

2016 年に熊本（日本）で発生した M_{JMA} 6.5 および M_{JMA} 7.3 の 2 回の大震時ににおける震源近傍の強震動パルス

KAZUHIRO SOMEI 染井一寛,¹ © KEN MIYAKOSHI 宮腰研,¹ KUNIKAZU YOSHIDA 吉田邦一,¹ SUSUMU KURAHASHI 倉橋
獎,² および KOJIRO IRIKURA 入倉孝次郎²

要約 — 日本の2016年の熊本地震での M_{JMA} 6.5 および M_{JMA} 7.3 という2回の大きな地震の震源近傍において、強いパルス波を伴う強い地震動が観測された。2回の地震発生時の震源近傍における強震動パルス生成メカニズムを調査する目的で、我々は最初に、経験的グリーン関数法を用いて、0.2 ~ 10 Hz の広い周波数域で強震動シミュレーションを実施した。 $M_{JMA} 6.5$ と $M_{JMA} 7.3$ の両地震に対して、地震動をシミュレーションするための強震動生成域 (SMGA) からなる震源モデルを作成した。震源域周辺の観測された地震動の特徴を十分に再現することができた。また、破壊伝播が震源近傍の強震動に与える影響について把握するため、仮想的に単純な震源モデルに基づく地震動シミュレーションも実施した。震源近傍の強震動に対する破壊伝播効果に関する主な調査結果は次の通りである：

(1) $M_{JMA} 6.5$ の地震時、2カ所の横ずれ成分をもつ SMGA からの前方および上方への破壊伝播指向性がそれぞれ、断層方向直交成分と断層平行成分に2つの明確な強震動パルスを生成した。(2) $M_{JMA} 7.3$ の地震時、小さな正断層成分のずれを含む横ずれ成分をもつ SMGA からの断層の傾斜方向に沿った上方への破壊伝播指向性が、断層平行成分と断層直交成分の両成分に強いパルスを引き起こした。

キーワード: 2016 年熊本地震、破壊伝播効果、強震動生成域、経験的グリーン関数法

1. 序文

1994 年ノースリッジ地震や 1995 年神戸地震のような巨大内陸地殻内地震発生時における震源近傍の強震動は、その都市域への甚大な影響ゆえに、地震学・地震工学分野から大いに注目された。

強震動観測ネットワークの開発により、最近 20 ~ 30 年間には多くの注目すべき強震動記録が観測され、震源近傍の強震動生成メカニズムに関する研究を後押ししてきた。我々は、震源近傍の強震動生成に関する科学的知見を将来の地震による強震動予測に取り入れ、地震ハザードマップを発行し、地震動に基づいた重要施設の設計方法を開発してきた。

日本南西部の九州の中央に位置する熊本県で $M_{JMA} 6.5$ の内陸地殻内地震（以下「 $M 6.5$ の地震」）が 2016 年 4 月 14 日 21 時 26 分（日本標準時 = 世界時 + 9 時間）に発生した後、熊本県周辺の九州中央地域で地震活動が活発になり、2016 年 4 月 16 日 01 時 25 分には最大 $M_{JMA} 7.3$ の地震（以下「 $M 7.3$ の地震」）が発生した（図 1）。余震分布の観測結果（Kato 他 2016、Uchide 他 2016 など）、現地調査（Sugito 他 2016、Shirahama 他 2016 など）、ALOS-2/PALSAR-2 データ（陸域観測技術衛星 2 号／フェーズド L バンド合成開口レーザ 2）（Ozawa 他 2016、Fujiwara 他 2016 など）によると、当該地震（以下「2016 年熊本地震」）は主に、布田川断層帯と日奈久断層帯の北部（総称して布田川 - 日奈久断層系と呼ばれる、九州地方で主要な右斜め横ずれ活断層系の一つ）に沿って発生した。

総務省消防庁（2018）は、2016 年熊本地震では日本の典型的な住宅地域である益城町を中心に、熊本県周辺に甚大な被害が引き起こされたと報告した。死者数は災害関連死を含めて 200 人を超える、負傷者数は約 2800 人、そして倒壊家屋数は 8500 棟を超えた。

¹ 財團法人地域地盤環境研究所、〒540-0008 大阪市中央区大手前 2 丁目 1 番 2 号 國民會館・住友生命ビル 6 階
E-mail: somei@geor.or.jp

² 愛知工業大学、〒470-0392 愛知県豊田市八草町八千草 1247

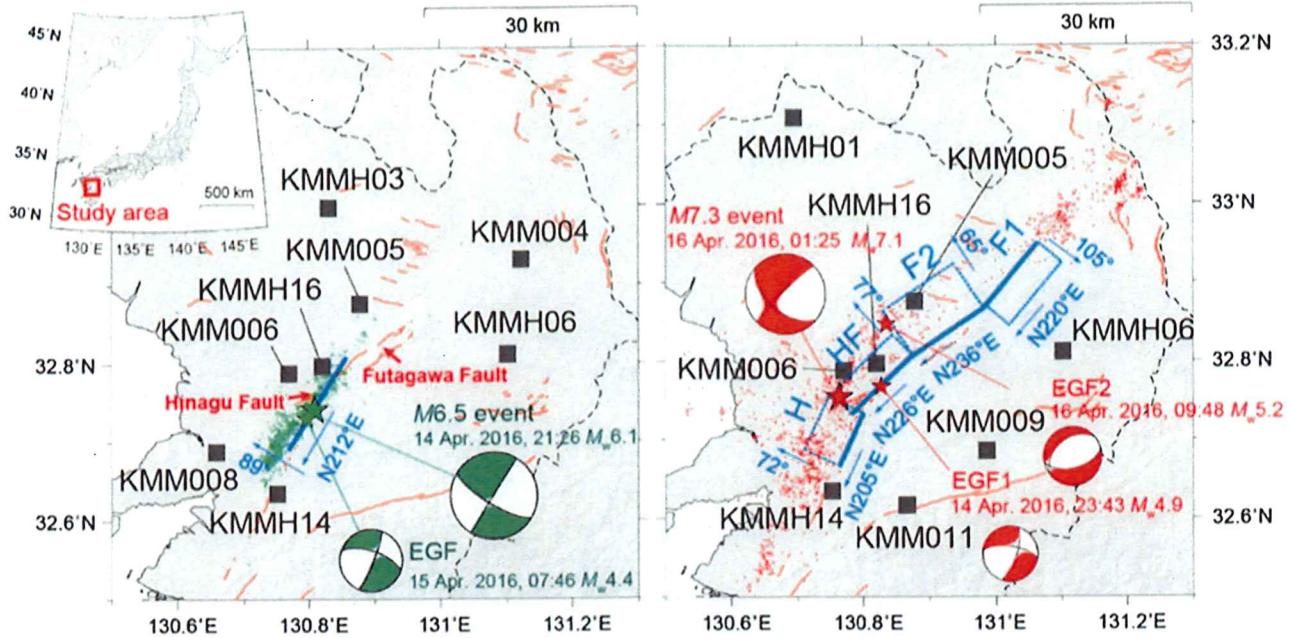


図 1

評価対象範囲を示す地図。■はそれぞれの地震の地震動シミュレーションに使用された強震動観測点を示す。オレンジ色のラインは Nakata および Imaizumi (2002) によって編集された断層の地表トレースを示す。(左) $M 6.5$ と EGF 地震の震央を広帯域地震観測網 F-net (Fukuyama 他 1998) で決定されたモーメントテンソル解とともに示す。青色の長方形(線)は、Yoshida 他 (2016) による震源インバージョンモデルに基づき $M 6.5$ の地震で仮定された震源断層面を地表面投影したものである。緑色のドットは、 $M 6.5$ と $M 7.3$ の期間内で気象庁 JMA によって決定された地震の震央である。(右) $M 7.3$ と EGF 地震の震央を F-net で決定されたモーメントテンソル解とともに示す。青色の長方形は Yoshida 他 (2017) による震源インバージョンモデルに基づき $M 7.3$ の地震で想定された震源断層面を地表面投影したものである。赤色のドットは、JMA で決定された $M 7.3$ の地震から 5 日以内に発生した地震の震央である。

国立研究開発法人防災科学技術研究所 (NIED) が設置・運用している 2 つの高密度全国デジタル強震動観測ネットワーク K-NET と KiK-net (Aoi 他 2011) が、2016 年熊本地震時における震源近傍の強震動とともに、地表面で加速度時刻歴を記録した(図 2)。図 2 では、 $M 7.3$ 地震の震央から 70km 以上北東の観測点において局所的に大きな地震動が示されているが、これは大分地方で誘発された別の地震による影響である。 $M 6.5$ と $M 7.3$ の両地震の際、地動最大加速度 (PGAs) 1000 cm/s^2 を超える巨大な地震動が、K-NET および KiK-net 観測網で震源断層に最も近い益城町の KMMH16 観測点で観測された。KMMH16 は $M 6.5$ および $M 7.3$ の地震の震央からそれぞれ約 6 km と 7 km の地点にある。図 3 に、 $M 6.5$ と $M 7.3$ の地震時にそれぞれ KMMH16 の地表地震計と地中地震計で観測さ

れた断層平行断層 (FP) と断層直交 (FN) の成分の加速度波形と速度波形を示す。KMMH16 の地表面でのみ見られるきわめて高い加速度は、地表近くの軟弱層で顕著に増幅された (Kobayashi 他 2017b; Kurita 2017 など)。 $M 6.5$ と $M 7.3$ の両地震時における K-NET および KiK-net 観測ネットワークの範囲での地動最大加速度と地動最大速度は、日本でも (Suzuki 他 2017) 広く比較されている Si and Midorikawa (1999) による地震動予測式におおむね従っている。一方、速度パルスは、KMMH16 の地表および地中データの両方で見られた。 $M 6.5$ の地震では、FP と FN の成分で 2 つの速度パルスが観測され、 $M 7.3$ の地震でも、FN 成分だけでなく FP 成分においても大きな速度パルスが観測された。

2016年熊本地震時における震源近傍の強震動パルス

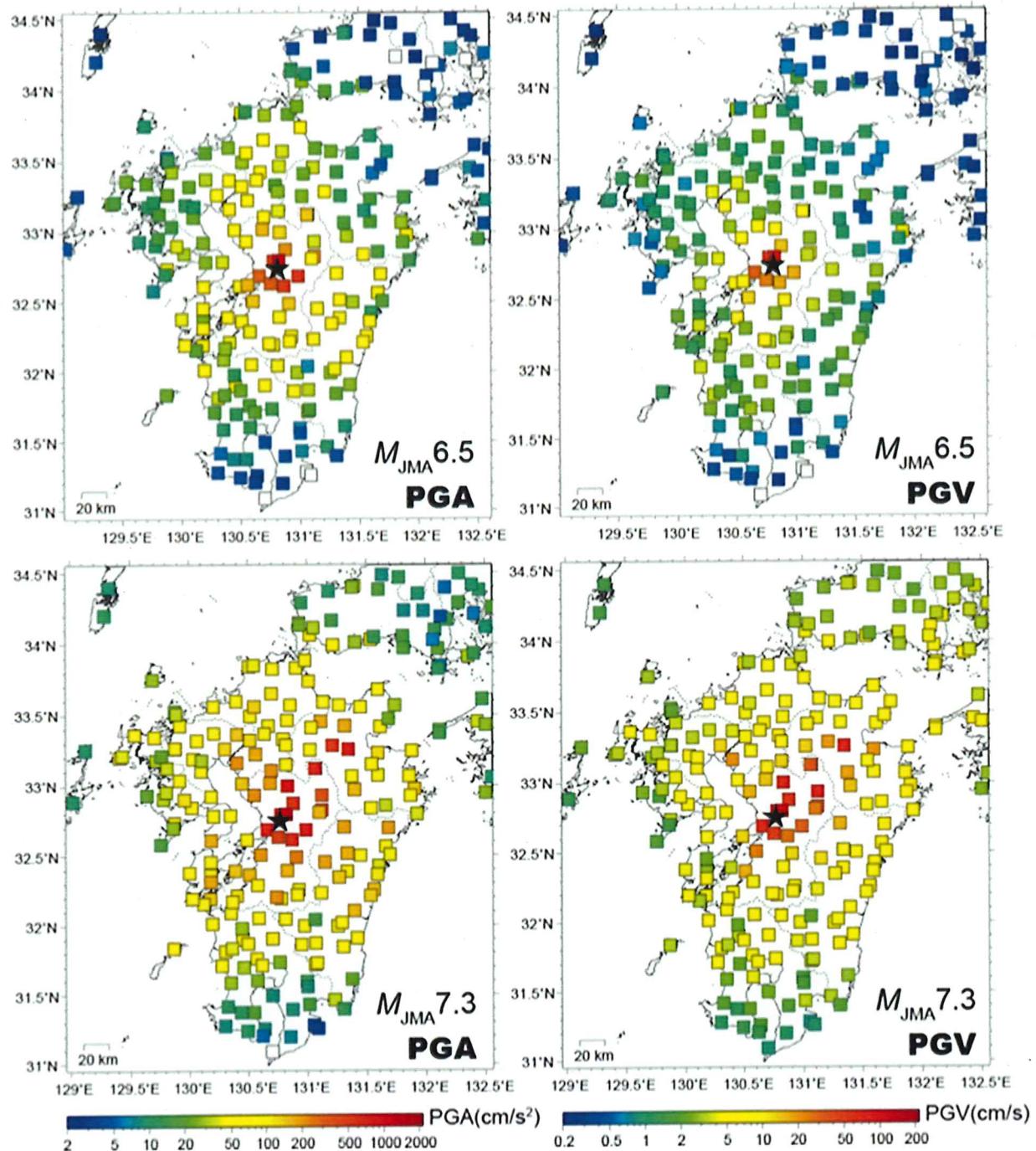


図 2

K-NET および KiK-net の観測点での PGA (左)と PGV (右)の空間分布。上下のパネルはそれぞれ、 $M_{JMA} 6.5$ と $M_{JMA} 7.3$ の地震を示す。★印が各地震の震央。

2016年熊本地震、特に $M_{JMA} 7.3$ の地震について、地震動生成過程および/または地表の破壊断層の物理的なメカニズムを解明するため、遠地地震データ (Yagi 他 2016 など); 強震動データ (Asano and Iwata 2016, Kubo 他 2016, Yoshida 他 2017 など); 遠地地震データと強震

動データ両方のデータ (Hao 他 2017 など); 遠地地震データ、強震動データおよび測地データを総合したデータセット (Kobayashi 他 2017a など) をインバージョン解析して、震源断層の運動学的な不均質のすべり時空間分布が推定された。

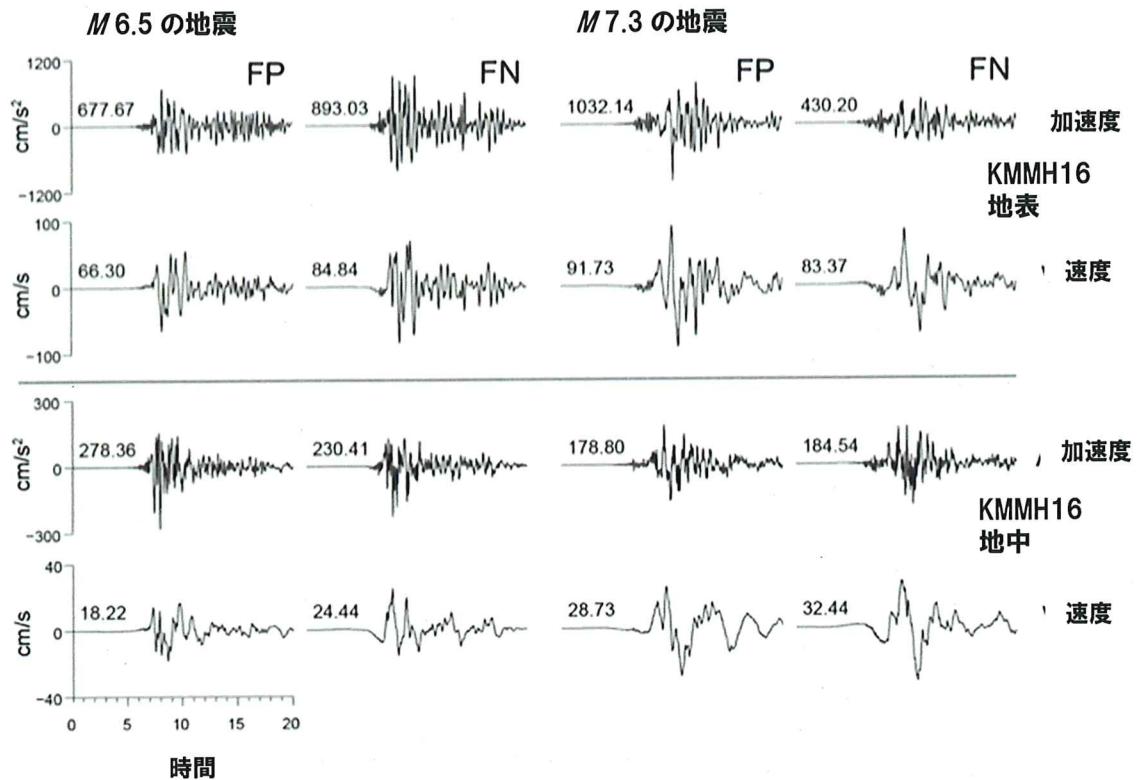


図 3

$M 6.5$ (左) と $M 7.3$ (右) の地震時に KMMH16 で $0.2\sim10$ Hz の周波数範囲で観測された加速度波形と速度波形。FP および FN とは、 $M 6.5$ 地震では断層走向 $N212^\circ$ E、 $M 7.3$ 地震では $N226^\circ$ E による断層平行方向および断層直交方向の成分である。上下の段は、それぞれ地表地震計と地中地震計で記録された波形を示す。KMMH16 における地中地震計の埋設深度は 252 m であった。波形の最大振幅は各波形の上に示す。

ただし、これらの研究では、1 Hz より低い周波数帯域での地震動データが用いられている。建物と土木構造物への地震被害の観点で無視できない 1 Hz より高い周波数を含む広い周波数帯域で観測された強震動を説明するため、Irikura 他 (2017) は、震源断層におけるすべり速度が大きいまたは高応力降下量の大きい領域として定義される強震動生成域 (SMGAs; Miyake 他 2003) から成る震源モデルを構築した。彼らは、0.2 から 10 Hz の周波数範囲でシミュレーションするにあたり、目標となる地震の震源付近で発生した小さな規模の地震記録をグリーン関数として用いる EGF 法 (Irikura 1986 等) を用いた。さら

には、2016 年熊本地震における $M 7.3$ 地震発生時の地震動を説明するために、日本の内陸地殻内地震のスケーリング則への適用性を示した。

2016 年熊本地震で持ち上がった本質的な疑問の一つは、KMMH16 で大速度パルスを伴う震源近傍の強震動が $M 6.5$ 地震と $M 7.3$ 地震の両方でいかに生成されたかである。この疑問に取り組むには、震源域周辺で観測された広帯域の地震動について信頼性を以て説明できる震源モデルが必要である。

震源断層近くで大速度パルスを伴う巨大地震動を招いた $M6.5$ と $M7.3$ の両地震に関して、本研究では SMGA 震源モデルに焦点を当てた。 $M6.5$ の地震では、我々は当初、K-NET および KiK-net 観測点での広帯域地震動シミュレーションと EGF 法を用いて、2 つの SMGA からなるモデルを推定した。 $M7.3$ の地震では、Irikura 他 (2017) によって構築された 3 つの SMGA からなるモデルを使用して、地震動をシミュレーションした。以降のセクションでは、まず、 $M6.5$ と $M7.3$ の両方の地震に関する震源モデルと強地震動シミュレーションについて説明する。次に、震源近傍の観測点 KMMH16 における強地震動パルスの生成メカニズムについて考察する。

2. データセット

図 1 に、本研究で使用された K-NET および KiK-net 観測点のうち強震動観測点の空間分布を示す。各観測点の場所は表 1 に示す。 $M6.5$ と $M7.3$ の両方の地震に対して、K-NET で 4 カ所、KiK-net で 4 カ所の観測点を使用した。強震時の表層地盤の非線形効果を回避するために、基盤に設置された KiK-net 観測点の地中記録を主に使用した。オリジナルの記録は、K-NET および KiK-net 観測点共に 100 Hz でサンプリングした加速度時刻歴の 3 つの成分であった。観測されたすべての加速度波形データは、

チエビチエフ I 型の再帰型フィルタを用いて、0.2 ~ 10 Hz の周波数のみを用いた。

3. SMGA 震源モデルおよび強震動シミュレーション

3.1. 経験的グリーン関数法

Irikura (1986) が最初に提案した EGF 法は、経験的グリーン関数として観測された小さな地震を足し合わせて地震記録を合成するのに使用される手法である。一般的に、震源から観測点までのグリーン関数を計算することは、より高い周波数帯域まで説明できる、詳細な三次元(3D)地下構造が不明なため難しい。この観点から EGF 法の明らかな利点は、小規模地震の観測記録を用いてグリーン関数を直接把握することである。以下、小規模地震を「EGF 地震」と言う。

ターゲットとなる地震 $U(t)$ の合成時刻歴波形の波形記録は、フィルタリング関数 $F(t)$ を用いて EGF 地震 $u(t)$ の記録の重畠として表わされ、EGF 地震のすべり時間関数を下記のようにターゲットとなる地震のそれへと補正する (Irikura 1986, Irikura 他 1997) :

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \frac{r}{r_{ij}} \{ F(t) * (C \cdot u(t)) \}, \quad (1)$$

表 1
本研究で使用された観測点の一覧表

観測点コード	緯度 (° N: WGS)	経度 (° E: WGS)	ネットワーク	場所	M6.5 の地震 ^{*1}	M7.3 の地震 ^{*1}
KMM004	32.9320	131.1214	K-NET	一宮市	○	
KMM005	32.8761	130.8774	K-NET	大津町	○	○
KMM006	32.7934	130.7772	K-NET	熊本市	○	○
KMM008	32.6878	130.6582	K-NET	宇土市	○	
KMM009	32.8267	131.1226	K-NET	矢部町		○
KMM011	32.6167	130.8652	K-NET	砥用町		○
KMMH01	33.1089	130.6949	KiK-net	鹿北町		○
KMMH03	32.9984	130.8301	KiK-net	菊池市	○	
KMMH06	32.8114	131.1010	KiK-net	白水村	○	○
KMMH14	32.6345	130.7521	KiK-net	豊野町	○	○
KMMH16	32.7967	130.8199	KiK-net	益城町	○	○

*1 各地震事象に使用される表示

$$F(t) = \delta(t - t_{ij}) + \frac{1}{n'(1 - e^{-1})} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \left[e^{-\frac{k-1}{(N-1)n'}} \delta \left\{ t - t_{ij} - \frac{(k-1)\tau}{(N-1)n'} \right\} \right], \quad (2)$$

$$t_{ij} = \frac{r_{ij} - r_0}{\beta} + \frac{\xi_{ij}}{V_R}, \quad (3)$$

ここで、 τ はターゲット地震のライズタイム、 n' は人工的な周期性を有効周波数以外の高周波数側にシフトさせるための整数、 β は震源域周辺の S 波速度、そして V_R は破壊伝播速度である。 ξ_{ij} は小断層 (i, j) とターゲット地震の破壊開始点の間の距離; r_0 と r はそれぞれターゲット地震と EGF 地震の震源距離; そして N と C はそれぞれターゲット地震と EGF 地震との震源の大きさと応力降下量の比である。

EGF 法に必要であり、式(1) および(2) に導入される 2 つのスケーリングパラメータ N と C は、下記の関係で表すことができる:

$$\frac{U_0}{u_0} = \frac{M_0}{m_0} = CN^3, \quad (4)$$

$$\frac{A_0}{a_0} = CN, \quad (5)$$

ここで、 U_0 と u_0 はそれぞれターゲット地震と EGF 地震の変位震源スペクトルの低周波数域におけるフラットレベル、 M_0/m_0 はターゲット地震と EGF 地震の地震モーメント比、そして A_0 と a_0 はそれぞれターゲット地震と EGF 地震の加速度震源スペクトルの高周波数域でのフラットレベルである。

本研究で、我々は大まかに、ターゲット地震と EGF 地震との間で観測された震源スペクトル比を ω^{-2} 震源スペクトルモデルに従って理論震源スペクトル比にフィッティングすることで係るパラメータを決定するため、Miyake 他 (2003) の手順に沿った。そのモーメント比は F-net のモーメントテンソル解から得られる地震モーメントによって求められた。ターゲット地震と EGF 地震のコーナー周波数はグリッドサーチ・アルゴリズムを用いて推定された。まず、各観測点で観測された震源スペクトル比は直接 S 波部分のフーリエ振幅スペクトルから計算され、伝播経路の補正は実体波の幾何減衰と減衰係数を考慮して補正した。

減衰係数を考慮した補正には、この地域で Satoh (2016) によって求められた S 波の周波数依存の Q 値 $Q_S = 62f^{0.87}$ を使用した。S 波速度については、日本全国の地震ハザード情報ステーション (J-SHIS) の (以下「J-SHIS モデル」) 地震基盤から工学的基盤に至る全国の 3 次元速度構造モデルである深部地盤モデル V2 に基づいて 3.4 km/s と仮定した (Fujiwara 他 2009, 2012)。

3.2. M6.5 の地震の SMGA モデル

M6.5 の地震の SMGA をモデル化するために、M6.5 の地震と共に表 2 に示すように震源パラメータが記載されている $M_w 4.4$ の余震の記録を使用した。EGF 地震は $M 6.5$ の地震に類似する震源メカニズムを有し、 $M 6.5$ の地震の震央に近い南西付近で発生した (図 1)。図 3 に示す通り $M 6.5$ の地震時に KMMH16 における観測波形から、S 波部分が主に 2 つの波形群で構成されていることがわかる。これら 2 つの S 波群は、震源域を取り囲む強震動観測点の記録で明確に観測された。ゆえに我々は、図 1 に示す Yoshida 他 (2016) で使用されているのと同じ震央の位置と断層形状を用いて、震源断層上に 2 つの四角い SMGA を仮定した。

図 4 に、KiK-net および F-net 観測点での強震記録に基づいて得られた震源スペクトル比を、グリッド検索によって推定された理論 ω^{-2} 震源スペクトル比モデルとともに示す。複数の SMGA モデル (Miyake 他 2003) での分配係数も考慮したコーナー周波数と地震モーメントから、我々はまず、それぞれの SMGA の N と C を初期値として評価した。これらの初期値に基づいて、各 SMGA の N と C はそれぞれ、 $M 6.5$ の地震の観測結果とシミュレーションに波形をフィッティングすることにより、一般的な 4 および 1.50 と決定された。

我々は $M 6.5$ の地震の SMGA モデルを構築するため、EGF 地震の記録の信号ノイズ比に応じて、0.2~10 Hz の広い周波数帯域で地震動シミュレーションを実施した。

表 2
M6.5 の地震およびEGF 地震の震源パラメータ

	M6.5 の地震	EGF 地震
地震発生時刻 (日本標準時 = 世界時+ 9 時間) ^{*1}	2016 年 4 月 14 日、 21:26	2016 年 4 月 15 日、 07:46
震央の緯度 ^{*1}	32.7417° N	32.7300° N
震央の経度 ^{*1}	130.8087° E	130.7970° E
震源の深さ ^{*1}	11.39 km	10.52 km
発震メカニズム (走向、傾 斜、すべり角) ^{*2}	(212, 89, -164)	(22, 82, -155)
地震モーメント (M_w) ^{*2}	$1.74 \times 10^{18} \text{ Nm}$ (6.1)	$4.19 \times 10^{15} \text{ Nm}$ (4.4)

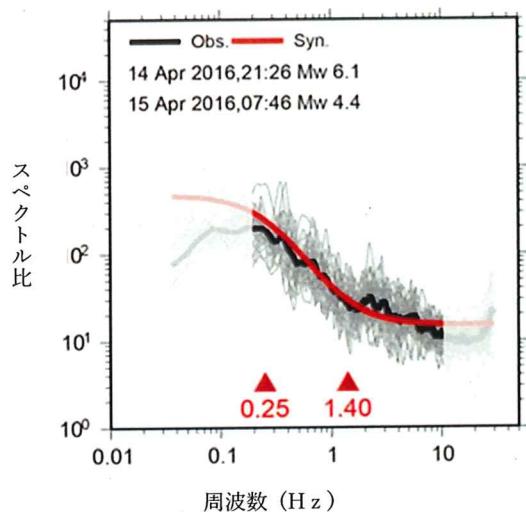
^{*1}気象庁(JMA)^{*2}F-net

図 4

各観測点で観測された震源スペクトル比(薄いグレーのライン)、観測点で観測された震源スペクトル比の平均値(太い黒色のライン)、観測結果にフィッティングした理論震源スペクトル比(赤色のライン)。塗りつぶされた三角形はそれぞれ M6.5 と EDF 地震のコーナー周波数を示す。

サイズ(長さと幅)、位置(破壊開始点)、ライズタイム、破壊伝播速度および応力降下量を表す SMGA の 6 つのパラメータは、加速度エンベロープと変位の波形を、3 成分中の S 波部分を含む 20 秒間の観測値とシミュレーションとの間でフィッティングした残差を最小にするように推定した。フィッティングは試行錯誤しながら、フォワードモデリングにより実施した。このアプローチに従い、図 5 に示す通り、M6.5 の地震のための SMGA を推定した。

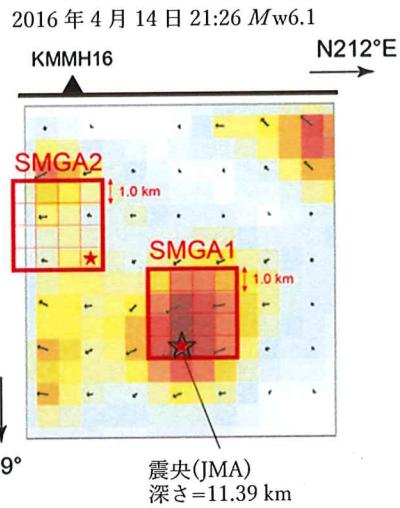


図 5

M6.5 の地震に対して Yoshida 他 (2016) によって推測されたすべり分布と SMGA 震源モデル。赤色の四角形が推定される SMGA、赤い星印は破壊開始点を示す。黒いラインで縁取られた星印は M6.5 の地震の震源。

表 3 に SMGA の推定パラメータを示す。2 つの SMGA は、Yoshida 他 (2016) による運動学的な震源モデルの大きなすべり発生エリア近くに位置していた。1 つは震源近くで、もう 1 つは益城町の真下、震源の北東側に沿った地下浅い地点で確認された。2 つの SMGA から放出されたシミュレーションの加速度波形と速度波形で、震源域周辺での観測値を再現することができた(図 6)。2 つの SMGA でも推定される応力降下量は 15.3 MPa であり、これは日本における過去の大規模内陸地殻内地震の平均値に相当する。

表 3

M6.5 の地震に関する SMGA の推定パラメータ

		SMGA1	SMGA2
長さ	L (km)	4.0	4.0
幅	W (km)	4.0	4.0
面積	S (km ²)	16.0	16.0
ライズタイム	τ (s)	0.24	0.40
地震モーメント	M_0 (Nm)	4.02×10^{17}	4.02×10^{17}
応力降下量	$\Delta\sigma$ (MPa)	15.3	15.3
破壊伝播速度	V_r (km/s)	2.8	2.8

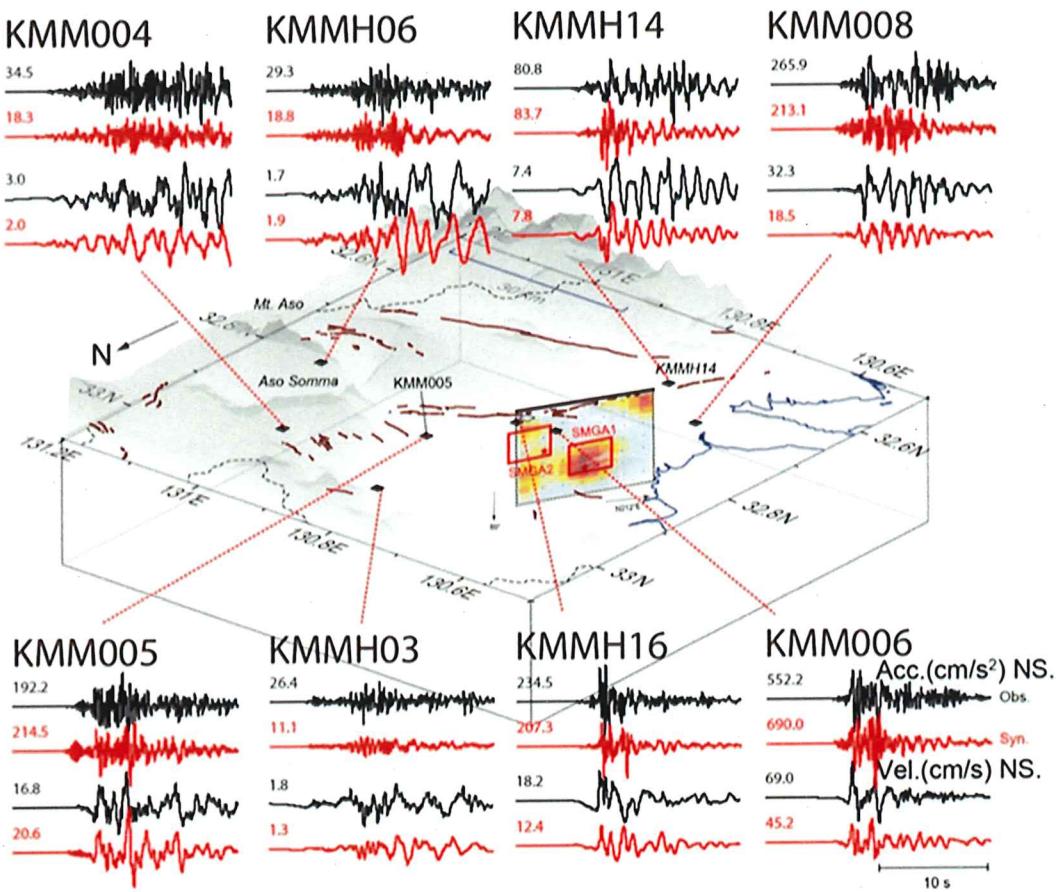


図 6

$M=6.5$ の地震に関する震源モデルの鳥瞰図。Yoshida 他 (2016) によるすべりモデルの上にかいた赤色の長方形が SMGA を表す。各 SMGA の破壊開始点は赤色の星印で示されている。黒色の正方形は強震動の観測点であり、N-S 成分 (0.2–10 Hz) ので観測波 (黒色) ならびにシミュレーション波 (赤色) の加速度波形と速度波形を示す。波形の最大振幅は各出力の上にそれぞれ cm/s^2 と cm/s で示す。

表 4
 $M=7.3$ の地震と EGF 地震の震源パラメータ

	$M=7.3$ の地震	EGF1 地震	EGF2 地震
地震発生時刻 (日本標準時=世界時+9時間)*1	2016年4月16日 01:25	2016年4月14日 23:43	2016年4月16日 09:48
震央の緯度*1	32.7545° N	32.7670° N	32.8470° N
震央の経度*1	130.7630° E	130.8273° E	130.8350° E
震源の深さ*1	12.45 km	14.20 km	15.91 km
発震メカニズム (走向、傾斜、すべり角)*2	(226, 84, -142)	(279, 67, -22)	(230, 38, -112)
地震モーメント (M_w)*2	$4.42 \times 10^{19} \text{ Nm}$ (7.1)	$2.71 \times 10^{16} \text{ Nm}$ (4.9)	$6.27 \times 10^{16} \text{ Nm}$ (5.2)

*1 JMA

*2 F-net

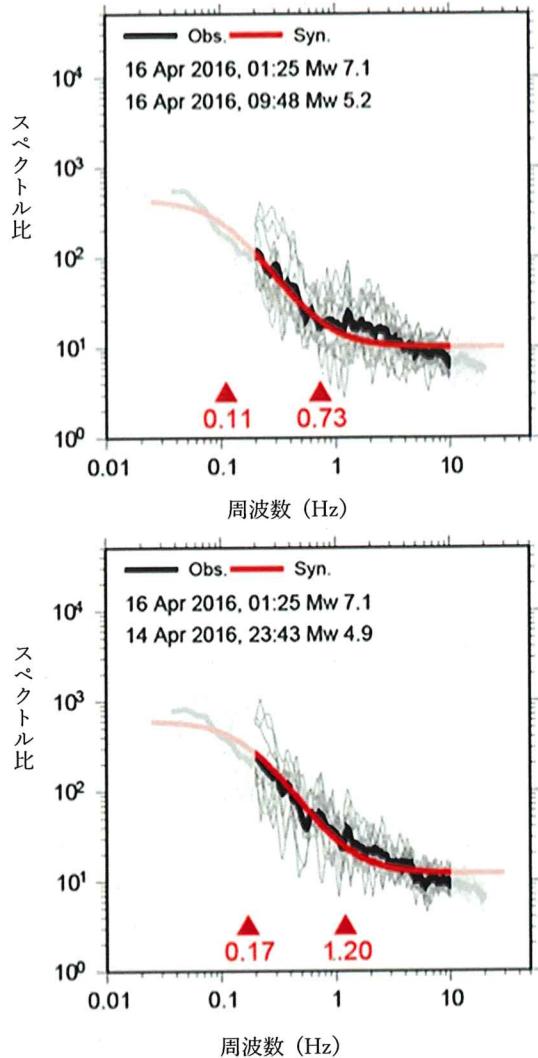


図 7

図 7 各観測点で観測された震源スペクトル比、観測点で観測された震源スペクトル比の平均値、さらに観測結果にフィッティングした理論震源スペクトル比。塗りつぶされた三角形はそれぞれ M7.3 と EGF 地震のコーナー周波数を示す。ラインの色分類は図 4 と同じ。

3.3 M7.3 の地震に関する SMGA モデル

Irikura 他 (2017) は、0.2~10 Hz の広帯域強地震動シミュレーションと EGF 法を用いて、M7.3 の地震の SMGA 震源モデルを構築した。その 3-つの SMGA モデルは、Yoshida 他 (2016) による布田川-日奈久断層系(図 1 参照)に沿った複数のセグメントからなる断層モデルにおいて推

定された。図 1 はまた、M7.3 の地震と 2 つの EGF 地震の震央、さらにその F-net のモーメントテンソル解も示している。これらの地震の震源パラメータについては表 4 に示す。各 SMGA のスケーリングパラメータ N と C は、前のセクションで紹介したのと同じ手順で決定された。図 7 には観測結果と理論震源スペクトル比のフィッティングを、図 8 には表 5 に示されるパラメータの SMGA モデルと Yoshida 他 (2016) による運動学的な不均質な震源モデルに基づく空間的すべり分布を示す。SMGA1 内の破壊は M7.3 の地震の震源から南西方向へ伝播した。SMGA2 は KMMH16 の真下に位置し、破壊は主に断層面上傾斜方向に上向きへと伝播した。SMGA3 内の破壊は北東方向へ伝播した。SMGA1, 2 および 3 の応力降下量はそれぞれ 13.6, 13.6 および 13.4 MPa であり、これは日本における過去の大規模内陸地殻内地震の平均値に相当する。

本研究では、この 3 つの SMGA モデルに基づいて、M7.3 の地震の地震動シミュレーションを実施した。図 9 に、震源域を取り囲む強震動観測点での E-W 成分の観測値とシミュレーション結果とで加速度波形と速度波形について示す。シミュレーションは大半の観測点で観測波形の主要特性を十分に説明していたが、震源断層の北東側に沿っては一部、一致しない結果が見られる。震源断層の北東側に沿う地震動を評価する布田川断層セグメントにおける SMGA のパラメータには改善の余地がある。

4. 考察

M6.5 と M7.3 の両地震発生時の震源近傍の観測点 KMMH16 における強振動パルス生成メカニズムを解明するため、我々はまず、各 SMGA と破壊伝播指向性が強いパルスに与える影響に注目して、両地震発生時における KMMH16 での観測速度波形とシミュレーションの速度波形について考察する。また、単純な地震動シミュレーション一式を実証して、震源断層近くにおける強いパルスの SMGA 内での破壊伝播指向性の重要性について考察する。

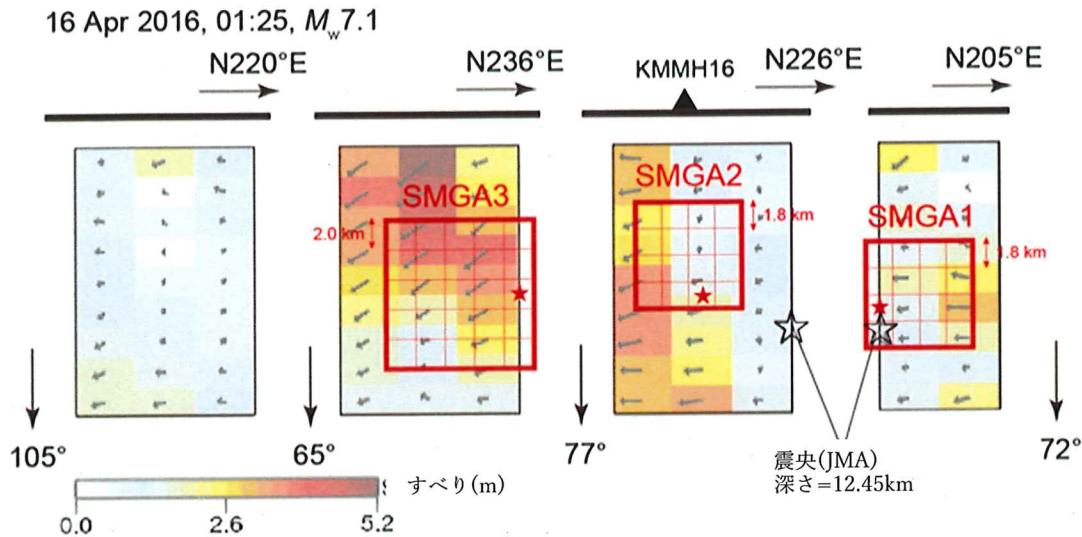


図 8

$M 7.3$ の地震における、Irikura 他 (2017)による 3 つの SMGA 震源モデルおよび Yoshida 他 (2017)による運動学的インバージョンモデルに基づく震源断層に沿った空間的すべり分布。赤い四角形は評価された SMGA を、赤い星印は破壊開始点を示す。黒いラインで縁取られた星印は $M 7.3$ の地震の震源。

表 5
 $M 7.3$ の地震に関する SMGA の推定パラメータ

		SMGA1	SMGA2	SMGA3
長さ	L (km)	7.2	7.2	10.0
幅	W (km)	7.2	7.2	10.0
面積	S (km^2)	51.8	51.8	100.0
ライズタイム	τ (s)	0.6	0.6	0.6
地震モーメント	M_0 (Nm)	2.08×10^{18}	2.08×10^{18}	5.49×10^{18}
応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	13.6	13.6	13.4
破壊伝播速度	V_T (km/s)	2.8	2.8	2.8
EGF 地震	-	EGF1	EGF1	EGF2

4.1. KMMH16 における観測波形とシミュレーション波形

KMMH16 におけるシミュレーション波形への断層面上傾斜方向上向きと断層面上傾斜方向下向きの破壊伝播効果の違いについて調べるために、 $M 6.5$ と $M 7.3$ の地震時に破壊開始点が異なる 2 つの破壊ケースをそれぞれ図 10a と b に示す。これらモデルの速度波形は、EGF 法を用いて 0.2 ~ 10 Hz の帯域でシミュレーションされた。それぞ

れの SMGA が KMMH16 におけるシミュレーション波形に与える寄与度に基づいて、 $M 6.5$ の地震に関しては SMGA1 と 2 から、 $M 7.3$ の地震に関しては SMGA2 から、シミュレーションに対する破壊伝播効果について考察する。前のセクションで示したケースであるケース A における破壊は、いずれの地震でもその SMGA 内で、主に断層面上傾斜方向上向きへと伝播している。一方、ケース B における破壊は、主に断層面上傾斜方向下向きへと伝播している。

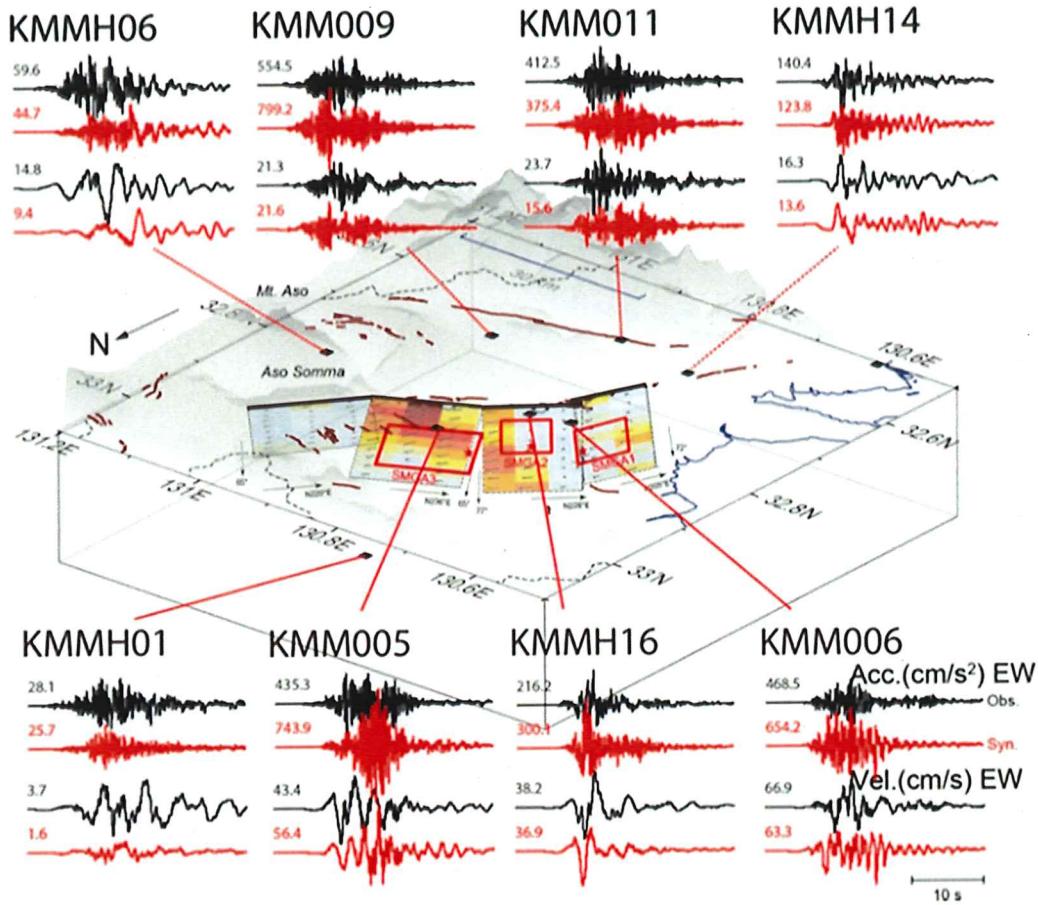


図 9

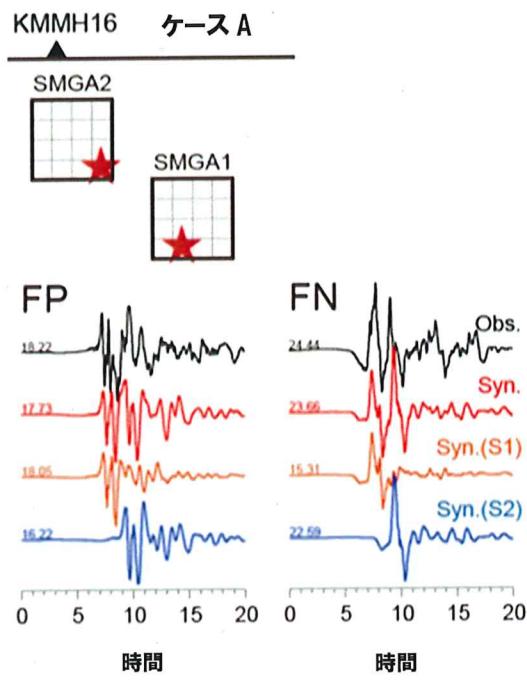
M7.3 の地震に関する震源モデルの鳥瞰図。Yoshida 他 (2017) による運動学的インバージョンモデルに重ねがいた赤色の長方形は、Irikura 他 (2017) による SMGA を表す。各 SMGA の破壊開始点は赤色の星印で示されている。黒色の正方形は、強震動の観測点であり、E-W 成分 (0.2-10 Hz) の観測波 (黒色) ならびにシミュレーション波 (赤色) の加速度波形と速度波形を示す。波形の最大振幅は各出力の上にそれぞれ cm/s² と cm/s で示す。

M6.5 と *M7.3* の両方の地震に関して、断層平行および断層直交成分で観測された大きな速度波形は、ケース B に比べてケース A のシミュレーションにおいて、より適切に説明された。ケース A に示されるこのタイプの断層面上傾斜方向上向きの破壊伝播指向性（以下「上向破壊伝播指向性」）は、震源断層近くで横ずれ成分をもつ SMGA から断層平行方向の地震動への、放出された波に建設的な干渉を引き起こした（Miyatake, 2000 など）。図 10a から、*M6.5* の地震において、SMGA1 および 2 から上方への破壊伝播効果が 2 つの大きな断層平行方向の波形群を引き起こしたことがわかる。図 10b から

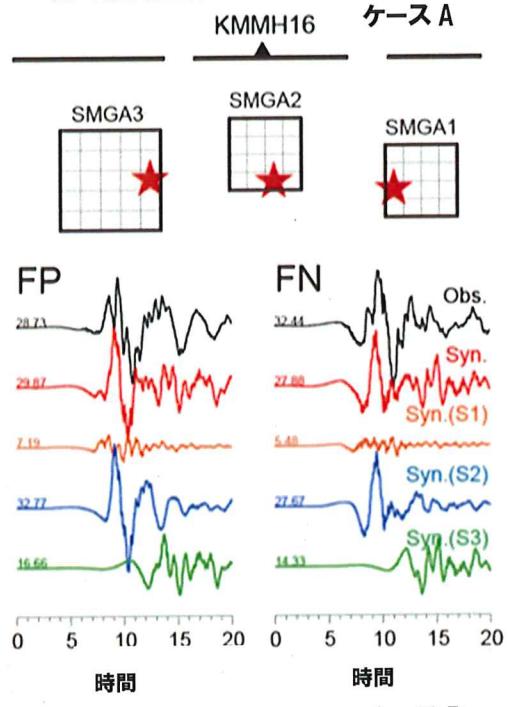
は、*M7.3* の地震において、断層平行方向の成分で観測された強いパルスが、上方への破壊伝播効果を示唆する典型的なケースであるケース A の SMGA2 から生成されたシミュレーションで十分に説明されたことがわかる。

しかしながら、断層直交成分で観測された強いパルス生成メカニズムは、*M6.5* の地震と *M7.3* の地震とで異なっていた。*M6.5* の地震時の 2 つの大きな FN 波形群は、垂直な断層上で横ずれ成分を伴う SMGA1 および 2 の前方破壊伝播効果によって生成された。SMGA1 と 2 内部の破壊は、震源から KMMH16 へ向けて断層走向に沿って北東方向へ伝播した。

(b) N6.5 KMMH16 地中(速度)



(a) N7.3 KMMH16 地中(速度)



KMMH16 ケース B

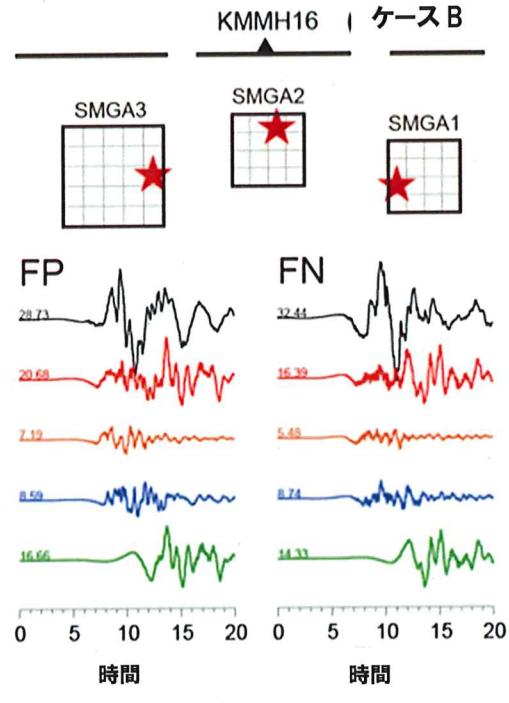
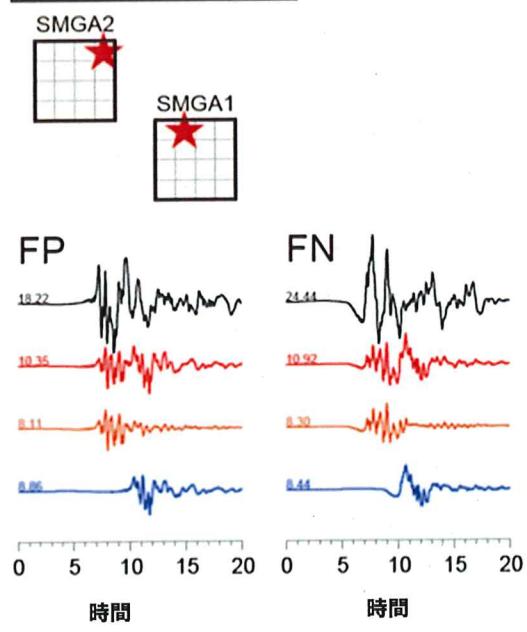


図 10

*M*6.5 の地震 (a) と *M*7.3 の地震 (b) 発生時に KMMH16 の地中地震計で観測された断層平行方向および断層直交方向の速度波形(黒色)とシミュレーション速度波形(赤色)との比較。オレンジ色、青色、緑色のラインはそれぞれ SMGA1、2 および 3 のシミュレーション波を示す。波形の最大振幅は各出力の上に cm/s で示す。星印は各破壊ケースの破壊開始点を示す。

断層直交成分で強いパルスを生成するこのタイプの「前方破壊伝播効果」は、過去の大規模横ずれ型内陸地震でも観測された(1992 年ランダース地震: Somerville 他 1997; 1995 年神戸地震: Kamae and Irikura 1998 など)。しかし、KMMH16 サイト真下の SMGA 内の破壊は主に上方へと伝播するため、前方破壊伝播指向性は、*M*7.3 の地震時の KMMH16 では有効とならない。ゆえに我々は、*M*7.3 の地震時の KMMH16においては、別の断層直交方向の速度パルス発生メカニズムを考察する必要がある。

4.2. 仮想震源モデルを用いたパラメータ研究

震源近傍における断層直交および断層平行成分での地震動への、前方および上方への破壊伝播効果を把握するため、我々は合成地震動を計算し、同じ地震モーメント、大きさ、位置および断層形状だが、破壊開始点とすべり角の異なる 3 つの仮想的で単純な震源モデルによる理論地

震動を計算した(図 11)。これらの震源モデルで仮定された震源パラメータについては表 6 に示す。地震動シミュレーションは反射・透過係数行列法(Kennett and Kerry 1979)と離散化波数法(Bouchon 1981)を用いて実施された。このシミュレーションで使用した地下構造モデルは、P-波速度が 6.0 km/s、S-波速度が 3.4 km/s、密度が 2.75 kg/m³、Q 値が 300 の、単純な層状の半無限媒質と仮定された。計算点は震源断層を含めて各方向に 1 km ごとに 20 × 20 km の範囲で設定された。

図 12 に、地震動シミュレーションで得られた地表面で 0.1~3 Hz でフィルタ処理した地表最大水平速度(PGV)の空間分布を示す。図 13 には、断層走向に沿った場所での 0.1~3.0 Hz の合成速度波形を示す。ケース 1 では、一方向への破壊伝播によって、断層トレースに沿って断層直交方向の揺れが断層平行方向の揺れよりも強いことが示唆された。特に、最も強い震動は、横ずれ断層からの前方破壊伝播効果により、断層の破壊の終点付近の断層直交方向成分に現れた。この結果は、*M*6.5 の地震時に断層トレースの端の KMMH16 で観測された FN 成分で強いパルスを示すものであった。ケース 2 では、断層トレース中央付近の地震動が、FN 成分よりも FP 成分で強かった。

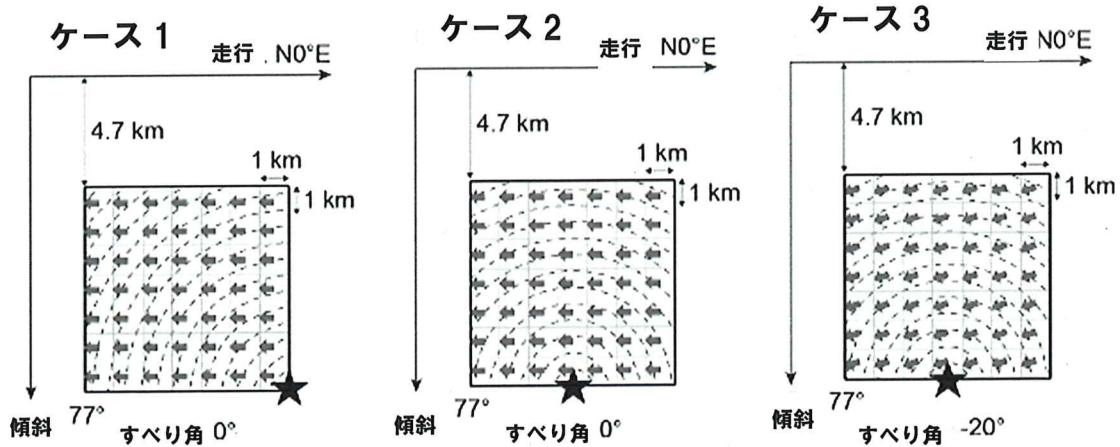


図 11

0.1~3.0 Hz の強震動シミュレーションで使用された震源モデル。破壊時間のコンター間隔は 0.2 秒。星印は破壊開始点を示す。グレーの矢印は下盤に対する上盤のすべり方向を示す。

表 6
強震動シミュレーションで使用された震源に関する変数

		ケース 1	ケース 2	ケース 3
長さ	L (km)	7.0	7.0	7.0
幅	W (km)	7.0	7.0	7.0
面積	S (km ²)	49.0	49.0	49.0
断層上端までの深さ	H (km)	4.7	4.7	4.7
地震モーメント	M ₀ (Nm)	2.0 x 10 ¹⁸	2.0 x 10 ¹⁸	2.0 x 10 ¹⁸
走向	Str. (deg.)	0	0	0
傾斜	Dip. (deg.)	77	77	77
すべり角	Rak. (deg.)	0	0	-20
ライズタイム	τ (s)	1.2	1.2	1.2
平均すべり量	D (m)	1.3	1.3	1.3
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.8	2.8	2.8
破壊開始点	—	北部下部	中央下部	中央下部

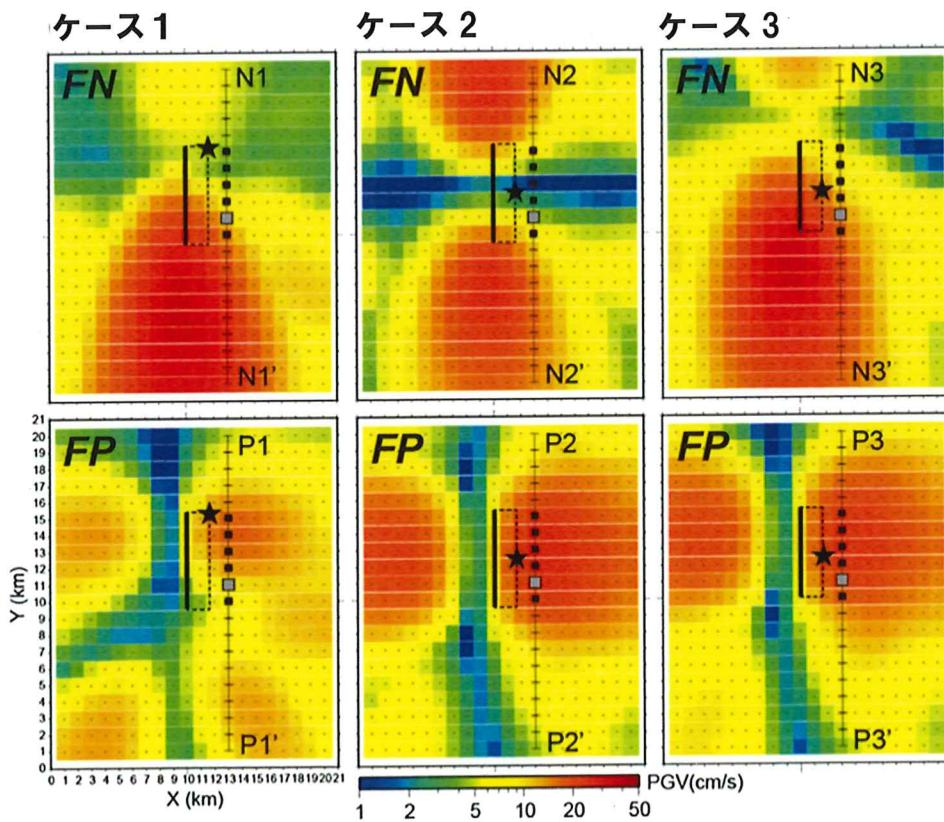


図 12
ケース 1 (左)、2 (中央) および 3 (右) に関して強地震動シミュレーションで予測された地表面の地動最大速度。
上の段: 断層直交 成分、下の段: 断層平行成分

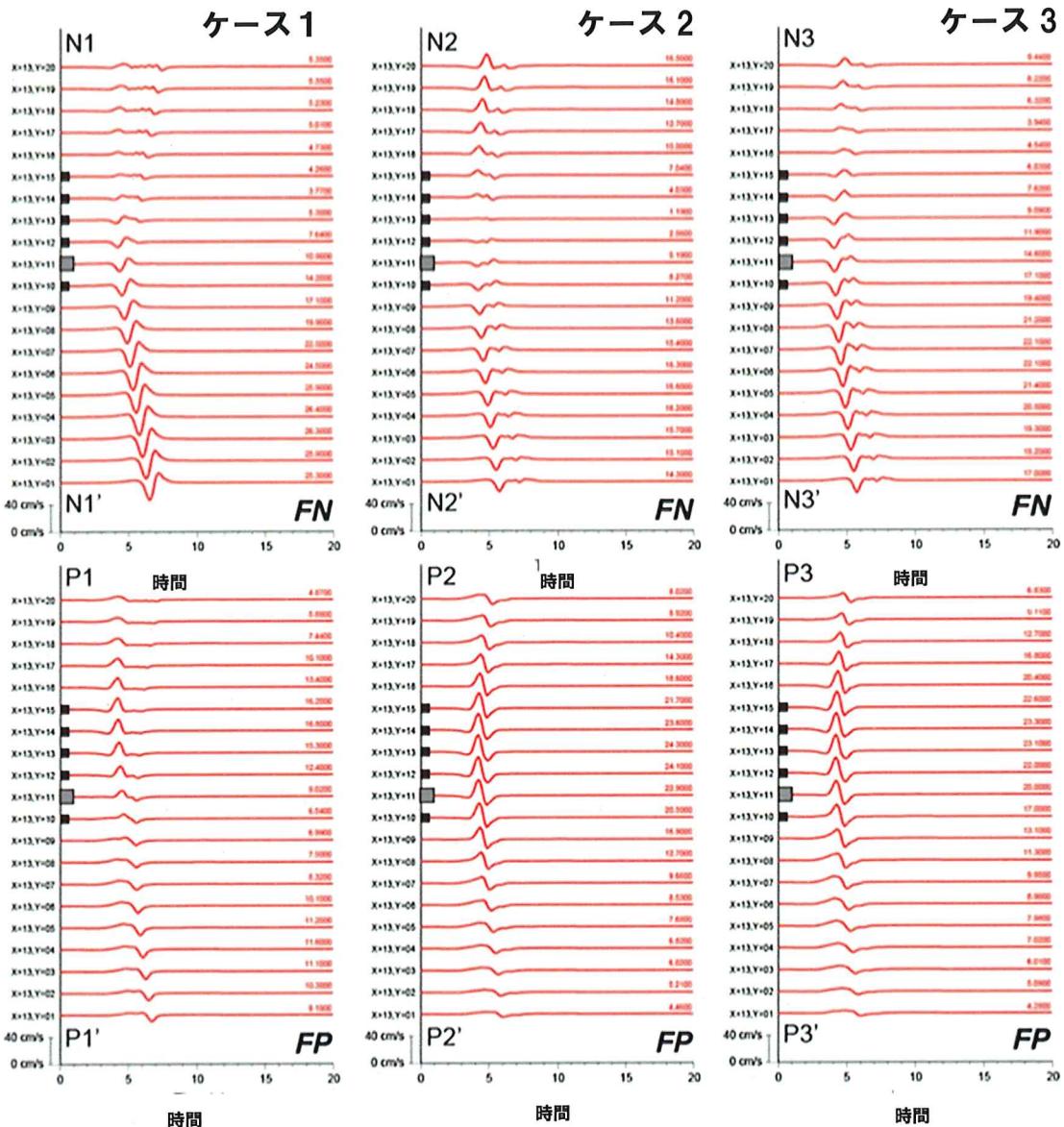


図 13

0.1~3.0 Hz でシミュレーションされた速度波形。波形トレース上の黒い四角形は、図 12 に示されている地点である。観測波形の最大振幅は各出力の上に cm/s で示す。グレーの四角形のある地点は、観測点 KMMH16 として仮定される場所である。

これは、横ずれ断層から上方への破壊伝播効果によって引き起こされた。しかし、M7.3 の地震時に KMMH16 における強いパルスも、断層平行成分と同様断層直交成分でも観測された。

震源モデルからこの観測値を説明するため、我々は、断層のすべり角を除いてケース 2 と同様の震源パラメータを備えていたケース 3 で、そのシミュレーションを試みた。ケース 3 のすべり角が正断層の小さなすべりを伴う左斜め横ずれ 20° に設定されたのに対し、ケース 1 と 2 では

0° であった。ケース 3 のシミュレーションされた地震動は、断層トレース中央付近で断層平行成分でも断層直交成分でも高い PGV を示した。

M7.3 の地震
KMMH16 地中(速度 0.1~3.0 Hz)

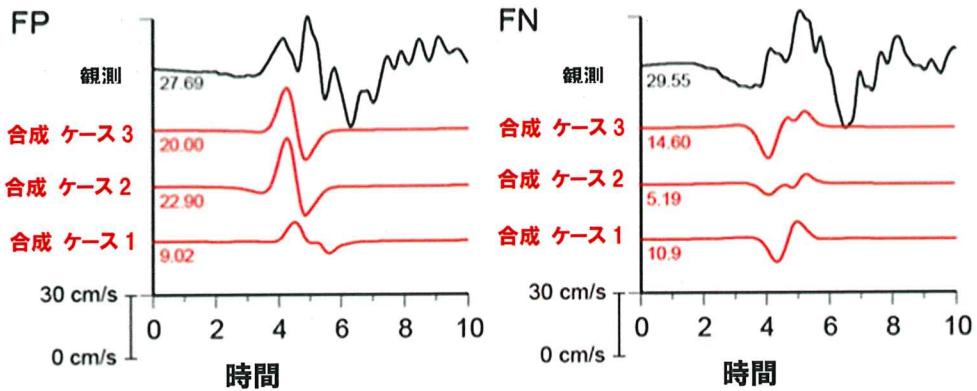


図 14

ケース 1、2 および 3 で $M7.3$ の地震時の KMMH16 における $0.1\sim3.0\text{ Hz}$ の観測波形(黒色)と、合成速度波形(赤色)との FP(左)および FN(右)成分での速度波形の比較。波形の最大振幅は各トレースの下に cm/s で示されている。

図 14 に、 $M7.3$ の地震時の KMMH16 観測点における合成波形を、観測波形と比較して示す。ケース 3 の合成波形は、FP と FN のいずれの成分の観測波形とも、ケース 1 および 2 よりよく一致している。地震動シミュレーションに基づくこれらの結果は、 $M7.3$ の地震時の KMMH16 における FP および FN 成分の強振動パルスが小さな正断層センスのずれを含む横ずれ断層から上方への破壊伝播効果によって引き起こされたことを示唆する。特に、KMMH16 近くの断層形状(走向、傾斜)は、FP 成分と FN 成分との地震動の違いを考察する上での重要パラメータの一つである。ただし、SMGA2 周辺の斜めずれの方向は、図 8 に示す通り、 $M7.3$ の地震で運動学的波形インバージョンから推測された不均質なすべりモデルにも表れた。

5. 結論

我々は、2016 年熊本地震における $M6.5$ および $M7.3$ の 2 回の大地震に関して、SMGA 震源モデルに基づく強震動シミュレーションを実施

した。強震動シミュレーションは、EGF 法を用いて $0.2\sim10\text{ Hz}$ の広い周波数帯域で実施された。 $M6.5$ の地震では、運動学的インバージョン震源モデルの大きなすべり発生エリア近くに 2 つの正方形の SMGA をおいて地震動シミュレーションによるフォワードモデリングによって推定された。 $M7.3$ の地震では、地震動シミュレーションに、Irikura 他 (2017) によって構築された複数のセグメントからなる断層モデルの 3 つの SMGA モデルが使用された。 $M6.5$ と $M7.3$ の両方の地震に対するこれら SMGA モデルは、震源近傍の観測点である KMMH16 で観測された大速度パルスを含めて、震源域周辺で観測された地震動の特性を十分再現できた。地震動シミュレーションによるパラメトリックスタディを通して、 $M6.5$ と $M7.3$ の地震発生時の KMMH16 における強いパルスの発生メカニズムは次の通りであると結論付けた。 $M6.5$ の地震では、SMGA からの前方および上方への破壊伝播が断層直交成分と断層平行成分に強いパルスを引き起こした。 $M7.3$ の地震では、KMMH16 の真下で小さな正断層センスのずれを含む横ずれ型 SMGA からの断層の傾斜方向に沿った上方への破壊伝播が、断層平行成分と断層直交成分に強いパルスを

引き起こした。これらの破壊伝播効果は、内陸地殻内地震に関する震源近傍の強地震動を推定し予測する上できわめて重要である。

謝辞

K-NET、KiK-net および F-net の強震データは国立研究開発法人防災科学技術研究所による。また、F-net で定期的に決定されるモーメントテンソル解も使用させていただいた。気象庁 (JMA) 一元化地震カタログは、JMA と文部科学省 (MEXT) が共同で作成したものである。図の大半は、Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) を用いた。フランスのカダラッシュュシャトーで 2018 年 5 月 14–16 日に開催された『原子力施設の地震ハザードを評価するための物理学に基づく断層破壊モデルにおける最善の実践方法に関する第 2 回国際ワークショップ (Best-PSHANI)』を企画した Yoshimitsu Fukushima、Luis A. Dalguer、Catherine Berge-Thierry、Fabrice Hollender、Philippe Renault、Dogan Seber、Changjiang Wu および Marion Bard に対し、心から謝意を表す。本会議におけるプレゼンテーションと議論が、本研究に着目し、解明しようとする我々を後押ししてくれた。匿名の査読者 2 名と客員編集者の Yoshimitsu Fukushima による慎重な校閲とご意見は、本原稿の改善に非常に役立った。本研究は、日本の原子力規制委員会 (NRA) 事務局による 2016 年の研究プロジェクト「内陸地殻内地震での強震動を予測する際の不確実性の検討」に基づいたものである。

出版元からの注意事項 シュプリンガー・ネイチャー社は、公開された地図と所属機関に関する管轄権の主張について中立的立場をとる。