総合報告

2011年東北地方太平洋沖地震の震源過程

筑波大学生命環境系* 八木 勇 治

Seismic Source Process of the 2011 Tohoku-oki Earthquake

Yuji YAGI

Faculty of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba,
Ten'nodai 1-1-1, Tsukuba, Ibaraki 305-8572, Japan

(Received October 5, 2011; Accepted January 5, 2012)

We reported seismic waveform analysis results of the source process of the 2011 mega-thrust Tohoku-oki earthquake. The Tohoku-oki earthquake is the first mega-thrust earthquake in Japan since the initiation of modern and multi-channel seismic observation. Many researchers have performed source inversion using seismic waveforms observed at near-source or/and global seismic networks, and presented their seismic source models. As pointed out by some researchers, however, seismic source models for the 2011 Tohoku-oki earthquake are different from one another. The discrepancy has prevented us to understand the nature of mega-thrust earthquake in Tohoku-oki region, which may be originated from data processing manner, assumption of error structure, strength of constraints, and setting of source model. In this paper, we endeavor to describe detailed analysis procedure for each study. Common feature in slip distributions obtained by all studies is that the huge seismic slip located off the coast of Miyagi (Miyagi-oki) where huge slip deficit was detected by GPS studies. Many studies obtained the large rupture near Japan Trench or hypocenter during 45-70 sec after initial break, which may be a key of understanding this earthquake. At present, it is difficult to discuss the detailed rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake. The future studies using multi-channel data analysis with proper error structure model will reveal the nature of mega-thrust earthquake.

Key words: The 2011 Tohoku-oki earthquake, Source process, Source inversion

§1. はじめに

2011年3月11日に東北地方太平洋沖（以下、東北沖と呼ぶ）を震源とするM9クラスの巨大地震が発生した。気象庁によって「平成23年東北地方太平洋沖地震」と命名されたこの巨大地震は、世界に類を見ない、密で多チャンネルの日本の観測網によって観測された初めての巨大地震でもある。得られた震源モデルは、研究者によって異なり、現時点でどのような現象が発生したのか、結論を出すことは困難である。ここでは、主に震源インバージョンを用いて得られた震源過程モデルを紹介し、本地震の震源像について考察することを試みる。

§2. 震源過程解析

東北地方太平洋沖地震（以下、東北沖地震と呼ぶ）の

解析結果の相違を理解する上で重要な、震源過程解析の概念と問題点、データの特性について説明する。

2.1 震源過程解析の概略と問題点

地震が発生すると、地殻やマントルに蓄積された歪みが瞬時に解放される。地球内部は不均質であるが故に、地震時の歪みの解放履歴は複雑になる。地震時に震源で発生する現象を一つのプロセスとしてとらえたものを震源過程と呼ぶ。

震源過程を理解する鍵は、地震によって引き起こされた地震波形記録や地殻変動記録にある。地球が弾性体で近似できれば、観測された波形はグリーン関数と震源におけるモーメント解放関数のたたみ込み積分の空間積分によって記述できる。適切なグリーン関数が得られた場合、インバージョン解析もしくはフォワードモデリングにより、観測値と理論値に近い値になるような断層面上でのすべり速度の時空間分布（震源過程モデル）を構築

* 〒305-8572 つくば市天王台1-1-1 自然系学系棟

することができる。

各観測点におけるグリーン関数が断層面の位置の変化に敏感であるとき、高い空間分解能の解が得られる。一方で、僅かなモデルの変化で理論値が大きく変化するので、断層モデル・速度構造モデルの設定に伴う誤差（モデリング誤差）が大きくなる。つまり、高分解能のデータを扱うほどモデリング誤差の効果が大きくなる。モデリング誤差は時間・空間に対して強い相関を持つことが知られており [例えば, Yagi and Fukahata (2011a)], この誤差構造を正しく設定しない場合、誤差をシグナルと判断し、シグナルを誤差と判断することになる [Yagi and Fukahata (2011b)]. このことは、解の安定性を議論する際に、異なるグリーン関数や断層モデルを使用しても同様の特徴が得られる点から、その特徴が真であるという論理には問題点があることを意味する。なぜならば、複数の解析によって同様に得られる特徴は、誤差をシグナルとして認識した場合に解に投影される人工的なイメージである可能性を常に棄却できないからである。一般に、同じデータセットと同じ手法を用いた解析結果でも、誤差の構造をどのように設定するかによって解は大きく変化する。

地震波形による震源過程解析では、遠地実体波においてのみモデリング誤差が議論されてきたが [Yagi and Fukahata (2008, 2011a)], モデリング誤差の項が大きいと考えられている震源近傍の地震波形においては、未だモデリング誤差を適切に考慮した解析手法は開発されていない。データの質の向上に解析理論が追いついておらず、解のイメージは研究者によって大きく異なってしまう [Mai *et al.* (2007)]. これが震源過程を議論する上で大きな障害となっている。この問題は、大きな地震の解析になるほど顕著になるために、東北沖地震の性質を議論する際に大きな障害となっている。実際に、Yagi and Fukahata (2011b) は、モデリング誤差の項を無視することによって、東北沖地震の震源過程像が大きく歪められることを示している。また、非負の条件を導入しても震源像が大きく歪められることが確認されている [深畑・他 (2011)]. ただし、これまでに行われてきたモデリング誤差の議論 [Yagi and Fukahata (2008, 2011a, 2011b)] は、従来の定式化より改善されているものの、解を得るために誤差モデルを単純化しているという問題点もある。モデリング誤差については、その解法の大枠が提示されたのみであり議論が始まった段階である。

この他に、八木 (2009) で指摘されているように、先験的な情報に基づく拘束条件の決定方法、震源モデル、速度構造の設定によって解のイメージは変化する。例として、拘束条件として解がスムーズであるといった条件

を採用している場合にどのように解が変化するかを議論する。

Fig. 1 に、Yagi and Fukahata (2011b) の解析と同じ条件下で、スムージングの境界条件とその強さに対して、どのように解が変化するかを示す。断層上端の 1 つ上の仮想的なグリッドでも断層すべりが連続しているとしたスムージングを採用した結果を Fig. 1 (a) と (b) に示す。前者は Akaike's Bayesian information criterion (ABIC) [Akaike (1980)] が最小となるスムージングの強さを採用しており、後者はその 10 倍の強さを与えている。スムージングが強くなると解が全体的に滑らかになり、最大すべりが震源に近づく結果が得られる。次に、断層端の 1 つ上の仮想的なグリッドの断層すべりがゼロであると仮定したスムージングを採用した結果を Fig. 1 (c) と (d) に示す。前者は ABIC が最小となるスムージングの強さを採用しており、後者はその 10 倍の強さを与えている。両方で境界付近のすべり量分布が小さくなる結果が得られる。

ここで、断層上端で断層すべりが連続しているとしたスムージングを採用した方が ABIC の値は小さくなるが、Fig. 1 (a) と (c) で計算される理論波形の差は小さい。一方、スムージングの強さを 10 倍にした場合は観測波形と理論波形の残差は 5% 程度大きくなる。

どのような解析においても、先験的な情報なしには解析をすることはできない。例えば、震源が断層運動であるという仮定も先験的な情報に基づく。先験的な情報に基づく拘束条件の設定とその強さは、先験的な情報に基づいて設定される震源モデルの一部といった方が適切であろう。重要なのは、私たちの有している先験的な情報は常に不完全であることを認識しながら、先験的な情報に基づく仮定が適切かどうかをできる限り客観的に評価する努力を続けることである。

本論文では、各結果を説明する際に、先験的な拘束条件の取り扱い、断層モデルの設定についてもできる限り記述することにする。

2.2 データの特性

震源過程解析に使用される地震波形データは、震源近傍の近地データと震源から十分に離れた遠地データに分けることができる。

近地データには断層運動の詳細な情報が含まれており、遠地データに比べて分解能が高い。その一方で、様々な波が短い時間差で観測点に到達するために、波形が複雑になり、構造の影響を評価することが難しい。また、東北沖地震の解析では、観測点が南北に細長く分布しているために東西方向の分解能は低くなる。

遠地データは遠地項の P 波 S 波や表面波が時間軸上

Fig. 1. Comparison between total slip distributions inverted with four different smoothing constraints. The other setting of computation is exactly the same as Yagi and Fukahata (2011b). (a) Result derived under the assumption that a slip continues beyond up-dip end of the fault plane. (b) Result derived under the assumption that a slip continues beyond up-dip end of the fault plane, in which ten times stronger smoothness constraint than the optimal value determined by ABIC is used. (c) Result derived under the assumption that a slip beyond up-dip end of the fault plane is zero. (d) Result derived under the assumption that a slip beyond up-dip end of the fault plane is zero, in which ten times stronger smoothness constraint than the optimal value determined by ABIC is used.

で分離して観測点に到達するので、それぞれの波を切り出して解析することができる。そのため構造の影響を評価することが比較的容易である。また、深さを拘束する pP 波や sP 波を同時に解析することにより、深さ方向に高い分解能を持つ解を得ることができる。ただし、海溝付近のグリーン関数は、海底面の構造の影響を受けて多重反射した波が後続波として観測点に到達するために、解析には注意を要する [Wiens (1987)]。

それぞれのデータにおいて、モデルの設定の変化によって解がどのように変化するかについては Yagi *et al.* (2004) にまとめられている。これによると、近地データは仮定した速度構造の影響を強く受けるために、ゴーストの断層すべりがモデル領域の端周辺に、また、1つの大きな断層すべり領域が2つに分かれて求まる傾向がある。遠地データは断層面の形状・面の深さに強く影響を受け、解の形状が歪められる傾向があることが明らかになっている。

§ 3. 震源過程結果

主に査読付きの論文で発表されたモデルを中心に、データ、断層モデル、結果とすべり量分布の特徴について紹介する。簡潔に結果を紹介するために、Fig. 2のように震源領域を領域 A~F に分けて説明を行う。

3.1 遠地データを用いた結果

Yagi and Fukahata (2011b) では遠地実体波 P 波 51 成分を用いてすべりの時空間分布を求めている。解析手法はグリーン関数の不確実性を考慮した Yagi and Fukahata (2011a) の手法を用いている。解析には 0.001~0.38 Hz のバンドパスフィルターをかけ、1.2 秒で再サンプリングした速度波形を用いている。断層面の形状は (走向, 傾斜) = (200°, 12°), 断層面の面積は 500 km × 200 km とし、20 km のノット間隔の bilinear B-splines で展開している。各空間ノットのすべり時間関数はノット間隔 1.2 秒、最大の長さ 102 秒の一次のスプライン関数で記述している。すべり時間関数の先頭を定義する仮想破壊伝播速度は予備的な解析結果から 2.8 km/s としている。解を安定に求めるために時空間方向にスムーズになるような拘束条件を採用しており、拘束の強さと観測誤差とモデリング誤差の分散は ABIC を用いて決定している。

得られた地震モーメントは 5.7×10^{22} Nm で、 M_w は 9.1 となる。破壊は主に領域 A, B, C, D, E に集中している。最大すべりは領域 D に位置しており、その値は 50 m である。スナップショットを見ると、地震開始後 20 秒間は領域 C と D で破壊が成長している。この領域での断層すべりは 100 秒近くも継続しており、結果として 50

Fig. 2. Source area of 2011 Tohoku-oki earthquake, which is divided into 6 areas: A, B, C, D, E, F. The star represents the epicenter.

mもの大きな断層すべりが得られている。20秒後から40秒後にかけて破壊は領域Bにも伝播し、1978年宮城県沖地震から領域Bに蓄積した歪みを解放する。領域Bではその後すべり速度が緩やかに再加速しながらすべり続ける。領域Dのすべり速度は破壊開始から約50秒後にピークを迎え、その後緩やかに減速する。80秒後には領域A, Eに破壊が伝播していく。

Shao *et al.* (2011) では遠地実体波と表面波を使用してすべりの時空間分布を求めている。遠地実体波P波とSH波をそれぞれ27成分と18成分、表面波を53成分とし、遠地実体波は2~330秒、表面波には166~333秒のバンドパスフィルターをかけ変位波形に変換して、解析に使用している。断層面の形状は(走向, 傾斜)=(198°, 10°), 断層面の面積は475km×200kmとし、25km×20kmの小断層で分割してすべり量分布を求めている。各小断層でのすべり時間関数の開始・終了時刻は未知数として求めている。破壊伝播速度の平均値は1.5 km/sとし、最小値と最大値は0.25 km/sと3.5 km/sとしている。解を安定に求めるために、解がスムーズになるような拘束条件を採用している。

得られた地震モーメントは 5.8×10^{22} Nmで、 M_w は9.1となる。破壊は主に領域A, B, C, D, Fに集中しており、領域Eでのすべり量は小さい。最大すべりは領域Dに位置しており、その値は60mである。また、50m近く

の大きなすべり領域は海溝に沿って分布している。スナップショットを見ると、破壊は地震開始後に領域Cで成長し、45秒後には領域Dに伝播している。75秒後には領域B, C, Dで大規模な断層すべりが発生しており、90秒後には領域A, Fに破壊が伝播している。

Ide *et al.* (2011) では遠地実体波P波50成分を使用してすべりの時空間分布を求めている。解析手法はIde (2001), Ide and Takeo (1997) を一部改良したものを使用している。他の遠地実体波解析とは異なり、小地震を経験的なグリーン関数として計算を行っている。このことは深さを決定するpP波やsP波の走時を無視することを意味する。解析には0.005 Hzのハイパスフィルターと、アンチエイリアシングフィルターをかけた速度波形を用いている。断層面の面積は440km×240kmとし、この断層面を21×11のbilinear B-splinesで展開している。各小断層でのすべり時間関数は長さ160秒でノット数15の一次のスプライン関数で記述している。仮想破壊伝播速度を設定することなく、常にどこでも破壊し得るモデルを使用している。また、時空間方向にスムーズになるような拘束条件を採用している。

破壊は主に領域A, B, C, D, Fに集中しており、領域Eでは南端部の一部が大きくすべっている。最大すべりは領域Dに位置しており、その値は30mである。また、20m近くの大きなすべり領域は海溝近傍の領域A, D, Fと領域Bの西側に分布している。スナップショットを見ると、地震開始後、顕著な破壊が震源から領域Bに向けて進行しており、40秒後には領域Bの西側で大きな断層すべりが求まっている。その後海溝側に向かって進行しており、60秒後には領域A, D, Fで大きな断層すべりが求まる。90秒後には領域Bで再度破壊している。このように破壊が傾斜方向にバウンドするように伝播する震源モデルを提示している。

Hayes (2011) では遠地実体波と表面波から震源過程を推定している。解析にはJi *et al.* (2002) の手法を用いている。初期解析には遠地実体波P波とSH波をそれぞれ40成分と20成分、表面波を60成分とし、遠地実体波は1秒から200秒、表面波には200~500秒のバンドパスフィルターをかけ変位波形に変換して、解析に使用している。最終的な解析には上記データの一部は使用していない。断層面はSlab 1.0 [Hayes *et al.* (2009)]を用いて設定している。断層面を走向方向25km、傾斜方向20kmの小断層で分割してすべり量分布を求めている。各小断層でのすべり時間関数の開始・終了時刻は未知数として求めている。破壊伝播速度の平均値は1.5 km/sとし、最小値と最大値は1.25 km/sと3.25 km/sとしている。

得られた地震モーメントは 4.9×10^{22} Nm で, M_w は 9.1 となる。破壊は領域 A, B, C, D の領域に集中しており, 領域 F, E でのすべり量は小さい。最大すべりは領域 D に位置しており 32 m と求まっている。

Yoshida, Y. *et al.* (2011) では遠地実体波 P 波 41 成分を使用してすべりの時空間分布を求めている。解析には Kikuchi and Kanamori (2003) のプログラムを使用している。観測波形に 0.002~1.0 Hz のバンドパスフィルターをかけ変位波形に変換して, 解析に使用している。断層面の形状は Global CMT の初期の解析結果から (走向, 傾斜) = (201°, 9°), 断層面の面積は $510 \text{ km} \times 240 \text{ km}$ とし, $30 \text{ km} \times 30 \text{ km}$ の小断層で分割してすべり量分布を求めている。各小断層でのすべり時間関数は, ノット間隔 4 秒間, 長さ 44 秒の一次のスプライン関数で記述している。仮想破壊伝播速度は残差を最小とする 1.8 km/s を採用しており, 各波形の誤差の分散は同じ値としている。

得られた地震モーメントは 4.3×10^{22} Nm で, M_w は 9.0 となる。破壊は領域 A, B, C, D, E, F の広い範囲で発生している。最大すべりは領域 D で観測され, 28 m と求まっている。

Lay *et al.* (2011) では遠地実体波 P 波 38 成分を使用してすべりの時空間分布を求めている。解析手法は Kikuchi and Kanamori (2003) のプログラムを使用している。断層面の形状は (走向, 傾斜) = (202°, 10°), 断層面の面積は $380 \text{ km} \times 200 \text{ km}$ とし, $20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ の小断層で分割してすべり量分布を求めている。各小断層のすべり時間関数は, ノット間隔 4 秒, 長さ 32 秒の一次のスプライン関数で記述している。仮想破壊伝播速度は震源から 100 km 以内では 1.5 km/s , それ以上では 2.5 km/s としている。

得られた地震モーメントは 4.0×10^{22} Nm で, M_w は 9.0 となる。破壊は領域 B, C, D, F に集中しており, 他の領域でのすべり量は小さい。最大すべりは領域 D に位置しており, 63 m 程度と求まっている。

3.2 近地データを用いた結果

Yoshida, Y. *et al.* (2011) では気象庁の強震動観測網と防災科学技術研究所 K-NET と KiK-net で観測された計 23 点の強震動記録を使用してすべりの時空間分布を求めている。観測波形は速度波形に変換し, 0.01~0.15 Hz のバンドパスフィルターをかけた後に, 0.5 Hz で再サンプリングしたものを使用している。断層面の面積は $475 \text{ km} \times 175 \text{ km}$ とし, この断層面を $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ の小断層で分割してすべり量分布を求めている。各小断層でのすべり時間関数はノット間隔 4 秒, 長さ 84 秒の一次のスプライン関数で記述している。仮想破壊伝播速度は残

差を最小とする 2.5 km/s を採用している。時空間方向にスムーズになるような拘束条件を採用しており, 拘束の強さは Fukahata *et al.* (2003) で導出された ABIC を用いて決定している。

得られた地震モーメントは 3.4×10^{22} Nm で, M_w は 9.0 となる。破壊は主に領域 A, C, D, F に集中しており, 領域 B と E でのすべり量は小さい。最大すべりは領域 D に位置しており, その値は 38 m である。大きなすべり領域は海溝に沿って分布している。スナップショットを見ると, 破壊は地震開始後に領域 C で発生し, 40 秒後に領域 D に伝播する。60 秒後には領域 C, D, A で顕著な断層すべりが発生しており, 90 秒後には破壊は領域 F, E に伝播している。

Suzuki *et al.* (2011) では防災科学技術研究所 K-NET 10 点と KiK-net 26 点で観測された強震動記録を用いてすべりの時空間分布を求めている。観測波形は速度波形に変換し, S 波成分を切り出し, 0.01~0.125 Hz のバンドパスフィルターをかけて使用している。断層面の形状は (走向, 傾斜) = (195°, 13°), 断層面の面積は $510 \text{ km} \times 210 \text{ km}$ とし, $30 \text{ km} \times 30 \text{ km}$ の小断層で分割してすべり量分布を求めている。各小断層でのすべり時間関数は長さ 78 秒, ノット間隔 3 秒の関数で近似している。仮想破壊伝播速度は, 予備的な解析結果から, 3.2 km/s としている。時空間的に近接する断層すべりを平滑化する拘束条件 [Sekiguchi *et al.* (2000)] を用いている。

得られた地震モーメントは 4.4×10^{22} Nm で, M_w は 9.0 となる。破壊は主に領域 A, B, C, D, F に集中しており, 領域 E でのすべり量は小さい。最大すべりは領域 D に位置しており, その値は 48 m である。大きなすべり領域は海溝に沿って, つまり領域 A, D, F にわたって分布している。破壊は地震開始後に領域 C で成長し, 20 秒後に領域 D に伝播し, その後領域 B にも伝播する。60 秒後には領域 A, D, F で顕著な断層すべりが求まる。90 秒後に領域 E, F に伝播している。

Yoshida, K. *et al.* (2011) では防災科学技術研究所 F-net と KiK-net から 37 観測点, 北海道大学の 1 観測点で観測された近地強震動記録を使用している。データは 0.005~0.05 Hz のフィルターをかけ, 速度波形に変換して解析に使用している。断層面の形状は (走向, 傾斜) = (193°, 10°), 断層面の面積は $468 \text{ km} \times 228 \text{ km}$ とし, $12 \text{ km} \times 12 \text{ km}$ の小断層で分割してすべり量分布を求めている。各小断層でのすべり時間関数は長さ 16 秒の 8 つのランプ関数の足し合わせで表現している。すべり時間関数の先頭を定義する仮想破壊伝播速度は 2.5 km/s としている。解を安定に求めるために時空間方向にスムーズになるような拘束条件を採用しており, その強さ

は測地データと合うように設定している。

得られた地震モーメントは 4.3×10^{22} Nm で、 M_w は 9.0 となる。破壊は主に領域 A, C, D, F に集中しており、他の領域でのすべり量は小さい。ただし、領域 B と領域 E の北端ですべり速度が大きな領域が存在することを指摘している。最大すべりは領域 A と領域 D の中間あたりに位置しており、その値は 47 m である。大きなすべり領域は海溝に沿って分布している。スナップショットを見ると、破壊は領域 C で成長した後、45 秒後に領域 A, C, D に伝播し、その後、断層面全体に伝播している。

3.3 遠地・近地データを用いた結果

Koketsu *et al.* (2011) は遠地実体波、近地強震動記録、GPS データを用いて同時インバージョンを行い、断層面でのすべりの時空間分布を求めている。解析には Hikima and Koketsu (2005) の解析手法を使用している。数 10 点の遠地実体波 P 波、20 点の KiK-net K-NET の強震動記録、16 点の国土地理院の GPS 記録を用いて解析を行っている。遠地実体波は 4~500 秒のバンドパスフィルターをかけ変位波形に変換し、近地波形は 10~100 秒のバンドパスフィルターをかけ速度波形に変換し、解析に用いている。断層面の形状はプレート境界を参考にして（走向、傾斜）= (200°, 12°)、断層面の面積は 480 km × 150 km とし、30 km × 30 km の小断層で分割してすべり量分布を求めている。各小断層のすべり時間関数はノット間隔 10 秒、長さ 100 秒の一次のスプライン関数で記述している。

得られた地震モーメントは 3.8×10^{22} Nm で、 M_w は 9.0 となる。破壊は主に領域 A, B, C, D, E に集中している。最大すべりは領域 C に位置しており、その値は 36 m である。スナップショットを見ると、地震開始後 40 秒間は領域 B, C で破壊はゆっくりと進行し、50 秒後に領域 A, C, D で大きな断層すべりが得られる。領域 A, C, D での断層すべりは約 50 秒間継続する。70 秒後に破壊は B に伝播し、90 秒後に領域 E に破壊が伝播している。

Ammon *et al.* (2011) では遠地実体波、表面波の解析から得られた各観測点の震源時間関数、GPS の高サンプリングの変位記録を用いて断層面でのすべり分布を求めている。39 点の遠地実体波 P 波、31 の震源時間関数、15 点の GPS 波形記録を解析に使用している。断層面は（走向、傾斜）= (202°, 12°) とし、15 km × 15 km の小断層に分割してすべり量分布を求めている。各小断層のすべり時間関数は Ji *et al.* (2002) で定義される half-cosine shapes で近似している。破壊開始を定義する破壊伝播速度は震源から 100 km 以内では 1.5 km/s、それ以上では 2.5 km/s としている。

得られた地震モーメントは 3.6×10^{22} Nm で、 M_w は 9.0

となる。破壊は主に領域 B, C, E で発生している。最大すべりは領域 C で観測され、40 m に達している。

Lee *et al.* (2011) は遠地実体波、近地強震動記録、GPS データと海底地殻変動記録を用いて同時インバージョンを行い、断層面でのすべりの時空間分布を求めている。18 点の遠地実体波 P 波、13 点の K-NET の強震動記録、1237 点の国土地理院の GPS 記録と海上保安庁の海底地殻変動記録を用いて解析を行っている。遠地実体波は 5~200 秒のバンドパスフィルターをかけ変位波形に変換し、近地波形は 5~100 秒のバンドパスフィルターをかけ速度波形に変換し、解析に用いている。通常の遠地実体波解析では PP 波が含まれないように観測波形の長さを定めるのが一般的であるが、本研究では PP 波が含まれるデータを、PP 波が含まれるグリーン関数を用いて解析を行っている。断層面の形状はプレート境界を参考にして（走向、傾斜）= (193°, 14°)、断層面の面積は 660 km × 240 km とし、20 km × 20 km の小断層で分割してすべり量分布を求めている。各小断層のすべり時間関数はノット間隔 2 秒、長さ 98 秒の一次のスプライン関数で記述している。すべり量分布が滑らかになるような拘束条件を採用している。

得られた地震モーメントは 3.7×10^{22} Nm で、 M_w は 9.0 となる。破壊は主に領域 A, B, C, D に集中している。最大すべりは領域 D に位置しており、その値は 50 m 以上である。最終すべり分布は他の研究より明らかに滑らかであり、断層の端でゼロになるスムージングをやや強めに設定していることが示唆される。スナップショットを見ると、地震開始後 40 秒間は領域 D で破壊は成長し、70 秒後には領域 B, D で大きな断層すべりが得られる。128 秒後には破壊は A に伝播している。

§4. 震源過程の特徴とまとめ

Table 1 に遠地データの解析結果を、Table 2 に近地データと遠地・近地データの解析結果をまとめる。地震モーメントの値は $3.4 \sim 5.8 \times 10^{22}$ Nm となっており、 M_w に換算すると 9.0~9.1 となる。

一般に最大すべり量はスムージングの強さに強く影響を受けるが、客観的に決定している Yagi and Fukahata (2011b) では 50 m クラスとなっており、50 m 以上の断層すべりが発生していることが示唆される。

主な破壊領域は各解析者によって異なるが、宮城沖（領域 B, C, D）で大きな断層すべりが観測されていることは、ほぼすべての研究で一致する。この地点は、GPS 解析によって巨大な歪みが蓄積していた領域 [Nishimura *et al.* (2003)] とほぼ一致する。多くの研究で領域 D に最大すべりが得られている。ただし、Koketsu *et*

Table 1. Source parameters determined by tele-seismic data set

	Yagi and Fukahata (2011)	Shao <i>et al.</i> (2011)	Ide <i>et al.</i> (2011)	Hayes (2011)	Yoshida, Y. <i>et al.</i> (2011)	Lay <i>et al.</i> (2011)
Seismic Moment (Nm)	5.7×10^{22}	5.8×10^{22}	n/a	4.9×10^{22}	4.3×10^{22}	4.0×10^{22}
Maximum slip (m), location	50, D	60, D	30, D	32, D	28, D	63, D
Main Rupture area	ABCDE	ABCDF	ABCDF	ABCD	ABCDEF	ABCDF
Rupture propagation pattern	CD→BCD →ABCD →AE	C→CD→ BCD→AF	C→B→ ADF→B	n/a	n/a	n/a
Data set	P*	P, SH**, SW***	P	P, SH, SW	P	P
Estimation of constraint strength	ABIC	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Maximum duration of source time function	102	Parameter	160	Parameter	44	32
Maximum rupture velocity (km/s)	2.8	Parameter	∞	Parameter	1.8	1.5→2.5

*P: Tele-seismic P-wave, **SH: Tele-seismic SH-wave, ***SW: Surface waveform

Table 2. Source parameters determined by near-source data or joint inversion

	Yoshida, Y. <i>et al.</i> (2011)	Suzuki <i>et al.</i> (2011)	Yoshida, K. <i>et al.</i> (2011)	Koketsu <i>et al.</i> (2011)	Ammon <i>et al.</i> (2011)	Lee <i>et al.</i> (2011)
Seismic Moment (Nm)	3.4×10^{22}	4.4×10^{22}	4.3×10^{22}	3.8×10^{22}	3.6×10^{22}	3.7×10^{22}
Maximum slip (m), location	38, D	48, D	47, A-D	36, C	40, C	50, D
Main Rupture area	ACDF	ABCDF	ACDF	ABCDE	BCDE	ABCD
Rupture propagation pattern	C→D→ CDA→EF	C→CD→ BA→ADF →AF→EF	C→ACD →ABEF	C→BC→ ACD→ ABCD→E	n/a	C→D→ BD→A
Data set	N*	N	N	P**, N, G***	P, SW****, N	P, N, G
Estimation of constraint strength	ABIC	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Maximum duration of source time function	84	78	72	100	n/a	n/a
Maximum rupture front velocity (km/s)	2.5	3.2	2.5	2.5	1.5→2.5	3.5

*N: Near source data, **P: Tele-seismic P-wave, ***G: Geodetic data, ****SW: Surface waveform

al. (2011) は領域 D が大きくすべらなくても地震波形を説明できることを示し、領域 D で巨大な津波を発生させる様な特殊な現象 [例えば, Tanioka and Seno (2001)] が発生したことを指摘している。このことは、近地デー

タの観測分布では、最大すべりの位置を正確に決めることが現時点で難しいことを示唆する。また、Fig. 1 で示されているように、遠地実体波解析においては、断層上端の取り扱いやスムージングの強さによって、最大すべ

りが領域Cに求まることもある。ただし、領域Cに最大すべりが得られる場合は、ABICは有意に大きな値となり、観測波形と理論波形の残差は有意に変化する。

遠地実体波解析では福島・茨城沖の海溝沿い（領域F）に大すべり域が求まっている解析結果が少なくない。Yagi and Fukahata (2011b) はグリーン関数の誤差を無視したときに領域Fでも大きな断層すべりが得られることを示している。深畑・他 (2011) はグリーン関数の誤差を無視し、非負の拘束条件を課した場合には、領域Fで大きな断層すべりが得られることを示している。これらの結果は領域Fでの大きな断層すべりは、グリーン関数の誤差を無視したために生じた疑似的なものであることを示唆している。

次に破壊伝播パターンを見る。地震開始後に領域C周辺で断層すべりが加速、約50～70秒後に領域C、Dで大きな断層すべりが発生、その周辺で断層すべりが継続し、約90秒後に断層全体に破壊が伝播するといった点で概ね一致する。ここで、Shao *et al.* (2011) では各小断層でシンプルなすべり時間関数を仮定しているため、すべり時間関数の複雑性は、瞬間瞬間でのすべり分布の複雑性として得られてしまう点には注意を要する。また、Yoshida, K. *et al.* (2011) の結果で、75秒後から震源付近で断層すべりが停止するのは、小断層ですべり得る最大の時間を72秒間と設定しているのが原因であることに注意を要する。

破壊伝播で最も重要な点は50秒～70秒の間に発生した大きな断層すべりであろう。この断層すべりは海溝付近で発生したのにも関わらず、強震動の波源となっている可能性がある [例えば、Yoshida, Y. *et al.* (2011), Yagi and Fukahata (2011b)]。ただし、高周波の波源域については、その発生源について議論が分かれていることに注意されたい。参考のために、モデリング誤差を考慮しているYagi and Fukahata (2011b) によって求められた各時間帯のすべり分布をFig. 3に示す。この結果からも、海溝付近で大きな断層すべりが発生することによって、周辺に破壊が伝播し、結果としてM9クラスの地震に発展したことが示唆される。

Ide *et al.* (2011) はこの大きな断層すべりを自由表面に破壊が達しオーバーシュートしたためと解釈している。Yagi and Fukahata (2011b) では、領域Dですべりが長時間継続していることから、摩擦熱等による間隙水圧の上昇など極端な強度弱化 [例えば、Sibson (1973), Bizzari and Cocco (2006)] が発生し、系の弾性歪みがほぼ解放されたと主張している。

この大きな断層すべりをどのように解釈するのかは、破壊伝播のパターンがかぎとなる。議論を難しくしてい

るのは、日本列島に沿った地震観測網では東西方向の分解能が低いという点である。最も東西方向の分解能がある解析結果は首都圏の高密度地震観測網である首都直下地震観測網 (MeSO-net) を用いたアレー解析の結果 [Honda *et al.* (2011)] であろう。この結果は、破壊は地震開始後20秒から40秒にかけて領域Dと領域Bが同時に破壊しており、特に領域Dで顕著な地震波が放出されていることを示す。つまり、領域Dで大きな断層すべりが発生する前に、同領域で破壊が成長していたことを示す。この結果は摩擦熱によって強度弱化が発生したとの解釈を支持する。一方で、断層面の強度弱化が進行した場合は、Ide *et al.* (2011) が指摘している現象によって、オーバーシュート現象が発生しやすい条件となる。実際にYagi and Fukahata (2011b) のすべり速度分布のアニメーションファイルでは、地震開始後40秒～60秒付近で海溝付近において破壊伝播の跳ね返りのような現象を確認することができる。

系の弾性歪みがほぼ解放されたことは震源メカニズムの変化からも明らかになっている [Hasegawa *et al.* (2011)]。系に蓄積した弾性歪みはほぼ解放されたことを否定するような観測事例は現時点で確認されていない。仮に領域Dで大きな断層すべりが発生したのが真であるならば、領域Dでどのような現象が発生し、弾性歪みをほぼ解消する巨大地震を引き起こしたのかを理解することが、東北地方で発生する巨大地震を議論する上で重要な課題となる。

さて、本論文では震源インバージョンを用いて得られた震源過程モデルを取り扱ったために取り上げなかったが、遠地実体波のBack Projection法によっても破壊伝播の過程が求まっている [例えば、Ishii (2011), Wang and Mori (2011)]。この解析手法はP波の理論走時を基に計算をしており、他の反射波は無視している。また、沈み込むプレートによる波線の歪みも無視している。結果として、遠地実体波を解析する時には、pP波やsP波の影響によって解が系統的に移動する可能性があることや、観測点が沈み込むプレートの走向方向に存在する場合は解が系統的に移動する可能性があることに十分に注意して議論する必要がある。近地データのアレー解析によって得られた波源 [例えば、Honda *et al.* (2011)] を基に結果を再検討する必要がある。

最後に、東北沖地震の詳細かつ安定な震源像を得るためには、多チャンネルで観測されたデータを適切に統合して解析することが重要となる。今後の研究成果によって、より詳細で正確な震源過程モデルが提示されることに期待したい。

Fig. 3. Snapshots of slip distribution for each time interval, obtained by Yagi and Fukahata (2011b). The star represents the epicenter. Time after the initiation of the earthquake is shown on each panel. Tsunami source regions of historical large earthquakes are indicated by closed white curves: 1896 Sanriku ($M8.2$); 1897a off Miyagi ($M7.4$); 1897b far off Miyagi ($M7.7$); 1915 off Miyagi ($M7.5$); 1936 off Miyagi ($M7.4$); 1938a, 1938b, 1938c off Fukushima ($M7.5$, $M7.4$, $M7.3$); 1978 off Miyagi ($M7.4$) [modified from Headquarters for Earthquake Research Promotion (<http://www.jishin.go.jp/main/index-e.html>)].

謝 辞

原稿を執筆するにあたり、深畑幸俊氏と笠原天人氏との議論は参考になりました。岡田知己氏と匿名査読者には、本論文を改訂するのに有益なコメントを頂きました。記して感謝の意を表します。

文 献

- Akaike, H., 1980, Likelihood and the Bayes procedure, in "Bayesian Statistics", ed. by J.M. Bernardo, M.H. DeGroot, D.V. Lindley, and A.F.M. Smith, University Press, Valencia, 143-166.
- Ammon, C. J., T. Lay, J. Charles, H. Kanamori, and M. Cleveland, 2011, A rupture model of the great 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 693-696.
- Bizzarri, A. and M. A. Cocco, 2006, A thermal pressurization model for the spontaneous dynamic rupture propagation on a three-dimensional fault: 1. Methodological approach. *J. Geophys. Res.*, **111**, B05303, doi:10.1029/2005JB003862.
- Fukahata, Y., Y. Yagi, and M. Matsu'ura, 2003, Waveform inversion for seismic source processes using ABIC with two sorts of prior constraints: Comparison between proper and improper formulations, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1305, doi:10.1029/2002GL016293.
- 深畑幸俊・八木勇治・三井雄太, 2011, 2011 年東北地方太平洋沖地震による絶対弾性歪みの解放：遠地実体波

- インバージョン解析と動的摩擦弱化, 地質学雑誌 (投稿中).
- Hasegawa, A., K. Yoshida, and T. Okada, 2011, Nearly complete stress drop in the 2011 M_w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 703–707.
- Hayes, G. P., 2011, Rapid Source Characterization of the 03-11-2011 M_w 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 529–534.
- Hayes, G.P., D. J. Wald, and K. Keranen, 2009, Advancing techniques to constrain the geometry of the seismic rupture plane on subduction interfaces a priori: Higher order functional fits, *Geochem. Geophys. Geosys.*, **10**, doi:10.1029/2009GC002633.
- Hikima, K. and K. Koketsu, 2005, Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system, *Geophys. Res. Lett.* **32**, L18303, doi:10.1029/2005GL023588.
- Honda, R., Y. Yukutake, H. Ito, M. Harada, T. Aketagawa, A. Yoshida, S. Sakai, S. Nakagawa, N. Hirata, K. Obara, and H. Kimura, 2011, A complex rupture image of the giant earthquake which struck east Japan revealed by a dense seismograph network, MeSONet, *Earth Planets Space*, **63**, 583–588.
- Ide, S., 2001, Complex source processes and the interaction of moderate earthquakes during the earthquake swarm in the Hida Mountains, Japan, 1998, *Tectonophysics*, **334**, 35–54.
- Ide, S. and M. Takeo, 1997, Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis, *J. Geophys. Res.*, **102**, 27379–27391.
- Ide, S., A. Baltay, and G. C. Beroza, 2011, Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, **332**, 1426–1429, doi:10.1126/science.1207020.
- Ishii, M., 2011, High-frequency rupture properties of the M_w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 609–614.
- Ji, C., D. J. Wald, and D. V. Helmberger, 2002, Source description of the 1999 Hector Mine, California, earthquake, part I: Wavelet domain inversion theory and resolution analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 1192–1207.
- Kikuchi, K. and H. Kanamori, 2003, Note on Teleseismic body-wave inversion program, <<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI/>>, (参照 2011-10-01).
- Koketsu, K., Y. Yokota, N. Nishimura, Y. Yagi, S. Miyazaki, K. Satake, Y. Fujii, H. Miyake, S. Sakai, Y. Yamanaoka, and T. Okada, 2011, A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **310**, 480–487.
- Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, L. Xue, and M. J. Kim, 2011, Possible large near-trench slip during the great 2011 Tohoku (M_w 9.0) earthquake, *Earth Planets Space*, **63**, 687–692.
- Lee, S. J., B. S. Huang, M. Ando, H. C. Chiu, and J. H. Wang, 2011, Evidence of large scale repeating slip during the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L19306, doi:10.1029/2011GL049580.
- Mai, P., J. Burjanek, B. Delouis, G. Festa, C. Fracosis-Holden, D. Monelli, T. Uchide, and J. Zahradnik, 2007, Earthquake source inversion blind test: Initial results and further developments, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **88**, Fall Meet. Suppl., S53C-08.
- Nishimura, T., T. Hirasawa, S. Miyazaki, T. Sagiya, T. Tada, S. Miura, and K. Tanaka, 2004, Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995–2002 estimated from continuous GPS observations, *Geophys. J. Int.*, **157**, 901–916.
- Sekiguchi, H., K. Irikura, and T. Iwata, 2000, Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 117–133.
- Shao G., X. Li, C. Ji, and T. Maeda, 2011, Focal mechanism and slip history of 2011 M_w 9.1 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves, *Earth Planets Space*, **63**, 559–564.
- Sibson, R. H., 1973, Interactions between temperature and fluid pressure during earthquake faulting - a mechanism for partial or total stress relief, *Nature*, **243**, 66–68.
- Suzuki, W., S. Aoi, H. Sekiguchi, and T. Kumagai, 2011, Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki mega-thrust earthquake (M 9.0) inverted from strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G16, doi:10.1029/2011GL049136.
- Tanioka, Y. and T. Seno, 2001, Sediment effect on tsunami generation of the 1896 Sanriku tsunami earthquake, *Geophys. Res. Lett.* **28**, 3389–3392.
- Wang, D. and J. Mori, 2011, Rupture process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M_w 9.0) as imaged with back-projection of teleseismic P-waves, *Earth Planets Space*, **63**, 603–607.
- Wiens, D. A., 1987, Effects of near source bathymetry on teleseismic P waveform, *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 761–764.
- 八木勇治, 2009, 震源過程解析手法の開発, *地震* **2**, **61**, S297–S307.
- Yagi, Y. and Y. Fukahata, 2008, Importance of covariance components in inversion analyses of densely sampled observed data: an application to waveform data inversion for seismic source processes, *Geophys. J. Int.* **175**, 215–221.
- Yagi, Y. and Y. Fukahata, 2011a, Introduction of uncertainty of Green's function into waveform inversion for seismic source processes, *Geophys. J. Int.*, **186**, 711–720, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05043.x.
- Yagi, Y. and Y. Fukahata, 2011b, Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L19307, doi:10.1029/2011GL048701.
- Yagi, Y., T. Mikumo, J. Pacheco, and G. Reyes, 2004,

- Source rupture process of the Tecoman, Colima, Mexico earthquake of January 22, 2003, determined by joint inversion of teleseismic body wave and near source data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 1795–1807.
- 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.