

動力学的震源モデルに基づく糸魚川－静岡構造線断層帯の連動性の検討

Investigation of multi-segment earthquake on the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line active fault zone based on dynamic rupture simulations

加瀬 祐子¹

KASE Yuko¹

¹ 活断層・火山研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Earthquake and Volcano Geology, kase.yuko@aist.go.jp)

Abstract: To investigate the possibility that the north-central and south-central sections of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line fault zone were simultaneously active, we construct a dynamic rupture model for the sections, based on geological and geomorphological data. When rupture begins at the northern or southern end of the north-central section, the north-central and south-central sections can rupture simultaneously. However, it is more likely that the north-central and south-central sections rupture as separate events, since the only limited stress conditions can satisfy the amount of paleoseismological slip observed at all four stations within the range of parameters in this study. The paleoseismological slips are about twice or more as large as the amount of slip inferred from the scaling law. Therefore, it is necessary to consider the possibility that the observed paleoseismological slip amount due to simultaneous ruptures over a wider area, i.e., including the northern and southern sections.

キーワード: 糸魚川－静岡構造線断層帯, 動力学的震源モデル, 数値シミュレーション, 差分法
Keywords: Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line fault zone, dynamic rupture, numerical simulation, finite-difference method

1. はじめに

糸魚川－静岡構造線断層帯 (ISTL) は, 日本で最も活動的な断層帯のひとつである. 北は長野県北部から諏訪湖付近を經由し山梨県南部にかけて, 緩い S 字状で北北西-南南東方向に延び, その長さは約 158 km に達する. 走向や変位の向きは南北で変化し, 深部形状や過去の活動履歴も南北で違いが見られることから, 地震調査研究推進本部 (2015) は, 断層帯全体を 4 つの区間に分割されるとしている. 北から順に, 東側隆起の逆断層を主体とする北部区間 (約 50 km), 左横ずれを主体とする中北部区間 (約 45 km), および, 中南部区間 (約 33 km), 西側隆起の逆断層を主体とする南部区間 (約 48 km) である. それぞれの区間が単独で活動する場合には, M7.4~7.7 程度の地震が発生する可能性があるが, 複数区間が同時に活動し, M7.8~8.1 程度の地震となる可能性もある (地震調査研究推進本部, 2015). そのため, 断層帯の評価をおこなう上で, 過去に複数区間が同時に活動したことがあるか否か, 将来, どのような連動が起こりうるのかは, 重要な要素となる.

ISTL では, 多くの活動履歴調査がおこなわれており, 複数の活動履歴が推定されている (例えば, 文部科学省研究開発局ほか, 2010; 近藤・谷口, 2014). 地震調査研究推進本部 (2015) は, 最新活動では, 北部, 中北部, 中南部の活動時期が重なって

おり, これらの区間は同時に活動した可能性も, 年代推定の誤差の範囲内の時間差で, 別々のイベントとして活動した可能性も考えられるとしている. 一方, 近藤ほか (2014) は, 諏訪断層群と茅野断層で約 2500 年前以降のイベントが確認されないことから, 少なくとも最新活動においては, 北部, 中北部, 中南部が同時に活動したのではなく, 北部~中北部と中南部が別のイベントとして活動した可能性が高いとしている. しかし, ISTL では, 隣り合う区間で活動時期が重なるイベントが随所に見られ, 近藤ほか (2014) も, 最新よりも前のイベントで同時に活動した可能性を否定していない. 古地震学的な調査結果からは, 地層の欠落や年代測定の推定幅のために, 完全な同時性を示すことは難しく, 同時に活動したか否かについては, 別の視点からの検討が必要となる.

ISTL の形態と過去の活動については, 現状で得られている知見の間にも矛盾が指摘されている. 特に, 中南部区間は, 最新活動でのすべり量が他区間と同程度もしくはそれ以上にも関わらず, 長さが 30~40% 短い (地震調査研究推進本部, 2015). このことから, 中南部区間が現在考えられているよりも長い可能性が考えられる一方で, 何らかの理由により, 経験的關係から推測されるよりも最新活動時のすべり量が大きかった可能性も否定できない. 例えば, 近接する複数の断層が連動することで, それぞれの

断層のすべり量が増加することが、数値計算から指摘されている (Kase, 2010).

力学的な背景を考慮して断層破壊の広がりや連動性を検討する方法として、動力的破壊シミュレーションがある. この方法では、断層形状、断層にはたらく応力場、摩擦構成則の3つから成る動力的震源モデルを、対象とする断層に合わせて適切に設定し、数値的に解くことによって、断層上の破壊の進展を物理的に求めることができる. ある断層を対象として、断層形状とそこにはたらく広域応力場から、シミュレーションに必要なパラメータを推定し、過去に発生した地震の動力的震源モデルを構築すると、観測された波形や地殻変動、震源時間関数などを説明できることが示されている (例えば, Ando *et al.*, 2017; Ando and Kaneko, 2018; Aochi and Fukuyama, 2002; Aochi *et al.*, 2003; Urata *et al.*, 2017). したがって、動力的震源モデルを適切に構築することができれば、過去に大きな地震が観測されていない断層で、どのような破壊が起こり得るかを調べる手段となり得る. 例えば, Tarnowski *et al.* (2022) は、この手法を San Andreas 断層の過去に発生した地震が観測されていない区間 (San Geronio Pass) に適用することによって、この区間を超える破壊が起こる条件について検討した. ただし、ISTL のように、過去に大きな地震がほとんど観測されておらず、古地震学的情報のみで動力的震源モデルを拘束せざるを得ない場合には、モデルに含まれない何らかの未知パラメータが支配的である可能性も否定できない. そのため、経験的關係則との整合性などから、モデルの妥当性を検討することが欠かせない.

本研究では、ISTL の最新活動で北部～中北部と中南部が同時に活動した可能性を検討するため、諏訪盆地を挟んだ中北部区間と中南部区間を対象に動力学震源モデルを構築する. 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てパラメータスタディをおこない、最新活動での地表のすべり量を満たすモデルを探索することによって、北部～中北部と中南部が同時に活動する可能性があるか、また、その条件と妥当性について議論する.

2. 手法

本研究では、諏訪盆地を挟んだ糸魚川-静岡構造線断層帯中北部区間と中南部区間を対象として、連動可能性を検討する. 地震調査研究推進本部 (2015) は、中北部区間は松本盆地東縁断層 (明科以南)、牛伏寺断層、岡谷断層、および、諏訪湖南岸断層群、中南部区間は諏訪断層群、茅野断層、および、釜無山断層群で構成されるとしている. 中北部区間、中南部区間ともに、左横ずれが卓越するが、諏訪湖盆地南西縁と北東縁では、正断層成分を含むとされる (地震調査研究推進本部, 2015). 本研究では、諏訪

湖付近を境界とする左横ずれの連動に焦点を絞るため、中北部区間は松本盆地東縁断層 (明科以南)、牛伏寺断層、および、岡谷断層、中南部区間は茅野断層と釜無山断層群をモデル化する.

断層モデル (第1図) は、文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所 (2020) で推定された断層形状を基に、中北部区間は走向 N20°W で長さ 34 km、中南部区間には屈曲があり、北側は走向 N20°W で長さ 5 km、南側は走向 N39°W で長さ 21 km とし、中北部区間と中南部区間の境界は、走向方向に 2.6 km、法線方向に 5.2 km のジョグを形成しているとする.

反射法探査や屈折法探査、重力探査などによる既往研究では、糸魚川-静岡構造線断層帯中北部区間は高角の東傾斜 (萩原ほか, 1986; Ikami *et al.*, 1986; Sato *et al.*, 2004)、中南部区間は西傾斜 (平川ほか, 1989; 隈元・池田, 1993; 狩野ほか, 2004) と推測されているが、その間に位置する諏訪盆地周辺の傾斜角については、不明な部分が多い. 竿本・近藤 (2021) は、諏訪盆地がプリアパート盆地であると考えられている (藤森, 1991) ことに注目し、3次元有限要素法解析により、諏訪湖周辺の沈降を再現できる傾斜角を推測した. その結果、諏訪盆地周辺の断層面の傾斜角は、すべて 90° 程度に設定することが合理的であるとの結論を得た. この結果を参考に、本研究の断層モデルでは、すべての断層について、傾斜角は鉛直とする.

また、断層は地表を切っていること (地震調査研究推進本部, 2015) から、断層上限の深さを 0 km、断層帯周辺の地震発生層下限の深さが中北部区間で 10 km 程度、中南部区間で 10~15 km 程度であること (地震調査研究推進本部, 2015) から、断層下限の深さを 15 km とし、傾斜角を鉛直としたことと合わせて、幅は 15 km とした.

応力場は深さにのみ依存し、摩擦係数は空間一様と仮定した. 最大主圧縮応力 (σ_1 , 単位は MPa) の向きは、文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所 (2020)、および、応力テンソルインバージョン結果 (文部科学省研究開発局ほか, 2010) より N60°W、大きさは、文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所 (2020) より

$$\sigma_1 = 30.0 z$$

とした. ここで z は深さ (単位は km) である. 文部科学省研究開発局ほか (2010) より、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 (σ_2 , 単位は MPa) は鉛直でかぶり圧に等しいとし、Takeda *et al.* (2004) に基づき、第1表で示す半無限均質構造を仮定すると、

$$\sigma_2 = 26.17 z$$

となった. また、最小主圧縮応力 (σ_3 , 単位は MPa) は、応力比 $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ が走向 N20°W の領域では 0.39、走向 N39°W の領域では 0.55 であること (文部科学省研究開発局ほか, 2010) から、走向 N20°W

の領域では

$$\sigma_3 = 23.71 z$$

走向 N39°W の領域では

$$\sigma_3 = 21.48 z$$

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 ($\Delta \tau$, 単位は MPa) を

$$\Delta \tau = az$$

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。本研究では、 a を 0.1 刻みで、0.3~2.0 の範囲で探索した。

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 (2015) では、中北部区間で 6~9 m 程度の左横ずれ、中南部区間で 6 m 程度以上の左横ずれとしている。中北部区間では、松本盆地東縁断層の豊科高家地点 (第 1 図の黒丸 A) で最新の活動に伴って 7.1±3.6 m の左横ずれ (近藤ほか, 2019)、島内地点 (第 1 図の黒丸 B) で最新の活動に伴って 6.2~6.9 m の左横ずれ (近藤ほか, 2006)、牛伏寺断層の並柳地点 (第 1 図の黒丸 C) で最新の活動に伴って 7.5±1.5 m の左横ずれ (奥村ほか, 1994) が認められている。また、中南部区間では、釜無山断層群の金沢下地点 (第 1 図の黒丸 D) で最新の活動に伴って 2.8~5.2 m の左横ずれ (三浦ほか, 2001) が認められている。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。

破壊の始まる領域の初期剪断応力が τ^0 、初期法線応力が σ_n^0 のとき、応力降下量の比例係数 a を仮定し、間隙流体圧が静水圧に等しいとすると、動摩擦係数 (μ_d) は、

$$\mu_d = (\tau^0 - \Delta \tau) / (\sigma_n^0 - gz)$$

と求めることができる。ここで g は重力加速度である。更に、破壊の始まる区間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 (μ_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、動摩擦係数で概ね 0.07~0.18 程度である。

破壊の始まる領域の走向、および、応力降下量の比例係数 a 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、静摩擦応力を、それぞれの走向について求めたものを第 2 図に示す。走向 N20°W の領域から破壊が始まる場合の走向 N39°W の領域の S 値は 1.6 より小さく (第 2 図 c)、走向 N39°W の領域から破壊が始まる場合の走向 N20°W の領域の S 値は 1.6 より大きい (第 2 図 d)。したがって、いずれの領域から破壊が始まるとしても、走向 N20°W の領域よりも走向 N39°W の領域のほうが相対的に破壊しやすい応力場にあることがわかる。

破壊開始点は、中北部区間と中南部区間それぞれの北端と南端の断層下端に、計 4 ヶ所を設定した。ここでは、長さ 3 km、幅 3 km の領域の初期剪断応

力を、初期静摩擦応力の 101% の値とすることで、破壊を励起させるようにした。

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 (第 3 図; 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 0.50 m とした。

数値計算には、Kase and Day (2006) の差分法コードを用いた。このコードは、SCEC/USGS ベンチマークテスト TPV8 で検証されている (Harris *et al.*, 2009)。空間グリッド間隔は、Day *et al.* (2005) などを参考に、断層面内方向に 200 m、断層面外方向に 200 m、時間刻みは、0.02 秒とした。

3. 結果

破壊開始領域および応力降下量の比例係数 a を変えて数値計算をおこない、実際の 1 回の活動によるすべり量と調和的になる a を探索した。

中北部区間北端から破壊が始まる場合、応力降下量が 0.7z MPa 以上で、中北部区間全体に破壊が広がる (第 4 図)。応力降下量が 0.7z~1.0z MPa のとき、地表のすべり量は最大でも 3 m 以下で、中北部区間の 3 地点 (第 1 図の黒丸 A~C) での 1 回の活動によるすべり量を満たすことはできない (第 4 図 a)。応力降下量が 1.1z~1.3z MPa では、中北部区間と中南部区間が連動し、中南部区間の金沢下地点 (第 1 図の黒丸 D) での 1 回の活動によるすべり量を満たす (第 4 図 b)。応力降下量が 1.4z~1.7z MPa では、中北部区間の豊科高家地点 (第 1 図の黒丸 A) でも 1 回の活動によるすべり量を満たし (第 4 図 c)、応力降下量が 1.8z~1.9z MPa では、更に、中北部区間の並柳地点 (第 1 図の黒丸 C) でも 1 回の活動によるすべり量を満たす (第 4 図 d)。しかし、応力降下量が 2.0z MPa では、中南部区間が連動しない。応力降下量が大きくなるほど、走向 N39°W の領域の S 値が大きくなる (第 2 図 c) ためと考えられる。また、このとき、中北部区間の破壊が S 波速度以上で伝播した。中北部区間の島内地点 (第 1 図の黒丸 B) の 1 回の活動によるすべり量、ならびに、破壊する中北部区間の 3 地点 (第 1 図の黒丸 A~C) での 1 回の活動によるすべり量を満たしている。この場合の平均の応力降下量は 15.0 MPa、地震モーメントは 1.2×10^{20} Nm、Mw7.3 となった。武村 (1990) および松田 (1975) の経験的關係から推定される長さ 34 km の断層の地震モーメントは 2.3×10^{19} Nm であるので、計算結果の地震モーメントは過大であることに注意が必要である。

中北部区間北端から破壊が始まる場合、応力降下量が 1.8z MPa および 1.9z MPa では、中北部区間と中南部区間が連動し、中北部区間の島内地点以外の

3地点（第1図の黒丸A, C, D）で1回の活動によるすべり量を満たす。一方、応力降下量が2.0z MPaでは、島内地点を含む中北部区間の3地点（第1図の黒丸A~C）での1回の活動によるすべり量を満たすが、中南部区間は連動しない。このことから、応力降下量が1.9z~2.0z MPaのいずれかの値に設定した場合に、中北部区間と中南部区間が連動し、かつ、1回の活動によるすべり量を観測量のある4地点すべてについて満たす可能性を考慮し、この範囲を0.01z MPa刻みで応力降下量を設定してパラメータ・スタディをおこなった。その結果、応力降下量が1.96z MPaの場合に、中北部区間と中南部区間が連動し、かつ、1回の活動によるすべり量を観測量のある4地点すべてで満たす結果が得られた（第4図e）。ただし、このとき、中北部区間の破壊がS波速度以上で伝播した。このときの地震モーメントは 1.9×10^{20} Nm, Mw7.5となった。経験的關係から推定される長さ60 kmの断層の地震モーメントは 7.0×10^{19} Nmであるので、連動した場合でも、計算結果の地震モーメントは過大である。応力降下量が1.97z MPaの場合には、中南部区間は連動しない（第4図f）。

中北部区間南端から破壊が始まる場合、応力降下量が0.7z MPa以上で、中北部区間全体に破壊が広がる（第5図）。応力降下量が0.7z~1.2z MPaのとき、中北部区間の3地点（第1図の黒丸A~C）での1回の活動によるすべり量を満たすことはできない（第5図a）。応力降下量が1.3z~1.6z MPaでは、中北部区間と中南部区間が連動し、中北部区間の豊科高家地点（第1図の黒丸A）と中南部区間の金沢下地点（第1図の黒丸D）での1回の活動によるすべり量を満たす（第5図b）。応力降下量が1.7z MPaでは、中南部区間が連動しない（第5図c）。また、このとき、中北部区間の破壊がS波速度以上で伝播した。応力降下量が1.8z~1.9z MPaでは、中北部区間の並柳地点（第1図の黒丸C）でも1回の活動によるすべり量を満たす（第5図d）。更に、応力降下量が2.0z MPaでは、中北部区間の島内地点（第1図の黒丸B）の1回の活動によるすべり量を満たし（第5図e）、破壊する中北部区間の3地点（第1図の黒丸A~C）での1回の活動によるすべり量を満たす。このときの地震モーメントは 1.1×10^{20} Nm, Mw7.3と過大な結果となった。

中北部区間北端から破壊が始まる場合の方が、南端から破壊が始まる場合よりも連動しやすいのは、破壊がある程度以上の距離を伝播してくることによって、別の断層に乗り移りやすくなるディレクティブ効果（Olgesby and Mai, 2012）が現れていると解釈できる。

中南部区間北端から破壊が始まる場合、応力降下量が0.4z MPa以上で、中南部区間全体に破壊が広がる（第6図）。このとき、中南部区間の破壊は、S波

速度以上で伝播する。これは、中南部区間の北側は走向N20°Wで、南側は走向N39°Wであり、南側は相対的に破壊しやすいためである。応力降下量が0.4z~0.9z MPaのとき、地表のすべり量は最大でも2.5 m以下で、中南部区間の金沢下地点（第1図の黒丸D）での1回の活動によるすべり量を満たすことはできない（第6図a）。応力降下量が1.0z MPa以上では、中南部区間の金沢下地点（第1図の黒丸D）での1回の活動によるすべり量を満たす（第6図b）。このときの地震モーメントは 4.7×10^{19} Nm, Mw7.0となった。経験的關係から推定される長さ26 kmの断層の地震モーメントは 1.4×10^{19} Nmであるので、中南部のみが破壊する場合でも、計算結果の地震モーメントは過大である。応力降下量が2.0z MPaまでの範囲では、中北部区間が連動することはない（第6図c）。

中南部区間北端から破壊が始まる場合は、中南部区間の形状から、中南部区間南側の応力降下量が相対的に大きく、すべり量が大きくなりやすいため、中北部区間に与える応力変化も大きくなるものの、中北部区間は相対的に破壊しにくい応力状態にあるため、連動できないと考えられる。

中南部区間南端から破壊が始まる場合、応力降下量が0.7z MPa以上で、中南部区間の走向N39°Wの領域全体に破壊が広がる（第7図）。応力降下量が0.7z~1.0z MPaのとき、中南部区間の金沢下地点（第1図の黒丸D）での1回の活動によるすべり量を満たすことはできない（第7図a）。応力降下量が1.1z~1.3z MPaでは、中南部区間全体に破壊が広がるが、中南部区間の金沢下地点（第1図の黒丸D）での1回の活動によるすべり量を満たすことはできない（第7図b）。応力降下量が1.4z~1.5z MPaでは、中南部区間の金沢下地点（第1図の黒丸D）での1回の活動によるすべり量を満たす（第7図c）。このときの地震モーメントは 4.4×10^{19} Nm, Mw7.0と過大な結果となった。応力降下量が1.6z MPa以上では、中南部区間の破壊がS波速度以上で伝播する（第7図d）。応力降下量が2.0z MPaまでの範囲では、中北部区間が連動することはない（第7図e）。

中南部区間南端から破壊が始まる場合、中北部区間北端から破壊が始まる場合と同様にディレクティブ効果が期待できるにもかかわらず、中北部区間は連動しない。中南部区間南端から始まった破壊は、中南部区間北側の走向N20°Wの領域に到達すると応力降下量が小さくなり、すべり量が小さめになる。更に、中北部区間の走向はN20°Wであるため、中南部区間よりも破壊しにくい応力状態となり、連動できないと考えられる。

4. 考察

前節の結果では、中北部区間と中南部区間が連動する可能性があるのは、中北部区間から破壊が始ま

る場合に限られる。連動した場合でも、連動によってすべり量が増加する効果 (Kase, 2010) で1回の活動によるすべり量を満たすことはできず、満たすためには、相当大きな応力降下量を設定する必要があるが、ある程度以上の応力降下量を設定すると、中南部区間のS値が大きくなり、連動しなくなる。

中北部区間と中南部区間が連動し、かつ、1回の活動によるすべり量を観測量のある4地点すべてで満たすモデルは、応力降下量が1.96z MPaで中北部区間北端から破壊が始まる場合のみであった(第4図e)。一方、中北部区間のみが破壊し、かつ、1回の活動によるすべり量を観測量のある3地点(第1図の黒丸A~C)すべてで満たすモデルは、北端から破壊し、応力降下量が1.97z MPa以上の場合、および、南端から破壊し、応力降下量が2.0z MPa以上の場合であり、中南部区間のみが破壊し、かつ、1回の活動によるすべり量を満たすモデルは、北端から破壊し、応力降下量が1.0z MPa以上の場合、および、南端から破壊し、応力降下量が1.4z MPa以上の場合であった。したがって、最新活動で中北部区間と中南部区間が連動した可能性はあるが、そのような応力場の条件はかなり限られる。本研究のパラメータの範囲では、それぞれ別のイベントとして活動した場合のほうが、起こり得た可能性がより高いと考えられる結果となった。

本研究のパラメータの範囲外のモデルで、中北部区間と中南部区間が連動した可能性はあるだろうか。本研究のシミュレーションでは、断層幅、臨界すべり量(Dc)、強度と応力降下量の比(S値)、そして、断層モデルを固定しているが、これらの値の不確定さとそのシミュレーション結果への影響について考察する。

4.1 断層幅の影響

断層幅について、地震調査研究推進本部(2015)は、地震発生層下端深度と断層傾斜角から、中北部区間の幅を10 km程度、中南部区間の幅を10~15 km程度としており、本研究で用いた15 kmよりも広いとは考えにくい。逆に、15 kmよりも狭く、例えば10 kmなどであった場合、本研究では応力降下量が深さに比例するとしているため、平均の応力降下量は小さくなり、すべり量も、その結果生じる応力変化も小さくなる。したがって、2つの区間は連動しにくくなると推測される。また、連動する場合でもしない場合でも、1回の活動によるすべり量を満たすための応力降下量の比例係数は、本研究の結果よりも更に大きい値が必要となると考えられる。

4.2 臨界すべり量(Dc)の影響

Dcについて、実際に地震が発生する前に、正確な値を見積もることは困難である。過去、様々な地震についての震源過程解析によって、その値を見積も

られており (Ide and Takeo, 1997; Fukuyama *et al.*, 2003; Fukuyama and Suzuki, 2016 など)、例えば、1995年兵庫県南部地震では、0.5~1 m程度の値が得られている (Ide and Takeo, 1997)。これらの推定値は、様々な誤差を含む値であることが指摘されている (Guatteri and Spudich, 2000; Piatanesi *et al.*, 2003) が、最終すべり量が数 mであることを考慮すると、本研究で用いた0.50 mより長い可能性は考えられる。一般に、Dcが長いほど破壊エネルギーが大きくなり、破壊は乗り移りにくくなる (Lozos *et al.*, 2014)。したがって、2つの区間は連動しにくくなり、1回の活動によるすべり量を満たすための応力降下量の比例係数は、本研究の結果よりも大きい値が必要となると考えられる。

4.3 強度と応力降下量の比(S値)の影響

S値についても、正確な値を見積もることは困難である。一般に、S値が大きいほど、破壊は広がりやすく、2つの区間は連動しにくくなるため、本研究で用いた1.6より大きい場合には、本研究の結果よりも連動しにくいと考えられる。逆に、小さい値を用いた場合、S=1.0の走向N20°Wの領域から破壊が始まる場合の走向N39°Wの領域のS値は0.0~0.5、S=1.3の走向N20°Wの領域から破壊が始まる場合は0.06~0.8と、本研究の値(0.2~1.01)より更に小さく、S=1.0の走向N39°Wの領域から破壊が始まる場合の走向N20°Wの領域S値は1.6~21.8、S=1.0の走向N39°Wの領域から破壊が始まる場合は2.0~25.2と、本研究の値(2.4~28.7)より更に大きくなる。したがって、走向がN20°Wである中北部区間から破壊が始まる場合には、S値に小さい値を仮定することで、中南部区間が連動しやすくなると推測される。

ただし、S=1.6としている本研究でも、応力降下量が大きくなるとS波速度以上で破壊が伝播している。したがって、S値を小さく仮定すると、更にS波速度以上で破壊が伝播するモデルが増えると考えられ、この性質を許容するか否かを、別途検討する必要がある。

4.4 より広い範囲での連動

検討する必要があるのは、より広い範囲での、すなわち、北部区間や南部区間も含めた連動であった可能性である。

本研究の結果では、1回の活動によるすべり量の観測量を満たすために必要な応力降下量は、中北部区間で1.96z MPa以上、中南部区間で1.0z MPa以上であった。平均応力降下量では、それぞれ、14.7 MPa、7.5 MPaに相当し、内陸地殻内地震の応力降下量としては大きい値となっている。1回の活動によるすべり量の観測量を満たすためにこれだけの応力降下量が必要であるのは、断層長さに比して、1回の活動によるすべり量が大きいためであり、その

結果、シミュレーションで得られた地震モーメントは、断層長さに比して過大となる。本研究では、計算機性能の制限のため、諏訪湖付近を境界とする左横ずれの連動に焦点を絞り、中北部区間は松本盆地東縁断層（明科以南）、牛伏寺断層、および、岡谷断層、中南部区間は茅野断層と釜無山断層群のみをモデル化したため、断層長さは、中北部区間で 34 km、中南部区間で 26 km とした。この場合に松田ほか（1980）のスケーリング則から推測されるすべり量は、中北部区間、中南部区間ともに、約 3 m である。一方、1 回の活動によるすべり量の観測量は、中北部区間で 6~9 m 程度の左横ずれ、中南部区間で 6 m 程度以上の左横ずれとされ（地震調査研究推進本部、2015）、2 倍以上大きい。ただし、地震調査研究推進本部（2015）も、中北部区間、中南部区間の長さは、それぞれ、約 45 km、約 33 km としており、1 回の活動によるすべり量の観測量は、松田ほか（1980）のスケーリング則から推測されるすべり量の 2 倍程度から 2 倍以上大きい。そのため、本研究の対象断層を絞ったことによるすべり量の見積りへの影響は小さく、中北部区間と中南部区間だけの連動では、1 回の活動によるすべり量の観測量を満たすためには、やはり大きな応力降下量が必要と推測される。

北部区間は、長さ約 50 km、傾斜角 30~60° の東傾斜の逆断層である（地震調査研究推進本部、2015）。文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所（2020）は、松田ほか（1980）のスケーリング則を満たす物性値を組み込んだ有限要素解析手法により、北部・中北部区間と中南部区間の相互作用について検討した。その結果、北部、中北部、中南部の各区間を矩形断層でモデル化した場合には、中北部区間の左横ずれ量は、島内地点（第 1 図の黒丸 B）で 3.17 m、並柳地点（第 1 図の黒丸 C）で 3.20 m と、1 回の活動によるすべり量の観測量の半分程度となるが、北部区間と中北部区間で 1 枚、中南部区間で 1 枚の断層面に平滑化することで、中北部区間の左横ずれ量が 5 m 程度となることが示された。文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所（2020）は、また、媒質の剛性率のモデル化を工夫することにより、更に大きいすべり量を再現できる可能性に言及している。このことから、北部区間を含むモデルを用いた動力学的解析においても、北部、中北部区間を 1 枚の断層面とすることで、大きすぎない応力降下量で、北部、中北部、中南部の 3 区間が連動し、1 回の活動によるすべり量の観測量を満たせる可能性はあると考えられる。北部区間を含むモデル化は、計算機負担が大きくなることから、本稿では取り扱わないが、今後、取り組むべき課題である。

5. まとめ

糸魚川-静岡構造線断層帯の最新活動で北部~中北部と中南部が同時に活動した可能性を検討するため、中北部区間と中南部区間を対象として、動力学震源モデルを構築し、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てパラメータスタディをおこなった。

本研究のパラメータの範囲で、中北部区間北端、もしくは、南端から破壊が始まる場合には、中北部区間と中南部区間が連動した計算結果が得られた。しかし、古地震学的調査で得られた 1 回の活動によるすべり量を観測量のある 4 地点すべてで満たすことができる応力場の条件は限られることから、中北部区間、中南部区間それぞれが、別のイベントとして活動した可能性がより高いと考えられる結果となった。

ただし、中北部区間と中南部区間で得られている 1 回の活動によるすべり量は、いずれもスケーリング則から推測されるすべり量の 2 倍程度以上大きい。そのため、連動によってすべり量が増加する効果（Kase, 2010）によっても、1 回の活動によるすべり量を満たすことはできず、連動する場合、しない場合のいずれにおいても、1 回の活動によるすべり量を観測量のある 4 地点すべてで満たすためには、相当大きな応力降下量を設定する必要があり、シミュレーション結果の地震モーメントは過大となることが確認された。そのため、得られている観測量は、より広い範囲での、すなわち、北部区間や南部区間も含めた連動によるすべり量である可能性について、今後、検討する必要がある。

謝辞 本研究は、文部科学省委託事業「活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」の一部として実施されました。査読者である内出崇彦博士、浦田優美博士と編集担当の高橋美紀博士から、有益なコメントをいただきました。本稿に用いた図の一部は、GMT (Generic Mapping Tool version 5.4.4: Wessel *et al.*, 2013) を用いて作成しました。記して感謝いたします。

文 献

- Ando, R., Imanishi, K., Panayotopoulos, Y. and Kobayashi, T. (2017) Dynamic rupture propagation on geometrically complex fault with along-strike variation of fault maturity: insights from the 2014 Northern Nagano earthquake. *Earth Planets Space*, **69**, 130.
- Ando, R. and Kaneko, Y. (2018) Dynamic rupture simulation reproduces spontaneous multifault rupture and arrest during the 2016 Mw 7.9 Kaikoura earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 12875-12883.

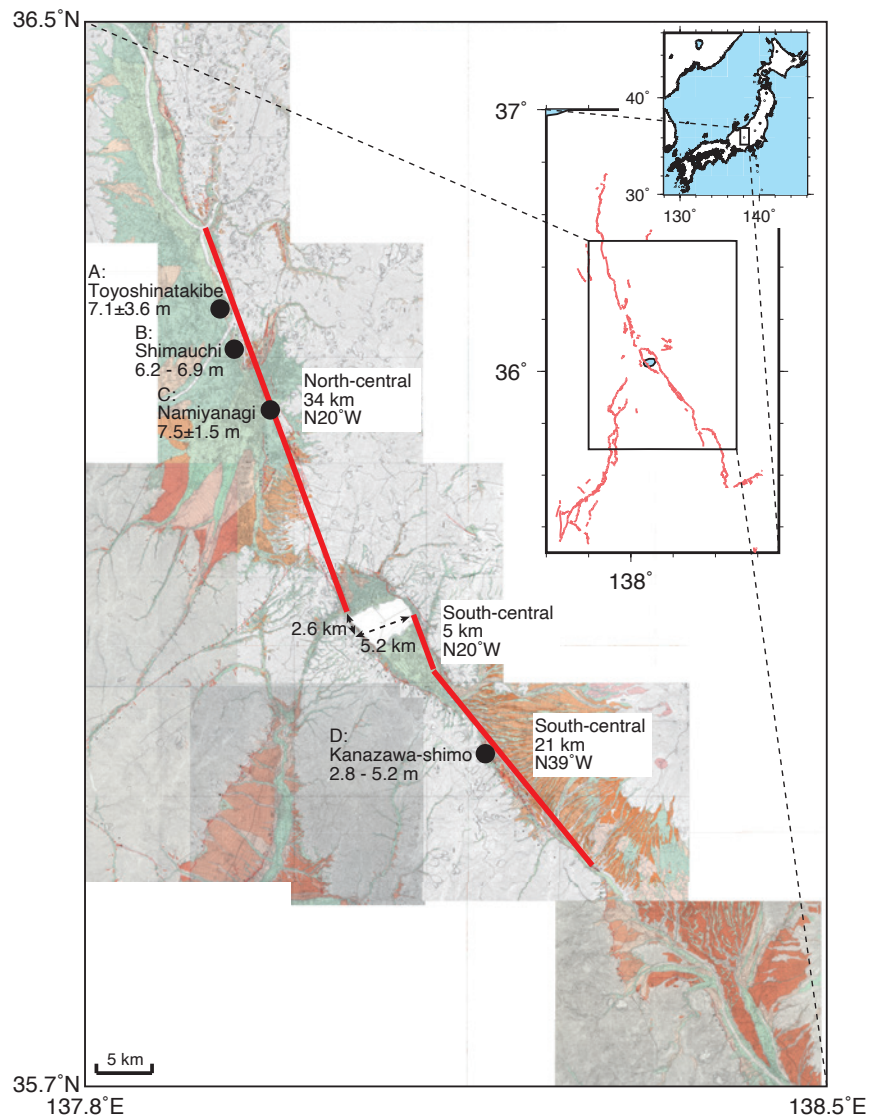
- Andrews, D.J. (1976) Rupture velocity of plane strain shear cracks. *J. Geophys. Res.*, **81**, 5679-5687.
- Aochi, H. and Fukuyama, E. (2002) Three-dimensional nonplanar simulation of the 1992 Landers earthquake. *J. Geophys. Res.*, **107**, 2035.
- Aochi, H., Fukuyama, E. and Madariaga, R. (2003) Constraint of fault parameters inferred from nonplanar fault modeling. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4**, 1020.
- Das, S. and Aki, K. (1977) A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation. *Geophys. J. R. Astro.*, **50**, 643-668.
- Day, S.M., Dalguer, L.A., Lapusta, N. and Liu, Y. (2005) Comparison of finite difference and boundary integral solutions to three-dimensional spontaneous rupture. *J. Geophys. Res.*, **110**, B12307.
- 藤森孝俊 (1991) 活断層からみたプルアパートベイズンとしての諏訪盆地の形成. 地理学評論, **64**, 665-696.
- Fukuyama, E., Mikumo, T. and Olsen, K.B. (2003) Estimation of the critical slip-weakening distance: theoretical background. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 1835-1840.
- Fukuyama, E. and Suzuki, W. (2016) Near-fault deformation and D_c during the 2016 Mw7.1 Kumamoto earthquake. *Earth Planets Space*, **68**, 194.
- Guatteri, M. and Spudich, P. (2000) What can strong-motion data tell us about slip-weakening fault-function laws? *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 98-116.
- 萩原幸男・山下 昇・小坂共榮・矢野賢治・安井敏夫 (1986) 糸魚川-静岡構造線の重力調査 (I). 地震研究所彙報, **61**, 537-550.
- Harris, R.A., Barall, M., Archuleta, R., Dunham, E., Aagaard, B., Ampuero, J.P., Bhat, H., Cruz-Atienza, V., Dalguer, L., Dawson, P., Day, S., Duan, B., Ely, G., Kaneko, Y., Kase, Y., Lapusta, N., Liu, Y., Ma, S., Oglesby, D., Olsen, K., Pitarka, A., Song, S. and Templeton, E. (2009) The SCEC/USGS dynamic earthquake rupture code verification exercise. *Seism. Res. Lett.*, **80**, 119-126.
- 平川一臣・神沢公男・浅川一郎 (1989) 巨摩山地北東縁・下田井の活断層露頭. 活断層研究, **6**, 43-46.
- 廣内大助・澤 祥・松多信尚・安江健一 (2020) 1:25,000 活断層図「信濃池田 (改訂版)». 国土地理院.
- Ida, Y. (1972) Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy. *J. Geophys. Res.*, **77**, 3796-3805.
- Ide, S and Takeo, M. (1997) Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis. *J. Geophys. Res.*, **102**, 27379-27391.
- Ikami, A., Yoshii, T., Kubota, S., Sasaki, Y., Hasemi, A., Moriya, T., Miyamachi, H., Matsu'ura, R.S. and Wada, K. (1986) A seismic-refraction profile in and around Nagano Prefecture, central Japan. *J. Phys. Earth*, **34**, 457-474.
- 池田安隆・澤 祥・中田 高・松多信尚 (2003) 1:25,000 都市圏活断層図「伊那」. 国土地理院.
- 地震調査研究推進本部 (2015) 糸魚川-静岡構造線断層帯の長期評価 (第二版). 60p.
- 狩野謙一・林 愛明・福井亜希子・田中秀人 (2004) 糸魚川-静岡構造線活断層系, 下田井断層に伴う粉碎起源のシュードタキライト. 地質学雑誌, **110**, 779-790.
- Kase, Y. and Day, S.M. (2006) Spontaneous rupture processes on a bending fault. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L10302.
- Kase, Y. (2010) Slip-length scaling law for strike-slip multiple segment earthquakes based on dynamic rupture simulations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **100**, 473-481.
- 国土地理院 電子国土 Web. <https://maps.gsi.go.jp/development/ichiran.html> (閲覧日: 2022年12月14日)
- 近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太 (2006) 糸魚川-静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形. 地学雑誌, **115**, 208-220.
- 近藤久雄・谷口 薫 (2014) 糸魚川-静岡構造線活断層系中部の諏訪湖周辺における古地震調査. 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 地質調査総合センター速報, **66**, 147-158.
- 近藤久雄・谷口 薫・杉戸信彦 (2014) 糸魚川-静岡構造線活断層系の最新活動に伴う新たな古地震像. 地球惑星科学連合 2014 年大会, SSS34-14.
- 近藤久雄・木村治夫・杉戸信彦・下釜耕太・佐伯健太郎・川島裕貴・亀高正男・高岡宏之 (2019) 糸魚川-静岡構造線断層帯・松本盆地東縁断層南部における最新活動時期と横ずれ変位量. 日本活断層学会 2019 年度秋季学術大会, O-7.
- 隈元 崇・池田安隆 (1993) 南部フォッサマグナ, 甲府盆地の低角逆断層の地下構造とネットスリップ. 地震第 2 輯, **46**, 245-258.
- Lozos, J.C., Dieterich, J.H. and Oglesby, D.D. (2014) The effects of d_0 on rupture propagation on fault stepover. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **104**, 1947-1953.
- 松田時彦 (1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震第 2 輯, **28**, 269-283.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文 (1980) 1896 年陸羽地震の地震断層. 地震研究所彙報, **55**, 795-855.

- 松多信尚・澤 祥・鈴木康弘・中埜貴元・廣内大助 (2021) 1:25,000 活断層図「諏訪 (改訂版)」。国土地理院。
- 三浦大助・幡谷竜太・宮腰勝義・井上大栄・小俣雅志・宮脇明子・田中竹延・宮脇理一郎 (2001) 糸魚川ー静岡構造線活断層系中部の最近の断層活動 (その2)ー釜無山断層群金沢下トレンチ調査結果ー。地球惑星科学関連学会合同大会, Jm-P012。
- 文部科学省研究開発局・国土交通省国土地理院・東京大学地震研究所 (2010) 糸魚川ー静岡構造線断層帯における重点的な調査観測平成 17~21 年度成果報告書。362p, 2010。
- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所 (2020) 活断層帯から生じる連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究平成 29~21 令和元年度成果報告書。383p, 2020。
- 中田 高・池田安隆・岡田篤正・熊原康博・杉戸信彦 (2007) 1:25,000 都市圏活断層図「塩尻」。国土地理院。
- Oglesby, D.D. and Mai, P.M. (2012) Fault geometry, rupture dynamics and ground motion from potential earthquakes on the North Anatolian Fault under the Sea of Marmara. *Geophys. J. Int.*, **188**, 1071-1087.
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃 栄吉 (1994) 糸魚川ー静岡構造線活断層系の最近の地震活動ー牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査ー。地震第 2 輯, **46**, 425-438。
- Piatanesi, A., Tinti, E. and Cocco, M. (2004) The dependence of traction evolution on the earthquake source time function adopted in kinematic rupture models. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L04609.
- 竿本英貴・近藤久雄 (2021) 有限要素解析による諏訪湖周辺断層面の傾斜角に関するパラメトリックスタディー。日本地球惑星科学連合 2021 年大会, SSS10-P07。
- Sato, H., Iwasaki, T., Ikeda, Y., Takeda, T., Matsuta, N., Imai, T., Kurashimo, E., Hirata, N., Sakai, S., Elouai, D., Kawanaka, T., Kawasaki, S., Abe, S., Kozawa, T., Ikawa, T., Arai, Y. and Kato, N. (2004) Seismological and geological characterization of the crust in the southern part of northern Fossa Magna, central Japan. *Earth Planets Space*, **56**, 1253-1259.
- 杉戸信彦・石村大輔・澤 祥・鈴木康弘・山中 蛍 (2022) 1:25,000 活断層図「茅野 (改訂版)」。国土地理院。
- 鈴木康弘・千田 昇・廣内大助・松多信尚 (2020) 1:25,000 活断層図「松本 (改訂版)」。国土地理院。
- 田力正好・池田安隆・澤 祥・今泉俊文・東郷正美 (1998) 1:25,000 都市圏活断層図「韮崎」。国土地理院。
- Takeda, T., Sato, H., Iwasaki, T., Matsuta, N., Sakai, S., Iidaka, T. and Kato, A. (2004) Crustal structure in the northern Fossa Magna region, central Japan, modeled from refraction/wide-angle reflection data. *Earth Planets Space*, **56**, 1293-1299.
- 武村雅之 (1990) 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係。地震第 2 輯, **43**, 257-265。
- Tarnowski, J.M., Kyriakopoulos, C., Oglesby, D., Cooke, M.L. and Stern, A. (2022) The effects of pre-stress assumptions on dynamic rupture with complex fault geometry in the San Geronio Pass, California, region. *Geosphere*, doi:10.1130/GES02511.1.
- Urata, Y., Yoshida, K., Fukuyama, E. and Kubo, H. (2017) 3-D dynamic rupture simulations of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquake. *Earth Planets Space*, **69**, 150.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., Scharroo, R., Luis, J. and Wobbe, F. (2013) Generic Mapping Tools: Improved version released. *Eos Trans. AGU*, **94**, 409-410, doi:10.1002/2013EO450001.

(受付:2022 年 10 月 31 日, 受理:2022 年 12 月 26 日)

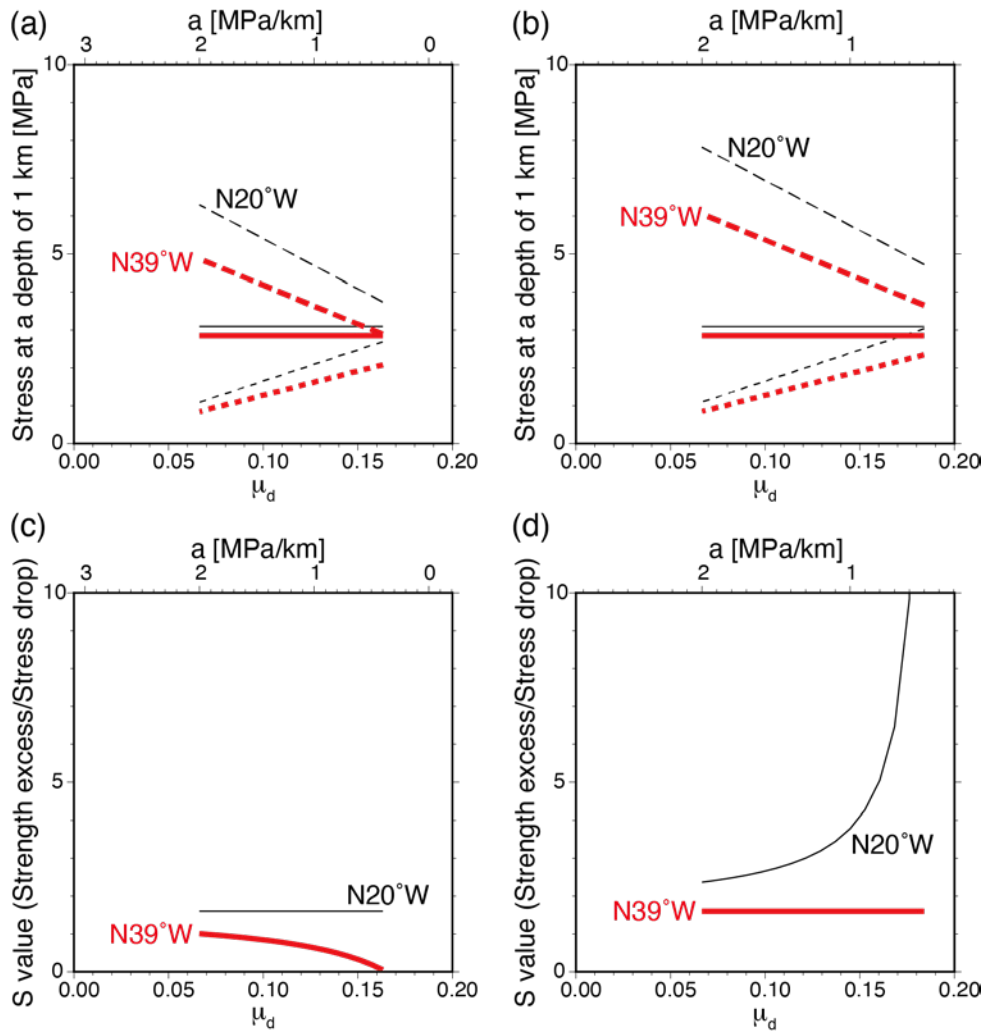
第 1 表. 動力的破壊の計算に使用される速度構造モデル。
Table 1. Velocity structure for dynamic rupture simulations.

Depth [km]	P-wave velocity [m/s]	S-wave velocity [m/s]	Density [kg/m ³]
0.0	5900	3400	2670



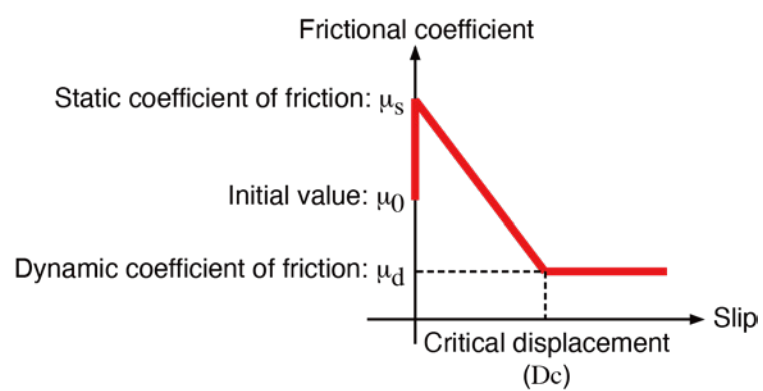
第 1 図. 断層 (赤線) モデル. 黒丸は古地震学的調査ですべり量が得られている地点 (A: 豊科高家, B: 島内, C: 並柳, D: 金沢下) を示す. 基図は, 田力ほか (1998), 池田ほか (2003), 中田ほか (2007), 廣内ほか (2020), 鈴木ほか (2020), 松多ほか (2021), 杉戸ほか (2022) により, 地理院地図 (国土地理院) で作成.

Fig. 1. Fault model (red lines). The black circles indicate the locations where the paleoseismological slips are measured (A: Toyoshinatakibe, B: Shimauchi, C: Namiyanagi, D: Kanazawa-shimo). The base map is based on Tajikara *et al.* (1998), Ikeda *et al.* (2003), Nakata *et al.* (2007), Hirouchi *et al.* (2020), Suzuki *et al.* (2020), Matta *et al.* (2021), and Sugito *et al.* (2022), created using the GSI Maps (Geospatial Information Authority of Japan).

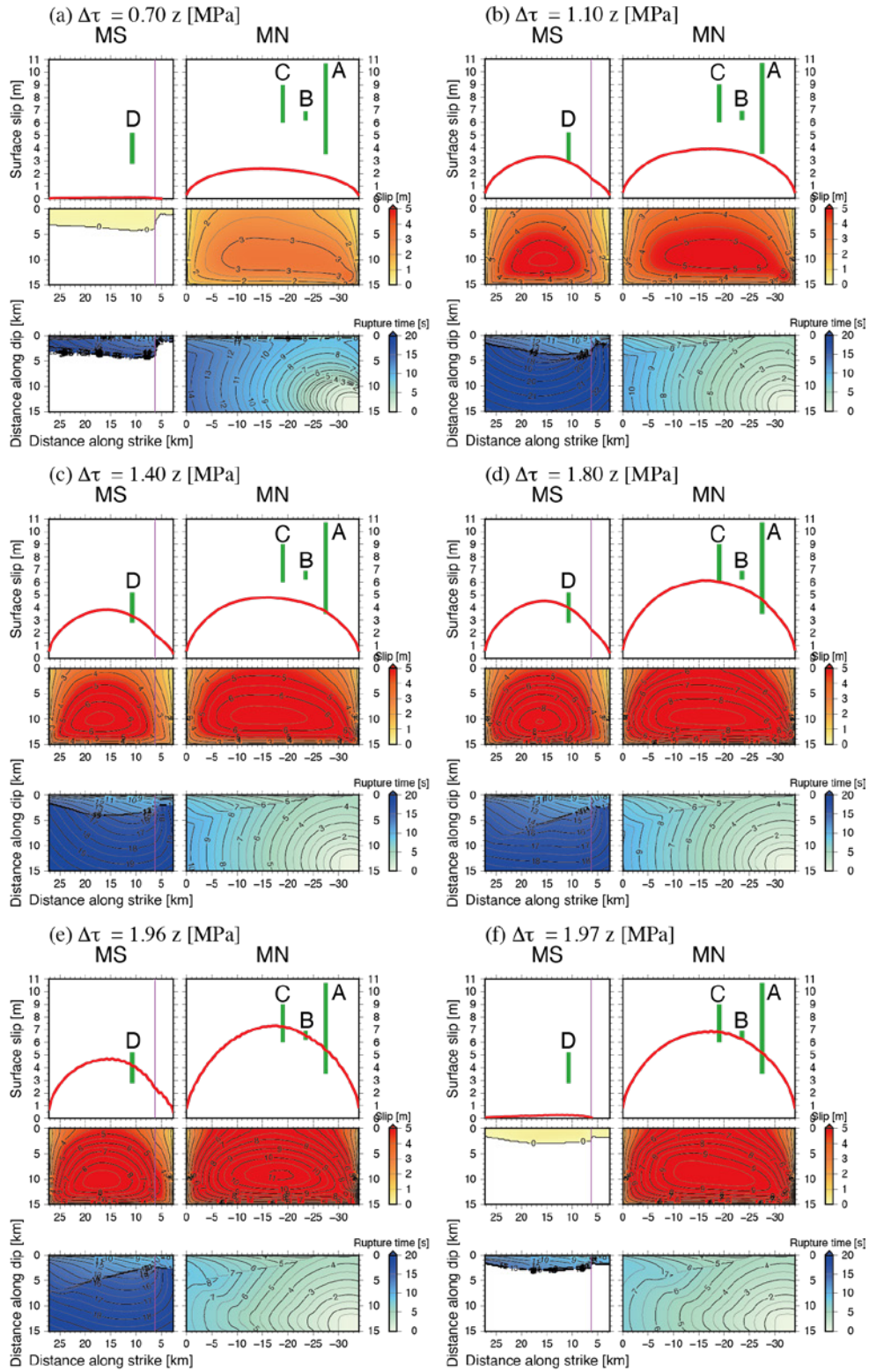


第2図. (a) 走向 N20°W の領域（中北部区間北端，南端，および中南部区間北端）から破壊が始まる場合の初期剪断応力（実線），初期静摩擦応力（破線），初期動摩擦応力（点線）の動摩擦係数 (μ_d) の値に対する変化. 応力降下量の比例係数 a の値が 0.5~2.0 の範囲での結果を示す. 黒細線は走向 N20°W の領域，赤太線は走向 N39°W の領域にはたらく応力を示す. (b) 走向 N39°W の領域（中南部区間南端）から破壊が始まる場合の初期剪断応力，初期静摩擦応力，初期動摩擦応力の動摩擦係数 (μ_d) の値に対する変化. 図の詳細は，(a) と同じ. (c) 走向 N20°W の領域（中北部区間北端，南端，および中南部区間北端）から破壊が始まる場合の S 値（強度と応力降下量の比）の動摩擦係数 (μ_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 の範囲での結果を示す. 黒細線は走向 N20°W の領域，赤太線は走向 N39°W の領域の値を示す. (d) 走向 N39°W の領域（中南部区間南端）から破壊が始まる場合の S 値（強度と応力降下量の比）の動摩擦係数 (μ_d) の値に対する変化. 図の詳細は，(c) と同じ.

Fig. 2. (a) Variation of initial shear stress (solid lines), initial static frictional stresses (dashed lines), and initial dynamic frictional stresses (dotted lines) with respect to dynamic coefficient of friction (μ_d) in case of a rupture that initiates in the N20°W striking region (the northern and southern ends of the north-central portion and the northern end of the south-central portion). The results are shown for 0.5–2.0 of the proportional coefficient of stress drop, a . The thin black and thick red lines show the stress in the N20°W and N39°W striking region, respectively. (b) Variation of initial shear stress, initial static frictional stresses, and initial dynamic frictional stresses with respect to dynamic coefficient of friction (μ_d) in case of a rupture that initiates in the N39°W striking region (the southern end of the south-central portion). The details are the same as for (a). (c) Variation of S value (ratio of strength excess to stress drop) with respect to dynamic coefficient of friction (μ_d) in case of a rupture that initiates in the N20°W striking region (the northern and southern ends of the north-central portion and the northern end of the south-central portion). The results are shown for 0.5–2.0 of the proportional coefficient of stress drop, a . The thin black and thick red lines show the value in the N20°W and N39°W striking region, respectively. (d) Variation of S value (ratio of strength excess to stress drop) with respect to dynamic coefficient of friction (μ_d) in case of a rupture that initiates in the N39°W striking region (the southern end of the south-central portion). The details are the same as for (c).

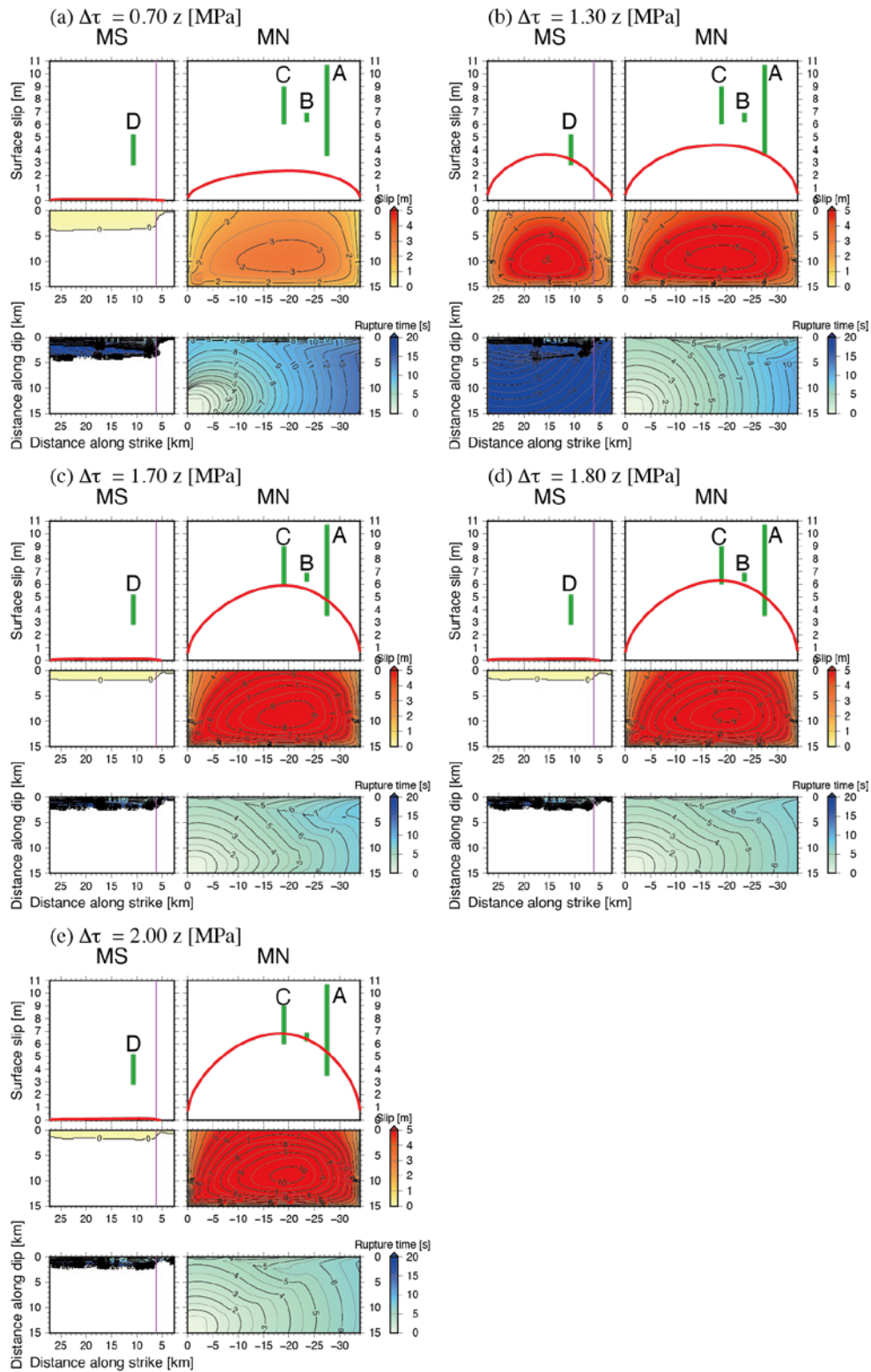


第3図. すべり弱化的摩擦構成則.
Fig. 3. Slip-weakening friction law.



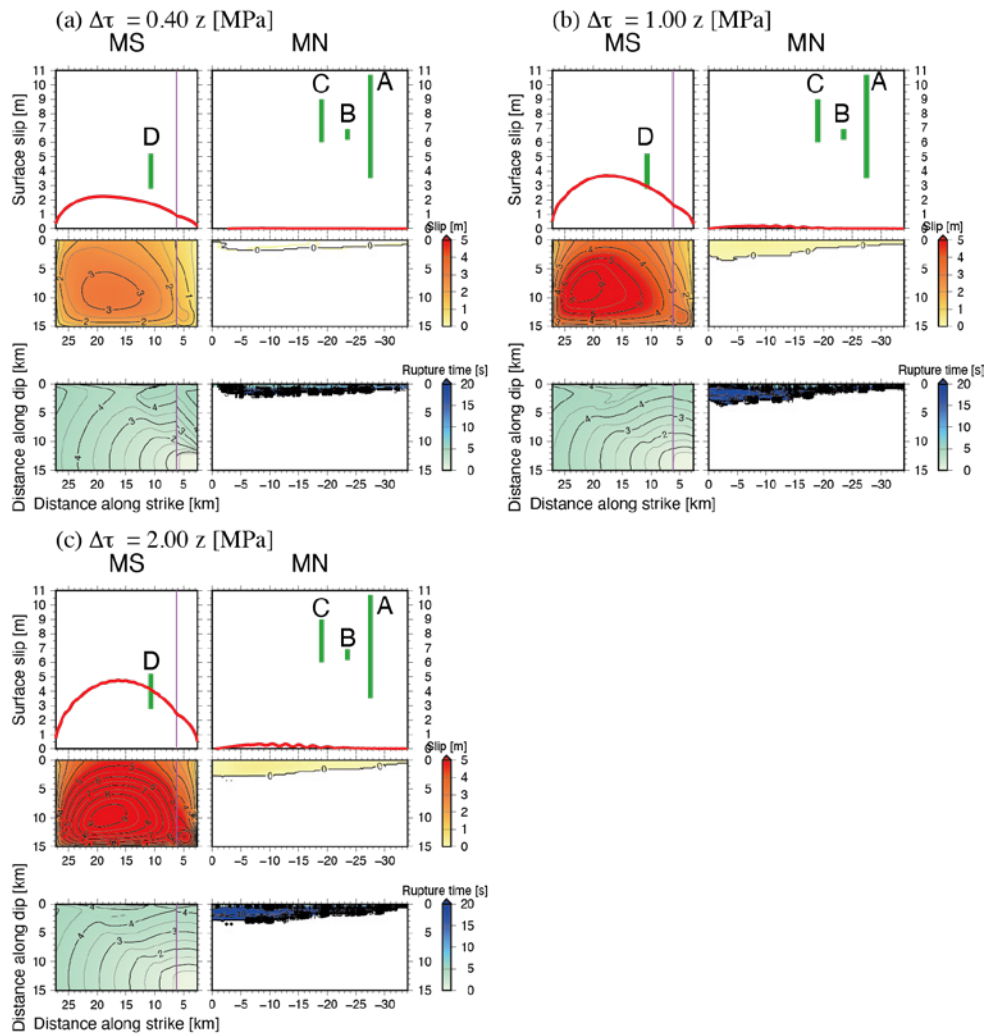
第4図. 中北部北端から破壊が始まる場合の数値計算結果の例. それぞれ, 右側が中北部区間 (MN), 左側が中南部区間 (MS) で, 下段が断層面上の破壊時刻, 中段が断層面上のすべり量, 上段の赤線が地表でのすべりの分布, 緑線が実際の1回の活動によるすべり量の範囲を示す. (a) 応力降下量の比例係数が0.7の場合. (b) 応力降下量の比例係数が1.1の場合. (c) 応力降下量の比例係数が1.4の場合. (d) 応力降下量の比例係数が1.8の場合. (e) 応力降下量の比例係数が1.96の場合. (f) 応力降下量の比例係数が1.97の場合.

Fig. 4. Rupture processes in cases where a rupture initiates at the northern end of the north-central portion. Rupture time (bottom panels), slip (middle panels) distributions on the fault planes, and slip distribution along fault traces on the earth's surface (red lines in top panels). Green lines in the top panels indicate the range of slip due to an actual event. The proportional coefficient of stress drop is (a) 0.7, (b) 1.1, (c) 1.4, (d) 1.8, (e) 1.96, and (f) 1.97, respectively.

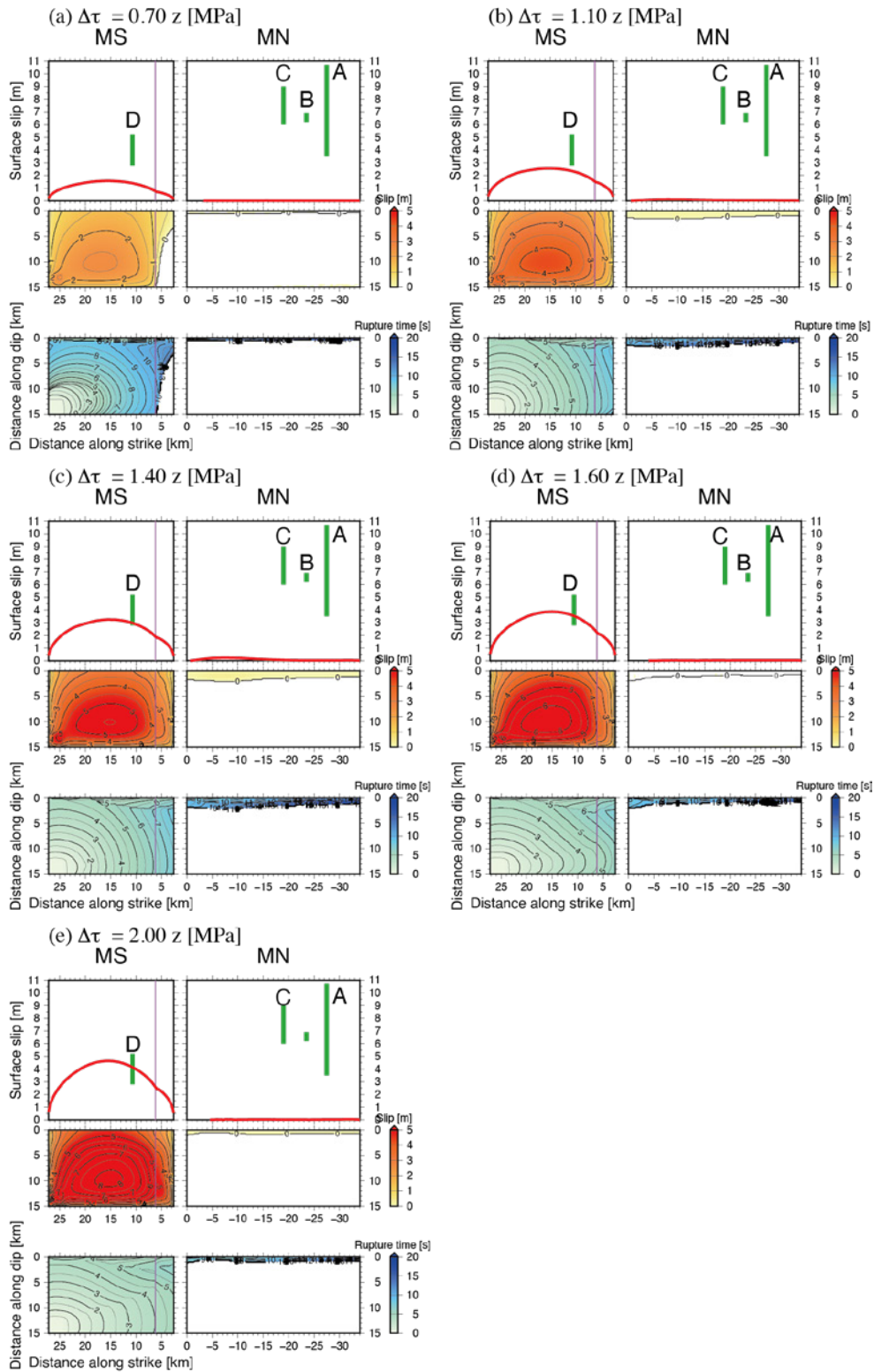


第 5 図. 中北部南端から破壊が始まる場合の数値計算結果の例. 図の詳細は, 図 4 と同じ. (a) 応力降下量の比例係数が 0.7 の場合. (b) 応力降下量の比例係数が 1.3 の場合. (c) 応力降下量の比例係数が 1.7 の場合. (d) 応力降下量の比例係数が 1.8 の場合. (e) 応力降下量の比例係数が 2.0 の場合.

Fig. 5. Rupture processes in cases where a rupture initiates at the southern end of the north-central portion. The details are the same as for Fig. 4. Proportional coefficient of stress drop is (a) 0.7, (b) 1.3, (c) 1.7, (d) 1.8, and (e) 2.0, respectively.



第 6 図. 中南部北端から破壊が始まる場合の数値計算結果の例. 図の詳細は, 図 4 と同じ. (a) 応力降下量の比例係数が 0.4 の場合. (b) 応力降下量の比例係数が 1.0 の場合. (c) 応力降下量の比例係数が 2.0 の場合.
Fig. 6. Rupture processes in cases where a rupture initiates at the northern end of the south-central portion. The details are the same as for Fig. 4. Proportional coefficient of stress drop is (a) 0.4, (b) 1.0, and (c) 2.0, respectively.



第7図. 中南部南端から破壊が始まる場合の数値計算結果の例. 図の詳細は, 図4と同じ. (a) 応力降下量の比例係数が0.7の場合. (b) 応力降下量の比例係数が1.1の場合. (c) 応力降下量の比例係数が1.4の場合. (d) 応力降下量の比例係数が1.6の場合. (e) 応力降下量の比例係数が2.0の場合.

Fig. 7. Rupture processes in cases where a rupture initiates at the southern end of the south-central portion. The details are the same as for Fig. 4. Proportional coefficient of stress drop is (a) 0.7, (b) 1.1, (c) 1.4, (d) 1.6, and (e) 2.0, respectively.