

## 第4章 地表地震断層を伴う地震の運動学的断層破壊モデルの特徴

本章では，運動学的断層破壊モデルに立脚して，主に2016年熊本地震を対象とした本小委員会での検討をとりまとめる．

### 4.1 2016年熊本地震の地震波エネルギー放射源の時空間分布

#### 4.1.1 表現定理から見た断層近傍の地震動

地表地震断層を伴う地震の地震動予測においては，地震動や被害の予測の対象となる地表と断層の距離が極めて近くなるため，断層近傍における地震動の特徴及びそれを支配する因子を理解しておくことは有意義である．そのため，この節では特に断層近傍の地震動を支配する近地項に着目しながら表現定理を概観する．

Aki and Richards (1980)<sup>1)</sup>によれば，表現定理により断層運動により生じる変位  $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$  は(4.1-1)式のようにあらわされる．

$$\begin{aligned} \mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = & \frac{1}{4\pi\rho} A^N \frac{1}{r^4} \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau M_0(t-\tau) d\tau + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} A^{IP} \frac{1}{r^2} M_0(t-\frac{r}{\alpha}) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} A^{IS} \frac{1}{r^2} M_0(t-\frac{r}{\beta}) \\ & + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} A^{FP} \frac{1}{r} \dot{M}_0(t-\frac{r}{\alpha}) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} A^{FS} \frac{1}{r} \dot{M}_0(t-\frac{r}{\beta}) \end{aligned} \quad (4.1-1)$$

ここで  $\mathbf{x}$  は地震動の評価地点の位置，  $t$  は時刻，  $r$  は地震動の評価地点と震源（点震源近似しない場合は断層面上の着目地点）の距離，  $M_0$  は地震モーメント（断層変位と断層における剛性率を乗じたもの），  $\alpha$  はP波速度，  $\beta$  はS波速度，  $A^N$ ，  $A^{IP}$ ，  $A^{IS}$ ，  $A^{FP}$ ，  $A^{FS}$  は，それぞれ近地項，中間項（P波成分），中間項（S波成分），遠地項（P波成分），遠地項（S波成分）の放射特性であり，これらは震源と地震動の評価地点の位置関係により決まる定数である．

右辺第一項は近地項であり，断層近傍で卓越する成分である．右辺第二項，第三項は中間項である．右辺第四項，第五項が遠地項であり，遠地においてはこれらの成分が卓越することとなる．近地項は震源から観測点までの距離（震源距離）の4乗に反比例するため，断層面上の点のうち観測点に近い地点からの寄与が著しく卓越することとなる．また，断層変位（すべり）の時間関数の時間積分に比例する．中間項は，震源距離の2乗に反比例

し、断層変位の時間関数に比例する。遠地項は、震源距離の1乗に反比例し、断層変位の時間関数の微分に比例する。これらのことから、近地項が卓越する断層近傍においては、断層からより離れた場所と比較して、断層面上で観測点に近い地点の断層変位の効果が著しく卓越する。遠地においては、地震動は遠地項が卓越し、遠地項は震源距離の1乗に反比例に比例する。このため、断層面上における位置の違いによる評価地点の地震動への寄与の大きさの差は、近地項よりずっと小さい。また、断層変位の時間積分により地震動が支配されるため、中間項や遠地項が卓越する地点と比較して、地震動が長周期に富む傾向にある。

以上に説明した表現定理の性質から、将来発生する内陸地震等の断層近傍における地震動の予測においては、地震動や被害の予測を行う地点の地震動を支配する、予測を行う地点に近い断層面上の地点における断層変位を精度よくモデリングする必要がある。特に、地表地震断層を伴う地震においては、断層変位が地震動や被害の予測を行う地表からの距離が極めて小さく、地震動に及ぼす影響が非常に大きくなり、断層面変位の詳細な時空間分布のモデル化が必須である。さらに、断層の地表に近い部分における変位の時空間分布が近傍の地震動に大きく寄与するため、これまで以上に断層浅部における変位の時空間分布のモデル化が重要となる。また、近地項は長周期成分に富むため、断層近傍においては、大振幅かつ長周期の地震動を考慮する必要がある。

2016年熊本地震のような地表地震断層を伴う地震の地震動の予測の高度化のためには、断層変位の時空間分布をより細かいスケールでモデル化すること、周期数秒までのやや長周期の地震動まで考慮することが必要である。これらの地震動予測用断層モデルの高度化には、現実の地震における断層変位の詳細な時空間分布、周期数秒程度までのやや長周期までの帯域を対象とした周期別の地震動の放射源分布の様子を把握することが重要である。このため、地表地震断層を伴う地震の地震動の典型例であり、充実した観測記録が得られている2016年熊本地震について、バックプロジェクション法により地震波エネルギー放射源の詳細な時空間分布を推定した。次の節では、バックプロジェクション法の原理、解析に用いたデータ、解析結果について説明し、議論を行う。

#### 4.1.2 バックプロジェクション法による2016年熊本地震の地震波エネルギー放射源の時空間分布の推定

##### (1) はじめに

前節で述べた通り、地表地震断層を伴う地震の地震動を予測するためには、断層変位の時空間分布を詳細にモデリングする必要がある。そのためにはまず現実の地震において断

層変位の時空間分布を理解する必要がある。2016年熊本地震では地表地震断層が出現しており、また豊富な観測記録が得られている。そこで、現実の地震における断層変位の時空間分布の理解に資するため、2016年熊本地震の断層破壊過程をバックプロジェクション法により推定した。

## (2) 手法

本検討では、バックプロジェクション法を用いて2016年熊本地震の地震波放射エネルギー減の時空間分布を推定した。バックプロジェクション法では、各観測点で得られた地震波形を断層面上の各点から各観測点まで地震波が到達するまでにかかる時間（走時）だけ時間を巻き戻しつつ足し合わせる（スタック）。実際に地震波を放射した位置とタイミングにおいてスタックにより得られた波形の振幅が大きくなるため、時空間上でスタック波形の振幅が大きくなる場所を調べることで、地震波の放射源の時間的・空間的な分布を得ることができ、断層破壊の時空間進展を捉えることができる。観測波形のスタックによりすべての観測点の観測記録に共通する、断層からの直達地震波が強調され、観測点近傍で生じた局所的な地震波の効果は抑圧されることを利用したこの方法は、原理が簡単でプログラム実装も容易である。さらに、バックプロジェクション法は、観測波形データと断層面（を含む任意の領域）と観測点との間の計算走時さえあれば計算を行うことができ、計算に必要な事前情報が少なく、計算コストも非常に低い。このため、Kao and Shan(2004)<sup>2)</sup>、Ishii et al.(2005)<sup>3)</sup>以降、遠地、近地の地震波形記録を用いた研究が世界中で行われており、地震波の放射強度の時空間分布、放射強度の周波数や断層面上の位置との関係、破壊伝播速度などの情報を得られ、報告されている。バックプロジェクション法による地震波放射強度などの推定結果の時空間分解能や精度についても、様々な改良手法が提案されている。本検討では、Kao and Shan(2004)<sup>2)</sup>、Ishii et al.(2005)<sup>3)</sup>によるバックプロジェクション法を基本としつつ、地震波エネルギー放射源の時空間分布をより精度よく推定するための改良を行ったバックプロジェクション法を用いた。

## (3) データ

本研究では、震源距離約120km以内に位置する15のKiK-net<sup>4)</sup>観測点の強震波形記録を用いた。本研究では、断層破壊の進展についての情報を得ることが目的であるため、観測波形及び観測点におけるPS検層結果等のボーリング調査の結果を踏まえ、観測点近傍の地下構造の不均質性による影響が小さいと考えられる観測点を選択した。ボーリング調査の結果からは地盤の条件が良いと考えられるサイトにおいても、表面波が含まれる観測

点のデータや、観測点近傍の地下構造の不均質性による影響が大きいと考えられる波形を示す観測点のデータは除外した。また、できるだけ表層地盤による影響を防ぐため、KiK-netの地中観測点の記録を用いた。図4.1-1に、選択したKiK-net観測点の位置を示す。また、それらの観測点で得られた、本検討においてバックプロジェクション法による解析に用いた速度波形のペーストアップ（地震波形をそれらが得られた地点の震央距離または震源距離の大小に応じて整列したもの）を図4.1-2に示す。

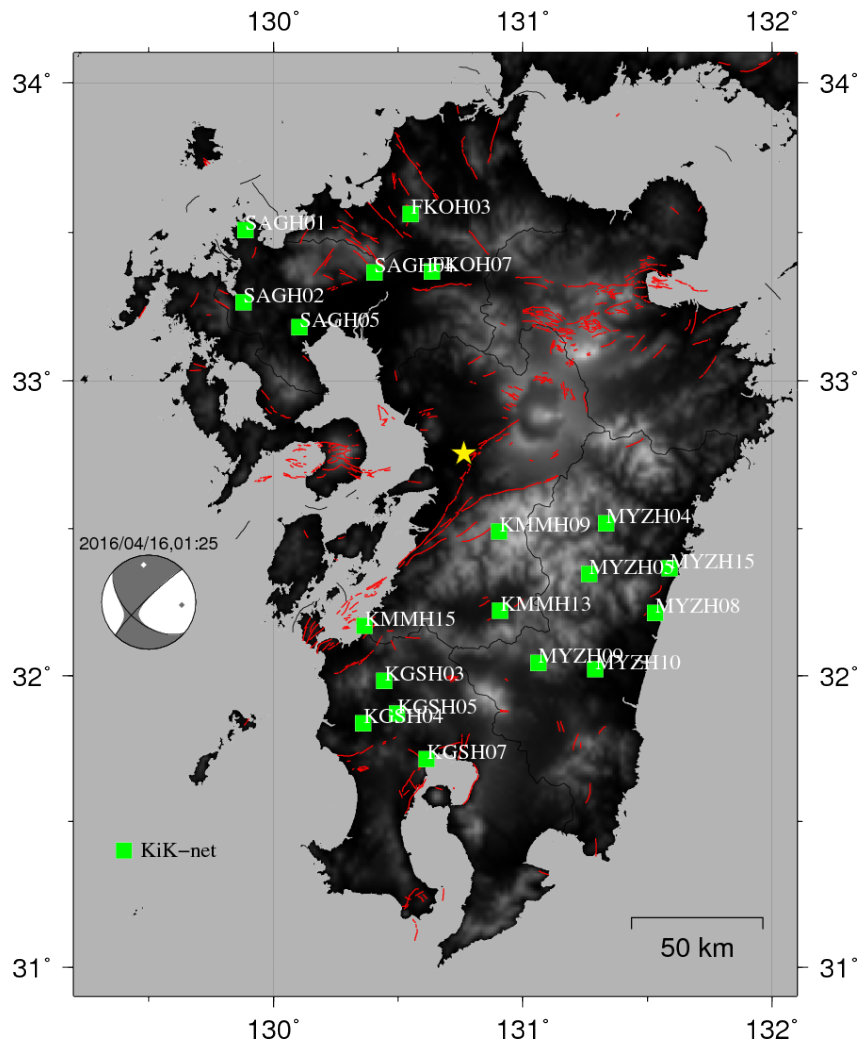


図 4.1-1 解析に用いた KiK-net 観測点(黄緑色の三角形)観測点  
黄色い星印は 2016 年熊本地震の震央位置, 赤い線は活断層  
を表す. 左側のメカニズムは 2016 年熊本地震の F-net によるメカニズム解を示す.

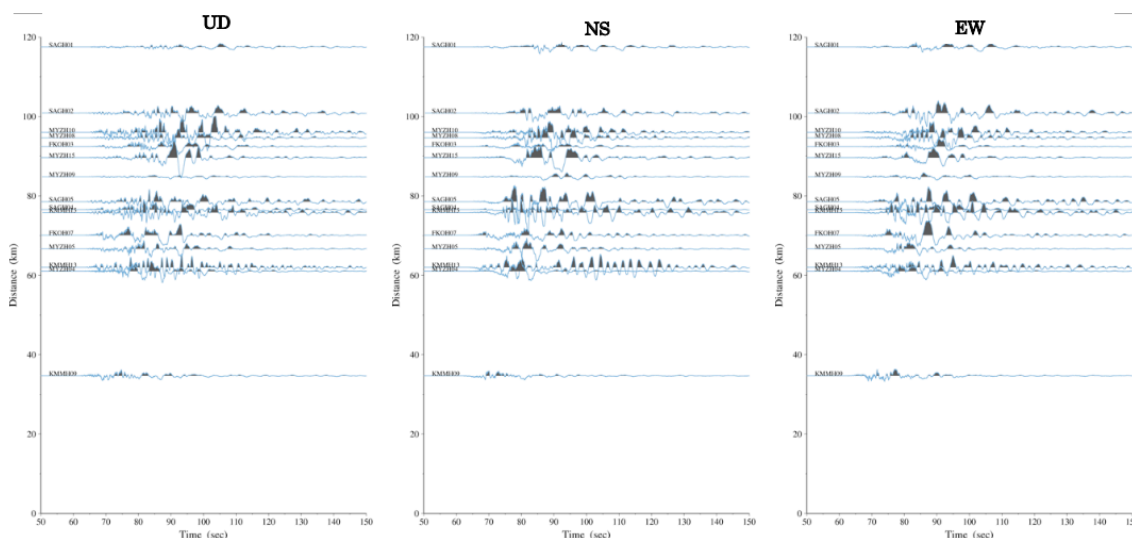


図 4.1-2 KiK-net 地中観測点で得られた 2016 年熊本地震の速度波形  
左から、上下動成分、南北成分、東西成分。縦軸は震源距離、横軸は時間。

#### (4) 解析

ここでは、本検討における解析の種々の条件等について説明する。本検討で用いたバックプロジェクション法は、Kao and Shan(2004)<sup>2)</sup>、Ishii et al.(2005)<sup>3)</sup>を基本に、地震波放射源の時空間分布をより高い空間分解能で推定するための各種の工夫を加えたものである。バックプロジェクション法は、各観測点で得られた観測波形を走時分だけ時間をずらしてスタックするだけのシンプルな手法であり、計算コストが非常に小さいというメリットがある反面、本質的に人工ノイズが発生し、実際には地震波を放射していない時空間上の位置においてスタック波形の振幅が大きくなり、虚像が生じることがある。これは、バックプロジェクション法の原理に由来するものである。バックプロジェクション法では、走時データを用いるため、観測点までの走時が等しい複数以上の地点から地震波が放射された場合、実際に地震波が放射されているか否かにかかわらず、それらすべての地点においてスタック波形の振幅が大きくなる。本検討では、このような人工ノイズを抑圧するための工夫も行っている。特に、Takenaka and Yamamoto(2007)<sup>5)</sup>と同様のデータ処理を採用することにより、放射強度の震源位置に対する相対位置の精度を向上させた。

バックプロジェクション法により得られる地震波エネルギー放射源の分布の推定結果に一番大きな影響を及ぼすのは走時データである。精度の良い結果を得るためには、精度の良い走時データを用いる必要がある。地震波放射源の高精度な時空間分布を得るため、

Matsubara et al.(2017)<sup>6)</sup>による再決定震源データを統計的に最適な空間補間を行って3次元走時データを作成して解析に用いた。

バックプロジェクション法による解析では、断層面を事前に特定しておく必要はないが、本研究では、計算の効率を考慮し、Yoshida et al. (2016)<sup>7)</sup>及びHimematsu and Furuya (2016)<sup>8)</sup>をもとに5枚の面からなる断層面をあらかじめ設定しておき、その断層面上での地震波放射強度の時空間分布を求めた。この断層モデルでは、日奈久断層は1枚の断層からなり、布田川断層は4枚の断層面からなる。このうち1枚は、他の3つの面とほぼ同じ走向をもちながらも、3つの面と並行する断層であり、Himematsu and Furuya(2016)<sup>8)</sup>による地殻変動データのインバージョン及びInSAR画像等からその存在が示されたものである。この断層でのすべりのメカニズムは正断層型であったことが示されている。図4.1-3及び表4.1-1に、本検討で用いた断層モデルを示す。

地震波形は、地震計の設置方位の補正を行った後、オフセットを取り除き、木下(1986)<sup>9)</sup>の格子型フィルタにより積分して速度波形とした。その上で、それらの速度波形について、空間補間によって求められた3次元走時データを用いて時間軸上でシフトし、Hann windowを適用した上でN乗根スタッキングを行った。また、断層破壊過程の最初から最後までを解析対象とするため、波形の水平動のS波部分を用いた。

解析は、波形にバンドパスフィルターを適用した上で、0.25Hz, 0.5Hz, 1.0Hzの各周波数で行った。

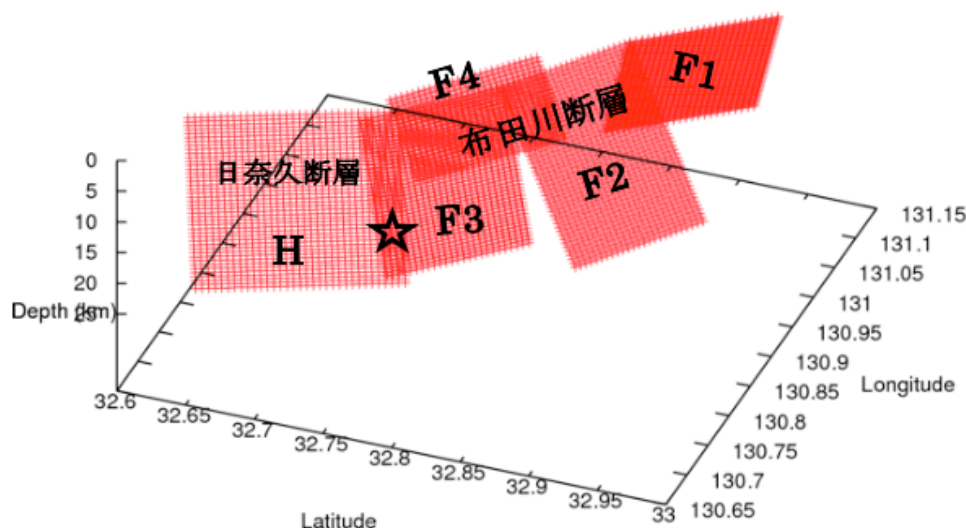


図4.1-3 解析に用いた断層モデル

5枚の断層面からなる。星印はおおよその震源位置、断層面上のアルファベットは表4.1-1のセグメントを示す。

表 4.1-1 解析に用いた断層モデル

Yoshida et al. (2016)<sup>7)</sup>及び Himematsu and Furuya (2016)<sup>8)</sup>をもとに設定した5枚の断層面からなる。

Segment	Length (km)	Width (km)	Strike	Dip
H	16	18	N 205E	72
F1	12	18	N 40E	75
F2	12	18	N 236E	65
F3	12	18	N 226E	77
F4	13	10	N 231E	66

(5) 結果

本検討では、断層面上の地震波放射を各周波数において調べた。0.25Hz (図 4.1-4), 0.50Hz (図 4.1-5), 1.0Hz (図 4.1-6), の各周波数について得られた地震発生12秒後までの地震波エネルギー放射源の時空間分布を示す。なお、図に示す地震波エネルギー放射強度は各時刻において最大値でノーマライズしてある。

■ 0.25Hz の結果

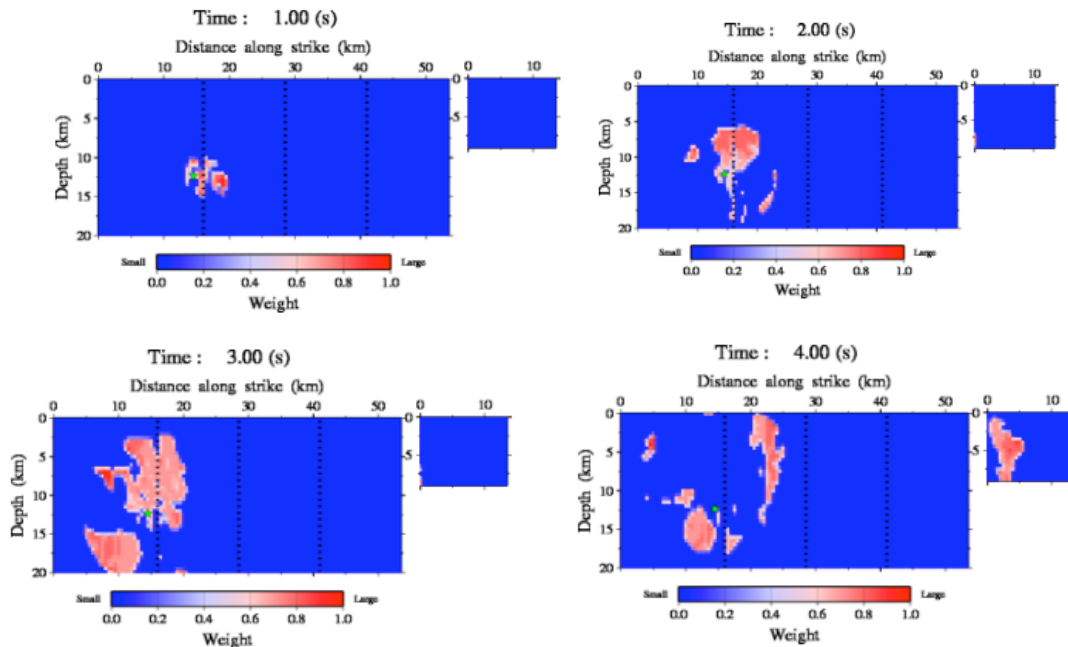


図 4.1-4(1) バックプロジェクション解析により得られた地震波放射源の分布(0.25Hz)

黄緑色の星印は震源を、右側のセグメントは F4 セグメントを表す。



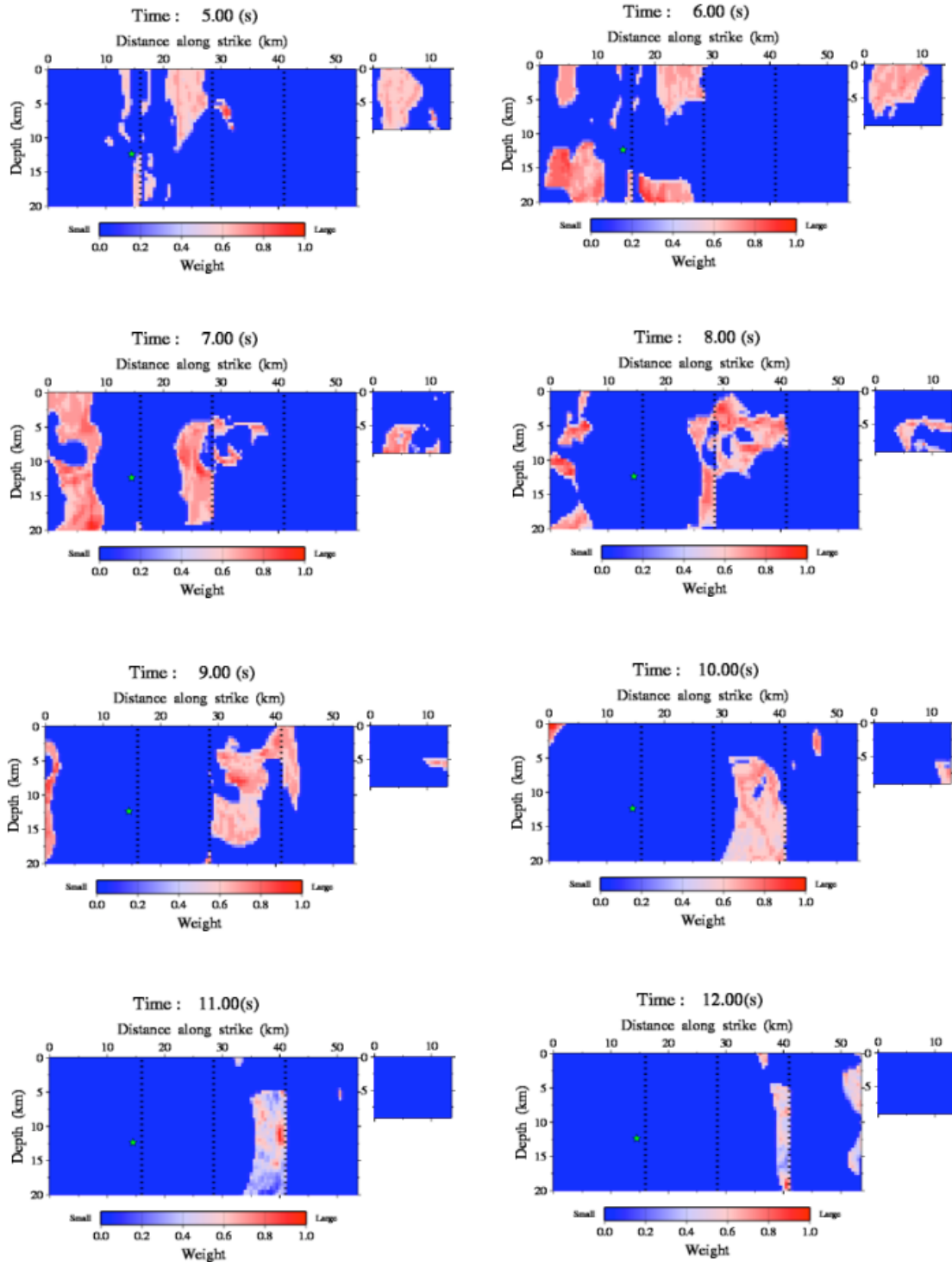


図 4.1-4(2) バックプロジェクション解析により得られた地震波放射源の分布(0.25Hz)  
 黄緑色の星印は震源を、右側のセグメントは F4 セグメントを表す。



■ 0.50Hz の結果

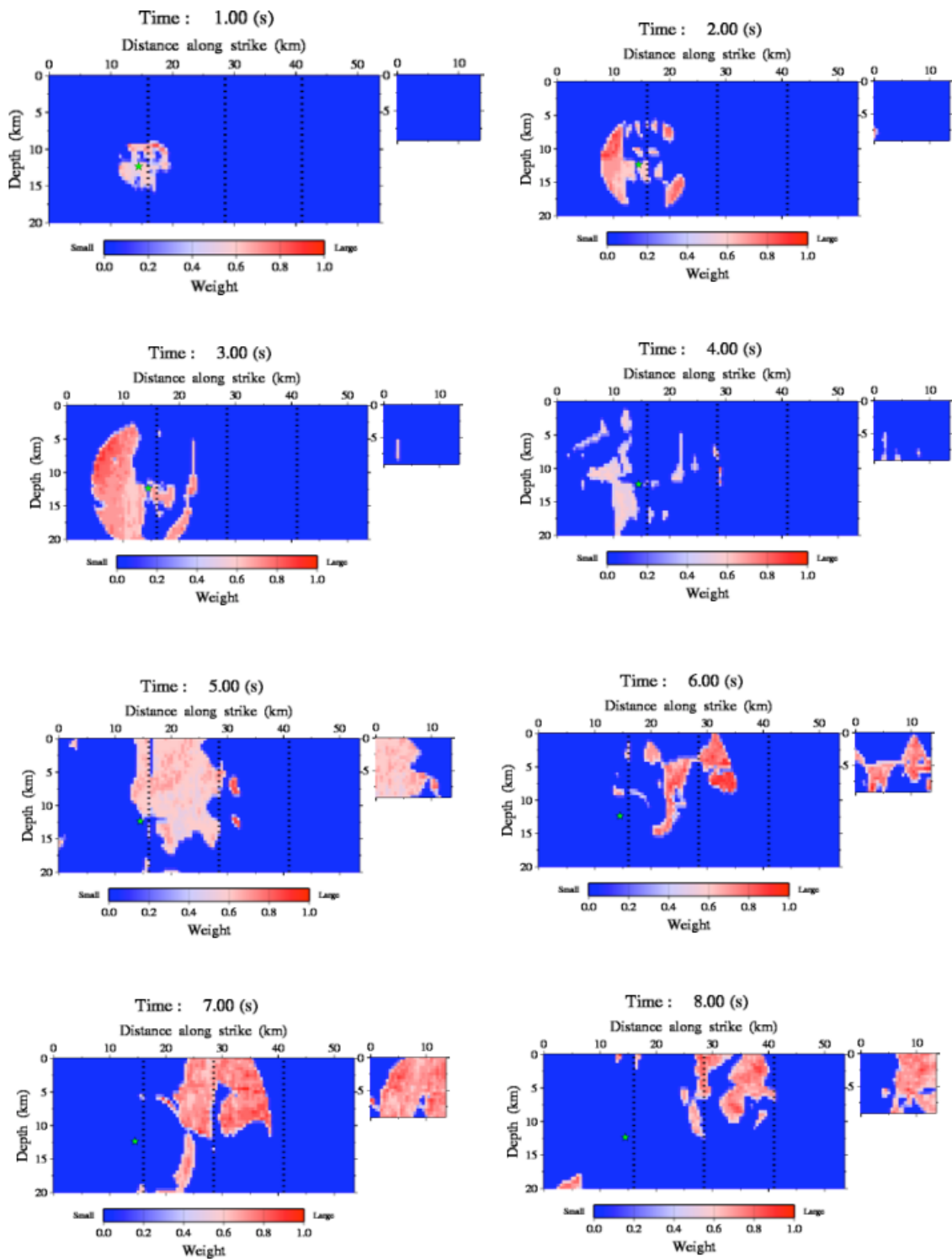


図 4.1-5(1) バックプロジェクション解析により得られた地震波放射源の分布(0.50Hz)

黄緑色の星印は震源を，右側のセグメントは F4 セグメントを表す。

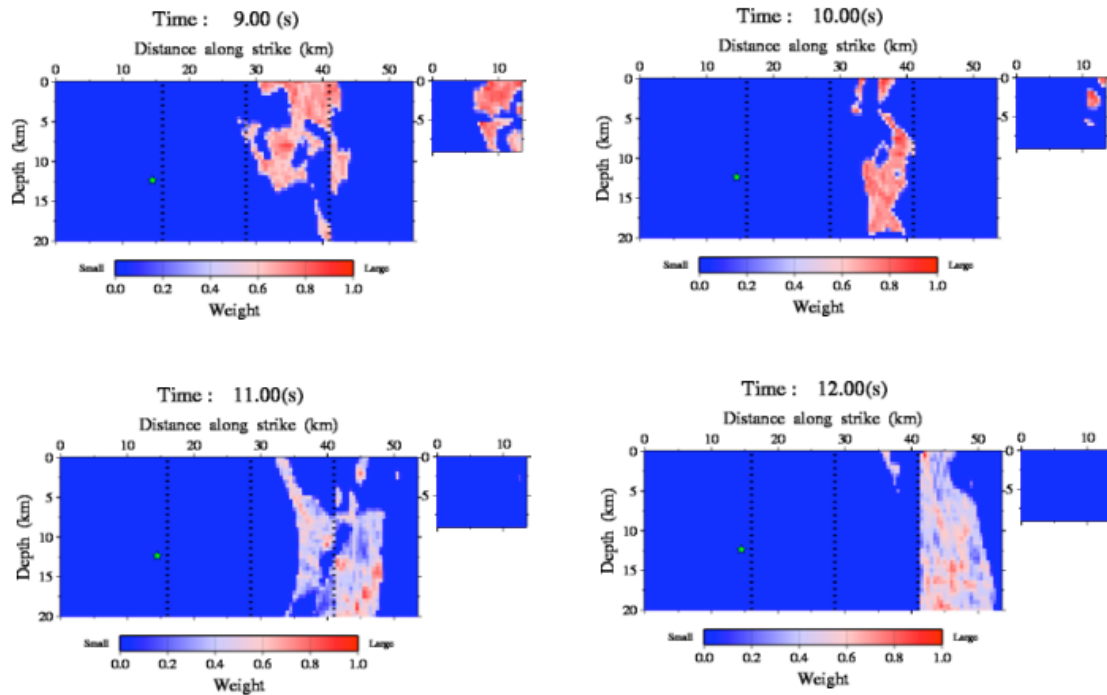


図 4.1-5 (2) バックプロジェクション解析により得られた地震波放射源の分布(0.50Hz)  
黄緑色の星印は震源を、右側のセグメントは F4 セグメントを表す。

■ 1.00Hz の結果

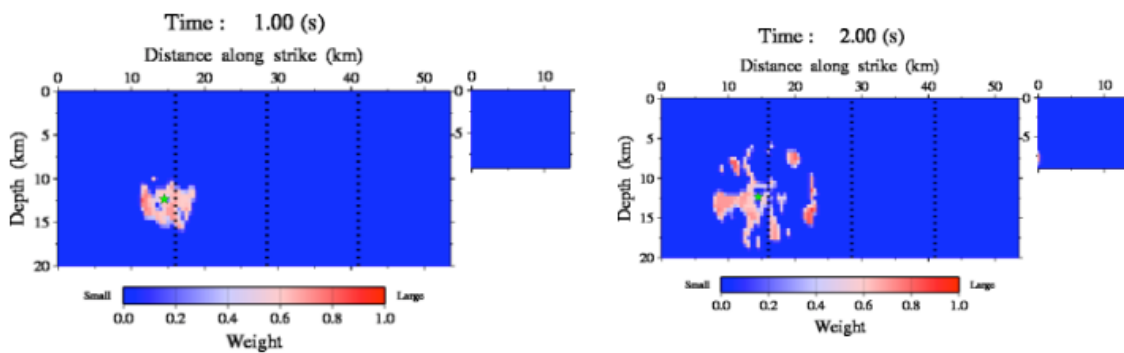


図 4.1-6 (1) バックプロジェクション解析により得られた地震波放射源の分布(1.00Hz)  
黄緑色の星印は震源を、右側のセグメントは F4 セグメントを表す。

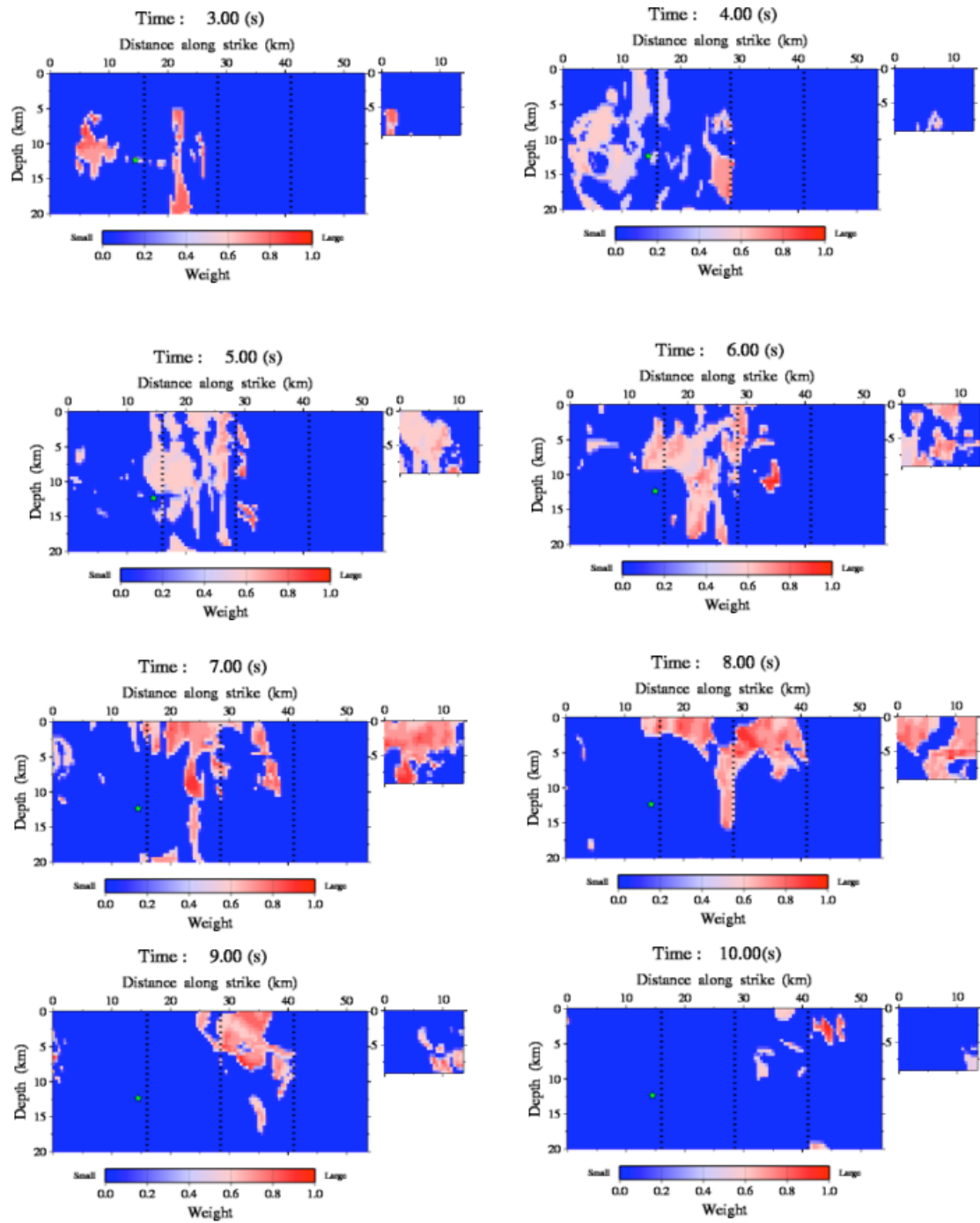


図 4.1-6(2) バックプロジェクション解析により得られた地震波放射源の分布(1.00Hz)

黄緑色の星印は震源を、右側のセグメントはF4セグメントを表す。

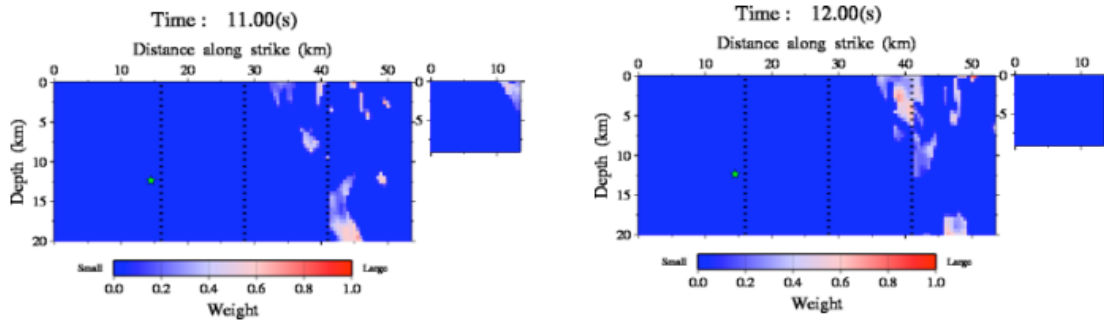


図 4.1-6(3) バックプロジェクション解析により得られた地震波放射源の分布(1.00Hz)

黄緑色の星印は震源を，右側のセグメントは F4 セグメントを表す。

### (6) 議論

0.25Hz, 0.50Hz, 1.0Hz の各周波数の地震波の放射源について，断層面上の分布を求めた．バックプロジェクション法により得られる地震波の放射源の分布は，真の地震波放射源だけでなく，実際には地震波を放射していない場所にも虚像を生じる．これは，バックプロジェクション法の方法が持つ本質的な特徴である．今回得られた結果では，Matsubara et al. (2017)<sup>6)</sup>による震源再決定により得られた正確な 3 次元走時を使用し，Takenaka and Yamamoto (2004)<sup>5)</sup>と同様の処理を行う等の工夫により，完全ではないが虚像を強力に抑圧することができている．

得られた各周波数における地震波放射源の断層面上の分布（図 4.1-4～図 4.1-6）から，2016 年熊本地震の破壊の全体像を概観すると，日奈久断層上で発生した破壊は，南西方向と北東方向の双方向に伝播したことが分かる．また，日奈久断層上で発生した断層破壊は，地震発生後約 4～6 秒後には布田川断層に深部（深さ 15～20km 程度）で伝播した．また，布田川断層の深さ 0～15km までの深さの範囲における顕著な地震波放射は，地震発生後 5～9 秒後程度で発生したことが分かる．これは，図 4.1-7 に示す Asano and Iwata (2016)<sup>10)</sup>，図 4.1-8 に示す Kubo et al. (2016)<sup>11)</sup>による近地強震観測記録の波形インバージョンにより求められた断層すべり分布及び断層破壊の時空間進展において，地震発生後 5～9 秒付近で布田川断層の深さ 0～15km 程度に現れている主要なすべりと，時間的なタイミングと空間的な位置が調和的である．Asano and Iwata (2016)<sup>10)</sup>，Kubo et al.(2016)<sup>11)</sup>では，それぞれ周波数 0.05～0.5Hz（周期 20～2 秒），周波数 0.05～1.0Hz（周期 20～1 秒）の周波数帯域でインバージョンを行っているのに対して，今回の検討では 0.25Hz, 0.50Hz, 1.0Hz の各周波数におけるバックプロジェクションを行っているため，単純な比較はできないが，断層破壊の時空間進展の大まかな比較を行うことは可能であると考えられる．図 4.1-4～図 4.1-6 から，Himematsu and Furuya(2016)<sup>8)</sup>により地殻変動データから推定された布田川断層と

並行する F4 セグメントは、布田川断層での主要なすべりの発生と同時（地震発生後 5～9 秒後程度）に生じていることが分かった。また、それぞれの周波数における結果を総合すると、日奈久断層における顕著な地震波放射は、地震発生後 4 秒後までにおおよそ終了しているように見える。また、後に記述するように、周波数によって地震波放射源の時空間分布は異なっており、地震動予測におけるこのような周波数ごとの放射源分布の違いを考慮することが将来の地震動予測の高度化に必要となると考えられる。

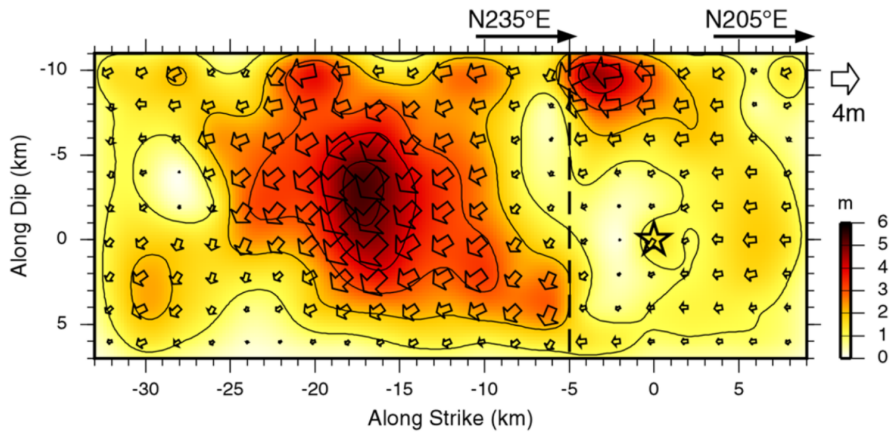


図 4.1-7 Asano and Iwata (2016)<sup>10)</sup>の波形インバージョンによる断層すべり分布

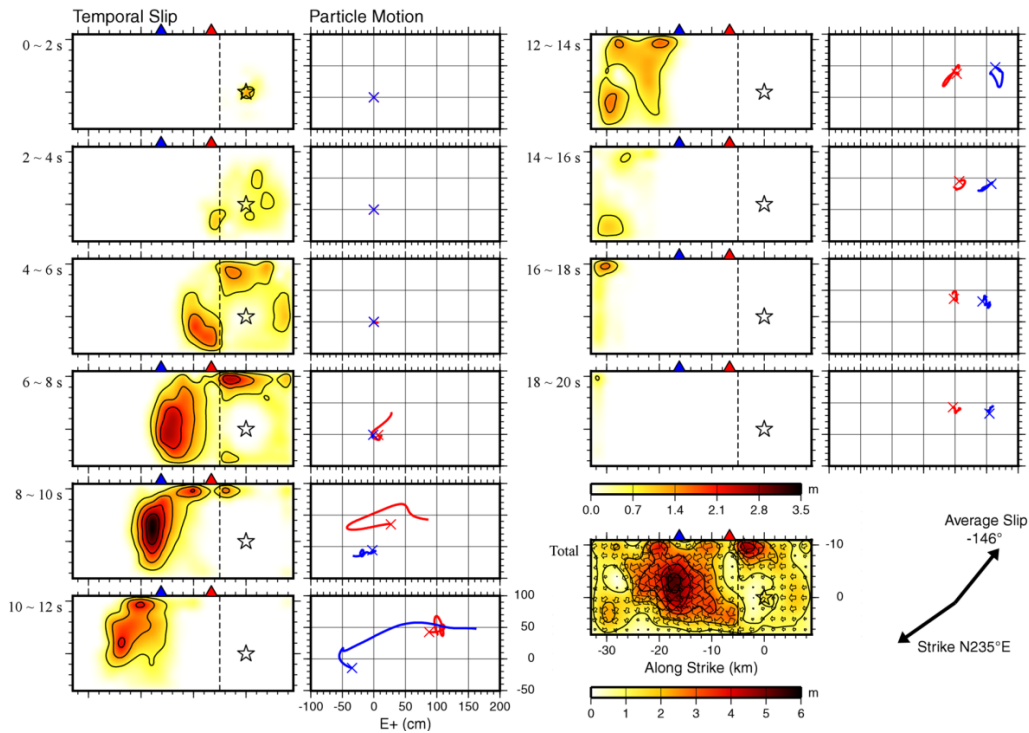


図 4.1-8 Asano and Iwata (2016)<sup>10)</sup>の波形インバージョンによる断層すべりの時空間進展

ここまで、それぞれの周波数における結果を踏まえ、2016年熊本地震の断層破壊過程の全体像を概観した。以降は、角周波数における結果について議論する。

図4.1-4の0.25Hz（周期4秒）の結果を見ると、地震発生後4～6秒後に、破壊が日奈久断層から布田川断層の深部へ乗り移っている様子が見える。これは、図4.1-7、図4.1-8に示すAsano and Iwata (2016)<sup>10)</sup>、図4.1-9、図4.1-10に示すKubo et al. (2016)<sup>11)</sup>による波形インバージョンにより得られた断層破壊の時空間進展と調和的である。その後、顕著な地震波放射源は断層深部から浅部に向かって進展し、地震発生5～9秒後にかけて、布田川断層の深さ15kmより浅い部分について顕著な地震波放射が見られる。このような、断層の深部から浅部への破壊の伝播は、フォワードラプチャーディレクティビティによる揺れの深刻化をもたらすことが予想され、特に断層近傍の地震動を予測する際には考慮が必要である。断層近傍の地震動の予測においては、このような破壊伝播の経路も様々なケースを想定して実施する必要があると考えられる。

地震発生5～9秒後にかけて、布田川断層の深さ0km付近においても放射源が現れている。断層面上の地表付近の領域は、当然ながら地表における地震動に影響が大きく、特に近地項では地表に最も近い領域の影響が卓越する。このため、地表地震断層を伴う地震の地震動を考えるうえで、このような地表付近におけるすべりのモデリングは極めて重要である。震央からの水平距離30～40km付近においては、地表0kmにおける地震波放射が見られない。これは、図7、図8に示すAsano and Iwata (2016)<sup>10)</sup>、図4.1-9、図4.1-10に示すKubo et al. (2016)<sup>11)</sup>による波形インバージョンにより得られた断層すべり分布が地表0km付近において変位が見られない部分におおよそ位置が対応している。地震発生後3秒で、日奈久断層の深さ15～20km付近に顕著な地震波放射が見られる。破壊が日奈久断層から布田川断層へ断層深部で乗り移る地震発生6秒後における布田川断層の深さ15～20km付近においても、顕著な地震波放射が見られる。0.50Hz（周期2秒）の結果（図4.1-5）、1.00Hz（周期1秒）の結果（図4.1-6）には、布田川断層深部における地震波放射は見られるものの、日奈久断層の深部における地震発生後5秒以降の顕著な地震波放射が見られない。日奈久断層については傾斜角がほぼ鉛直なため、断層面上のアイソクロンは鉛直方向に長く伸びたものとなり、深さ方向の精度がやや落ちることに注意が必要である。また、バックプロジェクション法特有の人工ノイズの可能性についても、今後検討する必要がある。

図4.1-5の周波数0.50Hz（周期2秒）の地震波の放射源の分布を見ると、地震発生5～9秒後にかけて、布田川断層の深さ0～15km程度までの広い範囲において地震波放射が見られる。また、日奈久断層についても、地震発生後4秒後程度まで、断層面上の広い範囲で



地震波放射が見られる。地震波放射の範囲は、周波数 0.25Hz の地震波の放射源の分布と比べると、周波数 0.50Hz の地震波の放射源の深さ分布は、断層の浅部から深部の全体に渡っていることがわかる。

周波数 1.0Hz (周期 1 秒) の地震波の放射源分布 (図 4.1-6) を見ると、地震発生 4 秒後から 6 秒後にかけて、断層の浅部 (深さ 0km を含む) から深部 (深さ約 20km 程度) にかけて、地震波の放射が見られる。周波数 0.25Hz, 0.50Hz の地震波の放射源と比較して、周波数 1.0Hz の地震波の放射源は、相対的に地震波放射源が空間的に広く分布しているように見える。また、地震発生 7 秒後から 9 秒後にかけて、断層の浅部 (深さ 0km を含む) において地震波を放射しており、この間は断層の深部 (おおよそ深さ 10km 程度以深) における地震波放射は少ない。周波数 0.25Hz, 0.50Hz においては、地震発生 7 秒後から 9 秒後にかけての時間においても断層の深部 (おおよそ深さ 10km 程度以深) における地震波放射は継続していることと対照的である。このことは、既往の研究において指摘されている、周波数による地震波放射源分布の違いを示していると考えられる。地震動予測に用いられる断層モデルは、アスペリティと背景領域の 2 元からなるモデルが用いられることが多いが、そのようなモデルでは、既往研究で指摘され、また今回の検討でも現れたような周波数による地震波放射源分布の違いを考慮することはできない。特に、断層面上の詳細な位置が非常に大きく影響する近地項が卓越する 2016 年熊本地震のように地表地震断層を伴う地震の地震動を予測するためには、断層面上における地震波放射源の分布を精度よくモデル化する必要があり、将来的には周波数によって異なる地震波放射源分布を考慮した断層モデルの高度化を行う必要があると考えられる。

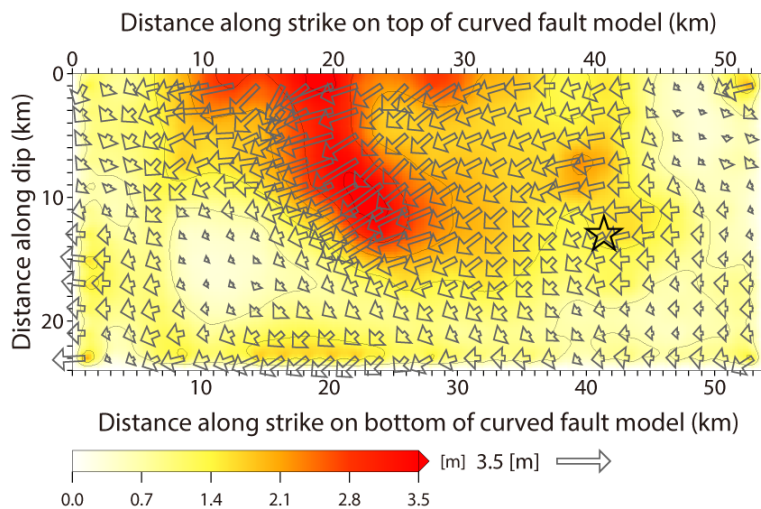


図 4.1-9 Kubo et al. (2016)<sup>11)</sup> の波形インバージョンによる断層すべり分布



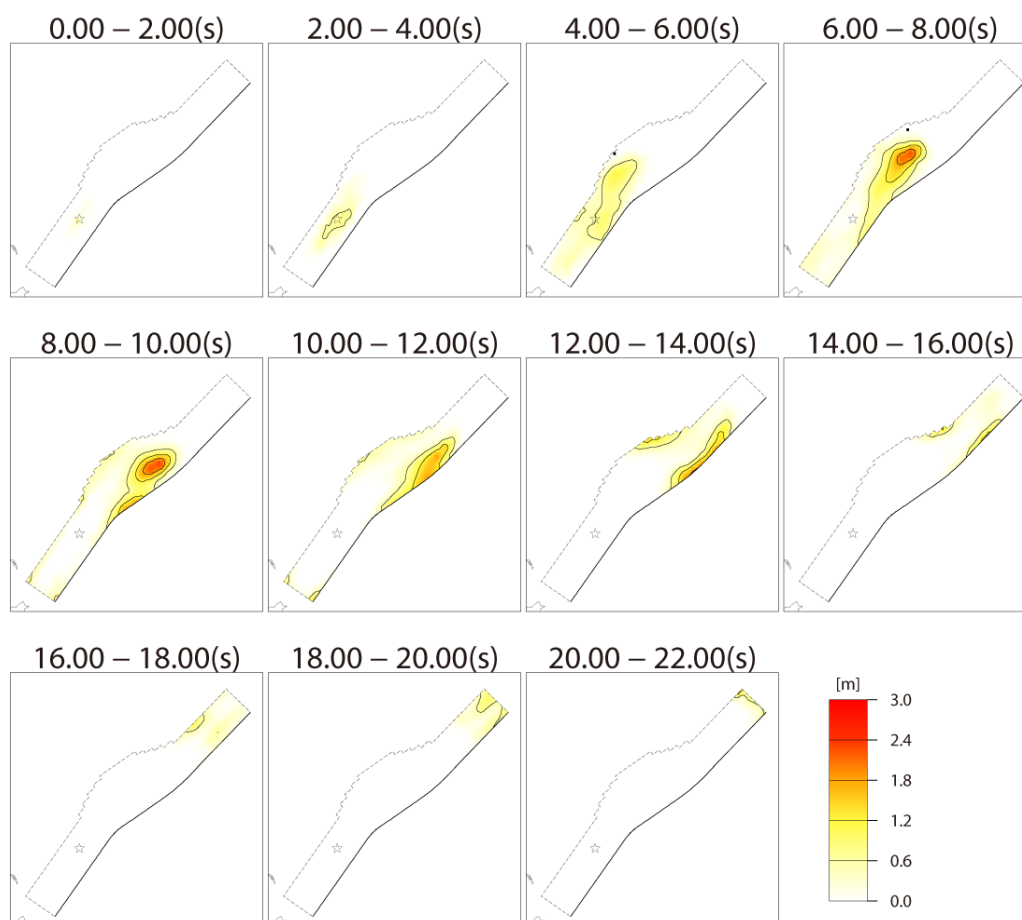


図 4.1-10 Kubo et al. (2016)<sup>11)</sup>の波形インバージョンによる断層すべりの時空間進展

### (7) まとめ

地表地震断層を伴う地震の地震動を予測するためには、近地項の考慮が重要であり、近地項を考慮する際には、断層変位の時空間分布を詳細にモデリングする必要がある。そのためにはまず現実の地震において断層変位の時空間分布を理解する必要がある。このため、典型的な地表地震断層を伴う地震であり、豊富な観測記録が得られている 2016 年熊本地震を対象に断層破壊過程をバックプロジェクション法により推定した。バックプロジェクション法には、人工ノイズを抑圧するなどの独自の改良を加えたものを用いた。また、サイト特性の影響をなるべく受けていない地震波形記録を用いるため、KiK-net の地中観測点を厳選して用いた。さらに、バックプロジェクション法の精度を高めるため、Matsubara et al.(2017)<sup>6)</sup>による精密な震源再決定により得られた 3 次元的な観測走時の分布を補間して用いた。解析は、周波数 0.25Hz, 0.50Hz, 1.00Hz において、地震発生後 12 秒後までを対象として、各周波数の地震波の放射源の断層面上の分布を推定した。

総じて波形インバージョンにより得られた断層すべり分布と調和的な結果が得られた。日奈久断層上で発生した破壊が、南西方向と北東方向の走方向に伝播し、日奈久断層における顕著な地震波放射は地震発生後4秒後程度までで終了したことが分かった。また、破壊は地震発生後約4~6秒後には布田川断層に深部（深さ15~20km程度）で伝播し、その後、断層深部から浅部に伝播していく様子を捉えた。フォワードラブチャーディレクティブティは断層近傍の地震動に大きな影響を及ぼす。断層近傍における地震動予測では、断層の深部から浅部への破壊の伝播を様々な経路で想定する必要があると考えられる。

布田川断層の深さ0~15kmまでの深さの範囲における顕著な地震波放射は、地震発生後5~9秒後程度で発生したことが分かった。これは、Asano and Iwata (2016)<sup>10)</sup>、Kubo et al. (2016)<sup>11)</sup>による近地強震観測記録の波形インバージョンにより求められた断層すべり分布及び断層破壊の時空間進展と調和的である。このほか、Himematsu and Furuya(2016)<sup>8)</sup>により地殻変動データから推定された布田川断層と並行するF4セグメントは、布田川断層での主要なすべりの発生と同時（地震発生後5~9秒後程度）に生じていることが分かった。周波数によって地震波放射源の時空間分布は異なっており、このような地震波放射源分布の周波数による違いは、特に断層面上の微細な変位分布が大きく影響する断層近傍における地震動の予測において、将来的に考慮すべき重要なものの一つであると考えられる。

## 4.2 理論的手法による2016年熊本地震波の推定

### 4.2.1 はじめに

2016年熊本地震をはじめとする近年の地震は、斜面崩壊による道路構造物の損傷や道路機能の寸断などが発生し、路線ネットワークに甚大な被害を与えている。日本列島には約2,000の活断層<sup>12)</sup>が分布していると考えられ、今後発生する可能性のある大規模地震においても同様の地震被害が発生することは否定できず、既存もしくは今後計画される道路ネットワーク上に斜面崩壊危険部を事前予測できれば、危険部を避けた代替路線の選定や対策工の提案などにより防災・減災対策の面的な整備への活用が期待できる。そこで、大規模地震時における斜面崩壊の予測技術として2016年熊本地震で斜面崩壊により被災した阿蘇大橋の被害原因となった阿蘇の外輪山を対象に斜面崩壊のシミュレーション解析を行い<sup>13)</sup>現在も研究を進めている段階であるが、対象となる斜面崩壊地点近傍では地震動記録が存在しないため、理論的方法（波数積分法）<sup>14)</sup>により入力地震動の推定を行っており、本節ではその内容について以下に示す。

## 4.2.2 2016年熊本地震波の推定

### (1) 震源断層モデルの推定

2016年熊本地震では、前震と本震の震源となる布田川断層帯と日奈久断層帯、および周辺の分岐断層が同時に活動した可能性もあるため、震源断層位置の推定は困難である。一方、産業技術総合研究所<sup>15)</sup>（以下、「産総研」とする）が布田川断層帯と日奈久断層帯に沿って広域的に地表地震断層の出現状況を調査し、また、国土地理院がInSARとGNSSから観測された地殻変動や航空写真による地表面亀裂の分布を公開している。防災科学技術研究所<sup>16)</sup>（以下、「防災研」とする）と東大地震研<sup>17)</sup>は、近地強震動記録を用いた震源逆解析により、断層破壊過程を検討している。

これらの情報を参考に断層位置と断層パラメータを決定し、原田ら<sup>14), 18)</sup>が開発した断層の永久変位を含む強震動の理論的評価法を用いて防災研の強震観測網KiK-net, K-NETと気象庁強震観測計の加速度記録の再現を試みた。また、断層に近い阿蘇大橋付近の地震動についても分析し、観測波形の再現性を確認するとともに、断層の位置と断層パラメータのケーススタディから断層モデルの調整を行った。この調整では、山下らが2016年4月16日～4月21日の余震観測データから推定した余震の深度分布（暫定版）と国土地理院の震源断層モデル（暫定版）<sup>19)</sup>を参考にした。

図4.2-2と表4.2-1は、本研究で採用した震源断層モデルを示す。断層帯本体から分岐した分岐断層の影響も考慮し、大小5つの断層を連動させ、布田川と日奈久の2つの断層帯が同時に動いたモデルとした。黄色の枠で囲む領域は、想定断層の地表面への投影位置を示し、赤色の部分は、確認された地表面亀裂の分布を示す。ピンク色の線は、既に確認された活断層線の位置を示す。

この断層モデルと山下ら<sup>20)</sup>の余震の震源位置（2016年4月14日～4月21日間）を重ねると図4.2-2のように、断層の地表面への投影位置は余震分布と重なるようになっている。図4.2-3の白枠の分布は、代表A8ライン附近の余震の震源の鉛直方向の分布をプロットしたものである。また、国道325号線の黒川を跨ぐところに架設された阿蘇大橋の位置（赤◎）と本研究の断層モデルを重ねて示すと、図4.2-3のように阿蘇大橋は断層帯の近傍に位置していることがわかる。

本計算に使用する地下構造モデルは、一次元の水平成層地盤とし、防災研が公開したJ-SHIS<sup>21)</sup>の三次元地下構造モデルの情報を用いて計算地点ごとに補間してモデル化した。

表4.2-1 想定震源断層の断層パラメータ

断層種類	右横ずれ断層				
	SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA4	SMGA5
断層番号					
平均走向角 $\theta$ (°)	56	223	234	254	197
平均傾斜角 $\delta$ (°)	57	60	70	65	80
平均すべり角 $\lambda$ (°)	355	200	210	45	176
断層長 L (km)	8	7	23	11	6
断層幅 $W_a$ (km)	15	12	13	10	8
断層面積 S (km <sup>2</sup> )	113	75	288	110	49
すべり量 (m)	1.0	0.8	2.2	1.8	1.5
立ち上がり時間 (s)	1.2	0.9	1.3	1.6	1.1
断層破壊速度 (km/s)	2.45				
総面積 S (km <sup>2</sup> )	633				
地震モーメント $M_0$ (N·m)	2.23E+19				
気象庁マグニチュード $M_j$	7.4				
モーメントマグニチュード $M_w$	6.8				

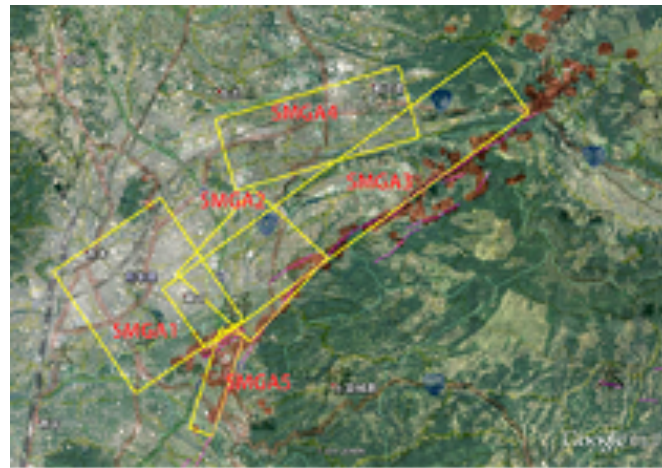


図 4.2-1 推定した震源断層の位置

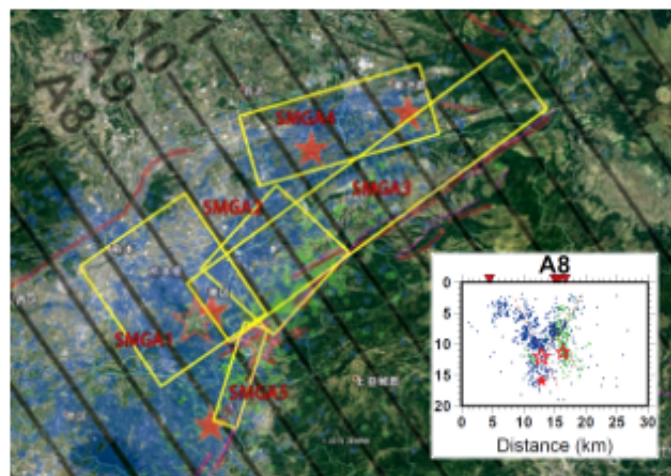


図4.2-2 震源断層の位置と余震の震源分布 (青点, 緑点: 余震の震源分布<sup>19)</sup>)

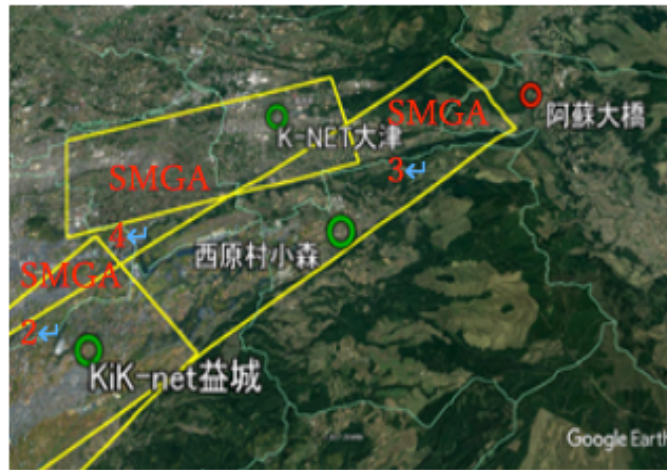


図4.2-3 推定した震源断層と阿蘇大橋の位置関係

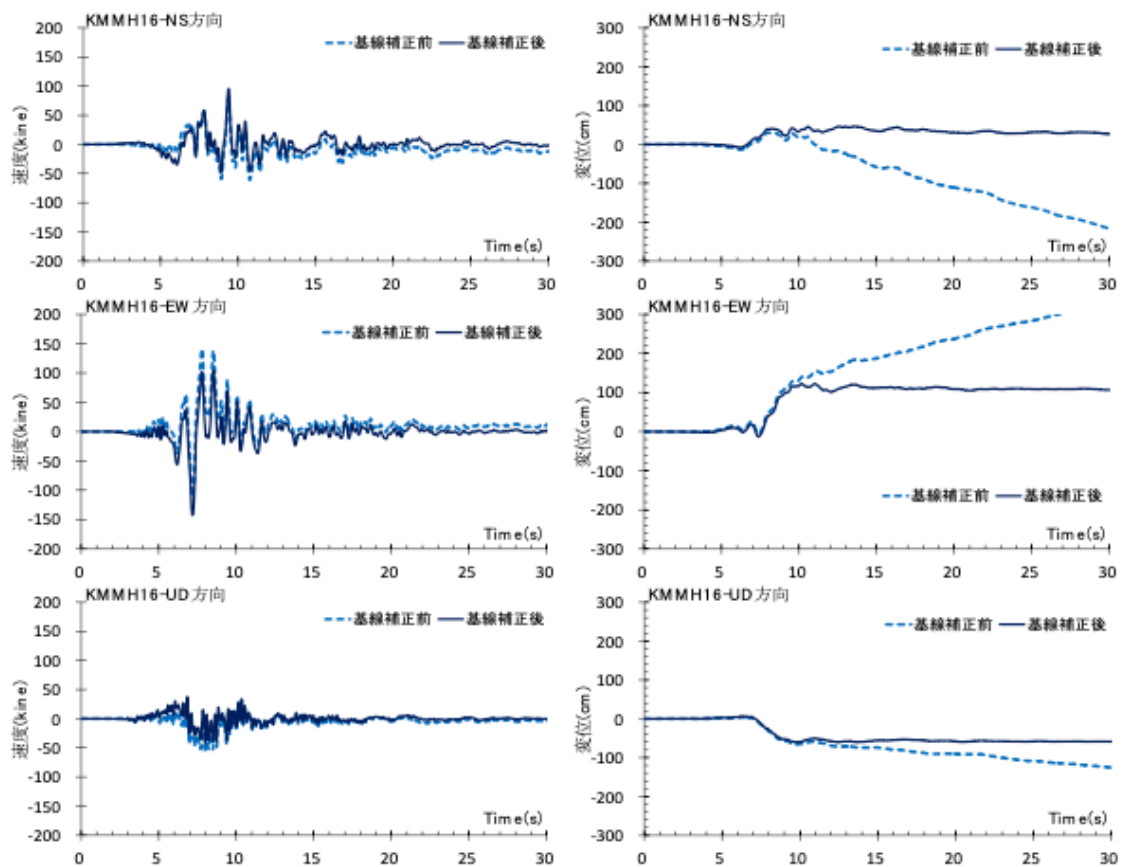


図4.2-4 KiK-net益城 (KMMH16) の速度・変位波形 (左側:速度波形 右側:変位波形)

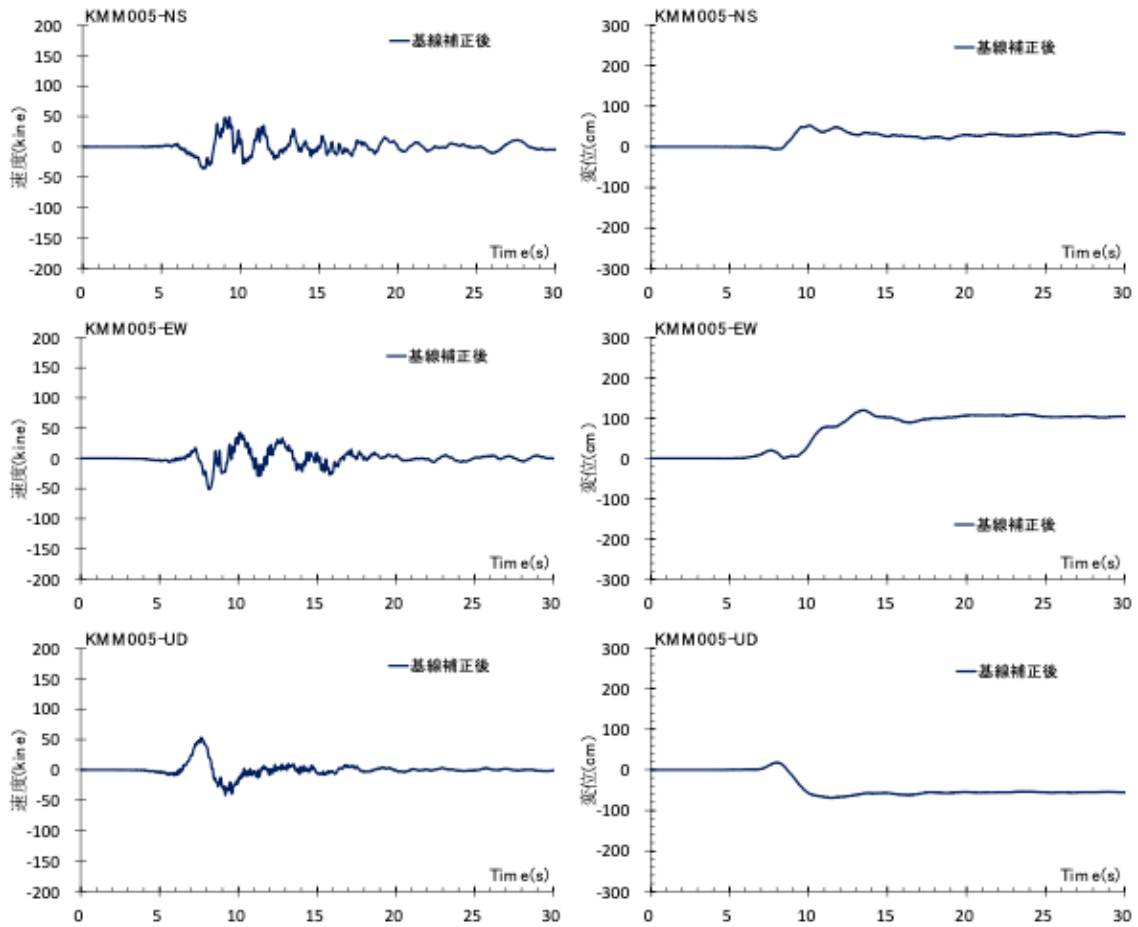


図4.2-5 K-NET大津 (KMM005) の速度・変位波形 (左側:速度波形 右側:変位波形)

## (2) 観測波形の確認

ここでは、断層近傍の観測点 (図4.2-3の緑◎) を着目し、最大震度7を観測したKiK-net 益城 (KMMH16) 地表 (NS2, EW2, UD2) 地点とK-NET大津 (KMM005) 地点の加速度記録の確認結果を示す。なお、KiK-netとK-NETの加速度記録には、強震計の遅延時間15秒の効果を含んでいるため、記録開始から15秒間 (トリガー区間) を引いて真のスタート時刻とした。また、加速度記録に対し、時間領域の線形加速度法による直接積分を行い、速度と変位波形を求めた。しかし、基線のずれた加速度波形をそのまま積分すると、トレンド成分が生じ、正確な速度と変位波形の推定が困難である。特に断層近傍の永久変位を含む加速度記録では、長周期のノイズも多く含まれるため、二重積分した変位波形は、放物線的になり、右上がり、右下がり状の波形になってしまう。そこで、積分による速度及び変位波形の発散を抑制するため、Booreら<sup>22)</sup>の提案した二次関数によるフィッティング方法を採用した。また、永久変位を正確に算定するため、断層の主要破壊が終了する15秒以降



の範囲において、一定値に収束するように逐次近似による基線補正を加えた。図-4.2-4と図4.2-5に、KiK-net益城（KMMH16）地点とK-NET大津（KMM005）地点の加速度記録から計算した速度と変位波形を示す。基線補正の効果を確認するため、補正前の波形（点線）と基線補正した波形（実線）と重ねると図4.2-4のようになる。

また、この基線補正を実施した変位波形の妥当性を確認するため、図4.2-6に示す国土地理院が公開したSAR衛星（だいち2号）の解析から得られた地盤変動量（永久変位に相当）の情報を利用した。図4.2-4と図4.2-5に示す基線補正した観測波形の変位波形の永久変位と、図4.2-6の地盤変位を比較すると、右横ずれ・正断層の地盤変動の特性が一致し、その値も近い変動量を示していることが確認できた。

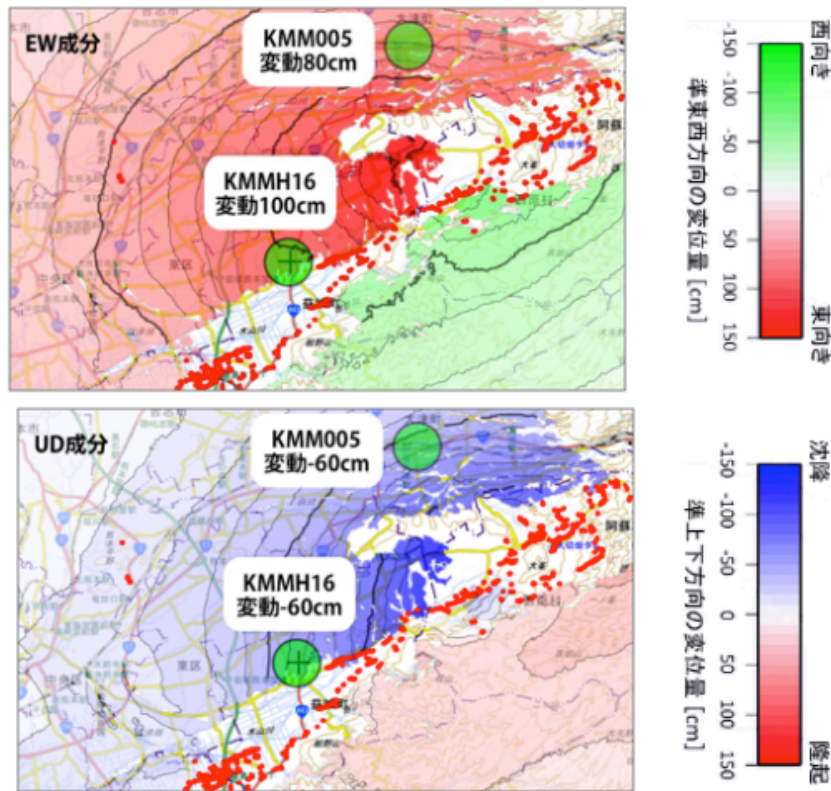


図4.2-6 SAR解析による実際の地盤変動量分布<sup>19)</sup>

### (3) 地震動の計算と観測波形の再現

断層近傍の強震動波形は、運動学的断層モデルと水平成層地盤モデルを組み合わせた理論的評価法により計算する。計算のメッシュサイズは、短周期成分の精度を確保したため30mの細かい格子モデルとして評価した。全体の計算領域は断層を含む周辺160km四方の領域として、波形の継続時間は160秒間と設定した。



本計算は約1600万のメッシュモデルで構成され、高性能PCクラスターでも1ケース数週間の計算時間を要す。また、断層の位置と断層パラメータのケーススタディで数十ケースの計算が必要となるため、理化学研究所のスーパーコンピュータ「京」を利用し強震動計算プログラムSeanSGM（「京」用に開発したもの）による1024計算ノード（8192コア）の高並列計算を実施した。

図4.2-7～図4.2-9に示す加速度記録の再現波形と観測波形の比較から、断層線に近いKiK-net益城（KMMH16）（図4.2-7）及び西原村小森地点（図4.2-9）の再現性が高く、振幅の大きい主要動付近で、観測波形に近い波形特性を示していることが確認できる。一方、K-NET大津（KMM005）地点（図4.2-8）では、観測波形の高周波数成分の再現性は低めである。その原因としては、震源断層破壊の不均質性や観測点の表層地盤による影響と考えられる。また、使用するJ-SHISの地盤データは主に深層地盤構造を対象としたため、波形の短周期成分の再現精度が低く今後の課題としたい。

図4.2-10～図4.2-12は上記の加速度記録を積分して求めた観測速度波形及び変位波形と再現波形を比較したものであるが概ね一致しており、断層運動による永久変位もよい精度で再現されている。よって、本研究で採用した震源断層モデルの妥当性、および強震動の計算方法の実記録への適用性が確認できたと思われる。

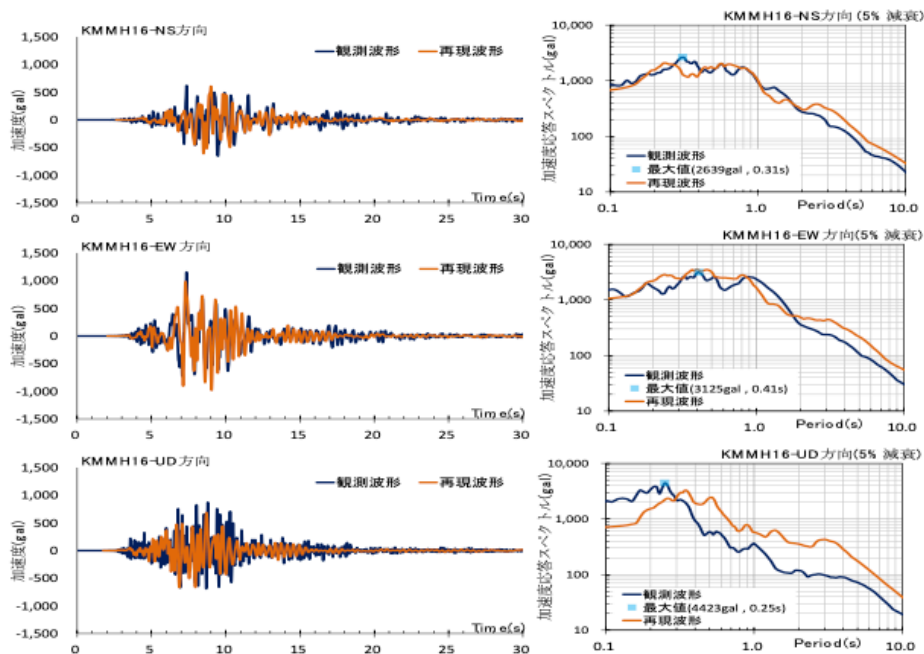


図4.2-7 KMMH16地点の再現波形と観測波形の比較

(加速度波形と加速度応答スペクトル)

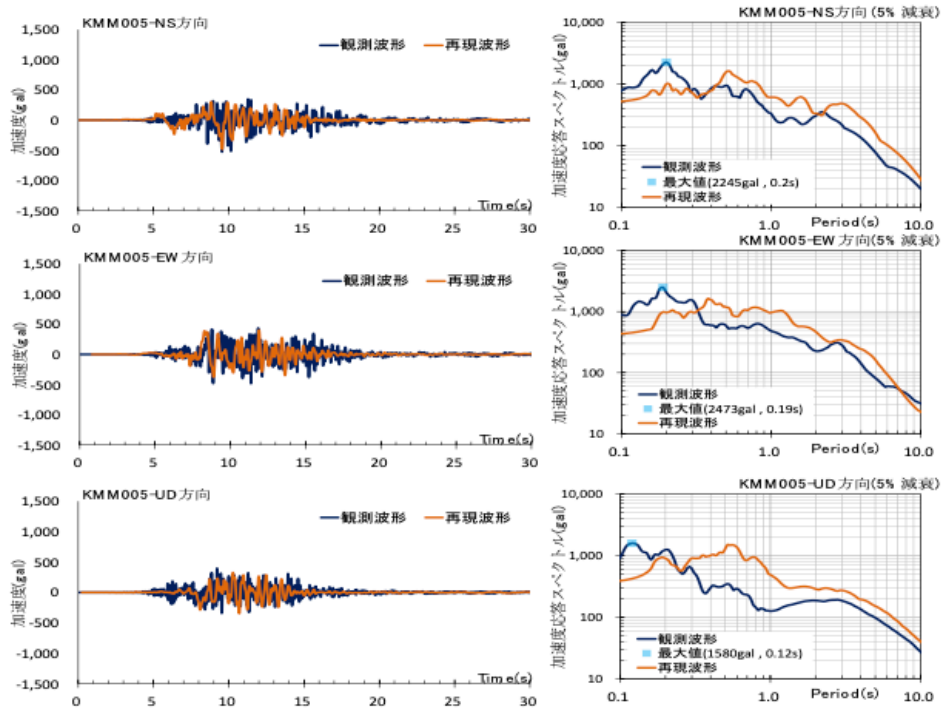


図4. 2-8 KMM005地点の再現波形と観測波形の比較

(加速度波形と加速度応答スペクトル)

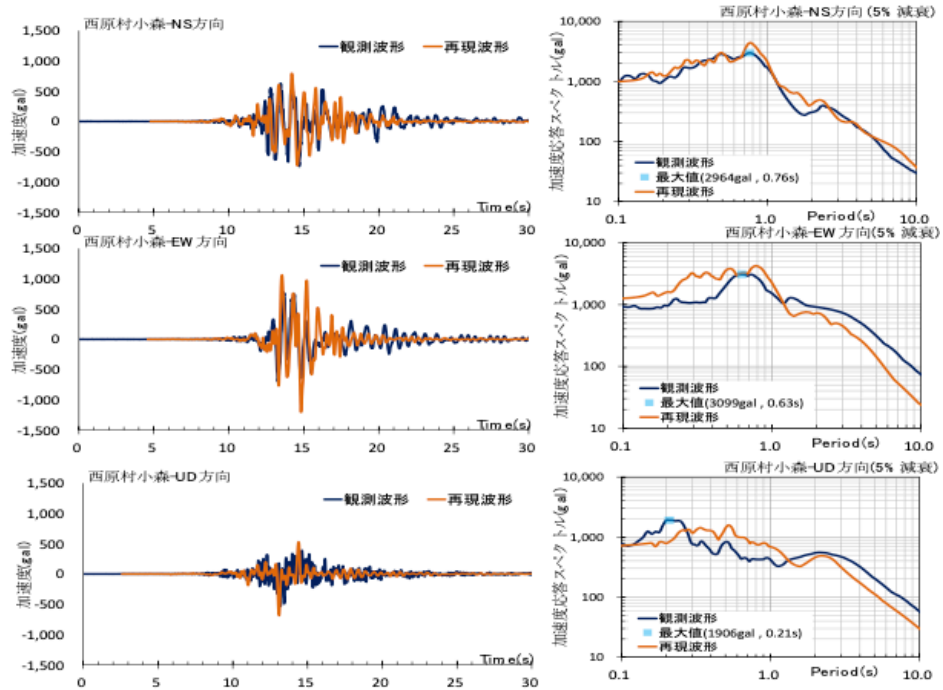


図4. 2-9 気象庁西原村小森93048地点の再現波形と観測波形の比較

(加速度波形と加速度応答スペクトル)

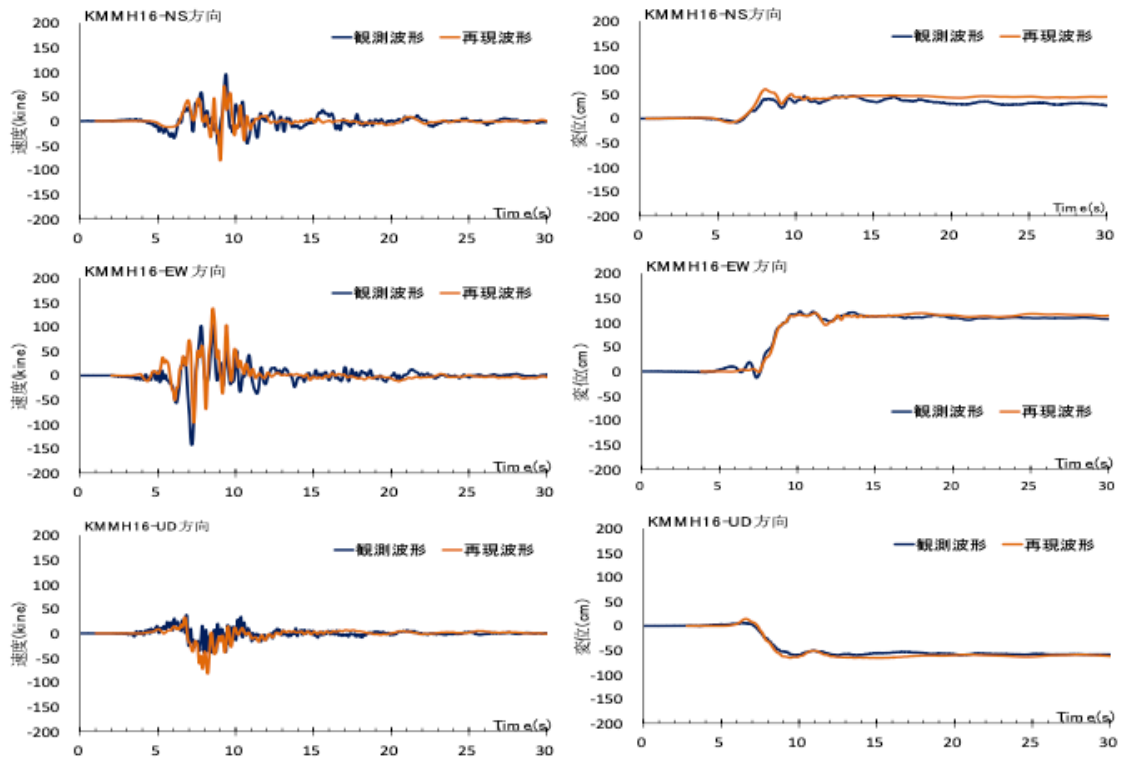


図4.2-10 KMMH16地点の再現波形と観測波形の比較（左側:速度波形 右側:変位波形）

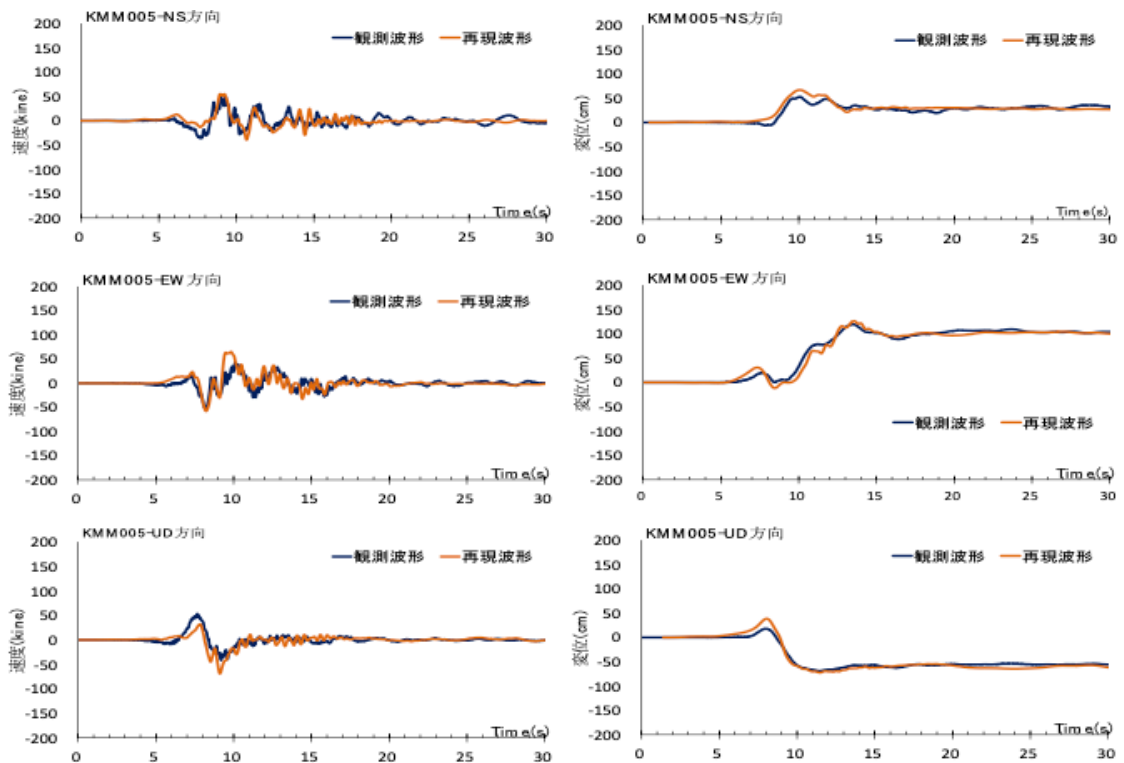


図4.2-11 KMM005地点の再現波形と観測波形の比較（左側:速度波形 右側:変位波形）

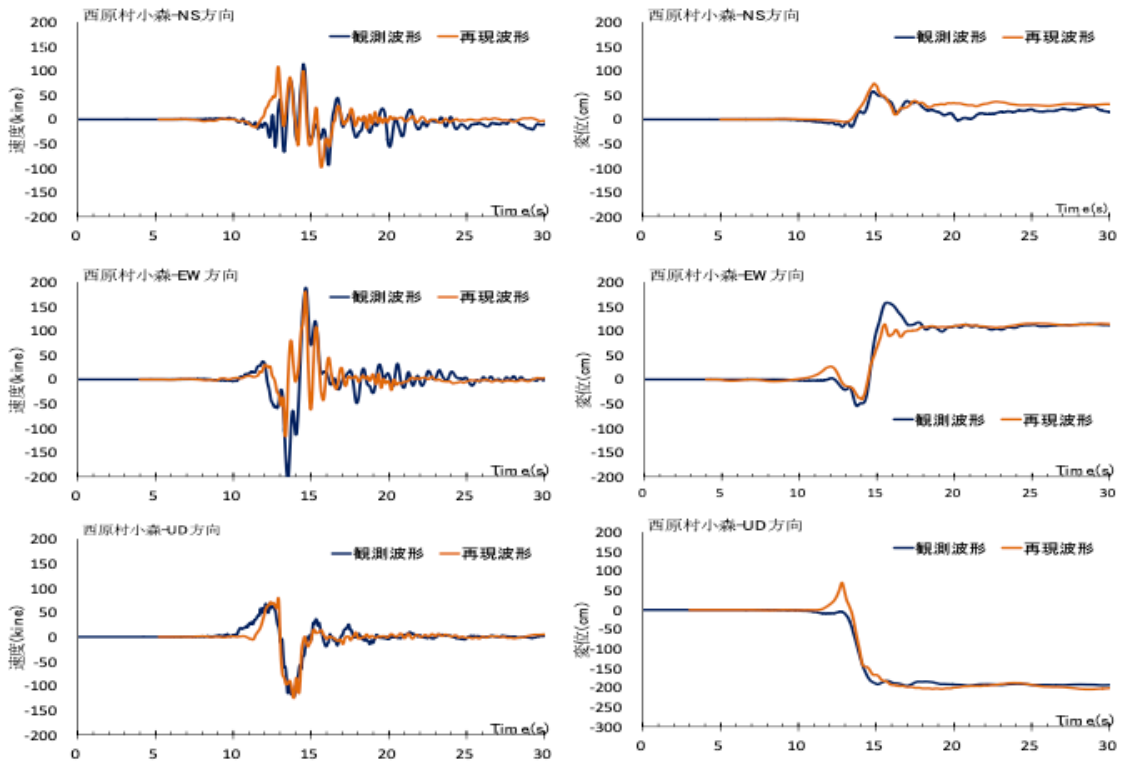


図4.2-12 気象庁西原村小森93048地点の再現波形と観測波形の比較  
(左側:速度波形 右側:変位波形)

#### (4) 阿蘇大橋付近の地震動波形

斜面崩壊の影響を受けて甚大な被害を受けた阿蘇大橋近傍の地震動観測記録がないため、図4.2-13に示す阿蘇大橋近傍の地震動の推定を行った。計算した波形は、地下20m前後のS波速度500m/s以上の工学的基盤波に相当する。

図4.2-14、図4.2-15に計算した阿蘇大橋近傍の加速度、速度及び変位波形と加速度応答スペクトルを示す。これらの地震動から、最大加速度振幅がEW方向で1,600galに達し、周期1秒付近の加速度応答スペクトルでは1,000gal～2,000gal程度、周期0.2～0.3秒の短周期では5,000galに達する。前述に示した観測地点での地震動を踏まえると、断層近傍であっても位置によって、最大加速度振幅の大きさ、加速度応答スペクトルの卓越する周期帯が異なっていることがわかる。

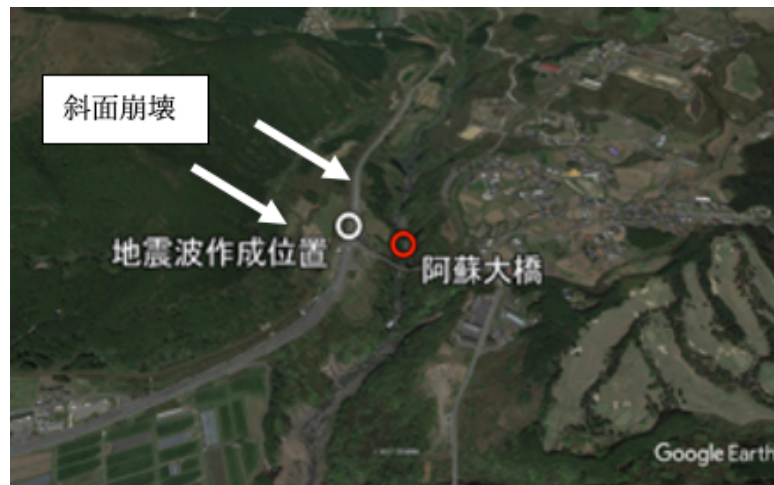


図4.2-13 阿蘇大橋近傍の入力地震動作成位置

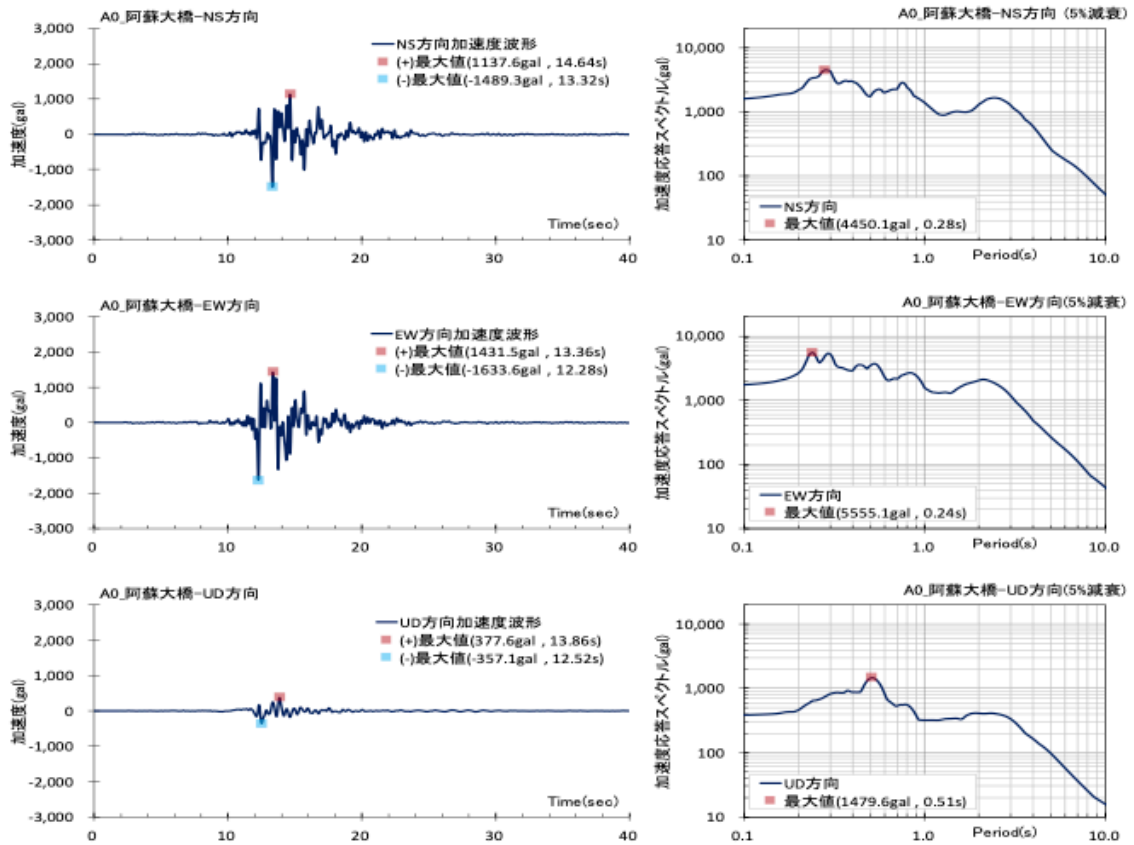


図4.2-14 阿蘇大橋近傍の地震動波形（加速度波形と加速度応答スペクトル）

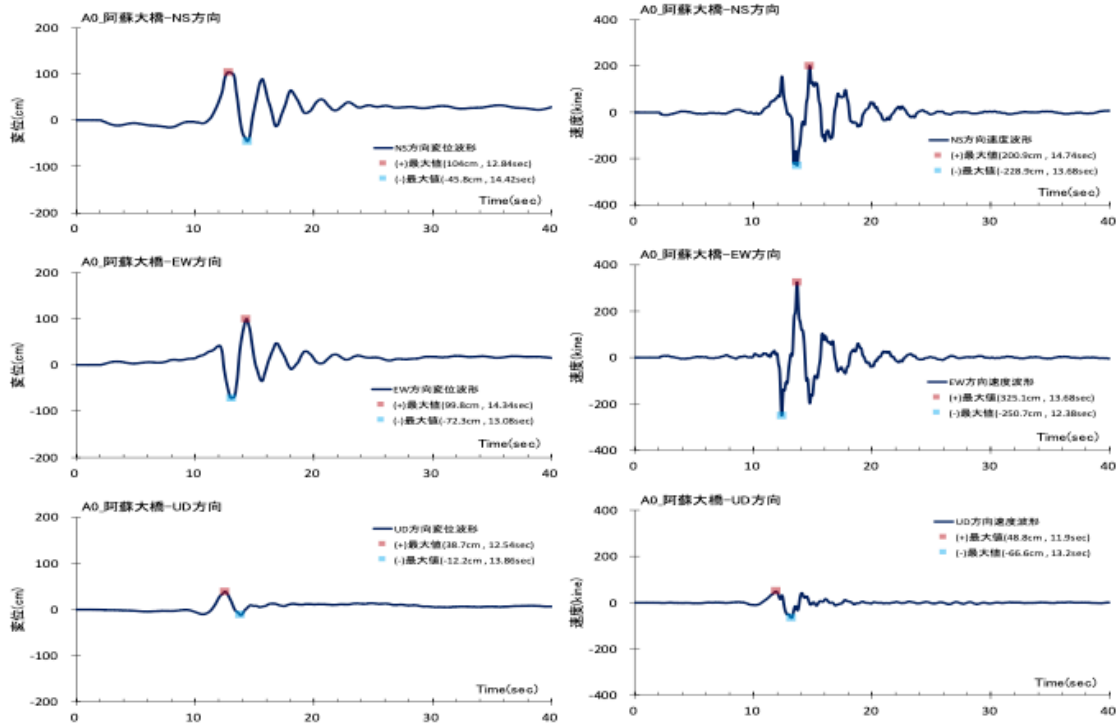


図4.2-15 阿蘇大橋近傍の地震動波形（速度波形と変位波形）

(5) 断層近傍における地震動の分布特性

(3)と(4)では、観測点での観測波形の再現と阿蘇大橋付近の地震動の推定を試みた。ここでは、同じ震源断層モデルを使って、断層周辺の地震動3成分の最大加速度とキラーパルスと呼ばれる周期1秒付近の減衰定数5%の加速度応答値の分布特性(図4.2-16)を調べる。なお、空間分布の出力メッシュサイズは500mとした。

図4.2-16の左側は、最大加速度の分布を示し、右側は加速度応答スペクトル値の分布を示す。図の上中下のグラフは、それぞれ、南北方向(NS成分)、東西方向(EW成分)、と鉛直方向(UD成分)の値を示す。この図から1,000gal以上最大加速度は断層線を挟む周辺の2~3km範囲に集中し、特に南北(NS)方向では、断層走行の直交方向に、広範囲に広がっているのが確認できる。また、周期1秒付近の加速度応答スペクトル値の分布から1,000gal以上の応答値は、3成分ともに断層線上の局所域に集中し、甚大な被害をもたらす原因と考えられる。



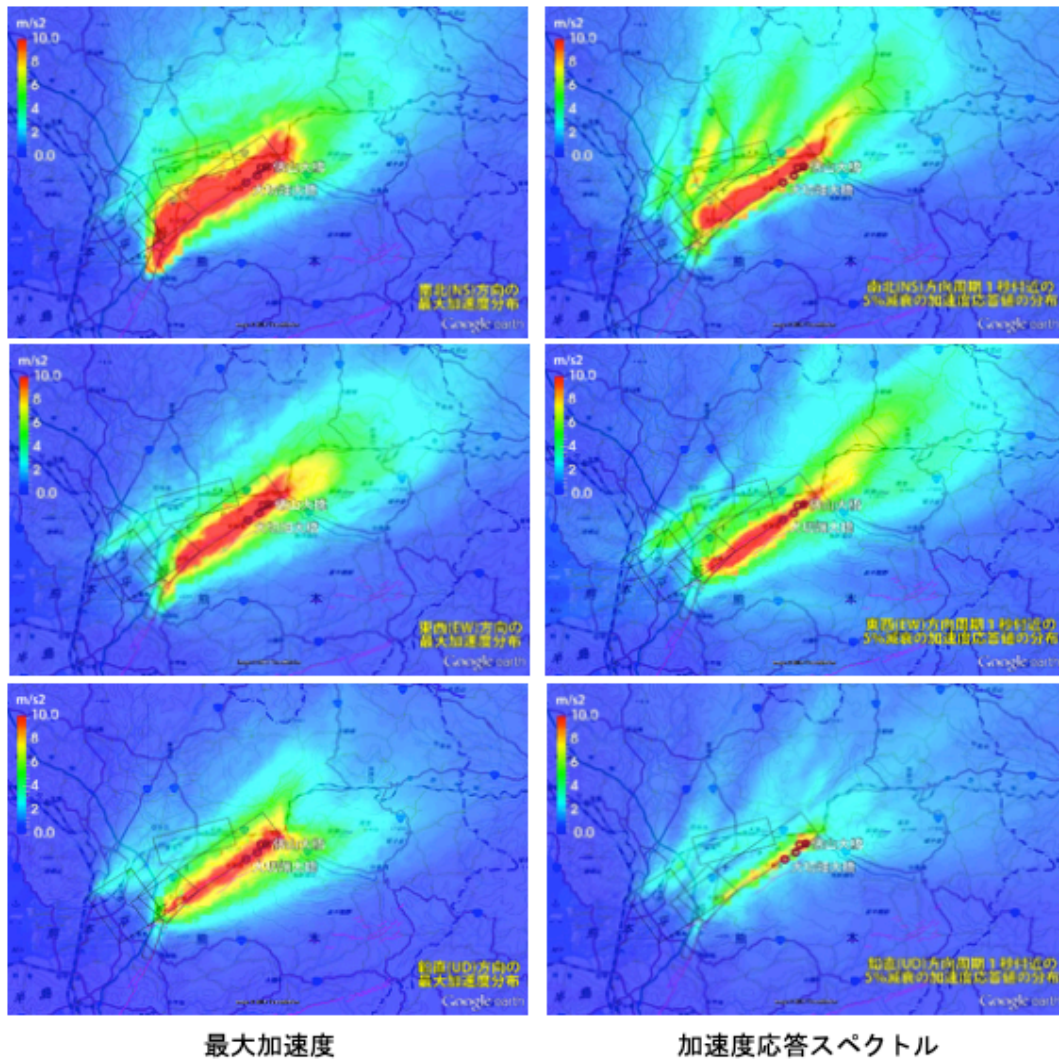


図4.2-16 断層近傍の地震動最大加速度と周期1秒の減衰定数5%の  
加速度応答スペクトル値の分布

参考文献

- 1) Aki, K., Richards, P. G.: Quantitative seismology, 2002.
- 2) Kao, H., Shan, S. J.: The source-scanning algorithm: Mapping the distribution of seismic sources in time and space, Geophysical Journal International, 157(2), pp. 589-594, 2004.
- 3) Ishii, M., Shearer, P. M., Houston, H., Vidale, J. E.: Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra–Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array, Nature, 435(7044), pp. 933-936, 2005.



- 4) Aoi, S., Kunugi, T., Fujiwara, H.: Strong-motion seismograph network operated by NIED: K-NET and KiK-net, Journal of Japan association for earthquake engineering, 4(3), pp. 65-74, 2004.
- 5) Takenaka, H., Yamamoto, Y., Yamasaki, H.: High-resolution source imaging of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki earthquake from dense strong-motion networks: Focus on the first 5 seconds of the rupture process, AGU FM, S31A-0208, 2007.
- 6) Matsubara, M., Sato, H., Uehira, K., Mochizuki, M., Kanazawa, T.: Three-dimensional seismic velocity structure beneath Japanese Islands and surroundings based on NIED seismic networks using both inland and offshore events, Journal of Disaster Research, 12(5), pp. 844-857, 2017.
- 7) Yoshida, K., Miyakoshi, K., Somei, K., Irikura K.: Source process of the 2016 Kumamoto earthquake (Mj7. 3) inferred from kinematic inversion of strong-motion records, Earth, Planets and Space, 69(1), pp. 1-13, 2017.
- 8) Himematsu, Y., Furuya, M.: Fault source model for the 2016 Kumamoto earthquake sequence based on ALOS-2/PALSAR-2 pixel-offset data: evidence for dynamic slip partitioning, Earth, Planets and Space, 68(1), 169, 2016.
- 9) 木下繁夫: 格子型フィルタの地震観測への応用, 地震2, 39(1), pp. 1-14, 1986.
- 10) Asano, K., Iwata, T.: Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data, Earth, Planets and Space, 68(1), 147, 2016.
- 11) Kubo, H., Suzuki, W., Aoi, S., Sekiguchi, H.: Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms. Earth, Planets and Space, 68(1), pp. 1-13, 2016.
- 12) 文部科学省 地震・防災研究課: 日本の地震防災 活断層, pp.8, 2004.
- 13) 近藤香, 本橋英樹, 李騰雁, 河戸克志: 阿蘇大橋近傍の斜面崩壊を対象とした推定地震動による斜面崩壊の予測技術に関する一検討, 土木学会, 断層帯近傍における地震動評価に関するシンポジウム, 2017.
- 14) 原田隆典, 王宏沢: 剛性マトリックスによる水平成層地盤の波動解析, 地震, 第57巻, 日本地震学会, pp.387-392, 2005.
- 15) 産業技術総合研究所地質調査総合センター: 2016年熊本地震に伴って出現した地表地震断層, 「第四報」 緊急現地調査報告 [2016年5月13日], <https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/kumamoto2016/kumamoto20160513-1.html>, (2016年9月23日閲覧) .

- 16) 防災科学技術研究所：近地強震記録を用いた平成28年（2016年）熊本地震（4月16日1時25分，M7.3）の震源インバージョン解析，[http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Kumamoto\\_20160416/inversion/](http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Kumamoto_20160416/inversion/)，（2016年9月23日閲覧）。
- 17) 瀨瀨一起，小林広明，三宅弘恵：2016年4月14・16日熊本地震の震源過程，東京大学地震研究所・情報学環，<http://taro.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/2016kumamoto/index.html#C>，（2016年9月23日閲覧）。
- 18) 王宏沢：理論的方法による震源断層近傍の地震動特性と長大構造物の応答挙動に関する研究，宮崎大学工学研究科博士後期課程博士論文，宮崎大学学術情報リポジトリ（<http://hdl.handle.net/10458/674>），2006。
- 19) 国土地理院：平成28年熊本地震の震源断層モデル（暫定），<http://www.gsi.go.jp/common/000140781.pdf>，（2016年9月23日閲覧）。
- 20) 山下裕亮，松本聡，中元真美，松島健，宮崎真大，清水洋，飯塚能久（2016熊本地震合同地震観測グループ）：緊急合同余震観測データを用いた高精度震源決定結果から推定される2016年熊本地震震源域の断層構造（序報），日本地球惑星科学連合2016年大会，2016。
- 21) 防災科学技術研究所：J-SHIS地震ハザードステーション，<http://www.jshis.bosai.go.jp/map/>，（2016年9月23日閲覧）。
- 22) Boore, D. M., Stephens, C. D., Joyner, W. B.: Comments on baseline correction of digital strong motion data: Examples from the 1999 Hector Mine, California, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 92, pp. 1543-1560, 2002.

