

12. 平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震(2008年6月14日, M7.2)

海野 徳仁(東北大学理学研究科地震・噴火予知研究観測センター)

1. はじめに

2008年6月14日08時43分頃、岩手県南部の深さ約8kmを震源とするマグニチュード(M)7.2の地震が発生した。この地震により、岩手県と宮城県で最大震度6強を観測し、死者13名、行方不明者10名(7月14日時点)などの大きな被害をもたらした。発震機構は西北西-東南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型で、東北地方奥羽脊梁山地のひずみ集中帯で発生した内陸地震である。

本稿をまとめるにあたって、各研究機関から提出された地震予知連絡会資料および学会発表等の資料を参考とさせていただいたが、地震発生から6ヶ月しか経過していない時点での報告であるため、ここで示した資料や解析結果は暫定版のものが多く、また、今回の地震発生後には非常に多くの調査・研究が実施されているため、それらのすべてを本稿にまとめることは著者の力量の及ばないところであることをお断りしておく。

2. 本震および余震活動

2.1 震源および発震機構

気象庁一元化震源による本震の震源位置は、北緯39度01.7分、東経140度52.8分、深さ8kmである。本震および8月7日までの余震の震央分布を図1に示す(気象庁資料)。今回の地震は東北日本奥羽脊梁山地の栗駒山近傍(図1の三角印)で発生したものであり、震源域の

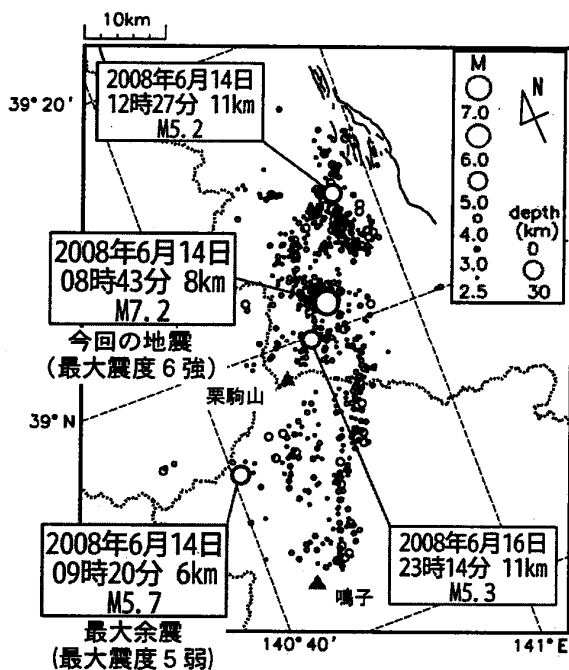


図1 本震および余震(6月14日~8月7日)の震央分布(気象庁資料)。

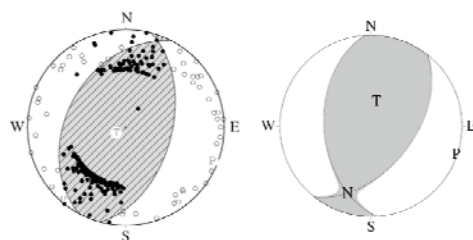


図2 P波初動分布による本震のメカニズム解(左図)とCMT解(右図)。気象庁による。

東側には北上低地西縁断層帯(図1の実線)が分布している。また、P波初動分布による本震のメカニズム解とCMT解を図2に示す。いずれの解も、西北西-東南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型であり、東北地方内陸で発生した逆断層型の地震としては、1896年陸羽地震(M7.2)とともに最大級の地震であった。

12月1日までの期間の最大余震は、6月14日09時20

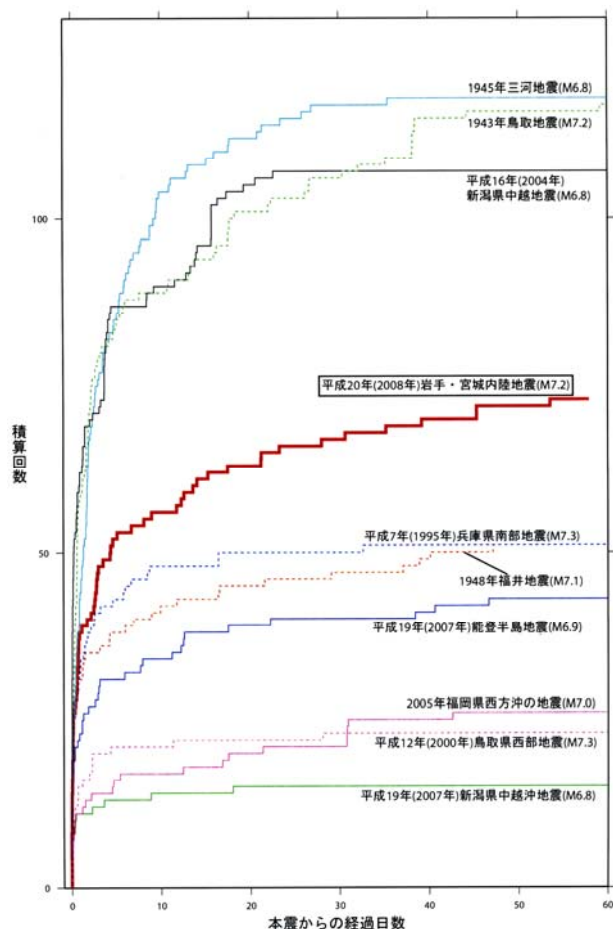


図3 主な地震の余震回数(M4.0以上)。今回の地震の余震は2008年8月11日までの回数を示す(気象庁資料)。

分の M5.7 の余震である。この地震は余震域の南西端からさらに離れた場所で発生しており、震源の深さが 6 km であることを考慮すると、本震の震源断層上で発生した余震ではない可能性がある。

M4.0 以上の余震発生回数を過去の内陸地震のそれと比較してみると、今回の地震は平成 7 年兵庫県南部地震 (M7.3) より多く、平成 16 年新潟県中越地震 (M6.8) より少ない。図 3 に内陸および沿岸で発生した主な地震の余震回数の比較を示す。

本震発生の 42 分前と 32 分前に震源付近で M0.6 および M1.3 の地震が発生している。また、前日の 6 月 13 日 13 時 59 分には M0.6 の地震が同じく震源付近で発生しており、これらの地震は直前の前震活動であると考えられる。

2.2 本震のすべり量分布

本震の震源過程の解析によるすべり量分布の概要は、用いたデータの種類により若干の相違はあるものの、ほぼ一致している。たとえば、防災科学技術研究所による近地強震記録の解析結果では、すべりの大きな領域は破壊開始点付近およびその南側浅部にみられ、破壊は主に南側に向かって進行したと考えられる (図 4)。このようなすべり量の空間分布の特徴は、遠地実体波データ (気象庁)、GPS 連続観測データ (国土地理院、東北大学理学研究科)、GPS と SAR データ (国土地理院、防災科学技術研究所) などの解析結果でもみることができる。

2.3 余震の震源分布

詳細な余震の震源分布を高精度に決定することは、震源断層の位置および形状を推定するためのもっとも基本的な手段である。その目的を達成するためには、震源域の直上に多数の地震計を設置することが必要不可欠である。今回の地震の発生を受けて、全国の大学および研究機関が共同で臨時余震観測網を展開した。地震発生の当日の夕方から臨時観測点の設置が始まり、震源域およびその周辺に約 100 点の臨時観測点が設置され、既設の地震観測点と連携することにより、約 140 点からなる余震観測網が実現した。

これらの観測データを基にして得られた余震の震源分布を図 5 に示す。震源決定は Double-Difference (DD) 法を用いた。余震分布は北北東-南南西の方向に伸び、長さ約 45 km、幅約 15 km 程度の広がりを持っている。前節の本震のすべり量の空間分布を考慮すると、実際に地震時に大きなすべりを生じた領域は、本震の震源 (図中の白星印) から南南西方向に 15~20 km 程度の浅い領域である。すなわち、地震時すべり域の広がりよりも南北方向に長い領域で余震が発生している。

余震分布の走向方向の深さ分布をみると、本震の震源およびその近傍では余震分布の下限が約 9 km 程度と深いものに対して、余震域の北端および南端付近では急激に浅

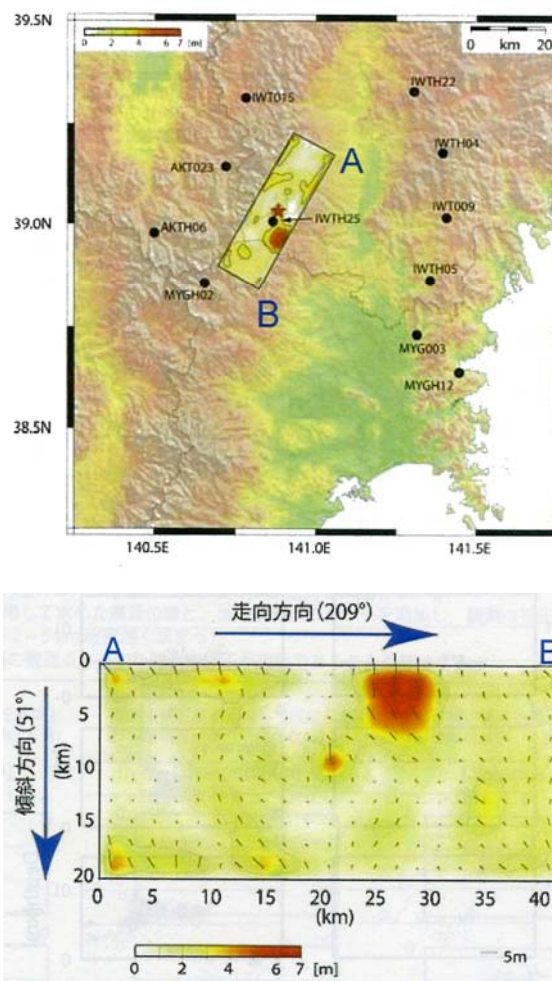


図 4 近地強震記録による本震の震源過程。赤星は震源位置を示す。すべりの大きな領域は震源付近およびその南側浅部にみられる (防災科学技術研究所)。

くなっている。

余震分布の走向にほぼ直交する断面①から③では、西傾斜の余震分布がみられ、その傾斜角は 40 度程度とやや高角である。今回の地震の周辺域で発生した 1962 年宮城県北部地震 (M6.2) や 2003 年宮城県北部地震 (M6.4) の震源断層も同様にやや高角の傾斜角を示しており、これらの地震は、日本海拡大時に形成された正断層の再活動によるもの (インバージョンテクトニクス) との指摘¹⁾もある。

断面①の上部の黒四角形は北上低地西縁断層帯の南端部にあたる出店断層の位置を示す。この出店断層の地表トレースは、西傾斜の余震分布の浅部延長が地表と交わる場所とほぼ一致している。また、断面②の白四角形は、地震時の地表変状の位置を示す。ここでも、余震分布の浅部延長が地表と交わる場所と地表変状の場所がほぼ一致していることがわかる。

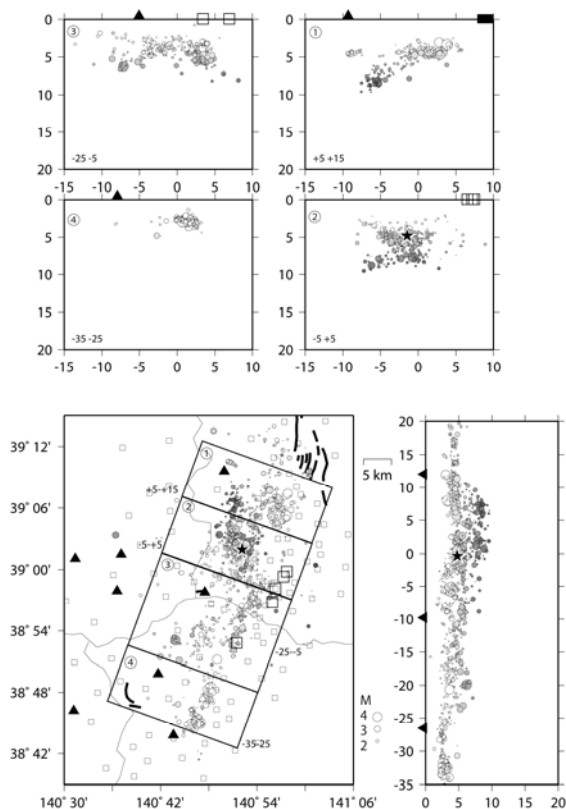


図5 臨時余震観測による余震の震源分布。白星は本震、黒星は前震、三角印は活火山、四角形は地表変状、太実線は北上低地西縁断層帯をそれぞれ示す(2008年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ)。

また、断面②と③では、西傾斜の余震分布とは別に、東傾斜の余震分布もみることができる。これらの余震は本震の震源断層と共役の断層で発生したものである可能性がある。このような共役断層の活動は、2004年新潟県中越地震(M6.8)の余震分布²⁾でも指摘されている。

2.4 先駆的地震活動

本震発生の42分前と32分前に震源付近でM0.6およびM1.3の地震が発生している。また、前日の6月13日13時59分にはM0.6の地震が同じく震源付近で発生しており、これらの地震は直前の前震活動であると考えられる。東北大学によると、今回の地震の震源域では1999年にM4.3、2000年にM4.9の地震を最大とする顕著な地震活動が発生していた。これらの地震の震源を今回の地震と併せてDD法で再決定した結果を図6に示す。図の赤ダイヤと赤丸印は1999年の本震と余震、青ダイヤと青丸印は2000年の本震と余震をそれぞれ示す。また、図中にはそれぞれの地震活動の本震のメカニズム解を示してある。余震分布はいずれの地震活動でも西傾斜の分布をしており、2008年岩手・宮城内陸地震の余震分布の浅部延長に位置している。このことから、1999年および2000年の

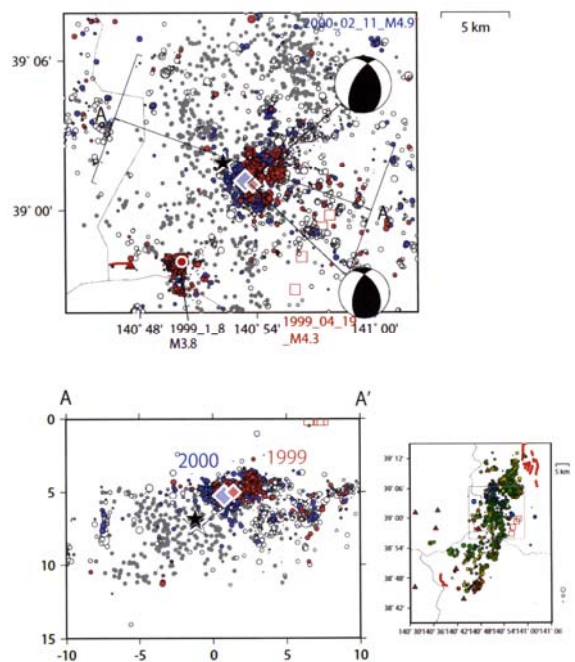


図6 先駆的地震活動。1999年4月19日M4.3の地震(青ダイヤ)と余震(青丸印)、2000年2月11日M4.9の地震(赤ダイヤ)と余震(赤丸印)の震源分布を、本震のメカニズム解とあわせて示す。2008年岩手・宮城内陸地震の本震を白星印、直前の二つの前震を黒星印、余震を灰丸印で示す。

地震活動は、今回の地震の先駆的な地震活動であると考えられる。これらの先駆的な地震活動の震源域では、2008年岩手・宮城内陸地震の余震活動はほとんどみられないことが指摘されている³⁾。このことから、これらの震源域では、先駆的地震活動によりひずみが解消されていたことが考えられる。

3. 地震に伴う地殻変動

3.1 GPS観測による本震時の地殻変動

本震の発生に伴って、震源域直上では大きな地殻変動が観測されている。たとえば、電子基準点「栗駒2」では南東方向へ約154 cmの移動と約208 cmの隆起が観測されている(国土地理院)。震源域およびその周辺域の地殻変動の様子を図7に示す。また、震源断層直上のKiK-net観測点(一関西)の強震データを用いた解析では、地表と深さ200 mに設置した加速度記録から、地震時に東落ちに約0.8ミリラディアン(0.045度)の傾斜が生じていたことが報告されている(防災科学技術研究所)。

さらに、本震震源の約2.5 km程度南西の一関市厳美町祭時(まつるべ)に設置されていた東北大学GPS観測点では、地震発生直後から約2時間半の停電があったが、

復電後のデータとの差を調べた結果、地震前後で東方向に 45 cm、北方向に 34 cm、隆起方向に 156 cm の大きな変動が観測された (図 8)。GPS による変動量と加速度記録から推定した変動量とは、変位量および変動方向 (N52E) とともに整合的な結果である。

GPS 観測による地殻変動データを用いて推定した本震時の断層すべりの空間分布は、地震波形を用いたすべり量分布の結果 (2.2 節参照) と同様に、主に震源の南側にすべりの大きい領域が見られる (国土地理院, 東北大学)。

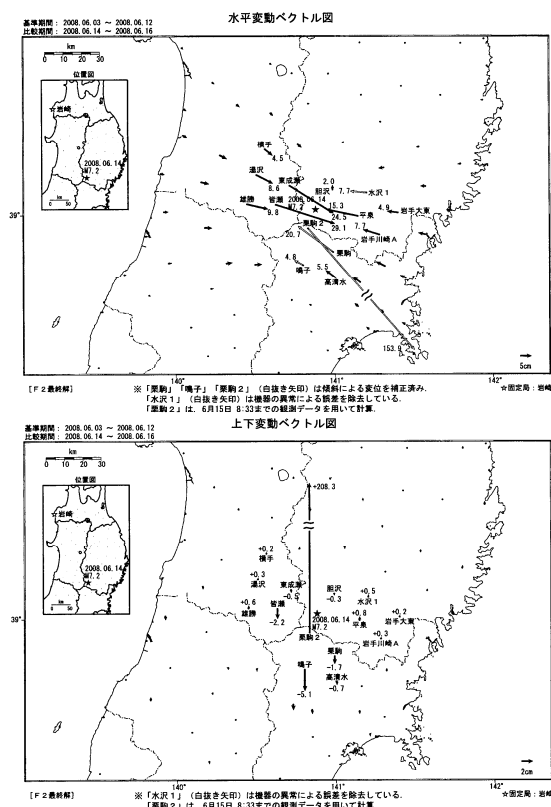


図 7 2008 年岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動 (国土地理院)。

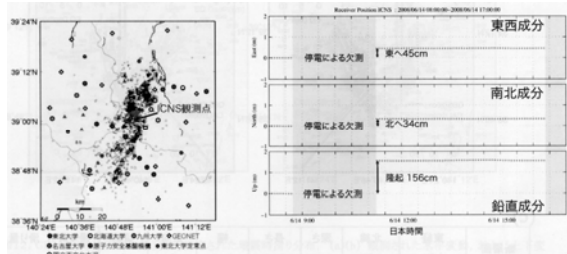


図 8 2008 年岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動 (東北大学)。

3.2 GPS 観測による余効変動

GEONET 観測点のデータにより、本震発生後の数ヶ月において、顕著な余効すべりが震源域およびその周辺の複数の観測点で観測された (図 9)。2007 年度から設置している東北大学・原子力安全基盤機構 (JNES) の共同研究による GPS 連続観測点、今回の地震の発生後に全国の大学が設置した GPS 臨時観測点、GEONET 観測点のうち、震源域の北端付近の出店断層を横切るように設置されていた観測点では、本震時の変動とその後の余効変動の動きが逆センスである (図 10)。すなわち、図 10(d) に示されたように、本震時には 0796 観測点 (GEONET) 以西で東向きの変位が検出されており、それらは断層の上盤側の動きであると推定される。一方、本震後 4 週間では 0796 観測点以东は西向きの変位が観測されており、それらは断層下盤側の動きである。したがって、本震時すべりと余効すべりとは、それぞれ別の断層の動きによるものである可能性が高い。

本震時の変動 (図 10(b)) の上盤・下盤の動きの境界は出店断層の地表トレースよりも約 5 km 程度西側に位置していることから、本震時には出店断層の深部では顕著なすべりは発生していなかった可能性が高い。さらに、本震のすべり量分布 (図 4) からは、震源域北部の出店断層付近では大きなすべりは発生していないことが指摘されている。

3.3 合成開口レーダーによる地殻変動

陸域観測技術衛星 (ALOS) 「だいち」の合成開口レーダーにより、今回の地震の震源域およびその周辺域の広域な地殻変動の分布が観測されている。図 11 には SAR 干渉画像による地殻変動の縞模様が、余震分布 (2008 年岩手・宮城内陸地震緊急合同余震観測グループ)、地表変状 (産業技術総合研究所) 等と重ねて示されている (国土地理院資料)。震源域直上では、山地の崩壊や地滑りなどの影響で干渉画像を作成することが困難だったため、干渉縞の模様が得られていない。SAR 干渉画像による地殻変動を説明するための断層すべりのモデルがいくつか提案されているが、大局的には地震波によるすべり量分布モデルや GPS 観測によるすべり量分布モデルと同様に、震源の南側浅部にすべりの大きな領域が分布するモデルで説明可能である。

SAR 干渉画像による地殻変動の解析は、広域の変動場の推定に非常に有効な手法であるが、今後は同一周回軌道のデータが短期間で得られるような衛星の利用が可能となり、災害復旧などに役立つ情報が瞬時に得られることが熱望される。

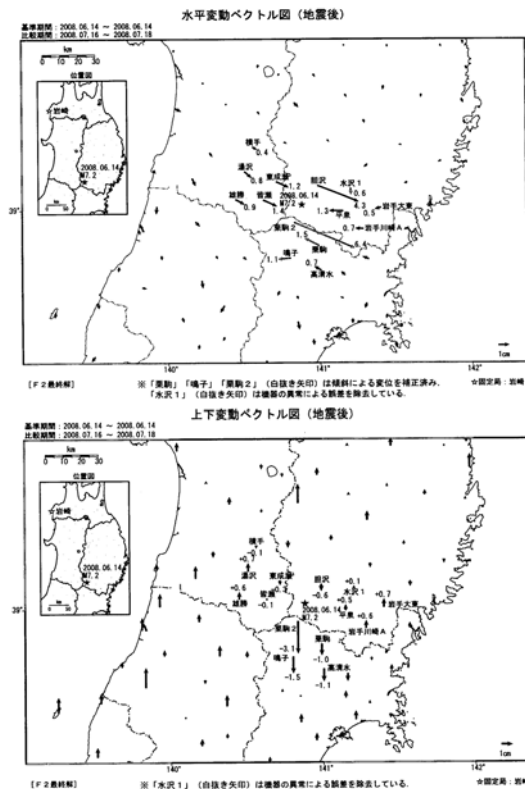


図9 2008年岩手・宮城内陸地震に伴う余効変動 (国土地理院)。

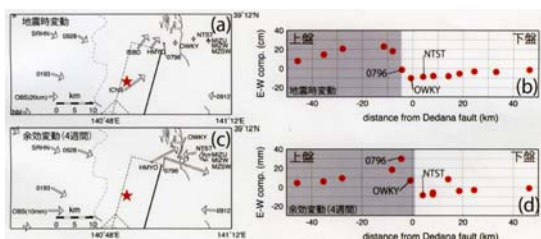


図10 (a) 本震時の水平変動ベクトル。赤星印は本震震央，矩形は推定された本震断層面を示す。(b) 出店断層を横断する測線における各観測点の水平変動の東西成分。横軸は出店断層の地表トレースからの距離，縦軸は変位量を示す。(c) 本震発生から4週間後の累積余効変動の水平変動ベクトル。(d) 余効変動の東西成分。縦軸のスケールが(b)とは異なることに注意。

4. 震源域およびその周辺の地震波速度構造

4.1 震源域の地震波速度構造

地震発生後の臨時余震観測データおよび過去の地震観測データを用いて，今回の地震の震源域およびその周辺の地震波速度分布が求められた³⁾。

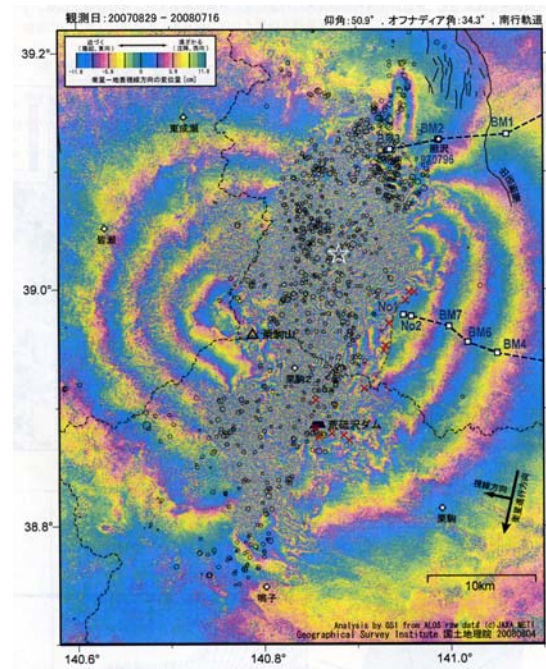


図11 「だいち」合成開口レーダーによる地殻変動分布。2007年8月29日と2008年7月16日の画像を処理してある。白星印は本震，丸印は6月14日～20日の余震（緊急余震観測グループ），赤×印は地表変状（産総研），黒実線は活断層（地震調査研究推進本部）を示す。

図12は南北方向にのびている震源域をほぼ東西に横切る測線に沿った断面図に，P波速度と本震・余震の震源を重ねて示した図である。断面(e)や隣接したいくつかの断面をみると，西側に傾斜した余震分布で表された震源断層の上盤側のP波速度は，下盤側のそれに比べて相対的に遅いことがわかる。このような特徴は，東北日本弧で発生した2003年宮城県北部地震(M6.4)や2004年新潟県中越地震(M6.8)でもみられている²⁾。このような速度構造の特徴は，前述のように，日本海拡大時に形成された正断層の再活動による逆断層運動による地震活動である¹⁾との指摘と調和的である。

図13には下部地殻の深さ24kmにおけるS波速度偏差の分布を示した。今回の地震の余震域の周囲を取り囲むように，下部地殻内には地震波低速度域が分布していることがわかる。また，図中の赤三角印で表されている活火山の直下の下部地殻は顕著な地震波低速度域となっており，地下のマグマ・地殻流体の存在を示唆している。

余震分布を詳細にみると，これらの活火山の下では余震活動が低調である。また，震源域の南端は活火山である鬼首と鳴子によって規定されており，北端は焼石岳で規定されているようにもみえる。これらのことから，今回の地震の震源断層の広がりには地下の地震波速度構造，

換言すると、温度分布と密接に関連していると考えられる。図 13 の右図は左図の実線に沿った深さ断面図である。地表の活火山（赤三角印）の直下には、上部地殻から下部地殻にまで連続した顕著な地震波低速度域が分布している。それぞれの活火山に対応したこれらの低速度域は、地下深部からのマグマの上昇経路であろう。また、今回の地震の震源（白星印）の直下に低速度領域が広がっており、今回の地震の発生が地殻流体と密接に関連している可能性があることを示唆している。

4.2 震源域周辺の地震波速度構造

今回の地震の震源域を含むやや広い領域における地震活動と地震波速度構造との関係をみる。図 14（左図）に、浅発地震の震央と過去の M5.5 以上の地震の震源断層を示す。この領域の深さ 24 km における S 波速度偏差をカラースケールで右図に示す。図中の左側の東北脊梁山地沿って南北方向にのびる地震活動帯、それとほぼ平行に分布する図中央から右側にかけての南南東―北北西にのびる地震活動帯がみられる（左図）。これら二つの地震活動帯は、東北地方のひずみ集中帯⁴⁾に対応している。今回の地震は、これら二つのほぼ平行な地震活動帯が収

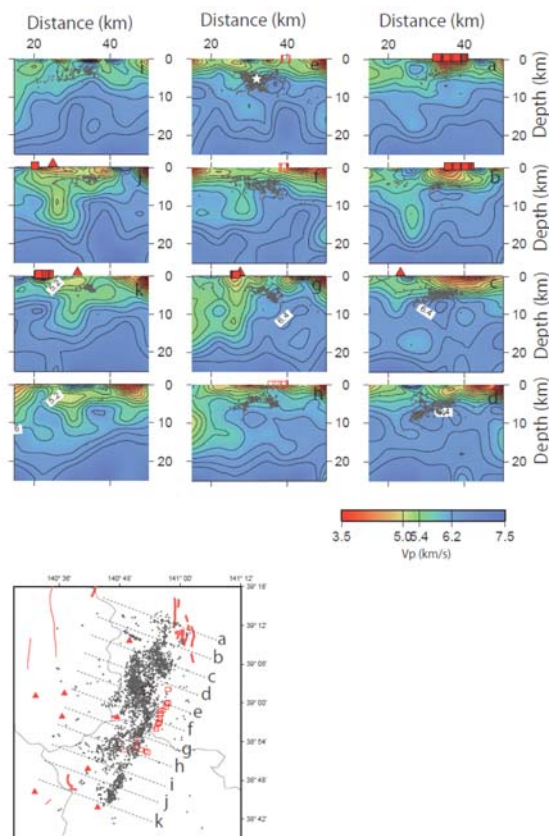


図 12 震源域の P 波速度構造。震源域の走向に直交する断面 (a)～(k) の位置を地図に示す。黒丸印、赤四角、赤枠四角、赤三角は余震、活断層、地表変状、活火山の位置を示す。断面 (e) の白星印は本震を表す。（岡田ほか，2008）

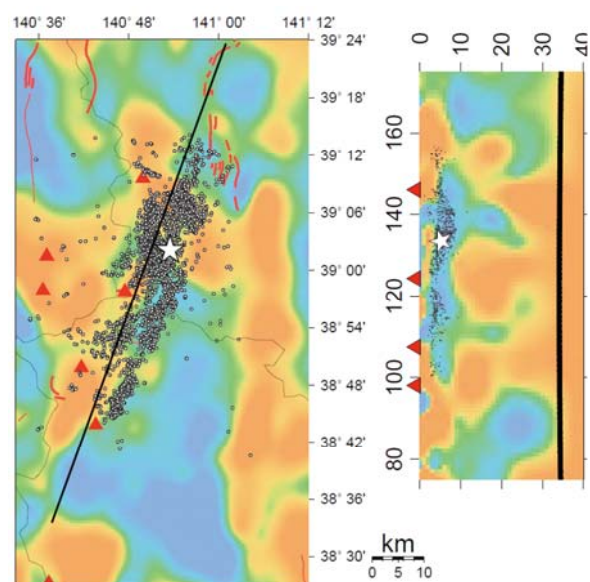


図 13 震源域およびその周辺域の地震波速度構造。速度偏差をカラースケールで示してある。（左図）深さ 24 km における S 波速度偏差。白星印と白丸印は 2008 年岩手・宮城内陸地震の本震、余震の位置を示す。赤三角印と赤実線は第四紀火山と活断層をあらわす。（右図）左図中の太線に沿った鉛直断面図。黒太線はモホ面の位置を示す。

束する場所で発生しているようにみえる。

図 14(右図) に示されるように、これら二つの地震活動帯の直下（地殻中部から下部にかけて）には顕著な地震波低速度域が南北方向に伸びている。このような地震波低速度域は、太平洋プレートを構成する含水鉱物が、沈み込みに伴って脱水分解し、マンツルウェッジ内の上昇流としてモホ面近傍まで到達し、その深さに停留している状態を示しているもの⁵⁾と考えられている。これらの地震波低速度域は、上昇流から貫入したメルトを含む部分熔融域の可能性が高く、深部から地殻流体が多く供給されている場所であろう。右図中の白+印は、深さ 20 km 以深に発生した低周波微小地震を示している。これらの低周波微小地震は地震波低速度域の縁に発生しており、地殻流体の移動に起因していると推定される。

図 14（左図）の赤色長方形で示された 1962 年宮城県北部地震 (M6.2)、2003 年宮城県北部地震 (M6.4)、1996 年宮城・秋田県境付近の地震 (M5.9)、1970 年秋田県南東部地震 (M6.2) の震源断層⁶⁾の直下には、地震波低速度域が分布しており、これらの内陸地震の発生には地下深部から供給される地殻流体が関係している可能性が示唆される³⁾。今回の地震の本震震源の直下（図 14 の白星印）にも地震波低速度域が分布していることから、今回の地震の発生に関しても地下深部から供給された地殻流体の関与の可能性が考えられる。

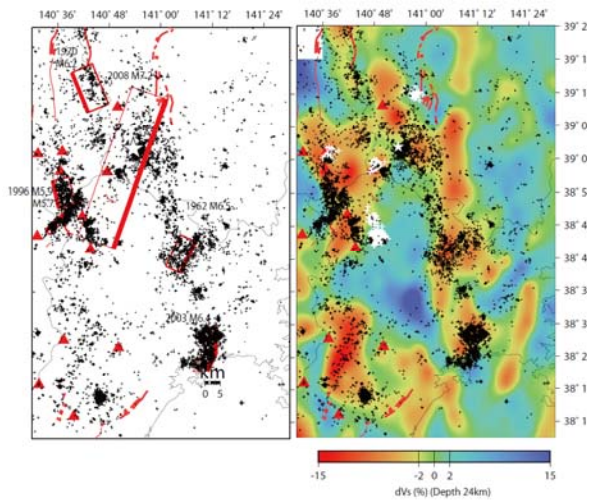


図 14 震源域周辺における地震活動と地震波速度構造。(左図) 1997 年から 2008 年までの浅発地震の震央を+印で示す。赤三角形は第四期火山、赤太線は活断層、白星印は 2008 年岩手・宮城内陸地震本震をそれぞれ示す。1960 年以降の M5.5 以上の地震の震源断層を赤長方形で示す。太線は断層面の浅い側を表す。(右図) 深さ 24 km の S 波速度偏差をカラースケールで示す。白+印は深さ 20 km 以深の低周波微小地震の震央を示す。

5. おわりに

2008 年岩手・宮城内陸地震は、東北地方で発生した逆断層型の内陸地震としては最大級の地震であった。地震発生後約 6 ヶ月が経過した時点で、この地震に関する研究成果をまとめることになったが、すべての研究成果を集約することはできていない。また、現在も継続して研究は進行中であるため、本稿の内容はそれぞれの研究の途中経過であることをお断りしておく。

今回の地震は、東北脊梁山地ひずみ集中帯の中で発生した逆断層型の地震であり、このタイプの地震としては最大規模のものの一つである。震源域に隣接して、焼石岳・栗駒山・鬼首・鳴子の活火山があり、1996 年秋田・宮城県境付近の地震 (M5.9) や 1998 年岩手県内陸北部地震 (M6.1) などの地震と同様に、内陸地震と地殻流体との関わりを理解する上で、重要な結果が得られつつある。火山近傍で発生した同規模の地震としては、1914 年桜島地震 (M7.1) があるが、一般に、活火山付近では地震発生層の厚さが薄く、また、地殻深部からの流体の供給量が多く非弾性変形が卓越するために、大きな歪を蓄積できないために、大地震の発生の可能性は低いと考えられてきた。

詳細な余震分布と地震波速度構造を比較した結果、今回の地震の余震はすべて、地震波高速度域内部にのみ発

生しており、温度が高いと考えられる低速度域を避けて分布している。さらに、震源断層の広がり、周辺の活火山の分布や地震波速度分布により制限されているように見えることから、内陸地震の発生機構に地下の温度分布が強く関わっていると推定できる。今後、より詳細な余震分布、地震時すべり分布、余効すべり分布、地震波速度分布などの研究が進むことにより、内陸地震の発生機構に関する成果が数多く得られることを期待する。

参考文献

- 1) 佐藤比呂志, 1996. 日本列島のインバージョンテクニクス. 活断層研究, **15**, 128-132.
- 2) Okada, T., T. Yaginuma, N. Umino, T. Matsuzawa, A. Hasegawa, H. Zhang, and C. H. Thurber, 2006. Detailed imaging of the fault planes of the 2004 Niigata-Chuetsu, central Japan, earthquake sequence by double-difference tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **244**, 32-43.
- 3) 岡田知己・海野徳仁・長谷川昭・2008 年岩手・宮城内陸地震緊急観測グループ, 2008. 2008 年岩手・宮城内陸地震～震源域の地下構造からみたマグマ・地殻流体との関係. 科学, **78**, 978-984.
- 4) Miura, S., T. Sato, K. Tachibana, Y. Satake, and A. Hasegawa, 2002. Strain accumulation in and around Ou Backbone range, northeastern Japan as observed by a dense GPS network. *Earth Planets Space*, **54**, 1071-1076.
- 5) Hasegawa, A., J. Nakajima, N. Umino, and S. Miura, 2005. Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity. *Tectonophysics*, **403**, 59-75.
- 6) 海野徳仁・仁田交市・長谷川昭・佐藤比呂志, 2000. 過去の大地震の震源域周辺の微小地震活動. 地球惑星科学関連学会, se-018.