

3. 4. 2 動的断層モデル構築と強震動シミュレーションの実施

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 動的断層モデル構築と強震動シミュレーションの実施

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人産業技術総合研究所	主任研究員	吉見 雅行
独立行政法人産業技術総合研究所	主任研究員	堀川 晴央
独立行政法人産業技術総合研究所	研究員	竿本 英貴
独立行政法人産業技術総合研究所	特別研究員	林田 拓己
独立行政法人産業技術総合研究所	研究員	加瀬 祐子
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	関口 春子
国立大学法人京都大学防災研究所	教授	岩田 知孝
国立大学法人京都大学防災研究所	助教	浅野 公之

(c) 業務の目的

上町断層帯の断層形状、最新の各種探査結果、断層動的破壊計算手法、高度化された大阪堆積盆地 3 次元構造モデルを組み合わせ、上町断層帯の強震動評価を高度化することを業務の目的とする。

(d) 3 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 22 年度：

上町断層帯固有の地震シナリオ作成のために、大阪平野周辺の大阪層群の鍵層分布の収集・デジタイズ、既往震源モデル作成に用いられた断層帯に沿った断層変位分布の資料収集・整理、および、上町断層南部での地中レーダー探査を実施した。

2) 平成 23 年度：

上町断層帯固有の地震シナリオを作成した。既往研究を基にした上町断層帯の断層面 3 次元形状および断層走向方向の平均変位速度分布を用いて応力場のモデルを作成し、動的断層破壊計算により地震シナリオを作成した。さらに、地震シナリオから地震動を計算した。また、平成 22 年度の収集データによる上町断層帯の断層面 3 次元形状の暫定モデルを地震シナリオの作成や地震動計算に導入する準備を行った。

3) 平成 24 年度：

収集データを基にした上町断層帯の断層面 3 次元形状および断層走向方向の平均変位速度分布を用いて新たに動力的破壊計算を行い、物理的に発生しうる地震シナリオを複数作成した。さらに、地震シナリオと地下構造モデルを用いて地震動シミュレーションを行い、広帯域の地震動を評価した。調査観測のまとめを行った。

(2) 平成 22～24 年度の成果

(a) 業務の要約

1) 上町断層帯固有の地震シナリオの作成

本業務で得られたデータに基づく上町断層帯の断層面 3 次元形状および断層走向に沿った平均上下変位速度分布を用いて断層面上の応力場を推定し、動力学的断層破壊計算を行い、動力学的震源モデルを作成した。また、地震調査研究推進本部の震源断層を特定した地震の強震動予測手法（以下、「レシピ」）に従って、特性化震源モデルを設定した。

2) 地震動の評価

上町断層帯について作成した動力学的震源モデルと特性化震源モデルのそれぞれについて、本業務で作成された大阪堆積盆地の 3 次元速度構造モデル（本報告書 3. 4. 1）を用いて、断層帯周辺の地震動を評価した。

(b) 業務の成果

1) 上町断層帯固有の地震シナリオの作成

a) 動力学的震源モデル

本業務では、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、強震動予測のための地震シナリオを作成した。これにより、対象とする断層の個性を反映し、実現性の高い地震シナリオが得られ、地震動予測の精度が向上することが期待できる。

断層面に作用する応力場分布を求める際の基となる考え方は、次の通りである。広域応力場が一定で、断層面形状や周囲の地殻構造も変化しなければ、断層面上には、長期間平均的にはある一定の空間分布を持つ地殻応力が作用すると考えられる。このとき、断層での食い違い量分布も長期間平均には一定で、断層面上の応力場分布を反映したものになると推測される。このようなロジックに基づき、断層の平均変位速度分布（＝食い違い量／堆積後経過時間）を用いて断層の応力場を推定する。

断層面上の応力場設定の具体的な方法としては、以下に述べるように、まず、平均変位速度分布から想定される平均的なすべり分布モデルを作成し、これを応力場パラメータに変換した上で、高周波数域の地震動を生成するために必要な短波長の不均質を付加するという流れで行った。

i) 断層面モデルの設定

断層面形状は、サブテーマ 2 で作成された震源断層モデル（図 1；本報告書 3. 2）を用い、断層帯全体が 1 つの震源断層として活動するとして、震源モデルを作成した。ただし、後述のように、佛念寺山断層区間の活動性を考慮し、佛念寺山断層を含めた全体をモデル化する場合と、佛念寺山断層を除いた区間をモデル化する場合の 2 ケースを検討した。佛念寺山断層以外の区間では、断層面形状は 2 ケース共通である。また、大阪湾南東岸付近の活断層（本報告書 3. 1）については、動力学的震源モデルを作成するために必要な情報が不十分であることから、ここでの動力学的震源モデルには含めていない。

動力的震源モデルでは、常に断層面全体に破壊が広がるとは限らないため、動力的破壊計算の結果として断層面の一部のみが破壊する震源モデルを許容する。

ii) 平均的長波長すべり分布モデルの作成

上町断層帯は、全体が大阪堆積盆地の中にあるため、断層活動が様々な堆積年代の地層のずれとして刻まれている。一回の地震イベントによる変位量の情報は少ないものの、平均変位速度の情報は、ほぼ全域で得ることができる。

平均変位速度分布は、異なる時代の情報による2つの分布モデル（図2）を用い、それぞれについて同じ作業を行って動力的震源モデルを作成した。

1つ目の平均変位速度分布モデルは、大阪盆地堆積層構造モデル（堀川ほか，2003）でモデル化されている鍵層の深度分布データから、上町断層帯沿いの食い違い量分布を作り、堆積後経過時間で割ったものである（図2の青線）。堀川ほか（2003）は、反射法地震探査やボーリング調査などの物理探査結果を集めて作られたものであり、得られた平均変位速度は、物理探査データから直接推定される値と整合的で、これらを空間的になめらかにつないだ形になっている。堀川ほか（2003）でモデル化されている鍵層は、堆積年代の新しい順に、Ma10層上面、Ma3層下面、Ma-1層下面などである。上町断層帯の平均変位速度は、Ma5堆積時前後で変化しているという指摘もあり（藤田・笠間，1982；文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所，2012）、現在の応力場を推定するには、なるべく新しい時代の鍵層を用いた平均変位速度分布を用いるべきであるが、Ma10層は上町断層帯沿いでは削剥などでほとんど存在せず、また、Ma3層も佛念寺山断層区間では存在しない。そこで、佛念寺山断層区間以南ではMa3層を、佛念寺山断層区間ではMa-1を用いて平均変位速度分布を作成した。佛念寺山断層については、サブテーマ1の結論としては活断層から外されているが、将来の活動を完全に否定することは困難という考え方もあるため、こちらの平均変位速度分布モデルには含めることにした。

2つ目の平均変位速度分布モデルは、本業務のサブテーマ1で作成されたもので、断層帯における地表付近の変位・変形量をDEMデータから抽出したものである（図2の赤線；本報告書3.1）。変位基準に用いた地形面および構成層の年代は主に中期～後期更新世（約35万年前以降）であり、1つ目の平均変位速度分布モデルにおいて用いた変位基準の前期更新統（約80～130万年前）よりも新しい。佛念寺山断層区間では、更新世における段丘相当層などの断層変位が知られていないため、この平均変位速度分布モデルの作成対象は、佛念寺山断層より南の断層区間のみとなっている。佛念寺山断層は、「後期更新世の12.5万年前以降の地層が断層による累積的な変形を受けているか否か」という基準にあてはめると、現状のデータからは活断層に該当しない可能性もある。そこで、こちらの平均変位速度分布から作成する震源モデルの震源域は、佛念寺山断層以南とする。2つの平均変位速度分布は、破壊域のみならず、平均変位速度の絶対値も異なっており、堆積年代の推定誤差を考慮しても、新しい地層を用いて推定されたもののほうが優位に大きい。

すべり分布モデルを作成するにあたっては、走向方向のすべり量分布形状は、この平均変位速度分布そのままとする。

傾斜方向のすべり量分布形状は、予備的な動力的破壊の数値実験により作成した。この段階で、新淀川北岸での最新イベントによる地表上下変位量を再現できる広域応力場を

求めた。この地域の広域応力場は、最大水平圧縮応力 (σ_1) が東西方向、最小主圧縮応力 (σ_3) が鉛直方向と推定されている (Townend and Zoback, 2006)。また、野島断層近傍のボアホールでの水圧破碎実験より、最大水平圧縮応力は深さ (z) に比例し、 $\sigma_1 = 34 z$ と表される (Yamashita et al., 2004)。最小主圧縮応力はかぶり圧に等しいと考えれば、 $\sigma_3 = 24.5 z$ であり、応力比が 0.5 である (Yamashita et al., 2004) ことから、中間主圧縮応力 (σ_2) は、 $\sigma_2 = 29.25 z$ と表される。更に、地震発生層下端付近で破壊が自発的に停止するように、11km 以深の摩擦係数を調節した。以上のように求めた広域応力場と摩擦係数の深さ依存性を仮定して動学的破壊過程を計算し、傾斜方向のすべり量分布を得た (図 3)。

こうして得られた走向方向および傾斜方向のすべり量分布形状を合成することで、長波長の不均質をもつすべり量分布を作成した。ただし、この段階では、すべり分布の空間変化の形状はモデル化されているが、絶対値は拘束されていないことに注意されたい。2つの異なる平均変位速度分布モデルから得られるすべり分布モデルを次のように呼ぶことにする。

すべり分布モデル 1 : 古い地層の累積変位に基づく、佛念寺山断層から泉北丘陵西縁断層帯の久米田池断層までを震源域とするモデル

すべり分布モデル 2 : 新しい地層の累積変位量分布に基づく、(狭義の) 上町断層から泉北丘陵西縁断層帯の久米田池断層までを震源域とするモデル

iii) 応力降下量分布モデル

i) の断層面形状モデル上に ii) で作成した長波長平均すべり分布を配して、同じ断層面上の応力変化分布を Okada (1992) により計算し、これを静的応力降下量分布の長波長成分とした (図 4 (a))。しかし、このような長波長成分が卓越したすべり分布、応力降下量分布の震源モデルは、そこから発生する地震波の周波数特性が、自然地震のそれに比べ短周期側で過小になると考えられる。震源の不均質性に関する既存研究では、自然地震の地震動の周波数特性を説明するものとして、すべり分布で波数の 2 乗に逆比例するモデル (k^{-2} モデル) やフラクタル的不均質分布モデルが多数提唱されている (Boatwright, 1982; Frankel, 1991; Herrero and Bernard, 1994; Irikura and Kamae, 1994; Zeng et al., 1994; Hartzell et al., 1999; Hisada, 2001; Mai and Beroza, 2002)。本業務では、加瀬・関口 (2012) にならい、すべり分布の k^{-2} モデルに対応する、応力降下量分布の k^{-1} モデルを採用して不均質を導入した (図 4 (b))。 k^{-1} 分布には次の式を用いた。

$$F = (kx_1/K)^2(kx^2+ky^2)^{1/2}/\{1+(kx^2+ky^2)/K^2\}$$

$$K = [\{1+(kx/ky)^2\}kx_1^2/\{(kx/ky)^2+(kx_1/ky_1)^2\}]^{1/2}$$

ただし、 kx_1 、 ky_1 はそれぞれ、断層面長さ、幅に対応する波数である。上式で生成した k^{-1} 分布は、 x と y 、それぞれの方向で異なるコーナー波数を持ち、それより高波数域での振幅が 2 方向で同じになる。この k^{-1} 分布と長波長応力降下量分布の波数スペクトルを、波長 25~48km に対応する波数で振幅を合わせてマッチングフィルターでハイブリッド合成し、広帯域不均質応力降下量分布モデルを作成した (図 4 (c))。

最後に、広帯域不均質応力降下量モデルの地震によって生じる断層沿いでの地表面の上下変位量を実測値と合わせるため、予備的な動学的破壊計算をおこない、不均質応力降

下量分布全体に乗じる定数を探索する。最新の地震イベント（約 2700 年前以降；本報告書 3. 3. 1）による 1 回あたりの断層沿いの地表上下変位量は、本業務サブテーマ 1 により、新淀川の南、上町台地北部の約 3.5km の範囲で、約 1.3~2.5m と推定されている（本報告書 3. 1）。地表上下変位量がこの範囲に収まるような倍率を探索した結果、すべり分布モデル 1 で約 2.2 倍、すべり分布モデル 2 で約 0.73 倍となった。

iv) 動力学的パラメータ

加瀬ほか（2003）に従い、応力降下量と法線応力変化の不均質（図 5）は水平方向の主応力の不均質によって生じると仮定し、応力降下量の走向方向成分と傾斜方向成分から、最大水平圧縮応力と最小水平圧縮応力の不均質を求めた。このとき、動摩擦係数は断層面で均一とし、最大水平圧縮応力の広域応力場からの変動分が最小になるような値を用いることとした。ここで得られた断層面にはたらく剪断応力（走向方向成分、傾斜方向成分）と法線応力の初期値分布を図 6 に示す。

次に、静摩擦係数は断層面で均一とし、断層面上の法線応力分布に乗じて、断層面上の強度不均質の初期値分布とした（図 7）。ここで、静摩擦応力が剪断応力の絶対値を下回る地点は、剪断応力を支えるだけの強度を持たないと考えられるため、剪断応力の初期値を動摩擦応力と等しいと置き直した。また、地表近くの浅い部分では、凝着力を無視できないと考え、深さ 1.6km（この地域の堆積層深さ最大値に対応）より浅い部分では、線型に凝着力が増加し、地表（深さ 0 km）で 1.0MPa になると仮定した。このような仮定の下で静摩擦係数を変えて動力学的破壊計算をおこない、地表変位量を説明できる値を探索した。

断層面の境界条件として、Coulomb の破壊基準とすべり弱化的摩擦構成則を仮定した。数値計算に用いたパラメータを、表 1 に示す。

v) 動力学的破壊計算による地震シナリオ

動力学的破壊過程の計算には、差分法（Kase, 2010）を用いた。差分法で曲面断層を考慮するのは困難なため、断層面は地表を切る傾斜角 60° の平面として計算するが、3次元断層形状の影響は、不均質応力場モデルを作成する時点で考慮されている。初期クラックは円形とし、中心点から半径 1.5km 以内の静摩擦応力は初期剪断応力の 99%、そこから外側へ向かって線型に静摩擦応力が増加し、半径 2.5km の円周上での静摩擦応力が初期剪断応力の 101%になるように設定した。

すべり分布モデル 1 による地震シナリオ：

はじめに、上町台地北部での最新の地震イベントによる 1 回あたりの地表上下変位量が約 1.3~2.5m の範囲に収まり、かつ、断層帯全体が 1 つの地震として活動するモデルを探索し、静摩擦係数 0.288 を得た（図 7）。この応力場モデルを用いて動力学的破壊過程を計算すると、応力場の不均質を反映して、破壊はなめらかには伝播せず、ところどころで壊れ残りも生じる（図 8）。浅い部分での強度が小さいものの、破壊が浅い部分で先行する様子は、ほとんど見られない。断層面下端では、傾斜方向に 15~16km の範囲（深さ 13~14km に相当）で破壊が自然に停止しており、地震発生層下端付近で地震性の高速すべりが減衰する現象も実現できている。このときの最大すべり速度分布、ライズタイム分布、

断層面上のすべりとすべり速度の時刻歴を、図9に示す。

断層帯南端から23km付近に、強度が比較的大きく、応力降下量が小さい領域が存在し、この領域で破壊が止まりやすい。この領域は、断層帯の走向が変化する位置に対応している。そのため、この領域より北から破壊が始まる場合は、断層帯全体に破壊が広がるものの、この領域の破壊速度はかなり遅い(図8)。一方、この領域より南で破壊が始まる場合は、断層帯全体に破壊が広がることができない(図10)。

断層帯南端から23km付近を越えて破壊が伝播するためには、静摩擦係数がある程度小さい必要がある。一方で、静摩擦係数が小さいと、静摩擦応力が剪断応力の絶対値を下回り、剪断応力の初期値を動摩擦応力と等しいと置き直す領域、すなわち、応力降下量がゼロとなる領域が広くなり、すべり量が小さくなる。特に、断層帯南部の浅い領域では、傾斜角が比較的緩く、法線応力が小さめであるため、静摩擦応力が剪断応力の絶対値を下回りやすい。そのため、上町台地北部での最新の地震イベントによる1回あたりの地表上下変位量が約1.3~2.5mの平均値に合うように調整した長波長のすべり量分布形状に比べると、断層帯北部でのすべり量は大きめになる一方で、南部でのすべり量は小さめになる(図8、10)。

次に、地表でのすべり量が、上町台地北部での最新の地震イベントによる1回あたりの地表上下変位量が約1.3~2.5mの平均値に合うように調整した長波長のすべり量分布と同程度になるモデルを探索した。断層帯北部のすべり量を合わせるためには、静摩擦係数は0.268(図11)となり、断層面のほぼ全体に破壊が広がるものの、南部では、地表まで破壊が到達しない領域が残った(図12)。南部のすべり量を合わせるためには、静摩擦係数は0.326(図13)となり、断層帯全体に破壊が広がることはなかった(図14)。

最後に、断層帯全体に破壊が広がったパラメータ・セットを用いて、異なる乱数を用いて作成された応力降下量モデル(図15、16)から計算した結果を示す。走向が変化する断層帯南端から20~25km付近で破壊が止まりやすい傾向は同じだが、その位置は、応力降下量分布の差を反映して、多少異なる(図17、18)。また、図17では、断層帯南端から15~25km付近の浅い領域で破壊しておらず、これを反映して、地表すべり量の分布も、他の応力降下量モデルによる破壊シナリオとは異なっている。

全体的に、地震モーメントは $7.7 \times 10^{18} \sim 3.9 \times 10^{19}$ [Nm]、 $M_w 6.5 \sim 7.0$ となり、断層長さから入倉・三宅(2001)の経験的關係から推定される規模($M_w 7.1$; 本報告書3.4.2(2)(b)1) b) に比べて、全体的にやや小さい。これは、破壊が断層帯全体に広がりやすく、規模の小さい破壊シナリオが得られていることと、応力降下量分布を作成する際に用いた長波長のすべり量が経験則に基づくものよりも小さく、すべり量が小さいことに起因する。

すべり分布モデル2による地震シナリオ：

すべり分布モデル2を用いて、すべり分布モデル1と同様に動学的パラメータを推定し、応力降下量と法線応力変化の不均質(図19)、断層面にはたらく剪断応力(走向方向成分、傾斜成分)と法線応力の初期値分布(図20)を得た。数値計算に用いたパラメータは、表1に示した通りである。

はじめに、断層帯北部のすべり量が、上町台地北部での最新の地震イベントによる1回あたりの地表上下変位量が約1.3~2.5mの平均値に合うように調整した長波長のすべり

量分布と同程度になるモデルを探索し、静摩擦係数 0.294 を得た (図 21)。この応力場モデルを用いて動学的破壊過程を計算すると、すべり分布モデル 1 を用いた場合と同様に、応力場の不均質を反映して、破壊はなめらかには伝播せず、ところどころで壊れ残りも生じる (図 22)。

すべり分布モデル 1 を用いた場合と同様に、断層帯南端から 23km 付近に、強度が比較的大きく、応力降下量が小さい領域が存在し、この領域で破壊が進みにくくなっている。ただし、すべり分布モデル 1 を用いた場合に比べて、応力降下量が小さい領域が狭いため、すべり分布モデル 1 を用いた場合とは異なり、この領域より南で破壊が始まる場合でも、断層帯全体に破壊が広がることのできる (図 23)。破壊開始点の位置によらず、すべり分布モデル 1 を用いた場合と同様に、長波長のすべり量分布形状に比べると、断層帯北部でのすべり量は大きめになる一方で、南部でのすべり量はかなり小さい (図 22、23)。

次に、断層帯南部のすべり量が、上町台地北部での最新の地震イベントによる 1 回あたりの地表上下変位量が約 1.3~2.5m の平均値に合うように調整した長波長のすべり量分布と同程度になるモデルを探索し、静摩擦係数 0.334 を得た (図 24)。破壊開始点の位置によらず、破壊は断層帯全体に広がり、断層帯北部のすべり量は非常に大きくなる (図 25、26)。

全体的に、地震モーメントは $3.6 \times 10^{19} \sim 6.4 \times 10^{19}$ [Nm]、 $M_w 7.0 \sim 7.1$ となり、すべり分布モデル 1 を用いた場合に比べて、断層長が短いにも関わらず、規模は大きめとなった。これは、断層帯中央部に存在する応力降下量の小さい領域が狭く、平均的な応力降下量が大きめになることと、摩擦係数や破壊開始点の位置によらず、断層帯全体が破壊し、規模の小さい地震を得られていないことに起因する。

動学的破壊シナリオの現状と課題：

前述のように、異なる 2 つのすべり分布モデルを用いて、動学的破壊シナリオの作成をおこなった。すべり分布モデル 1 を用いた場合は、破壊が断層帯全体に広がりにくい、すべり分布モデル 2 を用いた場合は、断層帯全体が破壊しやすい。一方、どちらのすべり分布モデルを用いた場合も、地震シナリオによる断層沿いの上下変位分布と仮定した平均変位速度分布の形状は整合せず、断層帯南部で地震シナリオによる上下変位が小さい。

すべり分布モデル 1 を用いた場合に、破壊が断層帯全体に広がらない理由は、応力降下量分布の絶対値を拘束する際に用いた地震 1 回分の上下変位量が小さく、断層帯全体を破壊するエネルギーを有する応力降下量分布にならなかったためと考えられる。現在は、最新イベント時に断層帯全体が破壊したとして、すべり分布モデルを作っているが、最新イベント時に、断層帯全体が破壊したのか、断層帯の一部のみが破壊したのかは不明である。最新イベント時には、断層帯北部を中心とした断層帯の一部が破壊したのであれば、図 12 のように、断層帯北部を中心とした破壊シナリオであったとも考えられる。必ずしも 1 回の地震で、平均変位速度分布を再現する必要はなく、複数回の地震の累積として、変位量分布を説明できればよい。例えば、断層帯北部を中心とした地震 (図 12) と断層帯南部のみを破壊する地震 (図 14) の繰り返しで、全体の平均変位速度分布を作っているとも考えられる。

すべり分布モデル 2 を用いた場合は、破壊が断層帯全体に広がりやすい。これは、断層

帯の長さが、すべり分布モデル1に比べて短く、また、応力降下量分布の絶対値を拘束する上下変位量が得られている地点が断層帯の端に近いと、応力降下量が比較的大きく求められるためである。この場合には、最新イベント時には断層帯全体が破壊したとも推測される。

一方、動力的破壊シナリオの作成手法にも、まだ課題が残っている可能性も考えられる。特に、断層帯南部のすべりが小さい原因として、断層帯南部の浅い領域では、傾斜角が比較的緩く、法線応力が小さめであるため、静摩擦応力が剪断応力の絶対値を下回る領域が広く分布し、このような領域では、剪断応力を支えるだけの強度を持たないと考えて、剪断応力の初期値を動摩擦応力と等しいと置き直していることがあげられる。このような領域でも、ある程度の摩擦応力を保持しており、その結果、ある程度の応力降下量を持つと考えれば、断層帯南部のすべりが大きくなると考えられる。

また、平均変位速度分布をすべりの走向方向の分布にする際に、断層面の傾斜角を考慮しなかったことも影響している可能性がある。ただし、今回は、断層面モデルにおける浅部の傾斜角のローカルな変化の信頼性に疑問があったため、これを考慮しなかった。この点については、今後の調査結果が待たれる。

表1 数値計算に用いたパラメータ

最大主応力	34 z [MPa] (zは深さ[km])
中間主応力	29.25 z [MPa]
最小主応力	24.5 z [MPa]
静摩擦係数	すべり分布モデル1 : 0.268, 0.288, 0.326 すべり分布モデル2 : 0.294, 0.334
動摩擦係数	すべり分布モデル1 : 0.191 すべり分布モデル2 : 0.183
臨界変位量	0.2 [m]
P波速度	5.4 [km/s]
S波速度	3.1 [km/s]
密度	2.5 [g/cm ³]
空間グリッド間隔 (断層面内)	0.1 [km]
空間グリッド間隔 (断層面外)	0.1 [km]
時間グリッド間隔	0.01 [s]

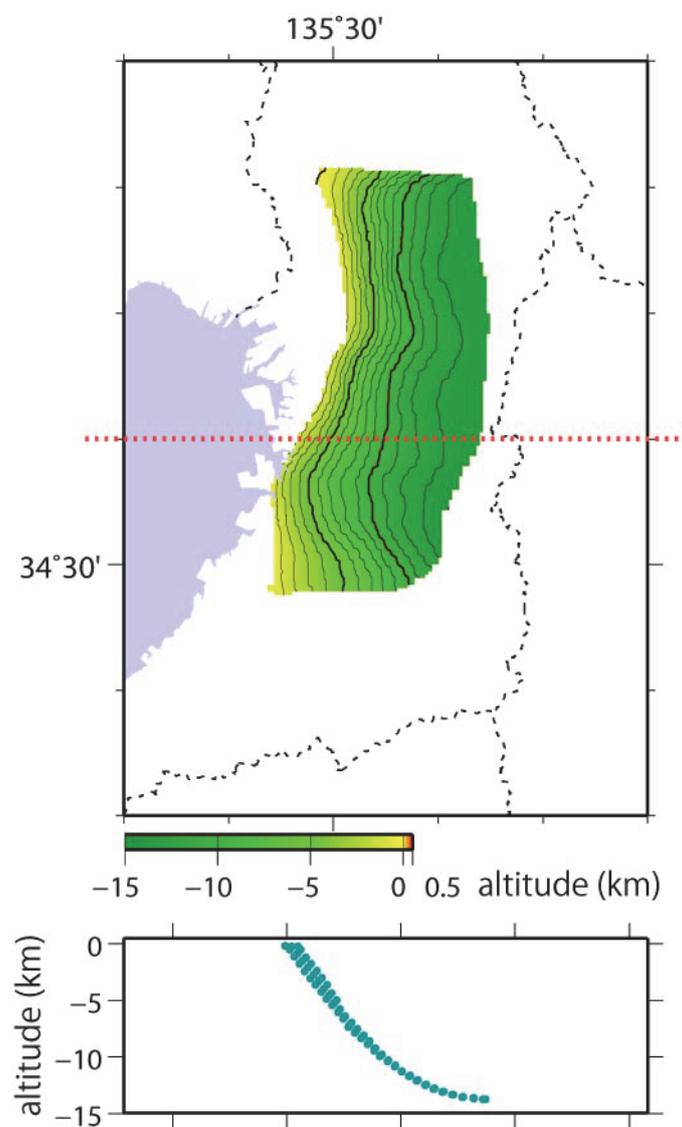


図1 サブテーマ2で作成された断層面形状モデル（本報告書3.2）。上段は、断層面の深度分布。下段は、赤点線の位置での深さ断面図。

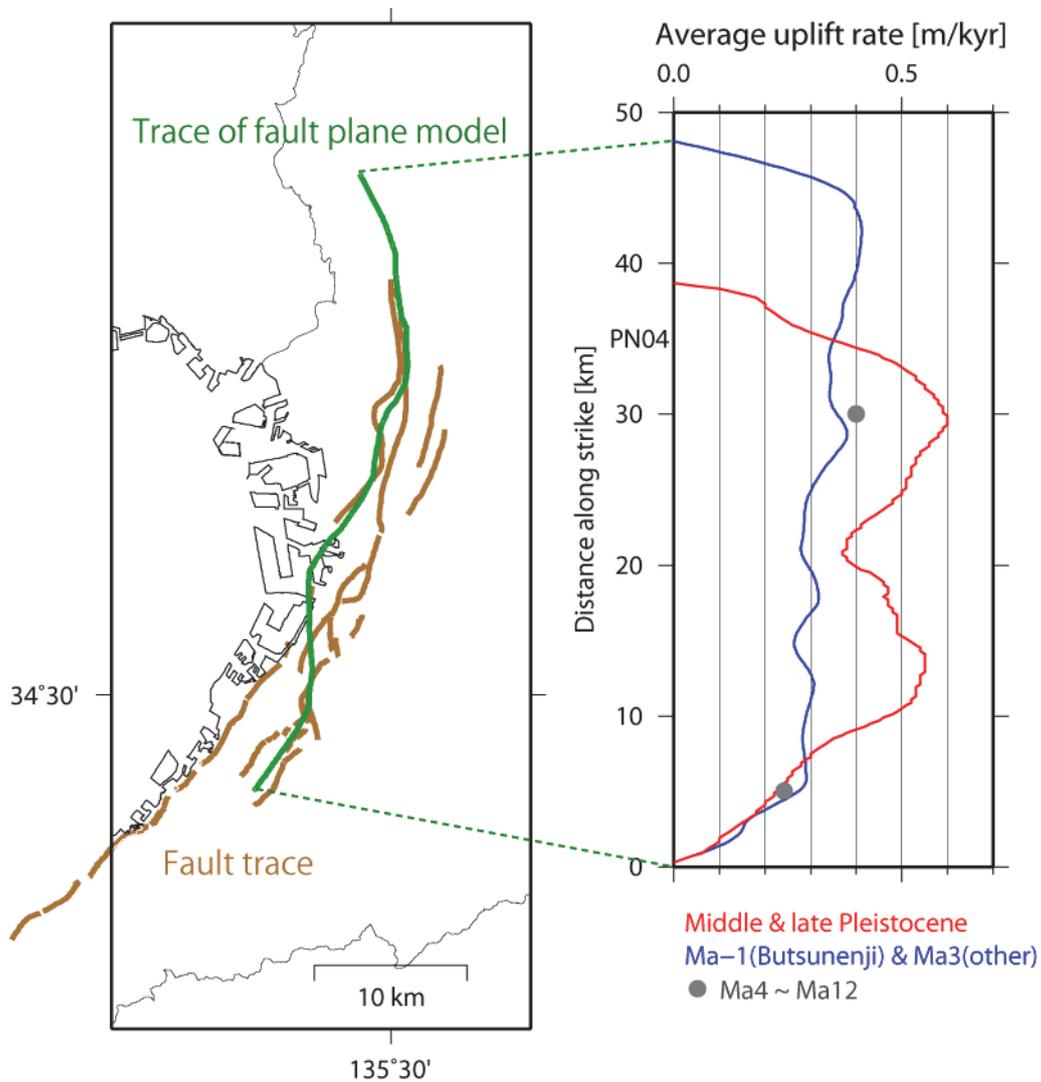


図2 平均変位速度分布モデル。右図中、青線は、大阪盆地堆積層構造モデル（堀川ほか，2003）でモデル化されている Ma3 および Ma-1 層準の深度から求めたもの。赤線は、本業務のサブテーマ1で、主に中期～後期更新世地表面の変位・変形量から求めたもの（本報告書3. 1）。灰色の丸は、本業務サブテーマ3. 2で、ボーリングや反射法探査で得られた Ma4～Ma12 層より求められたもの（本報告書3. 3. 2）。左図中、茶線は、本業務サブテーマ1で決められた断層帯の地表トレース（本報告書3. 1）。緑線は、本業務サブテーマ2で作成された断層面形状（本報告書3. 2）の上端位置。

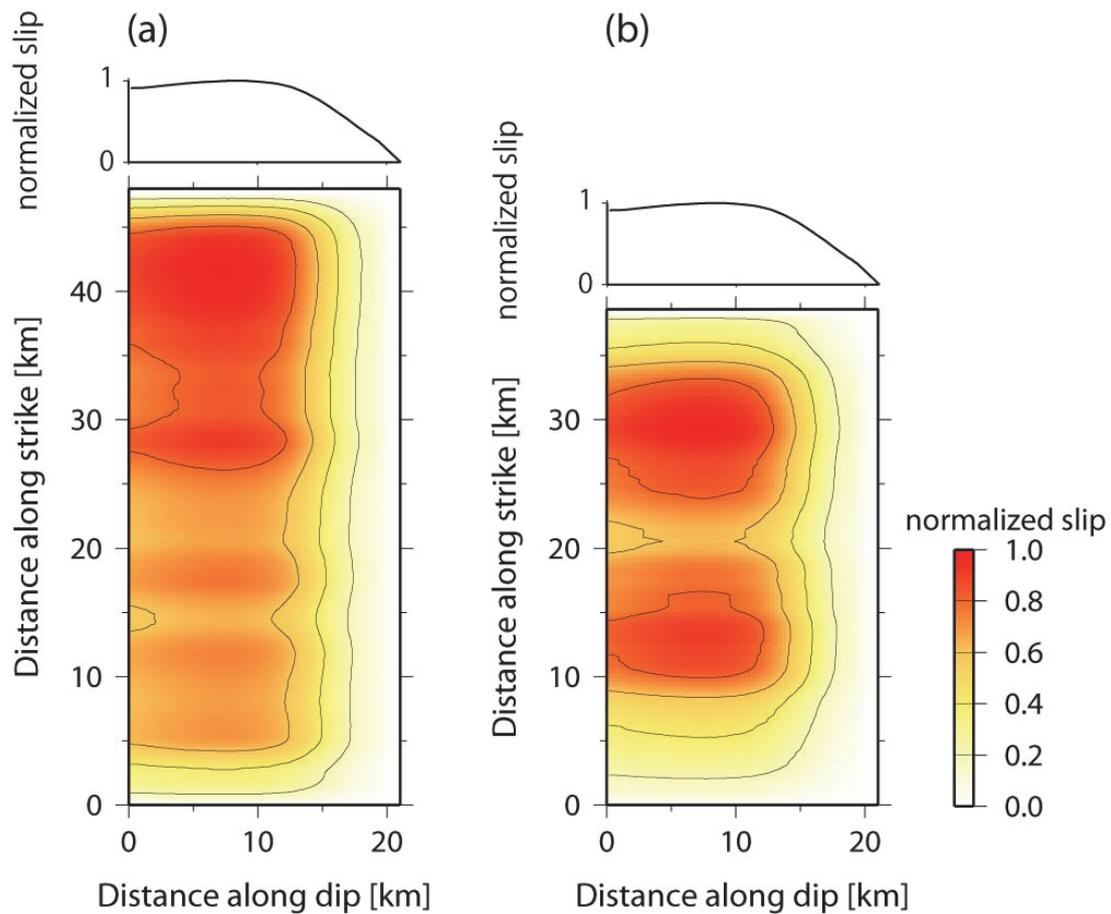


図3 長波長すべり分布モデル。(a) 大阪盆地堆積層構造モデル(堀川ほか, 2003)の鍵層深度分布から作成した平均変位速度分布に基づくすべり分布モデル(すべり分布モデル1)。(b) 断層帯における地表変形量分布から作成された平均変位速度分布(すべり分布モデル2; 本報告書3.1)に基づくすべり分布モデル。いずれも、最大値で正規化して示している。

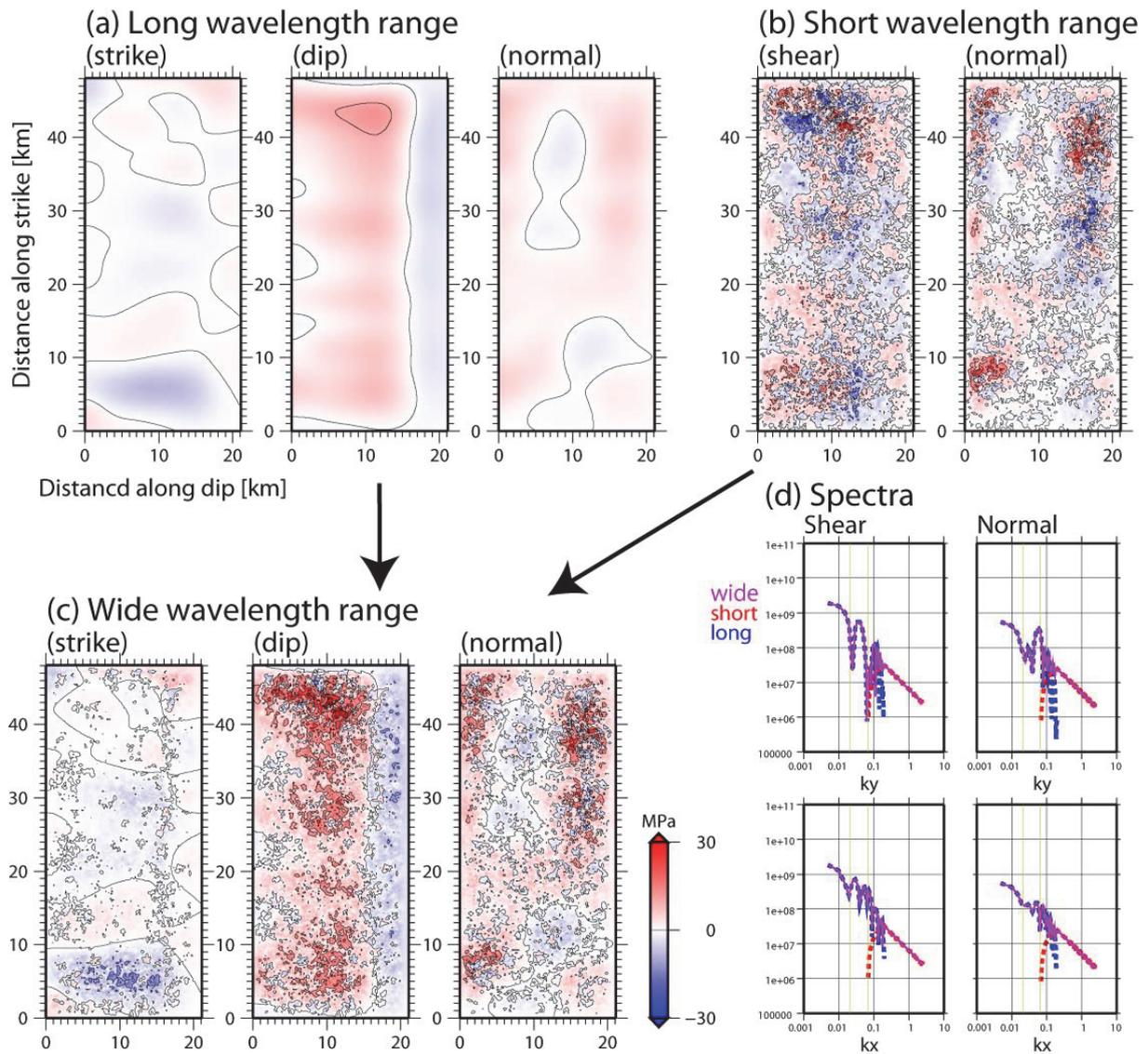


図4 広帯域不均質応力降下量分布の作成手順。(a) 応力降下量分布モデルの長波長成分、(b) 応力降下量モデルの短波長成分、(c) 長波長、短波長成分を足し合わせて得られた広帯域の不均質性を持つ応力降下量分布モデル、(d) 長波長成分、短波長成分、ハイブリッドした広帯域の応力降下量分布モデルのスペクトル。

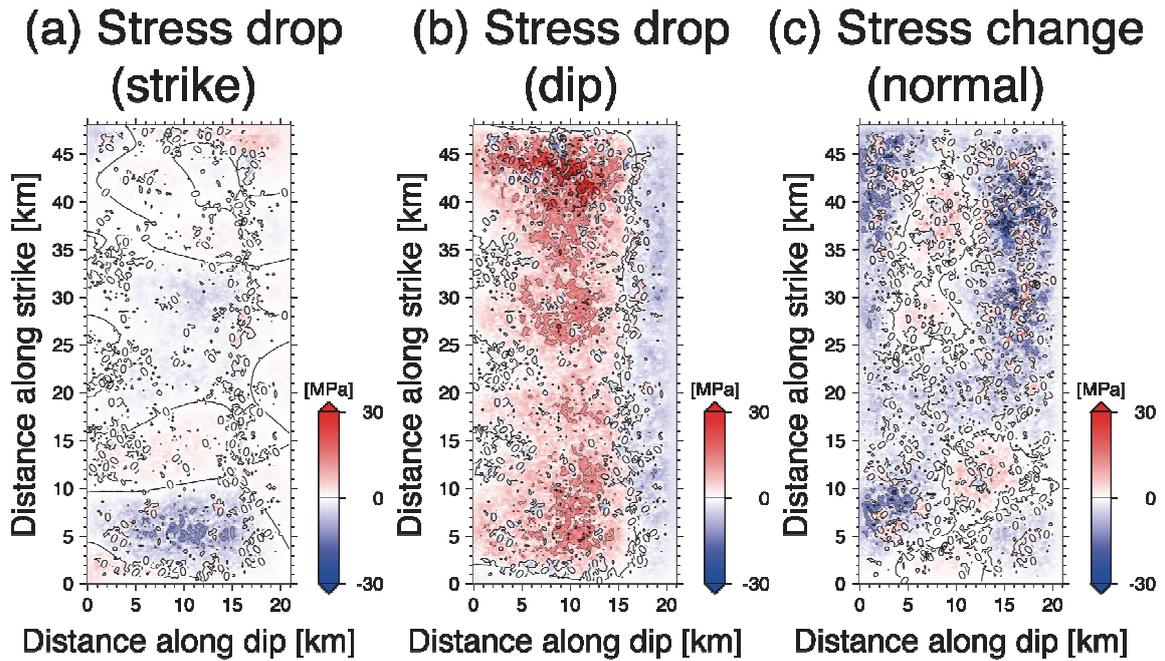


図5 すべり分布モデル1から得られる応力降下量と法線応力変化の分布。コンター間隔は10MPa。(a) 応力降下量の走向方向成分。正の値は、左横ずれを起こす向きを示す。(b) 応力降下量の傾斜方向成分。正の値は、逆断層すべりを起こす向きを示す。(c) 法線応力変化。正の値は法線応力が増えることを示す。

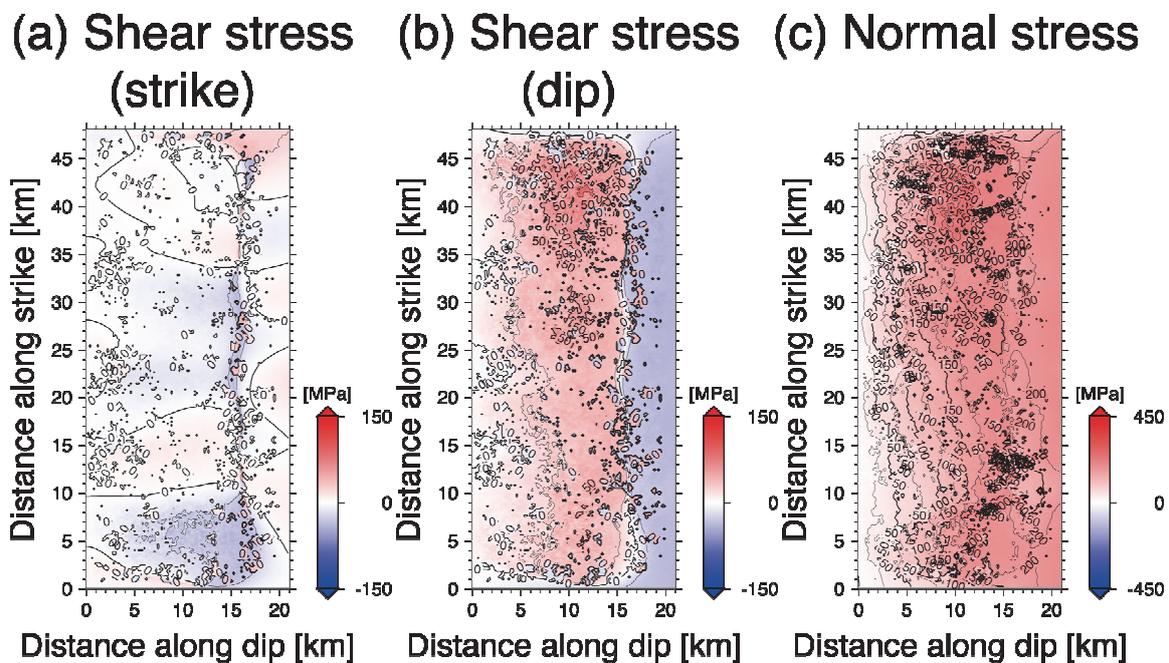


図6 すべり分布モデル1から得られる断層面にはたらく剪断応力と法線応力の初期値分布。コンター間隔は50MPa。(a) 剪断応力の走向方向成分。正の値は、左横ずれを起こす向きを示す。(b) 剪断応力の傾斜方向成分。正の値は、逆断層すべりを起こす向きを示す。(c) 法線応力。正の値は圧縮を示す。

(a) Strength excess (b) Stress drop

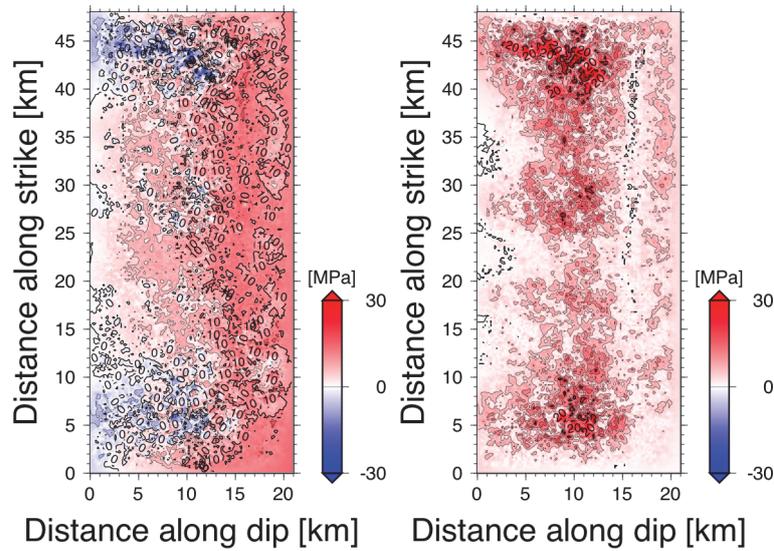
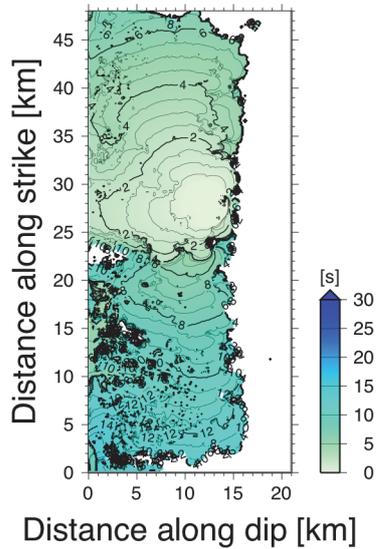


図7 静摩擦係数が0.288のときのすべり分布モデル1から得られる断層面上の強度 (a) と応力降下量絶対値 (b) の初期値分布。コンター間隔は10MPa。強度分布における負の値は、初期状態で剪断応力が静摩擦応力を越えていることを示す。動学的破壊計算においては、強度が負の領域ではすでに破壊が終了していると考え、剪断応力の初期値を動摩擦応力に置き換える。

(a) Rupture time



(b) Final slip

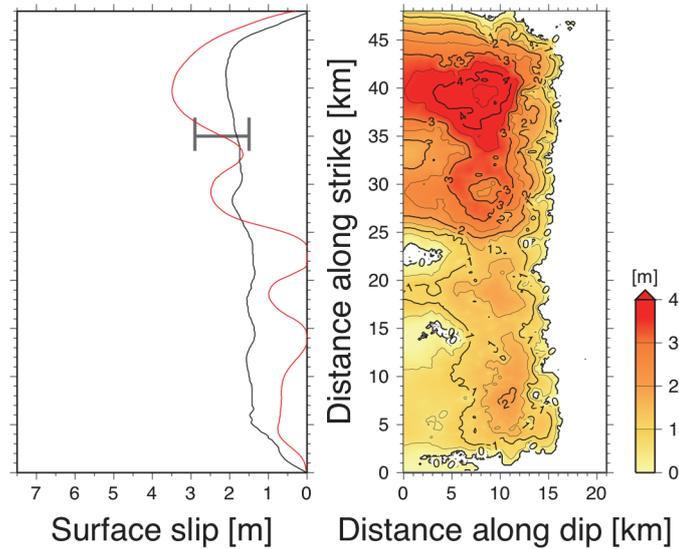


図8 図7に示した応力場モデルを用いて計算された動学的破壊過程。初期クラックの中心位置を断層南端から28km、断層上端（地表）から12km（深さ10.4kmに相当）としたときの結果。地震モーメントは $3.9 \times 10^{19} \text{Nm}$ 、 $M_w 7.0$ 。(a) 破壊時刻。コンター間隔は0.5秒。(b) 最終すべり量。コンター間隔は0.5m。地表でのすべり量の図で、黒線は応力場モデルを作成する際に用いた長波長のすべり量分布、赤線は計算結果、灰色のエラーバーは応力降下量の絶対値を拘束するために用いた最新イベントの1回あたりの地表上下変位量を断層傾斜方向のすべり量に変換したもの。長波長のすべり量分布は、上町台地北部での最新の地震イベントによる1回あたりの地表上下変位量が約1.3~2.5mの平均値に合うように調整してある。

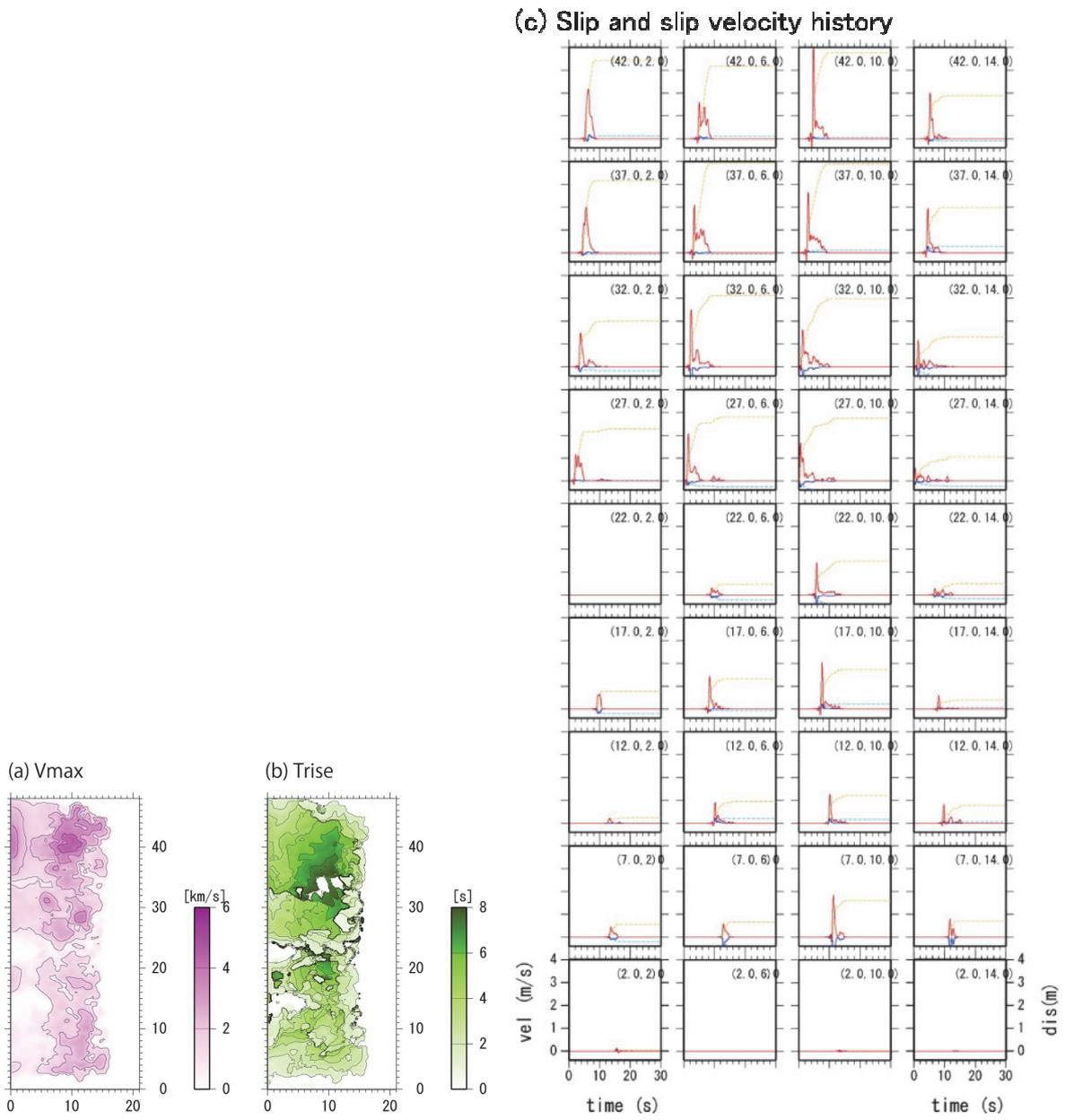
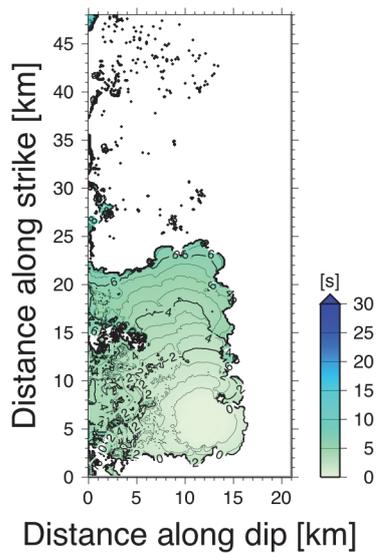


図9 図8に示した地震シナリオの (a) 最大すべり速度分布、(b) ライズタイム分布、(c) 断層面上のすべりとすべり速度の時刻歴。

(a) Rupture time



(b) Final slip

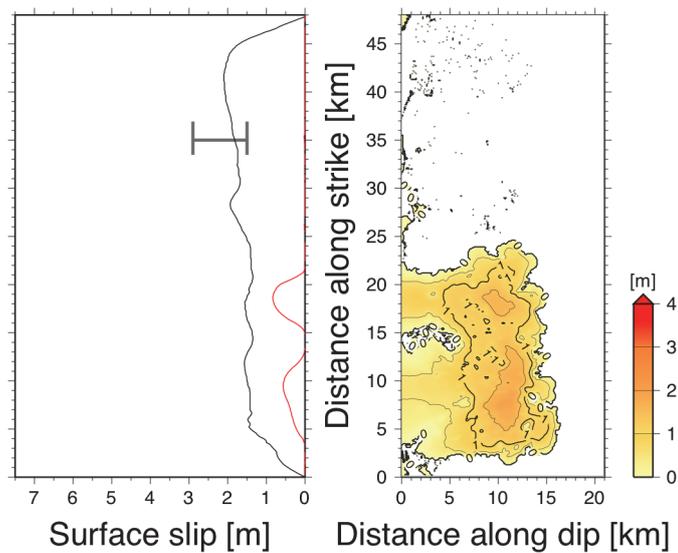


図 10 図 7 に示した応力場モデルを用いて計算された動学的破壊過程。初期クラックの中心位置を断層南端から 6 km、断層上端（地表）から 12km（深さ 10.4km に相当）としたときの結果。地震モーメントは 7.7×10^{18} Nm、Mw6.5。図の詳細は、図 8 と同じ。

(a) Strength excess (b) Stress drop

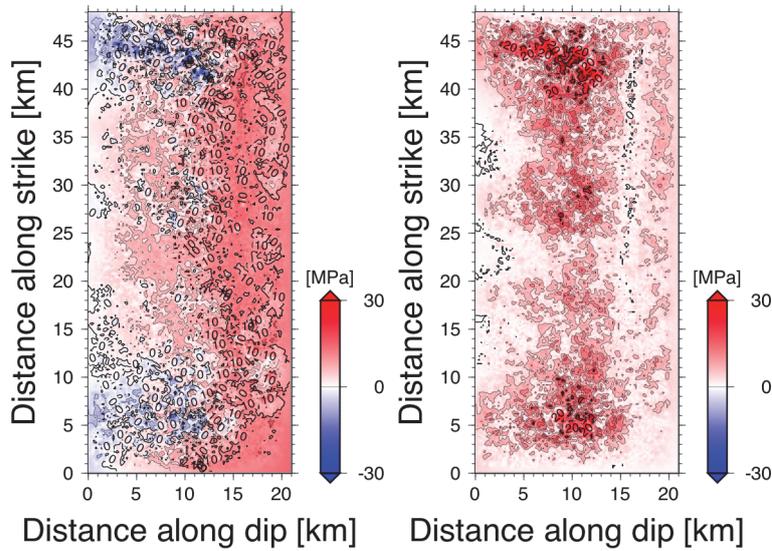
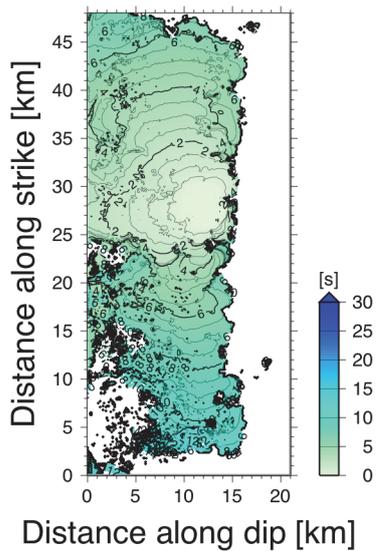


図 11 静摩擦係数が 0.268 のときのすべり分布モデル 1 から得られる断層面上の強度 (a) と応力降下量絶対値 (b) の初期値分布。コンター間隔は 10MPa。強度分布における負の値は、初期状態で剪断応力が静摩擦応力を越えていることを示す。動学的破壊計算においては、強度が負の領域ではすでに破壊が終了していると考え、剪断応力の初期値を動摩擦応力に置き換える。

(a) Rupture time



(b) Final slip

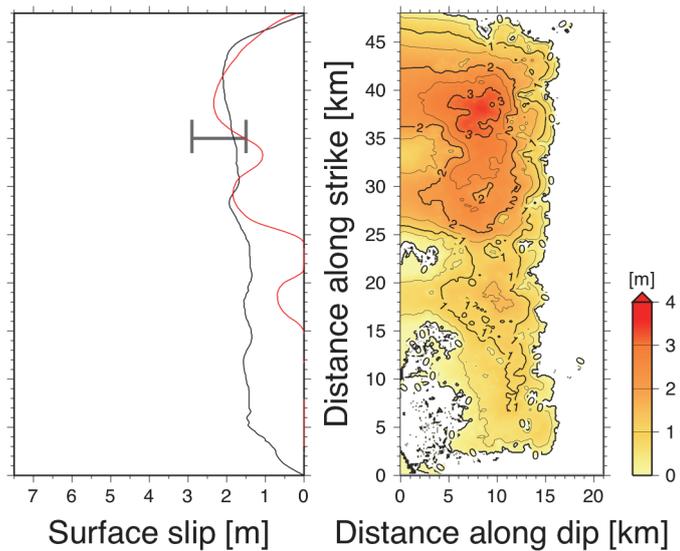


図 12 図 11 に示した応力場モデルを用いて計算された動学的破壊過程。初期クラックの中心位置を断層南端から 28km、断層上端（地表）から 12km（深さ 10.4km に相当）としたときの結果。地震モーメントは 2.6×10^{19} Nm、Mw6.9。図の詳細は、図 8 と同じ。

(a) Strength excess (b) Stress drop

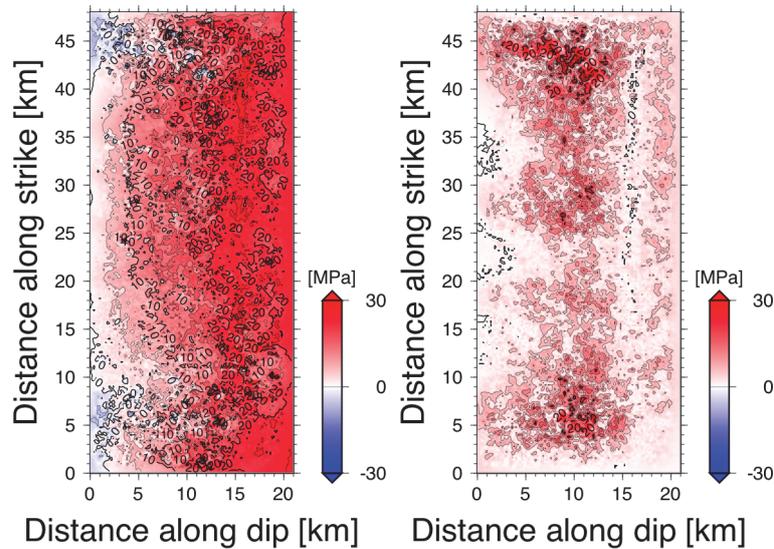
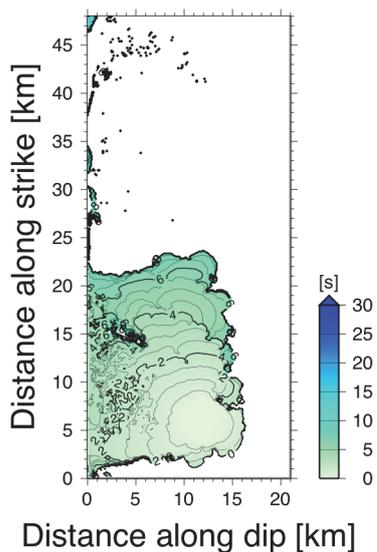


図 13 静摩擦係数が 0.326 のときのすべり分布モデル 1 から得られる断層面上の強度 (a) と応力降下量絶対値 (b) の初期値分布。コンター間隔は 10MPa。強度分布における負の値は、初期状態で剪断応力が静摩擦応力を越えていることを示す。動学的破壊計算においては、強度が負の領域ではすでに破壊が終了していると考え、剪断応力の初期値を動摩擦応力に置き換える。

(a) Rupture time



(b) Final slip

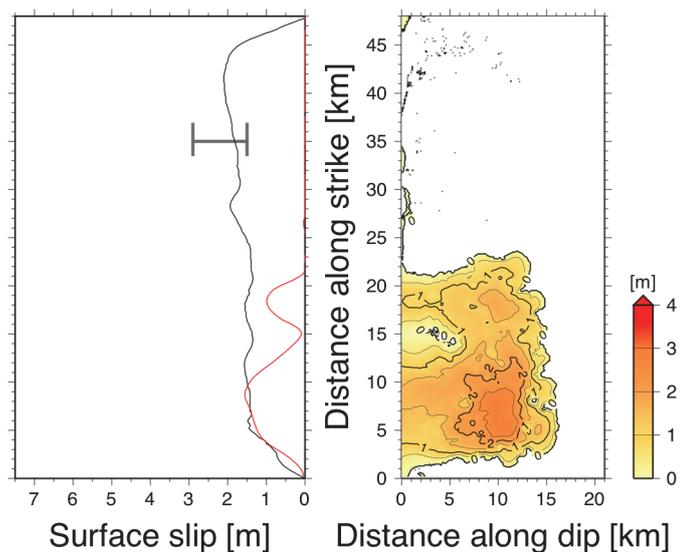


図 14 図 13 に示した応力場モデルを用いて計算された動学的破壊過程。初期クラックの中心位置を断層南端から 6 km、断層上端（地表）から 12km（深さ 10.4km に相当）としたときの結果。地震モーメントは $1.2 \times 10^{19} \text{Nm}$ 、Mw6.7。図の詳細は、図 8 と同じ。

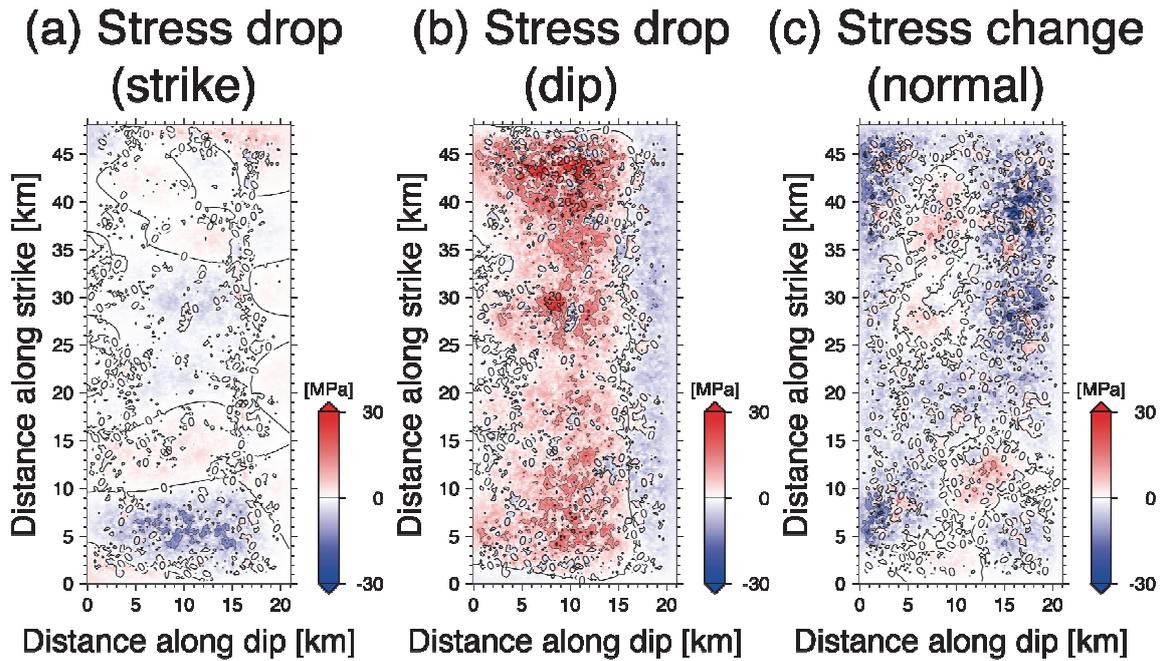


図 15 図 5 とは異なる乱数で生成したすべり分布モデル 1 から得られる応力降下量と法線応力変化の分布。コンター間隔は 10MPa。 (a) 応力降下量の走向方向成分。正の値は、左横ずれを起こす向きを示す。 (b) 応力降下量の傾斜方向成分。正の値は、逆断層すべりを起こす向きを示す。 (c) 法線応力変化。正の値は法線応力が増えることを示す。

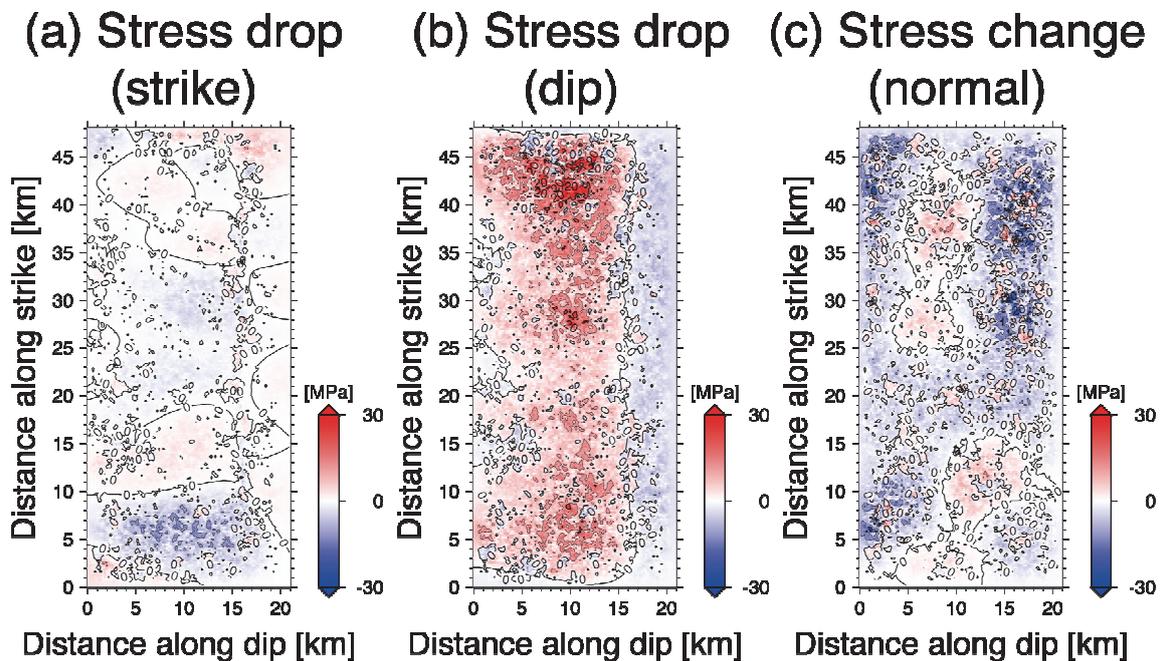
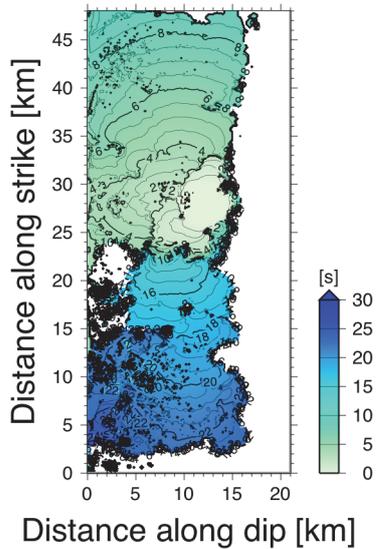


図 16 図 5 とは異なる乱数で生成したすべり分布モデル 1 から得られる応力降下量と法線応力変化の分布。コンター間隔は 10MPa。 (a) 応力降下量の走向方向成分。正の値は、左横ずれを起こす向きを示す。 (b) 応力降下量の傾斜方向成分。正の値は、逆断層すべりを起こす向きを示す。 (c) 法線応力変化。正の値は法線応力が増えることを示す。

(a) Rupture time



(b) Final slip

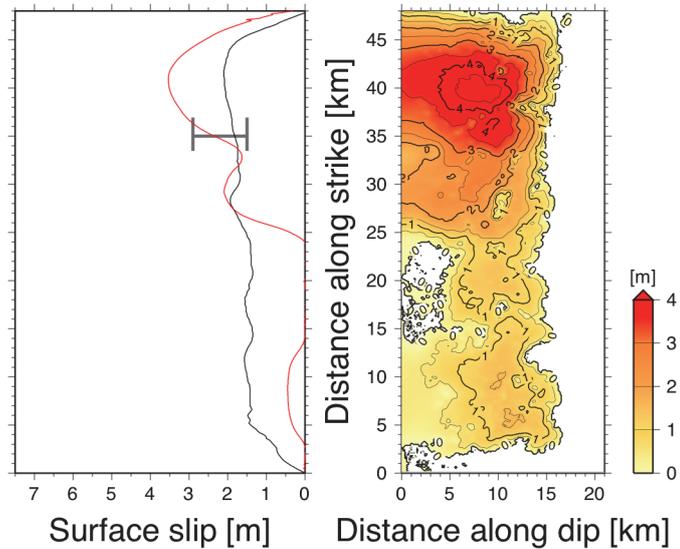
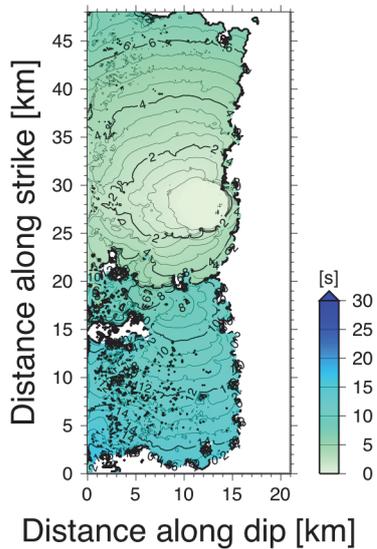


図 17 図 15 に示した応力降下量モデルを用いて計算された動学的破壊過程。初期クラックの中心位置を断層南端から 28km、断層上端（地表）から 12km（深さ 10.4km に相当）としたときの結果。地震モーメントは 3.5×10^{19} Nm、Mw7.0。図の詳細は、図 8 と同じ。

(a) Rupture time



(b) Final slip

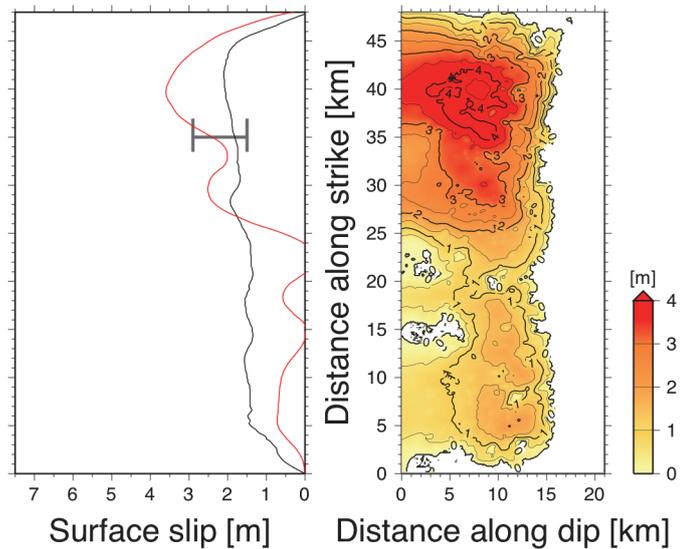


図 18 図 16 に示した応力降下量モデルを用いて計算された動学的破壊過程。初期クラックの中心位置を断層南端から 28km、断層上端（地表）から 12km（深さ 10.4km に相当）としたときの結果。地震モーメントは 3.9×10^{19} Nm、Mw7.0。図の詳細は、図 8 と同じ。

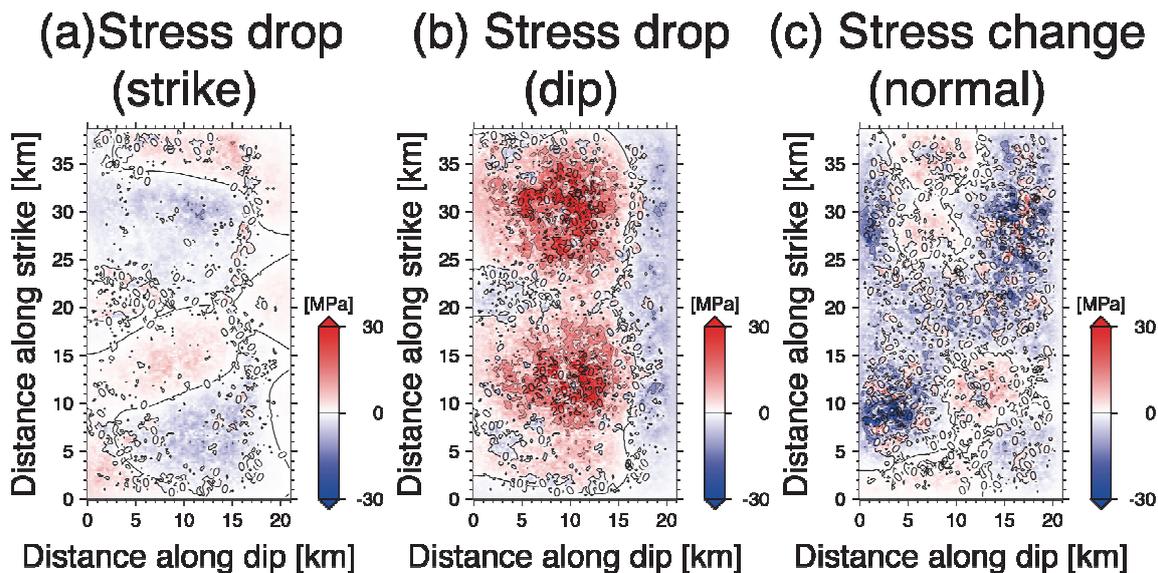


図 19 すべり分布モデル 2 から得られる応力降下量と法線応力変化の分布。コンター間隔は 10MPa。(a) 応力降下量の走向方向成分。正の値は、左横ずれを起こす向きを示す。(b) 応力降下量の傾斜方向成分。正の値は、逆断層すべりを起こす向きを示す。(c) 法線応力変化。正の値は法線応力が増えることを示す。

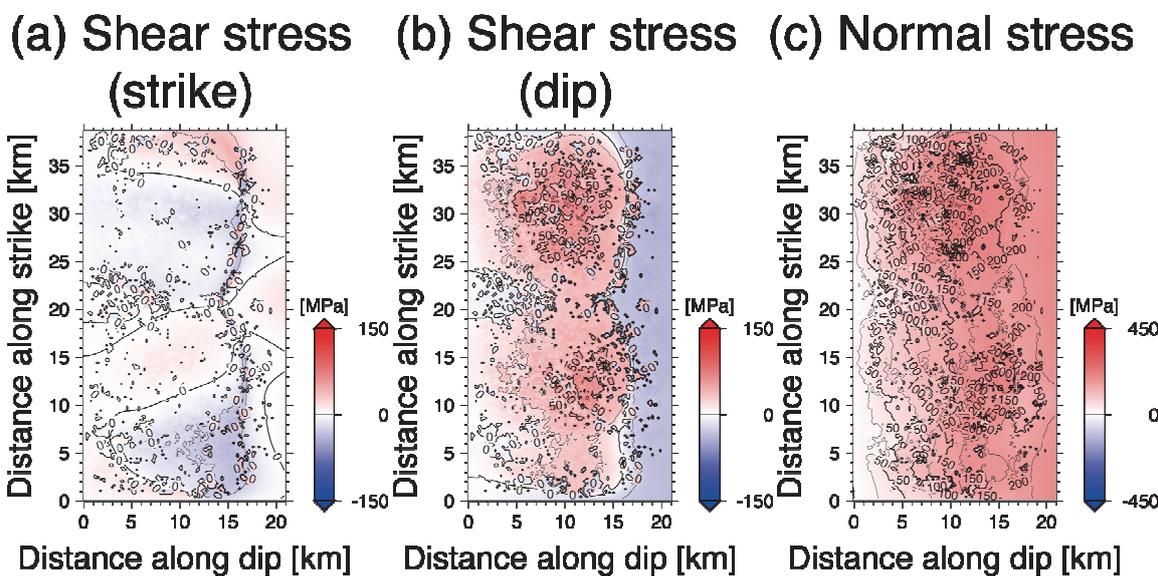


図 20 すべり分布モデル 2 から得られる断層面にはたらく剪断応力と法線応力の初期値分布。コンター間隔は 50MPa。(a) 剪断応力の走向方向成分。正の値は、左横ずれを起こす向きを示す。(b) 剪断応力の傾斜方向成分。正の値は、逆断層すべりを起こす向きを示す。(c) 法線応力。正の値は圧縮を示す。

(a) Strength excess (b) Stress drop

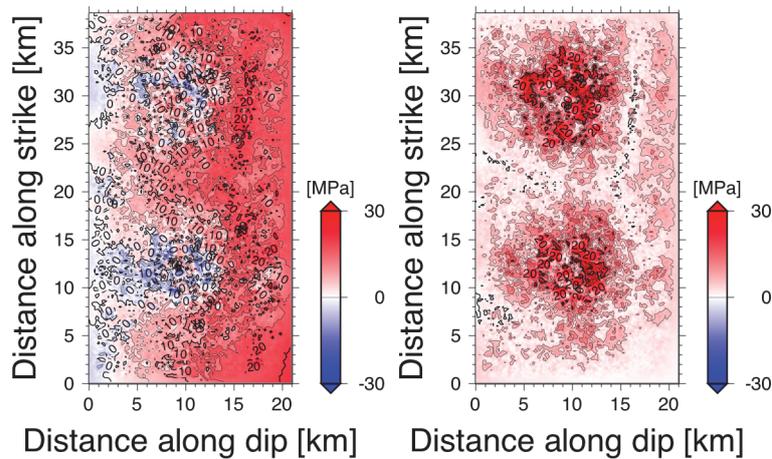


図 21 静摩擦係数が 0.294 のときのすべり分布モデル 2 から得られる断層面上の強度 (a) と応力降下量絶対値 (b) の初期値分布。コンター間隔は 10MPa。強度分布における負の値は、初期状態で剪断応力が静摩擦応力を越えていることを示す。動学的破壊計算においては、強度が負の領域ではすでに破壊が終了していると考え、剪断応力の初期値を動摩擦応力に置き換える。

(a) Rupture time

(b) Final slip

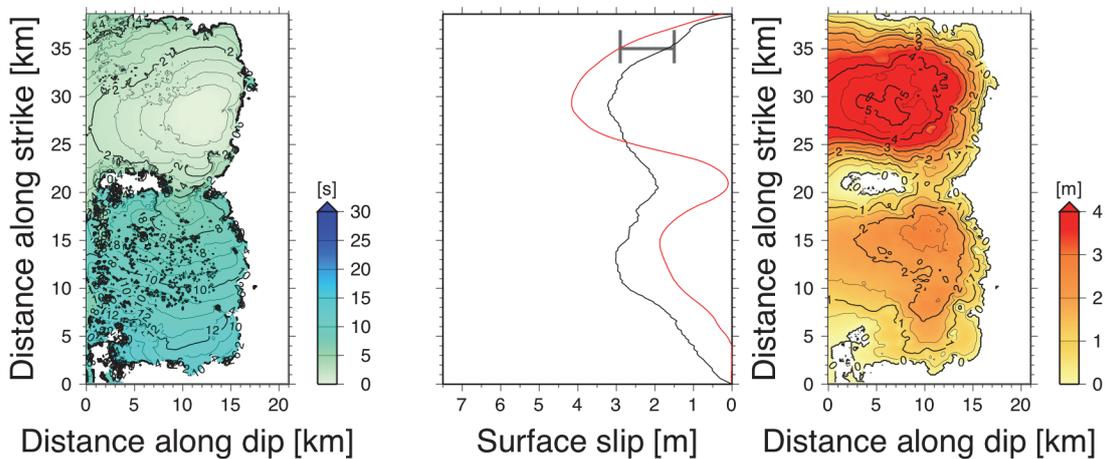


図 22 図 21 に示した応力場モデルを用いて計算された動学的破壊過程。初期クラックの中心位置を断層南端から 28km、断層上端（地表）から 12km（深さ 10.4km に相当）としたときの結果。地震モーメントは $3.6 \times 10^{19} \text{Nm}$ 、Mw7.0。図の詳細は、図 8 と同じ。

(a) Rupture time

(b) Final slip

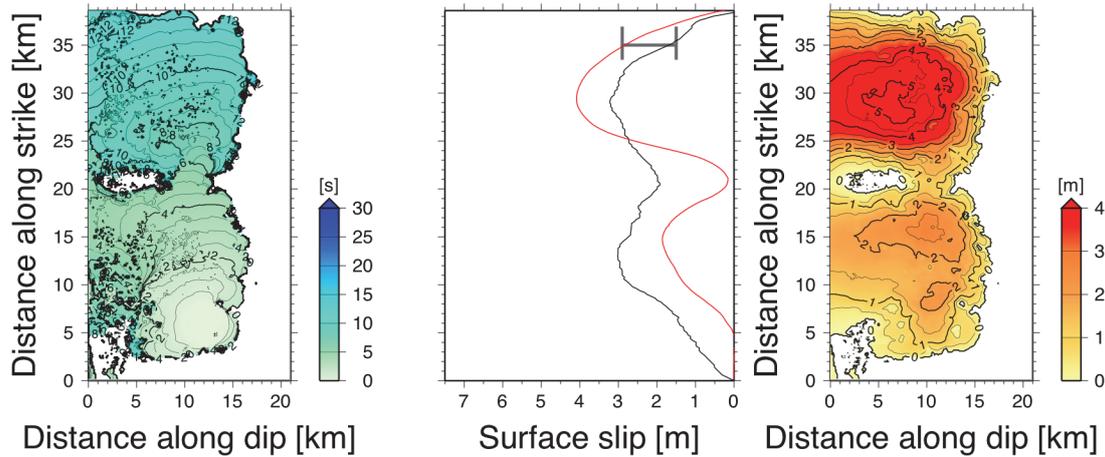


図 23 図 21 に示した応力場モデルを用いて計算された動学的破壊過程。初期クラックの中心位置を断層南端から 6 km、断層上端（地表）から 12km（深さ 10.4km に相当）としたときの結果。地震モーメントは 3.6×10^{19} Nm、Mw7.0。図の詳細は、図 8 と同じ。

(a) Strength excess (b) Stress drop

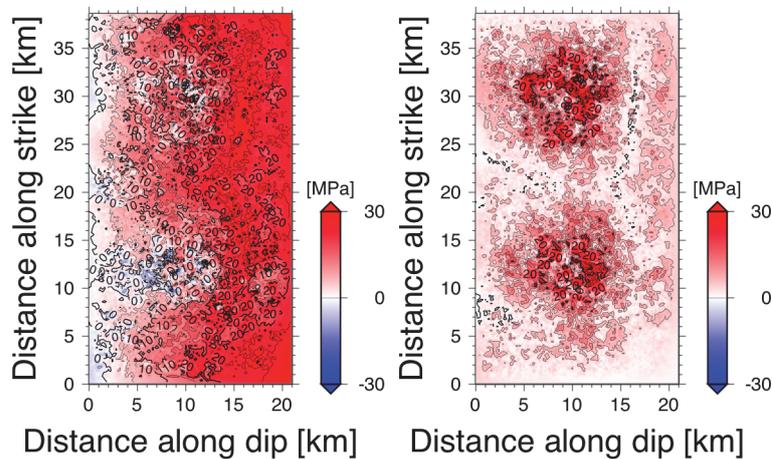
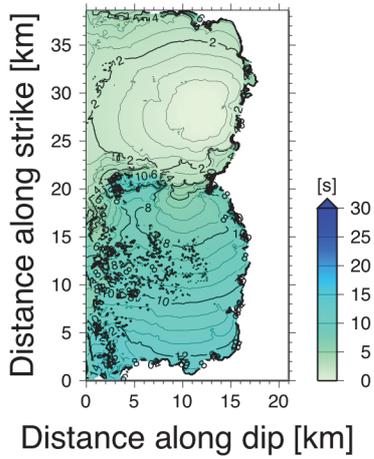


図 24 静摩擦係数が 0.334 のときのすべり分布モデル 2 から得られる断層面上の強度 (a) と応力降下量絶対値 (b) の初期値分布。コンター間隔は 10MPa。強度分布における負の値は、初期状態で剪断応力が静摩擦応力を越えていることを示す。動学的破壊計算においては、強度が負の領域ではすでに破壊が終了していると考え、剪断応力の初期値を動摩擦応力に置き換える。

(a) Rupture time



(b) Final slip

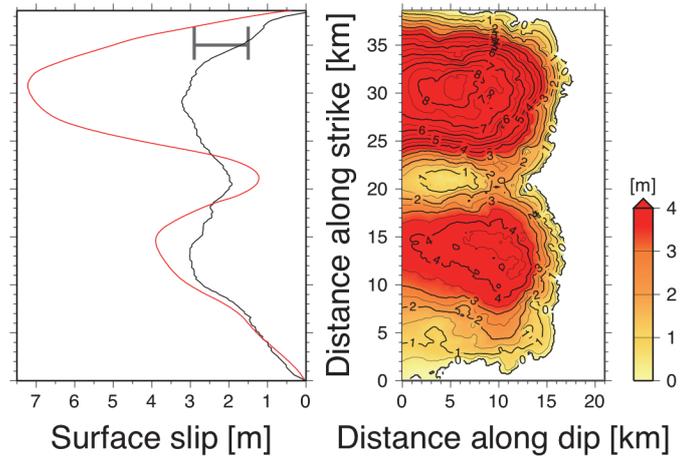
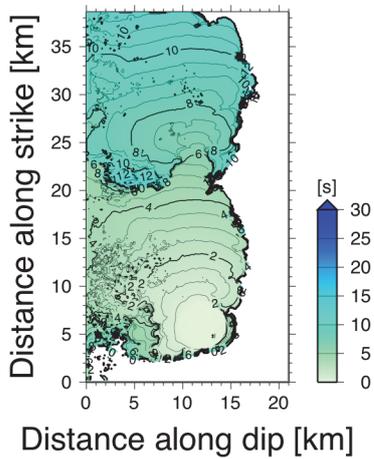


図 25 図 24 に示した応力場モデルを用いて計算された動力的破壊過程。初期クラックの中心位置を断層南端から 28km、断層上端（地表）から 12km（深さ 10.4km に相当）としたときの結果。地震モーメントは 6.4×10^{19} Nm、Mw7.1。図の詳細は、図 8 と同じ。

(a) Rupture time



(b) Final slip

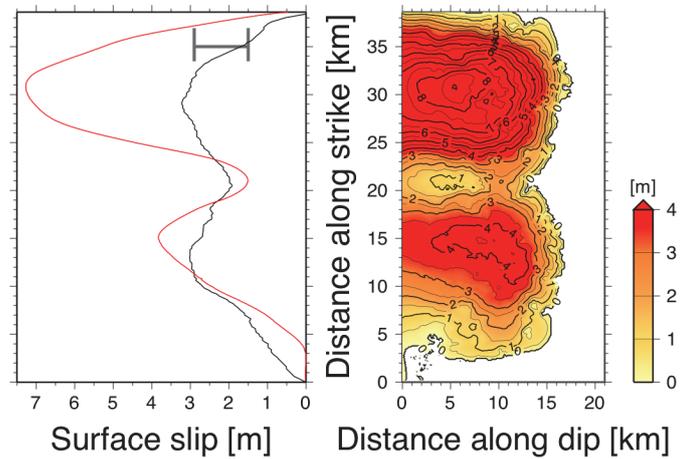


図 26 図 24 に示した応力場モデルを用いて計算された動力的破壊過程。初期クラックの中心位置を断層南端から 6 km、断層上端（地表）から 12km（深さ 10.4km に相当）としたときの結果。地震モーメントは 6.2×10^{19} Nm、Mw7.1。図の詳細は、図 8 と同じ。

b) 特性化震源モデル

ここでは、上町断層帯の全体が活動するとして、地震調査研究推進本部の「レシピ」に従って、特性化震源モデルを設定した。表 2 に震源断層パラメータを、図 27、28 に平均すべり量、実効応力、破壊時刻の分布を示す。

i) 巨視的震源特性

サブテーマ 2 によって作成された震源断層モデルをもとに、他の断層パラメータを「レシピ」に従って設定した。

震源断層モデルの位置および形状：

震源断層モデルの位置および形状は、動力学モデルと同様に、サブテーマ 2 で作成された震源断層モデル（図 1）を採用した。

震源断層モデルの面積 S ：

震源断層モデルより、震源断層モデルの面積 S は 960km^2 となる。

地震モーメント M_0 ：

入倉・三宅（2001）に基づき、地震モーメント M_0 (Nm) と断層面積 S (km^2) との経験的關係

$$M_0 = \left(\frac{S}{4.24 \times 10^{-11}} \right)^2 \times 10^{-7}$$

より、地震モーメント M_0 は $5.13 \times 10^{19}\text{Nm}$ 、モーメントマグニチュード M_w は 7.1 とした。

平均すべり量 D ：

震源断層全体の平均すべり量 D と地震モーメント M_0 の関係 $M_0 = \mu DS$ から求めた。ここで、剛性率 μ は $\mu = \rho\beta^2$ 、 ρ は密度、 β は震源における S 波速度より、 $3.24 \times 10^{10}\text{N/m}^2$ と仮定した。これより断層全体の平均すべり量 D は 1.65m となる。

震源断層全体の平均静的応力降下量 $\Delta\sigma$ ：

震源断層全体の平均静的応力降下量 $\Delta\sigma$ は Eshelby（1957）により

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{R^3}$$

で与えられる。ここで、 R (km) は断層面積 S (km^2) に対する等価半径である。これより平均静的応力降下量 $\Delta\sigma$ は 4.2MPa となる。

ii) 微視的震源特性

アスペリティの個数及び位置：

「レシピ」では、アスペリティの個数は、過去の内陸地震の震源インバージョン結果を整理した Somerville et al.（1999）に基づき、1 セグメント当たり 1 個か 2 個に設定するとされている。今回のモデル化では、アスペリティの個数を 2 個とした。

アスペリティの位置は、地表の平均変位速度分布を参考にして設定した。

短周期レベル A :

壇・他 (2001) による地震モーメント M_0 (Nm) と短周期レベル A (Nm/s²) との経験的關係

$$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$$

から、短周期レベル A は 1.97×10^{19} Nm/s² となる。

アスペリティの総面積 S_a :

震源断層とアスペリティの形状は面積が等価な円形 ($S_a = \pi r^2$) と仮定し、アスペリティ総面積の等価半径 r は短周期レベル A を用いて、

$$r = \frac{7\pi}{4} \cdot \left(\frac{M_0}{AR} \right) \cdot \beta^2$$

で与えられる。ここで、 R は断層面積 S に対する等価半径、 β は震源における S 波速度である。これより、アスペリティ総面積 S_a は 303.3 km² と得られる。各アスペリティへの面積の配分は、入倉・三宅 (2001) に基づき、2つのアスペリティの面積比を 16:6 とした。

アスペリティの平均すべり量 D_a および背景領域の平均すべり量 D_b :

アスペリティ全体の平均すべり量 D_a は、Somerville et al. (1999) を基に震源断層全体の平均すべり量の 2 倍とした。背景領域の平均すべり量 D_b は全体の地震モーメント M_0 からアスペリティの地震モーメント $M_{0a} = \mu D_a S_a$ を除いた背景領域のモーメント $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ と背景領域の面積 $S_b = S - S_a$ から、 $D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$ により与えられる。この結果、アスペリティの平均すべり量 D_a は 3.30 m、背景領域の平均すべり量 D_b は 0.89 m となる。

個々のアスペリティの平均すべり量 D_{ai} は、個々のアスペリティを便宜的に円形破壊面と仮定した場合に、個々のアスペリティの面積 S_{ai} (i 番目のアスペリティの面積) から算出される等価半径 r_i (i 番目のアスペリティの等価半径) との比が全てのアスペリティで等しい ($D_{ai}/r_i = \text{一定}$) と経験的に仮定し、次式により算出した。

$$D_{ai} = \left(\frac{\gamma_i}{\sum \gamma_i^3} \right) \cdot D_a$$

ここで、 γ_i は r_i/r である。

アスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ 、実効応力 σ_a および背景領域の実効応力 σ_b :

アスペリティの静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は Madariaga (1979) により

$$\Delta\sigma_a = \frac{S}{S_a} \cdot \Delta\sigma$$

で与えられる。各アスペリティの静的応力降下量はアスペリティ全体の静的応力降下量に一致し、全て等しいと仮定した。アスペリティの実効応力 σ_a は、経験的に静的応力降下量 $\Delta\sigma_a$ と等しいと仮定した。

背景領域の実効応力 σ_b は、壇・他 (2002) より、

$$\sigma_b = \frac{D_b}{W_b} \cdot \left(\frac{\sqrt{\pi}}{D_a} \right) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$$

の関係により与えられる。ここで、 W_b は背景領域が矩形とした場合の幅である。

この結果、アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ および実効応力 σ_a は 13.3MPa、背景領域の実効応力 σ_b は 2.6MPa となる。

f_{\max} :

f_{\max} については、これを推定するための情報がないため、「レシピ」に従い、6 Hz に設定した。

すべり速度時間関数 :

中村・宮武 (2000) の近似式を用いた。

iii) その他の震源特性

破壊開始点の位置 :

動力学モデルと同様の位置に設定した。

破壊伝播様式 :

破壊は、経験的に破壊開始点から同心円状に進行するものとした。

破壊伝播速度 V_r :

破壊伝播速度 V_r は、震源の S 波速度との経験的關係 $V_r = 0.72\beta$ (Geller, 1976) から、2.5km/s とした。

表2 「レシピ」に準拠する特性化震源モデルのパラメータ

断層長さ L [km]	48	
断層幅 W [km]	20	
断層面積 S [km ²]	960	
地震モーメント M_0 [Nm]	5.13E+19	
モーメントマグニチュード M_w	7.1	
走向 θ [°]	震源断層モデルに従う	
傾斜角 δ [°]	震源断層モデルに従う	
すべり角 λ [°]	90	
静的応力降下量 $\Delta\sigma$ [MPa]	4.2	
平均すべり量 D [m]	1.65	
剛性率 μ [N/m ²]	3.24E+10	
密度 ρ [kg/m ³]	2700	
S波速度 β [km/s]	3.46	
破壊伝播速度 V_r [km/s]	2.5	
短周期レベル A [Nm/s ²]	1.97E+19	
全アスペリティ	面積 S_a [km ²]	303.3
	地震モーメント M_{0a} [Nm]	3.24E+19
	平均すべり量 D_a [m]	3.30
	実効応力 σ_a [MPa]	13.3
第1アスペリティ	面積 S_{a1} [km ²]	220.6
	地震モーメント M_{0a1} [Nm]	2.63E+19
	平均すべり量 D_{a1} [m]	3.69
	実効応力 σ_{a1} [MPa]	13.3
第2アスペリティ	面積 S_{a2} [km ²]	82.7
	地震モーメント M_{0a2} [Nm]	6.05E+18
	平均すべり量 D_{a2} [m]	2.26
	実効応力 σ_{a2} [MPa]	13.3
背景領域	面積 S_b [km ²]	656.7
	地震モーメント M_{0b} [Nm]	1.89E+19
	平均すべり量 D_b [m]	0.89
	実効応力 σ_b [MPa]	2.6

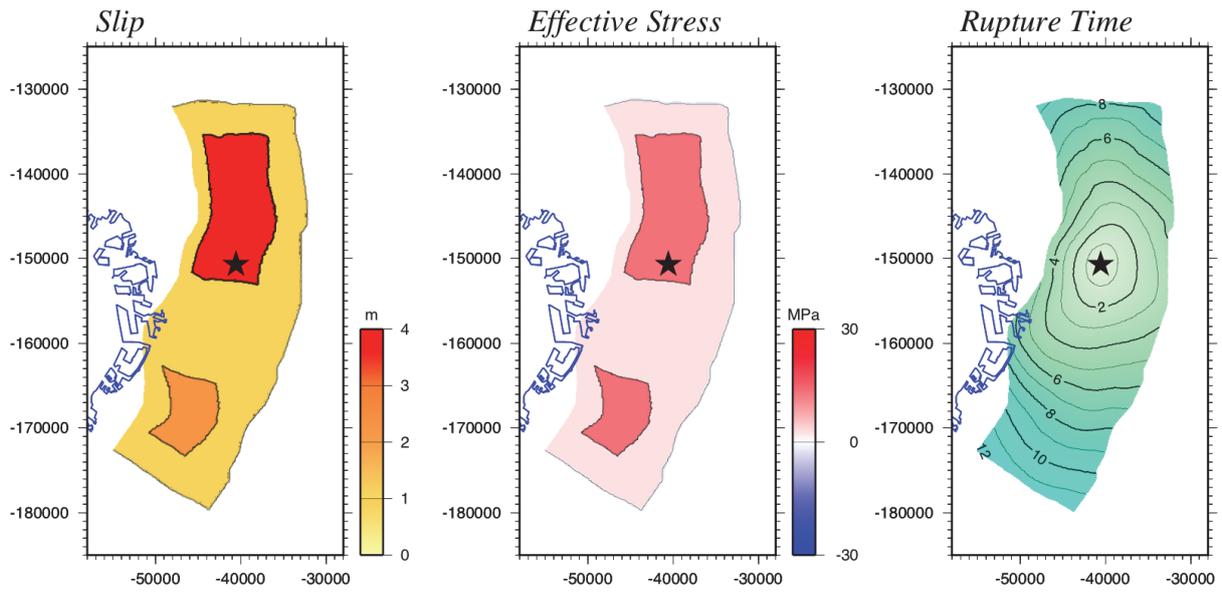


図 27 特性化震源モデルの平均すべり量、実効応力、破壊時刻の分布。断層南端から 28km、断層上端から 12km（深さ 10.4km 相当）に破壊開始点を置いた場合。

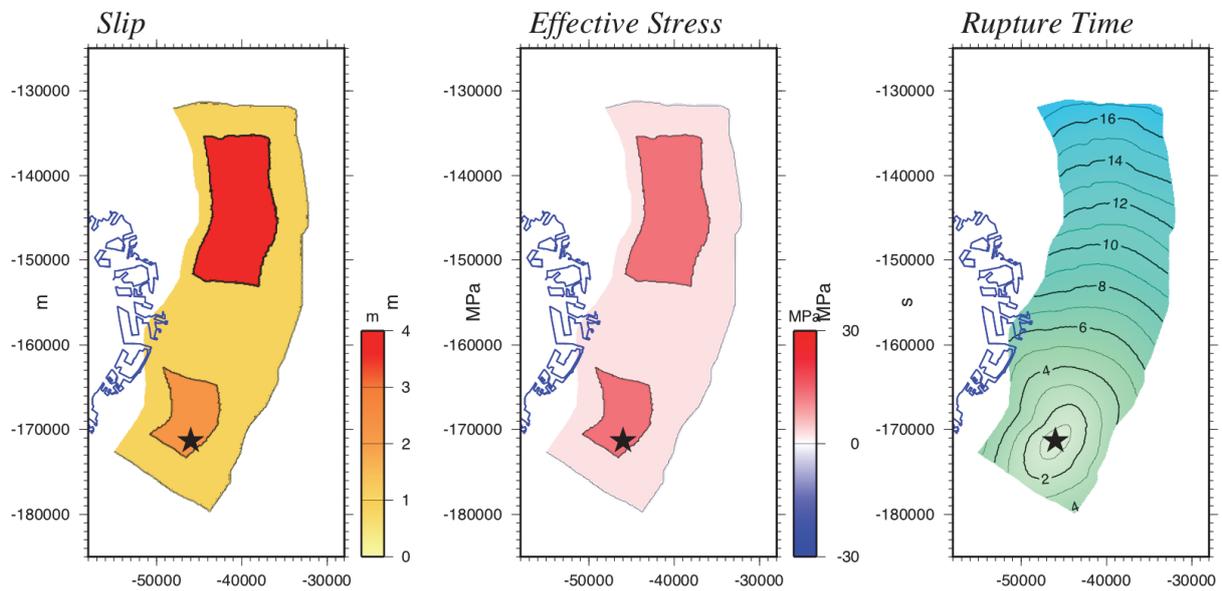


図 28 特性化震源モデルの平均すべり量、実効応力、破壊時刻の分布。断層南端から 6 km、断層上端から 12km（深さ 10.4km 相当）に破壊開始点を置いた場合。

2) 地震動の評価

a) 地震動計算手法

地震動の計算は、工学基盤面を地表とする地震動を長周期成分と短周期成分に分け、長周期成分 (> 1 秒) は 3 次元差分法、短周期成分は統計的グリーン関数法で行い、これらを接続し浅層地盤の応答を付加する、というハイブリッド法を採った。

i) 工学的基盤までの低周波数成分の計算

工学基盤面までの低周波数成分には、Pitarka (1999) による不等間隔格子、4 次精度 3 次元差分法コードを用いた。入力する震源は、前述の動力学的破壊過程の計算で得られた地震シナリオから、堆積層中に震源が入るのを避けるため 2 km の深さまでを除いたものである。計算領域は、本業務で作成した大阪盆地 3 次元速度構造モデルの範囲であり、速度構造は、前田・渡辺 (1984) の 1 次元地殻構造モデルの中にこの盆地構造モデルを埋め込んだものを用いた。

ii) 工学的基盤までの高周波数成分の計算

工学的基盤面までの高周波数成分の計算には、大西・堀家 (2000) による統計的グリーン関数法を変更したものを用いた。入力する震源には、統計的グリーン関数法のスキームにあったパラメータを動力学的破壊過程計算で得られた地震シナリオから抽出して用いた。高周波エンベロープの経時特性には、堀川ほか (2005) により、大阪堆積盆地内のボアホール観測点の地震波形記録を用いて決められたものを用いた。速度構造モデルは工学的基盤面以深を 1 次元モデルに近似したものを用いる。

iii) 浅層地盤の応答計算

工学基盤以浅の浅層地盤の応答を等価線形法 (DYNEQ: 吉田・末廣, 1996) で計算した。地盤構造モデルには、大阪平野の 3 万本のボーリングデータを基に作成された浅層地盤構造モデル (吉田ほか, 2010) を用いた。なお、等価線形法による計算においては地盤の非線形性を考慮するが、非線形性を表すひずみ-剛性率モデルには Hardin-Drnevich モデル (Hardin and Drnevich, 1972) を採用し、その媒質固有パラメータである基準せん断ひずみ γ_r ($G/G_{max} = 0.5$ でのせん断ひずみ。G、 G_{max} は剛性率と微小変形時の剛性率) と最大減衰定数 h_{max} は、古山田 (2004) が大阪平野の土について室内実験より求めた値を用いた。

b) 地震動計算結果

図 29、30 に、2 つの異なる平均変位速度分布に基づく動力学的震源モデル (図 8、22) を入力して計算された地震動の最大速度 (PGV) 分布および、計測震度分布を示す。図 31 に、特性化震源モデルによる地震動の最大速度分布および、計測震度分布を示す。

いずれの地震シナリオも PGV で 200cm/s、震度 7 の地域が大阪平野の北～中部にかけての断層面上端近傍に発生した。動力学的に推定された 2 つのシナリオでは、応力降下量分布モデルの応力降下量レベルの違いを反映して、すべりモデル 2 によるものが、すべりモデル 1 のものより大きい地震動分布を生じた。特性化震源モデルの地震動はさらに大きく

なった。これは、アスペリティの大きさが、2つの動力学的地震シナリオの同レベルの応力降下量のエリアより大きく、その上端がかなり浅いことに起因すると思われる。さらに、断層帯南部では、仮定した平均変位速度分布形状に比べて、動力学的に推定された2つのシナリオによる上下変位が小さく、その近傍での地震動を過小評価している可能性もあり、相対的に特性化震源モデルの地震動が大きく評価されているとも考えられる。

これらの地震動分布と、既往の地震動予測結果を比較する。大阪府（2007）、および、地震調査研究推進本部（2009）では、特性化震源モデルとハイブリッド地震動計算法で地震動予測が行われている。つまり、本研究の特性化震源モデルによる地震動予測計算は、これらと基本的に同様の手法となる。この3つの特性化震源モデルは、諸パラメータは少しずつ違うものの、アスペリティの応力降下量は同様であり、強震動生成能力は大局的には同様に思われるが、公表されている震度の強さは異なる。震度6強や7の発生する面積は、大きい順に、本業務の特性化震源モデル、地震調査研究推進本部（2009）、大阪府（2007）となる。設定パラメータを詳細に比較していくと、アスペリティの深さの違い、および、アスペリティの面積の違い（採用する経験式の違いに起因）が効いているものと思われる。本業務では、動力学的地震シナリオですべりの大きいエリアが浅い部分に達したため、特性化震源モデルの上端も約2kmとしているが、地震調査研究推進本部（2009）、大阪府（2007）では、約3.8km、および、約4.8kmである。アスペリティ面積については、地震調査研究推進本部（2009）および本業務の特性化震源モデルでは、大阪府（2007）に比べ、大きくなる経験式が使われている。

一方、本業務の2つの動力学的シナリオのうち、すべりモデル1によるシナリオによる震度分布は、震度6強や7の分布範囲や空間的広がりに関して、地震調査研究推進本部（2009）の震度分布とほぼ同様に見える。両者は、モーメントマグニチュードはほぼ同じだが、動力学的地震シナリオのアスペリティ相当部分と地震調査研究推進本部（2009）モデルのアスペリティとを比較すると、後者のほうが応力降下量が大きく、強震動生成能力は高く見える。また副破壊開始点がアスペリティ下端に置かれ直上の地表への破壊の前方指向性が最大になっているため、直上域では、さらに強震動が強められると考えられる。しかし、前述の議論と同じく、アスペリティの上端深度の違いによる影響が、このアスペリティの強さと相殺するようである。動力学的シナリオのアスペリティ相当部分はかなり浅い部分（2～8km。地震動計算では2km以浅を削除しているため）にあるのに比べ、地震調査研究推進本部（2009）モデルのアスペリティはやや深く（3.8～14.5km）にある。また、既往の地震動予測計算結果と本業務の結果との違いが生じる原因として、地盤構造モデルや地震動計算法の細部の違いも考えられる。特に、浅層地盤応答（工学的基盤上面から地表の柔らかい地層による応答）の評価については、表層地形区分に基づき経験的増幅特性を用いる方法（地震調査研究推進本部（2009）が採用）と、等価線形化法（大阪府（2007）および本業務が採用）とで、場合によっては大きな違いを生じるものと考えられる。

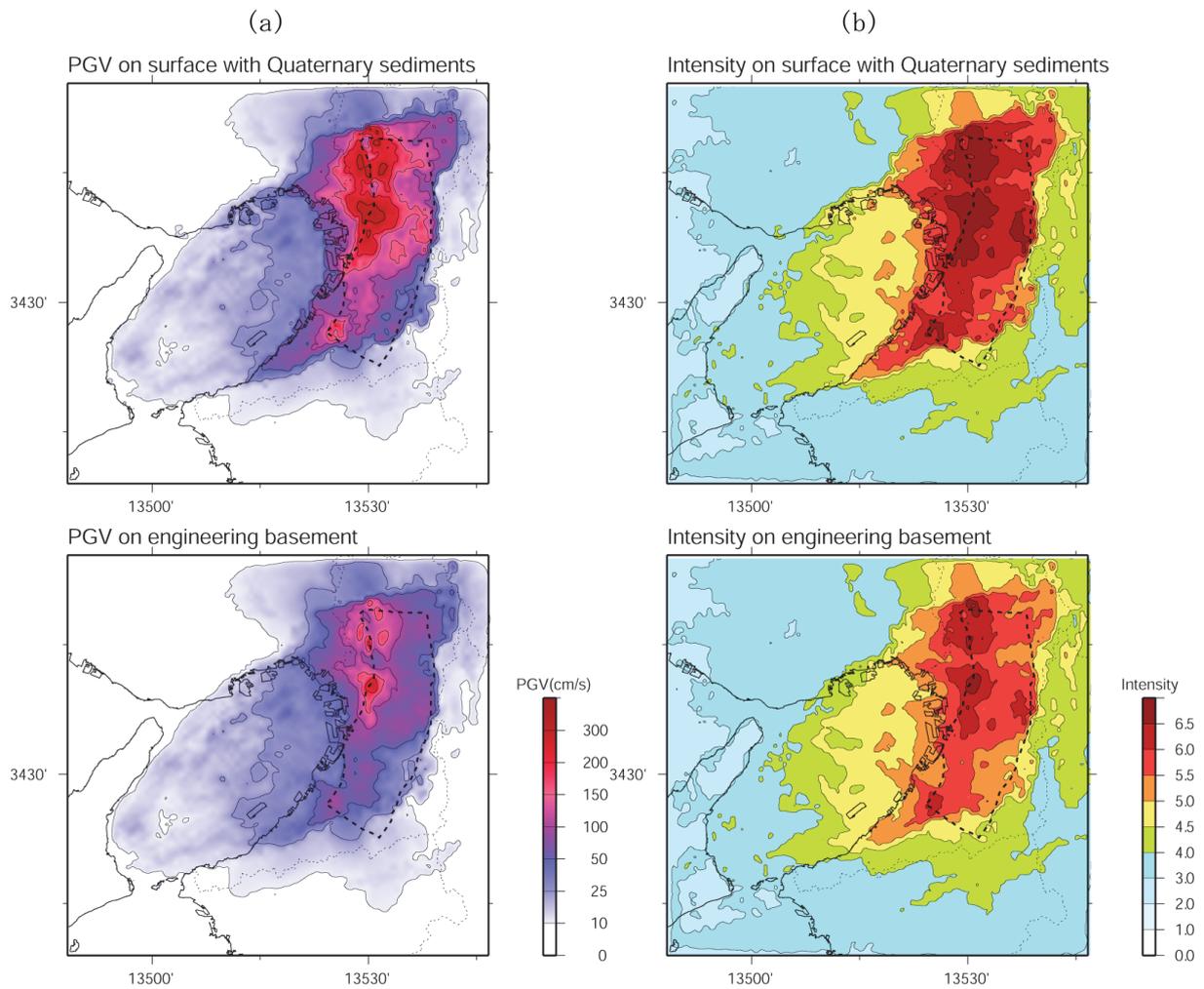


図 29 すべり分布 1 を用いた動力的計算による地震シナリオ(図 8)による地震動分布。
 (a) 最大地動速度分布、(b) 計測震度分布、上) 地表面上、下) 工学的基盤上。

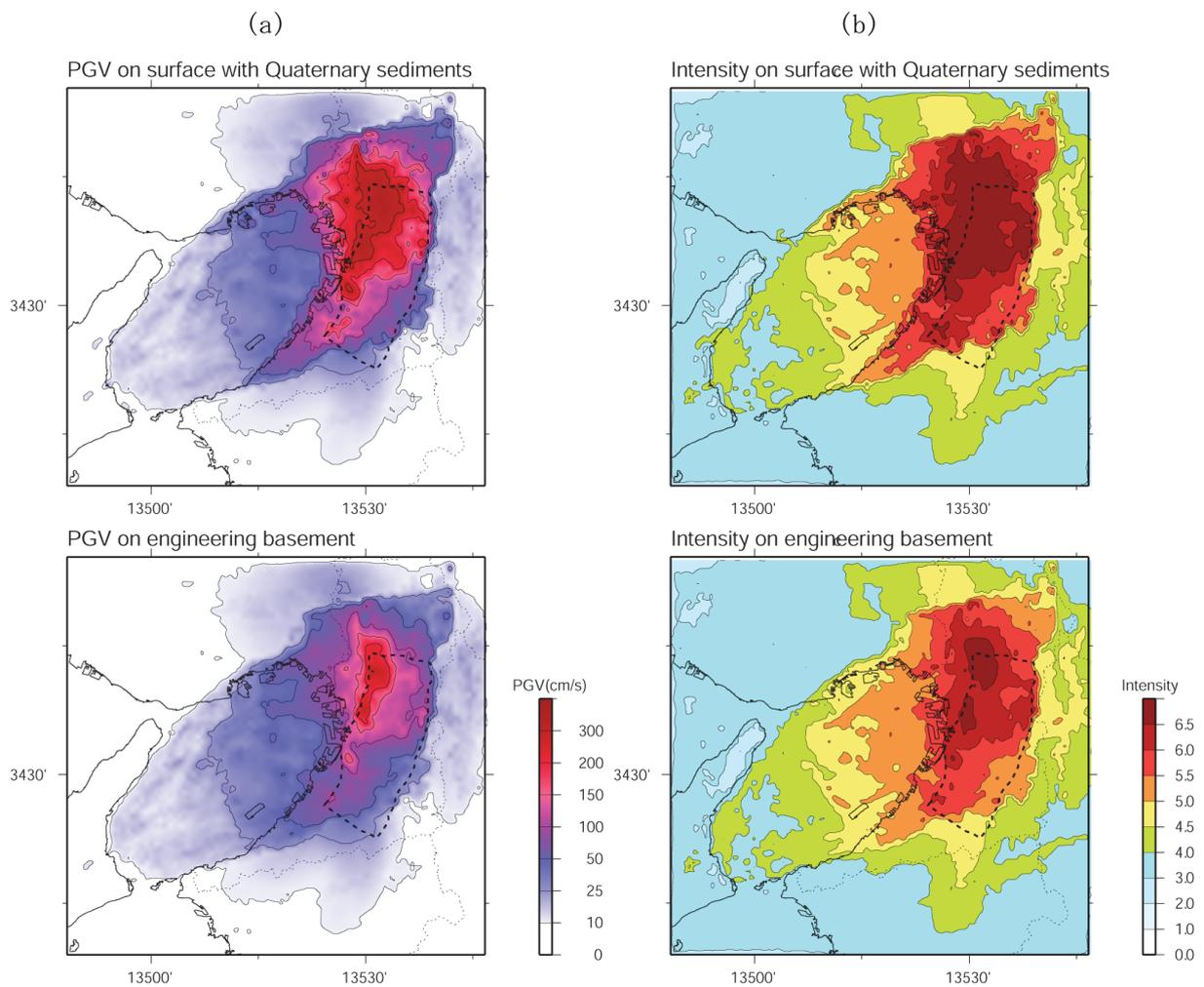


図 30 すべり分布 2 を用いた動力的計算による地震シナリオ(図 22)による地震動分布。
 (a) 最大地動速度分布、(b) 計測震度分布、上) 地表面上、下) 工学的基盤上。

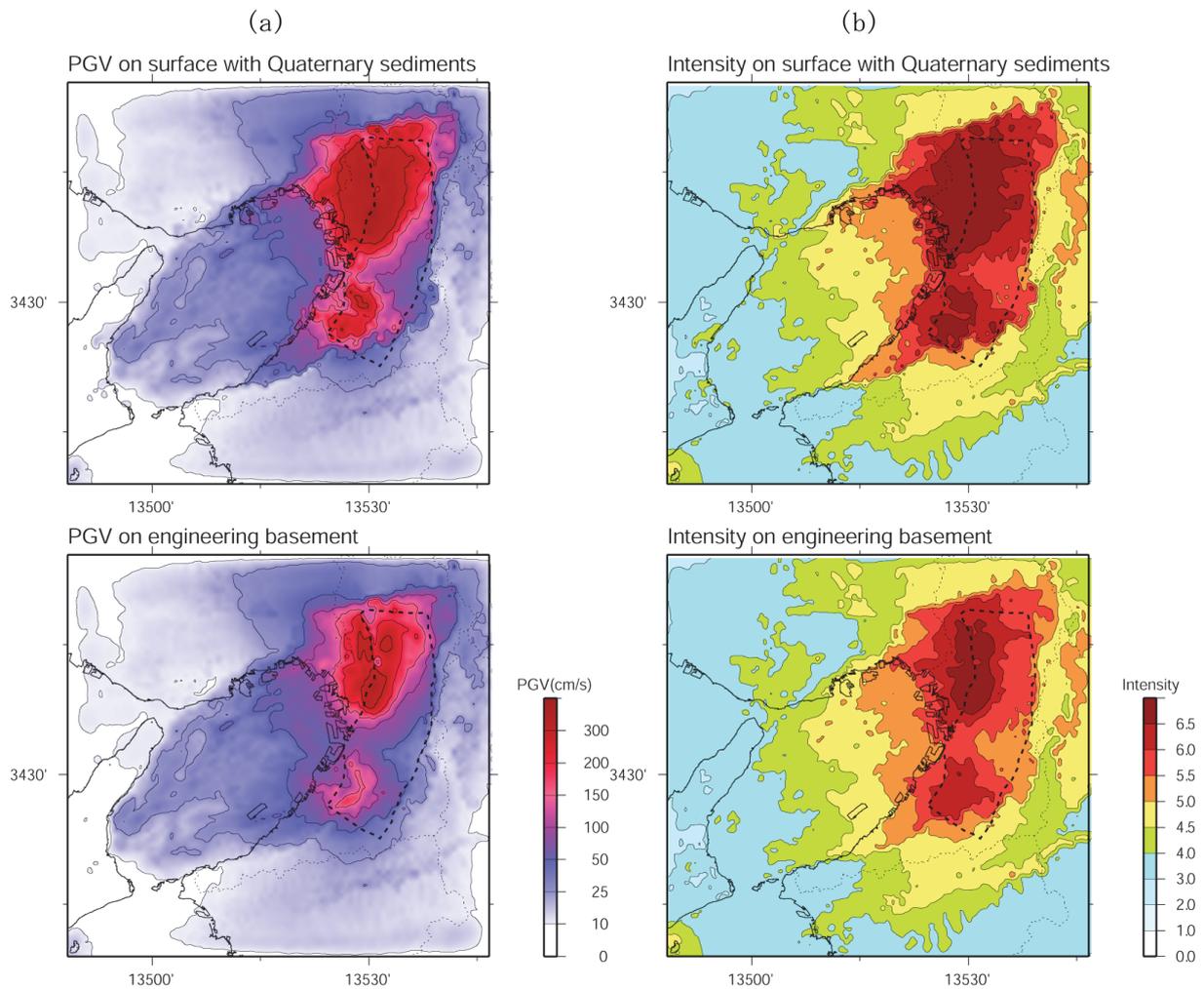


図 31 特性化震源モデル (図 27) による地震動分布。(a) 最大地動速度分布、(b) 計測震度分布、上) 地表面上、下) 工学的基盤上。

(c) 結論ならびに今後の課題

1) 上町断層帯固有の地震シナリオの作成

上町断層帯固有の地震シナリオを作成した。本業務で得られたデータに基づく上町断層帯の断層面3次元形状および断層走向に沿った平均上下変位速度分布を用いて、応力場のモデルを作成し、短波長不均質のモデルや破壊開始点の位置を変えて、動力学的断層破壊計算により複数の地震シナリオを作成した。古い地層の累積変位に基づく、佛念寺山断層から泉北丘陵西縁断層帯の久米田池断層までを震源域とするモデルを用いた場合は、破壊が断層帯全体に広がりにくい。新しい地層の累積変位量分布に基づく、(狭義の)上町断層から泉北丘陵西縁断層帯の久米田池断層までを震源域とするモデルを用いた場合は、断層帯全体が破壊しやすい。一方、どちらのすべり分布モデルを用いた場合も、地震シナリオの上下変位分布と仮定した平均変位速度分布形状とは一致せず、断層帯南部のすべりが相対的に小さくなった。断層帯全体の活動履歴が不明であるなど、今後の調査結果の蓄積に期待される一方で、動力学的破壊シナリオの作成手法にも、まだ課題が残っている可能性も考えられる。

また、「レシピ」に従って、特性化震源モデルを設定した。

2) 地震動の評価

上記1)で作成した地震シナリオとサブテーマ2で作成した地盤構造モデルを用いて、地震動計算をおこなった。2つの異なる平均変位速度分布に基づく動力学的震源モデル、および、特性化震源モデルによる推定地震動分布には、いずれも大阪平野の北～中部にかけての断層面上端近傍にPGVで200cm/s、震度7の地域が発生した。また、既往の上町断層の地震動予測結果と比較したところ、動力学的シナリオの一つは地震調査研究推進本部(2009)の評価と、震源域の震度の強さ分布が同様であった。さらに、震度分布評価の大きく異なるケースについての原因の検討より、震源モデルの細部の設定が震源域の地震動強さに大きく影響していることが推察された。今後このような細部の設定の妥当性について検討したい。

(d) 引用文献

- Boatwright, J., The dynamic models for far-field acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1049-1068, 1982.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井 透, 断層の非一様すべり破壊モデルから算出される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, **545**, 51-62, 2001.
- 壇一男・佐藤俊明・入倉孝次郎, アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, 第11回日本地震工学シンポジウム, 555-560, 2002.
- Eshelby, J. D., The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proc. Roy. Soc.*, **A241**, 376-396, 1957.
- Frankel, A., High-frequency spectral fall-off of earthquakes, fractal dimension of complex rupture, b value, and the scaling strength on faults, *J. Geophys. Res.*, **96**, 6291-6302, 1991.

- Geller, R. J., Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **66**, 1501-1523, 1976.
- Hardin, B. O. and V. P. Drnevich, Shear modulus and damping in soils: Design equations and curves, *J. SMFD, Prod., ASCE*, **98**(SM7), 667-692, 1972.
- Hartzell, S., S. Harmsen, A. Frankel, and S. Larsen, Calculation of broadband time histories of ground motion: comparison of methods and validation using strong-ground motion from the 1994 Northridge earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1484-1504, 1999.
- Herrero, A. and P. Bernard, A kinematic self-similar rupture process for earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**(4), 1216-1228, 1994.
- Hisada, Y., A theoretical omega-squared model considering the spatial variation in slip and rupture velocity. Part 2: Case for a two-dimensional source model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 651-666, 2001.
- 堀川晴央・水野清秀・石山達也・佐竹健治・関口春子・加瀬祐子・杉山雄一・横田 裕・末廣匡基・横倉隆伸・岩淵 洋・北田奈緒子・Arben Pitarka, 断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の3次元地盤構造モデル, *活断層・古地震研究報告*, No. 3, 225-259, 2003.
- 堀川晴央・関口春子・吉見雅行・吉田邦一, 大阪地域で観測される高周波エンベロープの特性化, *日本地震学会 2005年度秋季大会*, 2005.
- 藤田和夫・笠間太郎, 大阪西北地域の地質, *地域地質研究報告* (5万分の1図幅), *地質調査書*, 112p, 1982.
- Irikura, K. and K. Kamae, Simulation of strong ground motion based on fractal composite faulting model and empirical Green's function, *Proc. of the 9th Japan Earthquake Engineering Symposium*, **3**, E019-024, 1994.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵, シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, **110**, 849-875, 2001.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, *全国地震動予測地図別冊2 震源断層を特定した地震動予測地図*, 352pp, 2009.
- 加瀬祐子・関口春子・石山達也・堀川晴央・佐竹健治・杉山雄一, 活断層情報から推定した不均質応力場中の動的破壊過程のシミュレーション: 上町断層系・生駒断層系への応用, *活断層・古地震研究報告*, No. 3, 261-272, 2003.
- 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・地質学的情報に基づく強震動予測のための動学的震源モデル, *日本地球惑星科学連合 2012年大会予稿集*, SSS35-02, 2012.
- 古山田耕司, 土の非線形モデルが地盤の応答評価に与える影響, *第32回地盤震動シンポジウム (2004) 論文集*, 表層地盤の増幅特性の評価の現状と課題—地盤振動研究を耐震設計に如何に活かすか (その3) —, 97-104, 2004.
- Madariaga, R., On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2243-2250, 1979.
- Mai, P. M. and G. C. Beroza, A spatial random field model to characterize complexity

- in earthquake slip, **107**(B11), DOI:10.1029/2001JB000588, 2002.
- 前田直樹・渡辺 晃, 微小地震の活動様式-近畿地方中北部の微小地震活動について-, 地震 2, **37**, 579-598, 1984.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人京都大学防災研究所, 平成 23 年度上町断層帯における重点的な調査観測成果報告書, 258p, 2012.
- 中村洋光・宮武 隆, 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, 地震 2, **53**, 1-9, 2000.
- Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040, 1992.
- 大西良広・堀家正則, 統計的グリーン関数法を用いた 3 成分地震動合成法の兵庫県南部地震への適用, 構造工学論文集, **46B**, 389-398, 2000.
- 大阪府, 大阪府自然災害総合防災対策検討(地震被害想定) 報告書, 238pp, 2007.
- Pitarka, A, 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 54-68, 1999.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismol. Res. Lett.*, **70**, 59-80, 1999.
- Townend, J. and M.D. Zoback, Stress, strain, and mountain building in central Japan, *J. Geophys. Res.*, **111**, B03411, 2006.
- Yamashita, F., Fukuyama, E., and Omura, K., Estimation of fault strength: Reconstruction of stress before the 1995 Kobe earthquake, *Science*, **306**, 261-263, 2004.
- 吉田邦一・関口春子・山本浩司, 大阪堆積盆地浅層地盤構造モデル CD-ROM, 地質調査総合センター研究速報 no. 52, (独) 産業技術総合研究所, 2010.
- 吉田 望・末富岩雄, DYNEQ: 等価線形法に基づく水平成層地盤の地震応答解析プログラム, 佐藤工業(株)技術研究所報, 61-70, 1996.
- Zeng, Y., J.G. Anderson, and G. Yu, A composite source model for computing synthetic strong ground motions, *Geophys. Res. Lett.* **86**, 725-728, 1994.