

稠密余震観測データを用いたダブル・ディファレンス・ トモグラフィー法による2004年新潟県 中越地震の震源断層のイメージング

東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター* 岡田知己・海野徳仁・松澤 暢
中島淳一・内田直希・中山貴史
平原 聡・佐藤俊也・堀 修一郎
河野俊夫・柳 沼 直・長谷川 昭
防災科学技術研究所** 浅野陽一

ウィスコンシン大学マディソン校*** Haijiang ZHANG
Clifford H. THURBER

Imaging the Fault Planes of the 2004 Mid Niigata Prefecture (Niigata-Chuetsu) Earthquake Sequence by Applying Double-Difference Tomography to Dense Temporary Observation Network Data

Tomomi OKADA, Norihito UMINO, Toru MATSUZAWA, Jun'ichi NAKAJIMA,
Naoki UCHIDA, Takashi NAKAYAMA, Satoshi HIRAHARA, Toshiya SATO,
Shu'ichiro HORI, Toshio KONO, Tadashi YAGINUMA and Akira HASEGAWA
Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of
Science, Tohoku University, Aoba-ku, Sendai 980-8578, Japan

Youichi ASANO

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Tennoudai 3-1,
Tsukuba 305-0066, Japan

Haijiang ZHANG and Clifford H. THURBER

University of Wisconsin-Madison, Department of Geology and Geophysics, 1215 W. Dayton St.,
Madison, WI 53706, USA

(Received June 30, 2005; Accepted September 26, 2005)

We obtained detailed aftershock distribution and three-dimensional seismic velocity structure in and around the focal area of the 2004 Mid Niigata Prefecture (Niigata-Chuetsu) earthquake (M 6.8) by inverting travel time data from a dense observation network and surrounding permanent stations. We adopted double-difference tomography method for the inversions. The fault planes of the main shock and the largest aftershock, which are delineated by two parallel aftershock alignments, took

* 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉 6-6
** 〒305-0066 つくば市天王台 3-1

*** 1215 W. Dayton St., Madison, WI 53706, United States

place where seismic velocity changes abruptly at the boundary between the lower velocity hanging wall and the higher velocity footwall for both P- and S-waves. The seismic velocity structure changes along the strike of the faults. The major velocity boundary zone between the lower velocity hanging wall and the higher velocity footwall migrates to the west at a location near the central part of the focal area, where the main shock hypocenter is located. Some parts of the fault planes, e.g. around the hypocenter of the $M 6$ aftershock on Oct. 27, are imaged as low velocity zones. Asperity (large coseismic slip area) of the main shock seems to correspond with a higher velocity portion along the fault plane.

Key words: Double-difference tomography, Fault, Aftershock distribution, Asperity

§ 1. はじめに

2004年10月23日17時56分に新潟県中越地方において、 $M 6.8$ の地震(2004年新潟県中越地震)が発生した。本震に引き続き、活発な余震活動が見られ、 $M 6$ 以上の余震も計4回発生している。余震の震源分布[例えば、Hirata *et al.* (2005), Okada *et al.* (2005b)]からは、本震・最大余震それぞれに対応する西傾斜の余震の並びと、10月27日に発生した $M 6.1$ の余震に対応する東傾斜の余震の並びを見ることができる。

震源域北～中部は東山丘陵、南部は魚沼丘陵下に位置している。震源域は新発田-小出構造線の西側を占める。新発田-小出構造線は、日本海拡大期に、伸張場で形成された正断層であった。正断層運動により、沈降側である西側に厚い海成の堆積層が形成された。現在では、東西圧縮の応力場の下で、かつての正断層が逆断層として活動していると考えられている。また、東山、魚沼両丘陵の形成原因としては、この逆断層運動により、かつて堆積した海成の堆積層が褶曲したものによると考えられている[例えば、柳沢・他(1986)]。

特に、震源域近傍では、六日町断層などの西傾斜の逆断層、悠久山断層などの東傾斜の逆断層が複雑に分布している[金(2004), Kim and Okada (2005)]。このことは、断層形態が、南部から北部にかけて、西傾斜の単純な断層～西傾斜の断層によって形成された顕著な複背斜構造～東傾斜の単純な断層構造と変化していると考えられる[Sato and Kato (2005)]。

一方、2004年新潟県中越地震震源域は歪集中帯(新潟-神戸構造帯[Sagiya *et al.* (2000)])の中に位置している。歪集中帯の成因および地震発生との関連については、深部より上昇する水・メルトによる、下部地殻・上部地殻の軟化・非弾性変形[長谷川・他(2004), Iio *et al.* (2002)]が挙げられている。

本研究では、このように断層およびその深部の構造が複雑であると考えられる2004年新潟県中越地震について詳細な余震分布を求めるとともに、トモグラフィーにより震源断層およびその周辺の地震波速度構造を明らかにする。なお、Okada *et al.* (2005b)では、東北大学が展

開した臨時余震観測網のデータの一部を使用して、主にP波速度構造について予備的な解析結果を得ているが、本論文では、臨時地震観測期間中に発生した余震(一元化震源による)すべてについて検出したデータを用いて求めたP波速度構造とS波速度構造について、併せて議論する。

§ 2. データ

Fig. 1に解析に用いた地震・観測点の分布を示す。解

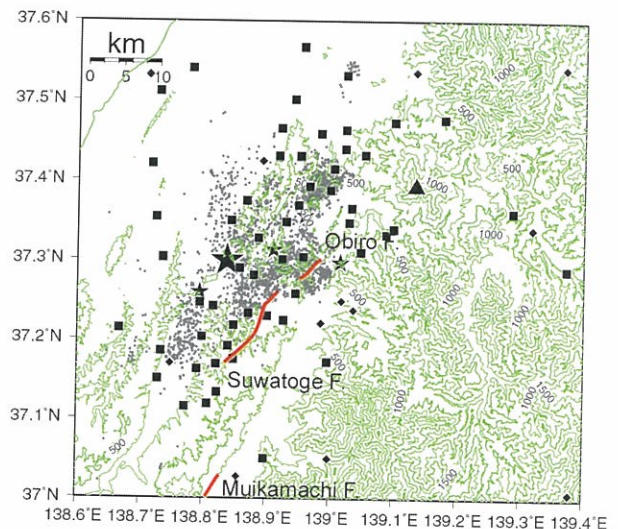


Fig. 1. Seismic stations and earthquakes used in this study. Square and diamond denote temporary stations and permanent stations operated routinely by ERI, Univ. of Tokyo, JMA and Hi-net, respectively. Large and small stars and dots denote epicenters of the main shock, aftershocks whose magnitudes is greater than or equal to 6.0 and other aftershocks (27 Oct. 2004–21 Nov. 2004), respectively. Green contour lines show topography in altitudes at an interval of 250 m. Triangle denotes Sumon-dake volcano. Red bold lines show some of major active faults in and around the focal area of the present 2004 Niigata-Chuetsu earthquake [Kim and Okada (2005)].

に用いた地震は、臨時観測を行った2004年10月27日～2004年11月22日に発生した、計2,645個の地震があり、気象庁の一元化震源カタログに基づいて選んだ。観測点は、東北大学が展開した臨時余震観測網計56点を使用した。また、震央距離60 km以内の周辺の定常観測点(東北大学・東京大学・気象庁・Hi-net)のデータも併せて使用した。観測点数は計108である。また、10月23日に発生した本震およびM 6.0以上の余震についても、定常観測点の読み取り値をデータとして加え、同時に震源決定を行った。解析に使用した走時データは、手動検測によるものが、走時(波線数)がP波4699, S波75445, 近接する二つの地震間での走時差がP波794987, S波535331である。

§3. 方法

本研究では地震波速度トモグラフィ法として、ダブル・ディファレンス・トモグラフィ法(double difference tomography)法[Zhang and Thurber (2003)]を使用する。この方法では通常のトモグラフィ法で使われる走時に合わせ、近接する地震間での走時差をもデータとして用いることで、地震が密に分布する領域において通常の方法よりも高い分解能で地震波速度構造を得られる利点がある。また、速度構造と震源位置の同時推定を行うことで、ダブル・ディファレンス法[Waldhauser and Ellsworth (2000)]と同様に精度の高い相対震源位置を求めるとともに、3次元速度構造を考慮した震源位置を得ることができる。

2004年新潟県中越地震震源域は褶曲帯に位置しており、複雑な構造、特に震源域西側には、深さ数kmまで海成の堆積層が顕著な低速度域として分布すると推察される。そこで、Okada *et al.* (2005b)と同様に、解析は以下のような手順で行った。まず、東北大学でルーチン処理に使用している速度構造[Hasegawa *et al.* (1978)]により震源決定を行った。次に、震源、1次元速度構造、観測点補正值の同時推定を行った。このようにすることにより、トモグラフィの前段階として、よりもっともらしい初期震源位置、初期速度構造を得ることができると期待される。最後に、ダブル・ディファレンス・トモグラフィ法により3次元速度構造の推定と震源再決定を行った。グリッド間隔は領域中央で2 km、周辺で4 kmとした。深さ方向には12 kmまで2 km、それより深部は4 kmとした。ダブル・ディファレンス・トモグラフィ法により、残差のRMS (Root-Mean-Square) は、40 sから0.10 sに減少した。

§4. 結果

まず、チェッカーボードテスト[Grand (1987)]の結果を2 kmごとの断面図で示す(Figs. 2～4)。今回は1グリッドごとのパターンと2グリッドごとのパターンの2通りについて行った。P波では平均0.1 sの、S波では平均0.2 sのランダムノイズを加えた。P波では、2グリッドごとのパターン(Fig. 2)の場合では、ほぼ震源域全体で、1グリッドごとのパターン(Fig. 3)の場合では、震源が密に分布する領域中央部で与えたパターンの戻りが良い。以上から、およそ震源域全体では4 km程度の、中央部では2 km程度の分解能があると考えられる。S波では、2グリッドごとのパターン(Fig. 4)の場合では、ほぼ震源域全体でパターンの戻りが良い。1グリッドごとのパターンの場合では、パターンの戻りは震源が密に分布する領域中央部でも十分とは言えず、このことから、S波では4 km程度の分解能があると考えられる。深さ方向にはP波、S波共に12 km程度まで分解能が良いと考えられる。

Fig. 5に得られたP波速度構造を2 kmごとの鉛直断面図で示す。また、Fig. 6にはP波速度偏差分布を同じく2 kmごとの鉛直断面図で示す。

得られたP波速度構造はOkada *et al.* (2005b)とおおよそ似た結果となっている。余震分布からは主に西に傾斜した平行な2列の並びとそれらとほぼ共役な東に傾斜した並びが見られ、それぞれ、本震および最大余震、さらに10月27日に発生したM 6.1の余震の断層面に対応すると考えられる。得られた速度構造の特徴としては、本震・最大余震の断層面に対応する西傾斜の高角な余震の2列の並びを挟んで上盤側が低速度、下盤側が高速度となっており、本震・最大余震の断層面がどちらも速度急変帯に対応していることが挙げられる。

この特徴は基本的には震源域全体について見られるものであるが、走向方向に沿っても少し変化しているようである。南部($Y \leq -6$ km)は比較的単純な構造となっている。浅部には、 V_p で5 km/s以下の低速度域が深さ数kmまで厚く分布しており、この低速度域は海成の堆積層であると考えられる。余震は $X = -2$ km付近と $X = -8$ km付近の二つのクラスターに分布しており、その位置は V_p で約5.5 km/sの等速度線に対応している。それらの並びの浅部延長は六日町断層の地表トレースの位置にはほぼ一致する。一方、中央部($Y = -4 \sim -2$ km付近)では、 V_p 約5.5 km/s以上の下盤側の高速度域が西側($X = -10$ km付近)に張り出すように分布する。本震の震源($X = -10$ km, $Y = -4$ km, $Z = 10$ km)はちょうど張り出した南端付近に位置する。西側に位置する本震の断層面(余震の並び)は、西に張り出した約5.5

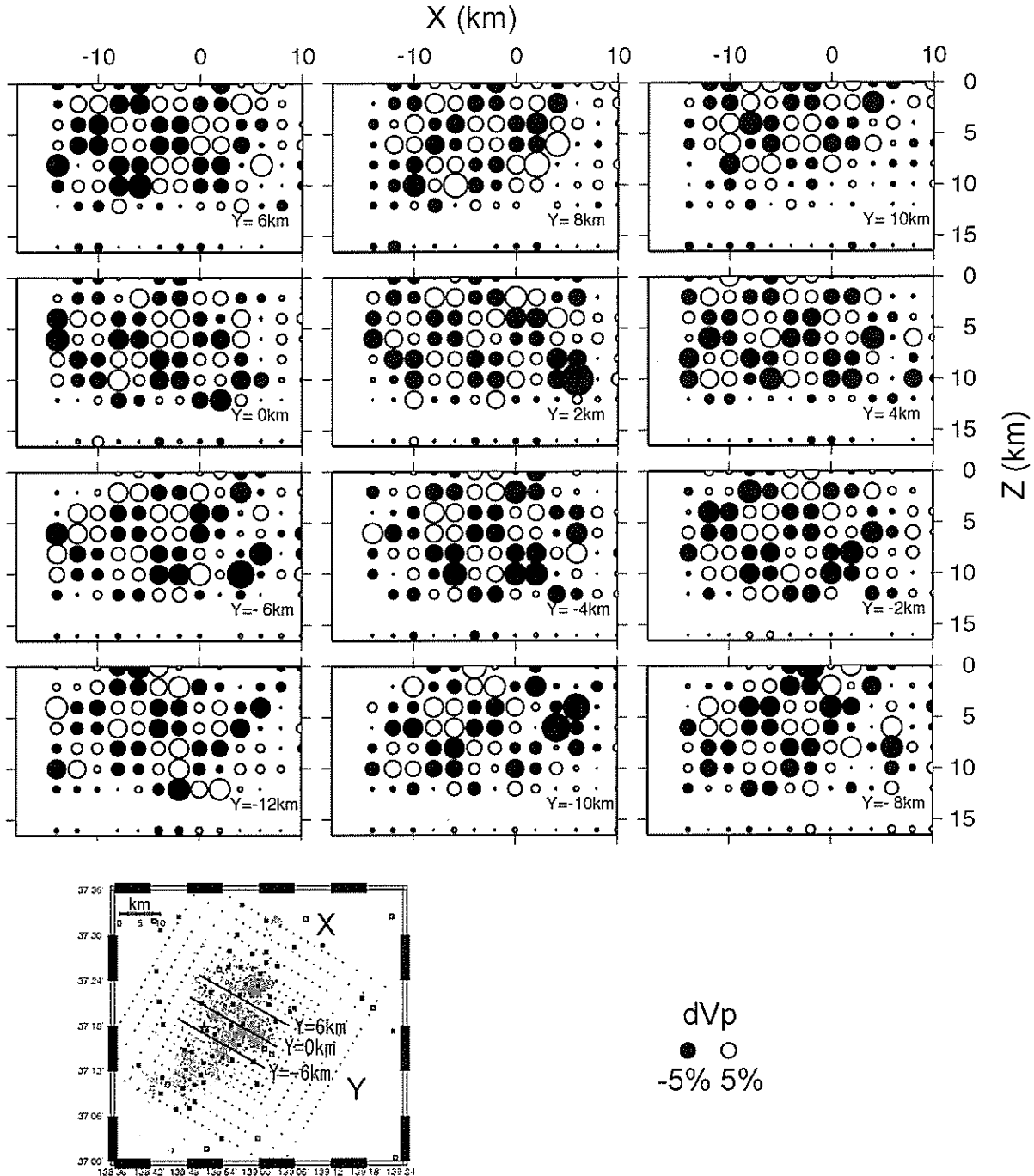


Fig. 2. Results of checkerboard resolution test for V_p . In this case, we assigned positive and negative velocity anomalies of 5% to each two grid nodes.

km/s の等速度線におよそ対応するように見える。最大余震の断層面（2次余震の並び）は、その周囲は複雑な構造となっているが、約 6.0 km/s の等速度線におよそ対応するように見える。この高速度域の西方への張り出しは北部 ($Y \geq 4$ km) でも見られる。

一方、断層面の一部は低速度帯としてイメージされている。そのことは Fig. 6 に示した P 波速度偏差分布から見る事ができる。例えば、本震の震源付近深部は低速度域となっている。最大余震の震源および断層面

の一部も低速度帯となっている。10月27日に発生した $M 6.1$ の余震の断層面は低角な東傾斜の余震の並びに対応していると考えられるが、その一部、特にこの地震の震源付近は低速度域となっている。この $M 6.1$ の余震の断層面と同様な東傾斜の余震の並びは他にも見られるが、特に顕著なものは、本震の震源から最大余震の震源に伸びるように分布するものである。この余震の並びに対応して、同様に低速度域も本震の震源から最大余震の震源に伸びるように分布していることが分かる。

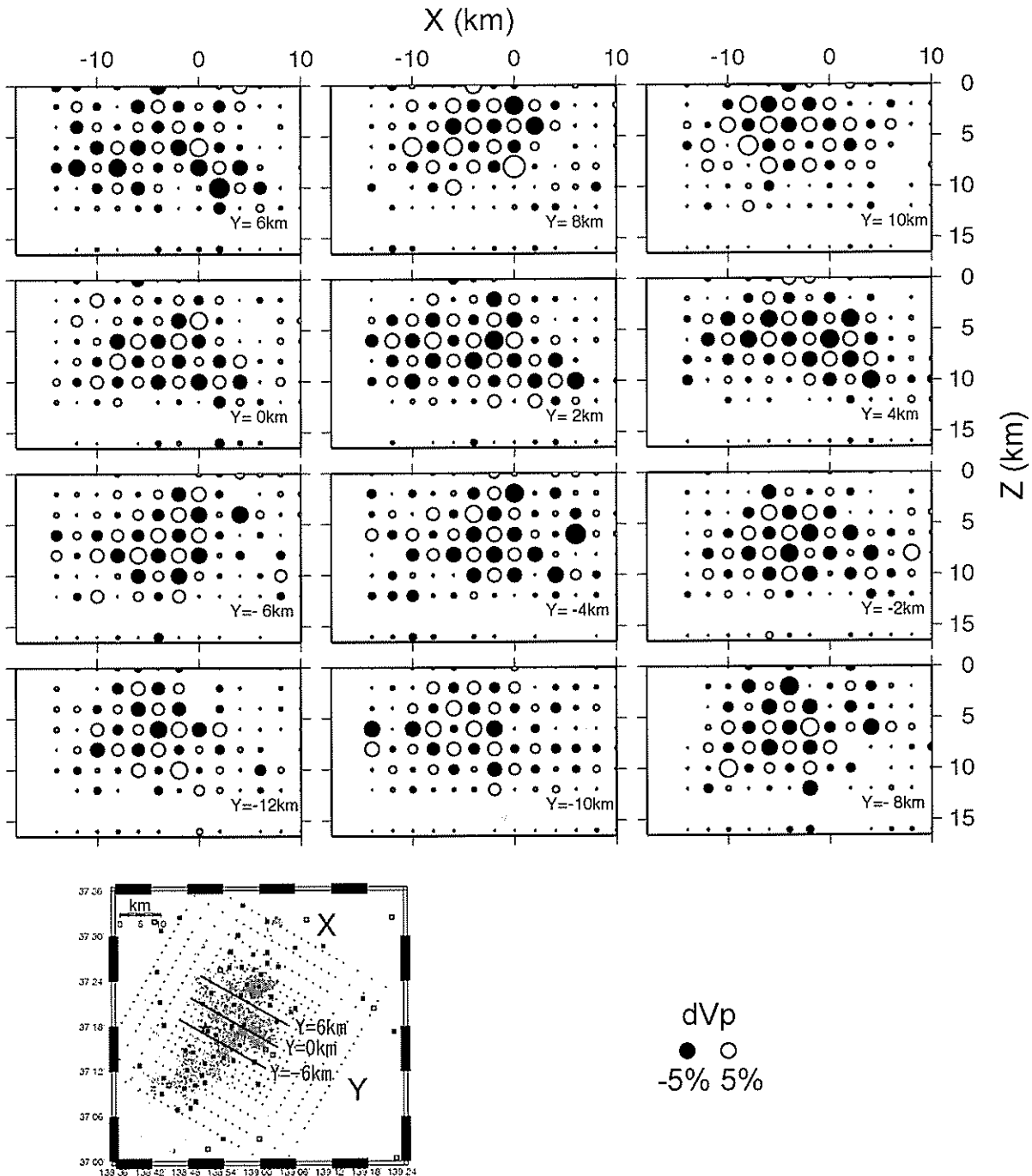


Fig. 3. Results of checkerboard resolution test for V_p . In this case, we assigned positive and negative velocity anomalies of 5% to each one grid node.

Fig. 7 に得られた S 波速度構造を 2 km ごとの鉛直断面図で示す。また、Fig. 8 には S 波速度偏差分布を同じ 2 km ごとの鉛直断面図で示す。S 波速度構造については、Okada *et al.* (2005b) と比べ、本研究により詳細な構造を得ることができた。ただし、P 波速度構造と S 波速度構造を比べる場合、P 波速度構造の方が分解能が良かったため、S 波速度構造は見かけ上、より滑らかな分布となっていることに注意する必要がある。S 波速度構造でると、P 波同様南部では比較的単純な構造となってい

るが、中央部では、 V_s 3 km/s 以上の高速度域が西に張り出し、本震の断層面、最大余震の断層面がそれぞれ速度急変帯に対応する、「階段」状の構造となっている。つまり、S 波速度構造で見ても、本震・最大余震の断層面は、低速度な上盤側と高速度な下盤側の間の速度急変帯に対応していることが分かる。

§ 5. 議 論

得られた速度構造の特徴としては、本震・最大余震の

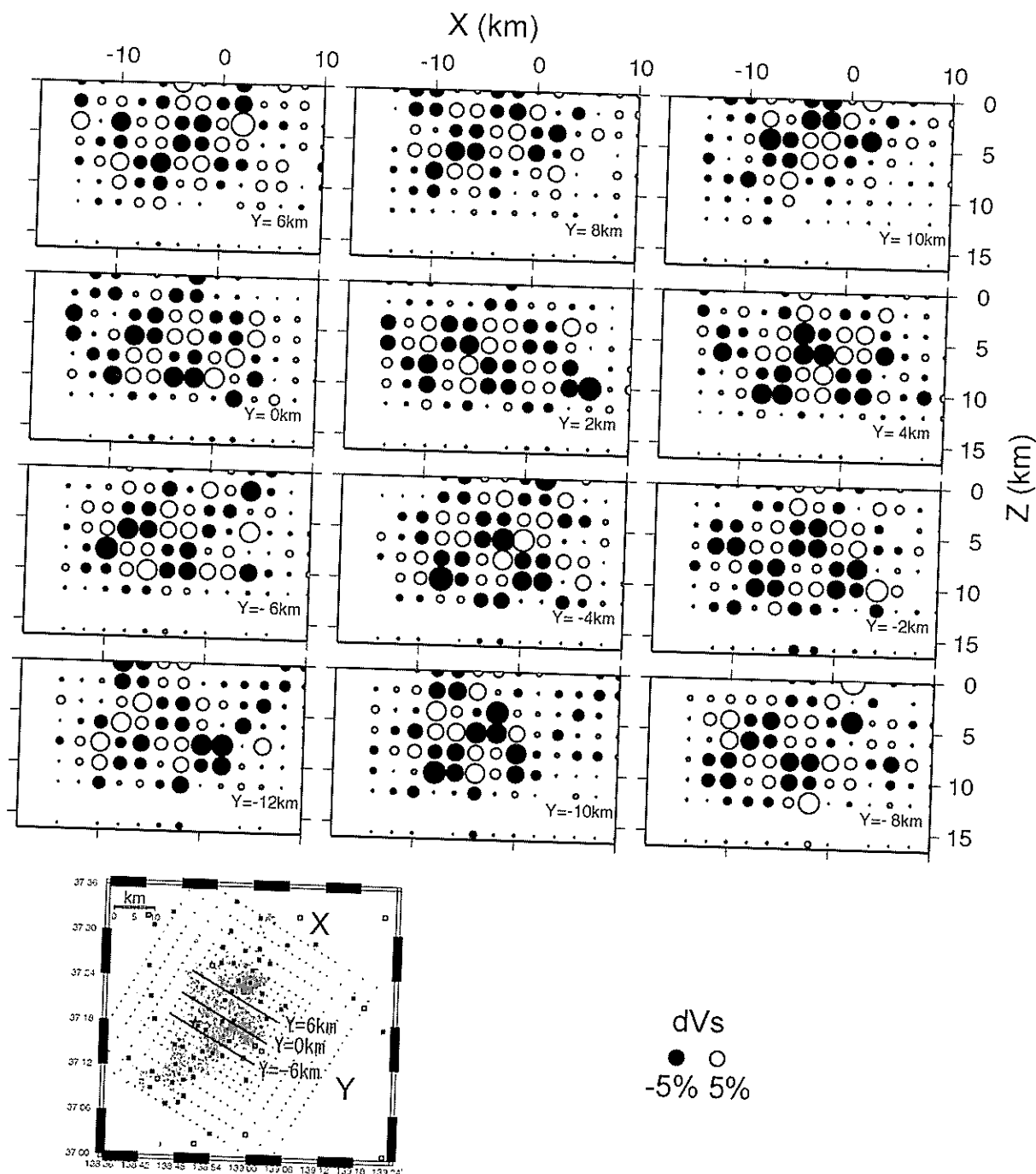


Fig. 4. Results of checkerboard resolution test for V_s . In this case, we assigned positive and negative velocity anomalies of 5% to each two grid nodes.

断層面に対応する西傾斜の高角な余震の2列の並びを挟んで上盤側が低速度、下盤側が高速度となっており、本震・最大余震の断層面が速度急変帯に対応していることが挙げられる。前述のとおり、2004年新潟県中越地震震源域周辺には多数の活断層・活構造が分布している。さらに、2004年新潟県中越地震発生に伴う地表変形が、小平尾断層周辺、六日町断層沿い北部、諏訪峠褶曲沿いにおいて報告されている [例えば、Kim and Okada (2005)]。本研究で得られた余震分布・速度構造

とそれらの活断層の地表トレースの位置を比較する。Figs. 5~8 から本震の断層面の浅部延長は諏訪峠撓曲に対応しているように見える。また、Kato *et al.* (2005) では、小平尾断層付近での浅部反射法探査の結果と余震分布との比較から、断層が凸の形状をしており、浅部で低角化していると指摘しているが、もしもそのように考えるとすると、本震の断層面の浅部延長は小平尾断層付近ないし六日町断層の北方延長に対応するのかもしれない。一方、最大余震の断層面の浅部延長は六日町断層の

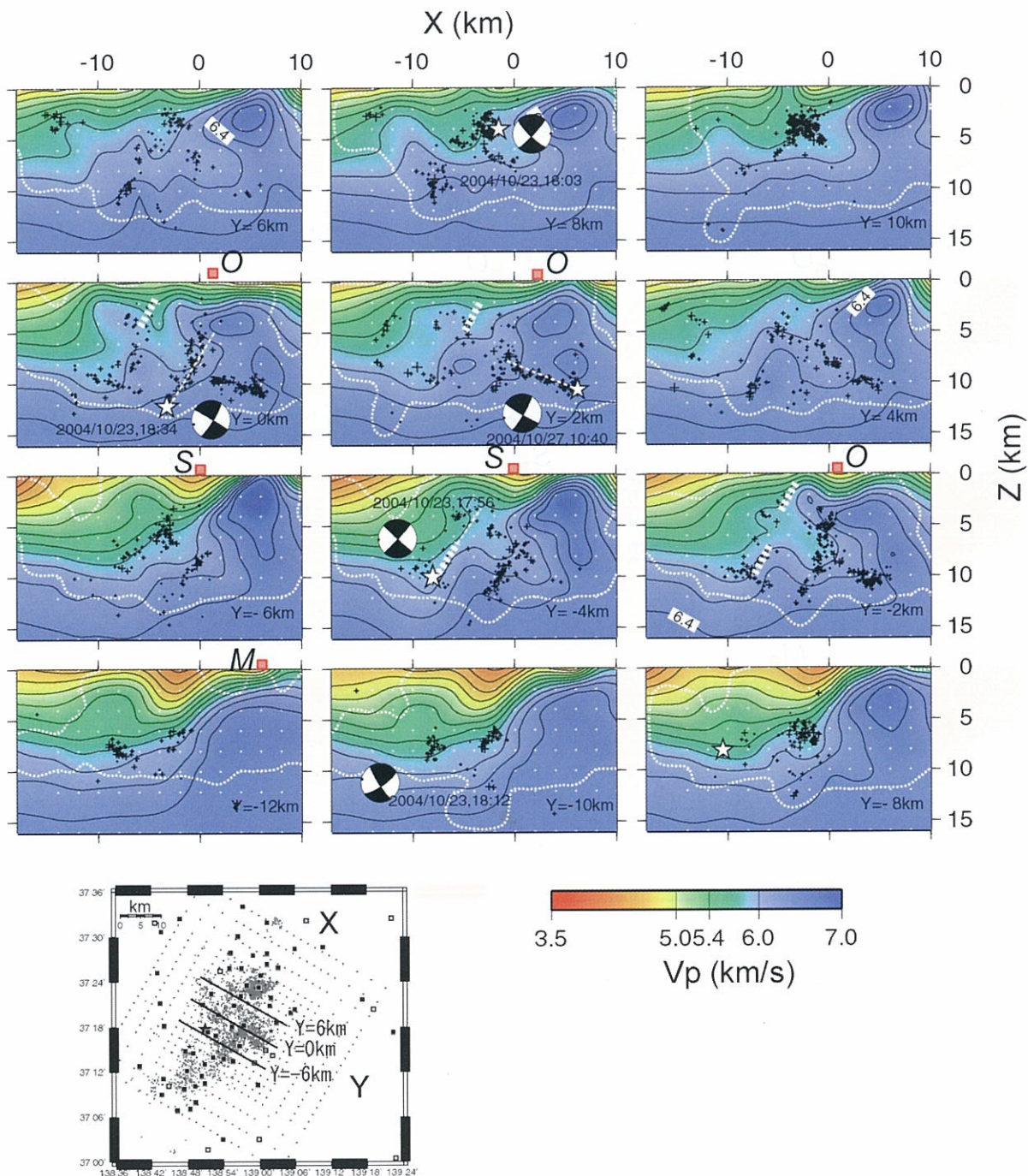


Fig. 5. Across-fault vertical cross sections of P-wave velocity. Small black and white crosses show hypocenters of aftershocks and grids, respectively. DWS values [Thurber and Eberhart-Phillips (1999)] are greater within the area shown by white broken lines. Large stars and small black crosses denotes hypocenters of the main shock, aftershocks whose magnitude is greater than or equal to 6.0 and other aftershocks (27 Oct. 2004–21 Nov. 2004), respectively. Moment tensor solutions by the F-net, NIED are also shown on the section. Thin white broken lines with stars show plausible fault planes of the main shock, the largest aftershock and the M_6 aftershock on Oct. 27. Thick white broken lines show large slip areas (asperities) of the main shock by Yagi (2005). Red boxes on the top show surface traces of major active faults (M: Muikamachi, S: Suwatoge, O: Obiro).

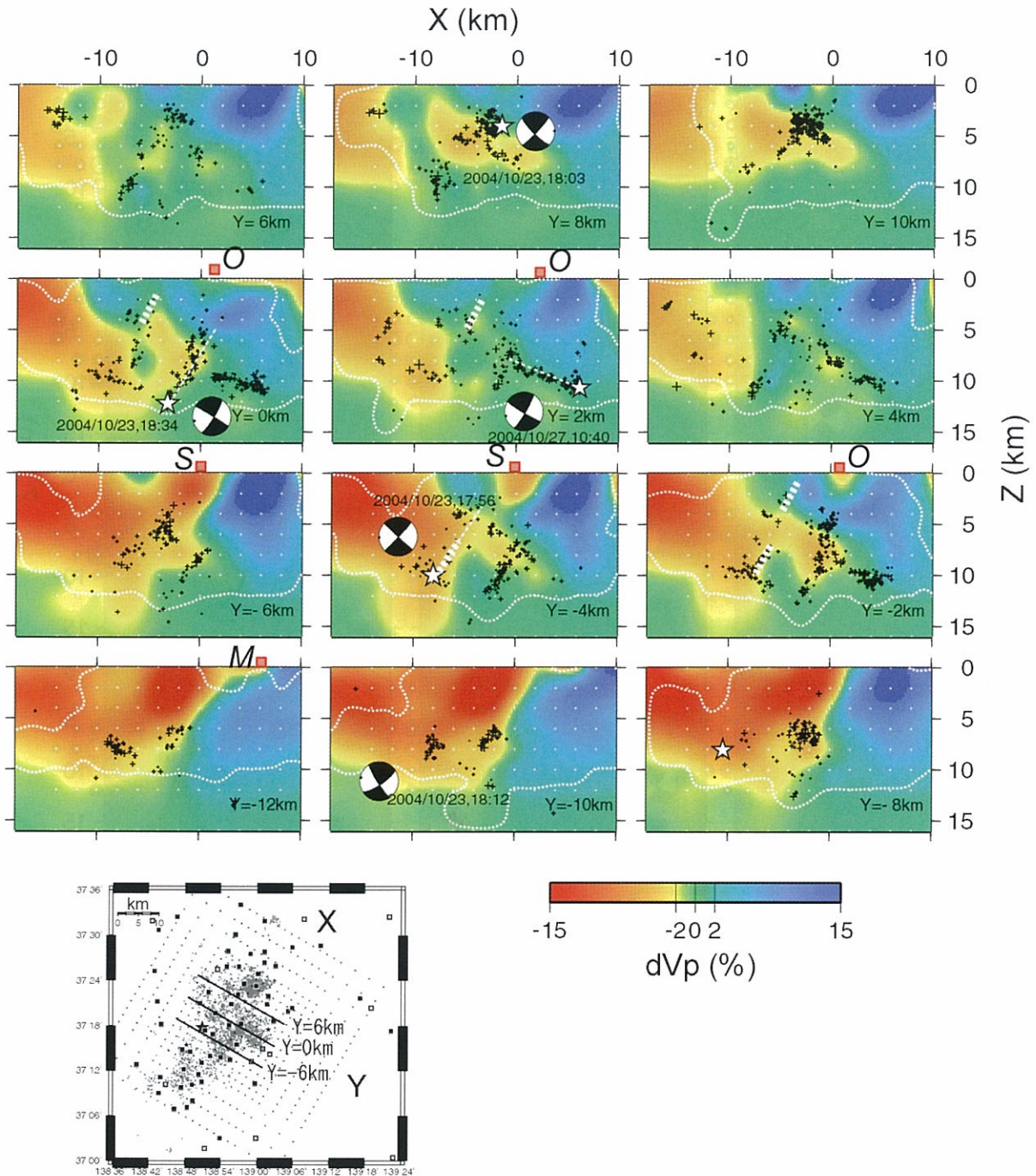


Fig. 6. Across-fault vertical cross sections of P-wave velocity perturbations from the average velocity at each depth. Others are the same as Fig. 5.

地表トレースの北方延長の位置にほぼ一致するように見える。

断層の上盤側が下盤側に比べ低速度となる原因としては、以下のように考えることができる。余震分布の浅部延長は六日町断層またはその褶曲運動に伴う構造線（諏訪峠褶曲など）の地表トレースの位置とほぼ一致する。六日町断層は、かつて日本海拡大期に正断層として活動したと推定されている新発田-小出構造線の一部であり、現在は東西圧縮の応力場下で、逆断層として活動してい

ると推定されている [例えば、金 (2004), 柳沢・他 (1986)]. ここで得られた上盤側が低速度で下盤側が高速度を示す特徴的な空間分布は、かつて正断層であったとすれば理解できる。すなわち、かつて正断層として活動していたときに生じた上下方向の食い違い、特に上盤側に形成された厚い堆積層の存在が、上盤側が低速度であるという特徴的な分布に反映されているものと考えられ、同様な特徴は 2003 年宮城県北部地震の断層面のイメージングで得られている [Okada *et al.* (2004a, b), 岡

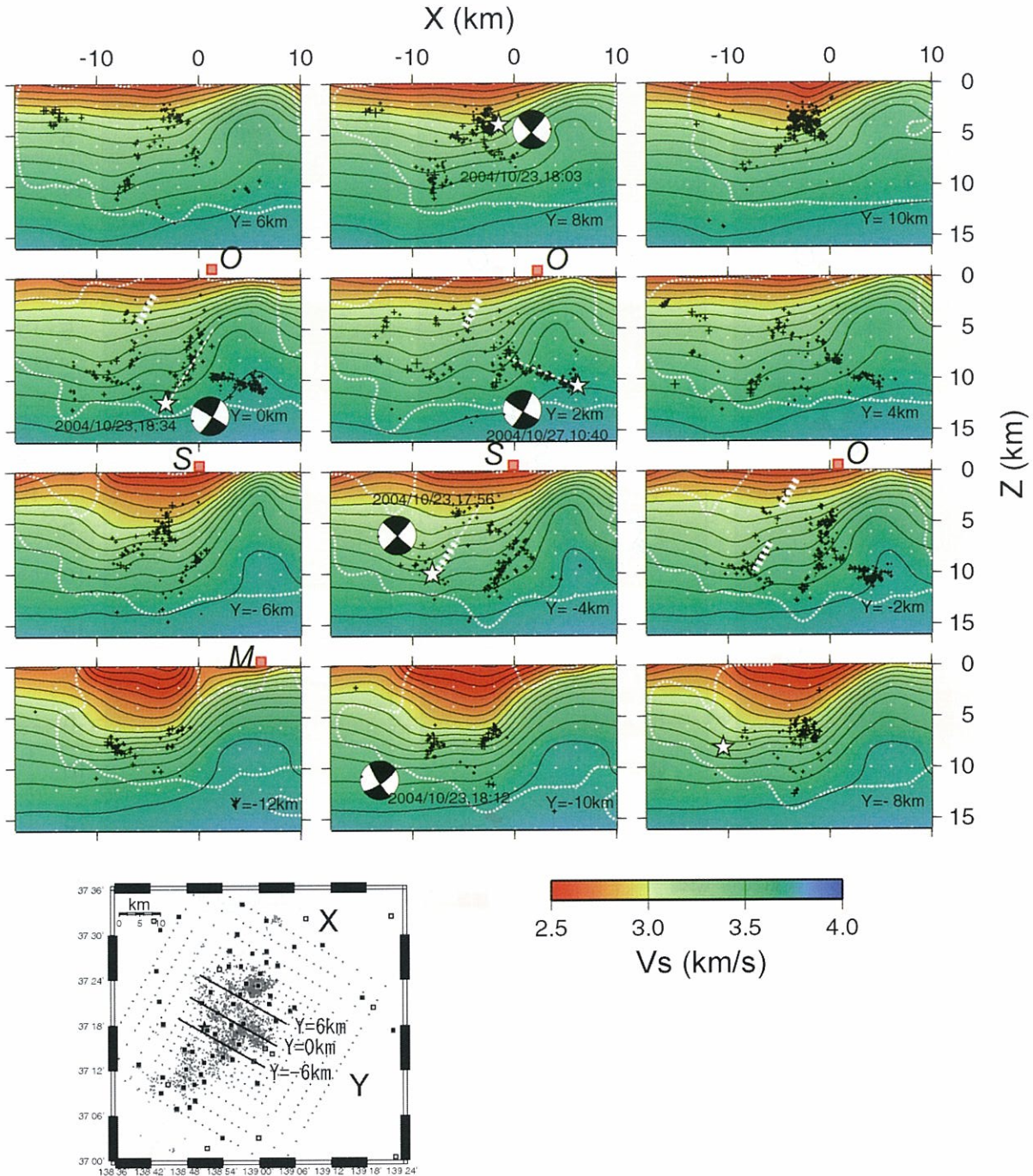


Fig. 7. Across-fault vertical cross sections of S-wave velocity. Others are the same as Fig. 5.

田・他(2005)].

このような構造の特徴は震源域全域にわたって見られるものであるが、詳しく見ると走向方向に変化しており、領域中央部 ($Y = -4 \sim 2$ km 付近) で下盤側と思われる高速度域が西側 ($X = -10$ km 付近) に張り出している。本震の震源はちょうど張り出した南端付近に位置する。このような構造の走向方向の変化は、平面図からも見ることができる。Fig. 9 には深さ 4 km における P 皮速度分布を示す。領域南部 ($Y \leq -6$ km) では、高速度

と低速度の境界 (V_p 約 5.5 km/s) は六日町断層または諏訪峠撓曲付近に位置しているが、本震の震源付近の領域中央部 ($Y = -4 \sim 2$ km 付近) では西側に張り出しており、その境界は東山丘陵の西端付近に位置する。また、Fig. 9 では、速度分布と合わせ、重力異常分布 [本多・河野(2005)] を示している。速度分布と重力異常分布とは互いに良く対応している。重力異常で見ると、全体として、領域東部が高重力異常に、西部が低重力異常になっているが、領域中央部では、高重力異常・低重力異

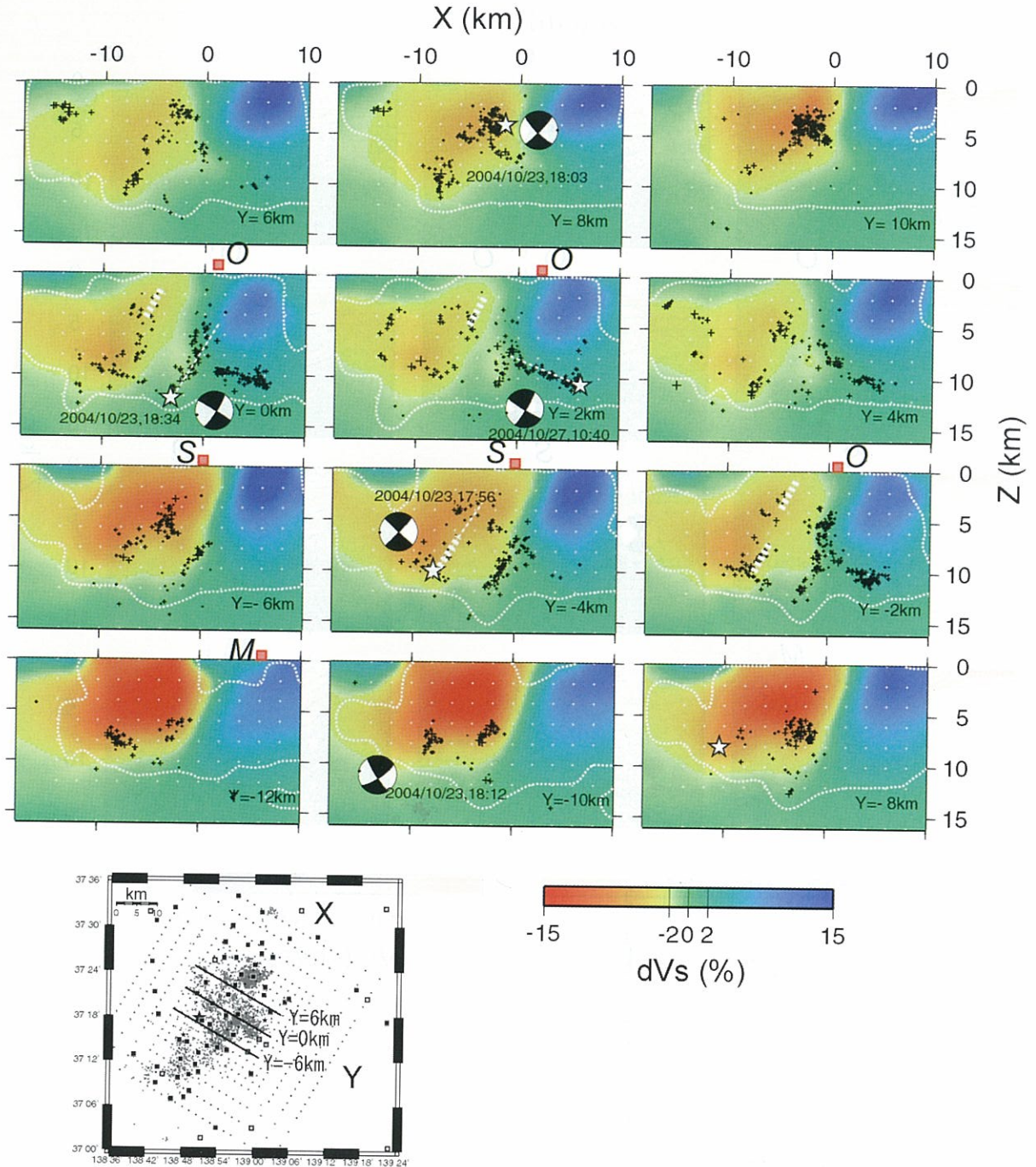


Fig. 8. Across-fault vertical cross sections of S-wave velocity perturbations from the average velocity at each depth. Others are the same as Fig. 5.

常の境界 (約 10 mgal) が西側に張り出している。この傾向は地震波速度に見られる傾向と同じである。

このような構造の走向方向の変化は、地表の活断層の分布の変化にも見られており、大局的には同様の傾向であるといえる [Sato and Kato (2005), Fig. 5 参照]。彼らの指摘した、南部から中央部にかけて西傾斜の単純な断層から、西傾斜の断層によって形成された顕著な複背斜構造へと変化する場所は、本研究で得られた速度構造の変化する場所よりもやや南に位置するが、速度構造の

変化する場所が遷移的な領域であると考えれば矛盾はしない。さらに震源域北部では、東傾斜の逆断層 (悠久山断層) が分布しているが、断面で見ると、 $Y=4$ km 以北について、 $X=-12$ km、深さ 5 km 付近に高速度の盛り上がりが見られ、また、余震がその盛り上がりの西端付近に分布しており、このことは東傾斜の逆断層とは矛盾しない。

一方、断層面の一部は低速度帯としてイメージングされている。このような低速度域は、水の分布を見ている

かもしれない。最大主圧縮軸方向を水平、最小主圧縮軸を鉛直とした場合に、本震および最大余震の断層面は高角（約50度）の傾斜をもつことから“unfavorably oriented fault” [Sibson (1990)] となる。Unfavorably oriented fault の再活動のためには、高い間隙水圧が必要となると考えられる。断層に沿う低速度域は unfavorably oriented fault の再活動を起こした高間隙水圧分布をイメージングしたものであるかもしれない。

したがって、本震断層については余震の並びは低速度域内に分布しているが、上盤側も低速度となっており断層周辺の低速度域との分離は必ずしも明瞭ではない。これは本研究によるトモグラフィーの分解能では両者の分離には充分でないことが考えられ、今後、さらに検討が必要である。

これらの断層面に対応すると考えられる低速度域、特に本震の震源およびその深部に分布する低速度域は、マントルウェッジ内の上昇流を起源とし、深部より上昇し

てきた水の分布 [長谷川・他 (2004)] を見ている可能性がある。2004年新潟県中越地震の震源域は、歪集中帯に位置している。歪集中帯の成因として、深部からの水・メルトによる上部・下部地殻の非弾性変形が挙げられており [長谷川・他 (2004), Iio *et al.* (2002)], 本研究の結果はそのような考え方を支持するといえよう。

一方、このような低速度異常域は断層面に沿って不均一に分布している Figs. 5~8 には、八木 (2005) が近地震震波形と遠地震震波形の同時インバージョンから推定した、本震のすべり量の大きな領域（アスペリティ）を太破線で示している。八木によると、破壊は主に、震源から見て北東側浅部に進んだと推定されている。一方、P波速度偏差分布 (Fig. 6) では、震源から見て北東側浅部に高速度域が分布しており、アスペリティは低速度域を避けるように分布しているように見える。このことは、アスペリティが断層面上の高速度域におおむね対応していることを示している。一方、本震の震源は低速度域内に位置しているように見える。

これまでの研究 (2003年宮城県北部地震 (M 6.4) [Okada *et al.* (2004a, b), 岡田・他 (2005)], 2000年鳥取県西部地震 (M 7.3) [岡田・他 (2004)], 1995年兵庫県南部地震 [Okada *et al.* (2004c, 2005a)], 2001年芸予地震 [Suganomata *et al.* (2004)], 1966年 Parkfield, California 地震 [Eberhart-Phillips and Michael (1993)]) においても、アスペリティと高速度域の同様な対応関係が示されている。長谷川・他 (2004) は、東北地方脊梁部の歪集中帯沿いに見られる、深部に起源をもつ地震波低速度域と活火山・活断層の分布から、マントルウェッジから供給される水の量の違いが島弧地殻の変形様式を左右し、供給される水の量が特に多い活火山地域では地殻の軟化（塑性変形）の度合いが大きく、一方、脊梁山地沿いでも、供給される水の量が比較的少なく非弾性的な変形が相対的に遅れている活火山地域間の領域では、応力が集中し逆断層型の地震が発生するというモデルを提案しているが、同様な現象がより小さな、断層程度のスケールにおいても進行しているのかもしれない。すなわち、断層面上の低速度域は、深部より上昇してきた水を多く含むことなどの原因で、非弾性的な変形が卓越し、大きな歪を蓄積することができず、高速度域のみが大きな歪を蓄積するため、地震時に大きなすべりを起こし、アスペリティとして振舞うのかもしれない。

§ 6. ま と め

本研究では、2004年新潟県中越地震の発生機構の理解のために、同地震発生後に行った臨時余震観測データを使用し、ダブル・ディファレンス・トモグラフィー法

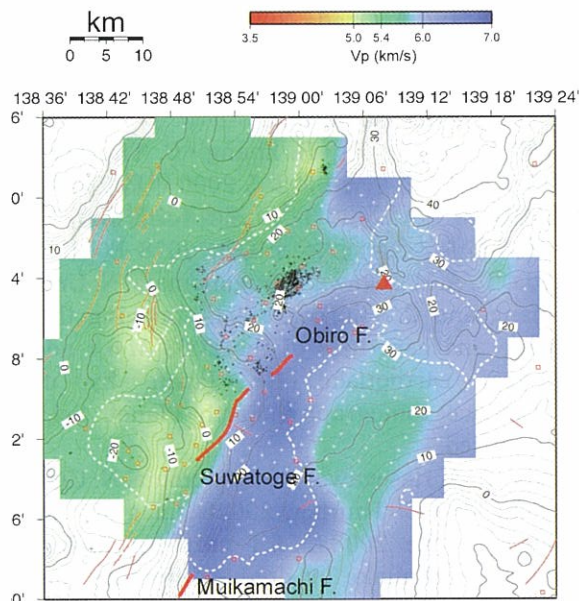


Fig. 9. Map view of P-wave velocity (V_p) at a depth of 4 km. Small black and white crosses and squares show epicenters of aftershocks at this depth, grids and seismic stations, respectively. DWS values are greater within the area shown by white broken lines, where reliable solutions were obtained. Bold and thin red lines show some major and other active faults, respectively [Kim and Okada (2005), The Research Group for Active Fault in Japan (1991)]. Gray contour lines show gravity (Bouguer) anomaly by Honda and Kono (2005). Red triangle shows Sumon-dake volcano.

により、詳細な余震分布・地震波速度構造を求めた。その結果、以下のことが明らかになった。

1) 西傾斜の高角な2枚の平行な断層である本震・最大余震の断層面は、高速度な下盤と低速度な上盤の間の速度急変帯としてイメージングされる。この傾向は Okada *et al.* (2005b) で報告した P 波速度構造だけでなく、S 波速度構造からも見ることができる。

2) 余震分布・速度構造は断層の走向に沿ってもその特徴が変化する。震源域中央部では、高速度な下盤が西側に張り出しており、本震の震源はちょうど張り出した先端に位置する。

3) 断層面の一部は低速度帯としてイメージングされる。

4) 本震のアスペリティ(地震時大すべり域)は地震波の高速度域に対応するように見える。

謝 辞

臨時余震観測点の設置に際しては、関係各機関および住民の皆さまのご協力を得ました。機材の一部は、弘前大学・山形大学・京都大学よりお借りいたしました。心より感謝いたします。また、本研究において、東京大学地震研究所、気象庁および Hi-net のデータを使用いたしました。記して感謝いたします。金沢大学の本多 亮博士・平松良浩博士・河野芳輝名誉教授には重力データとの比較の上で、ご助言・ご協力をいただきました。京都大学(現東京大学)の金 幸隆博士には中越地震の震源断層についてご議論いただきました。筑波大学の八木勇治博士には本震の震源過程や本震震源位置について情報をいただきました。佃 為成博士・飯尾能久博士・酒井慎一博士には本論文の改善に当たり有意義なご助言をいただきました。篤くお礼申し上げます。

なお、本研究の一部は、文部科学省科学研究費(特別研究促進費)(課題番号: 16800054)の一環として行われました。

文 献

- Eberhart-Phillips, D. and A. Michael, 1993, Three-dimensional velocity structure, seismicity, and fault structure in the Parkfield Region, Central California, *J. Geophys. Res.*, **98**, 15737-15758.
- Grand, S., 1987, Tomographic inversion for shear wave velocity beneath the North-American plate, *J. Geophys. Res.*, **92**, 14065-14090.
- 長谷川 昭・中島淳一・海野徳仁・三浦 哲・諏訪謡子, 2004, 東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式, *地震*, **2**, 56, 413-424.
- Hasegawa, A., N. Umino and A. Takagi, 1978, Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, **47**, 43-58.
- 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**, doi: 10. 1007/s 10346-005-0050-8.
- 本多 亮・河野芳輝, 2005, 新潟県中越地震震源域の重力異常, <http://hakusan.s.kanazawa-u.ac.jp/2gata/grav_niigata.html>, (参照 2005-6-30).
- Iio, Y., T. Sagiya, Y. Kobayashi and I. Shiozaki, 2002, Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **203**, 245-253.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437 pp.
- 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, High-resolution seismic reflection profiling across the surface rupture associated with the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake (*M* 6.8), central Japan, *Earth Planets Space*, **57**, 447-452.
- 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.
- Kim, H. Y. and A. Okada, 2005, Surface deformations associated with the October 2004 Mid-Niigata earthquakes: Description and discussion, *Earth Planets Space*, submitted.
- 岡田知己・長谷川 昭・H. Zhang・C. Thurber, 2004, DD トモグラフィ法による 2000 年鳥取県西部地震震源域 (*M* 7.3) 周辺の 3 次元速度不均質構造, *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, J078-P001.
- Okada, T., A. Hasegawa, J. Suganomata, N. Umino, H. Zhang and C. Thurber, 2004a, Imaging the fault plane and asperities of the 2003 *M* 6.4 northern Miyagi earthquake, NE Japan, by double-difference tomography, *Earth Planet. Sci. Lett.*, submitted.
- Okada, T., A. Hasegawa, J. Suganomata, N. Umino, H. Zhang and C. Thurber, 2004b, Imaging the fault plane of the 2003 *M* 6.4 northern Miyagi, NE Japan, earthquake by double-difference tomography, *EOS Trans. Am. Geophys. Union, West Pac. Geophys. Suppl.*, **85**, S42-A21.
- Okada, T., A. Hasegawa, J. Suganomata, D. Zhao, H. Zhang and C. Thurber, 2004c, Imaging the fault plane and asperities of the 1995 southern Hyogo (Kobe) earthquake (*M* 7.3) by double-difference tomography, *EOS Trans. Am. Geophys. Union, Fall Meet. Suppl.*, **85**, S53C-S501.
- 岡田知己・長谷川 昭・菅ノ又淳一・海野徳仁・H. Zhang・C. Thurber, 2005, ダブルディファレンストモグラフィ法による震源断層のイメージング, *月刊地球*, **27**, 132-138.
- Okada, T., A. Hasegawa, J. Suganomata, D. Zhao, H. Zhang and C. Thurber, 2005a, Imaging the fault plane and asperities of the 1995 southern Hyogo (Kobe) earthquake (*M* 7.3) using double-difference

- tomography, *Geophys. Res. Lett.*, submitted.
- Tada, T., N. Umino, T. Matsuzawa, J. Nakajima, N. Ichida, T. Nakayama, S. Hirahara, T. Sato, S. Hori, T. Kono, Y. Yabe, K. Ariyoshi, S. Gamage, J. Shinizu, J. Suganomata, S. Kita, S. Yui, M. Arao, S. Iwondo, T. Mizukami, H. Tsushima, T. Yaginuma, A. Hasegawa, Y. Asano, H. Zhang and C. Thurber, 2005b, 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.
- Ujiya, T., S. Miyazaki and T. Tada, 2000, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 2303-322.
- Zhang, H. and N. Kato, 2005, Relationship between the geologic structure and source fault of the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake, central Japan, *Earth Planets Space*, **57**, 453-457.
- Wells, R. H., 1990, Rupture nucleation on unfavorably oriented faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 580-1604.
- Suganomata, J., T. Okada, A. Hasegawa, H. Zhang and C. Thurber, 2004, Heterogeneous seismic velocity structure in and around the source region of the 2001 *M* 6.7 Geiyo intraslab earthquake, SW Japan, revealed by double-difference tomography, *EOS Trans. Am. Geophys. Union, West Pac. Geophys. Meet. Suppl.*, **85**, T23A-T270.
- Thurber, C. and D. Eberhart-Phillips, 1999, Local earthquake tomography with flexible gridding, *Comp. Geosci.*, **25**, 809-818.
- Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, 2000, A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the Northern Hayward Fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 1353-1368.
- 八木勇治, 2005, 遠地実体波・近地強震動記録から得られた2004年新潟中越地震の震源過程, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, s101p-s1001.
- 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, 177 pp.
- Zhang, H. and C. Thurber, 2003, Double-Difference Tomography: the method and its application to the Hayward Fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 1875-1889.