

2. 平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震（2011 年 3 月 11 日，M9.0）

松澤 暢（東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター）

1. はじめに

2011 年東北地方太平洋沖地震（M9.0；以下「東北沖地震」と呼ぶ）は日本の観測史上で最大の地震であり、全半壊家屋が約 40 万戸、死者・行方不明者が 1 万 8 千人を超えるという大震災をもたらした。震災から 8 年が経過した 2019 年 3 月の時点でも、いまだ 2 千 5 百名以上の方々が行方不明のままとなっている。このような大災害をもたらした地震について、我々はその予知はおろか、発生ポテンシャルすら正しく評価できなかった。その反省のもと、この地震とその主な余震について、以下に概要を述べる。紙幅の関係で、ここでは主として日本で行われた研究を取り上げているが、東北沖地震については、すでに優れたレビュー^{1) 2) 3) 4) 5) 6)}が存在しており、特に Lay(2018)⁷⁾は包括的なレビューとなっているので、詳しくはそちらを参照されたい。なお、以下で示すマグニチュード（M）は、Mw 以外は気象庁マグニチュードを表している。

2. 東北沖地震前の状況

東北地方太平洋沖は日本で最も地震活動が活発な領域であるが、南海トラフでこれまで発生してきたような M8.5 を超えるような地震は知られていなかった。一方、東北地方内陸の活断層から期待される歪速度よりも測地学的に推定される歪速度は 1 桁大きく、また太平洋沿岸は少なくとも 100 年間は沈降が続いていたが地形学的にはいつかは隆起しなければならず、このような矛盾は 100 年以上の再来間隔を持つ巨大地震で解消される可能性が指摘されていた^{8) 9)}。

一方、「日本三代実録」に記載されている「貞観地震」の実態が、津波堆積物の解析から次第に明らかになり、貞観地震の規模が M8.4 であれば、見つまっている津波堆積物の分布を説明できることがわかった¹⁰⁾。実際には M8.4 を越えても津波堆積物の分布は説明可能であったが、そのような巨大な地震の可能性を真剣に考えた研究者はおそらく誰も居なかったと思われる。

1990 年代半ばから展開された GNSS 観測データからプレート境界の固着状況が調べられ^{11) 12) 13)}、宮城県沖から福島県沖にかけての広い範囲で固着していることが示された。代表例として図 1 に Suwa et al. (2006)¹¹⁾の解析結果を示す。しかし、これらの研究では海溝付近では固着はしていないという仮定のもとに解析されていたため、固着の中心は陸に近い側に求められていた。実際には宮城県沖の海溝付近が強く固着していると仮定して

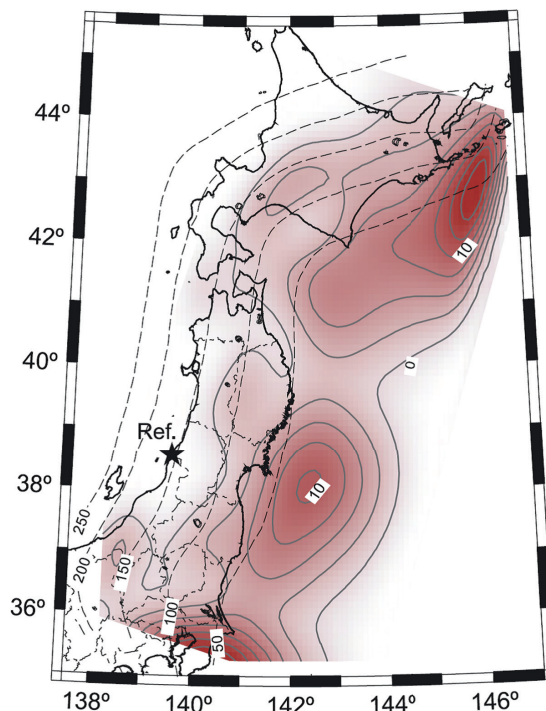


図 1 1997 年から 2001 年にかけてのすべり欠損率の分布¹¹⁾。単位は cm/年。

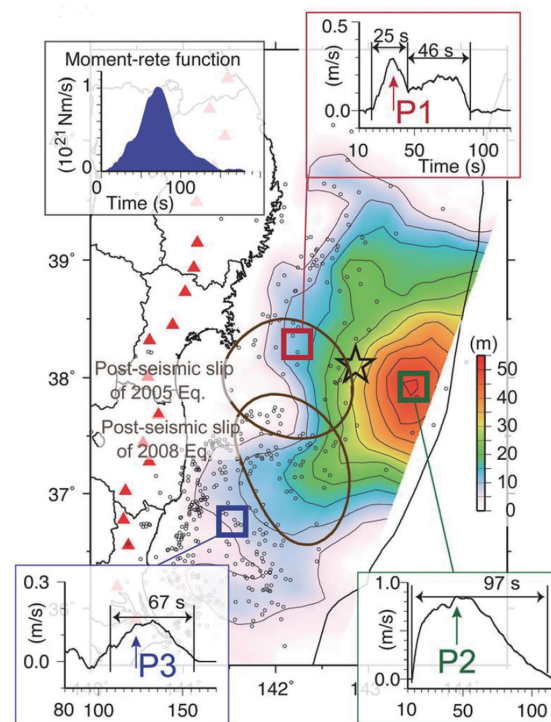


図 2 遠地地震波形から推定した東北沖地震の滑り量分布と震源時間関数²⁸⁾。強震動（P1-P3）が生成したと推定される時期と場所およびその場所の滑り速度関数も示す。

も、GNSS データの残差は変わらない^{14) 15) 16)}。

このような幅広い固着は 2000 年代後半から緩んでいたように見えることが GNSS^{17) 18)} や小繰り返し地震¹⁹⁾ のデータから指摘されている。しかし、GNSS で固着が強いように見えた 1990 年代の福島県沖は地震活動が異常に静穏化しており、それが 1980 年代以前の地震活動の活発な状況に戻ったのが、2000 年代後半であった²⁰⁾。つまり、2000 年代後半の「固着の剥がれ」は異常ではなく、むしろ 1990 年代から 2000 年代前半にかけての「固着の強化」と「地震活動の静穏化」のほうが異常であった可能性があることに注意する必要がある。

3. 東北沖地震の発生過程

3.1 東北沖地震発生直前の状況

2011 年 2 月に M5 クラスの地震を含む群発地震活動が宮城県沖の海溝近くで生じた。この群発地震は、この付近で生じたスロースリップイベントによるものであることが、海底観測データ等の解析により明らかになっている²¹⁾。このスロースリップイベントはやがて 3 月 9 日の最大前震 (M7.3)²²⁾ をトリガし、この最大前震の余効滑りが南に進展し、東北沖地震をトリガしたと考えられる^{23) 24)}。

3.2 東北沖地震の滑り分布

3 月 11 日 14 時 46 分に東北沖地震 (M9.0) が発生した。宮城県沖では東北沖地震の前から海底地殻変動観測点が設置されていたことにより、M9 の地震に伴う海底の変位が世界で初めて明らかになり²⁵⁾、最も海溝に近い観測点が東南東に 31m、上方向に 3.9m も動いたことが明らかになった²⁶⁾。陸上の地震観測や測地観測のデータ、津波観測データだけでは、プレート境界だけが動いたのか、それとも分岐断層も動いたのかを判別することは困難である。東北沖地震では巨大な津波が生じたことから、当初は分岐断層が大きく動いたと考える研究者が多かったが、この海底地殻変動観測データが得られたことにより、プレート境界が大きく滑った可能性が高くなった。さらに、東北沖地震前と後の海底地形と構造の調査結果を比較した結果、今回の地震では分岐断層に目立ったすべりは無く、海溝軸付近の堆積物だけは非弾性変形しているものの、プレート境界で海溝軸近傍まで大きな地震性すべりを生じていたことが事実となった²⁷⁾。

この地震の滑り量分布について、地震観測データのみならず測地データや津波観測データを用いた様々な解析がなされている。ここでは、遠地地震観測データを用いた解析の代表例として Yagi and Fukahata (2011)²⁸⁾ の結果を図 2 に、海陸の測地データを用いた解析の代表例として Iinuma et al. (2012)²⁹⁾ の結果を図 3 に、および

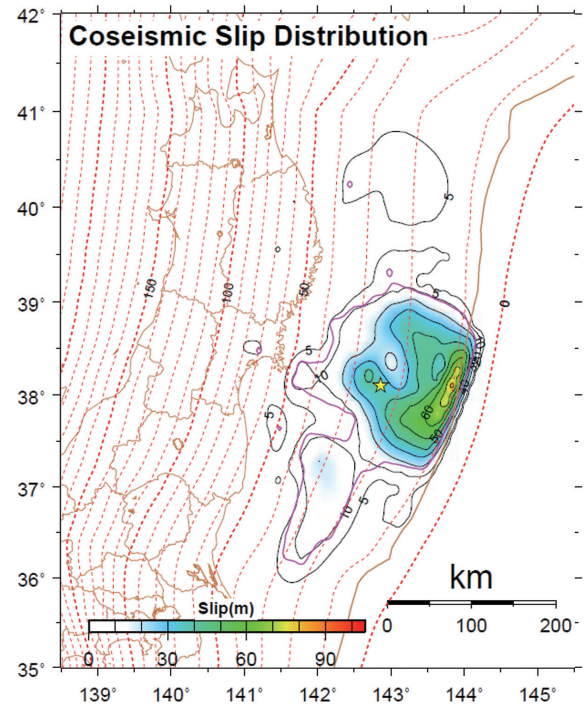


図 3 海陸の測地観測データから推定された東北沖地震のすべり分布²⁹⁾。

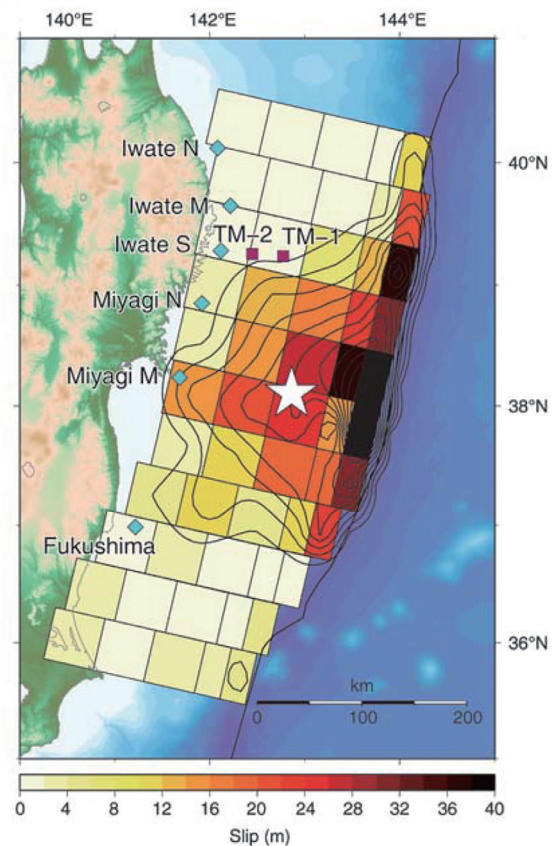


図 4 津波観測データを用いて、破壊伝播も考慮して推定された東北沖地震のすべり分布³⁰⁾。

津波波形データを用いた解析の代表例として Satake et al. (2013)³⁰⁾の結果を図 4 に示す。

地震波形から推定されるのはあくまでもモーメント解放量分布であり、それを滑り量分布に換算するには剛性率を仮定しなければならない。海溝軸近くのプレート境界付近では剛性率がかなり小さくなっていることを考慮しないで、地震波形のインバージョンから滑り量分布を推定すると、海溝付近の滑り量を過小評価することになる^{31) 32)}。この意味で、海溝付近については、海底地殻変動観測データや津波観測データのほうが高い信頼度で滑り量分布が推定できると考えられるが、陸に近い深部になると、測地観測データや津波観測データは相対的に感度が小さくなってしまい、また得られた滑り量分布に対して均質な剛性率を仮定して応力降下量を推定すると間違った分布が得られてしまうことにも注意が必要である³²⁾。

図 2 から図 4 の結果はいずれも、海溝付近で 50m 以上の非常に大きな滑りがあり、陸に近い側では牡鹿半島沖と福島県南部沖では大きな滑りがあるという共通の特徴が見て取れる。一方、津波波形から得られた図 4 の結果では、岩手県沖の北緯 40 度付近の海溝近くにも大きな滑りが見られるが、地震波形から得られた図 2 や海陸の測地観測から得られた図 3 には、そのような特徴は見られない。

Satake et al. (2013)³⁰⁾によれば、この岩手県沖の海溝近くの滑りは、断層が滑り始めてから 3~4 分後にゆっくりと生じていた。地震波形の振幅はモーメントレートに比例するので、非常にゆっくりとした滑りでは、地震波形の振幅は非常に小さくなってしまい、実際図 2 に示された震源時間関数で示されたように、地震波からは 150 秒 (2 分半) くらいで断層の滑りがほとんど終わったように見える。一方、海底地殻変動観測点は当時、岩手県沖の海溝付近には存在していなかった。このため、図 4 で見られた岩手県沖の海溝近くのゆっくりとした滑りは図 2 や図 3 で見えなくても不思議ではない。この場所は 1896 年の明治三陸津波地震の震源域にも相当しているので、ゆっくりとした滑りはこの場所の特徴となっているかもしれないが、もし、プレート境界すべりであれば、前の地震から 100 年程度経過しただけで大きな滑りが生じ得たのは何故なのか、あるいは海底地すべりが生じて津波だけが大きくなったのか、といった疑問は今後解明すべき重要な課題である。

3.3 東北沖地震の短周期地震波生成域の分布

以上のように大きな滑りが海溝軸近傍で生じた一方で、強震観測から推定された強震動生成域 (Strong-Motion Generation Area; SMGA) や、遠地地震波形か

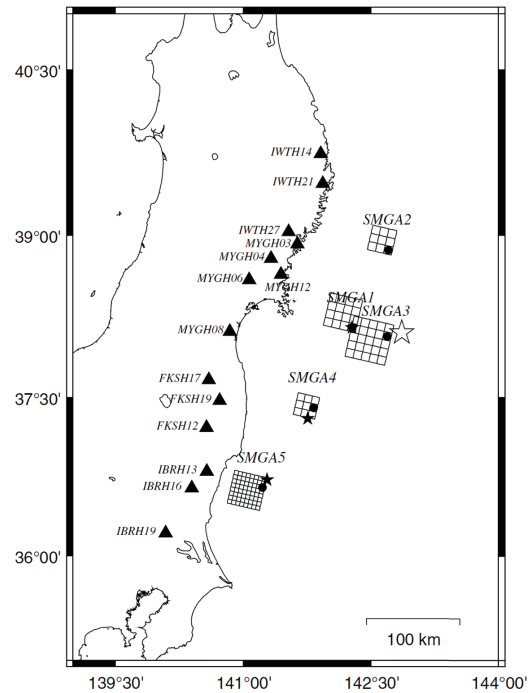


図 5 東北沖地震の強震動生成域の分布³⁶⁾。メッシュと黒丸、黒星、白星はそれぞれ震動生成域の位置と破壊開始点、経験的グリーン関数として使った地震の震央、本震の震央を表す。

ら推定された短周期地震波の生成域^{33) 34) 35)}は陸に近い場所に位置していることが明らかになっている。ここでは代表例として Kurahashi and Irikura (2013)³⁶⁾による SMGA の分布を図 5 に示す。

以上見てきたように、海溝近傍で滑り量が大きく、陸地に近いところで強震動を生成したという東北沖地震の特徴が、津波災害と地震災害を大きくした要因の一つであったと考えられる。

4. 東北沖地震の余震活動

気象庁 (2019)³⁷⁾による本震発生から 2019 年 2 月までの M5 以上の地震の震央分布と主な地震の CMT 解を図 6 に示す。本震発生の 22 分後の 15 時 8 分に余震域の北端付近のプレート境界で M7.4 の余震が発生し、その 7 分後の 15 時 15 分に余震域の南端付近のプレート境界で M7.6 の最大余震が発生した。その 10 分後の 15 時 25 分に余震域の東端付近の海溝外側で M7.5 の正断層型の余震が発生した。その後、3 月中は M7 以上の余震は発生しなかったが、4 月に入ると、4 月 7 日に余震域西端のスラブ内部で M7.1 の余震が発生し、4 月 11 日に福島県南東部で M7.0 の正断層型の余震が発生した。

3 月 11 日 15 時 8 分に発生した M7.4 の地震と 15 時 15 分に発生した M7.6 の地震について、Nishimura et al. (2011)³⁸⁾は図 7 に示すように GNSS 観測データから断層パラメータを求めている。彼らの結果によると 15

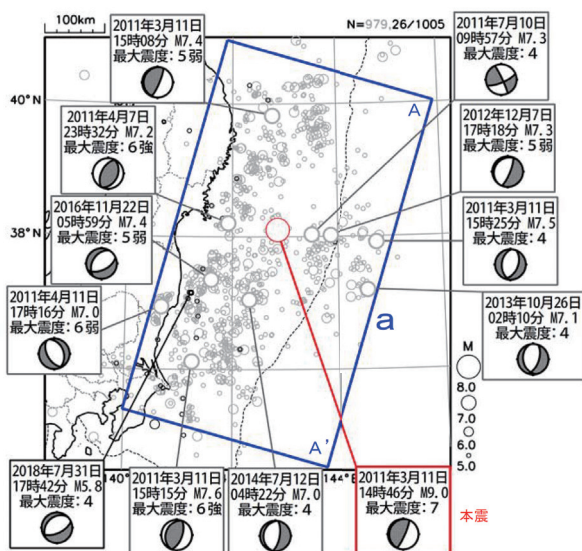


図6 2011年3月11日14時46分から2019年2月28日までのM5以上の地震の震央分布³⁷⁾。M7以上と2018年7月31日のM5.8の地震についてCMT解を示す。本震発生から7年後以降の地震を濃く表示している。

時 8 分の余震は Mw7.2 で 15 時 15 分の余震は Mw7.8 となり、また後者は Kubo et al. (2013)³⁹⁾によれば Mw7.9 となっているので、この二つの地震については気象庁マグニチュードの差以上にモーメントマグニチュードの差が大きいことに注意が必要である

Nishimura et al.³⁸⁾による15時8分の地震の断層の位置と、Yamanaka and Kikuchi (2004)⁴⁰⁾による1960年3月21日の地震(M7.2)や1989年11月2日の地震(M7.1)の断層の位置はほぼ同じであり、15時8分の地震(M7.4)は、これらの地震の再来の可能性がある。またKubo et al.³⁹⁾によれば15時15分の地震(M7.6)は1923年6月2日の地震(M7.1)の再来の可能性がある。いずれも過去の地震より規模が大きくなっているが、応力レートが高い時には速度弱化特性の強い領域だけでなく条件付き安定領域でも地震性すべりを起こせる⁴¹⁾ので、応力レートが高くないときより大きな地震となってもおかしくないと考えられる。

3月11日15時25分に海溝外側で発生した M7.5 の正断層型地震とその余震活動については Obana et al. (2012)⁴²⁾ が海底観測により詳細に調べている。彼らの求めた震源分布と発震機構解を図8に示す。海溝付近の海洋プレート内では、ベンディングに伴って浅部で正断層型、深さ 30-40km 付近で逆断層型の地震が発生していることが知られていた⁴³⁾ が、東北沖地震によってこの付近の水平方向の張力場が強まり、深さ 40km 付近まで正断層型地震が発生していることがわかる。

東北沖地震震源域の西側の海洋プレート内部では、上

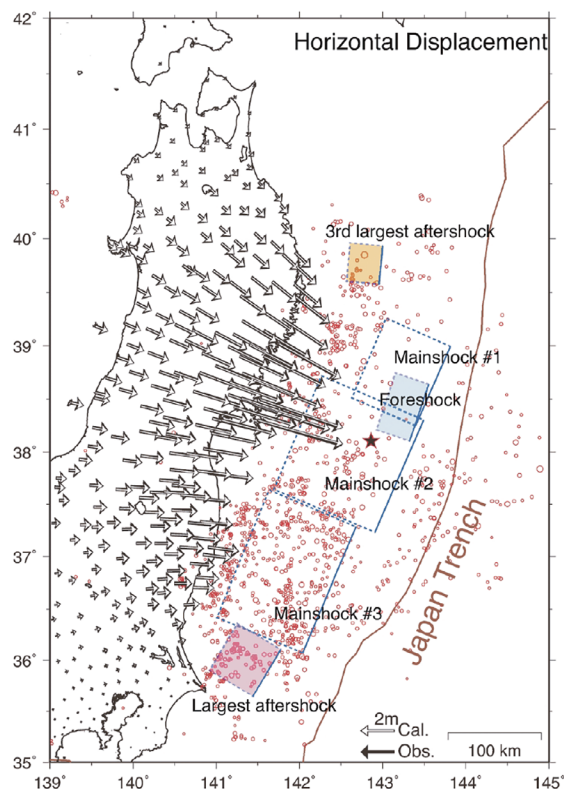


図7 GNSS観測データによって推定した東北沖地震(M9.0)と3月9日の最大前震(M7.3)および3月11日15時8分(M7.4)と15時15分(M7.6)に発生した余震の断層モデル³⁸⁾。

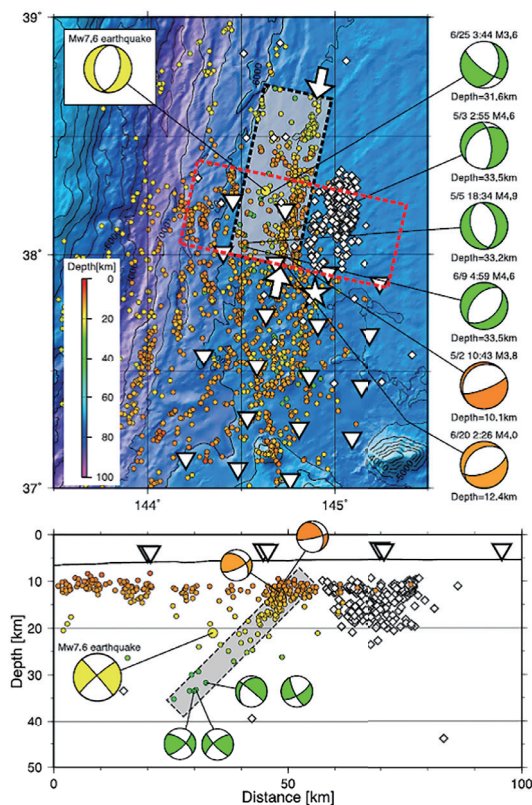


図8 2011年3月11日15時25分に発生したM7.5の余震の断層モデルと余震分布⁴²⁾。白菱形は2005年Mw7.0の地震の余震分布。

記とは逆に逆断層型の応力場が強まることが期待され、実際にそのような位置で 4 月 7 日に M7.1 の地震が発生した。Nakajima et al. (2011)⁴⁴⁾ が求めたこの地震の余震分布と断層面に沿った S 波速度分布を図 9 に示す。余震分布の広がりや S 波速度の低速度領域の広がりがほぼ一致しており、また、余震分布と発震機構解から推定される断層面がプレート境界に対して約 60 度と高角になっていることがわかる。これらの観測事実は、前述の 3 月

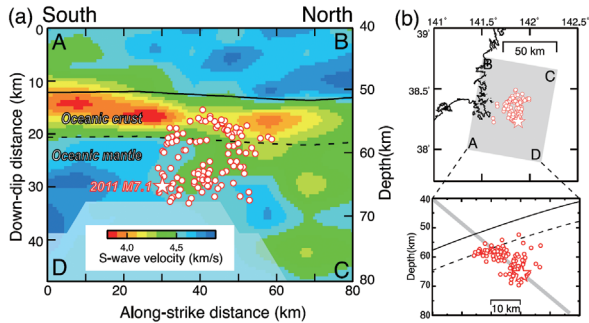


図 9 2011 年 4 月 7 日に宮城県沖のスラブ内で発生した M7.1 の地震の余震分布と断層に沿った S 波速度の分布⁴⁴⁾。

11 日 15 時 25 分の地震のように、海溝外側で作られた正断層が弱面として保存されてプレートが沈み込み、相転移に伴う間隙圧の上昇で強度が下がり、逆断層の応力場が強まったときに再活動したものと推定される。

図 10 に Asano et al. (2011)⁴⁵⁾ による東北沖地震発生前と後の CMT 解の分布の違いを示す。断面図からわかるように、東北沖地震前はプレート境界型地震（赤色）が圧倒的に多かったが、東北沖地震後は西縁以外ではプレート境界型地震は姿を消し、上盤も下盤も正断層型地震（青色）が卓越していることがわかる。逆断層型地震（緑色）については、下盤の西縁で増えているが、これはプレート境界が大きく動いたときの応力場の変化と整合的である。

また、この図から、東北地方内陸も東西引張の応力場が強まることが期待されるが、実際に 4 月 11 日に福島県南東部で M7.0 の正断層型の余震が発生し、その後、茨城県北部にかけて活発な群発地震的活動が続いている。この地震活動域での臨時観測データを用いて、Kato et al. (2013)⁴⁶⁾ が求めた P 波速度構造と震源分布の断面

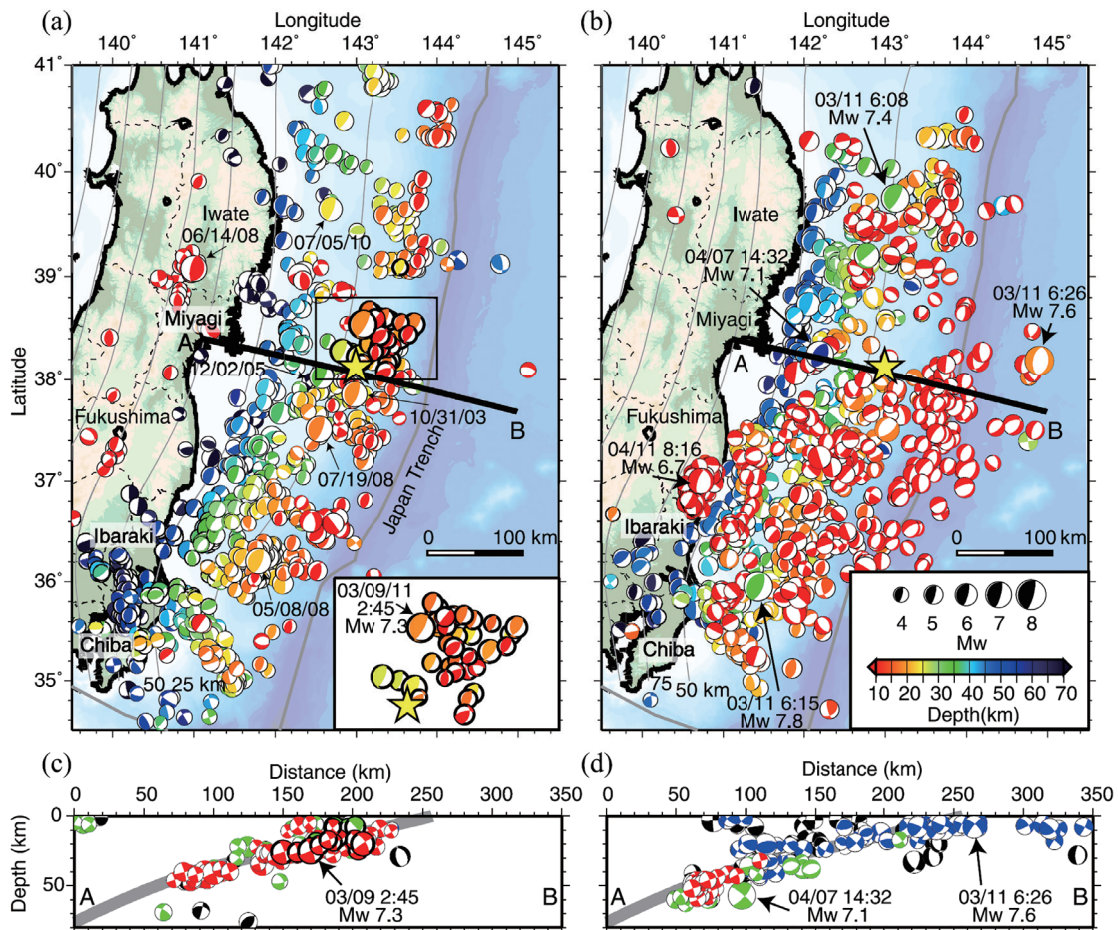


図 10 2003 年から東北沖地震前まで ((a) と (c)) と東北沖地震後から 2011 年 5 月 24 日まで ((b) と (d)) の CMT 解の分布の比較⁴⁵⁾。(a) と (c) は平面図で、色はセントロイドの深さを表し、(b) と (d) は平面図中の AB 断面で、色は地震のタイプ（赤：プレート境界型、緑：逆断層型、青：正断層型、黒：その他）を表す。

図を図 11 に示す。余震は数多くの面状に分布しており、基本的に高速度域（青色）で発生しているものの、そのすぐ下では赤色や橙色の低速度域が存在しており、地下の流体がこの群発的地震活動の誘因となっていることを示唆する。

以上のように、東北沖地震は大きな余震活動を伴っているが、M7 以上の余震は 2016 年 11 月 22 日の M7.4 の

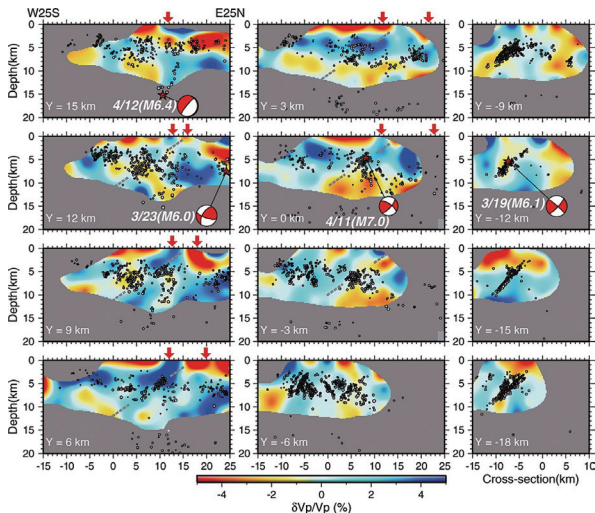


図 11 4 月 11 日に福島県南東部で発生した M7.0 の正断層型の余震を含む一連の地震活動の震源分布と P 波速度偏差分布⁴⁶⁾。

正断層型地震以降は起こっていない。しかし、これまでの最大余震が M7.6 であり、M9.0 の地震の最大余震は M8 級になってもおかしくなく、再来間隔が数百年のオーダーだと考えれば、1896 年の明治三陸地震の後に 40 年近くたって 1933 年の昭和三陸地震が発生したように、本震から数十年たってから M8 級の最大余震が発生しても不思議ではないことに注意が必要である。

5. 東北沖地震の余効変動と今後の地殻変動

国土地理院 (2019)⁴⁷⁾ による、東北沖地震後 8 年間の累積地殻変動を図 12 に示す。この地震のあと、陸地は本震時と同様に東に動いているが、太平洋沿岸は地震時とは逆に隆起が続いている。また、海底地殻変動観測点も、地震時には東に動いていたが、その後は宮城県沖については西向きが卓越している⁴⁸⁾、これは余効滑りだけでは説明できず、粘性緩和が進行している⁴⁹⁾ことを示している。東北沖地震のような巨大な地震は、東北地方太平洋沖で 500 年から 800 年程度の再来間隔で繰り返してきたらしいということが、津波堆積物の調査から明らかになってきている⁵⁰⁾。仮にこの再来間隔を約 600 年として、粘性構造を入れたシミュレーションを行ってみると、本震後の隆起が約 200 年続き、それから約 200 年かけて隆起から沈降へと転じて、その後に沈降が約 200 年続い

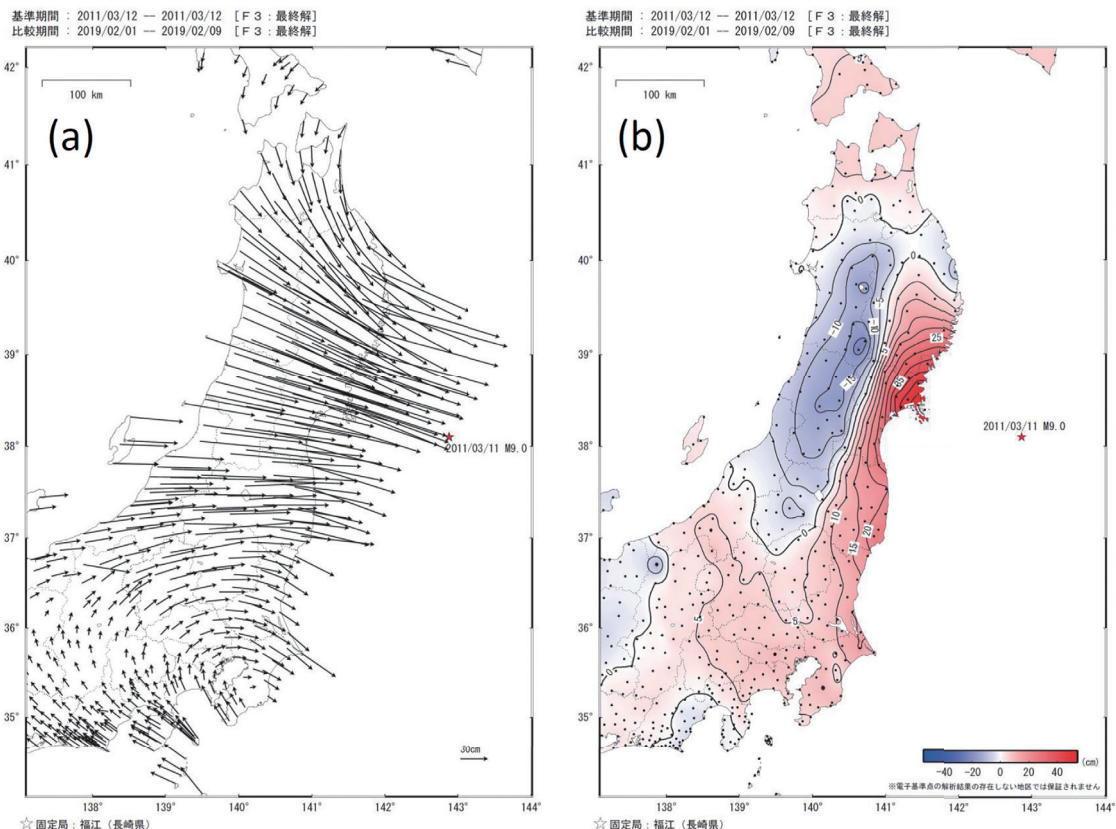


図 12 東北沖地震の発生翌日から 8 年間の累積地殻変動⁴⁷⁾。(a) 水平変動。(b) 上下変動

たのち、次の巨大地震が発生するというサイクルをたどることがわかってきた^{51) 52) 53)}。

このシミュレーション結果が正しければ、現在、生きている人々が死ぬ前に、東北地方の太平洋沿岸が隆起から沈降に転ずるのを見ることは無いということになり、今後、海岸の隆起対策を検討し続けていく必要がある。

6. 東北沖地震の発生原因

日本海溝に沈み込む太平洋プレートの年齢は 1 億年を超えており、このような古くて冷たいプレートが沈み込んでも固着が弱いために、巨大な地震は起こしにくいと考えられていた。最初に述べたように、南海トラフのように M8.5 を超えるような地震は東北沖では知られておらず、普段の地震活動が活発なもの、固着が弱いことを反映していると考えられていた。

東北沖地震が起こった直後は、「固着が弱いという仮説は間違っていたかもしれない」と多くの研究者は考えたが、本震前後の地震の発震機構を使って応力を推定してみたところ、地震前にプレート境界にかかっていた応力は、数十 MPa 以下^{54) 55)}であり、今回の地震でプレート境界の剪断応力はほぼ解消された^{28) 32) 54)}ことがわかってきた。

固着が弱いということと、巨大な地震との関係がわかりにくい、そのパラドクスを解く鍵は、今回の地震ですべり量が非常に大きかったが、断層サイズが巨大であったために、応力降下量は 10-20MPa 程度であったということにある。これはつまり、数十 m もの非常に大きなすべり欠損があったとしても、巨大な固着領域であれば、剪断応力の増加は数十 MPa 以下であり、それを支える程度の強度があれば、M9 の地震は起こせるということを意味する²⁾。東北地方に沈み込む太平洋プレートは冷たいので、世界的に見ても例外的に深さ 60km 付近までプレート境界型地震を起こせて、かつ低角に沈み込んでいるために、結果として、プレート境界型地震を起こせる領域の幅が約 200km もある。この広大な領域が固着していれば、数百年かけてすべり欠損が浅部で数十 m にまで達しても、この付近の剛性率が小さいために剪断応力は数十 MPa 以下しか増加しないので、強度が弱くても十分支えることができる。

さらに、東北沖では条件付き安定領域がかなり分布している⁴¹⁾ことがわかってきたので、このような領域が密集している場所の隣で巨大な地震が起これば、お付き合いでその領域も地震性滑りを起こし、結果として広大な面積で地震性滑りを起こすことになる⁵⁶⁾。また、海溝近くで thermal pressurization を起こしたり^{57) 58)}、プレート境界断層が高速領域で速度弱化の特性を持っていた⁵⁹⁾ことにより、断層滑りは海溝近くで減速することなく

突き抜けることができ、結果として滑り量が倍近くになりうる。おそらく、以上のようなことが起こって、巨大な地震が 500 年から 800 年に一度、発生してきたのであろう。

7. おわりに

東北沖地震は世界中の地震学者を驚かせた。そのショックは大きかったが、この地震から我々は多くの事を学んだ。しかし、次の M9 の地震は、東北沖地震とはまったく別の様相を見せるかもしれない。たとえば、東北沖地震では分岐断層が大きく動いた証拠は見つかっていないが、南海トラフでの巨大地震では分岐断層が動く可能性が高いと思われる。思い込みを極力排して、あらゆる可能性について、それが完全に否定されるまでは検討の俎上にのせる必要がある、ということが、今回の地震から学んだ最大の教訓であり、今後も、それを忘れずに地震災害軽減に向けて努力していく必要がある。

参考文献

- 1) 加藤愛太郎, 2012. 2011 年東北地方太平洋沖地震の特徴について. 地球化学, 46, 87-98.
- 2) 飯尾能久・松澤暢, 2012. 東北地方太平洋沖地震の発生過程: なぜ M9 が発生したのか?. 地質学雑誌, 118, 248-277.
- 3) Tajima, F., J. Mori, and B.L.N. Kennett, 2013. A review of the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw 9.0): large-scale rupture across heterogeneous plate coupling. *Tectonophysics*, 586, 15-34.
- 4) Pararas-Carayannis, G., 2014. The great Tohoku-Oki earthquake and tsunami of March 11, 2011 in Japan: a critical review and evaluation of the tsunami source mechanism. *Pure Appl. Geophys.*, 171, 3257-3278.
- 5) Hasegawa, A., and K. Yoshida, 2015. Preceding seismic activity and slow slip events in the source area of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake: a review. *Geosci. Lett.*, 2:6.
- 6) Hino, R., 2015. An overview of the Mw 9, 11 March 2011, Tohoku earthquake. In: Summary of the *Bulletin of the International Seismological Centre*, Thatcham, United Kingdom, 48, 100-132.
- 7) Lay, T., 2018. A review of the rupture characteristics of the 2011 Tohoku-oki Mw 9.1 earthquake. *Tectonophysics*, 733, 4-36.
- 8) 池田安隆, 1996. 活断層研究と日本列島の現在のテクトニクス. 活断層研究, 15, 93-99.
- 9) 池田安隆・岡田真介・田力正好, 2012. 東北日本島弧 - 海溝系における長期的歪み蓄積過程と超巨大歪

- 解放イベント, 地質学雑誌, 118, 294-312.
- 10) 佐竹健治・行谷佑一・山木滋, 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.
 - 11) Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato, and K. Tachibana, 2006. Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field. *J. Geophys. Res.*, 111, B04402.
 - 12) Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya, and M. Matsu'ura, 2009. Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion. *Nature Geosci.*, 2, 141-144.
 - 13) Loveless, J.P., and B.J. Meade, 2010. Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan. *J. Geophys. Res.*, 115, B02410.
 - 14) Loveless, J.P., and B.J. Meade, 2011. Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 Mw = 9.0 Tohoku-oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L17306.
 - 15) Hashimoto, C., A. Noda, and M. Matsu'ura, 2012. The Mw 9.0 northeast Japan earthquake: total rupture of a basement asperity. *Geophys. J. Int.*, 189, 1-5.
 - 16) 西村卓也, 2012. 測地観測データに基づく東北日本の最近 120 年間の地殻変動. 地質学雑誌, 118, 278-293.
 - 17) Suito, H., T. Nishimura, M. Tobita, T. Imakiire, and S. Ozawa, 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 Space*, 63, 615-619.
 - 18) Yokota, Y., and K. Koketsu, 2015. A very long-term transient event preceding the 2011 Tohoku earthquake. *Nature Comm.*, 6, 5934. doi:10.1038/ncomms6934.
 - 19) Uchida, N., and T. Matsuzawa, 2013. Pre- and post-seismic slow slip surrounding the 2011 Tohoku-oki earthquake rupture. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 374, 81-91.
 - 20) Katsumata, K., 2017, Long-term seismic quiescences and great earthquakes in and around the Japan subduction zone between 1975 and 2012. *Pure Appl. Geophys.*, 174, 2427-2442.
 - 21) Ito, Y., R. Hino, M. Kido, H. Fujimoto, Y. Osada, D. Inazu, Y. Ohta, T. Iinuma, M. Ohzono, S. Miura, M. Mishina, K. Suzuki, T. Tsuji, and J. Ashi, 2013. Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Tectonophysics*, 600, 14-26.
 - 22) Ohta, Y., R. Hino, D. Inazu, M. Ohzono, Y. Ito, M. Mishina, T. Iinuma, J. Nakajima, Y. Osada, H. Fujimoto, K. Tachibana, T. Demachi, and S. Miura, 2012. Geodetic constraints on afterslip characteristics following the March 9, 2011, Sanriku-oki earthquake, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L16304.
 - 23) Kato, A., K. Obara, T. Igarashi, H. Tsuruoka, S. Nakagawa, and N. Hirata, 2012. Propagation of slow slip leading up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-oki earthquake. *Science*, 335, 705-708.
 - 24) Hino, R., D. Inazu, Y. Ohta, Y. Ito, S. Suzuki, T. Iinuma, Y. Osada, M. Kido, H. Fujimoto, and Y. Kaneda, 2014. Was the 2011 Tohoku-oki earthquake preceded by aseismic preslip? Examination of seafloor vertical deformation data near the epicenter. *Mar. Geophys. Res.*, 35, 181-190.
 - 25) Sato, M., T. Ishikawa, N. Ujihara, S. Yoshida, M. Fujita, M. Mochizuki, and A. Asada, 2011. Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, 332, 1395.
 - 26) Kido, M., Y. Osada, H. Fujimoto, R. Hino, and Y. Ito, 2011. Trench-normal variation in observed seafloor displacements associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L24303.
 - 27) Kodaira, S., T. No, Y. Nakamura, T. Fujiwara, Y. Kaiho, S. Miura, N. Takahashi, Y. Kaneda, and A. Taira, 2012. Coseismic fault rupture at the trench axis during the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Nature Geosci.*, 5, 646-650.
 - 28) Yagi, Y., and Y. Fukahata, 2011. Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L19307.
 - 29) Iinuma T., R. Hino, M. Kido, D. Inazu, Y. Osada, Y. Ito, M. Ohzono, H. Tsushima, S. Suzuki, H. Fujimoto, and S. Miura, 2012. Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 117, B07409.
 - 30) Satake, K., Y. Fujii, T. Harada, and Y. Namegaya, 2013. Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku earthquake as inferred from tsunami waveform data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 103, 1473-1492.
 - 31) Lay, T., C.J. Ammon, H. Kanamori, L. Xue, and M.J.

- Kim, 2011. Possible large near-trench slip during the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, 63, 687–692.
- 32) 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, 118, 396–409.
- 33) Wang, D., and J. Mori, 2011. Rupture process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) as imaged with back-projection of teleseismic P-waves. *Earth Planets Space*, 63, 603–607.
- 34) Koper, K.D., A.R. Hutko, and T. Lay, 2011. Along-dip variation of teleseismic short-period radiation from the 11 March 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.0). *Geophys. Res. Lett.*, 38, L21309.
- 35) Ishii, M., 2011. High-frequency rupture properties of the Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Earth Planets Space*, 63, 609–614.
- 36) Kurahashi, S., and K. Irikura, 2013. Short-period source model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 103, 1373–1393.
- 37) 気象庁, 2019. 「平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震」について ～8 年間の地震活動～. 「平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震」以降の地震活動の評価, 地震調査委員会, 2019 年 3 月 11 日.
- 38) Nishimura, T., H. Munekane, and H. Yurai, 2011. The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and its aftershocks observed by GEONET. *Earth Planets Space*, 6, 631–636.
- 39) Kubo, H., K. Asano, and T. Iwata, 2013. Source-rupture process of the 2011 Ibaraki-oki, Japan, earthquake (Mw 7.9) estimated from the joint inversion of strong-motion and GPS data: Relationship with seamount and Philippine Sea plate. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 3003–3007.
- 40) Yamanaka, Y., and M. Kikuchi, 2004. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *J. Geophys. Res.*, 109, B07307.
- 41) Uchida, N., K. Shimamura, T. Matsuzawa, and T. Okada, 2015. Postseismic response of repeating earthquakes around the 2011 Tohoku-oki earthquake: Moment increases due to the fast loading rate. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 259–274.
- 42) Obana, K., G. Fujie, T. Takahashi, Y. Yamamoto, Y. Nakamura, S. Kodaira, N. Takahashi, Y. Kaneda, and M. Shinohara, 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. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L00G24.
- 43) Gamage, S.S.N., N. Umino, A. Hasegawa, and S.H. Kirby, 2009. Off-shore double-planed shallow seismic zone in the NE Japan forearc region revealed by sP depth phases recorded by regional networks. *Geophys. J. Int.*, 178, 195–214.
- 44) Nakajima, J., A. Hasegawa, and S. Kita, 2011. Seismic evidence for reactivation of a buried hydrated fault in the Pacific slab by the 2011 M9.0 Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G06.
- 45) Asano, Y., T. Saito, Y. Ito, K. Shiomi, H. Hirose, T. Matsumoto, S. Aoi, S. Hori, and S. Sekiguchi, 2011. Spatial distribution and focal mechanisms of aftershocks of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, 63, 669–673.
- 46) Kato, A., T. Igarashi, K. Obara, S. Sakai, T. Takeda, A. Saiga, T. Iidaka, T. Iwasaki, N. Hirata, K. Goto, H. Miyamachi, T. Matsushima, A. Kubo, H. Katao, Y. Yamanaka, T. Terakawa, H. Nakamichi, T. Okuda, S. Horikawa, N. Tsumura, N. Umino, T. Okada, M. Kosuga, H. Takahashi, and T. Yamada, 2013. Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1–6.
- 47) 国土地理院, 2019. 東北地方太平洋沖地震 (M9.0) 後の地殻変動 一本震翌日から 8 年間の累積一, 「平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震」以降の地震活動の評価, 地震調査委員会, 2019 年 3 月 11 日.
- 48) Tomita, F. M. Kido, Y. Ohta, T. Iinuma, and R. Hino, 2017. Along-trench variation in seafloor displacements after the 2011 Tohoku earthquake. *Science Adv.*, 3, e1700113.
- 49) Sun, T., K. Wang, T. Iinuma, R. Hino, J. He, H. Fujimoto, M. Kido, Y. Osada, S. Miura, Y. Ohta and Y. Hu, 2014. Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Nature*, 514, 84–87.
- 50) Sawai, Y., Y. Namegaya, Y. Okamura, K. Satake, and M. Shishikura, 2012. Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L21309.
- 51) Sagiya, T., 2015. Paradoxical vertical crustal movement along the Pacific coast of northeast Japan. *Int. Assoc. Geod. Symp.*, 145, 73–78.
- 52) Hashima, A., and T. Sato, 2017. A megathrust

- earthquake cycle model for Northeast Japan: bridging the mismatch between geological uplift and geodetic subsidence. *Earth Planets Space*, 69:23.
- 53) Sasajima, R., B. Shibazaki, H. Iwamori, T. Nishimura, and Y. Nakai, 2019. Mechanism of subsidence of the Northeast Japan forearc during the late period of a gigantic earthquake cycle. *Sci. Rep.*, 9:5726.
- 54) Hasegawa, A., K. Yoshida and T. Okada, 2011. Nearly complete stress drop in the 2011 Mw9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, 63, 703-707.
- 55) Hasegawa, A., K. Yoshida, Y. Asano, T. Okada, T. Iinuma, and Y. Ito, 2012. Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 355-356, 231-243.
- 56) Hori, T., and S. Miyazaki, 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.
- 57) Mitsui, Y., N. Kato, Y. Fukahata, and K. 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.
- 58) Mitsui, Y., Y. Iio, and Y. Fukahata, 2013. 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*, 64, 1177-1187.
- 59) Ujiie, K., H. Tanaka, T. Saito, A. Tsutsumi, J.J. Mori, J. Kameda, E.E. Brodsky, F.M. Chester, N. Eguchi, S. Toczko, and Expedition 343 and 343T Scientists, 2013. Low coseismic shear stress on the Tohoku-oki megathrust determined from laboratory experiments. *Science*, 342, 1211-1214.