

4) 地質学的解釈

ここでは測線ごとに地質学的解釈を行う。断面の解釈に必要な層準の判断は、上越海盆については、基礎試錐「直江津沖北」の層序¹⁾を参考にした。ここでは、七谷層から魚沼層までの諸層が整合で重なっている。この孔井は T2 測線の東端付近に位置し、測線の交差を利用して、T1 測線、H1 測線へと層準の追跡が可能である。佐渡島南方の H2 測線については、既存の孔井資料から追跡できる反射断面との交差に乏しく、詳細な層準の対比は困難である。また、能登台地には下部中新統が広く分布し、上越海盆での新第三系の層準を、反射断面を通じて金沢・福井平野沖大陸棚に追跡することは困難である。能登半島西方海域については基礎試錐「金沢沖」の層序^{17, 18)}を参考にした。

a) 佐渡海盆から上越沖の地域

H2 測線: H2 測線は、佐渡海盆、佐渡海脚を横切り、富山トラフに渡る西北西-東南東方向の 55km の測線である (図 59)。この測線の東方延長は、「ひずみ集中帯地殻構造探査」で実施した、2007 年中越沖地震の震源域北方を横切る東山・三島測線¹³⁾にほぼ連続する。佐渡海盆では七谷層から完新統までの諸層が連続して堆積していることが知られおり¹⁷⁾、本断面でも堆積層中には明瞭な不整合は形成されていない。佐渡海盆においては、基礎試錐「佐渡沖」が掘削されているが¹⁹⁾、H2 測線と関連づけられる適切な測線がなく、本断面上の詳細な対比は困難である。但し、東山・三島測線での速度構造や層準の対比からの推定は、可能である (図 60)。

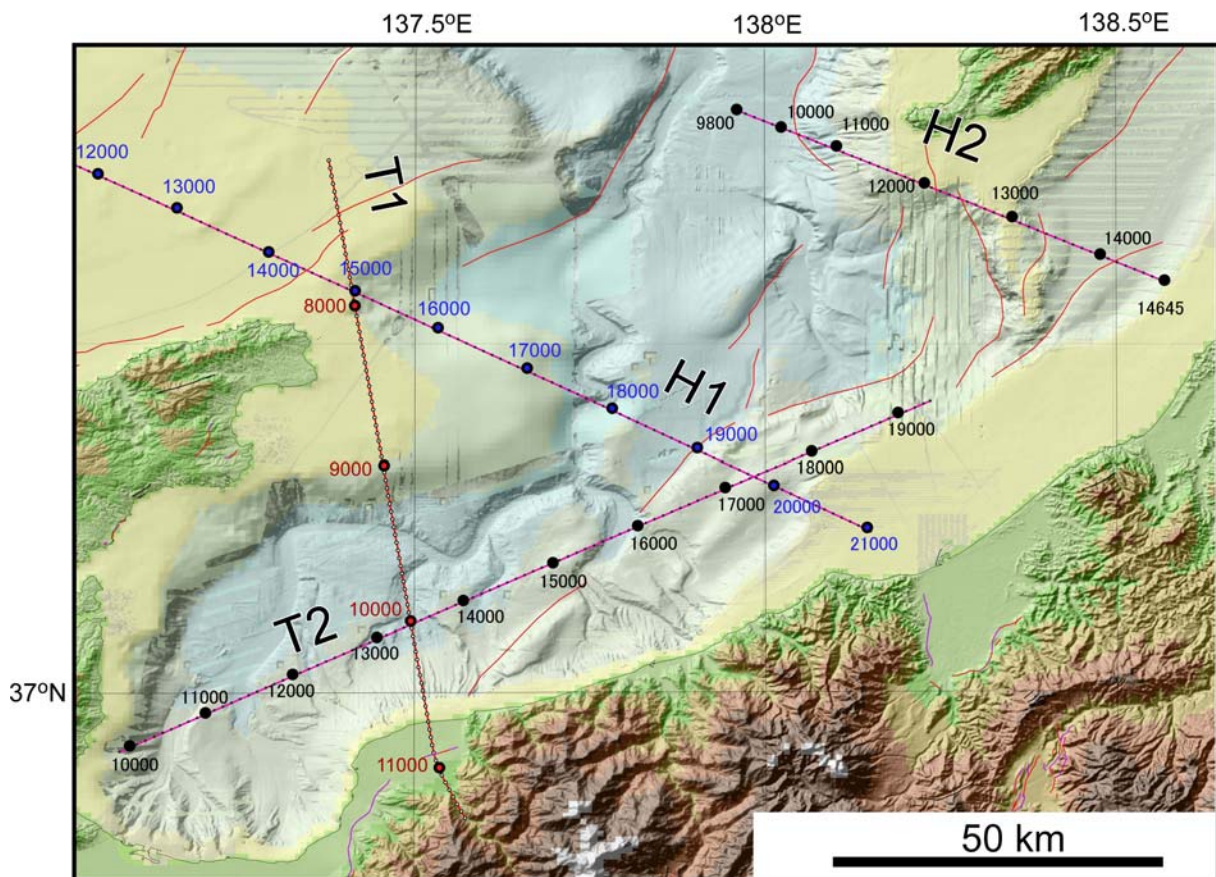


図 59 上越沖海域周辺の測線図。 H1, H2, T1, T2 は測線番号。測線上の番号は、CMP 番号。CMP 番号は、それぞれの断面上の番号に対応。赤線は、岡村 (2002)¹¹⁾、中田・今泉 (2002)¹²⁾による活断層。

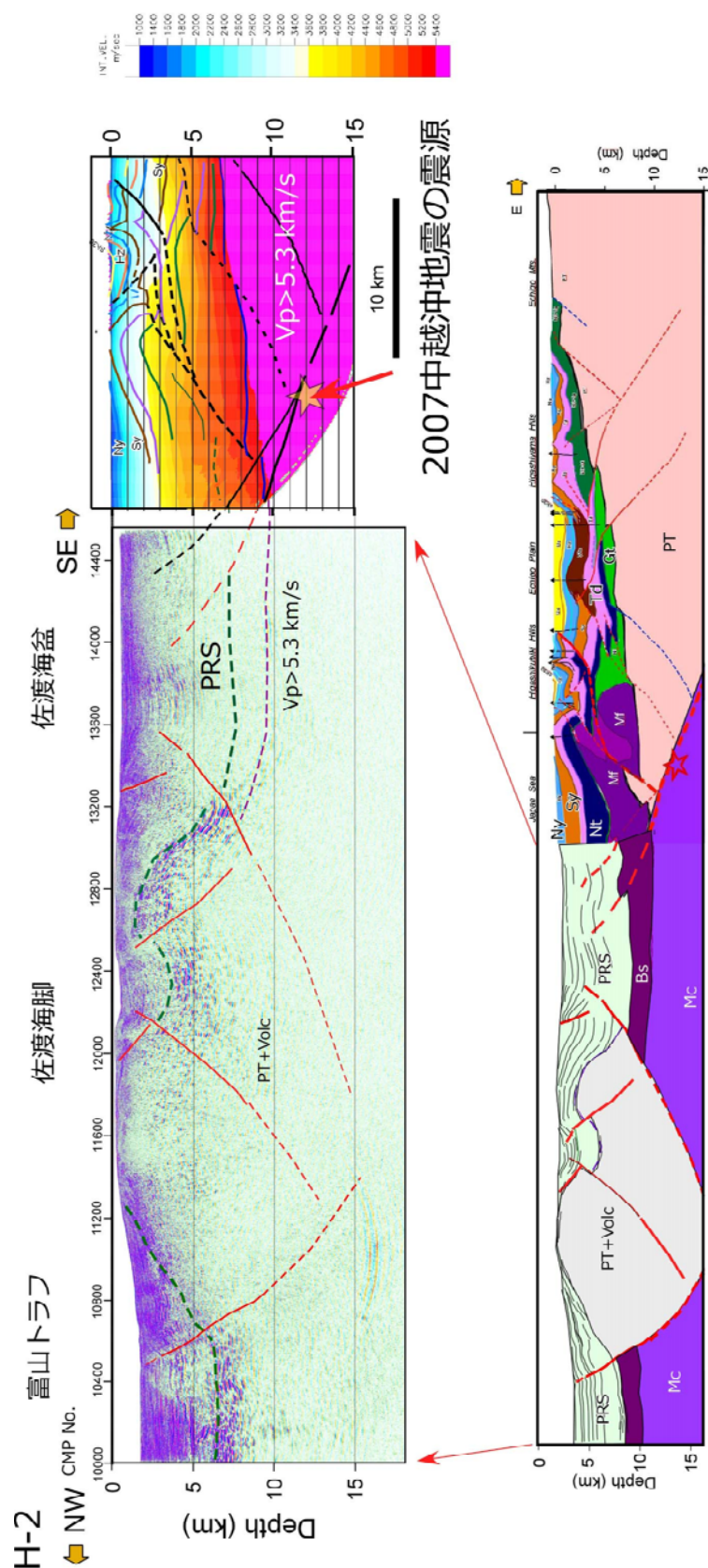


図 60 測線 H2 の地質学的解釈。左上: H2 測線の断面図、下: H2 測線と東山・三島測線の統合地質断面。右上: 東山・三島測線の速度構造の東部断面。地質体 PT:先新第三系（花崗岩質）、Mc: 苦鉄質な地殻、Bs:玄武岩、PRS: リフト充填堆積物、Nt: 七谷層、Td: 寺泊層、Sy: 椎谷層、Ny:西山層、Hz:灰爪層。赤線は活断層。

図 60 に、H2 測線東側に位置する東山・三島測線の屈折トモグラフィによる速度断面を示した。この速度断面から P 波速度 5.3km/s 層上面の H2 断面への推定延長の層準を紫色の破線で示した。佐渡海脚は隆起帯をなし、綠色破線より下位には周波数の低い、振幅の大きな反射波群が分布する。この層準は 5.3km/s 層の位置より上位に位置することから、リフト盆地の基底部を構成する火山噴出岩の上面と解釈した。これより上位には反射面の卓越する特徴を示すことから、リフトを充填した堆積物と判断した。佐渡海盆の東側のリフト充填堆積物中には断層関連褶曲が形成されている（図 61）。この東傾斜の逆断層の延長は 2007 年中越沖地震の震源が位置しており、この褶曲は震源断層の逆断層運動の現れである。この断層関連褶曲は形状から判断して断層の上面の端点は海面下 4km 程度の深さにある。佐渡海脚は、東西両側の逆断層によってポップアップした構造を示している。

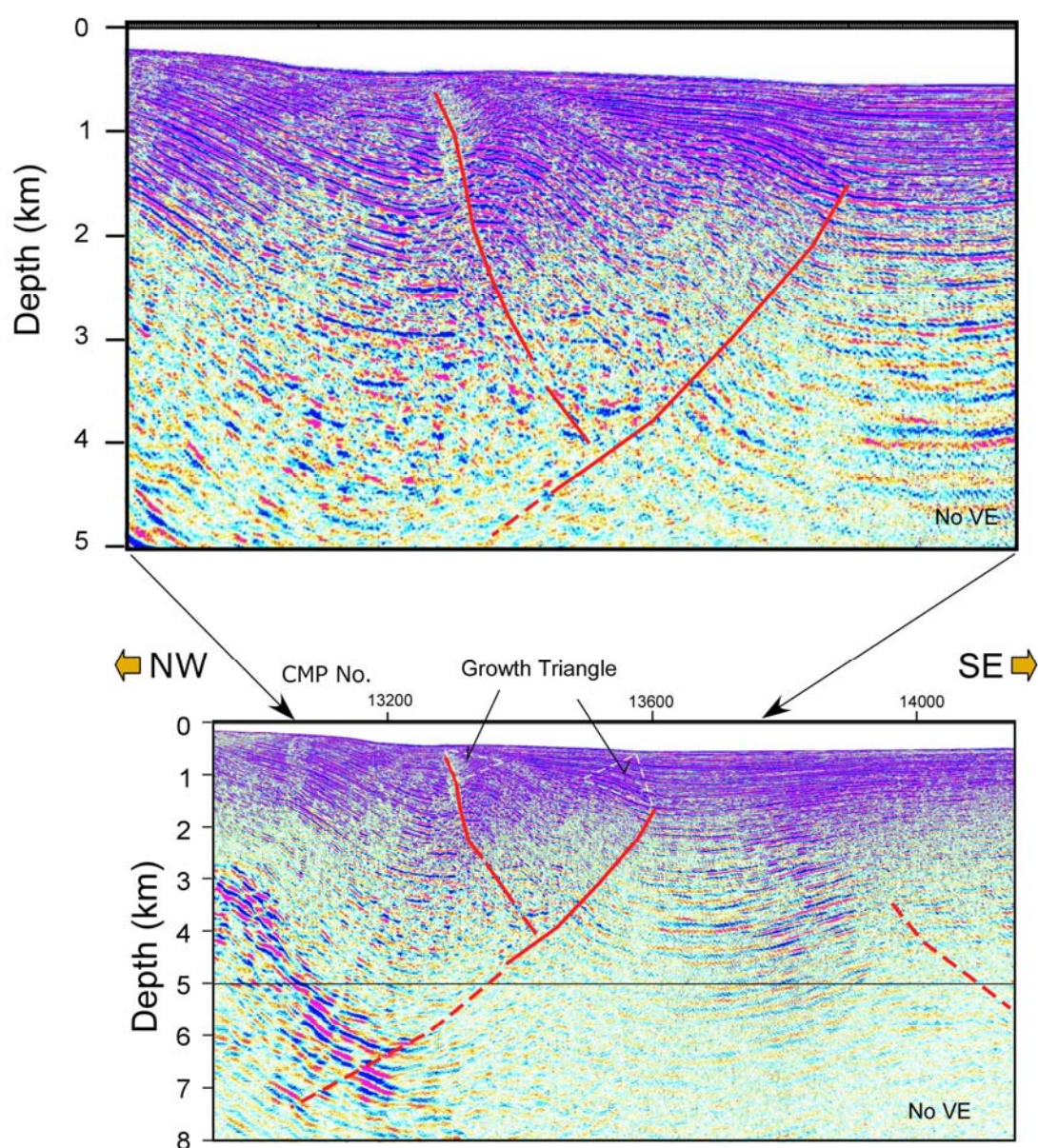


図 61 H2 測線断面の佐渡海峡東部区間の拡大図。赤線は活断層。

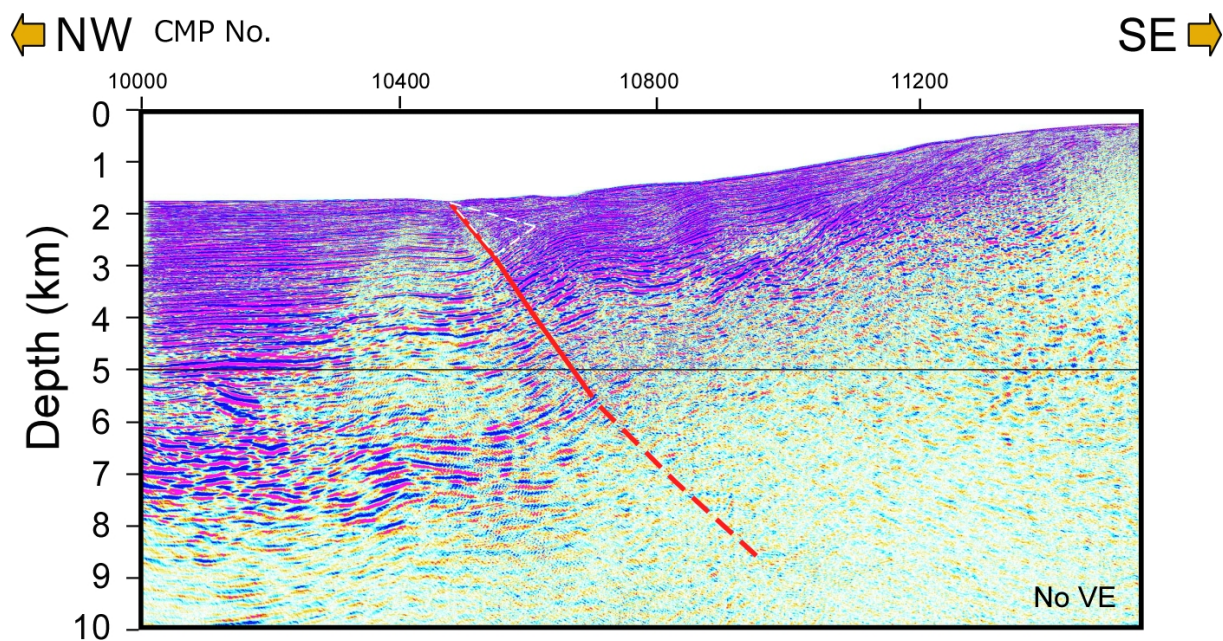


図 62 H2 測線断面の佐渡海脚西部区間の拡大図。

佐渡海脚の東側の断層の構造を図 61 に示した。西傾斜の逆断層は CMP13600 付近に伏在している。この断層は白破線で示した成長層によって示唆される。すなわち断層運動によって隆起側と低下側の地層の厚さが異なり、このため **growth triangle** と呼ばれる三角形の層厚が変化する領域が形成される。CMP13600 付近の西傾斜の断層は、東傾斜の副断層を伴い、その両断層の浅部で成長層が形成されており、活断層と判断される。この西傾斜の断層は、従来の研究では活断層として認識されていないが、海底地形にも現れている（図 60）。

佐渡海脚の西側の断層区間の地震探査断面の拡大図を図 62 に示した。反射面の系統的な変化が見られ、これは地形の勾配の変化する場所に相当している。成長層には、最新期の堆積物まで参加していることから、活断層と判断した。

いわゆる北米プレート境界は、佐渡島の西端に記載されることもあるが、図 60 の地質断面でも明らかのように、とりわけ図 62 に示した断層が大きな変位量や、断層帯周辺でとくに著しい変形帯を形成しているわけではない。この断層は周辺の地殻内断層と同様の規模の断層であり、特にプレート境界とする根拠となる構造は見られない。佐渡海盆での制御震源による地殻構造探査では、地殻の薄化が認められ²⁰⁾、地震波トモグラフィからも下部地殻の P 波速度の高速度化が認められる⁸⁾。こうした根拠から海盆部には相対的に中下部地殻が苦鉄質になっている組成の地殻を推定した。全体の地殻構造の観点から、2007 年中越沖地震は、リフト形成期の苦鉄質地殻と大陸性地殻の境界で発生した可能性が推定される。

T2 測線: T2 測線は、直江津沖から西方に富山湾内の七尾沖まで 115km に及ぶ測線である。この測線は層準対比を可能にするため基礎試錐「直江津沖北」¹⁾を横断した。T2 測線の東端の基礎試錐から層準を追跡した（図 63）。この測線では大きな構造変化は認められないが、七尾沖では西傾斜の逆断層が認められる。この断層は、灰爪層基底相当層準にも西側

隆起の変形を与えており、1.2Ma 以降活動したことは明瞭であり、海底地形もこの断層を隔てて隆起している。日本の活断層²¹⁾に活断層として記載されているように活断層と判断される。

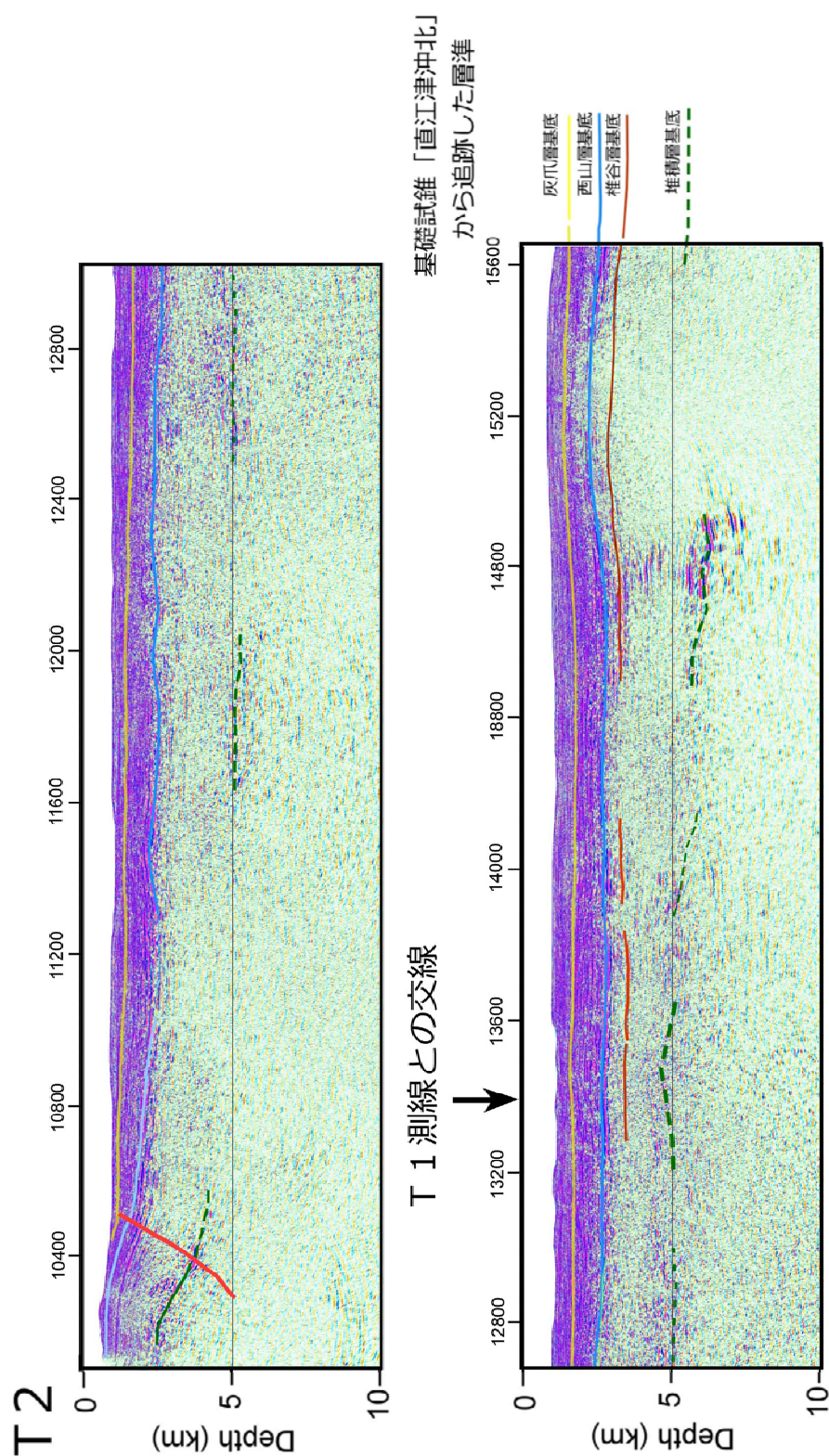


図 63 T2 測線断面の地質学的解釈。

H1 測線: H1 測線は、高田沖から北西方向に富山トラフを経て能登台地を横断する長さ 135 km の測線である。この測線の東側にはひずみ集中帯地殻構造探査の「六日町-直江津測線」⁹⁾が位置する。この測線では、T2 測線と交差し、層準対比が可能である。

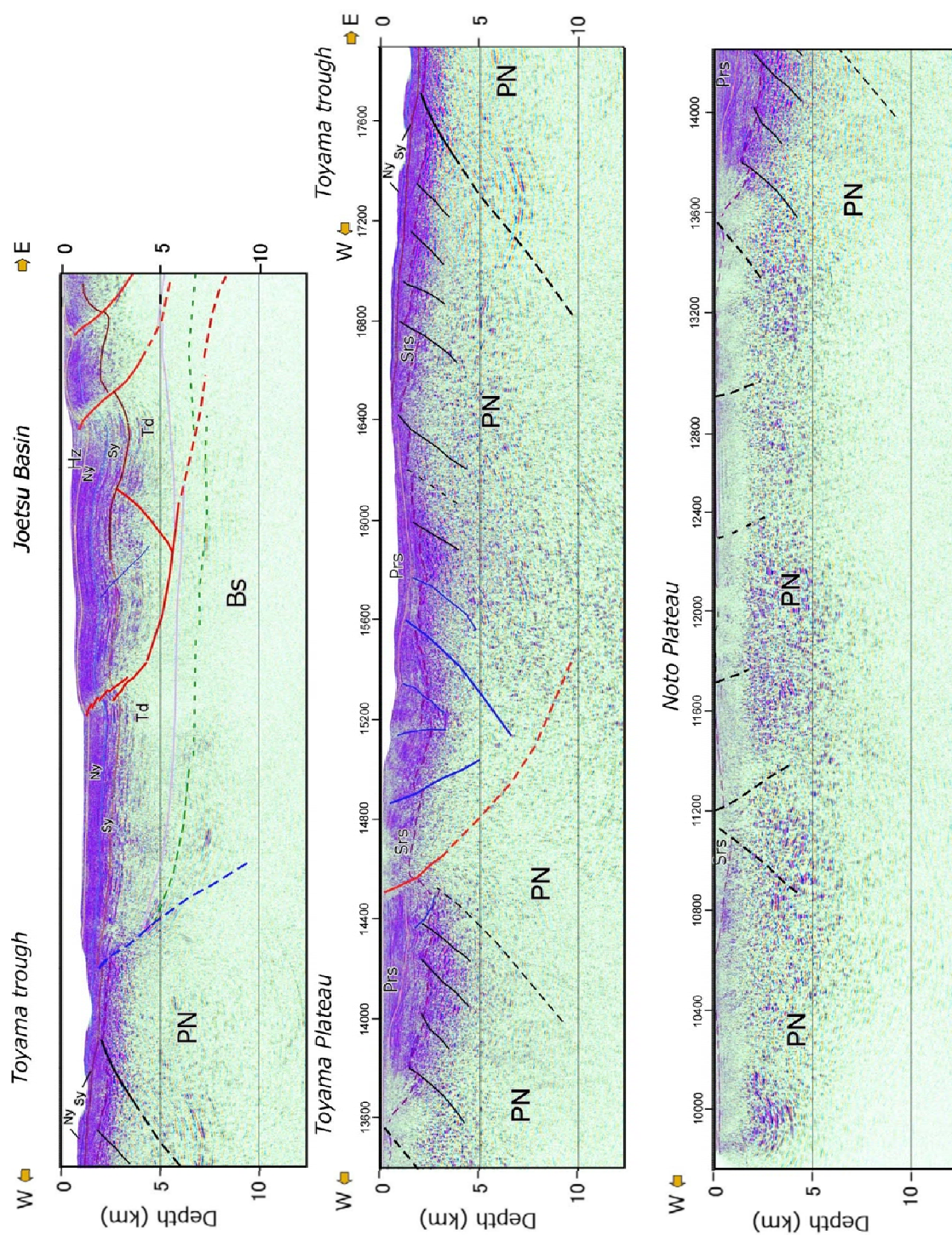


図 64 測線 H1 の地質学的解釈。赤: 活断層、青: 逆断層、黒: 正断層。PN: 先新第三系、BS: 苦鉄質岩石、Srs: リフト期堆積物、Prs: リフト後堆積物、Td: 寺泊層、Sy: 椎谷層、Ny: 西山層、Hz: 灰爪層。

上越海盆では、東傾斜のスラストによる断層関連褶曲が形成されている²²⁾。寺泊層分布域とデタッチメントの形成層準はほぼ一致している。これらの褶曲に沿ってはほぼ同様の層準が分布していることから、海岸線付近にランプを有する震源断層からシーケンシャルに西方に向かって形成されてきた断層群である。これらの断層群による変形は、海底地形にもよく反映され、灰爪層よりも上位の層準にも変形を与えており、活断層である。

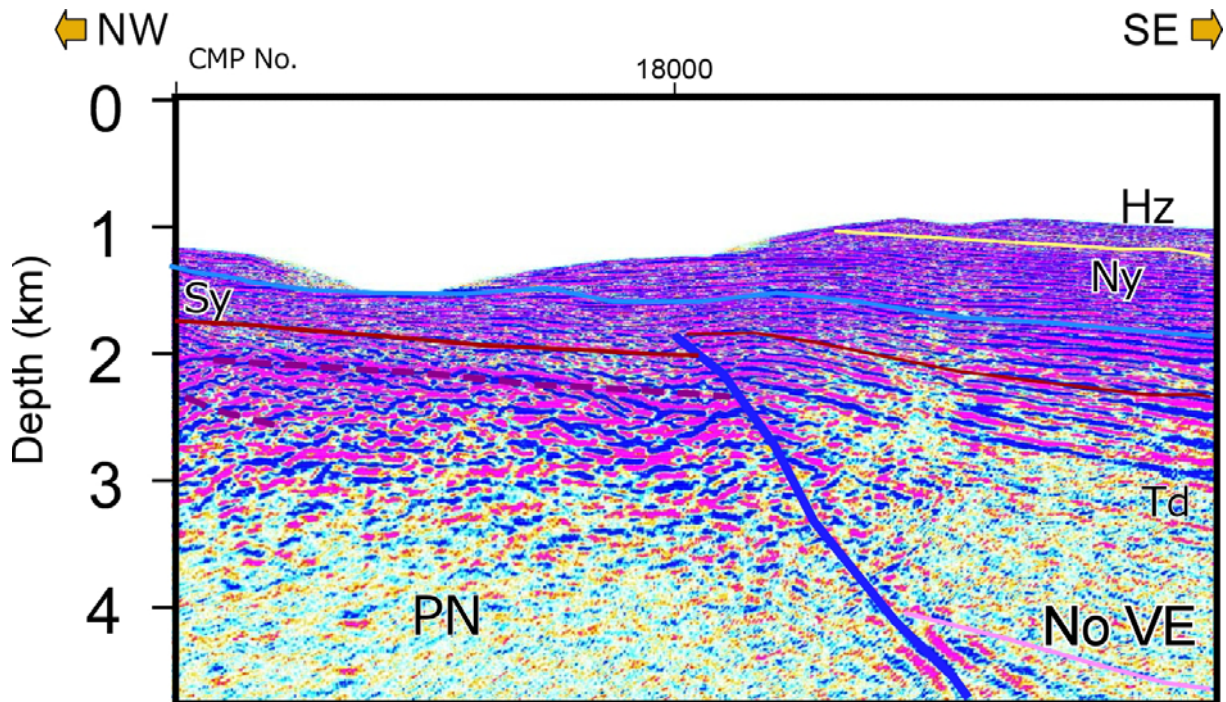


図 65 H1 測線、上越海盆西端部区間の拡大図。

上越海盆の西縁の拡大図を図 65 に示す。西側の能登台地区間では堆積岩とは異なる振幅の大きな低周波数の反射波群が深さ 2km より深い位置に分布する。これに対して、上越海盆区間では陸上の六日町・直江津測線との対比から、リフト堆積盆地を充填した堆積物は深さ 7km 程度まで分布する¹⁴⁾。したがって、能登台地東端の断層では、5km 程度の東側低下の変位を示す。ほぼ椎谷層の基底に相当する層準に西側隆起の変位と、その上位の西山層の基底が背斜を示しことから、リフト期に形成された正断層は逆断層としての反転運動を示す。この断層の活動性を示す新期の層準が富山海底峡谷の浸食により欠損しているため、活断層かどうかの判断ができない。得られたデータは活断層としての可能性を否定するものではない。

いわゆる糸魚川・静岡構造線は北部フォッサマグナの新第三系の堆積盆地の西縁を限るため、こうした観点からはこの断層も糸静線とは共通の特徴を有する。しかしながら、この断層の反転した短縮変形による垂直変位量は、2-300m 程度であり、新期の活動性から見て、いわゆる北米プレート境界とするには小規模すぎる。

能登台地ではリフト期堆積物とリフト期後の堆積層の間に顕著な不整合が見られる（図 66）。図 66 ではリフト期堆積層を傾斜不整合で覆って分布する堆積層が分布する。この層準の上位に西山層基底の層準の存在が推定されるため、この不整合の層準は後期中新世である可能性が高い。

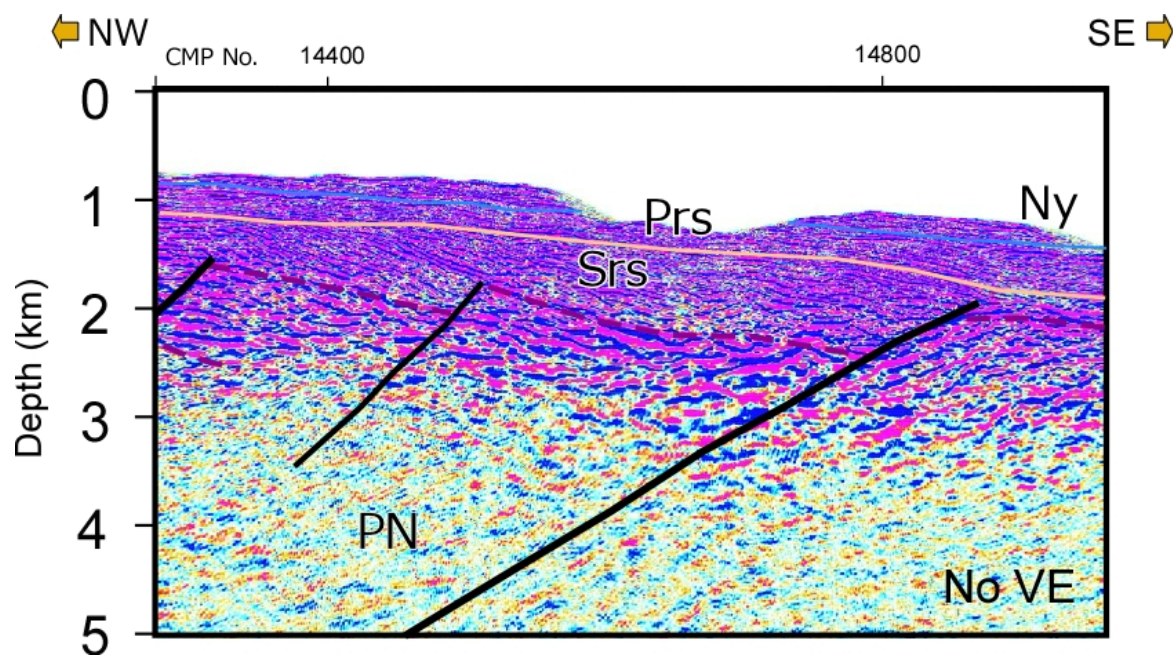


図 66 H1 測線の能登台地東部区間の拡大。凡例は図 64 と同様。

能登半島の東方延長部の逆断層周辺の断面図の拡大図を図 67 示す。ここでは、リフト期堆積層の層厚変化から、北西および南東に傾斜したリフト期の正断層が推定される。この中で東傾斜の正断層が再活動し、逆断層運動が進行した。この断層は海底地形の境界部をなしており、活断層と判断される。

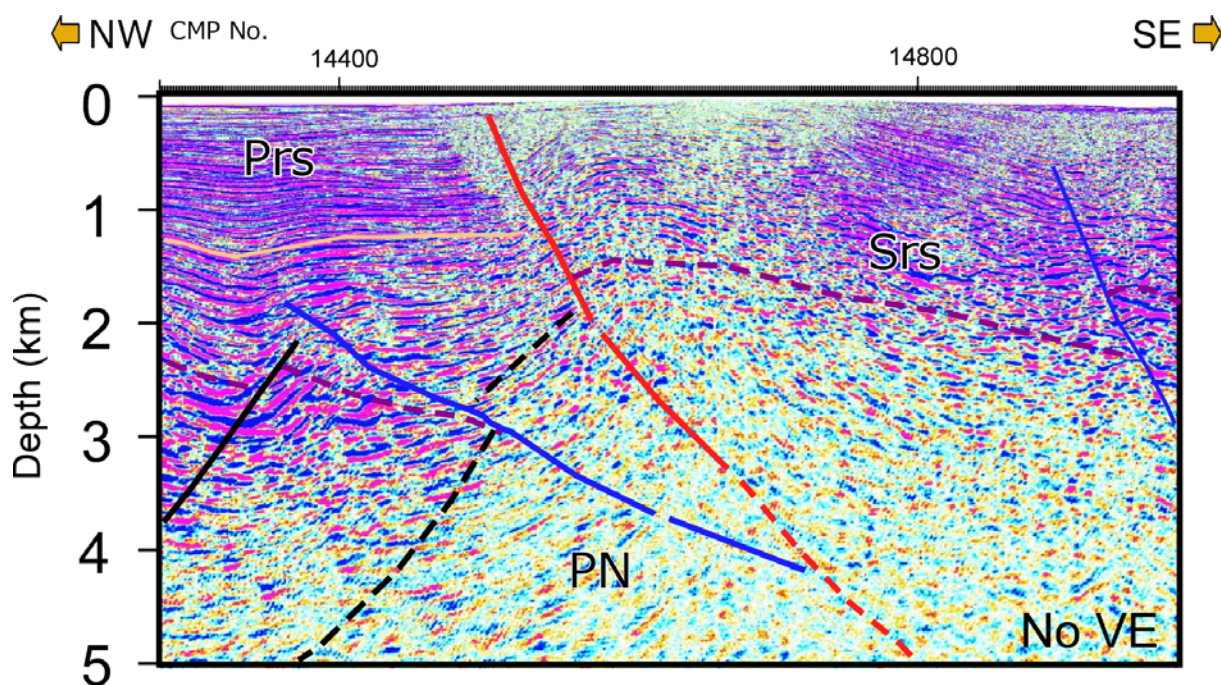


図 67 能登半島東延長区間の逆断層部分の拡大断面。凡例は図 64 と同様。

T1 測線: T1 測線は飛騨山脈の山麓から富山トラフを横断し、能登台地の中央部に至る延長 116km の海陸統合測線である。二船式での最大オフセット距離 12km でデータが取得され屈折トモグラフィによる速度構造が得られている。測線の層準対比は、交差する T2 測線との交線から延長された。

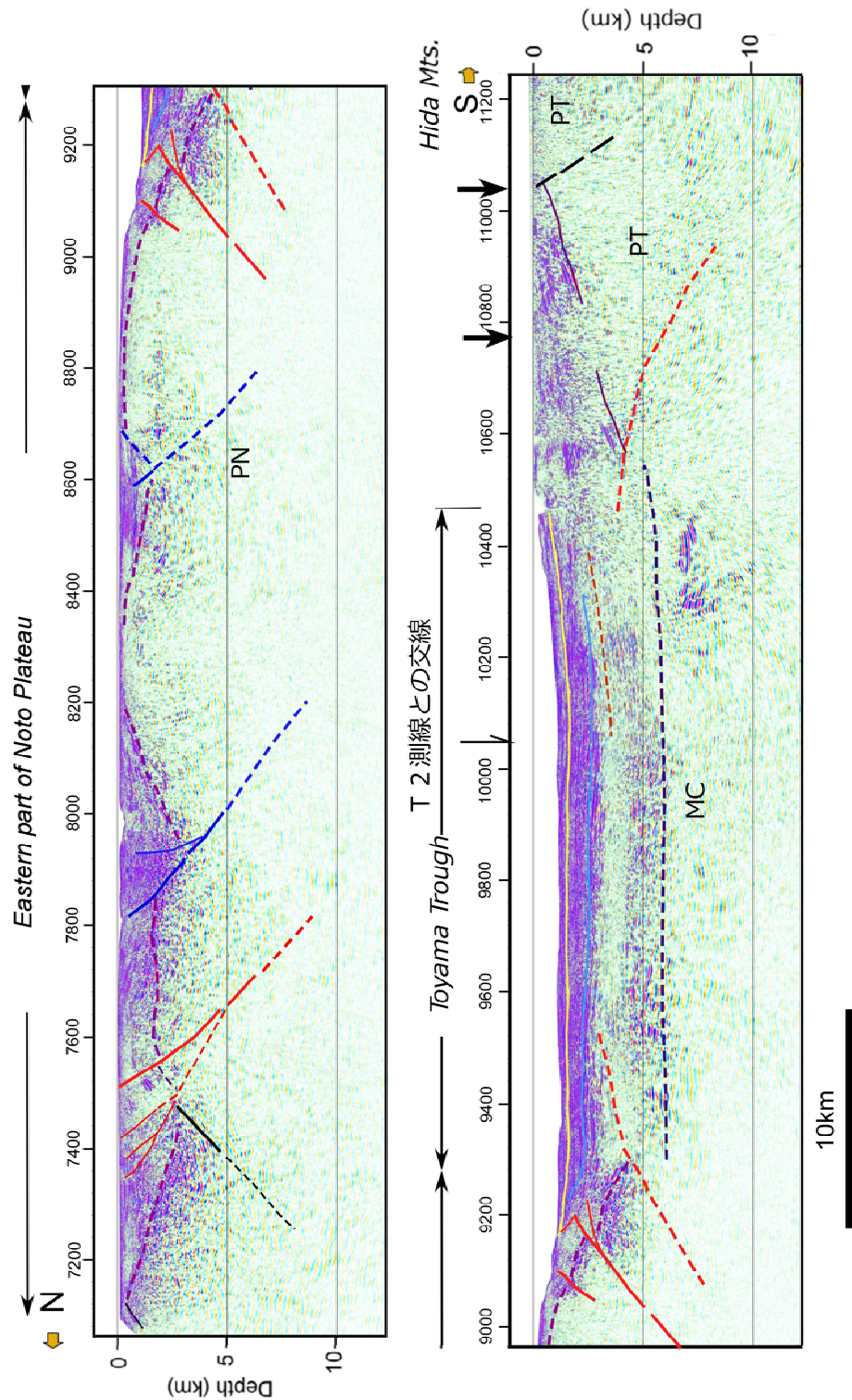


図 68 海陸統合測線 T1+TA の反射法地震探査深度変換断面の地質学的解釈。凡例 赤: 活断層、青: 逆断層、黒: 正断層、BS (MC): 苦鉄質な地殻、PN: 先新第三系 (大陸性地殻)、赤紫破線: 先新第三系もしくは火山岩の上面、水色: 西山層基底、黄色: 灰爪層基底。

飛騨山脈から富山トラフに至る間には、海岸線付近までの新第三系は一様に北に傾斜する²³⁾。富山トラフでは水平な構造を示す新第三系が厚く堆積しているが、傾斜が変化するヒンジラインはほぼ海岸線付近に位置している(図 68)。この地下 4km 付近の反射面の不連続から断層を想定した。測線の陸域に位置する魚津断層²⁴⁾は反射断面上では認識できない。産総研が実施した浅層反射法探査でも、海側に傾斜する構造が捉えられており²⁵⁾、南傾斜の断層は見いだされていない。今回の探査結果から推定した南傾斜の断層が主体となる断層で、魚津断層はこの断層システムでは二次的なものである可能性が大きい。

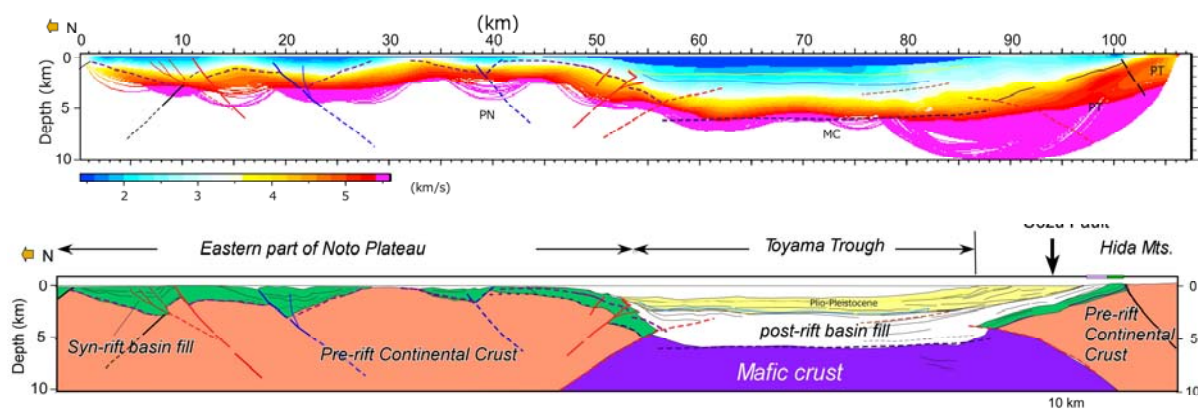


図 69 屈折トモグラフィによる海陸統合測線(T1+TA)の P 波速度構造断面(上)と地質解釈断面(下)。

屈折トモグラフィによる速度構造(図 69、上)では、富山トラフの 5.3km/s 層の上面は深度約 6km の深さに存在し、平坦な構造を示している。屈折トモグラフィの速度構造からはトラフ内部で高速度化を示しているわけではないが、自然地震のトモグラフィによる下部地殻の高速度化から苦鉄質の地殻を推定した。いずれにせよこの速度は、飛騨山脈に露出する先新第三系と同様であり、飛騨山脈の隆起部との垂直変位は 8km 強となる。富山トラフと能登半島の間には東西方向の急な地形勾配を示しているが(図 59)、反射断面(図 70)から複数の活断層が推定される。周波数の低い火山岩もしくは深成岩などからもたらされる反射波の層準が階段状に分布し、リフト後の堆積物の変形と合わせて断層を推定した。能登半島は、海成段丘面高度から第四紀後期における隆起運動が推定されている²⁶⁾。能登半島北岸では海岸と平行する活断層の存在が知られているが²⁷⁾、南岸では知られていない。段丘高度は北岸も南岸も同様な高度分布を示しており、これらの断層群が第四紀後期も活動していると推定される。

能登台地では、リフト形成期初期のハーフグラベンとリフト前の火山岩や先新第三系が分布し、リフト期後の堆積層の分布は、薄い。図 71 に、能登台地東部の活断層(珠洲沖セグメント²⁷⁾)周辺の反射法地震探査断面の拡大図を示す。リフト期の堆積物の層厚変化から、黒破線で示す北傾斜のリフト期の正断層を推定した。また、その南側でも北方にリフト期の堆積層が厚さを増しており、南傾斜の正断層が推定されるが、その断層はその後、逆断層成分を有して反転している。この断層の隆起側で海底地形も隆起しており、活断層としての記載²⁷⁾と調和的である。

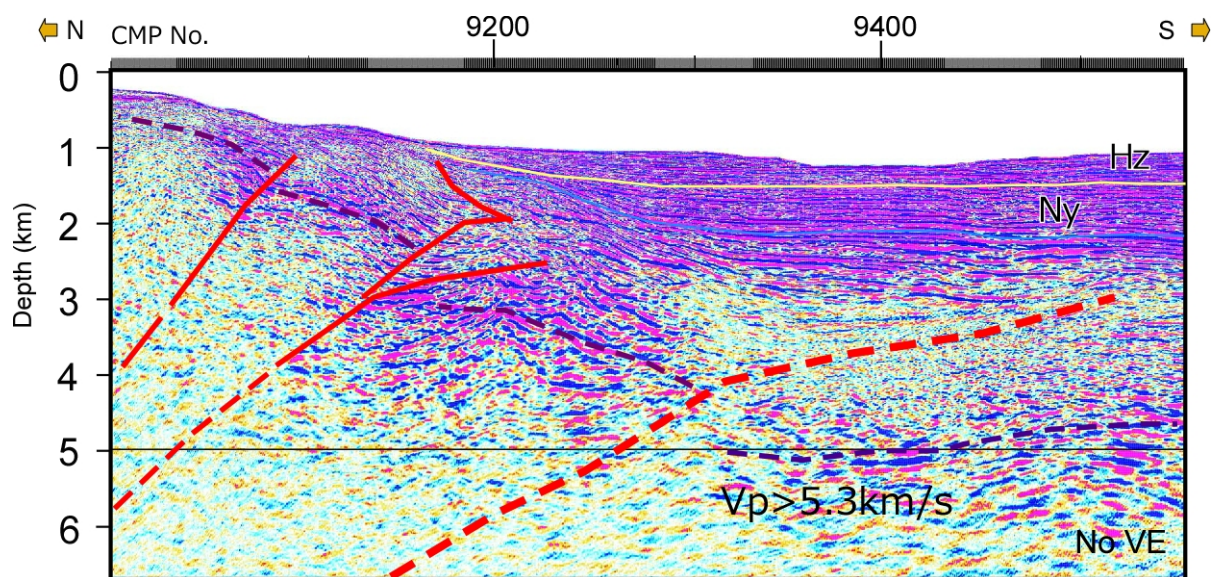


図 70 富山トラフ北縁の地震探査断面の拡大。凡例は、図 68 と同様。

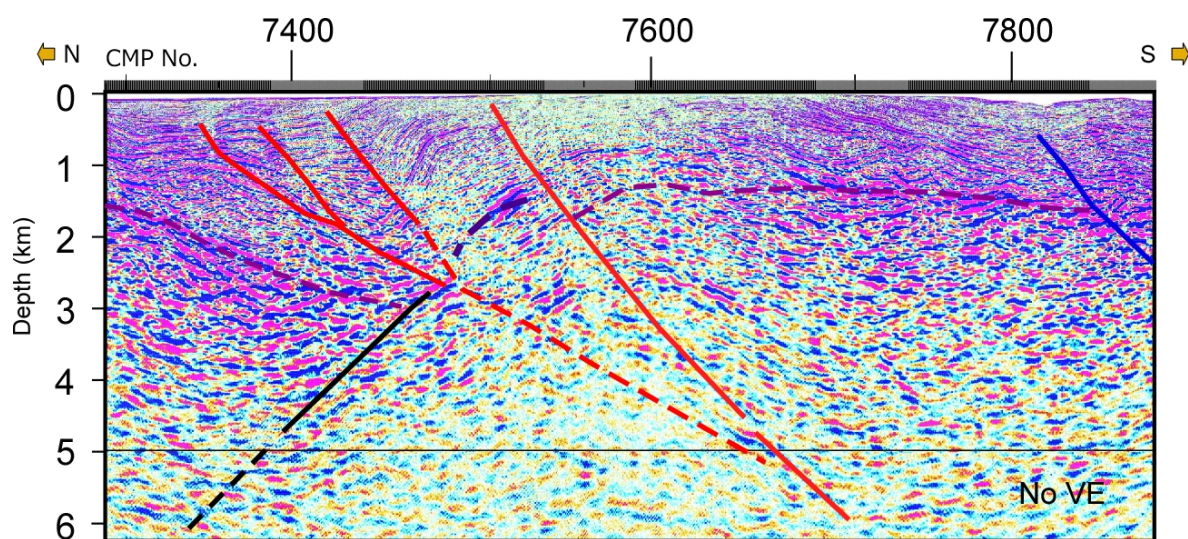


図 71 T1 測線能登台地東部区間の反射法断面の拡大。凡例は、図 68 と同様。

b) 能登台地海域

能登半島の北方海域では、測線 N1、N2 において反射法地震探査を実施した（図 72）。この海域ではリフト期の正断層群が形成され、それらの断層群が逆断層さらには横ずれ成分をもつ断層として再活動してきた²⁹⁾。それぞれの断面の地質学的な解釈を図 73 に示す。能登台地海域では多重反射が著しく、多重反射抑制処理が施されているものの、イメージングが劣化しており、地質学的な解釈でも精度が悪い。

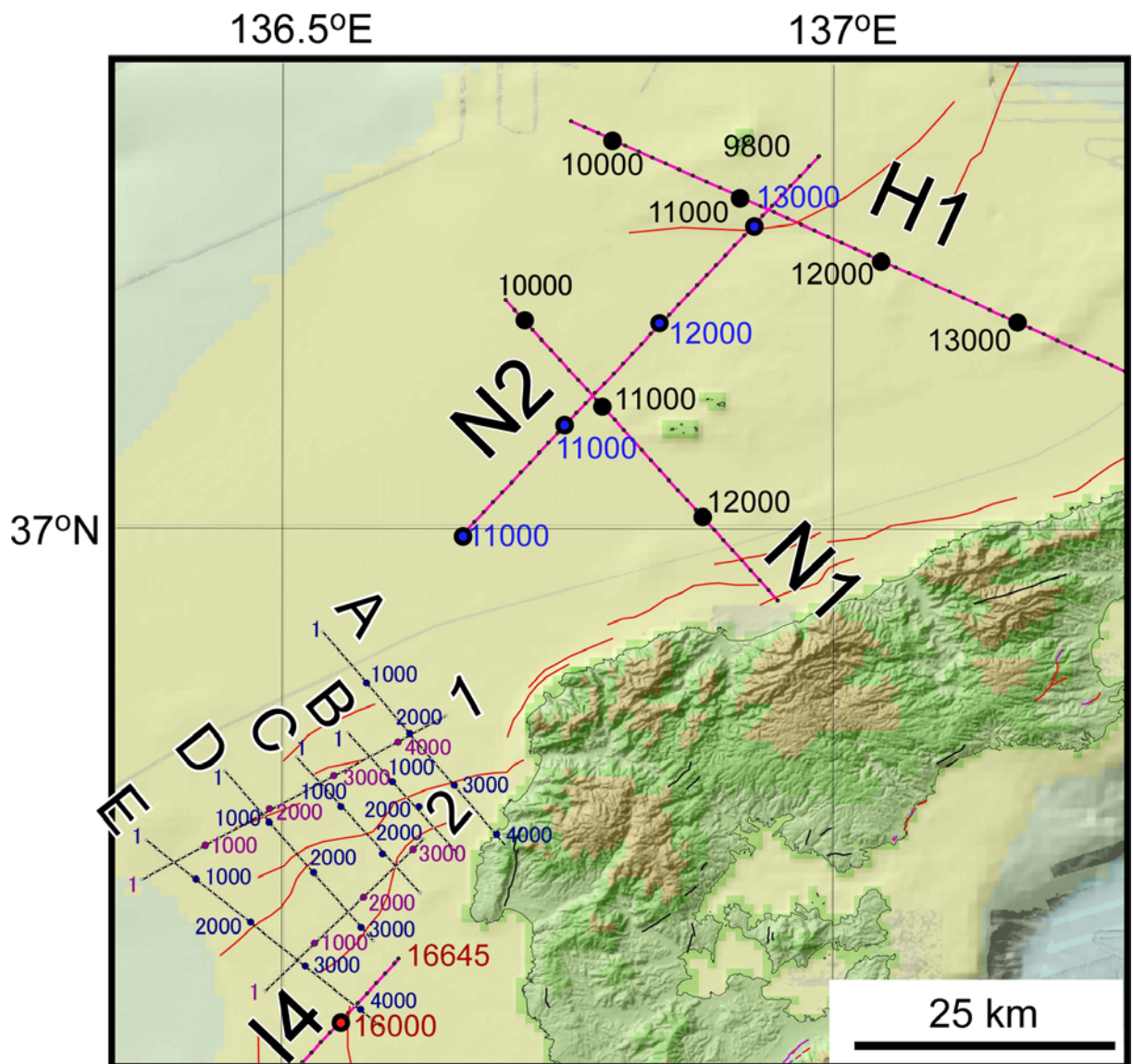


図 72 能登台地と能登半島西方の反射法地震探査測線。N1、N2、H1 は、本調査における測線。図中、1～2、A から E は能登半島西方沖地震後に、地震研究所が実施した反射法地震探査測線。赤実線は活断層。

N1 測線は測線南端で活断層が分布する。この付近の拡大図を図 74 に示す。低周波数で振幅の大きな反射波群と相対的に高周波数の領域に大別される。低周波数の領域は先新第三系や火山岩からなる音響基盤、上位は堆積物と判断した。この堆積層は南翼が急傾斜の非対称な向斜を構成するが、軸部に南傾斜の断層が形成されている。褶曲を構成する地層群は、2km の厚さをもつリフト形成期以降の堆積物であり、緩傾斜の新期堆積物に覆われる。井上ほか⁵⁾によれば、鮮新統と判断されている。軸部の断層は、東側の活断層猿山沖セグメント⁵⁾の東方延長である可能性が高い。また、CMP12400 の断層は、珠洲沖セグメント⁵⁾に相当する。

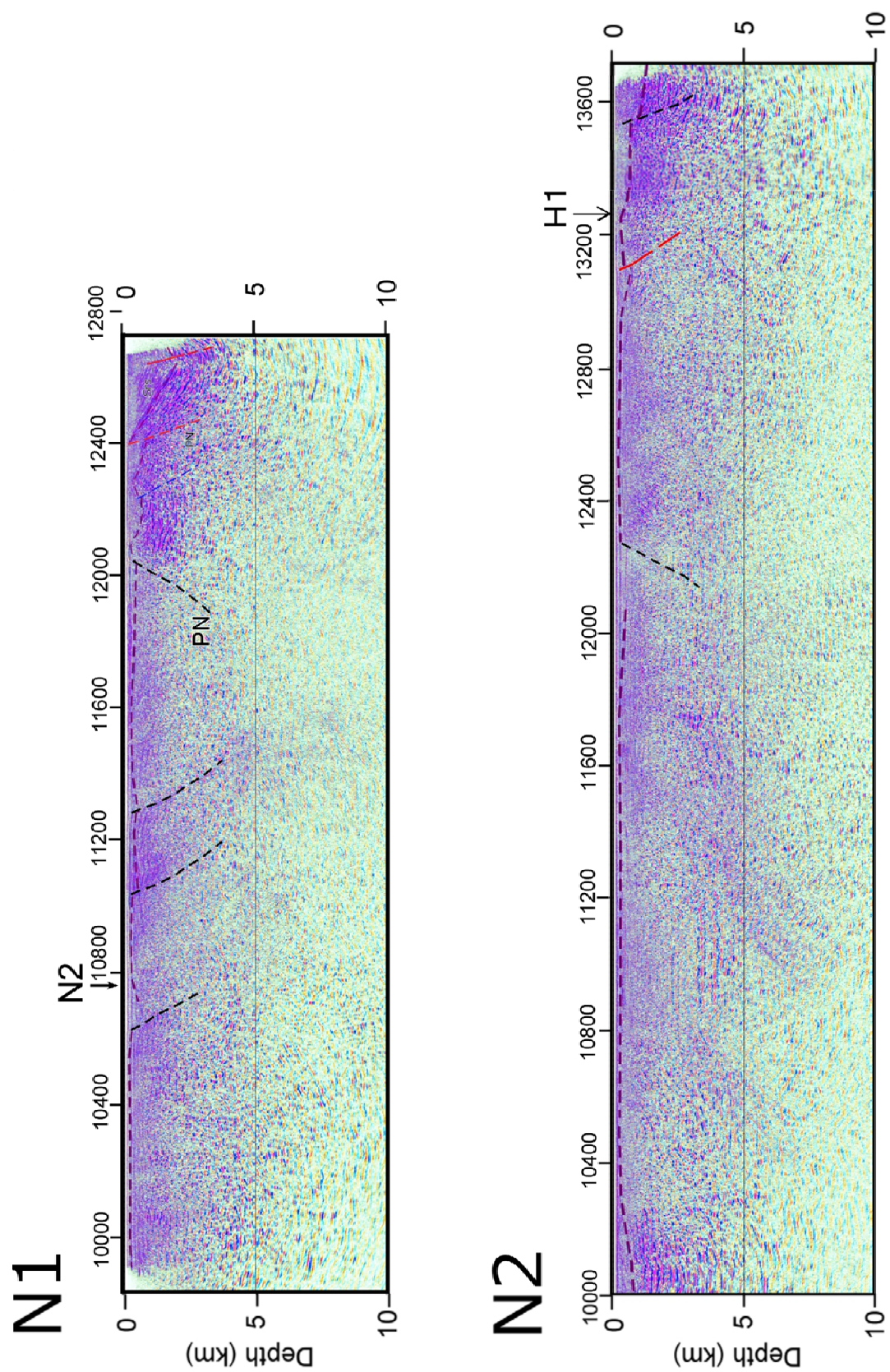


図 73 N1・N2 測線の反射法地震探査深度変換断面と地質学的な解釈。

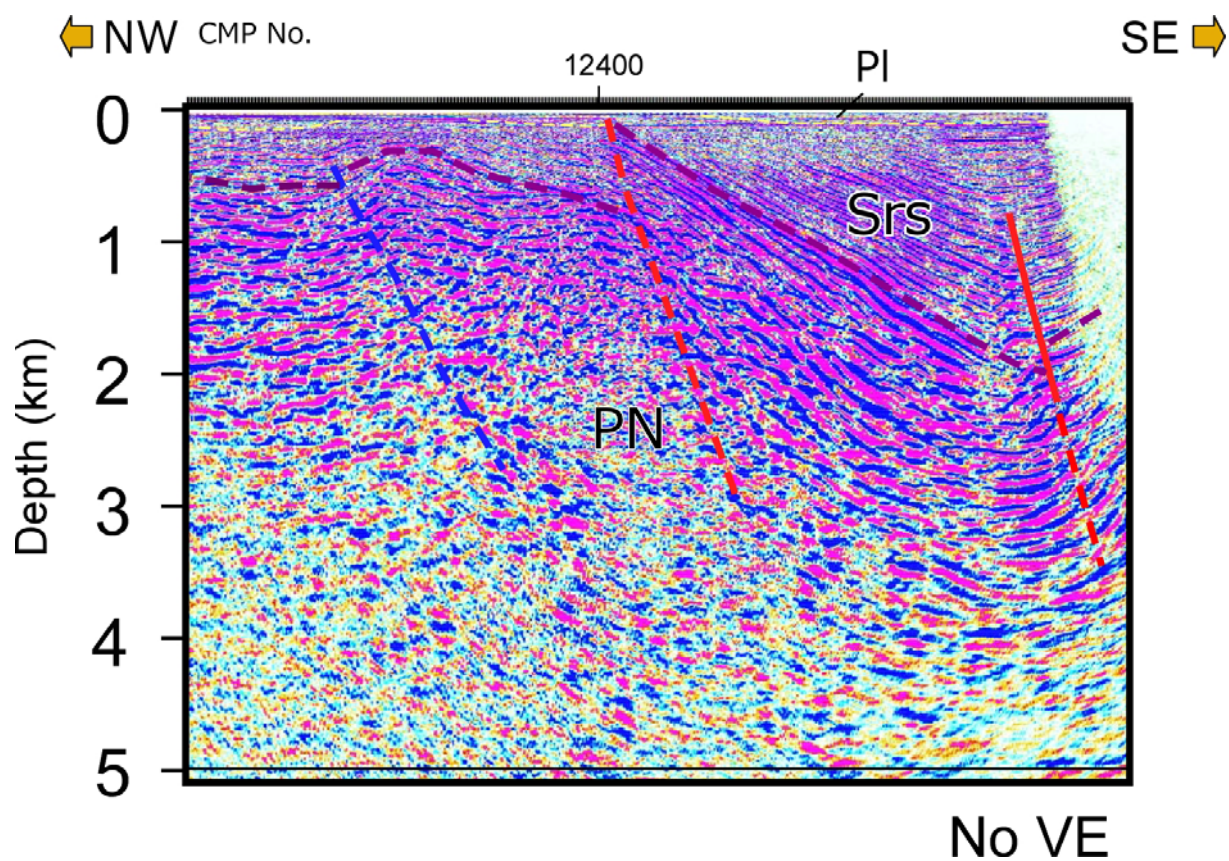


図 74 反射法地震探査断面 N1 測線の活断層珠洲沖セグメント⁵⁾を横切る区間の拡大。Srs: リフト期を主体とする堆積物。PI: 鮮新世以降の地層。12400 が珠洲沖セグメント。

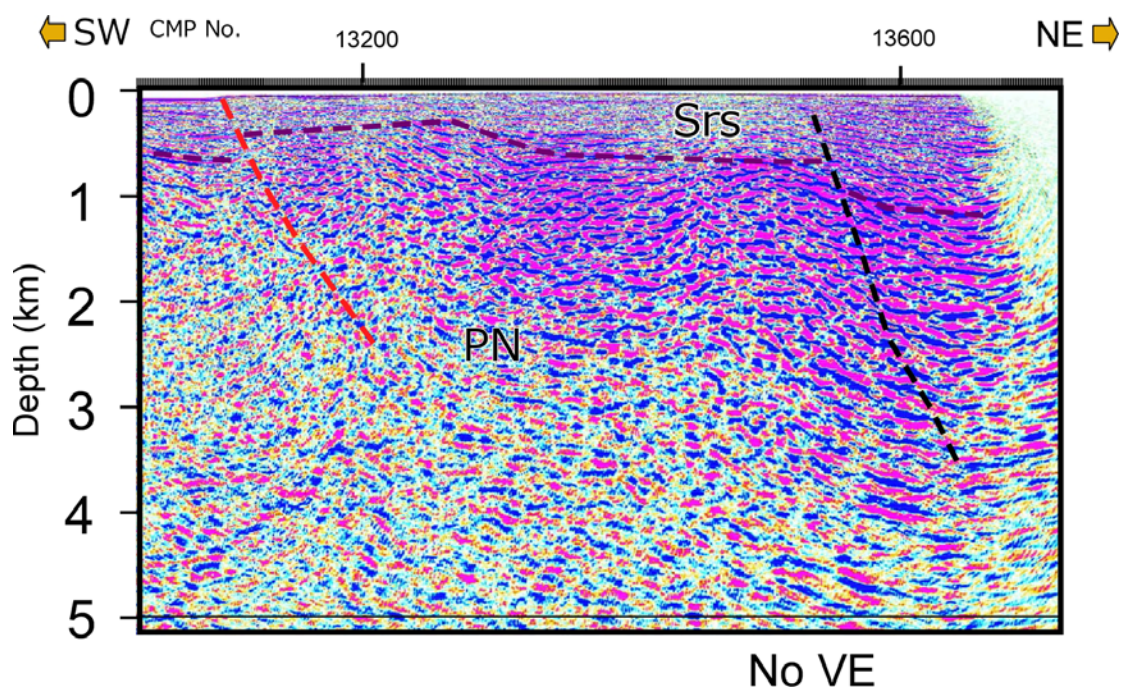


図 75 反射法地震探査断面 N2 測線の活断層★セグメントを横切る区間の拡大。

N2 測線も基本的には N1 測線同様、低周波の反射波が卓越する堆積層より下位の先第三系や貫入岩などからなる層と上位の堆積層に区分される。CMP13100 付近の断層は、この境界層準の変位によって推定される南東側隆起の断層である。この断層は海底地形にも段差を与えており、活断層と判断される。

c) 能登半島西方沖から金沢沖にかけての海域

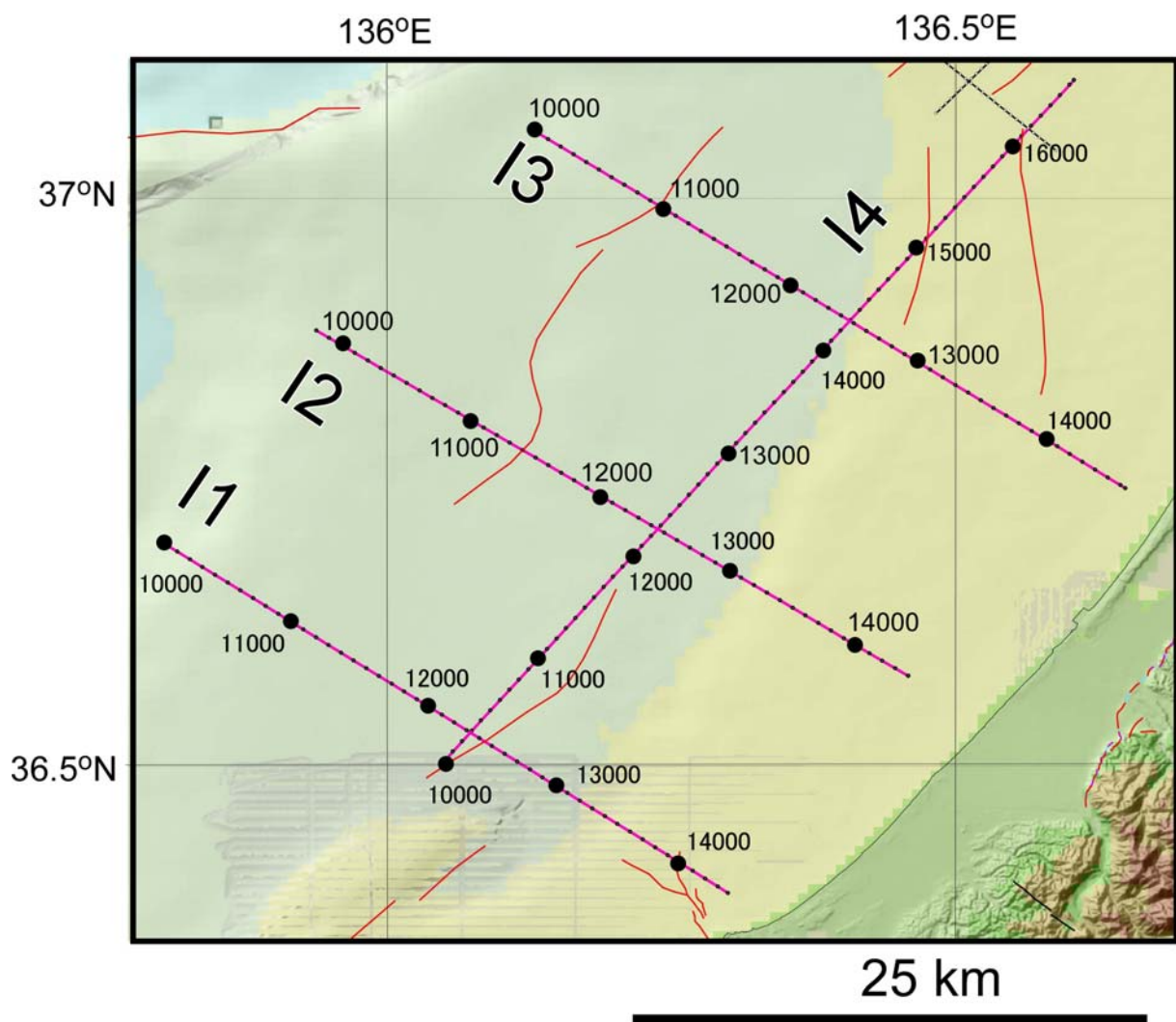


図 76 金沢沖の反射法地震探査測線と活断層。

金沢沖については、I1～I3 測線を主要な断層の方向と直交して配置し、I4 をそれぞれの測線での対比を可能にするため、これらの 3 測線と交差するように配置した。層準対比のため基礎試錐「金沢沖」と I2 測線を重ねて配置し、対比を行った。基礎試錐「金沢沖」では深さ 3007m の地層を、岩質により下位から A～E までの 5 層に区分し、A: 黒瀬谷層、B: 東別所+黒瀬谷層、C: 音川層、D: 氷見層下部、E: 氷見層上部に区分している²⁸⁾。ここ

で対比に使用した層準は、音川層の基底（中期中新世）、氷見層基底（鮮新世）、氷見層上部基底（更新世）である。図 77 に示すように I1 から I3 の深度変換断面の地質学的解釈を図 77 に、I4 の解釈を図 78 に示した。

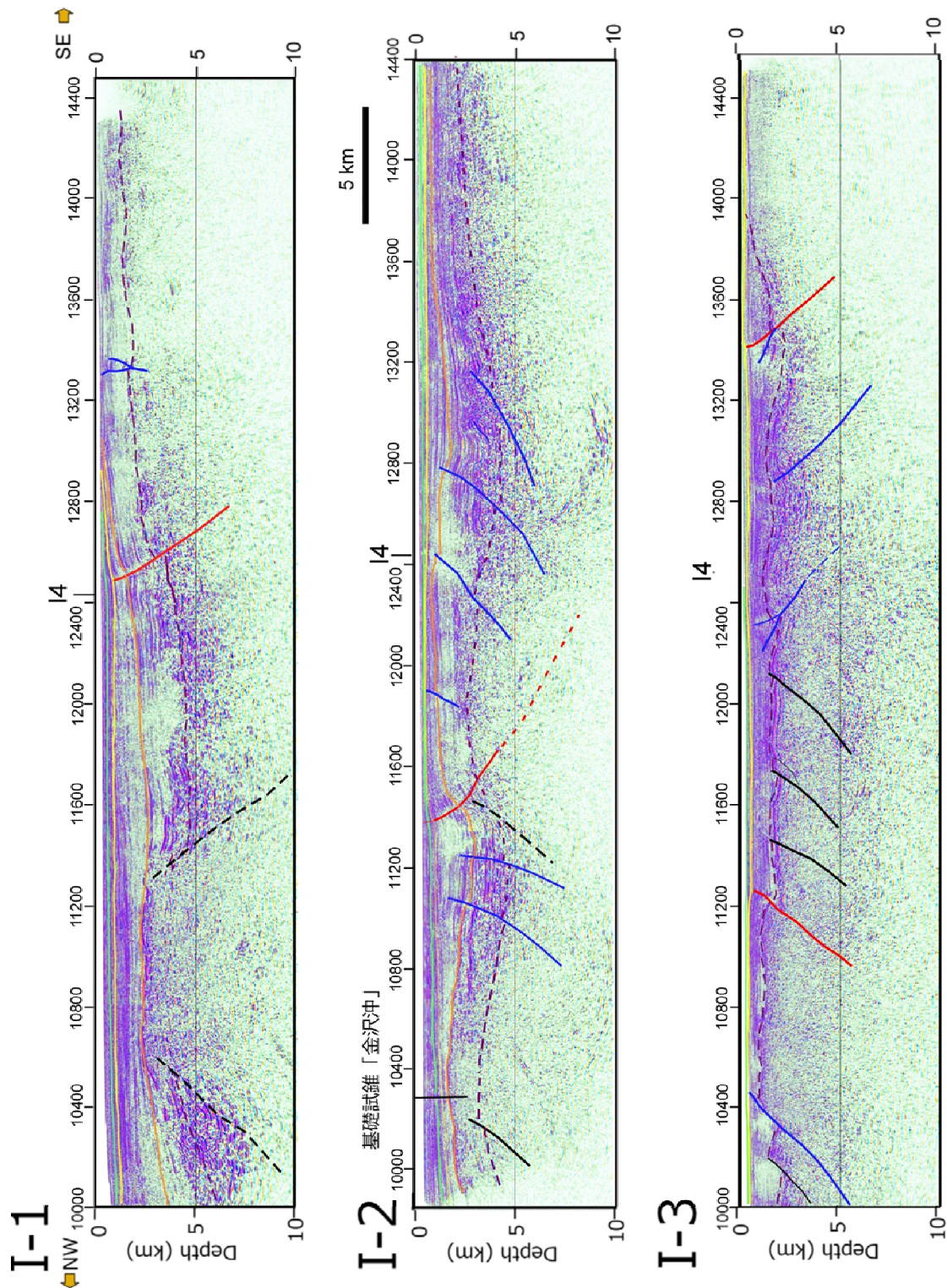


図 77 金沢沖の反射法地震探査断面、測線 I1～3。

黒線：正断層、赤線：活断層、青線：逆断層、紫破線：音響基盤上面、オレンジ線：音川層基底、黄色：氷見層下部基底、黄緑：氷見層上部基底。

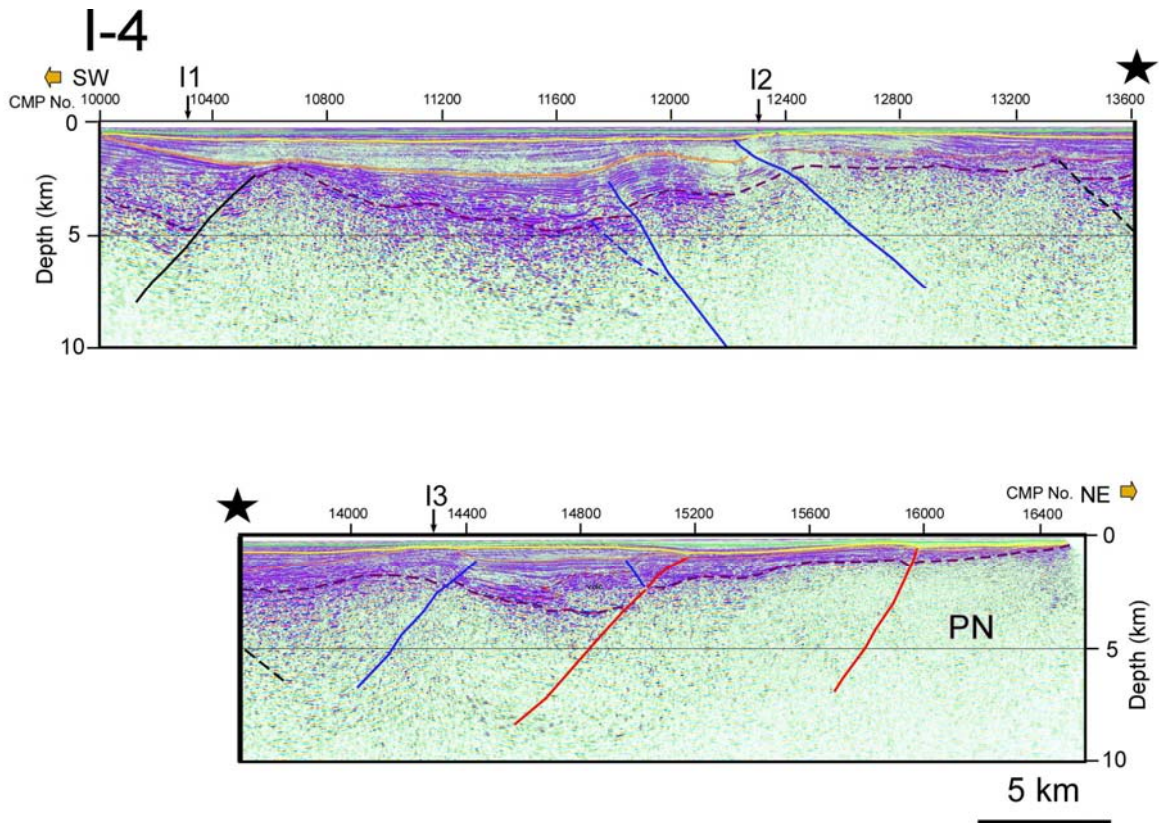


図 78 金沢沖測線 I4 の反射法地震探査深度変換断面。

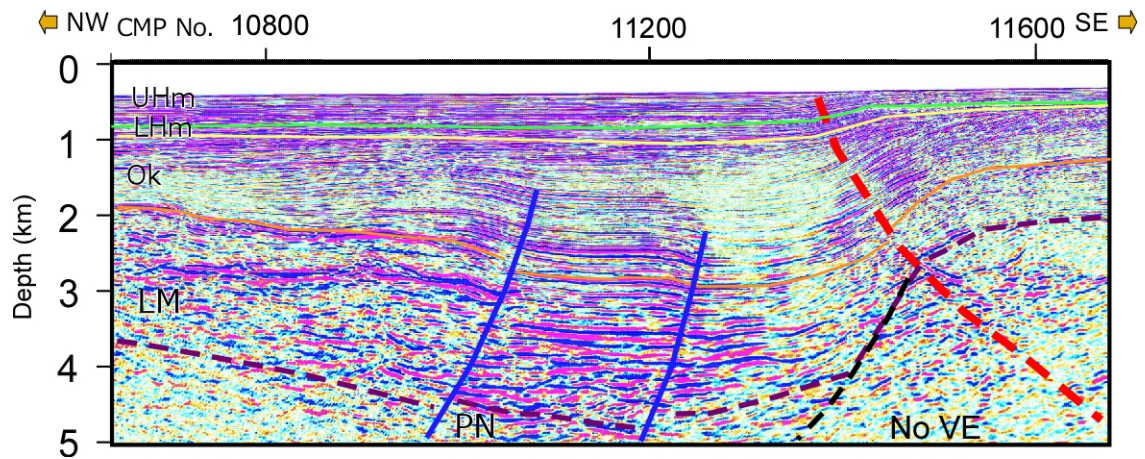


図 79 金沢沖測線 I2 の活断層周辺の深度断面の拡大。

金沢沖断面の顕著な特徴は、中部中新統の音川層などの変形した中新統を、ほぼ水平な鮮新統（氷見層）が不整合に覆うことである。中新統に逆断層変形を与えている断層の一部は、氷見層にも変形を与え、活断層となっている。これら中後期中新世に短縮性的変形を示す特性は、山陰沖から能登半島沖に見られる重要な特徴である^{29,30,5)}。

図 79 は、I2 の活断層周辺の深度断面の拡大図であるが、赤破線で示した活断層では、南東側の隆起運動は、ほぼ継続して進行しており、それぞれの異なる年代層準によって示されるように隆起側で薄化し、断層運動が継続したことを示している。図 78 の CMP15200 の活断層のように、中下部中新統はこの断層に向かって地層の厚さを増大させており、リフト形成期の正断層運動が読み取れる。鮮新統基底の層準はこの断層による逆断層運動を示しており、断層の反転運動が生じたことが読み取れる。

(c) 結論ならびに今後の課題

日本海とその沿岸地域の震源・波源モデルの高度化を目的として、とくに地震発生層中の断層形状を把握するために、中越～上越、富山トラフ、能登半島沖、金沢沖の二船式による反射法地震探査、富山トラフ海陸統合反射法地震探査を海域 715km、陸域 15km の区間で実施した。計 10 測線において、海底活断層の深部形状の推定に資する基礎資料が収集できた。とくにこれまで活断層が知られていなかった、富山トラフの南北両縁、黒部河口と能登台地と富山トラフの境界部で顕著な逆断層が見いだされ活断層と判断した。富山トラフでの堆積層の厚さについて具体的な数値を示したのは本探査が初めてである。本調査海域は、いわゆる北米・ユーラシア（アムール）プレート境界とされているが、糸静線の北方延長にも、富山深海長谷周辺にも短縮変位が周辺と比べて顕著な活断層は見られない。

富山台地のような水深の浅い領域では、多数の多重反射によって、地下深部のイメージングが損なわれる。データ解析についての検討も必要であるが、浅海域でのデータ取得について測線計画段階でより有効な方法についての検討が必要である。

(d) 引用文献

- 1) 村本宏司・大澤正博・木村正宏・有坂春彦：佐渡南西沖の日本海大水深域における石油システムについて-基礎物理探査「佐渡沖南西」と基礎試錐「佐渡南西沖」の結果を踏まえて一，石油技術協会誌，72，76-88，2007.
- 2) 新潟県：新潟県地質図および同説明書（2000年版），200p. 2000.
- 3) No, T., N. Takahashi, S. Kodaira, K. Obana, and Y. Kaneda: Characteristics of deformation structure around the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake detected by multi-channel seismic reflection imaging. *Earth Planets Space*, 61, 1111-1115, 2009.
- 4) 岡村行信：能登半島東方海底地質図および説明書. 20 万分の1 海洋地質図（CD-ROM 版），no. 59，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2002.
- 5) 井上卓彦・岡村行信・尾崎正紀・池原研・駒沢正夫・大熊茂雄・加野直巳・伊藤 忍・横田俊之・山口和雄：海陸シームレス地質情報集「能登半島北部沿岸域」，数値地質図，S-1, 1 DVD-ROM，産業技術総合研究所地質調査総合センター，2010.
- 6) 小林博文・山路 敦・増田富士雄：能登半島輪島地域の中新統の層序・堆積環境・テクトニクス. 地質学雑誌，111，286-299，2005.
- 7) 佐藤比呂志・岩崎貴哉・金沢敏彦・宮崎真一・加藤直子・酒井慎一・山田知朗・宮内崇裕・伊藤谷生・平田 直：反射法地震探査・余震観測・地殻変動から見た2007年能登半島地震の特徴について，東京大学地震研究所彙報，82，369-379，2007.

- 8) Matsubara, M. and Obara, K.: The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, *Earth Planets Space*, 63, 663–667, 2011.
- 9) 佐藤比呂志・岩崎貴哉・石山達也・加藤直子, 六日町-直江津沖測線地殻構造探査, ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究(平成 23 年度)成果報告書, 211-254, 2012. ※北部フォッサに変更※
- 10) 岡村行信: 能登半島西方海底地質図および説明書. 20 万分の1 海洋地質図 (CD-ROM 版), no. 61, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2007a.
- 11) 岡村行信: 大竹政和・太田陽子・平 朝彦編「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」, 東京大学出版会, 111-121, 2002.
- 12) 中田 高・今泉俊文編: 活断層デジタルマップ, 東京大学出版会, 2002.
- 13) 佐藤比呂志・岩崎貴哉・石山達也・加藤直子, 東山-三島測線地殻構造探査, ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究(平成 22 年度)成果報告書, 182-227, 2011.
- 14) 佐藤比呂志・岩崎貴哉・石山達也・加藤直子, 六日町-直江津沖測線地殻構造探査, ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究(平成 23 年度)成果報告書, 211-254, 2012.
- 15) 佐藤比呂志・阿部 進・斉藤秀雄・加藤直子・伊藤谷生・川中 卓: 二船式による2007年能登半島地震震源域の反射法地震探査, 東京大学地震研究所彙報, 82, 275-300, 2007.
- 16) 原山 智・滝沢文教・加藤碩一・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久: 20 万分の 1 地質図幅「富山」、地質調査所、1995.
- 17) 改訂版「日本の石油・天然ガス資源」編集委員会: 改訂版「日本の石油・天然ガス資源」, 天然ガス鉱業界・大陸棚石油開発協会, 520p., 1992.
- 18) 伊藤康人・山下透・壇原徹・長崎康彦・渡辺真人・荒戸裕之: 基礎試錐「金沢沖」の中新世火山岩類については-背弧角盆拡大期の火成活動-. 石油技術協会誌, 59, 8. 509-518, 1994.
- 19) 石油公団: 昭和63年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「佐渡沖」調査報告書, 96p., 1989.
- 20) Nakahigashi, K., Shinohara, M., Kurashimo, E., Yamada, T., Kato, A., Takanami, T., Uehira, K., Ito, Y., Iidaka, T., Igarashi, T., Sato, H., Hino, R., Obara, K., Kaneda, Y., Hirata, N., Iwasaki, T. and Kanazawa, T., 2012, Seismic structure of the source region of the 2007 Chuetsu-oki earthquake revealed by offshore-onshore seismic survey: Asperity zone of intraplate earthquake delimited by crustal inhomogeneity, *Tectonophysics*, 562-563, 34-47.
- 21) 活断層研究会編: 新編日本の活断層, 437p., 東京大学出版会, 1991.
- 22) 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, 地質調査所, 25p.
- 23) 角 靖夫・野沢 保: 魚津地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 109p., 1973.
- 24) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 魚津断層帯の評価, 地震調査委員会, 17p., 2007.
- 25) 松浦旅人・吉岡敏和・宮脇理一郎・横田 裕・古澤 明: 魚津断層帯の第四紀断層運動と地下地質, 活断層研究, 26, 137-150, 2006.
- 26) 小池一之・町田洋編: 日本の海成段丘アトラス, 105p., 東大出版会, 2001.

- 27) 佐藤比呂志・岩崎貴哉・金沢敏彦・宮崎真一・加藤直子・酒井慎一・山田知朗・宮内崇裕・伊藤谷生・平田 直: 反射法地震探査・余震観測・地殻変動から見た2007年能登半島地震の特徴について, 東京大学地震研究所彙報, 82, 369-379, 2007.
- 28) 石油公団: 国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「金沢沖」調査報告書, 94p., 1985.
- 29) 田中 隆: 北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格, 石油技術協会誌, 44, 76-88, 1979.
- 30) 田中 隆・小草近治: 山陰沖における中期中新世以降の構造運動, 地質学雑誌, 87, 725-736, 1981.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(g) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成26年度業務計画案

福井沖～鳥取沖の沿岸海域において、反射法地震探査を実施する(図80、図81)。海陸統合測線は、富山県富山平野南縁から石川県羽咋沖に至る約53kmの陸上および海底ケーブル区間からなり、大和海盆を横断し、大和礁にいたる沖合構造調査測線と連続する。この測線では活断層の深部形状の他、島弧・背弧海盆の基本的な地殻構造を把握する。

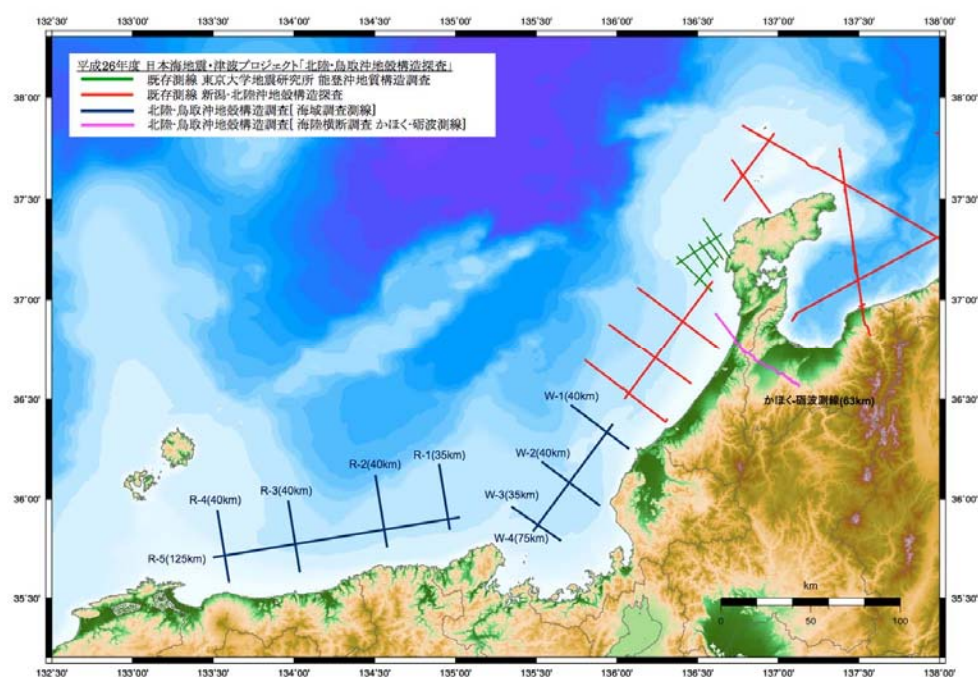


図 80 平成 26 年度沿岸海域反射法地震探査 予定測線図。

青線: H26 年度実施予定、 赤線: H25 年実施測線。



図 81 平成 26 年海陸統合地殻構造探査 「かほく・砺波測線」測線予定図。

