

12-3 地殻変動観測からの描像と展望

How the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake happened? A review of crustal deformation associated with the M9 earthquake

日野亮太 (東北大学大学院理学研究科)

Ryota Hino, Graduate school of science, Tohoku University

2011年東北地方太平洋沖(以下、東北沖地震)とその前後でのプレート境界面でのすべり・固着の時空間発展は超巨大地震の発生機構を解明する上で不可欠である。本稿では、震源域の周辺で行われている地殻変動観測によって明らかとなってきた、地震発生の準備過程から地震発生後の余効変動に至る東北沖地震の発生に関わる一連の過程を、時間経過を追って概観する。

従来の日本海溝沈み込み帯での固着強度分布の推定には、20世紀末に得られたGPS観測のデータが用いられ、宮城県沖と青森県東方沖を中心とした強い固着域があることが知られていた^{たとえば^{1),2)}}。西村³⁾は、東北沖地震発生前の期間では地殻変動場が20世紀末とは異なっていることから、東北沖地震の数年前からプレート間固着の剥がれが始まっていた可能性を指摘した。Suitoら⁴⁾は2008年と2010年に発生したプレート間地震後の余効すべりが、それ以前の地震に比べて規模が大きくなっていたと報告した。Ozawaら⁵⁾は、2000年以前の地殻変動場からの違いに着目することにより、2003年以降の非地震性すべりの時空間発展を推定し、非地震性すべりによるモーメント解放量が2005年に宮城県沖地震で発生した地震(Mw 7.2)以後顕著に増加していたことを示した。こうした固着の緩みに対応する変位速度の変化は、海底地殻変動観測によっても捉えられている。日本海溝沿いで通常の大震災と超巨大地震が共存する地震サイクルのモデル化^{たとえば^{6),7)}}では、これに相当する中期的な固着状態の変化も再現されているが、地殻変動観測の歴史が短いため、観測された非地震性すべりの加速傾向が超巨大地震の直前過程を特徴づける現象であると断定することは難しく、継続的な研究が求められる。

東北沖地震の震源域近傍での海陸の地殻変動連続観測によって東北沖地震発生の直前に発生した非地震性すべりイベントが捉えられた。その一つは、東北沖地震が発生する約2ヶ月前の2011年1月末に日本海溝に近い宮城県沖において開始したもので、Mw7.0相当のモーメントを解放した⁸⁾。同様な非地震性すべりイベントは2008年にも、ほぼ同じ位置で発生しているが、このときの継続時間は1週間程度で規模も小さかった。東北沖地震の発生に向かって規模と継続時間が増加する点でM7級地震の余効すべりとの間に共通性がみられ、興味深い。

本震直前の非地震性すべりで顕著であったのは、2011年3月9日に起こったMw7.3の地震(最大前震)の余効すべりである。2日間でMw6.8相当のモーメントを解放したすべりは最大前震の破壊域の南東側で発生した⁹⁾。すべり域の範囲は前震活動の発生範囲と一致し、前震活動が東北沖地震の破壊の開始点側に移動したこと^{たとえば¹⁰⁾}とあわせると、最大前震の余効すべりが東北沖地震本震の発生の引き金となったと解釈される。最大前震の余効すべりとそれ以前の地震後の余効すべりとの特徴に違いがあるか興味もたれるが、最大前震の余効すべりは初期の2日間だけしか観測できなかったこともあり、注意深い検討が必要である。

これまで、東北沖地震に先行した明瞭な前駆的地殻変動は見つかっていない^{たとえば¹¹⁾}。宮城県沿岸における体積歪計では、最大前震の余効変動は明瞭に捉えられているものの、歪変化は時間とともに減少傾向にあり、すべりの加速の証拠は認められない(第1図a)。震源域直近の海底上下変動の連続記録(第1図b)をみてもノイズレベルである1~2cmを超える振幅の変動は認められず、

震源近傍ですべりの加速があったとしても、3 cm/hour 程度以下にとどまったと言える。

東北沖地震の本震時には、日本海溝沿いに 50m を超える大きなすべりがあったこと、その大きなすべりのあった範囲が宮城県沖に局在すること、という重要な 2 つの特徴が海陸の地殻変動観測データから明らかとなった^{5),12)}。東北沖地震発生前に地震活動がほとんど見られなかった範囲での地震時すべりが特に大きく、海溝軸沿いの非地震性領域では定常的に非地震性すべりが起こっていたのではなく、プレート間ですべりがほとんど生じていなかったと解釈される。M7.5 程度の宮城県沖地震が繰り返し発生してきた領域での東北沖地震時のすべり量は海溝近くの領域より小さいが、その差は宮城県沖地震の繰り返しで解消されるすべりの積算と同程度で、地震時すべりの違いは地震発生までに蓄積されたすべり欠損の違いを反映したものと考えられる。一方で、巨大すべり域の海溝軸方向の広がり制約されている理由はよくわからない。地震発生前のすべり欠損の蓄積量の違いによると考えれば、東北沖地震の発生前にみられたような非地震性すべりの加速が、東北沖地震の発生直前に限らず、長期的にたびたび発生していたのかもしれない。あるいは、今後の余効すべりによって南北でのすべり量の不均衡が解消されていく可能性もある。

東北沖地震の発生後の余効変動が余効すべりによるとして、GPS 観測で得られた変位分布からすべり量分布を推定すると、余効すべりは地震時すべりに比べ南北に広い範囲で生じていること、宮城県沖でのすべり量がその南北に比べて小さいこと、余効すべりの中心が地震時すべり域より深部側に偏っていること、が示されている^{たとえば5)}。これらの結果は、地震時すべり分布と余効すべり分布との相補的な関係が、東北沖地震でも成り立っていることを予想させる。

一方で、震源域の海底での余効変動は非常に複雑であることも分かってきた。地震時すべりが小さかった南部では海溝向きの大きな水平変位速度が見られるが、宮城県沖から岩手県沖では変位速度は小さく向きもまちまちで、陸上の GPS 観測点とは反対の西側の変位を示す観測点もある。西向きの変位はプレート間固着が回復することで生じうるが、観測された変位速度はプレート収束速度に比べて過大である。海底上下変動観測の結果は、宮城県沖の広い範囲で沈降が進んでいることを示すが、これはプレート境界深部側に中心を持つような余効すべり分布では説明できない。海域での余効変動を解釈するには、余効すべりや固着の回復だけではなく、マンツルの粘性緩和の影響を考慮しなくてはならない。第 2 図は単純な球核 2 層構造で試算した粘性緩和による地殻変動である。実際の粘弾性構造がよくわかっていないため、観測データとの量的な比較は難しいが、海域で観測される西向きの水平変位と沈降が粘性緩和の影響でも説明可能である。従って、余効変動からプレート間の固着・すべりの状態を推定するには、粘性緩和過程との分離が不可欠であり、当面の最重要課題といえる。

海陸の地殻変動観測網により、東北沖地震の発生に関連した諸現象が一連の過程として捉えられた。東北沖地震の発生は地震学研究に非常に大きな衝撃を与えたが、地殻変動観測の成果はその発生機構の解明に向けての大きな手がかりを与え、背景にあるこの地域での地震発生サイクルの再検討が進展しつつある。その一方で、東北沖地震の発生が隣接地域での大地震の発生及ぼす影響についての評価は定まっていない。千島・日本海溝沿いで発生する大地震の長期評価を行うためには、東北沖地震の破壊域内とその周辺での固着の回復過程や余効すべりの推移だけでなく、未破壊で残された領域での固着状態の時空間分布を把握し、それを継続的に監視し続けなくてはならない。

参考文献

- 1) Suwa et al., Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field, *J. Geophys. Res.*, 111, B04402, doi:10.1029/2004JB003203, 2006.
- 2) Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya, and M. Matsu'ura, Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan Trench from GPS data inversion, *Nat. Geosci.*, 2, 141–144, doi:10.1038/ngeo421, 2009.
- 3) 西村卓也, 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*, 118,278-293,2012.
- 4) Suito et al., 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, doi:10.5047/eps.2011.06.053, 2011.
- 5) Ozawa et al., Preceding, coseismic and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, 117, B07404, doi:10.1029/2011JB009120, 2012.
- 6) Hori, T. and S. Miyazaki, A possible mechanism of M9 earthquake generation cycles in the area of repeating M7–8 earthquakes surrounded by aseismic sliding, *Earth Planets Space*, 63, 773–777, doi:10.5047/eps.2011.06.022, 2011.
- 7) Mitsui et al., Megaquake cycle t the Tohoku subduction zone with thermal fluid pressurization near the surface *Earth Planet. Sci. Lett.*, 325-326, 21-26, 2012.
- 8) Ito et al., Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Tectonophysics*, 2013 (in press).
- 9) Ohta et al., Geodetic constraints on afterslip characteristics following the March 9, 2011, Sanriku-oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L16304, doi:10.1029/2012GL052430, 2012.
- 10) Kato et al. Propagation of slow slip leading up to the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki Earthquake. *Science* 335, 705–708, 2012.
- 11) Hirose, H., Tilt records prior to the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 655-658, 2011.
- 12) Iinuma et al. 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.*, 117, B07409, doi:10.1029/2012JB009186, 2012.

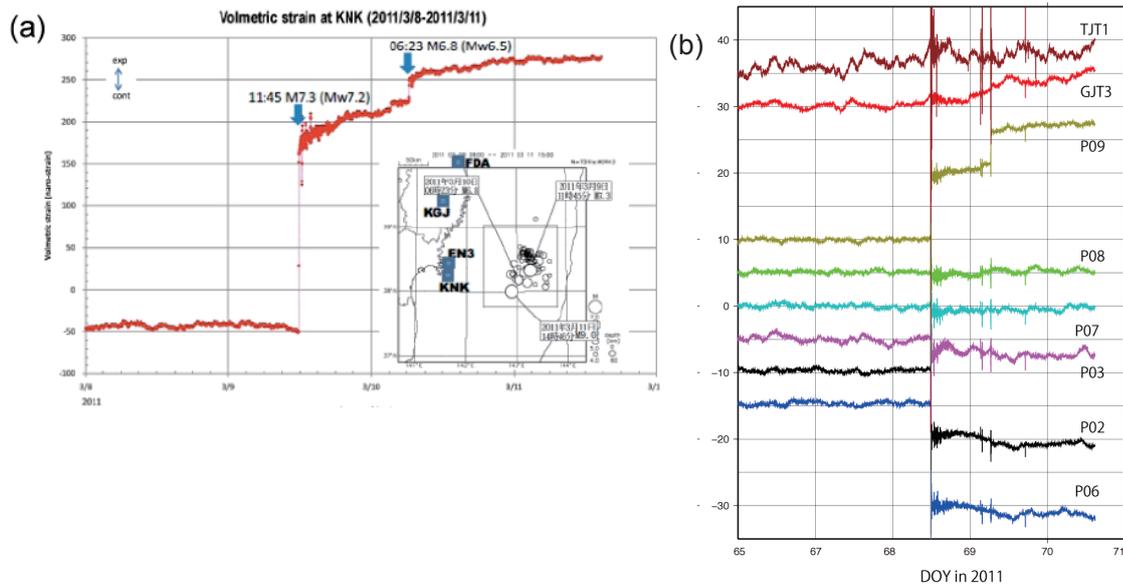


図1 (a) 2011年東北地方太平洋沖地震直前の宮城県沿岸部のKNK観測点における体積歪。
 (b)海底水圧観測による2011年東北地方太平洋沖地震直前の海底上下変動。
 Fig. 1 (a) Time series of volumetric strain observed at KNK station located at the Pacific coast of the Miyagi prefecture. (b) Time series of seafloor vertical deformation observed by ocean bottom pressure recorders.

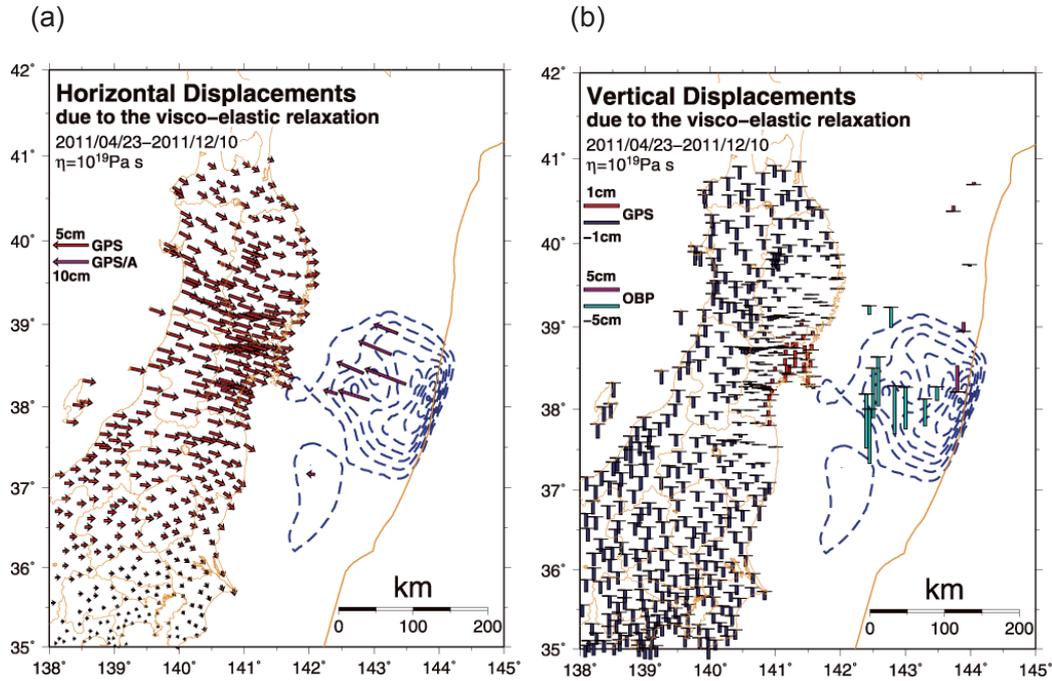


図 2 2011 年東北地方太平洋沖地震後の粘性緩和による地殻変動. (a)水平変動. (b)上下変動. 本震時すべりは Iinuma らによるもの¹²⁾を与え, 厚さを 50 km の弾性層の下に粘性率 $\eta = 10^{19}$ Pa s の粘性層からなる 2 層球核構造を仮定して計算した.

Fig. 2 Crustal deformation caused by viscoelastic relaxation after the 2011 Tohoku-Oki earthquake. (a) Horizontal displacement. (b) Vertical displacement. Coseismic slip distribution by Iinuma et al.¹²⁾ is applied to a two-layered spherical shell model. The model is composed of a surface elastic layer of 50 km in thickness, overlying a viscous sphere with viscosity $\eta = 10^{19}$ Pa s.