

新潟県中越地震の震源インバージョンによる 川口町の地震動特性の考察

石井 やよい¹・後藤 浩之²・澤田 純男³

¹京都大学 工学研究科 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

E-mail:ishii@catfish.dpri.kyoto-u.ac.jp

²京都大学助教 京都大学防災研究所 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

E-mail:goto@catfish.dpri.kyoto-u.ac.jp

³京都大学教授 京都大学防災研究所 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

E-mail:sawada@catfish.dpri.kyoto-u.ac.jp

新潟県中越地震では、気象庁の川口観測点において震度 7 が観測され、K-NETの小千谷観測点においても震度 7 に相当する地震動が観測された。気象庁川口とK-NET小千谷の 2 点で観測された水平動粒子軌跡が異なる方向に震動していることから、本研究ではこの震動方向の違いの成因について震源過程に着目して考察する。震源過程の推定においては観測点の地盤モデルを余震を用いて設定した上で、強震記録を用いた震源インバージョンを実施する。推定された震源過程には小千谷の地震動に寄与する滑りの大きな領域と、断層の浅い部分に位置して川口の地震動にのみ寄与する領域とが存在することが定量的に確認された。

Key Words : Source Rupture Process, Strong Ground Motion, Niigata Chuetsu Earthquake, Kinematic Source Inversion

1. はじめに

新潟県中越地震では 67 名の死者、及び 3,000 棟以上の全壊家屋が発生するなど、大きな被害を生じた。2004 年 10 月 23 日 17 時 56 分に発生した $M_j = 6.8$ の本震では気象庁の川口町川口の観測点で震度 7 が、小千谷市内、山古志村竹沢、小国町法坂でそれぞれ震度 6 強が観測されている。また、防災科学技術研究所の強震動観測網 K-NET の観測点では、小千谷市の観測点 NIG019 において震度 7 に相当する地震動が観測された。

ただし、K-NET の小千谷観測点と気象庁の川口観測点とで観測された震度 7 の地震動は、その卓越周期や卓越方向が異なっている、という指摘がある¹⁾。気象庁、JR 東日本、日本道路公団による本震の観測記録に対して水平動粒子軌跡を描くと、川口近辺の観測点において観測された水平動粒子軌跡は東-西方向に卓越しており、小千谷や小出の水平動粒子軌跡の卓越方向である北西-南東方向と異なるため(図 1)、川口と小千谷の強震動に寄与した震源域の滑り領域が異なるのではないかと予想されている。しかし、この指摘では定量的な評価がなされていないこと、実際に滑り領域毎の寄与の検討がな

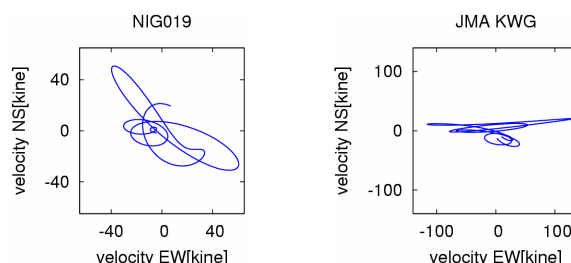


図 1 K-NET 小千谷 (NIG019) と気象庁川口 (JMA-KWG) で観測された水平動粒子軌跡の比較

されていないことなどから、本研究では震源過程に着目してこの予想についての定量的な評価を実施する。

2. 震源過程の推定

(1) 観測点の選定

本研究では、はじめに川口町における水平動粒子軌跡の偏向性について定量的な評価を実施することを目的として、新潟県中越地震本震の震源過程を推定する。震源過程の推定を目的とする震源インバージョンは、地震時の震源断層においてどのような滑り変位が、どの領域で、

どれくらいの時間で発生したかなどを観測された遠地波形記録，測地データ，強震動波形記録などを用いて推定する方法であり，過去の複数の地震を対象として実施されている．過去の地震に対して推定された複数の震源過程は，性能照査型設計法に用いる入力地震動の1つであるシナリオ型地震動で設定する必要のある震源モデルに対して有用な情報を与えてきた．また強震動観測記録を面的に得ることができない場合においては，観測された波形記録から震源過程を推定した上で面的な強震動分布を生成することが可能であり，被害分布などの関連を考察する上で重要な知見を与えることが出来る．

中越地震本震及びいくつかの余震に対して，複数の機関によりその波形記録が断層近傍の中越地方で観測されている．防災科学技術研究所の K-NET，KiK-net 観測網による観測記録，気象庁の観測記録，及び土木学会地震工学委員会を介して提供されている JR 東日本，及び日本道路公団による観測記録などが利用可能である．本解析では，後述する地盤モデルの設定において $M_j = 4 \sim 6$ の余震を利用することから，これが得られている観測点のうち9観測点を選択して震源破壊過程の推定を震源インバージョンにより行う．

図2に対象とする観測点の位置を示す．JMA-KWGは気象庁の川口観測点で，本震時にこの観測点において震度7が観測されている．NIG016，NIG019，NIG021，NIG022は防災科学技術研究所 K-NET 観測網による観測点，NIGH01，NIGH09，NIGH11，NIGH12は防災科学技術研究所 KiK-net 観測網による観測点である．なお，NIG019の小千谷観測点で観測された波形記録はその計測震度が6.7であり，震度7相当の地震動であることが知られている．図2に併せて示す震源メカニズム解はHi-netにより求められているもので，典型的な逆断層型地震である．

(2)地盤構造の推定

活褶曲地帯である中越地方はその地盤構造が3次元的に複雑であることが予想され，複数の研究においても実際に東西方向に大きな速度構造の変化が認められている^{2),3)}．今回の震源インバージョン解析においてはこのような3次元構造を直接導入せずに，観測点毎に異なる1次元水平成層構造を仮定することで表現する．これは，解析対象とする周波数帯域が低い場合においては，鉛直方向と比較して変動スケールの小さい水平方向構造による地震動の擾乱が無視できると考えられるからである．

本研究では，南長岡・肩貝深層ガス田において実施された深部ボーリング調査による層状図⁴⁾と整合し，かつ対象とする観測点の余震記録とモデルによる解析波形が調和的であるように地盤モデルを設定する．図3に深

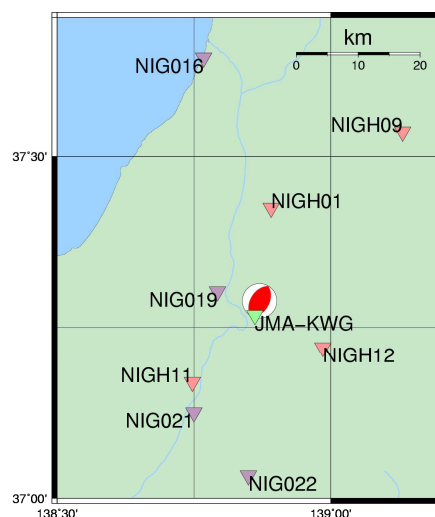


図2 震源破壊過程の推定に用いる観測点の分布と震源メカニズム解

地質年代	Blow (1969)	地層名	柱状図	層厚 (m)	有孔虫化石帯	岩相
更新世	N.22	魚沼層群		600 ~1100	N.F. - R.F.	砂・礫を主とし、シルトを挟む。
		灰爪層		200 ~400	Cribrodonium clavatum	灰色シルト岩を主とし、時に含礫砂岩を挟む。
鮮新世	N.21	西山層		800 ~1500	Martinitella communis - Uvigerina sp. - Cassidulina noronae	この両層準には安山岩が厚く発達し、通常堆積物は西山層上部と椎谷層下部に発達する。従って両層の区分は困難である。安山岩は、角閃石、輝石、石英などの斑晶と斜長石を主とした基質よりなる。
	N.19	椎谷層				
	N.18					
中世	N.17	上部寺泊層		200 ~600	Martinitella communis - Sphrodisia nelsae	黒色泥岩を主とし、上部には中・細粒砂岩が発達する。安山岩が発達することもある。
	N.16					
	N.15					
新世	N.14	下部寺泊層		1000 ~2000	Dorothia sp. - Cribrodonium moides	黒色硬質頁岩を主とし、中・下部には凝灰質細・中粒砂岩、砂質凝灰岩 (S-タフ) などが発達し、良好な鍵層となっている。本層にも安山岩の活動が見られる。
	N.13					
	N.12					
	N.11					
	N.10					
前期	N.9	七谷層 (津川層?)		1200+	Martinitella communis - Sigamollus schubertgeri	上部約250mは黒色硬質頁岩よりなり若干の凝灰岩を挟む。それ以降は厚い流紋岩と同質凝灰岩よりなるが、本ガス田の北部および西側部には、下部に厚い玄武岩が発達する。流紋岩が主要貯留層になっている。
	N.8	基盤	?			本ガス田では現在まで基盤は確認されていない。

図3 ボーリング調査による南長岡・肩貝深層ガス田の層状図⁴⁾

部ボーリング調査による層状図を示す．層状図によると，中越地方は，魚沼層，灰爪層，西山層，椎谷層，寺泊層，七谷層と区分され，その層境界の位置がおおまかに推定されている．実際には，東西方向の褶曲構造により観測点毎の層厚がボーリング地点と異なること，また各層の速度及び密度が推定されていないことから，層状図の境界層深さを参考にして初期モデルを設定した上で，観測点毎に余震記録を用いたモデルのチューニングをして観測される余震の波形と計算波形が合うようにした．

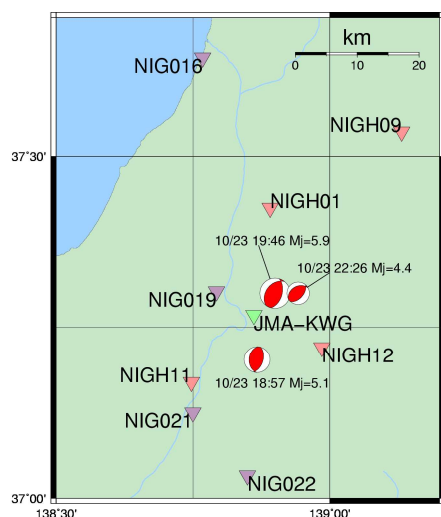


図 4 地盤モデルの検証に用いた余震の震源位置

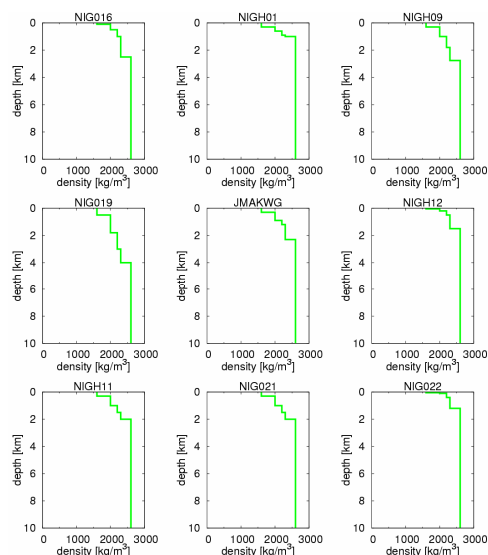


図 6 地盤密度モデル

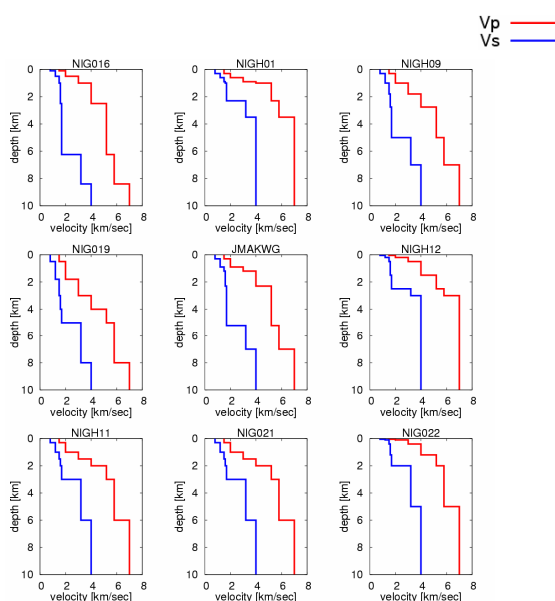


図 5 地盤速度モデル

本震の震源断層が観測点の分布と比較して点震源と見なせない程の広がりを持っていると考えられること、また観測網により利用可能な余震が異なることから地盤モデルの調整に用いる余震は観測点毎に異なるものとした(図 4)。気象庁の川口観測点(JMA-KWG)1 点に対しては、2004 年 10 月 23 日 18 時 57 分の余震($M_j = 5.1$)を用いる。防災科学技術研究所の観測点 NIGH09, NIG016, NIG019, NIG021, NIG022 の 5 点では 10 月 23 日 19 時 46 分の余震($M_j = 5.9$)を用いる。同研究所観測点 NIGH01, NIGH11, NIGH12 の 3 点では 10 月 23 日 22 時 26 分の余震($M_j = 4.4$)を用いる。余震の震源位置は、気象庁で公開されている情報を、メカニズム解は F-net の情報を用いた。余震に対する計算波形は離散化波数法⁵⁾とプロパゲータマトリックス法⁶⁾を組み合わせた波動伝播解析手法を用いて、設定した地盤モデルに対する波動伝播を解析した。震源時間関数は立ち上がり時間 0.1 秒のランプ関数を全ての余震に対して仮定する。また、

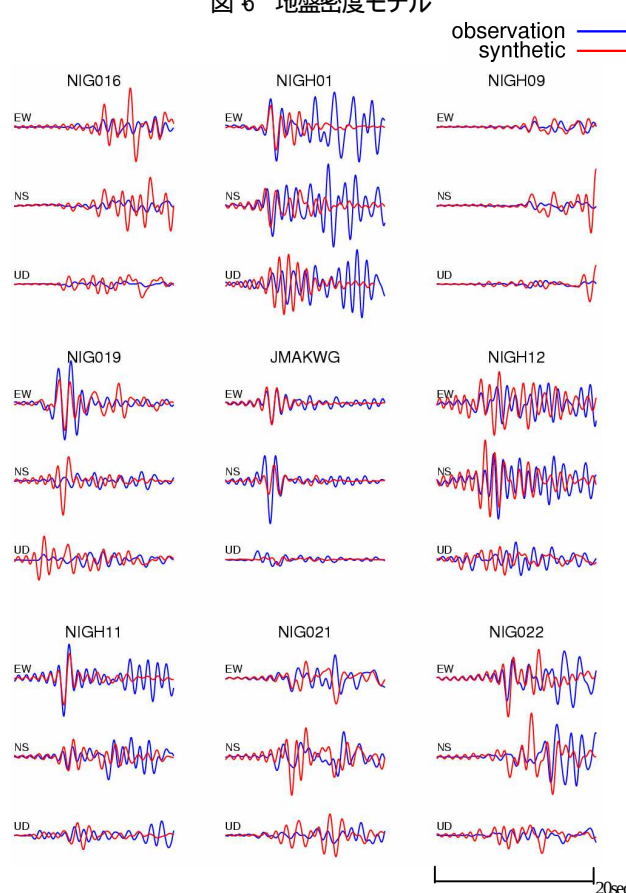


図 7 チューニングされた地盤モデルに対する余震の計算波形と観測波形の比較

波形の比較に際しては、観測波形と計算波形ともに速度波形に 0.1-1.0 Hz の帯域通過フィルタを施している。

各観測点に対してチューニングされた地盤モデルについて図 5 に速度構造を、図 6 に密度構造を示す。また、このモデルに対して計算された余震の計算波形と観測波形を併せて図 7 に示す。計算波形が観測波形をある程度再現しており、特に震源から直達する実体波成分が多く含まれると考えられる初動付近において、その振幅とフェーズが調和的である。

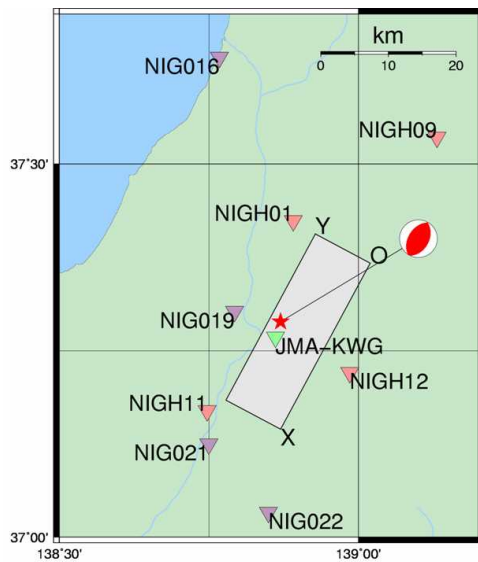


図 8 断層面，観測点位置，及び震源の位置

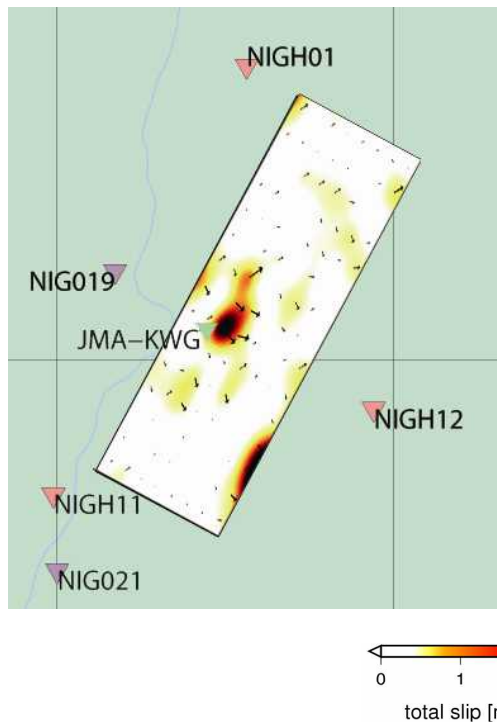


図 9 最終滑り変位の分布

(3) 推定された震源過程

震源位置は防災科学技術研究所 Hi-net で公開されている情報，北緯 $37^{\circ}17'02''$ ，東経 $138^{\circ}52'45''$ ，深さ 13.3km を採用した．断層面は，余震の震源分布と整合するように設定し，走向方向に 30km，傾斜方向に 16km の長方形を仮定する．なお，設定された断層面の走向は 208° ，傾斜は 47° である．この断層面を $2\text{km} \times 2\text{km}$ の正方形の小断層 120 個に分割し，個々の小断層毎の滑り変位を推定した．各小断層では，その滑り角を Hi-net で求められている 98° に対して $\pm 45^{\circ}$ に拘束して推定する．設定した断層面，震源位置，及び用いる観測点 9 点を図 8 に示す．

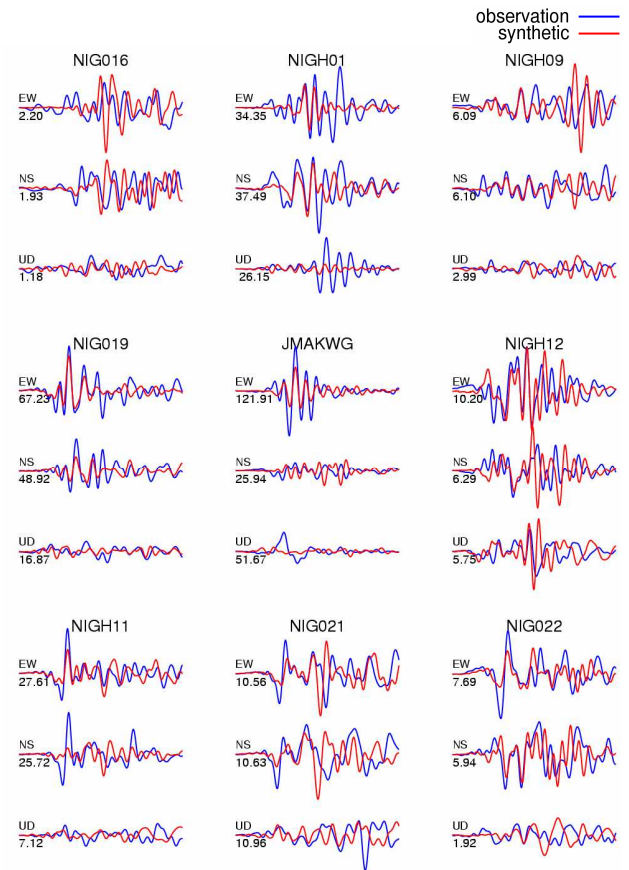


図 10 観測波形と計算波形の比較

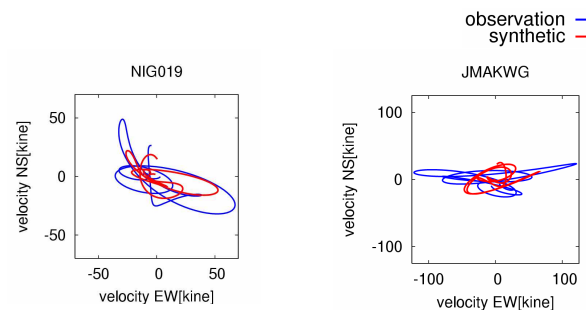


図 11 観測波形と計算波形の水平動粒子軌跡の比較

強震動記録は加速度記録を積分して速度波形とし， $0.2\text{--}4.0\text{Hz}$ のバンドパスフィルタを施した．S 波到達の 1 秒前から 10 秒間を 0.5 秒毎に，サンプリングしてインバージョンの観測とする．各観測点には設定した地盤モデルを適用して，120 個の各小断層に対する理論的グリーン関数を余震の計算と同様の手法で計算する．震源インバージョン手法は，Hartzell and Heaton⁷⁾によるマルチタイムウィンドウ法とし，Sekiguchi and Iwata⁹⁾による滑りに平滑化を施す拘束条件を付加する．タイムウィンドウの伝播速度は 3.0km/s に設定している．

Sakai *et al.* (2005)⁹⁾ などにより本震および余震の震源位置の再決定が行われており，本震源断層に比べて 4km 程西西北西に位置すると推定されている．しかし，断

層面位置の変化が小さいならば、破壊開始時刻と各要素の破壊の相対的な時刻ずれや各要素に対する方位角が保存されると見なせるため、S 波の到達を合わせることににより、断層の移動により変化する絶対時刻の変化が吸収されると考えられる。このため、断層上の破壊過程は両断層面に対して、ほぼ変わらないと見なせる。

推定された最終滑り変位の分布を図 9 に、計算波形と観測波形の比較を図 10 に示す。初動を中心として観測波形がある程度再現されている事が確認される。ただし、滑り分布に与える平滑化は時空間距離に応じて一様に与えられているために、局所的にコントラストの強い像は推定されない。実際、平滑化をゆるめて推定した場合には、気象庁川口（JMA-KWG）の計算波形は局所的に大きな滑りの領域により再現性が上がった。しかし、他の観測点の波形、情報の量から ABIC により定量的に評価すると、全体的な平滑化のレベルは図 9 が最適であるため、ここでは川口の計算波形が小さく見積られている。

また、水平動粒子軌跡を川口、小千谷の 2 点においてプロットし、計算波形によるものと観測波形によるものとで比較したものを図 11 に示す。K-NET 小千谷（NIG019）では、観測波形の水平動粒子軌跡、計算波形の水平動粒子軌跡ともに北西 - 南東方向に卓越している。気象庁川口（JMA-KWG）では、計算波形は観測波形に比べて振幅がやや小さいが、観測波形と計算波形の卓越方向が、同じ東 - 西方向を示していることがわかる。

3. アスペリティの観測波形への寄与

最終滑り変位の分布に着目してみると、西側の破壊開始点付近の深い領域にアスペリティが確認される。ここで、このアスペリティを“Asperity1”と名付け、図 12 に示す位置に定義する。様々な機関により推定されている中越地震の震源過程においても破壊開始点付近に滑りの大きな領域が共通して確認されているため、このアスペリティの存在は比較的信頼性があると考えられる。

Asperity1による各観測点に対する影響を調べるため、観測波形、断層全体での計算波形、及び Asperity1のみの場合の計算波形の比較を図 13に示す。これによると Asperity1は、K-NET小千谷（NIG019）の地震動に大きく寄与し、気象庁川口（JMA-KWG）の地震動への寄与が小さい事がわかる。このため、川口の地震動を再現するためにはAsperity1のみでは不十分であることが推察されるため、断層の他の領域からの影響について調べる。

他の領域を代表してAsperity1よりも浅い側に見られる若干の滑りの大きな領域を選択して“Asperity2”と

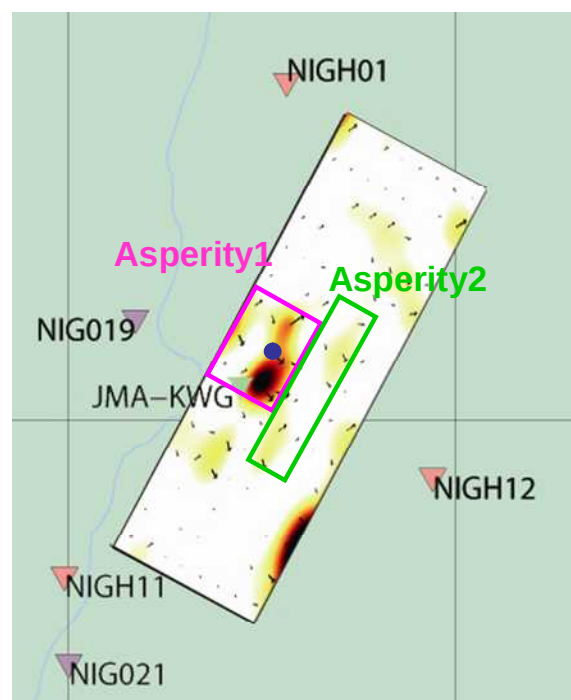


図 12 アスペリティの位置（青丸は破壊開始点）

定義する。浅い領域にあるAsperity2の観測波形に対する影響と残りの領域による影響について先の図 13に併せて示す。図 13より気象庁川口でのAsperity2の波形は、先述したように観測波形よりは振幅が小さいものの、計算波形への寄与が大きいことがわかる。Asperity2は、K-NET小千谷の地震動への寄与は小さく、気象庁川口に大きく寄与することが確認される。また、断層の南西に滑りの大きい領域が見られるが、2つのアスペリティを除いた断層での計算波形の振幅は、K-NET小千谷、気象庁川口の両方で小さく、地震動への寄与が比較的小さいと考えられる。

また、Asperity1, Asperity2に対して計算される水平動粒子軌跡を図 14に示す。Asperity1による小千谷と、Asperity2による川口の水平動粒子軌跡は、観測された粒子軌跡の方向と同じ方向を示していることから、Asperity1が小千谷の波形に大きく寄与し、Asperity2が川口の波形に大きく寄与したことが確認される。

4. まとめ

本研究では、新潟県中越地震の震源インバージョンを実施するために、9つの観測点の地盤構造を余震を用いて設定した。震源インバージョンを実施した結果、西側の破壊開始点付近の深い領域と東側の浅い領域に2つのアスペリティが確認され、深い領域に位置するアスペリティ（Asperity1）はK-NET小千谷（NIG019）の地震動に大きく寄与し、浅い領域に位置する滑りの領域アス

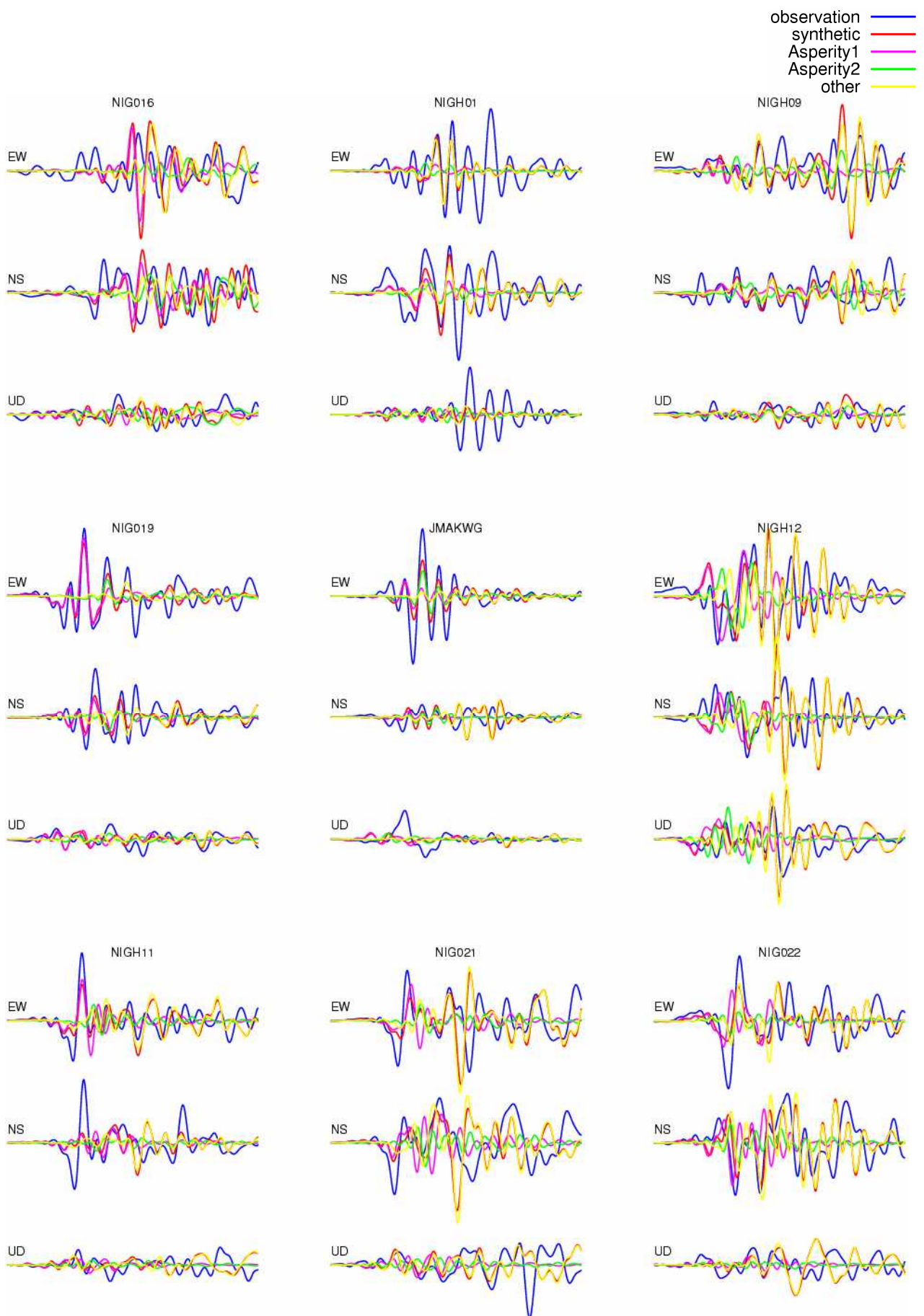


図 13 Asperity1 , Asperity2 , 及びその他の領域に対する計算波形への寄与

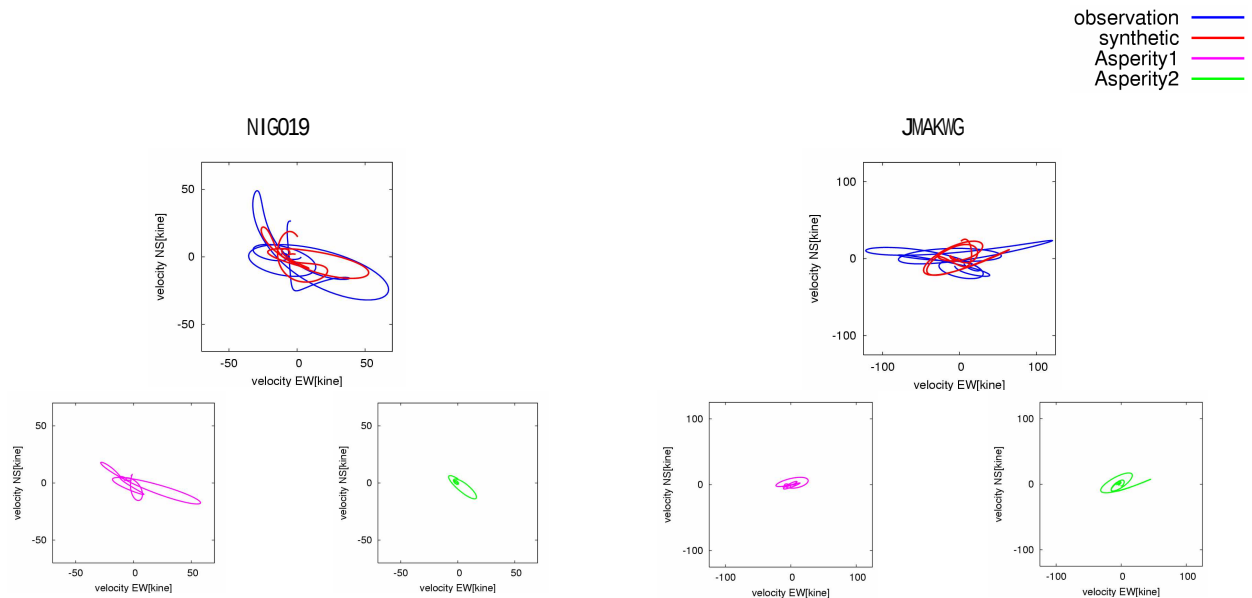


図 14 K - NET 小千谷 (NIG019) と気象庁川口 (JMA-KWG) の水平動粒子軌跡でのアスペリティによる波形への寄与

リティ (Asperity2) は気象庁川口 (JMA-KWG) の地震動に大きく寄与したことが定量的に認められた。

謝辞：貴重な観測データを提供していただいた防災科学技術研究所K-NET，KiK-net，気象庁，JR東日本，日本道路公団に感謝いたします。

参考文献

- 1) 新潟県中越地震被害調査特別委員会：平成16年新潟県中越地震被害調査報告書，pp.68-82，2006。
- 2) 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., Arai, M., Honda, S., Mizukami, T., Tsushima, H., Yaginuma, T., Hasegawa, A., Asano, Y., Zhang, H. and Thurber, C.: 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, Vol.57, pp.435-440, 2005.
- 3) 加藤愛太郎，蔵下英司，平田直，酒井慎一，岩崎貴哉，金沢俊彦．2004年新潟県中越地震震源域の地震波速度構造のイメージング．月刊地球，号外No.53，pp．55-60，2006.

ージング．月刊地球，号外No.53，pp．55-60，2006.

- 4) 小林巖雄，立石雅昭，吉岡敏和，島津光夫．長岡地域の地質 地域地質研究報告．地質研究所，1991．
- 5) Bouchon, M.: A simple method to calculate green's function for elastic layered media. Bulletin of the Seismological Society of America, No.4, pp.959-971, 1981.
- 6) Kennett, B. L. N. and N. J. Kerry.: Seismic waves in a stratified half space, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, Vol.57, pp.557-583, 1979.
- 7) Hartzell, S. H. and T. H. Heaton.: Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, No.73, pp.1553-1583, 1983.
- 8) Sekiguchi, H., Irikura, K., and T. Iwata.: Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, No.90, pp.117-133, 2000.
- 9) Sakai, S., Hirata, N., Kato, A., Kurashimo, E., Iwasaki, T., and T. Kanazawa.: Multi-fault system of the 2004 Mid-Niigata Prefecture Earthquake and its aftershocks, Earth Planets Space, Vol.57, pp.417-422, 2005.

(2007. 4.6 受付)

GROUND MOTION CHARACTERISTICS AFFECTED BY SOURCE RUPTURE PROCESS AT KAWAGUCHI DURING NIIGATA CHUETSU EARTHQUAKE

Yayoi ISHII, Hiroyuki GOTO, Sumio SAWADA

The source rupture process during Niigata Chuetsu Earthquake was estimated by kinematic source inversion using observed waveforms at 9 stations. Subsurface structures of each station were modeled to calculate theoretical Green's function, verified by comparing between observed and wave-calculated waveforms of aftershocks. The estimated slip distributions provide that the waveform at JMA-KWG was generated by the shallow region of the fault, which is located above the main asperity, while waveform at NIG019 was generated by the main asperity.