5.2 東海地域の長期的スロースリップイベントおよび地震サイクルの再現の試み

本節の論文は、日本地震学会からの転載許可を受けて掲載している。 (弘瀬冬樹・前田憲二・高山博之,2009: 東海地域の長期的スロースリップイベントおよび地震サイクルの再現の試 み、地震2,62,67-84.) 地震第2輯第62巻(2009)67-84頁

東海地域の長期的スロースリップイベント および地震サイクルの再現の試み

気象研究所地震火山研究部* 弘 瀬 冬 樹・前 田 憲 二・高 山 博 之†

An Attempt at Simulation of Long Term Slow Slip Events and Seismic Cycle in the Tokai Region

Fuyuki HIROSE, Kenji MAEDA, and Hiroyuki TAKAYAMA

Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute, 1–1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305–0052, Japan

(Received April 24, 2008; Accepted June 10, 2009)

Long-term slow slip events with the recurrence period of about 10–30 years have been observed beneath Lake Hamana in the Tokai district where historically great interplate earthquakes occurred repeatedly. We intend to simulate the recurrent slow slip events before the occurrence of cyclic great earthquakes using a three-dimensional earthquake cycle model based on the rate- and state-dependent friction law with heterogeneous friction parameters on the plate interface. In our model we can simulate recurring slow slip events with the period of about 30-40 years near beneath Lake Hamana, by applying small negative values to frictional parameter (a-b) and small values to characteristic distance L for the western region of the Tokai district, and large values to L for the regions off Tokai district where seismic structure surveys reveal the existence of a subducting ridge.

Key words: Long-term slow slip event, Tokai region, Numerical Simulation, Subducting ridge

§1. はじめに

西南日本では、フィリピン海プレートが陸のプレート に対して年間 2~6 cm の速さで西北西方向に沈み込ん でいる [Heki and Miyazaki (2001)].フィリピン海プ レートの沈み込みに伴い,駿河・南海トラフ沿いでは、 巨大地震がおよそ 100~150 年間隔で過去幾度となく発 生しており [例えば、地震調査研究推進本部地震調査委 員会 (2001)],今世紀中にもその再来が懸念されている. 特に東海地域では、前回の 1854 年安政東海・南海地震 から 150 年以上が経過 (2008 年現在)し、1944 年の東 南海地震ですべり残った領域は、いわゆる想定東海地震 として、いつ発生しても不思議ではないといわれている [例えば、石橋 (1976)].しかし、想定東海地震は、東南 海・南海地震に比べると歴史資料が不足しているため、 再来間隔や発生様式についてはよくわかっていないのが 現状である [例えば、安藤 (1999)].

ところで, 東海地方や豊後水道では継続時間が年オー ダーの長期的スロースリップイベント [Hirose et al. (1999), Ozawa et al. (2001, 2002), Ohta et al. (2004), Miyazaki et al. (2006), 国土地理院 (2006)] が発生して いる. 最近の活動状況については, 稠密な GPS 観測網に よって精度良く推定されており,例えば東海スロース リップイベントは、2000年中頃から2005年中頃まで の約5年間継続し、年間5~10 cmのすべり量をもち、 解放された積算モーメントから推算される地震規模は M_w 7.1 を超えたことがわかっている [国土地理院 (2006)]. さらにこのイベントの他にも (規模は小さいか もしれないが)同様の活動が、約10~30年周期で過去 にも何度か発生していることが、光波測距〔木股・山内 (1998)],傾斜変化および微小地震活動の静穏化[防災科 学技術研究所 (2004)],潮位変化 [小林・吉田 (2004)] や 水準測量 [鷺谷 (2007)] の解析から推定されている.

^{* 〒305-0052} つくば市長峰 1-1

[†] 現所属: 〒100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4 気象庁地震火山部

弘瀬冬樹・前田憲二・高山博之

一方、スロースリップイベントを数値シミュレーショ ンにより再現しようとするいくつかの研究がある [例え ば,加藤・平澤 (1999), Kato (2003), Shibazaki and Iio (2003), Kuroki et al. (2004), Mitsui and Hirahara (2006)]. 加藤・平澤 (1999)は、プレート境界面上に速 度・状態依存摩擦構成則を適用し,摩擦パラメータaお よび b (§2 の式 (2) 参照) を用いて, a-b<0 で特徴づけ られるアスペリティ域を深さ10~20,および28~32 km に, また, a-b>0 で特徴づけられる安定すべり域を 深さ 20~28 km に設定し,間欠的な非地震性すべりを 2 次元モデルで再現した. ここで、<math>a-b<0は速度弱化の 摩擦特性を示すため、不安定すべりが発生する必要条件 であり、a-b>0は速度強化の摩擦特性となり、安定すべ りが発生する. Kato (2003)は, 速度・状態依存摩擦構 成則に遷移速度 VT というパラメータを導入し、 地震発 生層の深部延長部の遷移層で非地震性すべりが間欠的に 数回発生する2次元モデルを作成した.プレート境界面 上のすべり速度が V_Tより小さい場合はすべり速度の増 加とともに定常状態の摩擦係数が減少し、すべり速度が VTより大きい場合はすべり速度とともに定常状態の摩 擦係数が増加する. Kato (2003)のモデルでは速度・状 態依存摩擦構成則の特徴的すべり量Lが3cm以上では 非地震性すべりは発生しなかった. Shibazaki and Iio (2003)は、カットオフ速度 v1 および v2 を導入し、定常 状態の摩擦係数が Kato (2003) と同様の振る舞いをする 摩擦構成則を用いて、遷移層でスロースリップイベント が2回発生し、かつ横方向に移動する平面モデルを作成 した. Kuroki et al. (2004) は、 プレート境界深部の特定 の深さに周囲に比べ大きな特徴的すべり量L(=15 cm) の値を一様に与え、東海地震が450~500年のサイクル で発生する間に、約60年周期の長期的スロースリップ イベントが5回(5回目はプレスリップ(先行すべり)) 発生する3次元モデルを作成した.ただし、そのモデル では固着域 [Matsumura (1997)] 全域でもスロース リップが発生してしまい、主に浜名湖付近で観測されて いるという事実 [Ozawa et al. (2002), Miyazaki et al. (2006), 国土地理院 (2006)] とは整合しない. また, Kuroki et al. (2004) は、傾斜角 15°の平面モデルでも同 様に深部の特定の深さに大きなLを与えてシミュレー ションを行ったところ、地震のみ、あるいはスロース リップのみが繰り返すだけであることを示し、Lの空間 的不均質性とプレート形状が曲面であることの両者の効 果が、地震を含めたスロースリップの再現には必要不可 欠であると指摘した. Mitsui and Hirahara (2006) は, 全世界で発生している長期的スロースリップイベントを 調べ、それらはプレート形状が凸や凹の領域で起こり、 さらに継続時間や再来間隔はプレートの傾斜角が大きい ほど短くなるという特徴などを見出した. この特徴を説 明するため、傾斜角を様々変更して数値シミュレーショ ンを行った結果、傾斜角が緩やかな方が周期的なスロー スリップを再現でき, さらにストライク方向に変化を与 えると傾斜角の緩やかな方でより顕著にスロースリップ が現れた. このことはプレートの形状および傾斜角がス ロースリップを再現する上で重要なファクターとなるこ とを示している.

Kato (2003)は、本研究で用いた slip law [Beeler et al. (1994)]を含む従来の単純な摩擦構成則では、地震発 生層の深部延長部の遷移域でのスロースリップを再現で きないとして、遷移速度を導入した摩擦構成則を用い た. これにより、不安定すべりが遷移速度(10⁻⁸ m/s, GPS 解析から推定された長期的スロースリップイベン トのすべり速度)付近で(強制的に)安定すべりとなる 効果が現れるため、スロースリップが繰り返し生じやす くなる. Shibazaki and Iio (2003)も同様の効果を狙っ た摩擦構成則を用いている. ただし、このような振る舞 いは岩塩などの特殊な媒質を使った岩石実験でみられる もので、果たしてこのような摩擦構成則がプレート境界 の性質にも適用できるのかについては不明である.

本研究では,遷移速度やカットオフ速度を導入しない できるだけ単純な速度・状態依存摩擦構成則[Dieterich (1979, 1981), Ruina (1983)]を用い,3次元のプレート 境界形状や摩擦パラメータなどの空間的不均質を導入し

Fig. 1. Spatial distribution of (a) computational cells, (b) plate convergence rates [Heki and Miyazaki (2001)], (c, e) friction parameter (*a*-*b*), and (d, f) characteristic distance L. Broken blue lines denote iso-depth contours of the Philippine Sea plate interface [Hirose *et al.* (2007)]. Areas enclosed by blue or purple, and green lines represent the expected source region [the Central Disaster Management Council (2001)] and the estimated locked zone [Matsumura (1997)] of the Tokai earthquake, respectively. Broken pink lines in (b) denote the Tokai slow slip rate (cm/y) on the plate interface at periods of 2001–2005 [Geographical Survey Institute (2007)]. Areas enclosed by broken orange and blue lines in (f) denote the slip deficit rate (2 cm/y) distribution on GPS analysis by Ohta *et al.* (2004) and Miyazaki *et al.* (2006), respectively. See Figure 2 for broken lines A-D in (c, e), Figures 3 and 5 for blue and red dots in (a), and Figure 7 for black line in (a), respectively.





弘瀬冬樹 · 前田憲二 · 高山博之

た数値シミュレーションを行うことで,想定東海地震の 周期的発生と東海地域で現実に観測されている長期的ス ロースリップイベントの特徴を再現することを試みた. 地表で観測されている多くの地殻変動データを説明し得 る各種モデルパラメータが得られれば,想定東海地震発 生のシナリオを考える上で有力な手がかりとなろう.な お,本論文では特に断らない限り,スロースリップとは 周期が数年~数10年の長期的スロースリップのことを 指す.

§2. 解析手法および各種パラメータ

均質半無限弾性体中に3次元の曲面プレート境界面 を設定し、プレート境界面を4458個の一辺がおよそ5 km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. 1(a)).弾性体の食い違い理論によるプレー ト境界面上のせん断応力は、地震(高速すべり)時の地 震波放射によるせん断応力の減衰を考慮して[Rice (1993)],

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

で表される. ここで, τ はせん断応力, K_{ij} はj番目のセ ルのすべりによるi番目のセルのすべり応答関数, V^{pl} はプレートの相対速度, tは時間, uはすべり量, Gは剛 性率, β はS波速度, iおよびjはセル番号をそれぞれ表 す. すべり応答関数 K_{ij} は, グリーン関数に基づいて表 現された転位の応力方程式を用いて得られる [Mura (1987), Kuroki *et al.* (2002), 伊藤 (私信)].

一方, プレート境界面上の摩擦力は, 速度-状態依存 摩擦構成則 [Dieterich (1979, 1981), Ruina (1983)] を用 いて, 以下のように表される.

$$\mu_{i}\left(=\frac{\tau_{i}}{\overline{\sigma}_{i}}\right) = \mu_{0} + \Theta_{i} + a_{i} \ln\left(\frac{V_{i}}{V_{0}}\right)$$
$$\frac{d\Theta_{i}}{dt} = -\frac{V_{i}}{L_{i}}\left(\Theta_{i} + b_{i} \ln\frac{V_{i}}{V_{0}}\right)$$
(2)

ここで、 μ は摩擦係数、 τ は摩擦応力、 σ は有効法線応力、 μ_0 は基準摩擦係数、 Θ は状態変数 [Nakatani (2001)]、Vはすべり速度、 V_0 は基準すべり速度、a, bは摩擦パラ メータ、Lは特徴的すべり量をそれぞれ示す. 式 (2)の 第2式は、slip law と呼ばれる [Beeler *et al.* (1994)]. 遷 移速度やカットオフ速度を導入しないで、できるだけ単 純な摩擦構成則でスロースリップイベントの再現を目指 していることと、先行研究の Kuroki *et al.* (2004) は slip law を用いており、その研究との対比が容易である ことを考慮し、本研究では slip law を用いた. せん断応 力と摩擦力が準静的に釣り合うと仮定し、式 (1) と (2) から導出される微分方程式を 5 次の Runge-Kutta 法 [Press et al. (1992)]を用いて数値的に解いた. このと き,各セルのすべり方向はプレートの相対運動方向に固 定し,せん断応力も同方向のみを考え,すべりによる法 線応力の変動は無視した. なお,式(1)から明らかなよ うに,対象領域外のプレート間の固着状態は,プレート 速度と同じ速さで定常すべりを生じていることを暗黙の うちに仮定している.

プレート境界の形状は地震の発生様式に大きな影響を 与えると考えられる [高山・他 (2008)]. 本研究では, 弘 瀬・他 (2007)のプレート境界の形状を用いた (Fig. 1 (a)). 彼らは、DDトモグラフィー解析によって、フィリ ピン海スラブの地殻に対応すると思われる厚さ数 km の低 Vs・高 Vp/Vs層が東海~九州に至る広域に分布す ることを明らかにし、その上端をフィリピン海スラブの 上面として, 西南日本全域のプレート境界の形状を求め た.この形状は、地震活動の上端をプレート境界とした もの [例えば, 野口 (1996), 三好・石橋 (2004)] に比べ, 概ね数 km 浅くなっている.計算領域は,東海地震の想 定震源域[中央防災会議 (2001)]を含み、深さ 10~30 km が地震発生層 [Hyndman et al. (1995)] となるよう, 摩擦パラメータ a-b をその深さの範囲で負に設定した (Table 1, Fig. 1 (c, e), Fig. 2 (a)). プレート収束速度は Heki and Miyazaki (2001) に基づき, 東 (1.5 cm/y) か ら西 (4.8 cm/y) へ徐々に大きくなるように与えた (Fig. 1(b)).Heki and Miyazaki (2001) は地震活動の上端をプ レート境界として行われた研究であるため、その結果を 弘瀬・他 (2007) のプレート形状にそのまま適用すると 誤差が生じるが,本研究では,周期的な長期的スロース リップイベントの再現を目的としており、2つの形状の 異なるプレート境界面ですべりを与えたときの地表面応 答の差についての精密な議論を目的としていないため, この誤差をここでは無視する. 特徴的すべり量 L は岩石 実験では数µmのオーダーと推定されている[例えば, Dieterich (1979)] が, 実際の断層系では数 cm のオー ダーと推定されている [Guatteri et al. (2001)] ことか ら、本研究では 0.05~0.1 m の値を採用した (Table 1, Fig. 1 (d, f), Fig. 2 (b)). なお, 摩擦パラメータ a は全域 で 0.001 と与えた. その他, 剛性率は 30 GPa, S 波速度 は 3.75 km/s, 基準すべり速度を 1.0 µm/s とした場合 の基準摩擦係数は0.6とした。なお、間隙水圧の影響を 考慮し、有効法線応力 σ は $(\rho_r - \rho_w)gz$ で与えた. ρ_r は岩石 密度で 2.8×10³ kg/m³, ρ_w は水の密度で 1.0×10³ kg/ m³, g は重力加速度で 9.8 m/s² とし, z は深さを表す. Table 1は、本研究で与えた各種パラメータの一覧を示 す. Case 1を標準モデル, Case 2をパラメータ不均質 モデル, Case 5 を沈み込む海嶺モデル, Case 7 を高間







Case	Region	a-b	L [m]	Vpl [cm/y]	Pore pressure	Tokai earthquake		Slow slip event		
						М	Period [y]	Center of location	Period [y]	Number ^c
1 (Standard)	All	-0.00025	0.05	1.5-4.8 ^b	Hydrostatic	8.2	220	near Lake Hamana	40	2
2	East	-0.0005	0.1	1.5-4.8 ^b	Hydrostatic	8.3	300	near Lake Hamana	30-40	4
(Heterogeneity)	West	-0.00025	0.05							
3-1	East	-0.0005	0.1	4.0	Hydrostatic	8.4	210	34.6N, 137.1E	-	1
3-2		-0.0005	0.2			8.4	195	34.5N, 137.5E	40	2
3-3		-0.0005	0.3			8.3	185	34.5N, 137.5E	40	2
3-4		-0.001	0.2			8.5	300	34.5N, 137.2E	50	4
3-1 ~ 3-4	West	-0.00025	-0.00025 0.05							
4-1	All	-0.00025	0.05	4.0	Hydrostatic	8.3	150	34.5N, 137.1E	-	1
4-2		-0.0005	0.1			8.5	275	34.9N, 138.2E	50	2
4-3		-0.001	0.2			8.6	490	35.0N, 138.3E	60	2
5	Ridge East -0.0005	0.3								
(Subducting		-0.0005	0.1	1.5-4.8 ^b	Hydrostatic	8.4	400	near Lake Hamana	30-40	7
ridge)	West	-0.00025 0.05								
6	East	-0.0005	0.1	1.5-4.8 ^b	Elevated pore	-	-	A11	50	-
	West	-0.00025	0.05		(100 MPa in all region)					
7	East	-0.0005	0005 0.1	$\frac{1}{5}$ 1.5-4.8 ^b	Elevated pore	8.2	220	near Lake Hamana	40	2
(Elevated pore)	West	-0.00025	0.05		(100 MPa only Lake Hamana ^d)					

Table 1 Parameters^a assumed in simulations and results.

^aHere a-b is frictional parameter and peak value for the seismogenic zone, L is characteristic displacement for the seismogenic zone, Vpl is relative velocity of plate motion. See Fig. 1(c-f) and Fig.2 about depth changes of a-b and L.

^cNumber of slow slip event(s) including a preslip during one cycle of the Tokai earthquake.

^dSee Fig. 13(a).

^bSee Fig. 1(b).



Fig. 3. Time evolution of the cumulative displacement (top panels) and slip velocity (bottom panels) at (a) the locked zone [Matsumura (1997)] (blue dot in Figure 1(a)) and (b) beneath Lake Hamana (red dot in Figure 1(a)) in Case 1. Numerals 1 to 2 denote sequence numbers of long-term slow slip events.

隙水圧モデルと呼称する. Rice (1993) によれば, セルサ イズに起因する計算上の不安定性の影響を小さくするた めには, セルサイズh は臨界核(破壊核が外部応力の増 大とともに準静的に成長し, やがてある臨界サイズに達 すると不安定すべりが開始するが, そのときの破壊核を 臨界核と呼ぶ) のサイズ h^* よりも小さくなければなら ない. i 番目のセルにおける h/h^* は, ($b_i - a_i$) $_i/L_iK_{ii}$ で解 析的に得られる. 本研究で用いたパラメータによると h/h^* は最大でも 0.24 である. Liu and Rice (2005) は, 平面モデルにおいて h/h^* が 0.25 と 0.125 のそれぞれに ついてシミュレーションを行い, 両者のすべり量やすべ り速度に本質的な違いがないことを確かめている. した がって, 本研究のシミュレーションにおけるセルサイズ に起因する不安定性の影響は小さいと判断できる.

§3. 結 果

Table 1 の Case 1 (標準モデル)のパラメータ (Fig. 1 (c, d), Fig. 2)を設定してシミュレーションを行った結果, *M*8.2 の東海地震が北緯 34.7°, 東経 138°付近を破壊開始点として約 220 年のサイクルで発生する間に,

GPS から推定されたスロースリップ域 [国土地理院 (2006)] 付近でスロースリップが 2 回発生するモデルが 得られた (Fig. 3, 4). ここで、0.1 m/s 以上のすべり領域 を地震領域と定義し、地震のモーメント M_0 [Nm] を求 め、log M_0 =1.5 M+9.1 [Kanamori (1977)] から地震の 規模 M を求めた、2 回目のスロースリップはすべりが 収まることなく加速し、結果的にプレスリップとなり東 海地震の発生に至る.スロースリップ域は西から東へ移 動する様子がみられ (Fig. 4)、その傾向は Miyazaki *et al.* (2006) や国土地理院 (2006) の GPS 解析の結果と調 和的である.

しかしながら, §1 で述べたように, 観測からは 2000 年中頃から 2005 年中頃までのスロースリップの他にも (規模は小さいかもしれないが)同様の活動が,約10~ 30 年周期で過去にも何度か発生していると指摘されて いる [木股・山内 (1998),防災科学技術研究所 (2004), 小林・吉田 (2004), 鷺谷 (2007)]ため, Case 1 (標準モ デル)はこれら数回の発生を再現できていない.そこで, 摩擦パラメータの値や空間分布を試行錯誤的に設定した 結果,応力分布に空間的不均質が生じるように強い固着



東海地域の長期的スロースリップイベントおよび地震サイクルの再現の試み

Fig. 4. Snapshots of spatial distribution of slip velocity on the Philippine Sea plate interface in Case 1. The numeral at the top of each panel represents the lapse time from the beginning of calculation in year. Dot in lower right panel denotes the starting point (>0.1 m/s) of the simulated Tokai earthquake. Other symbols are the same as those in Figure 1.

を表す領域(強アスペリティ)と弱い固着を表す領域 (弱アスペリティ)を設定すれば良いことがわかった.具 体的には、地震発生層の東側領域を強アスペリティとし て (a-b) のピークを-0.0005, L を 0.1 m とし, 西側領域 を弱アスペリティとして (a-b) のピークを-0.00025, L を 0.05 m とした Case 2 (パラメータ不均質モデル, Fig. 1 (e, f), Fig. 2) で, M8.3 の東海地震が浜名湖直下 を破壊開始点として約300年のサイクルで発生する間 に、浜名湖を含む領域で周期約30~40年のスロース リップが4回発生するモデルが得られた(Fig. 5). 4回 目のスロースリップはすべりが収まることなく加速し、 結果的にプレスリップ(先行すべり)となり東海地震の 発生に至る. 浜名湖直下における Fig.6 の 3 つのスロー スリップのピークのすべり速度は、プレート収束速度の 1.5~3倍で4.8~9.6 cm/yとなった. これは国土地理 院 (2006) が GPS 解析から 2000 年の東海スロースリッ プのすべり量について推定した約 5~10 cm/y とおよ そ一致している. また, スロースリップのモーメント レートは、約5.5×10¹¹ Nm/sと推定されており [国土 地理院 (2006)], シミュレーションによるすべり速度が $\log(V/V_{pl}) \ge 0$ の領域をスロースリップ域として、その

領域のモーメントレートを見積もったところ,10¹¹~ 10¹² Nm/sのオーダーでこちらもおよそ一致している. しかし本研究で得られたスロースリップの継続時間は 10~20 年程度で,2000 年中頃から2005 年中頃までの 約5年間継続して観測されたスロースリップに比べる と 2~4 倍長い.

シミュレーション結果によれば、想定東海地震の破壊 開始点は浜名湖東部となり、この付近は前3回のスロー スリップが停止する領域付近でもある。前3回のスロー スリップによって固着域[Matsumura (1997)]の西端に せん断応力が徐々に蓄積したことに加え、4回目のス ロースリップは前3回に比べ大きめのスロースリップ であったため、固着状態が耐え切れず、結果的にプレス リップとなって破壊に至ったと考えられる。

国土地理院 (2006) の水準測量によれば,年間5mm の割合で掛川観測点に対して御前崎観測点が沈降してい る (Fig.7中の破線).シミュレーションで得られた1地 震サイクル中における掛川に対する御前崎の比高の時間 変化の例として,計算開始からの経過時間が約680年か ら1010年までの期間の変化をFig.7に示す.御前崎の 沈降の割合は,地震(経過時間約680年に発生)後200



Fig. 5. Time evolution of the cumulative displacement (top panels) and slip velocity (bottom panels) at (a) the locked zone [Matsumura (1997)] (blue dot in Figure 1(a)) and (b) beneath Lake Hamana (red dot in Figure 1(a)) in Case 2. Numerals 1 to 4 denote sequence numbers of long-term slow slip events.

年間は 1.5 mm/y, その後 3.0 mm/y と増加している. 御前崎側の沈降の割合が途中で増えたのは,前回の地震 ですべり,摩擦力が低下した領域が固着を再開したため と考えられる.ただ,シミュレーションで得られた沈降 速度の結果は実測値 [国土地理院 (2006)]の半分程度で しかなく,定量的には想定東海地震の固着域の状況を精 度よく再現するまでには至っていない.

§4. 議 論

4.1 先行研究との比較

Kuroki et al. (2004) は、プレート境界深部の特定の深 さに周囲に比べ大きな特徴的すべり量L (=15 cm)の値 を一様に与え、東海地震が450~500年のサイクルで発 生する間に、約60年周期の長期的スロースリップイベ ントが5回(5回目はプレスリップ)発生する3次元モ デルを作成した. 一方、本研究では、Kuroki et al. (2004)のようなパラメータの不均質を設定しない Case 1 (標準モデル)でも、スロースリップイベントは発生し た.本研究とKuroki et al. (2004) とでは、プレート形状 やプレート収束速度の違いのほかに、地震時の取り扱い が大きく異なっている. Kuroki et al. (2004) は計算時間 節約のため、地震時にはせん断応力と摩擦力の釣り合い の式を解くのではなく, 地震時にすべる領域と応力降下 量をあらかじめ固定する方法 [Tse and Rice (1986)] を 採用している. その影響で, Kuroki et al. (2004) のシ ミュレーションでは、地震発生域の深部と浅部で不自然 な応力の分布がみられる.一方,本研究では地震時にす べる領域と応力降下量を固定せず、せん断応力と摩擦力 の釣り合いを仮定しているため、不自然な応力の分布は みられない. そこで、地震時にすべる領域と応力降下量 を固定しない本研究の手法で, Kuroki et al. (2004) がス ロースリップを発生させることができたモデルと同じプ レート形状および同じパラメータを用いて計算したとこ ろ、スロースリップイベントは発生しなかった(直前の プレスリップは除く). このことから, Kuroki et al. (2004) でスロースリップイベントが発生したのは、 Lの 不均質性だけでなく前回の地震による不自然な応力分布 が大きく影響していると考えられる. このように、本研 究と Kuroki et al. (2004) とは地震時の取り扱い方が異 なるため、両者の結果が異なったと考えられる.ただ、



Fig. 6. Snapshots of spatial distribution of slip velocity on the Philippine Sea plate interface in Case 2. The numeral at the top of each panel represents the lapse time from the beginning of calculation in year. Dot in lower right panel denotes the starting point (>0.1 m/s) of the simulated Tokai earthquake. Other symbols are the same as those in Figure 1.

弘瀬冬樹・前田憲二・高山博之



Fig. 7. Subsidence of Omaezaki relative to Kakegawa obtained by the simulation (solid bold line) in Case 2 for the base line shown as a black line in Figure 1(a). Data are plotted for the period of one seismic cycle from just after an earthquake to the next one. Broken line denotes the observed subsidence rate of 5 mm/year from leveling by Geographical Survey Institute (2006).

地震時の取り扱いをどのような手法で行うのが良いかに ついては議論の余地があり、今後の課題としたい.

4.2 スロースリップ発生の条件とプレート収束速度 の効果

本研究では、プレート収束速度を東から西に徐々に大 きく [Heki and Miyazaki (2001)] したモデルを採用し た. プレート収束速度を解析領域全体で一定 [例えば, Seno et al. (1993) の 4.0 cm/y] にし、Case 2 (パラメー タ不均質モデル)と同じパラメータ(Fig. 1(e, f))でシ ミュレーションを行った場合 (Case 3-1), 1 回目のス ロースリップがそのままプレスリップとなって、地震に 至った. 一方, Case 2 の東側の強アスペリティ域の (ab)<0の絶対値やLを周囲より十分大きく(例えば, Fig.2のCの2~3倍, Case 3-2~3-4) すれば, スロー スリップはその西側で1~3回発生し、2~4回目のス ロースリップで東海地震の発生に至るモデルを作成でき た. 固着域の (a-b) < 0 の絶対値を大きくすることは, 地 震時の応力降下量を大きくし、せん断応力の蓄積に時間 がかかることに相当し、またLを大きくすることは、す べりに対する摩擦力の低下率を小さくし、不安定すべり を起こしにくくすることに相当する. すなわち, 周囲に 比べ想定東海地震の強アスペリティ領域で不安定すべり を起こす時期を遅らせる条件を作ることが、スロース リップを周期的に発生させるために必要な条件であると いえる. そして, スロースリップの発生自体には, プ レート収束速度の東西の変化が必ずしも必要でないこと がわかる. なお,豊後水道でも長期的スロースリップは 発生している [Hirose *et al.* (1999), Ozawa *et al.* (2001)] が、プレート収束速度は東海地域でみられるほどのトラ フ軸方向の違いはない [Heki and Miyazaki (2001)] こ とからも、プレート収束速度の東西方向の違いは必ずし もスロースリップ発生の必要条件ではないと考えられ る.

一方, プレート収束速度を東から西に徐々に大きくし たモデルの場合, 想定東海地震の東側領域におけるせん 断応力の蓄積率が同震源域の西側領域に比べて低くな り, 西側領域で発生するスロースリップによるせん断応 力の増加によっても東側領域はすぐには不安定すべりを 起こしにくい状況となる. これは上で述べたように, ス ロースリップが周期的に発生しやすい条件と同等と考え られる. このことから, プレート収束速度が西の方が大 きいことが事実であれば, 想定東海地震の西側領域は元 来スロースリップが発生しやすい環境となっていると考 えられる.

4.3 プレート境界の形状の効果

プレート境界の形状 [弘瀬・他 (2007)] がシミュレー ション結果にどのように影響を与えるか調査するため に、プレート収束速度の空間分布を4 cm/y で一定に し, 地震発生層全域の (a-b) と L をそれぞれ Case 4-1 (-0.00025, 0.05 m), Case 4-2 (-0.0005, 0.1 m), およ び Case 4-3 (-0.001, 0.2 m) の 3 パターン (ここで, (ab)とLの比は一定)とした場合についてシミュレー ションを行った. その結果, Case 4-1 ではプレート傾斜 角の緩い解析領域の西側で、ゆっくりすべり(プレス リップ)が発生し、東海地震に至った (Fig. 8(a)). 一方, Case 4-2 および Case 4-3 ではプレート傾斜角の急な固 着域 [Matsumura (1997)] の東側でスロースリップが2 回(2回目はプレスリップ)発生した(Fig. 8(b)). このこ とは、プレート境界の形状が複雑な場合は、(a-b)やL の値によりスロースリップが発生する位置は変わること を示している. Mitsui and Hirahara (2006) では, 摩擦 パラメータがある条件の下ではプレート境界面が異なる 傾斜で隣接する2つの平面の場合、傾斜角が小さい方が スロースリップが発生しやすいという結果を得ている. しかし、プレート構造が複雑な場合は、応力蓄積過程が 摩擦パラメータの違いによっても複雑に変化し、必ずし も平均的なプレート傾斜角の違いだけでスロースリップ の起こりやすさが決まらない可能性を示唆している.

4.4 沈み込む海嶺の効果

Case 2 では, Kuroki *et al.* (2004) のシミュレーショ ンでみられた固着域[Matsumura (1997)] 全域でのス ロースリップは発生しないものの, スロースリップ域は 三河湾から浜名湖にかけての領域と, さらに南方のトラ

76



東海地域の長期的スロースリップイベントおよび地震サイクルの再現の試み

Fig. 8. Snapshots of spatial distribution of slip velocity on the Philippine Sea plate interface in (a) Case 4-1 and (b) Case 4-3



Fig. 9. Spatial distribution of characteristic distance L in Case 5. We set large value (0.3) m) of L in the region of the assumed subducting ridge [Kodaira et al. (2004), Ueda (2005)].

フ軸側に広がっている (Fig. 6). 一方観測結果では, GPS 観測点は陸上に限られ、海域の分解能は低いと推測され るため断定はできないが、2000年中頃から始まった東 海スロースリップイベントの主要な発生域は浜名湖付近 であって、トラフ軸付近にまで達している傾向はみられ ない [国土地理院 (2006)]. 従って, シミュレーションで 得られた特に南方の非現実的なすべりを抑制するために は、構造や物性などの不均質に由来する何らかの不均質 性の存在を考える必要がある.実際,浜名湖の南方には, エアガン探査 [Kodaira et al. (2004)] や重力異常 [植田 (2005)] から, 沈み込んだ海嶺の存在が示唆されている. また, 1944 年昭和東南海地震では, 熊野灘から北東方 向へ破壊が伝播した [Ichinose et al. (2003), Kikuchi et al. (2003)] が、その破壊域が沈み込んだ海嶺の手前で停 止していることからも、沈み込んだ海嶺が破壊伝播を抑 制するバリアとして働いた可能性が推察される. 沈み込 んだ海嶺が存在しているところのプレート境界面は、巨 視的には起伏が大きな粗い面とみることができる [Kodaira et al. (2004)]. 一方,特徴的すべり量Lはすべり面 の粗さとともに大きくなることが実験から示されている [Dieterich (1979, 1981)]. そこで,この沈み込んだ海嶺 の存在が推定される付近にLの大きな値(0.3 m)を与え てみた (Case 5: 沈み込む海嶺モデル, Fig. 9). その結



Fig. 10. Snapshots of spatial distribution of slip velocity on the Philippine Sea plate interface for the modified model having large L value in Case 5 shown in Figure 9. See Figure 4 for the notation. Slow slip is suppressed around the ridge.

果,スロースリップのトラフ軸側への進展は抑制され, 陸域に限定されることとなった (Fig. 10). さらに東海地 震 (M8.4,破壊開始点は Fig. 10 参照)の発生間隔が約 400 年と長くなり,その影響でスロースリップの発生回 数は増えた (Fig. 11). なお,沈み込んだ海嶺のL に 0.1 mの小さい値を与えた場合は、スロースリップのすべり 域はトラフ軸付近まで広がり、バリアとしての効果は低 かった.このことから、スロースリップ域を抑制するた めにはバリア的性質を持つLの大きな値を設定するこ とが効果的であり、また逆に、沈み込んだ海嶺ではLが 東海地域の長期的スロースリップイベントおよび地震サイクルの再現の試み



Fig. 11. Time evolution of the slip velocity at the plate interface just beneath Lake Hamana (red dot in Fig. 1(a)) in Case 5. Numerals 1 to 7 denote sequence numbers of long-term slow slip events.



Fig. 12. Depth distribution of lithostatic normal stress (broken line), pore pressure (dotted lines), and effective normal stress (solid lines). Two types of pore pressure and corresponding effective normal stress are shown: hydrostatic model (gray lines) and elevated pore pressure model (bold lines). Effective normal stress is obtained by subtracting pore pressure from lithostatic pressure.

周辺に比べかなり大きい可能性があることを示唆している.

4.5 有効法線応力の効果

海溝やトラフから深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,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.本研究では間隙水圧として静水圧を仮定し,有効 法線応力は深さとともに単調に増加させているが、相転 移による脱水が考えられる場合, Fig. 12 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. そこで,有効法線応力の深さ分布を Fig. 12 の高 間隙水圧モデルに変更し、他のパラメータは Case 2 (Table 1, Fig. 1 (e, f), Fig. 2) と同じ設定で計算した結果 (Case 6), 地震性すべりは全く発生せず, (a-b)<0 全域 でスロースリップイベントのみが約50年周期で発生し た. 断層すべりの安定・不安定性の指標として, 地震性 すべりを起こすためのアスペリティの臨界半径 r_c (≈ $GL/b-a)\overline{\sigma}$ と実際のアスペリティの半径 r との比 r/r_c がしばしば用いられる [例えば, Kato (2004)]. Case 2 の $r_{\rm c}$ は約17 km, Case 6の $r_{\rm c}$ は約60 km である. $r/r_{\rm c}$ $\gg1$ の場合は地震性すべり、 $r/r_c \ll 1$ の場合は安定すべ り, r/r_c~1の場合に間欠的なスロースリップとなる.高 間隙水圧モデルを適用し、 有効法線応力 oが低下したこ とで、 r_c が大きくなり、 $r/r_c \ll 1$ となったため非地震性 の安定すべりを生じたと考えられる. このことは一方 で,有効法線応力を局所的に周囲よりも下げることで, スロースリップを局所的に発生させ得ることを示唆して いる. Matsubara et al. (2008) は,西南日本下の地震波 速度構造を推定し、スラブの脱水による水の存在を示す 高 V_p/V_s域と長期的スロースリップイベントや深部低 周波地震・微動との空間的な対応関係がみられることか ら、これらのイベントは脱水によってもたらされた高間 隙圧が原因で発生していると指摘している. そこで, 浜 名湖直下の有効法線応力だけを100 MPa に下げ,それ 以外の領域は深さとともに増加させ (Fig. 13(a)), その他 のパラメータは Case 2 (Table 1, Fig. 1 (e, f), Fig. 2) と 同じ値で計算を試みた(Case 7: 高間隙水圧モデル). そ の結果、浜名湖付近では有効法線応力が周囲よりも小さ く摩擦力が局所的に低下し、局所的な安定すべりが生じ た (Fig. 13 (c)). そのため周囲のせん断応力が増加し, 特 に浜名湖の西域ではこの応力の増加と西方からの安定す べりによる応力増加とが加わることにより、局所的にス ロースリップが発生した (Fig. 13 (d)). ただし, 有効法線 応力が小さいことで、東海地震(M 8.2)の破壊開始点 (浜名湖西岸直下)付近の摩擦力も小さくなるため東海 地震の発生が早まり, スロースリップの発生後の摩擦力 の回復を待たずして地震が発生してしまった (Fig. 13 (b)). そのため, 周期的なスロースリップの再現はできな かった. この条件と同じ設定で、さらにスロースリップ を周期的に発生させるには、例えば Shibazaki (2005) や Mitsui and Hirahara (2007)のように、ダイラタン シーと力学的圧密による間隙水圧の時間変化の効果を取

79



Fig. 13. (a) Distribution of effective normal stress on the plate interface for the model with small value (100 MPa) for limited area near beneath Lake Hamana in Case 7. (b) Time evolution of the slip velocity beneath Lake Hamana (red dot in Figure 1(a)). (c) Snapshots of spatial distribution of slip velocity on the plate interface at about middle of the cycle. (d) Same as (c) but at the slow slip event time. See Figure 4 for the notation.

り入れて有効法線応力に時間変化を与えることが有効で あるかもしれない. 間隙水の流動等の影響による有効法 線応力の時間・空間的な変化を含めた詳細な解析につい ては,今後の課題としたい.

4.6 摩擦構成則の効果

§1で述べたように、Kato (2003)やShibazaki and lio (2003)は、遷移速度やカットオフ速度を導入し、高 速すべり時に安定すべりとなる効果が現れる摩擦構成則 を用いてスロースリップを再現している.一方、本研究 で用いた高速すべり時に安定すべりとなる効果を取り入 れていない単純な摩擦構成則(slip law)でも、遷移域で スロースリップが繰り返し発生する様子は再現できた. このことは、遷移速度やカットオフ速度を導入した摩擦 構成則を用いなくても繰り返すスロースリップの再現は 可能であることを示している.

4.7 プレート間の固着状況

本研究で設定したモデルの中で,より現実に近いス ロースリップを再現するモデルは、想定震源域の東側領 域を強アスペリティ、西側を弱アスペリティとし、沈み 込む海嶺を考慮した Case 5 のモデルである. Case 5 の モデルは、東側の固着が強く、相対的に西側の固着が弱 いモデルとなっているが、その妥当性について議論す る. Matsumura (1997) は想定東海地震の固着域をスラ ブ内の微小地震活動および P 軸分布から推定した.彼の 推定した固着域と本研究で強アスペリティとした領域の 位置関係はおよそ一致している. また, Fig. 1(f)には, Ohta et al. (2004) が 1997 年 4 月~2000 年 4 月, Miyazaki et al. (2006) が 1996 年 4 月~1999 年末の期間の GPS データを解析して得られた 2 cm/y のすべり欠損 域をそれぞれ示している. 東から西へ徐々にプレート収 東速度が大きくなっている [Heki and Miyazaki (2001)] ため、特に強く固着している領域はすべり欠損域の北東 側と考えるのは妥当に思える. しかしながら, Ohta et al. (2004) や Miyazaki et al. (2006) の解析手法では, 解 析領域の端ではすべり欠損量が小さくなるような解が得 られるため、解析領域の西側(志摩半島南東沖)の真の すべり欠損量は不明である.一方,Ohta et al. (2004)や Miyazaki et al. (2006) よりも西方に広い領域について 解析した小林・他 (2007) や Ozawa and Sagiya (2008) の結果をみると、本研究の解析領域西端付近にあたる三 重県志摩半島~尾鷲南方沖~紀伊半島沖で固着が弱いと 推定されているものの、本研究でプレート間カップリン グが弱いとした領域のカップリングは他に比べて特に弱 いという結果とはなっていない。したがって、微小地震 活動からは想定震源域の東側の固着が強いことが示唆さ れているものの, 現時点では GPS データの解析結果と

は必ずしも整合的ではない. 今後のさらなる研究によっ て,本研究で設定した東西方向のパラメータの不均質の 妥当性が明らかになるであろう.

4.8 今後の課題

本研究のシミュレーションでは、スロースリップの継 続時間が全体的に現実よりも 2~4 倍長くなっている. Liu and Rice (2005) は, 特徴的すべり量*L*または有効 法線応力を下げると、遷移域における横方向の伝播速度 が速くなると指摘している. 本研究でも Liu and Rice (2005)のようにLまたは有効法線応力を下げることで、 西から東へ移動するスロースリップの伝播速度を速め、 継続時間を短くすることができるかもしれない.また, 掛川に対する御前崎の沈降速度は現実よりも小さい. こ れはシミュレーションによる掛川の沈降速度が現実より も速く、結果的に掛川に対する御前崎の沈降が現実より も遅くなっていると考えられ、固着域を表現する a-b< 0の領域が現実よりも陸側に設定されているのかもしれ ない. 本研究ではフィリピン海スラブの等深線 [弘瀬・ 他 (2007)]に沿って摩擦パラメータを設定しているが, スラブの形状や a-b の設定根拠としている温度・圧力 状態が実際には等深線の分布とは異なっている可能性も ある. したがって、掛川~御前崎下の a-b<0 の分布を 現在よりも浅部(海側)に設定すれば、掛川に対する御 前崎の沈降速度を再現できると考えられるが,これらに ついては今後の課題としたい.

今回のシミュレーションでは、計算資源の制約から計 算対象領域の西端が志摩半島付近までしか設定できず、 対象領域の西方に隣接する東南海地震のアスペリティ領 域を含めることができなかった. このため、式(1)から 明らかなように、対象領域より西方のプレート間の固着 状態は、プレート速度と同じ速さで定常すべりを生じて いることを暗黙のうちに仮定しており、現実の状況を正 しく反映できていないことも考えられる. したがって、 このことがスロースリップの発生のシミュレーション結 果に影響を及ぼしている可能性も否定できない. 特にス ロースリップの発生場所や東方への移動速度などに大き く係わっていると考えられるが、今回の研究では詳細は 論じられない. 対象領域の西方への拡張は今後の課題で ある.

§5. 結 論

本研究では、数値シミュレーションを用いて、東海地 域で発生している周期的な長期的スロースリップイベン トと大地震の繰り返しの再現を試みた.以下に、得られ た主な結果を記述する.

1. 高速すべり時に安定すべりとなる効果を取り入れ

弘瀬冬樹・前田憲二・高山博之

ていない単純な slip law による摩擦構成則を用い,また,摩擦パラメータに東西方向の不均質を与えることで,M8.3~8.4の東海地震が約 300~400 年のサイクル で発生する間に,浜名湖を含む領域で周期約 30~40 年 のスロースリップが繰り返し発生するモデルを作成した.最後のスロースリップは収まることなく加速・拡大 し,引き続き東海地震が発生した (Case 2, 5).

2. 沈み込んだ海嶺の存在が推定されている領域で, 特徴的すべり量 *L* を周辺に比べ大きく設定することに より,スロースリップ域が海溝軸付近まで広がる傾向を 抑制することができた (Case 5).

3. 浜名湖付近に局所的スロースリップを再現するためには、プレート境界の間隙水圧の局所的上昇を仮定することによっても可能である (Case 7) が、スロースリップを周期的に発生させるためには、間隙水圧の周期的変化を生じさせる流体との相互作用をも考慮に入れた新たなモデル化が必要である.

4. プレート構造が複雑な場合は, 応力蓄積過程が摩擦パラメータの違いによっても複雑に変化し, 必ずしも 平均的なプレート傾斜角の違いだけでスロースリップの 起こりやすさが決まらない可能性を示唆している (Case 4).

謝 辞

数値シミュレーション解析には、気象庁の伊藤秀美氏 のプログラムを使用しました.加藤尚之氏と匿名の査読 者2名からは有益なコメントをいただきました.また、 図の作成には P. Wessel 博士と W. H. F. Smith 博士に よる GMT [Wessel and Smith (1991)]を使用しました. ここに記して感謝します.

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.
- Beeler, N. M., T. E. Tullis, and J. D. Weeks, 1994, The roles of time and displacement in the evolution effect in rock friction, Geophys. Res. Lett., **21**, 1987–1990.
- 防災科学技術研究所,2004,傾斜及び地震観測で捉えた 東海地域におけるスロースリップイベント―繰り返し 発生している可能性―,予知連会報,**71**,584–587.
- 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).
- Dieterich, J. H., 1979, Modeling of rock friction, J. Geophys. Res., 84, 2161–2175.
- Dieterich, J. H., 1981, Constitutive properties of faults with simulated gouge, in mechanical behavior of crustal rocks: An international review, N. L. Carter,

M. Freidman, J. M. Logan, and D. W. Stearns (Editors), Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 103– 120.

- Guatteri, M., P. Spudich, and G. C. Beroza, 2001, Inferring rate and state friction parameters from a rupture model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) Japan earthquake, J. Geophys. Res., **106**, 26511– 26521.
- 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:10.1029/2001JB 001127.
- Heki, K. and S. Miyazaki, 2001, Plate convergence and long-term crustal deformation in Central Japan, Geophys. Res. Lett., **28**, 2313–2316.
- 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2, 60, 1-20.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki, 1999, A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, Geophys. Res. Lett., **26**, 3237–3240.
- 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.
- 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**, B10, 2497, doi:10.1029/2003JB002393.
- 石橋克彦, 1976, 東海地方に予想される大地震の再検討 一駿河湾大地震について一, 地震学会予稿集, 30-34.
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes, J. Geophys. Res., 82, 2981–2987.
- Kato, N., 2003, A possible model for large preseismic slip on a deeper extension of a seismic rupture plane, Earth Planet. Sci. Lett., **216**, 17–25.
- Kato, N., 2004, Interaction of slip on asperities: Numerical simulation of seismic cycles on a twodimensional planar fault with nonuniform frictional property, J. Geophys. Res., 109, B12306, doi: 10.1029/2004JB003001.
- 加藤尚之・平澤朋郎, 1999, プレート境界面の不均一性 によるエピソディックな歪変化の可能性, 月刊地球号 外, 24, 144-148.
- Kikuchi, M., M. Nakamura, and K. Yoshikawa, 2003, Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, Earth Planets Space, **55**, 159–172.
- 木股文昭・山内常生, 1998, 光波測距による東海地域に おける辺長変化(1978-1997年), 地震 2, 51, 229-232.

- 小林昭夫・吉田明夫,2004,舞阪の潮位変化から推定さ れる東海スロースリップの繰り返し発生,測地学会 誌,50,209-212.
- 小林知勝・橋本 学,2007,新しい地殻構造調査結果に 基づく南海トラフ沿いにおけるプレート間カップリン グの推定,大都市大震災軽減化特別プロジェクト平成 18年度成果報告書,651-660.
- Kodaira, S., T. Iidaka, A. Kato, J. Park, T. Iwasaki, and Y. Kaneda, 2004, High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai Trough, Science, 304, 1295–1298.
- 国土地理院,2006,東海地方の地殻変動,予知連会報, **76**,306-379.
- 国土地理院,2007,第259回地震防災対策強化地域判定 会資料,64 pp.
- Kuroki, H., H. M. Ito, and A. Yoshida, 2002, A threedimensional 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.
- Kuroki, H., H. Ito, H. Takayama, and A. Yoshida, 2004, 3-D simulation of the occurrence of slow slip events in the Tokai region with a rate- and state-dependent friction law, Bull. Seism. Soc. Am., 94, 2037–2050.
- Liu, Y. and J. R. Rice, 2005, Aseismic slip transients emerge spontaneously in three-dimensional rate and state modeling of subduction earthquake sequences, J. Geophys. Res., **110**, B08307, doi: 10.1029/2004JB003424.
- Matsubara, M., K. Obara, and K. Kasahara, 2008, High-Vp/Vs zone accompanying non-volcanic tremors and slow-slip events beneath southwestern Japan, Tectonophys., doi:10.1016/j.tecto.2008.06013.
- Matsumura, S., 1997, Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, Tectonophys., **273**, 271– 291.
- Mitsui, N. and K. Hirahara, 2006, Slow slip events controlled by the slab dip and its lateral change along a trench, Earth Planet. Sci. Lett., **245**, 344– 358.
- Mitsui, Y. and K. Hirahara, 2007, Two-dimensional model calculations of earthquake cycle on a fluidinfiltrated plate interface at a subduction zone: Focal depth dependence on pore pressure conditions, Geophys. Res. Lett., 34, L09310, doi:10.1029/ 2007 GL029597.
- Miyazaki, S., P. Segall, J. J. McGuire, T. Kato, and Y. Hatanaka, 2006, Spatial and temporal evolution of stress and slip rate during the 2000 Tokai slow earthquake, J. Geophys. Res., 111, B03409, doi: 10.1029/2004JB003426.
- 三好崇之・石橋克彦,2004,震源分布からみた伊勢湾から四国西部にかけてのフィリピン海スラブの形状,地 震2,57,139-152.
- Mura, T., 1987, Micromechanics of defects in solids,

Martinus Nijhoff Publishers, 2nd edition, 587 pp.

- Nakatani, M., 2001, Conceptual and physical clarification of rate and state friction: Frictional sliding as a thermally activated rheology, J. Geophys. Res., **106**, 13,347–13,380.
- 野口伸一,1996,東海地域のフィリピン海スラブ形状と 収束テクトニクス,地震2,49,295-325.
- Ohta, Y., F. Kimata, and T. Sagiya, 2004, Reexamination of the interplate coupling in the Tokai region, central Japan, based on the GPS data in 1997–2002, Geophys. Res. Lett., **31**, L24604, doi:10.1029/2004 GL021404.
- Ozawa, K. and T. Sagiya, 2008, Kinematic modeling of crustal deformation in the Central Japan, Proceeding of the 7th General Assembly of Asian Seismological Commission and the 2008 Fall meeting of Seismological Society of Japan, Y4–205.
- Ozawa, S., M. Murakami, and T. Tada, 2001, Timedependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwestern Japan, J. Geophys. Res., **106**, B1, 787–802.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, 2002, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, Science, **298**, 1009–1012.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B.
 P. Flannery, 1992, Numerical recipes in fortran, 2nd
 ed., Gambridge Univ. Press, 963 pp.
- 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, edited by B. Evans and T.-F. Wong, Academic Press, 475–503.
- Rice, J. R., 1993, Spatio-temporal complexity of slip on a fault, J. Geophys. Res., 98, 9885–9907.
- Ruina, A., 1983, Slip instability and state variable friction laws, J. Geophys. Res., 88, 10359–10370.
- 鷺谷 威,2007,東海地域の地殻上下変動とプレート間 カップリングの時空間変動と1944年東南海地震,第 253回地震防災対策強化地域判定会資料。
- 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., 98, 17941–17948.
- Shibazaki, B., 2005, Nucleation process with dilatant hardening on a fluid-infiltrated strike-slip fault model using a rate- and state-dependent friction law, J. Geophys. Res., **110**, B11308, doi:10.1029/ 2005JB003741.
- Shibazaki, B. and Y. Iio, 2003, On the physical mechanism of silent slip events along the deeper part of the seismogenic zone, Geophys. Res. Lett., **30**, 1489, doi:10.1029/2003 GL017047.
- 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.

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.

植田義夫,2005,日本列島とその周辺海域のブーゲー重 力異常(2004 年版),海洋情報部研究報告,41,1-26. Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1991, Free software helps map and display data, EOS Trans. AGU, **72**, 441.

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 2006-11-15).