

2007 年能登半島地震震源域陸域の反射法地震探査

佐藤比呂志^{1)*}・川崎慎治²⁾・阿部 進²⁾・加藤直子¹⁾・岩崎貴哉¹⁾・伊藤谷生³⁾

¹⁾ 東京大学地震研究所・²⁾ (株)地球科学総合研究所・³⁾ 千葉大学大学院理学研究科

Seismic Reflection Profiling Across the Onshore Source Area of the 2007 Noto Hanto Earthquake, Central Japan

Hiroshi Sato^{1)*}, Shinji Kawasaki²⁾, Susumu Abe²⁾, Naoko Kato¹⁾, Iwasaki Takaya¹⁾, Tanio Ito³⁾

¹⁾ Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

²⁾ JGI Inc.

³⁾ Graduate School of Science, Chiba University

Abstract

The seismogenic source fault of the 2007 Noto Hanto earthquake (M 6.9_{JMA}) runs beneath the northwestern part of the Noto peninsula and its offshore trending ENE-WSW. To reveal the relationship between a seismogenic source fault and geologic structure, shallow, high-resolution seismic reflection and refraction profiling was undertaken across the source fault along the western coast of the Noto peninsula for 10 km distance. The seismic source was a vibroseis and seismic data were recorded by fixed 575 channels. The P-wave refraction analysis delineated the three layered velocity structure down to 1 km; 2.8 km/s, 3.2 km/s and 4.1 km/s layers. The 3.2 km/s layer, which corresponds to the lower Miocene fluvial sediments, shows northward thickening with steps. On the resultant depth converted seismic section, south and north-dipping, faults are interpreted based on the systematic change on dip-angle of the reflectors in the lower Miocene fluvial sediments. By comparing with the aftershock distribution, the deeper extension of the south-dipping fault corresponds to the source fault of the 2007 Noto Hanto earthquake.

Key words: 2007 Noto Hanto earthquake, earthquake source fault, seismic reflection profiling, geologic structure, central Japan

1. はじめに

2007 年 3 月 25 日午前 9 時 42 分に、能登半島地震 (M_{JMA} 6.9) が発生した (Sakai *et al.*, 2008 など). 震源断層は ENE-WSW 方向の走向で、南に約 60 度の傾斜を示している (平田ほか, 2007; Ozawa *et al.*, 2008). 震源域は、海域を主体とするがそのほぼ 3 分の 1 は陸域下に分布している (Yamada *et al.*, 2008; Sakai *et al.*, 2008). 発生する内陸地震を予測するためには、活断層などの地質構造が重要な鍵になる。地質構造から発生する地震の規模や断層の傾斜などの予測精度を向上させるために

は、発生した地震の震源域の地質構造を多角的に明らかにすることが重要である (佐藤ほか, 2001)。

震源域の海域では海底の活断層が分布し (片川ほか, 2005; 岡村, 2007; 井上ほか, 2007), その東方延長は陸域の震源断層の地表延長と良好な一致を示す。この地表延長部を横断する 10 km の測線を設定し、屈折法及び反射法地震探査を実施した。本報告では、実施した地震探査の成果と断面から解釈される地質構造について述べ、2007 年能登半島地震の震源断層との関係について考察する。

* e-mail: satow@eri.u-tokyo.ac.jp (〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1)

2. 地質概説

震源域周辺の陸上の地質については、鮎野編 (1965)・坂本 (1967)・北陸土木地質図編纂委員会 (1990) などによって、地質図が公表されている (Fig. 1). 震源域周辺の能登半島北部には、第三系の日本海形成前後のリフト充填堆積物が広く分布している (Kano *et al.*, 2002; 小林ほか, 2005). 震源域の南方の丘陵にはジュラ紀の花崗岩が露出しており (金山ほか, 1999), それらを不整合で覆って漸新統から下部中新統の玄武岩質安山岩の陸上噴出溶岩などが緩傾斜で分布する (Lopez and Ishiwatari, 2002). 花崗岩の分布の北縁を限るように、北側低下の ENE-WSW 方向の断層が記載されている. その北側には礫岩・砂岩・泥岩などから構成される成層した河川性堆積層が分布する. これらの地層には南方に分布する花崗岩類や、安山岩の礫を含む.

震源分布によって示される ENE-WSW 方向の断層は、ハヶ川右岸に記載されているが (北陸土木地質図編纂委員会, 1990), 変位量は僅かで余震分布から推定される震源断層の浅部延長には活断層は見いだされていない.

い.

3. 反射法・屈折法地震探査

3.1. データ取得

調査測線は、ハヶ川北側に位置する能登地震震源断層の陸域への延長部分に直交する測線を考慮し、輪島市門前町モータースポーツ公園内を始点とし、鹿磯、黒島、赤神を経て、剣地に至る約 9.1 km 区間に設定した (Fig. 1). 輪島市門前町モータースポーツ公園および藤浜と赤神地区の市道は、有線ケーブルの設置が困難であったので、独立型システムによるデータ収録を行った.

データは共通反射点重合法による反射法地震探査・屈折法探査のために取得された (Table 1). 測線沿いには被災した家屋と近接した区間があり、大型バイブレータの使用が困難であったため、震源は地球科学総合研究所所有の中型バイブレータ (Industrial Vehicle International 社製 EnviroVibe) を使用した. 発震点間隔は高分解能を得るため 20 m とし、スweep周波数は、8-100 Hz の線形アップスweepである. スweep長は 20 秒,

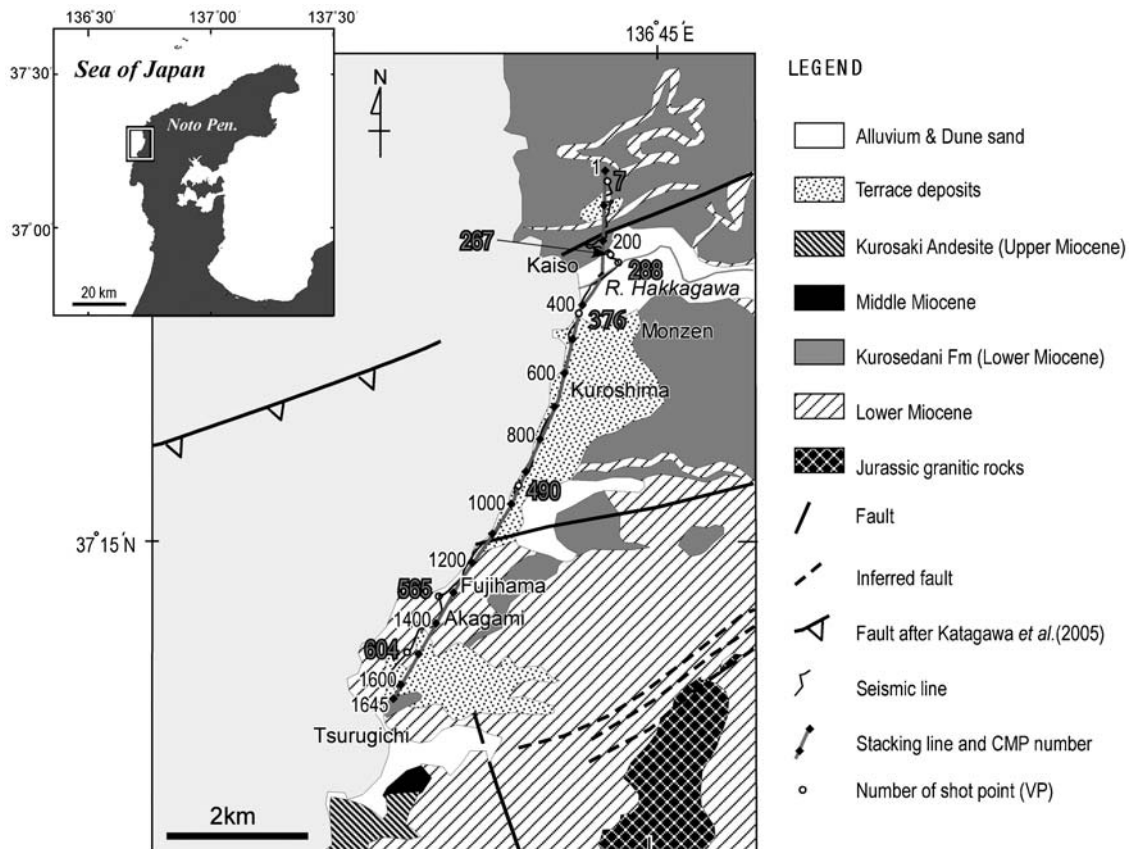


Fig. 1. Geological map showing the seismic line "Monzen 08".

Major geologic structure is after Editorial committee of civil engineering geologic map of Hokuriku (1990).

Pre-N: mainly pre-Neogene rocks with minor distribution of lower Miocene andesite.

スタック数は標準で5回とした。屈折法探査でのスタック数は75-100回である。観測は(株)地球科学総合研究所製G-DAPS4Aを使用した。受振点間隔は、断層の存在が推定される八ヶ川流域の周辺(RP1-376)では10m間隔で、他の区間では25m間隔で設置した。

測線北部の林道および南端の市道は交通量が少なく、ノイズレベルは相対的に低かったが、国道249号線の交通量が多く、RP288-565の区間は、通行車両による振動ノイズが大きく混入した。国道249号線では道路補修工事が継続的に実施されており、黒島地区北部では防潮堤の補修工事が行われていた。測線北端のモータースポーツ公園横での解体廃材集積場のノイズが混入した。

VP267(輪島市門前町鹿磯、林道入り口付近、5回スタック)でのショット記録では、オフセット距離2.5km

程度まで初動が確認できる(Fig. 2A)。強い反射波が、平野側では、0.5秒、0.8秒、および1.1秒に見られる。一方、山側では、1秒程度まで反射波が確認できるが、低周波の表面波などによってマスクされていて不明瞭である。

測線中央付近のVP490(75回スタック)の記録(Fig. 2B)では、基盤屈折波が、両端まで届いているのが確認できる。また、測線両端付近のVP7(100回スタック)、および、VP604(100回スタック)の記録では、基盤屈折波がRP490付近まで届いており、オフセット5km程度の順走時、逆走時が得られた。

3.2. 反射法データ処理

反射法地震探査処理は通常の共通反射点重合法によった。解析にはJGI Super Xを使用した。

(1) 最小位相変換 (Minimum Phase Conversion)

デコンボリューション処理を行う際の波形の歪みを避けるため、既知の震源波形をゼロ位相型から最小位相型の波形に変換するオペレータを設計し、それを原記録に適用する操作を行った。

(2) トレースエディット (Trace Edit)

受振点に障害物があり、受振器が設置できなかった箇所に対しては、これらのチャンネルの受振記録をデータ処理から除外した。

(3) 共通反射点編集 (CMP 編集)

全記録の発振点・受振点座標を用いて、中間反射点の分布図を作成し、分布が密な位置を選び、重合測線(CMP 測線)を設定した(Fig. 1)。

総CMP数: 1645, CMP間隔: 5.00 m, 重合線距離: 8.22 km

(4) 振幅補償 (Gain Recovery)

テストの結果、ゲート長1200ミリ秒の自動振幅調整(AGC)を行った。

Table 1. Data acquisition parameters for the Monzen 08 seismic survey.

Type of data acquisition	Refraction profiling	Reflection profiling
length of seismic line	9.1 km	
Source parameters		
Source	A vibrator (IVI Enviro Vib)	
Shot interval	-	10 or 25 m
Sweep length	24 sec.	20 sec.
Sweep frequency	8-40 Hz	8-100 Hz
No. of shot points	3	460
No. of stacks	75-100	5
Receiver parameters		
Receiver interval	10 or 25 m	
Natural frequency	10 Hz	
No. of Receiver points	575	
Recording parameters		
Instruments	JGI GDAPS-4A, MS2000	
Sampling length	4 msec	
Recording length	8 sec.	5 sec.

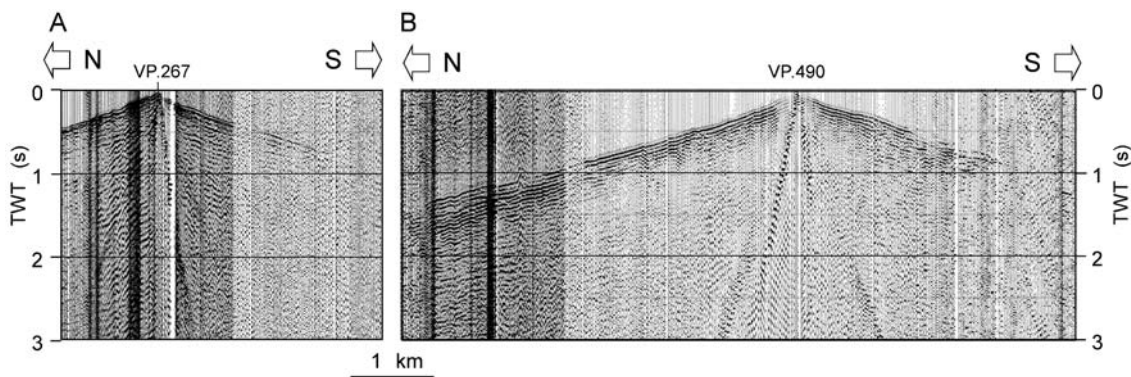


Fig. 2. Examples of shot gathers of the Monzen 08 seismic survey.

A: a shot gather for reflection profiling at VP267, B: a shot gather for refraction analysis at VP490. Location of shot points is shown in Fig. 1.

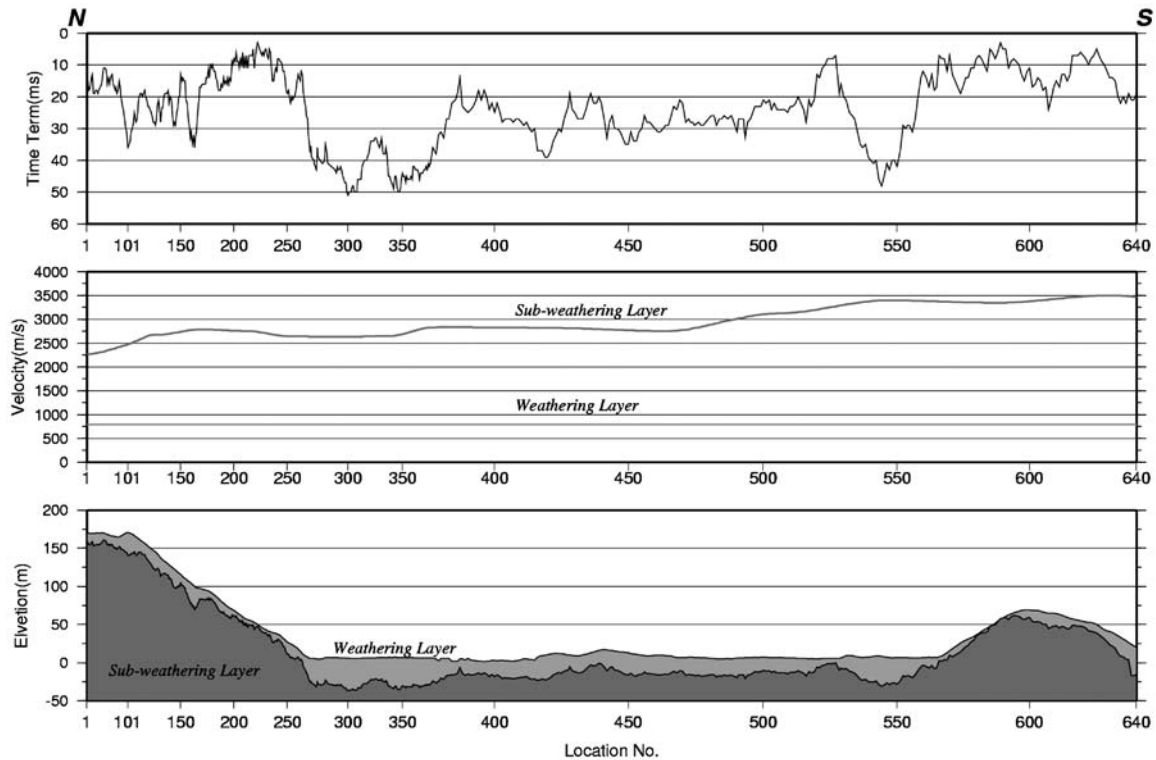


Fig. 3. Surface structure determined by time-term analysis.

- (a) time-terms,
- (b) velocities of second layer,
- (c) topography and geometry of surface low velocity layer.

(5) デコンボリューション (Deconvolution)

発振点・受振点の特性の相違を補正し、分解能の高いデータを得るためのデコンボリューション処理を行った。以下のパラメータを採用した。

ゲート長: 2000 ミリ秒, オペレータ長: 240 ミリ秒, ホワイトノイズ: 0.5%, 予測距離: 4 ミリ秒, 時間ゲート: Time Valiant

(6) 屈折波静補正 (Refraction Statics)

全ての発震記録から初動走時を読み取り、その値から発震点・受振点・表層基底層速度を未知数とするインバージョン (タイムターム法) を行い、表層の構造を求めた (Fig. 3)。走時曲線を基に表層第一層の速度 (V1) を 0.8 km/s と仮定した時の、表層基底層の速度 (V2) は 1.7-2.7 km/s となり、第一層の厚さは 0-40 m である。この結果は、屈折波静補正のデータとして用いた。

(7) 速度解析 (Velocity Analysis)

定速度重合法 (Constant Velocity Stack) を用い、100 CMP (500 m) 毎の地点で速度解析を行った (Fig. 4)。なお、速度解析は、残差静補正前後で 2 回行った。

(8) NMO 補正 (NMO Correction)

速度解析によって得られた速度構造を用いて、Nor-

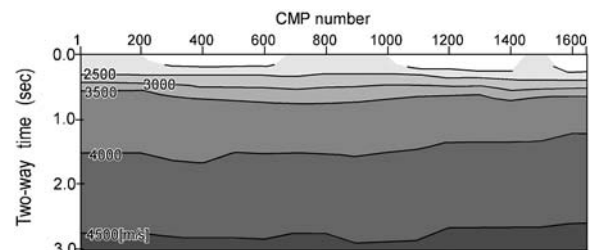


Fig. 4. Optimum stacking velocities determined by velocity analysis.

mal Moveout (NMO) 補正を行った。この際の波形の伸張が 2.0 を越えるものについてはミュートを施した。

(9) 残差静補正 (Residual Statics)

NMO 補正後のデータの反射波を用いた残差静補正を行った。ここで求めた静補正量を NMO 補正前のデータに適用し、再度速度解析を行った。

(10) CMP 重合 (CMP Stack)

(11) 重合断面図 (Final Filtered Stack)

重合後のデータに対して、フィルターテストを行い、以下のフィルターを適用し重合時間断面を作製した (Fig. 5A)。

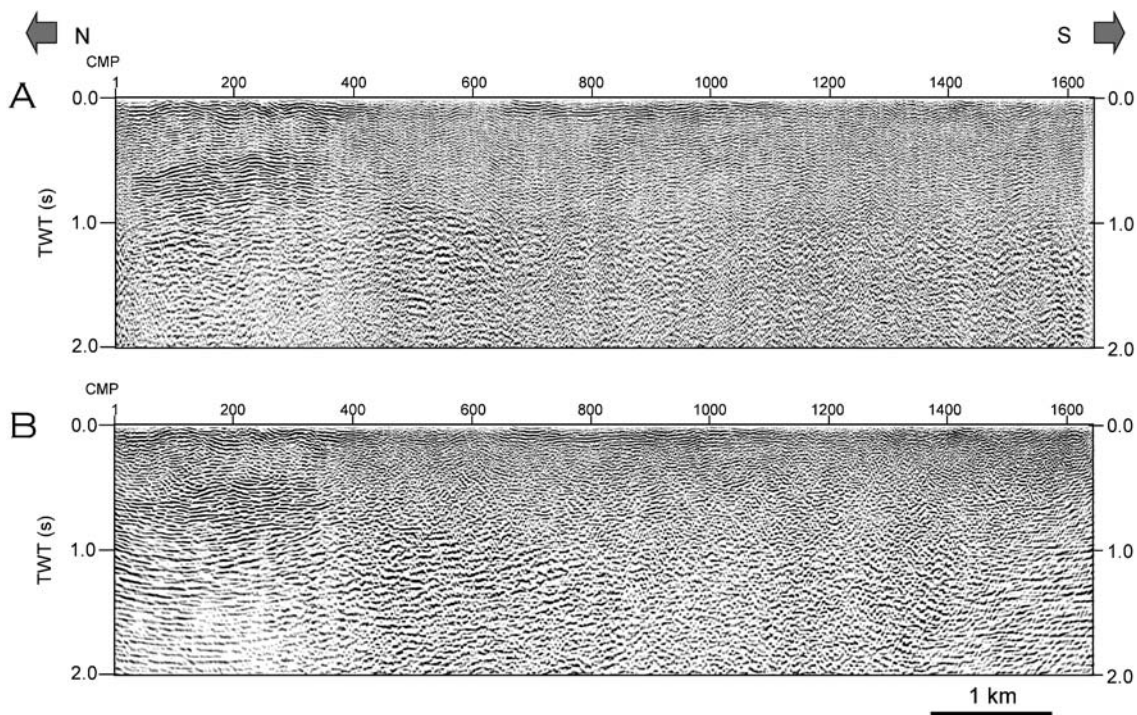


Fig. 5. Filtered stacked section and post stacked, migrated time section of the Monzen 08 seismic line.

F-X 予測フィルター ゲート長: 49 トレース, オペレータ長: 7 トレース, ウィンドウ長: 1000 ミリ秒, オーバーラップ: 500 ミリ秒

バンドパスフィルター 0.0~0.5 秒: 25/30~55/65 Hz, 0.5~1.0 秒: 18/23~45/55 Hz, 1.0~5.0 秒: 10/10~35/45 Hz

(12) 時間マイグレーション (Time Migration)

差分マイグレーション処理を行い, マイグレーション速度は平滑化した重合速度 (スケーリング: 80%) を用いた (Fig. 5B).

(13) マイグレーション深度変換 (Depth Conversion)

マイグレーション後の記録に対し, 速度関数を用いて, 時間軸の深度軸への変換を行った (Fig. 6A). 深度変換後のサンプル間隔は 4 m とした.

3.3. 屈折法データ処理

測線の両端と中央部の計 3 地点で取得したショット記録に対して, 波線追跡法による解析を行った. 深度断面における基準面は平均海水面からの深度とした. トレース間隔をオフセット距離に比例させて表示させた記録波形 (ベーススタップ) を作成し, 全点に対して初動を読み取り, 走時曲線を作成した. 高密度受振器展開のため初動はほぼ全区間で容易に判読できた. 本測線沿いに, 2 km/s 台~4 km/s 台の速度が認められる. 5 km オフセットのデータが順測線, 逆測線とも得られており, そ

れぞれの終端走時付近では平均して 4 km/s 程度の見掛け速度を呈している.

岩崎 (1988) の波線追跡プログラムを用いて, 試行錯誤を繰り返し, モデリングと実記録の走時合わせを行った. レイトレーシングは, 反射法断面の解釈線 (第一層から第三層) を固定させた上で, 速度モデルを作成した. 具体的には, 浅部の層から, 順次, 速度を試行錯誤的にチューニングすることで最終モデルを作成した.

3.4. 屈折法解析結果

波線追跡では, 初動としてあらわれている, みかけ速度 1.7 km/s 程度の屈折波から最下位層に相当する屈折波初動 (みかけ速度 4 km/s) を用いた. Fig. 7 に, レイトレーシングに用いたモデルを示す.

上位から, 0.8 km/s 層, 2.8 km/s 層, 3.2 km/s 層が分布する. 測線中央部から南部にかけては, 表層の 2.8 km/s 層がせん滅しており, 表層速度は, 3.5 km/s と大きくなっている. 下部堆積層である第三層については, 反射法による速度解析から 2.8 km/s から 3.7 km/s へ層間速度が漸増していると推定されたが, 今回の屈折データのみではそこまでの言及ができなかったため, 下位の屈折波のインターセプトタイムを合わせるためにチューニングした結果, 深度方向に一樣な速度として 3.2 km/s を与えた.

最下位層の速度は, 測線全区間で 4.3 km/s となった.

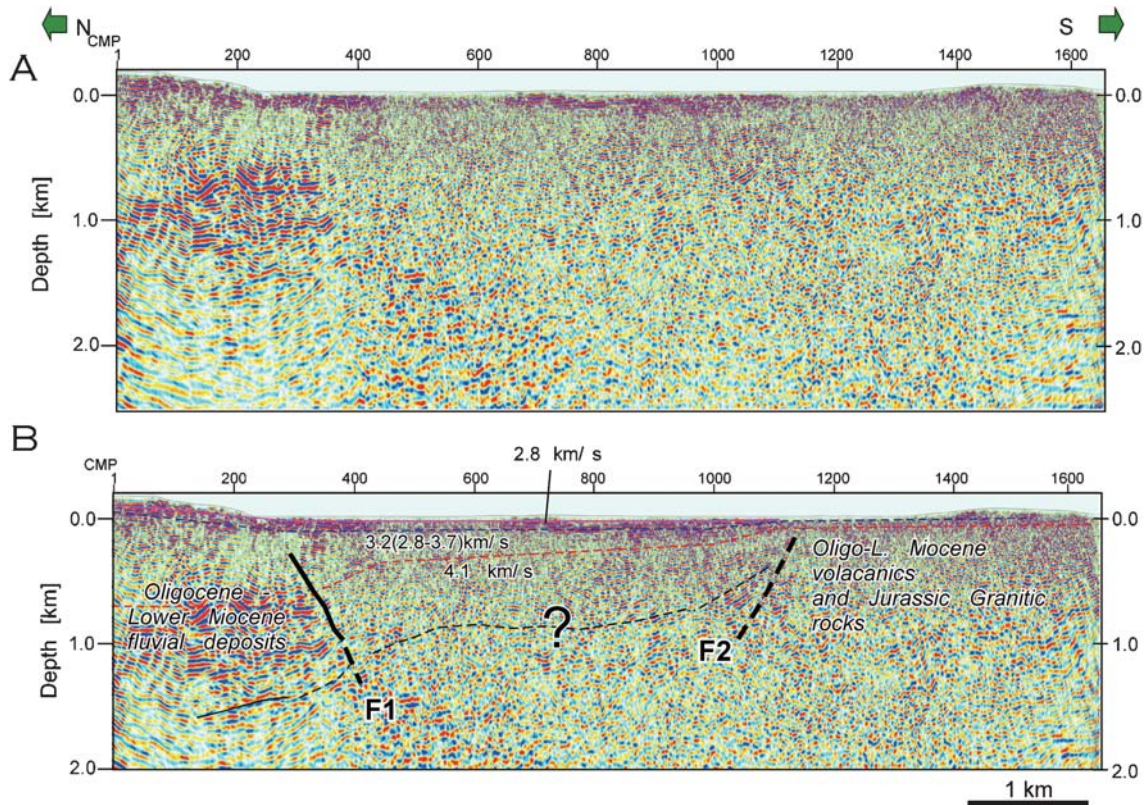


Fig. 6. Depth converted seismic section (A) and its geologic interpretation (B) of the Mozen seismic line. F1 and F2: inferred fault, Red and black broken lines: boundary of velocity layers deduced from the refraction analysis.

最下位層の上面の深度は、北端で 700 m、南端で 50 m であり、ステップ状の低下部を伴う緩やかな北傾斜を示す。ただし、測線両端については、波線が届いていない部分があり、信頼度が低い。なお、測線区間での速度の変化は、オフセット長が十分ではなく、またショット数も 3 カ所と少なかったために、有意に検出できなかった。

4. 反射法地震探査断面の地質学的解釈

深度変換断面では、測線北部の CMP1-330 にかけては、深さ 1.7 km 程度まで連続性のよい反射波群が認識できる。屈折法による速度構造では、測線南部で深度 750 m 程度までは 2.8 km/s から 3.7 km/s、それ以深では 4.1 km/s と推定される。地表には初期中新世の日本海形成時のリフティングに伴う河川性の堆積物が分布している。これらは礫岩・砂岩・泥岩などの互層からなり、側方に連続性のよい反射波群が予想される地層である。東北日本では、リフト期の初期は断層運動と同時に河川性の地層が厚く堆積したことが知られており (Yamaji, 1990; Sato and Amano, 1991)、ほぼ同時期の能登半島においても類似の堆積環境に置かれていた (Kano *et al.*,

2002)。地表地質からは、このリフト期の堆積物の下位にはジュラ紀の花崗岩類が分布すると判断される。河川性の堆積物は花崗岩に比べ、より反射面が卓越すると判断し、第三系の基底は、測線北部では約深度 1600 m にあると解釈した (Fig. 6B)。CMP400-1200 までの区間では、振幅が小さく側方への連続性に乏しい北傾斜の反射面が卓越する。北端部ではほぼ水平な反射面が分布することから、この反射面の傾斜の変曲点付近に構造的な不連続が推定できる。反射面の傾斜不連続から南傾斜の高角度の断層 (F1 断層; Fig. 6B) を推定した。波線追跡法による速度構造も、CMP300-400 の間で 3.2 km/s 層の基底が北側にステップ状に低下しており、北側低下の断層と整合的である。

測線南部の海岸には、陸上に噴出した高温酸化を受けた玄武岩質安山岩が分布し、緩く北に傾斜した構造を示している。測線南部 (CMP1200-1600) の反射断面では、振幅が小さく側方への連続性の不良な反射面が卓越し、北に緩く傾斜して地表の地質構造と調和的である。CMP1100 から 1000 の間には北に 30° 程度傾斜した反射面が分布し、屈折法による速度構造でも 4.1 km/s 層の上面がステップ状の低下を示すことから、断層 F2 を推定

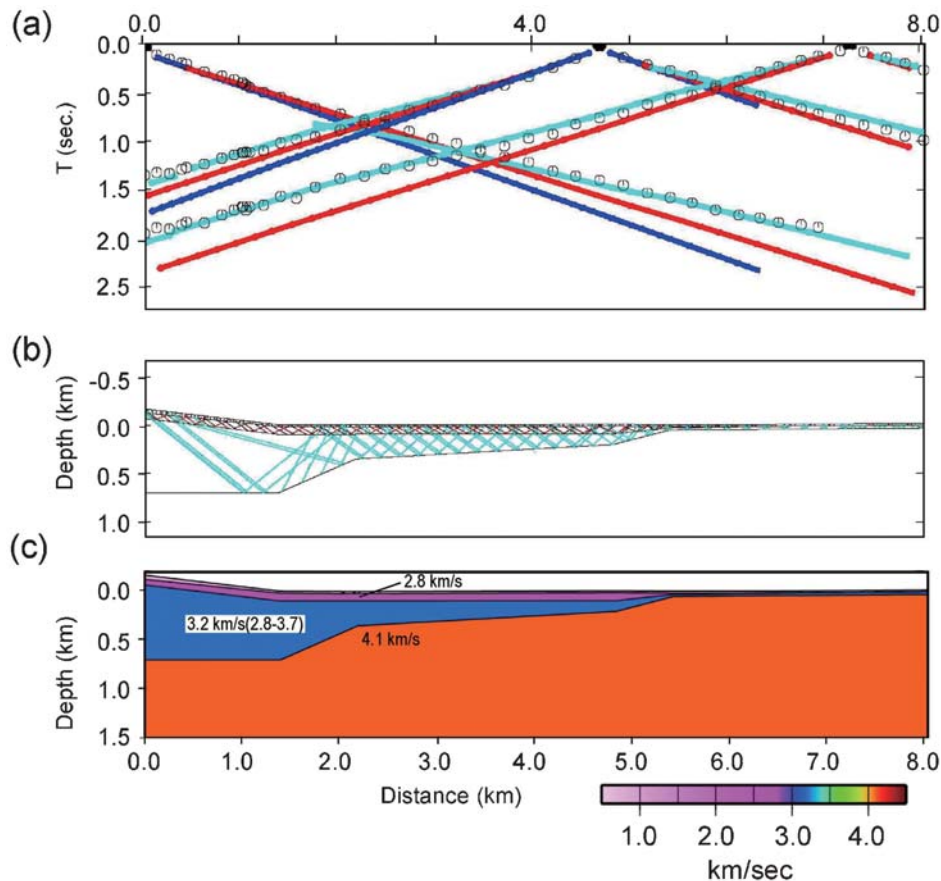


Fig. 7. Velocity model of the Monzen 08 seismic line obtained by refraction analysis.
 (a) Comparison between theoretical travel time curves (solid lines) and first arrival data (solid circles).
 (b) Ray diagrams corresponding to the first arrivals from seven shot points.
 (c) Velocity model with inferred P-wave velocities (in km/s).

した。確度は断層 F1 より劣る。地表地質では、推定断層の北側には中新世下部の河川性の堆積物が分布することから、北側低下の正断層と判断した。

これらの断層の上端の深度については、F1 は地表下 300 m 付近までは変位が及んでいる可能性があり、F2 については 200 m 以浅の反射面には変位を与えていないように見える。

反射法地震探査測線の一般走向は N23°E であり、震源断層の走向 N60°E とは、約 45° の角度で斜交する。余震分布と比較するために、測線中央部を通過する断層と直交する断面に、断面線を中心とする幅 2 km の範囲の余震分布を投影した震源分布断面を、反射断面に投影したものと比較した (Fig. 8)。この図では余震分布から示される震源断層の傾斜角が、みかけの角度としてより真の角度より低角度に表現されている。余震分布は、構造変化から推定した F1 の延長部に位置している。したがって、今回の地震は反射法断面から推定される断層 F1 の下部延長が、逆断層成分と右横ずれ成分を伴って変

位したことにより、発生したものと判断される。反射断面での断層 F1 は、速度構造から見ると北側低下の構造を示し、逆断層型の変形を示しており、2007 年能登半島地震の震源断層の動きとは調和的である。

5. まとめ

2007 年能登半島地震の震源断層と地質構造との関係を明らかにするために、震源域の海岸に沿って反射法地震探査を実施した。その結果、地下 2 km までの反射断面が得られ、合わせて実施した屈折法地震探査の結果も含め、2 条の断層が推定された。測線北部の断層は南傾斜の逆断層であり、余震分布と比較した結果、震源断層の浅部延長に相当する可能性が高い。南部に推定される断層は北傾斜の正断層であり、初期中新世のリフティングの際に形成された断層と推定される。

謝 辞

本研究を行うにあたり測線沿いの輪島市門前地区の皆

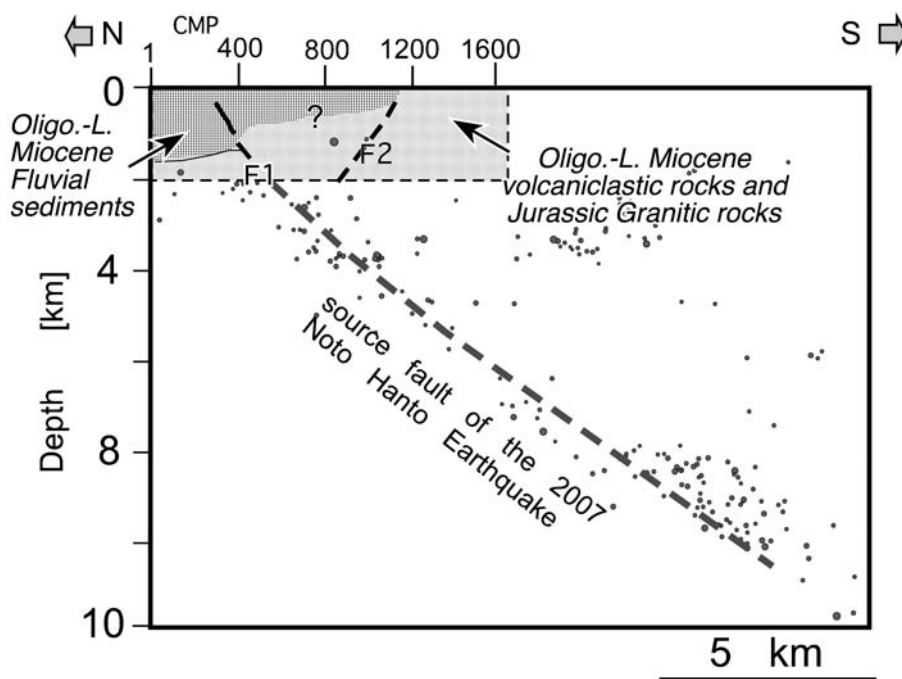


Fig. 8. Comparison between geologic structure and aftershock distribution. Aftershock distribution is after Sakai *et al.* (2008) and Yamada *et al.* (2008). The aftershocks were projected to the plane, which is perpendicular to the strike of the source fault and passes through the center of the seismic line (Line 10 in Figure 1 from Sato *et al.*, 2007), and rotated to the general strike of the CMP line of the seismic section. On this figure the dip angle of source fault shows apparent dip angle.

様には、探査に対してご協力いただいた。地震探査データは、(株)地球科学総合研究所によって取得された。匿名の査読者からは、小論を改善するための有益な助言を得た。本探査は、科学技術振興調整費・緊急研究「平成19年(2007年)能登半島地震に関する緊急研究」(代表:防災科学技術研究所 小原一成)の一環として実施された。また、本研究の一部に平成19年度特別研究促進費(課題番号19900001)「2007年能登半島地震の余震に関する調査研究」(代表:東京大学地震研究所金沢俊彦)を使用した。ここに記して謝意を表す。

文 献

- 井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原 研, 2007, 2007年能登半島地震震源域の海底活断層, 地震研彙報, **82**, 301-312.
- 岩崎貴哉, 1988, 海底地震探査に基づく地下構造研究のための破線追跡プログラム, 地震, **2-41**, 263-266.
- 平田 直・佐藤比呂志・能登半島地震合同余震観測グループ, 2007, 2007年能登半島地震の意味, 科学, **77**, 6, 562-566.
- 北陸土木地質図編纂委員会, 1990, 北陸地方土木地質図および解説書, 国土開発技術研究センター, 799p.
- 金山憲勇・広井美邦・柴田 賢, 1999, 能登半島北西部のジュラ紀火山一深成複合岩体. 地質学論集, **53**, 299-308.
- Kano, K., T. Yoshikawa, Y. Yanagisawa, K. Ogasawara and T. Danhara, 2002, An unconformity in the early Miocene

- syn-rifting succession, northern Noto Peninsula, Japan: Evidence for short-term uplifting precedent to the rapid opening of the Japan Sea, *Island Arc*, **11**, 170-184.
- 片川秀基・浜田昌明・吉田 進・廉沢 宏・三橋 明・河野芳樹・衣笠善博, 2005, 能登半島西方海域の新第三紀~第四紀地質構造形成. 地学雑誌, **114**, 791-810.
- 粕野義夫編, 1965, 能登半島の地質(7万5千分の1多色刷地質図添付), 石川県「能登半島学術調査」第一部, 1-84p.
- 小林博文・山路 敦・増田富士雄, 2005, 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.
- Lopez, C.J. and Ishiwatari, A., 2002, Petrogenesis of the tholeiitic basalt, calc-alkaline basaltic andesite and high magnesian andesite lava succession of the Oligo-Miocene Anamizu Formation in northeastern Noto Peninsula, central Japan, *J. Min. Petrol. Sci.*, **97**, 85-113.
- 岡村行信, 2007, 能登半島西方海底地質図, 海洋地質図, no. 61 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Ozawa, S., H. Yarai, M. Tobita, H. Une and T. Nishimura, 2008, Crustal deformation associated with the Noto Hanto Earthquake in 2007 in Japan, *Earth Planets Space*, **60**, 95-98.
- Sakai, S., A. Kato, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa and the group for the joint aftershock observation of the 2007 Noto Hanto Earthquake, 2008, Highly resolved distribution of aftershocks of the 2007 Noto Hanto Earthquake by a dense seismic observation, *Earth Planets Space*, **60**, 83-88.

- 坂本 亨・今井 功・角 靖夫・野沢 保・盛谷智之, 1967,
20 万分の 1 地質図幅「七尾・富山」, 地質調査所.
- Sato, H. and K. Amano, 1991. Relationship between tectonics, volcanism, sedimentation and basin development, Late Cenozoic, central part of Northern Honshu, Japan. *Sediment. Geology*, **74**, 323-343.
- 佐藤比呂志・伊藤谷生・池田安隆・平田 直・今泉俊文・井川 猛, 2001, 活断層―震源断層システムのイメージングの意義と現状, 地学雑誌, **110**, 838-848.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・金沢俊彦・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, 2007, 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, 地震研究所彙報, **82**, 369-379.
- Yamada, T., K. Mochizuki, M. Shinohara, T. Kanazawa, S. Kuwano, K. Nakahigashi, R. Hino, K. Uehira, T. Yagi, N. Takeda and S. Hashimoto, 2008, Aftershock observation of the Noto Hanto earthquake in 2007 using ocean bottom seismometers, *Earth Planets Space* (in press).
- Yamaji, A., 1990, Rapid intra-arc rifting in Miocene north-east Japan, *Tectonics*, **9**, 365-378.
- (Received January 21, 2008)
(Accepted March 17, 2008)