

## — 総説 —

## 東北地方太平洋沖地震・スマトラ島沖地震における連動型地震の考察

有吉 慶介<sup>1\*</sup>, 松澤 暢<sup>2</sup>, 矢部 康男<sup>2</sup>, 加藤 尚之<sup>3</sup>, 日野 亮太<sup>2</sup>, 長谷川 昭<sup>2</sup>, 金田 義行<sup>1</sup>

同じプレート境界面上にある複数の断層セグメントが連動して地震が発生した場合、一般にはスケーリング則に従うと考えられている。しかし、スマトラ島沖地震のような超巨大地震となると、走行方向に長い形状となり、アスペクト比一定の前提条件が破綻するため、活断層調査などからは諸説に分かれているのが現状である。そこで本稿では、摩擦構成則に基づく地震サイクルの数値シミュレーション結果について、単独地震と連動型地震のすべり量を比較するという新たな観点から、特徴を見出すことにした。その結果分かったことは以下の通りである。断層セグメント間の距離と破壊遅れの時間差が共に短い場合には、地震時すべりが断層サイズに比例して大きくなるが、プレスリップは単独地震とほぼ変わらない。一方、断層セグメント間の距離と破壊遅れの時間差が共に長い場合には、地震時すべりは数割程度しか増幅しないため、マグニチュードに換算するとほぼ変わらないが、プレスリップは単独地震に比べて数倍程度増幅することが分かった。これらの知見を活かして、スマトラ島地震でみられた短期的・長期的の連動型地震を考察し、東北地方太平洋沖地震に伴う長期的な時間遅れを伴う連動型地震の可能性について調べた。その結果、東北地方太平洋沖地震の周辺で後続する大規模地震の発生可能性を判断・予測するためには、三陸はるか沖地震・十勝沖地震の震源域や、太平洋沖でのフィリピン海プレート北限に沿った房総半島沖において、海底観測をする必要があることを指摘した。

キーワード：海溝型巨大地震、プレスリップ、余効すべり、速度・状態依存摩擦構成則、地震サイクルシミュレーション

2011年4月5日受領；2011年5月11日受理

- 1 独立行政法人海洋研究開発機構 地震津波・防災研究プロジェクト
- 2 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
- 3 東京大学地震研究所

\*代表執筆者：

有吉 慶介

独立行政法人海洋研究開発機構 地震津波・防災研究プロジェクト

〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町3173-25

045-778-5450

ariyoshi@jamstec.go.jp

著作権：独立行政法人海洋研究開発機構

— Review —

## Consideration on the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake and the 2004 Sumatra Earthquake

Keisuke Ariyoshi<sup>1\*</sup>, Toru Matsuzawa<sup>2</sup>, Yasuo Yabe<sup>2</sup>, Naoyuki Kato<sup>3</sup>, Ryota Hino<sup>2</sup>, Akira Hasegawa<sup>2</sup>, and Yoshiyuki Kaneda<sup>1</sup>

We review previous numerical simulations of interaction between fault segments on a plate interface based on a friction law, comparing combined events with single events on the amount of coseismic and preseismic slip. We find out the characteristics of combined event: (i) In case of multiple fault segments nearby enough to have short delay time of rupturing, coseismic slip is increased nearly in proportion to the size of combined fault segment while preseismic slip is almost the same as single event. (ii) In case of those distant enough to have long delay time of rupturing, seismic moment magnitude is almost the same as single event while preseismic slip is significantly increased by several tens percents. We discuss several combined earthquakes in Sumatra with short-term and long-term delay times and the possibility of megathrust earthquakes following the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake occurring off Kanto and off Sanriku with long-term delay time in the near future. We point out that seafloor observation of crustal deformation and seismicity off Kanto, Sanriku and Tokachi is necessary to enhance the detection ability of preseismic changes.

**Keywords:** combined earthquake, preslip, after slip, rate- and state-dependent friction law, earthquake cycle simulation

---

Received 5 April 2011 ; Accepted 11 May 2011

- 1 Earthquake and Tsunami Research Project for Disaster Prevention, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)
- 2 Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Graduate School of Science, Tohoku University
- 3 Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

\*Corresponding author:

Keisuke Ariyoshi

Earthquake and Tsunami Research Project for Disaster Prevention, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)

3173-25 Showa-machi, Kanazawa-ku, Yokohama 236-0001, Japan

Tel. +81-45-778-5450

ariyoshi@jamstec.go.jp

Copyright by Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

## 1. はじめに

### 1.1. 連動型巨大地震の特徴

2011年3月11日、東北地方太平洋沖でモーメントマグニチュード  $M_w$  9.0 (気象庁, 2011) の海溝型巨大地震が発生した。これは、2004年12月26日のスマトラ島沖地震に匹敵する、過去に記録された巨大地震の中でも史上最大級の規模である (Fig. 1)。

2004年スマトラ島沖地震では、Fig. 2に示すようにスマトラ・ニコバル・アンダマンの順に3つのセグメントが連動して発生したと考えられている (Lay et al., 2005)。即時解析では  $M_w$  9.1 (USGS, 2004) となったが、継続時間が6

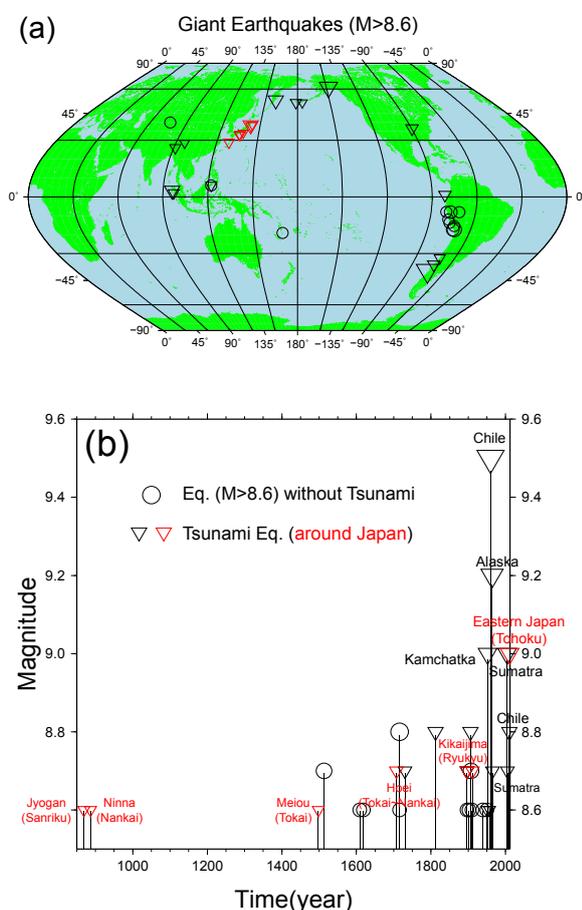


Fig. 1. (a) Map of epicenters and (b) time series for giant earthquakes ( $M > 8.6$ ) revised from Global Significant Earthquake Database (National Geophysical Data Center, 2011).  $\nabla$  represents tsunami earthquakes around (red color) and apart from (black color) Japan, while  $\circ$  represents earthquakes without tsunami.

図1. 巨大地震 ( $M > 8.6$ ) の (a) 震央地図と (b) 時間履歴。世界で大きな影響を与えた地震のデータベース (National Geophysical Data Center, 2011) から一部修正した。○は津波を伴わない地震、▽は津波地震、赤文字は日本周辺で発生した地震をそれぞれ示す。同一基準下のマグニチュードで比較するため、モーメントマグニチュード等への換算は行っていない。

～7分間に渡ったことを考慮して  $M_w$  9.3としている (e.g., Ishii et al., 2005)。東北地方太平洋沖地震では、2日前の  $M7.3$  の震源域より海溝寄りの浅部から破壊が始まり、同日中にプレート境界面上に2つの  $M7$  クラスの余震が発生し、それらの震源は初期破壊地点よりも数百 km 遠方の岩手沖・茨城沖にまで及んでいる (気象庁, 2011)。これらのように、地震の再来間隔に比べて短い時間差で複数の地震が発生する現象は、連動型地震と呼ばれている。

連動的に発生する巨大地震の予測モデルを構築するためには、断層セグメント間の相互作用の特徴について理解を深める必要がある。複数の断層が同時に壊れた場合の地震時すべり量の特徴として、活断層の地質調査から栗田 (2004) が2つのモデルを提唱した。

(i) 断層サイズ比例モデル

(ii) 固有すべり量モデル

以下、2つのモデルの特徴について述べる。

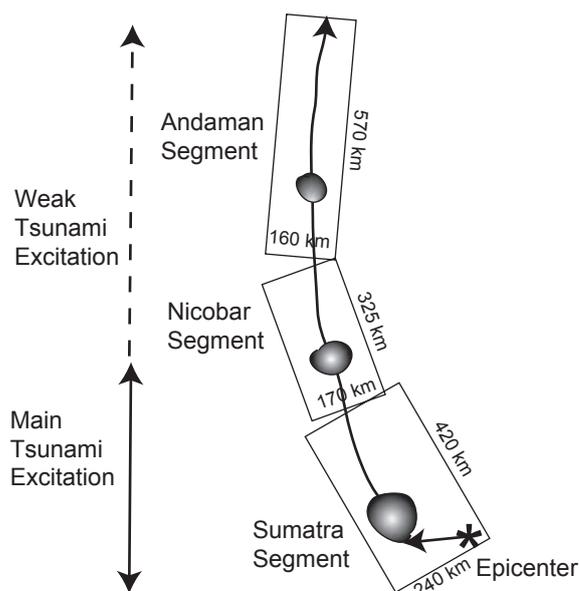


Fig. 2. Summary rupture scenario for the 2004 Sumatra Andaman earthquake. Three divided fault segments ruptured from Sumatra to Andaman. This is a reprint figure from “Lay, T., H. Kanamori, C.J. Ammon, M. Nettles, S.N. Ward, R.C. Aster, S.L. Beck, S.L. Bilek, M.R. Brudzinski, R. Butler, H.R. DeShon, G. Ekström, K. Satake, S. Sipkin (2005), The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004, *Science*, 308, 1127–1133”. Permission was obtained from AAAS.

図2. 2004年スマトラ島沖地震の破壊過程。スマトラ・ニコバル・アンダマンの順に3つの断層が連動して破壊したと考えられている。Lay, T., H. Kanamori, C.J. Ammon, M. Nettles, S.N. Ward, R.C. Aster, S.L. Beck, S.L. Bilek, M.R. Brudzinski, R. Butler, H.R. DeShon, G. Ekström, K. Satake, S. Sipkin (2005), The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004, *Science*, 308, 1127–1133 の文献をアメリカ科学振興協会から許諾を得て転載。

### 1.2. 断層サイズ比例モデル

断層サイズ比例モデルは複数あり、地震時すべり量が断層長  $L$  (横ずれ方向、海溝型地震では海溝軸に沿った距離) に比例する  $L$ -model (Scholz, 1982) (Fig. 3) と、断層幅  $W$  (縦ずれ方向、海溝型地震では沈み込み方向の距離) に比例する  $W$ -model モデル (Romanowicz, 1992) の2つがある。

断層長  $L$  と断層幅  $W$  が比例関係の場合、両者は同じモデル (相似型モデル) となり、応力降下量  $\Delta\sigma$  は地震の規模によらず一定となる (Kanamori and Anderson, 1975) が、連動型地震の場合、アスペクト比が保たれない可能性があり、最近では  $W \propto L^{2/3}$  のべき乗則に従うという説 (Leonard, 2010) もある。この場合、 $D \propto L^{5/6}$ 、 $D \propto W^{5/4}$ 、 $\Delta\sigma \propto L^{1/6}$ 、 $\Delta\sigma \propto W^{1/4}$  となり、応力降下量は一定とはならないが、dip-slip が卓越する海溝型地震においては、Fig. 3の結果をより良く説明することができるとされている。

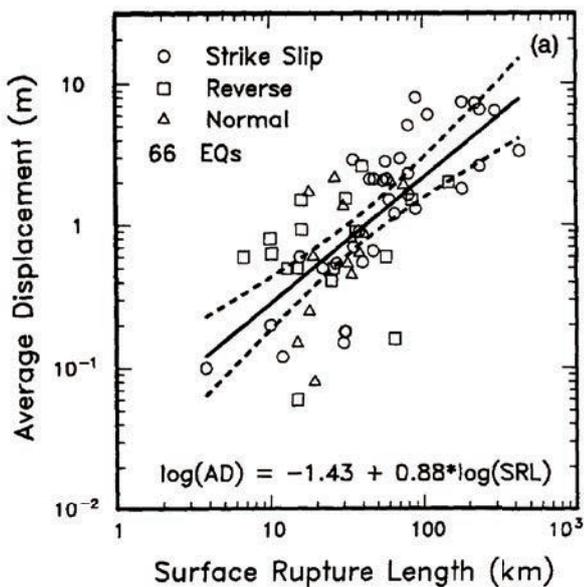


Fig. 3. Relation between surface rupture length (corresponding to fault length,  $L$ ) and average displacement (corresponding to slip,  $D$ ). Regression line shows all-slip-type relationship. Short dashed lines indicate 95% confidence interval. This is a reprint figure from “Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994), New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84(4), 974-1002”.

図3. 地表に達した割れ目の長さ (断層の長さ  $L$  に相当) と平均すべり量 ( $D$ ) との関係。実線は回帰直線、点線は95%の信頼区間を示す。Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994), New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84(4), 974-1002 の文献を米国地震学会誌から転載。

### 1.3. 固有すべり量モデル

固有すべり量モデルでは、断層長  $L$  や断層幅  $W$  とは関係なく、複数の断層が同時にすべっても、地震時のすべり量は単独で地震が発生した場合とほぼ同じとなる。このような事象は、トルコの北アナトリア断層帯 (Fig. 4) や1992年  $M7.3$  ランダース地震 (Sieh et al., 1996) などで見られている。

これらのように内陸の横ずれ断層のため地面に対して断層面がほぼ鉛直に立っている場合、地震規模がある程度より大きくなると断層幅  $W$  が頭打ちする傾向がみられる (Romanowicz, 1992)。これは断層が深部側のアセノスフェアに突き抜けて地震時すべりが止まったためだと考えられる。従って、成熟した活断層の場合、既に断層幅  $W$  が元々大きくて飽和状態となっているため、 $W$ -model の観点からすべり量が固有となるという考え方もできる (遠田, 2004)。

### 1.4. 本研究の目的

海溝型地震については、前述したような断層幅  $W$  の飽和の上限が内陸の断層より大きいため、単一化されたスケール則で説明しやすい (Leonard, 2010; Romanowicz,

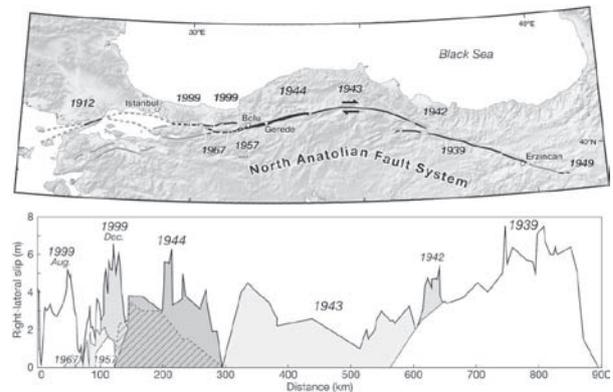


Fig. 4. Slip distribution along the North Anatolian fault. This result appears to be independent of fault length. This figure reprints from “Kondo, H., Y. Awata, Ö. Emre, A. Doğan, S. Özalp, F. Tokay, C. Yildirim, T. Yoshioka, and K. Okumura (2005), Slip Distribution, Fault Geometry, and Fault Segmentation of the 1944 Bolu-Gerede Earthquake Rupture, North Anatolian Fault, Turkey, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 1234-1249”.

図4. 北アナトリア断層におけるすべり量分布。すべり量は断層の長さ按比例するというよりも、断層の長さに関係なく単独ですべった場合と同程度のすべり量となる傾向がみられる。Kondo, H., Y. Awata, Ö. Emre, A. Doğan, S. Özalp, F. Tokay, C. Yildirim, T. Yoshioka, and K. Okumura (2005), Slip Distribution, Fault Geometry, and Fault Segmentation of the 1944 Bolu-Gerede Earthquake Rupture, North Anatolian Fault, Turkey, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 1234-1249 の文献を米国地震学会誌から転載。

1992 など). しかし, 連動型巨大地震となると, 断層サイズ比例モデルへの適用は簡単にはいかない.

Fig. 2で示された2004年スマトラ島沖地震を例として取り上げると, 3つの分割された断層を個々にみればアスペクト比 ( $L/W$ ) は代表的な値 2.0 (Kanamori and Anderson, 1975) に近いが, 3つの断層を一つの巨大断層とみなすと, アスペクト比が単一のものよりかなり小さくなるため, 断層サイズ比例モデルで述べたようなスケリング則には従わないことになる. 一方で, 固有すべり量モデルを適用した場合,  $M_w$  9.3 という規模や巨大津波を引き起こすことになった最大 20 m のすべり量を説明することは困難であると考えられる.

本稿では, 連動型地震に対して, どのモデルがどの場合に妥当なのかについて数値シミュレーション結果に基づいて検討すると共に, それぞれのモデルから期待される特徴を抽出し, 今後の地震予知に向けた解析へ指針を与えることを目的とする.

## 2. 数値シミュレーションに基づく検討

2011年に発生した東北地方太平洋沖地震は, 約1000年に1度しか起きない地震であり, 連動した地震の規模がM7クラスと空間スケールの差が大きいいため, 地震サイクルの数値シミュレーションを行うには大規模な計算を要し, 再現するのは必ずしも容易ではない. そこで本章では, 時間スケールが数十年規模で繰り返し発生し, 単独・連動性の両方が含まれる地震サイクルの数値シミュレーション結果について, 連動型地震の特徴という新たな観点から再検証を行い, 地質学的な調査では解明することが難しい(低速な)非地震性すべりの影響に関する考察を行う.

### 2.1. 隣接する破壊域で発生した連動型地震

最初の例として, 十勝沖地震と三陸はるか沖地震の2つを取り挙げる (Fig. 5). 永井ほか (2001) の解析によれば, 1994年の三陸はるか沖地震では南東のアスペリティ (Asperity S) のみが破壊され, 1968年の十勝沖地震では北西側 (Asperity N) も含む2つのアスペリティが連動して破壊したと考えられている.

Kato (2008) では, ほぼ同じ大きさをもつ2つの破壊域に対して, 速度/状態依存摩擦構成則 (Dieterich, 1979; Ruina, 1983; Kato and Tullis, 2001) に基づく適当な摩擦特性を与えることにより, 単独地震 ( $M_w$  7.7, EQ1 in Fig. 6) と連動型地震 ( $M_w$  8.1, EQ4, 時間差1分以内) が交互に繰り返す地震サイクルを再現することに成功した. ここで単独地震に対する連動型地震の  $M_w$  比から地震モーメント

( $M_0$ ; 断層面積とすべり量の積に比例) 比は3.98, さらに地震性すべりを起こした領域を断層面積とみなすと, 面積比はFig. 6よりほぼ2倍となることから, 平均すべり量比は約2倍となる. つまり, 1968年十勝沖地震としてシミュレートされた連動型地震 (EQ4) は, 断層サイズ比例モデルに相当するとみなすことができる.

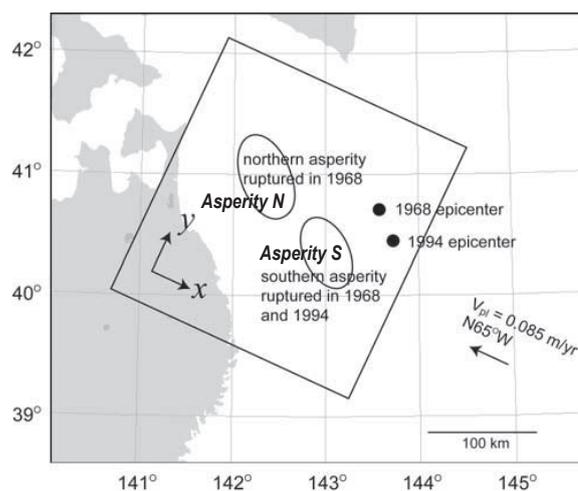


Fig. 5. Map showing the ruptured areas (ellipses) in the 1968 Tokachi-oki and the 1994 Sanriku-haruka-oki earthquake as inferred by Nagai et al. (2001) and their epicenters (dots). The rectangle shows the fault plane used in the numerical simulation performed by Kato (2008).

図5. 1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の破壊域(楕円(永井ほか(2001))と震央(黒点)の位置関係. 長方形はKato(2008)による数値シミュレーションの対象領域.

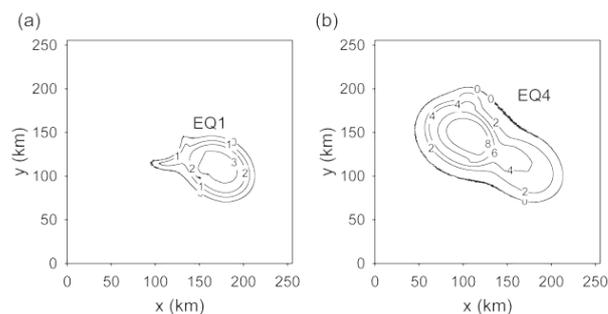


Fig. 6. Spatial distribution of coseismic slip for single event (EQ1) and doubling event (EQ4) modified from Kato (2008). Coseismic slip is defined as slip with its velocity greater than 0.01 m/sec.

図6. (a) 単独地震 (EQ1) と (b) 連動型地震 (EQ4) における地震時すべりの空間分布 (Kato (2008) を一部修正). 地震時すべりは 0.01 m/sec より高速のすべり成分としている.

断層サイズ比例モデルに従う連動型地震の場合、地震発生に伴う前駆的な変化も増大するのだろうか？ Kato (2008) では、プレスリップ（前駆的な低速すべり）によるモーメント積算履歴を比較したところ、単独地震に対する連動型地震の増幅効果はみられないことが示された (Fig. 7)。

## 2.2. 時間遅れを伴った連動型地震

前節で述べた連動型地震は、2つの震源域がほぼ隣接しており、時間差が短い場合であった。では、両者の距離・時間差が共に長い場合はどうなのだろうか？ここで別の例として、十勝沖・三陸はるか沖と同じプレート境界面上にある宮城県沖地震に注目してみよう。宮城県沖地震は沈み込み方向に沿って2つの震源域があると考えられている (Kawakatsu and Seno, 1983)。地震調査研究推進本部 (2003) の評価対象となった履歴に限ってみると (2011年東北地方太平洋沖地震については、現段階で見解が定まっていなため、後の議論で考察する)、1793年は浅部側の破壊が確実に深部にも破壊が及んだ可能性が指摘されているが、それ以降は単独 (浅部：1915年、深部：1835年、1861年、1936年、1978年) と、半年以上の時間遅れを伴った連動型 (1897年) が混在している。

Ariyoshi et al. (2009) では、Kawakatsu and Seno (1983) で提唱された地震発生域の分布を参考に、速度/状態依存

摩擦構成則に基づく2次元沈み込みプレート境界モデルを構築した (Fig. 8)。このプレート運動について Kato and Hirasawa (1999) のコードを用いてシミュレーションを行ったところ、30年以上の時間遅れのある単独地震 (Fig. 9c, d, e) と約1年の時間遅れで発生する連動地震 (Fig. 9ab, fg) が混在した地震サイクルを再現することに成功した。

このシミュレーション結果によれば、時間遅れを伴う連動型地震の場合、後続する地震のプレスリップ・地震時すべり・余効すべりの3つで共に増幅することが示された (詳細は Ariyoshi et al. (2009) を参照)。相互作用の効果があれば、一般に、同一セグメントにおける地震の発生時間間隔が長いと、すべり欠損が多く蓄積し、すべり量と正の相関があるが、Fig. 9ではその関係がみられない。このことは、相互作用の効果があるに大きいことを意味する。

このことを定量的にみると、深部側では単独地震に対する連動した地震の地震時すべり量は増幅するものの、その増加率は25-36%に過ぎないため、 $M_w$ に換算すると0.1以下となり、ほぼ固有値をもつように見える。一方で、地震前すべり (preseismic slip) と余効すべり (postseismic slip) については、Fig. 9g は他の深部側の地震 (Fig. 9a, 9c, 9e) に比べて3~5倍ほど増大している。これらの特徴は、浅部の地震発生域についても同様である。

以上の結果より、時間遅れを伴う連動型地震の場合、固有すべり量モデルが近似的に成り立つとみなして良いだろう。その場合、地震性すべりはあまり増大しない

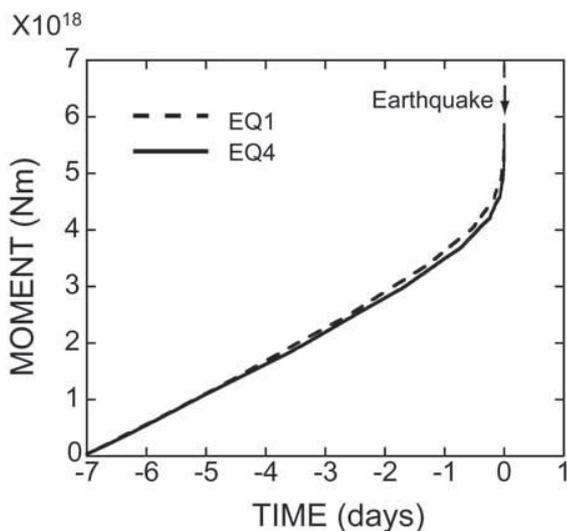


Fig. 7. Time history of preseismic moment release for 7 days just before the occurrence of EQ1 (broken line) and EQ4 (solid line) showed by Kato (2008).

図7. Kato (2008) によって示された、単独地震 EQ1 (破線) と連動型地震 EQ4 (実線) における地震発生7日前から直前までのモーメント積算履歴図。

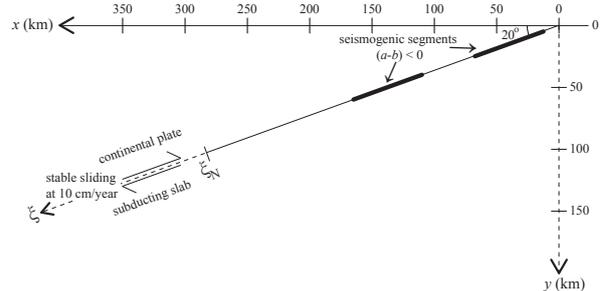


Fig. 8. A 2-D model of a subduction zone modified from Ariyoshi et al. (2009). The two thick lines indicate seismogenic segments. The plate interface deeper than 103 km is assumed to slip at a constant velocity relatively between the continental and oceanic plates (10 cm/year).

図8. 沈み込みプレートの2次元モデル (Ariyoshi et al. (2009) から修正)。2つの太線域は地震発生域を示す。深さ103 kmより深いところでは10 cm/yearの一定速度のプレート運動として駆動している。

が、地震発生前後で生じる非地震性すべり (preseismic slip, postseismic slip) が単独で発生した場合に比べて数倍のレベルで増大する特徴が示された。

### 3. スマトラ島沖地震への適用

2章の数値シミュレーション結果から示された断層サイズ比例モデルと固有すべり量モデルの特徴に基づいて、2004年スマトラ島沖地震およびその後の地震活動についての検証を試みる。

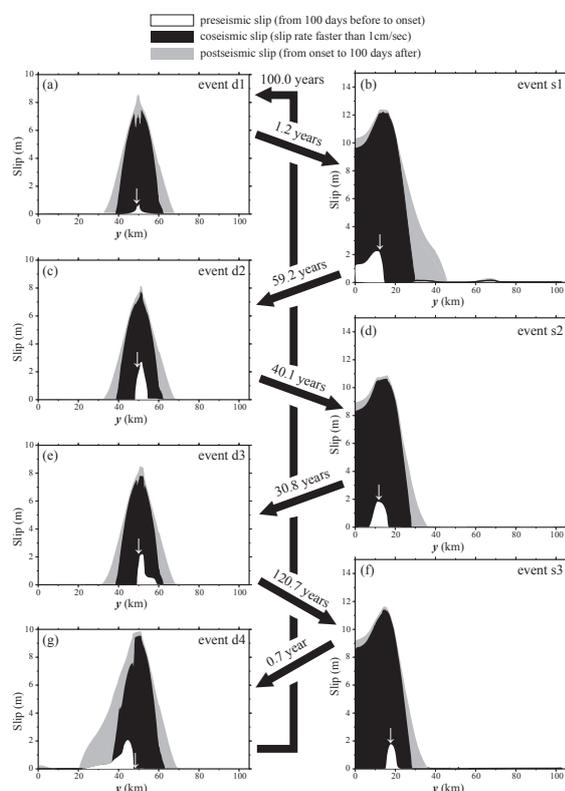


Fig. 9. Spatiotemporal ( $y$ : depth as shown in Fig. 8) slip evolution on the plate boundary (Ariyoshi et al., 2009). Pre-seismic slip is defined as the total slip from 100 days before to the onset of co-seismic slip; co-seismic slip as slip faster than 1 cm/sec; and post-seismic slip as the total slip from onset to 100 days after. White arrows represent hypocenters (rupture initiation points).

図9. プレート境界面上における積算すべりの空間 ( $y$ : Fig. 8 の深さに相当) 分布 (Ariyoshi et al., 2009). 地震発生100日前~地震発生時の積算すべりを白色 (preseismic), 1 cm/sec を超える高速すべりを黒色 (coseismic), 地震発生時~100日後を灰色 (postseismic) で示す。白矢印は震源 (破壊開始点) を表す。

### 3.1. 2004年スマトラ島沖地震の断層セグメント間の考察

Table 1に2004年スマトラ島沖地震の3つの断層セグメント (Fig. 2) におけるすべり量についてまとめたものを示す。

スマトラ-ニコバル間を連動型地震として単一の断層セグメントとみなすと、ニコバルセグメントの断層サイズは単独地震と比べて2倍強、地震時のすべり量も約2倍となっている。すなわち、スマトラ-ニコバル間の連動型地震は、断層サイズ比例モデルに近似的に当てはまると考えられる。

ニコバル-アンダマン間の連動型地震に対しても同様に調べると、地震時のすべり量は単独地震と同程度だが、非地震性すべりについては、地震性すべりの2倍以上となっている。スマトラ-アンダマン間は、ひと続きの沈み込みプレート境界面上にあるため、その間における固着状況はそれほど変わらないであろう。その観点からすると、非地震性すべりは有意に大きいと考えられる。以上の結果より、ニコバル-アンダマン間の連動型地震は、固有すべり量モデルに近似的に当てはまると考えられる。

以上の解釈を地震予知の観点から考察する。スマトラ-ニコバル間の連動型地震は断層サイズ比例モデルのため、ニコバル断層セグメントにおけるプレスリップ (preseismic slip) は1881年の単独地震 (Bilham et al., 2005) とほぼ同程度のレベルであったと推定されるが、ニコバル-アンダマン間の連動型地震は固有すべり量モデルのため、アンダマン断層セグメントで期待されるプレスリップは、1941年の単独地震 (Bilham et al., 2005) よりも数倍程度増大すると考えられ、事前検知が可能だった地震なのかも知れない。

Table 1. Summary of slip components for the three segments (Fig. 2) ruptured by the 2004 Sumatra earthquake. Transit time represents time elapsed from the origin time of the 2004 Sumatra earthquake.  $D_{seis}$  and  $D_{slow}$ , represents slip amounts for coseismic and aseismic (slow) component, respectively (Lay et al., 2005).  $D_{single}$  represents coseismic slip amount for single event based on previous researches (Bilham et al., 2005).

表1. 2004年スマトラ島沖地震の3つのセグメント (Fig. 2) におけるすべり成分。Transit time は地震発生時刻からの経過時間、 $D_{seis}$ 、 $D_{slow}$  は、Lay et al. (2005) によって推定された地震性・非地震性 (ゆっくり) のすべり成分を表す。 $D_{single}$  は、Bilham et al. (2005) によって推定された過去に発生した単独地震における地震性すべり量を表す。

Segment	$D_{seis}$ (Transit time)	$D_{slow}$ (Transit time)	$D_{single}$
Sumatra	7 m (0-50 sec)	not resolved	not known
Nicobar	5 m (230-350 sec)	5 m (230-3500+ sec)	2.7±0.3 m
Andaman	< 2 m (350-600 sec)	5 m (600-3500+ sec)	2-3 m

### 3.2. 2005年ニアス島地震・2007年南スマトラ地震の考察

スマトラ島沖では2004年12月に続き、2005年3月にニアス島で  $M_w$  8.6 (Fig. 1 では  $M$  8.7)、2007年9月にスマトラ島南部沖で  $M_w$  8.5の地震が発生した (Fig. 10)。これらの地震についても連動型巨大地震の観点から解釈すると、時間遅れが数カ月から数年レベルと大きいため、固有すべり量モデルが当てはまると予想される。以下では、観測結果に基づいて、その妥当性を調べる。

地震の規模について過去の地震と比べると、ニアス島で1861年に  $M$  8.5の地震があり (Briggs et al., 2006)、2005年のものとはほぼ同じとなる。南スマトラ地震については、Fig. 11で示すように、蓄積されたモーメント量から期待される規模の地震は起きておらず、過去の地震と比べても規模が小さいことから、増幅効果はなかったと考えられる。

余効すべりではどうなのだろうか？ 2005年ニアス島地震発生後から9ヶ月間の余効すべり (Fig. 12) をみると、0.5 mを超える卓越したすべり領域は北西側で卓越し、南東側ですべり量が小さい傾向がみられる (Fig. 12における“?”は、GPSの分解能が低いために検知できなかった領域とされているが、GPS観測点配置を見る限り、ここだけ局所的に分解能が低いとは考えにくい)。これは、北西側ではス

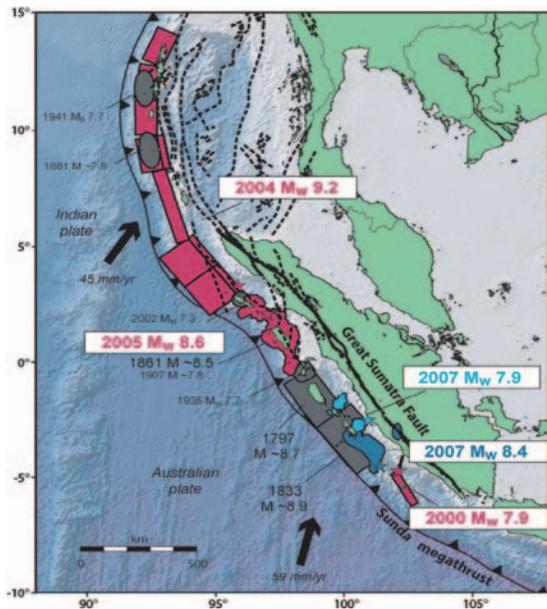


Fig. 10. Tectonic overview of the Sunda subduction zone. This is a reprint figure from “Wiseman, K. and R. Bürgmann (2011), Stress and Seismicity Changes on the Sunda Megathrust Preceding the 2007  $M_w$  8.4 Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 101(1), 313-326”.

図10. スンダの沈み込み帯における地震活動。Wiseman, K. and R. Bürgmann (2011), Stress and Seismicity Changes on the Sunda Megathrust Preceding the 2007  $M_w$  8.4 Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 101(1), 313-326の文献を米国地震学会から転載。

マトラ地震によって余効すべりが増幅された一方で、南東側は固着した状態が続いているため (Fig. 11 で  $0^\circ$  以南)、逆に抑制されたと考えられる。

Fig. 12においてニアス島地震震源域から海溝側に向かって1 mを超えるすべりが卓越しているが、これは余効すべりの伝播速度は有効法線応力の低い浅部側で速いため (Ariyoshi et al., 2007) であり、同様の現象は十勝沖地震でも観測された (Miyazaki et al., 2004)。また、増幅率が前節で述べたアンダマンセグメントよりも小さいのは、スマトラ島沖地震とニアス島地震の固着域がほぼ隣接しているにも関わらず時間差が約3カ月あったことから、余効すべりに伴う応力擾乱の大半がニアス島地震震源域の固着を引き剥がすのに費やされたためだと考えられる。

前駆的な変化については、2007年南スマトラ地震の前

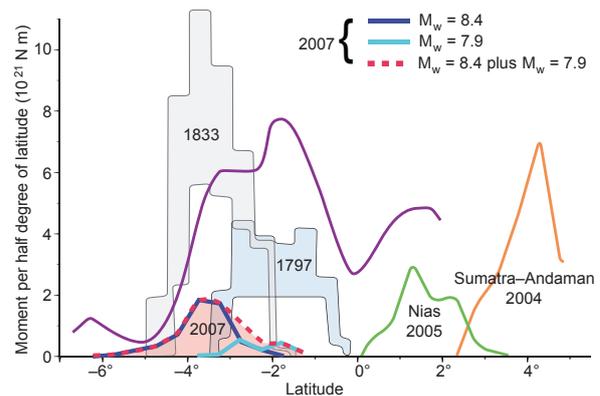


Fig. 11. Comparison of the moment released in the 2007 Southern Sumatra earthquake with the moment deficit accumulated (purple) since the 1797 and 1833 earthquakes. Light gray curves are the upper and lower bounds of estimated moment release for the 1833 and 1797 earthquakes, and orange and green curves are the moment released in the 2004 Sumatra and the 2005 Nias earthquakes, respectively. This is a reprint figure from Konca, A. O., J. Avouac, A. Sladen, A. J. Meltzner, K. Sieh, P. Fang, Z. Li, J. Galetzka, J. Genrich, M. Chlieh, D. H. Natawidjaja, Y. Bock, E. J. Fielding, C. Ji, and D. V. Helmberger (2008), Partial rupture of a locked patch of the Sumatra megathrust during the 2007 earthquake sequence, *Nature*, 456, 631-635. Permission was obtained from Nature.

図11. 南スマトラ地震 (2007, 1833, 1797年 黒文字)、2004年スマトラ島沖地震 (橙色)、2005年ニアス島地震 (緑色) によって解放されたモーメント量と、固着状況から推定される蓄積されたモーメント欠損量 (紫色) の比較。1797年と1833年の地震については、推定値の下限値-上限値間を灰色で示している。Konca, A. O., J. Avouac, A. Sladen, A. J. Meltzner, K. Sieh, P. Fang, Z. Li, J. Galetzka, J. Genrich, M. Chlieh, D. H. Natawidjaja, Y. Bock, E. J. Fielding, C. Ji, and D. V. Helmberger (2008), Partial rupture of a locked patch of the Sumatra megathrust during the 2007 earthquake sequence, *Nature*, 456, 631-635の文献をネイチャーから許諾を得て転載。

に応力場と地震活動の変化がみられたとの報告 (Wiseman and Bürgmann, 2011) があり, プレスリップが起きていた可能性がある。

これらの観測結果は, 固有すべり量モデルと調和的なものであるが, 相対的にプレスリップが増幅したのかどうかまでを議論することは難しいのが現状である。Fig. 11において, 積算モーメント欠損 (紫色) に比べて近年の地震で解放されたモーメント量が小さいため, ニアス島と南スマトラの間 ( $-2^{\circ} \sim 0^{\circ}$ 付近) で巨大地震が発生する可能性があるとの指摘 (Konca et al., 2008) からすると, 非地震性すべりの詳細な解析は, 今後の重要な課題となろう。

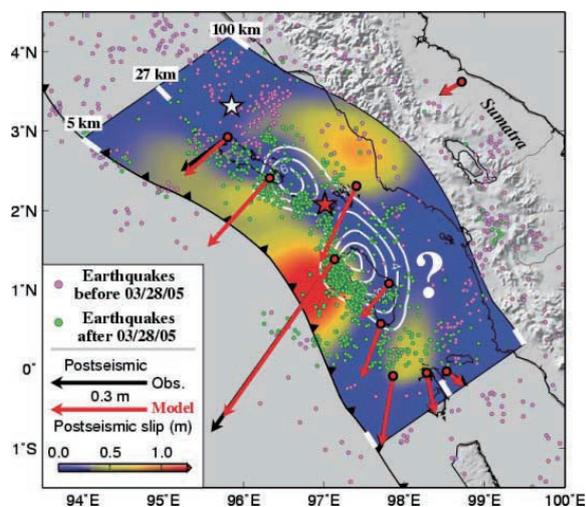


Fig. 12. Compilation of inferred coseismic (white contours at intervals of 2 m) and postseismic slip (color scale) during the 9 months after the 2005 Nias earthquake. Black and red vectors indicate observed and predicted GPS observations, respectively. White and red stars are epicenters of 2004 Sumatra-Andaman and 2005 Nias earthquakes, respectively. Pink and green dots denote earthquakes with  $m_b > 4.5$  before and after the 2005 Nias earthquakes. Question mark (?) means undetectable region for postseismic slip due to lack of sparse GPS observation points. This is a reprint figure from “Hsu, Y., M. Simons, J. Avouac, J. Galetzka, K. Sieh, M. Chlieh, D. Natawidjaja, L. Prawirodirdjo, and Y. Bock (2006), Frictional afterslip following the 2005 Nias-Simeulue earthquake, Sumatra, *Science*, 312, 1921-1926”. Permission was obtained from AAAS.

図12. 2005年ニアス島地震時すべり (白線で2 m間隔) と地震発生直後から9ヶ月間の余効すべり (カラスケール) の重ね合わせ。黒と赤の矢印はGPS観測点での観測値と予測値, 白と赤の星印は2004年スマトラ島沖地震と2005年ニアス地震の震央を表わす。点印は実体波マグニチュード4.5以上の地震について, 2005年ニアス地震の発生前後 (桃・緑) を示す。クエスチョンマークは, GPSの分解能が低いために検知できなかった領域を示す。Hsu, Y., M. Simons, J. Avouac, J. Galetzka, K. Sieh, M. Chlieh, D. Natawidjaja, L. Prawirodirdjo, and Y. Bock (2006), Frictional afterslip following the 2005 Nias-Simeulue earthquake, Sumatra, *Science*, 312, 1921-1926 の文献をアメリカ科学振興協会から許諾を得て転載。

#### 4. 東北地方太平洋沖地震に伴う今後の運動性

東北地方太平洋沖地震の発生後, 国土地理院 (2011) などによって余効すべりが陸上GPSから観測されており (Fig. 13), 震源域から南北方向に伝播している傾向がみられる。一方で, 周辺にはM8クラスの巨大地震として, 北側に十勝沖地震 (Fig. 5), 南側に1677年・房総半島沖地震 (Fig. 15) の震源域がある。これらの観測事実は, 東北地方太平洋沖地震に後続してM8クラスの巨大地震が連動する可能性を示唆し, 研究者の間でも指摘する声が上がっている (たとえば岡田, 2011)。

そこで本章では, 2章で示された固有すべり量モデルの特徴と, 3章で議論した2004年スマトラ島沖地震後に連動した巨大地震の動向を踏まえて, 太平洋沖における今後の連動型巨大地震の発生や事前検知の問題を考える。

##### 4.1. 三陸はるか沖・十勝沖地震の考察

三陸はるか沖・十勝沖地震の震源域周辺 (Fig. 5) の固着状況をFig. 13から推定すると, プレート境界面のすべり方向は沈み込み方向にほぼ近くなっている傾向がみられ

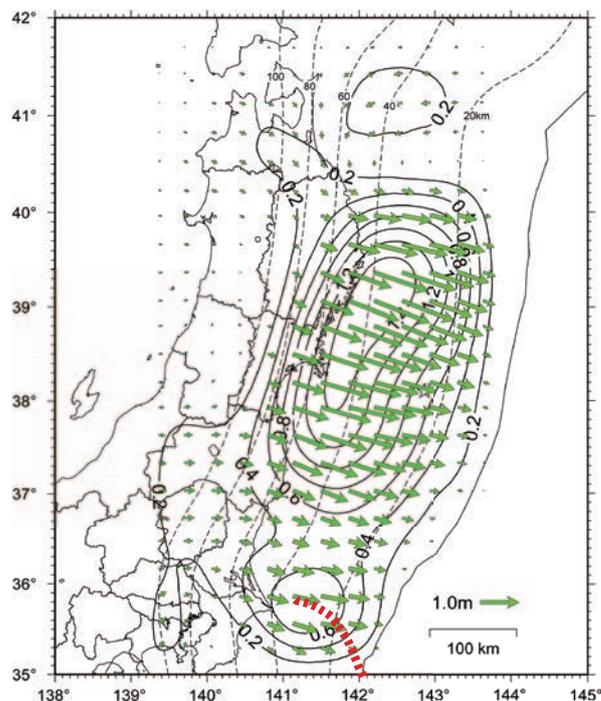


Fig. 13. Slip distribution on the plate interface after the 20011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (preliminary result) estimated by Geospatial Information Authority of Japan (2011). Red broken curve represents northeastern edge of Philippine Sea plate (Miura et al., 2008).

図13. 2011年東北地方太平洋沖地震後のプレート境界面上のすべり分布 (国土地理院, 2011) と, 赤破線はフィリピン海プレートの北限 (Miura et al., 2008) を重ねた図。

る。これは、日本海溝から沈み込む海洋プレートに引きづられてプレート境界面では西側にすべっているため、少なくとも現段階ではまだ固着している段階にあると考えられる。ここで、Fig. 13で推定された余効すべりが北上するとすると、1994年の三陸はるか沖地震震源域 (Fig. 5のAsperity S) を南から覆うことになる。この余効すべりが十勝沖・三陸はるか沖地震の連動型地震を引き起こすことになるのであれば、これまでの議論からしてどのような場合が想定されるのだろうか？

まず、現段階で蓄積されたすべり量を概算してみよう。この付近のプレートの収束速度は8~10 cm/yearのため(瀬野, 2005), 1994年三陸はるか沖地震の震源域 (Fig. 5 Asperity S) では、 $9 \text{ (cm/year)} \times 16.5 \text{ (years)} \approx 1.5 \text{ m}$ , 1968年十勝沖地震の時だけ地震時にすべったAsperity Nでは、 $9 \text{ (cm/year)} \times 43.0 \text{ (years)} \approx 3.9 \text{ m}$ となる。一方、永井ほか(2001)によって推定された三陸はるか沖・十勝沖地震(Asperity N)の震源域における最大すべり量は4.0 mと9.3 mである。従って、三陸沖で2.5 m, 十勝沖で5.4 mのすべりがさらに蓄積されれば、再び地震が発生すると考えられる。

Fig. 5のAsperity Nについては、1994年三陸はるか沖地震の影響も受けているはずである。Yagi et al. (2003)の解析結果によれば、三陸はるか沖地震後100日間の余効すべりは震源域のほぼ真西に局在し、そのほぼ真北に位置するAsperity Nは固着したままのため、Asperity Nにおける蓄積すべり量を推定することは容易ではないが、ここではFig. 14に基づいて概算を試みる。

1994年三陸はるか沖地震の最大余震震源域付近では、本震・最大余震時のすべり量がそれぞれ0.5 m, 0.4 m, 余効すべり量が1.0 mのため、合計で1.9 mすべったことになる。これは、三陸はるか沖地震の最大すべり量4.0 mの約半分である。ここで、三陸はるか沖地震で最大すべりとなった地点からAsperity Nまでの距離は、最大余震震源域までの距離の約2倍となっている。従って、距離の2乗に反比例するとして、Asperity Nで蓄積されたすべり量は4.0 mの1/4倍すなわち1.0 m程度としてさらに議論を進めてみよう。この場合、十勝沖で地震を引き起こすのに必要なすべり量は、4.4 mとなり、三陸はるか沖の2.5 mに比べて大きい。また、東北地方太平洋沖地震の余効すべりは、十勝沖より近い三陸沖の方が大きくなることを考えると、南東側の固着域から地震が発生すると予想される。そうすると、再びAsperity Nですべりが蓄積されることになるが、東北地方太平洋沖地震と三陸はるか沖地震の間に固有すべり量モデルが成り立つとすれば、2.2章で述べたように余効すべりは数倍程度増幅されることが予想される。仮に5倍増幅された場合、4.4 mを上回る5.0 mのすべりがAsperity N

で蓄積され、1968年十勝沖地震のような連動型地震が発生することになる。

一方で、余効すべり域の北限が三陸はるか沖の南縁(北緯40度付近)で止まってしまうと、固有すべり量モデルによる増幅効果は弱まるため、1994年の時と同じようにAsperity Sで単独地震が発生するか、あるいは1931年のようにAsperity Nで単独地震が発生する(たとえば、永井ほか, 2001)可能性が高まる。

次に、震源(破壊の開始点)の揺らぎについて、固有すべり量モデルとして連動した場合に基づいて考察する。Ariyoshi et al. (2009)では、地震カップリング率(固着率)が小さいほど震源位置の擾乱が大きくなり、プレスリップの影響を受けやすいと指摘した。その傾向はFig. 9にも表

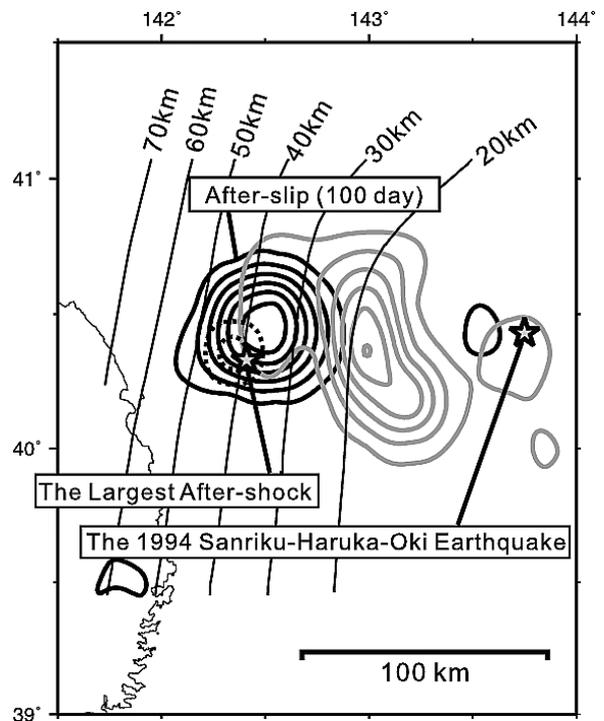


Fig. 14. Slip distribution for main-shock (gray line), post-seismic slip (solid line), and the largest after-shock (dotted line) of the 1994 Sanriku-haruka-oki earthquake. The contour intervals for co-seismic slip and post-seismic slip are 0.5 m and 0.2 m, respectively. The depth contour interval is 10 km. This is a reprint figure from “Yagi, Y., M. Kikuchi, T. Nishimura (2003), Co-seismic slip, post-seismic slip, and largest aftershock associated with the 1994 Sanriku-hiruka-oki, Japan, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 30(22), 2177.”

図14. 1994年三陸はるか沖地震の本震(灰色線), 余効すべり(黒実線), 最大余震(黒破線)のすべり分布図。すべり量等値線の間隔は、本震は0.5 m, 他は0.2 m (Yagi et al., 2003)。プレート境界面の等深線は10 km間隔。Yagi, Y., M. Kikuchi, T. Nishimura (2003), Co-seismic slip, post-seismic slip, and largest aftershock associated with the 1994 Sanriku-hiruka-oki, Japan, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 30(22), 2177の文献より米国地球物理学会から転載。

わられていて、カップリング率の高い深部では、プレスリップが浅部側から増幅されても、破壊の開始点（白矢印）はほぼ中央で固定化されているが、カップリング率の低い浅部では、プレスリップの擾乱と共に震源の位置がイベント毎に異なっている。また、余効すべりが通過する震源域において、余効すべりの前面側から破壊が開始することが3次元沈み込みプレート境界面の数値シミュレーションから示されている（Ariyoshi et al., 2007a）。

三陸沖の地震カップリング率は、巨視的にみると3割程度と考えられている（Pacheco et al., 1993）。このカップリング率の算出には2011年東北地方太平洋沖地震は考慮されていないが、以下の3点の理由によって、3割程度という低いカップリング率は三陸沖の実態を反映していると考えられる。(I) 2011年東北地方太平洋沖地震時のすべり分布が、北緯39.5°以南で、三陸沖には及んでいない（国土地理院, 2011）。(II) 三陸沖北部の海溝寄りでは、1896年の明治三陸地震（ $M$  8.0）・1933年の三陸地震（ $M$  8.2）が起きており、深部側も約79年間に7回発生している（地震調査研究推進本部, 2009）ことから、この周辺は（福島沖などとは異なり）地震の空白域ではない。(III) カップリング率が5割以上の海溝型巨大地震では、浅部（海溝）側から破壊が始まるものが皆無となる特徴がみられ（Kato and Seno, 2003）、三陸はるか沖の震源（Fig. 5）からすると、低いカップリング率が示唆される。

従って、次に起こる三陸はるか沖地震が固有すべり量モデルとして運動した場合、東北地方太平洋沖地震の余効すべりが北上することによって誘発される破壊の開始点が前回（Fig. 5）よりも南側に寄る可能性があり、前回の震源位置から破壊が始まる場合よりも地震の発生が早まることを想定しておく必要がある。

#### 4.2. 房総半島沖地震の考察

1677年・房総半島沖地震（Fig. 15の黄色領域）は $M$  8クラスの地震であり、この規模の地震の標準的な値としてすべり量を4 mと仮定すると、フィリピン海プレートの下に沈み込む太平洋プレートの相対運動速度が4.8 cm/year、地震カップリング率が約50%（Uchida et al., 2009）となっており、それらを前提とした場合、200年以上経過した現在、地震を引き起こすのに必要以上のすべり量が既に蓄積されていると考えられる。（震源（×印）は、北米プレート太平洋プレート間にあるため、相対運動速度は9 cm/year程度のため、すべり量の蓄積はさらに大きい）

Fig. 13のすべり分布で銚子沖をみると、すべり方向は東向きになっており、固着が剥がれていることが分かる。また、赤破線で示したフィリピン海プレートの北限（Miura et al., 2008）付近において、余効すべり量が局所的に大きく

なっている傾向がみられる。これはフィリピン海プレートが北米プレートと太平洋プレートの間に入り込んでいて、太平洋プレートとフィリピン海プレート間の固着が弱い（Uchida et al., 2009）ことから、固着強度が強いところから弱いところへの遷移域にあたるフィリピン海北限付近において、余効すべりが促進されたのかも知れない。また、フィリピン海プレートの陥入によって、北米プレートによって太平洋プレート上に作用する有効法線応力が局所的に低くなっているのも要因の一つかもしれない。

一般に、余効すべりは有効法線応力が低いほど遠くまで速く伝播することが知られている（Ariyoshi et al., 2007b）。従って、今後も余効すべりがフィリピン海プレート北限に沿って浅部側に持続して伝播する場合、その延長上に当た

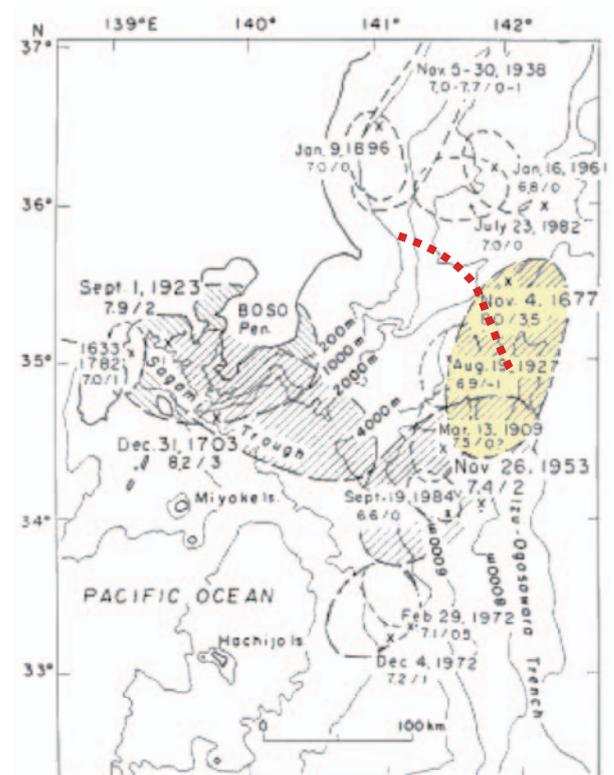


Fig. 15. Location of the source areas of the Kanto and Boso-Oki tsunamis. Dates, earthquake and tsunami magnitudes,  $M/m$ , are indicated. Red broken curve represents northeastern edge of Philippine Sea plate same as Fig. 13. Yellow colored region corresponds to the 1677 off Boso Peninsula earthquake. Monochrome part of this figure is a reprint from “Hatori, T. (2003), Irregular Height Deviation of the 1677 Enpo Boso-Oki Tsunami, Eastern Japan, *Historical Earthquake, 19, 1-7*”. Permission was obtained from *The Society of Historical Earthquake Studies*.

図15. 関東・房総沖における津波の波源域分布。赤破線はフィリピン海プレートの北限（Fig. 13と同じ）、黄色の領域は1677年房総半島沖地震を示す。モノクロの部分については、羽鳥 徳太郎（2003）、1677年延宝房総沖地震津波の波高偏差、*歴史地震, 19, 1-7*の文献より歴史地震研究会の許諾を得て転載。

る1677年・房総半島沖地震が固有地震モデルのパターンで連動する可能性があると考えられる。

さらに延長上の1953年の房総沖地震( $M7.4$ )については、太平洋プレート内部で発生した正断層型の地震と考えられている(地震調査研究推進本部, 2009)。そのため、本稿で述べた連動型地震として扱うのではなく、 $\Delta CFS$ などの観点から別途議論する必要がある(たとえば, Toda et al., 2010)、今後の課題となろう。

## 5. 議論とまとめ

### 5.1. 超巨大地震サイクルのモデル化に向けて

2章で述べた連動型地震の特徴として、断層サイズ比例モデルでは地震の規模が大きくなるにも関わらず、プレスリップは単独地震とほぼ同じとなる。一方で、固有すべり量モデルでは地震の規模はほぼ同じなのに、プレスリップが増幅されるため、事前検知がしやすいと結論付けた。

東北地方太平洋沖地震では、陸上の観測データを見る限りでは、プレスリップによる地殻変動は、今のところ検出可能レベルとされる $M_w 6.5$ を下回るとされている(地震予知連絡会, 2011)。これは、東北沖が $M7\sim M8$ クラスのアスぺリティが多数集まっていることから、複数のアスぺリティが断層サイズ比例モデルに従って短時間で破壊したことにより、プレスリップが $M9$ クラスの割には小さかったのかも知れない。その場合、震源に近い海底観測では局所的にプレスリップが検出できた可能性が残されている。

プレスリップが小さくなった他の可能性としては、東北沖のアスぺリティが階層的な構造をもつことも考えられる。釜石沖はその一例として知られ、アスぺリティが周囲から孤立しているために、東北地方太平洋沖地震が発生する前までは約5.5年間隔で $M4.9$ 程度の地震が同じ場所で繰り返していた。Uchida et al. (2007)では、さらに詳細な解駅を行い、 $M4.8$ のアスぺリティ内に $M3$ 前後のアスぺリティが複数存在することを突き止めた。この指摘は、 $M9$ クラスのアスぺリティの中に $M7\sim 8$ クラスのアスぺリティが存在すると考えられる東北地方太平洋沖地震のミニチュア版に相当することを意味するのかも知れない。

Hori and Miyazaki (2010)では、彼らの結果に基づいて、 $M_w 4.9$ の中規模地震震源域を起すアスぺリティ領域内に特徴的すべり量が短い領域を設けることで、 $M_w 3.4$ の微小地震が局所的に起こり、その3.4秒後に $M_w 4.9$ の地震が微小地震震源域も含んでアスぺリティ領域全体がすべる地震サイクルを再現することに成功した(Fig. 16)。

このシミュレーション結果を2章で述べた2つのモデルのうち、どちらに当てはまるのだろうか? Fig. 16aより、

微小地震と中規模地震のアスぺリティサイズの比率は1/6、Fig. 16dより、中規模地震が起きた際の微小地震震源域内の平均すべり量はおよそ0.3 m、Fig. 16cより微小地震が発生した際の震源域内の平均すべり量はおよそ0.05 mとなっている(あるいは、中規模地震震源域内で地震時すべり量が一樣だと近似的にみなして、2.1.章で解析した $M_w$ 比は3.4/4.9を用いると、 $M_0$ 比は1/178、ここで断層の面積比は1/36より、地震時すべり量比は約1/5となる)ため、中規模地震と連動した小規模地震震源域の地震時すべり量は、断層サイズ比例モデルで近似的に説明することができるといえる。

(非地震性の)プレスリップと余効すべりについては、微小地震震源域の外側(Fig. 16e point C)では、中規模地震震源域の固着が剥がれる影響を受けて増幅されるが、内側(point B)では中規模地震震源域がまだ固着しているため、逆に妨げられていることが分かる。言い換えると、アスぺリティが摩擦安定域で囲まれていない場合には、プレスリップ・余効すべりの増幅効果は、局所性をもつことを意味する。また、断層サイズ比例モデルと固有すべり量モデルにおける、アスぺリティ間の距離・時間差の閾(しきい)値を推定するためには、摩擦特性・有効法線応力地表効果などの影響も考慮する必要がある、今後の検討課題である。

このシミュレーションでは、中規模地震のプレスリップが小さい現象を説明するものではないが、階層構造をさらに複雑化させることで、説明できるのかも知れない。東北地方太平洋沖地震についても、 $M9$ の巨大断層面内に $M7\sim M8$ のアスぺリティが内在していたことで、1000年に1度程度起こる地震サイクルが起きたかどうかを確かめるべく、数値シミュレーションからの理解をさらに進める必要があるだろう。

### 5.2. 海底観測の重要性

今後、連動型地震の数値モデル化が進展する一方で、これらの結果を実際問題へ適用となると、様々な要因を考慮する必要がある。

一般に、プレスリップは、そのすべり域が震源域中心部へと向かいながらすべり速度が加速する(たとえば, Kato and Hirasawa, 1999)傾向がみられるが、それに対して余効すべりは、震源域周辺からすべり域が広がりながら、すべり速度も伝播と共に減衰する(たとえば, Ariyoshi et al., 2007a)と考えられる。ところが、Fig. 13をみると、銚子沖で余効すべり速度が局所的に大きくなっていることから、これをプレスリップと捉える解釈も十分あり得る。今のところ、フィリピン海プレート北限域付近ですべりが増幅したことについて、前述した太平洋プレート・フィリ

ピン海プレート間で固着が弱いという考え (Uchida et al., 2009) の他, 以下のような原因が考えられる。

(a) プレート面上の小繰り返し地震活動が活発のため, すべりの蓄積量が北米プレート・フィリピン海プレート間に比べて相対的に少ない (Uchida et al., 2009)。

(b) 余効すべりがフィリピン海プレートと太平洋プレート間にまで及んだとしても,  $V_p$ ,  $V_s$  が共に低速で,  $V_p/V_s$  比が高い速度構造から, 安定的にすべる性質をもつ蛇紋岩によって構成されている (Uchida et al., 2009) ため, プレスリップを起こすような摩擦不安定域ではない。

(c) 過去の歴史地震において, 震源域となった証拠が今のところ確認されていない (Fig. 15, 地震調査研究推進本部

(2009))。

ただし, これらは定性的な説明に過ぎず, 定量的なレベルには及んでいない。Fig. 17b は, 小繰り返し地震の解析から推定されたすべり量とプレート間の収束速度からの期待値を比較したものである。釜石沖でみられるように地震サイクルが5年程度と短く, 周囲に大きな震源域がなければ, 両者はほぼ一致する (Igarashi et al., 2003)。逆に, 両者のギャップが大きい茨城沖付近では, 東北地方太平洋沖地震とその余効すべりによって, 大きなすべりが発生した。福島沖は茨城沖と同じく,  $M8$  クラスの地震が確認されていない (地震調査研究推進本部, 2009)。これらの観測結果から, 銚子沖付近でも, ギャップが茨城沖に比べて小さいとはいえ, 何らかの形で蓄積されたすべりが解消されると考えられる。しかし, それが1677年・房総半島沖地震で丁度解消されるのか, 歴史記録でさえも見つからない千年に1回程度で発生する東北地方太平洋沖地震のような超巨大地震でないと解消しきれないのか, (非地震性) ゆっくりすべりによって観測では捉えられないうちに解消されたものなのか, あるいは小繰り返し地震の擾乱による過小評価 (Ariyoshi et al., 2007a) が含まれているか等の可能性について, 今のところ結論付けることは容易ではない。

それらを絞り込むため近いうちに出来ることは, 2011年東北地方太平洋沖地震が起きる前までの期間に対して福島沖でも Fig. 17 と同様の解析から見積もられたギャップと, 地震に伴って解放されたすべり量との比較を行い, 大小関係を確かめることである。もし, 概ね一致するようであれば, すべり欠損の概念からギャップの説明が出来ることを意味し, 茨城沖よりギャップが1/3 - 1/2 しかない房総半島沖では, 前回と同じ  $M8$  クラスの地震で解消されるという予測の信頼性向上につながる。ただし, 房総半島沖地震の震源域がフィリピン海プレート北縁より南側にまで入り込んでいるため (Fig. 15), この震源域が北米プレートの直下にあるのか, 太平洋プレートの直上にあるのかを確かめることが先決である。

この問題に対する判断をさらに確固たるものにするためには, 上記の根拠 (a) - (c) に対応して, 以下の対策が挙げられる。

(a) フィリピン海プレート北限付近での小繰り返し地震の観測精度を上げるため, 海底に地震計を展開し, 余効すべりとそれによって増幅されるプレスリップの判定がしやすいように, 1677年・房総半島沖地震震源域周辺において, 海底圧力計を面状に多点展開する。

(b) 蛇紋岩の脱水などによって, 深いところで間隙水圧が高く, 有効法線応力が低くなっている領域では, 余効すべりが浅部側と同じように持続して伝播しやすくなると考えられる。そのため, フィリピン海プレート北限域周辺にお

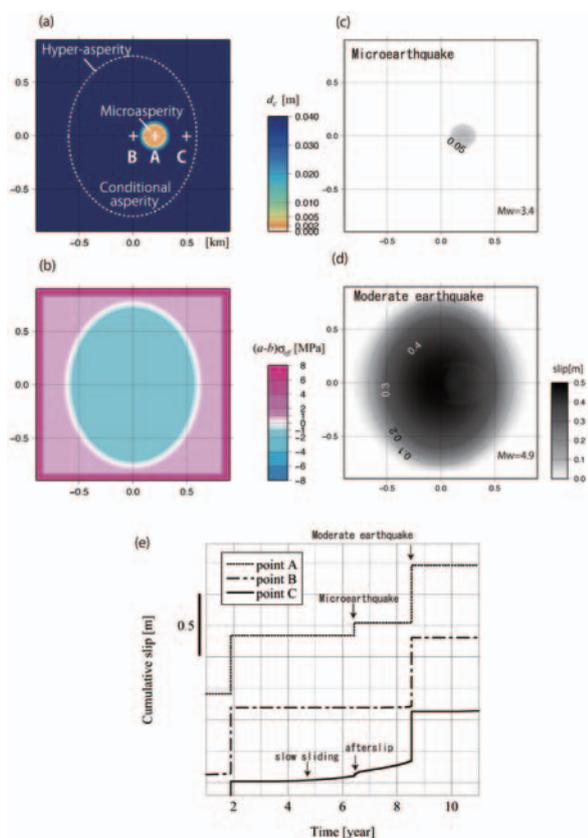


Fig. 16. A hierarchical asperity model performed by Hori and Miyazaki (2010). Spatial distribution of (a) characteristic distance, (b) frictional stability (positive: stable, negative; unstable), coseismic slips for (c) micro earthquake, and (d) moderate earthquake. (e) Temporal variation of slip at the center of the microasperity (A), at the center of the hyper-asperity (B) and near the edge of the conditional asperity (C). The locations of A ~ C are shown in Figure 16a.

図16. Hori and Miyazaki (2010) によって提唱された階層アスペリティモデル。モデル空間分布として, (a) 特徴的すべり量, (b) 摩擦安定性 (正: 摩擦安定でずるずるすべる, 負: 摩擦不安定で地震と固着を繰り返す), (c) 微小地震と (d) 中規模地震の地震時すべり量をそれぞれ表わす。 (e) Fig. 16a に示された, A ~ C での積算すべり履歴。

いて、詳細な構造探査を行い、プレート境界面上の物性や流体分布を特定する。

(c) 書物の記録やトレンチ調査・海底掘削などで推定された歴史地震について、1000年以上過去にまで検討対象期間の範囲を広げる。

巨大地震の事前検知には、プレスリップに伴う地殻変動の他にも、低周波イベントの活発化 (Ariyoshi et al., 2011) などが期待され、多角的な観点から検討するべきである。

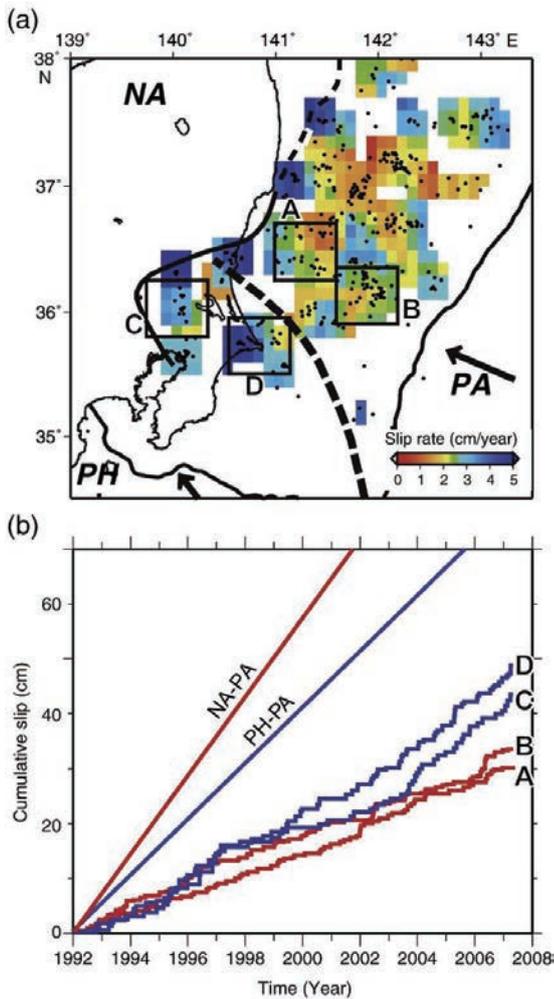


Fig. 17. (a) Spatial distribution of slip rate (color) for the period from 1992-2007. Black dots denote locations of small repeating earthquake groups and dashed line off Kanto represents northeastern limit of Philippine Sea plate. (b) Cumulative slip of small repeating earthquakes averaged over each region labeled A to D. Red and blue colored straight lines denote plate convergence rates for North American - Pacific plate boundary (NA-PA) and Philippine Sea - Pacific plate boundary (PH-PA), respectively (Uchida et al., 2009).

図17. (a) 1992～2007年におけるすべり速度の空間分布。黒点は小繰り返し地震の震央、関東沖の破線は北米プレートの北限を示す。(b) A-D領域内で平均化された小繰り返し地震解析に基づく積算すべりの時系列。赤と青の直線は、北米プレート - 太平洋プレート間とフィリピン海プレート - 太平洋プレート間の収束速度から期待される積算すべりを示す (Uchida et al., 2009)。

これらの実現のためにも、房総半島沖において海底観測の構築が急がれる。

十勝沖については、4.1章でAsperity Sの単独地震が及ぼすAsperity Nへの蓄積すべり量を概算して議論を進めた。これについても、観測では捉えにくいので、固着強度などの観点から数値シミュレーションに基づいて定量的に評価することに加え、海底掘削によって海洋性地殻内の歪を直接観測することで信頼性を高めることが、連動型地震発生の可能性や時刻を推定する上で必要となろう。

### 5.3. 南海-駿河トラフ沿いの巨大地震サイクル

近い将来、東北地方太平洋沖地震と同じような超巨大地震が起こる可能性のあるのが、南海-駿河トラフに沿

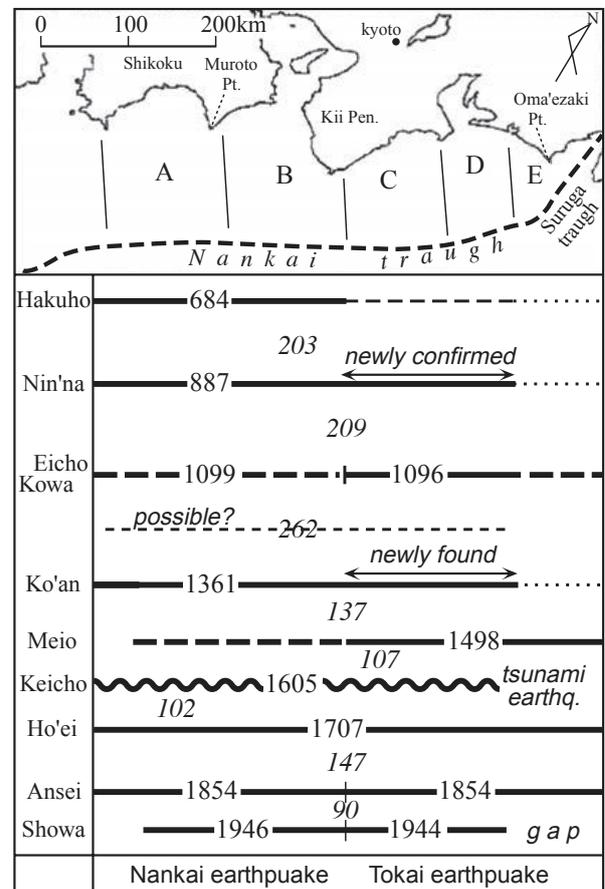


Fig. 18. Historical activity of megathrust earthquakes along the Nankai-Suruga trough (Hori, 2006). Roman and italic numerals indicate earthquake occurrence years and time intervals between two successive events, respectively. Thick solid, thick broken, and thin broken lines show certain, probable, and possible rupture zones, respectively. Thin dotted lines mean unknown.

図18. (a) 南海-駿河トラフ沿いにおける海溝型巨大地震の活動履歴 (Hori, 2006)。ローマ数字と地震発生時刻の年号、イタリック数字は地震の再来間隔を示す。太実線・太破線・薄い破線・薄い点線は、信頼性の違いを表わし、それぞれ、確実・可能性の高い・可能性のある・まだ見つかっていない地震活動を示す。

た東海～東南海～南海の連動型地震である (Fig. 18). Fig. 1bのうち, 1707年宝永地震 (Fig. 18) が連動型巨大地震に該当すると考えられているが (地震調査研究推進本部, 2001), 東海地震が1854年以降発生していないことを考えると, 宝永地震とは違うパターン・規模で巨大地震が発生する可能性がある。

現在, 南海トラフ沿いに海底ケーブルが設置されているのは, DONET (Dense Oceanfloor Network system for Earthquake and Tsunamis) による東南海沖と, 気象庁による東海沖に限られているため, 南海沖に関する連動型地震の事前検知についてはカバーできていない。そこで, DONETプロジェクトとして東南海沖から南海沖へと展開し, 連動型超巨大地震に備えた観測態勢を整えることは, 今回の東北地方太平洋沖地震では出来なかった地震予知に向けて, 最重要課題と位置付けて使命を果たすべきである。

## 謝辞

石田 瑞穂 JAMSTEC-R 編集委員長, 小平 秀一氏, 堀 高峰 氏からは, 本稿への投稿を強く勧めて頂きました。記して感謝致します。末次 大輔 編集委員ならびに2名の匿名査読者からのご指摘は, 本論文の論理立てや読みやすさを改善する上で大変有益でした。数値シミュレーションの一部は, 東北大学サイバーサイエンスセンターのスーパーコンピュータによるものである。本研究は, 「海溝型巨大地震の事前検知能力を高める観測点配置と対策: 十勝沖・宮城沖の事後検証」(若手研究B) の成果の一部であり, 南海トラフ沿いの海溝型巨大地震については, DONET の研究成果に基づいている。

## 参考文献

- Ariyoshi, K., T. Matsuzawa, R. Hino, and A. Hasegawa (2007a), 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.
- Ariyoshi, K., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa (2007b), The key frictional parameters controlling spatial variations in the speed of postseismic slip propagation on a subduction plate boundary, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *256*, 136-146, doi:10.1016/j.epsl.2007.01.019.
- Ariyoshi, K., T. Matsuzawa, Y. Yabe, N. Kato, R. Hino, A. Hasegawa, Y. Kaneda (2009), Character of slip and stress

due to interaction between fault segments along the dip direction of a subduction zone, *J. Geodyn.*, *48*, 55-67, doi:10.1016/j.jog.2009.06.001.

- Ariyoshi, K., T. Matsuzawa, J.-P. Ampuero, R. Nakata, T. Hori, Y. Kaneda, R. Hino, A. Hasegawa (2011), Migration process of very low-frequency events based on a chain-reaction model and its application to the detection of preseismic slip for megathrust earthquakes, *Earth Planets Space*, doi:10.5047/eps.2010.09.003, (in press).
- 栗田泰夫 (2004), 活断層から発生する地震規模の予測手法に関する諸問題, *月刊地球号外*, *46*, 163-167.
- Bilham, R., R. Engdahl, N. Feldl, and S. P. Satyabala (2005), Partial and complete rupture of the Indo-Andaman plate boundary 1847-2004, *Seismo. Res. Lett.*, *76*(3), 299-311.
- Briggs, R. W., K. Sieh, A. J. Meltzner, D. Natawidjaja, J. Galetzka, B. Suwargadi, Y. Hsu, M. Simons, N. Hananto, I. Suprihanto, D. Prayudi, J. Avouac, L. Prawirodirdjo, and Y. Bock (2006), Deformation and slip along the Sunda megathrust in the great 2005, Nias-Simeulue earthquake, *Science*, *311*, 1897-1901.
- Dieterich, J. H. (1979), Modeling of rock friction, 1, Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, *84*, 2161-2168.
- 羽鳥 徳太郎 (2003), 1677年延宝房総沖地震津波の波高偏差, *歴史地震*, *19*, 1-7.
- Hori, T., (2006), Mechanisms of separation of rupture area and variation in time interval and size of great earthquakes along the Nankai Trough, southwest Japan, *J. Earth Sim.*, *5*, 8-19.
- Hsu, Y., M. Simons, J. Avouac, J. Galetzka, K. Sieh, M. Chlieh, D. Natawidjaja, L. Prawirodirdjo, and Y. Bock (2006), Frictional afterslip following the 2005 Nias-Simeulue earthquake, Sumatra, *Science*, *312*, 1921-1926.
- Igarashi T., T. Matsuzawa and A. Hasegawa, (2003), Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, *108*, 2249, doi:10.1029/2002JB001920.
- Ishii, M., P.M. Shearer, H. Houston, J.E. Vidale (2005), Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array, *Nature*, *435*, 933-936, doi:10.1038/nature03675.
- 地震調査研究推進本部 (2001), 南海トラフの地震の長期評価について, <[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01sep\\_nankai](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01sep_nankai)>.
- 地震調査研究推進本部 (2003), 宮城県沖地震の長期評価, <<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/00nov4/miyagi>>.

- htm>.
- 地震調査研究推進本部 (2009), 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価の一部改訂について, <[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09mar\\_sanriku](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09mar_sanriku)>.
- 地震予知連絡会 (2011), 東北地方太平洋沖地震に関する検討, 第190回地震予知連絡会議事概要, <<http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/activity/190/190.html>>.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975), Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- Kato, N. (2008), Numerical simulation of recurrence of asperity rupture in the Sanriku region, northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, 113, B06302, doi:10.1029/2007JB005515.
- Kato, N. and T. Hirasawa (1999), A model for possible crustal deformation prior to a coming large interplate earthquake in the Tokai distinct, Central Japan, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 89, 1401-1417.
- Kato, N. and T. Seno (2003), Hypocenter depths of large interplate earthquakes and their relation to seismic coupling, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210, 53-63.
- Kato, N. and T. E. Tullis (2001), A composite rate- and state-dependent law for rock friction, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1103-1106.
- Kawakatsu, H. and T. Seno (1983), Triple seismic zone and regional variation of seismicity along the northern Honshu arc, *J. Geophys. Res.*, 88, 4215-4230.
- 気象庁 (2011), 「平成23年 (2011年) 東北地方太平洋沖地震」の地震について (第15報), <<http://www.jma.go.jp/jma/press/1103/13b/201103131255.html>>.
- 国土地理院 (2011), 電子基準点 (GPS連続観測点) データ解析による地震後の変動と滑り分布モデル (暫定), <<http://www.gsi.go.jp/cais/topic110314-index.html>>.
- Konca, A. O., J. Avouac, A. Sladen, A. J. Meltzner, K. Sieh, P. Fang, Z. Li, J. Galetzka, J. Genrich, M. Chlieh, D. H. Natawidjaja, Y. Bock, E. J. Fielding, C. Ji, and D. V. Helmberger (2008), Partial rupture of a locked patch of the Sumatra megathrust during the 2007 earthquake sequence, *Nature*, 456, 631-635.
- Kondo, H., Y. Awata, Ö. Emre, A. Doğan, S. Özalp, F. Tokay, C. Yildirim, T. Yoshioka, and K. Okumura (2005), Slip Distribution, Fault Geometry, and Fault Segmentation of the 1944 Bolu-Gerede Earthquake Rupture, North Anatolian Fault, Turkey, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 1234-1249.
- Lay, T., H. Kanamori, C.J. Ammon, M. Nettles, S.N. Ward, R.C. Aster, S.L. Beck, S.L. Bilek, M.R. Brudzinski, R. Butler, H.R. DeShon, G. Ekström, K. Satake, S. Sipkin (2005), The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004, *Science*, 308, 1127-1133, doi:10.1126/science.1112250.
- Leonard, M. (2010), Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release, *Bull. Seism. Soc. Am.* 100(5A), 1971-1988, doi:10.1785/0120090189.
- Miura, S., N. Takahashi, T. No, S. Uraki, K. Takizawa, S. Kodaira, Y. Fukao, K. Nozaki, and Kanto Asperity Project (2008), MCS study off Boso to understand the seismogenic process in complex subduction system beneath Kanto region, 7th General Assembly of Asian Seismological Commission and Seismological Society of Japan, 2008 Fall meeting, B22-10.
- Miyazaki, S., P. Segall, J. Fukuda, T. Kato (2004), Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional properties, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06623, doi:10.1029/2003GL019410.
- 永井 理子・菊地 正幸・山中 佳子 (2001), 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究 - 1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較, *地震*, 54, 267-280.
- National Geophysical Data Center (2011), Global Significant Earthquake Database, <<http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/earthqk.shtml>>.
- 岡田 義光 (2011), 東北地方太平洋沖地震について (速報), <[http://www.bosai.go.jp/news/oshirase/20110323\\_01.pdf](http://www.bosai.go.jp/news/oshirase/20110323_01.pdf)>.
- Pacheco, J. F., L. R. Sykes, and C. H. Scholz (1993), Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type, *J. Geophys. Res.*, 98, 14133-14159.
- Romanowicz, B. (1992), Strike-slip earthquakes on quasi-vertical transcurrent faults: inferences for general scaling relations, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 481-484.
- Ruina, A. L. (1983), Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, 88, 10359-10370.
- Scholz, C. H. (1982), Scaling laws for large earthquakes; consequences for physical models, *Bull. Seism. Soc. Am.* 72, 1-14.
- 瀬野 徹三 (2005), 世界のプレート運動, *地学雑誌*, 114(3), 350-366.
- Sieh, K. (1996), The repetition of large-earthquake ruptures, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 93, 3764-3771.
- 遠田 晋次 (2004), 断層セグメントの多重破壊とスケー

- リング則, *月刊地球号外*, 46, 168-174.
- Toda, S., R. Stein, J. Lin, and V. Sevilgen (2010), Coulomb 3 stress change modeling software, <<http://earthquake.usgs.gov/research/modeling/coulomb>>.
- Uchida, N., T. Matsuzawa, W. L. Ellsworth, K. Imanishi, T. Okada, A. Hasegawa (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.
- Uchida, N., J. Nakajima, A. Hasegawa, T. Matsuzawa (2009), What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 283, 111-121.
- USGS (2004), Magnitude 9.1 - OFF THE WEST COAST OF NORTHERN SUMATRA, <<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2004/us2004slav>>.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994), New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84(4), 974-1002.
- Wiseman, K. and R. Bürgmann (2011), Stress and Seismicity Changes on the Sunda Megathrust Preceding the 2007 Mw 8.4 Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 101(1), 313-326.
- Yagi, Y., M. Kikuchi, T. Nishimura (2003), Co-seismic slip, post-seismic slip, and largest aftershock associated with the 1994 Sanriku-hiruka-oki, Japan, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 30(22), 2177, doi: 10.1029/2003GL018189.