

12-12 東海地域の割れ残り と 長期スローイベントとの関係

Relation of the Unbroken Focal Zone and the Long-term Slow Slip Events in the Tokai Region

弘瀬冬樹・前田憲二 (気象研究所地震火山研究部)

Fuyuki Hirose and Kenji Maeda

(Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute)

1. はじめに

駿河・南海トラフ沿いでは、巨大地震がおおよそ 100 ~ 150 年間隔で過去幾度となく発生しており¹⁾、今世紀中にもその再来が懸念されている。特に東海地域では、前回の 1854 年安政東海・南海地震から 150 年以上が経過 (2010 年現在) し、1944 年の東南海地震で割れ残った領域は、いわゆる想定東海地震として、いつ地震が発生しても不思議ではないといわれている²⁾。

浜名湖の南方には、エアガン探査から、沈み込んだ海嶺の存在が示唆されている³⁾。1944 年昭和東南海地震では、紀伊半島沖から北東方向へ破壊が伝播した⁴⁾が、その破壊域が沈み込んだ海嶺の手前付近で停止し、東海地域が割れ残っていることから、沈み込んだ海嶺が破壊伝播を抑制するバリアとして働いた可能性が推察される。一方、東海地域では長期的スロースリップイベントが約 10 ~ 30 年周期で発生している⁵⁾。最近では、2000 年中頃から 2005 年中頃までの約 5 年間継続し、年間 5 ~ 10 cm のすべり量を持ち、規模は Mw7.1 以上と推定されている⁶⁾。その長期的スロースリップイベントと高 Vp/Vs 域とに空間的な対応関係がみられることから、これらのイベントはスラブの脱水によってもたらされた高間隙圧が原因で発生していると指摘されている⁷⁾。

そこで本研究では、沈み込んだ海嶺やスラブの脱水が想定される領域のパラメータに空間的不均質を与えて数値シミュレーションを行い、東海地域の割れ残り と スロースリップを再現することを試みた。

2. 計算手法

プレート境界面でのすべりの時間発展の計算には、食い違い弾性論⁸⁾ から得られる応力と Composite law と呼ばれる速度 - 状態依存摩擦構成則^{9), 10)} に従う摩擦力の準静的つり合いから導出される微分方程式を、5 次の Runge-Kutta 法を用いて数値的に解く手法¹¹⁾ を用いた。

計算領域は、南海トラフ沿いの東海から四国西部とし、摩擦パラメータ a-b は概ね深さ 10 ~ 30 km で負となるよう設定した。特徴的すべり量 L を、スロースリップ域で 0.01 ~ 0.02 m、沈み込む海嶺付近で 0.5 m、その他は 0.1 m とした。有効法線応力は、スロースリップ域で 20 ~ 40 MPa、その他は 100 MPa とした。また、プレート収束速度¹²⁾ は、西 (6.5 cm/y) から東 (1.5 cm/y) へ徐々に小さくなるように与えた。

3. 結果

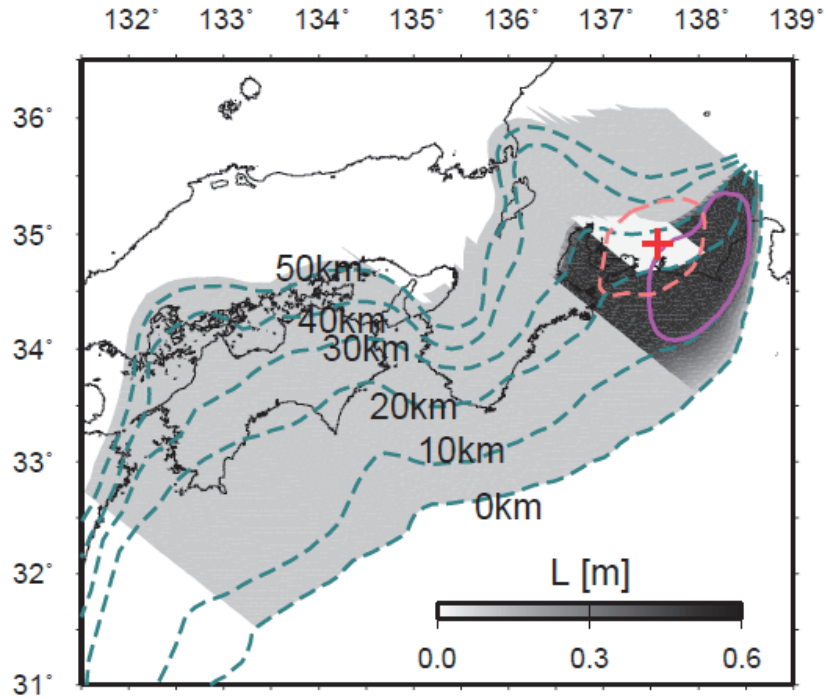
上記パラメータを与えてシミュレーションしたところ、紀伊半島沖を破壊開始点とする東南海地震・南海地震が約 110 年のサイクルで発生し、2 回に 1 回は東海地域までは破壊が進展せず、割れ残るモデルが得られた。さらに地震サイクル中には、浜名湖の北側領域において、設定するパラメータによって周期約 6 ~ 17 年の長期的スロースリップも発生し、特に東海地域が割れ残った後のサイク

ルにおけるスロースリップの規模の方が大きくなった。このことから、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起因しているのかもしれない。

ただし、本シミュレーションで得られた地震の発生様式は、安政や昭和のように南海地震が遅れて発生する複雑なパターンではなく、慶長や宝永のように東南海と南海地震が同時に破壊するシンプルなパターンの再現にとどまっている。今後はより複雑な過去の発生様式の再現を目指す。

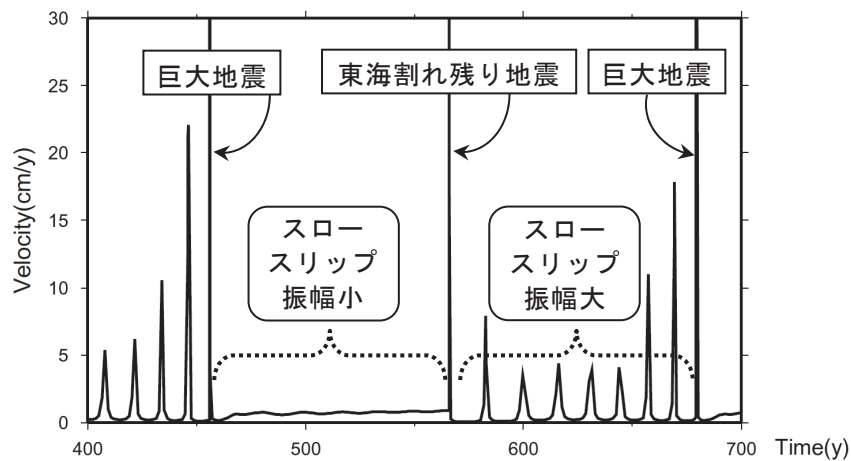
参 考 文 献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001) , 南海トラフの地震の長期評価について .
- 2) 石橋克彦 (1976) , 地震学会予稿集 , 30-34.
- 3) Kodaira, S., T. Iidake, A. Kato, J. Park, T. Iwasaki, and Y. Kaneda (2004) , Science, 304, 1295-1298.
- 4) Kikuchi, M., M. Nakamura, and K. Yoshikawa (2003) , Earth Planets Space, 55, 159-172.
- 5) 小林昭夫・吉田明夫 (2004) , 測地学会誌 , 50, 209-212.
- 6) 国土地理院 (2007) , 予知連会報 , 77, 229-312.
- 7) Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa (2008) , J. Geophys. Res., 113, B09315.
- 8) Rice, J. R. (1993) , J. Geophys. Res., 98, 9885-9907.
- 9) Dieterich, J. H. (1979) , J. Geophys. Res., 84, 2161-2175.
- 10) Kato, N. and T. E. Tullis (2001) , Geophys. Res. Lett., 28, 1103-1106.
- 11) Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery (1992) , Cambridge Univ. Press, 963 pp.
- 12) Heki, K. and S. Miyazaki (2001) , Geophys. Res. Lett., 28, 2313-2316.
- 13) 中央防災会議 (2001) , 「東海地震に関する専門調査会」報告書 .



第1図 特徴的すべり量Lの空間分布. 紫線で囲まれた領域は東海¹³⁾の想定震源域を示す. 青破線はフィリピン海プレートの等深線を示す⁷⁾. 桃破線は2001年～2005年における東海スロースリップのすべり速度 (1 cm/y)⁶⁾を示す.

Fig.1 Spatial distribution of the characteristic slip distance L. Area enclosed by purple line represents the expected source region of the Tokai earthquake¹³⁾. The broken blue lines denote iso-depth contours of the Philippine Sea plate interface⁷⁾. The broken pink line denotes the observed Tokai slow slip rate (1 cm/y) on the plate interface in the period of 2001-2005⁶⁾.



第2図 第1図の+におけるプレート間すべり速度の時間変化.

Fig. 2 Time evolution of slip velocity at the plate interface beneath the cross in Fig. 1.