

— 原著論文 —

フィリピン海プレートの3次元形状が
南海トラフ巨大地震発生に及ぼす影響兵藤 守^{1*}, 堀 高峰¹

東海沖から四国沖に至る南海トラフでは、紀伊半島の東側で巨大地震がまず発生し、同時～数年で西側でも発生する。また過去に起きた3組の巨大地震は、規模と再来間隔が減少するとともに、紀伊半島の東西での破壊の時間遅れが徐々に増加している。近年、この変化のメカニズムに関する仮説が提案され、数値シミュレーションで検証されつつある。ただし、これらのシミュレーションは屈曲したフィリピン海プレートの3次元形状を平面で近似したものであった。そこで、プレート形状を平面・曲面の両方でモデル化し、共通の摩擦特性分布を与えたシミュレーションで、プレート形状の影響を検討した。その結果、3次元形状を考慮したモデルの場合、南海地震震源域となる紀伊水道では、応力増加率が大きく低下し、平面断層で再現できた歴史地震の特徴とは乖離した発生パターンが一部生じた。一方、東西の地震のセグメント境界での摩擦パラメータ値の数%の変化によって、平面断層とほぼ同じ振る舞いが再現されることもわかった。このことから、南海トラフでの地震発生には、プレートの屈曲に起因する応力変化よりも、セグメント境界の摩擦パラメータの不均質に起因する応力や強度の変化がより支配的であると言える。

キーワード：地震サイクル，フィリピン海プレートの3次元形状，南海トラフ

2009年12月17日受領；2010年3月8日受理

1 独立行政法人海洋研究開発機構・地球内部ダイナミクス領域

*代表執筆者：

兵藤 守

独立行政法人海洋研究開発機構・地球内部ダイナミクス領域

〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町3173-25

045-778-5888

hyodo@jamstec.go.jp

著作権：独立行政法人海洋研究開発機構

— Original Paper —

Modeling of Nankai earthquake cycles: Influence of 3D geometry of the Philippine Sea plate on seismic cycles

Mamoru Hyodo^{1*} and Takane Hori¹

Great interplate earthquakes have repeatedly occurred in pairs along the Nankai trough. Ruptures started to the east of the Kii Peninsula and propagated to the west within a few years, and, especially for the last three events, the delay within pairs of earthquakes gradually increased as the magnitude and recurrence interval of events decreased. Recent numerical simulations of the earthquake cycles, based on a plane fault model with depth-dependent frictional properties and anomalous structure beneath the Kii Peninsula, have qualitatively reproduced the characteristics of earthquakes along the Nankai trough. We used a similar numerical simulation to examine the effect of the 3D geometry of the Philippine Sea (PHS) plate on the earthquake cycles. To the east of the Kii Peninsula, where the PHS plate is relatively flat, the stress increase rate is similar to that of the plane fault model. In contrast, the stress increase rate west of the Kii Peninsula is considerably lower; in this region there is marked flexure of the PHS plate. Furthermore, east-west gaps in the stress increase rates of the 3D plate model greatly increase the delay time (by ~60 years) between simulated Tonankai and Nankai earthquakes. However, we tested our 3D plate model with minor adjustments of the frictional parameters beneath the Kii Peninsula (reducing characteristic slip distance by only a few percent) and showed that the earthquake cycles thus simulated were nearly the same as those of the plane fault model. Therefore, frictional properties at the boundary between Tonankai and Nankai earthquakes have greater influence on earthquake occurrence patterns than stress changes related to 3D plate geometry.

Keywords: earthquake cycle, 3D geometry of the Philippine Sea plate, Nankai trough

Received 17 December 2009 ; Accepted 8 March 2010

1 Institute for Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

*Corresponding author:

Mamoru Hyodo

Institute for Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

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

Tel. +81-45-778-5888

hyodo@jamstec.go.jp

Copyright by Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

1. はじめに

東海から四国沖にかけては、西南日本下へのフィリピン海プレートの沈み込みにともなって、マグニチュード8クラスのプレート境界大地震が繰り返し発生してきた(Ando, 1975). これらの地震は、地震動による被害はもちろんのこと、津波や地殻変動、井戸水の枯れ等、広域にわたって特有の被害をもたらすため、歴史資料にもとづいてかなり古い時代まで遡ることができる。そのような資料をまとめて推定された震源域の広がりや地震の発生時期を示したものがFig. 1である(石橋, 2002). この図からわかるように、紀伊半島を境に大きく分けて2つに震源域がセグメント化されている。そして、ほとんどの場合、東側で先に地震が起こり、数日~数年間経ってから西側で地震が起こる。ただし1707年(宝永)東海・南海地震のように、両者がほぼ同時に起こったと考えられる場合もある。いずれにしても、数年以内で東海から四国沖の震源域全体で地震が起こる。一方、地震の再来間隔は様々に変化しており、1707年東海・南海地震から次の1854年東海地震までは150年近く間があくが、その次の1944年東南海地震は、わずかに90年後である。また、1707年以前の間隔を見ても、100

年前後から200年以上まで大きく変化している。

こうした地震の再来間隔や震源域の広がりの変化の原因については、当初はランダムあるいはカオス的であると考えられていた(例えばHuang and Turcotte, 1990). これは、過去の地震の起こり方についての歴史資料が当初十分に収集・検討されておらず、ほとんど系統的なパターンが見られないと考えられていたことによる(Ando, 1975). 例えば、紀伊半島より西側が先に起こったり、東西セグメントの片方しか起こらない時があったりすると考えられていた。しかし、前述のように数年以内に東海から四国沖で毎回地震が起こり、しかも東海側が先に起こるといった規則性がほぼ満たされている(石橋, 2002)ことから、発生間隔や規模の変化を力学モデルにもとづいて説明する試みが最近になって行われるようになってきた(Hori et al., 2004; Hori, 2006; Kodaira et al., 2006). これらはプレート境界面に働く摩擦が、岩石実験から求められた摩擦則(Dieterich, 1979; Kato and Tullis, 2001)に従うと仮定して、プレート境界地震の繰り返しをプレート境界での固着・すべりの時空間変化でモデル化したものである。ただし、上記のモデルは沈み込むフィリピン海プレートの(3次元的な)形状を平面断層で近似したものであった。

その後、フィリピン海プレートの3次元的な形状が地震の起こり方に与える影響について、プレート境界面を三角形小断層で分割したモデルを用いて調べられ始めている(弘瀬ほか, 2009). ただし、彼らはHori et al. (2004)と同様に、深さ方向の摩擦特性の不均質しか考慮しておらず、紀伊半島を境にした震源域の分割や再来間隔変化は扱っていない。この条件では、紀伊半島沖から破壊が開始し、東西に向かいほぼ同時に破壊が伝播するといったHori et al. (2004)による平面断層近似の計算とはほぼ同様な地震発生パターンを示し、プレート境界面が屈曲していることによる影響はそれほど顕著ではない。しかしながら、紀伊半島周辺はフィリピン海プレートが大きく屈曲している場所であるため、Kodaira et al. (2006)が示した紀伊半島沖の構造不均質を反映させた場合には、地震の再来間隔等の変化のパターンが、平面断層の場合と比べて大きく変わる可能性がある。場合によっては、歴史地震の定性的な発生パターンが、プレート境界面形状を考慮したモデルでは再現できないことも考えられる。

そこで本研究では、屈曲したプレート境界面形状を考慮したモデルで、発生間隔や規模の変化がどのように平面断層の場合とは異なるか、異なるとすればその原因は何かを調べるとともに、平面断層のモデルで再現された定性的な発生間隔と規模の変化のパターン(Hori, 2006; Kodaira et al., 2006)が、3次元的なプレート境界面形状を考慮したモデルでも生じるかを調べる。

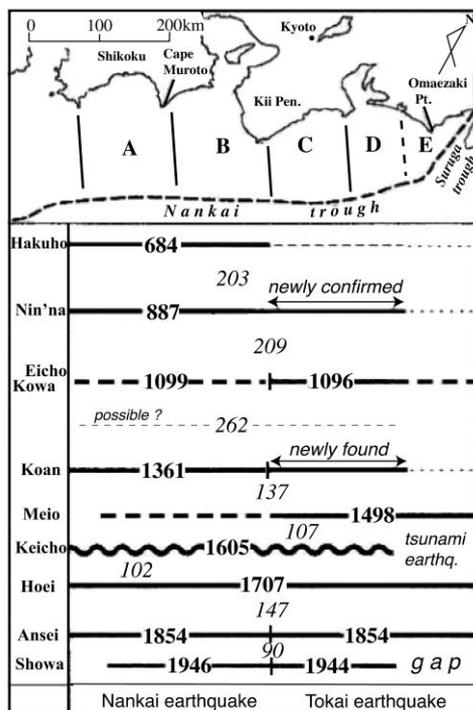


Fig. 1. Historical interplate earthquake sequence along the Nankai trough (some additions to the original figure of Ishibashi, 2002). The year of occurrence, interval between, and east-west extent of each earthquake is also shown.

図1. 過去の南海トラフ巨大地震の発生系列(石橋, 2002に加筆). 過去約1400年間の各イベントの発生年, 破壊領域, イベント間の再来間隔を示している。

2. モデルと計算手法

2.1. 地震発生の繰り返しのモデル

プレート境界で発生する地震の繰り返しのモデルを、プレート相対運動からのずれ（すべり遅れ）の蓄積と解放過程としてモデル化する（Rice, 1993 等）。プレート境界面の周囲を線形弾性媒質と仮定し、定常すべりや地震波による応力変化を無視すれば、面に働くすべり方向のせん断応力 τ の時間変化は、すべり遅れ分布により、以下のように表現できる。

$$\frac{d\tau_i}{dt} = \sum_j K_{ij}(V_j - V_{pl,j}) - \frac{G}{2\beta} \frac{dV_i}{dt} \quad (1)$$

ここで V , V_{pl} は、すべり速度、プレートの相対運動速度である。また、 G , β は媒質の剛性率及びS波速度を示している。各物理量の添字 i , j はプレート境界面を離散化した面素の番号であり、例えば V_j は面素 j のすべり速度に対応する。右辺第1項の K_{ij} は面素 j の単位すべりによる面素 i 上の静的せん断応力変化を表す、すべり応答関数である。右辺第2項は、高速すべり時の弾性波伝播によるエネルギー散逸の効果を近似するために導入された項である（Rice, 1993）。

また、プレート境界面の摩擦は、岩石実験にもとづいて導入されたすべり速度・状態依存摩擦則（Dieterich, 1979; Kato and Tullis, 2001）に従うと仮定する。

$$V_i = V_* \exp \left[\frac{\tau_i - (\tau_{s*,i} + \Delta\tau_{s,i})}{A_i} \right] \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{d\Delta\tau_{s,i}}{dt} = & \frac{B_i}{L_i/V_*} \exp \left(-\frac{\Delta\tau_{s,i}}{B_i} \right) \exp \left(-\frac{V_i}{V_c} \right) \\ & - \frac{V_i}{L_i} \left\{ \Delta\tau_{s,i} + B_i \ln \left(\frac{V_i}{V_*} \right) \right\} \end{aligned} \quad (3)$$

このうち(2)式は、せん断応力 τ と摩擦強度 $(\tau_{s*} + \Delta\tau_s)$ 、すべり速度 V を関係づける断層の構成方程式であり、応力と摩擦強度の差によって、そこでのすべり速度 V がパラメータ A を通し規定されることを意味する（Nakatani, 2001）。ここで、 V_* は任意のすべり速度であって、 τ_{s*} , $\Delta\tau_s$ はそれぞれ、 V_* で定常すべりしているときの基準摩擦強度、その基準摩擦強度からの強度変化に対応する。以下では $V_* = V_{pl}$ とする。また(3)式は、摩擦強度の変化の仕方を規定するものであり、右辺第1項、第2項はそれぞれ、時間とともに強度が回復する効果とすべりに伴って強度が低下する効果を表す。なお、 V_c は、すべり速度の増加に伴って、強度の時間発展則を第1項から第2項へ切り替えるためのパラメータであり、ここでは $10^{-8} m/s$ とする（Kato and

Tullis, 2001）。

すべり・すべり速度の変化に伴う摩擦変化の詳細を説明するために、 $V \gg V_c$ として、すべり速度を $V_* \rightarrow V$ ($V > V_*$) のように時刻 $t=0$ でステップ的に増加させた場合を考える。このとき、(3)式の右辺第1項を無視して時間積分し、(2)式と組み合わせれば

$$\tau = \tau_{s*} + A \ln \left(\frac{V}{V_*} \right) + B \ln \left(\frac{V}{V_*} \right) \left\{ \exp \left(-\frac{X}{L} \right) - 1 \right\} \quad (4)$$

となる。ここで、すべり速度 V ですべったすべり量を X ($= Vt$) とおき、簡単化のためプレート境界面の離散化を表す添字 i は省略してある。(4)式の右辺第3項が摩擦強度の変化 $\Delta\tau_s$ に対応するので、強度 $\Delta\tau_s$ がすべり XL に伴って指数関数的に減衰することがわかる。このため、 L が小さいほどすべり X に伴う強度低下率が大きくなり、高速なすべりを起こし易くなる。逆に、 L が大きいと多少のすべりでは強度が低下せず、すべりに対してブレーキをかけたり、すべる際にはゆっくりしたすべりを起こし易いと言える。また、すべりが進行し、 $X \gg L$ となると、 $\tau = \tau_{s*} + (A-B) \ln(V/V_*)$ とみなせる。従って、 $A-B > 0$ なら、すべり速度が増加した場合に摩擦が増加し（速度強化）、 $A-B < 0$ なら、すべり速度増加に対し摩擦が減少すること（速度弱化）になる。このように A , B , および L が、すべり様式を支配するパラメータになっている。なお、(4)式は、応力の次元を持つため、 τ_{s*} , A , B は、断層にかかる法線応力 σ と間隙圧 P から決まる有効法線応力 $\sigma_{eff} = \sigma - P$ を使って $\tau_{s*} = \mu_{s*} \sigma_{eff}$, $A = a \sigma_{eff}$, $B = b \sigma_{eff}$ のように表される。ここで、 μ_{s*} , a , b は、それぞれ V_* で定常すべりしているときの摩擦係数、すべり速度変化に対応する摩擦係数変化、すべりに対する摩擦係数変化に対応し、これらは断層上の位置に依存する定数パラメータとなっている。したがって、厳密に言えば A , B はすべりに伴う法線応力変化に依存して時間変化することになる。しかしながら、本研究で使用するプレート境界形状がなめらかなこと（2.2.節参照）から、静岩圧に起因する法線応力と比較すれば、すべりに起因する法線応力変化は微小と考え、すべりに起因する法線応力変化を考慮しないものとする（詳しくは2.4.節参照）。つまり、本研究では A , B を断層上の位置のみに依存する定数とみなす。その上で、平面断層の場合と3次元プレート形状を考慮した場合で、すべりに伴うせん断応力変化の違いが地震サイクルに及ぼす影響に焦点を絞る。

一連の基礎方程式(1), (2), (3)を組み合わせることにより、すべり遅れの蓄積と、その解放過程としての地震の繰り返し（地震サイクル）をモデル化できることは、定

性的には以下のように理解できる。摩擦強度 ($\tau_{s0} + \Delta \tau_s$) に比べて面に働くせん断応力 (τ) が十分低い場合、(2)式により、すべり速度 V は駆動速度 V_p に比べて非常に小さく、ほぼ固着している状態になる。その場合は、(1)式より、すべり遅れの蓄積に伴う応力増加が、摩擦強度に達するまでは緩やかに生じる。応力が十分に増加して摩擦強度を超えると、 V_p より高速なすべりが発生し、すべり遅れを解消するようすべりが発生し始める。このとき(1)式に従い、すべりの発生に伴って応力が解放される。この際に応力解放より速く、すべりに伴う強度の低下が(3)式の第2項に従って起これば、すべりはさらに加速されて地震のような高速すべりを引き起こす。そしてすべり遅れが解消され、応力と摩擦強度の関係が逆転するとすべりは減速する。このとき強度が低いから、(3)式の第1項によって、高い強度増加率で強度の回復が生じる。これによって摩擦強度に比べて応力が十分に低い最初の状態が実現する。こうして、再びすべり遅れの蓄積が生じ、

地震が繰り返されることになる。

2.2. プレート境界面形状

前節に示したように、プレート境界で発生する地震サイクルを数値シミュレーションで取り扱うためには、対象とするプレート境界面を有限個の面素に離散化する必要がある。

本研究と同じく南海トラフ域を取り扱ったHori et al. (2004), Hori (2006), Kodaira et al. (2006) では、傾斜 10° の低角平面断層を均等な矩形の面素(小断層)に離散化し、矩形小断層のすべりによる応力変化(Okada, 1992)を各小断層間のすべり応答関数として定義している。そして、深さに依存した摩擦パラメタの分布を与えるために、その平面断層上にプレート境界面の等深線を投影している(Fig. 2)。ここでのプレート境界面形状は、海域での地震波速度構造探査・スラブ内地震の震源にもとづいて決定されたものである(Baba et al., 2002)。なお、Baba et al.

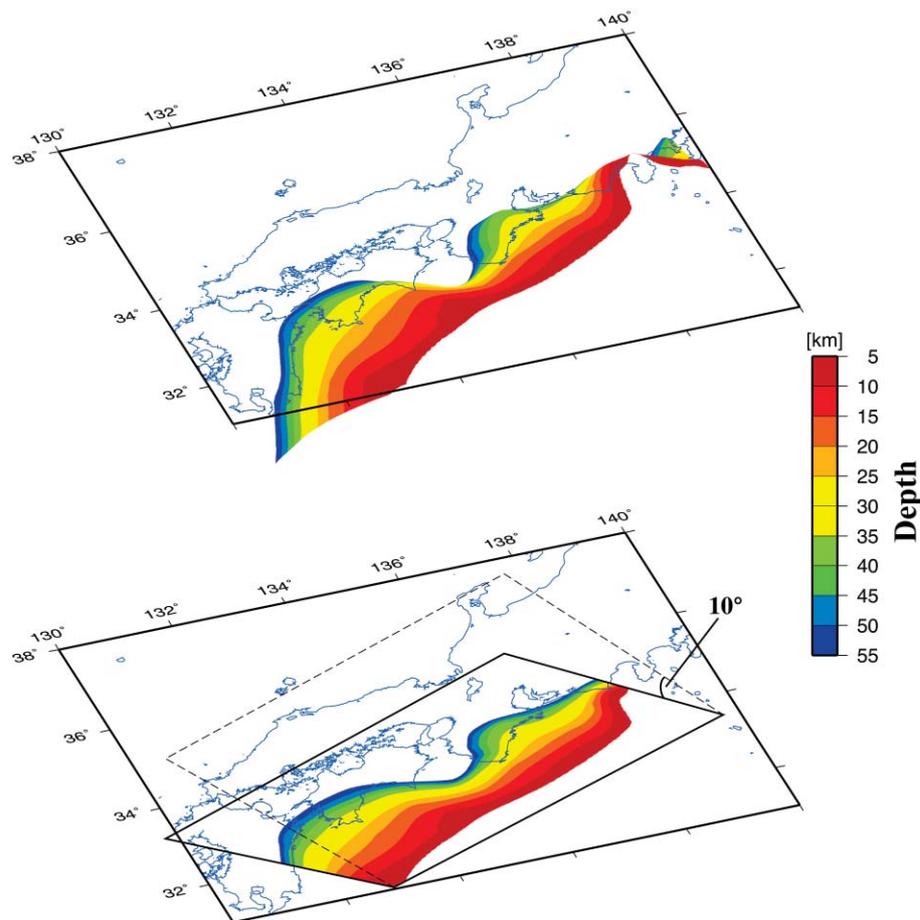


Fig. 2. Configurations of the Philippine Sea plate used to calculate static shear stress changes. Upper panel: 3D fault model based on that of Baba et al. (2002). Lower panel: Plane fault model with a dip angle of 10° ; colors correspond to the vertical projection of the 3D plate configuration onto the dipping fault plane.

図2. 静的応力変化の計算に使用するフィリピン海プレートの形状。(上) Baba et al. (2002) にもとづくプレートの3次元形状を直接考慮した3次元プレート形状モデル。(下) 3次元プレート形状を地表面に対し 10° 傾斜した平面に鉛直投影した平面断層モデル。

(2002) のプレート形状は、海域での構造探査結果を反映したモデルであるため、海底下に存在する南海トラフ沿い巨大地震のアスペリティ形状をモデル化するのに適している。

これに対し本研究では、Baba et al. (2002) のプレート境界面形状を3次元的に有限個の面素に離散化してすべり応答関数を求める。具体的には、まずプレート境界面上に格子状に点を配置する。このとき地表からみて格子間隔が等しくなるように配置し (Fig. 3 (下) の青丸)、その格子間隔は2.7kmとする。これは1.2km 格子を使用したHori (2006) より約2 倍粗いモデルに相当するものの、本研究で用いる摩擦パラメタ (2.4 節) に対しては、十分に連続体近似 (Rice, 1993) が成り立つような格子間隔である。3次元的に見た場合、各格子を構成する四辺形は、ねじれを有する。このためFig. 3 (下) の青線で示すように各格子を3つの三角形小断層に分割する。そして、これら3つ

の三角形小断層が同時に単位すべりをした際の応力変化を計算する。ここで応力変化を評価する点は、四辺形小断層を構成する4点の重心 (Fig. 3 (下) の赤十字) とする。また、応力成分は、3つの三角形のうち重心を内部に含む三角形の面に、沈み込みの向きを投影した方向のせん断成分を計算する。なお、各三角形での単位すべりによる応力変化の計算には、半無限弾性媒質中の angular dislocation (Cominou and Dundurs, 1975) の重ね合わせによるプログラム (W.D. Stuart, 私信) を用いた。

また、3次元プレート形状を考慮した結果と比較するため、平面断層の場合も計算する。その際、離散化に用いる格子点の水平位置を上記と同じになるように設定し、深さのみを傾斜角10°の平面断層上にする。さらに、3つの三角形への分割も同様に行い、同じプログラムを用いて応力変化を計算する。こうすることで、後述べる摩擦パラメタ等の離散化された空間分布が水平面

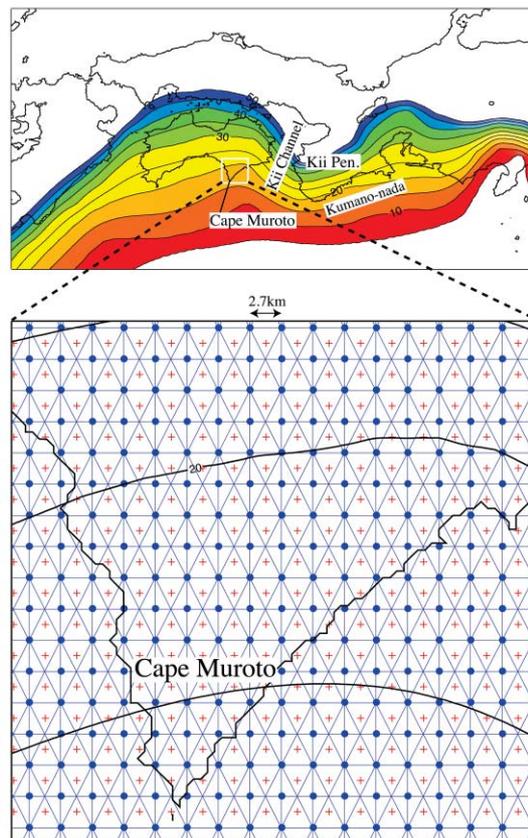


Fig. 3. Discretization for the calculation of slip-response functions for the 3D fault model. Upper panel: Contours are isodepth lines (interval 5km) for the upper surface of the subducting Philippine Sea plate (Baba et al., 2002). Lower panel: Division of the plate interface into sub-faults. Each square defined by four blue points (2.7km×2.7km cell) corresponds to a vertical projection of one sub-fault onto the Earth's surface. Each sub-fault is approximated by three triangles for calculation of angular dislocations. The slip-response functions are represented by the stress changes on sub-faults, which are the combined effect of three angular dislocations within one sub-fault. These stress changes are estimated at the locations marked by red crosses.

図3. 3次元形状を考慮した断層モデルでのすべり応答関数計算のための離散化。(上) Baba et al. (2002) によるプレート境界上面の等深線分布。(下) プレート境界の小断層への分割方法。地表から見てプレート境界上面を青丸で定義される2.7km×2.7kmの小断層に分割する。各小断層を青線で分割される3つの三角形で近似し、分割した3つの三角形のすべりに対する各小断層上での応力変化をすべり応答関数として定義する。ここで、赤十字が各小断層上での応力評価点を示している。

に投影すると、屈曲した場合と一致することになる。なお、曲面・平面ともに、弾性媒質の弾性定数は剛性率 30GPa 、ポアソン比 0.25 、密度 $2.8 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ (S波速度 3.27km/s) を仮定している。

2.3. プレート間相対速度の分布

フィリピン海プレートと西南日本の載ったプレートとの相対速度は、伊豆半島が東側で衝突している影響もあって、東海側で小さく、四国側で大きい。これを定量的にモデルに反映させるため、Heki and Miyazaki (2001) によってGPS データから推定された地震間の平均的なすべり遅れの分布にもとづいて、プレート相対運動速度 V_{pl} の分布を与える。つまり、彼らの解析した期間のすべり遅れのレートが、地震数回の繰り返しの間には大きく変動

しないと仮定する。

なお、彼らの推定したすべり遅れの分布を我々のモデル上に変換するには任意性があるが、ここでは沈み込みの向き ($N55^\circ W$) にはプレート間相対速度が変化しないように与えた (Fig. 4)。さらに、東西のモデル端部の形状も $N55^\circ W$ と平行になるようにモデル領域を設定している。

2.4. 摩擦特性の分布

本研究では、地震の発生間隔や連動の起こり方が、プレート形状を考慮したすべり応答関数を用いることでどう影響を受けるかを調べる。このため発生間隔や連動の起こり方が変化する摩擦パラメータ分布 (Hori (2006) の Fig. 7(a),(c) に対応) を参考にして、Fig. 5 のような摩擦パラメータの分布を仮定した。基本的に $A-B$ 、 L の分布には

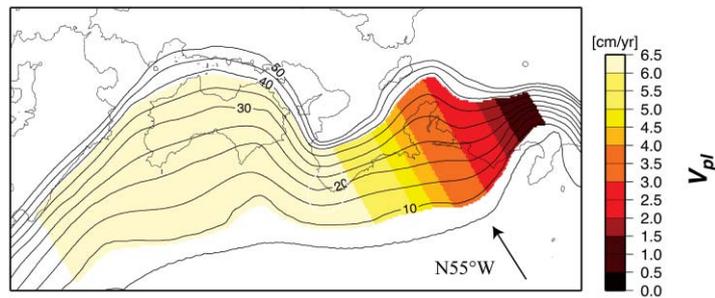


Fig. 4. Distribution of relative plate velocity (V_{pl}) based on the slip deficit distribution by Heki and Miyazaki (2001). Velocity is assumed to decrease perpendicular to the direction of subduction of the plate ($N55^\circ W$). Contours indicate depth (km) to the upper surface of the descending plate.

図4. Heki and Miyazaki (2001) の解析結果を参考に設定したプレート相対運動速度 (V_{pl}) 分布。プレート沈み込み ($N55^\circ W$) に直交する方向に速度変化を仮定している。黒のコンターはプレート上面の深度を示す。

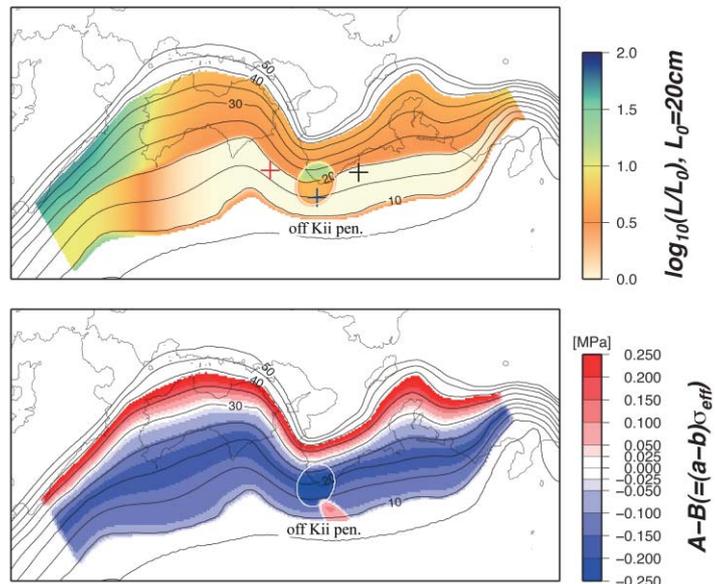


Fig. 5. Distributions of frictional parameters (modified from case 2B of Hori, 2006). Upper panel: Characteristic slip distance (L). Crosses indicate where stress and strength shown in Fig. 9 and 11. Lower panel: Distribution of $A-B$. Contours indicate depth (km) to the upper surface of the descending plate.

図5. Hori (2006) のcase 2Bの計算条件を模した摩擦パラメータ分布。(上) 特徴的すべり量 L の分布。十字はFig. 9, 11で応力、強度の時間変化を表示する位置を示す。(下) $A-B$ の分布。黒のコンターはプレート上面の深度を示す。

温度構造に起因する深さ依存の不均質性を仮定している。

前節で示したように、 $A-B < 0$ が摩擦の速度弱化に対応し、地震のような急激なすべり速度の変化を生じるための必要条件となる。このため深さ8kmから30kmを地震発生帯として $A-B < 0$ を与え、30kmの等深線を $A-B = 0$ としている。このとき有効法線応力は、すべりに伴う法線応力の影響を考慮せず、 $\sigma_{eff} (= \rho gz - \rho_w gz)$ として静岩圧と静水圧の差としてモデル化している。なお、 $\rho (= 2.8 \times 10^3 \text{ kg/m}^3)$ 、 $\rho_w (= 1.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3)$ 、 $g (= 9.8 \text{ m/s}^2)$ 、 z はそれぞれ、岩石の密度、水の密度、重力加速度、および深さである。

すべりに伴う摩擦の低下率を表すパラメタ L については、 $A-B < 0$ に対応する地震発生帯で最小値を与え、地震性すべりを起こしやすくしている。ただし深さ20km以深では、規模や発生間隔変化が起きよう急激に大きな L を与えている (Hori, 2006)。なお、比較対象とする平面断層の場合には、同じ水平位置での屈曲したプレート境界面の深さに対応する摩擦パラメタを与える。

また、紀伊半島沖での二つの局所的な摩擦特性の不均質は、構造探査結果から示唆される不均質構造に対応したものである (Fig. 5)。これらは東南海と南海の連動とその発生間隔変化を生み出す要因の一つと考えられている構造である (Kodaira et al., 2006)。深部の不均質は、構造探査により明らかにされた、プレート上に存在する、周囲より高密度・高速度なドーム状構造に対応する。この不均質内ではHori (2006)に従って周囲より最大で+200MPaとなるよう有効法線応力の増加を仮定して、摩擦特性のうち $|B-A|$ が大きくなるよう設定するとともに、特徴的すべり量 L も同じ深さの値の5倍になると仮定している。このような L の増加により、不均質内では、すべりに伴う摩擦強度の低下率が小さくなり、紀伊半島東側で開始した破壊が西側へは伝播しにくくなる。従って、破壊に対するバリアとして振舞うことになる。ただし、いずれは破壊し、その際には $|B-A|$ を大きく設定した影響により、大きなすべりを伴うことになる。浅部の不均質は、沈み込むプレートを断ち切る破砕帯構造 (Kodaira et al., 2006) に対応している。破砕帯が摩擦特性としてどのような性質を持つかは自明ではないが、ここではすべり欠損を蓄積できない性質 ($B=0$:摩擦強度が変化しない)を仮定し、深部不均質での大きな L の影響と同様に、紀伊半島東側での破壊が西側に伝播しにくくなる効果を与えている。

さらに、これまでモデルに入っていなかった四国よりも西側については、東南海・南海の連動性を議論したHori (2006)と近い条件での計算を行うため、 L を大きくしてより安定的にすべるようにしている。

3. 数値シミュレーション結果

2.4.に示した摩擦分布にもとづき、平面断層、3次元形状を考慮したすべり応答関数を使用した場合それぞれについて地震サイクルを計算した。平面断層近似によるすべり応答関数を使用した場合 (以下ではCase 1)、Hori (2006)と定性的に矛盾のない結果が得られた (Fig. 6)。すなわち、毎回、熊野灘から破壊が開始し、東南海 (東海)と南海地震の震源域がほぼ同時に破壊する連動イベントから、徐々に東南海地震発生から南海地震発生までの時間間隔が長くなり (数日~100日程度)、それに伴って地震の規模・再来間隔も減少した。ただし、連動イベントと次の連動イベントの間には、発生に時間差をもつ4イベントが含まれており、Hori (2006)と比較して連動イベント間に含まれる非連動性のイベント数が多くなっている。

一方、同様な摩擦パラメタ分布にもとづいて、3次元プレート形状を考慮したすべり応答関数を使用したシミュレーションを実行した場合 (以下ではCase 2)、以下に示すように発生間隔が大きく変化する結果となった。Case 1と同様に、連動性イベントの後、複数の非連動イベントが発生する (Fig. 7)。ただし、東南海地震の平均再来間隔は約132年となっており、平面断層 (Case 1)と比較して、10%程度長くなっている。また、非連動イベントの3,4サイクル目では東南海地震・南海地震の発生間隔が、数年以内ではなく、約40, 60年と非常に長くなっている (Fig. 7, 右下の赤字の発生間隔)。このとき南海地震は、黒の星印で示すように紀伊水道や室戸岬東部から破壊を開始している。これは、東南海地震と南海地震の発生間隔が短い場合に、紀伊半島沖から南海地震が開始するのとは異なった傾向である。

このように、すべり応答関数が異なることで、地震の起こり方のパターン (特に東南海と南海の発生間隔)が大きく変わることがわかった。そこで、屈曲したプレート形状を考慮したすべり応答関数を用いた場合でも、摩擦パラメタを変えることで、東南海・南海地震の発生間隔が数年程度に収まるようなCase 1と同様な発生パターンになるかを調べた。ここでは、東南海・南海地震の発生間隔に対する影響が大きいと考えられる紀伊半島沖の摩擦特性不均質に与えるパラメタの値を動かすことにする。具体的には、紀伊半島に設定した2つの摩擦特性の不均質のうち高密度・高速度岩体に対応する深い側の不均質での、 L (最浅部の最大値が1.0m)を徐々に減少させる。この深部不均質は、東南海地震が南海地震の震源域に伝播するバリアとして振舞うものがある。このため、この不均質構造の L を減少させることによりバリアとしての強度が

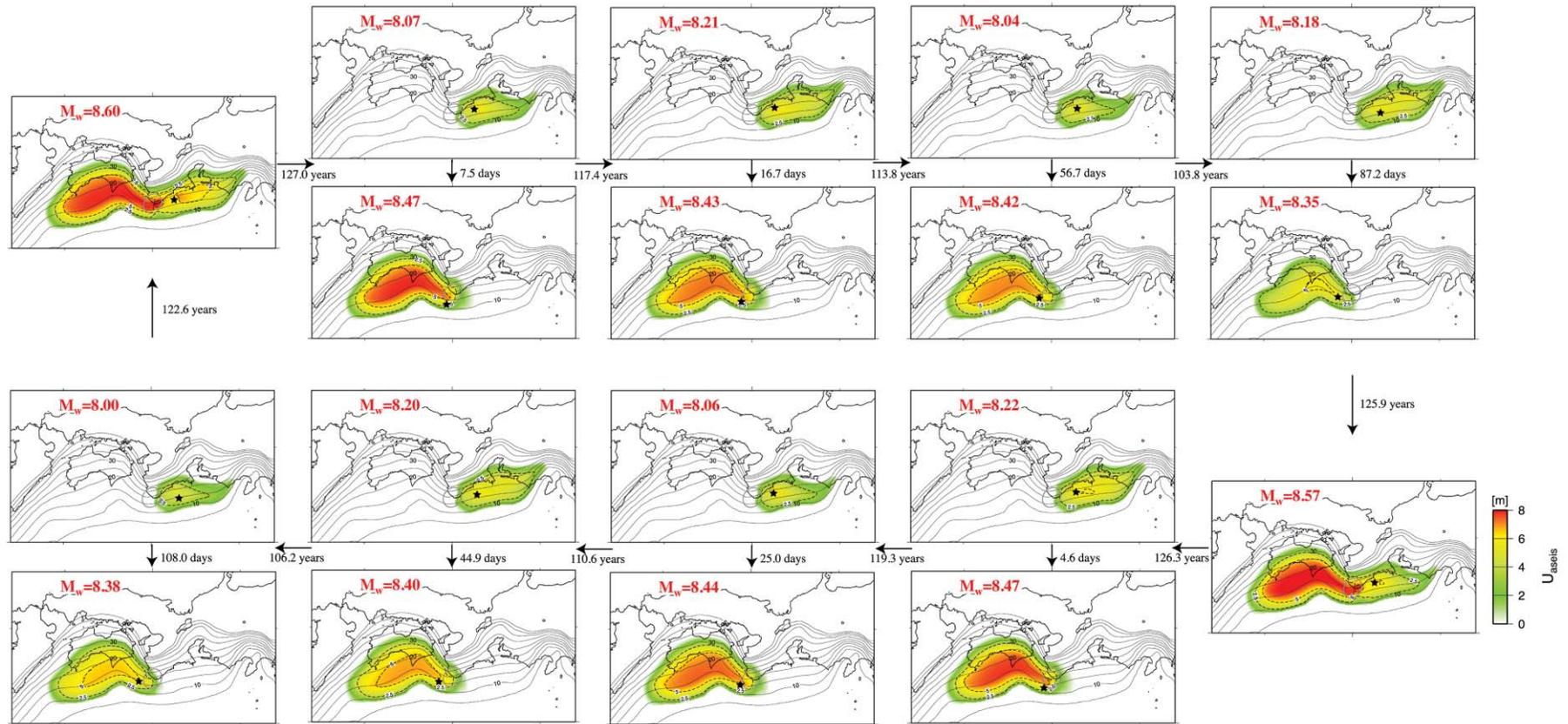


Fig. 6. Simulation Case 1: Simulated seismic cycles for the plane fault model. Arrows annotated with times indicate time intervals between earthquakes. Coseismic slip (slip velocity > 1cm/s) is indicated by dotted contours and aseismic slip (cumulative slip at slip velocity > 6.5cm/yr over a period of 0.001 year after the beginning of coseismic slip) by the color scale. Moment magnitudes estimated from coseismic slip are also shown by red characters. Black stars indicate rupture initiation points of simulated earthquakes.

図6. シミュレーションCase 1 (平面断層モデル) による地震サイクル. 矢印に付随した時間は地震の発生間隔を示す. 各地震に対して地震性すべり (>1cm/s), アサイシミックすべりも含めたすべり量 (>6.5cm/yrの速度で地震発生後0.001年間にすべったすべり量) を破線コンター, カラースケールでそれぞれ示している. また赤字は地震性すべりから見積もった各地震のモーメントマグニチュードを示し, 黒の星印は各地震の破壊開始位置を表す.

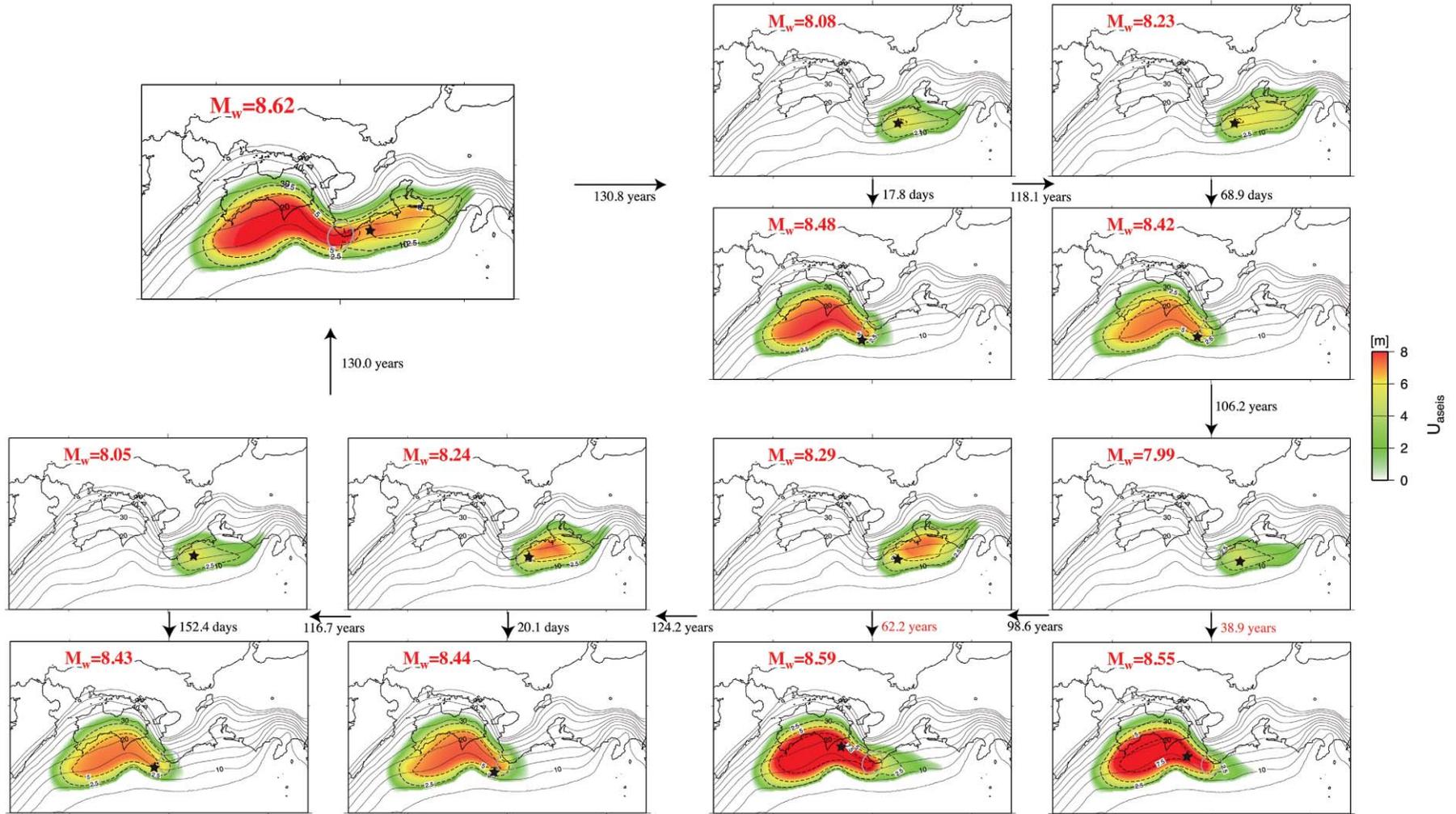


Fig. 7. Simulation Case 2: See caption of Fig. 6.

図7. シミュレーションCase 2による地震サイクル.

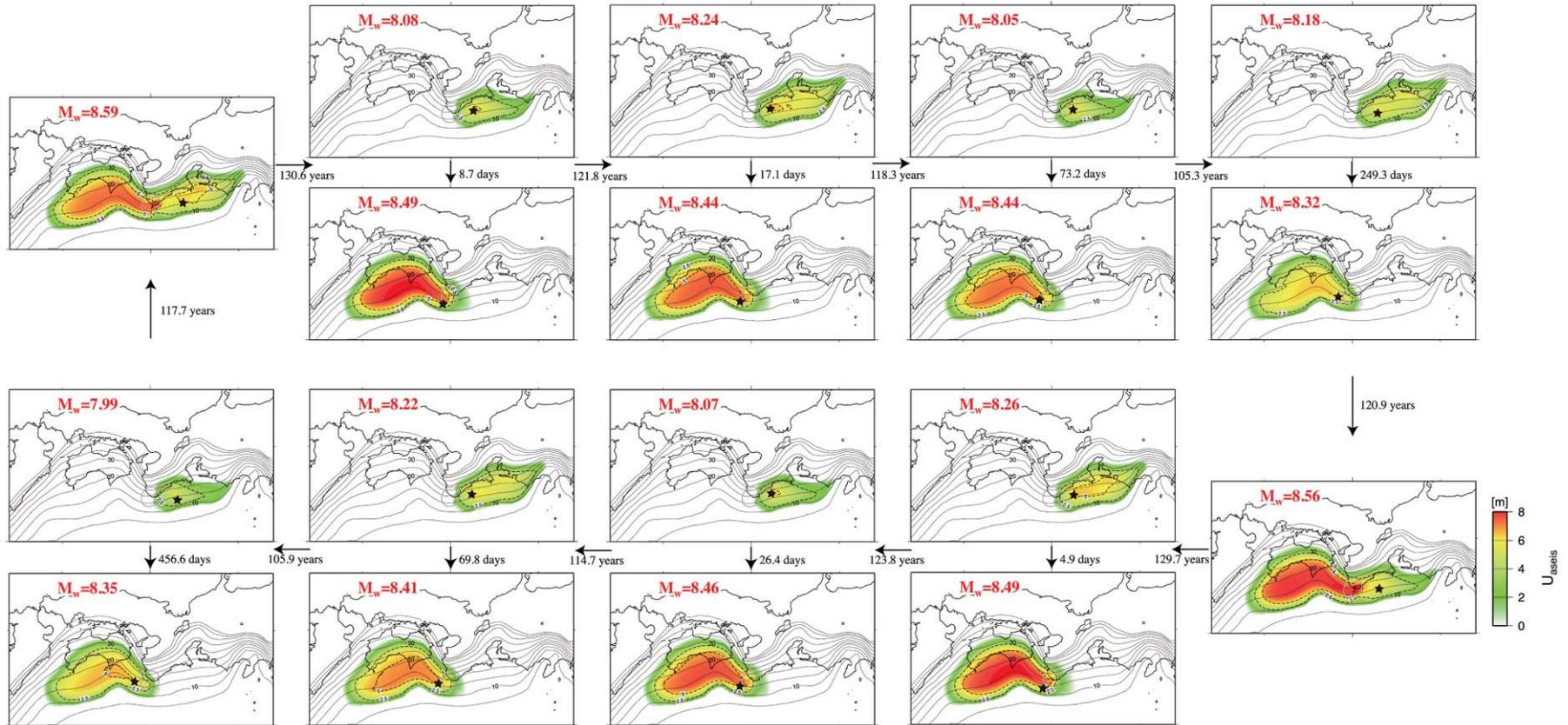


Fig. 8. Simulation Case 3: See caption of Fig. 6.

図8. シミュレーションCase 3による地震サイクル.

低下し易くなり、すべり易くなる。以下では、「バリア」はこの紀伊半島の深い側に設定した摩擦不均質を表すものとする。 L の値の減少幅を変えた計算を複数行った結果、Case 2での L に対し0.975倍になるよう仮定した場合（以下Case 3）、連動イベントと数年以内での非連動イベントを繰り返す結果が得られた（Fig. 8）。なお、この場合の平均再来間隔は119年で、Case 1とほぼ同じである。

4. 考察

本研究ではプレート境界面を地表投影で2.7km間隔となる格子によって分解し、小断層としてシミュレーションを行った。これは1.2km格子を使用したHori (2006) より約2倍粗いモデルに相当する。この場合、紀伊半島下に与えた局所的不均質構造のように周囲に比べて急峻に摩擦パラメータが変化する部分では、Hori (2006) よりさらにパラメータが急激に変化する問題設定になっている。連動イベントの間に発生する非連動イベントの回数がCase 1とHori (2006) とで異なっているのは、このような離散化の解像度に起因する摩擦パラメータの分布形状の相違が、不均質構造の強弱に反映された結果の可能性がある。このように摩擦パラメータの分布形状が、非連動イベントの発生回数などに及ぼす影響の詳細を調べることは、それ自体重要な研究テーマではあるが、本小論の範囲を超えるためここでは扱わない。

以下では、ほぼ摩擦パラメータの分布形状が同じであるという条件のもとで、すべり応答関数の違いや摩擦パラメータの絶対値の違いが、地震の起こり方に与える影響を考察する。

4.1. 3次元形状の影響

平面断層に比べて断層が屈曲している場合には、隣接した領域でのすべりによるせん断応力変化は、同一面内にないために小さくなるはずである。このため、地震間の応力増加率が低くなったり、連動しにくくなったりすることが期待される。もちろん、プレート形状が比較的平坦な熊野灘では、プレート形状の影響はごく小さいはずであり、平面断層（Case 1）、曲面断層のそれぞれの場合で、東南海地震の破壊開始点近傍での応力増加率（Fig. 9（左））をみてみると、その違いはわずかである。なお、ここではCase 1と比較しやすい場合として、発生パターンの似ているCase 3を曲面断層の例として示している。

しかし、曲面断層に対し平面断層と同一の摩擦特性を与えたCase 2では、紀伊半島の東側と西側の地震の発生間隔が極端に長くなるイベントが発生した。このことから、

紀伊半島から西、特に南海地震の震源域の応力増加率が、平面に比べて曲面では低くなっていることが考えられる。そのことを確認するため、熊野灘と同様に平面断層（Case 1）、曲面断層のそれぞれの場合で、南海地震の震源域である紀伊水道での応力増加率（Fig. 9（右））を比較した。ここでも熊野灘と同様に、Case 3を曲面断層の例として示す。なお、Case 2でもCase 3とほぼ同じ応力増加率を示している。その結果、両モデルでの応力増加率には数十パーセント近い差異があり、プレート形状が屈曲した領域に囲まれている紀伊水道では、3次元形状を考慮した場合、大幅に増加率が低くなっていることがわかる。

この応力増加率の違いによって南海地震震源域での固着状態がどのような影響を受けるかを調べるため、最大規模の連動イベントの次に発生する東南海地震直前でのすべり速度分布をプロットした（Fig. 10）。そうすると、曲面の場合、特に紀伊水道で平面断層モデルより有意に広い固着域が残っていることを確認できる（Fig. 10の矢印部分）。これがCase 2で曲面断層に対し平面断層と同一の摩擦パラメータを与えた場合、東南海地震の発生後、数十年以上経過して南海地震が発生するパターンが見られた原因の一つである。つまり、曲面では、東南海と南海の震源域での応力増加率を比較すると、後者が有意に小さくなる。このため、もし東南海地震発生直後、その応力増加によって南海地震震源域でのすべりが十分に加速されて地震発生に至ることがなければ、南海地震はその震源域にテクトニックな応力が十分増加するために数十年かけてから発生することになるのである。

4.2. セグメント境界での摩擦特性の影響

では、東南海・南海地震の数年以内での連続発生はどういった条件で発生するのであろうか。Case 2では紀伊半島の東側と西側の地震の発生間隔が数十年間と極端に長くなるイベントが発生したものの、Case 3で紀伊半島バリアの特徴的すべり量 L を数%減じるといった摩擦パラメータの調整によって、数年以内で東南海・南海が連続して発生した。このような発生間隔の違いを理解するため、紀伊半島沖セグメント境界となるバリア内の点（位置はFig. 5の青十字）での、Case 2,3それぞれのせん断応力 τ と強度変化 $\Delta\tau_s$ の関係を重ねてプロットしたものがFig. 11である。ここで、2つの場合を比較しやすいように、前回の南海地震からの発生間隔が105–106年とほぼ同じ場合を選んでいる。それにより、東南海地震前の応力・強度がほぼ同じになっている。そして、Case 2は対応する南海地震が38.9年遅れとなる東南海地震、Case 3は対応する南海地震が1.25年（456.6日）遅れとなる東南海地震を時間原点とする。

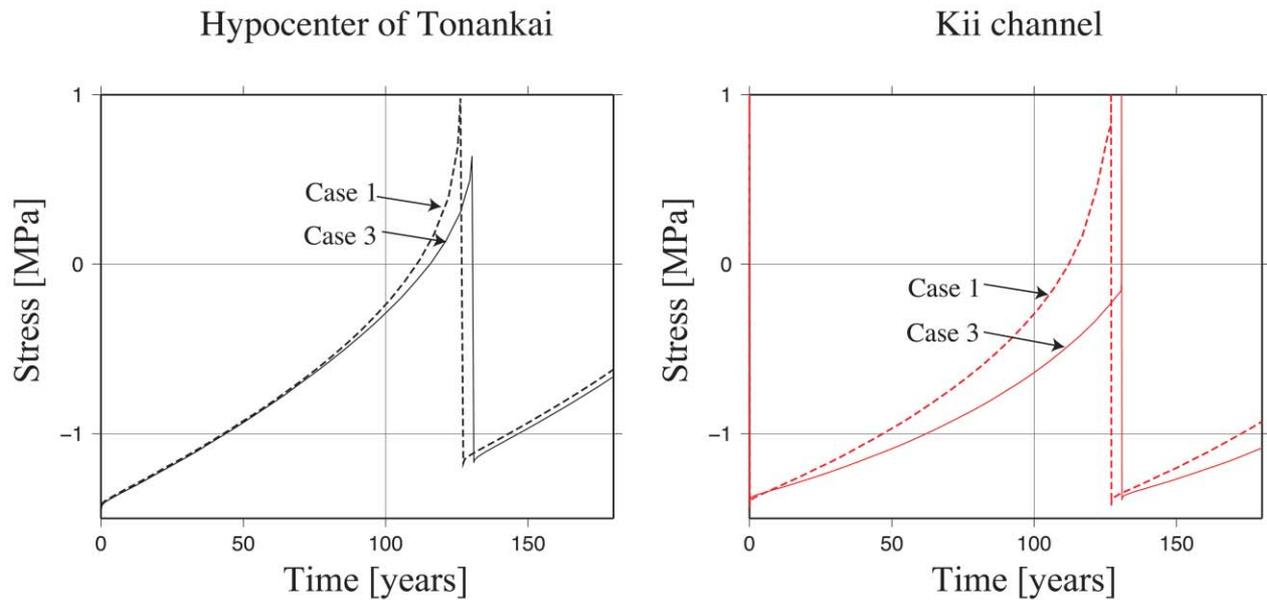


Fig. 9. Temporal changes of stress for Case 1 (dotted lines) and Case 3 (solid lines). The time origin is set to the occurrence time of the largest event in both cases. Left panel: Near the hypocenter of Tonankai earthquakes (black cross in Fig. 5). Right panel: In the Kii channel (red cross in Fig. 5).

図9. シミュレーションCase 1, Case 3での応力の時間変化プロット (破線が平面断層を仮定したCase 1, 実線が曲面断層を仮定したCase 3). 時間原点は, Case 1, 3で規模が最大の連動イベントの発生時刻になるようにプロットしてある. (左) 東南海地震の破壊開始点近傍 (Fig. 5の黒十字) での応力変化. (右) 紀伊水道 (Fig. 5の赤十字) での応力変化.

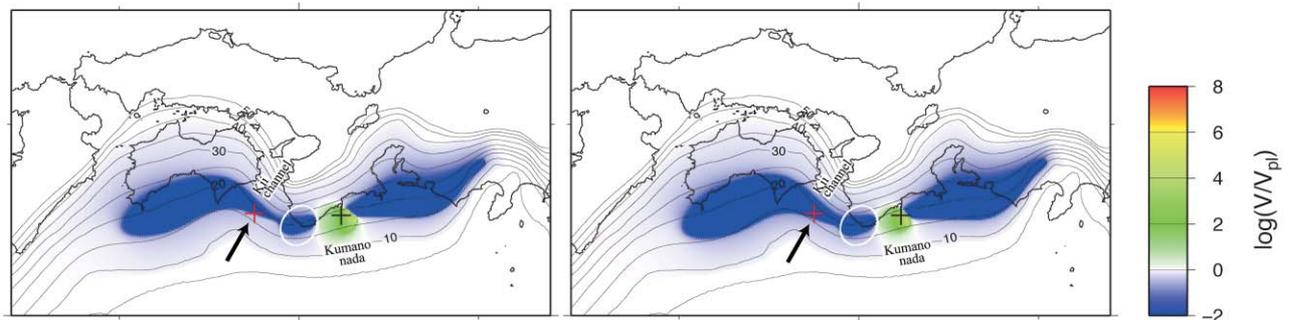


Fig. 10. Slip velocities immediately before the Tonankai earthquake for Case 1 (left panel) and Case 3 (right panel). Crosses denote where stress changes shown in Fig. 9.

図10. 東南海地震直前での断層面上でのすべり速度. (左) Case 1. (右) Case 3. 十字記号はFig. 9で応力変化を示した点に対応する.

注目すべきはCase 2, 3ともにバリア内部では、東南海地震の発生により～2年程度の期間は応力が強度をわずかに上回っていることである。このためバリア内でも東南海地震後の余効すべりが起きている。この余効すべりが、紀伊半島沖から紀伊水道にかけて伝播して加速することができれば、短時間で南海地震の発生に至る。実際、 L を小さくすることで、すべりに伴う強度の低下率を大きくしたCase 3ではそれが起きており、バリア内での余効すべりの途中で、高速すべりが伝播してきて応力が急増し、このバリアも破壊する南海地震が起きている。

これに対して、すべりに伴う強度低下率が相対的に低く、バリアがすべりにくくなっているCase 2では、応力・強度ともにCase 3より高レベルで推移している。このことから分かるように、余効すべり量自体がCase 3より少なくなる。つまり、バリアでの余効すべり量が紀伊水道でのすべりを加速するのに十分でなく、南海地震をトリガーせずに余効すべりが終わって固着状態に移行してしまっている。このように、紀伊半島沖から紀伊水道ですべりが加速しようとしても、その周辺のバリアで余効すべりが不十分であったり、固着状態であったりすると、加速域に十分な応力増加をもたらさず、加速を妨げることになる。こうして東南海地震の余効すべりが一旦終了するので、南海地震が発生するためには、プレートの沈

み込みにもなうテクトニック応力の増加を待たねばならず、そのために数十年間も遅れて南海地震が起きることになる。

以上のように、Case 2, 3でのバリアのこわれにくさ (L に依存) のわずかな違いは、東南海地震の余効すべりが加速するかどうかをコントロールすることによって、南海地震の発生時期を（東南海地震から数年～数十年遅れるように）大きく変化させている訳である。

5. まとめ

本小論では、プレート境界を平面断層で近似した場合と3次元形状を考慮した場合とで南海トラフでの巨大地震の発生パターンがどのような影響を受けるかを地震サイクルシミュレーションを通して検討した。

まず、歴史地震からわかっている特徴的発生パターンが平面断層で定性的に再現できている摩擦特性分布を、3次元形状を考慮した曲面断層のモデルにも適用した。この結果、東南海地震の震源域では、平面・曲面断層の場合でほとんど応力増加率が変化しないこと、南海地震震源域では曲面断層を考慮することによって、応力増加率が大きく減少することがわかった。そして曲面の場合、

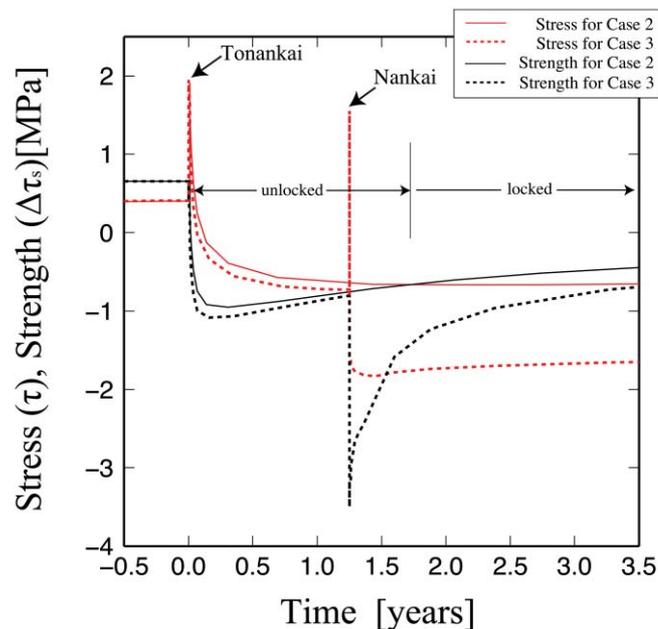


Fig. 11. Temporal variations in stress and strength at the barrier beneath the Kii Peninsula for Cases 2 and 3. The position is indicated by the blue cross of Fig. 5. The origin of horizontal axis is the occurrence time of the Tonankai event. Case 3 is the only instance where a Nankai event occurred during the time interval shown.

図11. Case 2, 3における紀伊半島バリア内 (Fig. 5の青十字) での応力・強度の時間変化。時間原点は、Case 2, 3ともに前回の南海地震から105-106年で発生した東南海地震の発生時刻に選んでいる。Case 3でのみ東南海地震後、数年で南海地震が発生している。

もし東南海地震発生直後に南海地震震源域でのすべりが十分に加速されて地震発生に至らなければ、南海地震はその震源域にテクトニックな応力が蓄積して始めて発生できることになる。その場合は数十年経過してから南海地震が発生することが示された。しかし、セグメント境界での摩擦特性を数%調整すれば、フィリピン海プレートのように屈曲がかなりある場合でも、東南海地震発生後、数年以内での南海地震の連動が再現された。つまり、プレートの屈曲はすべり応答関数を通して地震の発生パターンを変化させる可能性を持つものの、南海トラフの地震発生については、セグメント境界付近の摩擦特性の不均質による応力・強度変化がより支配的であると言える。

謝辞

加藤尚之博士と匿名の査読者のコメントは、本稿の改善に役立ちました。また、本研究の計算には海洋研究開発機構の機構戦略枠「地震津波・防災研究プロジェクト」の一環として地球シミュレータ (ES2) を使用させていただきました。記して感謝いたします。すべり応答関数の計算にはW.D. Stuart博士とR.W. Simpson博士の作成したプログラムを使わせて頂きました。また作図にはGMT (Wessel and Smith, 1998) を使用しました。

参考文献

- Ando, M. (1975), Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, 27, 119-140.
- Baba, T., Y. Tanioka, P. R. Cummins, and K. Uhira (2002), The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 132, 59-73.
- Cominou, M. and J. Dundurs (1975), Angular dislocation in a half space, *J. Elasticity*, 5, 203-216.
- Dieterich, J. H. (1979), Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, 2161-2168.
- 弘瀬冬樹, 前田憲二, 高山博之 (2009) 南海トラフ沿い巨大地震の破壊開始点および発生時期の推定—フィリピン海スラブの3次元沈み込み形状を用いた地震発生シミュレーション—, *月刊地球*, 31(5), 255-263.
- 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 Simulator*, 5, 8-19.
- Hori, T., N. Kato, K. Hirahara, T. Baba, and Y. Kaneda (2004), A numerical simulation of earthquake cycles along the Nankai trough, southwest Japan: Lateral variation in frictional property due to the slab geometry controls the nucleation position, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228, 215-226.
- Huang, J. and D.L. Turcotte (1990), Evidence for chaotic fault interactions in the seismicity of the San Andreas fault and Nankai trough, *Nature*, 348, 234-236.
- 石橋克彦 (2002), フィリピン海スラブ沈み込みの境界条件としての東海・南海巨大地震-史料地震学による概要-, 京都大学防災研究所研究集会13K-7 報告書, 1-9.
- Kato N. and T. E. Tullis (2001), A composite rate- and state-dependent law for rock friction, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1103-1106.
- Kodaira, S., T. Hori, A. Ito, S. Miura, G. Fujie, J. O. Park, T. Baba, H. Sakaguchi, and Y. Kaneda (2006), A cause of rupture segmentation and synchronization in the Nankai trough revealed by seismic imaging and numerical simulation, *J. Geophys. Res.*, 111, B09301, doi:10.1029/2005JB004030.
- Nakatani, M. (2001), Conceptual and physical clarification of rate and state friction: Frictional sliding as a thermally activated rheology, *J. Geophys. Res.*, 13, 13347-13380.
- Okada, Y. (1992), Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1018-1040.
- Rice, J. R. (1993), Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, 98, 9885-9907.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1998), New improved version of the Generic Mapping Tools released, *Eos Trans. AGU*, 79, 579, doi:10.1029/29EO00426.