

關係機關提供資料

氣象研究所提供資料

2011年東北地方太平洋沖地震前に見られた前兆的現象

2012/07/18 気象研究所

2011年東北地方太平洋沖地震発生前の地震活動や地殻変動などの変化について、主に地震発生後ではあるが報告されている。現在までに報告されているこれらの前兆的な変化についてまとめた。以下「本震」とは2011年東北地方太平洋沖地震の本震を指す。

それぞれの現象の特徴は別表の通りである。

まとめ

地震活動

1. 静穏化：本震発生の4～23年前から震源域の深部や北部の他、西南日本を含む日本全国で静穏化がみられた。ただし、静穏化が本震まで継続していなかったという報告もある。
2. 地球潮汐との相関：本震発生の約10年前から、前震・本震付近での中規模地震の発生に地球潮汐との強い相関がみられた。
3. b 値：遅くとも2005年頃から b 値が低下し始め、更に本震の約1ヶ月前からの前震活動期で急降下した。空間的には低 b 値域と本震で大きく滑った領域には相関があるようにみえる。
4. 前震：本震発生の約1ヶ月前から本震破壊開始点の北側で群発的な前震活動が2回あった。前震活動が本震に向けてゆっくり移動している様子が観測された。

地殻変動

5. 長期的スロースリップ：本震発生の数年前から本震震源域で発生したM7クラスの地震の余効変動が大きく、これらを含む非地震性すべりのため、宮城・福島県沖のすべり欠損は2000年以前と比較してかなり小さくなっていた。
6. 短期的スロースリップ：震源に近い位置にある海底圧力計で、本震の1ヶ月前にスロースリップによる変化が観測された。陸上のGPSおよび傾斜計では事前変化は観測されなかった。

その他

7. 電離層関係の現象：複数の要素で本震の数日から数十分前に変化が報告されている。

上記の前兆的現象に基づく一般的な予測の問題点および課題については、次のようなものが挙げられる。

問題点および課題

1. 静穏化および b 値の変化には、現象を定義するパラメータの選択に任意性があり、それによる結果の不確実性が大きい。
2. 本震に対して遡った調査は比較的多いが、前兆的現象が現れた後の追跡調査が不十分であり、予知率に比べ適中率が求められていないケースが多い。
3. 静穏化、地球潮汐、 b 値については、地震活動が低調な領域では解析ができない。
4. スロースリップの発生が必ず地震の発生につながるかどうかわかっていない。

5. 前兆的現象の多くは、地震発生との因果関係が明らかになっていない。

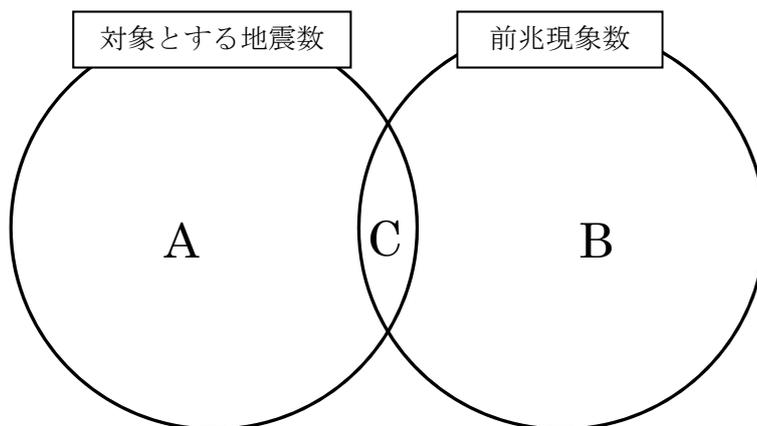
上記の前兆的現象に基づく一般的な予測の可能性については、次のようなものが挙げられる。

予測の可能性

1. 今回の本震が発生した領域は続発性の強い領域であったため顕著な前震活動がみられた。前震の統計解析に基づいた予測モデルによれば、最大前震 (M7.3) が発生した本震の約 2 日目の時点付近では、M7.3 以上の地震が発生する確率が約 20-30%であったという報告がある。なお、ここでは M7.3 以上の地震が発生すると予測しているだけであって、M9.0 そのものの発生を予測していたわけではない。
2. 日本全域でみた場合では「前震一本震型」は 1-6%である。日本の都道府県庁所在地のいずれにおいても、平常時 3 日以内に震度 5 弱以上の揺れを観測する確率は 0.1%未満であるため、1-6%の発生確率というのは平常時の 0.1%未満と比べると 10-60 倍以上高い状態である。なお、一般的に本震は前震から 1 日程度で発生するケースが最も多く、5 日以内に海域で 7 割、陸域で 9 割が発生している。
3. 本震の 10 年くらい前から長期的変化が現れる可能性があるものとして、静穏化、地球潮汐、 b 値、スロースリップが挙げられる。これらの項目を総合的に監視することで中・長期的な異常を捉えられるかもしれない。しかし、発生時期についての厳密な予測は現時点では難しい。
4. 現在の観測網では、2 日前に発生した最大前震後のすべりに加速は見られなかった。しかしながら、沖合の観測網を拡充し検知能力を向上させることで、すべりの加速を捉えられる可能性は否定できない。

用語

- ・ 予知率：対象とする全ての地震のうち前兆が現れた地震の割合。↓の図で C/A
- ・ 適中率：全ての前兆現象のうち対象とする地震と関連した前兆の割合。↓の図で C/B



2011年東北地方太平洋沖地震前に見られた前兆的現象 ～個別事例～

2012/07/18 気象研究所

2011年東北地方太平洋沖地震発生後の解析で、地震発生前の地震活動や地殻変動などの変化が報告されている。現在までに報告されているこれらの前兆的な変化についてまとめた。

それぞれの現象の特徴は別表の通りである。特に断らない限り、以下「本震」とは2011年東北地方太平洋沖地震の本震を指す。

目次

【地震活動】

1. 静穏化	1
1.1. 約23年前に静穏化発現 (Katsumata, 2011).....	1
1.2. 約15年前から日本全国で静穏化 (統計数理研究所, 2011b).....	2
1.3. 約10年前から静穏化 (吉川, 2011; 吉川・林元, 2012).....	3
1.4. 2007年に1年間静穏化 (気象庁, 2008ab, 2009).....	4
1.5. (参考) 静穏化現象の有無 (吉川・他, 2011).....	5
2. 地球潮汐	6
2.1. 約10年前からp値が低下 (田中, 2011; Tanaka, 2012).....	6
2.2. (参考) 地震と地球潮汐に関する統計 (Tanaka et al., 2002, 2004)	7
3. b値変化.....	8
3.1. 2004年頃からb値が低下 (楠城・他, 2011).....	8
3.2. 直前にb値が低下 (弘瀬・前田, 2011)	9
3.3. (参考) M_{th} の推定がb値に与える影響	10
3.4. 空間変化：低b値域とアスペリティが対応 (弘瀬・前田, 2011).....	11
4. 前震.....	12
4.1. 本震前に生じた2度にわたる「ゆっくりすべりの伝播」 (Kato et al, 2012).....	12
4.2. (参考) 震源の移動 (気象庁, 2008c)	13
4.3. 前震活動の統計に基づく地震発生予測モデル (Maeda, 1996; 前田・弘瀬, 2011; Maeda & Hirose, 2012).....	14
4.4. 前震の確率予報 (Ogata et al., 1996; 統計数理研究所, 2011a).....	16
4.5. (参考) 前震－本震ペアの割合 (明田川・福満, 2011).....	17

【地殻変動】

5. 長期的スロースリップ	18
---------------------	----

5.1.	非定常変位は 2003 年頃から開始 (気象研究所, 2011)	18
5.2.	2007 年以降は福島県沖ですべり欠損小さい (国土地理院, 2011)	18
5.3.	海底地殻変動観測 (海上保安庁, 2011).....	19
5.4.	本震前のスロースリップの規模は Mw7.7 相当 (Ozawa et al., 2012)	20
5.5.	茨城県沖・福島県沖の地震の余効変動大きい (Suito et al., 2011; 西村, 2011, 2012)..	20
6.	短期的スロースリップ	22
6.1.	本震の 2 年前と一か月前にスロースリップ発生 (伊藤・他, 2012; Ito et al., 2012)	22
6.2.	前震の余効すべりが南側に拡大 (東北大学, 2011).....	23
6.3.	本震直前に顕著な GPS 変化なし (国土地理院, 2011).....	24
6.4.	本震直前に顕著な傾斜変化なし (防災科学技術研究所, 2011).....	24
【その他】		
7.	電離層関係の現象.....	25
7.1.	本震の 1 時間前から電離圏全電子数 TEC が増加 (日置, 2011; Heki, 2011).....	25
7.2.	(参考) TEC 異常の発生頻度	26
7.3.	地震の数日前から大気・電離層の 4 つの異なる要素で異常 (Ouzounov et al., 2011; He et al., 2012).....	29
8.	引用文献.....	31

1. 静穏化

静穏化が見られたという報告はいくつかある。ただし、データの処理方法や解析手法の違いによって静穏化域や期間は異なっている。

1.1. 約 23 年前に静穏化発現 (Katsumata, 2011)

解析には ZMAP を用いて Z 値を推定。データは 1965-2010 年, $M \geq 4.5$, 60 km 以浅の気象庁一元化震源を使用。デクラスタはしない (デクラスタしたデータに対しても同様の解析を行ったが, 大きな差はないとのこと)。緯度経度 0.05° 間隔のグリッドを配置し, 各グリッドを中心に最寄りの 150 個を含む領域について静穏化を判定した。

本震の 23.4 年前の 1987 年 11 月頃から, 本震で大きく滑った領域の深部縁辺で静穏化が現れた。静穏化域を ↓ 図の赤領域で示す。(※注: 回数積算図からもわかるように, A1, A2 に関しては 2005 年から活発化しており, 必ずしも 3.11 本震まで静穏化が継続しているわけではない。)

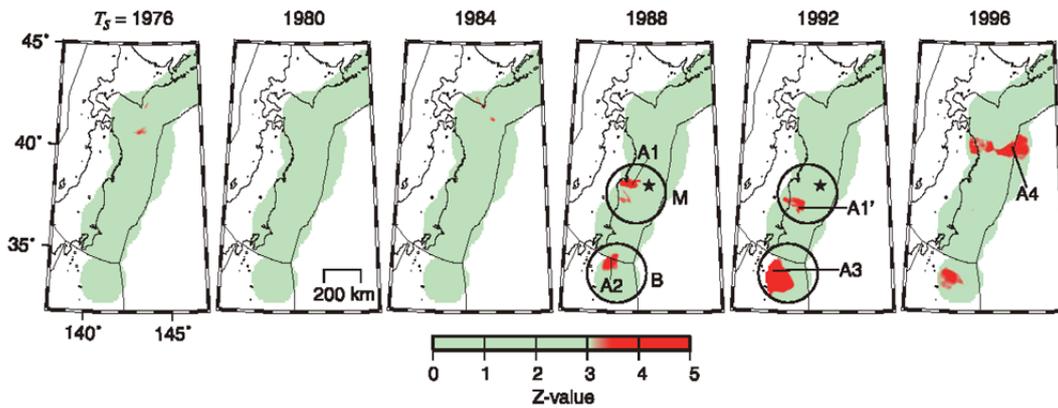


Fig. 3. Time slices of Z-value distribution using the JMA non-declustered catalog. A time window starts at T_s and ends at $T_s + T_w$, here $T_w = 15$ years. A red color (positive Z-value) represents a decrease in the seismicity rate. Circles labeled by M and B indicate Miyagi and Boso quiescence areas, respectively. A1 and A1' are nodes in the Miyagi quiescence area. A2 and A3 are nodes in the Boso quiescence area. A4 is a node in the Sanriku-haruka-oki quiescence area.

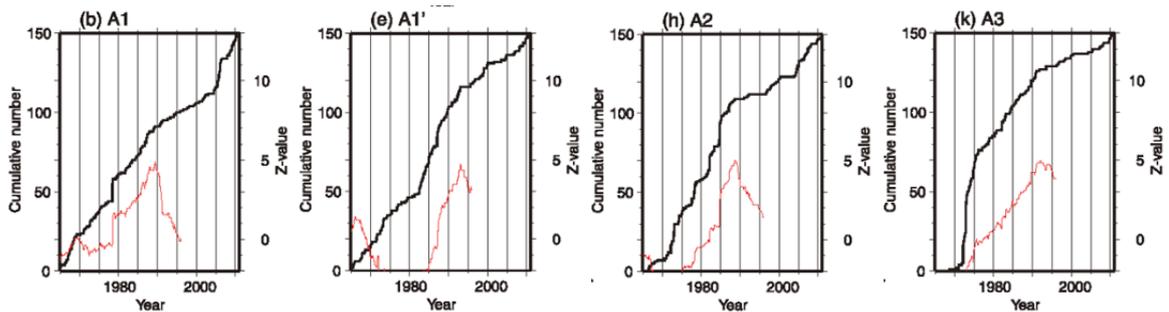
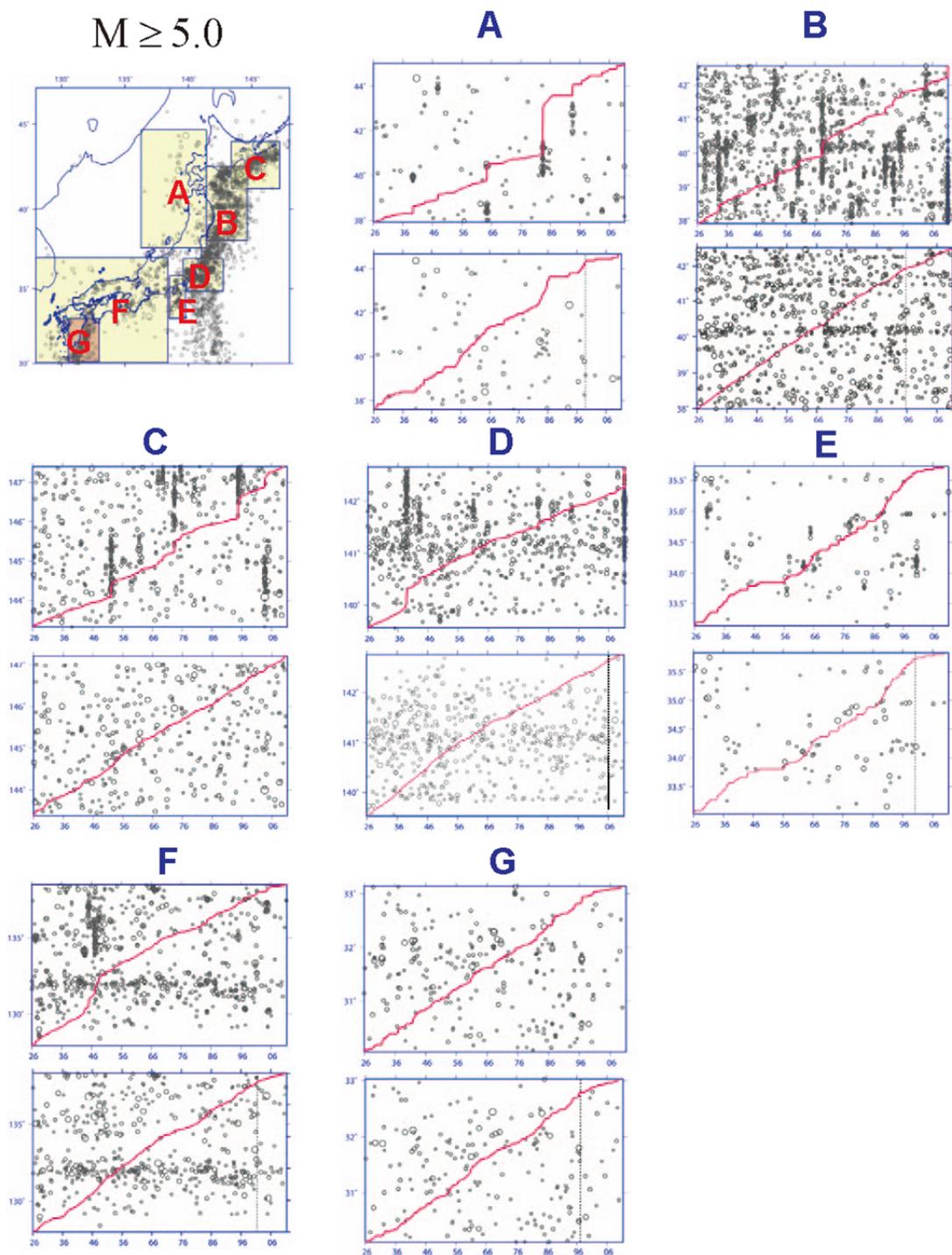


Fig. 4. (a) (d) (g) (j) Red open circles are $N = 150$ epicenters sampled around the nodes with the high Z-value anomalies detected in Fig. 3. The location of the nodes are shown at the top of each figures, (b) (e) (h) (k) cumulative number curves (black lines) and Z-values (red lines) for the sampled epicenters, and (c) (f) (i) (l) space-time plots. A closed star indicates the epicenter of the main shock determined by JMA. The asperity ruptured by the main shock is shown in contour every 4 m of displacement on the fault (Ozawa *et al.*, 2011).

1. 静穏化

1.2. 約 15 年前から日本全国で静穏化 (統計数理研究所, 2011b)

解析には時空間 ETAS および時間 ETAS モデルを使用. データは 1926-2011/3/11 14:46, $M \geq 5.0$. 時空間 ETAS モデルで確率論的デクラスタを行い, 常時地震活動を抽出した結果, 1996-2006 年頃から日本全国で静穏化していた. また, 特に静穏化が明瞭な西南日本と日向灘の活動について現象の追認を目的に, オリジナルデータに対して時間 ETAS モデルで解析した結果, 有意な相対的静穏化がみられた.



第4図. A 日本海東縁部, B 十勝沖三陸沖, C 北海道東方沖, D 関東・房総半島沖, E 伊豆半島・伊豆諸島, F 西南日本, G 日向灘沖の時空間分布図 (緯度または経度対時間図). 各地域の地震 ($M5+$; パネル対上段) の確率的除群による常時活動地震 (パネル対下段). 赤線は基準化した累積関数. C 地域を除き何れも最近の常時活動が低下している.

1. 静穏化

1.3. 約 10 年前から静穏化 (吉川, 2011 ; 吉川・林元, 2012)

解析には REASA (明田川・伊藤, 2008) および Seisqa (林元・明田川, 2010) を使用し, 地震活動指数 (塚越・石垣, 2003) を計算して面的に静穏化域を抽出. データは デクラスタした気象庁一元化震源. ①1997 年 10 月-2011 年 2 月, $M \geq 3.0$, ②1984 年-2011 年 2 月, $M \geq 4.0$.

カタログ①については, 2001 年頃から長径 300-400 km 域で静穏化.

カタログ②については, (基準期間を 1984 年から 1988 年にした場合) 2001 年頃から長径約 500 km 域で静穏化. 静穏化域は青森~岩手県の陸域から海域にかけて (図 1).

過去に発生した M7-8 クラスの地震を調査したところ (太田・他, 2010; 吉川・他, 2011), 静穏化域の長径ならびに継続期間は対象の地震の規模依存性 (スケーリング則) がみられた (図 2). このスケーリング則に基づくと, 本震規模は M8-9 と推定された. 継続時間のスケーリング則におけるデータのばらつきが対数正規分布に従うと仮定すると, 2006 年までに約 50%, 2026 年までに約 80% の確率で発生すると計算された.

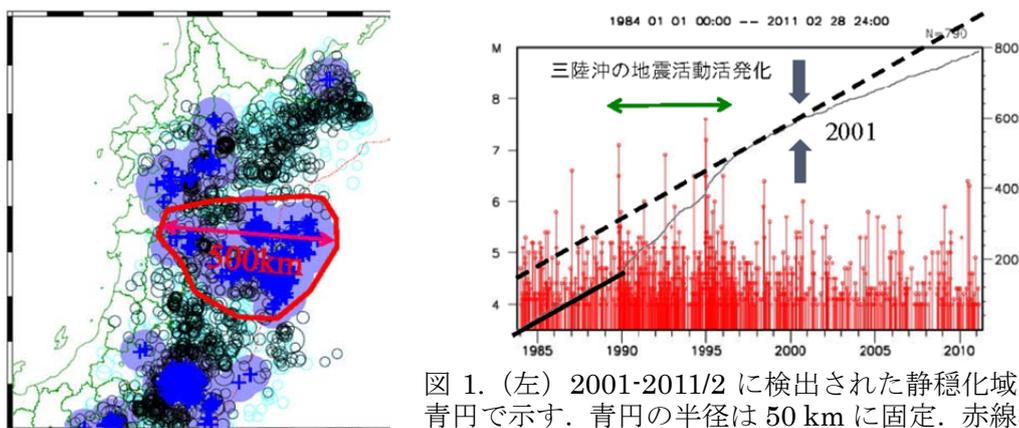


図 1. (左) 2001-2011/2 に検出された静穏化域を青円で示す. 青円の半径は 50 km に固定. 赤線枠で囲んだ領域は, この期間内終始静穏化状態にあった. 一方他の領域は短期的に消失したり, 場所が動いたりして安定しない. (右) 左図赤線枠内の M-T および回数積算図.

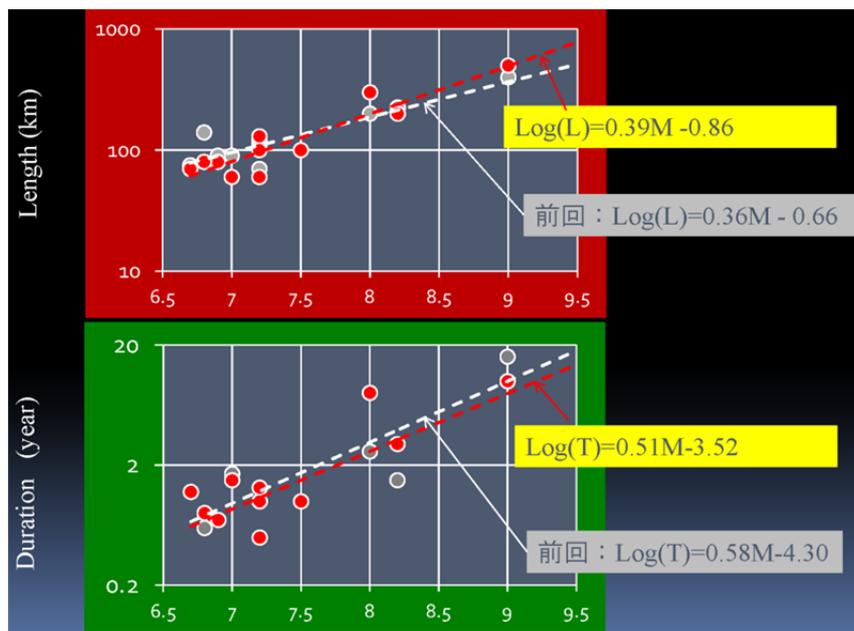


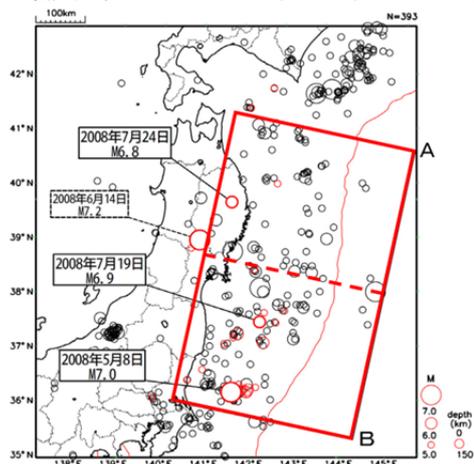
図 2. 対象の地震の M に対する (上) 静穏化域と (下) 静穏化期間のスケーリング則. 上図より静穏化域から本震の規模が推定でき, その情報を元に下図より継続時間から発生時期を推定できる. 灰と赤丸は異なるパラメータで得られた結果. 結果がパラメータに依存していることがわかる.

1. 静穏化

1.4. 2007年に1年間静穏化 (気象庁, 2008ab, 2009)

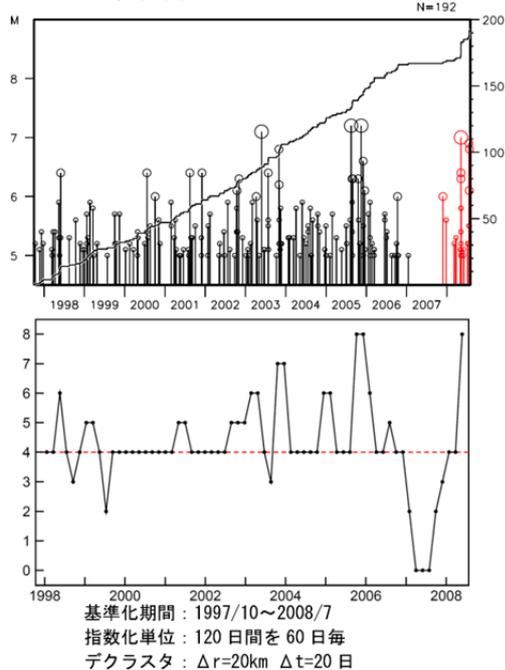
地震活動指数 (塚越・石垣, 2003)を計算した. データはデクラスタした気象庁一元化震源. 1997年10月以降, $M \geq 5.0$. 2007年の一年間, 東北沖全域 (3.11本震の余震域) で静穏化. 北半分では2008年前半まで静穏化. その後地震活動は回復しているため, この結果から本震を予測することは困難であろう.

震央分布図 (1997年10月~, $M \geq 5.0$, 深さ150km以浅)

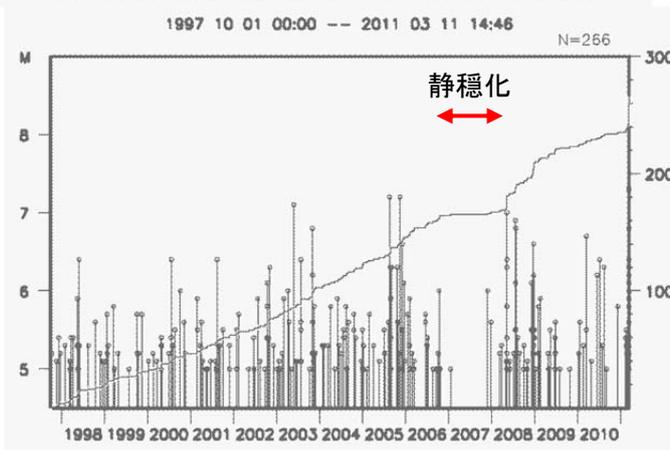
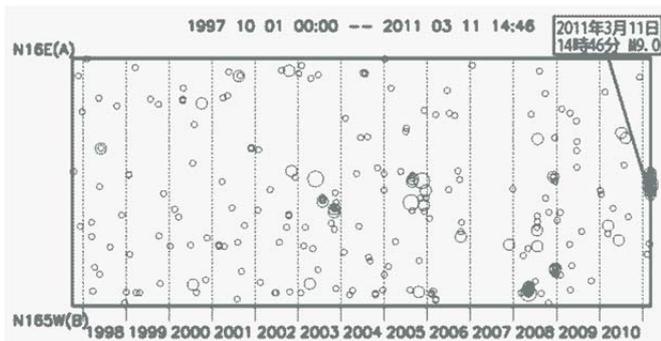
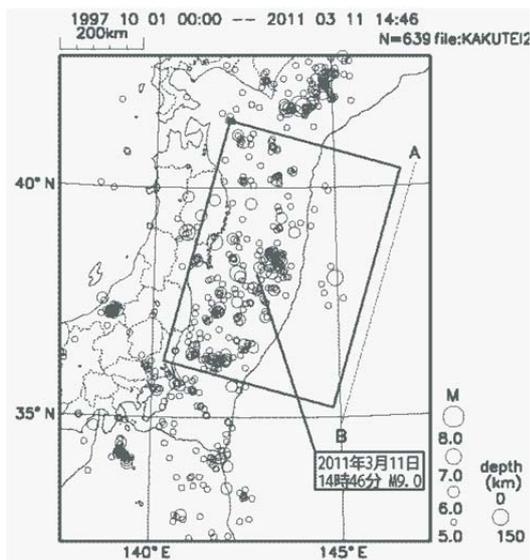


東北地方の太平洋側の地震活動は, 2007年当初から低い状態が続いていたが, 2008年に入ってから, 5月8日茨城県沖 ($M7.0$), 7月19日福島県沖 ($M6.9$), 7月24日岩手県沿岸北部 ($M6.8$) の地震の他, 上図の矩形領域外だが6月14日岩手・宮城内陸地震 ($M7.2$) など大きな地震が相次いでいる

地震活動経過図 (全域)



期間を延長した

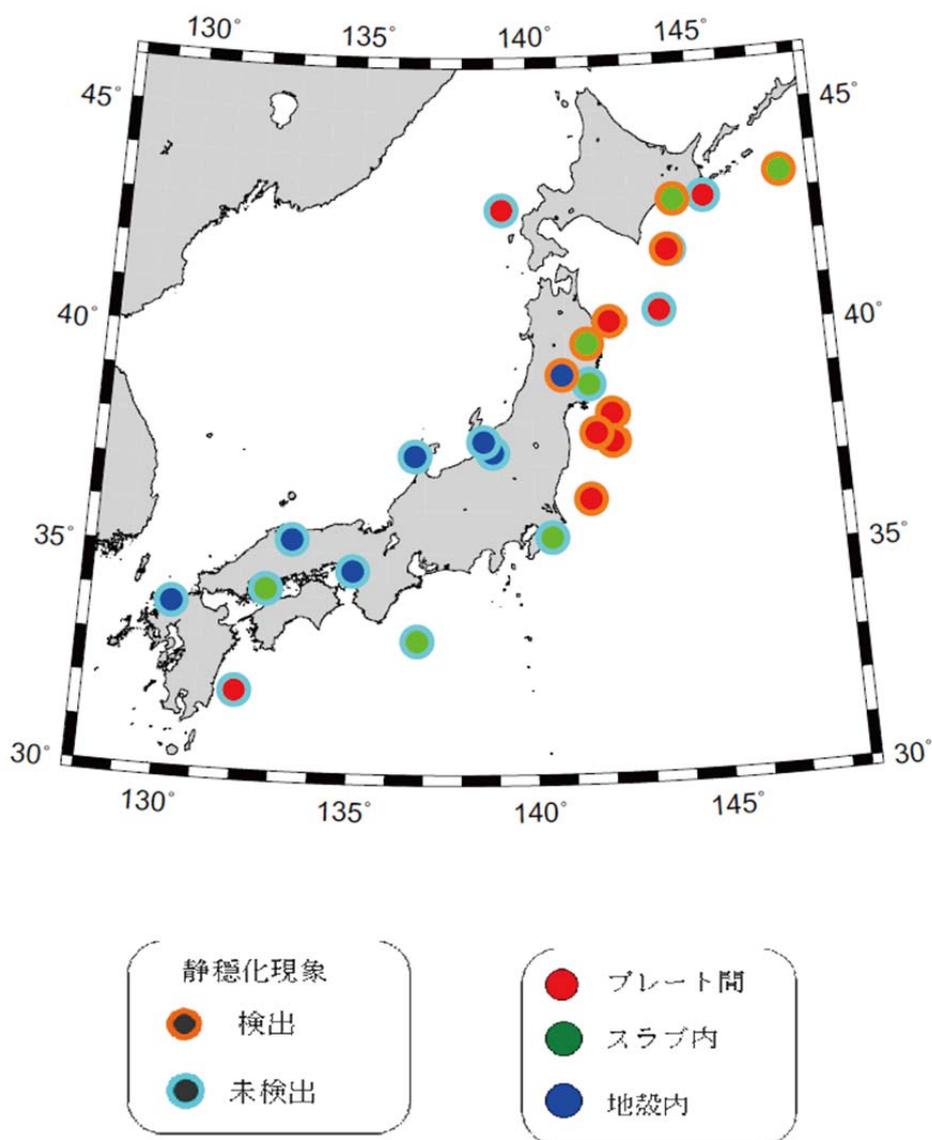


1. 静穏化

1.5. (参考) 静穏化現象の有無 (吉川・他, 2011)

吉川・他 (2011)は、過去の国内の顕著地震 (1987-2010, $M \geq 6.7$, 震度 5 以上) 前に静穏化現象が現れたか否かを調査した. 地震の発生場所を陸の地殻内, プレート間, プレート内の 3 つに区分けして調査した結果, 以下のことが明らかとなった.

1. プレート間地震では, 静穏化が検出できる割合は (6/11=) 55%.
2. 特に太平洋プレート間に限ると (6/9=) 67%.
3. 陸の地殻内の地震では (1/7=) 14%.
4. スラブ内地震では (2/7=) 29%.



第2図 静穏化を伴った国内の顕著地震の分布
($M \geq 6.7$, 震度 5 以上, 1987 ~ 2010, 気象庁カタログ)

2. 地球潮汐

2011年東北地方太平洋沖地震の約10年前から、前震・本震付近での地震の発生に地球潮汐との強い相関が見出された。

2.1. 約10年前からp値が低下 (田中, 2011; Tanaka, 2012)

地震活動と地球潮汐（による断層面上のせん断応力）との相関を Schuster の方法 (Schuster, 1897) を用いて検定. パラメータ p 値 (0-100%の値をとる) が小さいほど相関が高い. データは GCMT カタログ, 1976-2011年, M_w 5.0以上, 70 km 以浅の 541 イベント.

空間変化: 200 km×200 km のウィンドウを 50 km ずつ移動させながら, 本震前 3000 日間の地震データを用いて p 値を推定. その結果, ほとんどの場所で p 値は 10%以上を示し有意な相関があるとはいえないが, 前震・本震の周辺の p 値は 4.1%と小さく有意な相関があった.

時間変化: 上記 4.1%の領域について, 3000 日 (約 8.2 年) の時間ウィンドウを 500 日 (約 1.4 年) ずつ移動させながら p 値を推定した. その結果, 1976 年以降約 25 年間は 30% 以上の高い値をとり, 有意な相関は認められない. しかし, 2000 年頃から本震直前まで p 値は徐々に低下した.

同様の現象は, スマトラ沖やトンガのプレート境界地震についても報告されている. p 値の低下継続期間と本震規模には相関がある.

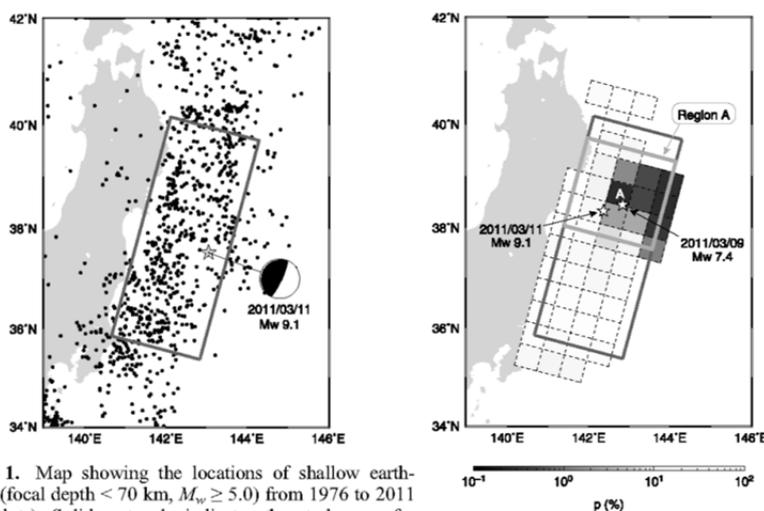


Figure 1. Map showing the locations of shallow earthquakes (focal depth < 70 km, $M_w \geq 5.0$) from 1976 to 2011 (black dots). Solid rectangle indicates the study area for this investigation. Star is the centroid location of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Focal mechanism solution is shown after the Global CMT catalog [Nettles et al., 2011].

Fig. 3| Spatial distribution of p-values in the 3000 days prior to the Tohoku-Oki earthquake. A spatial window of 200 km × 200 km is moved by 50 km both in the along-strike and along-dip directions. For the window which includes 20 or more earthquakes, the p-value is indicated in the 50 km × 50 km square at the center of the window by the gray scale at the bottom. Darker shades represent smaller p-values. Dark gray rectangle indicates the study area. Light gray square indicates the entire 200 km × 200 km volume of the window marked by A, which is referred to as region A. Stars are the epicenters of the 2011 Tohoku-Oki earthquake and its largest foreshock (M_w 7.4).

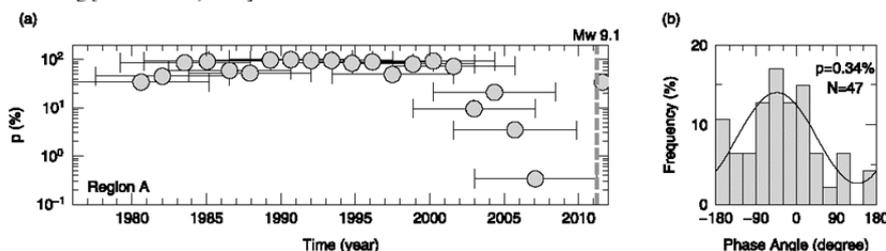


Figure 4. (a) Temporal variation of p-value in region A indicated in Figure 3. A time window of 3000 days shown by horizontal line is shifted by 500 days. (b) Histogram showing the phase distribution of earthquakes in region A in the 3000 days prior to the Tohoku-Oki earthquake. Solid curve is the best-fit sinusoid to the distribution.

2.2. (参考) 地震と地球潮汐に関する統計 (Tanaka et al., 2002, 2004)

Tanaka et al. (2002)はハーバード CMT カタログを用いて、全世界で 1977-2000 年に発生した M_w 5.5 以上の 9350 イベントと地球潮汐との統計を取った. 断層タイプ別, 深さ別, M 別で調査した結果, 地震と地球潮汐とに次の関係がみられた.

1. 全 9350 イベントをひとまとめに解析すると相関なし.
2. 逆断層型の地震は相関あり. 特に 70 km 以浅, M_w 5.5-6.9 で相関が高い.
3. せん断応力が最大になる少し前に地震は起きやすい.

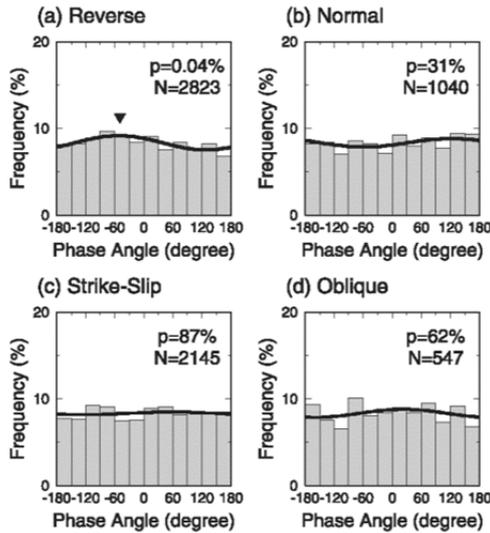


Table 6. Results of This Study^a

Fault Type	Depth					
	All		Shallow		Deep	
	Shear Stress	J1	Shear Stress	J1	Shear Stress	J1
Reverse	o ^b	o ^c	o ^b	o ^c	o ^b	o ^b
Normal	x	x	x	o ^c	o ^b	x
Strike-slip	x	x	x	x	x	x
Oblique	x	x	o ^b	x	x	x

^a A circle indicates the case in which $p < 5\%$ appears for some magnitude range(s), and a cross indicates the other case.
^b Correlation is remarkable for smaller earthquakes.
^c Correlation is remarkable for larger earthquakes.

Figure 5. Frequency distributions of tidal phase angles for the shear stress. The four histograms are for different fault types: (a) reverse, (b) normal, (c) strike-slip, and (d) oblique type. Solid curve represents a sinusoidal function fitted to the distribution, of which peak is indicated by a triangle for the case of $p < 5\%$.

Tanaka et al. (2004)はハーバード CMT カタログを用いて、全世界で 1977-2003 年に発生した M_w 5.0 以上, 70 km 以浅, 逆断層型 ($Rake=60-120^\circ$) を用いて, M_w 7.5 以上の逆断層型地震の発生前に p 値の低下が見られるかという調査をした. その結果, 調査対象となった 11 個の地震のうち 6 個 (=55%) で p 値の有意な低下が確認できた.

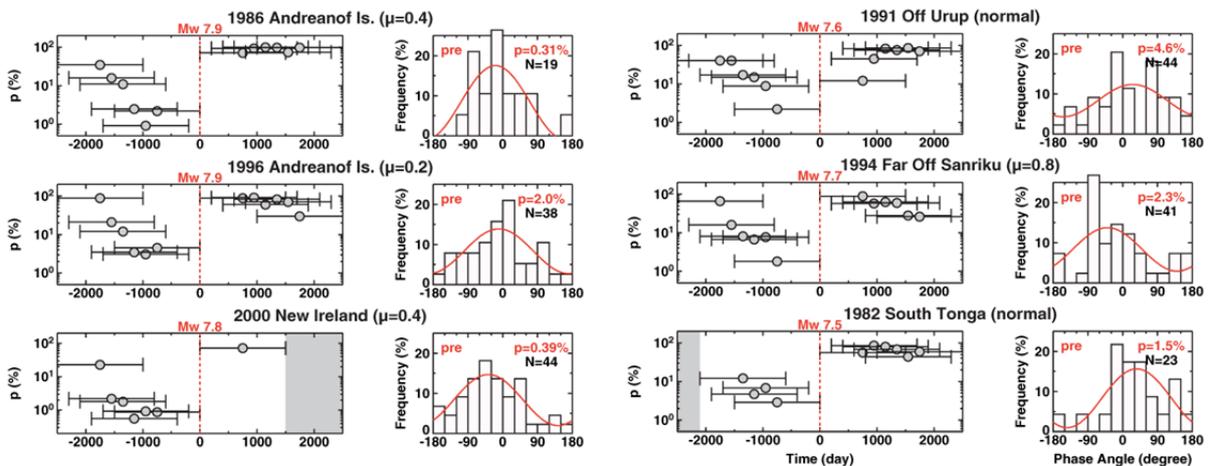


Figure 4. (left) Temporal variation of p -value for the periods of 2500 days before and after the $M_w \geq 7.5$ earthquakes. A time window of 1500 days, which is represented by horizontal bar, is shifted by 200 days. Shaded portion indicates outside of the data period. (right) Frequency distributions of tidal phase angles in the 2000 days prior to the large events. Solid curve represents a sinusoidal function fitted to the distribution.

3. b 値変化

本震前に b 値が低下していたという報告がある。ただし、解析手法の違いによって b 値の低下開始時期は異なる。空間的には低 b 値域と大きく滑った領域の対応が良い。

3.1. 2004 年頃から b 値が低下 (楠城・他, 2011)

データは気象庁一元化震源。2000 年–2011 年 4 月 26 日, $M \geq 2.5$, 60 km 以浅。

M の下限 (M_{th}) は EMR 法 (Woessner & Wiemer, 2005) で推定し, M_{th} 以上のイベントに対して最尤法 (宇津, 1965) で b 値を推定した。

本震時に大きく滑った領域で b 値は低く, その領域では, 2005 年頃から b 値が低下。

同様な解析を 1965 年以降の地震 ($M \geq 5.0$, 100 km 以浅) について行った結果, 長期的な b 値の低下が同領域内でみられた。

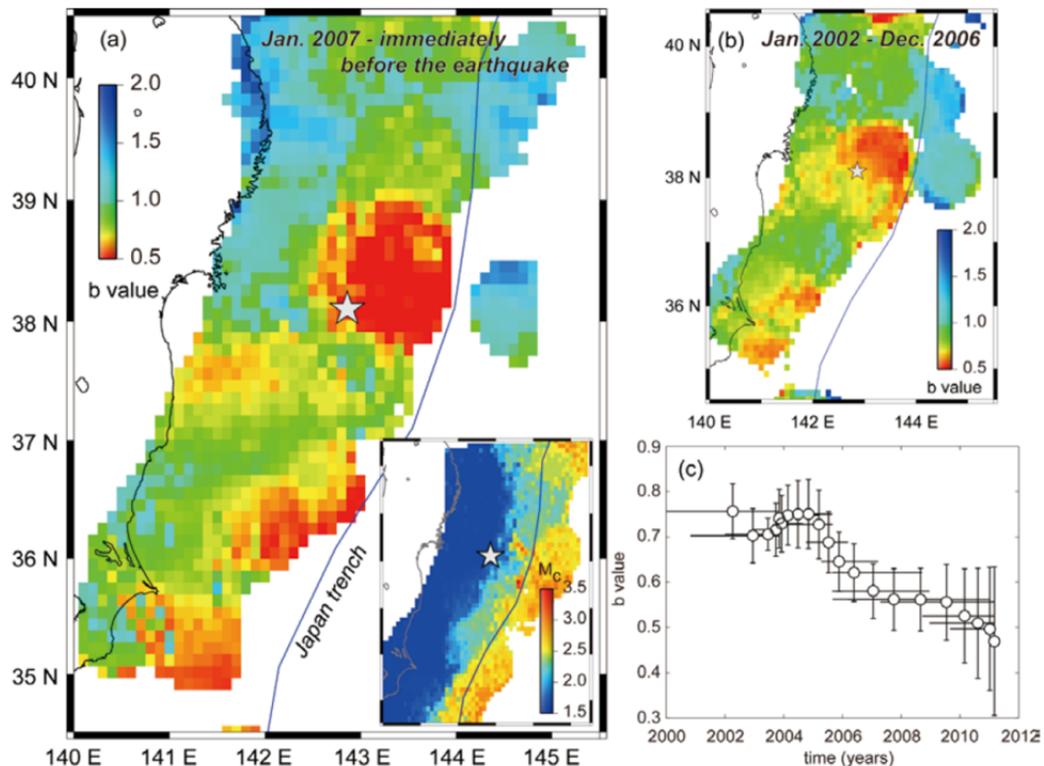
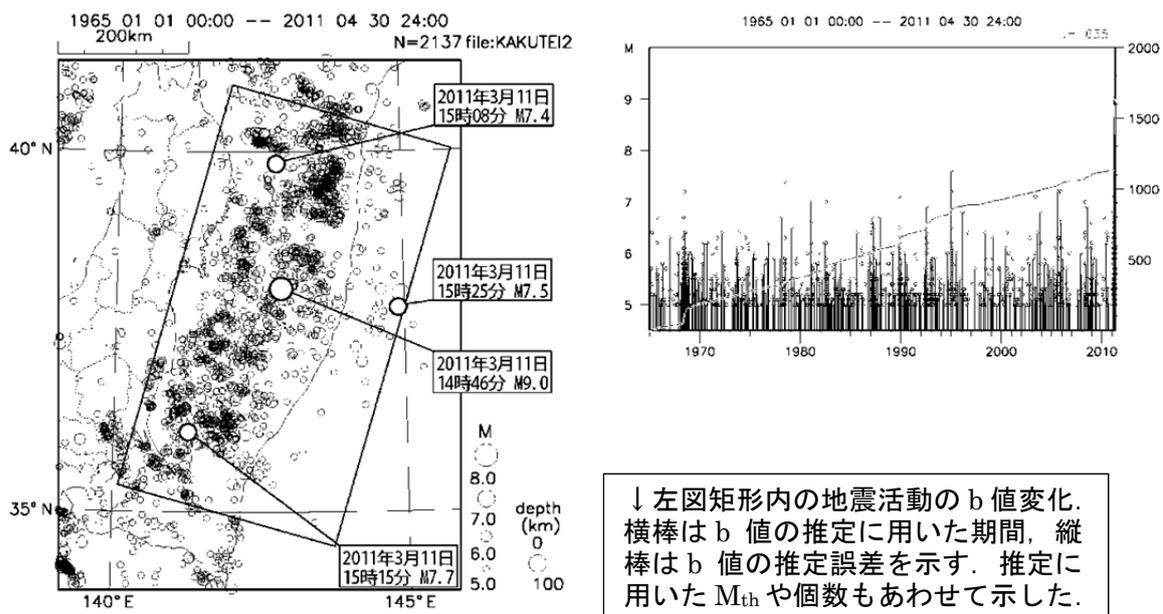


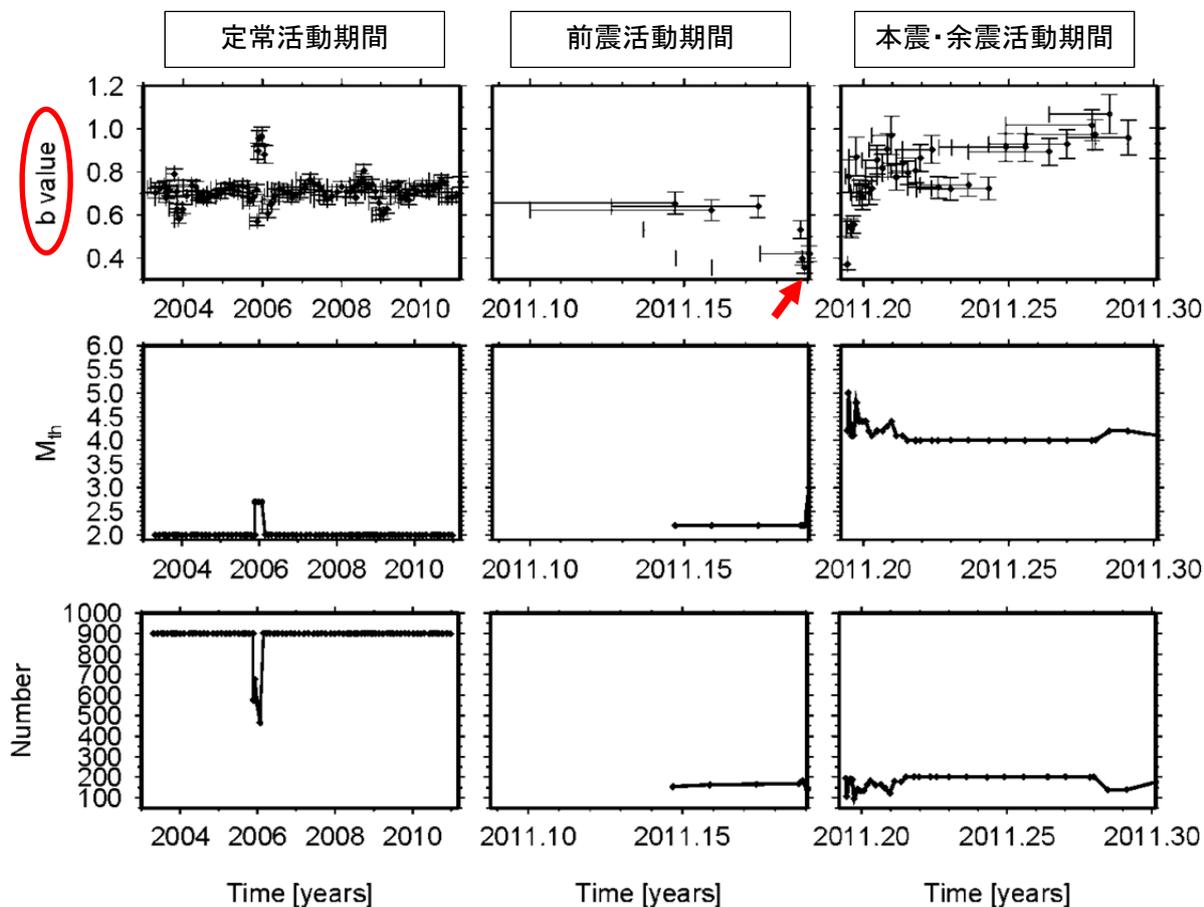
図 2. 本震震源域での b 値の時空間変化。(a) 2007 年 1 月から本震直前までの間に発生した地震に基づく b 値の空間分布。星印は本震の位置を示す。挿入図は同地震に基づく M_c 値の分布。(b) 2002 年 1 月から 2006 年 12 月までの間に起きた地震に基づく b 値の空間分布。(c) 本震震源付近の領域 (37.8–39.0° N, 142.6–144.0° E) における 2000 年以降の b 値の時間変化。

3.2. 直前に b 値が低下 (弘瀬・前田, 2011)

データは 2003 年–2011 年 4 月 20 日, $M \geq 2.0$, 深さ 0-90 km の気象庁一元化震源. 解析には REASA (明田川・他, 2007) を用いた. M_{th} は Wiemer and Wyss (2000) の手法で推定し, M_{th} 以上のイベントに対して最尤法 (宇津, 1965) で b 値を推定した. 本震直前に前震活動域で b 値が低下した.



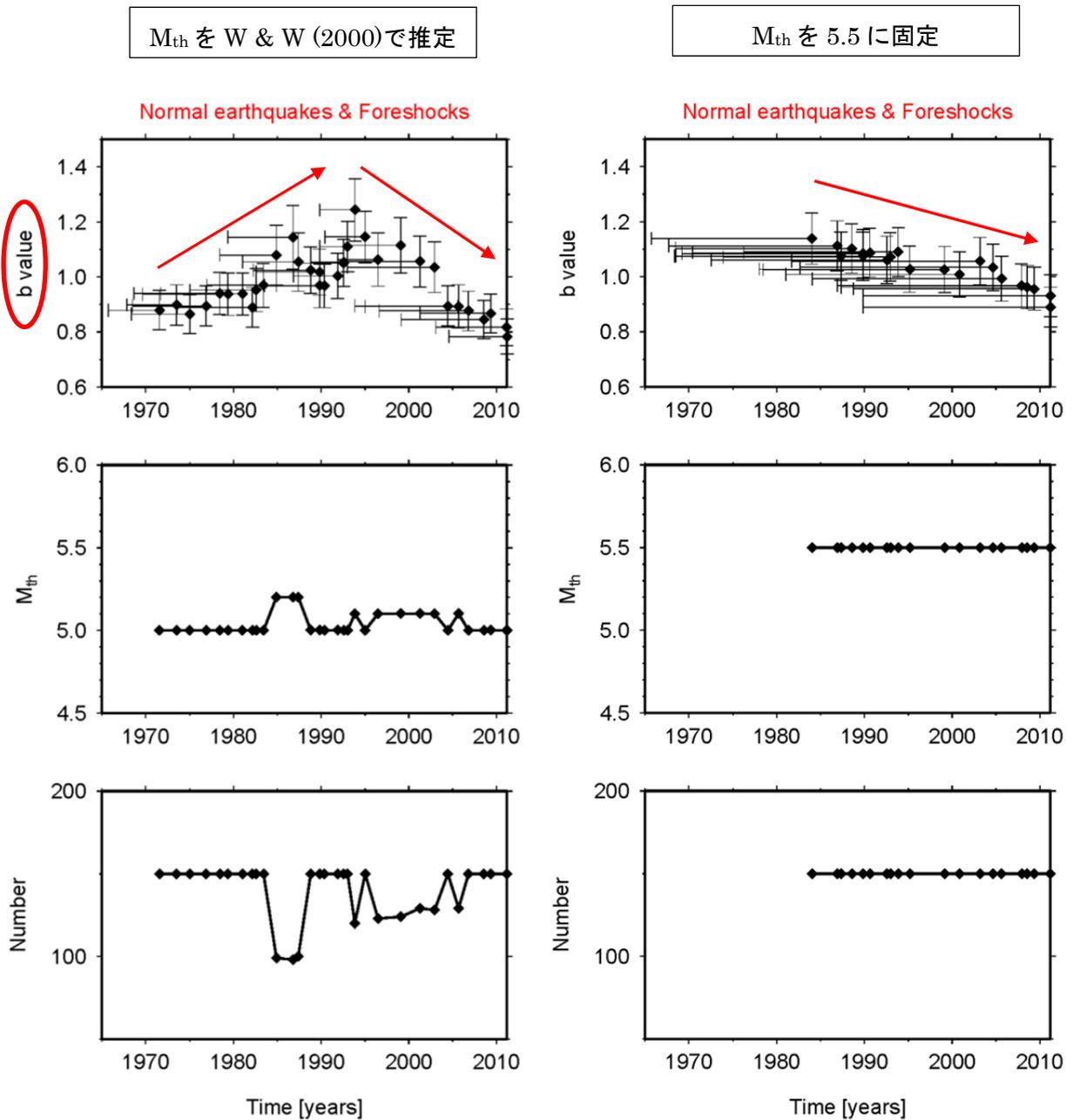
↓左図矩形内の地震活動の b 値変化. 横棒は b 値の推定に用いた期間, 縦棒は b 値の推定誤差を示す. 推定に用いた M_{th} や個数もあわせて示した.



3.3. (参考) M_{th} の推定が b 値に与える影響

M の下限 M_{th} の推定方法は主に Wiemer and Wyss (2000) の手法と Woessner & Wiemer (2005) の EMR 法とがある。いずれも規模別頻度分布に基づいて推定するもので、前者は仮定した M_{th} 以上の M を用いるのに対して、後者は全ての M を用いる。後者が推定した M_{th} は前者よりも約 0.2 大きくなる傾向がある (Woessner & Wiemer, 2005)。

下に示した図の左列は、 M_{th} を Wiemer and Wyss (2000) の手法で推定したものである。1994 年頃から徐々に下がる様子がみられる。 M_{th} の推定手法に依存しないように、M の下限を 5.5 に固定すると低下の開始時期が早まり、1984 年頃から徐々に下がる様子が現れる。このように M_{th} をどのように扱うかで結果が異なることがあるため、b 値の解析結果をみる場合は注意が必要である。



3.4. 空間変化：低 b 値域とアスペリティが対応 (弘瀬・前田, 2011)

データは 1990 年から 2011 年 2 月までの期間に決定された気象庁一元化震源 ($M \geq 3.0$, 深さ 90 km 以浅) のうち, 太平洋プレート境界付近および二重深発地震面の上面で発生している地震を抽出した. 0.05 度グリッドを配置し, 各グリッドから最寄りの 200 個の地震を取り出し, M_{th} を Wiemer and Wyss (2000) の手法で推定した. M_{th} 以上の地震を用いて, 最尤法 (宇津, 1965) で b 値を推定した. ただし, M_{th} 以上の地震が 50 個未満の場合は b 値を推定しないこととした. その結果, 高 b 値域は, プレート境界上のアスペリティを避けるように分布している (いいかえると, アスペリティは低 b 値).

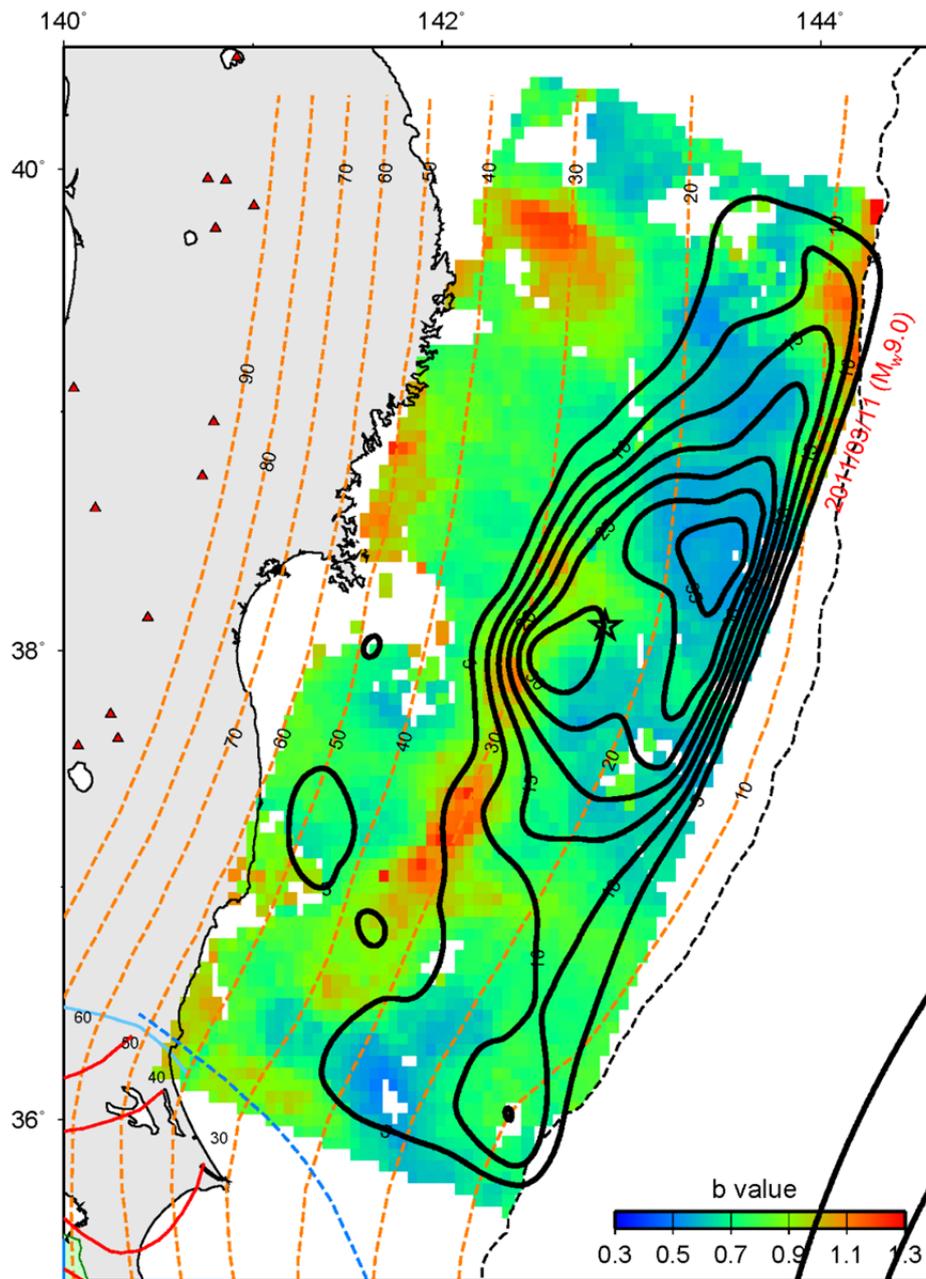


図 1. b 値とアスペリティ分布. Yoshida et al. (2011, EPS) が震源過程解析によって推定したすべり量のコンターを 4 m 間隔の実線で示した. 橙破線は太平洋スラブの等深線(Nakajima and Hasegawa, 2006, GRL; Nakajima et al., 2009, JGR), 関東地方の赤実線はフィリピン海スラブ等深線(弘瀬・他, 2008), 青線はフィリピン海スラブの北東端(Uchida et al., 2010, JGR; Nakajima et al., 2009, JGR)をそれぞれ示す.

4. 前震

2011年東北地方太平洋沖地震の約1ヶ月前から本震破壊開始点の北側で群発的な前震活動を伴った。詳細な解析により前震活動が本震に向けてゆっくり移動している様子が明らかとなった。また、前震の情報を用いた本震発生予測モデルについても紹介する。

4.1. 本震前に生じた2度にわたる「ゆっくりすべりの伝播」(Kato et al, 2012)

震源域に近接する地震観測網の連続波形データに着目し、地震波形との相互相関解析を施すことで、気象庁カタログに含まれていない多数の微小地震を検出し、新たな前震の震源カタログを構築した。このカタログを分析することで、本震の破壊開始点へ向かう震源移動が、ほぼ同じ領域(以下、EMZ, earthquake migration zone)で、2度にわたり起きていたことが示された。1度目の移動は、2月中旬から下旬まで継続し、その移動速度は2~5 km/dayであった。2度目の移動は、3月9日のM7.3の最大前震の発生後に見られた。その移動速度は平均約10 km/dayで、移動速度は前震M7.3の発生後から徐々に減速を示した。これらの前震活動には、小繰り返し地震が含まれていたことから、震源の移動は、本震の破壊開始点へ向かうプレート境界面上のゆっくりすべりの伝播を意味する。本震前に生じた2度にわたる「ゆっくりすべりの伝播」が、本震の破壊開始点へ応力集中を引き起こし、巨大地震の発生を促した可能性が考えられる。

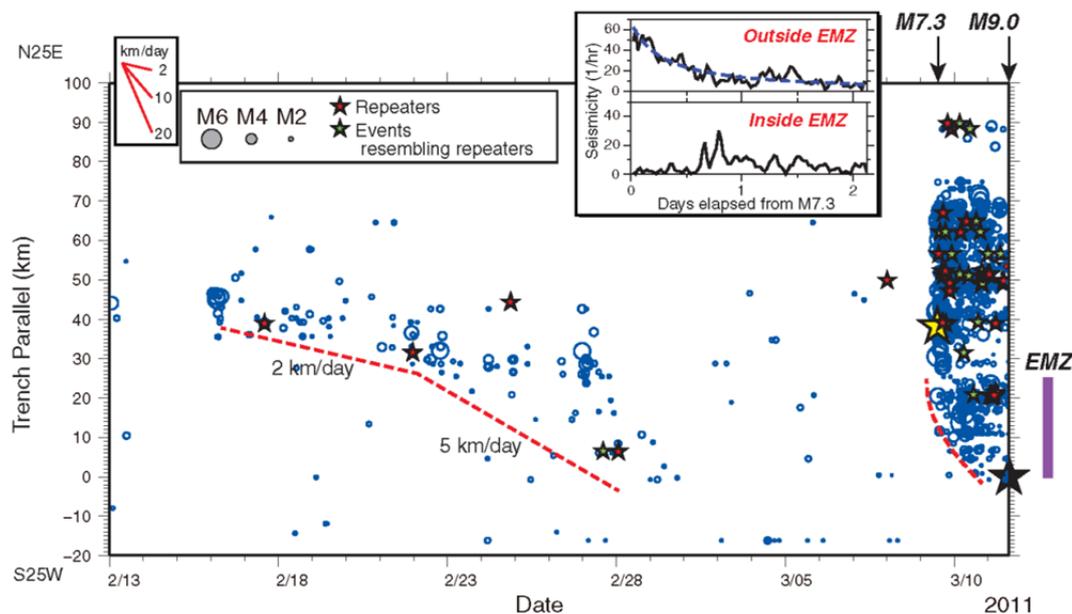
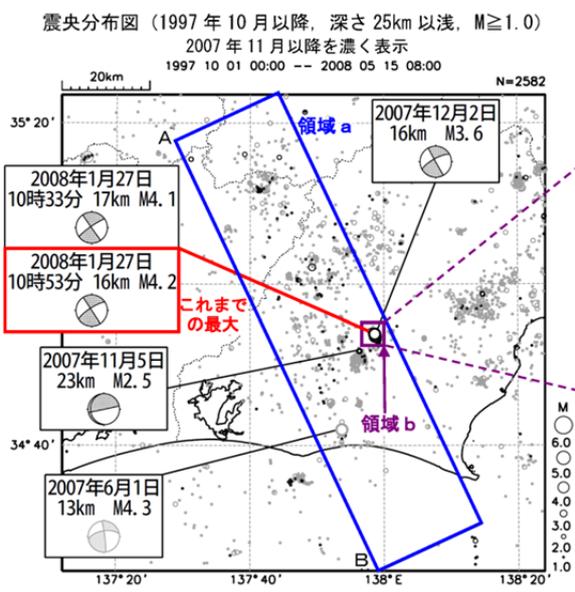


Fig. 2. Earthquake migration toward the rupture initiation point of the mainshock. Space-time diagram of all detected events between 13 February and the mainshock origin time, with earthquake origin locations indicated in terms of the distance along the trench axis (blue circles scaled to magnitude). Red dashed lines, approximate locations of the fronts of earthquake migration; red stars,

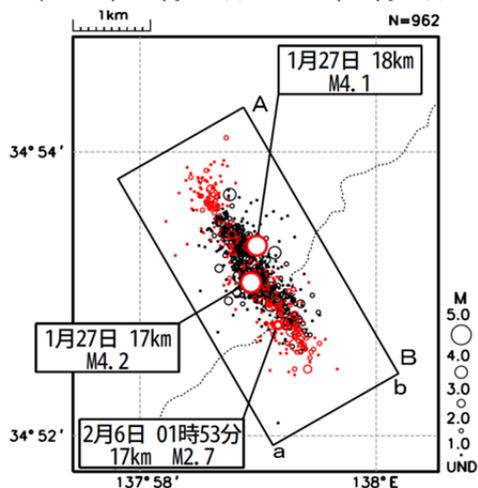
repeating earthquakes in the JMA catalog (23); green stars, newly detected events that were found to resemble those repeating events; black star, M_w 9.0 mainshock; yellow star, M_w 7.3 largest foreshock. (Inset) Time variations in seismicity rates inside and outside the EMZ after the M_w 7.3 largest foreshock. The blue dashed curve denotes the least-squares fitting of the modified Ohmori law.

4.2. (参考) 震源の移動 (気象庁, 2008c)

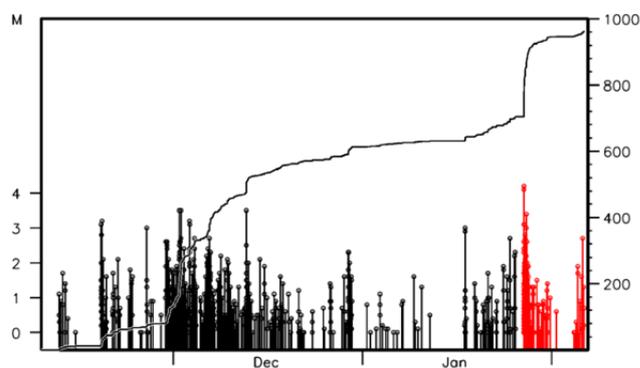
4.1 節では 3.11 本震前の前震活動の移動を取り上げた. しかし, 震源の移動自体は特段珍しいことではない. 例として, 2007 年 11 月に静岡県西部で発生した地震活動を下に示す. DD 法で再決定した震源が 1 ヶ月間かけて時間とともに北西-南東方向へ移動している様子がみられる. さらに 2008 年 1 月下旬には再び中心から端へ震源が移動しており, 4.1 節で示した一連の震源の移動に類似している. しかしながら, その後, 震源が移動した先で大きな地震は発生しておらず, このクラスタで最大規模の地震は 2008 年 1 月 27 日に中央で発生した M4.2 である (2012/06/20 現在). この事例の他にも, 注水実験による震源の移動 (例えば, Shapiro et al., 1999), 深部低周波微動や短期的スロースリップのようにソースが移動する事例 (例えば, 防災科学技術研究所, 2006) が報告されている. そのため, 3.11 東北地震でみられたような前震の「震源の移動」が「本震の前兆」とは必ずしも言えない.



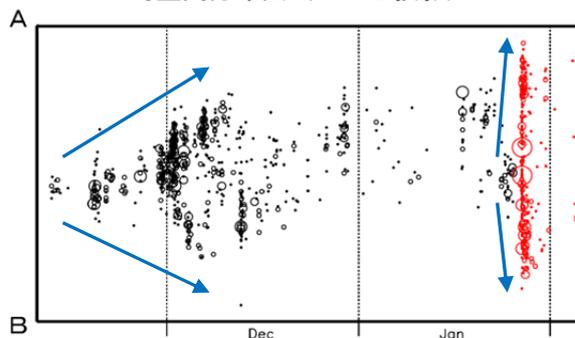
震央分布図
(2007年11月10日~2008年2月6日08時)



地震活動経過図および回数積算図



時空間分布図 (A-B 投影)



4.3. 前震活動の統計に基づく地震発生予測モデル (Maeda, 1996; 前田・弘瀬, 2011; Maeda & Hirose, 2012)

本震の直前に複数の地震が発生する可能性があることに着目し、東日本太平洋沖海域でどのような地震活動を直前の前震活動とみなせば統計的に本震発生の予測に有効かについて調査した。その結果、地震の続発性が強い東北沖の3領域(図2の四角で囲まれた3領域)に限ると、それらの領域について最適なパラメータ(図1)を用いて前震候補を選択した場合、 $M \geq 6.0$ の本震に対して、前震候補が真の前震である可能性(適中率)は過去50年(1961年~2010年)のデータから30%程度であり、予測される本震の割合(予知率)は38%であることが分かった(図2)。しかし、他の領域では同じパラメータを用いると適中率、予知率ともに数%以下であった。2011年東北地方太平洋沖地震は続発性の強い領域で発生しており、上記のパラメータにより予測した場合、3つの地震が前震候補として選択され、そのうちの1つは、予測時空間内に本震が発生し、予測が適中したことになる(図3)。

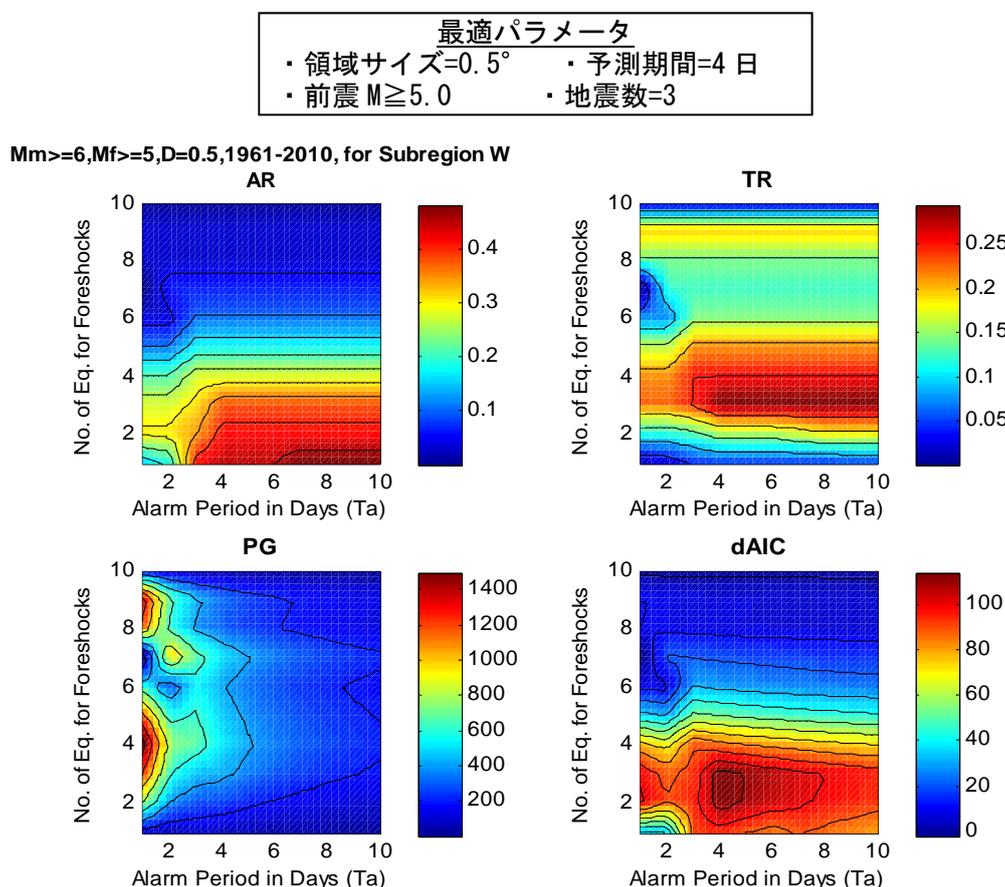


図1 1961年から2010年までのデータを用いた時のパラメータの変化による予知率 (AR), 適中率 (TR), 確率利得 (PG), dAIC 値の変化を表す図. 前震の M を 5.0 以上, 領域サイズを 0.5° とした場合, 地震数が 3 個で予測期間を 4 日にした時に dAIC 値が最も大きくなることから, これを最適値とした。

4. 前震

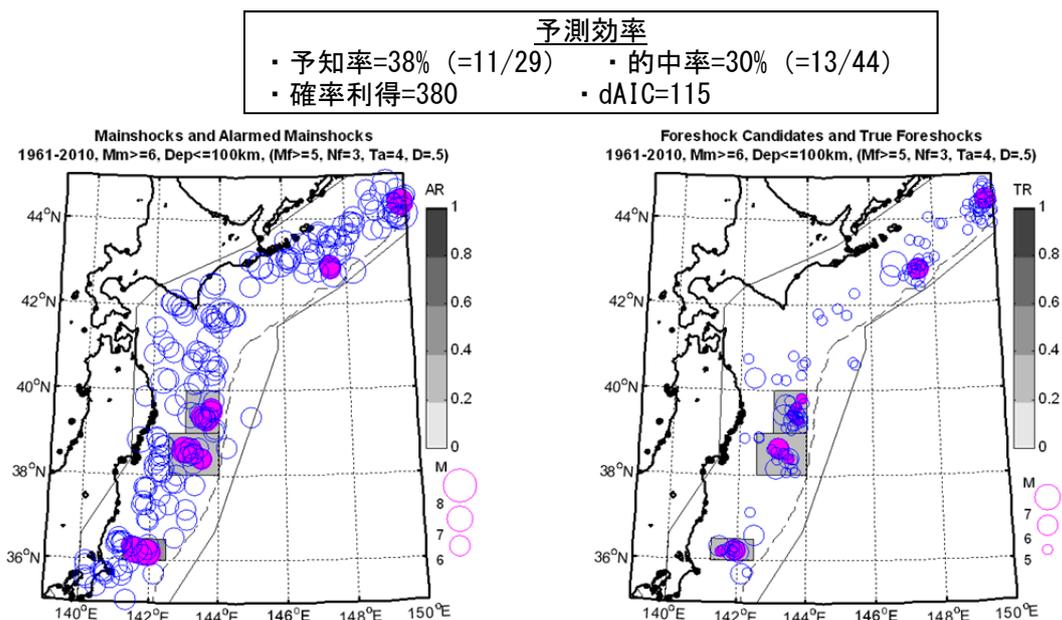


図2 1961年から2010年までの期間における、前震活動が顕著な3領域（四角で囲まれた領域）について最適化されたパラメータによる予測結果. 左図：予測対象の本震（青丸）と予測された本震（赤丸）. 右図：選択された前震候補（青丸）と予測が適中した前震（赤丸）. 図の上の予測効率の値は、前震活動が顕著な3領域に対するもの.

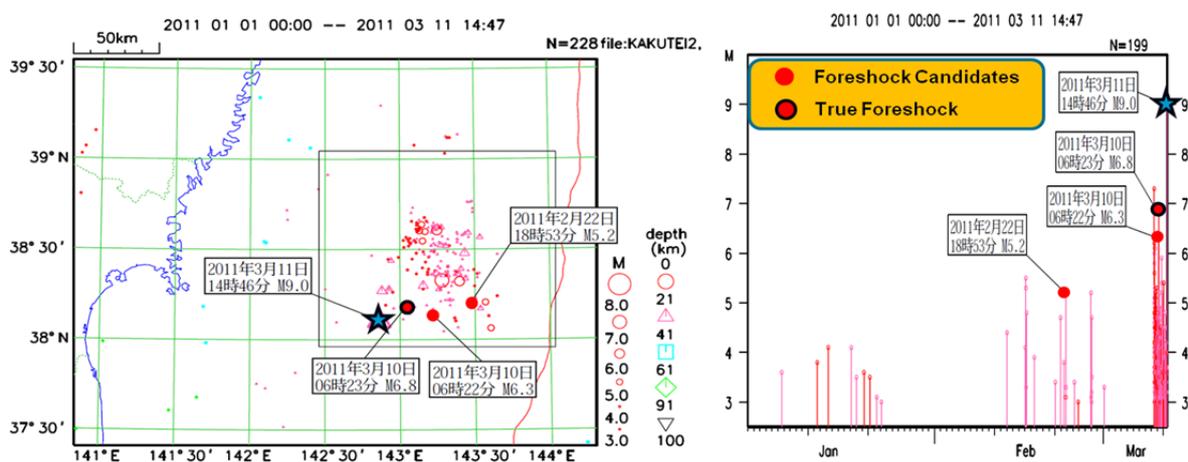


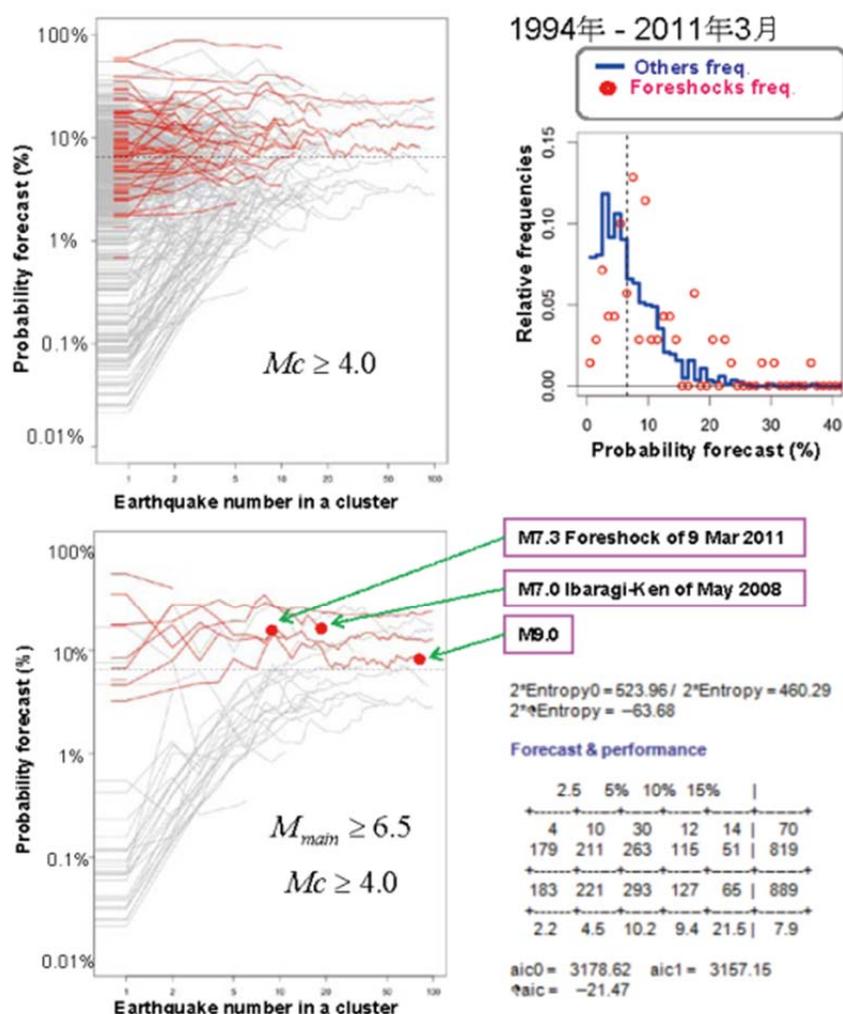
図3 2011/1/1 から 2011/3/11 までの期間における東北地方太平洋沖地震の前の地震活動 (M ≥ 3.0). ★は本震, ●は最適パラメータによる前震候補, ●は予測が適中した前震候補を表す.

4. 前震

4.4. 前震の確率予報 (Ogata et al., 1996; 統計数理研究所, 2011a)

ある地域で新規の地震活動 ($M \geq 4.0$) が始まった時、その後、規模が 0.5 以上大きい地震 (本震) が発生する確率を、群内の時間間隔、震央間距離、 M の差を用いて計算した。データは 1994-2011 年 4 月、 $M \geq 4.0$ の気象庁カタログである。ある基準以内のイベントを Single-link 法 ($d_{st} = \sqrt{\Delta_{space}^2 + (c\Delta_{time})^2} \leq 0.3^\circ$ (or 33.33 km) で連結する。ただし、 c は 1 日=1 km) でリンクし、各クラススタ中最大のイベントを本震、それより前のものを前震、後のものを余震と定義する。あるイベントが前震である確率は、全国平均では 3.8% である。また、複数のイベント (前震) が発生し、本震となる確率は全国平均で 7.2% である。

3.11 東北沖地震前の地震活動に適用した結果は次の通りである。2011 年 2 月 13 日から始まった前震活動では、当初、平均 7.2% 以下の予測確率であったが、3 月 9 日の最大前震 $M7.3$ に向かって増加し、最大前震時に 20% 近くになった。その後減少傾向ではあるが、3 月 11 日の本震 $M9.0$ まで平均値以上の予測確率を維持している。



第3図. 左上図は地震群に新しい地震が加わった時、その順番 (横軸) とその前震確率 (縦軸)。結果的に前震の群れが赤線で、その他の群れが灰色線。右上図は予報確率とその結果の相対度数 (正規化したもの)。赤丸が結果的に前震で、青がその他。横の点線は複数の場合の前震の全国平均 (7.2%)。左下図は左上図のうち本震が $M6.5$ 以上のもの。右下の表は予報と実現頻度の集計表。

4.5. (参考) 前震－本震ペアの割合 (明田川・福満, 2011)

普段どのようなところで前震－本震型の活動が現れるのかについては、明田川・福満(2011)が系統的に調べている。本震の規模を M_m とすると、本震を基準として、前 30 日以内に震央距離 $L=100.5M_m^{-1.8}$ (Utsu, 1961) 以内 (ただし、 L は最大で 50 km) で M_m 以下のイベントを前震と定義し、前震－本震ペアを抽出した。予測対象イベントは 1885 年 1 月～2009 年 12 月、内陸 $M5.0$ 以上、海域 $M6.0$ 以上。結果は以下の通り。

内陸：

前震	本震	割合
$M3.0-4.9^*$	$M \geq 5.0$	予知率 1.4%(=12/830), 適中率 1.2%(=12/1017)
$M \geq 5.0$	$M \geq 5.0$	予知率 2.5%(=21/830), 適中率 2.9%(=24/830)
$M \geq 6.0$	$M \geq 6.0$	予知率 2.5%(=4/163), 適中率 2.5%(=4/163)

海域：

前震	本震	割合
$M4.0-5.9^*$	$M \geq 6.0$	予知率 4.3%(=39/908), 適中率 2.6%(=39/1483)
$M \geq 6.0$	$M \geq 6.0$	予知率 4.8%(=44/908), 適中率 5.9%(=54/908)
$M \geq 7.0$	$M \geq 7.0$	予知率 2.1%(=3/141), 適中率 2.1%(=3/141)

*: 規模の小さい前震が 2 個以上連続した時に本震が発生するケースをみたもの。ここで、連続とは、個々の地震の震央距離 10 km (海域は 20 km) 以内、発生間隔 10 日以内で発生した地震を指す。

前震－本震型の割合は数%と非常に低いことがわかる。なお、前震－本震型であった場合、本震は前震から 1 日程度で発生するケースが最も多く、5 日以内に海域で 7 割、陸域で 9 割が発生している。

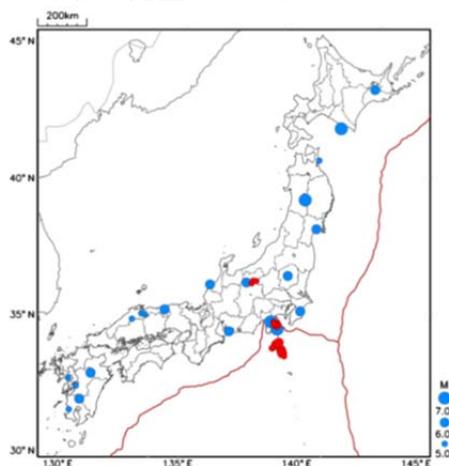


図 4 M5.0 以上の前震－本震ペアを形成した内陸の地震 (本震のみ描画)。
(青：抽出された本震 21 例 [図 3 右上] に 1978 年の伊豆大島近海地震を加えた 22 例。赤：群発型の活動の 18 例。)

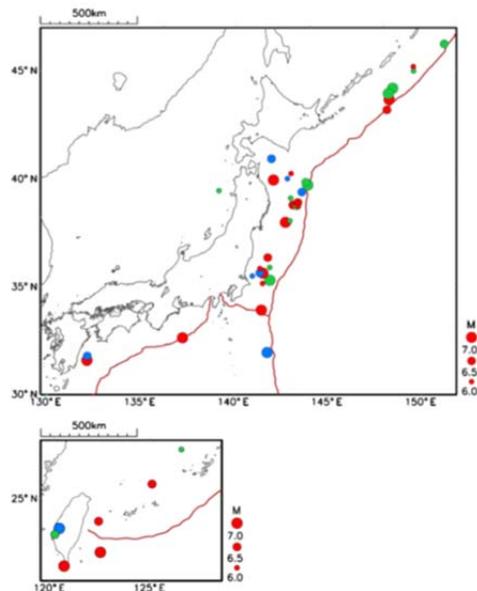


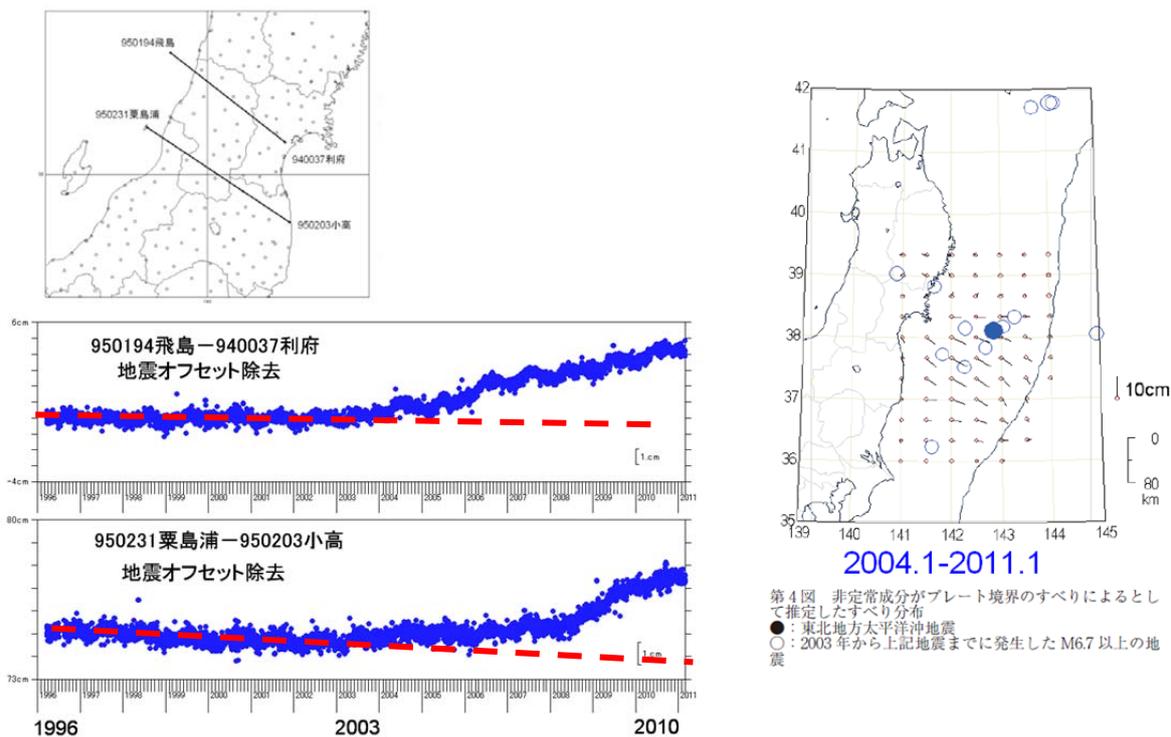
図 9 M6.0 以上の前震－本震ペアを形成した海域の地震 (本震のみ描画)。
(抽出された本震 46 例中、余震と判定した 2 例を除く 44 例。赤印：前震発生後 1 日以内に本震が発生、緑印：7 日以内、青印：30 日以内である。前震が複数ある場合は、日数が短いもので代表させた。)

5. 長期的スロースリップ

2003年頃から福島県沖のプレート間固着は弱まっていた。また、2008年、2010年に発生したM7クラスの地震の余効変動は本震時の変動と比較してかなり大きかった。

5.1. 非定常変位は2003年頃から開始 (気象研究所, 2011)

GPSの基線長変化から非定常変位は2003年頃から始まっているように見える。プレート境界上のすべり分布を求めると(地震時の変動は除くが余効変動は含む)、東北地方太平洋沖地震の破壊開始点から主に南側の福島県、茨城県沖に分布している。

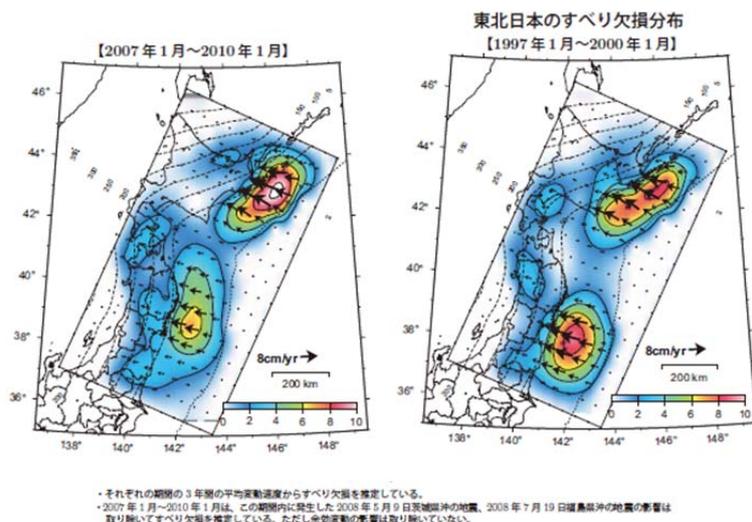


(左) GPS 基線長変化. (右) 東北沖のすべり欠損分布.

5.2. 2007年以降は福島県沖ですべり欠損小さい (国土地理院, 2011)

GPSを用いた10年前(1997年1月～2000年1月)と最新(2007年1月～2010年1月)の3年間の平均変動速度から推定したすべり欠損速度分布(地震時の変動は除くが余効変動は含む)を求めた。10年前には、宮城県から福島県沖を中心に最大8cmを超えるすべり欠損が推定されているが、最新では、宮城県北部沖で最大6cmのすべり欠損にとどまり、特に福島県沖ではほとんどすべり欠損が推定されていない。

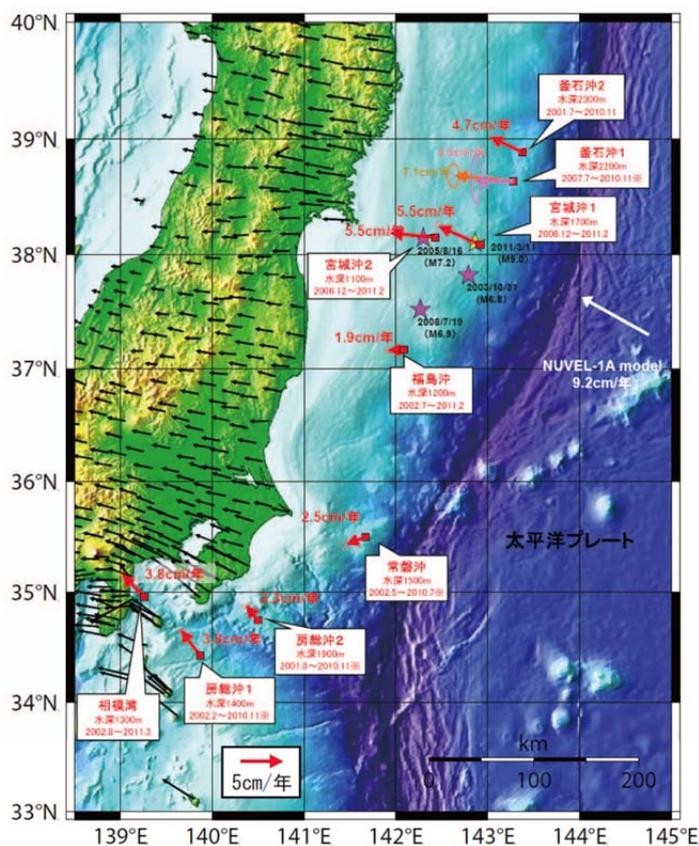
5. 長期的スロースリップ



第16図 東北日本のすべり欠損分布
Fig. 16 Estimated slip deficit in northeast Japan.

5.3. 海底地殻変動観測 (海上保安庁, 2011)

海上保安庁では海底基準点を宮城沖に2点、釜石沖に2点設置し、キネマティックGPS/音響測距方式による海底地殻変動観測を実施している。地震発生前までの観測結果の座標値について線形回帰を行い、ユーラシアプレート安定域に対する移動速度として、宮城沖では2006年12月～2011年2月に約5～6 cm/年の速度で西北西に移動しており、福島沖では2002年7月～2011年2月に約2 cm/年の速度でほぼ西向きに移動しているという結果が得られた。このことは、福島県沖の固着が弱かったことを示している。



第1図 海底基準点の配置及び地震発生前までのユーラシアプレート安定域に対する速度ベクトル
Fig.1 Locations of the seafloor reference points and crustal movement velocity relative to the stable part of the Eurasian plate before the 2011 Tohoku-Oki earthquake.

- : Crustal movement velocity of JCG's seafloor reference points
- : Crustal movement velocity at GEONET on-land GPS stations (2009.04～2010.04)
- ※ : Unreliable results due to less data
- ★ : Epicenters of three large earthquakes off Miyagi Pref. and Fukushima Pref. during the observation period.
- ★ : The epicenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake.

5.4. 本震前のスロースリップの規模は $M_w7.7$ 相当 (Ozawa et al., 2012)

本震前のスロースリップについて、2003年1月から2011年1月までのGPSデータによりすべりの時空間発展を推定した。スロースリップの規模は $M_w7.7$ 相当になる。

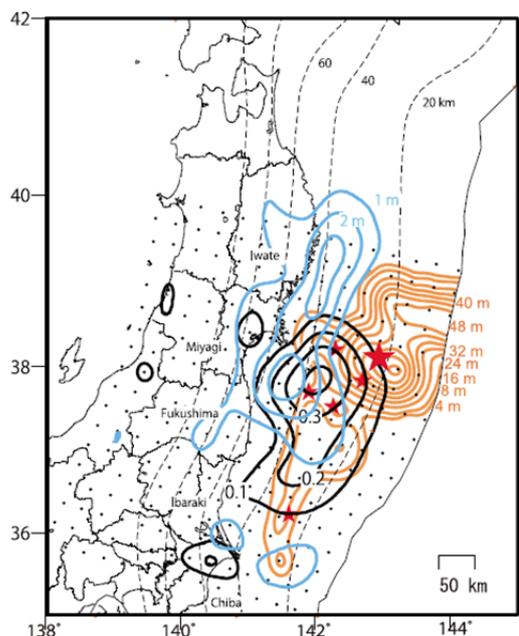


Figure 12. Preceding aseismic slip (black contours with an interval of 0.1 m), coseismic slip of the Tohoku earthquake (red contours with an interval of 8 m), and afterslip of the Tohoku earthquake (blue contours with an interval of 1 m). Since the slip magnitude is very different among the three events, we varied the contour interval as shown in this figure. The center of the preceding aseismic slip is located between the centers of the coseismic slip and afterslip of the Tohoku earthquake. Small stars indicate the epicenters of the five subduction earthquakes (see text). The large star shows the epicenter of the Tohoku earthquake.

地震前(黒), 地震時(赤), 地震後(青)のすべり分布。

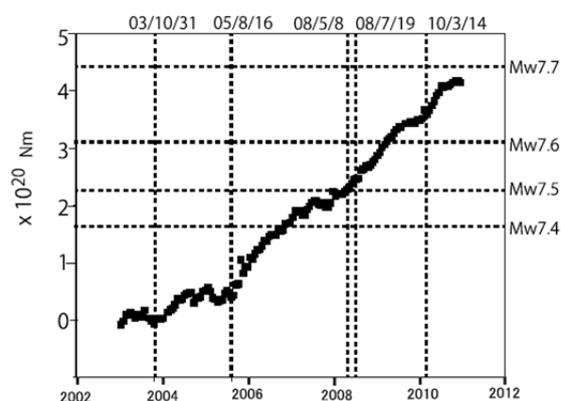


Figure 6. Time evolution of the estimated moment of aseismic slip from January 2003 to January 2011. Vertical broken lines indicate the dates of the five subduction earthquakes (see text). The estimated moment from 2003 amounts to that of an $M_w7.7$ earthquake.

本震前のスロースリップの規模推移

5.5. 茨城県沖・福島県沖の地震の余効変動大きい (Suito et al., 2011; 西村, 2011, 2012)

東北地方太平洋沖地震の震源域では、2005年以降いくつかの $M7$ クラスの地震が発生した。GPSで観測された2008年茨城県沖の地震、2008年と2010年の福島県沖の地震の余効変動は、地震時の変動と比較してかなり大きい [Suito et al., 2011]。このことは東北地方太平洋沖地震直前の2月に開催された地震予知連絡会においても国土地理院から報告され、2007年からの3年間の平均で見ると福島県沖から茨城県沖にかけてのプレート境界は、ほとんど固着しておらず、ずるずるすべっている状態であった [西村, 2011]。東向き成分が強まった時期は地域によって異なる。福島県では2000年頃から徐々に東向きの速度が増加し、2005年頃からはさらに顕著になったように見える。茨城県では2000年頃に加速した東向き成分がいったん収まり、2008年の茨城県沖の地震以降に再加速したように見える。宮城県では2003年頃に東向き成分が増加し、2005年の宮城県沖の地震以降に再度増加する傾向がある [西村, 2012]。

5. 長期的スロースリップ

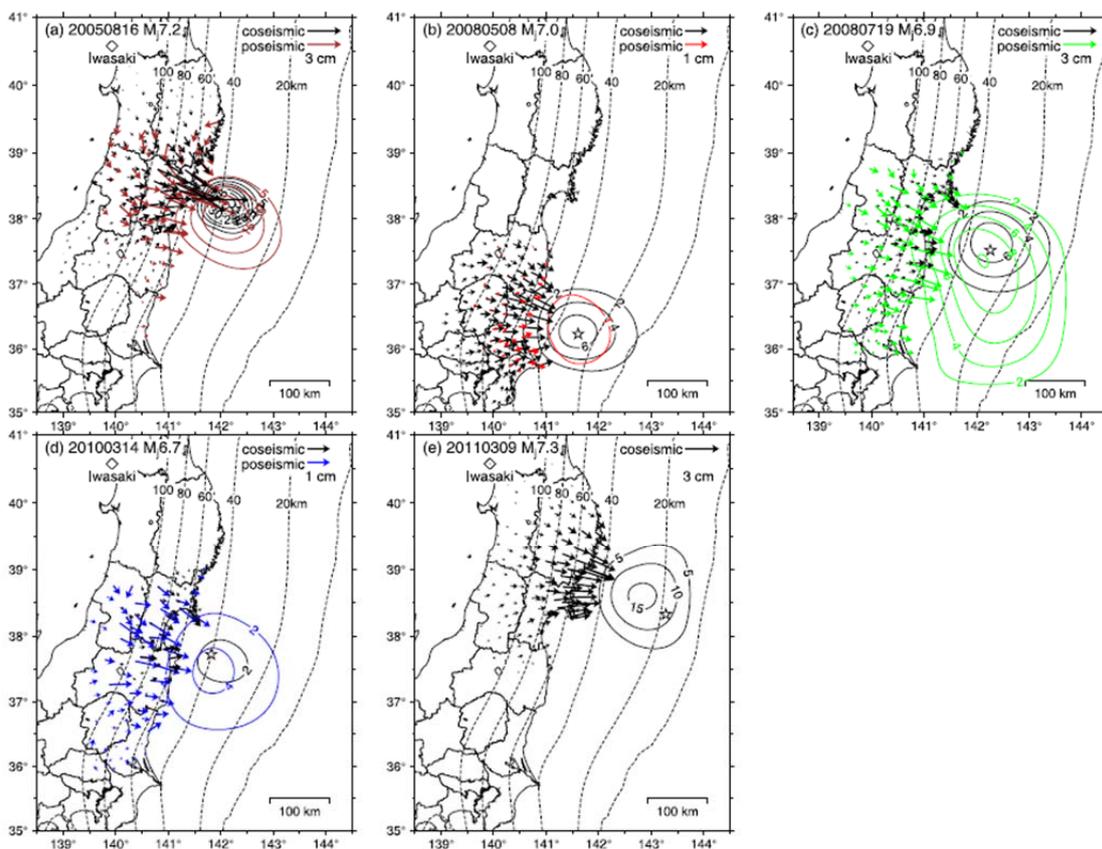


Fig. 2. Coseismic and postseismic observed displacements and estimated slip distribution. (a) 2005 Miyagi-ken oki earthquake M_j 7.2 (August 16, 2005); (b) 2008 Ibaraki-ken oki earthquake M_j 7.0 (May 8, 2008); (c) 2008 Fukushima-ken oki earthquake M_j 6.9 (July 19, 2008); and (d) 2010 Fukushima-ken oki earthquake M_j 6.7 (March 14, 2010). (e) Coseismic observed displacements and estimated slip distribution of the 2011 Sanriku oki earthquake M_j 7.3 (March 9, 2011). Black arrows and contours represent coseismic displacements and slip, and colored ones represent postseismic displacements and slip in each panel, respectively. The contour interval of each coseismic and postseismic slip is 2 cm in panels (b), (c), and (d), 5 cm in panels (a) and (e). Also, the arrows scale is 3 cm in panels (a), (c), and (e) and 1 cm in panels (b) and (d). Broken lines indicate isodepth contours of the plate interface with 20-km intervals (Nakajima and Hasegawa, 2006). Stars indicate the epicenter of each earthquake. Postseismic period is (a) 2.72 years; 20050817–20080507, (b) 0.19 years; 20080509–20080718, (c) 1.65 years; 20080720–20100313, and (d) 0.98 years; 20100315–20110308 (see also Table 1).

地震時の変位とすべり分布（黒），地震後の変位とすべり分布（色）(Suito et al., 2011)

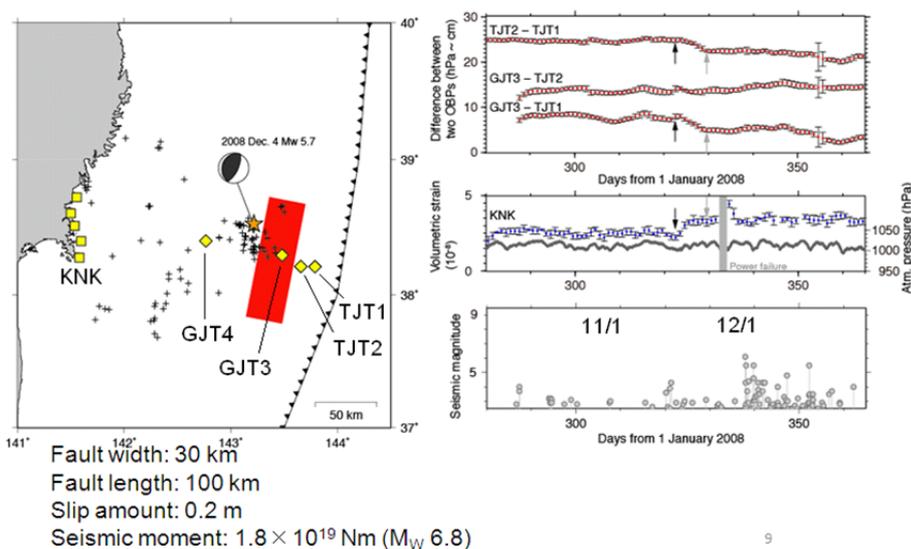
6. 短期的スロースリップ

本震の2年前と一か月前に本震震源と海溝軸の間で $M_w 7$ 程度のスロースリップが発生していた。また、3/9に発生した最大前震による余効変動は南側（本震方向）に拡大したが、加速的な変動は観測されていない。

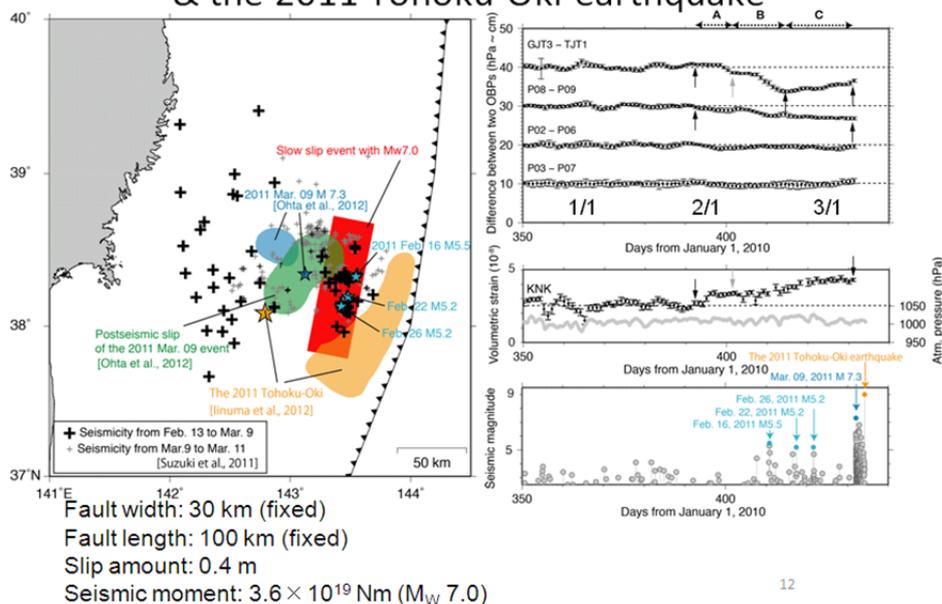
6.1. 本震の2年前と一か月前にスロースリップ発生 (伊藤・他, 2012; Ito et al., 2012)

海底圧力計に2008年11月下旬と2011年1月下旬~2月上旬に変化が見られ、本震から海溝よりの部分でスロースリップが発生したと推定される。

The 2008 slow slip event & induced seismicity



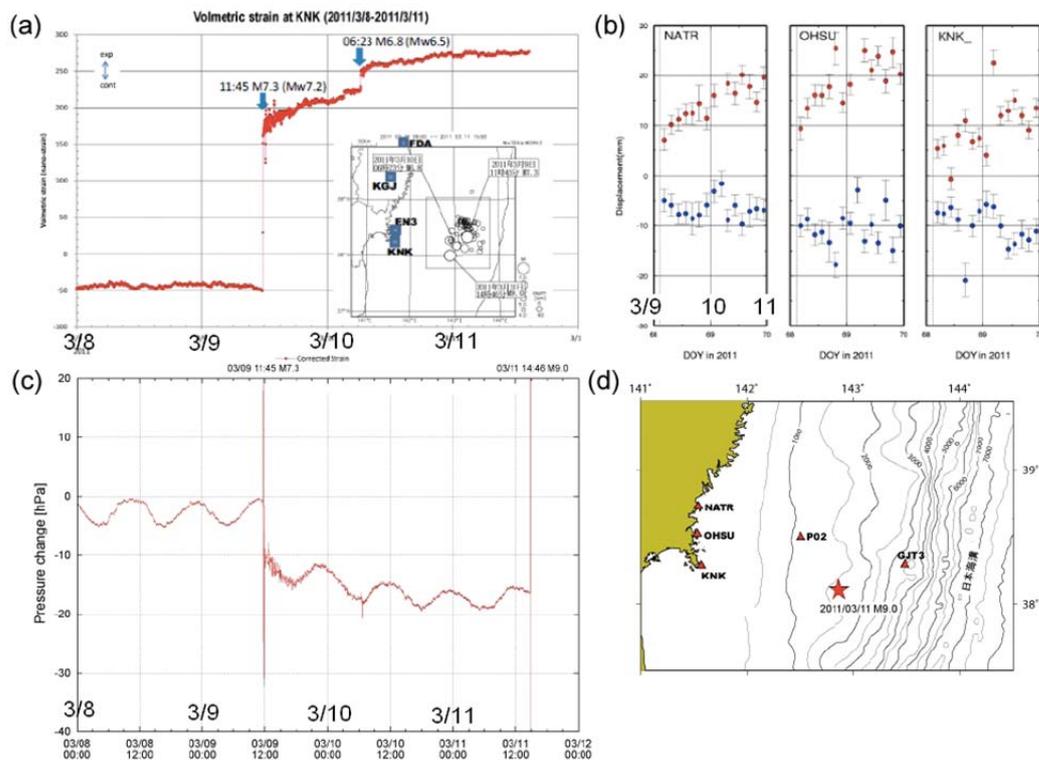
The 2011 slow slip event & the 2011 Tohoku-Oki earthquake



(上) 2008年および(下) 2011年の海底圧力差変化と推定されたすべり (赤矩形) の位置。

6.2. 前震の余効すべりが南側に拡大 (東北大学, 2011)

東北大学のひずみ計, GPS, 海底圧力計で3月9日の地震の余効変動を観測している. 余効すべりが前震の震源域から南側に拡大したと推定される.



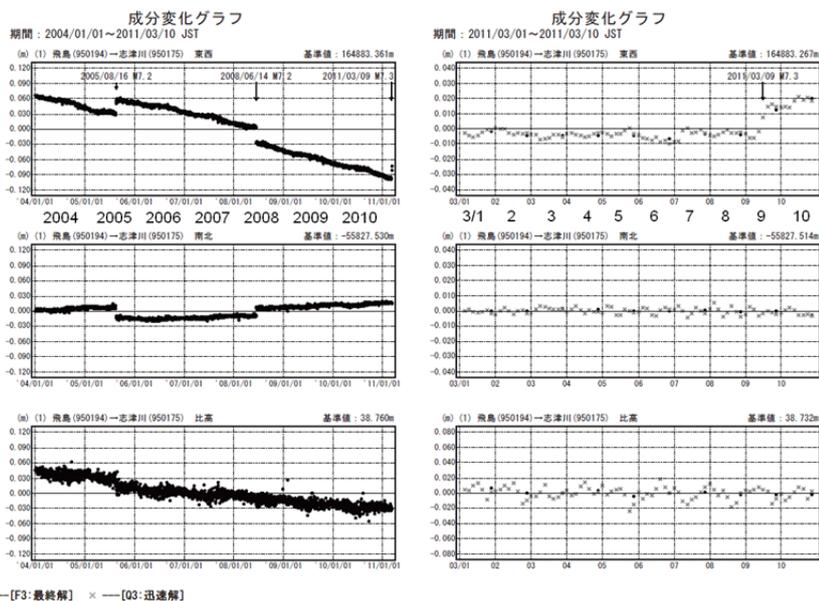
第4図. (a) 3月9日の前震前後におけるKNK観測点における体積歪の変化. (b) 宮城県沿岸域のGPS観測点における東西(赤)および南北(青)各成分の変位時系列. 誤差棒は 3σ の信頼区間. (c) 海底圧力の時間変化. GJT3とP02観測点の圧力差を示した. (d) 観測点配置.

Fig.4. (a) Volumetric strain time series at Kinka-san (KNK) site (b) Sub-daily (every 3 hours) GPS time series at the coastal sites for the period from the occurrence of the March 9 earthquake to 00:00, March 11 (UTC). GJT3 and P02 observation sites' pressure difference is shown. (c) Ocean bottom pressure change. Time series of the change in the pressure difference between GJT3 and P02 sites around the M7.3 earthquake is shown. (d) Observation site distribution for this figure.

(a)KNK観測点の体積ひずみ変化, (b)牡鹿半島付近のGPS座標変化, (c)海底圧力の時間変化, (d)観測点配置.

6.3. 本震直前に顕著な GPS 変化なし (国土地理院, 2011)

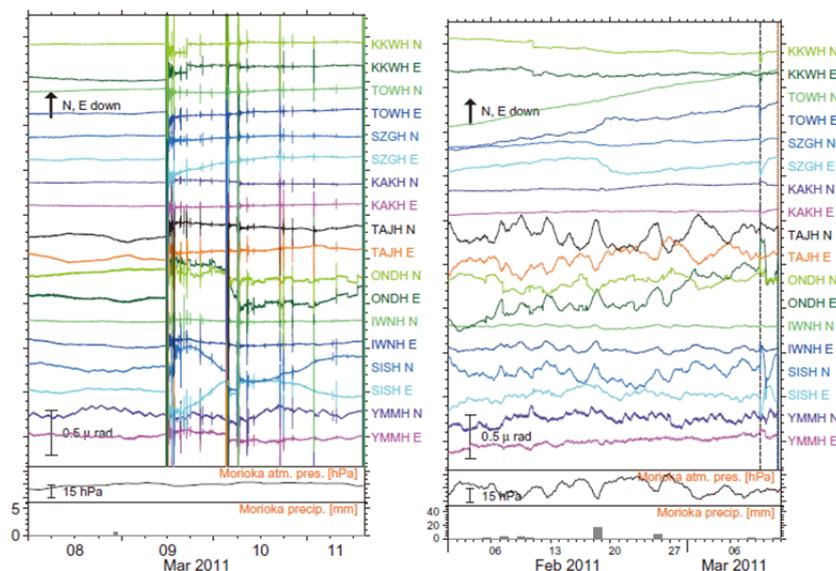
GPS では 2011 年 3 月 9 日の三陸沖の地震 (M7.3) の影響がみられるが, 本震直前に顕著な変化は見られない. 3 点以上で 3~5 mm 以上の水平変動が想定される断層すべりの大きさは震源付近では約 $M_w6.7\sim7.1$ 程度.



第 43 図 a 東北地方太平洋岸における GPS 連続観測結果 (基線図)

6.4. 本震直前に顕著な傾斜変化なし (防災科学技術研究所, 2011)

防災科学技術研究所の Hi-net 併設の高感度加速度計 (傾斜計) について, 数日間および一カ月程度の前兆現象があったかどうか確認した. 前震および本震に先立つ顕著な傾斜変動は観測されていない. 3 観測点で $0.1 \mu\text{rad}$ 以上となるすべりの大きさは本震震源域下端付近もしくは深部延長上で $M_w6.2$, 本震の震源付近では $M_w7.3$.



第 3 図: 宮城県の観測点における, 潮汐成分除去後の傾斜記録. 図の見方は第 2 図と同様.
Fig. 3: Same as Fig. 2 but for stations in Miyagi prefecture.

宮城県の観測点における傾斜変化

7. 電離層関係の現象

本震直前に電離層の電子数に変化がみられた。ただし、3月10~12日にかけては磁気嵐が発生しており、電離層の異常が出やすい時期であった。

7.1. 本震の1時間前から電離圏全電子数 TEC が増加 (日置, 2011; Heki, 2011)

GPS 観測から得られる電離圏全電子数 (TEC) の異常が本震の1時間ほど前から震源域全体に見られる。同様の異常は2004年スマトラ・アンダマン地震, 2010年チリ地震, 1994年北海道東方沖地震においても見られる。

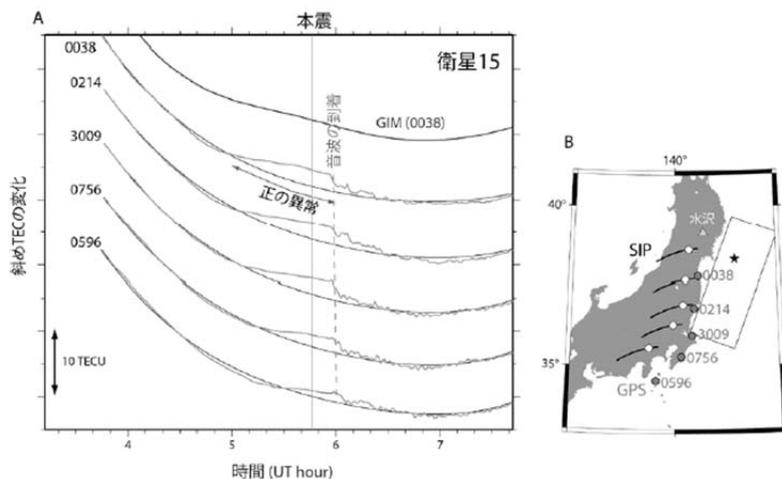


図2 (A) 地震前後に15番のGPS衛星を視測して得られた電離圏全電子数の時系列。地震約の一時間程前から正の異常(黒い滑らかな曲線で示すモデルからのずれ)が見える。正の異常は音波の到来(地震約十分後)とともに消え始める。全球電離圏モデル(GIM)に基づく0038局におけるTEC変化の計算値を一番上の曲線で示す。(B)GPS局(灰色の丸)と5-6UTの間のSIPの軌跡(黒い曲線)。白丸は地震発生時刻のSIP位置。

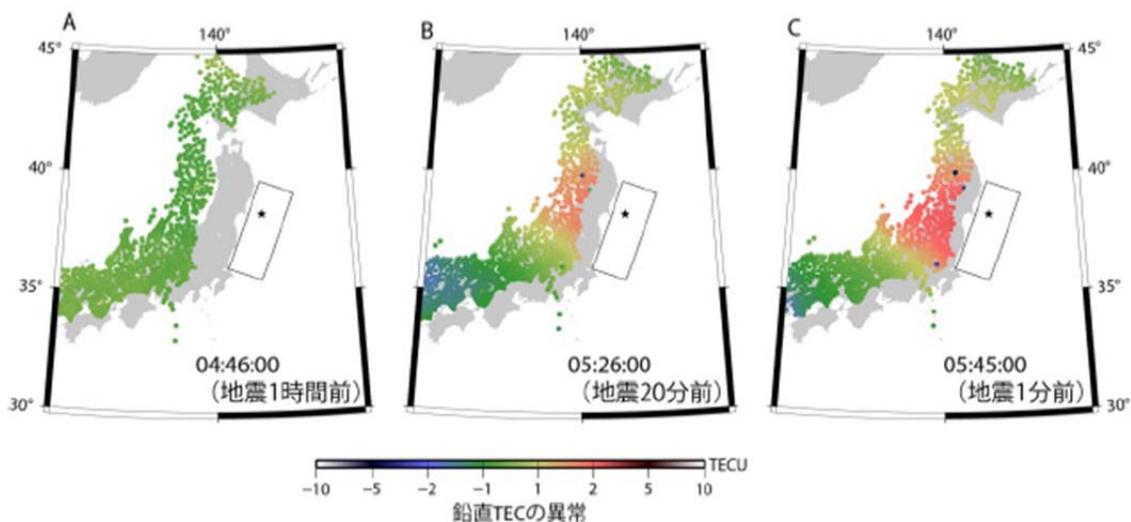
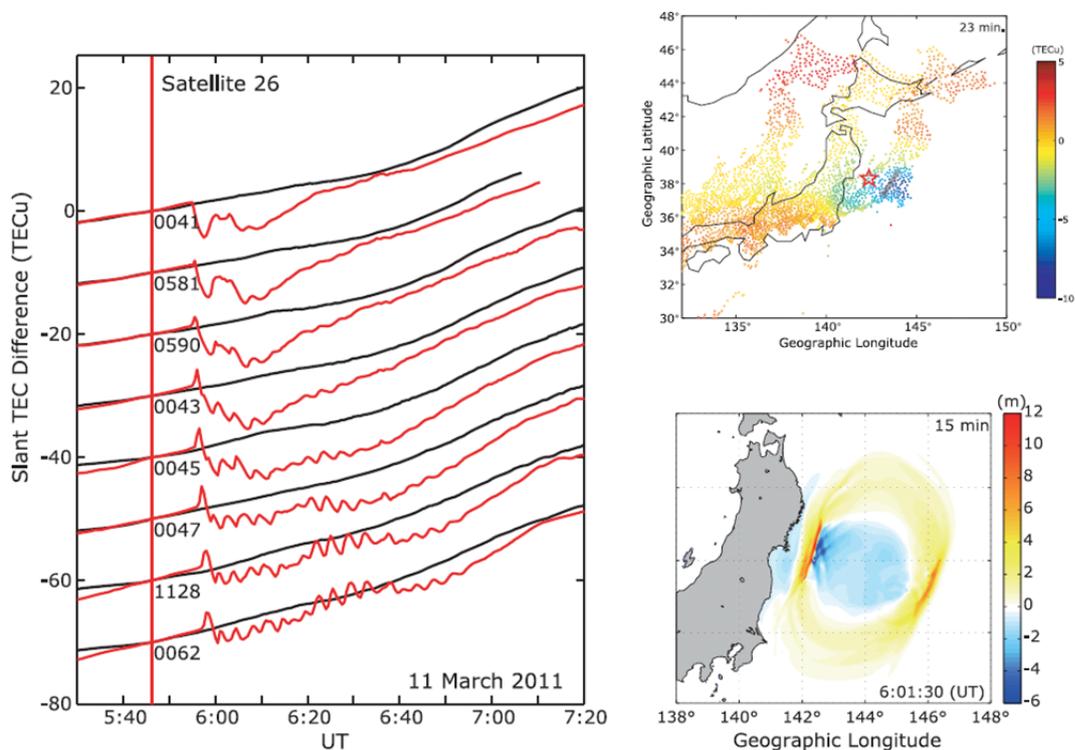


図3 15番のGPS衛星を視測して得られた電離圏全電子数の、地震一時間前(A)、二十分前(B)、一分前(C)の異常を鉛直TECに換算して、色で地図上にその時刻のSIPの位置にプロットしたもの。

(上) 電離圏全電子数 (TEC) の時系列, (下) TEC 異常の分布

7. 電離層関係の現象

Kakinami et al. (2012) は、同じく電離圏全電子数 (TEC) の解析を行い、地震の 9 分後から TEC が最大 30%減少し、その減少域が津波波源域に対応するとしている。補助線の引き方により日置 (2011) とは解釈が異なっている。



(左) 電離圏全電子数 (TEC) の時系列, (右上) 地震 23 分後の TEC の空間分布, (右下) 地震 15 分後の津波の高さ

7.2. (参考) TEC 異常の発生頻度

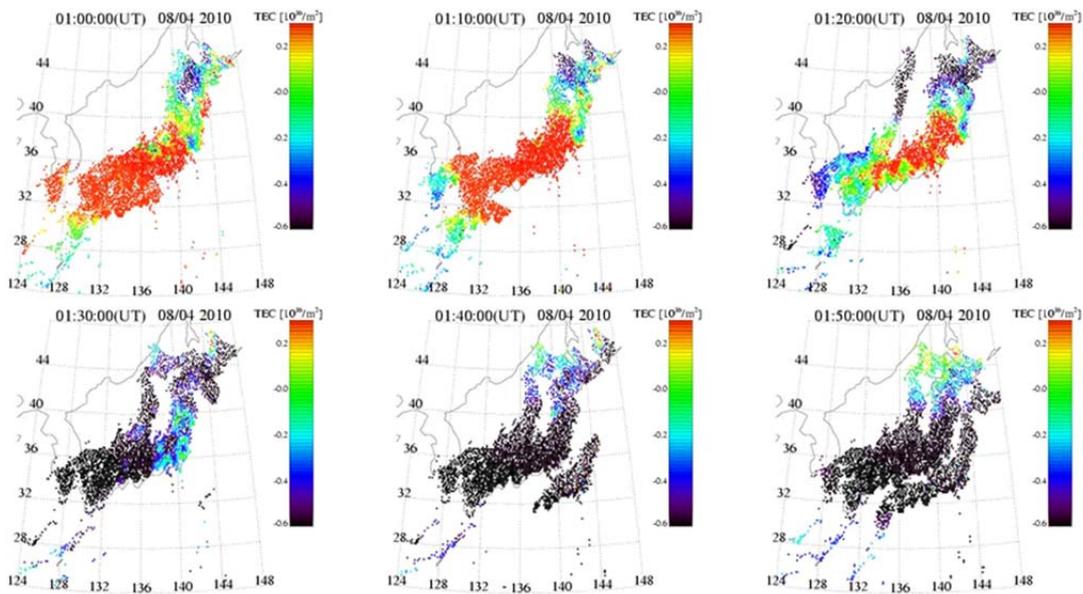
日置 (2011)により報告された東北地方太平洋沖地震の数十分前に見られた GPS/TEC の異常が、地震の短期予知に活用可能であるか検討した。

GPS/TEC 偏差について定常的に解析している京都大学の齊藤昭則博士のサイト (http://stegps.kugi.kyoto-u.ac.jp/index_j.html) を参考にした。TEC 偏差については、日置 (2011)は三次多項式からの差、齊藤は 1 時間以下の変動成分だけ取り出したもので、ともに地震発生数十分前に東北地方で TEC の正偏差が見られる。

TEC は太陽フレアに伴って紫外線の放射が増えれば電離が促進されて(昼半球全体で)電子が増える。またオーロラ帯から巨大な波が南下してくることもある(大規模移動性電離圏擾乱) [日置, 2011]。

3 月 10~12 日にかけては磁気嵐が発生していた [地磁気観測所, 2012]。過去のいくつかの磁気嵐発生時 (2011.3/1, 2011.2/18, 2010.8/4, 2010.5/2) の TEC 偏差を確認すると、今回と似た異常 (より広域) があり、南への移動がみられる場合も、移動がみられない場合もあった。

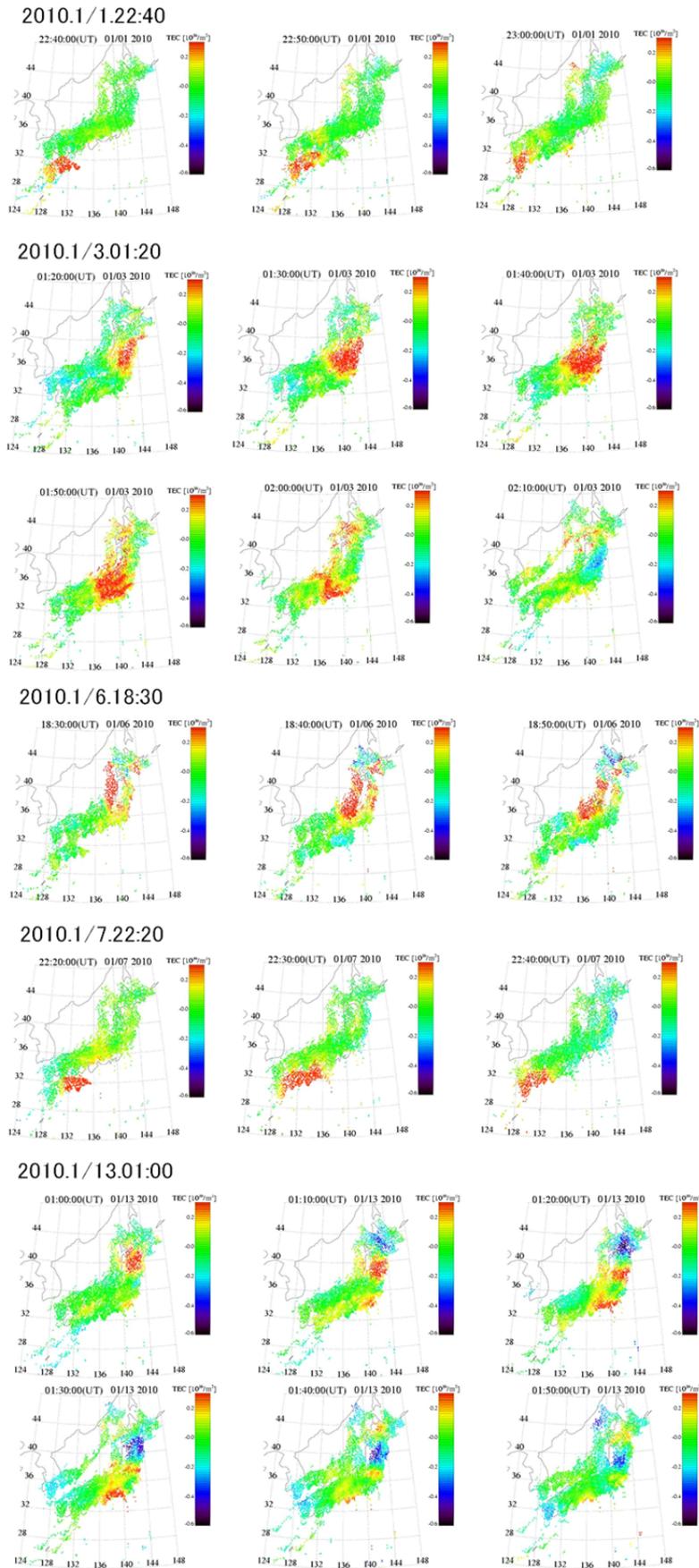
7. 電離層関係の現象



磁気嵐発生時 2011 年 2 月 18 日の GPS/TEC 偏差 (京都大学齊藤氏のサイトより)

磁気嵐が発生していない期間について、移動性ではない TEC 偏差がどの程度の頻度で発生しているかを 2010 年 1 月前半について確認した。拾い出しに主観が入る恐れはあるが、半月で 5 回発生している。この程度の頻度で原因不明の TEC 偏差が発生しているとすると、この情報だけで地震直前予知を行うのは困難と思われる。

7. 電離層関係の現象



2010年1月前半のGPS/TEC偏差（京都大学齊藤氏のサイトより）

7.3. 地震の数日前から大気・電離層の4つの異なる要素で異常 (Ouzounov et al., 2011; He et al., 2012)

地震の数日前から大気・電離層の4つの異なる要素で異常な変化が観測された。(1)外向きの長波放射(OLR)が2月21~24日, 3月7~10日に震源域近くで $+2\sigma$ 以上の値となる。(2)GPS/TECが3月5~8日に増加。(3)低軌道電離層トモグラフィの異常が3月8日に北緯45~46度で見られる。(4)電離層F2領域臨界周波数foF2の国分寺と山川(鹿児島県)の相互相関係数が変化。(注:論文中でも触れられているが,3月10~12日にかけては磁気嵐が発生しており[地磁気観測所,2012],電離層の異常が出やすい条件にあった。)

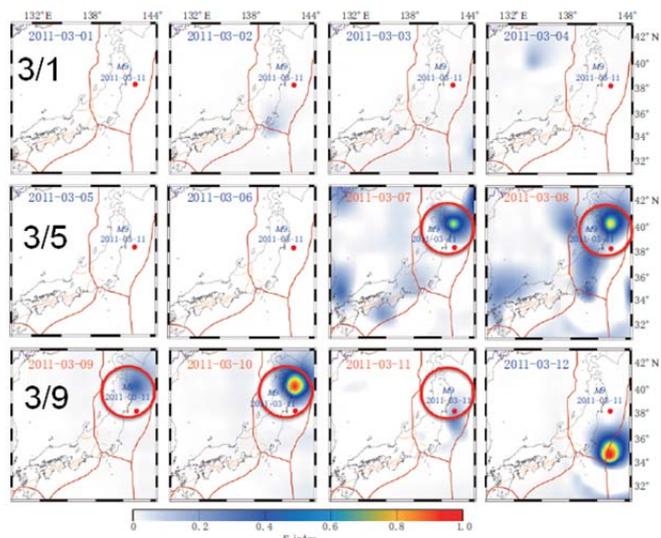


Figure 2 Time series of daytime anomalous OLR observed from NOAA/AVHRR (06:30 LT equatorial crossing time) for March 1-12, 2011. Tectonic plate boundaries are indicated by red lines and major faults by brown ones and earthquake location by open solid dots. Red circle show the spatial location of abnormal OLR anomalies within vicinity of M9.0 Tohoku earthquake.

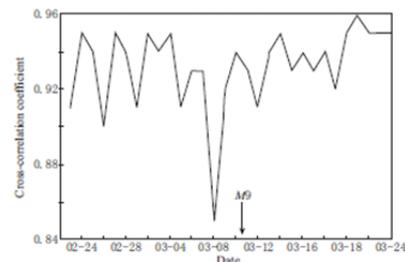


Figure 7 FoF2 data cross-correlation coefficient between daily variations at Kokubunji and Yamagawa stations.

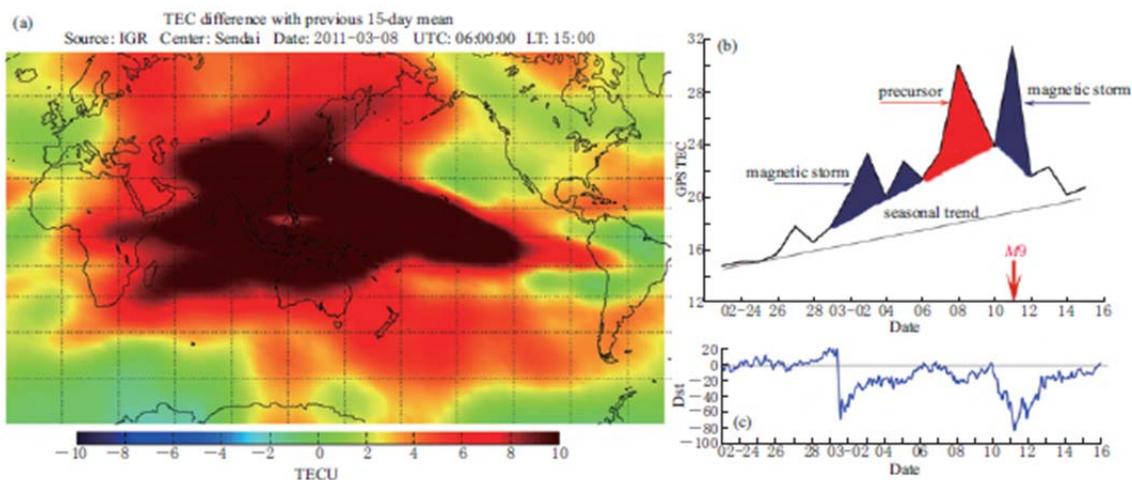


Figure 4 GIM GPS/TEC analysis. (a) Differential TEC map of March 8, 2011 at 15:00 LT. (b) Time series of GPS/TEC variability observed from February 23 to March 16, 2011 for the grid point closest to epicenter for the 15:00 LT. (c) Dst index for the same period. The Dst data were provided by World Data Center (WDC), geomagnetism, Kyoto, Japan.

7. 電離層関係の現象

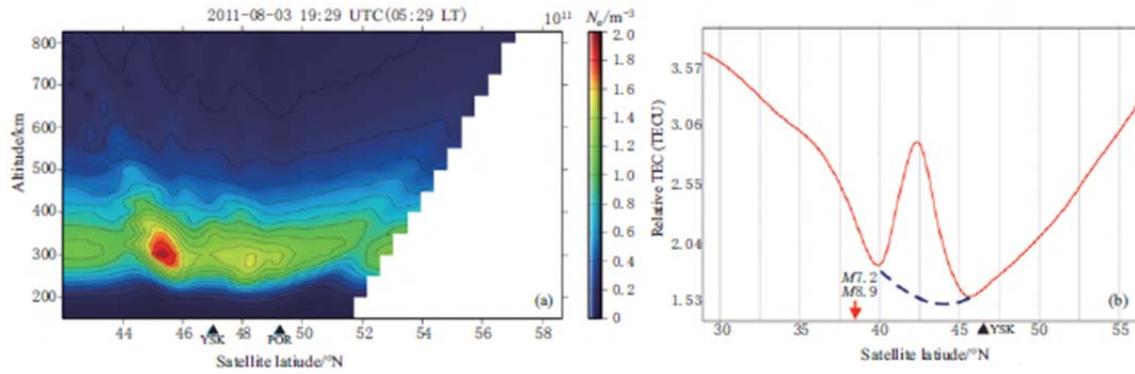


Figure 6 Ionospheric tomography reconstruction over Japan using COSMOS (Russia) satellites and receivers (see Figure 1) installed at Sakhalin Island. (a) Tomography map of March 8, 2011, 05:29 LT. (b) Ionospheric reconstruction over Japan for March 2011. Blue dashes line is the TEC reference line without earthquake influence, red arrow is location of M9.0 earthquake, and triangles, location of the ground receiver. YSK and POR represent the ground receivers Yuzhno-Sakhalinsk and Poronajsk.

(上左) 外向き長期放射(OLR)の異常, (上右) 電離層 F2 領域臨界周波数 foF2 の国分寺と山川の相互相関係数, (中) 3/8.06Z の GPS/TEC 偏差, (下) 低軌道電離層トモグラフィの異常.

8. 引用文献

【地震活動】

- 明田川保・福満修一郎, 2011, 震度 5 弱を観測するなどの顕著な地震が前震であった事例について, 験震時報, 74, 17-28.
- 明田川保・伊藤秀美, 2008, 静穏化・活発化の定量的評価への取り組みー地震活動評価のための静穏化・活発化検出プログラムの開発ー, 験震時報, 71, 93-102.
- 明田川保・他, 2007, X Window System を用いた地震検索・地震活動解析プログラム (REASA) の開発, 験震時報, 70, 51-66.
- 防災科学技術研究所, 2006, 海地域における深部低周波微動と短期的スロースリップの連続的な移動 (2006 年 1 月), 予知連会報, 76, 405-412.
<http://cais.gsi.go.jp/KAIHOU/report/kaihou76/6-5.pdf>
- 林元直樹・明田川保, 2010, 静穏化・活発化の定量的評価への取り組み (その 2)ー静穏化・活発化検出ツール (Seisqa) の開発ー, 験震時報, 73, 185-194.
- 弘瀬冬樹・前田憲二, 2011, 東北太平洋沈み込み帯の b 値の時空間変化, 日本地球惑星科学連合予稿集, MIS036-P96. <http://www2.jpгу.org/meeting/2011/yokou/MIS036-P96.pdf>
- Kato, A. et al., 2012, Propagation of slow slip leading up to the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, Science, 335, 705-708, doi: 10.1126/science.1215141.
<http://www.sciencemag.org/content/335/6069/705.full.pdf?sid=581c1984-b184-49f8-a745-e31378c7d6f>
- Katsumata, K., 2011, A long-term seismic quiescence started 23 years before the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M = 9.0), Earth Planets Space, 63, 709-712.
<http://www.terrapub.co.jp/journals/EPS/pdf/2011/6307/63070709.pdf>
- 気象庁, 2008a, 東北地方の地震活動の静穏化, 予知連会報, 79, 69-73.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou79/03_03.pdf
- 気象庁, 2008b, 東北地方とその周辺の地震活動, 予知連会報, 80, 55-65.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou80/03_01.pdf
- 気象庁, 2008c, 2007 年 11 月から継続している静岡県西部の地震活動について, 予知連会報, 80, 272-277.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou80/06_05.pdf
- 気象庁, 2009, 東北地方とその周辺の地震活動, 予知連会報, 81, 84-97.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou81/03_01.pdf
- 太田健治・他, 2010, プレート境界型繰り返し地震発生前の静穏化域検出 (2), 日本地球惑星科学連合予稿集, SSS012-03.
http://www2.jpгу.org/meeting/2010_disc2/program/PDF/S-SS012/SSS012-03.pdf
- Maeda, K., 1996, The use of foreshocks in probabilistic prediction along the Japan and Kuril trenches, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 242-254.
<http://www.bssaonline.org/content/86/1A/242.full.pdf+html>
- 前田憲二・弘瀬冬樹, 2011, 前震の経験則に基づく東北地方太平洋沖地震の予測可能性, 日本地震学会講演予稿集, P3-10.

- Maeda, K., and F. Hirose, 2012, Prediction Performance of Empirically Defined Foreshocks and Its Application to the 2011 Off Tohoku Earthquake, Abstracts of international symposium on statistical modeling and real-time probability forecasting for earthquakes, 14, http://bemlar.ism.ac.jp/sympo/all-abstract_merged-3-v2.pdf
- Matsu'ura, S., R., 2012, Power of relative quiescence, Abstracts of international symposium on statistical modeling and real-time probability forecasting for earthquakes, 13, http://bemlar.ism.ac.jp/sympo/all-abstract_merged-3-v2.pdf
- 楠城一嘉・他, 2011, 2011年東北地方太平洋沖地震震源域のb値の時空間変化, 予知連会報, 86, 121-122, http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_17.pdf
- Ogata, Y. et al., 1996, Statistical discrimination of foreshocks from other earthquake clusters, *Geophys. J. Int.*, 127, 17-30.
- Schuster, A., 1897, On lunar and solar periodicities of earthquakes, *Proc. R. Soc. London*, 61, 455-465.
- Shapiro, S. A. et al., 1999, Large-scale in situ permeability tensor of rocks from induced microseismicity, *Geophys. J. Int.*, 137, 207-213.
<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1046/j.1365-246x.1999.00781.x/abstract>
- 田中佐千子, 2011, 月や太陽の引力が地震の引き金に—東北地方太平洋沖地震に先行した地球潮汐の地震トリガー現象, *科学*, 81, 1060-1062.
- Tanaka, S., 2012, Tidal triggering of earthquakes prior to the 2011 Tohoku-Oki earthquake (M_w 9.1), *Geophys. Res. Lett.*, 39, L00G26, doi:10.1029/2012GL051179.
<http://www.agu.org/journals/gl/gl1207/2012GL051179/2012GL051179.pdf>
- Tanaka, S. et al., 2002, Evidence for tidal triggering of earthquakes as revealed from statistical analysis of global data, *J. Geophys. Res.*, 107, B10, 2211, doi:10.1029/2001JB001577. <http://www.agu.org/pubs/crossref/2002/2001JB001577.shtml>
- Tanaka, S., M. Ohtake, and H. Sato, 2004, Tidal triggering effect on earthquake occurrence precursory to large thrust earthquakes in subduction zones, *Eos Trans. AGU*, 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract, S21B-0275.
- 統計数理研究所, 2011a, 前震の確率予報の実施と評価: 東北地方太平洋沖地震までの15年間, 予知連会報, 86, 123-125. http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_18.pdf
- 統計数理研究所, 2011b, 東北地方太平洋沖地震の前震活動と広域的静穏化について, 予知連会報, 86, 134-141. http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_20.pdf
- 塚越利光・石垣祐三, 2003, 東海地域の地震活動レベルの評価, *月刊地球号外*, 41, 101-109.
- Utsu, T., 1961, A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, 30, 521-605.
- 宇津徳治, 1965, 地震の規模別度数の統計式 $\log n = a + bM$ の係数 b を求める一方法, *北海道大学地球物理学研究報告*, 13, 99-103.
- Wiemer, S., and M. Wyss, 2000, Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the western United States, and Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 859-869. <http://www.bssaonline.org/content/90/4/859.full.pdf+html>

- Woessner J., and S. Wiemer, 2005, Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 684-698, <http://www.bssaonline.org/content/95/2/684.full.pdf+html>
- 吉川澄夫, 2011, 平成 23 年東北地方太平洋沖地震前の地震活動静穏化現象, 日本地震学会講演予稿集, A32-07.
- 吉川澄夫・林元直樹, 2012, 2011 年東北地方太平洋沖地震前の静穏化現象—再考, 日本地球惑星科学連合予稿集, SSS25-03.
- 吉川澄夫・他, 2011, 客観的手法による地震活動静穏化の検出, 予知連会報, 85, 8-18.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou85/01_03.pdf

【地殻変動】

- 防災科学技術研究所(廣瀬仁), 2011, 2011 年東北地方太平洋沖地震前の傾斜記録, 地震予知連絡会会報, 86, 298-302. http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_40.pdf
- 伊藤喜宏・日野亮太・木戸元之・藤本博己・長田幸仁・稲津大祐・三浦哲・太田雄策・内田直希・辻健・芦寿一郎・三品正明, 2012, 2011 年東北地方太平洋沖地震発生前のスロースリップイベント, 日本地球惑星科学連合予稿集, SCG63-01.
- Ito, Y., R. Hino, M. Kido, H. Fujimoto, Y. Osada, D. Inazu, Y. Ohta, T. Iinuma, M. Ohzono, S. Miura, M. Mishina, K. Suzuki, T. Tsuji, and J. Ashi, 2012, Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Tectonophysics*, submitted.
- 海上保安庁, 2011, 海底地殻変動観測結果から得られた平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震発生前後の海底の動き, 地震予知連絡会会報, 86, 284-293.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_38.pdf
- 気象研究所(小林昭夫・木村一洋), 2011, 平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震の数年前からの震源域内の非地震性すべり, 地震予知連絡会会報, 86, 182-183.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_33.pdf
- 国土地理院, 2011, 東北地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 86, 184-272.
http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_34.pdf
- 西村卓也, 2011, 第 189 回地震予知連絡会についての報告, 日本地震学会ニュースレター, 23, 14-16.
- 西村卓也, 2012, 測地観測データに基づく東北日本の最近 120 年間の地殻変動, 地質学雑誌, 118, 278-293.
- Ozawa, S., T. Nishimura, H. Munekane, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire, 2012, Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, 117, B07404, doi:10.1029/2011JB009120.
- Suito, H., T. Nishimura, M. Tobita, T. Imakiire, and S. Ozawa, Interplate fault slip along the Japan Trench before the occurrence of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake as inferred from GPS data, *Earth Planets Space*, 63, 615-619, 2011.
<http://www.terrapub.co.jp/journals/EPS/pdf/2011/6307/63070615.pdf>

東北大学大学院理学研究科（太田・他），2011，2011年3月9日三陸沖地震(M7.3)－測地データおよび地震活動から推定される前震およびその余効変動－，地震予知連絡会会報，86，309-312. http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou86/03_42.pdf

【その他】

地磁気観測所，2011年3月の磁気嵐，

<http://www.kakioka-jma.go.jp/obsdata/mstorm2011/mstorm201103.html> (2012/6/8 参照)

He, L., L. Wu, S. Pulinets, S. Liu, and F. Yang, 2012, A nonlinear background removal method for seismo-ionospheric anomaly analysis under a complex solar activity scenario: A case study of the M9.0 Tohoku earthquake, *Advances in Space Research*, 50, 211-220. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117712002311>

日置幸介，2011，超高層大気は巨大地震の発生を知っていたか？，*科学*，81，1063-1064.

Heki, K., 2011, Ionospheric electron enhancement preceding the 2011 Tohoku - Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L17312, doi:10.1029/2011GL047908. <http://www.agu.org/pubs/crossref/2011/2011GL047908.shtml>

Kakinami, Y., M. Kamogawa, Y. Tanioka, S. Watanabe, A. R. Gusman, J.-Y. Liu, Y. Watanabe, and T. Mogi, 2012, Tsunamigenic ionospheric hole, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L00G27, doi:10.1029/2011GL050159. <http://www.agu.org/pubs/crossref/2012/2011GL050159.shtml>

Ouzounov D, Pulinets S, Romanov A, Romanov A, Tsybulya K, Davidenko D, Kafatos M, Taylor P, 2011, Atmosphere-ionosphere response to the M9 Tohoku earthquake revealed by multi-instrument space-borne and ground observations: Preliminary results, *Earthquake Science*, 24, 557-564.

2011年東北地方太平洋沖地震前に見られた前兆的現象ー地震活動の変化ー

前兆の種類		特徴		発現期間		予測の可能性		備考および問題点	
静穏化	時間	定義によりまちまち、4～23年前から静穏化が見られる。	時期	静穏化域の長径と相関あり。	場所	本震震源域とは必ずしも一致せず、その周辺。	p値は本震前に低下を示し異常であることはわかる。しかしながら、どの値まで下かれば本震が発生するかが不明なため時期の予測は困難。	p値は本震前に低下を示し異常であることはわかる。しかしながら、どの値まで下かれば本震が発生するかが不明なため時期の予測は困難。	静穏化域の長径と相関あり。
	空間	震源域の深部や北部の他、西南日本を含む日本全国で静穏化が現れた。	規模	異常であることはわかるが予測が困難。					
地球潮汐	時間	約10年前から、前震・本震付近での中規模地震の発生に地球潮汐との強い相関あり。	時期	異常であることはわかるが予測が困難。	場所	p値が本震破壊開始点の近くで低い。	p値は本震前に低下を示し異常であることはわかる。しかしながら、どの値まで下かれば本震が発生するかが不明なため時期の予測は困難。	p値は本震前に低下を示し異常であることはわかる。しかしながら、どの値まで下かれば本震が発生するかが不明なため時期の予測は困難。	Mw7.5以上の逆断層地震については、 $6/11=55\%$ (予知率)でp値の低下、適中率は求められていない。
	空間	前震・本震付近で地球潮汐との強い相関あり。	規模	空間的な低い値域とアスペリティの広がりとに相関あり。					
b値	時間	遅くとも2005年頃からb値は低下、前震活動で更に低下。	時期	異常であることはわかるが予測が困難。	場所	空間的な低い値域とアスペリティの広がりとに相関あり。	b値は本震前に低下を示し異常であることはわかる。しかしながら、どの値まで下かれば本震が発生するかが不明なため時期の予測は困難。	b値は本震前に低下を示し異常であることはわかる。しかしながら、どの値まで下かれば本震が発生するかが不明なため時期の予測は困難。	左記の予測はMaeda (1996)他の予測モデルに基づく。適中率は約30%、予知率は38%。適応できる領域が限られている(地震の頻発性が高い岩手沖、宮城沖、茨城沖で特に有効)。尾形(2011)によると3月9日の最大前震(M7.3)発生時には本震発生率は約20%と算出。
	空間	低い値域と本震で大きく滑った領域の対応が良い。	規模	空間的な低い値域とアスペリティの広がりとに相関あり。					
前震	時間	約1ヶ月前から前震活動。	時期	特定の条件を満たす地震から4日以内の発生を予測。	場所	緯度経度0.5°メッシュ内の発生を予測。	明田川・福満(2011)によると、一般に前震一本震型は数%で、前震の5日以内に海域で7割、陸域で9割の本震が発生。震源の移動と本震の発生の因果関係についてはまだ十分調査されていない。	明田川・福満(2011)によると、一般に前震一本震型は数%で、前震の5日以内に海域で7割、陸域で9割の本震が発生。震源の移動と本震の発生の因果関係についてはまだ十分調査されていない。	M6.0以上または前震の規模以上の本震を予測。
	空間	本震破壊開始点の北側で群発的な前震活動が発生。前震活動は徐々に本震方向へ移動した。	規模	M6.0以上または前震の規模以上の本震を予測。					

※適中率: 全ての前兆現象のうち本震と関連した前兆の割合。
 ※予知率: 対象とする全ての本震のうち前兆が現れた本震の割合。
 ※いずれの解析も地震活動が低調な領域では推定できない。

2011年東北地方太平洋沖地震前に見られた前兆的現象—地殻変動の変化—

前兆の種類	特徴		発現期間	予測の可能性		備考および問題点
	時間	空間		時期	場所 規模	
長期的 スロースリップ	2003年頃から本震までMw7.5以上.	本震震源域の南西部.	中・長期 (4～10年前)	予測は困難.	スロースリップの発生が必ずしも地震の発生につながるとは限らない.	
	本震震源域の南西部.			本震震源域とは必ずしも一致せず、その周辺. 予測は困難.		
短期的 スロースリップ	2008年11月下旬にMw6.8. 2011年1月下旬～2月上旬にMw7.0.	本震震源と海溝軸の間.	中・短期 (2年～1ヶ月 前)	予測は困難(3日前の前震後もすべりの加速見られず).	スロースリップの発生が必ずしも地震の発生につながるとは限らない.	
	2008年11月下旬にMw6.8. 2011年1月下旬～2月上旬にMw7.0.			スロースリップの近傍で本震発生.		
	本震震源と海溝軸の間.			予測は困難.		

2011年東北地方太平洋沖地震前に見られた前兆的現象—その他の変化—

前兆の種類	特徴		発現期間	予測の可能性		備考および問題点
	時間	空間		時期	場所 規模	
電離層関係	数十分～数日前.	直前の全電子数異常は本震震源域全体、数日前の全電子数異常はインド洋から西太平洋までの広域、2～3日前の外向き長期放射は岩手県沖、3日前の低軌道電離層トモグラフィの異常は北緯45～46度(稚内相当).	短期・直前 (1週間～数 十分)	予測は困難(異常はあるが頻度不明).	今回の本震前後は磁気嵐の影響を受けている.地震前兆現象との因果関係不明.	
	直前の全電子数異常は本震震源域全体、数日前の全電子数異常はインド洋から西太平洋までの広域、2～3日前の外向き長期放射は岩手県沖、3日前の低軌道電離層トモグラフィの異常は北緯45～46度(稚内相当).			予測は困難(異常現象が震源付近から半球規模まであり)		
	直前の全電子数異常は本震震源域全体、数日前の全電子数異常はインド洋から西太平洋までの広域、2～3日前の外向き長期放射は岩手県沖、3日前の低軌道電離層トモグラフィの異常は北緯45～46度(稚内相当).			地震前数十分の全電子数異常が見られるのはM8後半の地震.		

南海トラフの地震発生シミュレーション

#弘瀬 冬樹・前田 憲二(気象研)

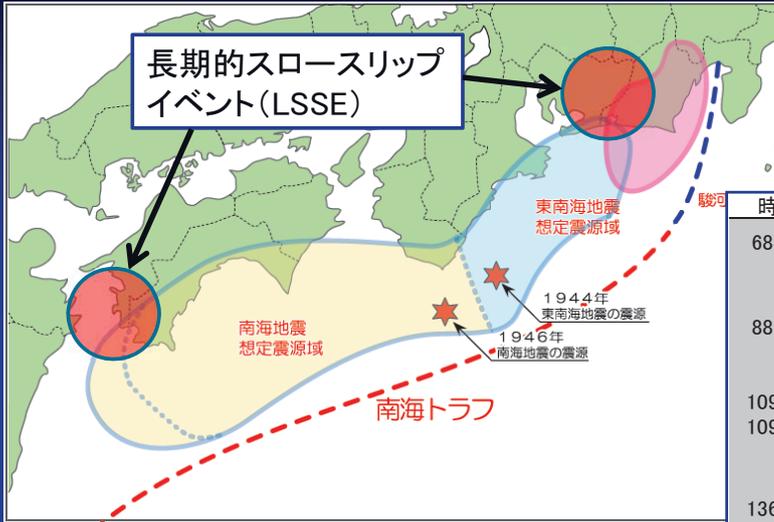
1

目次

1. 南海トラフ沿い巨大地震の発生履歴
2. 長期的スロースリップイベントの発生履歴
3. パラメータ設定
4. 結果
5. まとめ
6. 仮定(不確定要素)

2

南海トラフ沿い巨大地震の発生履歴



目的
シミュレーションで再現する。

時間 [年]	南海	東南海	東海	発生前隔 [年]	平均 [年]
684 (白鳳)		11月29日		-	
887 (仁和)	8月26日			203	
1096 (永長)		12月17日		209	
1099 (康和)	2月22日				
1361 (康安)	8月3日			262	
1498 (明応)	7月9日?	9月20日		137	
1605 (慶長)		2月3日		107	
1707 (宝永)		10月28日		102	
1854 (安政)	12月24日	12月23日		147	
1944 (昭和)		12月7日		90	
1946 (昭和)	12月21日			-	

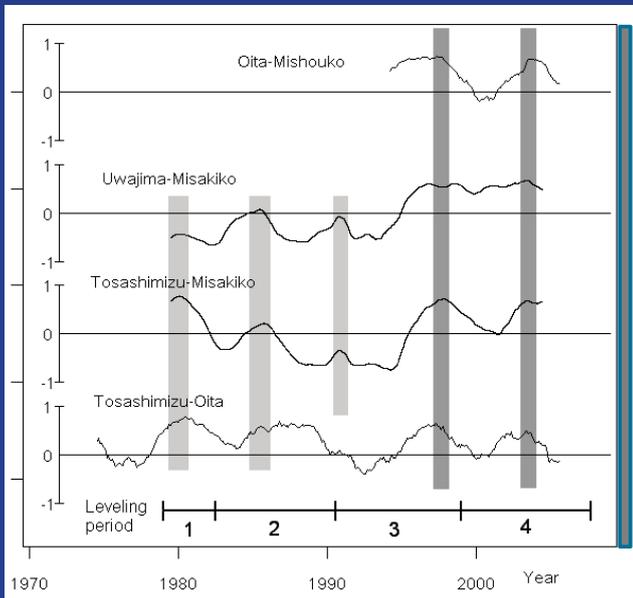
111.5

- ・約110年周期で発生
- ・紀伊半島沖付近から破壊開始
- ・東海地域は1854年以降発生していない
- ・東海と豊後水道でLSSEが繰り返し発生

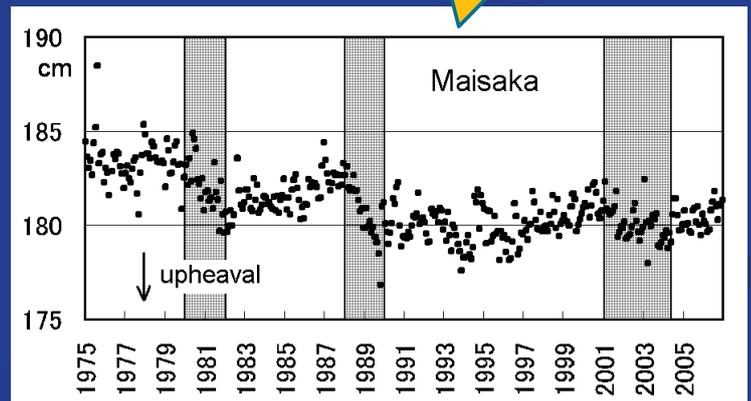
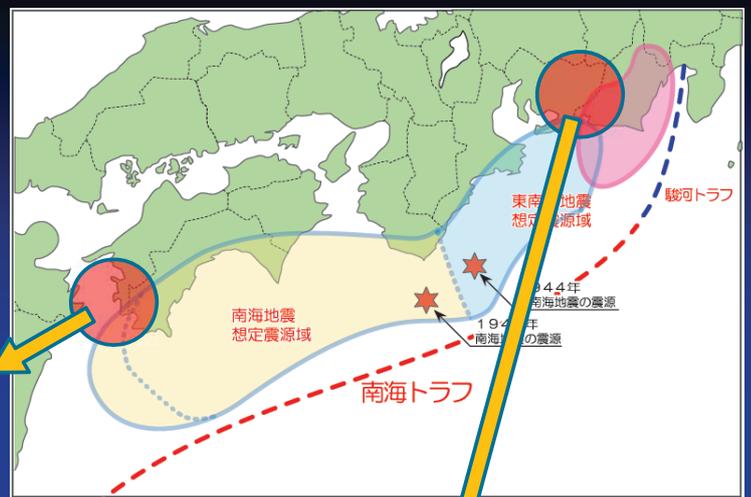
[安藤 (1999), 都司 (1999), 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001)]

LSSEの発生履歴

東海地域: 周期約10-30年
豊後水道: 周期約6年



小林・山本 (2010)

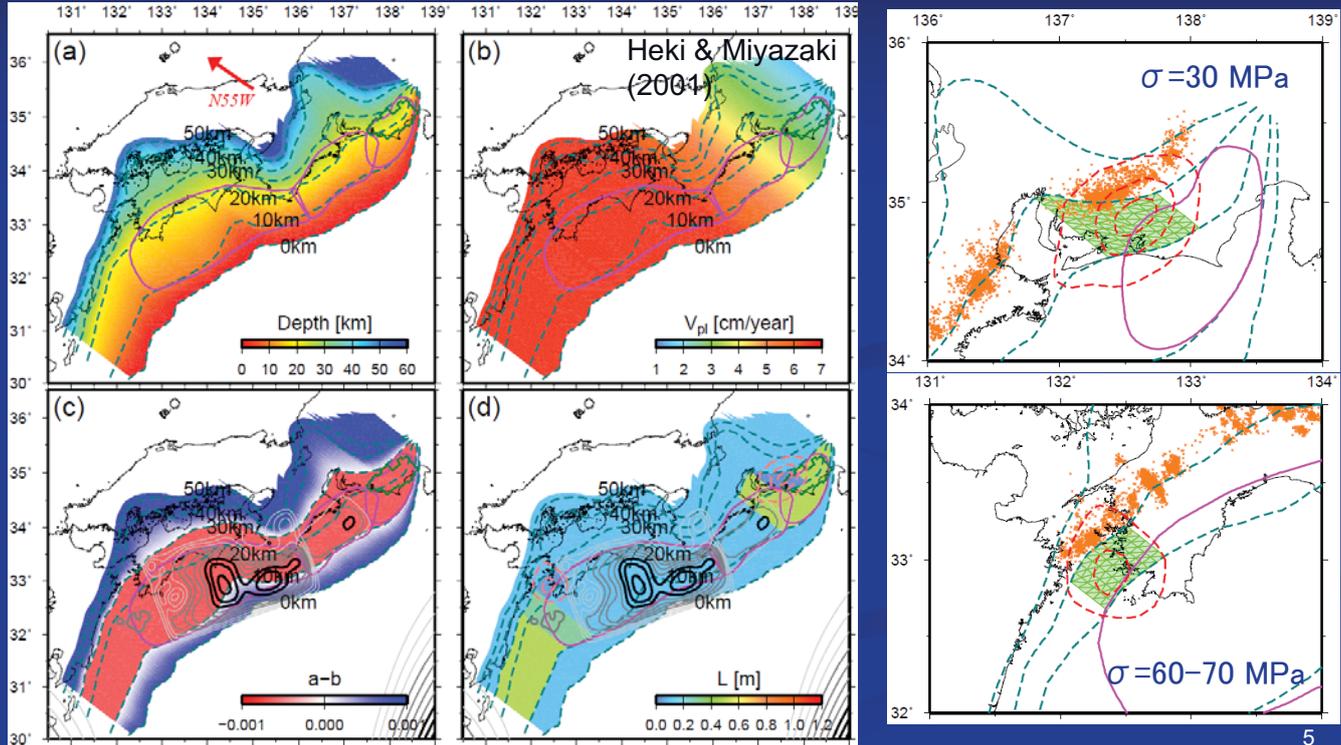


小林・吉田 (2004)

パラメータ設定

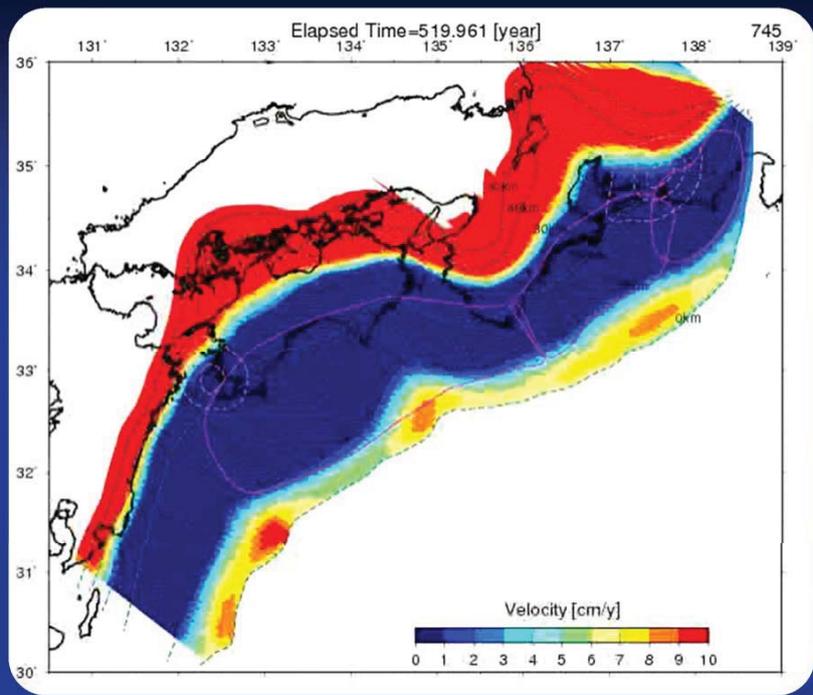
摩擦構成則はComposite Law
[Dieterich (1979), Kato & Tullis (2001)].

沈み込んだ海嶺を考慮して特徴的すべり量 L を大きく。⇒東海の割れ残り
東海・豊後水道LSSE域の L と有効法線応力 σ を小さく。⇒繰り返すスロースリップ



5

すべり速度分布(アニメ)

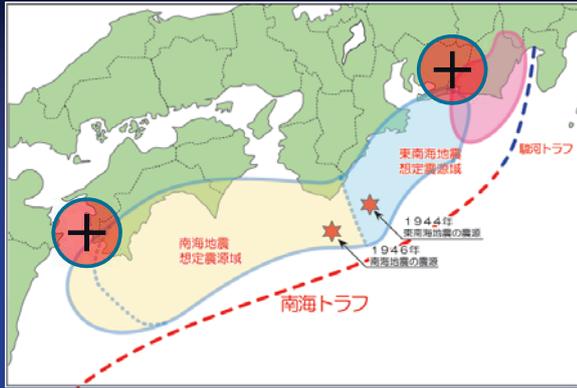


- ・約110年周期で大地震が発生
- ・紀伊半島沖付近から破壊開始
- ・東海地域は1854年以降発生していない
- ・東海と豊後水道でLSSEが繰り返す発生



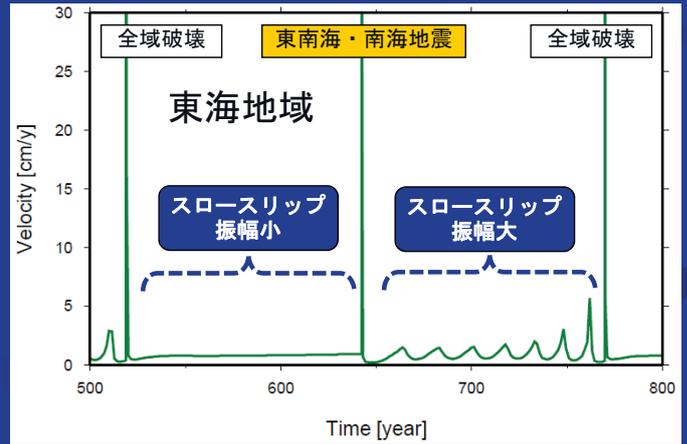
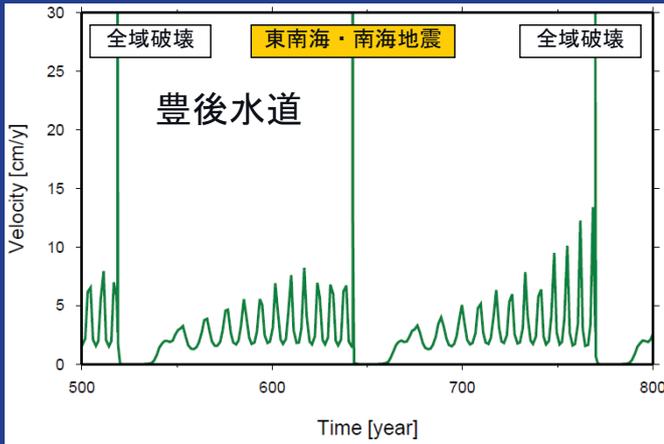
- (約120年周期)
- ◎
- △ (割れ残るパターンあり)
- ◎ (周期15-18年[東海], 6-10年[豊後])

結果(スロースリップイベント)

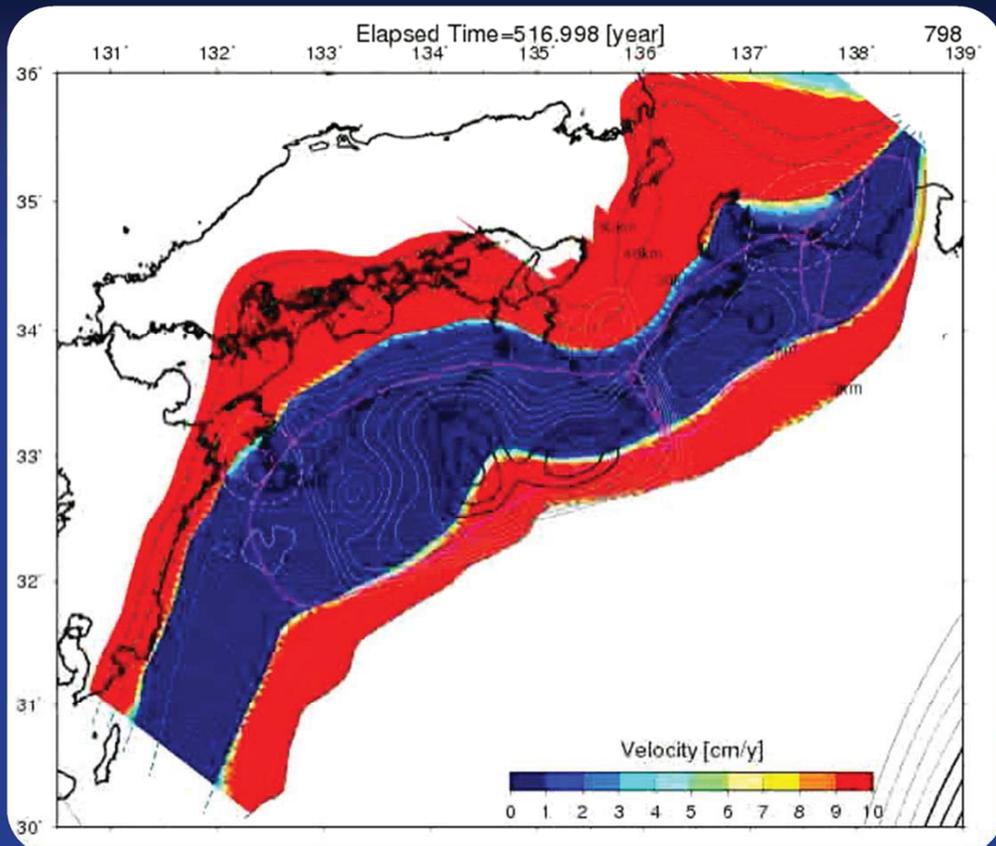


東海地域で近年の大規模なスロースリップが発生したのは、1944年の東南海地震で東海地域が割れ残ったことによる影響を反映しているのかもしれない。

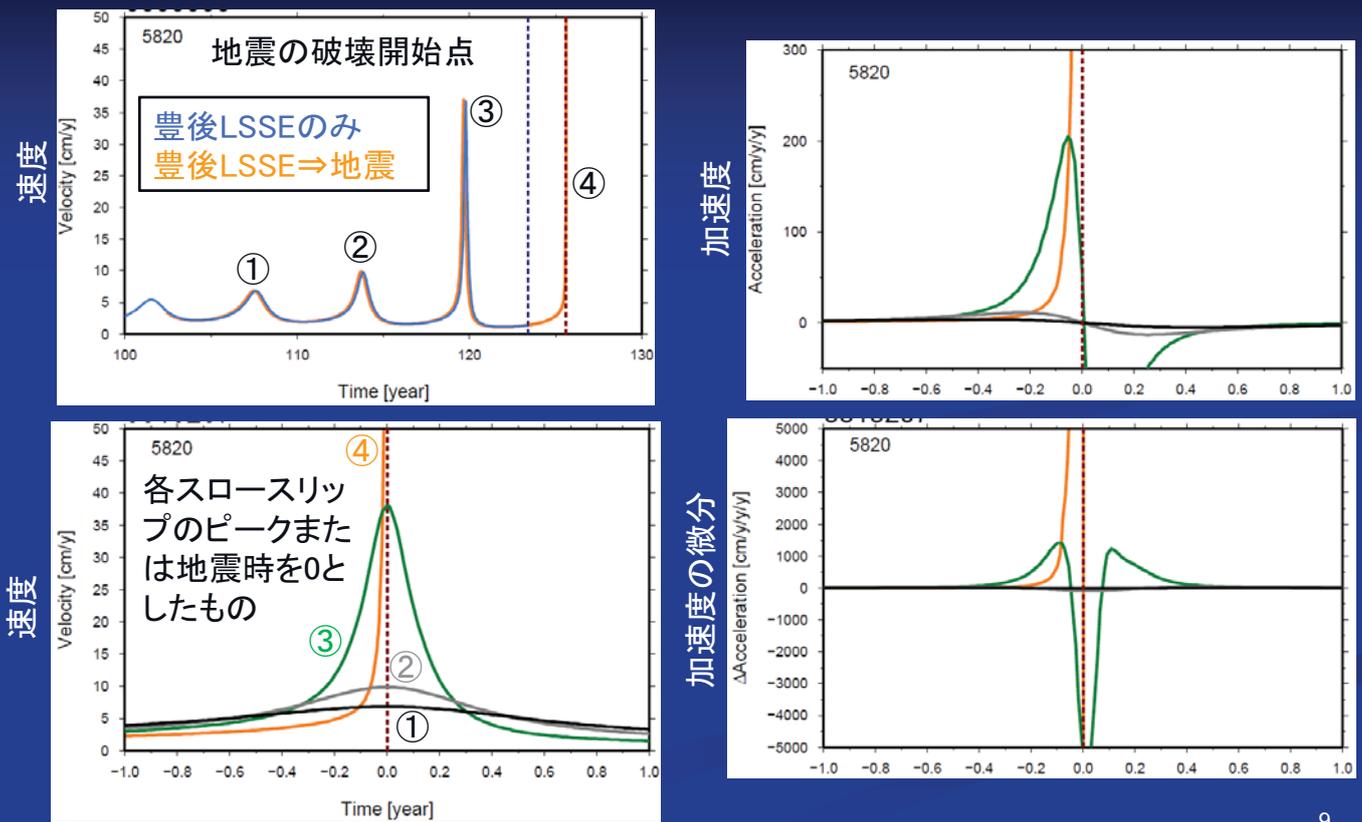
東海地域: 周期15-18年
豊後水道: 周期6-10年



すべり速度分布(豊後水道LSSE→加速→巨大地震)



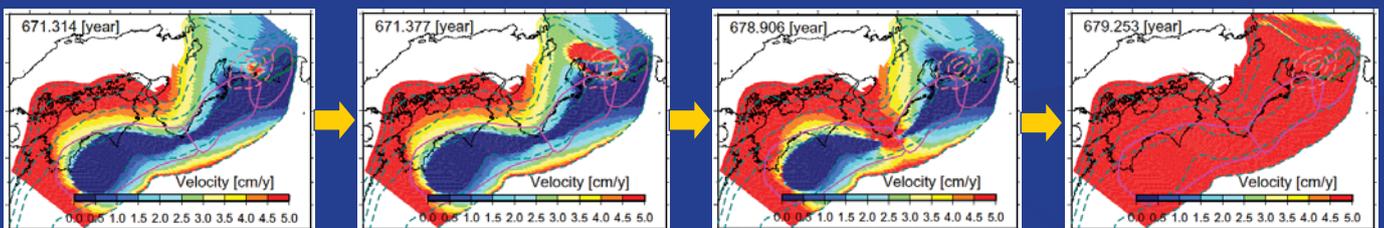
すべり速度・加速度変化(豊後水道LSSE→加速→巨大地震)



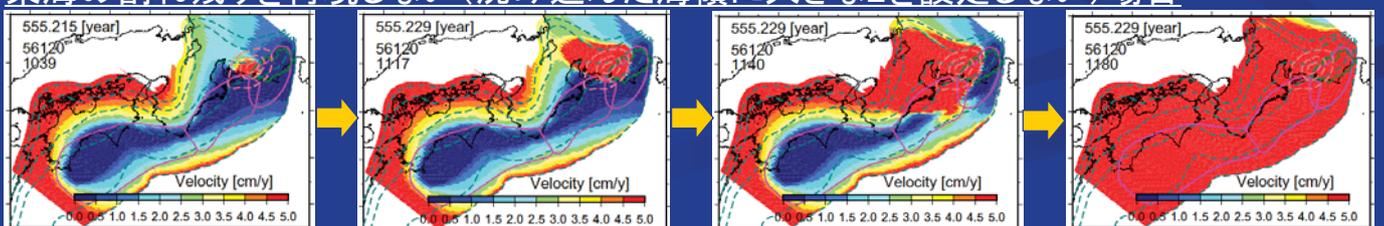
東海地震は？

東海地震が単独で発生するモデルは未完成.

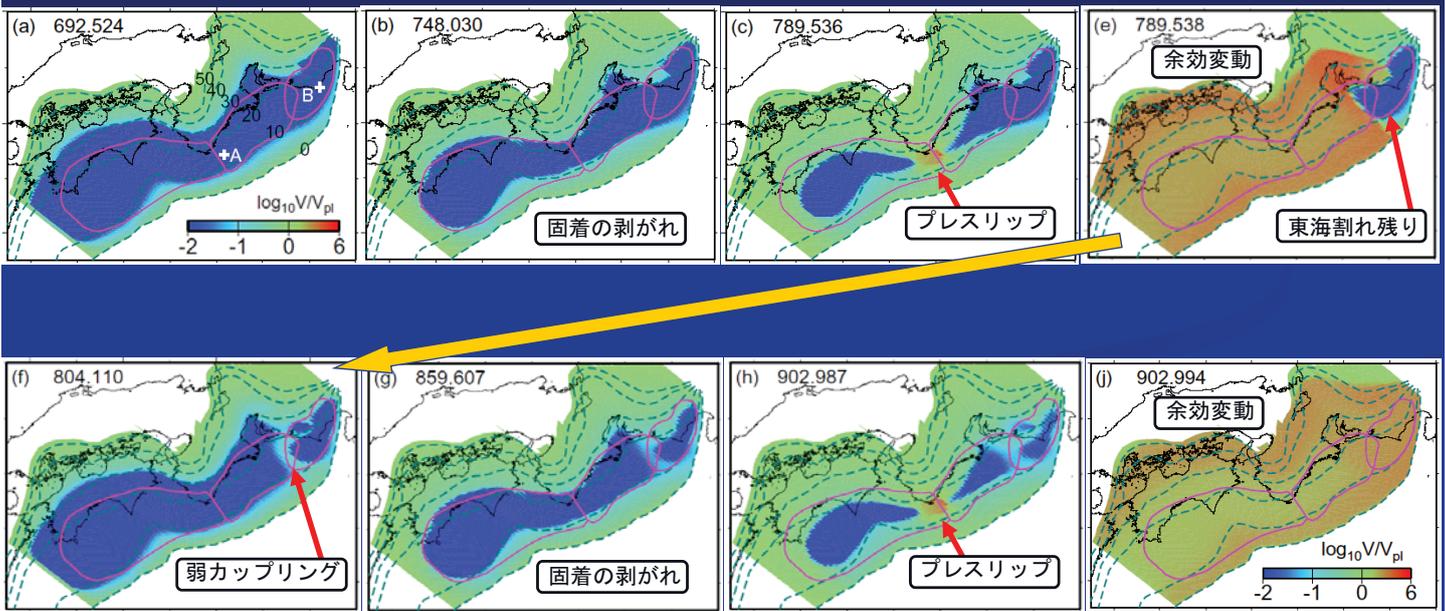
- 沈み込んだ海嶺として大きなLを設定することで東海地域の割れ残りを再現。
- ⇒しかし、その大きなLの存在のため、LSSEが加速しても破壊伝播が抑制される。
- ⇒M7クラスの地震が深部で発生するだけで、東海地震にはならない。
- ⇒結局、紀伊半島沖から破壊が開始し、南海トラフ全域を破壊する巨大地震。



東海の割れ残りを再現しない(沈み込んだ海嶺に大きなLを設定しない) 場合



おさらい(すべり速度分布)

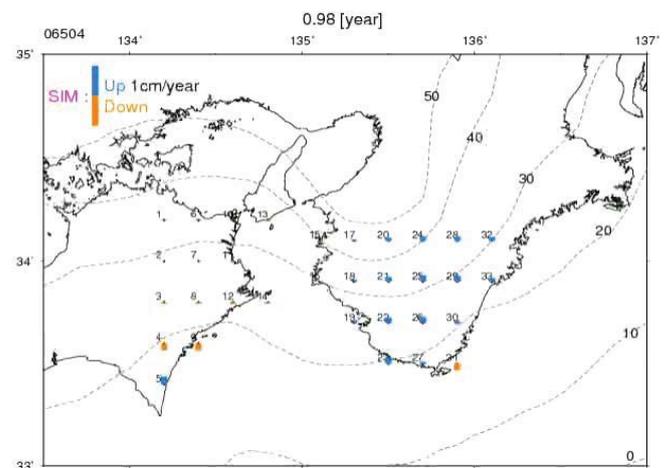
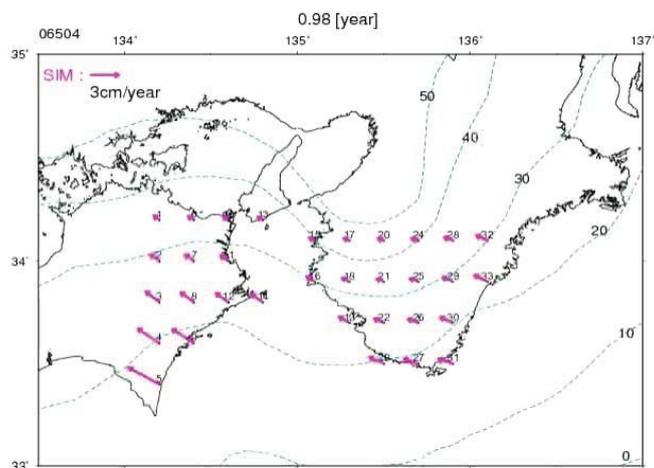


11

地震直前1年間の地殻変動(アニメ)

水平成分

鉛直成分



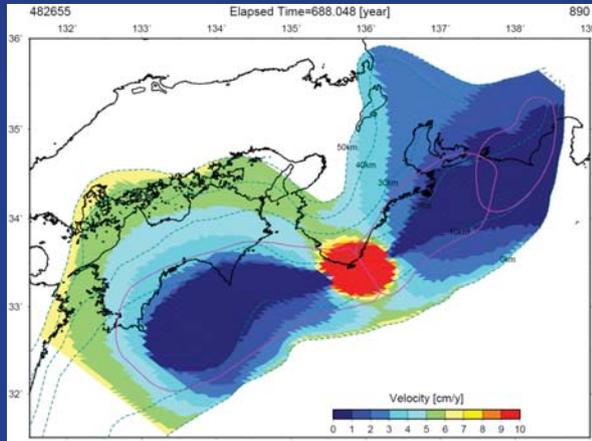
固定点: 江津GPS観測点(観測点番号940075, 北緯34.999度, 東経132.211度)

12

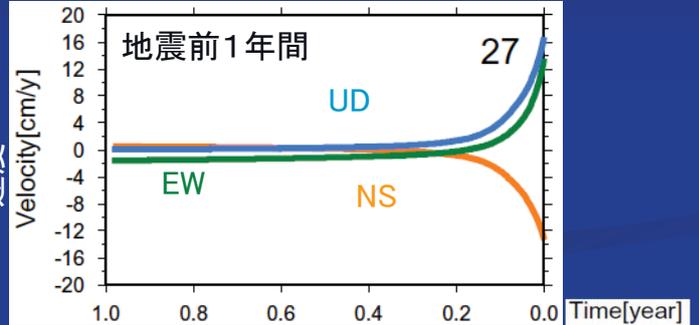
地震前に期待される出来事

1. 深部および浅部から固着の剥がれが生じる.
2. 破壊開始点付近でプレスリップが発生する.

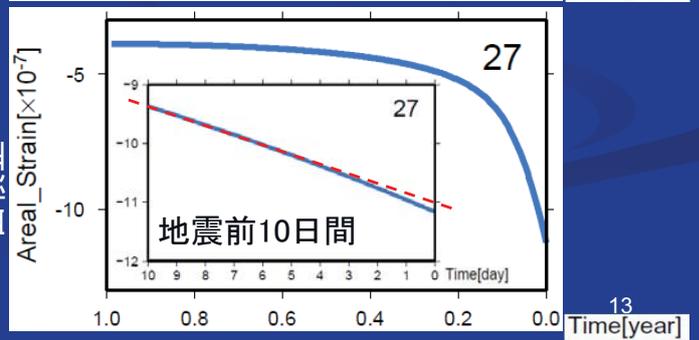
⇒GPS or 歪計で観測可能?



速度

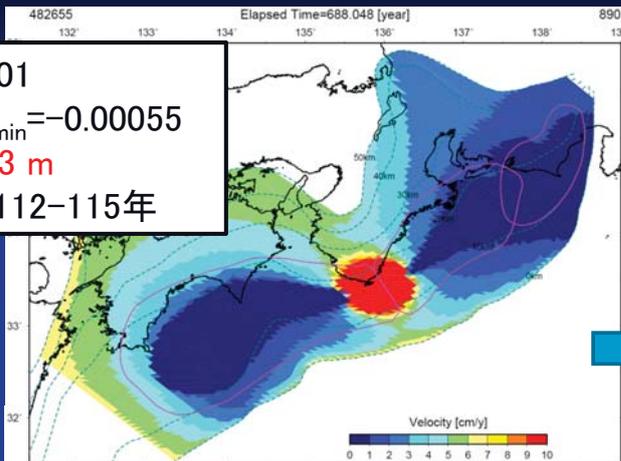


面積歪

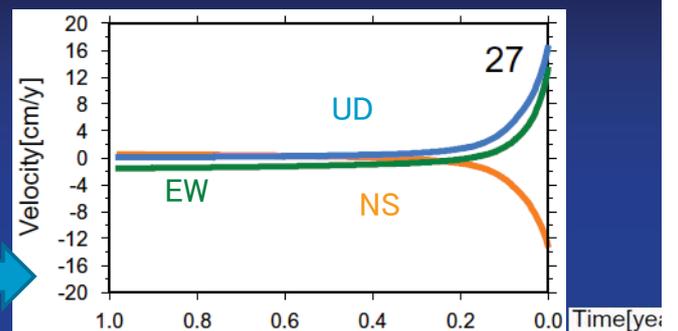


プレスリップのパラメータ依存性

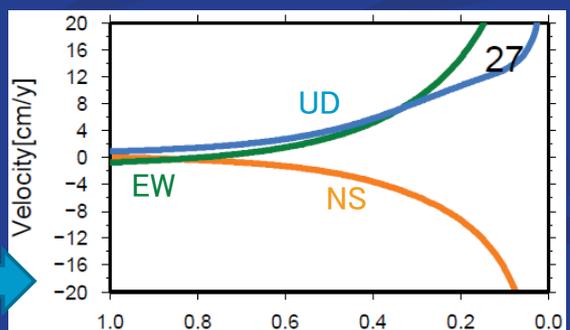
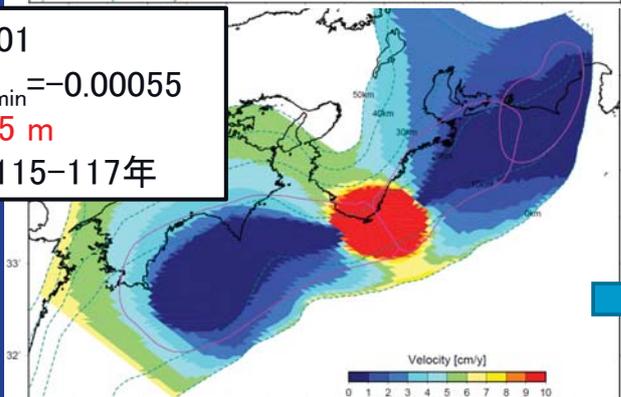
$a=0.001$
 $(a-b)_{\min}=-0.00055$
 $L=0.13 \text{ m}$
 $\Delta T=112-115 \text{ 年}$



地震前1年間



$a=0.001$
 $(a-b)_{\min}=-0.00055$
 $L=0.15 \text{ m}$
 $\Delta T=115-117 \text{ 年}$



まとめ

1. 紀伊半島沖を震源とする東南海地震・南海地震が約120年のサイクルで発生し、2回に1回は東海地域も破壊するモデルが得られた。
2. 東海地域で約15-18年、豊後水道で約6-10年の周期を持つLSSEが発生した。LSSEの周期は時間とともに短くなり、規模は大きくなる傾向を示した。
3. 豊後水道のLSSEが加速し、南海トラフ沿い巨大地震のトリガーとなるパターンも現れた。ただし、九州南東沖－琉球海溝付近のプレート面すべりの影響をさらに検討する必要がある。
4. 東海地震は東南海・南海地震に連動するパターンはあるが、単独で発生するパターンはまだ作成できていない。
5. 本シミュレーションではプレスリップは必ず発生する。ただし、その規模はパラメータに大きく依存する。

15

仮定(不確定要素)

1. パラメータの選択の妥当性。
2. 粘弾性の効果を考慮していない。
3. 地震時のダイナミックな破壊の効果を考慮していない。
4. 岩石実験による摩擦構成則を適用。
5. 計算領域外では定常的にすべりが生じている。
6. 3次元形状を用いているが、すべりの方向は一方向。
7. 法線応力の変化分は考慮していない。

16