

1. 2011年東北地方太平洋沖地震後の海域での長期的な余効変動場について

巨大地震後の余効変動場の把握は、プレート境界における力学的な特性や地下のレオロジー構造の理解に極めて重要である。2011年東北地方太平洋沖地震(東北沖地震)後の余効変動場は、陸域のGNSS観測の他、海域でのGNSS音響結合方式(GNSS-A)観測によって求められている [e.g., Watanabe et al., 2014, GRL; Tomita et al., 2017, Sci. Adv.; Honsho et al., 2019, JGR]. 本稿では、東北大学・海洋研究開発機構によるGNSS-A観測成果から長期的な広域余効変動場を報告する。

図1aに2012年9月以降のGNSS-A観測点における水平変位速度を示した。余効変動の水平場の特徴は、3つの領域—震源域(宮城沖・岩手沖南部)・震源域南側(福島沖・茨城沖)・震源域北側(岩手沖北部・青森沖)—に分けて見ることができる。各領域での代表的な観測点の変位時系列(東西成分)を図1b-dに示した。GNSS-A観測点における上下変動場は、図2に示した。上下変動場の全体的な傾向としては、海溝近傍では隆起傾向を示し、沿岸部に近づくほど沈降傾向になることが見て取れる。

震源域では、10 cm/yrに及ぶ西向きの変動が見られ、沿岸に近づくほどその変動は小さくなっている。この西向きの変動は、粘弾性緩和の影響 [e.g., Sun et al., 2014, Nat.]であると考えられる。また、この西向きの変動は地震後1年間の変位速度(~30 cm/yr [Sun et al., 2014])からは大きく減衰しているものの、それ以降の時間減衰はあまり大きくないことがわかる(図1c)。これは、地震直後は非線形の遷移クリープによる緩和時間の短い変動が卓越し、地震後1年後以降は線形の拡散クリープによる緩和時間の長い変動が生じていると考えられる。一方で、上下変動場は海溝近傍での若干の隆起傾向と震源域下端側での沈降傾向を示しており、粘弾性緩和モデルから予測される上下変動場 [e.g., Suito, 2017, EPS]と傾向が整合的であり、上下変動場もこの領域での粘弾性緩和の寄与が大きいことを示している。

震源域南側は、地震直後に30 cm/yrに及ぶ東向きの変動が見られた後 [Watanabe et al., 2014], 2012-2016年では5-10 cm/yr程度の東向きの変動が見られた。震源域南側での顕著な余効すべりの影響を示すと考えられる。一方で、2015年以降は東向きの影響は極めて小さくなっており(図1d)、余効すべりが現在では収束しつつあることを示し、震源域での粘弾性緩和に比べて緩和時間が短いことが伺える。上下変動場は、海溝近傍での隆起傾向(G17)に加え、その西側での海上保安庁のFUKU観測点での沈降傾向 [Yokota et al., 2018, Sci. Dat.]から、余効すべりの海溝に近い領域での発生を示していると考えられる。

震源域北側では、他の領域とは異なり、顕著な変動が見られていない。そのため、粘弾性緩和や余効すべり等の影響は比較的小さいと考えられる。一方で、岩手沖北部沖合のG03-G06観測点では、2015年2月頃に発生したスロースリップイベントによる変位が含まれていると考えられる [Honsho et al., 2019] (図1b)。震源域により近い海溝近傍のG06観測点では、固着(または、それに加えて粘弾性緩和)の影響と見られる西向きの変動が見られるが、その変動速度は震源域の観測点とは異なり大きくない(~5 cm/yr)。この震源域北側は、東北沖地震に伴う影響こそ小さいものの、今後もスロースリップイベントの発生や1968年十勝沖地震の震源域での固着すべりの可能性が懸念される領域であり、海底測地観測の更なる充実が必要と考えられる。そのため、観測点の増設を実施している他、ウェーブグライダーを用いた観測の高頻度化 [e.g., Iinuma et al., 2021, Front. Ear. Sci.]を行っていく見込みである。

これらの長期的かつ広域の余効変動場の観測は今後も継続的に実施していく他、観測成果を用いた余効変動モデルの高度化にも取り組んでいく見込みである。

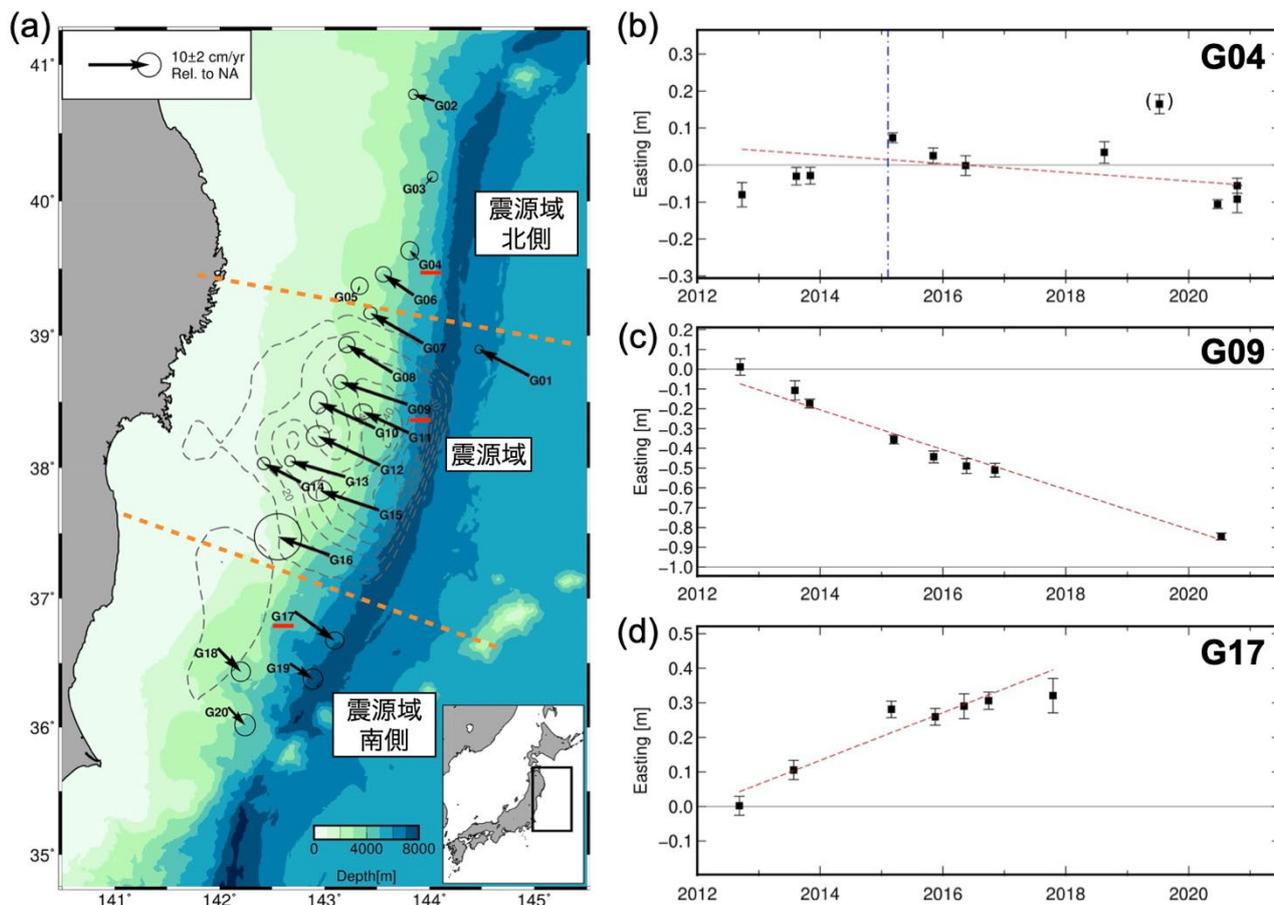


図 1: (a): 2012 年 9 月以降の GNSS-A 観測点における北アメリカプレート固定の変位速度 (誤差楕円は、 2σ 推定誤差を表す). 灰色コンターは、2011 年東北地方太平洋沖地震のすべり分布 [Iinuma et al., 2012, JGR] を示す. (b-d): G04, G09, G17 観測点における東西成分の変位時系列 (ITRF 基準). 赤点線は重み付き回帰直線を表す. 各キャンペーンの誤差バーは、経験的に妥当と判断している 10σ で表示してある. 推定誤差が極めて小さくなっているのは、ランダム誤差の寄与のみが推定されているためであるが、系統誤差も含んだキャンペーン間の相対的な誤差の大きさの評価、および線形回帰の重み付けには有用である. 一方、回帰直線の誤差楕円 (パネル a) には、系統誤差分もキャンペーン間のばらつきとして反映されている. (b) における青鎖線は、2015 年のスロースリップイベント [Honsho et al., 2019] の発生時期を示す. (b) における括弧付きの観測値は、観測データが少なかったキャンペーンを示している.

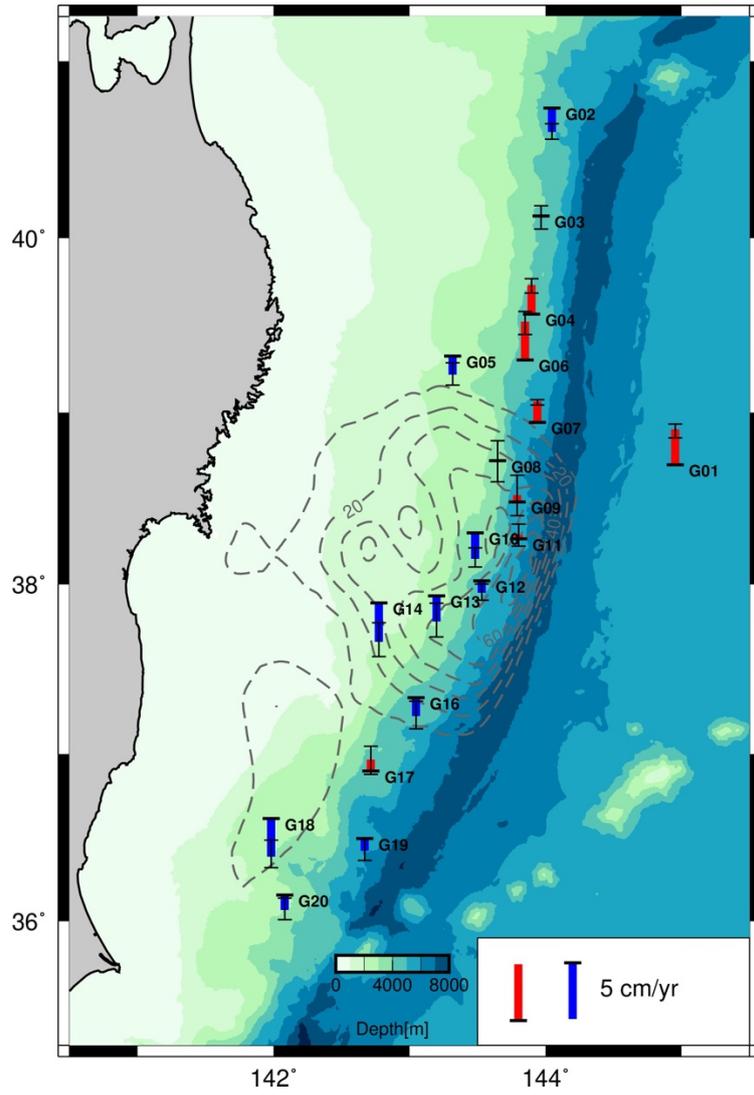


図2: 2012年9月以降のGNSS-A観測点における変位速度(誤差バーは, 1σ 推定誤差を表す). 灰色コンターは, 2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布 [Iinuma et al., 2012, JGR]を示す.

2. 余効変動データを用いた 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源域の拘束

2011年東北地方太平洋沖地震(東北沖地震)では, 50mを超える巨大な地震時すべりが宮城県沖の海溝まで達したことが知られている [e.g., Iinuma et al., 2012, JGR]. しかし, 海底測地観測点が宮城沖に集中していたため, 空間解像度の劣化により震源域の海溝に沿った南北の広がりの詳細な議論は困難になっている. 一方で, 東北沖地震後は, 2012年以降に海底測地観測点が増強され, 余効変動の空間パターンが明らかになっている [Tomita et al., 2017, Sci. Adv.]. そこで, 地震後測地データが, 地震時すべりによる応力変化によって生じる粘弾性緩和を介して, 地震時すべりに関する情報を有していることに着目し, 本震後の測地データを活用した地震時すべり分布の拘束を試みた [Tomita et al., 2020, EPS]. 手法としては, 粘弾性グリーン関数を用いて, 地震時・地震後測地データから地震時・地震後すべり分布の同時推定(粘弾性インバージョン)を実施した. なお, 粘弾性グリーン関数の計算には, 水平成層粘弾性構造 [Fukahata & Matsu'ura, 2005; 2006, GJI] を仮定した. 結果として, 地震後の海底測地観測データにより, 地震時すべり分布の空間解像度が向上することが確かめられた(図a,b: 灰色領域). 地震時測地データのみで推定された地震時すべり分布は, 解像度の高い領域に主破壊域が狭く集中している(図a). それに対して, 粘弾性インバージョンの結果は, 解像度の広がりとともに, 主破壊域が南北方向により広がる様子を示した(図b). 震源域の粘弾性応答は地表面では陸向きに現れるため, こうした震源域の広がり地震後海底測地データ(図c: 黒ベクトル)の陸向きの変動と対応していると考えられる. 一方で, 地震後海底測地データの陸向きは固着の影響(図c: 青領域)も含まれると考えられる. もし固着の影響を考慮せずに陸向き変動を全て粘弾性緩和と仮定した場合は主破壊域が更に広がることが想定されるが, その場合における主破壊域(すべり量 20m以上)の北限は39.2°N, 南限は37°N程度である. また, 図cの赤領域は余効すべり域を示しており, 岩手沖の沿岸部と福島沖のプレート境界浅部域で顕著な余効すべりが推定された. ただし, 仮定した粘弾性構造が単純なモデルであるため, 沿岸部の余効すべりは全体として過剰推定となっていることが推察される [e.g., Wang et al., 2018, Geosphere]. 今後はより現実に近い粘弾性構造を基にしたグリーン関数を用いたインバージョン解析に取り組む見込みである.

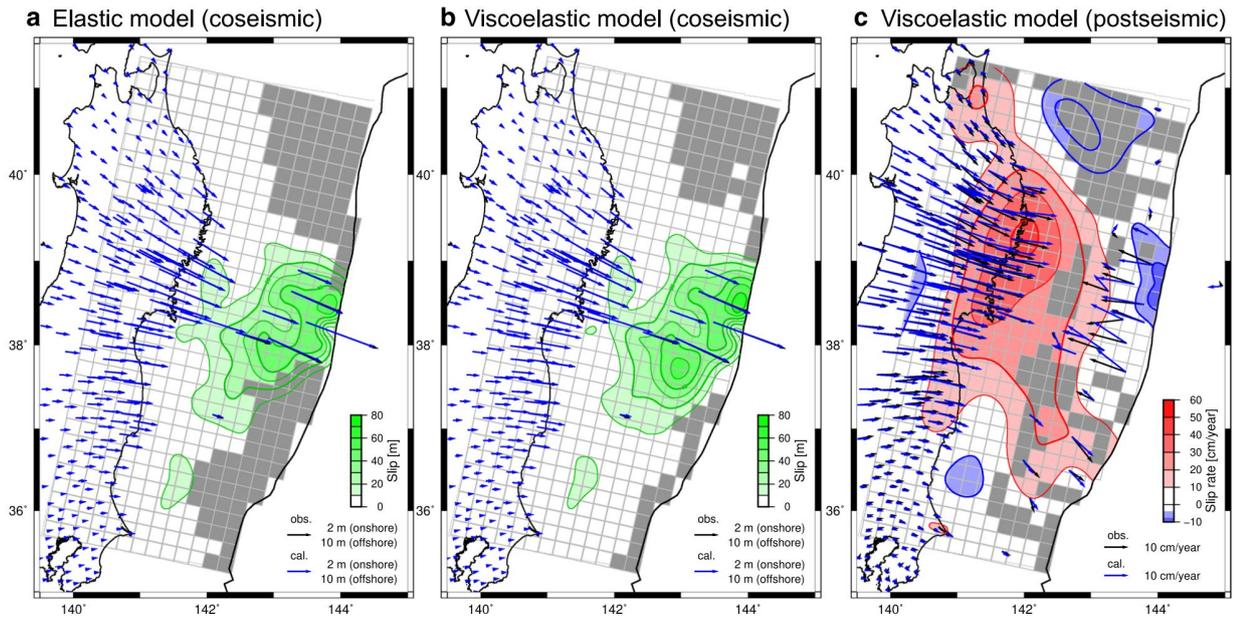


図:従来の地震時変位データのみで推定した地震時すべり分布(a), 粘弾性インバージョンで推定した地震時すべり分布(b)と地震後すべり分布(c). 灰色領域は低解像度領域(解像度<math>< 0.05</math>)を示す.

3. 2015年三陸沖スロースリップイベントの海底測地観測による検出

東北日本のプレート境界では、準周期的にスロースリップイベント(SSE)が発生していることが、繰り返し地震の解析による準静的すべりの時空間変化や陸域のGNSS観測データの変位勾配から明らかになっている[Uchida et al., 2016, Sci.]. SSEは、プレート境界での巨大地震を誘発する可能性や、固着状態に揺らぎを与える場合があり、SSEの発生状況を把握することは重要である。今回は、2015年に岩手沖北部で発生したSSEによる変動をGNSS音響(GNSS-A)観測で捉えた成果 [Honsho et al., 2019] を報告する。

Uchida et al. [2016] は2012年までの東北沖全域でのSSEの影響を検討しており、岩手沖北部については2011年東北地方太平洋沖地震(東北沖地震)の発生後の顕著な地震活動の活発化とそれと同期した準静的すべりを示した。それ以降の期間の繰り返し地震の解析から、岩手沖北部でのSSEが2015年2月頃にも生じていることを示した [内田・他, 2018, 地震学会]。このSSEでは、地震活動の活発化が見られており、2015年1月中より岩手沖北部の領域内(図a, 地図内灰色領域)でのプレート境界型地震が増え始め、2月17日にはSSEが発生していると考えられる期間内で最大規模の M_w 6.7の地震が発生している。この M_w 6.7の地震の発生前から繰り返し地震とプレート境界型地震が増加している点、及び繰り返し地震から推定される準静的すべり量が M_w 6.7の地震の余効すべりと考えるには大きい点から、自発的なSSEであったと考えられる。このSSEによるすべり量は、20 cm以上と推定されており、地表面でも相当量の変位が生じると考えられる。そこで、2012年9月から2016年5月までのGNSS-A変位時系列の水平成分を、1次関数と2015年2月のステップ関数でフィッティングすることで、SSEによる海底での変位の検出を試みた(図a, 変位時系列内赤線)。結果としてSSE領域内の4観測点(G03–G06)では断層すべりに相当するような海溝直交方向の7–16 cmの変位を検出した(図a, 地図内赤ベクトル)。これは、繰り返し地震から推定された準静的すべり量から計算される変位量と整合的である。一方で、GNSS-A観測の観測頻度が少ない(2012–2016年では、各観測点で年に1–2回程度)ため、時間分解能の低さからGNSS-A変位時系列において2015年2月頃にステップ変化が真に生じているかを評価する必要がある。そこで、GNSS-A変位時系列を海溝直交成分に対して、(1) 1次関数のみ、(2) ステップ関数のみ、(3) 1次関数とステップ関数の3つのモデルでフィッティングを行い、どのモデルが統計的に尤もらしいかをAIC(赤池情報基準量)を用いて検討した(図b)。結果として、未知パラメータの多いモデル(3)は、観測回数の少ないGNSS-Aデータへ適用するには難しいという評価となったものの、G03–G05観測点ではモデル(2)が最良とされ、変位時系列を説明するモデルとしては定常的な変動よりもSSEの時期にステップ関数を置くことが尤もらしいことが示された。G06観測点については、定常的な変動であるモデル(1)が最良であるとされたものの、モデル(1)と(3)のAIC値にほとんど差がないことから、2015年2月にステップ変化があった可能性は否定されるものではないと考えられる。SSE領域外の観測点(図b: G02, G07, G08)ではステップ変化が見出されず、ステップ変化はSSE領域内でのみ生じていると考えられる。このようにGNSS-A観測により2015年に発生したSSEによる変位の検出に成功した。今後も東北沖ではこうしたSSEが発生する可能性が高いと考えられるが、GNSS-A観測の時間分解能の低さ・観測網の空間密度、観測精度を考えると、SSEの検出は容易とは言えない。三陸沖北部では、新たに2点の観測点を追加した他、ウェーブライダーによるGNSS-A観測による観測頻度の向上の取り組みをしているが、将来的なSSEに

よる変動の検出に向けて、より観測体制を充実させていく必要がある。

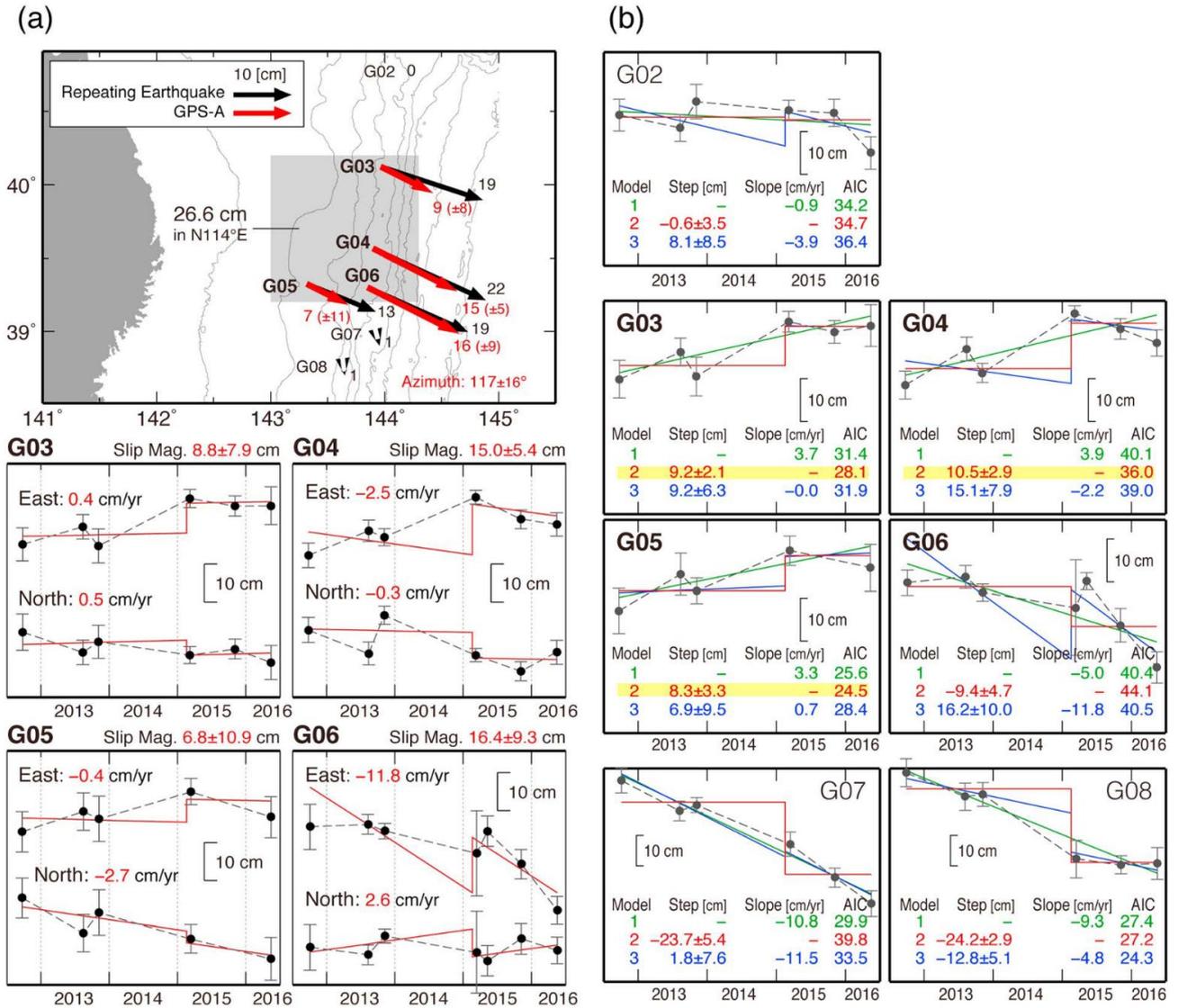


図:(a) 2015年に発生したSSEによる変位場(地図)と、SSE発生領域内のGNSS-A観測点の変位時系列(ITRF基準). 地図内灰色領域は、SSEの発生領域を示す. 地図内の黒・赤ベクトルは、SSEによる地表面変位を示し、それぞれ繰り返し地震から推定された計算値とGNSS-A変位時系列から検出された観測値を示す. 変位時系列内の赤線は、1次関数とSSE発生時期のステップ関数でフィッティングされた回帰線を示す. (b) SSE発生領域内とその周辺のGNSS-A観測点(G02-G08)での変位時系列(ITRF基準)を示す. 緑・赤・青線はそれぞれモデル(1)-(3)による回帰線(本文参照)を示し、回帰線の係数とAICを付記している.

4. 変位速度場の空間勾配から見る 2011 年東北地方太平洋沖地震の余効変動

沈み込む海洋プレートと上盤側の大陸プレートとの間の固着状態の時空間変化を、変位速度場そのものから把握すべく開発されたIinuma [2018, GJI]の手法を、2011年東北地方太平洋沖地震後約10年間のデータにも適用し、水平及び上下変位速度のプレート収束方向における空間勾配の時空間変化を計算した。

図1に、最近1年間、東北地方太平洋沖地震前の5年間、及び、東北地方太平洋沖地震後1年間の変位速度場の空間勾配値の分布を示す。地震直後には余効変動の影響が非常に大きく、特に東北～関東地方ではほとんどの領域で変位速度の水平成分（プレート収束方向成分）の空間勾配は正の値（太平洋岸に近づくほど、海溝向きの変位速度が大きくなる状態）になっていたが、最近1年間では、地震時に大きく滑った領域付近を除いて負の値（太平洋岸に近づくほど、大陸向きの変位速度が大きくなる、もしくは、海溝向きの変位速度が小さくなる状態）になっていて、沖合海底下のプレート境界面での固着状態は地震前の状態に戻りつつあると考えられる。一方、上下変位速度の空間勾配値の分布をみると、地震前には負の値（太平洋岸に近づくほど、沈降速度が大きくなる、もしくは、隆起速度が小さくなる状態）が卓越していた領域において符号が逆転しており、太平洋岸に近づくほど隆起速度が大きくなる（もしくは沈降速度が小さくなる）状態になっていて、陸域下での余効すべりや粘性緩和が依然大きく影響していると考えられる。また、北海道においては、水平成分・上下成分ともに、最近1年間の変位速度場の空間勾配値の分布は東北地方太平洋沖地震以前と似たものとなっており、余効変動の影響が見られなくなりつつあることが分かる。

図2は、変位速度場を計算する時間窓（長さ1年）を時間方向にずらしながら計算を行った結果を、変位速度場の空間勾配の値に対応する色で示すことで、時空間変化を把握しやすくしたものである。水平成分の変位速度の空間勾配値が、地震時に大きく滑った領域の北側及び南側では2016～2017年頃を境に負値に元に戻り始めている一方で、上下成分については正值で安定している様子などが観察され、前述のように、水平変位速度及び上下変位速度の両方で、それらの時間変化を支配するメカニズムが異なることが示唆される。

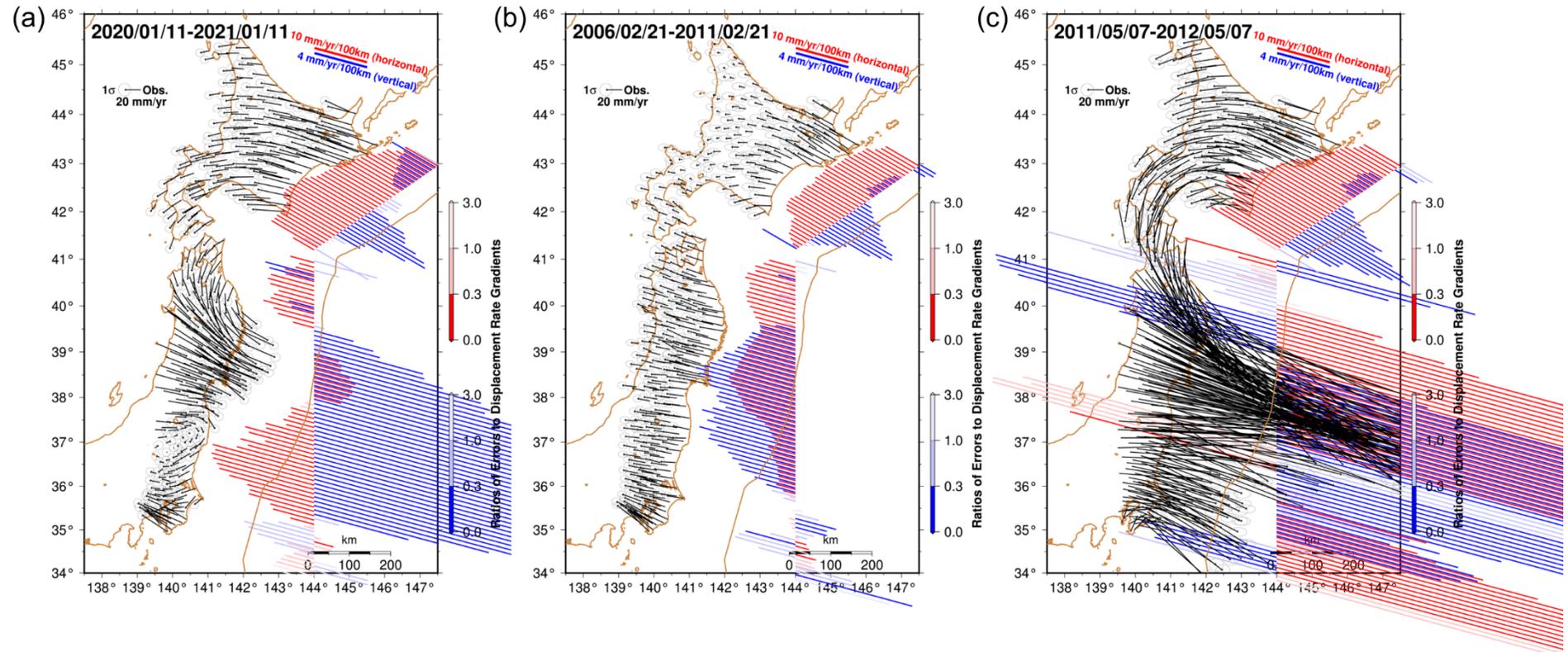


図1: (a)最近1年間、(b)2011年東北地方太平洋沖地震前の5年間、及び、(c)東北地方太平洋沖地震後1年間のそれぞれの期間に対して計算した変位速度場の空間勾配値の分布。水平変位速度（赤）及び上下変位速度（青）の空間勾配値と棒の長さが対応し、海溝軸付近に設定した原点より陸側に伸びているものは負の、海側に伸びているものは正の値となっていることを示す。幅60kmの帯状領域をプレート収束方向（北海道：N120° E、東北～関東地方：N105° E）に設定し、その中に含まれる観測点の変位速度を用いて空間勾配値を計算し、帯状領域の中心線に沿って棒をプロットしてある。帯状領域は、緯度方向に0.1度ずつずらして、一部は互いに重なり合うように設定した。黒矢印は三隅を基準としてプロットした水平変位速度。

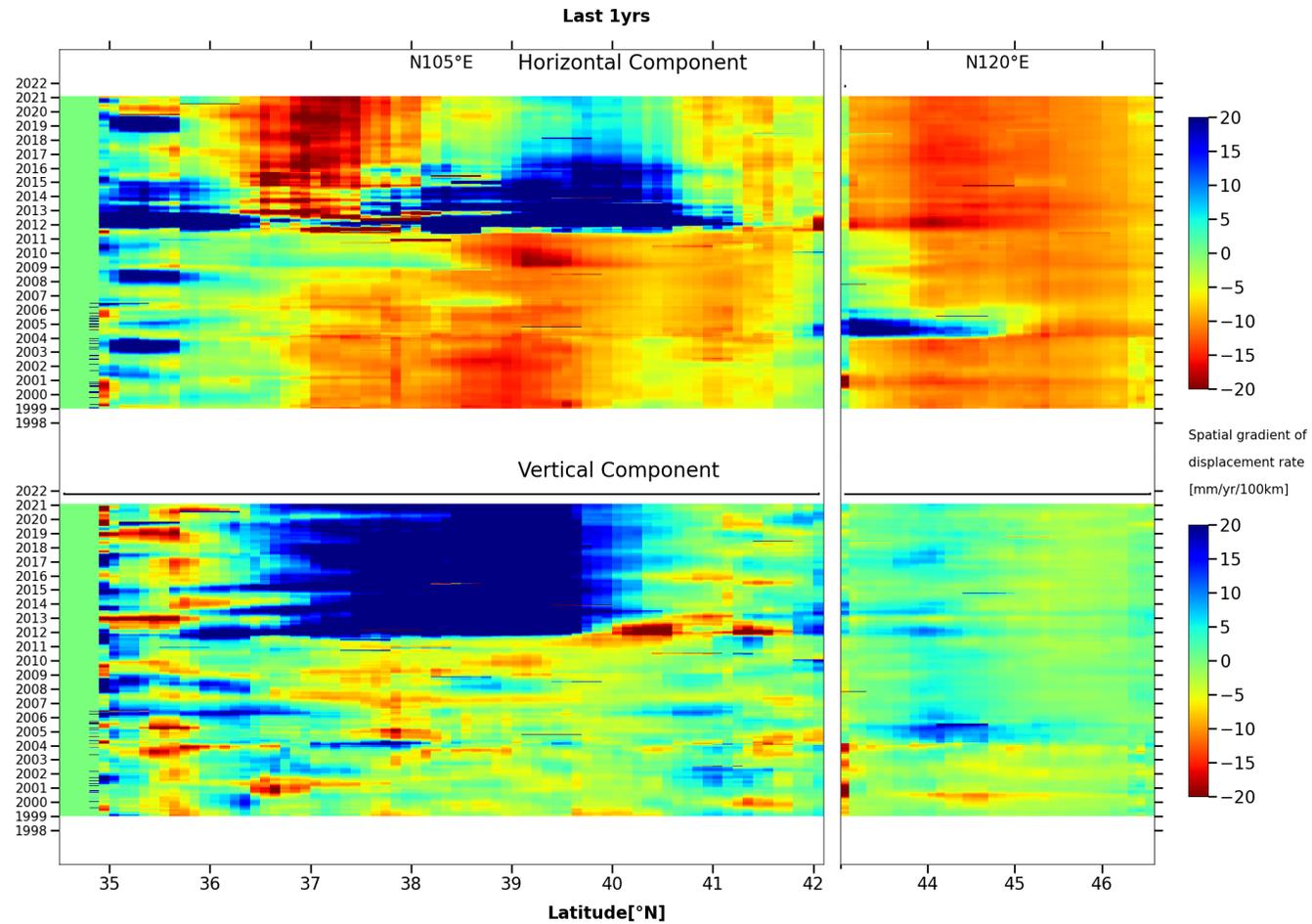


図2：変位速度場の空間勾配値の時空間変化。上側のパネルは水平成分（プレート収束方向成分）、下側のパネルは上下成分に対応する。変位速度場を計算する時間窓（1年）をずらして計算した変位速度場の空間勾配値を、右に示したカラーパレットに従ってプロットした。横軸は帯状領域の中心線と東経140度線との交点の緯度を、縦軸は変位速度場を計算する時間窓の最終時刻にそれぞれ対応する。

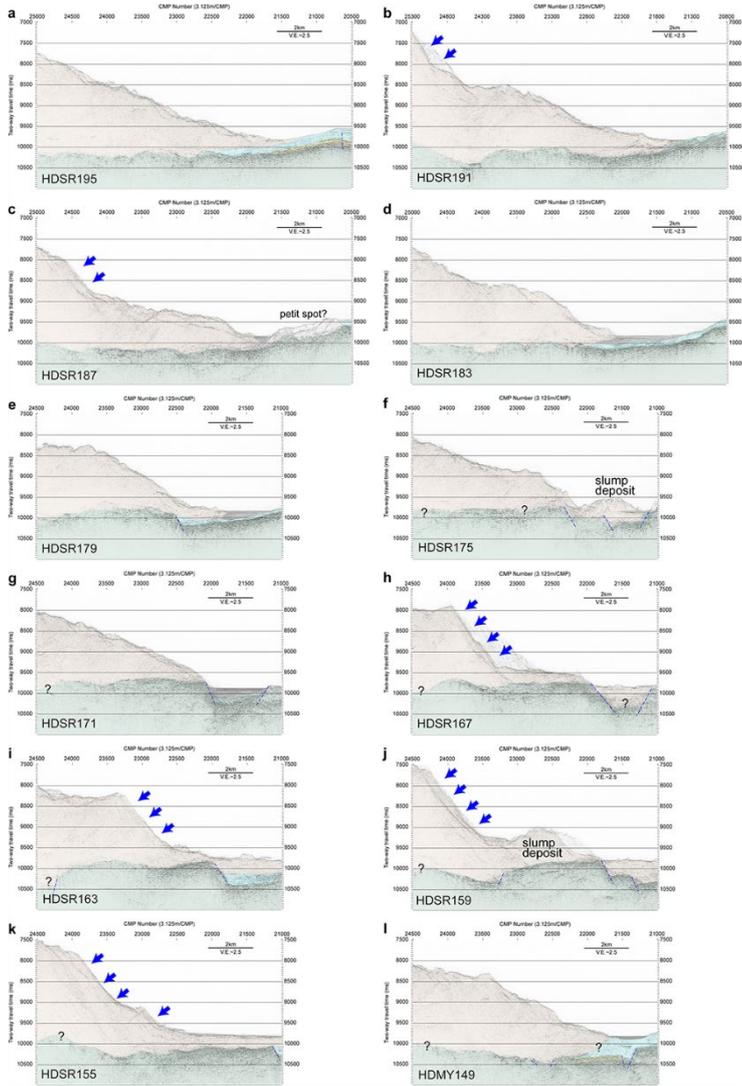


図3. 北緯 39.5 度付近の反射断面。多くの測線で陸側斜面が崩壊している様子が見られる。

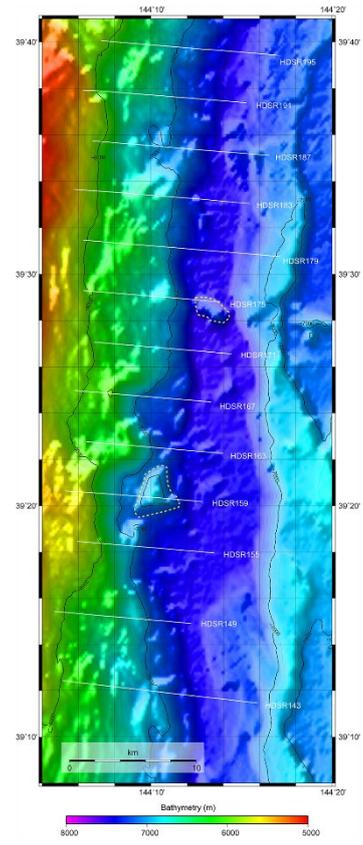


図4. 北緯 39.5 度付近で東北地震前に取得された海底地形図。