

2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) に先行する長期的地震活動の特徴*

弘前大学 佐藤魂夫・平塚晋也, 京大防災研 Jim Mori

1. 目的

2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) (以下、東北沖地震) では、宮城県沖の海溝に近い浅部プレート境界が40m以上もすべり、大津波が発生した。過去、宮城県沖では深部プレート境界の地震が多く発生し(図1)、近い将来、同様な地震が発生する確率が高いと予測されていた。宮城県沖ではプレート間の固着が強いことは、GPSの地殻変動データから推定されていたが、浅部プレート境界において40m以上のすべり欠損が蓄積されていることは予想できなかつた。

東北沖地震の2日前、本震の震央の北側でM7.3の地震が発生した(以下で、本震は東北沖地震をさす)。しかし、その前震の震源域では、1981年にもM7.0の地震が発生している(図1)。この地域における太平洋プレートと北米プレートの相対運動速度は約10cm/年であり、これら2つの地震が発生した時間差30年の間に蓄えられるすべり欠損量は、解放された40m以上のすべり量に比べれば極めて小さい。本研究では、1923年以降、過去90年間の地震活動を東北沖地震のすべり分布に照らして詳しく調べ、東北沖地震が30年前の地震ではトリガーされず、今回の前震によってトリガーされた原因を探る。すべり分布と過去の地震活動の間には、プレート境界(以下、大衝上断層)の摩擦特性を反映した関係が現れることが期待される。

2. 東北沖地震のすべり分布

本震のすべり分布は、すでに、地震波、地殻変動、および津波などのデータから数多く求められている。しかし、ここでは、地殻変動データを用いて独自にすべり分布を求め、それを使って地震活動との関係を議論する。データは陸域に分布するGEONETの観測点¹⁾に加えて、海域に分布する海上保安庁の5観測点²⁾および東北大の5観測点³⁾のデータを用いた。求められたすべり分布にはすべり量が20m以上の大すべり域(high-slip patch)が海溝に沿って2つに分かれて存在し、その間に比較的小さな領域(low-slip zone)が存在する特徴が見られる(図1)。北側の大すべり域の中心(すべり量>60m)は海溝軸に接しており、また、南側の大すべり域の中心は海溝軸からは少し離れた場所に存在する。

3. 過去の地震活動

ここでは、気象庁によって編集された1923年以降の震源カタログを用いて、過去の地震活動を調べる。 $M \geq 6$ の規模の大きな地震を見ると、大すべり域の周辺にはいくつか活動の活発な領域が存在する(図2)。第一は、2つの大すべり域とその間に挟まれたlow-slip zoneの境界付近の活動である。以下では、これを‘LHSB地震帯’(LHSBはlow- and high-slips boundaryの略)の活動と呼ぶ。前述の1981年の地震、および本震の2日前の前震はこの地震帯に発生した地震である。第二は、宮城県沖の深部プレート境界の活動である。

*Long-term seismic activity prior to the 2011 Mw9.0 Tohoku-Oki earthquake by Tamao Sato, Shinya Hiratsuka, and Jim Mori

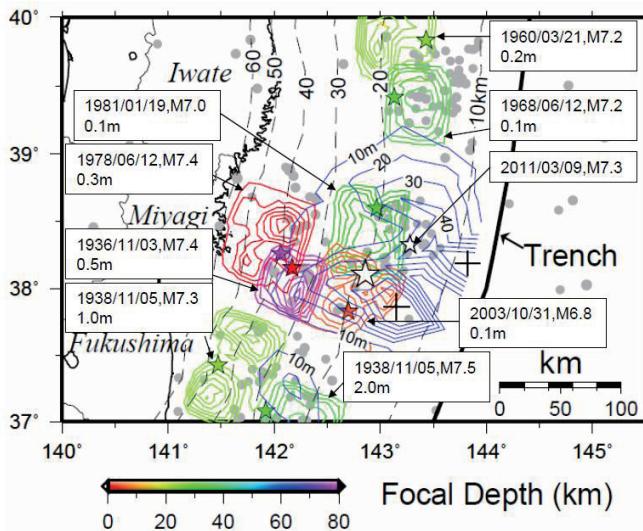


図1. 東北沖地震のすべり分布（青のセンター）と過去の主要な地震のすべり分布の比較^{4,5)}。各地震のすべりのセンター間隔はマグニチュード(M)のあとに記載されている。大きな☆印は本震の震央を示す。+印は2つの大すべり域の中心の位置を示す。背景の灰色の点は、1923–2011.3.11の期間の $M \geq 6$ の地震の分布を示す。

この領域は1936年および1978年宮城県沖地震（いずれもM7.4）の震源域を含むことから、以下では、「固有地震帯(characteristic earthquake zone)’と呼ぶことにする。第三は、上述の2つの地震帯の活動に比べれば小規模であるが、本震の震央の近くを南北に延びる地震帯である。以下ではこれを‘南北走向地震帯(N-S trending seismic zone)’と呼ぶ。この南北走向地震帯は南側の大すべり域を二分し、分割された西半分の西部領域は固有地震帯と接している。固有地震帯における本震のすべり量は20m以下で、すべり量が20m以上の領域として定義された南側の大すべり域には含まれない。

過去、LHSB地震帯には、本震の2日前の前震および1981年の地震の他に、1939年および1958年にも顕著な地震活動が存在した（図3）。1939年の活動は、最初、LHSB地震帯の北端で始まり、その10ヶ月後に、この期間最大のM6.8の地震が南端で発生した。1981年の活動においても、最初、北端を震源とするM7.0の地震が発生し、その4日後に南端でM6クラスの地震が2個発生した。本震の2日前に発生したM7.3の前震の震央はLHSB地震帯の中央に位置するが、主要なすべり域は1981年のM7.0の地震と同様、low-slip zoneを占めている⁶⁾。本震の2日前から開始した前震活動においても、その翌日に発生した3個のM6クラスの地震の震央は、LHSB地震帯の南端に位置している。このように、LHSB地震帯の活動は、震源が北から南へ移動する傾向が認められる。

固有地震帯で発生するM7クラスの地震は、LHSB地震帯の活動に先行する傾向が認められる。すなわち、1936年宮城県沖地震は1939年の活動の3年前に発生し、同じく、1978年宮城県沖地震は1981年の活動の3年前に発生した。LHSB地震帯では、2005年8月にもM6.3の地震2個を含む小規模な活動があったが、その際も、9日前にM7.2の地震が固有地震帯で発生している。

南北走向地震帯では、1948年に南端でM6クラスの地震が2個、1962年に北端で同じくM6クラスの地震が2個発生している。その後、この地震帯の活動はしばらく低調であったが、1994年に、1948年の地震とほぼ同じ場所でM6.0の地震が1個発生した。その後、2003年10月31日に、再び1994年の地震とほぼ同じ南端付近でM6.8の地震が発生した。さらにその翌日に、その地震の東方約50kmの地点でM6.3の地震が発生した。その地点は南北走向地震帯によって二分される南側の大すべり域の東部領域に含まれ、その近傍で発生した

M6 以上の地震は、これ以外には存在しない。

南北走向地震帯における 1948 年および 1994 年の活動は孤立的であったが、2003 年 10 月の活動のあとは、南側の大すべり域の周りで次々に大きな地震が発生した。すなわち、2 年後の 2005 年 8 月には、固有地震帯および LHSB 地震帯で顕著な地震活動が発生した。2005 年には、その他に、LHSB 地震帯における活動の約 3 ヶ月後、北側の大すべり域の中心付近のアウターライズで M7.2 のプレート内地震が発生した。ほぼ同じ場所で、東北沖地震の 40 分後に M7.5 の余震が発生しているが、それ以前では、2005 年のこの地震がこの地域で発生した過去最大の地震であった。2006 年以降は、福島県の沖合で地震活動が活発になった。2008 年 7 月 (M6.9) および 2010 年 3 月 (M6.7) に発生した福島沖の地震は、2003 年 10 月の地震に比べれば南側の大すべり域から離れているが、余効すべりまで含めるとその影響は南側の大すべり域に及んでいた可能性がある⁷⁾。このような、大すべり域周辺の活動の活発化は、海域のみならず、内陸沿岸の地震活動にも及んだ。すなわち、2003 年 5 月、宮城県北部の沿岸直下で、M7.1 のプレート内地震が発生、その 2 ヶ月後、仙台市近傍の松島海岸直下で M6.4 の地殻内地震が発生した。さらには、2008 年 6 月に、岩手・宮城県境で M7.2 の内陸直下型地震が発生している。2003 年以降のこうした一連の地震活動を経て、本震の 2 日前に、LHSB 地震帯において M7.3 の前震が発生した。この前震は 1981 年の M7.0 の地震と比較すると、規模は相当大きい。また、その翌日に LHSB 地震帯の南端に発生した前震群には、M6 以上の地震が 3 個 (M6.4, M6.3, M6.8) 含まれ、1981 年の活動において同じ南端で発生した地震活動 (M6.6, M6.2) に比べると規模が大きい。

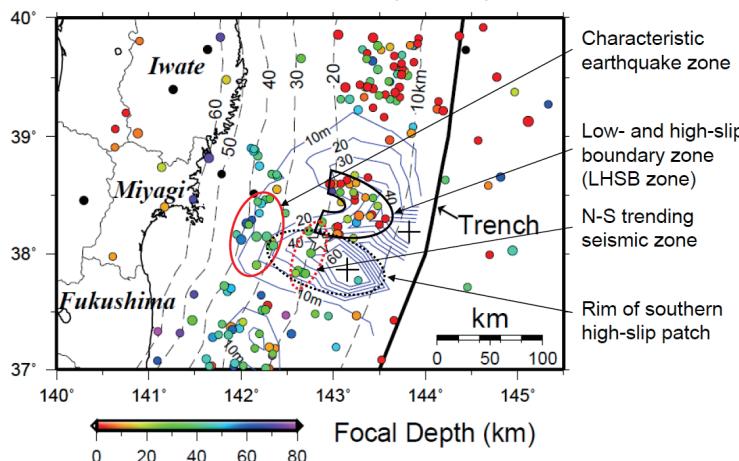


図 2. 本文で定義される各地震帯の領域。○印は $M \geq 6$ の地震。期間は 1923.1.1 から 2011.3.11 の本震の前まで。青のセンターは東北沖地震のすべり分布を示す。+印は 2 つの大すべり域の中心の位置を示す。

2003 年 10 月 31 日から本震の発生直前までの期間に発生した $M \geq 4$ の地震の分布には、南側の大すべり域の南縁に沿って東西に伸びる地震の分布が見える(図 4)。正確には、南側の大すべり域の中心付近では、東西に伸びる地震の分布は南縁よりは北側に寄っている。しかし、大すべり域の中心の位置の誤差を考慮すれば、その違いは無視できよう。この期間、南北走向地震帯の北部には $M \geq 6$ の地震は見られないが、 $M \geq 4$ の地震はいくつか存在し、結果的に南北ひとつつながりになった地震帯として認められる。本震の前に発生した $M \geq 6$ の 3 個の地震の震央は、LHSB 地震帯の南端に位置すると同時に、南側の大すべり域の北縁に沿って分布しており、これらの地震の発生によって、南側の大すべり域の東部領域は 2003 年以降に発生した地震群によって完全に取り囲まれた。この地震活動のドーナツパターン⁸⁾は、東部領域がきわめて強度の高い領域であ

ることを示すと同時に、このような高強度の領域を破壊するためには一方向からの働きかけでは不十分で、多方向からの応力集中が必要なことを示唆する。なお、本震の震央は南側の大すべり域の北縁上、LHSB 地震帯と南北走向地震帯とが交差する地点に位置している。

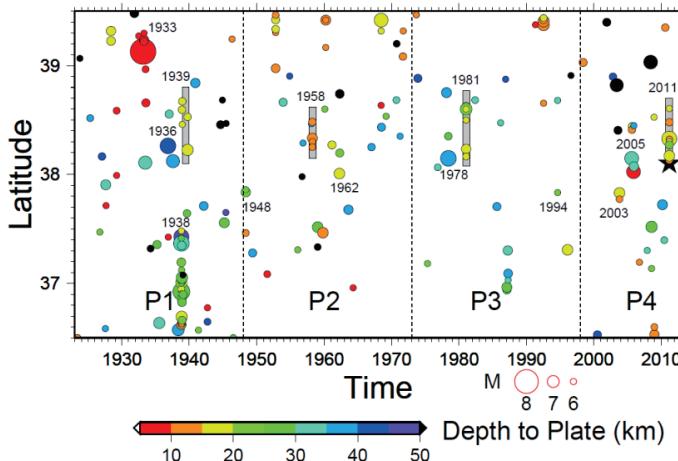


図 3. $M \geq 6$ の大地震の時空間分布。経度 140-145.5E の範囲の地震を含む。★は本震。各地震の色は、直下のプレート境界までの深さに対応して表示。灰色のバーは LHSB 地震帯で発生した顕著な地震活動を示す。

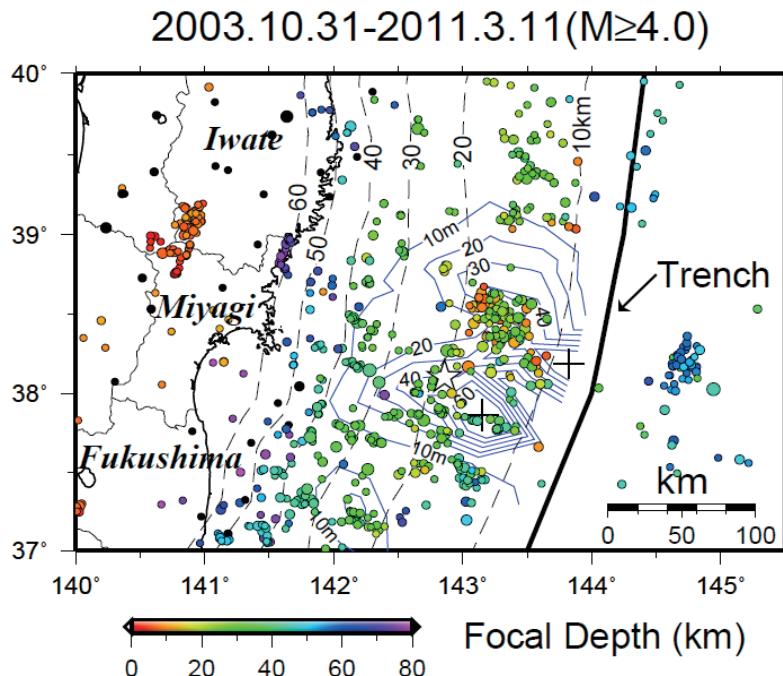
4. 本震の破壊過程との関連

Ide et al. (2011)によれば⁹⁾、本震は最初の 40 秒間、本震の震央から見て down-dip 側の領域を破壊し、その後の 40 秒間は up-dip 側の領域を破壊した。その後、破壊は再び down-dip 側に移動し、本震発生の 100 秒後あたりから福島・茨城県沖に南下した。過去の地震活動に照らして見ると、このような本震の破壊過程は、2 つの稀な破壊の連鎖から成り立っていると考えられる。ひとつは、2 日前の LHSB 地震帯に発生した前震活動が南側の大すべり域の西部領域の破壊を誘発したことである。固有地震帯で発生した地震が LHSB 地震帯の地震を誘発した例は、前述のように 3 例存在するが、LHSB 地震帯の地震が本震の震央から見て down-dip 側にある南側の大すべり域の西部領域および固有地震帯の地震を誘発した例は見られない。もうひとつは、最初の down-dip 側の破壊が南側の大すべり域の中心部を含む東部領域を破壊したことである。このような事例は、唯一、2003 年 10 月 31 日に南北走向地震帯の南端で発生した M6.8 の地震に見出される。山中(2003)によれば¹⁰⁾、その地震の震源域は南側の大すべり域の西部領域に対応する(図 1)。翌日の 11 月 1 日に発生した M6.3 の地震は南側の大すべり域の東部領域に含まれることから、この場合は、down-dip 側の破壊が up-dip 側の破壊を誘発した例と見なされよう。しかし、その時には、東北沖地震の場合のように 40m 以上のすべりを引き起こす大規模な破壊には至らなかった。

すべり分布と過去の地震活動の対比から、今回の前震活動が本震を誘発するに至った原因は以下のように考えられる。第一に、その前震活動が LHSB 地震帯で過去に発生した地震活動としては最大規模のものであり、南側の大すべり域の北縁にこれまで以上に大きな応力集中(大すべり域の強度低下)が生じたことがあげられる。しかし、原因是それだけではなく、2003 年以降、南側の大すべり域の破壊強度が周囲の一連の地震活動によって十分に低下していたことが考えられる。本震の破壊は南側の大すべり域の北縁上の、LHSB 地震帯と南北走向地震帯とが交差する地点から開始した。そこから破壊が南側の大すべり域の東部領域に向かわづ、down-dip 側の西部領域に伝播したのは、単純には、西部領域の強度が東部領域より小さかつたためと解釈さ

れる。西部領域は2003年10月31日の地震の他にも、1948年、1962年、および1994年の地震によっても強度の低下を被っていたと推測される。西部領域の強度の低下は、down-dip側に隣接する固有地震帯における度重なるM7クラスの地震によっても促進されていたであろう。一方、東部領域では過去に発生した地震は2003年11月1日の地震のみで、西側領域に比べれば強度の低下は小さかったと推定される。本震時の西部領域の破壊の規模が2003年10月31日の地震の規模を大きく上回り、東部領域はその西部領域の破壊に誘発されて大きくすべったものと考えられる。

Tanaka (2011)によれば¹¹⁾、2003年以降、東北沖地震の震源域周辺で発生する地震は地球潮汐との相関が高まり、その頃から、地殻応力が増加したことが示唆される。また、GEONETの地殻変動データからは、2003年頃から宮城県から福島県にかけての沖合で、プレート間カップリングが全体的に弱まったことが示唆される¹²⁾。これらは、上に述べた2003年以降の南側の大すべり域周辺の地震活動の活発化と調和的である。



5. 結語

1923年以降、東北沖地震の震源域における90年間の地震活動を見ると、地震帯と呼べる活動の活発な領域が存在する。これらの地震帯の活動が2003年以降、一斉に高まり、東北沖地震の発生につながったと推定される。すべり量が20m以上の大すべり域の破壊強度は高く、その結果、その大すべり域を囲むように $M \geq 6$ の大地震が発生したと考えられる。南側の大すべり域の中心の周りには明瞭な地震活動のドーナツパターンが見られた。今後は、他の沈み込み帯においても、このような地震活動の空間分布の特徴から大すべり域となる可能性のある地域を割り出すことが可能か検討を行う。

6. 参考文献

- 1) Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire (2011), Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, *Nature*, 475, 373-376, doi:10.1038/nature10227.
- 2) 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, doi:10.1126/science.1207401.
- 3) 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.*, 117, B07409, doi:10.1029/2012JB009186.
- 4) 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, doi:10.1029/2003JB002683.
- 5) 室谷智子・菊地正幸・山中佳子・島崎邦彦(2004)、1938 年に起きた複数の福島県東方沖地震の破壊過程(2)、日本地震学会秋季大会予稿集、P029。
- 6) Shao, G., C. Ji, and D. Zhao (2011), Rupture process of the 9 March, 2011 M_w 7.4 Sanriku-Oki, Japan earthquake constrained by jointly inverting teleseismic waveforms, strong motion data and GPS observations, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G20, doi:10.1029/2011GL049164.
- 7) 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 (7), 615-619, doi:10.504/eps.2011.06.053.
- 8) Mogi, K. (1969), Some features of recent seismic activity in and near Japan (2) Activity before and after great earthquakes, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 47, 395-417.
- 9) Ide, S., A. Baltay, G. C. Beroza (2011), Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, 332, 1426-1429, doi:10.1126/science.1207020.
- 10) 山中佳子(2003), EIC 地震学ノート, No.141, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/EIC_News/031031.html.
- 11) Tanaka, S. (2011), Tidal triggering of earthquakes prior to the 2011 Tohoku-Oki earthquake (M_w 9.1), *Geophys. Res. Lett.*, 39, L00G26, doi:10.1029/2012GL051179.
- 12) Ozawa, S., T. Nishimura, H. Munekane, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire (2012), Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, 117, B07404, 373-376, doi:10.1029/2011JB009120.