

FULL PAPER

Open Access



# Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimation of the ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake

Kojiro Irikura<sup>1\*</sup> , Ken Miyakoshi<sup>2</sup>, Katsuhiro Kamae<sup>3</sup>, Kunikazu Yoshida<sup>2</sup>, Kazuhiro Somei<sup>2</sup>, Susumu Kurahashi<sup>4</sup> and Hiroe Miyake<sup>5</sup>

## Abstract

A two-stage scaling relationship of the source parameters for crustal earthquakes in Japan has previously been constructed, in which source parameters obtained from the results of waveform inversion of strong motion data are combined with parameters estimated based on geological and geomorphological surveys. A three-stage scaling relationship was subsequently developed to extend scaling to crustal earthquakes with magnitudes greater than  $M_w$  7.4. The effectiveness of these scaling relationships was then examined based on the results of waveform inversion of 18 recent crustal earthquakes ( $M_w$  5.4–6.9) that occurred in Japan since the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. The 2016 Kumamoto earthquake, with  $M_w$  7.0, was one of the largest earthquakes to occur since dense and accurate strong motion observation networks, such as K-NET and KiK-net, were deployed after the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. We examined the applicability of the scaling relationships of the source parameters of crustal earthquakes in Japan to the 2016 Kumamoto earthquake. The rupture area and asperity area were determined based on slip distributions obtained from waveform inversion of the 2016 Kumamoto earthquake observations. We found that the relationship between the rupture area and the seismic moment for the 2016 Kumamoto earthquake follows the second-stage scaling within one standard deviation ( $\sigma = 0.14$ ). The ratio of the asperity area to the rupture area for the 2016 Kumamoto earthquake is nearly the same as ratios previously obtained for crustal earthquakes. Furthermore, we simulated the ground motions of this earthquake using a characterized source model consisting of strong motion generation areas (SMGAs) based on the empirical Green's function (EGF) method. The locations and areas of the SMGAs were determined through comparison between the synthetic ground motions and observed motions. The sizes of the SMGAs were nearly coincident with the asperities with large slip. The synthetic ground motions obtained using the EGF method agree well with the observed motions in terms of acceleration, velocity, and displacement within the frequency range of 0.3–10 Hz. These findings indicate that the 2016 Kumamoto earthquake is a standard event that follows the scaling relationship of crustal earthquakes in Japan.

**Keywords:** Scaling relationship, Crustal earthquake, Source model, Strong ground motion prediction, Characterized source model, Strong motion generation area

\*Correspondence: irikura@geor.or.jp

<sup>1</sup> Disaster Prevention Research Center, Aichi Institute of Technology, 1247 Yachigusa, Yakusa-cho, Toyota 470-0392, Aichi, Japan

Full list of author information is available at the end of the article

## Background

One of the most important factors when predicting strong ground motions is the characterization of source models for future earthquakes. Fundamental information for the source model comes from source scaling relationships, which control the fault parameters necessary to estimate ground motions. Conventionally, scaling relationships (e.g., Kanamori and Anderson 1975) have been evaluated based on the fault length and fault slip, which are primarily determined geologically from surface offsets, and on the rupture area, which is determined seismologically from the aftershock distribution. The seismic moments of large earthquakes are estimated primarily from teleseismic data, although they are sometimes inferred from geodetic data. Catalogs of source parameters include a variety of qualities, some of which are not always available for strong motion estimation (e.g., Wells and Coppersmith 1994; Stirling et al. 2002, 2013). To predict near-source strong motions dominated by short-period motions of <1 s, which are of particular interest to engineers, we must carefully assess whether conventional scaling relationships are applicable.

Irikura and Miyake (2001) proposed a two-stage scaling relationship of source parameters for crustal earthquakes in Japan, which combined source parameters obtained from the waveform inversion of strong-motion data (Somerville et al. 1999; Miyakoshi et al. 2000) with those obtained from geological and geomorphological surveys, selecting only reliable data from the source parameter catalog compiled by Wells and Coppersmith (1994). They found that there is a strong correlation between source parameters from the waveform inversion results and those from geological and geomorphological data for crustal earthquakes of magnitudes larger than 7.

Accumulated strong ground motion data provide us with crucial information concerning the rupture processes of earthquakes and wave propagation for simulating ground motions during large earthquakes. The scaling relationships of the fault parameters from the waveform inversion results for the source processes based on strong-motion data provide a clue as to how to solve this problem.

A three-stage scaling model of the source parameters for crustal earthquakes in Japan has been constructed by Irikura and Miyake (2001) and Murotani et al. (2015). Miyakoshi et al. (2015) examined the effectiveness of these scaling relationships using the waveform inversion results of 18 crustal earthquakes ( $M_w$  5.4–6.9) that occurred in Japan between the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and 2015. The maximum  $M_w$  of the crustal earthquakes whose slip distributions were determined by these workers from waveform inversion was 6.9, i.e., the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake itself.

The 2016 Kumamoto earthquake with  $M_w$  7.0 was one of the largest earthquakes since the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. Strong ground motions from this earthquake were recorded by dense and accurate strong-motion networks such as Kyoshin Net (K-NET) and Kiban-Kyoshin Net (KiK-net) of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED) and the Seismic Intensity Meters Network of the Japan Meteorological Agency (JMA).

We collected slip distributions inverted by the strong-motion data of the 2016 Kumamoto earthquake and extracted the rupture and asperity areas from the waveform inversion results. Then, we examined whether the relationships between the rupture area and seismic moment and between the asperity area and rupture area followed the scaling relationships of the known source parameters for Japan. We investigated whether these relationships were useful for reproducing the strong ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake. In addition, we constructed a characterized source model with the SMGAs based on the slip distribution model. We will discuss the validity of the simulations of strong ground motions using the SMGA source model and compare these results to observations of strong ground motions recorded near the source fault of the 2016 Kumamoto earthquake.

## Scaling relationships

The three-stage scaling relationship has two bending points. The first bending of the scaling relationship for the rupture area  $S$  and the seismic moment  $M_0$  exists at approximately  $M_0 = 7.5 \times 10^{18}$  N m, i.e.,  $M_w$  6.5, because of the thickness of the seismogenic zone. In the first stage,  $S$  is proportional to  $M_0^{2/3}$ , and in the second stage it is proportional to  $M_0^{1/2}$ , as initially indicated by Shimazaki (1986). Murotani et al. (2015) assumed that a second bending at about  $M_0 = 1.8 \times 10^{20}$  (N m), i.e.,  $M_w$  7.4, was caused by the saturation of the slip on the fault plane. In the third stage,  $S$  is proportional to  $M_0$  for  $M_0 > 1.8 \times 10^{20}$  (N m).

The scaling relationship can be summarized as follows.

The first scaling relationship between the source area  $S$  and the seismic moment  $M_0$  is expressed as

$$S \text{ (km}^2\text{)} = 2.23 \times 10^{-15} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3} \text{ for } M_0 < 7.5 \times 10^{18} \text{ (N m)},$$

the second is expressed as

$$S \text{ (km}^2\text{)} = 4.24 \times 10^{-11} \times (M_0 \times 10^7)^{1/2} \text{ for } 7.5 \times 10^{18} \text{ (N m)} < M_0 \leq 1.8 \times 10^{20} \text{ (N m)},$$

and the third is expressed as

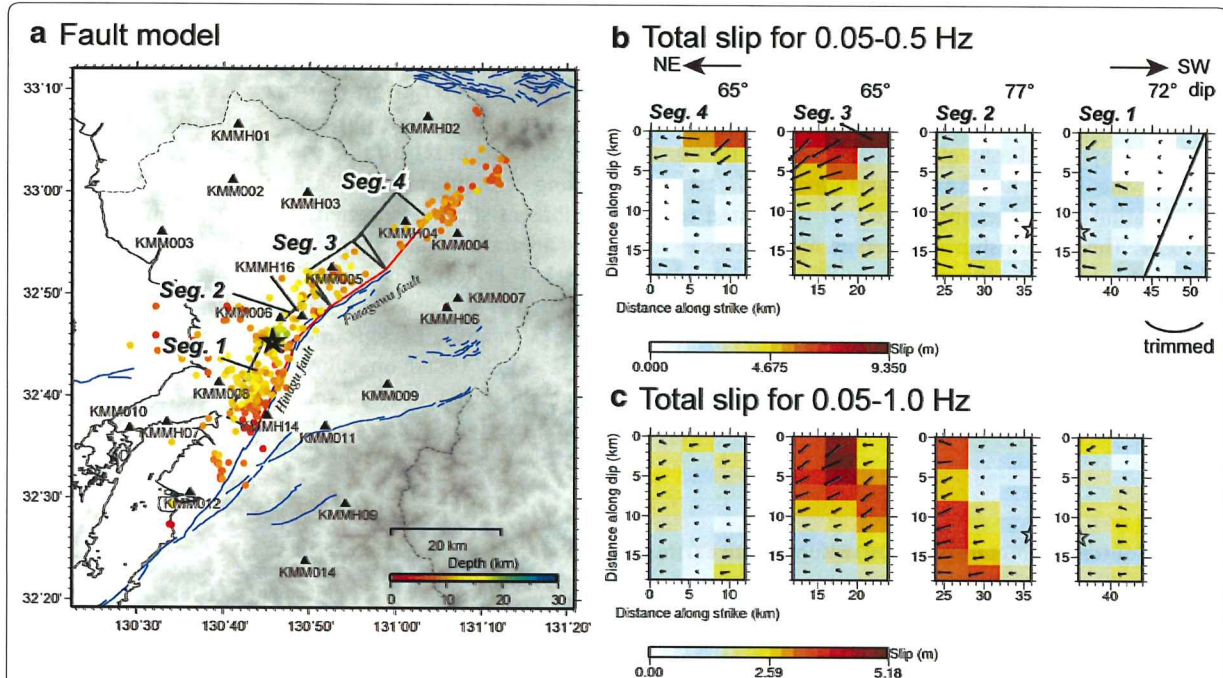
$$S \text{ (km}^2\text{)} = 1.0 \times 10^{-17} \times M_0 \text{ for } M_0 > 1.8 \times 10^{20} \text{ (N m)}.$$



Strong-motion data from the 2016 Kumamoto earthquake were recorded by K-NET and KiK-net. This event had a maximum seismic intensity of 7, was observed at several stations near the source, and caused widespread damage across Kumamoto Prefecture. High acceleration values were observed, such as  $1791 \text{ cm/s}^2$  (synthesis of the three components) at the municipal observatory of Ohzu and  $1362 \text{ cm/s}^2$  at KMMH16 (KiK-net Mashiki).

Slip distributions obtained from waveform inversion of the strong-motion data from this event have previously been published (e.g., Asano and Iwata 2016; Kubo et al. 2016; Yoshida et al. 2016). Kubo et al. (2016) performed waveform inversion with strong-motion data from 27 stations of K-NET, KiK-net, and F-net based on an assumed single fault plane with a strike of  $226^\circ$  and a dip of  $65^\circ$  and a fault area 56 km in length and 24 km in width. The assumed fault plane is consistent with the geometry and location of the Futagawa fault zone (Headquarters for Earthquake Research Promotion 2016). Asano and Iwata (2016) used strong-motion data from 15 stations of K-NET, KiK-net, and F-net and assumed a fault model with two segments along the Futagawa and Hinagu fault zones.

Yoshida et al. (2016) used strong-motion data from 22 stations of K-NET and KiK-net, and an assumed fault model with four fault segments of different strikes and dips: one (Seg. 1) along the Hinagu fault zone, another (Seg. 2) along a plane connecting the Futagawa and Hinagu fault zones, and two more (Seg. 3 and Seg. 4) along the Futagawa fault zone, as shown in Fig. 1a. A map view of the aftershock distribution within 48 h after the 2016 Kumamoto earthquake is also shown in Fig. 1a. Yoshida et al. (2016) conducted a two-step approach for multiple time-window kinematic waveform inversions of strong-motion data to estimate detailed slip distributions on these four fault segments. First, the slip distribution was inverted using 0.05–0.5 Hz band-pass filtered strong-motion data, as shown in Fig. 1b. The rupture area of the earthquake was estimated using the trimming criterion of Somerville et al. (1999) with the slip model from the waveform inversion. The trimming results remove two columns of the segment at the southwestern edge (Seg. 1), which reduces the rupture area and seismic moment by 10% and 3%, respectively. Secondly, the slip distribution was reanalyzed based on the 0.05–1.0 Hz waveform inversion of the strong-motion data for this reduced



**Fig. 1** Map view of the 2016 Kumamoto earthquake and the distribution of total slip. **a** Map showing the locations of the four fault segments of the source fault model (four rectangles), the observational stations (black triangles) and the aftershocks (circles) that occurred within 48 h of the mainshock, as reported in the JMA unified hypocenter catalog. The star indicates the starting point of the mainshock rupture. The blue lines indicate the locations of active faults (National Institute of Advanced Industrial Science and Technology). **b** Total slip distribution based on the 0.05–0.5 Hz strong-motion waveform inversion of Yoshida et al. (2016). The entire rupture area was trimmed following the criteria defined by Somerville et al. (1999). **c** Total slip distribution based on the 0.05–1.0 Hz strong-motion waveform inversion (Yoshida et al. 2016)

fault plane, as shown in Fig. 1c. For this inversion analysis, more detailed time windows were used with shorter durations and larger numbers of windows to maintain the total window length at each subfault. The rupture area from the 0.05–1.0 Hz waveform inversion remains unchanged after trimming. The “true” rupture area and seismic moment after the two-step waveform inversion performed by Yoshida et al. (2016) are shown in Table 1.

We have also collected slip models inverted by other authors (Asano and Iwata 2016; Kubo et al. 2016). Rupture areas were estimated based on the criteria of Somerville et al. (1999). The source parameters from the results of all three inversions are compiled in Table 1. The estimated values of the seismic moment vary from study to study because the methods and data used for the inversion analyses differ. The seismic moment was also determined using a long-period full-wave inversion analysis of broadband F-net data (Fukuyama et al. 1998). In past evaluation of the scaling relationships of crustal earthquakes (Miyakoshi et al. 2015), seismic moments obtained from the long-period, full-wave data from the F-net were found to be more stable than those from the inversion of strong-motion data. Therefore, to be consistent with the previous study, we adopted the F-net seismic moment and a logarithmic average of the rupture areas of the three models for the scaling relationship of seismic moment versus rupture area.

The relationship between the rupture area  $S$  and the seismic moment  $M_0$  for the 2016 Kumamoto earthquake with  $M_w$  7.0 was added to the scaling relationships confirmed by Miyakoshi et al. (2015) shown in Fig. 2. Without the 2016 Kumamoto earthquake, the standard deviation of the second stage was calculated to be  $\sigma = 0.14$ . The relationship of  $S$  versus  $M_0$  for this event follows the second-stage scaling within one standard deviation. We also found that the relationships for individual models are within one standard deviation.

Next, we examined the relationship between the average slip  $D$  and the seismic moment  $M_0$  for inland crustal earthquakes. The average slip  $D$  on the source fault for

each model was estimated from the heterogeneous slip distributions of the waveform inversion results. The average slip of 1.66 m reported in Table 1 is the logarithmic average of the average slips from the three models (Asano and Iwata 2016; Kubo et al. 2016; Yoshida et al. 2016). The seismic moment from F-net was adopted. Then, the relationship of  $D$  versus  $M_0$  for the 2016 Kumamoto earthquake was plotted with the corresponding scaling relationship of Miyakoshi et al. (2015) in Fig. 3. In the second stage,  $D$  increased proportionally with  $M_0^{1/2}$ , that is,  $D$  versus  $M_0$  for this event nearly coincides with the second-stage scaling. The relationships between  $D$  and  $M_0$  for individual models are also plotted in Fig. 3.

For strong motion estimation, another scaling relationship between the rupture area  $S$  and the asperity area  $S_a$  plays an important role. It has been confirmed by Irikura and Miyake (2001) and Miyakoshi et al. (2015) that an asperity area with a large slip increases proportionally in area with the entire rupture area. The asperity area was determined following the procedure of Somerville et al. (1999) based on the inverted heterogeneous slip distributions. The asperity area is 160 km<sup>2</sup>, which is about 20% of the trimmed fault area of Yoshida et al. (2016). The logarithmic average of the asperity areas of the three models is 178 km<sup>2</sup>. The combined asperity area  $S_a$  scales with the seismic moment  $M_0$ , as shown in Fig. 4, which includes the results for the 2016 Kumamoto earthquake.

### Strong motion generation area (SMGA) model for simulating strong ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake

Strong ground motions are more closely related to regions of slip heterogeneity rather than the entire rupture area and total seismic moment (Irikura and Miyake 2011). Therefore, a characterized source model was proposed that consisted of one or several asperities with large slips and a background area with less slip (Miyake et al. 2003) based on source characterizations defined using slip distributions from the waveform inversion of strong-motion data.

**Table 1** Source parameters of the 2016 Kumamoto earthquake obtained from inversion results

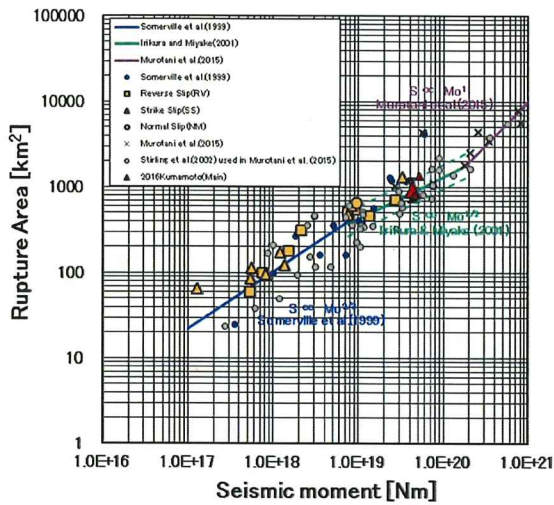
References	Mo (inv.) <sup>a</sup>	Mo (F-net)	Length		Width		Rupture area		Av. slip		Max. slip		Total asperity area		
	N m	N m	km		km		km <sup>2</sup>		m		m		km <sup>2</sup>	/area	
Kubo et al. (2016)	5.3E+19	4.4E+19	46.9 <sup>c</sup>	56	19.8 <sup>b</sup>	24	930 <sup>c</sup>	1344	1.66 <sup>c</sup>	1.23	4.95 <sup>c</sup>	4.55	178 <sup>c</sup>	260	0.19
Asano K, Iwata T (2016)	4.5E+19			42			756		1.87			5.13	136		0.18
Yoshida et al. (2016)	4.8E+19			44 <sup>b</sup>		18	792		1.98			5.18	160		0.20

<sup>a</sup> Seismic moment obtained from inversion results

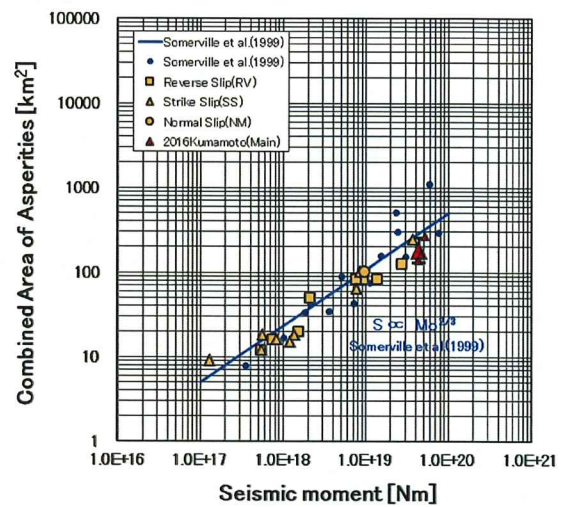
<sup>b</sup> Fault length and width are trimmed following the criterion of Somerville et al. (1999)

<sup>c</sup> Logarithm averages of the three models

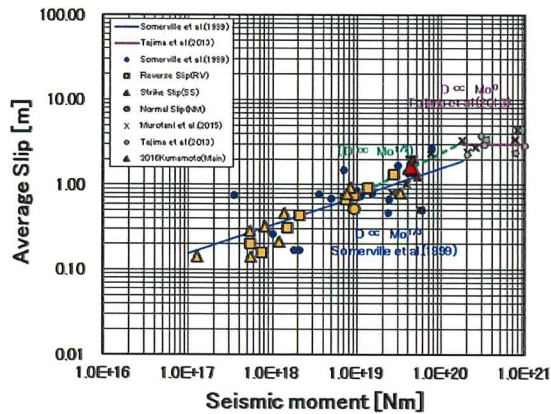




**Fig. 2** Relationship between rupture area and seismic moment for crustal earthquakes. Two broken green lines indicate one SD ( $\sigma = 0.14$ ) for inland crustal earthquakes in Japan. The large red triangle represents the logarithmic average of the rupture areas of the three models for the 2016 Kumamoto earthquake ( $M_w$  7.0) shown in Table 1. The small red triangles indicate the rupture areas from individual models



**Fig. 4** Relationship between the combined area of the asperities and the seismic moment for crustal earthquakes. The large red triangle represents the 2016 Kumamoto earthquake ( $M_w$  7.0). The small red triangles indicate the combined areas from individual models shown in Table 1



**Fig. 3** Relationship between average slip area and seismic moment for crustal earthquakes. The large red triangle represents the 2016 Kumamoto earthquake ( $M_w$  7.0). The small red triangles indicate the average slips from individual models shown in Table 1

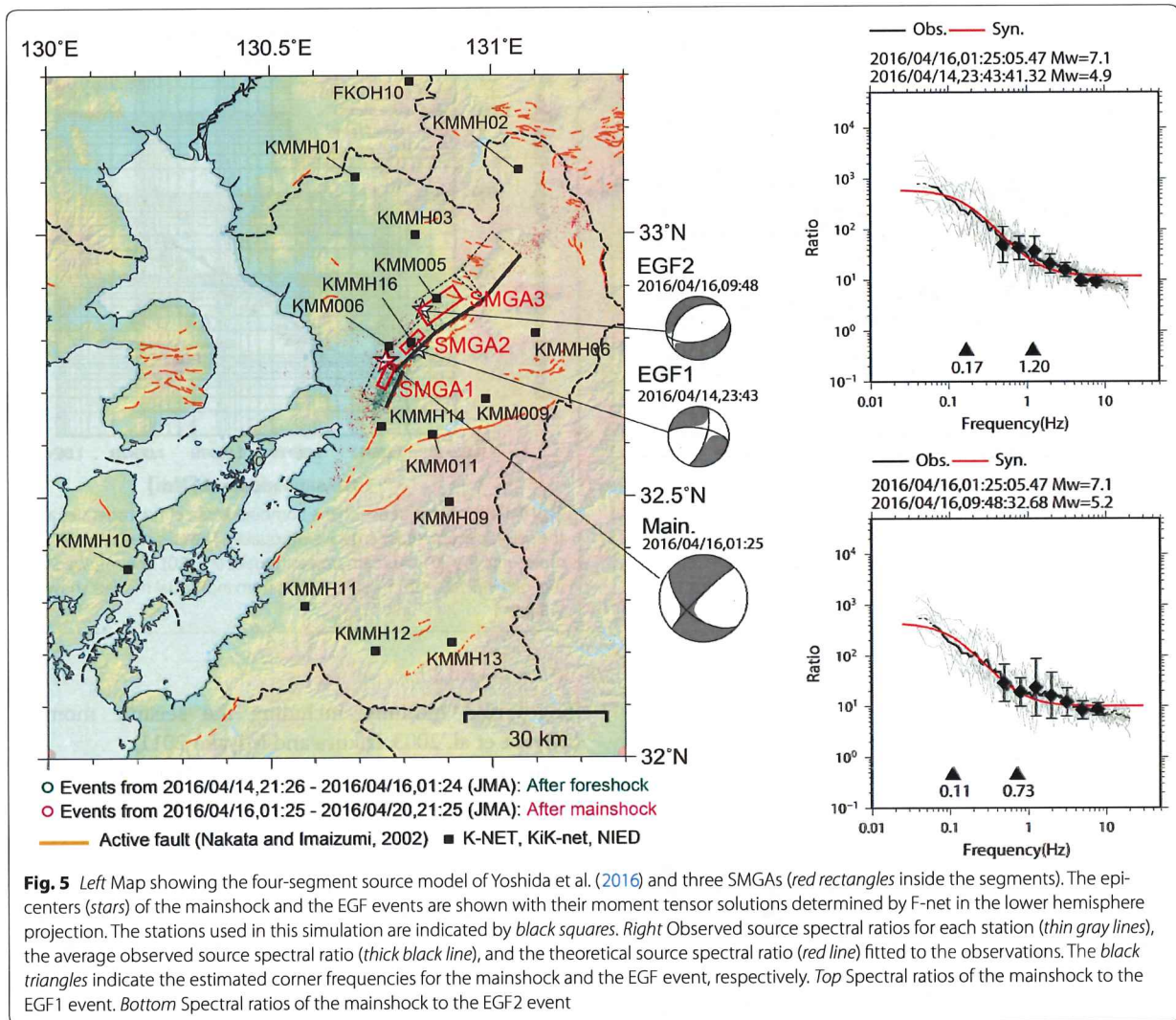
Asperities are regions that have large slip relative to the average slip in the rupture area (Somerville et al. 1999). These asperity areas, as well as the total rupture area, scale with the seismic moment (Fig. 4). The majority of strong-motion records are reproduced with motions generated from asperities. Contributions from the background area of the characterized source model are not important for strong-motion records but must match

long-period motions, including the seismic moment (Miyake et al. 2003; Irikura and Miyake 2011).

Therefore, the synthetic ground motions were calculated with the assumption that ground motions were only generated within the SMGAs, which were redefined based on asperity location and area information (Kamae and Irikura 1998; Miyake et al. 2003). The synthetic ground motions from the SMGAs approximately agree with the observed motions (Kamae and Irikura 1998). For the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake ( $M_w$  6.9), which was nearly the same size as the 2016 Kumamoto earthquake, the period range available for the SMGA model is shorter than 5 s. We found that for crustal earthquakes, the SMGAs coincide approximately with asperity area (Miyake et al. 2003). Therefore, this characterized source model consisting of SMGAs with large stress parameters and a background area with a zero stress parameter is called the SMGA source model.

We estimated the SMGA source model by comparing the synthetic and observed ground motions from the 2016 Kumamoto earthquake. Whether the SMGAs coincide with the asperity areas of large slip is discussed below. The empirical Green's function (EGF) method was used to simulate strong ground motions to avoid difficulty in obtaining accurate velocity structures.

First, we constructed a characterized source model with the SMGAs based on the slip distribution model of Yoshida et al. (2016). This model consists of four segments,



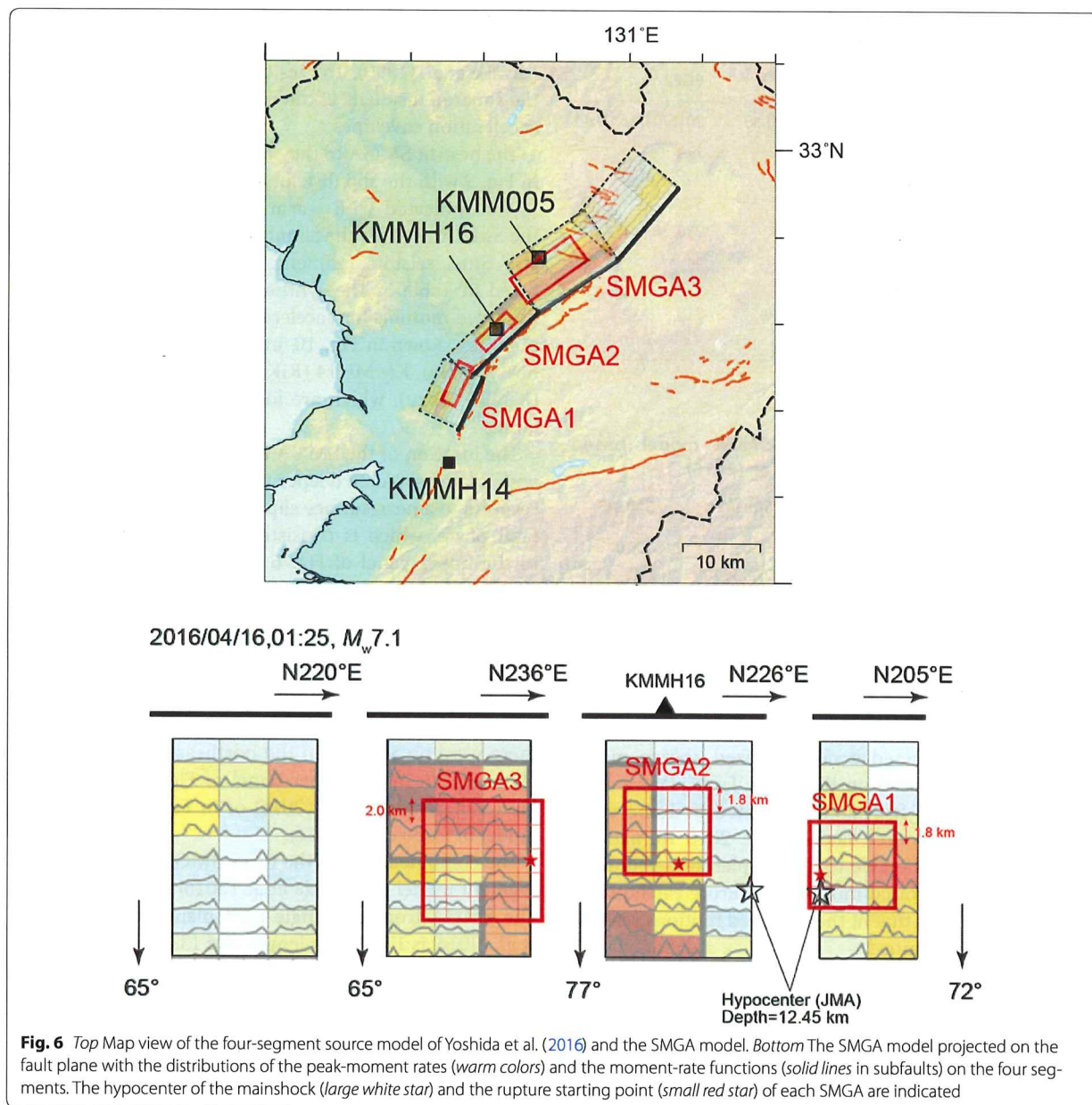
as shown in Fig. 1a. As shown in the left panel of Fig. 5, we assumed an SMGA in each segment, except the northeast segment (Seg. 4) of the Futagawa fault zone located near the Mount Aso volcano. The northeast segment generated relatively small peak-moment-rate motions compared to the other three segments (Fig. 6, lower).

The EGF events whose records are used as the EGFs were carefully selected to have hypocenters close to the SMGAs with radiation characteristics nearly identical to those of the target events. We selected records of a foreshock ( $M_w$  4.9, EGF1) and an aftershock ( $M_w$  5.1, EGF2) for the EGFs. The EGF1 event occurred very close to SMGA1 and inside SMGA2, with predominant strike-slip faulting similar to the focal mechanism of the mainshock (Fig. 5, left). Therefore, the records of EGF1 were used as the EGFs for SMGA1 and SMGA2. However, the

EGF2 event occurred very close to SMGA3, with strike-slip faulting and a normal-faulting component (Fig. 5, left) similar to the focal mechanism around SMGA3 during the mainshock. Therefore, we selected the records of EGF2 for the EGFs for SMGA3.

We calculated the spectral ratios between the mainshock and the EGF events to estimate the corner frequency of the EGF events (Fig. 5, right). The source areas and the stress parameters of these events were estimated from the seismic moment and the corner frequency using Brune's (1970, 1971) formula. The parameters of these events are listed in Table 2. We found that the records of the EGF events were reliable within the frequency range of 0.2–10 Hz because the spectral ratios follow the omega-squared model in this frequency range and deviate from it below 0.2 Hz and beyond 10 Hz.





Each SMGA area was divided into  $N \times N$  subfaults, the areas of which were taken to be equal to the fault area of each EGF event. The location and size of each SMGA and the rupture starting point, rupture velocity and slip duration inside each SMGA were estimated based on comparison of the timing, shape and amplitude of the synthetic and observed waveforms through trial and error.

A map view of the three SMGAs is shown in the upper panel of Fig. 6. The fit between the synthetic and observed waveforms in this analysis was judged via visual

inspection, because the parameters for the three SMGAs are by necessity optimized simultaneously. The three best-fit SMGAs in this analysis are plotted in the lower panel of Fig. 6, with the peak moment-rate distributions drawn in warm colors on the three segments of Yoshida et al. (2016). The source parameters of the SMGAs are listed in Table 3. The observed and synthetic ground motions are shown in Fig. 7a–c. The agreement is satisfactory for acceleration, velocity, and displacement at most of the stations.

**Table 2 Source parameters of the EGF1 event (foreshock) and the EGF2 event (aftershock)**

	EGF1	EGF2
Origin time (JST) <sup>a</sup>	2016/04/14, 23:43	2016/04/16, 09:48
Depth (km) <sup>a</sup>	14.2	15.9
Seismic moment (N m) <sup>b</sup>	$2.71 \times 10^{16}$	$6.27 \times 10^{16}$
$M_w^b$	4.9	5.2
Strike, dip, rake (deg.) <sup>b</sup>	279, 67, -22	230, 38, -112
$V_s$ (km/s) <sup>c</sup>	3.4	3.4
Corner frequency (Hz)	1.20	0.73
Fault length (km)	1.86	3.01
Stress parameter (MPa)	10.3	5.4

<sup>a</sup> JMA, <sup>b</sup> F-net, <sup>c</sup> J-SHISV2: Fujiwara et al. (2012)**Table 3 Parameters of the three-SMGA model based on the slip distribution of Yoshida et al. (2016)**

	SMGA1	SMGA2	SMGA3
Area (km <sup>2</sup> )	51.8	51.8	100.0
Seismic moment (N m)	$2.08 \times 10^{18}$	$2.08 \times 10^{18}$	$5.49 \times 10^{18}$
Rise time (s)	0.6	0.6	0.6
Stress parameter (MPa)	13.6	13.6	13.4
Rupture velocity (m/s)	2.8	2.8	2.8

Next, we constructed a characterized source model with the SMGAs based on the single fault plane model along the Futagawa fault zone estimated by Kubo et al. (2016) to be the source fault of the 2016 Kumamoto earthquake. It is preferable to use simpler fault geometry to predict strong ground motions for future earthquakes if synthetic motions that fit the observed motions reasonably well can be obtained.

We formulated a simplified SMGA model where “a single SMGA” was put into the single fault plane proposed by Kubo et al. (2016) based on the slip distribution. For the EGFs, we selected records of a foreshock ( $M_w$  4.4) that had nearly the same focal mechanism as the mainshock and that occurred inside the SMGA. We also calculated the spectral ratios between the mainshock and the EGF event to estimate the corner frequency of the EGF event, the source area, and the stress parameter. The source parameters of this event are listed in Table 4. The reliable frequency range in this case was 0.3–10 Hz.

The entire assumed fault plane and the SMGA are shown in Fig. 8 with the observed stations used for this analysis. The best-fit characterized source model to simulate ground motions using the EGF method was determined through choosing the starting point, rupture velocity, and slip duration by comparing the observed and synthetic waveforms. The criterion for the best-fit

is minimizing the residuals between the observed and synthetic waveforms using the fitness function given by Miyake et al. (1999). The residual is defined as the sum of the squared residuals of the displacement waveforms and acceleration envelopes.

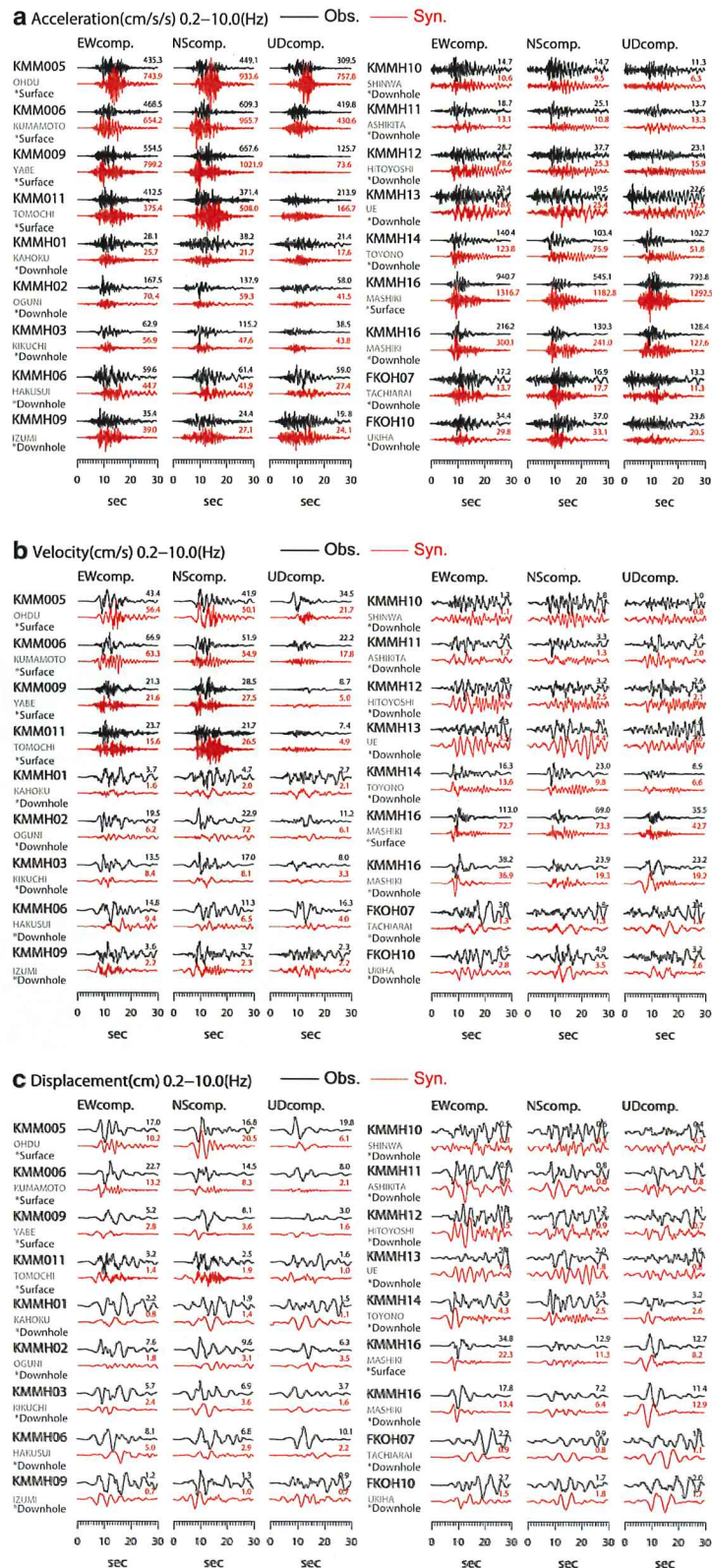
The best-fit SMGA to the observed waveforms is shown in Fig. 9 with the slip distribution reported by Kubo et al. (2016) indicated with warm colors. The parameters of the SMGA used for the simulation, such as length, width, rise time, seismic moment, and stress parameter, are listed in Table 5. The synthetic motions agree with the observed motions for acceleration, velocity, and displacement, as shown in Fig. 10, including at KMMH16 (KiK-net Mashiki), KMMH14 (KiK-net Toyono) and KMM005 (K-NET Ohzu), which are located very near the source fault.

The location of the SMGA indicated in Fig. 9 coincides with a large slip area deeper than 5 km but does not correspond to a near-surface slip area in the northeast of the fault plane, which is consistent with the SMGA model in the upper panel of Fig. 6 based on the slip distributions of Yoshida et al. (2016). The inverted slip-velocity time functions in the near-surface areas in the lower panel of Fig. 6 have motions longer than 3 s. Therefore, the ground motions generated by the large near-surface slip may have had little influence on the strong ground motions shorter than 3 s. This finding may explain why there were no SMGAs in the northeast area of the fault plane shown in the upper panel of Fig. 6 based on the model of Yoshida et al. (2016) or in Fig. 9 based on the model of Kubo et al. (2016).

The combined area of the three SMGAs from the four-segment model of Yoshida et al. (2016) is about 204 km<sup>2</sup>. The SMGA from the single fault plane model of Kubo et al. (2016) is 17.3 km in length and 13.0 km in width, for an area of 224.9 km<sup>2</sup>. Conversely, the asperity area based on the inverted heterogeneous slip distributions, i.e., the logarithmic average of the three models in Table 1, is about 180 km<sup>2</sup>. Therefore, we found that both the combined area of the three SMGAs in Fig. 6 and the area of the single SMGA in Fig. 9, which were obtained using different forward modeling approaches, are nearly the same as the asperity area determined based on the slip distributions from waveform inversion using the strong-motion data.

The SMGAs in the upper panel of Fig. 6 obtained based on the four-segments source model of Yoshida et al. (2016) do not always coincide with the SMGA in Fig. 9 from the single segment source model of Kubo et al. (2016). However, the locations and the combined area of the three SMGAs in Fig. 6 are nearly the same as those of the SMGA in Fig. 9. The synthetic ground motions for acceleration, velocity, and displacement shown in Fig. 7





(See figure on previous page.)

**Fig. 7** Comparisons of the observed (*black*) and synthetic (*red*) ground motions of three components (east–west, north–south, and up–down). The available frequency range is from 0.2 to 10 Hz. **a** Acceleration in  $\text{cm/s}^2$ , **b** velocity in  $\text{cm/s}$  and **c** displacement in  $\text{cm}$ . The numbers in each trace indicate the maximum amplitude

have almost the same amplitudes as those in Fig. 10. These findings indicate that this method of estimating ground motion based on SMGA models is robust because the simulation results do not differ greatly between these different SMGA models.

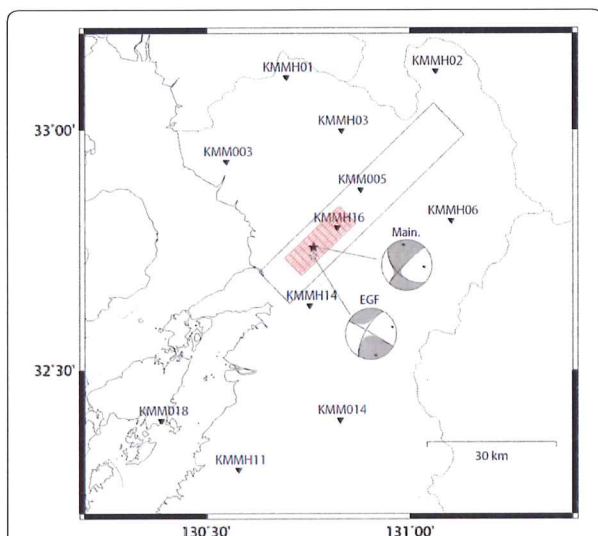
### Conclusions

A three-stage scaling model of the source parameters for crustal earthquakes in Japan has previously been

**Table 4** Source parameters of the EGF event (foreshock)

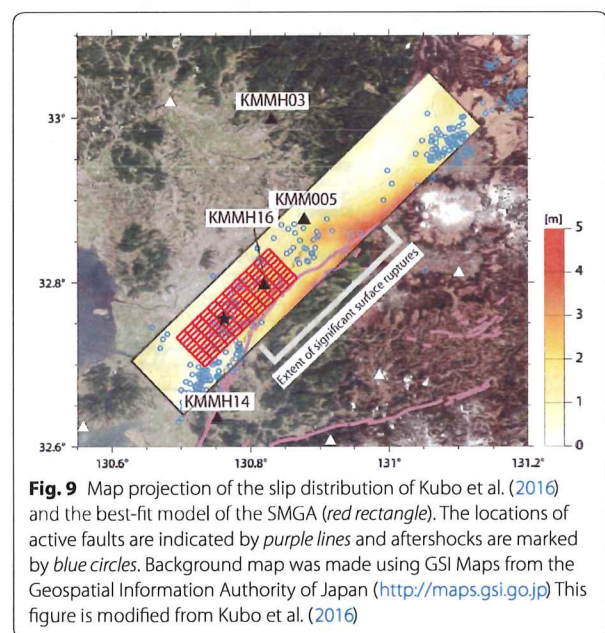
Origin time (JST) <sup>a</sup>	2016/04/15, 0:50
Depth (km) <sup>a</sup>	13.4
Seismic moment (N m) <sup>b</sup>	$3.86 \times 10^{15}$
$M_w^b$	4.4
Strike, dip, rake (deg.) <sup>b</sup>	209, 70, 177
$V_s$ (km/s) <sup>c</sup>	3.4
Corner frequency (Hz)	1.55
Fault length (km)	1.44
Stress parameter (MPa)	3.16

<sup>a</sup> JMA; <sup>b</sup> F-net; <sup>c</sup> JSHISV2: Fujiwara et al. (2012)



**Fig. 8** Map showing the entire fault plane along the Futagawa fault zone (Kubo et al. 2016) and the SMGA model for the strong motion estimation. The epicenters (*stars*) of the mainshock and the EGF event ( $M_w$  4.4, 2016/04/15) are shown with their moment tensor solutions determined by F-net in the lower hemisphere projection. The stations used in this simulation are indicated by *downward-pointing triangles*

constructed by Irikura and Miyake (2001) and Murotani et al. (2015) based on source parameters from the results of waveform inversion with strong-motion data. Miyakoshi et al. (2015) examined the validity of these scaling relationships using waveform inversion results for 18 crustal earthquakes ( $M_w$  5.4–6.9) in Japan since the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. The 2016 Kumamoto earthquake, with  $M_w$  7.0, is one of the largest earthquakes in this interval of time, and the associated strong ground motions were recorded by dense and accurate strong-motion networks. The main purpose of this study was to validate whether the scaling relationships of the source parameters for crustal

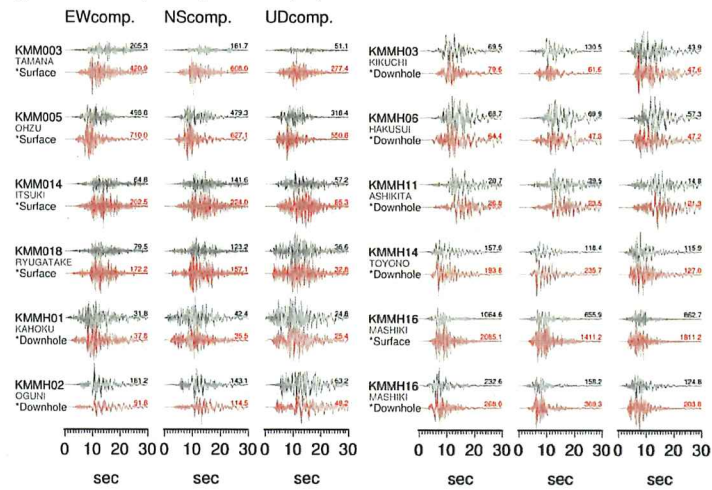
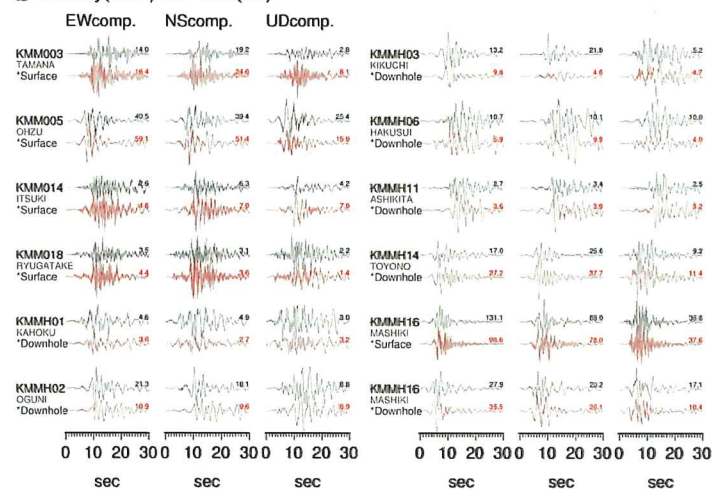
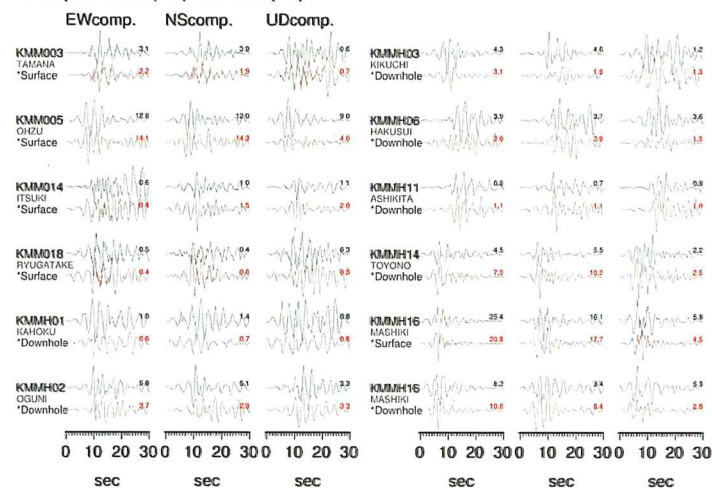


**Fig. 9** Map projection of the slip distribution of Kubo et al. (2016) and the best-fit model of the SMGA (*red rectangle*). The locations of active faults are indicated by *purple lines* and aftershocks are marked by *blue circles*. Background map was made using GSI Maps from the Geospatial Information Authority of Japan (<http://maps.gsi.go.jp>) This figure is modified from Kubo et al. (2016)

**Table 5** Parameters of the single SMGA model based on the slip distribution of Kubo et al. (2016)

	SMGA
Area ( $\text{km}^2$ )	224.9
Seismic moment (N m)	$1.83 \times 10^{19}$
Rise time (s)	0.8
Stress parameter (MPa)	13.9
Rupture velocity (km/s)	2.8



**a** Acceleration(cm/s/s) 0.3–10.0(Hz)**b** Velocity(cm/s) 0.3–10.0(Hz)**c** Displacement(cm) 0.3–10.0(Hz)

(See figure on previous page.)

**Fig. 10** Comparison of the observed (black) and synthetic (red) ground motions of three components (east–west, north–south, and up–down). The available frequency range is from 0.3 to 10 Hz. **a** Acceleration in  $\text{cm/s}^2$ , **b** velocity in  $\text{cm/s}$ , and **c** displacement in  $\text{cm}$ . The numbers in each trace indicate the maximum amplitude

earthquakes in Japan are applicable to the 2016 Kumamoto earthquake.

We collected slip distributions inverted from strong-motion data of the 2016 Kumamoto earthquake and extracted the rupture area and the asperity area from the waveform inversion results. Without including the 2016 Kumamoto earthquake, the standard deviation of the second stage was calculated to be  $\sigma = 0.14$ . We confirmed that the scaling relationship between the rupture area  $S$  and the seismic moment  $M_0$  is applicable to the second stage for the 2016 Kumamoto earthquake within one standard deviation. We also found that the average slip  $D$  increases proportionally with  $M_0^{1/2}$  in the second-stage scaling, including for the 2016 Kumamoto earthquake.

Furthermore, we simulated the strong ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake using the characterized source model with an SMGA in a fault segment using the EGF method. The synthetic motions obtained with the EGF method agree with the observed motions with respect to acceleration, velocity, and displacement in the frequency range from 0.3 to 10 Hz.

Therefore, we conclude that the scaling relationships of the source parameters are appropriate to reproduce the strong ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake.

#### Authors' contributions

KI designed the study and drafted the manuscript. KM and KK analyzed the source scaling. KY, KS, and SK analyzed the strong-motion data. HM participated in the discussion and interpretation. All authors read and approved the final manuscript.

#### Author details

<sup>1</sup> Disaster Prevention Research Center, Aichi Institute of Technology, 1247 Yachigusa, Yakusa-cho, Toyota 470-0392, Aichi, Japan. <sup>2</sup> Geo-Research Institute, Osaka, Japan. <sup>3</sup> Research Reactor Institute, Kyoto University, Osaka, Japan. <sup>4</sup> Aichi Institute of Technology, Aichi, Japan. <sup>5</sup> Center for Integrated Disaster Information Research, Interfaculty Initiative in Information Studies/Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, Tokyo, Japan.

#### Acknowledgements

We express our gratitude to the National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED) for providing K-NET and KiK-net data. We acknowledge valuable comments from Haruo Horikawa and two anonymous reviewers. This work was supported in part by Aichi Institute of Technology.

#### Competing interests

The authors declare that they have no competing interests.

Received: 11 August 2016 Accepted: 7 December 2016

Published online: 03 January 2017

#### References

- Asano K, Iwata T (2016) Rupture process of the MJ 7.3 earthquake of the (2016) Kumamoto earthquake sequences. *Earth Planets Space* 68:147. doi:10.1186/s40623-016-0519-9
- Brune JN (1970) Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J Geophys Res* 75:4997–5009. doi:10.1029/JB075i026p04997
- Brune JN (1971) Correction. *J Geophys Res* 76:5002. doi:10.1029/JB076i020p05002
- Fujiwara H, Kawai S, Aoi S, Morikawa N, Senna S, Azuma H, Ooi M, Hao XN, Hasegawa K, Maeda T, Iwaki A, Wakamatsu K, Imoto M, Okumura T, Matsuyama H, Narita A (2012) Some improvements of seismic hazard assessment based on the 2011 Tohoku earthquake. In: Technical note 379, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Tsukuba, Japan (in Japanese)
- Fukuyama E, Ishida M, Dreger DS, Kawai H (1998) Automated seismic moment tensor determination by using on-line broadband seismic waveforms. *J Seismol Soc Jpn* 51:149–156 (in Japanese with English abstract)
- Headquarters for Earthquake Research Promotion (2016) Evaluation of the 2016 Kumamoto Earthquakes. [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16may\\_kumamoto/index-e.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16may_kumamoto/index-e.htm)
- Irikura K, Miyake H (2001) Prediction of strong ground motions for scenario earthquake. *J Geogr* 110:849–875 (in Japanese with English abstract)
- Irikura K, Miyake H (2011) Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenario. *Pure Appl Geophys* 168:85–104. doi:10.1007/s00024-010-0150-9
- Kamae K, Irikura K (1998) Rupture process of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion. *Bull Seismol Soc Am* 88:400–412
- Kanamori H, Anderson DL (1975) Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull Seismol Soc Am* 65:1073–1095
- Kubo H, Suzuki W, Aoi S, Sekiguchi H (2016) Rupture process of the  $M_j$  7.3, April 16, mainshock of the 2016 Kumamoto earthquake obtained from strong-motion data. [http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Kumamoto\\_20160416/inversion\\_v2/index\\_en.html](http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Kumamoto_20160416/inversion_v2/index_en.html)
- Miyake H, Iwata T, Irikura K (1999) Strong ground motion simulation and source modeling of the Kagoshima-ken Hokuseibu earthquake of March 26 ( $M_{JMA}$  6.5) and May 13 ( $M_{JMA}$  6.3), 1997, using empirical Green's function method. *J Seism Soc Jpn (Zisin)* 51:431–442 (in Japanese with English abstract)
- Miyake H, Iwata T, Irikura K (2003) Source characterization for broadband ground-motion simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area. *Bull Seismol Soc Am* 93:2531–2545
- Miyakoshi K, Kagawa T, Sekiguchi H, Iwata T, Irikura K (2000) Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results. In: Proceedings of the 12th world conference on earthquake engineering, Auckland, September 2000
- Miyakoshi K, Irikura K, Kamae K (2015) Re-examination of scaling relationships of source parameters of the inland crustal earthquakes in Japan based on the waveform inversion of strong motion data. *J Jpn Assoc Earthq Eng* 15(7):141–156 (in Japanese with English abstract)
- Murotani S, Matsushima S, Azuma T, Irikura K, Kitagawa S (2015) Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems. *Pure Appl Geophys* 172:1371–1381. doi:10.1007/s00024-014-1010-9
- Nakata T, Imaizumi T (eds) (2002) Digital active fault map of Japan. University of Tokyo Press, Tokyo
- Shimazaki K (1986) Small and large earthquake: the effects of thickness of seismogenic layer and the free surface. In: Das S, Boatwright J, Scholz CH (ed) Earthquake source mechanics, AGU monograph 37, Maurice Ewing Ser. 6, pp 209–216



- Somerville P, Irikura K, Graves R, Sawada S, Wald D, Abrahamson N, Iwasaki Y, Kagawa T, Smith N, Kowada A (1999) Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seismol Res Lett* 70:59–80
- Stirling M, Rhoades D, Berryman K (2002) Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era. *Bull Seismol Soc Am* 92:812–830
- Stirling M, Góedé T, Berryman K, Litchfield N (2013) Selection of earthquake scaling relationships for seismic-hazard analysis. *Bull Seismol Soc Am* 103:2993–3011
- Tajima R, Matsumoto Y, Si H, Irikura K (2013) Comparative study on scaling relations of source parameters for great earthquakes in inland crusts and on subducting plate boundaries. *J Seismol Soc Jpn* 66:31–45 **(in Japanese with English abstract)**
- Wells DL, Coppersmith KJ (1994) New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull Seismol Soc Am* 84:974–1002
- Yoshida K, Miyakoshi K, Somei K (2016) Kinematic source model of the 2016 Kumamoto earthquake ( $M_f$  7.3) inverted from strong motion records (ver. 2). Fall meeting of 2016 Seismological Society of Japan, S15–P02

**Submit your manuscript to a SpringerOpen<sup>®</sup> journal and benefit from:**

- Convenient online submission
- Rigorous peer review
- Immediate publication on acceptance
- Open access: articles freely available online
- High visibility within the field
- Retaining the copyright to your article

---

Submit your next manuscript at ► [springeropen.com](https://www.springeropen.com)





## 2016 年熊本地震を対象にした地殻内地震の震源スケーリング則の適用性に関する検討

Kojiro Irikura<sup>1\*</sup>, Ken Miyakoshi<sup>2</sup>, Katsuhiro Kamae<sup>3</sup>, Kunikazu Yoshida<sup>2</sup>, Kazuhiro Somei<sup>2</sup>, Susumu Kurahashi<sup>4</sup> 及び Hiroe Miyake<sup>5</sup>

### 要約

入倉・三宅（2001）は日本の地殻内地震の震源パラメータについて、2 ステージの震源スケーリング則を提案している。その震源スケーリング則を検討する際、強震動データの波形インバージョン結果から得た震源パラメータは、地形・地質学的調査に基づいた震源パラメータと関連づけられている。その後、Mw7.4 より大きな地殻内地震に対して、3 ステージの震源スケーリング則が提案された。その有効性は、1995 年兵庫県南部地震以降、日本で最近発生した 18 の地殻内地震(M<sub>w</sub> 5.4~6.9)の波形インバージョン結果を用いて評価されている。2016 年熊本地震(M<sub>w</sub> 7.0)は、1995 年兵庫県南部地震以降に展開された高密度で高精度な強震動観測ネットワーク（K-NET や KiK-net 等）によって観測された最も大きな地震の一つであった。私たちは日本の地殻内地震の震源パラメータの震源スケーリング則が、2016 年熊本地震に対し適用可能かどうかについて検討を行った。まず、2016 年熊本地震の強震記録を用いた波形インバージョンから得られた滑り分布に基づき、断層破壊領域及びアスペリティ領域を抽出した。その結果、断層破壊領域と 2016 年熊本地震の地震モーメントの関係は、標準偏差以内で( $\sigma = 0.14$ )、第 2 ステージの震源スケーリング則に従っていることがわかった。また、2016 年熊本地震の断層破壊領域に対するアスペリティ領域の面積比は、地殻内地震についてこれまで得られた経験的な値とほぼ同じであった。さらに、経験的グリーン関数法(EGF)に基づいた強震動生成域(SMGA)の特性化震源モデルを用いて、地震動評価を実施した。なお、SMGA の位置と大きさは計算結果と観測結果が一致するように決定している。SMGA の大きさは、大きなすべりをもつアスペリティ領域とほぼ一致していた。EGF 法による計算地震動は、周波数範囲 0.3~10Hz の加速度波形、速度波形及び変位波形について、観測波形と良く一致している。以上から、2016 年熊本地震が日本の地殻内地震のスケーリング則に従う標準的な地震であったことを示している。

キーワード：スケーリング則、地殻内地震、震源モデル、強震動予測、特性化震源モデル、強震動生成領域

\*連絡先 [irikura@geor.or.jp](mailto:irikura@geor.or.jp)

1. 愛知工業大学地域防災研究センター（愛知県豊田市八草町八千草 1247）

著者情報リストは記事の文末に表示

## 背景

強震動予測する際、最も重要な要素の一つが、将来発生する地震の震源モデルの特性化である。震源モデルの基本情報は、震源のスケールリング則であり、地震動計算に必要な断層パラメータはこのスケールリング則に基づいている。例えば Kanamori and Anderson (1975) に代表される従来の震源スケールリング則は、地質学的には地表面のずれに基づいた断層の長さ、地震学的には余震分布に基づいた破壊領域に基づいて作られてきた。大地震の地震モーメントは、主に遠地地震データから算定されるが、測地学データから推測されることもある。用いる震源パラメータのカタログには品質にばらつきが含まれており、そのいくつかは強震動評価に必ずしも利用できるわけではない(例: Wells and Coppersmith 1994; Stirling et al. 2002, 2013)。特に地震工学者にとって興味のある震源近傍の短周期地震動(<1s)を予測するためには、従来の震源スケールリング則の適用が可能かどうか、注意深く評価しなければならない。

入倉・三宅 (2001) は、日本の地殻内地震の震源パラメータ則について、2 ステージの震源スケールリング則を提案した。これは、強震動データを用いた波形インバージョン解析から得た震源パラメータ (Somerville et al. 1999; Miyakoshi et al. 2000) と地形・地質学的調査から得られたものを組み合わせた結果である。なお、入倉・三宅 (2001) は、地形・地質学的調査に基づいた震源パラメータとして、Wells and Coppersmith (1994) によって収集された震源パラメータカタログに対して信頼性のあるデータを選定して用いている。入倉・三宅 (2001) は、マグニチュード 7 以上の地殻内地震に対して、波形インバージョン結果による震源パラメータと地形・地質学的なデータに基づくものに、非常によい一致があることを確認している。

大地震の断層破壊形態や波動伝播をシミュレーションするための必要なパラメータを得るためには、強地震動データの蓄積は重要である。断層の破壊過程を推定するため、強震データを用いた波形インバージョン解析が行われるが、その結果に基づいた断層パラメータのスケールリング則は、強震動予測の重要な鍵となる。

日本の地殻内地震の震源パラメータに関する 3 ステージの震源スケールリングモデルが入倉・三宅 (2001) と Murotani et al. (2015) により提案されている。宮腰・他 (2015) は 1995 年兵庫県南部地震以降から 2015 年までに日本で発生した 18 個の地殻内地震(Mw 5.4-6.9)の波形インバージョン結果を用いて、これらスケールリング関係の有効性を調べた。波形インバージョンによって滑り分布が求められた地殻内地震のうち、最大規模は  $M_w 6.9$  の 1995 年兵庫県南部地震であった。

2016 年熊本地震(Mw 7.0)は、1995 年兵庫県南部地震以降、最大規模の地震の一つであり、防災科学技術研究所(NIED)の全国強震観測網(K-NET)や基盤強震観測網(KiK-net)、気象庁(JMA)の震度観測網による稠密な強震観測網によって強地震動が観測されている。

私たちは 2016 年熊本地震の強震動データを用いた波形インバージョン結果から求められたすべり分布を集め、それから断層破壊領域とアスペリティ領域を抽出した。次に、断層破壊領域と地震モーメントの関係、あるいはアスペリティ領域と断層破壊領域の関係が、日本における既存の震源パラメータのスケールリング則に従うかどうかについて調べた。これら震源スケールリング則が、2016 年熊本地震の強震動を再現するのに有効かどうかを検討した。さらに、震源インバージョンの滑り分布に基づき、SMGA に基づいた特性化震源モデルを構築した。本論文では、SMGA 震源モデルを使った強震動シミュレーション結果と 2016 年熊本地震の震源断層付近で記録された強震動の観測記録と比較し、その妥当性について議論する。

## スケールリング則

3 ステージの震源スケールリング則には 2 つの屈曲点がある。断層破壊領域 S と地震モーメント  $M_0$  のスケールリング関係の最初の屈曲点は、地震発生層厚の限界による  $M_0 = 7.5 \times 10^{16}$  Nm 付近、つまり Mw 6.5 付近に存在する。Shimazaki (1986) が最初に示したように、S は第 1 ステージで  $M_0^{2/3}$  に比例し、第 2 ステージでは  $M_0^{1/2}$  に比例する。Murotani

et al. (2015) は、すべりが飽和する  $M_0 = 1.8 \times 10^{20}$  (Nm) 付近、つまり Mw 7.4 を 2 番目の屈曲点としている。 $M_0 > 1.8 \times 10^{20}$  (Nm) は第 3 ステージで、S は  $M_0$  に比例する。震源スケールリング則は以下のようにまとめることができる。

震源領域 S と地震モーメント  $M_0$  の第 1 ステージのスケールリング関係は以下のように表される。

$$S \text{ (km}^2\text{)} = 2.23 \times 10^{-15} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3} \text{ for } M_0 < 7.5 \times 10^{18} \text{ (N m)},$$

第 2 ステージは以下のように表される。

$$S \text{ (km}^2\text{)} = 4.24 \times 10^{-11} \times (M_0 \times 10^7)^{1/2} \text{ for } 7.5 \times 10^{18} \text{ (N m)} < M_0 \leq 1.8 \times 10^{20} \text{ (N m)},$$

第 3 ステージは以下のように表される。

$$S \text{ (km}^2\text{)} = 1.0 \times 10^{-17} \times M_0 \text{ for } M_0 > 1.8 \times 10^{20} \text{ (N m)}.$$

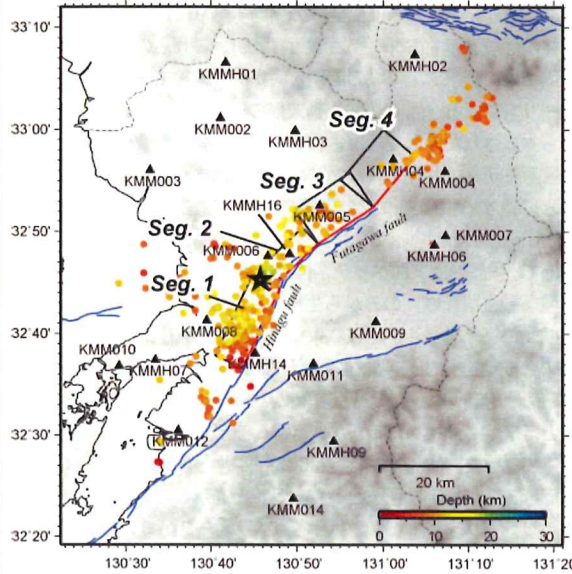
2016 年熊本地震の強震データは K-NET や KiK-net で観測されている。本地震時の最大震度は 7 であり、震源に近いいくつかの観測点で震度 7 は観測され、熊本県を横断するように大きな被害を引き起こした。大津町の役場観測点では  $1791 \text{ cm/s}^2$  (3 成分合成値)、KMMH16 (KiK-net 益城) では  $1362 \text{ cm/s}^2$  の大加速度が観測された。

本地震の強震データの波形インバージョンから得られた滑り分布は既に公表されている(例: Asano and Iwata 2016; Kubo et al. 2016; 吉田・他 2016)。Kubo et al. (2016) は、strike  $226^\circ$ 、dip  $65^\circ$ 、長さ 56 km、幅 24 km の 1 枚の断層面を仮定して、27 地点の K-NET、KiK-net 及び F-net 観測点の強震データを用いて波形インバージョンを実施した。仮定した断層面は布田川断層帯の形状や位置と一致している(地震調査研究推進本部 2016)。Asano and Iwata (2016) は、布田川・日奈久断層帯に沿った 2 つのセグメントで断層モデルを仮定して、K-NET、KiK-net、F-net の 15 地点の観測記録を用いた。

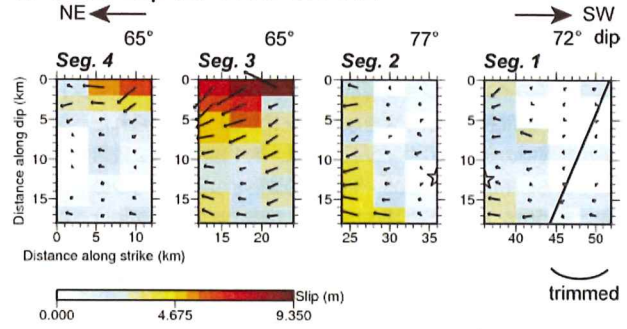
吉田・他(2016)は、それぞれ strike や dip の異なる 4 つの断層セグメントで構成される断層モデルを仮定して、K-NET、KiK-net の 22 地点の観測点の強震データを用いた。図 1a に示すように、一つは日奈久断層帯沿いのセグメント(Seg.1)と布田川・日奈久断層帯につながるもう一つのセグメント(Seg.2)、さらに、布田川断層帯に沿った 2 つのセグメント(Seg.3, 4)である。なお、図中には 2016 年熊本地震後 48 時間以内の余震分布も示す。吉田・他(2016)は、これら 4 つの断層セグメントについて、詳細な滑り分布を求めるため、2 段階の強震波データを用いたマルチプル・タイムウィンドウによる運動学的波形インバージョン解析を行った。最初に、図 1b に示すように、0.05 - 0.5 Hz のフィルタにかけた強震データを用いて、すべり分布を求めた。そして、波形インバージョンのすべりモデルに対して Somerville et al. (1999) の規範に従ってトリミング操作を行い、断層破壊領域を求めた。



### a Fault model



### b Total slip for 0.05-0.5 Hz



### c Total slip for 0.05-1.0 Hz

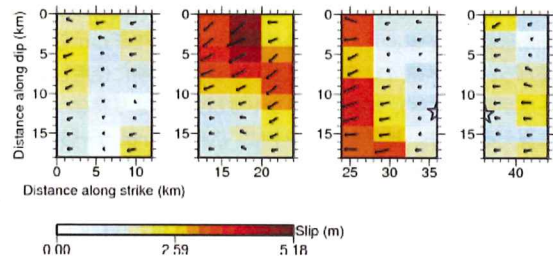


図 1 2016 年熊本地震及び最終すべり分布。a. 4 つのセグメント (4 つの長方形) から構成される震源断層モデルの、観測所 (▲) 及び JMA 一元化震源カタログによる本震発生後 48 時間以内に起きた余震 (○) の位置。☆は本震の破壊開始点を示す。青線は活断層の位置を示す (産業技術総合研究所)。b. 吉田・他 (2016) の 0.05 ~ 0.5 Hz の強震動波形インバージョンに基づく最終すべり分布。Somerville et al. (1999) の規範に従い、トリミング操作により断層破壊領域を求めた。c. 0.05 ~ 1.0 Hz の強震動波形インバージョンに基づく最終すべり分布 (吉田・他 (2016))。

その結果、南西端のセグメント(Seg.1)の2列分がトリミングされた。トリミングにより断層面積と地震モーメントがそれぞれ10%及び3%減る。次に、図1cに示すようにトリミング後の断層面に対して、0.05-1.0Hzの波形を対象にインバージョン解析を実施し、滑り分布を求めた。第2段階のインバージョン解析では、より詳細なタイムウィンドウ(より短い時間長で、より大きなウィンドウ数)が用いられた。なお、各小断層での全タイムウィンドウ長は、第1段階と第2段階で同じとしている。その結果、0.05-1.0Hzの波形インバージョンのすべり分布に基づいたトリミング操作後の第2段階の断層破壊領域は、第1段階の断層破壊領域と変わらない結果となった。表1に吉田・他(2016)が実施した2段階後の波形インバージョンによる断層破壊領域や地震モーメントを示す。

私たちはまた、他の研究者らが求めたすべりモデルを収集した(Asano and Iwata 2016; Kubo et al. 2016)。そしてSomerville et al. (1999)の規範に従って断層破壊領域を求めた。3つのインバージョンモデルから得られた震源パラメータを表1に示す。インバージョン解析に使用した方法やデータが異なるため、地震モーメントは研究者により異なっているように見える。なお、地震モーメントは、広帯域F-netデータの長周期波形インバージョン解析によっても決定される(Fukuyama et al. 1998)。地殻内地震の震源スケールリング則に関するこれまでの検討(宮腰・他, 2015)から、F-netの長周期波形データから得られた地震モーメントは、強震データを用いたインバージョン解析で求めた結果よりも安定していた。よって、以前の研究と整合性を保つため、地震モーメントと断層破壊領域のスケールリング則の検討では、F-netの地震モーメントと、3つの震源モデルにおける断層破壊領域の対数平均値を採用した。

図2に示すように2016年熊本地震(Mw 7.0)に対する断層破壊領域Sと地震モーメント $M_0$ の関係を、宮腰・他(2015)が確認したスケールリング則に追記した。熊本地震を除き、第2ステージの断層破壊領域の対数標準偏差は $\sigma = 0.14$ であった。熊本地震のSと $M_0$ の関係は、 $1\sigma$ の範囲で第2ステージのスケールリングに従う。私たちはまた、個々の震源モデルによる断層破壊領域も $1\sigma$ の範囲にあることを確認した。次に、内陸の地殻内地震の平均すべりDと地震モーメント $M_0$ の関係について調べた。波形インバージョンから得られた3つの震源モデルの不均質すべり分布から断層上の平均すべり量Dを求めた。その結果、対数平均によるすべり量は表1に示す1.66mが得られた(Asano and Iwata 2016; Kubo et al. 2016; 吉田・他 2016)。なお、この場合でも地震モーメントは、F-netの数値を用いている。図3に2016年熊本地震についてDと $M_0$ の関係を、Miyakoshi et al.(2015)のスケールリング関係と共に示す。第2ステージにおいて、Dは $M_0^{1/2}$ に比例して増加するようにみえる。すなわち、熊本地震のDと $M_0$ の関係は第2ステージのスケールリング則と調和的である。なお、個々の震源モデルのDと $M_0$ の関係についても図3にプロットした。

強震動予測のためには、もう一つのスケールリング則である断層破壊領域Sとアスぺリティ領域 $S_a$ の関係が重要である。大きなすべりを伴うアスぺリティ領域は、断層破壊領域全体の面積に比例して増加することが入倉・三宅(2001)や宮腰・他(2015)により確認されている。アスぺリティ領域は、Somerville et al. (1999)の規範に従って震源インバージョン解析による不均質すべり分布から抽出される。吉田・他(2016)のアスぺリティ領域は160km<sup>2</sup>であり、トリミングした断層破壊面積の約20%である。3つの震源モデルから抽出されたアスぺリティ領域の対数平均は178km<sup>2</sup>であった。図4に示すように、2016年熊本地震を含む全アスぺリティ領域の面積 $S_a$ は地震モーメント $M_0$ のスケールリング則と一致する

#### SMGA (強震動生成領域) モデルに基づいた2016年熊本地震の強震動シミュレーション

強震動は、断層破壊面積や地震モーメントよりもむしろ、すべりの不均質な領域が密接に関連する(Irikura and Miyake 2011)。よって、Miyake et al.(2003)は強震動波形のインバージョン結果のすべり分布に

基づき、大きなすべりを持ついくつかのアスぺリティ領域と小さなすべりの背景領域から構成される特性震源モデルを提案した。

アスぺリティとは、断層面全体の平均すべりに比べて、大きなすべりを持つ領域を示す(Somerville et al. 1999)。これらのアスぺリティ領域の面積は、断層破壊領域の面積と同様に、地震モーメントに対してスケールリングする(図4)。強震動波形のほとんどは、アスぺリティ領域から生成された波形で再現される。なお、強震動波形に対して、特性化震源モデルにおける背景領域の寄与は大きくないが、地震モーメントと関連する長周期波形の再現のためには必要である(Miyake et al. 2003; Irikura and Miyake 2011)。

従って、強震動はアスぺリティ位置とその大きさで定義されるSMGA (強震動生成領域)のみから生成されるとの仮定の基で(Kamae and Irikura 1998; Miyake et al. 2003)、合成地震動が計算される。SMGAからの合成地震動は、観測強震動とほぼ一致する(Kamae and Irikura 1998)。1995年兵庫県南部地震(Mw 6.9)については、2016年熊本地震とほぼ同じサイズだったが、SMGAモデルで説明可能な周期は5秒以下であった。Miyake et al. (2003)は、地殻内地震について、SMGAはほぼアスぺリティ領域と一致することを示した。よって、大きな応力パラメータを持つSMGAと応力パラメータが0の背景領域で構成される特性化震源モデルは、SMGA震源モデルと呼ばれている。

合成地震動と2016年熊本地震の観測地震動の比較からSMGA震源モデルを推定した。SMGAが大きなすべりを持つアスぺリティ領域と一致するかどうかについては、別途議論する。正確な速度構造の推定には手間がかかるため、ここでは、強震動評価手法として、経験的グリーン関数(EGF)法を用いた。

最初に、私たちは、吉田・他(2016)のすべり分布モデルに基づきSMGAによる特性化震源モデルを構築した。このモデルは図1aに示すように4つの断層セグメントから成る。図5左に示すように、阿蘇火山近くに位置する布田川断層帯の北東セグメント(Seg.4)を除き、各セグメントにSMGAを仮定した。北東セグメントは他の3つの断層セグメントと比べ、震源時間関数は比較的小さなピークモーメントレートであり、強震動にほとんど寄与していないと考える(図6下)。

EGFに用いる地震を選定する際、検討対象となる地震とほぼ同じ震源放射特性で、かつ、震源位置がSMGA近傍である余震を注意深く選んだ。その結果、EGFとして、前震(Mw 4.9, EGF1)と余震(Mw 5.1, EGF2)の地震動記録を選んだ。EGF1(前震)はSMGA2の内部に位置しており、また、SMGA1に近いところで発生している。また、その震源メカニズムは、本震の発震機構に類似した横ずれ成分が卓越している(図5左)。そのためEGF1の地震動記録をSMGA1及びSMGA2のEGFとして使用した。一方、EGF2(余震)はSMGA3近傍で発生し、本震の際のSMGA3周辺の発震機構に類似した横ずれ断層と正断層成分を伴っている(図5左)。このため、私たちはEGF2の地震動記録をSMGA3のEGFとして使用した。

EGFに用いる地震のコーナー周波数を推定するため、本震と各EGFの地震のスペクトル比を計算した(図5右)。次に、地震モーメント及びコーナー周波数に基づき、Brune(1970, 1971)の式を用いて、これら地震の断層面積や応力パラメータを求めた。EGFに用いた地震の震源パラメータを表2に示す。図5右に示すように、スペクトル比は周波数0.2~10Hzの範囲で $\omega^{-2}$ モデルと一致する一方、0.2Hz以下及び10Hz以上では一致が見られない。このため、EGFで用いた地震動記録において、信頼できる周波数範囲は0.2~10Hzであることがわかる。各SMGA領域は、各EGFで用いた地震の断層面積と等しくなるように、 $N \times N$ の小断層に分割されている。各SMGAの大きさや位置、破壊開始点、及び破壊速度やすべり継続時間は、合成波形と観測波形の時間差、形状及び振幅について、両者が一致するように試行錯誤的に推定を行った。



表 1 波形インバージョン結果から得られた 2016 年熊本地震の震源パラメータ

References	Mo (inv.) <sup>a</sup>	Mo (F-net)	Length		Width		Rupture area		Av. slip		Max. slip		Total asperity area			
	N m	N m	km		km		km <sup>2</sup>		m		m		km <sup>2</sup>		/area	
Kubo et al. (2016)	5.3E+19	4.4E+19	46.9 <sup>c</sup>	56	19.8 <sup>b</sup>	24	930 <sup>c</sup>	1344	1.66 <sup>c</sup>	1.23	4.95 <sup>c</sup>	4.55	178 <sup>c</sup>	260	0.19	0.19
Asano K, Iwata T (2016)	4.5E+19			42		18		756		1.87		5.13		136		0.18
Yoshida et al. (2016)	4.8E+19			44 <sup>b</sup>		18		792		1.98		5.18		160		0.20

a インバージョン結果から得た地震モーメント。

b 断層長さ及び幅は、Somerville et al. (1999)の規範に従いトリミングした。

c 3つのモデルの対数平均。

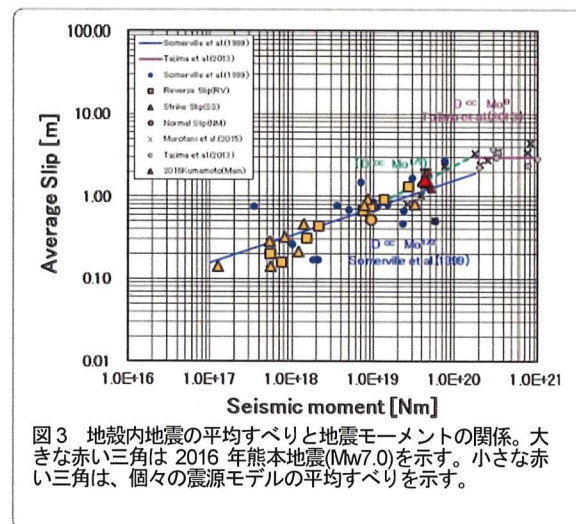
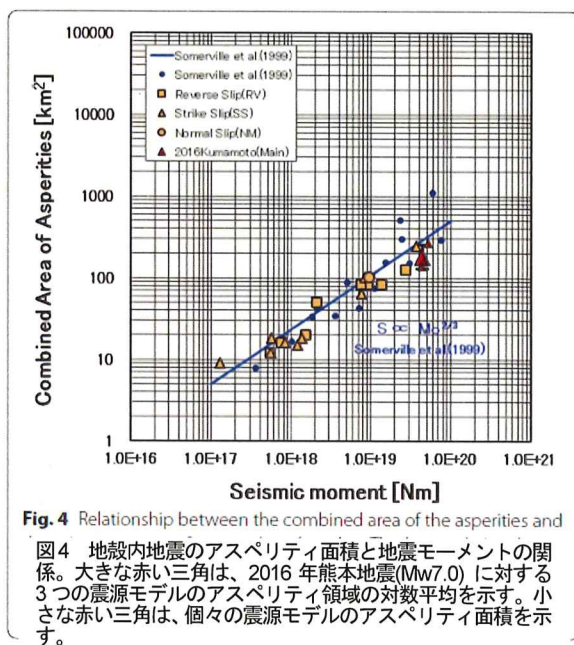
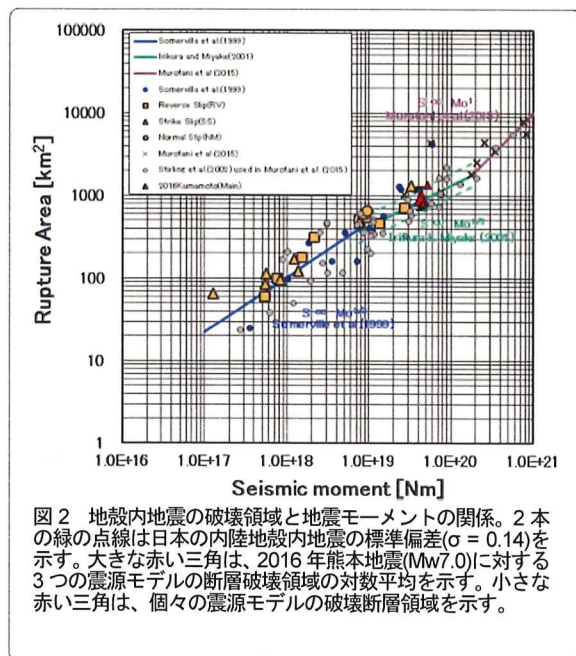
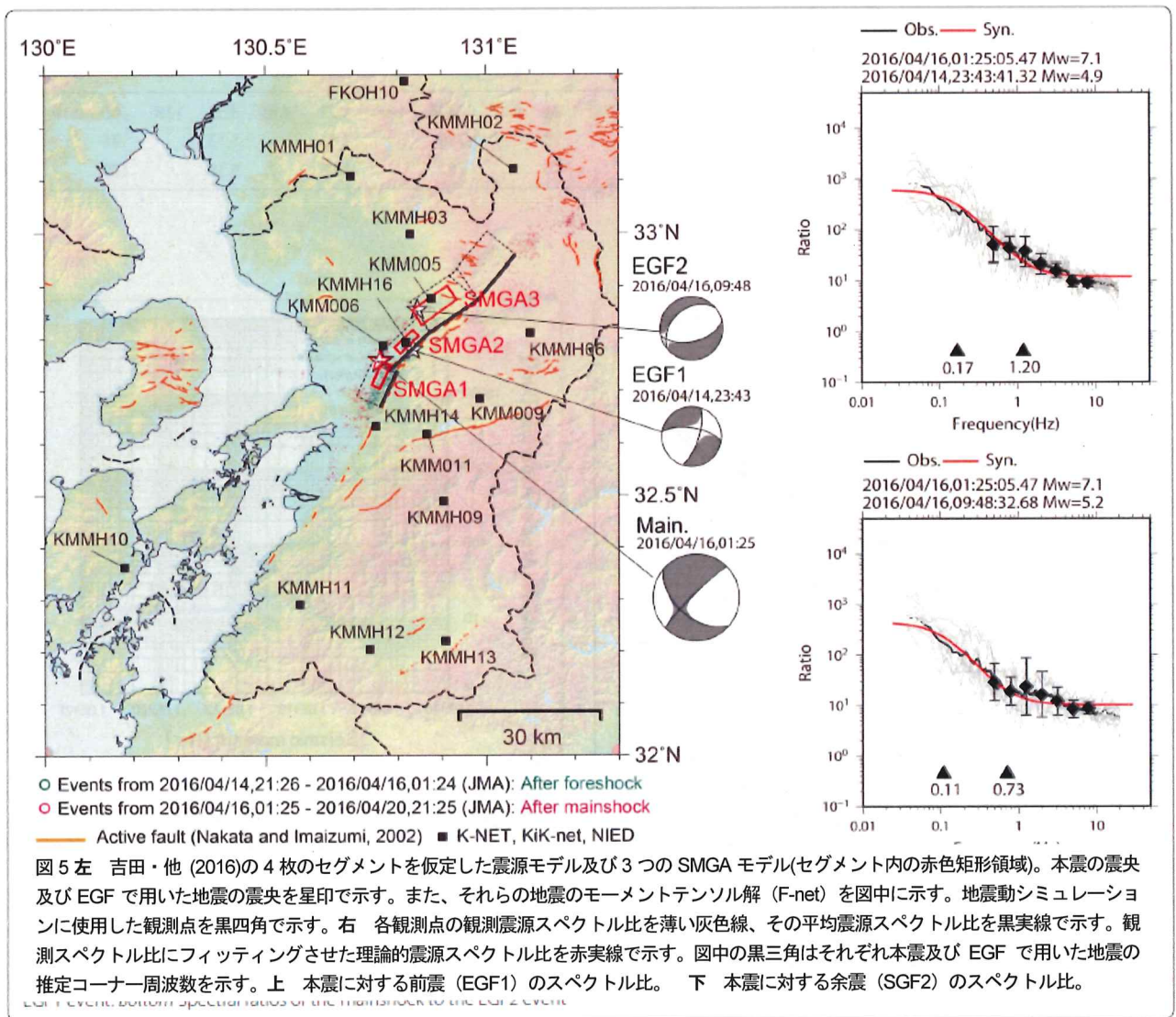


図 6 上に 3 つの SMGA の位置を地図上に示す。3 つの SMGA のパラメータを同時に最適化するため、この解析において、合成波形と観測波形の一致度は目視で判断した。本研究で得られた 3 つの SMGA をもつ最適な SMGA モデルを図 6 下に示すが、それらは吉田・他 (2016) の 3 つのセグメントのピークモーメントレート分布 (暖色) と調和的である。SMGA の震源パラメータを表 3 に示す。観測地震動及び合成地震動の比較を図 7a~c に示す。ほとんどの観測点で、加速度、速度、変位の観測波形と合成波形はよく一致している。



次に、2016 年熊本地震の震源断層として布田川断層帯に沿って一つの断層セグメントを仮定した Kubo et al. (2016) の震源モデルに基づいて SMGA を用いた特性化震源モデルを構築した。将来発生する地震に対しては、より単純な断層モデルを使って観測地震動の再現が可能な強震動予測を実施することが望ましい。

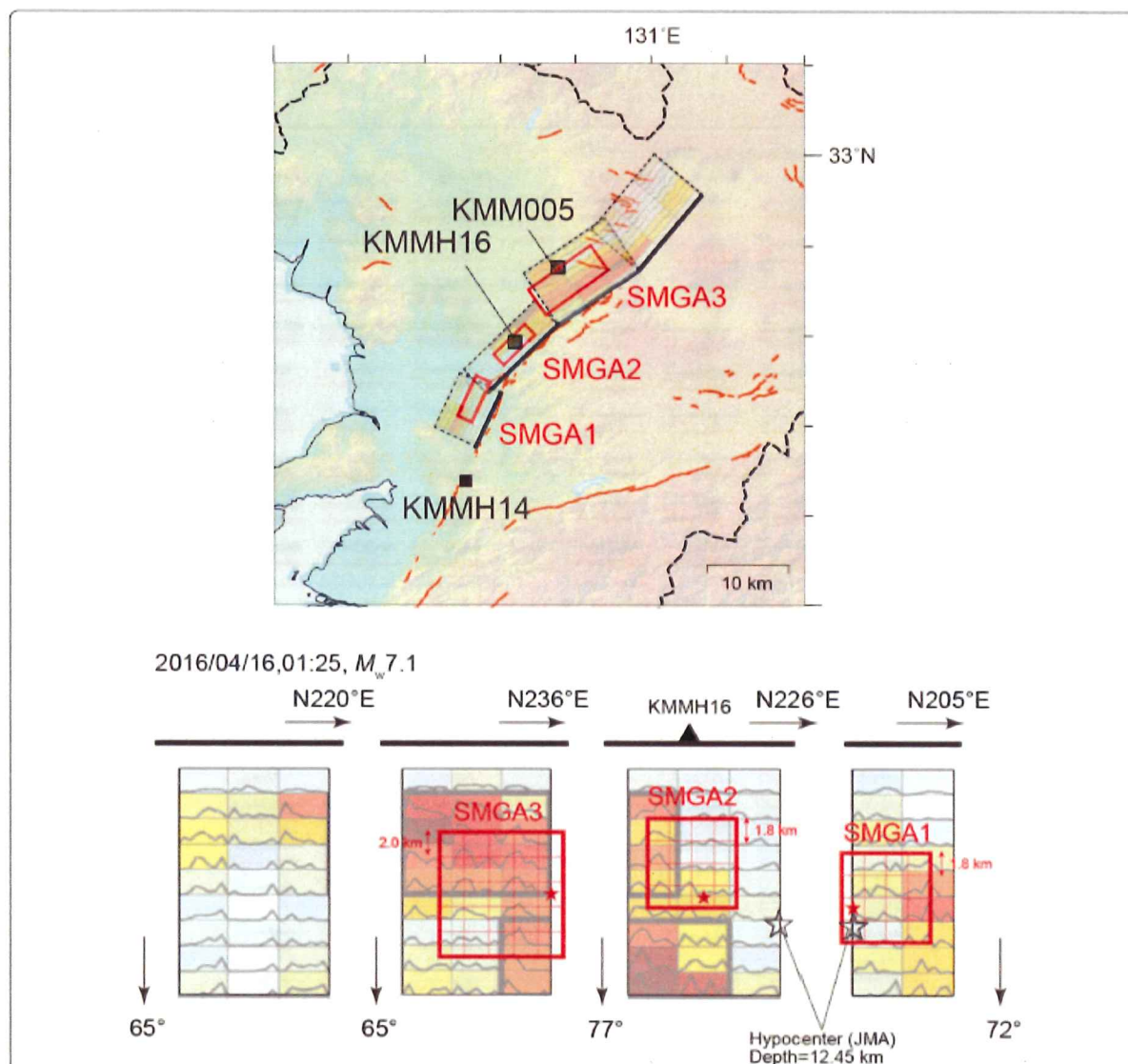
そこで、私たちは Kubo et al. (2016) による一つの断層面を仮定した震源モデルに対して一つの SMGA をもつ単純な SMGA モデルを構築した。EGF として、本震とほぼ同じ発震機構を持ち、SMGA 内に位置する前震 (Mw4.4) の地震動記録を用いた。また、本震と EGF の地震のスペクトル比を計算し、EGF に用いた地震のコーナー周波数から断層面積及び応力パラメータを推定した。EGF に用いた地震の震源パラメータを表 4 に示す。この場合、信頼できる周波数範囲は 0.3~10Hz であった。

仮定した断層面全体と SMGA を図 8 に示す。EGF 法を用いた地震動シミュレーションにおいて、観測波形と合成波形が一致する適切な特性化震源モデルを推定する際、破壊開始点、破壊伝播速度、すべり継続時間を最適化する必要がある。ここでは、最適化の基準として、Miyake et al. (1999) による評価関数に基づき観測波形と合成波形の残差が最小としている。なお、その残差は、変位波形と加速度エンベロープの残差の 2 乗の和として定義される。

Kubo et al. (2016) によるすべり分布 (暖色) とともに、観測波形に最もよく説明する SMGA モデルを図 9 に示す。シミュレーションで使った SMGA モデルの震源パラメータ(長さ、幅、立ち上がり時間、

地震モーメント、応力パラメータ等)を表 5 に示す。震源断層ごく近傍の KMMH16 (KiK-net 益城), KMMH14 (KiK-net 豊野), KMM005 (K-NET 大津) を含む強震観測点の合成地震動の加速度、速度、変位波形は、図 10 に示すように、観測地震動と一致している。





**Fig. 6** Top Map view of the four-segment source model of Yoshida et al. (2016) and the SMGA model. Bottom The SMGA model projected on the four segments. The color scale shows the moment rate (warm color) or the moment rate ratio (small dashed line) of the SMGA model. The hypocenter (JMA) is marked with a large white star, and the rupture start point (small red star) is marked.

表 2 EGF1(前震)とEGF2(余震)の震源パラメータ

	EGF1	EGF2
発生時間(JST) <sup>a</sup>	2016/04/14, 23:43	2016/04/16, 09:48
深さ(km) <sup>a</sup>	14.2	15.9
地震モーメント(Nm) <sup>b</sup>	$2.71 \times 10^{16}$	$6.27 \times 10^{16}$
Mwb	4.9	5.2
走向、傾斜角、すべり角(度) <sup>b</sup>	279, 67, -22	230, 38, -112
Vs(km/s) <sup>c</sup>	3.4	3.4
コーナー周波数(Hz)	1.20	0.73
断層長さ(km)	1.86	3.01
応力パラメータ(MPa)	10.3	5.4

<sup>a</sup> JMA, <sup>b</sup> F-net, <sup>c</sup> J-SHISV2: Fujiwara et al. (2012)

表 3 Yoshida et al.(2016)のすべり分布に基づく 3 つの SMGA

	SMGA1	SMGA2	SMGA3
面積(km <sup>2</sup> )	51.8	51.8	100.0
地震モーメント(Nm)	$2.08 \times 10^{18}$	$2.08 \times 10^{18}$	$5.49 \times 10^{18}$
立ち上がり時間(s)	0.6	0.6	0.6
応力パラメータ(MPa)	13.6	13.6	13.4
破壊速度(m/s)	2.8	2.8	2.8

図 9 に示した SMGA の位置は、深さ 5km 以深の大きなすべり領域に一致しているが、その北東側にある地表近くの大きなすべり領域とは一致していない。なお、このモデルは吉田・他 (2016) のすべり分布に基づいた SMGA モデル (図 6 上) と一致している。図 6 下の図に示されるように、波形インバージョンによる地表付近のすべり速度時間関数は、周期 3 秒より長い。このため、地表付近の大きなすべりによって生成される地震動は、周期 3 秒以下の強震動をほとんど生成しないと考えられる。すなわち、吉田・他(2016)に基づいた SMGA モデル (図 6 上) や Kubo et al. (2016) に基づいた SMGA モデル (図 9) において断層面の北東側に SMGA がないのは、上記のような理由が考えられる。

吉田・他(2016)の仮定した 4 つの断層セグメントに基づいて得られた 3 つの SMGA モデルの総面積は約 204km<sup>2</sup> である。Kubo et al. (2016) の単一断層面モデルの SMGA の大きさは長さ 17.3km、幅 13.0km で、その面積は 224.9km<sup>2</sup> である。一方、波形インバージョン解析から得られた不均質すべり分布から抽出されるアスペリティの総面積は、表 1 に示すように 3 つのモデルの対数平均で約 180km<sup>2</sup> である。以上から、3 つの SMGA モデル (図 6) の面積と一つの SMGA モデル (図 9) の面積は、異なるアプローチで得られているが、どちらも、強震データをを用いた波形インバージョンから得られるすべり分布に基づいて

抽出したアスペリティ面積とほぼ同じであることがわかった。



図7 観測地震動(黒)と合成地震動(赤)の3つの成分(東西、南北、上下)の比較。適用周波数の範囲は0.2~10Hz。a 加速度(cm/s²) b 速度(cm/s) c 変位(cm)。各トレースの数字は最大振幅。



吉田・他(2016)の4つの断層セグメントに基づいた SMGA モデル (図 6 上) は、Kubo et al. (2016)の単一セグメントに基づいた SMGA モデル (図 9) と、完全に一致しているわけではない。しかし、図 6 で示すように 3 つの SMGA 位置及びその総面積は、図 9 で示す 1 つの SMGA の位置及び大きさとほぼ同じである。また、3 つの SMGA モデルによる加速度、速度及び変位波形 (図 7) は、1 つの SMGA モデルとほぼ同じ振幅レベル (図 10) である。すなわち、これらの異なる SMGA モデルの強震動シミュレーション結果が大きく異なることから、SMGA モデルに基づいた予測地震動は安定して求まっていることがわかる。

## まとめ

強震データを用いた波形インバージョン結果から求めた震源パラメータに基づき、入倉・三宅(2001)や Murotani et al. (2015)は、日本における地殻内地震の震源パラメータの 3 ステージ・スケーリングモデルを提案した。その後、宮腰・他(2015)は、1995 年兵庫県南部地震以降、日本で発生した 18 の地殻内地震 (Mw 5.4~6.9) の波形インバージョン結果を用いて、これらスケーリング関係の妥当性について検討した。1995 年以降、2016 年熊本地震(Mw7.0)は最も大きな地震の一つであり、稠密で高精度な強震観測網によって強震動記録が観測された。本研究の主な目的は、日本で発生した地殻内地震の震源パラメータに基づいた震源スケーリング則が 2016 年熊本地震に適用できるか確認することであった。

表 4 EGF で用いた余震の震源パラメータ(前震)

発生時間	(JST) <sup>a</sup>	2016/04/15, 0:50
深さ(km) <sup>2</sup>		13.4
地震モーメント(Nm) <sup>b</sup>		$3.86 \times 10^{15}$
M <sub>w</sub> <sup>c</sup>		4.4
走向、傾斜角、すべり角(度) <sup>b</sup>		209, 70, 177
V <sub>s</sub> (km/s) <sup>c</sup>		3.4
コーナー周波数(Hz)		1.55
断層長さ(km)		1.44
応力パラメータ(MPa)		3.16

<sup>a</sup> JMA; <sup>b</sup> F-net; <sup>c</sup> JSHISV2: Fujiwara et al. (2012)

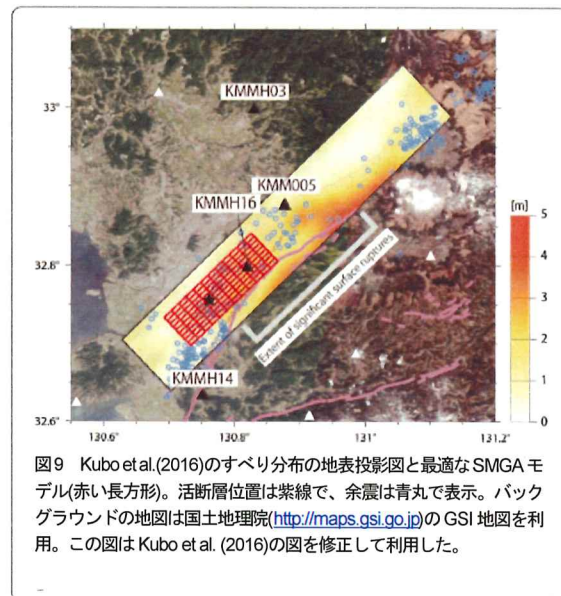
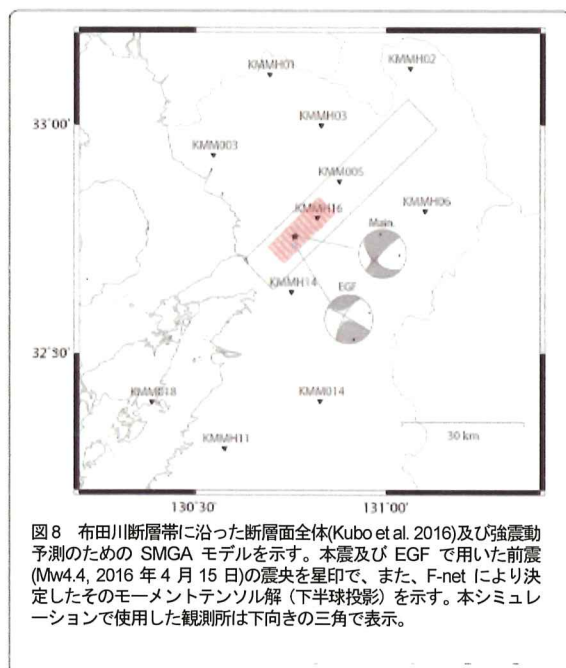


表 5 Kubo et al. (2016)のすべり分布に基づく単一 SMGA モデルのパラメータ

	SMGA
面積(km <sup>2</sup> )	224.9
地震モーメント(Nm)	$1.83 \times 10^{19}$
立ち上がり時間(s)	0.8
応力パラメータ(MPa)	13.9
破壊速度(m/s)	2.8



図 10 観測地震動(黒)と合成地震動(赤)の 3 つの成分(東西、南北、上下)の比較。適用周波数の範囲は 0.3~10Hz。

a 加速度(cm/s<sup>2</sup>) b 速度(cm/s) c 変位(cm)。各トレースの数字は最大振幅。



そこで、私たちは 2016 年熊本地震の強震データを用いたインバージョン結果のすべり分布を収集し、それから断層破壊面積とアスペリティ面積を抽出した。2016 年熊本地震を除き、第 2 ステージの標準偏差は  $\sigma = 0.14$  と計算された。2016 年熊本地震は、第 2 ステージにおける断層面積  $S$  と地震モーメント  $M_0$  のスケーリング則の標準偏差 ( $1\sigma$ ) の範囲内に収まっていることを確認した。また、2016 年熊本地震を含む第 2 ステージの震源スケーリングにおいて、平均すべり  $D$  が  $M_0^{1/2}$  に比例する可能性が示唆された。

さらに、EGF 法を用いて SMGA からなる特性化震源モデルを用いて、2016 年熊本地震の強震動をシミュレートした。EGF によって計算された合成波形は、周波数範囲 0.3~10Hz の範囲で加速度、速度及び変位について、観測地震動と一致する。

よって、既往の震源パラメータのスケーリング則は、2016 年熊本地震の強震動を再現するのに適切であると結論づけられた。

#### 著者らの分担

KI が研究を設計し原稿案を作成。KM と KK が震源スケーリングを解析。KY、KS、SK は強震データを解析。HM は討論や解釈に参加。全ての著者らが最終原稿を読み承認。

#### 著者について

1. 愛知工業大学地域防災研究センター（愛知県豊田市八草町八千草 1247）
2. 地域地盤環境研究所（大阪府）
3. 京都大学原子炉研究所（大阪府）
4. 愛知工業大学（愛知県）
5. 東京大学大学院情報学環東京大学総合防災情報研究センター/地震研究所（東京都）

#### 謝辞

K-NET と KiK-net のデータを提供して頂いた防災科学技術研究所 (NIED) に感謝する。Haruo Horikawa 氏及び 2 名の匿名の査読者の有益なコメントにも感謝する。この論文は愛知工業大学からの支援を一部受けている。

#### 利益相反

著者には利益相反はない。

受付：2016 年 8 月 11 日 受理：2016 年 12 月 7 日

オンライン出版：2017 年 1 月 3 日