2011年東北地方太平洋沖地震による絶対歪みの解放： 遠地実体波インバージョン解析と動的摩擦弱化

Absolute strain release in the 2011 Tohoku-oki Earthquake: Waveform inversion and dynamic fault weakening

Abstract

深畑幸俊* 八木勇治** 三井雄太***

Yukitoshi Fukahata*, Yuji Yagi** and
Yuta Mitsui***

2011年12月15日受付.

2012年5月5日受理.

* 京都大学防災研究所
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto
University, Gokasho, Uji, Kyoto 611-0011,
Japan

** 筑波大学生命環境系
Faculty of Life and Environmental Sciences,
University of Tsukuba, Japan

*** 北海道大学理学研究院
Department of Natural History Sciences,
Hokkaido University, Japan

Corresponding author; Y. Fukahata,
fukahata@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

The 2011 Tohoku-oki earthquake resulted in substantial slip relatively near the coast from Miyagi to Ibaraki prefectures as well as extremely large slip near the trench. The moment-rate function has a shoulder around 35 s and a large peak about 70 s. The former corresponds to a significant moment release in the source area of the 1978 Miyagi-oki earthquake, and the latter was caused by extremely large slip near the trench. The main rupture process is characterized by large maximum slip (50 m), long slip duration in the large slip area (90 s), and a relatively large stress drop in the up-dip source region (10 MPa). These characteristics mean that dislocation across the plate interface continued to release elastic stress and strain during the earthquake, which strongly suggests significant weakening of frictional strength due to thermal pressurization or other mechanisms on the fault plane. A drastic change in earthquake mechanisms from compression to extension above the large-slip area together with the occurrence of low-angle normal-fault aftershocks at approximately the depth of the plate interface also supports the idea that the earthquake did release roughly all of the accumulated strain on the plate interface owing to dynamic weakening of the fault. The stress accumulated on the plate interface before the earthquake is estimated to have been about 10 MPa from the hypocenter to the trench. If dynamic weakening on a fault plane plays an essential role in large earthquakes, then the periodicity of large earthquakes is questioned, as fault weakening mechanisms are non-linear in nature. Pseudo-cyclical records of the occurrence of large interplate earthquakes can be understood by constant accumulation of elastic strain due to steady plate motion and accidental release of elastic strain due to dynamic fault weakening that strongly depends on the conditions immediately prior to the earthquake.

Keywords: 2011 Tohoku-oki earthquake, absolute strain, absolute stress, waveform inversion, thermal pressurization

はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震(以下、東北沖大地震と略記)は、プレート境界に溜められていた歪み(より正確には剪断弾性歪み)をほとんど全て解放してしまうという、極めて特異な地震だったと考えられる。この点が、物理的な側面から見た場合の、この地震の最も重要な特徴であろう。歪みがほぼ全て解放されたがために、50 mに達する大きな滑りも生じたのである。なぜプレート境界に溜められていた歪みがほぼ全て解放されたと考えられるのか、本論文では遠地実体波解析(Yagi and Fukahata, 2011a)や地震のメカニズム解の変化(Asano et al., 2011)を基に論証する。付随して、分量としてはむしろやや長くなるが、遠地実体波解析から得ら

れた破壊過程の詳細について、他の解析結果との比較や各種観測データとの整合性を基に、その妥当性について議論する。地震の破壊過程を確定させることが、この地震を理解する上での基盤となるからである。

もしも、歪みが本当にほぼ全て解放されていたならば、応力降下量の解析などから、大地震前の応力の絶対レベルを見積もることが可能となる。つまり、東北沖大地震は、応力の絶対レベルを比較的精度良く見積もる得難い機会を提供する。歪みをほぼ全て解放するには何らかのメカニズム、例えば摩擦発熱による間隙流体圧の上昇などの効果により断層面上の摩擦強度が地震時に極端に低下することが必要である。そのような極端な摩擦強度低下メカニズムは、強い非線形性、即ち鋭敏な初期値依存性を持つことが期待される。今回

の地震でそのような極端な摩擦強度の低下メカニズムが重要な役割を果たしたということは、我々が漠然と抱いている巨大地震の周期的発生という観念に重大な疑問を突き付ける。

インバージョン解析手法

東北沖大地震の破壊過程を調べるために遠地実体波のインバージョン解析を行った(Yagi and Fukahata, 2011a)。遠地実体波はグローバルな観測網によって捉えられているので、異なる地域で発生した大地震間の比較に適している。加えて、波形は震源領域全体の情報をほぼ等しく含むため震源過程全体を議論するのに優れ、特に地表面で反射した波が比較的孤立して到達するため深さ方向の分解能が高いという特長を持つ。

最近では、大地震の発生後に複数の機関から震源過程モデルが発表されるなど、震源過程の推定は定常業務のように成りつつある。その一方、同様のデータを使用しているにも拘わらず、研究者によってしばしば結果が大きく異なること(例えば, Beresnev, 2003; Vallée and Bouchon, 2004)は、既存の解析手法に重大な問題があることを示している。この問題を解決するために、我々はデータが持つ誤差に注目して、解析手法の改善を図ってきた(Fukahata and Wright, 2008; Yagi and Fukahata, 2008, 2011b)。

一般に誤差は観測誤差とモデル誤差よりなる。モデル誤差は、グリーン関数の誤差などモデルが不完全であるために生じる誤差で、データ間に大きな相関を作り出すという特徴を持つ。従来の解析では、ほとんどの場合モデル誤差と観測誤差を区別することなく、誤差は無相関でガウス分布に従うと仮定してきた。ランダムな観測誤差が十分に大きい場合には、これは悪い仮定ではない。しかし現今、地震計の精度は非常に高く、観測誤差よりもモデル誤差がむしろ大きいと考えられるため、誤差は無相関のガウス分布と仮定することには無理がある。また、モデル誤差としては、グリーン関数の不確定性に由来するものが支配的であると考えられる(Yagi and Fukahata, 2008, 2011b)。そこで、Yagi and Fukahata(2011b)は、その効果を取り入れたインバージョン解析法の定式化を行った。一般に、遠地地震波形データ(変位 $u(\mathbf{x}, t)$)は、グリーン関数 $G(\mathbf{x}, \boldsymbol{\xi}, t)$ を介して断層面上の滑り速度 $\dot{D}(\boldsymbol{\xi}, t)$ と結び付けられるが、下記のようにグリーン関数の誤差 δG を明示的に取り入れたところがポイントである：

$$u(\mathbf{x}, t) = \int_{\Sigma} (G(\mathbf{x}, \boldsymbol{\xi}, t) - \delta G(\mathbf{x}, \boldsymbol{\xi}, t)) * \dot{D}(\boldsymbol{\xi}, t) d\boldsymbol{\xi} + e_{obs}$$

観測誤差を表す e_{obs} とグリーン関数の誤差 δG に由来する項が、観測方程式の誤差を構成する。 $*$ は時間に関するコンボリューション(畳み込み積分)を表しており、誤差 δG が滑り速度 $\dot{D}$ とコンボリューションされていることから、誤差がデータ間で強い相関(共分散成分)を持つことが分かる。この方法により、例えば後続波に汚染されがちな地震波の後ろの方のデータの重みを引き下げるなどといったことが自然になされると同時に、非負の拘束条件(仮定したすべり方向と逆方向の滑りを許さない条件のこと)を課さなくとももっともらしい滑り分布が得られるようになった。非負の条件を課さ

ないことにより、不適切な設定で解析したときにはおかしな結果が得られることが期待されると同時に、計算時間が劇的に節約できるので解析の分解能を大きく上げることが可能となった。このグリーン関数の誤差を明示的に取り入れた最新の手法を東北沖大地震の観測データに適用したところが Yagi and Fukahata(2011a) の解析の特徴である。

世界の広帯域地震観測網から 51 点をデータの質や方位を基準に選び、観測波形に 0.001–0.38 Hz のバンドパスフィルタをかけた。地殻構造は Miura et al.(2005) に準拠し、グリーン関数は Kikuchi and Kanamori(1991) の方法により計算している。震源位置は気象庁のものを参考に北緯 38.103°, 東経 142.860°, 深さ 22 km とし、断層の走向を 200°, 傾斜角を 12° とした。断層面は北北東方向に 500 km, 東南東方向に 200 km の範囲を取り、両方向に 20 km 間隔で一次のスプライン関数を基底関数として配置した。時間方向には、各空間パッチ毎に 102 秒間をモデル空間として取り、1.2 秒間隔で一次のスプライン関数を基底関数として配置した。各空間パッチの時間基底関数の開始時刻を与える仮想的な破壊伝播速度は 2.8 km/s とした。また、滑り分布はなめらかであるという先験的拘束条件を使用し、その重みを赤池のベイズ情報量規準(ABIC)を用いて定めている(Akaike, 1980; Yabuki and Matsu'ura, 1992)。インバージョン解析の結果、各基底関数の重ね合わせ係数が得られ、それらを足し合わせることで、滑り分布の時間発展が得られる。

得られた総計の滑り量分布を地図上に描いたものを Fig. 1 に、滑りベクトルを重ねたものを Fig. 2a に示す。比較のために、グリーン関数の誤差を取り入れないで解析した結果を Fig. 2b に示す。Fig. 2b の解析では、統計的に最適とされる ABIC 最小解を採用すると滑り分布が非常に激しく暴れてしまうため、それよりもかなり強いスムージングをかけている。また、ほとんど全ての波形インバージョン解析と同様に非負の条件(NNLS: non-negative least squares)を課しており、計算時間の制約から時間方向のモデル領域を 72 秒、基底関数の間隔を 7.2 秒とした。Fig. 2b では海溝沿いの大きな滑りが南まで分布するほか、モデル領域の両下端に比較的大きな滑りが求まっている。次節でも触れるように他の波形インバージョン解析でもしばしば類似の特徴が見られるが、それらはおそらく擬似的なものだろう。なぜなら、非負の条件をもしも用いないと、滑り分布は Fig. 2c のようになる。本来ある筈のグリーン関数の誤差を無視すると、このように物理的におかしな解が得られるのである。そして、非負の条件を課すというのは、なぜ物理的におかしな解が得られたのかその原因を究明する代わりに、滑り分布が一見もっともらしく見えるよう強引に操作していることに相当する。負の滑りが推定誤差範囲に入るようなものならば問題はないだろうが、Fig. 2c のように小さくはない場合にはモデルの設定に何らかの看過できない欠陥があることを意味しており、得られた滑り分布の信頼性は限定的であると考えざるを得ない。

Fig. 1. Total slip distribution of the 2011 Tohoku-oki earthquake. The large star represents the epicenter determined by Japan Meteorological Agency (JMA). The first three-days aftershocks are also shown by small stars ($\geq M$ 6.5) and open circles ($< M$ 6.5). Triangles represent the locations of the GPS stations at Miyako, Kamaishi, Kesen-numa and Oshika from north to south. The open squares and the hypocenter are used as source locations in calculating the displacements shown in Fig. 9b.

地震の滑り分布と破壊伝播過程

1. インバージョン解析結果

Fig. 2a の滑りベクトル図から、東北沖大地震はほぼ純粋な逆断層運動で、滑りのピークは震源よりも海溝側にあり約 50 m に達することが分かる。5 m 以上の滑りが起こった領域は、長さ 440 km、幅 180 km もの広がりを持つ。Fig. 3 にモーメント速度関数を示す。35 秒付近で急激な上昇が一服し、次いで 70 秒付近に大きなピークを持つのが特徴である。破壊の時間発展を Fig. 4 に、各空間パッチのすべり速度関数を Fig. 5 に示す。これらの図は滑り量および滑り速度で表現されているため、モーメント解放量(または、モーメント解放レート)で見た場合には、海溝寄りと震源以深を比較する際に後者が 2 倍以上大きくなることに注意されたい。なお、インバージョン解析では層構造の弾性体を仮定し、ポアソン比は一律に 0.25 としている。各深さの剛性率の値は Fig. 5 右端に示した。

滑り分布から剛性率 54 MPa の様な半無限弾性体を仮定して計算した応力降下量を Fig. 6a に示す。応力降下量の

Fig. 2. Comparison between total slip distributions inverted with the new (a) and the conventional formulations with (b) and without (c) NNLS (non-negative least squares). The arrow shows the direction of slip, which can deviate by no more than $\pm 45^\circ$ from pure dip slip in (b) because of the non-negative condition. In the conventional formulation, we neglect the data covariance components originating from uncertainty of Green's function (Yagi and Fukahata, 2011b), and the number of model parameters is reduced by using longer basis functions (from 1.2 s to 7.2 s) for a shorter model space (from 102 s to 72 s) due to restriction of computational time (see the text). The star represents the hypocenter.

Fig. 3. Moment-rate function of the 2011 Tohoku-oki earthquake.

Fig. 4. Snapshots of slip distribution for each time period. Time after the initiation of the earthquake is shown on each panel. The star represents the hypocenter. The closed curves annotated with 1897, 1978, and 1896 correspond to the tsunami source regions of the 1897 far off Miyagi (M 7.7), 1978 off Miyagi (M 7.4), and 1896 Sanriku (M 8.2) earthquakes, respectively. Tsunami source regions of other large historical earthquakes in this area are also shown as thin closed curves (modified from Headquarters for Earthquake Research Promotion [<http://www.jishin.go.jp/main/index-e.html>]).

計算では、計算技術上の問題から層構造ではなく一様な半無限弾性体を仮定しているため、かなりのバイアスがかかってしまっている。そこで、インバージョン解析の結果得られた滑り分布を一旦モーメント解放量分布に変換した上で、このモーメント解放量から剛性率 54 MPa の一様な半無限弾性体を仮定してすべり量を求め、応力降下量を計算し直した結果が Fig. 6b である。2 種類の方法で計算した応力降下量は、媒質の弾性率コントラストが大きいことを反映して、かなり大きく異なってしまっている。このうち、陸側に近い深部では、(a) を約 3 割増 (70/54 倍) したものが (b) とほぼ一致し

ており、(b) の結果で概ね正しい。浅部および震源付近については、多層構造弾性媒質の振る舞い (Fukahata and Matsu'ura, 2005) も参考に考察したところ、正解は (a) と (b) の間で、(b) 寄りにあると考えられる。特に浅部においては (a) からの乖離が大きい。結局のところ、海溝から震源付近の応力降下量は、おおよそ 10 MPa 程度と推定される。断層面全体の平均の応力降下量は 6 MPa である。

Fig. 4 より、地震発生後ほぼ速やかに震源の海溝側と陸側の双方に顕著な破壊が伝播している。陸側では 20 秒前後から 1978 年宮城県沖地震の震源領域 (Umino et al., 2006)

Fig. 5. Slip-rate function at each subfault. The origin of the horizontal axis at each subfault is taken to be the initiation of the earthquake. The subfault that includes the hypocenter at the center of the fault patch is hatched. The rigidity of each layer used in the inversion analysis is shown at the right of the figure. Poisson's ratio is 0.25 in every layer.

Fig. 6. Static stress drop for an average slip direction, calculated from the slip distribution (a) and the moment release distribution (b), under the condition of a homogeneous elastic half-space. Because of the rigidity contrast, the stress drop distributions (a) and (b) are quite different. The true stress drop estimated from the inversion result is considered to be close to (b) in the down-dip source region and intermediate between (a) and (b) (roughly 10 MPa) from around the hypocenter to near the trench (see the text for further discussion). The average stress drop over the fault plane is 6 MPa. The star represents the hypocenter. Also shown are locations of the low-angle normal fault aftershocks (black circles) at approximately the depth of the plate interface.

の破壊を開始し、大きなモーメント速度を持つ (Fig. 5)。35 秒頃から一旦速度が減少するが、その後再び加速して 80 秒過ぎまで滑り続けた。一方、海溝側に伝播した滑りは 1897 年の宮城県はるか沖の地震の津波源域を破壊し、0.5 m/s を越す速度で 50 秒以上もすべり続け、その後 30–40 秒間かけて減速した。また、地震の破壊開始後 50 秒頃からは破壊が南北に伝播し始め、約 100 秒で茨城県沖に達し、150 秒頃に停止した。

以上が、Yagi and Fukahata (2011a) で得られた結果である。得られた破壊過程モデルは、長周期から短周期成分に至

るまで、観測された地震波形を良く説明する (Fig. 7)。しかし、観測データとよく合うからといって、インバージョン解析で得られた結果が信頼できるという保証はない (深畑, 2009)。以下本節では他の解析結果や観測データとの比較を行い、推定された滑り分布と破壊過程の妥当性について考察する。

2. 滑り分布についての考察

震源よりも海溝寄りに滑りのピークを持ち、最大滑り量が数十メートルに達するというのは、津波 (例えば, Fujii et al., 2011) や強震動も含む多くのインバージョン解析結果に

Fig. 7. Comparison between the observed (top) and synthetic (bottom) waveforms with the station distribution. The station code, maximum amplitude, azimuth, and distance from the epicenter are given at the upper left of each waveform.

共通して見られる特徴であり、海底での地殻変動観測結果 (Sato et al., 2011) とも調和的である。しかし、それに次ぐ滑り分布の特徴となると、解析結果ごとに大きな違いが見られる。主要な相違点は、海溝沿いに南北に長く大滑り域が分布するか (Lay et al., 2011; Lee et al., 2011; Shao et al., 2011; Suzuki et al., 2011; Yoshida, K. et al., 2011; Yoshida, Y. et al., 2011 (近地)), 宮城・福島・茨城沖などで陸に近い領域にも大きな滑りが存在するか (Yagi and Fukahata, 2011a; Yoshida, Y. et al., 2011 (遠地); Yue and Lay, 2011) である。

まず、全体的な滑り分布の妥当性を検証するために、Fig. 1 の滑り分布から計算した地殻変動を国土院の GPS データ (Miyazaki et al., 2011) および海上保安庁の海底地殻変動データ (Sato et al., 2011) と比較した (Fig. 8)。計算結果と観測データは概ね整合しており、Fig. 1 はもっともらしい滑り分布の必要条件を満たしていると言える。ただし、計算で得られた福島県沿岸地域の変位量は明らかに大きく、福島県沖の滑り量が過大に見積もられてしまっていることを示している。

繰り返し宮城県沖地震を引き起こしている領域が今回の大地震で滑ったか否かは今後の地震発生予測に直接的に関わる重大な問題だが、まず強震動生成領域の推定 (浅野・岩田, 2011) や繰り返し地震の解析 (東北大学大学院理学研究科, 2011) などからは顕著な滑りが生じたことが示唆されている。GEONET に海上保安庁の海底地殻変動データも合わせた余効変動の解析 (小沢, 2011) でも、すべりがほぼ陸域に沿って生じており、その直上の宮城県沖地震のパッチで顕著な地震滑りが生じたとする考えと調和的である。なお、より細かく見ると、Yagi and Fukahata (2011a) の解析で応力が

Fig. 8. Comparison between the synthetic (top) and observed (bottom) displacement vectors at the GPS stations. Horizontal (left panel) and vertical (right panel) synthetic displacements are calculated from the total slip distribution shown in Fig. 1. Observed data on land (solid arrow) and in the sea (open arrow) are from Miyazaki et al. (2011) and Sato et al. (2011), respectively.

増加したところ (Fig. 6) で余効変動が大きくなっている傾向も見られる。また、後述するように 1 Hz GPS データの解析からも宮城県沖地震のパッチ周辺で顕著なモーメント解放が起こったことが推定される。以上のことを考え合わせると、この領域が今回の地震で大きく滑ったことはほぼ確実であろう。なお、海溝沿いに長く大きな滑りを推定した結果でも、宮城県沖地震のパッチには大きな滑りを求めたものが多く (Lay et al., 2011; Lee et al., 2011; Shao et al., 2011; Suzuki et al., 2011), そこでの滑りが小さい解析結果は少数である。

福島・茨城沖には、地震開始後しばらくしてから破壊が伝播したため、地震波形成インバージョンの解析精度は一般に悪くなる。一方、津波は地震波よりも伝播速度がずっと遅いため、福島・茨城沖の滑りが、福島以南の津波の第一波に対応する。津波データをインバージョン解析した Fujii et al. (2011) によれば、福島・茨城沖 50–100 km ほどの所に比較的大きな滑りが求められている。繰り返し地震はその周囲を取り囲むように分布しており (東北大学大学院理学研究科, 2011), 両者の解析は調和的である。余震のメカニズム解 (Asano et al., 2011) から、プレート境界付近における逆断層型の地震がこの地域で沿岸部と沖合遠くに多く分布する一方、沖合 50–100 km くらいの範囲にはぽっかりと穴が空いたように少なくなっている。強震動の解析結果 (浅野・岩田, 2011) は、ここでも福島・茨城沿岸に強震動生成領域を求めている。地震発生後すぐの余震 (Fig. 1) も沿岸部に多い。結局のところ、福島・茨城沖で海溝沿いにしか大きな滑りがないとすると不整合なことが多く、おそらくは繰り返し地震や逆断層型地震の分布で穴が空いているところで大きな滑りがあったと推測される。福島・茨城沖の海溝沿いに長く大滑り域が求まっている解析結果が少なくないのは、Fig. 2 で示したようにグリーン関数の誤差を無視したために生じた擬似的なものであろう。

なお、宮城県から三陸沿岸にかけて、GPS と比較した変位量 (Fig. 8) が系統的に大きくなってしまっているが、それはプレート境界の形状が効いているだろう。解析では簡単のため傾斜角 12° の 1 枚の平面断層を仮定したが、実際のプレート境界は沿岸近くではもっと高角度でより深部に位置する。そのため、滑り分布からそのまま地表変位を計算すると、変位量 (特に沈降量) がやや大きくなってしまいう問題がある。この解析よりも精密な議論を行うには、現実的なプレート境界形状を導入することが不可欠だろう。

3. 破壊過程についての考察

モーメント速度関数 (Fig. 3) が、35 秒付近に肩を持ち、約 70 秒でピークを打って、およそ 150 秒後にゼロに戻るといのは、近地強震動も含め (Suzuki et al., 2011; Yoshida, Y., 2011), ほぼ全ての波形解析結果 (Ammon et al., 2011; Hayes, 2011; Lay et al., 2011; Shao et al., 2011; Yagi and Fukahata, 2011a; Yue and Lay, 2011) に共通する特徴である。つまり、モーメント速度関数の上記 3 つの特徴は非常に信頼性が高いと考えられる。60–80 秒に海溝寄りの地域で非常に大きな滑りが発生していることも、同様

に共通している。したがって、モーメント速度関数の約 70 秒のピークは、この海溝寄りの大滑りが大きく寄与したものであろう。

一方、初期の破壊がどのように進展したかは、研究者により結果が大きく異なる。初期の破壊伝播がどのようなであったかは、この地震を理解する上で決定的に重要なポイントで、東北沖大地震を再現しようとする数値シミュレーションでも、この初期破壊伝播形態によりモデル化が大きく左右され得る。しかし、破壊開始から特に最初の 30–40 秒間の滑りは、解析結果間の差異が大きいので、以下やや長くなるが、この問題について議論する。

最初の 30–40 秒間、いくつかの解析ではすべりが震源付近で継続している (Shao et al., 2011; Yoshida, K., 2011; Yoshida, Y., 2011 (近地))。一方、Yagi and Fukahata (2011a) では海溝寄りと陸側の両方でモーメント解放が大きくなっており、陸に近い領域 (Ide et al., 2011; Koketsu et al., 2011), もしくは海溝に近い領域 (Lee et al., 2011) のみが大きくすべるというインバージョン結果も出されている。関東地方に展開された MeSO-net のデータを用いた back projection 解析 (Honda et al., 2011) では、陸側と海側の二つに滑りが分離していることが見てとれる。MeSO-net のデータは、空間的な位置関係から、along-arc でなく across-arc の方向に分解能が良いという特徴がある。強震動データの解析では、最初の顕著な強震動の生成領域が震源よりも陸側、1978 年宮城県沖地震の震源域付近にほぼ共通して求められている (浅野・岩田, 2011; Suzuki et al., 2011; Yoshida, Y., 2011)。ただし、近地強震動データは、across-arc の方向の分解能に限られる上、必ずしも大きな滑りが生じなくとも、滑りの加速度さえ大きければ振幅が大きくなるという弱点がある。

国土地理院によって観測された 1 Hz GPS のデータはこの問題に重要な制約を与える (Fukahata et al., 2011)。たとえば高密度でサンプリングしていても GPS データは変位を記録するので (強震計は、加速度ないしは速度を記録)、地震によるモーメント解放量、つまりは滑り量とより直接的に関係付けられるからである。Fig. 9a に三陸沿岸の 1 Hz GPS の海溝軸に直交する方向 (N110°E) の変位データを示す (東南東向きが正)。この図から、牡鹿では地震開始後 30–55 秒の間に 1.5 m ほど変位した後 20 秒近く停滞し、再び 35 秒ほどかけて最大変位の 6 m に達していることが分かる。一方、宮古では地震開始後 1 分近く経ってから比較的小規模な変位が始まり、およそ 2 分で変位がピークを打つ。気仙沼と釜石は、牡鹿から宮古への遷移的な振る舞いを示している。ここで注目すべきは、牡鹿では 1 分前後に明瞭な変位の停滞が見られる (宮古ではそれに対応する変位の停滞がない) ことと、牡鹿と宮古の変位の時間差がピークについては 10 秒強である一方、顕著な変位開始については約 25 秒とはっきりと大きいことである。これらのことは、牡鹿の最初の 1.5 m の変位とその後の変位の原因が、別の場所に求められなければならないことを意味する。牡鹿の後半の大変位は、前述の状況から、その主因は海溝寄りの大滑りと考えられる。一

Fig. 9. (a) Time series of surface displacements observed at GPS stations in Sanriku sampled at 1 Hz. The displacement component vertical to the trench axis (N110°E) is shown. (b) Computed displacements at Oshika (bold lines) and Miyako (thin lines) caused by dislocation sources near the coast (solid line), at the hypocenter (broken line), and near the trench (chain line) on the fault plane. The surface projection of the source locations is shown in Fig. 1.

方、牡鹿の前半の変位は宮古にはほとんどその影響を及ぼしていないことから、震源よりもっと陸に近いところ、例えば 1978 年宮城県沖地震の震源域付近にあることが推定される。

これらの推定は、シンプルな動的変位の計算からも裏付けられる (Fig. 9b)。計算では、簡単のため、一様等方な無限弾性体を仮定し、P 波速度 7.0 km/s、ポアソン比 0.25 とした。そして、Fig. 1 に示す震源を含む 3 箇所、10 秒間一定の速度で増加する地震モーメント (つまり、ボックス型のモーメント速度関数) を置き、牡鹿 (太線) および宮古 (細線) での動的変位を計算した。動的変位の計算では、遠地項は無視し、近地項と中間項 (Aki and Richards, 1980; 松浦, 1996) のみ評価した。各震源に置く地震モーメントは純粋な逆断層型 (すべり方向が N110°E) とし、その値は適当に規格化している。ただし、与えるモーメントの比は陸側から海溝寄りに向かって 1 : 2 : 4 とした。

計算結果から、震源付近 (破線) で滑った場合、宮古では牡

鹿から約 10 秒遅れでその数分の 1 の変位が生じる一方、陸側 (宮城県沖地震のパッチ; 実線) での滑りに対してはほとんど変位が生じない。加えて、陸側での滑りに対し牡鹿では顕著な変位の逆戻りが生じるが、宮古にはそれが現れない。したがって、牡鹿の初期の変位は震源付近ではなく宮城県沖地震のパッチ付近が滑ったものであり、モーメント速度関数の 35 秒付近の肩も、震源付近ではなく陸側でのモーメント解放が主因と考えられる。それらは、Yagi and Fukahata (2011a) のインバージョン解析で得られた宮城県沖地震のパッチにおけるモーメント速度関数の増加および減少 (Fig. 5) とぴったり符合する。ちなみに、変位が逆戻りするの、厳密には角度に依存するものの、遅れて伝播する S 波の中間項が近地項や P 波の中間項に対し概ね逆方向の変位を持つためであり、モーメント速度関数が急激に減少するときこの変位の逆戻りが顕著に現れる。Fig. 9a において各観測点で変位が最大値を取った後に大きく逆戻りしているのが見られるが、これらも S 波の中間項のためと考えられる。

なお、1 Hz GPS データのより詳しい解析 (Fukahata et al., 2011) によれば、海溝寄りで顕著なモーメント解放が始まったのは 35 秒以降であり、震源から陸側と海溝側の双方に破壊が伝播したという点では Yagi and Fukahata (2011a) の結果と一致しているものの、タイミングについては 10 秒程度その解析結果よりも遅い。海底地震計を用いた震源再決定 (日野他, 2011) によれば震源位置が気象庁の決めたものよりも 10 km ほど西に動くので (その分、海溝への破壊伝播が遅れる)、一つにはその効果が効いているだろう。また、まず陸側で大きくすべり、次いで海溝寄りで大きな滑りが生じるとするのは、Ide et al. (2011) の主張と合致する。ただし、彼らの結果では逆に滑りのタイミングは遅れているように見える。

絶対歪みの解放とその意義

現在の科学の水準として、地震波形をデータとして地震の破壊伝播過程を求めるインバージョン解析では、残念ながら研究者により相当違った結果が得られているのが実情である。しかし、前節で詳細に論じたとおり、グリーン関数の誤差を明示的に取り入れる最新の手法で解析した Yagi and Fukahata (2011a) の結果は、福島沖の滑りが過大であったり海溝寄りのすべり開始が 10 秒程度早いといった問題はあっても、滑り分布の全体的特徴やモーメント速度関数、破壊の伝播過程などが、他の観測データ等により全般的に良く裏付けられていることが分かって頂けたと思う。ここで、東北沖大地震の主破壊の特徴を改めてまとめると、海溝寄りにおける長大な滑り (最大 50 m) ・長いすべり時間 (最大 90 秒) ・比較的大きな応力降下 (約 10 MPa) ということになる。

応力降下量は、海溝型地震については平均約 3 MPa とされており (Kanamori and Anderson, 1975)、インバージョン解析の結果得られた断層面全体の平均で 6 MPa、震源から海溝付近でおよそ 10 MPa というのは、それを上回る。また、ある地点における滑りの継続時間は、経験則 (Geller, 1976) によればマグニチュード 9 (M 9) の地震でもおよそ

30 秒であり、90 秒というのは上述の解析の不正確さを考慮に入れても有意に長い。例えば、2010 年チリ地震 ($M 8.8$) は、断層サイズは東北沖大地震と同程度だが、各地点の滑りの継続時間は最大でも 24 秒に過ぎない (Delouis et al., 2010)。滑り速度については通常の地震と特段変わらないものの、断層面が通常よりもかなり長い時間すべり続けるということは、普段よりもずっと多くの歪みや応力を解放することであり、そのためには断層面上の摩擦強度が地震時に著しく低下することが必要であろう。こういった摩擦強度の低下は実験的に多数報告されており (例えば, Tsutsumi and Shimamoto, 1997)、それらに基づいた東北沖大地震の現象論的なモデル化も既に試みられている (Shibasaki et al., 2011)。摩擦強度低下の原因としては、断層すべりに伴うメルトの生成 (McKenzie and Brune, 1972) や flash heating (Rice, 2006) などいくつかのメカニズムが考えられるが、断層中の間隙流体の摩擦発熱による膨張 (thermal pressurization, 以下 TP と略記) はその有力な候補である (Sibson, 1973; Bizzari and Cocco, 2006; Mitsui et al., 2012)。岩石実験や地質学的なデータからも沈み込み帯浅部の環境下で TP が有効に働くことが示唆されている (Faulkner et al., 2011; Yamaguchi et al., 2011)。TP 等によって断層の摩擦強度が著しく低下することにより、長大な滑りが生じ、それが引き金となって広大な領域が大きく滑ったのであろう。極端な例が宮城県沖地震のバッチで、一旦すべり速度が大きく低下した後再び増加し、長い距離すべった (Fig. 5)。前半の滑りが想定宮城県沖地震の歪みを解放したもの、後半の滑りが海溝寄りの大滑りに引きずられて生じたものと考えれば、この奇妙な振る舞いが無理なく理解できる。

摩擦強度が極端に低下したことは、地震のメカニズム解の変化からも裏付けられる (Asano et al., 2011; Hasegawa et al., 2011)。本州は、伊豆の衝突帯を除いては、ほぼ東西圧縮の応力場で、東北日本は海域部分も含めその典型であった (Terakawa and Matsu'ura, 2010)。しかし、Fig. 10 に示すように、東北沖大地震後は、発生する地震のメカニズム解が劇的に変化した。福島県沿岸では正断層地震が頻発し、長野県北部で発生した地震は、以前と比べ 45° ほど圧縮主応力軸が回転している。本震で大きく滑った領域の上では多くの正断層地震が発生し、さらに Fig. 6 にも示したようにほぼプレート境界の深さで低角の正断層地震もいくつか観測されている (Ide et al., 2011)。Yagi and Fukahata (2011a) はその最大のも ($M 6.6$) について波形インバージョン解析を行い、共役な高角の断層面ではなく、確かにプレート境界とほぼ一致する低角の断層面で正断層の滑りが起きたものであることを確認した。

プレート境界では海洋プレートの沈み込みに伴い歪みや応力が蓄積されている。時々起こる海溝型地震は、その歪みや応力を解放するものである (Fig. 11)。しかし、一般に、歪みや応力の絶対レベル、即ち絶対歪みや絶対応力を知ることには容易でない。測地観測から推定されるのは歪みの絶対値ではなくその変化であり、地震データを解析することによって

Fig. 10. Distribution of focal mechanisms of shallow aftershocks (< 10 km) during one month after the mainshock determined by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED) with the inverted total slip distribution of the mainshock. Open stars show the locations of the low-angle normal fault aftershocks at approximately the depth of the plate interface derived from the Global CMT catalog [<http://www.globalcmt.org>].

Fig. 11. Schematic image of temporal strain change on the plate interface. In the beginning of plate subduction, elastic strain accumulates linearly. After the initial stage, elastic strain is released from time to time (usual seismic cycles), but it is difficult to estimate its absolute level. The 2011 Tohoku-oki earthquake appears to have exceptionally released roughly all accumulated elastic strain.

得られるのも、地震による応力の変化に過ぎないからである。サンアンドレアス断層を舞台に繰り広げられてきた応力の絶対値をめぐる論争 (例えば, Scholz, 2000) は、この問題の難しさを示している。 $M 8$ クラスを含むほとんどの地震では、今回のように地震の前後で顕著に応力場が変化することはない。宮城県沖における地震メカニズムの応力インバージョン解析の結果は、2000 年代に入っていくつか起こった

Fig. 12. (a) Schematic image of the occurrence of tensile earthquakes in a neutral stress regime. Compressional stress had prevailed in the fore-arc of the Tohoku district until the 2011 Tohoku-oki earthquake, and the compressional stress had of locally released by inelastic processes (left). After the 2011 Tohoku-oki earthquake the compressional stress has almost completely vanished, and the stress regime may be nearly neutral. However, the stress can be locally tensile in places where inelastic processes had already released the compressional stress (right). (b) Similar situation for the double-planed deep seismic zone. Tensile and compressional stresses in the oceanic plate around the trench may be locally released by inelastic processes (left). Seismic activity can occur in a neutral stress regime at depth, where the oceanic slab recovers an almost straight shape (right).

この地域の $M7$ クラスの地震によって、応力場がほとんど全く影響を受けなかったことを示している (Hasegawa et al., 2011). 要するに、通常、海溝型地震による応力解放は、蓄積されている応力の一部に留まる。(一つの例外は 1968 年十勝沖地震 ($M8.2$)). 多くの正断層型の余震が発生した (Kanamori, 1971). 2010 年チリ地震 ($M8.8$) でも北部の大滑り域の上盤側で、多数の正断層型余震が発生している (Lange et al., 2012).)

しかし、福島県沿岸や長野県北部を初めとする広域にわたる地震メカニズム解の大変化は、プレート境界で蓄えられてきた絶対歪みおよび絶対応力の少なくともかなりの部分が解放されたことを意味している。プレート境界付近の深さでプレート境界とはほぼ平行な低角の正断層地震が複数発生していること (Fig. 6) は、少なくとも局所的に今回の地震で滑り過ぎが生じたことを示している。さらに、本震で大きく滑った領域の上で多くの正断層地震が発生していることも、プレート境界で蓄積されてきたほぼ全ての歪みや応力が解放されたことを強く示唆する (Fig. 11). 実際に、地震のメカニズム解をデータとして応力インバージョン解析を行った結果 (Hasegawa et al., 2011) も、ほぼ全ての応力が解放されたと結論付けている。このような大規模な絶対応力の解放は、摩擦強度の極端な低下によってもたらされたものと考えられ、インバージョン解析の結果得られた我々の破壊モデルと大変調和的である。

なお、一つ注意すべきこととして、正断層地震が多く発生しているからといって、プレート境界の広い範囲で滑り過ぎが起こり、この地域の応力場があまりに正断層的になったとは限らないということがある。その理由として、まず一つには地形的な効果がある。山脈の稜線近くにはしばしば線上凹地 (二重山稜) が発達しているが、それは山脈の自重によって

生じた伸張応力に起因する正断層運動によるものである (町田, 2006). それと同様の理由により、島弧で高く海溝で低いという地形的な効果により、プレート境界で滑り過ぎが起こらなくても伸張の応力が発生する。忘れられがちなもう一つの効果としては、地殻の非弾性的性質に起因するものがある。前述のとおり、この地域は長らく圧縮応力場だった。そうすると、その圧縮応力を解放するために地震など非弾的な変形が発生し、局所的に応力を解放するということが起こる。しかし、今回の地震によって突然圧縮応力がなくなると、その局所的に応力を解放していたところは、逆にマイナスの圧縮応力 (つまり、伸張応力) となる (Fig. 12a). このようなことは実際に沈み込む海洋プレート内部で起こっていると考えられる (Fig. 12b). 東北日本を初めとするいくつかのスラブでは二重深発地震面が観測されているが、上側は圧縮、下側は伸張のメカニズムを持つ (Hasegawa et al., 1978). この原因として、スラブが上部・下部マントル境界で下に凸に曲げられるためという考えがあるが、下に凸になる深さと二重深発地震が起こっている深さには大きな開きがあり、この説明には無理がある。むしろ、プレートは全体的には弾性的に振る舞うため、海溝付近で無理矢理に曲げられたプレートは、ある程度で深では直線的な姿 (つまり中立的な応力状態) に戻ろうとするものの、局所的には曲がった状態になじんでしまった部分があって、その部分がプレートが真っ直ぐに戻るときに、上述のメカニズムの地震を起こすのだと考えられる (Engdahl and Scholz, 1977; 古賀ほか, 2012).

さて、もしも本当にプレート境界に蓄えられていた歪みがこの地震によってほぼ全て解放されたならば、そのことは重大な意味を持つ。まず一つには、この地震の応力降下量の解析から絶対応力を見積もることが可能となる。これは、通常、地震では決して行えないことである。なお、絶対応力の推

Fig. 13. (a) Fault model for a dynamic rupture simulation with thermal pressurization (TP). The rupture starts at the nucleation area and propagates through the middle area, reaching the TP area. (b) Evolution of shear stress in each area. In the nucleation area, the stress drop starts instantaneously following the linear slip-weakening friction (the residual friction is fixed). In the middle area and the TP area, the stress drop starts when the shear stress reaches the yield strength (24 MPa). The friction law in the middle area is also linear slip-weakening, but that in the TP area is a combination of TP and slip-strengthening, which can cause a nearly complete stress drop. (c) Computed results for the final moment magnitude as a function of initial stress S_x and the characteristic slip-weakening distance D_x .

定は一般に容易ではないが、物理的に極めて重要な量であることもあり、東北日本弧においても例えば、地殻熱流量データ (Furukawa and Uyeda, 1989)、島弧地殻の力のバランス (Seno, 2009)、前述の 1968 年十勝沖地震の余震の解析 (Magee and Zoback, 1993) などから見積もられてきた。それらの推定結果は順に、20 MPa 以下、約 20 MPa、5 MPa 以下であり、Fig. 6 で示される東北沖大地震の応力降下量の見積もり、震源から海溝付近で約 10 MPa、断層面の平均で約 6 MPa とよく一致する。なお、応力インバージョンを行った Hasegawa et al. (2011) は絶対応力の値を 21–22 MPa と見積もっており、我々の解析よりもやや大きいがおおよそ類似の結果と言えるだろう。

歪みがほぼ全て解放されたとすると、更により重大なこととして、大地震の周期性に疑問符が付くということがある。なぜなら、歪みをほぼ全て解放するには TP 等の効果により断層面に働く摩擦強度の極端な低下が必要であると考えられ、TP 等の効果は強い非線形性、即ち強い初期値依存性を持つことが期待されるからである。Fig. 13 に TP を取り入れた簡単な数値シミュレーションの結果を示す。断層の動的破壊過程の計算には、周波数領域における境界要素法 (Day et al., 2005) に TP モデル (Bizzarri and Cocco, 2006; Mitsui and Hirahara, 2009) を組み込んだ手法を用いた。Fig. 13a のように海溝沿いに TP が強く効く領域を設け、震源核形成領域 (nucleation area) を少し離して配置した。数値シミュレーションでは一様な無限弾性体を仮定しているため、海溝には鏡像法を用いて疑似的な自由端境界条件 (断層面の傾斜方向に垂直な面に対する応力成分がゼロ) を与えてある。各領域内では初期応力場はそれぞれ一定とし (Fig. 13b)、特に Nucleation area では初期応力が降伏強度と等しい (正確には、ほんのわずかに上乗せする) ように設定し、動的破壊を人為的に開始させる。断層上の各点において、せん断応力

が降伏強度を超えることですべりが生じ摩擦強度の低下が起こる。震源核形成領域や中間領域 (middle area) では滑りに伴う摩擦弱化曲線をあらかじめ固定している一方、TP 領域では TP による非線形な摩擦弱化が起こるとした (Fig. 13b)。この時、Fig. 13c に示されるように、中間領域におけるちょっとした (100 kPa オーダーの) 初期応力の違いや若干の摩擦パラメタの違いによって、動的破壊が $M 7$ クラスで終わったり $M 9$ クラスになったりする。なお、本論文の計算では、TP 領域まで高速破壊が到達すると、TP 領域の大きな滑りに引きずられて設定した断層全体が破壊するようになっている。TP を取り入れたもう少し現実的な設定の計算としては、Mitsui et al. (2011, 2012) を参照して頂きたい。

南海トラフを初めとして、海溝型の大地震は繰り返し発生してきたことが知られているが、実はその周期性は決して良くない。最も良く知られている南海トラフについて言えば、最短の繰り返し間隔は 90 年で、最長では 264 年である (Ando, 1975)。北海道の太平洋沿岸では津波堆積物が調査されているが、その再来間隔は平均 450 年であるものの、短い時には 100 年、長い時には 800 年とこれまたばらつきが大変大きい (Sawai et al., 2009)。東北日本の太平洋沿岸でも同様で、再来間隔は 450 年から 800 年となっている (矢倉ほか, 2010)。東北沖大地震の発生後、巨大地震のスーパーサイクルの存在がクローズアップされてきた (Hori and Miyazaki, 2011; 池田・岡田, 2011)。確かに、巨大地震は、繰り返し発生してきたであろう。しかし、断層面の破壊時における非線形的性質を考えると、地震が「周期的」に発生することには、疑問を持たざるを得ない。TP に影響を与える水理学的性質も、比較的容易に時間変化することが想像される。そして実際に、これまでの発生履歴からしても、周期的と呼ぶのは難しく、せいぜいが擬周期的と呼ぶべきものであ

る。瀬野(2012)も南海トラフ沿い大地震の非周期的振る舞いに注目し、固有地震の考えを否定した。ただし、結局は安政型と宝永型に二分したに留まり、周期性のドグマから離れ切れてはいない。

地震は、蓄積された歪みを短時間で解放する過程である。プレート境界では歪みの蓄積はプレート運動に伴い極めて定期的に起こる。一方、歪みの解放過程はちょっとした状況の違いにより大きく変化するのだろう。そのように考えると、海溝型巨大地震が擬周期的に発生してきたことが無理なく理解できる。そして、もしそうであるとする、 $M9$ クラスの巨大地震の発生を予測することは、極めて難しい。

ま と め

2011 年東北地方太平洋沖地震については、発生直後から数多くの破壊伝播モデルが提出されている。それらのモデルの大部分は、震源の海溝寄りに大きな滑りのピークを持つこと、モーメント速度関数の概形(Fig. 3)などの点で一致をするが、宮城、福島、茨城各県の陸側に近い領域の滑りの有無、地震開始から最初の 30–40 秒間の破壊伝播過程などには大きな差異がある。本稿では、1 Hz GPS データに関連する簡単なモデル計算や繰り返し地震の分布などから、陸側に近い領域にも比較的大きな滑りがあったこと、特に地震開始後 20–35 秒くらいには、1978 年宮城県沖地震の震源域付近で顕著なモーメント解放があったことを論じた。グリーン関数の誤差を明示的に取り入れる最新的手法で解析した Yagi and Fukahata(2011a)の結果は、福島沖の滑りが過大であることや海溝寄りのすべり開始が 10 秒程度早いという問題はあつたものの、全般的に信頼できると考えられる。

東北沖大地震の主破壊は、長大な滑り(最大 50 m)、長いすべり時間(最大 90 秒)、比較的大きな応力降下(約 10 MPa)という特徴を持つ。それらの特徴は、断層面の摩擦強度が地震時に極端に低下したと考えるとうまく説明が付く。余震のメカニズム解が地震前と大きく変化したことも、沈み込むプレート境界面において東北沖大地震ではほぼ全ての歪みが例外的に解放されたことを示し(Fig. 11)、摩擦強度の極端な低下を裏付ける。大地震時に摩擦強度が極端に低下するならば、その非線形的効果から、大地震の周期的発生が疑問視されることとなる。海溝型大地震が、決して周期的ではなく、むしろ擬周期的に発生していることは、この考えと調和的である。

謝 辞

1 Hz GPS のデータは宮崎真一氏より提供頂いた。堀高峰氏との議論は有益であり、芝崎文一郎氏からは有用な情報を頂いた。西村直樹氏の協力、査読者からのコメントにも感謝する。遠地実体波データは米国地震学連合のデータ管理センター(IRIS-DMC)より取得した。震源位置は気象庁、モーメントテンソル解は防災科技研の F-net および Global CMT project により決定されたものを用いた。この研究は、深畑および八木への科研費(No. 21540428)の助成を受けている。

文 献

- Akaike, H., 1980, Likelihood and the Bayes procedure. In Bernardo, J. M., DeGroot, M. H., Lindley, D. V. and Smith, A. F. M., eds., *Bayesian Statistics*, University Press, Valencia, 143–166.
- Aki, K. and Richards, P. G., 1980, *Quantitative Seismology, Volume I*, W. H. Freeman and Company, New York, 557p.
- Ammon, C. J., Lay, T., Charles, J., Kanamori, H. and Cleveland, M., 2011, A rupture model of the great 2011 Tohoku earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 693–696.
- Ando, M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119–140.
- 浅野公之・岩田知孝(Asano, K. and Iwata, T.), 2011, 2011 年東北地方太平洋沖地震の広帯域強震動生成と震源破壊過程の関係, 日本地震学会 2011 年度秋季大会講演要旨(*Seismol. Soc. Japan, 2011, Fall Meet., Abstr.*), 5.
- Asano, Y., Saito, T., Ito, Y., Shiomi, K., Hirose, H., Matsumoto, T., Aoi, S., Hori, S. and Sekiguchi, S., 2011, Spatial distribution and focal mechanisms of aftershocks of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 669–673.
- Beresnev, I. A., 2003, Uncertainties in finite-fault slip inversions: to what extent to believe? *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **93**, 2445–2458.
- Bizzarri, A. and Cocco, M. A., 2006, A thermal pressurization model for the spontaneous dynamic rupture propagation on a three-dimensional fault: 1. Methodological approach. *Jour. Geophys. Res.* **111**, B05303, doi:10.1029/2005JB003862.
- Day, S. M., Dalguer, L. A., Lapusta, N. and Liu, Y., 2005, Comparison of finite difference and boundary integral solutions to three-dimensional spontaneous rupture. *Jour. Geophys. Res.* **110**, B12307, doi:10.1029/2005JB003813.
- Delouis, B., Nocquet, J. M. and Vallée, M., 2010, Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L17305, doi:10.1029/2010GL043899.
- Engdahl, E. R. and Scholz, C. H., 1977, A double Benioff zone beneath the central Aleutians: an unbending of the lithosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **4**, 473–476.
- Faulkner, D. R., Mitchell, T. M., Behn, J., Hirose, T. and Shimamoto, T., 2011, Stuck in the mud? Earthquake nucleation and propagation through accretionary forearcs. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L18303, doi:10.1029/2011GL048552.
- Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S., Shinohara, M. and Kanazawa, T., 2011, Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 815–820.
- 深畑幸俊(Fukahata, Y.), 2009, 地震学における ABIC を用いたインバージョン解析研究の進展. 地震 2(*Jour. Seismol. Soc. Japan, 2nd Ser.*), **61**, S103–S113.
- Fukahata, Y. and Matsuura, M., 2005, General expressions for internal deformation fields due to a dislocation source in a multilayered elastic half-space. *Geophys. Jour. Int.*, **161**, 507–521.
- Fukahata, Y. and Wright, T. J., 2008, A non-linear geodetic data inversion using ABIC for slip distribution on a fault with an unknown dip angle. *Geophys. Jour. Int.*, **173**, 353–364.
- Fukahata, Y., Yagi, Y. and Miyazaki, S., 2011, Constraints on early stage rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake from 1 Hz GPS data. *Earth Planets Space*, submitted.
- Furukawa, Y. and Uyeda, S., 1989, Thermal state under the Tohoku arc with consideration of crustal heat generation. *Tectonophysics*, **164**, 175–187.
- Geller, R. J., 1976, Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **66**,

- 1501–1523.
- Hasegawa, A., Umino, N. and Takagi, A., 1978, Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc. *Tectonophysics*, **47**, 43–58.
- Hasegawa, A., Yoshida, K. and Okada, T., 2011, Nearly complete stress drop in the 2011 Mw 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 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 529–534.
- 日野亮太・鈴木健介・伊藤喜宏・金田義行(Hino, R., Suzuki, K., Ito, Y. and Kaneda, Y.), 2011, 東北地方太平洋沖地震の前震・本震・余震の分布, 科学(Kagaku), **81**, 1036–1043.
- Honda, R., Yukutake, Y., Ito, H., Harada, M., Aketagawa, T., Yoshida, A., Sakai, S., Nakagawa, S., Hirata, N., Obara, K. and Kimura, H., 2011, A complex rupture image of the giant earthquake which struck east Japan revealed by a dense seismograph network, MeSO-net. *Earth Planets Space*, **63**, 583–588.
- Hori, T. and Miyazaki, S., 2011, A possible mechanism of M 9 earthquake generation cycles in the area of repeating M 7 ~ 8 earthquakes surrounded by aseismic sliding. *Earth Planets Space*, **63**, 773–777.
- Ide, S., Baltay, A. and Beroza, G. C., 2011, Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake. *Science*, doi:10.1126/science.1207020.
- 池田安隆・岡田真介(Ikeda, Y. and Okada, S.), 2011, 長期的歪み蓄積過程と超巨大地震. 科学(Kagaku), **81**, 1071–1076.
- Kanamori, H., 1971, Focal mechanism of the Tokachi-Oki earthquake of May 16, 1968: Contortion of the lithosphere at a junction of two trenches, *Tectonophysics*, **12**, 1–13.
- Kanamori, H. and Anderson, D. L., 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **65**, 1073–1095.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H., 1991, Inversion of complex body wave-III. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **81**, 2335–2350.
- 古賀祥子・伊藤喜宏・日野亮太・篠原雅尚・海野徳仁(Koga, S., Ito, Y., Hino, R., Shinohara, M. and Umino, N.), 2012, 日本海溝周辺における太平洋プレート内の地震発生機構, 地震2(Jour. Seismol. Soc. Japan, 2nd Ser.), **64**, 75–90.
- Koketsu, K., Yokota, Y., Nishimura, N., Yagi, Y., Miyazaki, S., Satake, K., Fujii, Y., Miyake, H., Sakai, S., Yamanaka, Y. and Okada, T., 2011, A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **310**, 480–487.
- Lange, D., Tilmann, F., Barrientos, S. E., Contreras-Reyes, E., Methe, P., Moreno, M., Heit, B., Agurto, H., Bernard, P., Vilotte, J. P. and Beck, S., 2012, Aftershock seismicity of the 27 February 2010 Mw 8.8 Maule earthquake rupture zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **317**, 318, 413–425.
- Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Xue, L. and Kim, M. J., 2011, Possible large near-trench slip during the great 2011 Tohoku (Mw 9.0) earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 687–692.
- Lee, S. J., Huang, B. S., Ando, M., Chiu, H. C. and Wang, J. H., 2011, Evidence of large scale repeating slip during the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L19306, doi:10.1029/2011GL049580.
- McKenzie, D. and Brune, J. N., 1972, Melting on fault planes during large earthquakes. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, **29**, 65–78.
- Magee, M. E. and Zoback, M. D., 1993, Evidence for a weak interplate thrust fault along the northern Japan subduction zone and implications for the mechanics of thrust faulting and fluid expulsion. *Geology*, **21**, 809–812.
- 町田 洋(Machida, H.), 2006, 第4章中部山岳(日本アルプス). 4-3 飛騨山脈の地形, 町田洋・松田時彦・海津正倫・小泉武英編, 日本の地形5 中部(Regional Geomorphology of the Japanese Islands, vol. 5 Geomorphology of Chubu Region), 東京大学出版会(Univ. Tokyo Press), 169–177.
- 松浦充宏(Matsu'ura, M.), 1996, 変形と破壊. 地球惑星科学6: 地球連続体力学(Earth and Planetary Science 6: Earth's Continuum Mechanics), 岩波書店(Iwanami Shoten), 175–237.
- Mitsui, Y. and Hirahara, K., 2009, Coseismic thermal pressurization can notably prolong earthquake recurrence intervals on weak rate and state friction faults: Numerical experiments using different constitutive equations. *Jour. Geophys. Res.*, **114**, B09304, doi:10.1029/2008JB006220.
- Mitsui, Y., Kato, N., Fukahata, Y. and Hirahara, K., 2012, Megaquake cycle at the Tohoku subduction zone with thermal fluid pressurization near the surface. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **325–326**, 21–26.
- Mitsui, Y., Iio, Y. and Fukahata, Y., 2011, A scenario for the generation process of the 2011 Tohoku earthquake based on dynamic rupture simulation: role of stress concentration and thermal fluid pressurization. *Earth Planets Space*, submitted.
- Miura, S., Takahashi, N., Nakanishi, A., Tsuru, T., Kodaira, S. and Kaneda Y., 2005, Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study. *Tectonophysics*, **407**, 165–188.
- Miyazaki, S., McGuire, J. F. and Segall, P., 2011, Seismic and aseismic fault slip before and during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 637–642.
- 小沢慎三郎(Ozawa, S.), 2011. 余効変動. 科学(Kagaku), **81**, 1071–1076.
- Rice, J. R., 2006, Heating and weakening of faults during earthquake slip. *Jour. Geophys. Res.*, **111**, B05311, doi:10.1029/2005JB004006.
- Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M. and Asada, A., 2011, Displacement Above the Hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake. *Science*, doi:10.1126/science.1207401.
- Sawai, Y., Kamataki, T., Shishikura, M., Nasu, H., Okamura, Y., Satake, K., Thomson, K. H., Matsumoto, D., Fujii, Y., Komatsubara, J. and Aunget, T. T., 2009, Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the past 5500 years in eastern Hokkaido, Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **114**, B01319, doi:10.1029/2007JB005503.
- Scholz, C. H., 2000, Evidence for a strong San Andreas fault. *Geology*, **28**, 163–166.
- Seno, T., 2009, Determination of the pore fluid pressure ratio at seismogenic megathrusts in subduction zones: Implications for strength of asperities and Andean-type mountain building. *Jour. Geophys. Res.*, **114**, B05405, doi:10.1029/2008JB005889.
- 瀬野徹三, 2012, 南海トラフ巨大地震—その破壊の様態とシリーズについての新たな考え—地震2(Jour. Seismol. Soc. Japan, 2nd Ser.), **64**, 97–116.
- Shao, G., Li, X., Ji, C. and Maeda, T., 2011, Focal mechanism and slip history of 2011 Mw 9.1 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves. *Earth Planets Space*, **63**, 559–564.
- Shibazaki B., Matsuzawa, T., Tsutsumi, A., Ujiie, K., Hasegawa, A. and Ito, Y., 2011, 3D modeling of the cycle of a great Tohoku-oki earthquake, considering frictional behavior at low to high slip velocities. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L21305, doi:10.1029/2011GL049308.
- 矢倉正展・澤井祐紀・行谷佑一・岡村行信(Shishikura, M., Sawai, Y., Namegaya, Y. and Okamura, Y.), 2010, 平安の人々が見た巨大津波を再現する—西暦 869 年貞観津波—, *AFERC NEWS*, **16**, 1–10.
- 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., Aoi, S., Sekiguchi, H. and Kumagai, T., 2011, Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki mega-thrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G16, doi:10.1029/2011GL049136.
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M., 2010, The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, **29**, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626.
- 東北大学大学院理学研究科(Tohoku Univ.), 2011, 第 193 回地震予知連絡会資料(Rep. Coordinating Committee Earthquake Prediction 193rd meeting).
- Tsutsumi, A. and Shimamoto, T., 1997, High-velocity frictional properties of gabbro. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 699–702.
- Umino, N., Kono, T., Okada, T., Nakajima, J., Matsuzawa, T., Uchida, N., Hasegawa, A., Tamura, Y. and Aoki, G., 2006, Revisiting the three M₇ Miyagi-oki earthquakes in the 1930s: possible seismogenic slip on asperities that were re-ruptured during the 1978 M = 7.4 Miyagi-oki earthquake. *Earth Planets Space*, **58**, 1587–1592.
- Vallée, M. and Bouchon, M., 2004, Imaging coseismic rupture in far field by slip patches. *Geophys. Jour. Intern.*, **156**, 615–630.
- Yabuki, T. and Matsu'ura, M., 1992, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip. *Geophys. Jour. Intern.*, **109**, 363–375.
- Yagi, Y. and Fukahata, Y., 2008, Importance of covariance components in inversion analyses of densely sampled observed data: an application to waveform data inversion for seismic source processes. *Geophys. Jour. Intern.*, **175**, 215–221.
- Yagi, Y. and Fukahata, Y., 2011a, Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L19307, doi:10.1029/2011GL048701.
- Yagi, Y. and Fukahata, Y., 2011b, Introduction of uncertainty of Green's function into waveform inversion for seismic source processes. *Geophys. Jour. Intern.*, **186**, 711–720.
- Yamaguchi, A., Cox, S. F., Kimura, G. and Okamoto, S., 2011, Dynamic changes in fluid redox state associated with episodic fault rupture along a megasplay fault in a subduction zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **302**, 369–377.
- Yoshida, K., Miyakoshi, K. and Irikura, K., 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., Ueno, H., Muto, D. and Aoki, S., 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.
- Yue, H. and Lay, T., 2011, Inversion of high-rate (1 sps) GPS data for rupture process of the 11 March 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.1). *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G09, doi:10.1029/2011GL048700.

(要 旨)

深畑幸俊・八木勇治・三井雄太, 2012, 2011 年東北地方太平洋沖地震による絶対歪みの解放: 遠地実体波インバージョン解析と動的摩擦弱化. 地質雑, **118**, 396–409. (Fukahata, Y., Yagi, Y. and Mitsui, Y., 2012, Absolute strain release in the 2011 Tohoku-oki Earthquake: Waveform inversion and dynamic fault weakening. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **118**, 396–409.)

2011 年東北地方太平洋沖地震では, 海溝寄りの非常に大きな滑りに加え, 宮城～茨城県沖の陸側に近い領域でも比較的大きな滑りがあったと考えられる. 特に, 地震開始後 20–35 秒くらいには, 1978 年宮城県沖地震の震源域付近で顕著なモーメント解放を生じた. 地震の主破壊は, 長大な滑り(最大 50 m), 長い滑り時間(最大 90 秒), 比較的大きな応力降下(約 10 MPa)で特徴付けられ, thermal pressurization などの効果により断層面の摩擦強度が極端に低下したことが強く示唆される. 余震のメカニズム解が地震前と大きく変化したことも, 沈み込むプレート境界面でほぼ全ての歪みが解放されたことを意味し, 摩擦強度の極端な低下を裏付ける. 地震前の絶対応力レベルは, 震源付近から海溝にかけて約 10 MPa と推定された. 大地震時の破壊伝播は, thermal pressurization など非線形性の強い効果に支配されていると考えられ, 海溝型大地震の擬周期的発生と調和的である.