

## 2 つの茨城県北部の地震 ( $M_{JMA}6.1$ , $M_{JMA}6.3$ ) の震源過程と破壊域の比較

Source Rupture Processes of Earthquakes in Northern Ibaraki Prefecture ( $M_{JMA}6.1$ ,  $M_{JMA}6.3$ ) and Comparison between the Rupture Areas of the Two Earthquakes

田中美穂<sup>1</sup>, 岩切一宏<sup>1</sup>

Miho TANAKA<sup>1</sup> and Kazuhiro IWAKIRI<sup>1</sup>

(Received April 14, 2017; Accepted September 5, 2017)

**ABSTRACT:** We estimated the source rupture processes of two earthquakes that occurred in 2011 ( $M 6.1$ ) and 2016 ( $M 6.3$ ) in the northern part of Ibaraki prefecture. Considering that the aftershocks in 24 hours since the occurrences of each event spread in the same region, in order to complete the kinematic waveform inversion we assumed the same fault plane. As a result, a large slip area was estimated to be near the rupture starting point with maximum amount of slip of 0.3 m on the source fault of the earthquake in 2011. As for the source fault of the earthquake in 2016, a large slip area was observed in a shallow area to the north of the rupture starting point. The maximum amount of slip was 0.3 m. These two large slip areas did not overlap but adjoined each other. The results indicate that the two  $M 6$  earthquakes may have occurred on the same fault across several years although the source processes of the two earthquakes were different.

### 1 はじめに

2016年12月28日21時38分に茨城県北部で  $M_{JMA}6.3$  の地震 (以下, 2016年の地震) が発生した (気象庁, 2017a). 気象庁による震源の深さは 11km で, 地殻内で発生した地震である. この地震の震源が含まれる福島県浜通りから茨城県北部にかけての地殻内では, 「平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震」の後に地震活動が活発になっており, 2011年3月19日18時56分には  $M_{JMA}6.1$  の地震 (以下, 2011年の地震) が発生していた (気象庁, 2011).

2011年の地震, 2016年の地震及びそれぞれの地震発生から1日間の余震の気象庁一元化震源の分布を Fig. 1 に示す. 2011年の地震の震央は2016年の地震の震央からおよそ 10km 北に位置するが, 2つの期間の余震分布は同程度の範囲に広がっている. Fig. 2 に, 検測値を用いて Double-Difference 法 (DD 法;

Waldhauser and Ellsworth, 2000) により決定した 2011年の地震, 2016年の地震及びそれぞれの地震発生から1日間の余震分布を示す. 気象庁一元化震源による余震分布 (Fig. 1) に比べ, 南西傾斜の断層面がより明瞭に見られる (Fig. 2 (c)). また, 2011年の地震発生から1日間の余震分布と2016年の地震発生から1日間の余震分布は, Fig. 1 同様, ほぼ同じ領域に広がっている.

国土地理院 (2017) は, SAR 干渉解析により, 2011年の地震と2016年の地震に伴う地殻変動の比較を行っている. SAR 干渉画像に見られる変位の不連続はほぼ同じ位置にあり, ほぼ同じ場所ですべりが生じたことが示唆されている.

以上のように, 2011年の地震で破壊した断層面と2016年の地震で破壊した断層面は同一であり, 5年9ヶ月後に  $M_{JMA}6$  程度の地震が再び発生した可能性

<sup>1</sup> 地震火山部地震予知情報課, Earthquake Prediction Information Division, Seismology and Volcanology Department.

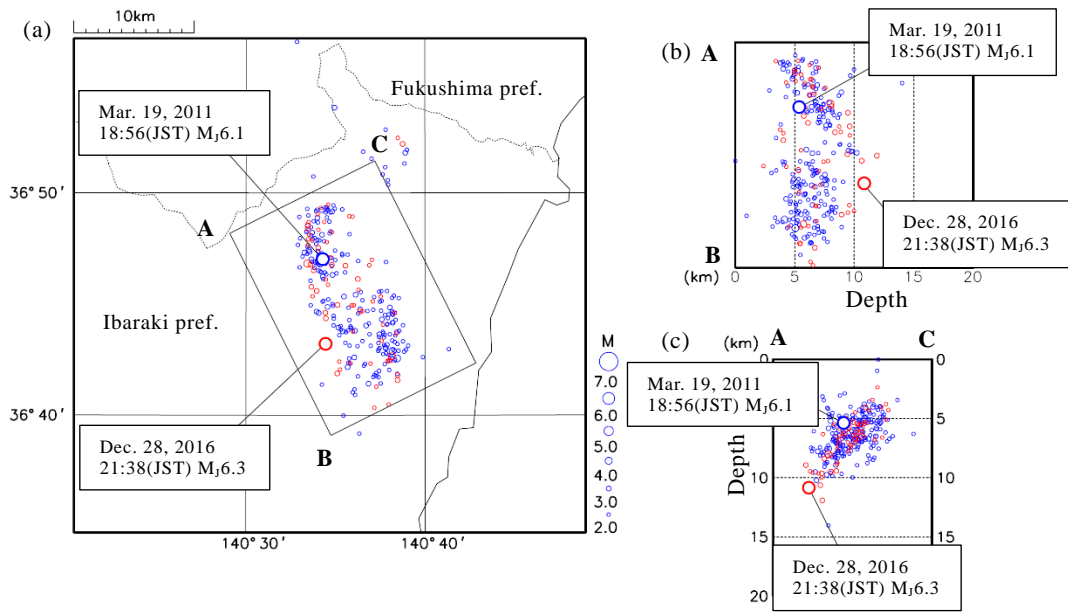


Fig. 1 Seismicity as determined by Japan Meteorological Agency (JMA). (a) Epicenter map. The blue/red circles show the 2011/2016 earthquake and aftershocks in 24 hours since the 2011/2016 earthquake occurred.  $M_{JMA} \geq 2.0$ , depth  $\leq 20$  km. (b) NNW-SSE cross section. (c) ENE-WSW cross section. In (b) and (c), blue and Red circles are the same ones in the rectangle in (a).

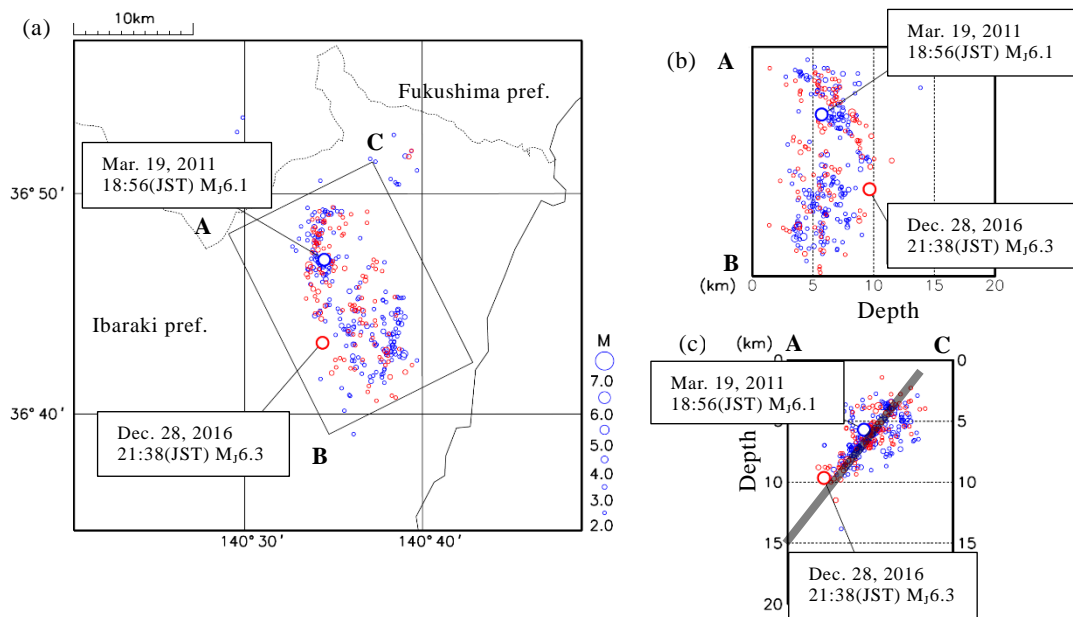


Fig. 2 Seismicity determined by the double-difference earthquake location algorithm (DD algorithm). (a) Epicenter map. The blue/red circles show the 2011/2016 earthquakes and the aftershocks in 24 hours since the 2011/2016 earthquakes occurred.  $M_{JMA} \geq 2.0$ , depth  $\leq 20$  km. (b) NNW-SSE cross section. (c) ENE-WSW cross section. In (b) and (c), the blue and red circles are the same ones in the rectangle in (a). The black line indicates the source fault assumed in this study.

があることが示されている。同じ断層面を破壊する現象と考えられている繰り返し地震（例えば、宮古島近海の地震；溜淵・他，2010）はこれまでにいく

つかの地域において報告されている（気象庁，2010）。これらの地震は波形の相関が良く，同じ領域が繰り返し破壊していると考えられている。また，宮城県

気仙沼市沖では $M_{JMA}6$ クラスの地震が繰り返し発生しているが、同じ領域が破壊する場合と隣り合った領域が破壊する場合があります、破壊領域は必ずしも同じではないとされている(気象庁, 2012, 2016)。しかし、これまで報告されている繰り返し地震はプレート境界で発生した地震であるのに対し、茨城県北部の地震は内陸の断層において発生した地震である。一般に内陸の活断層の活動間隔はプレート境界での地震の発生間隔に比べて長く、内陸のひずみ速度はプレート境界に比べ小さいと考えられる。内陸の断層において数年の間隔で $M_{JMA}6$ 程度の地震が発生することは珍しいことから、2011年と2016年の茨城県北部の地震の破壊過程を明らかにし、それぞれの地震で主に破壊した領域の位置関係を議論することは重要である。そこで、本論文では、2011年と2016年の2つの地震の震源過程を推定し、これらの破壊域の比較を行った。

## 2 解析方法

2011年の地震と2016年の地震のすべり分布の比較を行うため、用いる観測点や波形の周波数帯域、小断層の大きさと断層面の大きさなどのパラメータは、2つの地震で同じ値を用いた。

解析には、DD法により決定した2011年と2016年の地震のどちらの震源位置からも震央距離50km以内にある国立研究開発法人防災科学技術研究所(以下、防災科研)の強震観測網(K-NET, KiK-net)及び気象庁震度計の近地強震波形記録を用いた。元の加速度波形データに0.05Hz~0.2Hzのバンドパスフィルターをかけ、1回積分した後、0.2秒間隔でリサンプリングして得られた速度波形の、P波到達5秒前から25秒間を用いた。使用した観測点はそれぞれ、K-NET観測点7点、KiK-net観測点4点、震度計観測点3点の合計14観測点である(Fig. 3)。K-NET観測点及び震度計観測点は、地上に設置されている。KiK-netについては地上、地中観測点のうち、地中のものを用いている。

仮定した断層面は、長さ3km、幅3kmの小断層を

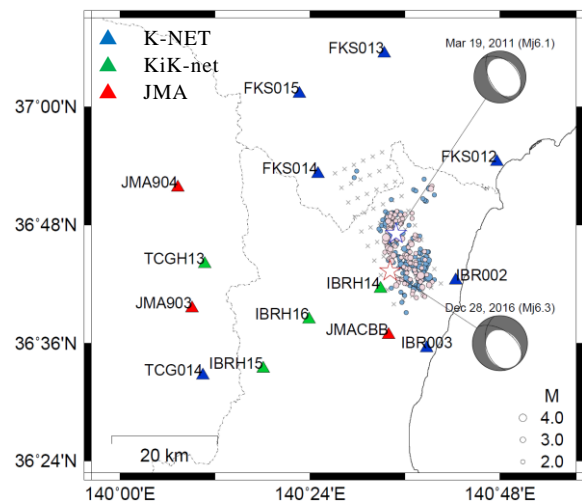


Fig. 3 Seismic station map. The blue/green/red triangles are located at the station of K-NET/KiK-net/JMA stations that are used in this study. The blue/pink star indicates the epicenter of the 2011/2016 earthquake. The blue/pink circles show the aftershocks in 24 hours since the 2011/2016 earthquake occurred. The seismicity was determined by the DD algorithm. The CMT solutions are determined by JMA.

走向方向に10個、傾斜方向に6個設定して表現した。小断層の個数、走向、傾斜はDD法により決定した余震分布(Fig. 2)をもとに仮定した。2011年の地震と2016年の地震発生後1日間の余震分布の広がりほぼ等しいことから、2つの地震で破壊した断層面が同一面であるように仮定した。仮定した断層面の詳細なパラメータをTable 1に示す。気象庁CMT解(<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/cmt/top.html>)による(走向、傾斜)は2011年の地震、2016年の地震でそれぞれ( $151^\circ, 57^\circ$ ), ( $168^\circ, 46^\circ$ )(Fig. 3)であり、余震分布から仮定できる断層面(Table 1)はこれらと整合的である。インバージョンを行う際の破壊開始点の位置は、DD法で決定した2011年と2016年の地震の震源を、仮定した断層面に乗るように、それぞれ0.9 km, 1.4 km面に対して垂直方向に移動させた位置である(2011年の地震の破壊開始点: ( $36.7857^\circ$  N,  $140.5808^\circ$  E, 深さ 6.33km); 2016

Table 1 Parameters of the assumed fault. \*Values at the center of the northernmost and shallowest sub-fault.

Strike ( $^\circ$ )	Dip ( $^\circ$ )	Size ( $\text{km}^2$ )	Latitude ( $^\circ$ N)*	Longitude ( $^\circ$ E)*	Depth (km)*
156	50	30 × 18	36.9230	140.5516	1.73

年の地震の破壊開始点: (36.7223° N, 140.5686° E, 深さ 10.93km)).

グリーン関数の計算には Koketsu et al. (2012) から 2016 年の地震の破壊開始点付近での構造を取り出した一次元水平成層構造を参考に仮定し、離散化波数法 (Bouchon, 1981), 透過反射係数行列法 (Kennet and Kerry, 1979) により計算した. 2011 年の地震, 2016 年の地震ともに同じ構造を用いている. 用いた速度構造を Table 2 に示す.

インバージョンの方法は, マルチタイムウィンドウ線形波形インバージョン法 (Olson and Apsel, 1982; Hartzell and Heaton, 1983) を用いた. このとき, 安定して解を得るため, 岩切・他 (2014) に従い, 非負の拘束条件 (Lawson and Hanson, 1974) と時空間のスムージングによる拘束条件を与えた. 非負の拘束条件により, 各小断層でのすべり角を気象庁 CMT 解によるすべり角  $\lambda \pm 45^\circ$  の範囲に拘束した. ここで, 2011 年の地震については  $\lambda = -81^\circ$ , 2016 年の地震については  $\lambda = -59^\circ$  である. また, すべりが時空間的に滑らかであると仮定し, 時空間スムージングの拘束条件を与える. 観測方程式に滑らかさの拘束条件を加えると以下の式になる.

$$\begin{bmatrix} \mathbf{d} \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{G}\mathbf{m} \\ \alpha\mathbf{X}_1\mathbf{m} \\ \beta\mathbf{X}_2\mathbf{m} \end{bmatrix}$$

ここで,  $\mathbf{d}$  は観測速度波形ベクトル,  $\mathbf{G}$  はグリーン関数行列,  $\mathbf{m}$  は未知のモデルベクトル,  $\alpha, \beta$  はそれ

Table 2 Velocity structure model for calculating Green's functions.  $V_P$ : P-wave velocity,  $V_S$ : S-wave velocity,  $\rho$ : density, D: depth of the top end of each layer.

$V_P$ (km/s)	$V_S$ (km/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	D (km)
2.00	0.60	2.00	0.00
2.40	1.00	2.15	0.01
3.50	2.00	2.35	0.02
4.20	2.40	2.45	0.03
5.00	2.90	2.60	0.07
5.50	3.20	2.65	0.12
5.80	3.40	2.70	7.38
6.40	3.80	2.80	17.69
7.50	4.50	3.20	32.34
5.00	2.90	2.40	63.32

ぞれ時間, 空間の滑らかさの程度を表す重みであり,  $\mathbf{X}_1, \mathbf{X}_2$  はそれぞれ, 時間, 空間の滑らかさの拘束条件を表す行列である. 滑らかさの程度を決定するために赤池ベイズ情報量基準 (ABIC; Akaike, 1980) を用いる. ABIC は以下の式で与えられる (Fukahata et al., 2003).

$$\begin{aligned} \text{ABIC} = & N_d \log s(\mathbf{m}^*) \\ & - \log \|\alpha^2 \mathbf{X}_1 + \beta^2 \mathbf{X}_2\| \\ & + \log \|\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \alpha^2 \mathbf{X}_1 + \beta^2 \mathbf{X}_2\| \end{aligned}$$

ここで,  $N_d$  は観測速度波形の数であり,  $\alpha^2, \beta^2$  は ABIC が最小となる条件のもとに決定する. また,

$$\begin{aligned} \mathbf{s}(\mathbf{m}^*) = & (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}^*)^T (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}^*) \\ & + \mathbf{m}^{*T} (\alpha^2 \mathbf{X}_1 + \beta^2 \mathbf{X}_2) \mathbf{m}^* \\ \mathbf{m}^* = & [\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \alpha^2 \mathbf{X}_1 + \beta^2 \mathbf{X}_2]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \end{aligned}$$

である. ここで,  $\mathbf{m}^*$  はあるハイパーパラメータ  $\alpha, \beta$  の組み合わせから得られるモデルベクトルである.

インバージョンを行う際, 各小断層のすべりが十分に再現できるよう予備的な解析を行い, 各小断層の震源時間関数は底辺 1.2 秒の二等辺三角形を 0.6 秒間隔で, 2011 年の地震については 3 個, 2016 年の地震については 7 個置くことで表現した. 最大破壊伝播速度はそれぞれの破壊開始点での S 波速度の 0.75 倍であるとして, 2011 年の地震については 2.4 km/s, 2016 年の地震については 2.6 km/s を用いた.

### 3 解析結果

2011 年の地震の解析結果を Fig. 4, 2016 年の地震の解析結果を Fig. 5 に示す.

2011 年の地震では, 破壊開始点周辺で大きなすべりが推定された (Fig. 4 (a) 及び (b)). この破壊開始点周辺のすべりは震源断層面上で破壊開始してからおよそ 3 秒のうちに生じ, 破壊開始から 8 秒程度で断層面全体の破壊が終了した (Fig. 4 (c) 及び (d)). 最大すべり量は破壊開始点付近でおよそ 0.3m であった. また, Fig. 4 (b) に示す地図上のすべり分布と余震分布の比較から, 破壊開始点周辺のすべりの大きな領域の周辺では余震活動が活発であるが, すべりの大きな領域では余震の数が少ないことが分かる. 観測波形と理論波形の比較を Fig. 4 (e) に示す. 破

壊開始点に近い観測点の波形は1つのパルスのみが見られる単純なものであり、観測波形をよく再現できている。推定された地震モーメントは  $5.94 \times 10^{17}$  Nm ( $M_w5.78$ ) であり、気象庁の CMT 解による  $M_w5.8$  と同程度の値である。

次に、2016年の地震のすべり分布を Fig. 5 (a), (b) 及び (c) に示す。すべりの大きい領域は破壊開始点から北側の浅い領域に見られ、破壊開始からおよそ12秒後には破壊が終了した (Fig. 5 (d))。最大すべり量はおよそ 0.3m であった。余震活動の活発

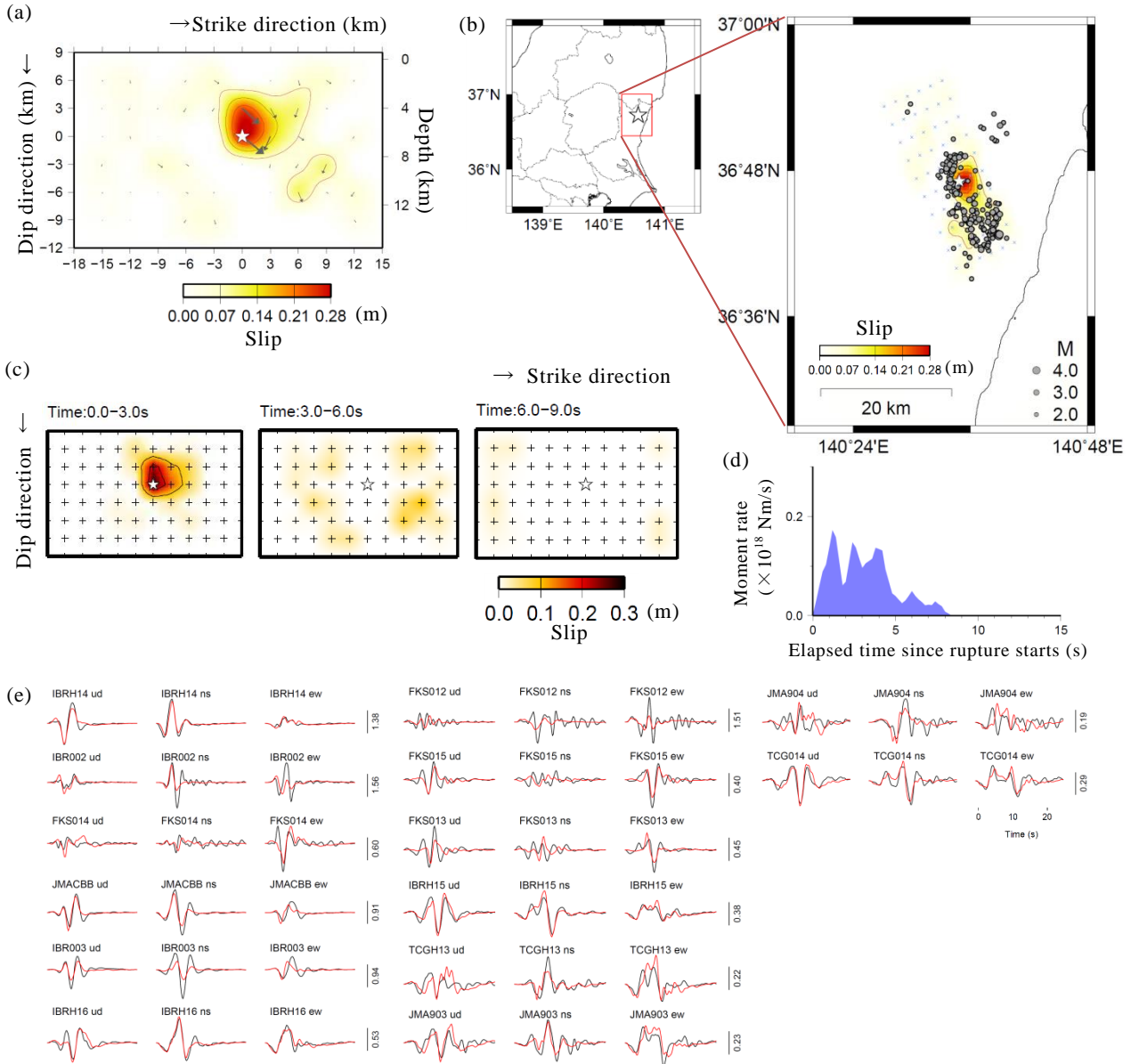


Fig. 4 Kinematic waveform inversion results of the 2011 earthquake. (a) Slip distribution for the source fault. The star indicates at the rupture starting point. The arrows designate the directions of slips on the hanging wall relative to the footwall. (b) Slip distribution on map with seismicity. The gray circles show aftershocks in 24 hours since the 2011 earthquake occurred ( $M_{JMA} \geq 2.0$ ). The seismicity was determined by the DD algorithm. (c) Time change of slip distributions on the source fault. “Time” means the timing since the start of the rupture of the fault. The isograms are drawn for each 0.1 m. The stars in (a), (b), (c) are located at the rupture starting point. (d) The moment release history of the 2011 earthquake. (e) Comparison between observation waveforms (black lines) and synthetic waveforms (red lines). “ud”/“ns”/“ew” means vertical/north-south/east-west component. The waveforms in (e) start at P-wave arrival. The amplitude scale (cm/s) of each station is described beside the waveforms of east-west component. + in (b), (c) indicates the center of each sub-fault.

な領域は、すべりの大きい領域の周辺に位置し、すべりの大きい領域では余震の数は少ない. Fig. 5 (e) に観測波形と理論波形の比較を示す. 振幅の大きな波の前に小さな振幅の波があり, 2011 年の地震の波形 (Fig. 4 (e)) より複雑であるが, 観測波形をよく再現できている. 推定された地震モーメントは  $1.43 \times 10^{18}$  Nm (Mw6.04) であり, 気象庁の CMT 解析による Mw5.9 と同程度である. 産業技術総合研究所

(2017) による現地調査によると, 地表地震断層は気象庁による震源位置から北側におよそ 14km の持山集落から南東方向におよそ 3km 程度の範囲で観察された. 地表地震断層の位置は Fig. 5 (b) に示すすべりの大きい領域に対応している. 2016 年の地震で観測された波形には, 震源からの波群の後に振幅の大きな波群が見られる (Fig. 6 (a)). 振幅の大きな波群を S 波と見なし, 気象庁の一元化震源決定と同じ

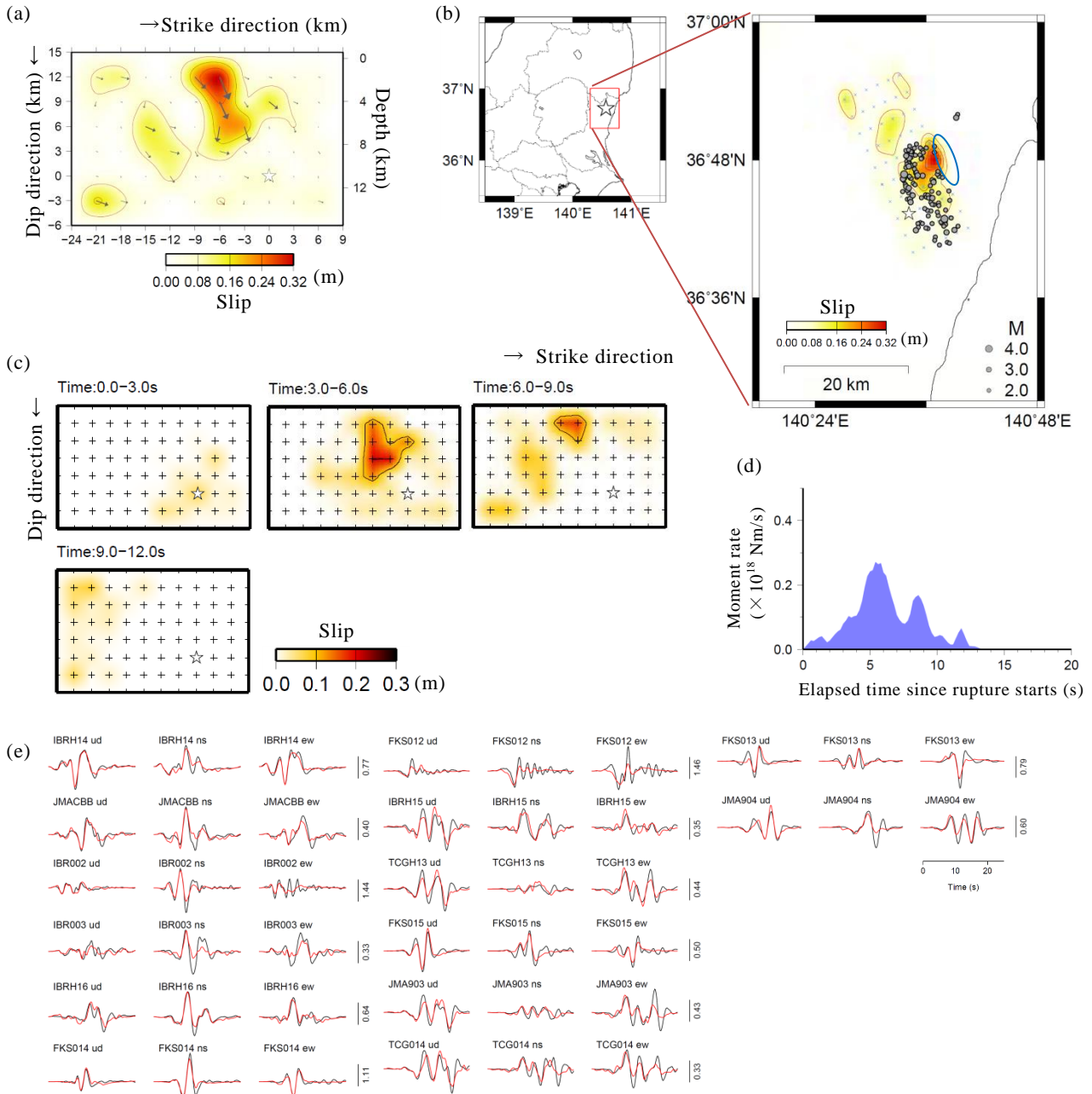


Fig. 5 Kinematic waveform inversion results of the 2016 earthquake. Same as Fig. 4. The blue circle in (b) indicates the area where National Institute of Advanced Industrial Science and Technology found surface ruptures (AIST, 2017).

手法及び観測網を用いてS波のオンセットのみから決定した震源を Fig. 6 (b) に示す. 振幅の大きな波群をS波と見なして決定した震源は, 破壊開始点よりおよそ 6km 北北東の浅い位置にあり, すべりの大きな領域の南端に位置している. また, 振幅の大きな波群により決定した震源の震源時 (21 時 38 分 53.52 秒) は気象庁一元化による震源 (21 時 38 分 49.0 秒 (気象庁, 2017b)) の震源時よりおよそ 4.5 秒遅く, すべりの大きな領域の南端での破壊開始時刻が断層面の破壊開始からおよそ 4 秒 (Fig. 6 (c)) であることと一致している. これらのことは震源からの波群に比べてその後の波群の振幅が大きいことと対応している.

#### 4 震源過程の空間解像度

推定されたすべり分布の空間解像度を確認する

ため, チェッカーボードテストを行った. 震源過程解析に用いた断層面上に Fig. 7 の上段に示す格子状のすべりを与え, 解析に用いた観測点に対する理論波形を計算する. この理論波形を逆解析することにより, 断層面上のすべり分布を推定する. 理論波形の計算には観測波形に含まれるノイズは考慮しておらず, チェッカーボードテストではすべり分布の空間解像度の上限を示している. 2011年の地震, 2016年の地震の両方に対し, すべりを  $3\text{km} \times 3\text{km}$ ,  $6\text{km} \times 6\text{km}$  の2種類の格子で与えた. 用いた震源時間関数は震源過程解析の際に仮定したものと同様であり, 2011年の地震については底辺 1.2 秒の二等辺三角形を 0.6 秒間隔で 3 個, 2016年の地震については 7 個である. 2011年の地震では,  $6\text{km}$  格子のすべりを与えた場合にはすべりはよく再現されているものの,  $3\text{km}$  格子のすべりを与えた場合には  $8\text{km}$  より深い傾

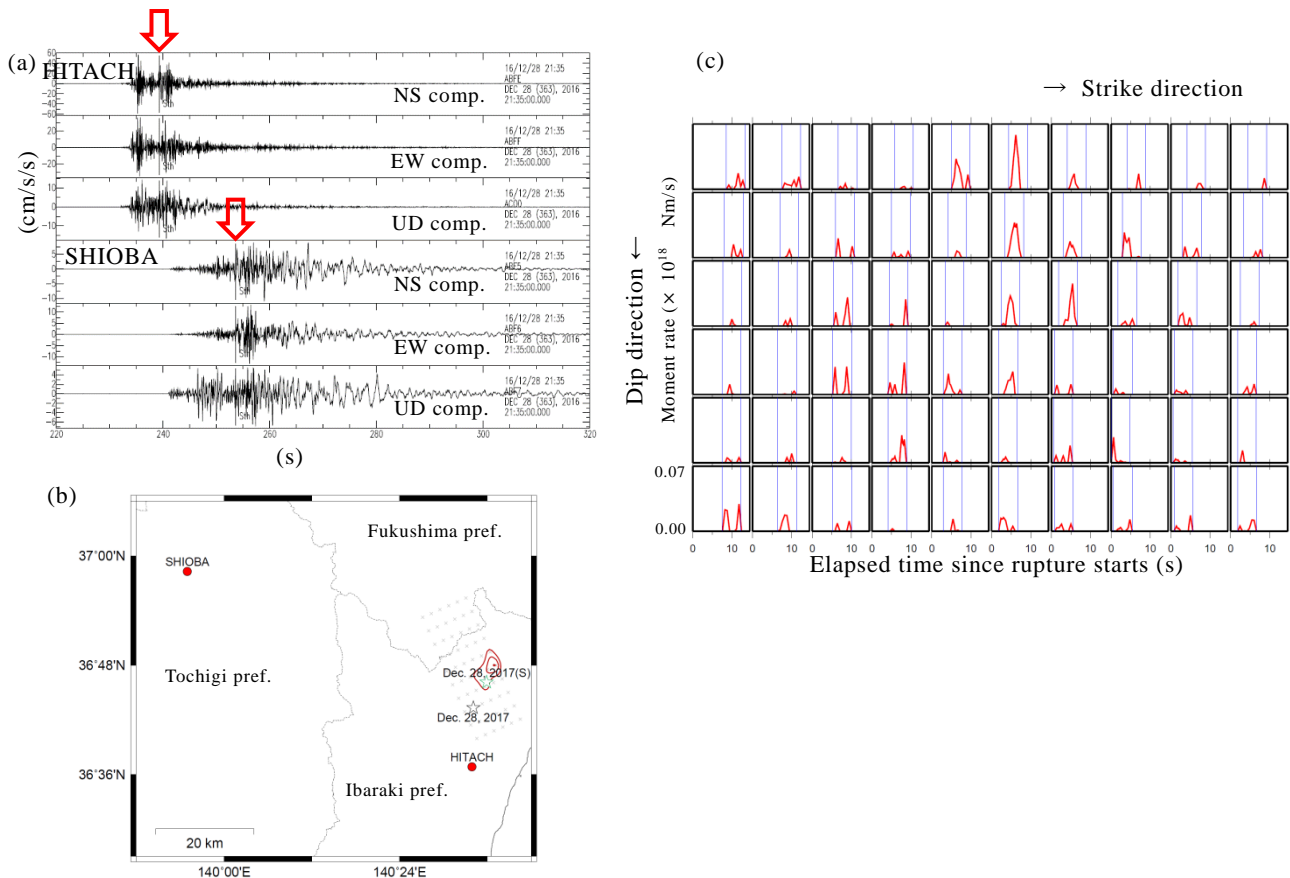


Fig. 6 Moment rate functions and observed waveforms of the 2016 earthquake. (a) Accelerograms observed during the 2016 earthquake. The red arrows are the time when wave packet with a large amplitude is picked as an S-wave onset. The numbers on horizontal axis are the elapsed time from Dec. 28, 2016, at 21:35. (b) Station and slip distribution map. The black star is the rupture starting point. The green star is the epicenter determined based on the time when the second wave packet is picked as S-wave onset. The red lines indicate the large slip area of the 2016 earthquake. (c) Moment rate function on each sub-fault. The blue lines indicate the duration times defined by the assumed time windows.

域で再現性は低く、2011 年の地震の解析に対する空間解像度の上限は浅い領域で 3km、深い領域では 6km であると考えられる。2016 年の地震では 6km 格子のすべりを与えた場合に、10km より深い領域ですべりの再現性が低くなり、3km 格子のすべりを与えた場合には 10km より深い領域で再現されない。2016 年の地震に関しては 10km 程度より浅い場合には、空間解像度の上限は 3km 程度であるが、深い領域では 6km 程度よりも大きな値となることが考えられる。しかし大きな破壊が推定された浅い領域においては、2011 年の地震、2016 年の地震のどちらの場合でも 3km 程度の空間解像度があるといえる。

### 5 2011 年の地震と 2016 年の地震のすべり分布の比較

2011 年の地震と 2016 年の地震に対して推定されたすべり分布の位置関係を Fig. 8 に示す。2016 年の地震のすべり領域は 2011 年のすべり領域を含み、北東の浅い領域へ延びている。国土地理院 (2017) による SAR 干渉画像の比較によると、変位の不連続の位置は 2011 年と 2016 年の地震において一致している。このことは 2011 年の地震と 2016 年の地震において推定されたすべり分布のうち、すべりの大きい領域の走向方向の位置が一致していることと対応している。一方、2011 年の地震のすべりの大きな領域

は 2016 年の地震の主なすべり領域よりも深い。国土地理院 (2017) による SAR 干渉縞の範囲が 2016 年に比べて 2011 年の方が広いことと関係している可能性がある。

2011 年の地震での SAR 干渉画像では 2016 年のものよりフリッジの数が多く (国土地理院, 2017)、地表付近における変位量が大きいことが示唆されている。また、小林 (2017) では 2 つの地震の SAR 干渉画像の比較から、地表浅部の断層すべりはほぼ同じ領域で発生したと結論付けている。しかし、2011 年の地震後には「平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震」による余効変動や周辺での地震活動の影響があり、2011 年の茨城県北部の地震時における変位以外の要因が含まれている可能性がある。

Fig. 9 に 2011 年、2016 年の地震の主なすべり領域からの合成波形と観測波形の比較の例を示す。2 つの地震で振幅の大きい波形の形は異なっており、破壊過程が異なっていた可能性があるといえる。

2016 年の地震で 0.2m 程度のすべりを伴う特に大きく破壊した領域は、2011 年の地震で破壊した領域と隣り合った浅い領域に位置している。多くの繰り返し地震では同じ領域が繰り返し破壊しているのに対し (気象庁, 2010)、茨城県北部の地震では宮城県沖の地震の破壊過程 (気象庁, 2016) に見られるように、特に大きく破壊した領域は同じ断層面上であ

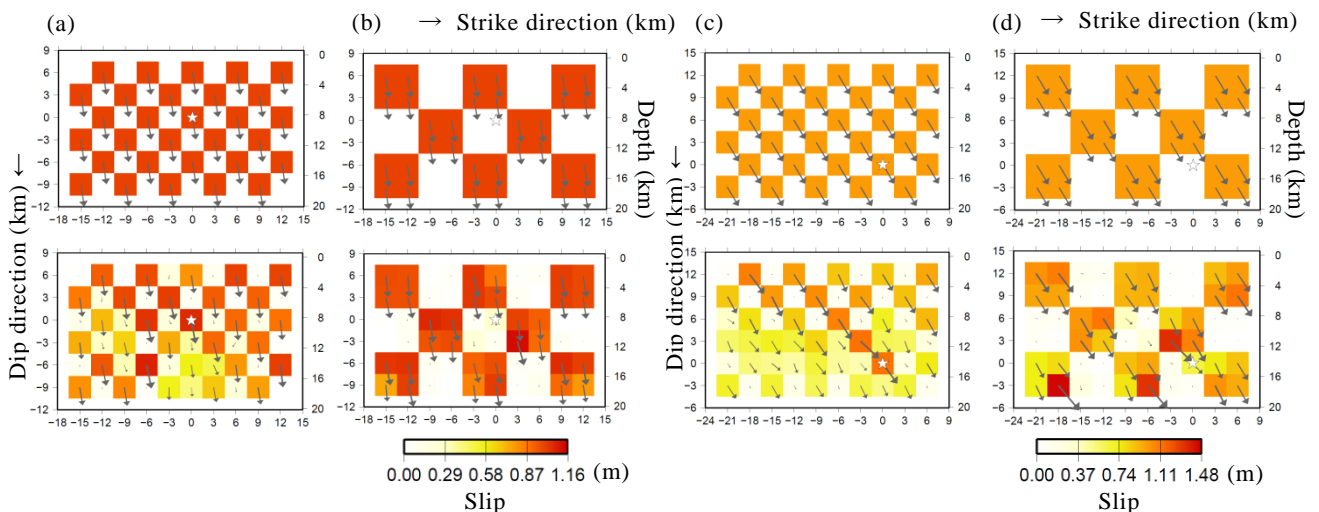


Fig. 7 Checkerboard target fault models and the results of checkerboard test for the 2011 earthquake (a, b) and the 2016 earthquake (c, d). The upper fault planes are the checkerboard fault models, and the lower fault planes are the results. The fault planes are composed of the subfaults of 3km×3km (a, c), 6km×6km (b, d). The stars are the rupture starting points of the 2011 (a, b) and 2016 (c, d) earthquakes.



るが隣り合う領域であることが分かる．以上のことから，2011年の地震と2016年の地震では同一の断層面が破壊したが，破壊過程は異なっていたと考えられる．

## 6 まとめ

2011年3月19日 ( $M_{JMA}6.1$ ) と2016年12月28日 ( $M_{JMA}6.3$ ) の茨城県北部の地震は，発生から1日間の余震分布の広がり重なることから，同じ断

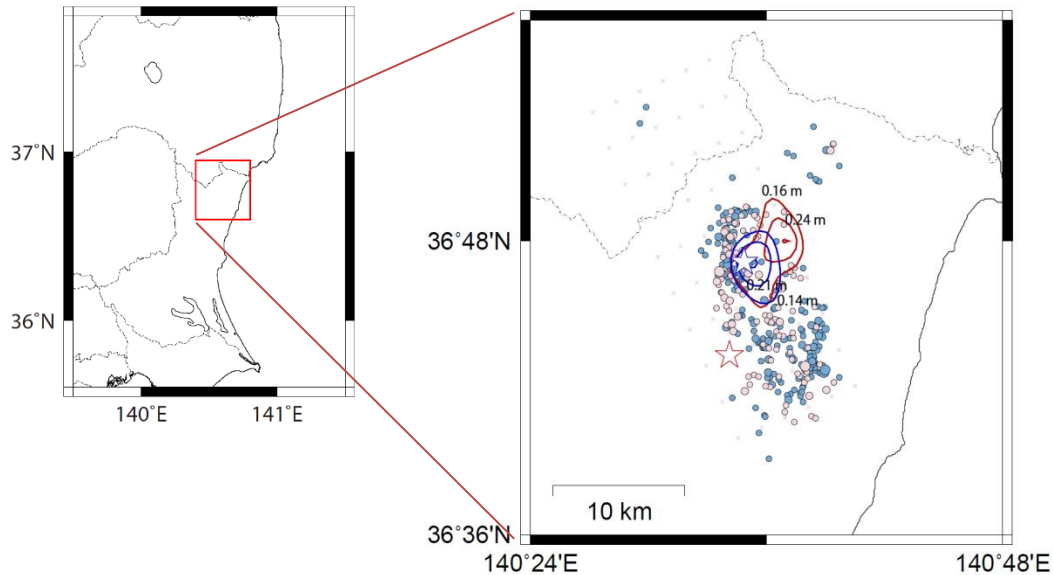


Fig. 8 Comparison between slip distributions of the 2011 and 2016 earthquakes. The blue/red lines are the contours of slips of the 2011/2016 earthquake. The blue/pink star indicates the rupture starting point of the 2011/2016 earthquake. The blue/pink circles show the aftershocks in 24 hours since the 2011/2016 earthquake occurred. The seismicity was determined by the DD algorithm. + indicates the center of each sub-fault.

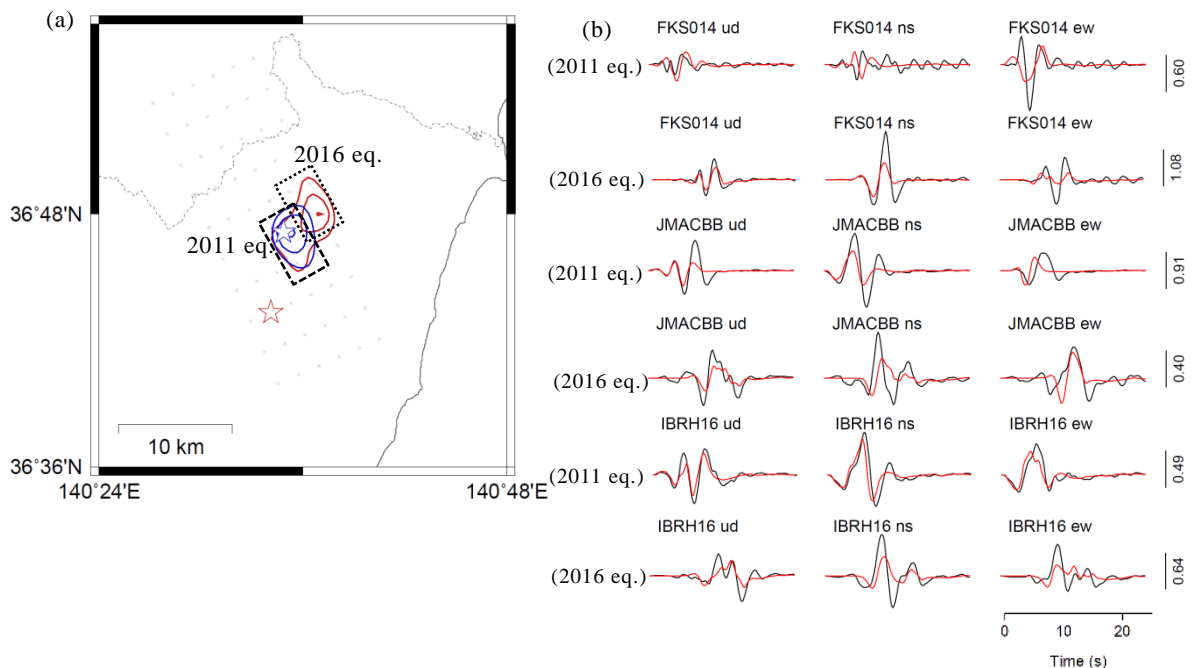


Fig. 9 Examples of the observation waveforms (black lines) and synthetic waveforms (red lines) from large slip areas. (a) Slip distribution with blue (the 2011 earthquake) and red (the 2016 earthquake) contours on map. (b) Waveforms from large slip areas indicated with the rectangles in (a).

層面が破壊したと考えられる。本解析では、それらの地震の震源過程を推定し、主な破壊領域の比較を行った。震源過程解析の結果、2011 年の地震では破壊開始点周辺で最大すべり量 0.3m の主な破壊領域が推定された。2016 年の地震では、破壊開始点から北東方向の浅い領域で最大すべり量 0.3m が推定された。この領域は産業技術総合研究所 (2017) による現地調査で確認された地表地震断層の位置と対応している。また、2016 年の地震で主に破壊した領域は、2011 年の地震で主に破壊した領域に加えて浅い領域にも広がっている。一方、2016 年の地震で 0.2m 程度のすべりを伴う特に大きく破壊した領域は、2011 年の地震で破壊した領域より浅く、隣り合っているが重なっていない。このことから、およそ 6 年の間隔で同じ断層面上で破壊過程の異なる  $M_{JMA}6.0$  程度の 2 つの地震が発生した可能性があることが分かった。

#### 謝辞

Double-Difference 法による地震分布及び 2016 年の地震における 2 つめの波群を用いた震源は、気象庁地震火山部地震予知情報課の野坂大輔氏、上田満治氏による解析結果を使用しました。査読者である吉田康宏氏、三上直也氏からは本稿の改善に有益なご意見をいただきました。震源過程解析には国立研究開発法人防災科学技術研究所の強震観測網の強震波形、気象庁の震度計の強震波形を用いました。本論文の図は地震活動解析プログラム (横山, 1997), Lawrence Livermore National Laboratory で開発された Seismic Analysis Code 及び Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) により作成しました。記して感謝申し上げます。

#### 文献

岩切一宏・川添安之・長谷川嘉臣 (2014): 地震波形を用いた気象庁の震源過程解析—解析方法と断層すべり分布のスケーリング則—, 験震時報, **78**, 65-91.

気象庁 (2010): 中～大規模の繰り返し地震についての規則性と不規則性, 地震予知連絡会会報, **83**, 613-632.

気象庁 (2011): 平成 23 年 3 月 地震・火山月報 (防災編).

気象庁 (2012): 東北地方太平洋沖地震後の宮城県気仙沼市沖 M6 クラスの繰り返し地震, 地震予知連絡会会報, **89**, 68-71.

気象庁 (2016): 2015 年 5 月 13 日 宮城県沖の地震—近地強震波形による震源過程解析 (解析結果の比較)—, 地震予知連絡会会報, **95**, 54.

気象庁 (2017a): 平成 28 年 12 月 地震・火山月報 (防災編).

気象庁 (2017b): 平成 28 年 12 月 地震・火山月報 (カタログ編), [http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/daily\\_map/20161228.html](http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/daily_map/20161228.html) (2017 年 4 月 12 日閲覧).

国土地理院 (2017): 第 214 回地震予知連絡会説明資料, <http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/activity/214/214.html> (2017 年 3 月 17 日閲覧).

小林知勝 (2017): 2011 年と 2016 年に茨城県北部で発生した正断層型の地震について—InSAR 観測により捉えられた瓜二つの地震—, JpGU-AGU Joint Meeting, SSS13-07, 2017.

産業技術総合研究所 (2017): 「2016 年 12 月 28 日茨城県北部の地震 (Mj6.3)」の現地調査報告, <https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/ibaraki2016/report20170105.html> (2017 年 3 月 23 日閲覧).

溜瀨功史・山田安之・石垣祐三・高木康伸・中村雅基・前田憲二・岡田正実 (2010): 宮古島近海における固有地震活動, 地震 2, **62**, 193-207.

横山博文 (1997): X ウィンドウシステムを用いた地震活動解析プログラム, 験震時報, **60**, 37-51.

Akaike, H. (1980): Likelihood and the bayes procedure, in bayesian statics, edited by J. M. Bernardo, M. H. DeGroot, D. V. Lindley, and A. F. M. Smith, University Press, Valencia, Spain, 143-166.

Bouchon, M. (1981): A simple method to calculate green's functions for elastic layered media, Bull. Seism. Soc. Am., **71**, 959-971.

Fukahata, Y., Y. Yagi, and M. Matsu'ura (2003): Waveform inversion for seismic source processes using ABIC with two sorts of prior constraints: Comparison between proper and improper formulations, Geophys. Res. Lett., **30** (6), doi: 10.1029/2002GL016293.

Hartzell, S. H. and T. H. Heaton (1983): Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial

Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., **73**, 1553-1583.

Kennet, B. L. N. and N. J. Kerry (1979): Seismic waves in a stratified half space, Geophys. J. R. Astr. Soc., **57**, 557-583.

Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki (2012): Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, paper no. 1773. Paper Presented at the 15th World Conference on Earthquake Engineering, International Association for Earthquake Engineering, Lisbon, 24–28 Sept. 2012.

Lawson, C. L. and R. J. Hanson (1974): Solving least squares problems, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs., New Jersey, 340 pp.

Olson, A. H. and R. J. Apsel (1982): Finite faults and inversion theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., **72**, 1969-2001.

Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth (2000): A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California, Bull. Seism. Soc. Am., **90**, 1353-1368.

Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998): New, improved version of the generic mapping tools released, EOS Trans. AGU, **79**, 579.

(編集担当 上野寛)