

2004年新潟県中越地震の発生過程

飯尾能久・松本 聡*・片尾 浩・松島 健*・大見士朗・澁谷拓郎・竹内文朗・植平賢司*・西上欽也・Bogdan Enescu・廣瀬一聖・加納靖之・河野裕希**・是永将宏**・儘田 豊・宮澤理稔・辰己賢一・上野友岳***・和田博夫・行竹洋平***

*九州大学大学院理学研究院 地震火山観測研究センター

**九州大学大学院理学府

***京都大学理学研究科

要 旨

新潟県中越地震の余震域直上に臨時のオンライン地震観測網を設置し、周辺の定常観測点のデータと統合処理することにより、活動の推移をリアルタイムで捉えた。得られた精細な余震分布から、新潟県中越地震の発生過程、特に、マグニチュード6クラスの余震が頻発した理由の推定を試みた。新潟県中越地震の断層の中央部の下部地殻に存在する Weak zone、および断層の走向方向に存在する構造の不均一性のために M6 クラスの余震が頻発した可能性が考えられる。

キーワード：新潟県中越地震、余震分布、オンライン余震観測、Weak zone、下部地殻

1. はじめに

2004年10月23日17時56分、新潟県中越地震(M=6.8)が、新潟神戸歪集中帯の北端付近で発生した。新潟神戸歪集中帯とは、新潟から神戸付近にかけて見られる、周辺に比べて歪速度が10倍くらい大きい領域のことである(Sagiya et al.,2000)。これは、国土地理院による三角・三辺測量のデータの解析から橋本(1990)によって最初に指摘され、Sagiya et al. (2000)がGPSのデータによりその存在を確認した。

新潟神戸歪集中帯では、過去に、1964年新潟地震(Mj=7.5)、1847年善光寺地震(M=7.4)、1858年飛越地震(M=7.1)などの大地震が起こっている。このことから、新潟神戸歪集中帯で観測されている大きな歪速度は弾性歪の増加率を反映しており、増加率が大きいだけでなく、弾性歪の絶対値それ自体が大きいという可能性が考えられる。つまり、新潟神戸歪

集中帯は周辺より応力(弾性歪の絶対値×弾性定数)が大きいという可能性が1つ考えられる。一方、新潟県中越地震の震源域のすぐ西側の小国などでは活褶曲があることが知られている(例えば、宮村・他,1968)。よって、新潟神戸歪集中帯における大きな歪速度は、活褶曲のような非弾性変形を反映している可能性も指摘されている(例えば、Iio et al.,2004)。新潟県中越地震の発生によって、少なくともその震源域では応力が蓄積されていた可能性が高いことが示されたが、新潟神戸歪集中帯の成因やそこでの大地震発生のポテンシャルについてはまだ不明な点が多い(例えば、Iio et al.,2002)。内陸地震の基本的な発生の仕組みがまだ十分には解明されていないことがその大きな原因である(飯尾・小林,1997,2003,2004)。

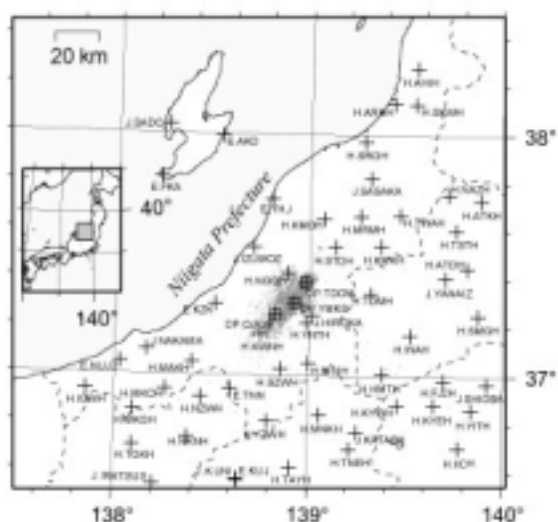


Fig.1. Locations of temporal observation station

新潟県中越地震のもう一つの特徴は、余震活動が活発なことである。直後の18時03分、18時11分にそれぞれM6.3、M6.0、約40分後の18時34分にはM6.5(最大余震)が発生した。地震予知研究センターでは、余震活動を精度良く捉えるために、九州大学地震火山観測研究センターと合同で、余震域直上に臨時のオンライン地震観測網を設置した。周辺の定常観測点のデータと統合処理することにより、活動の推移をリアルタイムで捉えることができた。また、得られた精細な余震分布から、新潟県中越地震の発生過程の推定を試みた。ここでは、観測の概要と現時点までに得られた結果について報告する。

2. 観測

震源域直上、Fig.1 に四角のついたプラス印で示した3箇所(栃尾市杜々の森、小千谷市川井、山古志村小松倉)に衛星テレメーター方式のオンライン臨時観測点を設置した。プラス印は既設定常観測点であり、観測点コードの頭文字は担当機関を示している(H=防災科研 Hi-net, J=気象庁, E=東大地震研)。余震域内(北端部)で電気が既に復帰していた栃尾市杜々の森公園に1点目を設置し、10月27日の昼前に観測を開始した。観測開始直前の10時40分にはM6.1の余震が発生し、現地で震度6程度の揺れを体感した。余震域の南端部、小千谷市川井の妙高寺でも、同日の夜に観測を開始した。この2点はNEC VSAT衛星テレメーターを使用した。小千谷ではまだ復電していなかったため、当初はガソリン発電機により電源を供給した。翌28日には、道路が遮断され観測の空白域となっていた余震域中央部の山

古志村小松倉で設置を始め翌29日に観測を開始した。この点はナノメトリックスの衛星テレメーターを使用し、自動車用バッテリーで電源を供給した。その後は、復電が遅れたため太陽電池を併用した。地震計はいずれも1Hz速度計であり、100Hzサンプリングでデータを伝送した。

3. 解析結果

上記の臨時観測点のデータおよび気象庁による一元化震源の読み取り値を用いて、JHD法により震源パラメータおよび1次元速度構造と観測点補正值を再決定した。

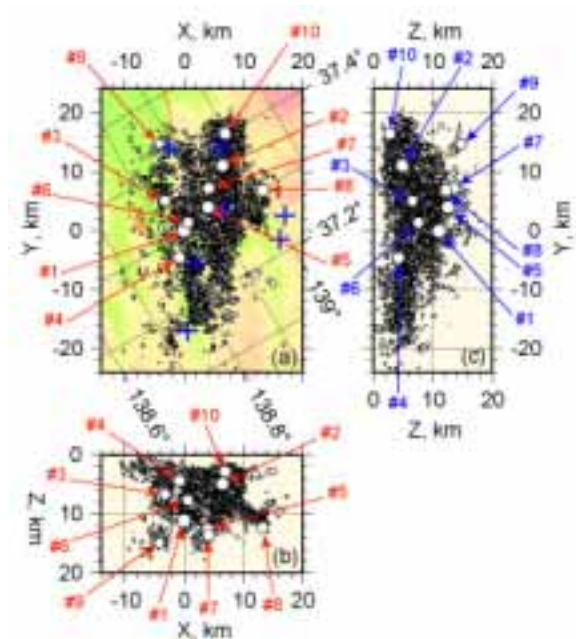


Fig.2. Hypocentral distribution of aftershocks relocated by the JHD method.

用いた方法の精細については、Shibutani et al.(2005)を参照されたい。10月23日から12月末までの7257個の震源再決定を行い、90%以上の余震について、東西方向0.31 km、南北方向0.27 km、上下方向0.83 km未満の標準誤差が得られた。

Fig.2に、3方向の震源誤差がいずれも1km未満のデータのみをプロットした。本震の震央を座標原点としている。ここで言う誤差は、震源の相対位置の誤差であり、絶対位置については検討の余地がある。主要な10地震をTable.1にリストアップしたが、これらについては、誤差に関係なくプロットした。②10/23 18:03、④10/23 18:11についての深さの誤差は、それぞれ1.05kmおよび2.96kmとやや大きくなっている。

大局的な傾向として、余震域中央部で余震分布の下限

が深く、南北両端へ向かって浅くなっている。Fig.3 に、幅 4km の領域毎の余震の深さ分布を示す。

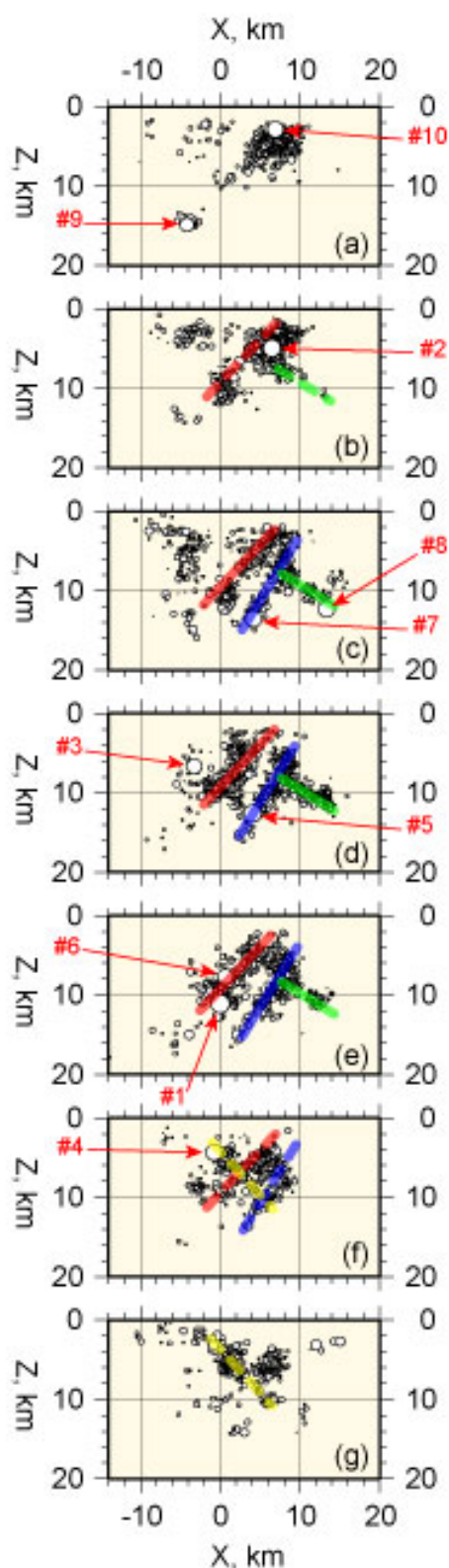


Fig. 3. Depth distribution of aftershocks.

(a),(b)断面において、大局的に西下がりの余震分布が見られる。⑩11/08 11:15 の震源は、余震分布の最浅部付

近に位置している。②10/23 18:03 の M6.3 の震源も浅い部分に決まっている。その南側(c),(d),(e)断面でも、同様の位置に、西下がりの余震分布が見られ、本震①の震源は、分布の最下部付近に位置する。これらの断面では、最大余震⑤の震源を含む西下がりの余震分布も明瞭であり、最大余震の震源は本震同様に余震分布の最下部付近に位置する。一方、(d)断面で明瞭であるが、最大余震の分布にはほぼ直交する分布が見られ、⑧10/27 10:40 の震源はその分布の最下部付近に位置する。(f),(g)断面では、余震分布は団子状になっているが、④10/23 18:11 の震源付近から、東下がりの余震分布が見える。これらの余震分布のデータから、Fig.3 に赤・青・緑・黄の4色の太線で示すように、本震と主な余震について4枚の断面層を推定した。

Fig.4 に、地震波トモグラフィーによって推定された P・S 波の速度構造を示す。

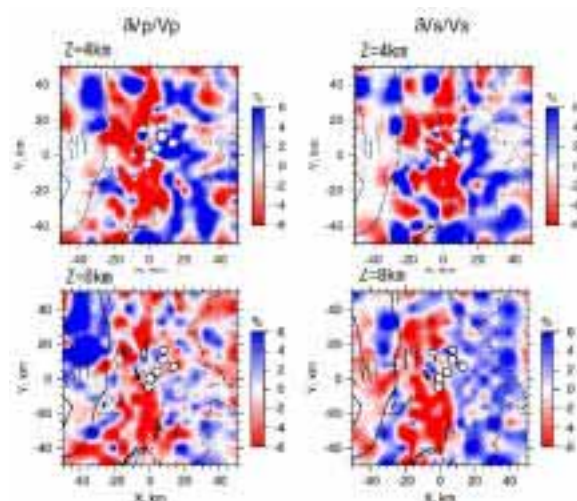


Fig. 4. Three dimensional velocity structure.

このトモグラフィーでは、JHD 法で求めた観測点補正を施した観測走時を用いた。左側が P 波、右側が S 波である。大局的には、東側で高速度、西側で低速度異常が見られる。これは、新発田-小出構造線(山下,1970)を境に、東側には先第 3 系の基盤岩が、西側では第 3 紀以降の堆積岩が分布することと調和的であるが、詳しく見ると、余震域付近では、東側の高速度異常が西側に張り出していることが認められる。しかも、その張り出した高速度異常の南限は、本震の震央の南側となっている。稠密な臨時観測データを用いた精細なトモグラフィー結果によると(Okada et al.,2005), (e)と(f)の間付近に高速度異常の南限が推定されている。(e)以北の西下がり(f)以南の東下がりという、断面層の傾斜方向の変化は、この速度境界と関係していると考えられる。速度境

界の地表での位置は、小千谷から堀之内へ抜ける魚野川に沿った低地帯と一致している。

4. 考察

本震と余震の震源分布、および本震と主な余震の推定断層面の傾斜方向から、新潟県中越地震の発生過程、特にM6クラスの余震が頻発した理由を推定した。M6クラスの余震は、以下のように、2グループに分類される。1) 本震の断層の北東・南西の両端部で発生したもの(②, ④, ⑩), 2)本震の断層の中央部付近でしかも違う断層で発生したもの(①, ⑤, ⑧)の2つである。両者の発生原因は異なっていると推定される。まず1)について検討する。

本震直後18:11に南側で起こったM6.0④については、本震と逆の東下がりの断層面が推定されている。また、3節で述べたように、この断層面と本震の断層面の間に地震波速度の不連続境界が存在し、Fig.4に示されているように北東側で高速度、南西側で低速度であると推定されている(Okada et al.,2005)。これらのことから、この境界において異なる岩体が接しており、北東側の岩体では西傾斜、南東側の岩体では東傾斜の既存の弱面が存在していたと考えられる。本震の破壊過程においては、この境界が破壊のスムーズな進展を妨げるバリエーとなった可能性が考えられる。中越地域付近を走る大きな地質構造線として、柏崎-銚子線が知られている(山下,1970)。この構造線は、日本海が開いたとき、日本列島の折れ曲がりに伴って形成されたと考えられているが、それ以外にも平行な断層が存在する可能性も考えられ(富山大竹内章私信)、それらの内の一つがこの速度境界に存在するのかも知れない。余震域の北東・南西の両端部では、大局的に見ると、余震分布の下限が浅くなっている。また、両端部で発生したM6クラスの地震の震源は、中央部のそれよりも浅くなっている。特に、⑩の余震は、余震域の最浅部に震源が決まっており、破壊が浅い方から深部へ伝播したことが推定される。それに対して、余震域中央部では、M6クラスの地震の震源は、その近傍の余震分布の最下部付近に決まっており、破壊が深部から始まり浅部へ伝播したと推定される。これは、Fig.5に模式的に示したように、余震域中央部の直下の下部地殻のみに低粘性領域、weak zoneが存在することによって説明可能である。

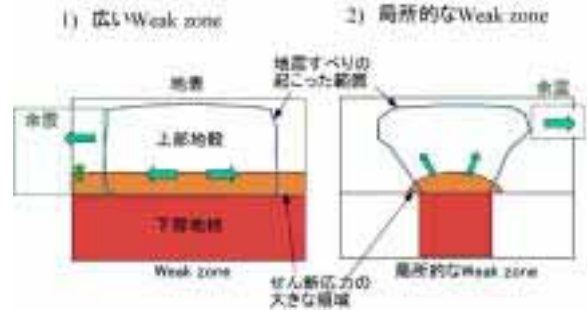


Fig. 5. Schematic illustration of the stress concentration above the weak zone and the rupture propagation of the mainshock and aftershocks on a seismogenic fault. a) the case in which there is a large weak zone in the lower crust. b) the case in which there is a small weak zone just beneath an earthquake fault.

この問題について議論するためには、上部地殻におけるせん断応力の深さ変化を押さえておく必要がある。Fig.6aに模式的に示したように、weak zoneが無い場合は、上部地殻において、断層に加わるせん断応力の大きさは深さにほぼ比例すると考えられる(例えば、Iio, 1987)。この場合、断層の強度も深さに比例すると考えられるため、強度とせん断応力の差は深部ほど大きくなる。一方、Fig.6bのようにweak zoneが存在する場合には、weak zoneの変形により直上の上部地殻に局所的な応力集中が発生すると考えられる。この場合には、地震発生域最深部で、強度とせん断応力の差が小さくなり、断層はすべりやすくなる。

このような応力場の下では、Fig.5の1)に示すように、weak zoneが断層の走向方向に沿って広い範囲に存在している場合には、地震発生域の断層の最下部における応力集中も広い範囲で発生していると考えられる。その場合には、最深部で始まった破壊は上方向だけでなく横方向へ伝播すると考えられる。

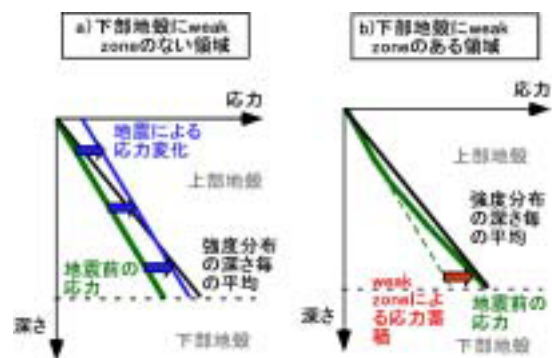


Fig. 6. Schematic illustration of the stress profile in the upper crust. a) the case in which there is a weak zone. b) the case in which there is no weak zone.

また、何らかの理由で破壊が停止した場合も、隣接領域で再び最深部から破壊が開始する余震が発生する可能性がある。一方、2)のように weak zone が断層の走向方向において一部にしか存在していない場合には、weak zone の直上で始まった破壊は、weak zone の無い領域の上部へ達した場合、横方向へは伝播しにくく、強度の小さい地表へ向けて伝播すると考えられる。それは、Fig. 6a に示したように、weak zone が無い場合は、深部ほど強度とせん断応力の差が大きいと考えられるからである。

地震発生域の断層の直下の下部地殻に weak zone が存在する可能性は、飯尾・他(2000)などで指摘されており、内陸地震の発生過程におけるその本質的な役割についても議論されている(飯尾・小林,2003,2004)。

下部地殻の weak zone は多数の延性的な断層帯から成ると考えられている(Lio et al.,2004)。その場合は、それに対応して、weak zone 直上の上部地殻にも多数の断層が存在すると考えられる。そのため、平行な断層上で大きな余震が発生した可能性がある。本震の断層の中央部付近で発生した地震①、⑤、⑧の断層は、上部地殻の断層の下部地殻内への延長部を持っており、それらが集まって Weak zone を形成しているという考えである。

5. おわりに

新潟県中越地震では、大きめの余震が連鎖的に発生した。現在、余震の発生予測において統計的な方法がとられているが、それは、基本的にある規模以上の余震数の推移を推定するものであり、大きめの余震の予測とは必ずしも対応していない。余震の規模や発生位置を含めた予測手法を開発する必要がある。今回、震源域頂上にオンライン観測点を設置することにより、周辺の定常観測網のデータを活用して、余震活動の推移を精度良く把握することができた。また、余震の発生予測を行うための基礎となる、本震や余震の発生過程の説明を試みた。現状把握や後予知にとどまらず、大きめの余震の発生予測をリアルタイムで行うことが、困難ではあるが今後の重要な課題である。そのためには、現実生起している現象や地殻構造の精度良い把握とともに、余震の発生過程や内陸の断層への応力蓄積過程についての一步進んだ理解が必要不可欠である。

謝 辞

観測に際して、新潟県・栃尾市・小千谷市・山古志村をはじめ、地元の方々の暖かいご支援ご協力を頂いた。解析に当たっては、気象庁による一元化震源読み取りデ

ータを使わせて頂いた。また、山古志村小松倉観測点では、東京大学地震研究所所有の衛星テレメーター装置を使わせて頂いた。観測・処理・解析において、九州大学地震火山観測研究センターの渡邊篤志・堀 美緒・片木武、防災研地震予知研究センター中尾愛子・松尾成光・Park Sun Cheon・白 玲・守田匡宏・浅香雄太・三浦宏一・小笠原和彦各氏をはじめ、多数のメンバーの協力を頂いた。釜井助教授より小松倉地区への通行について貴重な情報を頂いた。なお、本調査研究は科学研究費補助金(特別研究促進費)「2004年新潟県中越地震の余震に関する調査研究」および東京海上火災各務記念財団地震予知助成金の補助を頂いた。

	Origin time (JST)	Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	M _L	(S, D, R) (°)
01	2004-09-25 07:26:02.269	37.3646 (0.194)	133.762 (0.095)	11.679 (0.771)	6.6	(112.47, 91) (27.41, 87)
02	2004-09-25 08:07:12.766	37.3613 18.4259	133.8629 (0.215)	4.928 (1.111)	6.3	(118.47, 90) (14.45, 75)
03	2004-09-25 08:57:36.934	37.3593 (0.205)	133.8534 (0.246)	6.627 (1.096)	6.5	(102.36, 89) (17.38, 118)
04	2004-09-25 08:11:36.589	37.2728 (0.267)	133.8029 (0.316)	4.716 (1.915)	6.0	(134.57, 118) (28.58, 78)
05	2004-09-27 08:34:09.602	37.5174 (0.176)	133.8996 (0.142)	12.394 (0.479)	6.9	(225.59, 94) (33.31, 94)
06	2004-09-25 09:45:26.787	37.3122 (0.139)	133.8189 (0.116)	7.842 (0.789)	6.7	(117.46, 90) (16.52, 78)
07	2004-09-25 09:04:37.283	37.3419 (0.134)	133.8176 (0.128)	11.545 (0.418)	6.8	(115.53, 86) (28.37, 81)
08	2004-09-27 08:48:38.221	37.2898 (0.124)	133.8666 (0.117)	12.281 (0.343)	6.1	(116.96, 90) (16.31, 73)
09	2004-11-04 08:37:29.668	37.4379 (0.176)	133.8787 (0.165)	16.688 (0.316)	6.2	(106.46, 75) (29.41, 99)
010	2004-11-08 01:15:58.094	37.4616 (0.182)	133.9752 (0.166)	2.831 (0.251)	5.9	(109.54, 90) (11.93, 88)

Table 1. Hypocentral data. Standard errors in km are shown in the parentheses in the latitude, longitude and depth columns. (S, D, R) are the angles of strike, dip and rake of the nodal planes from NIED MT solutions (NIED, 2004).

参考文献

橋本 学 (1990) : 測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度(1) : 本州・四国・九州, 地震 2, 43, pp.13-26.

飯尾能久・小林洋二 (1997) : 大地震の始まりの物理的解明に向けて, 地震予知研究シンポジウム 1997, 論文集, pp.99-116.

飯尾能久・小林洋二 (2003) : 内陸大地震の発生の仕組み, 科学, 73, 9, pp.1012-1019.

飯尾能久・小林洋二 (2004) : 内陸地震発生の仕組み- 応力蓄積過程を中心に-, 月刊地球, 号外, 46, pp.31-51.

宮村攝三・溝上 恵・中村一明・岡田 惇・杉村 新 (1968) : 水準点新設による活褶曲の研究, 文部省, 特定研究災害科学総合研究班, 第五回災害科学総合シンポジウム, pp.169-171.

山下 昇 (1970) : 柏崎一鈿子線の提唱, 島弧と海洋, 東海大学出版会, pp.179-191.

- Iio, Y., Sagiya, T. and Kobayashi, Y. (2004) : Origin of the concentrated deformation zone in the Japanese Islands and stress accumulation process of intraplate earthquakes, *EPS*, 56, pp.831-842.
- Iio, Y., Sagiya, T., Kobayashi, Y. and Shiozaki, I. (2002) : Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203, pp. 245-253.
- National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED), Earthquake mechanism information, <http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/event/-hypo/200410.html> and [200411.html](http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/event/-hypo/200411.html), 2004.
- Okada, T., Umino, N., Matsuzawa, T., Nakajima, J., Uchida, N., Nakayama, T., Hirahara, S., Sato, T., Hori, S., Kono, T., Yabe, Y., Ariyoshi, K., Gamage, S., Shimizu, J., Suganomata, J., Kita, S., Yui, S., Arao, M., Hondo, S., Mizukami, T., Tsushima, H., Yaginuma, T. and Hasegawa, A. (2005) : Aftershock distribution and seismic velocity structure in and around the focal area of the 2004 Niigata-Chuetsu earthquake using double-difference tomography, and its relationship with the earthquake generation process, submitted to *EPS*.
- Sagiya, T., Miyazaki, S., and Tada, T. (2000) : Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pageoph.*, 157, pp. 2303-2322.
- Shibutani, T., Iio, Y., Matsumoto, S., Katao, H., Matsushima, T., Ohmi, S., Takeuchi, F., Uehira, K., Nishigami, K., Enescu, B., Hirose, I., Kano, Y., Kohno, Y., Korenaga, M., Mamada, Y., Miyazawa, M., Tatsumi, K., Ueno, T., Wada, H., and Yukutake, Y., (2005) : Aftershock distribution of the 2004 Mid Niigata Prefecture Earthquake, submitted to *EPS*.

Generating process of the 2004 Niigata-Chuetsu earthquake

Yoshihisa IIO, Satoshi MATSUMOTO*, Hiroshi KATAO, Takeshi MATSUSHIMA*, Shiro OHMI, Takuo SHIBUTANI, Fumiaki TAKEUCHI, Kenji UEHIRA*, Kin`ya NISHIGAMI, Bogdan ENESCU, Issei HIROSE, Yasuyuki KANO, Yuki KONO***, Masahiro KORENAGA***, Yutaka MAMADA, Masatoshi MIYAZAWA, Kenichi TATSUMI, Tomotake UENO**, Hiroo WADA, Youhei YUKUTAKE**

*Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Sciences, Kyushu University

**Graduate School of Science, Kyoto University

***Graduate School of Sciences, Kyushu University

Synopsis

The 2004 Mid Niigata Prefecture Earthquake (Mjma 6.8). occurred on 23 October 2004. The mainshock was followed by four aftershocks with $M_j \geq 6.0$. These activities occurred in the Niigata-Kobe Tectonic Zone in which large strain rates (> 0.1 ppm/y contraction) were found from GPS data. We deployed three temporary online seismic stations in the aftershock area, combined data from the temporary stations and from permanent stations around the aftershock area, and determined aftershock locations with a joint hypocenter determination (JHD) technique. Based on this detailed aftershock distribution, we estimate the possibilities that the crustal structure along the seismogenic fault is heterogeneous and that there exists a weak zone in the lower crust just beneath the seismogenic fault.

Keywords: The 2004 Mid Niigata Prefecture Earthquake, Aftershock distribution, Temporary online aftershock observations. Weak zone, Lower crust.