

# 活断層情報から推定した不均質応力場中の六甲・淡路断層系の動的破壊過程： 1995年兵庫県南部地震との比較

## Dynamic rupture simulations under heterogeneous stress fields estimated from active fault data: Comparison to the rupture process of the 1995 Kobe earthquake

加瀬祐子<sup>1</sup>・杉山雄一<sup>2</sup>・関口春子<sup>3</sup>・堀川晴央<sup>4</sup>・石山達也<sup>5</sup>・佐竹健治<sup>6</sup>

Yuko Kase<sup>1</sup>, Yuichi Sugiyama<sup>2</sup>, Haruko Sekiguchi<sup>3</sup>, Haruo Horikawa<sup>4</sup>,  
Tatsuya Ishiyama<sup>5</sup> and Kenji Satake<sup>6</sup>

<sup>1,2,3,4,5,6</sup> 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, kasep@ni.aist.go.jp, sugiyama-y@aist.go.jp, haruko.sekiguchi@aist.go.jp, h.horikawa@aist.go.jp, t-ishiyama@aist.go.jp, kenji.satake@aist.go.jp)

**Abstract:** We estimated heterogeneous stress fields on the Rokko-Awaji fault system, intraplate active faults in central Japan, from cumulative slip distribution and fault geometry, and simulated spontaneous rupture processes. We compared simulated rupture processes for two assumed models to the rupture process of the 1995 Kobe earthquake estimated from a kinematic waveform inversion. The rupture process under heterogeneous stress field estimated from cumulative slip distribution is similar to that of the Kobe earthquake. On the other hand, the rupture process under heterogeneous stress field estimated from fault geometry is quite smooth and different from the rupture process of the Kobe earthquake. Since we cannot simulate rupture termination below the earth's surface in the both models, negative stress drop regions should be considered to simulate vertical heterogeneity of slip.

**キーワード:** 断層モデル, 断層形状, 不均質初期応力場, 動力学的破壊過程, 六甲・淡路断層系, 1995年兵庫県南部地震

**Keywords:** fault model, fault geometry, heterogeneous initial stress field, dynamic rupture process, the Rokko-Awaji fault system, the 1995 Kobe earthquake

### 1. はじめに

動力学的破壊過程を求めるために断層面上の初期応力場を仮定する方法として, 昨年度の報告(加瀬ほか, 2003; 関口ほか, 2003)では, 地表の断層トレースにおける平均変位速度分布を基にした断層面上のすべり量分布と, 断層形状の2種類のデータに基づく方法についてそれぞれ報告した. すべり量分布を用いて初期応力場を仮定した場合, 破壊の伝播は全体になめらかであるが, 初期応力場の不均質に応じて, 減速・停止する部分も見られた. 一方, 断層形状を用いて初期応力場を仮定した場合の破壊伝播は, よりなめらかで, 破壊速度の変化はほとんど見られなかった. どちらの方法でも, 動的破壊過程を計算した結果得られるすべり量分布はなめらかではあるが, 応力降下量の分布を反映した不均質が見られた.

本稿では, 先に述べた2通りの手法を用いて1995年兵庫県南部地震の破壊過程の再現を試みることによって, 手法の妥当性を検証する.

### 2. 1995年兵庫県南部地震の破壊過程と強度・応力降下量分布

#### 2.1 波形インバージョンから得られた破壊過程

1995年兵庫県南部地震の起震断層は, 六甲・淡路断層系の全長約50 km, 幅約15 km, 震源は断層の中央付近, 明石海峡下の深さ約14 kmであった(第1図). 波形インバージョンによる破壊過程の解析から, 破壊は初めに北東方向の神戸市直下へ広がり, その後南西方向の淡路島側へ広がったこと, また, すべりの大きい領域は, 震源付近と, 淡路島側のセグメント全体, 神戸市下の深い部分の3ヶ所に局在していることがわかっている(第2図a; 例えば, Horikawa *et al.*, 1996; Ide *et al.*, 1996; Wald, 1996; Yoshida *et al.*, 1996; Sekiguchi *et al.*, 2000).

#### 2.2 強度・応力降下量の分布

波形インバージョンから求められた破壊時刻・すべり量分布から, Mikumo and Miyatake (1993)の手

法を用いて強度・応力降下量の分布を差分法で動力的に再構築し、すべり量分布や断層の幾何形状から仮定される強度・応力降下量分布と比較した。ここでは、Horikawa *et al.* (1996) の解析結果（地震モーメントは  $2.9 \times 10^{19}$  Nm; 第2図 a）を利用した。これは、彼らの断層モデルが複数のセグメントから成り（第1図）、断層系が不連続な場合のシミュレーション結果と比較することが可能であること、断層が分岐していないため、動力的な強度・応力降下量の再構築をしやすい、という2つの理由による。波形インバージョンで用いられた断層モデルでは、淡路島側のセグメント（Aセグメント）は走向  $45^\circ$ 、傾斜角  $85^\circ$ 、神戸市側のセグメントは走向  $230^\circ$  で、傾斜角  $85^\circ$ （Bセグメント）と  $80^\circ$ （Cセグメント）の計3セグメントから成るが、動力的な計算に差分法を用いるため、傾斜角  $90^\circ$  の2つの平行なセグメント（AセグメントとB+Cセグメント）で近似した（第1図の緑線）。また、速度構造は、波形インバージョンで用いられたものと同じもの（第1表）を用いた。

再構築された強度分布は、震源付近で小さく、その北東（Bセグメントの北東半分）で大きい、という特徴を持つ（第4図）。これは、震源から北東方向への破壊伝播が、破壊開始後約4秒で一時的停滞していることに対応し、Bouchon *et al.* (1998) でも同様の特徴が見られる。BセグメントとCセグメントとの間が不連続である、という可能性も考えられる。また、応力降下量分布は、すべり量とほぼ同様の分布を示し、Bセグメントの震源付近、Aセグメント、Cセグメントの深い部分で約20 MPaの大きい値となっている（第4図）。

### 2.3 動力的な破壊過程

前節で求められた強度・応力降下量分布を用いて、3.2節において説明する計算方法により動力的な破壊過程を計算すると、すべり量分布は波形インバージョンによる解析結果と比較的よく合う（第2図）。局所的にはすべり量が5 m近くに達する部分があるものの、地震モーメントは  $3.5 \times 10^{19}$  Nm と波形インバージョン結果よりもやや大きい程度である。ただし、地表でのすべりが観測されていないB、Cセグメントでも、地表でのすべり量が1 m近いと推定された。B、Cセグメントで地表まで破壊が達しないためには、浅部での応力降下量が負になる必要がある（Quin, 1990）。しかし、波形インバージョンでは拘束条件としてなめらかなすべり分布を仮定しているため、深部で大きなすべりが見積もられる場合、浅部のすべりは実際より大きく見積もられている可能性がある。また、応力降下量が負の領域では、すべり量は急激に小さくなる（Yoshida, 1985）が、インバージョンで用いられた subfault の大きさ（3~4 km）より小さい範囲ですべり量が急激に変化していて、その変化をインバージョンでは再現できていない可能

性もある。そのため、動力的に負の応力降下量を持つような分布を再構築できていないと考えられる。

一方で、破壊伝播はAセグメントで波形インバージョン結果とやや異なるものとなった。シミュレーションでは、破壊開始から約2秒後に破壊はAセグメント深部へ乗り移るが、この破壊はすぐに停止してしまう。同時に、Aセグメント浅部に誘発された破壊は、この領域での応力降下量が大きいために成長し、下方へと伝播していく。しかし、強度と応力降下量が一樣な場合に、破壊は浅いところで乗りやすいという数値実験結果（Harris and Day, 1999; Kase and Kuge, 2001）から、Aセグメント北東部の浅いところではすべり量が大きいことと、Aセグメントの深いところで破壊が乗り移ることを両立させるのは難しいと考えられる。ひとつの可能性は、AセグメントとBセグメントが深部では連続している、というモデルである（Aochi, 2003）。実際、余震分布から推定される断層形状は、Aセグメントは南東傾斜、Bセグメントは北西傾斜となっており、この可能性を示している（Nakamura and Ando, 1996）。

## 3. 手法

### 3.1 断層モデルと初期応力場の仮定

東西方向の最大圧縮軸を仮定し、主応力の深さ依存性は、加瀬ほか（2003）で用いたものと同じ値を用いた（第2表）。これらの値は、野島断層での水圧破碎実験結果（Ikeda *et al.*, 2001）と矛盾しない。また、速度構造は第1表、摩擦係数、臨界変位量は、第3表および第4表に示す値を用いた。

#### 3.1.1 すべり量分布から初期応力場を仮定する場合

加瀬ほか（2003）が上町断層系に適用した、断層沿いの平均上下変位速度分布から断層面上のすべり量分布を仮定し、初期応力場を推定する手法を用いる。この手法の基となっている関口ほか（2003）では、断層沿いの平均変位速度分布を断層の傾斜角方向に外挿し、初期応力場を求めるためのすべり量分布とした。一方、1995年兵庫県南部地震では、淡路島側でしか地表でのすべりが観測されていない。そのため、本稿では、波形インバージョンで求められたすべり量分布（Horikawa *et al.*, 1996）を、そのまま断層面上のすべり量分布として用いる。したがって、すべり量分布から応力降下量分布を求めるという点では、前章で用いた Mikumo and Miyatake (1993) とほぼ同じになっている。しかし、強度分布を推定する段階では、応力降下量の不均質は水平方向の主応力の不均質によって生じると仮定することで、応力降下量分布から求めているため、断層面上の破壊時刻から強度を求める Mikumo and Miyatake (1993) とは異なり、破壊伝播過程に関する情報は必要ではない。

平均変位速度分布の代用として、波形インバージョンで得られるすべり量分布をそのまま用いることは、手法の妥当性を検討する上では、それほど問題にはならないと考えられる。関口ほか(2003)でも言及されているように、平均変位速度分布は、その断層系で発生する地震のすべり量分布の長期平均的特徴を示すと考えられるので、加瀬ほか(2003)において、平均変位速度分布は、ひとつの「起こり得る地震」のすべり量分布の水平方向不均質として用いられていた。したがって、水平方向の不均質については、平均変位速度分布の代用として、波形インバージョンで求められたすべり量分布を「起こり得る地震」のモデルとして用いても差し支えないと考えられる。また、傾斜角方向に関しては、波形インバージョン結果の方が、関口ほか(2003)で用いられた方法で求められる強度・応力降下量分布よりも不均質である。したがって、波形インバージョン結果をそのまま用いて、どの程度の破壊過程の不均質が説明できるかを調べることによって、傾斜角方向にどのような不均質を考慮して外挿を行うかについての情報が得られると考えられる。

AセグメントとBセグメントが深部で連続している可能性を考慮するため、断層モデルは、3つのセグメントすべてが連続しているモデルと、AセグメントとB+Cセグメントの2セグメントから成るモデルとの2通りを仮定する(第1図)。2セグメントから成る場合のセグメント間の距離は、もっとも近くなる断層下端での距離、0.8 kmを用いた。断層下端ですべり量がゼロに収束することを考慮するため、断層の幅は19 kmとした。深さ13 kmから17 kmにかけて、波形インバージョンで深さ15 kmまで求められたすべり量を線型に内挿し、17 kmから19 kmではすべり量がゼロであるとした。

求められた強度分布は、全体に深さ依存性を持ち、セグメントの中央付近にピークがある(第5図)。また、Cセグメント南西部では負の値となっている。静摩擦係数の値を大きくすれば、この負の領域は小さくなるが、同時に震源付近(Bセグメント中央付近)の強度も大きくなり、破壊が始まらなくなってしまうため、負の強度の領域を許すことにした。ただし、このような領域では、広域応力場による剪断応力を断層面が支えられないと考えられるため、常に応力が動摩擦応力まで降下している、すなわち応力降下量がゼロと仮定して、動力学的な計算を行うこととした。

Bセグメントでは、南西部の方が北東部よりも強度が高い傾向があるが、これは波形インバージョン結果から再構築した分布(第4図)とは逆の傾向である。震源付近での強度分布の違いは、動的破壊過程の違いとなって現れることが予想される。

応力降下量は、走向方向成分がセグメントの端で大きな値をとるため、再構築された分布(第4図)

とはやや異なった分布となっている。また、Aセグメント北東端の浅いところの大きいすべり量に対応する分布は見られない。これは、断層が地表を切っているため、浅いところでの大きなすべり量は大きな応力変化を生じさせないことによる。

### 3.1.2 断層の幾何形状から初期応力場を仮定する場合

平均上下変位速度のデータがほとんどない場合に、断層の走向を利用して初期応力場の不均質を仮定する手法(加瀬ほか, 2003)についても、同様に試みる。

断層モデルには、六甲・淡路断層系のうち、北淡セグメント、東浦セグメントのうち仮屋断層、六甲山セグメントを考慮する(水野ほか, 2002)。明石海峡下でのセグメントの連続性について比較するため、北淡セグメントと六甲山セグメントが連続しているモデル(この場合、仮屋断層は無視する)と、仮屋断層と六甲山セグメントとが連続していて、北淡セグメントは距離0.8 kmで離れているモデルとの2通りを仮定する(第1図)。傾斜角は、反射法地震探査(例えば、Sato *et al.*, 1998; 横倉ほか, 1999)、ボーリング調査(例えば、池田ほか, 2001; 小村ほか, 2001)、横ずれと縦ずれの比が北淡セグメントで約2:1(寒川, 1990)、六甲山セグメントで約3:1(例えば、Maruyama and Lin, 2000)であることから、北淡セグメントは南東傾斜 $80^\circ$ 、仮屋断層は北東傾斜 $80^\circ$ 、六甲山セグメントでは北東傾斜 $85^\circ$ とした。ただし、このままでは、北淡セグメントと六甲山セグメントが交差してしまうため、明石海峡下にあたる北淡セグメント北東部(高磯断層にあたる領域)では、北淡、六甲山の両セグメントをなめらかにつなぐ形状を仮定した。断層は地表まで達していて、幅は19 kmとした。

推定した応力場中で断層面全体ですべりが生じた場合に生じる地表でのくいちがい量が、トレンチ調査で得られた平均的な1回あたりのずれの量(六甲山セグメント北東部の五助橋断層で、右横ずれ約1.5 m、上下ずれ約0.5 m; Lin *et al.*, 1998)と矛盾しないことを確かめた。その上で、兵庫県南部地震の際に六甲山セグメントでは深部でのみ大きいすべりが生じたことから、六甲山セグメントの8 km以浅での応力降下量をゼロと置き直した(第6図の応力降下量2成分の白い領域)。

求められた強度・応力降下量分布は、深さ依存性を持ち、水平方向の不均質は弱い(第6図)。傾斜角が高角のため、応力降下量は、走向方向成分にくらべて傾斜角成分がかなり小さい値となっている。これは、横ずれにくらべて縦ずれが小さいというトレンチ調査などの結果と矛盾しない。また、北淡セグメント北東部では、走向が約 $80^\circ$ と、東西方向の最大圧縮軸の向きとかなり近いいため、応力降下量が小さく、相対的に強度が大きくなっている。これは、

再構築された分布とは逆の傾向となり、北淡セグメントの連動性を考える上で、重要な要素となる。一様な外部応力場から計算されるよりも、現実の震源付近での強度が低かったということであり、何らかの原因（局所的な応力場の不均質や間隙水圧の変化など）により震源付近で剪断応力が集中、または法線応力が低下して、それにより地震が発生した、と考えられる。

### 3.2 数値計算の概要

3次元半無限均質弾性体中に置いた断層面上の破壊伝播過程（第3図）を、波動方程式を解くことにより求める。

時刻  $t=0$  に、断層面上に仮定した破壊開始点で応力降下が起こり、破壊は自発的に広がっていく。剪断応力が強度（静摩擦係数と法線応力との積）を越えた点ですべりが起こり、その後は、すべり弱法の摩擦構成則（Andrews, 1976; Day, 1982）に従って、剪断応力は動摩擦応力まで降下する。その破壊によって生じる応力変化によって、他のセグメント上での破壊が励起される。

動的破壊過程の数値計算には、Kase and Kuge (2001) の差分法のコードを用いた。

## 4. 結果

### 4.1 すべり量分布から初期応力場を仮定した場合

セグメントがすべて連続しているモデルでは、破壊伝播の様子は、兵庫県南部地震の破壊過程の特徴をよく再現している（第7図a）。しかし、AセグメントとBセグメントとが不連続なモデルでは、Aセグメントですべりが生じない（第7図b）。どちらのモデルでも、各セグメントでのすべり量の大きい領域は再現できているが、その大きさや、B、Cセグメント浅部でのすべりの小さい領域の再現はやや不十分である。

セグメントがすべて連続している場合、Bセグメントで始まった破壊は、初めにBセグメント北東部に向けて伝播し、約4秒後にAセグメントへ伝播し始めた（第7図a）。Bセグメント南西部で強度が高いこと（第5図a）により、Aセグメントへの破壊伝播が抑制されている。Aセグメントへ伝播した破壊は、約8秒かけて上方へ伝播した。一方、Bセグメント北東部へ向かった破壊は、Cセグメント中央付近の深部の強度の高い領域（第5図a）でいったん減速した後、破壊開始後約13秒でCセグメント北東端まで達した。兵庫県南部地震の波形解析結果と比べると、破壊時刻が全体に1秒程度遅れているものの、伝播の様子はよく再現できている。

すべり量は、仮定した応力降下量分布に対応して、セグメントごとにすべりの大きい領域が分布した。A、Cセグメントでは、浅いところですべりがより

大きくなり、地表でのすべりも最大で4m近くに達した。Bセグメントでは、深さ約12kmで最大のすべりとなったが、地表でのすべりも4mと大きい値となった。このようなすべり量分布は、兵庫県南部地震のすべり量分布とは異なる。すべり量は波形インバージョン結果よりかなり大きく、地震モーメントも  $6.4 \times 10^{19}$  Nm とかなり大きくなった。これらの違いは、仮定した応力降下量分布が再構築されたものよりもなめらかで、値の大きい領域が広く分布しているために生じている。

AセグメントとBセグメントとが不連続な場合、Aセグメントへ破壊が乗り移ることなく、B、Cセグメントでのみすべりが生じる（第7図b）。Bセグメント南西部で応力降下量が小さいこと（第5図b）が、Aセグメントの連動を抑制している。震源が断層の端にあたるため、B、Cセグメントでの破壊過程やすべり量分布は、連続なモデルとほぼ同じとなった。地震モーメントは  $4.7 \times 10^{19}$  Nm で、Aセグメントですべりが生じていないにも関わらず、波形インバージョン結果よりも大きくなった。

### 4.2 断層の幾何形状から初期応力場を仮定した場合

すべり量分布から仮定した場合と同様に、北淡セグメントと六甲山セグメントが連続しているモデルでは断層面全体ですべりが生じ（第8図a）、不連続なモデルでは北淡セグメントへ破壊が乗り移ることができなかった（第8図b）。すべり量は、前節の結果に比べて小さく、非常になめらかな分布となった。

北淡セグメントと六甲山セグメントが連続している場合、すべりは両セグメントへ同時に伝播し、北淡セグメントでは約5秒、六甲山セグメントでは約13秒ですべりが全体に広がった（第8図a）。破壊開始と同時に北淡セグメントへも破壊が広がるため、北淡セグメントの地表まで破壊が達する時刻も、解析結果より早かった。強度、応力降下量ともに水平方向の不均質が小さく（第6図b）、破壊速度を変化させる要因となっていないためである。北淡セグメント北東部の強度が相対的に高い領域も、破壊伝播を阻害する役割は果たしていない。

シミュレーション結果の地震モーメントは  $3.0 \times 10^{19}$  Nm と、波形インバージョン結果と同程度であったものの、すべり量の分布はかなりなめらかなものとなった。解析結果や前節の結果にあるようなすべりの大きい領域は、顕著には見られず、水平方向にかなり均一なすべり量分布となった。また、応力降下量をゼロと仮定した六甲山セグメント浅部でも、1m以上のすべりが生じた。この領域のすべりは、六甲山セグメント深部の破壊ではなく、北淡セグメント浅部に広がった破壊が伝播することによって生じている。したがって、この領域で応力降下量が負でない限り、破壊が停止することはできないと考えられる。

北淡セグメントと六甲山セグメントとが不連続な場合、仮屋断層にある震源から広がった破壊は、六甲山セグメントの深部のみに広がった(第8図b)。北淡セグメント北東部の強度が高く(第6図b)、北淡セグメントへは破壊は乗り移れず、また、六甲山セグメント深部の破壊だけでは、応力降下量をゼロと仮定した六甲山セグメント浅部へ破壊が広がることもできない。その結果、地震モーメントは $1.2 \times 10^{19}$  Nm とかなり小さくなった。

## 5. 議論

### 5.1 1995年兵庫県南部地震の破壊過程と断層モデル

初期応力場の仮定方法によらず、セグメントが不連続な場合には淡路島側へ破壊が伝播しないことから、兵庫県南部地震の破壊過程を説明するためには、北淡セグメントと六甲山セグメントとが、深部で連続していると考えた方がよいことがわかる。このことを確認するため、セグメント間の距離を0.2 kmにして破壊過程を計算してみたが、この場合も北淡セグメントへ破壊が乗り移ることはなかった。

本稿では数値計算に差分法を用いているため、「深部のみで繋がっている断層系」を正確にモデルに組み込むことができていない。そのため、深部でのみつながっているセグメントを、ひとつの平面で置き換えて計算していることで、異なる破壊過程となっている可能性について、検討する必要がある。

深部のみでつながった断層での破壊過程を扱ったAochi (2003) は、断層の幅9.5 kmに対して、深部でつながっている幅が2 km以上あれば、破壊伝播が可能であったとしている。また、深部から始まる破壊は、不連続の部分では直接伝播することはできないが、深部の連続している部分から、新たに円形に伝播することができる。これらのことから、兵庫県南部地震の起震断層をひとつの平面で置き換えても、第5図aや第6図aで示したように、セグメント境界での強度が高くなるような初期応力場の仮定ができれば、計算される破壊過程は、モデル化の影響をそれほど受けることはないと考えられる。

### 5.2 初期応力場の仮定の妥当性

前章までの結果から、動力学的に破壊過程を再現するためには、すべり量分布を用いて水平方向に不均質な初期応力場を仮定し、更に傾斜角方向のすべりの不均質を再現するための仮定が必要であることがわかる。

すべり量から初期応力場を仮定する方法では、すべり量から直接拘束されるのは応力降下量だけであるにも関わらず、破壊伝播過程を比較的良好に再現できる。このことから、この方法で用いた強度の仮定の仕方は妥当なものであると考えられる。一方、すべり量の傾斜角方向の不均質の再現は不十分である。

深さ依存性を持つ主応力を仮定すると、浅いほど強度は低くなるため、断層浅部ですべりが小さくなるような分布を再現することは難しい。

断層深部でのみすべりが大きくなるようなすべり分布の不均質を再現するためには、負の応力降下量を持つ領域を与える必要があるが、現状ではそのような応力降下量分布を見積もることができていない。そのため、地表まで破壊が達し、地表の変位が大きくなっている。動力学的なエネルギーのバランスを考えれば、浅いところで強度が低いにも関わらず、破壊が停止するためには、応力降下量は負でなければならない。しかしながら、破壊を停止させるのに必要な絶対値については、周囲の応力場やエネルギーバランスによって変わるため、現在のところ、統一的に与える方法はなく、パラメータスタディを繰り返すしかない。

応力降下量が負になる領域を推定する手がかりのひとつとして、地質構造との対応が考えられる。Quin (1990) は、1979年Imperial Valley地震では、負の応力降下量を持つ領域が断層浅部に分布しており、堆積層の分布と対応すると指摘している。

本稿では、波形解析から得られたすべり量分布を用いて初期応力場を仮定したが、過去に発生した地震でのすべり分布が不明な断層を対象に、強震動予測のための震源モデルを作成する際には、加瀬ほか(2003)と同様に、地表で観測される平均変位速度分布を傾斜角方向に外挿することになる。その際にも、傾斜角方向の不均質については、負の応力降下量を持つような分布をモデルのひとつに採用し、シナリオの候補とする必要があるだろう。

## 6. まとめ

1995年兵庫県南部地震の破壊過程を動力学的に再現することによって、すべり量の分布と断層形状を用いて動的破壊過程に用いる初期応力場に不均質を導入することの妥当性を調べた。不均質な破壊過程を再現するためには、断層形状から推定される初期応力場では不十分であり、平均変位速度分布を用いて水平方向の不均質を導入する必要がある。また、傾斜角方向の応力場の不均質については、負の応力降下量を持つ領域の存在も視野に入れたパラメータスタディが必要である。

謝辞 本稿に用いた図の一部は、GMT (Generic Mapping Tool version 3.4: Wessel and Smith, 1998) を用いて作成しました。記して感謝いたします。

## 文献

- Andrews, D. J. (1976) Rupture velocity of plane strain shear cracks. *J. Geophys. Res.*, **81**, 5679-5687.  
Aochi, H. (2003) The role of fault continuity at depth in

- numerical simulations of earthquake rupture. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **78**, 75-82.
- Bouchon, M., Sekiguchi, H., Irikura, K., Iwata, T. (1998) Some characteristics of the stress field of the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) earthquake. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24271-24282.
- Day, S. M. (1982) Three-dimensional simulation of spontaneous rupture: the effect of nonuniform prestress. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1881-1902.
- Harris, R. A. and Day, S. M. (1999) Dynamic 3D simulations of earthquakes on en echelon faults. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2089-2092.
- Horikawa, H., Hirahara, K., Umeda, Y., Hashimoto, M. and Kusano, F. (1996) Simultaneous inversion of geodetic and strong-motion data for the source process of the Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake. *J. Phys. Earth*, **44**, 455-471.
- Ide, S. and Takeo, M. (1996) The dynamic rupture process of the 1993 Kushiro-oki earthquake. *J. Geophys. Res.*, **101**, 5661-5675.
- Ikeda, R., Iio, Y. and Omura, K. (2001) In situ stress measurements in NIED boreholes in and around the fault zone near the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan. *The Island Arc*, **10**, 252-260.
- 池田隆司・小村健太郎・飯尾能久・新井崇史・小林健太・松田達生・島田耕史・田中秀実・富田倫明・平野 聡 (2001) 1995 年兵庫県南部地震に伴う野島断層を貫くドリリング調査. 防災科学技術研究所研究報告, No. 61, 141-153.
- Kase, Y. and Kuge, K. (2001) Rupture propagation beyond fault discontinuities: Significance of fault strike and location. *Geophys. J. Int.*, **147**, 330-342.
- 加瀬祐子・関口春子・堀川晴央・石山達也・佐竹健治・杉山雄一 (2003) 活断層情報から推定した不均質応力場中の動的破壊過程のシミュレーション: 上町断層系・生駒断層系への応用. 活断層・古地震研究報告, No. 3, 261-272.
- Lin, A., Maruyama, T. and Miyata, T. (1998) Paleoseismic events and the 1596 Keicho-Fushimi large earthquake produced by a slip on the Gosukebashi fault at the eastern Rokko mountains, Japan. *The Island Arc*, **7**, 621-636.
- Maruyama, T. and Lin, A. (2000) Tectonic history of the Rokko active fault zone (southwest Japan) as inferred from cumulative offsets of stream channels and basement rocks. *Tectonophysics*, **323**, 197-216.
- Mikumo, T. and Miyatake, T. (1993) Dynamic rupture processes on a dipping fault, and estimates of stress drop and strength excess from the results of waveform inversion. *Geophys. J. Int.*, **112**, 481-496.
- 水野清秀・寒川 旭・吉岡敏和・杉山雄一・荻谷愛彦・栗本史雄・吾妻 崇・須貝俊彦・栗田泰夫 (2002) 50 万分の 1 活構造図「京都」(第 2 版), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Nakamura, M. and Ando, M. (1996) Aftershock distribution of the January 17, 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake determined by the JHD method. *J. Phys. Earth*, **44**, 329-335.
- 小村健太郎・池田隆司・新井崇史・小林健太・島田耕史・田中秀実・富田倫明・平野 聡・松田達生 (2001) 野島断層平林 NIED コア 1,800 m 破砕帯部の断層岩分布. 防災科学技術研究所研究報告, No. 61, 173-182.
- Quin, H. (1990) Dynamic stress drop and rupture dynamics of the October 15, 1997, Imperial Valley, California, earthquake. *Tectonophysics*, **175**, 93-117.
- Sato, H., Hirata, H., Ito, T., Tsumura, N. and Ikawa, T. (1998) Seismic reflection profiling across the seismogenic fault of the 1995 Kobe earthquake, southwest Japan. *Tectonophysics*, **286**, 19-30.
- 寒川 旭 (1990) VI. 上部更新統・完新統及び活断層・明石地域の地質, 地質調査所, 43-64.
- Sekiguchi, H., Irikura, K. and Iwata, T. (2000) Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 117-133.
- 関口春子・加瀬祐子・堀川晴央・石山達也・佐竹健治・杉山雄一 (2003) 活断層情報を用いた想定地震の不均質すべり・応力分布の推定. 活断層・古地震研究報告, No. 3, 273-284.
- Wald, D. J. (1996) Slip history of the 1995 Kobe, Japan, earthquake determined from strong motion, teleseismic, and geodetic data. *J. Phys. Earth*, **44**, 489-503.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos Trans. AGU*, **79**, 579.
- 横倉隆伸・山口和雄・加野直巳・宮崎光旗・井川 猛・太田陽一・川中 卓 (1999) 神戸・芦屋周辺地域における反射法深部構造探査. 地質調査所月報, **50**, 245-267.
- Yoshida, S. (1985) Two-dimensional rupture propagation controlled by Irwin criterion. *J. Phys. Earth*, **33**, 1-20.
- Yoshida, S., Koketsu, K., Shibasaki, B., Sagiya, T., Kato, T. and Yoshida, Y. (1996) Joint inversion of near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake. *J. Phys. Earth*, **44**, 437-454.

(受付: 2004 年 8 月 19 日, 受理: 2004 年 10 月 5 日)

第1表. 速度構造.  
Table 1. Velocity structure.

Depth [km]	P-wave velocity [km/s]	S-wave velocity [km/s]	Density: $\rho$ [g/cm <sup>3</sup> ]
0.0	3.80	1.98	2.30
1.5	5.50	3.15	2.60
4.0	6.20	3.52	2.70
26.0	6.80	3.83	2.87

第2表. 外部応力場のパラメータ.  
Table 2. Parameters for an external stress field.

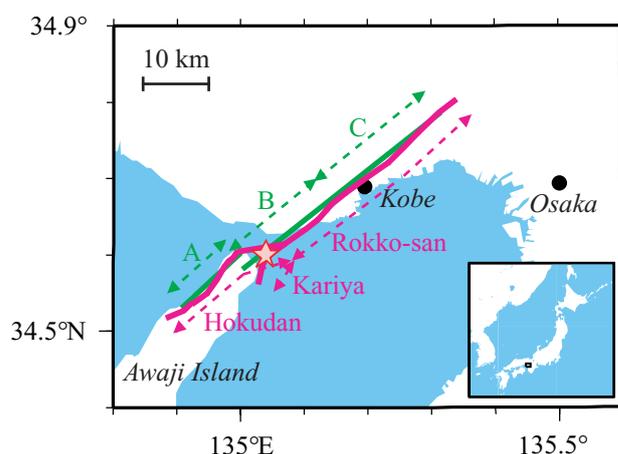
Maximum compressional stress ( $\sigma_1$ ) [MPa]	32 $z$
Intermediate compressional stress ( $\sigma_2$ ) [MPa]	28.8 $z$
Minimum compressional stress ( $\sigma_3$ ) [MPa]	25.48 $z$

第3表. 数値計算に用いたパラメータ.  
Table 3. Parameters used in this study.

S	1.6
Critical displacement: $D_c$ [m]	0.50
Dynamic coefficient of friction: $\mu_d$	0.010
Grid interval in space: $\Delta x, \Delta z$ [km]	0.2
Grid interval in space: $\Delta y$ [km]	0.2
Grid interval in time: $\Delta t$ [s]	0.02

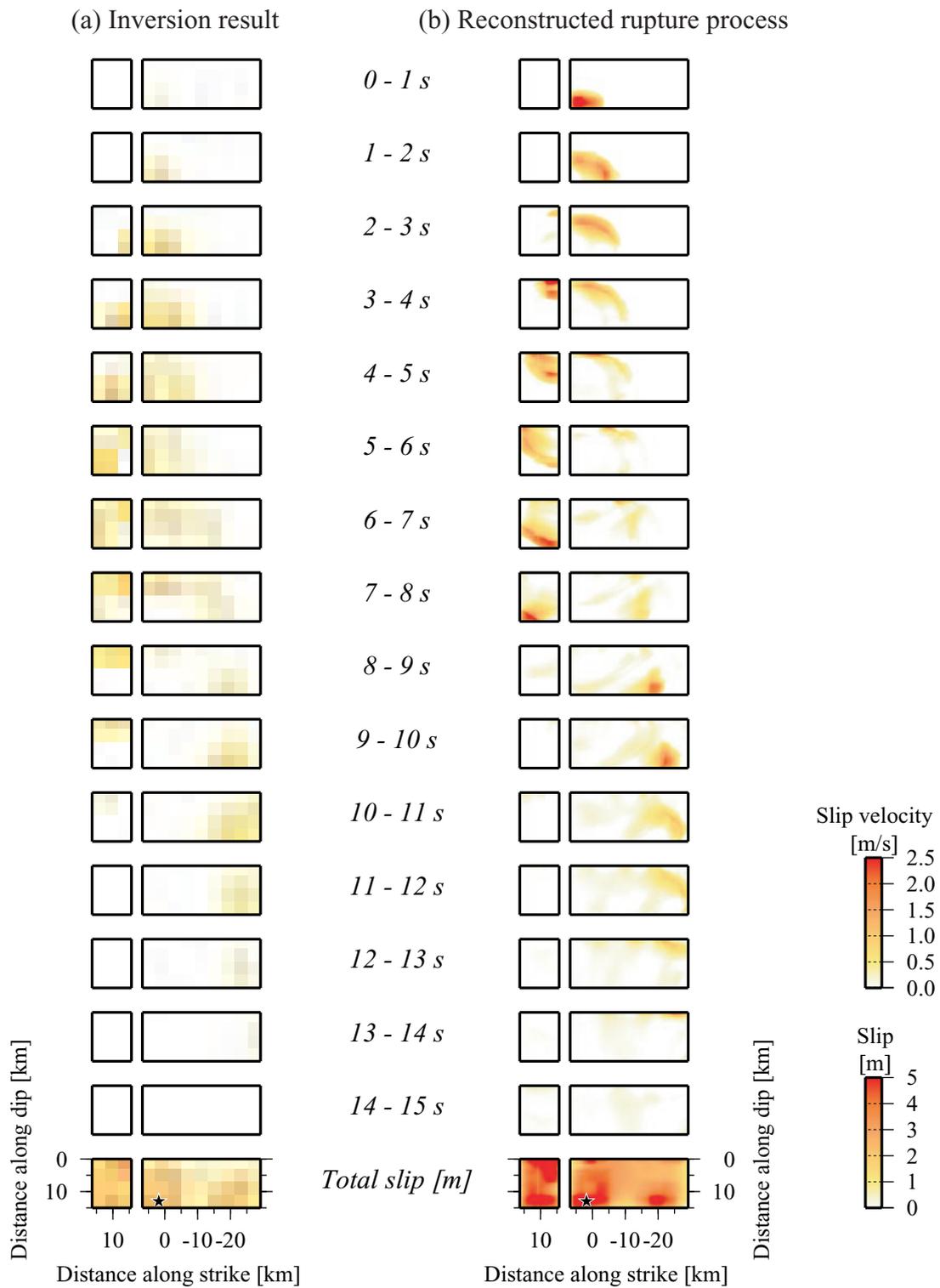
第4表. 静摩擦係数.  
Table 4. Static coefficient of friction ( $\mu_s$ ).

Model estimated from slip distribution	0.08
Model estimated from fault geometry	0.13



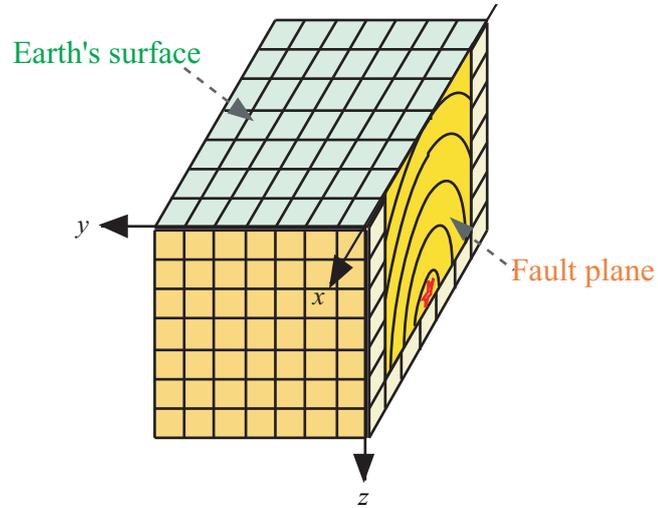
第1図. 六甲・淡路断層系の断層トレース. 緑線はHorikawa *et al.*, (1996)の波形インバージョン, およびすべり量分布から推定した応力場を用いた数値計算に用いた断層モデル. ピンク線は断層形状から推定した応力場を用いた数値計算で用いた断層モデル. 星印は震央の位置を示す.

Fig. 1. Fault traces of the Rokko-Awaji fault system. Green lines show fault model used in the waveform inversion by Horikawa *et al.* (1996) and numerical simulations based on stress field estimated from slip distribution. Pink lines show fault model used in numerical simulations based on stress field estimated from fault geometry. A Star indicates the epicenter location.

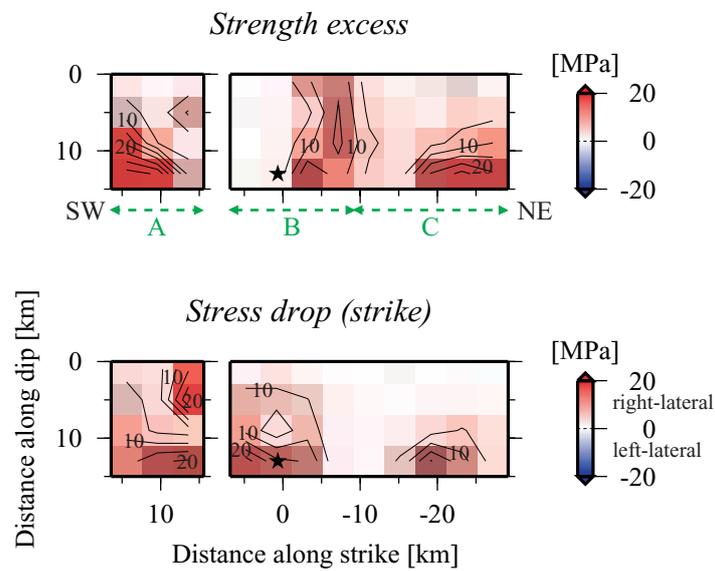


第2図. (a) Horikawa *et al.* (1996)による1995年兵庫県南部地震の破壊過程. (b) 再構築された強度・応力降下量分布 (第4図) を用いて計算した動的破壊過程.

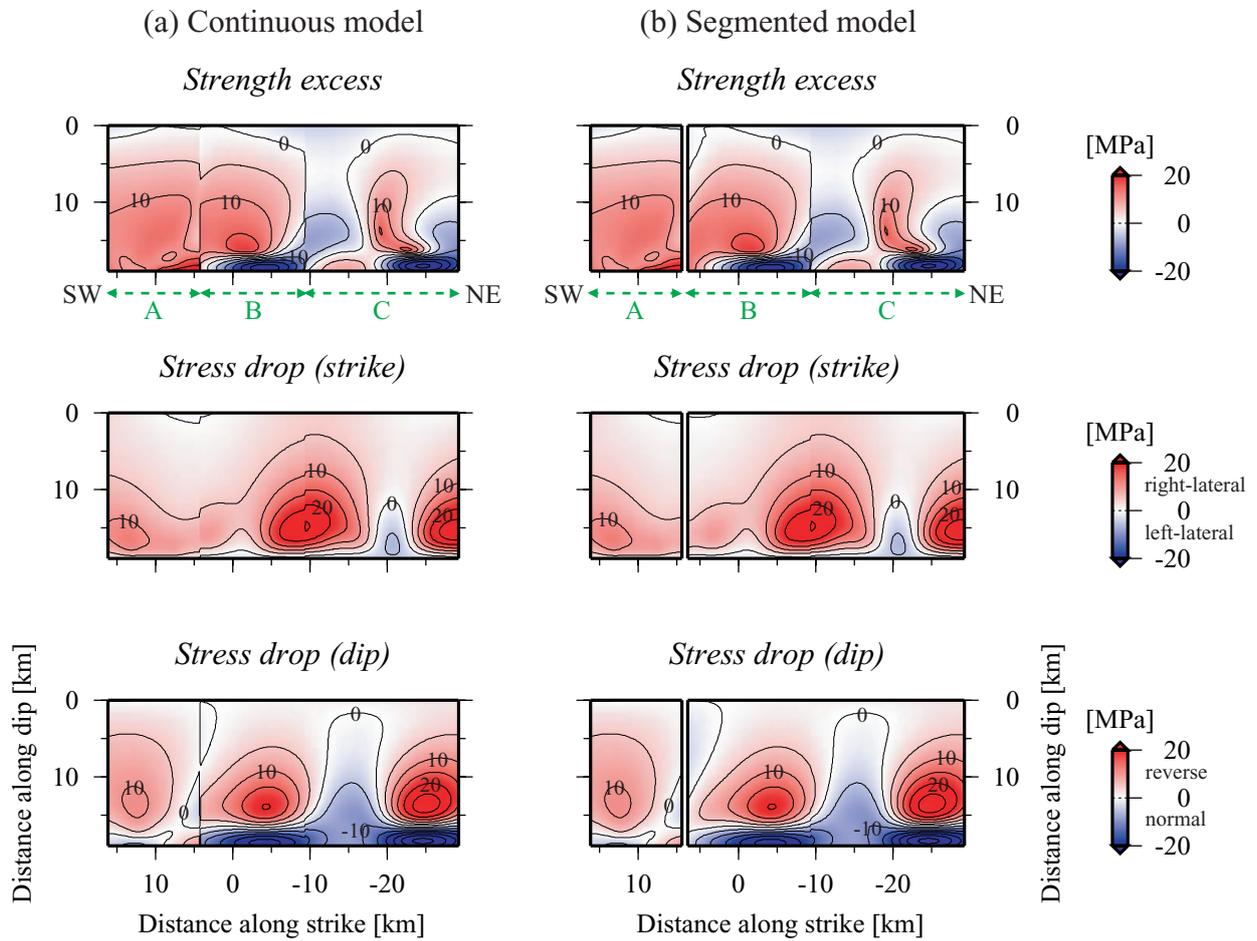
Fig. 2. (a) The rupture process of the 1995 Kobe earthquake estimated by Horikawa *et al.* (1996). (b) Rupture process based on reconstructed distributions of strength excess and stress drop.



第3図. 数値計算のモデル.  
Fig. 3. Numerical model used in this study.

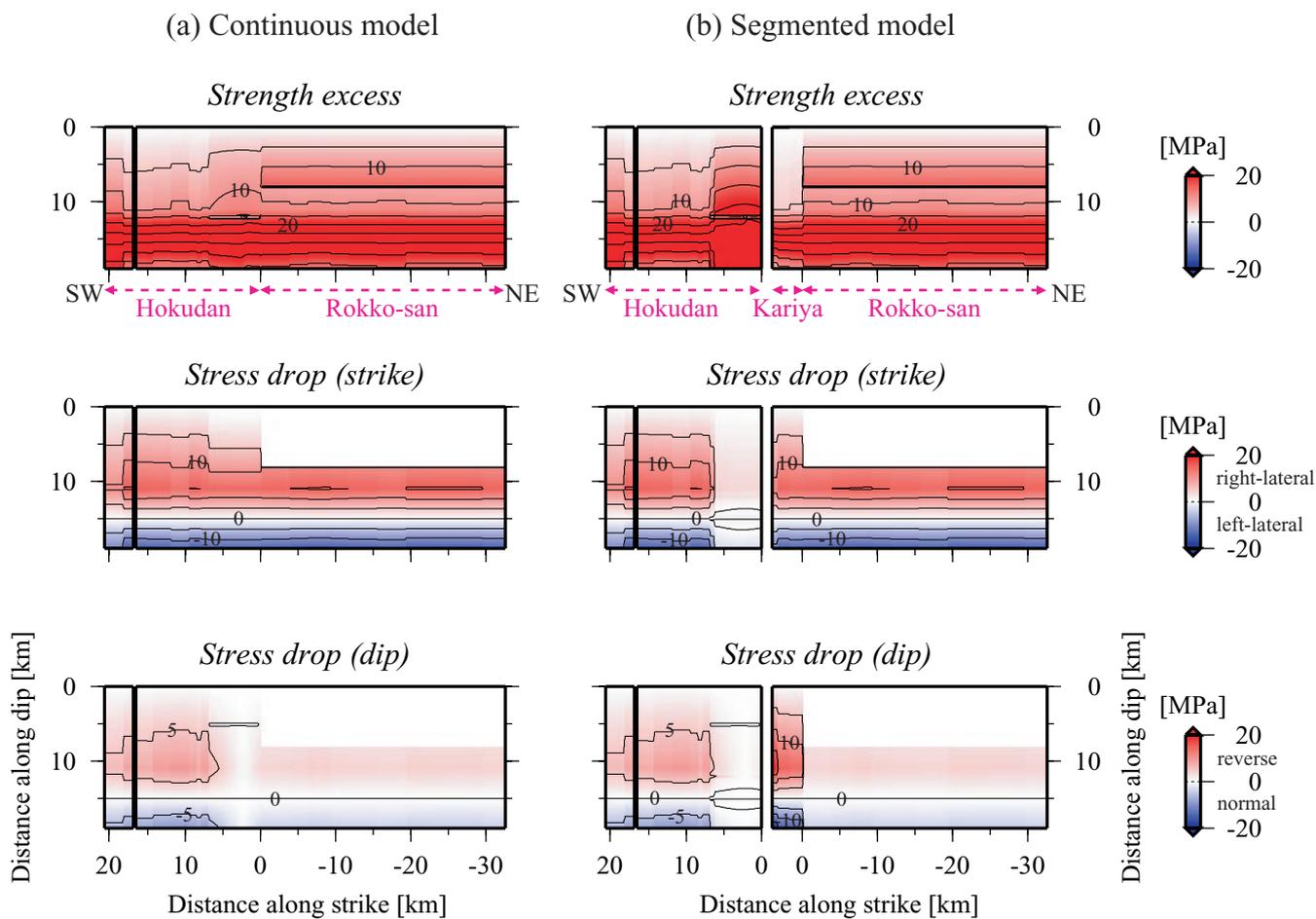


第4図. 再構築された強度・応力降下量分布. 応力降下量は、右横ずれを正とする.  
Fig. 4. Reconstructed distributions of strength excess and stress drop. The stress drop causing right-lateral slip is positive.



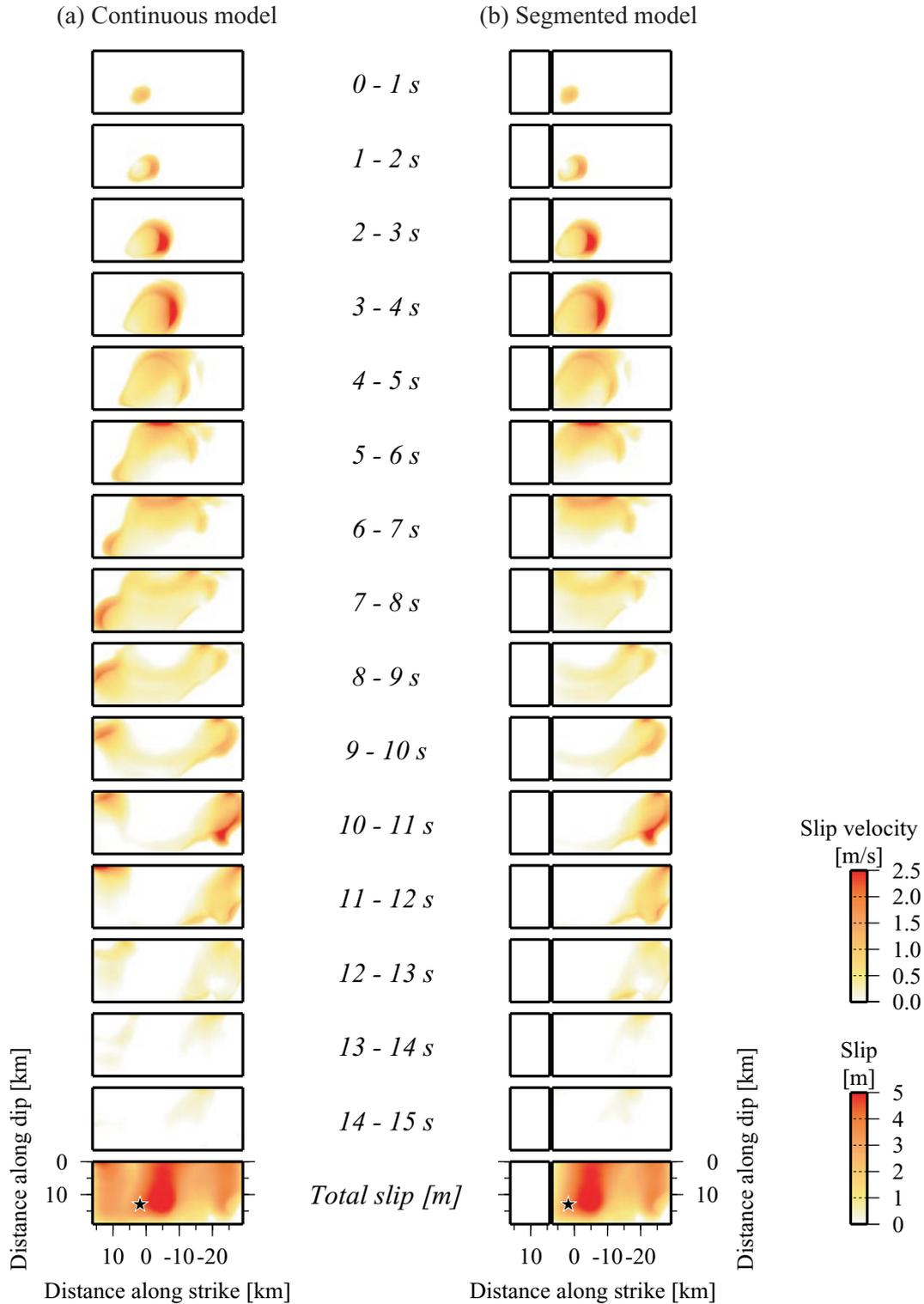
第5図. すべり量分布から推定される初期応力分布. 応力降下量は, 走向成分は右横ずれを正, 傾斜角方向は逆断層を正とする. (a) AセグメントとBセグメントが連続である場合. (b) AセグメントとBセグメントが不連続である場合.

Fig. 5. Heterogeneous distributions of initial stress field based on slip distribution. The stress drops causing right-lateral and reverse slip are positive. (a) A and B segments continue. (b) A and B segments do not continue.



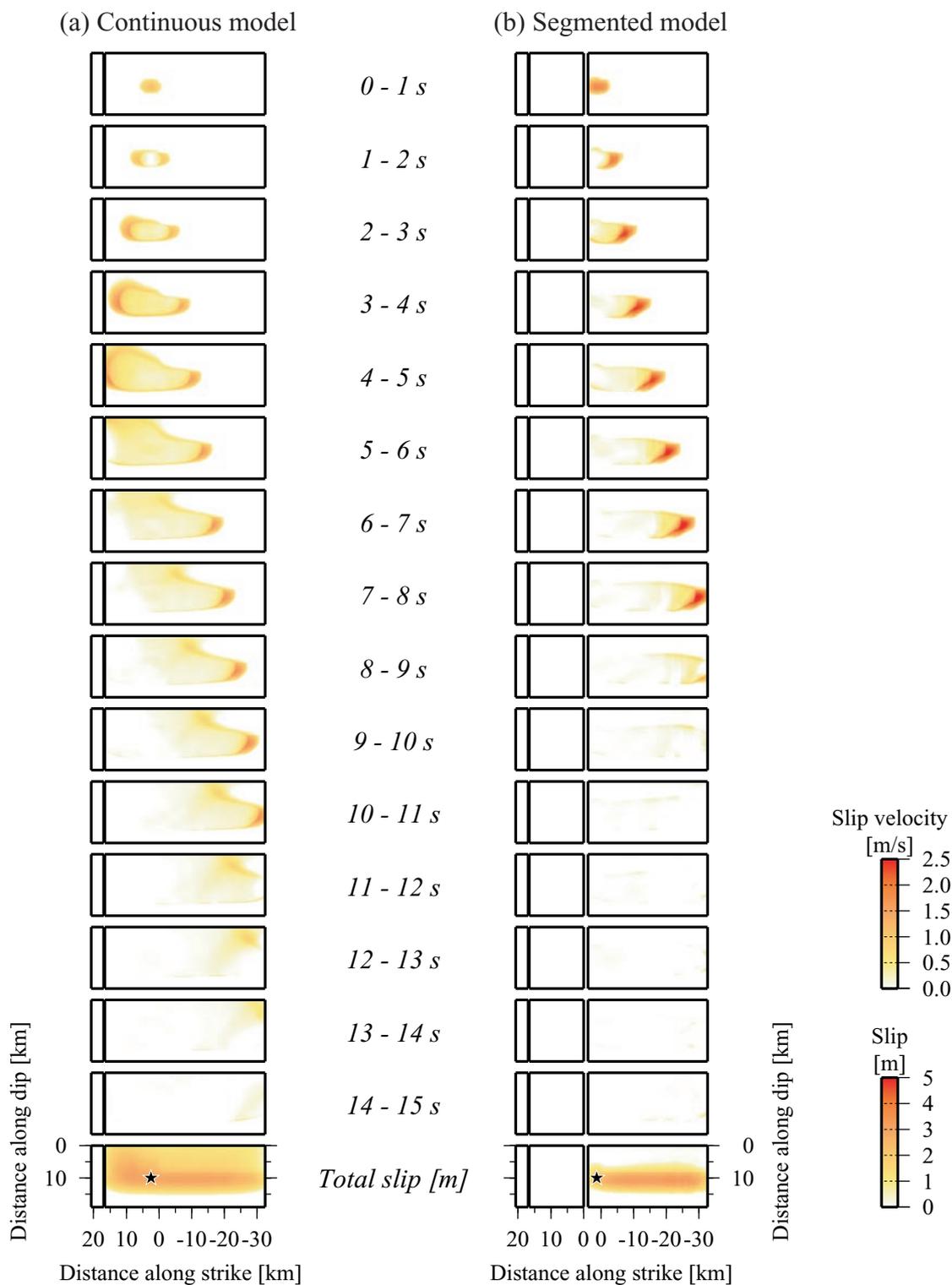
第6図. 断層形状から推定される初期応力分布. 応力降下量は、走向成分は右横ずれを正、傾斜角方向は逆断層を正とする. (a) 北淡セグメントと六甲山セグメントが連続である場合. (b) 北淡セグメントと六甲山セグメントが不連続である場合.

Fig. 6. Heterogeneous distributions of initial stress field based on fault geometry. The stress drops causing right-lateral and reverse slip are positive. (a) Hokudan and Rokko-san segments continue. (b) Hokudan and Rokko-san segments do not continue.



第7図. すべり量分布から推定される初期応力分布 (第5図) を用いた場合の破壊過程. (a) AセグメントとBセグメントが連続である場合. (b) AセグメントとBセグメントが不連続である場合.

Fig. 7. Rupture processes under initial stress field based on slip distribution (Fig. 5). (a) A and B segments continue. (b) A and B segments do not continue.



第8図. 断層形状から推定される初期応力分布 (第6図) を用いた場合の破壊過程. (a) 北淡セグメントと六甲山セグメントが連続である場合. (b) 北淡セグメントと六甲山セグメントが不連続である場合.

Fig. 8. Rupture processes under initial stress field based on fault geometry (Fig. 6). (a) Hokudan and Rokko-san segments continue. (b) Hokudan and Rokko-san segments do not continue.