

2.2 長周期バックプロジェクション法による大すべり域の推定

勝間田 明男

2.2.1 はじめに

大規模な地震が発生した直後に、震源域のどの領域において大きなすべりが発生したかを知ることは、発生した地震の特徴の把握や津波予測のために重要な情報となりうる。例えば南海トラフ沿いにおいて巨大地震が発生した場合、震源域が東海地域沖に限られるのか、四国沖に更に大きな断層すべりが起きているかどうかは、津波予測のための重要な情報となる。すべり分布の推定手法として、震源域全体を小断層に分けてそれぞれのすべりの時間履歴を推定する震源過程解析があるが、そのモデル化には多くのパラメーターの設定を必要とし、即時的な利用には必ずしも適していない。ここでは解析のために仮定するパラメーターの少ない手法として、長周期地震波を用いたバックプロジェクション法 (Roten *et al.*, 2012) について検討を行った。Roten *et al.* (2012)はレイリー波励起源の時間・空間履歴を求めたが、ここでは長周期地震波を用いて簡便にすべりの大きな領域の場所を推定することを主目的とした。

2.2.2 データ

ここでは、規模の大きな地震が起きても振り切れる可能性の低い強震加速度データを用いた。加速度記録を数値積分して変位記録として用いる。主として2011年東北地方太平洋沖地震の記録を解析した。Fig. 2.2.1に観測点分布、Fig. 2.2.2に20~100 秒の帯域通過フィルターを施した変位波形の上下動成分を示す。

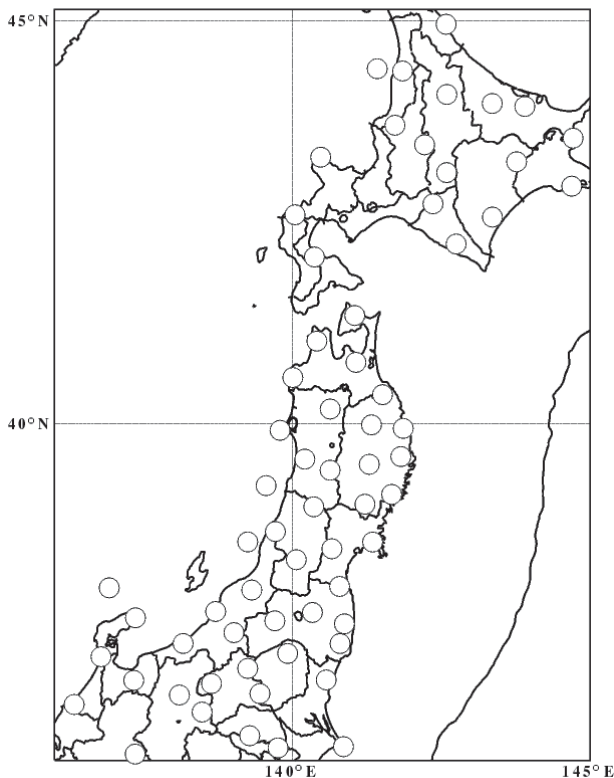


Fig. 2.2.1 Locations of seismic stations of which records were used to analyze the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake.

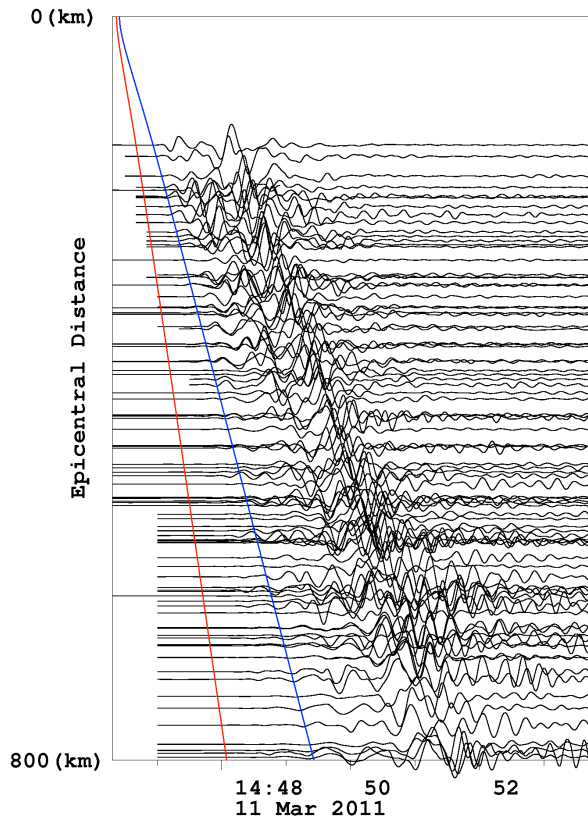


Fig. 2.2.2 Seismic records from the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (20-100 s bandpass filtered). Red and blue curves indicate calculated P- and S-wave arrival times, respectively.

2.2.3 単純波形スタッキング

まず、観測により得られた波形を単純にスタッキングする手法を試みた。処理手順は以下の通りである。

- (1) 上下動成分の加速度記録を数値的に2階積分して、変位記録を得る。
- (2) バンドパスフィルター処理を行う。
- (3) 各観測点の最大振幅により地震波形を正規化する。
- (4) みかけ速度を仮定して走時を補正する。走時補正に用いるみかけ速度は、3.1~3.8 km/sの範囲を0.1 km/s刻みでグリッドサーチしてスタッキング振幅が最大となる値を求める。
- (5) 該当のイベントが含まれる十分な時間範囲(最大8分間)でFig. 2.2.1に示す全観測点の波形をスタックし、スタック振幅の平均の二乗の時間積算値の結果を地図上に表示する。

解析に上下動を用いたことで、ここではレイリー波に注目した処理となっている。また、平面的な分布を求めているのみで深さ方向には分解能はない。

単純スタッキングした結果をFig. 2.2.3及びFig. 2.2.4に示す。Fig. 2.2.3はフィルターの通過帯域を20~100秒としたものであり、Fig. 2.2.4はフィルター通過帯域を10~50秒としたものである。スタッキング結果では、振幅の相対値をカラーマップを用いて示している。Fig.2.2.3の例では、最適なみかけ速度は3.5 km/sであった。Fig.2.2.4でも同じ3.5 km/sを用いている。

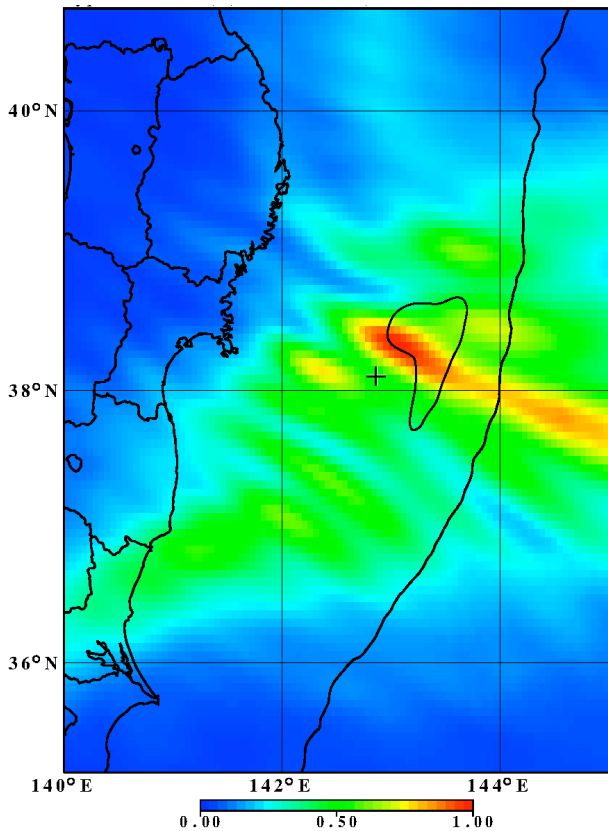


Fig. 2.2.3 Amplitude distribution of stacked waveforms (20-100 s bandpass filtered). The cross and the closed contour indicate the epicenter and the 30 m iso-slip contour from Y. Yoshida *et al.* (2011).

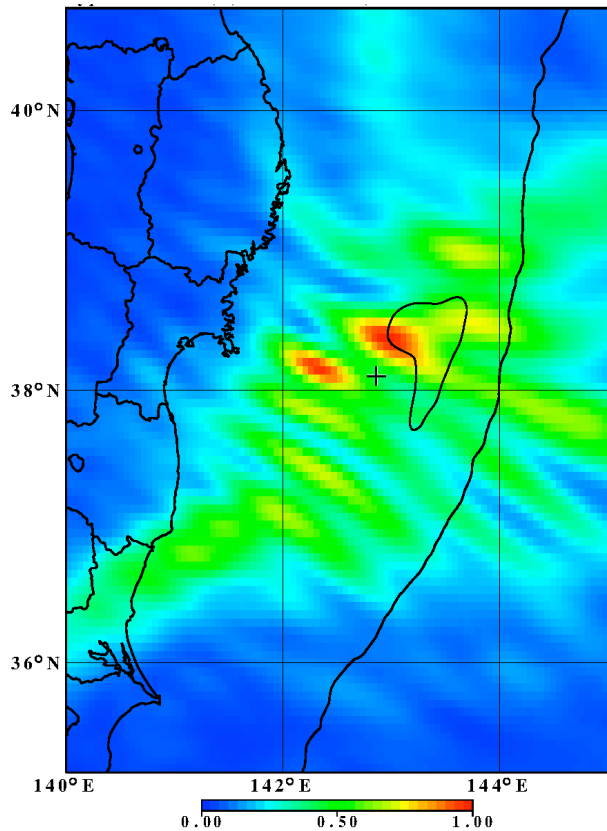


Fig. 2.2.4 Amplitude distribution of stacked waveforms (10-50 s bandpass filtered). The cross and the closed contour indicate the epicenter and the 30 m iso-slip contour from Y. Yoshida *et al.* (2011).

周期が20~100秒の場合も10~50秒の場合も、宮城県の沖合にスタッキング振幅が大きくなる領域が認められる。この地点は様々な調査(例えば、Y. Yoshida *et al.*, 2011)において、大きな断層すべりが推定されている領域に相当する。図にはY. Yoshida *et al.* (2011)により30 m以上の断層すべりが推定されている範囲も示している。スタッキング振幅分布において、通過帯域を20~100秒とした場合と10~50秒とした場合のいずれも、最大値を示すピークの南西側に高い値を示す場所がある。Y. Yoshida *et al.* (2011)の近地地震波形を用いた震源過程解析では、最大すべりを示す場所の南西側にも大きなすべりを推定しており、今回の解析と整合的である。K. Yoshida *et al.* (2011)の近地地震波形を用いた解析では最大すべりの南西側に大きなすべり領域を推定していないものの、すべり速度が大きな領域を推定している。また、Kurahashi and Irikura (2011)でも強震動生成域がその付近にあったとしている。しかし、Koketsu *et al.* (2011)の遠地地震波形・近地地震波形・地殻変動を併せて用いた解析では最大すべりの南西側に大きなすべり領域は現れていない。このように手法によって南西側のすべりの結果に差はあるが、ある程度の波動の励起源がその付近にあったことを今回の結果は示唆している。

Fig.2.2.3とFig.2.2.4の両者には、周期的な振幅のパターンが現れている。波動の周期性にのみ依存するものであれば、両者の周期的なパターンのピークの位置はずれてくるものを考えられる。しかし、両者の周期的に現れるピークの場所はほぼ一致している。更に高周波の通過帯域2.5~20秒のフィルターを用いた場合も同様の場所にピークが現れており、周期的に現れているように見えるピークは用いる地震波の周期性を反映しているというよりも、地震波の発生源の位置も反映したものであるとみられる。相対的に大きな値の領域は、ピーク地点の南側に福島県沖から茨城県にかけて広がっている。これは、破壊が震源からみて主として南側の福島県沖から茨城県沖に広がっていったこと(例えば、Y. Yoshida *et al.*, 2011; Kurahashi and Irikura, 2011)を反映していると考えられる。

なお、津波を発生させるのは永久変位であり、津波源はより長周期の地震波動に関連性が強いと考えられる。津波に関連する大きなすべりのあった場所を把握するという目的においては、100秒までの周期を用いた方がより大域的な破壊の特徴を抽出できているものと考えられる。

観測点は震源域からみて片側の陸域にのみ分布しており、震源域を取り囲んだ形とはなっていない。一般的にこのような非円形の分布をした観測点を用いたアレイ処理の場合には、観測点分布の長手方向(南北方向)には分解能が高いが、短手方向(東西方向)には分解能が低い(例えば、Johnson and Dudgeon, 1993)。Fig. 2.2.3及びFig. 2.2.4で示した結果でも、東西方向に延びるピークを示しているのはこのためと考えられる。

以上のように、大きなすべりが発生した場所については、比較的容易にその位置を推定することが可能であるとみられる。しかし、正確な震源域の広がりや周辺のすべり量の大きさなどの情報は得られていない。

2.2.4 最大振幅を含む波群に注目したスタッキング

すべりの最も大きな領域だけを更に明確化するための手法として、全観測点のうち最大振幅が出現した観測点に注目したスタッキングも試みた。処理手順は以下の通りである。

- (1) 上下動成分の加速度記録を数値的に2階積分して、変位記録を得る。
- (2) バンドパスフィルター処理を行う。
- (3) 最大の振幅が出現する観測点を1点選び、エンベロープ波形に基づきその観測点の最大振幅を含む波群の出現している時間帯を求める。
- (4) 各観測点において(3)の最大振幅を含む波群に該当する時間帯の波形を取り出し、各観測点の最大振幅により正規化する。各観測点の該当の時間帯を設定する上では、バックプロジェクション解析において仮定する震央位置及び(5)でも用いるみかけ速度の値を用いている。
- (5) みかけ速度を仮定して走時を補正する。走時補正に用いるみかけ速度は、前の節で得た3.5 km/sを用いた。

(6) 波形をスタックし、スタック振幅の平均の二乗の時間積算値の結果を地図上に表示する。

フィルターの帯域は前節と同様20~100秒を用いている。エンベロープは、ヒルベルト変換（位相を90°シフト）した波形と元波形をベクトル合成して、瞬間振幅（エンベロープ）として求める（Taner *et al.*, 1979）。最大振幅を含む波群の範囲は、エンベロープの最大振幅の時刻を含み、エンベロープ振幅からみて一つの波群として分離できている部分をとっている。あるピークに対する波群範囲は、ピーク振幅の4割よりも振幅が小さくなり更に振幅が減少を続ける範囲とした。最大振幅以外のピークについてもその波群範囲を確認し、最大振幅の波群の裾野と重なる場合にはマーヅしている。最大振幅を含む時間帯の抽出の例をFig. 2.2.5に示す。Fig.2.2.5の赤線の部分が最大振幅を含む波群として取り扱っている部分である。スタッキング波形の振幅分布をFig. 2.2.6に示す。Fig. 2.2.6には、最大振幅が出現した観測点を丸にて表示している。

Fig. 2.2.6には、波形をそのままスタッキングした場合（Fig. 2.2.3及びFig. 2.2.4）に現れる福島県南部沖から茨城県にかけての振幅が大きくなる領域が認められない。これは、波形を直接スタッキングした場合の福島県南部沖から茨城県にかけてのすべりに対応する波群が、今回取り出した最大振幅を含む波群の時間帯に含まれていないためと考えられる。最大のすべりが発生した地域を知るという目的には、最大振幅を含む波群に注目した手法が適するといえる。但し、このように最大振幅のみに注目した場合には、震源域の広がりに関する情報は得られなくなる。

Fig. 2.2.7には2003年十勝沖地震に対して同方法を適用した結果を示す。Yamanaka and Kikuchi (2003)による3.5 mのすべり範囲も示す。スタッキング振幅の値の大きな部分は、Yamanaka and Kikuchi (2003)によるすべりの大きかった領域のやや東にずれているもののその近傍となっている。

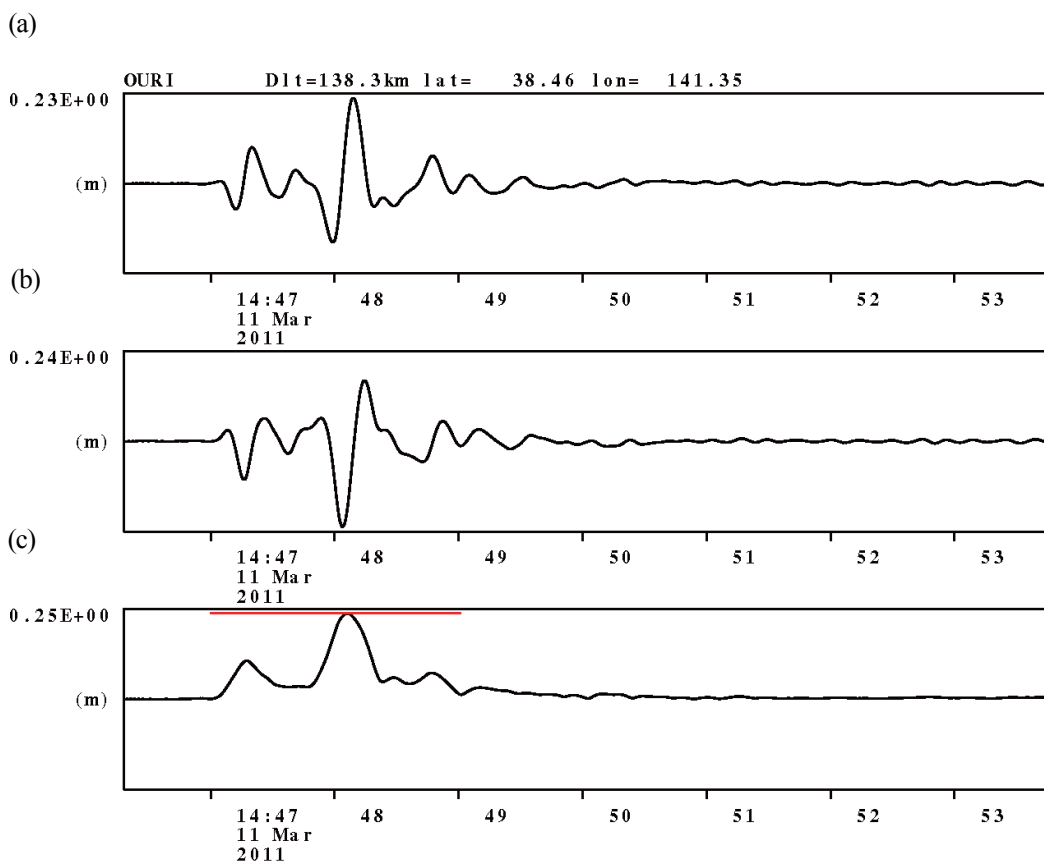


Fig. 2.2.5 Extraction of the time range of large amplitude. (a) Filtered observed waveform data, (b) Hilbert transform of observed data, and (c) instantaneous amplitude (envelope). Red bar shows the time range of large amplitudes.

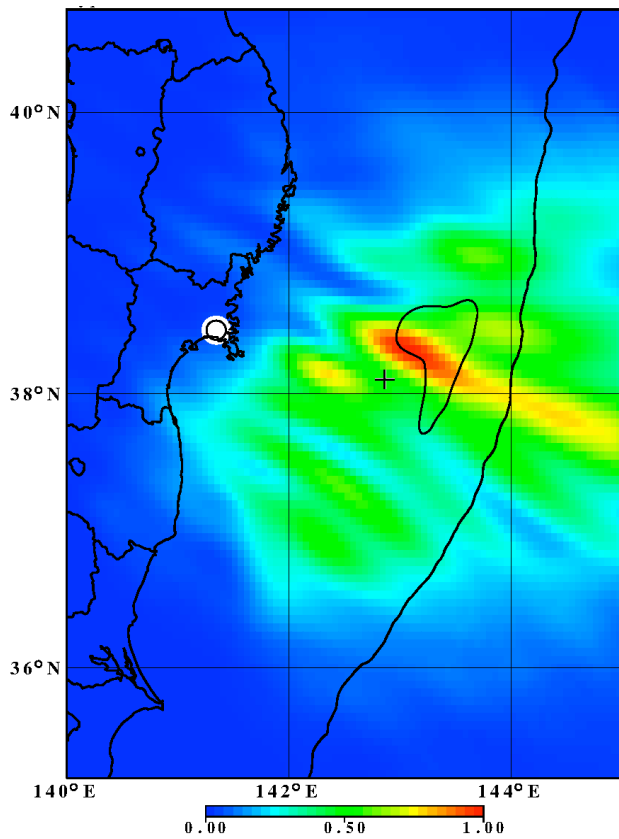


Fig. 2.2.6 Amplitude distribution of stacked waveforms of large-amplitude components of seismic waves of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. The circle indicates the station where the largest amplitude was observed. The cross and the closed contour indicate the epicenter and the 30 m iso-slip contour from Y. Yoshida *et al.* (2011).

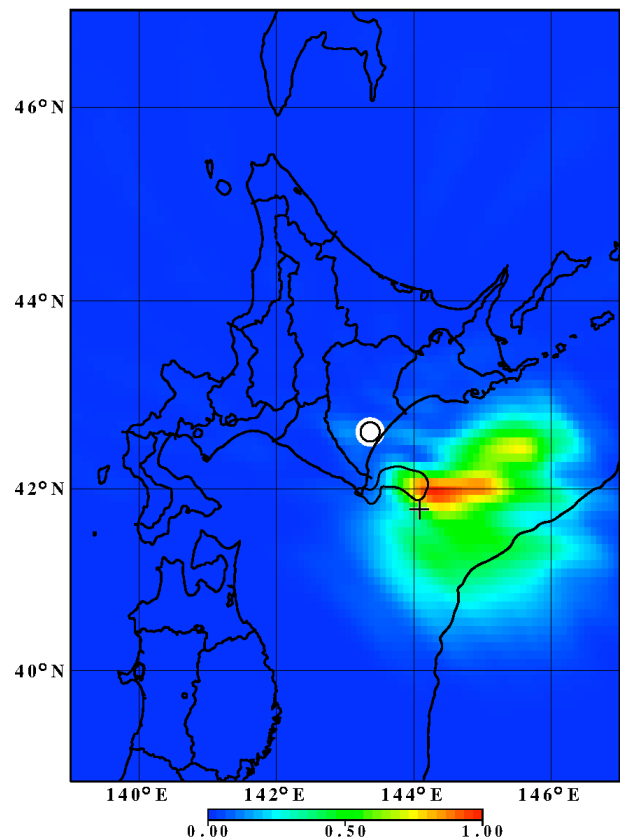


Fig. 2.2.7 Amplitude distribution of stacked waveforms of large-amplitude components of seismic waves of the 2003 Tokachi-oki Earthquake. The circle indicates the station where the largest amplitude was observed. The cross and the closed contour indicate the epicenter and the 3.5 m iso-slip contour from Yamanaka and Kikuchi (2003).

2.2.5 まとめ

規模の大きな地震が発生した場合に、最も大きなすべりを起こした場所を知ることは、発生した地震の特徴の把握や津波に対する警戒にとって重要な情報となりうる。ここでは震源情報によらない単純な手法として長周期バックプロジェクションを試みた。変位波形全体をそのまま使用する手法、最大振幅の出現している時間帯に注目した手法について試みた。いずれにおいても大すべり域のおよその場所は推定可能であることが確認された。なお、最大振幅の出現している時間帯に注目した手法では、周波数領域に変換する処理を含むため処理時間を要するものである。波形全体をスタッキングした場合には、周期的なパターンが現れるものの大局的なすべり域と大すべり域をある程度反映したパターンが得られる。最大振幅を含む波群に注目したスタッキングを行った場合には、最もすべりの大きかった位置がより明確に得られた。

参考文献

- Johnson, D. H. and D. E. Dudgeon, 1993: Array signal processing, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA.
- Koketsu, K., Y. Yokota, N. Nishimura, Y. Yagi, S. Miyazaki, K. Satake, Y. Fujii, H. Miyake, S. Sakai, Y. Yamanaka and T. Okada, 2011: A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Plan. Sci. Lett.*, **310**, 480–487.
- Kurahashi, S. and K. Irikura, 2011: Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 571–576.
- Roten, D., H. Miyake and K. Koketsu, 2012: A Rayleigh wave back-projection method applied to the 2011 Tohoku earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L02302, doi:10.1029/2011GL050183.
- Taner, M. T., F. Koehler and R. E. Sheriff, 1979: Complex seismic trace analysis, *Geophysics*, **44**, 1041–1063.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi, 2003: Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, **55**, e21–e24.
- Yoshida, K., K. Miyakoshi and K. Irikura, 2011: Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake inferred from waveform inversion with long-period strong-motion records, *Earth Planets Space*, **63**, 577–582.
- Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto and S. Aoki, 2011: Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planets Space*, **63**, 565–569.