

### 3. 4 動的破壊シミュレーションによる連動性評価

#### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 動的破壊シミュレーションによる連動性評価

(b) 担当者

	所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	主任研究員	加瀬 祐子
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	主任研究員	浦田 優美

(c) 業務の目的

地震時変位量や断層形状、速度構造等を考慮した動的破壊シミュレーションを実施し、それぞれの活動時の地震後経過時間に応じた震源モデルを推定する。その結果から、連動可能性とその条件を検討する。

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和2年度：

動力学的破壊シミュレーションのためのコード整備をおこなうとともに、既存情報を基にしたプロトタイプの震源モデルを用いた試計算をおこなった。

2) 令和3年度：

前年度の調査結果等を基に、プロトタイプの震源モデルを用いた試計算をおこなった。

3) 令和4年度：

本課題で得られた成果等を反映した動力学的震源モデルを構築し、連動可能性とその条件を検討した。

#### (2) 令和4年度の成果

(a) 業務の要約

動的破壊シミュレーションを基に、連動可能性とその条件を議論するためには、動的破壊シミュレーションにおいて多くのパラメータ候補を検討する必要があり、計算機負荷が大きい。そこで今年度、シミュレーション実施前にパラメータ候補を合理的に減らすためのスクリーニング手法を検討した。その結果、静的すべり分布とエネルギー収支の計算という簡便な方法で、検討したパラメータのうちの約1/3で、連動する断層区間や地震規模の上限を予測することができることがわかった。本手法は、今後、動的破壊シミュレーションを行う前のスクリーニングとして活用できると考えられる。

また、中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間を対象として、既存情報と本事業の昨年度の成果を基に震源モデルを構築した。そして、応力場に関する感度解析をおこなった結果、応力降下量の深さプロファイルが異な

っても連動のパターンに大きな差異は生じない一方で、主圧縮応力の向きは連動性に大きく影響することがわかった。更に、応力場モデルの設定に断層の活動履歴の情報を取り入れる方法について検討し、変位履歴調査結果から推定された連動パターンとも調和的な地震シナリオを含む、様々なシナリオを得た。

#### (b) 業務の成果

##### 1) 動的破壊シミュレーションの計算負担を軽減するための手法の検討

Noda et al. (2021) により提案されたエネルギー収支法をベースに、破壊領域や地震規模の上限を制約できるか検討した。本業務で検討している中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間を対象とし、昨年度までに実施した動的破壊シミュレーションの結果（文部科学省・産業技術総合研究所，2022）と比較することで、本手法による予測可能性を調べた。

##### a) 静的すべりモデルの計算手法

エネルギー収支法（Noda et al., 2021）は、正の residual energy ( $E_R$ ) が地震発生の必要条件であるとして、実現し得る静的すべりモデルを絞り込む方法である。ここで、 $E_R$  は断層すべりによって解放されるエネルギーと消費されるエネルギーの差である。まず応力降下量分布を仮定して静的すべりモデルを作る。次に摩擦構成則を仮定して  $E_R$  を計算する。 $E_R$  が正であればそのすべりモデルは実現しうる、負であればそのすべりモデルは実現しない、と判定する。

静的すべり分布の計算には、triangular dislocation の解析解（Nikkhoo and Walter, 2015）を使用した。この解析解では、半無限均質媒質が仮定されている。一方、動的破壊シミュレーションでは半無限均質媒質または2層の水平成層構造を設定した。そこでまず、均質媒質および2層水平成層構造での動的破壊シミュレーションで得られた最終すべり分布と均質媒質での静的すべり分布を比較した。速度構造以外のパラメータ設定と断層モデルは同一とし、比較に用いたパラメータ設定では動的破壊シミュレーションで断層モデルの大部分に破壊が伝播した。均質媒質と2層構造での動的破壊シミュレーションでは、地表付近のすべり分布が異なるものの、全体の傾向はよく似ており、地震モーメント  $M_0$  は、均質媒質  $4.19 \times 10^{20} \text{Nm}$ 、2層構造  $4.07 \times 10^{20} \text{Nm}$  であった。一方、静的すべり分布では、すべり量が動的破壊シミュレーションに比べ全体的に少し小さく出ること、動的破壊が伝播しなかった領域でも若干のすべりが出ることなどの特徴がみられた。 $M_0$  は  $3.56 \times 10^{20} \text{Nm}$  であり、均質媒質、2層構造での動的破壊シミュレーション結果よりそれぞれ15%、13%小さかった。このことから、エネルギーを議論する際には、速度構造の違いは無視できると考えられる。

静的すべり分布とエネルギー収支の計算に用いる断層モデル、応力降下量分布、摩擦構成則は、動的破壊シミュレーションでの設定（文部科学省・産業技術総合研究所，2022）と同じとした。断層モデルを図1に示す。断層面は、面積が約  $0.04 \text{km}^2$  の三角要素から成る。応力降下量分布、摩擦構成則、動的破壊シミュレーションでの破壊開始点の異なる48ケースを検討した。

静的すべりモデルを作る断層区間は、動的破壊シミュレーションで破壊が伝播した区間

(以下、動的破壊域)、もしくはそれより広い区間とした。ただし、ここでの「区間」とは断層不連続部と屈曲で区切られた範囲を示し、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁西部はそれぞれ3つの小区間に分かれている。動的破壊シミュレーションにおいて破壊が断層小区間の一部に広がった場合には、破壊域の面積が小区間の面積の40%以上であればその小区間を静的すべりモデルに入れ、それより小さければ入れないこととした。また、動的破壊域より広い断層区間を計算する際、隣接しない断層区間の組み合わせは検討しなかった。

#### b) エネルギー収支による最大破壊域の予測

静的すべり分布の計算例として、動的破壊シミュレーションで破壊が讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間に伝播したパラメータで、その二区間での静的すべり分布を計算した結果を図2に示す。図2(a)が動的破壊シミュレーションの結果、図2(b)が讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間における静的すべり分布である。このケースでの $E_R$ は $1.24 \times 10^{16} \text{Nm}$ で正であり、動的破壊が同区間に伝播したことと整合的である。検討した48ケース全てで、動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合の $E_R$ は正であった。このことから、エネルギー収支法による予測は動的破壊シミュレーションの結果と整合的であると言える。

次に、エネルギー収支によって最大破壊域を予測できるかを検討するため、動的破壊域より広い区間を仮定した場合の $E_R$ を調べた。図2と同じパラメータで、本業務で対象とした断層区間全体での静的すべりを計算した結果を図3に示す。応力降下量が負に設定された断層区間では、大きな負の静的すべり量が得られた。しかし、実際には逆向きのすべりはほとんど生じないと考えられるため、静的すべり量が負の領域では、すべり量が0であるとしてエネルギーの計算を行った。この場合の $E_R$ は $1.20 \times 10^{16} \text{Nm}$ で正であった。同じパラメータで断層区間を様々に変えた場合の $E_R$ を図4にまとめた。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合である。このパラメータ設定では、断層区間の大きさによらず $E_R$ は正であるため、エネルギー収支からは破壊が全区間に広がる可能性を棄却できない。検討した48ケースのうち32ケースで同様の傾向がみられた。断層区間の大きさによらず $E_R$ が正になる理由として、動的破壊シミュレーションで破壊が停止した区間やそのすぐ外側の区間では、応力降下量が0程度か負であることが多く、その断層区間での静的すべり量が0程度か負になるため、その断層区間が $E_R$ の計算に影響を与えない、ということが挙げられる。

一方、検討した48ケースのうち7ケースでは、図5のように、動的破壊域よりも広い断層区間を設定すると $E_R$ が負になった。このような場合には、エネルギー収支から、破壊が伝播しうる断層区間の上限を予測することができ、その上限の予測は動的破壊シミュレーション結果と一致していた、と言える。

#### c) 地震モーメントによる最大地震規模の予測

前項で述べた図4のように、動的破壊シミュレーションで破壊が停止した区間やそのすぐ外の区間で静的すべり量が0程度か負になるケースでも、破壊域の上限を予測できるかを検討するため、静的すべり分布から地震モーメントを計算した。図6は、図2、3、4と同じパラメータでの静的すべり分布から地震モーメントを計算した結果である。断層区

間が広がっても地震モーメントが増えないことがわかる。そのため、地震モーメントから、起こりうる地震の最大規模を予測できると言える。このようなケースは、検討した48ケースのうち8ケースあった。これら8ケースは、前項で示した、エネルギー収支から破壊域の上限を予測できるケースとは完全に異なっていた。

以上の結果から、静的すべり分布とエネルギー収支の計算という簡便な方法で、検討したパラメータのうちの約1/3で、連動する断層区間や地震規模の上限を予測することができた。本手法は、今後、動的破壊シミュレーションを行う前のスクリーニングとして活用できると考えられる。

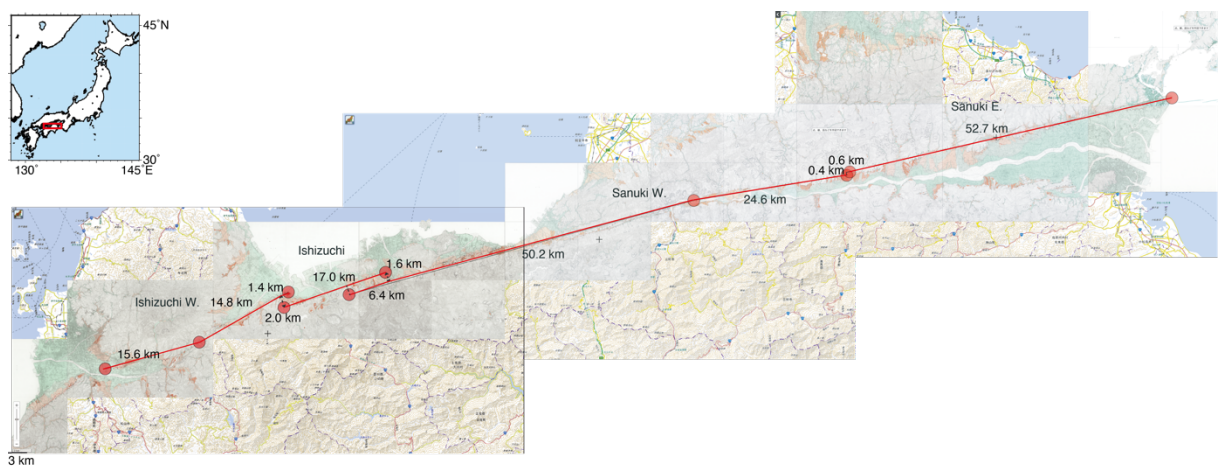


図1 本研究で用いた断層モデル（文部科学省・産業技術総合研究所，2022）。

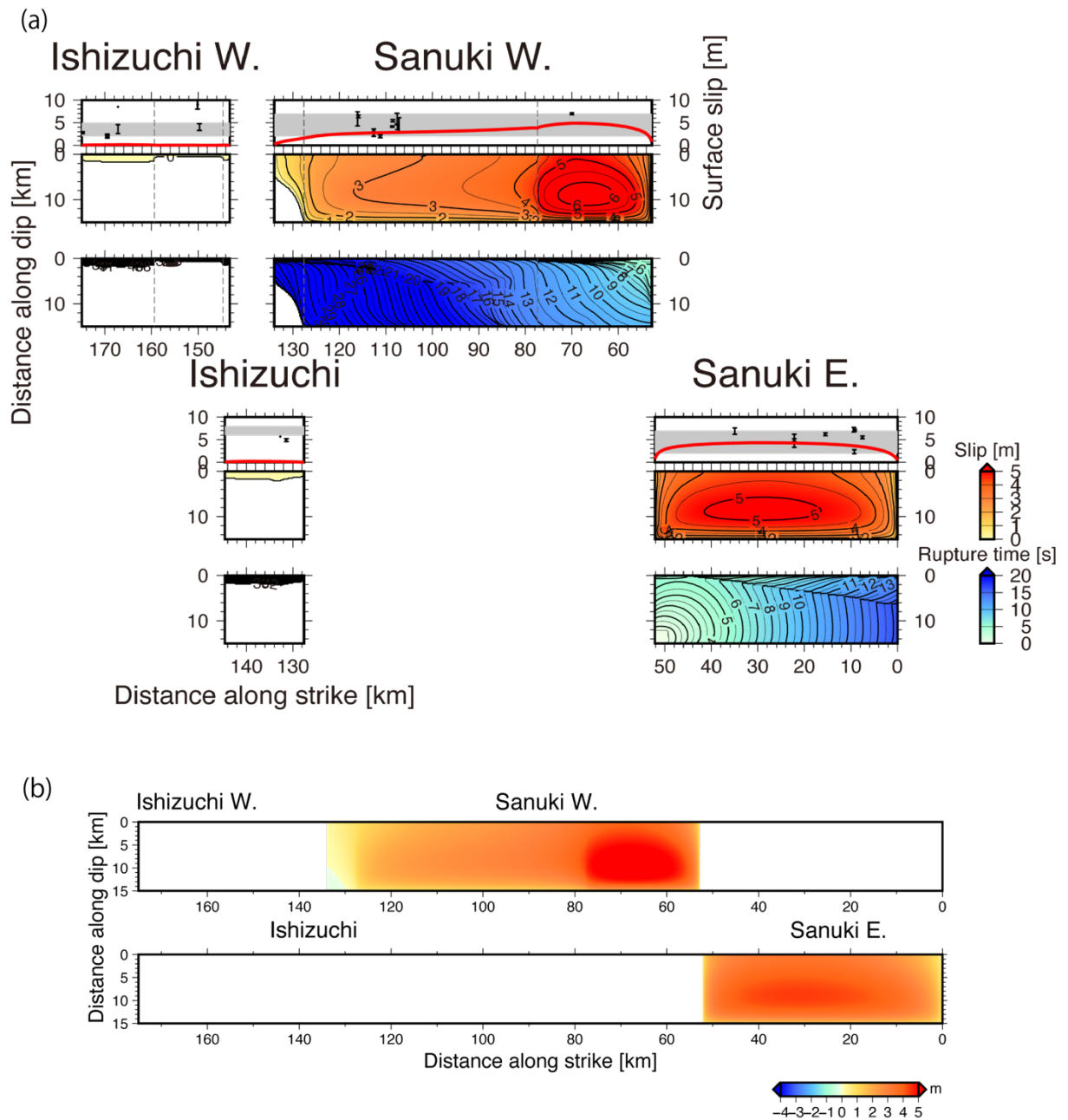


図2 均質媒質での動的破壊シミュレーション結果 (a) と静的すべり分布 (b) の例。 $\sigma_1$ はN60° W、応力降下量の深さ係数は1.0、 $\mu_s = 0.60636$ 、 $\mu_d = 0.48564$ 。(a) それぞれ、第1段の赤線が地表でのすべりの分布、灰色帯が1回の活動によるすべり量の範囲 (地震調査研究推進本部, 2017)、第2段が断層面上のすべり量、第3段が断層面上の破壊時刻。(b) 動的破壊が伝播した讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間を仮定。

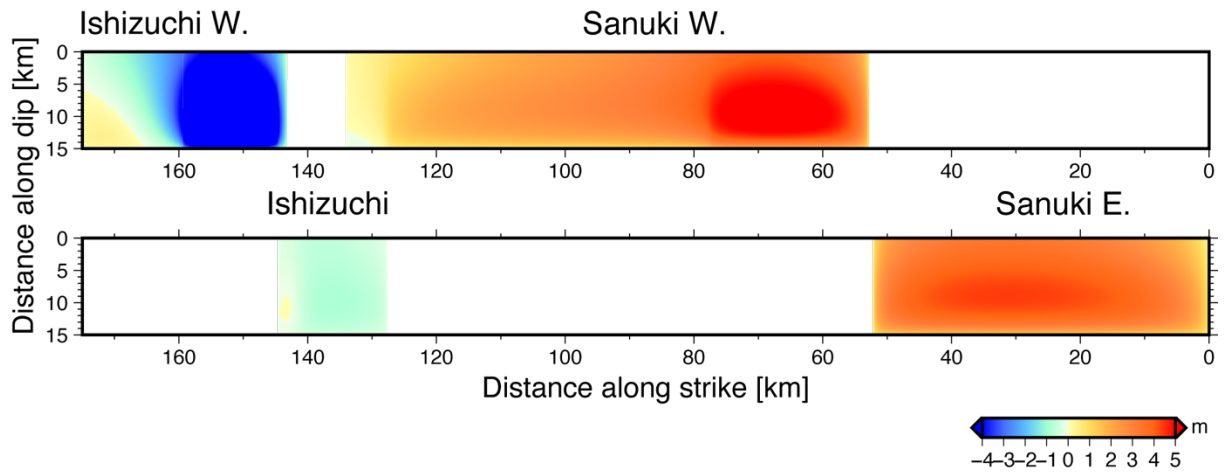


図3 断層モデルの全区間を仮定した静的すべり分布。パラメータは図2と同じ。

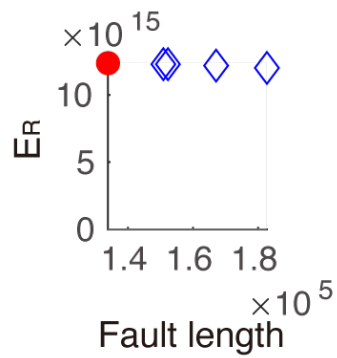


図4 断層区間の長さとの関係。パラメータは図2と同じ。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合（図2）、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合。

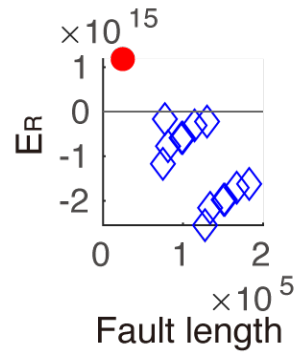


図5 断層区間の長さとの関係。σ<sub>1</sub>はN60°W、応力降下量の深さ係数は1.0、μ<sub>s</sub> = 0.63728、μ<sub>d</sub> = 0.50849。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合。

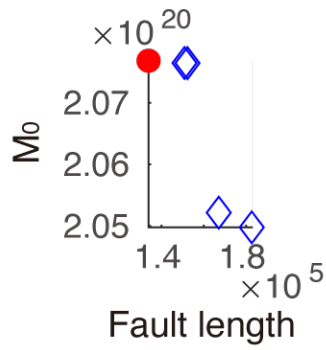


図6 断層区間の長さとの関係。パラメータは図2と同じ。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合。

## 2) 応力場の不均質と活断層の活動履歴を考慮した震源モデルの構築と連動性の検討

本業務では、主に、地形・地質学的データに基づいて断層形状と応力場を想定し、その条件下で物理的に起こりうる破壊過程を数値計算で求めるという手順で、動力学的震源モデルを構築する。これにより、対象とする断層の置かれた条件を反映し、実現性の高い地震シナリオを求める。ここでは、本業務が対象とする中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間をモデル化する。今年度は、既存情報や、本事業の過年度の他サブテーマの成果(文部科学省・産業技術総合研究所, 2021, 2022)を追加して、昨年度に構築したモデルを改良した。

### a) 断層モデル

断層モデル各区間の走向と長さは、都市圏活断層図(後藤・他, 1998; 中田・他, 1998; 岡田・他, 1998; 堤・他, 1998; 後藤・他, 1999; 中田・他, 1999; 岡田・他, 1999; 堤・他, 1999; 中田・他, 2009; 岡田・他, 2009; 岡田・他, 2014)を基に決定した(図7)。4区間すべてについて、昨年度のモデルから断層トレースを見直した。

傾斜角と断層幅は、地震調査研究推進本部(2017)を参考にした。地震調査研究推進本部(2017)では、断層深部の傾斜角について、中角度と高角度を併記しているが、本事業の昨年度の成果から、高角度(鉛直)の場合のみを扱うこととした。また、後述する応力場の見直しに伴い、断層幅を20kmとした。以上のように決定した断層モデルの各パラメータを、表1にまとめる。

媒質は和泉層群、三波川変成岩、四万十帯の水平3層構造とし、伊藤・他(1996)、Ito et al. (1996)、Nakajima and Hasegawa (2007)の紀伊半島・中国四国地方のモデル、文部科学省・東京大学地震研究所(2020)、日本列島基盤岩類物性データベース(大熊・金谷, 2007)を参考に、表2のように仮定した。

### b) 応力場モデル

最大主圧縮応力( $\sigma_1$ )および最小主圧縮応力( $\sigma_3$ )の向きは、以下に述べる3通りのモデルを仮定した。このうち前2通りは、昨年度と同様である。(A) 佐々連鉱山における応力解放法による応力測定データ(Tanaka, 1986; 斎藤・他, 1988)より、 $\sigma_1$ は東西方向、 $\sigma_3$ は南北方向とするモデル。(B) 一昨年度の本事業サブテーマ3(文部科学省・産業技術総合研究所, 2021)において、有限要素法による静的解析で変位が最大になると推定された $\sigma_1$ の向き(N60°W)を用い、それに直交する方位を $\sigma_3$ の向きとするモデル。(C) 昨年度の本事業サブテーマ2(文部科学省・産業技術総合研究所, 2022)において解析された、全国0.2°メッシュ応力方位データ(Uchide et al., 2022)の $\sigma_1$ の向きを断層走向に沿ってスムージングし、それに直交する方位を $\sigma_3$ の向きとするモデル。

最大主圧縮応力( $\sigma_1$ )および最小主圧縮応力( $\sigma_3$ )の大きさは、主圧縮応力方向モデルAとBについては、昨年度と同様、応力測定データ(Tanaka, 1986; 斎藤・他, 1988)より、

$$\sigma_1 = 34.0 \text{ z [MPa]}$$

$$\sigma_3 = 11.0 \text{ z [MPa]}$$

とした。ただし、z[km]は深さである。主圧縮応力方向モデルCについては、 $\sigma_1$ について



前述の値を用い、 $\sigma_3$ は応力方位データ (Uchide et al., 2022) の応力比の値から求めた。また、この地域では横ずれ応力場となっていることから、中間主応力 ( $\sigma_2$ ) は鉛直でかぶり圧に等しいとした。

破壊の始まる領域の応力降下量の深さプロファイルは、以下に述べる2通りのモデルを仮定した。(α) 深さ10kmまで深さに比例して増え、10km以深では深さとともに減少し、15kmで応力降下量はゼロとなり、15km以深では負の応力降下量となる。(β) 深さ5kmまで深さに比例して増え、5~10kmでは一定値で、10km以深についてはモデルαと同様。また、臨界すべり量 ( $D_c$ ) は、深さ1kmまで深さとともに減少し、1~10kmでは一定値で、10km以深では深さとともに増加すると仮定した。このような仮定の下、モデルαでは深さ10kmまでの応力降下量の比例定数、モデルβでは深さ5~10kmでの応力降下量の値を変えて予備的な計算をおこない、断層長と地表のすべり量のスケーリング則(松田・他, 1980)を満たすプロファイルを探索した結果、モデルαの応力降下量の比例定数は1.17、モデルβの応力降下量は7.9MPaを得た。

主圧縮応力方向モデル3通りと応力降下量の深さプロファイルモデル2通りとで、応力場モデルは計6通りとなるが、そのそれぞれについて、動摩擦係数 ( $\mu_d$ ) を決めることができる。更に、破壊の始まる区間での強度と応力降下量の比 (S値; Andrews, 1976; Das and Aki, 1977) を1.3と仮定し、静摩擦係数 ( $\mu_s$ ) を求めた。このときの摩擦係数は、破壊の始まる領域の走向によって異なるが、動摩擦係数は概ね0.2~0.5程度となった。このときの破壊の始まる領域の応力に関するパラメータの深さプロファイルを図8に示す。

断層面の境界条件には、Coulombの破壊基準とすべり弱化的摩擦構成則(図9; Ida, 1972; Andrews, 1976)を仮定し、弾性体の運動方程式を数値的に解くことによって、断層面上の破壊伝播過程を求めた。また、断層面上で一様なcohesionを考慮し、内田・他(2002)、古谷(2015)を参考に、0.02MPaと仮定した。

#### c) 数値計算手法

数値計算には、差分法 (Kase and Day, 2006) を用いた。空間グリッド間隔は、断層面内方向に200m、断層面外方向に200m、時間刻みは、0.02秒とした。

上記の条件で、破壊開始領域を変えて数値計算をおこない、得られたすべり量分布と、実際の1回の活動によるすべり量を比較した。1回の活動によるすべり量について、地震調査研究推進本部(2017)では、讃岐山脈南縁東部区間で2~7m程度の右横ずれ、讃岐山脈南縁西部区間で2~7m程度の右横ずれ、石鎚山脈北縁区間で6~8m程度の右横ずれ、石鎚山脈北縁西部区間で2~5m程度の右横ずれ、としている。また、最新活動に伴うすべり量分布については、堤・後藤(2006)にまとめられている値を用いた。

#### d) 応力場モデルの感度解析

過年度の本サブテーマの成果(文部科学省・産業技術総合研究所, 2021, 2022)では、 $\sigma_1$ の向きと応力降下量の深さ依存性で決まる各区間の初期応力分布が連動性に大きく影響していることが示されている。そこで、b)で仮定した6通りの応力場モデルのそれぞれについて破壊開始領域を変えて数値計算をおこない、連動のパターンがどのようになるのかを比較した。

i) 応力降下量の深さプロファイルの影響

主圧縮応力方向モデルA ( $\sigma_1$ は東西方向)で、応力降下量の深さプロファイルモデル $\alpha$  (深さ 10kmまで深さに比例)でのすべり分布を図 10 に示す。1回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、4区間すべてが連動した場合1通りと、讃岐平野南縁東部区間が単独で活動した場合1通り、および、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合4通りの、計6通りが得られた。また、1回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合2通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合2通り、石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合1通り、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した場合2通り、石鎚山脈北縁西部区間が単独で活動した場合1通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合4通りの、計12通りが得られた。

主圧縮応力方向モデルは同じモデルAで、応力降下量の深さプロファイルモデル $\beta$  (5~10kmで一定値)でのすべり分布を図 11 に示す。モデル $\alpha$ と比較すると、石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合に1回の活動によるすべり量分布を満たすことができる一方、1回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁西部区間の一部と石鎚山脈北縁西部区間が連動した場合1通りが得られた。

応力降下量の深さプロファイルが異なっても、区間ごとの応力降下量や強度の大小のパターンが同じため、連動のパターンに大きな差異は生じないことがわかる (図 10、11)。連動のパターンの違いは、モデル $\alpha$ に比べて、モデル $\beta$ の方が比較的浅いところでの応力降下量が多い (図 8) ため、地表のすべり量がわずかに大きくなることによって生じていると考えられる。

ii) 主圧縮応力の方向の影響

主圧縮応力方向モデルB ( $\sigma_1$ はN60°W)で、応力降下量の深さプロファイルモデル $\alpha$  (深さ 10kmまで深さに比例)でのすべり分布を図 12 に示す。1回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合1通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合4通り、および、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の一部が連動した場合1通りの、計6通りが得られた。また、1回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合3通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合2通り、讃岐平野南縁東部区間と石鎚山脈北縁区間が連動した場合1通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合6通りの、計12通りが得られた。

主圧縮応力方向モデルC ( $\sigma_1$ は断層走向に沿って変化)で、応力降下量の深さプロファイルモデル $\alpha$  (深さ 10kmまで深さに比例)でのすべり分布を図 13 に示す。1回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間の一部のみが破壊した場合1通り、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合1通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合4通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合3通りの、計9通りが得られた。また、1回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間の一部のみが破壊した場合

1 通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合 3 通り、石鎚山脈北縁区間の一部のみが破壊した場合 2 通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合 3 通りの、計 9 通りが得られた。

過年度の本サブテーマの成果（文部科学省・産業技術総合研究所，2021，2022）でも示された通り、 $\sigma_1$ の向きと走向によって各区間の初期応力分布が決まるため、連動性に大きく影響している（図 10、12、13）。特に、主圧縮応力方向モデル C では、ひとつの区間の中でも初期応力が不均質になるため、区間の途中でも破壊が止まりやすく、大きなイベントが発生しにくい設定になっていることがわかる（図 13）。

#### e) 活断層の活動履歴を考慮した応力場モデル

##### i) 標準的な活動間隔と最新活動時期を共通とした場合

前節までの応力場モデルは、現在の応力場と断層形状のみから構築していた。しかし、MTL では過去数回のイベントが確認されており、断層の活動履歴に関する情報を活用することができる。そこで、応力場モデルの設定方法に、活動履歴に関する情報を導入するため、加瀬・関口（2018）が地震動予測のための地震シナリオ作成に用いた方法を応用することを試みた。

初めに、区間ごとの平均変位速度の比率は、松田・他（1980）のスケーリング則によるすべり量の比率と概ね一致する（地震調査研究推進本部，2017）ことから、1 サイクルに蓄積される応力降下量は、どの区間でも同じとみなし、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$  を適用することとする。つまり、各区間は、長期的に見れば、モデル  $\alpha$  で決まる応力降下量を蓄積し、破壊によって解放して、動摩擦応力に戻る、と考える。

次に、現在の応力場が、サイクルのどの段階に相当するかを考える。各区間の平均活動間隔は倍半分程度のばらつきの範囲内にあり、各区間の最新活動時期も概ね同時期で、歴史記録からは 16 世紀周辺以前とされる（地震調査研究推進本部，2017）。簡単のため、4 区間の標準的な活動間隔と最新活動時期が同じ場合を考え、標準的な活動間隔は 1100 年、最新活動時期は 440 年前とする。つまり、地震後経過率は 0.4 であるから、現在の剪断応力は、動摩擦応力に応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$  で決まる応力降下量に 0.4 を乗じたものを足した値となる。ここで、法線応力の時間変化を無視すると、動摩擦応力の分布を得ることができる。また、岩石すべり実験の結果から、静摩擦係数と動摩擦係数の差を定数（川方，私信）と仮定すると、静摩擦係数の分布を得ることができる。この定数として、岩石すべり実験の結果からは 0.09 が示唆される（川方，私信）が、この場合、S 値が 1.0 前後となり、破壊伝播速度が S 波速度を越えることが予測されるため、S 値が 1.3 程度となる 0.12 も用いた。

破壊開始領域を変えて数値計算をおこない、得られたすべり分布を図 14 に示す。4 区間の標準的な活動間隔と最新活動時期が同じとしているため、区間全体が破壊し、連動もしやすいことがわかる。また、すべての区間でスケーリング則を満たす応力降下量を適用しているため、すべてのシナリオで 1 回の活動によるすべり量分布を満たしており、4 区間すべてが連動した場合 4 通りと、讃岐平野南縁東部区間が単独で活動した場合 1 通り、石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合 1 通り、石鎚山脈北縁西部区間が単独で活動した場合 4 通り、讃岐平野南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間が連動した場合 6 通り、

讃岐平野南縁東部区間と同西部区間が連動した場合 1 通り、および、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した場合 1 通りが得られた。このうち、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間が連動した場合 1 通り、および、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した場合 1 通りについては、サブテーマ 1 の変位履歴調査結果から推定された連動パターンとも調和的である。変位履歴調査結果から推定されたもうひとつの連動パターン、讃岐平野南縁西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間が連動した場合については、今回のパラメータの範囲では再現されなかった。

一部の区間のみの破壊に留まったシナリオでも、隣接する区間に応力が集中し、やがて破壊が生じると考えれば、長期的には、連動もしくは連鎖によって、全体が破壊することが推測され、応力場の設定において 4 区間の標準的な活動間隔と最新活動時期を共通としたことが反映されている。

#### ii) 区間ごとの活動履歴を考慮した場合

最後に、区間ごとの活動履歴のばらつきを考慮し、より現実的な「次のシナリオ」を推測することを試みる。

各区間の応力降下量については、前節と同様、区間ごとのばらつきは考慮せず、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$  を適用することとする。

各区間の平均活動間隔と最新活動時期にはばらつきがある（地震調査研究推進本部，2017）が、「次のイベント」の例として、もっとも危険側のイベントを考え、活動間隔は最短の数値、最新活動時期は最も古い年代を採用し、各区間の次のイベントの年代を求める。その年代が最も早い区間から破壊が始まるとし、応力降下量にその時点での地震後経過率を乗じたものを動摩擦応力に足した値を、初期剪断応力分布とする。この考え方を讃岐山脈南縁東部、同西部、石鎚山脈北縁、同西部区間に当てはめたものを、表 3 に示す。次のイベントが最も早いのは石鎚山脈北縁西部区間で 2101 年となり、その他の区間での 2101 年時点での地震後経過率は、0.47～0.67 となった。

上述の応力場の設定で石鎚山脈北縁西部区間西端から破壊が始まる場合の破壊過程を図 15 に示す。破壊は石鎚山脈北縁西部区間全体に広がるが、他の区間は連動しなかった。

今回は、もっとも危険側のイベントのみの検討に留まったが、各区間の平均活動間隔と最新活動時期のばらつきの範囲内で、様々な数値の組み合わせがあり得る。組み合わせによっては、切迫はしていない（次のイベントの年代は先となる）が、連動して規模が大きくなるという結果となることも考えられることに注意が必要である。

表1 本研究で用いた断層モデルのパラメータ。讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間の間は、幅 0.6km の左ステップで長さ 0.6km のギャップで、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の間は、幅 1.4km の右ステップで長さ 17.4km のオーバーラップで、石鎚山脈北縁区間と同西部区間の間は、幅 1.8km の右ステップで長さ 11.4km のオーバーラップで区切られている。

区間名	讃岐山脈南縁西部 (Sanuki W.)				讃岐山脈南縁東部 (Sanuki E.)
走向	N71.8°E	N84.2°E	N72.9°E	N80.8°E	N77.3°E
長さ [km]	22.4	11.0	23.4	24.6	52.2
傾斜角	90°				90°
地震発生層の深さ [km]	20				20
幅 [km]	20				20

区間名	石鎚山脈北縁西部 (Ishizuchi W.)			石鎚山脈北縁 (Ishizuchi)
走向	N74.4°E	N60.2°E	N71.8°E	N71.8°E
長さ [km]	15.6	14.8	11.4	28.0
傾斜角	90°			90°
地震発生層の深さ [km]	20			20
幅 [km]	20			20

表2 本研究で用いた速度構造モデル。

上端の深さ [m]	P波速度 [m/s]	S波速度 [m/s]	密度 [kg/m <sup>3</sup> ]
0	3000	1700	2450
1000	5800	3000	2650
6000	6100	3600	2680

表3 区間ごとの活動履歴を考慮した場合に用いた活動履歴の数値。

区間名	石鎚山脈北縁西部 (Ishizuchi W.)	石鎚山脈北縁 (Ishizuchi)	讃岐山脈南縁 西部 (Sanuki W.)	讃岐山脈南縁 東部 (Sanuki E.)
平均活動間隔 [年]	700	1500	1000	900
最新活動時期 [年]	1401	1401	1501	1501
次のイベント 時期 [年]	2101	2901	2501	2401
2101年の地震 後経過率	1.00	0.47	0.60	0.67



図7 本研究で用いた断層モデル。地理院地図（国土地理院）に加筆。

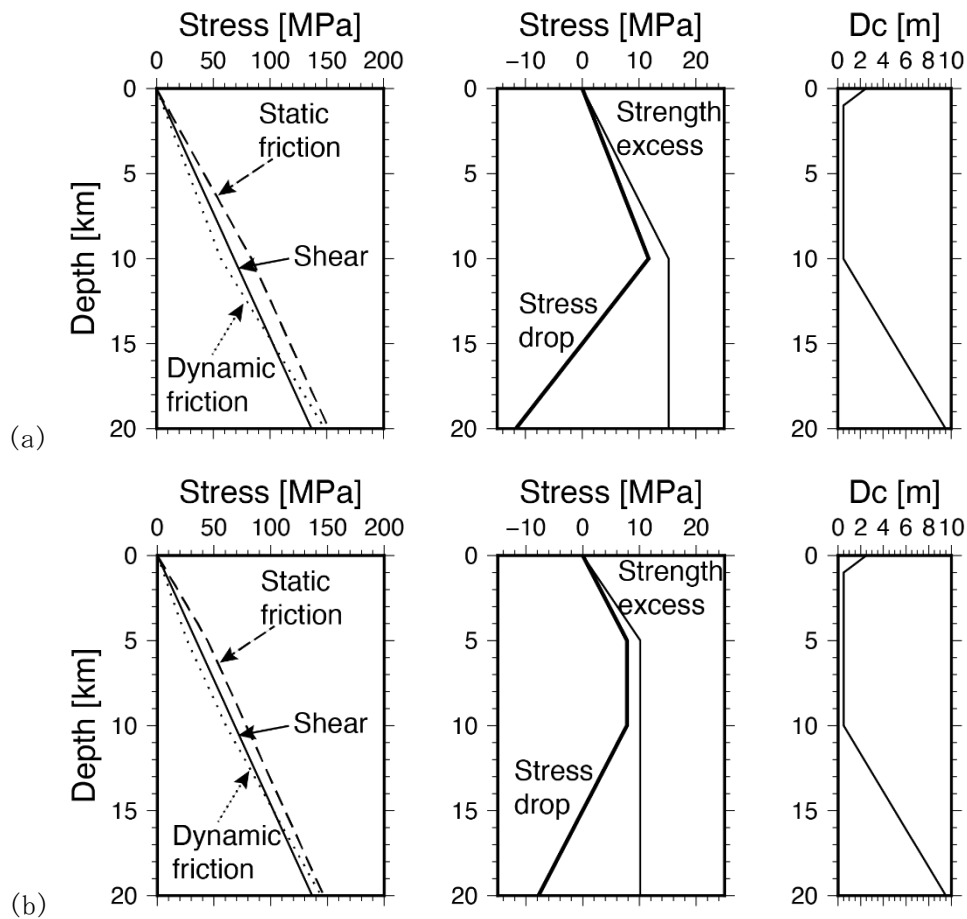


図8 本研究で用いた応力場モデルの深さプロファイル。(a) 応力降下量の深さプロファイルモデル $\alpha$ 。(b) 応力降下量の深さプロファイルモデル $\beta$ 。

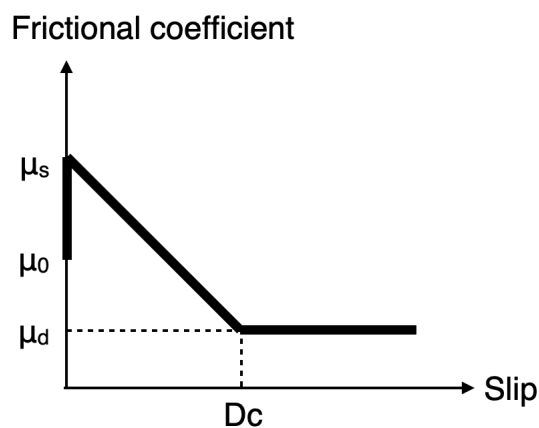


図9 本研究で用いたすべり弱化の摩擦構成則。

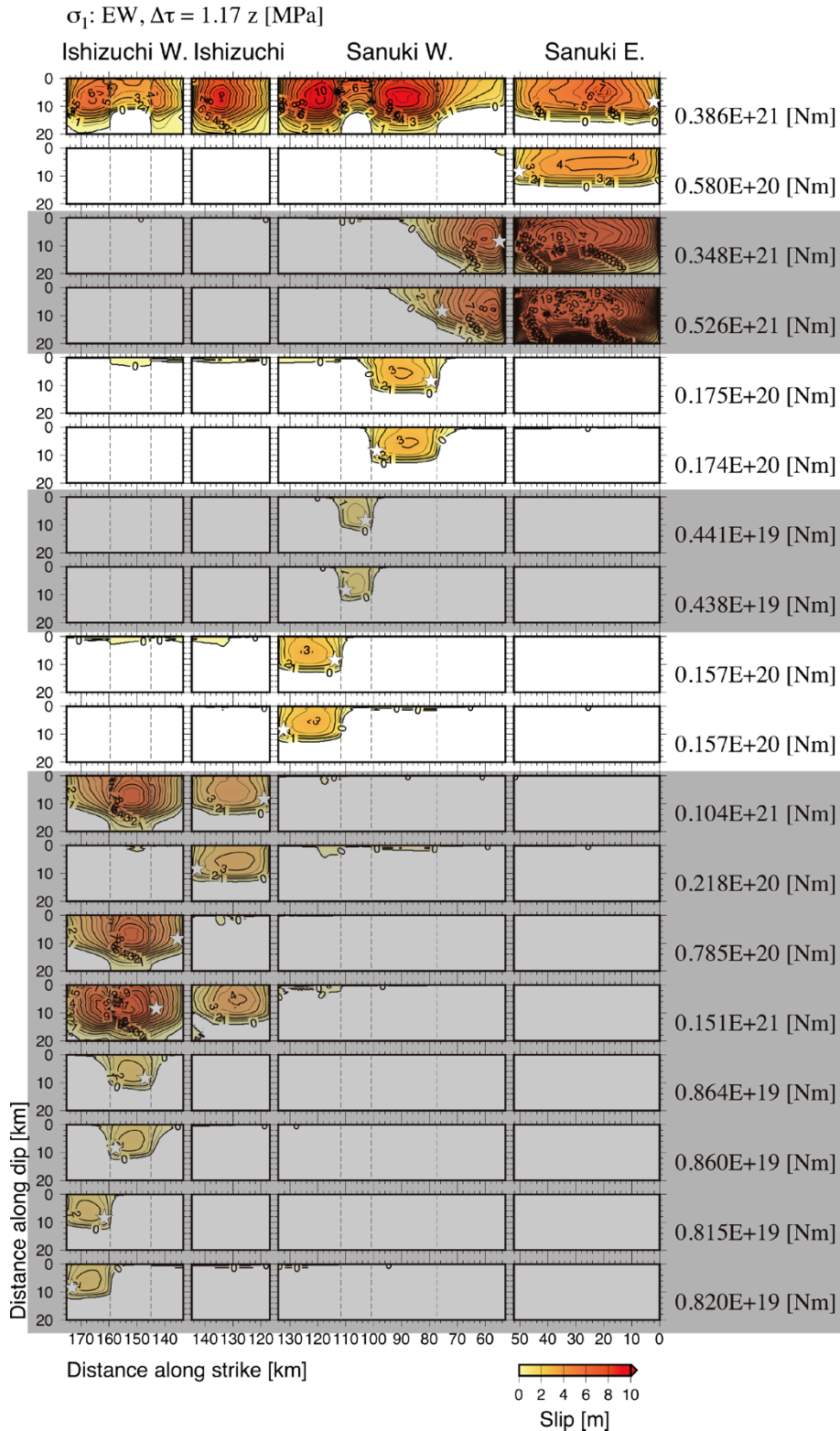


図 10 主圧縮応力方向モデル A ( $\sigma_1$ は東西方向)で、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$  (深さ 10km まで深さに比例)として、破壊開始領域 (星印)を変えたときのすべり分布。右端の数値は、それぞれのシナリオの地震モーメントを示す。網掛けは、1回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオであることを示す。



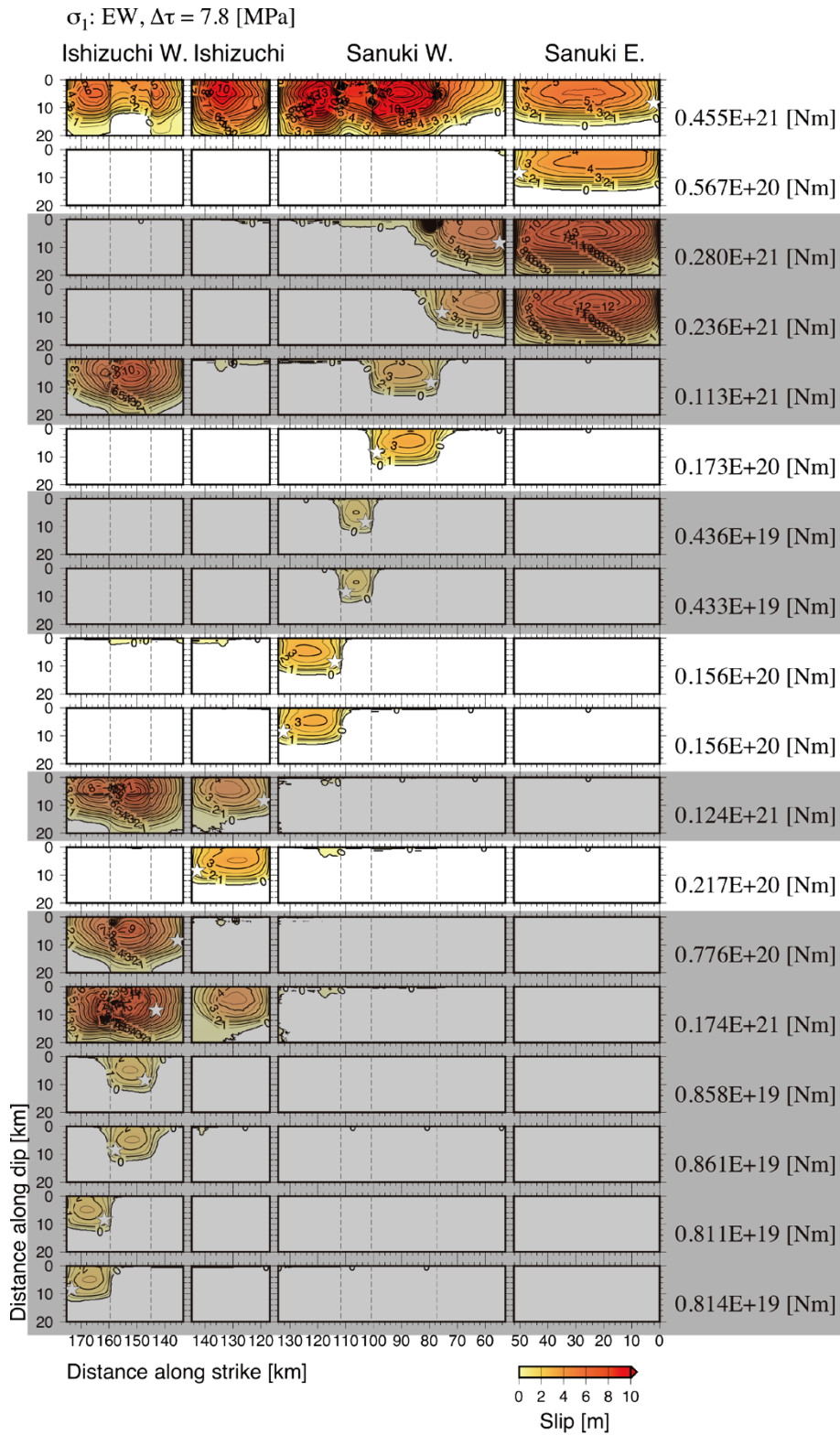


図 11 主圧縮応力方向モデル A ( $\sigma_1$ は東西方向)で、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\beta$  (5 ~ 10km で一定値)として、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。図の詳細は、図 10 と同じ。

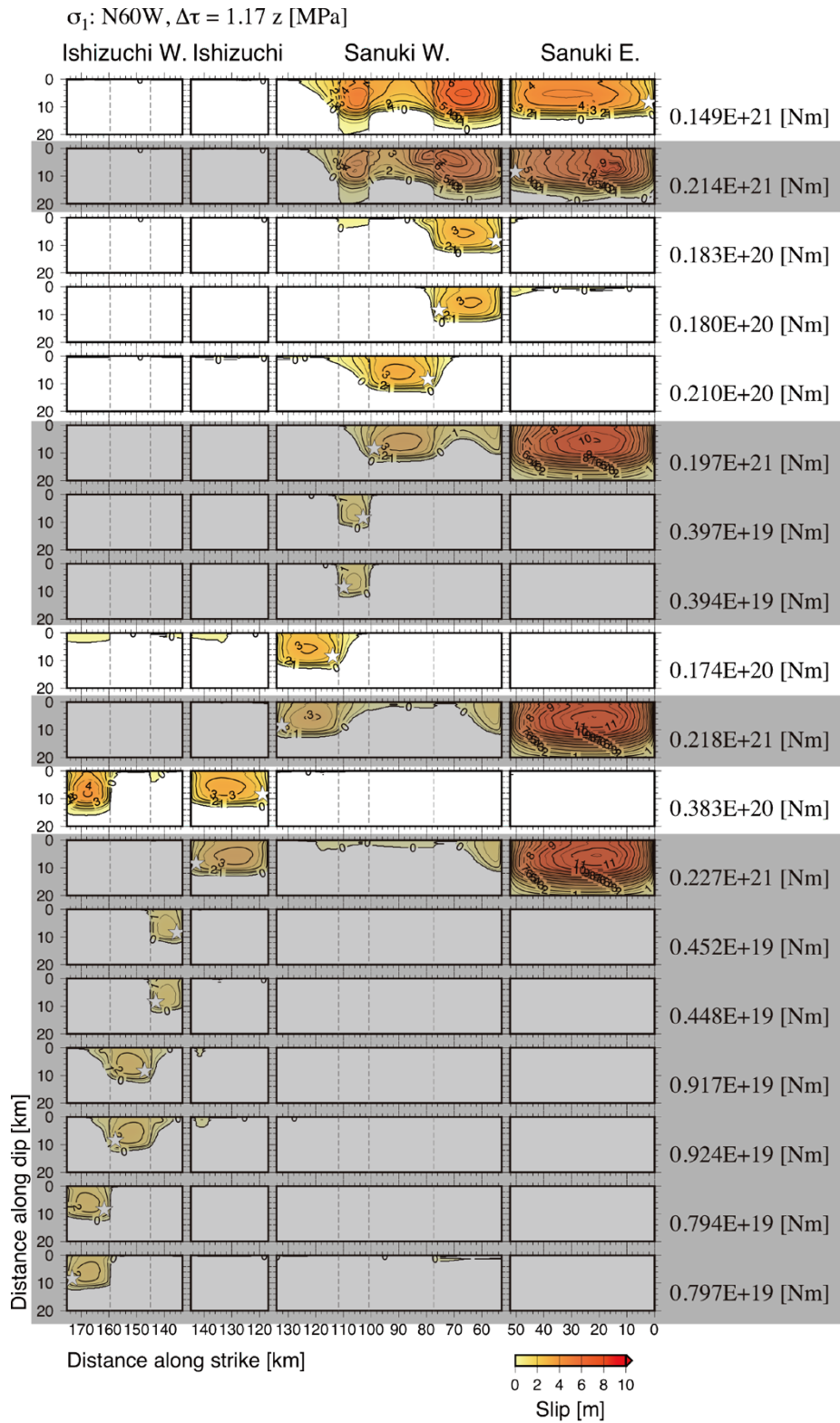


図 12 主圧縮応力方向モデル B ( $\sigma_1$ は N60° W) で、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$  (深さ 10km まで深さに比例) として、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。図の詳細は、図 10 と同じ。

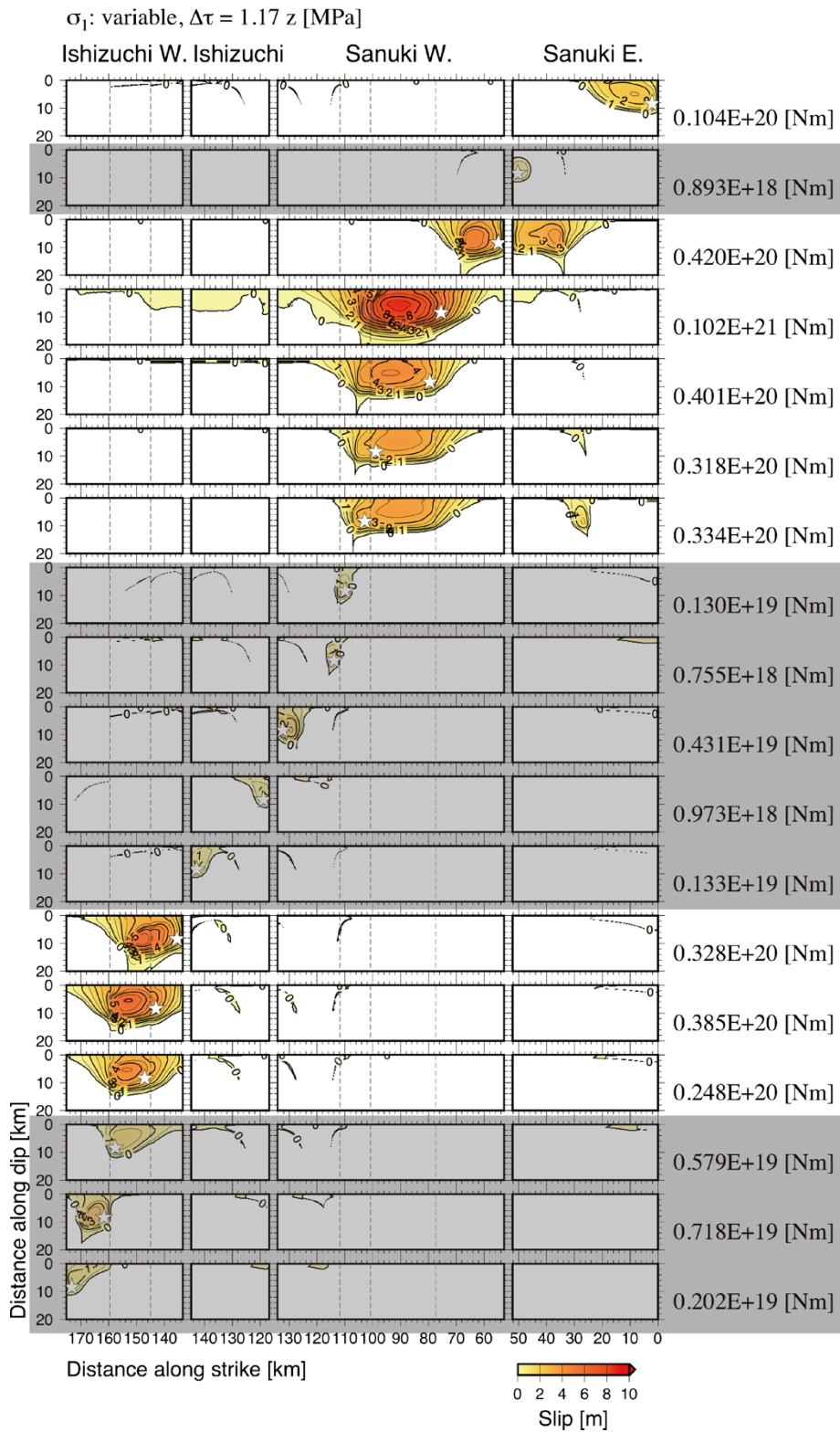


図 13 主圧縮応力方向モデル C ( $\sigma_1$  は断層走向に沿って変化) で、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$  (深さ 10km まで深さに比例) として、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。図の詳細は、図 10 と同じ。

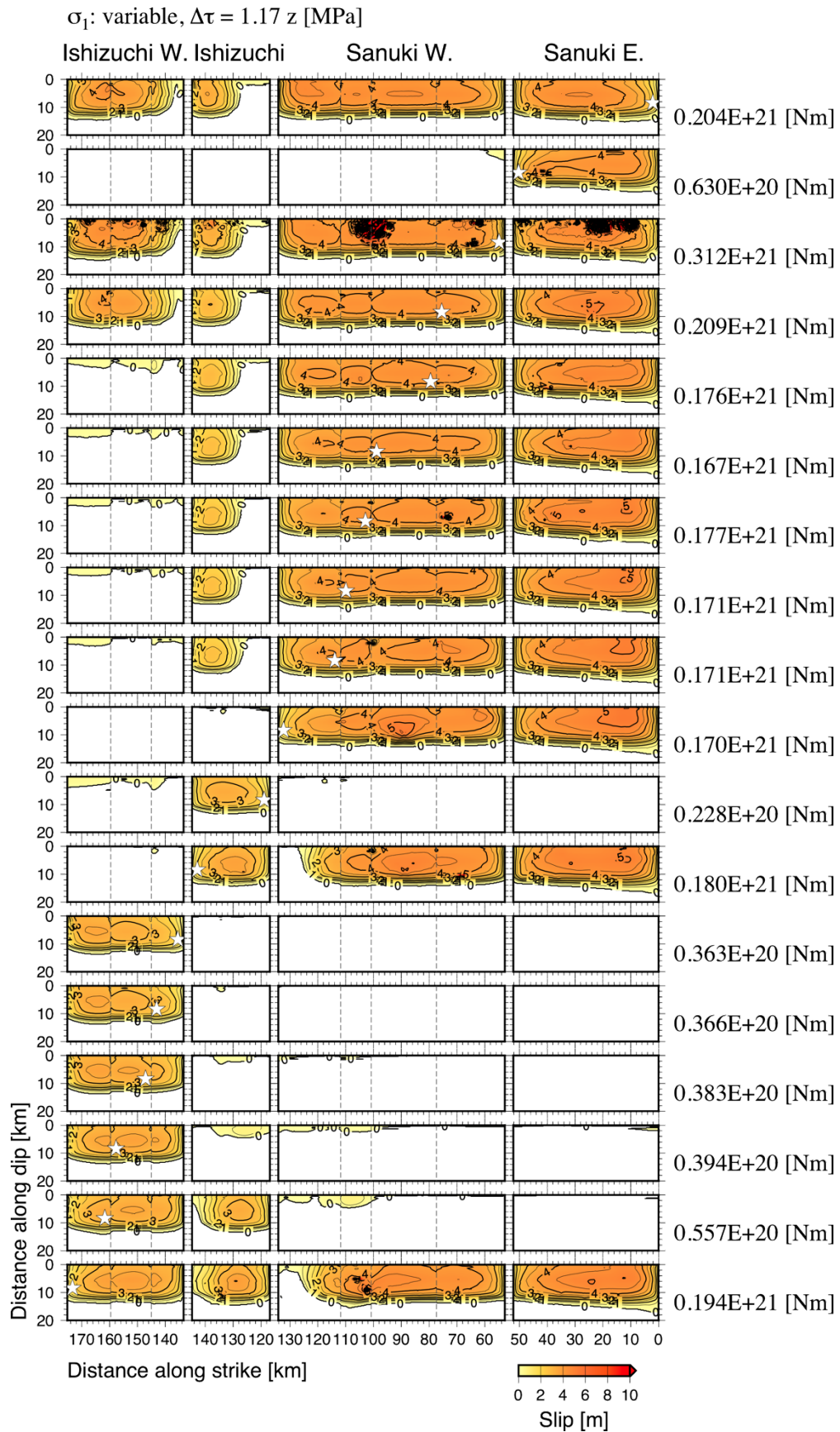
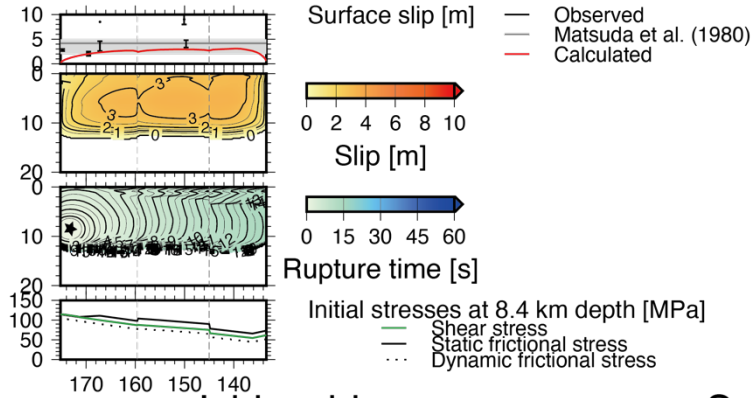


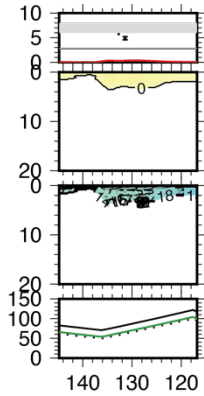
図 14 活動履歴を考慮した応力場モデルで、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。静摩擦係数と動摩擦係数の差は 0.12。図の詳細は、図 10 と同じ。

$\sigma_1$ : variable,  $\Delta\tau = 1.17 z$  [MPa],  $0.359E+20$  [Nm], Mw 6.97

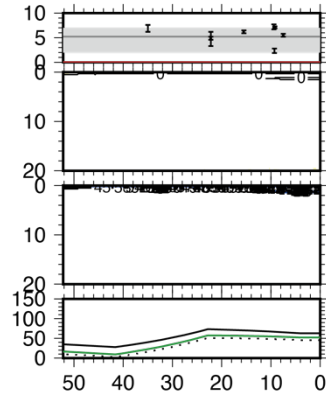
### Ishizuchi W.



### Ishizuchi



### Sanuki E.



### Sanuki W.

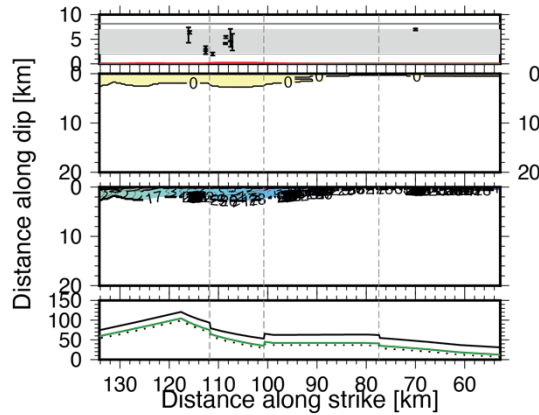


図 15 区間ごとの活動履歴を考慮した応力場モデルから推測される次のイベントの例。静摩擦係数と動摩擦係数の差は 0.12。地震モーメントは  $3.6 \times 10^{19}$  Nm、Mw7.0。それぞれ、第 1 段の赤線が地表でのすべりの分布、灰色帯が 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）、黒線が堤・後藤（2006）による最新活動に伴うすべり量の分布、第 2 段が断層面上のすべり量、第 3 段が断層面上の破壊時刻で、星印は破壊開始点の位置、第 4 段の緑線が深さ 8.4km での初期剪断応力、黒実線が深さ 8.4km での初期静摩擦応力、黒点線が深さ 8.4km での初期動摩擦応力を示す。灰色点線は、断層の折れ曲がり地点を示す。

### (c) 結論

動的破壊シミュレーションの実施前にパラメータ候補を合理的に減らすためのスクリーニング手法を検討した。その結果、静的すべり分布とエネルギー収支の計算という簡便な方法で、検討したパラメータのうちの約 1/3 で、連動する断層区間や地震規模の上限を予測することができることがわかった。本手法は、今後、動的破壊シミュレーションを行う前のスクリーニングとして活用できると考えられる。

また、中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間を対象として、既存情報と本事業の過年度の成果を基に震源モデルを構築し、連動可能性について調べた。昨年度の成果より、地震シナリオは応力場の設定に強く依存していることから、主圧縮応力方向モデル 3 通りと応力降下量の深さプロファイルモデル 2 通りとで、応力場モデルは計 6 通りを仮定し、その感度解析をおこなった。その結果、応力降下量の深さプロファイルが異なっても連動のパターンに大きな差異は生じない一方で、主圧縮応力の向きは連動性に大きく影響することがわかった。更に、応力場モデルの設定に断層の活動履歴の情報を取り入れる方法について検討し、変位履歴調査結果から推定された連動パターンとも調和的な地震シナリオを含む、様々なシナリオを得ることができた。

謝辞：図はGeneric Mapping Tool version 6.4.0 (Wessel et al., 2019) で作成しました。

(d) 引用文献

- Andrews, D.J., Rupture velocity of plane strain shear cracks, *J. Geophys. Res.*, 81, 5679-5687, 1976.
- Das, S. and K. Aki, A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation, *Geophys. J. R. Astro.*, 50, 643-668, 1977.
- 古谷綱崇, 四国西南日本外帯地すべりにおけるすべり面決定法に関する研究, 徳島大学博士論文, 110p, 2015.
- 後藤秀昭・丹羽俊二・中田 高・岡田篤正・堤 浩之, 1:25,000 都市圏活断層図「松山」, 国土地理院, 1998.
- 後藤秀昭・中田 高・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「池田」, 国土地理院, 1999.
- Ida, Y., Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. Geophys. Res.*, 77, 3796-3805, 1972.
- 伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋通浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村 学・國友孝洋・後藤忠徳・澤田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北 聡・山口和雄・山口 寛, 四国中央構造線地下構造の総合物理探査, *地質学雑誌*, 102, 346-460, 1996.
- Ito, T., T. Ikawa, S. Yamakita, and T. Maeda, Gently north-dipping Median Tectonic Line (MTL) revealed by recent seismic reflection studies, southwest Japan, *Tectonophysics*, 264, 51-63, 1996.
- 地震調査研究推進本部, 中央構造線断層帯(金剛山地東縁-由布院)の長期評価(第二版), 162p, 2017.
- Kase, Y. and S.M. Day, Spontaneous rupture processes on a bending fault, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L10302, doi:10.1029/2006GL025870, 2006.
- 加瀬祐子・関口春子, 地形・地質学的データに基づく応力分布を用いた動学的震源モデル, 日本地球惑星科学連合 2018 年大会 SSS14-13, 2018.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1896 年陸羽地震の地震断層, *地震研究所彙報*, 55, 795-855, 1980.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 連動型地震の発生予測のための活断層調査研究 令和 2 年度成果報告書, 91p, 2021.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 連動型地震の発生予測のための活断層調査研究 令和 3 年度成果報告書, 146p, 2022.
- 文部科学省・東京大学地震研究所, 活断層の評価に関する調査研究「断層帯深部形状の評価に関する活断層調査研究」平成 29~令和元年度成果報告書, 246p, 2020.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa, Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 254, 90-105, 2007.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二, 1:25,000 都市圏活断層図「西条」, 国土地理院, 1998.

- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「高松南部」, 国土地理院, 1999.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「脇町 (第2版)」, 国土地理院, 2009.
- Nikkhoo, M. and T.R. Walter, Triangular dislocation: an analytical, artefact-free solution, *Geophys. J. Int.*, 201, 1119-1141, 2015. doi:10.1093/gji/ggv035.
- Noda, A., T. Saito, E. Fukuyama, and Y. Urata, Energy-based scenarios for great thrust-type earthquakes in the Nankai trough subduction zone, southwest Japan, using an interseismic slip-deficit model, *J. Geophys. Res.*, 126, e2020JB020417, 2021. doi:10.1029/2020JB020417.
- 大熊茂雄・金谷 弘, 近畿地方西部地域, 中国地方東部地域および北海道地方南部地域, PB-Rock 21 (日本列島基盤岩類データベース), RIO-DB (研究情報公開データベース), 87, 産業技術総合研究所, 2007.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二, 1:25,000 都市圏活断層図「郡中」, 国土地理院, 1998.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「徳島」, 国土地理院, 1999.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「川島 (第2版)」, 国土地理院, 2009.
- 岡田篤正・楮原京子・熊原康博・澤 祥・廣内大助, 1:25,000 都市圏活断層図「鳴門海峡」, 国土地理院, 2014.
- 斎藤敏明・石田 毅・寺田 孚・田中 豊, 実測結果に基づくわが国の地下岩盤内の初期地圧状態の検討, *土木学会論文集*, 394, III-9, 71-78, 1988.
- Tanaka, Y., State of crustal stress inferred from in situ stress measurements, *J. Phys. Earth*, 34, S57-S70, 1986.
- 堤 浩之・後藤秀昭, 四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布, *地震* 第2輯, 59, 117-132, 2006.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二, 1:25,000 都市圏活断層図「新居浜」, 国土地理院, 1998.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「伊予三島」, 国土地理院, 1999.
- 内田純二・矢田部龍一・横田公忠・高田修三, 和泉層群における切戸のり面の崩壊特性と土質力学的検討, *土木学会論文集*, 715, III-60, 179-186, 2002.
- Uchide, T., T. Shiina, and K. Imanishi, Stress map of Japan: Detailed nationwide crustal stress field inferred from focal mechanism solutions of numerous microearthquakes, *J. Geophys. Res.*, 127, e2022JB024036, 2022. doi:10.1029/2022JB024036.
- Wessel, P., J.F. Luis, L. Uieda, R. Scharroo, F. Wobbe, W.H.F. Smith, and D. Tian, The Generic Mapping Tools version 6, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 5556-5564, 2019. doi:10.1029/2019GC008515.



### (3) 令和 2～4 年度の成果

#### (a) 業務の要約

動的破壊シミュレーションを基に、連動可能性とその条件を議論するためには、断層帯の置かれた条件を反映した動学的震源モデルを構築する必要がある。本事業では、中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間を対象として、既存情報、および、他サブテーマで得られた成果を基に震源モデルを構築し、連動可能性について調べた。パラメータ・スタディの結果、主に主圧縮応力軸の向きで決まる各区間の応力状態に応じて、複数の連動パターンが得られた。また、地震シナリオの多様性を反映して、断層面上のすべり速度時刻歴もモデルごとの応力場の設定に強く依存していることがわかった。更に、応力場モデルの設定に断層の活動履歴の情報を取り入れる方法について検討し、変位履歴調査結果から推定された連動パターンとも調和的な地震シナリオを含む、様々なシナリオを得ることができた。

また、動的破壊シミュレーションの計算機負荷を軽減することを目的として、シミュレーション実施前にパラメータ候補を合理的に減らすためのスクリーニング手法を検討した。その結果、静的すべり分布とエネルギー収支の計算という簡便な方法で、検討したパラメータのうちの約 1/3 で、連動する断層区間や地震規模の上限を予測することができることがわかった。

#### (b) 業務の成果

本業務では、主に、地形・地質学的データに基づいて断層形状と応力場を想定し、その条件下で物理的に起こりうる破壊過程を数値計算で求めるという手順で、動学的震源モデルを構築した。これにより、対象とする断層の置かれた条件を反映し、実現性の高い地震シナリオを求めた。ここでは、本業務が対象とする中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間をモデル化した。

##### 1) 既存情報を基にした震源モデルによる連動性の検討

###### a) 断層モデル

断層モデル各区間の走向と長さは、都市圏活断層図（後藤・他，1998；中田・他，1998；岡田・他，1998；堤・他，1998；後藤・他，1999；中田・他，1999；岡田・他，1999；堤・他，1999；中田・他，2009；岡田・他，2009；岡田・他，2014）を基に決定した（図 16）。また、傾斜角と地震発生層の深さは、地震調査研究推進本部（2017）を参考にした。地震調査研究推進本部（2017）では、断層深部の傾斜角について、中角度と高角度を併記しているが、計算負荷も考慮して、高角度（鉛直）の場合のみを扱うこととした。以上のように決定した断層モデルの各パラメータを、表 4 にまとめる。

モデルは半無限媒質とし、地震波速度構造は Nakajima and Hasegawa (2007) の紀伊半島・中国四国地方のモデルを、密度は日本列島基盤岩類物性データベース（大熊・金谷，2007）を参考に、表 5 のように仮定した。

###### b) 応力場モデル

最大主圧縮応力 ( $\sigma_1$ ) および最小主圧縮応力 ( $\sigma_3$ ) の向きと大きさは、佐々連における応力解放法による応力測定データ (Tanaka, 1986; 斎藤・他, 1988) より、 $\sigma_1$  は東西方向、 $\sigma_3$  は南北方向で、

$$\sigma_1 = 34.0 z \text{ [MPa]}$$

$$\sigma_3 = 11.0 z \text{ [MPa]}$$

とした。ただし、 $z$  [km] は深さである。この地域では横ずれ応力場となっていることから、中間主応力 ( $\sigma_2$ ) は鉛直でかぶり圧に等しいとすると、

$$\sigma_2 = 26.166 z \text{ [MPa]}$$

となった。

破壊開始領域を仮定し、破壊の始まる領域の応力降下量を

$$\Delta \tau = a z \text{ [MPa]}$$

として、1回の活動によるすべり量を概ね再現できるような比例係数  $a$  を試行錯誤的に求める。

破壊の始まる領域の応力降下量の比例係数  $a$  を仮定し、静水圧条件が成り立つとすると、動摩擦係数 ( $\mu_d$ ) を決めることができる。更に、破壊の始まる区間での強度と応力降下量の比 (S 値; Andrews, 1976; Das and Aki, 1977) を 1.6 と仮定すると、静摩擦係数 ( $\mu_s$ ) が決まる。このときの摩擦係数は、破壊の始まる領域の走向によって異なるが、応力降下量の比例係数  $a$  が 0.5~2.0 で、間隙水圧を考慮しない場合、動摩擦係数は概ね 0.1~0.6 程度となった。

1回の活動によるすべり量について、地震調査研究推進本部 (2017) では、讃岐山脈南縁東部区間で 2~7 m 程度の右横ずれ、讃岐山脈南縁西部区間で 2~7 m 程度の右横ずれ、石鎚山脈北縁区間で 6~8 m 程度の右横ずれ、石鎚山脈北縁西部区間で 2~5 m 程度の右横ずれ、としている。これらの値を満たすようなパラメータを探索することになるが、ここでは試計算として、応力降下量の比例係数  $a$  を 1.0 として計算し、すべり量がどの程度になるかを把握する。

応力降下量の比例係数  $a$  を 0.5~2.0 として、破壊の始まる領域を変えて摩擦係数を求め、それぞれの領域にはたらく剪断応力、動摩擦応力、静摩擦応力の初期値を、それぞれの走向について求めたものを図 17 に示す。破壊の始まる領域の走向と各区間の走向に応じて、そこにはたらく応力はかなり異なるが、強度 (静摩擦応力と剪断応力の差) が大きいほど、破壊は広がりやすく、応力降下量 (剪断応力と動摩擦応力の差) が大きいほど、破壊は広がりやすい傾向があることから、ある領域から始まる破壊が、どの区間に広がりやすいか、あるいは、広がりやすいか、ある程度、推測することができる。ただし、初期剪断応力が初期静摩擦応力を越えている領域では、すでに破壊が終わってしまっていると解釈し、初期剪断応力を動摩擦応力に設定した。

### c) 数値計算手法

断層面の境界条件には、Coulomb の破壊基準とすべり弱化的摩擦構成則 (Ida, 1972; Andrews, 1976) を仮定し、弾性体の運動方程式を数値的に解くことによって、断層面上の破壊伝播過程を求めた。臨界すべり量 ( $D_c$ ) は、全セグメント共通で 0.50m とした。

数値計算には、差分法 (Kase and Day, 2006) を用いた。空間グリッド間隔は、断層面

内方向に 200m、断層面外方向に 200m、時間刻みは、0.02 秒とした。

上記の条件で、破壊開始領域を変えて数値計算をおこない、応力降下量の比例係数  $a$  を 1.0 の場合のすべり量分布と、実際の 1 回の活動によるすべり量を比較した。

#### d) シミュレーション結果

讃岐山脈南縁東部区間東端から破壊が始まる場合（図 18）、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁西部区間の一部で壊れ残る部分があるものの、大部分の領域に破壊が広がった。各区間にはたらく応力（図 17a）を見ると、走向が  $N80.8^\circ E$  の領域（讃岐山脈南縁西部区間の東側部分）と  $N81.0^\circ E$  の領域（石鎚山脈北縁西部区間の西側部分）では、強度が大きく、応力降下量が小さいため、破壊が広がりにくいと推測される。また、走向が  $N53.1^\circ E$  の領域（石鎚山脈北縁西部区間の中央部分）では、初期剪断応力が初期静摩擦応力よりも大きく、初期剪断応力を動摩擦応力とする、つまり、応力降下量をゼロとするため、破壊が広がりにくいと推測される。計算結果は、応力場から推測される傾向と調和的となっている。走向が  $N80.8^\circ E$  の領域（讃岐山脈南縁西部区間の東側部分）の強度が大きく、破壊は減速しているものの、走向が  $N75.0^\circ E$  の領域（讃岐山脈南縁西部区間の中央部分）の強度が小さく、応力降下量が大きいため、断層深部が壊れ残りながらも、破壊が広がることのできる事が、計算結果からわかる。

地表でのすべり量は、讃岐山脈南縁東部区間、石鎚山脈北縁西部区間では、実際の 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）に概ね収まるが、讃岐山脈南縁西部区間ではやや大きめ、石鎚山脈北縁区間では不十分となっている。この場合の  $M_0$  は  $3.8 \times 10^{20}$  [Nm]、 $M_w 7.7$  となった。

讃岐山脈南縁西部区間西端から破壊が始まる場合（図 19）、讃岐山脈南縁西部区間東側部分と石鎚山脈北縁西部区間西側部分で破壊が停止し、讃岐山脈南縁東部区間へは伝播しなかった。各区間にはたらく応力（図 17c）を見ると、走向が  $N77.4^\circ E$  の領域（讃岐山脈南縁東部区間）、 $N80.8^\circ E$  の領域（讃岐山脈南縁西部区間の東側部分）、および、 $N81.0^\circ E$  の領域（石鎚山脈北縁西部区間の西側部分）では、強度が大きく、応力降下量が小さいため、破壊が広がりにくいと推測される。計算結果は、応力場から推測される傾向と調和的となっている。

地表でのすべり量は、讃岐山脈南縁西部区間、石鎚山脈北縁西部区間では、実際の 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）に概ね収まるが、石鎚山脈北縁区間では不十分となっている。この場合の  $M_0$  は  $2.1 \times 10^{20}$  [Nm]、 $M_w 7.5$  となった。

石鎚山脈北縁区間西端から破壊が始まる場合（図 20）、石鎚山脈北縁区間のみが破壊し、他の区間に破壊が広がることはなかった。各区間にはたらく応力（図 17d）を見ると、走向が  $N53.1^\circ E$  の領域（石鎚山脈北縁西部区間の中央部分）以外のすべての領域で、強度が大きく、応力降下量が小さい傾向が顕著で、破壊が広がりにくいと推測される。また、石鎚山脈北縁区間は短く、全面で破壊してもすべり量が大きくないため、破壊が他区間へ乗り移るほどの応力変化を生じさせられず、単独の破壊になっている。比較的破壊しやすいと推測される走向が  $N53.1^\circ E$  の領域（石鎚山脈北縁西部区間の中央部分）でも破壊が広がらないのは、このためと考えられる。

石鎚山脈北縁区間の地表でのすべり量は、実際の 1 回の活動によるすべり量の範囲（地

震調査研究推進本部，2017) に比べて、不十分となっている。この場合の  $M_0$  は  $1.7 \times 10^{19}$  [Nm]、 $M_w 6.8$  となった。

石鎚山脈北縁西部区間東端から破壊が始まる場合 (図 21)、石鎚山脈北縁西部区間と石鎚山脈北縁区間のみが破壊し、讃岐山脈南縁西部区間より東に破壊が広がることはなかった。各区間にはたらく応力 (図 17e) を見ると、走向が  $N71.2^\circ E$  の領域 (石鎚山脈北縁区間) と  $N53.1^\circ E$  の領域 (石鎚山脈北縁西部区間の中央部分) では、強度が小さく、応力降下量が大きく、破壊が広がりやすいのに対し、その他の領域では、強度が大きく、応力降下量が小さい傾向が顕著で、破壊が広がりにくいと推測される。計算結果は、応力場から推測される傾向と調和的となっている。 $N81.0^\circ E$  の領域 (石鎚山脈北縁西部区間の西側部分) では、初期剪断応力が動摩擦応力よりも小さく、破壊はかなり広がりにくいと推測されるが、 $N53.1^\circ E$  の領域 (石鎚山脈北縁西部区間の中央部分) の応力降下量が大きいため、破壊がしみだして広がるのが、計算結果からわかる。

地表でのすべり量は、石鎚山脈北縁西部区間では、実際の 1 回の活動によるすべり量の範囲 (地震調査研究推進本部，2017) に概ね収まるが、石鎚山脈北縁区間では不十分となっている。この場合の  $M_0$  は  $7.8 \times 10^{19}$  [Nm]、 $M_w 7.2$  となった。

石鎚山脈北縁西部区間西端から破壊が始まる場合 (図 22)、石鎚山脈北縁西部区間の西側部分のみが破壊し、他の区間に破壊が広がることはなかった。各区間にはたらく応力 (図 17g) を見ると、走向が  $N75.0^\circ E$  の領域 (讃岐山脈南縁西部区間の中央部分)、走向が  $N71.2^\circ E$  の領域 (石鎚山脈北縁区間)、走向が  $N74.2^\circ E$  の領域 (石鎚山脈北縁西部区間の東側部分)、走向が  $N53.1^\circ E$  の領域 (石鎚山脈北縁西部区間の中央部分) で、初期剪断応力が初期静摩擦応力よりも大きく、応力降下量をゼロとするため、破壊が広がりにくいと推測される。計算結果は、応力場から推測される傾向と調和的となっている。走向が  $N77.4^\circ E$  の領域 (讃岐山脈南縁東部区間) と  $N80.8^\circ E$  の領域 (讃岐山脈南縁西部区間の東側部分) では、比較的破壊が広がりやすい応力場となっているが、石鎚山脈北縁西部区間から距離があるため、破壊することはない。

石鎚山脈北縁西部区間の西側部分の地表でのすべり量は、実際の活動によるすべり量の範囲 (地震調査研究推進本部，2017) に比べて、不十分となっている。この場合の  $M_0$  は  $6.8 \times 10^{18}$  [Nm]、 $M_w 6.5$  となった。

以上のように、各区間の応力状態に応じて、様々な連動パターンが得られた。これら限られた計算結果からは、讃岐平野南縁東部区間、同西部区間から、石鎚山脈北縁区間へは連動しやすく、逆は連動しにくいという傾向が見られるが、これは現状の応力場モデル、特に、最大主圧縮応力 ( $\sigma_1$ ) の向きを東西としていることと、応力降下量の比例係数  $a$  を 1.0 としていることに強く支配されていることに注意が必要である。

表4 本研究で用いた断層モデルのパラメータ。讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間の間は、幅 0.4km の左ステップで長さ 0.6km のギャップで、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の間は、幅 1.6km の右ステップで長さ 6.4km のオーバーラップで、石鎚山脈北縁区間と同西部区間の間は、幅 2.0km の右ステップで長さ 1.4km のオーバーラップで区切られている。

区間名	讃岐山脈南縁西部			讃岐山脈南縁東部
走向	N71.2°E	N75.0°E	N80.8°E	N77.4°E
長さ [km]	6.4	50.2	24.6	52.7
傾斜角		90°		90°
地震発生層の深さ [km]		15		15
幅 [km]		15		15

区間名	石鎚山脈北縁西部			石鎚山脈北縁	
走向	N81.0°E	N53.1°E	N74.2°E	N71.2°E	N71.2°E
長さ [km]	10.6	8.2	12.0	1.4	17.0
傾斜角		90°			90°
地震発生層の深さ [km]		15			15
幅 [km]		15			15

表5 本研究で用いた速度構造モデル。

上端の深さ [m]	P波速度 [m/s]	S波速度 [m/s]	密度 [kg/m <sup>3</sup> ]
0	6200	3600	2680

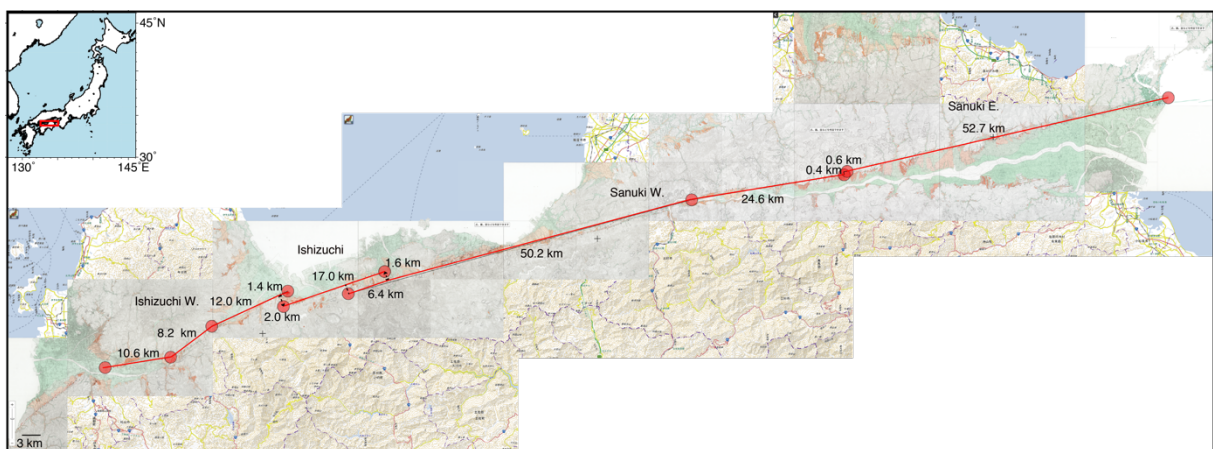


図16 本研究で用いた断層モデル。地理院地図（国土地理院）に加筆。

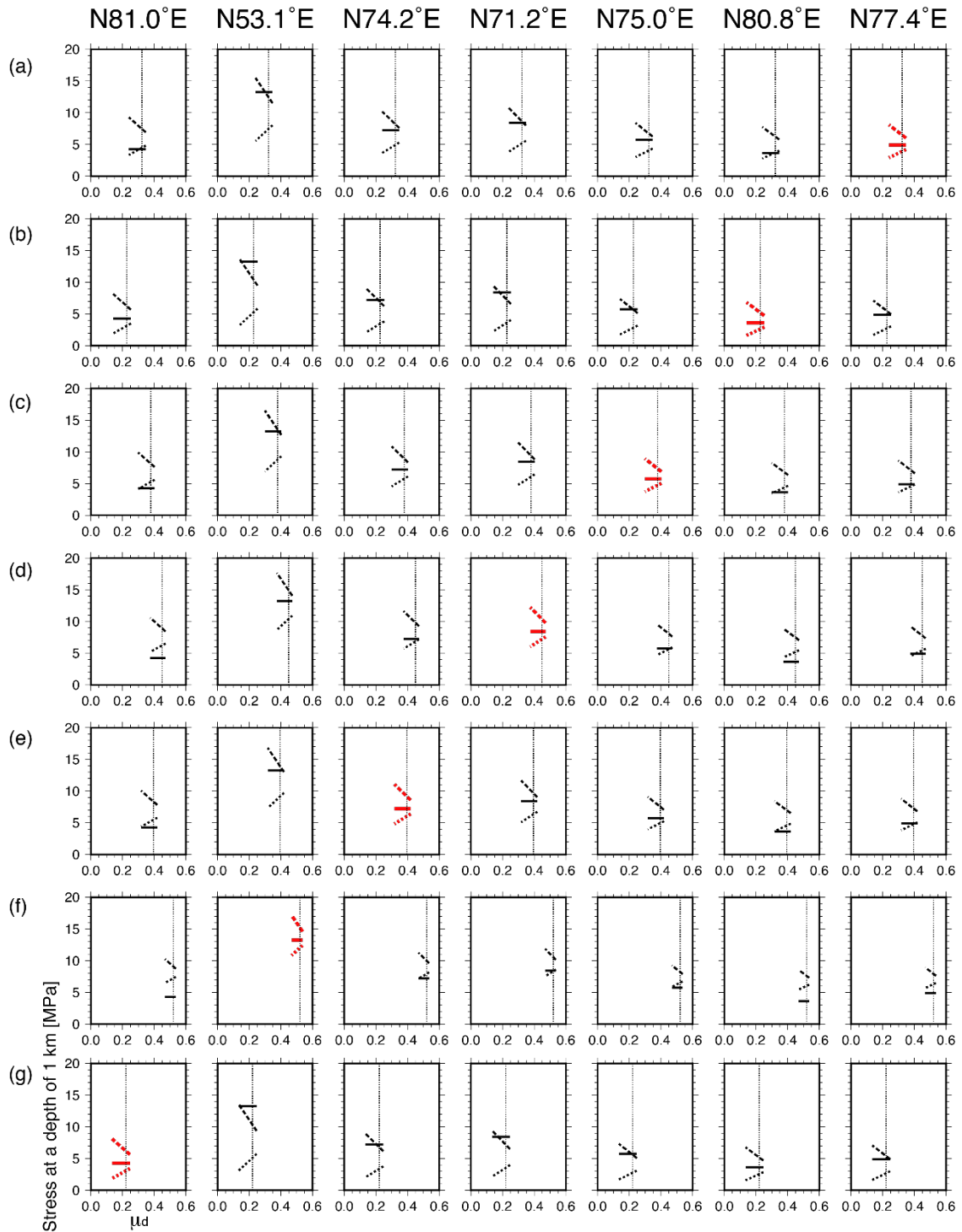


図 17 初期剪断応力（実線）、初期静摩擦応力（破線）、初期動摩擦応力（点線）の動摩擦係数（ $\mu_d$ ）の値に対する変化。応力降下量の比例係数  $a$  の値が 0.5～2.0 の範囲について、破壊の始まる領域の走向に対する値を赤線で、それ以外の走向に対する値を黒線で示す。黒細点線は、応力降下量の比例係数  $a$  が 1.0 となる動摩擦係数を示す。それぞれ、(a) 走向  $N77.4^\circ E$ （讃岐山脈南縁東部区間）、(b)  $N80.8^\circ E$ （讃岐山脈南縁西部区間）、(c)  $N75.0^\circ E$ （讃岐山脈南縁西部区間）、(d)  $N71.2^\circ E$ （石鎚山脈北縁区間）、(e)  $N74.2^\circ E$ （石鎚山脈北縁西部区間）、(f)  $N53.1^\circ E$ （石鎚山脈北縁西部区間）、(g)  $N81.0^\circ E$ （石鎚山脈北縁西部区間）の領域から破壊が始まるとした場合。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

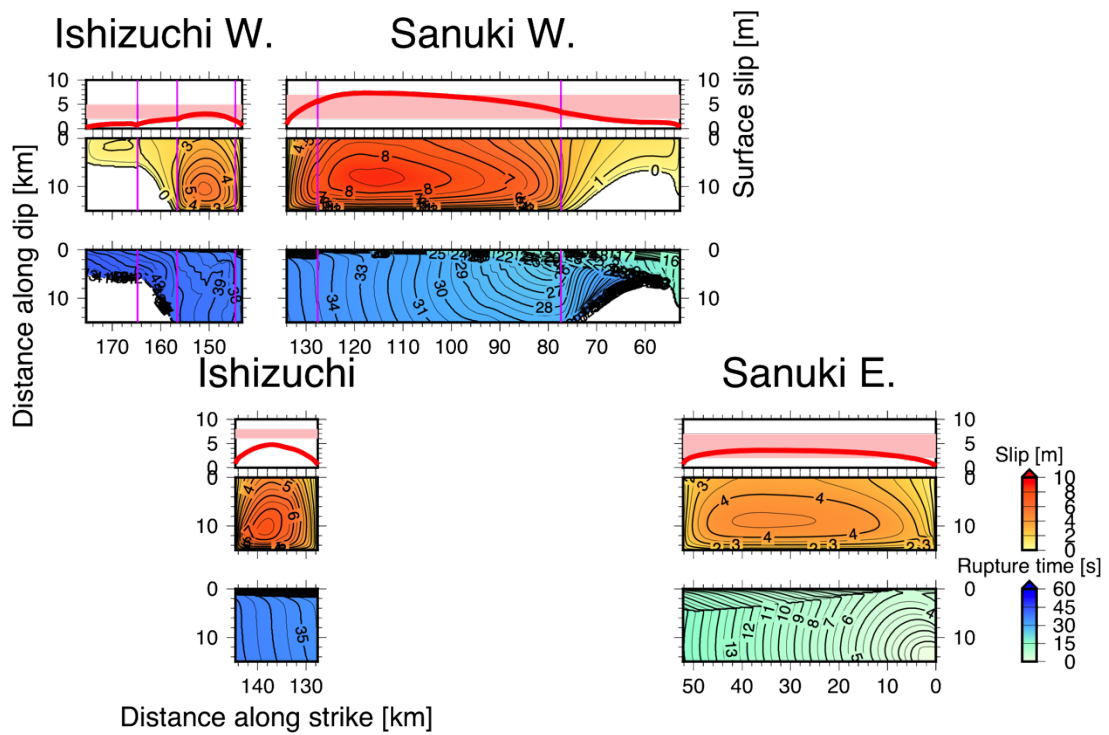


図 18 讃岐山脈南縁東部区間東端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。それぞれ、下段が断層面上の破壊時刻、中段が断層面上のすべり量、上段の赤線が地表でのすべりの分布、薄赤帯が実際の 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）を示す。桃色線は、断層の折れ曲がり地点を示す。

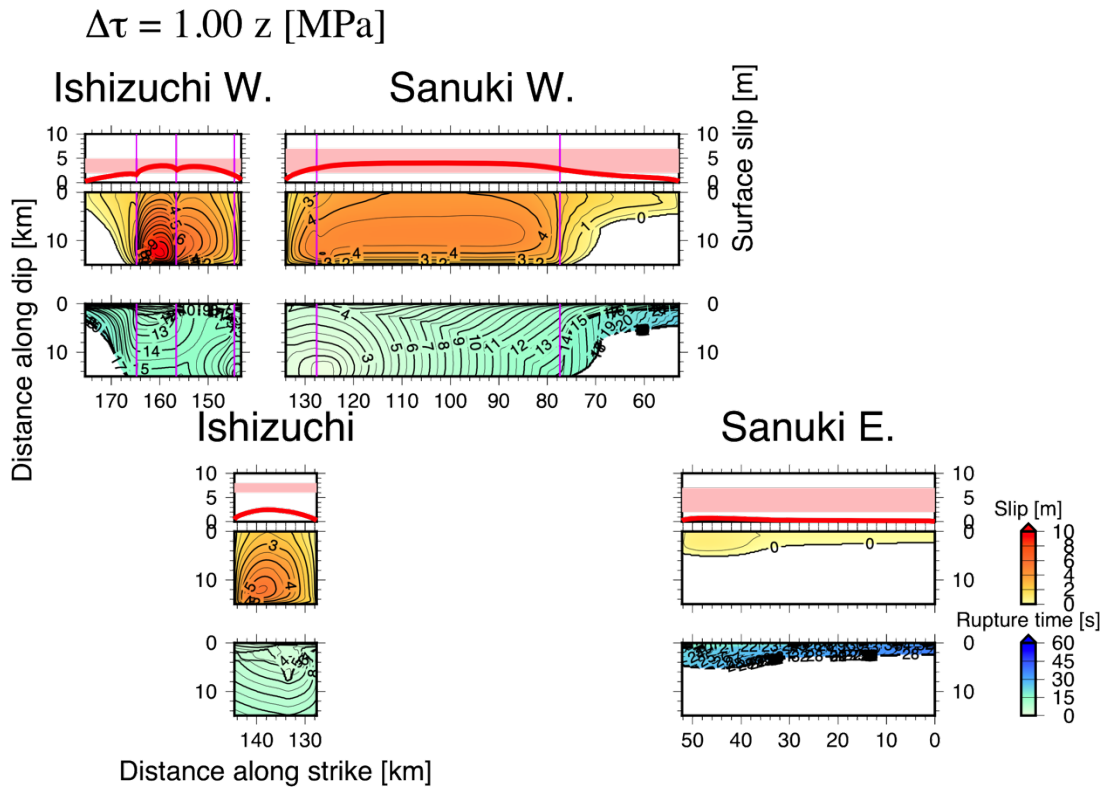


図 19 讃岐山脈南縁西部区間西端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図 18 と同じ。

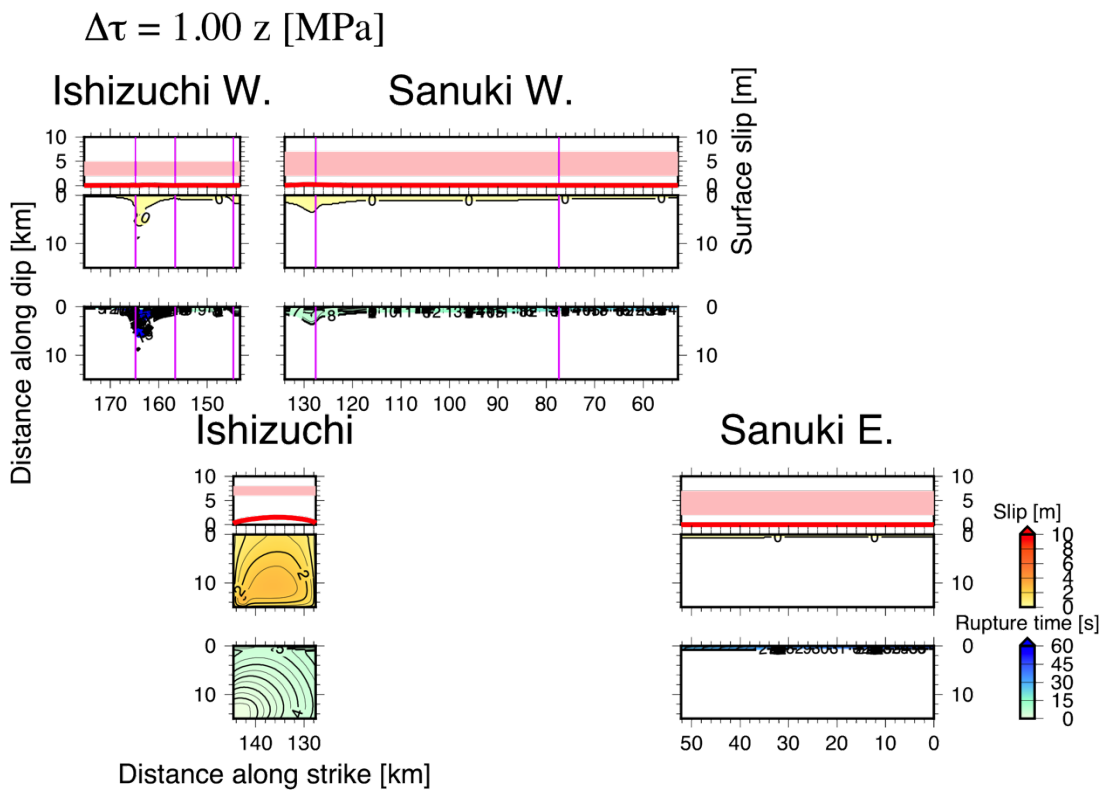


図 20 石鎚山脈北縁区間西端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図 18 と同じ。



$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

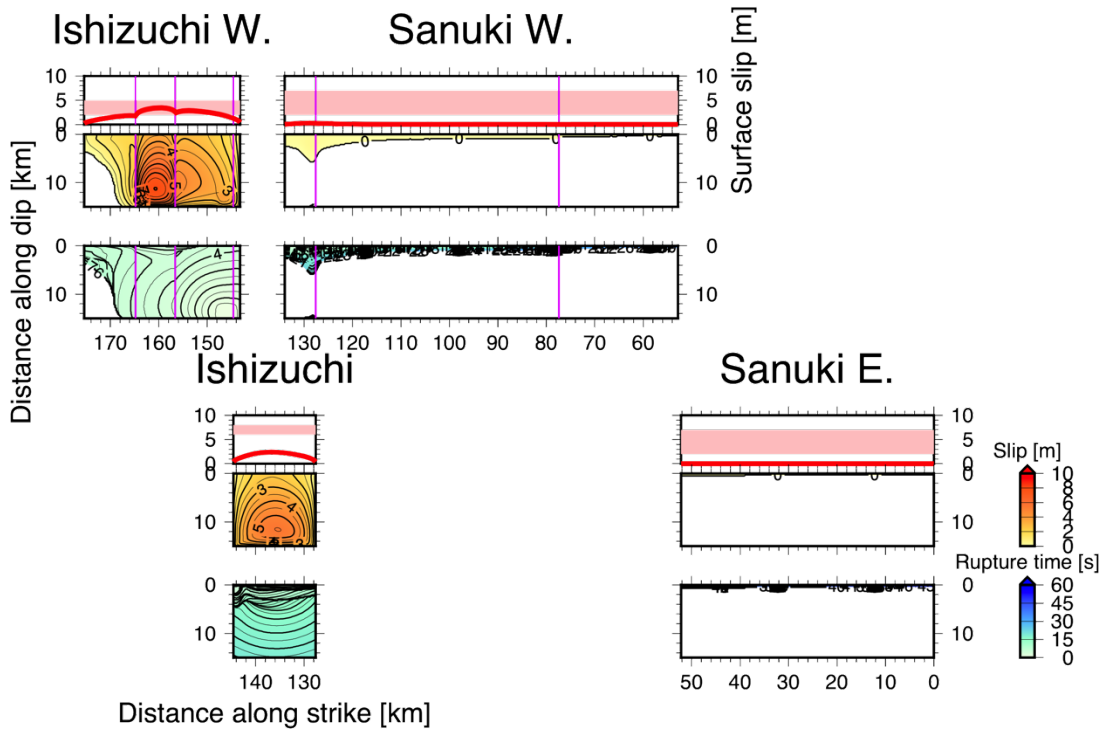


図 21 石鎚山脈北縁西部区間東端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図 18 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

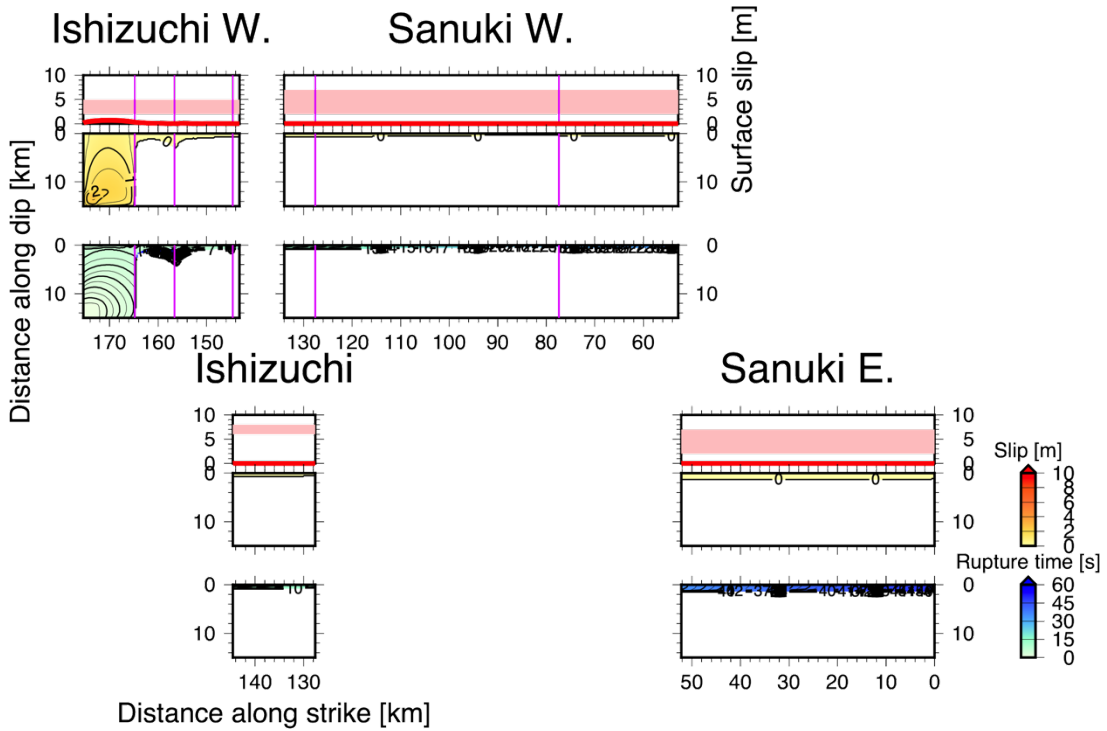


図 22 石鎚山脈北縁西部区間西端から破壊が始まる場合の破壊過程の例。図の詳細は、図 18 と同じ。

## 2) 既存情報と静的解析結果を基にした震源モデルによる連動性の検討

### a) 断層モデル

断層モデル各区間の走向と長さは、都市圏活断層図（後藤・他，1998；中田・他，1998；岡田・他，1998；堤・他，1998；後藤・他，1999；中田・他，1999；岡田・他，1999；堤・他，1999；中田・他，2009；岡田・他，2009；岡田・他，2014）を基に決定した（図 23）。讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間については 1) のモデルと同じだが、石鎚山脈北縁西部区間の断層トレースを見直した。また、傾斜角と地震発生層の深さは、地震調査研究推進本部（2017）を参考にした。地震調査研究推進本部（2017）では、断層深部の傾斜角について、中角度と高角度を併記しているが、ここでは、計算負荷も考慮して、高角度（鉛直）の場合のみを扱うこととした。以上のように決定した断層モデルの各パラメータを、表 6 にまとめる。

媒質は和泉層群と三波川変成岩の水平 2 層構造とし、伊藤・他（1996）、Nakajima and Hasegawa（2007）の紀伊半島・中国四国地方のモデル、日本列島基盤岩類物性データベース（大熊・金谷，2007）を参考に、表 7 のように仮定した。

### b) 応力場モデル

最大主圧縮応力（ $\sigma_1$ ）および最小主圧縮応力（ $\sigma_3$ ）の向きは、以下に述べる 2 通りのモデルを仮定した。ひとつは、1) と同様佐々連鉱山における応力解放法による応力測定データ（Tanaka, 1986；斎藤・他，1988）より、 $\sigma_1$  は東西方向、 $\sigma_3$  は南北方向とするモデルである。もうひとつは、令和 2 年度本事業サブテーマ 3（文部科学省・産業技術総合研究所，2021）において、有限要素法による静的解析で変位が最大になると推定された  $\sigma_1$  の向き（N60° W）を用い、それに直交する方位を  $\sigma_3$  の向きとするモデルである。

最大主圧縮応力（ $\sigma_1$ ）および最小主圧縮応力（ $\sigma_3$ ）の向きは、両モデルとも応力測定データ（Tanaka, 1986；斎藤・他，1988）より、

$$\sigma_1 = 34.0 z \text{ [MPa]}$$

$$\sigma_3 = 11.0 z \text{ [MPa]}$$

とした。ただし、 $z$  [km] は深さである。この地域では横ずれ応力場となっていることから、中間主応力（ $\sigma_2$ ）は鉛直でかぶり圧に等しいとすると、

$$\sigma_2 = 26.166 z \text{ [MPa]}$$

となった。

破壊開始領域を仮定し、破壊の始まる領域の応力降下量を

$$\Delta \tau = a z \text{ [MPa]}$$

として、1 回の活動によるすべり量を概ね再現できるような比例係数  $a$  を試行錯誤的に求める。

破壊の始まる領域の応力降下量の比例係数  $a$  を仮定し、静水圧条件が成り立つとすると、動摩擦係数（ $\mu_d$ ）を決めることができる。更に、破壊の始まる区間での強度と応力降下量の比（S 値；Andrews, 1976；Das and Aki, 1977）を 1.6 と仮定すると、静摩擦係数（ $\mu_s$ ）が決まる。このときの摩擦係数は、破壊の始まる領域の走向によって異なるが、応力降下量の比例係数  $a$  が 0.8～1.2 で、間隙水圧を考慮しない場合、動摩擦係数は概ね 0.1～

0.6 程度となった。

断層面の境界条件には、Coulomb の破壊基準とすべり弱化の摩擦構成則（図 24 ; Ida, 1972 ; Andrews, 1976）を仮定し、弾性体の運動方程式を数値的に解くことによって、断層面上の破壊伝播過程を求めた。臨界すべり量（ $D_c$ ）は、全区間共通で、浅部で長く、深部では 0.50m で一定となるよう仮定した（表 8）。また、断層面上で一様な cohesion を考慮し、内田・他（2002）、古谷（2015）を参考に、0.02MPa と仮定した。

1 回の活動によるすべり量について、地震調査研究推進本部（2017）では、讃岐山脈南縁東部区間で 2～7 m 程度の右横ずれ、讃岐山脈南縁西部区間で 2～7 m 程度の右横ずれ、石鎚山脈北縁区間で 6～8 m 程度の右横ずれ、石鎚山脈北縁西部区間で 2～5 m 程度の右横ずれ、としている。また、最新活動に伴うすべり量分布については、堤・後藤（2006）にまとめられている。これらの値を満たすようなパラメータを探索することになるが、ここでは、応力降下量の比例係数  $a$  を 0.8、1.0、1.2 の 3 通りに仮定して計算し、すべり量がどの程度になるかを把握した。

#### c) 数値計算手法

数値計算には、差分法（Kase and Day, 2006）を用いた。空間グリッド間隔は、断層面内方向に 200m、断層面外方向に 200m、時間刻みは、0.02 秒とした。

上記の条件で、破壊開始領域を変えて数値計算をおこない、得られたすべり量分布と、実際の 1 回の活動によるすべり量を比較した。

#### d) シミュレーション結果

1 回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、以下の 8 通りのシナリオが得られた。

活動区間単独で活動して、すべり量分布を満たすことができたのは、讃岐山脈南縁東部区間が単独で活動した場合（図 25）のみであった。隣接する讃岐山脈南縁西部区間東側の応力降下量（第 4 段における緑線と黒点線の差）が小さく、破壊が乗り移ることができないことがわかる。

屈曲のある讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁西部区間では、屈曲を挟んだ片側のみ活動する例が得られた。この場合にすべり量分布を満たすことができたのは、讃岐山脈南縁西部区間東側（図 26）、石鎚山脈北縁西部区間東側（図 27）、石鎚山脈北縁西部区間西側（図 28）の 3 通りであった。屈曲を挟んで断層の走向が異なり、屈曲の先での剪断応力が小さく、応力降下量が小さい、もしくは、負であるため、屈曲を越えて破壊が広がることはできない。

複数区間が連動して、すべり量分布を満たすことができたのは、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動した場合（図 29）のみであった。後述するように、連動するためにはある程度の応力降下量が必要であること、連動することによりすべり量が増えることから、複数区間が連動するとすべり量が大きくなりがちで、1 回の活動によるすべり量分布を満たすことができるモデルは限られる。

活動区間の一部と隣接する活動区間が連動して、すべり量分布を満たすことができたのは、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間東側が連動した場合（図 30）、讃岐山脈南縁西部

区間西側と石鎚山脈北縁区間が連動した場合（図 31）、讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間、同西部区間西側が連動した場合（図 32）の 3 通りであった。隣接する区間へ破壊が乗り移ったものの、屈曲の先での応力降下量が小さいため、屈曲の先に破壊が広がらない場合（図 30）と、屈曲の先での応力降下量が小さいため、屈曲の先に破壊が広がらない一方で、隣接する区間の応力降下量が大きく、強度が小さいため、破壊が乗り移ることができる場合（図 31、32）とがある。

1 回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、以下の 6 通りのシナリオが得られた。

活動区間単独で活動する例では、石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合である（図 33）。石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合は、すべり量が最新活動によるすべり量よりかなり小さいが、松田（1980）から推定されるすべり量程度ではある。また、石鎚山脈北縁区間のすべり量が最新活動によるすべり量を満たすシナリオは、すべて他区間と連動している。これらのことから、少なくとも最新活動は、石鎚山脈北縁区間が単独で活動したのではなく、隣接する区間と連動した活動であった可能性がある。

活動区間の一部と隣接する活動区間が連動する例では、讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間、同西部区間が連動した場合（図 34）、複数区間が連動する例では、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連動した場合（図 35）、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した場合（図 36）、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間、石鎚山脈北縁区間の 3 区間が連動した場合（図 37）、4 区間すべてが連動した場合（図 38）の 5 通りのシナリオが得られた。これらのシナリオでは、複数区間が連動するため、応力降下量が大きく、すべり量が大きくなっており、すべり量分布を満たすことが難しいことがわかる。その一方で、初期応力状態で応力降下量がゼロもしくは負になっている領域では、特に深部で壊れ残りの領域が生じることもある（図 38 の讃岐平野南縁西部区間東側と石鎚山脈北縁西部区間東側）。

以上のように、 $\sigma_1$  の向きと応力降下量の深さ依存性で決まる各区間の応力状態に応じて、様々な活動パターンが得られた。 $\sigma_1$  の向きと応力降下量の深さ依存性から、各区間の初期応力分布が求められれば、連動のしやすさがある程度わかると期待される。しかし、連動することによってすべり量が増えること（Kase, 2010）から、区間同士の相互作用を考慮する必要がある。また、図 31 と図 32 からわかるように、初期応力状態が同じでも、破壊開始点の位置が異なることで破壊領域が異なる場合もあり、破壊の directivity も考慮する必要がある。そのため、各区間の初期応力分布のみで連動性を評価することは困難と考えられる。

#### e) すべり速度時刻歴

断層面上のすべり速度時刻歴の例を図 39～41 に示す。讃岐山脈南縁東部区間単独で活動した場合（図 25）は、概ね Kostrov 型のすべり速度関数となるが、深さ 2.0km より浅いところでは、すべり速度の立ち上がりやや緩やかになり、また、その最大値は破壊時刻よりかなり遅れて現れることがある（図 39）。応力場の仮定から、地表近くの強度はかなり小さいため、深部での破壊による P 波で破壊が励起されるものの、主要なすべりは破壊フロントの到着を待って発生していることを反映していると考えられる。

讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動した場合（図 29）、破壊開始点のある東部区間では、破壊進行方向が逆であることを考慮すれば、単独で活動した場合のすべり速度関数（図 39）と概ね同じである（図 40a）。一方、破壊が乗り移る先の西部区間のすべり速度関数は、主要なピークが複数現れ、またそれらの形状も Kostrov 型というよりは、逆三角形型に近いなど、複雑な形状となっている。西部区間東側では、東部区間深部からの応力変化で励起される破壊と、浅部で励起される破壊とが 2 方向から進展することを反映していると考えられる。また、西部区間西側では、応力降下量が小さいため、すべり速度は全体に小さい。また、破壊が広がりやすく、破壊フロントが複雑な形状となるため、複数のピークがみられる。

4 区間すべてが連動した場合（図 38）も、破壊開始点のある東部区間では、破壊進行方向が逆であることを考慮すれば、単独で活動した場合のすべり速度関数（図 39）と概ね同じである（図 41a）。ただし、応力降下量の深さ係数が大きいため、すべり速度の最大値も大きくなっている。このモデルでは、讃岐山脈南縁西部区間東側と石鎚山脈北縁西部区間東側で応力降下量が負であり、深部で壊れ残りの領域が生じている一方、讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間、石鎚山脈北縁西部区間西側の応力降下量が強度に比して大きく、S 波速度以上での破壊伝播が生じている。このような応力状態を反映して、讃岐山脈南縁西部区間東側と石鎚山脈北縁西部区間東側でのすべり速度は小さく、讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間、石鎚山脈北縁西部区間西側でのすべり速度は大きく、鋭いピークを有する形状となっている。

全体に、すべり速度時刻歴の形状は、各点の応力状態や破壊フロントの広がり方に強く依存しており、応力場や摩擦構成則の仮定により相当に変化しうると考えられることに注意が必要である。

表6 本研究で用いた断層モデルのパラメータ。讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間の間は、幅 0.4km の左ステップで長さ 0.6km のギャップで、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の間は、幅 1.6km の右ステップで長さ 6.4km のオーバーラップで、石鎚山脈北縁区間と同西部区間の間は、幅 2.0km の右ステップで長さ 1.4km のオーバーラップで区切られている。

区間名	讃岐山脈南縁西部 (Sanuki W.)			讃岐山脈南縁東部 (Sanuki E.)
走向	N71.2°E	N75.0°E	N80.8°E	N77.4°E
長さ [km]	6.4	50.2	24.6	52.7
傾斜角		90°		90°
地震発生層の深さ [km]		15		15
幅 [km]		15		15

区間名	石鎚山脈北縁西部 (Ishizuchi W.)			石鎚山脈北縁 (Ishizuchi)
走向	N74.3°E	N60.3°E	N71.2°E	N71.2°E
長さ [km]	15.6	14.8	1.4	17.0
傾斜角		90°		90°
地震発生層の深さ [km]		15		15
幅 [km]		15		15

表7 本研究で用いた速度構造モデル。

上端の深さ [m]	P波速度 [m/s]	S波速度 [m/s]	密度 [kg/m <sup>3</sup> ]
0	3000	1700	2500
1000	6200	3600	2680

表8 本研究で用いた臨界変位量 (Dc) モデル。z [km]は深さ。

上端の深さ [m]	臨界変位量 [m]
0	5.0 - 4.5 z
1000	0.5



図 23 本研究で用いた断層モデル。地理院地図（国土地理院）に加筆。

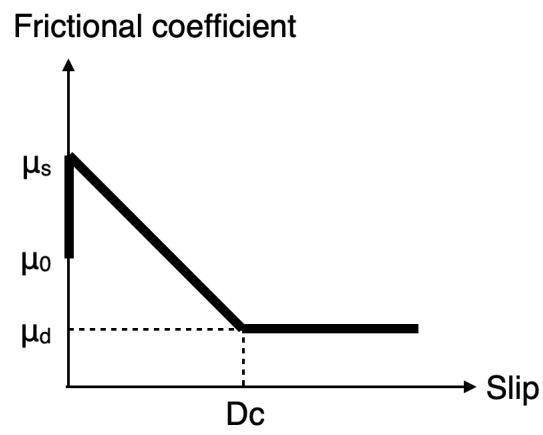


図 24 本研究で用いたすべり弱化の摩擦構成則。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

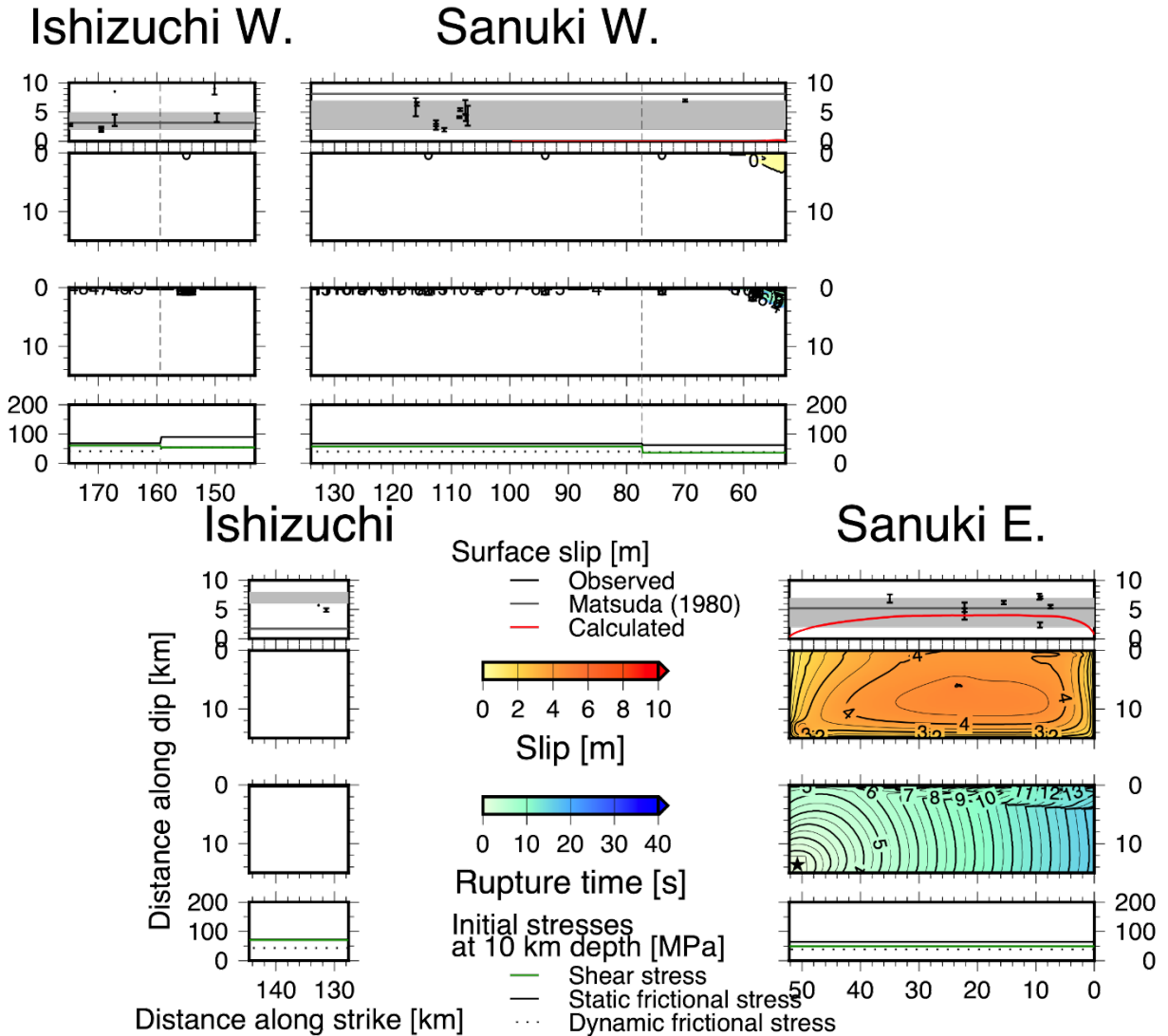


図 25 讃岐山脈南縁東部区間単独で活動した例。 $\sigma_1$ は東西方向、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.53714$ 、 $\mu_d = 0.32217$  で、地震モーメントは  $9.5 \times 10^{19} \text{Nm}$ 、Mw7.3。それぞれ、第 1 段の赤線が地表でのすべりの分布、灰色帯が 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）、黒線が堤・後藤（2006）による最新活動に伴うすべり量の分布、第 2 段が断層面上のすべり量、第 3 段が断層面上の破壊時刻で、星印は破壊開始点の位置、第 4 段の緑線が深さ 10km での初期剪断応力、黒実線が深さ 10km での初期静摩擦応力、黒点線が深さ 10km での初期動摩擦応力を示す。灰色点線は、断層の折れ曲がり地点を示す。



$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

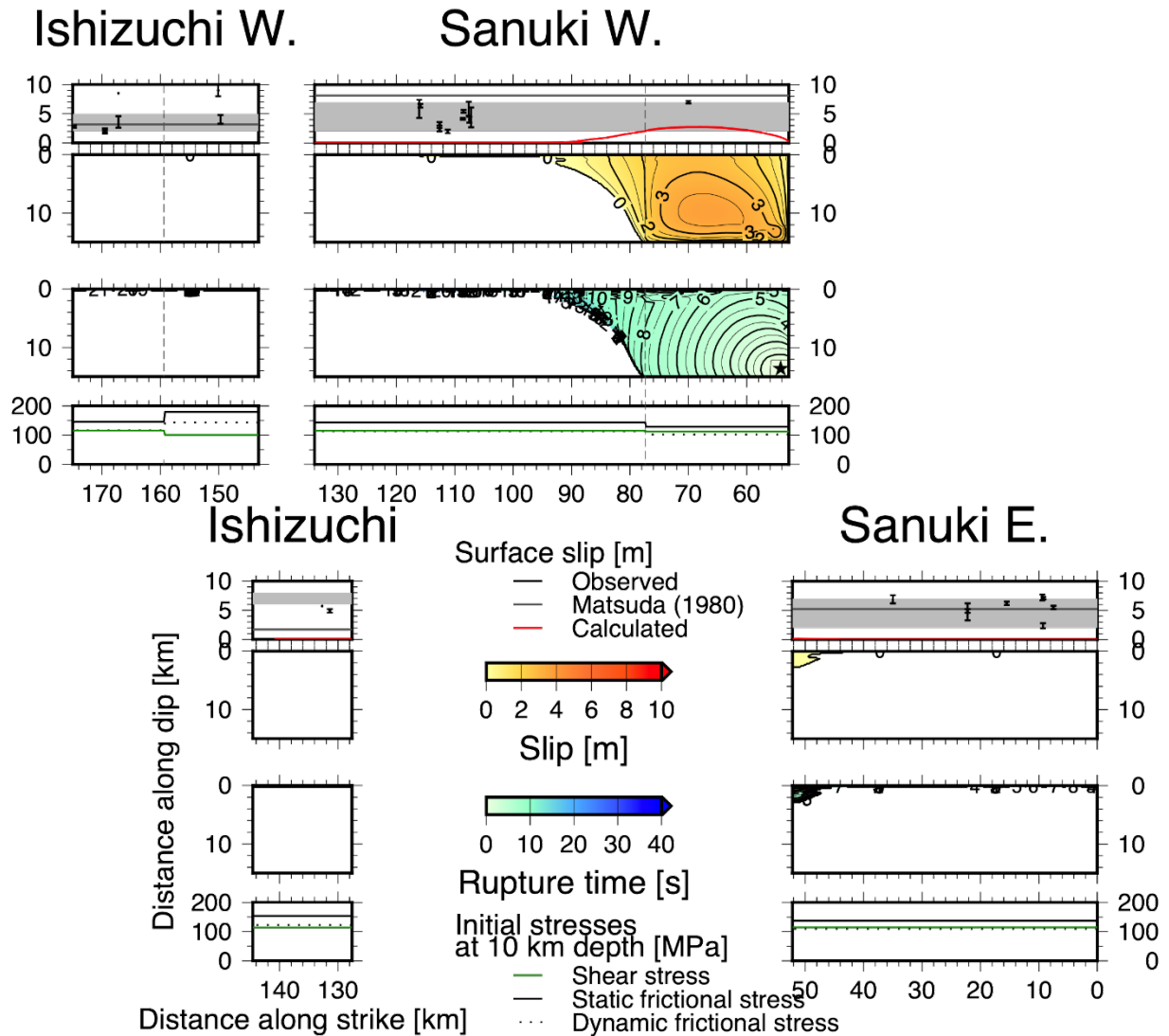


図 26 讃岐山脈南縁西部区間東側のみが活動した例。 $\sigma_1$ は  $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.63728$ 、 $\mu_d = 0.50849$  で、地震モーメントは  $3.6 \times 10^{19} \text{Nm}$ 、 $M_w 7.0$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

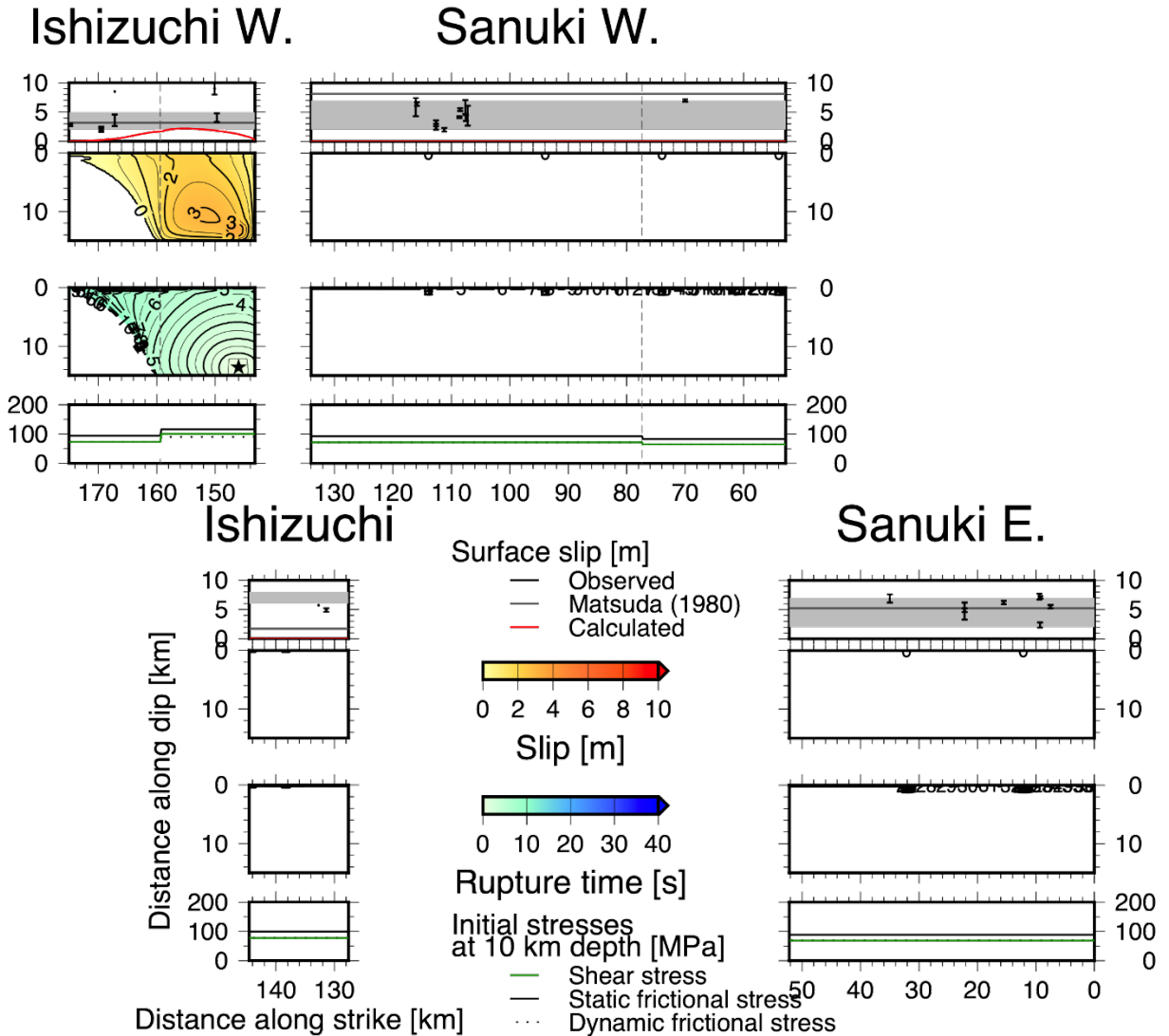


図 27 石鎚山脈北縁西部区間東側のみが活動した例。 $\sigma_1$ は  $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.41282$ 、 $\mu_d = 0.32044$  で、地震モーメントは  $2.0 \times 10^{19} \text{ Nm}$ 、 $M_w 6.8$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

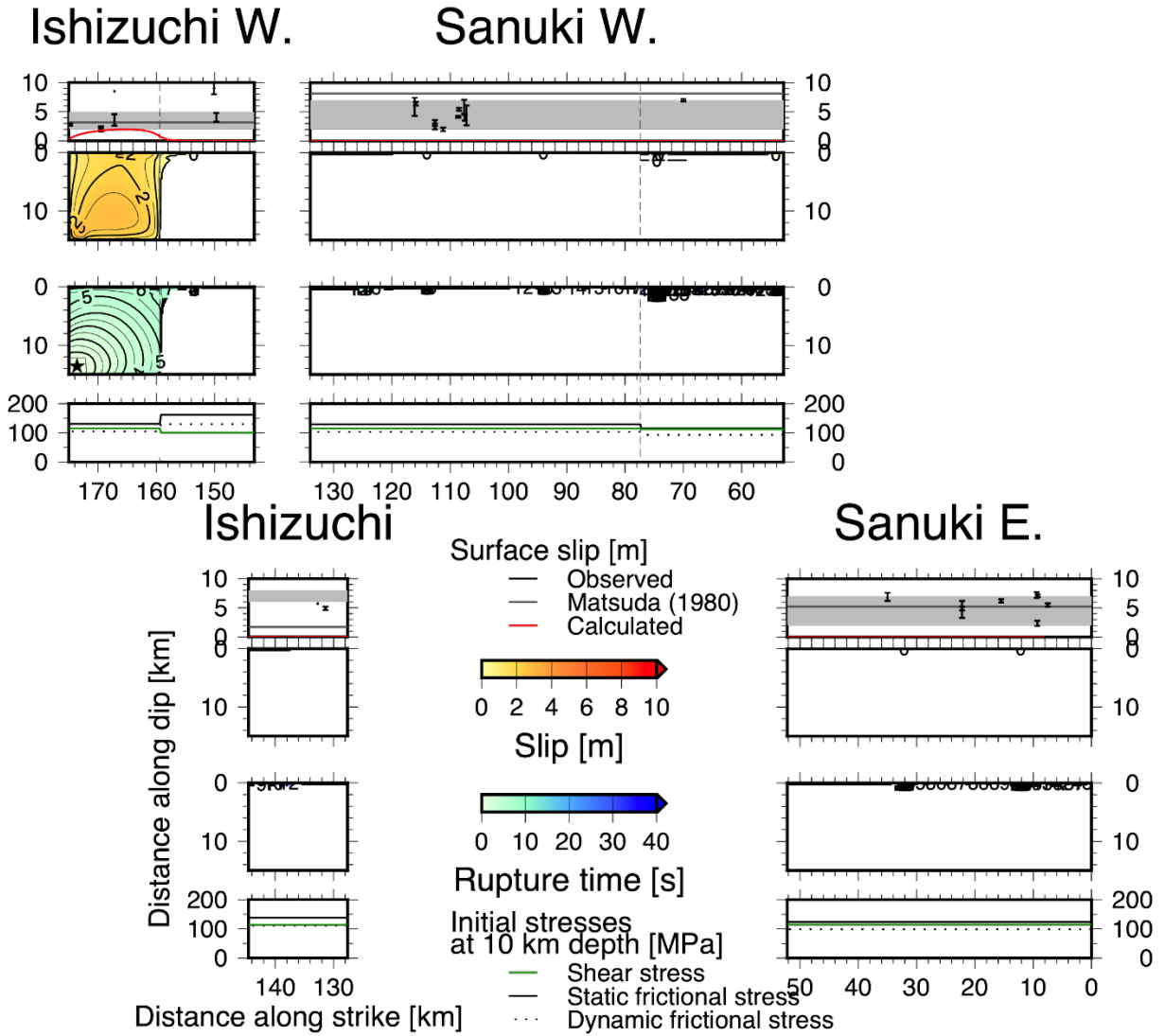


図 28 石鎚山脈北縁西部区間西側のみが活動した例。σ<sub>1</sub>はN60°W、応力降下量の深さ係数は1.0、μ<sub>s</sub> = 0.57489、μ<sub>d</sub> = 0.46076で、地震モーメントは1.5×10<sup>19</sup>Nm、Mw6.7。図の詳細は、図25と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

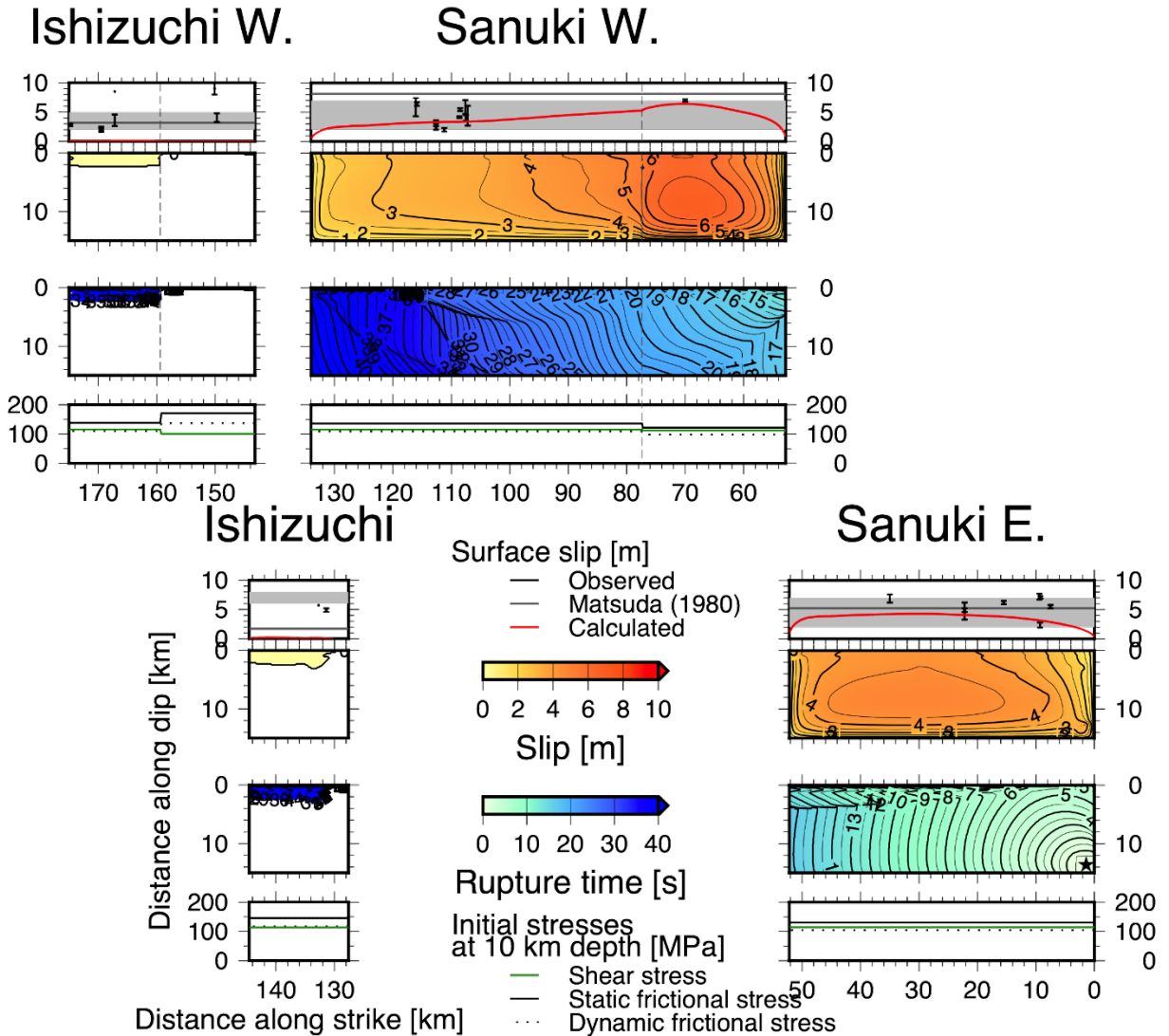


図 29 讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動した例。 $\sigma_1$ は  $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.60636$ 、 $\mu_d = 0.48564$  で、地震モーメントは  $2.5 \times 10^{20} \text{Nm}$ 、 $M_w 7.5$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 0.80 z \text{ [MPa]}$$

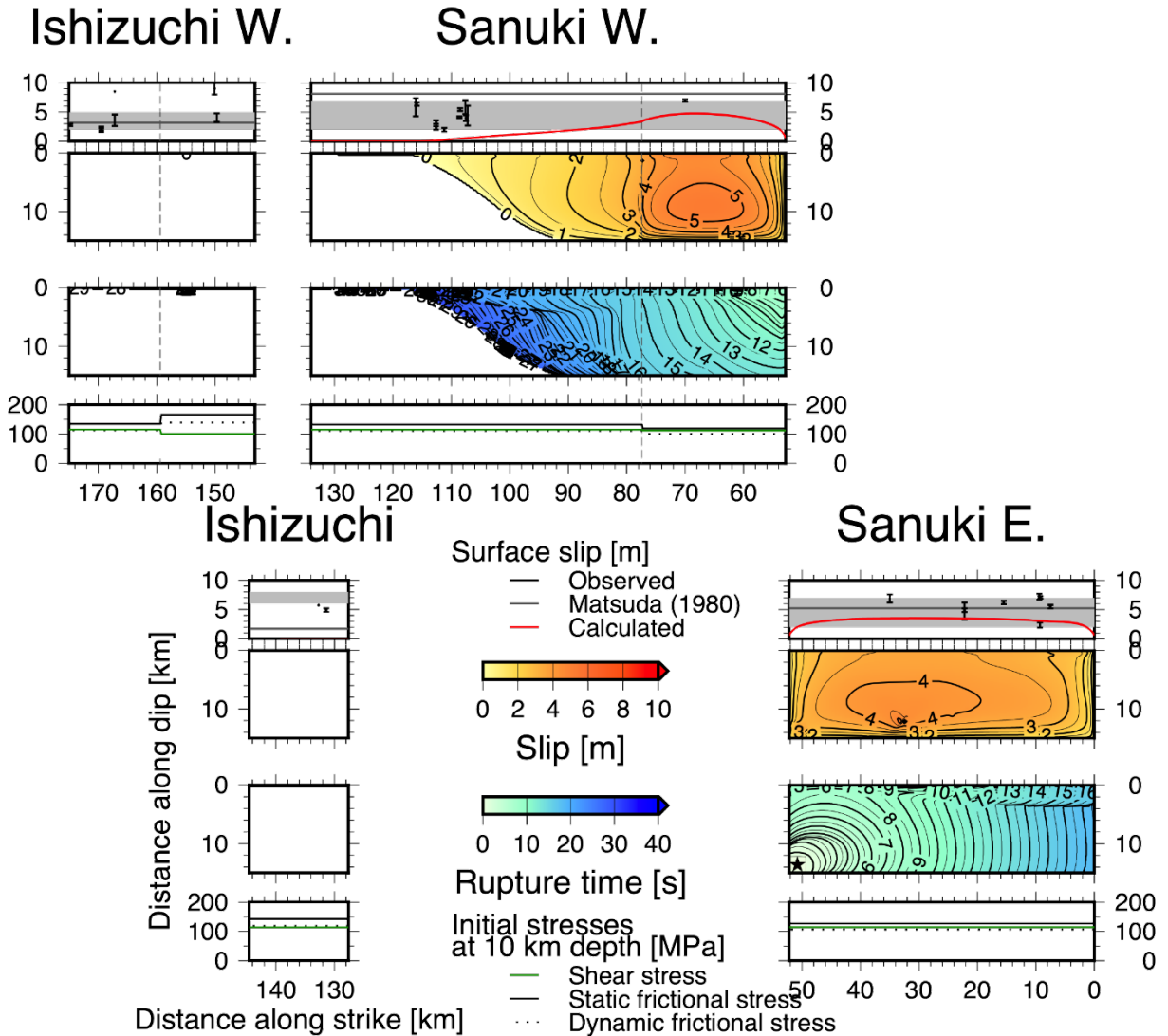


図 30 讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間東側が連動した例。 $\sigma_1$ は  $N60^\circ W$ 、応力降下の深さ係数は 0.8、 $\mu_s = 0.59151$ 、 $\mu_d = 0.49493$  で、地震モーメントは  $1.6 \times 10^{20} \text{Nm}$ 、 $M_w 7.4$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

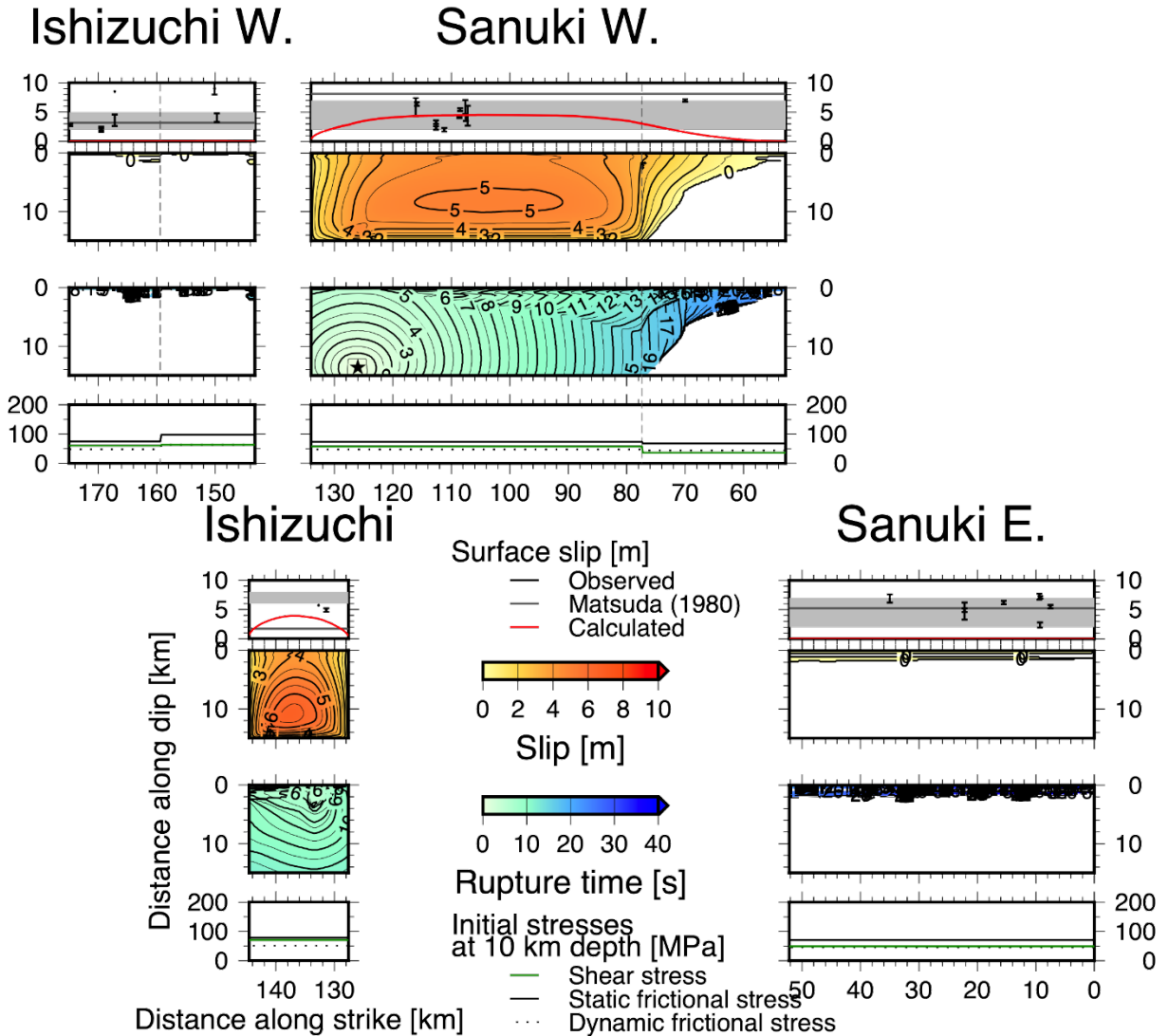


図 31 讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間が連動した例。 $\sigma_1$ は東西、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.58609$ 、 $\mu_d = 0.37877$  で、地震モーメントは  $1.8 \times 10^{20}$  Nm、Mw7.4。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

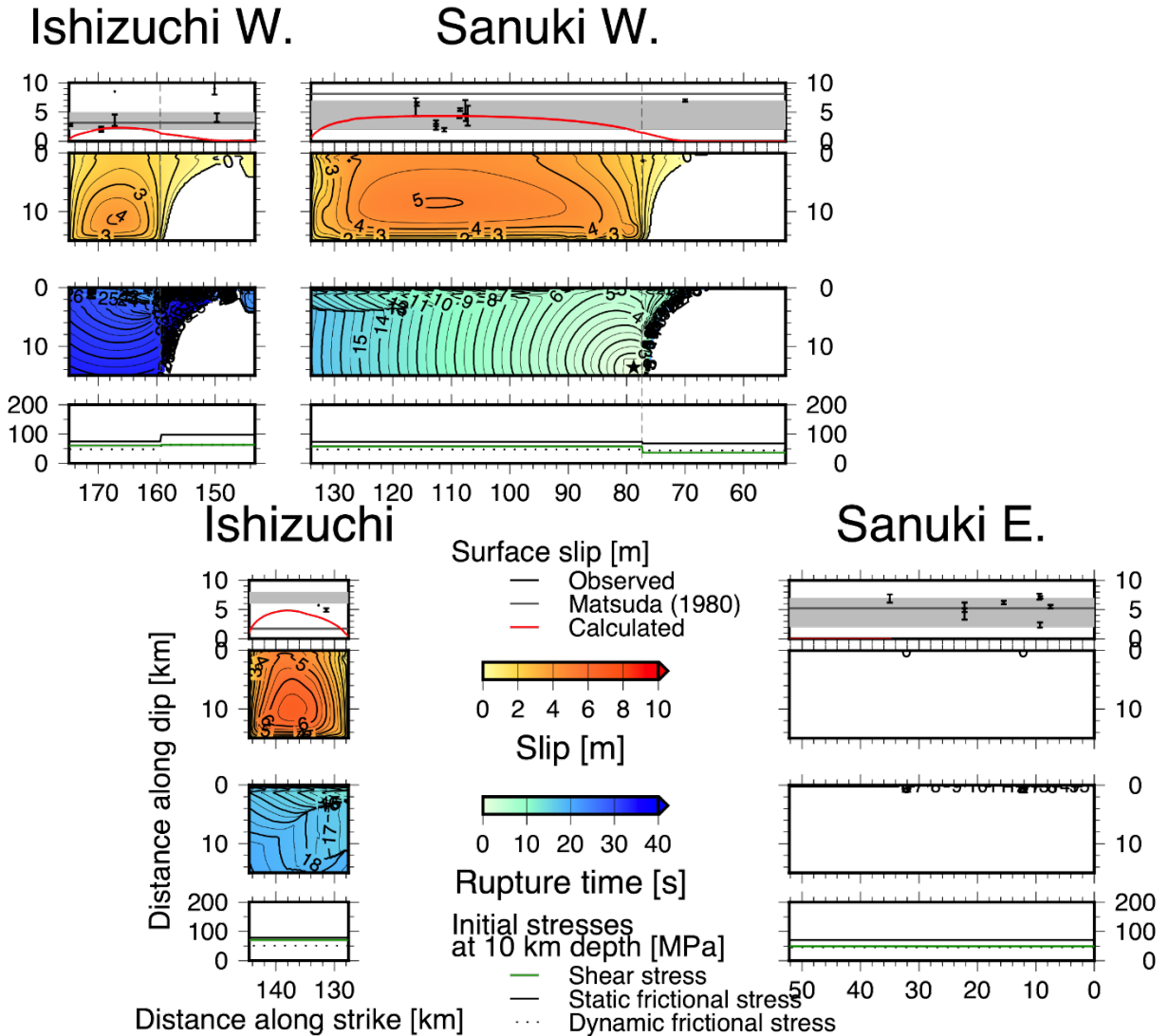


図 32 讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間、同西部区間西側が連動した例。  $\sigma_1$  は東西、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.58609$ 、 $\mu_d = 0.37877$  で、地震モーメントは  $1.7 \times 10^{20} \text{ Nm}$ 、Mw7.4。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

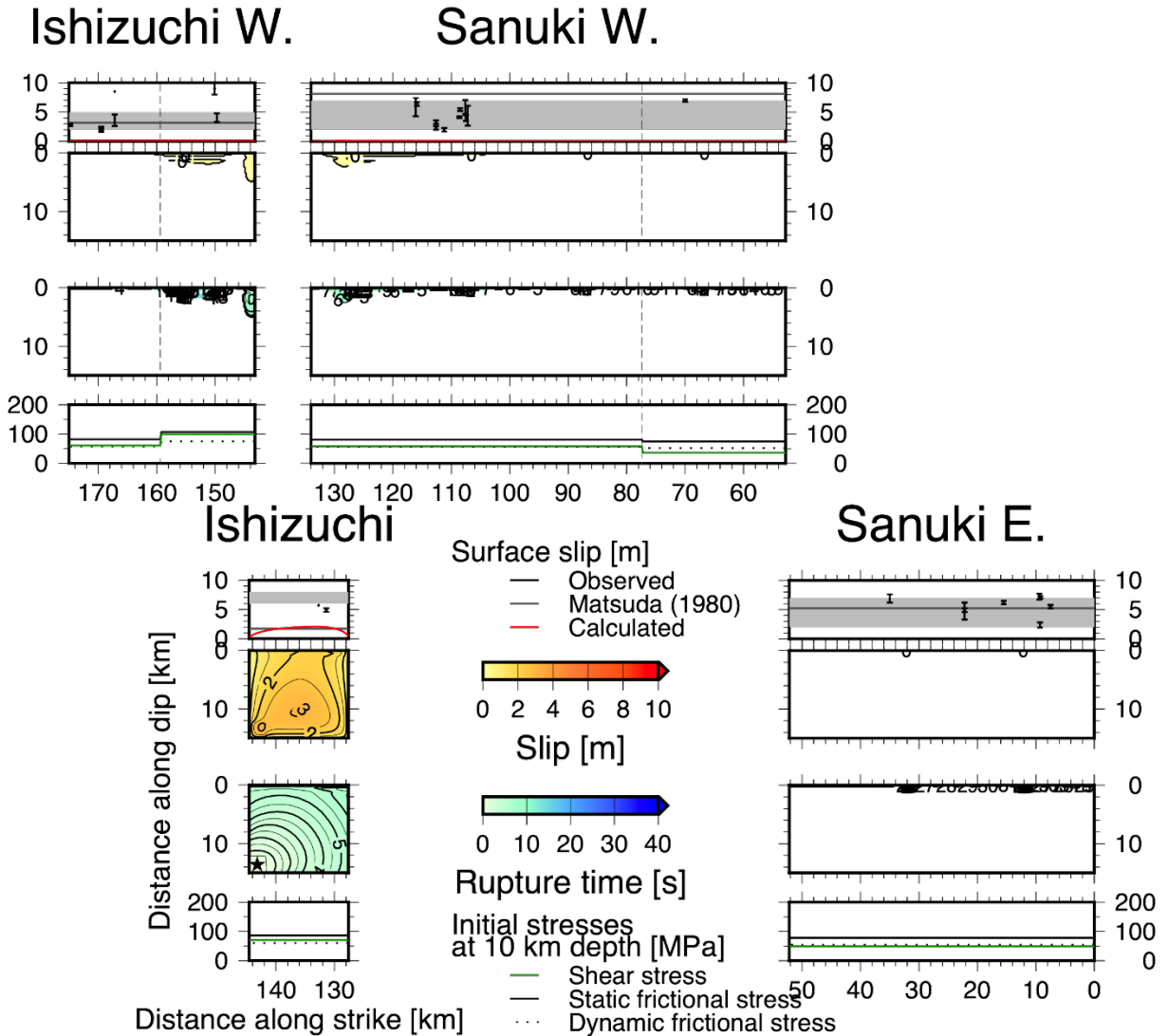


図 33 石鎚山脈北縁区間が単独で活動した例。 $\sigma_1$ は東西、応力低下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.64358$ 、 $\mu_d = 0.44939$  で、地震モーメントは  $1.7 \times 10^{19} \text{Nm}$ 、 $M_w 6.8$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。



$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

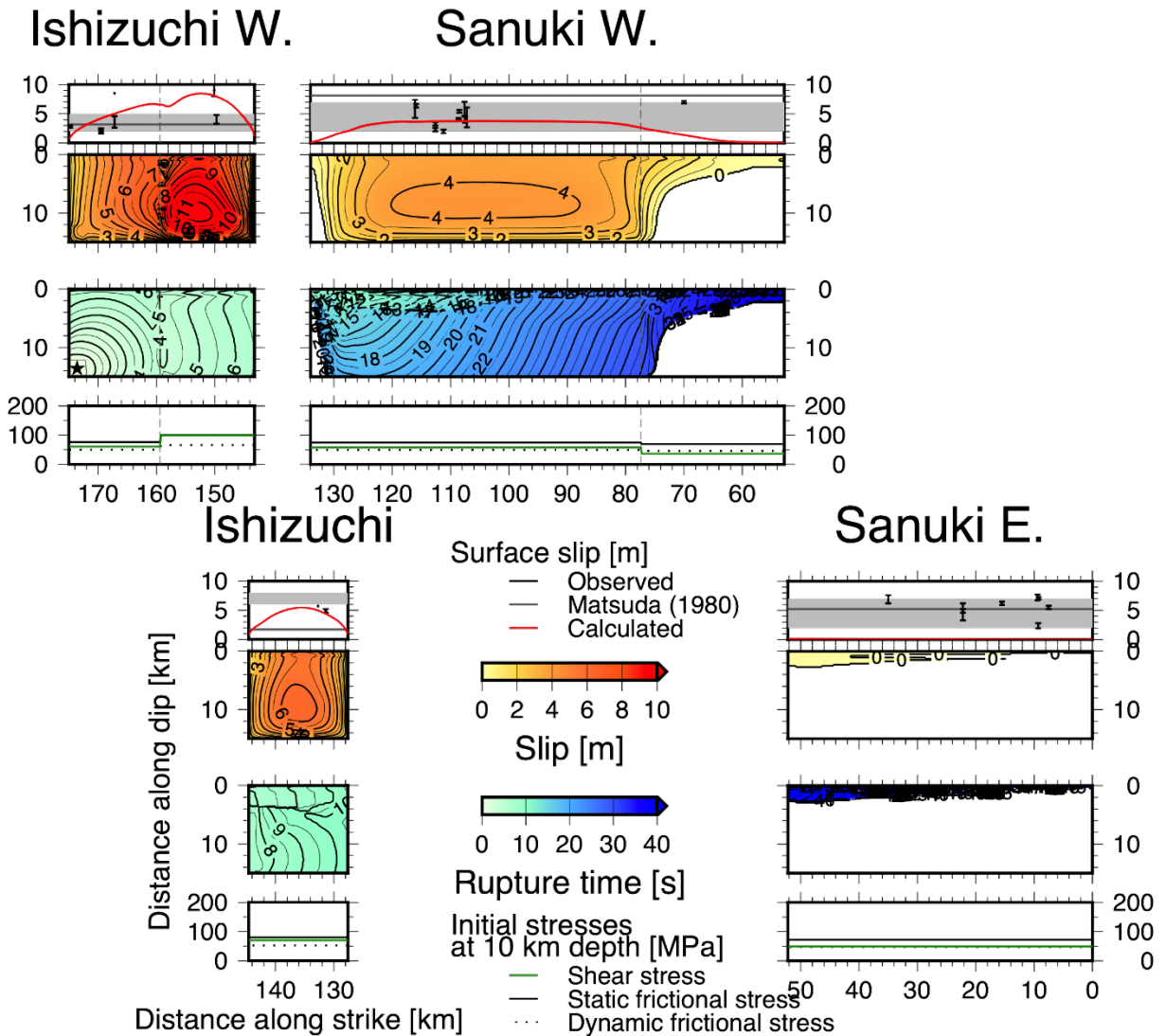


図 34 讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間、同西部区間が連動した例。 $\sigma_1$  は東西、応力低下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.59851$ 、 $\mu_d = 0.39353$  で、地震モーメントは  $2.3 \times 10^{20} \text{ Nm}$ 、 $M_w 7.5$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 0.80 z \text{ [MPa]}$$

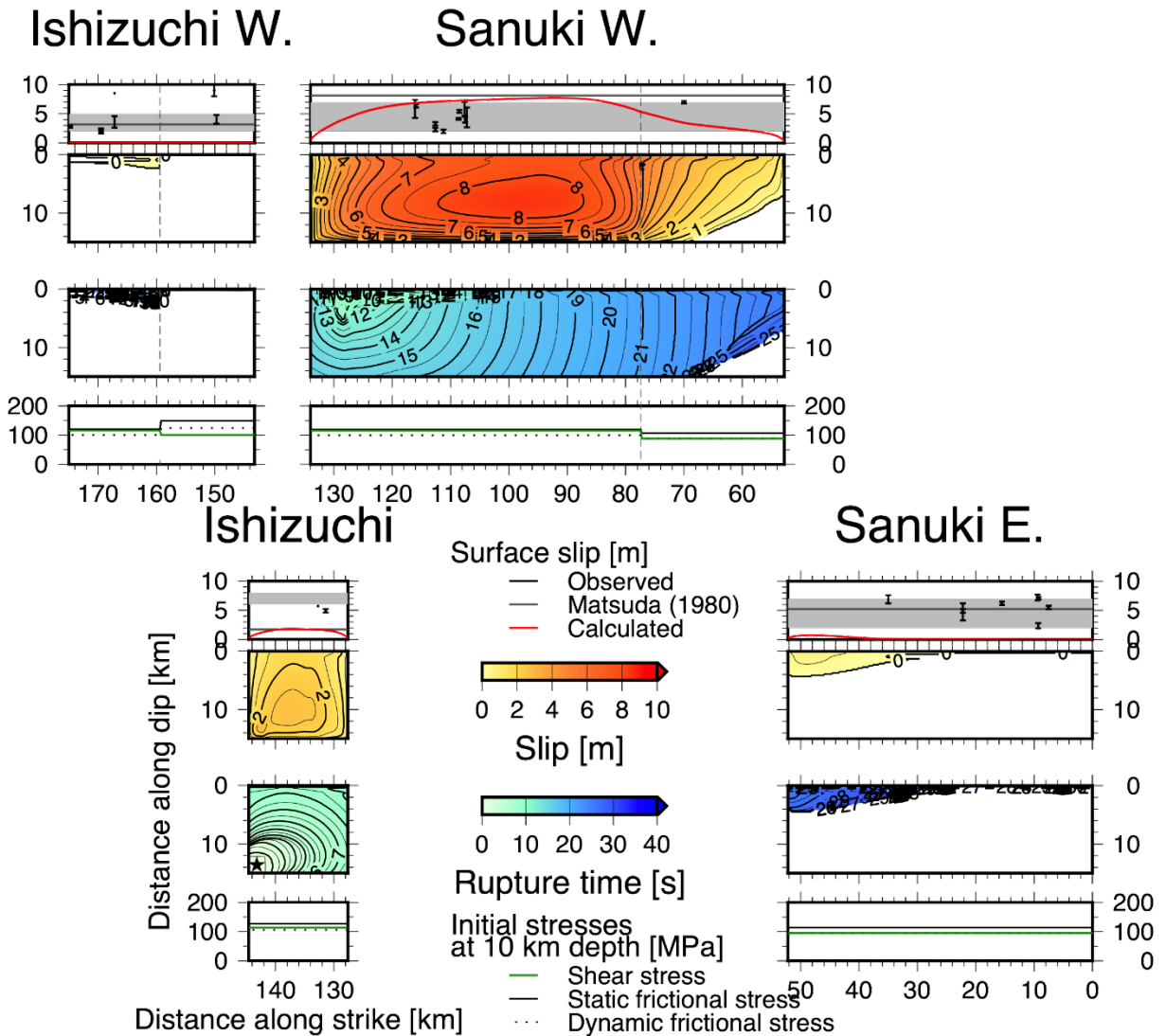


図 35 讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連動した例。 $\sigma_1$ は  $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 0.8、 $\mu_s = 0.52783$ 、 $\mu_d = 0.4124$  で、地震モーメントは  $2.2 \times 10^{20} \text{Nm}$ 、 $M_w 7.5$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.20 z \text{ [MPa]}$$

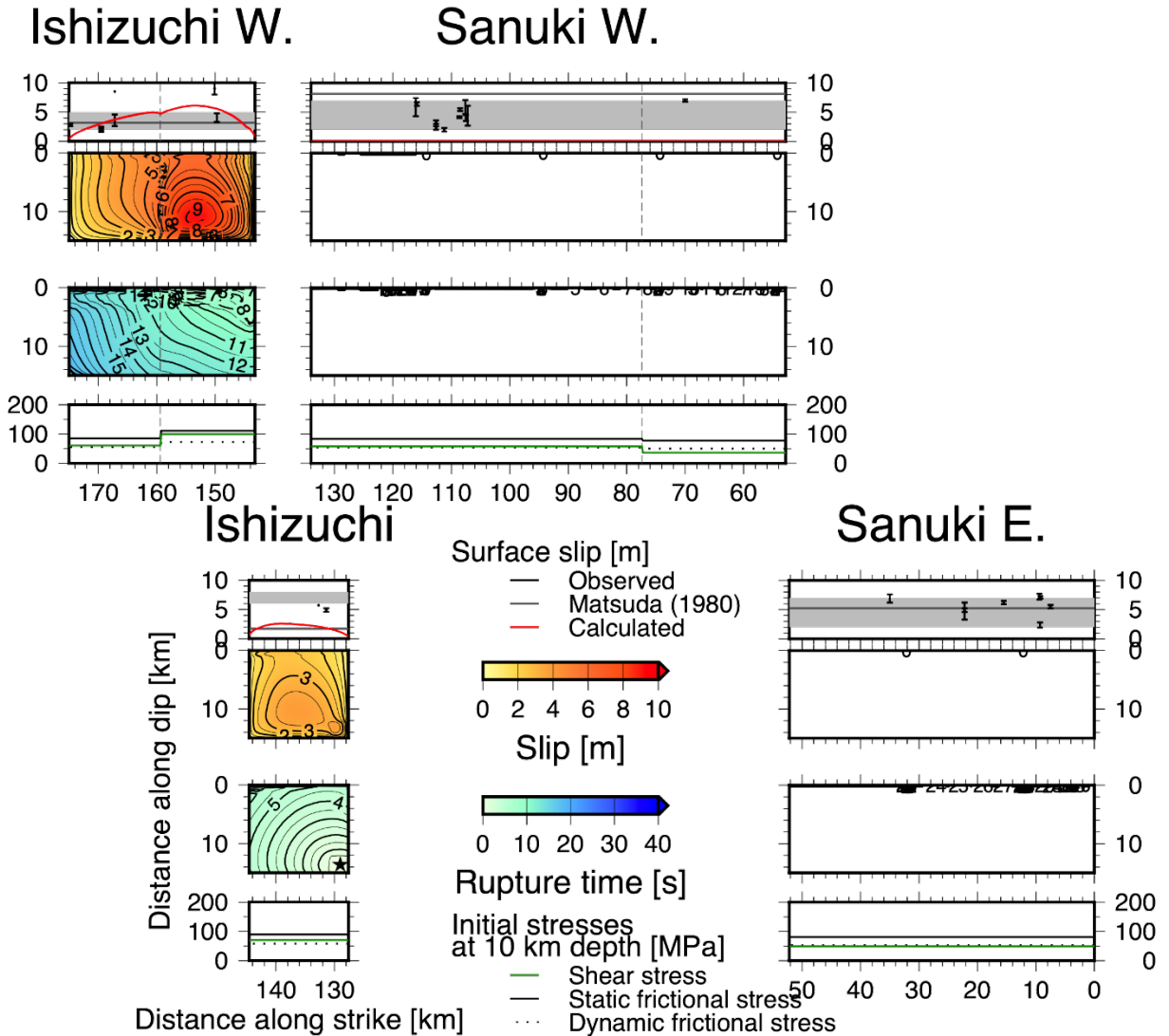


図 36 石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した例。 $\sigma_1$ は東西、応力降下量の深さ係数は 1.2、 $\mu_s = 0.66748$ 、 $\mu_d = 0.43445$  で、地震モーメントは  $9.8 \times 10^{19} \text{Nm}$ 、 $M_w 7.3$ 。

図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.00 z \text{ [MPa]}$$

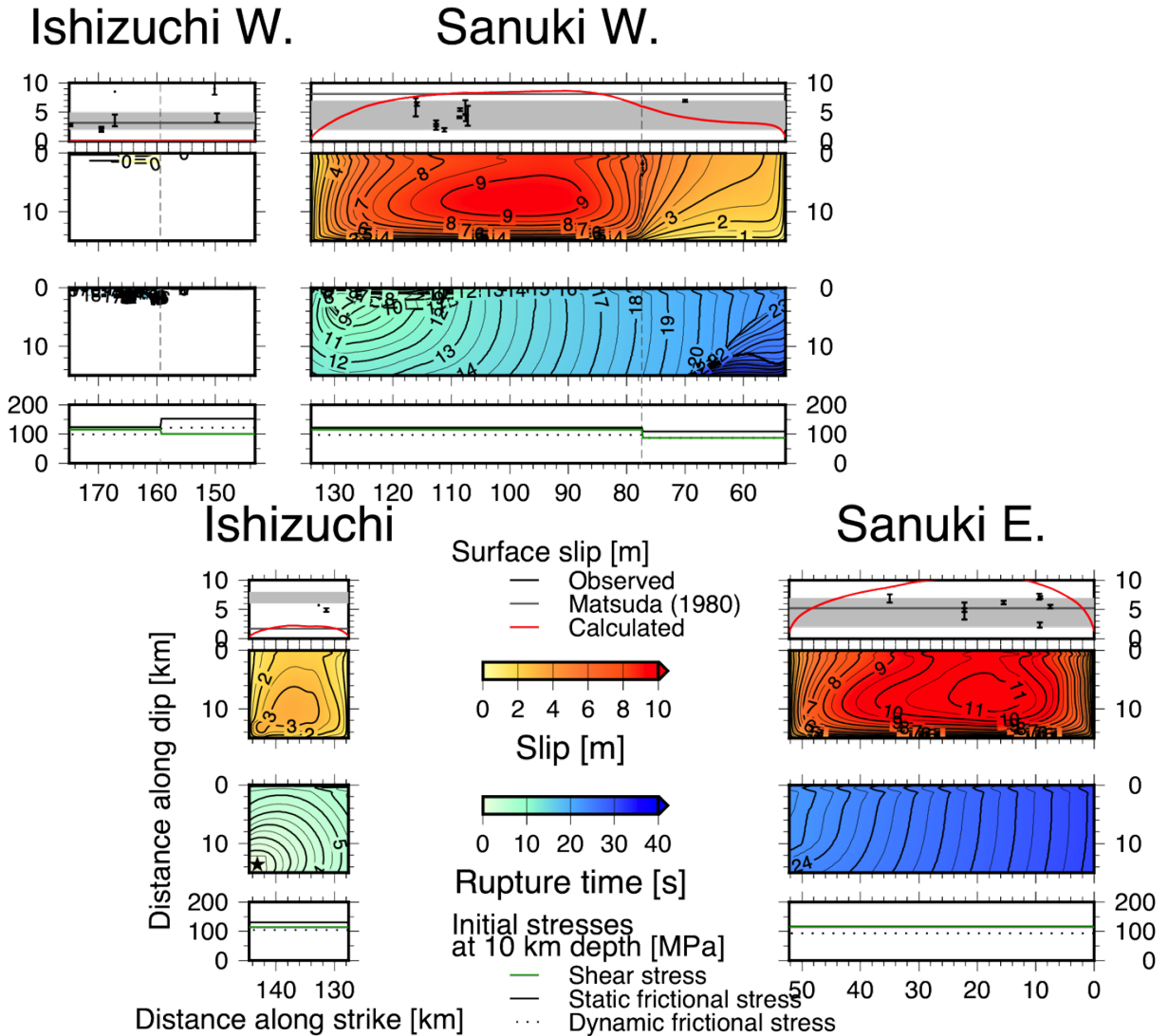


図 37 讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間、石鎚山脈北縁区間の 3 区間が連動した例。  $\sigma_1$  は  $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.54115$ 、 $\mu_d = 0.43291$  で、地震モーメントは  $4.7 \times 10^{20} \text{ Nm}$ 、 $M_w 7.7$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

$$\Delta\tau = 1.20 z \text{ [MPa]}$$

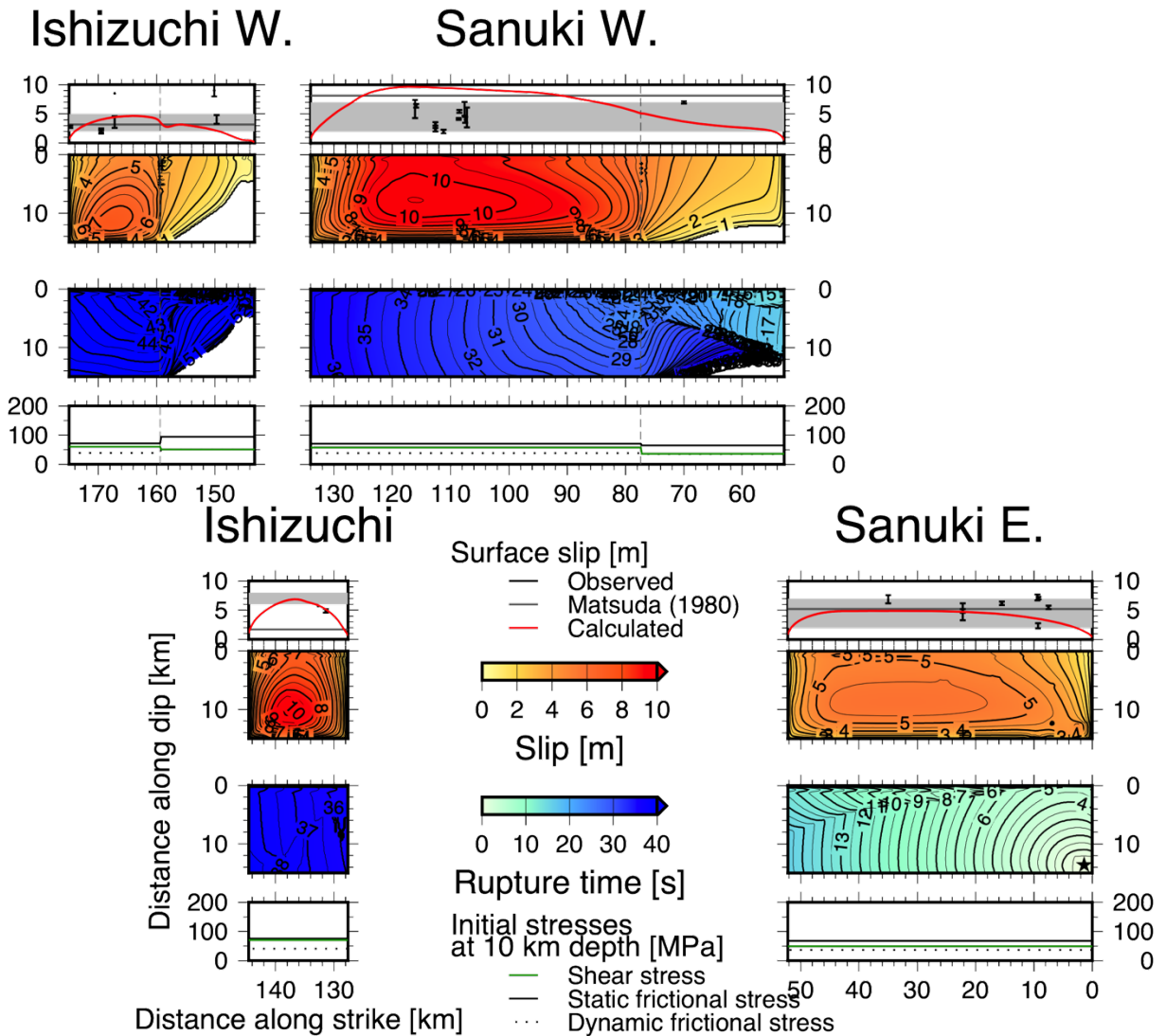


図 38 4 区間すべてが連動した例。 $\sigma_1$  は東西、応力低下量の深さ係数は 1.2、 $\mu_s = 0.56360$ 、 $\mu_d = 0.30563$  で、地震モーメントは  $4.8 \times 10^{20} \text{Nm}$ 、 $M_w 7.7$ 。図の詳細は、図 25 と同じ。

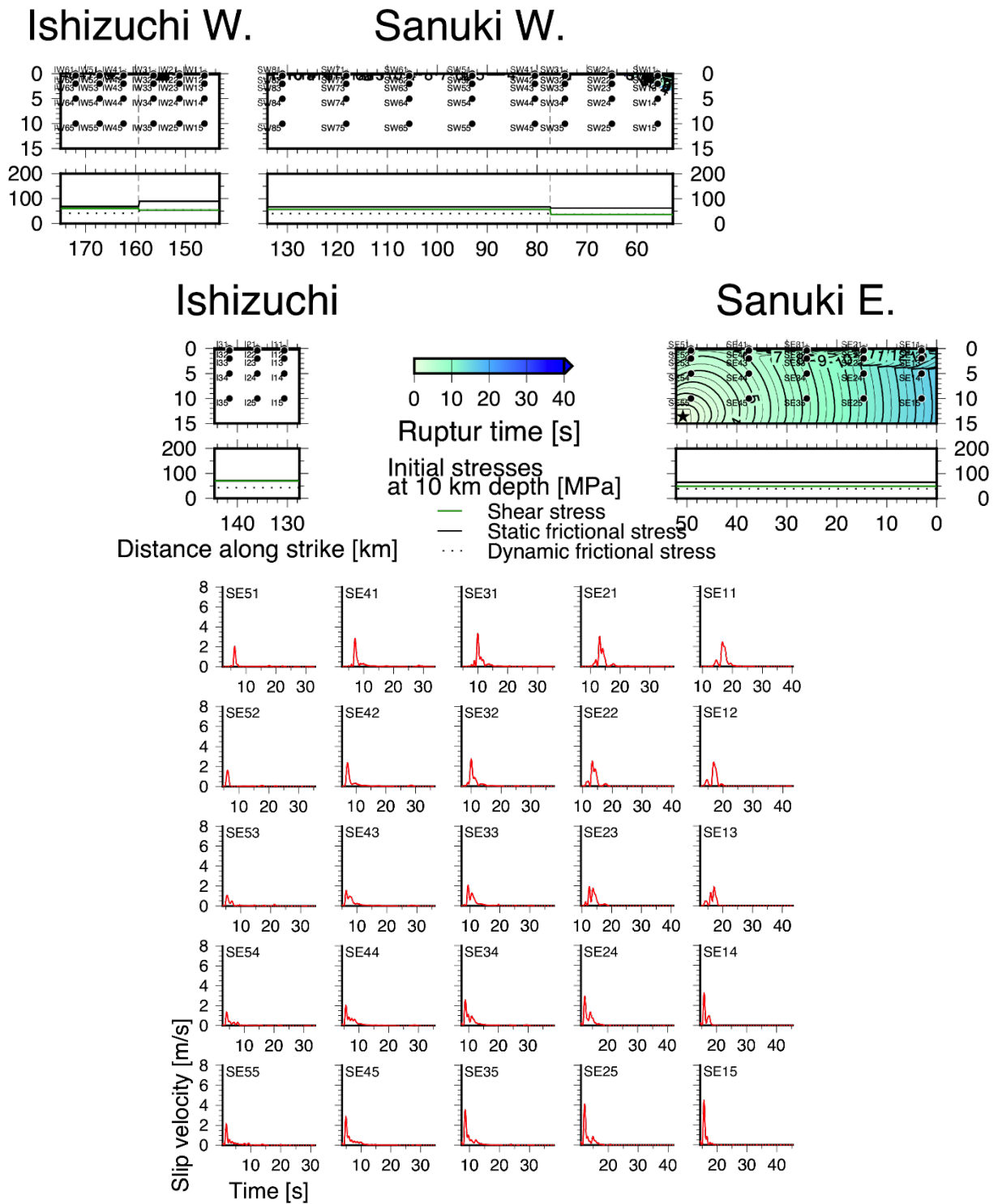


図 39 讃岐山脈南縁東部区間単独で活動した例 (図 25) での断層面上のすべり速度時刻歴。表示した点の深さは、浅い方から順に、0、0.4、2.0、5.0、10.0km である。横軸は、各点の破壊時刻の 1 秒前から 30 秒後までを表示している。讃岐山脈南縁東部区間上のもののみ示す。

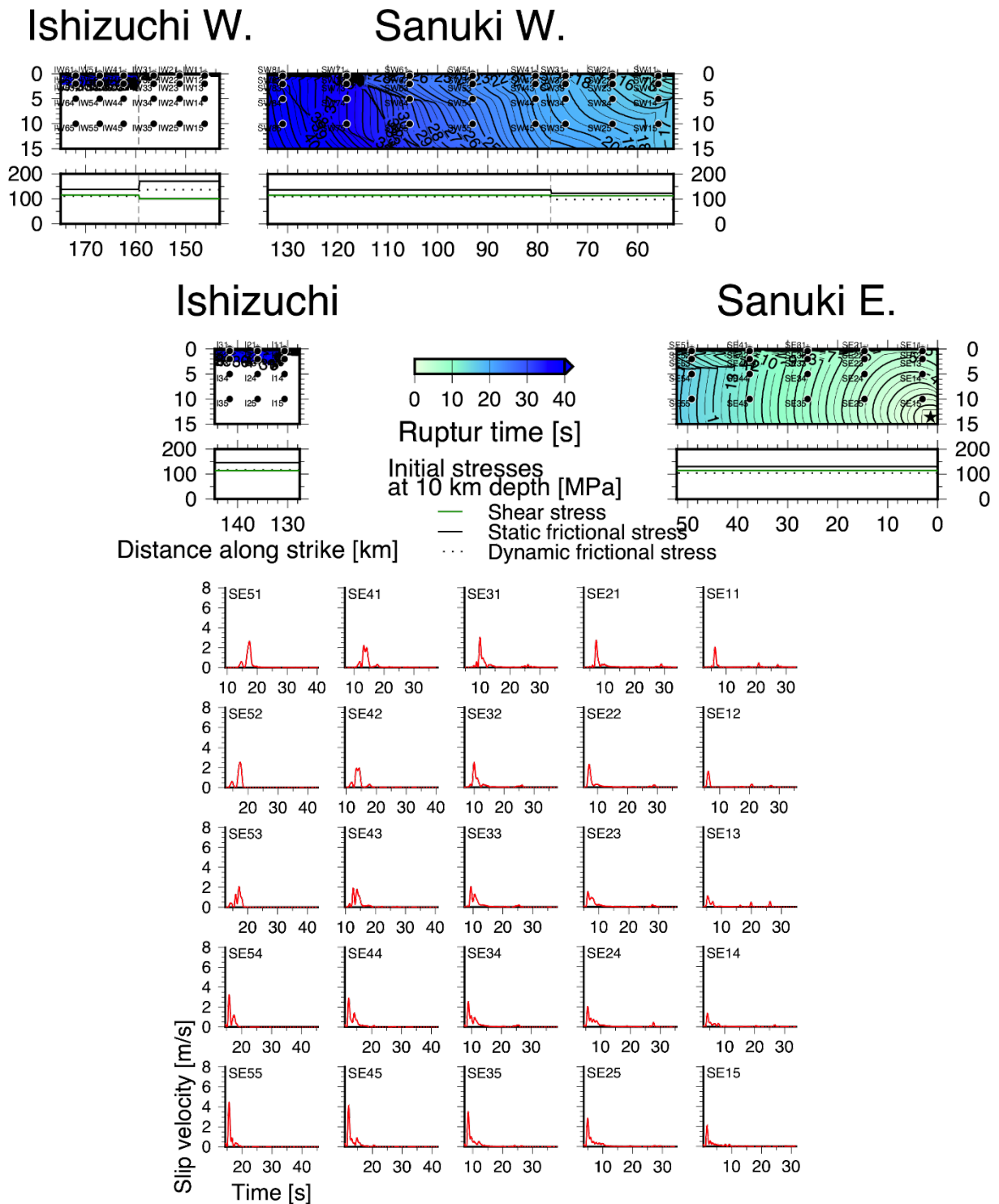


図 40 讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動した例 (図 29) での断層面上のすべり速度時刻歴。図の詳細は、図 39 と同じ。(a) 讃岐山脈南縁東部区間。

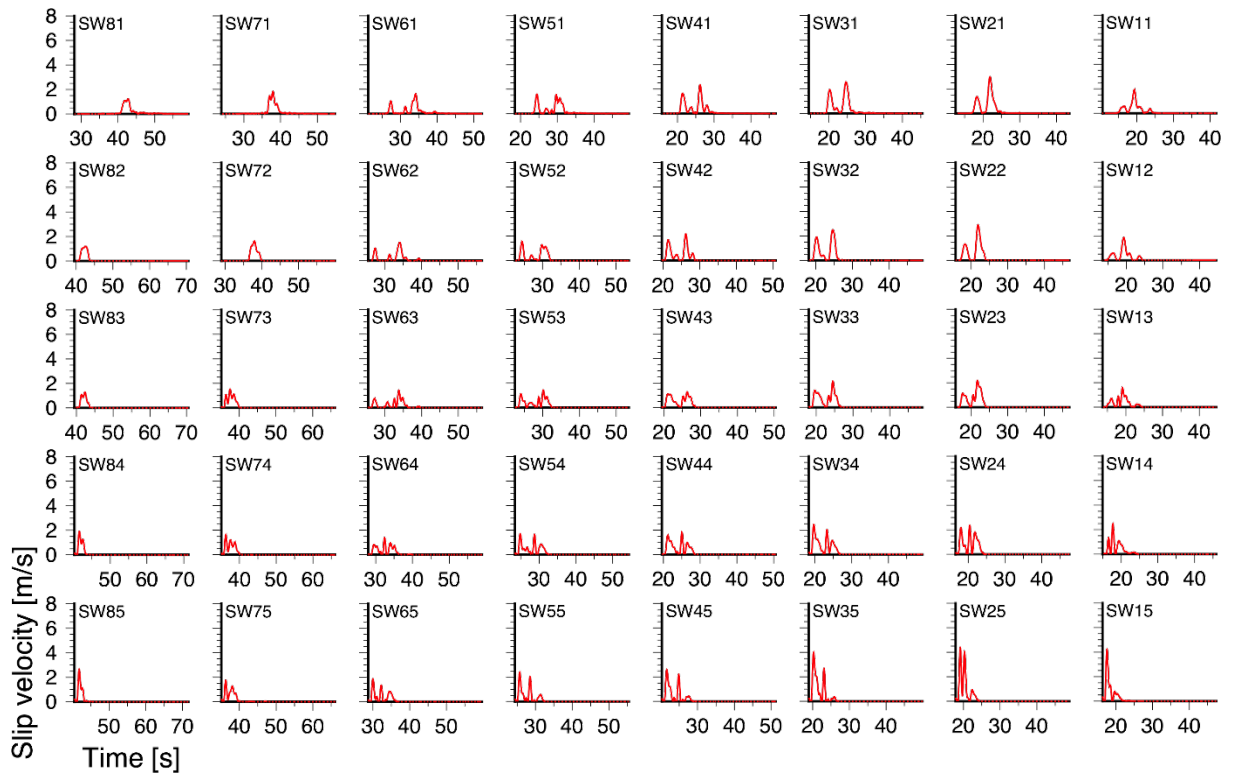


図 40 (続き) (b) 讃岐山脈南縁西部区間。



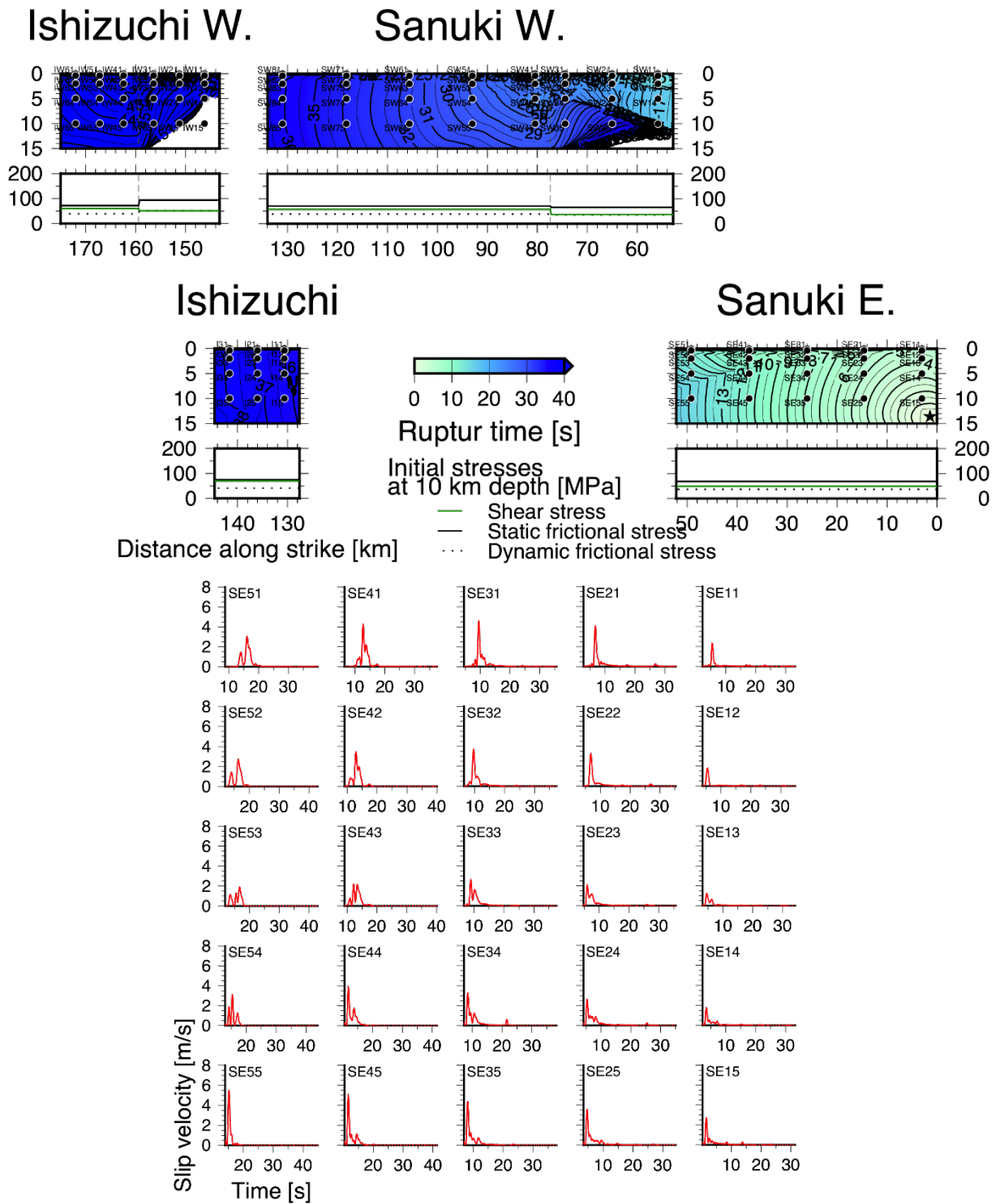


図 41 4 区間すべてが連動した例 (図 38) での断層面上のすべり速度時刻歴。図の詳細は、図 39 と同じ。(a) 讃岐山脈南縁東部区間。

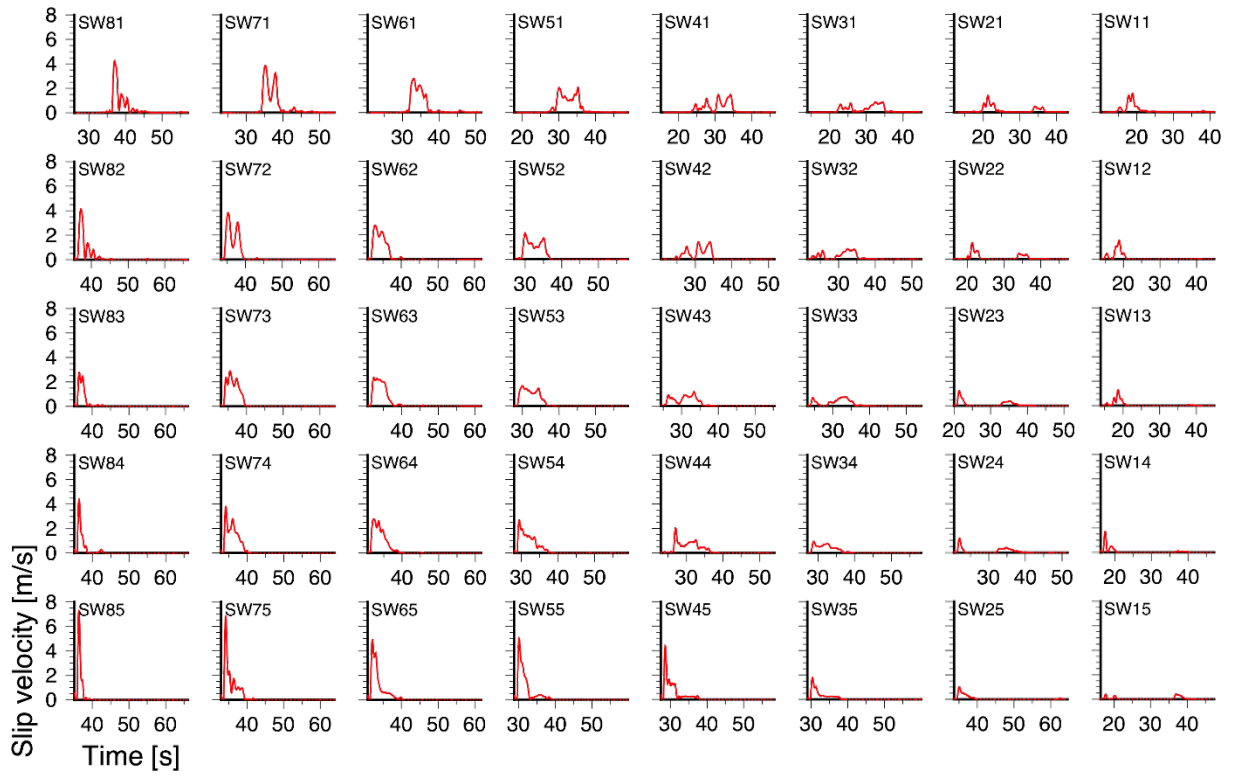


図 41 (続き) (b) 讃岐山脈南縁西部区間。

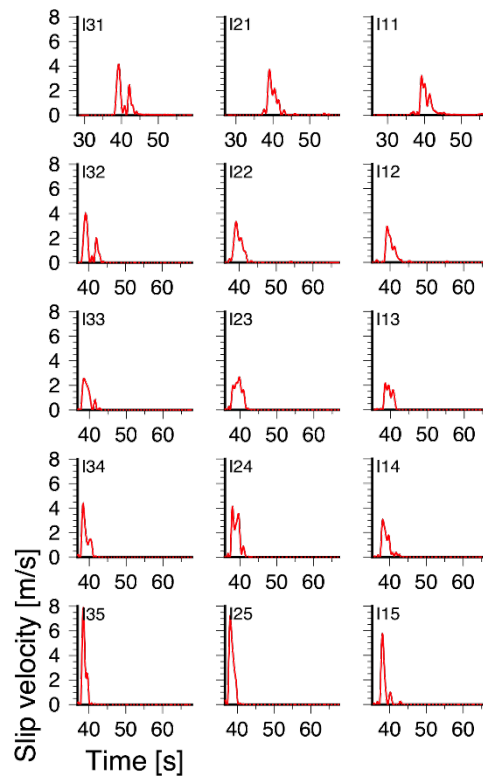


図 41 (続き) (c) 石鎚山脈北縁区間。

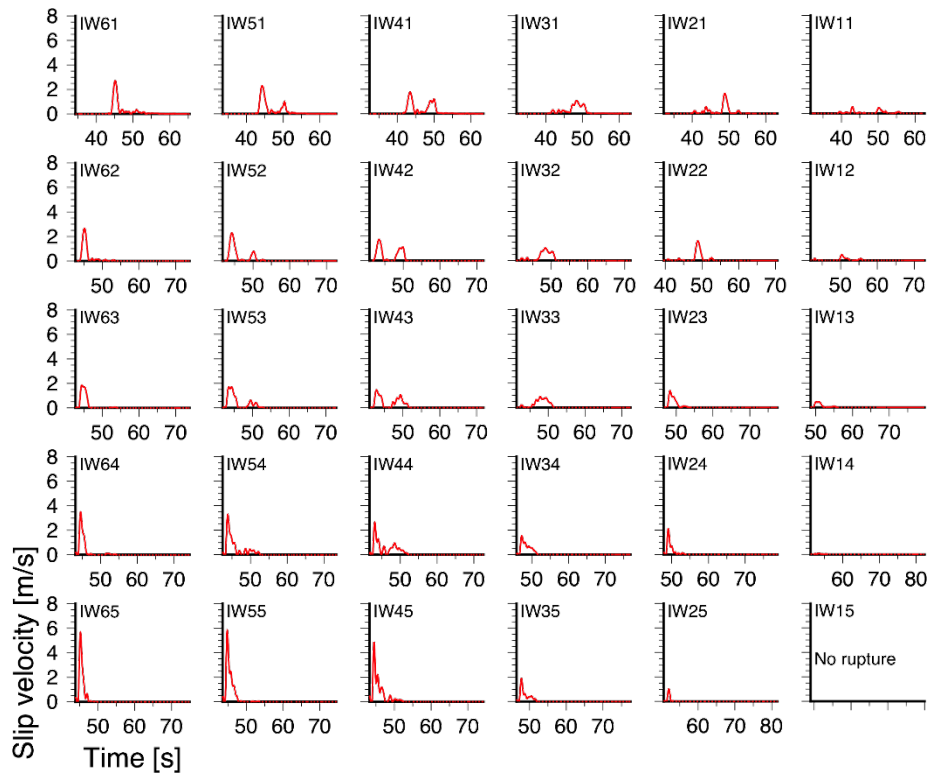


図 41 (続き) (d) 石鎚山脈北縁西部区間。

### 3) 動的破壊シミュレーションの計算負担を軽減するための手法の検討

Noda et al. (2021) により提案されたエネルギー収支法をベースに、破壊領域や地震規模の上限を制約できるか検討した。本業務で検討している中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間を対象とし、1)および2)で実施した動的破壊シミュレーションの結果（文部科学省・産業技術総合研究所，2022）と比較することで、本手法による予測可能性を調べた。

#### a) 静的すべりモデルの計算手法

エネルギー収支法（Noda et al., 2021）は、正の residual energy ( $E_R$ )が地震発生の必要条件であるとして、実現し得る静的すべりモデルを絞り込む方法である。ここで、 $E_R$ は断層すべりによって解放されるエネルギーと消費されるエネルギーの差である。まず応力降下量分布を仮定して静的すべりモデルを作る。次に摩擦構成則を仮定して $E_R$ を計算する。 $E_R$ が正であればそのすべりモデルは実現しうる、負であればそのすべりモデルは実現しない、と判定する。

静的すべり分布の計算には、triangular dislocationの解析解（Nikkhoo and Walter, 2015）を使用した。この解析解では、半無限均質媒質が仮定されている。一方、動的破壊シミュレーションでは半無限均質媒質または2層の水平成層構造を設定した。そこでまず、均質媒質および2層水平成層構造での動的破壊シミュレーションで得られた最終すべり分布と均質媒質での静的すべり分布を比較した。速度構造以外のパラメータ設定と断層モデルは同一とし、比較に用いたパラメータ設定では動的破壊シミュレーションで断層モデルの大部分に破壊が伝播した。均質媒質と2層構造での動的破壊シミュレーションでは、地表付近のすべり分布が異なるものの、全体の傾向はよく似ており、地震モーメント  $M_0$ は、均質媒質  $4.19 \times 10^{20} \text{Nm}$ 、2層構造  $4.07 \times 10^{20} \text{Nm}$ であった。一方、静的すべり分布では、すべり量が動的破壊シミュレーションに比べ全体的に少し小さく出ること、動的破壊が伝播しなかった領域でも若干のすべりが出ることなどの特徴がみられた。 $M_0$ は  $3.56 \times 10^{20} \text{Nm}$ であり、均質媒質、2層構造での動的破壊シミュレーション結果よりそれぞれ15%、13%小さかった。このことから、エネルギーを議論する際には、速度構造の違いは無視できると考えられる。

静的すべり分布とエネルギー収支の計算に用いる断層モデル、応力降下量分布、摩擦構成則は、動的破壊シミュレーションでの設定（文部科学省・産業技術総合研究所，2022）と同じとした。断層モデルを図23に示す。断層面は、面積が約  $0.04 \text{km}^2$ の三角要素から成る。応力降下量分布、摩擦構成則、動的破壊シミュレーションでの破壊開始点の異なる48ケースを検討した。

静的すべりモデルを作る断層区間は、動的破壊シミュレーションで破壊が伝播した区間（以下、動的破壊域）、もしくはそれより広い区間とした。ただし、ここでの「区間」とは断層不連続部と屈曲で区切られた範囲を示し、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁西部はそれぞれ3つの小区間に分かれている。動的破壊シミュレーションにおいて破壊が断層小区間の一部に広がった場合には、破壊域の面積が小区間の面積の40%以上であればその小区間を静的すべりモデルに入れ、それより小さければ入れないこととした。また、動的破壊域より広い断層区間を計算する際、隣接しない断層区間の組み合わせは検討しなかつ

た。

#### b) エネルギー収支による最大破壊域の予測

静的すべり分布の計算例として、動的破壊シミュレーションで破壊が讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間に伝播したパラメータで、その二区間での静的すべり分布を計算した結果を図 42 に示す。図 42(a)が動的破壊シミュレーションの結果、図 42(b)が讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間における静的すべり分布である。このケースでの  $E_R$  は  $1.24 \times 10^{16} \text{Nm}$  で正であり、動的破壊が同区間に伝播したものと整合的である。検討した 48 ケース全てで、動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合の  $E_R$  は正であった。このことから、エネルギー収支法による予測は動的破壊シミュレーションの結果と整合的であると言える。

次に、エネルギー収支によって最大破壊域を予測できるかを検討するため、動的破壊域より広い区間を仮定した場合の  $E_R$  を調べた。図 42 と同じパラメータで、本業務で対象とした断層区間全体での静的すべりを計算した結果を図 43 に示す。応力降下量が負に設定された断層区間では、大きな負の静的すべり量が得られた。しかし、実際には逆向きのすべりはほとんど生じないと考えられるため、静的すべり量が負の領域では、すべり量が 0 であるとしてエネルギーの計算を行った。この場合の  $E_R$  は  $1.20 \times 10^{16} \text{Nm}$  で正であった。同じパラメータで断層区間を様々に変えた場合の  $E_R$  を図 44 にまとめた。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合である。このパラメータ設定では、断層区間の大きさによらず  $E_R$  は正であるため、エネルギー収支からは破壊が全区間に広がる可能性を棄却できない。検討した 48 ケースのうち 32 ケースで同様の傾向がみられた。断層区間の大きさによらず  $E_R$  が正になる理由として、動的破壊シミュレーションで破壊が停止した区間やそのすぐ外側の区間では、応力降下量が 0 程度か負であることが多く、その断層区間での静的すべり量が 0 程度か負になるため、その断層区間が  $E_R$  の計算に影響を与えない、ということが挙げられる。

一方、検討した 48 ケースのうち 7 ケースでは、図 45 のように、動的破壊域よりも広い断層区間を設定すると  $E_R$  が負になった。このような場合には、エネルギー収支から、破壊が伝播しうる断層区間の上限を予測することができ、その上限の予測は動的破壊シミュレーション結果と一致していた、と言える。

#### c) 地震モーメントによる最大地震規模の予測

前項で述べた図 44 のように、動的破壊シミュレーションで破壊が停止した区間やそのすぐ外の区間で静的すべり量が 0 程度か負になるケースでも、破壊域の上限を予測できるかを検討するため、静的すべり分布から地震モーメントを計算した。図 46 は、図 42、43、44 と同じパラメータでの静的すべり分布から地震モーメントを計算した結果である。断層区間が広がっても地震モーメントが増えないことがわかる。そのため、地震モーメントから、起こりうる地震の最大規模を予測できると言える。このようなケースは、検討した 48 ケースのうち 8 ケースあった。これら 8 ケースは、前項で示した、エネルギー収支から破壊域の上限を予測できるケースとは完全に異なっていた。

以上の結果から、静的すべり分布とエネルギー収支の計算という簡便な方法で、検討したパラメータのうちの約 1/3 で、連動する断層区間や地震規模の上限を予測することがで

きた。本手法は、今後、動的破壊シミュレーションを行う前のスクリーニングとして活用できると考えられる。

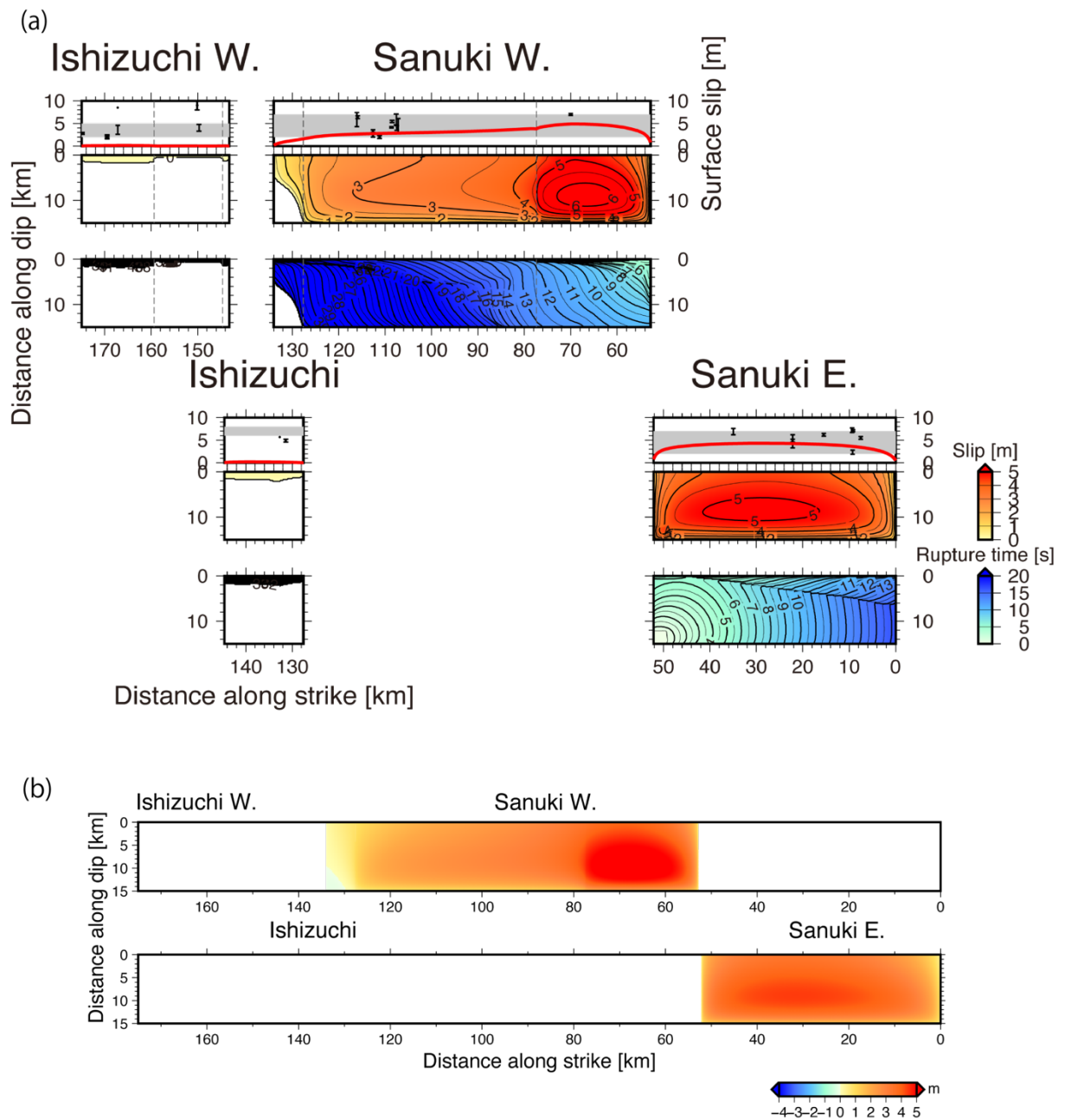


図 42 均質媒質での動的破壊シミュレーション結果 (a) と静的すべり分布 (b) の例。 $\sigma_1$ は  $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.60636$ 、 $\mu_d = 0.48564$ 。(a) それぞれ、第 1 段の赤線が地表でのすべりの分布、灰色帯が 1 回の活動によるすべり量の範囲 (地震調査研究推進本部, 2017)、第 2 段が断層面上のすべり量、第 3 段が断層面上の破壊時刻。(b) 動的破壊が伝播した讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間を仮定。

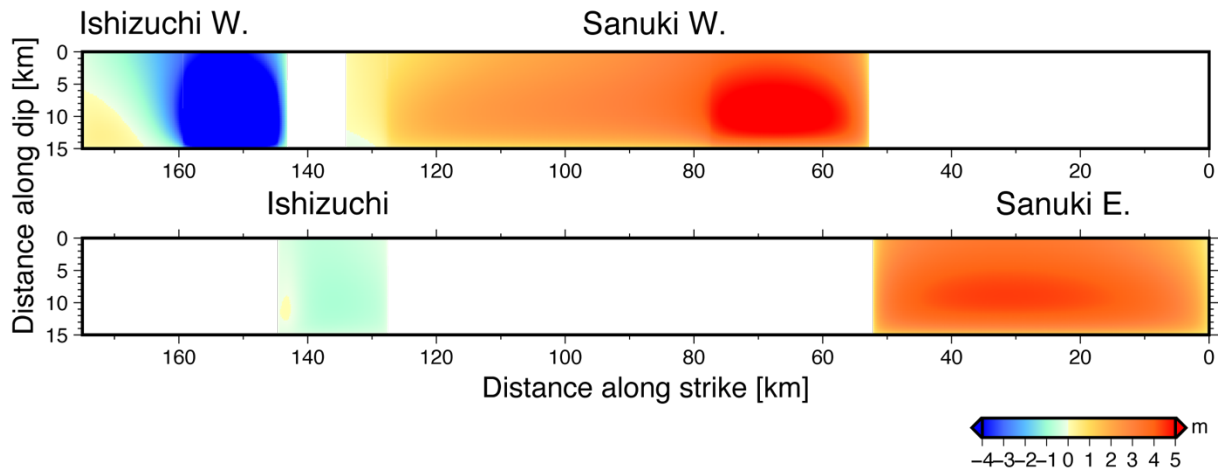


図 43 断層モデルの全区間を仮定した静的すべり分布。パラメータは図 42 と同じ。

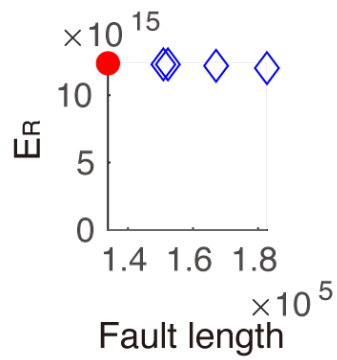


図 44 断層区間の長さとの関係。パラメータは図 42 と同じ。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合 (図 42)、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合。

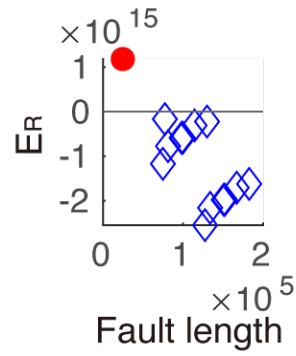


図 45 断層区間の長さ と  $E_R$  の関係。  $\sigma_1$  は  $N60^\circ W$ 、応力降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.63728$ 、 $\mu_d = 0.50849$ 。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合。

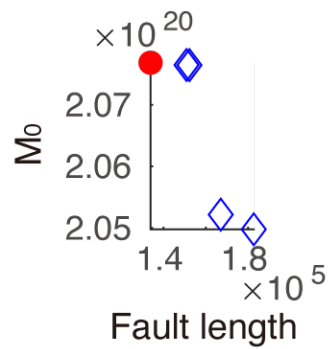


図 46 断層区間の長さ と地震モーメント  $M_0$  の関係。パラメータは図 42 と同じ。赤丸は動的破壊域と同じ断層区間を仮定した場合、青ダイヤはそれより広い断層区間を仮定した場合。



#### 4) 応力場の不均質と活断層の活動履歴を考慮した震源モデルの構築と連動性の検討

##### a) 断層モデル

断層モデル各区間の走向と長さは、都市圏活断層図（後藤・他，1998；中田・他，1998；岡田・他，1998；堤・他，1998；後藤・他，1999；中田・他，1999；岡田・他，1999；堤・他，1999；中田・他，2009；岡田・他，2009；岡田・他，2014）を基に決定した（図47）。

4区間すべてについて、2)のモデルから断層トレースを見直した。

傾斜角と断層幅は、地震調査研究推進本部（2017）を参考にした。地震調査研究推進本部（2017）では、断層深部の傾斜角について、中角度と高角度を併記しているが、本事業の令和3年度の成果から、高角度（鉛直）の場合のみを扱うこととした。また、後述する応力場の見直しに伴い、断層幅を20kmとした。以上のように決定した断層モデルの各パラメータを、表9にまとめる。

媒質は和泉層群、三波川変成岩、四万十帯の水平3層構造とし、伊藤・他（1996）、Ito et al.（1996）、Nakajima and Hasegawa（2007）の紀伊半島・中国四国地方のモデル、文部科学省・東京大学地震研究所（2020）、日本列島基盤岩類物性データベース（大熊・金谷，2007）を参考に、表10のように仮定した。

##### b) 応力場モデル

最大主圧縮応力（ $\sigma_1$ ）および最小主圧縮応力（ $\sigma_3$ ）の向きは、以下に述べる3通りのモデルを仮定した。このうち前2通りは、2)と同様である。（A）佐々連鉱山における応力解放法による応力測定データ（Tanaka, 1986；斎藤・他，1988）より、 $\sigma_1$ は東西方向、 $\sigma_3$ は南北方向とするモデル。（B）令和2年度の本事業サブテーマ3（文部科学省・産業技術総合研究所，2021）において、有限要素法による静的解析で変位が最大になると推定された $\sigma_1$ の向き（N60°W）を用い、それに直交する方位を $\sigma_3$ の向きとするモデル。（C）令和3年度の本事業サブテーマ2（文部科学省・産業技術総合研究所，2022）において解析された、全国0.2°メッシュ応力方位データ（Uchide et al., 2022）の $\sigma_1$ の向きを断層走向に沿ってスムージングし、それに直交する方位を $\sigma_3$ の向きとするモデル。

最大主圧縮応力（ $\sigma_1$ ）および最小主圧縮応力（ $\sigma_3$ ）の大きさは、主圧縮応力方向モデルAとBについては、2)と同様、応力測定データ（Tanaka, 1986；斎藤・他，1988）より、

$$\sigma_1 = 34.0 z \text{ [MPa]}$$

$$\sigma_3 = 11.0 z \text{ [MPa]}$$

とした。ただし、 $z$  [km]は深さである。主圧縮応力方向モデルCについては、 $\sigma_1$ について前述の値を用い、 $\sigma_3$ は応力方位データ（Uchide et al., 2022）の応力比の値から求めた。また、この地域では横ずれ応力場となっていることから、中間主応力（ $\sigma_2$ ）は鉛直でかぶり圧に等しいとした。

破壊の始まる領域の応力降下量の深さプロファイルは、以下に述べる2通りのモデルを仮定した。（ $\alpha$ ）深さ10kmまで深さに比例して増え、10km以深では深さとともに減少し、15kmで応力降下量はゼロとなり、15km以深では負の応力降下量となる。（ $\beta$ ）深さ5kmまで深さに比例して増え、5～10kmでは一定値で、10km以深についてはモデル $\alpha$ と同様。また、臨界すべり量（ $D_c$ ）は、深さ1kmまで深さとともに減少し、1～10kmでは一定値で、10km以深では深さとともに増加すると仮定した。このような仮定の下、モデル $\alpha$ では深さ

10km までの応力降下量の比例定数、モデル  $\beta$  では深さ 5～10km での応力降下量の値を変えて予備的な計算をおこない、断層長と地表のすべり量のスケーリング則(松田・他, 1980)を満たすプロファイルを探した結果、モデル  $\alpha$  の応力降下量の比例定数は 1.17、モデル  $\beta$  の応力降下量は 7.9MPa を得た。

主圧縮応力方向モデル 3 通りと応力降下量の深さプロファイルモデル 2 通りとで、応力場モデルは計 6 通りとなるが、そのそれぞれについて、動摩擦係数 ( $\mu_d$ ) を決めることができる。更に、破壊の始まる区間での強度と応力降下量の比 (S 値; Andrews, 1976; Das and Aki, 1977) を 1.3 と仮定し、静摩擦係数 ( $\mu_s$ ) を求めた。このときの摩擦係数は、破壊の始まる領域の走向によって異なるが、動摩擦係数は概ね 0.2～0.5 程度となった。このときの破壊の始まる領域の応力に関するパラメータの深さプロファイルを図 48 に示す。

断層面の境界条件には、Coulomb の破壊基準とすべり弱化的摩擦構成則 (図 24; Ida, 1972; Andrews, 1976) を仮定し、弾性体の運動方程式を数値的に解くことによって、断層面上の破壊伝播過程を求めた。また、断層面上で一様な cohesion を考慮し、内田・他(2002)、古谷 (2015) を参考に、0.02MPa と仮定した。

#### c) 数値計算手法

数値計算には、差分法 (Kase and Day, 2006) を用いた。空間グリッド間隔は、断層面内方向に 200m、断層面外方向に 200m、時間刻みは、0.02 秒とした。

上記の条件で、破壊開始領域を変えて数値計算をおこない、得られたすべり量分布と、実際の 1 回の活動によるすべり量を比較した。1 回の活動によるすべり量について、地震調査研究推進本部 (2017) では、讃岐山脈南縁東部区間で 2～7 m 程度の右横ずれ、讃岐山脈南縁西部区間で 2～7 m 程度の右横ずれ、石鎚山脈北縁区間で 6～8 m 程度の右横ずれ、石鎚山脈北縁西部区間で 2～5 m 程度の右横ずれ、としている。また、最新活動に伴うすべり量分布については、堤・後藤 (2006) にまとめられている値を用いた。

#### d) 応力場モデルの感度解析

令和 2～3 年度の本サブテーマの成果 (文部科学省・産業技術総合研究所, 2021, 2022) では、 $\sigma_1$  の向きと応力降下量の深さ依存性で決まる各区間の初期応力分布が連動性に大きく影響していることが示されている。そこで、b) で仮定した 6 通りの応力場モデルのそれぞれについて破壊開始領域を変えて数値計算をおこない、連動のパターンがどのようになるのかを比較した。

##### i) 応力降下量の深さプロファイルの影響

主圧縮応力方向モデル A ( $\sigma_1$  は東西方向) で、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$  (深さ 10km まで深さに比例) でのすべり分布を図 49 に示す。1 回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、4 区間すべてが連動した場合 1 通りと、讃岐平野南縁東部区間が単独で活動した場合 1 通り、および、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合 4 通りの、計 6 通りが得られた。また、1 回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合 2 通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合 2 通り、石鎚山脈北縁区間が単独で

活動した場合 1 通り、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した場合 2 通り、石鎚山脈北縁西部区間が単独で活動した場合 1 通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合 4 通りの、計 12 通りが得られた。

主圧縮応力方向モデルは同じモデル A で、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\beta$ （5～10km で一定値）でのすべり分布を図 50 に示す。モデル  $\alpha$  と比較すると、石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合に 1 回の活動によるすべり量分布を満たすことができる一方、1 回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁西部区間の一部と石鎚山脈北縁西部区間が連動した場合 1 通りが得られた。

応力降下量の深さプロファイルが異なっても、区間ごとの応力降下量や強度の大小のパターンが同じため、連動のパターンに大きな差異は生じないことがわかる（図 49、50）。連動のパターンの違いは、モデル  $\alpha$  に比べて、モデル  $\beta$  の方が比較的浅いところでの応力降下量が大きい（図 48）ため、地表のすべり量がわずかに大きくなることによって生じていると考えられる。

#### ii) 主圧縮応力の方向の影響

主圧縮応力方向モデル B（ $\sigma_1$  は N60° W）で、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$ （深さ 10km まで深さに比例）でのすべり分布を図 51 に示す。1 回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合 1 通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合 4 通り、および、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間の一部が連動した場合 1 通りの、計 6 通りが得られた。また、1 回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合 3 通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合 2 通り、讃岐平野南縁東部区間と石鎚山脈北縁区間が連動した場合 1 通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合 6 通りの、計 12 通りが得られた。

主圧縮応力方向モデル C（ $\sigma_1$  は断層走向に沿って変化）で、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$ （深さ 10km まで深さに比例）でのすべり分布を図 52 に示す。1 回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間の一部のみが破壊した場合 1 通り、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間の一部が連動した場合 1 通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合 4 通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合 3 通りの、計 9 通りが得られた。また、1 回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、讃岐平野南縁東部区間の一部のみが破壊した場合 1 通り、讃岐平野南縁西部区間の一部のみが破壊した場合 3 通り、石鎚山脈北縁区間の一部のみが破壊した場合 2 通り、および、石鎚山脈北縁西部区間の一部のみが破壊した場合 3 通りの、計 9 通りが得られた。

令和 2～3 年度の本サブテーマの成果（文部科学省・産業技術総合研究所，2021，2022）でも示された通り、 $\sigma_1$  の向きと走向によって各区間の初期応力分布が決まるため、連動性に大きく影響している（図 49、51、52）。特に、主圧縮応力方向モデル C では、ひとつの区間の中でも初期応力が不均質になるため、区間の途中でも破壊が止まりやすく、大きなイベントが発生しにくい設定になっていることがわかる（図 52）。

e) 活断層の活動履歴を考慮した応力場モデル

i) 標準的な活動間隔と最新活動時期を共通とした場合

前節までの応力場モデルは、現在の応力場と断層形状のみから構築していた。しかし、MTL では過去数回のイベントが確認されており、断層の活動履歴に関する情報を活用することができる。そこで、応力場モデルの設定方法に、活動履歴に関する情報を導入するため、加瀬・関口（2018）が地震動予測のための地震シナリオ作成に用いた方法を応用することを試みた。

初めに、区間ごとの平均変位速度の比率は、松田・他（1980）のスケーリング則によるすべり量の比率と概ね一致する（地震調査研究推進本部，2017）ことから、1 サイクルに蓄積される応力降下量は、どの区間でも同じとみなし、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$  を適用することとする。つまり、各区間は、長期的に見れば、モデル  $\alpha$  で決まる応力降下量を蓄積し、破壊によって解放して、動摩擦応力に戻る、と考える。

次に、現在の応力場が、サイクルのどの段階に相当するかを考える。各区間の平均活動間隔は倍半分程度のばらつきの範囲内にあり、各区間の最新活動時期も概ね同時期で、歴史記録からは 16 世紀周辺以前とされる（地震調査研究推進本部，2017）。簡単のため、4 区間の標準的な活動間隔と最新活動時期が同じ場合を考え、標準的な活動間隔は 1100 年、最新活動時期は 440 年前とする。つまり、地震後経過率は 0.4 であるから、現在の剪断応力は、動摩擦応力に応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$  で決まる応力降下量に 0.4 を乗じたものを足した値となる。ここで、法線応力の時間変化を無視すると、動摩擦応力の分布を得ることができる。また、岩石すべり実験の結果から、静摩擦係数と動摩擦係数の差を定数（川方，私信）と仮定すると、静摩擦係数の分布を得ることができる。この定数として、岩石すべり実験の結果からは 0.09 が示唆される（川方，私信）が、この場合、S 値が 1.0 前後となり、破壊伝播速度が S 波速度を越えることが予測されるため、S 値が 1.3 程度となる 0.12 も用いた。

破壊開始領域を変えて数値計算をおこない、得られたすべり分布を図 53 に示す。4 区間の標準的な活動間隔と最新活動時期が同じとしているため、区間全体が破壊し、連動もしやすいことがわかる。また、すべての区間でスケーリング則を満たす応力降下量を適用しているため、すべてのシナリオで 1 回の活動によるすべり量分布を満たしており、4 区間すべてが連動した場合 4 通りと、讃岐平野南縁東部区間が単独で活動した場合 1 通り、石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合 1 通り、石鎚山脈北縁西部区間が単独で活動した場合 4 通り、讃岐平野南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間が連動した場合 6 通り、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間が連動した場合 1 通り、および、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した場合 1 通りが得られた。このうち、讃岐平野南縁東部区間と同西部区間が連動した場合 1 通り、および、石鎚山脈北縁区間と同西部区間が連動した場合 1 通りについては、サブテーマ 1 の変位履歴調査結果から推定された連動パターンとも調和的である。変位履歴調査結果から推定されたもうひとつの連動パターン、讃岐平野南縁西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間が連動した場合については、今回のパラメータの範囲では再現されなかった。

一部の区間のみ破壊に留まったシナリオでも、隣接する区間に応力が集中し、やがて破壊が生じると考えれば、長期的には、連動もしくは連鎖によって、全体が破壊すること

が推測され、応力場の設定において4区間の標準的な活動間隔と最新活動時期を共通としたことが反映されている。

ii) 区間ごとの活動履歴を考慮した場合

最後に、区間ごとの活動履歴のばらつきを考慮し、より現実的な「次のシナリオ」を推測することを試みる。

各区間の応力降下量については、前節と同様、区間ごとのばらつきは考慮せず、応力降下量の深さプロファイルモデル $\alpha$ を適用することとする。

各区間の平均活動間隔と最新活動時期にはばらつきがある（地震調査研究推進本部，2017）が、「次のイベント」の例として、もっとも危険側のイベントを考え、活動間隔は最短の数値、最新活動時期は最も古い年代を採用し、各区間の次のイベントの年代を求める。その年代が最も早い区間から破壊が始まるとし、応力降下量にその時点での地震後経過率を乗じたものを動摩擦応力に足した値を、初期剪断応力分布とする。この考え方を讃岐山脈南縁東部、同西部、石鎚山脈北縁、同西部区間に当てはめたものを、表 11 に示す。次のイベントが最も早いのは石鎚山脈北縁西部区間で 2101 年となり、その他の区間での 2101 年時点での地震後経過率は、0.47～0.67 となった。

上述の応力場の設定で石鎚山脈北縁西部区間西端から破壊が始まる場合の破壊過程を図 54 に示す。破壊は石鎚山脈北縁西部区間全体に広がるが、他の区間は連動しなかった。

今回は、もっとも危険側のイベントのみの検討に留まったが、各区間の平均活動間隔と最新活動時期のばらつきの範囲内で、様々な数値の組み合わせがあり得る。組み合わせによっては、切迫はしていない（次のイベントの年代は先となる）が、連動して規模が大きくなるという結果となることも考えられることに注意が必要である。

表9 本研究で用いた断層モデルのパラメータ。讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間の間は、幅 0.6km の左ステップで長さ 0.6km のギャップで、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の間は、幅 1.4km の右ステップで長さ 17.4km のオーバーラップで、石鎚山脈北縁区間と同西部区間の間は、幅 1.8km の右ステップで長さ 11.4km のオーバーラップで区切られている。

区間名	讃岐山脈南縁西部 (Sanuki W.)				讃岐山脈南縁東部 (Sanuki E.)
走向	N71.8°E	N84.2°E	N72.9°E	N80.8°E	N77.3°E
長さ [km]	22.4	11.0	23.4	24.6	52.2
傾斜角	90°				90°
地震発生層の深さ [km]	20				20
幅 [km]	20				20

区間名	石鎚山脈北縁西部 (Ishizuchi W.)			石鎚山脈北縁 (Ishizuchi)
走向	N74.4°E	N60.2°E	N71.8°E	N71.8°E
長さ [km]	15.6	14.8	11.4	28.0
傾斜角	90°			90°
地震発生層の深さ [km]	20			20
幅 [km]	20			20

表10 本研究で用いた速度構造モデル。

上端の深さ [m]	P波速度 [m/s]	S波速度 [m/s]	密度 [kg/m <sup>3</sup> ]
0	3000	1700	2450
1000	5800	3000	2650
6000	6100	3600	2680

表 11 区間ごとの活動履歴を考慮した場合に用いた活動履歴の数値。

区間名	石鎚山脈北縁西部 (Ishizuchi W.)	石鎚山脈北縁 (Ishizuchi)	讃岐山脈南縁 西部 (Sanuki W.)	讃岐山脈南縁 東部 (Sanuki E.)
平均活動間隔 [年]	700	1500	1000	900
最新活動時期 [年]	1401	1401	1501	1501
次のイベント 時期 [年]	2101	2901	2501	2401
2101 年の地震 後経過率	1.00	0.47	0.60	0.67



図 47 本研究で用いた断層モデル。地理院地図（国土地理院）に加筆。

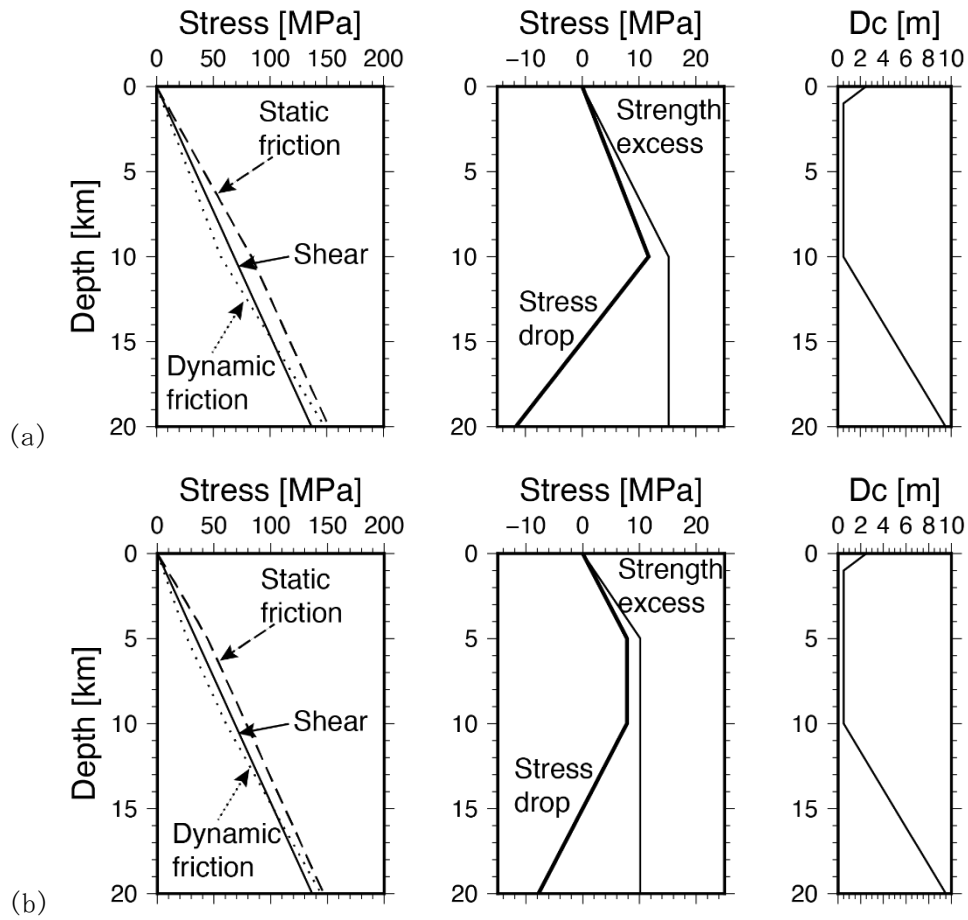


図 48 本研究で用いた応力場モデルの深さプロファイル。(a) 応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$ 。(b) 応力降下量の深さプロファイルモデル  $\beta$ 。



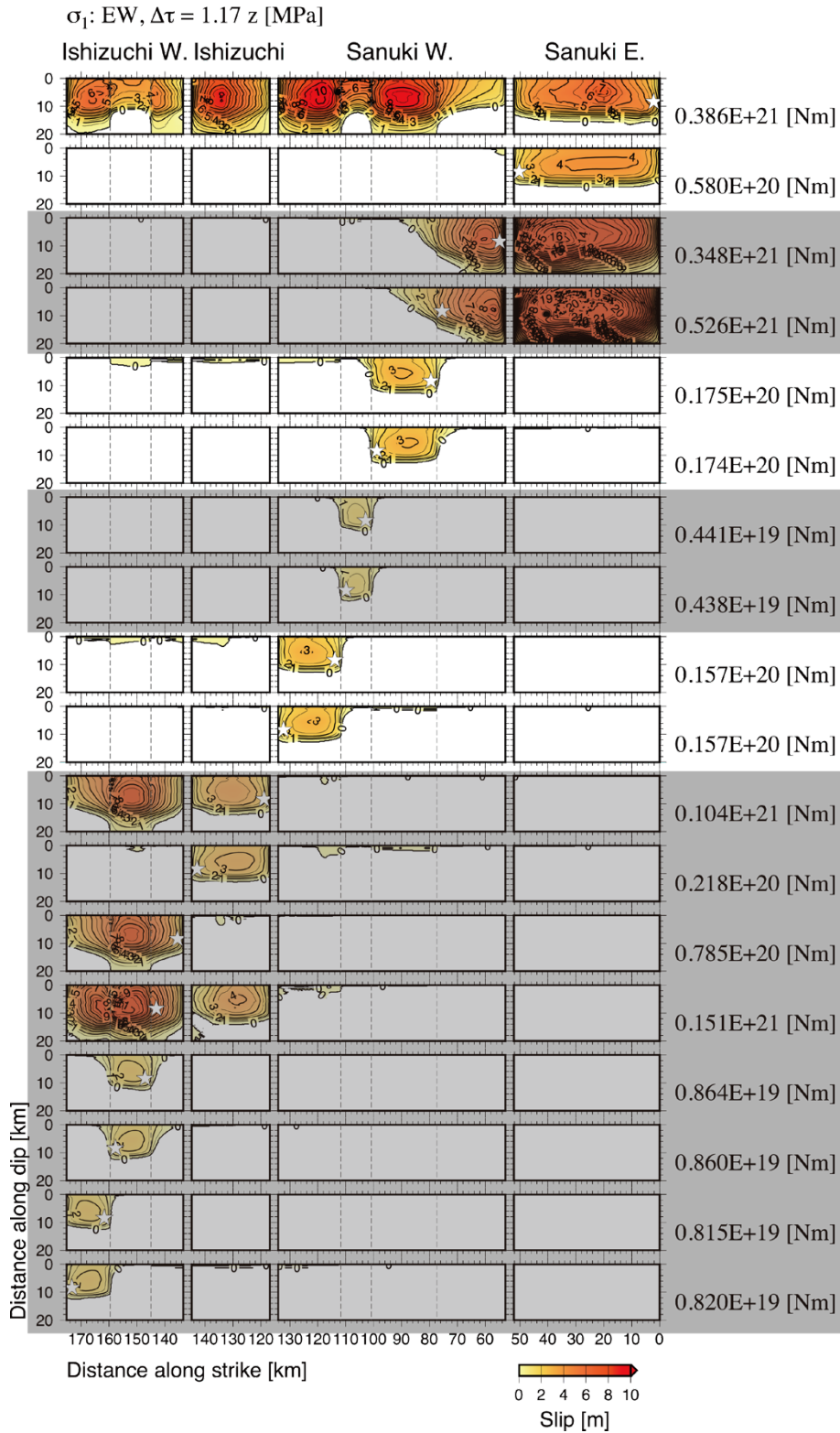


図 49 主圧縮応力方向モデル A ( $\sigma_1$ は東西方向)で、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$  (深さ 10km まで深さに比例)として、破壊開始領域 (星印)を変えたときのすべり分布。右端の数値は、それぞれのシナリオの地震モーメントを示す。網掛けは、1回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオであることを示す。

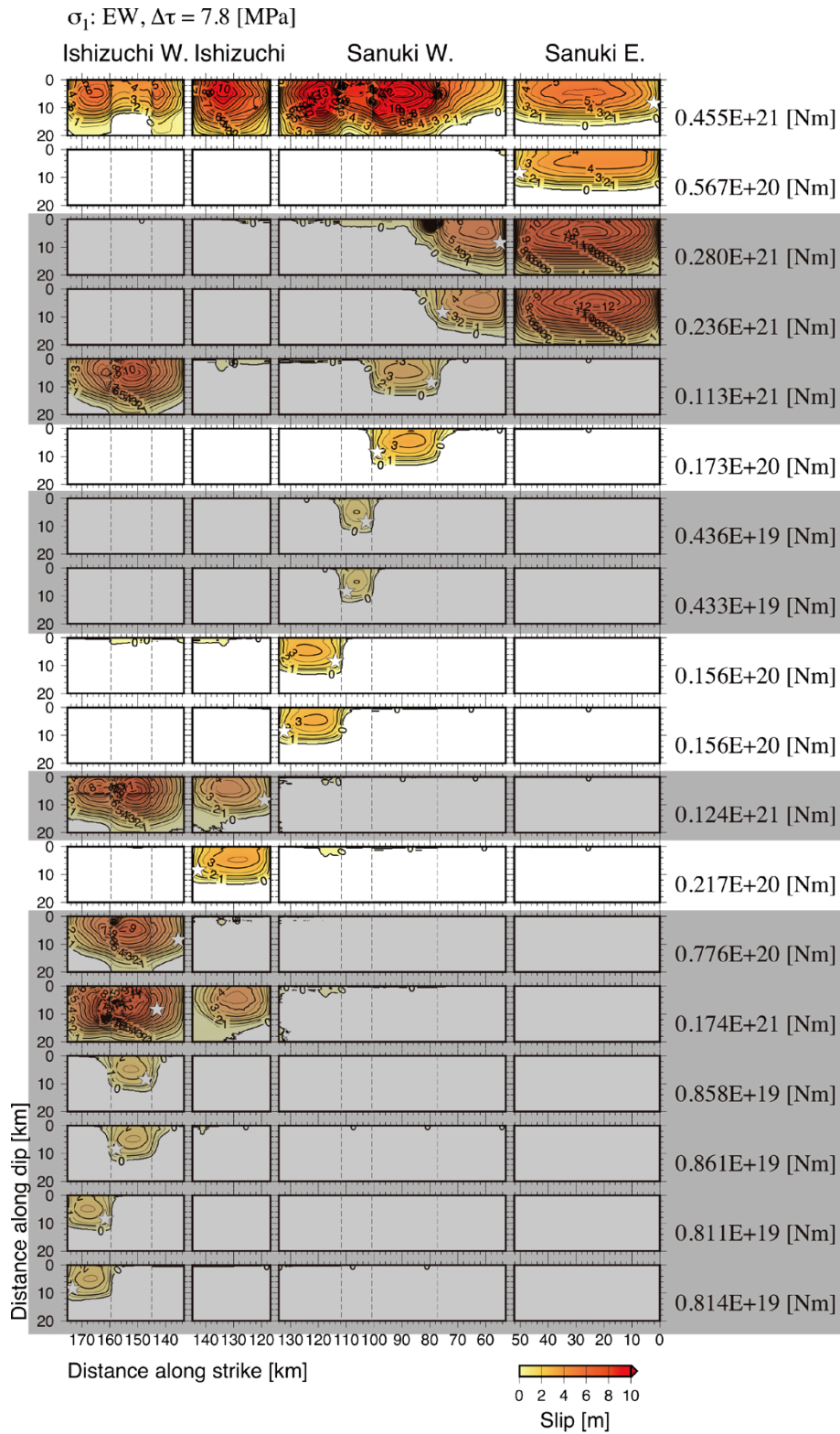


図 50 主圧縮応力方向モデル A ( $\sigma_1$ は東西方向)で、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\beta$  (5~10km で一定値)として、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。図の詳細は、図 49 と同じ。

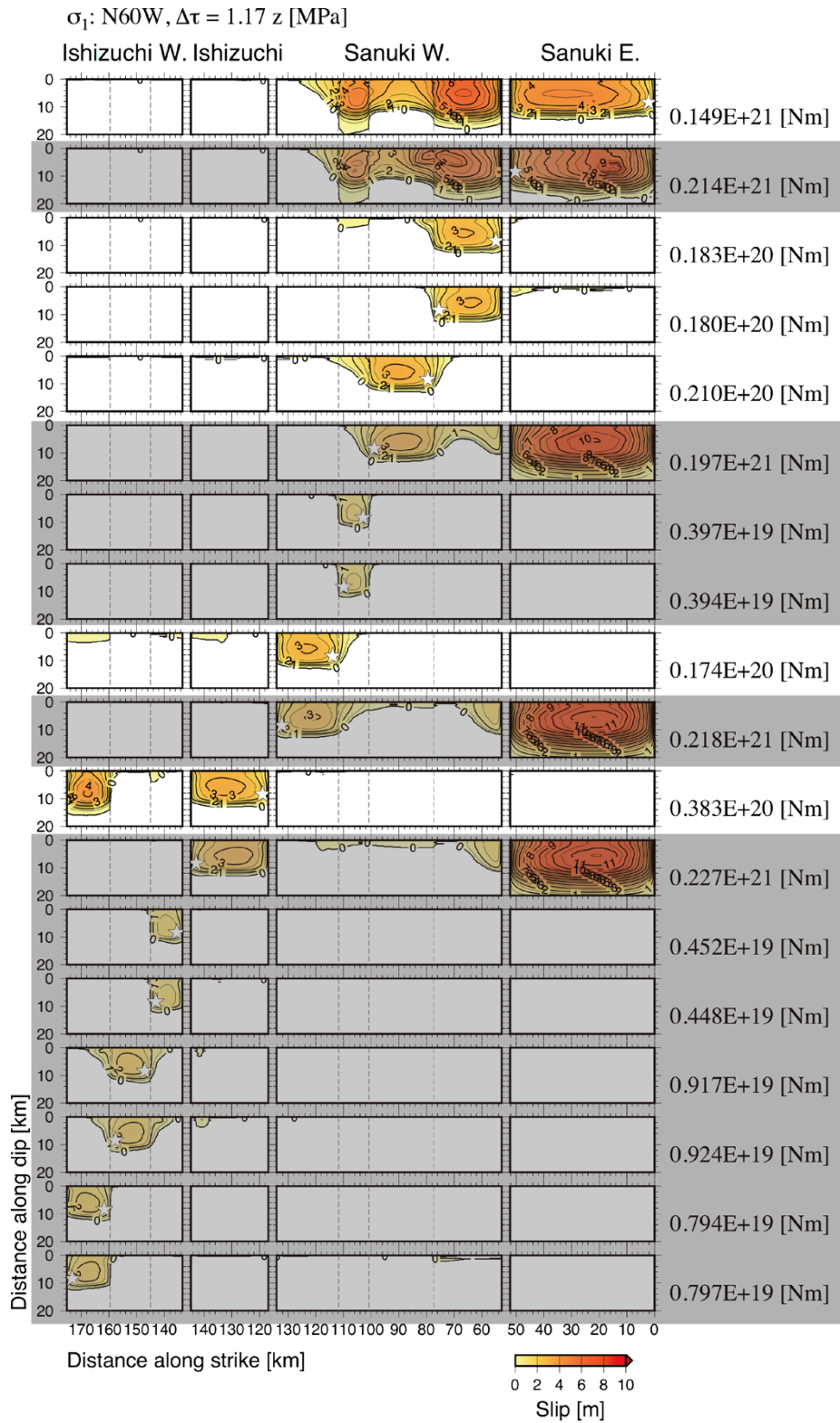


図 51 主圧縮応力方向モデル B ( $\sigma_1$  は N60° W) で、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$  (深さ 10km まで深さに比例) として、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。図の詳細は、図 49 と同じ。

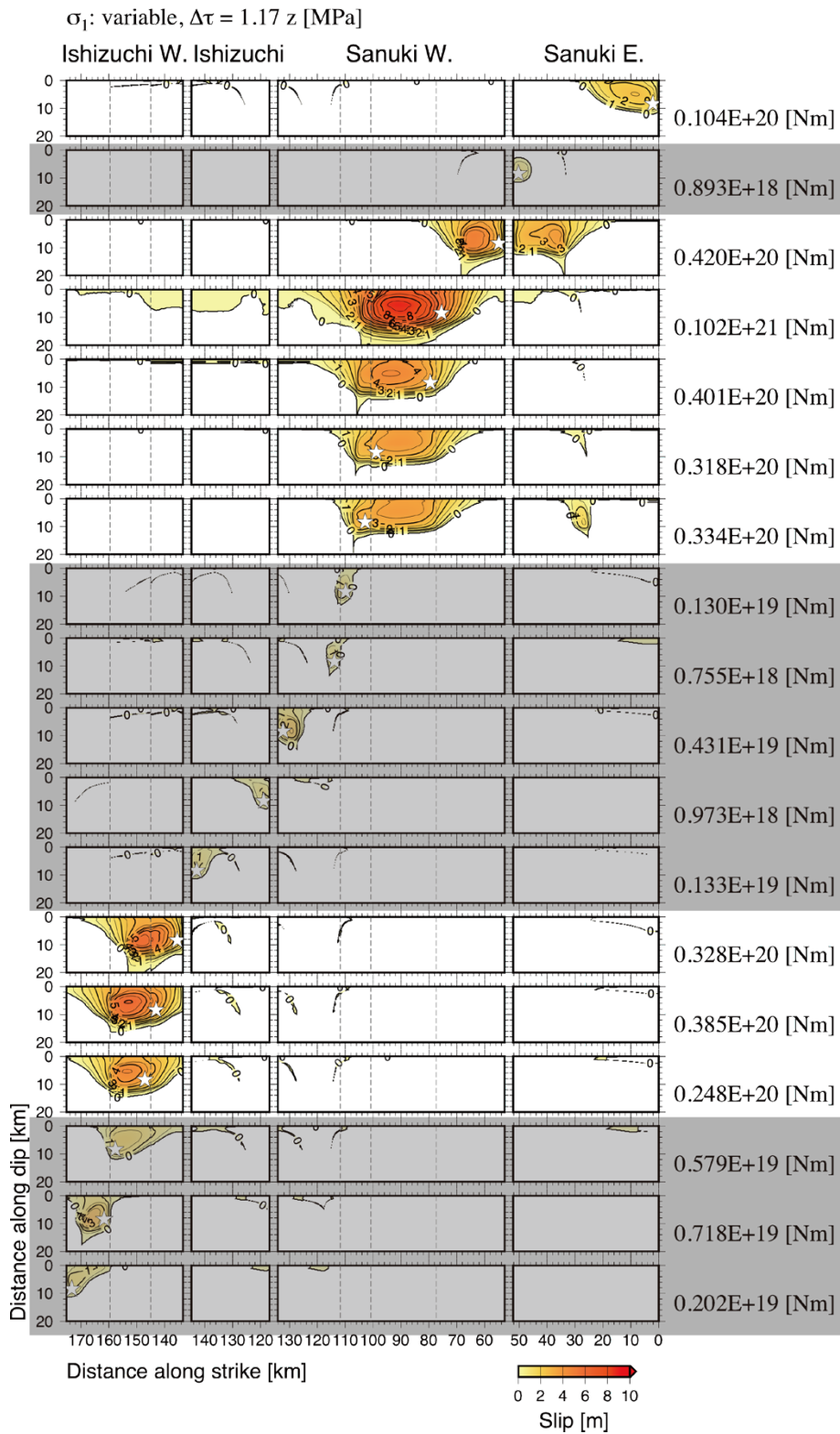


図 52 主圧縮応力方向モデル C ( $\sigma_1$  は断層走向に沿って変化) で、応力降下量の深さプロファイルモデル  $\alpha$  (深さ 10km まで深さに比例) として、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。図の詳細は、図 49 と同じ。

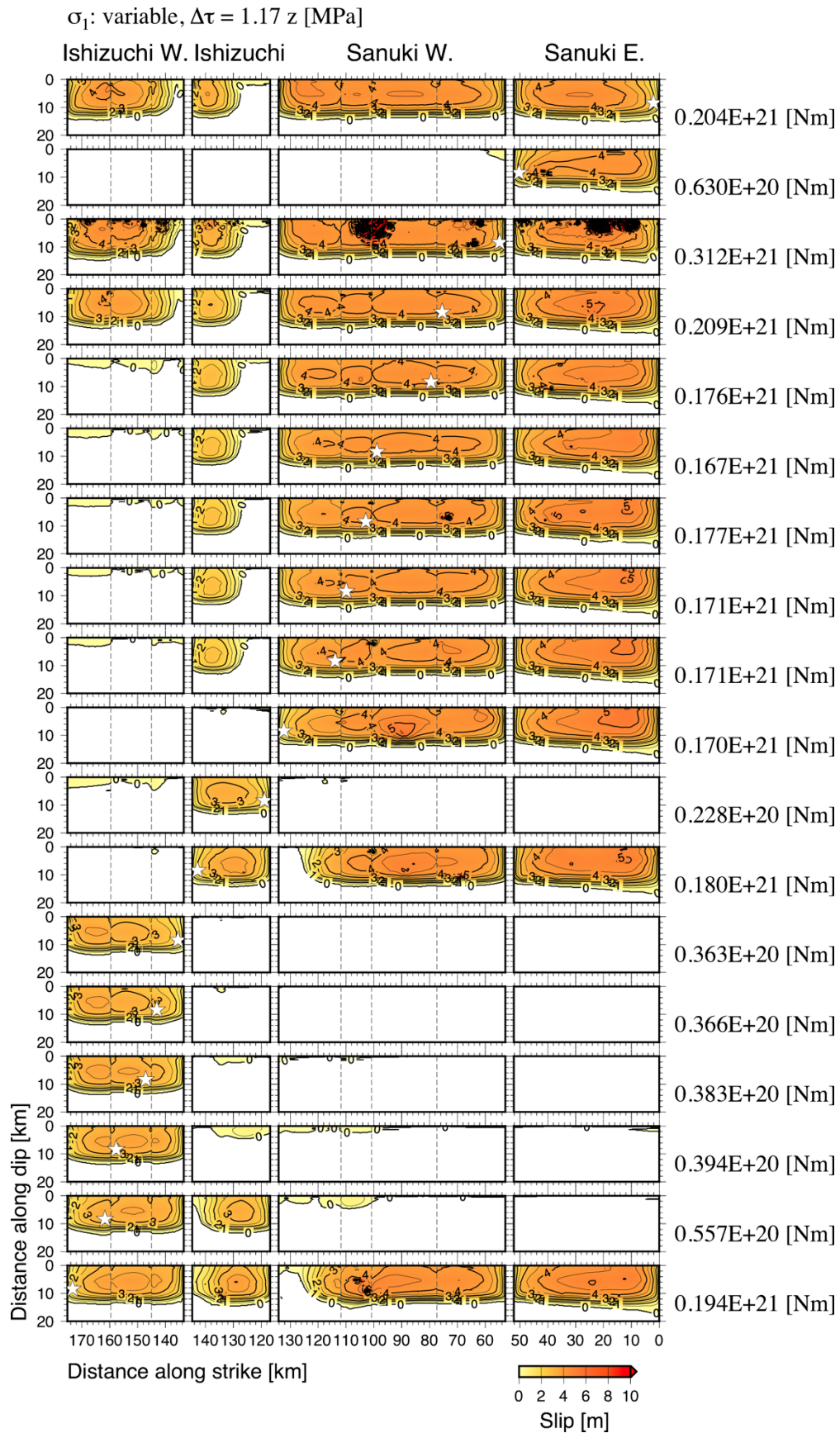
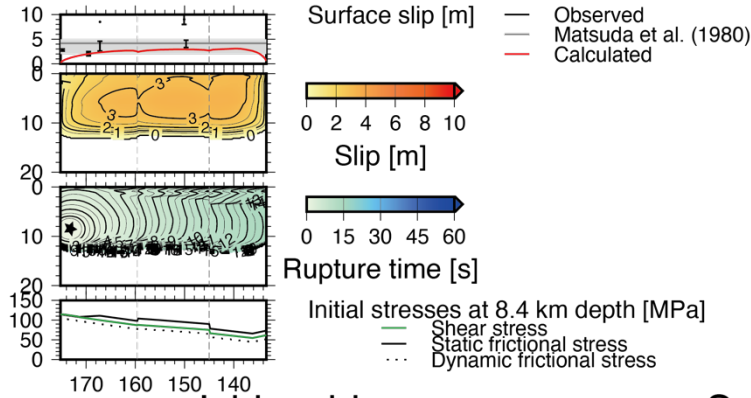


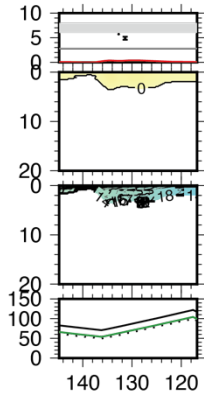
図 53 活動履歴を考慮した応力場モデルで、破壊開始領域を変えたときのすべり分布。静摩擦係数と動摩擦係数の差は 0.12。図の詳細は、図 49 と同じ。

$\sigma_1$ : variable,  $\Delta\tau = 1.17 z$  [MPa],  $0.359E+20$  [Nm], Mw 6.97

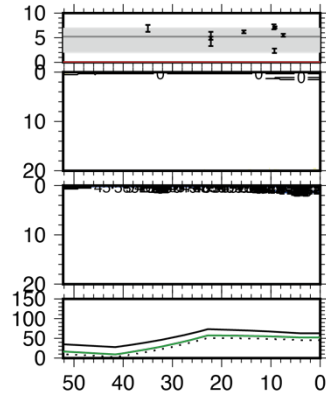
### Ishizuchi W.



### Ishizuchi



### Sanuki E.



### Sanuki W.

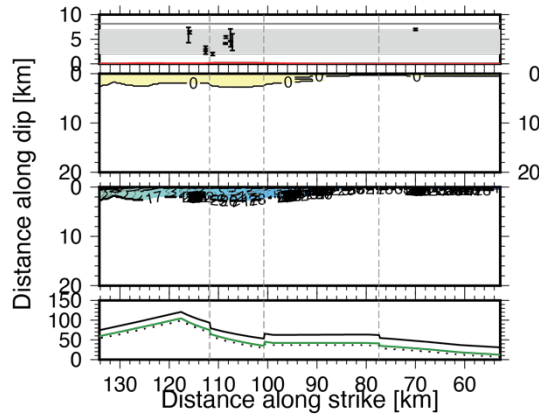


図 54 区間ごとの活動履歴を考慮した応力場モデルから推測される次のイベントの例。静摩擦係数と動摩擦係数の差は 0.12。地震モーメントは  $3.6 \times 10^{19}$  Nm、Mw7.0。それぞれ、第 1 段の赤線が地表でのすべりの分布、灰色帯が 1 回の活動によるすべり量の範囲（地震調査研究推進本部，2017）、黒線が堤・後藤（2006）による最新活動に伴うすべり量の分布、第 2 段が断層面上のすべり量、第 3 段が断層面上の破壊時刻で、星印は破壊開始点の位置、第 4 段の緑線が深さ 8.4km での初期剪断応力、黒実線が深さ 8.4km での初期静摩擦応力、黒点線が深さ 8.4km での初期動摩擦応力を示す。灰色点線は、断層の折れ曲がり地点を示す。

### (c) 結論ならびに今後の課題

中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間を対象として、既存情報と本事業の成果を基に震源モデルを構築し、連動可能性について調べた。連動パターンは各区間の応力状態に強く依存するが、感度解析の結果、応力降下量の深さプロファイルが異なっても連動のパターンに大きな差異は生じない一方で、主圧縮応力の向きは連動性に大きく影響することがわかった。また、地震シナリオの多様性を反映して、断層面上のすべり速度時刻歴もモデルごとの応力場の設定に強く依存していることから、連動性の検討はもとより、地震動評価のためにも、より現実を反映した応力場モデルを構築することが重要である。

そこで、本事業では、応力場モデルの設定に断層の活動履歴の情報を取り入れる方法についても検討した。4区間の標準的な活動間隔と最新活動時期を共通とした場合でも、変位履歴調査結果から推定された連動パターンとも調和的な地震シナリオを含む、様々なシナリオを得ることができた。更に、区間ごとの活動履歴を考慮し、各区間の平均活動間隔と最新活動時期をもっとも危険側で評価した場合の例として、石鎚山脈北縁西部区間西端から破壊が始まり、この区間のみの破壊に留まるシナリオを得た。実際には、各区間の平均活動間隔と最新活動時期のばらつきの範囲内で、様々な数値の組み合わせがあり得る。組み合わせによっては、切迫はしていない（次のイベントの年代は先となる）が、連動して規模が大きくなるという結果となることも考えられるため、更なるシミュレーションを積み重ねる必要がある。

しかし、動的破壊シミュレーションを基に連動可能性とその条件を議論するためには、動的破壊シミュレーションにおいて多くのパラメータ候補を検討する必要があり、計算機負荷が大きい。そのため、動的破壊シミュレーションの実施前にパラメータ候補を合理的に減らすためのスクリーニング手法を検討した。その結果、静的すべり分布とエネルギー収支の計算という簡便な方法で、検討したパラメータのうちの約1/3で、連動する断層区間や地震規模の上限を予測することができるとわかった。本手法は、今後、動的破壊シミュレーションを行う前のスクリーニングとして活用できると考えられる。

このような手法を利用しながら、あり得る活動履歴の組み合わせのそれぞれの場合に、どのような破壊過程となるかをシミュレーションすることによって、活断層の連動性や、それぞれの連動パターンの切迫性の評価につながることを期待される。

謝辞：図はGeneric Mapping Tool version 5.4.5 (Wessel et al., 2013)、および、6.4.0 (Wessel et al., 2019) で作成しました。

### (d) 引用文献

- Andrews, D. J., Rupture velocity of plane strain shear cracks, *J. Geophys. Res.*, 81, 5679-5687, 1976.
- Das, S. and K. Aki, A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation, *Geophys. J. R. Astro.*, 50, 643-668, 1977.

- 古谷綱崇, 四国西南日本外帯地すべりにおけるすべり面決定法に関する研究, 徳島大学博士論文, 110p, 2015.
- 後藤秀昭・丹羽俊二・中田 高・岡田篤正・堤 浩之, 1:25,000 都市圏活断層図「松山」, 国土地理院, 1998.
- 後藤秀昭・中田 高・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「池田」, 国土地理院, 1999.
- Ida, Y., Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. Geophys. Res.*, 77, 3796-3805, 1972.
- 伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋通浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村 学・國友孝洋・後藤忠徳・澤田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北 聡・山口和雄・山口 覚, 四国中央構造線地下構造の総合物理探査, *地質学雑誌*, 102, 346-460, 1996.
- Ito, T., T. Ikawa, S. Yamakita, and T. Maeda, Gently north-dipping Median Tectonic Line (MTL) revealed by recent seismic reflection studies, southwest Japan, *Tectonophysics*, 264, 51-63, 1996.
- 地震調査研究推進本部, 中央構造線断層帯(金剛山地東縁-由布院)の長期評価(第二版), 162p, 2017.
- Kase, Y. and S.M. Day, Spontaneous rupture processes on a bending fault, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L10302, doi:10.1029/2006GL025870, 2006.
- Kase, Y., Slip-length scaling law for strike-slip multiple segment earthquakes based on dynamic rupture simulations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, 473-481, 2010.
- 加瀬祐子・関口春子, 地形・地質学的データに基づく応力分布を用いた動力学的震源モデル, 日本地球惑星科学連合 2018 年大会 SSS14-13, 2018.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1896 年陸羽地震の地震断層, *地震研究所彙報*, 55, 795-855, 1980.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 連動型地震の発生予測のための活断層調査研究 令和 2 年度成果報告書, 91p, 2021.
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所, 連動型地震の発生予測のための活断層調査研究 令和 3 年度成果報告書, 146p, 2022.
- 文部科学省・東京大学地震研究所, 活断層の評価に関する調査研究「断層帯深部形状の評価に関する活断層調査研究」平成 29~令和元年度成果報告書, 246p, 2020.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa, Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 254, 90-105, 2007.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二, 1:25,000 都市圏活断層図「西条」, 国土地理院, 1998.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「高松南部」, 国土地理院, 1999.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断



- 層図「脇町（第2版）」, 国土地理院, 2009.
- Nikkhoo, M. and T.R. Walter, Triangular dislocation: an analytical, artefact-free solution, *Geophys. J. Int.*, 201, 1119-1141, 2015. doi:10.1093/gji/ggv035.
- Noda, A., T. Saito, E. Fukuyama, and Y. Urata, Energy-based scenarios for great thrust-type earthquakes in the Nankai trough subduction zone, southwest Japan, using an interseismic slip-deficit model, *J. Geophys. Res.*, 126, e2020JB020417, 2021. doi:10.1029/2020JB020417.
- 大熊茂雄・金谷 弘, 近畿地方西部地域, 中国地方東部地域および北海道地方南部地域, PB-Rock 21 (日本列島基盤岩類データベース), RIO-DB (研究情報公開データベース), 87, 産業技術総合研究所, 2007.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二, 1:25,000 都市圏活断層図「郡中」, 国土地理院, 1998.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「徳島」, 国土地理院, 1999.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「川島（第2版）」, 国土地理院, 2009.
- 岡田篤正・楮原京子・熊原康博・澤 祥・廣内大助, 1:25,000 都市圏活断層図「鳴門海峡」, 国土地理院, 2014.
- 斎藤敏明・石田 毅・寺田 孚・田中 豊, 実測結果に基づくわが国の地下岩盤内の初期地圧状態の検討, *土木学会論文集*, 394, III-9, 71-78, 1988.
- Tanaka, Y., State of crustal stress inferred from in situ stress measurements, *J. Phys. Earth*, 34, S57-S70, 1986.
- 堤 浩之・後藤秀昭, 四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布, *地震* 第2輯, 59, 117-132, 2006.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二, 1:25,000 都市圏活断層図「新居浜」, 国土地理院, 1998.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000 都市圏活断層図「伊予三島」, 国土地理院, 1999.
- 内田純二・矢田部龍一・横田公忠・高田修三, 和泉層群における切戸のり面の崩壊特性と土質力学的検討, *土木学会論文集*, 715, III-60, 179-186, 2002.
- Uchide, T., T. Shiina, and K. Imanishi, Stress map of Japan: Detailed nationwide crustal stress field inferred from focal mechanism solutions of numerous microearthquakes, *J. Geophys. Res.*, 127, e2022JB024036, 2022. doi:10.1029/2022JB024036.
- Wessel, P., W.H.F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe, Generic Mapping Tools: Improved version released, *EOS Trans. AGU*, 94(45), 409-410, 2013. doi:10.1002/2013E0450001.
- Wessel, P., J.F. Luis, L. Uieda, R. Scharroo, F. Wobbe, W.H.F. Smith, and D. Tian, The Generic Mapping Tools version 6, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 5556-5564, 2019. doi:10.1029/2019GC008515.