

# 2018 年北海道胆振東部地震の初期の破壊過程

## Onset time and location of the main rupture of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi, Japan, earthquake

小割啓史 (Hirofumi KOWARI)\*  
小松正直 (Masanao KOMATSU)\*\*  
竹中博士 (Hiroshi TAKENAKA)\*\*\*

### Abstract

The rupture process at the beginning stage of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi, Japan, earthquake ( $M_j$  6.7) is investigated by analyzing P-wave records from local strong-motion stations. The records show about 3 s of small amplitude arrival (so-called "initial rupture phase") followed by the onset of the main energy release ("main rupture phase"). In this paper we address the issue: where the seismic energy release corresponding to the main rupture phase started at the primary stage of the main rupture, by locating the main rupture onset position. For this aim we applied the 2D and the 3D search methods to estimate the relative location of the onset of the main rupture with respect to the hypocenter, and the time difference between them. The 2D method assumes a plausible initial fault plane and locates the main rupture onset position on the initial fault plane, while the 3D method does not require such assumed fault planes. In the 2D method we employed each of the nodal planes of the first-motion focal mechanism as the initial rupture plane. The 3D method was able to give a better solution than the 2D one. It suggests that the main rupture initiation point might not be on the same fault plane as the hypocenter is. The solution shows that the main rupture onset point is 5.8 km southward and 2.5 km upward from the hypocenter, with the rupture time of 3.3 s from the origin time. It is consistent with the previous studies on the relationship between the magnitude and the initial rupture duration.

**Keywords:** 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake, fault plane, initial rupture, strong motion

### 1. はじめに

2018年9月6日3時7分59.33秒(JST)に北海道厚真町、むかわ町を震源とする北海道胆振東部地震が発生した(気象庁一元化震源:  $42.691^\circ\text{N}$ ,  $142.007^\circ\text{E}$ , 深さ 37.0 km,  $M_j$ 6.7). 震度 7 に相当する地震動が観測された気象庁の厚真町鹿沼観測点(震央から南西方向), 防災科学技術研究所強震観測網 KiK-net の追分観測点(安平町, 震央から北西方向)の 2 地点とそれらの周辺で高震度域が確認された(図 1a). 余震の震央分布(図 1b)は線状に分布しておらず, 屈曲している(例えば, Katsumata *et al.*, 2019). 次に, この地震の発震機構解に着目す

る(表 1, 図 2).  $P$  波の初動極性分布から気象庁が推定した初動発震機構解(図 2a), 長周期波形のフィッティングを基に防災科学技術研究所の広帯域地震観測網(F-net)と気象庁がそれぞれ推定した CMT 解(図 2b, c, いずれも  $M_w$ 6.6), SAR (だいち 2 号) および GNSS で観測された地殻変動を基に小林・他(2019b)が推定した断層面解(図 2d,  $M_w$ 6.56)を比較すると, 初動発震機構解とその他で様相が異なる. これから, 初期破壊を起こした断層面(以下, 初期破壊面という)と主破壊を起こした断層面(以下, 主断層面という)がそれぞれ異なるメカニズムを持つ別の断層面であり, 震源断層が

\* 岡山大学大学院自然科学研究科(現所属:株式会社阪神コンサルタンツ), 〒700-8530 岡山市北区津島中三丁目 1-1  
Department of Earth Sciences, Okayama University, Okayama 700-8530, Japan.  
(Present affiliation: Hanshin Consultants Co., Ltd.)

\*\* 岡山大学大学院自然科学研究科, 〒700-8530 岡山市北区津島中三丁目 1-1  
Department of Earth Sciences, Okayama University, Okayama 700-8530, Japan.

\*\*\* 岡山大学学術研究院自然科学学域, 〒700-8530 岡山市北区津島中三丁目 1-1  
Department of Earth Sciences, Okayama University, Okayama 700-8530, Japan.

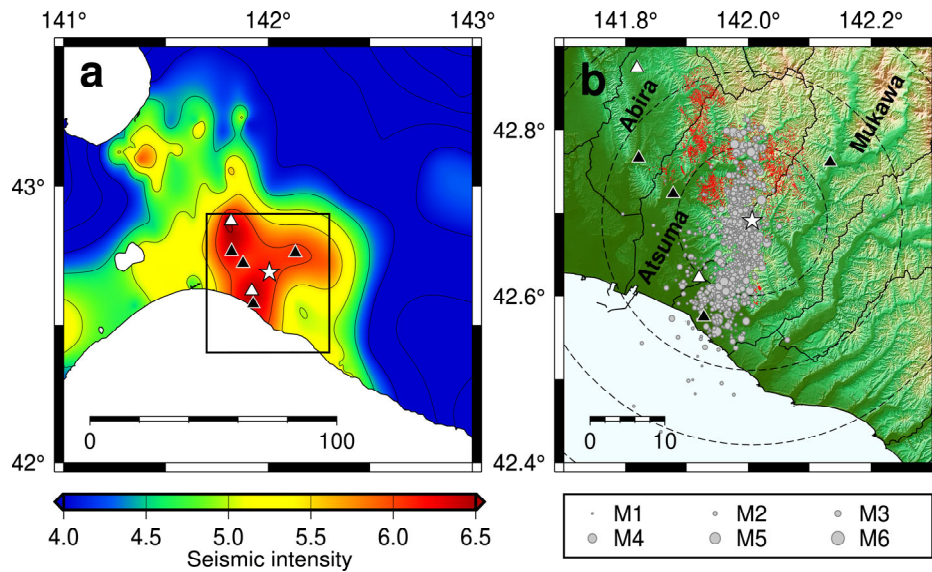


図1 (a) 計測震度の分布. 白色の星印は本震の震央, 白色, 黒色の三角はそれぞれ震度7, 6強に相当する地震動を観測した震度観測点の位置を表す. 等値線は0.5おきに引き, 背景色はカラスケールに対応する. 中央の枠は(b)の描画範囲を表す. (b) 本震から24時間以内に発生した余震の震央(気象庁一元化震源)分布. 丸が余震の震央を示し, その大きさはマグニチュードに対応する. 赤色の領域は土砂崩れが発生した場所(喜多, 2018)を表す. 点線は震央距離10 kmごとに引いた.

表1. 発震機構解

		Strike	Dip	Rake
(a) JMA初動発震機構解	Fault1	286°	48°	37°
	Fault2	169°	64°	132°
(b) F-net CMT	Fault plane	349°	65°	107°
	Auxiliary plane	134°	30°	59°
(c) JMA CMT	Fault plane	344°	63°	99°
	Auxiliary plane	145°	29°	73°
(d) 小林・他(2019b)	Fault plane	358°	74°	113°

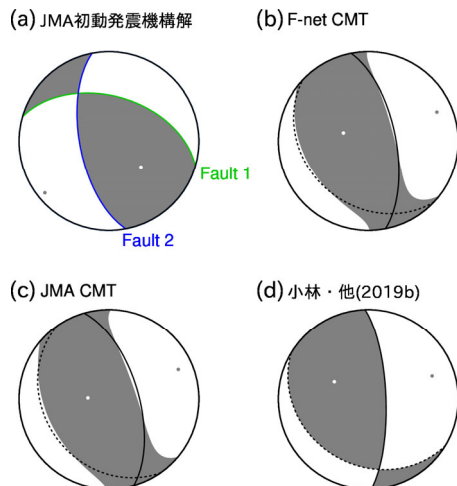


図2 発震機構解. 黒色, 白色の点はそれぞれP軸, T軸を示す. (a) 気象庁の決定した初動発震機構解. 節面の色は表1と対応する. (b) 防災科学技術研究所広帯域地震観測網(F-net)が推定したCMT解. (c) 気象庁が推定したCMT解. (d) 小林・他(2019b)が推定した断層面解. (b), (c), (d)の実線, 点線の節面はそれぞれ断層面, 補助面を表す.

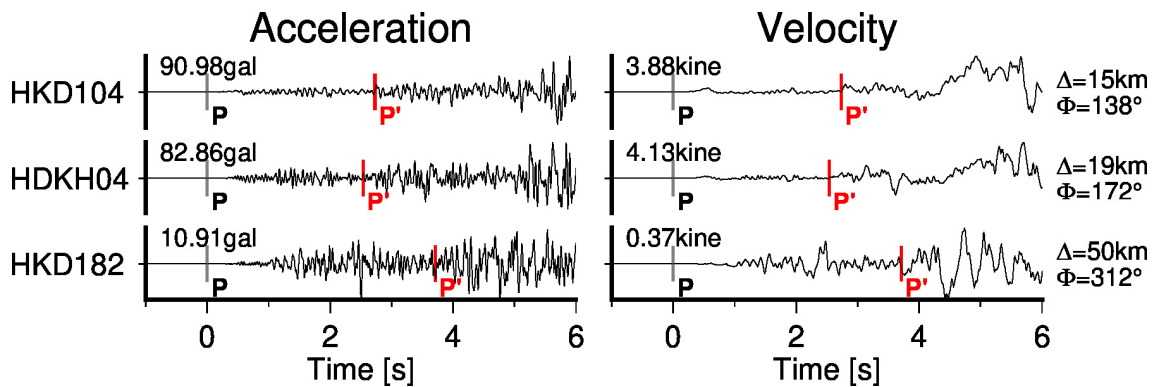


図3 上下動の加速度波形（左）とそれを積分した速度波形（右）の例。灰色の線（P）、赤色の線（P'）がそれぞれ初期破壊相、主破壊相の読み取った到着時刻を示す。ただし、横軸は初期破壊相の到着時刻を時刻0としている。波形左上の数値は表示区間内での最大振幅の値（絶対値）、右端の数値は観測点ごとの震央距離（ $\Delta$ ）と震央から見た方位角（ $\Phi$ ）を表す。

複数枚の断層面によって構成されていることが示唆される（例えば、Kobayashi *et al.*, 2019a）。小林・他（2019b）の断層面解は、その推定手法から断層面と補助面が一意に定まり、主断層面は東傾斜の面である。防災科学技術研究所と気象庁のCMT解のうち東傾斜の節面は、小林・他（2019b）の断層面と良い一致を示していることから、CMT解の東傾斜の節面が断層面、南西傾斜の節面が補助面に対応すると考えられる。

北海道胆振東部地震の波形記録には、初期破壊の開始に伴って生じたP波の相（以下、初期破壊相といい、記号Pで表す）の到達から3秒程度後に、主要なエネルギー放出（以下、主破壊という）による振幅のやや大きいP波の相（以下、主破壊相といい、記号P'で表す）が確認できるという特徴がある。図3にその例を示す。図3の左の図はオリジナルの加速度波形記録、右の図は格子型積分フィルタ（木下, 1986）を使用して積分した速度波形記録である。初期破壊相と主破壊相の出現は、初期破壊が伝播する中で主破壊開始点に達し、主破壊がトリガーされることによって生じる現象と考えられ、現在までにしばしば観測されてきた。例えば、1984年長野県西部地震（Umeda, 1990, 梅田・伊藤, 1998）；1989年ロマ・プリータ地震（Wald *et al.*, 1991）；1992年ランダース地震（Abercrombie and

Mori, 1994）；2005年福岡県西方沖地震（Takenaka *et al.*, 2006, 山口・他, 2007）；2008年新潟県中越沖地震（Takenaka *et al.*, 2009）などがある。このうち、Takenaka *et al.* (2006)は、2005年福岡県西方沖地震の強震波形でP波の初期破壊相と主破壊相を同定し、2つの相の到着時刻の差から初期破壊開始点と主破壊開始点の相対位置関係を震源や速度構造の不確かさに対してロバストに推定する新たな手法を提案した。

本研究では、北海道胆振東部地震の本震にTakenaka *et al.* (2006)の手法を適用して、初期破壊と主破壊の開始点の相対位置関係と破壊時刻の差を推定し、この地震の複雑な破壊過程を紐解く一助とすることを目的とする。

## 2. データ

防災科学技術研究所の強震観測網 K-NET, KiK-net（防災科学技術研究所, 2019）のうち、直達波の射出角（鉛直下向きから測る）が90°以上の観測点の記録を使用する。震源の深さ37 kmにおける射出角90°に相当する震央距離は、JMA2001（上野・他, 2002）の射出角表から約97.6 kmであるため、震央距離90 km未満に位置する観測点を候補とした。これらのうち、P波の初期破壊相、主破壊相と、初期破壊によるS波の立ち上がり時刻の読み取り

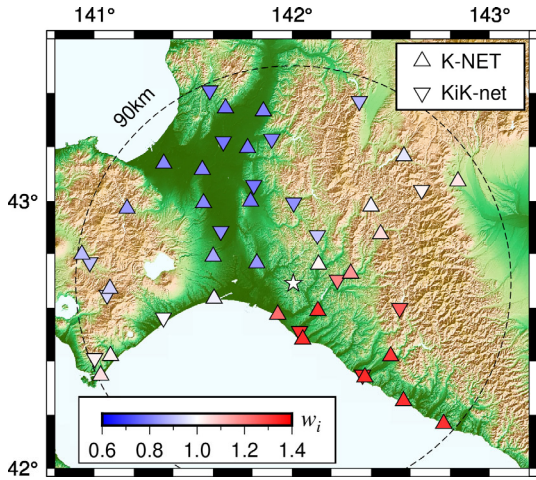


図4 波形データを使用した観測点の分布. 上三角が K-NET, 下三角が KiK-net を表し, 色は重み  $w_i$  に対応する. 白色の星印は本震の震央位置, 点線は震央距離 90 km を表す.

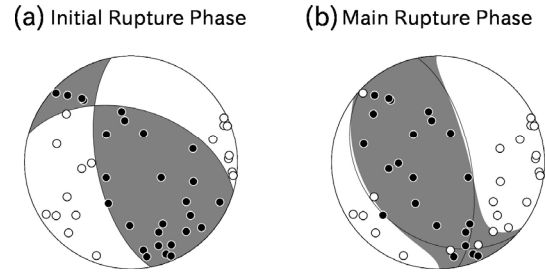


図5 読み取った (a) 初期破壊相と (b) 主破壊相の押し引き分布. 背景のメカニズムはそれぞれ気象庁が決定した初動発震機構解 (表 1a, 図 2a), 防災科学技術研究所広帯域地震観測網 (F-net) が推定した CMT 解 (表 1b, 図 2b) である.

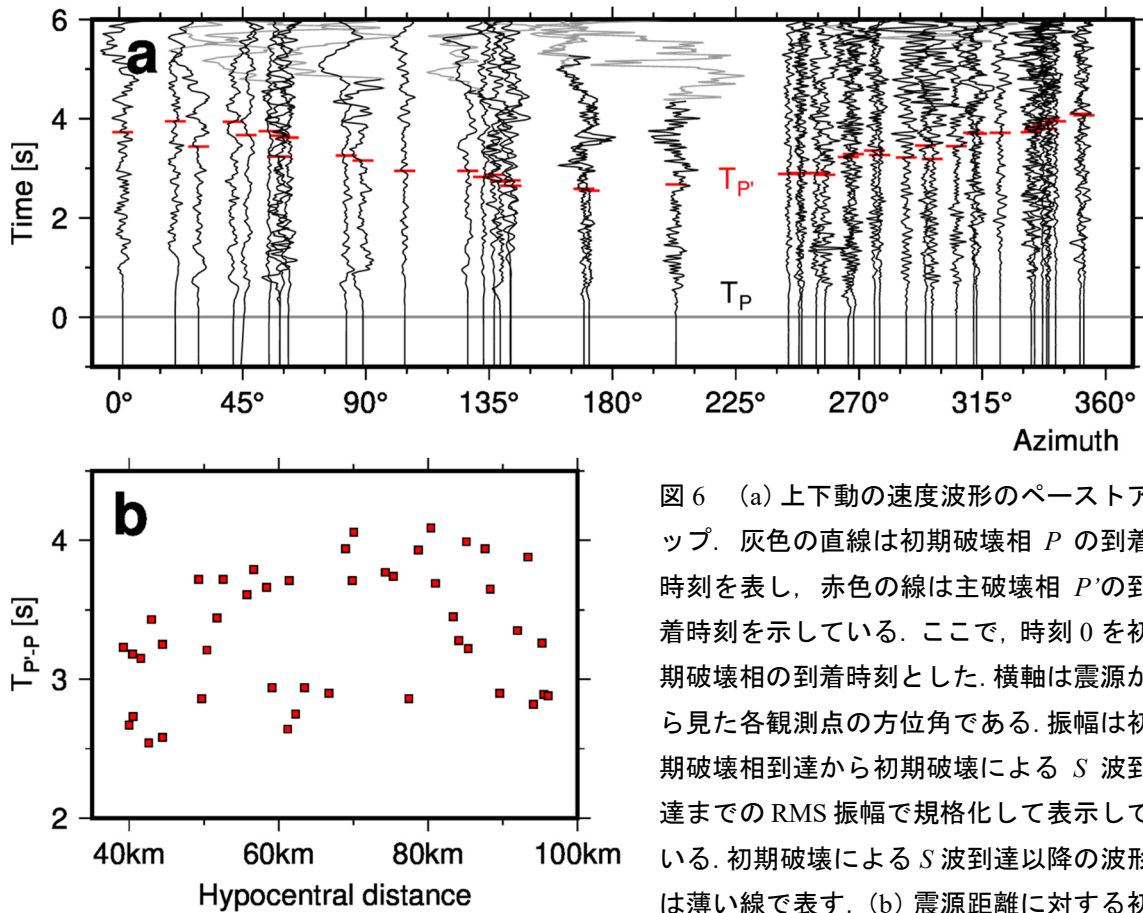


図6 (a) 上下動の速度波形のペーストアップ. 灰色の直線は初期破壊相  $P$  の到着時刻を表し, 赤色の線は主破壊相  $P'$  の到着時刻を示している. ここで, 時刻 0 を初期破壊相の到着時刻とした. 横軸は震源から見た各観測点の方位角である. 振幅は初期破壊相到達から初期破壊による  $S$  波到達までの RMS 振幅で規格化して表示している. 初期破壊による  $S$  波到達以降の波形は薄い線で表す. (b) 震源距離に対する初期破壊相と主破壊相の到着時刻差.

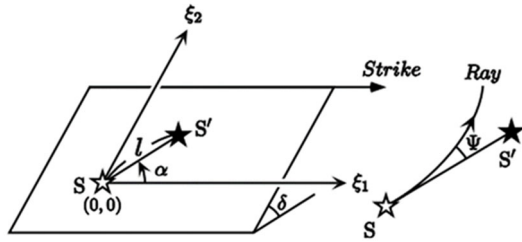


図7 解析に用いるパラメータ (Takenaka *et al.*, 2006 による).

を目視で行った。これら全ての時刻を読み取ることができ、 $P$ 波の初期破壊相と主破壊相の初動極性がそれぞれ初動発震機構解 (表 1a, 図 2a), F-net の CMT 解 (表 1b, 図 2b) と整合することが確認できた計 45 点 (K-NET : 28 点, KiK-net : 17 点 ; 図 4, 図 5) のデータを解析に使用した。速度波形の上下動成分と読み取った初期破壊相, 主破壊相の立ち上がりを図 6a に示す。初期破壊相と主破壊相の到着時刻の差には震源距離との相関は無いが (図 6b), 明瞭な方位依存性があることが認められ, その最小値は方位角  $190^\circ$  付近にある (図 6a)。

### 3. 手法

初期破壊開始点 ( $S$ ) と主破壊開始点 ( $S'$ ) の相対位置関係を推定する解析は, Takenaka *et al.* (2006) の手法に従う。この手法は仮想的な断層面と観測点における  $P$  波の到着時刻のみを扱うため, 地下構造の不均質性に対してロバストである。以下に詳細な解析手法を述べる。図 7 のように仮定した断層面 (走向  $\Phi_s$ , 傾斜  $\delta$ ) 上に  $\xi_1$ - $\xi_2$  軸 ( $\xi_1$  は走向方向,  $\xi_2$  は up-dip 方向を正とする) を設定し, 原点を初期破壊開始点  $S(0, 0)$  とする。主破壊開始点  $S'(\xi_1, \xi_2)$  の原点からの距離を  $l = \sqrt{\xi_1^2 + \xi_2^2}$ ,  $\xi_1$  軸とベクトル  $\overrightarrow{SS'}$  のなす角を  $\alpha = \arctan(\xi_2/\xi_1)$  と表す。ここで, 本研究において点  $S$  は気象庁一元化震源の位置とする (以下, 単に震源と言えば初期破壊開始点  $S$  を示す)。このとき, 点  $S$  と点  $S'$  から観測点までの波線の射出角が同じであると仮定すると, 初期破壊相と主破壊相の到着時刻差  $T_{P'-P}$  は,

$$T_{P'-P} = l \left( \frac{1}{V_r} - \frac{1}{V_p} \cos \Psi \right) = \tau - \frac{l}{V_p} \cos \Psi, \\ \cos \Psi = \sin i_\xi \cos(\Phi - \Phi_s) \cos \alpha \\ - [\sin i_\xi \sin(\Phi - \Phi_s) \cos \delta \\ + \cos i_\xi \sin \delta] \sin \alpha, \quad (1)$$

である。ここで,  $V_r$  は平均破壊速度,  $V_p$  は震源域の  $P$  波速度,  $\tau$  は破壊が震源から主破壊開始点に至るまでの時間 (以下, 初期破壊継続時間という),  $i_\xi$  は震源から観測点を結ぶ波線の射出角,  $\Phi$  は震源から見た観測点の方位角である。震源域の  $P$  波速度は, JMA2001 (上野・他, 2002) の速度構造より  $V_p = 7.326$  km/s とした。このとき, 初期破壊継続時間  $\tau$  と主破壊開始点  $S'$  の位置についてグリッドサーチを行い, 平方残差の重み付き平均:

$$\varepsilon^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N w_i [(T_{P'-P}^O) - (T_{P'-P}^C)]^2 \quad (2)$$

が最小となるときの  $S'$  (以下, この点を初期破壊継続時間  $\tau$  と併せて最適解という) が主破壊開始点である。ここで,  $N$  は観測点の数 (本研究では  $N = 45$ ),  $w_i$  は  $i$  番目の観測点における重み,  $T_{P'-P}^O$ ,  $T_{P'-P}^C$  はそれぞれ初期破壊相と主破壊相の到着時刻差  $T_{P'-P}$  の観測値と式 (1) によって得た理論値である。重み  $w_i$  は, 観測点方位の偏りの影響を軽減するために, 震源から見た各観測点の方位角の分布を基に定量的に重みを与える Jakka *et al.* (2010) の式:

$$w_i = \sum_{j=1}^N \frac{\Phi_{ji}}{\sum_{k=1}^N \Phi_{jk}} \quad (3)$$

を採用した。ここで,  $\Phi_{ji}$  は震源と  $j$  番目,  $j+1$  番目の観測点を結ぶ 2 本の線分の二等分線と震源と  $i$  番目の観測点を結ぶ線分とのなす角 ( $\leq 180^\circ$ ) である。 $\xi_1$ ,  $\xi_2$  は余震の震源分布 (図 1) の空間的広がりから,  $-15 \text{ km} \leq \xi_1 \leq 15 \text{ km}$ ,  $-10 \text{ km} \leq \xi_2 \leq 10 \text{ km}$  の範囲を設定し,  $0.1 \text{ km}$  おきに探索を行った。ただし, グリッドサーチでは直接初期破壊継続時間  $\tau$  ではなく, 平均破壊速度  $V_r$  を  $1.0 \text{ km/s} \leq V_r \leq 3.0 \text{ km/s}$  の範囲で  $0.05 \text{ km/s}$  おきに探索することで計算を行った。

表 2. 最適な主破壊開始点の位置

	$\xi_1$ - $\xi_2$ Plane	Relative position	Absolute position
(a) <b>Fault1</b>	$\xi_1 = -0.5$ km	N = -4.77 km	Latitude = 42.648 °N
	$\xi_2 = 7.2$ km	E = -0.85 km	Longitude = 141.997 °E
		U = 5.35 km	Depth = 31.6 km
(b) <b>Fault2</b>	$\xi_1 = 5.6$ km	N = -5.56 km	Latitude = 42.641 °N
	$\xi_2 = -0.7$ km	E = 0.77 km	Longitude = 142.017 °E
		U = -0.63 km	Depth = 37.6 km
(c) <b>3D</b>	$\xi_1 = 5.8$ km	N = -5.76 km	Latitude = 42.639 °N
	$\xi_2 = 2.5$ km	E = -0.71 km	Longitude = 141.999 °E
		U = 2.50 km	Depth = 34.5 km

N, E, U は初期破壊開始点を原点としたときの主破壊開始点の北, 東, 鉛直上向き方向の座標 (距離).

#### 4. 結果

まず, ごく初期の破壊は初期破壊面上を伝播し, 初期破壊面上に主破壊開始点が位置するという仮定の下で, 初動発震機構解の 2 つの節面のそれぞれを初期破壊面に選んで, 二次元探索を行った. そして, 次に断層面を仮定しない三次元探索を行った. 以下にそれらの結果を示す.

##### 4.1. 初動発震機構解の断層面上における二次元探索

初動発震機構解 (表 1a, 図 2a) の 2 つの節面をそれぞれ初期破壊面と仮定した場合の結果を表 2a, b と図 8 に示す. Fault 1 (北傾斜面) を初期破壊面としたときの最適解は,  $\xi_1 = -0.5$  km,  $\xi_2 = 7.2$  km ( $l = 7.7$  km,  $\alpha = 94^\circ$ ),  $\tau = 3.5$  s ( $V_r = 2.05$  km/s) であり, このとき  $\varepsilon = 0.14$  s であった (図 8a, c). 一方, Fault 2 (西傾斜面) を仮定したときの最適解は,  $\xi_1 = 5.6$  km,  $\xi_2 = -0.7$  km ( $l = 5.6$  km,  $\alpha = -7^\circ$ ),  $\tau = 3.1$  s ( $V_r = 1.80$  km/s) であり, このとき  $\varepsilon = 0.17$  s であった (図 8b, c). 残差分布が震源を中心とする円弧状になっていることから, 本手法は特に相対距離  $l$  の推定における感度が高いと考えられる.

二次元探索の結果を三次元的に把握するために, それぞれの節面 (断層面), 残差のコンター, 最適解の位置を重ねて描いたのが図 8d である. いずれ

の場合も初期破壊開始点 S から見て南方向に最適解が求まることが共通しており, 初期破壊相と主破壊相の到着時刻差が南方で最小値をとることと整合する (図 6a).

式(1)より  $T_{P'_1-P}^C$  は  $\cos \Psi$  の一次関数として表されるため, 各データ  $T_{P'_1-P}^O$  をそこに重ねてプロットすることで残差の分布を視覚的に把握できる (図 8e, f). ただし, プロットの到着時刻差に重みは考慮していない. 最適解における残差の最小値は, Fault 2 を仮定した場合と比較して Fault 1 を仮定した場合の方が若干小さいものの, ばらつき度合の優劣は判断し難い. 初期破壊継続時間と残差のプロット (図 8c) を参照しても同様である. 両節面を仮定した場合で結果の優劣が判断し難いことから, 主破壊開始点が初期破壊面上にあるという仮定が適切でない可能性も考えられる. そこで, 次に断層面の設定に囚われない三次元探索を行った.

##### 4.2. 三次元探索

以下の手順で三次元探索を実施した. 二次元探索において仮定した断層面の傾斜角を  $\delta = 90^\circ$  (すなわち鉛直面) に固定し, その面上の主破壊開始点の位置 ( $\xi_1, \xi_2$ ) に加えて, 走向  $\Phi_s$  も同時にグリッドサーチする. これは, 円筒座標 ( $r = \xi_1, \theta = \Phi_s, z = \xi_2$ ) で表される点を主破壊開始点の候補点として三次元探索を行うことに相当する. 主破壊開始

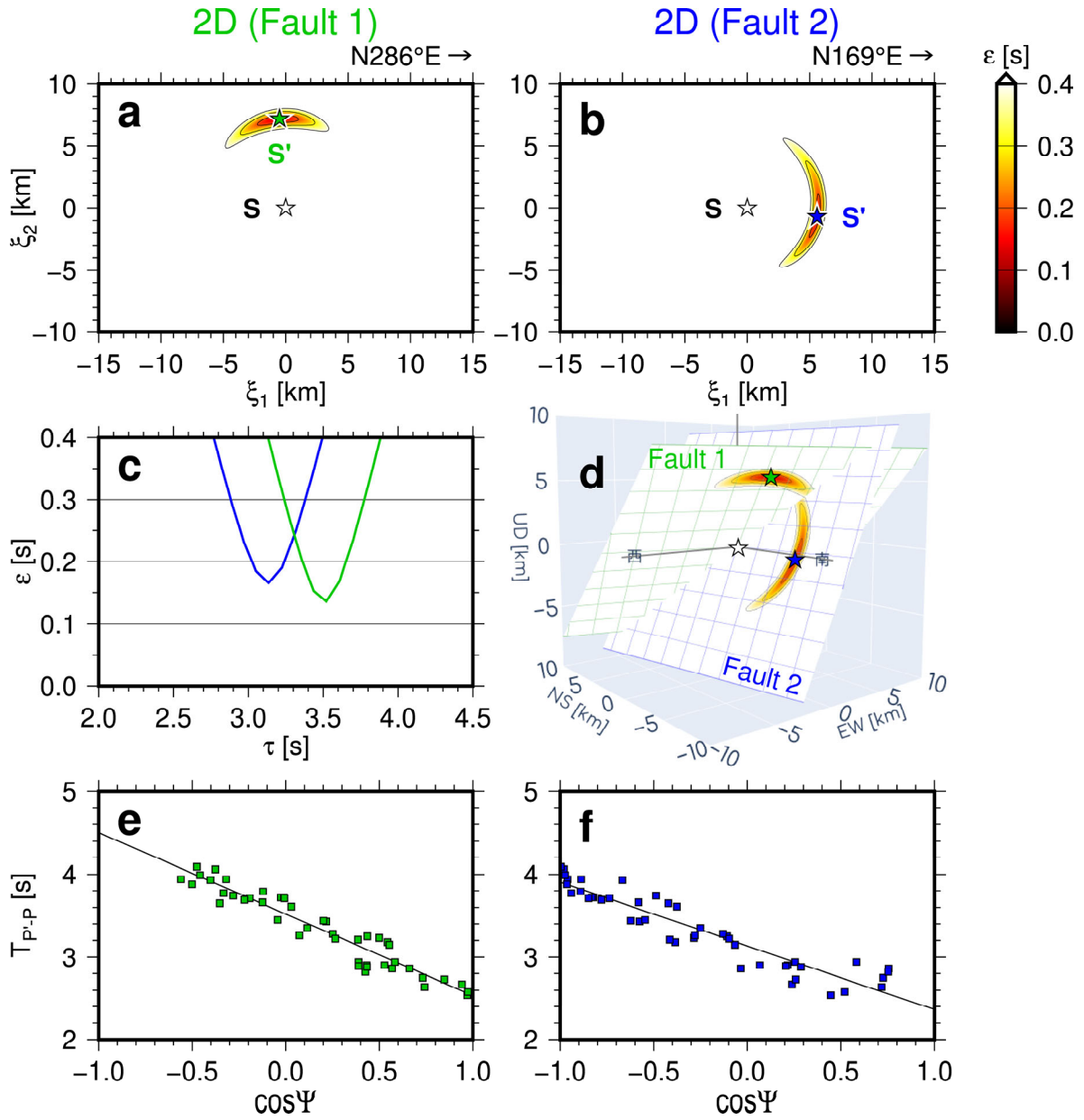


図8 初動発震機構解の2つの節面上における二次元探索の結果. Fault 1 (北傾斜面) について, (a) 仮定した断層面上における初期破壊開始点 S (白色の星印) と最適な主破壊開始点 S' (緑色の星印) の位置と残差の分布. 等値線は 0.4 以下 0.1 ごとに引いた. 色は右端のスケールに対応し, 暖色ほど残差が小さい. (b) Fault 2 (西傾斜面, 青色の星印) について (a) と同じ. (c) 最適解における初期破壊継続時間と残差のプロット. 緑色, 青色の線はそれぞれ Fault 1, Fault 2 のグリッドサーチの結果. (d) それぞれの最適解の位置と断層面の三次元的な位置関係. 緑色, 青色のグリッドを施した断層面がそれぞれ Fault 1, Fault 2 であり, メッシュは  $\xi_1$  軸,  $\xi_2$  軸と平行に 2 km おきに引いた. 星印の色は (a), (b) と同じ. (e) Fault 1 (北傾斜面) について, 最適解における初期破壊相と主破壊相の到着時刻差の理論値 (実線) と観測値 (四角) の分布. (f) Fault 2 (西傾斜面) について (e) と同じ.

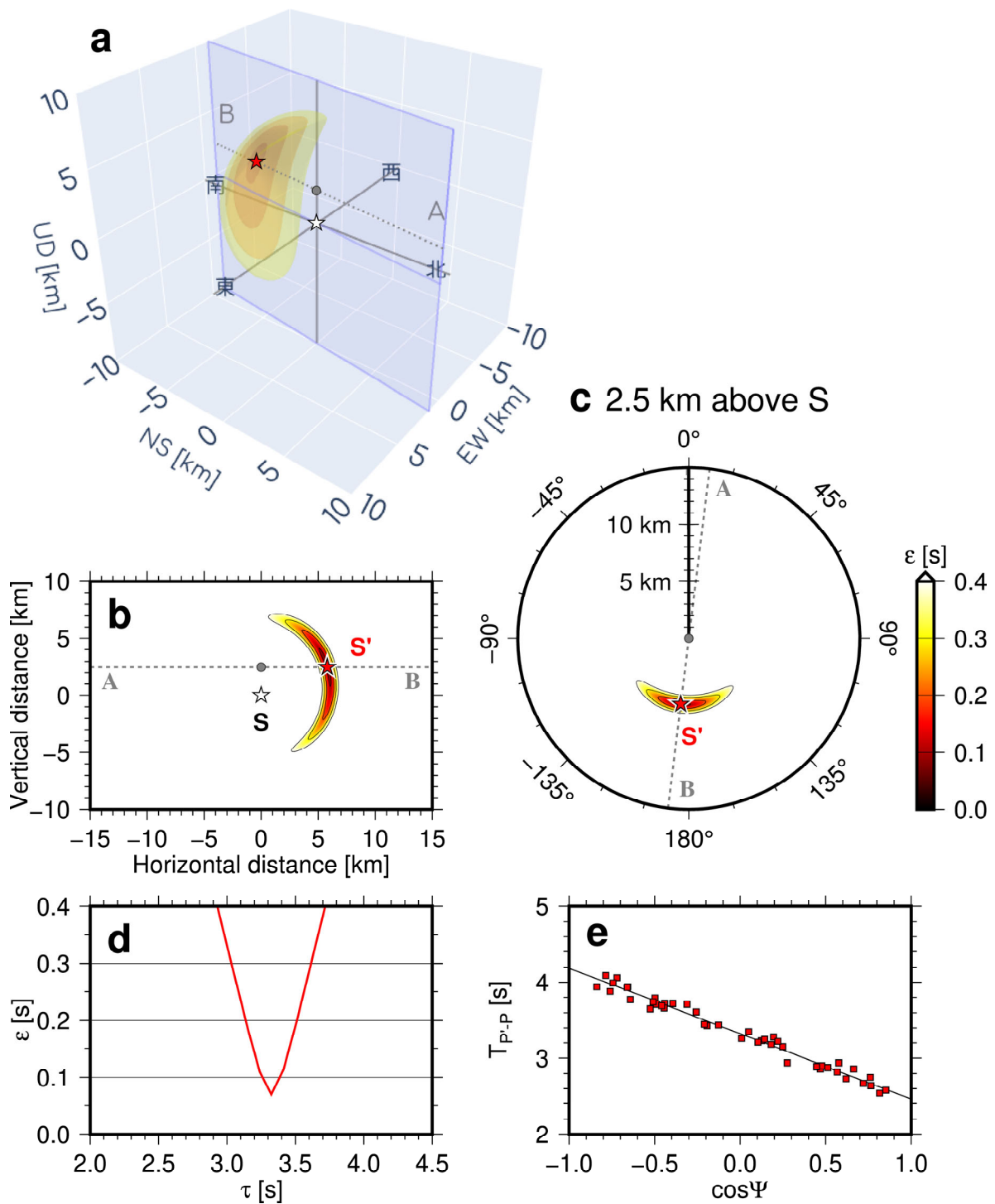


図9 三次元探索の結果. (a) 初期破壊開始点 (S, 白色の星印) と最適な主破壊開始点 (S', 赤色の星印) の相対位置および残差の等値面, (b) 残差の鉛直断面図, (c) 震源より 2.5 km 上における水平断面図. (a) の青色の面は初期破壊開始点と主破壊開始点が共に位置する鉛直面であり, (b) の一部である. (a) の等値面と, (b), (c) の等値線は 0.4 以下 0.1 おきに示した. 点線 AB および灰色の丸は (a), (b), (c) で共通. (d) と (e) の見方は, それぞれ図 8c と図 8e, f と同じ.



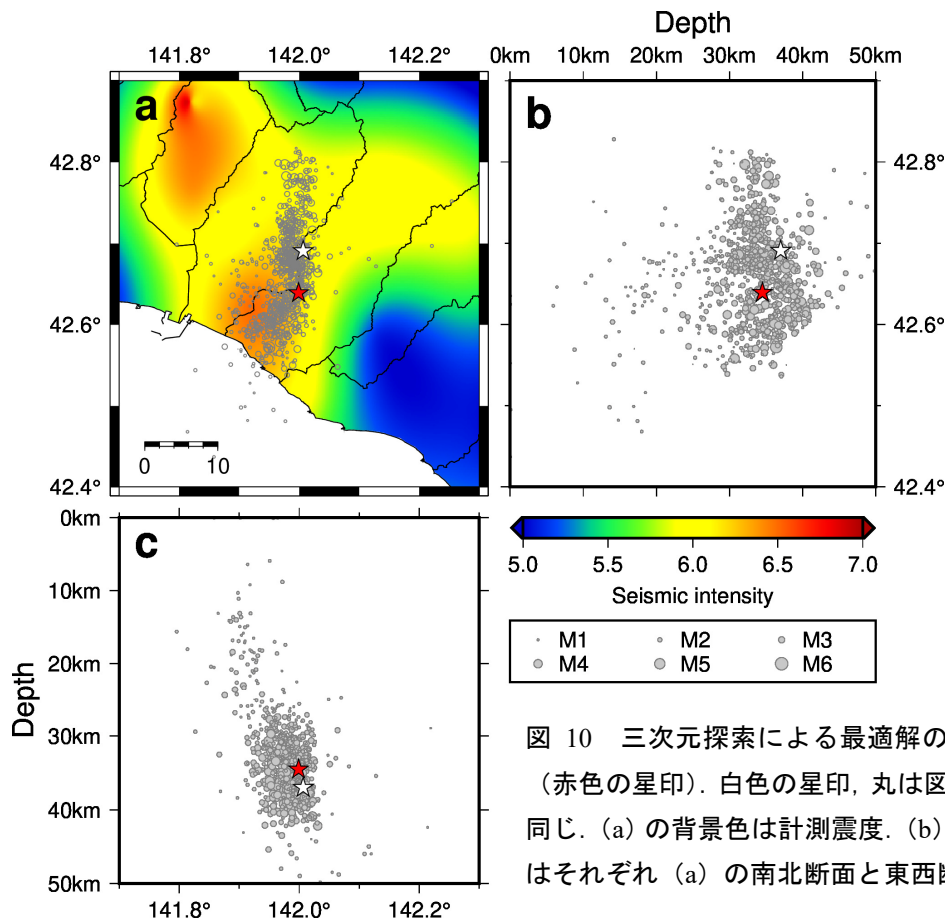


図 10 三次元探索による最適解の位置 (赤色の星印). 白色の星印, 丸は図 1 と同じ. (a) の背景色は計測震度. (b), (c) はそれぞれ (a) の南北断面と東西断面.

点の位置の探索範囲は, 円柱空間  $0 \text{ km} < \xi_1 \leq 15 \text{ km}$ ,  $0^\circ \leq \Phi_s < 360^\circ$ ,  $-10 \text{ km} \leq \xi_2 \leq 10 \text{ km}$  とし, それぞれ  $0.1 \text{ km}$ ,  $1^\circ$ ,  $0.1 \text{ km}$  おきに探索を行った. なお, 平均破壊速度  $V_r$  の探索範囲は二次元探索と同じとした.

最適解 (表 2c, 図 9) は,  $\Phi_s = 187^\circ$ ,  $\xi_1 = 5.8 \text{ km}$ ,  $\xi_2 = 2.5 \text{ km}$  ( $l = 6.3 \text{ km}$ ,  $\alpha = 23^\circ$ ),  $\tau = 3.3 \text{ s}$  ( $V_r = 1.90 \text{ km/s}$ ) で, このとき  $\varepsilon = 0.069 \text{ s}$  であった (図 9a, b, c, d).  $\Phi_s$  の値は初期破壊相と主破壊相の到着時刻差が  $190^\circ$  付近で最小値をとること (図 6a) と完全に整合している. 残差は球冠状に分布しており, 前節と同様に相対距離  $l$  の推定感度が高いことが分かる. また, その形状は方位角方向に狭く, 仰角方向に広いことから, 方位方向の感度は鉛直方向より相対的に高いと考えられる. 二次元探索の場合 (図 8e, f) と比較して, 初期破壊継続時間  $\tau$  の推定感度が高く (図 9d),  $\cos \Psi$  と  $T_{p'-p}$  のプロットのば

らつきも明瞭に小さい (図 9e).

図 10 に破壊開始点 (S) と三次元探索における最適な主破壊開始点 (S') を余震の震源分布と共に地図上およびその鉛直断面上に示す. 主破壊開始点は, 震度 7 を記録した気象庁の厚真町鹿沼観測点が位置する南西の高震度域の方向かつ余震分布の南北断面における空白域の縁部に位置している. この余震の空白域は主要な地震滑りを引き起こした原因とされるアスペリティ領域とされており (例えば, Zang *et al.*, 2019), 三次元探索の最適解の位置はこのアスペリティの破壊が開始した点に対応すると考えられる. ただし, 4.1 節の結果から, 三次元探索の最適解の位置あるいはその近傍の残差が特に小さい領域 (図 9a, b, c の暖色領域) が初動発震機構解の節面上に位置するとは考え難いので, 少なくとも初期の破壊は初動発震機構解の断層面に沿って広がって, 主断層面に達した後に主

表 3. 震源決定の結果

	Initial rupture	Main rupture	difference
Origin time	03:07:59.134	03:08:02.448	3.31 s
Latitude	42.678 °N	42.627 °N	N = -5.66 km
Longitude	141.985 °E	141.977 °E	E = -0.70 km
Depth	38.5 km	35.2 km	U = 3.32 km

N, E, U は初期破壊開始点を原点としたときの主破壊開始点の北, 東, 鉛直上向き方向の座標 (距離). これらの値は表 2c の値とほぼ一致している.

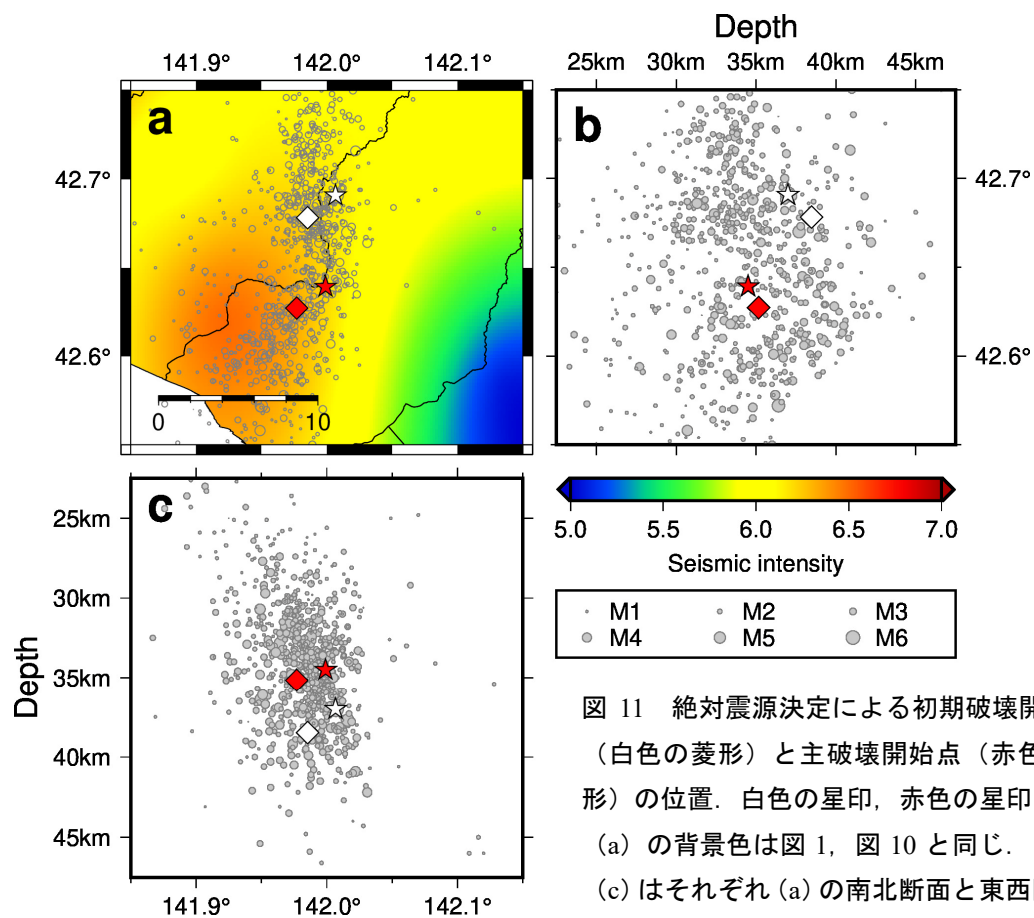


図 11 絶対震源決定による初期破壊開始点 (白色の菱形) と主破壊開始点 (赤色の菱形) の位置. 白色の星印, 赤色の星印, 丸, (a) の背景色は図 1, 図 10 と同じ. (b), (c) はそれぞれ (a) の南北断面と東西断面.

断層面上を伝播して主破壊開始点に至ったと考えられる.

## 5. 議論

### 5.1. 絶対震源決定結果との比較

山口・他 (2007) は 2005 年福岡県西方沖地震の波形記録から初期破壊相と主破壊相のそれぞれの到着時刻を読み取り, 推定した相対震源決定の検

証として絶対震源決定の結果を示した. 本研究も読み取った初期破壊相, 主破壊相の到着時刻を用いて, プログラム HYPOMH (Hirata and Matsu'ura, 1987) による絶対震源決定をそれぞれ実施し, 三次元探索における最適解の妥当性を検証した. このとき, 初期破壊相, 主破壊相の到着時刻から決定した震源位置がそれぞれ初期破壊開始点と主破壊開始点に, 両者の発震時の差が初期破壊継続時間に

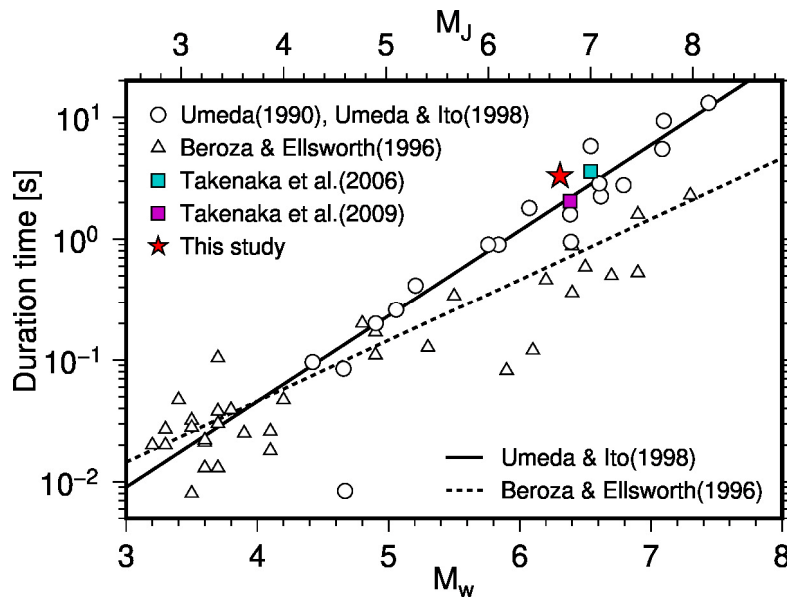


図 12 地震の規模と初期破壊継続時間との関係。本研究の三次元探索の結果を赤色の星印で示した。水色、紫色の四角はそれぞれ Takenaka *et al.* (2006) が推定した 2005 年福岡県西方沖地震, Takenaka *et al.* (2009) が推定した 2008 年新潟県中越沖地震の初期破壊継続時間。丸、三角はそれぞれ Umeda (1990) と梅田・伊藤 (1998), Beroza and Ellsworth (1996) の初期破壊継続時間である。実線、破線はそれぞれ梅田・伊藤 (1998), Beroza and Ellsworth (1996) の回帰直線を表す。

相当する。絶対震源決定の計算において、地下構造は JMA2001 (上野・他, 2002) の一次元速度構造モデルの  $P$  波速度を深さ 3 km ごとに間引き、折れ線で近似したものをを用いた。初期破壊点と主破壊点の両方の絶対震源決定とともに、震源の初期値は気象庁一元化震源の位置とし、到着時刻データの数を揃えるために  $S$  波の到着時刻は使用しなかった。

絶対震源決定によって得られた初期破壊開始点と主破壊開始点の位置および発震時と初期破壊継続時間を表 3 に、それらの位置を三次元探索の最適解の位置と共に地図上およびその鉛直断面上にプロットしたものを図 11 に示す。三次元探索の最適解 (表 2c, 初期破壊継続時間 3.3 秒) と比較すると、相対位置関係と初期破壊継続時間共にほぼ等しい結果が得られた。このことは、三次元探索で得られた結果の信頼性が高いことを示していると考えられる。

## 5.2. 初期破壊継続時間と地震規模の関係

Umeda (1990), 梅田・伊藤 (1998) は地震の規模と初期破壊継続時間の関係を調べ、これらに相関があることから、気象庁マグニチュード ( $M_j$ ) と初期破壊継続時間 ( $\tau$ ) の回帰式:

$$\log \tau = 0.55 M_j - 3.4 \quad (4)$$

を示した。この式によると、北海道胆振東部地震の本震と同程度の規模の地震 ( $M_j 6.7$ ) における初期破壊継続時間は  $\tau \approx 1.9$  s である。また、Beroza and Ellsworth (1996) は観測した広帯域の地震波形の初動部に着目して、moment rate 波形から初期破壊相を調べた。ここで、これらの結果と本研究の三次元探索における最適解の初期破壊継続時間との比較を行う。

図 12 に本研究の三次元探索における最適解の初期破壊継続時間 ( $\tau = 3.3$  s) と共に Umeda (1990), Beroza and Ellsworth (1996), 梅田・伊藤 (1998) のデータと、それぞれの回帰直線をプロットした。さ

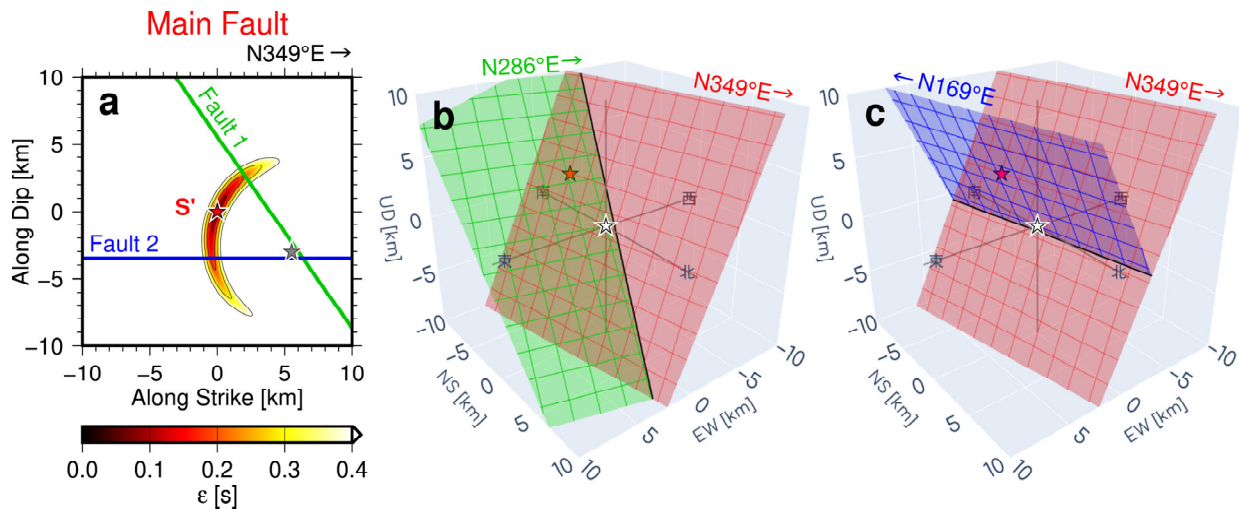


図 13 (a) 主断層面上における残差分布と、Fault 1 (北傾斜面)、Fault 2 (西傾斜面) との交線。中心 (赤色の星印) は主破壊開始点で、緑色、青色の線はそれぞれ Fault 1, Fault 2 との交線を表す。灰色の星印は初期破壊開始点を主断層面上に投影した位置。(b) Fault 1 (緑色の面) と主断層面 (赤色の面) の 3 次元空間的な位置関係。黒色の線は両者の交線である。初期破壊開始点 (白色の星印) を原点とし、赤色の星印は主破壊開始点を表す。(c) Fault 2 (青色の面) について (b) と同じ。

らに、本研究と同様の方法を用いて Takenaka *et al.* (2006) が推定した 2005 年福岡県西方沖地震 ( $M_j$  7.0), Takenaka *et al.* (2009) が推定した 2008 年新潟県中越沖地震 ( $M_j$  6.8) の初期破壊継続時間もプロットした。ここで、Beroza and Ellsworth (1996) の同定はモーメントマグニチュード ( $M_w$ ) と初期破壊継続時間の関係であり、その他は気象庁マグニチュード ( $M_j$ ) と初期破壊継続時間の関係である。これらを同時にプロットするために、地震モーメントとモーメントマグニチュードの関係を示した Kanamori (1977) の式と、地震モーメントと気象庁マグニチュードの関係を示した武村 (1990) の式を用いて換算した。三次元探索の最適解における初期破壊継続時間 ( $\tau = 3.3$  s) は梅田・伊藤 (1998) の回帰式と彼らのデータのばらつきの範囲内で整合的である。それに比べて、Beroza and Ellsworth (1996) の回帰式とはやや大きくずれている。この原因として、彼らの初期破壊相の定義と本研究の定義が必ずしも一致していない可能性が考えられる。

### 5.3. 初期の破壊過程

以上の結果を踏まえて北海道胆振東部地震本震の初期の破壊過程のシナリオについて考察する。まず前提として、初期破壊面と主断層面の少なくとも 2 つの断層面が震源断層として寄与すると仮定する。このとき、初期破壊面は初動発震機構解 (表 1a, 図 2a) のいずれかの節面、主断層面は三次元探索の最適解の位置を通る東傾斜の面である。主断層面の断層パラメータを F-net の CMT 解 (表 1b, 図 2b) の東傾斜面と仮定し、初動発震機構解の 2 つの節面との位置関係を図 13 に示す。ただし、図 13b, c は単に空間的な位置関係を示したものであり、断層面の大きさ等は考慮していない。

いま、Fault 1 と Fault 2 のいずれが初期破壊面だとしても、その面上を伝播した破壊がその延長に位置する主断層面との交線を経て主断層面に乗り移り、主破壊に至るシナリオが考えられる (図 13)。いずれの場合においても、初期破壊開始点から主断層面との交線までの最短距離は 1 km 程度と非常に近く、初期破壊が初期破壊面から主断層面に乗

り移ったタイミングは比較的早い段階であると推測される。初期破壊が主断層面に乗り移った後、主断層面上を進展した破壊が、発震時から3.3秒後に主破壊開始点（表2c, 図10）に達した。これ以降の主破壊がアスペリティの破壊に対応すると考えられる。

北海道胆振東部地震本震では波形を用いたすべりインバージョンが実施されている（例えば、Kobayashi *et al.*, 2019a, Kubo *et al.*, 2020）。Kobayashi *et al.* (2019a)は再決定した余震の分布を基に、東傾斜の断層面とその下端で西傾斜の小断層面の上端が接続するような震源断層モデルならびに寄与が大きい東傾斜の断層面のみを仮定したモデルで計算を行った。このうち、前者のモデルは主断層面とFault 2（西傾斜面）を仮定した場合に似ているが、西傾斜面が東傾斜面の下盤内に位置する点が本研究の結果と異なる。Kubo *et al.* (2020)は余震活動分布とF-netのモーメント・テンソル逆解析の結果を参考に走向角を変化させた曲面断層面モデルを仮定した。これらの結果は、発震の6~8秒後の時点で震央から西方向におよそ5 km地点の直下（断層面上では震源から地上方向におよそ20 km）にすべり量が最も大きい領域が位置することを示している。三次元探索で推定した主破壊開始点がアスペリティの破壊開始点であるとすると、すべり量の特に大きい破壊がこの点から北西方向かつ地表方向に進展して生じたディレクティビティ効果が、土砂崩れが発生した地域（図1b）を含む震央から北西の高震度域の形成に寄与した可能性がある。

北海道胆振東部地震が発生した地域は日高衝突帯に位置するために下部地殻が厚い異常領域が分布し、地下構造が複雑であると報告されている（例えば、Kita *et al.*, 2012, Kita, 2019）。このことから、地下構造に対してロバストな推定手法を用いることが望ましい。直達S波到達前まで（本研究のデータセットでは発震から10.97秒）のデータしか使用できない制約があるものの、Takenaka *et al.* (2009)のソースイメージングの手法で初期の放射強度を可

視化することが有効かもしれない。さらに、高精度のS波走時情報を利用できる場合は、Oshima *et al.* (2022)のバックプロジェクション法によってS波部分を用いて破壊過程全体をイメージングすることが出来るかもしれない。

## 6. 結論

北海道胆振東部地震の波形記録には初期破壊相の到達から数秒後に、主破壊相が確認できる。本研究では、初期破壊相と主破壊相の到着時刻差から初期破壊と主破壊の開始点の相対位置関係と開始時刻の差を推定した。まず、初動発震機構解の2つの節面をそれぞれ初期破壊面と仮定した二次元探索を実施したところ、いずれの場合でも最適解は南に位置した。次に、三次元探索を行った結果、主破壊開始点の最適な位置は、初期破壊開始点から方位角 $187^\circ$ の方向に5.8 km、鉛直上方向に2.5 kmの点（震源からの距離6.3 km）と求めた。この点の破壊時刻は発震時から3.3秒後であった。残差分布は球冠状であり、本研究で用いた手法は初期破壊開始点と主破壊開始点の相対距離と方位角方向の推定感度が高かった。初期破壊相と主破壊相のそれぞれ到着時刻を独立に用いて絶対震源決定を行った結果は、両者の相対位置関係と発震時刻の差が三次元探索の結果を支持した。また、地震のマグニチュードに対する求めた初期破壊継続時間は梅田・伊藤 (1998) の経験式と整合的であった。最後に本研究で推定した結果を踏まえて、震源断層の断層面について議論し、この地震の初期の破壊のシナリオについて考察した。

## 謝辞

渡邊禎貢氏には原稿を査読して頂き、本論文の改善に役立つ有益なコメントを頂戴しました。また、大島光貴博士には初期破壊継続時間と地震の規模について貴重なコメントをいただきました。本研究では、防災科学技術研究所の強震観測網（K-NET, KiK-net）の強震波形記録を使用しました。作

図には GMT (Wessel and Smith, 1998, Wessel *et al.*, 2019), Plotly (Plotly Technologies Inc., 2015) を使用しました.

## 引用文献

- Abercrombie, R., J. Mori, 1994, Local observations of the onset of a large earthquake, 28 June 1992 Landers, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 725–734.  
<https://doi.org/10.1785/BSSA0840030725>
- Beroza, G. C., W. L. Ellsworth, 1996, Properties of the seismic nucleation phase, *Tectonophys.*, **261**, 209–227.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(96\)00067-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(96)00067-4)
- 防災科学技術研究所, 2019, NIED K-NET, KiK-net.  
<https://doi.org/10.17598/NIED.0004>
- Hirata, N., M. Matsu'ura, 1987, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **47**, 50–61.  
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(87\)90066-5](https://doi.org/10.1016/0031-9201(87)90066-5)
- Jakka, R. S., E. S. Cochran, J. F. Lawrence, 2010, Earthquake source characterization by the isochrone back projection method using near-source ground motions, *Geophysical Journal International*, **182**, 2, 1058–1072.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04670.x>
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes, *J Geophys Res*, **82**, 20, 2981–2987.  
<https://doi.org/10.1029/JB082i020p02981>
- Katsumata, K., M. Ichiyangi, M. Ohzono, H. Aoyama, R. Tanaka, M. Takada, T. Yamaguchi, K. Okada, H. Takahashi, S. Sakai, S. Matsumoto, T. Okada, T. Matsuzawa, S. Hirano, T. Terakawa, S. Horikawa, M. Kosuga, H. Katao, Y. Iio, A. Nagaoka, N. Tsumura, T. Ueno, the Group for the Aftershock Observations of the 2018 Hokkaido Eastern Iburu Earthquake, 2019, The 2018 Hokkaido Eastern Iburu earthquake ( $M_{JMA}=6.7$ ) was triggered by a strike-slip faulting in a stepover segment: insights from the aftershock distribution and the focal mechanism solution of the main shock, *Earth Planets Space*, **71**, 53.  
<https://doi.org/10.1186/s40623-019-1032-8>
- 木下繁夫, 1986, 格子型積分フィルタの地震観測への応用, *地震*, **2**, **39**, 1–14. [https://doi.org/10.4294/zisin1948.39.1\\_1](https://doi.org/10.4294/zisin1948.39.1_1)
- 喜多耕一, 2018, 2018 北海道胆振東部地震による斜面崩壊データ, [https://github.com/koukita/2018\\_09\\_06\\_atumatyou/](https://github.com/koukita/2018_09_06_atumatyou/) (2023 年 2 月 22 日最終閲覧)
- Kita, S., 2019, Characteristics of relocated hypocenters of the 2018 M6.7 Hokkaido Eastern Iburu earthquake and its aftershocks with a three-dimensional seismic velocity structure, *Earth Planets Space*, **71**, 122.  
<https://doi.org/10.1186/s40623-019-1100-0>
- Kita, S., A. Hasegawa, J. Nakajima, T. Okada, T. Matsuzawa, K. Katsumata, 2012, High-resolution seismic velocity structure beneath the Hokkaido corner, northern Japan: Arc-arc collision and origins of the 1970 M 6.7 Hidaka and 1982 M 7.1 Urakawa-oki earthquakes, *J Geophys Res*, **117**, B12301.  
<https://doi.org/10.1029/2012JB009356>
- Kobayashi, H., K. Koketsu, H. Miyake, 2019a, Rupture process of the 2018 Hokkaido Eastern Iburu earthquake derived from strong motion and geodetic data, *Earth Planets Space*, **71**, 63.  
<https://doi.org/10.1186/s40623-019-1041-7>
- 小林知勝, 矢来博司, 山田晋也, 2019b, 平成 30 年北海道胆振東部地震の震源断層モデル, *国土地理院時報*, **132**, 69–73.
- Kubo, H., A. Iwaki, W. Suzuki, S. Aoi, H. Sekiguchi, 2020, Estimation of the source process and forward simulation of long-period ground motion of the 2018 Hokkaido Eastern Iburu, Japan, earthquake, *Earth Planets Space*, **72**, 20.  
<https://doi.org/10.1186/s40623-020-1146-z>
- Oshima, M., H. Takenaka, M. Matsubara, 2022, High-resolution fault-rupture imaging by combining a backprojection method with binarized MUSIC spectral image calculation, *J Geophys Res*, **127**, e2022JB024003.  
<https://doi.org/10.1029/2022JB024003>
- Plotly Technologies Inc., 2015, Collaborative data science.
- 武村雅之, 1990, 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, *地震*, **2**, **43**, 2, 257–265.  
[https://doi.org/10.4294/zisin1948.43.2\\_257](https://doi.org/10.4294/zisin1948.43.2_257)

- Takenaka, H., T. Nakamura, Y. Yamamoto, G. Toyokuni, H. Kawase, 2006, Precise location of the fault plane and the onset of the main rupture of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, **58**, 75–80.  
<https://doi.org/10.1186/BF03351917>
- Takenaka, H., Y. Yamamoto, H. Yamasaki, 2009, Rupture process at the beginning of the 2007 Chuetsu-oki, Niigata, Japan, earthquake, *Earth Planets Space*, **61**, 279–283.  
<https://doi.org/10.1186/BF03352908>
- 上野寛, 畠山信一, 明田川保, 船崎淳, 浜田信生, 2002, 気象庁の震源決定方法の改善—浅部速度構造と重み関数の改良—, *験震時報*, **65**, 123–134.
- Umeda, Y., 1990, High-amplitude seismic waves radiated from the bright spot of an earthquake, *Tectonophys.*, **175**, 81–92.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90131-Q](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90131-Q)
- 梅田康弘, 伊藤潔, 1998, 不均質地殻内で成長する大地震予知のためのモデル, *地震*, **2**, **50**, 263–272.  
[https://doi.org/10.4294/zisin1948.50.appendix\\_263](https://doi.org/10.4294/zisin1948.50.appendix_263)
- Wald, D. J., D. V. Helmberger, T. H. Heaton, 1991, Rupture model of the 1989 Loma Prieta earthquake from the inversion of strong-motion and broadband teleseismic data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1540–1572.  
<https://doi.org/10.1785/BSSA0810051540>
- Wessel, P., and W. H. F. Smith, 1998, New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, **79**, 47, 579. <https://doi.org/10.1029/98EO00426>
- Wessel, P., J. F. Luis, L. Uieda, R. Scharroo, F. Wobbe, W. H. F. Smith, D. Tian, 2019, The Generic Mapping Tools version 6, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **20**, 11, 5556–5564.  
<https://doi.org/10.1029/2019GC008515>
- 山口慎司, 川方裕則, 安達俊仁, 梅田康弘, 2007, 2005年福岡県西方沖地震の破壊初期段階の特徴, *地震*, **2**, **59**, 241–252. <https://doi.org/10.4294/zisin.59.241>
- Zang, C., S. Ni, Z. Shen, 2019, Rupture Directivity Analysis of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake and Its Seismotectonic Implication, *Seismol. Res. Lett.*, **90**, 6, 2121–2131. <https://doi.org/10.1785/0220190131>