

1.1. 平成 19 年 (2007 年) 新潟県中越沖地震 (2007 年 7 月 16 日, M6.8)

岩崎 貴哉 (東京大学地震研究所地震地殻変動観測センター)

1. はじめに

2007 年 7 月 16 日 10 時 13 分, 新潟県上中越沖の深さ約 17km を震源とするマグニチュード (M) 6.8 の地震が発生した. この地震により, 新潟県と長野県で最大震度 6 強を観測し, 大きな被害をもたらした. 発震機構は北西-南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型で, 地殻内の浅い地震である. 今回の地震に伴い, 1000 ガルを超える大きな加速度が観測され, 死者 15 人, 負傷者 2,345 人, 木造家屋を中心に 1,319 棟が全壊, 5,621 棟が半壊するなど多数の建物被害と斜面災害等が発生した (総務庁消防庁 (12 月 28 日 14 時 00 分現在)).

今回の地震は, 未知の伏在断層で発生したもので, 震源断層の実態を明らかにするため, 海陸を通じた地震観測により余震の精密な空間分布等を求める必要があった. 特に, 今回の地震は堆積層に覆われた地域で発生しており, このような地域で余震の分布から震源断層の実態を明らかにすることは, 今後の同様の地域での地震の理解に重要である.

この地震の発生直後から, 大学をはじめとする関係諸機関は, 合同で大規模な余震観測を実施した^{1) 2)}. 更に, 文部科学省の科学研究費補助金 (特別研究促進費³⁾) や

科学技術振興調整費によって, 多分野にまたがる総合的研究を実施し, この地震の実態を, 理学だけでなく, 工学や人文・社会科学の面からも明らかにするための調査研究も行われた.

本稿では, これらの調査観測から得られた, 中越沖地震の余震分布, 断層面及びその破壊の特徴について紹介することとする.

2. 余震分布

地震は地下の断層運動で生じるもので, その断層の位置や形状を知るには本震後の余震分布や断層に伴う地殻変動が重要な情報となる. この地震の余震については, 陸上の既存の観測点から決めた余震は北東-南西方向に並ぶことがわかっていた. しかしながら, その深さ分布は, 複雑なパターン (南西方向 から見てハの字型の分布) を示しているものの, この地震の断層面の形状等を議論する上で十分な精度がなかった. これは, 中越沖地震の震源域がほとんど海底下であること, この地域の堆積層が厚く, 速度構造の水平方向の不均質が大きいこと, などが原因と考えられる. そこで, 科学研究費補助金等によって, 陸域と海域に臨時観測点を展開し, 大規模な余

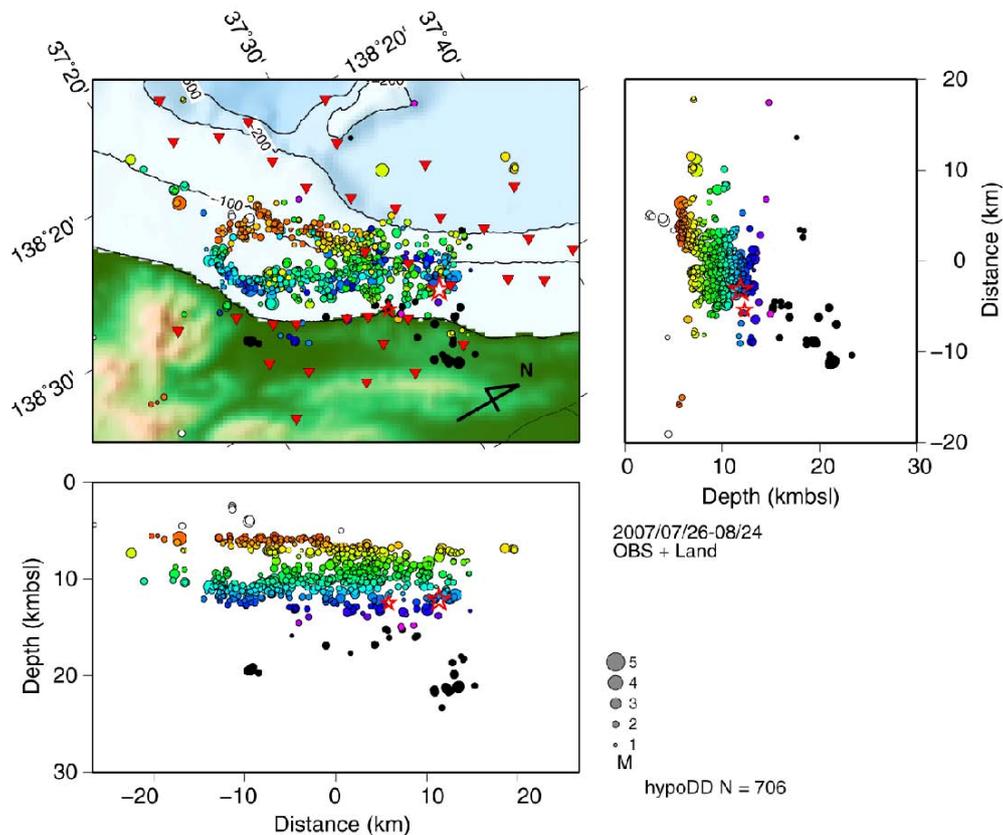


図 1 海底地震及び陸上臨時観測から得られた中越沖地震の余震分布 (Shinohara et al. (2008)²⁾ による).

震観測を実施した。陸域の臨時観測は、全国の大学が協力して、47観測点を設置された¹⁾。

一方、海域では、東大地震研、北大、東北大、九大および海洋研究開発機構、気象庁の協力により32台の自己浮上型海底地震計(OBS)が設置され、観測が行われた²⁾。

これらの観測データからこれまでの解析によって得られた余震分布を図1に示す。これらの余震は、海底地震計と陸上臨時観測点が共に稼働していた7月26日から8月24日に発生した715個の地震の震源に対して、hypoDD法を用いて決めたものである。用いた速度構造は、後述の構造探査の結果を元にしたもので、図2の青い線に対応する。図1を見ると、これらの震源は、海岸線にほぼ平行に長さ約28km、幅10kmの領域に分布している。また、断面図を見ると、気象庁一元化震源に対して総じて約7km程度浅く、余震分布の北東部(本震付近)では、互いに共役な高角・北西傾斜の面と低角・南東傾斜の面が混在していることがわかった。この震源分布の地域性については、3節のトモグラフィ解析の部分でも議論することにする。

一方、震源域中央部から南部では、南東傾斜の余震分布が支配的である。この南東傾斜の余震分布は余震域全体の約2/3の面積を占め、その中央部には余震が低調な領域が存在する。この部分は、波形解析から得られた本震のすべり量が大きな部分と一致している。

3. 余震域の構造

最近の内陸地震に対する稠密余震観測の成果によれば、地震断層と周辺の地殻構造との間には密接な関係がある。

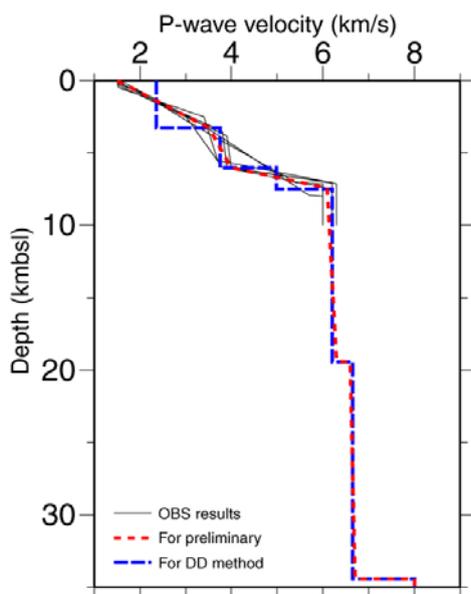


図2 震源決定に用いた速度構造モデル(図の青線、(Shinohara et al. (2008)²⁾).

例えば2004年中越地震では、この地域に発達している厚い堆積層と基盤層の境界域や基盤内の低速度域の近傍で破壊が生じたとされている。地殻構造を探るには、制御震源による構造探査と自然地震観測(余震観測)によるトモグラフィ解析といった方法がある。中越沖地震についても、科学技術振興調整費等によって、陸上臨時観測点とOBSおよびダイナマイトとエアガンを用いた海陸統合地殻構造探査が実施された^{4) 5)}。

海域では、OBS18台と大容量エアガン(総容量200リットル)を用いた測線長約110kmの地殻構造探査が実施された⁵⁾。一方、陸域探査測線は、柏崎市から魚沼市にかけて設定した。この測線長は約50kmである。制御震源としてダイナマイトを使用し、発破を陸域探査測線の両端にあたる柏崎市(SP-W)と魚沼市(SP-E)で実施した。薬量は、SP-Wが100kg、SP-Eが300kgである。これら発破による信号を観測するために、陸域探査測線上にLS8200SD型レコーダを約300m間隔で202台設置した⁴⁾。

陸域の制御震源探査では、P波速度2-5km/sの堆積層が厚さで3-4.5kmの厚さで存在し、魚沼丘陵西縁下で急激に薄くなることがわかった⁴⁾。更に海域構造探査の成果とも合わせると、厚い堆積層は日本海側で更に厚くなり、厚さが5kmを越える。余震は、日本海側の厚い堆積層の下で発生していることがわかった⁵⁾。

トモグラフィ解析では、余震域全体の3次元構造を得ることができる。図3には、Kato et al. (2008)¹⁾の陸域観測データの解析結果を示した。この解析では、構造とともに震源分布も再決定している。特に、今回の地震の震源域では、その構造が深さ方向だけでなく水平方向にも大きく変化していると考えられる。従って、図2に示したような一次元構造による震源分布には系統的な誤差(バイアス)がかかる可能性があり、トモグラフィ解析のように、構造の水平変化まで考慮して震源を決め直すことは重要である。

Kato et al. (2008)¹⁾の結果、震源域北部では上に凸の形状を呈する高速度体(図中の濃い青の部分)がイメージされており、殆どの余震がその高速度体との境界或いはその直上に分布している。また、本震の震源は、北西傾斜の面の下部に位置している可能性がある。震源域南部では高速度体は下に凸の形状を示し、震源は高速度体の境界或いはその下部に位置している。震源域の中部は、北部と南部の中間的な特徴を示している。このように、震源分布及び構造ともに、北部と南部では、大きな違いのあることが明らかとなった。

上記の結果は、まだ陸域データの解析に限られているので、今後は海のデータを含めた統合的解析が必要である。

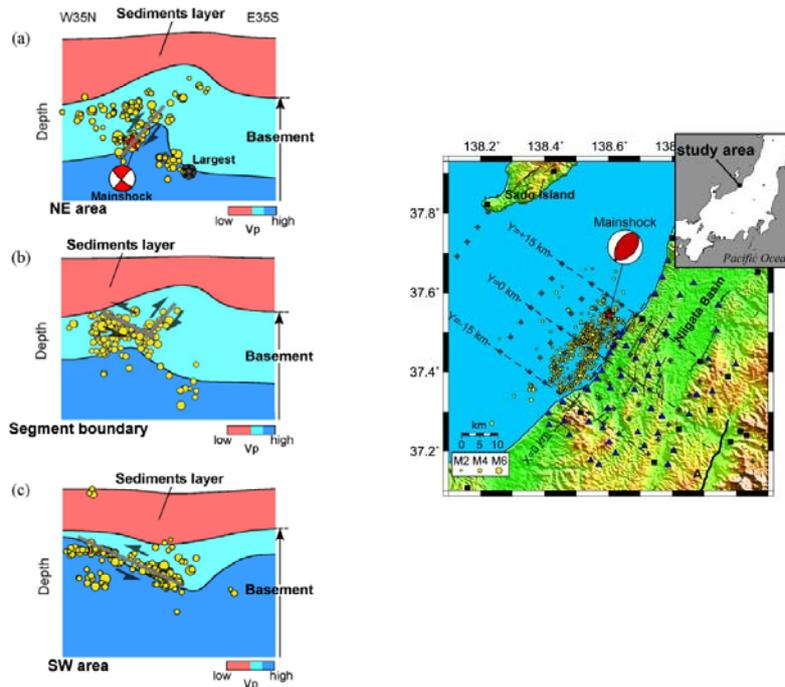


図3 余震観測データからトモグラフィー解析によって求めた構造の模式図 (Kato et al. (2008)¹⁾).

4. GPSによる観測

この地震の断層モデルの推定は、地殻変動(GPSで観測された coseismic な変位)からも行われているところである^{6) 7)}。しかしながら、余震観測による余震分布から推定される断層は複雑な形状であることが予想され、しかも観測点が陸域に限られている。このため、GEONETのデータで観測された coseismic な変位のみから、一意的に断層面を決定することできなかった。例えば Ohta et al. (2008)⁷⁾は、余震域北部と南部でそれぞれ北西及び南東傾斜の断層を仮定した4つのケースについて、断層パラメータの推定を行った。手法として先験的情報を入れた grid search 法を用い、断層の位置、長さ、幅及び傾斜角を推定した。しかしながら、観測点数が陸側に限られているために、これら4つのケースのどれが最適であるかの判定は困難であった。しかし、4つのケースとも、南東傾斜の断層面を仮定した場合、その深さは余震分布に比べて相対的に浅くなる傾向を示す。

国土地理院(2008)⁶⁾は、GPSデータの他に干渉SAR及び水準測量データを加え、上述のような4つの断層形態を検討した結果、震源域の北東部が北西傾斜、南部が南東傾斜のモデルが、現状のデータを最もよく説明していると述べている。

また、干渉SARデータによれば、西山丘陵西部の小木ノ城背斜付近では、地震とほぼ同時期に隆起したことが明らかとなっている。国土地理院(2008)⁶⁾は、この隆起を中越沖地震と関連づけることが妥当であるとし、上記の北西傾斜の断層面の延長上に低角デタッチメント断層

を想定し、その断層が小木ノ城背斜付近まで達しているというモデルが提唱した。この可能性については、後で述べるように平田他(2008)⁸⁾によっても指摘されているところである。しかし、この隆起については、第5節でのべる変動地形調査からは、SARで示された西山丘陵の上下変動は、ごく表層の変動で説明される可能性も指摘されている⁹⁾。

この地震発生後、GEONET観測網を補完する形で、東北大・九州大・北海道大・東京大及び名大によって、震源域近傍に連続観測点が設置された⁷⁾。これらの臨時観測点を含め、余効変動が観測されている。Ohta et al. (2008)⁷⁾は、上述の4つの異なる断層モデルを設定し、赤池バイズ情報量基準に基づいて最適化を行った。インバージョン解析の結果から、断層上の余効すべりが地震時に滑った部分の浅部、および深部延長上で起こっていることがわかった。浅部のすべり量は約2週間で無視できる程度に小さくなったが、深部でのすべりはその後も継続していたと考えられる。時系列解析によれば、その変動は対数函数的に変化していることがわかった。その時定数(decay time) 0.35-2.83日と求めた。この値は、この地震から35kmほど南西で発生した2004年新潟県中越地震の場合とほぼ同じ結果となった。しかし、両者の断層形状等には大きな違いが見られるため、同一のメカニズムで余効変動が進行したかどうかは、まだわからない。

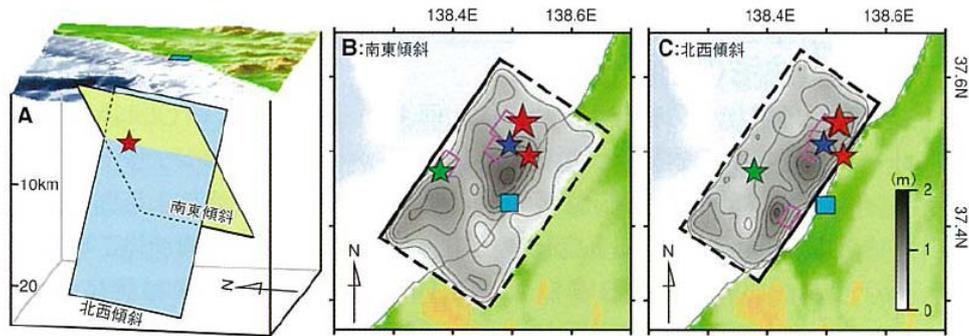


図4 中越沖地震のアスペリティ分布 (額瀨, (2008)¹¹⁾ による). 赤星は本震の位置, オレンジの小さな星は, M4.4の余震の位置を示す. 青と緑の星印は, 柏崎刈羽原子力発電所(その位置は青い四角印で示されている)の強震記録から求めたアスペリティの位置である.

5. 変動地形学的調査

2007年中越沖地震は活褶曲地帯の地下で発生した逆断層型地震であり, 震源断層と活褶曲およびこれを形成した伏在逆断層システムが密接に関連している可能性がある. そこで, 震源域周辺で基本的な変動地形学的調査(空中写真判読・現地踏査)を9月および11月のべ10日間にわたり実施した⁹⁾.

地震直後の調査に基づき, 丸山・栗田(2007)¹⁰⁾は海岸部において地震に伴う最大22cmの上下地殻変動を既に報告している. そこで, 海岸部の地殻変動と震源断層の上方延長部における地表変形を確認することを主眼とした現地調査を9月に実施した. その結果, 丸山・栗田(2007)¹⁰⁾が報告した平均海面高度以上に分布する海棲生物遺骸群集(カキ群集)を追認し, 地震時に出雲崎周辺の海岸が隆起したことを示すと考えてよい. また, 海岸部には今回の地震による隆起以外に, 完新世の海成段丘・ベンチ・ノッチが数段発達することを確認した. このことは, 今回の地震ないしはそれ以上の規模の地震が, 過去数千年間に繰り返し発生した可能性があることを示している.

次に, 余震分布北限は, 震源域の活褶曲と一連の構造と見なされる長岡平野西縁・与板背斜の軸面を切断する東西走向の横ずれ断層にあたることから, 周辺に地表地震断層が出現した可能性が想定された. そこで与板背斜周辺の地表踏査を行った. 地質図に示される東西走向の横ずれ断層を横断するいくつかの道路を踏査したが, 顕著な地表変位は認められなかった. また, 近接する地域の長岡平野西縁断層帯でも同様に地表踏査を行ったが, 顕著な地表変位は認められなかった. このことから, 余震分布の地表延長である横ずれ断層や長岡平野西縁断層帯には, 今回の地震に際しては変位が生じなかったと考えられる.

その後, 国土地理院は合成開口レーダー干渉解析(InSAR)に基づき, 西山丘陵における地震時の上下地殻

変動を報告した⁶⁾. そこで, 西山丘陵西縁部を中心に地表踏査を11月に実施した. その結果, InSARで示された上下地殻変動量が大きい地域では, 局所的な地表変状が確認された. しかし, いずれも盛り土などの側方移動や斜面移動で説明される可能性も指摘される.

以上の結果から, 変動地形学的調査に基づけば, 今回の地震に関連した地表地震断層は出現しなかった可能性が高いと結論づけられている.

6. 地震波形から推定される破壊過程

この地震の断層面については, 実際に観測された地震動波形から推定されている¹¹⁾¹²⁾. この研究では, まず世界中に分布している広帯域地震計で観測された遠地実体波を用い, 断層面が北西傾斜の場合と南東傾斜の2つの場合に対する形状や深さを決めた. 次に, この震源域近傍で観測された強震動波形データの長周期成分に対して, 震源インバージョンを行い, 断層面上のすべり分布を求めた(図4). その結果, どちらの断層モデルの場合でも, 本震の位置(図の赤い星印)の近傍と, 本震から南西に離れた領域において大きなすべり(アスペリティ)が発生したと考える.

しかし, これらのモデルから計算される理論波形から実際の観測波形の再現度を見る限り, 両方のモデルの優劣を判断することは難しい. これは, 前節でも指摘したように, 断層が海域にあり, しかも観測点が陸域(即ち断層の東側)に偏在していることに起因する. また, 経験的グリーン関数法を用いて, 短周期成分まで含めた広帯域の波形の再現も行ったが, やはり両者の優劣の判定はできなかった. つまり, 北西傾斜及び南東傾斜のどちらの場合も, 観測波形を同程度に説明してしまう.

柏崎刈羽原子力発電所は, 今回の地震の震源域上にあり, そこで強震記録が取られている. この波形では, 幾つかの大震幅のパルス状の波が観測されていた. そこで, これらのパルス状の波が断層面状のアスペリティから発

生すると考え、その位置を推定すると、南東傾斜の断層面の場合、その発生位置が、図4のアスペリティ近傍に求められ、一連の強震動解析と調和的であることがわかった。

7. おわりに

この地震の断層面、特にその傾斜方向については、上述のように明確な答えが出されていない。しかし、第3節で述べたように北東側の余震の中には明らかに北西傾斜の分布を示すものもあり、しかも本震の位置はこの北西傾斜の地震群の中にある可能性がある。また、第4節の地殻変動の解析によれば、震源域の北東部については、北西傾斜の可能性が示唆されている。従って、大局的にはこの地震は南東傾斜断層であるとしても、破壊開始は北東部の北西傾斜の面であった可能性が残されているといえよう。この考えに立って、平田他(2008)⁸⁾は、図5に示すように、地震の破壊はまず北東部で始まり、構造的な境界を越えて南西部に進展し、そこで大きなエネルギーの地震波を放出したというシナリオを提出した。

震源域の西方海域には、今回の震源断層と平行な走向を持つ活断層や活褶曲が報告されている。地表(海底)で見られるこれらの断層帯と地下の震源断層との関係についてはまだ明確になっていない。また、この地震の初期破壊が、上述のように北西傾斜の面であったとすれば、震源域の東側の活断層群、特に長岡平野西縁断層帯との関係について、より詳細な検討が必要であろう。

平田他(2008)⁸⁾では、これら活構造の深部延長上で、今回の地震が発生した可能性を指摘している。彼らによれば、2つのモデルが想定される。その一つは、国土地理院(2008)⁶⁾が指摘したように深さ3-4km程度のところに水平のデタッチメントを考え、断層関連褶曲として、地表で観測される褶曲を説明しようとする。もう一つの解釈では、砂岩層(椎谷層)より下位の泥岩層が流動変形をして褶曲をつくるとするものである。これらのデタッチメントや流動変形は、国土地理院(2008)⁶⁾によって

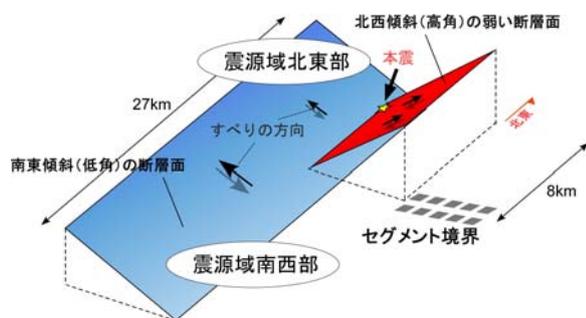


図5 Schematic fault model proposed by Hirata et al. (2008)

報告されている小木の城背斜の隆起と調和的であるが、

前者であれば、中越沖地震の震源断層と鳥越断層はデタッチメントを介してつながることになる。もし、後者であれば、鳥越断層は別の断層系とみなすのが妥当であろう。

2004年の中越地震、そして今回の中越沖地震は、歪み集中帯と呼ばれる日本海側の極めて構造の複雑な地域に発生した地震である。その構造が極めて不均質であり、余震分布から推定される震源断層や破壊過程も複雑と考えられる。このような地震を理解し、その発生のメカニズムを解明するには、今回行われたような迅速かつ大規模な調査観測を実施するとともに、その背景である場の性質を理解するための調査(活断層・活褶曲の調査や地殻の3次元的構造調査等)を地道に推進することが重要であろう。

参考文献

- 1) Kato, A., S. Sakai, E. Kurashimo, T. Igarashi, T. Iidaka, N. Hirata, T. Iwasaki, T. Kanazawa, and Group for the aftershock observation of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake, 2008. Imaging heterogeneous velocity structures and complex aftershock distributions in the source region of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake by a dense seismic observation. *Earth Planets Space*, **60** (in press).
- 2) Shinohara, M., T. Kanazawa, T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, R. Hino, Y. Murai, A. Yamazaki, K. Obana, Y. Ito, K. Iwakiri, R. Miura, Y. Machida, K. Mochizuki, K. Uehira, M. Tahara, A. Kuwano, S. Amemiya, S. Kodaira, T. Takanami, Y. Kaneda, & T. Iwasaki, 2008. Precise aftershock distribution of the 2007 Chuetsu-oki Earthquake obtained by using an ocean bottom seismometer network. *Earth Planet Space*, **60** (in press).
- 3) 岩崎貴哉(研究代表者), 2007年新潟中越沖地震に科する総合調査. 平成19年度科学研究費補助金(特別研究促進費)研究成果報告書
- 4) 蔵下英司・岩崎貴哉・中東和夫・篠原雅尚・飯高隆・五十嵐俊博・加藤愛太郎・山田知朗・金澤敏彦・佐藤比呂志・高波鐵夫・三浦亮・町田祐弥・伊藤喜宏・日野亮太・植平賢司・尾鼻浩一郎・高橋成美・野徹雄・金田義行, 2008. 海陸統合地殻構造探査データを用いた2007年新潟県中越沖地震震源域周辺の不均質構造のイメージング. 地球惑星科学関連学会予稿集, S147-P012.
- 5) 中東和夫・篠原雅尚・蔵下英司・山田知朗・飯高隆・加藤愛太郎・五十嵐俊博・岩崎貴哉・金澤敏彦・佐藤比呂志・高波鐵夫・三浦亮・町田祐弥・伊藤喜宏・日野亮太・植平賢司・尾鼻浩一郎・高橋成美・野徹雄・

- 金田義行, 2008. 海陸統合地殻構造探査による 2007 年新潟県中越沖地震震源域の地殻構造. 地球惑星科学関連学会予稿集, S147-P017.
- 6) 国土地理院, 2008. 北陸・中部地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報, **79**, 403-477.
- 7) Ohta, Y., S. Miura, T. Inuma, K. Tachibana, T. Matsushima, H. Takahashi, T. Sagiya, T. Ito, and S. Miyazaki, R. Doke, A. Takeuchi, K. Miyao, A. Hirao, T. Maeda, T. Yamaguchi, M. Takada, M. Iwakuni, T. Ochi, I. Meilano and A. Hasegawa, 2008. Coseismic and postseismic deformation related to the 2007 Niigataken Chuetsu-Oki Earthquake. *Earth Planet Space*, **60** (in press).
- 8) 平田直・佐藤比呂志・酒井慎一・加藤愛太郎, 2008. 2007 年新潟県中越沖地震の震源断層が示すこと. 科学, **78**, 506-510.
- 9) 石山達也・越後智雄・堤浩之, 2008. 2008 年中越沖地震震源域の地表地震断層・変動地形調査, 2007 年新潟県中越沖地震に関する総合調査 (平成 19 年度科学研究費補助金 (特別研究促進費) 研究成果報告書. 62-64.
- 10) 丸山正・栗田泰夫, 2007. 2007 年中越沖地震に伴う海岸部の地殻上下変動 (速報). 日本地震学会講演予稿集, P1-066.
- 11) 瀨瀨一起 2008. 2007 年新潟県中越沖地震の震源断層面. サイスモ, **12**, 6-7.
- 12) 瀨瀨一起・三宅弘恵, 2008. 2007 年新潟県中越沖地震の震源断層面と柏崎刈羽の強震動. 地震ジャーナル, **45**, 27-35.