

海洋地質図  
MARINE GEOLOGY MAP SERIES  
61 (CD)

能登半島西方海底地質図

説明書

EXPLANATORY NOTE  
OF  
GEOLOGICAL MAP WEST OF NOTO PENINSULA

1 : 200,000

岡村行信  
Yukinobu OKAMURA

平成 19 年  
2007

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  
GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

## 目 次

1. はじめに	1
2. データ取得・解析方法	1
3. 陸域の地形と地質	1
3.1 地形	1
3.2 地質	2
4. 海域の地形	3
5. 従来の海底地質に関する研究	3
6. 海底地質	4
6.1 能登台地	4
6.1.a 地質構造	4
6.1.b 音響基盤	4
6.1.c 南志見沖層群	5
6.1.d 輪島沖層群	5
6.2 北陸堆積盆地	5
6.2.a 地質構造	5
6.2.b 音響基盤	6
6.2.c 金沢沖層群	6
6.2.d 羽咋沖層群	7
6.2.e 高浜沖層群	7
7. 大和海盆	7
8. 構造発達史	7
9. まとめ	7
引用文献	8
Abstract	10

## 図表目次

第 1 図	能登半島西方海底地質図の範囲とその周辺の海底地形	11
第 2 図	GH88-2, 88-4 航海で実施した音波探査測線	12
第 3 図	能登半島西方海域の地質構造と試料採取地点	13
第 4 図	能登台地北部の反射断面	14
第 5 図	能登台地北西側の反射断面	15
第 6 図	能登半島北西沖の反射断面	16
第 7 図	輪島沖の能登半島隆起帯の反射断面	17
第 8 図	能登台地西縁の反射断面	18
第 9 図	能登台地西側斜面の反射断面	19
第 10 図	西能登堆積群西方斜面の反射断面	20
第 11 図	高浜沖隆起帯東部の反射断面	21
第 12 図	高浜沖隆起帯西部の反射断面	22
第 13 図	宝達山沖隆起帯の反射断面	23
第 14 図	羽咋沖盆地西部の撓曲帯の反射断面	24
第 15 図	羽咋沖の 2 列の背斜構造の反射断面	25
第 16 図	前ノ瀬南方の反射断面	26
第 17 図	海士崎から門前西方沖の背斜構造の反射断面	27
第 18 図	大和海盆の反射断面	28



第 1 表	調査海域及びその周辺で得られたドレッジ及びブロックコア試料及び岩石の得られたグラブ採泥試料…	29
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 ……………	30
第 3 表	調査海域とその周辺及び周辺陸域の地質層序対比 ……………	31

## 能登半島西方海底地質図説明書

岡村行信\*

### 1. はじめに

本地質図は能登半島西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。本地質図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「能登半島西方」(第6335号)と同じで、北緯36°40'・37°50'、東経135°55'・136°55'(日本測地系、以下同じ)である(第1図)。地質図の中に用いた海域の等深線は、同海底地形図より、水深200m以浅では10m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。

### 2. データ取得・解析方法

本地質図の作成に用いたデータは格子状に設定した測線に沿って取得した音波探査プロファイル(第2図)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(第3図、第1表)である。

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)間隔の測線と、東北東方向の約3.3マイル(約6.1km)間隔の測線に沿って得た(第2図)。同時に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。

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個の水中心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ケーブルを船尾より約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反射断面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, 1991; 第2表)と、陸域の地質層序及び構造発達史(藤井ほか, 1992; 第3表)を参考に推定した。ただし、年代決定が可能な試料の採取地点は限られているため、精度の高い対比や年代決定はできない。

### 3. 陸域の地形と地質

#### 3.1 地形

本図幅は能登半島の西岸から加賀平野の北部に接する。その周辺の地形について、鮎野(1993)に従って記述する。能登半島の北部には海拔300-400mの開析の進んだ能登山地が日本海に沿って分布し、その山地の南東側(富山湾側)には、標高300m以下の緩やかに南東に傾く奥能登丘陵と呼ばれる斜面が続く。能登山地の南側から邑知潟低地帯の間には、大部分が海拔200m以下のなだらかな中能登丘陵が広がる。中能登丘陵の南縁は眉丈山丘陵と呼ばれ、その南側には邑知潟低地帯が七尾湾から西海岸の羽咋まで長さ約25kmにわたって連続する。低地帯の北東部は幅約1kmで扇状地によって埋められるが、南西部では幅約4kmまで広がり、邑知潟と沖積平野に占められる。邑知潟低地帯の南東側には、北北東-南南西方向に延

\*海洋資源環境研究部門(現 活断層研究センター)

びる石動・宝達山地が分布する。標高 300-600m のやや急峻な山地で、その北西側が狭く急傾斜し、南東側斜面が緩傾斜で広い、非対称な断面を持つ。その南側には津幡・森本丘陵が広がる。標高 200m 以下の平坦な丘陵で、よく開析されている。邑知潟低地帯の南西部から南側へ、海岸に沿って加賀平野（金沢平野）が 70km 近く連続する。南部には手取川扇状地が発達し、その南北両側の海岸線に沿って砂丘が連続する。その最大幅が約 2km、標高は 60m に達する。

### 3.2 地質

本海域に隣接する能登半島及びその南側の地質は、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、1992；粕野、1993）。

先新第三系は、主に飛騨変成岩類及び船津花崗岩類の小規模な露出があるのみで、北陸地方に分布する来馬層群、手取層群及び太美山層などが欠如している。

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。藤井ほか（1992）は、堆積盆の形成から消滅までを、下位から榆原期（20Ma 以前）、岩稲・医王山期（20-17Ma）、黒瀬谷期（16.5-16Ma）、東別所期（16-15Ma）、下部音川期（15-14Ma）、上部音川期（13.5-8Ma）、阿尾期（6.5-3.5Ma）、藪田期（3.5-1.5Ma）及び大桑期（1.5-0.8Ma）に区分した。岩稲・医王山期以前の地層は火山岩類、陸成層が主体であるが、黒瀬谷期以降には海成層が厚く堆積している。上部音川期の終わり頃に能登半島に東西性の隆起帯が形成された。その後全体として浅海化し、第四紀になって NNE-SSW 方向の隆起帯が成長することによって現在の地形が完成した（坂本、1966）。

能登半島は邑知潟低地帯を境に北部と南部に区分できる。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、榆原期及び岩稲・医王山期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が広く分布する。半島の北東部では、前期-中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粟蔵累層、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。さらに、半島の北方沖に浮かぶ舳倉島及び七つ島は安山岩類からなる（石田ほか、1962）。南志見累層の最上部では浅海化し、それ以降の堆積物は、能登半島北部には分布しない。能登半島北東部に発達する東西方向の断層・褶曲（石田・増田、1956）は、この時期に形成されたと考えられる。能登半島北西部には穴水累層及び柳田累層とともに砂岩・泥岩・礫岩が分布し縄又層と呼ばれている（粕野、1993）。それらは前期-中期中新世の地層であると推定されるが、正確な層序関係と年代は十分に解明されていない。能登半島北部には広範囲

に段丘が発達する。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。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（太田ほか、1976；太田・国土地理院地理調査部、1997）。そのような段丘面を切る小規模な活断層がいくつか報告されている。

邑知潟より南側の能登半島南部は、石動・宝達山地からなり、今井ほか（1966）、角（1978）、角ほか（1989）によって 5 万分の 1 地質図幅が出版されている。そこでも、先新第三系の飛騨変成岩及び船津花崗岩の小規模な露出があり、それを覆って榆原期以降の地層が分布する。石動・宝達山地にはいくつかの東西性の断層・隆起帯が発達し、それらが地層の分布にも影響を与えている。特に顕著なものがコロサ断層と宝達山を中心とする隆起帯である。岩稲・医王山期以前の地層（太田累層及び瓜生累層）は、石動山及び宝達山の隆起帯周辺に分布するのみで、大部分はそれ以降の海成層に覆われる。その地層は全体で 3,000-4,000m の厚さを持つと推定され、八尾・音川・氷見・埴生の各累層に区分されている（今井ほか、1966）。八尾・音川累層は藤井ほか（1992）の黒瀬谷期から上部音川期に対比され、氷見累層は阿尾期、藪田期、大桑期を含むと考えられる。大桑期までは加賀平野から富山平野まで海が連続していたが、埴生累層はその連続が断られた時期に堆積したと推定されている。

この地域の地質構造は、先に述べた東西方向の構造と北東-南西方向の構造が重なっている。東西性のコロサ断層は南から北に突き上げた逆断層であると考えられ、その南側に大泊背斜が平行して発達している（今井ほか、1966）。その背斜の西部に発達するドーム状の隆起帯が石動山である。もう一つの東西方向の隆起帯である宝達山もドーム状の構造で、東側で神代背斜となって砺波平野の西側まで連続する。隆起帯の北側に沿って一ノ島-宝達急傾斜帯が発達する。その中では地層が 70°以上の傾斜を持ち、一ノ島南断層、一ノ島北断層などが発達する。この急傾斜帯は音川層までを主に変形させている（角ほか、1989）。これらの東西性の構造は上部音川期に形成された可能性が高い。

一方、北東-南西方向の構造でもっとも規模が大きいのは邑知潟低地帯と石動山背斜である。邑知潟の両側は直線的な崖からなり、活断層であるという考えがある（太田ほか、1976）、地滑り地形であるという考えがある（恒石・木村、1978）。石動山背斜は石動山から宝達山まで約 20km 連続する。左雁行状に配列するいくつかの背斜構造からなり、北西側が急傾斜する非対称な断面を持つ（今井ほか、1966）。宝達山隆起帯の南東側の砺波平野と丘陵地の境には、北東-南西方向に延びる石動-花尾急傾斜帯が発達する。この急傾斜帯には一部逆転した地層や石動断層、花尾断層などが発達し、氷見累層・埴生累層の一部までを変形させている（角ほか、1989）。

宝達山の西側から海岸線に沿って海岸段丘を伴う丘陵地が発達する。宝達山の西側では3段の海成段丘（標高40-60, 30-40, 15-20m）の他、扇状地性の段丘が分布する（角, 1978）。金沢の北側では丘陵の西縁に沿って、埴生累層など第四系を变形させる森本撓曲帯が北北東-南南西方向に発達する。第四系を变形させる同じ方向の断層は宝達山の西側にも知られている（角ほか, 1989）。

#### 4. 海域の地形

能登半島北岸から北西岸沖には大陸棚が広がり、その上には七つ島及び舢倉島のほか、デキノ瀬、西能登堆群など高まりが分布する。それらは能登半島北岸沖では東北東-西南西方向に延びる高まりを形成するが（岡村, 2002）、北西沖でその傾向は不明瞭になり、西能登堆群の高まりは北北東方向に延びる傾向がある。一方、羽咋沖より南側では、大陸棚は海底段丘を伴い（桜井ほか, 1971）、緩やかに沖に向かって水深が深くなる。大陸棚の幅は舢倉島の北側で最大55kmに達し、外縁水深は130m、西能登堆群の西側では幅約40kmで外縁水深170-180m、半島の西岸沖では北から南に向かって幅が約30kmから25kmへと狭くなり、外縁の水深は140mから110mへと浅くなる（日本第四紀学会, 1987）。

大陸棚の外側には、縁辺台地と呼ばれる平坦面が広がる（岩淵, 1968, 岩淵・加藤, 1988）。縁辺台地は、舢倉島の北側では幅が10kmであるが、その西側から西能登堆群の西側にかけては幅が20-30km、外縁水深が300-500mとなる。加賀平野西方沖では幅50kmまで広がり、南に向かって徐々に狭くなる。その外縁水深は400-500mである。舢倉島北側の縁辺台地のさらに北側には、白山瀬まで緩やかな高まりが続く。一方、半島北西側の縁辺台地の西側には水深2,600mに達する大和海盆が広がり、台地と海盆の間は急斜面となって落ち込む。西能登堆群の西側は隠岐トラフまで続く斜面となっている。加賀平野西方沖の縁辺台地の西側には水深1,000mの若狭海盆が分布する。

#### 5. 従来の海底地質に関する研究

能登半島西方沖から鳥取沖海域にかけては、最大で厚さ5,000m以上の堆積物からなる堆積盆地が分布し、西から山陰、丹後沖及び北陸堆積盆地と呼ばれている（田中, 1979；田中・小草, 1981）。これらの海域では主に1970年代に石油資源探査を目的として、国及び民間企業による地震探査、重磁力探査が実施され、また、金沢沖、兵庫県香住沖及び鳥取沖で深さ3,000mを超える試錘が実施されている。

それらのデータを基に田中（1979）及び田中・小草（1981）はこの海域の層序・地質構造を報告している。それによると、北陸・山陰地方の沿岸から沖合に向かっ

てI, II, III帯の3列の堆積盆地に区分されている。I帯は中新世前-中期に形成され、火山噴出物、非海成から浅海性粗粒堆積物などからなり、顕著な褶曲は形成されずに陸化した。II帯は日本海沿岸に沿って中新世中-後期に形成された堆積盆地で、厚い堆積物に埋められ、その後著しい褶曲帯に転じた。III帯はさらに沖合に鮮新世-第四紀に形成された堆積盆地で、現在の隠岐トラフがそれに当たる。このような3列の堆積盆地の形成は日本海拡大のテクトニクスを考慮して再検討する必要があると考えられるが、ここではこれ以上議論しない。

上記の石油探査のための調査は主にII帯の堆積盆地で実施されており、試錘とマルチチャンネル地震探査プロフィールとの対比によって、下位からユニットa（基盤）、ユニットb（前-中期中新世）、ユニットc（中-後期中新世）、ユニットd1（前期鮮新世）、ユニットd2（後期鮮新世）及びユニットe（第四紀）に区分されている。この中に発達する褶曲構造は島根半島の宍道褶曲帯から東に連続するもので、鳥取沖より東側では断続的になるが、若狭湾北方まで分布する。東側ではブロック構造が優勢となり、南北、東西、北東-南西など様々な方向の背斜や隆起帯が発達するとされている。褶曲構造はユニットcの堆積中に成長しているが、西側の鳥取沖では中新世中期前半から後期後半に、北陸沖では中新世後期から鮮新世前期に成長したと考えられている（田中, 1979；田中・小草, 1981）。

北陸堆積盆地は、能登台地、羽咋沖盆地、金沢沖盆地及び福井沖堆積盆地に区分される（田中, 1979）。羽咋沖盆地と金沢沖盆地とは宝達山隆起帯によって区分される。本地質図内には能登台地、羽咋沖盆地及び金沢沖盆地の北縁が分布する。羽咋沖盆地は最大で2,000m前後の厚さの堆積物からなる。

一方、地質調査所（現産業技術総合研究所）は1980年代後半に鳥取沖から能登半島周辺海域の海底地質調査を実施して3枚の海底地質図を出版し（山本ほか, 1990, 1993, 2000）、そのデータに基づいた構造発達史が公表されている（Yamamoto, 1993）。これらの調査では、高分解能のシングルチャンネル音波探査システムを使用しているため、海底下深部の構造については新しい知見はないが、浅部の地質層序及び構造を高分解能でさらに詳細に明らかにしている。この一連の調査・研究では、音波探査プロフィールと海底から得られた堆積物の年代、さらに田中（1979）、田中・小草（1981）などの層序区分を用いて、下位から香住沖層群（中新世前-後期）、浜坂沖層群（主に鮮新世）及び鳥取沖層群（最後期鮮新世-第四紀）に区分している（第3表）。

香住沖層群下部のK1層は内部反射面を持たない音響基盤であるが、一部で不明瞭な反射面を伴うことがあり、それを不整合で覆う香住沖層群K2層は反射面が明瞭である。これら香住沖層群は東西或いは北東-南西方向の隆

起帯（背斜構造）を形成し、その頂部は浸食平坦面となって鳥取沖層群に覆われているが、一部で海底に直接露出している。K1層は田中・小草（1981）のユニットaとユニットb下部に、K2層はユニットb,cに対比されている。浜坂沖層群は香住沖層群が形成する隆起帯の間の凹地を中心に分布し、断層・褶曲による変形も大きくない。内部のオンラップ不整合を境に下位のH1層と上位のH2層に区分されている。H1は田中・小草（1981）のユニットd1の下部に、H2はユニットd1の上部に対比され、前期鮮新世後半-後期鮮新世の堆積物であると考えられている。鳥取沖層群は浜坂沖層群を不整合で覆う、変形のほとんど受けていない、ほぼ水平な地層である。内部のオンラップ不整合を境に下位のT1層と上位のT2層に区分され、下位のT1層はユニットd2及びユニットeの下部に、上位層のT2層はユニットeの上部に対比され、それぞれの年代は後期鮮新世-更新世初頭及び更新世-完新世とされている（第3表）。

## 6. 海底地質

本図幅域を、地質の特徴に基づいて、能登台地、北陸堆積盆地及び大和海盆に区分する（第2図）。能登台地は能登半島北部周辺に広がる大陸棚及び縁辺台地からなり、堆積物が薄く、基盤が広く露出する（田中，1979）。この能登台地の西側に広がる大和海盆は厚さ1秒以上の堆積物に覆われている。北陸堆積盆地は能登台地南側の大陸棚及び縁辺台地に広がる堆積盆地で（田中，1979）、厚さ2秒以上の堆積物が発達している。

### 6.1 能登台地

能登台地の層序は反射面が認められない音響基盤と、反射面が発達する南志見沖層群及び輪島沖層群に区分される（岡村，2002）。南志見沖層群は能登台地の周辺部と、内部の音響基盤中の凹地を埋めるように分布する（第4図）。台地内部に分布する南志見沖層群は、反射面が不明瞭で音響基盤との判別が困難な場合もある。ここでは反射面がある程度認められ、基盤との境界が曖昧でも認められる場合には南志見沖層群とし、反射面が認められても、基盤に漸移的に移り変わる場合には音響基盤とした。音響基盤と南志見沖層群とは、部分的に同時異相の関係にあると考えられる。輪島沖層群は南志見沖層群及び音響基盤の上面に広がる浸食面を不整合で覆う（第4図）。

#### 6.1.a 地質構造

能登半島北岸から沖合には東北東方向の軸を持つ舢倉島隆起帯、嫁礁-七つ島隆起帯及び能登半島隆起帯が発達している（岡村，2002）。それらの隆起帯は本図幅の東部まで連続するが、半島の北西岸沖では不明瞭になる。

舢倉島隆起帯は、かつてのリフトの盆地反転によって形成され（岡村，2002）、その南縁の逆断層が本図幅の北東部に伸びるが、西側には長くは連続しない。逆断層北側の隆起帯は音響基盤からなり、リフト堆積物は認められない。その西方延長上には、南志見沖層群に埋積された東北東方向に伸びるリフトが分布する。内部の南志見沖層群は褶曲しているが、地形的な高まりは形成しない（第4図）。また、褶曲した南志見沖層群は浸食面に切られ、それを覆う輪島沖層群には、変形構造はほとんど認められない。リフト帯の北西部には、埋積されていないリフト帯であると考えられる東北東-西南西方向の地形的凹地と、その北側の正断層に隔てられた基盤の高まりからなる海嶺が平行する（第5図）。この凹地内には顕著な褶曲構造が形成されていない。

嫁礁-七つ島隆起帯は主に火山岩からなる高まりで、七つ島から西側の中ノ瀬、さらに南西側の西能登堆群に断続的に続く。反射面が見えないため、地質構造は不明である。その南側には、南に傾動した浸食平坦面を基底とする小規模な堆積盆地が形成され、その凹地を南志見沖層群及び輪島沖層群が不整合で覆う（第6図）。

能登半島隆起帯は能登半島の北岸にほぼ平行に発達する隆起帯で、その北限は南傾斜の逆断層によって限られる（岡村，2002）。主に褶曲した南志見沖層群からなるが、内部の反射面が不鮮明なので、隆起帯内部の断片的に認められる断層や褶曲は（第6,7図）地質図には十分に表現できなかった。隆起帯はかつてのリフトで、それが盆地反転によって隆起したと推定される。半島の北西部の沖では隆起帯が不明瞭になり、数本の南西-北東から東西方向の断層に分散する。これらの断層・褶曲は南志見沖層群に変形を与えるものの、輪島沖層群にはほとんど変形与えていない（第5-7図）。ただし、高分解能音波探査では、一部の断層が更新世に活動したことが認められている（三沢，1997）。

能登台地の西側斜面はほぼ全域にわたって地滑りが生じている。そのうち大和海盆に面する北西部では、輪島沖層群と南志見沖層群が部分的に複雑に崩落し、場所によって基盤が露出していたり、南志見沖層群が露出していたりする（第8,9図）。それに対して、西能登堆の西側では傾斜がやや緩やかで、厚く堆積した輪島沖層群と南志見沖層群中に小規模な滑り面（正断層）が数多く発生している（第10図）。

#### 6.1.b 音響基盤

内部反射をほとんど伴わず、強い上面の反射を持つことが特徴であるが、場所によって上面の反射が不明瞭になったり、内部の反射がわずかに観察されることがある（第4-10図）。能登台地では、上面に広く発達する浸食平坦面には、深度や傾斜の異なるいくつかの面が認められ、形成年代の異なる面が含まれていると考えられる

(第4, 6図). 舳倉島及び七つ島は安山岩類からなり, 岩相から能登半島の穴水層群に対比されている(石田ほか, 1962), その周辺海域に広く露出する音響基盤が海上に現れたものと考えられる. 安山岩類には変質の進んだものと新鮮なものがあり, 後者はより新しいと推定されているが, 年代を直接示すデータはない. 能登台地上には短波長の地磁気異常が広がり, 沖ノ瀬西方の D1049 地点, 西側及び北西側斜面の D1051, D1054, D1055 及び D1056 地点からは, ドレッジによって安山岩質, 玄武岩質, 流紋岩質の火山岩類が得られていることから (Table 1), 音響基盤の大部分が火山岩類からなると考えられる. 海底から得られた火山岩類の詳細な分析は行っていないが, 岩質は単純でないことから, 組成と年代の異なる火成活動を含んでいる可能性が高い. 反射面が認められるのに基盤としたのは前ノ瀬付近で, 火山噴出物からなる火山体の一部である可能性がある. 地質図上では音響基盤が広く露出するように表現したが, そのような場所でも, 薄い現世堆積物に広く覆われる(片山・池原, 2001).

#### 6.1.c 南志見沖層群

本層群は, 能登半島東方海底地質図(岡村, 2002)で定義された堆積物で, 基盤を不整合で覆う. 本図幅内では, 能登台地の西部(第8図), 内部の基盤の凹地(第4図)及び能登半島北岸沖(第6, 7図)に主に分布する. 連続性のよい反射面からなるが, 褶曲が発達すると反射面が不明瞭になることが多い. 厚さは西縁で最大 0.2-0.5 秒, 台地内では 0.2-0.4 秒であるが, 北縁のリフトでは 0.6 秒以上に達する.

台地西縁の一部の測線では, 本層群の内部に不整合が認められ, その下部の地層は正断層で切られ上面を浸食されている. この下部層はリフトの成長期, 上部層はリフト形成後の堆積物であると推定されるが, 直接年代を示すデータはない. また, この不整合は一部のプロファイルに認められるだけで, 能登台地の全域にわたって追跡することはできないので, 区分はしていない.

台地内部では, 本層群の堆積後に成長した東西から東北東方向の断層・褶曲構造が発達しているため, 反射面が見えにくい場合が多い. また, 断層・褶曲構造の形成後に, 能登台地全体が広く隆起し, 音響基盤も含めて浸食平坦面が形成された(第4, 6-8図). 平坦面には異なる層準に形成されているものがあり, さらに褶曲している面としていない面がある.

本層群の年代は, 能登半島東方海底地質図では前期-後期中新世と推定されている. 台地の西-北西側斜面で採取したドレッジ試料(D1051, D1053, D1053, D1054, D1055)及びグラブ試料(29, 51, 52)などには泥岩, シルト岩, 砂岩が含まれており, そのうち D1051, D1055 からは前期中新世末から中期中新世の, D1053 からは鮮新世の珪藻化石が確認されている(第2表). ただし, いずれの試料

も地滑り地帯から得られているので, どの層群に相当する堆積岩なのか明らかでない. また, 前ノ瀬の南側では, 前期-中期中新世の珪藻化石を含む泥岩が基盤を覆う堆積物の基底付近で得られており(RC585, 586), 南志見沖層群の基底の年代を示していると考えられる. 以上のことから本層群の基底は前期中新世であると推定される. 一方, 上限の年代を断定する試料は得られていないが, 能登半島北部の地質構造を考慮すると, 後期中新世に達する可能性が高い.

#### 6.1.d 輪島沖層群

本層群は, 能登半島東方海底地質図(岡村, 2002)で定義された基盤及び南志見沖層群の浸食平坦面を不整合で覆う堆積物である. 能登半島の北-北西岸沖と能登台地の西部に広い分布がある. 反射面は明瞭で連続性はよい(第4, 6-10図). 西側斜面では, 地層の傾斜が急になり, 地滑りも発達するので, 南志見沖層群との境界が不明瞭になる(第9図). 本層群の厚さは基盤及び南志見沖層群の浸食平坦面上では 0.1 秒以下であるが, 能登半島隆起帯の北-北西岸沖では厚さが最大で 0.5 秒に達し(第6図), その南西側の羽咋沖盆地の高浜沖層群及び羽咋沖層群に連続する. また, 台地の西側斜面でも層厚を増し, 最大で 0.5 秒に達する(第10図). 本層群は南志見沖層群を不整合で覆うことから, 後期中新世-第四紀の堆積物であると推定されるが, その基底付近の年代を示す試料は得られていない. 西側斜面で得られた鮮新世の珪藻化石(D1053)は本層群に由来する可能性が高い.

## 6.2 北陸堆積盆地

能登台地の南側には北陸堆積盆地が広がる. 本図幅域の南縁付近に東西方向に延びる隆起帯があり, この北側の羽咋沖盆地と南側の金沢沖盆地とに分けている. 田中(1979)はこの隆起帯を宝達山隆起帯と呼んだが, ここでは海域に存在することを明確にするため宝達山沖隆起帯と呼ぶ. 金沢沖盆地は本図幅域にはほとんど分布しないので, ここでは羽咋沖盆地について記述する. この盆地内の層序は下位から, 音響基盤, 金沢沖層群, 羽咋沖層群及び高浜沖層群に区分する(第3表). 金沢沖層群は東西性の隆起帯を形成し, その周辺では上位の地層と顕著な不整合関係にある. 羽咋沖層群は東西性の隆起帯の間を埋積し, 高浜沖層群はそれをほぼ整合的に覆う.

#### 6.2.a 地質構造

羽咋沖盆地内には, ほぼ東西方向の古い隆起帯と, 北東-南西から南北方向の新しい断層・背斜構造が発達している(第3図).

古い構造は宝達山沖隆起帯及び高浜沖隆起帯で, 基盤及び金沢沖層群からなり, その頂部には浸食平坦面が発

達している(第11-13図)。高浜沖隆起帯は高浜市の西方約50kmから西側に30km以上連続する(第3図)。隆起帯の東部は主に金沢沖層群からなり、南翼が急傾斜し、北翼が緩傾斜する非対称な背斜構造であるが(第11図)、西部では基盤の高まりを中心とした背斜構造になる(第12図)。隆起量は1.5秒を超えると推定される。宝達山沖隆起帯は陸上の宝達山から約60km西方まで連続する。隆起帯の西部は主に金沢沖層群からなり、南翼が急傾斜し、北翼が緩傾斜の非対称な背斜構造を形成する(第13図)。隆起量は1.0秒を超えると推定される。一方、隆起帯の東部は主に音響基盤からなり、その北側に急傾斜した金沢沖層群の背斜構造を伴う複背斜構造になる。2つの隆起帯は金沢沖層群堆積後に成長している。

高浜沖隆起帯の南側には北北西-南南東方向に延びる隆起帯が海底深部に伏在している。基礎試錘「金沢沖」はこの隆起帯上で掘削されているが、中新世の火山体を目標としたとされている(奥田, 1993)。本研究で用いた音波探査プロファイルは探査深度が浅いので、火山体を含めて地下深部の構造はほとんど見えない。

一方、新しい断層・褶曲は、羽咋沖盆地の中部から南部ではほぼ南北方向であるが、北部では北東-南西方向が優勢になる(第3図)。

南北方向の構造は3列が認められ、そのうち最も西側には、東側が隆起し緩やかな背斜構造を伴う撓曲帯(第14図)が宝達山沖隆起帯の西端から高浜沖隆起帯の東縁付近まで連続する。高浜沖層群より下位の地層は、撓曲帯を挟んで厚さの変化は少ないのに対して、高浜沖層群は西側で厚くなることから、第四紀に活動し始めたと考えられる。西翼の構造差は高浜沖層群基部で最大0.5秒に達する。

撓曲帯から30-40km東側、羽咋市の西方沖20-30kmには、ほぼ南北方向の背斜構造が2列形成されている(第15図)。いずれも東翼が急傾斜で幅が狭く、西翼が緩傾斜で幅が広い非対称な背斜構造で、東翼の基部に逆断層が伏在していると推定される。西側の背斜構造の方が隆起量は大きく、最大で0.3秒に達するが、東側の背斜構造の隆起量は0.2秒以下である。2つの背斜構造は田中・小草(1981)の第13図にマルチチャンネル地震探査断面が示されており、いずれの背斜構造もかつてのハーフグラベンが隆起した盆地反転構造であることがわかる。また、羽咋沖層群以下の地層には背斜構造とその周辺に厚さの変化が認められないことから、断層は高浜沖層群堆積中に成長したと考えられる。

高浜沖隆起帯の東縁付近から北東側には2列の背斜構造が発達する(第16図)。それらは金沢沖層群堆積後に形成されたものが、高浜沖層群堆積中に再活動した様に見える。また、羽咋沖の2つの背斜構造は北緯37°05'付近で消滅し、その北側で北東-南西方向に延びる2-3列の背斜構造が現れる。これらの背斜構造は北西翼が狭く急傾

斜する非対称な断面構造を持ち、北西翼の基底に逆断層が伏在すると推定される(第17図)。羽咋沖の逆断層とは断層面の傾斜が逆であることから、連続した構造ではないと判断した。断層の変位量は0.1-0.4秒で高浜沖層群の堆積中に成長したと推定される。そのうち中央の背斜は門前町の西方沖まで約25km連続し、さらに陸側に連続すると推定される。それ以外の背斜構造は軸の長さが10km以下である。これらの背斜構造は高浜沖層群の堆積中に主に成長しているが、一部は羽咋沖層群の堆積中にも活動したと推定される。

#### 6.2.b 音響基盤

羽咋沖盆地の北部では能登台地から南に向かって、東部では沿岸域から西に向かって緩やかに深度が増す。羽咋沖盆地の東部及び北部の、基盤上面の深度が1秒より浅い部分では、上面の反射面は明瞭で、起伏に乏しい平坦面からなることから、浸食面であると考えられる(第15-17図)。一方、羽咋沖盆地の中心から南部及び西部では、基盤上面は1.5秒より深くなり、反射面が不明瞭になって、断片的にしか認められない。本図幅の南西部で行われた基礎試錘「金沢沖」では、海面下3000mまで掘削して前期中新世の堆積岩を採取している(奥田, 1993)。掘削地点を通るマルチチャンネル音波探査断面では海面下3.0秒付近に音響基盤が認められ、堆積層の厚さは2.0秒に達する。北陸堆積盆地内では音響基盤に相当する岩石は得られていないが、能登台地の音響基盤と連続的であることから、主に前期中新世以前の火成岩類などからなると考えられる。山本ほか(2000)の香住沖層群K1層に対比される。

#### 6.2.c 金沢沖層群

金沢沖層群は基盤を覆う地層で、平行で連続性のよい反射面からなるが(第11, 13図)、海面下1.2秒以深では反射面が不明瞭になることが多い。高浜沖隆起帯や宝達山沖隆起帯を形成し、その上面の浸食面は能登台地縁部に形成されている南志見沖層群上面の浸食面に対比できる。隆起帯では、本層群内に不整合が認められることがあるが、それを全域にわたって追跡することはできないので、ここでは一括して金沢沖層群と呼ぶ。厚さは、宝達山沖隆起帯の北側では0.5-1.0秒である。その西側ではさらに厚くなると推定されるが、基盤深度が識別できなくなるので、厚さは不明である。

前ノ瀬の南側では本層群の下部が露出し、そこで得られたロックコアサンプル(RC585, RC586)からは、前期中新世末から中期中新世の珪藻化石が得られている。また、基礎試錘「金沢沖」の音川層以下に対比される。さらに、反射断面上の層序関係と特徴から、能登台地の南志見沖層群、山本ほか(2000)の香住沖層群K2層にほぼ相当すると考えられる。以上のことから、本層群の年代

は前期-後期中新世であると考えられる。

#### 6.2.d 羽咋沖層群

本層群は金沢沖層群からなる隆起帯をオンラップ不整合で覆う地層で、隆起帯周辺では海盆側に発散するパターンを示す(第13図)。やや断続的でほぼ平行な反射面からなることが多い。厚さは、宝達山沖隆起帯の北側で0.2-0.5秒、西側では0.6秒を超える。輪島沖層群の下部に相当し、山本ほか(2000)の浜坂沖層群、基礎試錘「金沢沖」の水見層(下部)に対比されることから、主に鮮新統からなると推定される。本層群の年代を直接示す岩石試料は得られていない。

#### 6.2.e 高浜沖層群

高浜沖層群は、能登台地の南側で羽咋沖層群をオンラップ不整合で覆う(第16図)。しかしながら、盆地内の大部分ではほぼ平行で連続的な反射面からなり、発散するパターンを持つ浜坂沖層群とは、整合的に重なる。第四紀に活動した断層・褶曲周辺では、隆起域で層厚が小さくなる。最大層厚は本図幅の西縁で1.0秒近くに達するが、宝達山沖隆起帯の北側では0.4-0.6秒の厚さを持つ。主に第四系からなると考えられ、輪島沖層群の上部に対比され、山本ほか(2000)の鳥取沖層群にほぼ相当する。

### 7. 大和海盆

大和海盆は、能登半島の西方から北方沖に広がる日本海南部では最大の海盆で、北東方向に伸びた長さ約450km、幅約200kmの規模を持つ。日本海形成と同時に誕生した背弧海盆で、その中心部では水深は約3,000mに達し、海底下に往復走時で1秒前後の厚さの堆積物が分布する(Tamaki, 1988)。本地質図内では大和海盆の南東縁の一部を含み、そこでの水深は2,400-2,650m、基盤深度は最大で約5.0秒で、厚さ約1.0-1.4秒の堆積物が分布する。このうち上部の0.5-0.8秒の厚さの地層は連続性がよく、ほぼ平行な反射面からなり(第18図)、輪島沖層群に対比した。その下には反射面が不明瞭な堆積物が基盤を覆う。これを南志見沖層群に対比した。これらの対比は能登台地西側の、反射面が不明瞭になる斜面域で両層群の境界を追跡したもので、堆積物試料の年代に基づくものではない。

能登台地西側斜面では輪島沖層群が欠如することが多いが、海盆域の輪島沖層群は南志見沖層群をオンラップ不整合で覆う(第18図)。また、能登台地斜面の基部では、輪島沖層群中にタービダイト或いは地滑り堆積物からなると考えられる、レンズ状或いはウェーブ状の断面を持つ堆積層が発達している(第5図)。

### 8. 構造発達史

この海域は主に3回の大きな地殻変動を受けたと推定される。まず前期中新世を中心とした日本海拡大と同時に火成活動が活発化し、地殻の伸張によって広範囲に堆積盆地が形成された。能登台地では火成活動が活発で、全体として大きな沈降はしなかったが、東西から東北東-西南西方向のリフトが能登台地の北部と能登半島北岸に沿って形成された。羽咋沖盆地で火成活動がどのくらい広がったのか不明であるが、全体として沈降し堆積盆地が形成された。

後期中新世になって、東西から東北東-西南西方向の断層・褶曲が成長した。能登台地では前期中新世に形成されたリフト帯で褶曲、断層が成長した。また、ほぼ同時に能登台地全体が隆起し、浸食平坦面が形成された。羽咋沖盆地でも東西方向の2つの背斜構造(高浜沖隆起帯と宝達山沖隆起帯)が形成され、その山頂に浸食平坦面が形成された。それらの隆起帯が盆地反転構造を持つかどうかは不明である。断層・褶曲は南志見沖層群及び金沢沖層群の上部から、輪島沖層群及び羽咋沖層群の下部の堆積中に成長したと考えられ、その期間に浸食平坦面も複数形成された可能性がある。これらの断層・褶曲はほぼ同時期に島根半島から山陰沖で形成された宍道褶曲帯に対比できると考えられる。

第四紀の高浜沖層群堆積中には、南北方向から北東-南西方向の断層・褶曲が主に羽咋沖盆地内で成長した。能登半島北岸に沿った断層・褶曲も、一部で第四紀に再活動した可能性がある。これらの断層・褶曲は現在も活動的である可能性が高い。

### 9. まとめ

能登半島西方海底地質図の範囲は地質の特徴から、能登台地、北陸堆積盆地及び大和海盆に区分できる。能登台地は能登半島北部の沖合に広がる水深500m程度までの台地状の高まりで、音響基盤が海底或いは海底浅部に分布し、前期-後期中新世の南志見沖層群及び後期中新世-第四紀の輪島沖層群がそれぞれ不整合で覆う。音響基盤は舳倉島や七ツ島に露出する主に前期中新世の火山岩類からなると考えられる。南志見沖層群は、基盤上に形成された東北東-西南西方向の軸を持つリフトを埋めるように堆積している。リフトは能登半島北岸沿いと舳倉島の東西両側に形成された。南志見沖層群堆積後、東北東-西南西走向の断層及び褶曲が発達し、ほぼ同時に能登台地全体が隆起して、浸食平坦面が広く形成された。その後能登台地は沈降し、浸食平坦面を輪島沖層群が広く覆って堆積した。能登台地の西側斜面は大和海盆に接する北部と隠岐トラフに続く南部に区分できる。北部斜面は急傾斜のため大規模に崩落しており、場所によって南志見沖層群が露出していたり、音響基盤が露出していたりする。斜面の西側に広がる大和海盆では基盤を不整合



で覆って、南志見沖層群と輪島沖層群が分布する。海盆東縁の斜面では後者が前者をオンラップ不整合で覆う。

北陸堆積盆地は羽咋沖盆地と金沢沖盆地に区分され、このうち金沢沖盆地はその北縁部しか本海底地質図には含まれない。羽咋沖盆地の堆積物は金沢沖層群（前期-後期中新世）、羽咋沖層群（後期中新世-鮮新世）、高浜沖層群（第四紀）に区分した。また、同盆地内には主に後期中新世に形成された東西方向の隆起帯と、第四紀に成長した南北から北東-南西方向の背斜・断層とが発達している。東西方向の隆起帯として顕著なものは宝達山の西方沖に発達する宝達山沖隆起帯とその北西側に位置する高浜沖隆起帯である。宝達山沖隆起帯は金沢沖盆地と羽咋沖盆地との境界をなす。金沢沖層群は東西方向の背斜構造を形成し、羽咋沖層群に不整合で覆われる。羽咋沖層群の下部は隆起帯周辺で発散パターンを持つが、大部分はほぼ平行な反射面からなる。高浜沖層群は盆地北部で羽咋沖層群を不整合で覆うが、盆地内部では羽咋沖層群をほぼ整合的に覆い、東西方向の隆起帯上でもほとんど層厚変化が認められない。ただし、南北から北東-南西方向の背斜・断層の周辺では、羽咋沖層群中には層厚変化がほとんど見られないのに対して、高浜沖層群中では顕著な層厚変化が認められる。

謝辞：GH88-2 及び 88-4 航海では、奥村英明船長をはじめとする白嶺丸の乗組員及び調査団の方々からは、調査作業に全面的な支援を受けた。音波探査は産業技術総合研究所の佐藤幹夫主任研究員及び西村清和主任研究員と福井大学の山本博文助教授（当時地質調査所海洋地質部）の協力によって実施され、岩石及び堆積物の採取と記載は産業技術総合研究所の池原 研主任研究員及び片山肇主任研究員によって、得られた堆積岩類の珪藻化石分析は渡辺真人主任研究員によって行われた。また、本説明書の原稿には福井大学山本博文助教授のコメントを頂いた。以上の方々に感謝する。

## 引用文献

- 地質調査所（1995）100 万分の 1 日本地質図 第 3 版 CD-ROM 版。地質調査所，第 3 版。
- 藤井昭二・粕野義夫・中川富美雄（1992）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。
- 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・粕野義夫・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。
- 今井 功・坂本 亨・野沢 保（1966）邑知潟・蛇が島の地質。地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，71p。
- 岩淵義郎（1968）日本海南東部の海底地質。東北大学地質古生物研報，**66**，1-76。
- 岩淵義郎・加藤 茂（1988）第四紀地図の作成過程から見た大陸棚。第四紀研究，**26**，217-225。
- 粕野義夫（1993）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。
- 片山 肇・池原 研（2001）能登半島西方表層堆積図及び同説明書。海洋地質図シリーズ，no. 57，48p，産業技術総合研究所。
- 木村敏雄・恒石幸正（1978）太田陽子・松田時彦・平川一臣著「能登半島の活断層」に対して。第四紀研究，**17**，39-42。
- 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-，東海大学紀要海洋学部，**43**，185-200，（東海大学海洋学部）
- 日本第四紀研究会（1987）日本第四紀地図及び同解説。東京大学出版会，119p。
- 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（2002）能登半島東方海底地質図及び同説明書，海洋地質図シリーズ，no. 59(CD)，産業技術総合研究所。
- 奥田 悟（1993）基礎試錘「金沢沖」。石油技術協会 60 周年記念出版小委員会編，最近の我が国の石油開発，117-120，石油技術協会。
- 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・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）
- 坂本 亨（1966）富山積成盆地南半部の新生界とその構造発達史。地調報告，no.213，1-27。
- 桜井 操・佐藤任弘・田口 広・永野真男・内田摩利夫（1971）能登半島西方大陸棚の海底地形と地質構造。地質学雑誌，**77**，645-651。
- 角 靖夫（1978）津幡地域の地質。地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所，55p。
- 角 靖夫・野沢 保・井上正昭（1989）石動地域の地質。地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査

所, 118p.

Tamaki, K. (1988) Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. Bulletin of Geological Survey of Japan, **39**, 269-365.

田中 隆 (1979) 北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技術協会, **44**, 76-88.

田中 隆・小草欽治 (1981) 山陰沖における中期中新世以降の構造発達史. 地質学雑誌, **87**, 725-736.

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.

Vail, P. R., Mitchum, Jr. R. M., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, III, S., Sangree, J. B., Bubb, J. N. and Hatlelid, W. G. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In Payton, C. E. ed, Seismic stratigraphy - application to hydrocarbon exploration, AAPG Memoir, **26**, 49-212.

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.

山本博文・上嶋正人・岸本清行 (1990) 鳥取沖地質図及び同説明書. 海洋地質図シリーズ, no. 35, 地質調査所, 27p.

山本博文・上嶋正人・岸本清行 (1993) 経ヶ岬沖海底地質図及び同説明書. 海洋地質図シリーズ, no. 40, 地質調査所, 39p.

Yamamoto, H. (1993) Submarine geology and post-opening tectonic movements in the southern region of the Sea of Japan. Marine Geology, **112**, 133-150.

山本博文・上嶋正人・岸本清行 (2000) ゲンタツ瀬海底地質図及び同説明書. 海洋地質図シリーズ, no. 50, 地質調査所, 35p.

(受付: 2003年1月16日; 受理: 2003年8月26日)

---

本海底地質図の出版原図等は2002年に作成されました。

このため、これ以降の市町村合併などに伴う地名の変更は地質図・説明書等には反映されていません。同じく、これ以降の公表論文についても引用されていません。

---

EXPLANATORY NOTE  
OF  
GEOLOGICAL MAP WEST OF NOTO PENINSULA

Yukinobu OKAMURA\*

**Abstract**

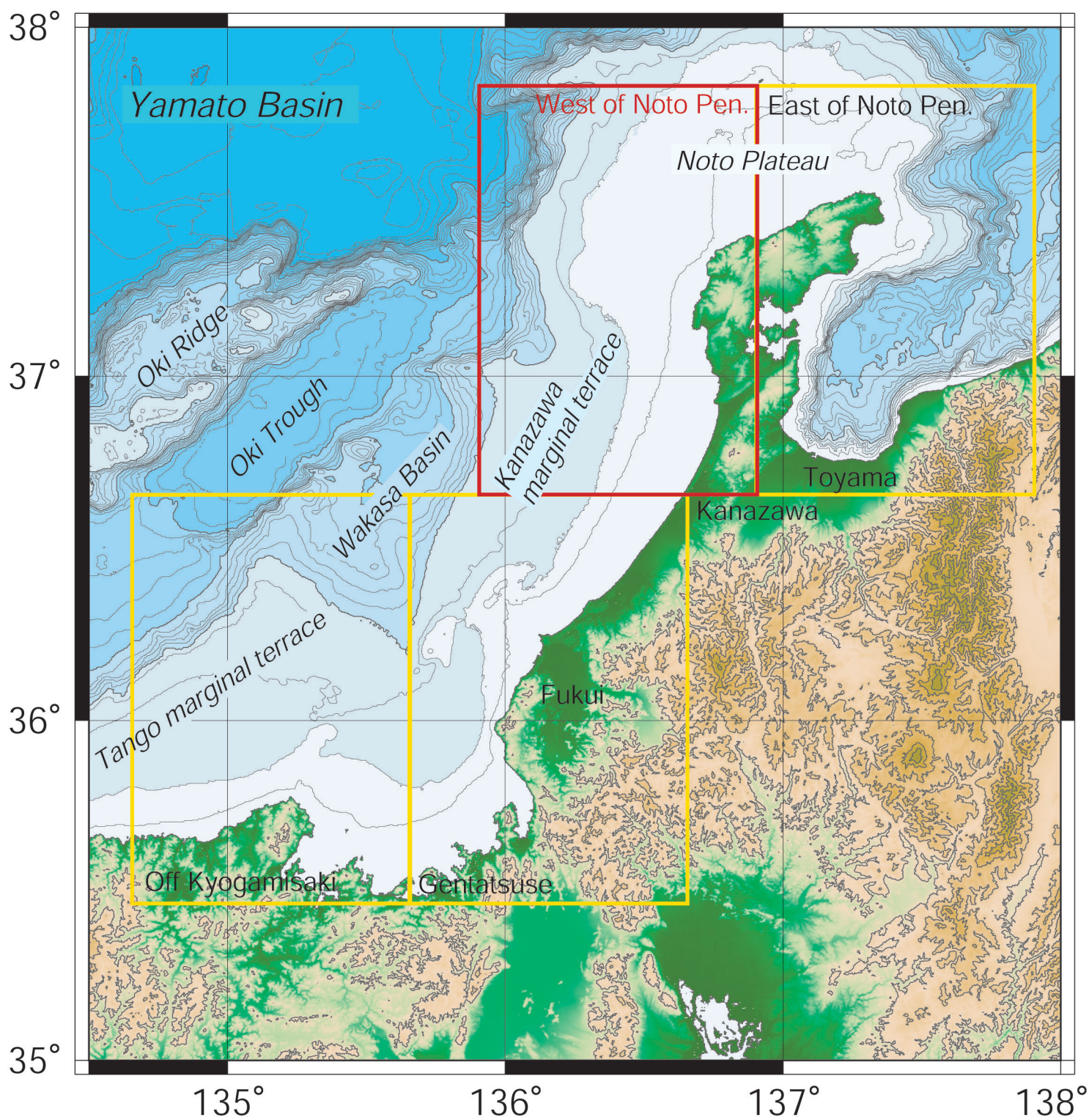
The marine geological map "West of Noto Peninsula" was compiled based on single channel seismic profiles, lithology, ages of seabottom samples and previous studies of the geologic history of the Noto Peninsula and the Kanazawa area. The Noto Peninsula is underlain mainly by Oligocene to early Miocene volcanic rocks in the northern part and early Miocene to Quaternary sediments in the south. These geologic characteristics extend to the offshore map area, which can be divided into three provinces; the Noto Plateau, the Hokuriku Basin and the Yamato Trough.

The Noto Plateau, 100-500 m deep, occupies the northern part of the map area and is composed mainly of the acoustic basement. The basement is inferred to consist mainly of Oligocene to early Miocene volcanic rocks, which are widely exposed on the Noto Peninsula. Minor rifts were formed in the ENE-WSW trending zones along the northern margin of the map area and northern coast of the peninsula, and filled with the early to late Miocene Najimi-oki Group. In the late Miocene, ENE-WSW trending folds and faults developed in the rifts. The Noto Plateau was widely uplifted during deformation resulting in the formation of wave-cut terraces through the plateau. The late Miocene to Quaternary Wajima-oki Group unconformably covers the terrace. The Wajima-oki Group was partly deformed by the reactivation of the Miocene faults, but most of the group is undeformed. The western slope of the plateau is covered with the Najimi-oki Group and Wajima-oki Group. While the groups were widely collapsed by slope failure in the northern part of the slope, and the basement and Najimi-oki Group is exposed on the slope. The Yamato Basin (2800-3000 m in depth) occupies the west of the slope and is underlain by 1-1.4 s (two-way travel time in second) sediments. The sediments are divided into the upper well stratified and lower reflection free units and were correlated to the Wajima-oki and Najimi-oki Groups, respectively. The boundary of the units is an onlap unconformity along the foot of the slope between the Yamato Basin and Noto Plateau.

The Hokuriku Basin is divided into the Hakui-oki and Kanazawa-oki Basins. This map includes the whole Hakui-oki Basin and only the northern margin of the Kanazawa-oki Basin. The Hakui-oki Basin is underlain by the acoustic basement and the Kanazawa-oki, Hakui-oki and Takahama-oki Groups. Total thickness of the groups exceeds 2.0 sec in the basin. The basement is continuous from that in the Noto Plateau. The Kanazawa-oki Group is inferred to be early to late Miocene in age and correlative with the Najimi-oki Group in the Noto Plateau. The E-W trending uplifts are composed of the Kanazawa-oki Group, and their summits are truncated by a wave cut terrace that can be correlated with the terraces at the top of the Najimi-oki Group. The Hamasaka-oki Group covers the Kanazawa-oki Group by an onlap unconformity and fill the basin except the E-W trending uplifts. The group is composed mainly of parallel reflections except a divergent pattern around the uplifts. The Takahama-oki Group unconformably covers the Hamasaka-oki Group. N-S to NE-SW trending folds and faults have developed during the deposition of the group and they are presumably active.

---

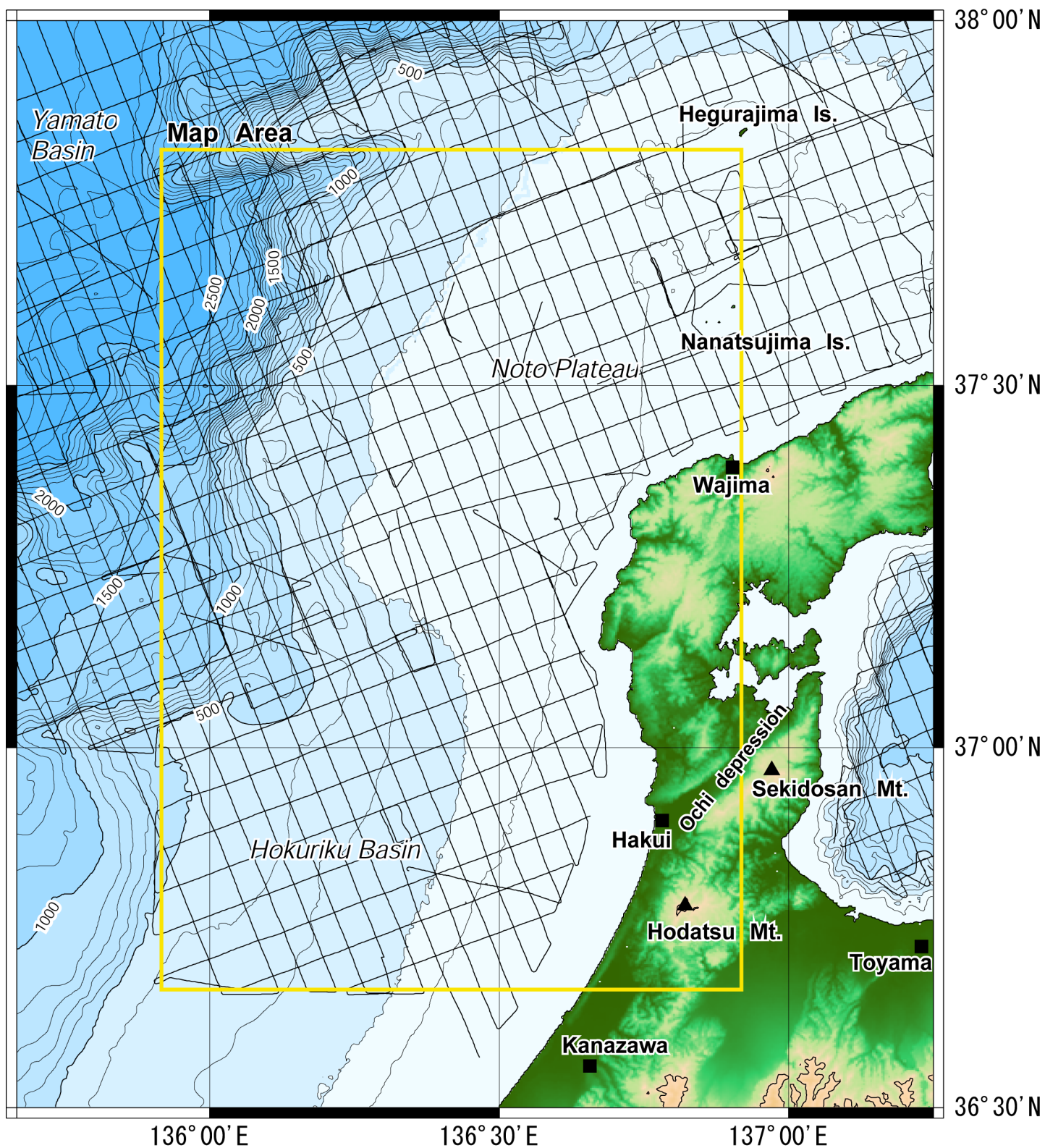
\*Institute for Marine Resources and Environment  
(Present affiliation: Active Fault Research Center)



第1図 能登半島西方海底地質図の範囲とその周辺の海底地形

Fig. 1 Bathymetric contour map of the quadrangle "West of Noto Peninsula"

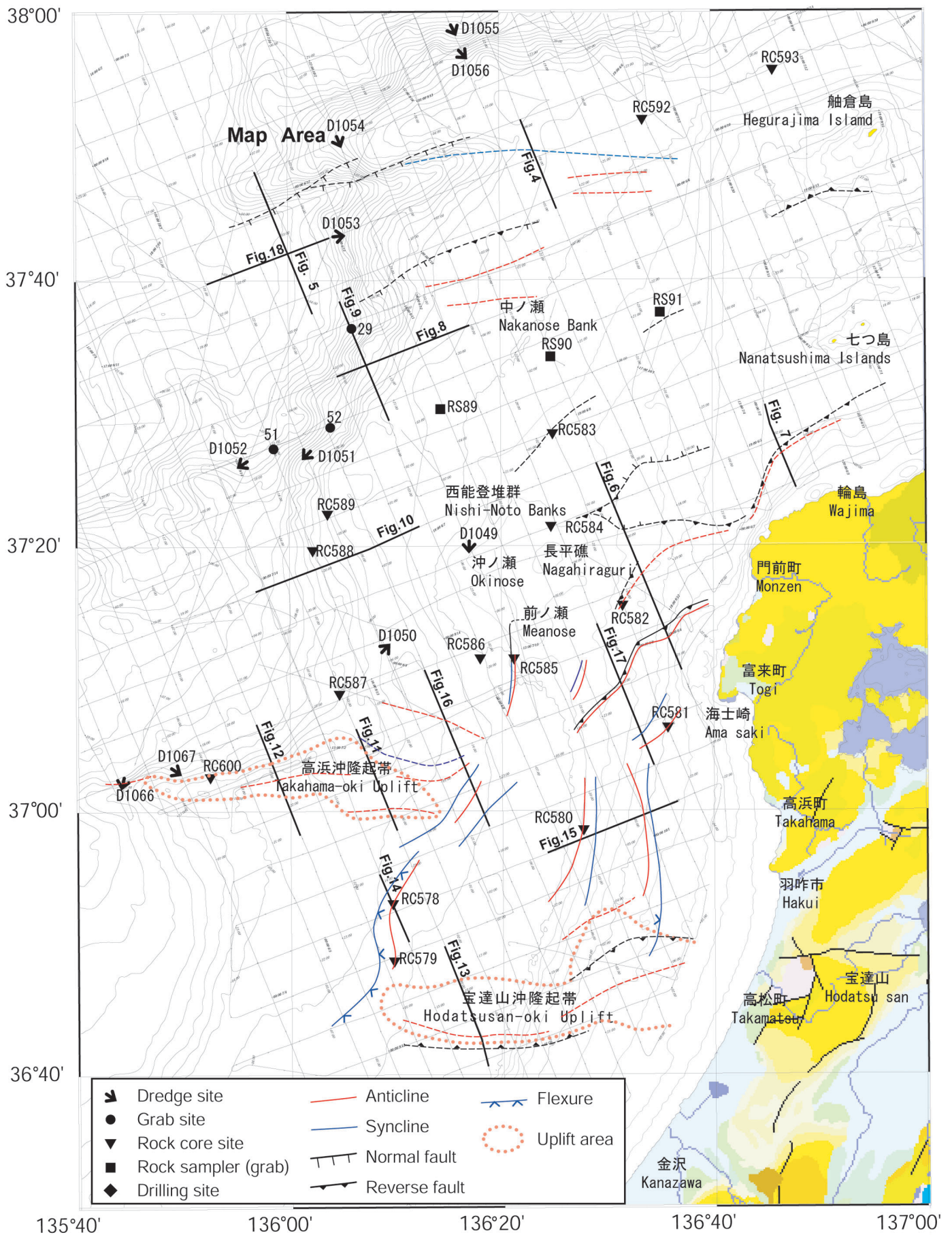




第2図 GH88-2, 88-4航海で実施した音波探査測線

Fig. 2 Map showing seismic survey lines during the GH88-2 and GH88-4 cruises.





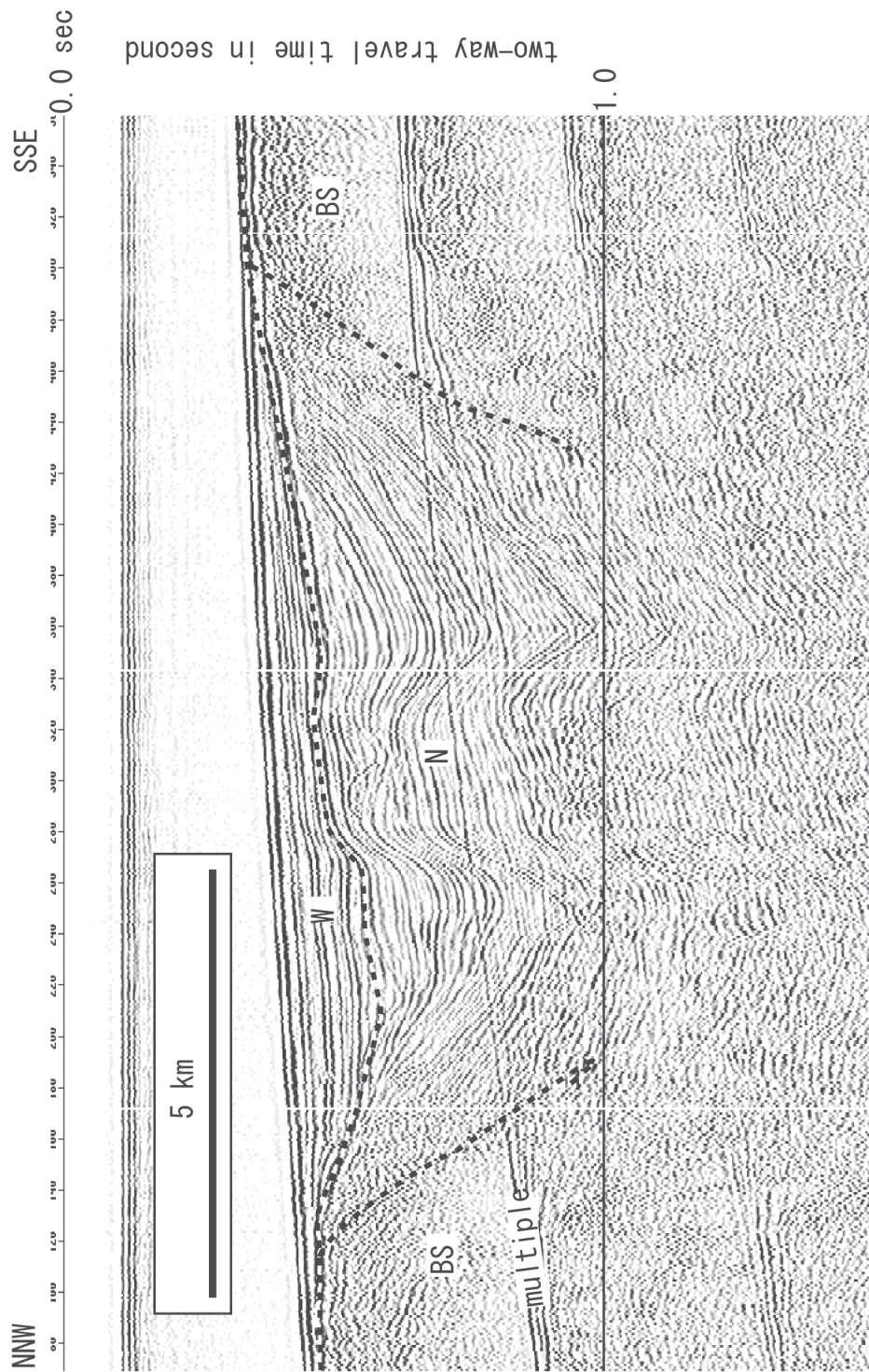
第3図 能登半島西方海域の地質構造と試料採取地点.

陸域の地質図は地質調査所(1995)に基づく. 太い実線は本説明書に示した反射断面の位置.

Fig. 3 Geologic structure in the area west of the Noto Peninsula.

Onshore geological map is based on the Geological Survey of Japan (1995). Thick lines indicate the location of seismic profiles shown in these explanatory notes.

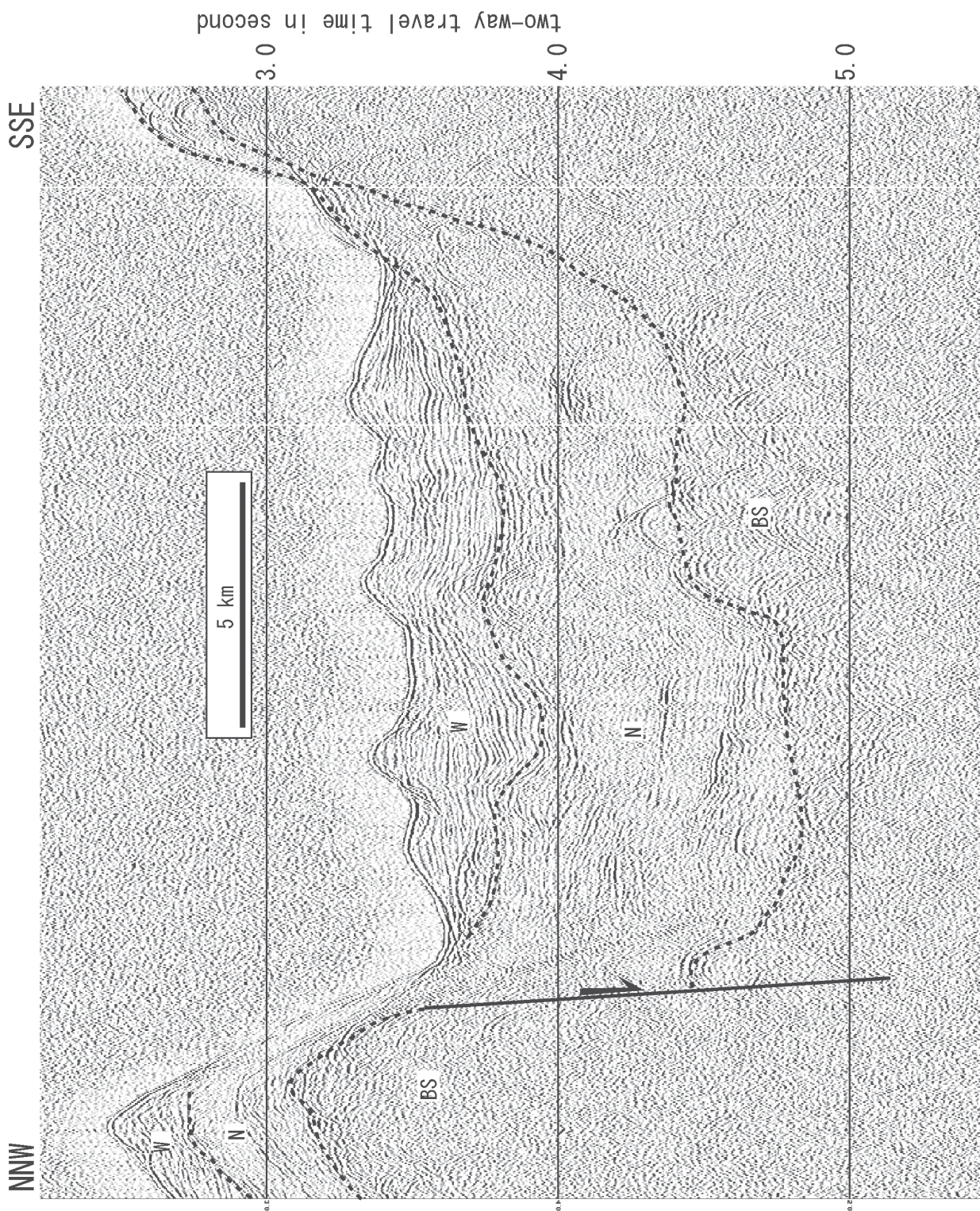




第4図 能登台地北部の反射断面。  
 小規模なリフトが褶曲した南志見沖層群(N)に埋められ、基盤(BS)とともに浸食平坦化され、輪島沖層群(W)に覆われる。

Fig. 4 Seismic profile of the northern part of the Noto Plateau.  
 Small-scale rift in the northern part of the Noto Plateau was filled with the folded Najimi-oki Group (N). The group and basement (BS) were truncated, and the Wajima-oki Group (W) covers the truncated surface.





第5図 能登台地北西側の反射断面。

リフトとその北側の海嶺は、1秒以上の落差を持つ正断層で境され、基盤の垂直高度差は2秒以上に達する。

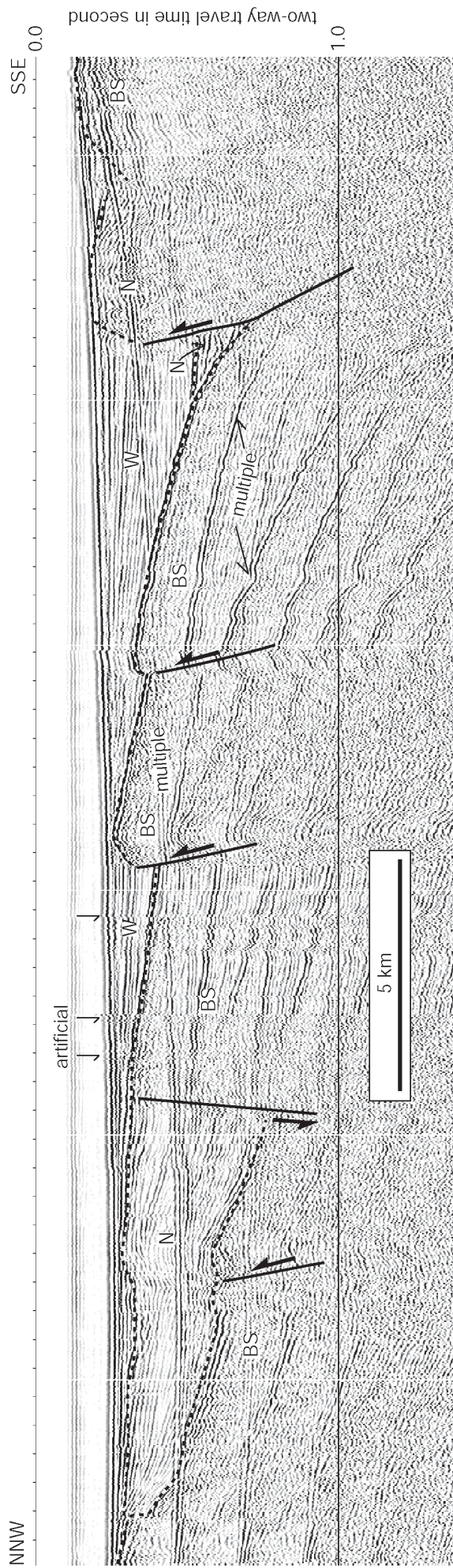
リフトは厚さ0.6秒以上のほとんど変形していない輪島沖層群(W)と南志見沖層群(N)に覆われる。輪島沖層群は海底谷とその周辺の扇状地堆積物からなる。

Fig. 5 Seismic profile of the northwestern side of the Noto Plateau.

Rift and ridge are bounded by a normal fault having a vertical displacement that attains more than 1 s and vertical offset of the basement that exceeds 2 s. The rift is filled with the

Najiimi-oki Group (N) and Wajima-oki Group (W). The upper group is composed of channel and fan deposits.



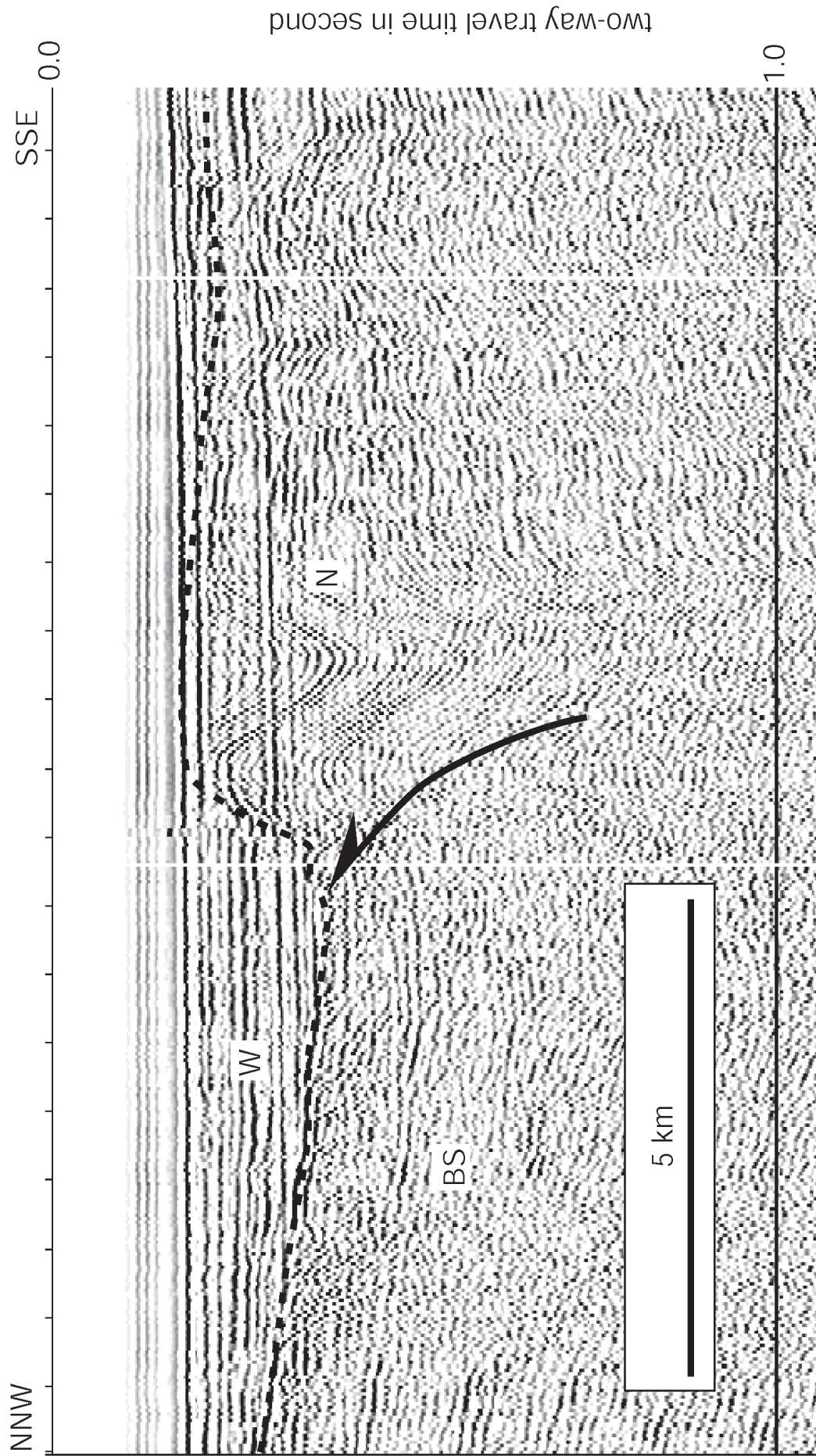


第6図 能登半島北西沖の反射断面。

浸食平坦化された音響基盤 (BS) が南に向かって深くなり、それを南志見沖層群 (N) と輪島沖層群 (W) が不整合で覆う。断面の南部では逆断層によって南側が隆起している。

Fig. 6 Seismic profile to the northwestern offshore of the Noto Peninsula.

Truncated surface of the acoustic basement (BS) that inclines south and the Najimi-oki (N) and Wajima-oki Groups (W) unconformably cover the basement. The southern side of the basin was uplifted by reverse faulting.



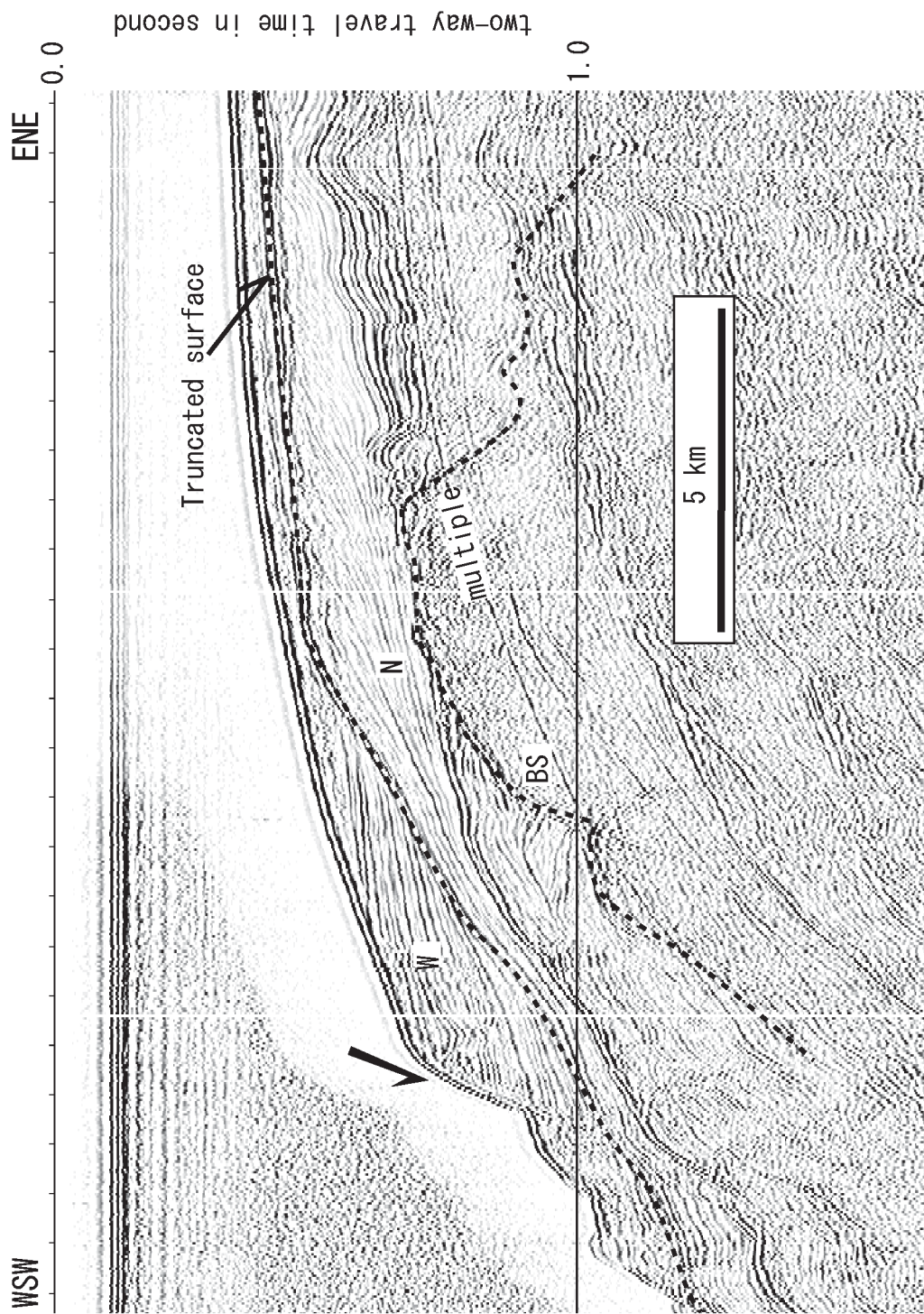
第7図 輪島沖の能登半島隆起帯の反射断面。

褶曲した南志見沖層群(N)からなる能登半島隆起帯と北側の音響基盤(BS)は、南傾斜の逆断層によって境されている。輪島沖層群(W)には全く変形は認められない。

Fig. 7 Seismic profile of the Noto Peninsula Uplift off Wajima.

The Noto Peninsula Uplift is composed of the folded Najimi-oki Group (N) and bounded by a south dipping reverse fault from the basement to the north. No deformation is observed in the Wajima-oki Group (W).





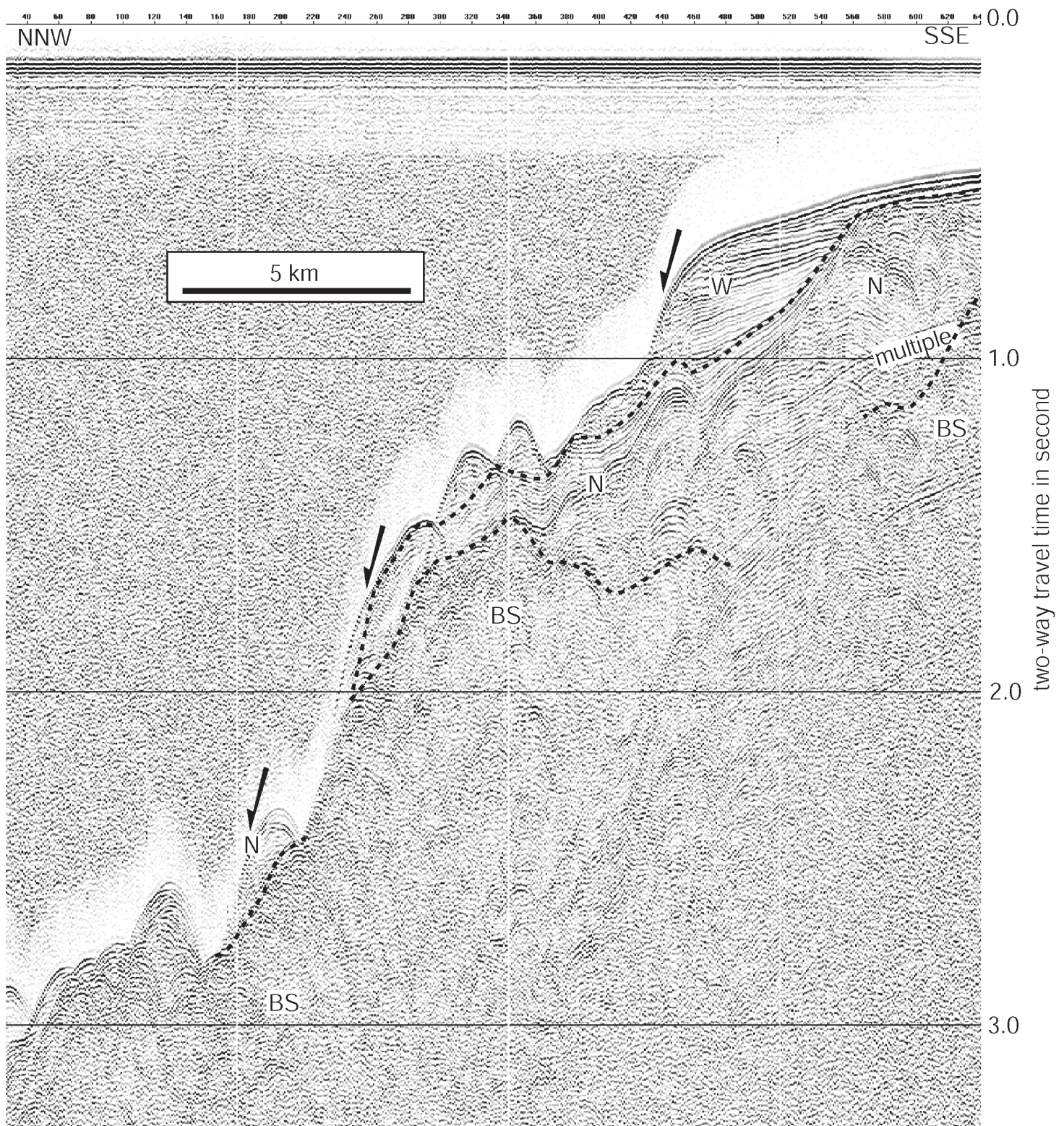
第8図 能登台地西縁の反射断面。

南志見沖層群(N)の上面には明瞭な浸食平坦面が形成され、輪島沖層群(W)が不整合で覆っている。西側斜面では輪島沖層群に斜面崩壊が生じている。

Fig. 8 Seismic profile of the western margin of the Noto Plateau.

A truncated surface was clearly observed at the upper boundary of the Najiimi-oki Group (N), and the surface is covered with the Wajima-oki Group (W). Slope failure of the Wajima-oki Group is observed on the western slope.





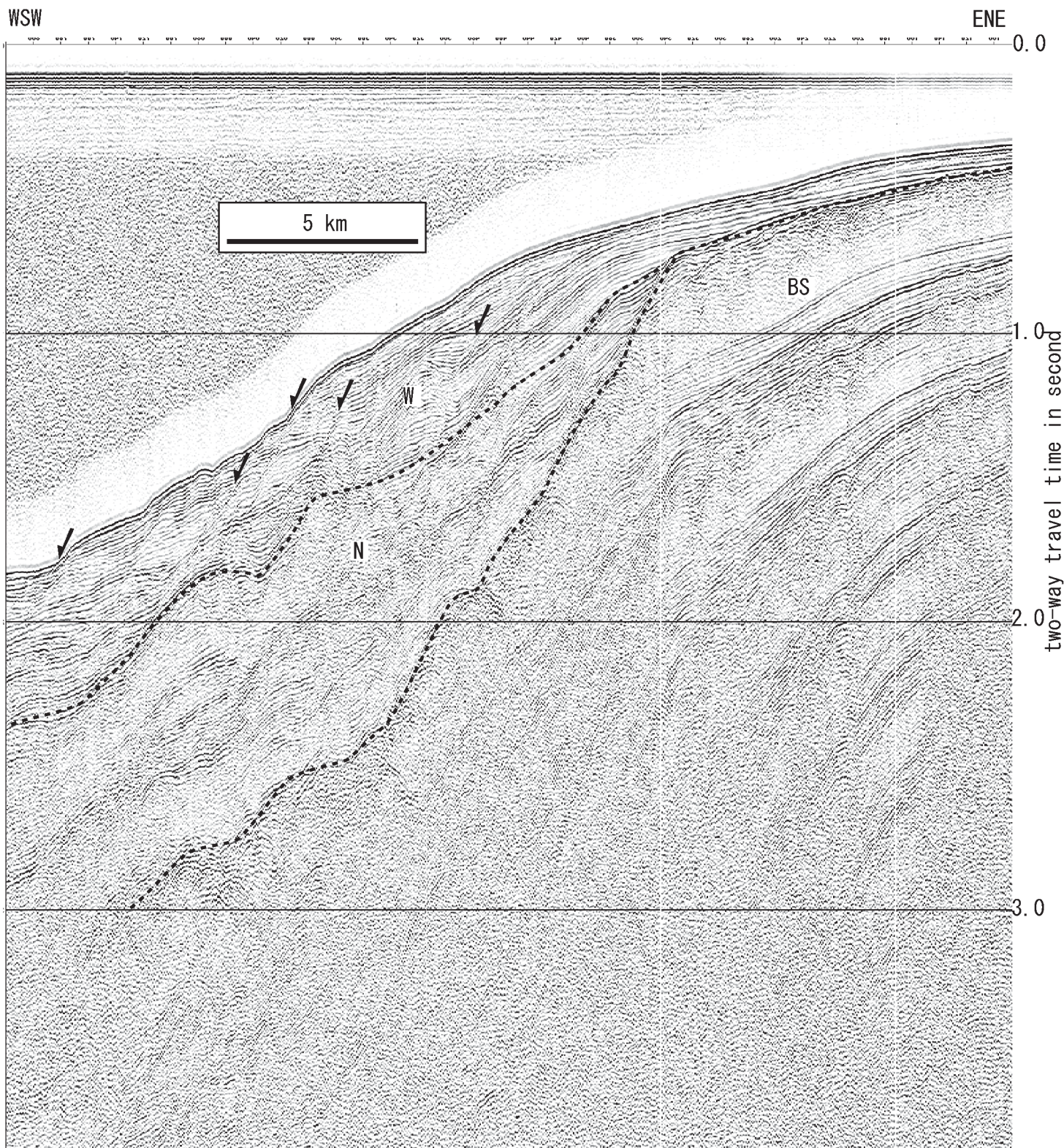
第9図 能登台地西側斜面の反射断面。

急斜面上に生じた斜面崩壊（矢印）によって、輪島沖層群(W)だけでなく南志見沖層群(N)も斜面上から部分的に消失し、基盤(BS)が露出している。

Fig. 9 Seismic profile of the western slope of the Noto Plateau.

The Wajima-oki (W) and Najimi-oki Groups (N) were lost by slope failures indicated by arrows on the steep slope, and the basement is exposed (BS).





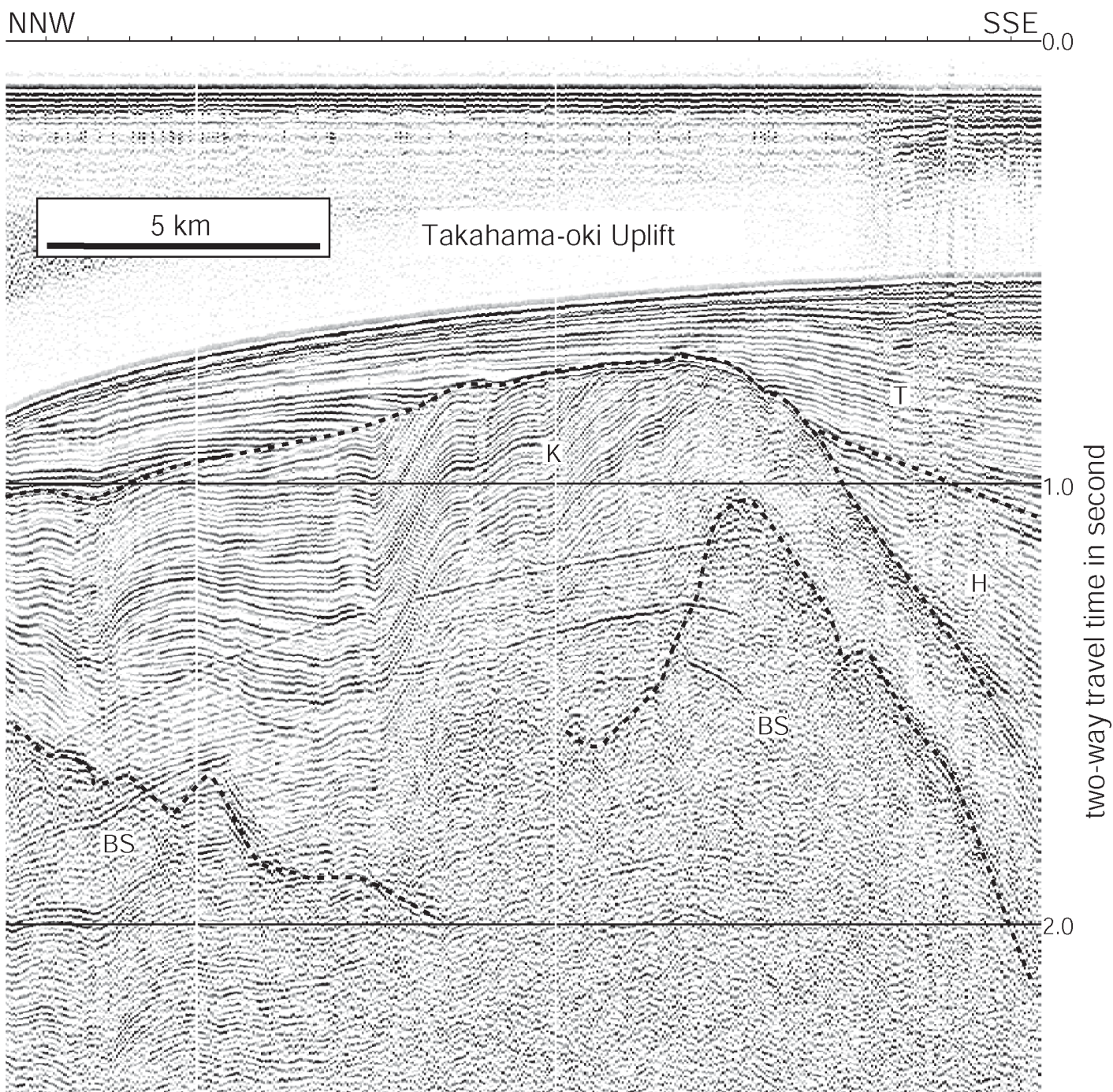
第10図 西能登堆群西方斜面の反射断面。

やや緩やかな斜面上に南志見沖層群(N)と輪島沖層群(W)が厚く堆積し、その中に地滑りによって生じた滑り面(矢印)が数多く認められる。

Fig. 10 Seismic profile of the western slope of the Nishi-Noto Banks.

Many slide planes (arrows) due to gravitational sliding are observed in the thick Wajima-oki (W) and Najimi-oki (N) Groupson a relatively gentle slope.





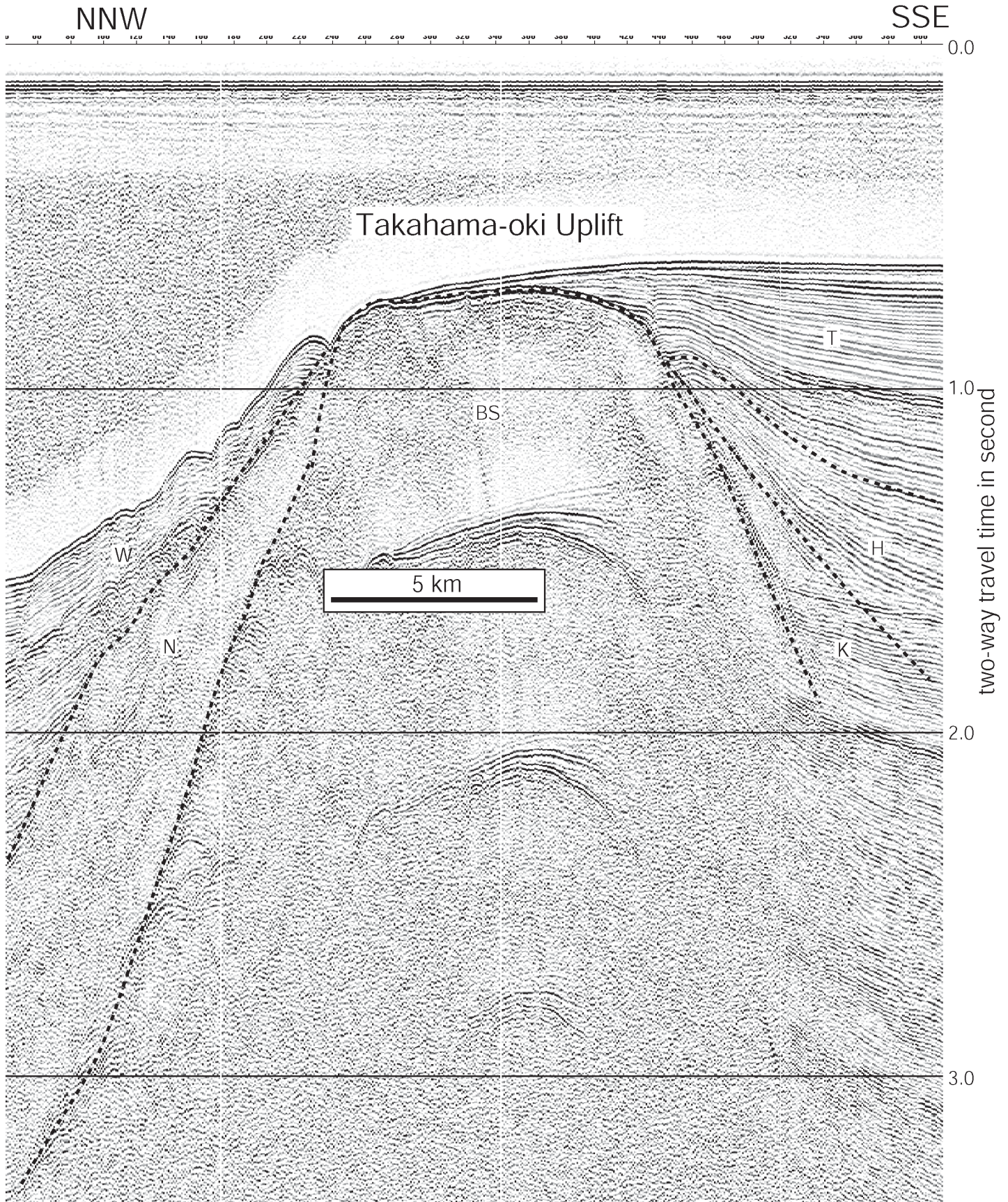
第 11 図 高浜沖隆起帯東部の反射断面。

高浜沖隆起帯の東部は主に金沢沖層群(K)からなり、その上面には顕著な浸食平坦面が形成されている。この浸食面は能登台地の南志見沖層群(N)上面の浸食面に対比される。

Fig. 11 Seismic profile of the eastern part of the Takahama-oki Uplift.

The western part of the Takahama-oki Uplift is composed mainly of the Kanazawa-oki Group (K), and a truncated surface is formed on the summit of the uplift. The surface can be correlated with that of the Noajimi-oki Group in the Noto Plateau.





第 12 図 高浜沖隆起帯西部の反射断面。

高浜沖隆起帯の西部は主に音響基盤(BS)からなる。上面の浸食面は高浜沖隆起帯の東部から連続し、同時に形成されたことを示している。

Fig. 12 Seismic profile of the western part of the Takahama-oki Uplift.

The western part of the Takahama-oki Uplift is composed of acoustic basement (BS). The truncated surface of the uplift forms a continuous plane through the uplift, indicating that the surfaces are of same age.





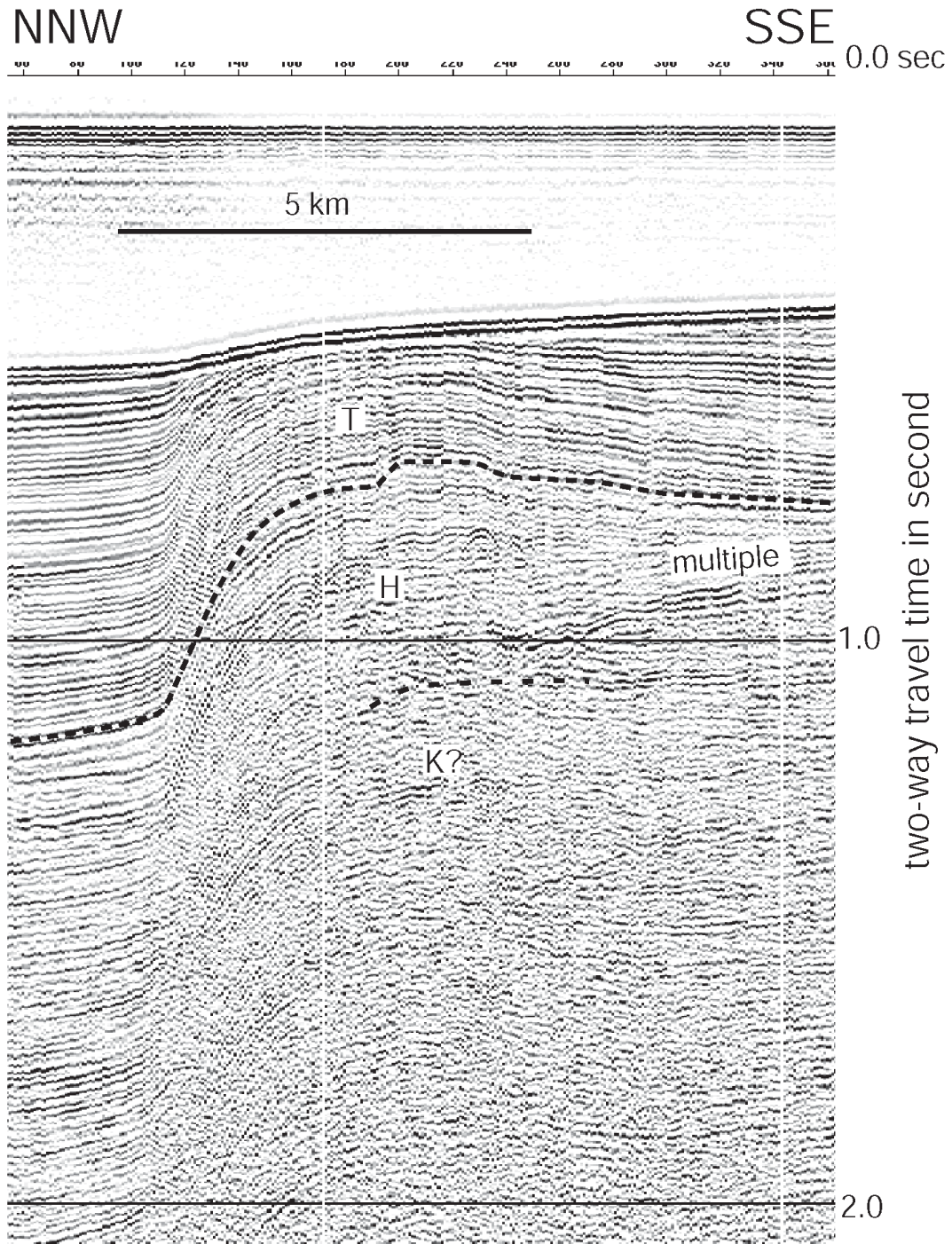
第13図 宝達山沖隆起帯の反射断面。

宝達山沖隆起帯は南翼が急傾斜する非対称な背斜構造であり、金沢沖層群(K)からなる。上面の浸食面は高浜沖隆起帯の浸食面とほぼ同時代に形成されたと考えられる。

Fig. 13 Seismic profile of the Hodatsusan-oki Uplift.

The Hodatsusan-oki Uplift is a south vergent asymmetric anticline composed mainly of the Kanazawa-oki Group (K). The truncated surface at the summit is presumed to be correlated to that of the Takahama-oki Uplift.





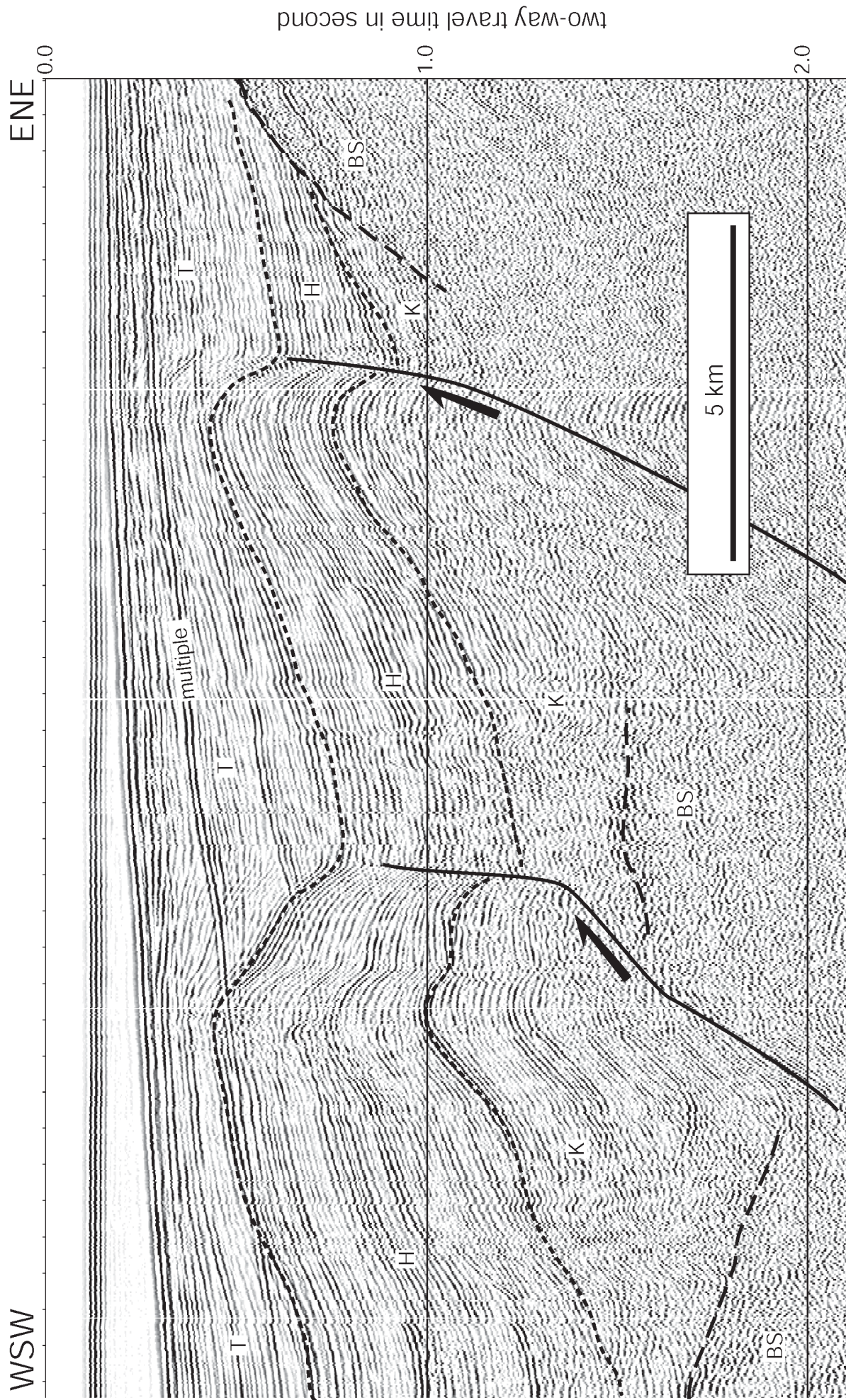
第 14 図 羽咋沖盆地西部の撓曲帯の反射断面。

撓曲帯を境に高浜沖層群(T)の層厚が大きく変化しているのに対して、羽咋沖層群(H)の層厚変化は少ない。このことは、撓曲帯は高浜沖層群堆積中に成長したことを示している。

Fig. 14 Seismic profile of a flexure in the western part of the Hakui-oki Basin.

The thickness of the Takahama-oki Group (T) greatly increases to the west through the flexure, whereas that of the Hakui-oki Group (H) increases slightly, which indicates that the flexure mainly grew during the deposition of the Takahama-oki Group.





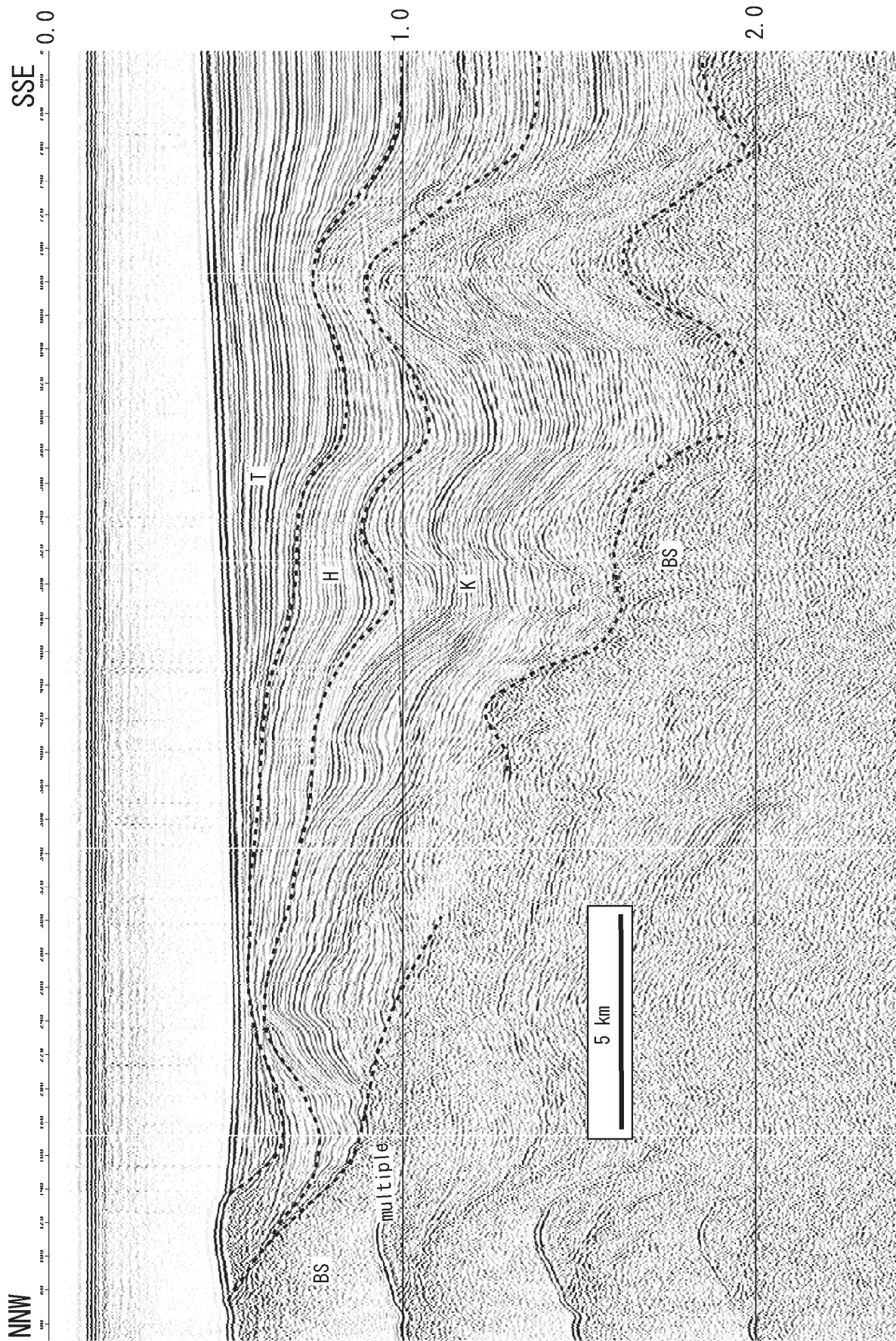
第15図 羽咋沖の2列の背斜構造の反射断面。

非対称な背斜構造は厚さ1秒以上の堆積物からなり、盆地反転構造であると推定される。羽咋沖層群(H)は背斜構造を通じて層厚変化が少ないのに対して、高浜沖層群(T)は背斜上で層厚が薄くなっていることから、高浜沖層群堆積中に背斜構造が成長したことを示している。

Fig. 15 Seismic profile of the two anticlines off Hakui.

The asymmetric anticlines consist of sediments more than 1s in thickness, and they are inferred to have been formed by basin inversion. Thickness of the Hakui-oki Group (H) is roughly constant through the anticlines, whereas the thickness of the Takahama-oki Group (T) decreases in the anticlines, which indicates that the anticlines grew during the deposition of the Takahaka-oki Group.





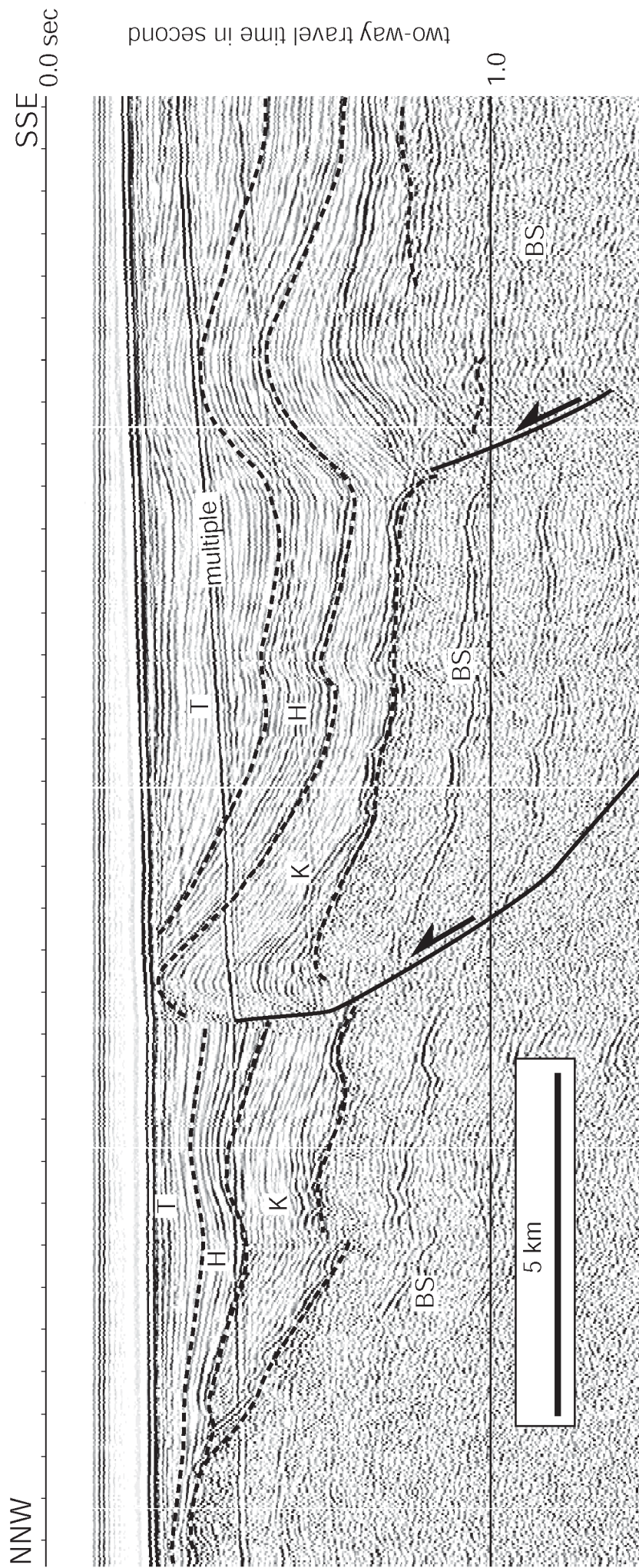
第16図 前ノ瀬南方の反射断面。

能登台地から南に傾斜する基盤上に、短い波長の背斜構造が形成されている。背斜構造には金沢沖層群(K)堆積後に成長したものと、高浜沖層群(T)堆積中に成長したものがある。また、高浜沖層群が南に向かって層厚を増すことは、同層群堆積中に羽咋沖盆地側が傾動しながら沈降していることを示している。

Fig. 16 Seismic profile south of the Maenose Bank.

Anticlines at relatively short wave lengths grew on the basement declining southward from the Noto Plateau. Some of the anticlines grew mainly after the deposition of the Kanazawa-oki Group (K) and others developed during the deposition of the Takahama-oki Group (T). The southward increase in thickness of the Takahama-oki Group indicates the southward tilting and subsidence of the Hakui-oki Basin.





第 17 図 海士崎から門前西方沖の背斜構造の反射断面

北東・南西方向に延びる北西側の翼が急傾斜する非対称な背斜構造が 2 列認められ、南東に傾斜する逆断層が伏在することが推定される。断層面は羽咋沖の逆断層と逆方向に傾斜している。

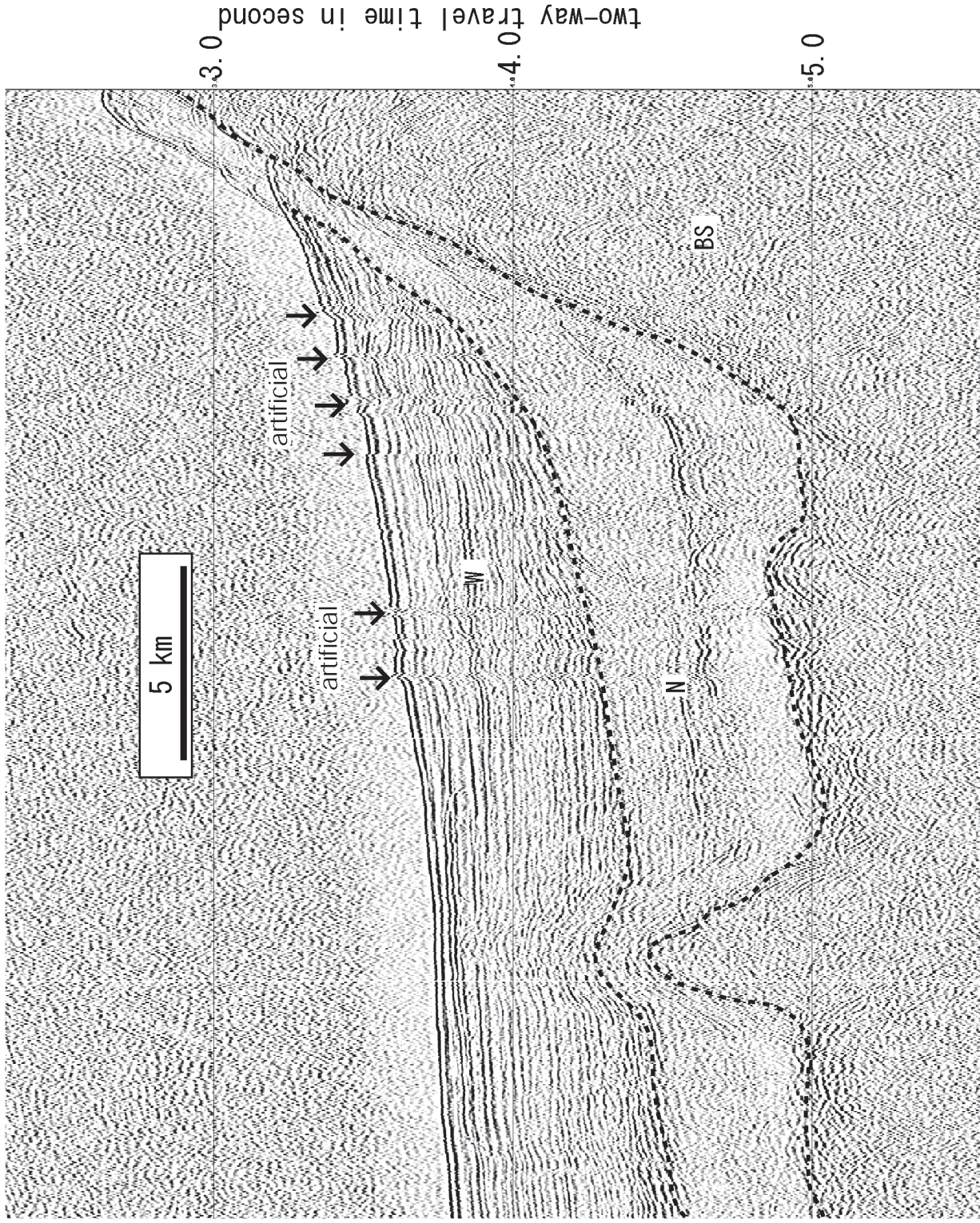
Fig. 17 Seismic profile of the anticlines western offshore of the cape Amasaki to Monzen.

NE-SW trending northwest vergent anticlines developed and they are inferred to have grown above southeast dipping reverse faults. The dip of the fault plane is opposite to that of the fault off Hakui.



NNW

SSE



第18図 大和海盆の反射断面

輪島沖層群(W)は反射面が明瞭な地層からなるが、南志見沖(N)は反射面がほとんど見えない。東側の斜面基部では輪島沖層群が南志見沖層群をオンラップ不整合で覆う。

Fig. 18 Seismic profile of the Yamato Basin

The Wajima-oki Group (W) is composed of reflections, whereas the Najimi-oki Group (N) is reflection free. The upper group covers the lower group by an onlap unconformity.



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

ドレッジ及びブ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 a grab sampler.

Descriptions 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
D1049		37°20.19' - 37°20.05'N 136°17.07' - 136°17.04'E	155 - 150	Many angular basalt (max size: 32x20x18 cm), planar and subangular to subrounded rhyolite (max size: 10x4.5x2 cm), angular volcanic breccia (max size: 8x7.5x6 cm), subangular volcanic sandstone (max size: 10x10x5 cm), subangular mudstone (max size: 10x3.5x1.5 cm), shell fragments bearing medium sand, sponge, echinoderms, star-fish, coral, gastropods and bivalves.
D1050		37°12.37' - 37°12.52'N 136°09.15' - 136°09.30'E	482 - 450	Rounded chert?, foraminifera test bearing sandy silt, star-fish and shrimp
D1051		37°27.01' - 37°26.73'N 136°01.80' - 136°01.44'E	870 - 825	Many angular basalt, many planar and angular diatomaceous mudstone with a lot of burrows, crab, coral and nemertea
D1052		37°26.45' - 37°26.12'N 135°55.99' - 135°55.49'E	1841 - 1790	Silty clay
D1053		37°43.34' - 37°43.34'N 136°04.60' - 136°05.00'E	1790 - 1643	Highly burrowed subangular and planar diatomaceous mudstone (max size: 12.5x7x2.5 cm), rounded semi-consolidated mud, foraminiferal test bearing silty clay.
D1054		37°50.79.37' - 37°50.6'N 136°04.67' - 136°05.00'E	930 - 864	Tow rounded rhyolite (4x3x1.5 cm, 2x1.5x1.2 cm), rounded basalt? (3.5x3x1 cm), angular volcanoclastic sandstone, subrounded chert, angular coke, fine sand sized grain and foraminiferal test bearing clayey silt and Echiuroidea.
D1055		37°58.71' - 37°58.61'N 136°15.72' - 136°15.88'E	1215 - 1105	Many highly burrowed subrounded to rounded diatomaceous mudstone (max size: 9.5x6.5x1.5 cm), planar shale, subrounded basalt, rounded fine grained sandstone, bones, woods, crab, gastropods, sea-anemone and algae
D1056		37°56.84' - 37°56.72'N 136°16.7' - 136°16.86'E	648 - 610	Granule-sized rounded fragments of volcanic rocks, chert, wood, star-fish and brittle star.
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
D1066		37°02.22' - 37°01.98'N 135°44.17' - 135°44.02'E	1140 - 1095	Many highly burrowed subrounded to rounded mudstone (max size: 10x7x3.8 cm) with bivalve remains, well-rounded basalt (max size: 13x5x3 cm) and black fine sand.
D1067		37°03.09' - 37°03.05'N 135°49.22' - 135°49.39'E	780 - 600	Subrounded mudstone (max size: 10x5x2.3 cm), wood and muddy fine sand.
RS89		37°30.63'N 136°14.32'E	226	Empty
RS90		37°34.31'N 136°24.71'E	152	Grayish olive muddy fine sand with granule-pebbles, shells and sponge spicules.
RS91		37°37.64'N 136°35.23'E	135	Olive black muddy fine sand with granule-pebbles, shells, corals and a little amount of granules.
RC578		36°53.02'N 136°09.65'E	350	Olive black clayey silt
RC579		36°48.74'N 136°09.59'E	335	Olive black to dark olive black clayey silt intercalated with tuff and shells.
RC580		36°58.58'N 136°27.72'E	168	Olive black muddy fine sand and dark olive gray sandy silt with black spot and very fine sand patches.
RC581		37°06.36'N 136°35.67'E	92	Dark olive gray muddy medium sand with green layer, pebble and gastropods
RC582		37°15.5'N 136°31.56'E	148	Dark olive gray muddy very fine sand with shell and semi-consolidated dark olive gray very fine sand with shells, pebbles and glauconites.
RC583		37°28.55'N 136°24.96'E	155	Olive black fine to very fine sand with shell, olive black muddy very fine sand with gastropods and dark greenish gray fine sand with shells, woods, gastropods.
RC584		37°21.50'N 136°24.86'E	162	Dark olive green very fine sand with bioturbation and pebbles
RC585		37°11.56'N 136°21.13'E	172	Consolidated grayish olive very fine sand
RC586		37°11.63'N 136°18.04'E	210	Olive black sandy silt, dark greenish gray very fine sand and semi-consolidated olive black very fine sand.
RC587		37°08.91'N 136°04.71'E	810	Olive black silty clay, dark olive gray silty clay and consolidated olive black clayey silt.
RC588		37°19.75'N 136°02.19'E	708	Dark olive gray, olive gray, olive black silty clay with shell and bioturbation.
RC589		37°22.46'N 136°03.60'E	460	Olive black muddy fine sand, light yellow very fine sand and consolidated dark greenish gray very fine sand.
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
RC592		37°52.10'N 136°33.60'E	222	Empty
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
RC600		37°02.63'N 135°52.54'E	565	Silty clay with foraminifera and volcanic rock fragments
G3717	29	37°36.46'N 136°06.05'E	1767	Olive back clay covered with angular mudstone fragments
G3713	51	37°27.42'N 135°58.56'E	1713	Brownish black sandy silt, with semi-consolidated mudstone breccia
G3714	52	37°28.92'N 136°03.84'E	960	Dark olive semi-consolidated mudstone breccia

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.

Ma	Diatom zones	Sample No.
0	<i>Neodenticula seminae</i>	
	<i>Proboscia curvirostris</i>	
	<i>Actinocyclus oculatus</i>	
	<i>Neodenticula koizumii</i>	
	<i>Neodenticula koizumii</i> <i>Neodenticula kamtschatica</i>	D1053
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>	RC586, D1055
	<i>Denticulopsis praedimorpha</i>	RC587
	<i>Crucidenticula nicobarica</i>	
	<i>Denticulopsis hyalina</i>	
15	<i>Denticulopsis lauta</i>	D1051
	<i>Denticulopsis praelauta</i>	RC585

第3表 調査海域とその周辺及び周辺陸域の地質層序対比

Table. 3 Stratigraphic correlation between the map area and adjacent onshore and offshore areas.

