

第5章 三次元数値モデルによる巨大地震発生シミュレーション

5.1 東南海・南海地震の運動現象の再現

5.1.1 シミュレーションを用いた東南海・南海地震の発生順序について

シミュレーションを用いた東南海・南海地震の発生順序について

高山博之・黒木英州*・前田憲二（気象研究所地震火山研究部）

Occurrence order simulation of the Tonankai and the Nankai earthquakes using a plate-subduction model with two asperities

by

Hiroyuki Takayama, Hidekuni Kuroki* and Kenji Maeda

Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan

*Present affiliation: Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan

(Received November 16, 2006; Accepted September 4, 2007; Published November 1, 2007)

Abstract

We investigated the mechanism of occurrence order of two adjacent great interplate earthquakes, the Tonankai and the Nankai earthquakes, along the Nankai trough using a numerical simulation method. We set two asperities modeling the Tonankai and the Nankai earthquakes on a plate interface that is assumed to be flat or 3D curved, and adopt a rate- and state-dependent friction law to be applied to the interface. For the flat-plate interface, the occurrence order of two earthquakes is determined by chance when asperities are equal in size and have the same value of the friction parameter $a-b$. The smaller asperity slips first when the sizes of asperities differ, and the asperity having smaller absolute value of $a-b$ slips first when the values differ. For the 3D-shaped interface modeled for the actual plate configuration, the eastern asperity (Tonankai) slips first and the western one (Nankai) follows when the size and the value of $a-b$ for the two asperities are set equal. However, when the absolute value of $a-b$ for the two asperities is 10% smaller than the former case, the western asperity slips first because the stress concentration rates at the eastern edges of the Tonankai and Nankai areas change order of magnitude depending on the value of $a-b$.

1. はじめに

南海トラフに沿って起こった 1944 年の昭和の東南海地震および 1946 年の昭和の南海地震が起きてすでに 60 年あまり経過しており、またこの 2 つの地震は規模が比較的小さかったため、そう遠くない将来に次の大地震の発生が危惧されている（地震調査委員会, 2001）。一方、近い将来の発生が懸念されている東海地震と東南海・南海地震との関係も注目されている。南海トラフ沿いの巨大地震の繰り返しは、Ando(1975)、Utsu(1984)、宇佐美(1996)、寒川(1997)、石橋(2002)等によつて調べられている。これらによると、約 150 年周

期で東南海・南海地域を震源域とする巨大地震が起きている。しかし、地震に関する記録がよく残っている江戸時代以降でも、それぞれの巨大地震の連動に関する発生様式は、1 回ごとに特徴があることが知られている。宝永地震のように東南海及び南海のアスペリティが 1 度に滑る場合もあれば、安政及び昭和のようにまず東南海のアスペリティで地震が起き、数日もしくは数年後に南海のアスペリティで地震が起きている場合もある。

こうした、2 つの地震の発生順序や連動性を調べることは、地震学的に興味があるだけではなく防災対策を考える上でも重要である。南海トラフ沿いで繰り返し発生する巨大地震を数値シミュレーションした例は、Mitsui and Hirahara(2004)、Kodaira *et al.*(2006)、Hori(2006)などがある。Mitsui and Hirahara(2004)は、南海トラフ沿いに巨大地震の震源域を 5 つのブロックに

Corresponding author: Hiroyuki Takayama,
Meteorological Research Institute,
1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan.
E-mail: hirotaka@mri-jma.go.jp

Table 1 Value of constants.

A constant	Value
Subduction speed(V^{pl})	4 cm/year
Secondary wave speed(β)	3.27 km/sec
Rigidity(G)	30 GPa
Poisson Ratio	0.25
Rock density	2.8 g/cm ³
Water density	1.0 g/cm ³
Gravity acceleration	9.8 m/sec ²

分割し、プレート境界に相当するブロック底面にすべり速度・状態依存摩擦構成則を適用するとともに、ブロック間をバネで結合することにより相互作用を表現するブロックーバネモデルを構築した。その結果、南海トラフ沿いの巨大地震に特徴的な繰り返しの再現に成功した。Kodaira *et al.*(2006)およびHori(2006)は平面で沈み込むプレート境界面上に深さの形状に応じた垂直応力を与えて擬似的な3次元のプレート形状を作成し、プレート境界面上に摩擦パラメータの不均質を与えることによりバリアなどを設定した。その結果、宝永、安政、昭和の南海トラフ沿いの巨大地震とよく似た地震発生様式を再現している。本研究では、南海トラフ沿い巨大地震の連動性について調べていく第1段階として、東海地震だけを対象とした Kuroki *et al.*(2002)のシミュレーション手法を複数のアスペリティに対応できるよう拡張し、東南海・南海地震の2つのアスペリティに適用してそれらの地震の連動性、特にその発生順序に着目して調べることにした。まず、プレート境界の形状が平面の場合で2つのアスペリティを設定し、それぞれのアスペリティの大きさおよび摩擦パラメータ（特に $a-b$ 、定義は後述）の値が2つの地震の発生順序にどのように影響するか調べた。また、実際のプレート形状に近い曲面のプレート境界を用い、その影響について調べた。なお、このシミュレーション

手法では、Kodaira *et al.*(2006)およびHori(2006)と同様に、摩擦パラメータに空間的不均質を与えることでアスペリティとバリアを設定することになる。

2. 手法

本研究では Kuroki *et al.*(2002) と同様に、半無限線型弾性体の中にプレートの境界があるとし、そこでは、Ruina(1983)によるすべり速度・状態依存摩擦構成則が成立つモデルを採用了。モデル方程式は、以下のとおりである。

弾性論から導かれるプレート境界のすべりによるせん断応力については

$$\tau_i(t) = \sum_{j=1}^N K_{ij}(V_j^{\text{pl}} t - u_j(t)) - \frac{G}{2\beta} \frac{du_i(t)}{dt} \quad (1)$$

で表されるものとした。ここで、 τ : せん断応力、 K_{ij} : i, j 番目のセル間における相互作用係数、 V^{pl} : プレートの沈み込み速度、 t : 時間、 u : すべり、 G : 剛性率、 β : S波速度である。また、すべり速度・状態依存摩擦構成則については、以下の連立の式で表されるものを用いた。

$$\begin{aligned} \tau_i(t) &= \mu_i(t) \sigma_i^{\text{eff}} \\ \mu_i(t) &= \mu_* + \theta_i(t) + a_i \ln(V_i(t) / V_*) \\ \frac{d\theta_i(t)}{dt} &= -\frac{V_i(t)}{L_i} (\theta_i(t) + b_i \ln(V_i(t) / V_*)) \\ du_i(t) / dt &= V_i(t) \end{aligned} \quad (2)$$

ただし、 τ : 摩擦力、 μ : 摩擦係数、 σ^{eff} : 有効法線応力、 θ : 状態変数、 V : すべり速度、 a , b , L : 摩擦パラメータである。なお、 μ_* は基準となる摩擦係数、 V_* は任意の基準速度である。

(1) 式のせん断応力と (2) 式の摩擦力が準静的に釣り合っているとして (1) 式と (2) 式の連立方

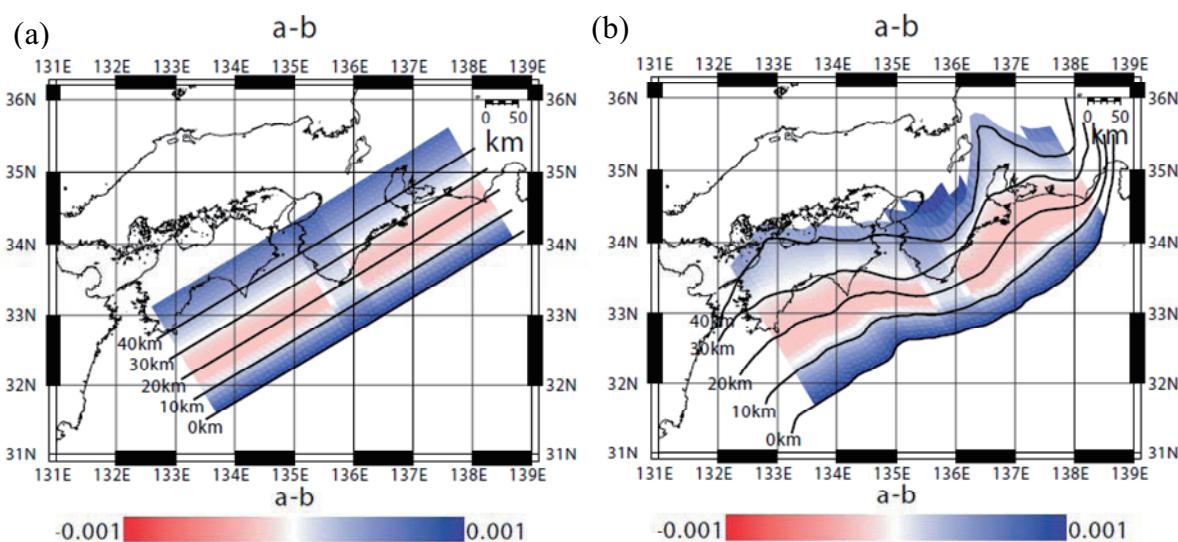


Fig. 1 Distribution of $a-b$ value. (a) Flat plate boundary. (b) 3D curved plate boundary. Black lines are contours of a subducting plate surface.

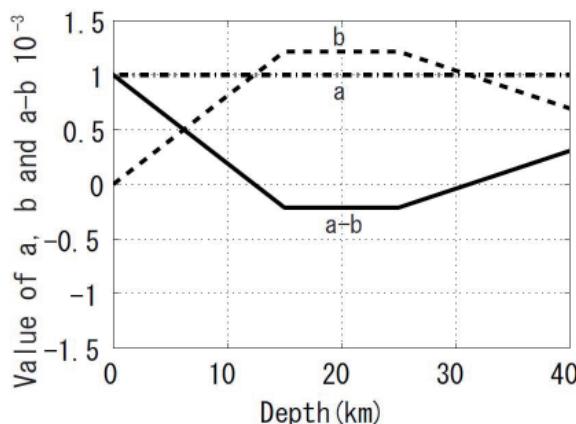


Fig. 2 Schematic representation of the depth variation of the value of friction parameters a , b , and $a-b$. The area where $a-b$ is negative corresponds to a seismic zone.

程式を、時間を追って数値的に解くことによりシミュレーションを行った。(1)式の K_{ij} は、あるセルが単位量だけすべったときに別のセルにせん断応力がどれだけ加わるかを示す係数で、プレートの形状（セル相互の位置関係）と弾性定数により決まってくる量である。

(1)式の第2項は、Rice(1993)により導入された地震発生時に放出される地震波エネルギーを考慮した項で、radiation damping と呼ばれるものである。(2)式の a 、 b は摩擦パラメータであるが、その差は Ruina(1983)にあるように、境界面での速度が変わった時、摩擦力が小さくなる速度弱化か大きくなる速度強化になるかを決める指標となる。すなわち、 $a-b$ はその値が負の時に速度弱化、正の時に速度強化となる摩擦特性を表している。速度弱化の領域すなわち $a-b$ の値が負の領域は、シミュレーション時には地震が発生するまで境界がほとんど動かず、地震の時になって急激にすべる。そこで、本稿では $a-b$ を負にした領域を以下アスペリティと呼ぶ。 L は、状態が遷移するのに要する特徴的なすべり

の大きさである。

(1)式と(2)式を連立させて解を求めるにあたり、Kuroki *et al.*(2002)にあるように、(1)と(2)の一連の式を変形して、速度とせん断応力の時間微分の連立方程式に書き換えることができる。この2つの式を5次のルンゲクッタ法を用い数値的に時間積分をし、シミュレーションを行った。上記の式に使われている、プレート相対速度などの定数は、Table 1 のとおりである。セルの大きさは1辺が10kmで、平面・3次元とも3角形のセルに分割した。

シミュレーションは、平面・3次元それぞれ Fig. 1 の範囲で行った。平面の場合は Fig. 1a のような傾斜角15度の平面を用いた。3次元のプレート境界の場合は Fig. 1b のような形状を用いた。この形状は熊野灘より東側については、Kuroki *et al.* (2002) で用いた原田・他(1998)を採用し、熊野灘以西については1元化震源の震源分布を元にプレート境界を新たに作成し、連結して用いた。

アスペリティの形状は、平面の場合が Fig. 1a、3次元の場合が Fig. 1b のように東南海と南海に $a-b$ の値がプレートの境界面の深さが約10kmから30kmの間で負になるように与えた。 $a-b$ の深さ分布は、Fig. 2 のとおりで、Kuroki *et al.*(2002)などを参考に深さ 15km から 25km の間で $a-b$ の値が -0.000215 となるようにした。2つのアスペリティ領域の間、すなわち紀伊半島沖では、深さ 15km から 25km で $a-b$ の値が 0.0001 という正の値を与えた。 L は、平面の場合が Fig. 3a、3次元の場合が Fig. 3b のように与えた。図にあるとおり、アスペリティの領域では L を 5cm とし、 $a-b$ を正とした紀伊半島沖の領域は、 L を 10cm とアスペリティより大きな値に設定した。紀伊半島沖の領域は、 $a-b$ を正の値にし、 L を大きめに設定することで安定すべりを起こしやすい条件となっているとともに、破壊の伝播を抑えるバリア的性質を持っていることになる。

今回は Tse and Rice(1986)の手法を用いたことによる

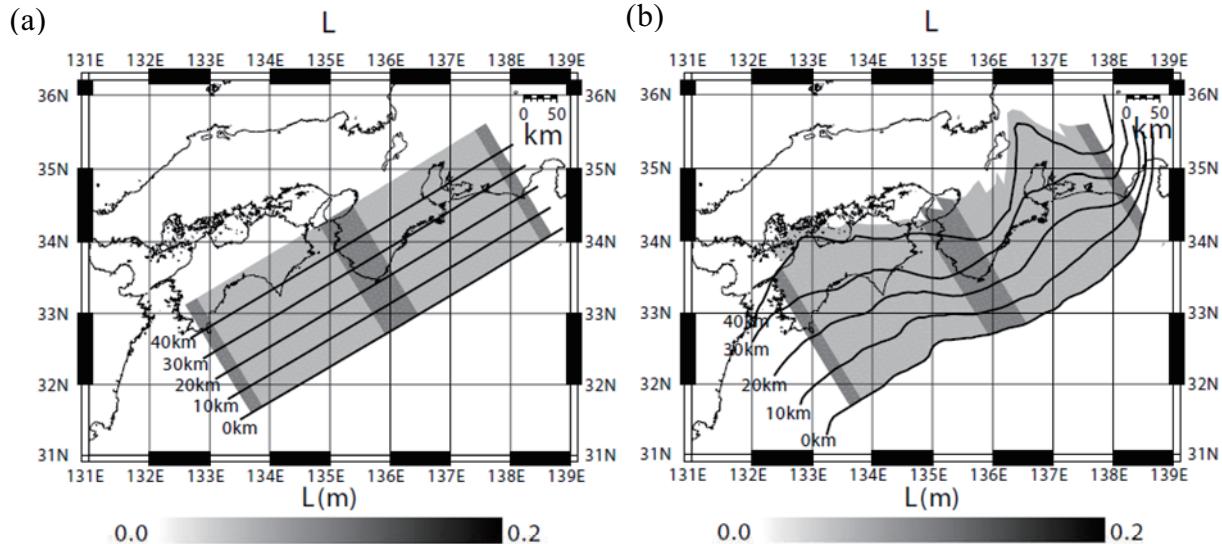


Fig. 3 Distribution of L value. (a) Flat plate boundary. (b) 3D curved plate boundary. Black lines are contours of a subducting plate surface.

数値計算上の制約から、この安定すべりの領域は Kodaira *et al.*(2006)の海底探査で見つかっている不均質構造よりも広い範囲に設定した。アスペリティの東端と西端は、幅 20km の領域をとり、 $a-b$ の値を -0.00021 と絶対値をやや小さくし、 L も 10cm とアスペリティより大きな値を設定して滑りやすくし、端の影響を受けないようにした。

Fig. 1 に示した基本モデルに加え、アスペリティの性質の違いが地震の発生順序にどのように影響するかを調べるために、いくつか異なる条件でシミュレーションを行った。平面モデルに対しては、一方のアスペリティ（東南海の側）のトラフ軸に沿う方向の拡がりを約半分にした場合、また、一方のアスペリティの $a-b$ の絶対値を約 10 % 小さくした場合についてシミュレーションを行い、基本モデルの結果と比較した。3次元モデルに対しては、形状の影響を調べるために平面の基本モデルとの比較を行うことに加え、2つのアスペリティ全体の $a-b$ の絶対値を約 10 % 小さくした場合に形状が曲面であることがどのように結果に影響するかシミュレーションを行った。

シミュレーションにおける地震時の取り扱いは、各アスペリティの中でメッシュの滑り速度が 0.1m/s を超

えた場合、地震が発生したとみなし、Kuroki *et al.*(2002)と同じく Tse and Rice(1986)で用いられた方法を3次元曲面に拡張した手法を用いた。この手法はまず地震時の滑り速度の仮定からこのときの応力降下量を計算する。この応力降下量は、(1)式の K_{ij} を介して個々のメッシュでの変位と釣り合うので、この式を解いて地震時の変位を計算する。このようにして得られた応力降下量と変位を、地震直前の状態から応力に関しては差し引き、変位については加え、次のサイクルを計算するようにした。

3. 結果

3.1 平面の場合

まず、東南海と南海のアスペリティの大きさが等しくなるように設定した基本モデルの場合の結果について述べる (Fig. 4)。それぞれのアスペリティの中心付近の変位量を示した図（これ以降階段図と呼ぶ）が、Fig. 4a である。地震時に色が付いた●が描いてあるが、赤は東南海地震が先、青は南海地震が先に地震が発生したことを示している。ランダムに東南海地震と南海地震が先になっている。どちらかが先に地震が起こる

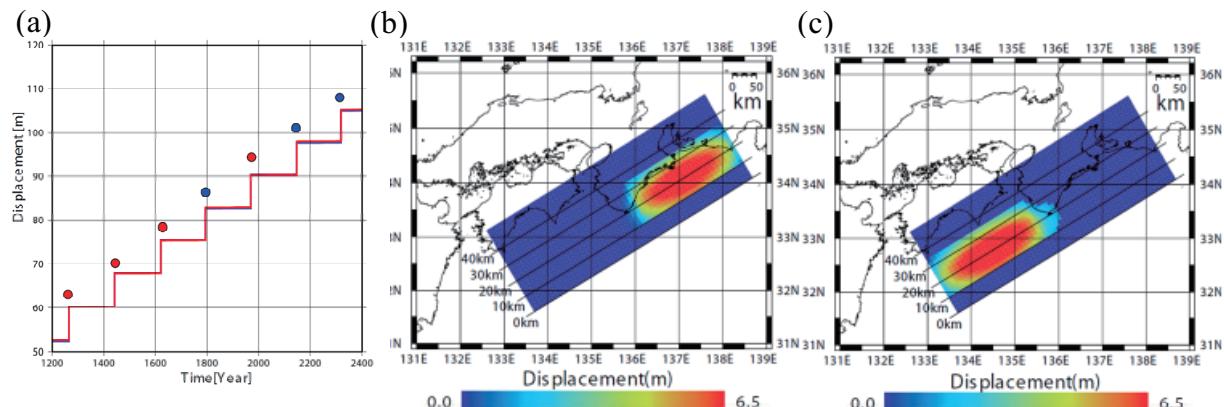


Fig. 4 Simulation results for the model with flat plate boundary. The two asperities are equal in size and have the same $a-b$ depth distribution in Fig. 2. (a) Cumulative displacements on the Tonankai and Nankai asperities. Red line is for Tonankai asperity, and blue line is for Nankai asperity. Red dots indicate the Tonankai earthquake slips first, and blue ones the Nankai earthquake. (b) Distribution of displacement due to the Tonankai earthquake. (c) Same as (b) but due to the Nankai earthquake.

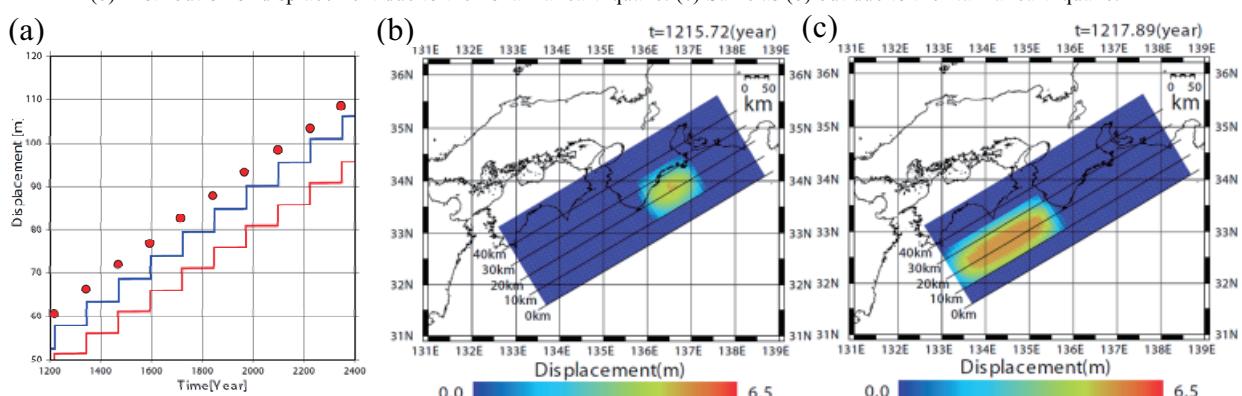


Fig. 5 Simulation results for the model with flat plate boundary. The Nankai asperity is larger than the Tonankai asperity, but the two asperities have the same $a-b$ depth distribution in Fig. 2. (a) Cumulative displacements on the Tonankai and Nankai asperities. Red line is for Tonankai asperity, and blue line is for Nankai asperity. Red dots indicate the Tonankai earthquake slips first. (b) Distribution of displacement due to the Tonankai earthquake. (c) Same as (b) but due to the Nankai earthquake.

と、それによって必ず他方のアスペリティが破壊された。地震の繰り返し周期は、173~179年で、連動間隔は約0.7年である。Fig. 4bとFig. 4cに、東南海および南海地震時の滑り量の空間分布を示す。

次に、東南海のアスペリティの大きさを約半分にした場合の階段図がFig. 5aである。必ず、小さいアスペリティである東南海から先に地震が起き、約2年後に南海地震が起きた。アスペリティが小さいため、地震を引き起こす剪断応力の集中が生じやすくなり、繰り返し周期は約126年と短くなる。このことは、ここでは図に示していないが、1つだけのアスペリティでその大きさを変えたシミュレーションでも確認している。繰り返し周期が短いと蓄積される歪みの大きさも小さくなるため、個々の地震のすべり量もFig. 5aにあるとおり、小さくなる。Fig. 5bとFig. 5cに、東南海および南海地震時の滑り量の空間分布を示す。

最後に、アスペリティの大きさは基本モデルと等しくし、東南海のアスペリティの $a-b$ の絶対値を10%小さくしてシミュレーションを試みた結果の階段図がFig. 6aである。図からわかるように、必ず東南海が先に起るようになった。これは $a-b$ の絶対値を小さくした方が、地震による応力降下量が小さくなり、次の地

震が発生するための応力が短い時間で蓄積されるためと考えられる。この場合の繰り返し周期は約143年と、 $a-b$ の値が等しい場合に比べて短くなり、また、連動間隔は約1年となった。東南海の応力降下量が小さいため、Fig. 4aに比べFig. 6aでは、東南海の1回あたりのすべり量も小さいことがわかる。Fig. 6bとFig. 6cに、東南海および南海地震時の滑り量の空間分布を示す。

3.2 3次元の場合

Fig. 1bで示したように、東南海と南海のアスペリティ領域について、トラフ軸に平行な方向の拡がりおよび $a-b$ の値を平面の場合(Fig. 1a)と等しくしてシミュレーションを行った。この結果の階段図がFig. 7aである。この場合は東南海が必ず先に起るようになり、その約0.7年後に南海地震が起っている。また、地震の繰り返し周期は、190から196年であった。すべり始める場所は、東南海では浜名湖の沖合、南海ではアスペリティの東端の紀伊半島沖であり、毎回同じ所から始まる。Fig. 7bとFig. 7cに、東南海および南海地震時のすべり量の分布を示す。2つのアスペリティのすべり分布は、この図に示された分布と同じようなすべりを毎回繰り返すという結果が得られたが、この傾向は

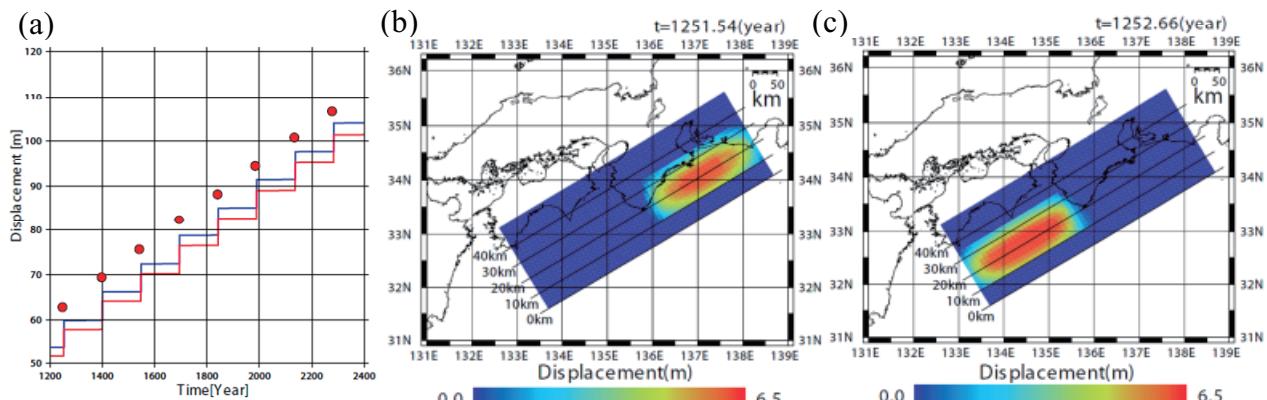


Fig. 6 Simulation results for the model with flat plate boundary. The two asperities are equal in size, but absolute $a-b$ value of the Tonankai asperity is 10% smaller than that of the Nankai asperity. (a) Cumulative displacements on the Tonankai and Nankai asperities. Red line is for Tonankai asperity, and blue line is for Nankai asperity. Red dots indicate the Tonankai earthquake slips first. (b) Distribution of displacement due to the Tonankai earthquake. (c) Same as (b) but due to the Nankai earthquake.

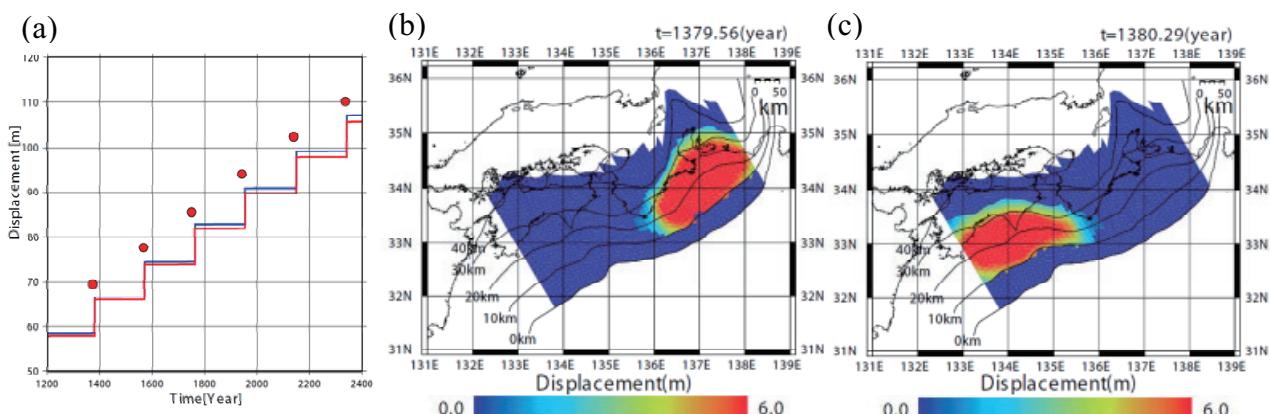


Fig. 7 Simulation results for the model with curved plate boundary. The two asperities are almost equal in size and have the same $a-b$ depth distribution in Fig. 2. (a) Cumulative displacements on the Tonankai and Nankai asperities. Red line is for Tonankai asperity, and blue line is for Nankai asperity. Red dots indicate the Tonankai earthquake slips first. (b) Distribution of displacement due to the Tonankai earthquake. (c) Same as (b) but due to the Nankai earthquake.

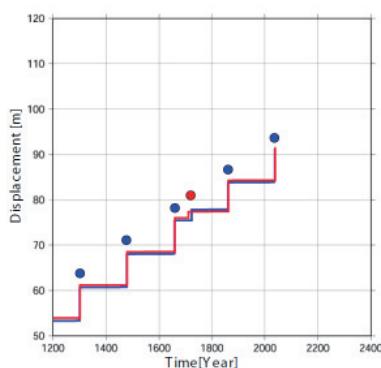


Fig. 8 Cumulative displacements on the Tonankai and Nankai asperities for the model with curved plate boundary. The two asperities are almost equal in size and have the same $a-b$ depth distribution, but absolute $a-b$ value of the two asperities is 10% smaller than in Fig. 2. Red line is for Tonankai asperity, and blue line is for Nankai asperity. Red dot indicates the Tonankai earthquake slips first, and blue ones the Nankai earthquake.

平面の場合と同様である。

次に、 $a-b$ の絶対値を、東南海と南海とともに上記のシミュレーションより 10% 小さくして行った結果を示した階段図が Fig. 8 である。先ほどと一転して、1 例を除いて南海から先に地震が発生するようになる。すべり始めの場所は、南海では室戸岬の直下付近、東南海ではアスペリティの西端の紀伊半島沖である。

4. 考察

平面の場合は、アスペリティの大きさが同じであれば、東南海か南海のどちらかが先に起こりやすいという傾向はみられなかった。これは、形状が同じで、摩擦パラメータも同一であれば、どちらが先にすべるかはシミュレーションの誤差による偶発的な要因によって決まるためと考えられる。一方、アスペリティの大

きさを変えた場合は、アスペリティの小さい方からすべる。これは、次のように考えられる。1 つだけのアスペリティの場合の地震に到るまでの過程は Kuroki *et al.*(2002) にあるように、まず周辺から非地震性のすべりが始まり、すべての所とすべての所のリング状の境界付近で応力が増加し、その応力の大きいリング状の領域が周辺のすべりが拡大するにつれて次第に小さくなり、やがて 1 点に応力が集中しそこで地震が起きるという経過をたどる。今回の場合はアスペリティが大きいため 1 点に応力が集中することはないが、応力の集中する様子は同様の経過をたどる。小さいアスペリティの方が、周辺の $a-b$ が正の領域の安定すべりによる応力増加がより狭い領域に集中しやすく、先に不安定すべりが始まるため小さいアスペリティの方が先に地震が発生することになる。一方、アスペリティの大きさを同じにして、 $a-b$ の絶対値の大きさをそれぞれのアスペリティで異なる値に設定すると、 $a-b$ の絶対値が小さい方からすべる。これは、 $a-b$ の絶対値が小さい方が、地震時の応力降下量が小さく、それぞれのアスペリティでのプレートの沈み込みによる応力増加率が同じ場合は、 $a-b$ の絶対値が小さい方が地震後により早く高い応力状態に達するためと考えられる。

また、アスペリティが小さい場合 (Fig. 5a) や $a-b$ の絶対値が小さい場合 (Fig. 6a) では、再来間隔が短くなるが、Fig. 4a と比較するとその分すべり量も小さくなっている。これは、プレートの沈み込み速度が一定であるため、地震発生間隔が短いとプレート間の固着によってアスペリティに蓄積されるすべり欠損量が小さくなるためである。

プレート境界を 3 次元にした場合は、東南海と南海のアスペリティのトラフ軸方向の拡がりと $a-b$ の値を同じに設定しても、 $a-b$ の値そのものの大小により東南海が先に起こる場合と南海が先に起こる場合があるという結果が得られた。一方、プレート境界の形状が

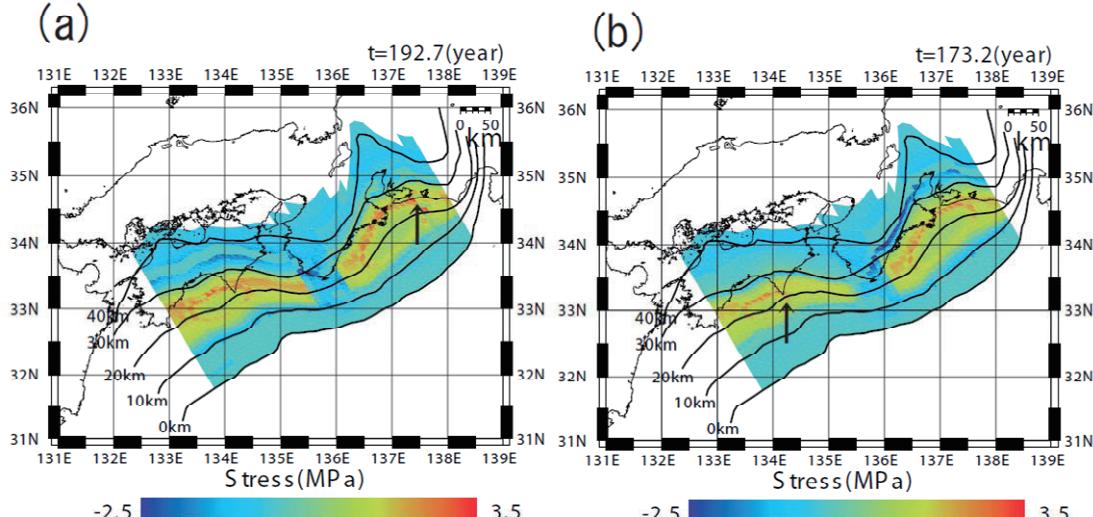


Fig. 9 Distribution of stress just before an earthquake slip starts. Arrows indicate initial points of earthquakes. (a) For the model with depth distribution of $a-b$ value of the two asperities being same as in Fig. 2. (b) For the model with absolute $a-b$ value of the two asperities being 10%

平面の場合、アスペリティの大きさと $a-b$ の値を同じにすると東南海と南海はどちらかが先に起きやすいという傾向はなかった。従って、プレート境界の形状は地震発生順序に重要な影響を及ぼすと考えられ、しかも $a-b$ の値がアスペリティ間で同じでも、その大きさの大小で順序が変わることから、形状は起こる順序に複雑に影響を及ぼしていることがわかる。Fig. 9 に地震発生直前の応力分布を示すが、 $a-b$ の値の違いで応力集中の様子が変わっていることがみてとれる。境界面の形状や $a-b$ の値の大小で地震発生順序が変わる原因是、以下のように考えることができる。Fig. 7a の結果のように、アスペリティ間で大きさや $a-b$ の値を同じにしても形状を3次元にすると東南海から破壊が始まったのは、アスペリティの領域の中で比較的高角でプレートが沈み込んでいる東南海の東端の場所では、アスペリティの幅が狭いため (Fig. 1) に応力が集中しやすく、また、アスペリティの端の効果も加わり微小なすべりが他の場所より早く進行したためであろう。実際、 $a-b$ の値を Fig. 1b のように与えた場合の地震直前の応力分布を示す Fig. 9a からわかるように、浜名湖沖付近で大きな応力の集中が起り黒矢印で指し示しているところから破壊が始まっている。一方、 $a-b$ の絶対値を東南海・南海とも 10% 小さくした場合、すなわち不安定性を小さくした場合には、Fig. 9b でみられるように東南海の東端で同様の応力集中は発生するものの不安定性が小さいためにそれによる微小すべりの量も小さく、浜名湖沖付近での応力集中の程度も小さくなっている。それに対し、紀伊半島沖から始まっている安定すべりによる応力集中は南海のアスペリティの東端から西に向かって着実に進行しており、結果的に Fig. 9b の黒矢印で指し示している南海の室戸岬付近での応力の集中の方が東南海の浜名湖付近の応力集中よりも早くなり、南海地震が先に起きた (Fig. 8) と考えられる。すなわち、プレート境界の形状が3次元の場合、今回設定した条件下で東南海と南海の地震発生順序を決めるのは、紀伊半島沖の安定すべりにより南海側で進む応力集中の早さと、高角で沈み込む東南海の東端での応力集中に起因する微小すべりによる応力集中の早さの大小関係であると考えられる。ただし、実際には、場所によりプレートの沈み込む速度の違いがあるので、さらに複雑な条件になると思われる。

最近の2回の東南海・南海の地震、すなわち安政および昭和の地震では、東南海地震が先に起こったことが知られている（例えば、石橋、2002）。上述の結果から推測すると、今回のようにプレート速度や L の大きさが一定で東南海と東海の間に安定すべりの領域を仮定した単純なモデルの場合に東南海地震が南海地震に先行する条件は、東南海側のアスペリティが小さいか、東南海側のアスペリティの $a-b$ の絶対値が小さいか、或いは3次元のプレート境界形状も考慮すると南海側も含めた広い領域で $a-b$ の絶対値が高い場合が考えられる。ただし、3次元の形状の場合は、プレート形状やアスペリティ間の距離、アスペリティ間の摩擦特性が今回の設定と変われば、異なった結果になる可能性もある。

る。本研究で採用したシミュレーション手法は Tse and Rice(1986)に基づくため、その数値計算上の制約から領域の大きさを実際に則して設定することができない。たとえば、2つのアスペリティの間に設定した安定すべり領域は、Kodaira *et al.*(2006)の海底探査で見つかっている不均質構造よりも広く設定せざるをえなかつた。この領域の安定すべりがアスペリティ内の応力集中に寄与することから、地震発生順序の結果に影響を及ぼす可能性があると推察される。また、この幅広の領域がバリアとなり、すべりがこの領域を乗り越えて伝播するような事象は起こらなかつたため、Hori(2006)にあるような、宝永地震に相当する東南海および南海が一度にすべての地震を再現できなかつた。このような東南海と南海の運動様式の多様性を再現するには境界領域の拡張や摩擦パラメータの設定を改良する必要があり、今後の課題である。

5. 終わりに

今回得られた知見をもとに、東海を含めアスペリティを3つに増やした場合について、今後シミュレーションを行う予定である。より現実に近い発生様式を再現するためには、東海・東南海・南海の3つのアスペリティやそれらの境界領域、プレート境界の形状、プレート速度をより実際に則して設定するとともに、摩擦パラメータの最適化を行うことが必要である。そのためには、今回用いた Tse and Rice(1986)の手法では制約が大きいため、他の手法の導入を検討することも必要であろう。

謝辞

シミュレーションのプログラムは、気象研究所地震火山研究部長（現沖縄気象台長）の伊藤秀美氏が作成したものを使用した。編集委員の山本剛靖氏および二人の匿名の査読者の指摘は、この論文の改善にとても役に立った。ここに記して感謝する。

なお、地図を含む図の作成には、Wessel and Smith(1995)による GMT を使用した。

参考文献

- Ando, M., 1975: Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- 原田智史・吉田明夫・明田川保, 1998: 東海地域に沈み込んだフィリピン海スラブの形状と地震活動. 東京大学地震研究所彙報, **73**, 291-304.
- Hori, T., 2006: Mechanism 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.
- 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.
- 地震調査委員会, 2001: 南海地震の長期評価について.

- http://www.jishin.go.jp/main/.
- Kodaira, S., T. Hori, A. Ito, S. Miura, G. Fujie, J. 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.
- Kuroki, H.H., M. Ito and A. Yoshida, 2002: A three-dimensional simulation of crustal deformation accompanied by subduction in the Tokai region, central Japan. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **132**, 39-58.
- Mitsui, N. and K. Hirahara, 2004: Simple spring-mass model simulation of earthquake cycle along the Nankai trough in southwest Japan. *Pure appl. Geophys.*, **161**, 2433-2450.
- Rice, J. R., 1993: Spatio-temporal complexity of slip on a fault. *J. Geophys. Res.*, **98**, 9885-9907.
- Ruina, A. L., 1983: Slip instability and state variable friction laws. *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.
- 寒川 旭, 1997: 搖れる大地 日本列島の地震史. 同朋堂出版, 42-44.
- Tse, S. T. and J. R. Rice, 1986: Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *J. Geophys. Res.*, **91**, 9452-9472.
- 宇佐美龍夫, 1996: 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 434p.
- Utsu, T., 1984: Estimation of parameters for recurrence models of earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo*, **59**, 53-66.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995: New version of the generic mapping tools (GMT) version 3.0 released. *EOS Trans. AGU*, **76**, 329.

シミュレーションを用いた東南海・南海地震の発生順序について

高山博之・黒木英州*・前田憲二（気象研究所地震火山研究部）

すべり速度・状態依存摩擦構成則を平面および3次元の形状をしたプレート境界面に適用し、東南海および南海地震の発生順序に関するシミュレーションを行った。平面のプレート境界では、プレートの形状の影響がないので、東南海・南海地震のそれぞれのアスペリティの大きさおよび摩擦係数 ($a-b$) の大きさの影響を調べた。アスペリティの大きさおよび $a-b$ の絶対値が同じ場合（基本モデル）は、どちらかが先に起こる傾向は見られないことがわかった。アスペリティの大きさまたは $a-b$ の絶対値が異なる場合は、いずれも小さい方が先に起きた。前者は応力の集中の早さの違いに起因し、後者は応力降下量の大きさの違いに起因する。プレート境界を3次元の形状にした場合についてもシミュレーションを行った。東南海と南海のアスペリティの大きさと $a-b$ の大きさと同じにし、両アスペリティの $a-b$ の絶対値を基本モデルと同じにした場合は東南海から先に起き、10%小さくすると南海から先に起こるようになった。これは東南海の東端からの応力の集中の早さと紀伊半島沖の安定すべりによる南海側での応力集中の早さの関係が $a-b$ の値の大小で入れ替わるためと考えられる。

* 現所属：気象庁

5.1.2 南海トラフ沿い大地震の開始位置に与えるプレート境界の形状の効果

本項の論文は、日本地震学会からの転載許可を受けて掲載している。

(高山博之・前田憲二・弘瀬冬樹, 2008 : 南海トラフ沿い大地震の開始位置に与えるプレート境界の形状の効果, 地震, 2, **60**, 279-284.)

地 震 第 2 輯
第60巻 (2008) 279-284頁

寄 書

南海トラフ沿い大地震の 開始位置に与える プレート境界の 形状の効果

気象研究所地震火山研究部*

高山博之・前田憲二・弘瀬冬樹

Effect of the Plate Boundary Configuration on
the Initiation Point of Great Earthquakes
along the Nankai Trough

Hiroyuki TAKAYAMA, Kenji MAEDA,
and Fuyuki HIROSE

Seismology and Volcanology Research Department,
Meteorological Research Institute, Nagamine

1-1, Tsukuba 305-0052, Japan

(Received September 7, 2007;
Accepted December 21, 2007)

§1. はじめに

プレート境界で繰り返し発生する大地震のシミュレーションを行うにあたって、プレート形状は結果に大きな影響を与えると考えられる。例えば、Hori *et al.* (2004) では、プレート境界の深さに依存した摩擦特性を平面に投影し、擬似的に3次元形状の影響を取り込むことで南海トラフ沿いの大地震発生シミュレーションを行い、紀伊半島沖から大地震が始まるという結果を得ている。しかし、Hori *et al.* (2004) で考慮されている形状の効果はあくまでも擬似的なもので、3次元のプレート境界のすべり応答関数を用いて評価しているわけではない。また、Hori *et al.* (2004) ではプレート収束速度の空間変化が紀伊半島沖で不連続となっており、そのことが地震開始点の決定に影響を及ぼしている可能性もある。

そこで、本研究では東海沖から四国沖にかけての南海トラフ沿いの領域において、3次元プレート境界の形状から得られるすべり応答関数を用いるとともに、プレート収束速度の空間変化を一様に設定した地震サイクルシミュレーションを行い、地震開始点が形状によってどのような影響を受けるかについて調べた。プレート境界の

形状については一元化震源の分布のみに基づいて推定したものと、地震波トモグラフィーや構造探査の最新の研究成果を統合して推定したものの2種類の形状を用い、それらの形状の違いが結果に及ぼす影響を調べた。また、比較のため、プレート境界が平面の場合についてもシミュレーションを行った。なお、本研究ではプレート境界の形状が地震開始点に及ぼす影響を調べることを目的としたため、摩擦パラメータの空間的不均質はできるだけ与えないようにした。

§2. 手 法

本研究では、Kuroki *et al.* (2002) の3次元シミュレーションの手法を基にし、対象範囲を東南海・南海に拡大してシミュレーションを行った。すなわち、半無限弾性体の中に曲がりのある3次元の曲面プレート境界があるとし、Fig. 1 のようにその曲面に3角形のセルを設定してシミュレーションを行った。弾性体の食い違い理論による応力のすべり応答を表す項、および Rice (1993) で導入された地震波放射に伴う応力の減衰を表す項によりプレート境界のすべりによるせん断応力は

$$\tau_i(t) = \sum_{j=1}^N K_{ij}(V_j^{pl}t - u_j(t)) - \frac{G}{2\beta} \frac{du_i(t)}{dt} \quad (1)$$

で表されるものとした。ここで、

τ : せん断応力 K_{ij} : j 番目のセルによる i 番目のセルに対するすべり応答関数 V^{pl} : プレートの相対速度 t : 時間 u : すべり G : 剛性率 β : S 波速度

であり、下付の i, j は i, j 番目のセルをそれぞれ表す。せん断応力とすべりの方向は同一とし、水平面におけるプレートの相対的な進行方向を各セルに鉛直に投影した方向とした。プレート境界面上での摩擦力については、Kato and Tullis (2001) により定式化された composite law と呼ばれる速度・状態依存摩擦構成則が成り立つとすると、以下のように定式化することができる。

$$\begin{aligned} \tau_i(t) &= \mu_i(t)\sigma_i^{eff} \\ \mu_i(t) &= \mu_* + a_i \ln\left(\frac{V_i(t)}{V_*}\right) + b_i \ln\left(\frac{V_*\theta_i(t)}{L_i}\right) \\ \frac{d\theta_i(t)}{dt} &= \exp\left(-\frac{V_i(t)}{V_c}\right) - \frac{V_i(t)\theta_i(t)}{L_i} \ln\left(\frac{V_i(t)\theta_i(t)}{L_i}\right) \\ \frac{du_i(t)}{dt} &= V_i(t) \end{aligned} \quad (2)$$

ただし、

τ : 摩擦力 μ : 摩擦係数 σ^{eff} : 有効法線応力 θ : 状態変数 V : すべり速度 a, b, L : 摩擦パラメータ V_c : カットオフ速度

である。せん断応力と摩擦力が準静的に釣り合うと仮定し、(1) と (2) を連立させ、時間微分に対して積分ステッ

* 〒305-0052 つくば市長峰 1-1

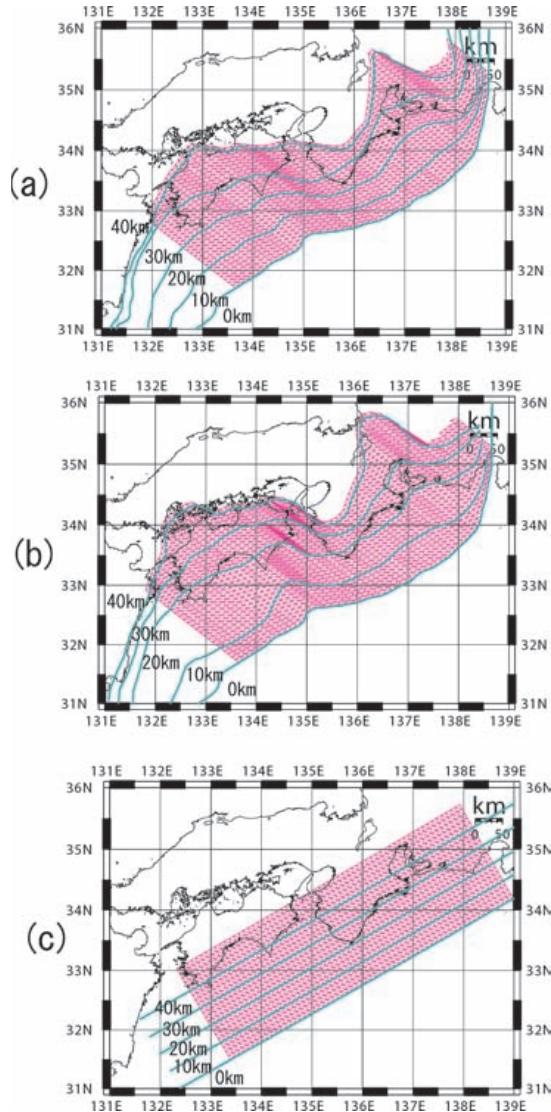


Fig. 1. Plate boundary and cell division for the simulation. (a) Those made from upper limit of subducting plate seismicity. (b) Those made from seismicity, seismic reflectivity profile and tomography. (c) Those for plane boundary with a dip angle of 15 degrees.

が可変のルンゲクッタ法 [Press *et al.* (1992)] で数値積分を行うことにより、シミュレーションを行った。なお、Kuroki *et al.* (2002) では地震時の取り扱いはあらかじめ破壊域を先見的に設定する Tse and Rice (1986) の方法を採用しているが、本研究では破壊域の先見的情報を与えることもよいようにするため、Rice (1993) で導入されその後地震サイクルシミュレーションに標準的に用いられている手法、すなわち地震時においても準静的な釣り合いを保ったまま破壊が進展し、自発的に破壊が停止するモデルを採用了。

設定したパラメータの値は、S 波速度を 3.27 km/s,

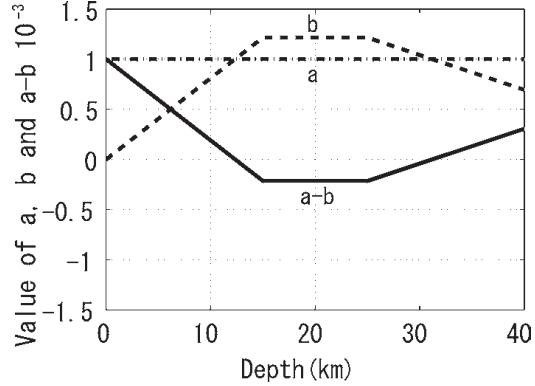


Fig. 2. Schematic representation of the depth variation of the value of friction parameters a , b and $a-b$. The area where $a-b$ is negative corresponds to a seismogenic zone.

剛性率を 30 GPa, カットオフ速度を 10^{-8} m/s とした。

採用したプレート形状の1つは、Kuroki *et al.* (2002) と同じく気象庁一元化震源の分布を基に、フィリピン海プレートに沿う浅部側の震源分布をプレート上面の地震と仮定し、その上端を連ねてプレート境界としたものである (Fig. 1(a)). 一方、近年、南海トラフ沿いでは構造探査が行われ [例えば Kodaira *et al.* (2006) など]、またトモグラフィーの成果 [弘瀬・他 (2007)] などから、フィリピン海プレートに沿う浅部側の震源分布の上端が必ずしもプレート境界とはみなせないことがわかつってきた。そこで、トモグラフィーおよび構造探査の最新の研究成果を総合して推定した弘瀬・他 (2007) によるプレート境界 (Fig. 1(b)) についても採用し、シミュレーションを行った。さらにこれらのプレート形状と比較するため、プレート境界を平面とした場合 (Fig. 1(c)) についてもシミュレーションを行った。

摩擦パラメータはその値によりすべり特性が決まるが [例えば Yoshida and Kato (2003)], ここでは a と b については Kuroki *et al.* (2002) を参考に、Fig. 2 のように深さ約 10 km から約 30 km の間で不安定すべりを起こしやすくするため $a-b$ が負になるように与え、これより以浅および以深では $a-b$ を正とし、安定すべり領域とした。なお、東西両端は、端の影響を考慮し、幅 20 km で $a-b$ を正とし安定すべりを起こす領域とした。 L については、3つの形状とも一様に 0.2 m を与えた。

有効法線応力 (σ_{eff}) は、間隙水圧の影響を考慮に入れ、 $\sigma_{\text{eff}} = (\rho_r - \rho_w)gz$ で与え、深さに伴って単調増加する。ここで、 ρ_r (岩石密度) = 2.8×10^3 kg/m³, ρ_w (岩石密度) = 1.0×10^3 kg/m³, g (重力加速度) = 9.8 m/s², z は深さを表す。

プレートの沈み込み速度は、Seno *et al.* (1993) に

従って、東海の東端では 0.04 m/year 、南海の西端ではそれよりやや速い 0.05 m/year とし、その間は線形に補間することで速度変化の空間的不連続による応力集中[例えば Hashimoto *et al.* (2004) 参照]が生じないようにした。プレートの相対的進行方向は場所によらず一定とし、Fig. 1 の領域の分割を表した直線のうち、北西方向の平行な直線の向きと一致させた。また、セルサイズに起因する不安定性を回避するための指標

$$h^* = 2GL / [\pi(b-a)\sigma^{eff}]$$

[Rice (1993)] は、本シミュレーションで用いたパラメータによると約 40 km となることから、対象領域を約 10 km の三角形のセルに分割して計算を行った。

§3. シミュレーションの結果

上記のような条件で Fig. 1 に示されたプレート境界の3つの形状でシミュレーションを行うと、いずれも南海トラフに沿う東海・東南海・南海の領域の全てが破壊する地震が周期的に発生した。なお、地震が発生したと判断する基準は、任意の1つのセルで速度が 0.1 m/s を超えたときとした。繰返し周期は、Fig. 1(a) の形状では約 205 年、Fig. 1(b) では約 219 年、Fig. 1(c) では約 164 年となった。Fig. 3 に地震が発生した時点の摩擦係数の空間分布を示す。摩擦係数は、(2) の最初の式にあるとおり、有効法線応力を掛けるとプレート境界を構成するセルのせん断応力になり、逆に、せん断応力を有効法線応力で規格化したものという見方もできるため、応力の空間分布を見るときには都合がよい。Fig. 3 のいずれの図でもリング状に現れる赤い領域は、その周辺のすべりによる応力集中域を表している。その赤いリングの一部で濃い青色となっている領域付近が破壊開始点であり、破壊開始直前のすべりにより応力が降下していることを示している。Fig. 1(a) と (c) に対応する結果を示した Fig. 3(a) と (c) をみると、プレート境界の最浅部と最深部の領域では $a-b$ が正に設定されているため安定すべりが生じ、南海トラフに沿って細長いリング状に応力が集中している様子がわかる。また、プレートの沈み込み速度をやや大きく設定しているリングの西端ではより早く応力が集中し、そこから微小なすべりが始まため応力解放が起こり、局的に応力が小さくなっている。この2つの場合は、いずれも南海側の西端から破壊が始まり、東方へ進展していった。一方、この2つの場合と異なり、より現実に近いと考えられるプレート形状 Fig. 1(b) に対応する結果を示した Fig. 3(b) では、熊野灘付近で赤色のリングで表された応力集中域とその内側の青色の応力解放域が現れている。これは、Fig. 3(a) と (c) でもみられたような細長いリング状の応力集中領域

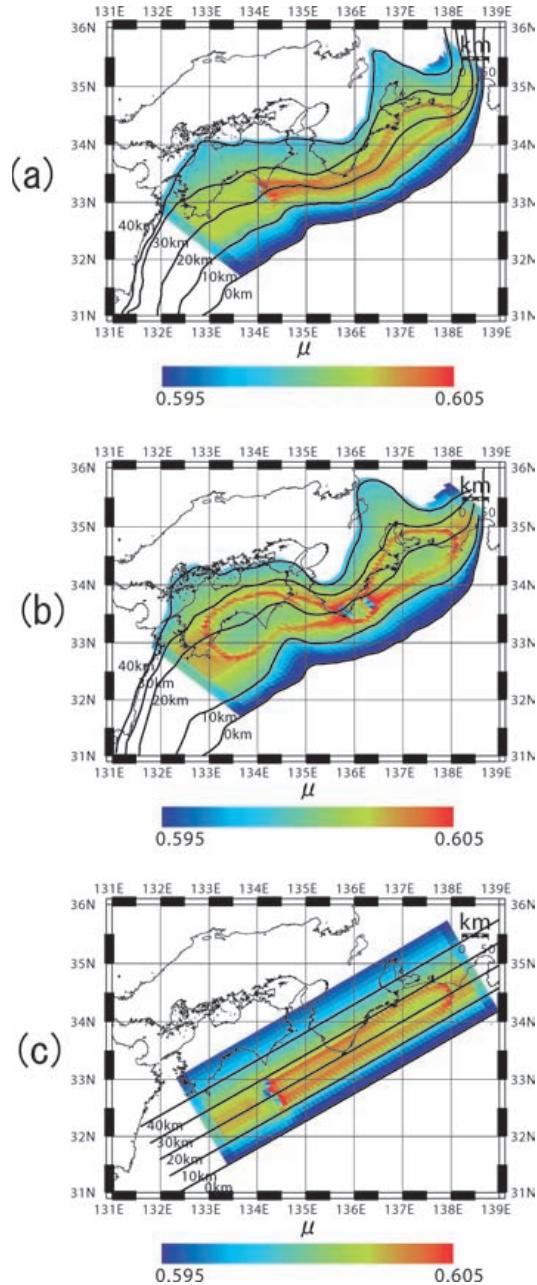


Fig. 3. μ (shear stress normalized by effective normal stress) distribution just before earthquake initiation. (a), (b), and (c) correspond to the plate boundaries in Figs. 1(a), 1(b), and 1(c), respectively.

の幅が時間とともに熊野灘付近で狭まり、癒着し、さらに応力集中が進んだ結果地震直前の微小すべりによる応力解放が起きたためである。熊野灘付近から開始した破壊は、この後、東西両方向に向けて進展していった。

§4. 議論とまとめ

Fig. 1(c) のような平面の場合、すなわち、等深線の曲がったところがなく、プレート形状が東西対称であって

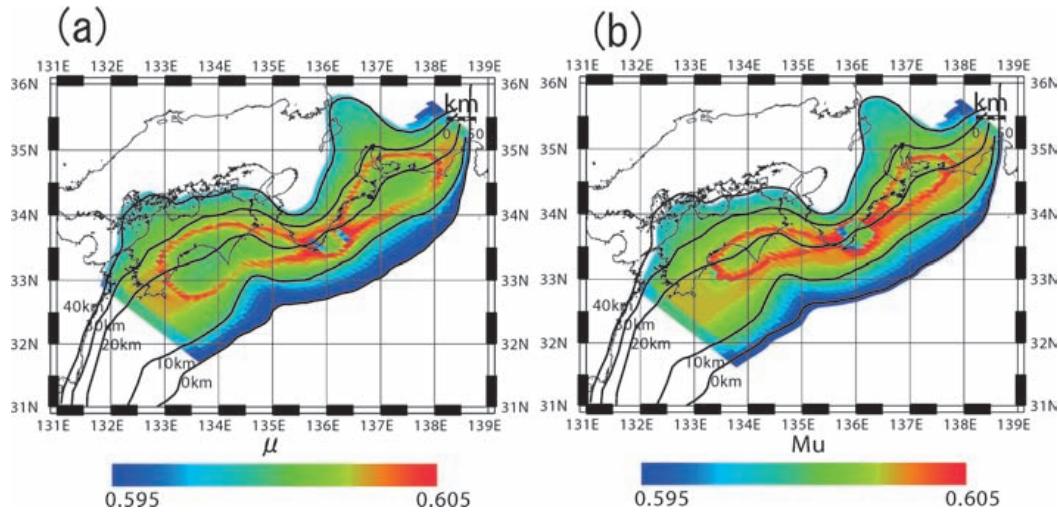


Fig. 4. μ (shear stress normalized by effective normal stress) distribution just before earthquake initiation. (a) Calculated for the 3-D shaped plate boundary of Fig. 1(b) (the same figure as Fig. 3 (b)). (b) Calculated for the plane plate boundary dipping 15 degrees to the northwest, and having the same friction parameter distribution as for (a) projected to the plane.

も南海側から破壊が開始したのは、東西方向で非対称に設定したプレートの沈み込み速度の違いに起因し、速度のより速い南海側の西端で応力がより早く集中したためと考えられる。また、Fig. 1(a) のようなプレート形状を採用した場合でもやはり南海側から破壊が開始している。これは Fig. 3(a) と (c) を比較してわかるとおり、細長いリング状の応力集中域が両者とも同程度の長さでプレート等深線に沿う形で現れていることから、Fig. 1(a) の形状では形状の影響はあるものの、応力集中の仕方に平面の場合と大きな差はなく、プレート速度の不均質に起因して南海側の西端から破壊が開始したものと考えられる。一方、プレート形状に Fig. 1(b) を採用した場合では、熊野灘付近から破壊が開始している。これは以下のように考えることができる。Fig. 1(a) と Fig. 1(b) のプレート形状で、不安定すべり領域と設定している 10 ~ 30 km 付近の等深線の間隔を比較すると、Fig. 1(b) では Fig. 1(a) に比べ特に四国沖と遠州灘付近で広くなっていることにより、相対的に熊野灘付近が東海の東端付近に次いで最も間隔が狭い領域になっている。深さが約 10 km 以浅、および、約 30 km 以深の領域では安定すべりが生じており、それによる固着域への応力集中は等深線の幅が狭いほど大きくなる。東海の東端付近は最も等深線間隔が狭いが、その領域はプレート速度が最も遅いため、それほど応力集中は大きくならない。したがって、Fig. 1(b) の形状では、他の領域より先に熊野灘付近で応力集中が生じることとなり、そこから破壊が開始したと考えられる。

Fig. 1(b) のプレート形状に対する結果は、Hori *et al.*

(2004) による結果と同様となったが、このことは必ずしも自明なことではない。Hori *et al.* (2004) と本研究の違いの 1 つは、すべり応答関数の計算が平面によるか 3 次元曲面によるかである。この違いによる影響を明らかにするため、Fig. 1(b) の各セルを Fig. 1(c) と同じ方向で傾斜角 15 度で沈み込む平面に投影したセルに対してすべり応答関数を新たに計算し、摩擦パラメータと法線応力は対応するセルと同じ値を用いてシミュレーションを行った。地震発生直前の応力分布を 3 次元曲面の場合 (Fig. 4(a)) と平面の場合 (Fig. 4(b)) で比較すると、応力の蓄積を示すリングの大きさが 3 次元曲面より平面の場合のほうが小さいことがみてとれる。これはあるセルのすべりによる、隣接するセルに対するせん断応力変化は、隣接するセルが同一平面上にあるほうが異なる面上にあるセルよりも大きくなりやすく、この結果平面の方が早くリングが収縮するためと考えられる。また、繰り返す地震の周期も Fig. 4(a) では約 220 年であるのに対し、Fig. 4(b) では約 200 年と約 1 割短くなり、それに伴い、地震のモーメントも Fig. 4(a) は 3.0×10^{22} Nm であるのに比べ、Fig. 4(b) は 2.3×10^{22} Nm で 2 割ほど小さくなかった。このように、3 次元曲面の場合とそれを平面に投影した場合のシミュレーション結果は、地震モーメントと発生周期に明らかな差があり、3 次元曲面効果の影響は小さくはない。しかし、破壊開始点については両者に変わりはなかった。このことから、3 次元曲面のすべり応答関数の効果は Fig. 1(b) のプレート形状で今回設定した摩擦特性に関する限り、地震の開始点を変えるほどではないことがわかる。

本研究では、すべりによるせん断応力の変化のみについて3次元の曲面の効果を考慮した。しかし、さらに厳密には、この他にもすべりによる法線応力の変化や、テクトニックな定常すべりの向きの変化についても3次元曲面の効果を考慮する必要がある。ただし、前者は、せん断すべりによる法線方向のすべり応答関数の値を計算したところ、せん断方向のすべり応答関数に比べ近接したセル同士では2桁から3桁小さく、離れたところでも1桁程度小さいことがわかり、せん断すべりによる法線応力の変化はせん断応力の変化に比べ相対的に小さいと考えられ、また、後者はプレート境界における現実のすべり方向を知ることは容易でないため、今回は取り扱わなかった。これらの評価は今後の課題である。

歴史的に南海トラフ沿いの地震では、昭和の東南海、南海地震は紀伊半島沖付近から破壊が開始したことが知られており [例えば Kanamori (1972), Baba *et al.* (2002), Ichinose *et al.* (2003)], 安政や宝永の地震時も紀伊半島沖付近から破壊が開始した可能性が示唆されている [武村・神田 (2007)]。比較的信頼度が高いと考えられる Fig. 1(b) の形状に対する Figs. 4(a), (b) の結果は、これら過去の地震の始まり方と整合的であることから、プレート境界の形状がすべり応答関数を通じての応力変化の違いよりも、固着域の幅の違いによる応力集中の違いを通じて、地震の開始点を決める大きな要因になるとを考えられる。

地震の破壊開始点に影響を与える他の要因として、摩擦パラメータの空間的不均質やプレート速度の不均質が考えられる。このうち摩擦パラメータの局所的な不均質の影響については、Hori (2006) のシミュレーション結果によると、Kodaira *et al.* (2003), (2006) による構造探査の結果から紀伊半島沖や駿河湾付近に局所的な摩擦パラメータの不均質を与えた場合、これらの局所的不均質構造により地震時のすべり領域の広がりに影響を与えるものの、紀伊半島沖付近で応力集中が生じやすいという大局的な傾向には変わりないことが示されている。

以上のことから、プレート境界の形状はすべり応答関数を通じての応力変化の違いよりも、固着域の幅の違いによる応力集中の違いを通して、地震の開始位置に影響を与えることが分かった。一方、すべり応答関数の効果は、応力の集中の仕方に影響を与え、また地震モーメントと地震発生周期にも変化をもたらすことが示された。今後のより精密な地震シミュレーションにおいて3次元曲面効果の考慮は不可欠であろう。

謝 辞

シミュレーションのプログラムは沖縄気象台の伊藤秀

美氏が作成したものを用いました。編集委員の亀 伸樹氏、査読者の堀高 峰氏および匿名の査読者の指摘は本稿の改善に役立ちました。ここに記して感謝します。

なお、地図を含む図の作成には、Wessel and Smith (1995) による GMT を使用した。

文 献

- 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.
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川 昭, 2007, Double-Difference Tomography 法による西南日本の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定, *地震*, **60**, 1–20.
- Hashimoto, C., K. Fukui, and M. Matsu'ura, 2004, 3-D modelling of plate interfaces and numerical simulation of long-term crustal deformation in and around Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 2053–2068.
- Hori, T., N. Kato, K. Hirahara, T. Baba, and Y. Kaneda, 2004, A numerical simulation of earthquake cycles along the Nankai Trough in southwest Japan: lateral variation in frictional property due to the slab geometry controls the nucleation position, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **228**, 215–226.
- 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.
- Ichinose, G. A., H. K. Thio, P. G. Somerville, T. Sato, and T. Ishii, 2003, Rupture process of the 1944 Tonankai earthquake (M_s 8.1) from the inversion of teleseismic and regional seismograms, *J. Geophys. Res.*, **108**, 2497, doi: 10.1029/2003JB002393.
- Kanamori, H., 1972, Tectonic implication of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquake, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **5**, 129–139.
- 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., A. Nakanishi, J. Park, A. Ito, T. Tsuru, and Y. Kaneda, 2003, Cyclic ridge subduction at an inter-plate locked zone off central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1339, doi: 10.1029/2002GL016595.
- 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.
- Kuroki, H., H. M. Ito, and A. Yoshida, 2002, A three-dimensional simulation of crustal deformation accompanied by subduction in the Tokai region, cen-

- tral Japan, Phys. Earth Planets. Inter., **132**, 39–58.
- Press, W. H., B. P. Flannery, S. A. Teukolsky, and W. T. Vetterling, 1992, Numerical Recipes, 2nd ed., Cambridge Univ. Press, New York.
- Rice, J. R., 1993, Spatio-temporal complexity of slip on a fault, J. Geophys. Res., **98**, 9885–9907.
- Seno, T., S. Stein, and A. E. Gripp, 1993, A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, J. Geophys. Res., **89**, 17941–17948.
- 武村雅之・神田克久, 2007, 南海トラフ沿いに発生する歴史的巨大地震の短周期地震波発生の特徴, 地震 2, **60**, 57–69.
- Tse, S. T. and J. R. Rice, 1986, Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, J. Geophys. Res., **91**, 9452–9472.
- Yoshida, S. and N. Kato, 2003, Episodic aseismic slip in a two-degree-of-freedom block-spring model, Geophys. Res. Lett., **30**, 1681, doi: 10.1029/2003GL017439.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1995, New version of the generic mapping tools (GMT) version 3.0 released, EOS Trans. Am. Geophys. Union, **76**, 329.

5.1.3 GPS データを用いた摩擦パラメータ ($a-b$) の推定

5.1.3.1 はじめに

シミュレーションで与える各種パラメータのうち、すべりの安定・不安定に係わる摩擦の速度依存性を表す摩擦パラメータ $a-b$ の値や深さ方向の空間的な広がりの推定を、最近1年間のGPSの地殻変動データに適合するよう行った。これにより摩擦パラメータ $a-b$ の値と空間的な広がりを絞り込むことができ、次回の南海トラフ沿い巨大地震の発生時期が今(2009年)から20-40年後の可能性があるモデルが得られたので報告する。

5.1.3.2 GPS データを用いた摩擦パラメータ推定

南海トラフ沿いで発生する巨大地震をシミュレーションで再現するにあたって、摩擦パラメータの値をどのように設定するかについて、過去の研究では主に岩石実験結果や巨大地震の発生間隔・規模を情報(Table 5.1.1)として用いてきた。一方、1990年代中頃から国土地理院が日本全国にGPS観測網(GEONET)を整備した結果、現在地殻変動を容易に観測できるようになった(国土地理院, 2004)。そこで本研究では、GPSの地殻変動データに適合するよう、摩擦パラメータ $a-b$ の値や深さ方向の空間的な広がりを推定し、得られたモデルから次の南海トラフ沿い巨大地震の大まかな発生時期を推定することを試みた。

均質半無限弾性体中に3次元の曲面プレート境界を設定し、プレート境界面を7676個の一辺がおよそ7kmの三角形のセルで離散化してシミュレーションを行った(Fig. 5.1.1a)。モデルに与えたプレート収束速度は、Heki and Miyazaki(2001)に基づき、駿河トラフで1.5cm/year、紀伊半島～豊後水道で6.5cm/yearとした(Fig. 5.1.1b)。摩擦構成則(摩擦力とすべり面の変化を関連付ける法則)は、摩擦力がすべり速度と状態に依存するとする構成則の1つであるComposite law(Kato and Tullis, 2001)と呼ばれるものを用い、カットオフ速度(摩擦変化のすべり速度依存性の性質が変わる速度)は 10^{-8} m/s(約31.5cm/year)とした。3次元プレート形状は、Hirose *et al.*(2008)を用いた。温度・圧力状態から推定される地震発生域は深さ10-30kmと推定される(Blanpied *et al.*, 1991; Hyndman *et al.*, 1995)。そこで地震発生域を示す摩擦パラメータ $a-b < 0$ の領域を深さ10-30kmと設定し、 $a-b$ の値を-0.001～-0.0001の間で変えてシミュレーションを行った(Table 5.1.2, Fig. 5.1.1c, Fig. 5.1.2a)。特徴的すべり量(摩擦パラメータの1つで、すべり速度の変化に伴って摩擦の状態が新たな状態へ移行するのに要するすべり量に関する指標)は全域で0.15mとした(Fig. 5.1.1d)。海溝やトラフから深

Table 5.1.1.

List of the great earthquakes along the Nankai trough. Data are taken from Ando (1999) for events before 1361, Tsuji (1999) for the 1498 Nankai earthquake, and the Earthquake Research Committee (2001) for other events. The date is expressed in the Gregorian calendar. The broken lines denote less reliable data than those denoted by solid lines. Historical records may be incomplete before 1498.

Time [y]	Nankai	Tonankai	Tokai	Interval [y]	Mean [y]
684	---	11/29	-	-	-
887	8/26	-	-	203	-
1096	---	12/17	-	-	-
1099	2/22	-	-	209	-
1361	8/3	-	-	262	-
1498	7/9?	9/20	-	137	-
1605	2/3	-	-	107	-
1707	10/28	-	-	102	111.5
1854	12/24	12/23	-	147	-
1944	---	12/7	-	90	-
1946	12/21	-	-	-	-

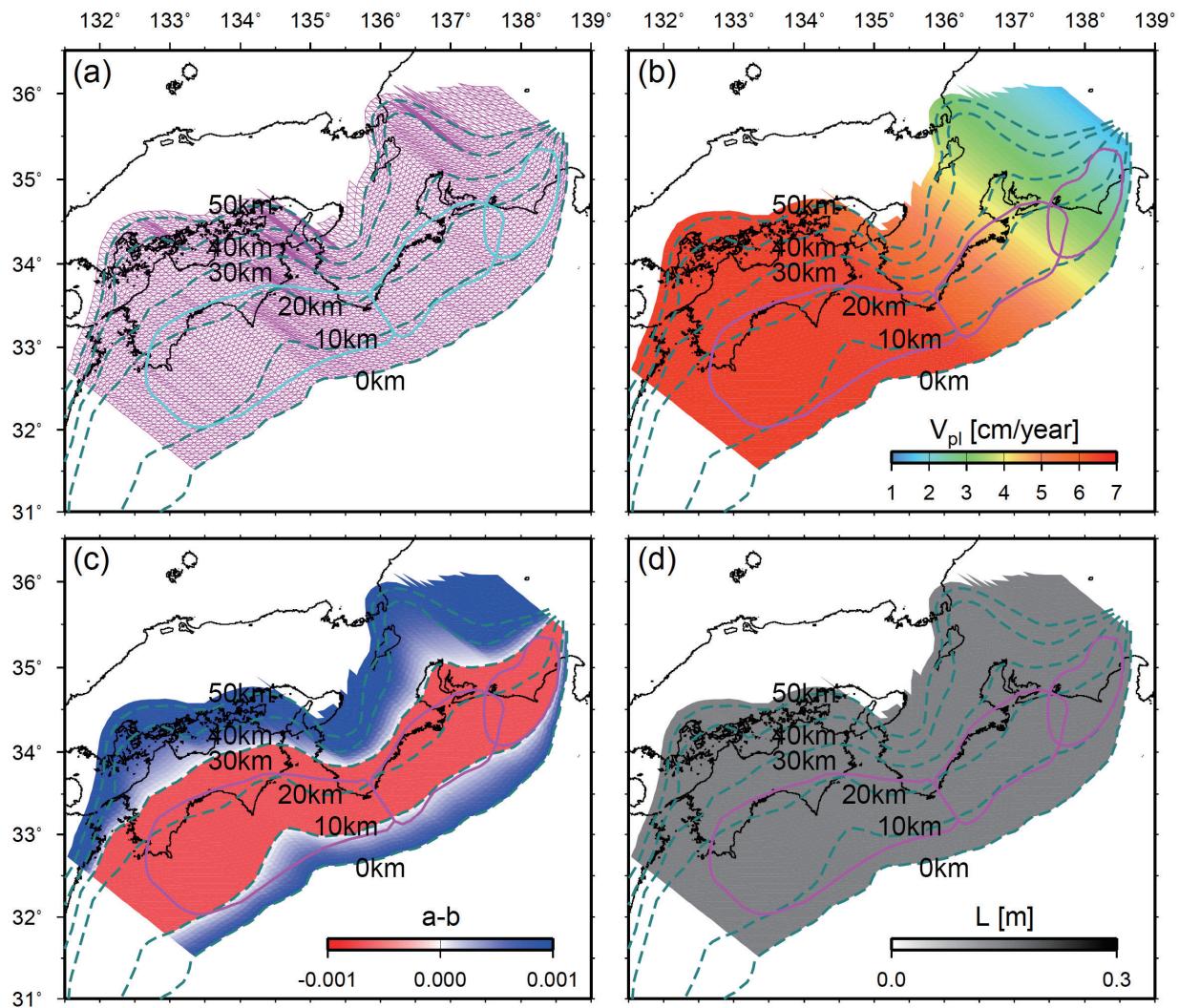
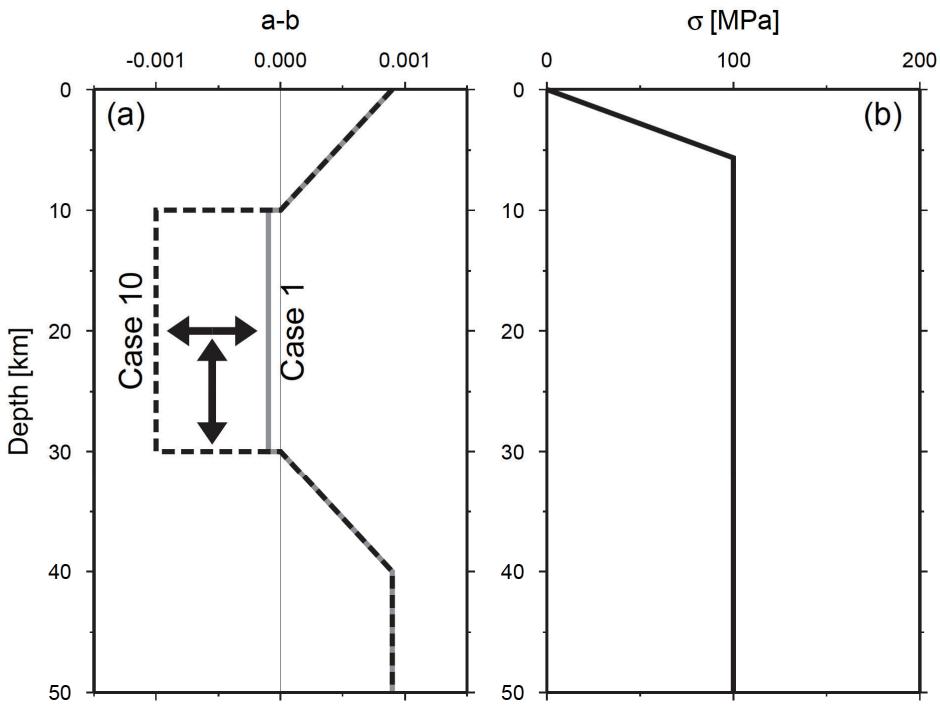


Fig. 5.1.1. Spatial distribution of (a) depth of the plate boundary and computational cells, (b) plate convergence rates (Heki and Miyazaki, 2001), (c) friction parameter ($a-b$) in Case 7, and (d) characteristic distance L . The broken blue lines denote the iso-depth contours of the Philippine Sea plate interface (Hirose et al., 2008). Areas enclosed by blue or purple lines represent the expected source region of the Tokai, Tonankai, and Nankai earthquake (Central Disaster Management Council, 2001; Earthquake Research Committee, 2001).

Table 5.1.2. Parameters ($a-b$) assumed in simulations, and simulation results.

Case	$a-b$ [10^{-4}]	Period [y]	Depth range [km]	Starting Point
1	-1.0	-	10-30	Stable sliding
2	-2.0	-	10-30	Stable sliding
3	-3.0	-	10-30	Stable sliding
4	-4.0	89	10-30	Off the Kii Peninsula
5	-5.0	107	10-30	Off the Kii Peninsula
6	-6.0	125	10-30	Off the Kii Peninsula
7	-7.0	143	10-30	Off the Kii Peninsula
8	-8.0	-	10-30	The Bungo Channel
9	-9.0	-	10-30	The Bungo Channel
10	-10.0	-	10-30	The Bungo Channel

Fig. 5.1.2. Depth distribution of (a) friction parameter ($a-b$) and (b) effective normal stress.

部へ沈み込むスラブ地殻の含水鉱物は、温度・圧力条件に従って相転移する際に大量の水を放出することが指摘されている (Hacker *et al.*, 2003)。この脱水反応により供給された水の存在は、プレート境界の間隙水圧を上昇させ、それは同時に有効法線応力を低下させることを意味しており、陸とフィリピン海プレート間のカップリング力を弱める働きをすると考えられる。このような相転移による脱水が考えられる場合、Fig.5.1.2b に示したような高間隙水圧モデルが Rice (1992)によって提案されているため、本研究はそれに倣った。シミュレーションに用いたその他のパラメータは、Table 5.1.3 の通りである。

過去の歴史地震の履歴 (Table 5.1.1) をみると、1944 年東南海地震、1946 年南海地震のように時間差をおいて地震が発生したり、東海地域が壊れ残ったりする複雑な発生様式となっている。しかし、大局的には東海・東南海・南海地域を一度に破壊する巨大地震が繰り返し発生しているともできる。本研究では、後述する理由から四国地方における GPS の地殻変動データとの比較のみから、できるだけ単純なモデルにより摩擦パラメータ $a-b$ の推定を試みるため、各種パラメータは南海トラフ走向に均質なモデルとすることとした。その結果、全域が一度に破壊する地震を想定したモデルとなっている。

シミュレーションの結果から、摩擦パラメータ $a-b$ について以下のことがいえる。Table 5.1.2 の Case 1 ($a-b=-0.0001$) と Case 2 (-0.0002) の場合、領域全体で安定すべりのみが発生し、地震性すべりは発生しなかつたため、この摩擦パラメータ $a-b$ の値は候補から外される。Case 3 (-0.0003) の場合、東南海・南海地域が安定すべりとなり、現実とは異なるため、候補から外される。Case 8~10 (-0.0008~0.001) の場合、地震開始点が計算領域の西端の豊後水道付近となった。本研究のシミュレーションでは、計算領域外は安定すべりを起こしていると暗黙のうちに仮定しているため、プレート収束速度が大きい

Table 5.1.3.
Typical values of parameters chosen in simulations.

Definition	Value
Cell size	7.0 km
Plate configuration	3D
Plate convergence rate	1.5-6.5 cm/y
Shear modulus	30 GPa
Shear wave speed	3.75 km/s
Reference velocity	1 μ m/s
Reference friction coefficient	0.6
Deep effective normal stress	100 MPa
Cut-off velocity	10^{-8} m/s
Friction parameter (a)	0.001
Characteristic distance (L)	0.15 m

西側で応力集中が起きやすく、そこから地震が開始しやすい。計算領域をさらに南に拡張すれば、豊後水道で地震は開始しない可能性もある。そのため Case 8~10 の摩擦パラメータが不適格であるかどうかの判断は現段階ではできないが、歴史的に南海トラフ沿いで発生する巨大地震は、紀伊半島沖付近を破壊開始点としている（例えば、Kanamori, 1972；武村・神田, 2007）ため、便宜上ここでは候補から外すこととする。残りの Case 4~7 (-0.0004~-0.0007) の場合の地震開始点は紀伊半島沖であるため、これらについて、GPS データとシミュレーションによる地殻変動量の比較を行った。

比較に用いる GPS 観測データは、2007 年 4 月～2008 年 4 月の 1 年間の水平変動量である。これは前回の 1946 年南海地震から約 60 年後のデータである。Hyodo and Hirahara (2004) は、粘弾性を考慮した有限要素法を用いて南海トラフ沿い巨大地震による地表への影響を推定した。その結果、中国地方の南向きの変動は地震後徐々に減衰しながらもしばらく継続し、地震が地表に及ぼす影響がなくなるのに約 50 年間を要することを示した。我々の計算では粘弾性は考慮していないが、このことを踏まえると、前回の 1946 年南海地震から約 60 年後の GPS データを用いる限りにおいては、前回の地震による粘弾性の効果による影響は少ないと考えられる。そこで上記期間の GPS データとシミュレーションで得られる前回の地震から約 60 年後の地殻変動量を比較し、残差の RMS が小さいモデルを良いモデルとした。なお、中部日本では陸側プレートがアムールプレートから北米プレートに遷移し、海側プレートでは伊豆マイクロプレートの存在によって錢洲海嶺で短縮変形が生じている、といった複雑な相互作用が紀伊半島から東側の GPS 観測データには含まれている (Heki and Miyazaki, 2001)。一方、本研究のシミュレーションは、単純に陸のプレート 1 枚とフィリピン海プレート 1 枚の間の固着状態を表現するだけで、上記の複雑な状況を組み込んだものとなっていない。そのため、四国地方のみの地殻変動量データを比較に用いた。固定点は島根県の江津観測点（観測点番号 940075）とした。

Fig. 5.1.3a, b に Case 7 における、前回の地震発生後約 60 年経過した時点における地殻変動量のシミュレーションと観測値との比較を、Fig. 5.1.3c にシミュレーションと観測値の残差の二乗平均平方根 (RMS) の時間変化を示す。前回の地震後 60 年におけるシミュレーションによる地殻変動量と GPS 観測値の残差の RMS は大きく、残差の RMS が最小となるのは、前回の地震後約 130 年頃であることがわかる (Fig. 5.1.3c)。地震後 60 年では、シミュレーションから推定される地殻変動量が GPS 観測値に比べて広い範囲で概ね大きく (Fig. 5.1.3a)，これは陸とフィリピン海プレートの固着が、広い範囲で現実よりも強すぎることが原因と推測される。Case 4~6 についても前回の地震から 60 年後の残差は総じて大きいという同様の結果が得られた。その原因として、プレート形状、プレート収束速度、摩擦パラメータの空間分布などが現実と異なっている可能性が挙げられる。その中でも特に不確実性の高い要因は、地震発生域 ($a-b < 0$) が深さ 10-30 km であるという前提 (Blanpied et al., 1991; Hyndman et al., 1995) を用いたことによると考えられる。

そこで、摩擦パラメータ $a-b=0.0007\sim-0.0004$ について、その領域を深さ 10-28 km, 10-26 km, 10-24 km, 10-22 km, および 10-20 km と変更してそれぞれシミュレーションを行った (Table 5.1.4)。Fig. 5.1.4 は摩擦パラメータ $a-b < 0$ の領域を深さ 10-20 km に設定した場合を示す。Table 5.1.4 の Fitness 欄が Best (網掛け) のケースが、 $a-b$ の値が同じグループ内で残差の RMS が最小の最良モデル、Better が次点候補である。Fig. 5.1.5 に Case 7-6 におけるシミュレーションと観測値との比較の結果を示す。前回の地震の 60 年後における残差の RMS が最小値付近となっており、現実に近い固着状態を再現できていると考えられる。なお、Fig. 5.1.5c が Fig. 5.1.3c に比べ変化が緩やかなのは、前者は固着領域が主に陸から離れた海溝側に位置し、陸上にしかない GPS では固着の剥がれ状況の変化が現れづらいためと考えられる。

次にプレート境界面上での固着状態について、シミュレーションの結果と GPS 観測データから推定される結果とを比較してみた。GPS データからの推定にあたっては、本研究で用いたプレート形状 (Hirose et al., 2008) に対し、Yabuki and Matsu'ura (1992) の手法で Back slip 分布を推定した (Fig. 5.1.6)。使用したデータは、2007 年 4 月～2008 年 4 月の GPS 観測値で、固定点は島根県の江津観測点（観測点番号 940075）とした。Fig. 5.1.6 をみると、現在の Back slip 量が大きい領域の北端は四国地方の太平洋沿岸付近で、深さ 10-20 km 付近に Back slip 量の大きな目玉が 2 つ存在している。Fig.

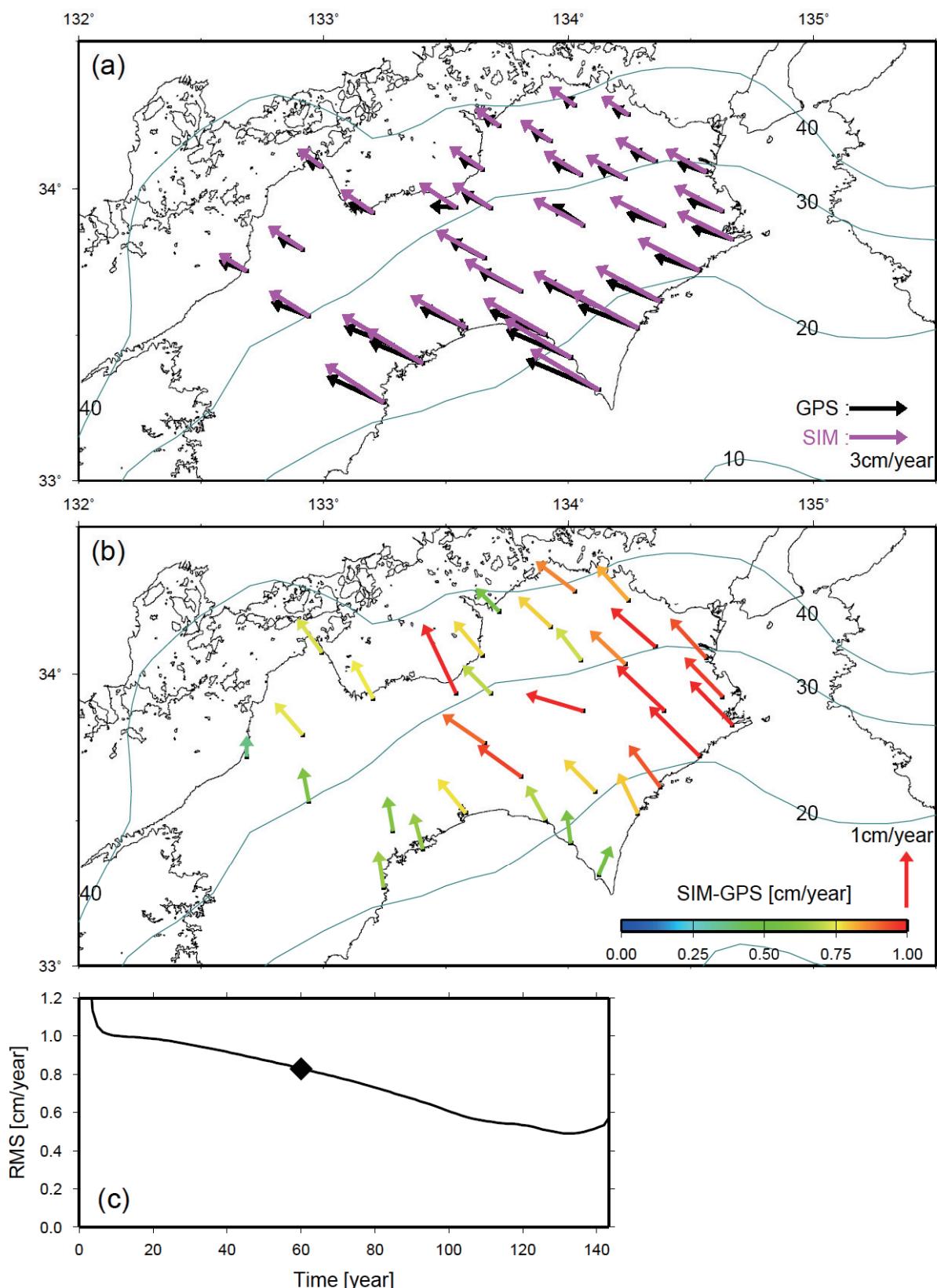
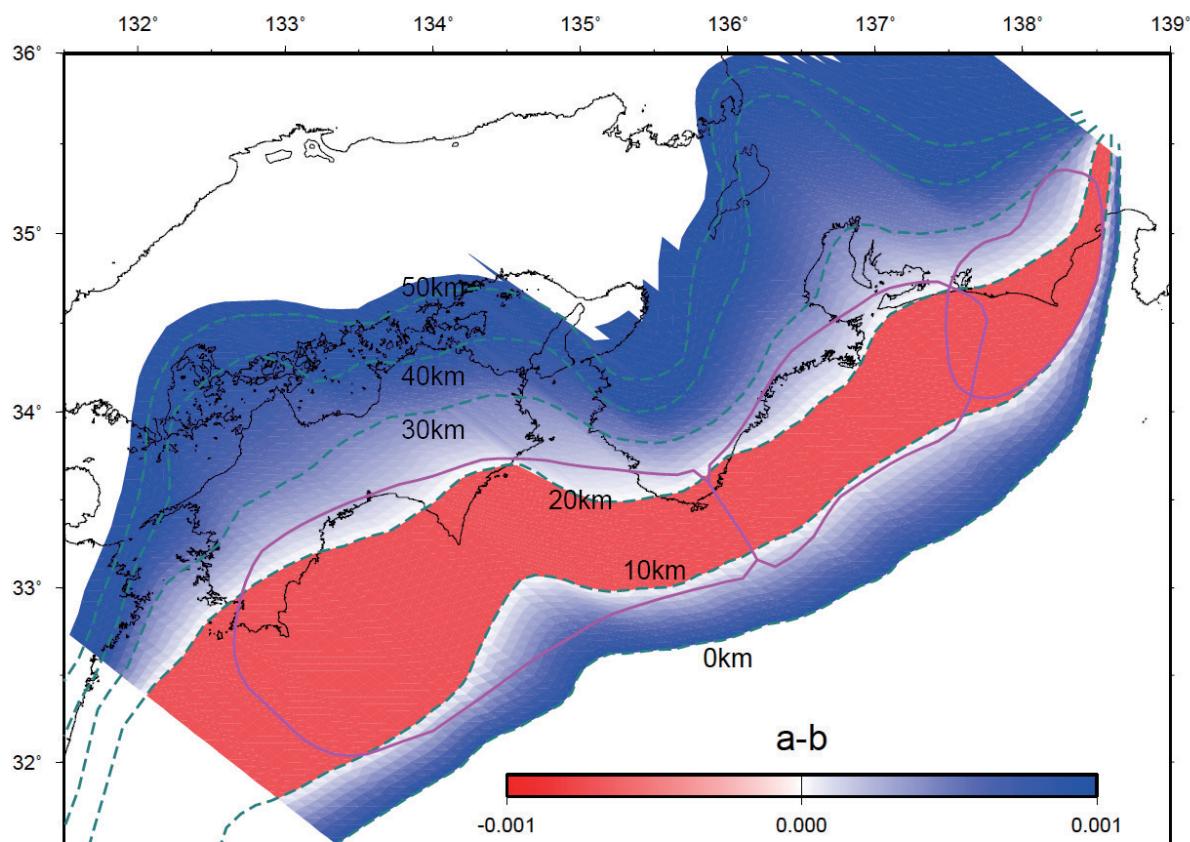


Fig. 5.1.3. (a) Comparison of the horizontal crustal movement observed by GPS with that estimated by the Case 7 simulation 60 years after the previous great earthquake. (b) Residual crustal movement obtained by subtracting simulated values from observed values. (c) Temporal change of RMS residuals for Case 7. The solid diamond denotes residual at the time of (a) and (b). The fixed point is the Gotsu GPS station (940075) in Shimane prefecture.

Table 5.1.4. Parameters ($a-b$) assumed in simulations, and simulation results.

Case	$a-b [10^{-4}]$	Period [y]	Depth range [km]	Starting Point	Fitness
4-2	-4.0	85	10-28	Off the Kii Peninsula	
4-3	-4.0	81	10-26	Off the Kii Peninsula	Best
4-4	-4.0	75	10-24	Off the Kii Peninsula	Better
4-5	-4.0	-	10-22	Stable sliding	
4-6	-4.0	-	10-20	Stable sliding	
5-2	-5.0	102	10-28	Off the Kii Peninsula	
5-3	-5.0	96	10-26	Off the Kii Peninsula	
5-4	-5.0	90	10-24	Off the Kii Peninsula	Better
5-5	-5.0	82	10-22	Off the Kii Peninsula	Best
5-6	-5.0	74	10-20	Off the Kii Peninsula	
6-2	-6.0	119	10-28	Off the Kii Peninsula	
6-3	-6.0	111	10-26	Off the Kii Peninsula	
6-4	-6.0	104	10-24	Off the Kii Peninsula	Better
6-5	-6.0	95	10-22	Off the Kii Peninsula	Best
6-6	-6.0	85	10-20	Off the Kii Peninsula	Better
7-2	-7.0	136	10-28	Off the Kii Peninsula	
7-3	-7.0	128	10-26	Off the Kii Peninsula	
7-4	-7.0	119	10-24	Off the Kii Peninsula	
7-5	-7.0	109	10-22	Off the Kii Peninsula	Better
7-6	-7.0	98	10-20	Off the Kii Peninsula	Best

Fig. 5.1.4. Spatial distribution of the friction parameter ($a-b$) with ($a-b$) set negative at depths of 10 to 20 km.

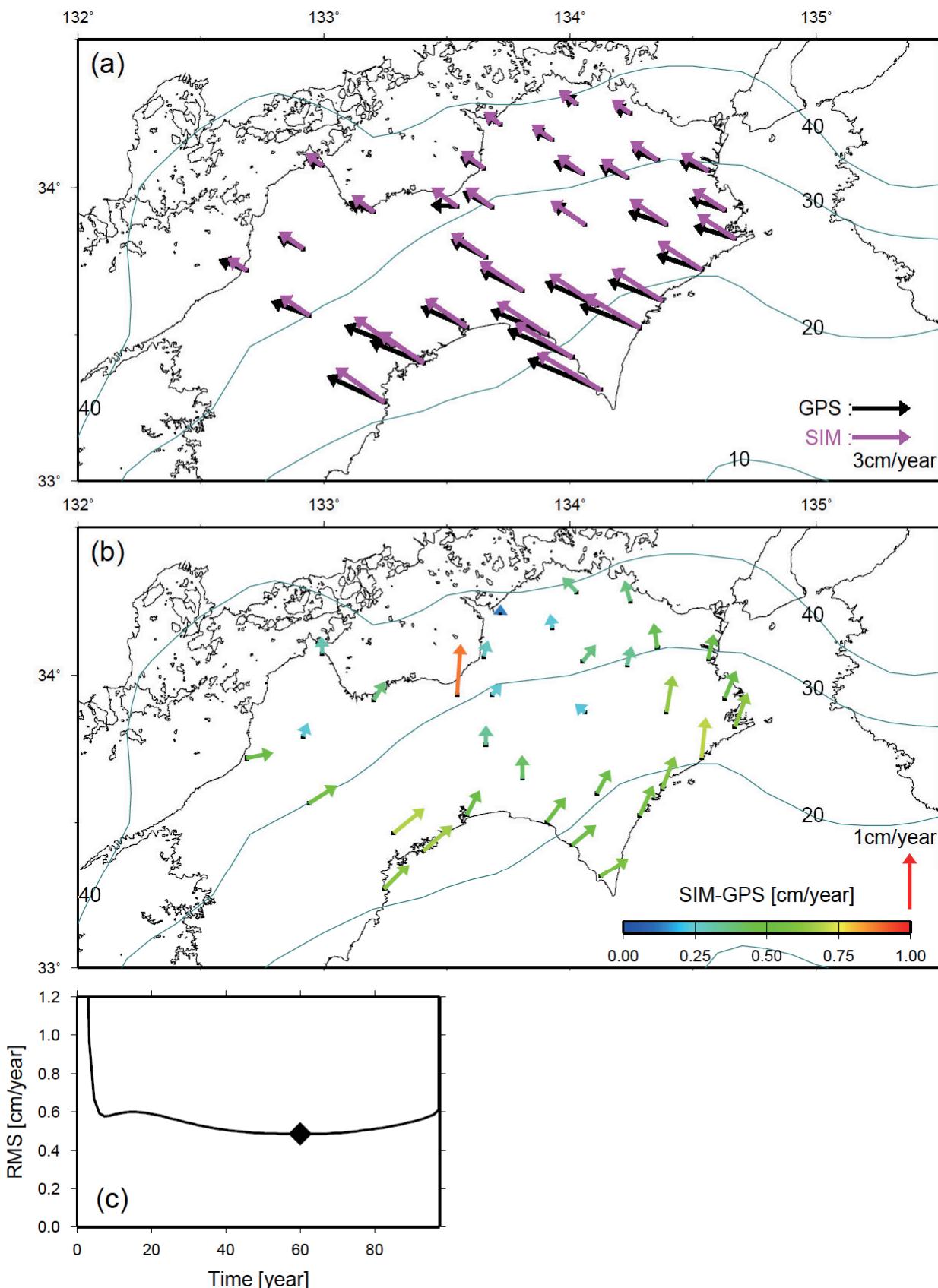


Fig. 5.1.5. Similar to Fig. 5.1.3 but for Case 7-6, which holds the best combination of negative $a-b$ values and depth range. (a) Comparison of the horizontal crustal movement observed by GPS with that estimated by simulation 60 years after the previous great earthquake. (b) Residual crustal movement obtained by subtracting simulated values from observed values. (c) Temporal change of RMS residuals. The solid diamond denotes residual at the time of (a) and (b). The fixed point is the Gotsu GPS station (940075) in Shimane prefecture.

5.1.7はCase 7 (データの適合度が悪いモデルの1つ), Fig. 5.1.8はCase 7-6 (データの適合度が良いモデルの1つ)における前回の地震から60年後のBack slip分布である。Fig. 5.1.7ではBack slip量が大きい領域が四国中央部に及んでおり、現実の固着状態 (Fig. 5.1.6) とは異なることがみてとれる。Fig. 5.1.8は摩擦パラメータに海溝軸方向の不均質性を与えていないためFig. 5.1.6の2つの目玉は再現できていないものの、Back slip量が大きい領域が深さ10-20 km付近に分布している様子は調和的である。

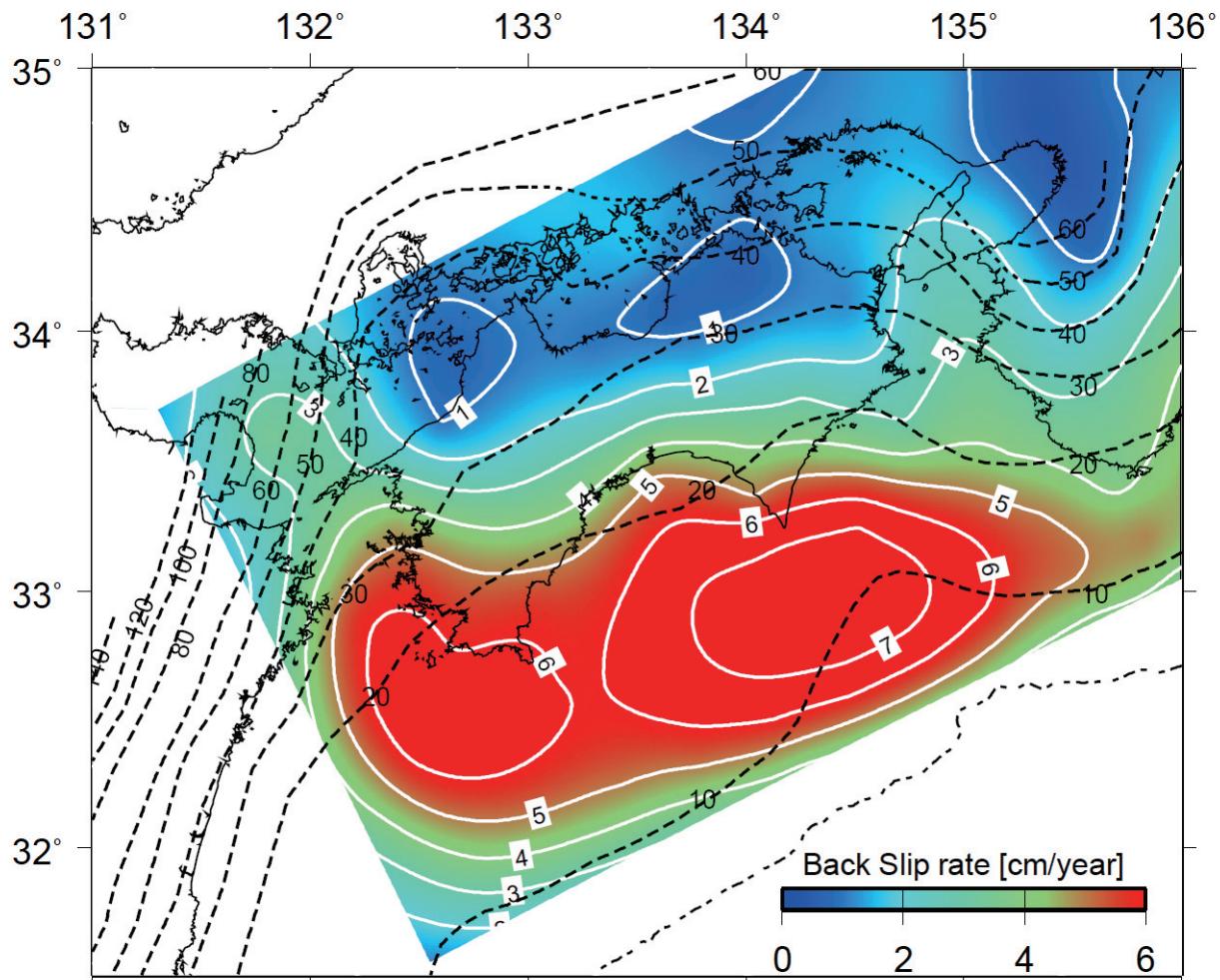


Fig. 5.1.6. The back slip distribution on the upper surface of the subducting Philippine Sea slab estimated by applying the method of Yabuki and Matsu'ura (1992) to GPS horizontal data from 2007.4 to 2008.4. The fixed point is the Gotsu GPS station (940075) in Shimane prefecture.

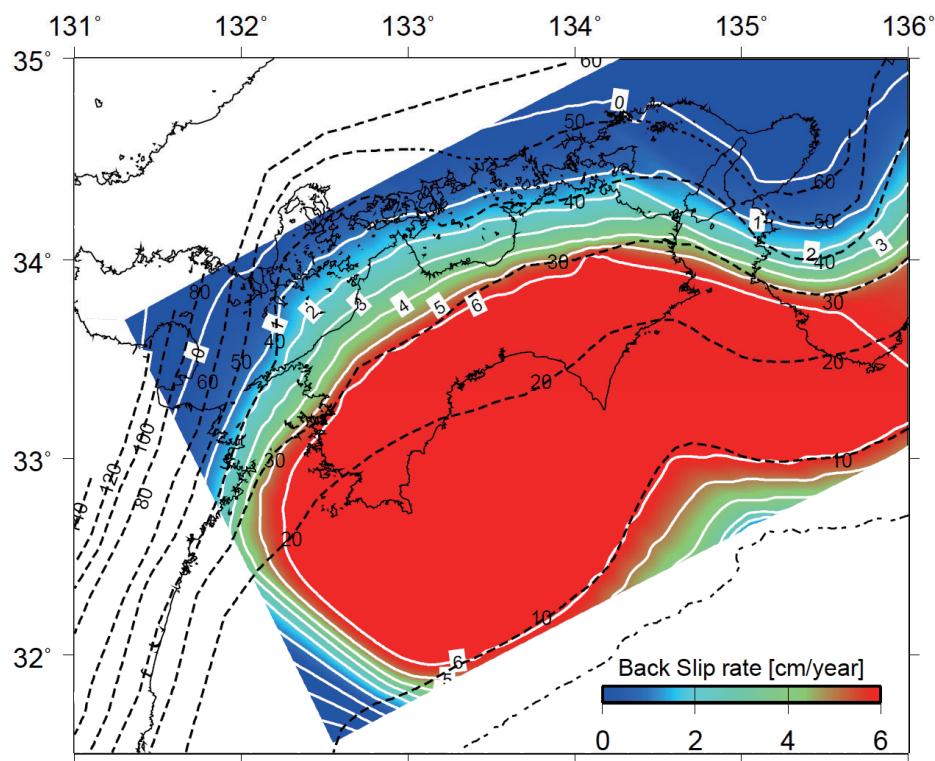


Fig. 5.1.7. The back slip distribution on the upper surface of the subducting Philippine Sea slab estimated by simulation 60 years after the previous great earthquake in Case 7. The fixed point is the Gotsu GPS station (940075) in Shimane prefecture.

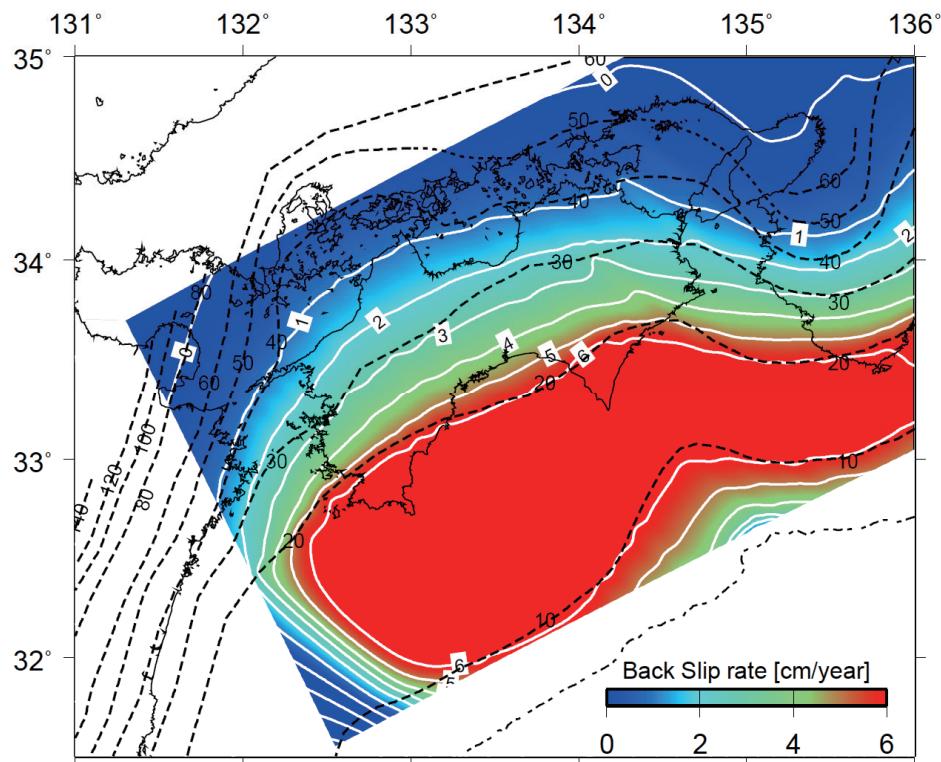


Fig. 5.1.8. The back slip distribution on the upper surface of the subducting Philippine Sea slab estimated by simulation 60 years after the previous great earthquake in Case 7-6. The fixed point is the Gotsu GPS station (940075) in Shimane prefecture.

5.1.3.3 南海トラフ沿い巨大地震の発生時期と今後の課題

前項で示したように、GPSデータを用いることで、単純なモデルの場合の摩擦パラメータ $a-b$ の値と分布の絞込みを行うことができた。そこで、モデルにこれらの値を与え、現時点が前回の1946年南海地震から62年経過しているという事実を用いれば、モデルから次の大地震の発生時期を推定することができる。その結果、候補として挙げられたいくつかの最良モデルの場合、次回の南海トラフ沿い巨大地震の発生時期は今（2009年）から20-40年後と推定される。ただし、本研究で与えた有効法線応力、特徴的すべり量、プレート収束速度などの条件を変えれば、結果も変わると考えられるため、本研究の結果だけからでは確定的なことはいえない。今後、各種パラメータを変更した場合についてもシミュレーションを行い、さらなるパラメータの絞込みを行う必要がある。それと同時に、南海トラフ沿い巨大地震が一度に発生する単純なケースだけでなく、1944年東南海地震の2年後に1946年南海地震が遅れて発生するケースや、このときに割れ残って1854年以降発生していない東海地震のようなケースも同時に再現することにより、予測の精度を向上させる必要がある。

(弘瀬冬樹・前田憲二)

謝辞

数値シミュレーション解析には、伊藤秀美氏のプログラム（Kuroki *et al.*, 2002）を使用しました。GPSのデータは国土地理院のGEONETによるデータを用いました。図の作成にはGMT（Wessel and Smith, 1991）を、Back slipの推定には山本剛靖氏によるプログラムを使用しました。ここに記して感謝します。

参考文献

- 安藤雅孝, 1999: 総論：次の南海地震に向けて日本は何をすべきか, *月刊地球*, 号外 **24**, 5-13.
- Blanpied, M. L., D. A. Lockner and J. D. Byerlee, 1991: Fault stability inferred from granite sliding experiments at hydrothermal conditions, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 609-612.
- 中央防災会議, 2001: 「東海地震に関する専門調査会」報告書, <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/20011218/siryou2-2.pdf>, (参照2006-11-15).
- Hacker, B. R., G. A. Abers, and S. M. Peacock, 2003: Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents, *J. Geophys. Res.*, **108**, B1, 2029, doi:10.1029/2001JB001127.
- Heki, K. and S. Miyazaki, 2001: Plate convergence and long-term crustal deformation in Central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2313-2316.
- Hirose, F., J. Nakajima and A. Hasegawa, 2008: Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, *J. Geophys. Res.*, **113**, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
- Hyndman, R. D., K. Wang and M. Yamano, 1995: Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15373-15392.
- Hyodo, M. and K. Hirahara, 2004: GeoFEM kinematic earthquake cycle simulation in southwest Japan, *Pure Appl. Geophys.*, **161**, 2069-2090, doi:10.1007/s00024-004-2549-7.
- Kanamori, H., 1972: Tectonic implication of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquake, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **5**, 129-139.
- Kato, N. and T. E. Tullis, 2001: A composite rate- and state-dependent law for rock friction, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1103-1106
- 国土地理院, 2004: 電子基準点1,200点の全国整備について, *国土地理院時報*, **103**.
- Kuroki, H., H. M. Ito, and A. Yoshida, 2002: A three-dimensional simulation of crustal deformation accompanied by subduction in the Tokai region, central Japan, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **132**, 39-58, doi:10.1016/S0031-9201(02)00043-2.

- Rice, J. R. 1992: Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas Fault, in *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*, B. Evans and T.-F. Wong, editors, Academic Press, pp.475-503.
- 武村雅之・神田克久, 2007: 南海トラフ沿いに発生する歴史的巨大地震の短周期地震波発生の特徴, *地震* 2, **60**, 57-69.
- 都司嘉宣, 1999: 南海地震とそれに伴う津波, *月刊地球*, 号外**24**, 36-49.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1991: Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, **72**, 441.
- Yabuki T. and M. Matsu'ura, 1992: Geodetic data inversion using Bayesian information criteria for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, **109**, 363-375.
- 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, <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01sep_nankai/index.htm>, (参照 2009-01-06).