

断層すべりの多様性: 速度状態依存摩擦則に基づく
沈み込み帯3次元地震発生サイクルシミュレーション

廣瀬 仁

名古屋大学大学院理学研究科地球惑星理学専攻

2002年11月

主論文

廣瀬 仁, すべり現象の多様性: 速度状態依存摩擦則に基づく 3次元地震発生サイクルシミュレーション

副論文

1. Hirose, H., and K. Hirahara, A model for complex slip behavior on a large asperity at subduction zones, *Geophys. Res. Lett.*, (in press) 2002.
2. Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki, A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3237–3240, 1999.

参考論文

廣瀬 仁・平原和朗・宮崎真一, ゆっくり地震 –地震像が変わる–, *科学*, 70, 200–206, 2000.

主論文の要旨

地震は断層のすべり現象である。しかしながら、断層のすべり現象には、急激なすべりを伴う地震だけではなく、ゆっくりとしたすべり現象も知られている。近年の GPS を中心とした地殻変動の観測網により、全く地震波の放出をともしないエピソード的な非地震性すべりであるスロースリップイベントの存在が明らかにされた。本研究ではまず、ゆっくりとしたすべり現象の観測事例のレビューを行う。特にスロースリップイベントの研究の先駆けとなった 1997 年豊後水道・2000 年銚子沖・2001 年からの東海の 3 つのイベントについては、解析手法も含めやや詳細に観測例を示す。一方、地震規模の頻度分布がいわゆる Gutenberg-Richter の関係に従うこと、それに対して、特定の地震断層では、ほぼ同じ大きさの地震が繰り返し発生するという固有地震説等、通常地震現象に限った場合でもその時間空間的な活動様式に多様性があることが知られている。このように断層のすべり様式には非常に大きな多様性がある。

このような断層すべり現象の多様性は、通常、アスペリティモデルに代表される媒質や断層面の不均質性によって生み出されると考えられている。その一方で、多質点バネ連結モデル (BK モデル) の動力学を考察した研究では、空間的な不均質性を考慮しなくても、観測されている地震規模の頻度分布が自発的に発生するという報告がある。ところが、BK モデルは不連続モデルであり、そのモデルが作り出す多様な地震サイズは、数値計算上の空間的な離散化がもたらすものだとする連続モデルの立場からの議論も提出されている。本研究の目的は、この連続モデルの定義を満たしたモデルで、かつ、空間的な不均質性を導入しなくても、地震規模やすべり速度にある程度の多様性が現れることを示すことである。

用いたモデル形状、計算方法は以下のとおりである。低角で沈み込むプレート境界面でのすべりの挙動をシミュレートするため、 20° の角度で沈み込む平面断層を設定した。モデル領域の大きさは、傾斜方向には 200 km で固定し、走向方向には 200–1000 km の範囲で変化させた。この走向方向の大きさを H と呼ぶ。これまでの 2 次元のモデルを使った研究では、この走向方向の大きさには無限大が陰に仮定されている。この違いはすべり挙動に変化を与えられられる。よって本研究では、 H の違いによってすべり挙動がどのように変化するかを調べた。断層面には速度状態依存摩擦則を適用した。この摩擦則に含まれる、すべり挙動の安定性を決定づける摩擦パラメタ $a - b$ の値は、傾斜方向に 7.3–124.9 km の範囲で負となるようにした。一方臨界すべり距離 L は一様に 5 cm とした。空間的な離散化サイズ (セルサイズ) は連続モデルの定義を満たす $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ とし

た。すべりの方向は傾斜方向成分のみを考慮した。駆動速度として傾斜方向にプレート間相対運動の速度 $V_p = 10 \text{ cm/yr}$ を与え、剪断応力の準静的なつりあいを数値的に解いた。

この結果、(1) $H \leq 300 \text{ km}$ のケースでは、走向方向の中央部で発生する固有地震が周期的に発生する、規則的繰り返し挙動を示した。次に (2) $400 \text{ km} \leq H \leq 800 \text{ km}$ のケースでは、発生する地震の大きさがある程度の範囲で変調する挙動を示した。これらのケースでは、中央部だけでなく領域の両端に近い場所でもすべりイベントが発生した。この両端近くで発生するイベントは地震となる場合とスロースリップイベントとなる場合があった。さらに (3) $H = 1000 \text{ km}$ のケースでは、中央部と両端のイベントだけでなく、それ以外の場所でもイベントが発生した。中央部の地震が発生する場所でもスロースリップイベントが発生した。加えて (2) のケースの一部と (3) では、地震規模の累積頻度分布が、限られたマグニチュードの範囲ではあるが Gutenberg-Richter の関係に近い、べき分布を示した。これらの多様性をもったすべり挙動は、自発的に発達した不均質な応力分布によって生み出される。

これまで以上のような大規模 3 次元計算は行われたことがなく、本研究で初めて得られた結果である。これらの結果は、アスペリティモデルで仮定されているように 1 つの地震で 1 つのアスペリティ全体が破壊するとは限らないこと、したがって地震時のすべり量の大きい領域がアスペリティや不安定すべりの性質を持つ場所に単純に対応するとは限らないことを示している。このことから、本研究の結果は、媒質・面の不均質性が断層すべりの多様性を生み出すという考え方はエンドメンバーの 1 つと見るべきであり、本研究のモデルのように応力の不均質性が断層すべりの多様性を生み出すというもう 1 つのエンドメンバーが存在することを支持するものである。

目次

1.	はじめに	4
2.	断層摩擦構成則	7
2.1	すべり速度と状態に依存する摩擦則	7
2.2	すべりに依存する摩擦則	11
3.	断層のすべり様式の多様性	14
3.1	すべり速度の多様性	14
3.1.1	地震 (earthquake)	14
3.1.2	津波地震 (tsunami earthquake)	15
3.1.3	スロー地震 (slow earthquake)	15
3.1.4	アフタースリップ (afterslip)	16
3.1.5	サイレント地震 (silent earthquake)・スロースリップイベント (slow slip event)	17
3.1.6	プレスリップ (preslip)	18
3.1.7	クリープイベント (creep event)	19
3.1.8	移動性地殻変動 (strain migration)	20
3.1.9	新しい現象	20
3.1.10	「イベント」の定義	21
3.2	GPS によるスロースリップイベントの観測	21
3.2.1	データ	22
3.2.2	1997 年豊後水道	22
3.2.3	2000 年銚子沖	24
3.2.4	2001 年東海	25
3.3	地震サイズの多様性	26
3.4	すべり様式の多様性の起源	27
3.4.1	アスペリティモデル	27
3.4.2	スロースリップのメカニズム	28

4.	数値シミュレーション方法	42
4.1	計算手法	42
4.2	モデル	43
5.	結果	48
5.1	一般的な挙動	48
5.2	個別のケースにおける挙動	49
5.2.1	$H = 200$ km のケース	49
5.2.2	$H = 300$ km のケース	50
5.2.3	$H = 400$ km のケース	50
5.2.4	$H = 500$ km のケース	51
5.2.5	$H = 600$ km のケース	51
5.2.6	$H = 800$ km のケース	52
5.2.7	$H = 1000$ km のケース	52
5.3	挙動の遷移	53
6.	議論	68
6.1	地震規模の多様性	68
6.2	すべり速度の多様性	69
6.2.1	スロースリップイベント・プレスリップの解釈	70
6.3	地震の複雑性の起源	71
6.3.1	地震の破壊伝播の止まりかた	71
6.3.2	アスペリティの壊れ方	72
6.4	本研究で用いた摩擦パラメタ	74
7.	結論	77
付録 A	連立常微分方程式	78
付録 B	地震の同定の方法	80
B.1	地震判定基準	80
B.2	解析手順	80
B.2.1	時間の分別	80
B.2.2	クラスタリング	81
B.2.3	地震の大きさの計算	82

付 録 C 楕円クラックの応力拡大係数 K_{III}	84
謝辞	86
文献	88

1. はじめに

地震は断層のすべり現象である。しかしながら、断層のすべり現象は地震だけではなく、よりゆっくりとしたすべり現象も知られている。Beroza and Jordan (1990) は地球内部で発生するゆっくりとした変形イベントを、その特徴的な破壊速度で以下のように分類した。すなわち、(1) スロー地震; (2) サイレント地震; (3) クリープイベント; (4) 移動性地殻変動; である。これらに加えて、近年の地殻変動の観測により、彼らの分類にはあてはまらないようなすべり現象が報告されるようになってきた。例えば、アフタースリップ (Kawasaki et al., 1995; Heki et al., 1997) やスロースリップイベント (Hirose et al., 1999; 広瀬・他, 2000; Ozawa et al., 2001; Dragert et al., 2001; Lowry et al., 2001) がそれである。

また、地震現象だけを見た場合でも、地震の時空間的な発生パターンや発生するマグニチュード、震源断層サイズなどに多様性があることが知られている。最も良く知られたものの中の1つとして Gutenberg-Richter の関係 (Gutenberg and Richter, 1944) がある。これは地震のマグニチュードとその発生頻度との間にべき乗則が成り立つというものである。これに対して、固有地震という概念が提案されている (Schwartz and Coppersmith, 1984)。これは個別の地震断層や断層のセグメントで発生する大地震はほぼ同じ大きさで繰り返し発生するというものである。またこの固有地震はしばしば規則的な地震サイクルを示す (Shimazaki and Nakata, 1980)。このように断層のすべり様式には非常に多様性があるといえる。

このような断層すべり現象の多様性を生み出す要因として、以下の2つのエンドメンバーが考えられる。

1つは媒質や断層面の不均質性がそのすべり挙動を支配するという考え方である。この考え方はアスペリティモデル (Lay and Kanamori, 1981) に代表される。この考えは最近報告されてきている、断層面上の同じ領域が繰り返し破壊しているという観測的証拠 (例えば、永井・他, 2001) によって支持されつつある。

そしてもう1つは、応力の不均質分布がすべり挙動の多様性を作り出しているという考え方である。例えば、Carlson et al. (1991) は空間的な不均質性のない場でも、系に内在する非線型性によって自発的に複雑なすべり挙動が現れることを示した。

ここで、この後者の考え方には相反する議論がある。Rice (1993) は速度・状態依存摩擦

則 (Dieterich, 1979; Ruina, 1983) に基づく地震発生サイクルの数値シミュレーションを行い、モデルの空間的な離散化が見かけのすべり挙動の複雑性を生み出しているとは指摘した。彼は連続モデルの条件を定義し、その定義を満たしているモデルでは複雑な挙動は現れず、Tse and Rice (1986) が示したように規則的な挙動を示すと主張した。すなわち Burridge and Knopoff モデル (Burridge and Knopoff, 1967) に基づく Carlson et al. (1991) のモデルは、Rice (1993) の定義では不連続モデルということになる。Ben-Zion and Rice (1997) は慣性の影響も考慮した動的な数値計算を行い、Rice (1993) の結論を支持する結果を示した。

他方 Horowitz and Ruina (1989) は Rice (1993) と同様なモデルを用い、この摩擦則で表現される安定すべり領域と不安定すべり領域の間の、すべりの安定性が中立に近いパラメタ範囲では、複雑なすべり挙動を示しうることを報告している。

本研究では Rice (1993) が用いたものと同様なモデル、同様なパラメタ範囲 (Kato and Hirasawa (1997) が沈み込み帯での巨大地震の発生サイクルを再現したのと同じパラメタ分布) で、かつ Rice (1993) の連続モデルの条件を満たす場合であっても、すべり挙動にある程度の多様性が作り出せることを示す。

これまでの、速度・状態依存摩擦則に基づいた地震発生サイクルの研究は、横ずれ断層を模した 2 次元 (Tse and Rice, 1986; Rice, 1993; Ben-Zion and Rice, 1997; Lapusta et al., 2000) および 3 次元のモデル (Rice, 1993; Stuart and Tullis, 1995)、沈み込み帯の地震サイクルを再現する 2 次元モデル (Stuart, 1988; Kato and Hirasawa, 1997, 1999a,b,c) および東海地震の想定震源域の 3 次元プレート形状を模したモデル (Kuroki et al., 2002) を使ったもの等がある。以上は媒質には弾性のみを仮定しているが、最近では媒質の粘弾性を考慮したシミュレーションも行われるようになってきた (Hirahara, 2002)。本研究で用いたモデルは、低角で沈み込むプレート境界型地震断層を模した、3 次元半無限均質弾性媒質中に平面逆断層をもつものである。これは、Kato and Hirasawa (1997) の 2 次元モデルを 3 次元に拡張したものに当たる。彼らの 2 次元モデルでは、走向方向への地震発生帯の大きさは、無限大が陰に仮定されている。これに対して我々の 3 次元モデルでは有限の大きさをもっている。この相違がすべり挙動に影響を与えらる。しかしながら Kuroki et al. (2002) の 3 次元モデルでの研究は、その効果を評価していない。本研究の目的の 1 つは、走向方向の断層の有限の大きさが地震サイクルに与える影響を評価することである。

また、冒頭に述べたスロー地震やスロースリップイベントは、これまでの研究では媒質や面の摩擦性質などに不均質性がある場合に発生することが指摘されている (例えば, Kato and Hirasawa, 1997, 1999a)。本研究では、Kato and Hirasawa (1997, 1999a) で議論されているような摩擦パラメタの不均質な分布をあらかじめ仮定しなくても、スロースリップ

イベントが発生しうることを示す。さらに、これまでの連続モデルを使った研究では、基本的に同じ規模の地震の発生が周期的に繰り返すという規則的な挙動を示している。これに対して本研究では、地震のサイズにある程度の多様性が現れる。さらに Gutenberg-Richter の関係のような、地震規模と頻度の分布をも示す。これらは Carlson et al. (1991) が指摘した、応力の不均質分布が自発的に発展することで挙動の複雑性が生み出されるという効果が、連続モデルでも起こりうることを示すものである。

本論文では、まず 2 章で断層のすべり挙動を記述する摩擦構成則についてレビューする。次に 3 章で様々な観測手法によって明らかになってきた断層運動の多様性について概観する。4 章で本研究の数値シミュレーション方法とモデルについて記述する。そして 5 章にその結果を示す。6 章で得られた結果に対する議論を行い、結論を 7 章に示す。

2. 断層摩擦構成則

地震の発生は、剪断クラックが新規に発生し、それが伸長する、という描像ではなく、地殻内部に存在する既存の断層面上での不安定なすべり (固着・すべり; stick-slip) ととらえるのが一般的である (Scholz, 1998)。すなわち、地震現象は、破壊というよりはむしろ摩擦に支配された現象である (Scholz, 1998)。このような観点から、岩石の摩擦の性質が室内実験によって調べられてきた。それらの実験的研究から、様々な摩擦の構成則が提唱されているが、それらは大きく分けて2つに分類される。(1) すべり速度が比較的低速な岩石すべり実験によって提唱されたすべり速度と状態に依存する摩擦則 (rate- and state-dependent friction law); (2) 低速から高速まで加速される不安定すべりを対象とした固着すべり実験に基づくすべりに依存する摩擦則 (slip-dependent friction law) の2つである。本研究では、地震時だけでなくその後の地震間における強度回復過程をも含む、地震サイクルを数値計算によってシミュレートするため、前者を適用する。よってここでは (1) についてやや詳しく紹介し、(2) については簡単に触れるにとどめる。両者についての解説は例えば、加藤 (1996) がある。

2.1 すべり速度と状態に依存する摩擦則

すべり速度と状態に依存する摩擦則 (rate- and state-dependent friction law; 以下 RSF 則と略記する) は、Dieterich による岩石を使った摩擦すべり実験によって経験式が提唱され (Dieterich, 1979)、Ruina (1983) によって速度と状態に依存する定式化がなされた。詳細については、例えば Marone (1998) や Scholz (1998) のレビューがある。

この摩擦則の特徴をまとめると (i) 静摩擦力は固着時間の対数に比例して増加 (強度回復, healing); (ii) 一定速度ですべらせた場合に定常的な動摩擦力が存在するが、これはすべり速度の対数に依存する; (iii) すべり速度をステップ的に増加させた場合、摩擦力は瞬間的に増加する (瞬間的応答) が、その後、ある特徴的な距離だけすべる間に減少し、新たな速度に対応する定常動摩擦力に落ち着く (長期的応答); のようである。

図 2.1 に Marone (1998) によりまとめられた、これまでの実験結果を示す。図 2.1a は (i) の結果を表したものであり、これらのデータは図 2.1b のように、一定速度でのすべりと、ある時間の静止を繰り返す、すべり・静止・すべり実験 (slide-hold-slide test) によ

て得られている。図 2.1a を見て分かるように、静摩擦は静止時間の対数に比例して増加していく。すなわち、接触時間に伴い、強度が回復することを示している。

図 2.1c は (ii) のすべり速度と動摩擦力の関係を表したものである。これを見ると、すべり速度の対数に比例して動摩擦係数が減少していく、速度弱化を示している。この動摩擦係数の速度依存性は、すべりの安定性を議論する上で非常に重要な性質である。この関係は岩石の種類や、温度、ガウジの有無などの環境要因によって変化し、それらの条件によってはすべり速度の増加に対して動摩擦力も増加する、いわゆる速度強化の性質を示す。速度弱化の性質は stick-slip の挙動、すなわち地震を起こすための必要条件である。反対に、速度強化の性質では地震を発生させることができず、定常的に安定なすべりとなる。

図 2.1d は (iii) のすべり速度をステップ的に増加させたときの、動摩擦の変化を示したものである。すべり速度を増加させたとき、瞬間的に摩擦力が増すが (瞬間的応答)、ある特徴的な距離 L だけすべる間に摩擦力が指数関数的に減少し、新しいすべり速度に対応する定常的な動摩擦の値に遷移していく (長期的応答)。

以上のような実験で得られた摩擦の挙動を表現するために、次のような定式化が考えられている (Ruina, 1983)。

$$\mu = \mu_0 + a \ln \left(\frac{V}{V_*} \right) + b \ln \left(\frac{V_* \theta}{L} \right) \quad (2.1)$$

ここで μ は摩擦係数、 V はすべり速度、 θ は状態変数、 V_* はある基準の速度、 μ_0 はすべり速度が V_* の時の定常状態の摩擦係数、そして a, b, L が摩擦パラメタと呼ばれる定数である。

この式で、先に挙げた特徴のうちの (ii) 動摩擦係数のすべり速度依存性と (iii) の瞬間的応答は表現できるが、(i) 強度回復と (iii) の長期的応答の、時間に依存する性質を表現するため、式 (2.1) と、状態変数 θ の時間発展を記述した式 (evolution law) をカップルさせる。この状態変数の時間発展の記述の仕方の違いで、様々なヴァージョンが提案されている。地震サイクルの数値シミュレーションなどで最もよく利用されるうちの 2 つが

$$\frac{d\theta}{dt} = 1 - \frac{\theta V}{L} \quad (2.2)$$

と

$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{V\theta}{L} \ln \left(\frac{V\theta}{L} \right) \quad (2.3)$$

である。式 (2.1) と (2.2) を組み合わせた摩擦則は slowness law と呼ばれ、(2.1) と (2.3) を組み合わせた場合は slip law と呼ばれる。

もっとも、それぞれのヴァージョンには一長一短がある。slowness law は強度回復の過程をより良く表現することができる (Beeler et al., 1994)。 $V = 0$ のとき θ は時間とともに線型に増加する。すなわち $\ln(t)$ に比例して強度が増すことを表現する。だが速度ステッ

プ実験の時の、速度増加と速度減少に対する応答がほぼ対称で L がほぼ同じという観測事実を表現できない (Marone, 1998)。

一方 slip law は、速度ステップ実験での速度の増加と減少に対する対称的な変化は再現することができる。 $V = 0$ では時間とともに θ は増加しない。よって強度も増さない。これでは (i) の性質を再現できないように思える。しかし実際の実験では、hold の時も少し動いていて、そのすべりによって強度回復を表現できる。むしろ slip law は状態の変化にはすべりが必要という立場である。しかし hold している間の摩擦係数低下は説明できない (Marone, 1998)。時間に依存した強度回復もうまく説明することができない (Beeler et al., 1994; Kato and Tullis, 2001)。

上に挙げた短所を補うために、これらの修正版が提案されている。例えば PRZ law (Perrin et al., 1995) や、両者を組み合わせた composite law (Kato and Tullis, 2001) などがそれである。本研究では Dieterich (1979) が提案した構成関係と同等な式 (2.1) と式 (2.2) とで表現される slowness law を適用する。よって以下ではその表式にしたがって記述する。

ここで各摩擦パラメタの意味について考察する。図 2.2 に速度ステップ試験の模式図を示す。この図は駆動速度を V_1 から V_2 に変化させ、 V_2 での定常状態に遷移したのち、再度 V_1 に変化させたときの摩擦の応答を、変位量に対してプロットしたものである。図 2.2c が実際に観察される変化である。この変化を 2 つの部分に分けることができる。1 つは速度変化に対する瞬間的な応答 (図 2.2a) で、式 (2.1) の右辺第 2 項に対応する。もう 1 つが新しい定常状態に移行するまでの長期的変化 (図 2.2b) で、式 (2.1) の右辺第 3 項に対応する。

まず、速度一定の定常すべり状態では $d\theta/dt = 0$ より、式 (2.2) から状態変数は $\theta^{ss} = L/V$ となる。これを式 (2.1) に代入すると定常状態 (steady-state) での摩擦係数 μ^{ss} は

$$\mu^{ss} = \mu_0 + (a - b) \ln \left(\frac{V}{V_*} \right) \quad (2.4)$$

となる。 V_1 と V_2 の時それぞれの μ^{ss} を比較することで、図 2.2c の差 $(a - b) \ln(V_2/V_1)$ が導出される。そして速度 V の時の動摩擦係数が μ^{ss} で定義されるとすると、図 2.1c の傾きは

$$\frac{d\mu}{d(\ln V)} = a - b \quad (2.5)$$

となる。次に、速度ステップにともなう摩擦力の変化 (direct effect) は、瞬間的に速度変化するために状態 θ は変化しないと考えられる。よって式 (2.1) の右辺第 3 項の寄与はないので

$$\Delta\mu = a \ln \left(\frac{V_2}{V_1} \right) \quad (2.6)$$

となる。さらに、静止している場合は、 $V = 0$ であるから $\theta = t$ となる。このとき

$$\frac{d\mu}{d(\ln t)} = b \quad (2.7)$$

である。これは図 2.1a の傾きを表している。

この RSF 則に従う摩擦力がはたらく系で不安定すべりが発生するためには、すべり速度の増大とともに摩擦強度は低下しなければならない。すなわち $a - b < 0$ が必要である。Ruina (1983) は 1 質点バネモデルを用いて、不安定すべりが発生する条件を、慣性力を無視した準静的な仮定のもとで理論的に調べた。それによると、 $a - b < 0$ の条件下でバネ定数 k が臨界値

$$k_c = \frac{(b - a)\sigma_n}{L} \quad (2.8)$$

よりも小さければ不安定すべりが発生する。ここで σ_n はすべり面にはたらく法線応力である。また Dieterich (1986) はこの考えを実際の断層の場合にあてはめられるように以下のような考察を行った。バネ定数は断層での応力降下量 $\Delta\tau$ とすべり量 Δu の比 $\Delta\tau/\Delta u$ で表現できる。この比は線型破壊力学のクラックモデルなどによると

$$\frac{\Delta\tau}{\Delta u} = c \frac{G}{l} \quad (2.9)$$

のように断層長 l に反比例する。ここで G は媒質の剛性率、 c は断層の形状に依存する無次元量である。これらから、不安定すべりが発生するためには臨界断層長

$$l_c = \frac{cGL}{(b - a)\sigma_n} \quad (2.10)$$

が必要である。

a, b は常に正で 10^{-2} のオーダーの数である (Scholz, 2002)。地震や多様なすべり現象をモデル化する際には $a - b$ の値が特に重要である。これは第 1 に温度に依存することが分かっている (例えば, Blanpied et al., 1998)。Blanpied et al. (1998) によれば、温度が 90°C から 360°C の間で $a - b$ が負となり不安定すべりが現れる。

L は面の粗さと相関があることが指摘されている (Dieterich, 1979)。そして面上の実接触部分 (アスペリティ) がすべりによって更新されるが、 L はそれに必要なすべり距離だと解釈されている (Dieterich, 1979)。実験室の測定では 0.1 mm のオーダーの量となる。しかし実際の断層のスケールでは、 L は 2-3 桁大きい値だと示唆されている (Scholz, 1998)。そのメカニズムとして、断層面の凸凹のスケール (Scholz, 1988) やガウジ層の中の構造のスケール (Marone and Kilgore, 1993) などが提案されている。

以上で説明した摩擦則は、実験データに合うように決められた経験則である。状態変数 θ や RSF 則の背後にある物理機構については、現在盛んに研究されているところである。Dieterich (1979) は θ をアスペリティ接触の平均的な継続時間と考えた。アスペリティの

特徴的な長さを d とすれば、 $\theta = d/V$ となり、これは先ほど述べたように L だけすべると接触状態が更新される。Dieterich and Kilgore (1994) は実接触面積が時間の対数に比例して増加することを実測した。このメカニズムは接触部分のクリープによると考えた。Baumberger et al. (1999) は状態の変化は実接触面積が増加することを表し、すべり速度に対する瞬間的応答は、熱活性化過程の擬弾性クリープによると考えた。このクリープは歪速度が応力に指数関数的に依存するものである (Nakatani, 2001)。

これらから摩擦の挙動を支配している 2 つの効果があることが分かる (Scholz, 2002)。1 つはアスペリティのクリープによる実接触面積の増加がもたらす、準静止状態の接触の強度回復である。もう 1 つは接触部分の剪断強度に内在する速度依存性による瞬間的応答である。定常状態の摩擦の速度依存性 (この節のはじめに挙げた特徴の iii; 図 2.1c) はこれらの 2 つの効果の競合で生まれる。

2.2 すべりに依存する摩擦則

すべりに依存する摩擦則 (slip-dependent friction law) は、2.1 節で述べた RSF 則が、すべり速度に対する剪断応力の遷移的応答が構成法則を定式化する上で本質的に重要であるとする立場であるのに対し、すべり変位に対する剪断応力の遷移的応答が本質的であるとする立場である (大中・松浦, 2002)。この性質は大中らによる一連の岩石の摩擦すべり実験によって調べられてきた (例えば, 大中, 1998)。また Matsu'ura et al. (1992) によって断層面のすべりにもなう変形と磨耗の理論的考察によっても導かれている。

この摩擦則では、剪断応力 τ はすべり変位 D の進行とともに初期値 τ_i から増大し、ピーク値 τ_p 到達後遷移的に低下して、距離 D_c すべったのちに残留応力レベル τ_r にいたるというプロセスを表現している。この摩擦則は小節 3.4.2 で述べる震源核形成過程から動的破壊に移る過程の研究や、地震時の動的破壊過程のシミュレーションに用いられている (例えば, Aochi and Fukuyama, 2002)。

最近、この摩擦則の発展版としてすべりと時間に依存する摩擦則が提唱されている (Aochi and Matsu'ura, 2002)。これは比較的低速のすべり実験で提唱されている 2.1 節の RSF 則と、低速の状態から高速に加速される不安定すべりを対象とした摩擦すべり実験から提唱されたすべり依存摩擦則は相補的な関係にあると考え、両者の性質を統合し、Matsu'ura et al. (1992) の理論を、接触面の凝着とそれに引き続く凝着磨耗の効果を加えて拡張したものである。

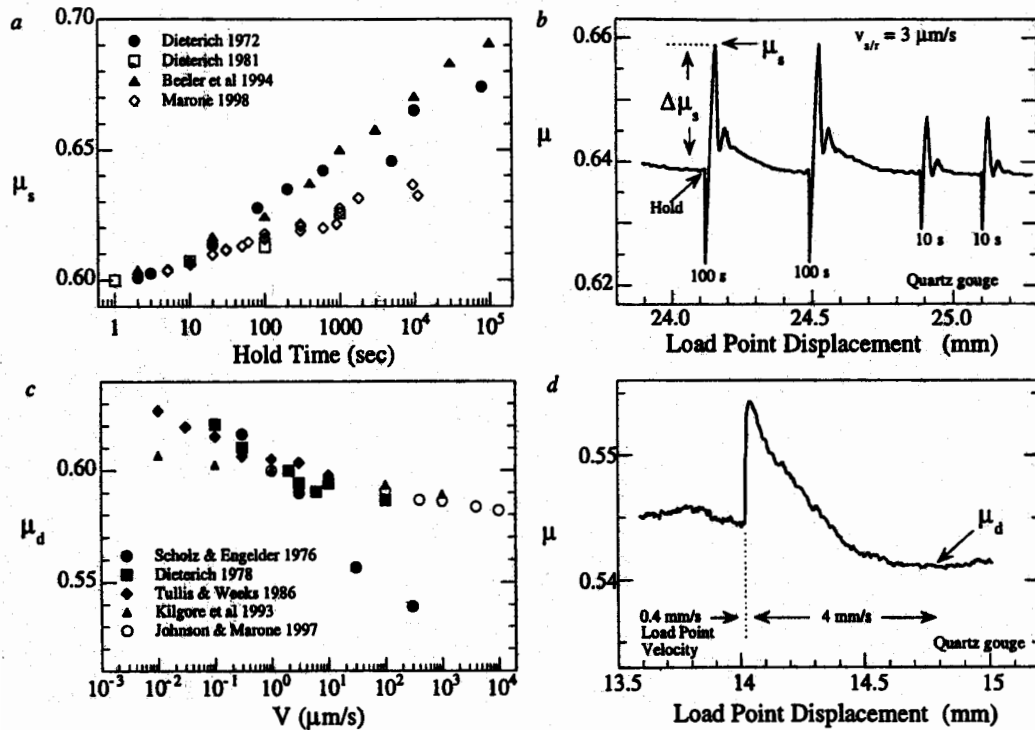


図 2.1: Marone (1998) によるこれまでの岩石すべり実験のまとめ. (a) すべり・静止・すべり実験 (slide-hold-slide test) による、静止時間 (hold time) に対する静摩擦係数 μ_s の相対的变化 (黒色のシンボルは粉粒状のガウジを含まない実験; 白抜き色のシンボルは粉粒状のガウジを含むもの). (b) すべり・静止・すべり実験による、摩擦係数 μ の駆動変位に対する変化. これは駆動速度 $V_{s/r}$ ですべらせていて、“hold” と書かれた時点で静止させ、その下に書かれている時間 (100 s または 10 s) 静止させておいてから、また $V_{s/r}$ で動かしはじめるという実験を繰り返したもの. 静止摩擦が μ_s となる. (c) 動摩擦係数 μ_d のすべり速度 V に対する相対的变化 (黒色のシンボルはガウジ無し; 白抜きシンボルはガウジを含む). (d) 速度ステップ実験 (velocity-stepping test) による摩擦係数の駆動変位に対する変化. 法線応力 25 MPa、乾燥した条件で、3 mm の厚さの石英ガウジをもつ場合の実験で、駆動速度を 0.4 mm/s から 4 mm/s に変化させた場合の例. 速度ステップ後の有限距離進む間の変化ののちに新しい定常状態の動摩擦 μ_d に落ち着く様子が見られる.

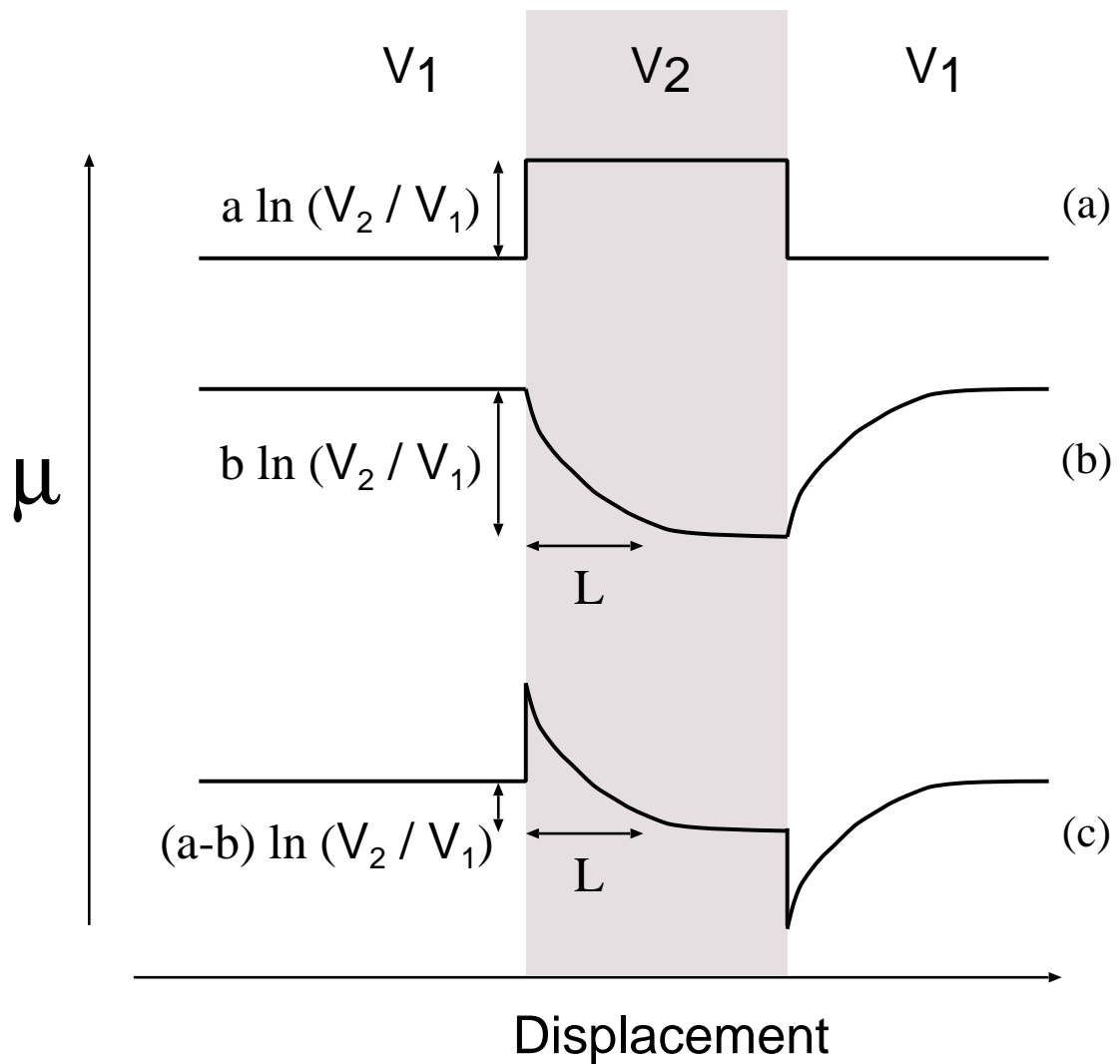


図 2.2: 速度ステップ試験の模式図. 駆動速度を V_1 から V_2 に変化させ、再度 V_1 に戻したときの摩擦応答を変位量に対してプロットしている. $V_2 > V_1$ とする. (a) 摩擦係数の瞬時的応答の成分. この成分の変化量は $a \ln(V_2/V_1)$. (b) 摩擦係数の長期的応答の成分. 変化量は $b \ln(V_2/V_1)$. 距離 L だけすべて新しい定常状態に変化する. (c) 両者の和. V_1 と V_2 のそれぞれの定常すべり時の摩擦係数の差は $(a - b) \ln(V_2/V_1)$.

3. 断層のすべり様式の多様性

地震とは、断層のずり破壊現象である。ずり破壊には相対する面のすべりがともなう。通常の地震時には、m/s を越える速度で断層が相対的に食い違う。この断層すべりの様式やすべり挙動は単純なものではなく、非常に広い範囲の多様性をもっているということが知られている。その多様性の1つは、すべりの速度にある。また、いわゆる地震だけを見ても、発生する地震の規模や、地震活動の空間・時間変化（前震・余震・空白化）にも多様性があることが知られている（例えば、Main, 1996; 宇津, 1998）。本節では、観測されているこのような断層のすべり様式の多様性のうち、すべり速度の多様性について3.1節で観測事例のレビューを行う。そのうちGPS観測によってとらえられた3つのケースを解析手法も含め3.2節にやや詳細に示す。また地震サイズの多様性について3.3節で概観する。そして3.4節で、すべり様式の多様性の起源についての研究をレビューする。

3.1 すべり速度の多様性

断層運動では通常の地震時のような高速すべりだけが起きているわけではなく、より遅い速度のすべりも起きているということが、いろいろな種類の観測によって明らかになってきている。本論文では、地震を含む、一過性の断層すべり現象をイベントと呼ぶことにする。さらに、地震波を放出する通常の地震以外のイベントをスロースリップイベントと総称する（川崎, 2002, 私信）。

Beroza and Jordan (1990) は、多様なすべり速度をもつイベントを、特徴的破壊伝播速度に対応する（特徴的長さ） / （特徴的時間スケール）という量で分類した。この特徴的破壊伝播速度によるイベントの分類は厳密なものではなく、またこの量だけでそれぞれのイベントの性質が表現されているわけでもない。しかしながらここでは便宜的に彼らの分類に従い、イベントの多様性について紹介する（図 3.1 参照）。

3.1.1 地震 (earthquake)

まず最初は地震である。通常の地震は断層面のある場所から破壊が始まり、通常はS波速度よりやや遅い速度で破壊が伝播していく（例えば、Geller, 1976; Miyatake, 1980）。そのため、M8クラスの巨大地震（断層の長さが100 km程度）でも、40-50秒で破壊が伝播

し終わる。震源における地震の継続時間は上述の破壊伝播時間と、ライズタイム (破壊面の各部分におけるすべり継続時間) の和で決まるが、ライズタイムも長くても数秒程度である。したがって通常の地震の継続時間はせいぜい約 1 分間になる。

3.1.2 津波地震 (tsunami earthquake)

これに対して、津波地震と呼ばれる地震がある。これは地表で感じられる地面の揺れはそれほど大きくないにもかかわらず、大規模な津波を引き起こす地震のことである。古くは 1896 年三陸地震 (図 3.1 中の B; 以下同様)、1946 年 Aleutian Islands 地震 (C) が津波地震とされており、これらの破壊継続時間は 100 s 程度であったと推定されている (Kanamori, 1972)。比較的新しい例として、1992 年 Nicaragua 地震 (G) は、その破壊継続時間が 95 秒、破壊伝播速度が通常の地震より大変遅い約 1 km/s であった (Kanamori and Kikuchi, 1993)。このように破壊伝播速度が遅いことから、津波地震は次に紹介するスロー地震の一種 (津波を伴ったスロー地震) であると考えられている。

3.1.3 スロー地震 (slow earthquake)

スロー地震は、通常の地震と同じ高速破壊を含むので高周波の実体波も放出する (短周期地震計では通常の地震に見える) が、同じ大きさの通常地震にくらべて破壊継続時間が長いために低周波の振動を異常に大きく引き起こす地震である。津波地震として挙げた例に加え、1960 年 5 月の Chilean 大地震 (M_w 9.5) の前震あるいはプレスリップ (小節 3.1.6 参照) とも解釈できる 300 s の継続時間をもつイベント (Cifuentes and Silver, 1989) や、約 1 時間にわたって一連の地震として破壊が継続した 1960 年 6 月の Chilean 地震 (M_s 6.9; D) (Kanamori and Stewart, 1979)、継続時間が 54 s と推定されている 1978 年 2 月の Banda Sea 地震 (m_b 6.3; A) (Silver and Jordan, 1983) というイベントが報告されている。

以上は地震計でとらえられたイベントであるが、地震計では数 100 s よりも長い周期のシグナルは感知できないため、さらに長い継続時間をもつイベントはとらえることができない。一方、地震にともなう地殻変動をとらえる目的で、歪計や傾斜計が各地に設置されている。歪計および傾斜計は岩盤の伸び縮みや傾きを直接計測するので、地震による永年的なステップも検出できる。これらの観測から地震にともなう長い継続時間をもつ変動をとらえた例として、1978 年伊豆大島地震にともなう一連のイベント (E) (Sacks et al., 1981) がある。これは 1 時間以上にわたってゆっくりとしたすべりが進行したと解釈されている。また、イタリア中部では 1996 年と 97 年に発生した群発地震のライズタイムが数 10 s から数 1000 秒の間で分布し、歪変化の振幅 A とライズタイム t との間に $A \propto \sqrt{t}$

の関係があったことが報告されている (Crescentini et al., 1999)。

さらに、三陸沖の沈み込みプレート境界では、歪計によって 1992 年三陸沖地震 (M_w 6.9) にともなう継続時間約 1 日のイベント (H) (Kawasaki et al., 1995)、1989 年三陸沖地震 (M_w 7.4) の継続時間約 10 日のイベント (川崎・他, 1998; Kawasaki et al., 2001) が見つかっている。これらは Beroza and Jordan (1990) の分類では既に「サイレント地震」の領域に入っていることを付け加えておく。

ただし、ここに挙げたイベントと、あとから述べるアフタースリップとは同じ現象を違う名前と呼んでいる場合もあると考えられる。

3.1.4 アフタースリップ (afterslip)

国土地理院が日本全国に展開している GPS 地殻変動観測網 GEONET は 1994 年から順次観測を開始した (Miyazaki et al., 1997; 宮崎・畑中, 1998)。GPS は歪計よりも安定して長期間の変動を追える利点がある。その威力を発揮したのが 1994 年三陸はるか沖地震 (M_w 7.6) で、1 年以上にわたって変位が対数関数的に減衰していく変化 (I) をとらえた (Heki et al., 1997)。これは地震時の高速破壊に続いて、断層面上でゆっくりとしたすべりアフタースリップが継続し、本震を上回るモーメントを解放したと考えられている。GPS でとらえた地震のアフタースリップとしては、地震後 8 年も続いたと考えられる 1989 年 Loma Prieta 地震 (M_w 6.9; K) (Segall et al., 2000)、時定数約 30 日の 1992 年 Landers 地震 (M_w 7.3; L) (Shen et al., 1994)、約 50 日の 1995 年兵庫県南部地震 (M_w 6.9) (Nakano and Hirahara, 1997)、約 130 日の 1996 年日向灘地震 (M_w 6.7; M) (西村・他, 1999; Yagi et al., 2001)、約 2 か月以上続いた 1999 年トルコ İzmit 地震 (M_w 7.6; N) (Bürgmann et al., 2002)、時定数約 200 日の 1999 年台湾集集地震 (M_w 7.6; O) (Hsu et al., 2002) などが報告されている。なお、アフタースリップは余効すべりとも呼ばれる。

このように、最近発生した大きな地震のほとんどで、引き続いて起こるアフタースリップが観測されてきている。また沈み込んだスラブ内で発生した中規模の地震のあとにもアフタースリップ (J) が観測されたという報告もある (Takai et al., 1999)。これらは、アフタースリップが全ての地震に普遍的な現象である可能性を示唆している (高井・他, 2000)。高井・他 (2000) は山内 (1975) が調べた地震時の記録と、より新しいイベント (例えば, J) の記録も加えて再解析し、本震の地震モーメント (M_0 ; 単位 Nm) とそれに引き続く余効変動の時定数 (τ ; 単位 s) との間に

$$\log \tau = 1.1 \log M_0 - 16.1 \quad (3.1)$$

のようなスケーリング関係がほぼ成り立つことを示した。これが全ての地震に成り立つとすると、地震発生の物理過程の背後にこのようなアフタースリップをも生み出すようなメ

カニズムが潜んでいるかもしれない。

3.1.5 サイレント地震 (silent earthquake) ・ スロースリップイベント (slow slip event)

サイレント地震 (もしくはスロースリップイベント; SSE) は高速破壊を伴わないスロー地震であるので、短周期地震計で検出できるような比較的高周波の地震波を放出しない。そのため、地震計による観測では、その検出が非常に難しい。長周期地震計や歪計 (伸縮計) による地球自由振動の観測記録からその検出を試みようとする研究がなされてきた (Beroza and Jordan, 1990; 川崎・他, 1991) が、それらの研究でサイレント地震の場所や規模、メカニズム等が決定されるには至っていない。

一方、GPS や歪計の長期観測で、サイレント地震と呼べるイベントが検出され、それらのメカニズム等が推定されるようになってきた。以下に現在までに報告されているイベントを記載する。なお日本周辺のものについては図 3.2 に推定されたイベント発生位置を図示した。

(1) 1989 年東京湾: 防災科学技術研究所が関東・東海地域に展開している地殻変動連続観測網の 2 成分傾斜計 24 点の記録とボアホール 3 成分歪計 2 点の記録によって、南関東一帯の観測点で、1989 年 12 月 9 日午前 2 時から 3 時ころ (UT) から始まり約 1 日間続いた 10^{-8} のオーダーの地殻歪変動同時異常が見つかった。この変動は 1923 年関東地震の断層面の下部延長と考えられる領域で M_w 5.9 に相当するモーメントを解放したサイレント地震 (P) が発生したと考えられる (広瀬・他, 2000)。

(2) 1996 年房総半島: 1996 年 5 月 16 日から 20 日にかけて、房総半島東岸・勝浦付近の GEONET 観測点が、プレート沈み込みの方向とは逆方向 (南東) に最大 15 mm 動いたことが観測された (多田・他, 1997)。これは M 6 の地震に匹敵するモーメントをサイレント地震 (Q) として解放したと解釈されている (Sagiya, 1997; 国土地理院, 2000)。

(3) 1997 年豊後水道: GEONET により、豊後水道域下のフィリピン海プレート上面に相当する場所が 1997 年の初め頃から約 1 年間にわたってゆっくりとすべり、 M_w 6.6 に相当するモーメントを解放したと解釈されるイベント (R) がとらえられた (Hirose et al., 1999; Ozawa et al., 2001)。このイベントについては小節 3.2.2 で詳細に検討する。

(4) 1998 年 メキシコ Guerrero: 1998 年はじめから約半年間、メキシコ南部の Guerrero 地域において、南から沈み込む Cocos プレート上面で、時定数約半年、 M_w 6.5 を越える規模の非地震性すべりイベント (S) が GPS 観測から見つかった (Lowry et al., 2001)。

(5) 1999 年銚子沖: 房総半島銚子沖で 1999 年 2 月 27 日から始まる時定数約 10 日、 M_w 5.6 のサイレント地震 (T) が発生したことが GEONET の観測から明らかになった (中川・

他, 2000)。

(6) 1999年 Cascadia: 1999年8月中旬から約30日間、カナダ Vancouver 沖で北東方向に沈み込む Juan de Fuca プレート上面の深さ 20 km から 40 km にわたる領域がゆっくりとすべり、 M_w 6.7 に相当するモーメントを解放した (U) ことが GPS 観測でとらえられた (Dragert et al., 2001)。

(7) 2000年 銚子沖: (5) のイベントですべったのとほぼ同じ場所が再度すべったと解釈できるような地殻変動が 2000年2月3日から2-3日間、GEONET によってとらえられている (V)。このイベントについては小節 3.2.3 で検討する。

(8) 2001年東海: 東海地域の広い範囲の GEONET 観測点で 2001年のはじめごろから、定常的な変動からずれた異常地殻変動が観測されている。それは2年近く経過した現在も進行中であると考えられている (2002年10月現在)。この変動は浜名湖から御前崎にかかる地域の地下の、沈み込むフィリピン海プレート上面で非地震性のすべりが進行していると解釈されている (W) (Ozawa et al., 2002)。このすべり領域は想定される東海地震の震源域に隣接する場所である。このため、東海地震に先行する先駆的な現象である可能性も指摘されており、その経過が非常に注目されている。このイベントについては小節 3.2.4 で検討する。

(9) 2002年房総半島: 1996年 房総半島沖のイベントとほぼ同じ領域で、2002年10月上旬にも同様のスロースリップイベントが発生したと解釈されるゆっくりと変位する地殻変動が GEONET で検出された (国土地理院, 2002)。時定数は1週間程度で、その期間の地表変位は最大約 2 cm の南東方向である。フィリピン海プレート上面にすべりが発生したと仮定すると、すべり量は 10 cm 程度、 M_w 6.5 程度に相当する (X)。

3.1.6 プレスリップ (preslip)

前項で挙げたイベントは全て直接大地震の発生にはつながってはいないが、そのような非地震性のすべりが地震に先立って発生すれば、それはプレスリップと呼ばれる。以下のような報告例がある。

1944年東南海地震 (M_w 8.1) の前日と、当日の地震直前に掛川付近で行われていた水準測量で、異常な地殻変動が観測された (Sato, 1977; 茂木, 1982)。この変動はプレート境界面深部で、地震に先立つゆっくりしたすべりが生じたと考えれば説明できる (Ando, 1975; Linde and Sacks, 2002)。

1946年南海地震 (M_w 8.1) の数日前から、足摺岬近傍の土佐清水 (佐藤, 1982) と潮岬近傍の浦神 (小林・他, 2002) の潮位記録に先駆的な変動が観測されている。これらも震源断層深部の領域が地震に先駆けてゆっくりとすべった影響だと解釈されている (小林・他,

2002; Linde and Sacks, 2002)。

スロー地震の項で挙げた 1960 年 5 月 22 日のチリ地震に先立つイベント (Cifuentes and Silver, 1989) は前震とも呼べるが、プレスリップと考えることもできるだろう。Linde and Silver (1989) は海岸地形に現れた上下変動のデータから、この地震に非地震性すべり成分があること、それは本震のすべり領域の深部延長に位置することを議論した。もっとも彼らのデータだけからでは、推定される非地震性すべりが本震の前なのか、アフタースリップによるものなのかは区別できないことに注意が必要である。

1976 年 Friuli 地震 (M 6.4) に先立つ 3 年ほど前から、イタリアの Trieste 地球潮汐観測所で、数分-数 10 分継続するエピソード的な変化が数時間連続するような記録が見られはじめたが、地震を境にほぼ止まった (F) (Bonafede et al., 1983)。Bonafede et al. (1983) は、断層深部でサイレント地震が発生していると解釈している。

1983 年 5 月 26 日に発生した日本海中部地震 (M_w 7.7) の数年前から水準測量によって先駆的な地殻隆起が観測されていた (多田, 1984)。また本震の 5 か月ほど前から、山形県五城目に設置された体積歪計に、継続時間約 3 時間、振幅 $10\text{--}30 \times 10^{-9}$ 程度の歪イベントと呼ばれる異常な変化が現れはじめ、6 月 21 日の最大余震が発生するまで約 100 回観測された (Linde et al., 1988)。両者の先駆的な変化は本震の震源断層の深部延長領域でのプレスリップが起こったためであると解釈されている (多田, 1984; Linde et al., 1988)。

1997 年 12 月にカムチャツカ半島東海岸沖で発生した Kronotskoe 地震 (M_w 7.8) に約半月先行して、 M_w 7.7 に相当するプレスリップが発生していたと解釈される地殻変動が GPS 観測でとらえられたという報告がある (Gordeev et al., 2001)。

以上のように、プレスリップと思われる観測の報告例はいくつかある。しかしながら、観測自体の信頼性が疑問視されたり、観測点の数や観測期間が限られているために、提案されているモデルがかなり任意性をもつ場合も多い。

3.1.7 クリープイベント (creep event)

地震を伴わないゆっくりイベントとして、サンアンドレアス断層で古くから報告されているクリープイベントがある。アメリカ西部を縦断するサンアンドレアス断層は、ここで北米プレートと太平洋プレートとがすれ違っている、トランスフォーム断層である。断層の浅い領域の大部分は定常的には固着していてその両側の相対運動はないが、ある部分では間欠的なすべりが繰り返し起こっている (クリーピングセクションと呼ばれている)。個々のイベントによるすべり量は異なるが、年平均のすべり速度はほぼ一定であるという特徴をもつ (例えば, Scholz, 2002)。

このクリーピングセクションでは微小地震の活動度が、大地震を起こす固着セクション

と比較して高いことが知られているが、その地震の中には、ほぼ同じ場所で繰り返し発生すると考えられている繰り返し地震 (repeating earthquakes; 相似地震とも呼ばれる) (Nadeau and Johnson, 1998) や、クリープ運動に伴って微小地震が線状に並んで発生している (Rubin et al., 1999) という特徴的な地震活動も報告されている。

日本では唯一、跡津川断層で断層クリープが観測されている (多田, 1998) が、測定時間間隔が3年に1度と長いので、残念ながら「イベント」かどうかは確かめられていない。この跡津川断層のクリーピングセクションをまたぐ測線で5年ほど前からGPSによる連続観測が行われており (Hirahara et al., 2002)、断層クリープの挙動がより詳細に明らかになってくると期待される。

3.1.8 移動性地殻変動 (strain migration)

歪計などの地殻変動の観測データの中に、複数の観測点で似た波形のデータが、時間ずれを伴って観測されたという事例が報告されている (Kasahara, 1979)。これは媒質に弾性だけでなく粘性的な性質をも考慮すれば、ソースにスロースリップを考えなくても説明は可能である。しかしながら、例えば沈み込みプレート境界に沿って傾斜方向にスロースリップが伝播していくこと等でも解釈は可能と考えられる。

実際、3.2.2節で見ると、1997年豊後水道スロースリップイベントの際の地表での変動は、四国の足摺岬近傍の大方から、九州の佐伯、さらに内陸の久住へかけて、変動の立ち上がりのフェーズが約240 km/yearの速度で移動していったように見える (図3.5)。

3.1.9 新しい現象

以上見てきたように、近年の観測技術の進歩および観測網の充実にともない、Beroza and Jordan (1990) の分類にはあてはめるのが難しい様々な現象が報告されてきている。特にスロースリップイベントは発生した場所が特定できるようになってきたことで、アスペリティと呼ばれる、地震時のすべり量が多い領域とどのような空間的な位置関係になっているのかを検討することで、テクトニクスの理解も進むことが期待されている。

また、従来は火山に特徴的だと考えられてきた低周波地震や微動と呼ばれる地震が、南海トラフに沿って沈み込んでいるフィリピン海プレート of 地震発生帯の下限付近に相当する深さ30-40 km程度の場所で、長野県南部から豊後水道にかけての広い範囲で発生していることが Obara (2002) によって報告された。これも一種のスロー地震と呼ぶこともできるだろう。

3.1.10 「イベント」の定義

ここまで様々なイベントを概観してきた。こうして見てくると、先に述べたように各イベントの分類も厳密なものではないが、「イベント」自体の定義も厳密ではないことに気付く。例えば 1994 年三陸はるか沖地震の場合を考えてみる。このイベントは、地震計で観測できる周波数帯域でも破壊が 3 つのステージに分かれ、それぞれ破壊の場所や開始時刻、放射した地震波の周波数帯が違うことが報告されている (Sato et al., 1996)。さらに、歪計や短期間の GPS データでは数時間のアフタースリップ (Heki and Tamura, 1997)、長期の GPS データからは 1 年以上アフタースリップが継続していたことが示されている (Heki et al., 1997)。このように 1 つのイベントと見なされる場合を見ても様々な側面もっている (Heki and Tamura, 1997)。

「イベント」という用語が使われるのは、本小節のはじめに述べたようにその現象が一過性の場合であるが、これは暗に空間的にもある限られた領域で発生する現象という意味を含んでいる。このことは、以下のような例を考えれば分かりやすい。2 つの地震がほぼ同時に発生しても、それぞれの場所が異なる場合には 2 つの地震と数えられる。一方、空間的にほぼ同じ場所でも、発震時刻が異なれば前震・本震・余震と区別される。このようなことは当然だと思われるかもしれないが、プレスリップの場合を見ても分かるように、短周期地震計でとらえられるか否かで現象を区別しても、その現象の本質を理解したことにはならない。一連の時間・空間に依存した多様なすべり速度をもつ複雑なすべり現象としてとらえることが重要であろう。「イベント」という用語は普段厳密な定義なしで使われているが、そのことが現象を見誤ることにつながる可能性もあることを指摘しておきたい。

最近、地震は、アスペリティと呼ばれる断層面上にまだらに分布した強度の強い部分が壊れて発生する、という考え方 (アスペリティモデル) が観測的に実証されるようになってきた (小節 3.4.1 参照)。その考えに立つと、大きい地震が起きるのは、1 つのアスペリティが大きい場合だけでなく、複数のアスペリティが連動して破壊する場合も考えられる。後者のようなケースの本質を理解するためには、全体を 1 つのイベントととらえるのではなく、アスペリティの相互作用を明らかにすることが重要であると考えられる。

このように「イベント」という用語には曖昧さが含まれていることに注意が必要である。

3.2 GPS によるスロースリップイベントの観測

本節では、すべり様式の多様性を示す観測事例の 1 つとして、スロースリップイベントに注目する。この現象は、近年整備が進んだ国土地理院の全国 GPS 観測網「GEONET」によって、数多くの観測事例が報告されるようになってきた。ここでは、GEONET によりとらえられた (1) 1997 年豊後水道; (2) 2000 年銚子沖; (3) 2001 年東海; の 3 つのイベン

トについて、GPS データから断層すべりモデルを推定し、若干の考察を加える。

3.2.1 データ

ここで使用した GPS データは、GEONET の各観測点で取得された生データ (位相データ) が国土地理院によって定常的に処理され、各観測点につき 1 日に 1 つ決定された座標値の時系列データである。GEONET による観測とデータ処理の詳細については Miyazaki et al. (1997); 宮崎・畑中 (1998) を参照されたい。この時系列データは、最新の 1 年分が web ページ (<http://mekira.gsi.go.jp/>) で公開されている。以下の解析には、1996 年 5 月から 1999 年 8 月までは宮崎 (1999, 私信) によるもの、それ以降のものは上記の web ページで公開されているものを使用させていただいた。

3.2.2 1997 年豊後水道

豊後水道は、フィリピン海プレート (PH) が大陸側のユーラシアプレート (EU) の下に沈み込むプレート境界である南海トラフに沿って、 M 8 クラスの巨大地震が約 140 年に 1 度繰り返して発生している四国沖 (例えば, Kumagai, 1996) と、より小さい M 7.5 以下の地震が、より頻繁に発生している日向灘 (Shiono et al., 1980) の間に位置している (図 3.3)。近年の GPS 観測からも、四国沖はプレート間カップリングが強く、日向灘はより弱いことが推定されており (Ito et al., 1999)、豊後水道域はプレート間カップリングの急変域に位置している。そのような場所で、プレート間カップリングが一時的に弱くなったことを強く示唆する地殻変動が GEONET によってとらえられた。

図 3.4 に九州北部の前原を基準とした、1996 年 4 月から 1999 年 4 月までの連続する 1 年毎の平均的な速度場を示す。これらの期間を通して、PH と EU の間の強いカップリングに起因する北西向きの運動が、特に四国南部に顕著に見られる。期間 (a) ではその強いカップリングの範囲の西端が豊後水道の九州側まで延びているように見える。しかしながら、期間 (b) では、その北西向きの動きが豊後水道付近の観測点では減速している。そして期間 (c) では、再び (a) の期間と同様な速度場が観測されている。この変化は上に述べたようなプレート間のカップリングが一時的に弱くなる、すなわちプレート間地震と同じ向きのゆっくりとしたすべりがイベント的に発生したと考えられる。

スローイベントによる変位時系列の抽出

図 3.4 に示したように、この期間には M 6 を越える大きな地震が 5 つ発生している。これらの地震の影響は、GPS 観測点の位置の時系列データにはステップ的な変動として

現れる。また上で議論したようなテクトニクスに起因する定常的な運動は、一定速度の成分として時系列に現れる。さらに GPS 位相データモデリングエラー、特にアンテナ位相中心モデルのミスモデリング (Hatanaka et al., 2001) によると思われる年周期の変動も重なっている。もっとも、この年周期変動に関しては、積雪荷重などによる実際の地殻変動であるという議論もある (Murakami and Miyazaki, 2001; Heki, 2001)。ここでは、これらの成分を取り除き、ゆっくりとしたすべりによると思われる変位成分のみを抽出するため、56 点の GPS 観測点の、地震によるステップ的な変動を除いた後の水平 2 成分の時系列データに対して以下の式で表される曲線をフィッティングした。

$$u(t) = F(t) + a + bt + c \sin\left(2\pi \frac{t}{T_0}\right) + d \cos\left(2\pi \frac{t}{T_0}\right) \quad (3.2)$$

ここで $F(t)$ が抽出したいイベント成分で、ここではその時間微分が台形となる、2 次曲線で立ち上がり、一定速度で変位する直線部分をへて再度 2 次曲線で終息するような関数を仮定した。また T_0 は 1 年の周期である。

こうして抽出された時系列データのイベント成分を、フィットした $F(t)$ とともにプロットしたものを図 3.5 に示した。ここでは変位の大きい東西成分のみ示した。このようにイベントは 1996 年の終わり頃から 1997 年の始め頃にはじまり、1997 年の終わり頃まで約 1 年間も継続している。またこのように並べてみると、変動が東から西に向かって移動しているようにも見える。

すべり分布の推定

上で時系列データから抽出した、1997 年 3 月から 12 月までの 300 日間のイベント成分を地図上にプロットすると、図 3.6 の黒矢印のようになる。最大で 23 mm のほぼ東向きの変動が豊後水道の両岸で見られる。この方向は PH の運動方向 (Seno et al., 1993) のほぼ逆方向である。また図 3.5 で見たように豊後水道付近の観測点での時間関数はほぼ同じで、それが東から西へ伝播している。以上のことは、豊後水道下のプレート境界で、時定数約 1 年のスロースリップイベントが発生したことを強く示唆するものである。

そこで、そのイベントですべった領域とすべり量分布を推定するため、半無限弾性媒質中の平面矩形断層を仮定し、断層の深さと傾斜角は微小地震の震源分布を参考にそれぞれ 20 km、 5° に固定し、断層の位置、面積、走向を試行錯誤で探索し、断層面上のすべり分布を Yabuki and Matsu'ura (1992) の方法で推定した。

その結果が図 3.6 に示されている。断層面積は $60 \times 60 \text{ km}^2$ 、最大すべり量は 18 cm である。剛性率 $3.0 \times 10^{10} \text{ Pa}$ を仮定すると、地震モーメントは $M_0 = 1.1 \times 10^{19} \text{ Nm}$ (M_w 6.6) と推定された。また、推定された断層面の位置を断面図に投影したものを図 3.7 に示した。これから豊後水道下に沈み込んでいる PH の上面付近にスロースリップイベントの

断層面が位置することが分かる。このイベントが開始した頃と思われる 1997 年 4 月に豊後水道の北の伊予灘で、最大 M 4.9 の群発地震活動があったことが報告されている (大阪管区气象台, 1997)。しかしこの活動によるモーメント解放量だけでは、観測された地表変位を再現するのは不可能である。

このイベントは、このように地震をとまなわないゆっくりとした断層すべりが約 1 年間も継続するという、これまでには全く知られていなかった現象が初めて明らかになったものである。

3.2.3 2000 年銚子沖

1999 年 2 月に房総半島銚子沖の領域でスロースリップイベントが発生したことが中川・他 (2000) によって報告されている。この地域のテクトニクスは太平洋プレート (PA) の沈み込みで特徴づけられる (図 3.3)。そのイベントは PA の上面で発生したと推定されている (中川・他, 2000)。ここでは、そのイベントとほぼ同じ領域で、約 1 年後の 2000 年 2 月に再度スロースリップイベントが発生した可能性を指摘する。

解析方法

以下では観測点 93005 (埼玉江南町) を変位の基準とした。銚子周辺の水平変位の時系列を図 3.8 に示す。1999 年 2 月頃に発生したスロースリップイベントによる変位が明瞭に見える。これと良く似た変化が 2000 年 2 月 3 日にも見える。

この異常な地表変位を求めるため、(1) 1999 年 11 月 26 日-2000 年 2 月 3 日; と (2) 2000 年 2 月 27 日-2000 年 5 月 26 日; の 2 つの期間のデータに同じ傾きの直線をあてはめ、(1) と (2) の間の期間の一時的な変位を推定した。その水平変位データから遺伝的アルゴリズム (GA) を用いたインバージョンによって断層モデルを推定した。地表変位の計算には Okada (1992) の方法を用いた。この際、全ての断層要素を未知とすると解の不確実性が大きすぎるので、走向方向はほぼ NS、すべり量の走向成分はほぼ 0、断層面の傾斜は $0-20^\circ$ 、断層の長さや幅の範囲は 5-20 km に制約した。

結果と考察

図 3.9 に、推定された一時的な地表水平変位とそれから推定された断層位置・スリップベクトル、さらに計算された地表変位の値を示した。地表変位は 4 mm 未満で、GPS の測位精度から考えると限界に近いが、変位のパターンは多くの観測点において系統的であり、何らかのイベントをとらえていると考えられる。推定された断層パラメータは: 断層面

積 $18 \times 18 \text{ km}^2$; 深さ 38 km; 傾斜 18° の西落ち; すべり量 17 cm; 地震モーメント $1.7 \times 10^{18} \text{ Nm}$ (M_w 6.1); である。

推定された断層面の深さから、このイベントは東から沈み込む太平洋プレートと陸側プレートの境界ですべりが発生したものと解釈できる。今回イベントが推定された銚子沖では $M7$ を越えるような地震は知られていない。このこととスロースリップイベントが繰り返し起こった可能性を考え合わせると、この領域はプレート相対運動のかなりの部分をスロースリップイベントで解消している可能性がある。

3.2.4 2001 年東海

このイベントは平成 13 年 7 月 27 日に開かれた平成 13 年度第 1 回地震予知連絡会強化地域部会において、国土地理院によって最初に報告された (国土地理院, 2001)。その後の経過も逐次報告されている (国土地理院, 2001-02; Ozawa et al., 2002)。このイベントが他のスロースリップイベントと違うところは、イベントによると思われる地殻変動がその進行中に見つけられたことである。また、そのすべりの発生していると推定される領域が想定東海地震の震源域に隣接しており、地震研究者だけでなく、報道・行政関係者をはじめとして社会的にもその経過が大変注目されている。

2002 年 10 月現在、異常変動自体はなお継続しているが、イベント開始当初の加速度的な変動はおさまったように見える (国土地理院, 2001-02)。そこで、ここではその変動速度が最も大きかった 2001 年 1 年間の変動に注目し、すべり過程を推定する。

観測された地殻変動

東海地域は PH が駿河トラフで陸側プレートの下に北西方向に沈み込む陸側にあたる (図 3.3)。そのためプレート間のカップリングにより、この地域は定常的に北西方向に運動している (図 3.10a)。しかしながら 2001 年のほぼ 1 年間の変位量 (図 3.10b) を見てみると、東海地方の動きがほぼ止まったように見える。また浜名湖周辺の隆起が特徴的である。

次に水平変動の時系列を見てみる。図 3.11 に示したものは、図 3.10a に示したのと同じ期間のデータで小節 3.2.2 で述べたような一定速度の成分と年周期成分を推定し、それらと同じ成分がその後の期間にも含まれていると仮定してオリジナルのデータから差し引いた後のデータである。これを見ると、名古屋から御前崎にかけての広い範囲の GPS 観測点が、2001 年 3 月頃から PH の方向とは逆の南東方向へゆっくりと変位していることが分かる。先に述べた通り、これと同傾向の変動は 2002 年 10 月現在も継続している。

解析方法と結果

沈み込んだ PH の上面にすべりを仮定する。PH の形状は 山崎・大井田 (1985) を参照し、兵藤 (2001, 私信) の作成したものである。すべりの時間発展を調べるため、上で述べたデトレンド後の時系列データに 5 つの期間を設定した。そして各期間の初めと終わりに 15 日間ずつの小区間を設け、それぞれの小区間の平均値の差をイベントによる変位量と仮定した。このようにして求めた 5 つの期間それぞれの変位データに対して Yabuki and Matsu'ura (1992) の方法ですべり分布を推定した。

その結果を図 3.12 に示す。解析期間は 50 日ずつ後ろに延ばしている。これを見ると、まず浜名湖付近の領域でスロースリップが始まり、そのすべり領域が東の方向へ広がっていったことが分かる。すべりはプレート境界面の 15 km よりも深い領域で大きい。この期間での解放モーメント量は M_w 6.1 に対応する。ここでの結果は時間発展も考慮したインバージョンを行った Ozawa et al. (2002) の結果と調和的である。

ここでスロースリップの発生した領域は、1944 年東南海地震の破壊は伝播していないと考えられる領域である (菊地・山中, 2001)。しかしながら津波波形の解析からは約 1.5 m のすべりが推定されている (Tanioka and Satake, 2001)。したがって、今回推定されたスロースリップの領域は、地震ではなくスロースリップを起こしやすい面の性質があるという可能性がある。

3.3 地震サイズの多様性

地震の規模は、どんな場所でも、またいつの地震でも同じわけではない。地震には非常に幅広い範囲の規模の多様性があることが古くから知られている。特に地震のマグニチュード M とその発生頻度 N に

$$\log N = a - bM \quad (3.3)$$

というべき乗則の関係 (Gutenberg-Richter の関係) が成り立つことが知られている (Gutenberg and Richter, 1944)。ここで $b \sim 1$ である。この関係は系に特徴的なスケールが存在しないことを意味している。

これに対して、ある 1 つの断層セグメントや沈み込み帯で起こる大地震の震源域では、その領域で発生する最も大きな地震がその地域の支配的な地震活動となっていて、ほぼ同じサイズの地震が繰り返して発生し、その領域で地震の統計をとると M の大きいところで式 (3.3) の関係から有意に数が多いセンスに外れるという、いわゆる固有地震という考え方があり (Schwartz and Coppersmith, 1984)。そしてそれらはしばしば、規則的に発生を繰り返すことが指摘されている (Shimazaki and Nakata, 1980)。例えば南海トラフ沿い

に発生する巨大地震がその例に挙げられている (Kumagai, 1996)。小節 3.1 のクリープイベントの項で触れた繰り返し地震 (相似地震) も、一種の固有地震と考えられる。

3.4 すべり様式の多様性の起源

1章で述べたように、ここまで見てきたような断層のすべり挙動の多様性を生み出す要因として、2つのエンドメンバーが考えられる。1つは媒質や断層面の不均質性、1つは応力の不均質分布である。ここでは、前者の立場であるアスペリティモデルについて小節 3.4.1 で紹介する。また、これまでに実験や理論的な研究などから提案されている、スロースリップの発生要因について、1章でも若干触れたが、小節 3.4.2 で補足する。

3.4.1 アスペリティモデル

アスペリティモデルの考え方は Lay and Kanamori (1981) によって提案された。本来アスペリティという用語は、2つの面を接触させたときに、実際に接触して応力を伝えることのできる凸部のことである (Scholz, 2002)。地震学では、断層面上での固着力 (強度) が大きい部分のことを指している。しかしながら現在のところは断層面上の強度分布を直接知る方法がない。一方、一旦地震が発生すれば、その地震時の断層面上のすべり量分布は地震波形記録のインバージョン解析から推定することができる。そこで地震時にすべり量が大きかった部分は地震前の固着力も大きかったと解釈し、そのすべり量の大きい領域をアスペリティと呼ぶことが多い (例えば、菊地, 1991)。

Lay and Kanamori (1981) は環太平洋の沈み込み帯で発生する大地震の活動様式の違いに着目し、それを説明する考え方としてアスペリティモデルを提唱した。例えば南海トラフでは、 $M 8$ クラスの巨大地震が発生することで知られるが、このような場所では、実際の断層面の面積に対するアスペリティのサイズが比較的大きく、あるセグメントの中には支配的なものはひとつだけ存在すると考える。これとは対照的に、千島列島や東北日本では、複数のより小さいアスペリティが同じセグメント内に存在するために、アスペリティが連動して破壊したり、その連動パターンが毎回異なったりするために複雑な地震活動が現れる。

最近、永井・他 (2001) は東北日本の日本海溝において発生した、時期の違う2つの地震の震源過程を直接比較することにより、同じアスペリティがそれぞれの地震時に繰り返し破壊された可能性を示した。また既に触れた繰り返し地震 (相似地震) も、観測される波形が非常に良く似ていることから、断層面上の同一のアスペリティが繰り返し破壊していると考えられている (Nadeau and Johnson, 1998)。これらは断層面上の強度の分布が非常に不均質で、個々のアスペリティはそれぞれ固有のサイズと強度をもち、強度分布は

ほとんど時間変化しないことを示唆している。

このようにアスペリティモデルは観測的にもその妥当性が確かめられつつある。この考えが正しいとすると、すべり様式の多様性はアスペリティの分布が決められているということになる。すなわち面の不均質がすべり挙動を支配しているといえる。

3.4.2 スロースリップのメカニズム

3.1 節で見たような、ゆっくりとしたすべり速度のイベントの発生要因として、これまでに以下のような研究がある。

Kato et al. (1991) は花崗岩と大理石の試料ですべり実験を行った。彼らはまず、それぞれの岩石のみを使った予備実験を行い、花崗岩だけの場合は固着・すべり (stick-slip) の挙動を示し、大理石だけの場合は定常すべりを示すことを確かめた。これに対して、両方の岩石のブロックを組み合わせた試料で実験を行うと、スロースリップイベントが発生したことを報告している。

Reinen et al. (1994) は蛇紋岩を使ったすべり実験に基づき、低速で速度強化となる流動則、高速で RSF が支配的となるような摩擦則を提唱した。Reinen (2000) はその摩擦則をバネ・ブロックモデルに適用し、様々なすべり速度のイベントが再現できることを報告している。芝崎・飯尾 (2002) はその摩擦則を使った数値シミュレーションでスロースリップイベントの挙動を再現している。これに関連して、Kamiya and Kobayashi (2000) は地震波トモグラフィーで 1923 年関東地震の断層面の下部延長と考えられる部分にポアソン比の高い場所があることを報告している。彼らは蛇紋岩がウェッジマントル部分に存在していると解釈している。実際、その部分は地震活動度が他の領域にくらべると少ないように見える。

Kato and Hirasawa (1997, 1999a) は断層面にある程度のサイズの摩擦性質の不均質な分布が存在する場合にスロー地震が起こりうることを、RSF 則に基づいた地震サイクルの数値シミュレーションによって示した。

Horowitz and Ruina (1989) は 1 章に述べたように、同様の数値シミュレーションで、不均質性が存在しない場合でもクリープイベントのような挙動が再現できることを示した。もっとも、彼らの用いた摩擦パラメタの範囲は、安定すべり領域と不安定すべり領域との境界に近い範囲である。

吉田・加藤 (2002) は RSF 則を適用した 2 つのバネ・ブロックを連結したモデルで、1 つのブロックを不安定すべりの領域、もう 1 つのブロックを安定・不安定すべりの境界付近の摩擦パラメタ領域にした場合に間欠的な非地震性すべりが発生すると報告している。

川崎・岡田 (2001) は、スロースリップイベントは以下で述べる震源核形成過程の中で、何らかの理由で成長が止まってしまっていて地震発生に至らなかった「死んだ震源核」だと考えた。

Wesson (1988) はクリープイベントの原因として、すべり速度に応じて摩擦抵抗力が増す粘性的もしくは準塑性的レオロジーを考慮した。ただしこのメカニズムだけでは速度強化の性質のみなので、イベント的にするにはステップ的な外力が必要である。

Marone et al. (1991) はアフタースリップを引き起こす原因として、地殻表層部のすべり速度に応じて摩擦抵抗力が増す速度強化の性質が重要だと指摘している。それより深い速度弱化的領域で発生した地震の破壊が浅部の速度強化領域に伝播していくと、その破壊は止められるが、止まる際のすべりの時間変化が、観測されているアフタースリップのデータを良く説明できるとした。

Kanamori and Kikuchi (1993) は津波地震の原因として、プレート境界浅部にある柔らかい堆積物がすべりを遅くさせたと考えている。

震源核形成過程

岩石すべりの室内実験や、それらの実験で得られた摩擦則を適用した数値シミュレーションによって、断層の動的破壊、すなわち地震に先行してゆっくりしたすべりが生じるという結果が報告されている。これは震源核形成過程と呼ばれる準静的なすべりが進行するフェーズであり、岩石実験によりそのすべりの進展が観察されている (例えば, Ohnaka, 1992; 大中, 1998)。またそれらの実験結果に基づき定式化されたすべり依存摩擦則 (2.2 節参照) を適用した数値シミュレーションによって動的破壊前の震源核形成過程が再現されている (Matsu'ura et al., 1992; Shibazaki and Matsu'ura, 1992)。また 2.1 節で述べた RSF 則を適用した数値シミュレーションによっても震源核形成過程が現れることが報告されている (Dieterich, 1992)。

このフェーズが実際のフィールドで観測されたという確実な例はまだ無いが、スロースリップイベント (小節 3.1.5 参照) やプレスリップ (小節 3.1.6) はこの震源核形成過程を見ているという考えもある (川崎・岡田, 2001)。この問題は地震予知を目指す研究にも大変重要である。本研究の数値シミュレーションの結果からこの問題に対する考察を、小節 6.2.1 で行う。

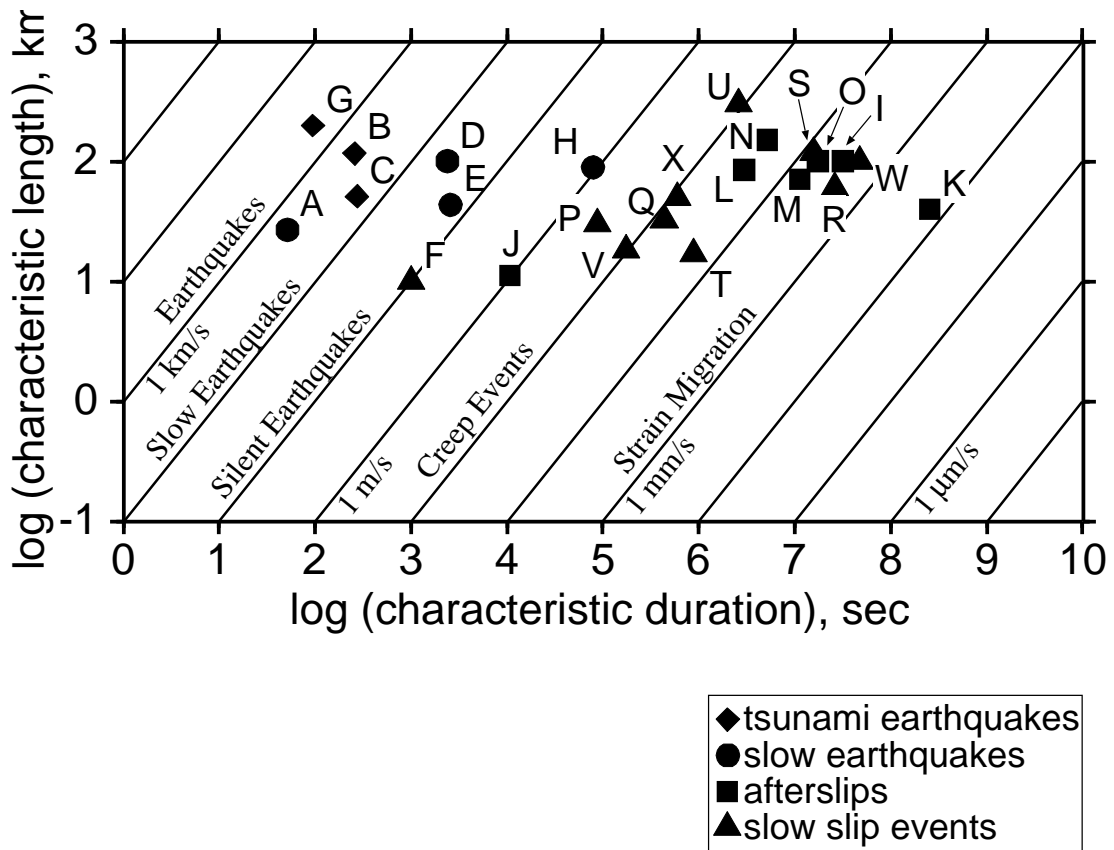


図 3.1: イベントのまとめ図. Beroza and Jordan (1990) の Fig. 1 に加筆した. 横軸にイベントの特徴的な継続時間 (時定数)、縦軸にその特徴的な長さをそれぞれ対数軸に対してとってある. A, 1978 年 2 月 21 日 Banda Sea 地震 (Silver and Jordan, 1983); B, 1896 年三陸地震 (Kanamori, 1972); C, 1946 年 Aleutian Islands 地震 (Kanamori, 1972); D, 1960 年 6 月 6 日 Chilean 地震 (Kanamori and Stewart, 1979); E, 1978 年 1 月 14 日伊豆大島地震 (Sacks et al., 1981); F, 1976 年 Friuli 地震 (Bonafede et al., 1983); G, 1992 年 Nicaragua 地震 (Kanamori and Kikuchi, 1993); H, 1992 年三陸沖地震 (Kawasaki et al., 1995); I, 1994 年三陸はるか沖地震 (Heki et al., 1997); J, 1997 年愛知県東部地震 (Takai et al., 1999); K, 1989 年 Loma Prieta 地震 (Segall et al., 2000); L, 1992 年 Landers 地震 (Shen et al., 1994); M, 1996 年日向灘地震 (西村・他, 1999); N, 1999 年 İzmit 地震 (Bürgmann et al., 2002); O, 1999 年台湾集集地震 (Hsu et al., 2002); P, 1989 年東京湾 SSE (広瀬・他, 2000); Q, 1996 年房総半島 SSE (国土地理院, 2000); R, 1997 年豊後水道 SSE (Hirose et al., 1999, 小節 3.2.2); S, 1998 年 Guerrero SSE (Lowry et al., 2001); T, 1999 年銚子沖 SSE (中川・他, 2000); U, 1999 年 Cascadia SSE (Dragert et al., 2001); V, 2000 年銚子沖 (小節 3.2.3); W, 2001 年東海 (小節 3.2.4); X, 2002 年房総半島 (国土地理院, 2002). 観測点数などの影響で震源の大きさの推定値がないものはプロットしていない.

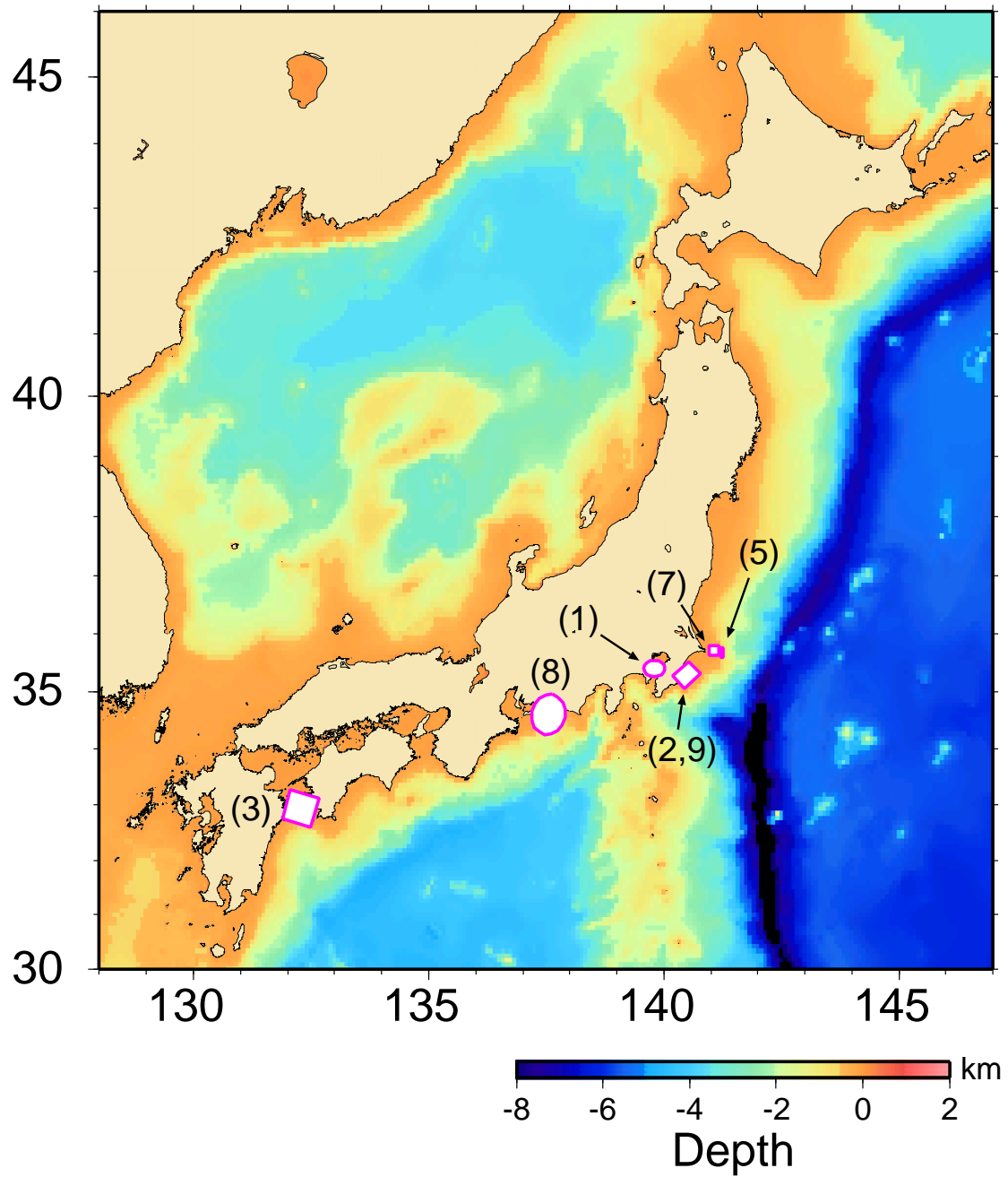


図 3.2: 日本周辺で発生したスロースリップイベントの分布図. 番号は小節 3.1.5 の番号に対応する. (1) 1989 年東京湾; (2) 1996 年房総半島; (3) 1997 年豊後水道; (5) 1999 年銚子沖; (7) 2000 年銚子沖; (8) 2001 年東海; (9) 2002 年房総半島.

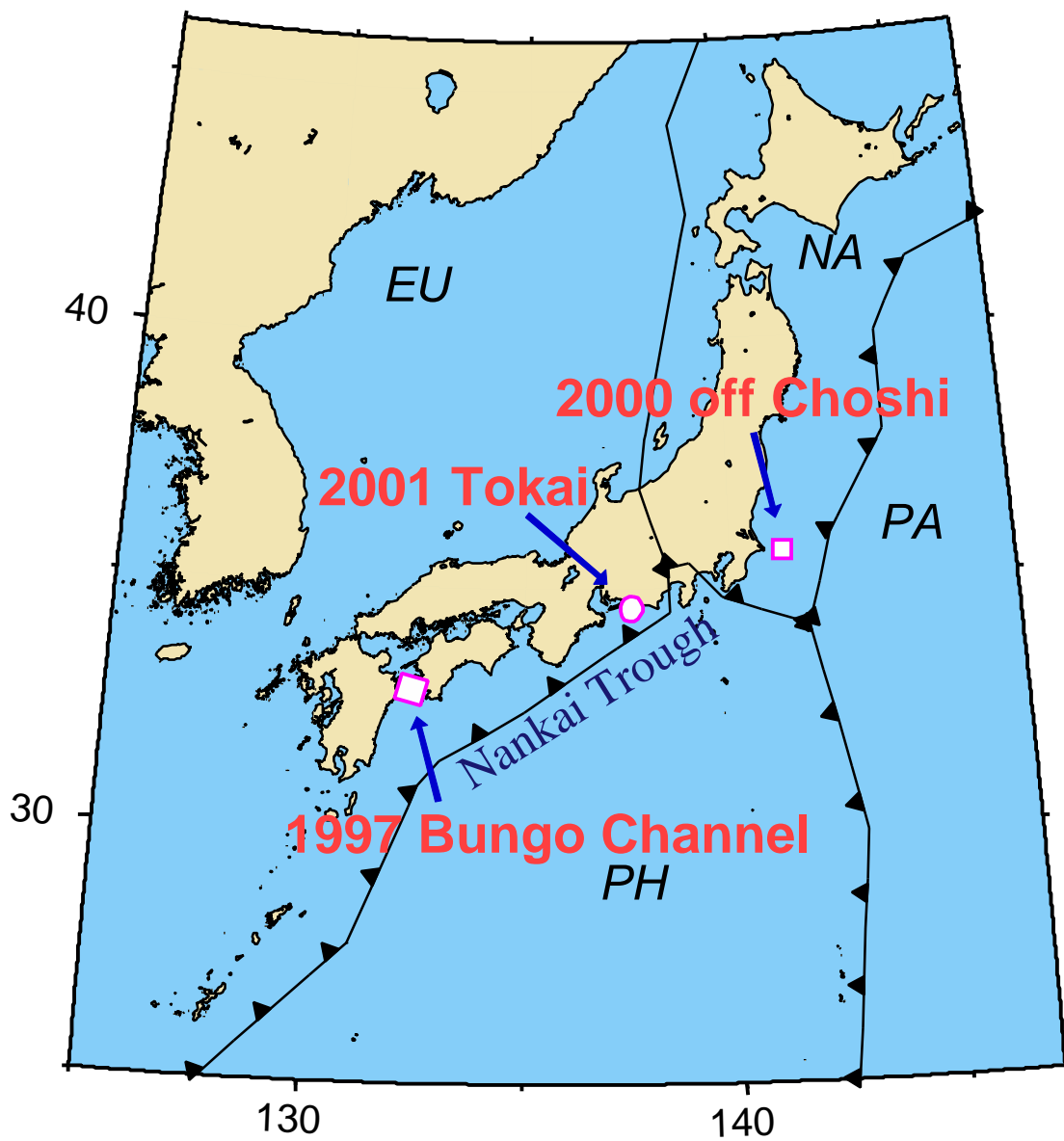


図 3.3: 日本周辺のテクトニックセッティングと、ここで扱うスロースリップイベントの震源位置.

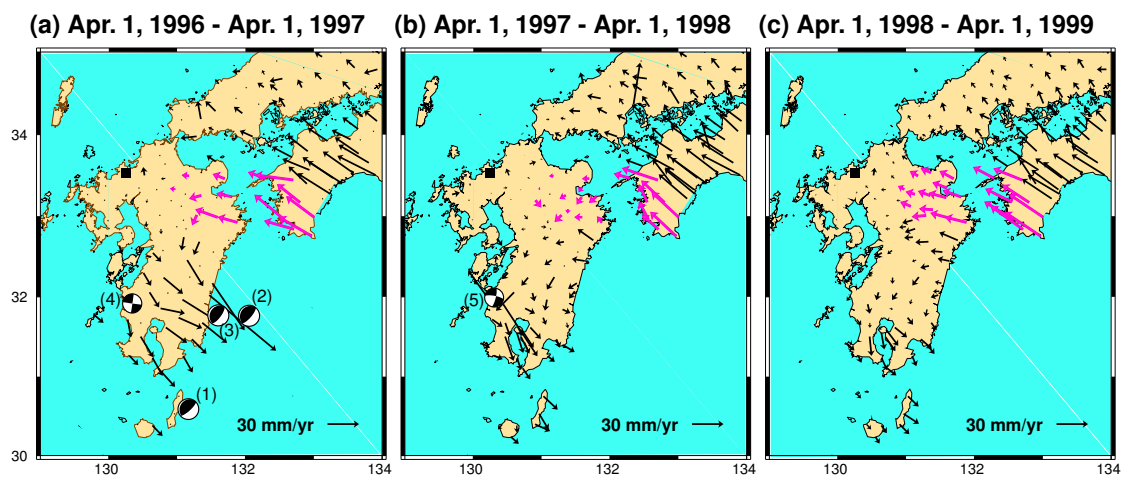
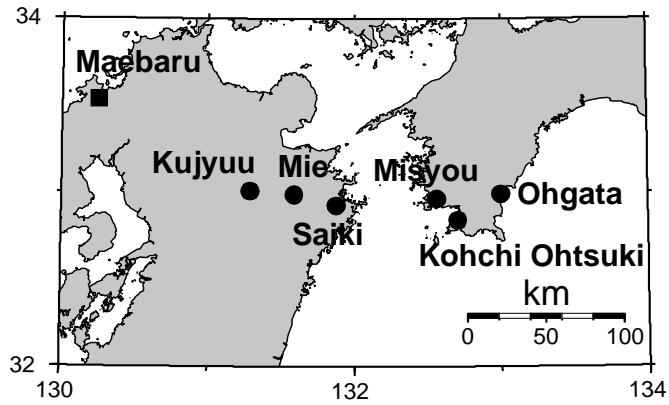
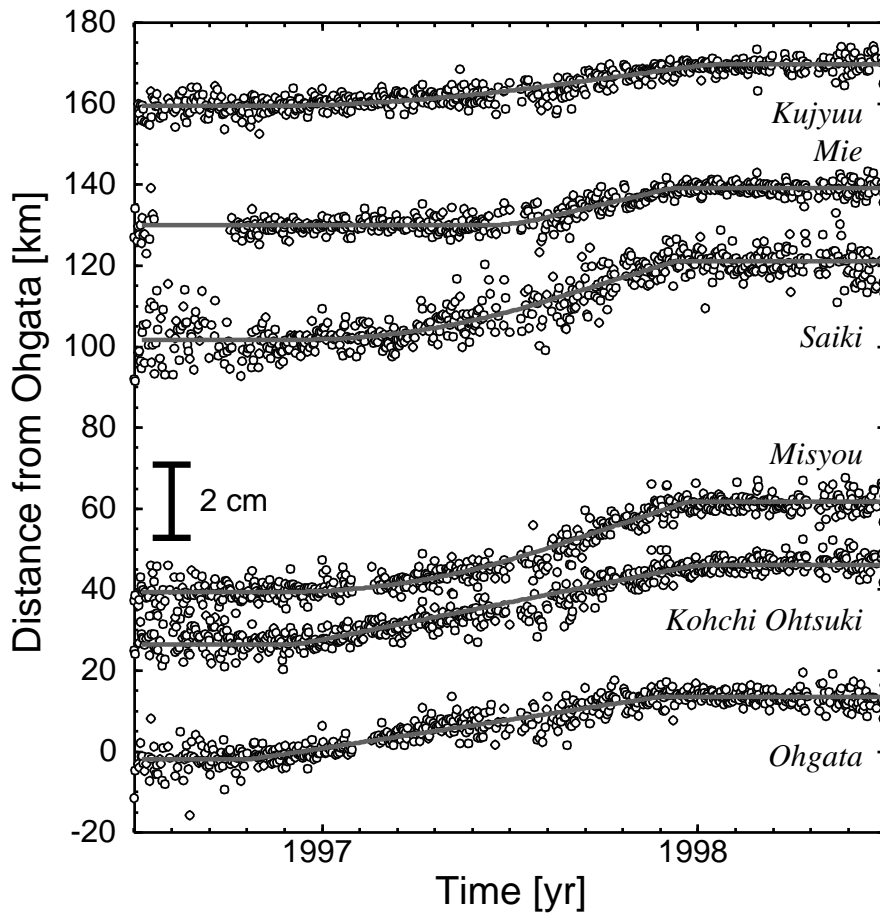


図 3.4: 各期間における西南日本の平均変位速度場. 基準点は黒四角で示した Maebaru (前原). それぞれの期間に発生した M_w 6 以上の地震の位置とメカニズムも示してある. それぞれ (1) 1996 年 10 月 18 日 種子島 (M_w 6.6); (2) 1996 年 10 月 19 日 日向灘 (6.7); (3) 1996 年 12 月 3 日 日向灘 (6.7); (4) 1997 年 3 月 26 日 鹿児島県北西部 (6.1); (5) 1997 年 5 月 13 日 鹿児島県北西部 (6.1).



(a)



(b)

図 3.5: (a) 観測点位置図. (b) 地表変位の東西成分の時系列. 基準点は Maebaru (前原). 定常運動成分・年周期成分・地震のステップを取り除いた後のもの. 各観測点の Ohgata (大方) からの距離に応じて並べた. 観測データが白丸、グレーの曲線がカーブフィッティングにより推定されたイベント成分 $F(t)$.

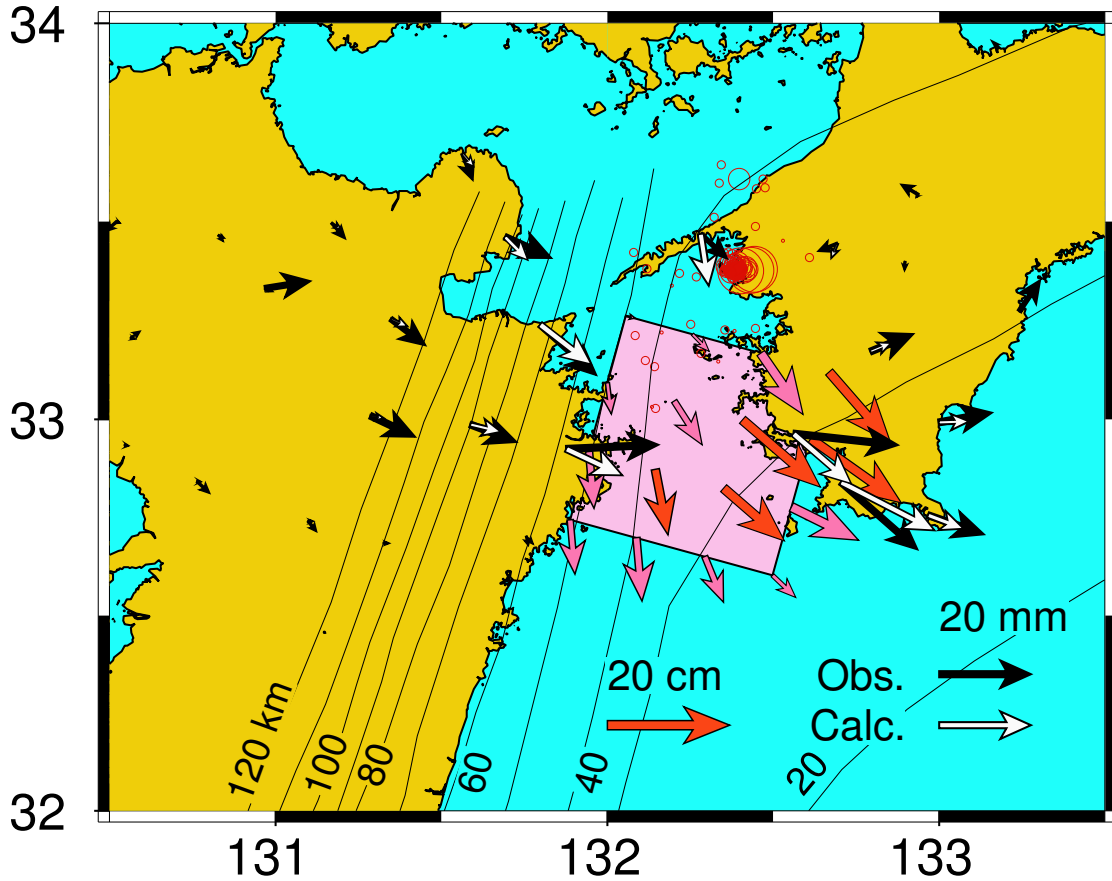


図 3.6: カーブフィッティング後のゆっくりした変動成分の、1997年3月-12月の300日間の地表変位と、それから推定されたすべり分布. 黒の矢印はスロースリップイベントによると考えられる地表変位で、白の矢印は推定された断層面上のすべりから求められる計算値を表す. 推定されたすべり分布は、薄いピンク色の四角形で示す断層面上の赤色と濃いピンク色の矢印で示す. ここで赤色の矢印は、推定値がその誤差よりも大きい信頼度の高いことを示し、濃いピンク色の矢印は信頼度の低いことを示す. 沈み込むフィリピン海プレートの等深線を示した. このスロースリップイベントと同時期に発生した群発地震活動の震央 (大阪管区気象台, 1997) を赤色の円で示した.

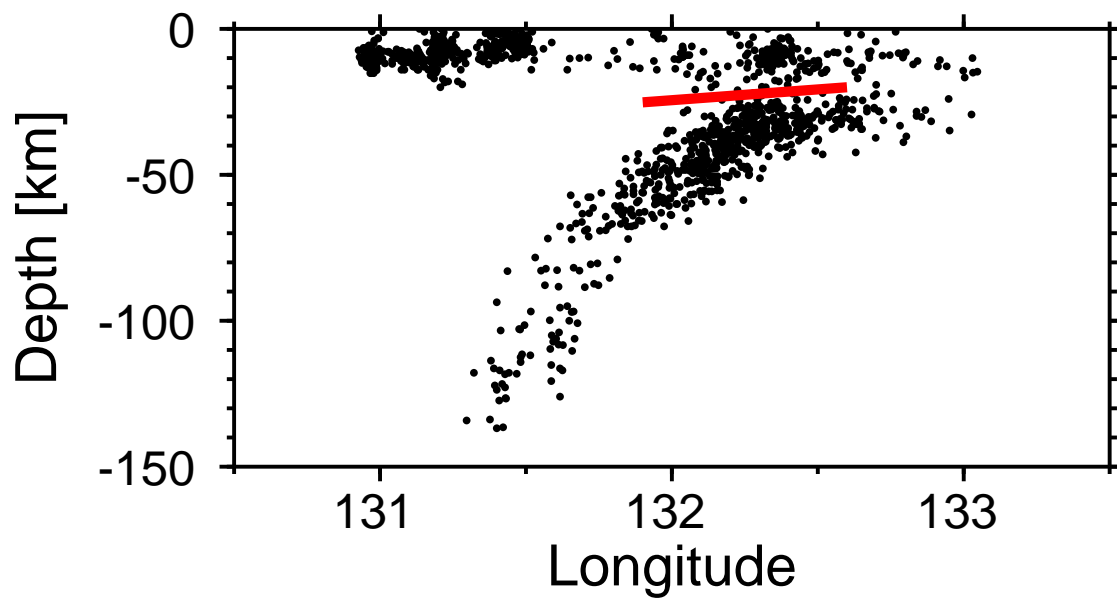


図 3.7: スロースリップイベントの推定断層面を横切る東西方向の断面図. 気象庁により決定された震源分布に重ねて、断層面の位置を赤で示した.

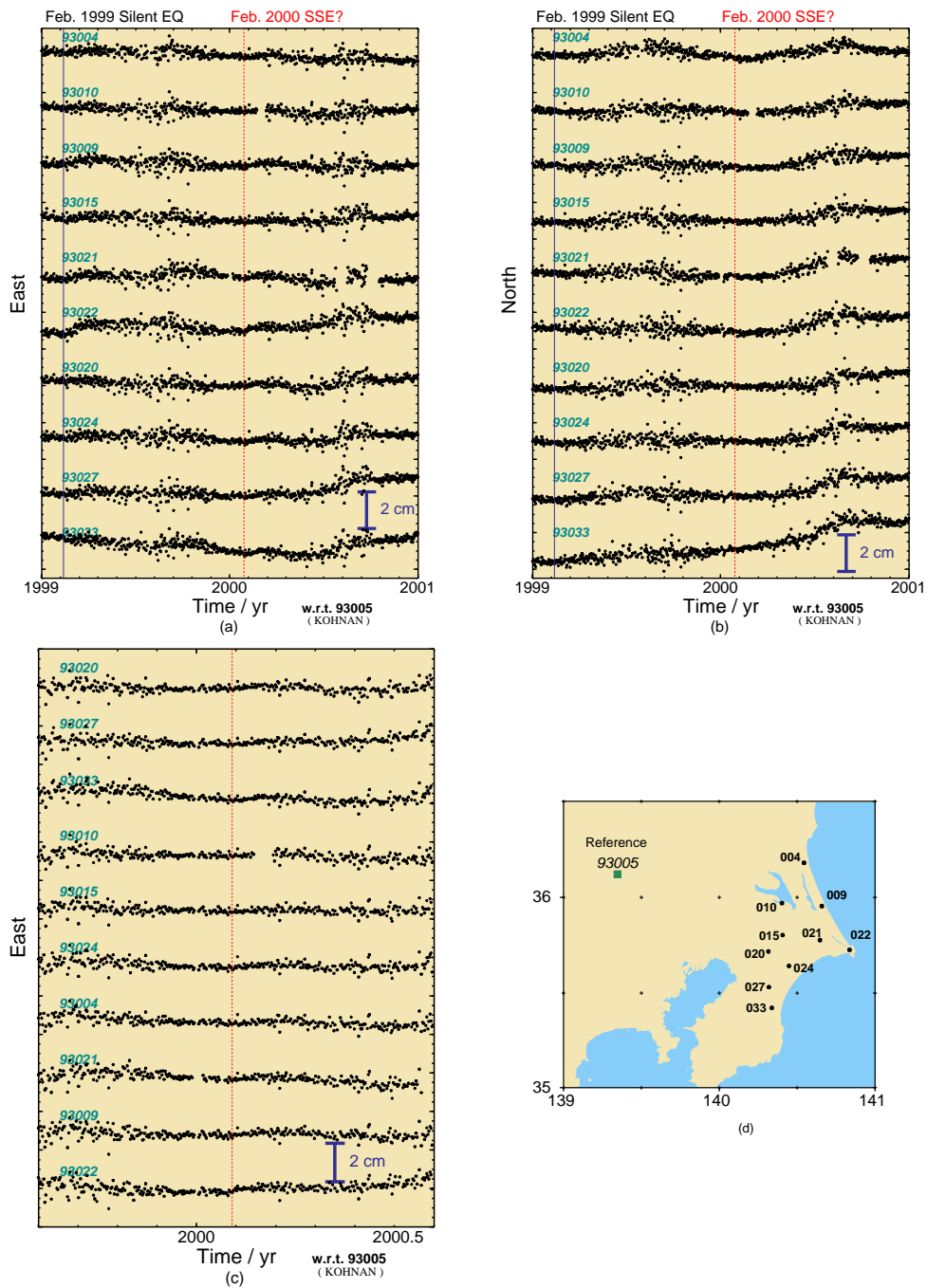


図 3.8: 鉾子周辺の水平変位の時系列. (a) 1999 年 1 月-2001 年 1 月の東西成分; (b) 同・南北成分; (c) 1999 年 8 月-2000 年 8 月の東西成分; (d) 観測点配置図. (a), (b) で青の線は 1999 年鉾子沖 SSE の発生した時刻を示す. (a)-(c) で赤の線で示したのが、ここで注目する 2000 年鉾子沖 SSE の発生した時刻.

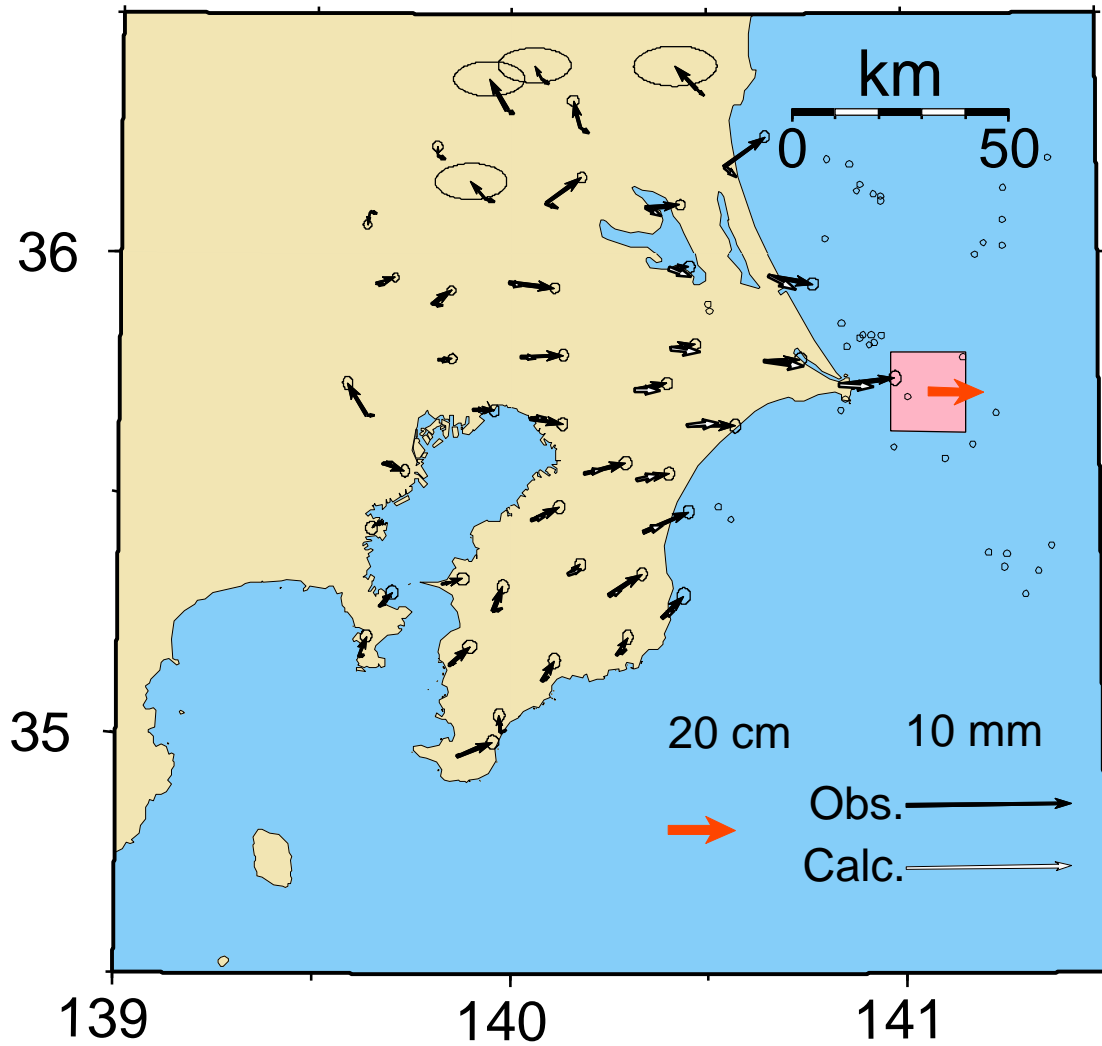


図 3.9: 2000 年 2 月 3 日-2000 年 2 月 27 日間の非定常変位と、推定された断層モデル、地表変位の計算値。この間の微小地震活動 (気象庁による) を重ねて表示した。

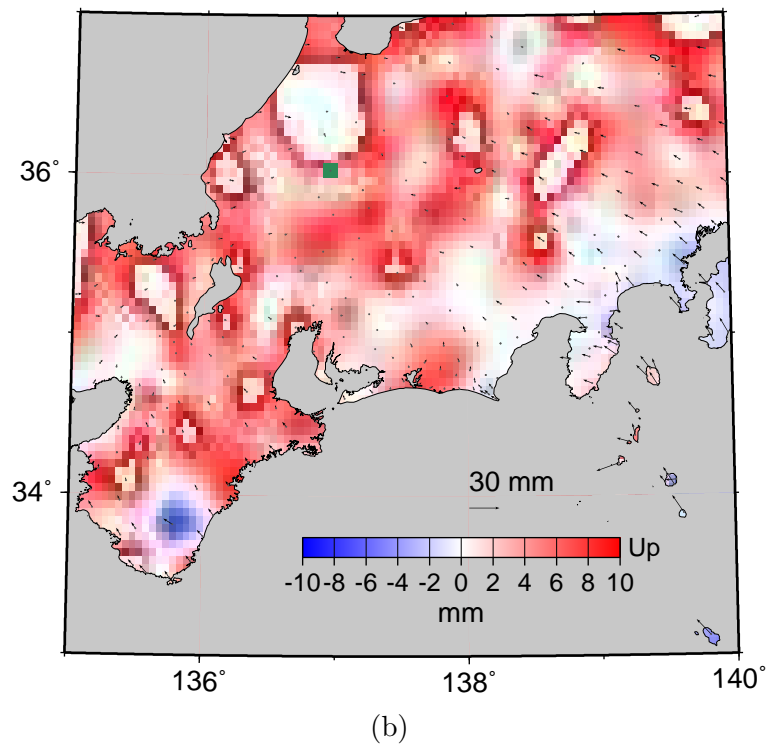
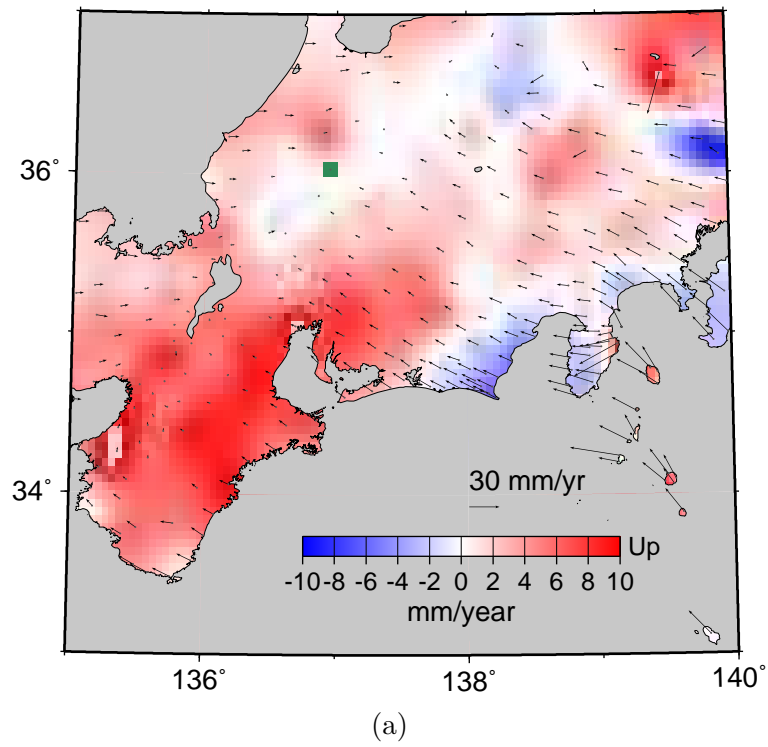
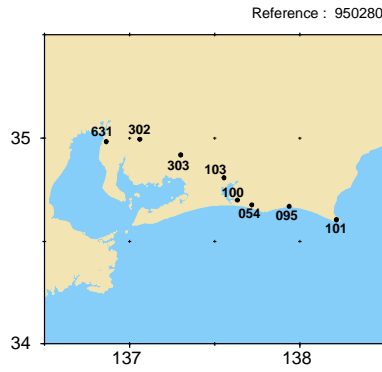
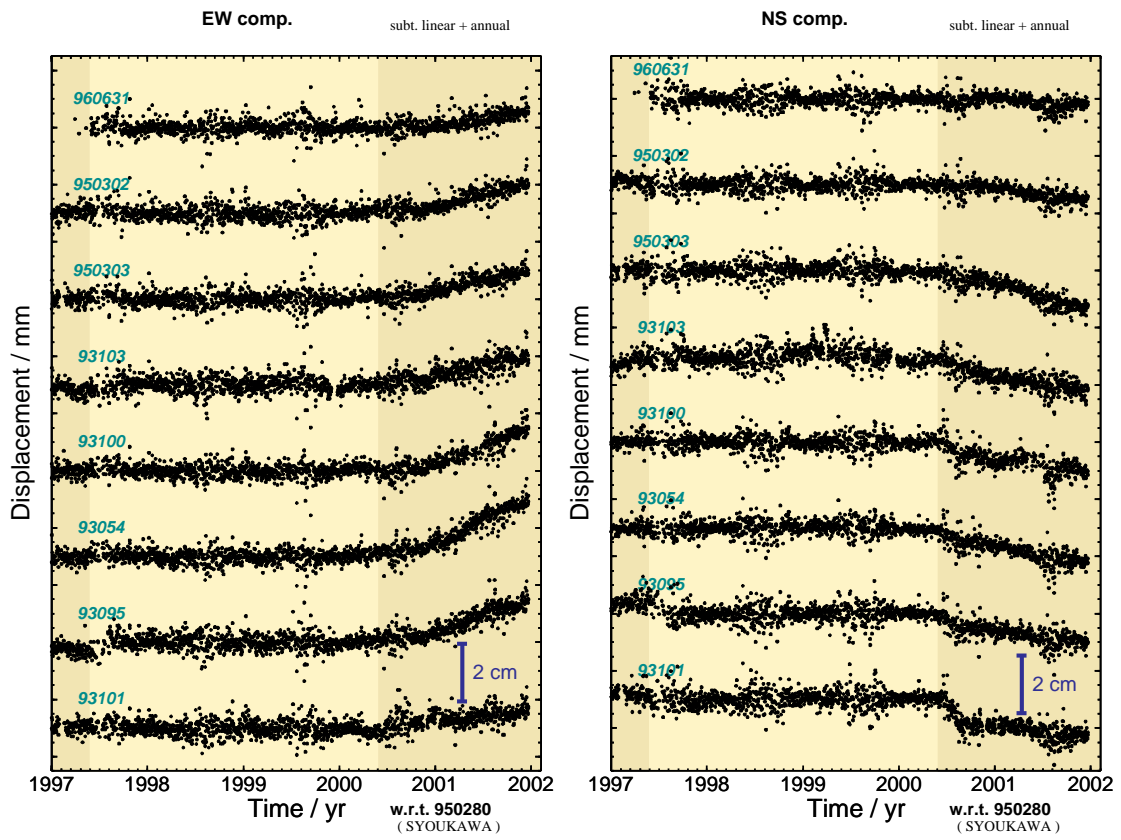


図 3.10: (a) 1997 年 6 月–2000 年 6 月の期間の、中部日本の平均的な速度場。水平変動は矢印で、上下変動はカラスケールで示した。緑色の四角で示した庄川を基準点とした。
 (b) 2001 年 1 月 1 日–12 月 22 日のほぼ 1 年間の正味の変位。



(a)



(b)

(c)

図 3.11: (a) 観測点配置. (b) 地表変位の東西成分の時系列. (c) 南北成分の時系列. (b), (c) では一定速度成分と年周期成分を取り除いている.

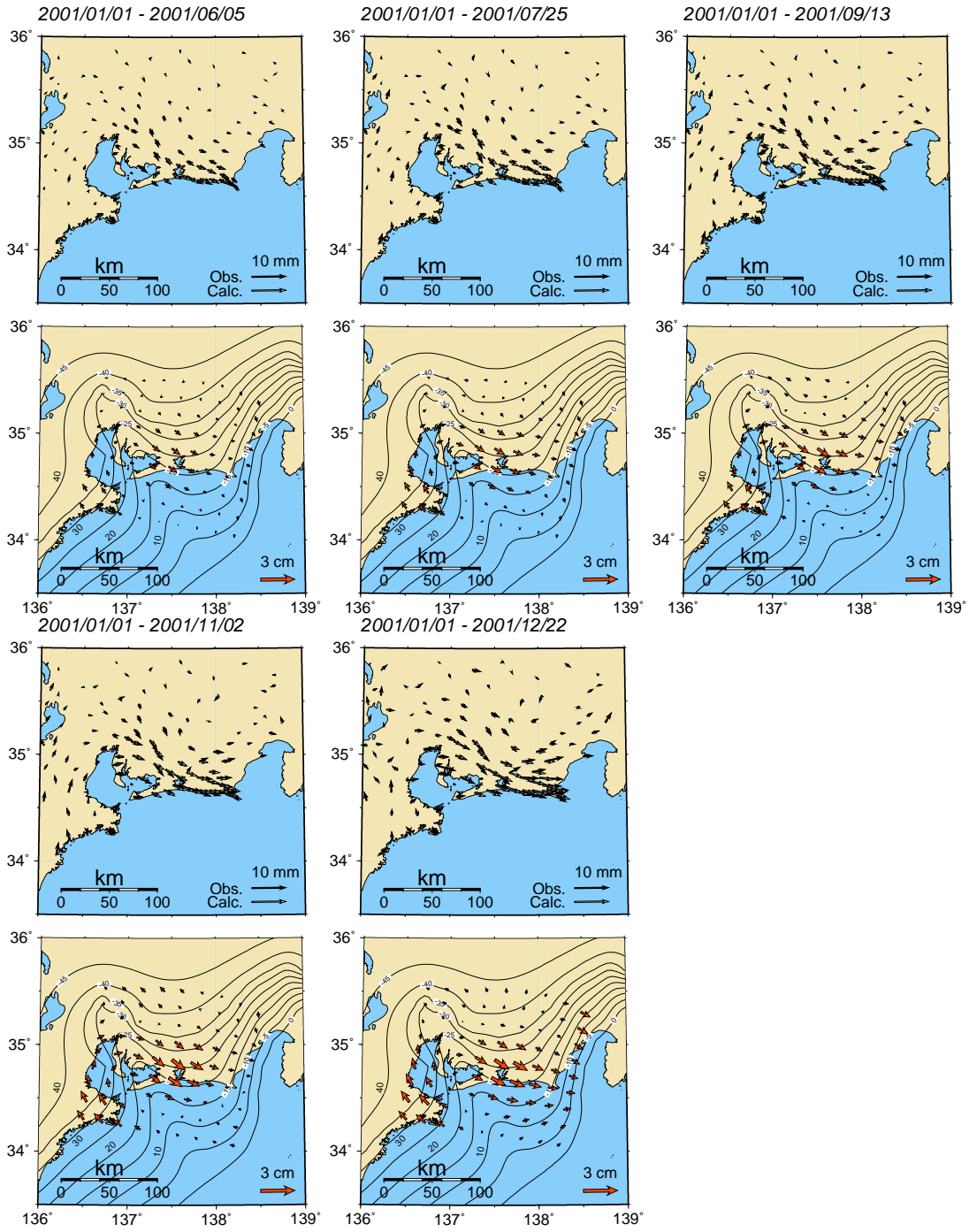


図 3.12: 推定されたすべり分布とその時間変化. 左上から右、左下、右の順に時間が進む. それぞれの期間で上段は観測値 (黒矢印) と 計算値 (白矢印)、下段はすべり分布を示す.

4. 数値シミュレーション方法

本研究では、沈み込むプレートの境界面に働く摩擦力が 2.1 節で述べた RSF 則に従うと仮定し、外力としてテクトニックな力の結果であるプレート間の相対速度 V_p でゆっくりと駆動したときのすべり挙動を数値シミュレーションで調べる。この目的のために、Kato and Hirasawa (1997) による 2 次元モデルを参考に、新たに 3 次元数値シミュレーションコードを開発した。

4.1 計算手法

本研究で用いている数値計算手法は、Tse and Rice (1986); Rice (1993); Stuart and Tullis (1995); Kato and Hirasawa (1997, 1999a,b,c); Kuroki et al. (2002) 等の研究で用いられている境界要素法型の準静的な解を求める方法である。これは、媒質中に設定した断層面を小さなセル (またはサブ断層) に分割し、各セル内では摩擦パラメタや物性値、応力、すべり速度、状態変数が一定と見なし、各セル毎に摩擦構成則で決まる摩擦強度と、他のセルでのすべりによる応力の寄与が釣り合うと仮定して、各セルのすべり速度や応力、状態変数の時間発展を数値的に解いていく方法である。

ここでは沈み込み帯のプレート境界型低角逆断層をモデル化する。簡単のために、すべりや剪断応力は傾斜方向の 1 成分のみを考慮した。これに関しては、すべりと剪断応力の走向と傾斜の両成分を考慮したモデルで予備的な数値シミュレーションを行い、傾斜方向にプレートを駆動した場合、走向方向のすべり成分はほとんど変化しないことを確かめている。また、断層面は平面とした。このため、各セル面に働く応力成分のうち、法線応力は時間変化しないので数値積分には考慮しなくて良い。また剪断応力のうち、走向方向の成分は仮定より無視できる。よって i 番目のセルに働く傾斜方向の剪断応力 τ_i は

$$\tau_i = \sum_j K_{ij}(V_p t - u_j) - \eta V_i \quad (4.1)$$

のように書ける。ここで総和はモデルで設定した全てのセルを考慮する。添字 i, j は各セルを表している。 t は時刻、 V_i はすべり速度、 u_j は時刻 0 からの累積すべり量、 V_p はプレート駆動速度である。また K_{ij} はセル j における単位すべりによるセル i での剪断応力の変化を表す。本研究で取り扱うモデルでは、均質弾性半無限媒質を考えている。そこで

K_{ij} の評価には、Okada (1992) の転位による静的応力場の解析的な表現を利用した。さらに η は Rice (1993) により導入された地震波放射ダンピング係数で、 $G/2\beta$ に等しい。ここに G は媒質の剛性率、 β は S 波速度である。この (4.1) 式右辺の ηV_i の項は放射ダンピング項と呼ばれる。これは、本来ならば慣性も考慮した動的な運動方程式を解くべき問題だが、それを近似的に準静的な釣り合いの問題として解く場合に、地震波放射による散逸を考慮するためのものである (Rice, 1993)。

各セルでの摩擦による剪断応力は (2.1) 式と (2.2) 式で表現される RSF 則 (slowness law) に従うと仮定する。各セルに対する変数を陽にして書くと以下のようなになる。

$$\tau_i = \mu_i \sigma_i^{\text{eff}} \quad (4.2)$$

$$\mu_i = \mu_0 + a_i \ln \left(\frac{V_i}{V_*} \right) + b_i \ln \left(\frac{\theta_i V_*}{L_i} \right) \quad (4.3)$$

$$\frac{d\theta_i}{dt} = 1 - \frac{\theta_i V_i}{L_i} \quad (4.4)$$

ここで σ_i^{eff} は有効法線応力、 μ_i は摩擦係数、 θ_i は状態変数、 a_i, b_i, L_i は摩擦パラメタ、 V_* は任意の基準のすべり速度で、 μ_0 はそのすべり速度のときの定常摩擦係数である。有効法線応力は $\sigma_i^{\text{eff}} = \sigma_i - p_i$ で与えられる。 σ_i は法線応力、 p_i は間隙水圧である。さらに、高速すべりの時には動摩擦の速度依存性がなくなるという実験結果 (Dieterich, 1978) を採り入れるため、定常状態の摩擦係数が式 (2.4) ではなく、

$$\mu_i^{\text{ss}} = \mu_0 - (a_i - b_i) \ln \left(\frac{V_*}{V_i} + e^{-n} \right) \quad (4.5)$$

という式で表されるとする (Tse and Rice, 1986)。本研究では

$$\mu_i^{\text{ss}} = \mu_0 - (a_i - b_i) \ln \left(\frac{V_*}{V_i} + \frac{V_*}{V_c} \right) \quad (4.6)$$

を採用した。ここに V_c はカットオフ速度で、 V_i が V_c よりも大きい場合、 μ_i^{ss} はほぼ V_i には依らなくなる。具体的には $V_c = 1 \times 10^{-4}$ m/s とした。

計算の初期条件は、全てのセルで初期速度 $V_0 = 0.01V_p$ としている。またこの速度で $d\theta/dt = 0$ の定常状態となるような状態変数、すなわち $\theta = L/V_0$ を初期値に選んでいる。これらの準静的な釣り合いの式を、時間ステップ可変の 5 次の Runge-Kutta 法 (Press et al., 1992) で数値的に解く。なお、付録 A に Runge-Kutta 法で解いている連立常微分方程式の具体的な表式を導出した。

4.2 モデル

既に述べたように、ここでは均質弾性半無限媒質中の低角逆断層を設定した。断層面は平面で、傾斜角は 20° である。図 4.1 に設定したモデルの形状を示す。モデル化した領域

の大きさは、深さ 70 km まで、すなわち ξ 方向に 200 km の領域を設定した。また走向方向には $H + 40$ km とした。ここで H は以下で述べる $a - b < 0$ 領域の走向方向の大きさである。1章で述べたように、走向方向のサイズがそこで起こるすべり挙動へ与える影響を評価するため、本研究では H を主たる変数として扱う。

図 4.2 にすべりの安定性を左右する摩擦パラメタ $a - b$ の分布を示す。Kato and Hirasawa (1997) と同様に a は場所や深さによらず一定で、 $a = 0.002$ と仮定した。よってここで示した $a - b$ の変化は b の変化である。最近の研究では a, b ともに温度依存性があることが報告されている (例えば, Blanpied et al., 1998; Nakatani, 2001)。すなわち、それぞれのパラメタの値が深さに依存することを意味している。しかしすべり挙動の安定性は、 a と b の絶対値ではなく、相対値 $a - b$ に影響される。不安定すべりの発生する $a - b < 0$ となる領域は $7.3 \text{ km} \leq \xi \leq 124.9 \text{ km}$ (幅: $W = 117.6 \text{ km}$)、 $0 \text{ km} \leq x \leq H \text{ km}$ の範囲である。本論文ではこの領域を地震発生帯と呼ぶ。ここで用いている a, b の値は岩石の摩擦すべり実験から報告されている値よりも小さい値である (2.1 節参照)。また、臨界すべり距離 L は 5 cm を一様に仮定した。この値は室内実験で得られる典型的なオーダーである 0.1 mm とくらべてはるかに大きい値である。しかしながら Kato and Hirasawa (1997) はこれらの摩擦パラメタ値を仮定して沈み込み帯に発生している巨大地震の発生サイクルを再現している。また Tse and Rice (1986); Rice (1993); Stuart and Tullis (1995) 等の横ずれ断層で発生する大地震を再現する研究でも、 a, b, L には本研究で採用したのと同じオーダーの値が仮定されている。このことは L がスケールに依存する量だということを表していると考えられている (2.1 節参照; 例えば, Scholz, 1988; Marone and Kilgore, 1993)。

図 4.2 に示すように、両側の安定すべり領域を除けば、摩擦パラメタの走向方向の不均質な分布は仮定されていない。これらの安定すべり領域 (図 4.1 中では “stable region” と記している) は領域の境界部で発生する数値的な擾乱を避けるために設定している (Kuroki et al., 2002)。そのため $a - b > 0$ として常に安定すべりとなるようにしている。また、ここで設定したモデル領域の外側 (ξ 方向の下部延長と、 $x < -20 \text{ km}$, $x > H + 20 \text{ km}$) では定常すべりが発生していると仮定する。すなわち、そこでは (すべり速度 V) = (駆動速度 V_p) である。この条件によって地震発生帯の上部と下部の境界だけでなく、 $x = 0$ と $x = H \text{ km}$ の横の境界にも応力集中が生じることになる。

モデルで仮定したパラメタ値は、 $V_p = 10 \text{ cm/yr}$ 、 $G = 30 \text{ GPa}$ 、Poisson 比 $\nu = 0.25$ である。また法線応力 σ_i は静岩圧 $\rho g(-z_i)$ と仮定し、間隙水圧 p_i は静水圧 $\rho_w g(-z_i)$ を仮定した。ここで ρ は岩石の密度で $2.8 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、 ρ_w は水の密度で $1.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ という値を仮定した。 g は重力加速度で 9.8 m/s^2 である。また速度の基準値 V_* は V_p とおいた。

断層面を離散化するためのセルサイズは $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ とした。このサイズは Rice (1993)

の連続モデルの条件である臨界セルサイズ

$$h^* = \frac{2GL}{\pi(b-a)\sigma^{\text{eff}}} \quad (4.7)$$

よりも小さく、連続モデルの条件を満たしている。実際本研究で用いたモデルでは、この臨界セルサイズは地震発生帯の下限の深さで最小値 6.8 km となり、他の場所ではこれより大きな値となる。

このセルサイズを選択するために、予備的な数値シミュレーションを行った。モデルのサイズは走向方向に $H = 50$ km、傾斜方向に $0 \leq \xi \leq 200$ km で一定とし、セルサイズを (1) 1 km \times 1 km; (2) 2 km \times 2 km; の 2 通りに変えて、ここで述べた方法と同じ計算を行った。その結果、これら 2 つのケースでほぼ同じ周期的なすべり挙動を示した。またどちらの場合も数値計算上の不安定性は見られなかった。よって本研究では数値計算の効率の良い 2 km \times 2 km のセルサイズを採用した。

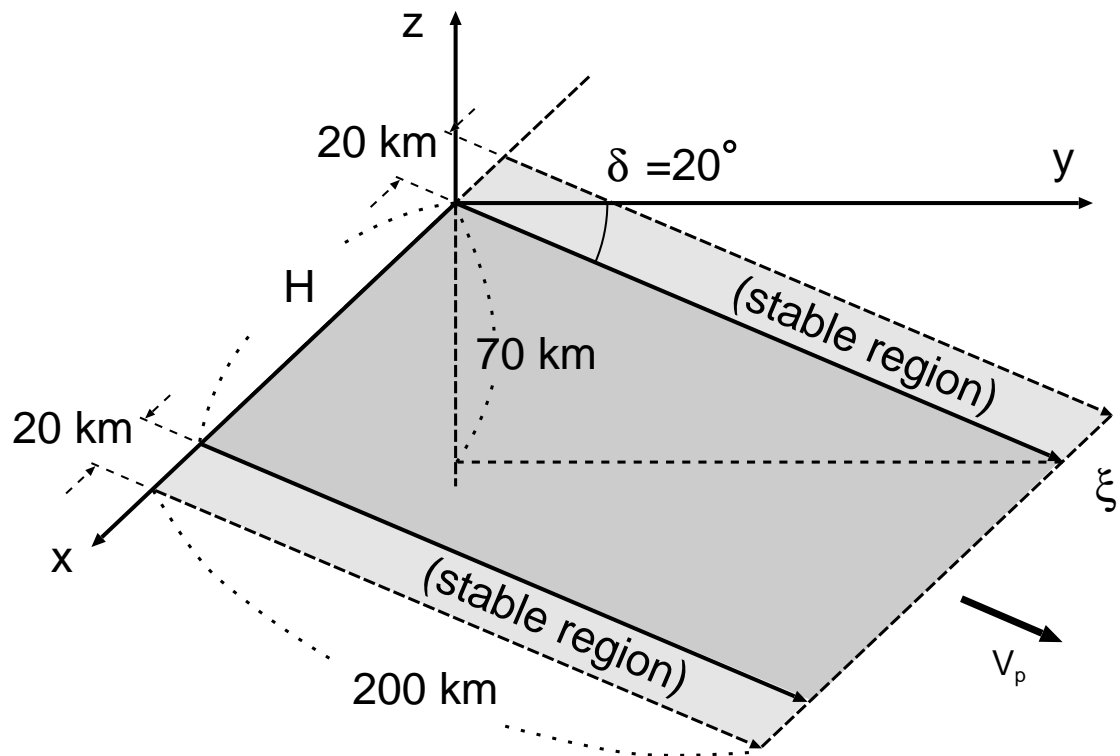


図 4.1: モデル形状と座標系の定義. x, y, z はそれぞれ、走向方向、走向に直交する水平方向、鉛直上方. ξ は傾斜方向のトレンチからの距離. 傾斜角 20° で沈み込むプレートのプレート境界断層を模している.

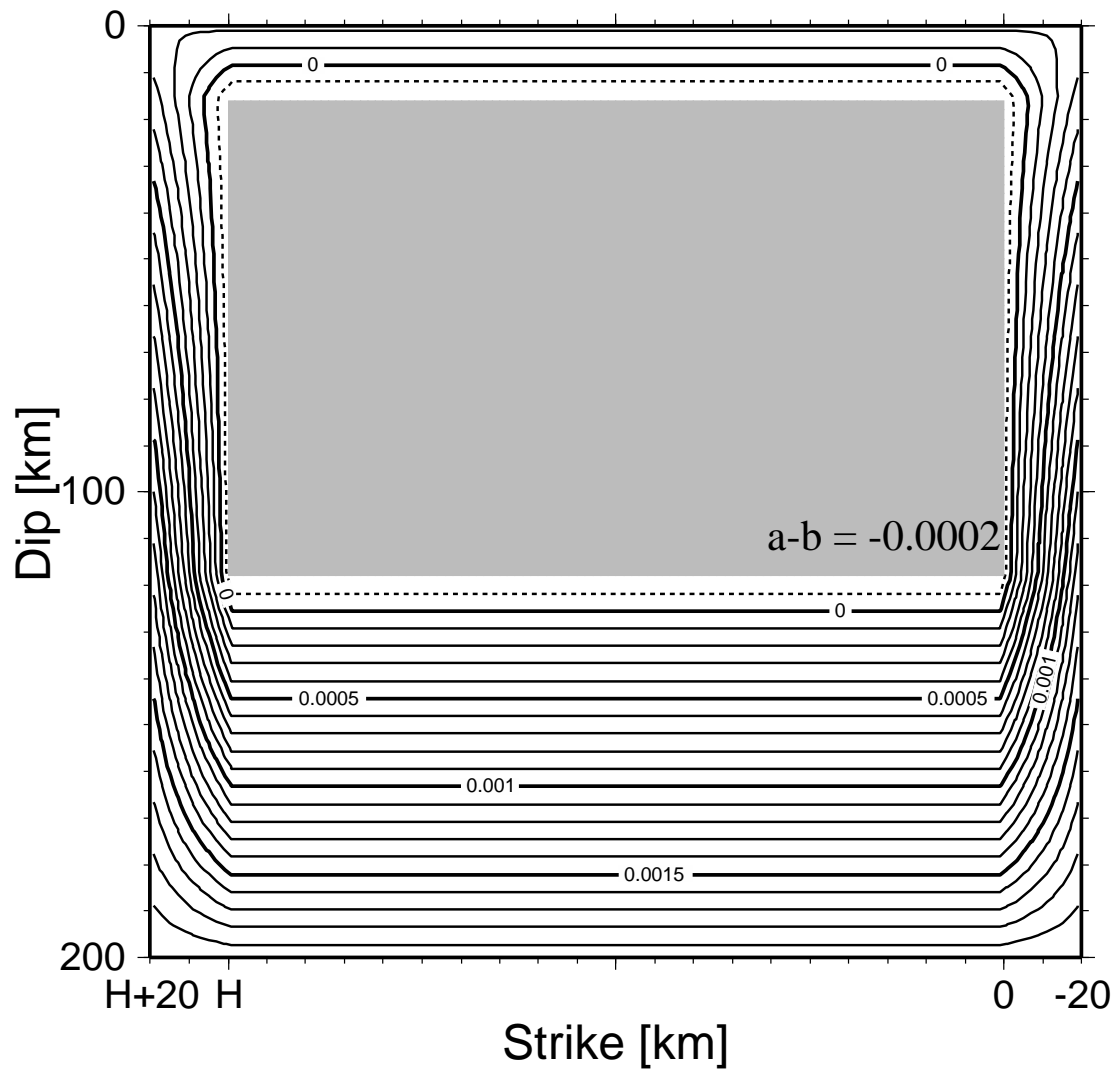


図 4.2: 摩擦パラメタ $a - b$ の分布. コンター間隔は 1×10^{-4} . グレーのハッチ部分は $a - b = -2 \times 10^{-4}$ の領域を示す. 走向方向に $a - b$ の値が一定となる走向方向の大きさを H とおいた. a は一様に 2×10^{-3} と仮定している. すなわち、ここに示した分布は b の違いによる. また L は一様に 5 cm と仮定した.

5. 結果

この章では地震発生帯の走向方向の大きさである H (図 4.1, 4.2 参照) を変化させた結果について示す。本研究では、 H を 200 km から 1000 km まで段階的に変化させ、それぞれのケースについて数値シミュレーションを行った。まずこのモデルが示す、 H によらない一般的な挙動を記述したのち、個別のケースについてみていく。さらに H の変化にともなって観察された挙動の遷移についても記述する。

本論文では、すべり速度が $V_{\text{seis}} = 0.01 \text{ m/s}$ 以上となった場合を「地震時すべり (coseismic slip)」、その他を「非地震性すべり」と定義する。また、数値シミュレーションの結果発生する地震の同定には付録 B に記載した方法によった。

5.1 一般的な挙動

H によらない一般的な挙動は $H = 200 \text{ km}$ のケースの結果に良く現れている。図 5.1 にこのケースでのすべり量 (u_i)、すべり速度 (V_i)、摩擦係数の差 ($\Delta\mu = \mu_i - \mu_0$) それぞれの分布の時間変化を示した。ここで、摩擦係数は剪断応力を法線応力で規格化したものであるから、図 5.1c 等は剪断応力の分布を示していると考えられる。そこで以下では、摩擦係数の分布や時系列を、特に断りなく剪断応力のそれとして見なす。

特徴的なふるまいとしては、まず、Kato and Hirasawa (1997) に見られるように、地震発生帯の浅部と深部延長にある安定すべり領域 ($a - b > 0$) から地震発生帯の中へ、非地震性すべりが伝播してくる (図 5.1b) ことが挙げられる。これは安定すべり領域の定常的な非地震性すべりによる応力集中が、地震発生帯と安定すべり領域との境界に集中するためである。本論文では、ここに見られた地震発生前の伝播する非地震性すべりを「地震前すべり」と呼ぶことにする。この地震前すべりは、また、傾斜方向だけでなく走向方向にも伝播する。地震発生帯の両横側に安定すべり領域があり (図 4.1)、その境界部分 ($x = 0 \text{ km}$, $H \text{ km}$) に応力集中が生じることによる。これら走向方向と傾斜方向に伝播する地震前すべりの伝播速度は、走向方向の方が速い。伝播していく地震前すべりのフロントでは、その伝播とともに剪断応力が増加していく (図 5.1c)。もっとも、そのフロントが通りすぎた領域では剪断応力は低下する。

そして地震前すべりのフロントがぶつかる場所で震源核が形成される。この震源核の形

成される場所は地震発生帯の下端近くが多い。地震前すべりによるすべり量は、この震源核となる場所の周辺が大きい。中でも横方向に隣接する領域が大きくなる。震源核が十分な大きさにまで成長したとき、高速すべりイベント(地震)が発生する。高速すべりは傾斜方向上方に素速く伝播し、下方や走向方向には比較的低速で伝播する。この地震後の伝播する高速すべりは破壊伝播と呼べるだろう。この破壊フロントでのすべり速度と剪断応力は、その伝播にともなって急速に減少する。破壊伝播速度も破壊フロントの拡大とともに減少していく。同時に、破壊フロントの内側では、すべりにより応力が解放され、剪断応力が降下する。すべり速度が十分に低下した後では、この地震後のすべり挙動はアフタースリップと見なせるだろう。そして破壊フロントが $a - b > 0$ の安定すべり領域に達したら、その進行が止まる。

5.2 個別のケースにおける挙動

5.2.1 $H = 200$ km のケース

このケースでは、地震は繰り返し同じ場所で発生する。「震源」を「1つのイベントの間ですべり速度が最大となる点」と定義すると、このケースでの震源は常に $x \sim 100$ km, $\xi = 91$ km ($z = -31.1$ km) である(図 5.1)。また地震のサイズも毎回同じで、モーメントマグニチュード M_w は 6.2 である(最大の地震時すべり量は 1.8 m)。

このケースの周期的なすべり挙動や、震源における累積すべり量・すべり速度・剪断応力の時間発展の様子は、図 5.2 を見ればより詳しく分かる。この図中には、図 5.1 に示した点 A および B での、ほぼ 3 サイクルの時間変化が示されている。この地震サイクルは、地震時だけでなく地震間も規則的に 42.6 年で全く同じ挙動を繰り返す。

1つの地震サイクルでのすべり挙動の時間変化をやや詳しく見てみよう。地震間(inter-seismic)のほとんどの期間で、震源(点 A)でのすべり速度は $0.1V_p$ に達しない。地震に先立つ 12 年前にすべり速度は加速に転じ、地震の 10 日前に V_p を越える。一方震源から 80 km 離れた点 B では、地震前すべりのフロントが到着するのにともない、すべり速度は 14 年前に V_p を越える。そしてその後も地震発生まで、すべり速度は V_p を越えたままである。地震後は素速く減速し、震源では約 1 年後に V_p を下回る。アフタースリップが震源の周辺領域で顕著であることを反映して、点 B では地震後のすべり速度が V_p を下回るのは、点 A よりも半年ほど遅い。

ここで現れた周期的な挙動は、地震後の破壊フロントが地震発生帯の外側の安定すべり領域に到達するより先に、地震前すべりが地震発生帯の中へ伝播を開始することがない、ということによる。また、別の見方をすると、1回の地震で地震発生帯全体が破壊される、ということもできる。のちに見るように、 H がある程度より大きくなるとこのような関係

は崩れ、地震前すべりの伝播開始が破壊フロントの安定すべり領域到達よりも早くなり、単純な挙動の繰り返しではなくなる。

5.2.2 $H = 300$ km のケース

このケースも $H = 200$ km のケースと同様に、規則的な地震サイクルの繰り返しを示す。地震の大きさは M_w 6.5 (最大すべり量 2.3 m)、繰り返し周期は 44.8 年である。

5.2.3 $H = 400$ km のケース

このケースでは発生する地震のサイズは一定ではなくなる。 M_w は 6.0 から 6.5 の間に分布する。また、1つの地震の中での最大すべり量も 1.3 m から 2.6 m の間で幅がある。しかし震源の位置は H がより小さい場合と同じく、走向方向の中央部である。図 5.3a, b に数値シミュレーションによって得られたすべりの履歴のうち約 23 年間のすべり速度と剪断応力の変化を、また、図 5.3c, d に同じケースの別の時期の約 26 年間のそれぞれの分布の変化を示した。ここで見られるように中央部で発生した地震の破壊は地震発生帯の全領域を一度にすべらせてしまうことはできず、両翼の安定すべり領域に近い場所にすべり残し、すなわち地震のすべりによって剪断応力が降下せず、高応力状態を保っている部分が残る。次のイベントはこのすべり残しの領域で発生する。ところが、そのすべり残しの領域は、地震が発生するために必要な臨界断層長 l_c (式 2.10) と比較して十分に大きくないために、地震 (不安定すべり) とはならず (最大すべり速度が V_{seis} に達しない)、スロースリップイベントが発生する。

長期間の変化を見ると、中央で起こる地震が 7-8 回繰り返す程度の期間の周期で、発生する地震のサイズが変調する (図 5.4)。すなわち、その程度の長い時間では周期的な挙動を示すと見ることもできる。このような長期間での挙動の変化は以下の 2 つの時期に分けることができる。(1) 中央部で発生する地震と、端に近い領域で発生するスロースリップイベントが交互に発生する時期 (図 5.3a, b); (2) 中央部で発生する地震の破壊伝播がほぼ両翼の安定すべり領域まで達する時期 (図 5.3c, d); の 2 つである。このうち (1) の時期が全体のうちのほとんどの時間を占めている。中央部の地震と端に近い領域でのスロースリップイベントの発生するタイミングがほぼ同じになるとき、(2) の挙動が現れる。しかしながら、中央部の地震の 1 サイクル程度で再び (2) の時期に戻る。

以上のような挙動は、小節 5.2.1 の $H = 200$ km のところで述べたように、(i) 中央部で発生する地震の破壊フロントの伝播が両翼の安定すべり領域に到達するタイミング; と (ii) 地震前すべりがその安定すべり領域から地震発生帯の中へ伝播を開始するタイミング; との前後関係が決めている。すなわち、このケースでは H が大きくなったために、地震

の破壊フロントが安定領域に達するにはより時間がかかる。このため、 $H = 200$ km のケースとは逆に (ii) が (i) よりも先に起こり、中央部の地震の破壊フロント (地震発生帯の外側へ伝播する) と、地震前すべり (地震発生帯の内側へ伝播する) が地震発生帯の中央部以外の場所で会合する。5.1 節で見たように、その場所で震源核が形成される。しかしながら、上で見たように地震となるための十分なサイズがないために、スロースリップイベントとなる。

5.2.4 $H = 500$ km のケース

このケースも $H = 400$ km のケースと同様に、発生する地震のサイズは一定ではない。 M_w は一番小さな地震で 5.2、最大で 7.0 である (最大すべり量は 0.68–4.9 m)。長期間のすべり挙動が変調するような変化を示すところも $H = 400$ km の場合と同じである。しかしながら、大きな違いは、両端に近い場所で発生するイベントが地震と見なされる (最大すべり速度が V_{seis} に達する) 場合があるということである。これは H が 400 km から 500 km に大きくなったために端で地震が発生するのに十分な大きさのすべり残しができることを意味している。ただし地震のサイズは中央部で発生するイベントの方が大きい。

このことは定性的には以下のように理解できる。5.1 節の一般的な挙動で述べたように、イベント時の破壊伝播にともない、その破壊フロントではすべり速度が急速に減速し、また剪断応力も低下する (図 5.1b, c 参照)。よって、破壊の有効的な到達距離は第一義的にはイベント時の応力降下の大きさによると考えられる。今、同程度の応力降下をともなうイベントが、中央付近で発生した場合と、端に近い領域で発生した場合とを考える。この場合、イベントが中央部で発生すれば、その破壊は両側へ広がることができる。しかし端に近い領域では、破壊フロントが両翼にある安定すべり領域にすぐに到達してしまう。この $a - b$ が正の安定すべり領域では、破壊フロントですべり速度を大きくしようとしても、応力降下ではなく応力増加となってしまう、不安定すべりを発生することができない。このため、 $a - b > 0$ の領域は破壊伝播の観点からはバリアとしてふるまう (Kato and Hirasawa, 1997, 1999a)。したがって端に近い領域の地震 (= その破壊フロントが横側の安定すべり領域に達する地震) では、中央部の地震にくらべて相対的に破壊フロントの到達する面積、すなわちすべり面積が小さくなる。このように端の地震は中央部の地震にくらべて規模が小さくなると考えられる。

5.2.5 $H = 600$ km のケース

基本的な挙動は $H = 500$ km のケースと同様である。発生する地震サイズは M_w 5.3–6.9 の範囲である (最大すべり量は 0.97–4.6 m)。図 5.5 に、中央部の地震と両翼に近い部分で

の地震が約 8 年間に順に発生した例を示した。先に $H = 400$ km のところで述べたように、両翼に近い部分に前回のイベントでのすべり残しがあり、その領域では時刻 0 (中央の地震の発生時刻) の時点では応力を蓄積しつつある状態である。そこに中央の地震が発生し、その破壊フロントが伝播してきた影響で、端のすべり残し領域も応力が高められ、ついに地震発生に至った。このように、領域全体の地震サイクルにとって中央の地震が支配的な役割を果たしていると言える。

またこのケースの長期的な変化を図 5.6 に示した。走向方向の中央部 (点 A) のサイクルで数えて 6-7 サイクルに 1 度、点 A と B (端に近い領域) でほぼ同時に高速すべりが発生しているが、その他の期間ではほぼ交互に発生していることが分かる。このように、このケースも長期的に見て変調するようすべり挙動を示す。

5.2.6 $H = 800$ km のケース

このケースも $H = 500, 600$ km と同じように、中央部での地震と両翼に近い領域での地震が交互に発生する。地震のサイズは最小が M_w 5.4、最大のものが M_w 7.0 である (最大すべり量は 0.87-4.2 m)。しかしながら $H = 400$ km のケースで述べた (2) の挙動、すなわち、中央部で発生した地震の破壊フロントが両翼の安定すべり領域まで達する挙動は、少なくとも今回計算した 830 年間では見られなかった。

このことは、 $H = 600$ km のケースの図 5.5 で見られるように、両端近くで発生する地震が中央の地震の破壊伝播の影響を受けて発生させられる、といった従属的なものではなく、 H が大きくなったことにもない、端近くの地震が中央部の地震の影響を受けにくくなり、固有の地震サイクルを生み出しやすくなったと見ることができる。

5.2.7 $H = 1000$ km のケース

このケースの挙動は複雑である。発生する地震は、その深さはほぼ同じだが、走向方向には様々な場所に位置する。1300 年の期間の挙動を計算した結果、最小と最大の地震サイズは、それぞれ M_w 4.8 と 7.0 であった。地震時のすべり量は最小が 0.17 m で最大が 4.8 m である。 $H = 800$ km までの地震の起こりかたは、大きく分けると「中央部の地震」と「両端部の地震」とに分類できたが、このケースでは H が大きくなったことにもない、中央部以外で発生した地震であっても、その破壊が横端の安定すべり領域まで伝播しないことがある。そのことを実際にスナップショットで確認する。図 5.7a, b に、数値シミュレーションを行った、約 1300 年間のうちの一部の期間 (約 72 年間) のすべり挙動を示している。この中で、中央の地震と呼べるのはイベント IV で、両端部の地震と呼べるのはイベント I である。しかしイベント III はそのどちらでもなく、その破壊フロントは

別のイベントの破壊フロントやすべり残しに会合してその伝播を止められる。

しかしながら、ここで見られたような挙動だけを示すのではない。図 5.7a, b で示した期間の約 50 年後からの様子を図 5.7c, d に示した。この 60 年程の期間では、ほぼ端に近い部分の地震と中央部の地震を繰り返している。このように、このケースはこれまでのケースにも増して多様なふるまいを示す。さらに長期間の変化を見ると、図 5.7a, b に示した期間の約 500 年後にも、これと似たような応力分布などを示す期間が見つかった。しかし細部まで一致しているというわけではなく、その後の挙動は少しずつ変化していく。さらに長期間の挙動を調べていけば、再び同様な挙動を繰り返すか否かは分かると考えられるが、計算機の能力の制約があり、現時点では判断できていない。

不規則なすべり挙動は時系列にも見られる (図 5.8)。この図は断層面上の 2 点での、すべり挙動の時間変化を示したものである。1 つは走向方向の中央部 (点 B)、もう 1 つは端の近く (点 A) である (点の位置は図 5.7 を参照)。この点 A はイベント I の震源にあたる。これまでの他のケースのところでも触れたが、イベント発生の繰り返し間隔は一定ではない。また、すべり速度のグラフに良く現れているが、毎回のイベントで、すべり速度のピーク値やそこへ至る履歴等のふるまいも、もはや同じではない。同様にすべり量や応力降下も毎回異なる。

また、このケースでは、顕著なスロースリップイベントが、他のケースのように端に近い領域だけでなく、領域の中央部にも見られた (図 5.7, 5.8 中のイベント II)。この発生領域は、高速すべりをともなう地震も発生する場所である (例えば図 5.7, 5.8 中のイベント IV)。

5.3 挙動の遷移

前節では個々のケースに見られた地震サイクルやすべり挙動の特徴を見てきた。ここではそのような H による挙動の遷移に着目し、数値シミュレーションの結果を別の角度から見ていく。

まずそれぞれのケースで発生した、地震の統計について示す。図 5.9 に各ケースでの地震のマグニチュードの累積頻度分布を示した。これを見ると、 $H = 200$ km と 300 km のケースでは、地震のサイズは一定であることが分かる。この挙動は「固有地震的挙動」と呼べるだろう。他方、 $H = 500$ km から 1000 km のケースでは、地震の規模とその頻度とは、傾きがほぼ 1 のべき乗則にしたがうような分布となる。すなわち、これは Gutenberg-Richter の関係 (Gutenberg and Richter, 1944) を示しているかもしれない。但し、統計をとるのに用いた地震の数が少ないことと、発生した地震の大きさの範囲が限られているので、統計的な信頼性はやや低いかもしれない。もしそうであっても、大きな地震の数よりも、

それより小さい地震の数が数多く発生することは確実である。また $H = 400$ km のケースは両者の間の遷移的なものと見なすことができる。

この他にも以下のような特徴が見られる。まず固有地震的挙動を示す $H = 200$ km と 300 km とを比較すると、発生する固有地震の規模は H の大きい 300 km のケースの方がより大きい。また、固有地震的な挙動を示す小さい H から、Gutenberg-Richter の関係的な挙動が見られた $H \geq 500$ km のケースを通して見ると、それぞれのケースで発生する最小の地震サイズは $H \geq 500$ km のケースの方が、それより小さい H のケースよりも、小さいことが分かる。

H の大きさによる挙動の遷移は、地震時にすべった領域の違いを比較することでも見ることができる (図 5.10)。この図は個々の地震時にすべり速度が V_{seis} 以上となった面積を示したもので、同じ地震ですべった領域を同じ色で塗り分けたものである。これを見ると、 $H = 200$ km から 400 km までのケースでは、地震時のすべり領域は常に走向方向の中央部に位置する。これに対して $H = 500$ km から 800 km のケースでは、比較的大きい地震はやはり中央部で発生するが、比較的小さい地震が中央部の地震の領域の両側の領域で発生する。中央部の地震も、毎回同じ場所がすべるのではなく、傾斜方向に異なる位置で発生する場合がある。さらに $H = 1000$ km のケースでは、地震時すべり領域は地震発生帯の走向方向に広い範囲に分布している。またこのケースは、他のケースと比較して、地震発生帯の横端に最も近いところにまで地震時のすべり領域が位置していることが分かる。

以上のことから、本研究の数値シミュレーションで、各ケースにおいて見られたすべり挙動を分類すると以下になるだろう。(1) 規則的繰り返し挙動 ($H \leq 300$ km); (2) 遷移的挙動 ($400 \text{ km} \leq H \leq 800 \text{ km}$); (3) 複雑な挙動 ($H = 1000$ km)。この挙動の遷移に最も本質的な影響を与えている変化は $H = 300$ km と 400 km の間におこると考えられる。すなわち、小節 5.2.1 と 5.2.3 で既に述べた、地震前すべりの伝播開始のタイミングがすべり挙動を左右している。別の見方をすると、地震による破壊フロントが地震発生帯全体に伝播して、応力状態を初期化することができるか否かが、次のサイクルで同じ挙動を繰り返すかどうかを決定づけている。

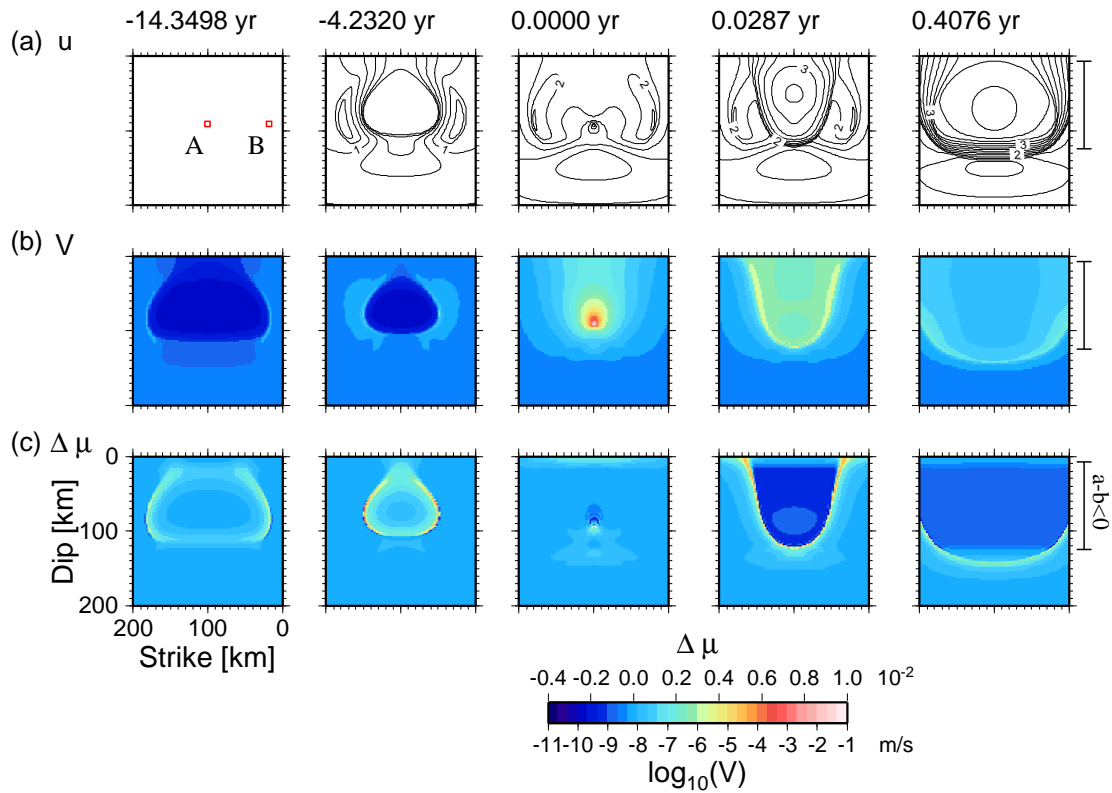


図 5.1: $H = 200$ km のケースの (a) すべり量 u_i ; (b) すべり速度 V_i ; (c) 摩擦係数の基準値からの差 $\Delta\mu_i (= \mu_i - \mu_0)$; の分布 (スナップショット) の時間変化. 最上段の時刻は地震発生時を基準とした相対値. (a) のすべり量の分布ははじめの時刻からの累積値. コンターに示した数字の単位は m. 一番左の図中に示した 'A' と 'B' は図 5.2 に時系列を示した点の位置を表す. これらの点の座標はそれぞれ、A: $(x, \xi) = (99 \text{ km}, 91 \text{ km})$; B: $(19 \text{ km}, 91 \text{ km})$ である. 右端に示した線分は摩擦パラメタ $a - b$ を負と設定した領域、すなわち地震発生帯の範囲を表している.

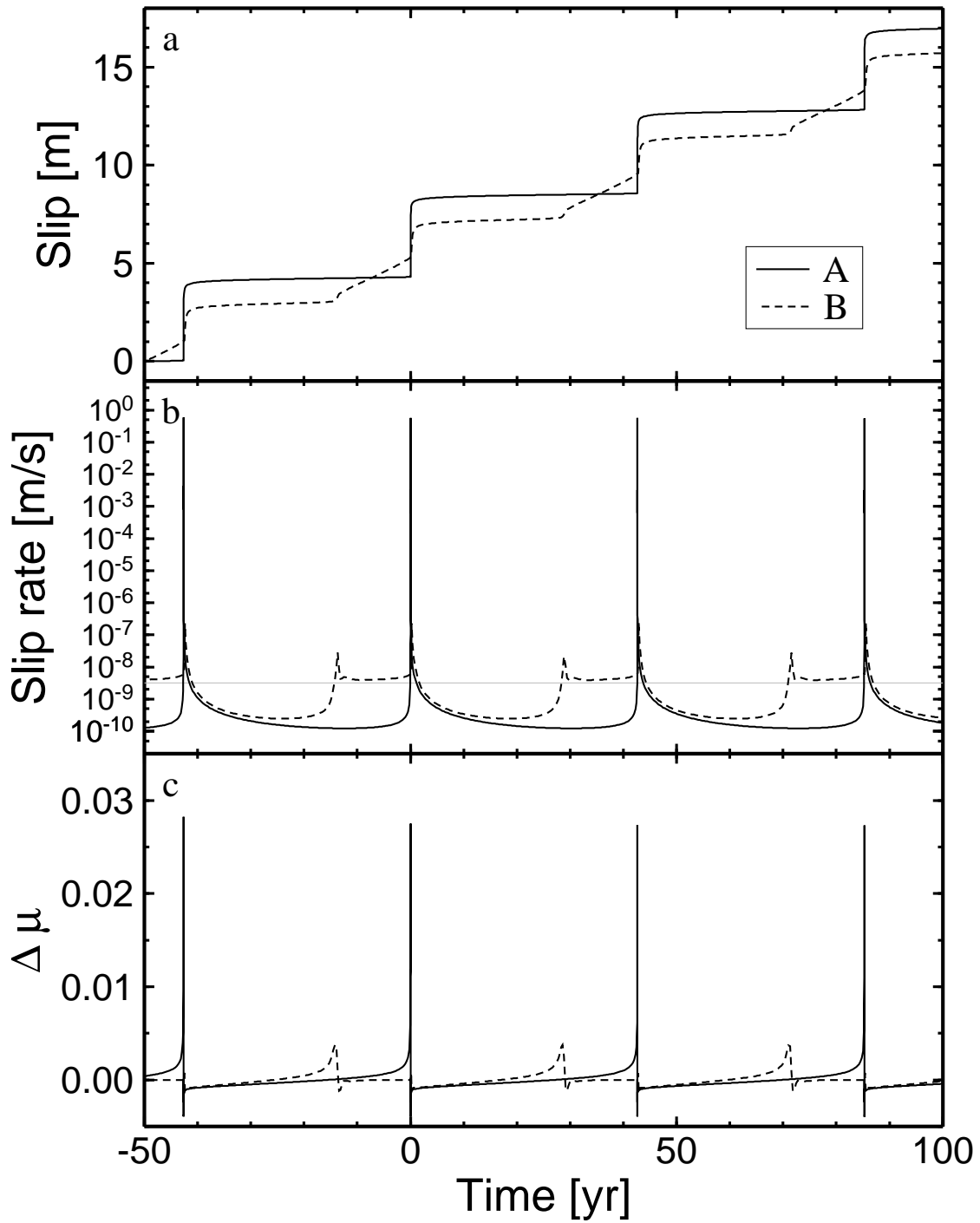


図 5.2: $H = 200$ km のケースの (a) すべり量 u_i ; (b) すべり速度 V_i ; (c) 摩擦係数の差 $\Delta\mu_i$; の、位置 A, B における時系列. 時刻は図 5.1 と対応している. A, B の位置は図 5.1 に示した. (a) は図示したはじめの時刻からの相対的な累積すべり量を表している. また (b) の中に描いた灰色の線は駆動速度 V_p を示す.

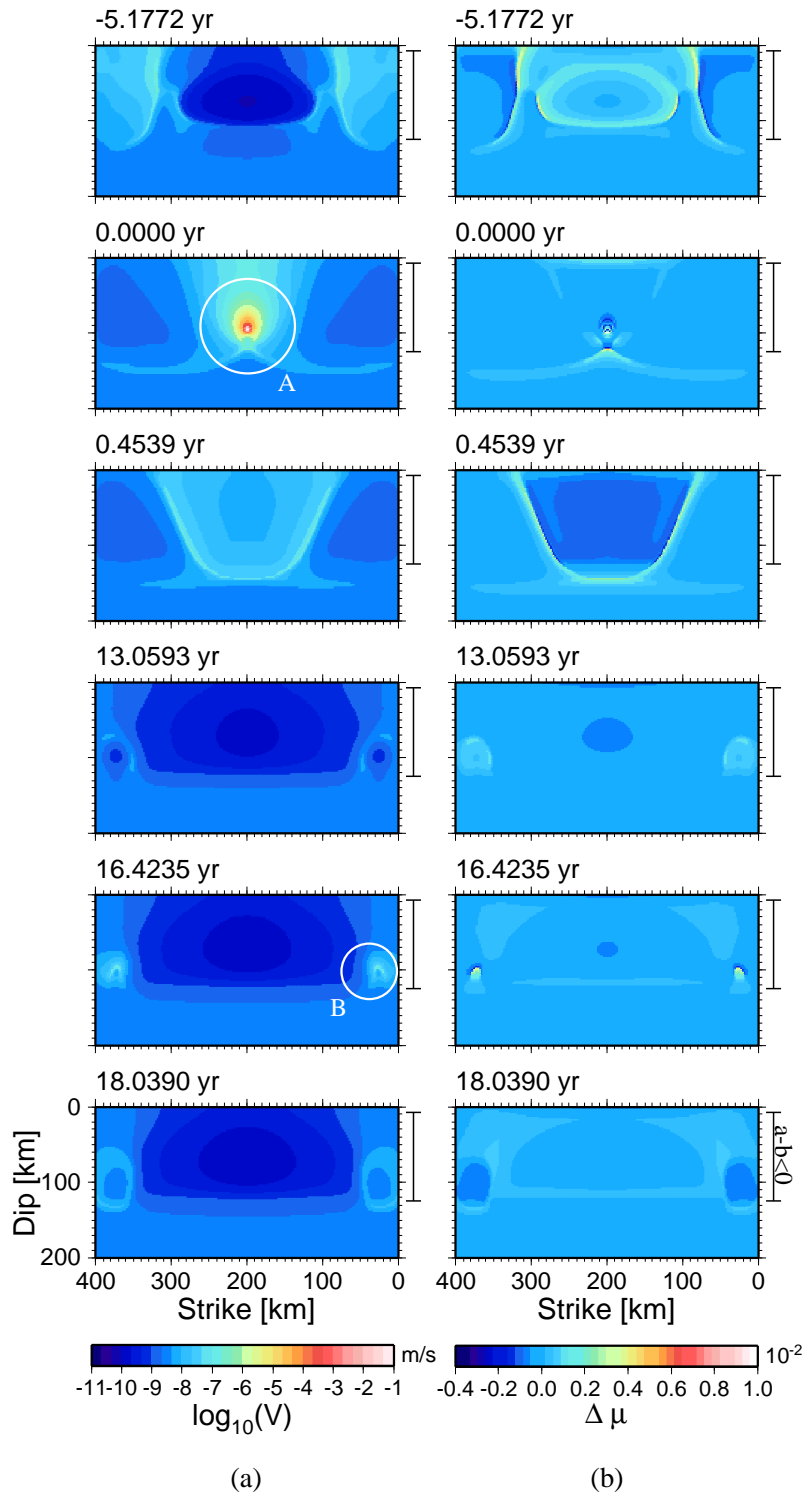


図 5.3: $H = 400$ km のケースの (a) すべり速度 V_i ; (b) 摩擦係数の差 $\Delta\mu_i$ の分布の時間変化. 点 A と B の時系列が図 5.4 に示されている. これらの点の座標 (x, ξ) はそれぞれ、A: (199 km, 95 km); B: (21 km, 101 km) である.

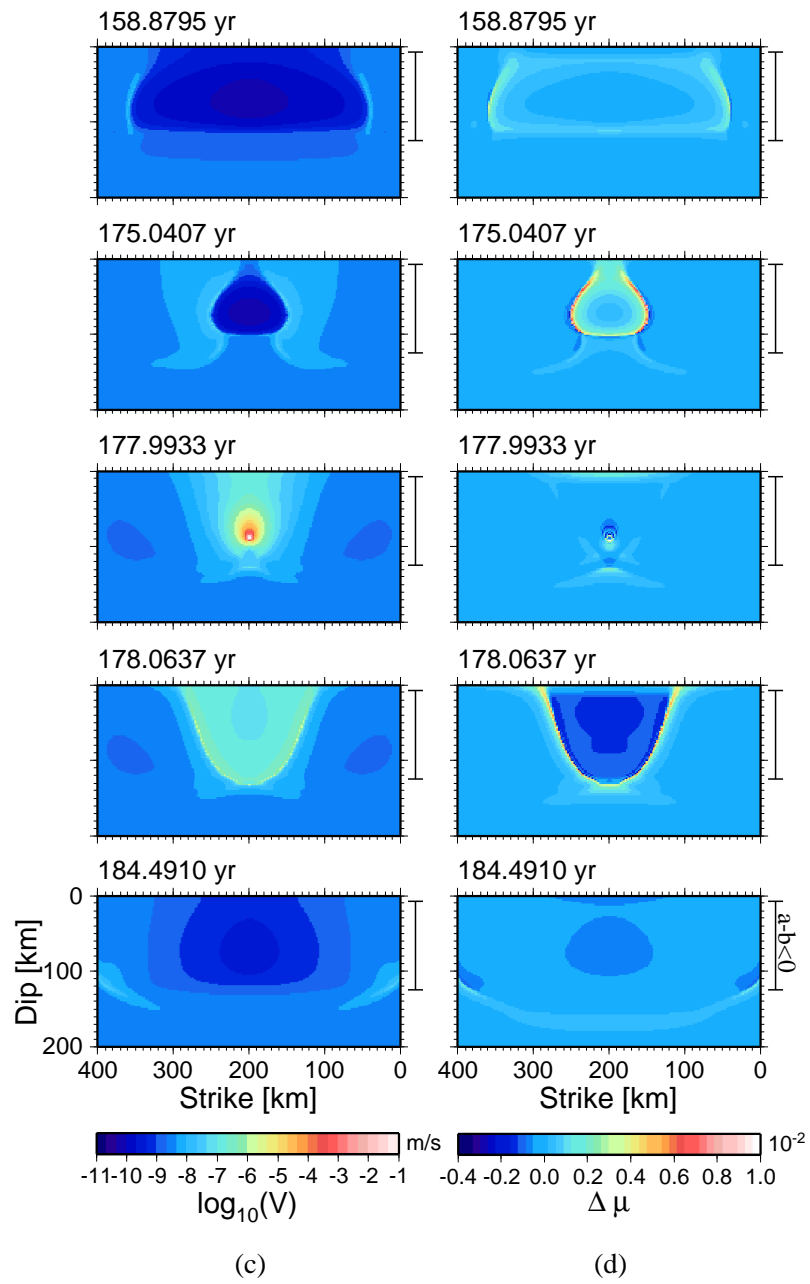


図 5.3: (続き) 別の時期の (c) すべり速度; (d) 摩擦係数の差; の分布の時間変化.

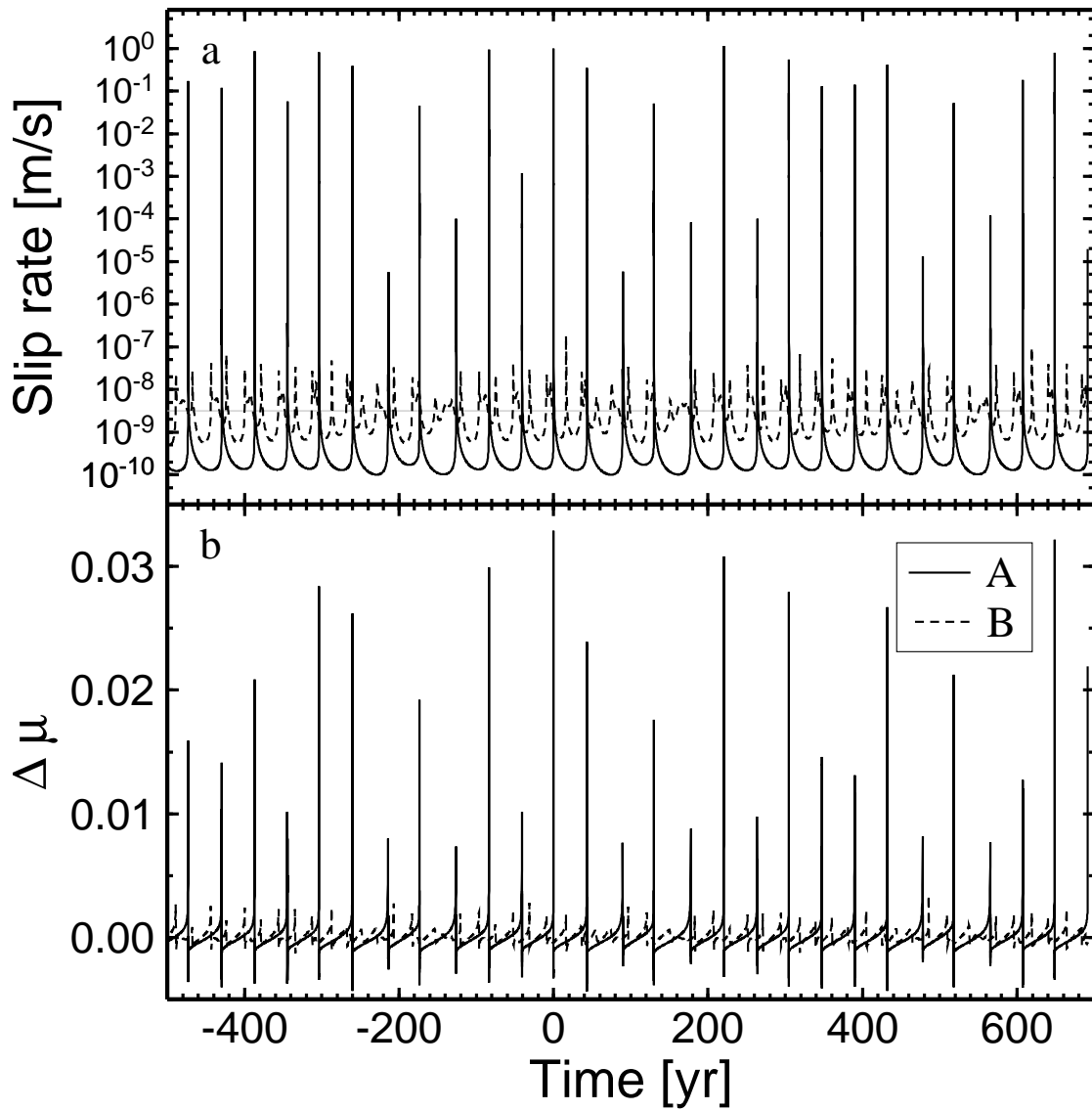


図 5.4: $H = 400$ km のケースの (a) すべり速度 V_i ; (b) 摩擦係数の差 $\Delta\mu_i$; の、位置 A, B における時系列. 時刻は図 5.3 と対応している. A, B の位置は図 5.3a に示した. (a) 中の灰色の線は駆動速度 V_p を表す.

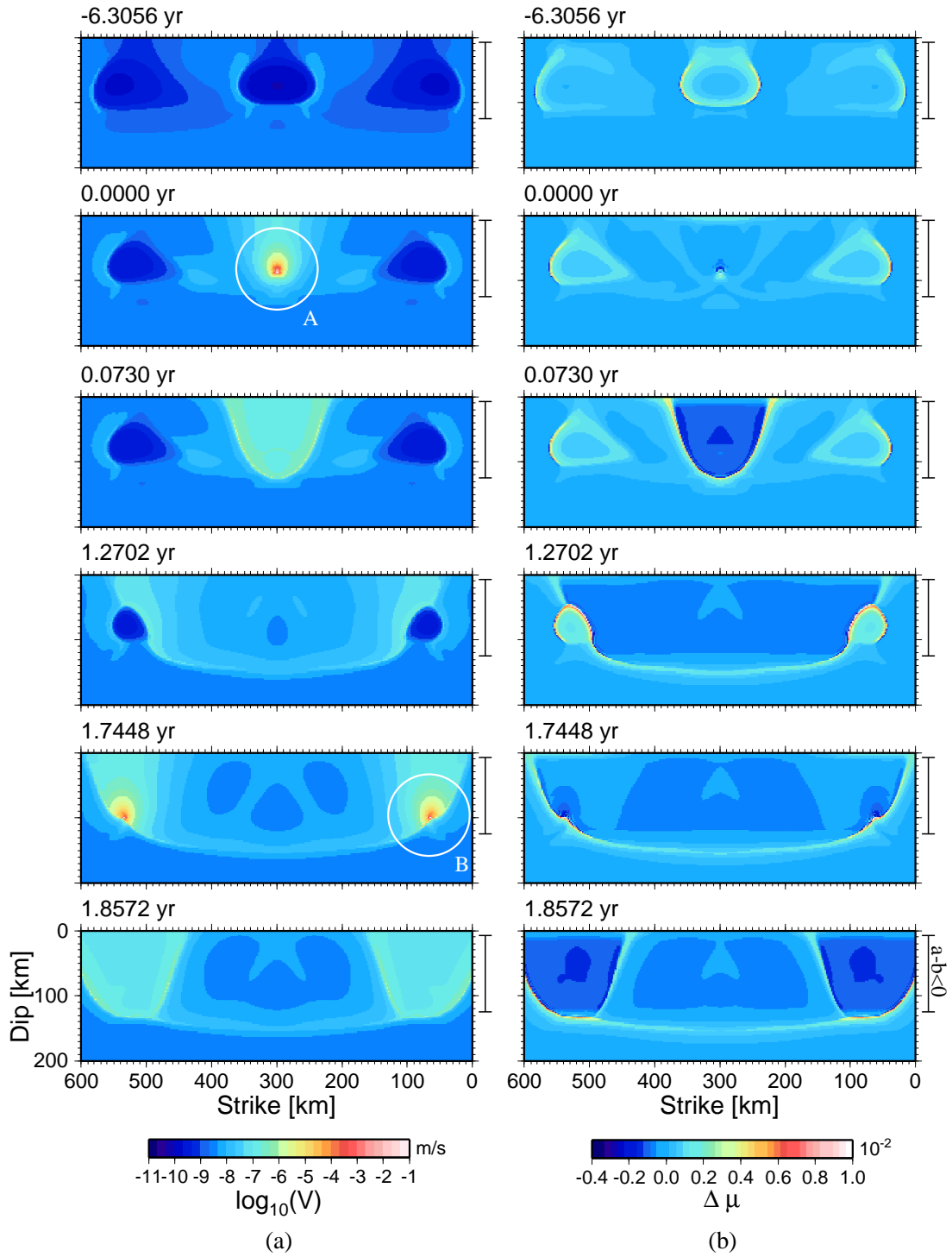


図 5.5: $H = 600$ km のケースの (a) すべり速度 V_i ; (b) 摩擦係数の差 $\Delta\mu_i$ の分布の時間変化. 点 A と B の時系列が図 5.6 に示されている. これらの点の座標 (x, ξ) はそれぞれ、A: (299 km, 87 km); B: (65 km, 99 km) である.

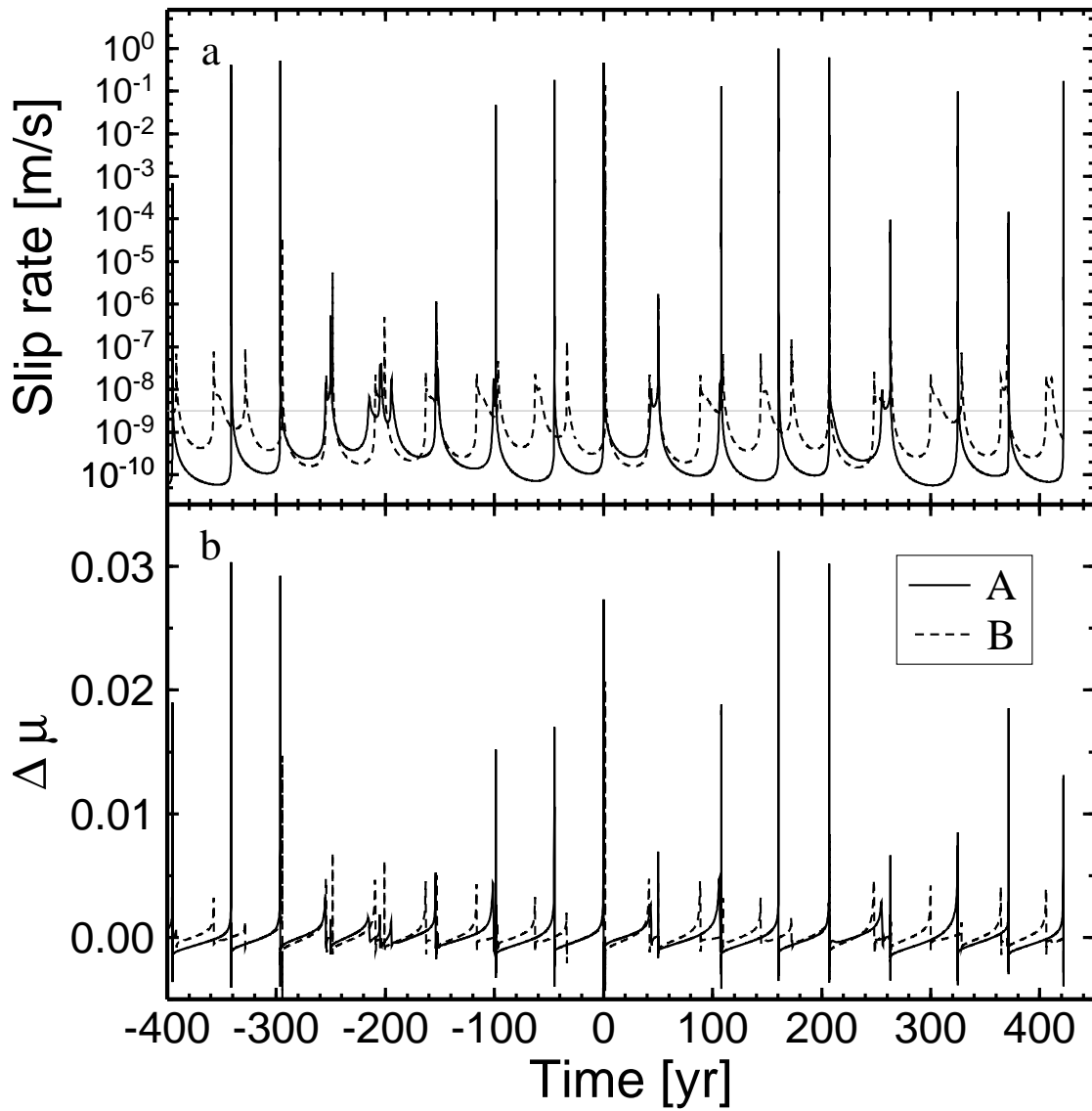


図 5.6: $H = 600$ km のケースの (a) すべり速度 V_i ; (b) 摩擦係数の差 $\Delta\mu_i$; の、位置 A, B における時系列. 時刻は図 5.5 と対応している. A, B の位置は図 5.5 に示した. (a) 中の灰色の線は駆動速度 V_p を表す.

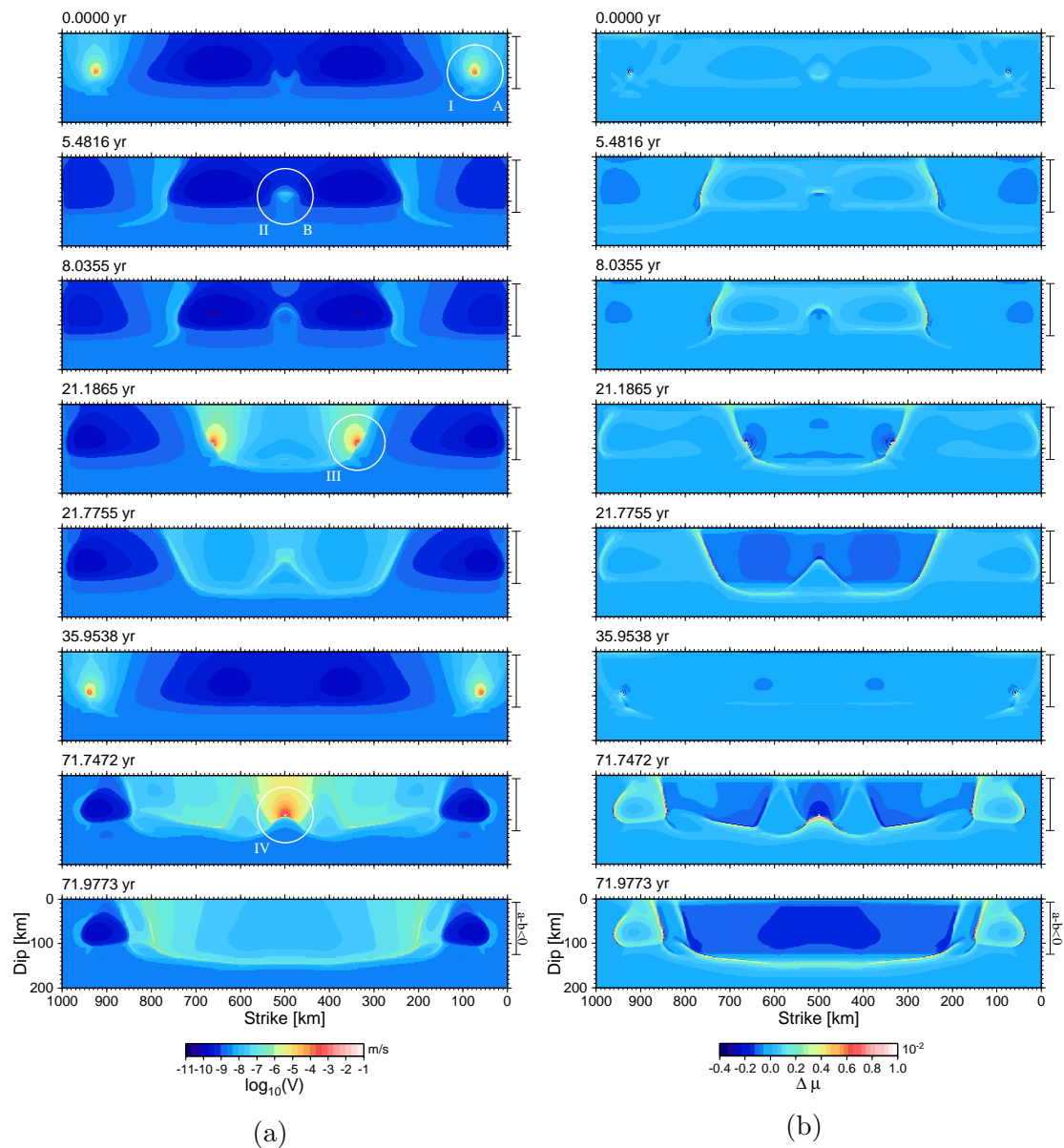


図 5.7: $H = 1000$ km のケースの (a) すべり速度 V_i ; (b) 摩擦係数の差 $\Delta\mu_i$ の分布の時間変化. ‘I’, ‘II’, ‘III’ および ‘IV’ と記した白い円は、発生時刻が図 5.8 に表示されているすべりイベントを示す. また点 A と点 B の時系列が図 5.8 に示されている. これらの座標 (x, ξ) はそれぞれ、A: (75 km, 89 km); B: (499 km, 87 km) である.

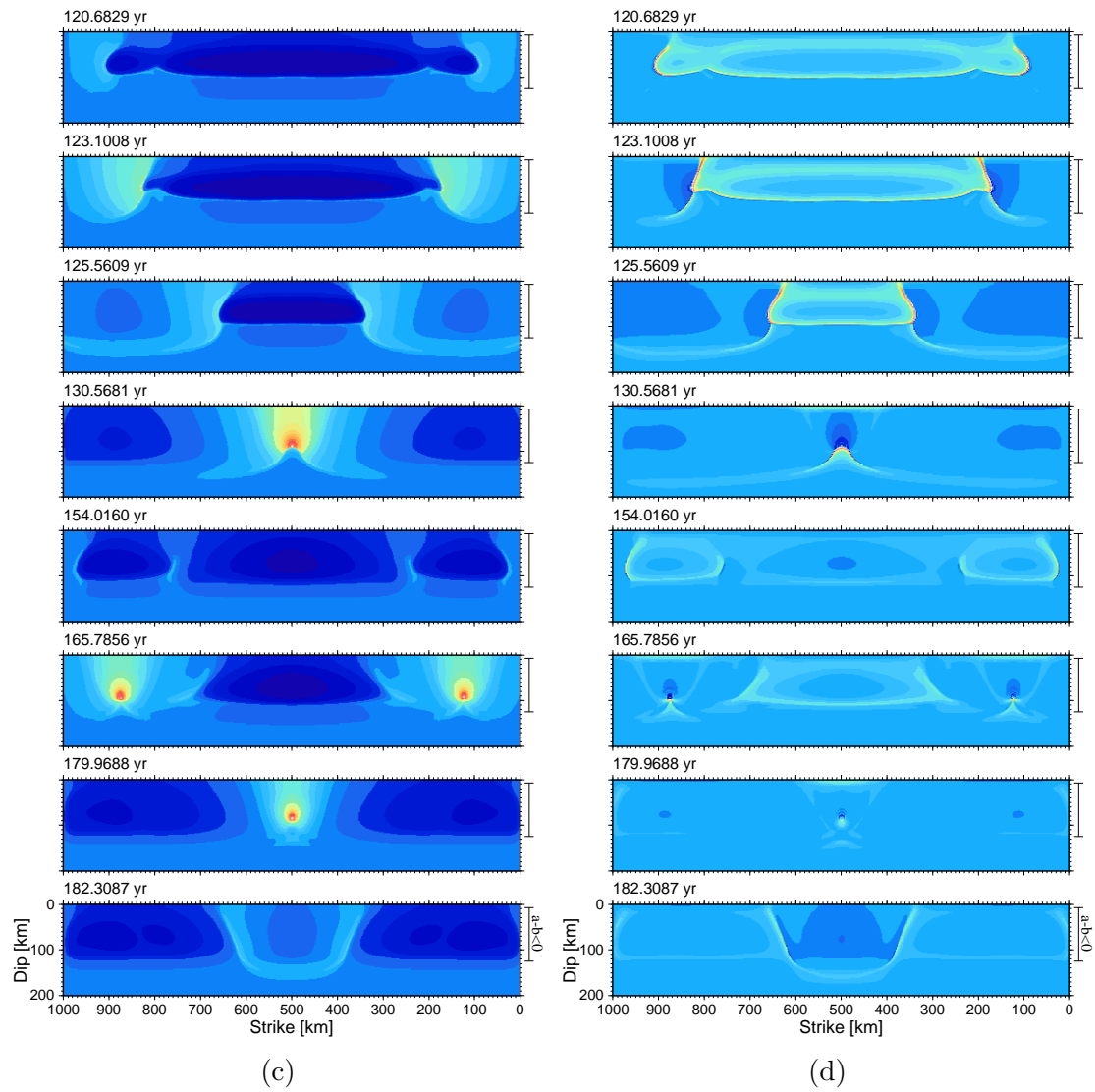


図 5.7: (続き) 別の時期の (c) すべり速度; (d) 摩擦係数の差.

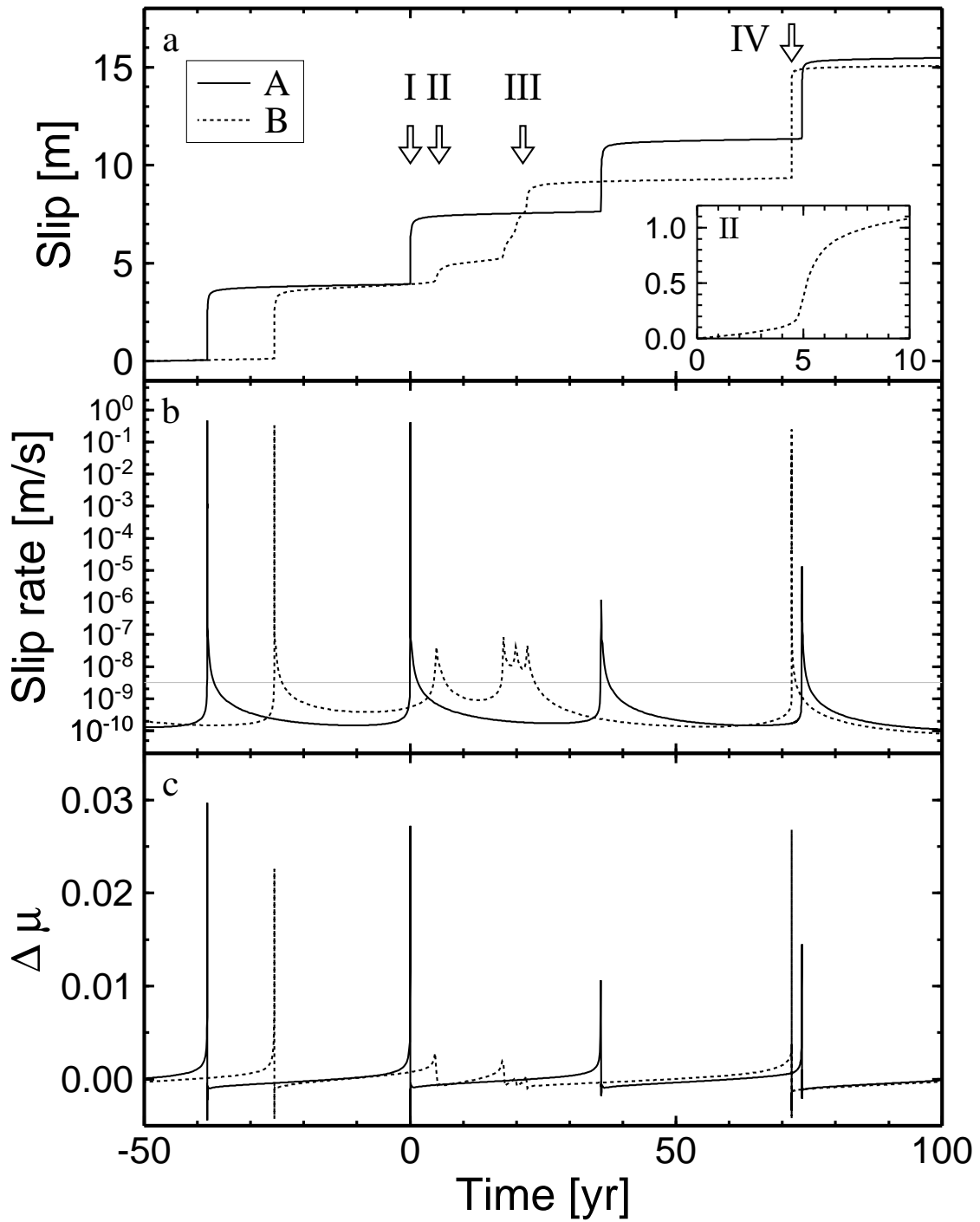


図 5.8: $H = 1000$ km のケースの時系列. 図示の仕方は図 5.2 と同様. I - IV と記した時刻は図 5.7 に白い円で示したイベントの発生時刻である. また点 A, B の位置は図 5.7 に示されている. インセットには, イベント II のスロースリップイベント時のすべりの時間変化を拡大して表示した.

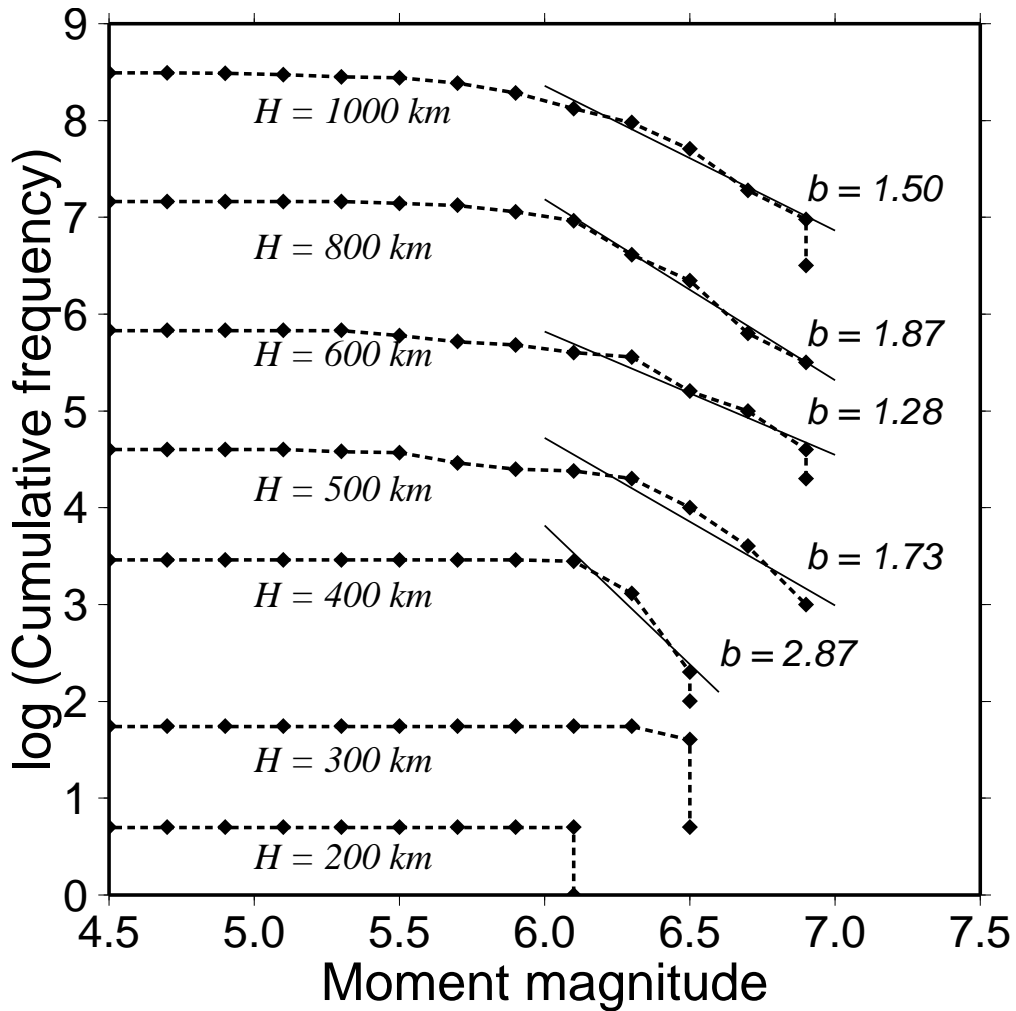


図 5.9: 各ケースの地震のモーメントマグニチュードの累積頻度分布. 縦軸は見やすいように適当にずらして表示した. 式 (3.3) を最小 2 乗法によってあてはめた結果を直線で示した. その時の傾き (b 値) の推定値も表示した. 地震の統計を取った期間の長さはそれぞれ: 130 年 ($H = 200$ km のケース), 550 年 (300 km), 1200 年 (400 km), 1100 年 (500 km), 820 年 (600 km), 830 年 (800 km), 1300 年 (1000 km); である.

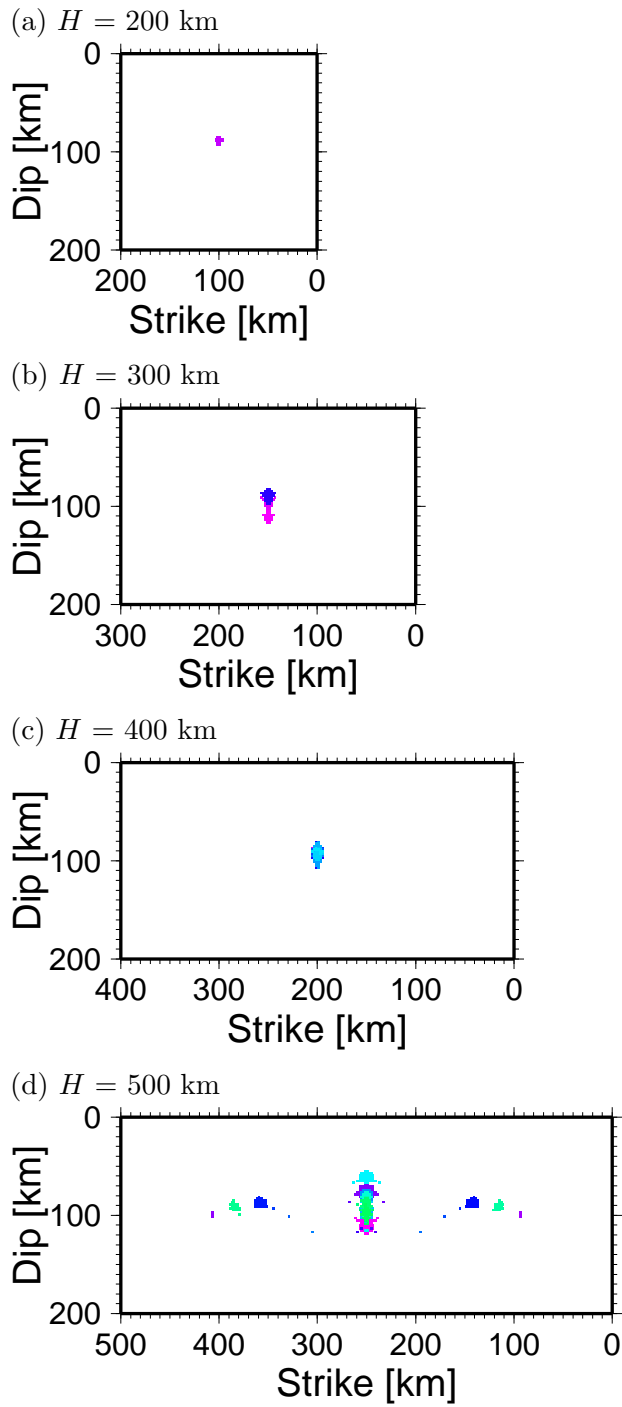
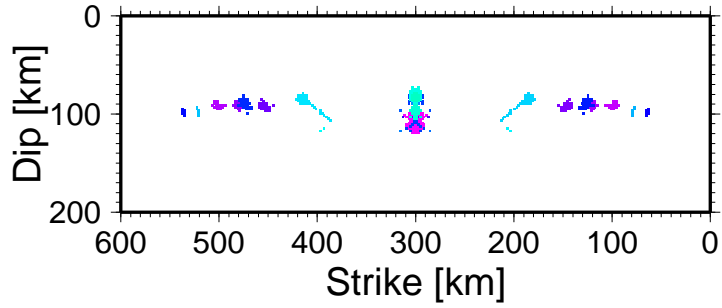
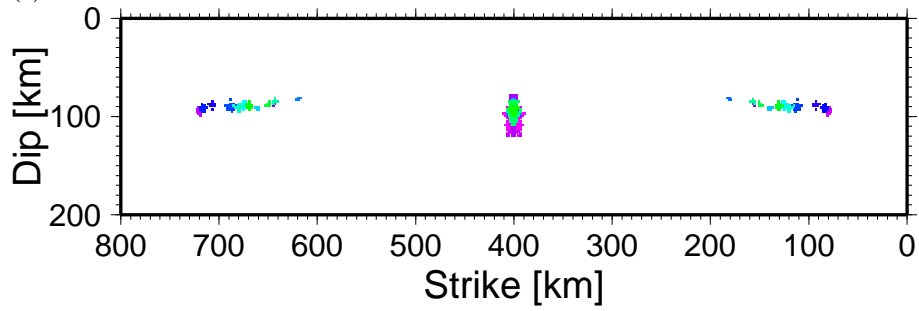


図 5.10: 地震時のすべり領域. 異なるイベントですべった領域は別の色で表示している.
 図 5.9 に記載した期間に発生したイベントをプロットした.

(e) $H = 600$ km



(f) $H = 800$ km



(g) $H = 1000$ km

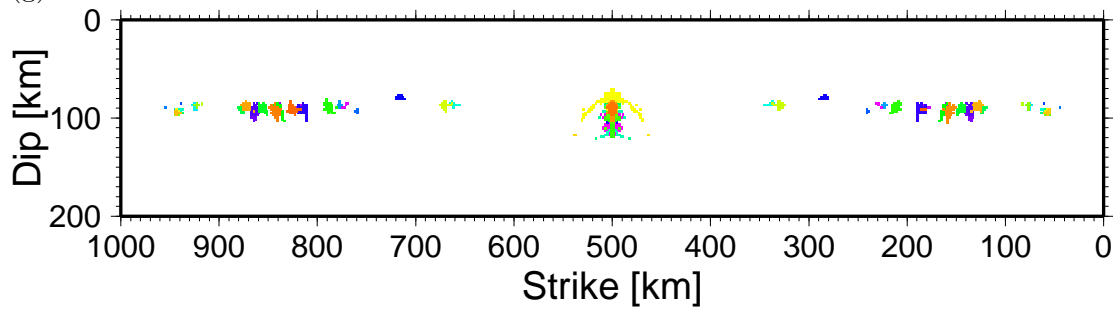


図 5.10: (続き)

6. 議論

6.1 地震規模の多様性

本研究で行った、沈み込み帯での海溝型地震サイクルの3次元数値シミュレーションでは、地震発生帯の走向方向の大きさを変えることで、これまでの研究 (Stuart, 1988; Kato and Hirasawa, 1997, 1999b,c; Kuroki et al., 2002; Hirahara, 2002) のように大地震がほぼ周期的に発生する固有地震的挙動 (Shimazaki and Nakata, 1980; Schwartz and Coppersmith, 1984) を示すだけでなく、発生する地震サイズにある程度の多様性が生み出されること、さらにその地震規模の頻度分布は Gutenberg-Richter の関係 (Gutenberg and Richter, 1944) に近い分布が現れることが示された。

本研究のモデルでは、地震発生帯内の摩擦の性質は走向方向には一様な分布を与えた。しかしながら、地震発生帯の浅部と深部に加え、両翼にも、安定すべり領域 ($a - b > 0$) と不安定すべり領域 ($a - b < 0$) との境界がある (図 4.2)。これは、この系に2つの特徴的なサイズが存在することを意味している。1つは地震発生帯の走向方向のサイズ (H)、もう1つはその傾斜方向の幅 (W) である。本研究の数値シミュレーションでは、 H と W が同程度の大きさの場合に固有地震的挙動が現れ、 H が W と比較してかなり大きい場合に、フラクタルに近い性質をもつ挙動が現れた。既に結果の章の小節 5.2.4 で述べたように、安定すべりの領域はバリアとしてふるまう。これにより、前者では、縦方向と横方向の両方のサイズがすべり挙動を制約している。一方、後者では、横方向のすべり挙動に与える制約は比較的緩く、すべり挙動の自由度は比較的大きくなる。このように考察すると、前者のような固有地震的挙動が現れるような場合は、より特別で稀であると考えられる。これらの結果は Gutenberg-Richter の関係を生み出すようなメカニズムは断層という系に内在された性質であり (例えば, Carlson et al., 1991)、固有地震的な挙動を生み出すためには、アスペリティモデル (例えば, Lay and Kanamori, 1981) で想定しているアスペリティのように、摩擦性質がある程度均一な、空間的に局在化した領域が必要であろう。

本研究のモデルで発生した地震のサイズは、大きい H の場合でも、自然で観測されている地震サイズの範囲に比べて、狭い範囲のものしか再現できなかった。すなわち、発生した地震サイズには下限と上限がある。小節 5.2.7 に記載したように、このモデルで発生した最小の地震は M_w 4.8 であった。これは数値計算にともなう空間的な離散化の影響

である。本研究で採用したセルサイズは $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ であるが (4.2 節)、1 つのセルで例えば 0.1 m 変位すれば M_w 4.7 となる (式 B.2, B.3)。よってより小さいセルサイズに離散化できれば、より小さいサイズの地震が再現できると期待される。他方、最大の地震は M_w 7.0 であった。これは沈み込み帯で発生する M 8 を越えるような巨大地震と比較すると、かなり小さい規模である。これは、仮定した摩擦パラメタの値が適当ではなかったことに起因すると考えられる。より大きい地震の発生を再現するためには、別の摩擦パラメタを適用した試行、特により大きい $b - a$ の値を適用したシミュレーションが必要であろう。4.2 節で述べたように、本研究では、Kato and Hirasawa (1997) が彼らの 2 次元のモデルに適用した摩擦パラメタの値を、3 次元モデルにそのまま適用した。彼らはその摩擦パラメタの値を用いて、 M 8 クラスに相当する巨大地震の発生サイクルを再現している。このことは、3 次元モデルには、2 次元モデルに使われている摩擦パラメタの値とは違う値を適用すべきであるということの意味している。実際、岩石の摩擦すべり実験では、 $|a - b|$ は 10^{-3} のオーダーの値が報告されている (例えば, Blanpied et al., 1995)。これは Kato and Hirasawa (1997) や本研究で適用された $|a - b| = 2 \times 10^{-4}$ にくらべるとかなり大きい。

6.2 すべり速度の多様性

本研究の数値シミュレーションでは、スロースリップイベントと呼ぶべきイベントが発生した。これまでの研究では、摩擦の性質に空間的な不均質性が存在する場合にスロースリップイベントが発生することが指摘されている (例えば, Kato and Hirasawa, 1997, 1999a)。Kato and Hirasawa (1997) は負の $a - b$ をもつ領域の大きさと定義される有効断層長 l_{eff} を導入し、 l_{eff}/l_c が小さい場合に地震カップリングも相対的に小さくなる、すなわち非地震性すべりの割合が大きくなることを示した。ここで l_c は臨界断層長 (式 2.10) である。

これとは対照的に、本研究では、スロースリップイベントは通常の地震が発生する場所でも起こりうることを示した (小節 5.2.7)。一般に、すべりイベント (地震、スロースリップイベントを問わない) ですべった領域では、イベント前と比較して、イベント後には剪断応力が降下する。しかしながら H の大きい場合、1 つの地震の破壊フロントが地震発生帯全体に伝播し、全領域の応力状態を初期化することは、もはやできなくなる。その結果、剪断応力レベルが高いままのすべり残しの領域ができる。そして次のイベントはそのようなすべり残しの領域で発生することになる。このとき、前回のイベントですべり量の大きかった領域は、もう一度すべることができるだけの十分な剪断応力をまだ蓄積していないので、このすべり残しで発生したイベントに対してはバリアとしてはたらく。このよ

うに、前回のすべり領域、言い換えれば低応力領域は、次のイベントに対しては、安定すべり領域と同じ効果をもつ。すなわち上で述べた l_{eff} はすべり残しの大きさによっても定義することができるだろう。よって、本研究のモデルのように摩擦特性の不均質な分布がない場合でも、自己保持される不均質な応力分布のみから小さい l_{eff}/l_c が作り出され、スロースリップイベントが発生する。

実際に観測されているスロースリップイベントが、全てこのようなメカニズムで発生しているならば、スロースリップイベントのサイズは l_c 程度より大きくはなれないことを意味している。すなわち、巨大スロースリップイベントと呼べるようなイベントは、非常に起こりにくいことが予想される。逆に、スロースリップイベントの観測例を蓄積していくことで、その大きさの頻度分布などから発生メカニズムを制約できる可能性がある。

6.2.1 スロースリップイベント・プレスリップの解釈

ここでの議論に関連して、それぞれ数例の観測例が報告されているスロースリップイベント (小節 3.1.5 参照) とプレスリップ (小節 3.1.6) の実体を、震源核形成過程 (小節 3.4.2) との関係と合わせて考察する。

既に述べたように、図 5.8 には地震 (イベント I, IV) とスロースリップイベント (イベント II) の震源時間関数が示されている。両者の変位の時間変化を比較すると、地震発生前のすべりの進展の程度、すなわちすべり速度は違う。しかしながら 6.1 に示すように拡大してみると、両者の間に本質的な違いはなく、すべり速度と時間スケールが異なるだけであると考えられる。このように、震源核形成過程とスロースリップイベントは川崎・岡田 (2001) が指摘したように同じ現象であると言えるかもしれない。

一方、応力分布の観点から考えると、6.2 節で議論したようにスロースリップイベントは起こるべくして起こったと言える。すなわち、地震とスロースリップイベントとの違いは、イベントが発生する前の応力分布が本質的であり、その後のすべり速度が地震性となるか非地震性となるかは 2 義的である。また、すべり挙動の予測をするためには、現在の応力の空間的な分布を知ることが本質的に重要であると言える。

数例の観測事例が報告されているプレスリップ (小節 3.1.6 参照) は上で議論した震源核形成過程の可能性もあるが、地震前すべり (5.1 節) を観測した可能性もある。それらの報告例の多くでは、本震のすべり領域の深部延長の領域にプレスリップが発生したと解釈している。本研究では 5.1 節に記述したように、地震前すべりは本震領域の深部領域にも発生するが、走向方向に隣接する領域にも発生する。1944 年東南海地震の前日と当日直前に、震源から 200 km 以上も離れた掛川付近で検出された水準測量の異常値 (Sato, 1977; 茂木, 1982) や、GPS でとらえられた 1997 年 12 月の Kronotskoe 地震に先行する地殻変

動から推定された地震前のすべりのソースが、本震の CMT 解の位置から 100 km 以上走向方向に離れた場所に位置しているケース (Gordeev et al., 2001) が、そのように走向方向に伝播した地震前すべりを検出したものかもしれない。だが実際の地表付近で行っている地殻変動の観測では、地震前すべりとスロースリップイベントを見分けるのは難しいと考えられる。

ただし、本研究の数値シミュレーションの結果現れたスロースリップイベントは、その時定数が 1 年間以上という長いものである (図 5.8)。現実には時定数が数日程度のもも報告されている (例えば、広瀬・他, 2000; Sagiya, 1997; 中川・他, 2000)。このような時定数の短いものに関しては、摩擦パラメタの違いや不均質性だけでなく、芝崎・飯尾 (2002) が指摘したような別の機構をもつ摩擦則を考慮する必要があるかもしれない。

6.3 地震の複雑性の起源

本研究で見られた、地震発生帯の走向方向の大きさ H の変化にともなうすべり挙動の変化は、小節 5.2.1、5.2.3 や 5.3 節で述べたように、地震前すべりの伝播開始のタイミングと地震の破壊が両翼の安定すべり領域へ到達するタイミングとの前後関係が第 1 義的に決めている。そして、この過程の結果として、 $H \geq 400$ km のケースではすべり残しが形成された。これは剪断応力の不均質な分布が自発的に作り出されることを意味している。この結果は Burridge and Knopoff モデル (Burridge and Knopoff, 1967) に基づく研究 (例えば、Carlson et al., 1991; Kumagai et al., 1999) の結果とも調和的である。

ここではまず、すべり残しができるのに必要な破壊伝播の停止について小節 6.3.1 で議論する。次に、本研究では地震発生帯と見なしてきた $a-b < 0$ 領域は、アスペリティ (小節 3.4.1 参照) あるいは断層パッチをモデル化するために導入されることがある (例えば、Stuart and Tullis, 1995) が、破壊の停止と関連して、アスペリティの壊れ方についてのインプリケーションを小節 6.3.2 で述べる。

6.3.1 地震の破壊伝播の止まりかた

地震の破壊伝播は必ず止まる。しかしながら、線型破壊力学のクラック理論によれば、クラック先端への応力集中によって、クラック先端の亀裂の伸長は止まることができない。このパラドックスを説明するため、地震の研究者は通常、例えばバリア (Das and Aki, 1977) のような、媒質の強度の不均質性を導入する。最近 Kame and Yamashita (1999) は、クラック先端の亀裂の伸長の方向が変わる効果を導入すれば、強度が均質な媒質であっても、クラック先端の動的破壊伝播が自発的に停止できることを示した。他方、本研究では断層の幅の上限と下限を地震発生帯の深さ範囲に制約された平面の低角逆断層において、走向

方向への破壊伝播がある有限の距離で止まることを、準静的な仮定のもとで示した。

このように、走向方向へ伝播する破壊フロントが止まる理由の1つは、5.1節で述べたように、イベント時の破壊伝播にともない、その破壊フロントでは剪断応力が低下するためである。このことを理解するため、1つのイベントによる破壊フロントの広がりを楕円クラックと見なし、楕円の短軸方向に一樣な剪断応力が載荷された無限媒質中の楕円クラックの先端における応力場を考察する。この問題は付録Cに示した。図C.1bに示したように、クラックの短軸の長さ (d) が一定で長軸方向に先端が伸びる (c が大きくなる) 場合、楕円クラックのアスペクト比が大きくなる (d/c は小さくなる) につれて、長軸方向のクラック先端でのモード III の応力拡大係数 K_{III} は減少する。すなわち、クラック先端は、伸長とともに止まりやすくなる。このメカニズムは、沈み込み帯のプレート境界型地震の断層長やすべり領域のアスペクト比をコントロールしているかもしれない。

破壊フロントの伝播が停止するもう1つの理由は、6.3節で議論した自発的に作り出される応力の不均質分布である。本研究のモデルでは、これら2つの要因が破壊伝播の停止に寄与している。

6.3.2 アスペリティの壊れ方

小節3.4.1で触れたように、地震波形を用いた震源過程の解析(永井・他, 2001)や、相似地震の研究(Nadeau and Johnson, 1998)等によって、断層上のほぼ同じ領域が、その場所の地震サイクルにおける別の時期の地震で繰り返し破壊していることが報告されてきている。このような結果は通常、時間的にほぼ不変でまわりの領域とくらべて高い強度をもち、それぞれ固有のサイズと強度をもっているアスペリティ領域が存在する、と解釈されている。

本研究の $a - b < 0$ 領域はこのアスペリティの性質を満たしており、したがって1つの大きなアスペリティの破壊様式を調べたとも考えることができる。その結果は、アスペリティモデルで暗黙に仮定されているように、地震はアスペリティの全面積を常に破壊するとは限らず、また同じアスペリティ上で発生する別の地震時には、地震時のすべり量の大きい領域が変化する可能性を示すものである。換言すれば、観測から推定されるすべり量の大きい領域が、アスペリティや断層パッチと呼ばれる、他の領域とは摩擦の性質が異なる領域を意味している、という仮説を証明するには、すべり量の分布を観測するだけでは不十分であろう。

アスペクト比

5.2 節で個別の各ケースに見られた結果は、アスペリティの走向方向の大きさと解釈できる H が大きくなるにつれ、1つの地震でアスペリティ全体をすべらせることができなくなることを示している。ここで本研究のモデルでは、アスペリティ (地震発生帯) の傾斜方向の幅 W は一定で、かつ発生した全ての地震で傾斜方向には W の範囲全体を破壊している。以上の結果は、震源断層領域の走向方向の大きさ (l) またはアスペクト比 (l/w ; w は震源断層の幅) に上限があることを意味している。

個別のケースをもう一度確認してみる。 $H = 300$ km 未満のケースでは、発生する地震の破壊フロントは常に H 全体に伝播し、両翼の安定すべり領域に達した。すなわち $H = 300$ km のケースでは $l = 300$ km であるので、アスペクト比は $l/w = 2.6$ となる。 $H = 400$ km のケースでは、中央部の地震の両隣の領域にスロースリップイベントが発生するので $l = H$ とはならず、アスペクト比も $H = 300$ km の場合よりも少し大きくなる程度である。 $500 \text{ km} \leq H \leq 800 \text{ km}$ のケースでは走向方向の中央部の地震と両翼近くの地震が発生する。すなわち平均的には H の大きさの領域を3つの地震で埋めることになる。よって $H = 800$ km の場合 $l \sim H/3 \simeq 270$ km と考えられるので、アスペクト比 $l/w = 2.3$ となる。 $H = 1000$ km のケースでは中央部と両翼近く以外にも地震が発生するので、 l したがって l/w は 800 km の場合とほぼ同じか、それよりも小さくなる。よって数値シミュレーションによる地震のアスペクト比は、2-3 程度よりも小さい。

一方、実際の地震の震源断層では、縦ずれ断層の場合、平均的には $l/w \sim 2$ となることが報告されている (例えば, Geller, 1976; Henry and Das, 2001)。すなわち、本研究の結果はデータのばらつきの中に入っていると言える。このように観測された値との良い一致は、本研究で提案したメカニズムが結果的に沈み込み帯で発生する地震のアスペクト比を決めている可能性もあることを示しているかもしれない。もっとも、数値シミュレーションにおけるアスペクト比は、摩擦パラメタの値や断層面の傾斜等に依存すると考えられるので、さらに検討が必要である。

近代的な観測機器での記録がある最大の地震のうちの2つが1960年チリ地震 (M_w 9.5) と、1964年アラスカ地震 (M_w 9.2) である。これらの地震の断層長 l はそれぞれ、800 km (Kanamori and Cipar, 1974) および 600 km (Kanamori, 1970) と推定されている。これらは表面波を使った解析によって推定された値である。これらのような大地震では、断層のアスペクト比も、上で述べた値よりも一見するとかなり大きいように思える。しかしながら、これらのような非常に大きな領域が一様に破壊されたのではなく、複数のすべり量の大きい領域が分布しているということが、より新しい研究から指摘されている (Barrientos and Ward, 1990; Johnson et al., 1996)。

このような観測例と、本研究の結果を考え合わせると、アスペクト比の非常に大きい地震の発生は、かなり稀なことだと考えられる。本研究の結果では、例えば $H = 500$ km のケースで見られたように、端に近い場所で発生する地震の発生サイクルは、中央付近で発生するより大きい地震の発生に影響されているが、毎回連動するわけではなく、7, 8 回に 1 回程度だけほぼ同時に発生する。これは巨大地震が発生するためには広い面積にわたって応力状態がほぼ揃っている必要があることを示唆している。このような考え方が、例えば 1968 年十勝沖地震と 1994 年三陸はるか沖地震は、すべり領域が一部重なっているが、両者で同じ破壊を繰り返さなかった (永井・他, 2001) というような複雑な挙動を理解するためには必要であろう。

6.4 本研究で用いた摩擦パラメタ

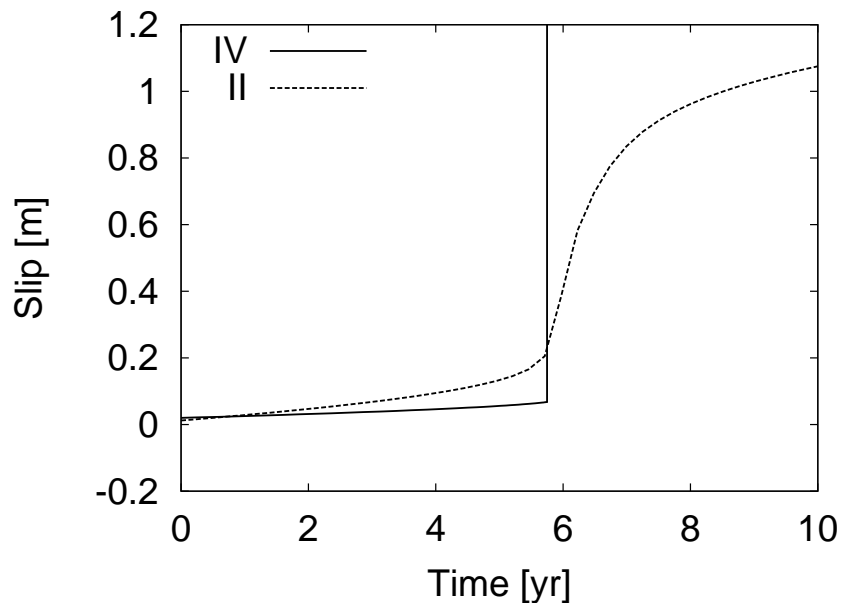
6.1 節で議論したように、本研究で適用した摩擦パラメタの値は、Kato and Hirasawa (1997) が 2 次元モデルで海溝型の巨大地震を再現したパラメタであるが、本研究の 3 次元モデルではそのような巨大地震は発生せず、より小さい M_w 7.0 の地震が最大のものであった。このように、本研究で仮定した摩擦パラメタの範囲は、プレート間の相対運動によって蓄積される地震モーメントのうちプレート境界型地震で解放される割合で定義される地震カップリングが、小さい範囲であると言える。実際、例えば $H = 200$ km のケースでは、図 5.10a に見られるように、地震時すべり領域の面積は地震発生帯の全面積の 0.24 % に過ぎない。また地震時すべり領域における、地震時の平均すべり量は 1.36 m であるのに対して、1 回の地震サイクルの間のプレート間の相対変位量は 10 [cm/yr] \times 42.6 [yr] = 4.26 m である。これより地震カップリング係数は 0.077 % という非常に小さいものになる。また、地震性すべり領域だけを考えた場合でも、地震カップリング係数は $1.36/4.26 = 0.32$ という小さい値である。

$M 8$ を越える巨大地震が繰り返し発生している南海トラフでは、地震カップリング係数は例えば 0.5 という値が報告されている (Peterson and Seno, 1984)。このような強い地震カップリングの領域でのすべり挙動を再現するには、より大きな $b - a$ や、より小さい L の値が必要であると考えられる。そのような場合には、地震時すべりの割合が大きくなり、また地震時にすべる面積も大きくなると期待される。

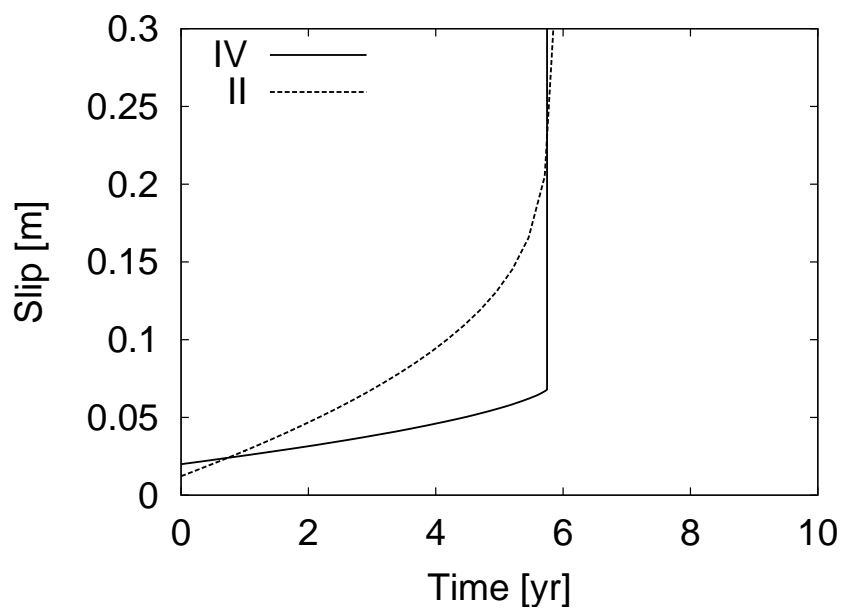
本研究の結果では $H = 300$ km 以下で固有地震と呼べる規則的挙動を示し、 $H = 400$ km 以上では地震サイズに多様性が現れたが、そのようなすべり挙動が変化する H の値は、地震カップリングの大きいケースではより大きい方向へシフトすると考えられる。しかしながら、5.1 節で見たような一般的な挙動は定性的には変わらないと考えられるので、すべり挙動が遷移する H はやはり存在し、それよりも H が大きい場合には 5.3 節で見た

ような挙動の遷移が現れると考えられる。

そのような地震カップリングの強いケースでの挙動を数値シミュレーションで確かめるためには、より小さいセルサイズを使用する必要がある。これは計算量がさらに増えることを意味している。現段階では、利用できるコンピュータの能力の制約のためにそのようなケースの実行は難しいが、将来より高速なコンピュータが利用可能になれば、上に述べたことが検証可能になると期待される。



(a)



(b)

図 6.1: 図 5.8 ($H = 1000$ km) に示した地震 (IV) とスロースリップイベント (IV) の震源におけるすべり量の時系列の拡大図. 2つのイベントが重なるように縦軸と横軸をずらした. (a) と (b) は同じものだが、縦軸のスケールが異なる.

7. 結論

本研究では、3次元数値シミュレーションによって、走向方向に一様な摩擦の性質をもつ沈み込み帯のプレート境界の断層でのすべり挙動を調べた。そして再現された地震サイクルの挙動が、地震発生帯の走向方向の大きさ H に依存して (1) 規則的繰り返し挙動; (2) 遷移的挙動; (3) 複雑な挙動; のような3つの挙動を示す領域にわかれることを明らかにした。領域 (1) では、走向方向の中央部で発生する固有地震が周期的に発生する。領域 (2) では、地震の大きさがある程度の範囲で変調する。中央部だけでなく、領域の両端に近い場所でもイベントが発生する。領域 (3) では中央部と両端のイベントだけでなく、それ以外の場所で発生するイベントもある。地震が発生する場所でもスロースリップイベントが発生する。また、領域 (2) の一部と (3) では、地震規模の累積頻度分布が、限られたマグニチュードの範囲ではあるが Gutenberg-Richter の関係に近い、べき分布を示す。これらの多様性をもったすべり挙動は、自発的に発達した不均質な応力分布によって生み出される。

付録A 連立常微分方程式

本研究では、式 (4.1)–(4.4) および (4.6) を連立させ、時間発展を記述した常微分方程式を数値的に解いている。ここではその具体的な定式を記載する。

解くべき方程式を再掲する。

$$\tau_i = \sum_j K_{ij}(V_{pt} - u_j) - \eta V_i \quad (\text{A.1})$$

$$\tau_i = \mu_i \sigma_i^{\text{eff}} \quad (\text{A.2})$$

$$\mu_i = \mu_0 + a_i \ln \left(\frac{V_i}{V_*} \right) + b_i \ln \left(\frac{\theta_i V_*}{L_i} \right) \quad (\text{A.3})$$

$$\frac{d\theta_i}{dt} = 1 - \frac{\theta_i V_i}{L_i} \quad (\text{A.4})$$

$$\mu_i^{\text{ss}} = \mu_0 - (a_i - b_i) \ln \left(\frac{V_*}{V_i} + \frac{V_*}{V_c} \right) \quad (\text{A.5})$$

まず摩擦係数 μ_i の時間微分を導出する。この過程で状態変数 θ_i を定常状態での摩擦係数 (式 2.4) を用いて消去する。そのための準備をはじめにしておく。式 (A.3) と (2.4) より

$$\begin{aligned} \mu_i - \mu_i^{\text{ss}} &= b_i \ln \left(\frac{V_i \theta_i}{L_i} \right) \\ \Leftrightarrow \theta_i &= \frac{L_i}{V_i} \exp \left(\frac{\mu_i - \mu_i^{\text{ss}}}{b_i} \right) \end{aligned} \quad (\text{A.6})$$

摩擦係数 μ_i の時間微分を実行する。以下では時間微分を例えば \dot{V} のようにドットで表記する。式 (A.3) より

$$\begin{aligned} \dot{\mu}_i &= \frac{a_i}{V_i} \dot{V}_i + \frac{b_i}{\theta_i} \dot{\theta}_i \\ &= \frac{a_i}{V_i} \dot{V}_i + \frac{b_i}{\theta_i} \left(1 - \frac{\theta_i V_i}{L_i} \right) \quad (\because \text{A.4}) \\ &= \frac{a_i}{V_i} \dot{V}_i + \frac{b_i}{\theta_i} - b_i \frac{V_i}{L_i} \\ &= \frac{a_i}{V_i} \dot{V}_i + b_i \frac{V_i}{L_i} \left\{ \exp \left(-\frac{\mu_i - \mu_i^{\text{ss}}}{b_i} \right) - 1 \right\} \quad (\because \text{A.6}) \end{aligned} \quad (\text{A.7})$$

と表される。なお μ_i^{ss} は式 (A.5) で評価する。

準静的な力のつりあいを仮定する。その場合、式 (A.1) と式 (A.2) が等号で結ばれる。

$$\mu_i \sigma_i^{\text{eff}} = \sum_j K_{ij}(V_p t - u_j) - \eta V_i \quad (\text{A.8})$$

この式の両辺の時間微分をとると

$$\dot{\mu}_i \sigma_i^{\text{eff}} = \sum_j K_{ij}(V_p - V_j) - \eta \dot{V}_i \quad (\text{A.9})$$

左辺に式 (A.7) を代入すると

$$\frac{a_i}{V_i} \dot{V}_i + b_i \frac{V_i}{L_i} \left\{ \exp\left(-\frac{\mu_i - \mu_i^{\text{SS}}}{b_i}\right) - 1 \right\} = \frac{1}{\sigma_i^{\text{eff}}} \sum_j K_{ij}(V_p - V_j) - \frac{\eta}{\sigma_i^{\text{eff}}} \dot{V}_i \quad (\text{A.10})$$

\dot{V}_i について解くと

$$\left(\frac{a_i}{V_i} + \frac{\eta}{\sigma_i^{\text{eff}}} \right) \dot{V}_i = \frac{1}{\sigma_i^{\text{eff}}} \sum_j K_{ij}(V_p - V_j) - b_i \frac{V_i}{L_i} \left\{ \exp\left(-\frac{\mu_i - \mu_i^{\text{SS}}}{b_i}\right) - 1 \right\} \quad (\text{A.11})$$

となる。

よって、初期速度 V_{0i} と初期摩擦係数 μ_{0i} を与えて式 (A.7) と式 (A.11) の時間積分を行えば、 μ_i と V_i の時間発展が解けることになる。なお本研究では累積すべり量 u_i の時間発展も同時に追跡するために

$$\dot{u}_i = V_i \quad (\text{A.12})$$

も式 (A.7), (A.11) とともに解いている。

実際の数値シミュレーションの実行には式 (A.7), (A.11) および (A.12) を無次元化したものを時間刻みが可変の、5 次の Runge-Kutta 法 (Press et al., 1992) で積分している。参考のため、それら無次元化した方程式も示しておく。以下では長さ L_0 、速度 V_* 、応力 $a_0 G$ のそれぞれで各次元を代表させる。ここに a_0 、 L_0 はそれぞれ摩擦パラメタ a 、 L の基準値を示すが、本研究ではこれらの値は断層面上で全て一定であるので、モデルで設定した値となる (4.2 節参照)。

式 (A.7) は

$$\frac{d\mu_i}{dt} = \frac{a_i}{\tilde{V}_i} \tilde{V}_i + b_i \frac{\tilde{V}_i}{\tilde{L}_i} \left\{ \exp\left(-\frac{\mu_i - \mu_i^{\text{SS}}}{b_i}\right) - 1 \right\} \quad (\text{A.13})$$

式 (A.11) は

$$\left(\frac{a_i}{\tilde{V}_i} + \frac{1}{2a_0 \tilde{\beta} \sigma_i^{\text{eff}}} \right) \tilde{V}_i = \frac{1}{\sigma_i^{\text{eff}}} \sum_j \tilde{K}_{ij}(1 - \tilde{V}_j) - b_i \frac{\tilde{V}_i}{\tilde{L}_i} \left\{ \exp\left(-\frac{\mu_i - \mu_i^{\text{SS}}}{b_i}\right) - 1 \right\} \quad (\text{A.14})$$

式 (A.12) は

$$\frac{d\tilde{u}_i}{dt} = \tilde{V}_i \quad (\text{A.15})$$

となる。ここにチルダ ($\tilde{\quad}$) を付した変数は無次元量を表す。

付録B 地震の同定の方法

本研究で用いたモデルには、走向方向の非対称性は全く導入されていないので、得られる結果も当然ながら左右対称になる (図 5.1, 5.3, 5.5, 5.7, 5.10 参照)。すなわち 5.2 節で見た、端に近い領域で発生する地震は、全く同時刻に発生することを意味する。地震の統計を取りたい場合、それら同時に発生する地震も区別する必要がある。したがって時間・空間的に「近い」ものを、同じイベントとして同定しなければならない。このような問題に対処するため、いわゆるクラスター解析の考え方を導入して地震を同定する。

B.1 地震判定基準

5章の冒頭で述べたように、本論文ではすべり速度 V_{seis} を基準として地震を判定している。断層面は多数の小さいセルに分かれており、各時刻毎に、すべり速度が V_{seis} 以上となったセルの分布ができる。この分布は時刻毎に変化していく。一方、1つの地震と呼べるイベント中には、複数のセルが連動して高速すべりを起こす場合があり、これらは1つのイベントとして見なすべきである。よってここでは以下の基準を設定し、その基準を満たす期間を地震時、空間の範囲 (セルの分布) を地震すべり面積と定義する。すなわち V_{seis} を越えた2つのセルが

- 時間の範囲: $\delta t = 0.5$ 年以内
- 空間の範囲: 走向方向 (δx) ・ 傾斜方向 ($\delta \xi$) それぞれ 4 km 以内

に分布していればそれらを同一の地震とする。

B.2 解析手順

B.2.1 時間の分別

まず全解析期間で

$$V_{\text{max}}(t) = \max(V_i(t), (i = 1, \dots, N)) \quad (\text{B.1})$$

という時系列を作成する。ここで N は断層領域中に含まれるセル数である。この $V_{\text{max}}(t)$ を模式的に示したものが図 B.1a である。この図に示したように、全期間のうち $V_{\text{max}}(t) \geq V_{\text{seis}}$

となる区間が断続的に存在する。そのような区間のうち、時間的に連続する2つの区間の時間間隔 (すなわち $V_{\max} < V_{\text{seis}}$ となる期間の長さ) が、B.1節で述べた間隔の基準 δt よりも短い場合は、同一のイベントの期間として抽出し、小節 B.2.2 で述べる空間的な近さの判定を行う。

B.2.2 クラスタリング

前小節で述べた方法で抽出されたイベント期間に対し、まず地震時すべりのセルの分布を作成する。すなわち N 個のセルのうち $V_i \geq V_{\text{seis}}$ となるセルを抜き出す。仮にそのセル数を M 個としておく。こうして抜き出された複数のセルは、断層面上にいくつかの固まりとなって分布していることが期待される。

次に行うべきことは、 M 個のセルを少数のグループに分けることである。そのために必要なのが B.1節で述べた空間的な範囲の基準である。図 B.1b にその概念図を示す。まず M 個の中の j 番目のセルに着目する。このセル j は、同時に1つ目のグループ (クラスター) に所属することになる。これを C_1 と表すことにする。 C_1 は、クラスター1に属するセルの番号からなるリストを構成する。この段階では C_1 に属するのは、セル j だけである。

セル j を基準にして、残りの $M - 1$ 個のセルの中で、図 B.1b にハッチで示した上下左右 $\delta\xi, \delta x$ の範囲内 (近隣) に存在するセルがもしあれば、それらも j と同じ C_1 に属することになる。ここで、説明のしやすさのため、新たに C_1 に属することになったセルの番号は、リストの前から順に詰めていくことにする。セル j の近隣のリストアップが終了したら、次に C_1 の2番目のセルを基準セルとし、その近隣に、 M 個の中でまだ C_1 にリストアップされていないセルが存在するかどうかを調べる。存在すれば、リスト C_1 の最後尾に加える。このような作業を、基準のセルがリスト C_1 の最後尾に達し、その近隣には地震時すべりセルが存在しないという状況になるまで繰り返す。

その状況になったら、次に M 個の地震時すべりセルの中で C_1 にリストアップされていないものを基準のセルとして、前段落の作業を行う。ここでは、次のリスト C_2 に登録していくことになる。それも終了すれば次は C_3, C_4, \dots と繰り返していく。

こうして、 M 個の地震時すべりセルのうちで、いずれのクラスター C_k ($k = 1, \dots, NC$) にも属していないものが無くなれば、このイベント区間の解析は終了となる。そしてこの区間の地震数は NC 個となる。これを全てのイベント区間について行う。

B.2.3 地震の大きさの計算

地震の大きさを計算するときには、前小節までの手順で作成されたクラスター C_k のそれぞれについて、まず C_k に含まれる Mk 個の地震時すべりセルそれぞれにおける、そのイベント期間中での累積すべり量を算出する。それらを Δu_q ($q = 1, \dots, Mk$) と書くと、地震 C_k の地震モーメント M_0 は

$$M_0 = G\Delta x\Delta\xi \sum_{q=1}^{Mk} \Delta u_q \quad (\text{B.2})$$

となる。ここで Δx 、 $\Delta\xi$ はそれぞれ、セルの走向方向のサイズ、傾斜方向のサイズである。そしてモーメントマグニチュード M_w は

$$M_w = (\log_{10} M_0 - 9.1) / 1.5 \quad (\text{B.3})$$

で算出する。ただし M_0 の単位は Nm である。

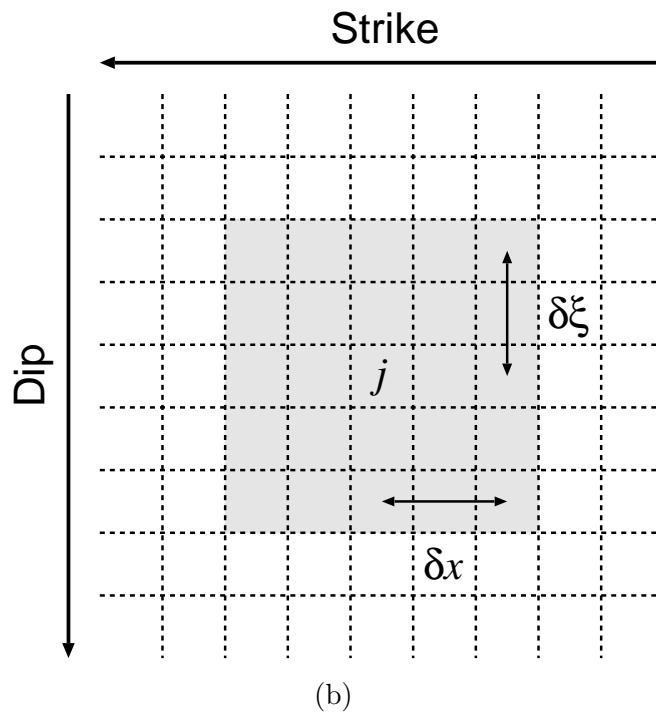
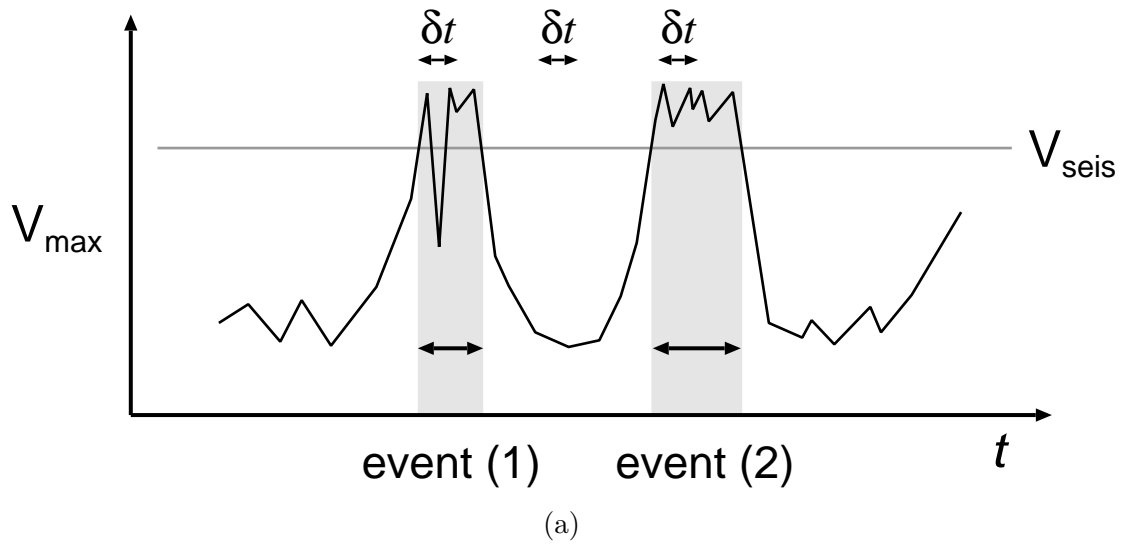


図 B.1: クラスタ解析の概念図. (a) $V_{\max}(t)$ (式 B.1). δt が同じイベントと見なす基準の時間の長さ. V_{seis} の線が地震時すべりと見なすすべり速度のしきい値. event 1 では、一時 V_{\max} が V_{seis} を下回るが、 δt より短い時間で再度 V_{seis} 以上となるので、結局ハッチで示した区間が1つのイベント(候補)となる. (b) δx , $\delta \xi$ の範囲. 点線で区切ったマス目が個々のセルを表す. 本研究では1つのセルの大きさは $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ である. よって $\delta x = \delta \xi = 4 \text{ km}$ という範囲は上下左右にそれぞれ2セル分の距離. セル ' j ' が V_{seis} を越えている場合、ハッチで示した領域に j とは別の V_{seis} を越えたセルがあれば、それは j と同じ地震の領域と見なされる.

付録C 楕円クラックの応力拡大係数 K_{III}

1つのイベントを、図 C.1a のように剪断応力場の楕円クラックと考える。本研究の数値シミュレーションでは、地震発生帯の浅部と深部延長部の安定すべり領域で破壊伝播が止められる。すなわち、地震発生帯の傾斜方向の大きさをクラックの短軸の長さ d が規定される。破壊フロントの伝播は、モード III のクラックが横方向に伝播することに対応する。これは d が一定のまま c が大きくなることを意味するので、 d/c は小さくなる。

さて、遠方で剪断応力 τ が載荷されている無限弾性媒質中の楕円クラック周りに生じる応力場は厳密解が存在する (Kassir and Sih, 1966)。図 C.1a で X 軸方向のクラック先端にあたる $(X, Y) = (c, 0)$ の点における、モード III の応力拡大係数 K_{III} は d/c の関数として以下のように書ける。

$$\frac{K_{III}}{\tau\sqrt{\pi d}} = \frac{k'(1-\nu)k^2}{\{(k^2 + \nu k'^2)E(k) - \nu k'^2 K(k)\} k'^{1/2}} \quad (C.1)$$

ここで ν は Poisson 比、 $k = \sqrt{1 - d^2/c^2}$ 、 $k' = d/c$ 、 c と d はそれぞれ楕円の長軸と短軸の長さ、 $K(k)$ と $E(k)$ はそれぞれ第 1 種と第 2 種完全楕円積分で、以下の式で示される。

$$K(k) = \int_0^{\pi/2} \frac{d\phi}{\sqrt{1 - k^2 \sin^2 \phi}} \quad (C.2)$$

$$E(k) = \int_0^{\pi/2} \sqrt{1 - k^2 \sin^2 \phi} d\phi \quad (C.3)$$

これをグラフにプロットしたものが図 C.1b である。破壊フロントが走向方向両側に広がるのにもない、 d/c は小さくなることになるので、応力拡大係数 K_{III} もこれにもない減少していくことを表している。

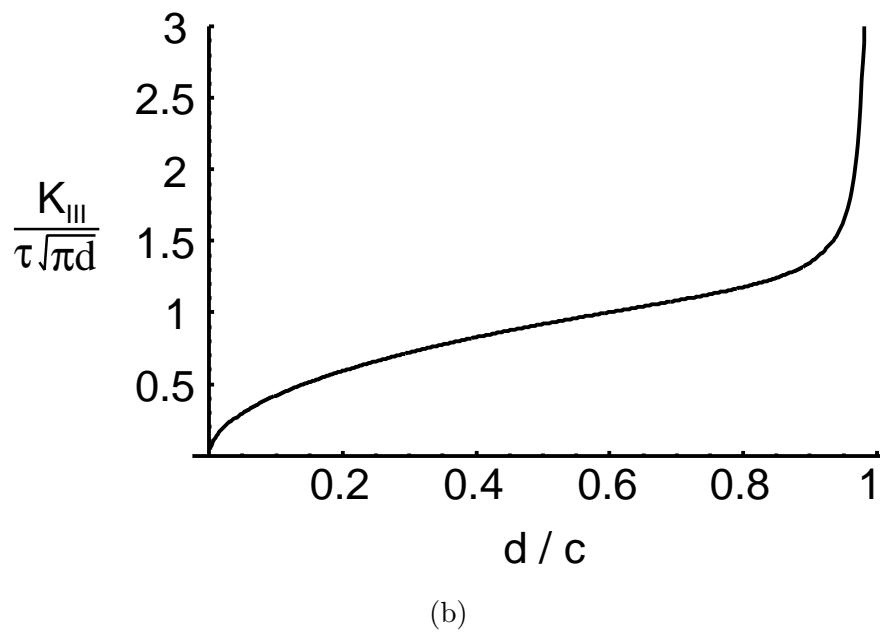
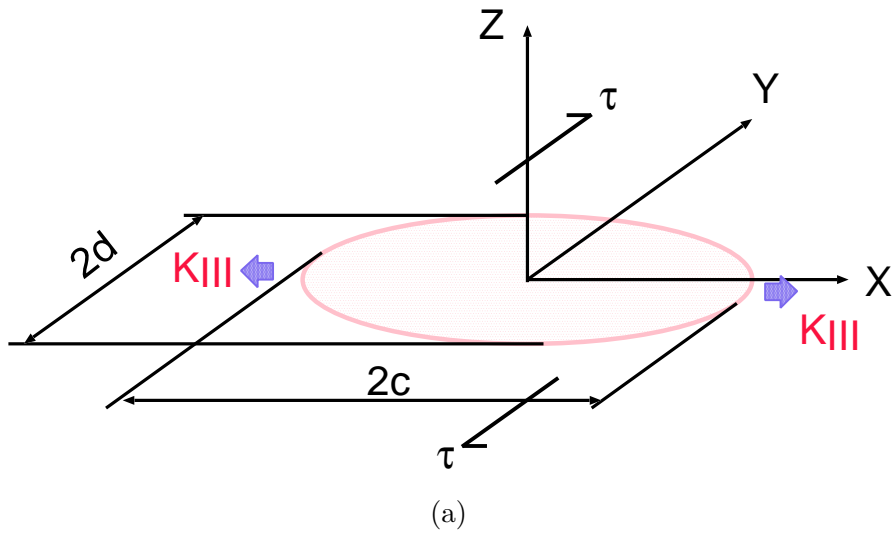


図 C.1: (a) 楕円クラックの形状と座標系. (b) 応力拡大係数 K_{III} の d/c に対する変化.

謝辞

本論文をまとめるにあたり、以下に挙げる多数の方々のご指導・ご助言・ご協力を得ました。平原和朗先生には、5年間近くにわたり、直接的な研究のご指導だけでなく、研究の楽しさ、研究に対する真摯な姿勢や研究者としての人生を身をもって教えていただきました。藤井直之先生には豊後水道スロースリップイベントのもつ地震テクトニクス的な意義について、たびたびご議論いただきました。木股文昭先生には、地殻変動やGPS観測について初歩からご指導いただきました。以上の方々のご協力によって、私がスロースリップイベントの研究を始めるきっかけをつかむことができました。加えて安藤雅孝先生にはしばしばご議論に加わっていただき、貴重なご意見をいただきました。

山田功夫先生・須田直樹先生には、私の学部4年・修士課程時に指導教官として研究のいろはを教えてくださいました。その後も励ましをいただきました。小川克郎先生には、私の(株)ダイヤコンサルタントへの就職のお世話をいただき、大学院研究生時には研究指導をしていただきました。また暖かい励ましの言葉をいただきました。熊谷博之先生には、私の研究についての助言や議論をしていただきました。渡邊誠一郎先生には研究の楽しさと厳しさを教えていただきました。また地震の同定法のアルゴリズムについて示唆をいただきました。吉田茂生先生にはプログラミングの相談に応じていただきました。

川崎一朗先生・日置幸介先生には副論文の査読をしていただきました。また学会等でも幅広い議論をしていただきました。宮崎真一先生にはGEONETデータの提供をしていただきました。また有用な議論・情報をいただきました。加藤尚之先生・黒木英州さんには地震サイクルシミュレーションについて、具体的な計算方法やプログラム等の詳細なことから、結果の議論にいたるまで、大変お世話になりました。矢吹哲一朗さんには地殻変動の解析プログラムをご提供いただきました。

中野健秀さんには、地震の余効変動・アフタースリップの文献について教えていただきました。高井香里さんには、余効変動の時定数と本震モーメントのスケーリング則について情報をいただきました。また、お二人には折にふれ、励ましをいただきました。今西将文さんには地殻変動の計算プログラムについて教えていただきました。千貝健さんには、計算機のエキスパートとして、様々な相談に応じていただきました。兵藤守さんには、プレート形状モデルについて情報をいただきました。光井能麻さんには、摩擦則を用いた数値シミュレーションについて有用な情報をいただきました。

名和一成さん、住田達哉さんをはじめとする名古屋大学地球惑星物理学講座の先輩・同輩の方々には、勉強や研究の多方面にわたり相談に応じていただきました。また同講座および地震火山観測研究センターの教官・職員・後輩の皆様にも、様々なセミナーや観測等を通じてお世話になりました。

私が(株)ダイヤコンサルタント在籍時には多くの方々、特に、杉本芳博さん・西田薫さん・藤原八笛さん・雷興林さん・山田直之さん・庄司智博さんに、地質調査・物理探査とその業務に関わる多方面の事柄をゼロから教えていただきました。また同社では、他では得られない様々な経験や刺激、やる気をいただきました。お仕事でご多忙な中、博士学位取得を目指してご研究を進められておりましたが、残念ながら他界されました西田薫さんのご冥福をお祈りいたします。

本研究で使用した GPS データは国土地理院が観測・処理し公開されているものを利用させていただきました。図の中で使用した震源データは気象庁・文部科学省が協力してデータを処理した結果を使用させていただきました。図の多くは Generic Mapping Tools (GMT; Wessel and Smith, 1998) を利用して作成しました。数値シミュレーションのほとんどの実行は名古屋大学情報連携基盤センターのスーパーコンピュータ・富士通 VPP5000 を利用しました。その実行に際し、センターの方々にはプログラミングや計算実行の相談に応じていただきました。日本学術振興会には特別研究員として採用していただき、本研究遂行の上で援助をいただきました。

以上の個人・機関・法人の方々に深く感謝いたします。

文献

- Ando, M., Possibility of a major earthquake in the Tokai district, Japan and its pre-estimated seismotectonic effects, *Tectonophys.*, *25*, 69–85, 1975.
- Aochi, H., and E. Fukuyama, Three-dimensional nonplanar simulation of the 1992 Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, *107* (B2), doi: 10.1029/2000JB000061, 2002.
- Aochi, H., and M. Matsu'ura, Slip- and time-dependent fault constitutive law and its significance in earthquake generation cycles, *Pure Appl. Geophys.*, *159*, 2029–2044, 2002.
- Barrientos, S. E., and S. N. Ward, The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation, *Geophys. J. Int.*, *103*, 589–598, 1990.
- Baumberger, T. P., P. Berthoud, and C. Caroli, Physical analysis of the state- and rate-dependent friction law. II. Dynamic friction, *Phys. Rev. B*, *60*, 3928–3939, 1999.
- Beeler, N. M., T. E. Tullis, and J. D. Weeks, The roles of time and displacement in the evolution effect in rock friction, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 1987–1990, 1994.
- Ben-Zion, Y., and J. R. Rice, Dynamic simulations of slip on a smooth fault in an elastic solid, *J. Geophys. Res.*, *102*, 17,771–17,784, 1997.
- Beroza, G. C., and T. H. Jordan, Searching for slow and silent earthquakes using free oscillations, *J. Geophys. Res.* *95*, 2485–2510, 1990.
- Blanpied, M. L., D. A. Lockner, and J. D. Byerlee, Frictional slip of granite at hydrothermal conditions, *J. Geophys. Res.*, *100*, 13,045–13,064, 1995.
- Blanpied, M. L., C. J. Marone, D. A. Lockner, J. D. Byerlee, and D. P. King, Quantitative measure of the variation in fault rheology due to fluid-rock interactions, *J. Geophys. Res.*, *103*, 9691–9712, 1998.
- Bonafede, M., E. Boschi, and M. Dragoni, Viscoelastic stress relaxation on deep fault sections as a possible source of very long period elastic waves, *J. Geophys. Res.*, *88*, 2251–2260, 1983.
- Bürgmann, R., S. Ergintav, P. Segall, E. H. Hearn, S. McClusky, R. E. Reilinger, H. Woith, and J. Zschau, Time-dependent distributed afterslip on and deep below the İzmit earthquake rupture, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *92*, 126–137, 2002.

- Burridge, R., and L. Knopoff, Model and theoretical seismicity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *57*, 341–371, 1967.
- Carlson, J. M., J. S. Langer, B. E. Shaw, and C. Tang, Intrinsic properties of a Burridge-Knopoff model of an earthquake fault, *Phys. Rev. A*, *44*, 884–897, 1991.
- Cifuentes, I. L., and P. G. Silver, Low-frequency source characteristics of the great 1960 Chilean earthquake, *J. Geophys. Res.*, *94*, 643–663, 1989.
- Crescentini, L., A. Amoroso, R. Scarpa, Constraints on slow earthquake dynamics from a swarm in central Italy, *Science*, *286*, 2132–2134, 1999.
- Das, S., and K. Aki, Fault plane with barriers: A versatile earthquake model, *J. Geophys. Res.*, *82*, 5658–5670, 1977.
- Dieterich, J. H., Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip, *Pure Appl. Geophys.*, *116*, 790–806, 1978.
- Dieterich, J. H., Modeling of rock friction, 1, Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, *84*, 2161–2168, 1979.
- Dieterich, J. H., A model for the nucleation of earthquake slip, In Das, S., J. Boatwright, and C. H. Scholz (eds.) *Earthquake Source Mechanics*, American Geophysical Union, Washington, D. C., 37–47, 1986.
- Dieterich, J. H., Earthquake nucleation on faults with rate- and state-dependent strength, *Tectonophys.*, *211*, 115–134, 1992.
- Dieterich, J. H., and B. D. Kilgore, Direct observation of frictional contacts: New insights for state-dependent properties, *Pure Appl. Geophys.*, *143*, 283–302, 1994.
- Dragert, H., K. Wang, and T. S. James, A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface, *Science*, *292*, 1525–1528, 2001.
- Geller, R. J., Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *66*, 1501–1523, 1976.
- Gordeev, E. I., A. A. Gusev, V. E. Levin, V. F. Bakhtiarov, V. M. Pavlov, V. N. Chebrov, and M. Kasahara, Preliminary analysis of deformation at the Eurasia-Pacific-North America plate junction from GPS data, *Geophys. J. Int.*, *147*, 189–198, 2001.
- Gutenberg, B., and C. F. Richter, Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *34*, 185–188, 1944.
- Hatanaka, Y., M. Sawada, A. Horita, M. Kusaka, J. M. Johnson, and C. Rocken, Calibration of antenna-radome and monument-multipath effect of GEONET – Part 2: Evaluation of the phase map by GEONET data, *Earth Planets Space*, *53*, 23–30, 2001.

- Heki, K., Seasonal modulation of interseismic strain buildup in northeastern Japan driven by snow loads, *Science*, *293*, 89–92, 2001.
- Heki, K., and Y. Tamura, Short term afterslip in the 1994 Sanriku-Haruka-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 3285–3288, 1997.
- Heki, K., S. Miyazaki, and H. Tsuji, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, *386*, 595–598, 1997.
- Henry, C., and S. Das, Aftershock zones of large shallow earthquakes: fault dimensions, aftershock area expansion and scaling relations, *Geophys. J. Int.*, *147*, 272–293, 2001.
- Hirahara, K., Interplate earthquake fault slip during periodic earthquake cycles in a viscoelastic medium at a subduction zone, *Pure Appl. Geophys.*, *159*, 2201–2220, 2002.
- Hirahara, K., Y. Ooi, M. Ando, Y. Hosono, Y. Wada, and T. Ohkura, Dense GPS Array observations across the Atotsugawa fault, central Japan, *Geophys. Res. Lett.* (in press) 2002.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki, A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.* *26*, 3237–3240, 1999.
- 広瀬一聖・川崎一朗・岡田義光・鷲谷威・田村良明, 1989年12月東京湾サイレント・アースクエイクの可能性, *地震* *2*, *53*, 11–23, 2000.
- Horowitz, F. G., and A. Ruina, Slip patterns in a spatially homogeneous fault model, *J. Geophys. Res.*, *94*, 10,279–10,298, 1989.
- Hsu, Y.-J., N. Bechor, P. Segall, S.-B. Yu, L.-C. Kuo, and K.-F. Ma, Rapid afterslip following the 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, doi: 10.1029/2002GL014967, 2002.
- Ito, T., S. Yoshioka, and S. Miyazaki, Interplate coupling in southwest Japan deduced from inversion analysis of GPS data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *115*, 17–34, 1999.
- Johnson, J. M., K. Satake, S. R. Holdahl, and J. Sauber, The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, *J. Geophys. Res.*, *101*, 523–532, 1996.
- Kame, N., and T. Yamashita, A new light on arresting mechanism of dynamic earthquake faulting, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 1997–2000, 1999.
- Kamiya, S., and Y. Kobayashi, Seismological evidence for the existence of serpentized wedge mantle, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 819–822, 2000.
- Kanamori, H., The Alaska earthquake of 1964: Radiation of long-period surface waves and source mechanism, *J. Geophys. Res.*, *75*, 5029–5040, 1970.

- Kanamori, H., Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 6, 346–359, 1972.
- Kanamori, H., and J. J. Cipar, Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 9, 128–136, 1974.
- Kanamori, H., and M. Kikuchi, The 1992 Nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments, *Nature*, 361, 714–716, 1993.
- Kanamori, H., and G. S. Stewart, A slow earthquake, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 18, 167–175, 1979.
- Kasahara, K., Migration of crustal deformation, *Tectonophys.*, 52, 329–341, 1979.
- Kassir, M. K., and G. C. Sih, Three-dimensional stress distribution around an elliptical crack under arbitrary loadings, *Trans. ASME, Ser. E, J. Appl. Mech.*, 33, 601–611, 1966.
- 加藤尚之, 非地震性すべりの発生機構, *地震* 2, 49, 257–275, 1996.
- Kato, N., and T. Hirasawa, A numerical study on seismic coupling along subduction zones using a laboratory-derived friction law, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 102, 51–68, 1997.
- Kato, N., and T. Hirasawa, Nonuniform and unsteady sliding of a plate boundary in a great earthquake cycle: A numerical simulation using a laboratory-derived friction law, *Pure Appl. Geophys.*, 155, 93–118, 1999a.
- Kato, N., and T. Hirasawa, The variation of stresses due to aseismic sliding and its effect on seismic activity, *Pure Appl. Geophys.*, 155, 425–442, 1999b.
- Kato, N., and T. Hirasawa, A model for possible crustal deformation prior to a coming large interplate earthquake in the Tokai district, central Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 1401–1417, 1999c.
- Kato, N., and T. E. Tullis, A composite rate- and state-dependent law for rock friction, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1103–1106, 2001.
- Kato, N., K. Kusunose, K. Yamamoto, T. Hirasawa, Slowly propagating slip events in a composite sample of granite and marble, *J. Phys. Earth*, 39, 461–476, 1991.
- 川崎一朗・岡田義光, 地震発生時期の予測 –モデルと東海地震への適用の試み–, *月刊地球*, 号外 33, 149–158, 2001.
- Kawasaki, I., Y. Asai, Y. Tamura, T. Sagiya, N. Mikami, Y. Okada, M. Sakata, and M. Kasahara, The 1992 Sanriku-Oki, Japan, Ultra-Slow Earthquake, *J. Phys. Earth*, 43, 105–116, 1995.

- 川崎一朗・浅井康広・田村良明, 三陸沖におけるプレート間モーメント解放の時空間分布とサイスモ・ジオデティック・カップリング—中・長期予測の基礎—, *地震* 2, 50 別冊, 293–307, 1998.
- Kawasaki, I., Y. Asai, and Y. Tamura, Space-time distribution of interplate moment release including slow earthquakes and the seismo-geodetic coupling in the Sanriku-oki region along the Japan trench, *Tectonophys.*, 330, 267–283, 2001.
- 川崎一朗・大嶋主悦・三上直也・堀貞喜, 日本列島近辺のサイレントアースクエイク検出の試み, *地震* 2, 44, 75–83, 1991.
- 菊地正幸, 震源過程の微細構造, *地震* 2, 44 特集号, 301–314, 1991.
- 菊地正幸・山中佳子, 既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定, *SEISMO*, 2001年7月号, 6–7, 2001.
- 小林昭夫・真砂礼宏・吉田明夫, 1946年南海地震直前の浦神の潮位変化, *測地学会誌*, 48, 1–12, 2002.
- 国土地理院, 1996年5月房総半島スローアースクエイク, 第136回地震予知連絡会国土地理院資料, 2000.
- 国土地理院, 最近3ヶ月のGPS変位について, 平成13年度第1回地震予知連絡会強化地域部会国土地理院資料, 2001;
<http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/JIS/kyoka13-1/index.html>
- 国土地理院, 東海地方の地殻変動, 2001/2002;
<http://cais.gsi.go.jp/tokai/>
- 国土地理院, 房総半島で検出された地殻変動, 平成14年10月18日気象庁報道発表資料別添国土地理院資料, 2002;
[http://www.jma.go.jp/JMA_HP/jma/press/0210/18a/bousou\(021018\).pdf](http://www.jma.go.jp/JMA_HP/jma/press/0210/18a/bousou(021018).pdf)
- Kumagai, H., Time sequence and the recurrence models for large earthquakes along the Nankai trough revisited, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1139–1142, 1996.
- Kumagai, H., Y. Fukao, S. Watanabe, and Y. Baba, A self-organized model of earthquakes with constant stress drops and the b-value of 1, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2817–2820, 1999.
- Kuroki, H., H. M. Ito, and A. Yoshida, A three-dimensional simulation of crustal deformation accompanied by subduction in the Tokai region, central Japan, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 132, 39–58, 2002.
- Lapusta, N., J. R. Rice, Y. Ben-Zion, and G. Zheng, Elastodynamic analysis for slow tectonic loading with spontaneous rupture episodes on faults with rate- and state-dependent friction, *J. Geophys. Res.*, 105, 23,765–23,789, 2000.

- Lay, T., and H. Kanamori, An asperity model of large earthquake sequences, *In* Simpson, D. W., and P. G. Richards (eds.) *Earthquake Prediction*, American Geophysical Union, Washington, D. C., 579–592, 1981.
- Linde, A., and I. S. Sacks, Slow earthquakes and great earthquakes along the Nankai trough, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *203*, 265–275, 2002.
- Linde, A., and P. G. Silver, Elevation changes and the great 1960 Chilean earthquake: support for aseismic slip, *Geophys. Res. Lett.*, *16*, 1305–1308, 1989.
- Linde, A. T., K. Suyehiro, S. Miura, I. S. Sacks, and A. Takagi, Episodic aseismic earthquake precursors, *Nature*, *334*, 513–515, 1988.
- Lowry, A. R., K. M. Larson, V. Kostoglodov, and R. Bilham, Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 3753–3756, 2001.
- Main, I., Statistical physics, seismogenesis, and seismic hazard, *Rev. Geophys.*, *34*, 433–462, 1996.
- Marone, C., Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *26*, 643–696, 1998.
- Marone, C., and B. Kilgore, Scaling of the critical slip distance for seismic faulting with shear strain in fault zones, *Nature*, *362*, 618–621, 1993.
- Marone, C. J., C. H. Scholz, and R. Bilham, On the mechanics of earthquake afterslip, *J. Geophys. Res.*, *96*, 8441–8452, 1991.
- Matsu'ura, M., H. Kataoka, B. Shibasaki, Slip-dependent friction law and nucleation processes in earthquake rupture, *Tectonophysics*, *211*, 135–148, 1992.
- Miyatake, T., Numerical simulations of earthquake source process by a three-dimensional crack model. part 1. Rupture process, *J. Phys. Earth*, *28*, 565–598, 1980.
- 宮崎真一・畑中雄樹, 国土地理院 GPS 連続観測システムの概要, 気象研究ノート 192 GPS 気象学 (中村一編), 105–131, 1998.
- Miyazaki, S., T. Saito, M. Sasaki, Y. Hatanaka, and Y. Iimura, Expansion of GSI's nationwide GPS array, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, *43*, 23–34, 1997.
- 茂木清夫, 1944 年東南海地震直前の前兆的地殻変動の時間的变化, 地震 *2*, *35*, 145–148, 1982.
- Murakami, M., and S. Miyazaki, Periodicity of strain accumulation detected by permanent GPS array: Possible relationship to seasonality of major earthquakes' occurrence, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 2983–2986, 2001.

- Nadeau, R. M., and L. R. Johnson, Seismological studies at Parkfield VI: moment release rates and estimates of source parameters for small repeating earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *88*, 790–814, 1998.
- 永井理子・菊地正幸・山中佳子, 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究 –1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較–, *地震* *2*, *54*, 267–280, 2001.
- 中川靖浩・原田紗智子・川崎一朗・鷲谷威, GEONET データから求められた1999年2月房総半島東方沖サイレント地震: 序報, 地球惑星科学関連学会2000年合同大会予稿集, Da-009, 2000.
- Nakano, T., and K. Hirahara, GPS observations of postseismic deformation for the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 503–506, 1997.
- Nakatani, M., Conceptual and physical clarification of rate and state friction: Frictional sliding as a thermally activated rheology, *J. Geophys. Res.*, *106*, 13,347–13,380, 2001.
- 西村宗・安藤雅孝・宮崎真一, 1996年の日向灘地震後の余効変動, *月刊地球*, 号外 *25*, 171–177, 1999.
- Obara, K., Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, *296*, 1679–1681, 2002.
- Ohnaka, M., Earthquake source nucleation: a physical model for short-term precursors, *Tectonophys.*, *211*, 149–178, 1992.
- 大中康馨, 地震発生に至る過程と予測: その物理法則と地学的環境要因の重要性, *地震* *2*, *50* 別冊, 129–155, 1998.
- 大中康馨・松浦充宏, 地震発生の物理学, 東京大学出版会, 2002.
- 大阪管区气象台, 近畿・中国・四国地方の地震活動 (1997年2月～1997年4月), 地震予知連絡会会報, *58*, 484–487, 1997.
- Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *82*, 1018–1040, 1992.
- Ozawa, S., M. Murakami, and T. Tada, Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwestern Japan, *J. Geophys. Res.*, *106*, 787–802, 2001.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, *298*, 1009–1012, 2002.
- Perrin, G., J. R. Rice, and G. Zheng, Self-healing slip pulse on a frictional surface, *J. Mech. Phys. Solids*, *43*, 1461–1495, 1995.

- Peterson, E. T., and T. Seno, Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones, *J. Geophys. Res.*, *89*, 10233–10248, 1984.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery, *Numerical Recipes, 2nd ed.*, Cambridge Univ. Press, New York, 1992.
- Reinen, L. A., Slip styles in a spring-slider model with a laboratory-derived constitutive law for serpentinite, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 2037–2040, 2000.
- Reinen, L. A., J. D. Weeks, and T. E. Tullis, The frictional behavior of lizardite and antigorite serpentinites: Experiments, constitutive models, and implications for natural faults, *Pure Appl. Geophys.*, *143*, 317–358, 1994.
- Rice, J. R., Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, *98*, 9885–9907, 1993.
- Rubin, A. M., D. Gillard, and J.-L. Got, Streaks of microearthquakes along creeping faults, *Nature*, *400*, 635–641, 1999.
- Ruina, A., Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, *88*, 10,359–10,370, 1983.
- Sacks, I. S., A. T. Linde, J. A. Snoke, and S. Suyehiro, A slow earthquake sequence following the Izu-Oshima earthquake of 1978, In Simpson, D. W., and P. G. Richards (eds.) *Earthquake Prediction*, American Geophysical Union, Washington, D. C., 617–628, 1981.
- Sagiya, T., Boso Peninsula silent earthquake of May 1996, *EOS Trans.* *78* (46), F165, 1997.
- Sato, H., Some Precursors Prior to Recent Great Earthquakes Along the Nankai Trough, *J. Phys. Earth*, *25*, Suppl., S115–S121, 1977.
- 佐藤裕, 1946年南海道地震前の土佐清水における潮位変化について, *地震* *2*, *35*, 623–626, 1982.
- Sato, T., K. Imanishi, and M. Kosuga, Three-stage rupture process of the 28 December 1994 Sanriku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 33–36, 1996.
- Scholz, C. H., The critical slip distance for seismic faulting, *Nature*, *336*, 761–763, 1988.
- Scholz, C. H., Earthquakes and friction laws, *Nature*, *391*, 37–42, 1998.
- Scholz, C. H., *The mechanics of earthquakes and faulting 2nd ed.*, Cambridge Univ. Press, 2002.
- Schwartz, D. P., and K. J. Coppersmith, Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones, *J. Geophys. Res.*, *89*, 5681–5698, 1984.

- Segall, P., R. Bürgmann, and M. Matthews, Time-dependent triggered afterslip following the 1989 Loma Prieta earthquake, *J. Geophys. Res.*, *105*, 5615–5634, 2000.
- Seno, T., S. Stein, and A. E. Gripp, A model for the motion of the Philippine Sea Plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys. Res.*, *98*, 17,941–17,948, 1993.
- Shen, Z.-K., D. D. Jackson, Y. Feng, M. Cline, M. Kim, P. Fang, Y. Bock, Postseismic deformation following the Landers earthquake, California, 28 June 1992, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *84*, 780–791, 1994.
- 芝崎文一郎・飯尾能久, ゆっくり地震の物理機構について (I), 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, G061-P015, 2002.
- Shibazaki, B., and M. Matsu'ura, Spontaneous processes for nucleation, dynamic propagation, and stop of earthquake rupture, *Geophys. Res. Lett.*, *19*, 1189–1192, 1992.
- Shimazaki, K., and T. Nakata, Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, *7*, 279–282, 1980.
- Shiono, K., T. Mikumo, and Y. Ishikawa., Tectonics of the Kyushu-Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquakes, *J. Phys. Earth*, *28*, 17–43, 1980.
- Silver, P. G., and T. H. Jordan, Total-moment spectra of fourteen large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, *88*, 3273–3293, 1983.
- Stuart, W. D., Forecast model for great earthquakes at the Nankai trough subduction zone, *Pure Appl. Geophys.*, *126*, 619–641, 1988.
- Stuart, W. D. and T. E. Tullis, Fault model for preseismic deformation at Parkfield, California, *J. Geophys. Res.*, *100*, 24,079–24,099, 1995.
- 多田堯, 日本海中部地震と地殻変動, 月刊地球, *6*, 18–21, 1984.
- 多田堯, 跡津川断層における地殻変動, 月刊地球, *20*, 142–148, 1998.
- 多田堯・鷲谷威・宮崎真一, GPS でみた変動する日本列島, 科学, *67*, 917–927, 1997.
- Takai, K., H. Kumagai, and N. Fujii, Evidence for slow slip following a moderate-size earthquake ($M_w = 5.7$) in a subducting plate, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 2113–2116, 1999.
- 高井香里・熊谷博之・藤井直之, 余効変動の時定数と本震モーメントのスケーリング則, 地球惑星科学関連学会 2000 年合同大会予稿集, Sa-P003, 2000.
- Tanioka, Y., and K. Satake, Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 1075–1078, 2001.

- Tse, S. T., and J. R. Rice, Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, *J. Geophys. Res.*, *91*, 9452–9472, 1986.
- 宇津徳治, 地震活動パターンと大地震の長期予測 – 繰返し・空白化・静穏化・先行地震・移動・相関など –, *地震* *2*, 50 別冊, 73–82, 1998.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans.*, *79*, 579, 1998.
- Wesson, R. L., Dynamics of fault creep, *J. Geophys. Res.*, *93*, 8929–8951, 1988.
- Yabuki, T., and M. Matsu'ura, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, *109*, 363–375, 1992.
- Yagi, Y., M. Kikuchi, and T. Sagiya, Co-seismic slip, post-seismic slip, and aftershocks associated with two large earthquakes in 1996 in Hyuga-nada, Japan, *Earth Planets Space*, *53*, 793–803, 2001.
- 山内常生, 地震に伴う弾性余効について, *測地学会誌*, *21*, 75–80, 1975.
- 山崎文人・大井田徹, 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, *地震* *2*, 38, 193–201, 1985.
- 吉田真吾・加藤尚之, ふたつのブロックモデルにおける間欠的すべり, 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, S040-003, 2002.