

3. 4 長大な活断層帯における強震動予測手法の高度化

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 長大な活断層帯における強震動予測手法の高度化

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人防災科学技術研究所	上席研究員	森川 信之
国立研究開発法人防災科学技術研究所	上席研究員	藤原 広行
国立研究開発法人防災科学技術研究所	主任研究員	岩城 麻子

(c) 業務の目的

長大な活断層帯においては、活断層の走向や傾斜が空間的に変化している場合がある。しかし、強震動評価のために震源断層モデルを設定する場合は、必ずしも実際の変化する走向や傾斜に整合していない簡略化したモデルを設定している場合が多い。そのため、実際に起こり得る強震動を正確に評価できていない可能性がある。本事業では、断層モデルを実際の断層運動により整合したモデルとし、より正確に強震動評価をする手法を提案する。

(d) 3か年の年次実施業務の要約

1) 令和5年度：

長大な断層帯を対象として、地表断層をできるだけ詳細にモデル化し、地震発生層内の矩形断層と接続した震源断層モデルを作成した。地表断層の端点を直線で結んだモデルとともに簡便法による強震動計算を行い、詳細なモデル化の強震動予測結果への影響を示した。また、過去に長大な断層で発生した地震の震源断層モデルに関する既往文献等を収集した。

2) 令和6年度：

令和5年度に設定した震源断層モデルについて、地震発生層より浅い震源断層におけるすべりを一様とした場合の詳細法による強震動計算を行い、地表断層の端点を直線で結んだモデルとの違いを示した。また、収集した文献等について地震発生層より浅い震源断層におけるすべり量や分布、震源断層全体のスケーリング則について検証した。

3) 令和7年度：

令和5年度に設定した震源断層モデルについて、地震発生層より浅い震源断層におけるすべりを非一様とした場合の詳細法による強震動計算を行い、令和6年度に実施した一様にしたモデルおよび地表断層端点を直線で結んだモデルとの違いを示す。また、長大な断層における地表断層をできるだけ詳細にモデル化する具体的な手順をまとめる。

(2) 令和 6 年度の成果

(a) 業務の要約

強震動評価の高精度化のため、中央構造線断層帯のうち讃岐山脈南縁東部区間から石鎚山脈北縁西部区間までが同時に活動する地震を対象として、地震発生層より浅い震源断層のすべりを一様とした震源モデルを用いて、ハイブリッド合成法により工学的基盤上の最大速度および地表の計測震度を面的に計算した。地表断層の端点を直線で結んだモデルと詳細な形状のモデルによる計算結果と比較し、断層近傍において地震動の違いが現れることを確認した。また、ニュージーランドの 2016 年 Kaikoura (カイコウラ) 地震、トルコの 2023 年 Kahramanmaras (カフラマンマラシュ) 地震と Elbistan (エルビスタン) 地震を対象とした震源インバージョン解析結果に基づき、長大断層における地震モーメントと破壊面積、平均すべり量およびアスペリティ面積の関係 (スケーリング則) を調べた。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 (「レシピ」) で用いられている関係と整合していることが確認された。さらに、2024 年能登半島地震を対象とした震源インバージョン解析による震源モデルの収集と地震動予測式による地震動計算を行った。計算された減衰定数 5 % の加速度応答スペクトル (周期 0.1~10 秒) が観測値とおおむね整合していることを確認した。

(b) 業務の成果

1) 地震発生層より浅い震源断層のすべりを含む強震動計算

中央構造線断層帯の讃岐山脈南縁東部区間から石鎚山脈北縁西部区間が同時に活動する地震を対象として、令和 5 年度に作成した震源断層モデルを用いて震源パラメータを設定した (表 1)。地震発生層内の震源断層 (以下、深部断層) については、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2020) の震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) (以後、「レシピ」と記す) によって断層パラメータを設定した。設定した断層パラメータを表 2 および表 3 に、断層モデルを図 1 および図 2 にそれぞれ示す。深部断層の断層面については「全国地震動予測地図」(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2021b) における当該区間を抜き出したものを用いた。「震源断層を特定した地震動予測地図」においては、傾斜角が異なる 2 通りのモデルが設定されているため、本検討で両者を対象とした。

地震発生層より浅い震源断層 (以下、浅部断層) については、深部断層の背景領域と同じ断層パラメータとした。浅部断層の形状については、地表断層の詳細な位置形状を考慮したケースと、深部断層をそのまま地表まで延長したケースの 2 通りを設定した。浅部断層も含めた断層形状を図 3 および図 4 にそれぞれ示す。

表 1 設定した震源断層モデル一覧

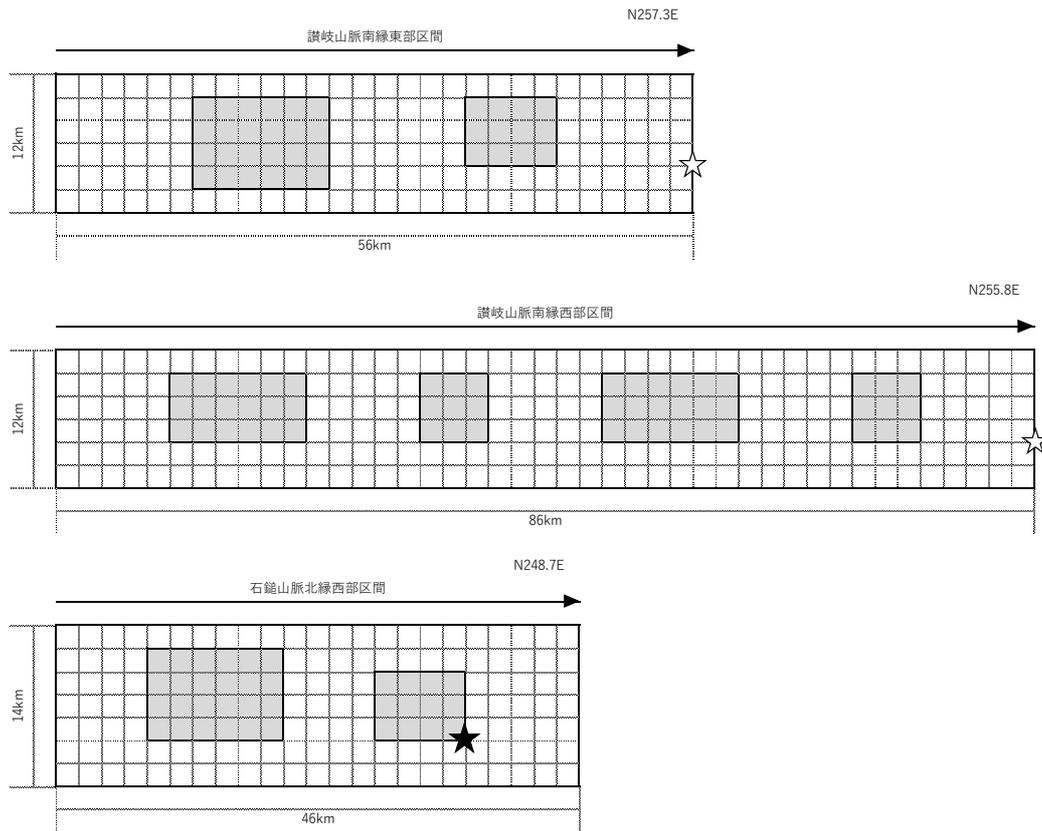
略称	深部断層	浅部断層	備考
Rectangle FH201AJ	高角度	矩形	深部断層モデルを地表まで延長
Rectangle FM201AJ	中角度		
Trace FH201AJ	高角度	曲面	地表地震断層を詳細にモデル化
Trace FM201AJ	中角度		

表2 断層パラメータ（深部断層の傾斜角：高角度）

断層パラメータ		記号	単位	全体	讃岐東	讃岐西	石鎚西
断層長さ		L	km		56	86	46
断層幅		W	km		12	12	14
断層面積		S	km ²	2348	672	1032	644
地震モーメント		M ₀	Nm	2.35E+20	6.11E+19	1.16E+20	5.73E+19
S波速度		β	km/s	3.4	3.4	3.4	3.4
密度		ρ	g/cm ³	2.7	2.7	2.7	2.7
剛性率		μ	N/m ²	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10
平均すべり量		D	m		2.91	3.61	2.85
平均応力降下量		$\Delta\sigma$	MPa		3.1	3.1	3.1
短周期レベル		A	Nm/s ²	2.62E+19	1.40E+19	1.74E+19	1.37E+19
ア ス ペ ク ト イ テ リ ヤ	面積	S _a	km ²		147.8	227.0	141.7
	応力降下量	$\Delta\sigma_a$	MPa		14.1	14.1	14.1
	すべり量	D _a	m		5.83	7.22	5.71
	地震モーメント	M _{0a}	Nm		2.69E+19	5.12E+19	2.52E+19
ア ス ペ ク ト イ テ リ ヤ	面積	S _{a1}	km ²		98.6	75.7	94.5
	応力降下量	$\Delta\sigma_{a1}$	MPa		14.1	14.1	14.1
	すべり量	D _{a1}	m		6.46	8.00	6.32
	地震モーメント	M _{0a1}	Nm		1.99E+19	1.89E+19	1.86E+19
ア ス ペ ク ト イ テ リ ヤ	面積	S _{a2}	km ²		49.3	37.8	47.2
	応力降下量	$\Delta\sigma_{a2}$	MPa		14.1	14.1	14.1
	すべり量	D _{a2}	m		4.57	5.66	4.47
	地震モーメント	M _{0a2}	Nm		7.03E+18	6.68E+18	6.59E+18
ア ス ペ ク ト イ テ リ ヤ	面積	S _{a1}	km ²			75.7	
	応力降下量	$\Delta\sigma_{a1}$	MPa			14.1	
	すべり量	D _{a1}	m			8.00	
	地震モーメント	M _{0a1}	Nm			1.89E+19	
ア ス ペ ク ト イ テ リ ヤ	面積	S _{a2}	km ²			37.8	
	応力降下量	$\Delta\sigma_{a2}$	MPa			14.1	
	すべり量	D _{a2}	m			5.66	
	地震モーメント	M _{0a2}	Nm			6.68E+18	
音 景 領 域	面積	S _b	km ²		524.2	805.0	502.3
	実効応力	σ_b	MPa		3.78	3.31	3.17
	すべり量	D _b	m		2.09	2.59	2.05
	地震モーメント	M _{0b}	Nm		3.42E+19	6.51E+19	3.21E+19

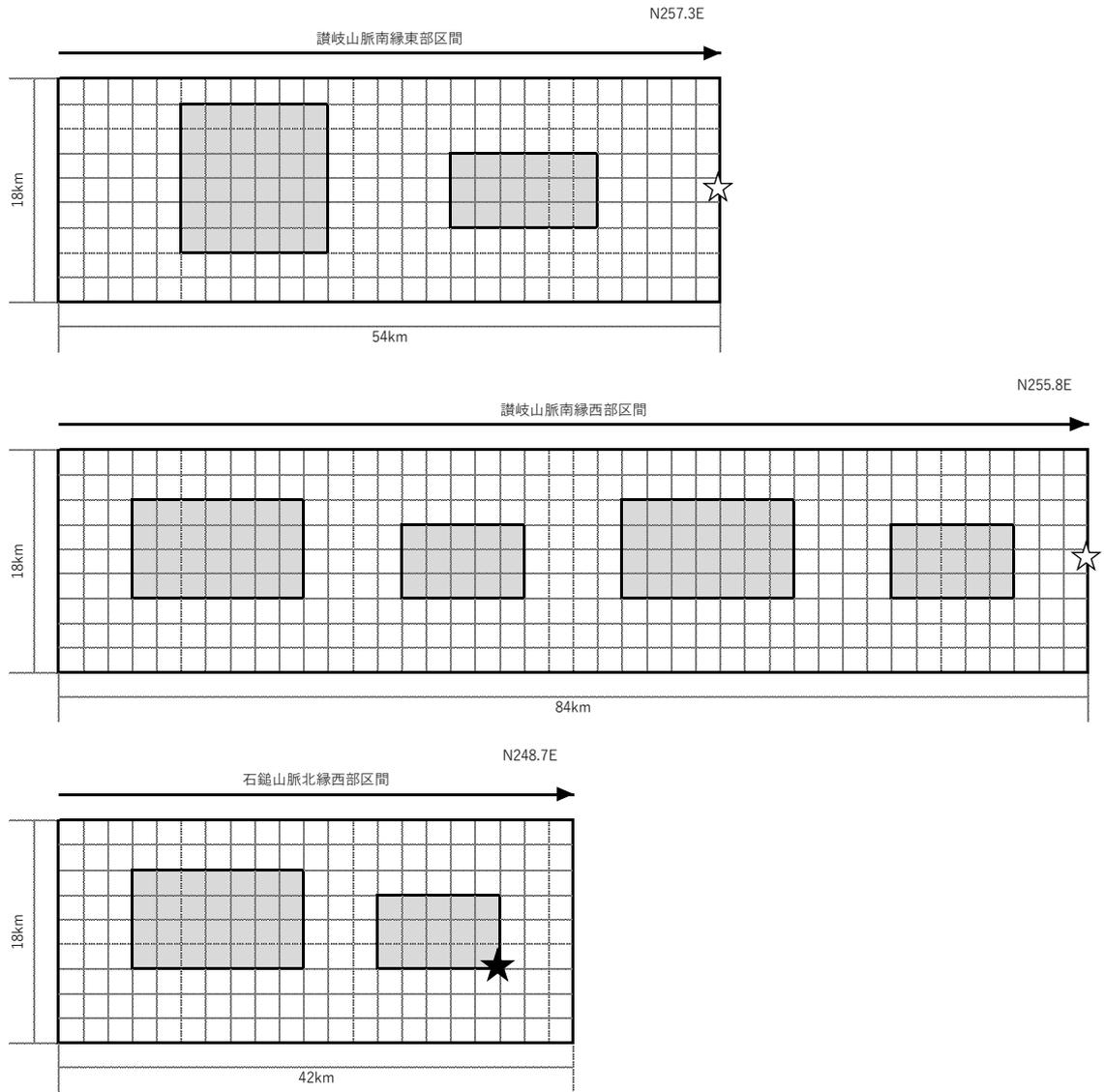
表3 断層パラメータ（深部断層の傾斜角：中角度）

断層パラメータ		記号	単位	全体	讃岐東	讃岐西	石鎚西
断層長さ		L	km		54	84	42
断層幅		W	km		18	18	18
断層面積		S	km ²	3240	972	1512	756
地震モーメント		M ₀	Nm	3.24E+20	8.94E+19	1.73E+20	6.13E+19
S波速度		β	km/s	3.4	3.4	3.4	3.4
密度		ρ	g/cm ³	2.7	2.7	2.7	2.7
剛性率		μ	N/m ²	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10
平均すべり量		D	m		2.95	3.67	2.60
平均応力低下量		$\Delta\sigma$	MPa		3.1	3.1	3.1
短周期レベル		A	Nm/s ²	3.08E+19	1.69E+19	2.11E+19	1.49E+19
全 アスペ リティ	面積	S _a	km ²		213.8	332.6	166.3
	応力低下量	$\Delta\sigma_a$	MPa		14.1	14.1	14.1
	すべり量	D _a	m		5.89	7.35	5.19
	地震モーメント	M _{0a}	Nm		3.93E+19	7.63E+19	2.70E+19
1 アスペ リティ	面積	S _{a1}	km ²		142.6	110.9	110.9
	応力低下量	$\Delta\sigma_{a1}$	MPa		14.1	14.1	14.1
	すべり量	D _{a1}	m		6.53	8.14	5.76
	地震モーメント	M _{0a1}	Nm		2.90E+19	2.82E+19	1.99E+19
2 アスペ リティ	面積	S _{a2}	km ²		71.3	55.4	55.4
	応力低下量	$\Delta\sigma_{a2}$	MPa		14.1	14.1	14.1
	すべり量	D _{a2}	m		4.62	5.76	4.07
	地震モーメント	M _{0a2}	Nm		1.03E+19	9.96E+18	7.04E+18
3 アスペ リティ	面積	S _{a1}	km ²			110.9	
	応力低下量	$\Delta\sigma_{a1}$	MPa			14.1	
	すべり量	D _{a1}	m			8.14	
	地震モーメント	M _{0a1}	Nm			2.82E+19	
4 アスペ リティ	面積	S _{a2}	km ²			55.4	
	応力低下量	$\Delta\sigma_{a2}$	MPa			14.1	
	すべり量	D _{a2}	m			5.76	
	地震モーメント	M _{0a2}	Nm			9.96E+18	
音 景 領 域	面積	S _b	km ²		758.2	1179.4	589.7
	実効応力	σ_b	MPa		3.03	2.67	2.67
	すべり量	D _b	m		2.11	2.64	1.86
	地震モーメント	M _{0b}	Nm		5.00E+19	9.71E+19	3.43E+19



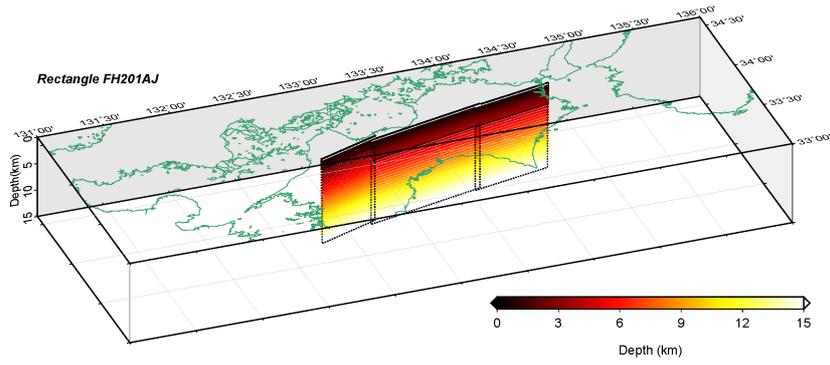
★：破壊開始点、☆：破壊の乗り移り点

図1 断層モデル（深部断層の傾斜角：高角度）

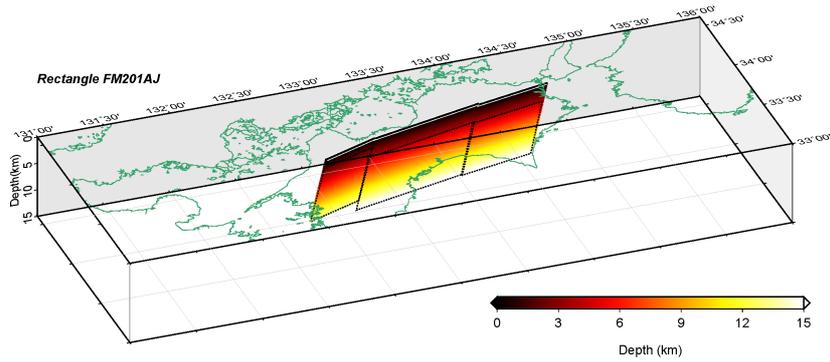


★：破壊開始点、☆：破壊の乗り移り点

図2 断層モデル（深部断層の傾斜角：中角度）

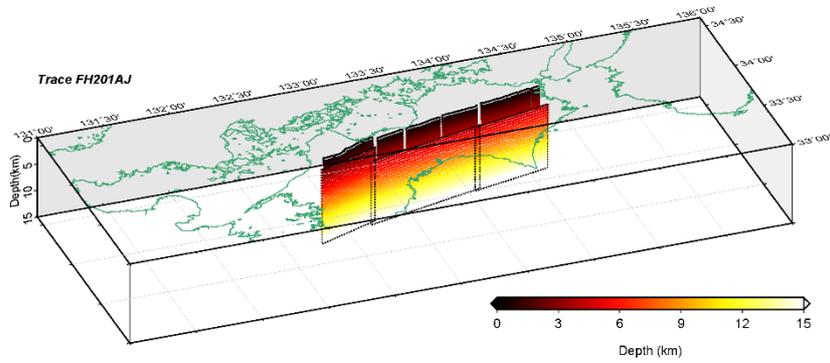


(a) 深部断層の傾斜角：高角度

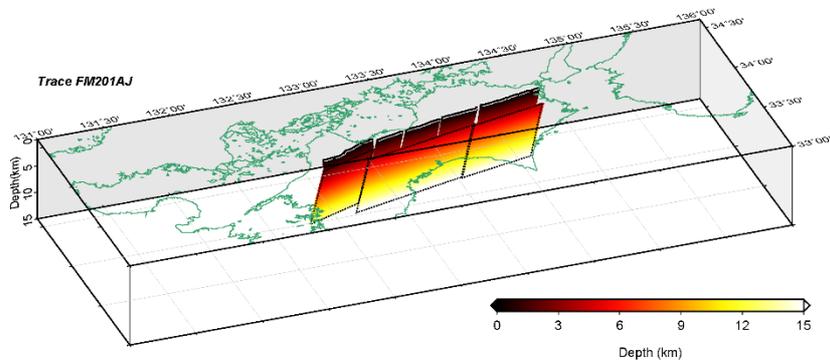


(b) 深部断層の傾斜角：中角度

図3 震源断層形状（端点を直線で結んだ断層（深部断層を地表まで延長））



(a) 深部断層の傾斜角：高角度



(b) 深部断層の傾斜角：中角度

図4 震源断層形状（地表断層形状を詳細にモデル化）

上記作成した震源断層モデルと地震ハザードステーション J-SHIS から公開されている地下構造モデル（深部 V3.2、浅部 V4）を用いて、ハイブリッド合成法による水平動 2 成分の地震動波形計算を詳細法工学的基盤（ $V_s=600\text{m/s}$ 層）上面で実施した。

計算地点については、地表断層から 3 km 以内については 1/4 地域メッシュの中心、それ以外は 3 次地域メッシュの中心とし、地表断層から 100km 以内を包含する範囲とした。設定した計算地点の分布を図 5 に示す。

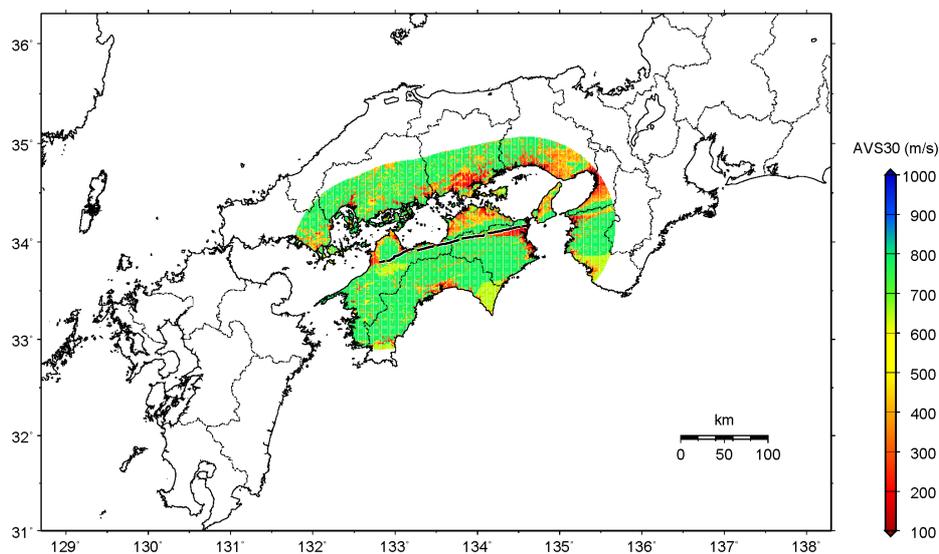


図 5 計算範囲と各計算地点の AVS30（深さ 30m までの平均 S 波速度）
黒太線：地表地震断層

地震基盤から地震動波形計算地点までの波動伝播は一次元波動論により評価した。また、波形合成は壇・佐藤（1998）の手法により行った。要素地震の加速度フーリエ振幅スペクトルモデルは、Boore（1983）による統計的モデルに、震源のインピーダンスと地震基盤のインピーダンスとの相違を考慮した次式とした。

$$A(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_s\beta_s}} \quad (1)$$

$$S(f) = \frac{F}{4\pi\rho\beta^3} \cdot M_0 \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_c)^2} \cdot \frac{1}{\{1 + (f/f_{max})^m\}^n} \cdot FS \quad (2)$$

$$P(f) = \frac{\exp\{-\pi f X / Q\beta\}}{X} \quad (3)$$

$$f_c = \sqrt{\frac{7}{16\pi}} \cdot \frac{\beta}{r_e} \quad (4)$$

$$M_0 = \frac{16}{7} \cdot \Delta\sigma \cdot r_e^3 \quad (5)$$

f	: 振動数
$A(f)$: 加速度フーリエ振幅スペクトル
$S(f)$: 加速度震源スペクトル
$P(f)$: 伝播特性
F	: 放射特性係数
FS	: 自由表面での増幅を表す係数 (2.0 に設定)
f_c	: コーナー振動数
f_{max}	: 高振動数遮断振動数
n, m	: 高振動数側がべき乗で減衰するときの係数 ($m = 4.2$, $n = 0.5$ に設定)
Q	: Q 値 ($110f^{0.69}$)
X	: 震源距離
β, ρ	: 震源における S 波速度と地盤密度
β_s, ρ_s	: サイト地震基盤における S 波速度と地盤密度
$\Delta\sigma$: 応力降下量 (平均応力降下量と同じに設定)
M_0	: 地震モーメント
r_e	: 要素断層の等価半径

要素地震の経時特性 (時刻歴包絡関数) については佐藤・他 (1994) を用いた。位相特性の初期値は $0 \sim 2\pi$ の擬似乱数により SV 波と SH 波で別々に与えた。放射特性については、Boore and Boatwright (1984) による等方的な値である 0.63 を水平動 2 成分に分配した 0.445 とした。

長周期成分を計算する差分法では、格子点間隔については 100m とした。本検討では最小の S 波速度は 600m/s であるため、周期約 0.88 秒以上の帯域について計算が可能な設定となっている。すべり速度時間関数については、深部断層は中村・宮武 (2000) を、浅部断層は深部断層と同じライズタイム、すべり量を有する Smoothed Ramp 関数とした。なお、差分法による計算は GMS (青井・他, 2004) を用いた。

ハイブリッド合成法の接続周期は 1.0 秒とした。マッチングフィルターの形状を図 6 に示す。

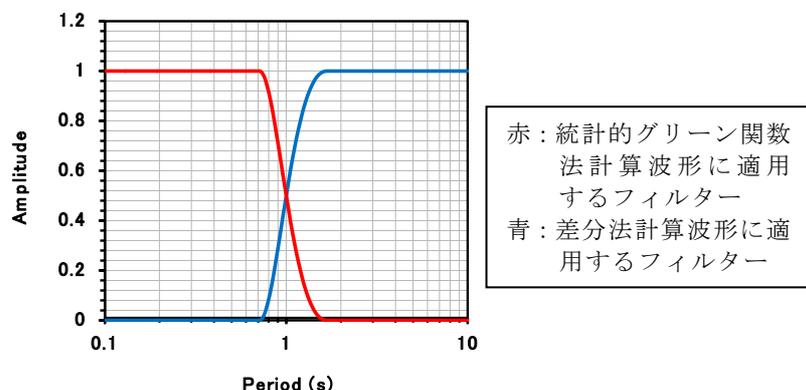
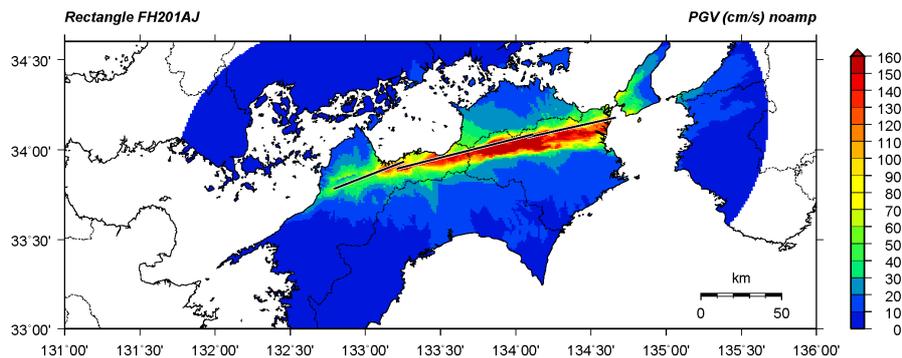


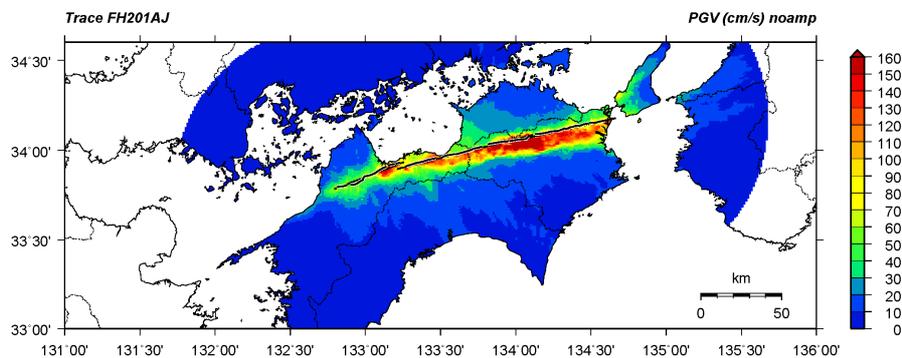
図 6 ハイブリッド合成法の計算に適用したマッチングフィルター

$V_s=600\text{m/s}$ 層上面で評価された水平動 2 成分の地震動波形を用いて、最大速度及び計測震度を算出した。なお、最大速度は水平動 2 成分をベクトル合成した値とした。地表における計測震度については、藤本・翠川(2006)による最大速度の増幅率及び藤本・翠川(2005)による最大速度と計測震度との関係式を用いて算出した。なお、藤本・翠川(2005)には、計測震度 4 を境に 2 通りの式が示されているが、本検討では計測震度が大きくなる地点を重要視して、計測震度 4 以上の場合の式のみを用いた。a

$V_s=600\text{m/s}$ 層上面での最大速度及び計測震度の分布図を図 7～図 10 に示す。また、地表における計測震度分布を図 11 および図 12 に示す。浅部断層のモデル化によって大局的な地震動強さ分布は変わらない。図 13 および図 14 に地表断層付近を拡大した地表における計測震度分布を示すが、地表断層付近では、浅部断層のモデル化によって計測震度分布に変化が見られる領域も存在することが確認できる。さらに、図 15 には図 13、図 14 と同様の範囲で、浅部断層のモデル化による $V_s=600\text{m/s}$ 層上面での最大速度の差（地表断層形状を詳細にモデル化した場合 - 深部断層を地表まで延長した場合）の分布も示したが、これからも地表断層付近では浅部断層のモデル化によって差が大きくなっていることが確認できる。なお、図 15 は差分法による計算結果で、1 Hz のローパスフィルター処理を施したものである。

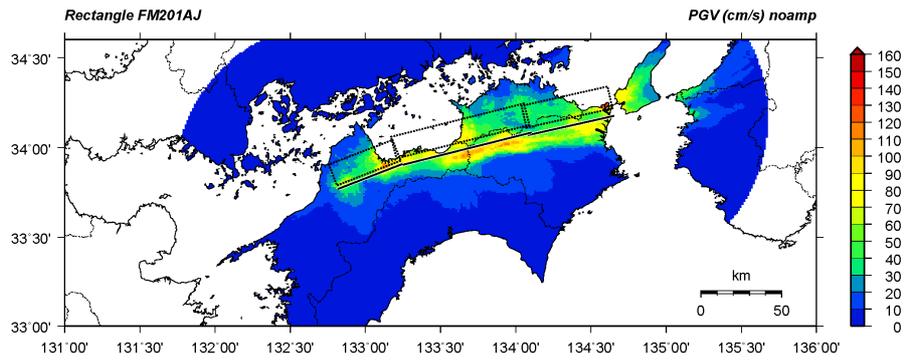


(a) 深部断層を地表まで延長

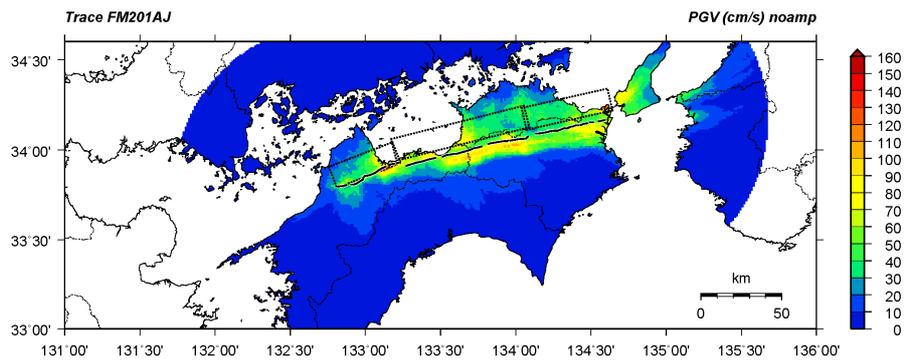


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図 7 $V_s=600\text{m/s}$ 層上面における最大速度分布（深部断層の傾斜角：高角度）

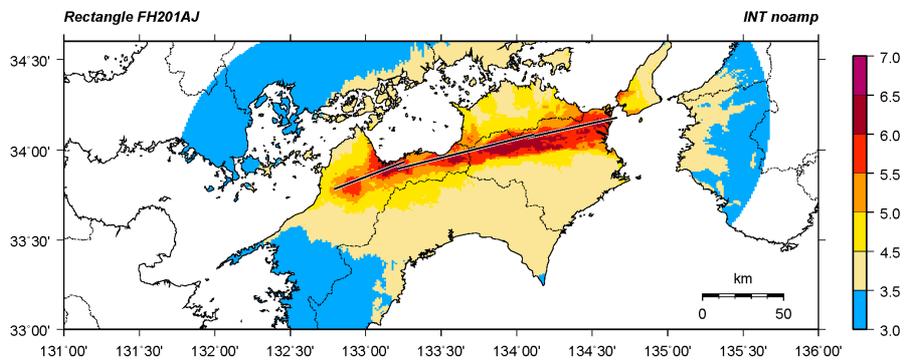


(a) 深部断層を地表まで延長

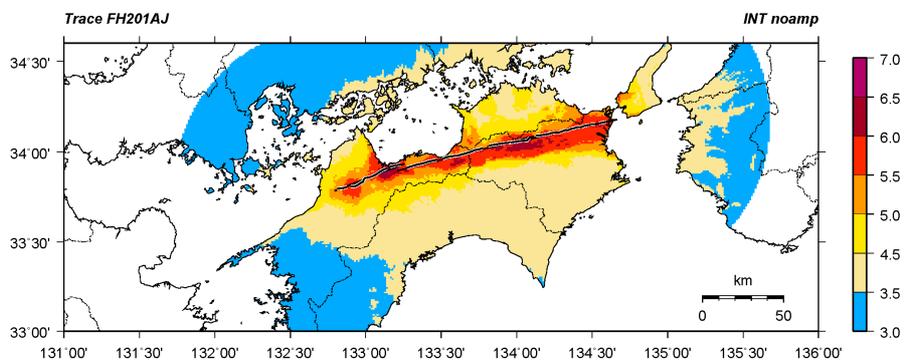


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図8 $V_s=600\text{m/s}$ 層上面における最大速度分布 (深部断層の傾斜角: 中角度)

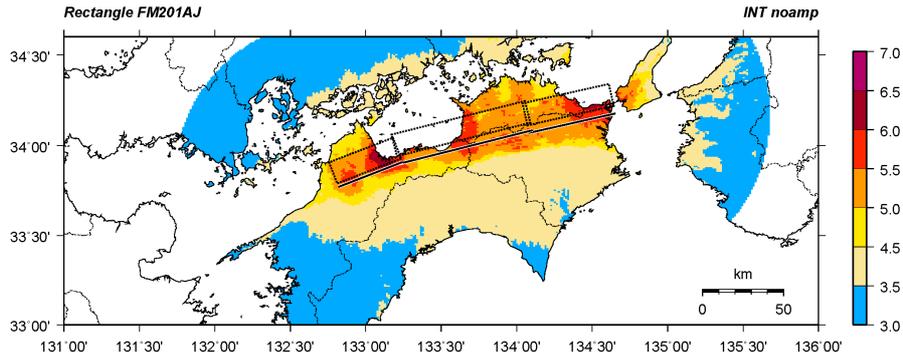


(a) 深部断層を地表まで延長

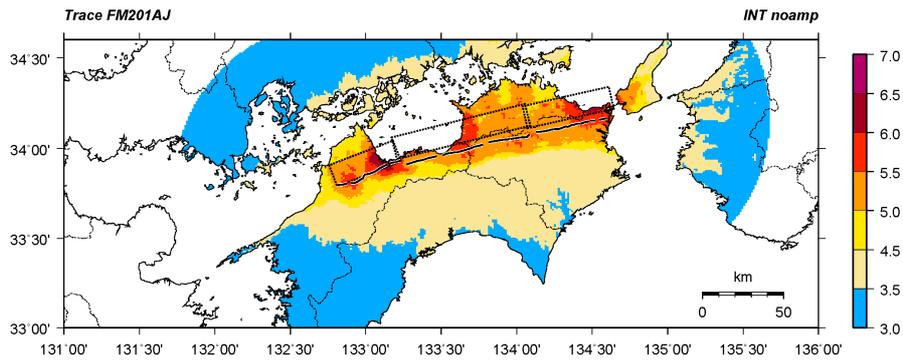


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図9 $V_s=600\text{m/s}$ 層上面における計測震度分布 (深部断層の傾斜角: 高角度)

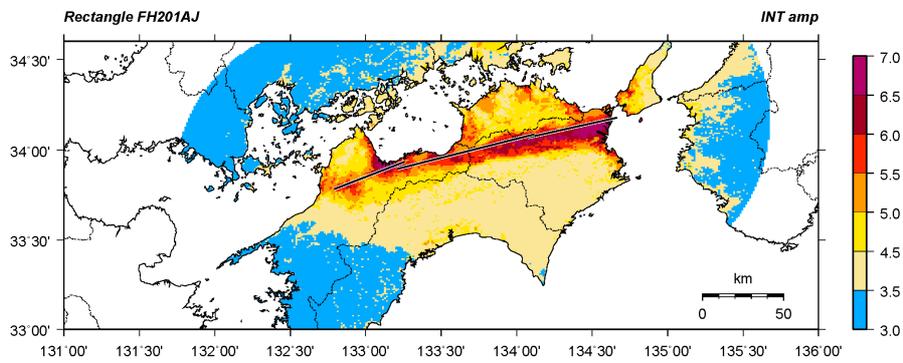


(a) 深部断層を地表まで延長

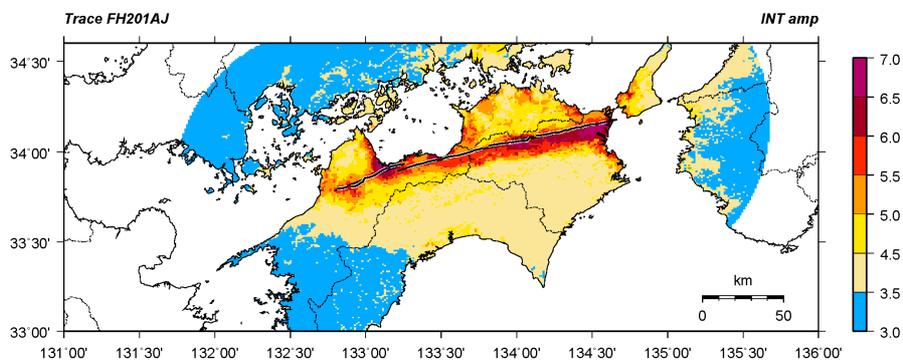


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図 10 $V_s=600\text{m/s}$ 層上面における計測震度分布 (深部断層の傾斜角: 中角度)

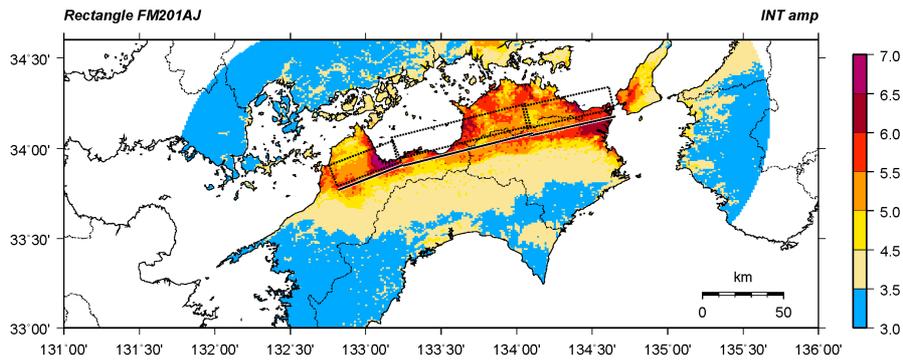


(a) 深部断層を地表まで延長

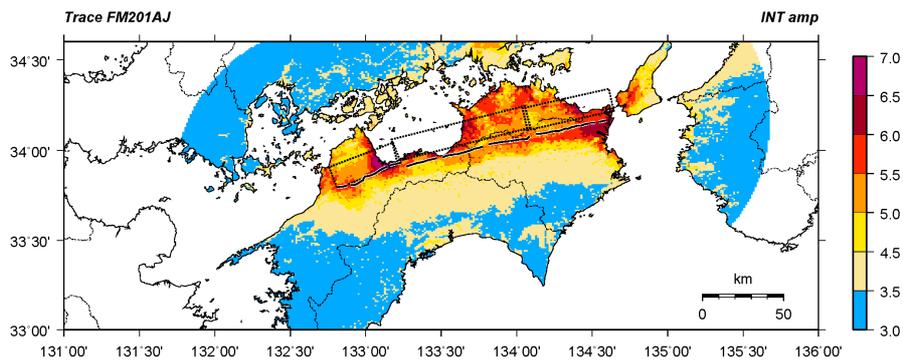


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図 11 地表における計測震度分布 (深部断層の傾斜角: 高角度)

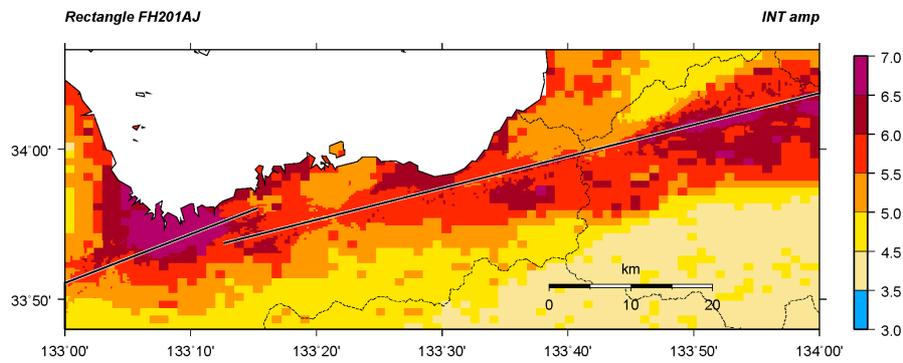


(a) 深部断層を地表まで延長

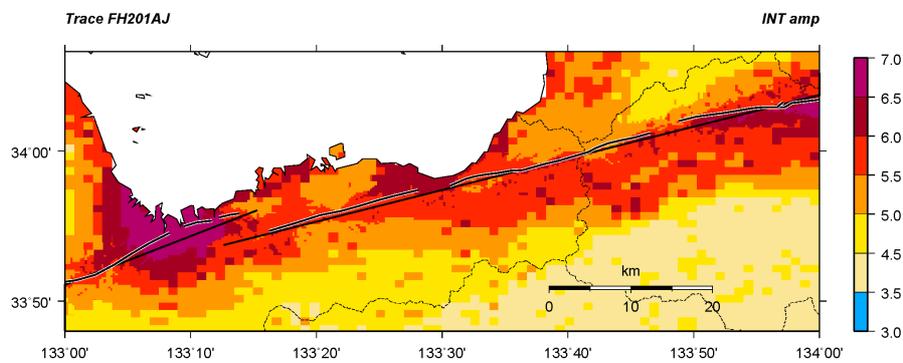


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図 12 地表における計測震度分布（深部断層の傾斜角：中角度）

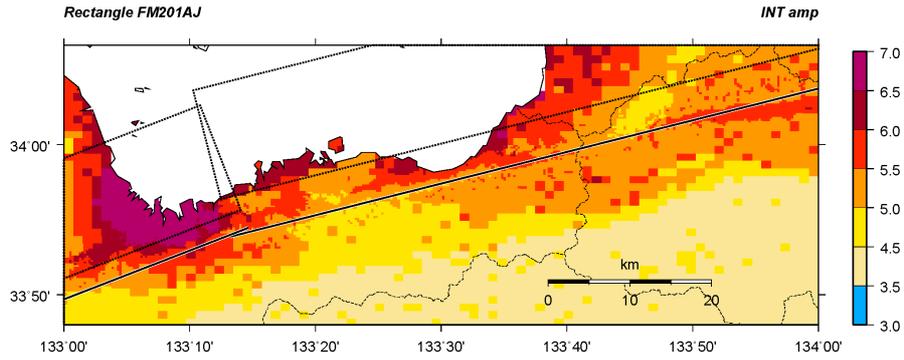


(a) 深部断層を地表まで延長

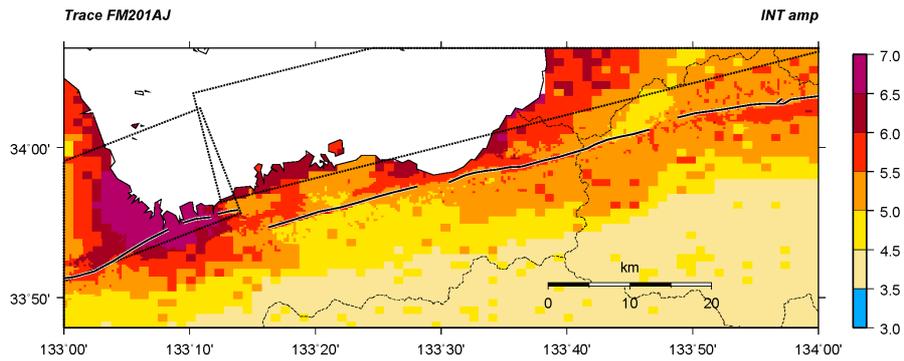


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図 13 地表における計測震度分布の拡大図（深部断層の傾斜角：高角度）

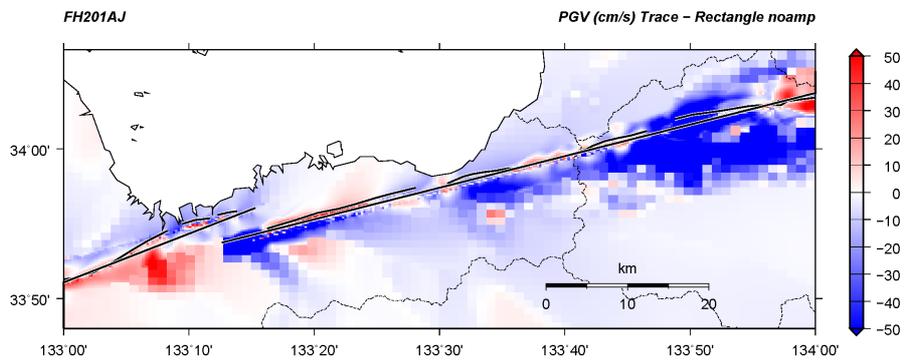


(a) 深部断層を地表まで延長

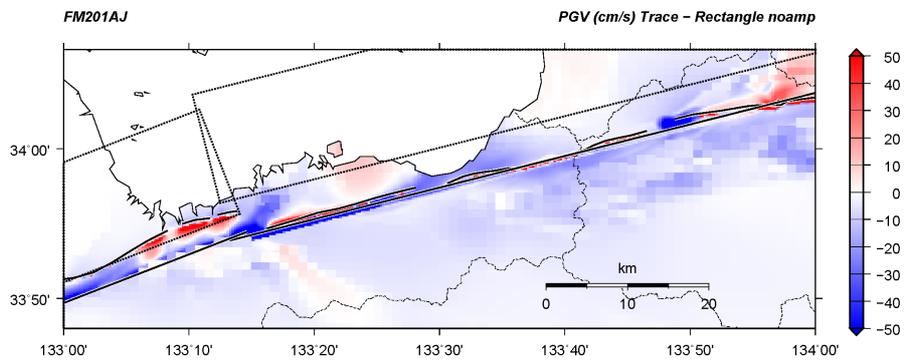


(b) 地表断層形状を詳細にモデル化

図 14 地表における計測震度分布の拡大図（深部断層の傾斜角：中角度）



(a) 深部断層の傾斜角：高角度



(b) 深部断層の傾斜角：中角度

図 15 $V_s=600\text{m/s}$ 層上面における浅部断層のモデル化による最大速度の差（地表断層形状を詳細にモデル化した場合 - 深部断層を地表まで延長した場合）の分布（差分法、1Hzのローパスフィルター）

2) 長大断層のスケーリング則検討

ここでは令和5年度に収集した文献の中から、断層面上のすべり分布の数値データが公開されている震源モデルについて、Somerville et al. (1999) の規範に従って震源断層領域、Murotani et al. (2008) の規範に従ってアスペリティ領域を抽出するとともに、地震モーメントと震源断層面積、アスペリティ面積、平均すべり量の関係を整理した。また、Kahramanmaras 地震に関しては、SMGA (強震動生成域) モデルも収集し、整理した。

a) Barbot et al. (2023) 【Kahramanmaras 地震・Elbistan 地震】

Kahramanmaras 地震では 370km×20km の断層面を 8 つのセグメント、Elbistan 地震では 186km×20km の断層面を 5 つのセグメントで仮定しており、それぞれ 2 km×2 km のメッシュに分割して震源インバージョン解析を実施している。図 16 に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域が示されている。図中の黒塗り部分は平均すべり量の 0.3 倍未満の領域、灰色から白塗りは平均すべり量の 0.3~1.5 倍の領域、カラー (緑~赤) は平均すべり量の 1.5 倍以上のアスペリティ領域を示す。図中の赤線で囲まれた領域は抽出された震源断層領域を示す。Kahramanmaras 地震を対象に抽出された震源断層面積は 5632km²、平均すべり量は 3.08m、アスペリティ面積は 1328km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.24 であった。一方、Elbistan 地震を対象に抽出された震源断層面積は 2252km²、平均すべり量は 4.69m、アスペリティ面積は 552km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.25 であった。

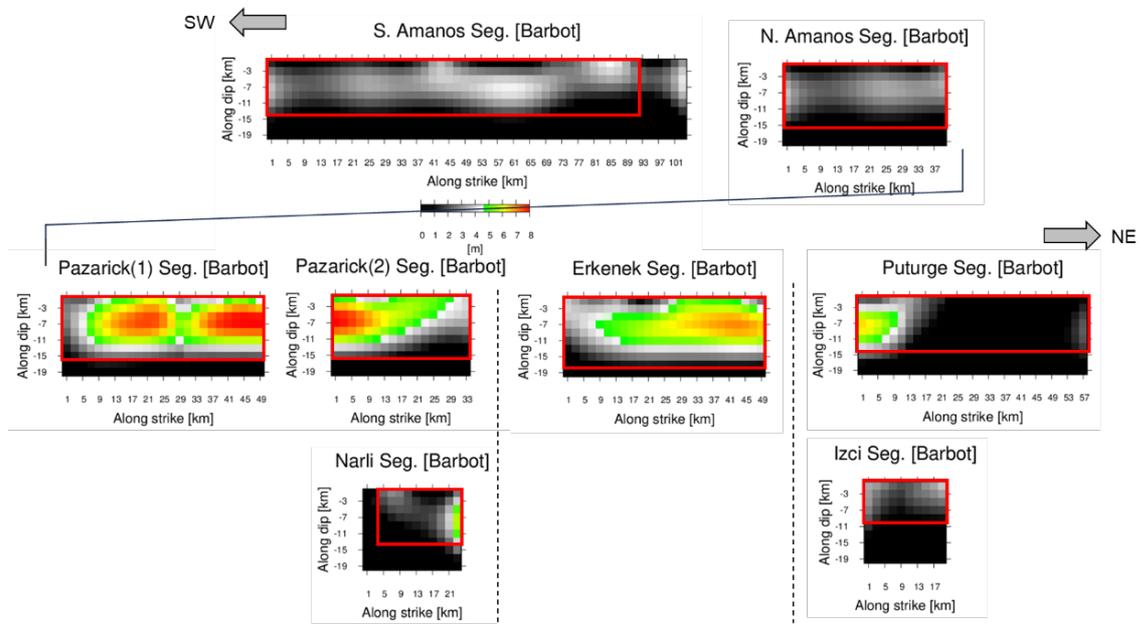


図 16(a) Barbot et al. (2023) による Kahramanmaras 地震の震源断層領域 (赤枠内) とアスペリティ領域 (緑~赤)。図中の黒塗り部分は平均すべり量の 0.3 倍未満の領域、灰色から白塗りは平均すべり量の 0.3~1.5 倍の領域、カラーはアスペリティ領域を示す。

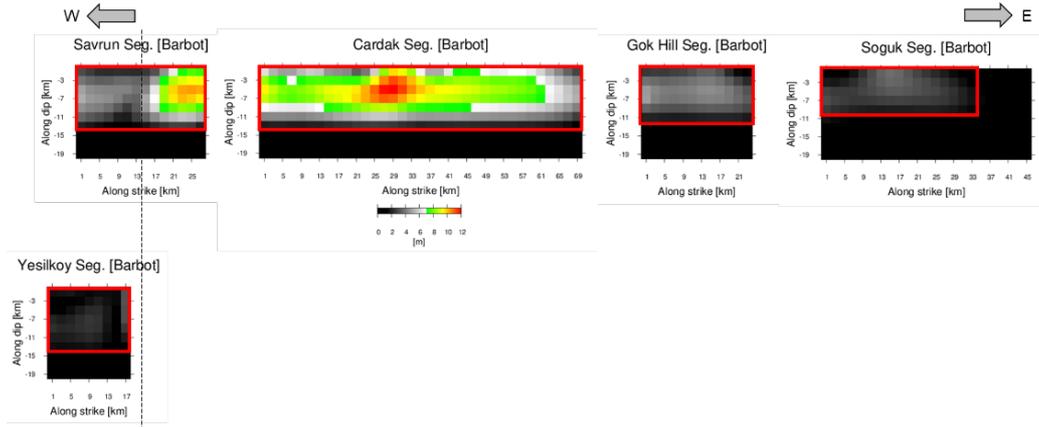


図 16(b) Barbot et al. (2023) による Elbistan 地震の震源断層領域 (赤枠内) とアスペリティ領域 (緑～赤)。図中の黒塗り部分は平均すべり量の 0.3 倍未満の領域、灰色から白塗りは平均すべり量の 0.3～1.5 倍の領域、カラーはアスペリティ領域を示す。

b) Delouis et al. (2023) 【Kahramanmaras 地震】

断層面は $7.5\text{km} \times 5\text{km}$ を要素断層として、 $435\text{km} \times 25\text{km}$ の断層面を 3つのセグメント (Segment 1～3) で設定している。図 17 に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域を示す。Kahramanmaras 地震を対象に抽出された震源断層面積は 7483km^2 、平均すべり量は 2.44m 、アスペリティ面積は 1619km^2 で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.22 であった。

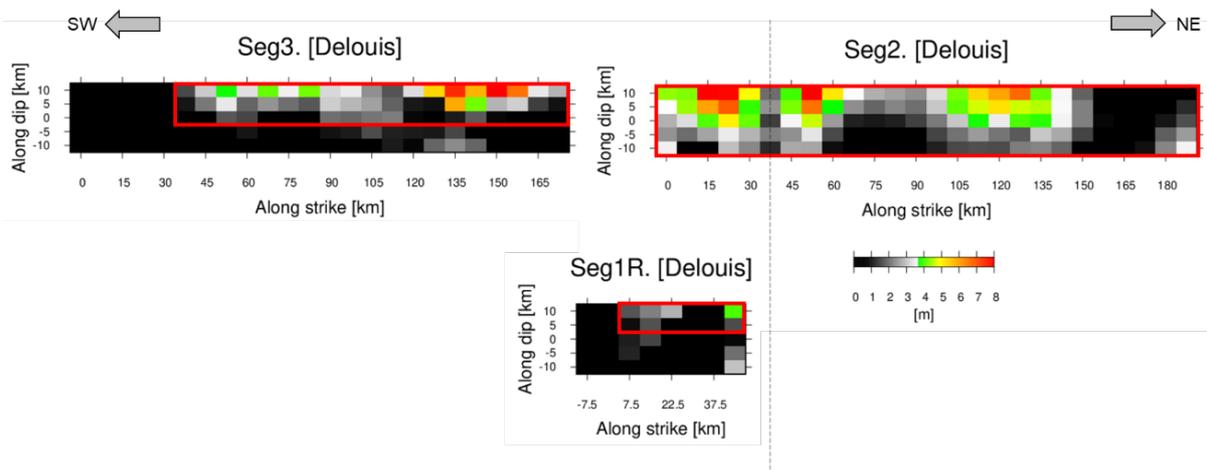


図 17 Delouis et al. (2023) による Kahramanmaras 地震の震源断層領域 (赤枠内) とアスペリティ領域 (緑～赤)。図中の黒塗り部分は平均すべり量の 0.3 倍未満の領域、灰色から白塗りは平均すべり量の 0.3～1.5 倍の領域、カラーはアスペリティ領域を示す。

c) Goldberg et al. (2023) 【Kahramanmaras 地震・Elbistan 地震】

Kahramanmaras 地震は 405km×40km の断層面を 3 つのセグメント、Elbistan 地震は 195km×30km の断層面を 3 つのセグメントで仮定しており、それぞれ 5 km× 5 km メッシュに分割して震源インバージョン解析を実施している。図 18 に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域を示す。Kahramanmaras 地震を対象に抽出された震源断層面積は 5050km²、平均すべり量は 3.63m、アスペリティ面積は 1025km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.20 であった。一方、Elbistan 地震を対象に抽出された震源断層面積は 3825km²、平均すべり量は 3.50m、アスペリティ面積は 1050km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.27 であった。なお、Kahramanmaras 地震において発震断層セグメントである Narli 断層 (図 18(a) の Seg.1 に対応) がトリミング操作によって削除されていることに注意が必要である。発震断層セグメントである Narli 断層は Mw6.8 と推定されており、その平均すべり量は断層全体の Mw7.8 の Kahramanmaras 地震の平均すべり量に比べて著しく小さく、トリミング操作によって削除されている。このため、断層セグメントの組み合わせから成る第 3 ステージの長大断層地震は各断層セグメントの平均すべり量によってトリミング操作をした方が良くかもしれない。

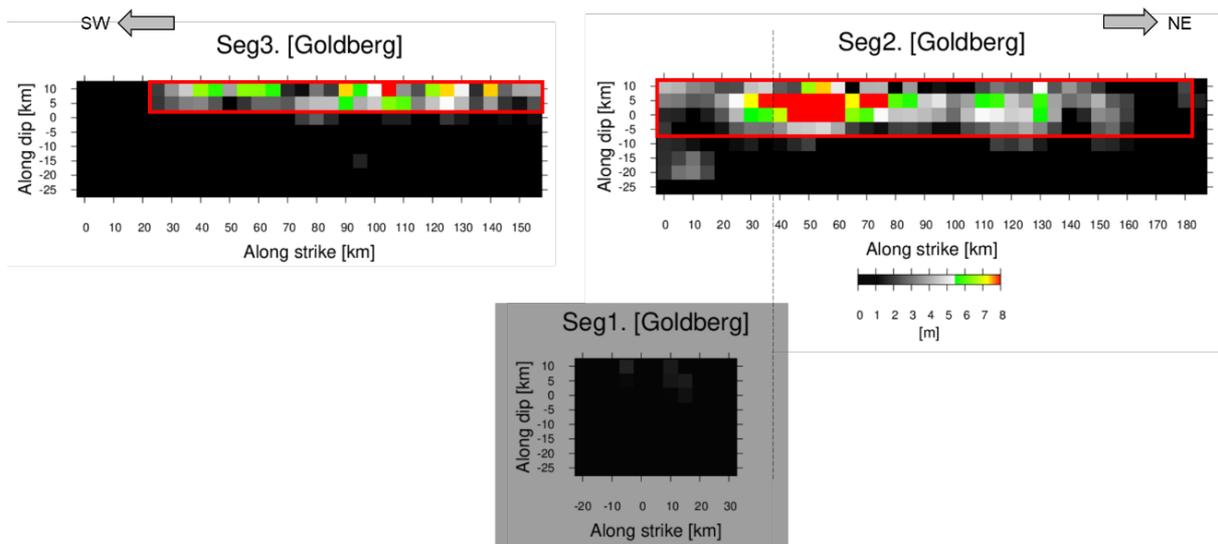


図 18(a) Goldberg et al. (2023) による Kahramanmaras 地震の震源断層領域 (赤枠内) とアスペリティ領域 (緑～赤)。

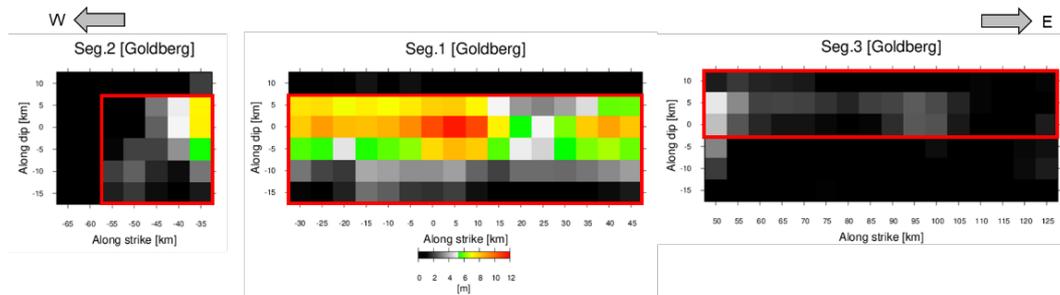


図 18(b) Goldberg et al. (2023) による Elbistan 地震の震源断層領域 (赤枠内) とアスペリティ領域 (緑～赤)。

d) Liu et al. (2023) 【Kahramanmaras 地震・Elbistan 地震】

Kahramanmaras 地震は 420km×42km の断層面を 6 つのセグメント、Elbistan 地震は 275km×45km の断層面を 5 つのセグメントで仮定しており、それぞれ 6 km×6 km、5 km×5 km のメッシュ分割によって震源インバージョン解析を実施している。図 19 に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域を示す。Kahramanmaras 地震を対象に抽出された震源断層面積は 14544km²、平均すべり量は 1.63m、アスペリティ面積は 3240km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.22 であった。一方、Elbistan 地震を対象に抽出された震源断層面積は 11775km²、平均すべり量は 1.33m、アスペリティ面積は 1850km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.16 であった。Liu らによる震源モデルの断層幅は 42km と 45km に設定されており、他の研究者に比べて 2 倍以上大きな設定断層面となっている。トリミング操作によって深さ 20km 以深の領域が削除されることを期待したが、深さ 20km 以上にも平均すべり量の 0.3 倍以上のすべりをもつ領域があり、結果的に本検討では削除できなかった。そのため、相対的に平均すべり量が小さくなっていることに注意が必要である。

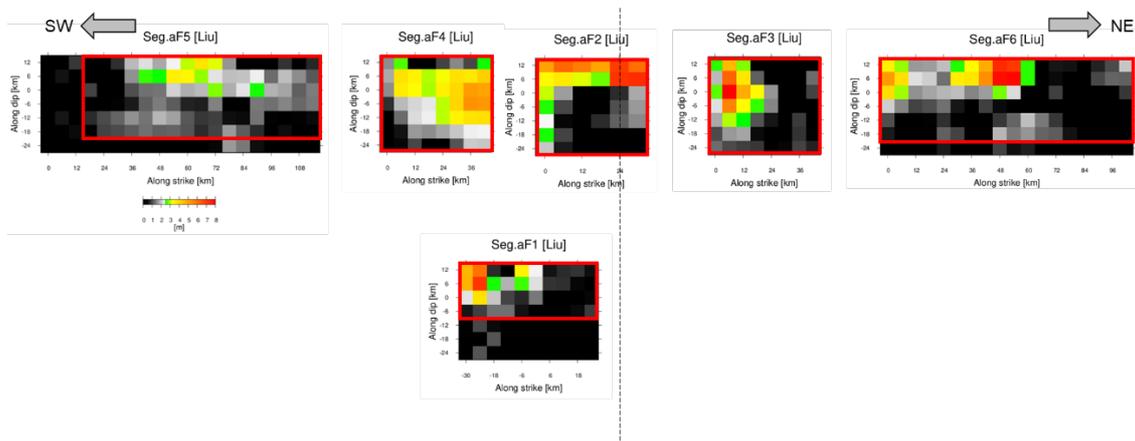


図 19(a) Liu et al. (2023) による Kahramanmaras 地震の震源断層領域（赤枠内）とアスペリティ領域（緑～赤）。

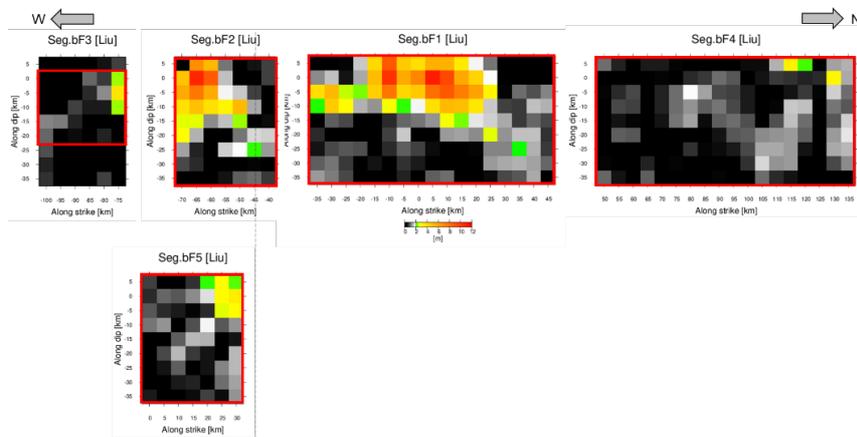


図 19(b) Liu et al. (2023) による Elbistan 地震の震源断層領域（赤枠内）とアスペリティ領域（緑～赤）。

e) Satoh (2024) 【Kahramanmaras 地震 (SMGA モデル)】

図 20 に Satoh (2024) による Kahramanmaras 地震 (論文では M7.8 地震) の SMGA (Strong Motion Generation Area) モデルを示す。解析対象は 0.2~10Hz のバンドパス・フィルターを施した加速度波形エンベロープおよび 0.2~2Hz の速度波形エンベロープである。SMGA は 0~7 までの計 8 つが推定されており、Segment-N1 (SMGA1~3)、-N2 (SMGA4)、-S (SMGA5~7) の各 SMGA の応力降下量は内陸地殻内地震として平均的な応力降下量 (例えば、藤堂・他, 2022) と同等な 6~19MPa が推定されている一方、破壊が始まった Narli 断層セグメントに対応する Segment-C の SMGA0 は 32.2MPa となっている。SMGA の震源パラメータに基づいて推定された短周期レベル (A) は $4.05E+19\text{Nm/s}^2$ で、これは Hikima and Shimmura (2020) の提案する震源スケーリング則に基づいた短周期レベルと整合的である (図 21 参照)。

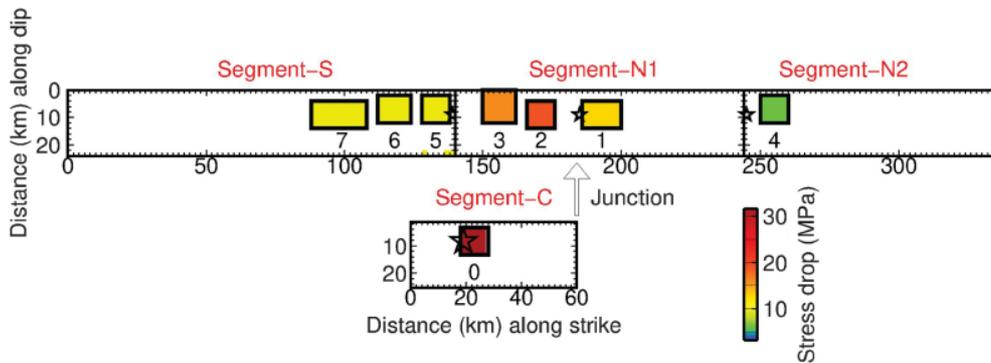


図 20 Satoh (2024) による、Kahramanmaras 地震 (論文では M7.8 地震) の SMGA モデル。

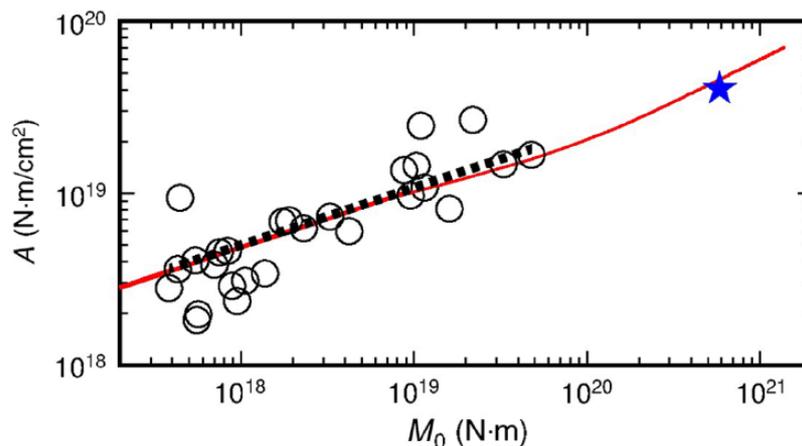


図 21 Satoh (2024) による、Kahramanmaras 地震の SMGA モデルによる短周期レベル (星)。赤線：Hikima and Shimmura (2020) の提案する震源スケーリング則に基づいた短周期レベル。黒破線：佐藤・岡崎 (2023) による短周期レベルのスケーリング則。

f) Hamling et al. (2017) 【Kaikoura 地震】

彼らは主に地表踏査・InSAR・GPSの測地学的データを使用し、20枚の断層面からなる複雑なモデルを提案している。このうちの一枚は深さ20 km以深にある Hikurangi 沈み込み帯の境界面を仮定しており、残りのすべての断層面はこの沈み込み境界よりも浅い地殻内の断層である。今回の地震の震源域は Hikurangi 沈み込み帯の最南端に位置し、彼らはモーメントテンソル解に含まれる逆断層成分をより良好に説明するには、沈み込み境界でのすべり破壊が必要であるとしている。ただし、沈み込み境界でのモーメント解放は多めに見積もっても破壊全体の30%であり、主たる破壊はあくまでも浅部の地殻内部の断層で起きたと考えられている。図22に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域を示す。Hikurangi 沈み込み帯と地殻内部の断層(図22の上)を検討対象として抽出された震源断層面積は5897km²、平均すべり量は4.29m、アスペリティ面積は1041km²で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は0.18であった。なお、Kahramanmaras地震と同様に、トリミング操作によって一部のセグメント(図中の Humps 13、Humps 16)が削除されていることに注意が必要である。

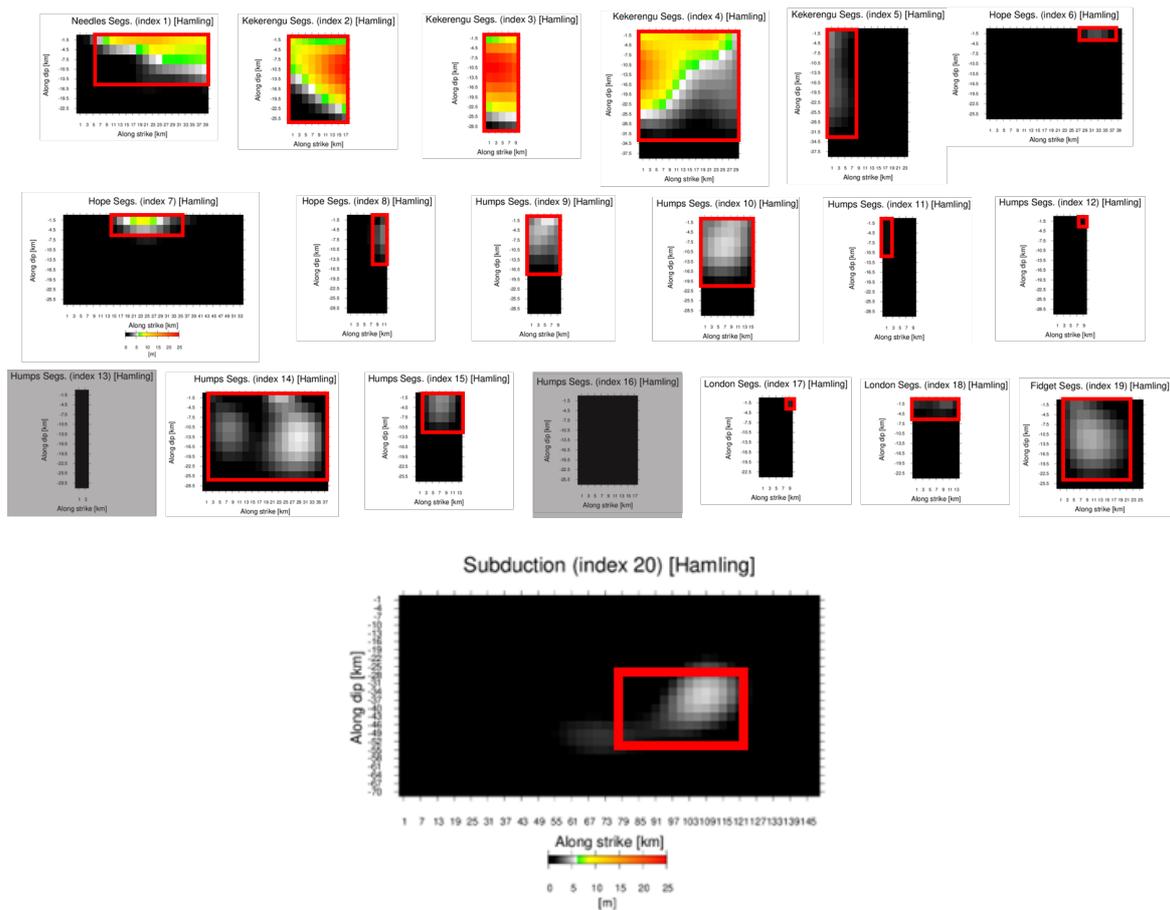


図22 Hamling et al. (2017) による Kaikoura 地震の震源断層領域(赤枠内)とアスペリティ領域(緑～赤)。

g) Wang et al. (2018) 【Kaikoura 地震】

彼らは、12 枚の断層面からなるモデルを提案している。このうち一枚は Hikurangi 沈み込み帯の境界面にあたる。彼らは、沈み込み境界でのすべり破壊はやや遠方の地殻変動や遠地実体波に寄与しており、破壊全体のモーメント解放に占める割合は決して小さくない（45%）としている。沈み込み境界と浅部地殻内断層のすべり分布やモーメント・レート関数が類似していることから、彼らは今回の地震での浅部地殻内断層は沈み込み境界から地表へ派生した分岐断層である可能性を指摘している。図 23 に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域を示す。Hikurangi 沈み込み帯と地殻内部の断層を検討対象として抽出された震源断層面積は 6966km²、平均すべり量は 4.61m、アスペリティ面積は 1548km²で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.22 であった。

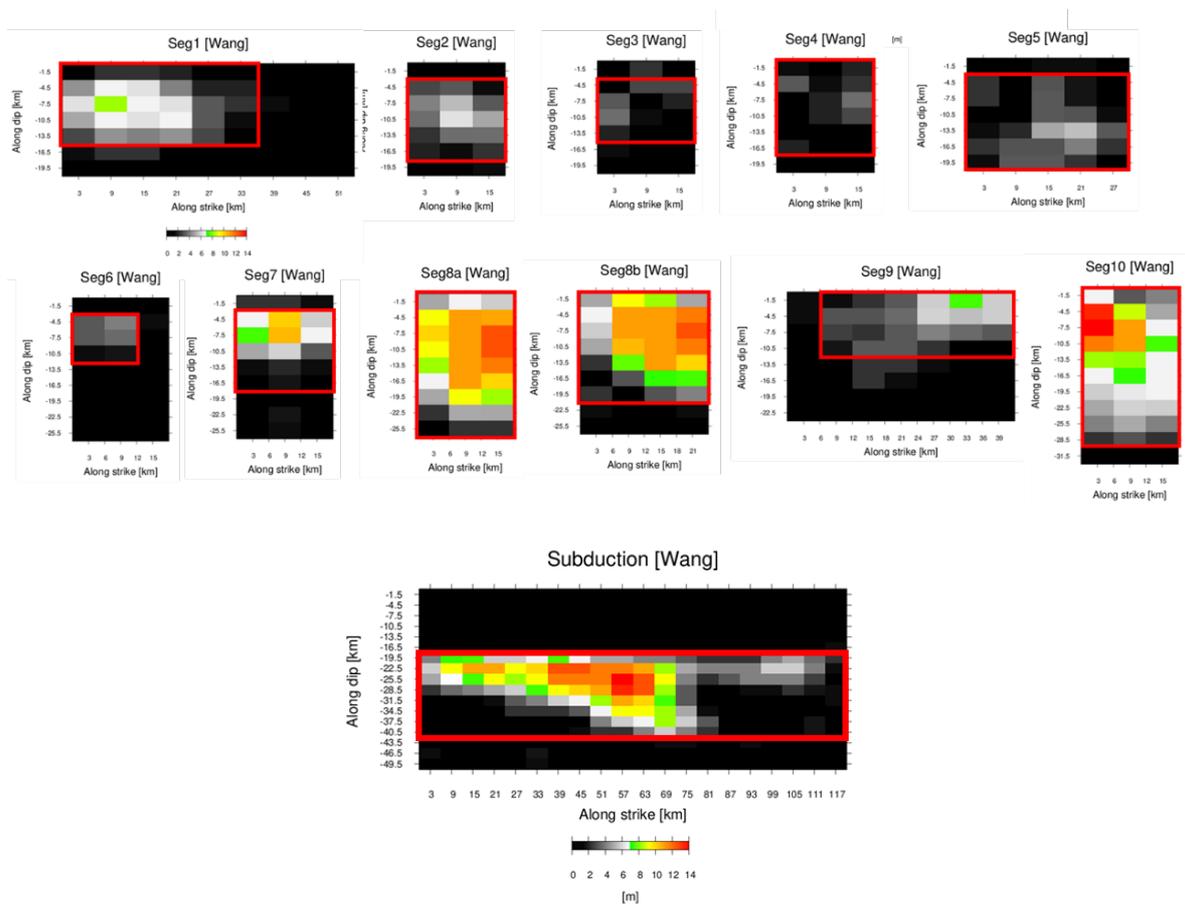


図 23 Wang et al. (2018) による Kaikoura 地震の震源断層領域（赤枠内）とアスペリティ領域（緑～赤）。

h) Holden et al. (2017)

前述の Hamling et al. (2017) と Wang et al. (2018) は Hikurangi 沈み込み帯と浅部地殻内の断層を仮定していたが、Holden et al. (2017) は浅部地殻内の断層のみを対象にしている。彼らが用いたデータの観測点密度は Hamling et al. (2017) の測地学的データほど密ではないため、5枚の浅部地殻内の断層面（南西側から順に、Humps、Hundalee、Point Kean、Kekerengu、Needle セグメント）で観測された主要な位相や振幅をおおむね説明できる。このうち、Kekerengu セグメントでは、複数回大きくすべっており、3回目のすべりは最大すべり量が約 20m と大きい。図 24 に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域を示す。浅部地殻内の断層を検討対象として抽出された震源断層面積は 6726km²、平均すべり量は 5.67m、アスペリティ面積は 1322km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.20 であった。

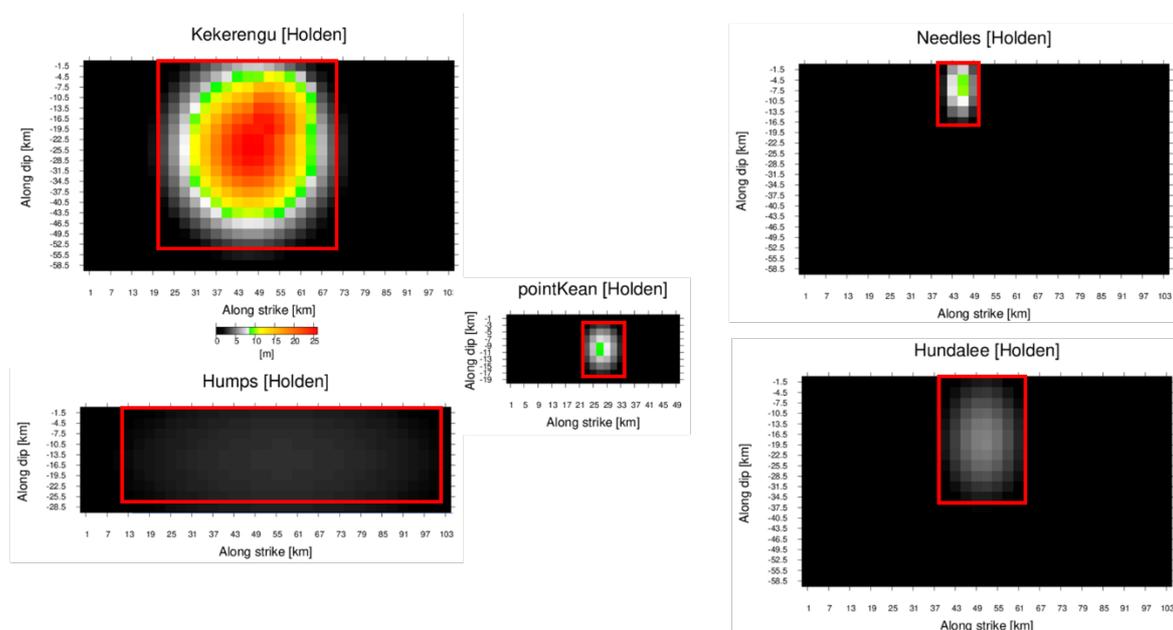


図 24 Holden et al. (2017) による Kaikoura 地震の震源断層領域（赤枠内）とアスペリティ領域（緑～赤）。

i) Xu et al. (2018)

彼らは InSAR・GPS データを使用し、6枚の浅部地殻内の断層面（Humps、Conway-Charwell、Stone Jug、Hundalee、Papatea、Hope-Jordan-Kekerengu-Needles セグメント）からなるモデルを提案し、陸域の観測だけでは Hikurangi 沈み込み帯の境界面でのすべり破壊はうまく求まらないとしている。すなわち、Holden et al. (2017) と同様に、Xu et al. (2018) は浅部地殻内の断層のみを対象にしている。図 25 に抽出された震源断層領域、アスペリティ領域を示す。浅部地殻内の断層を検討対象として抽出された震源断層面積は 5064km²、平均すべり量は 4.40m、アスペリティ面積は 1342km² で、震源断層面積に対するアスペリティ面積は 0.26 であった。

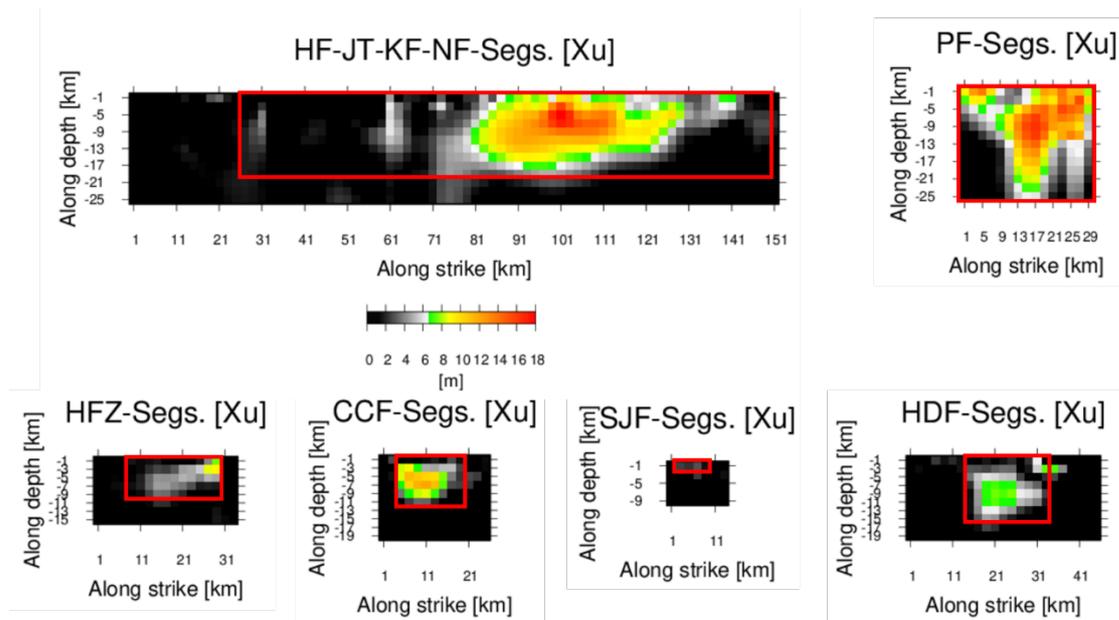


図 25 Xu et al. (2018) による Kaikoura 地震の震源断層領域（赤枠内）とアスペリティ領域（緑～赤）。

j) スケーリング則の検討

1995 年兵庫県南部地震以降、国内では強震観測網（K-NET、KiK-net 等、Aoi et al., 2020）が約 20 km 間隔で整備され、震源近傍の強震動記録を用いた震源インバージョン解析による断層面の不均質すべり分布の結果が数多く蓄積されてきた。得られた不均質すべり分布に対して、一定の規範に基づいて震源パラメータが推定され、それらのパラメータと地震規模の関係の回帰分析により、震源スケーリング則の評価がなされるようになった。Irikura and Miyake (2011) 及び Murotani et al. (2015) は内陸地殻内地震における震源パラメータのスケーリング則として、3 ステージ・スケーリング則を提唱している。第 1 ステージは $M_w 6.5$ 程度以下の地震で、自己相似（すべり量、断層長さ、断層幅が互いに相似すること）によって $S \propto M_o^{2/3}$ (Somerville et al., 1999) となる。第 2 ステージは $M_w 6.5 \sim 7.4$ 程度の地震で、地震発生層厚内に基づく断層幅の飽和によって $S \propto M_o^{1/2}$ (Irikura and Miyake, 2011) となる。第 3 ステージは $M_w 7.4$ 程度以上の地震で、さらに断層面上でのすべり量の飽和によって $S \propto M_o^1$ となる（田島・他, 2013 ; Murotani et al., 2015）。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2020）による震源断層を特定した地震の強震動予測手法は、この「3 ステージ・スケーリング則 (S-Mo)」に基づいている。ここでは、3 ステージ・スケーリング則と比較して 2016 年 Kaikoura（カイクウラ）地震、2023 年 Kahramanmaras（カハラマンマラシュ）地震、2023 年 Elbistan（エルビスタン）地震の震源特性（震源断層面積、アスペリティ面積、平均すべり量）について検討する。図 26(a)～(c) にそれぞれ地震モーメントに対する震源断層面積、平均すべり量、アスペリティ面積の関係を示す（表 4 参照）。図 27a～c に震源特性（震源断層面積、平均すべり量、アスペリティ面積）のバイアス・プロットを示す（表 5 参照）。なお、3 ステージ・スケーリング則の震源断層面積 (S_{rup})、平均すべり量 (D_{rup})、アスペリティ面積 (S_{asp}) に対する観測値のバイアス (\ln

(Obs./Pre.)はそれぞれ-0.092、-0.005、-0.124であり、その標準偏差はそれぞれ0.452、0.438、0.422であった。図26、図27から同じ地震でも震源インバージョン解析から得られた震源特性（震源断層面積、平均すべり量、アスペリティ面積）にはばらつきが認められる。なお、ばらつきはあるものの2016年Kaikoura地震を除き、2023年Kahramanmaras地震と2023年Elbistan地震の震源特性は3ステージ・スケーリング則とはほぼ整合していることが認められる。一方、2016年Kaikoura地震の震源断層面積は3ステージ・スケーリング則に比べて若干過小評価であり、その結果、平均すべり量は3ステージ・スケーリング則に比べてやや過大評価となっている。そのアスペリティ面積も震源断層面積と同様に3ステージ・スケーリング則に比べてやや過小評価となっている。2016年Kaikoura地震はHikurangi沈み込み帯のプレート境界地震と地殻内地震の2つが同時活動した可能性が報告(Hamling et al., 2017; Wang et al., 2018)されており、内陸地殻内の地震の震源特性とは異なるのかもしれない。このようなプレート境界地震と地殻内地震の2つが同時活動した場合の震源特性については今後の検討課題と考える。

表4 2016年Kaikoura地震、2023年Kahramanmaras地震、2023年Elbistan地震の震源パラメータ

	M_0 [$\times 10^{20}$ Nm]	S_{rup} [km^2]	D_{rup} [m]	S_{asp} [km^2]	D_{asp} [m]	S_{asp}/S_{rup}
Barbot et al. (2023)	5.40	5632	3.08	1328	5.94	0.24
Delouis et al. (2023)	7.00	7483	2.44	1619	5.13	0.22
Goldberg et al. (2023)	7.92	5050	3.63	1025	7.16	0.20
Liu et al. (2023)	7.10	14544	1.63	3240	4.03	0.22
Barbot et al. (2023)	3.30	2252	4.69	552	8.66	0.25
Goldberg et al. (2023)	5.05	3825	3.50	1050	7.35	0.27
Liu et al. (2023)	5.00	11775	1.33	1850	4.48	0.16
Hamling et al. (2017)	10.0	5897	4.29	1041	12.00	0.18
Holden et al. (2017)	8.91	6726	5.67	1322	15.90	0.20
Wang et al. (2018)	10.4	6966	4.61	1548	10.00	0.22
Xu et al. (2018)	7.35	5064	4.40	1342	10.10	0.26

表5 3ステージ・スケーリング則に対する震源パラメータのバイアス

2023Kahramanmaras	M_0 [Nm]	S_{rup} [ln(Obs./Pre.)]	D_{rup} [ln(Obs./Pre.)]	S_{asp} [ln(Obs./Pre.)]
Barbot et al. (2023)	5.40E+20	0.042	-0.069	0.093
Delouis et al. (2023)	7.00E+20	0.067	-0.302	0.032
Goldberg et al. (2023)	7.90E+20	-0.450	0.095	-0.549
Liu et al. (2023)	7.10E+20	0.717	-0.705	0.712

2023Elbistan	M_0 [Nm]	S_{rup} [ln(Obs./Pre.)]	D_{rup} [ln(Obs./Pre.)]	S_{asp} [ln(Obs./Pre.)]
Barbot et al. (2023)	3.30E+20	-0.382	0.352	-0.292
Goldberg et al. (2023)	5.50E+20	-0.278	0.059	-0.074
Liu et al. (2023)	5.00E+20	0.857	-0.909	0.502

2016Kaikoura	M_0 [Nm]	S_{rup} [ln(Obs./Pre.)]	D_{rup} [ln(Obs./Pre.)]	S_{asp} [ln(Obs./Pre.)]
Hamling et al. (2017)	1.00E+21	-0.528	0.262	-0.766
Holden et al. (2017)	8.91E+20	-0.281	0.541	-0.412
Wang et al. (2018)	1.04E+21	-0.401	0.334	-0.409
Xu et al. (2018)	7.35E+20	-0.372	0.288	-0.205

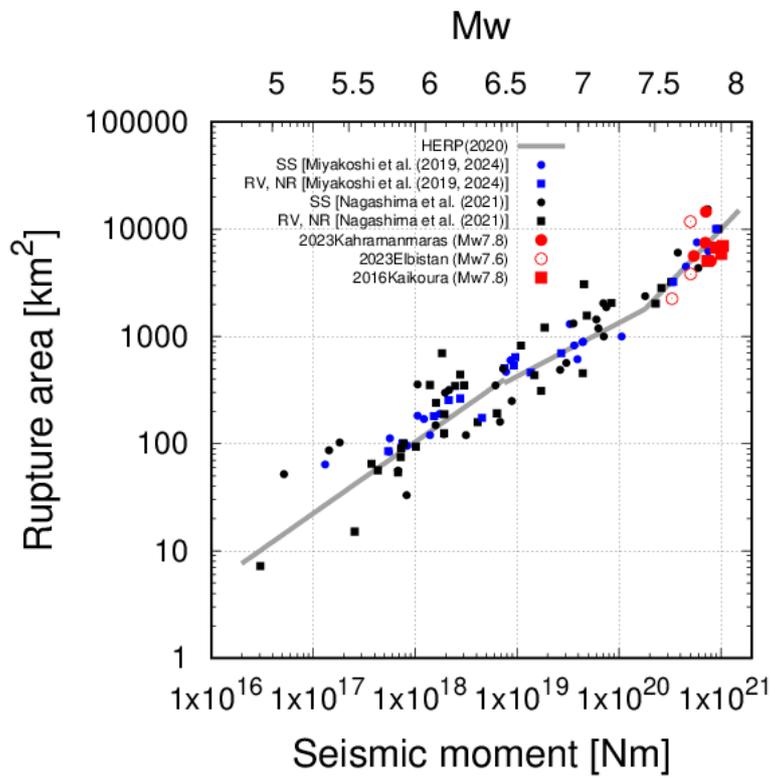


図 26(a) 地震モーメントと震源断層面積の関係

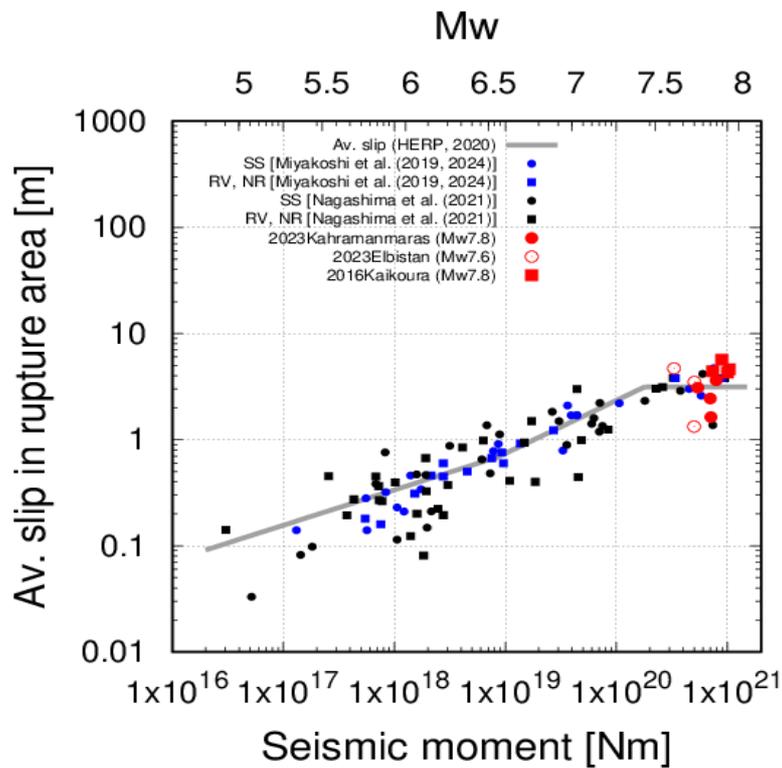


図 26(b) 地震モーメントと平均すべり量の関係

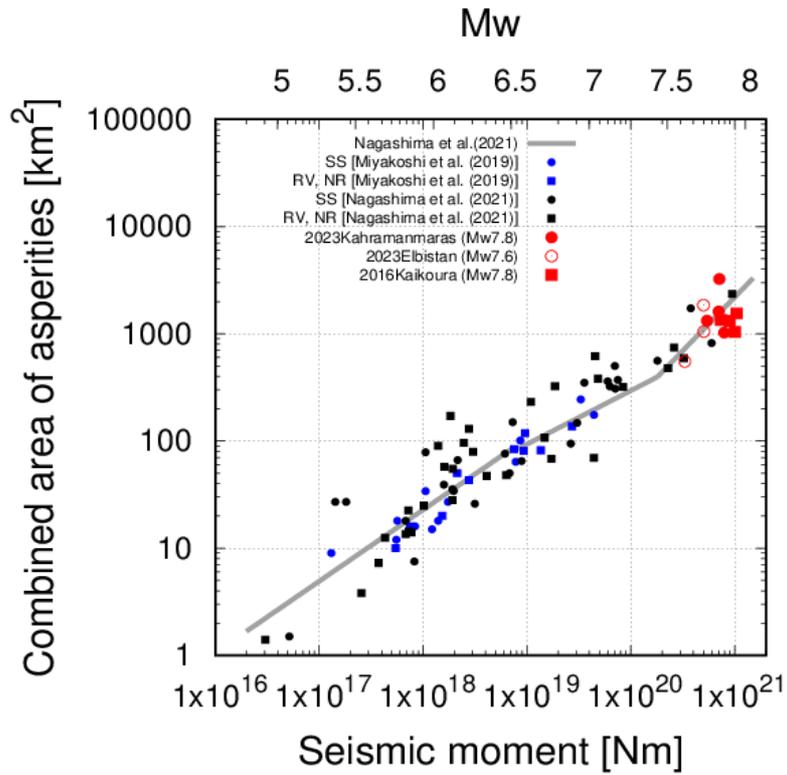


図 26(c) 地震モーメントとアスペリティ面積の関係

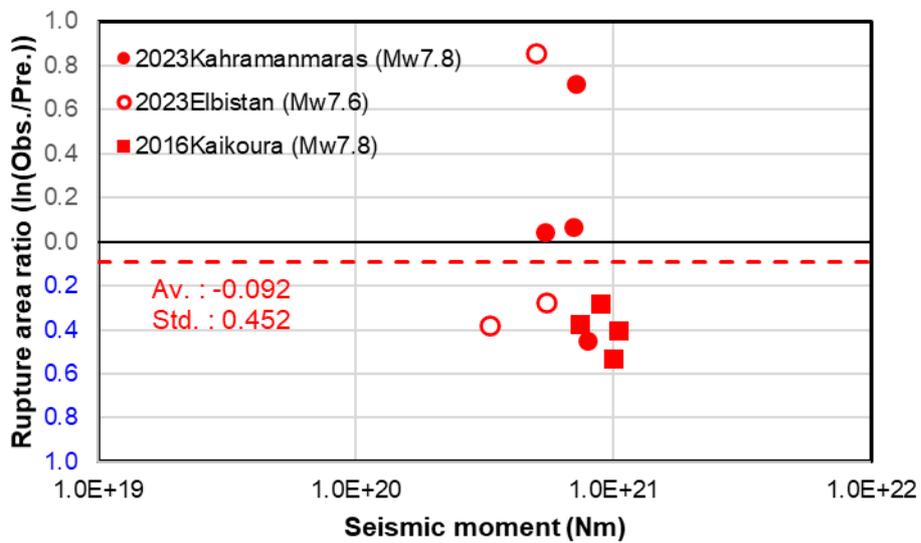


図 27(a) 震源断層面積 (S_{rup}) のバイアス・プロット ($\ln(\text{Obs.}/\text{Pre.})$)

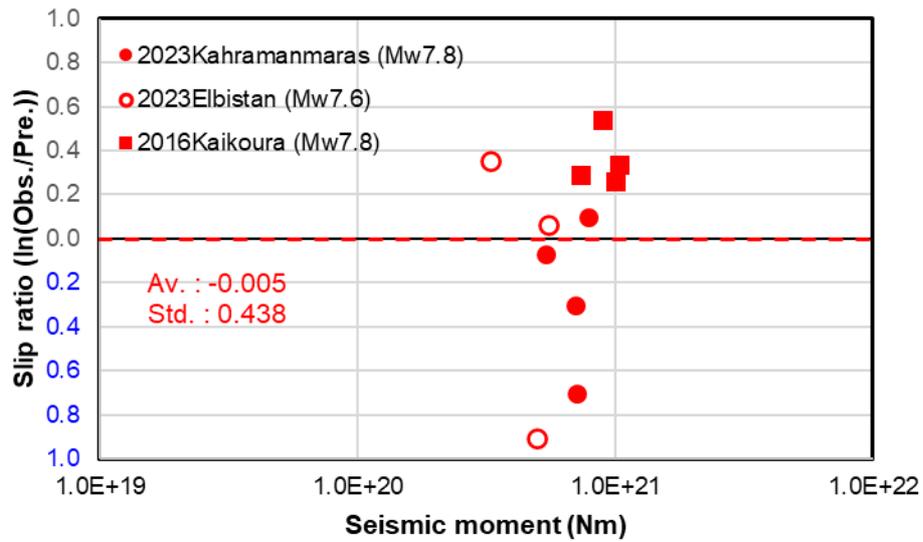


図 27(b) 平均すべり量 (D_{rup}) のバイアス・プロット ($\ln(\text{Obs.}/\text{Pre.})$)

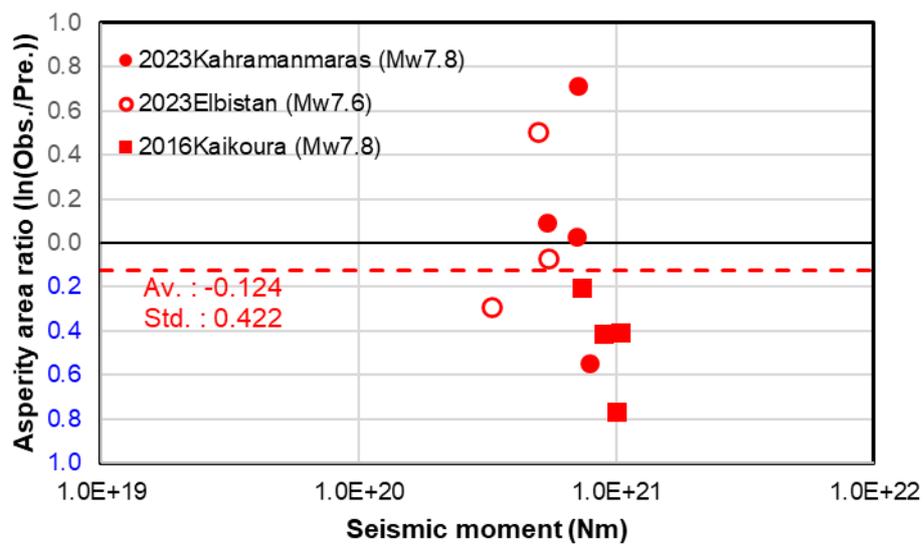


図 27(c) アスペリティ面積 (S_{asp}) のバイアス・プロット ($\ln(\text{Obs.}/\text{Pre.})$)

3) 2024年能登半島地震 (Mj7.6) の震源に関する情報収集

a) 震源インバージョン解析等による震源モデルの収集

2024年1月1日16時10分22.5秒(気象庁発表)に石川県能登地方の深さ約15kmを震源として能登半島地震(Mw 7.5)が発生した。この地震は内陸地殻内で発生した北西-南東方向に圧力軸を持つ逆断層型であった。この地震により、輪島市や志賀町で最大震度7が観測されたほか、能登半島の広範囲で震度6弱以上の強い揺れが観測された。防災科学技術研究所のISK006では2828.2Gal(三成分合成)を記録し、ISK003やISK001、ISK005でも同様に1000Gal(三成分合成)を超える強い揺れが記録されている。この地震は、能登半島西方沖から佐渡島西方沖までの断層を震源断層とする地震で、国内で近年発生した内陸地殻内地震としては最大規模の地震であった。ここでは2024年能登半島地震を対象として、主に強震動記録を用いた震源インバージョン解析による震源断層モデルと経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによるSMGAモデルを収集・整理し、その概要をまとめる。

久保ほか(2024)はK-NET観測点15点、KiK-net地中観測点10点、KiK-net地表観測点1点の計26観測点の速度波形およびF-net観測点4点での速度波形を用いている。なお、解析では本震の発震時刻より約13秒前の地震(発震時刻:2024年1月1日16時10分9.616秒、Hi-net震源情報)も含めて一連のイベントと見なしたインバージョン解析を行っている。解析対象周期は4~40秒(0.025~0.25Hz)である。断層モデルは3枚の断層面を仮定しており、断層長さは126km、断層幅は24km、断層面積は3024km²である。また、破壊伝播速度(第1タイム・ウィンドウ伝播速度)は破壊開始点から西側には2.8km/s、東側は2.4km/sとなっている。断層面全体での地震モーメントは 3.6×10^{20} Nmであった。

浅野・岩田(2024)は20地点の速度波形(K-NET、KiK-net、F-netなど)を用いている。断層モデルは2枚の断層面を仮定しており、能登半島北東端付近で2枚の断層面は深さが異なるように重なっている。なお、解析では16時10分09秒に西側セグメントから南西方向、16時10分22秒に東側セグメントから北東方向に破壊が進展するシナリオを仮定して解析が実施されている。解析対象周期は2.5~33.3秒(0.03~0.4Hz)である。また、破壊伝播速度(第1タイム・ウィンドウ伝播速度)は1.7km/sである。断層面全体での地震モーメントは 2.6×10^{20} Nmであった。

引間(2024)は16時10分09秒に発生した地震を前震と仮定し、本震とは別に震源インバージョン解析を実施している。引間は16地点の速度波形(KiK-net、K-NET)を用いている。解析対象周期は2.5~33.3秒(0.03~0.4Hz)である。断層モデルは4枚の断層面を仮定しており、断層長さは148km、断層幅は24km、断層面積は3552km²である。また、破壊伝播速度(第1タイム・ウィンドウ伝播速度)は2.7km/sとなっているが、西側方向に比べて東側方向の破壊が約5~10秒程度遅れて伝播していることを指摘している。断層面全体での地震モーメントは 2.88×10^{20} Nmであった。

吉田・他(2024)は16時10分22秒に本震が発生したと仮定している。解析対象周期は2~20秒(0.5~0.05Hz)である。断層モデルは3枚の断層面を仮定しており、断層長さは140km、断層幅は26km、断層面積は3640km²である。吉田らのインバージョン解析は破壊伝播時刻が未知数となる非線形インバージョン解析であり、破壊伝播速度は断層面で異なるが、断層全体で破壊伝播速度は2.6km/sとなっている。断層面全体での地震モーメン

トは 2.51×10^{20} Nm であった。さらに、吉田らは経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによって7個のSMGAを推定しており、暫定値であるがSMGAモデルの総短周期レベルは $4.74 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$ となっている。

Guo et al. (2024) は K-NET が 11 地点、KiK-net (地中) が 5 地点、気象庁が 5 地点、F-net が 1 地点、計 22 地点の 3 成分の速度記録を用いて解析を行っている。解析対象周期は 4 ~ 20 秒 (0.05 ~ 0.25Hz) である。5 枚の断層面を仮定しているが、破壊開始点付近の断層面 (Segment C) では前震 (1st) と本震 (2nd) の破壊を 2 回許すように設定している。さらに、海底の活断層位置および再決定した余震分布と整合性を取るように深部から浅部にかけて断層の傾きが徐々に高角度となる曲面断層 (listric fault) を仮定している。破壊伝播速度 (第 1 タイム・ウィンドウ伝播速度) は 2.0km/s であるが、東側の富山トラフのセグメント (Segment F) には 2 秒程度の遅れで破壊が乗り移っている。Somerville et al. (1999) の規範による断層面積は 3510km^2 である。また、アスペリティ領域も抽出しており、アスペリティ面積は断層面積の 24% であった。地震モーメントは $3.4 \times 10^{20} \text{Nm}$ (case #2) である。

芝 (2024) は浅野・岩田 (2024) の解析結果を参考に、前震の発震時刻 (16 時 10 分 09 秒) で破壊が開始すると仮定して経験的グリーン関数法を用いた震源インバージョン解析を行っている。K-NET、KiK-net の 24 地点の水平 2 成分の速度記録を対象に解析を実施しており、解析対象周期は 1 ~ 10 秒 (0.1 ~ 1Hz) である。4 枚の断層面を仮定しており、断層長は 141.5km、断層幅は 20 ~ 22.5km、断層面積は 2981.25km^2 である。断層面全体での地震モーメントは $2.01 \times 10^{20} \text{Nm}$ であった。

佐藤・岡崎 (2024) は KiK-net 地中が 8 地点、K-NET が 4 地点、気象庁震度計が 4 地点、F-net が 3 地点、計 19 地点の記録を用いた経験的グリーン関数法を用いたフォワード解析に基づいた SMGA モデルを推定している。強震記録の水平 2 成分と上下成分の 0.2 ~ 2 Hz の速度波形と 0.2 ~ 10Hz の加速度波形のエンベロープを解析対象としている。4 枚の断層面を設定して、その中の SMGA を推定している。その結果、9 個の SMGA を推定しており、西側の 3 つの断層面内の破壊伝播速度は 2.38km/s、2.72km/s、2.41km/s、東側の断層面内は 2.29km/s であった。SMGA モデルの総短周期レベルは $4.45 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$ となっている。

Ma et al. (2024) は GNSS の水平動成分変位と InSAR データを用いた震源インバージョン解析からすべり分布を推定するとともに、North American (NA) array と Australian (AU) array の地震動記録を用いて高周波数帯域地震動の Back-projection 解析も実施している。Ma らは破壊開始点付近と輪島の西側に大きなすべりが認められ、ほぼ同じ場所で高周波数帯域地震動が生成されていると報告している。さらに、Back-projection 解析に基づいた破壊伝播の様式から、破壊開始から約 20 秒間の破壊伝播速度は 1 km/s 以下でゆっくりと破壊が進むが、その後、加速して南西方向の破壊伝播速度は 3.4km/s 程度、北東方向は 2.8km/s 程度になっているとしている。

Xu et al. (2024) は teleseismic データ、GNSS データ、強震動データを用いた震源インバージョン解析からすべり分布を推定するとともに、North American (NA) array、Alaska (AK) array と Australian (AU) array の地震動記録を用いて高周波数帯域地震動の Back-projection 解析も実施している。Xu らは 3 枚の断層面を設定しており、震源インバージョン解析による地震モーメントは $2.2 \times 10^{20} \text{Nm}$ である。Xu らは解析結果から協定世

界時 (UTC) の 07:10:08.33 (日本時間 16 時 10 分 08.33 秒) に初期破壊 (Hypo-I) が始まり、それが西側に進展した後、6～10 秒後に第 2 破壊 (Hypo-II) が始まり、それから両方向の破壊が進展したとしている。なお、南西方向の破壊伝播速度は 2.38km/s 程度、北東方向は 2.06km/s 程度となっている。

Liu et al. (2024) は teleseismic データ、GNSS データ、InSAR データ、強震動データ (震央距離 150km 未満) を用いて、ジョイント・インバージョン解析による震源のすべり分布を推定している。断層長さは約 150km で地震モーメントは 2.5×10^{20} Nm である。Liu らは解析結果から協定世界時 (UTC) の 07:10:09 頃 (日本時間 16 時 10 分 09 秒頃) に小さな破壊 (Mj5.9 の前震に対応) が始まり、それが 07:10:23 頃 (日本時間 16 時 10 分 23 秒頃) の本震までに破壊領域が急速に拡大したと考えている。さらに、本震の破壊開始から約 20 秒間の破壊伝播速度は Ma et al. (2024) と同様に 1.2km/s 程度のゆっくりとした破壊であったとしている。

b) 地震動予測式による地震動計算と観測記録との比較

地震動予測モデルの長大な断層の地震への適用性を確認するため、応答スペクトルに関する地震動ハザード評価 (試作版) (地震調査研究推進本部地震調査委員会、2022) で用いられている Morikawa and Fujiwara (2013) に基づく減衰定数 5% の加速度応答スペクトル (周期 0.1 秒から 10 秒) の地震動予測式による地震動計算を行い、観測記録と比較した。震源断層モデルは、「日本海側の海域活断層の長期評価一兵庫県北方沖～新潟県上越地方沖一」(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2024) の評価を基に以下の 4 通りを設定した。

1a: 能登半島北岸断層帯全体 (地震発生層内のみ) : Mw=7.43

1b: 能登半島北岸断層帯全体 (断層上端深さ 0 km) : Mw=7.46

2a: 1a+門前断層帯門前沖区間と富山トラフ西縁断層の各一部 : Mw=7.52

2b: 1b+門前断層帯門前沖区間と富山トラフ西縁断層の各一部 : Mw=7.55

地震規模は、設定された震源断層モデルの面積より「レシピ」に従って設定した。

地震動計算に用いる Morikawa and Fujiwara (2013) の地震動予測式は以下で表される。

$$\log_{10} pre = a \cdot (M_w' - 16)^2 + c + bX - \log_{10}(X + d \cdot 10^{0.5M_w'}) + G_d + G_s \quad (6)$$

ここで、 pre は地震動強さ指標、 a 、 b 、 c 、 d は回帰係数である。 G_d および G_s はそれぞれ深部地盤と浅部地盤に関する補正項であり、以下で表される。

$$G_d = p_d \cdot \log_{10}(\max[D_{\min}, D_{1400}]/D_0) \quad (7)$$

$$G_s = p_s \cdot \log_{10}(\min[V_{s\max}, AVS30]/V_0) \quad (8)$$

ここで、 D_{1400} は評価地点における $V_s=1400$ m/s 層上面までの深さ (m) である。係数 p_d 、 D_{\min} 、 D_0 、 p_s 、 $V_{s\max}$ 、 V_0 の値については、Morikawa and Fujiwara (2013) から見直された森川・藤原 (2023) を用いた。地下構造モデルは「2020 年版」で用いられている若松・松岡 (2020; 浅部地盤 J-SHIS V4) および地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2021a; 深部地盤 J-SHIS V3.2) とした。計算結果と観測記録との比較を図 28 に示す。震源モデルによる違いは顕著でなく、いずれの震源モデルでもばらつきが大きいものの計算結果は予測値とおおむね対応している。なお、観測記録は K-NET、KiK-net および気象庁のホームページより公開されている気象庁と地方公共団体 (新潟県、富山県、石川県) の震度計データを

用いた。

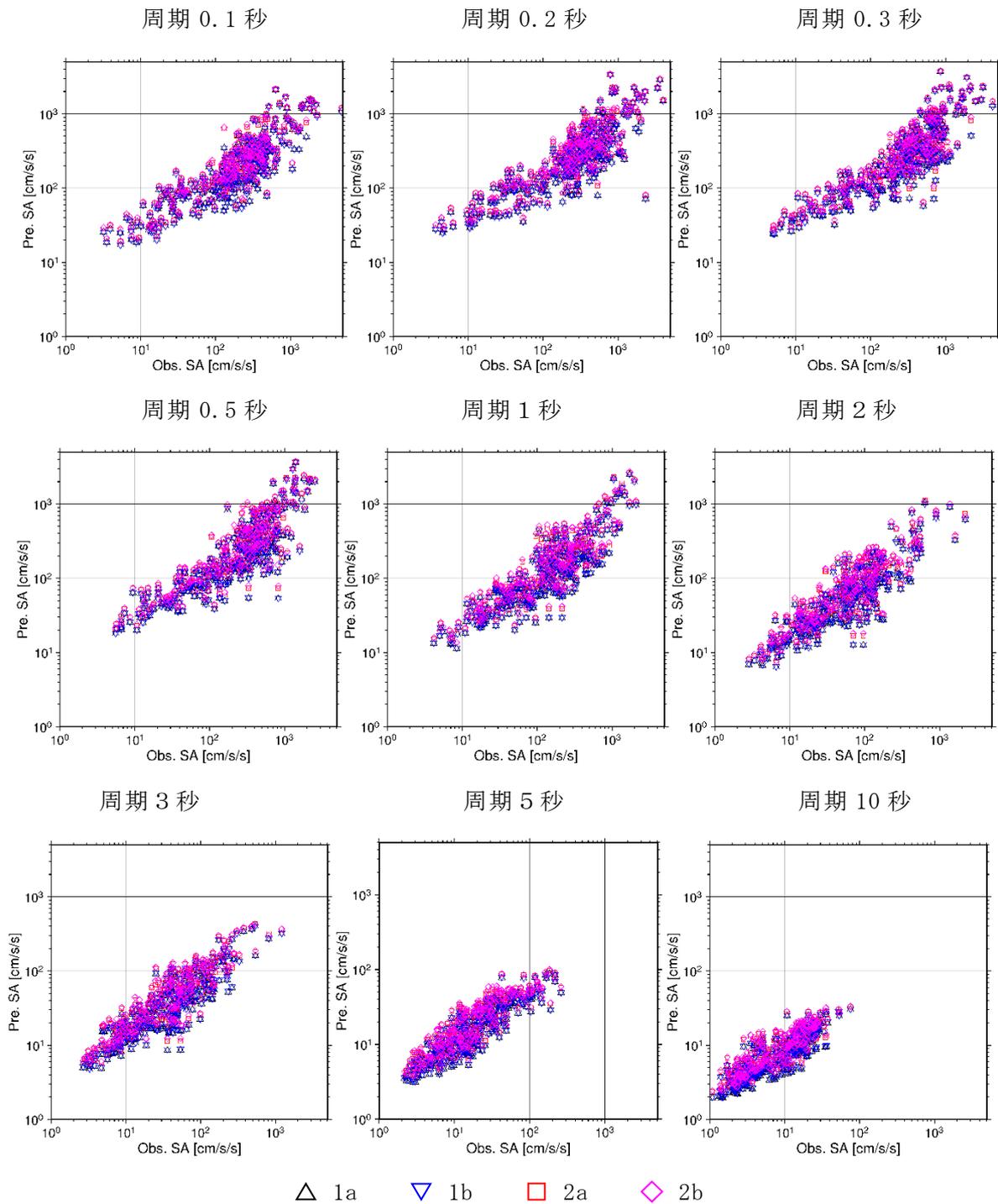


図 28 Morikawa and Fujiwara (2013) に基づく地震動計算結果と観測記録との比較

(c) 結論並びに今後の課題

中央構造線断層帯のうち讃岐山脈南縁東部区間から石鎚山脈北縁西部区間が同時に活動する地震を対象として、地震発生層より浅部のすべりを一様とした詳細法による強震動計算を実施した。地表断層形状をできるだけ詳細にモデル化した場合と端点を直線で結んだ場合で、地表断層近傍における地震動分布に違いが確認できた。

2016年11月13日にニュージーランドで発生した Kaikoura 地震 (Mw7.8)、2023年2月6日に発生した Kahramanmaras 地震 (Mw7.8) と Elbistan 地震 (Mw7.5) の計3つの地震の主に震源インバージョン解析結果をもとに、地震モーメントと破壊面積、平均すべり量およびアスペリティ (強震動生成域) の面積の関係 (スケーリング則) を調べた。その結果、「レシピ」で用いている関係式とおおむね整合していることが確認された。ただしこれらの地震はいずれも海外のものであり、日本で発生した 2024年能登半島地震についても確認する必要がある。

(d) 引用文献

- 青井真・早川俊彦・藤原広行, 地震動シミュレータ : GMS, 物理探査, 57, 651-666, 2004.
- 浅野公之・岩田知孝, 強震波形による 2024年能登半島地震の震源破壊過程, 日本地球惑星科学連合 2024年大会講演予稿, U15-P20, 2024.
- Barbot, S., H. Luo, T. Wang, Y. Hamiel, O. Piatibratova, M. T. Javed, C. Braitenberg, and G. Gurbuz, Slip distribution of the February 6, 2023 Mw 7.8 and Mw 7.6, Kahramanmaras, Turkey earthquake sequence in the East Anatolian Fault Zone, *Seismica*, 2(3), 2023.
- Boore, D. M., Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73(6), 1865-1894, 1983.
- Boore D. M. and Boatwright, Average body wave radiation coefficient, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74(5), 1615-1621, 1984.
- 壇一男・佐藤俊明, 断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 509, 49-60, 1998.
- Delouis, B., M. van den Ende, and J.-P. Ampuero, Kinematic rupture model of the 6 February 2023 Mw7.8 Turkey earthquake from a large set of near-source strong-motion records combined with GNSS offsets reveals intermittent supershear rupture, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 114(2), 726-740, 2023.
- 藤本一雄・翠川三郎, 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法, 地域安全学会論文集, 7, 241-246, 2005.
- 藤本一雄・翠川三郎, 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均S波速度の関係, 日本地震工学会論文集, 6(1), 11-22, 2006.
- Guo, Y., K. Miyakoshi, and T. Sato, Kinematic source rupture on listric faults for the 2024 Noto Peninsula, Japan, earthquake (Mw 7.5) estimated from near-field strong-motion waveforms, *Earth Planets Space*, 76(177), 2024.
- Goldberg, D. E., T. Taymaz, N. G. Reitman, A. E. Hatem, S. Yolsal-Cevikbilen, W. D. Barnhart, T. S. Irmak, D. J. Wald, T. Ocalan, W. L. Yeck, B. Ozkan, J. A. Thompson Jobe, D. R. Shelly, E. M. Thompson, C. B. DuRoss, P. S. Earle, R. W. Briggs, H. Benz, C. Erman, A. H. Dogan, and C. Altuntas, Rapid characterization of the February 2023 Kahramanmaras, Turkiye, earthquake sequence, *The Seismic Record*, 3(2), 156-167, 2023.

- Hamling, I. J., S. Hreinsdóttir, K. Clark, J. Elliott, C. Liang, E. Fielding, N. Litchfield, P. Villamor, L. Wallace, T. J. Wright, E. D'Anastasio, S. Bannister, D. Burbidge, P. Denys, P. Gentle, J. Howarth, C. Mueller, N. Palmer, C. Pearson, W. Power, P. Barnes, D. J. A. Barrell, R. Van Dissen, R. Langridge, T. Little, A. Nicol, J. Pettinga, J. Rowland, and M. Stirling, Complex multifault rupture during the 2016 M_w 7.8 Kaikōura earthquake, New Zealand, *Science*, Vol. 356, Issue 6334, 2017.
- Hikima, K., and A. Shimmura, Moment-area scaling relationship assuming constant stress drop for crustal earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 110(1), 241-249, 2020.
- 引間和人, 近地強震記録を用いた2024年能登半島地震の震源過程解析, 日本地球惑星科学連合2024年大会講演予稿, U15-P21, 2024.
- Holden, C., Y. Kaneko, E. D'Anastasio, R. Benites, B. Fry, and I. J. Hamling, The 2016 Kaikōura earthquake revealed by kinematic source inversion and seismic wavefield simulations: Slow rupture propagation on a geometrically complex crustal fault network, *Geophys. Res. Lett.*, 44(22), 11320-11328, 2017.
- Irikura, K., and H. Miyake, Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios. *Pure Appl. Geophys.*, 168, 85-104, 2011.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), https://www.jishin.go.jp/main/chousa/20_yosokuchizu/recipe.pdf, 2020.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 関東地方の浅部・深部統合地盤構造モデル(2021年版), https://www.jishin.go.jp/evaluation/strong_motion/underground_model/integration_model_kanto_2021/, 2021a.
- 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 2020年版, https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2020/, 2021b.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 応答スペクトルに関する地震動ハザード評価(試作版), https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/sh_response_spectrum/, 2022.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 日本海側の海域活断層の長期評価—兵庫県北方沖～新潟県上越地方沖—, https://www.jishin.go.jp/evaluation/long_term_evaluation/offshore_active_faults/sea_of_japan/.
- 久保久彦・鈴木亘・青井真・関口春子, 強震波形記録を用いた令和6年(2024年)能登半島地震(1月1日16時10分、 $M7.6$)の震源インバージョン解析, 2024年2月29日改訂, https://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/noto_20240101/inversion/inv_index.html, 2024.
- Liu, C., Y. Bai, T. Lay, P. He, Y. Wen, X. Wei, N. Xiong, and X. Xiong, Shallow crustal rupture in a major MW 7.5 earthquake above a deep crustal seismic swarm along the Noto Peninsula in western Japan, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 648, 2024.

- Liu, C., T. Lay, R. Wang, T. Taymaz, Z. Xie, X. Xiong, T. S. Irmak, M. Kahraman, and C. Erman, Complex multi-fault rupture and triggering during the 2023 earthquake doublet in southeastern Turkiye, *Nature Communications*, 14(5564), 2023.
- Ma, Z., H. Zeng, H. Luo, Z. Liu, Y. Jiang, Y. Aoki, W. Wang, Y. Itoh, M. Lyu, Y. Cui, S.-H. Yun, E. M. Hill, and S. Wei, Slow rupture in a fluid-rich fault zone initiated the 2024 Mw 7.5 Noto earthquake, *Science*, 385(6711), 866-871, 2024.
- Morikawa, N. and H. Fujiwara, A new ground motion prediction equation for Japan applicable up to M9 mega-earthquake, *Journal of Disaster Research*, 8, 878-888, 2013.
- 森川信之・藤原広行, Morikawa and Fujiwara (2013) に基づく地震動予測式, <https://www.j-shis.bosai.go.jp/labs/mf2013/>, 2023.
- Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa, Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, *Pure Appl. Geophys.*, 172, 1371-1381, 2015.
- Murotani, S., H. Miyake, and K. Koketsu, Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes. *Earth Planet Space*, 60, 987-991, 2008.
- 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.
- Satoh, T., Broadband source model of the 2023 Mw 7.8 Turkiye earthquake from strong-motion records by isochrone backprojection and empirical Green's function method, *Seismol. Res. Lett.*, 95(2A), 584-595, 2024.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明, 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性: 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, *日本建築学会構造系論文集*, 462, 79-89, 1994.
- 佐藤智美・岡崎敦, 異なる手法による日本の地殻内地震の短周期レベルの比較, *日本建築学会構造系論文集*, 805, 414-425, 2023.
- 佐藤智美・岡崎敦, 経験的グリーン関数法に基づく2024年能登半島地震の特性化震源モデル, *日本地震学会2024年度秋季大会講演予稿集*, S22P-06, 2024.
- 芝良昭, 経験的グリーン関数を用いた令和6年(2024年)能登半島地震の震源インバージョン解析, *日本地球惑星科学連合2024年大会講演予稿*, U15-P31, 2024.
- 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.
- 田島礼子・松元康宏・司宏俊・入倉孝次郎, 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究, *地震* 2, 66(3), 31-45, 2013.
- 藤堂正喜・新井健介・宮腰淳一・佐藤俊明・藤原広行・森川信之, 内陸地殻内地震の3ス

- ページモデルに適合した短周期レベルのスケーリング則の提案, 日本地震工学会論文集, 22(5), 43-59, 2022.
- 若松加寿江・松岡昌志, 地形・地盤分類 250m メッシュマップの更新, 日本地震工学会誌, 40, 24-27, 2020.
- Wang, T., S. Wei, X. Shi, Q. Qiu, L. Li, D. Peng, R. J. Weldon, and S. Barbot, The 2016 Kaikōura earthquake: Simultaneous rupture of the subduction interface and overlying faults, *Earth and Planetary Science Letters*, 482, 44-51, 2018.
- Xu, L., C. Ji, L. Meng, J.-P. Ampuero, Y. Zhang, S. Mohanna, and Y. Aoki, Dual-initiation ruptures in the 2024 Noto earthquake encircling a fault asperity at a swarm edge, *Science*, 385, 871-876, 2024.
- Xu, W., G. Feng, L. Meng, A. Zhang, J. P. Ampuero, R. Bürgmann, and L. Fang, Transpressional rupture cascade of the 2016 M_w 7.8 Kaikoura earthquake, New Zealand, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(3), 2396-2409, 2018.
- 吉田昌平・宮腰研・香川敬生, 震源インバージョン解析および経験的グリーン関数法を用いた2024年能登半島地震 (Mw7.5) の広帯域震源モデルの構築, 日本地震学会2024年度秋季大会講演予稿集, S22P-10, 2024.