

7. 平成 16 年 (2004 年)新潟県中越地震 (2004 年 10 月 23 日, M6.8)

平田 直 (東京大学地震研究所地震予知研究推進センター)

1. はじめに

2004 年 10 月 23 日 17 時 56 分, 新潟県中越地域を震源とするマグニチュード (気象庁 M) 6.8 の新潟中越地震が発生した. この震源の直上に位置した川口町では, 震度 7 が記録された. 震度 7 が観測されたのは, 気象庁が 1949 年に震度 7 の震度階級を設定してから 2 度目で, 計測震度計で震度 7 が観測されたのは, 本地震が初めてである¹⁾.

本震から 1 時間以内に M6.0, 最大余震となった M6.5 の地震が発生し, いずれも震度 6 強の強い揺れが生じた.

その後も余震活動は継続し, 10 月 23 日に M5.7 (最大震度 6 弱), 10 月 27 日に M6.1 (最大震度 6 弱), 11 月 8 日には M5.9 (最大震度 5 強) の地震など, 大きな余震が引き続いて発生し, 中小の余震の活動も極めて活発であった. 本震の震央付近の魚沼丘陵に位置する山古志村, 川口町では, 強い揺れによって多数の地滑りが発生し, 多くの道路被害や河川のせき止めによる湖が出現した.

地震発生から 1 週間後の 11 月 4 日には, 臨時の地震予知連絡会 (第 160 回) が開催され, その後の 161 回と 162 回の連絡会でも議論され, この地震の特徴が明らかにされた.

2. 本震

2.1 震源, マグニチュード, 発震機構

本地震は, 日本列島内陸部で発生したプレート内地震である. 気象庁による実体波 M は 6.8, モーメントマグニチュード M_w は 6.7 であった. 各機関が推定した M_w もほぼ同様であり, 発震機構解は, 西北西-東南東方向に主圧縮軸 (P 軸) を持つ逆断層であった. さらに, 測地学的に求められた断層モデルから得られた M_w は 6.6 であり, 地震学的に求められた値とおおむね調和的である^{2,3)}.

本震の震源の深さは, 気象庁一元化震源によると 13km であり, 本震直後の余震観測によって得られたデータを用いて推定された震源を含む領域の不均質を考慮した震源でも同程度の深さとなっている. 一方, 震央は, 既知の断層との対応を考える上で重要であったが, 気象庁一元化震源は, 不均質を考慮した震源より約 4km 東に推定されていた. これは, 後述するように本地震の震源域では, 地震波伝播速度分布が, 水平方向に大きく変化していて, これを正しく考慮しないと誤った震源を推定することを示している⁴⁾.

発震機構解は, 実体波の初動極性による解も, 表面波によるモーメントテンソル解析によるものも共に, 西北西に約 60 度で傾斜する節面と東南東に約 30 度で傾斜す

る節面をもつ逆断層であった. この二つの面のうち余震分布から西北西に高角度で傾斜する面が震源断層に対応すると考えられた. この地域では, 西北西-東南東方向のほぼ水平な圧縮応力が卓越することから, 基本的には広域応力に調和的な発震機構解である. しかし, 傾斜角度は, 摩擦破壊基準から期待される角度に比べて有意に高角である. このことは, 地震発生のメカニズムを理解する上で重要であるので, 後でまた議論する.

2.2 過去の地震活動

震源域周辺は, 日本海東縁から連続する歪みの集中域に位置しており, 第四紀後期以降の短縮変形が大きく, しばしば大規模な地震が発生してきた. 今回の地震の周辺では, 1828 年に三条地震, 1961 年に長岡地震などの大きな被害を伴った地震も発生していた (図 1)¹⁾. したがって, 一般的な意味では, 地震活動の活発な地域で起きた地震と言える. 一方, この地域には, 今回の地震の近くに, 長岡平野西縁断層帯があるが, 地震調査研究推進本部地震調査委員会は 2004 年 10 月 24 日に, 「本震の西側約 10km の長岡平野西縁断層帯は西に傾斜する逆断層と評価しており, 今回の震源が同断層帯の東方に分布していることから, 同断層帯が活動したものではないと考えられる.」と評価した. したがって, 厳密な意味では, 地表で観察される主要な活断層の無い場所で発生した地震であった. ただし, 地震調査委員会は, その後, 本震震源断層の南にある六日町盆地西縁断層を主要活断層に追加した.

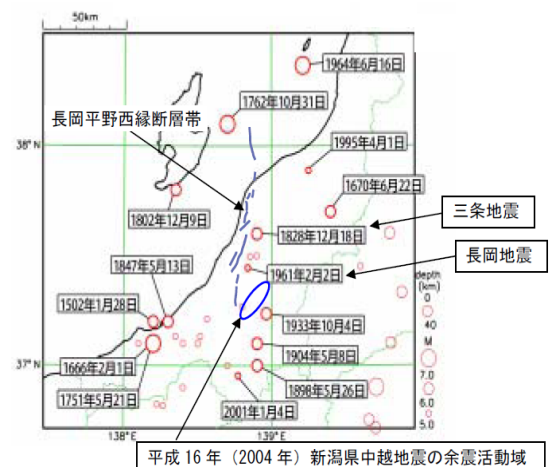


図 1 2004 年新潟県中越地震までの地震活動 (気象庁).

3. 余震

本地震の特徴の一つは、余震活動が極めて活発であったことである。気象庁のまとめた資料(図2)によると、これまで最も活発な余震を伴った1945年三河地震、1943年鳥取地震を上回る発生数を記録した。規模では上回る1995年兵庫県南部地震の約倍の余震が発生した理由を理解することも本地震の課題であった。

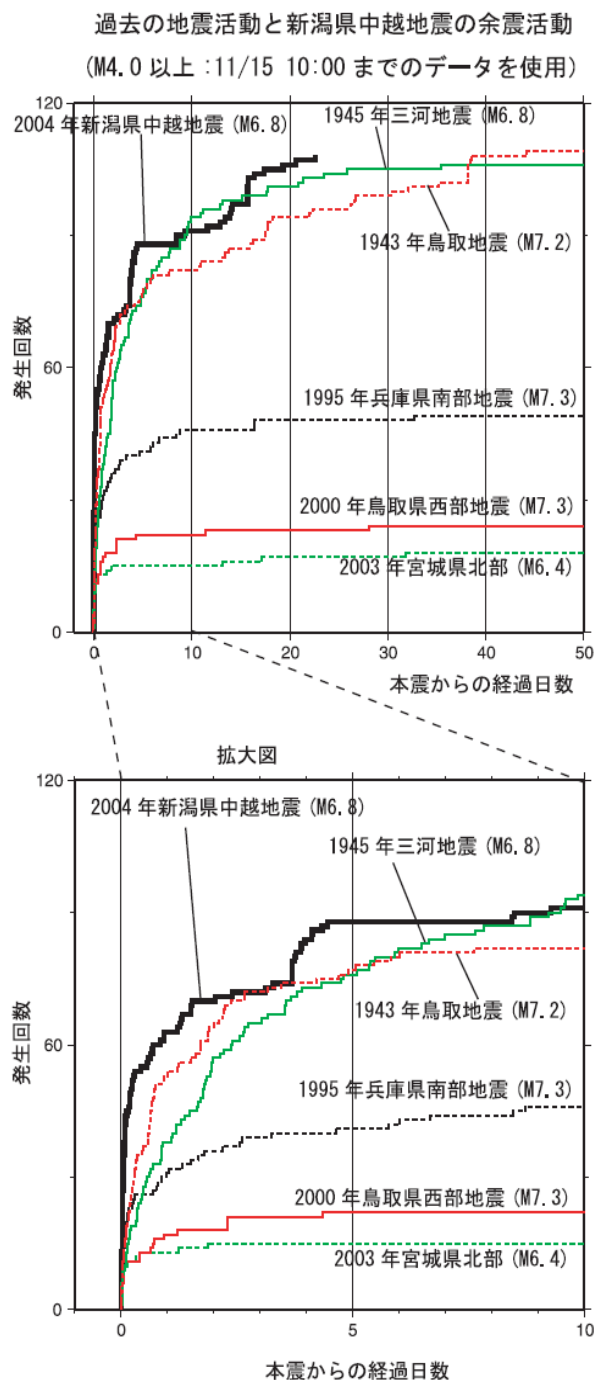


図2 2004年新潟県中越地震の余震活動とそれまでの内陸地震の余震活動(気象庁)。

余震の空間的な分布が極めて複雑であることは、地震発生直後の地震予知連絡会でも複数の機関から指摘された。とりわけ、本震震源断層に対応する余震分布と、最大余震に対応する余震がほぼ平行の2枚の西北西に傾斜する震源断層を表していることは、ほぼリアルタイムで報告された気象庁一元化震源からも明瞭であった。また、4日後に発生したM6.1の余震の直後から活発化した余震は東南東に傾斜する面上に分布していた。これらのほかにも、大きめな余震は、それぞれ異なる震源断層で発生して、それぞれがさらに余震を伴っていた。本震震源断層の近傍、最大余震震源断層の近傍、その他のM6級の余震の余震などを、別々に取り出して発生数を調べると、それぞれは過去の同規模の内陸の地震と同程度の余震発生数であることが分かった⁵⁾。このことから、本地震の余震数が全体として大きかった理由は、規模の大きな余震が本震後短時間に続発してそれぞれの余震にさらに2次的な余震が発生したからであったと言える。ただし、この説明では、なぜ、大きな余震が続発したかを、さらに説明する必要がある。このことは後ほど述べる。

本地震は、本震とそれに引き続く本震より小さな大きめな地震(余震)が発生し、さらに、大きめな余震が余震を伴っていたことが特徴であり、群発地震とは明瞭に区別される。この余震発生の特徴を理解するためには、本地震発生地域の地殻構造と、地震発生のメカニズムに関する知識が必要である。

本震発生直後に開始された稠密な臨時地震観測によって高精度な余震分布と、3次元速度構造が明らかになった⁶⁾⁷⁾⁸⁾⁹⁾。これらから、本震、最大余震、M6級の余震がそれぞれ別の震源断層で発生していることが明瞭になった(図3)。本震震源断層に対応する余震は、約60°の高角な面の周りで発生していた。従って、発震機構解の高角な西北西傾斜の節面が断層面であることが分かる。さらに、本震の震源断層面から、約5km東南東に離れた平行な面の周辺で最大余震の余震が発生していた。GPS観測などの測地学的に求められた断層モデルも地震学的に求められた断層モデルと調和的であった(図4)²⁾。速度分布と震源断層の関係については後で述べる。

4. 余効的地殻変動

本震後に行われた臨時GPS観測¹⁰⁾やSAR干渉解析³⁾の結果によると、六日町盆地西縁断層の余震活動のおきていない(あるいは、極めて少ない)地殻浅部で余効的滑りが発生した可能性がある。

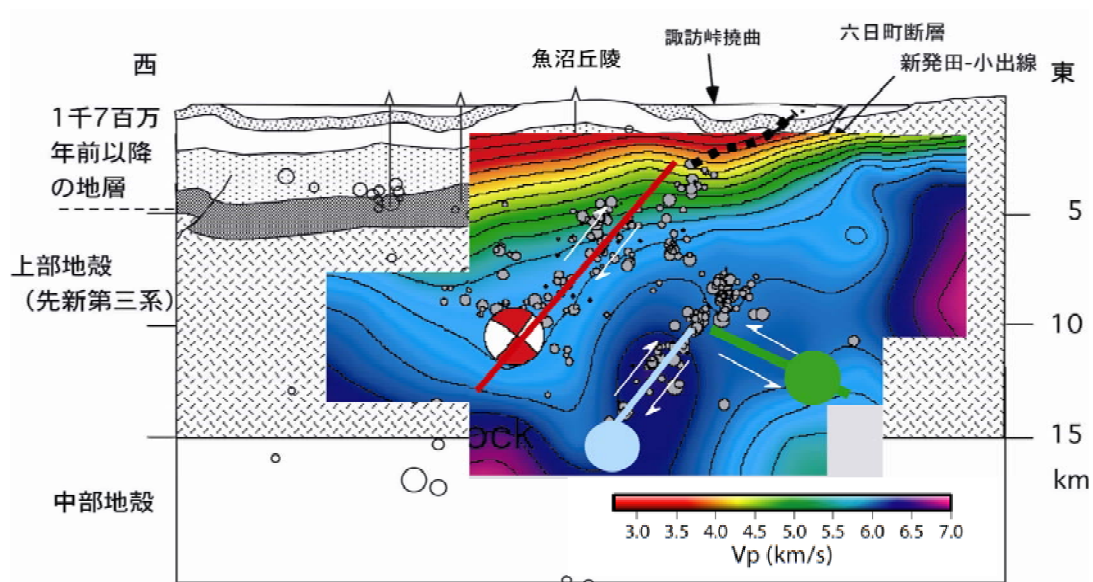


図3 臨時余震観測によって、求められた余震分布¹⁸⁾、P波速度構造と、地質断面、図5のA-A'を通る鉛直断面、本震の発震機構解は鉛直面に投影して、本震震源に表示した。青の丸印が最大余震、緑の丸印が27日の余震の位置を示す¹⁸⁾。

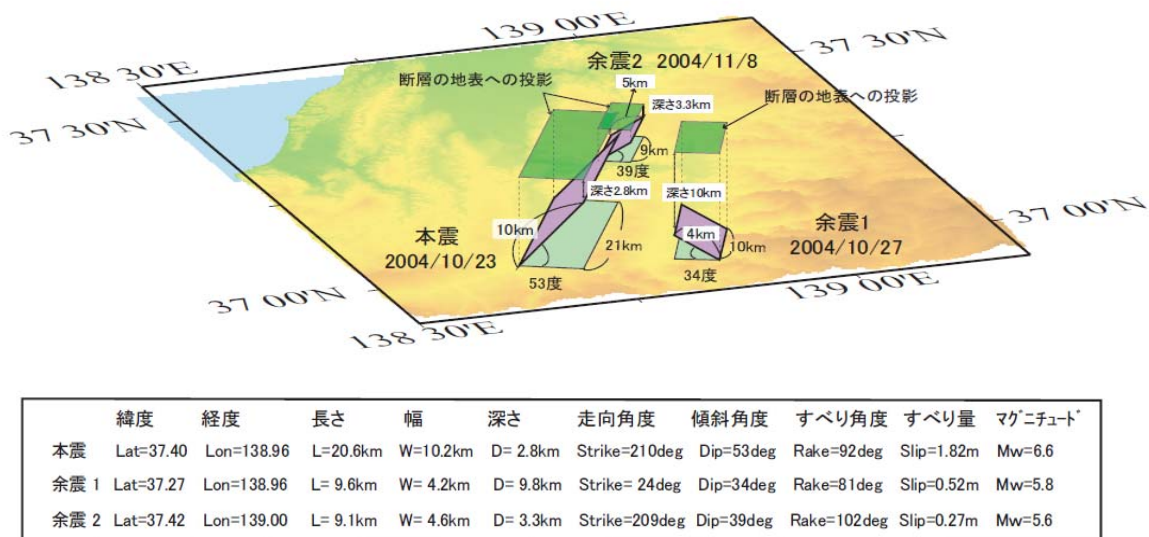


図4 新潟県中越地震本震および余震の断層の概念図²⁾。

5. 本震および大きな余震の震源過程

この地震では計測震度7が観測され、その強震動生成機構を理解するためにも、KNETなどの強震観測データを用いて、本震およびお規模の大きな余震の震源過程の解析が行われた^{11) 12)}。これらの解析によると、本震や大きな余震では、破壊が震源断層の下端で始まり上方に伝播したことがわかった。このことは、堆積層での増幅効果と併せて、ディレクティビティー効果（破壊伝播方向の振幅への影響）を考える必要性を示している。

また、断層での滑り分布を考慮すると、本震および主

な余震による応力変化は、最大余震やその他の主な余震の破壊開始点でのクーロン応力を増加させて、地震が起き易くなることが分かった。このことは、M6級の余震は、広域応力の増加によって破壊強度に近づいていた弱面（震源断層）が、本震発生にともなう応力変化によって次々と破壊していったと解釈できる。ただし、たんに広域応力が増加するだけでなく、地殻下部から供給された間隙水によって断層の強度が低下していた効果も無視できない。このことは、後で議論する。

6. 新潟県中越地域の地質学的特徴

新潟県中越地震が発生した領域は、厚い新第三系から第四系の堆積層が分布する新潟堆積盆地の東縁部に相当する(図5)。この堆積盆地は地質学的には日本海拡大に引き続いて1千7百万年前頃に形成されたリフト(地殻が伸張薄化して形成された凹地)であり、盆地中央部には6,000mを越える火山噴出岩や堆積層がある。この堆積盆地の東縁は新発田-小出線と呼ばれる中新世に形成された断層で、東方の越後山脈には中生代の岩石が露出する。震源域の魚沼丘陵は、北北東方向の断層・褶曲をともなっている第四紀後期から急激に隆起した地域であり、この丘陵は軟弱な堆積層から構成され、発生した多数の地滑りの地質学的な要因となっている。

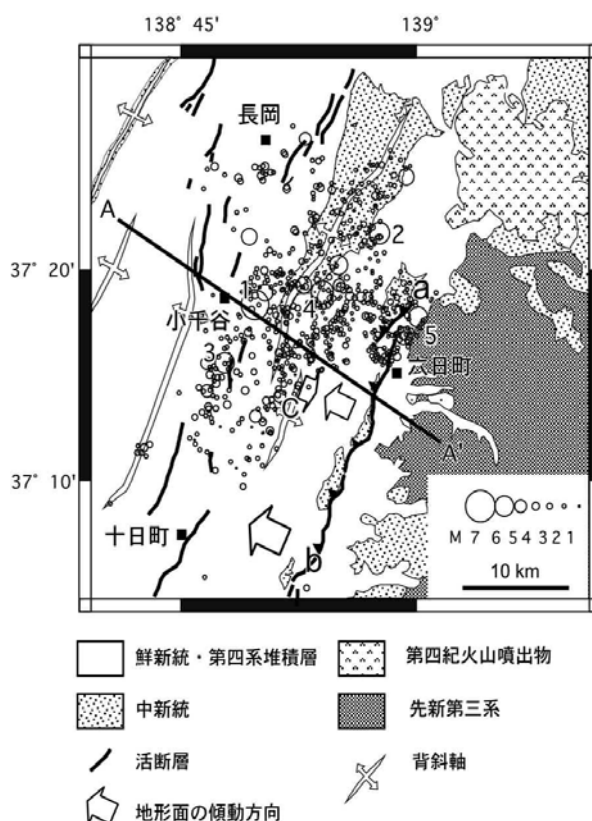


図5 新潟中越地震震源域の地質構造と余震分布¹⁸⁾: 本震(10月23日17時56分M6.8), 2: 余震(23日18時3分M6.3), 3: 余震(23日18時11分M6.0), 4: 最大余震(23日18時34分M6.5), 5: 余震(27日10時40分M6.1), a: 小尾平断層、b: 六日町断層、c: 諏訪峠撓曲。地質図は(13)(14), 活断層は(15)(16), 地形面の傾動は(17)によるA-A'は、図3の断面の位置を示す。

7. 歪み集中域と新潟県中越地震

新潟県中越地方は、活褶曲の認められる堆積盆地が東側では越後山地と接している地域である。ここは、日本

海東縁から連続する歪みの集中域に位置しており、地質学的には、第四紀後期以降の短縮変形が大きく¹⁹⁾(図6)、しばしば大規模な地震が発生してきた(図1)。また、測地学的にもGPS観測によって歪み速度の大きな領域(新潟-神戸歪み帯中帯; NKTZ²⁰⁾)が推定されている。本震震源断層が既知の活断層と直接の関係がないことから、地震後の報道では、この地震はいわゆる「歪み集中帯で発生した地震」とされた。地震後の詳細な現地調査によっても、わずかな地表変位(地震断層)が観測された²¹⁾が、震源断層全体のごく一部が地表に現れたと言える。

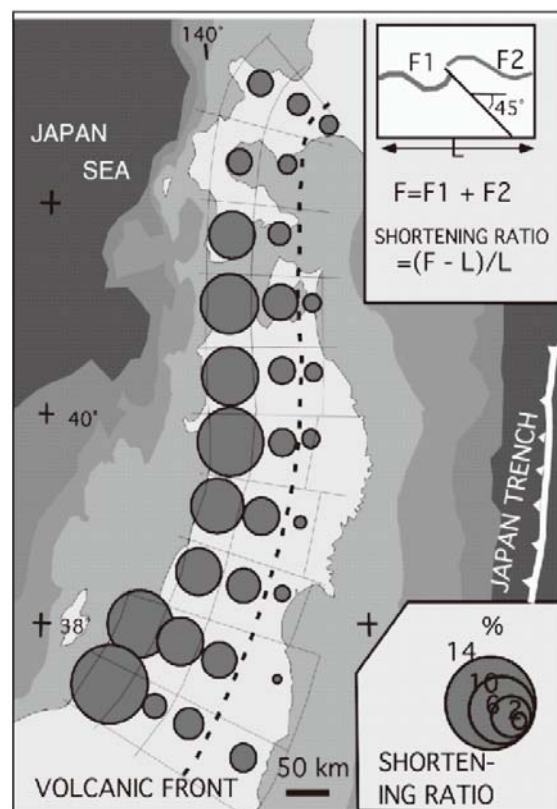


図6 地質学的に推定された後期新生界の短縮率¹⁹⁾。外帯から内帯に向けて短縮率が増加する。特に、新潟地域では10~13%と大きい。

震源域の南方では、魚沼丘陵の東縁に六日町断層帯がある。この断層は、新発田-小出線延長部の新潟堆積盆地の東縁を限る中新世に形成された西傾斜の正断層が、逆断層として再活動したものである¹⁹⁾。この断層は延長30kmに渡って追跡され、断層帯南部で2mm/年、北部で1mm/年の大きな垂直平均変位速度を示す¹⁷⁾。六日町断層帯における第四紀後期の累積変位は北方に向かって減少し、代わって魚野川周辺では東に傾斜する諏訪峠撓曲に沿った地形面の変形が現れる(図3, 5)。さらに、反射法地震探査によれば、小平尾(おびろう)付近の地表変位も

震源断層の浅部延長からさらに派生した地表出現衝上（しょうじょう）断層であることが分かった²²⁾。六日町断層帯は、2005年に追加調査の対象断層となったが、本震の震源断層の浅部延長が六日町断層帯ではないことに注意すべきである。

8. 新潟県中越地域の地殻不均質構造

地震直後から始められた稠密な余震観測によって震源域の地震波速度構造が明らかになった^{6) 7) 8) 9)}。これらの研究によれば、本震の震源断層は、P波速度が5.5 km/sを越える基盤岩と、厚い堆積層との境界が西側に向かって急激に深くなっている境界部で発生した（図3）。本震震源断層の傾斜角が約60°であるのは、水平圧縮場の応力場からは、非適正傾斜断層（unfavorably oriented fault²³⁾）である。つまり、クーロンの破壊基準から期待される破壊面の傾斜角（面の法線ベクトルと最大圧縮軸のなす角の補角）は、摩擦がなければ最大圧縮軸と45°となり、実際には摩擦力によって傾斜角は45°より小さくなるはずである。非適正傾斜断層となっているのは、破壊面が破壊強度の低い弱面となっているか、間隙水圧が高く、有効法線応力が小さいことを意味する。前者については、高速度層としてイメージングされた基盤岩と低速度層と推定された堆積岩の境界が、繰り返し破壊された弱面である可能性と調和的である。後者については、震源断層の下部の破壊の開始点付近と、その下方延長部では地震波速度の低い領域があること、地磁気・地電流法(Magneto-Telluric 法)によって比抵抗の小さい領域が推定されたこと²⁴⁾などから、地殻内に水が存在する可能性は高いと考えられる。

一方、断層に沿った方向についても、本震の震源付近の北側と南側とで、基盤層と堆積層の境界深度が急変している。すなわち、5km程度の厚い堆積層が、震源の南側ではより東側（山地側）に張り出している（図7）。

余震のデータを用いて震源域付近の応力場が求められ、大局的には、広域応力場と震源域の応力場は一致しているが、震源の近傍で最大主圧縮軸の方向が変化していることが分かった（図7）。これは、堆積層内の延性変形によって基盤岩に応力が集中する可能性を示している⁸⁾。

2007年新潟県中越沖地震の後に得られた中越地方の地震データから、日本海形成時に形成されたリフト構造と、2004年新潟県中越地震・2007年新潟県中越沖の関係を示す不均質構造が推定された（図8）²⁵⁾。

2004年中越地震タイプ（堆積層と基盤との構造境界近傍で発生）では、基盤上面の凹凸構造と堆積層の変形によって広域応力が断層近傍に集中し、さらに、下部地殻内の不均質構造と流動変形も応力に集中に寄与したと

考えられる。一方、2007年新潟県中越沖地震タイプ（基盤内の構造境界で発生）では、下部地殻内の不均質構造と流動変形が応力集中の主要なメカニズムであると考えられる。これらの、不均質構造が、この地域の地震発生の準備過程を規制していると考えられる。

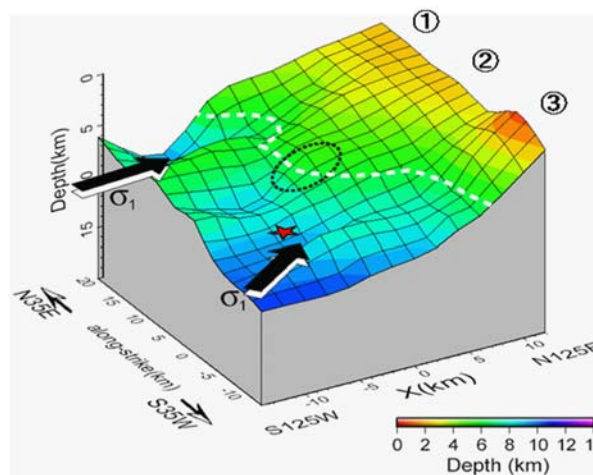


図7 地震波速度構造と応力場の関係。P波速度が5.5 km/sの等速度面の深さを示す。①は、震源域の北東、②は本震の震源付近、③は震源域の南西。本震震源（星印）は、基盤深度の急変するところで、かつ最大主圧縮軸（ σ_1 ）の方向が変化する場所に対応する。これらは、構造の不均質によって応力集中が起きている可能性を示している。

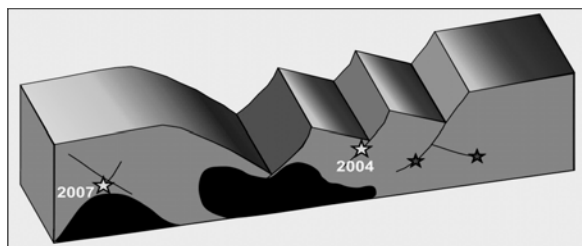


図8 新潟県中越地域の不均質構造概念図。

9. 本震前の地震活動の変化

この地震の発生前に、新潟県中越地域やその周辺で、地震活動が変化していたかは、地震予知を考える上で重要である。気象庁の資料によると震源域のごく近傍では、2004年初め頃から地震活動が低かった。ただし、同様な傾向は、2000年ころにもあった。一方、対象とする領域を少し広げると、2004年10月に、余震域北側に隣接する場所で9月7日にM4.3の地震が発生し、その余震を含めると地震の直前に地震活動は活発化したようにも見える。さらに、1995年以降の震源域を含む半径150km程度の広域の地震活動を見ると、2003年後半から2004年全

般にかけて M4 クラスの地震が発生し、2004 年 6 月ころから M2 以上の地震活動は若干低下した。このように、地震活動度の変化はこの地震の周辺であったかもしれないが、対象とする領域や地震規模などの取り方をかえると結果が変化するので、これらの地震活動の変化だけから、地震発生前に 2004 年新潟県中越地震の発生を予測することは難しかった (図 9) ¹⁾。

しかし、地震活動の変化を正しく評価して地震発生予

測に結び付ける努力は必要であり、統計地震学的に厳密な取り扱いをした研究は重要である。例えば、Nanjo *et al.* (2006) ²⁶⁾ は、新潟県中越地震を含む日本列島中部で、1965 年 1 月 1 日から 1990 年 1 月 1 日までの M3 以上の地震発生率と 1965 年 1 月 1 日から 1999 年 12 月 31 日までの発生率を南北一東西 0.1 度間隔の格子毎に比較して、地震発生率の増減を計算した結果、2004 年新潟県中越地震の震源域近傍で、発生率が増加していることを示した。

周辺の活動 (1995 年以降)

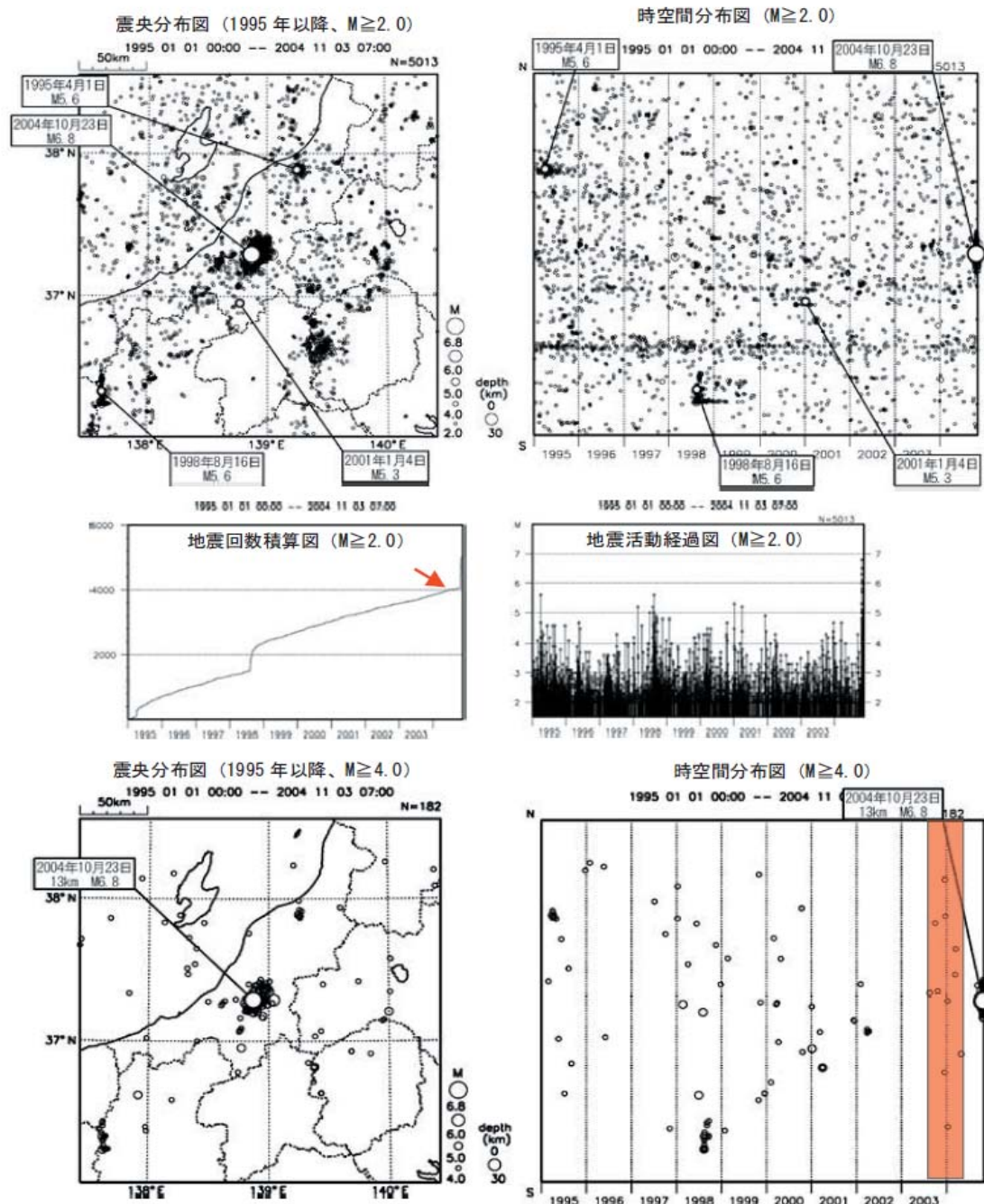


図 9 2004 年新潟県中越地震震源域周辺の地震活動 ²⁾, 2003 年後半から 2004 年全般にかけて M4 クラスの地震が広域で発生している。M2 以上の地震活動は 2004 年 6 月ころから若干低下している。

10. まとめ

2004年新潟県中越地震は、日本列島内陸部で発生した大地震で、死者68人、重軽傷者4,795人、住家被害121,495棟、129,970世帯(2008年9月24日現在、新潟県発表)など、大きな被害が発生した。計測震度が制定されてから始めての震度7が記録され、大規模な土砂災害が発生したこと、余震活動が極めて活発なことがこの地震の特徴であった。

この地震では、引き続き大きな余震とその2次余震の活動によって、全体として余震活動が極めて活発となった。この地震に直接対応する活断層は知られていなかったが、過去の地震活動や活褶曲構造など、地質学のおよび測地学的時間スケールでも変形速度の大きな領域(ひずみ集中域)であった。地震波トモグラフィ法に等による構造解析の結果、日本海拡大に伴うリフト構造に関係する不均質構造が、今回の地震の発生・準備過程を規制していたことが推定された。地震発生前に震源域とその周辺で地震活動が変化していることを示唆する幾つかのデータは得られたが、事前にこの地震の発生を予測するほどの確定的な知見は得られていなかった。今後の研究の進展が待たれる。

参考文献および注

- 1) なお、震度7が最初に記録されたのは、現地調査で判明した平成7年(1995年)兵庫県南部地震で、2004年新潟県中越地震以後、今日まで震度7は記録されていない。
気象庁・地震予知情報課, 2005. 平成16年(2004年)新潟県中越地震の地震概要. 地震予知連絡会会報, **73**, 258-268.
- 2) 国土地理院, 2005. 北陸地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報, **73**, 269-317.
- 3) Ozawa, T., S. Nishimura, Y. Wada, and H. Ohkura, 2005. Coseismic deformation of the Mid Niigata prefecture Earthquake in 2004 detected by RADARSAT/InSAR. *Earth Planets Space*, **57**, 423-428.
- 4) Sakai, S., N. Hirata, A. Kato, E. Kurashimo, T. Iwasaki, and T. Kanazawa, 2005. Multi-fault system of the 2004 Mid-Niigata Prefecture Earthquake and its aftershocks. *Earth Planets Space*, **57**, 417-422.
- 5) Aoki, S., M. Nishi, K. Nakamura, T. Hashimoto, S. Yoshikawa, and H. M. Ito, 2005. Multi-planar structures in the aftershock distribution of the Mid Niigata prefecture Earthquake in 2004. *Earth Planets Space*, **57**, 411-416.
- 6) Hirata, N., H. Sato, S. Sakai, A. Kato, and E. Kurashimo, 2005. Fault system of the 2004 Mid Niigata prefecture earthquake and its aftershocks. *Landslides*, **2**, 153-157.
- 7) Kato, A., E. Kurashimo, N. Hirata, T. Iwasaki, and T. Kanazawa, 2005. Imaging the source region of the 2004 Mid-Niigata prefecture earthquake and the evolution of a seismogenic thrust-related fold. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L07307, doi:10.1029/2005GL022366.
- 8) Kato, A., S. Sakai, N. Hirata, E. Kurashimo, T. Iidaka, T. Iwasaki, and T. Kanazawa, 2006. Imaging the seismic structure and stress field in the source region of the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake: Structural zones of weakness and seismogenic stress concentration by ductile flow. *J. Geophys. Res.*, **111**, B08308, doi:10.1029/2005JB004016.
- 9) Okada, T., N. Umino, T. Matsuzawa, J. Nakajima, N. Uchida, T. Nakayama, S. Hirahara, T. Sato, S. Hori, T. Kono, Y. Yabe, K. Ariyoshi, S. Gamage, J. Shimizu, J. Suganomata, S. Kita, S. Yui, M. Arao, S. Hondo, T. Mizukami, H. Tsushima, T. Yaginuma, A. Hasegawa, Y. Asano, H. Zhang, and C. Thurber, 2005. Aftershock distribution and 3D seismic velocity structure in and around the focal area of the 2004 mid Niigata prefecture earthquake obtained by applying double-difference tomography to dense temporary seismic network data. *Earth Planets Space*, **57**, 435-440.
- 10) Takahashi, H., T. Matsushima, Teruyuki Kato, Akira Takeuchi, Teruhiro Yamaguchi, Yuhki Kohno, Takeshi Katagi, Jun'ichi Fukuda, Kazuya Hatamoto, Ryousuke Doke, Yuki Matsu'ura, and Minoru Kasahara, 2005. A dense GPS observation immediately after the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake. *Earth Planets Space*, **57**, 661-665.
- 11) 気象庁・気象研究所, 2005. 平成16年(2004年)新潟県中越地震の本震と最大余震のすべり量分布. 地震予知連絡会会報, **73**, 346-347.
- 12) Hikima, K., and K. Koketsu, 2005. Rupture process of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18303, doi:10.1029/2005GL023588.
- 13) 小林巖雄・立石雅昭・吉岡敏和・島津光夫, 1991. 長岡地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 132p; 柳沢幸夫・茅原一也・鈴木尉元・植村武・小玉喜三郎・加藤碩一, 1985. 十日町地域の地質、地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 104p; 柳沢幸夫・小林巖雄・竹内圭史・立石雅昭・茅原一也・加藤碩一, 1986. 小

- 千谷地域の地質、地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）。地質調査所，177p.
- 14) 北陸地方土木地質図編纂委員会，1990. 北陸地方土木地質図. 799.
- 15) 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，60p.
- 16) 渡辺満久・堤浩之・鈴木康弘・金幸隆・佐藤尚登，2001. 1:25,000 都市圏活断層図「小千谷」. 国土地理院技術資料 D・1-No. 388
- 17) 金 幸隆，2004. 魚沼丘陵の隆起過程と六日町断層の活動累積. 活断層研究，**24**，63-75.
- 18) 東京大学地震研究所，2005. 2004 年新潟県中越地震. 地震予知連絡会会報，**73**，318-326.
- 19) Sato, H. , 1994. The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *J. Geophys. Res.*, **99**, 22,261- 22,274.
- 20) Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, 2000. Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2303-2322.
- 21) Maruyama, T., T., Y. Fusejima, T. Yoshioka, Y. Awata, and T. Matsu'ura, 2005. Characteristics of the surface rupture associated with the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake, central Japan and their seismotectonic implications. *Earth Planets Space*, **57**, 521-526.
- 22) Kato, N., T. Echigo, H. Sato, M. Tateishi, S. Ogino, S. Sakai, S. Toda, S. Koshiya, T. Ito, T. Toyoshima, T. Imaizumi, H. Kato, and S. Abe, 2005. Geologic fault model based on the high-resolution seismic reflection profile and aftershock distribution associated with the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake (M6.8), central Japan. *Earth Planets Space*, **57**, 447-452.
- 23) Sibson, R. H., 1990. Rupture nucleation on unfavorably faults. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **80**, 1580-1604.
- 24) Uyeshima, M., Y. Ogawa, Y. Honkura, S. Koyama, N. Ujihara, T. Mogi, Y. Yamaya, M. Harada, S. Yamaguchi, I. Shiozaki, T. Noguchi, Y. Kuwaba, Y. Tanaka, Y. Mochido, N. Manabe, M. Nishihara, M. Saka, and M. Serizawa, 2005. Resistivity imaging across the source region of the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake (M6.8), central Japan. *Earth Planets Space*, **57**, 441-446.
- 25) Kato, A., E. Kurashimo, T. Igarashi, S. Sakai, T. Iidaka, M. Shinohara, T. Kanazawa, T. Yamada, N. Hirata, T. Iwasaki, and Group for the aftershock observations of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki Earthquake, 2009. Reactivation of ancient rift systems triggers devastating intraplate earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L05301, doi:10.1029/2008GL036450.
- 26) Nanjo, K.Z., J.R. Holliday, C.-C. Chen, J.B. Rundle, D.L. Turcotte, 2006. Application of a modified pattern informatics method to forecasting the locations of future large earthquakes in the central Japan. *Tectonophysics*, **424**, 351 -366.