

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

佐藤比呂志^{1)*}・岩崎貴哉¹⁾・金沢敏彦¹⁾・宮崎真一²⁾・加藤直子¹⁾・酒井慎一¹⁾・山田知朗¹⁾・宮内崇裕³⁾・伊藤谷生³⁾・平田直¹⁾

¹⁾ 東京大学地震研究所

²⁾ 東京大学地震研究所 (現在: 京都大学大学院理学研究科)

³⁾ 千葉大学大学院理学研究科

Characterization of the 2007 Noto Hanto Earthquake, Central Japan: Insights from Seismic Profiling, After-shock Observations, and Co-seismic Crustal Deformation

Hiroshi Sato^{1)*}, Takaya Iwasaki¹⁾, Toshihiko Kanazawa¹⁾, Shin-ichi Miyazaki²⁾, Naoko Kato¹⁾, Shin'ichi Sakai¹⁾, Tomoaki Yamada¹⁾, Takahiro Miyauchi³⁾, Tanio Ito³⁾ and Naoshi Hirata¹⁾

¹⁾ Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

²⁾ Earthquake Research Institute, the University of Tokyo (Now at Graduate School of Science, Kyoto University)

³⁾ Graduate School of Science, Chiba University

Abstract

The geophysical and geological characters of the source fault of the Noto Hanto earthquake (M_{JMA} 6.9) were synthesized. Based on the seismic profiles acquired by two-ship seismic reflection profiling and aftershock distribution determined by densely deployed seismic stations, we constructed the 3D geometry of the source fault, trending ENE to NE and dipping 60 degrees south. Around the focal area, detailed topography and bathymetry had been measured by laser scanning and echo sounding before the earthquake. Unique data on onshore-offshore co-seismic crustal movements were obtained from careful comparisons with new data acquired after the earthquake. Using the 3D geometry of the source fault and the co-seismic crustal movements, slip distribution on the fault surface was estimated by 3D dislocation inversion. The obtained pattern of slip distribution shows that the largest slip area is on a relatively shallow part of the fault surface, which coincides with the location of a known active fault. The seismic reflection profiles and surface geology suggest that the source fault was formed as a normal fault during the stage of backarc rifting in Oligocene to early Miocene. The 2007 Noto Hanto earthquake was generated by an oblique slip on the Miocene normal fault. The landward extension of the source fault, which bounds the Miocene half-graben, is traceable by seismic reflection profiling and gravity anomaly. The eastern end of the source fault is bounded by a syn-rift transfer fault, suggesting strong control of the crustal structure on the behavior of the earthquake source fault.

Key words: 2007 Noto Hanto earthquake, source fault, crustal deformation, geologic structure, central Japan

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

1. はじめに

内陸地震は既存の断層がずれ動くことによって発生する。どのような規模の地震が、どこで発生するかを事前に予測するためには、現時点では活断層や地殻構造の特徴から推定するのが最も有効な方法である。発生する内陸地震の特徴についての予測精度を向上させるためには、実際の被害地震の震源域の地殻構造と、発生した地震の震源断層との関係や、地震によって生じた地殻変動と累積した地殻変動との関係を明らかにすることが重要である（例えば Shaw and Shearer, 1999）。

2007年能登半島地震（M_{JMA} 6.9）については、余震観測（Sakai *et al.*, 2008）、地殻変動（Ozawa *et al.*, 2008; Fukushima *et al.*, 2008）、強震波形（Kurahashi *et al.*, 2008）などによって、断層モデルが検討されている。活断層や地殻構造については、片川ほか（2005）、岡村（2007）、井上ほか（2007）によって海底活断層の分布が明らかにされ、震源域の地下構造についても反射法地震探査によって明らかになっている（佐藤ほか, 2007a; 2007b）。一方、北陸電力（株）は地震前に収集していたGPS、レーザプロファイラー、海底音響測深のデータをもとに、地震後再計測を行い、詳細な比較によって海陸にわたる地殻変動を明らかにした（野原ほか, 2007; 吉田ほか, 2007）。また、レーザプロファイラーによるDEM（Digital Elevation Model）を活用して、海岸段丘として残されている累積した地殻変動を記載した（浜田ほか, 2007）。

このような多様な方法によって求められたデータを統合し、総合的に2007年能登半島地震を理解する必要がある。我々はこうした観点から、より精度の高い断層モデルを構築するために、余震分布・反射法地震探査などを組み合わせて、総合的に震源断層の形状を求めた。さらにGEONETのデータの他、新たに求められた海陸地殻変動データを用いて、インバージョンにより断層面沿いの地震時のすべり量分布を求めた。小論では、こうした研究によって明らかになった震源断層の特性、2007年能登半島地震の特徴、とくに震源断層の形状・広がりやを制約した地殻構造からの条件について考察する。

2. 反射法地震探査と余震分布による震源断層の形状

能登半島地震の陸上の余震観測は、「2007年能登半島地震合同余震観測グループ」により地震発生の当日から開始され、最大88地点に設置された地震計により約1ヶ月間に渡って観測された（Sakai *et al.*, 2008）。海域については4月5日から5月8日までの約1ヶ月間、海底地震計による観測が実施された（Yamada *et al.*, 2008）。

これらの観測データをもとに決定された震源分布を全体の走向方向にはほぼ直交する方向の断面で表示した（Fig. 1）。それぞれの断面は断面線に直交する片側1 km幅の震源を投影した。断面線の方向は東部ではほぼNW-SE、西部ではNNW-SSEとした。

震源域の北東部ではFig. 1の断面4から一様な南傾斜の余震配列が見られるようになる。この南傾斜のよく集中した余震分布はほぼ一様な傾斜で、断面12まで連続する。断面13から東では、南傾斜の傾向は示すもの集中が悪くなり拡散している。西端の断面5から9では面状の配列は示さない。音波探査によって明らかになっている海底活断層のトレース（井上ほか, 2007）と比較すると、海底活断層は推定断層面のほぼ浅部延長に位置している（平田ほか, 2007; Sakai *et al.*, 2008; Kato *et al.*, 2008; Yamada *et al.*, 2008）。

本震が発生した3月25日9時41分から、3月25日18時11分の輪島市門前町滝上付近での最大余震（M 5.3）までの期間に発生した地震の震源分布を、気象庁の一元化震源によって示す（Fig. 2）。この期間での余震のほとんどは、海底活断層の断層トレースが南北方向に屈曲する領域（断面3）から最大余震の西側（断面13）までの区間で発生している。従って、この区間の北東及び南東に広がる余震分布の集中度が低下する領域の余震は、本震後の応力増加域で発生した3月25日18時11分の輪島市門前町滝上付近及び3月26日7時16分の西方海域での最大余震（M 5.3）によって励起された余震活動であると判断される。

2007年能登半島地震震源域の海域については、より深い構造を明らかにするために二船式の反射法地震探査によるデータが取得されている（佐藤ほか, 2007b）。とくに本震周辺をNNW-SSE方向に横切る測線を設定し、7測線に渡って共通反射点重合法によるデータ取得を行った。この中で、本震周辺を横切る長さ20 kmの測線Aでは陸域にも受振器を展開し、地下6 km程度までの地下構造のイメージングに成功した（Fig. 3）。反射断面で海底の表層近傍まで変位を与えている断層は40度の角度で、地下2 kmまで追跡され、より深部では60°に角度が増大する。本震付近では震源分布もとくに集中がよく、反射断面から推定される断層面上で余震が集中している。本震付近の区間では本震前に垂直な断層面での地震が発生しており（Kato *et al.*, 2008; Sakai *et al.*, 2008）、最深部で余震分布も80度の南傾斜の高角な配列を示している。より南西方向に位置する測線B・Cでは、この測線上に投影した余震分布は、測線Aに比べ拡散している（Fig. 4）。また、測線Aと同様、断層面は地殻上部

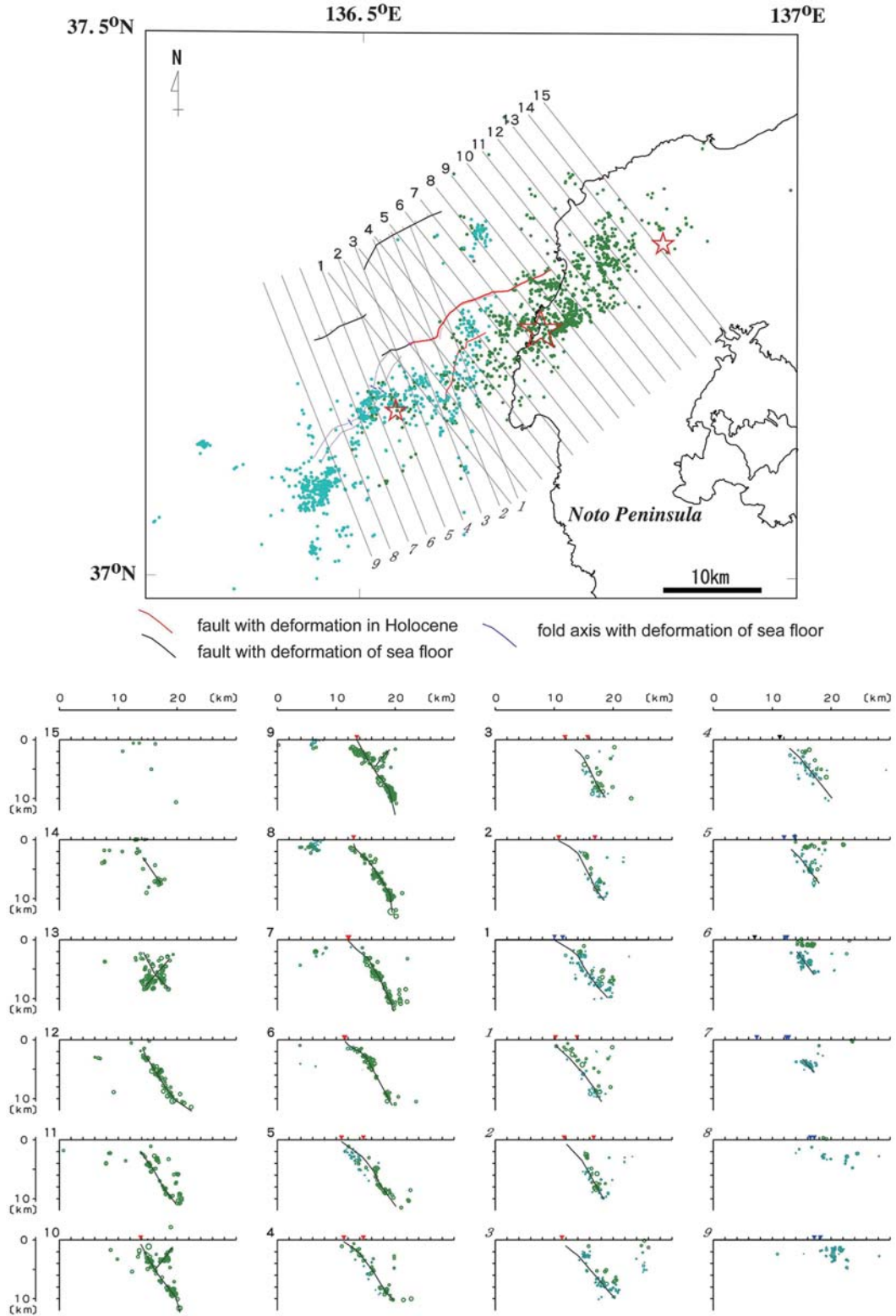


Fig. 1. Aftershock distribution of the 2007 Noto Hanto earthquake. Green dots: hypocenters determined by onshore seismic stations (Sakai *et al.*, 2008), Blue dots: hypocenters determined by Ocean Bottom Seismometers (Yamada *et al.*, 2008). Numbers represent the section number. The location of seismic lines is after Sato *et al.* (2007a; 2007b). Large red star: epicenter of the mainshock after Sakai *et al.* (2008), small stars: epicenter of the largest aftershock in the eastern part of the source area, Mj 5.3, 18:11 (JST), May, 25, 2007, epicenter of the largest aftershock in the western part, Mj 5.3, 7:16, March 26, 2007. Traces of active fault and fold axis are after Inoue *et al.* (2007). Red and blue triangles on the section are trace of active fault and fold axis, respectively.

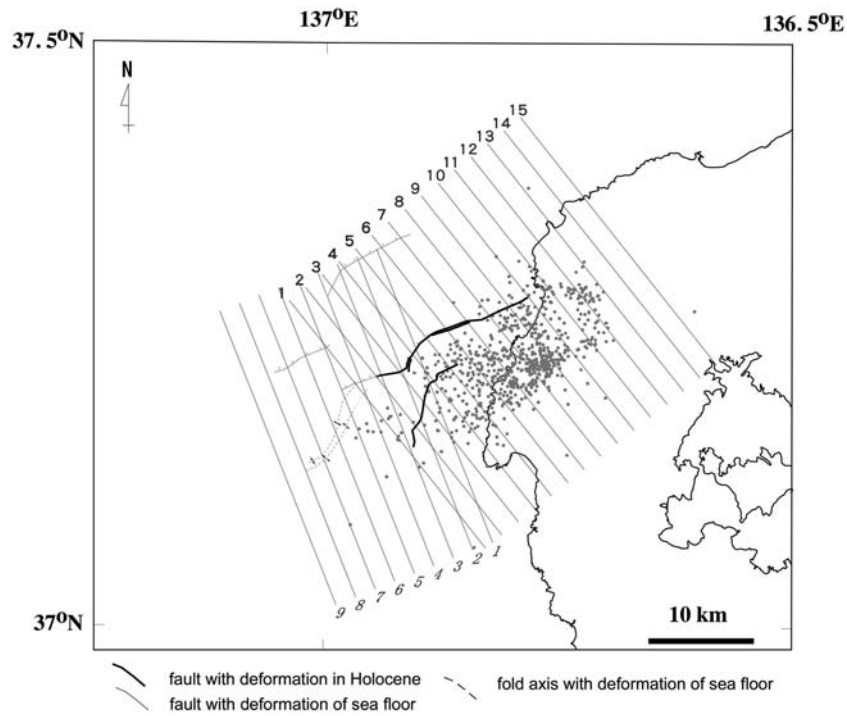


Fig. 2. Aftershock distribution of the 2007 Noto Hanto earthquake before the largest aftershock of May 25. Gray dots indicate aftershocks provided by Japan Meteorological Agency (2007/03/25, 9:41-18:05). Traces of active fault and fold axis are after Inoue *et al.* (2007). Numbers represent section number, same as in Fig. 1.

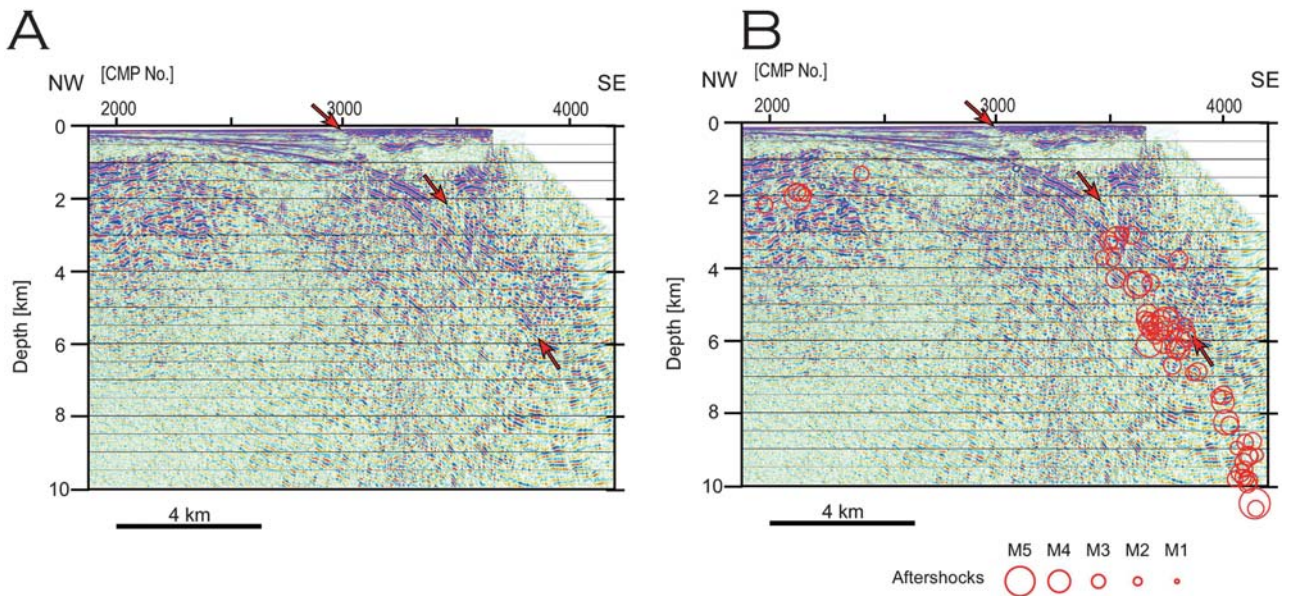


Fig. 3. Comparison between deep seismic reflection profile and aftershock distribution. A: Deep seismic section obtained by two-ship deep seismic reflection profiling after Sato *et al.* (2007b), Arrows represent a fault. B: Aftershock distribution for 2 km width along the seismic line after Sakai *et al.* (2008) and Yamada *et al.* (2008). Red circles are hypocenters determined by land stations after Sakai *et al.* (2008). Blue circles are hypocenters determined by OBSs after Yamada *et al.* (2008).

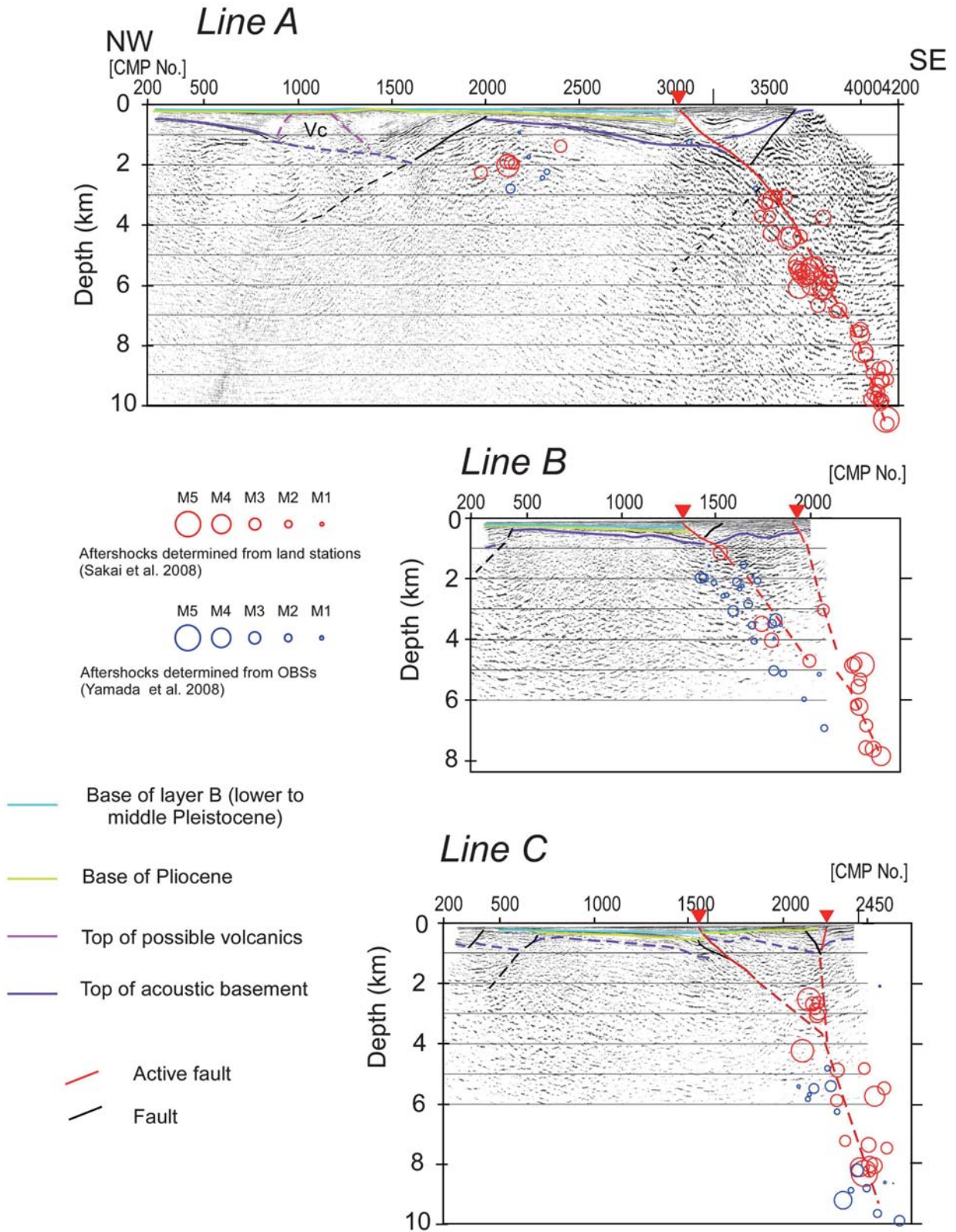


Fig. 4. Seismic reflection profiles across the source fault of the 2007 Noto Hanto earthquake. The hypocenters within 1 km in width from the seismic lines are plotted. Aftershock distribution is after Sakai *et al.* (2008) and Yamada *et al.* (2008). Seismic sections are after Sato *et al.* (2007b). Triangle represents the trace of active fault after Inoue *et al.* (2007). Location of the seismic lines is shown in Fig. 5.

で低角化した形状を示す。余震はより南東側に位置する活断層との間に集中しており、二つの活断層がより深部の断層から分岐しているように見える。測線 B・C で余震が拡散した分布を示すことは、断層の分岐による影響の可能性がある。

2007 年能登半島地震の震源断層について、測線 A では 4 km 以浅、測線 B・C では 2 km 以浅については反射法地震探査に基づいて断層面の形状を推定し、それ以深については余震分布をもとに断層面の推定を行った。

Fig. 5 に等深線で断層面の形状を示した。推定された震源断層の断層面は全体としては平滑な平面を示す。震源断層の走向は、等高線の走向が揃っている震源域中心で判読すると、断層の走向傾斜は $N55^{\circ}E\ 60^{\circ}S$ となる。本震の北東 5 km の最深部では、余震分布からはほぼ垂直な震源断層が推定される。震源断層の西部では、海底活断層のトレースが大きく南北方向に走向が変化する (片川ほか, 2005; 岡村, 2007; 井上ほか, 2007)。この屈曲部の深部延長では、震源断層も地表ほど大きくはないが、屈曲した形状を示している (Fig. 5)。

余震分布からは、南傾斜の面状配置を示す主断層の他に、北傾斜を示す副次的な断層面も識別される。本震のやや東側で顕著なのが ENE 方向の走向を有する北傾斜

の断層である (図 1 断面 8-9; Kato *et al.*, 2008; Sakai *et al.*, 2008)。これは地表では震源域南方の花崗岩の露出の北端を画するもので、初期中新世に形成された北傾斜の正断層と推定される (富岡・佐藤, 2007)。本震と同様に、副次的な断層についても再活動が認められる。また、震源域の東部では北傾斜の余震配列が見られ、この領域が北傾斜と南傾斜の正断層群の境界領域にあるという、反射法地震探査による特徴 (佐藤ほか, 2007b) と類似した特徴を示している。

3. 地震に伴う地殻変動と断層面上のすべり量分布

ここでは余震分布と反射法地震探査から求めた震源断層の形状をもとに、地殻変動を用いたインバージョンによって、断層面上でのすべり分布を求めた。使用した地殻変動データは、海域については地震前後の海底音響測深記録の比較から得られているデータ (吉田ほか, 2007) を用いた。また陸域については、国土地理院の GPS 連続観測システム (GEONET) により取得されたデータ、北陸電力の地震前と地震後に測定された GPS による測量データ (野原ほか, 2007)、さらに地震前後のレーザプロファイラーによって測量されたデータの比較による垂直方向の地殻変動量データ (野原ほか, 2007) を用いた。

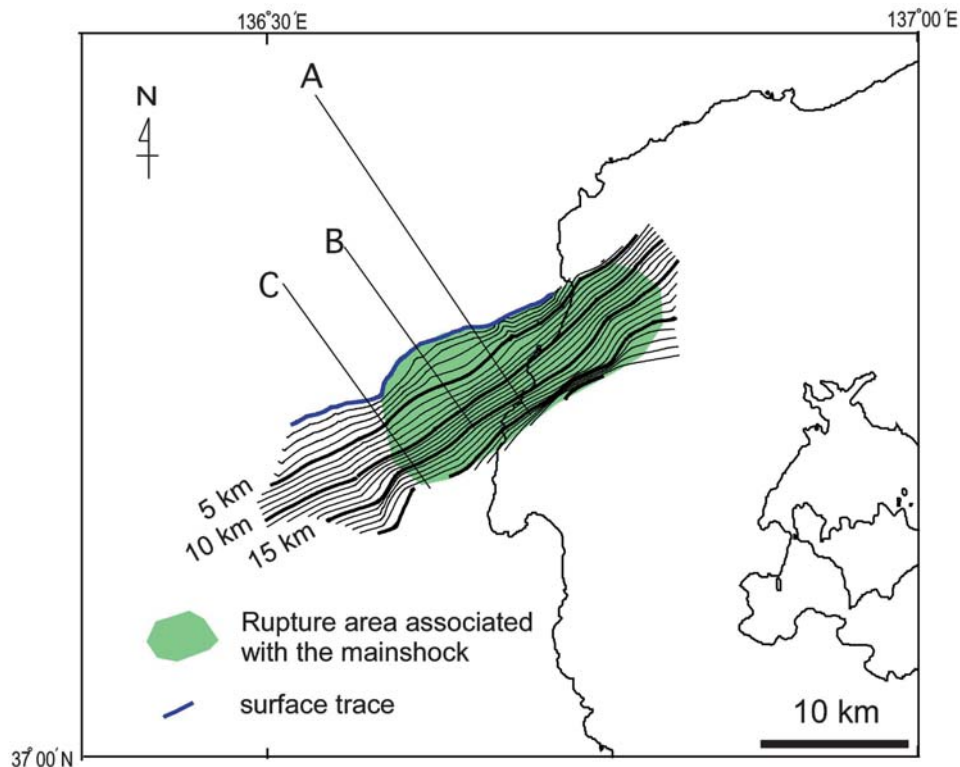


Fig. 5. Geometry of the source fault deduced from the aftershock distribution and seismic reflection profiling. Contour interval is 1 km in depth.

これらの異なる種類のデータを比較する際には、以下のような重みをつけた。レーザ計測から求められた値については重みを1として、GEONETの水平成分のデータを5倍、上下成分を2.5倍、北陸電力が測定したGPSの水平成分を4倍、上下成分を2倍、海底の垂直変動は5倍とした。レーザ計測から求めた垂直変動については、200 m メッシュでの数値を使用した。

2007年能登半島地震の震源断層については、断層面の等高線の全般的な傾向を最もよく反映した平面で近似した。すべり分布を推定するための計算領域は余震分布等から想定した震源断層面の両側をそれぞれ10 km 拡張し、東経136.87度、北緯37.39度、深さ0 kmを北東の端として、走向をN53°E、傾斜を55.66°とした。すべり分布を推定する計算領域の長さは40.8 km、傾斜方向での断層の幅は23.9 kmである。これを走向方向に17個、傾斜方向に12個の3次Bスプラインで展開し、スプライン関数の係数をYabuki and Matsu'ura (1992)の方法

で推定した。断層面上のすべり分布の平滑化の強さはクロスバリデーション(CVSS)で求め、断層の傾斜方向の上向き、左横ずれ方向に非負の拘束をかけた。基本的には断層上端の境界はすべりを許し、それ以外の3方向では断層面の端ですべりがゼロという拘束をかけている。ただし、断層面として想定した上端の17個のスプラインのうち、南西部の3個については音響測深で海底地殻変動が観測されなかったため(吉田ほか, 2007)、上端部でのすべりをゼロにする拘束をかけた。

得られた断層面上のすべり分布を、地図上に投影した(Fig. 6)。50 cm以上のすべりが推定されるのは断層面に沿って約20 kmの区間であり、余震分布等から想定した震源断層面とほぼ一致している。この区間の東部では断層面の下部、深さ10 kmから5 kmの間ですべり量が大きく、断層の西部では下部では東部と同様のすべり量を示すが、上部で2 mを越す大きなすべり量を示す。すべりの方向は東部では横ずれ成分が卓越するが、西部で

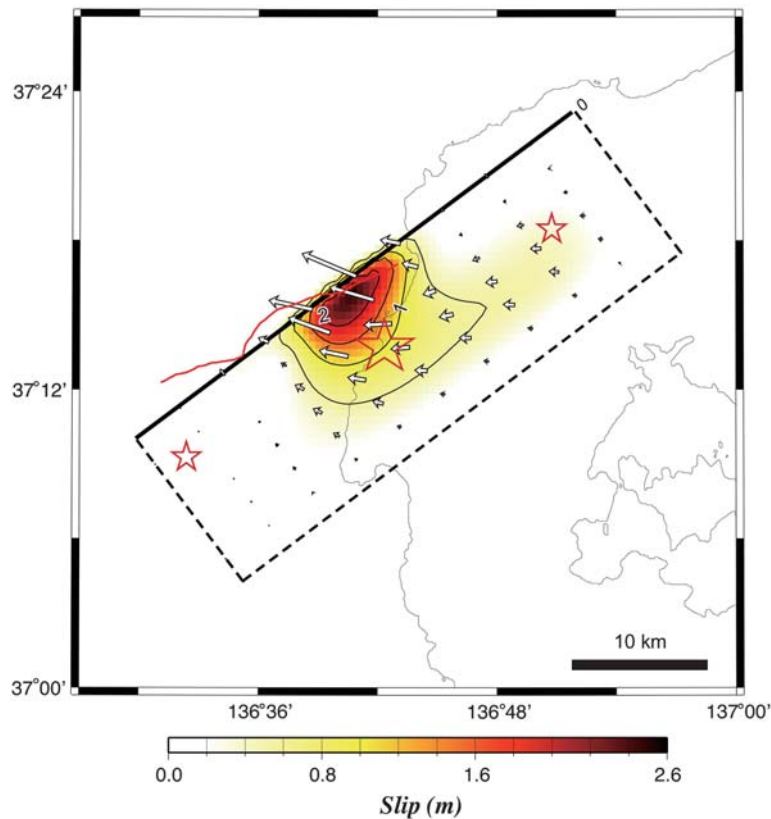


Fig. 6. Estimated slip distribution on a rectangular fault plane. The larger star indicates the hypocenter of the mainshock and smaller stars represent the hypocenter of the largest aftershocks after Sakai *et al.* (2008). The thick solid line of the fault shows the upper edge. White arrows indicate the motion of the hanging wall against the footwall. Contour lines indicate the magnitude of slippage with 0.5-m intervals. Red line is a fault trace of active fault after Inoue *et al.* (2007).

は上方に向かう方向のすべりが卓越する。浅部ですべりが大きい部分は、海底の活断層分布域と一致しており、2007年能登半島地震に伴うすべり分布と類似したすべりが累積的に発生してきたことを示している。

断層面のすべり分布は、GEONETのGPSデータや合成開口レーダーによる地殻変動からのインバージョンによって求められている(Ozawa *et al.*, 2008; Fukushima *et al.*, 2008)。断層東部の上半部ではすべり量が少ないという点では今回の結果と調和的である。前述した二つのすべり分布では本震の震源の上方の隣接した部分ですべり量が最も大きな値となっているのに対して、今回の計算では断層西部の浅部で最大のすべり量を示し、かつ変位の垂直成分も大きくなっている。これは、直接的には海底活断層の隆起側で大きな地殻変動が得られたこと(吉田ほか, 2007)に起因している。すべり分布を求めた断層面は平面で近似したものであり、今後、反射法地震探査と余震分布の比較によって明らかになっている断層面の屈曲などを考慮して検討していく必要がある。

4. 地質構造と震源断層との関連

震源域の陸上には、日本海のリフティングの初期の堆積物が広く分布する(Kano *et al.*, 2002; 小林ほか, 2005)。これらの地層は、陸上に噴出した安山岩溶岩

(Lopez and Ishiwatari, 2002)や河川性の礫層などから構成される。海域の反射法地震探査断面では、能登半島西方海域には広く初期中新世に活動したハーフグラベン群が分布する(佐藤ほか, 2007b)。反射法地震探査測線A, B, C (Fig. 4)において2007年能登半島地震に関連した断層は、南傾斜で隆起側に厚いリフト期の堆積物を有し、反転したリフト形成時に活動した正断層と判断される。東北東-西南西方向の断層の走向は、大和海盆などの一般走向と平行であり、広域的な伸張変形時のテクトニクスとも整合する。

稠密な重力異常観測は、地殻上部の詳細な密度構造を描きだすことが可能で、能登半島地震の震源域についても、すでに稠密な重力異常図が公表されている(Honda *et al.*, 2008; Fig. 7)。能登半島北西部は全体としては高重力異常を示す地域ではあるが、その中で長軸が5 km程度の矩形に近い形状の重力異常が判読される。これらの矩形の重力異常は、日本海形成時のリフト充填堆積物の分布域に見られるもので、初期中新世のリフティングを示している可能性が最も高い。いくつかの線上の配列も識別できるが、最も注目すべき構造は、海域の活断層からNE~ENE方向の陸域延長部に存在する矩形の低い重力異常域である。震源域の海岸沿いで実施した反射法地震探査では、この矩形の低重力域には厚いリフト

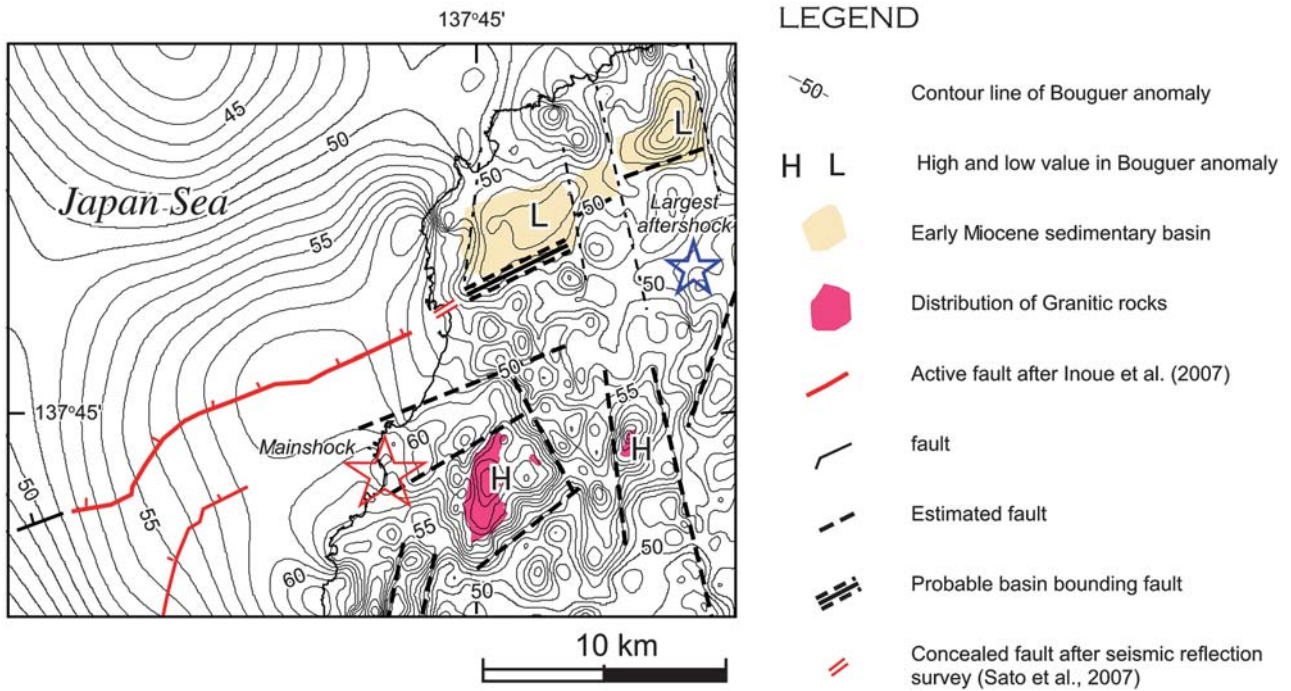


Fig. 7. Geologic and density structure around the focal area. Bouguer Anomaly map is after Honda *et al.* (2008). Assumed density is 2,670 kg/m³. Contour interval is 1 mGal. Traces of active faults are after Inoue *et al.* (2007). Distribution of granitic rocks is after Tomioka and Sato (2007).

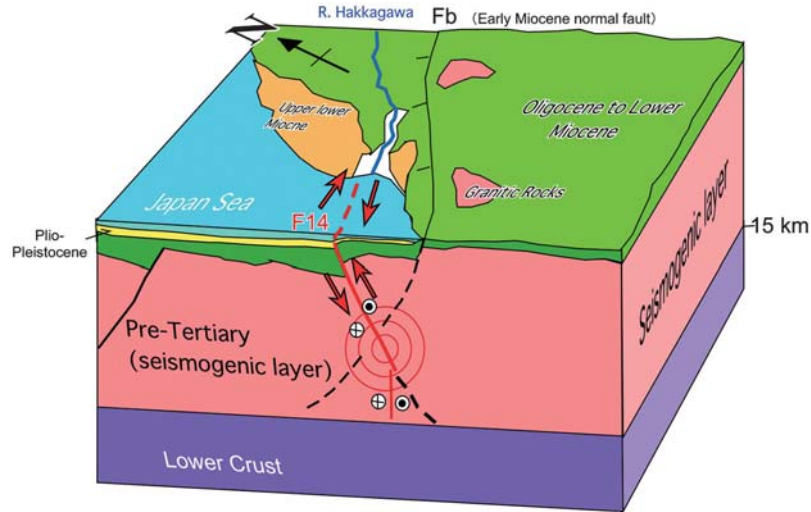


Fig. 8. Schematic diagram showing the geologic structure of the epicentral area of the 2007 Noto Hanto earthquake.

充填堆積物が分布することが明らかになっており、反転して逆断層となっている伏在断層のトレースを地表に延長すると、矩形の低重力異常から高重力異常に変化する線となっている。したがって、この重力の急変帯として現れている構造が将来に余震分布から示される震源断層である。この重力異常値の急変帯のENE方向への延長は、矩形のもう一つ方向であるNNW-SSE方向の高まりによって断たれる (Fig. 8)。

一般にリフト帯では拡大軸と平行な正断層群の他に、それらと直交するトランスファー断層が形成されることが多い。この地域の重力異常から推定される矩形の沈降域は、こうしたトランスファー断層に境されたハーフグラバーを示している可能性が高い。したがって、ハーフグラバーを規制した既存の正断層を再活動させてきた今回の震源断層も、こうした初生期の構造を反映してNNW-SSE~NS方向の構造に規制されてセグメント境界を形成していると判断される。こうした、走向方向の構造変化は、地質構造の上からはリフト期河川性堆積物の下位の安山岩類から構成される穴水層が南北方向に連なる高まりを形成して分布することや (富岡・佐藤, 2007)、トモグラフィーによる速度構造 (Kato *et al.*, 2008)、震源断層の走向方向の非抵抗構造がちょうど矩形の低重力異常域の東端で変化することと良好な一致を示している (Yoshimura *et al.*, 2008)。また、この部分は本震発生後8時間の余震分布 (Fig. 2) の東限であり、前節で述べた地殻変動からもとめた断層面上の滑りの東端となっている。

こうした震源断層の破壊領域の構造規制は、今後、類

似の構造特性を有する地域で発生する内陸地震の震源断層の広がりを理解する上で重要である。2007年の能登半島地震では陸域で長さ5 km 区間に渡って地下の震源断層の存在が確認されたが、震源断層の地表延長部には対応する活断層は分布しない (例えば中田・今泉編, 2002)。2003年の宮城県北部地震 (M_{JMA} 6.4) の場合も、震源断層は重力異常から推定される地質断層に一致したが、地表に活断層はない (Kato *et al.*, 2004; 2006)。したがって、震源断層の広がり事を事前に推定する際には単に活断層の地表トレースに注目するのではなく、重力異常などの地球物理学的な諸特徴と、地質学的・変動地形学的なデータも加え、その広がりについて検討する必要がある。また、断層の再活動性の観点から、断層が形成された際の地質学的な特徴にも留意するとより精度の高い震源断層モデルの構築が可能になる。

5. まとめ

(1) 2007年能登半島地震は、余震分布や反射法地震探査、地質構造との対応から、中新世に正断層として形成された既存の南傾斜の高角 (約 60°) 断層が、右横ずれ成分を持った逆断層運動を行うことによって発生した。余震分布と反射法地震探査によって推定した震源断層の形状をもとに、地震前後のレーザプロファイラーや、海底の音響測深データの解析によって明らかになった海陸統合地殻変動データを用いたインバージョンによって、断層面上のすべり分布を求めた。得られたすべり分布は断層西部海域部分の浅部で断層のすべりが大きかったことを示しており、すべり量の大きな地域は活断層の分布区

間と一致する。

(2) 断層の広がり、断層が形成された中新世初期のテクトニクスに支配されており、断層の東端は伸張テクトニクスの際に活動した南北性の断層によって断たれる。

この走向方向の震源断層の不連続性は、重力異常・電磁気・地質学的方法から推定され、実際の震源断層の東端と良好な一致を見る。西端に関しては、海底活断層の地表トレースが大きな屈曲を示す領域に対応し、地下の断層形状も弱い折れ曲がりを示している。

(3) 震源断層は活断層が分布する区間より長い広がりを有している、こうした震源断層の広がりを予測するためには、活断層のみならず地質・地球物理学的なデータに留意して震源断層を推定する必要がある。2007年能登半島地震では、地球物理学的な諸探査によって地震学的なデータとは独立に破壊領域の構造規制が明らかになった。こうした知見は、今後、震源断層の広がりを推定する上で重要な指針となる。

謝 辞

本研究は「平成19年能登半島地震に関する総合研究」(研究代表:佐藤比呂志)の一環として実施されたもので、研究運営委員会の産業総合研究所の岡村行信博士には、有益なご助言をいただいた。北陸電力(株)からは、地震前後のレーザ測量・海底測深から求めた地殻変動についてのデータ、稠密重力測定に基づいた重力異常図についての資料を提供いただいた。産業総合研究所の井上卓彦博士には、海底活断層のトレースについての資料を参照させていただいた。また、本研究には平成19年度特別研究促進費「2007年能登半島地震の余震に関する調査研究」(代表 金沢俊彦, 課題番号19900001)の一部を使用した。匿名の査読者からは、小論を改善する上で有益な助言を得た。記してここに謝意を表す。

文 献

Fukushima, Y., T. Ozawa and M. Hashimoto, 2008, Fault model of the 2007 Noto Hanto earthquake estimated from PALSAR radar interferometry and GPS data, *Earth Planets Space*, **60**, 99-104.

浜田昌明・野口猛雄・穴田文浩・野原幸嗣・宮内崇裕・渡辺和樹・山口弘幸・佐藤比呂志, 2007, 2007年能登半島地震に伴う地殻変動と能登半島の海成段丘, *地震研究所彙報*, **82**, 345-359.

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.

Honda, R., Y. Hiramatsu, Y. Kono and H. Katagawa, 2008, Gravity anomalies and the geologic block structures in and around the aftershock area of the 2007 Noto Hanto Earthquake, *Earth Planets Space*, **60**, 117-121.

井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原 研, 2007, 2007年能登

半島地震震源域における海底地形及び変動地形について, *地震研究所彙報*, **82**, 301-312.

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.

Kato, A., S. Sakai, T. Iidaka, T. Iwasaki, E. Kurashimo, T. Igarashi, N. Hirata, T. Kanazawa and Group for the aftershock observations of the 2007 Noto Hanto Earthquake, 2008, Three-dimensional velocity structure in the source region of the Noto Hanto Earthquake in 2007 imaged by a dense seismic observation, *Earth Planets Space*, **60**, 105-110.

Kato, N., H. Sato, T. Imaizumi, Y. Ikeda, S. Okada, K. Kogahara, T. Kawanaka and K. Kasahara, 2004, Seismic reflection profiling across the source fault of the 2003 Northern Miyagi earthquake (Mj 6.4), NE Japan: basin inversion of Miocene back-arc rift, *Earth Planets Space*, **56**, 1255-1261.

Kato, N., H. Sato and N. Umino, 2006, Fault reactivation and active tectonics on the fore-arc side of the back-arc rift system, NE Japan, *Journal of Structural Geology*, **28**, 2011-2022.

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.

Kurahashi, S., K. Masaki and K. Irikura, 2008, Source model of the 2007 Noto-Hanto earthquake (Mw 6.7) for estimating broad-band strong ground motion, *Earth Planets Space*, **60**, 89-94.

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.

中田 高・今泉俊文編, 2002, 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 68p.

野原幸嗣・野口猛雄・穴田文浩・浜田昌明・小野田敏・沼田洋一・山野芳樹・鈴木雄介・佐藤比呂志, 2007, 航空レーザ計測による2007年能登半島地震の地殻変動, *地震研究所彙報*, **82**, 321-331.

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. Yurai, 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.

佐藤比呂志・川崎慎治・阿部 進・加藤直子・岩崎貴哉・伊藤谷生, 2007a, 2007年能登半島地震震源域陸域の反射法地震探査, *地震研究所彙報*, **82**, 265-273.

佐藤比呂志・阿部 進・齊藤秀雄・加藤直子・伊藤谷生・川中

- 卓, 2007b, 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**, 275-299.
- Shaw, J.H. and P.M. Shearer, 1999, An elusive blind-thrust fault beneath metropolitan Los Angeles, *Science*, **283**, 1516-1518.
- 富岡伸芳・佐藤比呂志, 2007, 2007年能登半島地震の震源域陸域の地質, 地震研究所彙報, **82**, 255-264.
- Yabuki, T. and M. Matsu'ura, M., 1992, Geodetic data inversion using a Bayesian information criteria for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, **109**, 363-375.
- 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.
- Yoshimura, R., N. Oshiman, M. Uyeshima, Y. Ogawa, M. Mishina, H. Toh, S. Sakanaka, H. Ichihara, I. Shiozaki, T. Ogawa, T. Miura, S. Koyama, Y. Fujita, K. Nishimura, Y. Takagi, M. Imai, R. Honda, S. Yabe, S. Nagaoka, M. Tada and T. Mogi, 2008, Preliminary results of urgent magnetotelluric observations around the focal region of the 2007 Noto Hanto Earthquake (M 6.9), central Japan, *Earth Planets Space*, **60**, 117-122.
- 吉田 進・野口猛雄・長 貴浩・島崎裕行・木場正信・佐藤比呂志, 2007, 音響測深及び音波探査から見た2007年能登半島地震震源域周辺の海底地殻変動, 地震研究所彙報, **82**, 333-344.

(Received February 5, 2008)

(Accepted March 17, 2008)