地 球 化 学 46，87–98（2012）
Chikyukagaku（Geochemistry）46，87–98（2012）

特集「東日本大震災から1年」 総説

2011年東北地方太平洋沖地震の特徴について

加 藤 愛太郎*

（2012年4月2日受付，2012年5月9日受理）

Aspect of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Japan

Aitaro KATO*

* Earthquake Research Institute, The University of Tokyo
1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113–0032, Japan

The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Tohoku-Oki), Japan, was the first magnitude (M) 9 subduction megathrust event to be recorded by a dense network of seismic, geodetic, and tsunami observations. I here review the Tohoku-Oki earthquake in terms of, 1) asperity model, 2) earthquake source observations, 3) precedent processes, 4) postseismic slip (afetrslip). Based on finite source models of the Tohoku-Oki mainshock, the coseismic fault slip exceeded 30 m at shallow part of the subduction zone off-shore of Miyagi. The rupture reached the trench axis, producing a large uplift therein, which was likely an important factor generating devastating tsunami waves. The mainshock was preceded by slow-slip transients propagating toward the initial rupture point, which may have caused substantial stress loading, prompting the unstable dynamic rupture of the mainshock. Furthermore, a sequence of M 7-class interplate earthquakes and subsequent large afterslip events, those occurred before the mainshock rupture, might be interpreted as preparation stage of the earthquake generation. Most of slip released by the postseismic deformation following the Tohoku-Oki mainshock is located in the region peripheral to the large coseismic slip area.

Key words: Tohoku-Oki Earthquake, Asperity model, Slip deficit, Earthquake dynamics, Foreshocks, Slow slip, Afterslip

1．はじめに

2011年3月11日14時46分に東北地方の太平洋沿岸沖に沈み込む太平洋プレートと陸側プレートとのプレート境界において，マグニチュード（M）9の巨大地震が発生した。この地震は，南北約500 km，東西約200 km の巨大な領域を約3分間かけて破壊し，東北地方を中心に甚大な津波・強震動被害を引き起こした。津波の最大波高は場所によっては10 m を超えたと推定されており，最大遡上高は約40 m に達し，また海岸から内陸に最大約6 km まで浸水した。この地震の規模は国内における近代観測史上最大であり，また1900年以降に世界で発生した地震でも4番目に大きな地震であった。本総説では，1）アスペリティモデルと滑りの多様性，2）巨大地震の震源像（地震時の滑りの特徴），3）地震発生前の固着域と大滑り域，4）地震発生前の先行過程，5）地震発生後の余効滑り，の5つの観点から，東北地方太平洋沖地震（以下，東北沖地震）について述べる。

2．アスペリティモデルと滑りの多様性

東北地方の太平洋沖では，太平洋プレートが1年間に約9 cm の速さで西に移動しながら，日本列島が位置する陸側プレートの下に日本海溝から沈み込んでいる。沈み込むプレートと陸側のプレートとの境界面が固着することで滑り遅れが生じ，弾性エネルギーを蓄積する。この蓄積された弾性エネルギーを解放するた

* 東京大学地震研究所
〒113–0032 東京都文京区弥生1–1–1

めに，たびたび規模の大きな地震が発生してきた。ここ十数年の研究の進展により，アスペリティモデルが提唱された。このモデルは，1）地震波を放射しない非地震性滑りの進行により固着領域（アスペリティ）に滑り遅れが生じ応力が集中する，2）ある時，応力がアスペリティの強度に達し地震（動的な滑り）が発生する，というものである（Fig. 1）。アスペリティモデル構築の際に基礎となった観測事実として，小繰り返し地震が挙げられる。小繰り返し地震とは，小さな地震が同じ場所で繰り返し発生する現象であり，カリフォルニア，東北地方や台湾など世界各地で見つかっている（e.g., Nadeau and Johnson, 1998; Igarashi *et al.*, 2003; Igarashi, 2010）。同じ場所で繰り返し滑るということは，固着して地震時に大きく滑る領域，すなわち，アスペリティがあらかじめ決まっていることを意味する。東北地方で見つかった小繰り返し地震の規模は，主にＭ2～6である。より大きな地震に対しては，東北地方で過去に起きたＭ7～8の地震の破壊領域を地震波から抽出することで，各地震に対応するアスペリティ分布が推定された（Yamanaka and Kikuchi, 2004）（Fig. 2）。上記に加え，陸上の地殻変動データや地震活動データからも，これらのＭ7～8のアスペリティ分布の存在が示唆された（Suwa *et al.*, 2006; Hashimoto *et al.*, 2009）。Ｍ7～8のアスペリティが同時に複数壊れることで，規模の異なる地震が発生すると考えられた。アスペリティモデルの詳細については，“地震予知の科学”（日本地震学会地震予知検討委員会，2007）の78～86ページを参照されたい。

Fig. 2は，1997年から2001年までの5年間の陸上の地殻変動データを解析することで明らかとなったプレート境界における滑り遅れレート，すなわち，陸と海のプレート間の固着の強さを推定した結果である（Suwa *et al.*, 2006）。推定誤差（場所により異なる）を含んでいるが，9 cm/年より滑り遅れレートの値が大きい領域では，ほぼ完全に固着していると考えられる。宮城県沖および青森県東方沖・十勝沖に，固着度

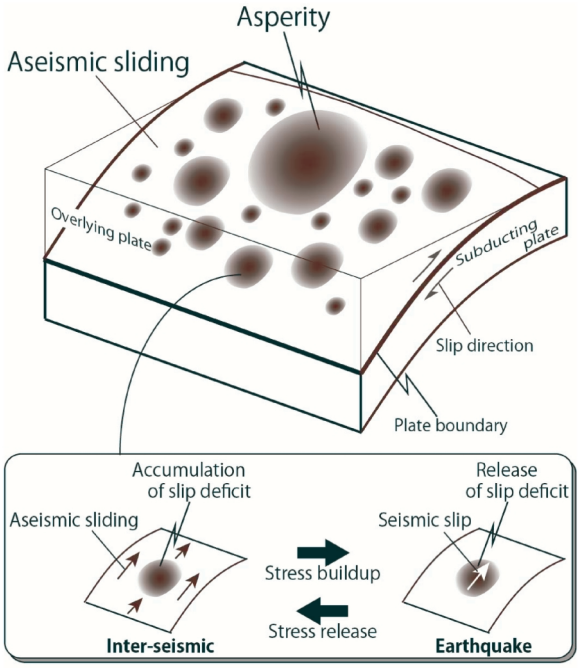

Fig. 1　Schematic figure of asperity model.

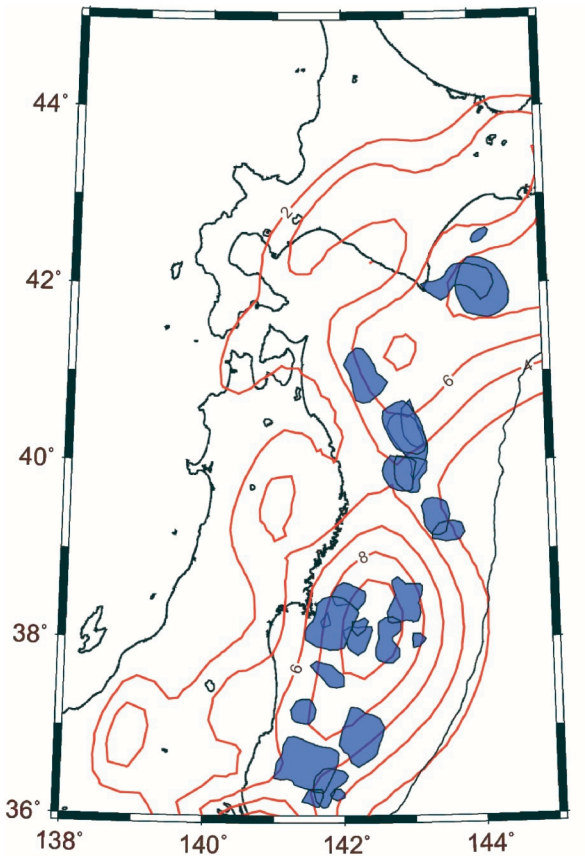

Fig. 2　Distribution of slip deficit rate estimated by nationwide GPS (Global Positioning System) network on land with a contour interval of 2 cm/yr (Suwa *et al.*, 2006). Blue-shade patches denote locations of asperities of large interplate earthquakes delineated by waveform inversion analysis (Yamanaka and Kikuchi, 2004). The black line denotes the Japan Trench.

のピークが見られ，過去に発生したＭ7～8の地震のアスペリティの分布が，これらに概ね一致する（Nishimura *et al.*, 2004; Hashimoto *et al.*, 2009）。つまり，Fig. 2に示す固着度のピークは，Ｍ7～8の複数の地震を起こすために蓄積されている滑り遅れに相当すると考えられた。一方，陸の下の100 km 以深では，滑り遅れレートの値はゼロに近く，太平洋プレートは，定常的にプレート相対速度で沈み込んでいることがわかる。

もし，太平洋プレートの沈み込みにより生じる全ての滑り遅れが地震で解放されるのならば，過去50年以内に発生したＭ7～8の地震時滑りの合計は，長期間で平均をとれば9 cm/年に相当する量にならなければならない。しかしながら，その値は2～3 cm/年とかなり小さく，地震による滑り遅れの解放率（サイスミック・カップリング率）が低いことが以前から指摘されていた（Peterson and Seno, 1984; Pacheco *et al.*, 1993）。

1990年代に入ると，太平洋プレート境界面上で発生したＭ7～8の地震後に余効滑りと呼ばれる，地震波を放射しない非地震性滑りがプレート境界面上で生じることが明らかとなった（e.g., Heki 1997; Kawasaki, 2001）。余効滑りは，震源域から解放された応力をゆっくりとした滑りで解消する非地震性すべりであり，一種の緩和過程と考えられている。一方，西南日本に沈み込むフィリピン海プレートの地震発生層深部では，ゆっくり滑りが発見された（e.g., Obara 2002; Ide *et al.*, 2007; Obara 2010）。ゆっくり滑りとは，滑り遅れを間欠的な非地震性滑りによって解消する現象である。ゆっくり滑り・余効滑りの存在は，日本列島に留まらず世界各地の沈み込み帯やプレート境界を中心に近年発見が相次ぎ，プレート境界面上の滑りには高速の地震性滑り（～1 m/s）だけでなく，ゆっくり滑り・余効滑り等の非地震性滑りも存在することが明らかとなり，滑り挙動の多様性が認識されるようになった（e.g., Ide *et al.*, 2007）。

このような状況の中，太平洋プレート境界面上のサイスミック・カップリング率が低いという観測事実について，非地震性滑りによって説明できるのではないかと，多くの研究者が考えるようになった。一方，非地震性滑りだけでなく，巨大地震，巨大な津波地震等によって解放されるという主張も唱えられていた（Kanamori *et al.*, 2006）。しかしながら，近代的な観測が実施される以前の地震活動記録については古文書や地質調査に頼らざるを得ず，それらによる解析結果は大きなばらつきを伴っているため，いつ，どこで，どのようにしてその滑り遅れを解放するのか，という疑問に対する答えは明確に示されていなかった。

3．震源像（地震時の滑りの特徴）について

東北沖地震の震源像（どのような断層滑りがどこで発生し，どの程度継続したのか）を調べることで，地震の多様性・複雑性についての知見を得ることは，地震学における大切な研究課題の一つである。さらに，震源像と前章で述べた地震発生前の固着域との対応関係を調べることは，地震の長期ポテンシャル評価（どのような規模・タイプの地震が起きるのか）の高度化にとっても重要である。

地震が発生したときのプレート境界面上での動的な滑りにより，地震波が放射されるとともに，地殻変動が起き，津波が励起される。これらの観測データは，プレート境界面上の地震時の滑り分布，滑りの履歴，破壊の伝播方向等によって変化する。ゆえに，観測データから逆にプレート境界面上の地震時の滑り分布を推定することができる。いわゆる震源過程インヴァージョンと呼ばれている解析手法である。陸上の高密度な地震・地殻変動観測網に加え，海域での海底地殻変動・津波観測網のデータにより，東北沖地震発生時の滑りの挙動が詳細に捉えられた（e.g., Ide *et al.*, 2011; Fujii *et al.*, 2011; Lay *et al.*, 2011; Simons *et al.*, 2011; Ozawa *et al.*, 2011; Yokota *et al.*, 2011）。

本震によってもたらされた東北地方の陸域と海域の地表面における変位分布を Fig. 3に示す。これらの変位分布は陸域・海域に展開されていた地殻変動観測によって推定されたものである。陸域ほど高密度ではないものの，宮城県沖には本震発生の数年前から海底地殻変動観測網が構築されており，巨大地震の地震時滑りを震源域直上において捉えることに世界で初めて成功した（Sato *et al.*, 2011; Kido *et al.*, 2011）。海底の地殻変動は，GPS/音響測距結合方式と呼ばれる方法により測定される。海底に設置した海底観測点と船との相対位置を音響通信により，船の位置は GPS により測定し，それらを足しあわせることによって海底観測点の正確な位置を求める手法である。最近，長期間に渡る精度の高い測定ができるようになってきた。これらの陸域・海域の地殻変動観測網を基に，宮城県沖の日本海溝寄りの海域で最大31 m の変位が，陸域で

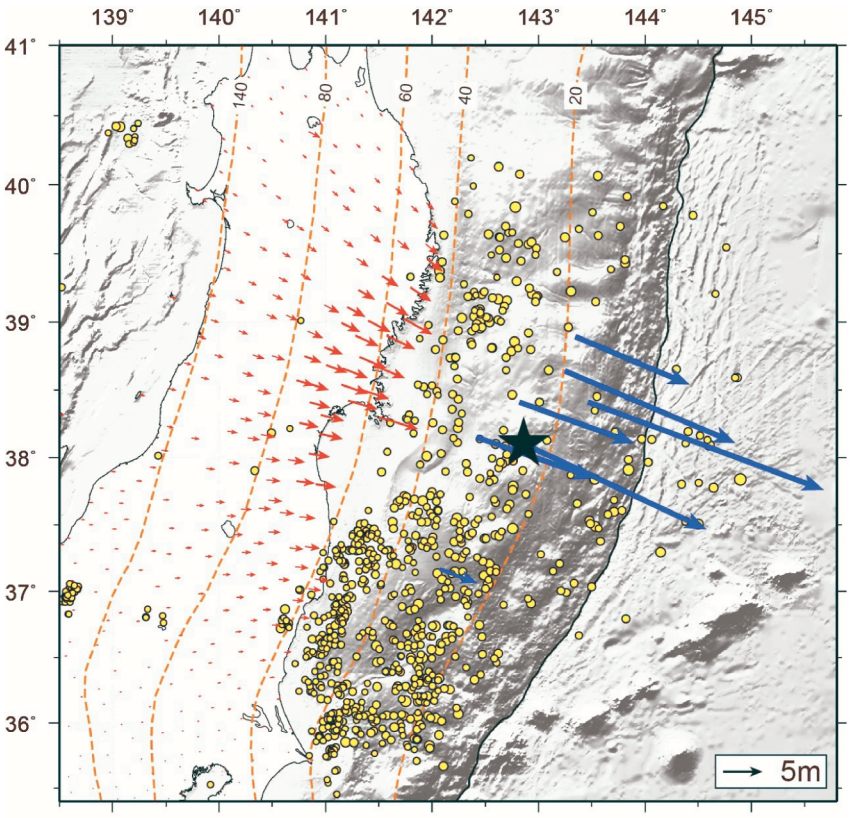

Fig. 3　Coseismic displacements of the Tohoku-Oki mainshock recorded by land (red arrows) and sea floor (blue arrows) geodetic measurements (Kido *et al.*, 2011; Ozawa *et al.*, 2011; Sato *et al.*, 2011). Black star denotes the epicenter of the Tohoku-Oki mainshock. Yellow circles are earthquakes that have occurred within 2 days following the mainshock (JMA catalogue). Dotted orange lines are iso-depth contours of the plate boundary (Nakajima and Hasegawa, 2006). The black line denotes the Japan Trench.

は牡鹿半島において最大5.3 m の変位が観測された。変位分布を見ると（Fig. 3），宮城県沖で大きな変位が生じ，海溝に近づくほど変位量が増加していること，また，東北地方が全体的に東西方向に引き伸ばされたことがわかる。

震源過程インヴァージョンや本震直後の余震分布の広がり（Hirose *et al.*, 2011）から，この地震により南北約500 km，東西約200 km の領域のプレート境界が，約3分かけて滑ったことがわかった。Fig. 4に，地殻変動・強震動・津波・遠地実体波データを利用した震源過程インヴァージョンにより推定された，本震時の滑り量分布と滑りの時空間変化を示す。重要な特徴として，破壊領域内での滑り量の分布は均一ではなく，20 m 以上の大きな滑り変位を生じた場所（以下，大滑り域）が，宮城県沖の海溝寄りに位置する。断層滑りの時間履歴（Fig. 4b）から，主要な滑りは，最初，破壊開始点（本震の震源）の周囲で広がり（20～40秒），宮城県沖のプレート境界浅部へ移動（40～70秒）し，宮城県沖深部の西側へと伝播（70～90秒）した後，最後に，福島・茨城沖へと南下したことがわかる。

解析手法や使用するデータによって，大滑り域の位置や形状，滑りの最大値，破壊の伝播方向が異なる。例えば，滑りの最大値は30～80 m とばらつく（e.g., Iinuma *et al.*, 2011a; Fujii *et al.*, 2011; Ozawa *et al.*, 2011; Yokota *et al.*, 2011）。本総説でも，そのばらつきがわかるように，複数の研究で得られた滑り量モデルを敢えて滑り分布図として表示した（Figs. 4，6，7

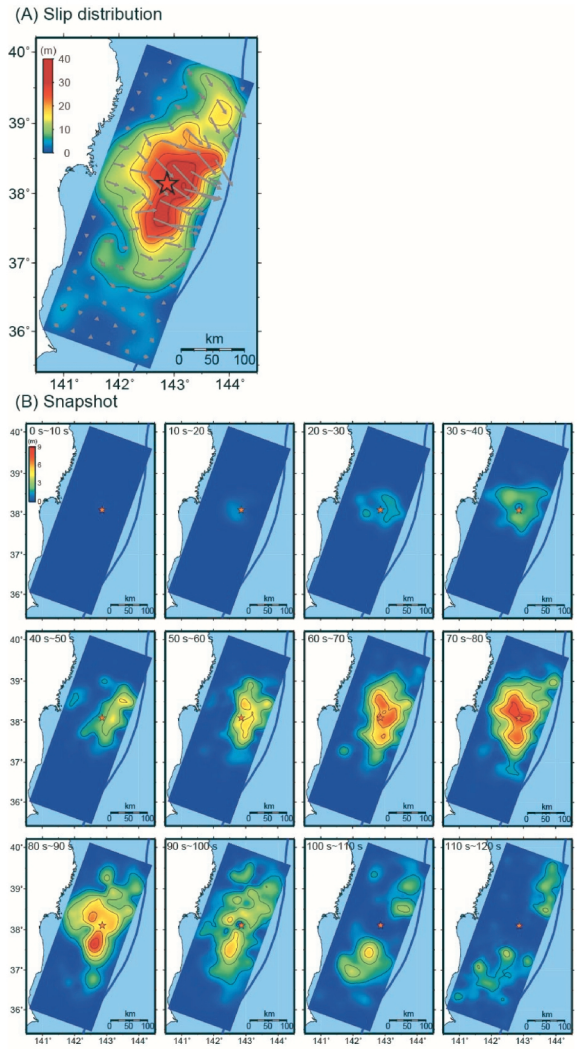

Fig. 4　A finite source model of the Tohoku-Oki mainshock (Yokota *et al.*, 2011). (A) Coseismic slip distributions obtained by the joint inversion. Red star denotes the epicenter of the Tohoku-Oki mainshock. The arrows indicate the subfault slips on the hanging wall. (B) The progress of the source rupture is represented by the snapshots of the slip distribution every 10 s after rupture initiation. Only snapshots until 120 s from the initial break are shown. The blue line denotes the Japan Trench.

and 8)。このように滑り分布自体にばらつきはあるものの，宮城県沖の本震の破壊開始点（震源）の西側から海溝にかけての領域で大きな滑りが生じたことはどのモデルでも共通して見られる特徴である。海溝寄りの大滑り域の存在は，津波のデータや地震前後の海底地形の変化等の解析結果からも支持される（Maeda *et al.*, 2011; Fujii *et al.*, 2011; Fujiwara *et al.*, 2011）。大滑り域から海溝を横断する測線（東西方向）でおこなわれた海底地形調査により，海溝陸側斜面において地震前後の明瞭な地形変化が海溝軸まで捉えられた（Fig. 5）。この海底地形の変化を説明するためには，プレート境界面上の海溝軸まで及ぶ領域で約50 m の滑りが必要と解釈された（Fujiwara *et al.*, 2011）。一方で，大滑り域の北側と南側の海溝陸側斜面（北緯38.5度と37.5度付近）では，地震前後の海底地形に分解能以上の明瞭な相違は確認されておらず，大滑り域は南北方向にある程度限られた領域で生じたことが示唆される。

また，過去数十年間にM 7級の地震が何度も発生していた深さ40～50 km の宮城県沖の領域においても，5～10 m の滑りが推定された（Iinuma *et al.*, 2011b）（Figs. 2, 4 and 6）。M 7級の地震では，通常1～3 m の滑りが生じるが，今回はそれをはるかに上回る滑りが起きていた。言い換えると，この領域では，M 7級の地震を何度も起こしながら，数百年～千年程度の長期間にわたり滑り遅れを蓄積していたことを意味する。

さらに，国内の強震動観測網や，アメリカ・ヨーロッパに展開されていたアレイ状の地震観測網のデータを用いることで，周期の長い波は主にプレート境界の浅部から，一方，周期の短い波は主に深部から放射されていたことが示された（Ide *et al.*, 2011; Koper *et al.*, 2011; Simons *et al.*, 2011）。この観測事実は興味深い。なぜなら，プレート境界の滑りの特性が深さ変化していることを意味しており，プレート境界面の物性変化を捉えているかもしれないからだ（Lay *et al.*, 2012）。

4．地震発生前の固着域と大滑り域

地震発生前の固着状況から，本震の破壊開始点の西側から海溝軸まで広がる大滑り域の存在を把握することができたのだろうか？　Fig. 2から，宮城県沖に固着のピークが存在することは明らかだが，固着度の大きさは海溝軸に向かって徐々に減少する。よって，大滑り域の深部側に対応する固着を事前に捉えていたと考えられるものの（Figs. 2 and 4），海溝付近の領域は，陸から遠く離れているため陸域の地殻変動データのみからは正しく固着度を推定できない（Loveless and Meade, 2011）。そのため，海溝付近が固着しているのか，それとも固着が弱く非地震性滑りが起きて

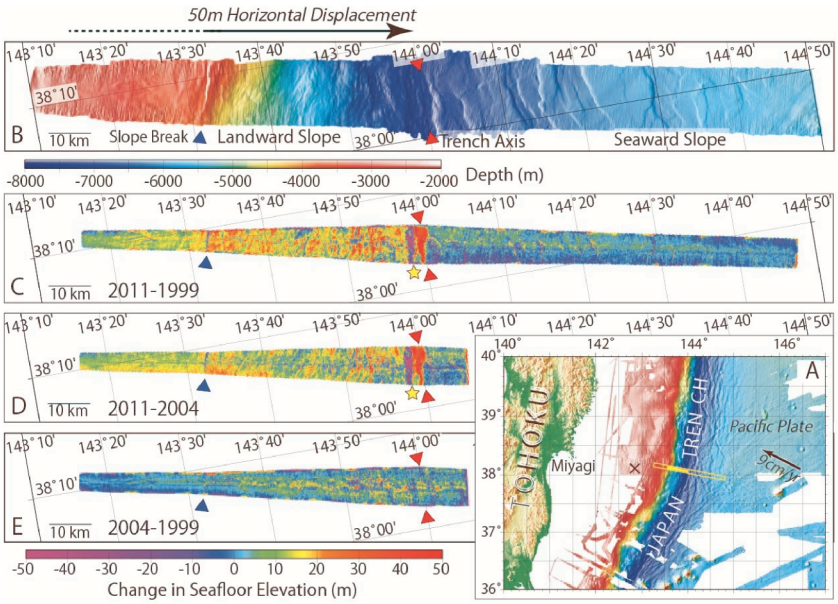

Fig. 5　Changes in sea-floor elevation between bathymetric data before and after the 2011 Tohoku-Oki mainshock (from Fujiwara *et al.*, 2011. Reprinted with permission from AAAS.). (A) Location map with bathymetric survey track shown as yellow line. Cross shows the mainshock epicenter. (B) Multibeam bathymetry collected in 2011. Red triangles mark the trench axis; the blue triangle marks the landward slope break. Change in sea-floor elevation by subtracting the 1999 bathymetric data from the 2011 data (C), the 2004 data from the 2011 data (D), and the 1999 data from the 2004 data (E). The yellow star marks location of probable submarine landslide.

いるのか観測データから区別することはできなった。

一方，1）海溝付近で大地震が発生したことは知られておらず，通常の地震活動度も深い側に比べて極めて低調である，2）プレート境界の比較的浅い部分では粘土鉱物の影響などで滑り遅れを蓄積することができない（e.g., Byrne *et al.*, 1988; Scholz, 1998），3）東北沖のプレート境界では他のプレート境界に比べて頻繁に大きな余効滑りが発生する，という状況証拠から，宮城県沖の海溝付近での滑り遅れの多くは解放されていると多くの研究者が考えていた。実際，2004年スマトラ沖地震の約3ヶ月後に，南隣で発生したM 8.7の地震発生後には，余効滑りがプレート境界面の浅い部分から海溝付近にかけて起きたことが地殻変動データで捉えられている（Hsu *et al.*, 2006）。海溝軸付近のプレート境界面の固着状況を示す観測データが不足していたにも関わらず，上記の様な状況証拠に囚われていたため，宮城県沖の海溝寄りの領域で大きな滑り遅れが蓄積されていたことを事前に把握することは極めて困難な状況であった。

但し，過去に発生した3つの津波地震（1611年慶長地震，1677年延宝地震，1896年明治三陸津波地震）の履歴から，三陸沖から房総沖の海溝軸付近において，津波地震の発生は危惧されていた（地震調査委員会，2002）。長期評価によると，上記の海域のどこかで30年間に津波地震が発生する確率は20%程度，津波マグニチュード（津波の高さから推定するマグニチュード）は8.2と公表されていた。また，石巻平野，仙台平野，福島県中部沿岸における津波堆積物の調査から，869年貞観地震の震源断層モデルの構築も行われていた。その結果，プレート境界面上でM 8.0～8.4以上の地震が，450～800年程度の再来間隔で繰り返し起きていたことが示された（佐竹ほか，2008; 宍倉ほか，2010）。しかし，津波堆積物の分布限界から，発生する可能性のある地震がM 9の規模になり得ることや，海溝付近で50 m にものぼる滑りが起きることを推測するには至らなかった。

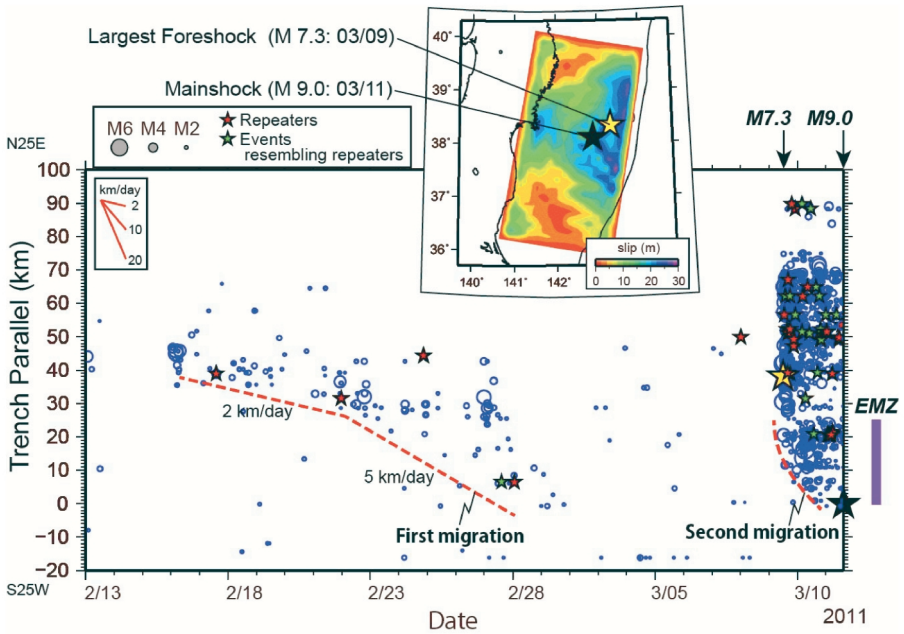

Fig. 6　Space-time diagram of foreshocks prior to the Tohoku-Oki mainshock, with earthquake origin locations indicated in terms of the distance along the trench axis (blue circles scaled to magnitude) (Kato *et al.*, 2012. Reprinted with permission from AAAS.). Red dashed lines, approximate locations of the fronts of earthquake migration. Black star, M 9.0 mainshock. Yellow star, M 7.3 largest foreshock. EMZ (Earthquake Migration Zone) is shown by blue bar. Red stars, repeating earthquakes in the JMA catalog. Green stars, newly detected events that were found to resemble those repeating events. Inset, distribution of the total mainshock slip, imaged by a finite-source modeling using global broadband seismograms (Ide *et al.*, 2011).

次に，なぜ海溝よりのプレート境界浅部で約50 mも地震時に滑ることができたのだろうか？　大きく分けて，1）海溝寄りの位置に強度の高い領域が存在するというモデル（Kato and Yoshida, 2011），2）摩擦発熱による間隙水圧の上昇（Mitsui and Ido, 2011）・滑りの海溝軸への突き抜け（Ide *et al.*, 2011）・高速滑り時の摩擦強度の極度な弱化（Shibazaki *et al.*, 2011）等の理由によって残留剪断応力がゼロになるまで応力降下したというモデルや，3）アスペリティの階層モデル（Hori and Miyazaki, 2011），が考えられている。現時点では，まだどの地震発生モデルがより真実に近いのかは明らかになっていない。いずれにせよ，滑り遅れを数百年～千年程度の長期間蓄積していたことが必要である。滑り分布や余震活動を見る限り，宮城県沖のプレート境界では広域にわたって滑り遅れがほぼリセットされる現象が起きたことは間違いないであろう。

5．地震発生前の先行過程

室内実験や数値シミュレーションにより，地震の発生直前には，プレスリップと呼ばれる滑りのべき乗的な加速過程が起きることが予想されている（e.g., Ohnaka and Shen, 1999; Lapusta *et al.*, 2000）。しかし，東北沖地震の発生直前の地殻変動観測網のデータからプレスリップは観測されていない（Hirose, 2011）。一方で，この巨大地震の発生約1ヶ月前から，本震の破壊開始点の北側で群発的な前震活動が生じた。この前震活動を分析することで，本震の破壊開始点へ向かう震源移動が，ほぼ同じ領域（Fig. 6のEMZ（Earthquake Migration Zone）: 地震活動の移動領域）で，2度にわたり起きていたことが示された（Kato *et al.*, 2012）。1度目の移動は，2月中旬から2月末まで継続し，その移動速度は1日あたり2～5 kmであった。2度目の移動は，3月9日のM 7.3の最大前

震の発生後に見られた。その移動速度は1日あたり平均約10 km で，移動速度は前震 M 7.3の発生後から徐々に減速を示した（Fig. 6）。これらの震源の移動は，本震の破壊開始点へ向かうプレート境界面上のゆっくり滑りの伝播を意味する。ゆっくり滑りの伝播速度（2～10 km/日）は，西南日本のフィリピン海プレート上面の地震発生層深部で観察されるゆっくり滑りの伝播速度（Obara, 2010）とも，概ね一致する。

本震前に生じた2度にわたるゆっくり滑りの伝播が，本震の破壊開始点へ応力の集中を引き起こし，巨大地震の発生を促した可能性が初めて示された。1度目に比べて，2度目のゆっくり滑りの伝播速度，滑り量，滑り速度はいずれも増加しており，2度目のゆっくり滑りがより効果的に，本震の破壊開始点へ応力を集中させていたと考えられる（Kato *et al.*, 2012）。2度目のゆっくり滑りにより，約2日間という短い時間に，約 M 7.0に相当する地震モーメントが解放された。このモーメントの解放レートは，これまで観測されたゆっくり滑りのスケーリング則（Ide *et al.*, 2007）から期待される値よりも速い部類に属する点は興味深い。

しかし，このような現象が起きたからと言って，必ずしも巨大地震が起きるとは限らない。ゆっくり滑りが移動していく先に，巨大地震を引き起こすことのできる十分な弾性エネルギーが蓄えられている必要がある。もし蓄積された弾性エネルギーの量が少なければ，たとえゆっくり滑りの移動による応力集中があっても，巨大地震は発生しないだろう。巨大地震の発生場所に弾性エネルギーがどの程度蓄積されているのかを時空間的に把握することが何よりも重要である。そのためには，今後，地殻変動観測網や地震観測網のデータを長期にわたって蓄積し，プレート境界面上の滑りの挙動のモニタリングを継続することが不可欠である。また，他の地震についても同様な現象の有無，ゆっくり滑りによる応力集中と地震発生との関連性，についても知見を深めることが大切である。

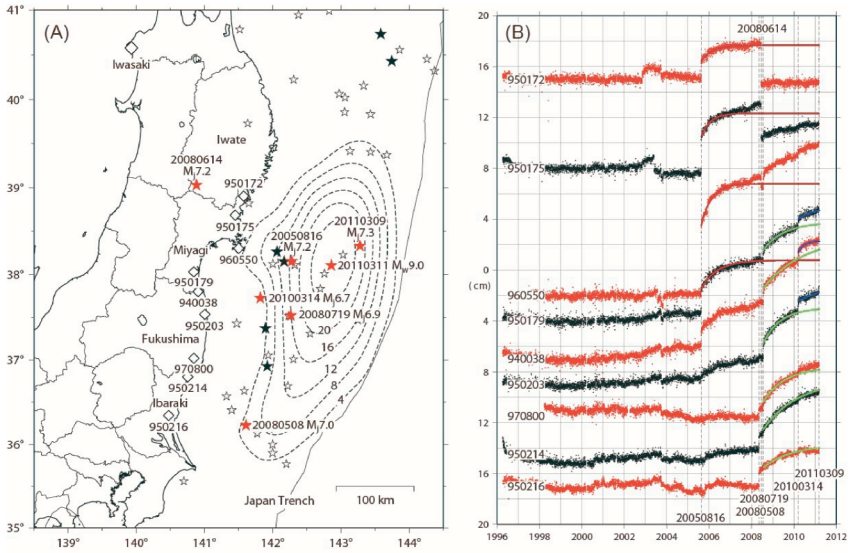

Fig. 7　Location map and time series of GPS data (Suito *et al.*, 2011). (A) White stars represent the epicenters of large (M ≥6.8) earthquakes that have occurred since 1923, and earthquakes with M>7.4 are marked with blackstars. Red stars are epicenters since 2005, and correspond to vertical broken lines in (B). White diamonds represent the sites whose time series are shown in (B). Broken lines indicate the coseismic slip distribution, with a contour interval of 4 m of the 2011 Tohoku earthquake (Ozawa *et al.*, 2011). (B) Transient time series of E-W component at selected stations. Exponential functions are also indicated in brown, green, and blue lines, which correspond to the 2005 Miyagi, 2008 Fukushima, and 2010 Fukushima earthquakes, respectively.

ここまでは地震発生直前の1ヶ月以内に起きていた事象に注目してきたが，次に，本震発生前数年スケールの現象に焦点を当てる。2005年の宮城県沖の地震（M 7.2）のあと，宮城県沖から茨城県沖にかけて発生したM 6.5以上の地震は大きな余効滑りを伴うことが陸上の地殻変動観測網により確認された（Suito *et al.*, 2011）。地殻変動観測網により捉えられた地表変位の時間変化をFig. 7に示す。Fig. 7において，データが概ね水平方向に分布している期間はプレート境界の固着に対応する（1996年から2005年宮城県沖の地震まで）が，正の方向にずれると，プレート境界面上で非地震性滑りが起きていたことを意味する。特に福島県沖で2008年7月19日に発生したM 6.9の地震と2010年3月14日のM 6.7の地震後に見られた余効滑りでは，本震よりも大きなモーメントが解放された。これらの現象は，巨大地震の発生前に固着域の縁辺で非地震性滑りが進行することで固着が解消する，いわゆる，固着のはがれが広域にわたって生じていたことを示唆する。しかしながら，固着のはがれが今回の東北沖地震の発生前のみに見られた特別な現象なのか，数百～千年の地震サイクルの中で常に起きている現象なのか区別することができない。なぜなら，陸上の地殻変動観測網が整備されてから15年程のデータしか蓄積されていないからだ。

6．地震発生後の余効滑り

プレート境界地震の発生後には，本震の発生領域の周囲で余効滑りが起きる（e.g., Heki, 1997; Miyazaki *et al.*, 2004; Hsu *et al.*, 2006）。今回の巨大地震の発生後にも，地殻変動データから，太平洋プレートの上面で余効滑りが観測されている（Fukuda *et al.*, 2011; Ozawa *et al.*, 2011）。本震発生から1年以上が経過した現時点でも，次第に減速しているものの，依然，余効滑りは継続している。Fig. 8に，本震発生後の約半年間に生じた余効滑りの分布を示す（Fukuda *et al.*, 2011）。本震の滑り量は，主として宮城県沖の海溝寄りで大きかったが，余効滑りは岩手県南部から宮城県にかけての海岸線のすぐ沖や千葉県沖で顕著である（Fig. 8）。即ち，本震時の滑り量の大きかった領域では，余効滑りはほとんど起きておらず，それよりも深い領域で活発な余効滑りが生じている（e.g., Perfettini and Avouac, 2004）。注意点として，固着域の推定と同様に海溝付近の浅い領域における余効滑りの有無については陸域の観測網からは判断できない。海域での地殻変動観測のデータが待たれる。

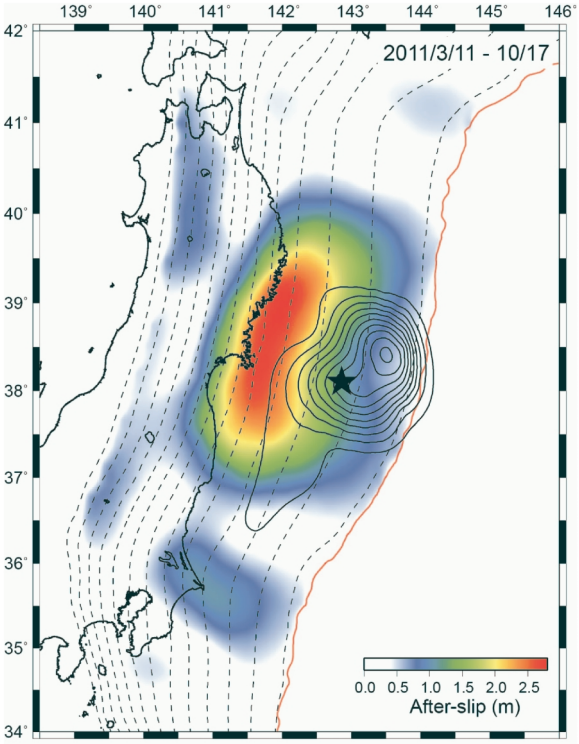

Fig. 8　Distribution of postseismic slip after 7 months of the Tohoku-Oki mainshock (Fukuda *et al.*, 2011). Black contour denotes the coseismic slip distribution with a contour interval of 5 m. Black star denotes the epicenter of the Tohoku-Oki mainshock. The red line denotes the Japan Trench. Dotted lines, iso-depth contours of the plate boundary at 10-km intervals.

過去30万年間の地質学的データから，東北地方の太平洋沿岸は長期的に見れば0.1～0.2 mm/年で隆起していていることが報告されている（Matsu'ura *et al.*, 2009）。しかしながら，太平洋沿岸は東北沖地震前の少なくとも数十年は5～10 mm/年のレートで沈降し続け（Kato, 1983），また地震と同時にさらに沈降した。本震後は，余効変動により少しずつ隆起しているが地震前の標高まで回復していない。地震前の標高まで回復するには，プレート境界面の深さ40～90 kmの領域で数mの余効滑りが起こる必要がある。しかし，今のところ深さ60 kmより深いところでは顕著な余効滑りは起こっていない（Fig. 8）。GPSで観測されている余効変動は時間の経過とともに減速しており，このままのペースでいくと数十年たっても，地震時の沈降が回復しない可能性もある。本震に直接誘発

された今回の余効滑りが概ね落ち着いたとしても，別の巨大なゆっくり滑り，もしくは，海岸付近のプレート境界面上の大地震や，地殻内での浅い逆断層型の大地震により滑り遅れが解消されるのかもしれない。この短期的な沈降と長期的な隆起の矛盾に対する尤もらしい説明はなされておらず，未解明の課題である。

今回の震源域の北隣りでは1994年三陸はるか沖地震（M 7.6）や1968年十勝沖地震（M 7.9）の震源域があり，南隣りの房総沖では1677年に延宝地震（M 8.0）が発生したことが知られている。今回の地震とその余効滑りによってこれらの震源域への応力集中が進むと，これらと同程度の地震が生じる可能性がある（Simons *et al.*, 2011）。また，海溝軸外側においても本震直後の正断層タイプの最大余震（M 7.5）よりも大きな余震が起こる可能性が指摘されている（e.g., Obana *et al.*, 2012）。さらに，関東地方下に沈み込む太平洋プレート上面でも，余効滑りと考えられる滑りが進行しており，本震直後ほどではないものの，依然，通常よりも速い速度で沈み込みこんでいる。その上に位置するフィリピン海プレートもその影響を受けており，地殻活動のモニタリングを通して，注意深く見守っていく必要がある。

7．ま と め

本総説では，1）アスペリティモデルと滑りの多様性，2）巨大地震の震源像（地震時の滑りの特徴），3）地震発生前の固着域と大滑り域，4）地震発生前の先行過程，5）地震発生後の余効滑り，の5つの観点から東北沖地震について述べた。東北沖地震についての研究はまだ進行段階であり，今後，新たな知見や地震発生モデルが提案されるであろう。特に，余効変動やプレート境界の強度回復過程など巨大地震の発生サイクルを理解する上で貴重な知見が得られる可能性が高い。世界に目を向けてみると，2004年スマトラ沖地震（M 9.1），2005年スマトラ沖地震（M 8.7），2010年チリ地震（M 8.8），2011年東北沖地震（M 9.0），2012年スマトラ沖地震（M 8.6）と環太平洋の沈み込み帯で近年巨大地震が続発している。1950～1965年にも，観測史上最大の1960年チリ地震（M 9.5）をはじめ巨大地震が短期間に続発した。その後，2001年に発生したM 8.4のペルー沖地震までの約35年間，M 8.4以上の巨大地震は世界で発生していなかった。10年程度の短期間に巨大地震の発生が集中することから，2001年ペルー沖地震以降，巨大地震の活動期に入ったという指摘もある（Bufe and Perkins, 2005）。地球規模での巨大地震の連鎖の可能性である。しかしながら，統計的検定に耐えうるほどのデータ数が無いため，活動期の統計的有意性は無いという意見もあり（Kerr, 2011），今後の検証が欠かせない。

謝 辞

水藤尚氏，富士原敏也氏，福田淳一氏，横田裕輔氏には図を提供頂きました。2名の査読者と中川茂樹氏には，本総説を執筆するに際して大変有益なコメントを頂きました。気象庁一元化処理震源を利用しました。ここに記して感謝致します。

引 用 文 献

Bufe, C. G. and Perkins, D. M. (2005) Evidence for a global seismicmomentrelease sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**, 833–843.

Byrne, D. E., Davis, D. M. and Sykes, L. R. (1988) Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, **7**(4), 833–857.

Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S., Shinohara, M. and Kanazawa, T. (2011) Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku, Japan earthquake. *Earth Planets and Space*, **63**, 815–820.

Fujiwara, T., Kodaira, S., No, T., Kaiho, Y., Takahashi, N. and Kaneda, Y. (2011) The 2011 Tohoku-Oki earthquake: Displacement reaching the trench axis. *Science*, **334**, 1240.

Fukuda J., Aoki, Y. and Kato, T. (2011) Spatial and temporal evolution of afterslip following the 2011 Tohoku-oki earthquake inferred from GPS data. *American Geophysical Union Fall Meeting*, G51A.

Hashimoto, C., Noda, A., Sagiya, T. and Matsu'ura, M. (2009) Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion. *Nature Geoscience*, **2**, 141–144.

Heki, K., Miyazaki, S. and Tsuji, H. (1997) Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench. *Nature*, **386**, 595–598.

Hirose, H. (2011) Tilt records prior to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets and Space*, **63**, 655–658.

Hirose, F., Miyaoka, K., Hayashimoto, N., Yamazaki, T. and Nakamura, M. (2011) Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0)-Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity-. *Earth Planets and Space*, **63**, 513–518.

Hori, T. and Miyazaki, S. (2011) A possible mechanism of M 9 earthquake generation cycles in the area ofrepeating M 7

～8 earthquakes surrounded by aseismic sliding. *Earth Planets and Space*, **63**, 773–777.

Hsu, Y. -J., Simons, M., Avouac, J. -P., Galetzka, J., Sieh, K., Chlieh, M., Natawidjaja, D., Prawirodirdjo, L. and Bock, Y. (2006) Frictional afterslip following the 2005 Nias-Simeulue earthquake, Sumatra. *Science*, **312**, 1921–1926.

Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R. and Uchide, T. (2007) A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, **447**, 76–79.

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*, **332**, 1426–1429.

Igarashi, T. (2010) Spatial changes of inter-plate coupling inferred from sequences of small repeating earthquakes in Japan. *Geophysical Research Letters*, **37**, L20304.

Igarashi, T., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. (2003) Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, **108**(B5), 2249, doi: 10.1029/2002 JB 001920.

Iinuma, T., Kido, M., Osada, Y., Inazu, D., Ohzono, M., Tsushima, H., Hino, R., Ohta, Y., Suzuki, S., Fujimoto, H., Miura, S. and Shinohara, M. (2011a) Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake deduced from Land and Seafloor Geodesy, Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl., Abstract G51A–0853.

Iinuma, T., Ohzono, M., Ohta, Y. and Miura, S. (2011b) Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M 9.0) estimated based on GPS data-Was the asperity in Miyagi-oki ruptured?. *Earth Planets and Space*, **63**, 643–648.

Kanamori, H., Miyazawa, M. and Mori, J. (2006) Investigation of the earthquake sequence off Miyagi prefecture with historical seismograms. *Earth Planets and Space*, **58**, 1533–1541.

Kato, A., Obara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S. and Hirata, N. (2012) Propagation of slow slip leading up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake. *Science*, **335**, 705–708.

Kato, N. and Yoshida, S. (2011) A shallow strong patch model for the 2011 great Tohoku-oki earthquake: A numerical simulation. *Geophysical Research Letters*, **38**, L00G04.

Kato, T. (1983) Secular and earthquake-related vertical crustal movements in Japan as deduced from tidal records (1951-1981). *Tectonophysics*, **97**, 183–200.

Kawasaki, I., Asai, Y. and Tamura, Y. (2001) Space-time distribution of interplate moment release including slow earthquakes and the seismo-geodetic coupling in the Sanriku-oki region along the Japan trench. *Tectonophysics*, **330**, 267–283.

Kerr, R. A. (2011) More megaquakes on the way? That depends on your statistics. *Science*, **332**, 411.

Kido, M., Osada, Y., Fujimoto, H., Hino, R. and Ito, Y. (2011) Trench-normal variation in observed seafloor displacements associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, **38**, L24303.

Koper, K. D., Hutko, A. R., Lay, T., Ammon, C. J. and Kanamori, H. (2011) Frequency-dependent rupture process of the 11 March 2011 Mw 9.0 Tohuku earthquake: Comparison of short-period P wave backprojection images and broadband seismic rupture modes. *Earth Planets and Space*, **63**, 599–602.

Lapusta, N., Rice, J., Ben-Zion, Y. and Zheng, G. (2000) Elastodynamic analysis for slowtectonic loading with spontaneous rupture episodes on faults with rate- andstate-dependent friction. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 23765–23789.

Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Xue, L. and Kim, M. J. (2011) Possible large near-trench slip during the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Earth Planets and Space*, **63**, 687–692.

Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Koper, K. D., Hutko, A. R., Ye, L., Yue, H. and Rushing, T. M. (2012) Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *Journal of Geophysical Research*, **117**, B04311, doi: 10.1029/2011 JB009133.

Loveless, J. P. and Meade, B. J. (2011) Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 MW = 9.0 Tohoku-oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, **38**, L17306.

Maeda, T., Furumura, T., Sakai, S. and Shinohara, M. (2011) Significant tsunami observed at ocean-bottom pressure gauges during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets and Space*, **63**, 803–808.

Matsu'ura, T., Furusawa, A. and Saomoto, H. (2009) Long-term and short-term verticalvelocity profiles across the forearc in the NE Japan subduction zone. *Quaternary Research*, **71**, 227–238.

Mitsui Y. and Iio, Y. (2011) How did the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake start and grow? The role of a conditionally stable area. *Earth Planets and Space*, **63**, 755–759.

Miyazaki, S., Segall, P., Fukuda, J. and Kato, T. (2004) Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional properties. *Geophysical Research Letters*, **31**, L06623.

Nadeau, R. M. and Johnson, L. R. (1998) Seismological studies at Parkfield VI: Moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**, 790–814.

Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2006) Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: Reactivation of subducted fracture zone? *Geophysical Research Letters*, **33**, L16309.

日本地震学会地震予知検討委員会（2007）地震予知の科学．東

京大学出版会，pp. 246.

Nishimura, T., Hirasawa, T., Miyazaki, S., Sagiya, T., Tada, T., Miura, S. and Tanaka, K. (2004) Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995-2002 estimated from continuous GPS observations. *Geophysical Journal International*, **157**, 901–916.

Obana, K., Fujie, G., Takahashi, T., Yamamoto, Y., Nakamura, Y., Kodaira, S., Takahashi, N., Kaneda, Y. and Shinohara, M. (2012) Normal-faulting earthquakes beneath the outer slope of the Japan Trench after the 2011 Tohoku earthquake: Implications for the stress regime in the incoming Pacific plate. *Geophysical Research Letters*, ***39***, L00G24.

Obara, K. (2002) Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, **296**, 1679–1681.

Obara, K. (2010) Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation. *Journal of Geophysical Research*, **115**, B00A25.

Ohnaka, M. and Shen, L. F. (1999) Scaling of the shear rupture process from nucleation to dynamic propagation: Implications of geometric irregularityof the rupturing surfaces. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 817–844.

Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobito, M. and Imakiire, T. (2011) Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature*, **475**, 373–376.

Pacheco, J. F., Sykes, L. R. and Scholz, C. H. (1993) Nature of Seismic Coupling Along Simple Plate Boundaries of the Subduction Type. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 14133–14159.

Perfettini, H. and Avouac, J. -P. (2004) Postseismic relaxation driven by brittle creep: A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B02304, doi: 10.1029/2003 JB002488.

Peterson, E. T. and Seno, T. (1984) Factors affecting seismic moment release rates insubduction zones. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 10233–10248.

佐竹健治・行谷佑一・山本滋（2008）石巻・仙台平野における869年貞観津波の数値シミュレーション．活断層・古地震研究報告，**8**，71–89.

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*, **332**, 1395.

Scholz, C. H. (1998) Earthquakes and friction laws. *Nature*, **391**, 37–42.

Shibazaki, B., Matsuzawa, T., Tsutsumi, A., Ujiie, K., Hasegawa, A. and Ito, Y. (2011) 3D modelingof the cycle of a great Tohoku-oki earthquake, considering frictional-behavior at low to high slip velocities. *Geophysical Research Letters*, **38**, L21305.

宍倉正展・澤井祐紀・行谷佑一・岡村行信（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 ニュース，No.16/2010年8月号.

Simons, M., Minson, S. E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S. E., Meng, L., Ampuero, J. P., Wei, S., Chu, R., Helmberger, D. V., Kanamori, H., Hetland, E., Moore, A. W. and Webb, F. H. (2011) The 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake: Mosaicking the megathrust from seconds to centuries. *Science*, **332**, 1421–1425.

Suito, H., Nishimura, T., Tobita, M., Imakiire, T. and Ozawa, S. (2011) Interplate fault slip along the Japan Trench before the occurrence of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake as inferred from GPS data. *Earth Planets and Space*, **63**, 615–619.

Suwa, Y., Miura, S., Hasegawa, A., Sato, T. and Tachibana, K. (2006) Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B04402.

Yamanaka, Y. and Kikuchi, M. (2004) Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B07307.

Yokota, Y., Koketsu, K., Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S., Shinohara, M. and Kanazawa, T. (2011) Joint inversion of strong motion, teleseismic, geodetic, and tsunami datasets for the rupture process of the 2011 Tohoku earthquake. *Geophysical Research Letters*, **38**, L00G21.

地震調査委員会（2002）三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について．pp. 63. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/sanriku_boso.pdf