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)等によって調べられている。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ぺリティが 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ぺリティで地震が起き、数日もしくは数年後に南海のアスぺ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、ブロック間をパネで結合することにより相互作用を表現するブロック・パ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に拡張し、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

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り立つモデルを採用した。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、以下の一連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 (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の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、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年と、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こった。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こるようになった。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こるようになり、その約0.7年後に南海地震が起こっている。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、すべった所とすべってない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広がりや $a-b$ 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と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% smaller than in Fig. 2.

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は、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こ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。

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)の海底探査で見ついている不均質構造よりも広く設定せざるをえなかった。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考えられる。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ったため、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る地震を再現できなかった。このような東南海と南海の連動様式の多様性を再現するには境界領域の広がりや摩擦パラメータの設定を改良する必要がある、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、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ともに役に立った。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集報*, **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: 揺れる大地 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 $a-b$ の大きさを同じにし、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