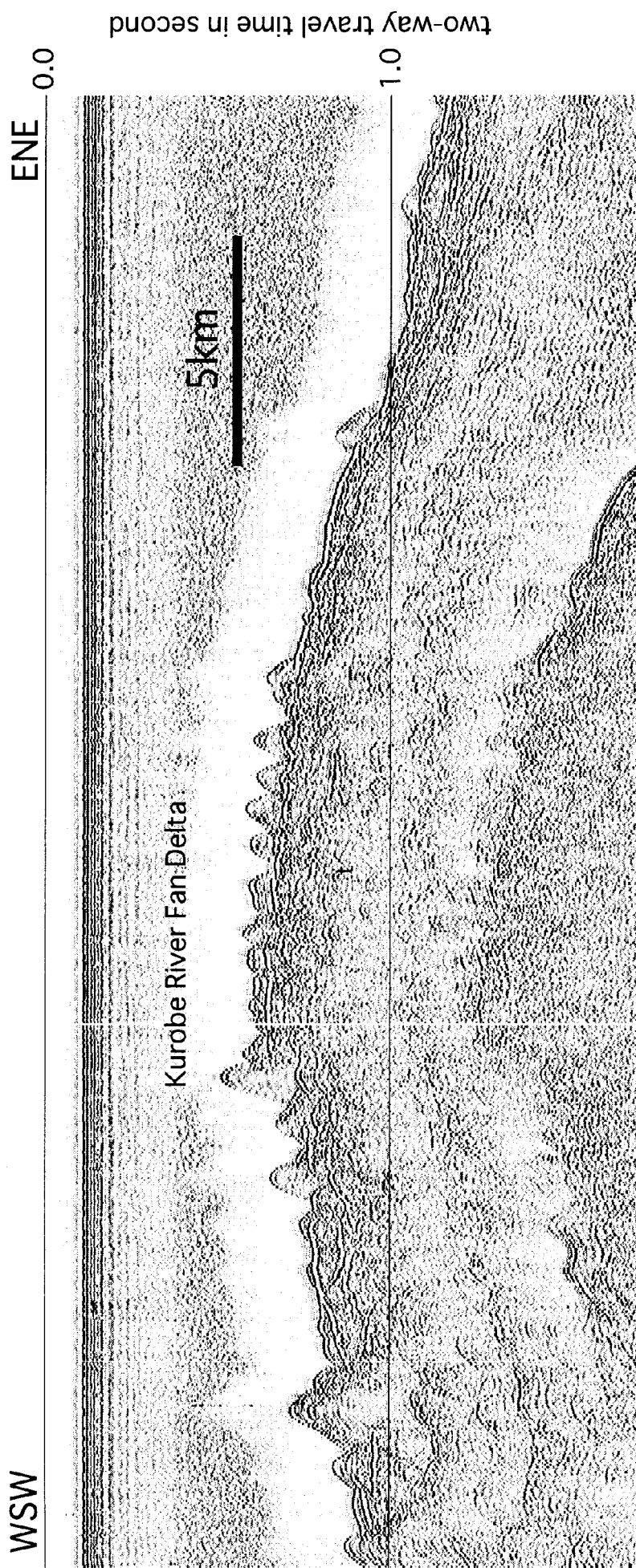
The truncational surface on the Suzu-oki group (s) changes an onlap unconformity on the slope.

The fault on the slope is inferred to have grown during the deposition of the Iida-oki group (i). The Iida spur is composed of basement high.



第8図 飯田海脚南側斜面と富山トラフ
 南側斜面は堆積物が薄く、基盤(bs)が部分的に露出している。富山トラフには富山深海長谷を中軸とするチャネル/堤防堆積物が形成されている。
 堤防堆積物下にはかつてのチャネルが認められ、ウェーブ状の堆積形態も形成されている。

Fig. 8 Southern slope of the Iida Spur and Toyama Trough.
 Basement (bs) is partly exposed on the southern slope of the Iida Spur because sedimentary cover is very thin.
 Channel-levee system covers the trough floor. Buried channels and wavy levee sediments is clearly observed.

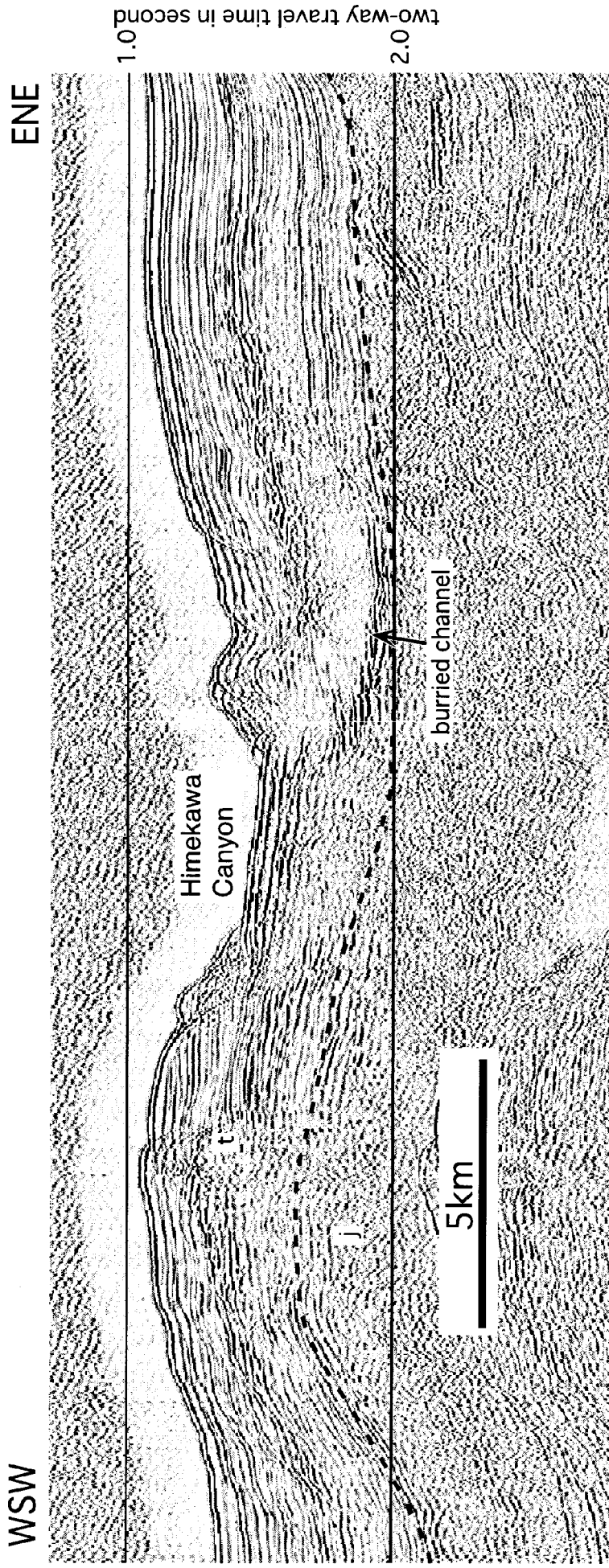


第9図 黒部川前面のファンデルタ

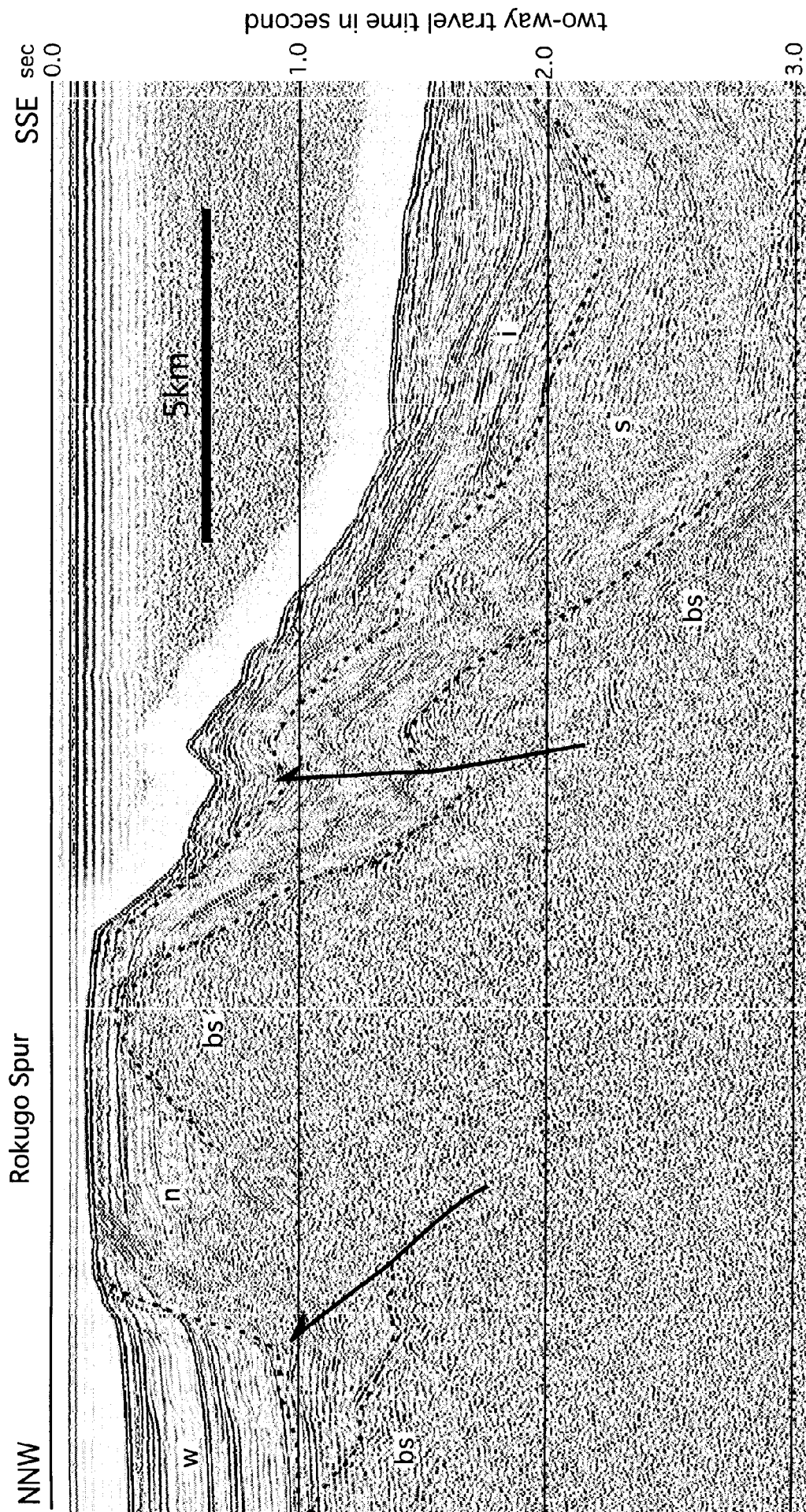
斜面全体が強反射し、海底下の構造が不明瞭である。斜面上には小海底谷群の存在を示唆する起伏が発達する。

Fig. 9 Fan-delta in front of Kurobe River.

Sea-bottom is covered with strong reflection and sub-bottom reflection is unclear. Small ridge and trough on the profile suggest the swarm of small gullies.

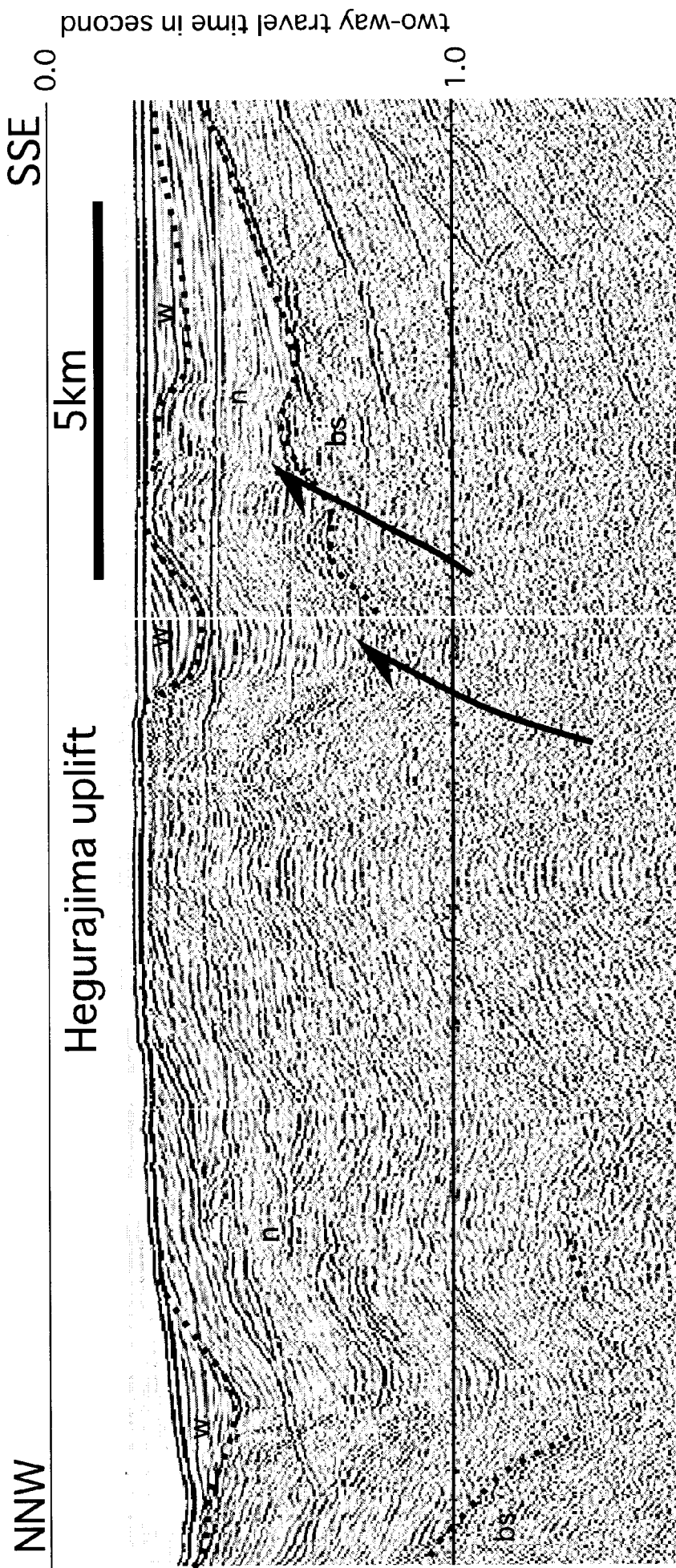


第10図 姫川海底谷の西方への移動を示すプロファイル
埋没したかたつてのチャネルを示す強反射域が海底谷の東側に広がっている。
Fig. 10 Seismic profile showing west-ward migration of the Himekawa Canyon.
Strong sub-bottom reflection indicating buried channel extends east of the Himekawa Canyon.



第11図 禄剛沖隆起帯とその南側のトラフ
隆起帯は北側斜面が急傾斜する非対称な背斜構造で、南翼には小規模な背斜構造を伴う。

Fig. 11 Rokko-oki uplift and trough to the south of the uplift.
The uplift is asymmetric anticline with steeply dipping northern limb. Small-scale asymmetric anticline has formed on the southern limb.

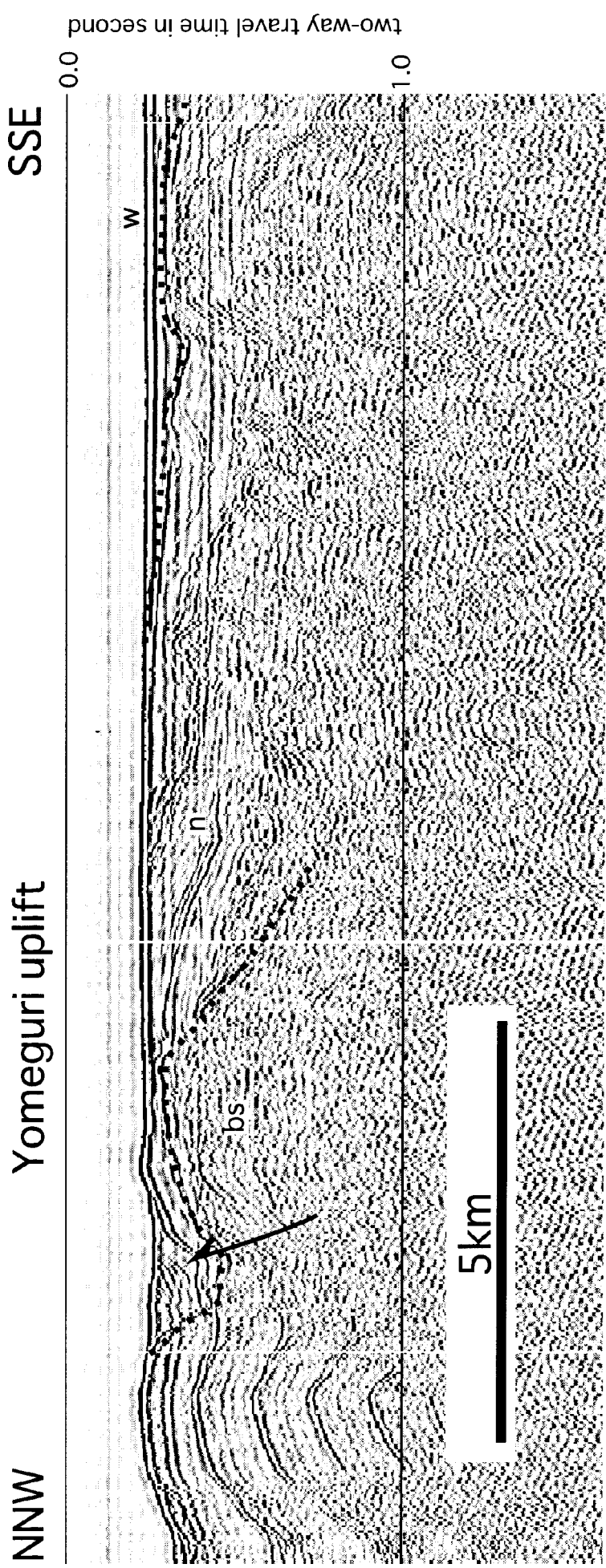


第12図 軸倉島隆起帯

隆起帯は褶曲した南志見沖層群(n)からなる。基盤深度が隆起帯下で大きくなり、不明瞭になることから、隆起帯はかつてのリフトであったと考えられる。

Fig. 12 Hegurajima uplift zone.

The uplift zone is composed of folded Najimi group (n). The depth of basement increases and the reflection become obscure below the uplift, strongly suggests that the uplift was a rift.



第13図 嫁礁隆起帯の北東部
 薄い南志見沖層群が背斜構造を形成している。この南西側の背斜構造は全体が音響基盤からなる。
 Fig. 13 Northeastern part of Yomeguri uplift zone.
 Thin Najimi-oki group forms anticline. To the southwest of this profile, the uplift is composed of acoustic basement.

第1表 調査海域及びその周辺で得られたドレッジ及びロックコア試料及び岩石の得られたグラブ採泥試料

ドレッジ及びロックコア試料の記載は池原 (1989) を簡略化し, グラブ採泥試料は片山 (1989) より簡略化した。

Table 1 Samples of dredge and rock core, and rock samples by grab sampler.

Description of dredge and rock core were simplified from Ikehara (1989) and those of grab samples were from Katayama (1989).

sample no.	local no.	position	depth(m)	description
D1057		38° 01.17'-38° 01.04'N/ 137° 04.07'-137° 03.78'E	252-257	Subangular to subrounded vesicular basalt, subangular andesite, granule to very coarse sand, sponge, echinoderms, brittle star and coral
D1064		37° 45.31'-37° 45.90'N/ 137° 19.19'-137° 18.96'E	97-85	Many rounded algal balls up to 15cm in diameter, rounded basalt gravels covered with algae (max size 9x8x5 cm), granule to very coarse shell sand, calcareous algae, sponge, echinoderms, brachiopods, bryozoa, ascidiacea and polychaeta.
D1065		37° 57.81'-37° 57.59'N/ 137° 26.97'-137° 26.69'E	478-465	Angular planar basalt, subangular granite, feather-star, brittle star, coral, sponge, calcareous algae and gastropods.
RC590		37° 49.75'N/ 137° 36.51'E	470	Olive black silty clay intercalated with olive black silt and very fine sand
RC591		37° 42.81'N/ 137° 29.78'E	128	Olive black silty clay
RC593		37° 55.74'N/ 136° 45.79'E	168	Empty
RC594		37° 58.56'N/ 137° 09.97'E	235	Olive black semi-consolidated silt
RC595		37° 52.82'N/ 137° 04.04'E	132	Semi-consolidated tuffaceous fine to very fine sand.
RC596		37° 25.17'N/ 137° 32.93'E	205	Dark olive gray very fine sand, olive black silt and semi-consolidated olive black silt
RC599		37° 52.32'N/ 137° 24.76'E	206	Yellow brown silty to olive gray semi-consolidated silty clay
G3623	150	37° 35.03'N/ 137° 21.50'E	51	Black mudstone
G3765	133	37° 40.48'N/ 137° 27.73'E	87	Olive black coarse sand (surface only) and mudstone
G3774	175	37° 13.41'N/ 137° 08.27'E	91	Olive black poorly sorted muddy merium sand including mudstone and volcanic rock pebbles
G3776	188	37° 06.44'N/ 137° 08.73'E	391	Mudstone with olive black sandy silt
G3824	201	37° 00.52'N/ 137° 11.54'E	1017	Yellowish brown mudstone
G3831	182	37° 23.90'N/ 137° 42.03'E	885	Olive black silt, with mudstone boulder

第2表 調査海域及びその周辺で得られた珪藻化石の年代

Table 2 Age of diatom fossils collected in and around the map area.

0	<i>Neodenticula seminae</i>	
	<i>Simonseniella curvirostris</i>	
	<i>Actinocyclus oculatus</i>	G3776 (St.188)
	<i>Neodenticula koizumii</i>	
	<i>Neodenticula koizumii</i> <i>Neodenticula kamtschatica</i>	
5	<i>Neodenticula kamtschatica</i>	
	<i>Rouxia californica</i>	
	<i>Thalassionema schraderi</i>	
	<i>Denticulopsis katayamae</i>	
	<i>Denticulopsis dimorpha</i>	
10	<i>Thalassiosira yabei</i>	G3831 (St.182)
	<i>Denticulopsis praedimopha</i>	G3774 (St.175)
	<i>Crucidentricula nicobarica</i>	
	<i>Denticulopsis hyalina</i>	RC599
15	<i>Denticulopsis lauta</i>	RC595
	<i>Denticulopsis praelauta</i>	