

近地強震計アレイによる震源過程解析の試み －新潟県中越沖地震への適用－

本多 亮*

Estimation of rupture process by array analysis - Application to the 2007 Chuetsu-oki earthquake
by
Ryou HONDA*

1. はじめに

2007（平成19）年7月16日に、新潟県柏崎沖を震源としたM6.8の新潟県中越沖地震が発生した。震央距離約16kmにある柏崎刈羽原子力発電所敷地内では、97台の地震計のうち33台で本震の近地強震動の波形が記録され、東京電力株式会社（以下、東京電力）より一般に公開されている。1995（平成8）年の兵庫県南部地震を契機として全国に約20km間隔の微小地震観測網（Hi-net）及び強震観測網（K-NET、KiK-net）が整備されているが、今回のように震源断層に近い位置で、しかも空間的に高密度な観測点で得られた観測記録は非常に貴重なデータといえる。

今回の震源域は歪集中帯（Sagiya *et al.*, 2000）の中に位置し、周辺では2004（平成16）年新潟県中越地震や2007（平成19）年能登半島地震などが発生して注目を集めている地域である（図1）。この地震の震源過程を明らかにすることは、このような歪集中のメカニズムの解明に重要な役割を果たすと考えられ、内陸地震の発生過程ひいては予知研究の発展にも寄与する。また原子力発電所がある地域で震度6強が記録されたことも初めてであり、このような強震動の生成過程に断層破壊がどのように寄与したかを解明することは非常に重要である。神奈川県においてはM7クラスの地震の切迫性が指摘されており、この地震において強震動生成過程に対する断層破壊の寄与を明らかにすることは今後の神奈川県内の強震動対策についての知見を得るという点でも重要である。

本報告では、東京電力より提供されたこれらの波形記録を用いて新潟県中越沖地震の震源過程解析を試みた。

2. モデル及びデータ

図1(a)に観測点位置と仮定した断層面の位置を示す。

発電所内の観測点の位置は、住宅地図と東京電力より提供された施設配置図を照らし合わせ、デジタイザで地図上より座標を取得した（表1）。図1(b)に原発内の観測点配置を示す。断層面は、防災科研のインバージョンモデル（青井ほか、2007）と同じ南東傾斜モデルを採用した（Yukutake *et al.*, 2008）。

柏崎刈羽原発敷地内の波形記録は記録開始時間が正確にわからない上、トリガーの同期も取れていない。そこでそれぞれの観測点の波形記録でP波の到達時間を読み取り、震源からの理論走時で時間軸の原点を統一した。理論走時を計算するための速度構造は、400mより深い部分は防災科学技術研究所（以下、防災科研）の波形インバージョンで使用されている鵜川ほか（1984）による速度構造を用い、浅い部分は東京電力より提供されている各観測点のボーリング記録から、KKZ1から4は一号機地盤系の速度構造(model1)を、KKZ5から7は5号機地盤系の速度構造(model2)を使用し、そのほかの波形についてはサービスホールの速度構造(model3)を使用した。3つの速度構造モデルを図1(c)に示す。

図2に解析に使用した加速度波形（水平成分）を示す。図2の矢印で示すように大振幅の位相が二つ見えることから、断層面上に複数のアスペリティ（すべり量が大きく、強い地震動を放射する場所）が存在していることが推定できる。また位相のピークの位置が、一つ目は北の観測点のほうが早く南が遅いのに対し、二つ目のピークは全ての観測点にほぼ同時に到達しているように見える。このことから、一つ目のアスペリティはアレイに対して北寄りにあり、二つ目はそれよりもやや南寄りで各観測点からほぼ等距離にある場所にあることが推定できる。

* 神奈川県温泉地学研究所 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田586
報告、神奈川県温泉地学研究所報告、第39巻、67-69、2007.

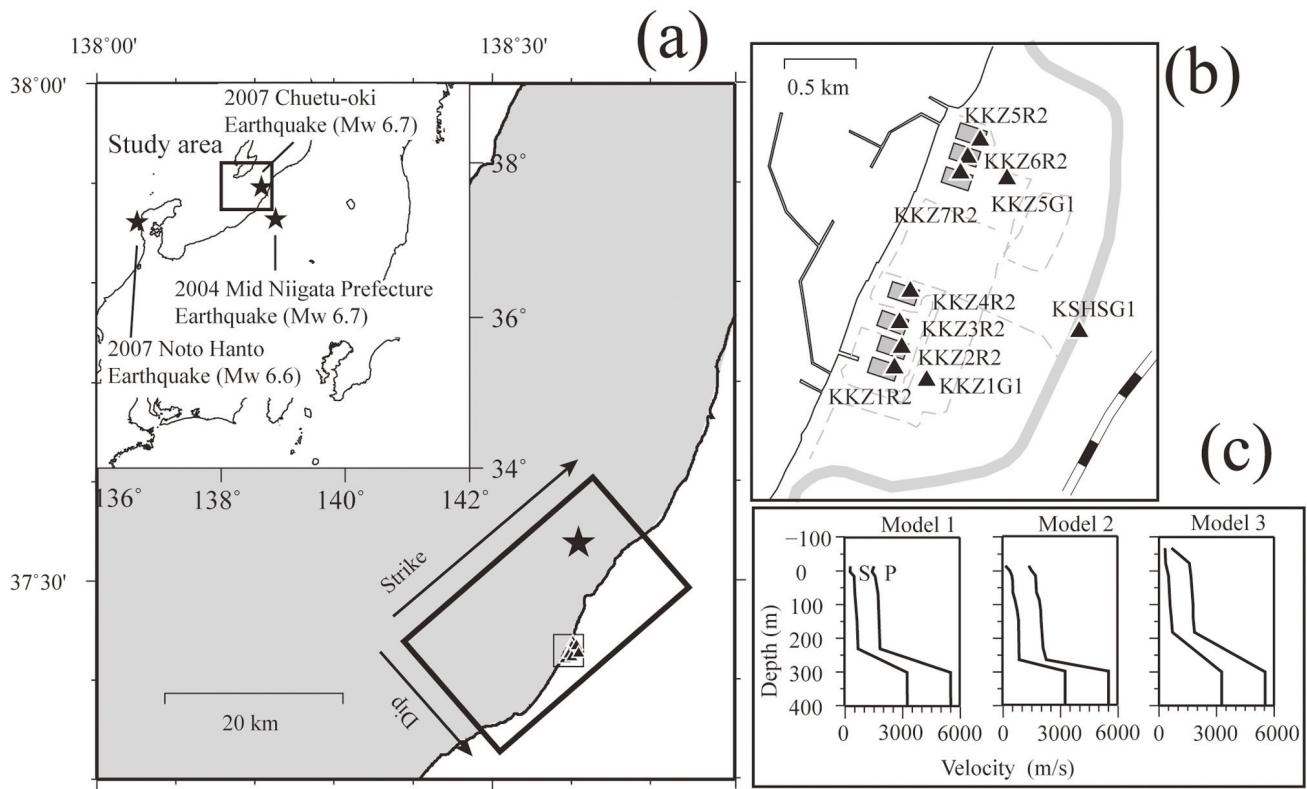


図 1 (a) 新潟県中越沖地震の震源（星印）及び余震分布などから推定された断層面と解析に使用した観測点分布（黒三角）。(b) 柏崎刈羽原発内の観測点配置図。(c) 解析に使用した速度構造モデル。model1はKKZ1R2の、model2はKKZ5R2、model3はKSHSG1のボアホールデータからそれぞれ推定した浅部地下構造。

3. 解析手法

震源過程解析を行う場合、震源域を囲むように配置された観測点の波形記録を用いて逆解析を行うのが一般的である。しかし、断層近傍で稠密な波形記録が得られていることから、本報告では Ishii *et al.* (2005) や Honda *et al.* (2008) などで採用されているアレイ解析の手法を用いる。この手法では、すべり量などの絶対値を推定することはできないが、震源から放出されるコヒーレントな波だけを抽出するため、震源由来以外の反射波や表面

波などが記録に含まれていても断層面上のエネルギー放射履歴を解析できる利点がある。ただし、本報告では断層面上でのアスペリティ位置の推定のみ検討し、破壊の伝播などについては考察を行わない。また、震源近傍には自治体によって設置された震度計もあるが、今回は柏崎刈羽原発の強震動記録以外は使用しない。これらを用いたより詳細な解析結果については、今後報告する予定である。

震源過程の解析には、観測された水平動 2 成分の加速度波形に 1 Hz から 20Hz のバンドパスフィルターをかけたものを使用した（図 2）。青井ほか (2007) と同じ 30km×24km の断層面を仮定し、2 km四方の小断層に分割する。小断層と観測点のペアごとに理論走時を計算し、ある小断層について成分ごとに全ての加速度波形をスラントスタック（例ええば Yilmaz, 1987）する。この処理によって、小断層からの振幅の大きなコヒーレントな波だけが強調され、残りの位相は除去された重合波形ができる。得られた重合波形をその小断層からのエネルギーの放射履歴とみなす。また、スタッキングを行う際、振幅が大きいだけでなくよりコヒーレントな波だけを強調するために、サンプリング時間の前後 0.5 秒間の時間窓でセンブランス値を計算し、重みとしてスタック波形に

表 1 地図から読み取った各観測点の座標値。

観測点名	経度(度)	緯度(度)	深さ(m)
KKZ1R2	138.5944	37.42440	32.5
KKZ2R2	138.5950	37.42568	32.5
KKZ3R2	138.5948	37.42725	32.5
KKZ4R2	138.5956	37.42922	32.5
KKZ5R2	138.6012	37.43875	17.5
KKZ6R2	138.6002	37.43768	8.2
KKZ7R2	138.5996	37.43667	8.2
KSHSG1	138.6090	37.42670	-65
KKZ1G1	138.5955	37.42458	-13
KKZ5G1	138.6025	37.43667	-12

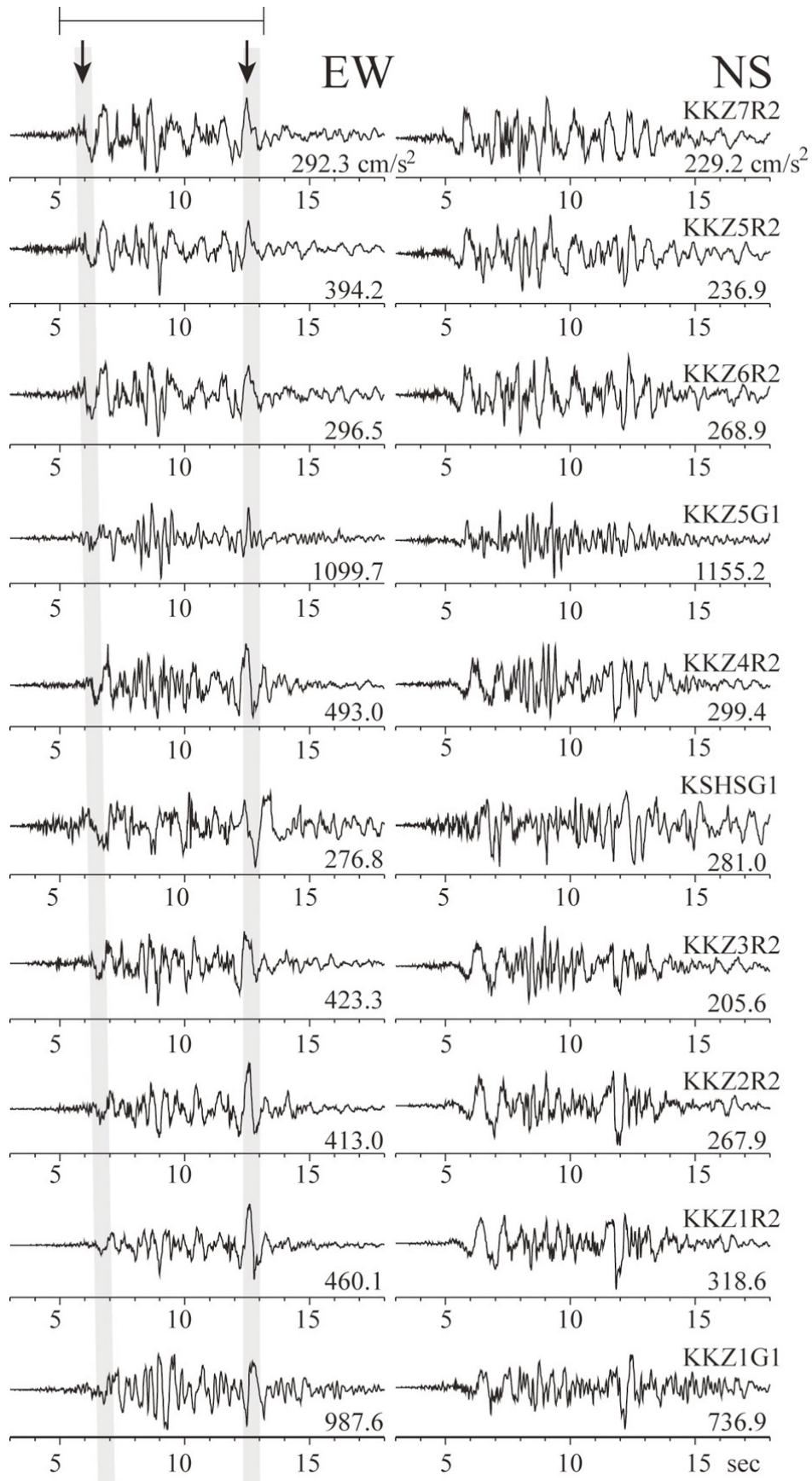


図2 解析に使用した加速度波形。これらは1-20Hzのバンドパスフィルターを通して、波形ごとに最大値で規格化してある。各波形の最大値を波形の右下に示す。比較的低周波成分に富み、振幅の大きなパルスを矢印で示す。時間軸の原点は発震時刻。基準点 KKZ7R2 の時間で、発震時から5秒後から13秒までの波形について解析を行った。解析を行った時間窓を KKZ7R2 の波形上に示す。

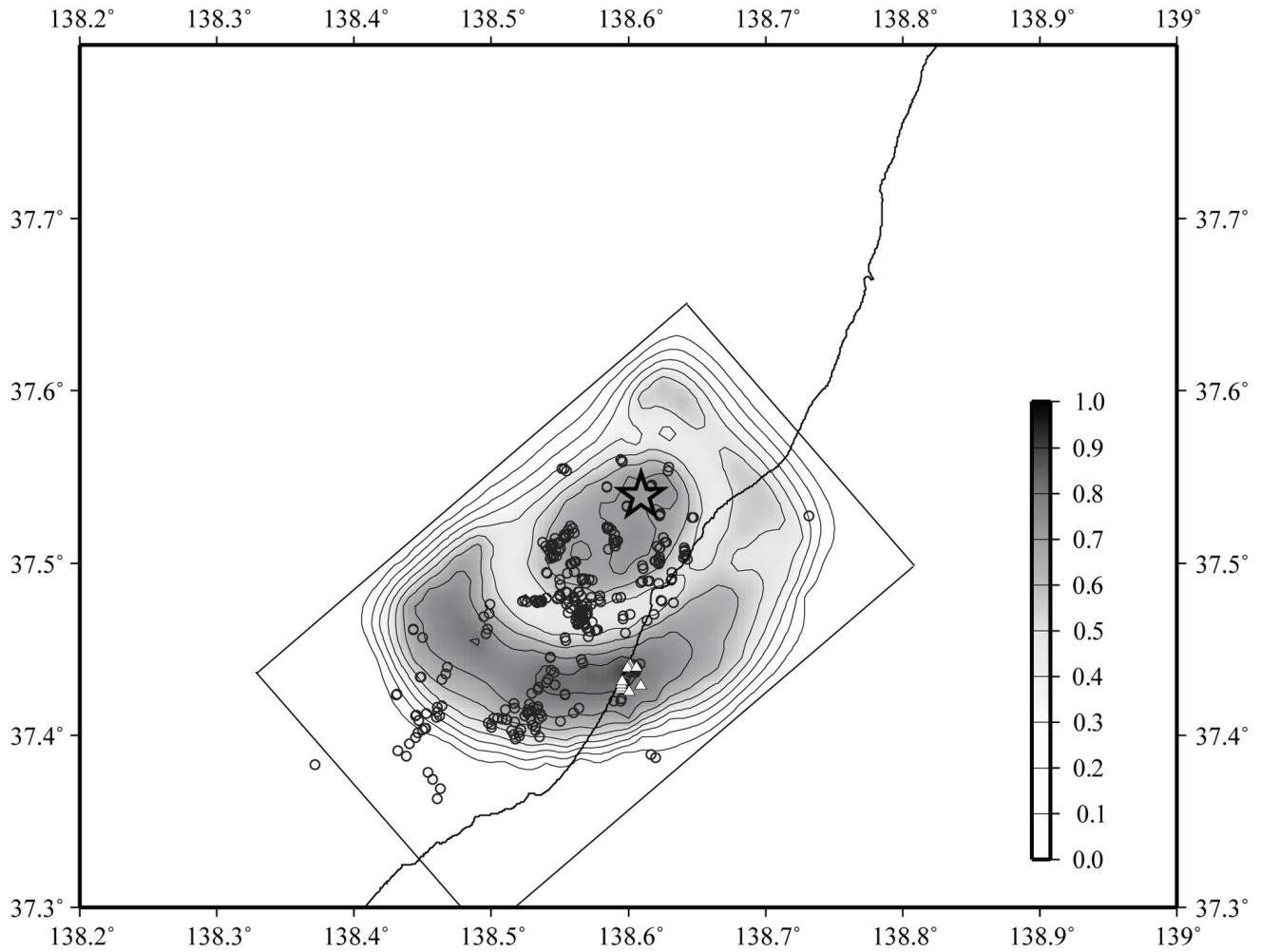


図4 最終的に得られた、断層面上の相対的なエネルギー放射積算図(最大値で規格化)。震源付近と断層面南西部にアスペリティが推定された。

掛け合わせる semblance enhanced stacking という手法を用いる (松本ほか、1999)。

センブランスの式は

$$S = \frac{\sum_{i=1}^M \left(\sum_{j=1}^N A_j(t_i + dt_j) \right)^2}{N \sum_{i=1}^M \left(\sum_{j=1}^N A_j^2(t_i + dt_j) \right)}$$

と表現できる。ここで、 j は j 番目の観測点を t_i はサンプリングした時間を表し、 $A_j(t)$ は j 番目の観測点での時刻 t での振幅を表す。 dt_j は基準点と j 番目の観測点の間の走時差である。小断層ごとに重合波形を作成した後、破壊の開始点からの破壊伝播速度の最速値を仮定してミュート処理を行う (例えば Yilmaz, 1987)。今回は破壊伝播速度を秒速 2.8km 以下と仮定し、これよりも速い時間の時間帯にはミュート処理を施した。また、ミュート

部分での不連続を防ぐためにコサインテーパーをかけ平滑化した。

得られた各小断層上での重合波形の絶対値を時間積分したもののが、その小断層から放射されたトータルのエネルギーに比例するとみなす。

4. 結果と考察

基準観測点 KKZ7R2 の時間軸で 5 秒から 13 秒までの 8 秒間の波形記録について、得られた結果を図 3 に示す。図 3 は、各小断層の重合波形の絶対値を積分したものである。破壊の開始点付近と断層の南西の端に大きなピークが推定された。これらは図 2 波形記録の矢印で示した二つの大きなパルスの発震源に対応する。観測波形に見られる最初の大振幅のパルスは破壊開始点付近のピークから、また二つ目のパルスは断層面南西部のピークから放射されたことが分かった。K-NET などの強震記録から波形インバージョンによって推定されたアスペリティ分布 (青井ほか、2007) と比較すると、主たる破壊域は

破壊開始点から南西方向に拡がっており、柏崎市沖に大きなアスペリティが存在する点など、本報告の結果と非常によく一致する。

ピークの面積は二つ目のパルスに対応するもののほうが大きく見える。ただし、小断層からの理論走時が観測点間であまり変わらない場合には、真の震源の周囲にぼやけたような像になる可能性がある。また理論走時差は断層面上の場所ごとに変わるために、断層面上での解像度が一定でない可能性もあるため、必ずしも破壊開始点のピークに対して南西部のピークが大きいとは限らない。さらに今回の解析では振幅の距離減衰のみ考慮し、減衰や断層メカニズムに起因する振幅の方位依存性を考慮していない。また、3次元的な速度構造の不均質について、余震記録などから補正を行うべきだが、本報告ではこちらも考慮しなかった。今後はこのような補正を導入できるよう、解析アルゴリズムの構築を行っていく必要がある。

5. 結論

アレイ解析によるアスペリティのイメージングの結果、M 7程度の地震においても適切な観測点配置で波形を記録できれば震源の破壊過程の推定が可能であることが示された。今回の解析では破壊の開始点のほか、柏崎刈羽原発に近い断層の深部南西端にアスペリティが推定された。

謝辞

東京電力株式会社には柏崎刈羽原発内の強震動波形を提供していただきました。防災科学技術研究所の青井真博士には、柏崎刈羽原発の波形についてアドバイスをいただきました。図の作成には GMT (Wessel and Smith, 1995) を使用しています。記して感謝いたします。

参考文献

- 青井真・関口春子・森川信之・功刀卓・白坂光行 (2007)
近地強震動記録による 2007 年新潟県中越沖地震の
震源インバージョン、日本地震学会 2007 年秋季大
会、仙台、P01-175.
- Honda, R., Aoi, S., Sekiguchi, H., Fujiwara, H. (2008)
Imaging of an asperity of 2003 Hokkaido Tokachi-
oki earthquake, Geophysical Journal International,
172, 1104-1116.
- Ishii M., P. M. Shearer, H. Houston and J. E. Vidale
(2005) Extent, duration and speed of the 2004
Sumatra-Andaman earthquake imaged by the Hi-NET
array, Nature, doi:10.1038/nature03675.
- 松本聰・小原一成・吉本和生・斎藤竜彦・長谷川昭・伊
東明彦 (1999) 短スパンアレイ観測による奥羽脊梁
山地周辺の地殻不均質構造のイメージング、地震,
52, 283-297.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T. (2000), Continuous
GPS Array and Present-day Crustal Deformation of
Japan, PAGEOPH, 157, 2303-2322.
- 鶴川元雄・石田瑞穂・松村正三・笠原敬司 (1984), 関東・
東海地域地震観測網による震源決定法について、国
立防災科学技術センター研究速報, 53, 1-88.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1995), New version of the
Generic Mapping Tools released, EOS Trans. Am.
Geophys. Union, 76, 329.
- Yilmaz, Ö.,(1987), Seismic Data Processing, Soc. Of
Explor. Geophys., 526pp, Tulsa, Okla.
- Yukutake, Y., T. Takeda, and K. Obara, (2008), High-
resolved hypocenter distribution using the double-
difference relocation method in the region of the
2007 Chuetsu-oki Earthquake, Earth Planets Space,
in press.

