

3-41 海陸地殻変動データから推定した 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり分布

Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake estimated from land and seafloor geodetic data

東北大学大学院理学研究科

Graduate School of Science, Tohoku University

海上保安庁海洋情報部

Hydrographic and Oceanographic Department, Japan Coast Guard

東京大学地震研究所

Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

気象庁気象研究所

Meteorological Research Institute, JMA

2011年3月11日、東北地方太平洋沖地震 (M9.0) が発生した。太平洋プレートの沈み込みに伴い地震活動が活発であった。東北日本の陸側のプレートとその下に沈み込む太平洋プレートとの境界で発生した巨大地震であり、地震波形解析や地殻変動データの解析から推定される本震破壊域は、繰り返し発生することが知られていたいくつかの M7 クラスの地震の震源域を包含する^{1,2,3,4,5)}。

本震発生後、海底での地震時地殻変動を検出するため、すでに設置してあった GPS / 音響結合 (GSP/A) 方式の海底地殻変動観測点における測位や、海底圧力計の回収を目的とした航海が行われ、得られたデータを解析することで、海溝に近い海底において、20mを超える水平変位及び5m程度の隆起が地震時に生じていたことが明らかになってきている^{6,7)}。

東北大学では、3月9日の前震 (M7.3) や本震の震源が位置する宮城県沖の2地点に GSP/A 方式海底地殻変動観測のための基準点を設置している。2010年11月において実施した測量と2011年4月に実施した測量結果の差から地震時変動量を求めたところ、前震の震源に近い観測点 GJT3 で31m (±1m)、その北西側の GJT4 で15m (±1m) の水平変動があったことが明らかとなった。さらに、上下方向の変位も認められ、GJT3 では5m (±2m) の隆起、GJT4 では、3.5m (±2m) の隆起であった。推定誤差が通常の観測での誤差 (~数cm) より大きいのは、観測時間が極端に制限されていたためと、応答しない海底局装置があったためである。震源域の海底の上下変動は海底圧力変動により観測された。震源域の北側である岩手県沖では、東京大学により海底圧力観測が行われており、その記録には大振幅の津波とともに、海底地殻変動に伴う水圧の変化が捉えられている。地震発生前と地震発生の約30分後で比較すると、観測地点の海底が0.3~0.8m沈降していたと考えられる。

陸上 GPS 観測により得られたデータに、海上保安庁と東北大学が行った GSP/A 方式の海底地殻変動観測、および東京大学による海底圧力観測により得られた地震時地殻変動場から2011年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり分布をインバージョン解析^{8,9)}によって推定した。解析に用いた海底地殻変動量の分布を第1図に示す。求められた地震時すべり分布 (第2図) には以下のような特徴が見られる。(1) 主破壊域は宮城県沖のプレート境界で、深度30kmより浅い領域に存在し、最大すべり量は70m程度である。(2) 想定宮城県沖地震の震源域にも有意水準を超える、最大26mのすべりが推定された。(3) 宮城県沖以外で30km以深に破壊が及んだ領域は無く、宮城県沖

においても、低角逆断層型地震の起こらない深度¹⁰⁾までは破壊が達してはいない。(4) 1968年十勝沖地震や1938年塩屋崎沖地震の破壊域^{5,11)}には大きなすべりが及んでいない。

第3図に観測された変位と、地震時すべり分布モデルから計算された変位との比較、及び、残差の分布を示す。海底地殻変動観測点での水平変位の残差が異常に小さくなっており、オーバーフィッティングになっている可能性がある。主破壊域内における、すべりの特に大きな領域の位置及びすべり量は、海底地殻変動観測点の分布(位置)に大きく依存していると考えられ、検討を要する。

大きくすべった領域がプレート境界の深さ30kmよりも浅い部分にのみ存在することは、主破壊域は上盤側が地殻になっている部分に限定されていることを示唆している。そのメカニズムは不詳だが、上盤側の地殻・マントル境界が破壊の深部への進展を妨げた可能性がある。また、緯度方向の広がりには陸上GPS観測点のみを用いて行われた解析の結果^{2,3)}よりも狭くなっており、比較的小さな領域が大きくすべることで、マグニチュードを増大させたと考えられる。

謝辞：データ回収及び観測機器保守に宮城県の御協力をいただきました。また、ドコモエンジニアリング東北株式会社より衛星携帯電話の貸与をいただき、データ送信をしております。

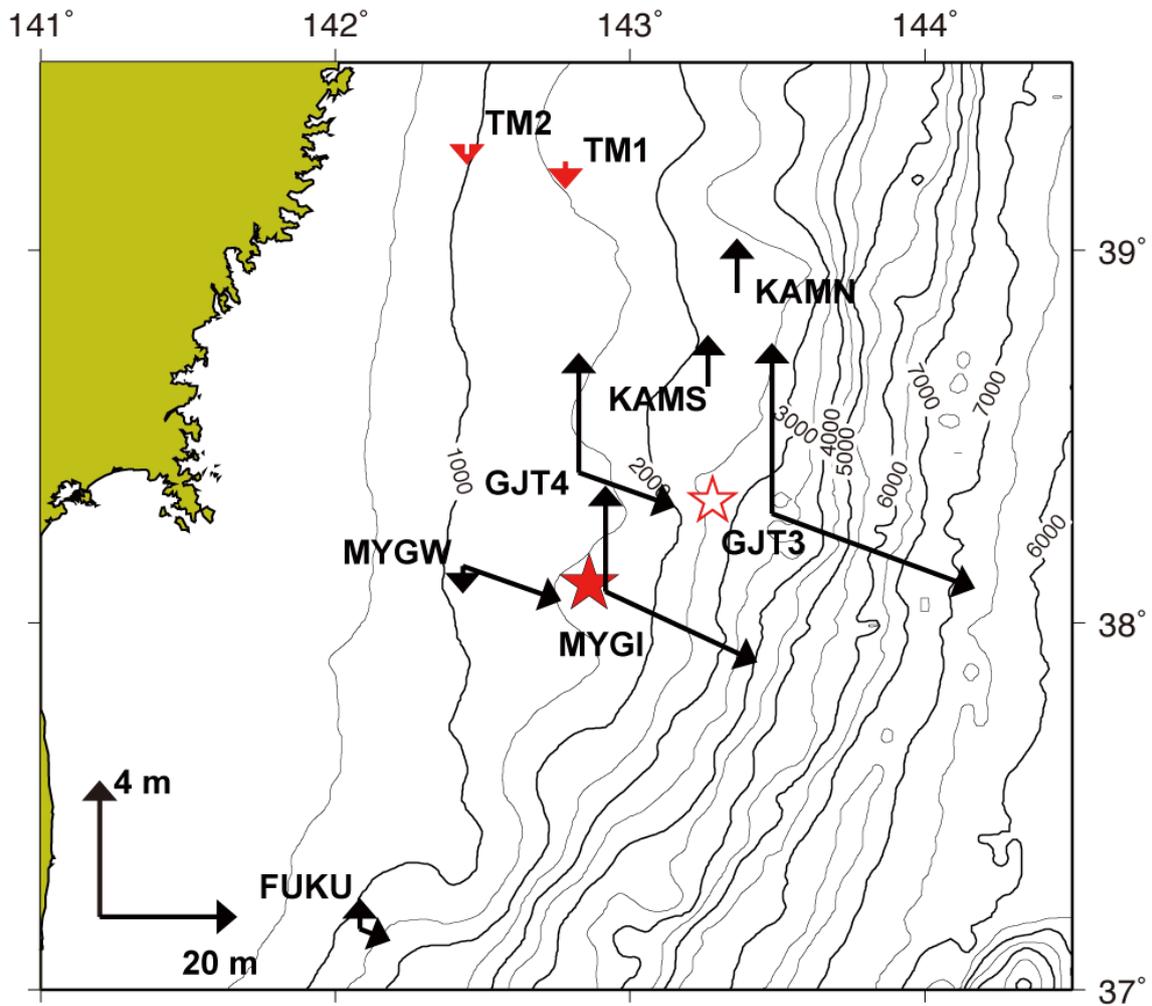
(飯沼卓史・木戸元之・長田幸仁・大園真子・太田雄策・日野亮太・三浦哲・佐藤まり子・篠原雅尚・対馬弘晃)

参 考 文 献

- 1) Ide S., A. Baltay, and G. C. Beroza, Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, 332, 1426-1429, 2011.
- 2) Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire, Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, *nature*, 2011
- 3) Iinuma, T., M. Ohzono, Y. Ohta, S. Miura, Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M9.0) estimated based on GPS data -Was the asperity in Miyagi-oki ruptured?, *Earth, Planets, Space*, 63, in press, 2011.
- 4) Yamanaka, Y., Off Fukushima-ken earthquake, 31 October 2003 (M6.8) (in Japanese), http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/EIC_News/031031.html, 2003.
- 5) Yamanaka, Y., and M. Kikuchi, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, B07307,, 2004.
- 6) Sato, M., T. Ishikawa, N. Ujihara, S. Yoshida, M. Fujita, M. Mochizuki, and A. Asada, Displacement Above the Hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, 332, 1395, 2011
- 7) Ito, Y., T. Tsuji, Y. Osada, M. Kido, D. Inazu, Y. Hayashi, H. Tsushima, R. Hino, and H. Fujimoto, Frontal wedge deformation near the source region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, in press, 2011.
- 8) Matsu'ura, M., A. Noda, and Y. Fukahata, Geodetic data inversion based on Bayesian formulation with direct and indirect prior information, *Geophys. J. Int.*, 171, 1342-1351, 2007
- 9) Iinuma, T., Discussion on the rank deficiency of the representation matrix of the smoothing constraint in inversion methods using a Bayesian information criterion, *J. Geod. Soc. Japan*,

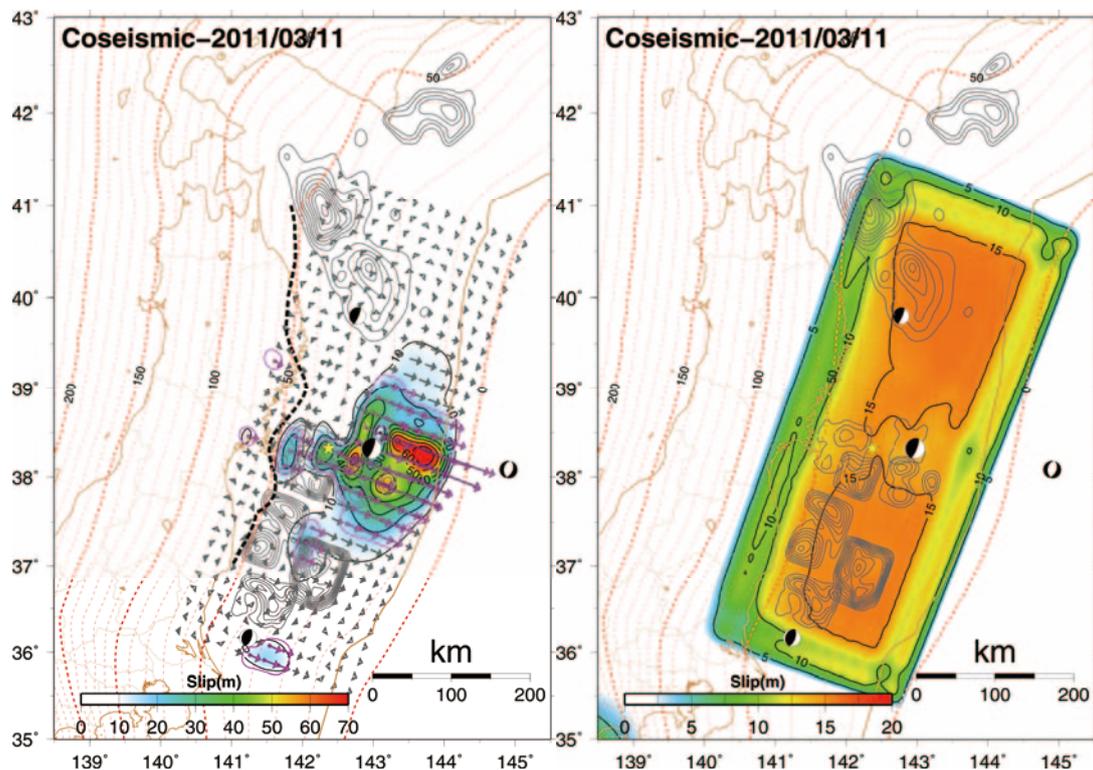
55, 345–353, 2009.

- 10) Igarashi, T., T. Matsuzawa, N. Umino, and A. Hasegawa, Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquake associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone, *J. Geophys. Res.*, 106, 2177–2191, 2001.
- 11) 室谷智子, 1938年に起きた複数の福島県東方沖地震の比較研究, 東京大学修士論文, 2003.
- 12) Nakajima, J., and A. Hasegawa, Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: Reactivation of subducted fracture zone?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16309, 2006.
- 13) Yamanaka, Y., and M. Kikuchi, Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, *Earth Planets Space*, 55, e21–e24, 2003.



第 1 図：海底地殻変動観測による 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う震源域直上における地震時地殻変動量の分布。黒矢印は GPS/A 方式観測，赤矢印は海底水圧観測の結果で，鉛直方向の矢印が上下変動量，それ以外の矢印は水平変動量と方向を示す。上下変動と水平変動ではスケールが異なることに注意。白星印と赤星印は，前震（3/9, M7.3）と本震（3/11, M9.0）の震央を示す。

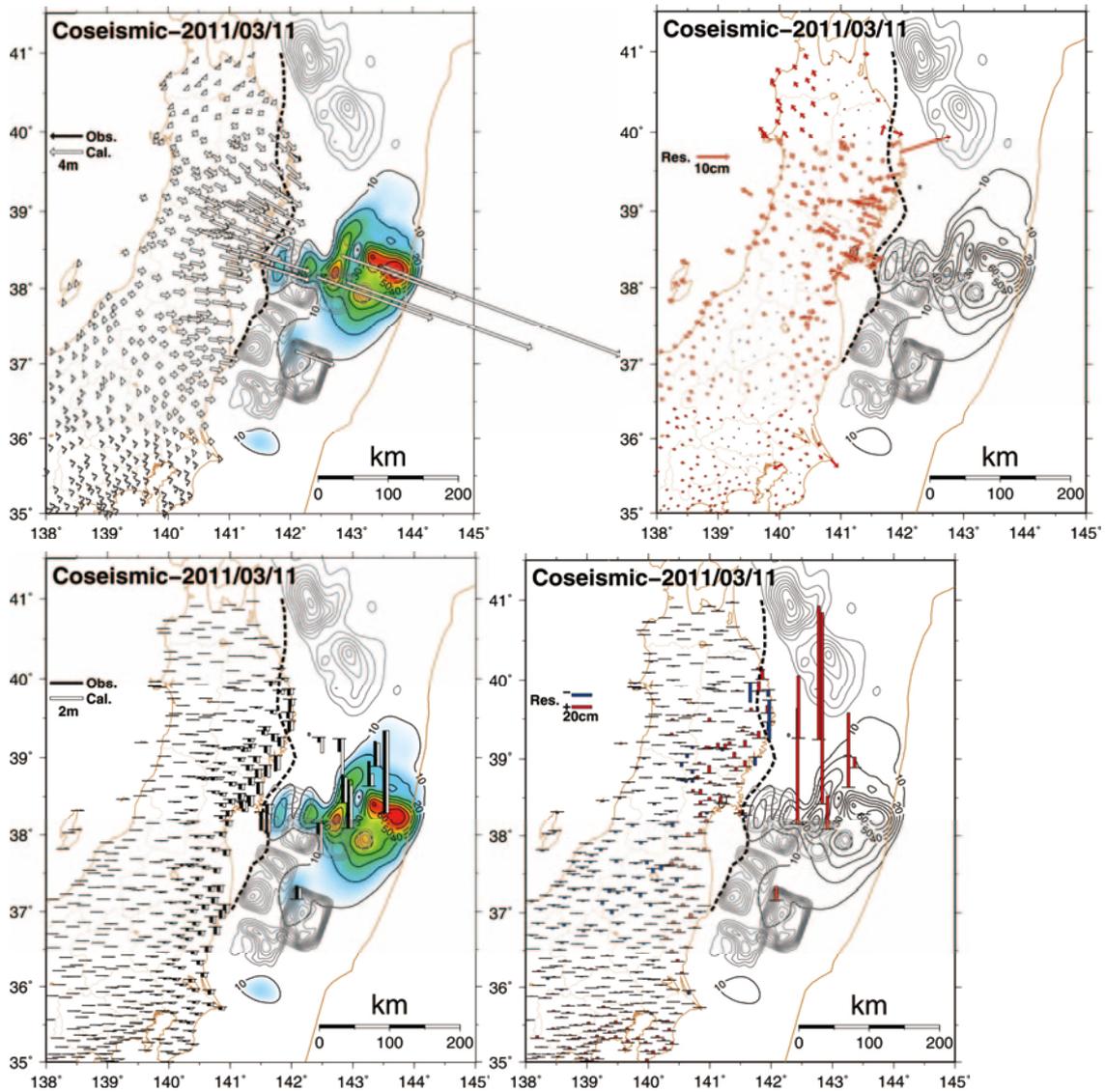
Figure 1: Coseismic displacement field associated with the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake estimated from seafloor geodetic observations above the source region of the earthquake. Black arrows show horizontal and vertical displacements at the GPS/A stations. Red arrows show vertical displacements observed by means of the ocean bottom pressure gauges. Note the difference between scales for the horizontal and vertical components. Red open and solid stars denote the hypocenters of the foreshock (March 9, M7.3) and the mainshock (March 11, M9.0)



第2図 (左)：陸上GPS観測点，GPS音響方式の海底地殻変動観測点，ケーブル式海底圧力計で得られた地震時変位から推定されたプレート境界面上での地震時すべり分布．プレート境界モデルはNakajima and Hasegawa (2006)¹²⁾のものを用いた．解析はInuma (2009)⁹⁾による，Matsu'ura et al. (2007)⁸⁾を改良した，ABIC最小化により拘束条件の重みを最適化するインバージョン手法を用いて行った．水平成分・上下成分ともに同じ重みで用いているが，GEONET田老の観測値のみ，周囲に比して特異な動きをしていたため，重みを下げて用いた．すべり分布の等値線間隔は10m．紫の実線で囲まれた範囲及び紫の矢印は，解析誤差を超える値が推定されている範囲及びすべりベクトルを示す．本震のメカニズム解 (USGS,W-phase 解析によるもの)を震源球で，本震震央を黄色の星で示す．また，気象庁による本震当日の余震 (岩手県沖 M7.5，茨城県沖 M7.3，宮城県はるか沖 M7.4) のメカニズム解とともにプロットしてある．黒の破線は低角逆断層型地震の西縁線¹⁰⁾．灰色の等値線は過去の大地震の破壊域を示す．2003年十勝沖，1968年十勝沖，1978年宮城県沖，1981年宮城県沖，1936年宮城県沖，2003年福島県沖，1938年塩屋崎沖についてプロットしてある^{4, 5, 11, 13)}．最大すべり量は約70m，また，宮城県沖深部では最大26mのすべりが推定された．主破壊域はプレート境界の深度30km以浅にあり，上盤側が地殻になっている部分と対応していると考えられる．1968年の十勝沖地震の震源域には破壊が及んでいない一方，茨城県沖の余震に対応すると思われるすべり域が推定されている．

(右)：推定誤差の空間分布．等値線間隔は5m．

Figure 2: (Left) Coseismic slip distribution estimated based on the displacement data deduced from land and seafloor geodetic observations. Arrows denote slip vectors on the hanging wall of the plate interface. Contours of the interplate slip are also shown with a color scale. The contour interval is 10 m. Purple arrows and the areas surrounded by the purple solid lines indicate that the estimated values are greater than the estimation errors there. The black dashed line denotes down-dip limit of interplate earthquakes¹⁰⁾. Broken red lines show the depth of the subducting plate interface. The epicenter of the main shock determined by USGS is shown by a yellow star. Focal mechanisms estimated from W-phase data by USGS for the main shock and three large aftershocks (M>7) that occurred within an hour after the main shock are denoted by beach-ball symbols. Gray contours denote the slip areas for recent major earthquakes at Tokachi-oki in 2003 and 1968, Miyagi-oki in 1978, 1981 and 1936, Fukushima-oki in 2003 and 1938^{4, 5, 11, 13)}. Thin brown lines denote the prefectural borders. (Right) Estimation error distribution. The contour interval is 5 m.



第3図：観測された変位と推定された地震時すべり分布から計算される変位との比較。
 (左上)：水平成分。黒塗りが観測値，白抜きが計算値。固定点は GEONET の三隅（島根県
 浜田市）。
 (右上)：水平成分の残差。
 (左下)：上下成分。黒塗りが観測値，白抜きが計算値。固定点は GEONET の三隅（島根県
 浜田市）。
 (右下)：上下成分の残差。赤は観測値が計算値より大きいことを，青は観測値が計算値より
 小さいことを示す。すなわち，赤は計算値が沈降過剰もしくは隆起不足，青は計算値が沈降
 不足もしくは隆起過剰であることを示している。

Figure 3: Comparison between observed displacements (black arrows in top left and bars in bottom left panels) and calculated ones (white arrows in top left and bars in bottom left panels) from the estimated coseismic slip distribution. Horizontal component (top) and vertical component (bottom) are shown with their residuals (right panels). The residuals are calculated by subtracting the calculated displacement from observed displacement for each site.