

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？

The generation process of the Tohoku earthquake: Why did the magnitude 9 event occur?

Abstract

In order to understand why this event occurred, we review the results of various studies conducted to date, and suggest avenues for future research programs. The first area of research concerns the state in and around the plate boundary fault off Tohoku before the earthquake occurred, with particular focus on the spatio-temporal distribution of aseismic slip on this structure. Second, we investigate preseismic, coseismic, and postseismic slip distributions. Finally, we review several numerical models that have been proposed to explain the generation of the $M9$ earthquake on the basis of slip distributions. We conclude that the most significant factor that contributed to the $M9$ event was the plate boundary fault near the trench axis had been locked for a long period and/or that dynamic weakening occurred along the fault between the hypocenter and the trench axis. The process that generated the $M9$ Tohoku earthquake needs further investigation.

Keywords: asperity, aseismic slip, slip deficit, friction, pore pressure, stress

飯尾能久* 松澤 暢**

Yoshihisa Iio* and Toru Matsuzawa**

2011年12月15日受付.

2012年4月6日受理.

* 京都大学防災研究所地震予知研究センター
Research Center for Earthquake Prediction,
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto
University, Gokasho, Uji, Kyoto 611-0011,
Japan

** 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
Research Center for Prediction of Earth-
quakes and Volcanic Eruptions, Graduate
School of Science, Tohoku University, 6-6
Aza-Aoba, Aramaki, Aoba-ku, Sendai 980-
8578, Japan

Corresponding author; Y. Iio,
iio@recp.dpri.kyoto-u.ac.jp

はじめに

東北地方太平洋沖地震の発生過程を明らかにし、どうして $M9$ の地震が発生したのか？という問題に答えることは、今後の地震発生予測とそれによる災害軽減のために大変重要である。本総合報告では、この最終目的へ向けて、現時点までに得られた関連する知見を集め、総合的に考察するとともに、今後の課題を示した。したがって、本報告は、この地震について重要な点をもれなく記述したものではない。例えば、活発な余震活動や誘発された地震活動等についてはほとんど触れていない。構成としては、地震の発生場の特徴を最初に述べ、地震前・地震時・地震後のそれぞれにおいて重要と思われる観測結果を紹介し、最後に、これまでに提出されているいくつかのモデルを通して、この地震の発生過程について考察する。ただし、なぜ $M9$ の地震が発生したのかという問題に限っても、関係する重要なトピックを網羅したものではないと思われる。なお、地震のマグニチュードについては、 M_w はモーメントマグニチュード、 M_j は気象庁マグニチュードを指している。添え字のない M は $M7$ クラスなど、大雑把な大きさを示すときに用いている。

以下に、本総合報告のベースにもなっている、地震の発生過程についての基本的な考え方を述べる。

地震は、断層に加わる応力がその強度を超えたときに発生するものである。したがって、地震の発生を予測するために

は、対象とする断層の応力と強度がどのように時空間変化しているかを明らかにする必要がある。本論文の対象であるプレート境界型地震においては、沈み込むプレートが陸側プレートを引きずることにより、断層の応力が増加することがよく知られている。より詳しく述べると、このプロセスは、プレート境界の断層面上に固着している領域があり、その周囲がゆっくりとすべることにより、固着した部分で特に歪みと応力が集中、増加するというものである。

地震の大きさを予測するためには、断層のどれくらいの範囲が地震すべりを起こすのかを推定する必要がある。本文で詳しく議論するが、以前は、固着している領域は地震時以外はほとんどいつも固着しており、基本的にこの部分のみが地震時に高速のすべりを起こすと考えられていた。これは1958年と2003年の十勝沖地震の地震すべり域がほぼ同じであることなどによる。しかし、東北地方太平洋沖地震では、非地震性すべりを起こしていたと推定されていた領域でも大きな地震すべりを起こしたことが明らかになった。そのため、本報告では、非地震性すべりの時空間変化に関する知見に着目して議論を進める。また、非地震性すべりの大きさ・面積が同じ場合、固着域が大きいほど、その周囲における、同じ大きさの非地震性すべりに対しても、歪み増分が小さくなるので、応力の増加レートは小さくなることに注意する必要がある。

断層の強度は、断層面の摩擦係数と断層に働く有効法線応

力との積で定義される。断層面の摩擦係数はすべり量やすべり速度、時間の経過などにより変化すると考えられており、これに関する基本的な考え方については後ほど詳しく述べる。一方、有効法線応力は、断層面の法線応力と間隙水圧の差で定義されるが、海溝型のプレート境界断層においては、沈み込むプレートからの脱水が起こるため、間隙水圧の絶対値とその時間変化が重要であると考えられている。このように、断層に加わる応力と断層の強度の時空間変化の把握が地震の発生過程の解明の基本となる。

地震発生の場合

1. アスぺリティ

東北地方太平洋沖では、プレート境界上に地震性すべりが卓越する領域がパッチ状に分布しており、その周りは基本的に非地震的にすべっていると考えられていた(例えば, Matsuzawa et al., 2004; 松澤, 2009)。この地震性すべりが卓越する領域はアスぺリティと呼ばれており、地震によるすべり量の大きなところはアスぺリティを示していると解釈されていた。アスぺリティは、本来は断層面上の突起を意味する用語である。突起があれば強度が大きく、強度が大きいと地震すべりが大きいと類推されることから、(i)強度の大きな領域、(ii)地震すべりの大きな領域という意味で用いられるようになった(松澤, 2001)。アスぺリティ周辺の非地震性すべりにより、アスぺリティに加わる応力が増加し、ついには地震発生に至るということが、基本的な地震発生のプロセスであると考えられていた。後述するように、地震時に複数のアスぺリティが連動するかどうかという問題があったが、プレート境界地震については、地震発生場所と地震の規模の予測に一定の見通しが得られたと考えられていた(例えば、科学技術・学術審議会, 2008)。

Fig. 1 に、宮城県沖とその周辺において約 50 年間に発生した大地震のすべり量分布を示す(Uchida et al., 2006 に加筆)。図中のコンター(発生年付き)が、Yamanaka and Kikuchi (2004) 等により、遠地地震波のインバージョン解析から推定されたすべり量分布である。Yamanaka and Kikuchi (2004) においては、推定されたすべり分布における最大すべり量の半分以上の領域をアスぺリティとしている。図に示された地震およびこの地域に発生した主な地震の震源パラメータを Table 1 にまとめた。Yamanaka and Kikuchi (2004) により、宮城県沖では、陸寄りおよび日本海溝寄りの 2 列のアスぺリティがあると考えられていた。1978, 2005 年等の宮城県沖の地震は陸側のアスぺリティ、1981, 2003 年の地震は海側のアスぺリティに対応する。

宮城県沖ではここ約 200 年間に 6 回の地震が繰り返したと考えられており(地震調査委員会, 2000)、1978 年の宮城県沖地震から約 30 年が経過して注意が喚起されていたときに 2005 年の地震が発生した。ただし、この地震は、1978 年の破壊域(想定宮城県沖地震のアスぺリティ)の一部のみを破壊しただけですべり残しがあると考えられており(Umino et al., 2006)、引き続き注意が払われていた。

大地震のアスぺリティ以外の部分で非地震性すべりが卓越

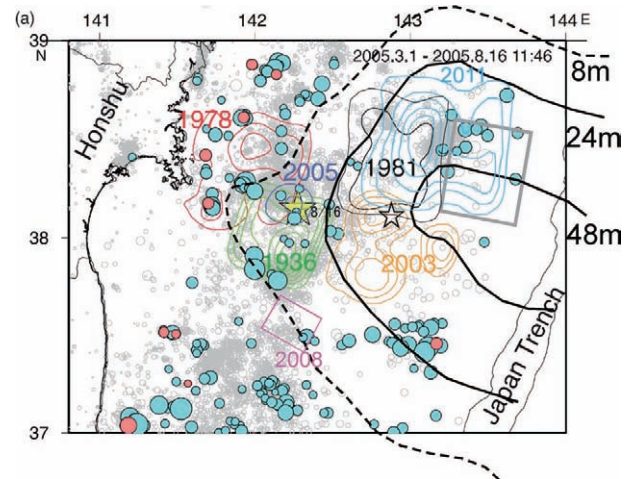


Fig. 1. Distribution of small repeating earthquake groups (blue circles: from July 1984 to February 2005; orange circles: from 1 March 2005 to 16 August 2005), modified from Uchida et al. (2006). Thin contours show coseismic slip distributions for: the 2011 Tohoku earthquake (solid and dashed black lines); the 1936 $M_j = 7.5$ event (green); the 1978 $M_j = 7.6$ event (red); the 1981 $M_j = 7.0$ event (black); the 2003 $M_j = 6.8$ event (orange); the 2005 $M_j = 7.2$ event (blue); and the 2011 foreshock ($M_j = 7.3$; light blue) (Geophysical Survey Institute and Japan Coast Guard, 2011; Yamanaka, 2003^{*foot note}; Yamanaka and Kikuchi, 2004; Yaginuma et al., 2006). The pink rectangle indicates the fault plane of the 2008 $M_j = 7.2$ event (GSI, 2009a). The gray rectangle indicates the fault plane of a slow event detected by a deep-sea water-pressure gauge (Tohoku University, 2010c). The open star denotes the hypocenter of the 2011 Tohoku earthquake. Gray circles denote earthquakes with hypocenters at depths shallower than 70 km that occurred between January 2005 and January 2006.

していると考えられていたのは、次節以降で詳しく述べるように、それ以外の部分では、周囲の非地震性すべりの進行に伴って発生すると考えられている小繰り返し地震が起こっていたり(例えば、Uchida et al., 2006)、余効すべりが生じていたからである(例えば、Ueda et al., 2001; Miura et al., 2006)。

しかしながら、東北地方太平洋沖地震では、普段は非地震性すべりを起こしていると考えられていた領域でも地震すべりが発生した(Fig. 1 にすべり量付きのコンターで表示)。これについては、非地震的にすべる領域は常に非地震的にす

山中佳子(Yamanaka, Y.), 2003, EIC 地震学ノート No. 141 (EIC Seismological Note No.141), http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/EIC_News/031031.html.

山中佳子(Yamanaka, Y.), 2005, EIC 地震学ノート No. 168 (EIC Seismological Note No.168), http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2005/EIC168.html.

山中佳子(Yamanaka, Y.), 2008, NGY 地震学ノート No. 10 (NGY Seismological Note No.10), http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2008/NGY10.html.

山中佳子(Yamanaka, Y.), 2011, NGY 地震学ノート No. 35 (NGY Seismological Note No.35), http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2011/NGY35.html.

Table 1. List of source parameters for earthquakes east of Tohoku (Yamanaka and Kikuchi, 2004; Yamanaka, 2003, 2005, 2008, 2011^{*foot note}). Mw, moment magnitude; Mo, seismic moment (10^{20} Nm); Ts, rupture time (s); Dmax, maximum seismic slip (m); Da, averaged seismic slip (m); L, fault length (km); W, fault width (km); S, rupture area (100 km^2).

Date	Mj	Mw	Mo	Ts	Dmax	Da	S	L×W	(Da/S) ^{0.5}
1978/06/12	7.4	7.5	2.3	30	2.3	1.6	42	70×60	0.24
1981/01/19	7.0	7.1	0.6	20	0.6	0.63	27	-	0.12
2003/10/31	6.8	6.9	0.33	-	0.6	0.22	42	70×60	0.034
2005/08/16	7.2	7.2	0.82	25	0.9	0.98	24	60×40	0.20
2008/07/19	6.9	7.1	0.55	15	-	3.5	4.5	30×15	1.64
2011/03/09	7.3	7.5	2.56	25	3.5	1.4	54	90×60	0.19

べるとは限らない,あるいは,非地震性すべりを起こしているという推定そのものが間違っているという2つの可能性が考えられる。実際に,約200年間に起こった6回の宮城県沖地震の中で1793年の地震は2列のアスペリティの連動型の地震(M 8.2)だと考えられている(地震調査委員会, 2000)。つまり,2列のアスペリティの間の非地震性すべりを起こす領域も地震すべりを起こした可能性が高いわけである。青森県東方沖でも,1968年の十勝沖地震では複数のアスペリティが連動したことが知られている(Yamanaka and Kikuchi, 2004)。後者については,海溝付近の領域のことが挙げられる。以下に詳しく述べるように,海溝付近は非地震性すべりを起こす領域であると推定されていた(例えば, Scholz, 1988)が,東北地方太平洋沖地震では,その領域でも地震すべりを起こしているの,その推定は正しくなかった可能性がある。東北地方太平洋沖の海溝付近では,微小地震活動が非常に低く,それは地震すべりを起こすことができないためと推定されていたが(例えば, Tsuru et al., 2000),ぴったり固着しているために微小地震活動が低い可能性もあったわけである。

2. 小繰り返し地震による非地震性すべり速度の時空間変化の推定

小繰り返し地震は,ほぼ同一規模で繰り返し発生する小地震群のことであり, San Andreas 断層で最初に発見された(Ellsworth, 1995)。非地震性すべりを起こしている領域内の小さなアスペリティが,周囲の非地震性すべりによる応力集中のために繰り返し破壊するものであり,そのすべり量から非地震性すべり速度が推定できると考えられている(Nadeau and McEvilly, 1999)。小繰り返し地震のアスペリティが地震時のみにすべり,周囲は常に非地震性すべりを起こしているという最も単純な場合には,小繰り返し地震の積算すべり量は,同じ期間の周囲の非地震性すべり量に等しいと考えられるからである。東北地方太平洋沖でも精力的な研究が進められていた(例えば, Igarashi et al., 2003)。

この手法では小繰り返し地震の地震モーメントから非地震性すべり量を求めるわけであるが,東北地方でも,カリフォルニアで求められた式がそのまま用いられている(Igarashi et al., 2003; Uchida et al., 2006 など)。この式は通常の地

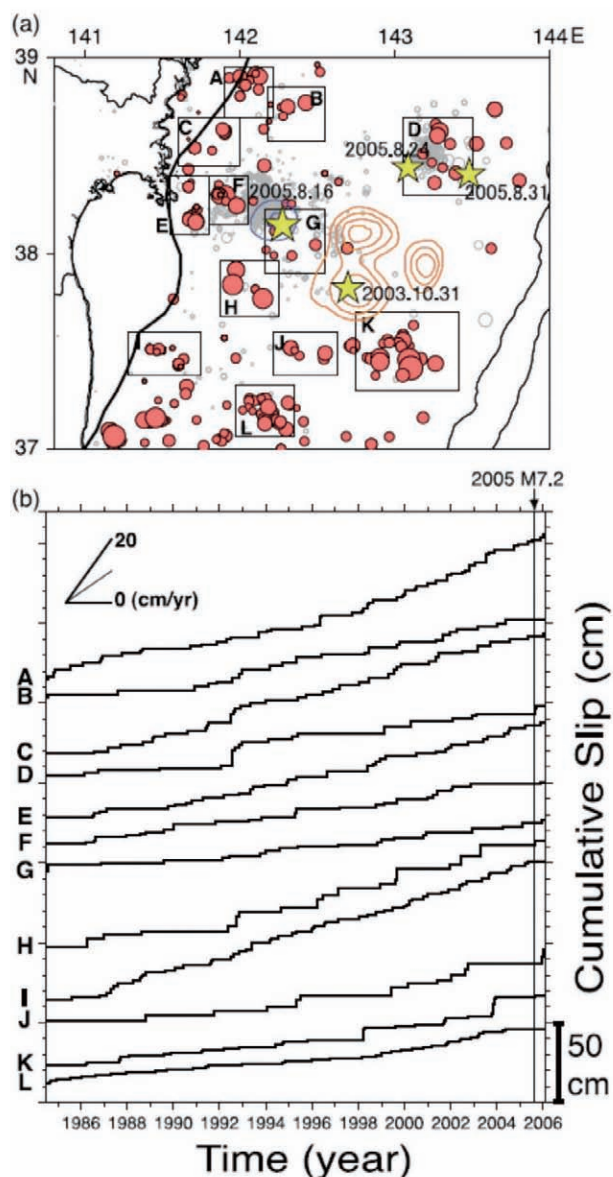


Fig. 2. Averaged cumulative slip curves for small repeating earthquakes from 1984 to January 2006 (Uchida et al., 2006). (a) Distribution of small repeating earthquakes (orange circles) and sampling windows (rectangles) within which the averaged cumulative slip was estimated. (b) Averaged cumulative slip curves for small repeating earthquake groups shown in (a). The vertical line marks the occurrence of the $M_j = 7.2$ earthquake of 16 August 2005.

震のスケーリング則における地震モーメントとすべり量の関係(相似則)とは異なっており,小さな地震ほど相似則よりも大きなすべり量を出力する。カリフォルニアの浅い地震について得られた結果を,沈み込むプレート境界の深い地震にそのまま適用出来るかどうかは検討が必要である。

Fig. 2に,1984~2006年頃までの小繰り返し地震データから推定された,宮城県沖とその周辺の非地震性すべりの積算曲線を示す(Uchida et al., 2006)。大局的な傾向としては,プレート境界地震の発生域の下限近く(A, C, E, D)で

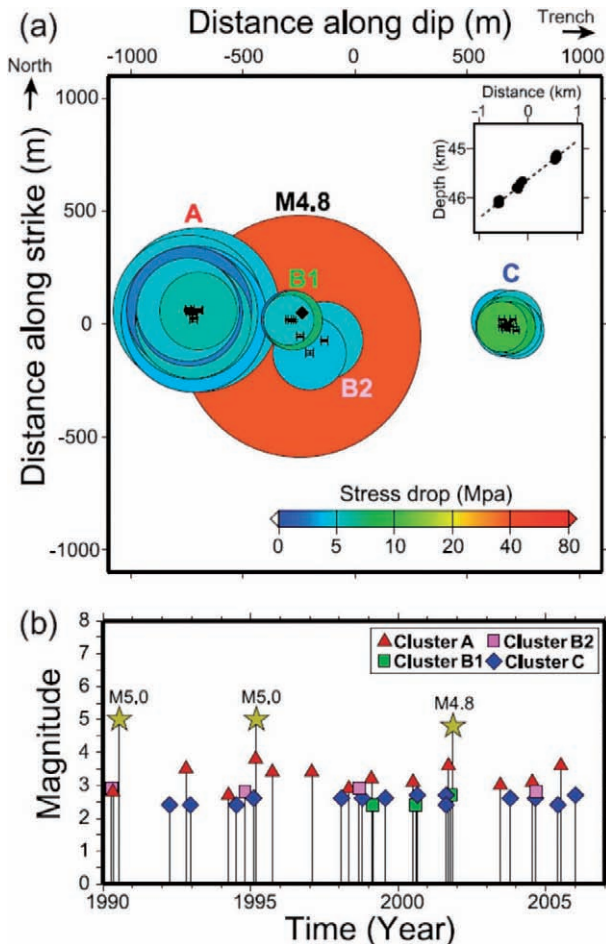


Fig. 3. Repeating earthquakes off Kamaishi (Uchida et al., 2007). (a) Location, rupture area, and static stress drop for earthquake clusters projected onto the plate boundary fault. (b) Magnitude-time diagram for earthquake clusters A, B1, B2, and C.

すべり速度が大きく、50 mm/年程度の速度が推定されている。一方、海溝寄りおよび想定宮城県沖地震の震源域近くでは、すべり速度が20 mm/年程度と小さく推定されている。

時間変化に関して、2000年頃から、東北地方太平洋沖地震の震源の西および南側(G, H, J, K, L)において、積算曲線の傾きが大きくなっているように見えるが、1992年以前はカタログが完全でない可能性がある(Uchida et al., 2006)、これらの変化は見かけ上のものである可能性がある(ただし、Lでの1998年頃の折れ曲がりには、それまでほぼ一定のレートで推移していることから有意なものかも知れない)。Kにおける2004年頃の大きなステップは、直ぐ北側で発生した2003年10月31日の地震の余効すべりを反映していると考えられるが、西側に隣接しているG領域においては、このときには特に変化は見られない。このように、小繰り返し地震により、非地震性すべりの時空間変化を高い分解能で推定することが可能である。

しかしながら、Fig. 1に示された小繰り返し地震と大地震のすべり量の分布をよく見ると、1978年の宮城県沖地震

のアスぺリティ内にも小繰り返し地震が検知されている(Uchida et al., 2006)。このことは、小繰り返し地震が発生しているからと言って、その付近で、地震すべりが起こらないとは必ずしも言えない可能性を示唆している。

その後の経過については、地震・火山噴火予知研究計画の機関別報告書(東北大学, 2008a, 2009a, 2010a)に詳しい。東北大学(2010a)による2008~2010年までの1年毎のすべり速度の分布を比較すると、非地震性すべり速度は2008年には、主に海溝よりにおいて大きな値を示す場所が多いが、2009~2010年は小さくなる傾向にある。これは、2008年5月8日の茨城県沖の地震(M_j 7.0)および2008年7月19日の福島県沖の地震(M_j 6.9; Fig. 2のJ領域付近で発生)の余効すべりによると考えられる。これらの地震の前後で期間を区切ると、2つの地震後の余効変動と考えられる変動が、それらの震央より海溝側で大きいことが分かる(東北大学, 2008a)。

このように、2000年頃以降の非地震性すべり速度の時空間変化は、付近で発生した地震の余効すべりを反映していると考えられる。小繰り返し地震からの推定では、余効すべりは震源より海溝側で顕著である。これは、1989年11月2日の岩手沖の地震(M_j 7.1)の前における、 M 6の地震と余効すべりの連鎖反応の海溝側から陸側へのマイグレーション(Matsuzawa et al., 2004)とはその方向が異なっている。実際に、茨城県沖においては、2007~2008年においては、2008年5月8日の M_j 7.0の地震の前にその震源の海溝側では地震活動は非常に低い。

3. 釜石沖の繰り返し地震

釜石沖においては、地震発生前の約50年間において、 M 4.9前後の地震が約5年半の再来間隔で繰り返し発生していた(Matsuzawa et al., 2002)。また、広帯域地震計記録から推定された最近の2つの地震のすべり分布もよく一致していた(Okada et al., 2003)。これらのことから、釜石沖の繰り返し地震は、周囲の非地震性すべりによりアスぺリティの応力が増加して地震が発生する典型的な例であると考えられてきた。

ただし、Nadeau and McEvilly(1999)の式から推定されるすべり速度は、プレート相対速度8.5 cm/年(NUVEL-1(DeMets et al., 1990)による太平洋プレートと北アメリカプレートとの相対速度のこの地域における平均値)と5.5年の再来間隔から計算される量(約46 cm)とほぼ一致しているが、Okada et al.(2003)やUchida et al.(2007)による地震すべりの見積もりはそれより小さく、地震間に非地震性すべりが起こっていると考えられていた(Uchida et al., 2007)。前節で、Nadeau and McEvilly(1999)の式は小さな地震ほど相似則よりも大きなすべり量を出力すると述べたが、この式が見積もるのは、地震すべりだけではなく、小アスぺリティにおける非地震性すべりを含んだもので、それらの和が周囲の非地震性すべり量に等しいと解釈される(Uchida et al., 2007)。

また、Fig. 3に示されているように、 M 4.9前後の地震の震源近傍で3グループの小繰り返し地震が発生している

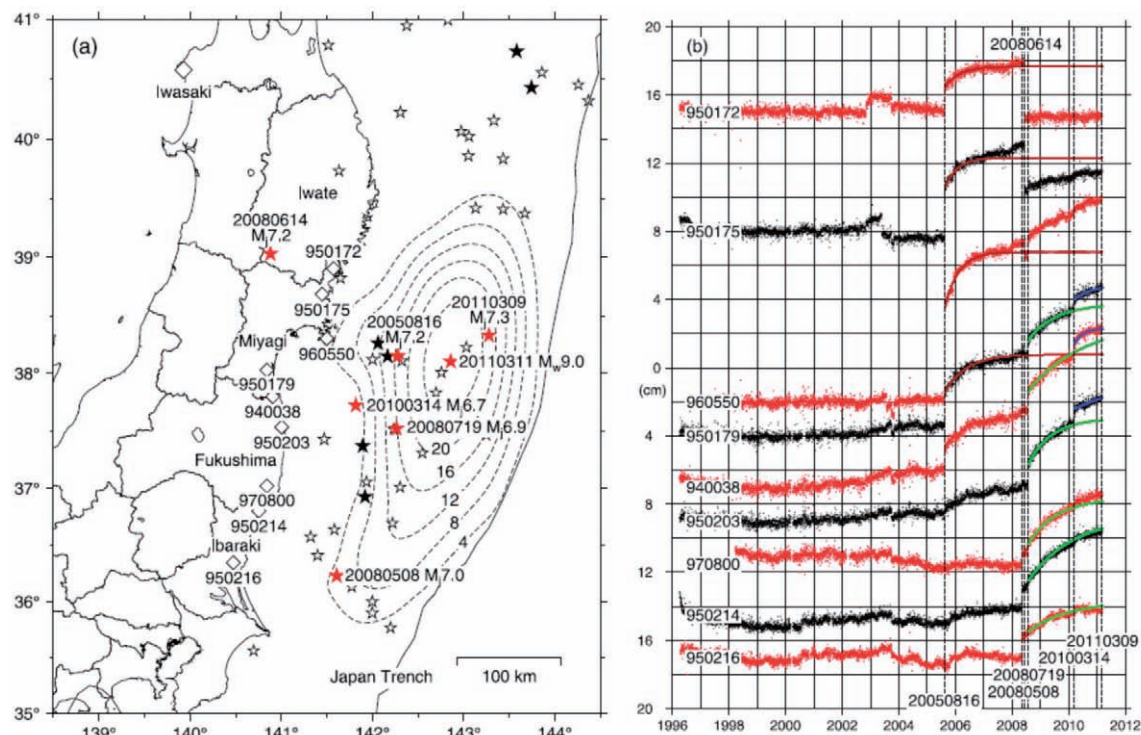


Fig. 4. GEONET transient time series of the E-W component at selected stations. (a) Station locations (Suito et al., 2011). (b) Annual, semi-annual, and linear trend components in the GPS time series were estimated by least squares fitting for the data from 1 January 1997 to 1 January 2002, and were removed from the original time series.

ことが見出されたが、それらは地震発生サイクルの後半で多いこと、および、スペクトル解析によって推定されたこれらの小さな地震のすべり量は、Nadeau and McEvilly (1999) の式によるものよりはるかに小さいことが報告されている (Uchida et al., 2007)。これらの小繰り返し地震が M 4.9 のアスペリティの内部で起こっているかどうかは明確ではないが、Hori and Miyazaki (2010) は、 M 4.9 のアスペリティの内部に、より小さなアスペリティを含む階層構造を持ったアスペリティモデル (Hierarchical asperity model) を仮定し、速度状態依存摩擦法則を用いたシミュレーションにより、地震活動を再現している。

加えて、東北地方太平洋沖地震の発生9日後の3月20日に、 M 4.9 のアスペリティの近傍で、 M 5.9 の地震が発生するなど、通常より大きな地震が短期間に複数発生していることが明らかになった (島村ほか, 2011)。このことは、GEONET データから推定された、釜石沖における東北地方太平洋沖地震の余効すべり量が、約1ヶ月間で1 m 程度と大きい (Ozawa et al., 2011) ことを反映していると考えられるが、 M が5.9 と通常よりも1大きく、断層長も約5倍大きかったと推定されている (島村ほか, 2011)。

これらの観測事実は、アスペリティモデルの典型的な例であると考えられてきた釜石沖の地震にしても、固着している単一のアスペリティと周囲の定常的な非地震性すべりという単純な構図では無いことを示唆している。アスペリティは大小複数からなるようであるし、地震後の余効すべりの影響

や、隣接領域からの擾乱により、普段は非地震性すべりを起こしている領域が地震すべりを起こす可能性が考えられる。速度状態依存摩擦法則を用いたシミュレーションにより、余効すべりにより非地震性すべり速度が増加すると、小繰り返し地震のアスペリティの強度回復が追いつかず、そこでスローイベントが発生することも示されている (Ariyoshi et al., 2007)。

4. GEONET による M 7 クラスの地震の余効変動

大地震の余効変動は陸上の GPS 観測網によって詳細に捉えられている。Fig. 4 に、1996~2010 年における宮城・福島・茨城県の GEONET 観測点の変位の時系列を示す (Suito et al., 2011)。固定点岩崎に対する相対的な変動の EW 成分が表示されているが、1997~2001 年のデータに基づき定常的な変動は取り除かれている。2005 年 8 月 16 日 (M_j 7.2) の宮城県沖地震と、2008 年 7 月 19 日 (M_j 6.9)、2010 年 3 月 14 日 (M_j 6.7) の福島県沖の地震による余効変動がよく見える。また、2008 年 6 月 14 日の岩手・宮城内陸地震 (M_j 7.2) によるステップが見えている点もある。全体的に変動速度は小さくなってきているが、宮城県の北部の点を除いて、今回の地震の前まで変動は続いているように見える。また、2003 年頃より定常的な変動からのずれが見られる。余効すべりが大きかったことが知られている 2002 年 11 月 3 日の宮城県沖の地震 (M_j 6.3) や、2003 年 5 月 26 日の宮城県沖の太平洋プレート内地震 (M_j 7.1)、2003 年 7 月 26 日の宮城県北部の地震 (M_j 6.4)、および、2003 年 10 月

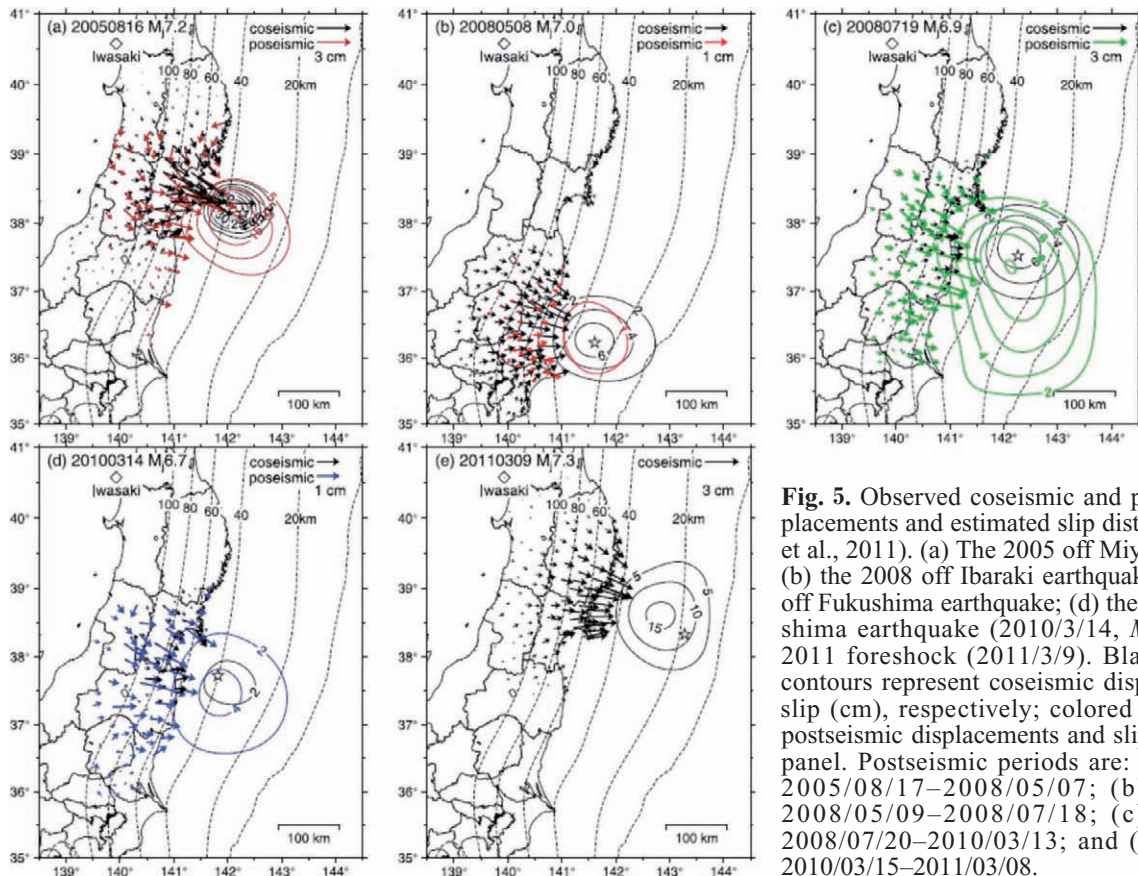


Fig. 5. Observed coseismic and postseismic displacements and estimated slip distributions (Suito et al., 2011). (a) The 2005 off Miyagi earthquake; (b) the 2008 off Ibaraki earthquake; (c) the 2008 off Fukushima earthquake; (d) the 2010 off Fukushima earthquake (2010/3/14, M_f 6.7); (e) the 2011 foreshock (2011/3/9). Black arrows and contours represent coseismic displacements and slip (cm), respectively; colored ones represent postseismic displacements and slip (cm) for each panel. Postseismic periods are: (a) 2.72 years, 2005/08/17–2008/05/07; (b) 0.19 years, 2008/05/09–2008/07/18; (c) 1.65 years, 2008/07/20–2010/03/13; and (d) 0.98 years, 2010/03/15–2011/03/08.

31日の宮城・福島県境沖の地震(M_f 6.8; Fig. 2 参照)によるステップとその余効変動が見えているのかもしれない。2003年9月16日十勝沖地震(M_f 8.0)の余効変動により、基準点である岩崎も動いている可能性があるため、その後のデータにおいては解釈には注意を要する。

Fig. 5にこれらの地震後の余効変動のベクトル図を示したが、変動は最も大きな地点で2~3 cm程度となっている(Suito et al., 2011)。また、これらのデータから、Yabuki and Matsu'ura(1992)の手法を用いて推定されたプレート境界の断層面上のすべり分布も示されている。地震時の変動と比較されているが、いずれの地震に関しても、余効すべりの分布の方が、地震すべりよりも広い。特に、2008年7月19日の地震の後の余効すべり領域は、今回の地震の震央付近まで広い範囲に推定されている。

しかしながら、陸上から遠いため、推定されたすべり分布が妥当なものかどうかは検討する必要がある。すべりの起こった場所の推定においては、上記のように小繰り返し地震のデータが重要であるが、2008年7月19日の地震の余効すべりに関して、小繰り返し地震では震源より海溝側にすべりが推定されているが(東北大学, 2008a)、GPSではFig. 5に示されたように震央を含む広い範囲に推定されている。小繰り返し地震や海底地殻変動観測のデータを用いた余効すべり分布の推定については、後ほど詳しく述べる。

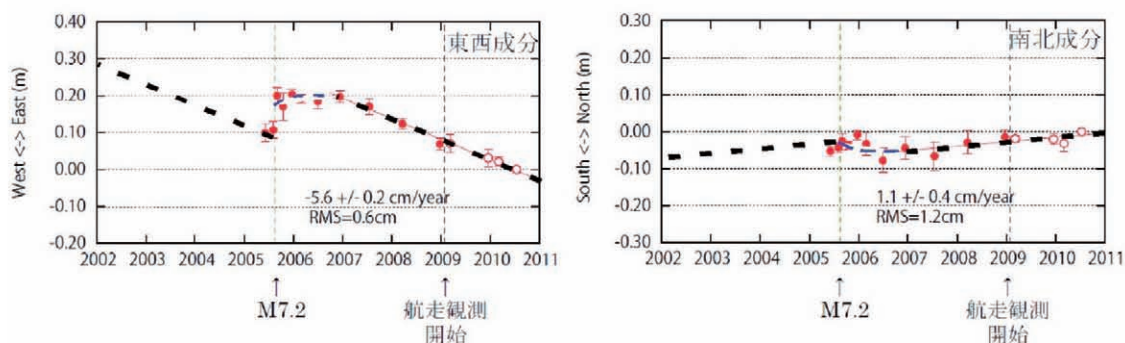
5. 歪計による $M7$ クラスの地震の余効変動

地震の余効変動については、地殻変動連続観測が有効である。岩手県沖において、大地震後の非地震性すべりが発見されたのは、歪計のデータによるものである(例えば、Kawasaki et al., 1995)。三品ほか(2009)は、ボアホール型歪計のデータを用いて、2003年10月31日、2005年8月16日、2008年7月19日の地震の余効変動を解析した(Fig. 6)。地震後1週間程度のデータを指数関数でfitすることにより、2003年および2008年の地震については地震時の変化で正規化した余効変動の大きさが1.2および0.9となっており、地震時と余効変動ではほぼ同じ大きさであること、宮城県沖の2005年の地震については、余効変動が地震時の変化より有意に小さいことを報告している。時定数についても違いが見られ、2003年、2005年、2008年について、それぞれ、40、17、57時間と推定されている。

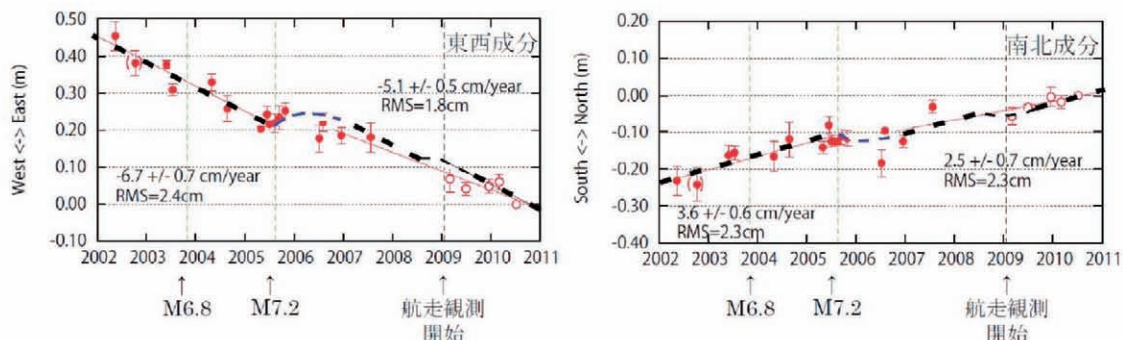
前節で述べたGPSによる余効変動は数ヶ月以上の長期間におけるものであるが、2005年と2008年の地震の違いについては、歪計による1週間程度の解析結果と調和的であり、2008年の余効変動は長く続いているが、2005年のそれは比較的速く減衰している(三品ほか, 2009)。

GPSや歪計で観測された余効変動の地震毎の相違は、アスペリティの周辺の固着状況の違いを反映している可能性がある(Miura et al., 2006)。2005年の地震は、想定されていたアスペリティの一部しか破壊しておらず、北側に未破壊

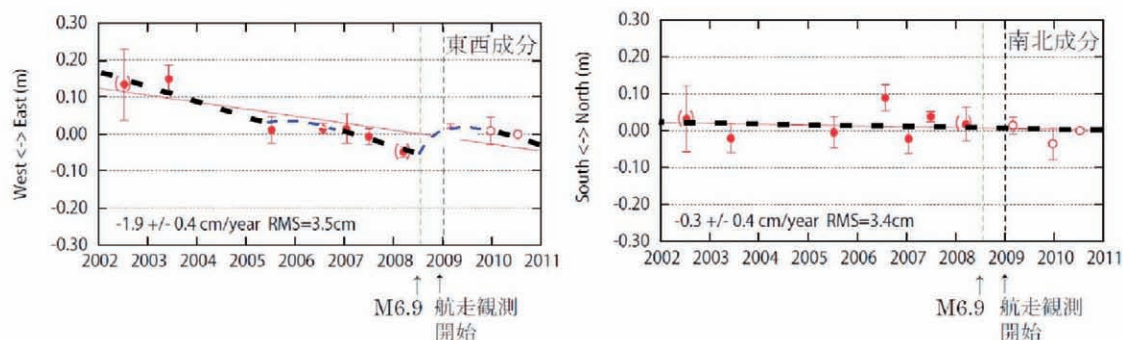
(a) 「宮城沖2」海底基準点(基準エポック:2010年7月)



(b) 「宮城沖1」海底基準点(基準エポック:2010年7月)



(c) 「福島沖」海底基準点(基準エポック:2010年7月)



● : 漂流観測 (Drifting observation) ○ : 航走観測 (Sailing observation)
 () : 参考値 (データ数が少ない) (Unreliable results due to less data)
 --- : 2003年10月31日の地震(M6.8), 2005年8月16日の地震(M7.2)及び2008年7月19日の地震(M6.9)
 (Large earthquakes off Miyagi Pref. and Fukushima Pref. from 2002 to 2010.)
 - - - : 航走観測の開始時期 (Time of initiation of sailing observation)

Fig. 8. Horizontal displacement time series obtained at MYG2 (a), MYG1 (b), and FUKU (c) relative to the Eurasian plate (modified after JCG, 2011). The E-W and N-S components are shown in the left and right panels, respectively. Thin lines are estimated by least squares fitting for the respective periods (JCG, 2011). Two different trends shown by thin lines were estimated at MYG1, but the steeper trend was used in this analysis. Dashed lines show postseismic displacements estimated referring to the time series observed by GEONET (Suito et al., 2011) and thick dashed lines show steady-state displacements.

求めてみた。Fig. 8に、推定された余効変動(細い点線)と定常的な変動(太い点線)を示す。宮城沖1(MYG1)については、宮城県沖地震前までに推定された変位速度を他の期間にもそのまま用いている。福島沖(FUKU)については、デー

タも少なく定常的なトレンドを推定することは難しいが、東西成分の速度を40 mm/年とした。

得られた定常的な変位速度および余効変動の推定結果をTable 2に示す。MYG2における2005年の地震時変動と

Table 2. Interseismic displacement rates and postseismic displacements at seafloor geodetic observation stations (Japan Coast Guard, 2011). Coseismic displacements are neglected except for those of the 2005 earthquake at MYG2. The other displacement data are ignored because they are very small.

Continuous displacement rates (cm/yr)						
	MYG2			MYG1		FUKU
to Eurasia	5.7 (5.4-6.0)			7.6 (6.7-8.5)		4.1 (-)
to Tohoku Japan	4.2 (3.9-4.5)			6.1 (5.2-7.0)		2.6 (-)
Postseismic displacement (cm)						
	MYG2		MYG1		FUKU	
	EW	NS	EW	NS	EW	NS
2005/8/16	11	-5	10	-4	4	0
2008/7/19	0	0	3	-3	13	0

余効変動は分離して検討しているが、それ以外については、地震時変動は非常に小さいと推定されるので考慮していない。東北日本に対する変動については、ユーラシアの安定部と東北日本の間の相対運動(主に日本海東縁における変動と考えられる)を 15 mm/年として差し引いている(西村私信)。得られた結果の誤差については、Fig. 8 に示されている直

線 fit における誤差から計算している。MYG2 については、2008 年 7 月 19 日の余効変動を考慮すると異なった fit が可能であり、その前後で段差を許す、より急なトレンドを仮定すると、ユーラシアに対する速度が 1 cm/yr 程度大きく推定される。

得られた余効変動が妥当なものかどうかを検証するために、小繰り返し地震の活動(東北大学, 2008a, b, 2009a, 2010a)から、余効すべりの発生域を推定し、陸上 GEONET データ(Suito et al., 2011)と整合的な解を試行錯誤的に決定した。Fig. 9 に 2008 年 7 月 19 日の地震についての結果を示す。東北大学(2008b)による推定結果に基づき、コサイスミックな断層の浅い側の延長部に仮定した 100 × 80 km の矩形断層上に 60 cm のすべりを与えている。これにより、Fig. 5c に示された福島県沿岸での 2 cm 程度の変動、FUKU での 13 cm および MYG1, 2 でのほとんど変動していない海底地殻変動観測結果をよく説明出来る。ちなみに、Fig. 5c に示された GEONET によるモデルでは、FUKU 直下の断層面上のすべり量が 8 cm 程度と小さく、海底地殻変動観測結果を説明出来ない。2005 年の地震についても同様に余効すべりの断層モデルを推定できる。これらのことは、海底地殻変動観測結果およびそのデータの解釈の両方が妥当であることを示唆している。

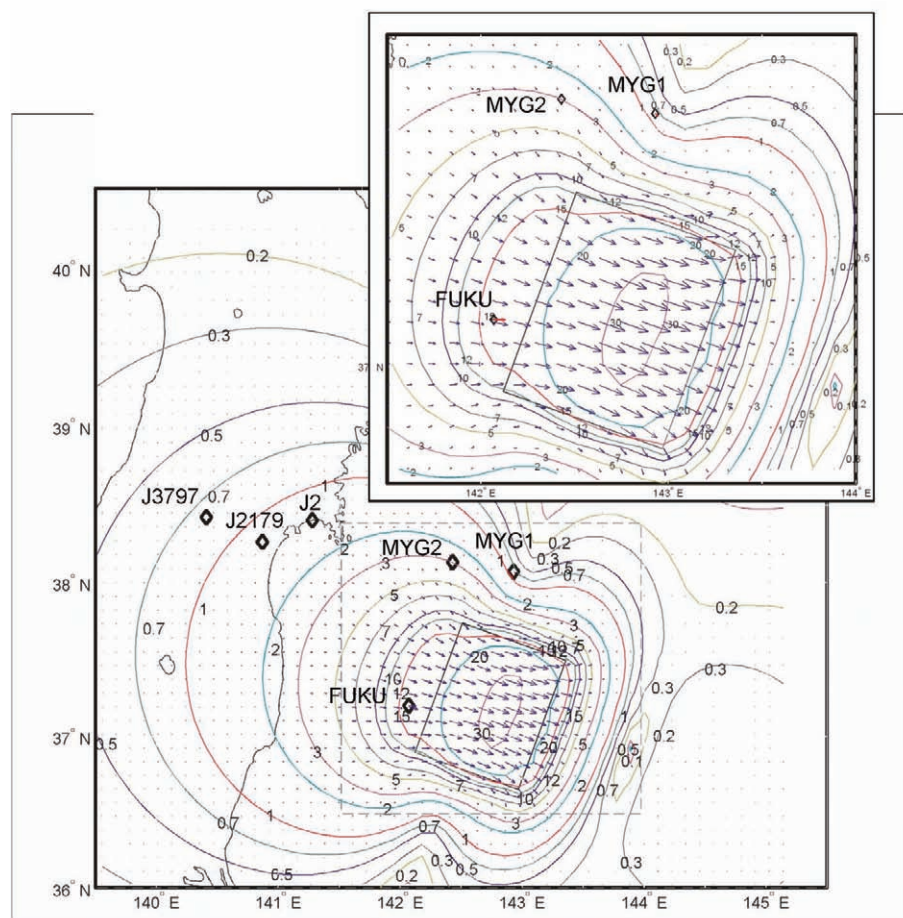


Fig. 9. Postseismic deformation generated by the 2008 off Fukushima earthquake (M , 6.9). Blue arrows denote deformation calculated from the fault model. The inset is a close-up of the area enclosed by the dashed rectangle, where red arrows show postseismic deformation observed at seafloor stations.

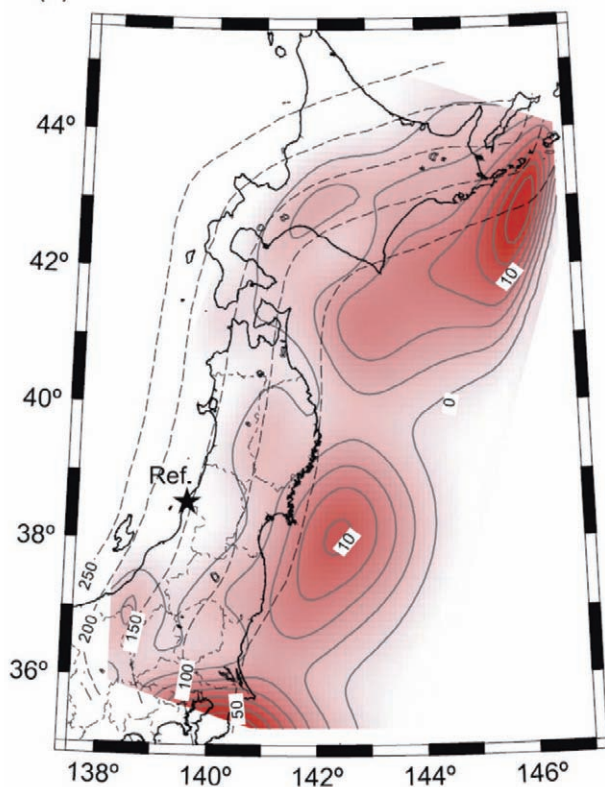


Fig. 10. Distribution of the slip deficit rate estimated by inverting three-dimensional velocity data using a contour interval of 2 cm/yr (Suwa et al., 2006).

7. すべり欠損とその時空間変化

以上紹介したデータに基づき、宮城・福島県沖におけるプレート境界の固着の程度とその時空間変化を推定してみた。プレート境界の断層の固着の程度は、すべり欠損レートというパラメータで表される。太平洋プレートは陸側のプレート

を引きずり込んでいるが、その引きずり込んでいる総量をすべり欠損と呼び、その時間変化の大きさがすべり欠損レートとなる。例えば、ある期間においてプレート境界の断層上のある点が全く固着しておらず完全にずるずるすべっている場合は、陸側プレートをそれ以上引きずり込まないので、その点のその期間のすべり欠損レートはゼロとなる。逆に完全に固着して非地震性すべりが起こっていない場合はすべり欠損レートはプレート相対運動速度と同じとなる。つまり、すべり欠損レートは、ある期間において、断層面上の各点がプレート相対運動速度に対してどれだけすべり遅れているかを示す量であり、断層面の固着の程度(非地震性すべりの少なさ)を表している。したがって、固着しておらず完全にずるずるすべっている場合は、すべり欠損レートがゼロとなるが、陸側のプレートがそれ以前に引きずり込まれている場合があり、すべり欠損の絶対値がゼロとは限らないことに注意が必要である。

Fig. 10 に、1997~2001 年に陸上で得られた GPS データから推定されたすべり欠損レートの分布を示す (Suwa et al., 2006)。宮城県沖付近で最大 10 cm/年程度のすべり欠損レートが推定されている。この期間は M 7 クラスの地震が起こっておらず、地震に伴う余効変動が顕著でない期間である。Fig. 11 に、気象庁の一元化震源データによる、約 90 年間の M_j 6.5 以上の宮城県から茨城県の震央分布および時系列を示す。この間、地震活動は、約 10 年程度の活発な時期と静穏な時期を繰り返していることが分かる。最新では、2003 年頃から活発化しており、これが、宮城県沖・福島県沖の一連の活動に対応する。その前の約 10 年は静穏であり、この期間が、GPS から推定されたすべり欠損レートの大きな期間に相当する。したがって、過去にも、約 10 年毎にすべり欠損レートの大きな時期と小さな時期を繰り返していた、つまり、固着していた時期と、余効すべりの活発な時期があった可能性が考えられる。なお、この図で 1996 年

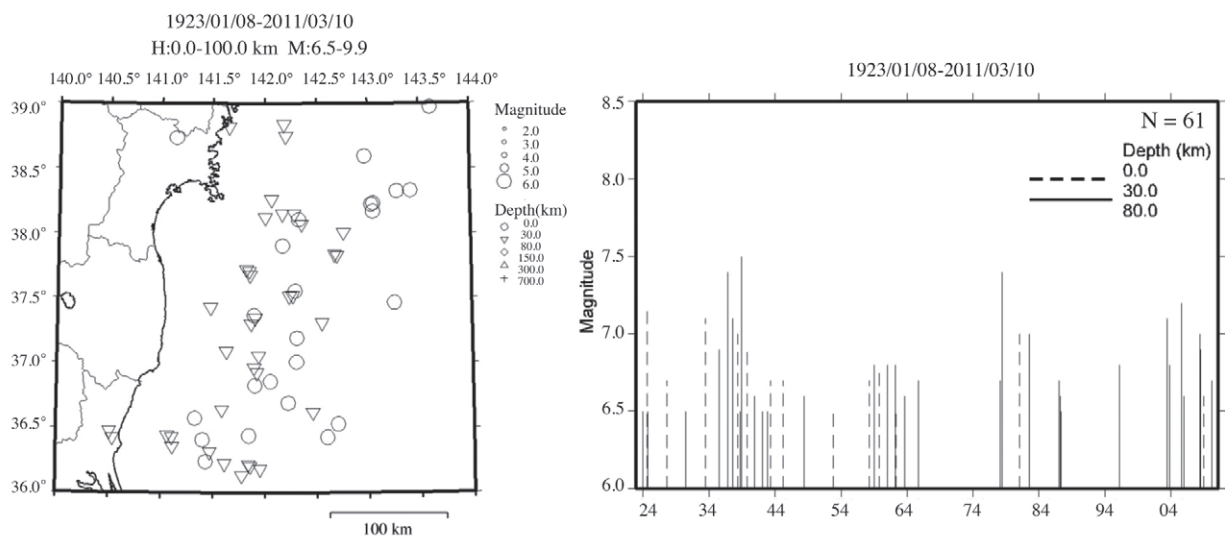


Fig. 11. Epicenter distributions of earthquakes with $M_j \geq 6.5$ east of Tohoku (left) and their time series (right).

2月17日の M 6.8の地震はスラブ内の地震であり、プレート境界近傍の地震に限ると、1990年頃からの静穏化は、ここ約80年間では他には見られない顕著なものであった(松澤, 2011)。

宮城県沖付近で最大10 cm/年程度のすべり欠損レートが推定されているが、これが正しいのならば、この付近において、プレート境界断層がほとんど完全に固着していることになる。他のグループの推定でも基本的に同様な結果が示されている。Hashimoto et al. (2009)は粘弾性応答を考慮した手法を用いており、他の結果よりすべり欠損レートのピークが陸側にあるが、宮城沖から福島沖にかけてすべり欠損レートが大きい特徴は同じである。もうひとつ共通しているのは、海溝近傍のすべり欠損レートが小さく推定されていることである。しかしながら、下記で議論するFig. 12の変位分布を見るとよく分かるように、陸上のGPSデータだけでは、はるか沖合のすべり欠損レートを推定することは難しい(例えば, Wallace et al., 2009)。実際に、陸上のGPSデータの解析における海域下のすべり分布の空間分解能は100 km程度であると推定されている(Ozawa et al., 2011)。また、固着域に挟まれた「比較的」狭い領域が仮に摩擦ゼロであったとしても、固着域に引きずられて見かけ上固着しているように見える可能性もある(例えば, Wang, 2007)。どれくらい狭い領域までその可能性があるかは難しい問題であるが、 M 7クラスの地震のアスぺリティだけが固着していたとしても、推定結果は, Suwa et al. (2006)のように、大きく広がったすべり欠損レート分布が推定される可能性があるかも知れない。

そこで、上記の海底地殻変動観測のデータを活用して、簡単なすべり欠損レートの見積もりを行った。海底地殻変動観測点において推定された変位速度、および下記に紹介する東北地方の海岸付近の定常的な沈降速度を満足するように、試行錯誤的に推定されたすべり欠損レートの空間分布をFig. 12上に、計算された年間あたりの変位量をFig. 12下に表示。簡単のために、半無限弾性体において、海溝軸でプレート境界断層が表面に達すると仮定している。実際には海溝軸において海底面の深さは7 km程度でありMYG1とは約5 kmの高度差があるので、それを考慮するため、海溝軸直下でプレート境界の深さを5 kmとし海溝軸外側約50 kmで断層が地表に出ると仮定した場合と比較したが、その違いはMYG1で数%程度であった。これから、MYG1, 2の直下で100%に近いすべり欠損レートとなることが分かった。しかしながら、上記のように、海底地殻変動観測による変位速度の推定においては1 cm/年程度の誤差がある可能性があるため、固着している期間といっても、プレート相対運動速度の20%程度の非地震性すべりは起こっている可能性がある。また、Fig. 12では海溝軸まですべり欠損レートが大きいと推定されているが、海溝軸近傍のデータは用いられていないため、そこでのすべり欠損レートはこの解析からはよく決まっていない。以下で議論するように、海溝軸近傍の固着状態が重要な問題であり、その直上のデータの解析結果が待たれるところである。

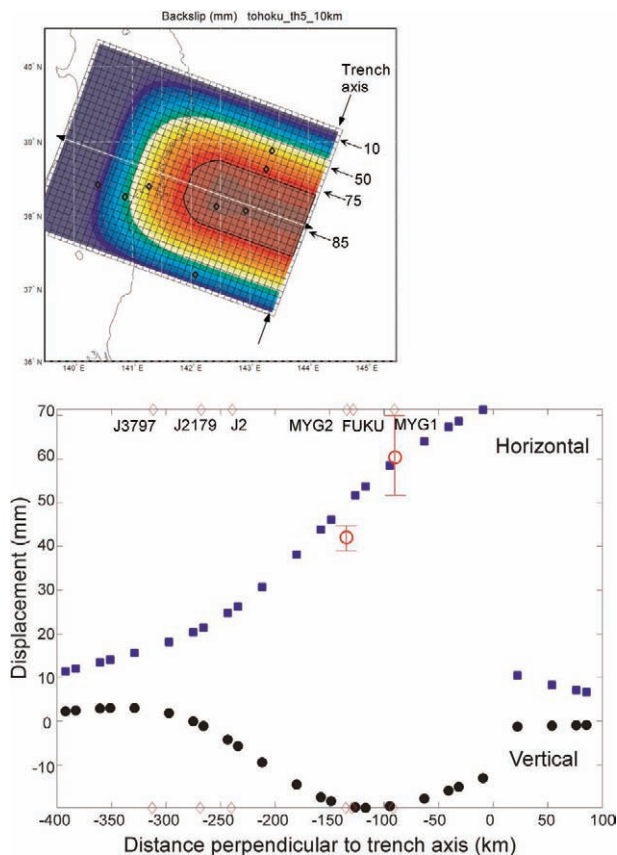


Fig. 12. Upper: Distribution of the slip deficit rate estimated by trial and error. Typical values are indicated on the figure (mm/y). Lower: Calculated yearly displacements perpendicular to the trench axis in horizontal (solid square) and in vertical (solid circle) directions, along the line shown in the upper panel. Open circles show yearly displacements observed at MYG2 and MYG1. Open diamonds indicate the locations of observation points projected onto the line in the upper panel; locations are also shown on the upper panel.

宮城県沖には M 7クラスのアスぺリティが存在し、その周囲では非地震性すべりが起こっていると推定されていた。しかしながら、小繰返し地震の解析からも推定されているように(東北大学, 2008a, 2009a, 2010a), M 7クラスの地震の余効すべりは速やかに収束し、その後プレート境界断層では、MYG1やMYG2の周辺の広い範囲において、プレート相対運動速度の80%程度以上のすべり欠損レートが生じていた可能性が高いと推定される。ちなみに、Fig. 12上のすべり欠損レートが1000年続いたときのせん断応力の増加量は10 MPa程度であり、固着域が広いと、応力増加速度が小さくなる。ただし、実際には、この中で M 7クラスの地震すべりや余効すべりが起こるので、局所的にはその値はより大きくなる場合がある。

小繰返し地震によるすべり速度の推定においては、Nadeau and Johnson (1999)の式の妥当性が問題だが、もし現在の計算式が正しいとするならば、地震発生域の下端付近を除けばすべり速度は20 mm/年とプレートの相対速度の

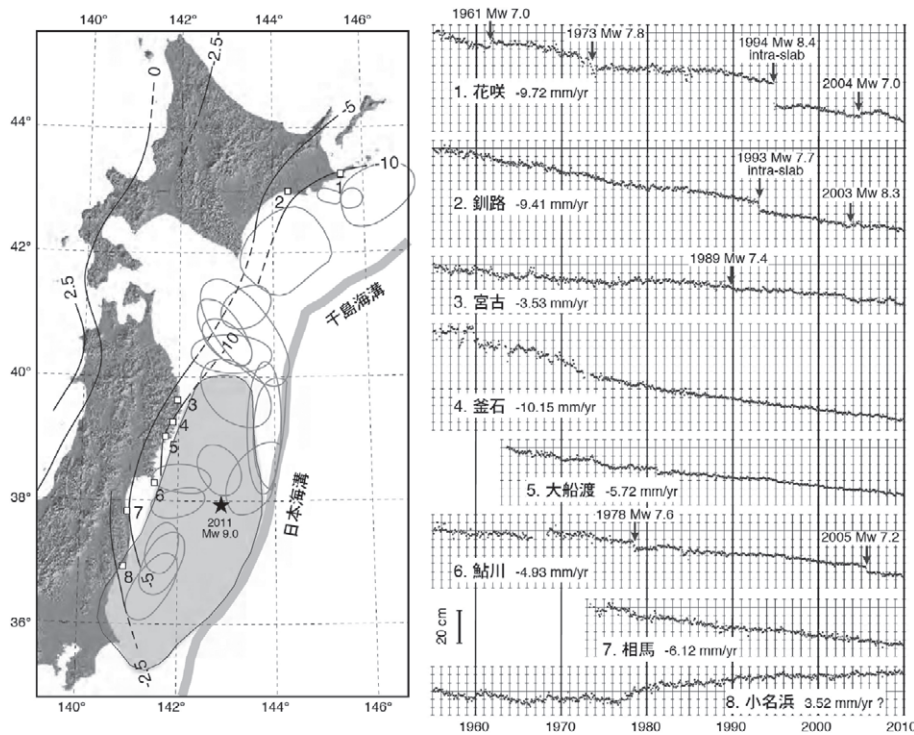


Fig. 13. Tide gauge data (right side) from stations along the Pacific coast (left side) (Ikeda, 2011). Original data were processed by GSI (2006).

1/4 程度であり、誤差の範囲内で、海底地殻変動観測を用いたすべり欠損レートの分布と矛盾しない。一方、地震発生域の下端付近は陸域に近いので、GPS データが有効である。小繰り返し地震からは、プレート相対運動の半分程度のすべり欠損レートが推定されているが、GPS データの解析結果はそれと調和的である。Kanamori et al. (2006) は、過去 70 年程度のアスベリティの破壊による地震モーメントの解放量がプレートの相対運動から期待される量の 1/4 程度であることを指摘した。残りの 3/4 は (1) GPS で捉えられていない定常的な非地震性すべりにより解放されるか、(2) 巨大地震、巨大津波地震か巨大サイレント地震で解放される可能性を指摘している。彼らが参照した GPS によるすべり欠損レートの分布は、Suwa et al. (2006) と同様にカップリングの強い期間にあたっていると考えられるので、残りの 3/4 の説明としては、この 2 つ以外に、固着状況が時間変化することが上げられる。実際に、2007～2009 年の期間に推定されたすべり欠損レート分布は非常に小さくなっている (国土地理院, 2009b)。長期的な歪みエネルギーの蓄積を考えると、この時間変化を考慮する必要がある。

8. 検潮データの解釈

それでは、より長期間にわたっては固着の状態はどうなっていたのだろうか？ 検潮記録によると、東北地方の岩手県から福島県の沿岸では、ここ約 50 年にわたって 5 mm/年程度のレートで継続的に沈降している (例えば、国土地理院, 2006)。水準測量データもこれと調和的である (国土地理院, 2001)。一方、過去に発生した M7 クラスの地震により隆起が見られないにもかかわらず、地質的な時間スケールではむしろ非常にゆるやかな隆起が見られることから、池田

(1996, 2001) は、巨大地震により沈降が解消される可能性を指摘していた。

海岸の変動に関しては、地震・非地震性すべりの生じる領域の場所によって、隆起・沈降のどちらもあり得るから、それが何を反映しているかは注意を要する問題である。Fig. 13 に池田 (2011) によってまとめられた東北から北海道にかけての検潮データを示した。検潮データには、2 つの宮城県沖地震など M7～8 クラスの地震による地震時の沈降が見えている。また、鮎川のデータには、1978 年の地震後には隆起傾向が見えており、陸域の直下まで伸びている断層の深部延長における余効変動を反映していると考えられる (Ueda et al., 2001)。1978 年の地震は地震発生域の最深部で発生したと考えられるが、このことは、宮城県沖では、地震発生域内の断層すべりでは、海岸付近で沈降となり、隆起を起こすことができないことを示している。実際に、今回の地震でも東北地方太平洋沖では地震時に沈降となった (Ozawa et al., 2011)。

全体的な沈降レートは 5～10 mm/年程度の値となっているが、これが仮に 200 年継続していたとすると、1～2 m の沈降となる。これは非常に大きな値であり、余効変動による隆起でキャンセル出来るかどうかが問題となる。これについては、後ほど詳しく議論する。

9. プレート境界近傍の地震学的な構造

ここまで述べたようなプレート境界のすべり特性を理解するために、地震学的な手法を用いた構造推定が精力的に行われてきた。いくつか重要な結果が得られているが、これらは、プレート境界の断層で非地震性すべりが生じていることを示唆する知見であると考えられていた。

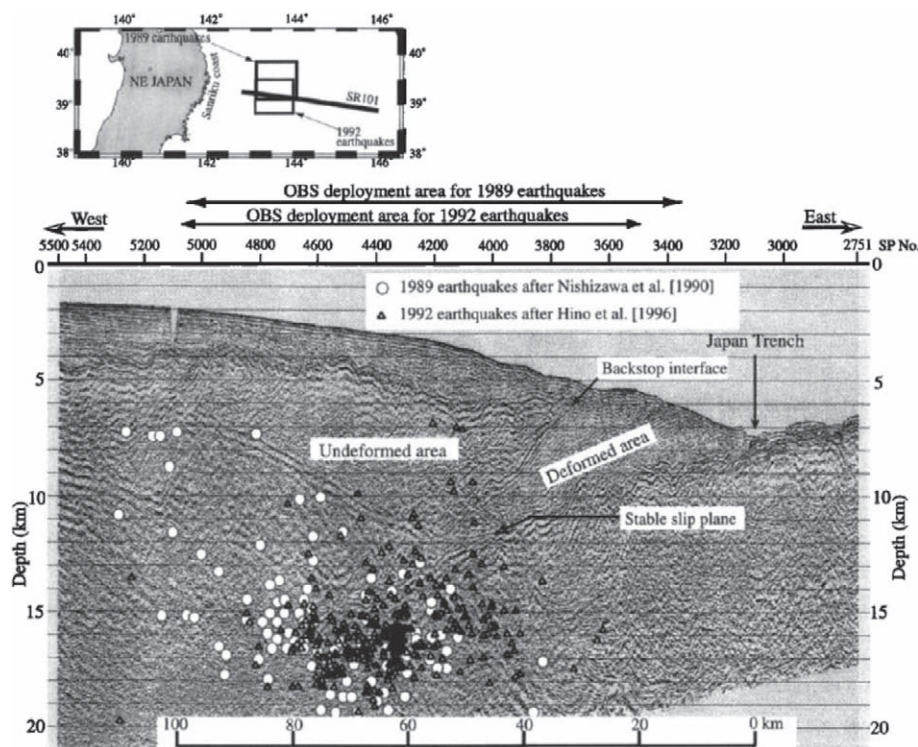


Fig. 14. Relationship between seismicity and the seismic reflection profile near the Japan Trench off Tohoku (Tsuru et al., 2000). Small earthquakes (denoted by open circles and close triangles) occur only in the western part of the profile, where the deformed zone pinches out landward and the stable slip plane becomes less obvious.

想定宮城県沖地震の震源域とその周辺において、海底地震観測データを活用した地震波トモグラフィにより、想定宮城県沖地震のアスペリティ付近では、上盤側の V_p/V_s が小さいのに対して、その海溝側では大きいことが推定された(東北大学, 2010b)。これは、2列あるアスペリティの間の領域においては、マントルウェッジが蛇紋岩化しているため、地震すべりを起こしにくいと解釈されている(東北大学, 2010b)。また、断面の形状について、宮城県沖における構造探査実験より、推定された太平洋プレートの形状と2列のアスペリティの分布とを比較したところ、プレートが折れ曲がる領域を避けてアスペリティが分布していることが示された(東京大学地震研究所, 2006)。

さらに海溝よりの北緯 38~39 度において、反射法地震探査により、広角反射波の強度分布が推定され、北緯 39 度付近の地震活動が異常に低い領域で反射強度が高いことが報告されている(藤江ほか, 2000)。この部分ではプレート境界断層付近にやわらかくて薄い層があり、そのために反射強度が高く、地震活動が低いと解釈された。

海溝付近では JAMSTEC 等により精力的に反射法地震探査が行われ、地震学的な構造と地震活動との関係が推定されていた。Fig. 14 によると、海溝軸から 60 km 程度のところまでは、プレート境界の上盤側は変形しており、プレート境界断層はそれより陸側でのみ地震すべりを起こすと考えられていた(Tsuru et al., 2000)。また、変形領域の陸側の境界は backstop interface と呼ばれているが、それは、1896 年三陸津波地震のような海溝付近の津波地震の発生に関係していると推定されている(Tsuru et al., 2000)。ただし、この断面の位置は北緯 39 度付近であり、東北地方太平洋沖地

震の大すべり域の北端付近にあたるが、その南では、変形領域の幅はやや狭いことが指摘されている(Tsuru et al., 2002)。

10. 地震発生場の特徴のまとめ

宮城県沖においては、約 50 年間の地震観測データの解析から、 $M 7$ クラスの地震のアスペリティ(大すべり域)が、海溝側および陸側の 2 列存在すると考えられていた。海溝側が東北地方太平洋沖地震の震源付近のもの、陸側が想定宮城県沖地震の震源域付近のものである。これらの $M 7$ クラスの地震の余効変動が観測されていること、周囲の非地震性すべりを反映していると考えられる小繰り返し地震活動が活発であることなどから、アスペリティの周りでは、非地震性すべりが起こっていると推定されていた。そのため、宮城県沖で発生する可能性のある地震は、これらのアスペリティが単独で破壊する $M 7$ クラスか、2 列のアスペリティが連動して発生する $M 8$ クラス、および海溝近傍の津波地震であると考えられていた。869 年の貞観地震など、仙台平野にも大きな津波災害を起こす地震が起こったことが知られていたが、その前には、プレート境界断層の間隙水圧が低下して有効法線応力が増加し、固着が強くなって非地震性すべりが抑えられるのではないかと考えられていた(松澤, 2011)。そして、東北地方太平洋沖におけるここ数十年間の固着の状況の下ではせいぜい $M 8$ クラスしか起こらないと考えられていた背景には、古くて重いプレートが沈み込んでいる東北地方太平洋沖では巨大地震は起こりにくいという仮説(Kanamori, 1977; Uyeda and Kanamori, 1979)が広く受け入れられていたということがあった(松澤, 2011)。

一方、海底地殻変動観測の観測結果が出始めていて、それ

らはプレート境界断層が観測点直下の広い範囲で固着していることを示唆していた。GEONET等の陸上GPSデータの解析からも、宮城県沖付近の広い範囲で100%近く固着している結果が報告されていたが、解析期間がたまたますべり欠損レートが大きい期間であった、また、 $M7$ クラスのアスペリティに対応する固着域が解析の分解能の問題のため幅広く見えている可能性も考えられていた。

$M7$ クラスの余効変動について、小繰返し地震の解析結果、海底地殻変動観測、陸上のGPSおよび地殻変動連続観測等のデータを総合的に見直すことにより、それらは数年程度で速やかに減衰し、余効すべりが収まった後は、プレート境界断層は、広い範囲で100%近い固着を示す可能性が指摘された。ただし、この結果は、海底地殻変動観測データに大きく依存しており、その誤差は20%程度ある可能性があるため、プレート相対運動の20%程度の非地震性すべりは起こっている可能性がある。この20%程度の非地震性すべりは、小繰返し地震の解析結果と矛盾しない。一方、海溝軸近傍については地震学的な構造探索から固着が弱いことを示唆する知見が得られているが、2011年秋の時点では海溝近傍の地殻変動観測は十分ではなく、固着の程度はよく分かっていない。

東北地方太平洋沖地震

東北地方太平洋沖地震は、2011年3月11日14時46分過ぎに発生した。 M_w は9.0と推定されている(気象庁, 2011)。これまで国内において計器で観測された地震では、1946年の南海地震の M_w 8.4よりもはるかに大きな観測史上最大の地震である。ちなみに、1946年南海地震の最大すべり量は6 m程度と推定されているが(Baba et al., 2002)、下記のように東北地方太平洋沖地震のそれは約50 mと桁違いの大きさとなっている。海外では、2004年のスマトラ沖地震 M_w 9.0や2010年のチリ地震 M_w 8.8が東北地方太平洋沖地震と匹敵する大きさであるが、これらの地震の最大すべり量は20 m程度であり、差し渡し100 km程度のアスペリティが複数連動して破壊することにより $M9$ クラスの地震となっている(例えば、Shearer and Bürgmann, 2010; Delouis et al., 2010)。それに対して、下記で述べるように、東北地方太平洋沖地震は、すべり分布の顕著なピークは複数存在せず、震源付近に単一の大きなアスペリティがあるように見える。このことは、東北地方太平洋沖地震が、他の $M9$ クラスの地震とは違った特異な地震である可能性を示唆している。

1. 前震

東北地方太平洋沖地震の震源の北東数十 km 付近では、2011年2月から地震活動が活発であり、3月9日21時45分には、 M_j 7.3の地震が発生した。Fig. 15に、2011年2月から3月25日までの震源分布を示す(Mitsui and Iio, 2011)。3月9日の地震は、Fig. 1に示されているように、1981年のアスペリティ付近で発生した。一方、東北地方太平洋沖地震の本震の震源は2003年のアスペリティ内に決まっている。Table 1に、平均すべり量Daと断層面積の比

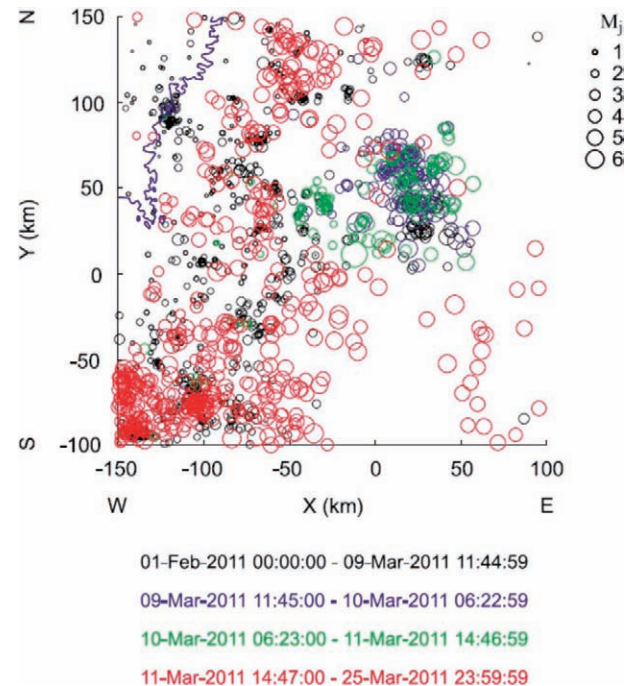


Fig. 15. Spatio-temporal distribution of hypocenters determined by JMA, from 1 February to 25 March 2011 (Mitsui and Iio, 2011). The origin of the coordinate is located at (38°N , 143°E), which almost corresponds to the hypocenter of the 2011 Tohoku earthquake.

(応力降下量に比例)が示されているが、1981年と2003年の地震の値が他に比べて小さいことが分かる。特に、2003年の地震が小さく、この地震は、断層面の大きさの割に変位量が非常に小さな地震だったことが分かる。

Fig. 15に示した3月9日 M_j 7.3の余震分布を詳しく見ると、3月10日の M_j 6.8の地震の前まで(青で表示)は、余震の震源は余震域の北東側に集中しているが、その後東北地方太平洋沖地震の本震まで(緑で表示)は、その南西側にも余震域が拡大している。その部分では大粒の地震が多いように見え、 $M6$ 以上も2個発生している。これら余震のb値が小さいことも報告されている(気象庁, 2011b)。Mitsui and Iio (2011)は、これらを M_j 7.3の後の余効すべりがその断層の南西側に広がったことによると推定した。また、加藤ほか(2011)は一元化震源だけに限らず、独自に自動処理することにより大量の震源を決定し、より明確な傾向を見出している。Ando and Imanishi (2011)は、東北地方太平洋沖地震の震央に向かって余震分布のフロントが移動しその移動速度が時間とともに減少したことを、流体の拡散に関係して余効すべりが本震の震源へ広がったためであると解釈した。実際に、ボアホール歪計において余効変動が記録されている(太田ほか, 2011)。陸上のGPSデータからは、3月9日の地震時の変動および余効変動のベクトルの比較から余効変動のソースが相対的に南にあることが示され(太田ほか, 2011)、さらに、独自の海底地殻変動観測結果も加えて、地震時のすべり域と東北地方太平洋沖地震の本震の震源の間

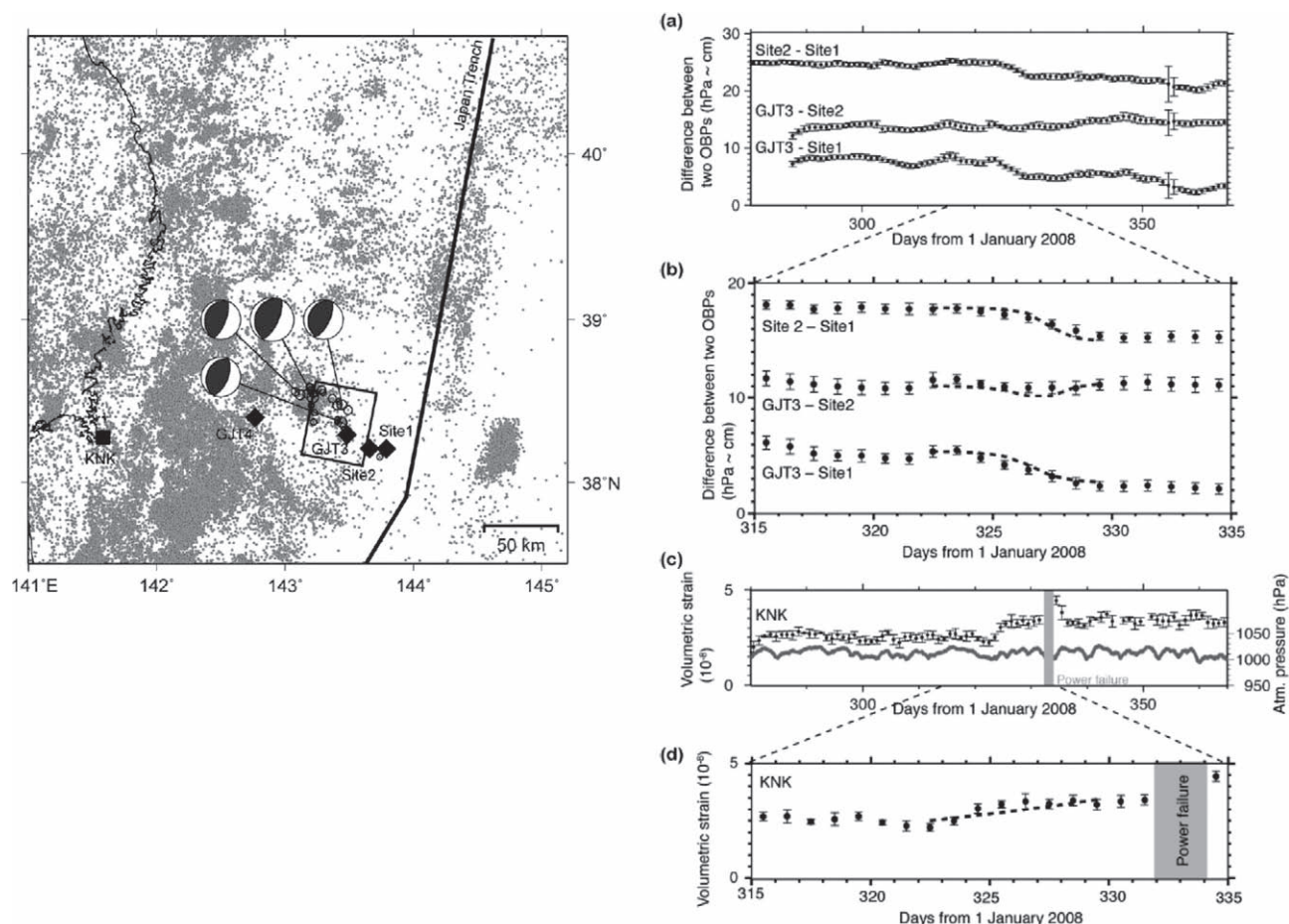


Fig. 16. Left: Locations of seafloor geodetic observation stations (closed diamonds), the volumetric strain meter station KNK (closed rectangle), and the estimated fault plane of the slow earthquake (Tohoku University, 2009b, 2010c). Gray dots are epicenters determined by JMA. Open circles denote earthquakes that occurred within the month following the slow earthquake and close to its estimated fault plane. Focal mechanisms for earthquakes with magnitudes greater than 5.5 are shown. Right: Relative water depth changes between two ocean bottom stations (a, b) and volumetric strain changes at station KNK (c, d). Water level changes and volumetric strain changes calculated from the estimated fault model are shown with dashed lines.

に、すべり分布が推定されている(日野ほか, 2011; 太田ほか, 2011)。

これらの現象は、大きめの地震の発生とその余効すべりにより次の大きな地震がトリガーされるという、Matsuzawa et al. (2004)による推定と調和的である。

重要な点は、この余効変動が、東北地方太平洋沖地震のプレスリップかどうかである。上記のボアホール歪計のデータは、短い期間ではあるが、Fig. 6と同様に時間とともに減衰する曲線を示しており、通常地震の余効変動との違いは今のところ見えていない(太田ほか, 2011)。いずれにしても、余効すべりの時空間変化を推定することは大変重要である。

一方、3月9日の震源域の東側で、2008年にゆっくり地震が起こっていた可能性がある(Fig. 1)(東北大学, 2009b, 2010c)。海溝軸から約30 km以内の距離に設置されていた2つの海底圧力計の圧力差から、2008年11月中頃に特異な上下変動が検出された(東北大学, 2010c)。同時期に陸上

のボアホールに設置された体積歪計でも膨張変化が観測された。そこで、これらの変動をプレート境界におけるゆっくり地震によるものと仮定し、Fig. 16に示されているように海溝軸近く50 × 43 kmの断層における14 cmのすべり量が推定された。ゆっくり地震の終了から約一週間後に震源断層の深部延長部において M_j 6.1の地震が発生したが、その位置は3月9日 M_w 7.5の震源の極近傍である。Matsuzawa et al. (2004)のモデルの予測どおりに、海溝付近から始まった非地震性すべりが大地震を引き起こしているように見える。

ゆっくり地震の解析結果は、直上とはいえ1カ所の海底データと、かなり離れた陸上の地殻変動連続観測データから得られたものであり、断層の位置や大きさにはかなりの誤差があると推定されるが、付随した地震活動からその位置の妥当性が示されている。推定結果が正しいとすると、3月9日の前震およびゆっくり地震のすべり域は、Fig. 1に示されているように、本震の大すべり域のかなりの部分を占めてい

データ期間 20110312 - 20110716 【F3 最終解 (R3 速報解も含む)】 固定局: 福江

Contour interval: 8.0m (地震時) 海底地震観測観測点 5 点の水平・上下を含む: 断層上端の拘束条件なし
Contour interval: 0.4m (地震後) 陸上 GPS のみ: 断層上端の拘束条件あり

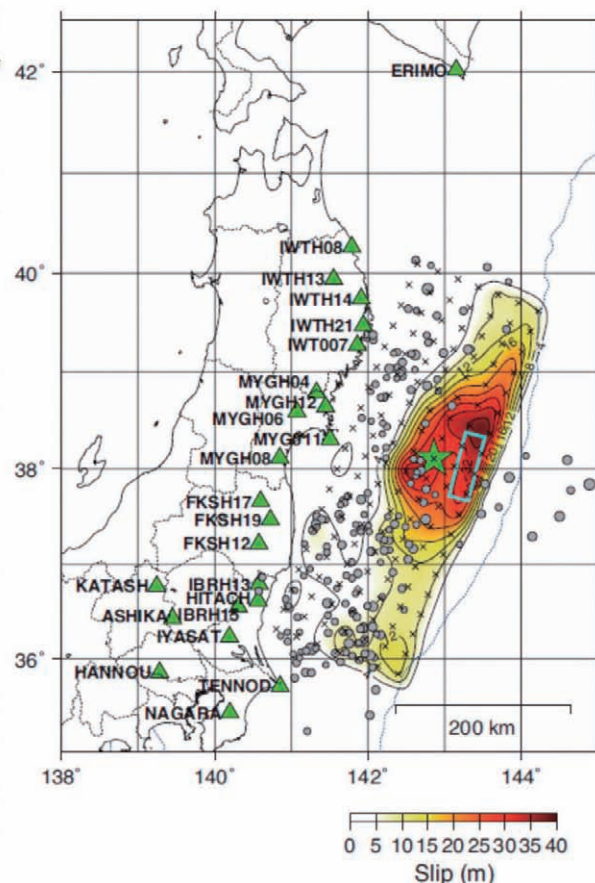
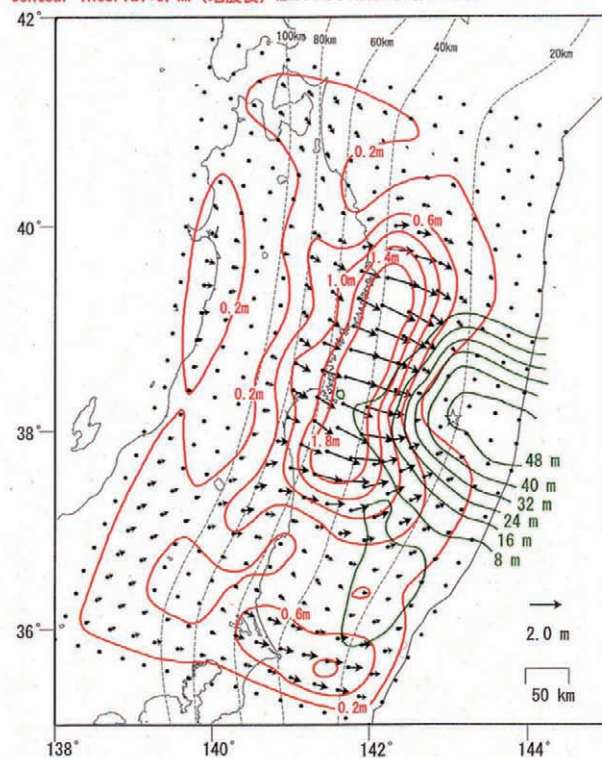


Fig. 17. Left: Coseismic (green) and postseismic (red) slip distributions estimated from GEONET GPS data and the GPS/acoustic seafloor geodetic observation system (GSI and JCG, 2011; Ozawa, 2011). Right: Coseismic slip distribution estimated from near-field strong motion data (Yoshida et al., 2011).

ることが分かる。ただし、それらのすべり域と海溝軸までの間には、まだ約 50 km 幅の領域が残っている。

2. 本震のすべり量分布と破壊過程

本震のすべり量分布と破壊過程を明らかにすることは、この地震がどうい地震であったかを解明する上で最も重要である。既に速報的なものも含めて多くの論文が公表されている(例えば, Ide et al., 2011; Ozawa et al., 2011)。以下に述べるような理由により、現時点では最も確からしいと考えられる結果を Fig. 17 にいくつか挙げた。

Fig. 17 左は、海底地殻変動観測結果(Sato et al., 2011b)を含めた地殻変動データによるすべり量分布であり、断層が地表を突き抜けることを許したモデルである(国土地理院・海上保安庁, 2011; 小澤, 2011)。震源断層の直上のデータも利用しているため、それらが弾性的な変形を反映している限り、GEONET のみを用いたもの(Ozawa et al., 2011)に比べて、より確からしいすべり分布であると考えられる。谷岡(2011)は、海底地殻変動観測を含めた地殻変動データに加えて津波データも用いたインバージョンによりすべり量分布の推定を行っている。上記の条件に加えて津波を起こさないような非常にゆっくりした変動がない限り、大局的なパターンについては信頼性が向上することが期待されるが、上

記と調和的な結果を得ている。これらの結果は、震源から海溝までの北緯 38 度付近のすべり量が最も大きく周辺に向かって急激に小さくなる、お椀をひっくり返したような形のすべり量分布を示している。このようなすべり量分布は、半無限弾性体中において地表面を切り口とする半円形あるいは半楕円形の断層上で一様な応力降下があった場合に見られるものである。

地震波を用いたものとしては、遠地波形および近地波形によるもの、両方を用いたものなどが存在する(例えば, Yagi and Fukahata, 2011; Yoshida et al., 2011; Suzuki et al., 2011)。近地波形によるものは、防災科学技術研究所による Kik-net と K-net のデータを用いるため、空間分解能は高いが、観測点の方位に片よりが生じるという欠点がある。一方、遠地波形を用いるものは、IRIS-DMS によって提供される世界中のデータを用いるため方位分布は良いが、絶対位置の精度や空間分解能が落ちるという問題がある。これらの中で Yoshida et al.(2011)は、0.01~0.125 Hz とかなり短周期側まで帯域の伸びた近地強震データを用いているにもかかわらず、波形の始まり部分の残差は他よりも小さく、得られたすべり分布は上記の地殻変動データを用いたものと調和的である。一方、近地強震データによるモデルでは、海溝軸付

近のすべりが最も大きく陸に近づくにつれて小さくなっているものが多い(例えば, Suzuki et al., 2011). すべりが海溝から陸に向かって直線的に減少する場合やすべり量分布が凹型になる場合には, 地震時にすべった断層の下端付近の地表での沈降が小さくなり, 東北地方の海岸付近の最大 1.2 m にも及ぶような沈降や東北地方の海岸における検潮データに見られる第 1 波の引き波(例えば, Fujii et al., 2011)を説明しにくい. また, Yagi and Fukahata(2011)は波形を計算する際のグリーン関数の誤差を考慮したインバージョン手法を適用し, 遠地波形から, 国土地理院・海上保安庁(2011)と良く似たすべり分布を求めているが, 通常的手法ではすべりが海溝縁に寄ることを指摘している. さらに, Lee et al. (2011)は, 近地・遠地に加えて, 海底地殻変動観測も含めた地殻変動データを同時インバージョンしており, 近地データの帯域が非常に広いこともあって, 国土地理院・海上保安庁(2011)と良く似た結果を得ている. 一方, Koketsu et al. (2011)は, 近地・遠地地震および陸上 GPS データのジョイントインバージョンを行い, すべり分布のピークは震源より西側にあり, 海溝近傍ではすべりが小さいという他と異なったすべり分布でもデータが説明可能なことを示した. この結果は MYG2 における沈降を説明出来ていなかったが, 横田ほか(2011)では津波データも含めたインバージョンによりこのモデルを改良し, すべりのピークが震源より海溝側にある国土地理院・海上保安庁(2011)に近いすべり分布を得ている. これらのことから, 以下においては国土地理院・海上保安庁(2011)モデルが現時点では最も確からしいと見なし, 時間発展を議論する場合には, それに近い Yoshida et al. (2011)の結果を参照する.

上記のように東北地方太平洋沖地震では 50 m を越える最大すべり量が推定されている. これまで国内で発生したすべり量分布が推定されている大地震については, 最も大きなものでも最大すべり量は 10 m 程度であり, 東北地方太平洋沖地震のすべり量が桁違いに大きかった. 余震に関しては, 海溝付近から外側(アウトワライズ)以外でも, 多数の正断層型の余震が見られることが注目され(例えば, Asano et al., 2011), 地震メカニズム解を用いた応力インバージョンにより, 余震域において, 初期応力の大部分が解放されたことが推定されている(Hasegawa et al., 2011). 東北地方太平洋沖地震の応力降下量は断層上の平均で 20 MPa 程度であると推定されているので(例えば, Yagi and Fukahata, 2011), 初期応力は 20 MPa 程度ということになる. 陸上においても, 福島県や茨城県において正断層の浅い地震が誘発されている. 東西伸張の正断層も多く発生しており, このことは, 陸域の浅い部分でも, 地震による応力変化が絶対応力の相当部分に及んだことを示している(例えば, Kato et al., 2011).

想定宮城県沖地震の震源域で 2005 年の地震ですべらなかった部分が今回の地震ですべったかどうかは大きな問題であるが, いずれのモデルでも宮城県沖でコンターが陸側に張り出している傾向が見られる. コンターの陸側への張り出しは, 宮城県において沈降域が陸側に入り込んでいることに対応しており, 有意なものであると考えられる(西村, 私信).

その傾向は, GEONET に加えて牡鹿半島に設置した独自の GPS 観測点のデータを含めたインバージョンを行った Iinuma et al. (2011)でより顕著であり, 想定宮城県沖地震のすべり残り部分がこの地震によりすべっていると考えられることから, 東北地方太平洋沖地震において, 地震すべりは, 最初に紹介した 2 列のアスペリティとその間の非地震性すべりを起こしていると推定されていた部分の両方で起こったと考えられる.

地震データからは断層すべりの時間発展についての情報が得られる. Fig. 18 に, Yoshida et al. (2011)による 10 秒毎のすべり量分布を示したが, 近地波形を用いた他の研究でも破壊開始から 50 秒程度までは非常に良く似た結果が得られている. 最初の 10 秒においては星印に隠れて見えていないが, 実際に, 東北地方太平洋沖地震の破壊の始まり部分の絶対振幅は, 付近で発生した M 6~7 クラスの地震に比べて非常に小さいことが報告されており(例えば, 野田ほか, 2011), 今回の地震が最初から通常と異なっていた可能性を示唆している. 地震の大きさとその始まりの波形の関係については, 地震の予測可能性の問題に直接関係して多くの研究があるが(例えば, Iio, 2009), はっきりした結論は得られておらず, M 9 に関する知見は非常に重要である. 破壊は, その後約 30 秒かかって直径 100 km 程度と, M 8.0 の 2003 年十勝沖地震と同じ程度に広がっている. ただし, 十勝沖地震の場合は最大すべり量が 8 m 程度であり, 破壊開始点のすべりはすべり始めて 15 秒程度以内に停止したと推定されているが(Honda et al., 2004; Koketsu et al., 2004), 東北地方太平洋沖地震では, 40 秒後くらいまで, 震源付近でもすべりは継続した可能性がある. M 8 クラス程度までの地震では, すべり域が拡大している最中でも各点のすべりは震源付近から順次停止するケースが多く(Heaton, 1990), すべり量は自ずと限られるが, 東北地方太平洋沖地震はそうではなかった可能性がある. また, その震源時間関数を積分してある時点までの地震すべりによる地震モーメントを大雑把に見積もることが出来るが, 破壊開始から間もない約 20 秒後の時点で既に M 8.0 程度と, 2003 年十勝沖地震や 1923 年関東地震の最終的な地震モーメントと同程度となっている. ちなみに, これらの地震の破壊継続時間はいずれも約 40 秒程度である(Koketsu et al., 2004; Kobayashi and Koketsu, 2005). つまり, 東北地方太平洋沖地震は非常にゆっくり始まったが, 開始後 20 秒程度までに急激に成長しており, その時点で既に通常の地震では無い可能性が示唆される. ただし, 地震波を用いたすべり分布のインバージョンについては, 推定するパラメータが多いため, その結果の妥当性については十分に注意する必要がある. 特に, 今回のように同時にすべっている領域の面積が広い場合には, 同時に発生した多数の微小地震の震源を決めることと同じ難しさがある.

約 50 秒後, 震源から北東の海溝近くにおいてすべり速度が急激に増大し, 最大すべりもその付近で推定されている. それとともに破壊開始点付近のすべり速度も急激に増大し

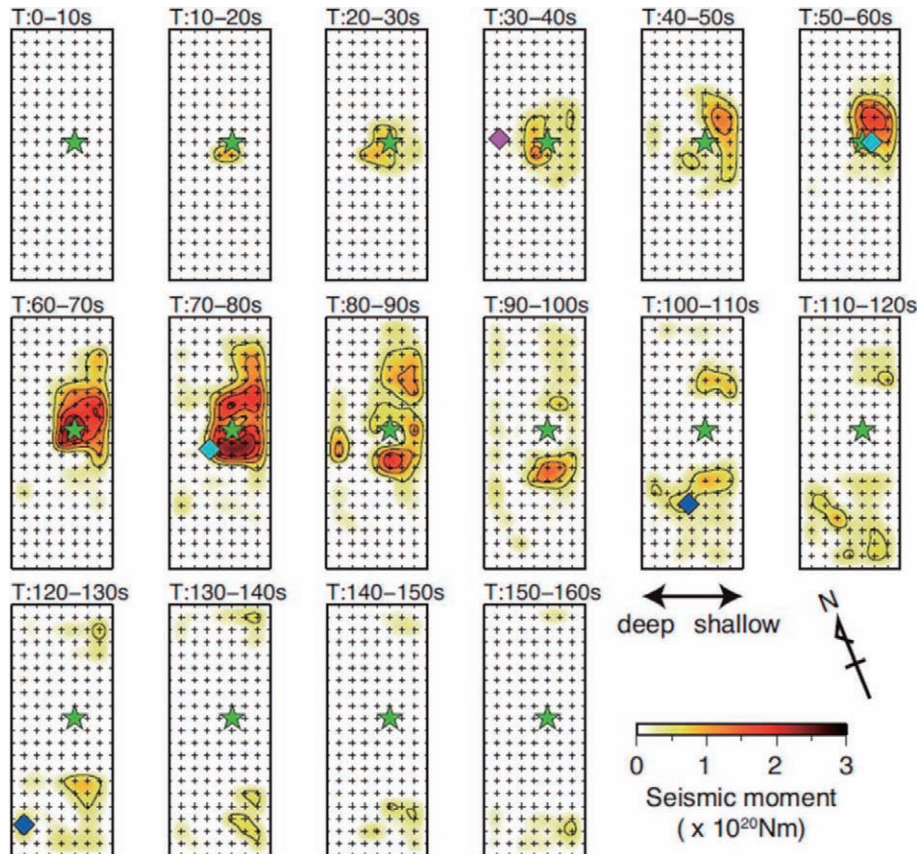


Fig. 18. Snapshots of slip distribution taken every 10 seconds (Yoshida et al., 2011).

た。その後、破壊は、それまで広がっていなかった南へも進展を始めた。Ide et al. (2001)は、海溝近くへ広がったすべりが急激に大きくなる際に、地表面へ到達しオーバーシュートしたためすべり量が大きくなったと推定しているが、このすべりの時間発展はそれと調和的である。ただし、上記のように、それ以前に既に通常ではなかった可能性が考えられる。Lee et al. (2011)によると、海溝付近ですべりが急速に大きくなる破壊開始後 40 秒の時点で、震源付近では既に 15 m 程度と 2003 年十勝沖地震の最大すべりの倍程度のすべり量となっている。

もう一つ重要な点は、Fig. 1 に示すように、3 月 9 日の前震、1981 年および 2003 年の地震およびゆっくり地震の断層が、すべり量が最大かそれに近い領域内にあることである。特に、ゆっくり地震の断層は、Yoshida et al. (2011)のすべり分布が最大となる付近に位置している。さらに、本震の震源も最大すべりの半分に相当する 24 m 以上すべっている領域内、つまりアスペリティの中に決まっている。アスペリティ内に震央があることは、Yamanaka and Kikuchi (2004)により解析された東北地方太平洋沖の M 7~8 クラスの地震のどれにも見られない特徴である。それら M 7~8 クラスの地震の震源は、1968 年十勝沖や 1994 年三陸はるか沖地震が典型的であるが、アスペリティから遠く離れたところか、あるいはアスペリティの端に決まっている。地震破壊は、応力が強度を上回った場所から開始するのであるから、通常は断層面内の最も強度が小さいところや応力が集中

しているところで始まるはずであるため、この意味するところも重要であり後ほど詳しく議論する。

3. 津波

Minoura and Nakaya (1990)により、歴史時代に仙台平野を大きな津波が襲ったことが明らかにされた後、産業技術総合研究所等による精力的な調査により、869 年の貞観地震津波と同規模の津波が、450 年から 800 年程度の間隔で繰り返していることが分かっていた(例えば、岡村ほか, 2009)。最新のイベントは室町時代だと考えられている。

佐竹ほか (2008)は、1896 年の明治三陸津波地震のような海溝付近の狭い断層のすべりでは仙台平野における大規模な遡上を説明出来ないことから、プレート境界の幅 100 km の断層に 7 m のすべりを仮定して、貞観地震津波を再現した。東北地方太平洋沖地震による津波は、長い波長の波に短いパルスのような波が重畳していることが海底津波計等により計測されており、上記で仮定されているようなプレート境界型地震と明治三陸地震タイプの海溝近傍の津波地震が続いて起こったものと推定されている(Fujii et al., 2011)。

東北地方太平洋沖地震が、貞観タイプの津波を起こした地震の繰り返しかどうか大きな問題である。佐竹ほか (2008)のモデルにおける貞観地震のすべり量は 7 m であり、今回の地震における震源付近のすべりに比べてかなり小さいが、そのすべり量は最低限必要なすべり量ということであり、今後の詳しい解析が待たれる。

4. 余効変動

今回の地震により東北地方太平洋岸では地震時に沈降したが、地震後には宮城県から千葉県にかけてゆっくりした隆起が続いている。Fig. 17 には GEONET のデータから推定された余効すべりの分布も示されている(国土地理院・海上保安庁, 2011; 小澤, 2011)。地震時に大きくすべった領域の下端付近で、地震後約 4 ヶ月間で最大 1.8 m 程度の余効すべりが推定されている。また、推定された余効すべりのコンターは地震時のすべりのそれとほぼ平行しており、余効すべりは地震すべり域の下端付近に集中しているように見える。ただし、想定宮城県沖地震のアスぺリティ付近のみ、地震すべり分布が余効すべり域に張り出しているように見える。想定宮城県沖地震のアスぺリティ付近が余効すべりを起こしているかどうかは、ここで大きな余震が発生する可能性に直接関係して重要な問題である。海域における余効すべりの推定においては、GEONET データとともに、海底地殻変動観測データが極めて重要である。

東北地方太平洋沖では、検潮データ等が示しているように地震前にも沈降していたが、地震時さらに沈降し、未だに元に戻っていない。検潮データの解釈の節でも述べたように、地震前および地震時の沈降を余効変動等でキャンセル出来るかどうかの問題である。観測されている余効変動の時系列は対数関数でよく近似されているが、今後も同じ関数で近似出来るとすると、地震後約 4 ヶ月間に最大で 10 cm 程度しか隆起していないため、たとえ 500 年経過しても隆起量はせいぜい 50 cm 程度と計算される。地震時の沈降分は地震時にすべった領域が固着することにより数百年かかってキャンセルできると考えられるが、50 cm 程度の隆起量では、地震前の沈降分にはとても及ばないと推定される。Suwa et al. (2006) などのすべり欠損レート分布では、脊梁山脈付近まですべり欠損レートが推定されているので、今後余効すべりが陸域の下まで拡がり海岸付近の隆起速度が増加するかどうかが目される。もし、余効すべりの領域が深部に拡大しない場合は、深部で非定常的なすべり現象、例えば、ゆっくり地震が発生する可能性が考えられる。

東北地方太平洋沖地震の発生過程

これまでに述べた地震前および地震時と地震後に得られた様々な観測結果に基づき、東北地方太平洋沖地震の発生過程を推定する。解明すべき最大の問題は、「普段」は $M7$ クラスで終わっていたのに、ほぼ同じ場所で今回はどうして $M9$ となったのかということである。「普段」は非地震性すべりを起こしていた(と考えられていた)アスぺリティの周囲の領域が、どうして地震すべりを起こしたのか?、どうして海溝付近で大きな地震すべりが発生したのか? ということが主要な問題である。

断層面上のすべりが高速の地震性すべりになるか、あるいは非地震性すべりになるかは、断層に加わる応力と断層面の摩擦の、すべりやすべり速度に対する依存性で決まる。ある一点から始まった破壊は徐々にすべり量とすべり速度を増して行くはずであるから、すべり量やすべり速度の増加とともに

に摩擦が大きくなる場合は、すべりが加速して地震性になることは難しい。一方、すべり量やすべり速度とともに摩擦が小さくなる場合においても、すべりの進行とともに摩擦が低下する以上に断層に加わる応力が低下してしまつたら、すべりが地震性になることは難しいと考えられる。

岩石資料の断層面の摩擦特性は摩擦実験等により詳しく調べられており、実験で得られた知見を現実の断層に適応する際には、速度状態依存摩擦則と呼ばれる枠組みが地震発生のシミュレーションに良く用いられる(例えば、Scholz, 1988)。簡単のためにすべり速度が V_1 から V_2 へステップ的に増加すると仮定する。すべり速度とともに摩擦が小さくなる場合(速度弱化特性の場合)、ある大きさ以上すべったときの摩擦の低下量は、 $(b-a) \ln(V_2/V_1) \sigma_n$ となる($b-a$ は実験等で決められる摩擦パラメータ、 σ_n は断層面に加わる有効法線効力)。この摩擦が新しい値に変化するまでに必要なすべり量の特徴的すべり量(L)と呼び、すべり量が L に達するまでは摩擦は徐々に小さくなるが、それ以上においてはほぼ一定となる。一方、単位長さすべったときの断層面に加わる応力の低下量は媒質の剛性率にも依存するが、すべりとともにどれだけ歪みが解放されるかにもよるので、断層の大きさにも依存する。断層サイズが大きくなると同じ量すべっても歪みの低下量は小さくなるからである。よって、単位すべり量あたりの応力の低下量は、そのときの断層面の大きさ l に反比例する。したがって、断層すべりが安定な非地震性すべりとなる条件は、すべり速度とともに摩擦が大きくなる場合($a-b$ が正)に加えて、単位すべり量あたりの摩擦の低下量より応力の低下量が大いこと、 $(b-a)\sigma_n/L < c/l$ (c は弾性定数や断層面の形状で決まる比例定数)となる。

この不等式から、断層が非地震性すべりを起こすケースとして様々な場合が想定される。i) $a-b$ が正、ii) $b-a$ が小さい、iii) σ_n が小さい、iv) 特徴的すべり量 L が大きい、v) 断層面の長さ l が小さい、などである。1 点から始まった破壊(すべり)が成長して断層領域(すべり域)が大きくなると、上記の式の右辺が徐々に小さくなり、ある大きさに左辺と同じになる。この断層領域の大きさを臨界断層長と呼び、それより断層が大きくなると地震すべりを起こすようになる。逆に、それより断層が小さい間は準静的なすべりを起こしており、準静的なすべり量域の内部に小さな地震すべりを起こすパッチがない単純な場合には特に、このプロセスを震源核形成と呼ぶ。

東北地方太平洋沖では、これまで単純に、 $M7$ クラスのアスぺリティの周りでは $a-b$ が正のため、海溝近くでは σ_n が小さいために、非地震性すべりが起こっていると思われていた。しかし、非地震性すべりが起こる条件として、それ以外に、特徴的すべり量 L が大きい場合も可能であり、これが以下に紹介する 2 つめのモデル、Hyper asperity model (Hori and Miyazaki, 2011; Hori et al, 2009) の基本的な考えである。特徴的すべり量 L が大きいと、臨界断層長も大きくなる。

一方、外部からの応力の増加速度が大きい場合には、断層ですべりが生じて応力は下がりにくくなるため、「普段」非

地震性すべりを起こしていると考えられていた領域でも地震すべりが起こりうる。例えば、隣接領域が大きいくすべった場合が考えられる(例えば、松澤, 2009)。したがって、東北地方太平洋沖地震の震源付近において通常の $M7$ クラスの地震より大きなすべりが生じたかどうか、生じたとするとその原因は何かということが問題となる。下記の1つめのモデルである、高強度パッチモデル(Kato and Yoshida, 2011)は、海溝付近に強度の大きなアスペリティを仮定し、そこで大きなすべりが起こることにより $M9$ になったと考える。

さらに、 $M7\sim8$ クラスで終わっていた領域で $M9$ となった原因として、断層面の摩擦が、上記のような単純な摩擦則ではなく、多段階で低下するためであると考えられるモデルがある。地震すべりには階層的な性質があり、初段の摩擦低下によって「普段」は小さなすべりしか起こさないが、条件によっては、多段階の摩擦の低下が生じて、大きなすべりを起こす場合があるというものである。この種のモデルには、3つめに紹介する Thermal Pressurization (TP) などの熱的な弱化を考慮するもの (Mitsui and Iio, 2011) や岩石摩擦実験で捉えられた高速すべりにおける2段階目の速度弱化を考慮するもの (Shibazaki et al., 2011) がある。

Hyper asperity model は、 $M7$ クラスの地震を起こすために、特徴的すべり量 L が大きい大アスペリティの中に、 L の小さな小アスペリティが入れ子になった階層的なモデルとなっている。クラック(パッチ)の大きさに比例するすべり弱化距離 Dc を持つ、階層的なパッチからなる動的破壊モデル (Ide and Aochi, 2005; Aochi and Ide, 2011) も類似した入れ子構造を持つが、Aochi and Ide (2011) のモデルは、動的破壊過程を説明しようとするモデルであり、大きなすべり弱化距離により非地震性すべりを説明するものではない。

以下において、これらのモデルを詳細に検討するが、ここで引用する文献は、生起した現象を完全に再現しようとするものではなく、モデルの基本的な考え方を提示しようとしているものである。したがって、観測結果との不一致等の細部に関して議論することは適切ではなく、モデルの本質に限って検証を行う。

1. 高強度パッチモデル

このモデルは、いわゆる東海地震の発生過程をモデル化した Kato and Hirasawa (1999) に基づき、速度状態依存摩擦則における $a-b$ 、特徴的すべり量 L と有効法線応力の空間分布を工夫することにより、 $M7$ クラスの地震と $M9$ クラスの地震の両方の発生を可能とした2次元モデルである (Kato and Yoshida, 2011)。Fig. 19 に示すように、 $a-b$ が負の領域(パッチ)を2カ所設けて、2列のアスペリティに対応させている。浅部のパッチが東北地方太平洋沖地震の震源付近、深部のパッチが想定宮城県沖地震のそれに対応している。浅部のパッチの半分以上は、特徴的すべり量 L が大きく、また、そこでは、有効法線応力が深さに依存して小さくなっている。つまり、この部分は強度が非常に大きくなっている。一方、浅部のパッチの半分以上および深部のパッチでは高間隙圧を仮定して強度を小さくしている。これにより、浅部のパッチの深い側半分と深部のパッチは100年以

内の間隔で破壊するのに対して、浅部のパッチの半分以上は強度が大きいため、1000年に1度程度しか破壊しない。

浅部のパッチの深い側半分と深部のパッチの破壊では2つのパッチが連動することはないが、浅部のパッチの半分以上が地震すべりを起こしたときには、すべり量やすべり速度が大きいため、2つのパッチ間の普段は非地震性すべりを起こしているところも地震すべりを起こし、続いて深部のパッチも動いて巨大な地震となる。さらに、地震発生後は、その深部延長の余効すべりにより、逆にパッチの応力が増加し、深部のパッチでは、巨大地震発生前に比べて、地震が頻発することになる。また、深部延長は $a-b$ が正でありずるずるすべる領域であるが、余効すべり時に大きくすべっているの、巨大地震の間の期間では、その分だけすべり量は少なく、良いことになる。つまり、プレート相対運動速度よりもすべり速度が小さくなり(すべり遅れることとなり)、すべり欠損レートが生じることになる。

このモデルは、

- i) 海溝付近の浅部ですべりが大きい。
- ii) 普段は $M7$ クラスの地震を発生させるアスペリティが2列存在する。
- iii) プレート境界型地震の地震すべり領域の下限より深部でもすべり欠損があり、大規模な余効すべりが発生する。

という観測事実を非常にうまく説明する、極めて巧みなモデルである。

議論のポイントは、数百年に一度しか破壊しない高強度のパッチが海溝付近に本当に存在するのかどうかということである。このモデルは2次元モデルではあるが、本震の震源以浅にそのような部分が存在するのかが問題である。

本震によるすべり量の大きい、北緯 $37.5\sim38.5$ 度の海溝軸から幅約 100 km くらいの領域が浅い側のパッチに当たる。1981年、2003年および3月9日の前震のアスペリティは浅い側のパッチの深い側半分に対応するため、高強度パッチの候補としては、それ以浅の海溝縁の領域となる。しかしながら、Fig. 1 に示されているように、その領域の北部ではゆっくり地震が起こっていたと考えられ、近傍で $M6$ 程度のプレート境界地震も発生している。また、南部でも海溝から幅 50 km 程度と狭く、そのような狭い領域で長期間固着しつづけることは可能なのだろうか。

海溝軸付近では、沈み込んだ堆積物等の存在により、プレートの固着が弱く、それが、1896年の津波地震の原因でもあると考えられてきた(例えば、Tsuru et al., 2000)。しかしながら、今回の地震の発生により、東北地方太平洋沖では、海溝近傍でも少なくとも数十mのすべりを起こすだけのすべり欠損があったことが明らかになった。高強度パッチモデルでは L を大きくするとともに、有効法線応力を大きくすることで、小さなパッチにも関わらず高強度を実現して、数百年以上という再来間隔を実現している。高間隙水圧とならないことで有効法線応力を大きくしている訳である (Yoshida and Kato, 2011)。浅部のパッチの深い方の半分は高間隙水圧で強度が非常に小さいと考えるわけであるが、

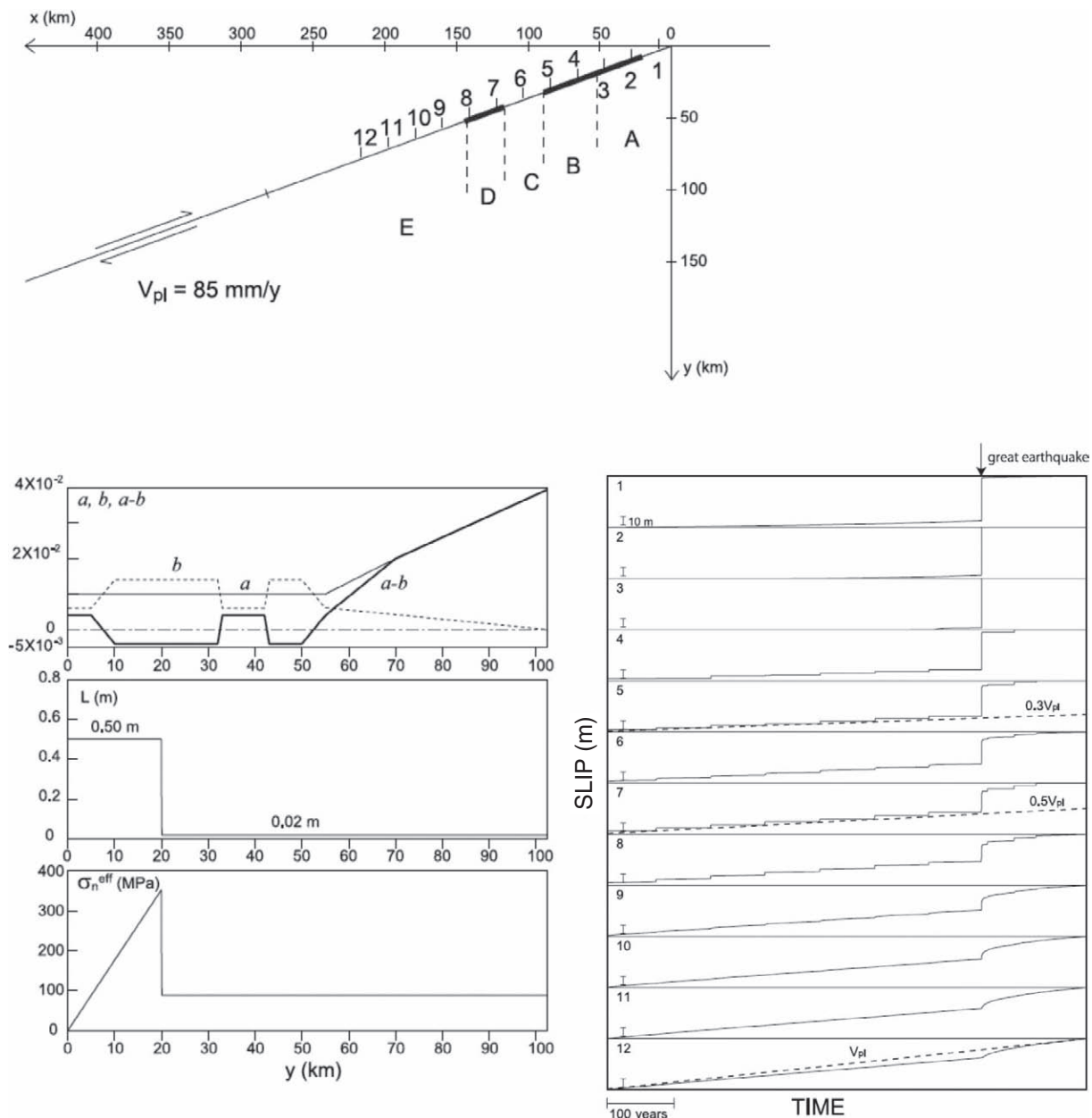


Fig. 19. The strong patch model (Kato and Yoshida, 2011). Upper: 2D model configuration. The velocity-weakening frictional property is assigned to parts of the plate interface (thick line). Numerals 1 to 12 indicate locations where simulated slip histories are shown in the lower right panel. Lower left: The variation with depth of (top) friction parameters a (thin solid line), b (broken line), $a-b$ (thick solid line), (middle) L , and (bottom) effective normal stress. Lower right: Simulated slip histories at 12 points on the plate interface for a great earthquake cycle.

この問題については後で詳しく議論する。

もう一つの問題は、本震時のすべりの時間発展である。このモデルでは、すべりが通常の $M 7, 8$ クラスよりも大きくなるのは、浅部のパッチの浅い側半分が破壊したときだけである。したがって、震源(破壊開始点)付近の地震すべりの時間発展としては、浅部のパッチの深い側の(通常の)破壊に続いて、浅い側で大きなすべりが起こった後に、それによる大きな応力集中のために震源付近ですべりがさらに大きくなることが期待される。一方、今回の地震は浅部のパッチの深い側に相当する 2003 年 10 月 31 日の地震のすべり域内で始

まったが、上記で議論したように、破壊開始後の比較的早い段階、少なくとも約 20 秒後には通常の $M 7, 8$ クラスの地震とは異なっている可能性がある。このことは、浅部のパッチの深い側で通常の $M 7, 8$ クラスの破壊から始まるというモデルの予想とは調和的ではなく、このことを説明するためには、モデルを 3 次元にして高強度パッチを震源付近にもおく必要があると考えられる。

2. Hyper asperity model

小さなアスぺリティが分布する領域において、より大きな破壊が起こる仕組みとして、hyper asperity という考えが

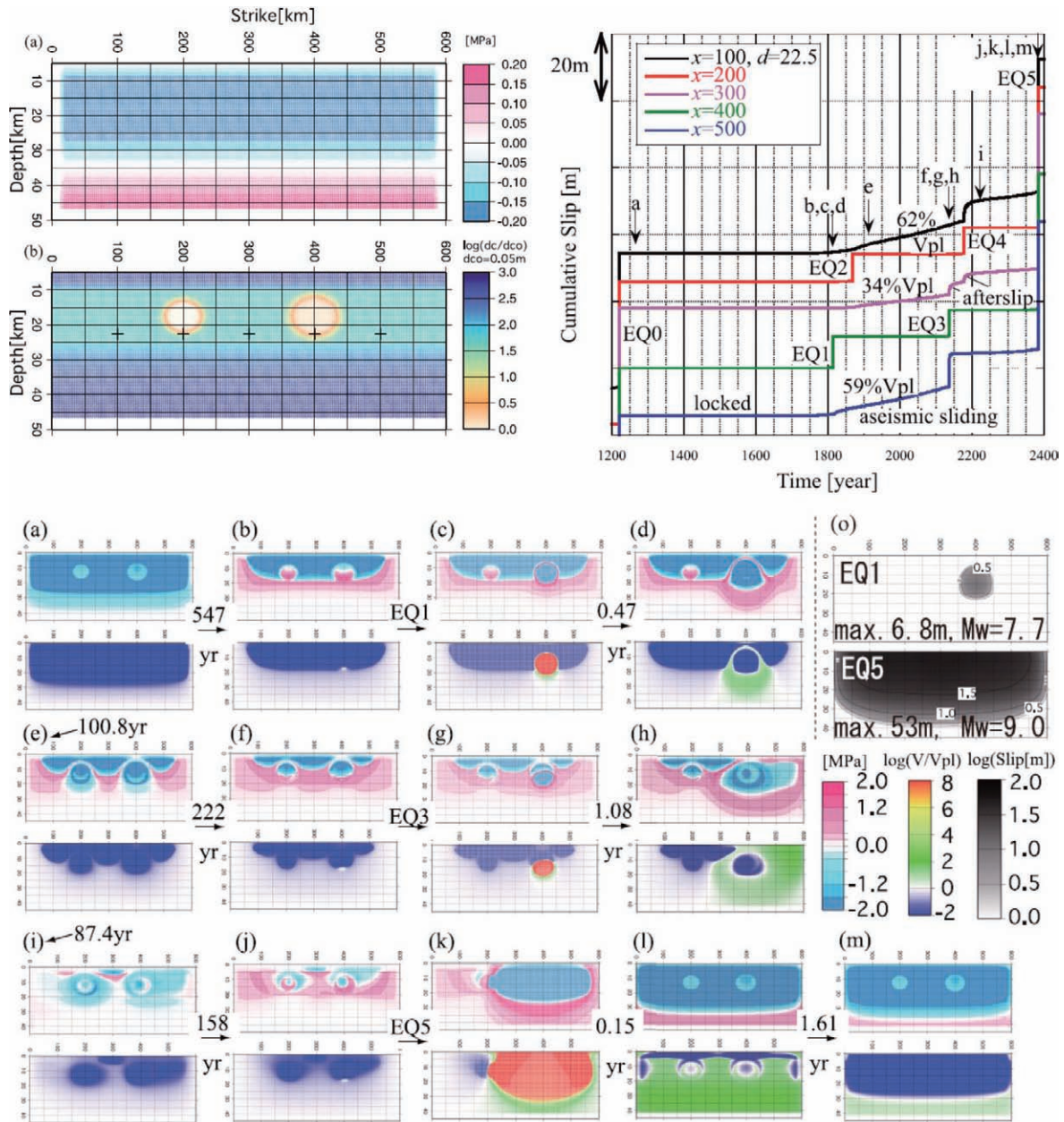


Fig. 20. Hyper-asperity model (Hori and Miyazaki, 2011). Upper left: Spatial distributions of frictional parameters (a) $A-B$ and (b) Dc on the model fault. Upper right: Slip histories at the points (crosses) shown in the upper left panel. Arrows indicate the timing of images shown in the lower panel. Lower: (a) to (m) show spatio-temporal variations in stress and slip velocity on the fault.

提唱されている (Hori and Miyazaki, 2010). Fig. 20 左上に示すように、これは、大きなアスぺリティの中に小さなアスぺリティがある階層モデルであるが、($M 9$ を起こす) 大きなアスぺリティでは、特徴的すべり量 L (臨界すべり弱化距離 Dc に比例) を大きくすることにより、臨界断層長がアスぺリティの大きさに近づいている。よって、大きなアスぺリティでは、地震前に、非地震性すべりを起こしている領域がアスぺリティ端のわずかな部分ではなく大きく広がることになる。ただし、臨界断層長が長すぎると地震すべりを起こすことはできない。このモデルは、Fig. 3 に示したアス

ペリティの階層モデルをプレート境界全体に拡大したモデルであるが、南海トラフや十勝・根室沖の巨大地震の発生モデルとして構築されつつあったものである。

アスぺリティの周りで非地震性すべりを起こす仕組みとして、これまでは上記のように、その領域が速度状態依存摩擦則における速度強化 ($a-b > 0$) の特性を持つと仮定されることが多かったが、このモデルでは、($M 7$ クラスの地震を起こす) 小アスぺリティの周囲で発生する非地震性すべりを、速度弱化であるが臨界すべり量 L を大きくすることにより再現している。単純なアスぺリティの破壊と同様に、このモ

デルでも基本的には、小アスペリティの周囲(大アスペリティ)では、Fig. 20 右上に示すように、応力レベルが低い間は固着しているが、応力が大きくなるにつれて固着が徐々にはがれ非地震性すべりの領域が広がっていく。よって、非地震性すべりの起こっている領域の大きさは時間的に大きく変化し、基本的には、サイクルの前半では小さく、後半になるほど大きくなり、大アスペリティの破壊の直前には、非地震性すべりを起こしている領域の面積はサイクル中で最も広くなるはずである。

ただし、このモデルではアスペリティが大小2通りあるため、非地震性すべりの時間変化の様子はやや複雑である。Fig. 20 下に、断層面上の応力とすべり速度の分布を示した。サイクルの中盤になると、地震発生域内の深部で非地震性すべりが起こり、小アスペリティに応力集中が発生して(Fig. 20 下(b))、 $M7$ クラスの地震が起こる(Fig. 20 下(c))。小アスペリティの周囲では余効すべりが発生するが、応力レベルがまだ十分に高くないため、小規模なものである。小アスペリティから少し離れた点では、余効すべりの影響はあまり無く、 $M7$ クラスの地震の前から始まっていた非地震性すべりが継続する。サイクルの後半になると全体的に応力レベルがさらに高まっていて、小アスペリティに応力集中が発生して $M7$ クラスの地震が起こると、その余効すべりは、前回よりも大規模なものとなる。小アスペリティの周囲の広い範囲で応力降下するため、そこでは余効すべりが減衰して収まった後は非地震性すべりの速度は一時的には小さくなるが、さらに全体の応力レベルが高まり、非地震性すべりの起こっている領域の大きさが拡大して、ついには大アスペリティが破壊する。

このモデルは、高強度パッチモデルと同様に大きな L を仮定するが、 L が大きな領域は断層全体と非常に大きいため、高強度パッチモデルのように有効法線応力を大きくして局所的に強度を上げる必要はない。また、もう一つ異なる点は、サイクルの後半では、小さなアスペリティの破壊後の余効すべりが大規模になる点である。Fig. 5 に示された2008年7月19日の地震および2010年3月16日の地震の余効変動が非常に大きいことから、東北地方太平洋沖地震の前の非地震性すべりの時空間変化をこのモデルにより説明しようとする考えがある(例えば、Suito et al., 2011)。一方、東北大学(2009a)にも述べられているように、2008年以降を1年ごとに見ると、東北地方太平洋沖地震の震源域において、非地震性すべりは時間的に減衰し、2011年の地震直前にはむしろ、震源域の広い範囲で固着しているように見える。Fig. 8の海底地殻変動観測データも、 $M7$ クラスの余効すべり終了後の震源域における広い範囲での固着を示唆している。このモデルでも、Fig. 20に示されているように余効すべりの時間的な減衰が再現されているが、このモデルにおける非地震性すべりは、基本的に地震発生域における固着のはがれであり、巨大地震発生に向かって非地震性すべり域が増加していくことが期待される。Fig. 20に示されている計算結果でも、小アスペリティの破壊とその余効すべりが収まった後は、それらのすべりによる応力低下のため非地震性すべ

りの速度は小さくなり一旦断層は固着気味となるが、数十年経過後には、深部のすべりによる応力蓄積のために、再び非地震性すべりが広い範囲で発生して大アスペリティの破壊に至るが、この結果は、2008年以降の観測結果とは調和的ではないように見える。

ただし、パラメータ設定により、固着のはがれる期間は、色々なケースを設定可能であると思われる。それが数百年程度であれば、そのすべり速度の加速は非常にかすかで、小アスペリティの破壊に伴う余効すべりによる速度揺らぎの影響が大きく、仮に大規模な固着のはがれが起こっていたとしても、その時間変化は、短期間の観測で検知できるようなものではないかも知れない。一方、このモデルでは深部から固着のはがれが始まるが、巨大地震後は、速やかに浅部から固着が回復し断層面全体が固着すると予想されており、余効変動が収まった後は、断層深部においてすべり欠損レートが100%に近くなると考えられる。このモデルの予測は、高強度パッチモデルと大きく異なり、例えば、想定宮城県沖では、周囲が固着するために、 $M7$ クラスの地震は起こりにくくなり、サイクルの後半になって $M7$ クラスの再来間隔が短くなると、このモデルでは予測されている。

宮城県沖においては、1793年の連動型地震以降、 $M7$ クラスの地震が繰り返していると考えられている。その発生間隔は、1978年までの6つの地震について、最短26年から最長42年とばらついているが、ここ約200年間に於いて、特に発生間隔が短くなっているようには見えない。また、釜石沖の小繰り返し地震に関しても、ここ約50年の短い期間であるが、同様に発生間隔が変化しているようには見えない。ただし、これらの地震活動のデータは、地震サイクルの終盤における固着域の最深部の地震活動データであり、より定常的なすべりを起こす領域に近いので、モデルの強い反証にはならないかも知れない。

3. 動的弱化モデル

巨大地震間に数百年以上にわたって固着している領域を設けないならば、通常は小さな地震を起こしているが、場合によっては、そこが大きなすべりを起こすと考えざるを得ない。その一つの可能性は、すべり弱化の摩擦構成則が単一の臨界すべり弱化距離(D_c)を持つのではなく、階層的な構造をもつことである。例えば、通常の $M7$ クラスの際には数m程度のすべりにより応力が低下してほぼ一定となり、それ以上の応力低下は起こらないが、場合によっては、さらに応力低下を起こすため、すべり量がさらに大きくなるというものである。近年、断層運動における水と固体の相互作用が注目されているが(Rice, 2006)、摩擦発熱により断層の間隙水が膨張を起こすThermal Pressurization(TP)が発生すれば、間隙圧が非常に大きくなるため、断層の摩擦を劇的に低下させることが出来る(例えば、Mitsui and Hirahara, 2009)。TPを導入することにより、通常は $M7$ クラスを起こしているが、TPが起こったときには巨大地震を起こすことが可能である(Mitsui and Iio, 2011)。また、水で飽和した粘土に富んだ断層物質を用いた摩擦実験により、低・中速の振る舞いとは別に高速で顕著な速度弱化が起こることが報

告されているが(Tsutsumi et al., 2011), Shibazaki et al. (2011)は、それを参考にして、速度弱化領域では高速でさらに顕著な速度弱化が起こり、速度強化領域でも高速すべりになると速度弱化となるような構成則を用いて、今回の地震および地震サイクルの再現を行っている。

問題は、「普段」はTPが起こらずにM7クラスで終わるのに、今回はどうしてTPが発生したかということである。上記で紹介したように、今回の地震の震源付近では近年、2005年8月16日と2008年7月19日にM7クラスの地震が発生し、その後、大規模な余効すべりが発生した。3月9日に前震が発生し、その震源域から本震の震源へ向かって余効すべりが広がったことも推定されている。Fig. 1に示されているように、これらの地震の震源域は2003年の震源域の周囲を取り囲むように分布している。また、2003年の地震は、Table 1に示すように断層の大きさの割にすべり量が非常に小さい特異な地震であり、その応力降下量は小さかったため、上記の3つの地震による応力集中により破壊強度近くまで応力が増加したと考えられる。しかも、Fig. 12に示されたように、東北地方太平洋沖の広い範囲で断層が固着していた場合には、応力の増加レートは小さいため、これらのM7クラスの地震と余効すべりによる応力集中は、東北地方太平洋沖地震の断層面上において長期間にわたって増加した応力のかなりの割合に達する可能性がある。よって、2003年の震源域では、上記の3つの地震すべりと余効すべり域に隣接する領域を中心に応力集中が生じており、そのため、その震源域内で始まった破壊は、Heaton(1990)が示した、破壊フロントが拡大している最中にも破壊開始点に近い点からすべりが速やかに停止するような通常の地震とは異なり、断層面上の各点のすべりは簡単には停止せず、すべりが長く続きかつすべり速度が大きかった可能性が考えられる(三井ほか, 2011)。そのため、TPが発生してさらにすべりが加速された可能性が考えられる。ただし、どうして1981年や2003年の地震、さらには3月9日の地震はM7クラスで終わったのかという問題を定量的に明らかにする必要がある。

上記の2つのモデルは地震サイクル全体を記述するものであるのに対して、TPは、パラメータの設定次第ではあるが、基本的には、地震すべりのときに効くものである。したがって、TPを考慮するモデルでは、地震前の断層のすべりの状態は、TPとは直接関係なく設定可能である。例えば、海溝付近ですべり欠損レートがゼロ(完全にずるずるすべっている)場合でも、隣接領域から広がってきたすべりによりTPが発動して大きな地震すべりを起こすことは可能である。

議論と今後の展望

東北地方太平洋沖において極めて巨大な地震が起こる可能性のあることを、池田(1996, 2001)や貞観地震等の巨大津波を調べていた地質学者(例えば、宍倉ほか, 2007)以外は十分には考えてこなかった。これまで常識だと考えられていたことでも、それと調和的でない知見が得られた場合には、十分に吟味する必要がある。以下においては、上記の3つの

モデルの紹介の際に、これまでの知見に照らして挙げた問題点をより詳細に検討する。

1. 「高強度」パッチは存在するか？

高強度パッチモデルでは、海溝寄りの最も浅い部分に数百年以上にわたって固着している非常に強度の高いパッチが必要となる。しかしながらこれまでは、Fig. 14に示されているように、海溝軸から約50 km以内の領域では、プレート境界断層の上盤側に変形している(やわらかい)堆積物が存在するため、断層の強度が小さく固着していないと推定されていた。Fig. 14は北緯39度付近の断面であるが、今回の地震の震源域でも同様な変形を示す上盤側の構造が推定されている(Tsuji et al., 2011)。そもそも、海溝付近は浅くて有効法線応力が小さいために、安定すべりを起こす領域であると考えられてきた(例えば、Scholz, 1988)。

しかしながら、断層の強度の絶対値(断層面に働く剪断応力の最大値)とそこで地震すべりが起こるかどうかが、さらには大きな地震が起こるかどうかの関係は自明ではない。上記の摩擦の安定性の条件は、すべりに伴う摩擦力の変化に関するもので、摩擦の絶対値に関するものではない。仮に断層の大きさが同じとすると、すべり量は応力降下量に比例するため、応力降下量が大きいほど大きな地震になる。ところで、応力降下量は応力の変化分であり、少なくとも原理的には、強度が小さい(最大応力が小さい)断層でも、強度が大きな断層より大きな応力降下を起こすことは可能である。地震により応力がいつもゼロレベルまで降下するのであれば、このような逆転は起こらないが、岩石摩擦実験結果が現実の断層に適用出来る場合には、地震の応力降下量は絶対応力のごく一部であると考えられているからである(Byerlee, 1978)。したがって、強度の小さい断層で大きな地震が起こる可能性は否定出来ない。実際に、南海トラフにおいては、フィリピン海プレートの沈み込み方向はN50°W程度であるが、近畿地方や四国における陸側プレート内の最大圧縮応力の方向は、太平洋プレートの沈み込み方向に近い、ほぼ東西であることが知られている(例えば、Iio, 1996)。このことは(巨大地震を発生させる)南海トラフのプレート境界断層における摩擦が非常に小さいことを示している(例えば、Wang and Suyehiro, 1999)。また、内陸においても、微小地震は地表から深さ5 km近くまでは非常に少ないことが知られている(例えば、Ito, 1990)、2000年鳥取県西部地震や2005年福岡県西方沖地震のアスベリティは5 km以浅に存在し(岩田・関口, 2002; Asano and Iwata, 2006)、微小地震が不活発な浅い領域でも大きな地震すべりが起こることはありうる。

とはいっても、応力降下量がいわゆる静止摩擦係数と動摩擦係数の差に依存し(Byerlee, 1978)、動摩擦係数が場所によらないのであれば、有効法線応力や静止摩擦係数が大きいほど応力降下量は大きくなる。つまり、強度が大きいほど応力降下量も大きい傾向にはあると考えられる。これが、アスベリティは強度が大きいためにすべり量が大きいと考えられている理由でもある。強度が小さくても大きなすべりを起こすことができるのは、Fig. 12のように、広い範囲で固着し

ている場合である。

Yoshida and Kato (2011) は、プレート境界断層深部では高間隙水圧になっているが、海溝付近の浅部では封圧が小さいので permeability が大きく高間隙水圧になっていないため、海溝付近においては深部に比べて強度が大きくなっていると考えた。前に紹介したとおり、海溝軸付近の断層の上盤側には変形した堆積物が存在している。これまでは、陸側プレートの非弾性的な変形→陸側プレートが柔らかい→プレート境界断層の摩擦が小さい→固着が弱い、と類推されていたと考えられるが、プレート境界断層が固着しているからこそ、上盤側に変形を及ぼすとも考えられる。

これまでは、強度の大きさについて定性的な記述に留まっていたが、以下において少し定量的に検討してみる。Kato and Yoshida (2011) では、高強度パッチの下端(深さ 20 km)において、 L を 0.5 m とし、間隙水圧が静水圧に等しいと仮定して有効法線応力を約 350 MPa としている。速度状態依存摩擦則を用いたシミュレーションでは摩擦係数の絶対値を必要としないが、それが仮に 0.05 であるとする、剪断応力の大きさは 20 MPa 程度となり、応力インバージョン等による、地震直前の応力の推定と矛盾しない。つまり、摩擦係数が小さいため、有効法線応力は大きいけれども剪断応力の絶対値は小さく、強度の絶対値は「高強度」パッチでも決して大きくないということである。深い側の有効法線応力は 88.2 MPa と仮定されているが、そこでの剪断応力は 4 MPa 程度となる。Kato and Yoshida (2011) のモデルでは、 $M7$ クラスの地震を起こす深部のパッチと「高強度」パッチの相対的な強度の違いが重要であり、摩擦係数の絶対値が小さければ、相対的に「高強度」であっても、その絶対値を他の知見と調和的な程度に設定することが可能である。Wang and Suyehiro (1999) は日本列島の内陸の応力場を説明するために、東北地方太平洋沖のプレート境界の見かけの摩擦係数を 0.03 と推定しているが、この値は、深さ 20 km 程度において、摩擦係数を 0.05、間隙水圧を静水圧と仮定したときの値とほぼ等しい。より高い間隙水圧を仮定すると摩擦係数を大きくすることが可能であり、強度の比を維持するために、深部の間隙水圧をより lithostatic に近づける必要があるが、高強度パッチにおいてそれほど大きな permeability を仮定する必要がなくなる。このように、海溝近傍の「高強度」については現実的な値を設定可能であり、その可能性は検討すべき課題であると考えられる。

震源付近ですべりが大きかったことを、高強度パッチモデルでは周囲に比べて相対的に高応力だったと考えるわけであるが、熱的弱化モデルでは、強度は普通であるが、すべりが起こっているときの摩擦が劇的に低下していると考えられる。したがって、このモデルを検証するためには地震発生前の応力状態の把握が重要である。

仮に TP が起こったとすると、なぜ普段は起こらずに今回は起こったのか？ということが大きな問題である。東北地方太平洋沖地震の震源付近は、事後に見れば特殊な場所に思える。2003 年 10 月 31 日の地震は複雑なすべり分布を示し、応力降下量が他の地震に比べて一桁程度小さいと推定され、

1981 年の地震も同様の傾向にある。3 月 9 日の前震の余震のうち、本震の震源に向かって広がった部分で小さな地震が少ないことなどの特徴が見られており、断層面近傍がどのような構造や状態にあるかを推定することが今後重要である。

2. 固着のはがれと隆起・沈降

Hyper asperity model では、地震前に固着のはがれが起こっていたと考える。海底地殻変動観測結果から推定されるすべり欠損レートの値は、 $M7$ クラスの地震の余効変動が起こっていない期間においては、観測点直下のプレート境界断層の幅広い領域において、ほとんど完全な固着に近い可能性が高い。ただし、上記のように 20% 程度の誤差があるかもしれないので、その分の非地震性すべりが起こっている可能性はある。東北地方太平洋沖地震の直前においても、プレート相対運動速度の 20% 以下という小さな非地震性すべりがモデルの予測と調和的かどうかを検討するとともに、今後の観測により、非地震性すべりの時空間分布についてのさらに精度の高い定量的な推定が重要である。このモデルでは、地震後速やかに固着が浅部から深部へ回復すると予想されているからである。

上記のように、今後の余効変動が地震発生後約 4 ヶ月間と同じ対数関数で近似出来るとすると、たとえ数百年経過しても隆起量はせいぜい 50 cm 程度であると推定される。このことから、検潮データに見られる 5 mm/年程度の地震前の沈降レートは、巨大地震のサイクルの間、ずっと続いてはいない可能性が指摘されている(例えば、産業技術総合研究所, 2011)。深部延長の余効すべりが続いている間は海岸付近は沈降しないと考えられるので、余効すべりの時空間変化が重要である。

3. 残された問題

Fig. 17 に示されているように、想定宮城県沖地震のアスペリティ付近において、地震時にすべったと推定されている領域で余効すべりが起こっているという結果が報告されている。単純な速度状態依存摩擦則モデルでは、想定宮城県沖地震のアスペリティ付近は速度弱化の領域であると考えられる。Fig. 20(d), 20(h)に見られるように、速度弱化の領域では破壊後速やかに固着が回復するため、もしこれが事実であり、かつ今後も長期にわたって継続するならば、現在用いられている摩擦則では説明が難しいかも知れない。余効すべり領域の推定精度を上げることが重要である。

間隙水圧など、プレート境界断層の水に関する特性の解明も重要である。サンアンドレアス断層では、SAFOD による掘削においては高間隙水圧は認められなかった(Zoback et al., 2010)。沈み込むプレート境界断層は、浅い陸の断層とは異なるのか？あるいは、Yamamoto et al. (2001) のモデルのように、高間隙水圧無しでも断層の強度を低くして地震を起こすことができる仕組みが存在するのだろうか？Yamamoto et al. (2001) は、断層破碎帯では、突起以外の部分を充填している断層物質が、法線応力は支えるが剪断応力は支えないと仮定すると、接触部の面積を小さくすることにより摩擦力を小さくできることを示した。このような仕組みがプレート境界断層で働いていれば、高間隙水圧を仮定し

なくても、摩擦係数を小さくすることが可能である。

小繰り返し地震は、非地震性すべりの場所を直接推定出来るため、海域の断層においては特に有用である。問題はすべり速度の精度良い推定である。サンアンドレアス断層では小繰り返し地震の起こる深さは狭い範囲に限られているが、東北地方では海溝沿いから深さ 60 km 程度まで広い深さ範囲に及んでいる。このような環境においても精度良い推定を行うためには、地殻変動観測データから断層上の非地震性すべりを精度良く推定して、小繰り返し地震の「すべり量」に関する正しい推定式を得ることが重要であろう。既存の速度状態依存摩擦則を用いたシミュレーションでは、周辺のすべり速度等、色々なパラメータにより、アスペリティにおける地震すべりと非地震性すべりの比も変化するようである。アスペリティが階層構造している場合にはさらに複雑となるが、東北地方太平洋沖地震後にこれまでとは異なった挙動を示した釜石沖の解析が鍵となるであろう。

謝 辞

本報告は、地震・火山噴火予知研究協議会企画部や関連する計画推進部会によるシンポジウム等、関係の方々との議論を経てまとめられたものである。西村卓也氏、佐藤まりこ氏、内田直希氏、吉田康宏氏には色々ご教示頂いた。阿武山宿泊ゼミのメンバー、三井雄太氏、平原和朗氏との議論は大変有益だった。池田安隆氏、堀 高峰氏による丁寧な査読は本報告を改善するために大変有益であった。Fig. 9 の地殻変動の計算には Okada (1992) のプログラムを用いた。Fig. 15 は気象庁による一元化震源データを用いて、地震活動解析システム (TSEIS) (鶴岡, 1997) により作成した。

引用文献

- Ando, R. and Imanishi, K., 2011, Possibility of M_w 9.0 main-shock triggered by diffusional propagation of after-slip from M_w 7.3 foreshock. *Earth Planets Space*, **63**, 767–771.
- Aochi, H. and Ide, S., 2011, Conceptual multi-scale dynamic rupture model for the 2011 Tohoku earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 761–765.
- Ariyoshi, K., Matsuzawa, T., Hino, R. and Hasegawa, A., 2007, Triggered non-similar slip events on repeating earthquake asperities: Results from 3D numerical simulations based on a friction law. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi: 10.1029/2006GL028323.
- Asano, K. and Iwata, T., 2006, Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake. *Earth Planets Space*, **58**, 93–98.
- Asano, Y., Saito, T., Ito, Y., Shiomi, K., Hirose, H., Matsumoto, T., Aoi, S., Hori, S. and Sekiguchi, S., 2011, Spatial distribution and focal mechanisms of aftershocks of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 669–673.
- Baba, T., Tanioka, Y., Cummins, P. R. and Uhira, K., 2002, The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **132**, 59–73.
- Byerlee, J. D., 1978, Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 615–626.
- Delouis, B., Nocquet, J. M. and Vallée, M., 2010, Slip distribution of the February 27, 2010 M_w = 8.8 Maule earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L17305, doi: 10.1029/2010GL043899.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S., 1990, Current plate motions. *Geophys. Jour. Intern.* **101**, 425–478.
- Ellsworth, W. L., 1995, Characteristic earthquakes and long-term earthquake forecasts: implications of central California seismicity, in Urban Disaster Mitigation. In Cheng, F. Y. and Sheu, M. S., eds., *The Role of Science and Technology*, Elsevier, Oxford, 1–14.
- 藤江 剛・笠原順三・日野亮太・佐藤利典・篠原雅尚 (Fujie, T., Kasahara, J., Hino, R., Sato, T. and Shinohara, M.), 2000, 三陸沖プレート沈み込み帯における不均質地殻構造と地震活動度—地震波反射強度分布と地震活動度との関係—. *地学雑 (Jour. Geogr.)*, **109**, 497–505.
- Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S., Shinohara, M. and Kanazawa, T., 2011, Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku, Japan Earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 815–820.
- Fujita, M., Ishikawa, T., Mochizuki, M., Sato, M., Toyama, S., Katayama, M., Kawai, K., Matsumoto, Y., Yabuki, T., Asada, A. and Colombo, O. L., 2006, GPS/Acoustic seafloor geodetic observation: method of data analysis and its application. *Earth Planets Space*, **58**, 265–275.
- Hashimoto, C., Noda, A., Sagiya, T. and Matsu'ura, M., 2009, Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion. *Nature Geoscience*, **2**, 141–144.
- Hasegawa, A., Yoshida, K. and Okada, T., 2011, Nearly complete stress drop in the 2011 M_w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, **63**, 703–707.
- Heaton, T. H., 1990, Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **64**, 1–20.
- 日野亮太・稲津大祐・伊藤喜宏・飯沼卓史・太田雄策・鈴木秀市・長田幸仁・木戸元之・藤本博己・篠原雅尚・金田義行 (Hino, R., Inazu, D., Ito, Y., Inuma, T., Ota, Y., Suzuki, H., Nagata, Y., Kido, M., Fjimoto, H., Shinohara, M. and Kaneda, Y.), 2011, 海底圧力観測で捉えられた 2011 年東北地方太平洋沖地震とその前震による地殻変動. 日本地震学会 2011 年秋季大会 (*Abstr. Seismol. Soc. Japan 2011 Fall meet.*), A22-04.
- Honda, R., Aoi, S., Morikawa, N., Sekiguchi, H., Kunugi, T. and Fujiwara, H., 2004, Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net. *Earth Planets Space*, **56**, 317–322.
- Hori, T. and Miyazaki, S., 2010, Hierarchical asperity model for multiscale characteristic earthquakes: A numerical study for the off-Kamaishi earthquake sequence in the NE Japan subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L10304, doi: 10.1029/2010GL042669.
- Hori, T. and Miyazaki, S., 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.
- Hori, T., Miyazaki, S. and Mitsui, N., 2009, A model of earthquake-generation cycle with scale-dependent frictional property—preliminary results and research plan for a project of evaluation for coming Tokai, Tonankai, and Nankai earthquakes. *Jour. Disaster Res.*, **4**, 111–117.
- Ide, S. and Aochi, H., 2005, Earthquakes as multiscale dynamic rupture with heterogeneous fracture surface energy. *Jour. Geophys. Res.*, **110**, B11303, doi: 10.1029/2004JB003591.
- Ide, S., Baltay, T. and Beroza, G. C., 2011, Shallow dynamic overshoot and energetic deep rupture in the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Science*, **332**, 1426–1429.
- Iio, Y., 1996, Depth-dependent change in the focal mechanisms of shallow earthquakes in a seismogenic region: Implications for the brittle-plastic transition. *Jour. Geophys. Res.*,

- 101, 11209–11216.
- Iio, Y., 2009, Earthquake nucleation process-Does the initiation of earthquake rupture know about its termination? In Meyers, R. A., ed., *Earthquakes, Tsunamis, and Volcanoes in Encyclopedia of Complexity and Systems Science*, Springer, New York, 2538–2555.
- Igarashi, T., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A., 2003, Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone. *Jour. Geophys. Res.*, **108**, doi: 10.1029/2002JB001920.
- Iinuma, I., Ohzono, M., Ohta, Y. and Miura, S., 2011, Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M 9.0) estimated based on GPS data-Was the asperity in Miyagi-oki ruptured? *Earth Planets Space*, **63**, 643–648.
- 池田安隆 (Ikeda, Y.), 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 (*Active Fault Res.*), **15**, 93–99.
- 池田安隆 (Ikeda, Y.), 2001, 測地学的変動と第四紀地殻変動の比較. 米倉伸之・他編 日本の地形 I 総説 (*Regional Geomorphology of the Japanese Islands vol.1 Introduction to Japanese Geomorphology*), 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 111–114.
- 池田安隆 (Ikeda, Y.), 2011, 東北日本島弧-海溝系における歪みの蓄積-解放過程と超巨大歪解放イベントの可能性. 地震予知連絡会会報 (*Rep. Coordinating Committee Earthquake Prediction*), **86**, 687–698.
- Ito, K., 1990, Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland-earthquakes. *Jour. Phys. Earth*, **38**, 223–250.
- 岩田知孝・関口春子 (Iwata, T. and Sekiguchi, H.), 2002, 2000 年鳥取県西部地震の震源過程と震源域強度度. 第 11 回日本地震工学シンポジウム論文集 (*11th Japan Earthquake Engineering Symposium*), 125–128.
- 科学技術・学術審議会 (Council for Science and Technology), 2008, 地震および火山噴火予知のための観測研究計画の推進について (建議), http://www.mext.go.jp/b_menu/houdou/20/07/08071504/002.htm.
- 海上保安庁 (Japan Coast Guard), 2011, 海底地殻変動観測結果. 地震予知連絡会会報 (*Rep. Coordinating Committee Earthquake Prediction*), **85**, 95–102.
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes. *Jour. Geophys. Res.*, **82**, 2981–2987.
- Kanamori, H., Miyazawa, M. and Mori, J., 2006, Investigation of the earthquake sequence off Miyagi prefecture with historical seismograms. *Earth Planets and Space*, **58**, 1533–1541.
- 加藤愛太郎・小原一成・五十嵐俊博・鶴岡 弘・中川茂樹・平田 直 (Kato, A., Ohara, K., Igarashi, T., Tsuruoka, H., Nakagawa, S. and Hirata, N.), 2011, 2011 年東北地方太平洋沖地震発生前の準静的なすべりの伝播, 日本地震学会講演予稿集 2011 年度秋季大会予稿集 (*Abstr. Seismol. Soc. Japan 2011 Fall meeting*), A12-04.
- Kato, A., Sakai, S. and Obara, K., 2011, A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Wholesale stress regime changes in the upper plate. *Earth Planets Space*, **63**, 745–748.
- Kato, N. and Hirasawa, T., 1999, A model for possible crustal deformation prior to a coming large interplate earthquake in the Tokai district, central Japan. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **89**, 1401–1417.
- Kato, N. and Yoshida, S., 2011, A shallow strong patch model for the 2011 great Tohoku-oki earthquake: A numerical simulation. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G04, doi: 10.1029/2011GL048565.
- Kawasaki, I., Asai, Y., Tamura, Y., Sagiya, T., Mikami, N., Okada, Y., Sakata, M. and Kasahara, M., 1995, The 1992 Sanriku-oki, Japan, ultra-slow earthquake. *Jour. Phys. Earth*, **43**, 103–115.
- 気象庁 (Japan Meteorological Agency), 2011a, 「平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震」について (第 15 報). 気象庁報道発表資料 (*JMA Press release No.15*).
- 気象庁 (Japan Meteorological Agency), 2011b, 2011 年 3 月地震調査委員会資料 (*Rep. Earthquake Res. Committee March 2011*).
- Kobayashi, R. and Koketsu, K., 2005, Source process of the 1923 Kanto earthquake inferred from historical geodetic teleseismic, and strong motion data. *Earth Planets Space*, **57**, 261–270.
- Koketsu, K., Hikima, K., Miyazaki, S. and Ide, S., 2004, Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachioki, Hokkaido, earthquake. *Earth Planets Space*, **56**, 329–334.
- Koketsu, K., Yokota, Y., Nishimura, N., Yagi, Y., Miyazaki, S., Satake, K., Fujii, Y., Miyake, H., Yamanaka, Y., Sakai, S. and Okada, T., 2011, A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **310**, 480–487.
- 国土地理院 (Geographical Survey Institute), 2001, 水準測量データから求めた日本列島 100 年間の地殻上下変動. 国土地理院 HP, <http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2001-0614.html>.
- 国土地理院 (Geographical Survey Institute), 2006, 東北地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報 (*Rep. Coordinating Committee Earthquake Prediction*), **75**, 75–114.
- 国土地理院 (Geographical Survey Institute), 2009a, 東北地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報 (*Rep. Coordinating Committee Earthquake Prediction*), **81**, 208–263.
- 国土地理院 (Geographical Survey Institute), 2009b, プレート境界面上の滑りと固着の時空間変化の把握, 地震・火山噴火予知研究計画平成 21 年度年次報告 [機関別], http://www.mext.go.jp/component/b_menu/shingi/toushin/_icsFiles/afldfile/2010/10/25/1297873_6014a.pdf
- 国土地理院・海上保安庁 (Geographical Survey Institute and Japan Coast Guard), 2011, 第 190 回地震予知連絡会資料 (*Rep. Coordinating Committee Earthquake Prediction 190th meeting*). <http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/activity/190/190.html>
- Lee, S. J., Huang, B. S., Ando, M., Chiu, H. C. and Wang, J. H., 2011, Evidence of large scale repeating slip during the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L19306, doi: 10.1029/2011GL049580.
- Matsumoto, Y., Fujita, M., Ishikawa, T., Mochizuki, M., Yabuki, T. and Asada, A., 2006, Undersea co-seismic crustal movements associated with the 2005 Off Miyagi Prefecture Earthquake detected by GPS/acoustic seafloor geodetic observation. *Earth Planets Space*, **58**, 1573–1576.
- 松澤 暢 (Matsuzawa, T.), 2001, 地震予知の戦略と展望. 地学雑誌 (*Jour. Geog.*), **110**, 771–783.
- 松澤 暢 (Matsuzawa, T.), 2009, プレート境界地震とアスベリティモデル. 地震 2 (*Jour. Seismol. Soc. Japan, Ser. 2*), **61**, S347–S356.
- 松澤 暢 (Matsuzawa, T.), 2011, なぜ東北日本沈み込み帯で M 9 の地震が発生したのか?—われわれはどこで間違えたのか?. 科学 (*KAGAKU*), **81**, 1020–1026.
- Matsuzawa, T., Igarashi, T. and Hasegawa, A., 2002, Characteristic small earthquake sequence off Sanriku, northeastern Honshu, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1543, doi: 10.1029/2001GL014632.
- Matsuzawa, T., Uchida, N., Igarashi, T., Okada, T. and Hasegawa, A., 2004, Repeating earthquakes and quasi-static slip on the plate boundary east off northern Honshu, Japan. *Earth Planet Space*, **56**, 803–811.
- Minoura, K. and Nakaya, S., 1990, Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan. *Jour. Geol.*, **99**, 265–287.
- 三品正明・立花憲司・三浦 哲 (Mishina, M., Tachibana, K. and Miura, T.), 2009, 孔井式歪計によって観測された福島県沖の地震に伴った余効変動. 北海道大学地球物理学研究報告 (*Geophys.*

- Bull. Hokkaido Univ.*), 2, 287–298.
- Mitsui, Y. and Hirahara, K., 2009, Coseismic thermal pressurization can notably prolong earthquake recurrence intervals on weak rate and state friction faults: Numerical experiments using different constitutive equations. *Jour. Geophys. Res.*, **114**, B09304, doi:10.1029/2008JB006220.
- Mitsui, Y. and Iio, Y., 2011, How did the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake start and grow? The role of a conditionally stable area. *Earth Planets Space*, **63**, 755–759.
- 三井雄太・飯尾能久・深畑幸俊(Mitsui, Y., Iio, Y. and Fukahata, Y.), 2011, 2011 年東北地方太平洋沖地震の発生過程に関する動的破壊シミュレーション. 日本地震学会予稿集, 2011 年度秋季大会(*Abstr. Seismol. Soc. Japan 2011 Fall meeting*), A11–12.
- Miura, S., Iinuma, T., Yui, S., Uchida, N., Sato, T., Tachibana, K. and Hasegawa, A., 2006, Co-and post-seismic slip associated with the 2005 Miyagi-oki earthquake (M 7.2) as inferred from GPS data. *Earth Planets Space*, **58**, 1567–1572.
- Nadeau, R. M. and McEvilly, T. V., 1999, Fault slip rates at depth from recurrence intervals of repeating microearthquakes. *Science*, **285**, 718–721.
- 野田俊太・山本俊六・岩田直泰(Noda, S., Yamamoto, S. and Iwata, N.), 2011, P 波初動部の振幅成長に関するマグニチュード依存性. 地球惑星関連学会 2011 年予稿集(*Abstr. Japan Earth and Planet Sci. Joint Meeting 2011*), MIS036-P69.
- Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **75**, 1135–1154.
- Okada, T., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A., 2003, Comparison of source areas of M4.8 ± 0.1 earthquakes off Kamaishi, NE Japan—Are asperities persistent features? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **213**, 361–374.
- Okada, T., Yaginuma, T., Umino, N., Kono, T., Matsuzawa, T., Kita, S. and Hasegawa, A., 2005, The 2005 M 7.2 Miyagi-Oki earthquake, NE Japan: Possible rerupturing of one of asperities that caused the previous M 7.4 earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L24302, doi: 10.1029/2005GL024613.
- 岡村行信・佐竹健治・穴倉正展・藤原 治・澤井祐紀・小松原純子・藤野滋弘・行谷佑一・藤井雄士郎・AUNG Than Tin(Okamura, Y., Satake, K., Shishikura, M., Fujiwara, O., Sawai, Y., Komatsubara, J., Fujino, S., Namegaya, Y., Fujii, Y. and ThanTin, A.), 2009, 地質調査・津波シミュレーションにもとづく地震発生履歴に関する研究, 2009. 宮城県沖地震に関する重点的調査観測計画報告書(*Report of the focused survey and observation on the Miyagi-ken-oki earthquake*), 186–268.
- 太田雄策・稲津大祐・大園真子・日野亮太・三品正明・中島淳一・伊藤喜宏・飯沼卓史・佐藤忠弘・田村良明・藤本博己・立花憲司・出野知嗣・長町幸仁・篠原雅尚・三浦 哲(Ota, Y., Inazu, D., Ohzosono, M., Hino, R., Mishina, M., Nakajima, J., Ito, Y., Iinuma, T., Sato, T., Tamura, Y., Fujimoto, H., Tachibana, K., Demachi, T., Osada, Y., Shinohara, M. and Miura, T.), 2011, 複合測地観測による M 7.3 (3 月 9 日)地震時・地震後地殻変動. 日本地震学会 2011 年秋季大会予稿集(*Abstr. Seismol. Soc. Japan 2011 Fall meeting*), A22-05.
- Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M., and Imakiire, T., 2011, Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature*, **475**, 373–376.
- 小沢慎三郎(Ozawa, S.), 2011, 東北地方太平洋沖地震後の余効変動. 科学(*Kagaku*), **81**, 1044–1047.
- Rice, J. R., 2006, Heating and weakening of faults during earthquake slip. *Jour. Geophys. Res.*, **111**, doi: 10.1029/2005JB004006.
- 産業技術総合研究所(National Institute of Advanced Industrial Science), 2011, 第 190 回地震予知連絡会資料(*Rep. Coordinating Committee Earthquake Prediction 190th meeting*).
- 佐竹健治・行谷佑一・山本 滋(Satake, K., Namegaya, Y. and Yamaki, S.), 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(*Annu. Rep. Active Fault Paleoeearthquake Res.*), no. 8, 71–89.
- Sato, M., Saito, H., Ishikawa, T., Matsumoto, Y., Fujita, M., Mochizuki, M. and Asada, A., 2011a, Restoration of interplate locking after the 2005 Off-Miyagi Prefecture earthquake, detected by GPS/acoustic seafloor geodetic observation. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L01312, doi: 10.1029/2010GL045689.
- Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M. and Asada, A., 2011b, Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-oki Earthquake. *Science*, **332**, doi: 10.1126/science.1207401.
- Scholz, C. H., 1988, *The Mechanics of Earthquake and Faulting*, Cambridge Univ. Press, New York, 496p.
- Shearer, P. M. and Bürgmann, R., 2010, Lessons learned from the 2004 Sumatra-Andaman megathrust rupture. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **38**, doi: 10.1146/annurev-earth-040809-152537.
- 穴倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・AUNG ThanTin・石山達也・藤原 治・藤野滋弘(Shishikura, M., Sawai, Y., Okamura, Y., Komatsubara, J., ThanTin, A., Ishiyama, T., Fujiwara, O. and Fujino, S.), 2007, 石巻平野における津波堆積物の分布と年代. 活断層・古地震研究報告(*Annu. Rep. Active Fault Paleoeearthquake Res.*), 7, 31–46.
- Shibazaki, B., Matsuzawa, T., Tsutsumi, A., Ujiie, K., Hasegawa, A. and Ito, Y., 2011, 3D modeling of the cycle of a great Tohoku-oki earthquake, considering frictional behavior at low to high slip velocities. *Geophys. Res. Lett.* (in press.)
- 島村浩平・松澤 暢・岡田知己・内田直希(Shimamura, K., Matsuzawa, T., Okada, T. and Uchida, N.), 2011, 釜石沖繰り返し地震の震源域で 2011 年 3 月 20 日に発生した地震(M 5.9)の破壊過程の推定と 2011 年東北地方太平洋沖地震(M 9.0)の関係, 日本地震学会講演予稿集 2011 年度秋季大会(*Abstr. Seismol. Soc. Japan 2011 Fall meeting*), 3–41.
- Suito, H. and Freymueller, J. T., 2009, A viscoelastic and after-slip postseismic deformation model for the 1964 Alaska earthquake. *Jour. Geophys. Res.*, **114**, B11404, doi: 10.1029/2008JB005954.
- Suito, S., Nishimura, T., Tobita, M., Imakiire, T. and Ozawa, S., 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 Planet Space*, **63**, 615–619.
- Suwa, Y., Miura, S., Hasegawa, A., Sato, T. and Tachibana, K., 2006, Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field. *Jour. Geophys. Res.*, **111**, B04402, doi: 10.1029/2004JB003203.
- Suzuki, W., Aoi, S., Sekiguchi, H. and Kunugi, T., 2011, Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki mega-thrust earthquake (M 9.0) inverted from strong-motion data. *Geophys. Res.*, **38**, L00G16, doi: 10.1029/2011GL049136.
- 谷岡勇一郎(Tanioka, Y.), 2011, 津波波形・陸上 GPS 地殻変動及び海底 GPS 音響データから推定された 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源過程. 地震予知連絡会会報(*Rep. Coordinating Committee Earthquake Prediction*), **86**, 179–181.
- 東北大学(Tohoku Univ.), 2008a, 宮城県沖地震の発生過程の解明, 「地震予知のための新たな観測研究計画(第 2 次)」平成 20 年度年度年次報告[機関別], http://www.mext.go.jp/b_menu/shingi/gijyutu/gijyutu6/sonota/attach/1287453.htm.
- 東北大学(Tohoku Univ.), 2008b, プレート境界型地震の発生機構の解明, 「地震予知のための新たな観測研究計画(第 2 次)」平成 20 年度年度年次報告[機関別], http://www.mext.go.jp/b_menu/shingi/gijyutu/gijyutu6/sonota/attach/1287428.htm.
- 東北大学(Tohoku Univ.), 2009a, 宮城県沖プレート境界の多項目・高精度モニタリングによる大地震発生過程の解明, 地震・火山噴火予知研究計画平成 21 年度年度年次報告[機関別], http://www.mext.go.jp/component/b_menu/shingi/toushin/_icsFiles/afie/ldfile/2010/10/08/1297781_1202c.pdf.

- 東北大学(Tohoku Univ.), 2009b, ゆっくり滑りの発生機構とアスペリティとの相互作用の解明, 地震・火山噴火予知研究計画平成21年度年次報告[機関別], http://www.mext.go.jp/component/b_menu/shingi/toushin/_icsFiles/afldfile/2010/10/08/1297781_1206.pdf.
- 東北大学(Tohoku Univ.), 2010a, 宮城県沖プレート境界の多項目・高精度モニタリングによる大地震発生過程の解明, 地震・火山噴火予知研究計画平成22年度年次報告[機関別], http://www.mext.go.jp/component/b_menu/shingi/toushin/_icsFiles/afldfile/2011/08/03/1309067_002.pdf.
- 東北大学(Tohoku Univ.), 2010b, アスペリティの特性解明に向けた観測研究, 地震・火山噴火予知研究計画平成22年度年次報告[機関別], http://www.mext.go.jp/component/b_menu/shingi/toushin/_icsFiles/afldfile/2011/08/03/1309144_004.pdf.
- 東北大学(Tohoku Univ.), 2010c, ゆっくり滑りの発生機構とアスペリティとの相互作用の解明, 地震・火山噴火予知研究計画平成22年度年次報告[機関別], http://www.mext.go.jp/component/b_menu/shingi/toushin/_icsFiles/afldfile/2011/08/03/1309144_005.pdf.
- 東京大学地震研究所(Univ. Tokyo, Earthq. Res. Inst.), 2006, 総合観測による沈み込み帯プレート境界におけるアスペリティの実態解明, 「地震予知のための新たな観測研究計画(第2次)」[機関別], <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/YOTIKYO/H21-25/report.html>.
- Tsuji, T., Ito, Y., Kido, M., Osada, Y., Fujimoto, H., Ashi, J., Kinoshita, M. and Matsuoka, T., 2011, Potential tsunamiogenic faults of the 2011 Tohoku Earthquake. *Earth Planet Space*, **63**, 831–834.
- Tsuru, T., Park, J. O., Takahashi, N., Kodaira, S., Kido, Y., Kaneda, Y. and Kono, Y., 2000, Tectonic features of the Japan Trench convergent margin off Sanriku, northeastern Japan revealed by multi-channel seismic reflection data. *Jour. Geophys. Res.*, **105**, 16403–16413.
- Tsuru, T., Park, J.-O., Miura, S., Kodaira, S., Kido, Y. and Hayashi, T., 2002, Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling. *Jour. Geophys. Res.*, **107**, 2357, doi: 10.1029/2001JB001664.
- 鶴岡 弘(Tsuruoka, H.), 1997, Webに適したプロットライブラリの開発. 東京大学地震研究所技術研究報告(Tech. Rep. Earthq. Res. Inst.), no. 2, 130–134.
- Tsutsumi, A., Fabbri, O., Karpoff, A. M., Ujiie, K. and Tsujimoto, A., 2011, Friction velocity dependence of clay-rich fault material along a megasplay fault in the Nankai subduction zone at intermediate to high velocities. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L19301, doi: 10.1029/2011GL049314.
- Uchida, N., Matsuzawa, T., Hirahara, S. and Hasegawa, A., 2006, Small repeating earthquakes and interplate creep around the 2005 Miyagi-oki earthquake (M=7.2). *Earth Planets Space*, **58**, 1577–1580.
- Uchida, N., Matsuzawa, T., Ellsworth, W. L., Imanishi, K., Okada, T. and Hasegawa, A., 2007, Source parameters of a M4.8 and its accompanying repeating earthquakes off Kamaishi, NE Japan: Implications for the hierarchical structure of asperities and earthquake cycle. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L20313, doi: 10.1029/2007GL031263.
- Ueda, H., Ohtake, M. and Sato, H., 2001, Afterslip of the plate interface following the 1978 Miyagi-Okai, Japan, earthquake, as revealed from geodetic measurement data. *Tectonophysics*, **338**, 45–57.
- Umino, N., Kono, T., Okada, T., Nakajima, J., Matsuzawa, T., Uchida, N., Hasegawa, A., Tamura, Y. and Aoki, G., 2006, Revisiting the three M ~ 7 Miyagi-oki earthquakes in the 1930s: possible seismogenic slip on asperities that were re-ruptured during the 1978 M = 7.4 Miyagi-oki earthquake. *Earth Planets Space*, **58**, 1587–1592.
- Uyeda, S. and Kanamori, H., 1979, Back-arc opening and the mode of subduction. *Jour. Geophys. Res.*, **84**, 1049–1061.
- Wallace, L. M., Beavan, R. J., Miura, S. and McCaffrey, R., 2009, Using global positioning system data to assess tectonic hazards. In Connor, C. B., Chapman, N. A. and Connor, L. J., eds., *Volcanic and Tectonic Hazard Assessment for Nuclear Facilities*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 156–175.
- Wang, K., 2007, Elastic and viscoelastic models of crustal deformation in subduction earthquake cycles, in the seismogenic zone of subduction thrust faults. In Dixon, T. H. and Moore, J. C., eds., *MARGINS Theoretical and Experimental Earth Science Series*, Columbia Univ. Press, New York, 540–575.
- Wang, K. and Suyehiro, K., 1999, How does plate coupling affect crustal stresses in Northeast and Southwest Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2307–2310.
- Yagi, Y. and Fukahata, Y., 2011, Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L19307, doi: 10.1029/2011GL048701.
- Yaginuma, T., Okada, T., Yagi, Y., Matsuzawa, T., Umino, N. and Hasegawa, A., 2006, Co-seismic slip distribution of the 2005 off Miyagi earthquake (M 7.2) estimated by inversion of teleseismic and regional seismograms. *Earth Planets Space*, **58**, 1549–1554.
- Yamamoto, K., Sato, N. and Yabe, Y., 2001, Strength of fault as inferred from the stresses measured in the vicinity of the Nojima fault, Tohoku. *Geophys. Jour.*, **36**, 272–290.
- Yamanaka, Y. and Kikuchi, M., 2004, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *Jour. Geophys. Res.*, **109**, B07307, doi: 10.1029/2003JB002683.
- Yabuki, T. and Matsuura, M., 1992, Geodetic inversion using a Bayesian Information criteria for spatial distribution of fault slip. *Geophys. Jour. Inter.*, **109**, 363–375.
- 横田裕輔・嶺綱一起・藤井雄士郎・佐竹健治・酒井慎一・篠原雅尚・金沢敏彦(Yokota, Y., Kouketsu, K., Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S., Shinohara, M. and Kanazawa, T.), 2011, 強震・遠地・地殻変動データと津波データのジョイントインバージョンから見る2011年東北地震の震源過程. 日本地震学会講演予稿集2011年度秋季大会(Abstr. Seismol. Soc. Japan 2011 Fall meeting), A21–06.
- Yoshida, S. and Kato, N., 2011, Pore pressure distribution along plate interface that causes a shallow asperity of the 2011 great Tohoku-oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L00G13, 5 PP., 2011 doi: 10.1029/2011GL048902.
- Yoshida, Y., Ueno, H., Muto, D. and Aoki, S., 2011, Source process of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data. *Earth Planets Space*, **63**, 565–569.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(Earthquake Research Committee Headquarter for Earthquake Research Promotion), 2000, 宮城県沖地震の長期評価, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/00nov4/miyagi.htm>.
- Zoback, M., Hickman, S. and Ellsworth, W., 2010, Scientific drilling into the San Andreas Fault Zone. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, **91**, 197–199.

(要 旨)

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? 地質雑, 118, 248–277. (Iio, Y. and Matsuzawa, T., 2012, The generation process of the Tohoku earthquake: Why did the magnitude 9 event occur? *Jour. Geol. Soc. Japan*, 118, 248–277.)

東北地方太平洋沖地震の発生過程を明らかにして, なぜ $M9$ が発生したのかという問題に答えることは, 今後の地震発生予測とそれによる災害軽減のために大変重要である. 本総合報告では, この最終目的へ向けて, 既に公表されている色々な解析結果をレビューし, 総合的に考察するとともに, 今後の課題を示した. 最初に, 東北地方太平洋沖のプレート境界断層とその周辺における地震発生場の特徴を, 主に非地震性すべりの時空間的な変化に着目して調べた. 次に, 東北地方太平洋沖地震の地震前, 地震時, 地震後のすべり分布を調べた. これらの知見に基づき, これまで提案された東北地方太平洋沖地震の発生過程に関するモデルを検証した. その結果, $M9$ の地震を引き起こした鍵は, 海溝近傍においてプレート境界断層が長期間にわたって固着していたことか, あるいは, 震源から海溝軸にかけての領域において地震時に動的弱화가起こったことである可能性が高いことが指摘された.