

平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書

断層変位評価に係る知見の整備

株式会社 構造計画研究所

平成 30 年 3 月

本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により
実施した業務の成果をとりまとめたものです。

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。

目 次

1. 事業の概要と用語の定義	1-1
1.1. 事業の概要	1-1
1.2. 本検討で対象とする断層および用語の定義	1-3

I 編 決定論的断層変位評価に関する検討

2. 副断層に関する文献・データの収集・整理	2-1
2.1. 副断層に関する文献収集・整理	2-1
2.2. 副断層に関するデータ収集・整理	2-12
2.3. 本章の参考文献	2-114
3. 決定論的断層変位評価に係る知見の整備	3-1
3.1. 特性化震源モデルの構築	3-2
3.2. 動力学的破壊シミュレーションの実施	3-46
3.3. 表層の数値解析	3-73
3.4. 本章の参考文献	3-97

II 編 確率論的断層変位評価に関する検討

4. 確率論的断層変位ハザード解析に係る各種経験式の検討	4-1
4.1. 確率論的断層変位ハザード解析について	4-1
4.2. 断層変位データの整理	4-1
4.3. 副断層変位距離減衰式の検討	4-5
4.4. ネットスリップによる主断層変位距離減衰式の検討	4-14
4.5. まとめ	4-16
5. 確率論的断層変位ハザード解析に係る知見の整備	5-1
5.1. 2016 年熊本地震を対象としたハザード試算	5-1
5.2. まとめおよび今後の課題	5-13
5.3. 4・5章の参考文献	5-14

Ⅲ編 国内外の知見収集、国内外の研究集会等での事業成果発表、検討会の実施

6.	国内外の知見収集	6-1
6.1.	日本地震学会 2017 年度秋季大会	6-1
6.2.	日本地震工学会年次大会 2017	6-4
6.3.	断層帯近傍における地震動評価に関するシンポジウム	6-7
6.4.	2017 AGU Fall Meeting	6-11
7.	国内外の研究集会等での事業成果発表	7-1
7.1.	2nd Wrokshop on Best Practices in Physics-based Fault Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear Installations (BestPSHANI2)	7-1
7.2.	11th National Conference on Earthquake Engineering	7-2
7.3.	日本地球惑星科学連合 2018 年大会	7-2
8.	検討会の実施	8-4
8.1.	外部有識者について	8-4
8.2.	検討会の実施	8-5
9.	事業のまとめ	9-1
9.1.	決定論的評価に関する検討	9-1
9.2.	確率論的評価に関する検討	9-5

1. 事業の概要と用語の定義

1.1. 事業の概要

原子力規制委員会の「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則」は、耐震重要施設の設置許可条件として、将来活動する可能性のある断層等が活動することにより、変位が生ずる恐れがない地盤に設置することを定めている。また、「同規則の解釈」において、震源断層が敷地に極めて近い場合は、地表に変位を伴う断層全体を考慮して地震動評価することと定められている。また、地盤に変位を与える要因として、「震源として考慮する活断層のほか、地震活動に伴って永久変位が生じる断層に加え、支持地盤まで変位及び変形が及ぶ地すべり面を含む」としており、特に震源が敷地に近い場合に地震活動に伴う地盤の永久変位の有無を適切に評価することが重要である。

本事業は、地表に変位が現れた内陸地殻内地震を対象として、断層近傍の地表変位や地震動等の観測記録を用いて各種の試解析（野外調査を含む）を実施し、決定論及び確率論的手法による断層変位評価に係る知見の整備を行う。

本事業は、規制庁にて過年度に実施した、

- (1) 「平成 25 年度断層変位ハザード評価手法の検討（旧（独）原子力安全基盤機構、現 原子力規制庁）」
 - (2) 「平成 26 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位及び断層極近傍地震動の評価手法の検討）事業」
 - (3) 「平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」
 - (4) 「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」
- を受け、さらに決定論的评价手法及び確率論的评价手法による断層変位評価に係る知見の整備を進めることとし、以下の方針にて実施する。

【 I 決定論的断層変位評価に関する検討】

1. 副断層に関する文献・データの収集・整理

副断層に関する文献及びデータ等を収集し、副断層生成プロセスに関する知見を整理する。データ収集にあたっては、2016 年熊本地震において地表に出現した断層を対象として、ピット調査（2 カ所程度、深さ 2m 程度）等あるいは既往の測地学的情報（InSAR 解析データ、UAV 測量等）を用いた変動地形学的な観点等での主断層/副断層の認定調査等の予察的な野外調査も実施し、副断層に係る知見を得る。

2. 決定論的断層変位評価に係る知見の整備

断層変位評価において、物理モデルを用いた震源断層から地表までの断層破壊の数値解析による決定論的评价手法がある。本事業は、地表地震断層を伴った内陸地殻内地震の断層変位及び地震動の観測データを用い、このような決定論的な数値解析手法の適用性を検討する。具体的には、2016 年熊本地震を含む国内外の横ずれ断層タイプの地震のうち 2 件程度の地震を対象に、i) 特性化震源モデルの構築、ii) 動力学的破壊シミュレーションの実施、iii) 表層の数値解析（有限要素法及び粒子法、もしくは有限要素法及び個別要素法の組み合わせ）、それぞれについて検討する。

手法の適用性の検討にあたっては、以下の内容を含むものとする。

- a) 特性化震源モデルの構築においては、地震発生層以浅のすべりも考慮した検討を実施し、動力的破壊シミュレーション結果と比較する。
- b) 表層の数値解析は、地盤物性や地層構造、境界条件等をパラメータとして、3次元場で5ケース程度（簡易モデルでのパラメータスタディ4ケース、詳細モデル1ケース）実施する。

【Ⅱ 確率論的断層変位評価に関する検討】

1. 確率論的断層変位ハザード解析に係る各種経験式の検討

地震の規模に対する地表地震断層出現率並びに最大及び平均断層変位の経験式に対して、2016年熊本地震等の近年、国内外で発生した内陸地殻内地震で観測された断層変位データを用いて、主断層及び副断層変位の認定を検討した上で、既往研究で提案されたそれぞれの式との比較を行い、必要に応じて新たな経験式を提案する。

2. 確率論的断層変位ハザード解析に係る知見の整備

既往研究で提案されている断層変位距離減衰式等並びにⅡ1.において検討した各種経験式等を用いて、国内横ずれ断層を対象としたハザード試算を行い、各式による違いを検討し、課題等を整理する。

【Ⅲ 国内外の知見収集、国内外の研究集会等での事業成果発表、検討会の実施】

1. 国内外の知見収集

上記、決定論的断層変位評価および確率論的断層変位評価に関する検討を実施するにあたり、国内や国外の学会による大会やシンポジウム等に参加し、本事業に関わる国内外の知見を収集する。

2. 国内外の研究集会等での事業成果発表

当該分野における国内外の学会あるいは研究集会等において事業成果について発表を行う。

3. 検討会の実施

受託者において、変動地形学、地質学、強震動地震学、地盤工学及びハザード評価等に関する5名程度の外部有識者（各分野1名程度）を交えた検討会（3回程度）を組織し、解析方針や解析過程の妥当性確認及び検討結果の取りまとめ等について検討を行う。

本報告書は、上記方針の基に検討した内容についてまとめたものとなる。以下その内容について示す。

1.2. 本検討で対象とする断層および用語の定義

"断層"については、様々な種類や、またその断層について学会あるいは研究者に依る捉え方が幾つかある。表 1-1 および表 1-2 に本事業で対象とする断層と、その断層の定義を示す。

表 1-1 用語の定義

用語	定義
主断層・震源断層 (Principal fault)	後期更新世以降(約 12~13 万年前以降)の活動が否定できない断層。 (後期更新世の地形面または地層が欠如するなど、後期更新世以降の活動性が明確に判断できない場合、中期更新世以降(約 40 万年前以降)まで遡って活動性を考慮)
分岐断層	主断層が活動することにより、その断層面から分岐して形成された断層。
副断層 (Distributed fault)	主断層が活動したことを契機として、二次的に、また受動的に地表に形成された断層。主断層の活動に伴い周辺の応力状態が変化し形成されるもの。
地すべり	重力の効果により地盤が滑り動く現象。滑動の契機は問わない。

表 1-2 本事業で対象とする断層

用語	本事業で検討対象とする断層	
主断層・震源断層 (Principal fault)	決定論的評価手法では震源断層から発生する強震動の伝播による表層の変位評価のため、検討を実施。	○
分岐断層	確率論的評価手法では主断層を対象とする。また、決定論的評価手法では、主断層と分岐断層ともに境界条件としてモデル化するため、検討対象から除外する結果になる。	—
副断層 (Distributed fault)	本事業で予測したい主たる断層。	○
地すべり	粒子法等により計算手法的には検討可能だが、斜面崩壊を想定するような傾斜を持つ地形は本事業の検討対象に含めていない(確率論的評価手法でも検討対象外)。	—

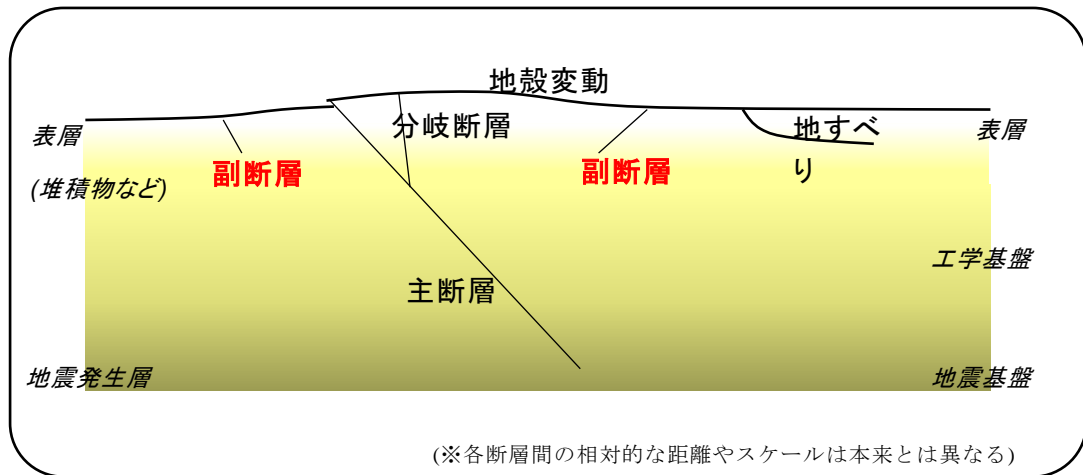


図 1-1 各断層のイメージ図

I 編 決定論的断層変位評価に関する検討

2. 副断層に関する文献・データの収集・整理

2.1. 副断層に関する文献収集・整理

2.1.1. LC-InSAR に関する文献収集

平成 26 年熊本地震発生直後、多くの機関が現地調査を実施し、地震に伴う地表地震断層の位置が明らかとされてきた (Shirahama et al.,2016、熊原ほか,2016、郡谷ほか,2016 など)。Shirahama et al.(2016)では、現地調査による地表地震断層と、中田・今泉 (2002) によって示された活断層線とを比較し (図 2-1)、今回の地震では多くの地点で既往の活断層線に沿うように地表変状が分布していることが示された。一方で、布田川断層から益城町へ向かう地表変状および阿蘇カルデラ内の地表変状等、既往の活断層線では記載されていない位置にも地震に伴う変状出現したことが示されている。

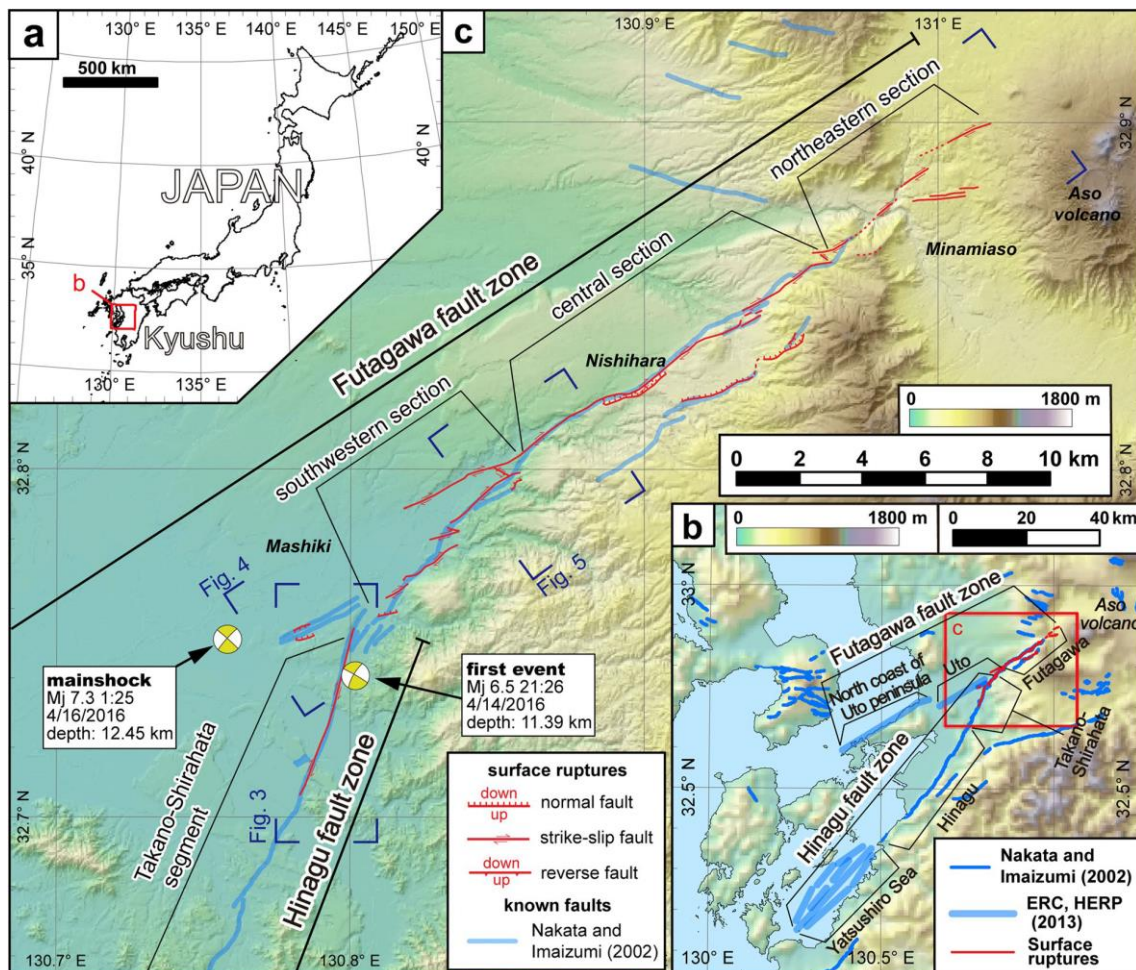


図 2-1 地表地震断層調査結果 (shirahama et.al 2016, Fig.1)

地震直後から ALOS-2 による干渉 SAR 解析が実施され（国土地理院，2016）、布田川・日奈久断層帯に沿って地殻変動を生じていることが明らかにされてきた。Fujiwara et al.(2016)では、干渉縞の不連続から地表変状を抽出している（図 2-2）。この抽出した地表変状は既往の活断層図による布田川・日奈久断層帯のトレースから外れた位置にも分布している。また、Fujiwara et al.(2016)は阿蘇カルデラの北西縁において、ALOS-2 のコヒーレンス図を用いて、コヒーレンスが低い部分に地表変状があることを示した（図 2-3）。

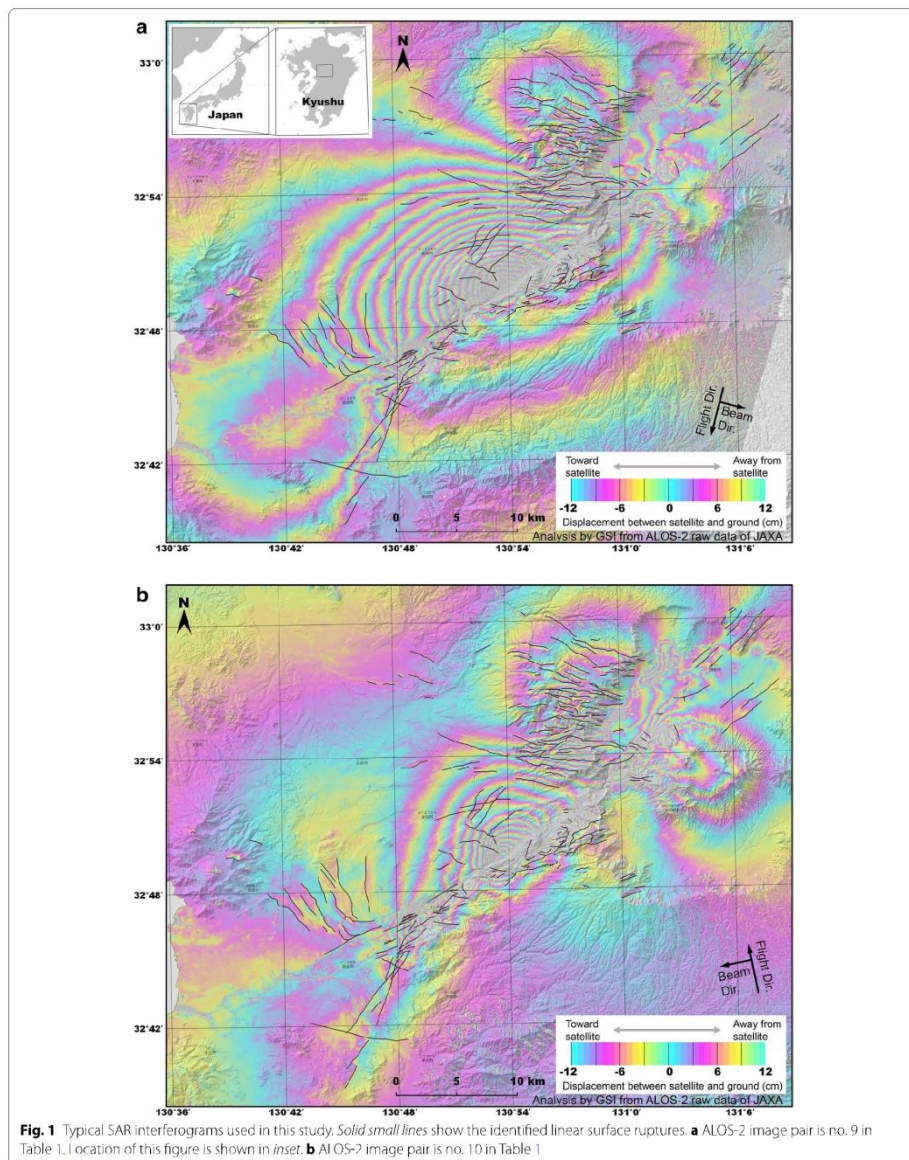


図 2-2 ALOS-2 干渉解析から求めた地表変状（Fujiwara et al.(2016)Fig1)

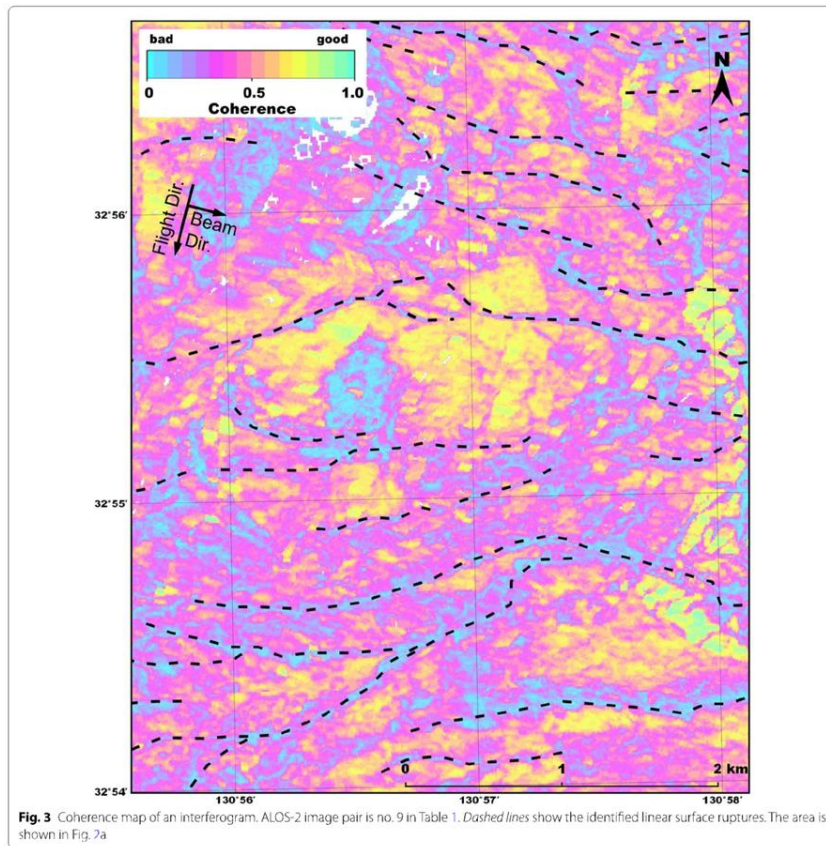


図 2-3 コヒーレンス図による地表変状 (Fujiwara et al.(2016)Fig3)

小俣ほか(2016)は、ALOS-2による干渉 SAR 解析において、干渉 SAR による干渉縞、低コヒーレンス値分布図、および DEM データによる傾斜量図を重ねることにより、地表地震断層を検出する方法を提案した(図 2-4)。この手法によると、現地調査でこれまで地表地震断層として報告されていない地点に、干渉縞の不連続があり低コヒーレンス値が連続するラインが確認できることから、これらは現地調査では確認できない程度の微小な変位の地表地震断層が分布している可能性があることを示した。小俣ほか(2017b)では、これらのラインを現地調査したところ、明瞭な地表地震断層は確認できないものの道路や水路にはわずかな亀裂が認められることを明らかにした。干渉 SAR 解析で干渉縞と低コヒーレンス図を重ねて検討することで、地表地震断層の分布位置を明らかにするとともに、地表地震断層として認識することが困難な微小でブロードな地表面の変形を捉えることが出来ることが明らかとなった。この手法を LC-InSAR (PASCO 特許出願中)と呼ぶ。小俣ほか(2017a)では LC-InSAR 図により読み取れる地表変状の可能性のある“位相不連続ライン”のマッピングを行っている。

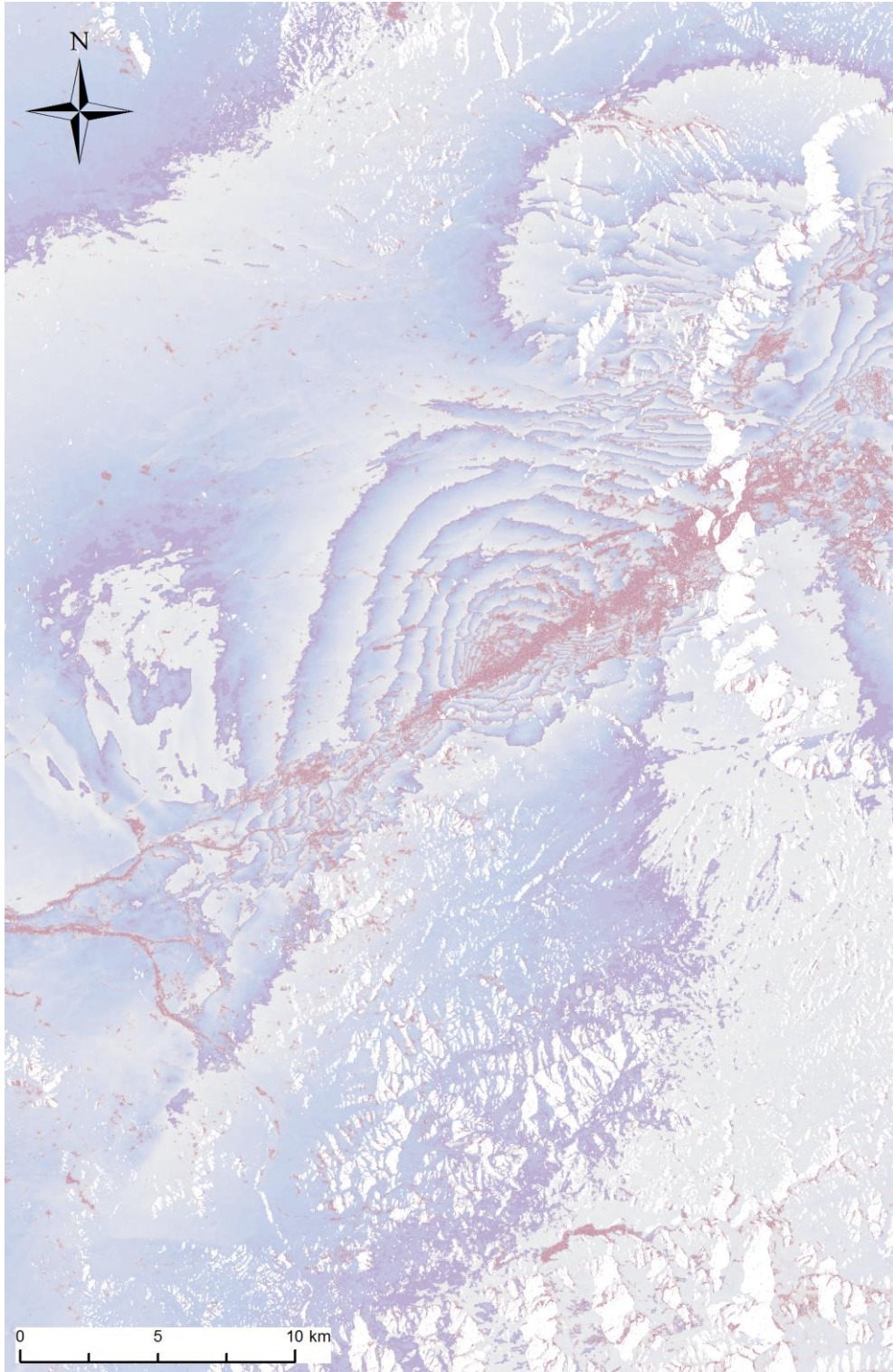


図 2-4 LC-InSAR 広域図 (小俣ほか(2016))

2.1.2. LC-InSAR を用いた候補地点の検討

2.1.2.1. 候補地点の抽出

ピット調査地点は小俣ほか(2017a)による線状に連続する低コヒーレンス部の“位相不連続ライン”のマッピング結果をもとに、複数個所の候補地検討を行った。当初、7か所程度を候補地として検討したものの、堆積物の分布状況、主断層からの距離及びピット掘削の可否等により 福原地区ならびに土林地区を抽出した(図 2-5～図 2-6)。

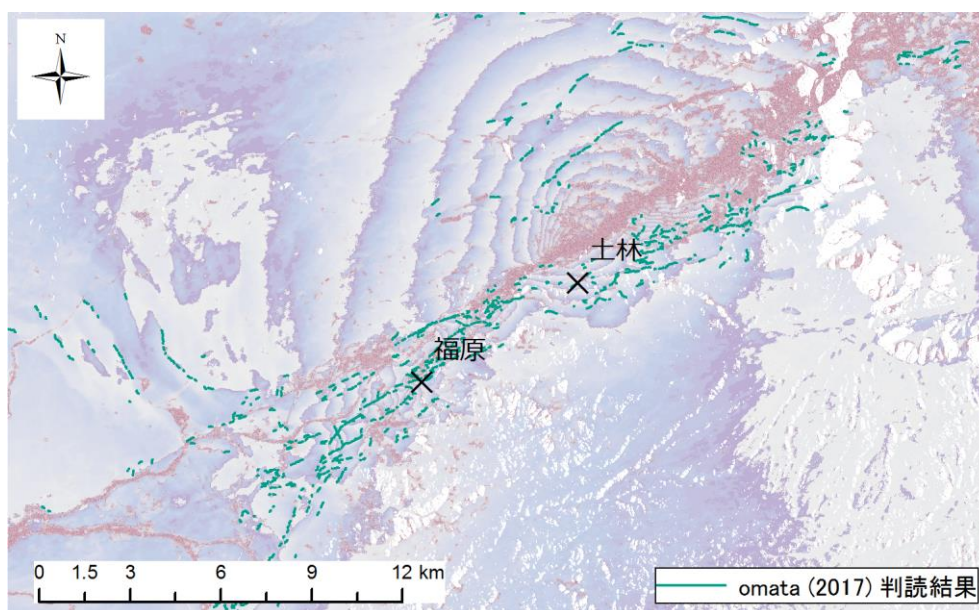


図 2-5 候補地点広域図 (LC-InSAR)

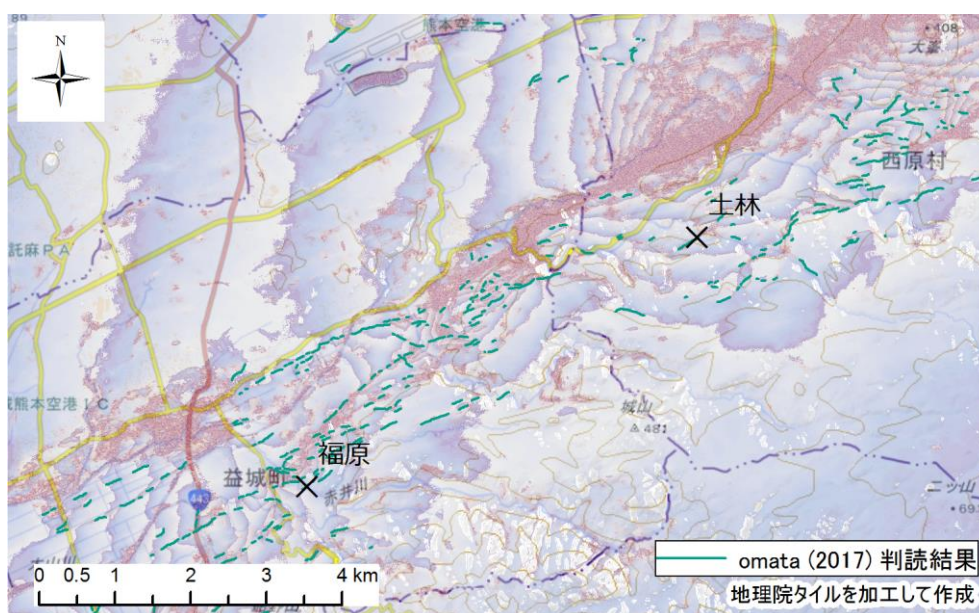


図 2-6 候補地点周辺図 (LC-InSAR)

2.1.2.2. ピット調査位置

(1) 布田川断層帯 福原地区

福原地区は Shirahama et. al (2016)で示されているメイントレース (southwestern section) から 200m 程度南東側にあたる (図 2-7)。小俣ほか(2017a)による低コヒーレンス識別位置での調査前現地確認調査 (図 2-8) では、道路アスファルト上に僅かな変状 (右横ずれ、図 2-9) を確認した。調査候補地点状況を図 2-10 に示す。

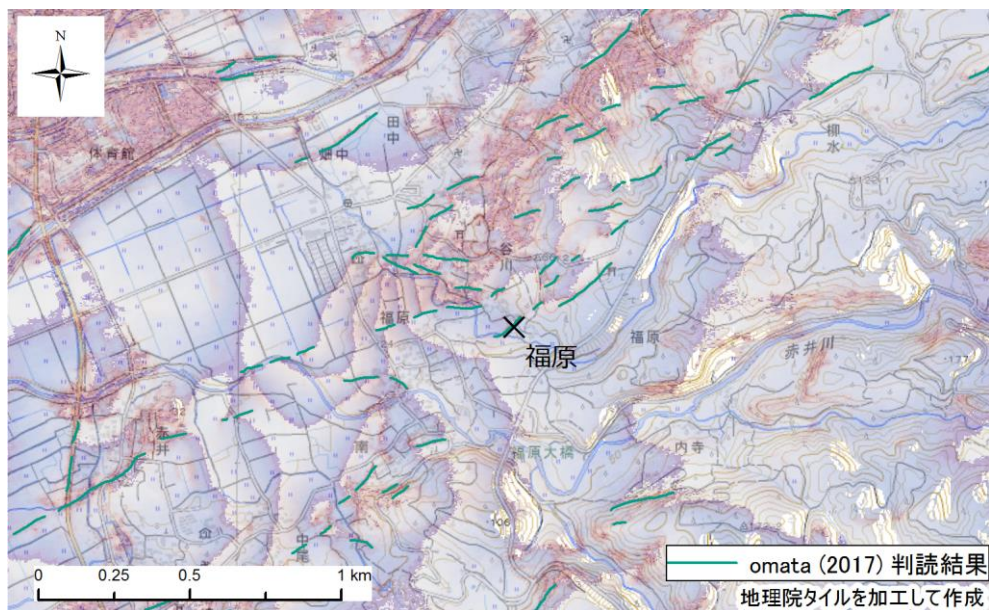


図 2-7 福原地区周辺図 (LC-InSAR)

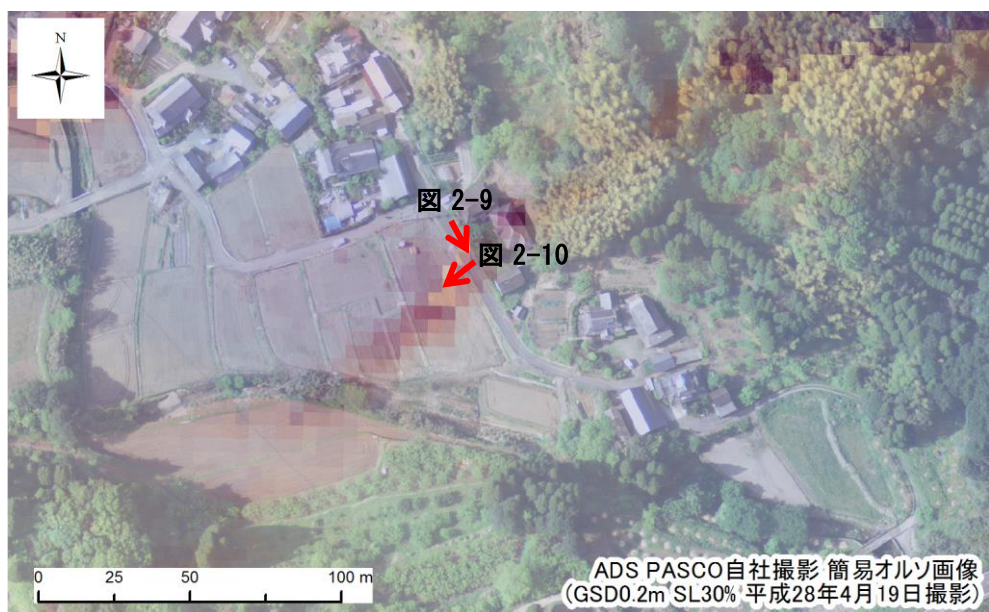


図 2-8 福原地区写真位置図 (LC-InSAR)



図 2-9 福原地区現地状況（道路右横ずれ）



図 2-10 福原地区現地状況（ピット調査予定位置）

(2) 西原村 土林地区

土林地区は Shirahama et. al (2016)で示されているメイントレース (central section) 及び井ノ口断層から 1km 程度離れた両断層の中央付近にあたる (図 2-11)。小俣ほか(2017a)による低コヒーレンス識別位置での調査前現地確認調査 (図 2-12) では、道路アスファルト上の僅かな変状 (右横ずれ、図 2-13)、コンクリート側道の右横ずれ (図 2-14) 及び田圃畔の僅かな変状 (右横ずれ、図 2-15) を確認した。また、低コヒーレンス部が連続する調査予定地南東の道路上では、構造物等の補修跡も確認できた (図 2-16)。調査候補地点状況を図 2-17 に示す。

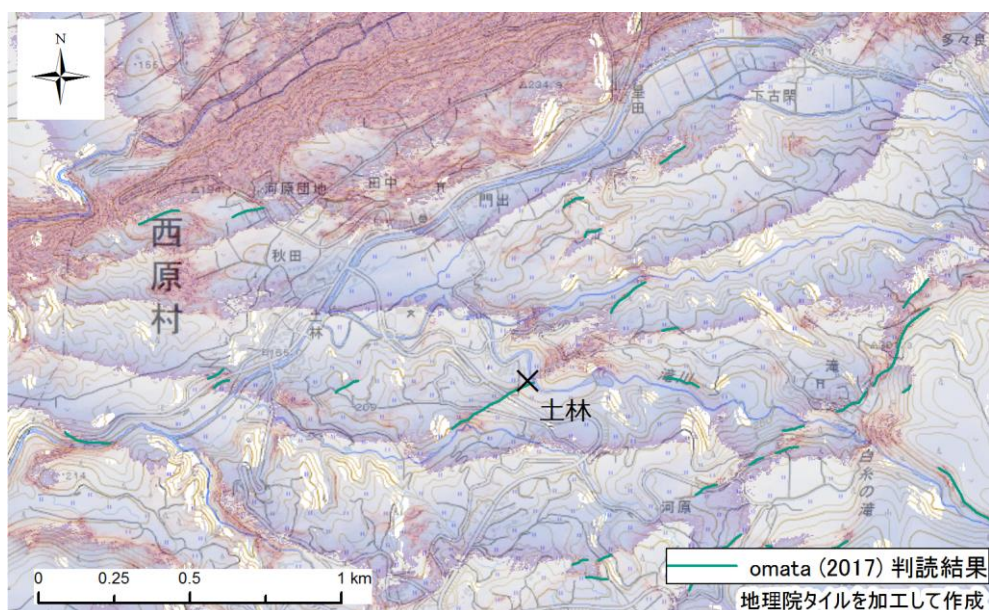


図 2-11 土林地区周辺図 (LC-InSAR)

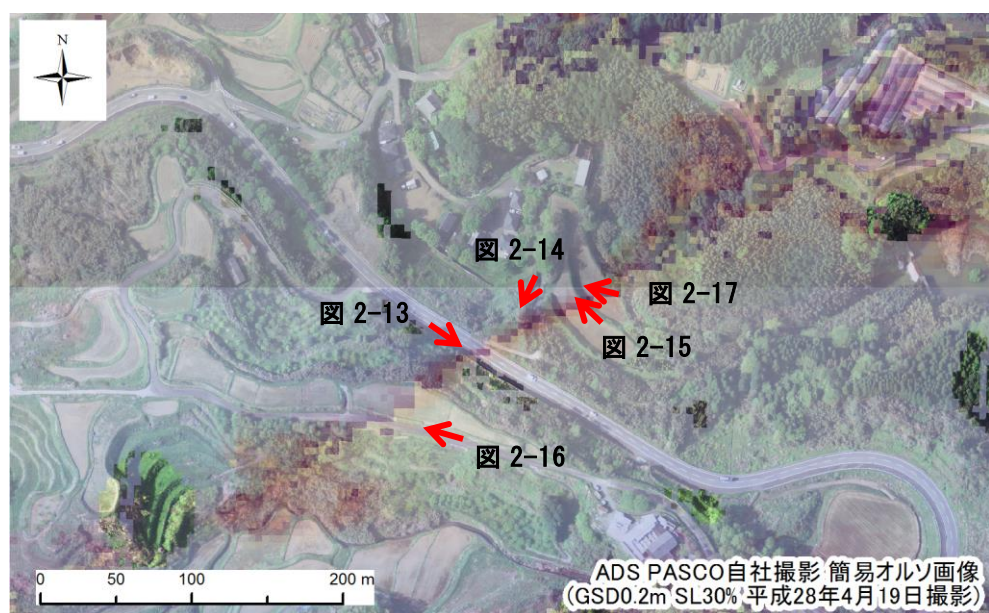


図 2-12 土林地区写真位置図 (LC-InSAR)

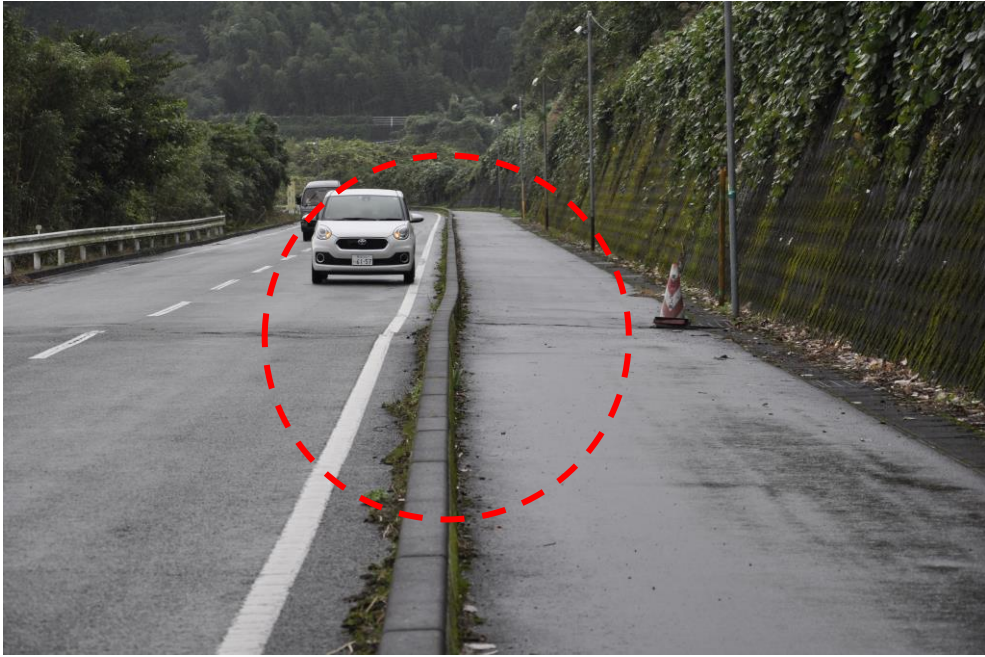


図 2-13 土林地区現地状況（道路右横ずれ）



図 2-14 土林地区現地状況（コンクリート右横ずれ）



図 2-15 土林地区現地状況（畔右横ずれ）



図 2-16 土林地区現地状況（補修跡）



図 2-17 土林地区現地状況（ピット調査位置）

2.2. 副断層に関するデータ収集・整理

内陸地殻内地震のうち、地表に断層変位を伴う規模の大きな地震は、再来周期が長く、断層変位データが限定されている。特に、副断層は、一般に連続性が乏しく断層変位量も小さいため、痕跡が地表に残りにくいのが特徴であり、適時に現地調査を行うことが重要である。

2.2.1. 調査概要

2.2.1.1. 調査目的

本調査は、地表に変位が現れた内陸地殻内断層を対象として、断層近傍の地表変位や地震動等の観測記録を用いて各種の試解析（野外調査を含む）を実施し、決定論的及び確率論的手法による断層変位評価に係る知見の整備を行うもののうち、ピット調査を実施し、地層に残された地震記録の確認を目的としたものである。

2.2.1.2. 調査位置

調査地点は、前項で決定した熊本県益城町福原地点及び熊本県西原村土林地点の2か所で実施した（図 2-18）。



図 2-18 位置図

2.2.1.3. 実施内容

(1) ピットの数・規模及び形状

ピットは、各用地内において1つ掘削した。ピットの規模は、開口部の大きさを8×4m、深さ2m、法面の傾斜は50～60°程度を予定した。実際には、断層の露出状況や地盤状況を鑑み、福原ピットでは開口部の大きさを8m×6m、深さ3m、土林ピットでは開口部の大きさを16m×8m、深さ2mとした。

(2) 作業期間

ピット掘削調査（現地作業）は2017年11月13日（月）～2017年12月13日（水）の1か月間で実施した。

(3) 担当者

ピット調査は以下の体制で実施した。

主任技術者	：	小俣雅志	（株式会社パスコ 技術統括本部 本社技術部）
現場代理人	：	渋谷典幸	（株式会社パスコ 中央事業部 技術センター コンサルタント技術部 砂防一課）
担当者	：	森 良樹	（ 同 コンサルタント技術部 砂防一課）
	：	郡谷順英	（ 同 コンサルタント技術部 砂防二課）
	：	谷口 薫	（ 同 コンサルタント技術部 砂防二課）

(4) 調査工法

ピット調査は以下に示す調査手順で実施した。また、ピット掘削状況については付属資料1に取りまとめて示した。

- ①調査用地の境界設定
- ②調査用地周辺の平面図の作成
- ③調査用地および進入路の整備
- ④ピットの掘削
- ⑤ピット法面の整形
- ⑥整形した法面に1.0mメッシュのグリッドの設置
- ⑦ピット壁面の詳細な観察、スケッチ（断層周辺）及び写真撮影
- ⑧ピットの平面図の作成
- ⑨ピット埋め戻しと用地の現状復旧

(5) 使用機材

本調査で使用した機材を表 2-1 に示す。

表 2-1 使用機材一式

機材	仕様・規格	数量	単位
バックホウ	0.25m ³	1	台
発電機		2	台
簡易トイレ		2	台
水中ポンプ		2	台
杭・安全ロープ他		1	式

(6) その他

本調査では諸法令を遵守するとともに、法令や条例等による関連機関への手続き、ならびに調査用地の使用や借用のための交渉等については受注者側にて実施した。また、調査に伴い産出した土器片については、各市町村の教育委員会に報告を行うとともに、出土品を全て提出した。

2.2.2. 福原ピット

2.2.2.1. 調査地点

調査地点位置図を図 2-19～図 2-20 に示す。

調査地点の空中写真（PASCO 撮影簡易オルソ画像）によれば、前震後本震前（図 2-21：H28.4.15 撮影）時点では変状が確認できない。一方、本震後（図 2-22：H28.4.19 撮影）時点では一条の変状が確認できる（ピット予定位置を横断）。以上より、ピット調査位置の地表変状は本震で生じたことが明らかである。

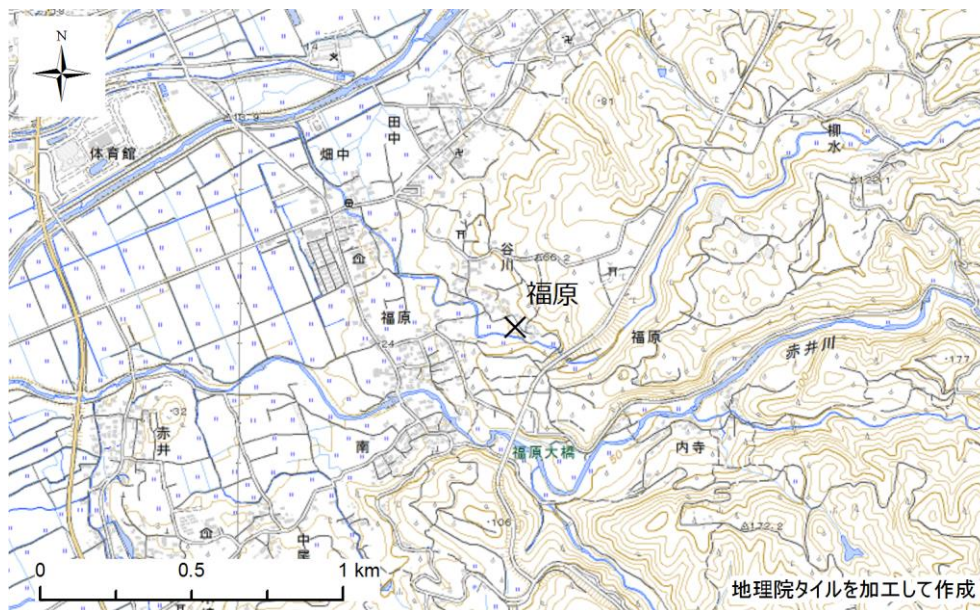


図 2-19 調査地点位置図（福原広域図）



図 2-20 調査地点位置図（福原周辺図）

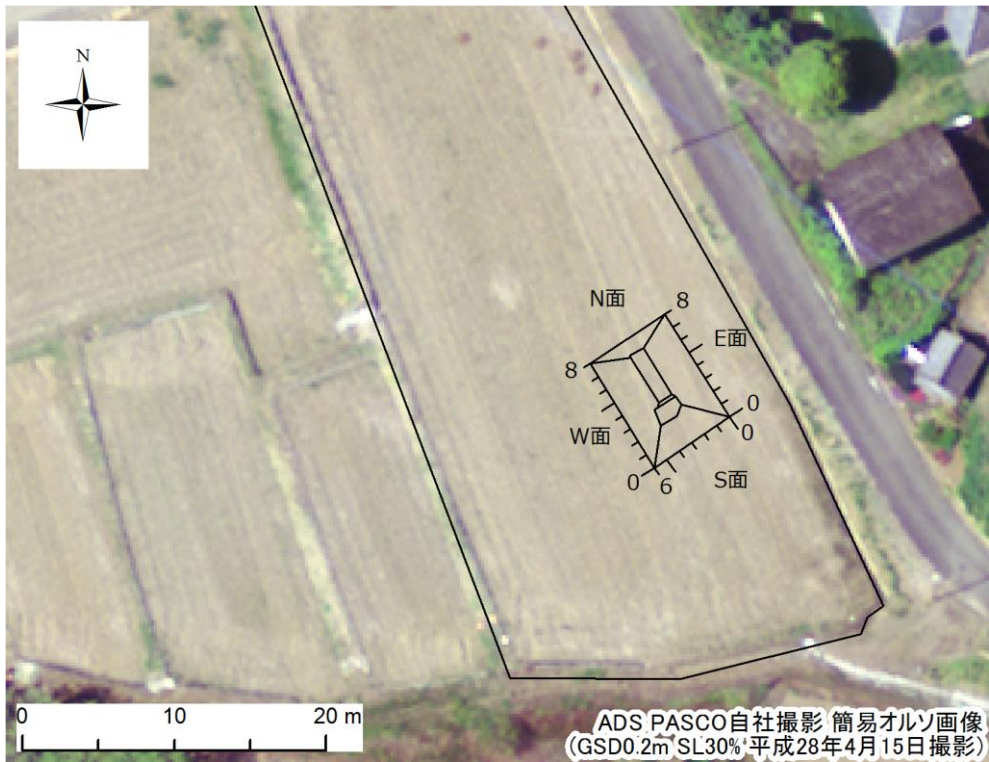


図 2-21 2016.4.15 空中写真（前震後、本震前）

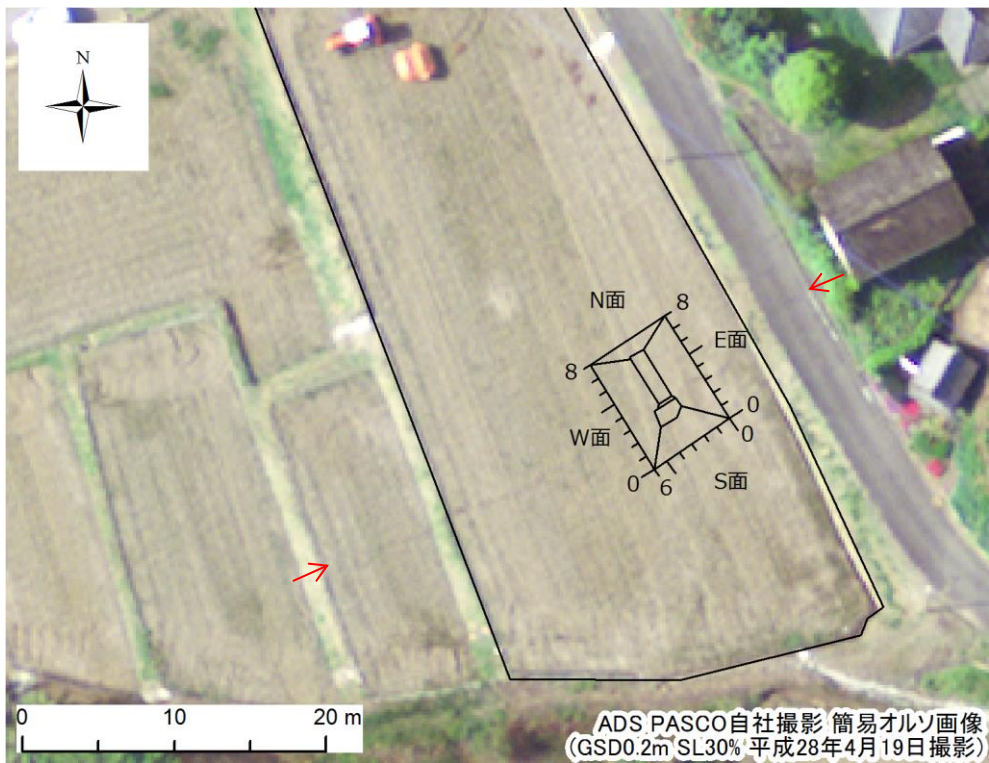


図 2-22 2016.4.19 空中写真（本震後）

※赤矢印間が変状を確認できる範囲

2.2.2.2. ピット調査結果

(1) 掘削結果

福原地点では当初計画深度（2m 深）まで掘削した時点では 2016 年の変形構造以外の明瞭な変形構造が確認できなかったため、当初計画より深く 8m 長×6m 幅×3m 深のピット掘削を実施した。

ピット法面は機械掘削後に手作業による整形を行い、水平方向 1m 毎×鉛直方向 1m 毎のグリッドを作成した。

掘削を行ったピット形状および高さの基準とした仮設点（KBM）について、VRS-GPS による測量を行った（表 2-2）。設置したグリッドの標高については、KBM からレベル測量にて求めた。

測量成果平面図を図 2-23 に、ピット全景写真を図 2-24～図 2-25 に示す。

表 2-2 福原測量成果

地区	測定位置	標高(T.P.m)	測定方法	備考
福原	KBM	41.284	VRS-GPS	擁壁上
	鉛直方向 0.00m	41.126	レベル	板上面
	鉛直方向-1.00m	40.126	レベル	水系上段
	鉛直方向-2.00m	39.126	レベル	水系中段
	鉛直方向-3.00m	38.126	レベル	水系下段

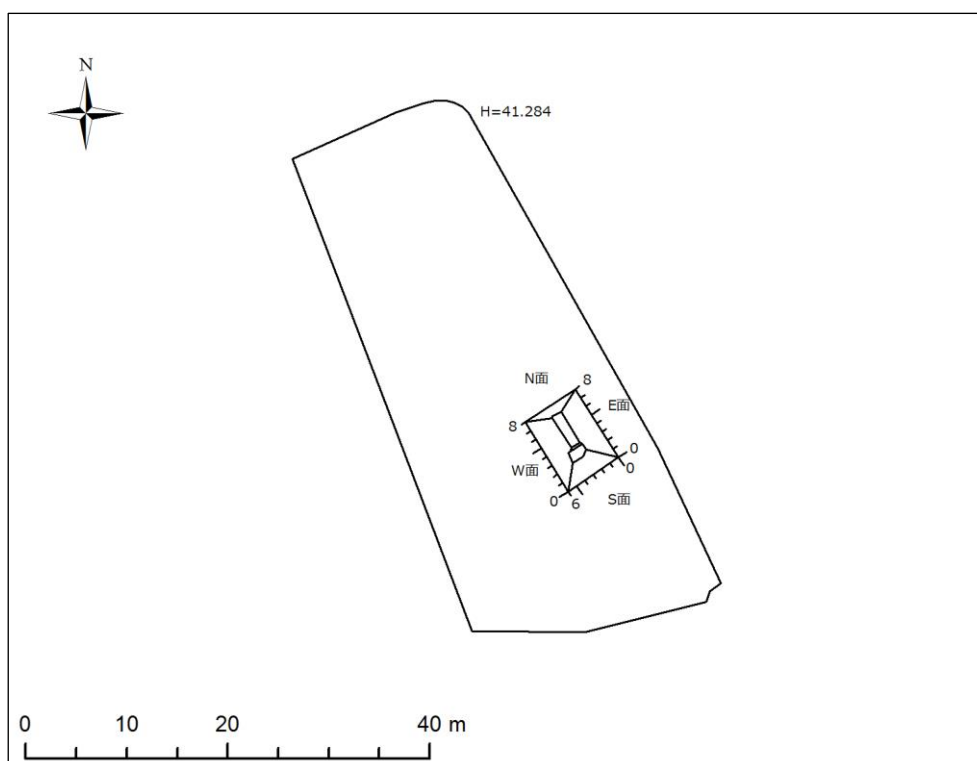


図 2-23 測量成果平面図



図 2-24 ピット全景（2017/12/01 撮影、矢印はクラック位置）



図 2-25 ピット全景（北西側より撮影）

(2) モザイク写真

ピット法面の写真撮影は極力歪みが少なくなるように実施した。撮影した写真画像は画像の歪み等を補正したうえで鉛直面に投影したモザイク写真を作成した。

作成したモザイク写真を図 2-26～図 2-28 に示す。

福原 (E面) 1:20 法面モザイク写真

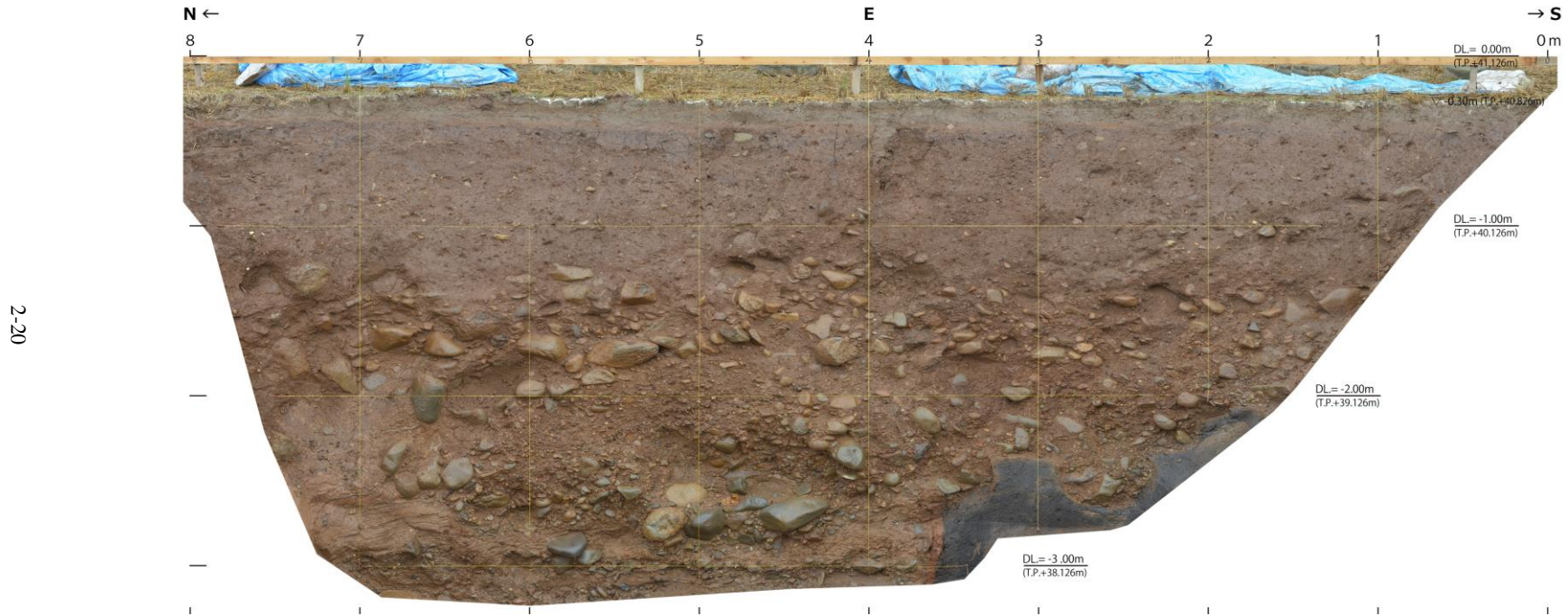
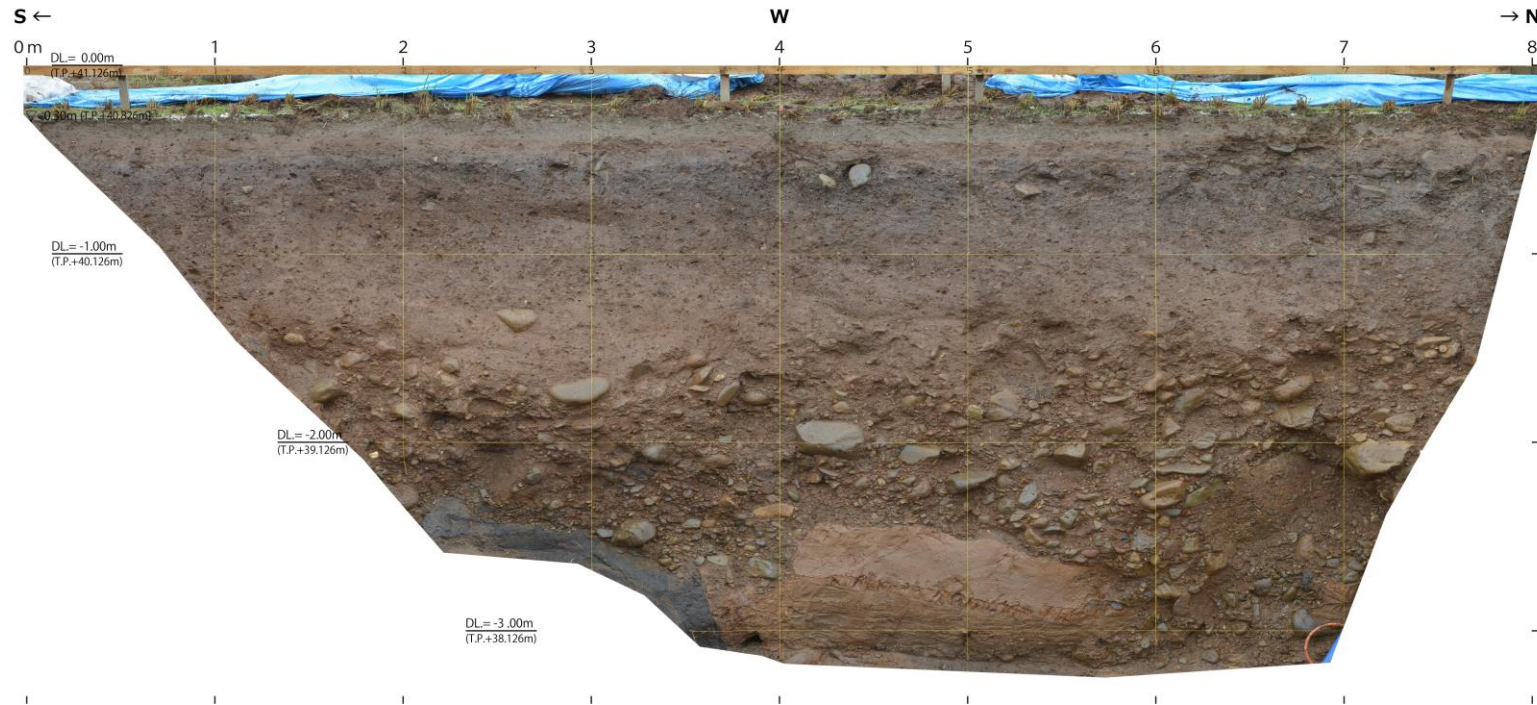


図 2-26 モザイク写真 (福原 E面 : 50%縮小)

福原 (W面) 1:20 法面モザイク写真



2-21

図 2-27 モザイク写真 (福原 W面 : 50%縮小)

福原 (S面) 1:20 法面モザイク写真

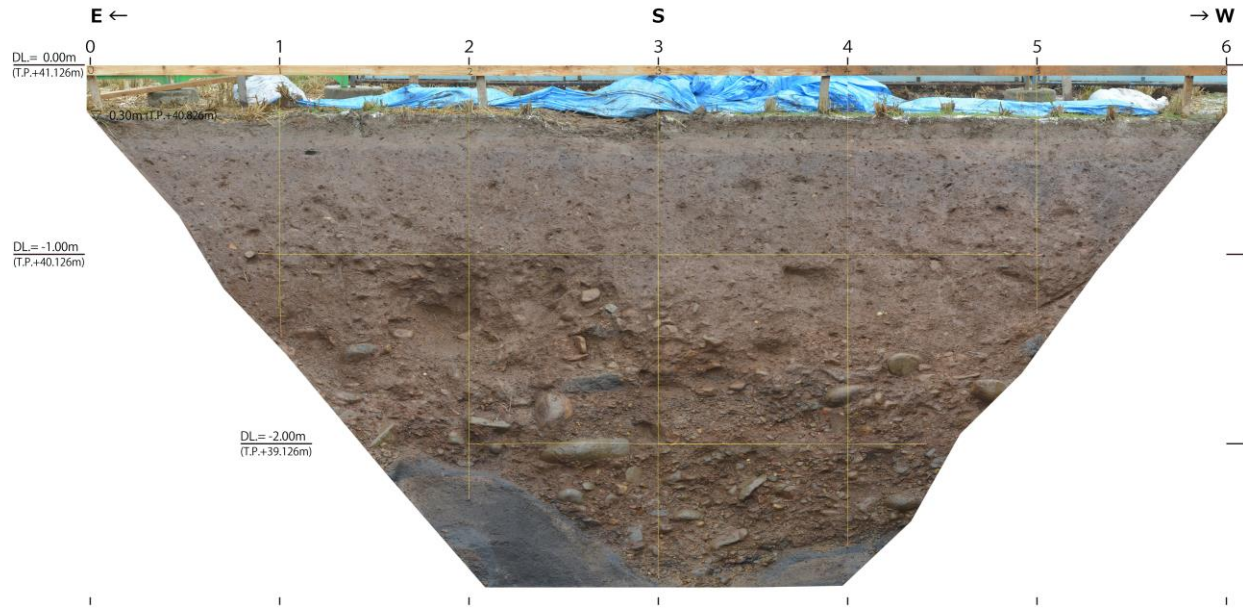


図 2-28 モザイク写真 (福原 S 面 : 50%縮小)

(3) 法面スケッチ

法面スケッチは水平方向 1m×鉛直方向 1m で作成した水系を基準とし、縮尺 1/20 鉛直面投影にて作成した。作成したスケッチを元に、地質区分ごとに着色を行うとともに、断層位置の加筆を行った。また、各地層の記載と併せて、試料採取位置の記録を行った。法面スケッチを図 2-29～図 2-30 に示すとともに、記載結果を付属資料 2 に添付した。

福原 (E面) 1:20 法面スケッチ

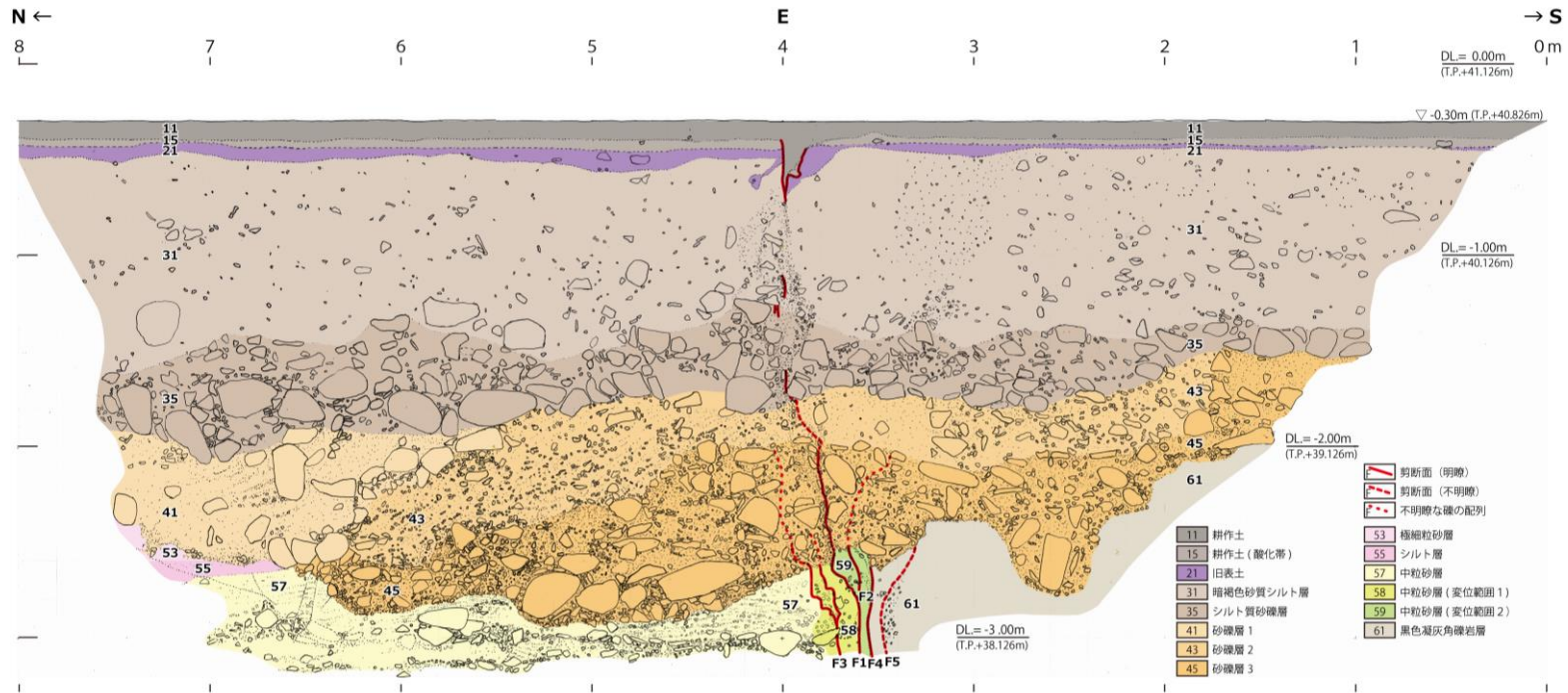


図 2-29 法面スケッチ (福原 E面 : 50%縮小)

福原 (W面) 1:20 法面スケッチ

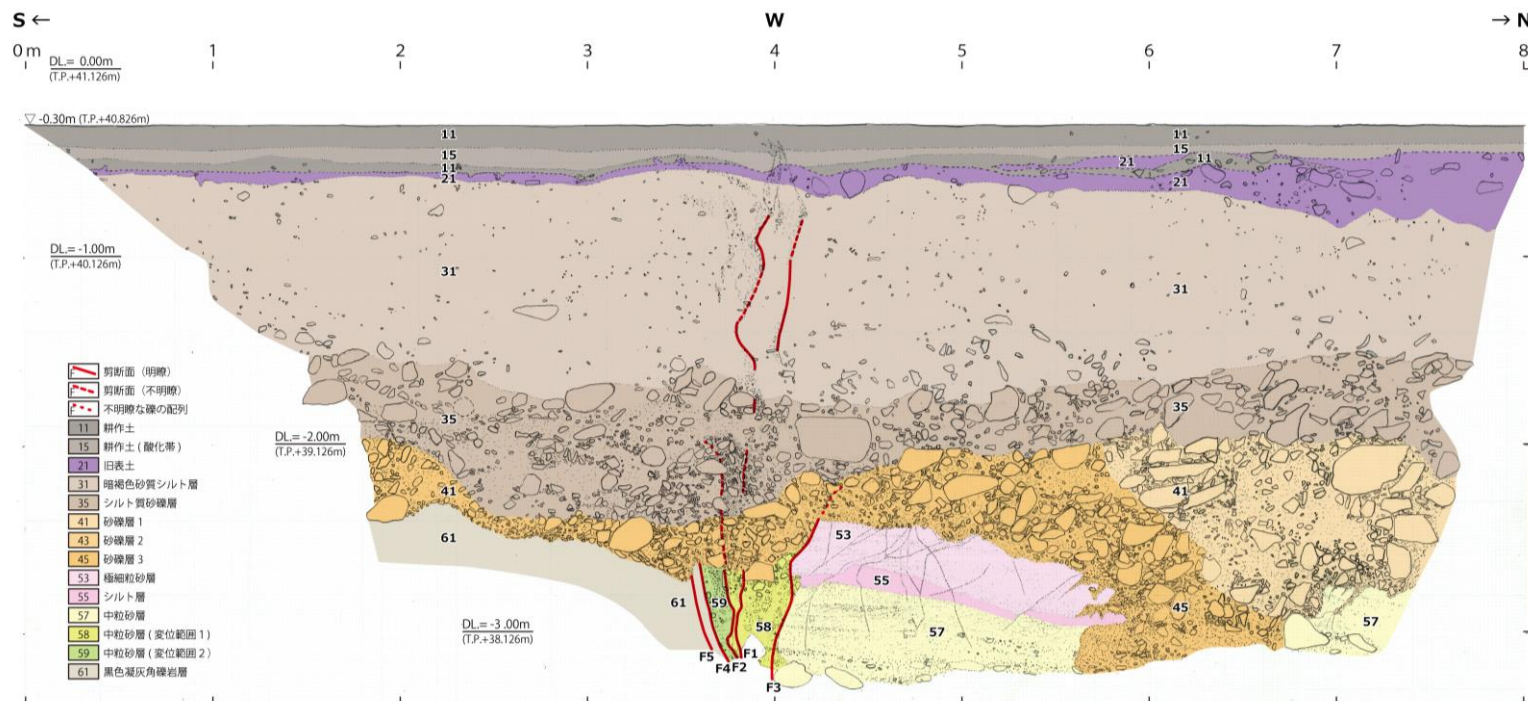


図 2-30 法面スケッチ (福原 W 面 : 50%縮小)

(4) 地質概説

福原地点における掘削範囲の地質層序は、下位より黒色凝灰角礫岩層、中粒砂層、火山灰質シルト～極細粒砂層、砂礫層、シルト質砂礫層、暗褐色砂質シルト層、旧表土、耕作土に区分される（表 2-3）。61層は黒色凝灰角礫岩からなり、詳細は不明ながら阿蘇系の火砕流堆積物と推定される。51～59層は細粒碎屑物を主体とし、本層の下限は確認されていない。41～45層は砂礫を主体とする層厚 1.5m 程度の河川堆積物からなる。31～35層は不均質な砂質シルト～シルト質砂礫を主体とする層厚 1.5m 程度の河川から離水後の堆積物からなる。21層は沖積面表層で土壌化した旧表土である。これらの上位を耕作土である 11～15層が覆う。ピット最下部では黒色凝灰角礫岩層と中粒砂層が接する明瞭な断層、中粒砂層内のせん断面が確認された。断層近傍の黒色凝灰角礫岩層内には破碎構造が確認された。上位の砂礫層はこれらの一部を覆い、一部は砂礫層内の堆積構造に変形が確認され、シルト質砂礫層に覆われる。

表 2-3 層序表

地層名	模式図	地層区分	
11-15		耕作土	
21		旧表土	
31		暗褐色 砂質シルト層	
35		シルト質砂礫層	
41		砂礫層 1	砂礫層 2
43			
45		砂礫層 3	
51		強風化砂礫層	
53		極細粒砂層	
55		シルト層	
57-59		中粒砂層	
61		黒色凝灰角礫岩層	

(5) 地質各論

① 黒色凝灰角礫岩層 (61 層)

黒色凝灰角礫岩層は E 面、W 面の水平方向 0~4m、鉛直方向 -2.5m 付近及び S 面底盤付近で観察される。

礫、基質ともに黒色を呈す。弱溶結を示し、礫は ϕ 0.5~1cm 内外である。41 層とは不整合で接し、59 層と断層関係で接する。

層相及び後述の火山灰分析結果から阿蘇系の火砕流堆積物と想定されるが、詳細は不明である。

② 中粒砂層 (57-59 層)

中粒砂層は E 面、W 面及び N 面の鉛直方向 -2.5m 前後以深で観察される。

中粒砂層のうち、57 層は堆積構造の明瞭な範囲、58 層は F3 断層付近の堆積構造が不明瞭な範囲、59 層は F1 断層と F2 断層に挟まれた堆積構造が不明瞭な礫状に凝灰角礫岩を含む範囲を細区分したものである。礫は偽礫及び先阿蘇系安山岩類が主体である。礫は葉理と平行に配列する。E 面では平行葉理が、W 面では複数のフォアセット葉理の発達を確認できる。上位の 55 層とは整合的に重なり、45 層及び 41 層に大きく削剝を受ける。下位境界はピット内では確認できない。

平行葉理やフォアセット葉理が確認できる砂を中心とすることから、水流の影響のある環境が推定されるが、証拠に乏しく詳細は不明である。

③ シルト層 (55 層)

シルト層は E 面の水平方向 7m 付近、W 面の水平方向 4~6m 付近及び N 面でそれぞれ鉛直方向 -2.5m 付近において観察される。

均質なシルトからなり、法面では認識可能な堆積構造を示さない。小断層が発達し、下位を整合的に覆う。

粗粒分を含まず塊状のシルトからなることから、放棄流路ないし湖沼などの静穏な環境で堆積したと推定される。

④ 極細粒砂層 (53 層)

極細粒砂層は E 面の水平方向 7.5m 付近、W 面の水平方向 4~6m 付近及び N 面でそれぞれ鉛直方向 -2.5m 付近において観察される。

極細粒砂及びシルトの細互層状 (各層 $h=5\text{cm}$ 程度) を呈す。小断層が発達し、下位を整合的に覆う。

粗粒分を含まず平行に堆積した極細粒砂~シルトからなることから、下位の 55 層同様、放棄流路ないし湖沼などの静穏な環境で堆積したと推定される。

⑤ 強風化砂礫層 (51 層)

強風化砂礫層は N 面でのみ僅かに観察される。

中~粗粒砂及び強風化した円礫からなる。上位層に削剝され、N 面で最下部 20cm 程度が確認できるのみである。下位層を僅かに侵食する。

⑥砂礫層 3 (45 層)

砂礫層 3 は E 面及び W 面の鉛直方向-2m 以深で観察される。

基質は中～粗粒砂、礫は $\phi 2\sim 6\text{cm}$ 及び $\phi 15\text{cm}+$ の超円礫からなる。円磨度が高く、球形度はやや低い。礫は先阿蘇系安山岩類及び弱溶結凝灰岩類を主体とし、少量のチャート（灰色、赤色）、蛇紋岩及び緑色岩類を含む。北西方向への最大傾斜角が卓越したインブリケーションが発達する。E 面水平方向 4m 付近及び W 面水平方向 5～6m 付近を中心としたマウンド状の分布形態を示す。下位層を侵食的に覆い、上位境界は明瞭かつ整合的である。

下位層を侵食的に覆いインブリケーションが発達することから、河川流路堆積物と考えられる。また、南東-北西方向のマウンド状の分布形態は、インブリケーションの示す北西方向への流下方向と同一であることから、礫州の伸長方向を示すものと考えられる。

⑦砂礫層 2 (43 層)

砂礫層 2 は E 面の水平方向 1.5～6.5m、鉛直方向-1.5～2.5m 付近で観察される。

基質は中粒砂、礫は $\phi 0.5\sim 2\text{cm}$ の垂円礫を主体とする。平板状斜交層理が発達する。下位層のマウンド部の凹凸を埋めるように分布する。下位層を整合一連で覆い、上位層（41 層及び 35 層）に侵食的に覆われる。

水流の影響を受けた堆積構造が発達し、下位の河川堆積物と整合一連であることから、本層も河川流路堆積物であると推定される。

⑧砂礫層 1 (41 層)

砂礫層 1 は E 面、W 面の各水平方向 6～8m、鉛直方向-2m 程度以深及び N 面で観察される。

細～中粒砂を主体とし、最下部に $\phi 20\sim 30\text{cm}$ 程度の球形度の低い円礫が密集する。基質中に含まれる大きな礫の周辺には僅かに斜交層理が確認できる。凹状（下に凸）の形状をなし、下位層を侵食的に覆う。

下位の礫洲に隣接し凹状の分布形態を示すことから、河川流路内チャンネル充填堆積物と考えられる。

⑨シルト質砂礫層 (35 層)

シルト質砂礫層は E 面、W 面及び S 面の鉛直方向-1.5m 付近で観察される。N 面の 41 層よりも上位層準はピット掘削時の重機足場作成にあたり除去したため、分布を観察できない。

基質のシルト質細粒砂中に $\phi 2\sim 6\text{cm}$ 、 $\phi 10\sim 15\text{cm}$ 、 $\phi 20\sim 30\text{cm}$ の礫が不規則塊状に混じる。下部から上部にかけて礫の割合が減少し、上位ほど基質支持となる。礫種は先阿蘇系安山岩類、溶結凝灰岩類、緑色岩片及びチャート（灰色）からなる。下位層を侵食的に覆い、上位層に漸移する。

基質中に礫が浮くようにして塊状分布することから、浸食力の強い流体のうち、基質の強さと浮力によって碎屑物が支持される土石流による堆積物と考えられる。

⑩暗褐色砂質シルト層（31層）

暗褐色砂質シルト層はE面、W面及びS面鉛直方向-1.5m以浅で広く観察される。N面の41層よりも上位層準はピット掘削時の重機足場作成にあたり除去したため、分布を観察できない。

暗褐色を呈する砂質シルト。基質中にφ1cm内外の岩片と中礫が散在する。一部において礫の配列が確認できるものの、堆積構造は明瞭でない。

細粒物質が主体で一部礫の配列も存在することから、常時の静穏な堆積物中に稀に粗粒碎屑物が供給される環境が推定される。したがって、下位の河川環境から離水後の後背湿地の細粒堆積物中に、粗粒な洪水氾濫堆積物が一部含まれるものと考えられる。

⑪旧表土層（21層）

旧表土層はE面、W面及びS面の耕作土直下で広く観察される。N面の41層よりも上位層準はピット掘削時の重機足場作成にあたり除去したため、分布を観察できない。

黒褐色を呈する旧表土。層厚はピットの北西ほど薄く、南東側では最大層厚40cm程度となる。上位境界は水平に近いのに対し、下位境界は不規則形状をなし北側へやや傾斜している。W面水平方向5～7m付近では旧表土層は2層に分かれている。W面水平方向7m付近の礫密集部に土器片（図2-31～図2-33）が散在する。

下位層（31層）との境界が不明瞭で、構成物もほとんど同一であることから、下位層（31層）最上部が土壌化した部分と考えられる。

なお、産出した土器片は全て益城町教育委員会に提出した。



図 2-31 土器片産出状況



図 2-32 産出した土器片写真（表面 1、現物は益城町教育委員会に提出）



図 2-33 産出した土器片写真（表面 2、現物は益城町教育委員会に提出）

⑫耕作土層（11-15層）

耕作土層はピット掘削位置を含め調査範囲全体の最上部に分布する。

シルトを主体とした耕作土からなる。15層は11層下部が酸化して褐鉄鉱が層状分布する範囲にあたる。

(6) 断層記載

断層近傍の詳細写真を図 2-35～図 2-41 に、断層性状を以下より取りまとめて示す。

①F1 断層

61 層（黒色凝灰角礫岩層）よりも上位の堆積物（57～59 層、45 層、43 層、35 層、31 層、21 層、15 層及び 11 層）を E 面及び W 面の水平方向 4m 付近で切断している。剪断面の延長線上及びその周辺部において、地層の緩みが掘削時に確認された。E 面水平方向 4m 付近最上部（鉛直方向-0.5m 付近）において、クサビ状に耕作土及び旧表土が落ち込む（図 2-34）。

剪断面及び緩みがクサビ状の耕作土及び旧表土の落ち込みまで連続することから、2016 年熊本地震で活動した最新の断層面と考えられる。



図 2-34 F1 断層地表面直下のクサビ状の耕作土の落ち込み

②F2 断層

58～59 層（中粒砂層）中に明瞭な剪断面が確認され、E 面では 45 層（砂礫層 3）中まで、W 面においては 35 層（シルト質砂礫層）の途中まで礫の不明瞭な配列により連続性を確認できる。

W 面で 35 層中まで断層変形による礫の再配列が連続することを確認できることから、35 層堆積中ないし堆積以降、31 層（暗褐色砂質シルト層）堆積前に断層活動があったものと考えられる。

③F3 断層

57～58層（中粒砂層）中に明瞭な剪断面が分布し、E・W面とも45層中（砂礫層3）まで礫の不規則な配列により連続性を確認できる。E面では2条に分岐している。W面では58層と53（極細粒砂層）～57層の境界をなし、一部は53～57層中に発達する小断層と剪断面を共有する。

45層まで断層変形による礫の再配列が連続することを確認でき、35層に覆われることから、45層堆積後35層堆積前に活動したものと推定される。しかしながら35層によって明らかに覆われるのではなく、断層による変形の上端は確定しがたい。35層堆積前後に活動したF2断層と明らかな変形の違いが認められないことから、地震活動イベントはF2断層と分離できない。

④F4 断層

61層（黒色凝灰角礫岩層）と上位の堆積層（59層以降）との岩層境界を成す。41層（砂礫層1）により削剝を受ける。

59層は堆積構造の有無により断層活動で57層（中粒砂層）が変形を受けたものと推定されること、及び41層に削剝を受けていることから、57層堆積後41層堆積前に活動したものと考えられる。

⑤F5 断層

61層（黒色凝灰角礫岩層）内にのみ確認される。61層内には平行する複数の剪断面が認められる。

F5断層は61層内に確認されるのみであるため、断層活動年代及び断層活動の回数は不明である。



図 2-35 断層周辺拡大写真 (E 面下部全体)



図 2-36 断層周辺拡大写真 (E 面 F2 及び F3 周辺)



图 2-37 断層周边扩大写真 (F3 周边)



图 2-38 断層周边扩大写真 (E 面 F4 周边)

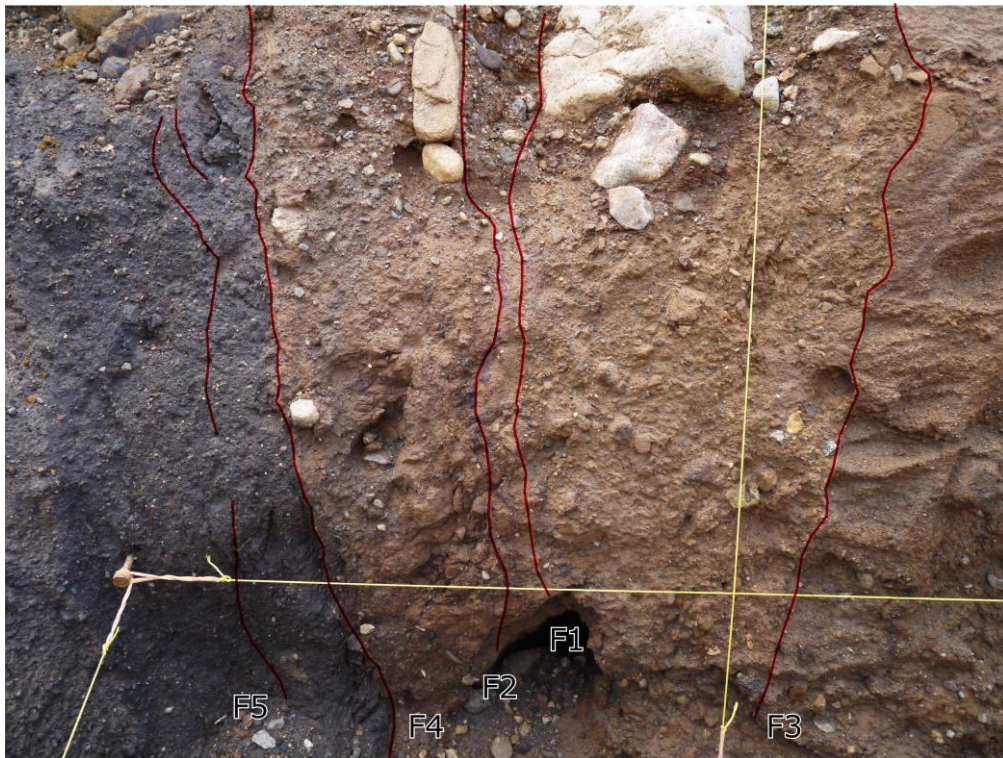


图 2-39 断層周辺拡大写真 (W 面下部全体)



图 2-40 断層周辺拡大写真 (W 面 F3 周辺)



图 2-41 断層周辺拡大写真 (W 面 F4 周辺)

2.2.2.3. 年代測定結果

年代測定試料採取位置を図 2-42～図 2-43 に、測定結果詳細を付属資料 3 に示す。

5 試料のサンプリングを行い、表 2-4 に示す年代測定結果を得た。年代測定結果のうち、FKbW-3 (5,070±30yr.BP)、FKbW-2 (3,870±30yr.BP) 及び FKbE-1 (4,190±30yr.BP) での測定値は、FKbW-1 (2,900±30yr.BP) 及び FKbE-2 (1,150±30yr.BP) での測定値と比較して有意に古い年代値を示す (表 2-5)。

年代測定試料のうち、FKbW-3、FKbW-2 及び FKbE-1 は前述の土石流堆積物や洪水流堆積物と考えられる 31 層 (暗褐色砂質シルト層) 及び 35 層 (シルト質砂礫層) から採取したものがある。したがって、これらの試料の有意に古い年代値は土石流や洪水流による再堆積を示すものと推定される。よって、45 層 (砂礫層 3) 基底の FKbW-1 から 21 層 (旧表土) の FKbE-2 にかけて、2,900yr.BP～1,150yr.BP のおよそ 1,750 年間に堆積したものと推定される。後述の火山灰分析結果においても、AT 火山灰や K-Ah 火山灰が低濃度で散在する再堆積性の産状し、年代値の測定結果と調和的である。

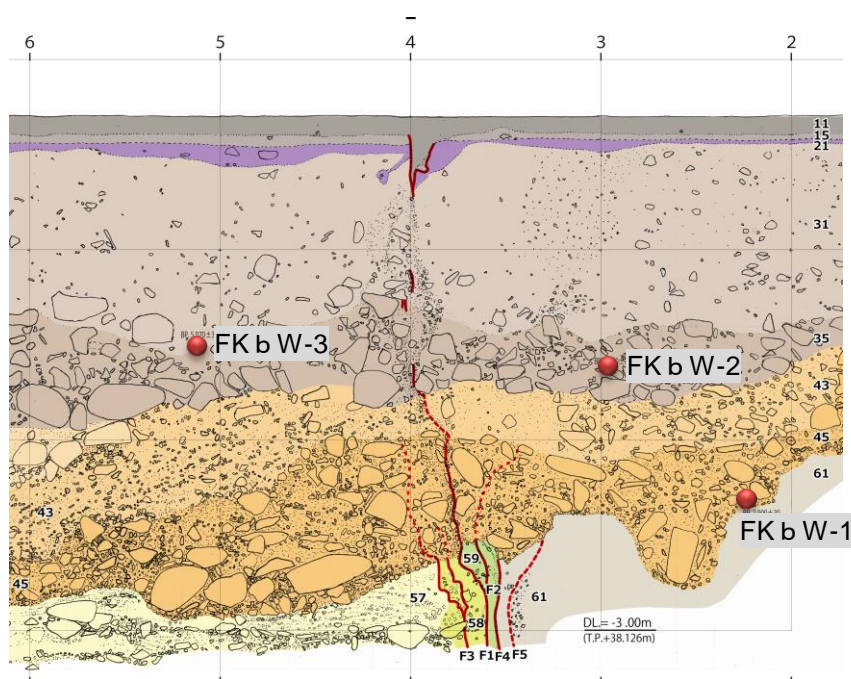


図 2-42 E 面年代測定試料採取位置

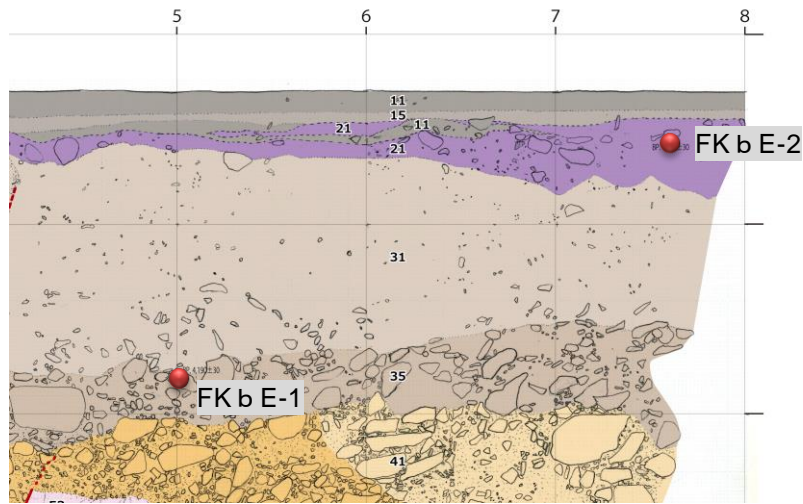


図 2-43 W面年代測定試料採取位置

表 2-4 年代測定値

地区	採取位置			試料		測定値	
	地層名	備考	法面	番号	内容	Conventional Radiocarbon Age	cal
福原	21 旧表土	中部	W	FKbE-2	charred material	1,150 ± 30	95.4% probability (95.4%) 76 - 971 cal AD (174 - 979 cal BP)
	31 暗褐色砂質シルト層	最下部	E	FKbW-3	organic sediment	5,070 ± 30	95.4% probability (95.4%) 356 - 3796 cal BC (3905 - 5745 cal BP)
	35 シルト質砂礫層	最上部	W	FKbE-1	organic sediment	4,190 ± 30	95.4% probability (95.5%) 216 - 2671 cal BC (2765 - 4620 cal BP) (93.9%) 291 - 2836 cal BC (3440 - 4785 cal BP)
		中部	E	FKbW-2	organic sediment	3,870 ± 30	95.4% probability (93.7%) 265 - 2278 cal BC (2414 - 4227 cal BP) (93%) 251 - 2229 cal BC (2200 - 4178 cal BP) (94%) 220 - 2211 cal BC (2169 - 4160 cal BP)
45 砂礫層3	最下部	E	FKbW-1	organic sediment	2,900 ± 30	95.4% probability (78.8%) 34 - 1004 cal BC (3083 - 2953 cal BP) (96.6%) 207 - 1141 cal BC (3156 - 3090 cal BP)	

表 2-5 年代測定結果

地層名	模式図	地層区分	年代値 (yr.BP)
11-15		耕作土	
21		旧表土	1,150 ±30
31		暗褐色 砂質シルト層	(5,070 ±30)
35		シルト質砂礫層	(4,190 ±30) (3,870 ±30)
41		砂礫層 1	2,900 ±30
43		砂礫層 2	
45		砂礫層 3	
51		強風化砂礫層	
53		極細粒砂層	
55		シルト層	
57-59		中粒砂層	
61		黒色凝灰角礫岩層	

※1 Conbentional Dadiocarbon Age (BP)

2.2.2.4. まとめ

福原地点における掘削範囲の地質層序は、下位より黒色凝灰角礫岩層（61層）、中粒砂層（51～59層）、砂礫及びシルト～極細粒砂層（51～59層）、砂礫層（41～45層）、シルト質砂礫層（35層）、暗褐色砂質シルト層（31層）、旧表土（21層）、耕作土（11～15層）に区分される（表 2-6）。

ピット法面では以下に示す最低でも4回の地震イベントを識別した。

- (1) イベントⅠ：地表面まで達する F1 断層により確認される。2016 年熊本地震の本震による最新活動イベントである。
- (2) イベントⅡ：F2 断層および F2 断層により確認される。45 層堆積後、31 層堆積前の断層活動イベントであるが F2 断層の活動イベントと F3 断層の活動イベントを区分することができないため、F2 断層および F3 断層両者を形成したイベントとした。2,900yr.BP～1,150yr.BP の活動である。
- (3) イベントⅢ：F4 断層により確認される。51～59 層堆積後、45 層堆積前の断層活動イベントである。2,900yr.BP 以前の活動である。
- (4) イベントⅣ：F5 断層により確認される。61 層堆積後に複数回活動した可能性があるものの、活動年代及び活動回数は不明である。

表 2-6 層序表

地層名	模式図	地層区分	年代値 ※1 (yr.BP)	火山灰	断層分布概念図	活動イベント
11-15		耕作土			F1 ↑	← イベントⅠ
21		旧表土	1,150 ±30			
31		暗褐色 砂質シルト層	(5,070 ±30)			
35		シルト質砂礫層	(4,190 ±30) (3,870 ±30)		F2 ↑	} イベントⅡ F2とF3は 分離不能
41 43		砂礫層 1 砂礫層 2				
45		砂礫層 3	2,900 ±30		F3 ↑	← イベントⅢ
51		強風化砂礫層			F4 ↑	
53		極細粒砂層				
55		シルト層				
57-59		中粒砂層				
61		黒色凝灰角礫岩層			F5 ↑	イベントⅣ

※1 Conventional Radiocarbon Age (BP)

2.2.3. 土林ピット

2.2.3.1. 調査地点

調査地点位置図を図 2-44～図 2-45 に示す。

調査地点の空中写真（PASCO 自社撮影簡易オルソ画像）によれば、調査地点は前震後本震前（図 2-46：H28.4.15 撮影）時点及び本震後（図 2-47：H28.4.19）時点の両方で水田内に明瞭な変位は確認できない。

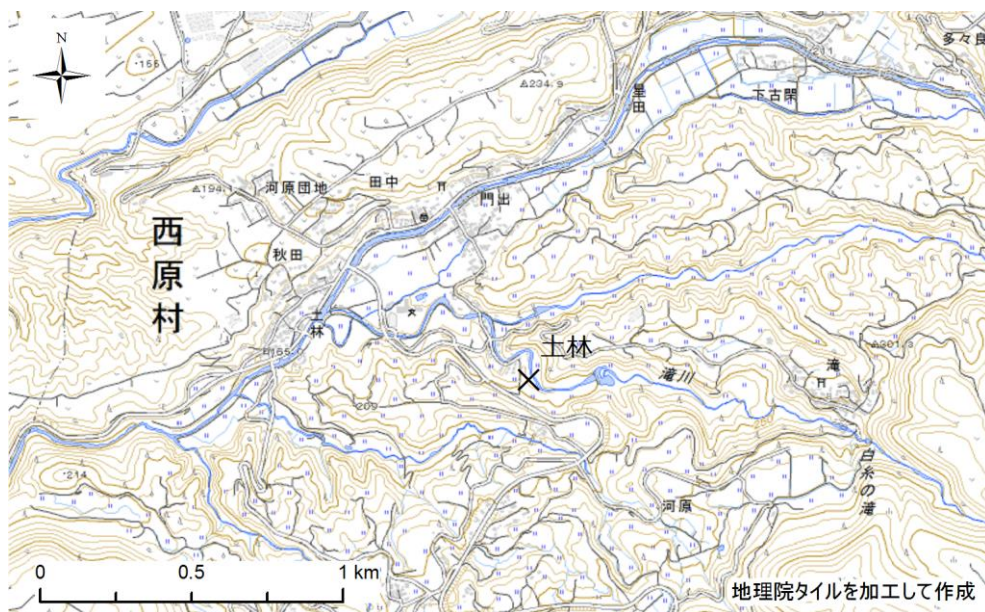


図 2-44 調査地点位置図（土林広域図）

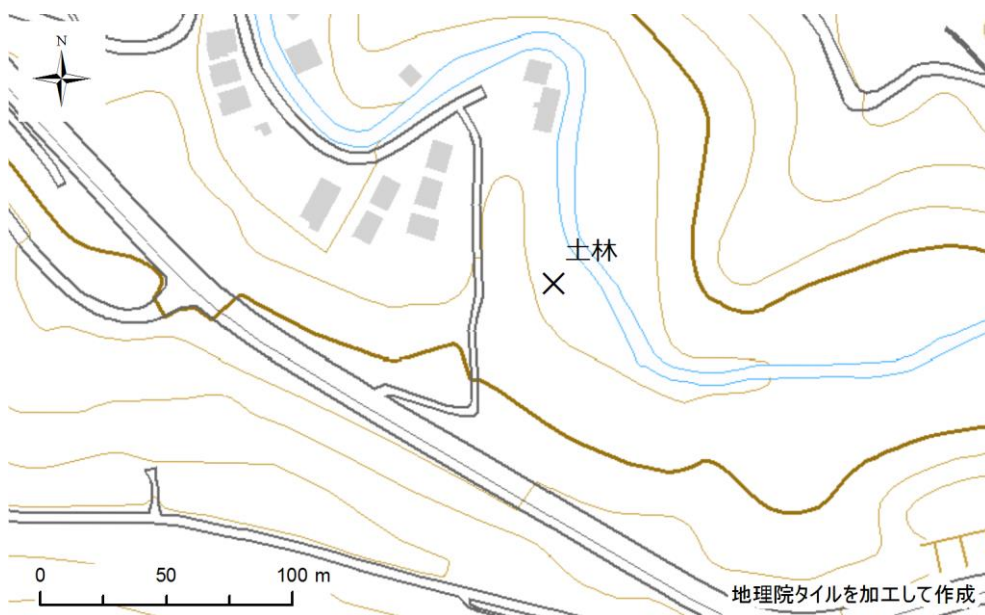


図 2-45 調査地点位置図（土林周辺図）



図 2-46 2016.4.15 空中写真（前震後、本震前）

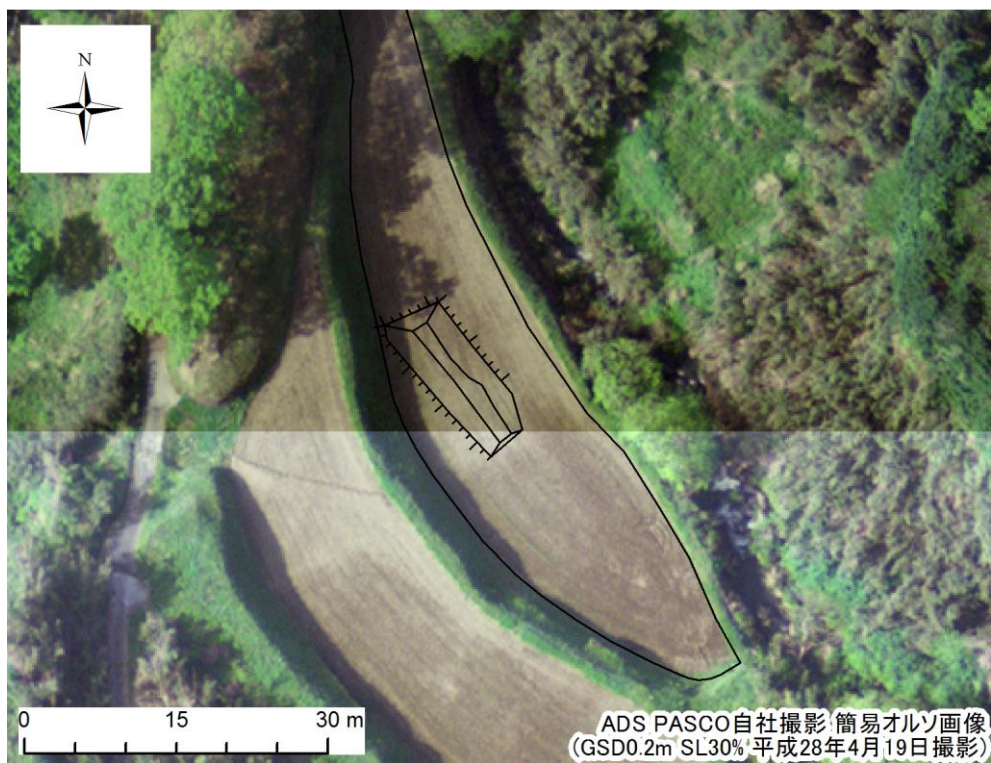


図 2-47 2016.4.19 空中写真（本震後）

2.2.3.2. ピット調査結果

(1) 掘削結果

ピット掘削位置は現地調査時に確認した変状（取付道路コンクリート右横ずれ及び田圃畔右横ずれ）の延長線上とし、碎屑物の堆積量がより多いと想定される下段側の田圃を調査対象とした（図 2-48～図 2-49）。下段側田圃での掘削位置は確認された変状に極力近づける方針とし、棚田法面の直下に設定した。

土林地点では当初計画長さ（8m 長）まで掘削した時点でピット最下部の巨礫を含む砂礫層が北西側に傾斜するように見えた。この傾斜が断層活動による変形であるか検討するため、当初計画より北西側に延長し 16m 長×8m 幅×2m 深のピットを掘削した。

ピット法面は機械掘削後に手作業による整形を行い、水平方向 1m 毎×鉛直方向 1m 毎のグリットを作成した。

掘削を行ったピット形状および高さの基準とした仮設点（KBM）について、VRS-GPS による測量を行った（表 2-7）。設置したグリットの標高については、KBM からレベル測量にて求めた。

測量成果平面図を図 2-50～図 2-51 に、ピット全景写真を図 2-52 に示す。

表 2-7 測量成果

地区	測定位置	標高(T.P.m)	測定方法	備考
土林	KBM	189.039	VRS-GPS	礫上
	鉛直方向 0.00m	188.916	レベル	板上面
	鉛直方向-1.00m	187.916	レベル	水系上段
	鉛直方向-2.00m	186.916.	レベル	水系下段



図 2-48 調査位置周辺全景 (2017/12/14 撮影)



図 2-49 ピット全景 (2017/12/01 撮影、矢印は変状確認位置)

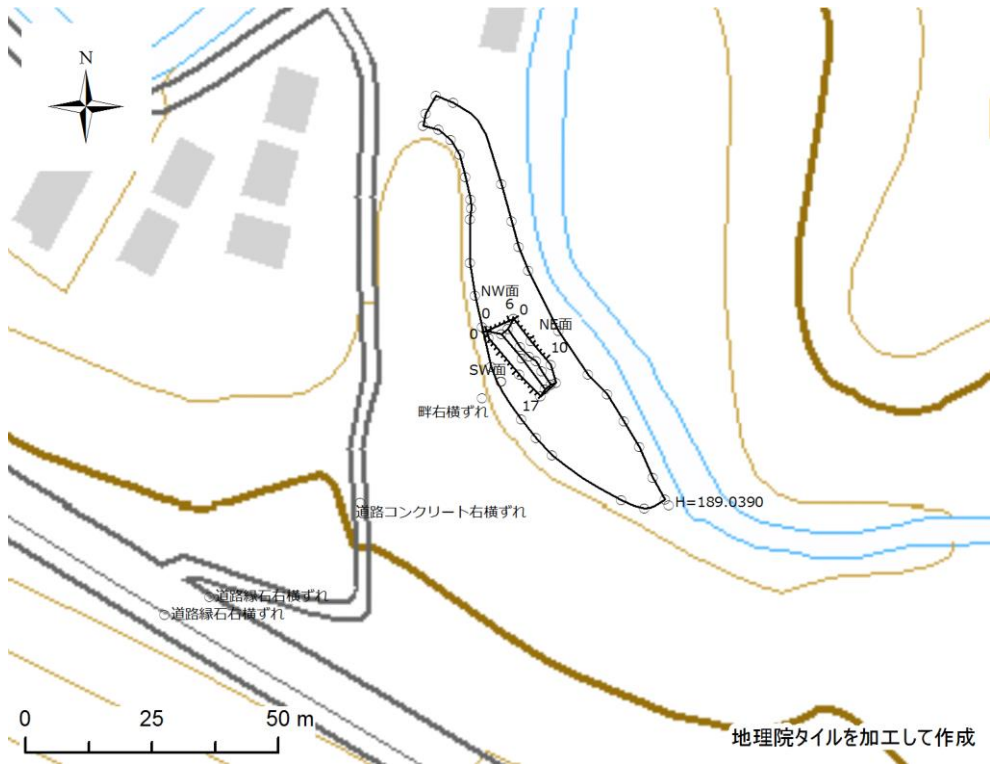


図 2-50 平面図（全体図）

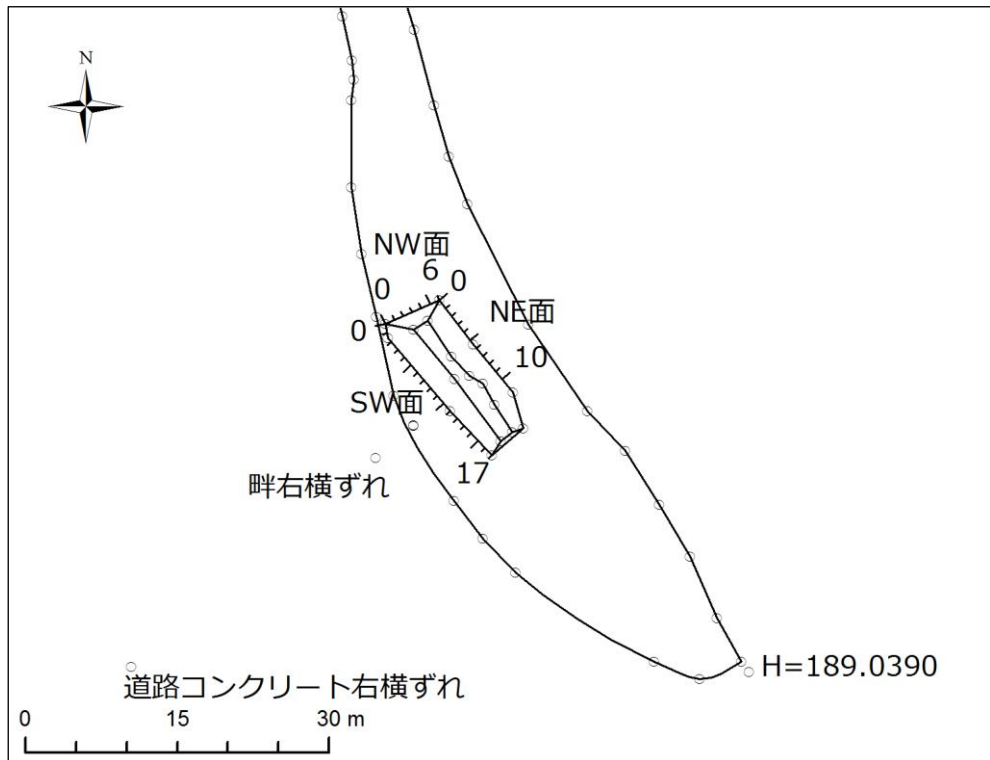


図 2-51 平面図（トレンチ周辺）

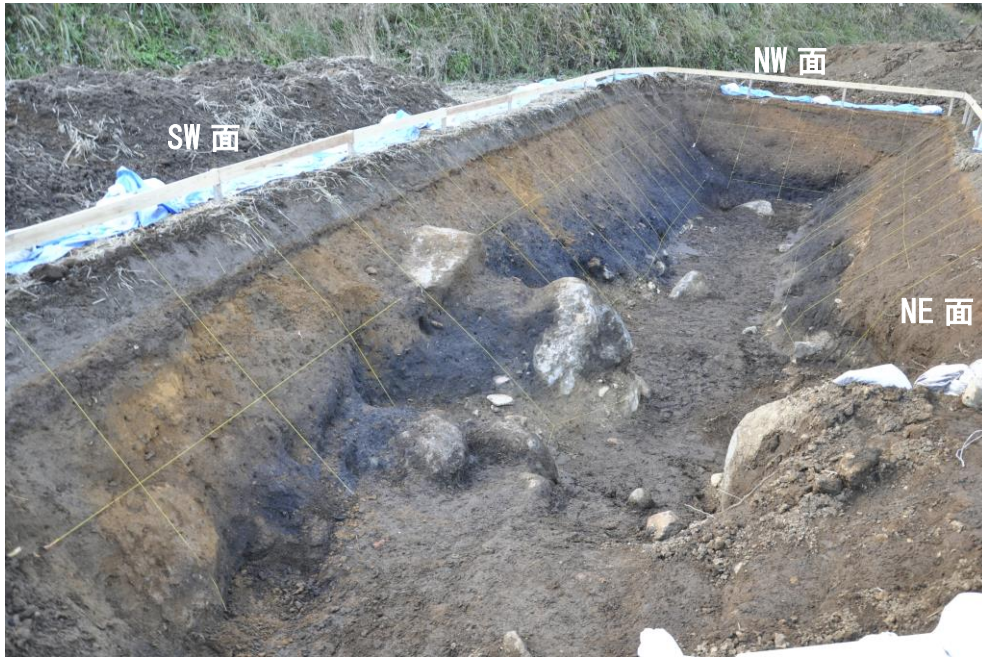


図 2-52 ピット全景（北西側を望む）

(2) モザイク写真

ピット法面の写真撮影は極力歪みが少なくなるように実施した。撮影した写真画像は画像の歪み等を補正したうえで鉛直面に投影したモザイク写真を作成した。

作成したモザイク写真を図 2-54～図 2-55 に示す。

土林 (NW 面) 1:50 モザイク写真

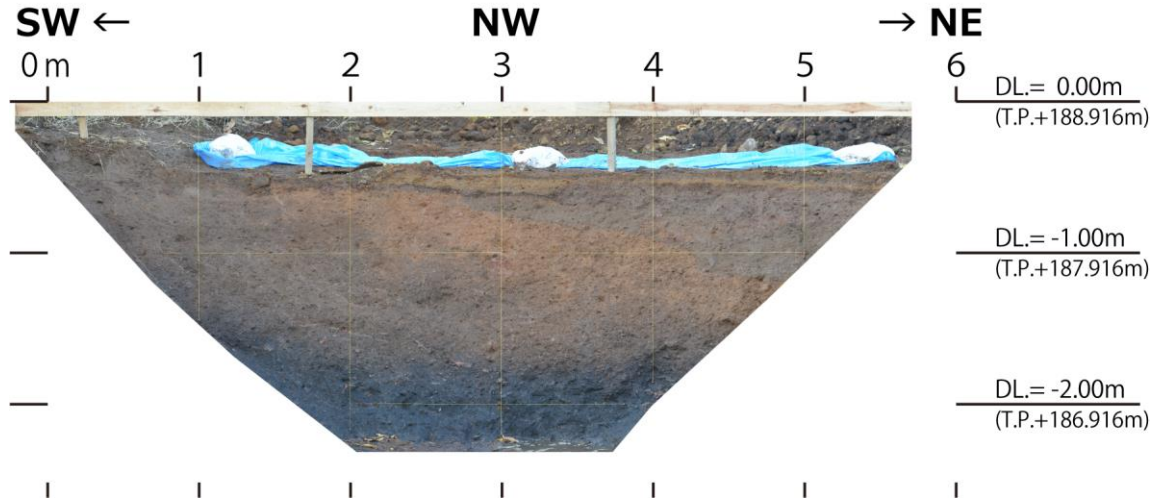


図 2-55 モザイク写真 (土林 NW 面 : 100%)



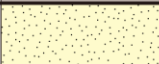
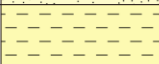



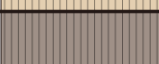

(3) 法面スケッチ

法面スケッチは水平方向 1m×鉛直方向 1m で作成した水系を基準とし、縮尺 1/50 鉛直面投影にて作成した。作成したスケッチを元に、地質区分ごとに着色を行った。また、各地層の記載と併せて、試料採取位置の記録を行った。法面スケッチを図 2-56～図 2-57 に示すとともに、記載結果を付属資料 2 に添付した。

(4) 地質概説

土林地点における掘削範囲の地質層序は、下位より巨礫を含む砂礫層、黒色シルト層、灰色シルト層土、明橙色シルト層、一部で埋土、耕作土に区分される（表 2-8）。51層は巨礫を含みマウンド状を呈す砂礫からなり河川堆積物と推定される。分布層厚は不明である。41～31層は赤褐色火山礫を含むシルト層からなり、層厚 1～1.5m 程度の斜面堆積物と推定される。27～21層は明橙色シルトからなる斜面堆積物と推定され、層状～パッチ状のガラス質火山灰が挟在する。

表 2-8 層序表

地層名	模式図	地層区分
11		耕作土
15		埋土層
21		明橙色シルト層 1
23		明橙色シルト層 2
25		明橙色シルト層 3
27		明橙色シルト層 4
31		灰色シルト層
41		黒色シルト層
51		砂礫層

(5) 地質各論

①砂礫層 (51 層)

砂礫層は SW 面及び NE 面の底盤付近で観察される。

僅かにシルトが混じる基質支持で、礫は角～亜角礫を主体とする。最大礫径 ϕ 2m 前後。巨礫の少ない部分は ϕ 0.5～2cm 程度の礫が多数を占める。確認できた礫種は火山礫凝灰岩の 1 種類のみである。SW 面水平方向 12m を中心として水平方向 0m 方向及び水平方向 17m 方向にマウンド状の分布形態を示す。

巨礫を主体とする砂礫は現在の調査地脇を流下する河川流路内の堆積物と類似する。したがって、51 層は現河床と同様に巨礫が河道内に多数分布する急流河川で堆積した河川流路堆積物と考えられる。

②黒色シルト層 (41 層)

黒色シルト層は SW 面、NE 面及び NW 面の各鉛直方向-1.5m～底盤付近で観察される。

赤褐色を呈す ϕ 1～5cm 程度の火山礫が散在する。下位の 51 層 (砂礫層) の凹凸に沿って層状に分布し、上位の 31 層 (灰色シルト層) に漸移する。地層上面の分布標高は SW 面水平方向 12m 付近及び水平方向 0m 付近が最も高い。また、SE 方向 (現世河川側) に分布標高がやや低くなる。SW 面水平方向 17m 付近は多数の根茎と共に明黄色パッチ状火山灰が含まれる。

51 層を覆う細粒な黒色堆積物を主体とし、斜面方向に分布標高が低くなることから、51 層離水後に形成した斜面堆積物及び黒色風成土壌であると考えられる。SW 面水平方向 17m 付近に分布するパッチ状火山灰は、後述の 23 層 (明橙色シルト層 4) に分布するものと異なり層状の分布形態を示さないことから、木の根の成長に伴い下位層に押し込まれたものと推察される。

③灰色シルト層 (31 層)

灰色シルト層は SW 面、NE 面及び NW 面の各鉛直方向-1.0～1.5m 付近で観察される。

赤褐色を呈す ϕ 0.5～1cm 程度の火山礫を多量に含む。下位の 41 層 (黒色シルト層) の凹凸に沿って層状に分布し、上位層 (21～27 層) にやや侵食的に覆われる。地層上面の分布標高はピット NW 側ほど高く、SE 方向 (現世河川側) に分布標高がやや低くなる。分布標高が最も高い付近 (SW 面水平方向 0～3m 付近、NW 面 0～2m 付近) は、31 層直上に 11 層 (耕作土) が分布する。SW 面水平方向 16～17m 付近は多数の根茎と共に明黄色パッチ状火山灰が含まれる。

41 層を覆う細粒な灰色堆積物を主体とし、斜面方向に分布標高が低くなることから、41 層に引き続き堆積した斜面堆積物及び風成土壌であると考えられる。SW 面水平方向 17m 付近に分布するパッチ状火山灰は、後述の 23 層 (明橙色シルト層 4) に分布するものと異なり層状の分布形態を示さないことから、木の根の成長に伴い下位層に押し込まれたものと推察される。

④明橙色シルト層 4 (27層)

明橙色シルト層 4 は SW 面の水平方向 3~9m 付近、鉛直方向-1m 以浅、NE 面の水平方向 0~4m 付近、鉛直方向-1.5m 付近及び NW 面で観察される。

固結度が低く、φ 0.5~1cm 程度の赤褐色火山礫が散在する。下位層 (31 層) と比較して堆積面が急傾斜 (27 層と 25 層の境界) となっており、下位境界は不明瞭であるもののやや侵食的に下位層 (31 層) を覆うものと考えられる。上面は 15 層 (埋土層) ないし 11 層 (耕作土層) で覆われる。

地層上面の分布形態は不明であるものの、下位面が 31 層の斜面堆積形状に沿って分布し 15 層 (埋土層) ないし 11 層 (耕作土層) 直下にあることから、現地地形面表層の斜面堆積物であると推定される。

⑤明橙色シルト層 3 (25層)

明橙色シルト層 3 は NE 面の水平方向 4~6m、鉛直方向-1.5m 付近で観察される。

赤褐色火山礫が散在する。下位層 (31 層) と比較して堆積面が急傾斜 (25 層と 23 層の境界) となっており、下位境界は不明瞭であるもののやや侵食的に下位層 (31 層) を覆うものと考えられる。上面は 15 層 (埋土層) で覆われる。

地層上面の分布形態は不明であるものの、下位面が 31 層に追従し 15 層 (埋土層) 直下にあることから、現地地形面表層の斜面堆積物であると推定される。

⑥明橙色シルト層 2 (23層)

明橙色シルト層 2 は SW 面の水平方向 10~17m の耕作土直下及び NE 面の水平方向 6~9m の埋土直下で観察される。

赤褐色火山礫が散在する。下位層 (31 層及び 41 層) の凹凸を埋めるようにして堆積する。SW 面水平方向 14m~16m 付近、埋戻し時に簡易掘削を行った 18m 付近及び NW 面水平方向 6~7m 付近に層状~パッチ状の明黄色火山灰が含まれる。SW 面水平方向 14m~16m 付近は根茎が多数確認される。

地層上面の分布形態は不明であるものの、下位面が 31 層ないし 41 層の斜面堆積形状に沿って分布し 15 層 (埋土層) ないし 11 層 (耕作土層) 直下にあることから、現地地形面表層の斜面堆積物であると考えられる。SW 面水平方向 15~16m 付近に分布する明黄色火山灰層はやや不明瞭ながら斜面堆積物中に層状分布し、後述の火山灰分析で高濃度の火山ガラスが検出されたことから、降下火山灰層と推定される。

⑦明橙色シルト層 1 (21層)

明橙色シルト層 1 は SW 面の水平方向 9~10m の耕作土直下で観察される。

黄色極細粒砂からなり火山礫をほとんど含まない。凹地部を埋めるように分布する。明黄色パッチ状火山灰を含む。

凹地状の分布形態を示し、火山灰をパッチ状に取り込んでいることから、斜面上の小流路を埋積したチャンネル充填堆積物と推定される。

⑧埋土層 (15層)

埋土層は NE 面全面及び NW 面の水平方向 3~6m 付近で観察される。

暗褐色シルト主体で、部分的に赤褐色火山礫が層状に濃集する。下位境界は不規則形状を示すが、下位層と明瞭に区分できる。NW 面では下位の 27 層（明橙色シルト層 4）を階段状に切っている状況を確認できる。

下位層の含有物を不均質に含み、下位層の段切りを確認できることから、人為的な埋土であると考えられる。SW 面では埋土が分布せず、耕作土が直接 21～27 層及び 31 層に接することから、斜面上部の切土を行い、河川側を埋め立てて耕作面が作成されたものと推定される。

⑨耕作土層（11 層）

耕作土層はピット掘削位置を含め調査範囲全体の最上部に分布する。

シルトを主体とした耕作土層である。地層下部に層状に褐鉄鉱が濃集する。

⑩その他

掘削土砂中より 2 個の土器片を確認した（図 2-58～図 2-59）。ただし、法面では分布を確認できていないため、産出層準は不明である。

なお、産出した土器片は全て西原村教育委員会に提出した。



図 2-58 産出した土器片写真（表面 1、現物は西原村教育委員会に提出）



図 2-59 産出した土器片写真（表面 2、現物は西原村教育委員会に提出）

2.2.3.3. 年代測定結果

年代測定試料採取位置を図 2-60 に、測定結果詳細を付属資料 3 に示す。

6 試料のサンプリングを行い、表 2-9 に示す年代測定結果を得た。年代測定結果は 10,120~10,650yr.BP とばらつきがあるものの、おおよそ 1 万年前強の値を示す (表 2-10)。

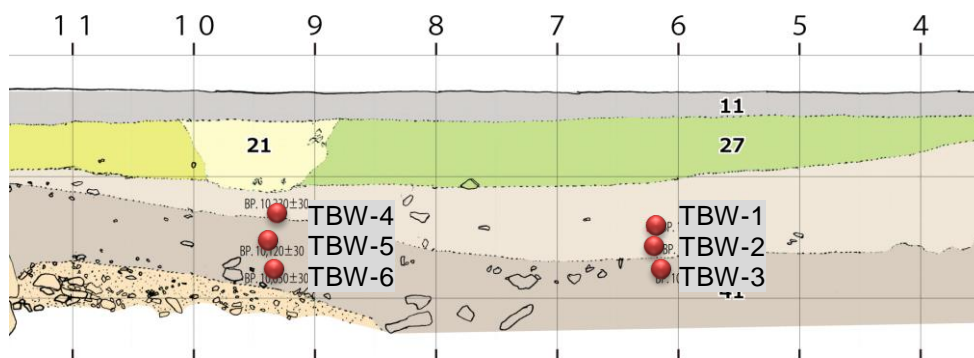


図 2-60 年代測定試料採取位置

表 2-9 年代測定値

地区	採取位置			試料		測定値	
	地層名	備考	法面	番号	内容	Conventional Radiocarbon Age	cal
土林	31 灰色シルト	中部	SW	TBW-1	organic sediment	10440 ± 30	95.4% probability (79.2%) 10488 - 10175 cal BC (12437 - 12124 cal BP) (16.2%) 10577 - 10511 cal BC (12526 - 12460 cal BP)
		下部	SW	TBW-2	organic sediment	10500 ± 30	95.4% probability (36.4%) 10610 - 10449 cal BC (12559 - 12398 cal BP)
		最下部	SW	TBW-4	organic sediment	10230 ± 30	95.4% probability (35.4%) 10158 - 9866 cal BC (12107 - 11815 cal BP)
	41 黒色シルト	上部	SW	TBW-3	organic sediment	10340 ± 30	95.4% probability (37.5%) 10297 - 10068 cal BC (12246 - 12017 cal BP) (27.9%) 10435 - 10315 cal BC (12384 - 12264 cal BP)
		中部	SW	TBW-5	organic sediment	10120 ± 30	95.4% probability (76%) 9897 - 9660 cal BC (11846 - 11609 cal BP) (18.6%) 10038 - 9907 cal BC (11987 - 11856 cal BP) (0.8%) 9971 - 9559 cal BC (11520 - 11508 cal BP)
		下部	SW	TBW-6	organic sediment	10650 ± 30	95.4% probability (35.4%) 10748 - 10616 cal BC (12697 - 12565 cal BP)

表 2-10 年代測定結果

地層名	模式図	地層区分	年代値 ※1 (yr.BP)
11		耕作土	
15		埋土層	
21		明橙色シルト層 1	
23		明橙色シルト層 2	
25		明橙色シルト層 3	
27		明橙色シルト層 4	
31		灰色シルト層	10,230 ~ —10,500 ±30
41		黒色シルト層	10,120 ~ —10,650 ±30
51		砂礫層	

※1 Conbentional Dadiocarbon Age (BP)

2.2.3.4. まとめ

土林地点における掘削範囲の地質層序は、下位より巨礫を含む砂礫層、黒色シルト層、灰色シルト層土、明橙色シルト層、一部で埋土、耕作土に区分される(表 2-11)。明橙色シルト層にはパッチ状のガラス質火山灰が挟在する。

ピット内で明瞭な剪断面が確認できず、2016年の熊本地震による変形も確認できない。一方でピット内の層相分布から断層イベントによる変形構造とも解釈できる構造が確認された。ピット内の地層、51層(砂礫層)の上面は緩やかに高度が変化する。51層の上面は西面水平位置12付近でやや高く、5m・6m付近で凹地状にくぼみ、ピットの北西側2m付近でまた高度をやや上げる。上位の41層(黒色シルト層)もほぼ同じ層厚でマントル状に同様に高度が変化している。その高度差を埋めるように31層が分布する。ピット調査地点は離水した段丘面であり段丘構成礫層は51層であると考えられる。この地層の分布形成には2つの解釈が考えられる。

①段丘構成層の51層は堆積時にはほぼ水平で、その上面に41層が水平に堆積した。41層堆積後に波打つような変形を受け、その後31層が堆積した。もしくは、41層および31層が堆積した後に波打つような変形を生じ、ほぼ水平に侵食された。

②段丘構成層の51層は堆積時から上面に凹凸があり、その上面に沿ってマントル状に41層が堆積した。その後凹凸を埋めるように31層が堆積した。もしくは、41層および31層が同じようにマントル状に堆積した後にほぼ水平に侵食された。

上記の①の場合、過去の断層活動イベントで変形を生じていた地点が、2016年熊本地震でもわずかに変形を生じた。しかし変位量は小さく地層の変形は緩やかで明瞭なせん断面を生じなかったと解釈可能である。この際の断層活動時期は51層～31層堆積後(10,650yr.BP～7,300yr.BP)である。②の場合、このピット内には過去の断層活動イベントによる変形は確認できず、2016年熊本地震による変形も生じなかったと解釈可能である。

以上、土林地点のピット掘削調査からは2016年熊本地震および過去の断層活動に関する明らかな結果を得ることはできなかった。断層による変形の有無を確認するためにはさらに大きく、深くピット掘削を実施して地層を観察することも考えられるが、本調査地点では、重機搬入と用地の制約上これ以上の掘削は不可能であった。

表 2-11 層序表

地層名	模式図	地層区分	年代値 (yr.BP)	火山灰	変形構造概念図	活動イベント
11		耕作土			不明瞭な変形構造？ ↑	イベント I ? ←
15		埋土層				
21		明橙色シルト層 1				
23		明橙色シルト層 2		K-Ah (7,300)		
25		明橙色シルト層 3				
27		明橙色シルト層 4				
31		灰色シルト層	10,230 ~ —10,500 ±30		不明瞭な変形構造？ ↑	イベント II ? ←
41		黒色シルト層	10,120 ~ —10,650 ±30			
51		砂礫層				

※1 Conventional Radiocarbon Age (BP)

2.2.4. ピット調査のまとめ

2.2.4.1. ピット調査結果概要

ピット調査は断層の露出状況や地盤状況を鑑み、福原ピットでは開口部の大きさを8m×6m、深さ3m、土林ピットでは開口部の大きさを16m×8m、深さ2mで実施した。福原地点では少なくとも4回の地震イベントを識別した。

- (1)イベントⅠ：地表面まで達するF1断層により確認される。2016年熊本地震の本震による最新活動イベントである。
- (2)イベントⅡ：F2断層およびF3断層により確認される。45層堆積後、31層堆積前の断層活動イベントであるがF2断層の活動イベントとF3断層の活動イベントを区別することができないため、F2断層およびF3断層両者を形成したイベントとした。2,900yr.BP～1,150yr.BPの活動である。
- (3)イベントⅢ：F4断層により確認される。51～59層堆積後、45層堆積前の断層活動イベントである。2,900yr.BP以前の活動である。
- (4)イベントⅣ：F5断層により確認される。61層堆積後に複数回活動した可能性があるものの、活動年代及び活動回数は不明である。

一方、土林地点においては、断層活動イベントに関する明らかな結果は得ることができなかった。本調査地点でこれ以上のピット掘削は不可能であることから、近傍地点において、再度調査することが望ましい。

2.2.4.2. 既往成果との比較検討

福原地区でのピット掘削結果をもとに、既往成果との比較検討を行った。文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学（2017）平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査平成 28 年度成果報告書 p.107「山出トレンチにおけるイベントのまとめと他地点との比較」に近傍の調査成果ならびに本調査成果を加筆した結果を図 2-61 に示す。加筆した結果は以下のとおりである。堂園地点は Lin et al.(2017)による。下陳地点および寺迫地点は上田ほか（2017）による。寺迫地点は堤ほか（準備中）による。益城地点は国土交通省都市局（2017）による。

各調査成果ではおおよそ 3,000yr.BP～1,000yr.BP に最新の断層活動イベントが設定されており、本調査結果も周辺の断層活動イベントと調和的である。これは主断層での地震活動と同時に、断層地形として明瞭に表れていない近傍の副断層においても、繰り返し断層が活動し、地表変状を生じている可能性を示すものである。

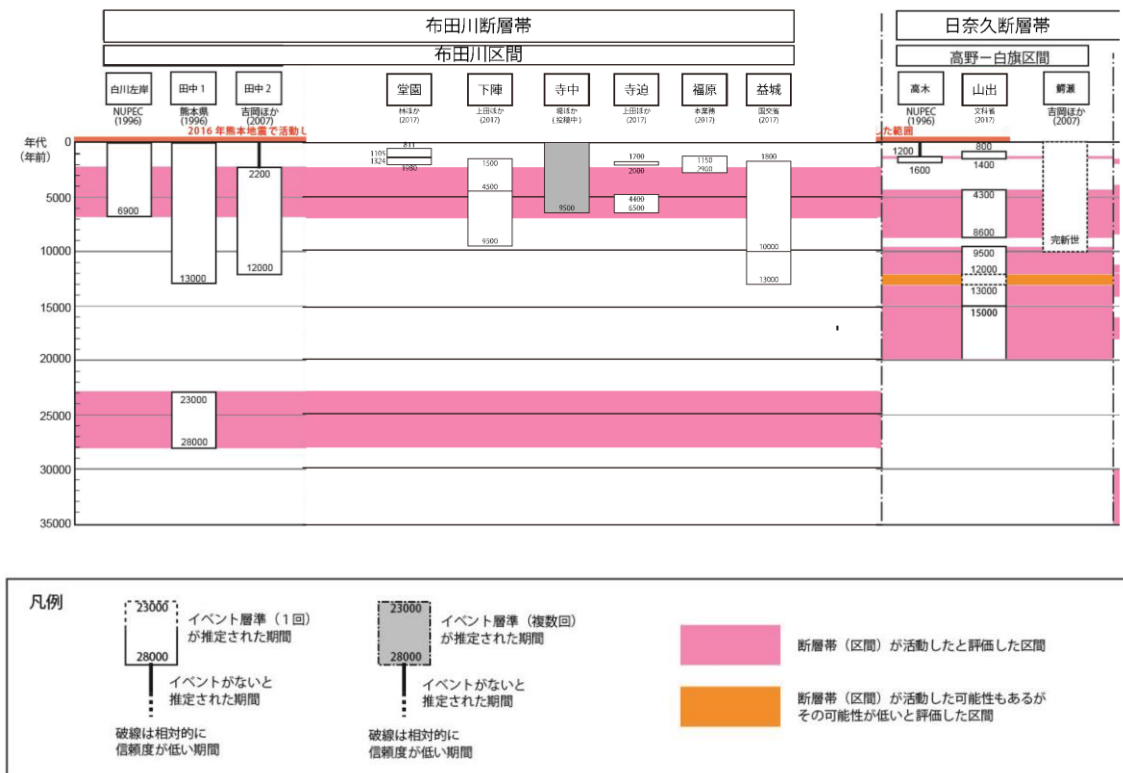


図 2-61 福原地点におけるイベントのまとめと他地点との比較

(文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学、H29.5 に追記した)

2.2.5. 地質分析概要

ピット調査において、地層対比のために火山灰分析を行った。分析は火山灰が濃集している部分を検出する概略火山灰分析と、火山灰同定のための詳細分析に大別される。

2.2.6. 概略火山灰分析

2.2.6.1. 目的

火山灰は堆積物の時間面として最も有効な鍵層である。また特に第三紀～第四紀においては広域火山灰の給源特定から広域分布、各地域の地層中の火山灰挟在情報など層序関係も過去の研究で整理されているため、広域テフラを発見し、降灰層準であることを確認することができれば、堆積年代を決定することができる。

火山から噴出した火山灰は、その時点における地表あるいは水中（海洋、内湾、湖沼）に上空から降り注ぎ堆積する。多少の時間的な差を無視すれば、火山灰が堆積するのは地質学的には同時とってよい。従って離れた地域の地層の中に同一の火山灰が見いだされれば、その火山灰が挟まれる地層の岩相に関わりなく、火山灰の直下の地層面は同時期に存在していたことになる。いま離れた地域で互いに連続して堆積している地層中に同一の火山灰が挟まれているなら、少なくとも火山灰の直下に存在している地層は同時期に堆積していたということが出来る。このことを利用すれば、調査地点ごとに得られた柱状図中に同一の火山灰を見いだすことにより、同時期の地層を識別することができる。

本調査では、ピット調査内の壁面を肉眼観察で確認された火山灰層はなかったため、極細粒砂以下の細粒堆積物を対象として潜在的に含まれる火山ガラスの抽出作業を行い、有意な火山ガラスの混入が確認された試料については詳細分析を実施した。

2.2.6.2. 分析方法

肉眼では確認できない火山ガラスの混入を捉えるため、火山灰の洗い出しを行った。分析は粘土～細粒砂程度の地層を対象に、福原では W3-1、3-2 において、連続して 5 cm 間隔でサンプリングを行った。さらに N-3 壁面で観察される下部層を中心に同様に 5 cm 間隔でサンプリングを行い、断層部に於いては、色の異なるゾーンをそれぞれサンプリングして分析を行った。分析手順は、コアから 3g 程度の土試料を採取し、超音波洗浄機を用いて粘土などの細粒分を取り除く。洗浄された試料は実体顕微鏡および偏光顕微鏡で検鏡し、火山ガラスや自形結晶の構造をもつ鉱物の有無を確認する。これらが有意に含有される試料については、次節に示す火山灰詳細分析を行った。以下に処理工程について説明を加える。

(1) 分析数量

本調査で実施した潜在火山灰抽出の数量は、以下のとおり。実施深度は表 2-12、表 2-13 に顕微鏡観察結果と合わせて示す。

- ・ 福原ピット …………… 43 個
- ・ 土林ピット …………… 36 個

(2) 分析結果

本調査で実施した潜在火山灰抽出の数量は、以下のとおり。実施深度は表 2-12、表 2-13 に顕微鏡観察結果と合わせて示す。さらに、各サンプリング地点を図 2-62、図 2-63、図 2-64、図 2-65、図 2-66 に示す。

表 2-12 分析実施深度と顕微鏡観察結果（福原ピット）

分類コード	壁面	深度(cm)		Qz	Pl	角閃石	黒雲母	ガラス混入状況	有機物	岩片	軽石	輝石	磁鉄鉱	その他
Fu	W3-1	45 ~ 50	fs-cs	◎	◎	-	-	◎(透明, 黒)	-	-	○	○(緑, 褐)	◎自形	
福原		50 ~ 55	fs-cs	◎	◎	-	-	◎(透明, 黒)	-	-	△	○(褐)	◎自形	
		55 ~ 60	fs-cs	◎	◎	-	-	◎(透明, 黒)	-	-	○	○(緑, 褐)	◎自形	
		60 ~ 65	fs-cs	◎	◎	○	-	◎(透明, 黒)	-	-	○	○(褐)	◎自形	
		65 ~ 70	fs-cs	◎	◎	○	-	◎(透明, 黒)	-	-	○	○(緑, 褐)	○自形	
		70 ~ 75	fs-cs	◎	◎	-	-	◎(透明, 黒)	-	-	○	○(緑, 褐)	○自形	
		75 ~ 80	fs-cs	◎	◎	-	-	◎(透明, 黒)	-	-	○	○(緑, 褐)	◎自形	
		80 ~ 85	fs-ms	◎	◎	-	-	◎(透明, 黒)	-	-	○	○(緑, 褐)	◎自形	
		85 ~ 90	fs-cs	◎	◎	○(褐)	-	◎(透明, 黒)	-	-	○	○(緑, 褐)	◎自形	
		90 ~ 95	fs-cs	◎	◎	-	-	◎(透明, 黒)	-	-	○	○(緑, 褐)	◎自形	
		95 ~ 100	fs-cs	◎	◎	-	-	◎(透明, 黒)	-	-	△	○(緑, 褐)	◎自形	
	W3-2	0 ~ 5	fs-vcs	◎	◎	△	-	◎(透明, 黒)	-	○	◎	○(緑, 褐)	○自形	
		5 ~ 10	fs-vcs	◎	◎	○(褐)	-	◎(透明, 黒)	-	-	◎	△(緑, 褐)	◎自形	
		10 ~ 15	fs-cs	○	○	-	-	○(透明, 黒)	-	○	◎	△(緑, 褐)	◎自形	
		15 ~ 20	fs-cs	◎	◎	-	-	◎(透明, 黒)	-	○	○	○(緑, 褐)	○自形	スコリアガラス含む
		20 ~ 25	fs-cs	◎	◎	○(褐)	-	◎(透明, 黒)	-	-	○	○(緑, 褐)	○自形	
		25 ~ 30	fs-cs	◎	◎	○(褐)	-	◎(透明, 黒)	-	-	○	○(緑, 褐)	◎自形	
		30 ~ 35	fs-cs	◎	◎	-	-	◎(透明, 黒)	-	○	○	○(緑, 褐)	◎自形	
		35 ~ 40	fs	◎	◎	○(褐)	-	◎(透明, 黒)	-	-	○	△(褐)	◎自形	
		40 ~ 45	vfs	◎	◎	○(褐)	-	◎(透明, 黒)	-	○	○	○(緑, 褐)	◎自形	
		45 ~ 50	fs-vcs	◎	◎	-	-	◎(透明, 黒)	-	-	◎	○(緑, 褐)	◎自形	
		50 ~ 55	fs-vcs	◎	◎	○(褐)	-	◎(透明, 黒)	-	-	◎	○(緑, 褐)	◎自形	
		55 ~ 60	fs-vcs	◎	◎	-	-	◎(透明, 黒)	-	○	○	○(緑, 褐)	○自形	
		60 ~ 65	fs-vcs	◎	◎	○(褐)	-	◎(透明, 黒)	-	○	◎	○(緑, 褐)	◎自形	スコリアガラス含む
	W7-1	50 (土器)	fs-cs	○	○	-	-	◎	-	-	○	○(緑, 褐)	◎自形	
	N-3	20 ~ 25	fs	○	○	-	-	-	-	-	◎	-	◎自形	スコリア含む
		25 ~ 30	vfs	○	○	-	-	-	-	○	-	-	△	
		30 ~ 35	fs	○	○	-	-	-	-	○	○	-	○自形	白ハミス多い
		35 ~ 40	vfs	○	○	-	-	-	-	○	-	-	○自形	
		40 ~ 45	ms	○	○	△	-	△	-	○	-	-	○自形	
		45 ~ 50	fs	○	○	-	-	△	-	○	○	-	◎自形	茶ハミス多い
		50 ~ 55	vfs	○	○	-	-	-	-	○	-	-	◎自形	
		55 ~ 60	vfs	○	○	-	-	-	-	○	-	-	◎自形	
		60 ~ 65	ms	○	○	-	-	△-	-	○	-	-	○自形	
		65 ~ 70	ms	○	○	△	-	○	-	○	-	-	○自形	
		70 ~ 75	ms	○	○	-	-	-	-	○	○	-	◎自形	赤ハミス多い
	断層部	レキ	fs-cs	○	○	-	-	-	-	○	○	-	○自形	白ハミス多い
		黄	fs-cs	○	○	-	-	-	-	○	-	○(緑, 褐)	◎自形	
		うす茶	fs-cs	○	-	-	-	◎(透明, 黒)	-	○	◎	-	○自形	白ハミス多い
		茶	fs-cs	○	○	-	-	◎(透明, 黒)	-	○	◎	-	○自形	白ハミス多い
		黒茶	vfs-cs	○	○	-	-	◎(透明, 黒)	-	○	◎	○(緑, 褐)	○自形	白ハミス, スコリアガラス含む
		黒①	fs-ms	○	○	-	-	◎(透明, 黒)	-	○	◎	○(緑, 褐)	○自形	白ハミス, スコリアガラス含む
		黒②	fs-cs	○	○	-	-	◎(透明, 黒)	-	○	◎	○(緑, 褐)	◎自形	白ハミス, スコリアガラス含む

◎：視野中に複数個確認できる。○：視野中に 2-3 個確認できる。

△：いくつかの視野を観察すると確認できる。

表 2-13 分析実施深度と顕微鏡観察結果（土林ピット）

分類コード	壁面	深度(m)		Qz	Pl	角閃石	黒雲母	ガラス混入状況	有機物	岩片	軽石	輝石	磁鉄鉱	その他
TB	W(8.9)	0.50 ~ 0.55	fs-cs	○	-	-	-	◎	-	-	◎	-	○自形	二ヶ峯バミス、スコリアガラス含む
土林		0.55 ~ 0.60	fs	○	-	-	-	◎	-	-	◎	○	○自形	赤バミス多い
		0.60 ~ 0.65	fs-cs	○	-	-	-	◎	-	-	◎	○	◎自形	
		0.65 ~ 0.70	fs-vcs	○	-	-	-	◎	-	-	◎	○	◎自形	
		0.70 ~ 0.75	fs	○	-	△	-	△	-	-	◎	○	○自形	
		0.75 ~ 0.80	fs-cs	○	-	-	-	◎	-	-	◎	○	○自形	
		0.80 ~ 0.85	fs-cs	○	-	-	-	◎	-	-	◎	○	○自形	
		0.85 ~ 0.90	fs	○	-	-	-	◎	-	-	◎	○	◎自形	
		0.90 ~ 0.95	fs-cs	○	-	○(褐)	-	◎	-	-	◎	○	◎自形	
		0.95 ~ 1.00	fs-cs	○	-	-	-	◎	-	-	◎	○	◎自形	
		1.00 ~ 1.05	fs	○	-	-	-	◎	-	-	◎	○	◎自形	
		1.05 ~ 1.10	fs-vcs	○	-	△	-	◎	-	○	◎	○	-	スコリアガラス含む
		1.10 ~ 1.15	fs	○	-	○(褐)	-	◎	-	-	◎	○	◎自形	
		1.15 ~ 1.20	fs	○	-	-	-	◎	-	○	◎	○	◎自形	
		1.20 ~ 1.25	fs-cs	○	-	-	-	◎	-	○	◎	○	◎自形	
		1.25 ~ 1.30	fs	○	-	△(褐)	-	◎	-	-	◎	○	○自形	
		1.30 ~ 1.35	fs	○	-	◎(褐)	-	◎	-	-	◎	◎	◎自形	
		1.35 ~ 1.40	fs-cs	○	-	-	-	○	-	○	○	○	◎自形	スコリアガラス含む
		1.40 ~ 1.45	fs	○	-	○(褐)	-	○	-	-	○	○	○自形	
		1.45 ~ 1.50	fs	○	-	○(褐)	-	○	-	○	○	○	◎自形	
		1.50 ~ 1.55	fs-ms	○	-	-	-	◎	-	-	◎	○	○自形	スコリアガラス含む
		1.55 ~ 1.60	fs-vcs	○	△	○(褐)	-	○	-	-	◎	○	○自形	
		1.60 ~ 1.65	fs-ms	○	○	△	-	△	-	○	○	○	○自形	スコリアガラス含む
		1.65 ~ 1.70	fs	○	-	○(褐)	-	◎	-	○	◎	○	◎自形	白バミス、スコリアガラス含む
		1.70 ~ 1.75	fs	○	-	-	-	○	-	-	○	○	◎自形	白バミス、スコリアガラス含む
		1.75 ~ 1.80	fs	△	-	○(褐)	-	△	○材	-	○	○	○自形	
		1.80 ~ 1.85	fs-cs	○	-	-	-	○	-	○	◎	○	◎自形	スコリアガラス含む
		1.85 ~ 1.90	fs-cs	○	-	-	-	◎	-	○	○	○	○自形	白バミス多い
		1.90 ~ 1.95	fs-cs	○	-	-	-	◎	-	○	-	-	○自形	
		1.95 ~ 2.00	fs-cs	○	-	△	-	○	-	○	-	-	○自形	スコリアガラス含む
	W(16.55)	1.60	fs	○	○	-	-	△	-	○	○	○	◎自形	茶バミス多い
	W(15.5)	0.80	vfs	○	○	-	-	-	-	○	-	-	◎自形	
	W(15.9)	1.30	vfs	○	○	-	-	-	-	○	-	-	◎自形	
	W(17)	1.5	ms	○	○	△	-	○	-	○	-	-	○自形	
	W(18.2)	1.2	ms	○	○	-	-	-	-	○	○	-	◎自形	赤バミス多い
	E(6.55)	1.43	ms	○	○	-	-	△-	-	○	-	-	○自形	

◎：視野中に複数個確認できる。○：視野中に 2-3 個確認できる。

△：いくつかの視野を観察すると確認できる

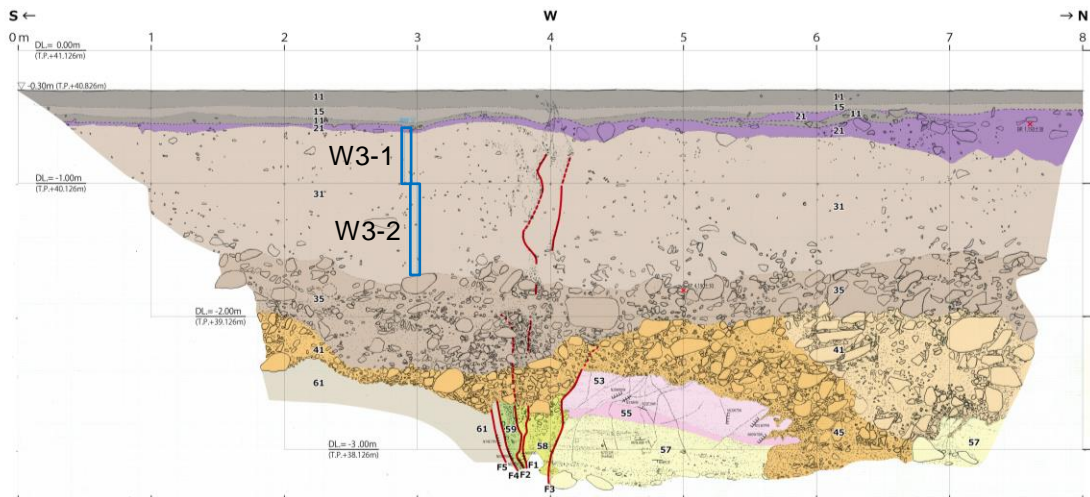


図 2-62 福原 W 面におけるサンプリング位置図

図中の青点、枠にて示される場所がサンプリング位置

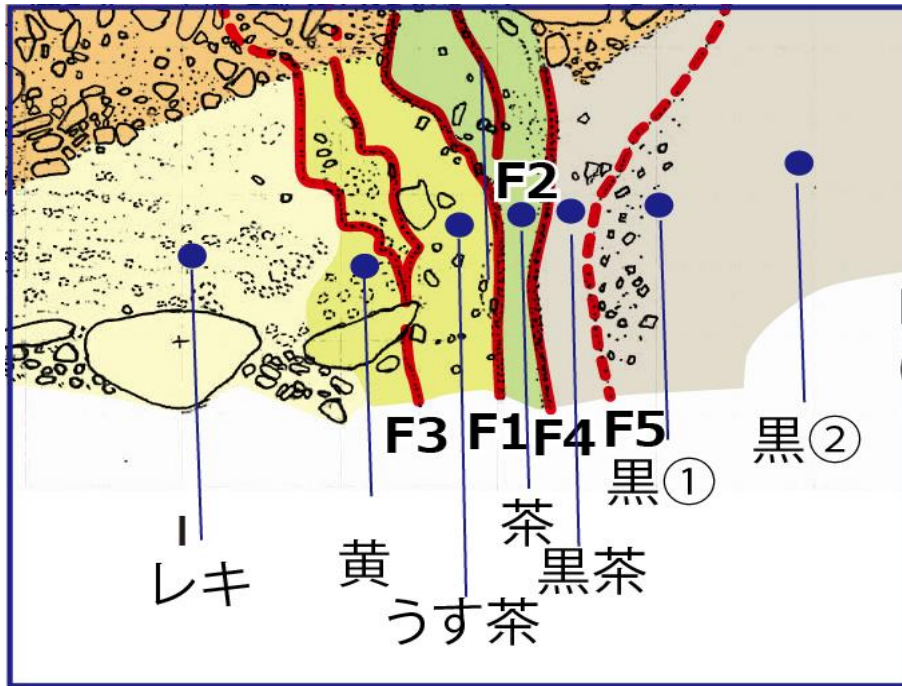


図 2-63 福原ピット断層部（福原 E 面）におけるサンプリング箇所
福原 E 面断層部を拡大

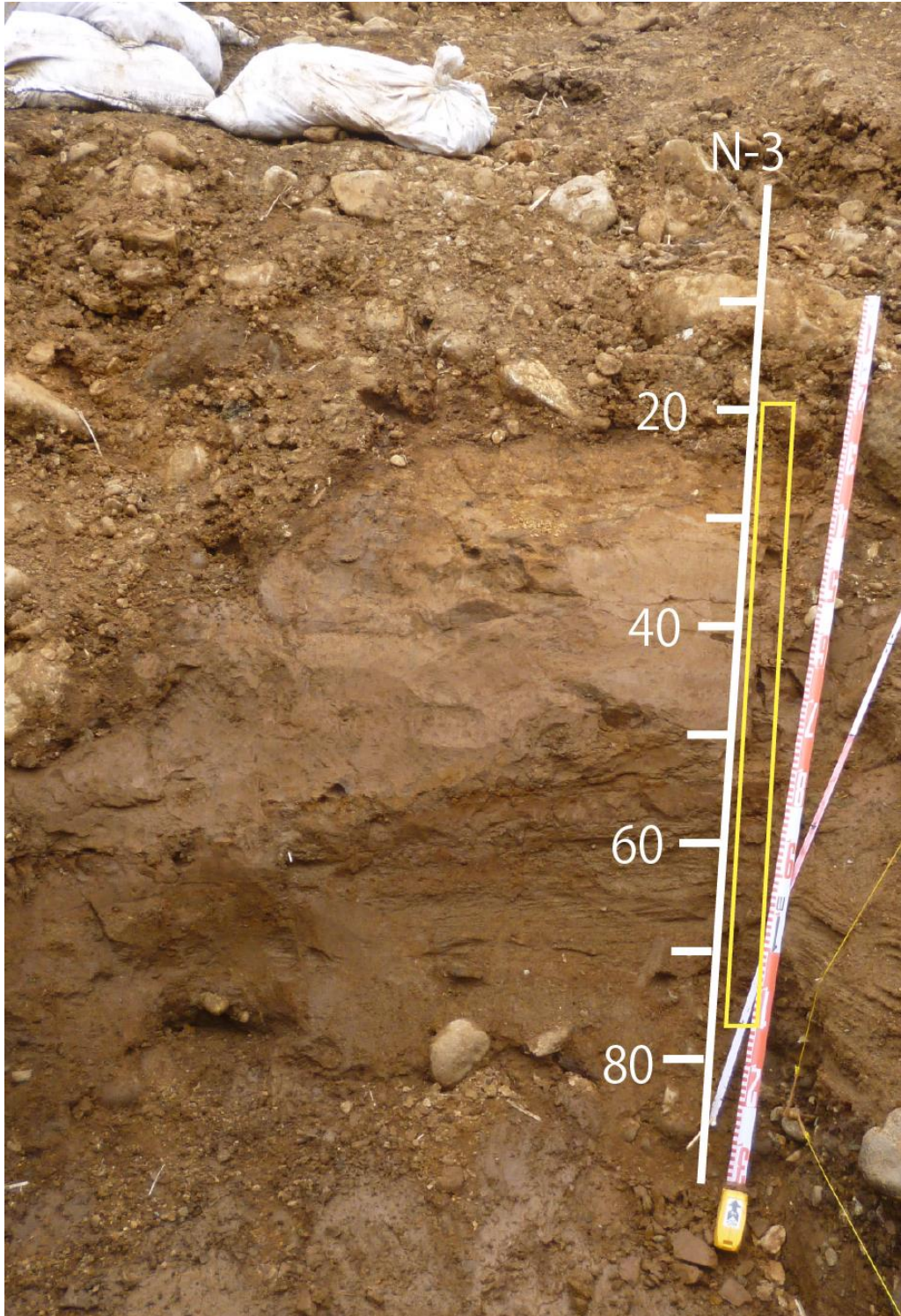


図 2-64 福原ピット 北壁面におけるサンプリング箇所
図中黄色枠部をサンプリングした

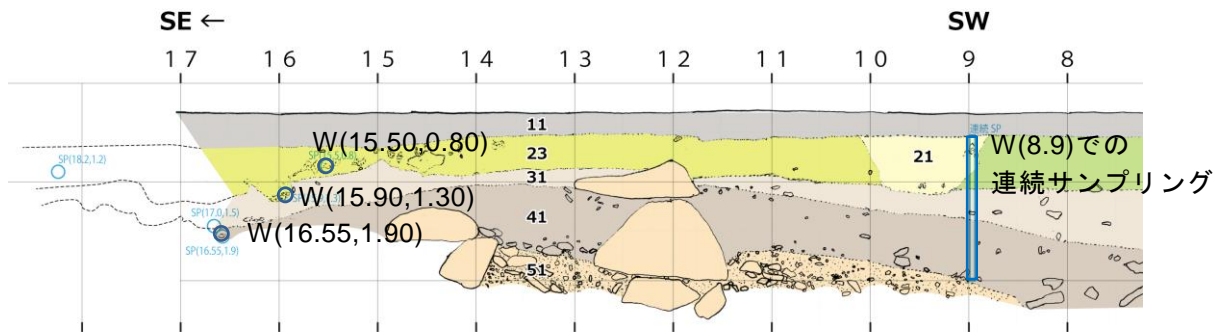


図 2-65 土林ピット西壁面におけるサンプリング箇所

図中青枠、点の部分がサンプリング箇所

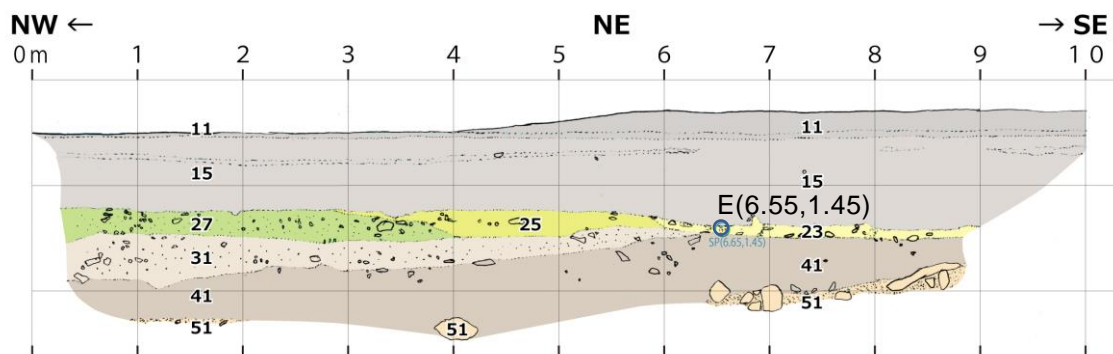


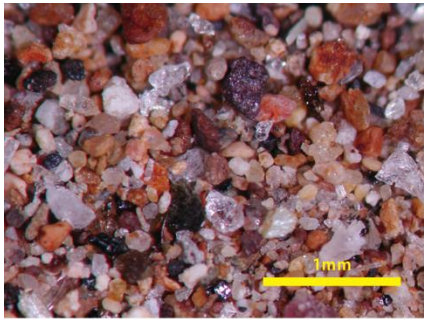
図 2-66 土林ピット東壁面サンプリング状況

図中青点がサンプリング箇所

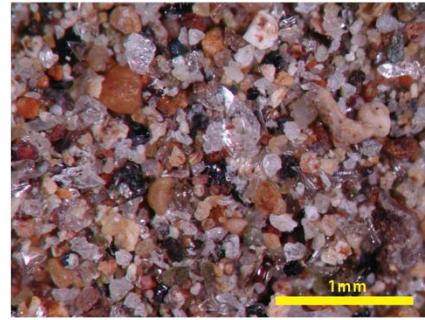
① 福原ピット

福原ピット内上部における連続サンプリング結果では、上面の 50 cm~165 cmまでの試料中には、2 種類の火山灰が含まれる。1 種類目は火山ガラス、角閃石、輝石、磁鉄鉱を含むもので、特に火山ガラスが多い。ガラスには透明なものや黒色の色つきガラスがみられる。角閃石は一部褐色のものを含む。輝石も褐色と緑色のものを含む。磁鉄鉱は自形性の高いもので比較的多く含まれる。これに、大量の軽石を含むものであり、全体をみて、噴出起源に近いと考えられるが、ガラスの混入率などが純層（降灰層）に比べて少ないことから、2 次堆積物であると考えられる。2 種類目は火山ガラス、角閃石、輝石、磁鉄鉱を含むもので、特に火山ガラスが多い。さらにこれにスコリアガラスが含まれていることと、軽石の混入率が高いことから、1 種類目と区別される。火山ガラスは透明なものや黒色の色つきガラスがみられる。経験的に言えば、1 種類目がアカホヤ（K-Ah）火山灰、2 種類目が AT 火山灰と考えられる。

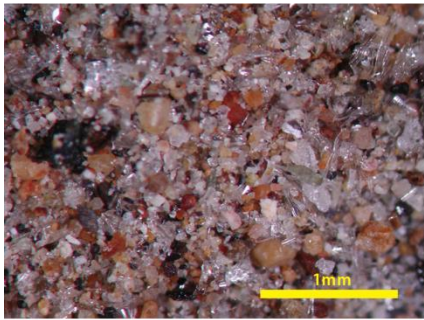
実体顕微鏡による各深度の試料写真を図 2-67、図 2-68 に示す。オレンジ色やベージュ色に見えるものは軽石で、透明で白っぽいものは火山ガラス、黒色のものは、磁鉄鉱や角閃石、輝石などである。図 2-67a の福原 45-50～65-70 では、火山ガラスが少ないが、図 2-67c の 90-95 では火山ガラスの量が多くなる。図 2-67e の福原 55-60 でも再び火山ガラスの量が多くなる傾向がみられる。一方、図 2-67f～h までの N 面の試料では、火山ガラスが非常に少なく、全体に砂粒子が卓越する。断層部は全体に黒っぽく、特に図 2-68j、l、m、n では、黒色に見えるのはスコリアガラス（火山で噴出してすぐに急冷したため、ガラス質のもの）である。基本的に粒子の角は垂角礫状であり、断層のずれや摩擦による粘土化などは見受けられない。



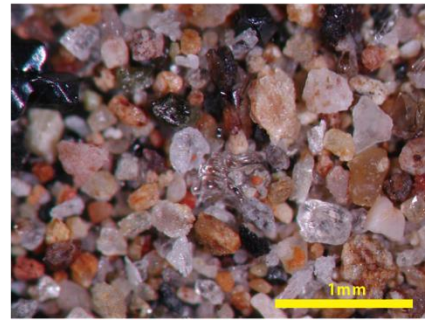
a. 福原 W3-1, 45-50 cm



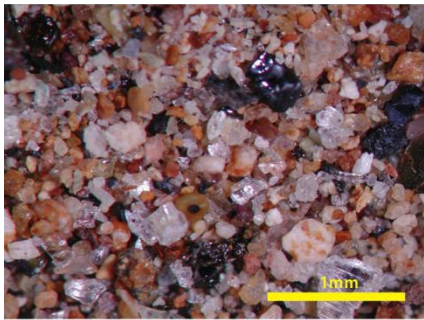
b. 福原 W3-1, 65-70 cm



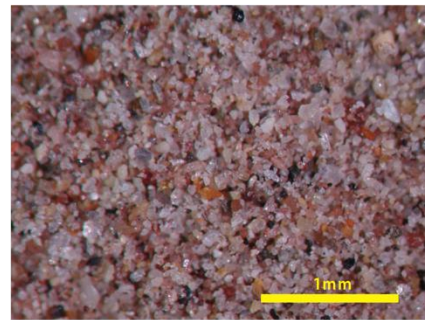
c. 福原 W3-1, 90-95 cm



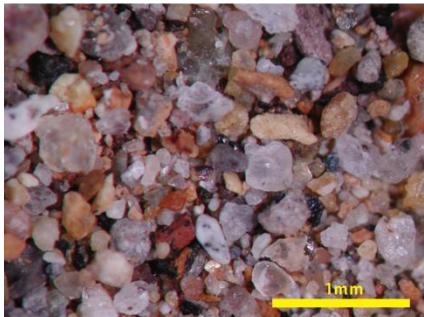
d. 福原 W3-2, 15-20 cm



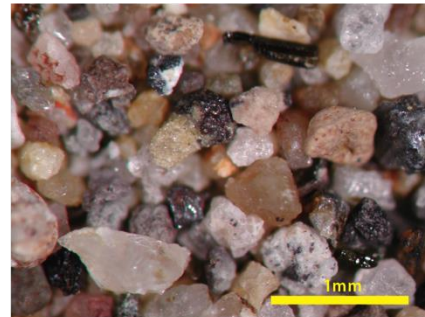
e. 福原 W3-2, 55-60 cm



f. 福原 N-3, 25-30 cm

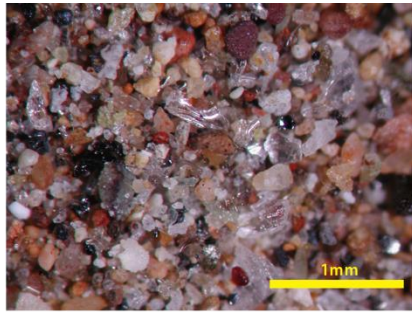


g. 福原 N-3, 60-65 cm

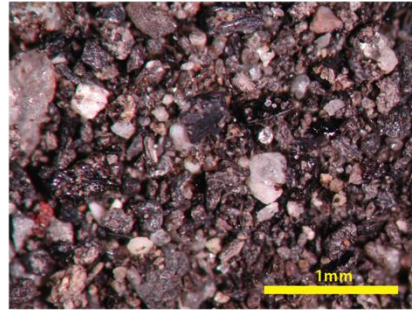


h. 福原 N-3, 75-80 cm

図 2-67 実体顕微鏡で見る福原トレンチ試料（抜粋）



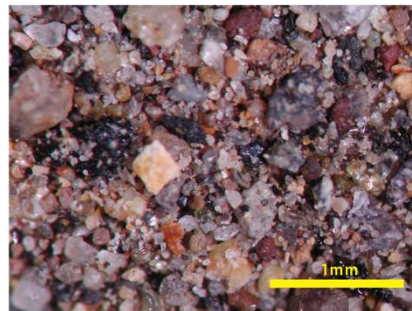
i. 福原断層部, レキ



j. 福原断層部 黄



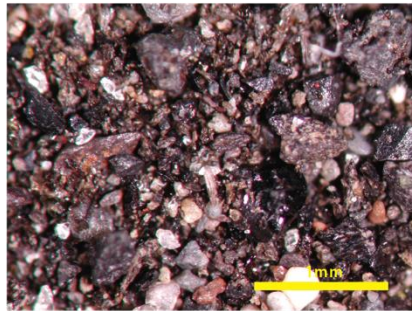
k. 福原断層部, 薄茶



l. 福原断層部 茶



m. 福原断層部 黒茶

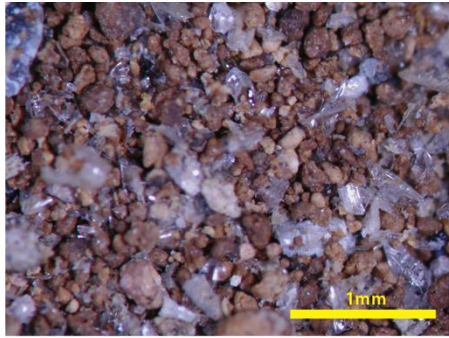


n. 福原断層部 黒

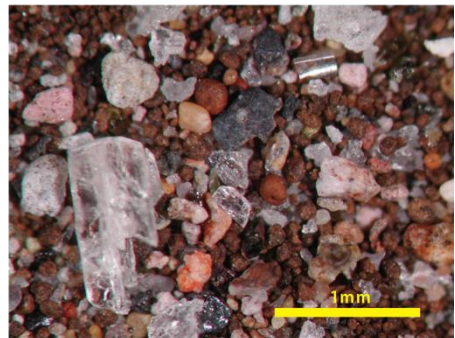
図 2-68 実体顕微鏡でみる福原断層部（抜粋）

② 土林ピット

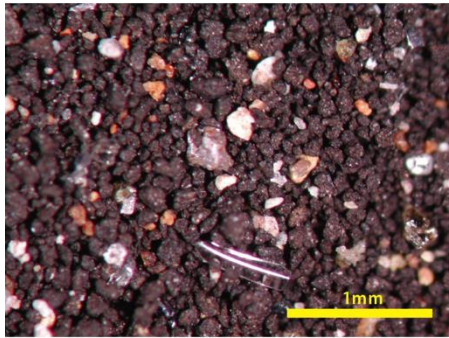
土林ピットでは、深度 50-100 の付近に火山ガラスの濃集した部分が目視でも見られた。SW 面では、グリッド 14~17 に多くみられ、SE 方向に深くなる傾向がみられる。パッチ状にみられるものは、木の根などの成長とともに、火山灰が地中深く入り込んだ可能性がある。全体的に 1m 以浅にあるパッチの試料を実態顕微鏡で見ると、ほぼ 100%の純度で火山ガラスであった（図 2-69）。これは、ほぼ火山噴出時に降灰して堆積した阿ガラスと考えられるものである。全体にスコリア状の黒色～茶色の火山噴出物がおおく含まれている。



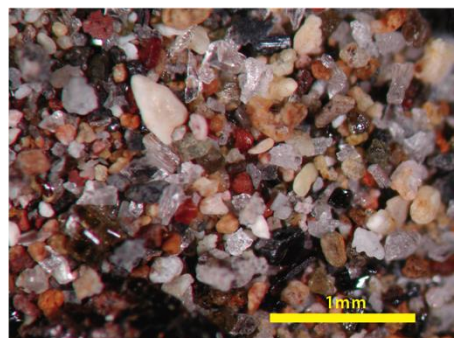
a. 土林 W (8.9, 55-60)



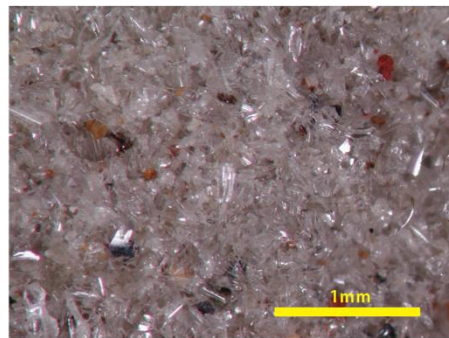
b. 土林 W (8.9, 105-110)



c. 土林 W (8.9, 150-155)



d. 土林 W (8.9, 190-195)



e. 土林 W (15.5, 0.8)



f. 土林 W (17.0, 1.5)

図 2-69 実態顕微鏡でみる土林の試料

2.2.7. 詳細火山灰分析

2.2.7.1. 目的

火山灰の給源特定のために、15 試料の特徴的な火山灰の詳細分析を行った。

2.2.7.2. 分析方法

以下に処理工程について説明を加える。

(1) 色調判定

未処理試料適宜を白紙上にとり、新版標準土色帳（農林水産技術会議事務局監修,1970）により判定表示した。

(2) 前処理

まず半湿状態の生試料を適宜採取秤量し、50°Cで15時間乾燥させる。乾燥重量測定後、ビーカー中で数回水替えしながら水洗し、そののち超音波洗浄を行う。この際、中性のヘキサメタリン酸ナトリウムの溶液を濃度1~2%程度となるよう適宜加え、懸濁がなくなるまで洗浄水の交換を繰り返す。乾燥後、篩別時の汚染を防ぐため使い捨てのフルイ用メッシュ・クロスを用い、3段階の篩別（60, 120, 250mesh）を行い、各段階の秤量をする。こうして得られた120-250mesh(1/8-1/16mm)粒径試料を比重分別処理を加えることなく、封入剤（Nd=1.54）を用いて岩石薄片を作成した。

(3) 全鉱物組成分析

前述の封入薄片を用い、火山ガラス・軽鉱物・重鉱物・岩片・その他の5項目について、1薄片中の各粒子を無作為に200個まで計数し含有粒子数の量比百分率を測定した。

(4) 重鉱物分析

主要重鉱物であるカンラン石（Ol）・斜方輝石（Opx）・単斜輝石（Cpx）・褐色普通角閃石（Bhb）・緑色普通角閃石（Ghb）・不透明（鉄）鉱物（Opx）・カミングトン閃石（Cum）・ジルコン（Zr）・黒雲母（Bt）・アパタイト（Ap）を鏡下で識別し、ポイント・カウンターを用いて無作為に200個体を計数してその量比を百分率で示した。なお、試料により重鉱物含有の少ないものは結果的に総数200個に満たない。この際、一般に重鉱物含有の少ない試料は重液処理による重鉱物の濃集を行うことが多いが、特に火山ガラスに包埋された重鉱物はみかけ比重が減少するため重液処理過程で除外される危険性がある。さらに風化による比重変化や粒径の違いが分析結果に影響を与える懸念があるため、今回の分析では重液処理は行っていない。

(5) 火山ガラス形態分類

前処理で作成した検鏡用薄片中に含まれる火山ガラス形態を、吉川(1976)に準拠してH：扁平型（Ha、Hb）、C：中間型（Ca、Cb）、T：多孔質型（Ta、Tb）に分類した。またこれらの形態に属さないものを、It：不規則型として一括し示した。なお含有率を測定するため200個の粒子を測定した。その過程で着色ガラスやスコリア質のものおよび亀ノ甲型と呼ばれる特異な形態をもつ火山ガラス

(branching quench-crack structure :Buttner et al.,1999) の有無もチェックした。さらに火山ガラスの水和現象を観察し、山下・檀原(1995)に基づき水和 (hydration) やスーパーハイドレーション(super hydration)の程度についても可能な限り半定量的に記載した。

(6) 火山ガラスの屈折率測定

前処理により調製された 120-250mesh(1/8-1/16mm)粒径試料を対象に、温度変化型屈折率測定装置 (RIMS) を用い火山ガラスの屈折率を測定した。測定に際しては、精度を高めるため原則として 1 試料あたり 50 個以上の火山ガラス片を測定するが、火山ガラスの含有の低い試料ではそれ以下の個数となる場合もある。

温度変化型屈折率測定法は火山ガラスと浸液の屈折率が合致した温度を測定することにより、各浸液ごとに決められた浸液温度と屈折率の換算温度から火山ガラスの屈折率を計算して求める方法である。

具体的な測定データは巻末にデータシートとしてまとめられ、以下に述べるように表示されている。まず最上位に試料名(Series および Sample Name)が表示され、次に測定者名、Material は対象鉱物名、Immersion Oil は測定に使用した浸液の種類を示す。カッコ内の式は浸液温度 t から浸液の屈折率を算出するのに用いたものである。

測定された屈折率値は最終的に Total の項にまとめられる。count,min,max,range, mean,st.dev,skewness はそれぞれ屈折率の測定個数、最小値、最大値、範囲、平均値、標準偏差、そして歪度である。屈折率の histogram の図は縦方向に屈折率を 0.001 きざみで表示し、横方向にその屈折率をもつ火山ガラスの個数が表現される。* 1 つが 1 個の火山ガラス片の測定結果を示す。

(7) 鉱物の屈折率測定

基本的には火山ガラスの屈折率と同様な操作を経て測定作業を行うが、鉱物の屈折率測定は光学的方位をチェックする必要がある点で大きく異なっている。今回の測定は、屈折率値の精度を高めるため 30 結晶の測定を目指しているが、含有結晶量が少ない場合にはそれ以下になる場合もある。対象鉱物は斜方輝石 (Opx) で、鎌田・檀原ほか(1994)、山下ほか (2007) などに準じ対象鉱物片の屈折率を測定した。さらに屈折率と固溶体鉱物名との関係を、Opx では Leake(1968)に従い表示した。

具体的な測定データは巻末にデータシートとしてまとめられ、以下に述べるように表示されている。まず最上位に試料名(Series および Sample Name)が表示され、次に測定者名、Material は対象鉱物名、Immersion Oil は測定に使用した浸液の種類を示す。カッコ内の式は浸液温度 t から浸液の屈折率を算出するのに用いたものである。

測定された屈折率値は最終的に Total の項にまとめられる。count,min,max,range,mean,st.dev,skewness はそれぞれ屈折率の測定個数、最小値、最大値、範囲、平均値、標準偏差、そして歪度である。屈折率の histogram の図は縦方向に屈折率を 0.001 きざみで表示し、横方向にその屈折率をもつ鉱物片の個数が表現される。* 1 つが 1 個の鉱物片の測定結果を示す。

(8) 顕微鏡写真撮影

前処理で作成された岩石薄片を用い、顕微鏡写真撮影を行った。撮影画面の設定は、分析結果を最もよく反映するように火山ガラス・軽鉱物・重鉱物・岩片・その他の粒子がバランスよく収まるよう配慮した。しかし必ずしもすべての要素を撮し込むことは困難であり、しばしば火山ガラスや重鉱物など特定の粒子を選択して撮影せざるをえなかったことを、お断りしておきたい。

なお、重鉱物のように特徴的な色や晶癖をもつものは、通常の明視野撮影のみからでも識別は容易であるが、無色透明な火山ガラスや軽鉱物結晶は識別が難しい。そのため巻末の岩石用偏光顕微鏡を用いた記録写真では、上下2枚の写真を対照することで、火山ガラスや軽鉱物の判定を写真上で行えるよう工夫しており、その要領を以下に略記する。

一般に火山ガラスは無色透明であり、同一粒子を下側の写真上で追うと、背景とほぼ同様な無地で赤紫（あるいは青紫）色を示す場合には、ほぼ火山ガラス（光学的立方体）と判断してよい。しかし上の画面で無色透明であっても、下の画面で虹色や白・黄・青など紫以外の色調を示すものは光学的異方体であり、一般に鉱物と判断してよい。このように上下の画面を見比べることにより、多くの火山ガラスや鉱物の識別が可能である。

2.2.7.3. 火山灰分析結果とまとめ

分析試料一覧を表 2-14 表 2-15 に示す。

各試料の分析結果表を表 2-16 表 2-30 に示す。さらに火山ガラスの屈折率測定結果を一覧にしたものを表 2-31、表 2-32、さらに重鉱物の屈折率測定結果一覧表を表 2-33 に示す。

各試料の特徴を一覧にしたものを示す。全体を比べると、(12)、(13)の福原 N 面の試料は火山ガラスが極端に少ないことが特徴である。また、火山ガラスの屈折率を見ると、約 1.51 のところにピークを持つ試料（1、2、5、6、7、8、9、10）は K-Ah 火山灰を多く含み、約 1.49 のところにピークを持つ試料（3、4、11）は AT 火山灰を多く含むことがわかる。さらに、1.553 付近にピークのある試料（14、15）は阿蘇起源の火山灰と考えられるが、残念ながら、広域火山灰としての対比はできなかった。K-Ah 火山灰は全体的にガラスの混入率が低く、再堆積物と考えられる。同一堆積時間面として、対比層として用いることは可能であるが、堆積年代を K-Ah の降灰年として考察することはできない。AT 火山灰層も福原では同様である。土林ピット中では、AT 火山灰層は濃集していたため、降灰年代地層の堆積年代として利用することが可能かと考えられるが、他の年代測定値や堆積環境などを加味して総合的な判断を行うことが望ましい。最後に、今後、福原ピットの底面付近で観察された阿蘇系火山灰層の対比を行ない、堆積年代の検討を行うことは有効な手段であると考えられる。

表 2-14 火山灰分析リスト (その1)

保存用試料一覧表

No.	試料名	処理生試料 湿潤重量 (g)	篩別試料重量 (g)				色調判定	備考
			>1/4 mm	1/4- 1/8 mm	1/8- 1/16 mm	< 1/16 mm		
1	TBW(8.9,0.5- 0.55)	6.3	-	0.596	0.121	0.079	5YR4/4	
2	TBW(8.9,0.65- 0.7)	5.6	-	0.864	0.048	0.081	5YR4/4	
3	TBW(8.9,1.05- 1.1)	7.8	-	1.269	38	0.109	5YR2/3	
4	TBW(8.9,1.9- 1.95)	8.4	-	1.928	0.261	0.196	5YR2/1	
5	TBW(15.5,0.8)	3.3	-	0.268	0.29	0.089	7.5YR5/8	
6	TBW(16.55,1.9)	3.3	-	0.181	0.197	0.083	7.5YR5/8に 7.5YR3/1混じる	
7	TB(17,1.5)	7.3	-	0.485	0.56	0.105	5YR4/6	
8	TBE(6.65,1.45)	4.3	-	0.504	0.243	0.050	5YR5/6	
9	FuW 3-1 95-100	11.6	-	5.240	0.281	0.175	5YR3/3	
10	FuW 3-2 15-20	6.8	-	1.345	0.338	0.181	5YR3/3	

注: ※(1) 表中の数字は保存試料の重量を示す。

(2) 1/8-1/16段階の保存試料は、一部岩石薄片作成に使用したため
実際よりわずかに少なくなっている。

(3) 色調判定は、新版標準土色帳(農林省農林水産技術会議事務局監修、1970)による。

表 2-15 火山灰分析リスト (その2)

保存用試料一覧表

No.	試料名	処理生試料 湿潤重量 (g)	篩別試料重量(g)				色調判定	備考
			>1/4 mm	1/4- 1/8 mm	1/8- 1/16 mm	< 1/16 mm		
11	FuW 3-2 55-60	9.6	-	3.578	0.380	0.199	2.5YR3/3	
12	FuN-3 35-40	8.3	-	0.158	0.726	0.779	5YR4/4	
13	FuN-3 70-75	11.300	-	2.389	0.233	0.203	5YR3/3	
14	FKE 茶	7.7	-	2.157	0.416	0.245	5YR2/3	
15	FKE 黒茶	6.9	-	2.609	0.563	0.349	5YR2/2	
	以下余白							

注: ※(1) 表中の数字は保存試料の重量を示す。

(2) 1/8-1/16段階の保存試料は、一部岩石薄片作成に使用したため
実際よりわずかに少なくなっている。

(3) 色調判定は、新版標準土色帳(農林省農林水産技術会議事務局監修、1970)による。

表 2-16 テフラ分析結果 (TBW(18.9,0.5-0.55))

分析試料名: 1.TBW (18.9,0.5-0.55)

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	その 他	合計	備 考
145	25	20	9	1	200	火山gl: 珪長質薄手bw>pm型。コンタミするがK-Ahテフラ 軽鉱物: pl主。Qz含む。 重鉱物: Opq, Opx, Cpx, Ol>BHb。 岩片: gl質・石質。 その他: Po・火山gl変質物。
72.5	12.5	10.0	4.5	0.5	100.0	

bw: パブルウォール、pm: 軽石、sco.: スコリア、pl: 斜長石、Qz: 石英、af: アルカリ長石、Kf: カリ長石、chal: カルセドニー、Po: プラント・オパール

重 鉱 物 分 析

Ol	Pyroxene		Amphibole		Opq	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	Opx	Cpx	BHb	GHb							
18	62	32	4	-	84	-	-	-	-	200	
9.0	31.0	16.0	2.0	0.0	42.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	

Ol: カンラン石、Opx, Cpx: 斜方、単斜輝石、BHb, GHb: 緑色・褐色角閃石、Opq: 不透明鉱物、

Cum: カンクトン閃石、Zr: シルコン、Bt: 黒雲母、Ap: アパタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合計	色付gl	備 考
52	92	1	22	4	26	3	200	+	珪長質薄手bw>pm型。亀ノ甲gl、sco.gl含む。 水和層厚≒3-5 μm
26.0	46.0	0.5	11.0	2.0	13.0	1.5	100.0		

H: 扁平、C: 中間型、T: 多孔質、It: 不規則型、incl: インクルージョン、devt: 失透化、RI: 屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
1.4963	1.4989	1.4976	2	-	H, C ←AT
1.5086	1.5158	1.5114	55	1.511	H, T, C ←K-Ah
1.5194	1.5293	1.5238	6	-	T, C>It ←K-Ah

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
					測定対象外

斜方輝石: 劈開片上での最大屈折率 $n_2 \cong \gamma$ 、角閃石 $n_2 (\beta < n_2 < \gamma)$ 、

斜長石: 劈開片上での最小屈折率 $n_1 (\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-17 テフラ分析結果 (TBW(18.9,0.65-0.7))

分析試料名: 2.TBW(8.9,0.65-0.7)

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	その 他	合計	備 考
99	23	28	37	13	200	火山gl:珪長質薄手bw>pm型。コンタミの多いK-Ahテフラ 軽鉱物:pl。 重鉱物:Opq,Opq,Cpx>Ol,GHb。 岩片:gl質・石質。 その他:Po・火山gl変質物。
49.5	11.5	14.0	18.5	6.5	100.0	

bw:パブルウォール、pm:軽石、sco.:スコリア、pl:斜長石、Qz:石英、af:アルカリ長石、Kf:カリ長石、chal:カルセドニー、Po:プラント・オパール

重 鉱 物 分 析

Ol	Pyroxene		Amphibole		Opq	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	Opq	Cpx	BHb	GHb							
7	67	33	-	4	89	-	-	-	-	200	Epidote
3.5	33.5	16.5	0.0	2.0	44.5	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	

Ol:カンラン石、Opq,Cpx:斜方、単斜輝石、BHb,GHb:緑色・褐色角閃石、Opq:不透明鉱物、

Cum:カニングトン閃石、Zr:ジルコン、Bt:黒雲母、Ap:アパタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合計	色付gl	備 考
38	94	9	17	-	37	5	200	+	珪長質薄手bw>pm。 水和層厚≒3-5μm、亀ノ甲gl含む。 Sco.gl少量。
19.0	47.0	4.5	8.5	0.0	18.5	2.5	100.0		

H:扁平、C:中間型、T:多孔質、It:不規則型、incl:インクルージョン、devt:失透化、RI:屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
1.4963	1.5032	1.4996	3	-	H,C,It ←AT
1.5088	1.5162	1.5114	59	1.511	H,T,C ←K-Ah
1.5234	1.5291	1.5263	2	-	T,C>It ←K-Ah

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
					測定対象外

斜方輝石:劈開片上での最大屈折率 $n_2 \cong \gamma$ 、角閃石 $n_2(\beta < n_2 < \gamma)$ 、

斜長石:劈開片上での最小屈折率 $n_1(\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-18 テフラ分析結果 (TBW(18.9,1.05-1.1))

分析試料名: 3. TBW(8.9,1.05-1.1)

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	その 他	合計	備 考
13	67	52	53	15	200	火山gl: 珩長質bw>pm>lt型。 軽鉱物: pl>Qz・Kf。 重鉱物: Opq, Opx, Cpx, BHb>GHb, Ol。 岩 片: 石質・gl質。 その他: Po・火山gl変質物。
6.5	33.5	26.0	26.5	7.5	100.0	

bw:パブルウォール、pm:軽石、sco.:スコリア、pl:斜長石、Qz:石英、af:アルカリ長石、Kf:カリ長石、chal:カルセドニー、Po:プラント・オパール

重 鉱 物 分 析

Ol	Pyroxene		Amphibole		Opq	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	Opx	Cpx	BHb	GHb							
1	75	24	10	6	84	-	-	-	-	200	
0.5	37.5	12.0	5.0	3.0	42.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	

Ol:カンラン石、Opx,Cpx:斜方、単斜輝石、BHb,GHb:緑色・褐色角閃石、Opq:不透明鉱物、

Cum:カニングトン閃石、Zr:ジルコン、Bt:黒雲母、Ap:アパタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合 計	色付gl	備 考
25	94	33	17	6	12	13	200	+	珩長質bw>pm>lt型で複数glが混在か。
12.5	47.0	16.5	8.5	3.0	6.0	6.5	100.0		

H:扁平、C:中間型、T:多孔質、It:不規則型、incl:インクルージョン、devt:失透化、RI:屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
1.4961	1.5007	1.4981	47	1.498-1.499	H,C,T>IT ←AT
1.5030	1.5147	1.5089	13	-	C,T,H,It ←一部K-Ah
1.5247	1.5262	1.5255	2	-	T,It

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
					測定対象外

斜方輝石:劈開片上での最大屈折率 $n_2 \cong \gamma$ 、角閃石 $n_2(\beta < n_2 < \gamma)$ 、

斜長石:劈開片上での最小屈折率 $n_1(\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-19 テフラ分析結果 (TBW(18.9,1.9-1.95))

分析試料名: 4. TBW(8.9,1.9-1.95)

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	その 他	合計	備 考
5	37	69	40	49	200	火山gl:珪長質bw≒pm型。Sco.gl含む。 軽鉱物:pl。Qz少量含む。 重鉱物:Opq,BHb,Opx,GHb,Cpx。Zr微量。 岩片:gl質。 その他:火山gl変質物・Po。
2.5	18.5	34.5	20.0	24.5	100.0	

bw:パフルウォール、pm:軽石、sco.:スコリア、pl:斜長石、Qz:石英、af:アルカリ長石、Kf:カリ長石、chal:カルセドニー、Po:プラント・オパール

重 鉱 物 分 析

Ol	Pyroxene		Amphibole		Opq	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	Opx	Cpx	BHb	GHb							
-	43	10	51	12	84	-	0+	-	-	200	
0.0	21.5	5.0	25.5	6.0	42.0	0.0	tr	0.0	0.0	100.0	

Ol:カンラン石、Opx,Cpx:斜方、単斜輝石、BHb,GHb:緑色・褐色角閃石、Opq:不透明鉱物、

Cum:カミングトン閃石、Zr:ジルコン、Bt:黒雲母、Ap:アパタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合計	色付gl	備 考
10	79	41	12	6	23	29	200	+	珪長質bw≒pm>It型。It型はsco.gl。 亀ノ甲gl含む。
5.0	39.5	20.5	6.0	3.0	11.5	14.5	100.0		

H:扁平、C:中間型、T:多孔質、It:不規則型、incl:インクルージョン、devt:失透化、RI:屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
1.4960	1.4997	1.4981	47	1.498	H,C,T,It ←AT
1.5047	1.5257	1.5153	5	-	T,C,It

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
					測定対象外

斜方輝石:劈開片上での最大屈折率 $n_2 \approx \gamma$ 、角閃石 $n_2 (\beta < n_2 < \gamma)$ 、

斜長石:劈開片上での最小屈折率 $n_1 (\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-20 テフラ分析結果 (TBW(15.5, 0.8))

分析試料名: 5. TBW(15.5,0.8)

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	その 他	合計	備 考
192	3	4	1	-	200	火山gl:珪長質薄手bw>pm型。K-Ahテフラ 軽鉱物:pl。 重鉱物:Opq,OpX,Cpx主。Ol少量含む。 岩片:gl質。その他: ー。
96.0	1.5	2.0	0.5	0.0	100.0	

bw:パフルウォール, pm:軽石, sco.:スコリア, pl:斜長石, Qz:石英, af:アルカリ長石, Kf:カリ長石, chal:カルセドニー, Po:フアント・オパール

重 鉱 物 分 析

Ol	Pyroxene		Amphibole		Opq	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	OpX	Cpx	BHb	GHb							
3	47	35	-	-	104	-	-	-	-	189	
1.6	24.9	18.5	0.0	0.0	55.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	

Ol:カンラン石、OpX,Cpx:斜方、単斜輝石、BHb,GHb:緑色・褐色角閃石、Opq:不透明鉱物、

Cum:カミングトン閃石、Zr:ジルコン、Bt:黒雲母、Ap:アハタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合計	色付gl	備 考
49	77	5	6	4	56	3	200	+	珪長質薄手bw>pm型。 水和層厚≒5μm。
24.5	38.5	2.5	3.0	2.0	28.0	1.5	100.0		

H:扁平、C:中間型、T:多孔質、It:不規則型、incl:インクルージョン、devt:失透化、Rl:屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
1.4955	1.4995	1.4975	2	-	H,C ←AT
1.5094	1.5174	1.5120	60	1.511	H,T>C ←K-Ah
1.5264	1.5331	1.5291	3	-	T,C>It ←K-Ah

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
					測定対象外

斜方輝石:劈開片上での最大屈折率 $n_2 \approx \gamma$ 、角閃石 $n_2(\beta < n_2 < \gamma)$ 、

斜長石:劈開片上での最小屈折率 $n_1(\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-21 テフラ分析結果 (TBW(16.55, 1.9))

分析試料名: 6. TBW(16.55,1.9)

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	その 他	合計	備 考
177	11	5	6	1	200	火山gl:珪長薄手bw>pm型。 K-Ahテフラ 軽鉱物:pl。 重鉱物:Opq,Opq.Cpx>BHb,GHb,OI。 岩片:gl質。 その他:火山gl変質物。
88.5	5.5	2.5	3.0	0.5	100.0	

bw:バブルウォール、pm:軽石、sco.:スコア、pl:斜長石、Qz:石英、af:アルカリ長石、Kf:カリ長石、chal:カルセドニー、Po:プラント・オパール

重 鉱 物 分 析

OI	Pyroxene		Amphibole		Opq	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	Opq	Cpx	BHb	GHb							
1	66	28	7	1	97	-	-	-	-	200	
0.5	33.0	14.0	3.5	0.5	48.5	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	

OI:カンラン石、Opq.Cpx:斜方、単斜輝石、BHb,GHb:緑色・褐色角閃石、Opq:不透明鉱物、

Cum:カニングトン閃石、Zr:ジルコン、Bt:黒雲母、Ap:アハタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合計	色付gl	備 考
48	78	6	8	2	57	1	200	+	珪長質薄手bw>pm型
24.0	39.0	3.0	4.0	1.0	28.5	0.5	100.0		

H:扁平、C:中間型、T:多孔質、It:不規則型、incl:インクルージョン、devt:失透化、RI:屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
1.4949	1.5036	1.4986	4	-	H,C ←ATほか
1.5089	1.5155	1.5116	60	1.511	H,T>C ←K-Ah
1.5310	1.5348	1.5329	2	-	T,C>It ←K-Ah

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
					測定対象外

斜方輝石:劈開片上での最大屈折率 $n_2 \doteq \gamma$ 、角閃石 $n_2 (\beta < n_2 < \gamma)$ 、

斜長石:劈開片上での最小屈折率 $n_1 (\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-22 テフラ分析結果 (TBW(17, 1.5))

分析試料名: 7. TB(17,1.5)

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	その 他	合計	備 考
183	8	6	3	-	200	火山gl:珪長質薄手bw>pm型。 K-Ahテフラ 軽鉱物:pl。 重鉱物:Opq,Opx,Cpx主。Ol,BHb含む。 岩片:gl質。 その他: ー。
91.5	4.0	3.0	1.5	0.0	100.0	

bw:ハブルウォール、pm:軽石、sco.:スコリア、pl:斜長石、Qz:石英、af:アルカリ長石、Kf:カリ長石、chal:カルセドニー、Po:プラント・オパール

重 鉱 物 分 析

Ol	Pyroxene		Amphibole		Opq	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	Opx	Cpx	BHb	GHb							
4	78	31	1	-	86	-	-	-	-	200	
2.0	39.0	15.5	0.5	0.0	43.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	

Ol:カンラン石、Opx,Cpx:斜方、単斜輝石、BHb,GHb:緑色・褐色角閃石、Opq:不透明鉱物、

Cum:カミングトン閃石、Zr:ジルコン、Bt:黒雲母、Ap:アパタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合計	色付gl	備 考
49	79	8	8	1	54	1	200	+	珪長質薄手bw>pm型。水和層厚≒5μm。 亀ノ甲gl,sco.gl含む。
24.5	39.5	4.0	4.0	0.5	27.0	0.5	100.0		

H:扁平、C:中間型、T:多孔質、It:不規則型、incl:インクルージョン、devt:失透化、RI:屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
1.4949	1.5053	1.4996	3	-	H,C ←ATほか
1.5090	1.5155	1.5115	60	1.511	H,T>C ←K-Ah
1.5232	1.5328	1.5276	3	-	T,C>It ←K-Ah

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
					測定対象外

斜方輝石:劈開片上での最大屈折率 $n_2 \cong \gamma$ 、角閃石($\beta < n_2 < \gamma$)、

斜長石:劈開片上での最小屈折率 $n_1 (\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-23 テフラ分析結果 (TBE(6.65, 1.45))

分析試料名: 8. TBE(6.65,1.45)

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	その 他	合計	備 考
172	8	8	11	1	200	火山gl:珪長質bw>pm型。 K-Ahテフラ 軽鉱物:pl。
86.0	4.0	4.0	5.5	0.5	100.0	重鉱物:Opx,Cpx主。Ol,BHb,GHb含む。 岩片:gl質。 その他:火山gl変質物。

bw:バブルウォール, pm:軽石, sco.:スコリア, pl:斜長石, Qz:石英, af:アルカリ長石, Kf:カリ長石, chal:カルセドニー, Po:プラント・オパール

重 鉱 物 分 析

Ol	Pyroxene		Amphibole		Opx	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	Opx	Cpx	BHb	GHb							
6	68	33	6	1	86	-	-	-	-	200	
3.0	34.0	16.5	3.0	0.5	43.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	

Ol:カンラン石、Opx,Cpx:斜方、単斜輝石、BHb,GHb:緑色・褐色角閃石、Opx:不透明鉱物、

Cum:カミングトン閃石、Zr:ジルコン、Bt:黒雲母、Ap:アパタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合計	色付gl	備 考
41	90	10	7	2	48	2	200	+	珪長質薄手bw>pm型。 水和層厚≒5μm。 Sco.gl含む。
20.5	45.0	5.0	3.5	1.0	24.0	1.0	100.0		

H:扁平、C:中間型、T:多孔質、It:不規則型、incl:インクルージョン、devt:失透化、Rf:屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
1.4968	1.5058	1.5011	4	-	H,C ←ATほか
1.5096	1.5172	1.5115	60	1.511	H,T>C ←K-Ah
1.5210	1.5327	1.5269	3	-	T,C>It ←K-Ah

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
					測定対象外

斜方輝石:劈開片上での最大屈折率 $n_2 \approx \gamma$ 、角閃石 $n_2 (\beta < n_2 < \gamma)$ 、

斜長石:劈開片上での最小屈折率 $n_1 (\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-24 テフラ分析結果 (FuW3-1, 95-100)

分析試料名: 9. FuW3-1 95-100

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	そ 他	合計	備 考
52	67	21	50	10	200	火山gl:珪長質bw>pm型。 かなりコンタするがK-Ahテフラ 軽鉱物: Qz・Kf・pl。β-Qz(gl付)微量。 重鉱物: Opx, Opx>Cum, Cpx>GHb, BHb, Zr。 岩 片: 石質・gl質。 その他: 火山gl変質物。
26.0	33.5	10.5	25.0	5.0	100.0	

bw:パフルウォール, pm:軽石, sco.:スコリア, pl:斜長石, Qz:石英, af:アルカリ長石, Kf:カリ長石, chal:カルセドニー, Po:プラント・オパール

重 鉱 物 分 析

Ol	Pyroxene		Amphibole		Opq	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	Opx	Cpx	BHb	GHb							
-	33	12	1	4	134	16	0+	-	-	200	Cumは風化が進むため外来結 晶か
0.0	16.5	6.0	0.5	2.0	67.0	8.0	tr	0.0	0.0	100.0	

Ol:カンラン石、Opx,Cpx:斜方、単斜輝石、BHb,GHb:緑色・褐色角閃石、Opq:不透明鉱物、

Cum:カミングトン閃石、Zr:ジルコン、Bt:黒雲母、Ap:アパタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合 計	色付gl	備 考
45	120	6	8	3	18	-	200	+	珪長質薄手bw>pm型。 水和層厚≒5μm→X字Y字タイプも含む が K-Ahと判断される。
22.5	60.0	3.0	4.0	1.5	9.0	0.0	100.0		

H:扁平、C:中間型、T:多孔質、It:不規則型、incl:インクルージョン、devt:失透化、RI:屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
1.4963	1.4990	1.4975	4	-	H,T,C ←AT
1.5073	1.5160	1.5107	53	1.510	H>T,C ←K-Ah
1.5195	1.5243	1.5220	3	-	T,C ←K-Ah

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
					測定対象外

斜方輝石: 劈開片上での最大屈折率 $n_2 \approx \gamma$ 、角閃石 $n_2 (\beta < n_2 < \gamma)$ 、

斜長石: 劈開片上での最小屈折率 $n_1 (\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-25 テフラ分析結果 (FuW3-2, 15-20)

分析試料名: 10. FuW3-2 15-20

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	その 他	合計	備 考
19	73	51	50	7	200	火山gl: 珪長質bw>pm型。 火山glはK-Ahが優勢 軽鉱物: Qz・Kf・pl。
9.5	36.5	25.5	25.0	3.5	100.0	重鉱物: Opq, Opx, Cum, GHb>BHb, Cpx。 岩片: 石質・gl質。 その他: 火山gl変質物。

bw:パブルウール、pm:軽石、sco.:スコリア、pl:斜長石、Qz:石英、af:アルカリ長石、Kf:カリ長石、chal:カルセドニー、Po:プラント・オパール

重 鉱 物 分 析

Ol	Pyroxene		Amphibole		Opq	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	Opx	Cpx	BHb	GHb							
-	26	3	6	10	131	24	-	-	-	200	
0.0	13.0	1.5	3.0	5.0	65.5	12.0	0.0	0.0	0.0	100.0	

Ol:カンラン石、Opx,Cpx:斜方、単斜輝石、BHb,GHb:緑色・褐色角閃石、Opq:不透明鉱物、

Cum:カニングトン閃石、Zr:ジルコン、Bt:黒雲母、Ap:アパタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合計	色付gl	備 考
28	127	10	14	1	18	2	200	+	珪長質薄手bw>pm型。 Sco.gl含む。
14.0	63.5	5.0	7.0	0.5	9.0	1.0	100.0		

H:扁平、C:中間型、T:多孔質、It:不規則型、incl:インクルージョン、devt:失透化、RI:屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
1.4960	1.4992	1.4973	8	1.497	H,C ←AT
1.5019	1.5070	1.5044	2	-	It,H
1.5085	1.5163	1.5111	48	1.510	H,T>C ←K-Ah
1.5185	1.5224	1.5204	2	-	T,C>It ←K-Ah

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
					測定対象外

斜方輝石: 劈開片上での最大屈折率 $n_2 \equiv \gamma$ 、角閃石 $n_2 (\beta < n_2 < \gamma)$ 、

斜長石: 劈開片上での最小屈折率 $n_1 (\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-26 テフラ分析結果 (FuW3-2, 55-60)

分析試料名: 11.FuW3-2 55-60

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	その 他	合計	備 考
5	74	53	55	13	200	火山gl: 珪長質bw>pm型。Scogl含む。 軽鉱物: Qz+Kf+pl。β-Qz微量。 重鉱物: Opx,Cum,Opx.GHb,Cpx>BHb,Zr。 岩片: 石質。 その他: 火山gl変質物。
2.5	37.0	26.5	27.5	6.5	100.0	

bw:バブルウォール, pm:軽石, sco.:スコリア, pl:斜長石, Qz:石英, af:アルカリ長石, Kf:カリ長石, chal:カルセドニー, Po:プラント・オパール

重 鉱 物 分 析

Ol	Pyroxene		Amphibole		Opx	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	Opx	Cpx	BHb	GHb							
-	15	7	3	9	120	46	0+	-	-	200	Epidote含む。 Cumは風化が進み外来か
0.0	7.5	3.5	1.5	4.5	60.0	23.0	tr	0.0	0.0	100.0	

Ol:カラン石、Opx,Cpx:斜方、単斜輝石、BHb,GHb:緑色・褐色角閃石、Opx:不透明鉱物、

Cum:カミングトン閃石、Zr:ジルコン、Bt:黒雲母、Ap:アパタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合計	色付gl	備 考
19	67	14	10	2	10	9	131	+	珪長質bw>pm>It型。It型はsco.gl。 Sco.gl含む。
14.5	51.1	10.7	7.6	1.5	7.6	6.9	100.0		

H:扁平、C:中間型、T:多孔質、It:不規則型、incl:インクルージョン、devt:失透化、RI:屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
1.4963	1.5004	1.4978	23	1.498	H,C ←AT
1.5083	1.5156	1.5108	17	1.510	H>C,T,It ←K-Ah
1.5195	1.5267	1.5232	10	-	C,T,It ←K-Ah

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
					測定対象外

斜方輝石: 劈開片上での最大屈折率 $n_2 \cong \gamma$ 、角閃石 $n_2(\beta < n_2 < \gamma)$ 、

斜長石: 劈開片上での最小屈折率 $n_1(\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-27 テフラ分析結果 (FuN-3, 35-40)

分析試料名: 12. FuN-3 35-40

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	その 他	合計	備 考
-	95	8	95	2	200	火山gl: 検出されず 軽鉱物: Qz・Kf・pl。 重鉱物: Opx主。GHb, Opx, BHb, Cum, Bt, Zr含む。 岩片: 石質。 その他: 風化粒子。
0.0	47.5	4.0	47.5	1.0	100.0	

bw:ハブルウォール、pm:軽石、sco.:スコリア、pl:斜長石、Qz:石英、af:アルカリ長石、Kf:カリ長石、chal:カルセドニー、Po:プラント・オパール

重 鉱 物 分 析

Ol	Pyroxene		Amphibole		Opq	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	Opx	Cpx	BHb	GHb							
-	3	-	3	7	182	3	0+	2	-	200	Epidote, Garnet
0.0	1.5	0.0	1.5	3.5	91.0	1.5	tr	1.0	0.0	100.0	

Ol:カンラン石、Opx,Cpx:斜方、単斜輝石、BHb,GHb:緑色・褐色角閃石、Opq:不透明鉱物、

Cum:マンガン閃石、Zr:ジルコン、Bt:黒雲母、Ap:アパタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合計	色付gl	備 考
-	-	-	-	-	-	-	-	-	火山ガラスは検出されず

H:扁平、C:中間型、T:多孔質、It:不規則型、incl:インクルージョン、devt:失透化、Rl:屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
-	-	-	-	-	測定不能

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
					測定対象外

斜方輝石: 劈開片上での最大屈折率 $n_2 \doteq \gamma$ 、角閃石 $n_2 (\beta < n_2 < \gamma)$ 、

斜長石: 劈開片上での最小屈折率 $n_1 (\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-28 テフラ分析結果 (FuN-3, 70-75)

分析試料名: 13. FuN-3 70-75

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	その 他	合計	備 考
0+	102	14	80	4	200	火山gl: 微量のglのみ。 軽鉱物: pl・Qz・Kf。 重鉱物: Opq>Opx,Cpx>GHb,Cum。 岩片: 石質。 その他: 火山gl変質物。
tr	51.0	7.0	40.0	2.0	100.0	

bw:パフルウォール、pm:軽石、sco.:スコリア、pl:斜長石、Qz:石英、af:アルカリ長石、Kf:カリ長石、chal:カルセドニー、Po:プラント・オパール

重 鉱 物 分 析

Ol	Pyroxene		Amphibole		Opq	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	Opx	Cpx	BHb	GHb							
-	26	13	-	4	155	2	-	-	-	200	Epidote含む。 微量の青紫色Am含む。
0.0	13.0	6.5	0.0	2.0	77.5	1.0	0.0	0.0	0.0	100.0	

Ol:カンラン石、Opx,Cpx:斜方、単斜輝石、BHb,GHb:緑色・褐色角閃石、Opq:不透明鉱物、

Cum:カミングトン閃石、Zr:ジルコン、Bt:黒雲母、Ap:アパタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合計	色付gl	備 考
-	1	-	1	-	-	2	4	+	微量の珪長質およびsco.gl含むのみ
	tr		tr			tr	tr		

H:扁平、C:中間型、T:多孔質、It:不規則型、incl:インクルージョン、devt:失透化、Rf:屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
1.4971	1.5202	1.5104	4	-	It,H,C

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
					測定対象外

斜方輝石: 劈開片上での最大屈折率 $n_2 \doteq \gamma$ 、角閃石 $n_2 (\beta < n_2 < \gamma)$ 、

斜長石: 劈開片上での最小屈折率 $n_1 (\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-29 テフラ分析結果 (FKE, 茶)

分析試料名: 14. FKE 茶

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	その 他	合計	備 考
111	40	13	35	1	200	火山gl: ほぼscoria glのみ。 対比不詳のスコリア層 軽鉱物: pl。 重鉱物: Opq, Opx, Cpx主。 Ap少量。 岩片: gl質。 その他: gl変質物。
55.5	20.0	6.5	17.5	0.5	100.0	

bw: パブルウォール、pm: 軽石、sco.: スコリア、pl: 斜長石、Qz: 石英、af: アルカリ長石、Kf: カリ長石、chal: カルセドニー、Po: プラント・オパール

重 鉱 物 分 析

Ol	Pyroxene		Amphibole		Opq	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	Opx	Cpx	BHb	GHb							
-	62	57	-	-	80	-	-	-	1	200	
0.0	31.0	28.5	0.0	0.0	40.0	0.0	0.0	0.0	0.5	100.0	

Ol: カンラン石、Opx, Cpx: 斜方、単斜輝石、BHb, GHb: 緑色・褐色角閃石、Opq: 不透明鉱物、

Cum: カミングトン閃石、Zr: シルコン、Bt: 黒雲母、Ap: アパタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合計	色付gl	備 考
-	-	-	-	-	-	200	200	+	glは主としてsco.gl
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	100.0		

H: 扁平、C: 中間型、T: 多孔質、It: 不規則型、incl: インクルージョン、devt: 失透化、Rf: 屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
1.4989	1.5134	1.5058	3	-	It C, H, T ← 安山岩～スコリア質 It, T ← スコリア
1.5236	1.5338	1.5276	7	-	
1.5484	1.5634	1.5532	50	1.551-1.553	

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
1.698	1.703	1.701	28	1.702	ハイパーシシ～ブロンザイト ハイパーシシ ハイパーシシ
1.705	1.709	1.707	27	1.707	
1.714	1.716	1.715	5	-	

斜方輝石: 劈開片上での最大屈折率 $n_2 \doteq \gamma$ 、角閃石 $n_2 (\beta < n_2 < \gamma)$ 、

斜長石: 劈開片上での最小屈折率 $n_1 (\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-30 テフラ分析結果 (FKE, 黒茶)

分析試料名: 15. FKE 黒茶

全 鉱 物 組 成

火山 ガラス	軽 鉱物	重 鉱物	岩片	その 他	合計	備 考
125	26	15	33	1	200	火山gl: ほぼスコリアglのみ。 対比不詳のスコリア層 軽鉱物: pl。 重鉱物: Opq, Opx, Cpx主。 Ap少量。 岩片: gl質。 その他: gl変質物。
62.5	13.0	7.5	16.5	0.5	100.0	

bw: パブルウオール、pm: 軽石、sco.: スコリア、pl: 斜長石、Qz: 石英、af: アルカリ長石、Kf: カリ長石、chal: カルセドニー、Po: プラント・オパール

重 鉱 物 分 析

Ol	Pyroxene		Amphibole		Opq	Cum	Zr	Bt	Ap	total	備 考
	Opx	Cpx	BHb	GHb							
-	71	44	-	-	83	-	-	-	2	200	
0.0	35.5	22.0	0.0	0.0	41.5	0.0	0.0	0.0	1.0	100.0	

Ol: カンラン石、Opx, Cpx: 斜方、単斜輝石、BHb, GHb: 緑色・褐色角閃石、Opq: 不透明鉱物、

Cum: カミングトン閃石、Zr: シルコン、Bt: 黒雲母、Ap: アパタイト

火山ガラス形態分類

Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	It	合計	色付gl	備 考
-	-	-	-	-	-	200	200	+	火山glは主としてsco.gl
0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	100.0		

H: 扁平、C: 中間型、T: 多孔質、It: 不規則型、incl: インクルージョン、devt: 失透化、RI: 屈折率

火山ガラス屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	火山ガラス形態 (glass type)
最小	最大				
1.5023	1.5067	1.5045	2	-	It H,C,T ←安山岩～スコリア質 It,T ←スコリア質
1.5237	1.5305	1.5274	12	-	
1.5483	1.5629	1.5536	46	1.553-1.554	

鉱物の屈折率測定

屈折率範囲 (range)		屈折率 平均値 (mean)	測 定 個体数 (個)	屈折率最頻値 (mode)	鉱物の種類
最小	最大				
1.699	1.704	1.702	29	1.702-1.703	ハイパーシソ～フロンザイト ハイパーシソ ハイパーシソ
1.705	1.710	1.708	30	1.708	
1.713	1.713	1.713	1	-	

斜方輝石: 劈開片上での最大屈折率 $n_2 \doteq \gamma$ 、角閃石 $n_2 (\beta < n_2 < \gamma)$ 、

斜長石: 劈開片上での最小屈折率 $n_1 (\alpha < n_1 < \beta)$

表 2-31 火山ガラスの屈折率測定結果一覧表 (その1)

№	試料名	1) 屈折率範囲		2) 屈折率	3) 測定	4) 屈折率	5) 火山ガラス	6) 備考
		最小	最大	平均値	個体数	最頻値		
1	TBW (8.9, 0.5-0.55)	1.4963 1.5086 1.5194	1.4989 1.5158 1.5293	1.4976 1.5114 1.5238	2 55 6	— 1.511 —	H,C H,T,C T,C>It	gl含有:A(72.5%) 水和層厚5um~水和飽和 重鋇物:Opq,Opx,Cpx,OI>BHb 軽鋇物:PI>Qz
2	TBW (8.9, 0.65-0.7)	1.4963 1.5088 1.5234	1.5032 1.5162 1.5291	1.4996 1.5114 1.5263	3 59 2	— 1.511 —	H,C,It H,T,C T,C>It	gl含有:C(49.5%) 水和層厚5um~水和飽和 重鋇物:Opq,Opx,Cpx>OI,GHb 軽鋇物:PI
3	TBW (8.9, 1.05-1.1)	1.4961 1.5030 1.5247	1.5007 1.5147 1.5262	1.4981 1.5089 1.5255	47 13 2	1.498-1.499 — —	H,C,T>It C,T,H,It T,It	gl含有:R(6.5%) 水和飽和が主 重鋇物:Opq,Opx,Cpx,BHb,GHb>OI 軽鋇物:PI>Qz,Kf
4	TBW (8.9, 1.9-1.95)	1.4960 1.5047	1.4997 1.5257	1.4981 1.5153	47 5	1.498 —	H,C,T,It T,C,It	gl含有:VR(2.5%) 水和飽和が主 重鋇物:Opq,BHb,Opx>GHb,Cpx>Zr 軽鋇物:PI>Qz
5	TBW (15.5, 0.8)	1.4955 1.5094 1.5264	1.4995 1.5174 1.5331	1.4975 1.5120 1.5291	2 60 3	— 1.511 —	H,C H,T>C T,C>It	gl含有:VA(96%) 水和層厚5um~水和飽和 重鋇物:Opq,Opx,Cpx>OI 軽鋇物:PI
6	TBW (16.55, 1.9)	1.4949 1.5089 1.5310	1.5036 1.5156 1.5348	1.4986 1.5116 1.5329	4 60 2	— 1.511 —	H,C H,T>C T,C>It	gl含有:A(88.5%) 水和層厚5um~水和飽和 重鋇物:Opq,Opx,Cpx>Cpx>OI,GHb 軽鋇物:PI
7	TB (17, 1.5)	1.4949 1.5090 1.5232	1.5053 1.5155 1.5328	1.4995 1.5115 1.5276	3 60 3	— 1.511 —	H,C H,T>C T,C>It	gl含有:VA(91.5%) 水和層厚5um~水和飽和 重鋇物:Opq,Opx,Cpx>OI>BHb 軽鋇物:PI
8	TBE (6.65, 1.45)	1.4968 1.5096 1.5210	1.5058 1.5172 1.5327	1.5011 1.5115 1.5269	4 60 3	— 1.511 —	H,C H,T>C T,C>It	gl含有:A(86%) 水和層厚5um~水和飽和 重鋇物:Opq,Opx,Cpx>OI,BHb>GHb 軽鋇物:PI
9	FuW 3-1 95-100	1.4963 1.5073 1.5195	1.4990 1.5160 1.5243	1.4975 1.5107 1.5220	4 53 3	— 1.510-1.511 —	H,T,C H>T,C T,C	gl含有:C(26%) 水和層厚5um~水和飽和 重鋇物:Opq>Opx,Cum,Cpx,GHb>BHb,Zr 軽鋇物:Qz,Kf,PI>b-Qz
10	FuW 3-2 15-20	1.4960 1.5019 1.5085 1.5185	1.4992 1.5070 1.5163 1.5224	1.4973 1.5044 1.5111 1.5204	8 2 48 2	1.497 — 1.510 —	H,C It,H H,T>C T,C>It	gl含有:R(9.5%) 水和層厚5um~水和飽和 重鋇物:Opq>Opx,Cum,GHb,BHb,Cpx 軽鋇物:Qz,Kf,PI

- 1) 屈折率範囲: 個体ごとの屈折率測定値を小数点第4位まで表示する。ヒストグラム上で完全に分離され、異なるグループとみなされるものは、グループごとに表示する。未水和部の測定値には下線を付す。
- 2) 屈折率平均値: 同一グループに属するとみなした場合の平均屈折率値。下線は未水和部の値。
- 3) 測定個体数: 測定対象とした個体数。
- 4) 屈折率最頻値: ヒストグラム中で最頻値を判断し、四捨五入により少数点第3位で表示する。
(ex. 1.500: 1.4995 ≤ nd < 1.5005)
- 5) 火山ガラス形態: 吉川(1976)に準拠し、形態をH: 扁平型, C: 中間型, T: 多孔質型に分け、定性的に示す。いずれにも属さないものを It: 不規則型、鋇物表面に付くものを付着として表示する。
- 6) 備考: 火山ガラス含有、水和・超水和の程度を定性的に示す。また、その試料固有の特徴について記す。火山ガラス含有は、VA(≥90%), A(≥50%), C(≥10%), R(≥5%), VR(≥1%), VVR(<1%), N(0%)の7段階に分類する。水和はhydration、超水和はsuper-hydrationの意。

表 2-32 火山ガラスの屈折率測定結果一覧表（その2）

№	試料名	1) 屈折率範囲		2) 屈折率	3) 測定	4) 屈折率	5) 火山ガラス	6) 備考
		最小	最大	平均値	個体数	最頻値		
11	FuW 3-2 55-60	1.4963 1.5083 1.5195	1.5004 1.5156 1.5267	1.4978 1.5108 1.5232	23 17 10	1.498 1.510 —	H,C H>C,T,lt C,T,lt	gl含有:VR(2.5%) 水和層厚5um, 水和飽和が混在。 重鉱物:Opq,Cum,Opx,GHb,Cpx,BHb>Zr 軽鉱物:Qz,Kf,Pl>b-Qz
12	FuN-3 35-40	—	—	—	0	—	—	gl含有:N(0%) 火山glは検出されず。 重鉱物:Opq>GHb,Opx,BHb,Cum,Bt>Zr 軽鉱物:Qz,Kf,Pl
13	FuN-3 70-75	1.4971	1.5202	1.5104	4	—	lt,H,C	gl含有:VVR(<0.5%) 水和飽和(sco.glは不明) 重鉱物:Opq>Opx,Cpx,GHb,Cum 軽鉱物:Pl,Qz,Kf
14	FKE 茶	1.4989 1.5236 1.5484	1.5134 1.5338 1.5634	1.5058 1.5276 1.5532	3 7 50	— — 1.551-1.553	lt C,H,T lt,T	gl含有:A(55.5%) 水和飽和(sco.glは不明) 重鉱物:Opq,Opx,Cpx>Ap 軽鉱物:Pl
15	FKE 黒茶	1.5023 1.5237 1.5483	1.5067 1.5305 1.5629	1.5045 1.5274 1.5536	2 12 46	— — 1.553-1.554	lt H,C,T lt,T	gl含有:A(62.5%) 水和飽和(sco.glは不明) 重鉱物:Opq,Opx,Cpx>Ap 軽鉱物:Pl
	以下余白							

- 1) 屈折率範囲: 個体ごとの屈折率測定値を小数点第4位まで表示する。ヒストグラム上で完全に分離され、異なるグループとみなされるものは、グループごとに表示する。未水和部の測定値には下線を付す。
- 2) 屈折率平均値: 同一グループに属するとみなした場合の平均屈折率値。下線は未水和部の値。
- 3) 測定個体数: 測定対象とした個体数。
- 4) 屈折率最頻値: ヒストグラム中で最頻値を判断し、四捨五入により小数点第3位で表示する。
(ex. 1.500 : 1.4995 ≤ nd < 1.5005)
- 5) 火山ガラス形態: 吉川(1976)に準拠し、形態をH: 扁平型, C: 中間型, T: 多孔質型に分け、定性的に示す。
いずれにも属さないものを lt: 不規則型, 鉱物表面に付くものを付着として表示する。
- 6) 備考: 火山ガラス含有、水和・超水和の程度を定性的に示す。また、その試料固有の特徴について記す。
火山ガラス含有は、VA(≥90%), A(≥50%), C(≥10%), R(≥5%), VR(≥1%), VVR(<1%), N(0%)の7段階に分類する。水和はhydration、超水和はsuper-hydrationの意。

表 2-33 重鉍物の屈折率測定結果一覧表

№	試料名	1) 屈折率範囲		2) 屈折率	標準偏差	3) 測定	4) 屈折率	5) 鉱物の種類	対象結晶数	6) 備考
		最小	最大	平均値		個体数	最頻値			
14	FKE 茶	1.698 1.705 1.714	1.703 1.709 1.716	1.701 1.707 1.715	0.001 0.001 —	28 27 5	1.702 1.707 —	ブロンザイト～ハイパーシ ン ハイパーシ ン ハイパーシ ン	69粒	γ 最大屈折率
15	FKE 黒茶	1.699 1.705 1.713	1.704 1.710 1.713	1.702 1.708 1.713	0.001 0.001 —	29 30 1	1.702-1.703 1.708 —	ハイパーシ ン～ブロンザイト ハイパーシ ン ハイパーシ ン	66粒	γ 最大屈折率
	以下余白									

- 1) 屈折率範囲：個体ごとの屈折率測定値を四捨五入し、小数点第3位までで表示する。
その際グループが異なるとみなされるものは、グループごとに表示する。
- 2) 屈折率平均値：同一グループに属するとみなした場合の個体ごとの平均屈折率値。小数点第3位まで表示。
- 3) 測定個体数：測定対象とした個体数。
- 4) 屈折率最頻値：ヒストグラム中で最頻値を判断し、四捨五入により少数点第3位までで表示する。
(ex. 1.500 : 1.4995 ≤ nd < 1.5005)
- 5) 鉱物の種類：都城・久城(1972)に準拠し、斜方輝石はエンスタタイト、ブロンザイト、ハイパーシ
ン、フェロハイパーシ
ン、ユーライト、フェロシライトの6種類に分類する。角閃石はホルンブレンド、カミングトナイト等に分類する。
斜長石はアルバイト、オリゴクレイス、アンデシン、ラブラドライト、パイノウナイト、アノーサイトの6種類に
分類する。
- 6) 備考：測定対象とする屈折率を示す。例えば、斜方輝石は γ 、角閃石は n_2 、斜長石は n_1 を対象とする。
(最小屈折率 n_1 : $\alpha \leq n_1 \leq \beta$, 最大屈折率 n_2 : $\beta \leq n_2 \leq \gamma$)

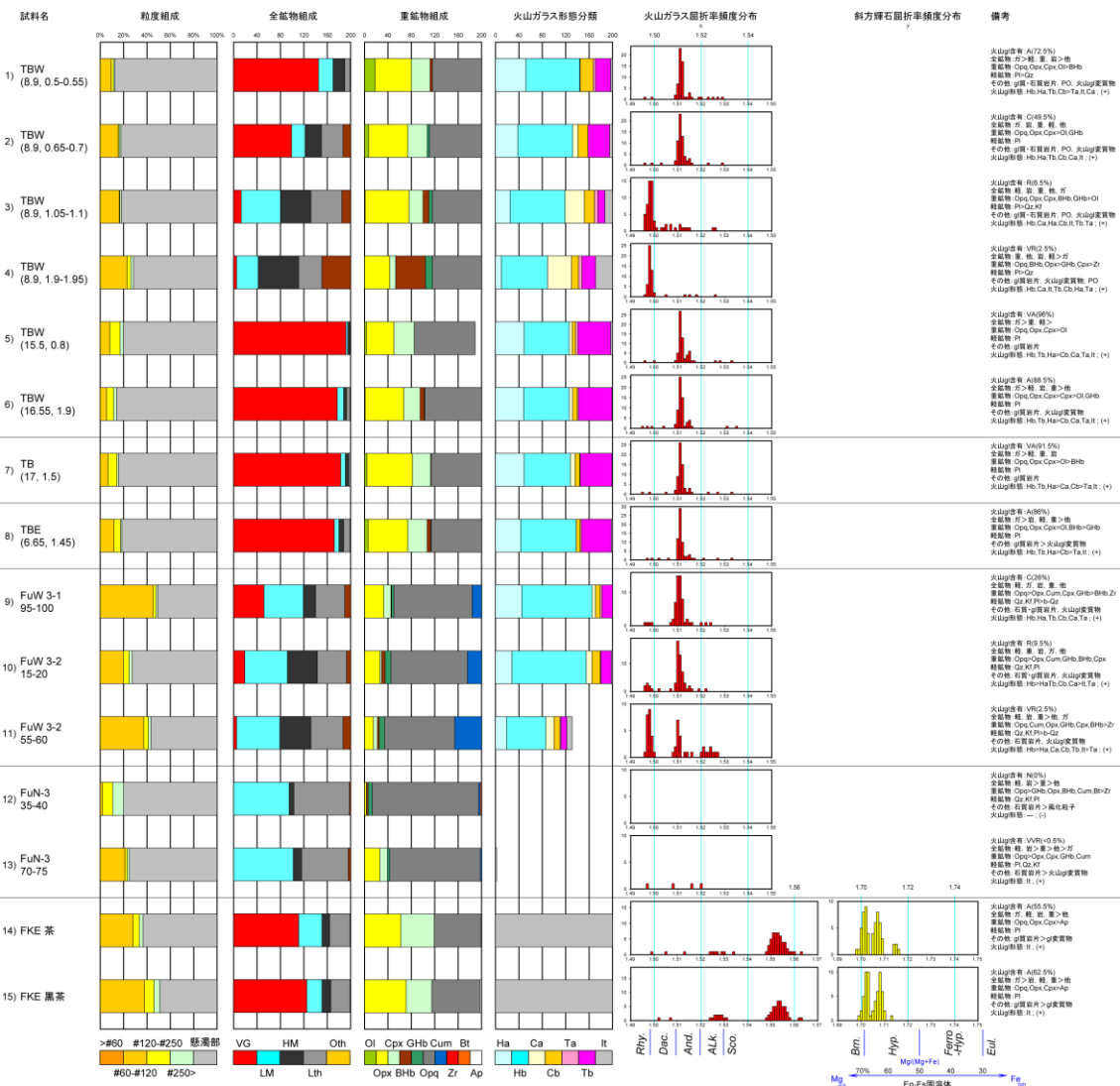


図 2-70 各詳細分析結果一覧

2.2.8. ブロックサンプルの XCT 解析

2.2.8.1. 概要

本事業で実施したトレンチ地点において、断層構造が確認された福原トレンチ地点で2箇所ブロックサンプリングを実施し、断層面近傍の詳細な構造を検討するために X 線 CT 撮影を行った。X 線 CT 画像とは、試料の全周方向から X 線を照射し、投影データを逆解析して試料内部の X 線吸収係数の分布を画像化したもので、X 線吸収係数の分布であることから、密度差が色調の濃淡で可視化される。人体用の CT 装置は、被爆量をできるだけ抑えるために低出力・短時間で撮影が可能ないように設計されている。工業用の CT 装置と比較すると、最小分解能や X 線の透過力等では劣るが、比較的大きな試料でも短時間で計測できる点が優れている。取得するデータは CT 値と呼ばれる X 線の吸収の程度の空間分布である。CT 値の単位は HU (Hounsfield Unit : ハンスフィールドユニット) である。一般に、水を 0、空気を -1000 とする単位で、X 線吸収係数に比例した数値である。CT 値を画像化する際には、測定された CT 値の任意の範囲を 256 階調に分割して、通常グレースケールで濃淡表示される。任意の範囲は、ウィンドウ幅(WW) とウィンドウレベル(WL) として設定する。ウィンドウ幅(WW) は、表示する CT 値の幅で、ウィンドウレベル(WL) は表示する CT 値の中央値である。相対的に高密度の部位ほど明るくなる。

2.2.8.2. 試料採取

ブロックサンプルは 2 箇所トレンチ調査を実施したうち、断層構造が確認された福原トレンチ地点で 2017 年 12 月 7 日から 8 日にかけて行った。西側および東側壁面より試料を採取した。試料取得状況を図 2-71 から図 2-78 に示す。

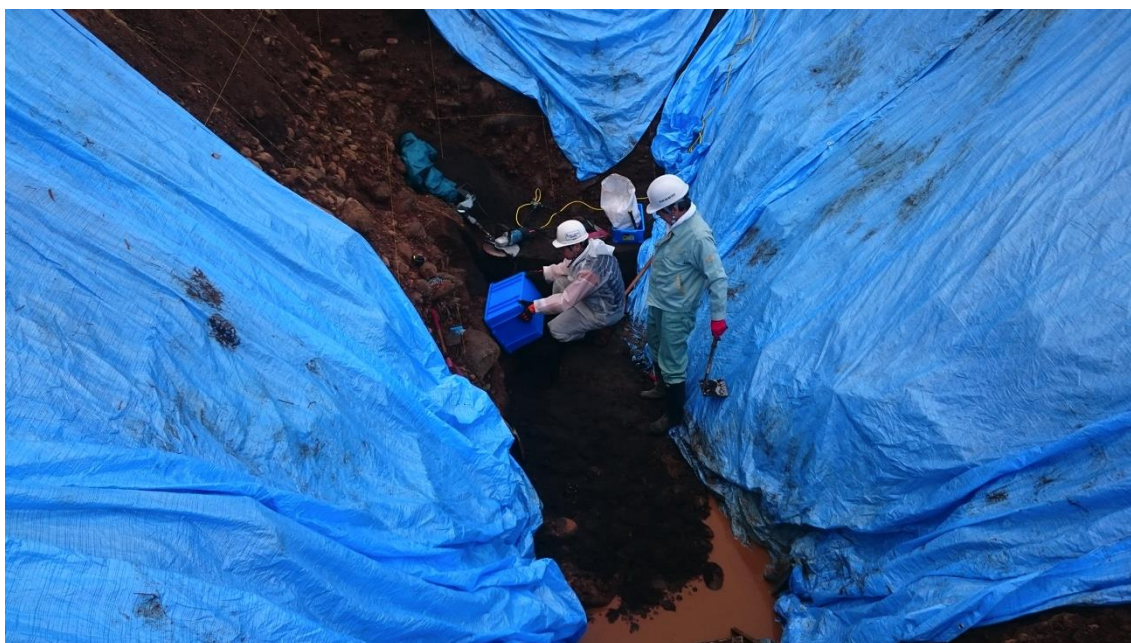


図 2-71 ブロックサンプリング採取状況



図 2-72 ブロックサンプリング採取状況：東側壁面



図 2-73 ブロックサンプリング採取状況：東側壁面



図 2-74 ブロックサンプリング採取状況：東側壁面



図 2-75 ブロックサンプリング採取状況：西側壁面



図 2-76 ブロックサンプリング採取状況：西側壁面



図 2-77 ブロックサンプリング採取状況：西側壁面



図 2-78 ブロックサンプリング採取状況：西側壁面

2.2.8.3. X線 CT 撮影

公益財団法人地球環境産業技術研究機構(RITE) 所有の医療用の X 線 CT スキャンを使用して、試料の X 線 CT 撮影を実施した。使用した東芝メディカルシステムズ社製の「Aquilion」は 0.5mm 間隔のスライス断面を取得することができる。図 2-79 に測定作業の様子を示す。具体的な撮影諸元を表 2-34 に示す。Aquilion で取得したデータは DICOM 形式でエクスポートし、X 線 CT 解析ソフト OsiriX で処理を行った。



図 2-79 ブロックサンプリング X 線 CT 撮影状況。写真の奥側に向かって頭側 (H) になる。仰向けで寝た状態で、右手側が R になる。

表 2-34X 線 CT 撮影条件

撮影データ管理表 (X-Ray CT)							(ST29-26-1) No. 1
撮影日	29 年 12 月 19 日						
X線CT 撮影条件							
電圧(kV) : 120 電流(mA) : 150 スキャン速度(S) : 1.0 再構成関数 : FC70,26,09 撮影スライス厚(mm) : 0.5 画像スライス厚(mm) : 0.5 再構成間隔(mm) : 0.5 スキャンモード : ヘリカル							
Core BoX No.	ID No.	Study No.	サンプル深度 (m)	DICOM file	枚数	撮影日	
FKW	1897	2989	- ~ -	FKW	917	12 / 19	
memo : 角型塩ビ箱 series No.2:FC70 No.3:FC26 No.4:FC09					受入日	12 / 19	
					搬出日	12 / 19	
Core BoX No.	ID No.	Study No.	サンプル深度 (m)	DICOM file	枚数	撮影日	
FKE	1898	2990	- ~ -	FKE	917	12 / 19	
memo : 角型塩ビ箱 series No.2:FC70 No.3:FC26 No.4:FC09					受入日	12 / 19	
					搬出日	12 / 19	
Core BoX No.	ID No.	Study No.	サンプル深度 (m)	DICOM file	枚数	撮影日	
			~			/	
memo :					受入日	/	
					搬出日	/	
Core BoX No.	ID No.	Study No.	サンプル深度 (m)	DICOM file	枚数	撮影日	
			~			/	
memo :					受入日	/	
					搬出日	/	
Core BoX No.	ID No.	Study No.	サンプル深度 (m)	DICOM file	枚数	撮影日	
			~			/	
memo :					受入日	/	
					搬出日	/	
備考							
一般財団法人 地域地盤環境研究所 様							
D-FOV: 361.3 (LL) 範囲: 458.0 mm							

2.2.8.4. 解析結果

東側壁面のブロックサンプルの X 線 CT 画像の MPR (multi-planar reconstruction : 多断面再構成像) を図 2-80 に示す。西側壁面の X 線 CT 画像を図 2-81 に示す。

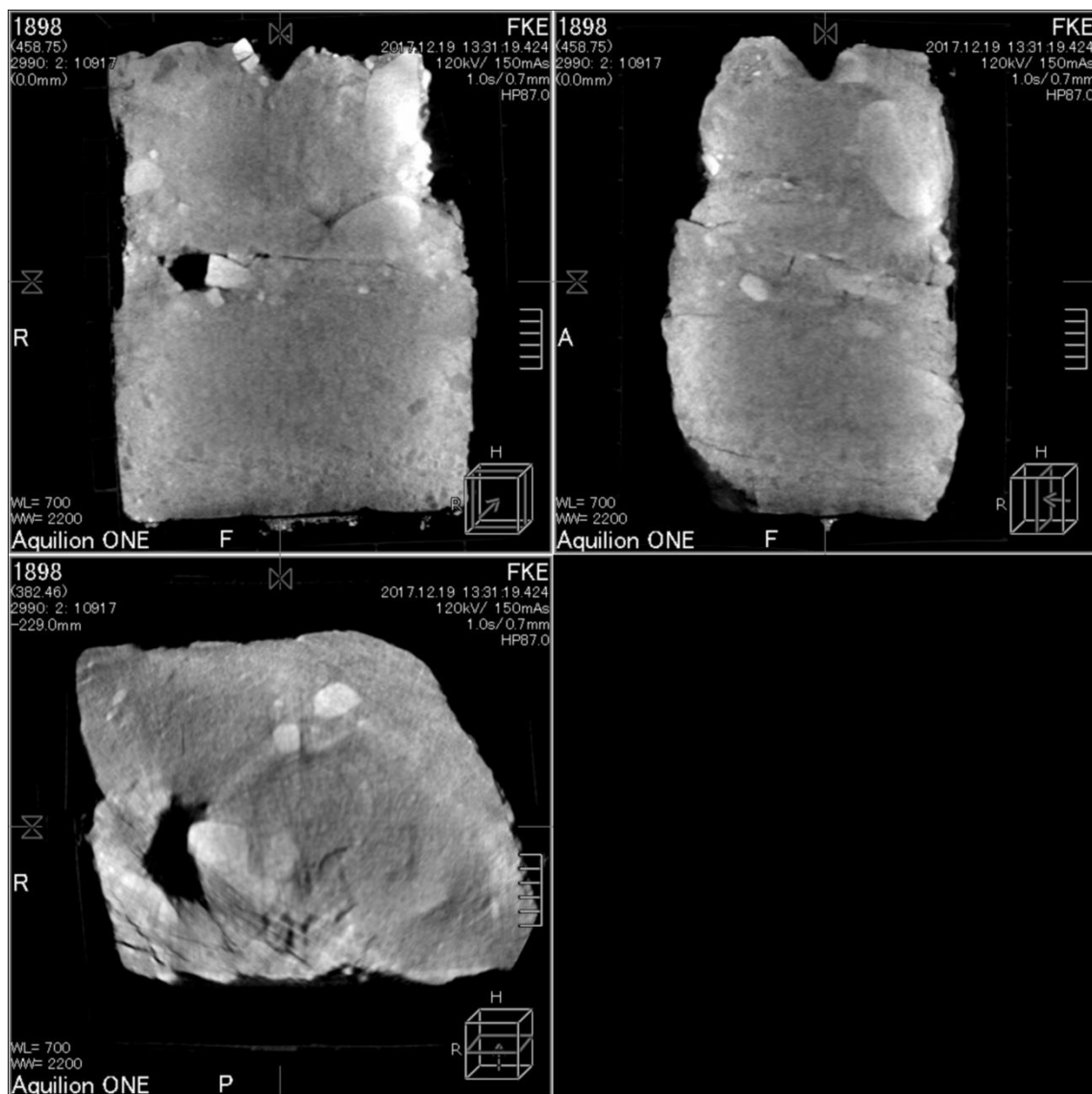


図 2-80 東側ブロックサンプルの X 線 CT MPR 画像。各画像の右下に撮影方向が示されている。H は頭側、R は CT 撮影台に仰向けに寝たときの右側を示す。

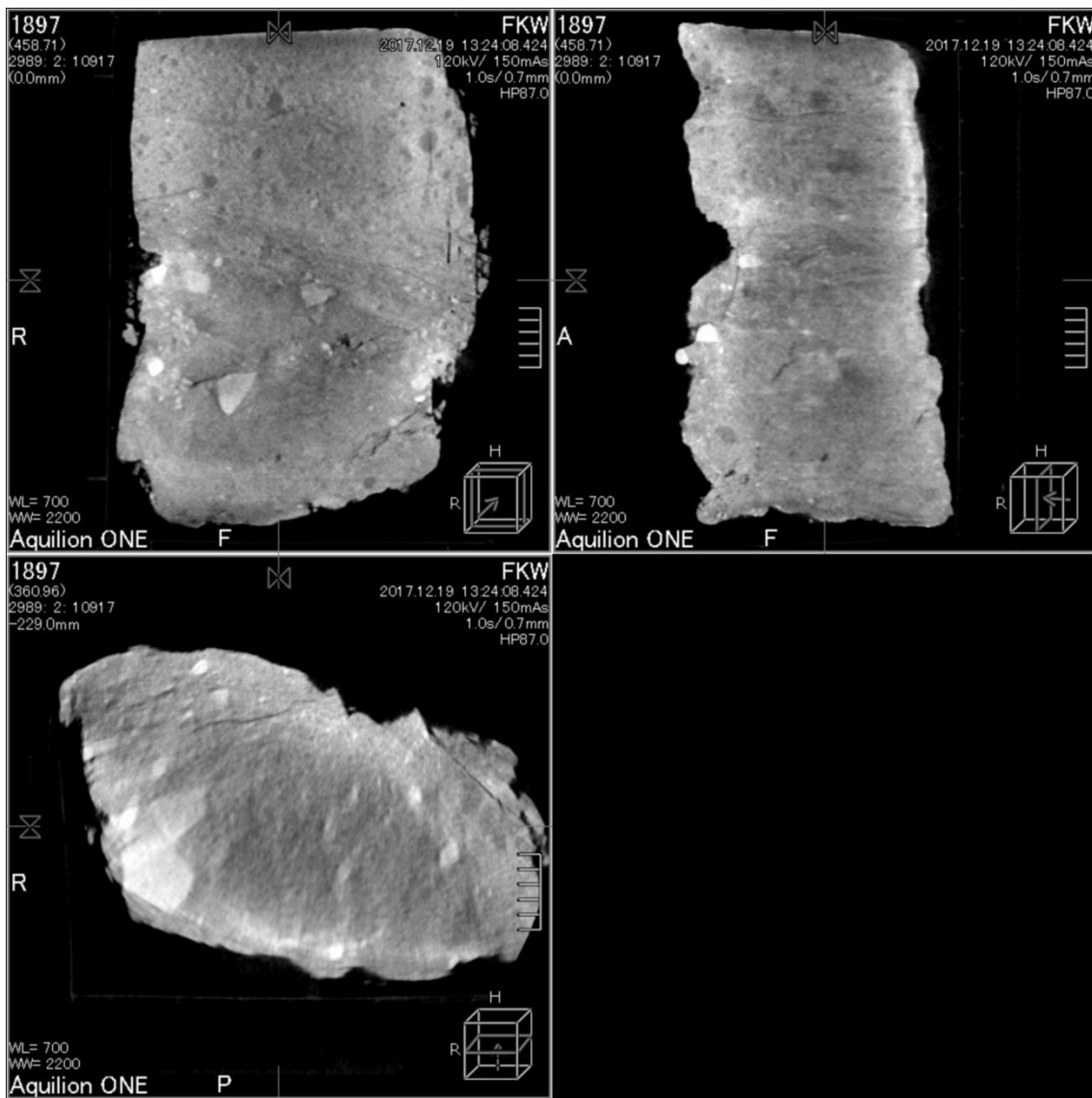


図 2-81 西側ブロックサンプルの X 線 CT MPR 画像。各画像の右下に撮影方向が示されている。H は頭側、R は CT 撮影台に仰向けに寝たときの右側を示す。

各壁面を見ている状態に切り出した画像をいくつか示す。東側壁面の X 線 CT 画像を図 2-82 に、西側壁面の X 線 CT 画像を図 2-83 に示す。画像からは断層を挟んで構成地層の密度には大きな違いはみられない。

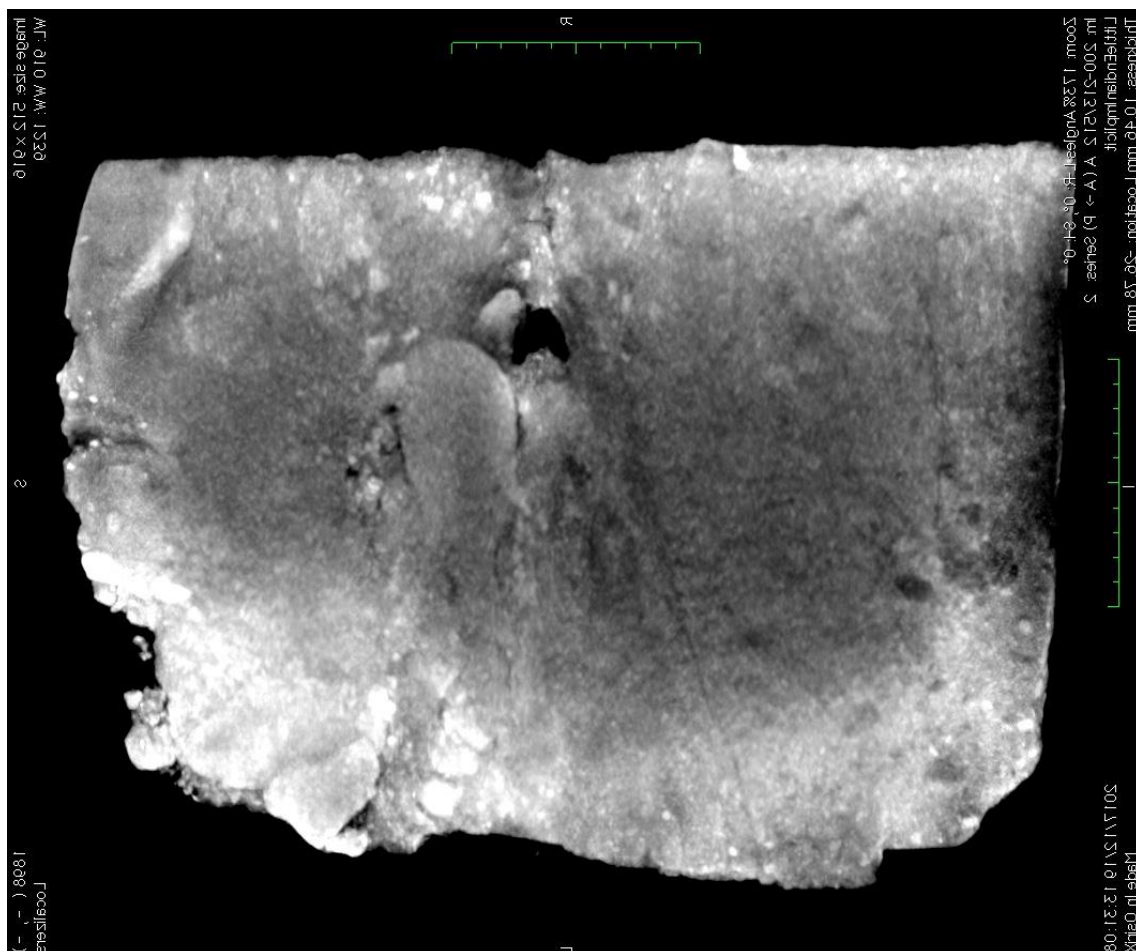


図 2-82 東側ブロックサンプルの X 線 CT 画像

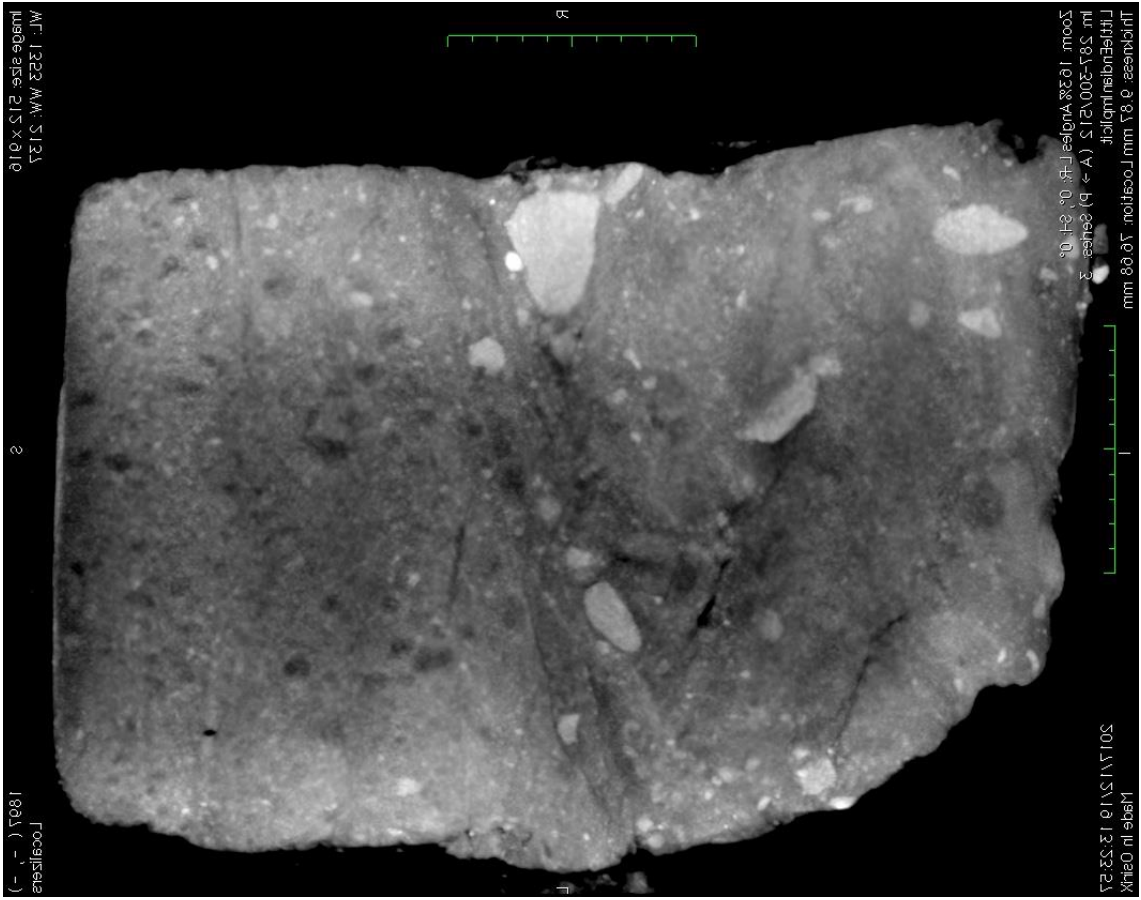


図 2-83 西側ブロックサンプルの X 線 CT 画像

スケッチでの構造解釈を参考に、CT 画像を検討した結果を図 2-84 と図 2-85 に示す。

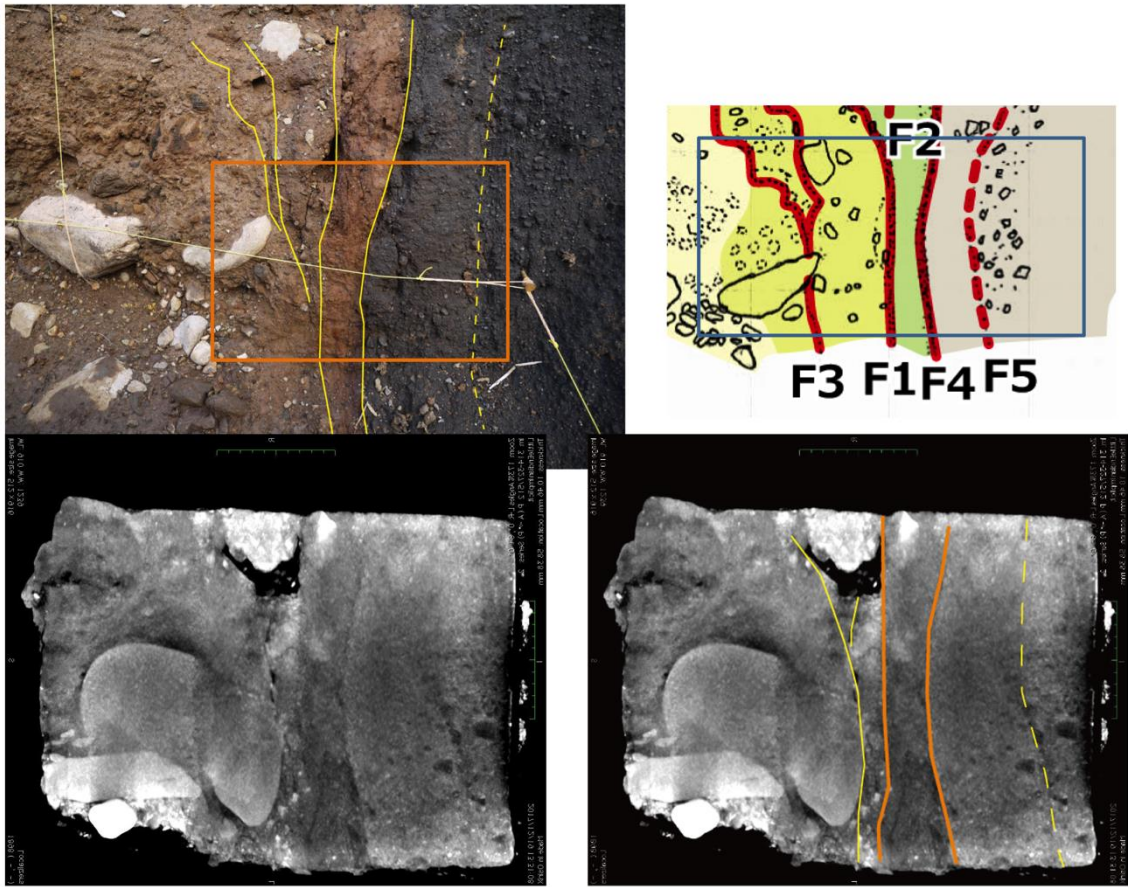


図 2-84 東側ブロックサンプルの X 線 CT 画層解釈

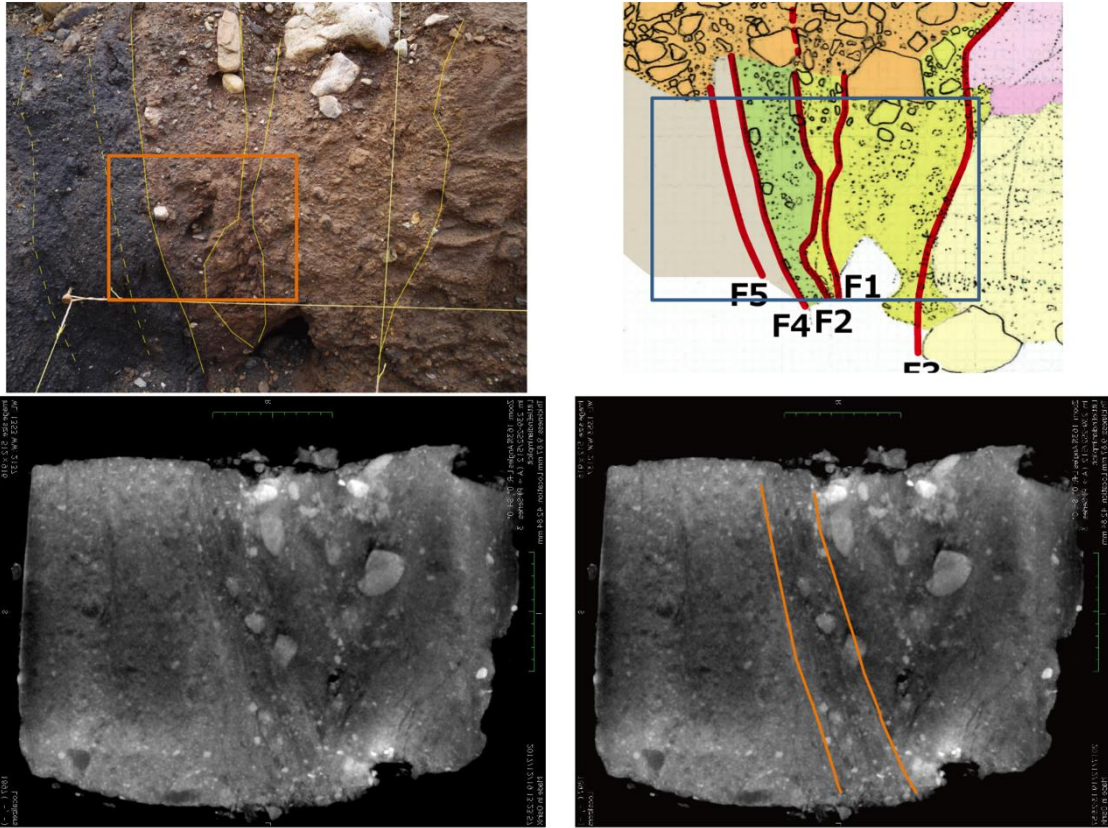


図 2-85 西側ブロックサンプルの X 線 CT 画像解釈

2.2.9. 地質分析のまとめ

トレンチ調査地点で得られた火山灰は、福原 N 面の試料は火山ガラスが極端に少ないことが特徴である。火山ガラスの屈折率を見ると、大部分の試料が K-Ah 火山灰を多く含み、その他に AT 火山灰を多く含む試料と阿蘇起源の火山灰を含む試料とに分類された。阿蘇起源の火山灰は広域火山灰としての対比はできなかった。K-Ah 火山灰は全体的にガラスの混入率が低く再堆積物と考えられる。同一堆積時間面として、対比層として用いることは可能であるが、堆積年代を K-Ah の降灰年として考察することはできない。AT 火山灰層も福原では同様である。士林トレンチでは、AT 火山灰層は濃集していたため、降灰年代地層の堆積年代として利用することが可能かと考えられるが、他の年代測定値や堆積環境などを加味して総合的な判断を行うことが望ましい。最後に、今後、福原ピットの底面付近で観察された阿蘇系火山灰層の対比を行ない、堆積年代の検討を行うことは有効な手段であると考えられる。

断層面が確認された福原トレンチで断層面近傍のブロックサンプルを採取し、X 線 CT 解析にて断層面周辺の構造の検討を行った。トレンチ壁面で推定された断層構造と調和的かつ、そのブロック内部への延長を示す画像が得られた。また、断層近傍や周辺の地層の X 線 CT 吸収率による密度分布情報も得られた。これらの情報を有効活用し、ブロック内部での構造の 3 次元的な定量解析は今後の課題である。

2.3. 本章の参考文献

本調査における参考文献一覧を以下に示す。

- 1) Fujiwara S, Yurai H., Kobayashi T., Morishita Y., Nakano T., Basara Miyahara B., Nakai H., Miura Y., Ueshiba H., Kakiage Y., Une H. (2016) Small-displacement linear surface ruptures of the 2016 Kumamoto earthquake sequence detected by ALOS-2 SAR interferometry. *Earth, Planets and Space* 68:160
- 2) 鎌田浩毅・檀原徹・林田明・星住英夫・山下透(1994):中部九州の今市火砕流堆積物と類似火砕流堆積物の対比および噴出起源の推定.地質学雑誌.100 (4) , 279-291.
- 3) 国土交通省 (2017) 熊本地震からの益城町の市街地復興に向けた安全対策のあり方等に関する報告書 最終報告, 126pp
http://www.mlit.go.jp/report/press/toshi08_hh_000034.html
- 4) 国土地理院 (2016) 平成28年熊本地震に関する情報 だいち2号干渉 SAR による変動の検出について,
<http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H27-kumamoto-earthquake-index.html#3>, 2018/3/12 確認
- 5) 郡谷 順英・小俣 雅志・谷口 薫 (2016) 平成28年(2016年)熊本地震にともなって出現した地表地震断層, 日本地球惑星科学連合2016年大会 MIS34-P49
- 6) 熊原 康博・後藤 秀昭・中田 高・石黒 聡士・石村 大輔・石山 達也・岡田 真介・楮原 京子・柏原 真太郎・金田 平太郎・杉戸 信彦・鈴木 康弘・竹竝 大士・田中 圭・田中 知季・堤 浩之・遠田 晋次・廣内 大助・松多 信尚・箕田 友和・森木 ひかる・吉田 春香・渡辺 満久 (2016) 2016年熊本地震に伴う地表地震断層の分布とその特徴, 日本地球惑星科学連合2016年大会, MIS34-05
- 7) Leake, B.E.(1968):Optical properties and composition in the orthopyroxene series.*Mineral.Mag.*36,745-747.
- 8) Lin A., Chen P., Satsukawa T., Sado K., Takahashi N., Hirata S.(2017) Millennium Recurrence Interval of Morphogenic Earthquakes on the Seismogenic Fault Zone That Triggered the 2016 Mw 7.1 Kumamoto Earthquake, Southwest Japan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 107, No. 6, pp. 2687–2702
- 9) 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学 (2017) 平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査平成28年度成果報告書, 270pp, 地震調査研究推進本部,
https://www.jishin.go.jp/database/project_report/kumamoto_sogochousa-h28/ 2018/3/12 確認
- 10) 中田 高・今泉 俊文 (2002) 活断層詳細デジタルマップ, 東京大各出版会, 60p, DVD2枚
- 11) 小俣 雅志・郡谷 順英・三五 大輔 (2016) 干渉SARを使用した新たな地表地震断層検出方法, 日本活断層学会2016年秋季学術大会講演予稿集

- 12) 小俣雅志・郡谷順英・三五大輔・渋谷典幸・谷口薫 (2017a) LC-InSAR 解析によって抽出される平成 28 年熊本地震の微小な地表変状, 日本活断層学会 2017 年秋季学術大会講演予稿集
- 13) 小俣 雅志・三五 大輔・郡谷 順英・谷口 薫 (2017b) 平成 28 年 (2016 年) 熊本地震において新たな干渉 SAR 解析によって見出された地表変状, JpGU-AGU Joint Meeting 2017 SSS12-11
- 14) Shirahama Y., Yoshimi M., Awata Y., Maruyama T., Azuma T., Miyashita Y., Mori H., Imanishi K., Takeda N., Ochi T., Otsubo M., Asahina D., Miyakawa A. (2016) Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan. *Earth, Planets and Space* 68:191
- 15) 堤 浩之・遠田 晋次・後藤 秀昭・熊原 康博・石村 大輔・五味 雅宏・高橋 直也・谷口 薫・小俣 雅志・郡谷 順英・浅野 公之・岩田 知孝 (投稿中) 熊本県益城町寺中における 2016 年熊本地震断層のトレンチ調査, 活断層研究
- 16) 上田 圭一・宮脇 理一郎・家村 克敏・横山 俊高・宮脇 明子 (2017) 2016 年熊本地震時に出現した 2 系統の地表地震断層群の活動履歴: 益城町寺迫および下陳における都連著調査結果 (序報) 日本地質学会第 124 年学術大会講演要旨, p253.
- 17) 山下透・檀原徹(1995):火山ガラスの hydration と super hydration-日本の広域テフラについて-.フィッション・トラックニュースレター第 8 号、41-46.
- 18) 山下透・檀原徹・岩野英樹・星博幸・川上裕・角井朝昭・新正裕尚・和田穰隆 (2007) : 紀伊半島北部の室生火砕流堆積物と周辺に分布する凝灰岩の対比およびそれらの給源: 軽鉱物屈折率を用いたモード分析によるアプローチ.地質学雑誌,113,340-352.
- 19) 吉川周作(1976):大阪層群中の火山灰層について, 地質学雑誌.82 (8) ,479-515.

3. 決定論的断層変位評価に係る知見の整備

決定論的な断層変位評価において、物理モデルを用いた震源断層から地表までの断層破壊の数値解析を用いる手法がある。本章では、地表地震断層を伴った内陸地殻内地震の断層変位及び地震動の観測データを用い、このような決定論的な数値解析手法の適用性を検討した。具体的には、2016年熊本地震を含む国内外の横ずれ断層タイプの地震のうち2地震を対象に、i) 特性化震源モデルの構築、ii) 動力的破壊シミュレーションの実施、iii) 表層の数値解析（有限要素法及び個別要素法の組み合わせ）、それぞれについて検討した。

手法の適用性の検討にあたっては、以下の内容を含む。

- a) 特性化震源モデルの構築においては、地震発生層以浅のすべりも考慮した検討を実施し、動力的破壊シミュレーション結果と比較した。
- b) 表層の数値解析は、地盤物性や地層構造、境界条件等をパラメータとして、3次元場9ケース実施した。

本章では、地表地震断層を伴った横ずれ断層タイプの地震の中から、2010年 Darfield 地震を対象に i) 特性化震源モデルの構築、iii) 表層の数値解析について検討し、2016年熊本地震本震を対象に ii) 動力的破壊シミュレーションの実施、iii) 表層の数値解析について検討した。各地震の検討項目の対応を表 3-1 に示す。

表 3-1 対象地震と検討項目の対応

検討項目	2010年 Darfield 地震	2016年 熊本地震本震
i) 特性化震源モデルの構築	○	(既往研究参照)
ii) 動力的破壊シミュレーションの実施	(H28年度結果参照)	○
iii) 表層の数値解析	○	○

(凡例○：検討対象)

3.1. 特性化震源モデルの構築

本節では、2010年 Darfield 地震を対象に特性化震源モデルの構築を行う。その際、地震発生層以浅のすべりも考慮した検討を実施し、動力的破壊シミュレーション結果と比較する。

3.1.1. 2010年 Darfield 地震の概要

2010年 Darfield 地震（以降、「Darfield 地震」と呼ぶ）は現地時刻の2010年9月4日4時35分（UTC：2010年9月3日16時35分）にニュージーランド第2の都市であるクライストチャーチの西方約40kmに位置するダーフィールド近郊で発生した地震である（池田・他, 2012）。図3.1にニュージーランド全域、および震央付近の位置関係を示す。地震規模はGCMTによると $M_0 = 3.64 \times 10^{19}$ Nm ($M_w = 7.0$)である。参考までにGCMTによる2016年熊本地震本震は $M_0 = 4.51 \times 10^{19}$ Nm ($M_w = 7.0$)で、Darfield 地震の規模は熊本地震本震より若干小さい。Darfield 地震の地表地震断層は、Quigley *et al.* (2012)によると、地表に最大約5m程度の右横ずれの変位が東西に約30kmに渡って現れ、ほぼ東西走向のCentral segmentとEast Segment、北西側に屈曲するWest Segmentからなる（図3.2）。図3.2には地表地震断層上の右横ずれ、上下方向のオフセット量も示す。図3.3には地表地震断層の変位量分布を示す。図3.2と図3.3よりCentral segmentの東側で5m程度の大きな変位が現れていることが分かる。

図3.4にDarfield 地震の震源メカニズム解を示す。図中のGN1はGeoNetの初動解、GN2はGeoNetの広域モーメントテンソル解、USGSはセントロイドモーメントテンソル解を表す。GeoNetデータを用いたGNS Scienceでは北東-南西走向の逆断層センス、遠地記録を用いたUSGSによるセントロイドモーメントテンソル解は地表に現れたGleendale断層の変位に対応する東西走向の右横ずれのセンスである。Gledhill *et al.* (2010)や池田・他 (2012)によると、両者の解析の違いは、解析に使用した観測データの違いに依存したものである。USGSの解析は、遠地地震データを基に解析を行っているため地震活動全体を包絡するような結果である。一方、GNS Scienceの解析は、震源域付近のデータを基に断層破壊の初期フェーズの性状をモデリングすることに注目した解析である。両者の解析結果から、Darfield 地震は最初に震源付近で北東-南西走向の断層面で逆断層センスの運動を行い、その後は東西走向のGleendale断層に破壊が乗り移ったと考えられる。

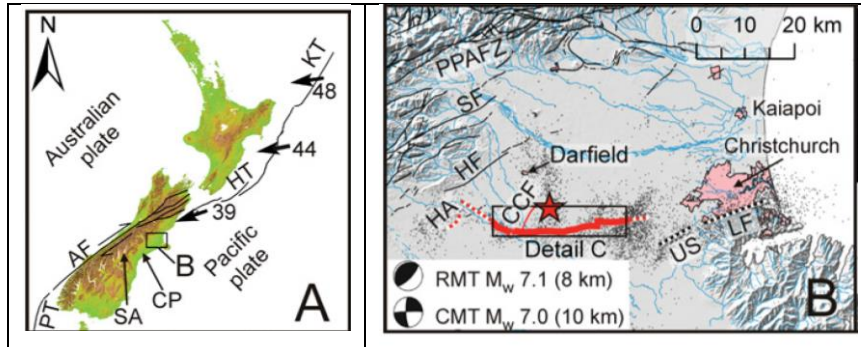


図 3.1 Darfield 地震の震央位置 (Quigley *et al.*, 2012)。左図 (A 図) はニュージーランド全域の地図、右図 (B 図) は A 図中の矩形 B で囲まれた領域の震央付近の地図。

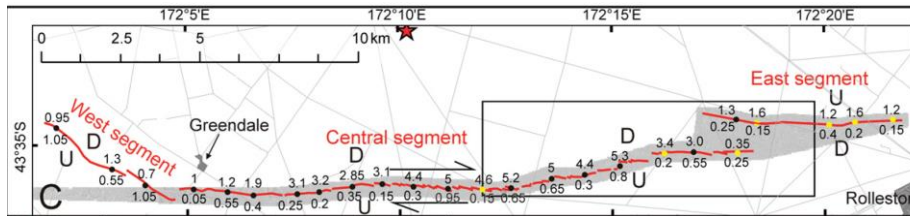


図 3.2 Darfield 地震の地表地震断層の位置とオフセット量 (Quigley *et al.*, 2012)。赤線は地表地震断層の位置、赤線上の丸印の上側の数値は右横ずれのオフセット量、下側の数値は上下方向のオフセット量を示す。

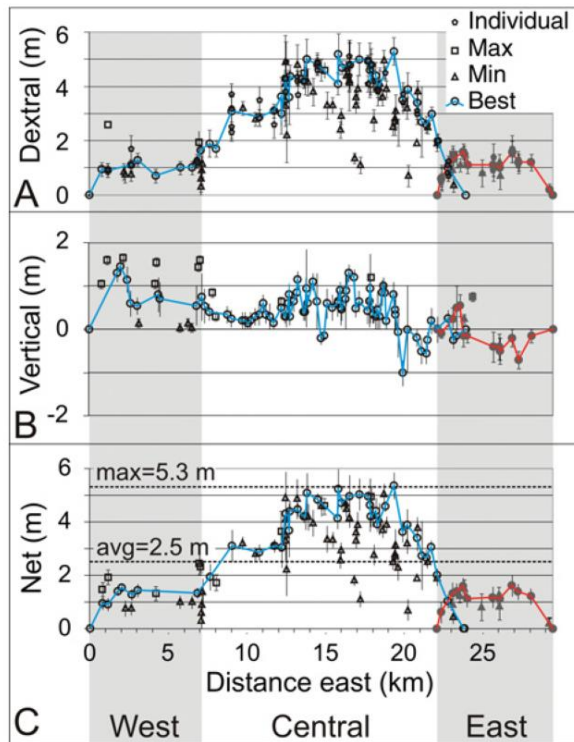


Figure 3. Displacement plots showing (A) dextral, (B) vertical (positive values are south-side-up, negative are south-side-down), and (C) net displacements including maximum and average values. Open symbols—west/central segments; filled gray symbols—eastern segment. Several individual dextral displacement markers were measured per site (e.g., fence, road, and ditch). Depending on feature orientation, continuity, and original straightness, measured displacements were classified as minimum (min), maximum (max), and best estimates. Displacement on east segment shown with filled gray circles and red line. Error bars define 2σ limits.

図 3.3 Darfiled 地震の地表地震断層の変位量分布 (Quigley *et al.*, 2012)。A 図は横ずれ成分、B 図は上下成分、C 図はネットスリップを表す。

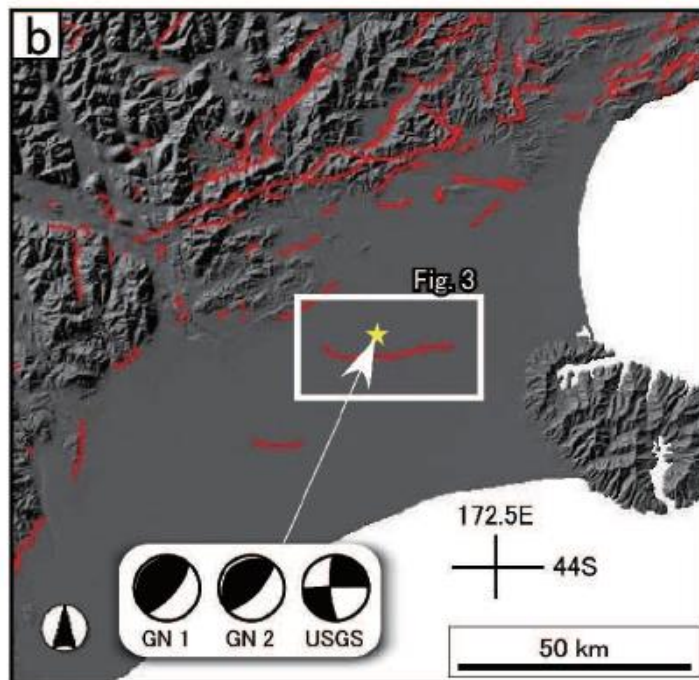


図 3.4 Darfield 地震の震源メカニズム解 (池田・他, 2012)。GN1 は GeoNet の初動解、GN2 は GeoNet の広域モーメントテンソル解、USGS はセントロイドモーメントテンソル解、黄色の星印は震央を表す。

3.1.2. 平成 28 年度事業による運動学的モデル（特性化震源モデル）と動力学的モデル

平成 28 年度事業(原子力規制庁, 2017)では、平成 27 年度事業(原子力規制庁, 2016)や松元・他 (2016)で構築された特性化震源モデル(運動学的モデル)(ここでは、「H27 運動学的モデル」と呼ぶ)を初期モデルとして、断層周辺の観測記録の再現性向上を目的にフォワードモデリングで試行錯誤により改良が行われた(ここでは、改良により構築された特性化震源モデルを「H28 運動学的モデル」と呼ぶ)。さらに、H28 運動学的モデルを参考に動力学的破壊シミュレーションが実施され、地表地震断層の変位分布を概ね再現できるような動力学的モデル(ここでは、「H28 動力学的モデル」と呼ぶ)が得られている。以下に、H28 運動学的モデルと H28 動力学的モデルの概要を示す。

3.1.2.1. 平成 28 年度事業による運動学的モデル(H28 運動学的モデル)

H28 運動学的モデルは、H27 運動学的モデルを初期モデルとして、断層周辺の周期 2 秒から 10 秒の地震動観測記録(速度)の再現性向上を目的に特性化震源モデルの改良が行われたものである。得られた H28 運動学的モデルの断層モデルの地表投影を図 3.5、断層モデル図を図 3.6 に示し、震源パラメータを表 3-2 に示す。

断層面は Quigley *et al.* (2012)の地表地震断層位置の整合性を念頭に、東西走向の断層面は Heyes (2010)の震源インバージョンで仮定したほぼ鉛直の南傾斜の断層面、北西側に屈曲した断層面は余震分布や Atzori *et al.* (2012)を参考に北東傾斜の断層面が設定されている。断層面内には 3 個のアスペリティが設定され、各アスペリティの上端深さは中央のアスペリティ(ASP1)が 3 km、東側のアスペリティ(ASP2)が 4 km、西側のアスペリティ(ASP3)が 2.7 km、すべり量は ASP1 と ASP2 が 2.5 m、ASP3 は 2.0 m である。背景領域は設定されていない。

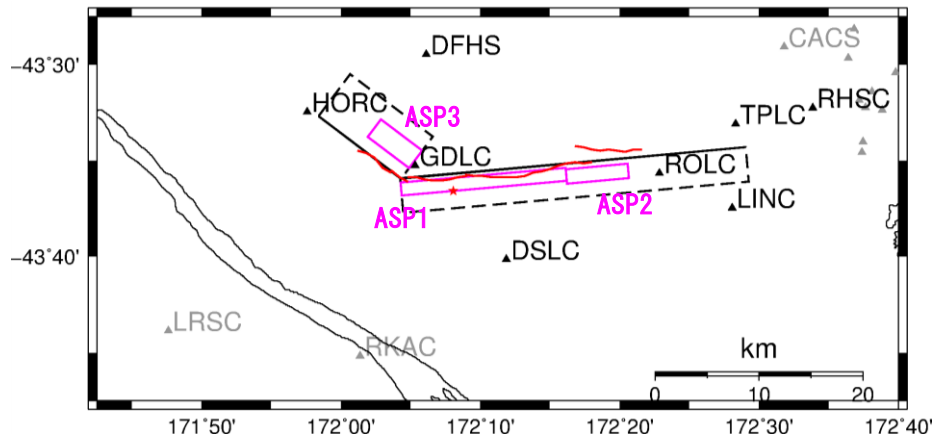


図 3.5 H28 運動学的モデルの地表投影図。赤線は Quigley *et al.* (2012)の地表地震断層位置を読み取ったもの。ピンク色の矩形はアスペリティの地表投影、赤星印は破壊開始点を表す。

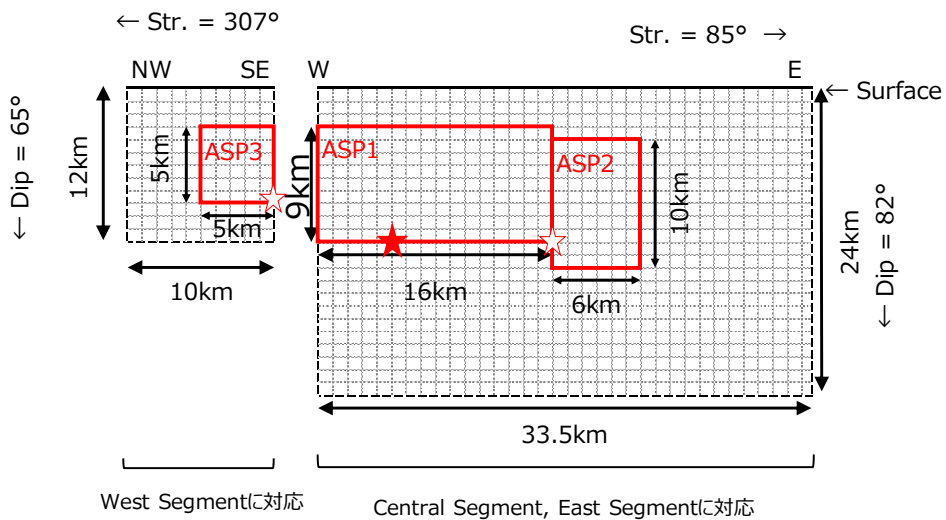


図 3.6 H28 運動学的モデルの断層モデル図。赤色の矩形はアスペリティ、赤星印は破壊開始点を表す。

表 3-2 H28 運動学的モデルの震源パラメータ

パラメータ (H28運動学的モデル)	記号	単位	ASP1 (中央)	ASP2 (東側)	ASP3 (西側)	全ASP
断層面全体の	(緯度)	°	43.5989		43.5992	-
断層基準点	(経度)	°	172.0709		172.0721	-
走向	θ	°	85	85	307	-
傾斜角	δ	°	82	82	65	-
すべり角	λ		180	180	180	-
上端深さ	H_s	km	3	4	2.7	-
長さ	L_{asp}	km	16	6	5	-
幅	W_{asp}	km	9	10	5	-
面積	S_{sap}	km ²	144	60	25	229
すべり量	D_{asp}	m	2.5	2.5	2.0	-
地震モーメント	M_{0asp}	Nm	1.17E+19	4.86E+18	1.62E+18	1.82E+19
破壊伝播速度	V_r	km/s	2.4	2.4	2.4	-
ライズタイム (長周期)	T_{rasp}	s	2.4	2.4	1.2	-
すべり速度 時間関数	-	-	Smoothed Ramp	Smoothed Ramp	Smoothed Ramp	-
破壊遅延時間	-	s	7.0	11.6	9.8	-

3.1.2.2. 平成 28 年度事業による動力学的モデル(H28 動力学的モデル)

平成 28 年度事業では、H28 運動学的モデルを参考に動力学的破壊シミュレーションが実施されている。動力学的破壊シミュレーションは、観測された地表地震断層の変位分布の再現を目的に、試行錯誤により動力学的パラメータの調整が行われている。なお、H28 運動学的モデルで北西側に屈曲させた断層面については、動力学的破壊シミュレーションでは東西走向の断層面と同じ走向、傾斜を持つような断層面を仮定し、全体で 1 面の平面な断層面を仮定している（図 3.7）。

試行錯誤では 23 モデルの動力学的破壊シミュレーションが実施されている。最終的に preferred model（これを「H28 動力学的モデル」と呼ぶ）として選定された動力学的パラメータの初期条件（応力降下量、強度超過（SE）、臨界すべり弱化解距離（ D_c ）の断層面上の分布）を図 3.8 に示し、得られた H28 動力学的モデルの断層面上のすべり量、破壊時刻、破壊伝播速度の分布を図 3.9 に示す。H28 動力学的モデルでは、H28 運動学的モデルのアスペリティに対応する ASP1、2、3 の各領域の平均すべり量はそれぞれ 3.4 m、3.2 m、2.8 m で、H28 運動学的モデルのすべり量よりも約 1.3～1.4 倍大きい。また、アスペリティ以外にもすべりが見られ、その中でも特に断層面浅部にもすべりがあることが特徴的である。図 3.10 には観測された地表地震断層の変位量分布（三角印、四角印、丸印）と、H28 動力学的モデルによる地表地震断層の変位量分布（茶色の実線）との比較を示す。H28 動力学的モデルによる変位分布は観測された変位分布と良い対応となっている。

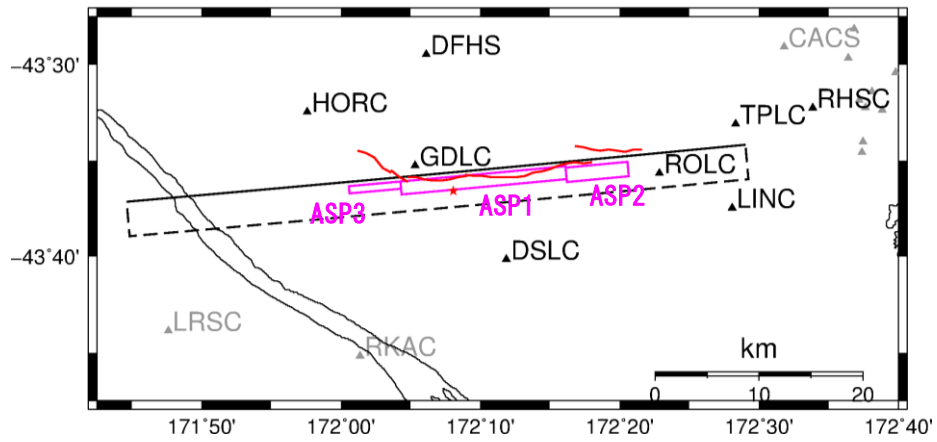


図 3.7 H28 動学的モデルの地表投影。赤線は Quigley *et al.* (2012)の地表地震断層位置を読み取ったもの。ピンク色の矩形はアスペリティの地表投影、赤星印は破壊開始点を表す。

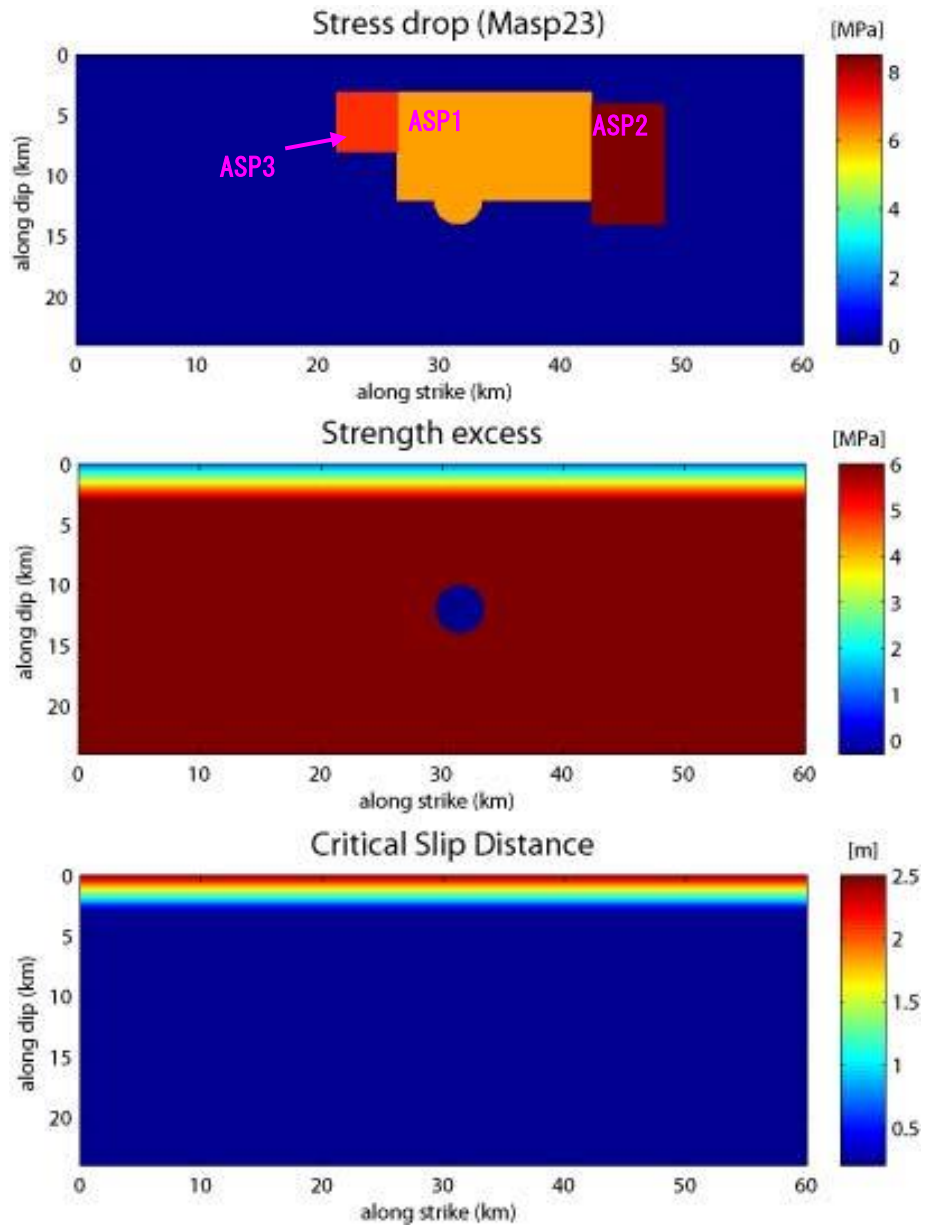


図 3.8 preferred model (H28 動力的モデル) として選定された動力的パラメータの初期条件。上から順番に、応力降下量、強度超過 (SE)、臨界すべり弱化距離 (D_c) の断層面上の分布を示す。

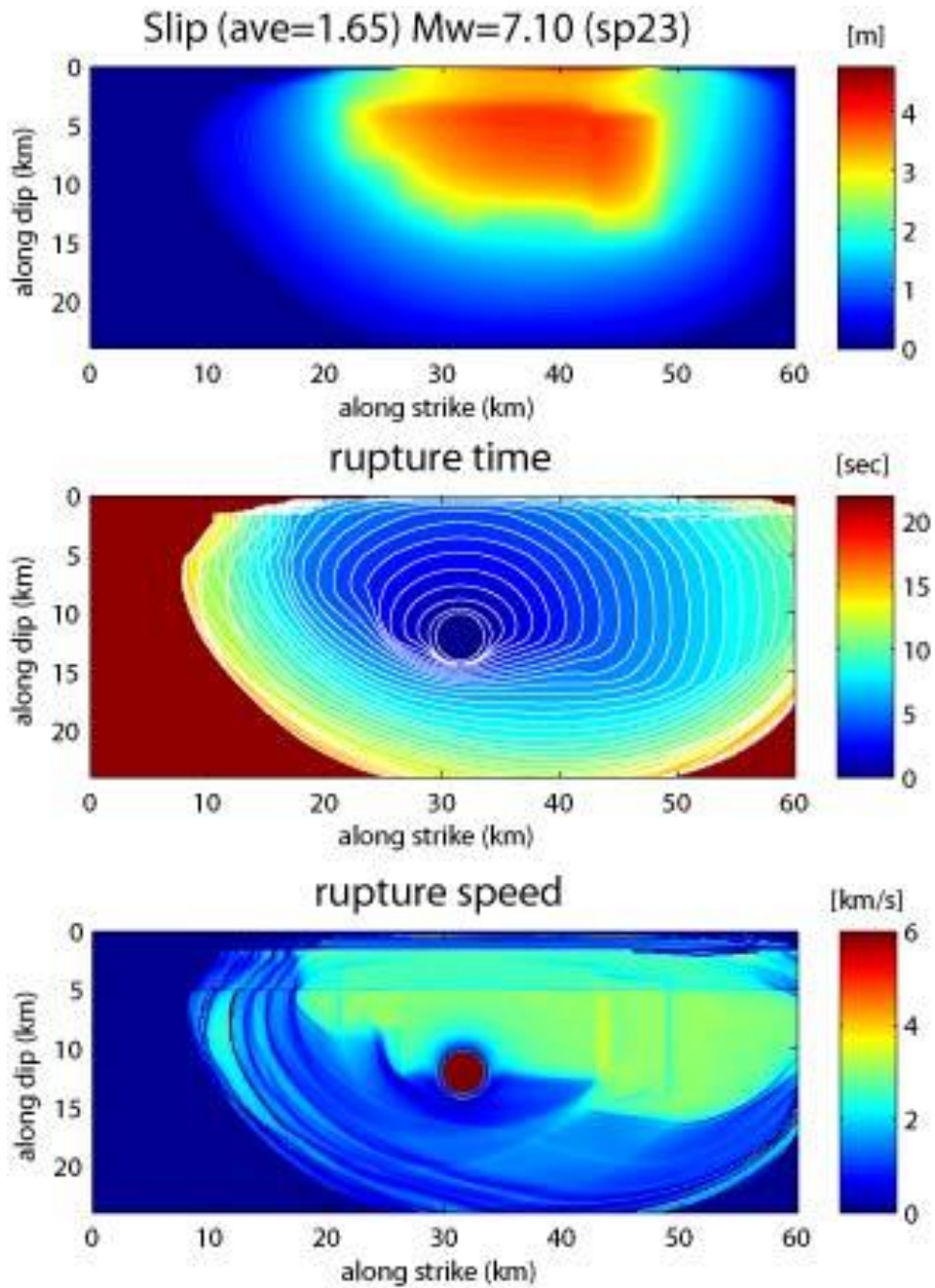


図 3.9 preferred model (H28 動力的モデル)。上から順番に、断層面上のすべり量、破壊時刻、破壊伝播速度の分布を示す。

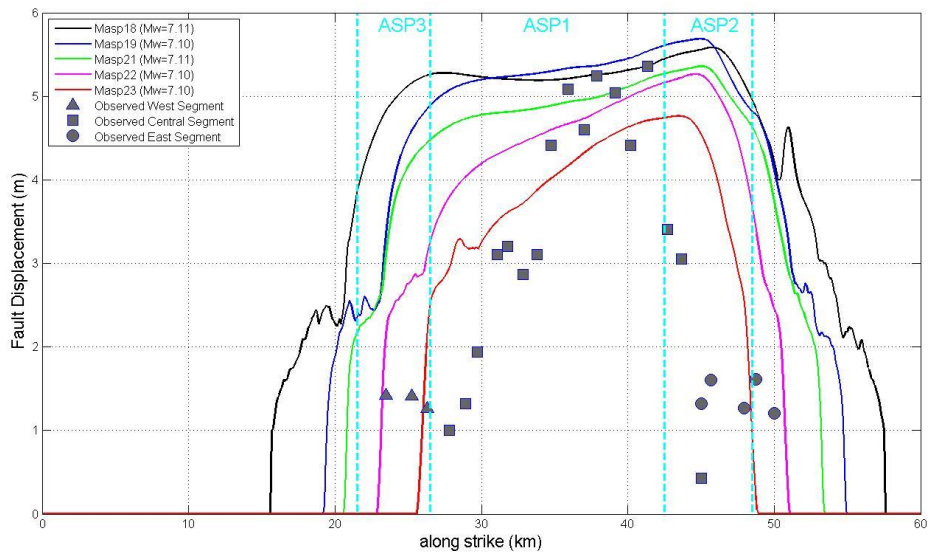


図 3.10 Quigley *et al.* (2012)により観測された地表地震断層の変位量分布（三角印、四角印、丸印）と動学的破壊シミュレーションによる地表地震断層の変位量分布（実線）の比較。動学的破壊シミュレーションは5モデルの結果を示し、このうち、茶色の実線（Masp23）が preferred model（H28 動学的モデル）として選定されたモデルである。

3.1.2.3. H28 運動学的モデルと H28 動力学的モデルの比較

(1) 震源モデルの比較

ここでは、3.1.2.1 で示した H28 運動学的モデルと、3.1.2.2 で示した H28 動力学的モデルの比較を行う。

H28 運動学的モデル

断層面の幾何形状は地表地震断層位置を参考に、ほぼ東西走向の断層面と北西－南東走向の2面の屈曲する断層面を仮定している。断層面上のすべりはアスペリティのみに与えられている。

H28 動力学的モデル

H28 運動学的モデルを簡略化したほぼ東西走向の平面の断層面のみを仮定している。断層面上のすべりはアスペリティ領域だけでなく、それ以外にもすべりがある。特にアスペリティ直上の断層面浅部とその東側にもすべりがあることが特徴的である。これは、H28 運動学的モデルで考慮されていなかったすべりである。また、アスペリティ領域のすべり量は H28 運動学的モデルよりも約 1.3～1.4 倍大きくなっている。

両モデルの主な違いを表 3-3 にまとめる。

表 3-3 H28 運動学的モデルと H28 動力学的モデルの主な違い

		H28 運動学的モデル	H28 動力学的モデル	すべり量の比 (※2)
断層面の幾何形状		屈曲	平面	—
アスペリティのすべり量 (m)	ASP1 (中央)	2.5	3.4 (※1)	1.36
	ASP2 (東側)	2.5	3.2 (※1)	1.28
	ASP3 (西側)	2.0	2.8 (※1)	1.40
アスペリティ以外のすべり		なし	あり (特にアスペリティ直上の断層面浅部とその東側にもすべりがある)	—
(※1) 領域内の平均すべり量である。				
(※2) すべり量の比は H28 運動学的モデルに対する H28 動力学的モデルの比である。				

(2) 波形の比較

ここでは、H28 運動学的モデルと H28 動力的モデルによる断層周辺の地震動評価結果（速度、変位）を示す。

H28 運動学的モデルによる地震動評価手法は Hisada and Bielak (2003)による波数積分法が用いられている。地下構造モデルは Guidotti *et al.* (2011)を参考としている。用いた地下構造モデルを表 3-4、図 3.11 に示し、全評価地点で共通とした。動力的破壊シミュレーションで用いられた地下構造モデルも同じである。

図 3.12 と図 3.13 に H28 運動学的モデルによる合成波形と観測波形の比較、図 3.14 と図 3.15 に H28 動力的モデルによる合成波形と観測波形の比較を示す。比較対象とした観測点は HORC、DFHS、GDLC、DSLCL、ROLC、TPLC、LINC、RHSC の 8 点で、観測点の配置は図 3.5 と図 3.7 に示した通りである。比較は周期 2 秒以上の速度波形と永久変位を含む変位波形で行った。観測速度波形は、観測加速度記録に Boore *et al.* (2002)の手法により基線補正を施した観測加速度記録を積分して速度波形を求めた後に、その速度波形に周期 2 秒以上のローパスフィルターを施した。観測変位波形はフィルター済の速度波形を積分したものである。合成速度波形は波数積分法の出力である速度波形に周期 2 秒以上のローパスフィルターを施し、合成変位波形はフィルター済の速度波形を積分したものである。速度波形図の右上の数値は最大値を示し、変位波形図の右上の数値は永久変位量を示す。永久変位量は便宜的に波形の後半部分の振幅レベルの平均値とした。

ところで、観測加速度記録を 2 回積分して得られる変位波形から精度良く永久変位量の評価することは難しいため、ここでは既往の文献から評価された永久変位量との比較を行う。Zhao *et al.* (2011)は震源断層周辺の強震観測点と GPS 観測点の永久変位量の評価しており、それらを図 3.16 に示す。このうち、本検討で波形の比較対象とした 8 点の強震観測点について、Zhao *et al.* (2011)から読み取った永久変位量と本検討の変位波形から評価した永久変位量の比較を図 3.17 に示す。TPLC の NS 成分や、DFHS の EW 成分のように一部の観測点で永久変位量が精度良く評価できていない記録もあるが、大部分の観測点で Zhao *et al.* (2011)と概ね同程度の永久変位量が評価できている。図 3.13 や図 3.15 の変位波形の比較には、Zhao *et al.* (2011)による永久変位量のレベルを緑線で示す。

図 3.12 の H28 運動学的モデルの速度波形の比較において、断層近傍の GDLC の EW 成分で観測された振幅の大きなパルスは、合成波形でも概ね再現できている。また、断層面東側の ROLC、TPLC、LINC、RHSC は共通して NS 成分で EW 成分よりも振幅の大きい特徴的なパルスが観測されており、これは Forward Directivity 効果によるものと考えられる。このような特徴的なパルスは合成波形でも概ね再現できている。図 3.13 の H28 運動学的モデルの変位波形の比較では、断層近傍の GDLC や ROLC の EW 成分で大きな永久変位が観測され、これは断層面のほぼ右横ずれの断層運動に対応するものと考えられるが、合成波形ではこのような大きな永久変位は明らかに過小評価となっている。

図 3.14 の H28 動力的モデルの速度波形の比較において、断層面東側の ROLC、TPLC、LINC、RHSC の NS 成分で、合成波形の最大値が観測に比べ顕著に大きい。

しかし、図 3.15 の H28 動力的モデルの変位波形の比較では、H28 運動学的モデルで明らかに過小評価であった GDLC の EW 成分の永久変位量は観測量と同程度、ROLC の EW 成分は観測量よりも約 1.5 倍大きい永久変位が生成されていることが分かる。このことから、運動学的モデルを用いて観測された永久変位量を再現するためには、H29 動力的モデルの断層面上のすべり分布は有用な結果であると考えられる。一方で、断層面東側の観測点の NS 成分の最大速度が観測に比べて非常に大きくなっており、今後はこの理由を検討していく必要がある。

永久変位量について、観測量と H28 運動学的モデルによる値、および H28 動力的モデルによる値との比較を図 3.18 に示す。H28 年運動学的モデルによる永久変位量は観測量に比べて全体的に過小評価であるが、H28 動力的モデルによる永久変位量は H28 運動学的モデルよりも観測量の再現性は高い。この永久変位量の再現性の違いは、両モデルの断層面浅部のすべりの有無が影響していると考えられる。

ところで、断層面浅部のすべりに対する震源断層近傍の永久変位量について、入倉・倉橋 (2017)では、2016 年熊本地震本震時に西原村等で観測された震源断層近傍の永久変位を含む長周期地震動（例えば、岩田 (2016))は、地震発生層以浅の地表近傍のすべりに対応する長周期地震動生成域 (Long-period Motion Generation Area, LMGA) を想定した特性化震源モデルの拡張による強震動シミュレーションで再現可能としている。その他、同様の検討が納所・他 (2017)、生玉・他 (2017)、田中・他 (2017)、松元・他 (2017)でもされており、断層面浅部のすべりに対する震源断層近傍の永久変位の知見が蓄積されつつある。

このような知見を踏まえて、H28 動力的モデルで見られた断層面浅部のすべりを考慮して、H28 運動学的モデルを改良することができれば、運動学的モデルでも観測された永久変位量も再現できることが期待できる。

表 3-4 地下構造モデル (Guidotti *et al.*, 2011)
 (μ は ρV_s から算出)

	Depth (m)		Thickness (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	ρ (kg/m ³)	Q	μ (N/m ²)
1	0	— 300	300	600	300	1700	70	1.53×10^8
2	300	— 750	450	1870	1000	2000	100	2.00×10^9
3	750	— 1500	750	2800	1500	2300	100	5.18×10^9
4	1500	— 5000	3500	5000	2890	2700	200	2.26×10^{10}
5	5000	— 20000	15000	6000	3465	2700	250	3.24×10^{10}

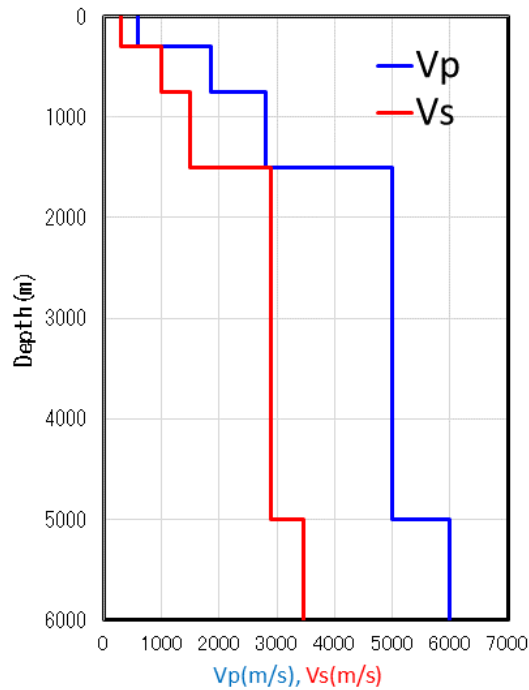


図 3.11 地下構造モデル (Guidotti *et al.*, 2011)

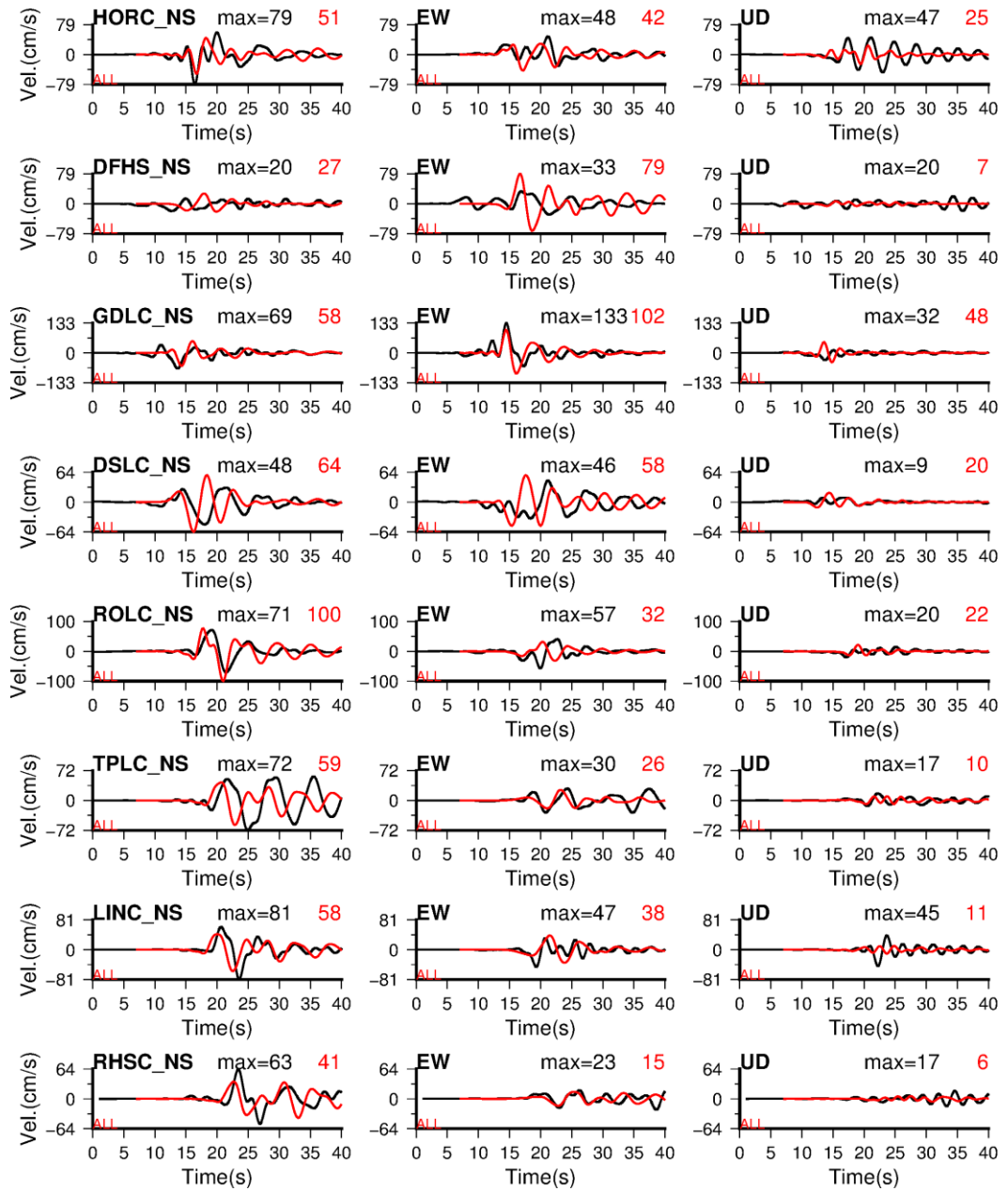


図 3.12 H28 運動学的モデルによる周期 2 秒以上の速度波形の比較。黒線は観測、赤線は合成を表す。波形の右上の数値は最大値 (cm/s) を示し、黒字は観測、赤字は合成を表す。

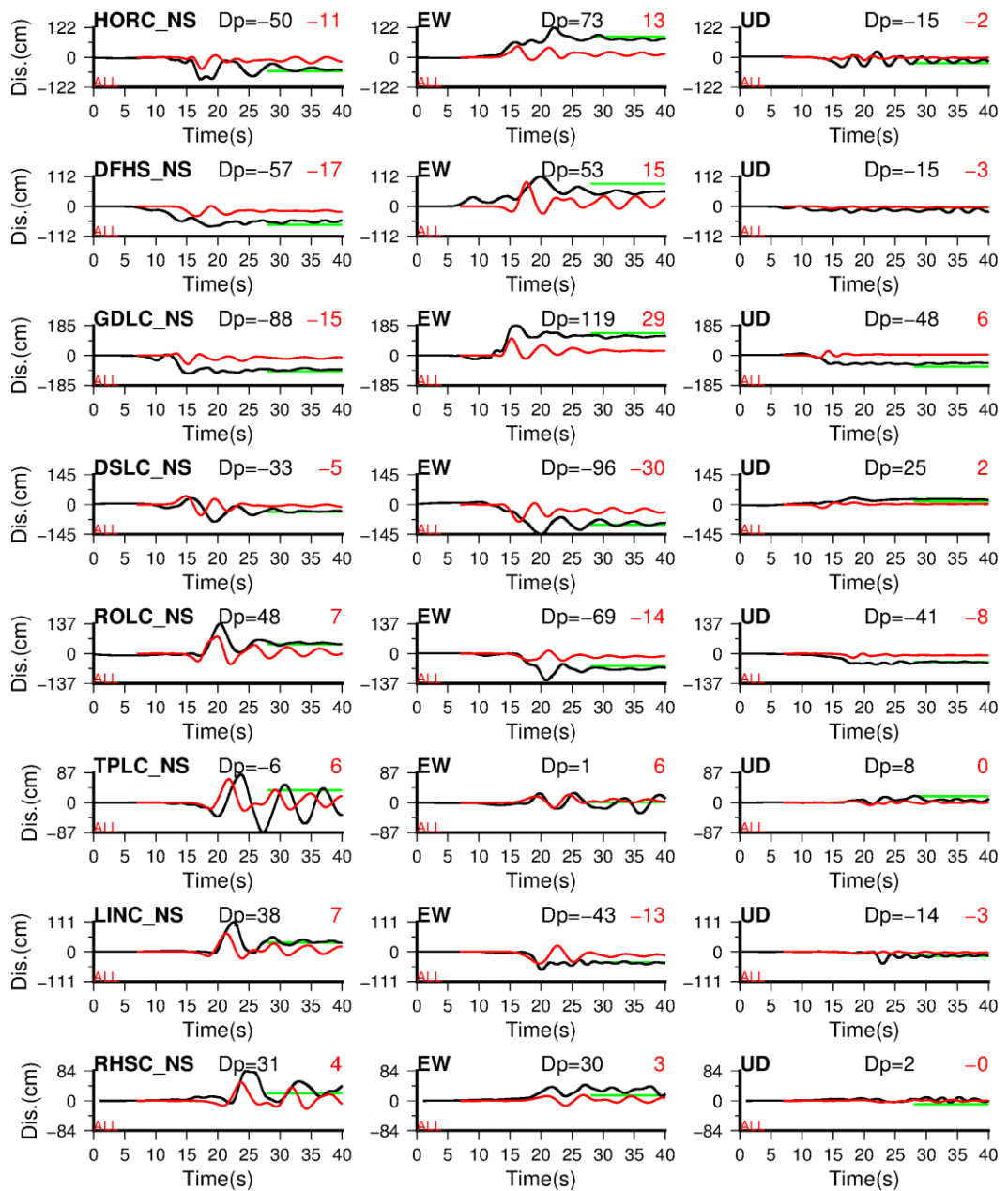


図 3.13 H28 運動学的モデルによる周期 2 秒以上の変位波形の比較。黒線は観測、赤線は合成を表す。波形の右上の数値は永久変位量 (cm) を示し、黒字は観測、赤字は合成を表す。なお、永久変位量は便宜的に波形の後半部分の振幅レベルの平均値とした。波形後半部の緑線は Zhao *et al.* (2011) の図中から読み取った観測永久変位量を示す。

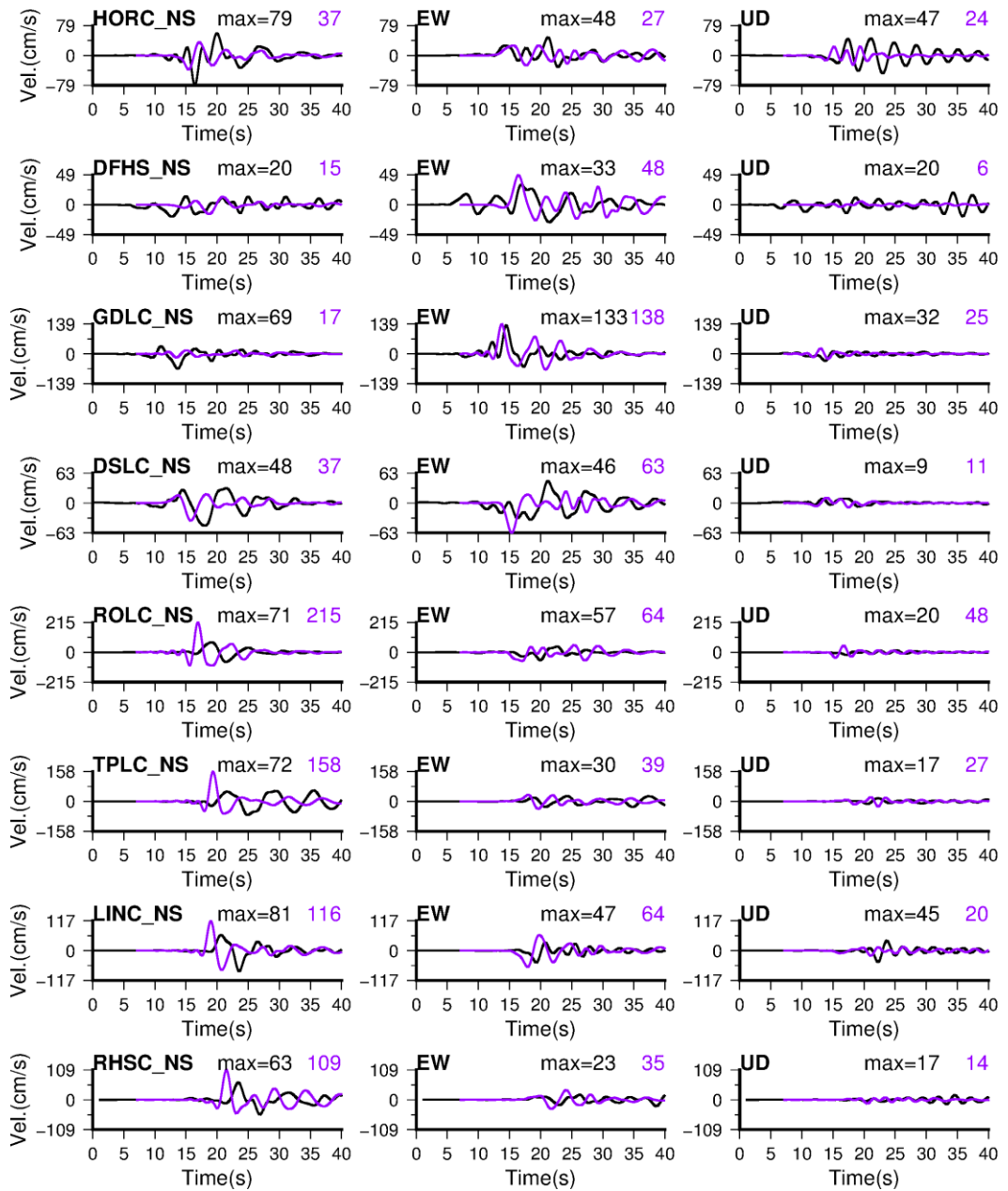


図 3.14 H28 動力的モデルによる周期 2 秒以上の速度波形の比較。黒線は観測、紫線は合成を表す。波形の右上の数値は最大値 (cm/s) を示し、黒字は観測、紫字は合成を表す。

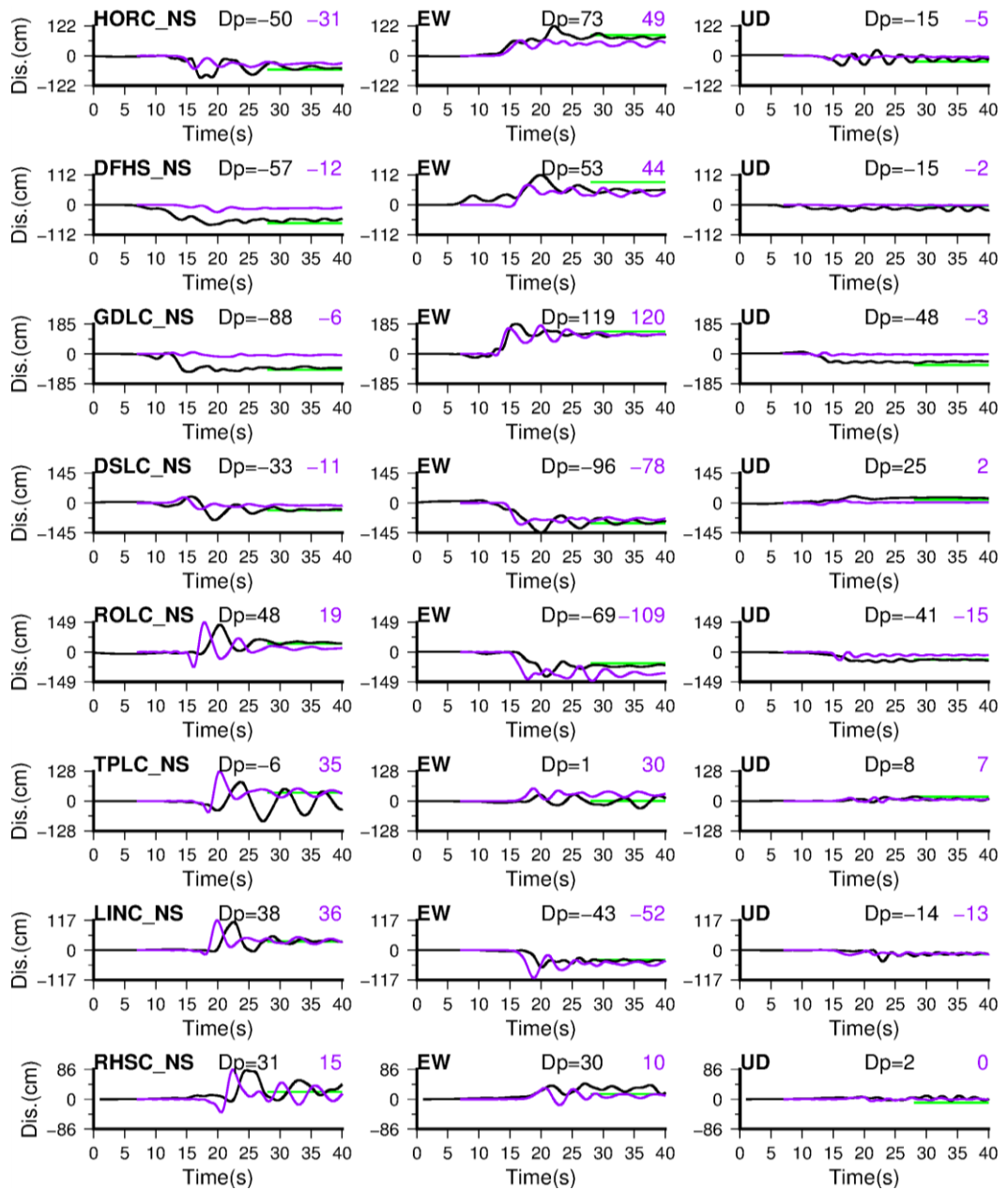


図 3.15 H28 動力的モデルによる周期 2 秒以上の変位波形の比較。黒線は観測、紫線は合成を表す。波形の右上の数値は永久変位量 (cm) を示し、黒字は観測、紫字は合成を表す。なお、永久変位量は便宜的に波形の後半部分の振幅レベルの平均値とした。波形後半部の緑線は Zhao *et al.* (2011) の図中から読み取った観測永久変位量を示す。

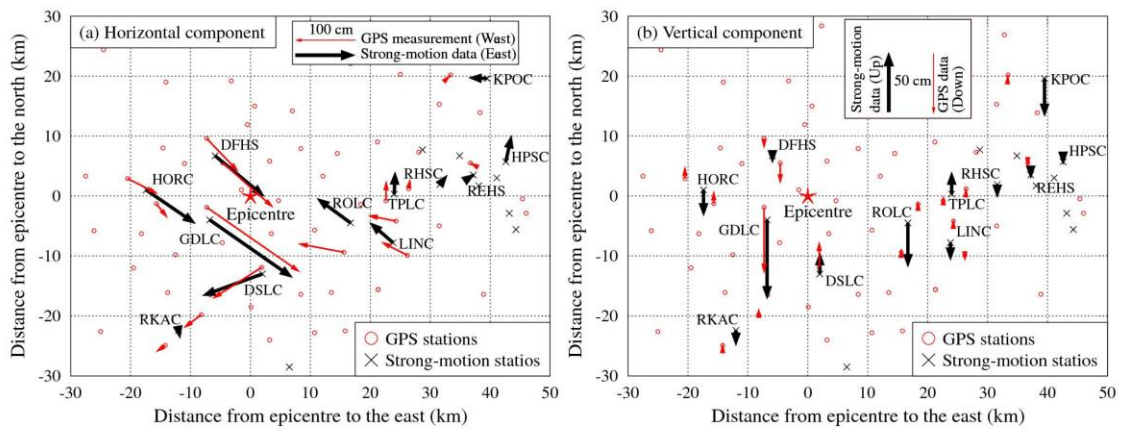


Figure 6 Comparison between the horizontal permanent displacements and the GPS data.

図 3.16 Zhao *et al.* (2011)による永久変位量。左図が水平成分、右図が上下成分である。黒色は強震観測点、赤色が GPS 観測点である。

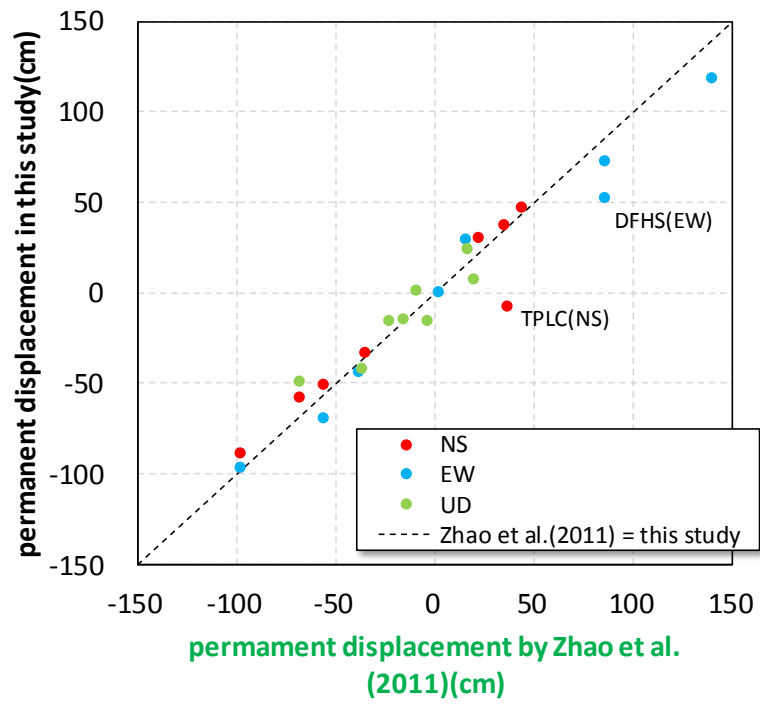
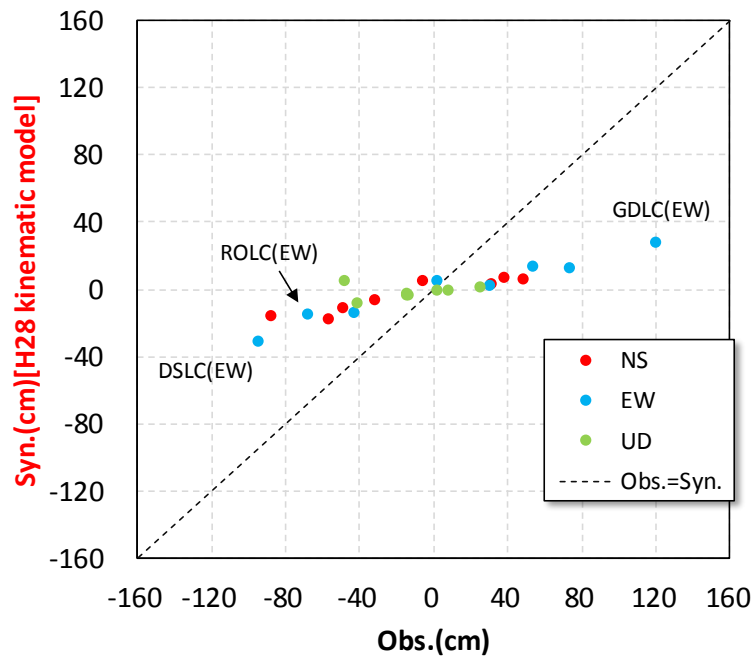
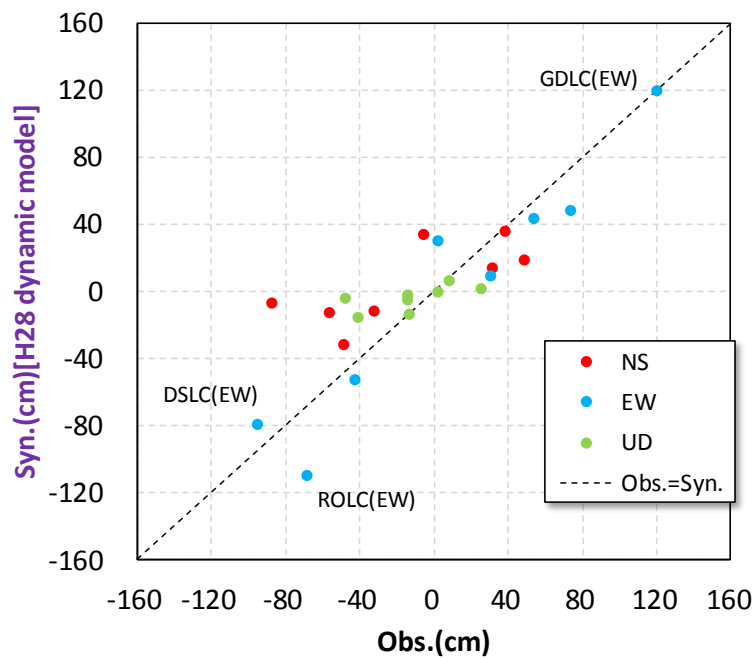


図 3.17 Zhao *et al.* (2011)と本検討で評価した観測記録の永久変位量の比較



(a) 観測量と H28 運動学的モデルによる永久変位量の比較



(b) 観測量と H28 動力的モデルによる永久変位量の比較

図 3.18 観測された永久変位量と H28 運動学的モデル、および H28 動力的モデルによる永久変位量の比較

3.1.3. 断層面浅部のすべりも考慮した特性化震源モデルの構築

(1) 震源モデルの構築

本節では、H28 動力学的モデルを参考に、H28 運動学的モデルを改良した運動学的モデル（ここでは、「H29 運動学的モデル」と呼ぶ）を構築する。その際、3.1.2.3(1)で示した H28 運動学的モデルと H28 動力学的モデルの震源モデルの比較（表 3-3）を参考に、以下の方針で構築する。

- 1) 断層面浅部の領域に LMGA を追加する
 - ・ 各アスペリティの直上に LMGA1~3 を追加する。各 LMGA のすべり量は図 3.9 の H29 動力学的モデルのすべり量分布を参考に 2~3 m とする。これは、直下のアスペリティのすべり量と同程度、あるいは若干小さめである。
 - ・ H28 動力学的モデルですべりが見られた断層面東側の浅部にも LMGA を配置する（LMGA4）。
- 2) アスペリティのすべり量を若干大きくする
 - ・ アスペリティのすべり量を H28 動力学的モデルと同じにする。これにより、すべり量は H28 運動学的モデルから約 1.3~1.4 倍になる。
- 3) すべり角に縦ずれ成分を付与する
 - ・ H28 運動学的モデルは右横ずれ（すべり角は 180°）としたため、上下方向の変位は生じにくい。一方、観測された地表地震断層の変位量分布には断層面を境に Up と Down がある。そこで、観測された Up と Down に調和するように逆断層成分を含む場合のすべり角は 150°、正断層成分を含む場合は 210°とする。

上記の方針で設定した H29 運動学的モデルの断層モデルの地表投影図を図 3.19、断層モデル図を図 3.20 に示し、震源パラメータを表 3-5 に示す。

なお、上記の方針 1)と 2)を反映したモデルを「H29 運動学的モデル 1」、方針 1)~3)の全てを反映したモデルを「H29 運動学的モデル 2」と呼ぶことにする。H28 運動学的モデルと、ここで構築した H29 動力学的モデル 1 と 2 の主なパラメータの比較を表 3-6 に示す。H29 運動学的モデル 1 による結果は H28 動力学的モデルによる結果と同程度になることが期待でき、H28 運動学的モデル 2 による結果は観測記録の再現性向上が期待できる。

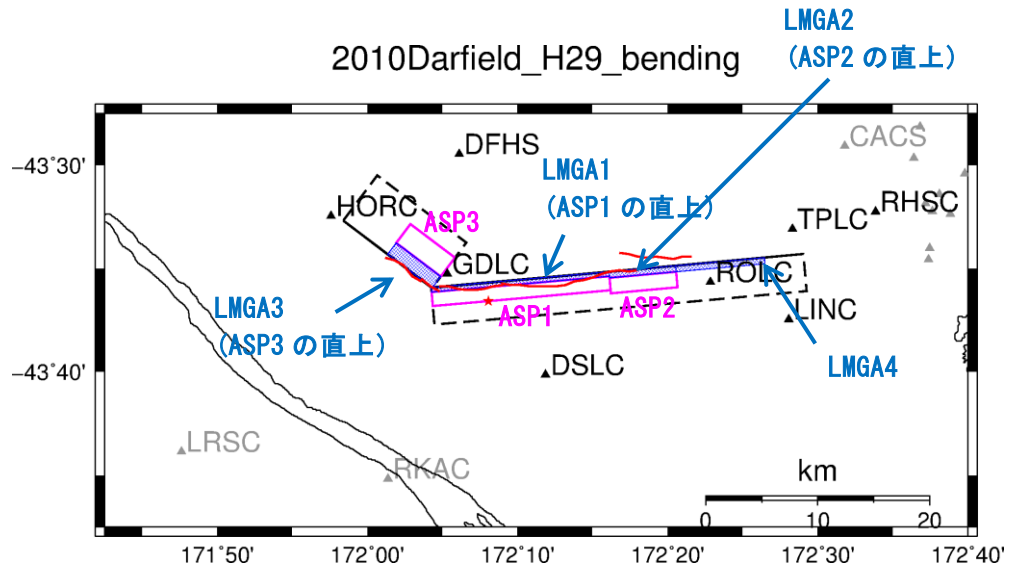


図 3.19 H29 運動学的モデル 1 と 2 の地表投影図。赤線は Quigley *et al.* (2012) の地表地震断層位置を読み取ったもの。ピンク色の矩形はアスペリティの地表投影、青色の矩形は LMGA の地表投影、赤星印は破壊開始点を表す。

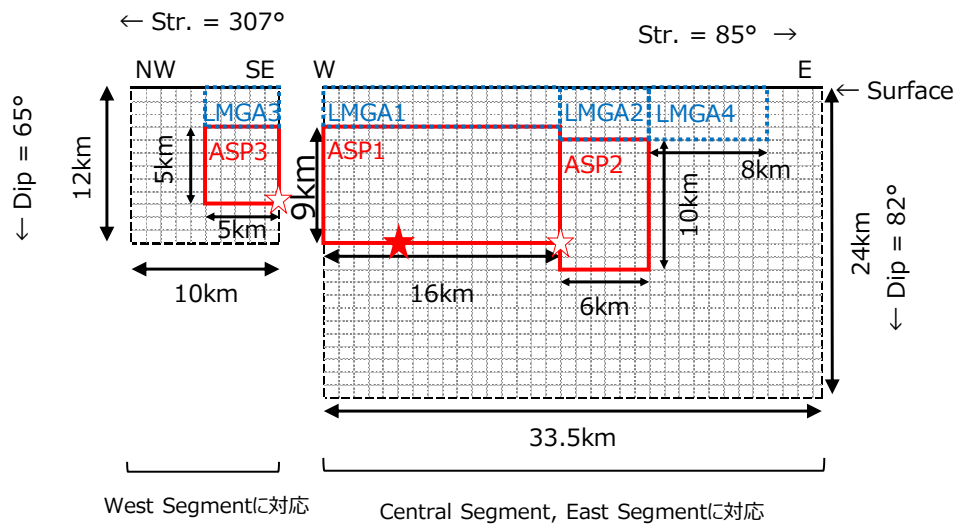


図 3.20 H29 運動学的モデル 1 と 2 の断層モデル図。赤色の矩形はアスペリティ、青色の矩形は LMGA、赤星印は破壊開始点を表す。

表 3-5 H29 運動学的モデルの震源パラメータ

パラメータ (H29運動学的モデル)	記号	単位	(中央)		(東側)		(最東端側)	(西側)		
			ASP1	LMGA1	ASP2	LMGA2	LMGA4	ASP3	LMGA3	
断層面全体の	(緯度)	°	43.5989					43.5992		
断層基準点	(経度)	°	172.0709					172.0721		
走向	θ	°	85					307		
傾斜角	δ	°	82					65		
すべり角	モデル1	λ	180	180	180	180	180	180	180	
	モデル2	λ	150	150	210	210	210	150	150	
上端深さ	H_s	km	3.0	0.0	4.0	0.0	0.0	2.7	0.0	
長さ	L	km	16	16	6	6	8	5	5	
幅	W	km	9	3	10	4	4	5	3	
面積	S	km ²	144	48	60	24	32	25	15	
すべり量	D	m	3.4	3.0	3.2	3.0	2.0	2.8	2.0	
すべり量の根拠	-	-	H28 動力的 モデルを 参考	H28 動力的 モデルを 参考	H28 動力的 モデルを 参考	H28 動力的 モデルを 参考	H28 動力的 モデルを 参考	H28 動力的 モデルを 参考	H28 動力的 モデルを 参考	
地震モーメント	M_0	Nm	1.59E+19	4.67E+18	6.22E+18	2.33E+18	2.07E+18	2.27E+18	9.73E+17	
破壊伝播速度	V_f	km/s	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	
ライズタイム (長周期)	T_r	s	2.4	4.0	2.4	4.0	4.0	1.2	4.0	
すべり速度 時間関数	-	-	Smoothed Ramp	Smoothed Ramp	Smoothed Ramp	Smoothed Ramp	Smoothed Ramp	Smoothed Ramp	Smoothed Ramp	
破壊遅延時間	-	s	7.0	7.0	11.6	11.6	11.6	9.8	9.8	

地震モーメントを求める際の剛性率 (μ) は一律に $3.24 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ を仮定 (ここで、 $V_s=3.465 \text{ km/s}$ 、 $\rho=2.7 \text{ g/cm}^3$ を仮定し、これが Guidotti *et al* (2011) の深さ 5 km 以深の物性値である)。

パラメータ	記号	単位	全ASP	全LMGA	全ASP+全LMGA
面積	S	km ²	229	119	348
地震モーメント	M_0	Nm	2.44E+19	1.00E+19	3.44E+19

表 3-6 H28 運動学的モデルと H29 運動学的モデル 1 と 2 の主なパラメータの比較

(H28 運動学的モデルと異なるパラメータを太字下線で示す)

		H28 運動学的 モデル	H29 運動学的 モデル 1	H29 運動学的 モデル 2
LMGA の すべり量 (m)	LMGA1 (ASP1 の直上)	設定なし	<u>3.0</u>	<u>3.0</u>
	LMGA2 (ASP2 の直上)	設定なし	<u>3.0</u>	<u>3.0</u>
	LMGA3 (ASP3 の直上)	設定なし	<u>2.0</u>	<u>2.0</u>
	LMGA4 (断層面の東側)	設定なし	<u>2.0</u>	<u>2.0</u>
アスペリティの すべり量 (m)	ASP1	2.5	<u>3.4</u>	<u>3.4</u>
	ASP2	2.5	<u>3.2</u>	<u>3.2</u>
	ASP3	2.0	<u>2.8</u>	<u>2.8</u>
すべり角 (°)	ASP1,LMGA1	180	180	<u>150</u>
	ASP2,LMGA2	180	180	<u>210</u>
	ASP3,LMGA3	180	180	<u>150</u>
	LMGA4	180	180	<u>210</u>

(2) 波形の比較 (H29 運動学的モデル 1)

図 3.21 に H29 運動学的モデル 1 による断層周辺の地震動評価結果(変位)を示す。対象周期は 2 秒以上である。地震動評価手法は、H28 運動学的モデルでの地震動評価と同じ Hisada and Bielak (2003)による波数積分法であり、地下構造モデルも同じである(表 3-4、図 3.11)。図 3.21 より、H28 運動学的モデルで永久変位量が明らかに過小評価(図 3.13)であった GDLC と ROLC の EW 成分で、観測量より 1.3~1.4 倍大きい永久変位が生成されていることが分かる。GDLC と ROLC の 2 点について、各領域からの寄与を図 3.22 に示す。GDLC は近傍の LMGA1 と LMGA3 からの寄与が大きく、ROLC は近傍の LMGA2 と LMGA4 からの寄与が大きいことが分かる。従って、断層近傍観測点での永久変位の再現には LMGA が必要であると言える。

H28 動力的モデルによる永久変位量に対する再現性を確認するために、図 3.23 の(a)に H28 動力的モデルと H28 運動学的モデルによる永久変位量の比較、(b)に H28 動力的モデルと H29 運動学的モデル 1 による永久変位量の比較を示す。これらの図より、H28 動力的モデルによる永久変位量に対する再現性は、H29 運動学的モデル 1 で向上していることが分かる。特に、H28 動力的モデルで大きな永久変位量が生じていた GDLC や ROLC の EW 成分の再現性が向上している。また、GDLC の EW 成分で、H29 運動学的モデル 1 が H28 動力的モデルよりも過大評価となっている。これは、H29 運動学的モデル 1 の LMGA3 が北西側に屈曲したモデルを考えており、GDLC に近づいているためと考えられる。

次に、観測された永久変位量に対する再現性を確認する。図 3.24 の(a)に観測量と H28 運動学的モデルによる永久変位量の比較、(b)に観測量と H29 運動学的モデル 1 による永久変位量の比較を示す。なお、(a)図は図 3.18(a)の再掲である。これらの図より、観測量の再現性も H29 運動学的モデル 1 で向上していることが分かる。

図 3.25 に H29 運動学的モデル 1 による 2 秒以上の地震動評価結果(速度)を示し、図 3.26 に H28 運動学的モデルと H29 運動学的モデル 1 による最大速度値の比較を示す。図 3.26 の点線は H28 運動学的モデルによる最大速度値の 1.3 倍と 1.4 倍を表し、これは H29 運動学的モデル 1 のアスペリティのすべり量が H28 運動学的モデルのすべり量の 1.3~1.4 倍になっていることに対応するものである。大部分の観測点で、1.3~1.4 倍程度の変化であるが、GDLC の EW 成分のように約 2 倍程度になっている地点もあり、これは H29 運動学的モデル 1 には LMGA を加えたことによる影響と考えられる。また、図 3.25 の速度波形図からは、GDLC の EW 成分は観測値に比べ過大評価となっていることが分かる。

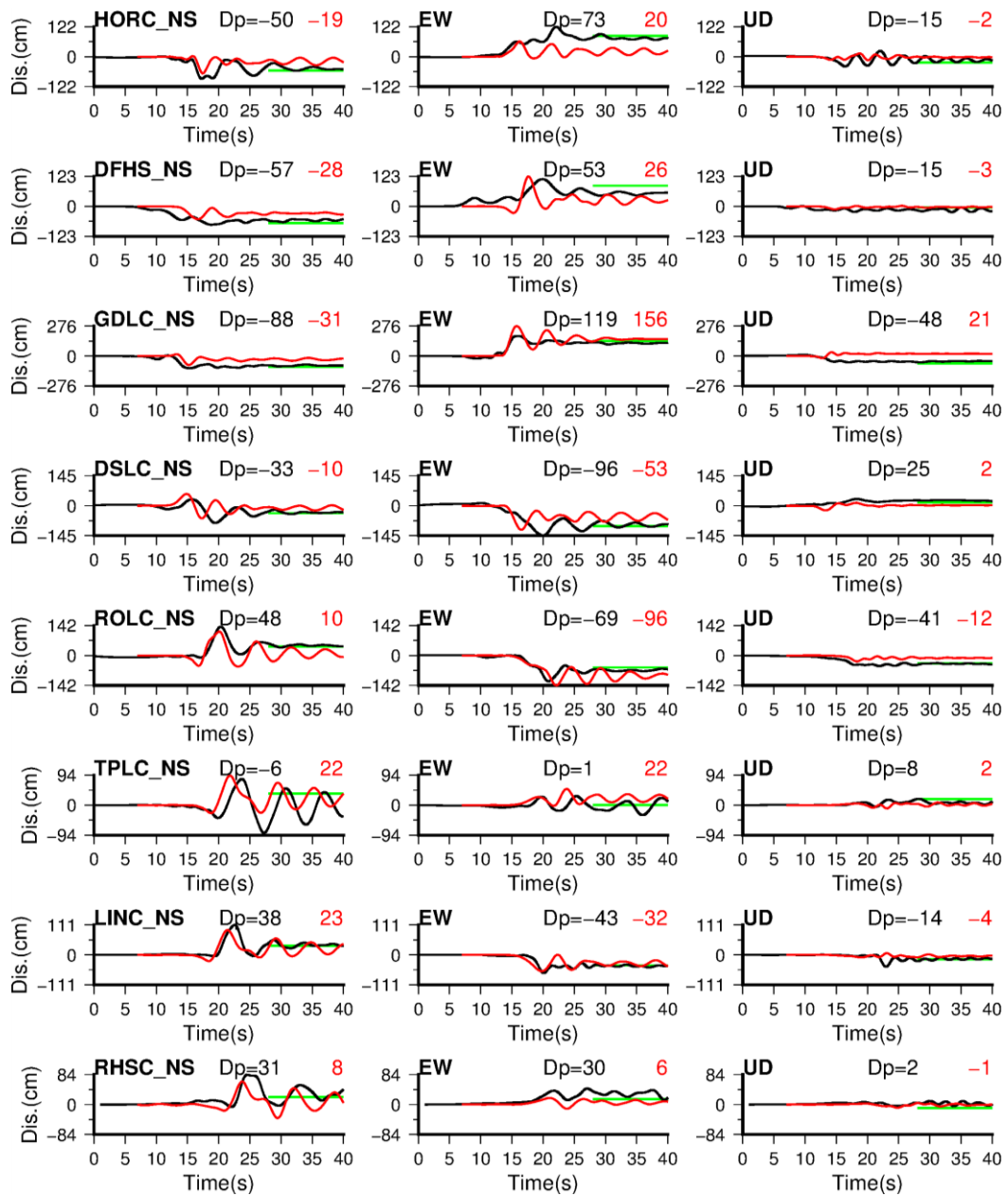
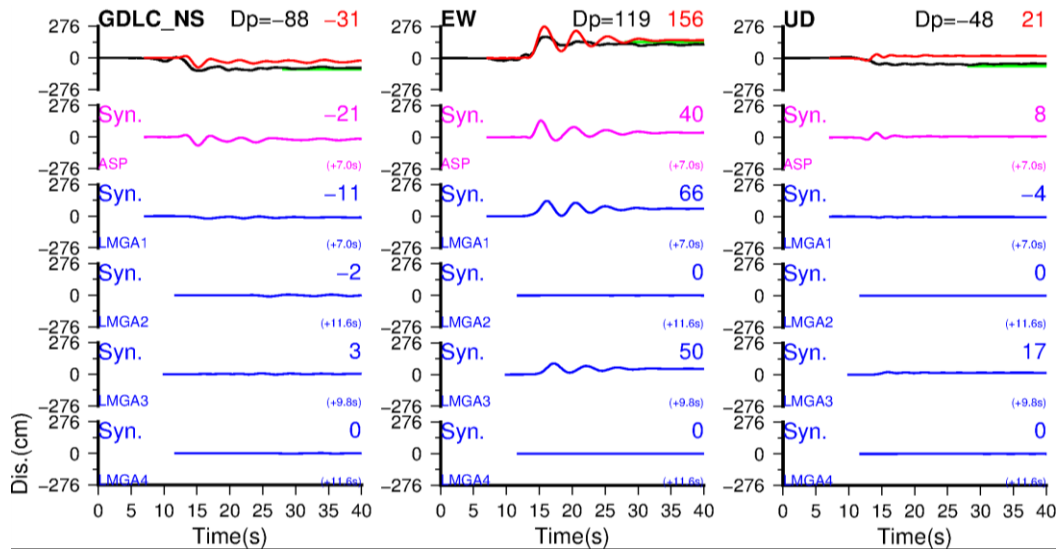
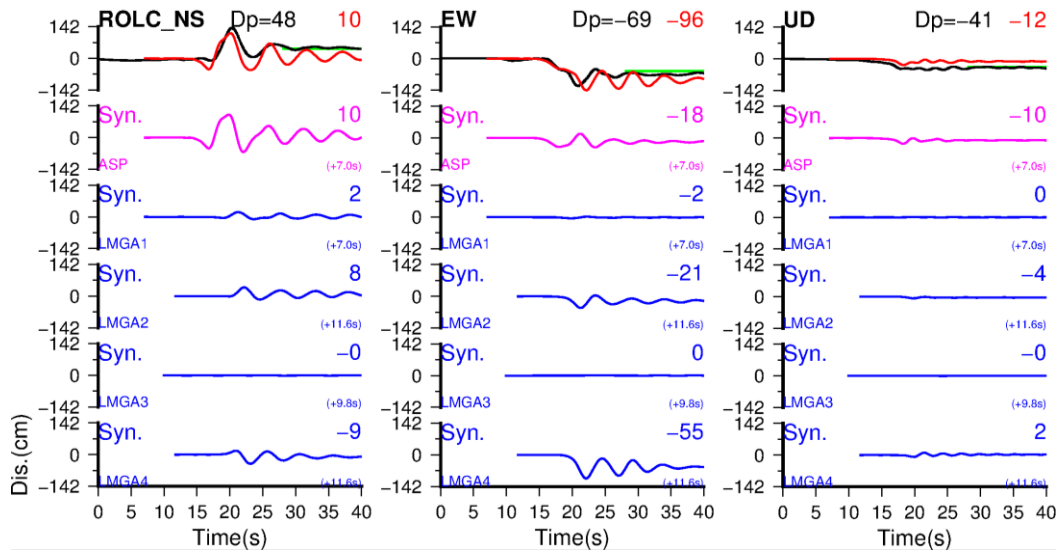


図 3.21 H29 運動学的モデル 1 による周期 2 秒以上の変位波形の比較。黒線は観測、赤線は合成を表す。波形の右上の数値は永久変位量 (cm) を示し、黒字は観測、赤字は合成を表す。なお、永久変位量は便宜的に波形の後半部分の振幅レベルの平均値とした。波形後半部の緑線は Zhao *et al.* (2011) の図中から読み取った観測永久変位量を示す。

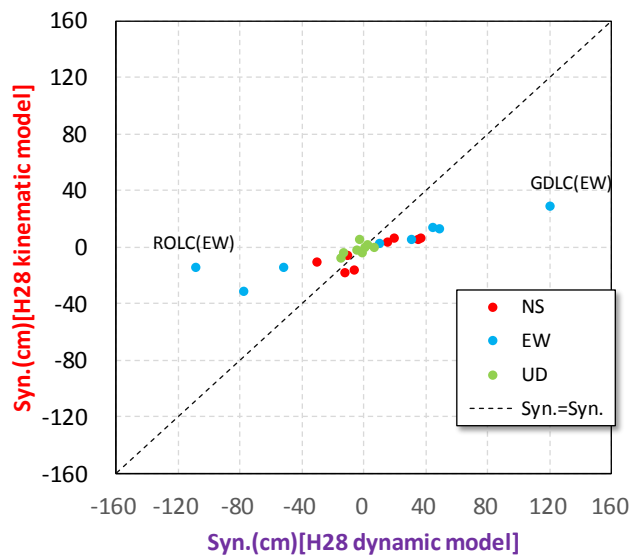


(a) GDLC

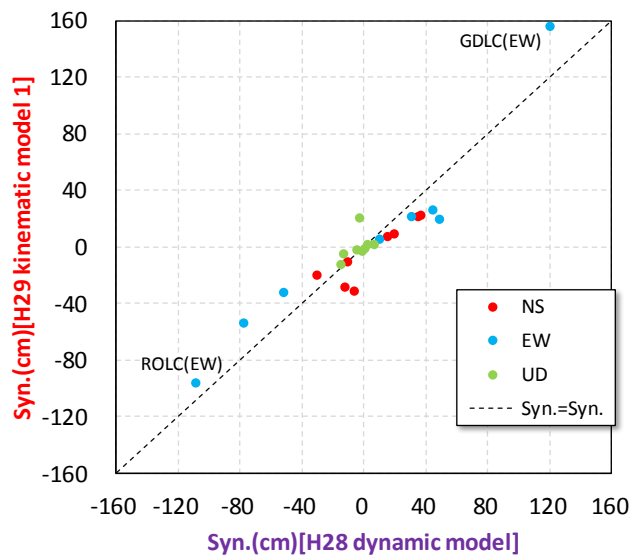


(b) ROLC

図 3.22 H29 運動学的モデル 1 の合成波形の各領域の寄与。最上段は黒線で観測、赤線で全体の合成波形、緑線で Zhao *et al.* (2011) の図中から読み取った観測永久変位量を表す。2 段目以降に全アスペリティ、LMGA1、LMGA2、LMGA3、LMGA4 からの寄与を表す。波形の右上の数値は永久変位量 (cm) を示す。

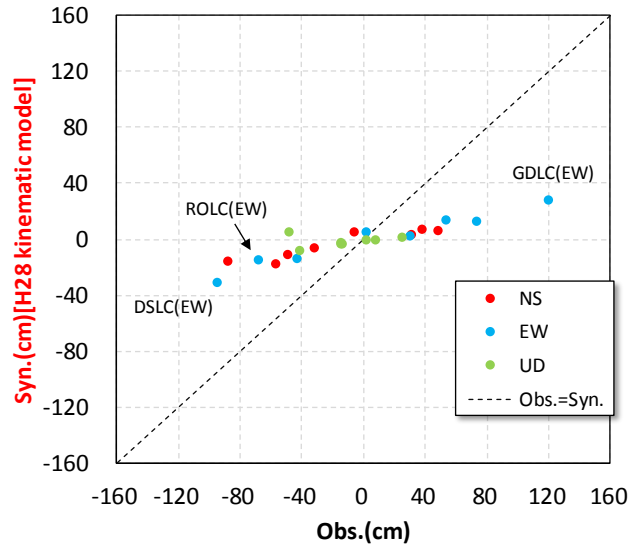


(a) H28 動力学的モデルと H28 運動学的モデルによる永久変位量の比較

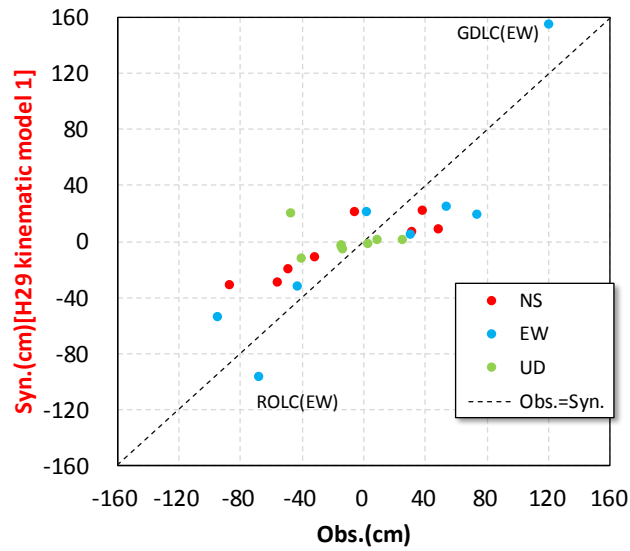


(b) H28 動力学的モデルと H29 運動学的モデル 1 による永久変位量の比較

図 3.23 H28 動力学的モデルによる永久変位量と H28 運動学的モデルによる永久変位量、および H29 運動学的モデル 1 による永久変位量との比較



(a) 観測量と H28 運動学的モデルの永久変位量との比較 (図 3.18(a)の再掲)



(b) 観測量と H29 運動学的モデル 1 の永久変位量との比較

図 3.24 観測された永久変位量と H28 運動学的モデルによる永久変位量、H29 運動学的モデル 1 による永久変位量の比較

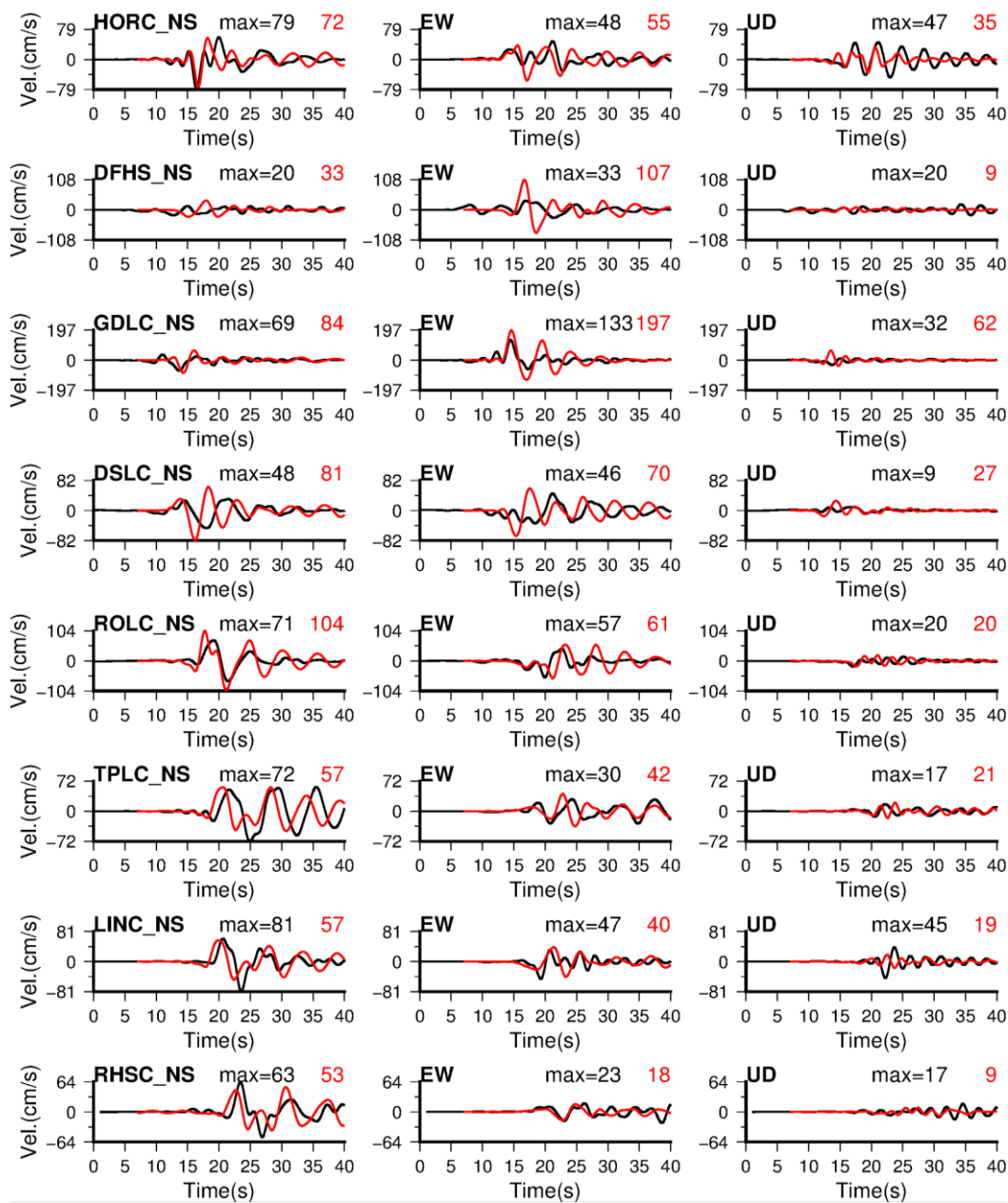


図 3.25 H29 運動学的モデル 1 による周期 2 秒以上の速度波形の比較。黒線は観測、赤線は合成を表す。波形の右上の数値は最大値 (cm/s) を示し、黒字は観測、赤字は合成を表す。

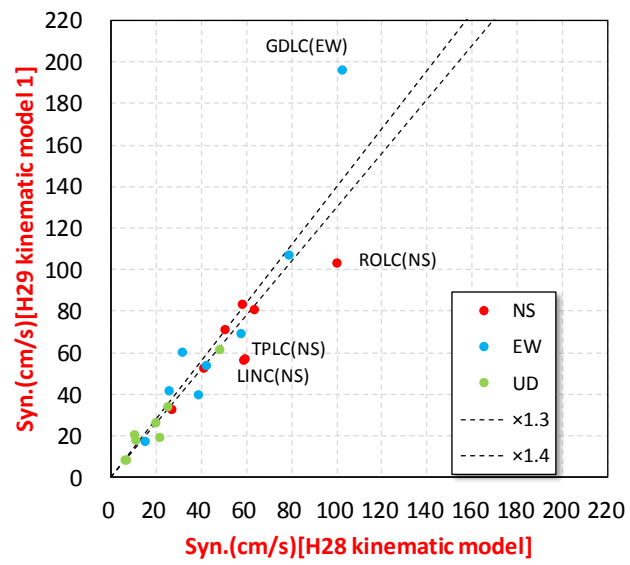


図 3.26 H28 運動学的モデルと H29 運動学的モデル 1 による最大速度値の比較

(3) 波形の比較 (H29 運動学的モデル 2)

永久変位量について、観測量と H29 運動学的モデル 1 の比較 (図 3.24 の(b)) を詳細に見ると、UD 成分は観測量に比べて過小評価の傾向がある。これは、H29 運動学的モデル 1 のすべり角が 180° の設定であるため、上下方向の永久変位が生じにくいと考えられる。すべり角に縦ずれ成分を含むようなモデルを用いると、上下方向の永久変位も生じることが予想される。そこで、観測された地表地震断層の上下方向の変位と調和するようなすべり角を考慮した H29 運動学的モデル 2 を用いて、すべり角の変化に対する試算を実施した。

H29 運動学的モデル 2 による断層周辺の地震動評価結果 (変位) を図 3.27 に示す。GDLC や ROLC は H29 運動学的モデル 1 による上下成分の永久変位量は過小評価であったが、図 3.27 で示す H29 運動学的モデル 2 による上下成分は観測量に近づいていることが分かる。このことより、すべり角が永久変位量に与える影響は大きいと言える。図 3.28 には、GDLC と ROLC の各領域からの寄与を示す。H29 運動学的モデル 1 と同様に観測点近傍の LMGA からの寄与が大きく、すべり角の違いによって永久変位量も大きく変化していることが分かる。

次に、図 3.29 に観測された永久変位量に対する H29 運動学的モデル 1 と 2 の永久変位量の比較を示す。(a)に観測量と H29 運動学的モデル 1 による永久変位量の比較、(b)に観測量と H29 運動学的モデル 2 による永久変位量の比較を示す。なお、(a)図は図 3.24(b)の再掲である。これらの図より、観測量の再現性は UD 成分だけでなく NS 成分でも H29 運動学的モデル 2 で向上していることが分かり、すべり角の影響が大きいことが分かる。

図 3.30 に H29 運動学的モデル 2 による 2 秒以上の地震動評価結果 (速度) を示し、図 3.31 に H29 運動学的モデル 1 と 2 による最大速度値の比較を示す。GDLC は運動学的モデル 1 と 2 で最大速度値の変化が極めて大きく、すべり角の影響が大きいことが分かる。図 3.30 の速度波形図からは、GDLC の EW 成分は観測値と同程度であるが、NS 成分が明らかに過大評価となっている。

GDLC について、H29 運動学的モデル 1 では EW 成分が観測に比べて過大評価、H29 運動学的モデル 2 では NS 成分が観測に比べて過大評価であった。過大評価を改善できる可能性の一つとして、破壊伝播速度を小さくすることが挙げられる。H29 運動学的モデル 1、2 とともに、破壊伝播速度はアスペリティと LMGA で共通の 2.4 km/s を仮定しているが、図 3.9 の H28 動力学的モデルにおける破壊伝播速度は地表付近の方がアスペリティ領域付近よりも小さい。このような特徴を運動学的モデルに取り込むことで、改善できるかもしれない。

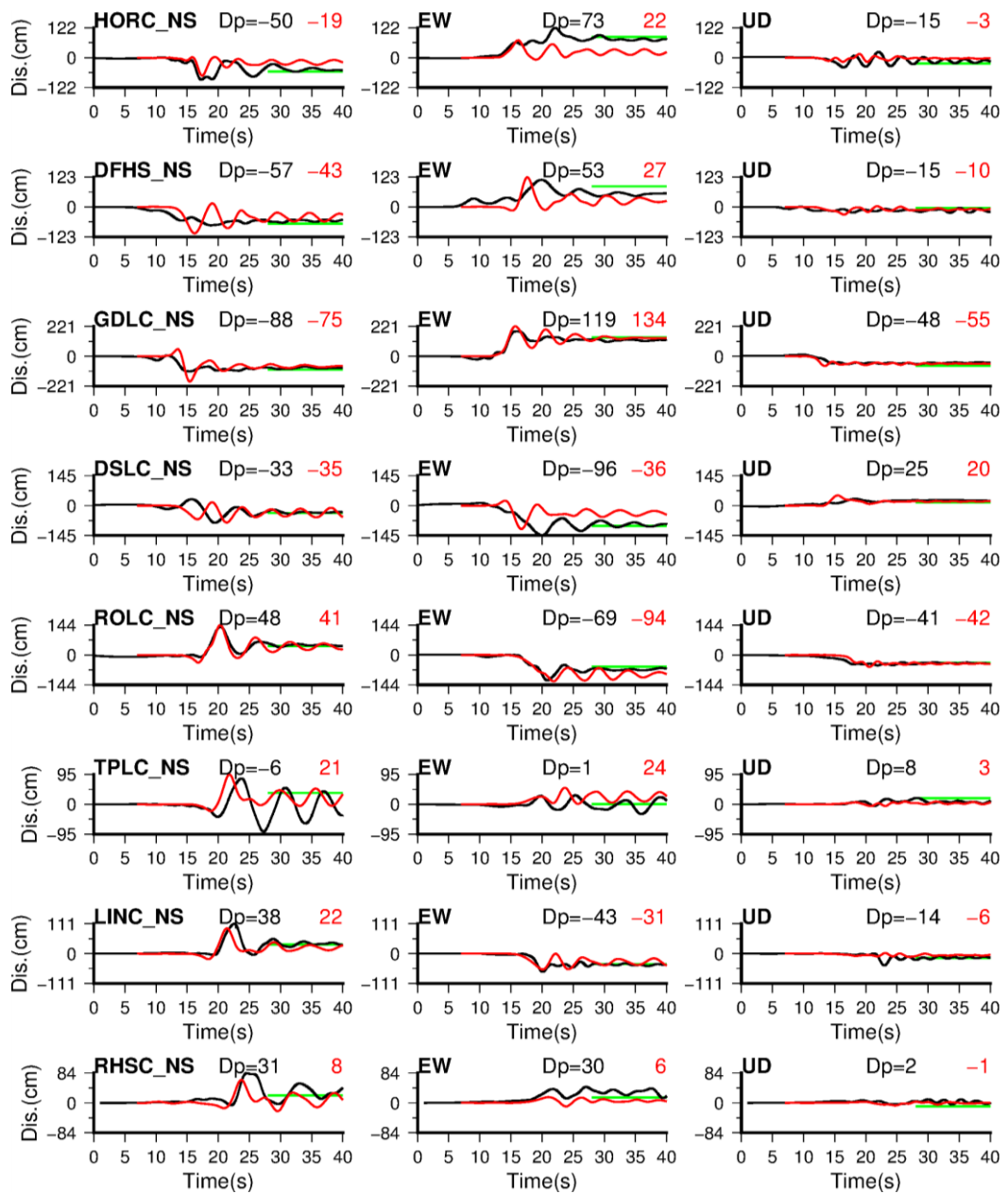
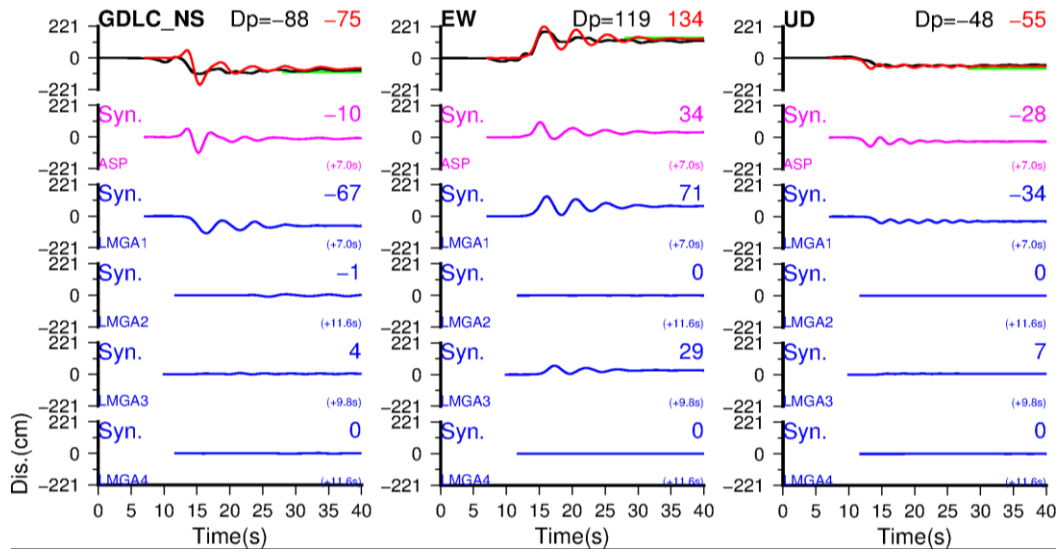
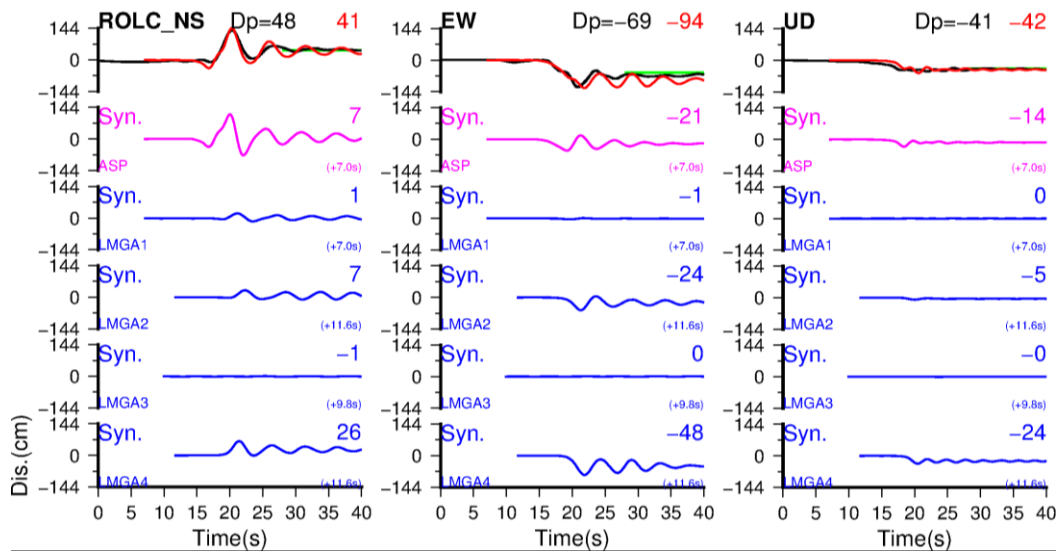


図 3.27 H29 運動学的モデル 2 による周期 2 秒以上の変位波形の比較。黒線は観測、赤線は合成を表す。波形の右上の数値は永久変位量 (cm) を示し、黒字は観測、赤字は合成を表す。なお、永久変位量は便宜的に波形の後半部分の振幅レベルの平均値とした。波形後半部の緑色は Zhao *et al.* (2011) の図中から読み取った観測永久変位量を示す。

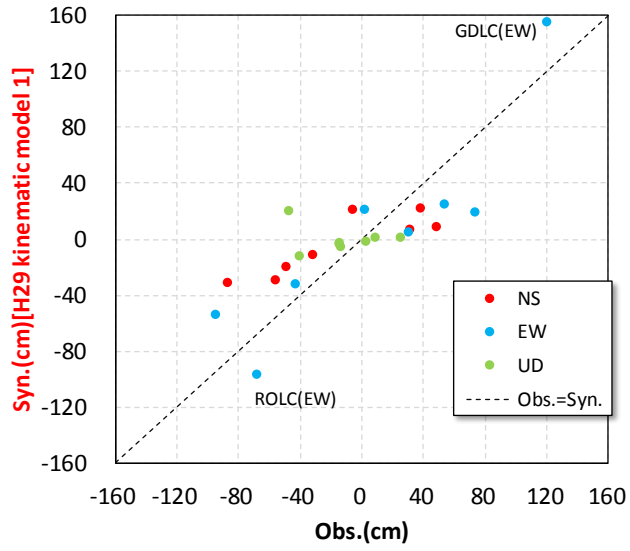


(a) GDLC

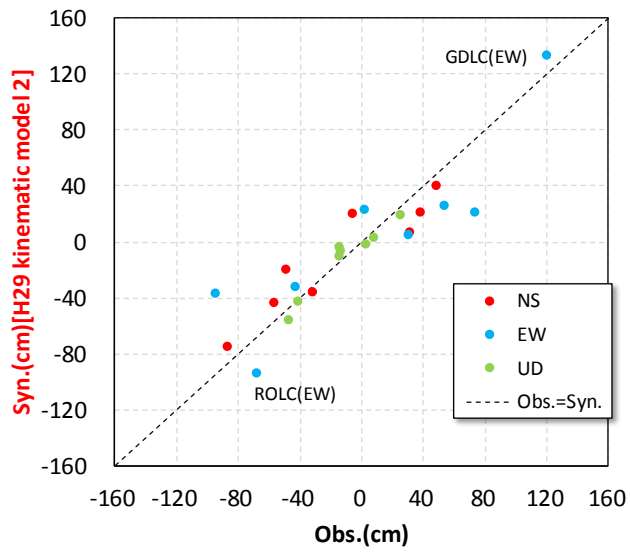


(b) ROLC

図 3.28 H29 運動学的モデル 2 の合成波形の各領域の寄与。最上段は黒線で観測、赤線で全体の合成波形、緑線で Zhao *et al.* (2011) の図中から読み取った観測永久変位量を表す。2 段目以降に全アスペリティ、LMGA1、LMGA2、LMGA3、LMGA4 からの寄与を表す。波形の右上の数値は永久変位量 (cm) を示す。



(a) 観測量と H29 運動学的モデル 1 の永久変位量との比較 (図 3.24(b)の再掲)



(b) 観測量と H29 運動学的モデル 2 の永久変位量との比較

図 3.29 観測された永久変位量と H29 運動学的モデル 1 による永久変位量、H29 運動学的モデル 2 による永久変位量の比較

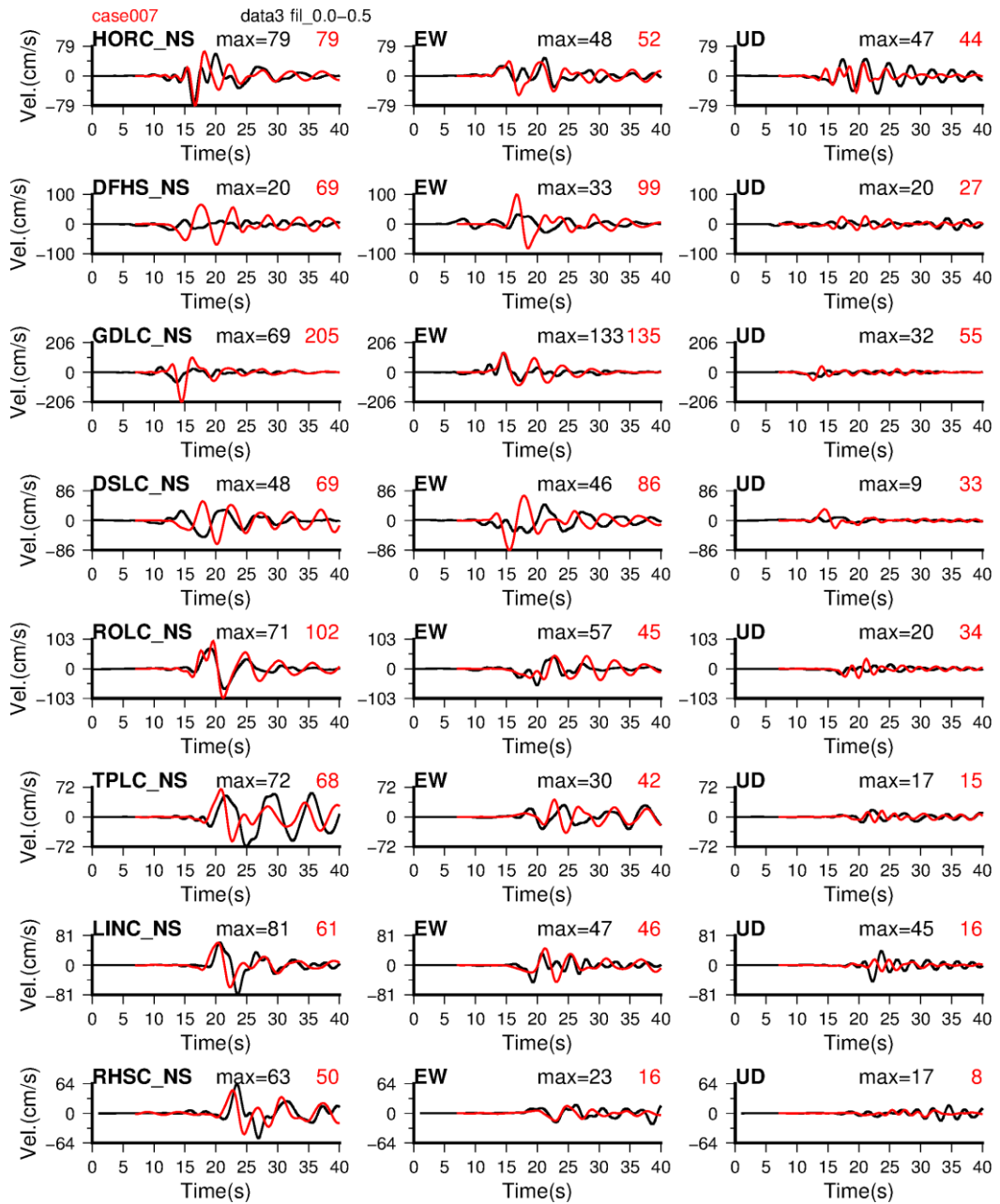


図 3.30 H29 運動学的モデル 2 による周期 2 秒以上の速度波形の比較。黒線は観測、赤線は合成を表す。波形の右上の数値は最大値 (cm/s) を示し、黒字は観測、赤字は合成を表す。

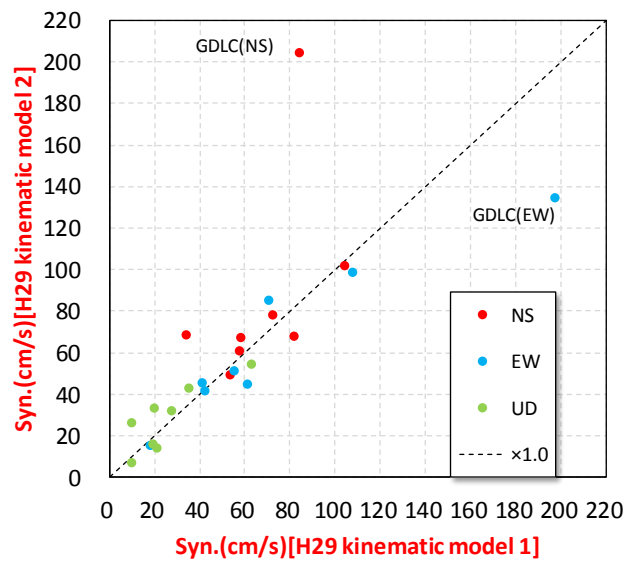


図 3.31 H29 運動学的モデル 1 と 2 の最大速度値の比較

3.1.4. 地表地震断層の変位量との比較

Darfield 地震では、Quigley *et al.* (2012)によると地表に最大約 5 m 程度の右横ずれの変位が Central Segment の東側で現れた (図 3.32 の上段)。図 3.32 の中段に示すように、Central Segment の東側は H29 運動学的モデルの LMGA1 の東側の領域にほぼ対応し、LMGA1 のすべり量は一律に 3 m を与えた。Central Segment の東側の変位量と LMGA1 のすべり量を比較すると、LMGA1 のすべり量が明らかに小さいが、H29 運動学的モデル 2 による GDLC の永久変位量は観測を概ね再現できた。そこで、本項では、LMGA1 の寄与が高い GDLC の地震動観測記録から、Central Segment の東側の大きなすべり (約 5 m) を拘束できるか否かを検証する。

検証の方法は次の通りである。H29 運動学的モデル 2 の LMGA1 (長さ 16 km) を、GDLC に近い西側 (長さ 6 km) と GDLC から遠い東側 (長さ 10 km) に分割したモデル (図 3.32 の下段) を構築し、LMGA1 の西側と東側の寄与を把握する。

図 3.33(a)には H29 運動学的モデル 2 の GDLC の変位波形について、各領域 (全アスペリティと各 LMGA) からの寄与を示す。(b)には LMGA1 の西側と東側からのそれぞれの寄与を示す。(b)より、東側が西側よりも明らかに寄与が小さいことが分かる。仮に、東側のすべり量を 3 m から 5 m に約 1.7 倍増加させると、東側からの永久変位量はそれに応じて約 1.7 倍になることが予想されるが、その場合でも西側からの永久変位量には及ばない。これは、永久変位に寄与するグリーン関数の静的な項は、距離 r に対して $1/r^2$ で減衰するため、GDLC から遠い東側の寄与は小さいといえる。これらのことから、GDLC で観測される永久変位は観測点極近傍の断層面のすべりが強く反映され、比較的離れた断層面上のすべりを拘束することは難しいと考えられる。断層面上の広範囲のすべり量を拘束するためには、地震動記録だけではなく空間的な観測値 (例えば、InSAR データ等) との比較が必要と考えられる。

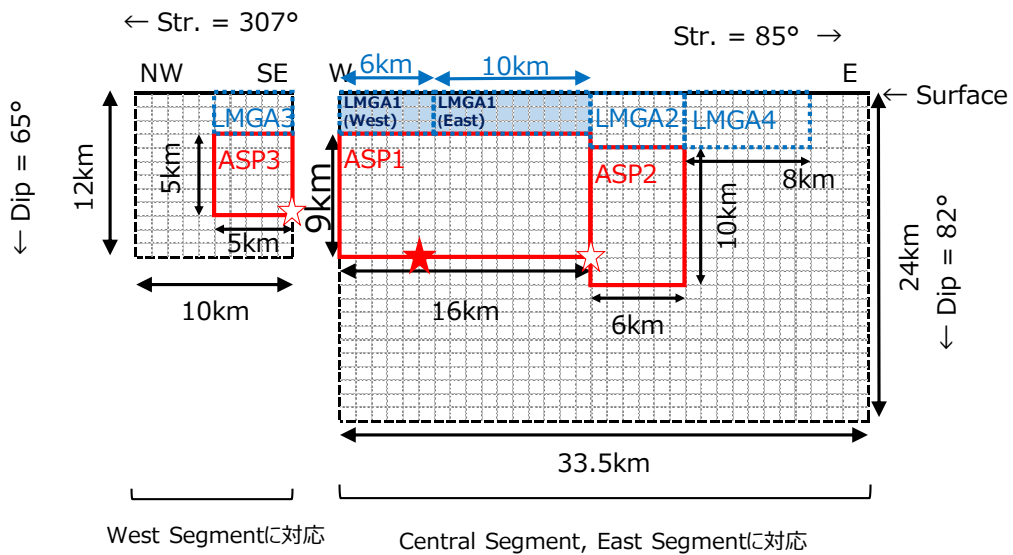
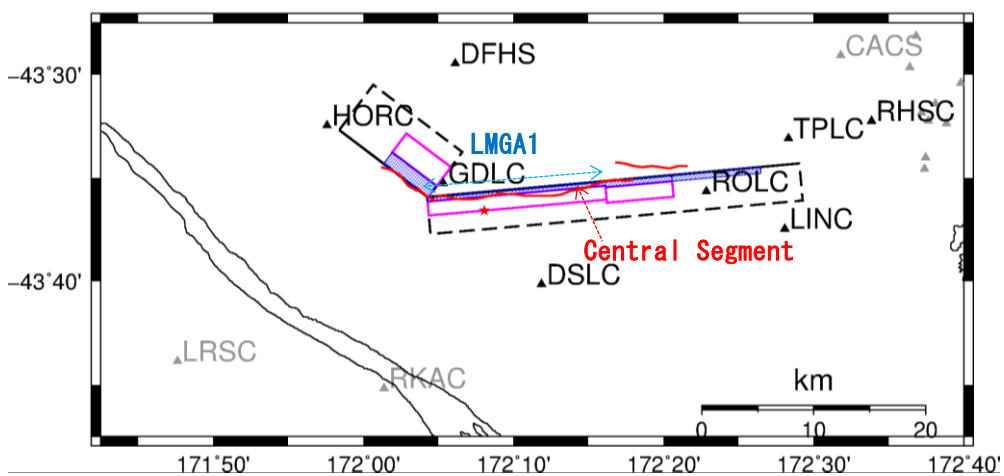
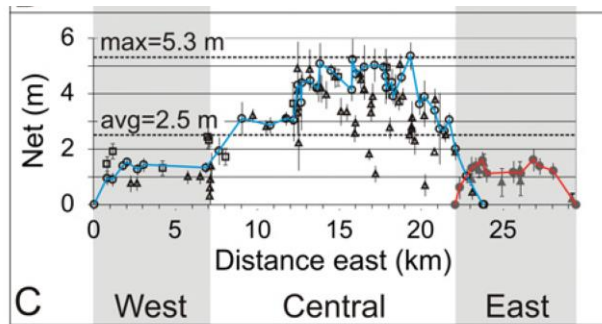
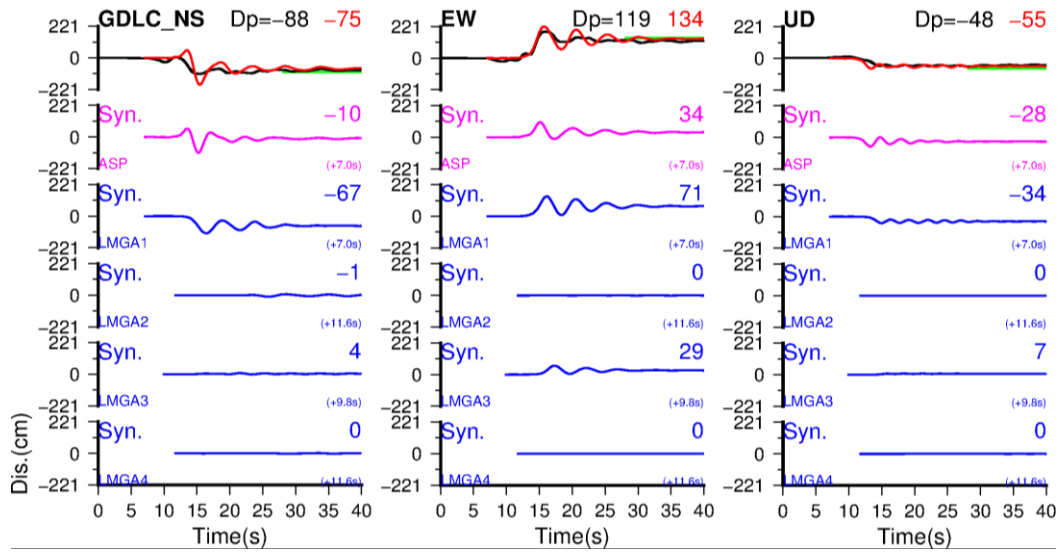
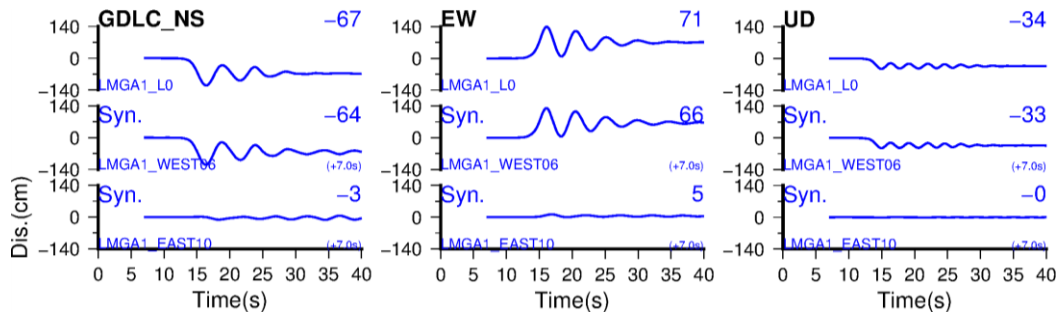


図 3.32 上段に Quigley et al. (2012)による地表地震断層の変位量分布、中段に Central Segment と LMGA1 の位置関係、下段に LMGA1 を東側と西側に分割した震源モデル図を示す。



(a) 全アスペリテイ、各々の LMGA の寄与 (図 3.28(a)の再掲)



(b) LMGA1 全体を LMGA1 の西側と東側に分割。最上段は LMGA1 全体、2 段目は LMGA1 西側、3 段目は LMGA1 東側。

図 3.33 H29 運動学的モデル 2 の GDLC の合成波形の各領域の寄与。(a)図は断層面全体を全アスペリテイと各 LMGA に分割。(b)図は LMGA1 を西側と東側に分割。

3.1.5. まとめと課題

本節では、Darfield 地震について、原子力規制庁 (2017)で得られた H28 動力学的モデルを参考に断層面浅部のすべり (LMGA) も考慮した特性化震源モデル (H29 運動学的モデル 1) を構築した。H29 運動学的モデル 1 による永久変位量は、H28 動力学的モデルによる永久変位量を概ね再現できた。また、観測量に対する再現性も向上したが、上下方向については改善の余地が残された。

次に、上下方向の観測された永久変位量の再現性を探るために、H29 運動学的モデル 1 を基に、地表地震断層の上下方向の変位と調和するようにすべり角に縦ずれ成分を含む特性化震源モデル (H29 運動学的モデル 2) を構築し、すべり角の変化に対する試計算を実施した。評価された永久変位量は、すべり角に縦ずれ成分を含む場合と含まない場合で、断層近傍観測点で顕著な違いが見られ、観測量の再現のためにはすべり角に縦ずれ成分を含む方が良いと考えられる。このことから、永久変位量の評価にはすべり角は重要であると言える。

速度波形については、H29 運動学的モデル 1、2 ともに、観測に比べて過大評価となることがある。これを改善できる可能性の一つに破壊伝播速度を小さくすることが挙げられる。本検討では、H29 運動学的モデル 1、2 ともにアスペリティと LMGA で共通の破壊伝播速度を仮定しているが、動力学的破壊シミュレーションによる破壊伝播速度は地表付近の方がそれより深い領域に比べて遅く、このような特徴を加味すると、過大評価を改善できるかもしれない。今後は破壊伝播効果による影響の検討も必要と考えられる。

また、Darfield 地震では最大約 5 m 程度の地表地震断層の変位が観測された。しかし、このような大きな変位量が観測された領域は地震観測点から比較的離れているため、地震観測記録の永久変位量からは断層面上のこのような大きなすべり量を拘束することは難しい。断層面上の広範囲のすべり量を拘束するためには、今後は地震動記録だけではなく空間的な観測値 (例えば、InSAR データ等) との比較が必要と考えられる。

3.2. 動力学的破壊シミュレーションの実施

3.2.1. 要約

本プロジェクトにおいて、我々は 2016 年 Mw 7.0 熊本地震の動力学的破壊シミュレーションを行った。この地震は 2 つの断層セグメント、日奈久断層の北部と布田川断層、を破壊した。これらの 2 つのセグメントは異なる傾斜角と走向方向をもち、そのため断層システムは複雑な幾何学形状となっている。多くの顕著なすべりは布田川断層上に生じたので、本研究は布田川断層の破壊に焦点を当て、単純化された断層セグメントを仮定する。Asano and Iwata (2017) による運動学的最終すべりモデルが動力学的破壊シミュレーションの対象すべりとして用いられる。Asano and Iwata (2017) の運動学モデルは異なる走向と傾斜角をもつ 5 つの平面断層で構成されているけれども、対象の運動学すべり分布モデルは布田川断層に対応して平均走向 235° と平均傾斜角 65° をもつ単純化された一枚の断層モデルに調整される。動力学的な破壊モデルの断層の大きさは長さ 43 km で幅 18.8 km をもつ。

第一ステップは運動学すべりモデルのすべり分布から与えられる名目的な応力降下の推定である。この目的のため、静的な応力降下を計算するため Andrews (1980) の方法を用いた。次に、試行錯誤の手続きで、この応力降下は、動力学的破壊シミュレーションによって計算されたすべり分布が対象の運動学的すべりに一致するまで、調整される。この手続きで、地震モーメントは運動学的モデルからの値に拘束される。併せて 18 個の動力学的破壊モデルが次の手続きで構築される。すなわち、シミュレートされた近傍地表地震動（速度と変位）のみならず地表破壊（断層変位）が観測に拘束されるように、応力降下の調節と並んで断層上での臨界すべり距離、強度超過、およびすべり角が個々のシミュレーションに対して変更され、最適値が求められる。

動力学的破壊モデルは、浅層（SL）帯のなかの断層傾斜に沿った最初の 1.5 km は負の応力降下（0 から -1 MPa）と大きな臨界すべり距離（0.8 から 1.5 m）をもつようにパラメータ化されるので、破壊時に拡張エネルギー吸収機構として働く、と仮定する。

動力学的破壊シミュレーションのために推定された最終の動力学的応力降下は運動学的モデルからの静的応力降下の約 70 % となる。平均応力降下は 2.4 MPa、そして最大応力降下は 16.2 MPa である。運動学的インバージョンから引き出されるすべり角は浅層帯で不均質になるようにみえる。初期のすべり角 220° 、 230° 、および 240° をそれぞれもつモデル 14、15 および 16 は断層極近傍観測点での断層変位に対してはベストモデルであるが、地震動のフィッティングに対しては走向方向に沿った観測点の位置に依存して異なる。どのモデルがベストであるかの決定はどの観測データがフィットすべき対象であるかに依存する。例えば、観測点 93048（西原村）における地震動変位をフィットするベストモデルはすべり角 240° をもつモデル 16 である。観測された断層変位に関しては、すべり角 220° をもつモデル 14 が観測により良く一致している。本研究は、一つのモデルですべての観測をフィットさせるためには、不均質

な初期すべり角、特に浅層帯で、をもつ動力学的破壊モデルが必要となることを示唆している。地震動へのすべり角の効果は遠距離よりも極近傍域で顕著であることが分かった。

地表破壊の効果を評価するために、モデル 14（地表破壊をもつ）と同じパラメータをもつ潜在断層モデルが検討された。地表断層と潜在断層の間の変位震動や速度震動の違いは極近傍観測点で顕著になる。これは、大きな永久変位を引き起こす地表破壊の結果として生じる「フリリング」効果のためである。これらの現象は、断層破壊が地表に達するとき地表面に生じる段差（offset）によって主に引き起こされる長周期速度パルスを生成する。

本研究を締めくくるために、我々は観測された断層変位の上下成分と観測された加速度地震動の2回積分により得られた永久変位は見かけ上不一致となっていることに気が付いた。しかし、観測間の見かけ上の不一致の意味のある説明を提供するために、物理に基づいたシミュレーションを用いたさらなる研究が推奨される。

3.2.1. 序論

2016年 Mw7.0 熊本地震は、Shirahama *et al.* (2016)で報告されているように、主断層にそって約 34 km の地表破壊を生じた。この地震の強震動は、防災科学技術研究所による K-NET、KiK-net、F-net (Okada *et al.*, 2004; Aoi *et al.*, 2011) および気象庁震度観測ネットワーク (Nishimae, 2004)の震源近傍観測点で記録された。

これは震源極近傍域地震動観測点を含んでおり、この地震は震源の極近傍に置かれた現代的な計器で最もよく観測された地震の1つといえる。本震の起こったまさにその日に、地震発生に伴う破壊を地図化しそれらの変位を測定するために、Shirahama 等によって実行された現地調査は、地表破壊が布田川断層帯の東部と日奈久断層帯の北端部に現れたことを指摘した。これらの調査は、この地震が日奈久断層と布田川断層の2つの断層系を破壊し、布田川断層で約 2 m に達する断層変位を引き起こしたことを、示唆した。

Asano and Iwata (2016)で報告されているように、日奈久断層と布田川断層に対してそれぞれ2つのセグメントをもつ彼らの最初の運動学的震源インバージョンから、本震の破壊は日奈久断層の北端部に沿って北西傾斜の断層面の深い部分からスタートし、それから布田川断層に移った。

多くの顕著なすべりは布田川断層に生じ、日奈久断層の浅い部分もまた相対的に大きなすべりをもつ。

Asano and Iwata (2017)は、5つの平面断層モデルによって表される幾何学的により複雑な震源断層モデルを想定してインバージョンを行い、彼らの最初の運動学的震源モデルを高度化した。図 3.34 は運動学的震源インバージョンに用いられた日奈久断層と布田川断層の震源モデルの平面図、および強震動観測点を示す。図 3.35 は Asano and Iwata (2017)の運動学的震源インバージョンによって得られた最終すべり分布を示す。この図で示されるように、右横ずれストライク・スリップが日奈久断層で卓越するが、それにもかかわらず、布田川断層は右横ずれストライク・スリップだけでなく顕著な正断層すべり成分を含むより複雑な形で破壊した。図 3.36 は Asano and Iwata (2017)の運動学的震源インバージョンによって得られたすべり角に関しての複雑さを示している。布田川断層は、不均質なすべり角で破壊し、とくに浅層域で不均質性が大きい。

Asano and Iwata (2017)の運動学的モデルに基づくすべり分布 (図 3.35) はこの地震の動力的破壊モデルを発展させるための対象として用いられる。動力的破壊シミュレーションのための我々のプログラムの限界により、本プロジェクトでは、我々は布田川断層に対応して平均走向 23.5°と平均傾斜角 65°をもつ単純化された平面断層 (図 3.37)を想定する。動力的破壊モデルの断層大きさは長さ 43 km、幅 18.8 km とする。

我々の主要なゴールは、布田川断層の地表破壊とこの地震により引き起こされた震源近傍地震動を評価することである。

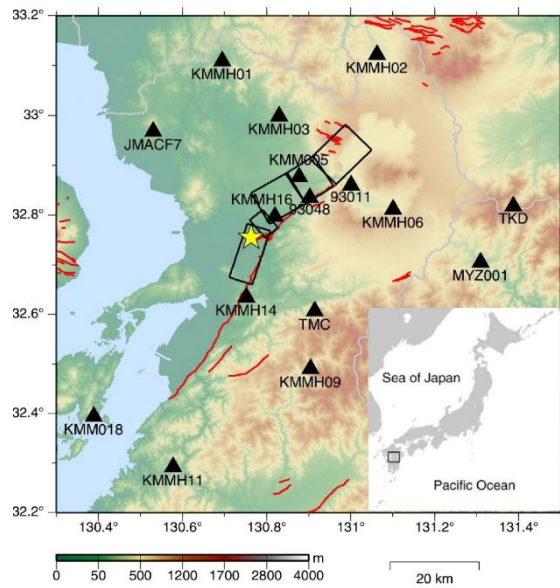


図 3.34 2016 年熊本地震の運動学的震源インバージョンのため Asano and Iwata (2017)によって用いられた断層セグメント・モデルを示す平面図を有する熊本地域の地図。地図はシミュレーションに用いられる強震動観測点（黒い三角形）を含む。黄色の星マークは震央の位置を示す。

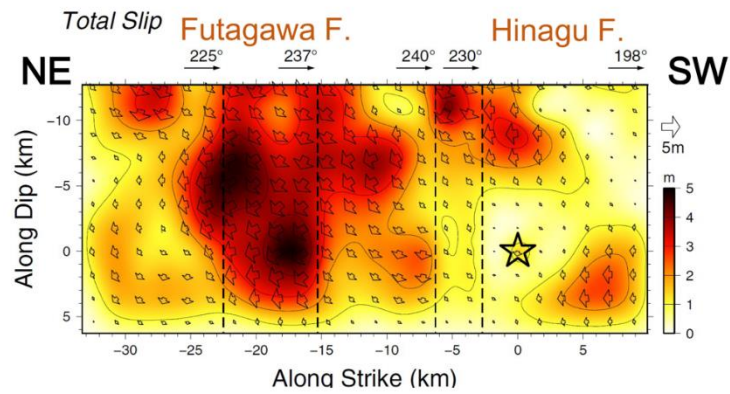


図 3.35 Asano and Iwata (2017)の運動学的震源インバージョンによって得られた最終すべり分布 (Mw 7.04)

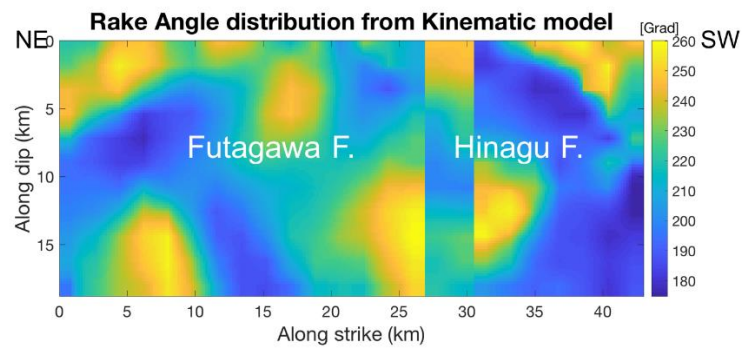


図 3.36 Asano and Iwata (2017)の運動学的震源インバージョンによって得られたすべり角分布。

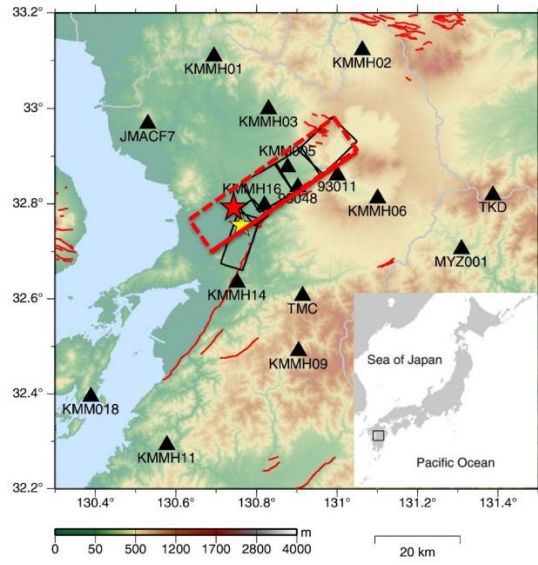


図 3.37 動力的破壊シミュレーションのための単純化された断層モデル（赤線）の平面図。黒線は図 3.34 に示されるように Asano and Iwata (2017)の運動学的断層モデル。

3.2.2. 動学的破壊モデル

本プロジェクトで我々は走向 235°と傾斜角 65°、長さ 43 km と幅 18.8 km の面積をもつ平面断層の単純化された動学的破壊モデルを検討する。Andrews (1976)によって与えられた形でのすべり弱摩擦が、動学的破壊シミュレーションのための連続体モデルとして用いられる。一次元速度モデルが断層極近傍の観測点（西原村）に対応して与えられる。

(1) 応力降下推定

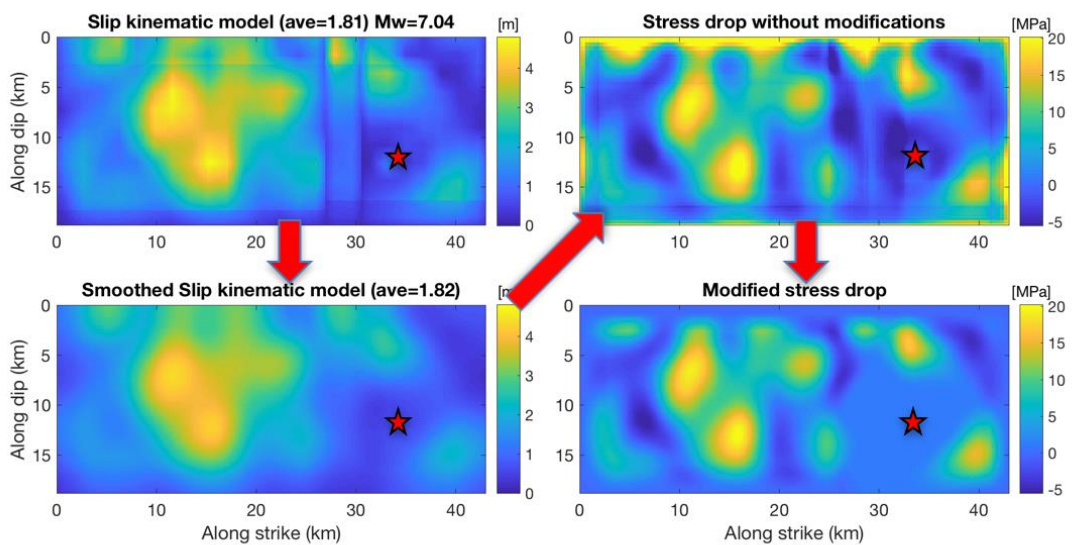


図 3.38 応力降下推定の順序、ステップ 1 からステップ 6 の順で推定。左上の画像はオリジナルの運動学的モデルに基づくすべり分布。左下は平滑化されたすべり分布を示す。右上は Andrews (1980)の方法を用いて計算された応力降下。右下は動学的破壊シミュレーションに用いられる調整された最終応力降下。

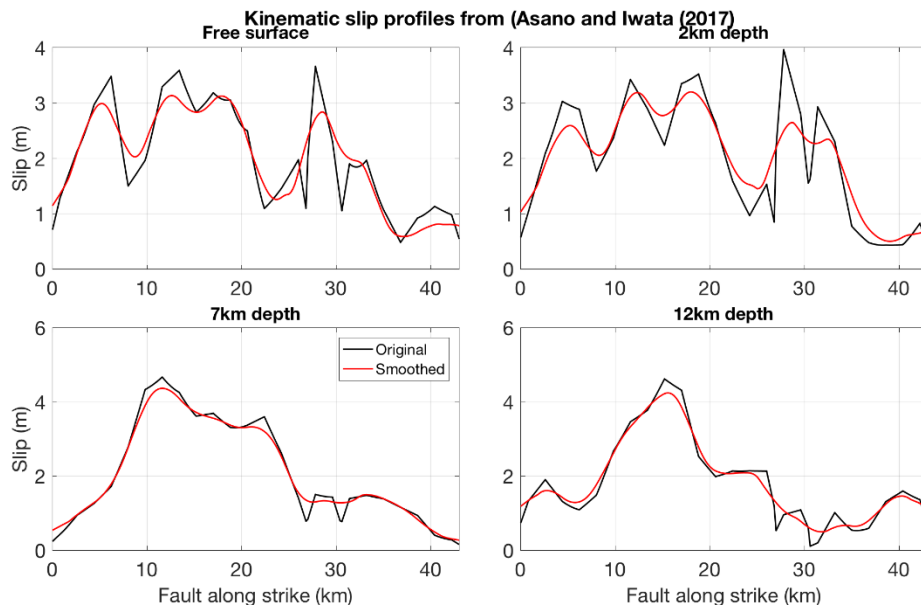


図 3.39 異なる深さで走向方向に沿ったすべり断面図。オリジナルの運動学的モデルに基づくすべり量（黒線）とこのプロジェクトで用いられる平滑化されたすべりモデル（赤線）が比較されている。

- (2) 動力的破壊モデルの一般的な特性
英文報告書参照

(3) 推奨動学的破壊モデル

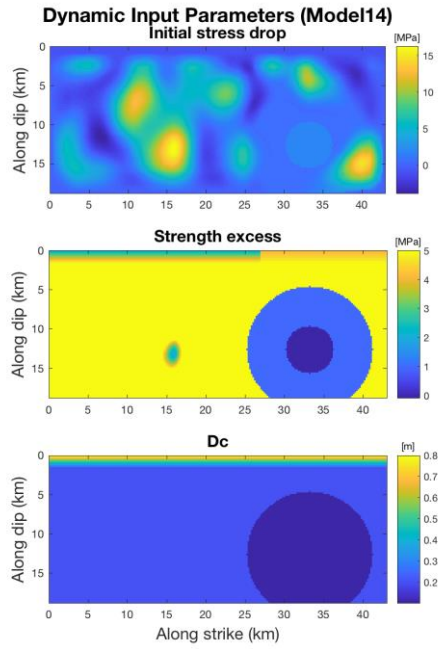


図 3.40 推奨モデル（初期応力上でのすべり角 220° をもつモデル 14）の摩擦パラメータ。最上段は名目的な応力降下分布、中段は強度超過そして下段は臨界すべり距離分布。

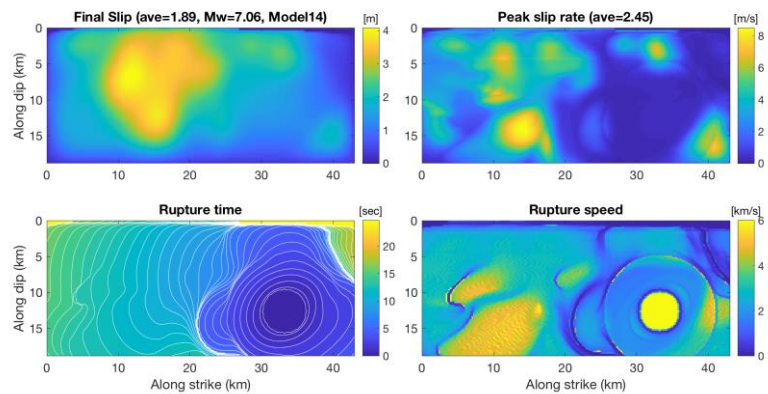


図 3.41 推奨モデル 14 の動学的破壊の解。左上は最終的なすべり分布、右上はピークすべり速度、左下は破壊時刻、右下は破壊速度を表す。

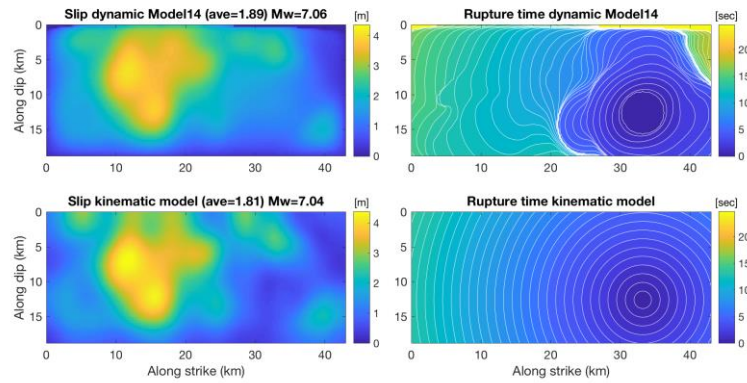


図 3.42 最終すべりと破壊時刻について、動力的モデル 14 から得られた分布 (上図) と運動学的震源モデルの分布 (下図) との比較。

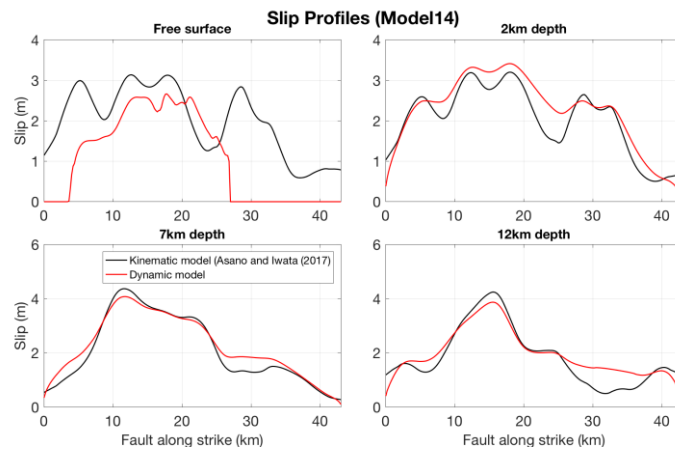


図 3.43 傾斜面に沿って異なる距離 (図中、自由表面, 2 km, 7 km, そして 12 km) で、走向方向に沿った最終すべり断面図。赤線が動力的モデル、黒線が運動学的震源モデル。

3.2.3. 観測データとの比較

前述のように、初期すべり角 220° をもつモデル 14 は観測された断層変位にフィットするためのベストモデルと考えられるが、観測された地震動をフィットするには必ずしもベストモデルではない。特に、図 3.44 の地図で定義されている断層極近傍域では一致していないところがある。モデル 14 と同じ摩擦応力パラメータをもつがすべり角が異なるモデル 15 (すべり角 230°) やモデル 16 (すべり角 240°) はいくつかの観測点で一致する地震動を発生するが、断層変位は一致しない。それ故、どの観測データにフィットさせたいかに依存して、これらの 3 つのモデル (モデル 14、15 あるいは 16) の 1 つが等しく良いモデルとして認められる。本項では、これら 3 つのモデルが観測データとの比較に用いられる。はじめに、それら 3 つのモデルによって生成された断層変位が観測データと比較され、それから速度および変位地震動が観測データと比較される。地震動の比較のためには、図 3.44 で定義されているような断層極近傍観測点が最初に比較され、それから他の観測点と比較される。

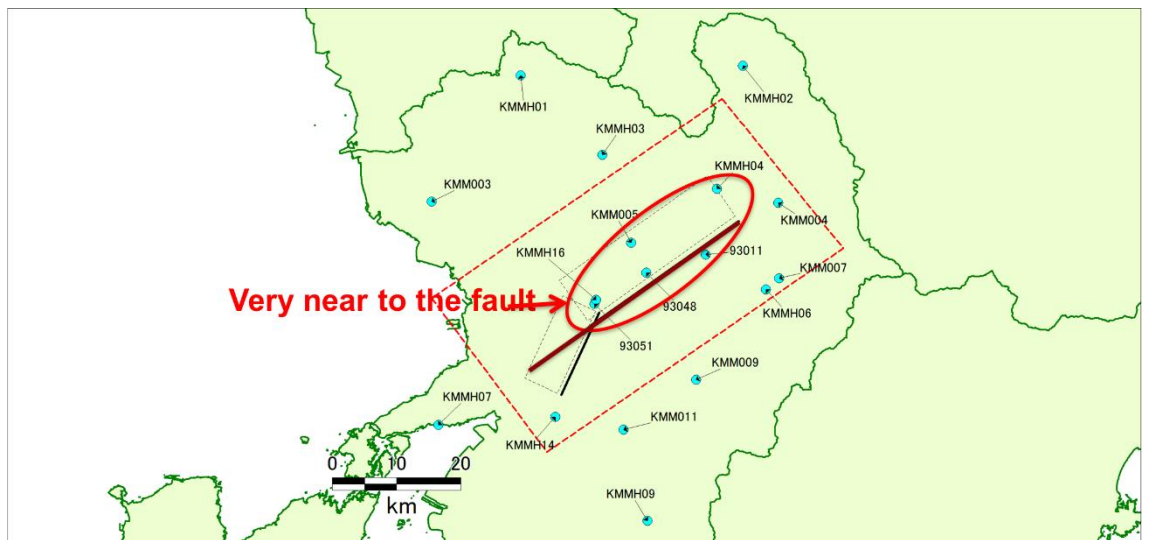


図 3.44 地震動比較のための観測点位置 (青丸) と単純化された断層モデル地表投影 (太赤線)。長方形の赤鎖線の内側の観測点は断層近傍である。丸い赤線の内側の観測点は断層極近傍とみなされる。黒鎖線は布田川 (より大きい長方形) と日奈久断層 (より小さい長方形) の実際の断層の地表投影を示す。

(1) 断層変位

断層変位は、地表破壊による断層すべり、すなわち、自由表面での段差 (オフセット)、として定義される。本研究で用いられる観測断層変位は Shirahama *et al.* (2016) によるもので、彼らは、地震によって生成されたコサイスマミックな破壊を地図上に描き、断層変位を測定するために、本震の発生したその日に現地調査を行った。この地震は主断層で約 34 km に渡って地表を破壊した。地表破壊は布田川断層の東部と日奈久断層の北端部に現れた。断層変位の最大の段差は布田川断層で最大で 2 m となっていた。

図 3.45、図 3.46、そして図 3.47 は、モデル 14 (すべり角 220°)、モデル 15 (すべり角 230°)、モデル 16 (すべり角 240°) から得られた断層変位と布田川断層における観測断層変位との比較を示す。これらの図で、断層極近傍観測点 (93048, 93051, KMMH16, および 93011) で観測された加速度地震動の 2 回積分より得られた永久変位もまた参考として断層トレースに投影されプロットされている。これらの永久変位は断層変位ではなく、実際には最終の地盤変形に帰せられるものであることに注意する必要がある。しかし、それらは断層のすぐ近くであるから、これらの最終変位は、片面断層の地表破壊の成分 (dislocation, 食い違い) を示しているの、片面の断層変位の振幅を提供しているのであろう。

最初に、我々は図 3.45 で示される観測された断層変位 (地表破壊でのすべり) および断層極近傍域での永久変位を評価する。断層極近傍域での永久変位は地盤変形と地表破壊の片面の食い違い (dislocation) を満足すると考えると、傾斜断層での永久変位は恐らく断層変位より小さい、少なくとも断層を取り巻く弾性変形の完全開放をもつ断層においてはそうなるであろう。純粋に対称な垂直断層 (ここでは地震研究の場合ではない) では、永久変位は地表破壊のすべりの半分 (半分の断層変位) の大雑把な測定を提供し、そのとき断層変位は (すべり) は永久地震動変位のおおよそ倍であることが期待される。この一般的な期待は完全には満足されない、特に観測点 93048 や 93051 での垂直変位では成り立たない。観測点 93048 における垂直成分は非常に高く 2 m に達する。しかし、断層変位の観測 (計測) された垂直成分は断層のこの領域ではほぼゼロである。これらの観測は期待とは確かに不一致でありさらなる研究を必要とする。観測点 93051 や KMMH16 の場合には、永久変位は観測されたのとほぼ同じ振幅となっており、後でシミュレーションの結果で述べられる。

モデル 14 (図 3.45) からの合成された断層変位と観測との比較は平行 (横方向) 成分 (赤線) に対しては非常に良いが、垂直成分 (緑線) では良くない。なぜなら合成された変位は約 1 m の垂直断層変位を予測しているところで広範囲の地域で測定はほぼゼロになっている。合計 (トータル) の合成された断層変位 (黒線) は Shirahama *et al.* (2016) の推定された合計断層変位 (オレンジ線) より大きくなっている。観測された断層変位の正断層成分は報告されていないが、合成された変位 (青線) は布田川断層の破壊域に沿って約 0.5 m と推定している。合成された地表破壊の合計の範囲は観測と一致している。

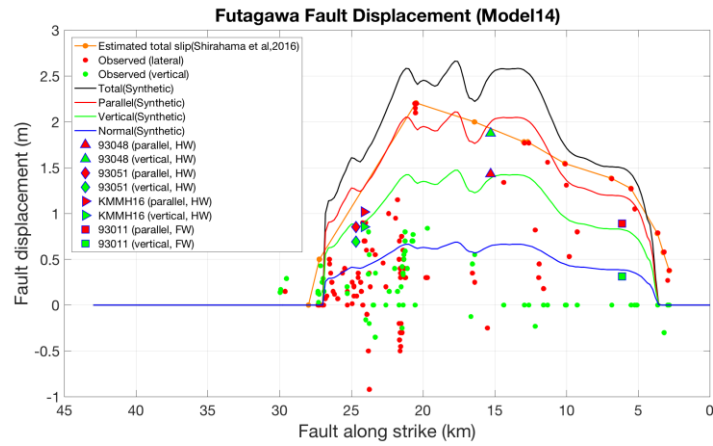


図 3.45 すべり角 220° をもつモデル 14 から得られた断層変位（トータル、平行成分、正断層成分、および上下動成分）と布田川断層における Shirahama *et al.* (2016) により報告された観測断層変位との比較。

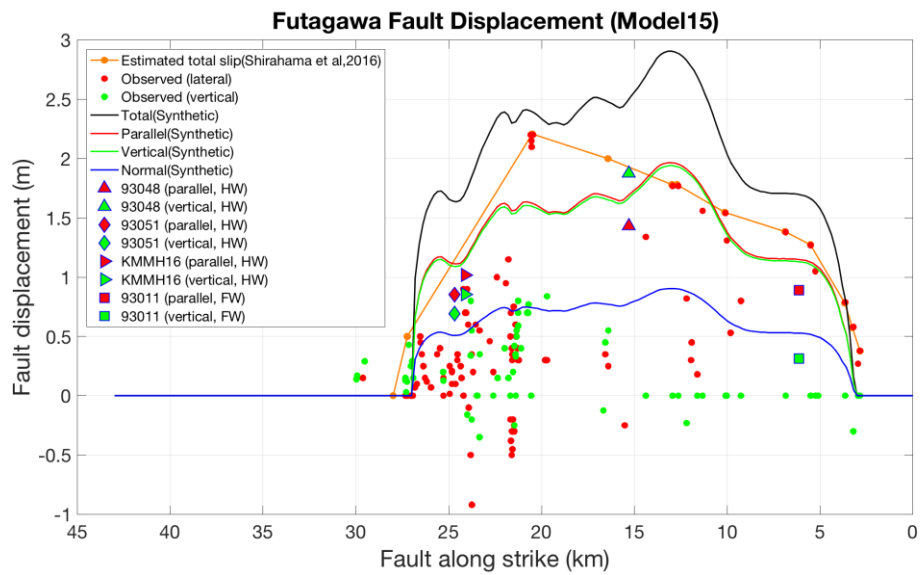


図 3.46 すべり角 230° をもつモデル 15 から得られた断層変位（トータル、平行成分、正断層成分、および上下動成分）と図 3.34 で述べられた観測断層変位との比較。

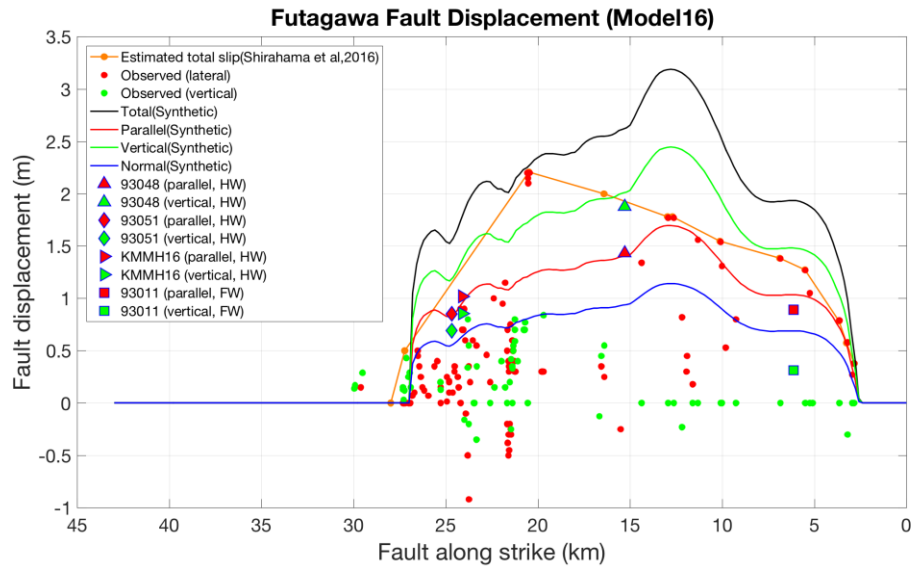


図 3.47 すべり角 240° をもつモデル 16 から得られた断層変位（トータル、平行成分、正断層成分、および上下動成分）と図 3.34 で述べられた観測断層変位との比較。

(2) 速度および変位の地震動

三つのモデル（モデル 14、モデル 15、およびモデル 16）の合成された速度および変位震動が図 3.34 に示されるすべての観測点で観測と比較される。地震動は 0.1 Hz の遮断周波数で低周波通過フィルターされている。本項では、断層極近傍域観測点の内上盤側（93048、KMMH16）と下盤側（93011）および断層から遠い 2 つの観測点 KMMH01 と KMMH02 が示される。すべての観測点での比較は Appendix A に示される。

(i) 断層極近傍

観測点 93048（西原村）における比較（図 3.48）では、「フリリング」効果として知られる断層破壊が地表まで伸びたとき、地盤地表の段差（offset）発生に主として起因する長周期速度パルスは三つのモデルによって良く再現される。永久変位振幅に関しては、モデル 16 が南北（NS）および上下（UD）成分の観測データに良く一致する。しかし、東西（EW）成分はモデル 14 が良く一致する。

観測点 KMMH16（益城町 KiK-net、図 3.49）では、モデル 15 が 3 成分の変位が良く一致するが、速度パルスはあまり再現されない。

下盤に位置する観測点 93011（南阿蘇村河陽）に対しては、「フリリング」効果に起因する速度パルスはまた NS および EW 成分に対しては三つのモデルによって良く再生される、そしてより良い一致はモデル 14 で与えられる。EW 成分は三つのモデルのどれもあまりよくモデル化されない。

要約すると、すべての観測点でのデータに良く一致する単一のベストモデルはない。運動学的震源インバージョンによって推定されたすべり角の不均質性により、各モデルは観測点の位置により観測地震動に一致したりしなかったりする。モデル 16

は観測点 93048 によく一致し、モデル 15 は KMMH16 によく一致し、そしてモデル 14 は観測点 93011 に良く一致する。単一のモデルですべての観測点を一致させるために、これらの結果は不均質な分布が必要であろうことを示唆している。

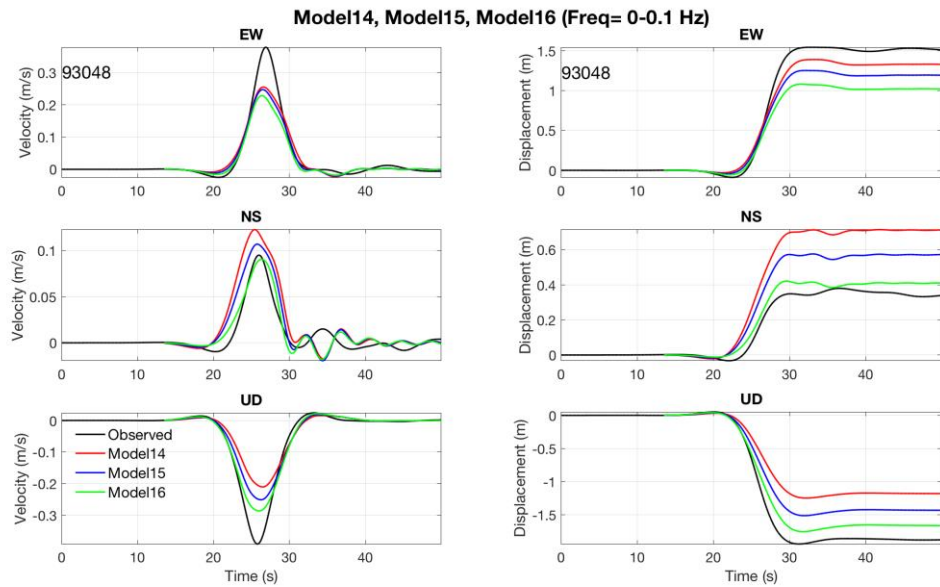


図 3.48 モデル 14 (すべり角 220°)、モデル 15 (すべり角 230°)、およびモデル 16 (すべり角 240°) からの 3 成分の速度および変位震動と上盤側の断層極近傍に位置する観測点 93048 (西原村) での観測記録との比較。

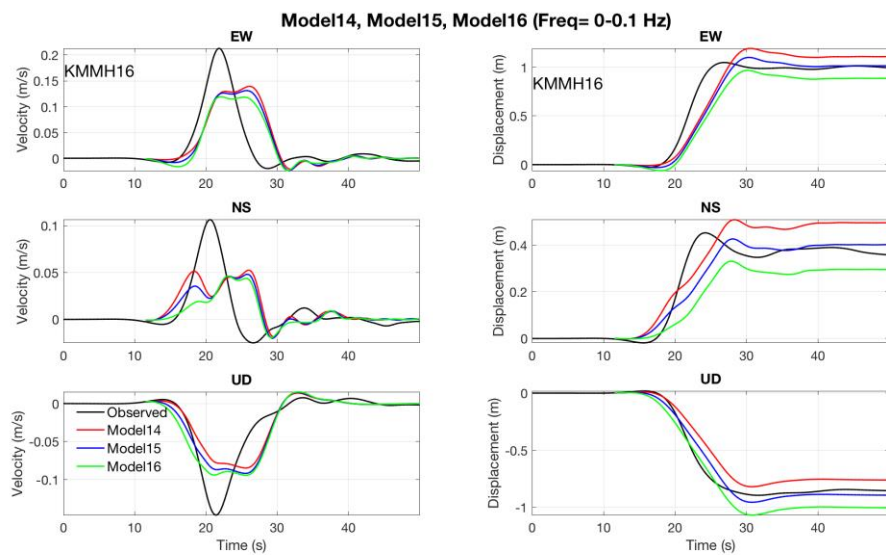


図 3.49 モデル 14 (すべり角 220°)、モデル 15 (すべり角 230°)、およびモデル 16 (すべり角 240°) からの 3 成分の速度および変位震動と上盤側の断層極近傍に位置する観測点 KMMH16 (益城町 KiK-net 観測点) での観測記録との比較。

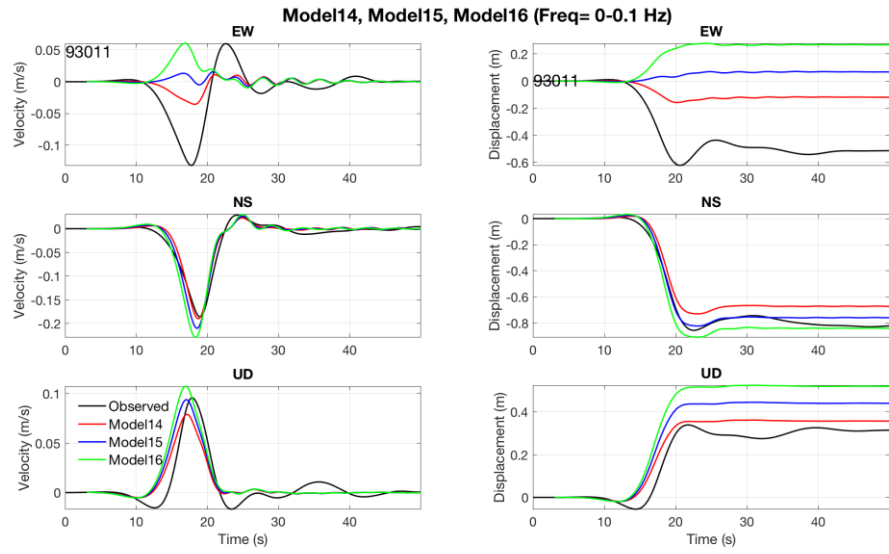


図 3.50 モデル 14 (すべり角 220°)、モデル 15 (すべり角 230°)、およびモデル 16 (すべり角 240°) からの 3 成分の速度および変位震動と下盤側の断層極近傍に位置する観測点 93011 (南阿蘇村河陽) での観測記録との比較。

(ii)遠距離観測点

図 3.51 (観測点 KMMH01) と図 3.52 (観測点 KMMH02) は遠距離観測点における地震動との比較を示す。全体として、これらの観測点での速度や変位の地震動は三つのモデルとも観測に一致している。三つのモデル間の違いは顕著ではない。このことは遠距離ではすべり角効果はマイナーであることを示唆している。

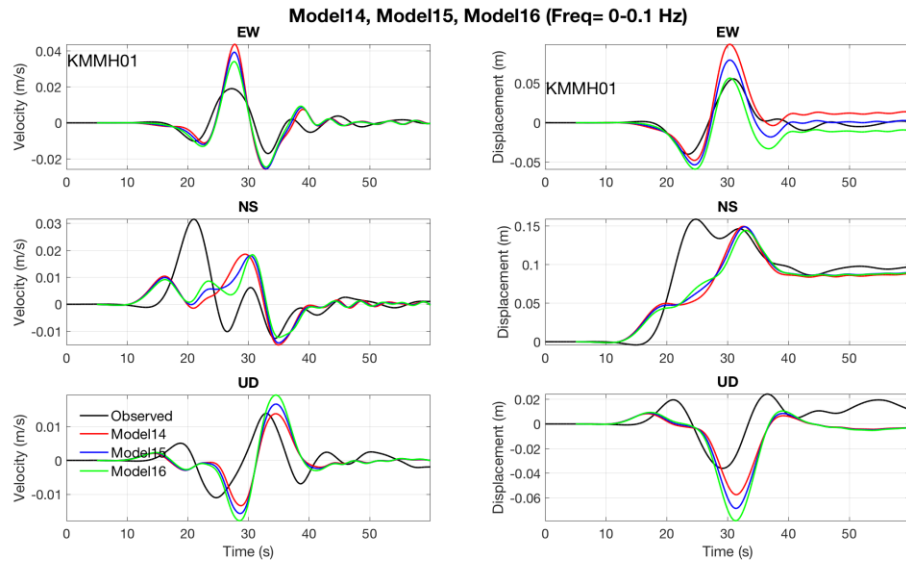


図 3.51 モデル 14 (すべり角 220°)、モデル 15 (すべり角 230°)、およびモデル 16 (すべり角 240°) からの 3 成分の速度および変位震動と遠距離に位置する観測点 KMMH01 (鹿北) での観測記録との比較。

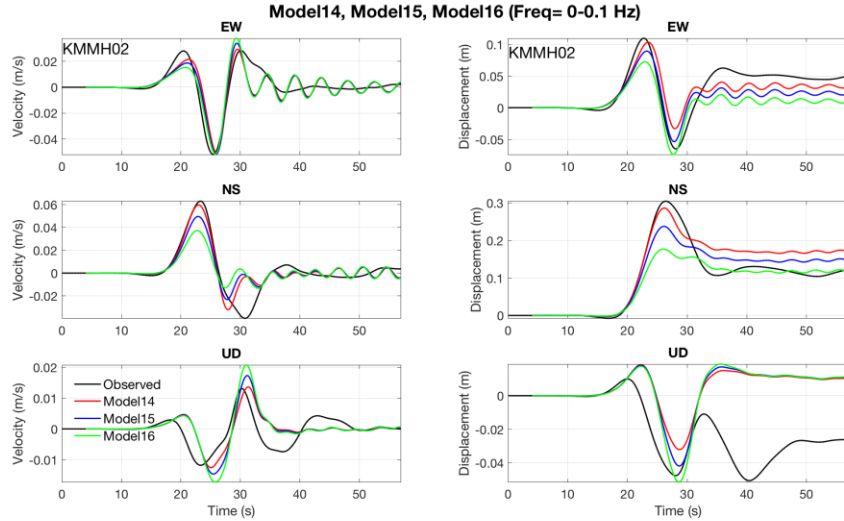


図 3.52 モデル 14 (すべり角 220°)、モデル 15 (すべり角 230°)、およびモデル 16 (すべり角 240°) からの 3 成分の速度および変位震動と遠距離に位置する観測点 KMMH02 (小国) での観測記録との比較。

3.2.4. 潜在 対 地表破壊

(1) 永久変位 (地盤変形)

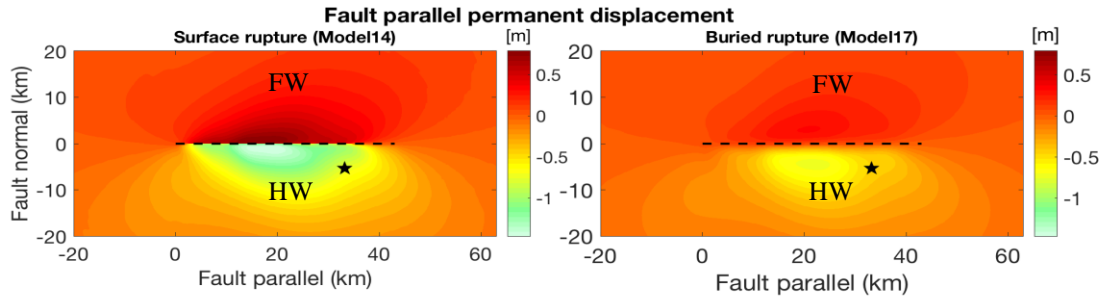


図 3.53 地表破壊モデル 14 (左図) と潜在破壊モデル 17 (右図) からの永久変位の断層平行成分。黒星は震央、HW は上盤側、FW は下盤側。

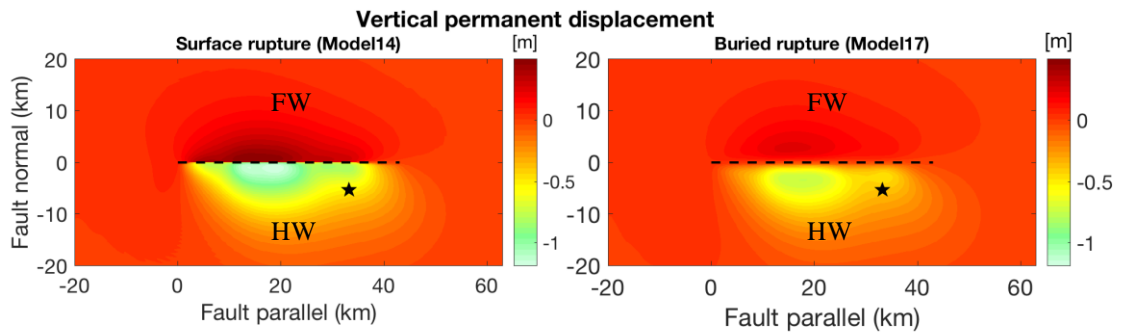


図 3.54 地表破壊モデル 14 (左図) と潜在破壊モデル 17 (右図) からの永久変位の断層の上下成分。黒星は震央、HW は上盤側、FW は下盤側。

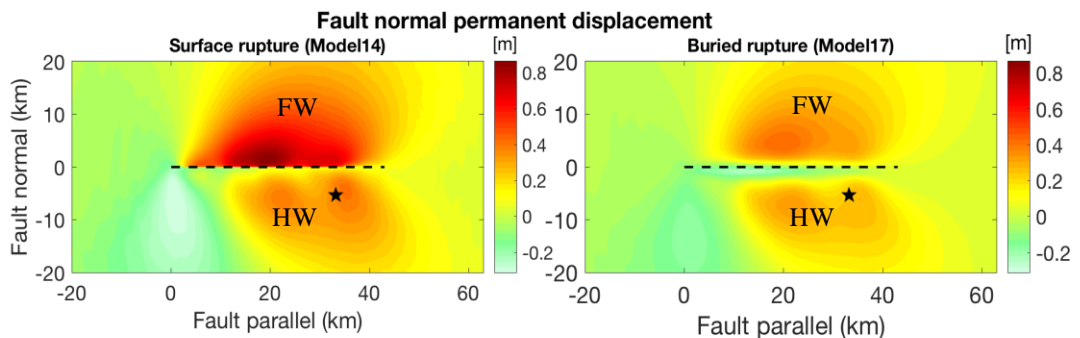


図 3.55 地表破壊モデル 14 (左図) と潜在破壊モデル 17 (右図) からの永久変位の断層直交成分。黒星は震央、HW は上盤側、FW は下盤側。

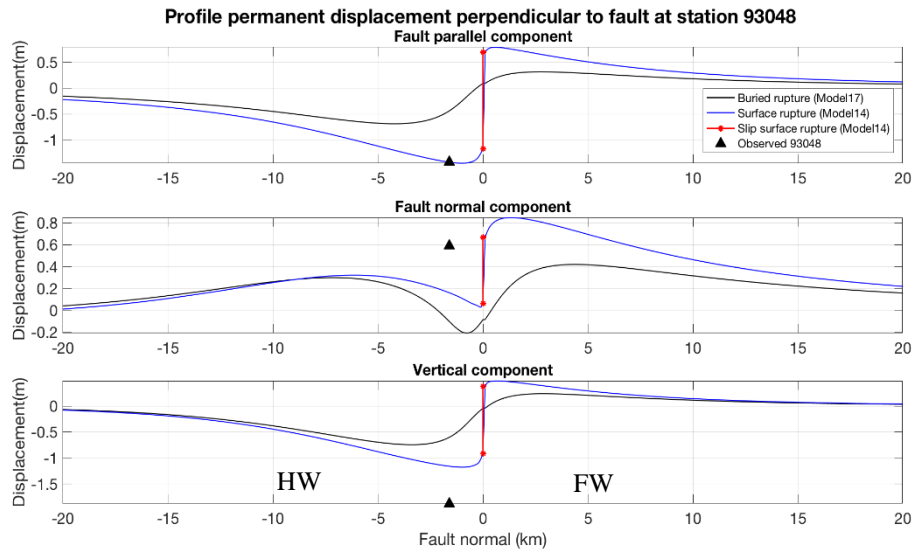


図 3.56 断層に直交で観測点 93048 を横断する断面での永久変位の三成分（上図は断層平行成分、中図は断層直交成分、下図は上下成分）。赤線は断層変位（地表破壊でのすべり）そして黒星は観測点 93048 での観測された永久変位。HW は上盤そして FW は下盤。

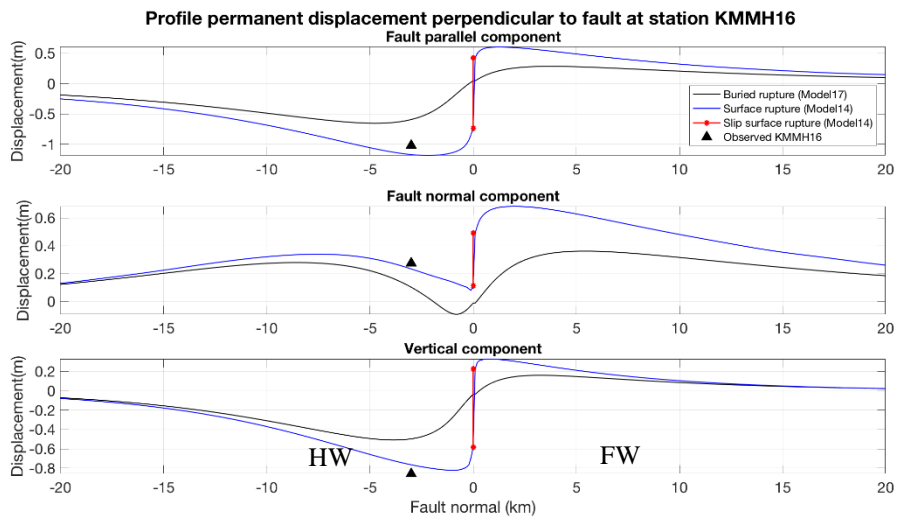


図 3.57 断層に直交で観測点 KMMH16 を横断する断面での永久変位の三成分（上図は断層平行成分、中図は断層直交成分、下図は上下成分）。赤線は断層変位（地表破壊でのすべり）そして黒星は観測点 KMMH16 での観測された永久変位。HW は上盤そして FW は下盤。

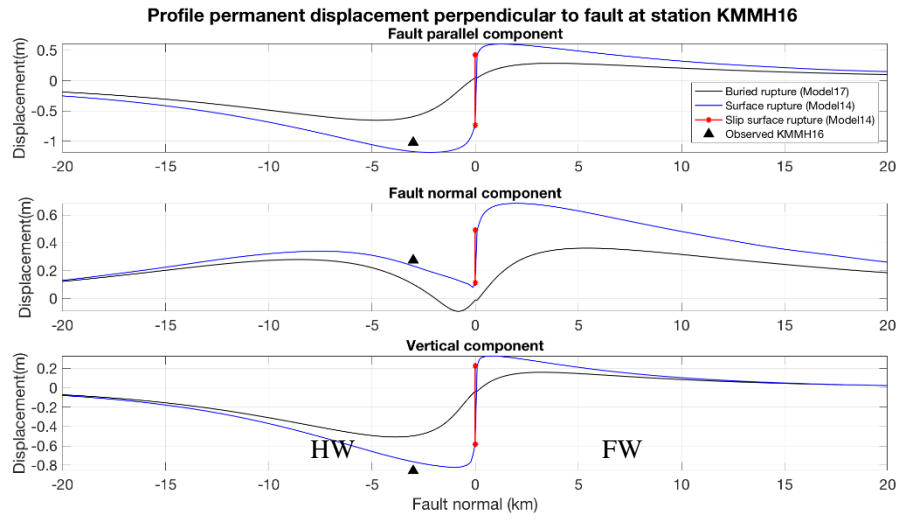


図 3.58 断層に直交で観測点 93011 を横断する断面での永久変位の三成分（上図は断層平行成分、中図は断層直交成分、下図は上下成分）。赤線は断層変位（地表破壊でのすべり）そして黒星は観測点 93011 での観測された永久変位。HW は上盤そして FW は下盤。

(2) 地震動

地表破壊モデル（モデル 14）と潜在破壊モデル（モデル 17）によって生成された合成速度および変位震動はそれらの間の比較、および図 3.44 に示されるすべての観測点での観測と比較される。地震動は 0.1 Hz の遮断周波数で低周波通過フィルターを通される。この節では、断層極近傍の 2 つの上盤側観測点（93048、KMMH16）、下盤側観測点（93011）および 2 つの遠距離観測点 KMMH01 と KMMH02 で、合成と観測地震動が比較される。すべての観測点での比較は Appendix B で示される。

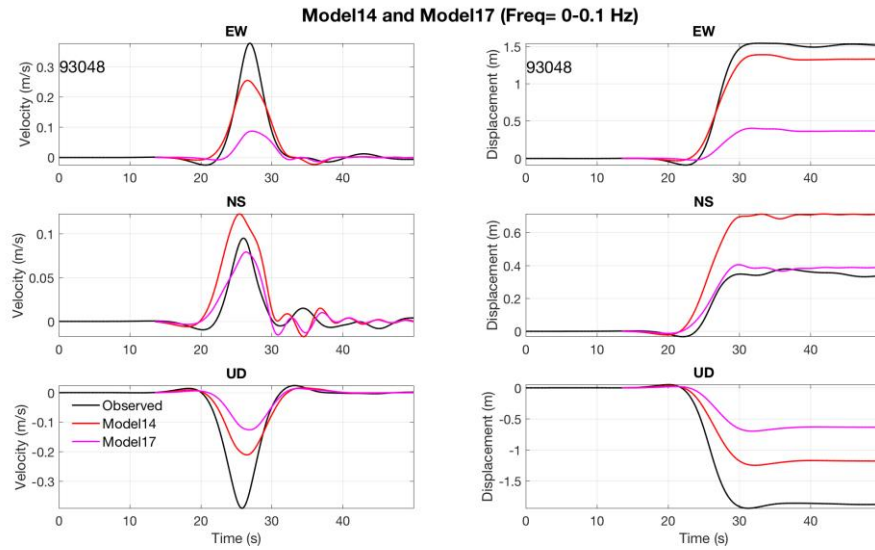


図 3.59 地表破壊モデル（モデル 14）と潜在破壊モデル（モデル 17）によって生成された 3 成分合成速度および変位震動と断層極近傍の上盤側観測点 93048（西原村）での観測記録との比較。

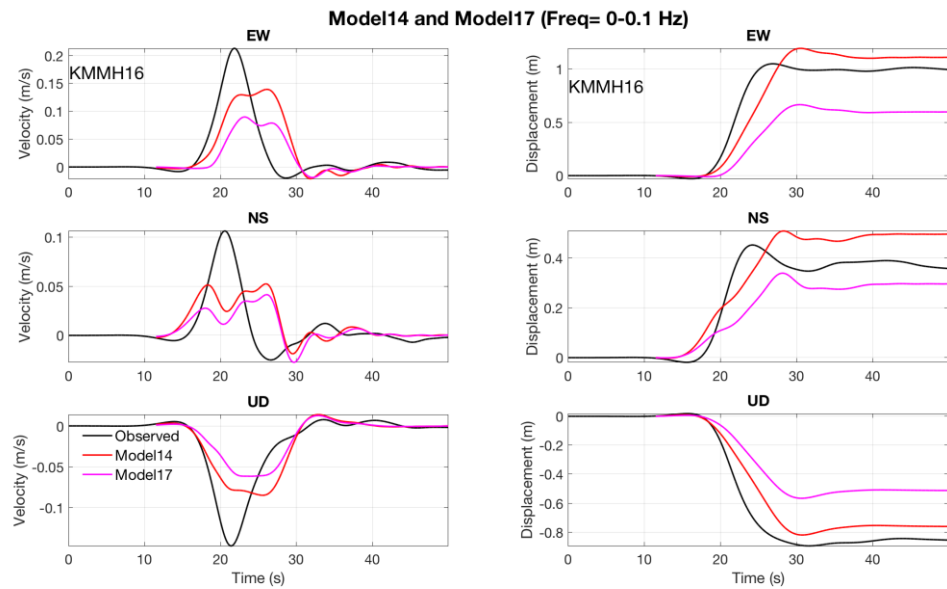


図 3.60 地表破壊モデル（モデル 14）と潜在破壊モデル（モデル 17）によって生成された 3 成分合成速度および変位震動と断層極近傍の上盤側観測点 KMMH16（益城町 KiK-net）での観測記録との比較。

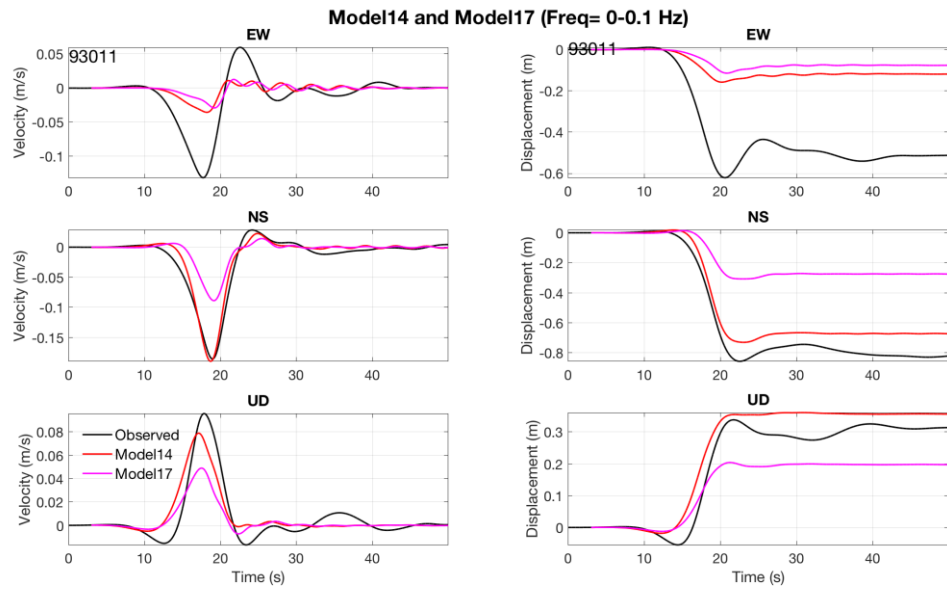


図 3.61 地表破壊モデル（モデル 14）と潜在破壊モデル（モデル 17）によって生成された 3 成分合成速度および変位震動と断層極近傍の下盤側観測点 93011（南阿蘇村河陽）での観測記録との比較。

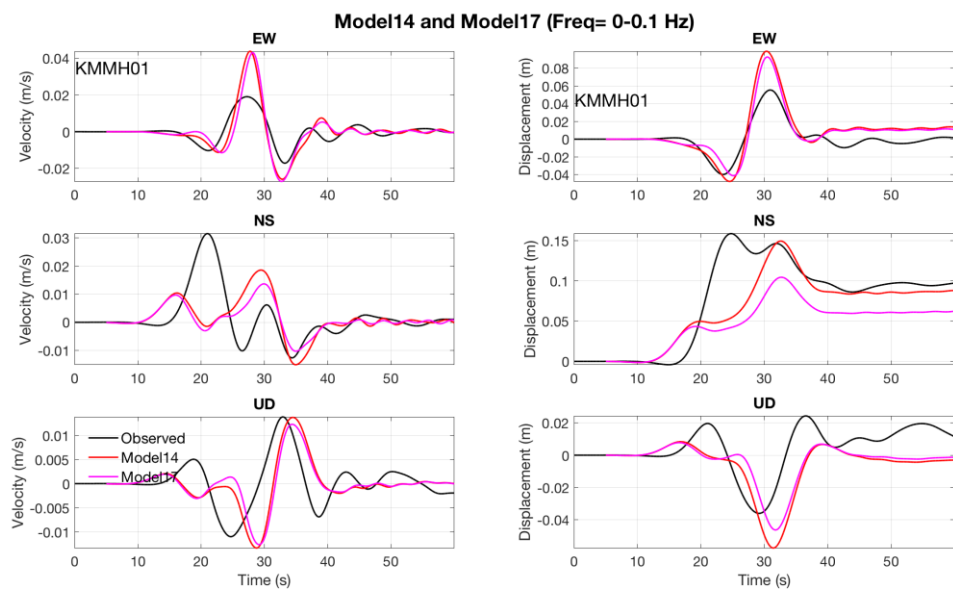


図 3.62 地表破壊モデル（モデル 14）と潜在破壊モデル（モデル 17）によって生成された 3 成分の合成速度・変位震動と遠距離観測点 KMMH01（鹿北）での観測記録との比較。

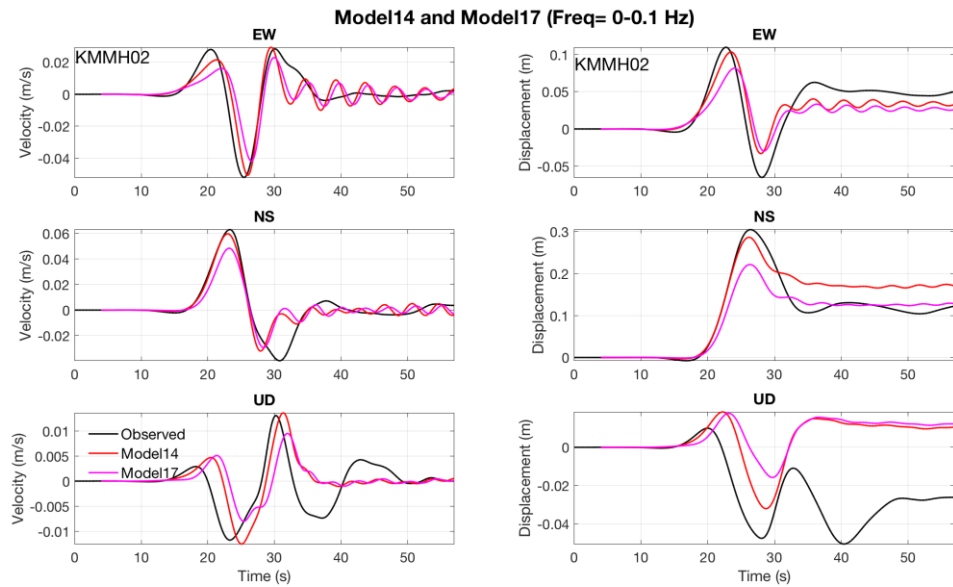


図 3.63 地表破壊モデル（モデル 14）と潜在破壊モデル（モデル 17）によって生成された 3 成分の合成速度・変位震動と遠距離観測点 KMMH02（小国）での観測記録との比較。

3.2.5. 動力学的破壊モデル

2016年熊本地震の動力学的特性の解明のため、断層面全体を布田川断層の走向・傾斜に合わせて単純化した断層面を仮定し、18個の動力学的破壊モデルを用いて検討を行った。動力学的破壊シミュレーションのための応力降下分布を設定する際の拘束条件として、運動学的震源インバージョンに基づく最終すべり量を用いた。具体的には、動力学的破壊シミュレーションから得られる最終すべり量が、運動学的震源インバージョン結果に基づく最終すべり量と一致するように試行錯誤的に応力降下の調整を行った。その他、動力学的破壊シミュレーションで用いる震源モデルに設定が必要な摩擦パラメータ、強度超過と臨界すべり距離も、断層変位と断層近傍で観測された地震動の再現性が向上するように試行錯誤で推定した。

本事業での推奨モデルは、布田川断層での地表破壊（断層変位）が地表踏査の断層変位に近づくことを優先して選定した。動力学的モデルの最終モデルの応力降下（動的）は、運動学的モデルから評価される応力降下（静的）の約70%となった。平均応力降下は2.4MPaで最大は16.2MPaとなった。運動学的震源インバージョンから得られるすべり角は、浅層域では不均質となっている。初期応力から決まるすべり角（220°, 230°, 240°）を有するモデルは、いくつかの断層極近傍の観測点にとってはそれぞれが最良のモデルと言え、どの観測点の適合性を良好とするかにより、最良なモデルは異なる。例えば、観測点93048（西原村）の再現性が高い最良なモデルはすべり角240°のモデル16であり、観測点KMMH16の再現性が高い最良なモデルはすべり角230°のモデル15、観測点93011の再現性が高い最良なモデルはすべり角220°のモデル14である。地表踏査の断層変位に関しては、モデル14が最良なモデルと言える。この結果は、一つのモデルで多くの観測点の再現性を高めるためには、不均質なすべり角を有するモデルが必要であることを示唆している。

断層変位だけでなくすべり角の地震動への影響は断層の極近傍で顕著であり、断層の遠方の観測点にはあまり影響しない。

最後に、断層の極近傍で観測された加速度波形を2回積分して得られる変位波形の上下動成分の永久変位と地表踏査による断層変位の上下動成分は一致しないように見える。この点については、今後観測記録のさらなる分析や、観測記録間の不一致に対して意味のある説明ができるような物理に基づいたシミュレーションを実施するような研究が必要である。

3.3. 表層の数値解析

本事業で考える決定論的評価手法としては、以下の3つのステップによる評価を考えている。

- step1) 特性化震源モデルにより、周期 10 秒以下の観測記録が再現可能な震源モデルを構築する。
- step2) step1 で構築した特性化震源モデルの各パラメータを入力とした、動力学破壊シミュレーションを実施する。動力学破壊シミュレーションにより、震源断層のずれにより地表に現れる永久変位について評価する(step2 では、計算領域は深さ方向・水平方向ともに震源断層を含む広い計算領域を考える)。
- step3) 表層の極狭い範囲(例えば数百 m～数 Km 程度)を対象に、表層の柔らかくかつ不均質な性質を考慮し、有限要素法(FEM)に代表される数値解析手法により表層に現れる変位を評価する。

ここで、特性化震源モデルの構築(step1)および動力学シミュレーション(step2)では、震源から地表に至る強震動予測と地震基盤以浅(FEM 解析領域より広く・深い範囲)での変位を計算する。動力学シミュレーションを中心とした強震動シミュレーションでは深さ方向には震源から地表まで、水平方向には断層を含む数十キロ範囲での計算となり、また岩盤の非線形性は一般的には考慮しないため強震動により地表に出現する可能性のある副断層等の断層変位の評価は対象としない。

そこで、表層の数値解析では、動力学シミュレーションによる結果として得られる地表および地表付近の変位を与条件とし、地表近傍でのずれの予測を地質構造や地盤物性の非線形性を考慮した FEM、粒子法や個別要素法等により実施する。

図 3.64 に表層の数値解析の流れを示す。ここで、本検討では表層の断層変位解析結果が、より広範囲を対象とした動力学シミュレーション結果へ与える影響は小さいものと仮定し計算結果の受け渡しは動力学シミュレーションから表層の数値解析への片方向とする。

本節「表層の数値解析」では、以下を実施する。

1) 横ずれ断層タイプの検討 1

物性のバラツキを考慮した感度解析を実施する。

2) 横ずれ断層タイプの検討 2

横ずれ断層に対し、本事業で考慮する step1～3 の一連の流れを考慮した断層面を境界に比較的広い範囲での解析を実施する。

3) 個別要素法による 3 次元解析

横ずれ断層およびその近傍の局所的な変位・変形の再現性を確認するため、実験結果に対し個別要素法による比較解析を実施する。

以下に上記内容について示す。

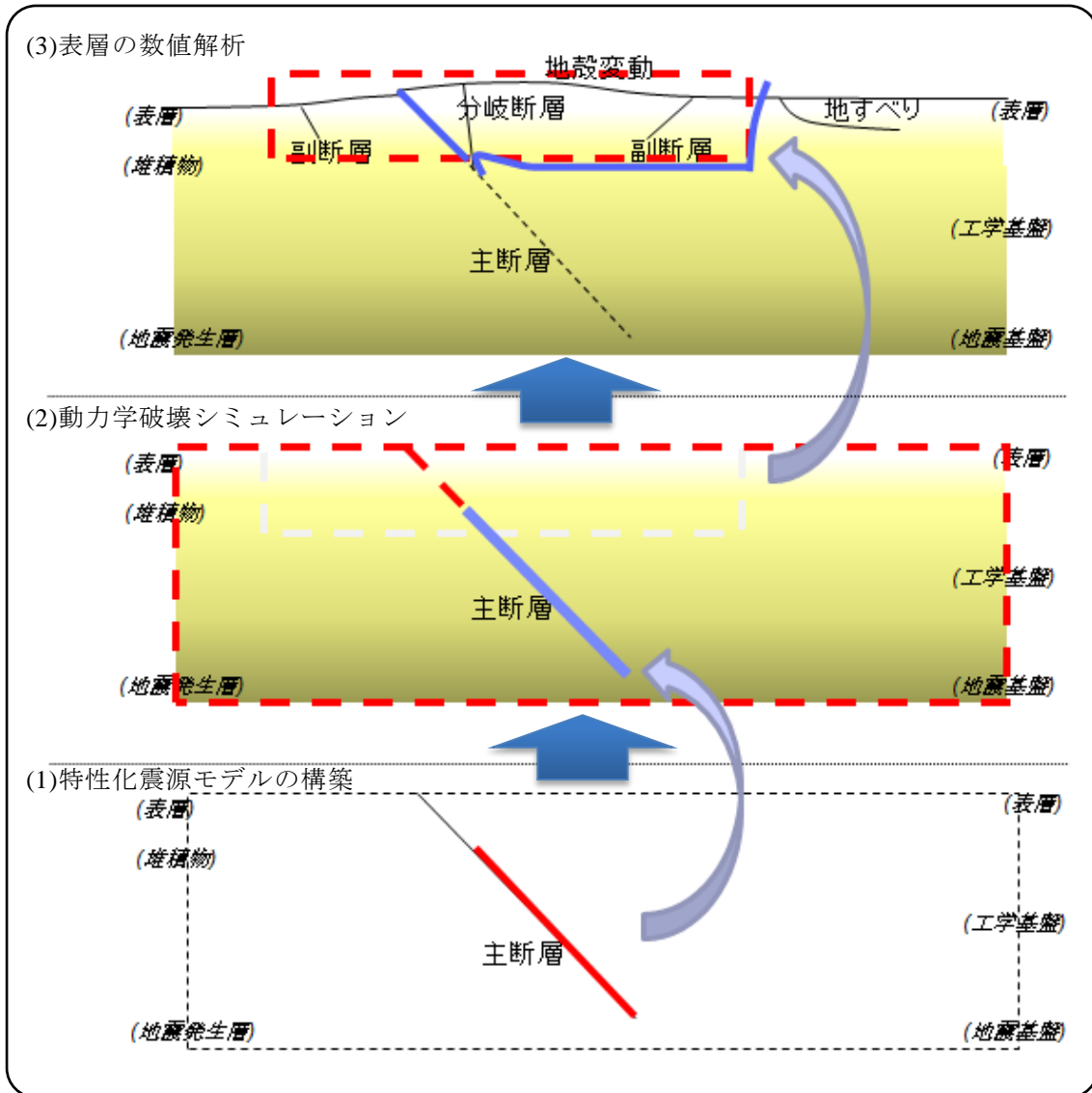


図 3.64 表層の数値解析の流れ

3.3.1. 横ずれ断層タイプの検討 1(2016 年熊本地震(Mj7.3))

ここでは、2016 年熊本地震(Mj7.3)を念頭に、平成 28 年度事業での解析モデルを基本に各層の断層面を含む地盤物性・地層構造の不均一性に着目した感度解析を行う。

本事業では、表層に出現する断層の検討手順として、

- (1)特性化震源モデルの構築による、震源断層の挙動再現
- (2)動力学破壊シミュレーションによる地表の永久変位計算
- (3)地層や標高、地盤の非線形を考慮した表層の数値解析

を想定している。ここでは平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討)事業報告書(以下“平成 28 年度・断層変位評価手法の検討事業報告書”という)を参考に、上記(1)、(2)について以下の方針で検討を実施した。

- (1)既往の震源インバージョン結果から、断層面上のすべり分布を取得する
- (2)上記(1)の断層面上のすべり分布を基に Wang *et al.*(2003)による変位計算を実施する。
- (3)上記(2)の変位を境界条件とし、表層の数値解析の実施。

3.3.1.1. 解析モデル

(1) Wang *et al.*(2003)による変位計算

図 3.65 に熊本地震を対象とした計算実施時の Wang *et al.*(2003)による変位計算範囲を示す。図中の緑線の領域は、表層の数値解析の解析領域を示す。解析領域は、本事業で実施の福原地区を対象としたピット調査を踏まえ、その周辺を選択した。

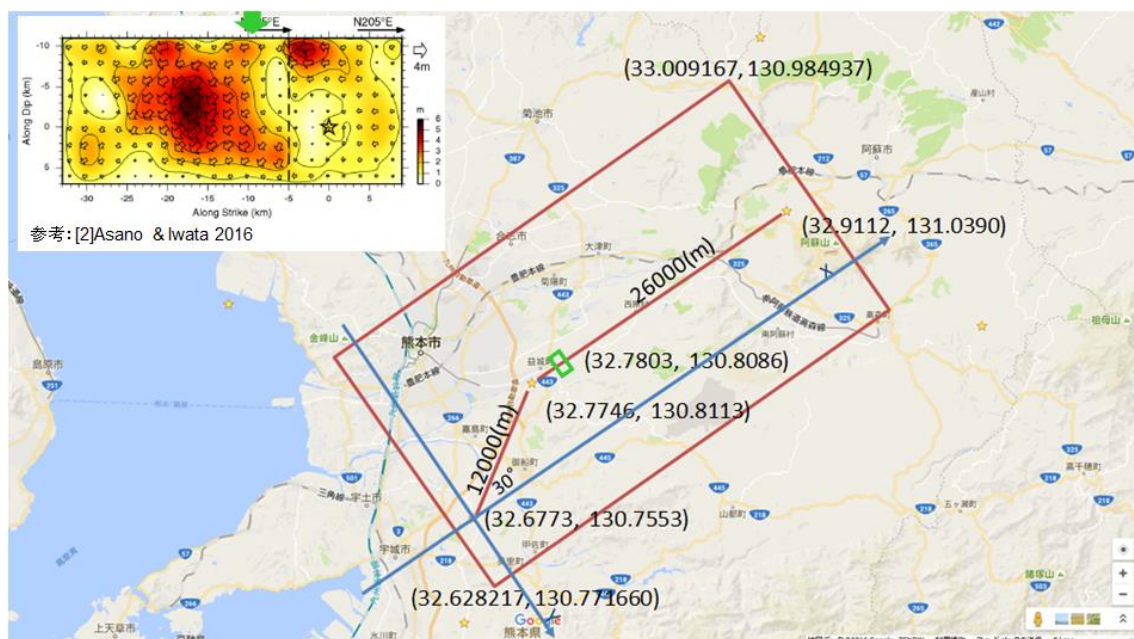


図 3.65 震源インバージョン結果(図左上)と Wang *et al.*(2003)による変位計算領域

(2) 解析モデル

図 3.66 に解析モデルを示す。モデル化対象の計算領域は、以下方針にて設定した。

- ① 計算領域のうち、鉛直方向は Asano & Iwata (2016)による震源インバージョンで仮定した断層面上端深さが約 2.9km であることから、この上端を含む領域まで確保した。また、深さ方向 2.9km を包含するように、布田川断層の走向方向(x 方向)に 5km、直行する方向(y 方向)に 3km、鉛直方向(z 方向)に 3km の領域とした。
- ② 断層面については、一平面のジョイント要素でモデル化している。今回は、動力学シミュレーション等による表層までのすべり量情報がないため、断層面は計算節点とした。
- ③ 底面および境界の yz 面については、Wang *et al.*(2003)より算出した強制変位を設定、xz 面の境界は面外方向(y 方向)の変位を拘束とした。
- ④ 計算要素に設定する物性値は、地震ハザードステーション(J-SHIS)から取得、成層構造の地盤としてモデル化した。

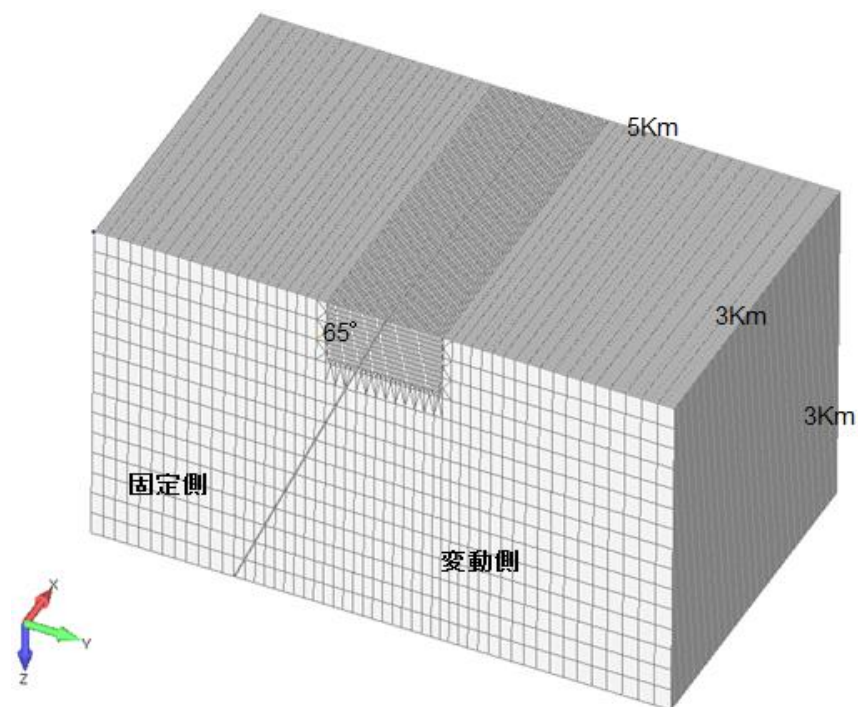


図 3.66 解析モデル

(3) 感度解析の実施

地盤物性・地層構造の不均一性に着目した感度解析を実施した。今回は、既往文献から、地盤物性を任意の変動係数の基に正規分布を仮定して設定した。以下に実施したパラメータスタディの内容を示す。また、表 3-7 に検討ケース一覧を示す。

①せん断剛性の幅についての確認

変動係数を 20%に固定し、各深度のせん断剛性の平均値を表 3-8 の値とし、せん断剛性の幅を下表 case01~case03 とした場合。

②変動係数についての確認

変動係数を既往文献(地盤工学会(2013)、澤田ら(2011))から、20%、40%とした場合(case01, case04)。

③強度の確認

強度を変化させた場合(case01, case05)。

表 3-7 検討ケース一覧

	せん断剛性の幅		変動係数 (%)	内部摩擦角 (deg)
	最大値	最小値		
case01	$G_0 + G_0 \times 0.990$	$G_0 \times 0.010$	20	35
case02	$G_0 + G_0 \times 0.999$	$G_0 \times 0.001$		
case03	$G_0 + G_0 \times 0.900$	$G_0 \times 0.100$		
case04	$G_0 + G_0 \times 0.990$	$G_0 \times 0.010$	40	30
case05			40	

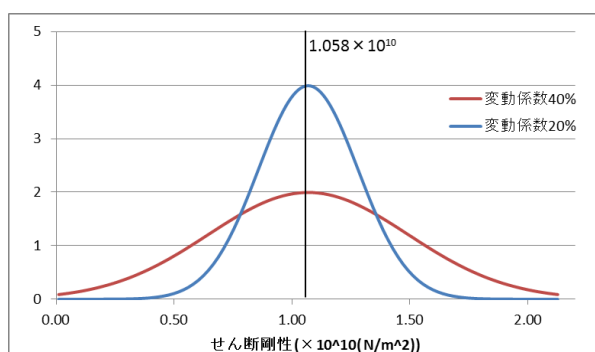


図 3.67 正規分布図

(例：せん断剛性平均 1.058×10^{10} 時の変動係数 20%, 40%)

表 3-8 に地盤物性値一覧を示す。表中のせん断剛性はせん断剛性の幅を決める際の平均値とした。また、地盤には非線形特性(Drucker-Prager 型の降伏基準)を考慮した。表 3-9 に地盤非線形特性を示す。なお、各値は西ら(1985)、地盤工学会(2011、2013)、等を参考に設定した。

断層面は、平成 28 年度・断層変位評価手法の検討事業報告書を参考にジョイント要素でモデル化した。表 3-10 に断層の物性値を示す。

表 3-8 地盤物性値一覧

深度 (m)	密度 (Kg/m ³)	ポアソン比	せん断剛性 G0 (×10 ¹⁰ N/m ²)
0~200	2,400	0.310	1.058
200~600	2,500	0.294	1.823
600~2000	2,650	0.244	2.714
2000~3000	2,700	0.248	2.940

表 3-9 物性値・地盤非線形特性

粘着力 (×10 ⁵ N/m ²)	摩擦角 (deg)
1.0	35

表 3-10 断層の物性値(ジョイント要素)

弾性係数 (×10 ⁹ N/m ²)	ポアソン比	粘着力 (×10 ⁶ N/m ²)	摩擦角 (deg)
7.0	0.33	1.0	15

(4) 境界条件

図 3.68 に Wang *et al.*(2003)によるすべり量を示す。図中左上の点線の領域が FEM の計算領域に対応する。Wang *et al.*(2003)による結果から、計算対象の領域底面と側面の変位(x,y,z 成分)を抽出し境界へ強制変位として設定した。図 3.69 に主たる変位方向となる x 方向の強制変位分布を示す。

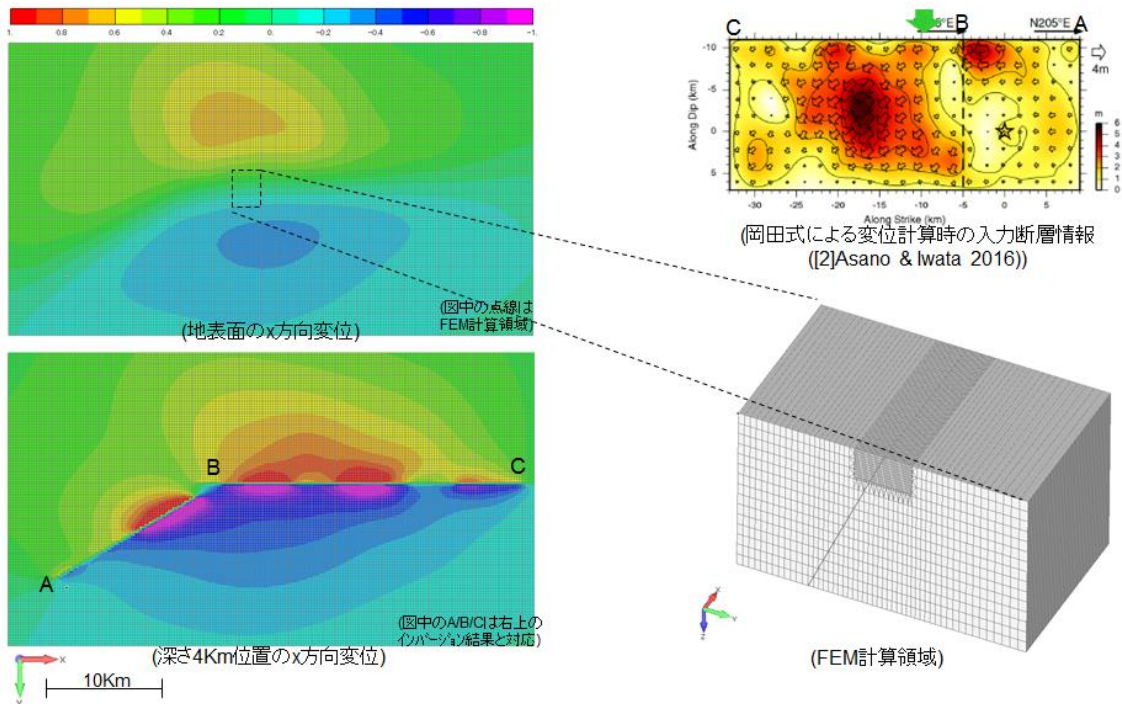


図 3.68 すべり量(Wang *et al.*(2003)による結果)

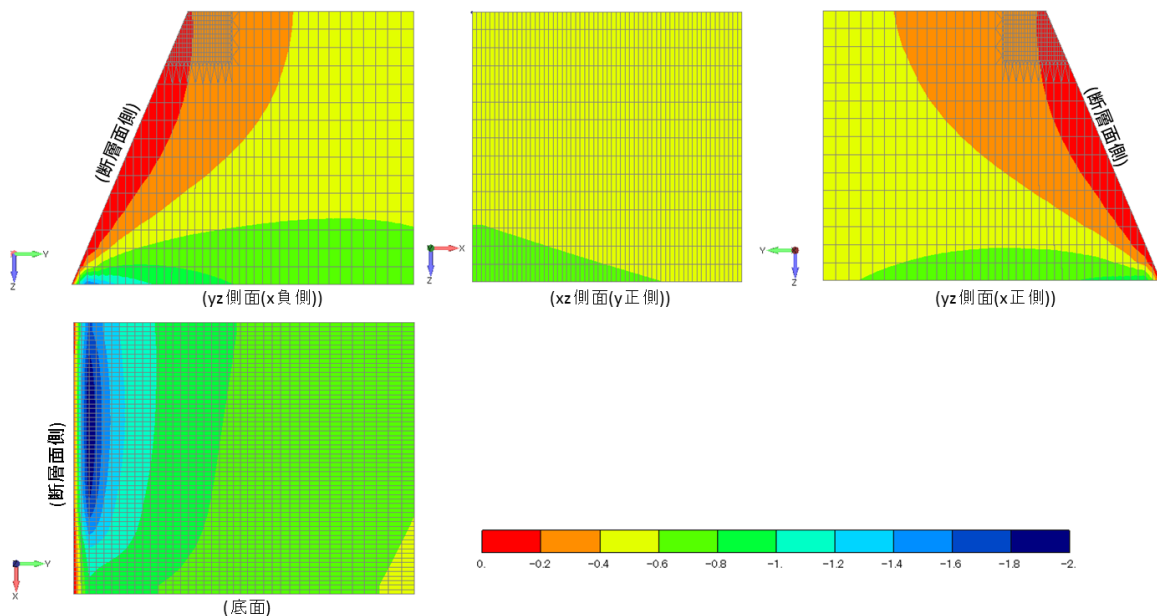


図 3.69 境界条件(x 方向強制変位分布図)

3.3.1.2. 解析結果とまとめ

図 3.70～図 3.72 に各ケースの X 方向変位及び塑性歪みの 3 次元等値面図を示す。

図 3.70 および図 3.71 から、ばらつかせたせん断剛性幅の違いおよび変動係数を変更した際の結果への顕著な違いは見られない。

地盤物性が不定の場合、今回の様に任意の分布を持つ剛性を計算領域全体に設定することがある。今回は、空間全体で正規分布を持つような剛性を設定しているが、局所的な値の違いは出るものの、剛性のバラツキが大局的な変形に対する寄与は低い。また、当然ではあるが破壊の有無については強度値の設定により相違が出てくる。

今回、空間の物性(剛性)のバラツキについて、せん断剛性幅の違いおよび変動係数を変更した際の結果への顕著な違いが見られなかったが、事業成果報告会にて外部有識者から意見があったように、これは空間全体にランダムに設定したため空間全体では平均値付近の剛性での振る舞いをしているためと考える。物性のバラツキを考える際には、サイト特性を考慮した空間的な自己相関を考慮した物性(剛性)の設定を考慮する必要があり、例えばボーリングデータ等の現地採取データを利用した物性のバラツキの考慮の仕方についての検討と適用ルールの作成が課題と考える。

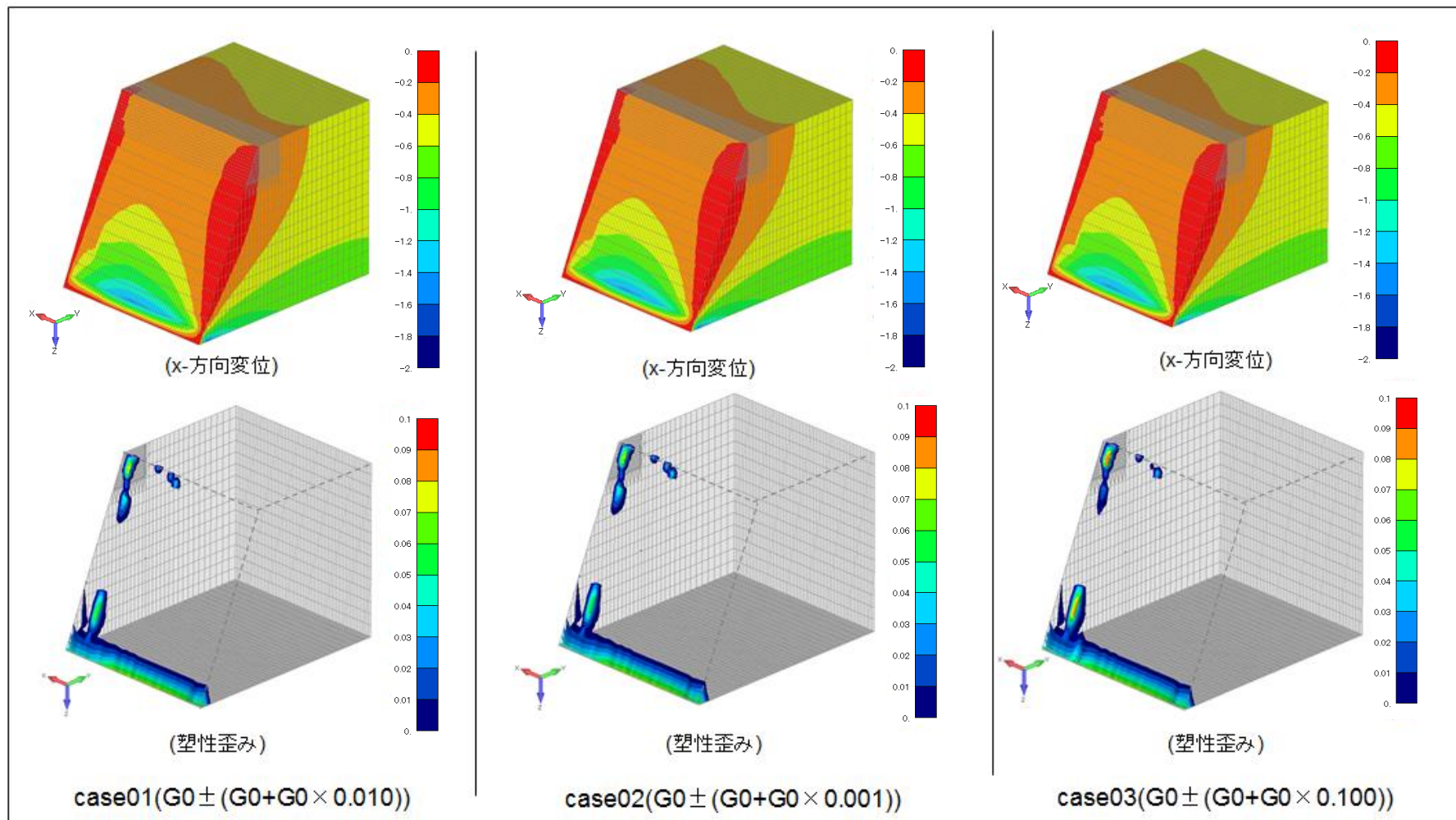


図 3.70 x 方向変位および塑性歪み 3 次元等値面図(せん断剛性の幅の比較)

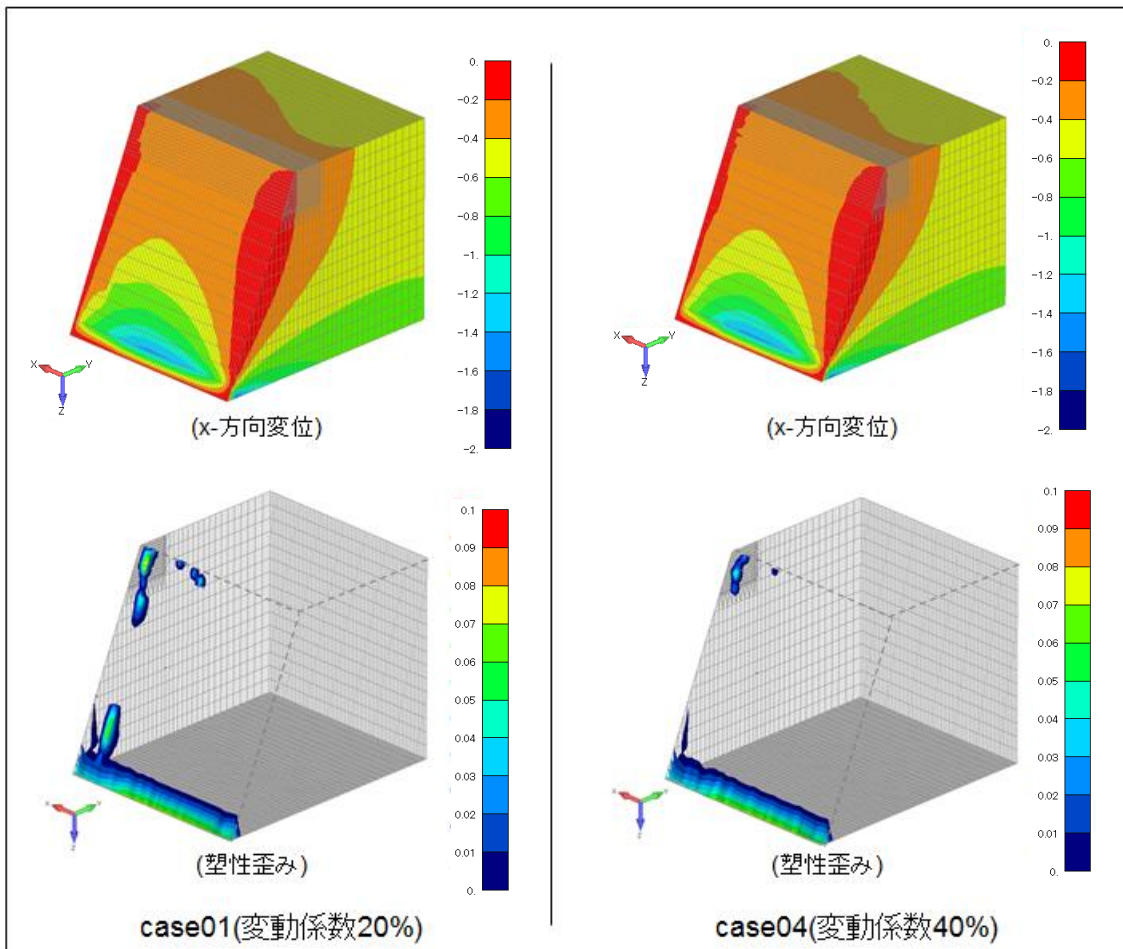


図 3.71 x 方向変位および塑性歪み 3 次元等値面図(変動係数の比較)

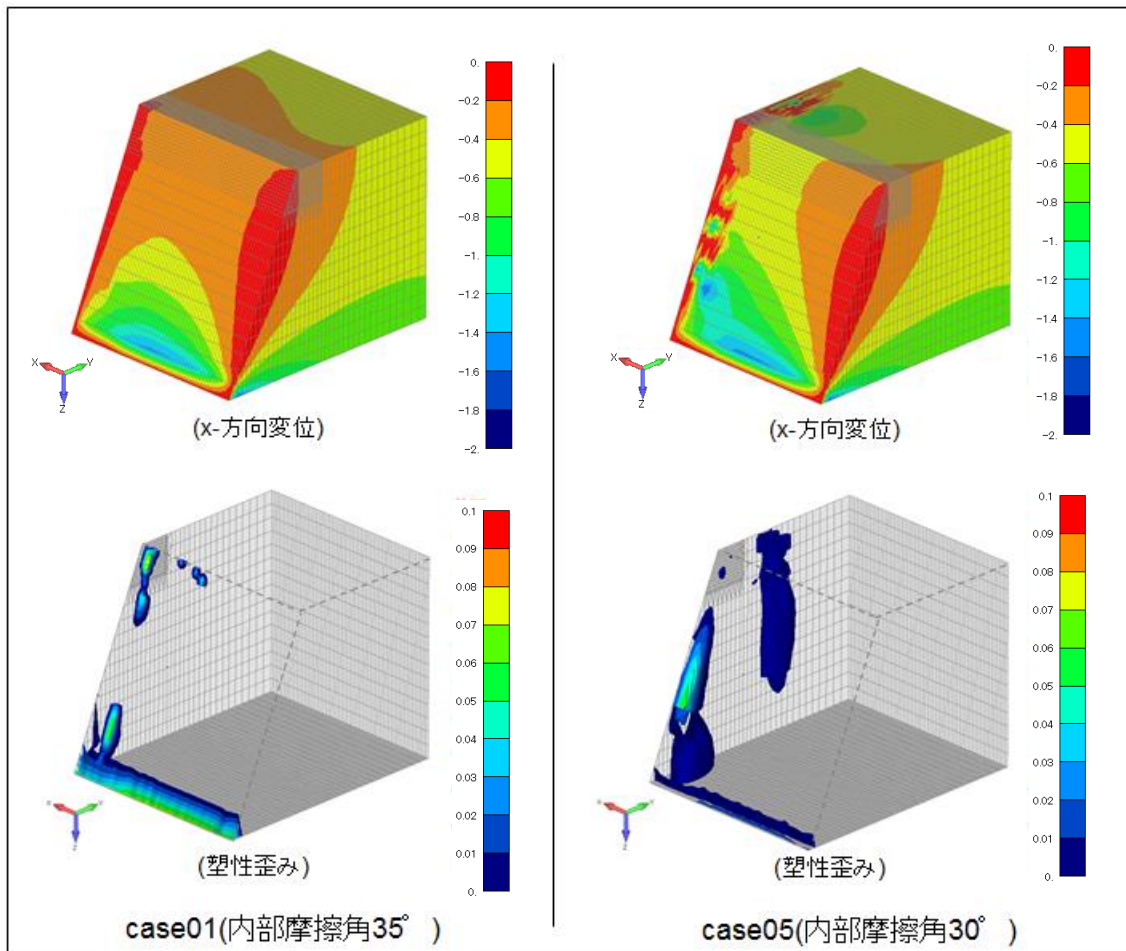


図 3.72 x 方向変位および塑性歪み 3 次元等値面図(内部摩擦角の比較)

3.3.2. 横ずれ断層タイプの検討 2(2010 年 Darfield 地震)

本事業では、表層に出現する断層の検討手順として、

- (1)特性化震源モデルの構築による、震源断層の挙動再現
- (2)動力学破壊シミュレーションによる地表の永久変位計算
- (3)地層や標高、地盤の非線形を考慮した表層の数値解析

を想定している。ここでは平成 28 年度・断層変位評価手法の検討事業報告書から、2010 年 Darfield 地震を対象とした動力学破壊シミュレーションの結果を入力データ(境界に与える強制変位)とし、表層の数値解析を実施した。

3.3.2.1. 解析モデル

- (1) 解析対象領域

ここでは、図 3.73 の Point5 周辺を対象に解析モデルを作成した。

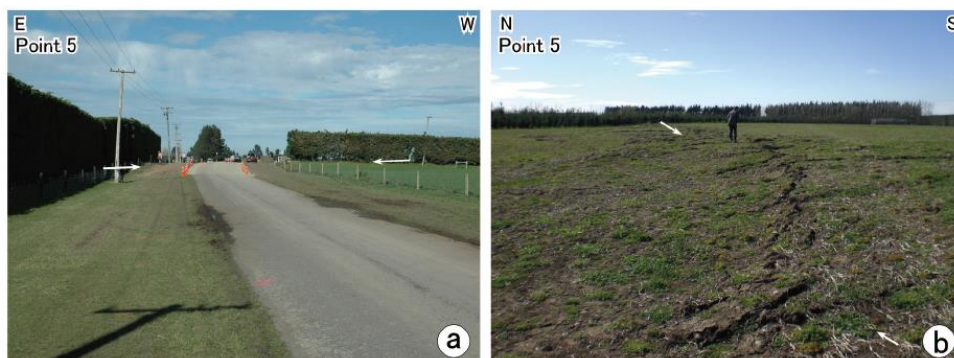
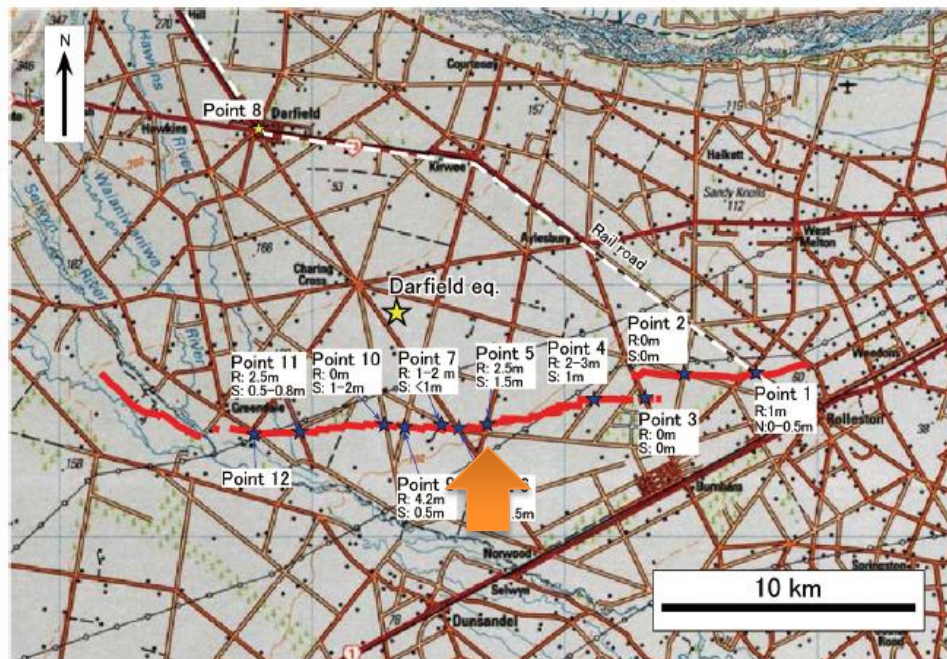


図 3.73 池田ら(2012)よりグリーンデール断層の調査地点(上段)と Point5 地点の現地写真(下段)

(2) 解析モデル

ここでは、断層面を境界に、北側を対象にモデル化した。図 3.74 に解析モデルを示す。

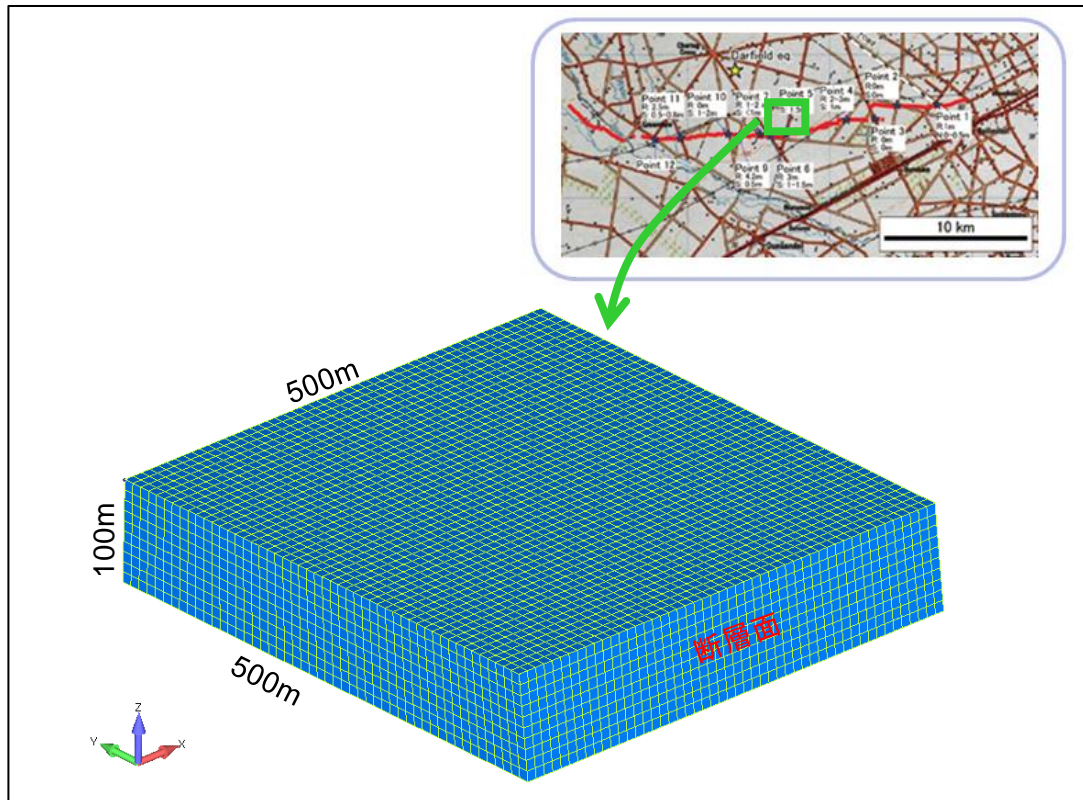


図 3.74 解析モデル

(3) 物性値

表 3-11 に地盤物性値一覧を示す。表 3-11 の値は動力学破壊シミュレーション実施時に設定した値となる。本解析では各要素のせん断剛性は表 3-11 のせん断剛性を平均値に変動係数 20%でランダムに設定した。また、地盤には非線形特性(Drucker-Prager 型の降伏基準)を考慮した。表 3-12 に地盤非線形特性を示す(設定値は地盤工学会(2013)を参考に設定した)。

表 3-11 地盤物性値一覧

密度 (Kg/m ³)	ポアソン比	せん断剛性 G0 (×10 ⁷ N/m ²)
1,600	0.1667	8.571

表 3-12 物性値・地盤非線形特性

粘着力 (×10 ⁵ N/m ²)	摩擦角 (deg)
1.0	35

(4) 境界条件

表層の断層変位数值解析で設定する境界条件の設定にあたっては、平成 28 年度・断層変位評価手法の検討事業報告書を参考に以下の手順にて設定した。

- (a) 動力学シミュレーションを実施した際の断層面の変位データを取得
- (b) 動力学シミュレーションの断層面上の最終ステップの変位データを入力とし、**Wang et al.(2003)**を使って変位を計算、FEM 境界位置の変位を抽出する。
- (c) 動力学シミュレーションによる断層面上の変位データと、(b)で抽出した FEM 領域底面、側面位置の変位データを、断層変位数值解析の境界条件として設定する。

※本年度の表層の断層変位数值解析では、動力学シミュレーションによる最終変位をインプットとした静的解析を実施している。そのため、上記 **Wang et al.(2003)**を使った変位をインプットとした場合でも、動力学シミュレーションによる最終変位のインプットとほぼ同様の変位分布の設定が可能と考えられ、上記手順による実施とした。

※計算領域の断層面底部の変位は動力学シミュレーションの結果、底面左端の変位を **Wang et al.(2003)**にて計算した変位としているため、断層面底部と底面の左端の変位が不連続になる。本計算では、底面の変位分布形状を維持したまま、断層面底部から連続的に変化するよう、底面の変位を補正した。

図 3.75 に、断層面および底面に設定の強制変位分布図を示す。境界条件は、断層面および底面に強制変位を設定した。断層面に設定する強制変位は、動力学破壊シミュレーションの結果から、FEM 側計算節点位置へ補間し設定する。また底面の変位は、断層面側辺上の動力学破壊シミュレーションから得られる変位を起点に、**Wang et al.(2003)**から求める断層面から断層面对面への変位分布になるよう設定した(断層面側の変位に対する断層面对面側変位差は、0.99 倍)。

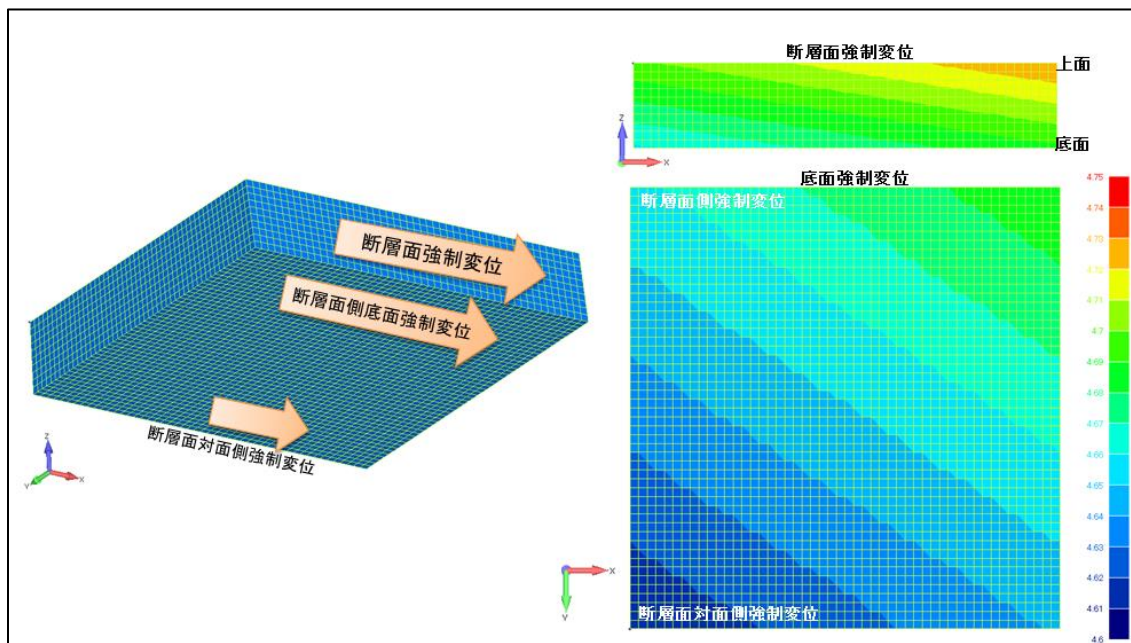


図 3.75 断層面および底面に設定の強制変位分布図

(5) 解析ケース

断層面側の変位に対する断層面对面側変位差が 0.99 倍となることから、ここでは、断層面と断層面对面の変位差をパラメータとして、以下の 2 ケース実施した。

表 3-13 解析ケース一覧

ケース名	概要
case01	断層面と断層面对面の変位差 0.99 倍
case02	断層面と断層面对面の変位差 0.50 倍

3.3.2.2. 解析結果とまとめ

図 3.76 に各ケースの変位分布図と塑性歪み分布図を示す。

今回の解析においては、境界条件の影響から相対変位の大小によらず、地表面(解析領域の上方)の破壊範囲が大きくなる傾向を示す。

本事業で考慮する決定論的な検討においては、断層自体は特性化震源モデルの構築や動力学破壊シミュレーションで、観測記録を再現するようなモデル化により考慮し、表層の数値解析では断層は境界条件として与え、その影響により周辺の変位、変形の状態を確認する。今回の解析においては、横ずれ断層に対して特性化震源モデルの構築(step1)、動力学破壊シミュレーションの実施(step2)を受けて、動力学破壊シミュレーション結果を与条件として表層の数値解析(step3)の一連流れの解析を実施し表層の破壊領域の発生について確認した。今回の解析では、境界条件の影響を受け、地表面に多くの破壊領域の発生を確認したが、実現象との整合性を踏まえた境界条件の設定については課題と考える。

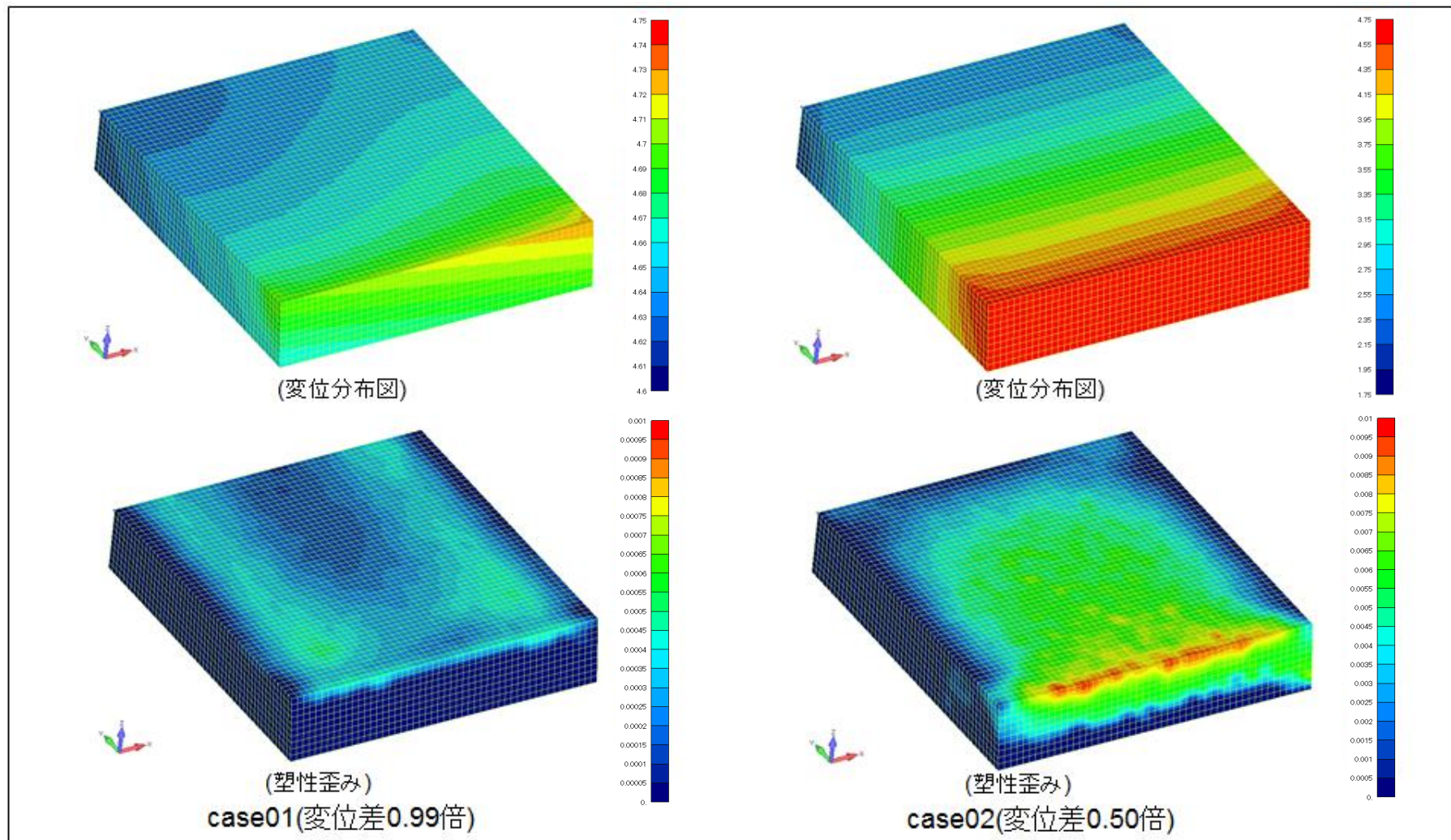


図 3.76 変位分布図および塑性歪み分布図

3.3.3. 個別要素法による 3次元解析

表層の地盤変状は変位が大きくなるため、大変形問題に適した数値解析法の採用が重要である。本項では、横ずれ断層変位によって生じる影響を数値解析で検討する上での適用性を確認するため、既往の土槽模型実験を対象とした個別要素法(dybecs)による3次元解析を実施した。

3.3.3.1. 解析対象とする土槽模型実験

電力中央研究所にて、断層変位に伴う地表変状の検討を行うための多くの実験が為されており、上田ら(1999)によって行われた横ずれ断層の土槽模型実験を解析対象とする。この実験では、砂礫層を主体とする地盤を対象として、豊浦標準砂の模型地盤を作成し、基盤に横ずれや斜めずれの断層変位を入力した際に現れる表層変状の検討を行っている。

実験で使用された密詰め層厚 100mm の豊浦標準砂の地盤条件は、土粒子密度 2630 Kg/m^3 、湿潤密度 1630 Kg/m^3 、間隙比 0.63 である。実験で使用された土槽を図 3.77 に示す。また、図 3.78 に実験結果より表層変状の進展の様子を示す。

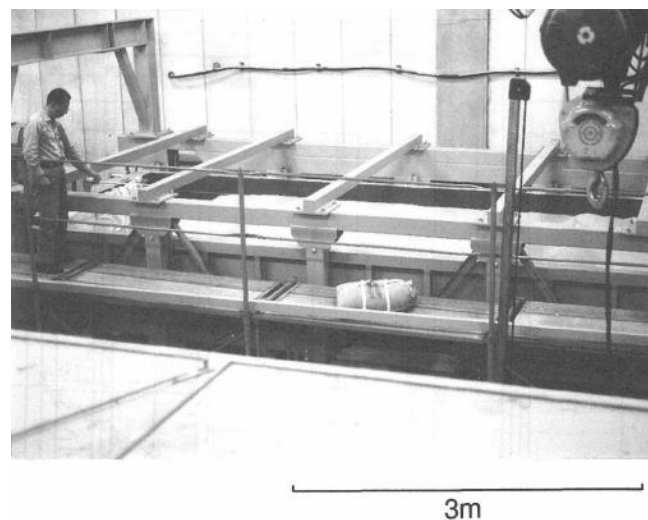


図 3.77 対象とする土槽模型実験の実験装置

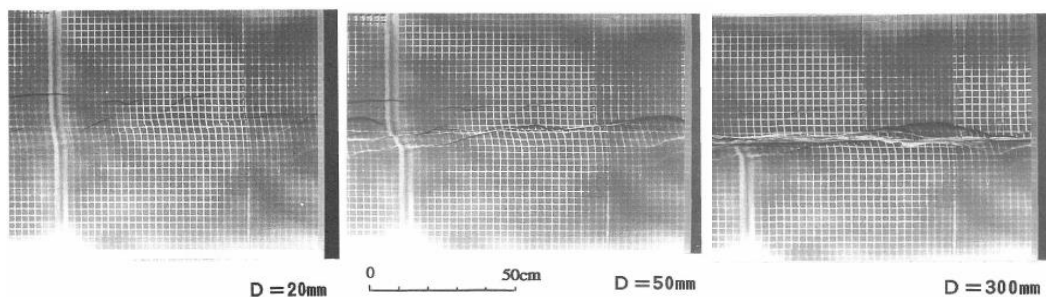


図 3.78 表層変状の進展の様子（密詰め層厚 100mm の実験ケース）

3.3.3.2. 解析モデル

上田ら(1999)の実験模型を参考に、内寸で幅 2.5m、奥行き 6.0m、土層厚 0.4m の土槽模型を作成し、重力落下式のパッキング計算を行って密詰め粒状体模型を作成した。要素の粒子径は直径 20mm、25mm、30mm の 3 粒径とし、各粒径区分の体積分率が等しくなるように粒度分布を与えた。パッキング計算では、より密とするために土層が落ち着いた後、上から平板載荷を行っており、最終的にこの地盤模型の間隙比は 0.55 となった。解析模型を図 3.79 に、実験と解析条件の比較を表 3-14 に示す。

土槽は壁面ブロックとしてモデル化し、実験で設定されている最大 500mm の断層変位を、境界条件として両側から 1/2 ずつ入力することで中央に食い違いを与えた。

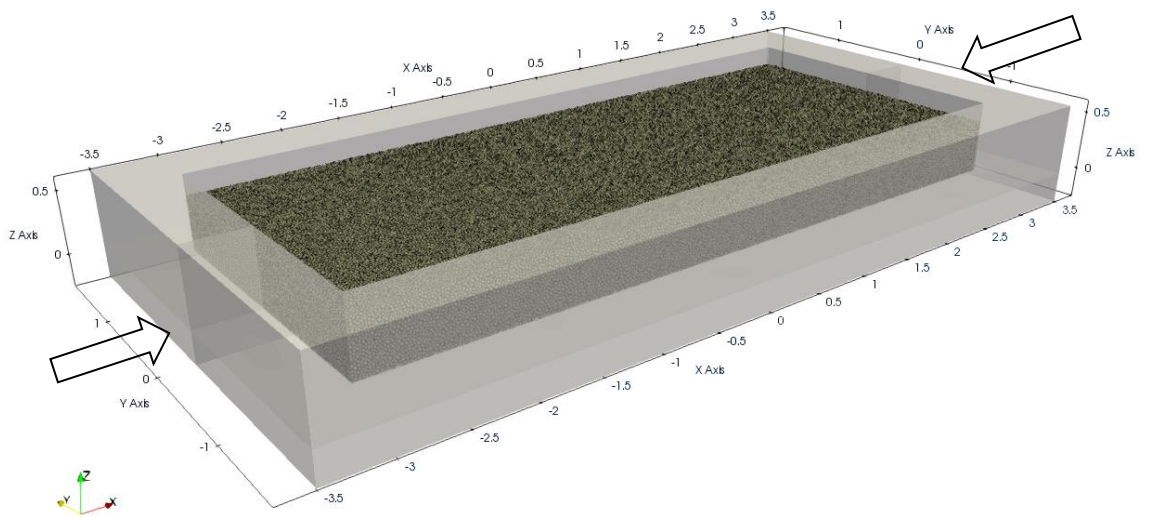


図 3.79 断層模型実験の解析モデル

表 3-14 模型実験と解析条件の比較

	模型実験	解析モデル
湿潤密度(Kg/m ³)	1630	1550
土粒子密度(Kg/m ³)	2630	2520
間隙比	0.63	0.55
摩擦角(deg)	33~37	35
粘着力(N/m ²)	0	0

なお、解析では球形要素を使用するため、本来複雑な形状をした砂粒子に比べて摩擦強度が小さくなると考えられる。そこで、転がり摩擦を用いることで問題の改善を試みた。転がり摩擦は阪口ら(1993)によって球要素の DEM 解析に導入され、球要素に角ばった形状が持つ抵抗モーメントの作用を付与することが出来る。

本来、粒状体集合としての強度特性は、要素試験結果などと整合するように調整を行うべきであるが、本検討では内部摩擦角から粒子間摩擦係数を計算し、基本ケースとして転がり摩擦係数を 0.1 にしたものと、より高い強度特性が得られる、転がり

摩擦係数 0.3 とした 2 ケースの解析を行った。転がり摩擦係数が大きいほど、ピーク強度が大きくなり、破壊時に応力降下が急峻になると考えられる。

3.3.3.3. 解析結果

解析を実施した 2 ケースは、地盤強度以外に関しては共通であり、転がり摩擦 0.1 のケースを Case1、より強度の高い 0.3 のケースを Case2 とし、表層変状の現れ方の違いなどを比較する。図 3.80 と図 3.81 に各ケースの表層変状の様子を示す。それぞれ、250mm 格子で色分けしておいた土粒子の変状図、断層走向方向の変位分布、鉛直方向の変位分布を示している。両ケースで断層直上の部分に密充填時のダイレイタンシーに起因する隆起が認められる。各ケースに大きな差はないが、隆起は強度のより高い Case2 の方が大きいことを確認した。

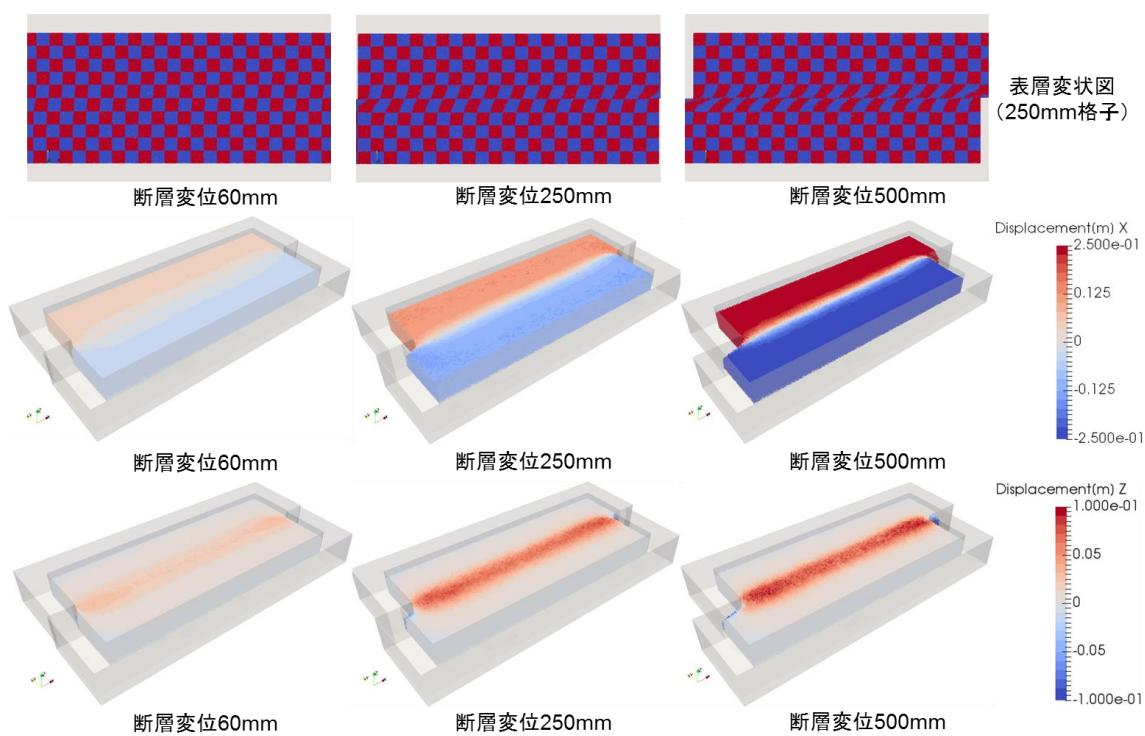


図 3.80 モデル土槽の表層変状の様子（転がり摩擦 0.1 ケース）

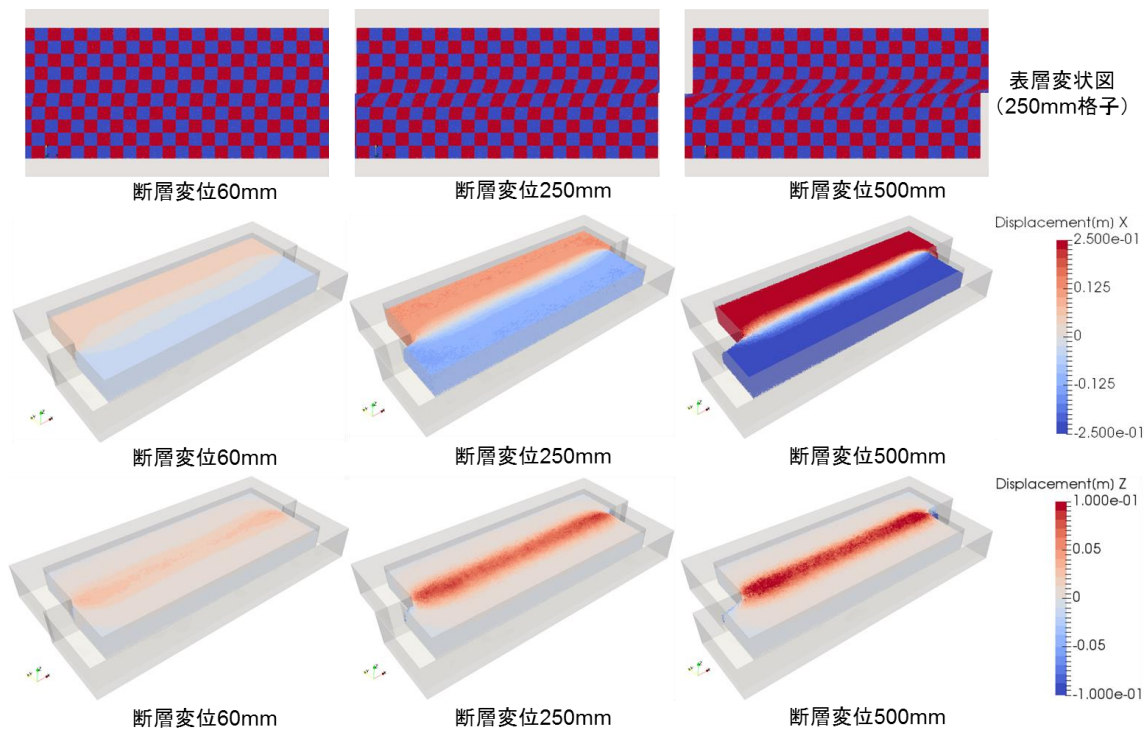


図 3.81 モデル土槽の表層変状の様子（転がり摩擦 0.3 ケース）

模型実験で観測された表層地盤の細かな亀裂を、粒子配置から直接捉えるには計算分解能が不足している。そこで、断層変位によるせん断帯の進展と表層変状の程度を確認するため、一定間隔の格子点で変位を評価し、差分勾配からせん断ひずみ分布を計算した。格子間隔は 45mm とし、着目格子の周辺 2 格子を含む 225mm 立法の範囲で平均変位を評価してひずみ成分を算出した。なお、変位入力により砂粒子が格子間を移動しても、ひずみ計算における計算格子は初期座標で粒子が含まれるものから計算を行った。

両ケース間の最大せん断ひずみの水平面分布の比較を図 3.82～図 3.87、鉛直面分布の比較を図 3.88 と図 3.89 に示す。水平面分布の比較では、土槽の 1/2 深さと表層の最大せん断ひずみを計算し、250mm 格子の補助線を重ねて図示した。また、表層については実験結果より断層変位 40mm と 60mm の条件における表層破壊のスケッチ図が報告書に示されており、これを重ねて図示した。

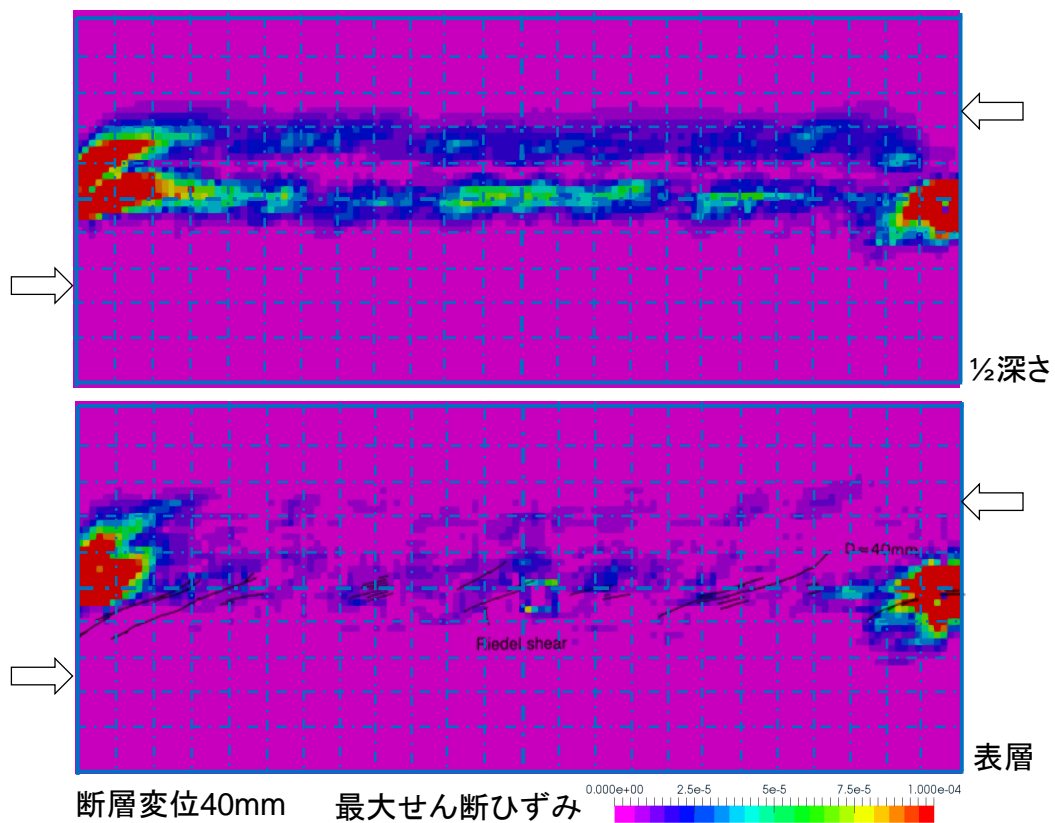


図 3.82 土槽内の 1/2 深さおよび表層の最大せん断ひずみ分布 (Case1 変位 40mm)

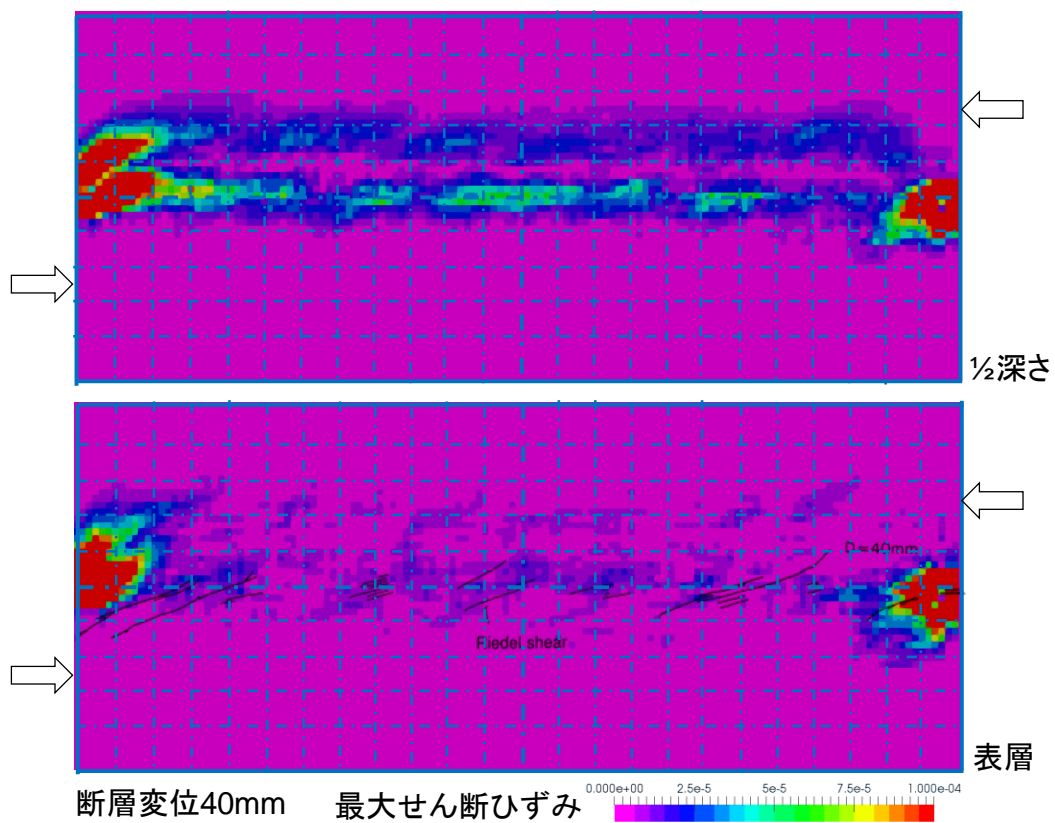


図 3.83 土槽内の 1/2 深さおよび表層の最大せん断ひずみ分布 (Case2 変位 40mm)

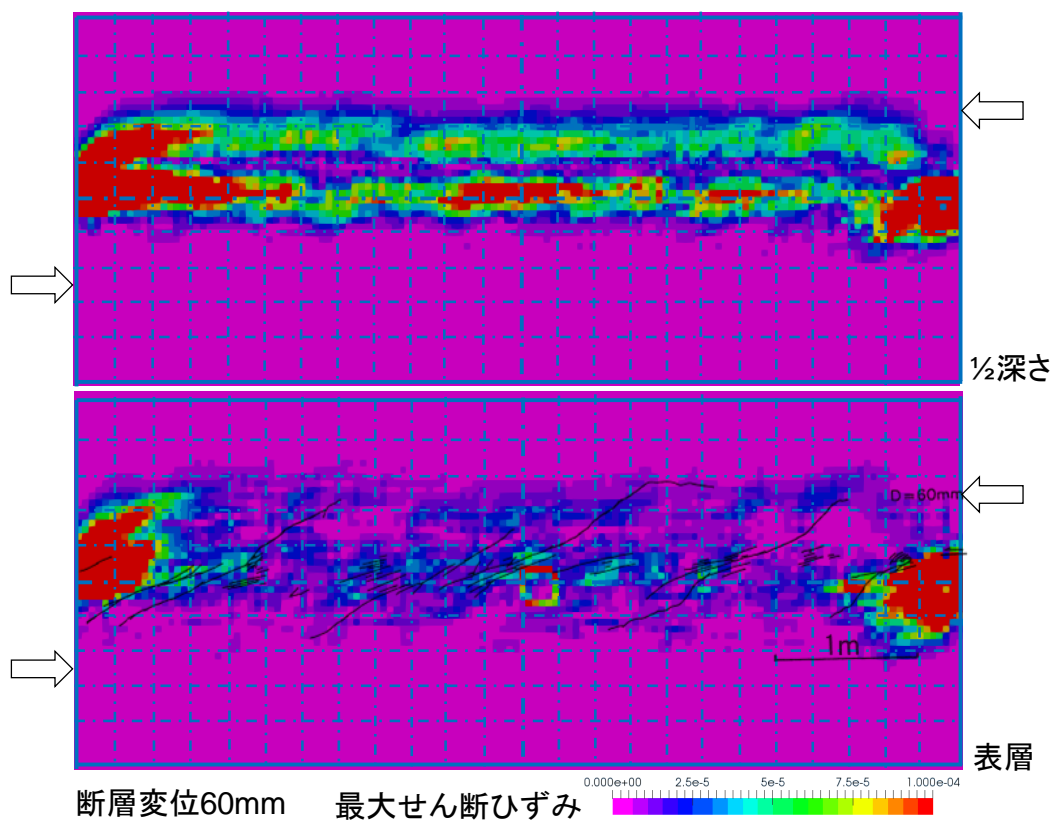


図 3.84 土槽内の 1/2 深さおよび表層の最大せん断ひずみ分布 (Case1 変位 60mm)

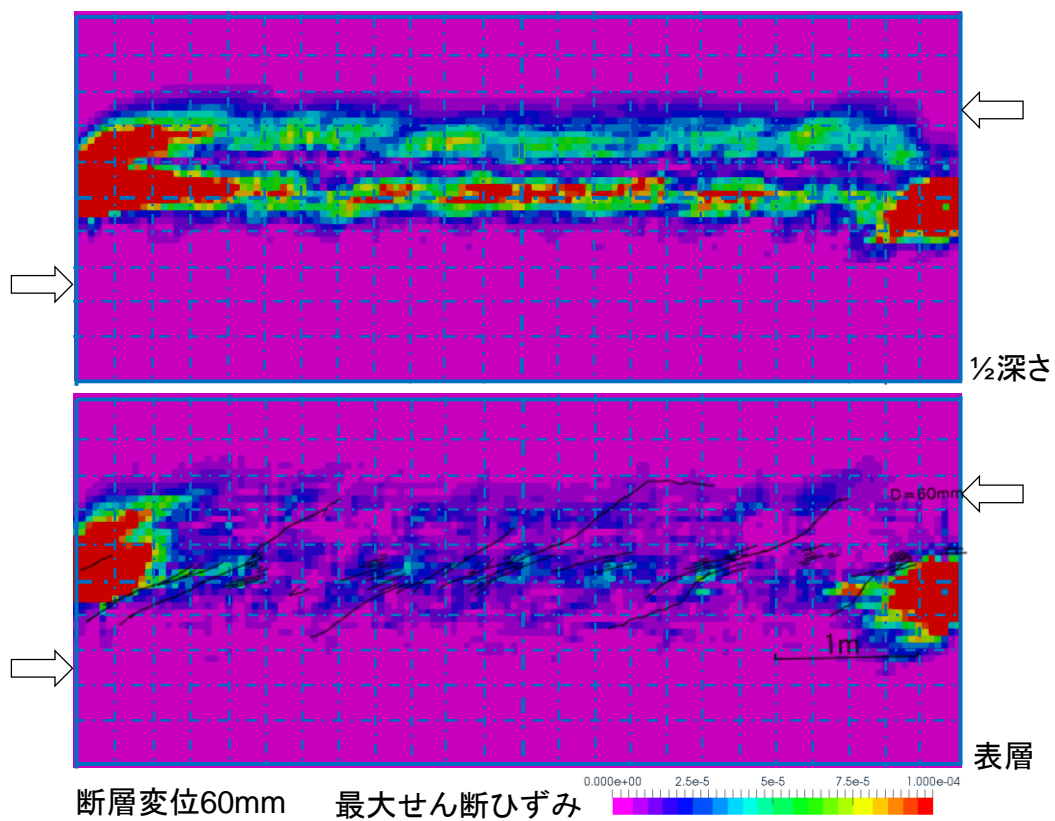


図 3.85 土槽内の 1/2 深さおよび表層の最大せん断ひずみ分布 (Case2 変位 60mm)

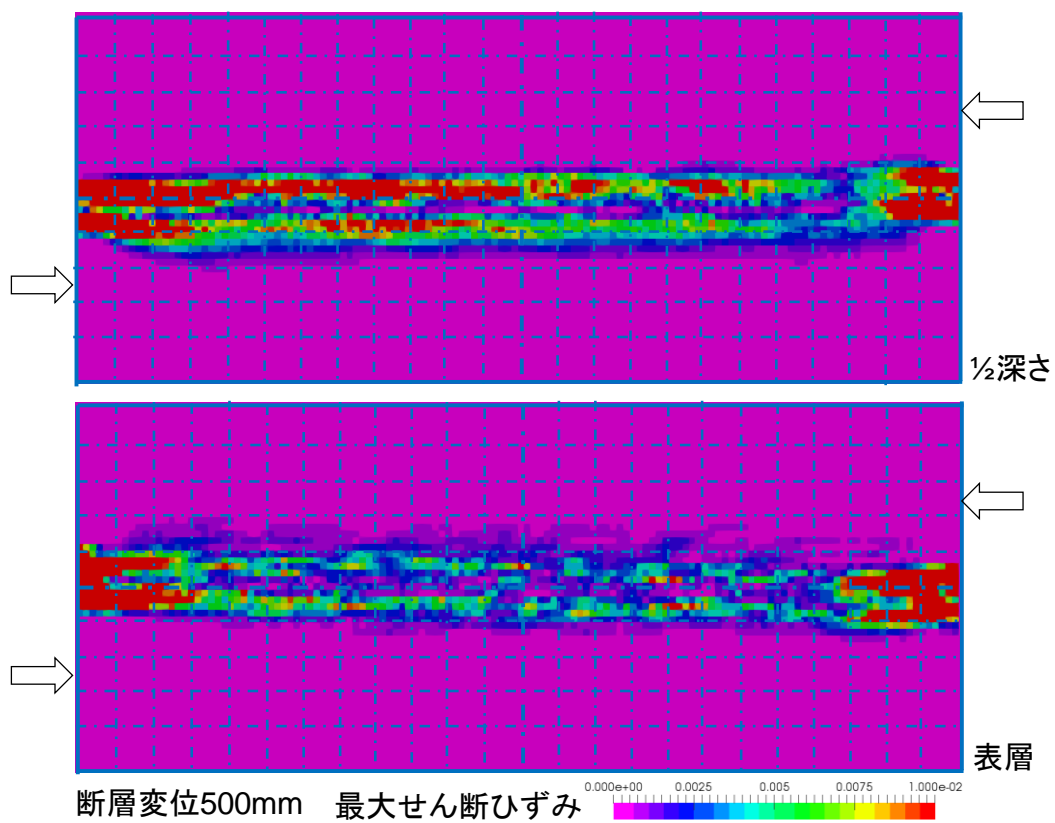


図 3.86 土槽内の 1/2 深さおよび表層の最大せん断ひずみ分布 (Case1 変位 500mm)

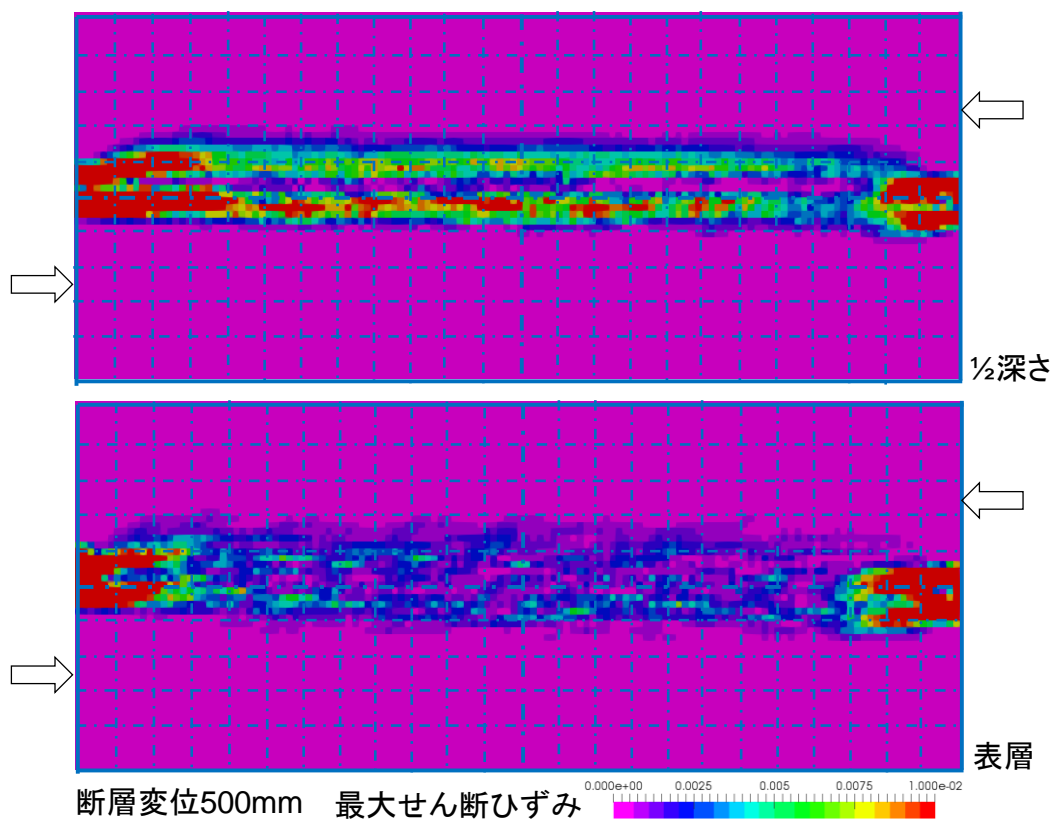


図 3.87 土槽内の 1/2 深さおよび表層の最大せん断ひずみ分布 (Case2 変位 500mm)

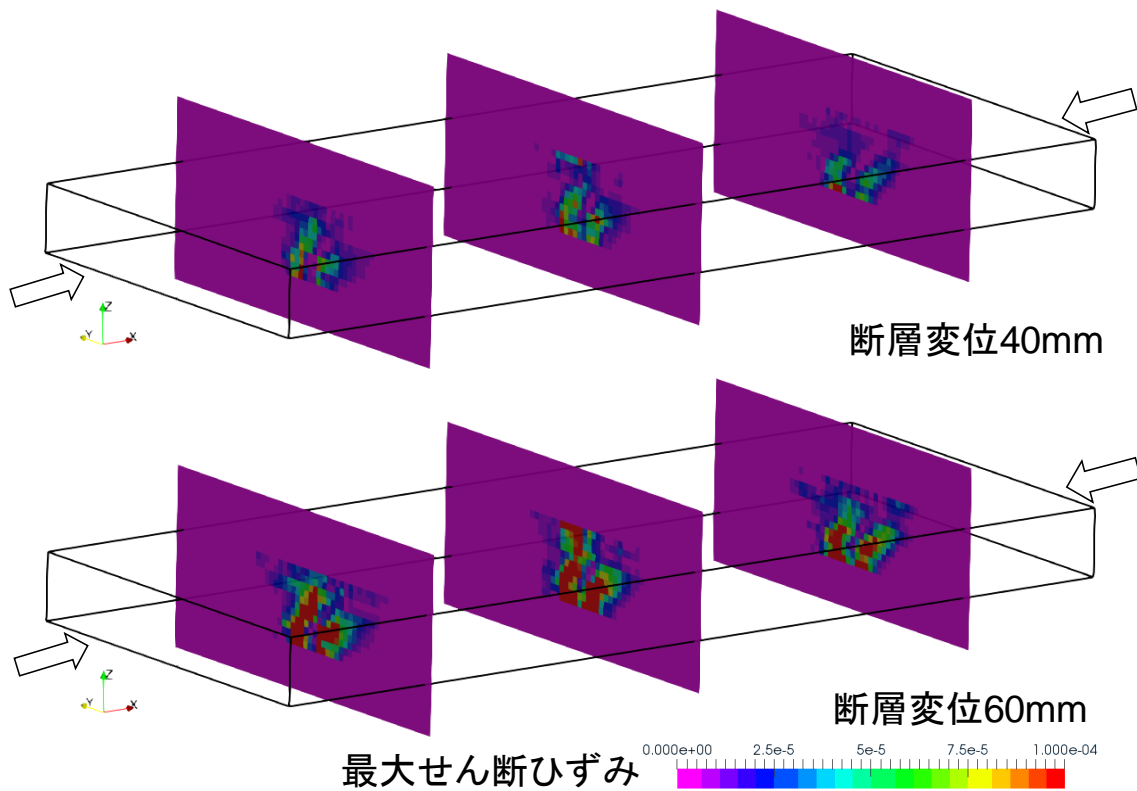


図 3.88 土槽内の最大せん断ひずみの深度分布 (Case1 変位 40mm と 60mm 時)

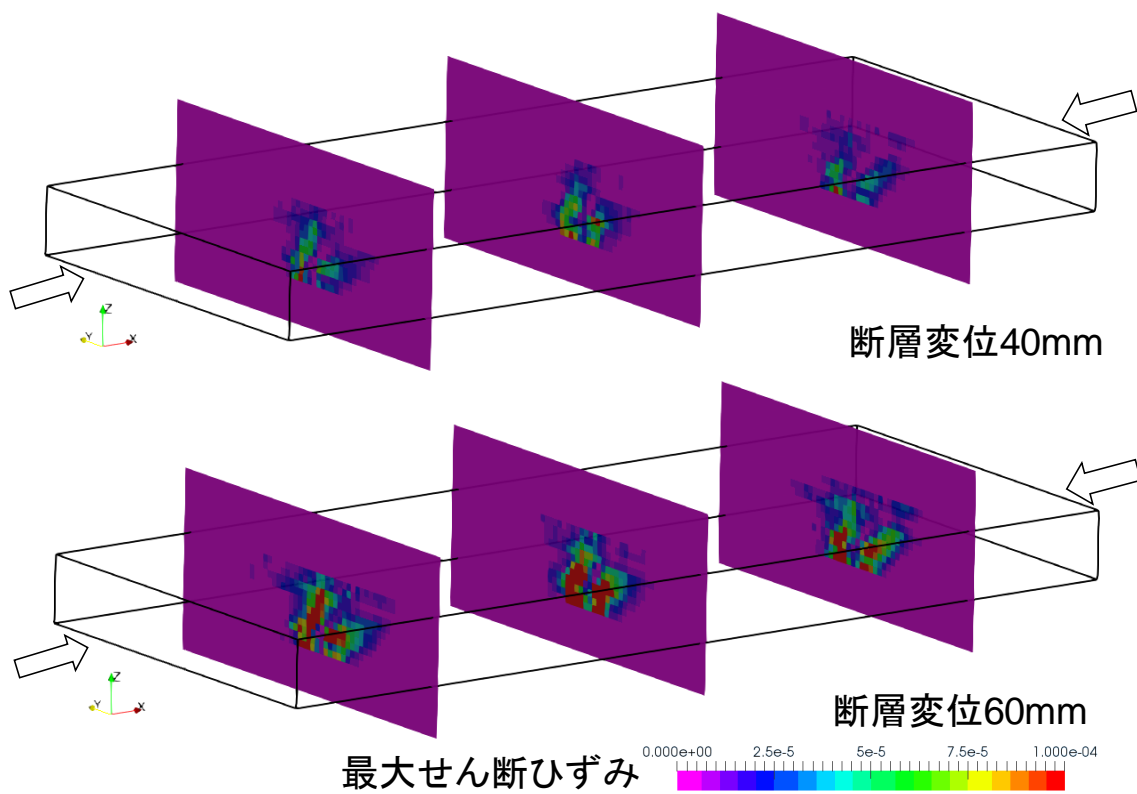


図 3.89 土槽内の最大せん断ひずみの深度分布 (Case2 変位 40mm と 60mm 時)

最大せん断ひずみの平面分布を示す図 3.82～図 3.87 について、両端の大ひずみ域は境界変位の入力に起因するものであり、この部分については参考とならない結果と理解されたい。せん断ひずみの大きな領域は深部より表層で広く、ある幅の内側に収まっていることが分かる。断層変位 40mm 時と 60mm 時の表層変状のスケッチとの重ね合わせから、解析結果は実験結果の表層変状をある程度捉えていることが確認できる。また、図 3.88 と図 3.89 からせん断帯は両側がそれぞれ独立して地表に広がっていることが確認できる。

3.3.3.4. まとめと考察

横ずれでは、基盤変位の食い違いによるせん断変形が表層まで至る過程において、基盤から地表までの距離に対応して3次的に広がりを持つと既往研究から知られている。既往の土槽実験や数値解析的な研究においても、広がりを持った表層変状が進行し、破壊する過程で最初に現れるリーデルせん断帯や、以降に P せん断帯などの横ずれ走向に低角度で交差する2次的なせん断帯による破壊が見られることが確認されている。食い違い変位の生じている基盤の上部で見られるこれらの表層地盤変状は、表層地盤自体のピーク強度と残留強度に関係すると考えられる。また、2次的なせん断帯についてはダイレイタンスーによって生じる鉛直変位により生じる破壊と強く関係することなどが、数値解析結果の分析に基づく谷山(2008)の研究で指摘されている。このような表層破壊は、地盤強度により空間周期的に生じると考えられ、現地調査や模型実験結果からこれらは事実として示されている。

既往の模型実験を対象として行った本検討では、実験結果に見られるこのような地盤変状を明瞭に観測できる分解能はないが、局所的なせん断ひずみの発生分布からある程度変状が生じる範囲を捉えることが出来ている。

3.4. 本章の参考文献

本章の参考文献一覧を以下に示す

3.4.1. 特性化震源モデルの構築

- 1) 池田倫治・柳田 誠・西坂直樹, (2012), ニュージーランド, Mw7.1 ダーフィールド地震に伴った地表地震断層, 活断層研究, 36, 31-44.
- 2) Global CMT Catalog Search, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>, (2016年3月9日確認)
- 3) Quigley M, Van Dissen R, Litchfield N, Villamor P, Duffy B, Barrell D, Furlong K, Stahl T, Bilderback E, Noble D, (2012), Surface rupture during the 2010 Mw 7.1 Darfield (Canterbury) earthquake: Implications for fault rupture dynamics and seismic-hazard analysis, *Geology*, 40, 55–58.
- 4) Gledhill K, Ristau J, Reyners M, Fry B, Holden C, (2010), The Dafiield (Canterbury) Earthquake of September 2010: Preliminary Seismological Report, *Bulletin of The New Zealand Society for Earthquake Engineering*, 43, 215-221.
- 5) 原子力規制庁, (2017), 平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位評価手法の検討) 事業 報告書
- 6) 原子力規制庁, (2016), 平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位評価手法の検討) 事業 報告書
- 7) 松元康広・入倉孝次郎・高浜 勉, (2016), 強震動記録に基づく 2010 年 Darfield 地震(Mw7.1)の特性化震源モデルの構築, 日本地震学会秋季大会, S15-P07.
- 8) Heyes G P, (2010),
http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010atbj/finite_fault.php,
(2016年2月26日確認)
- 9) Atzori S, Tolomei C, Antonioli A, Merryman Boncori J P, Bannister S, Trasatti E, Pasquali P, Salvi S, (2012), The 2010–2011 Canterbury, New Zealand, seismic sequence: Multiple source analysis from InSAR data and modeling, *J. Geophys. Res.*, 117, B08305, doi:10.1029/2012JB009178
- 10) Hisada Y, Bielak J (2003), A Theoretical Method for Computing Near-Fault Ground Motions in Layered Half-Spaces Considering Static Offset Due to Surface Faulting, with a Physical Interpretation of Fling Step and Rupture Directivity, *Bull Seismol Soc Am*, 93, 1154-1168.
- 11) Guidotti R, Stupazzini M, Smerzini C, Paolucci R, Ramieri P, (2011), Numerical Study on the Role of Basin Geometry and Kinematic Seismic Source in 3D Ground Motion Simulation of the 22 February 2011 M_w 6.2 Christchurch Earthquake, *Seism. Res. Lett.*, 82, 767-782.
- 12) Boore D M, Stephens C D, Joyner W B, (2002), Comments on Baseline Correction of Digital Strong-Motion Data: Examples from the 1999 Hector Mine, California, Earthquake, *Bull Seismol Soc Am*, 92, 1543-1560.

- 13) Zhao J X, Beavan J, An X W, Yang X D, Song T S, (2011), A procedure for interactively processing digital acceleration records to extract permanent displacement and a comparison with GPS data from the 2010 Darfield earthquake, Proceedings of the Ninth Pacific Conference on Earthquake Engineering, Paper 006.
- 14) 入倉孝次郎・倉橋 奨 (2017), 震源断層近傍の長周期地震動評価のための特性化震源モデルの拡張 —2016 年熊本地震 (Mw 7.0)の断層近傍地震動による検証—, 日本地震工学会・大会, P3-2.
- 15) 岩田知孝, (2016), 益城町宮園・西原村小森本震記録の解析,
<http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/topics/masiki-nishihara0428ver2.pdf>,
 (2018 年 2 月 22 日確認)
- 16) 納所昌広・川里 健・生玉真也・小穴温子・壇 一男・鳥田晴彦・岡田康男 (2017), 地表地震断層極近傍における地震動および永久変位の評価のための震源モデルの設定 その 2 波数積分法による 2016 年熊本地震本震の長周期成分の再現解析, 日本建築学会大会学術講演梗概集 (中国), 21115, 229-230.
- 17) 生玉真也・川里 健・川上洋介・納所昌広・小穴温子・壇 一男・鳥田晴彦・岡田康男 (2017), 地表地震断層極近傍における強震動及び永久変位の評価のための震源モデルの設定法, 土木学会 地震工学委員会 断層帯近傍における地震動評価に関するシンポジウム
- 18) 田中信也・金田惇平・引間和人・久田嘉章 (2017), 地表地震断層近傍における断層変位を含む長周期成分の地震動評価のための震源モデルの設定, 日本地震工学会・大会, P1-1.
- 19) 松元康広・宮腰 研・入倉孝次郎・高浜 勉, (2017), 2016 年熊本地震 (Mj7.3) の永久変位を含む長周期 (2 秒以上) 地震動評価のための特性化震源モデル, 日本地震学会秋季大会, S15-P02.

3.4.2. 動力学破壊シミュレーションの実施

- 20) 浅野公之・岩田知孝, (2017), 2016 年熊本地震本震の断層近傍から阿蘇カルデラにかけての地震動, 京都大学防災研究所研究発表講演会, A03.
- 21) Andrews D J, (1980), A stochastic fault model: 1. Static case, *J. Geophys. Res.*, 85, 3867–3877.
- 22) Shirahama Y, Yoshimi M, Awata Y, Maruyama T, Azuma T, Miyashita Y, Mori H, Imanishi K, Takeda N, Ochi T, Otsubo M, Asahina D, Miyakawa A, (2016), Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, *Earth, Planets and Space* 68:191.
- 23) Okada Y, Kasahara K, Hori S, Obara K, Sekiguchi S, Fujiwara H, Yamamoto A, (2004), Recent progress of seismic observation networks in Japan Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net. *Earth Planets Space* 56:xv–xxviii.
- 24) Aoi S, Kunugi T, Nakamura H, Fujiwara H (2011) Deployment of new strong motion seismographs of K-NET and KiK-net. In: Akkar S, Gülkan P, van Eck T (eds) *Earthquake data in engineering seismology. Geotechnical, geological, and earthquake engineering*, vol 14. Springer, Dordrecht, pp 167–186.

- 25) Nishimae Y, (2004), Observation of seismic intensity and strong ground motion by Japan Meteorological Agency and local governments in Japan. J Jpn Assoc Earthq Eng 4(3):75–78.
- 26) Asano K, Iwata T, (2016), 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 Space, 68:147.
- 27) Andrews D J, (1976), Rupture velocity of plane-strain shear cracks, J. Geophys. Res., 81, 5679-5687.

3.4.3. 表層の数値解析

- 28) 原子力規制庁, 平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討)事業報告書,平成 28 年 3 月
- 29) R Wang, Francisco L Martin, F Roth, Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust—FORTRAN programs EDGRN/EDCMP, Computers & Geosciences 29 (2003) 195–207
- 30) Asano, Iwata, Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic wave form inversion of strong motion data, Asano and Iwata Earth, Planets and Space (2016) 68:147
- 31) 西好一, 江刺靖行, 断層破砕帯材料の力学的特性, 電力中央研究所報告 384033, 昭和 60 年 9 月
- 32) 社団法人地盤工学会,設計用地盤定数の決め方—岩盤編—,平成 21 年 4 月改訂第 3 刷
- 33) 社団法人地盤工学会,設計用地盤定数の決め方—土質編—,平成 25 年 8 月改訂第 4 刷
- 34) 澤田昌孝, 上田圭一, 横ずれ断層の進展に伴う地盤の破壊領域評価のための数値シミュレーション, 電力中央研究所報告 N08028, 平成 21 年 6 月
- 35) 伊藤洋, 北原義浩, 地盤物性のバラツキの評価表(その 1)地盤物性のバラツキの実態とその表示法, 電力中央研究所報告 384025,昭和 60 年 5 月
- 36) 池田・柳田・西坂,ニュージーランド,Mw7.1 ダーフィールド地震に伴った地表地震断層, 活断層研究 36 号 31~44 2012
- 37) 上田 圭一, 谷 和夫:基盤の断層変位に伴う第四紀層及び地表の変形状況の検討(その 3) —横ずれ, 斜めずれ断層模型実験—, 電力中央研究所報告, U98049, 1999
- 38) 竿本 英貴, 吉見 雅行, 国松 直:横ずれ断層運動に伴うせん断帯発達過程に関する DEM シミュレーション, 土木学会地震工学論文集 Vol.28, pp.179-186, 2005
- 39) 谷山 尚:横ずれ断層によって表層地盤に形成されるせん断帯-DEM による解析, 土木学会論文集 C Vol.64 No.3,485-494,2008.7
- 40) 阪口 秀, 尾崎 勲司, 五十嵐 徹:円形要素を用いた DEM における回転の抑制に関する研究, 神戸大学農学部研究報告, 20 巻 2 号, pp.239-246, 1993
- 41) 谷 和夫, 小山 良浩:横ずれ断層の模型実験で観察された砂地盤の内部に発達するせん断帯の構造分析, 土木学会論文集, No.757/III-66, pp.235-246, 2004

Ⅱ編 確率論的断層変位評価に関する検討

4. 確率論的断層変位ハザード解析に係る各種経験式の検討

4.1. 確率論的断層変位ハザード解析について

確率論的断層変位ハザード解析 (PFDHA) は評価対象が主断層 (principal fault) か副断層 (distributed fault) かで適用する評価式が異なる。主断層の場合、主断層変位 D がある変位量 D_0 を超える確率 $v(D \geq D_0)$ は次式で表される。

$$v(D \geq D_0) = \alpha P(sr \neq 0|m) \int_r P(D \geq D_0 | \frac{x}{l}, m) f_R(r) dr \quad (4-1)$$

ここで、 α : マグニチュード m の地震の再来間隔の逆数、 $f_R(r)$: 断層位置のばらつき、 $P(sr \neq 0|m)$: マグニチュード m の地震で地表地震断層が出現する確率、 $P(D \geq D_0 | \frac{x}{l}, m)$: 主断層上の x/l における断層変位 D がある値 D_0 を越える条件付き確率である。主断層上での位置 x は地表地震断層長 l で正規化した値が用いられる。

主断層から r ほど離れた地点における副断層の場合、副断層変位 d がある変位量 d_0 を超える確率 $v(d \geq d_0)$ は次式で表される。

$$v(d \geq d_0) = \alpha P(sr \neq 0|m) \int_r P(d \neq 0|r, m) P(d \geq d_0 | r, m, d \neq 0) f_R(r) dr \quad (4-2)$$

ここで $P(d \neq 0|r, m)$: マグニチュード m の地震による副断層変位 d が 0 以外である条件付き確率、 $P(d \geq d_0 | r, m, d \neq 0)$: 副断層変位 d がある値 d_0 を越える条件付き確率である。

ここでは (4-2) 式の中で副断層変位距離減衰式を中心に検討を行う。

4.2. 断層変位データの整理

(4-1) 式や(4-2) 式の評価式を構築するためには、これまでに発生した地震の地表地震断層分布や断層変位データを主断層、副断層に区分して整理する必要がある。「平成 25 年度断層変位ハザード評価手法の検討 (旧 (独) 原子力安全基盤機構、現 原子力規制庁)」、「平成 26 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位及び断層極近傍地震動の評価手法の検討) 事業」、「平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位評価手法の検討) 事業」、「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位評価手法の検討) 事業」にかけて国内・外で発生した地震を主な対象として横ずれ断層、逆断層とに区分して整理を行ってきた。昨年度はこれまでに構築してきた主断層変位距離減衰式を 2016 年熊本地震 (Shirahama et al., 2016) による断層変位データ (図 4-1) を用いて検討を行った。2016 年熊本地震以降、国内では断層変位データに大幅に追加できるような状況ではないが、2016 年熊本地震に関して、鈴木・他(2017)、熊原・他(2017) や文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学(2017)により様々な機関による調査情

報が整理・公開され、詳細な地表地震断層分布が示されている（図 4-2、図 4-3 参照）。さらに、小俣・他(2017)により微小な断層変位分布の可能性のあるトレースが整理されている。これらの情報から 2016 年熊本地震の地表地震断層および断層変位データの再整理を行った。

図 4-3 に文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学(2017)による整理結果の概要を示す。実線で示される主要地表地震断層分布は単純な 1 連の線状に分布しているわけではなく、何条に分かれて分布している箇所や、併走している箇所がみられる。Petersen et al. (2011) によれば、主断層が地表でこのような分布をしていても地表や地下でつながって、一連の断層変位が震源断層に起因すると考えられる場合、断層変位を総計させる必要があるとしている。これには震源断層との位置関係も合わせて考える必要がある。主要地表地震断層分布から離れたところには点線で示される副次的な断層分布も示されている。これらの区分を参考に本事業で主断層・副断層に整理した結果を図 4-4 に示す。

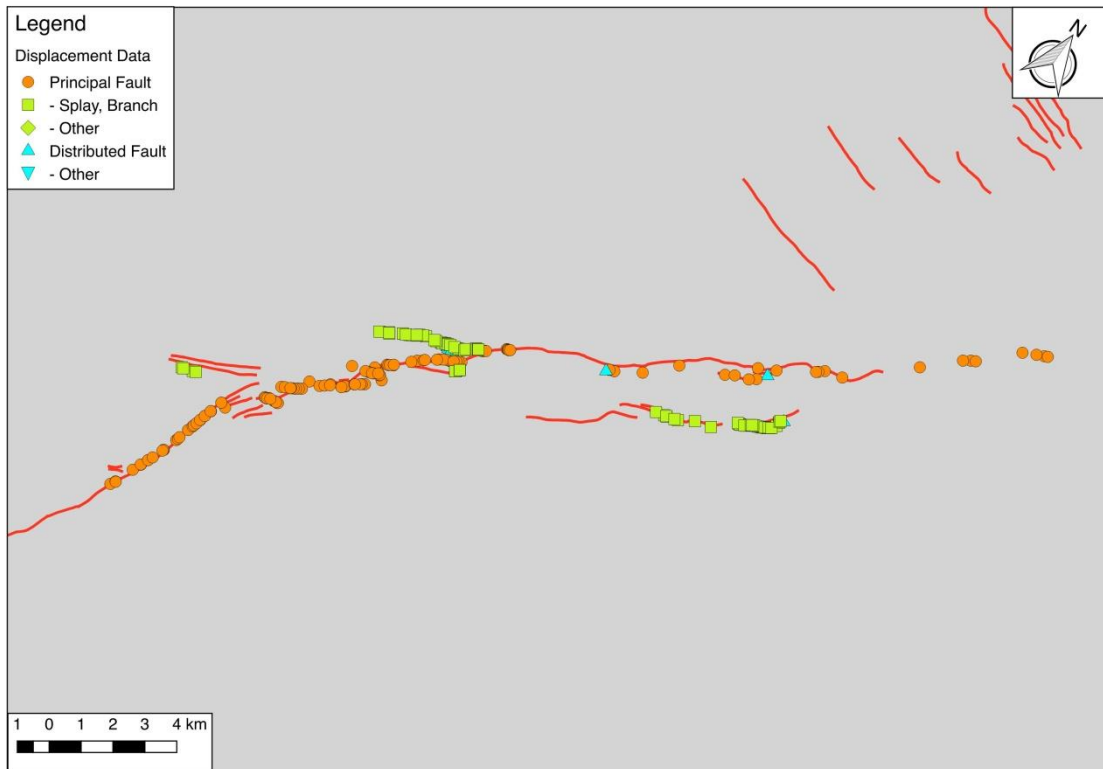


図 4-1 Shirahama et al. (2016) による断層変位分布

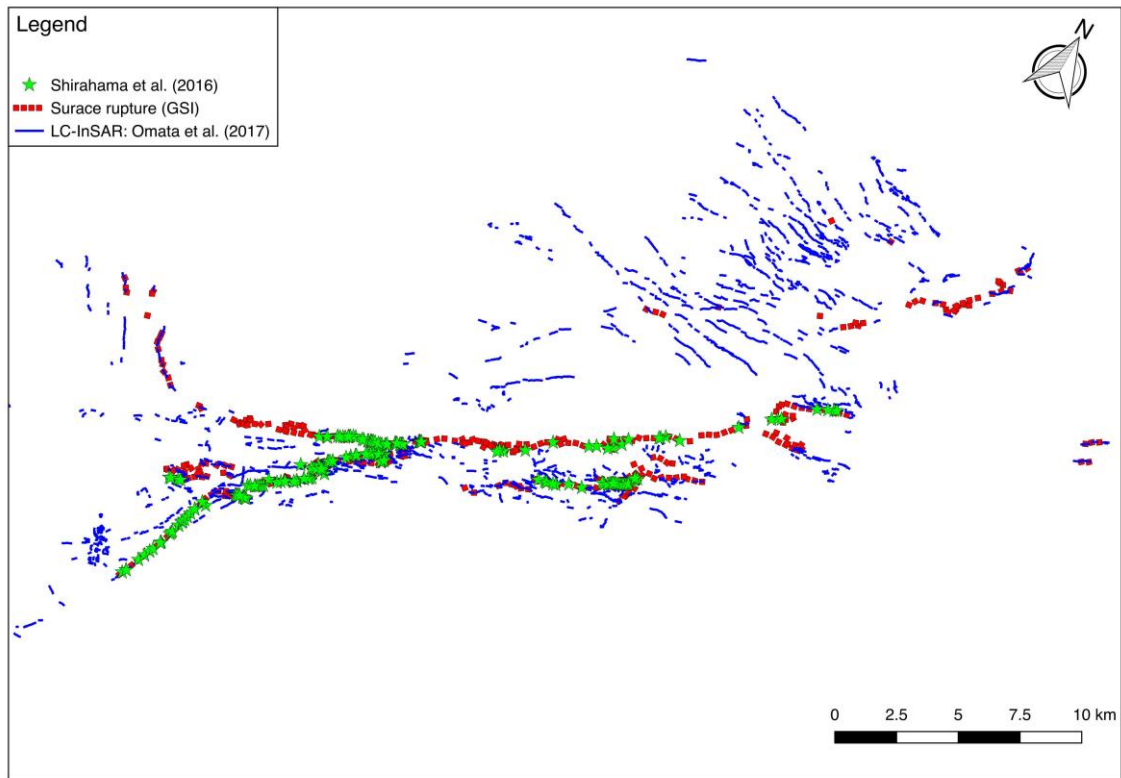


図 4-2 鈴木・他(2017)、熊原・他(2017) による 2016 年熊本地震の地表地震断層分布（図中の赤点線）。星印は Shirahama et al. (2016) による断層変位計測地点。

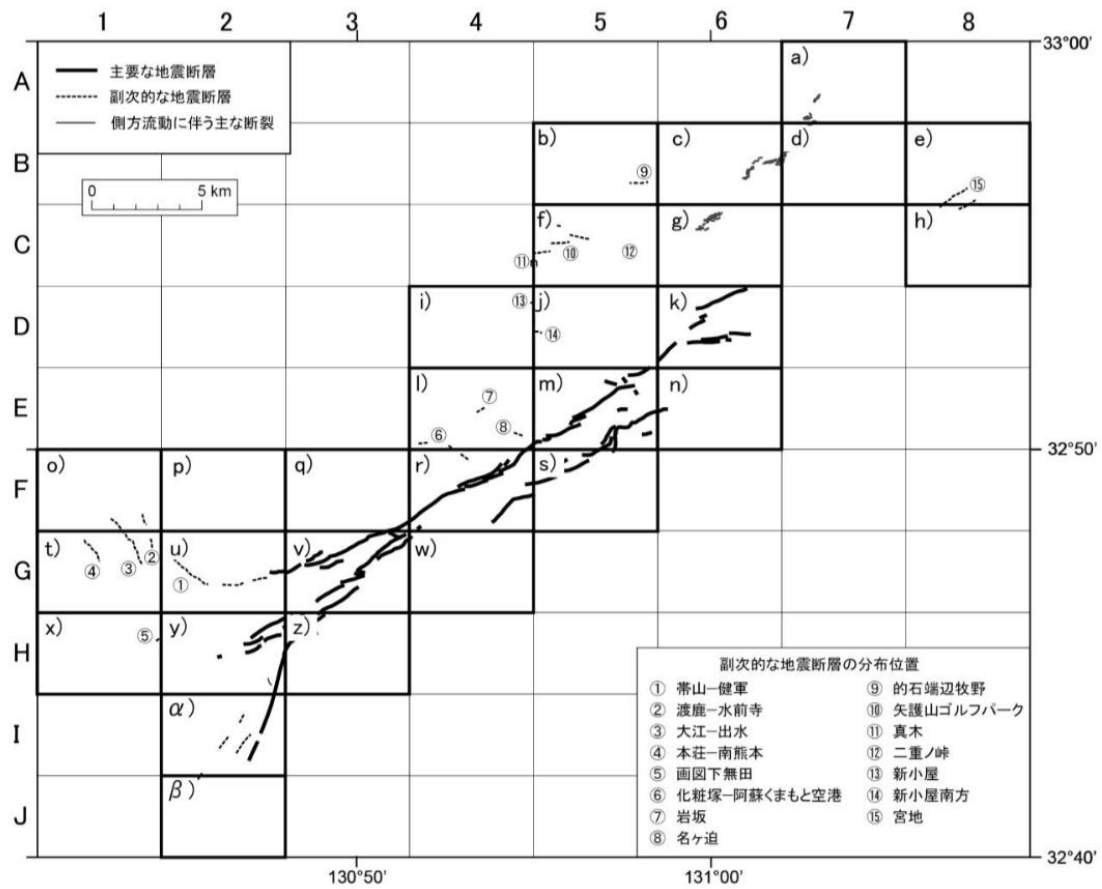


図 4-3 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学(2017)による 2016 年熊本地震地表地震断層分布

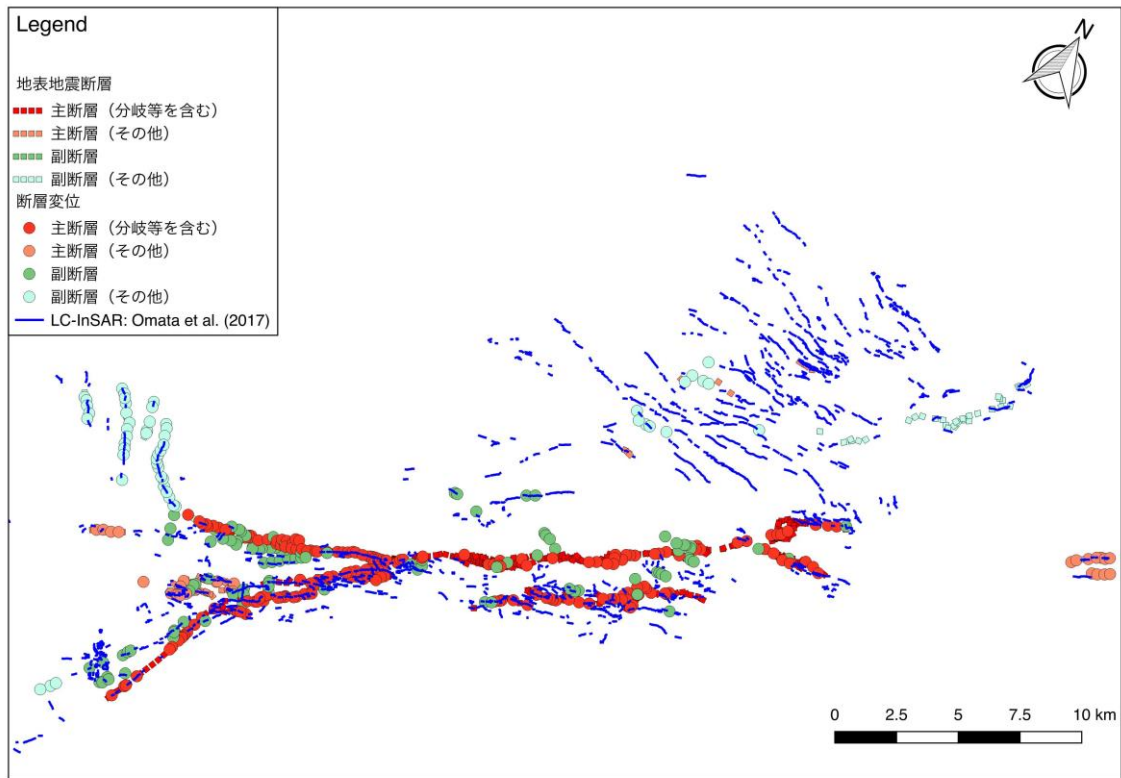


図 4-4 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学(2017) による地表地震断層および断層変位分布。主断層・副断層の区分は本事業による。

4.3. 副断層変位距離減衰式の検討

Boncio et al. (2017) では逆断層において断層変位が分布する幅が下盤側:上盤側で 1:2 となる非対称性が指摘されている。1999 年 Chi-Chi 地震でも上盤側での被害が多いとの報告がある (例えば Kelson, 2001)。このため「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討) 事業」では、副断層変位距離減衰式において断層種別毎ならびに上盤側・下盤側に区分して検討していた (図 4-5)。断層変位距離減衰式を検討したデータは国内地震によるもの(「平成 25 年度断層変位ハザード評価手法の検討(旧(独)原子力安全基盤機構、現 原子力規制庁)」および「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位評価手法の検討) 事業」による)。

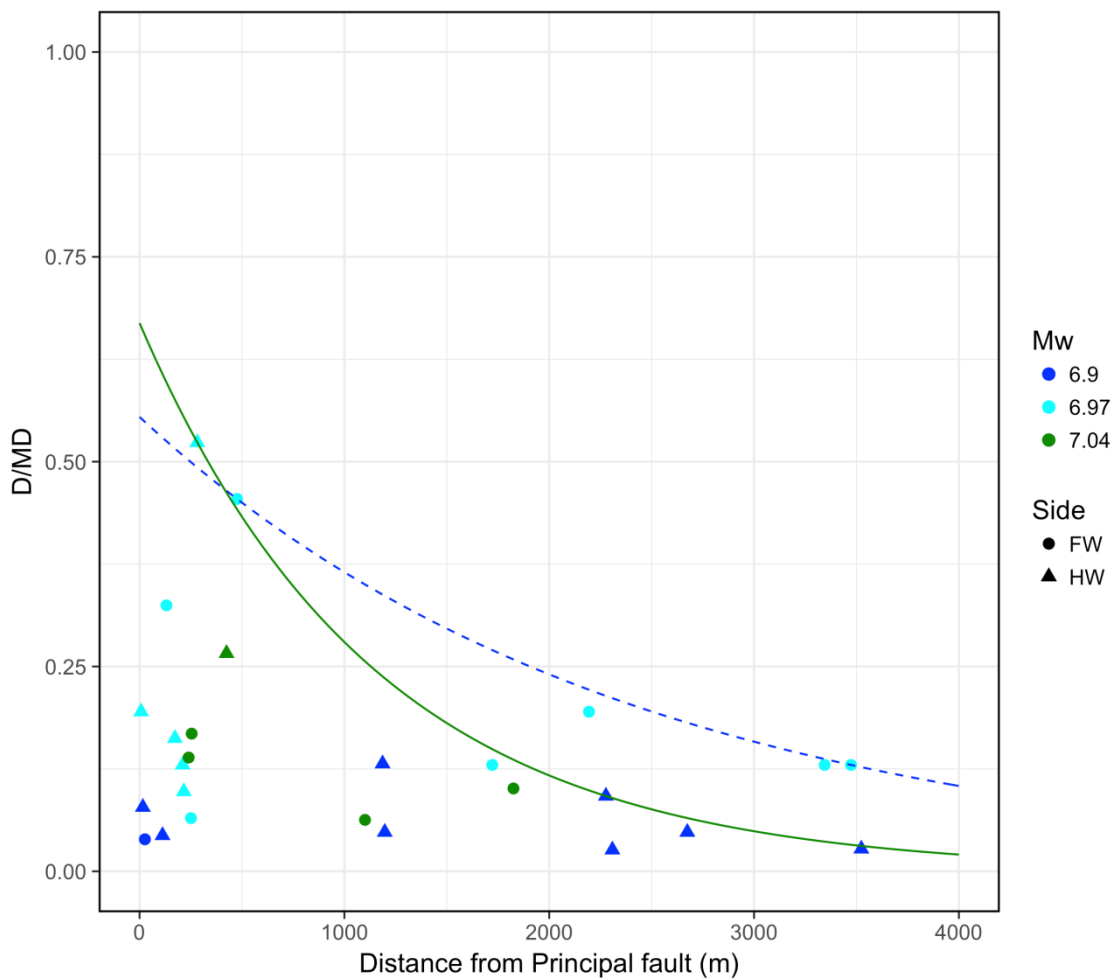


図 4-5 横ずれ断層副断層変位距離減衰式。色は地震のマグニチュードを、●、▲は下盤側、上盤側のデータであることを示す。示している副断層変位データは国内地震によるもの(「平成 25 年度断層変位ハザード評価手法の検討(旧(独)原子力安全基盤機構、現 原子力規制庁)」、「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討)事業」による)。実線は上盤側の断層変位距離減衰式、点線は下盤側の断層変位距離減衰式を示す。いずれも 90 パーセントイルにおける回帰式を示している。

しかし、横ずれ断層の PFDHA (Petersen et al., 2011) では上盤・下盤の区別はせず対称として取り扱っている。区別しない方がより多くのデータでの検討が可能となる。そこで横ずれ断層では下盤・上盤の区別をせずに断層変位距離減衰式を求めた(図 4-6)。

$$\frac{d}{MD} = 0.55e^{-0.00042r} \quad (4-3)$$

ここで、 d は副断層変位 (m)、 MD は主断層の最大変位 (m)、 r は主断層からの距離 (m) である。Youngs et al. (2003) や高尾・他 (2013) と同様、高いパーセンタイル (ここでは 90 パーセンタイル) での減衰式を求め、分布形式はガンマ分布とした。

これに 2016 年熊本地震のデータを加えて求めた 90 パーセンタイルの断層変位減衰式を示す (図 4-6)。2016 年熊本地震の断層変位データは文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学(2017) を本事業で整理して得られた変位量が非 0 の副断層変位データ 29 点を用いた。図 4-6 には(4-3) 式および 2016 年熊本地震の副断層変位データを加えて求めた式を示すが、明瞭な違いがみられなかったため(4-3) 式を用いる。

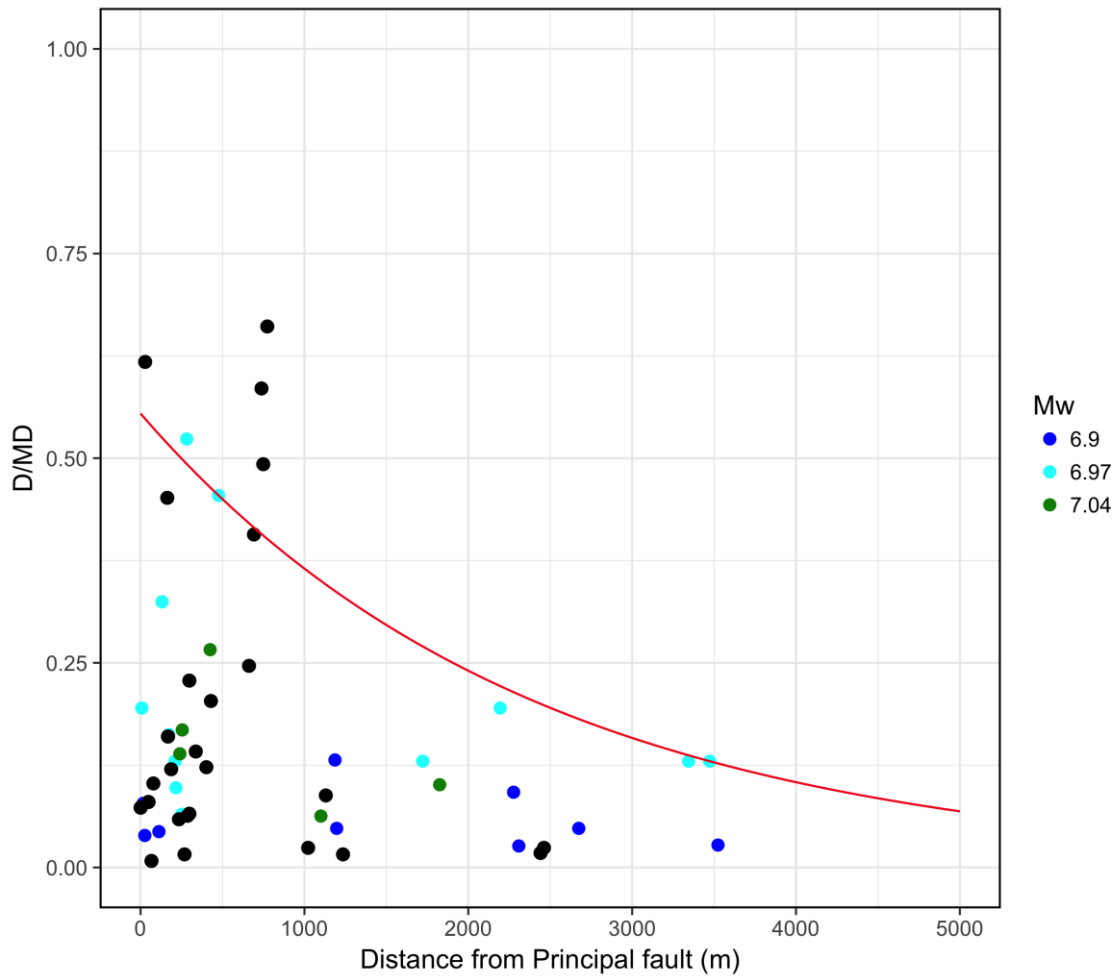


図 4-6 横ずれ断層副断層変位距離減衰式。縦軸は断層変位のネットスリップ (m)。横軸は主断層からの最短距離 (m)。青線は熊本地震のデータ (黒丸) を除いた断層変位減衰式、赤実線は全てのデータから求めた断層変位減衰式を示す。いずれも 90 パーセントイルでの回帰式を示している。どちらのデータセットでもほぼ同一の断層変位減衰式であるため、赤実線に重なっている青実線は見えない。

Petersen et al. (2011) ではこれまでに示したように主断層変位で正規化したデータの他に、断層変位距離減衰式に M_w の項を組み込むことで M_w から直接副断層変位を求める減衰式も示している。ここでは図 4-6 で示したデータのネットスリップで副断層距離減衰式を求めた。

$$\ln(d) = -7.125 - 9.889 \times 10^{-5}r + 7.843 \times 10^{-1}M_w \quad (4-4)$$

標準偏差は0.8460（対数スケール）である。

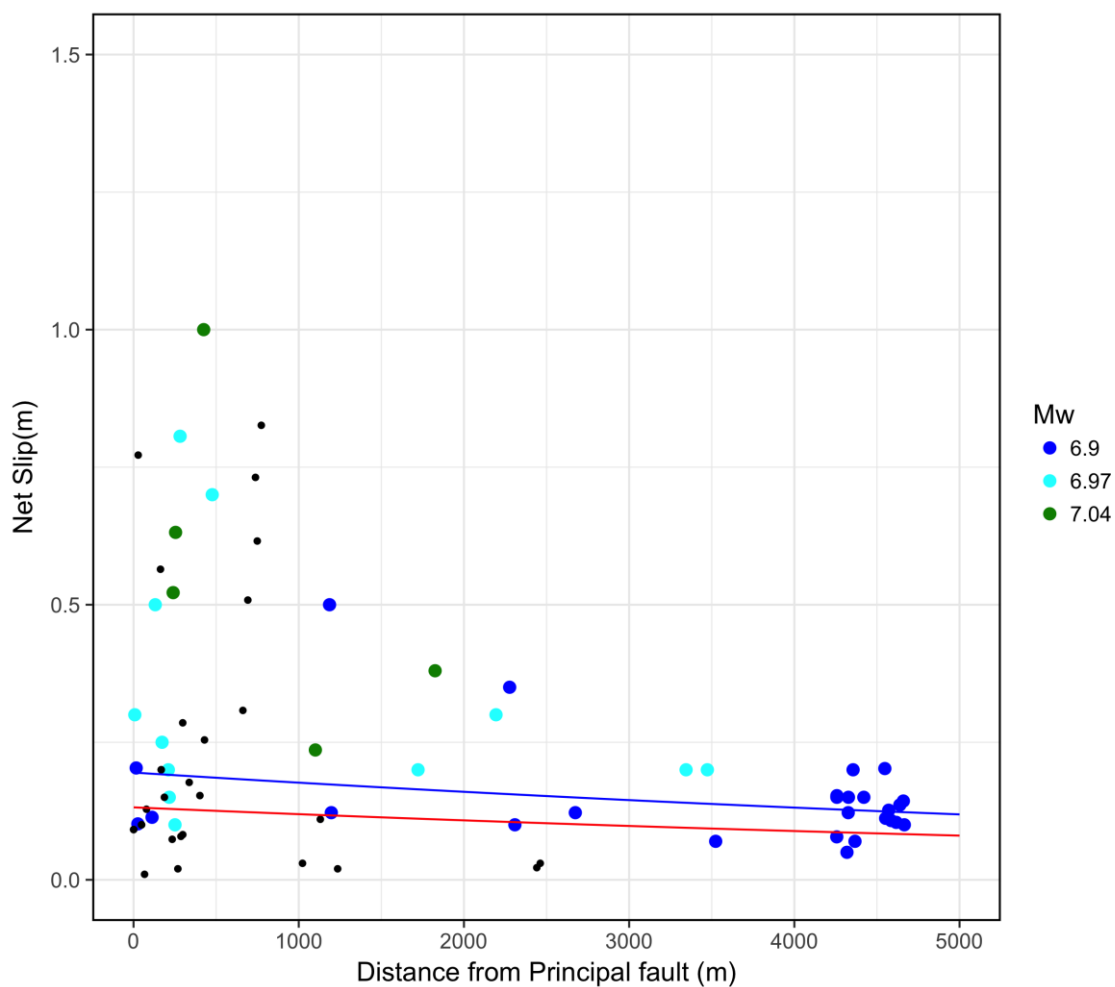


図 4-7 横ずれ断層副断層変位距離減衰式。縦軸は断層変位のネットスリップ (m)。横軸は主断層からの最短距離 (m)。●は熊本地震のデータを示す。青線は $M_w=7.0$ 、赤実線は $M_w=6.5$ を示す。いずれも(4-4)式による。

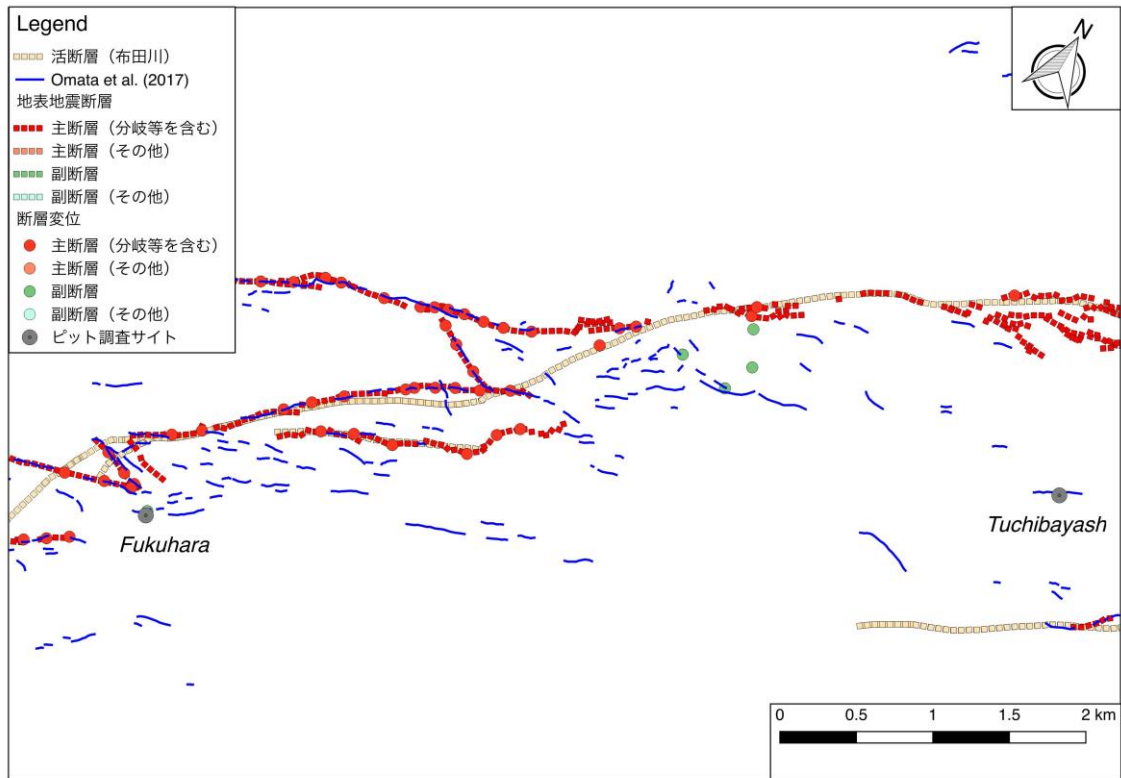


図 4-8 ピット調査地点付近の断層変位分布。主断層・副断層の区分は文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学(2017) を本事業で整理したものである。

副断層関連の PFDHA 構成式が整理されているのは正断層系の Youngs et al. (2003)、横ずれ断層系の Petersen et al. (2011)、国内系の高尾・他(2013) と、「平成 25 年度断層変位ハザード評価手法の検討(旧(独)原子力安全基盤機構、現 原子力規制庁)」、「平成 26 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位及び断層極近傍地震動の評価手法の検討)事業」、「平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討)事業」、「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討)事業」に大別できる。ピット調査地点(図 4-8)における各副断層変位距離減衰式を検討した。活断層設定や地震の再来間隔は 2013 年時点での地震調査研究推進本部長期評価における布田川断層を基本とした。マグニチュード 7 の地震が想定されているので、武村(1990) および Kanamori (1977) より導かれる以下の式からモーメントマグニチュードに換算した。

$$M_w = 0.78M_j + 1.08 \quad (4-5)$$

ここで、 M_w : モーメントマグニチュード、 M_j : 気象庁マグニチュードである。(4-6) 式により $M_w = 6.54$ とした。高尾・他(2013) における副断層変位として以下の式を用いた。

$$\frac{d}{MD} = 0.55e^{-0.17r} \quad (4-6)$$

ここで r は主断層からの距離 (km) である。 MD は次の式から求める。

$$\log(MD) = -5.16 + 0.82Mw \quad (4-7)$$

本事業での副断層変位距離減衰式 ((4-3)式) でも MD を求める際には(4-7)式を用いた。一方、Petersen et al. (2011) では

$$\ln\left(\frac{d}{AD}\right) = -0.1826 \ln(r) - 1.5471 \quad (4-8)$$

ここで AD は主断層の平均変位 (m) で、次の式から求める (Wells and Coppersmith, 1994)。

$$\log(AD) = -6.32 + 0.90Mw \quad (4-9)$$

r は各ピット調査地点とデジタル活断層 (中田・今泉, 2002) からの最短距離とした。図 4-9 は現在整理されている副断層変位距離減衰式 (表 4-1 参照) の各 50 パーセントイルと、ピット調査地点周辺における断層変位分布を示す。

表 4-1 ピット調査地点の断層変位距離減衰式評価に用いた構成式一覧

評価結果	副断層変位距離減衰式	分布関数
図 4-9 青実線	(4-6)・(4-7)	ガンマ分布
図 4-9 赤実線	(4-8)・(4-9)	対数正規分布
図 4-9 黒実線	(4-3)・(4-7)	ガンマ分布

国内や本事業による断層変位距離減衰式は実際の変位よりも大きく、また緩やかに減衰しているのに対して、ワールドワイドデータでは急激に減衰している。これは用いているデータセットの他に、主断層近傍で急激に大きくなる関数の特性も反映されている。

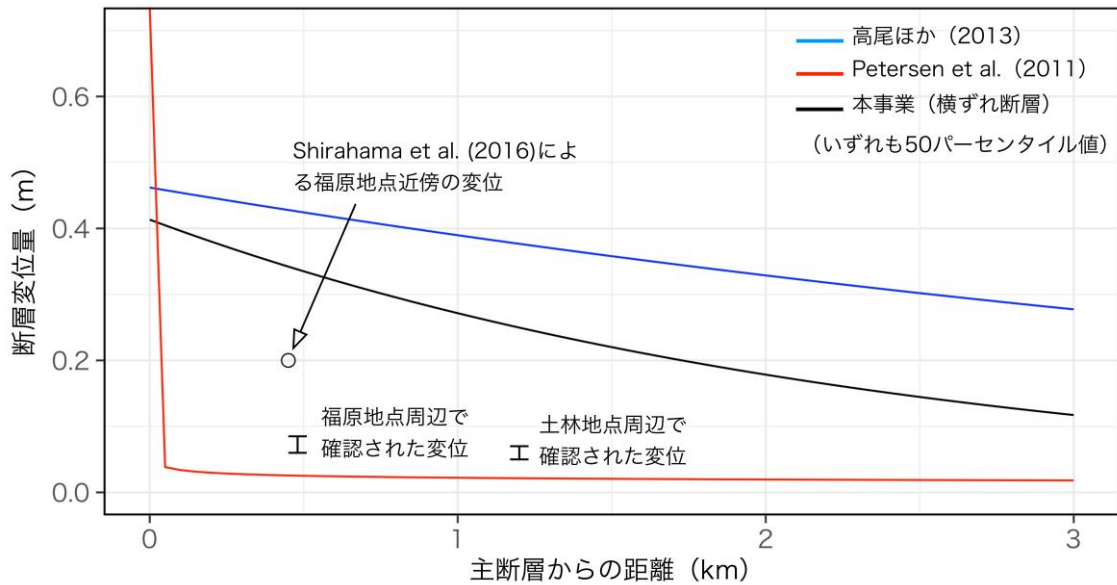


図 4-9 ピット調査地点近傍における既存副断層変位距離減衰式および(4-3) 式による副断層変位距離減衰式。

同様に M_w から直接求めた副断層変位距離減衰式 (表 4-2 参照) を図 4-10 に示す。
 Petersen et al. (2011) は以下の式を用いた。

$$\ln(d) = 1.4016M_w - 0.1671\ln(r) - 6.7991 \quad (4-10)$$

表 4-2 ピット調査地点の断層変位距離減衰式評価に用いた構成式一覧

評価結果	副断層変位距離減衰式	分布関数
図 4-10 青実線	(4-6) ・ (4-7)	ガンマ分布
図 4-10 赤実線	(4-10)	対数正規分布
図 4-10 黒実線	(4-4)	対数正規分布

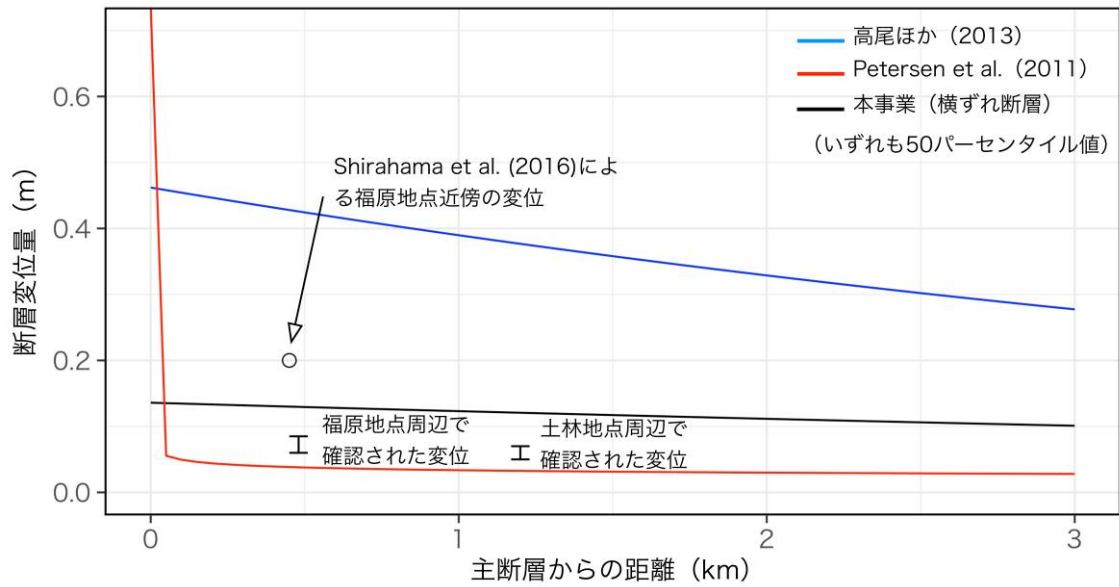


図 4-10 ピット調査地点近傍における既存副断層変位距離減衰式および(4-4)式による副断層変位距離減衰式。Petersen et al. (2011) には (4-10) 式を用いた。

4.4. ネットスリップによる主断層変位距離減衰式の検討

(4-4)式や(4-10)式と同様に Youngs et al. (2003) や Moss and Ross (2011)、高尾・他(2013) では最大変位もしくは平均変位で正規化した断層変位データに対して各種断層変位距離減衰式を構築する。Petersen et al. (2011) では正規化した断層変位データ以外に、マグニチュードから直接断層変位を求める断層変位距離減衰式も求めている。ここでは平成 25 年度断層変位ハザードの評価手法の検討で整理した国内横ずれ断層の主断層変位に対して、Petersen et al. (2011) の 2 次関数を検討した。回帰の結果得られた式を以下に示す。

$$\ln(D) = 2.757Mw + 6.489\frac{x}{l} - 10.85\left(\frac{x}{l}\right)^2 - 20.13 \quad (4-11)$$

標準偏差は0.7843（対数スケール）である。ただし、回帰式のもとになるデータのマグニチュード範囲は非常に狭いため、実際の適用においては注意を要する。回帰のもとになったデータと(4-11)式を示した図 4-11 をみると、断層端部から中央に向かって増加するものの、0.3 付近でピークとなり断層中央部に向かってやや減少する傾向を示すため、本式を用いた断層中央部での評価は注意を要する。このため 2 次関数以外に **bi-linear** など別の関数形での回帰も必要である。

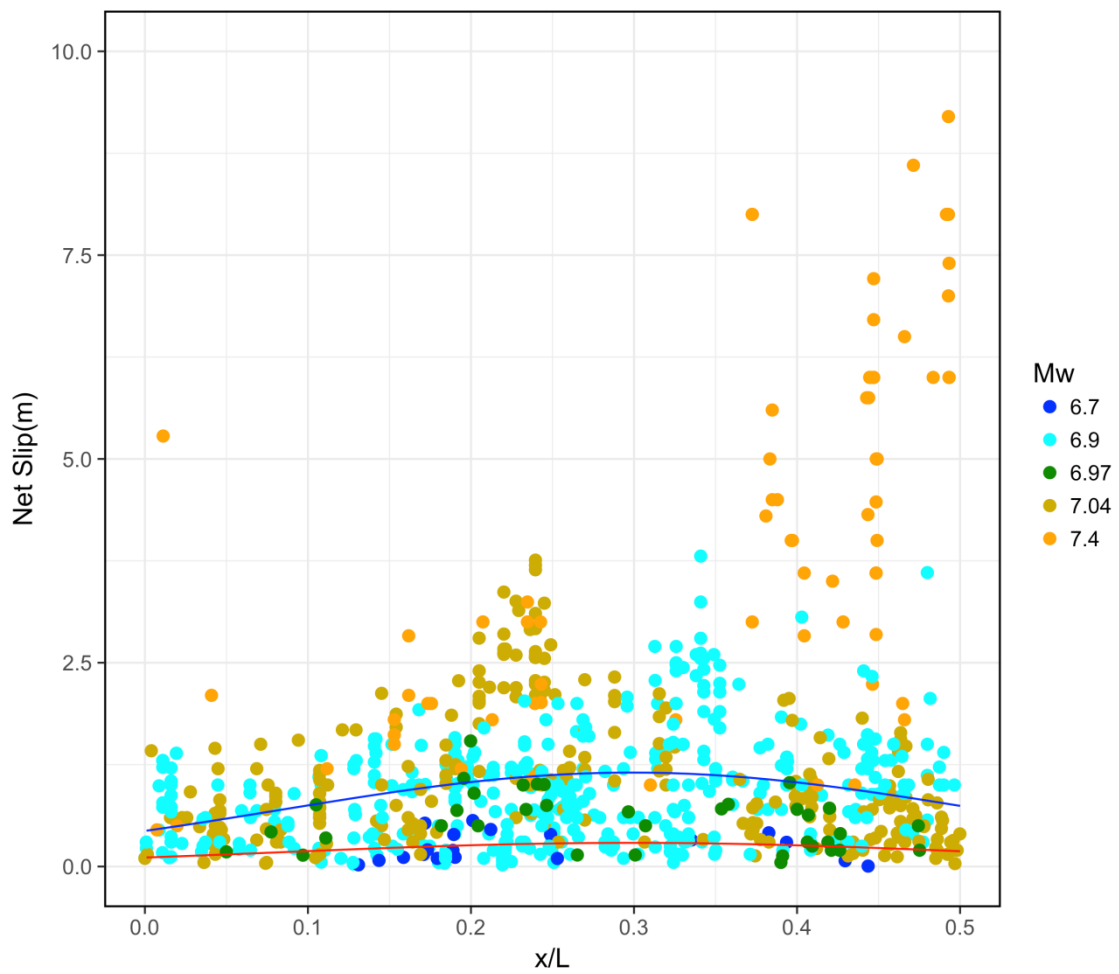


図 4-11 マグニチュードを考慮した主断層変位距離減衰式 (2 次関数)。縦軸は断層変位のネットスリップ (m)。横軸は断層位置 x を地表地震断層長 l で正規化し、中央 (0.5) で折り返した値。青実線は $M_w=7.0$ 、赤実線は $M_w=6.5$ のときの断層変位を示す。

4.5. まとめ

近年公開された 2016 年熊本地震の地表地震断層分布や断層変位分布を整理し、これまでに「平成 25 年度断層変位ハザード評価手法の検討（旧（独）原子力安全基盤機構、現 原子力規制庁）」や「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」で検討してきた横ずれ断層の副断層変位距離減衰式を検証した。その結果、2016 年熊本地震での副断層変位を追加しても得られる減衰式に大きな違いはみられなかった。また、適用範囲のマグニチュードレンジは狭いが、Petersen et al. (2011) で求められているマグニチュードと主断層変位（2 次関数）や副断層変位の距離減衰式も検討した。しかしながら、主断層では断層端部から中央に向かって増加するものの、0.3 付近でピークとなり断層中央部に向かってやや減少する傾向を示すため、2 次関数以外に bi-linear など別の関数形での検討も必要である。

2016 年の熊本地震では最新の計測技術の活用による膨大な主断層・副断層の実データや知見が蓄積された。今後発生する地震については、これまで以上に質・量が向上したデータの蓄積が期待される。しかしながら、そのような地震の発生頻度を鑑みるとデータセットに追加できる地震数の増加の可能性については未知数である。したがって、既存データの区分やモデル化の工夫によるデータ数の増加や、室内実験や数値実験でデータを補間するなどのアプローチも併用して、各種構成式を更新・改良を進めるのが望ましい。

5. 確率論的断層変位ハザード解析に係る知見の整備

5.1. 2016 年熊本地震を対象としたハザード試算

2016 年熊本地震の活動セグメントは 2013 年に見直された（地震調査研究推進本部，2013）活動セグメントとは異なる組み合わせであった。ここでは地震発生前の長期評価結果を用いてピット調査地点近傍のハザード試算を実施した。

5.1.1. J-SHIS モデル

2014 年モデル（<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>）では、布田川断層は平均ケースとして再来間隔 17050 年、最大ケースとして再来間隔 8100 年として評価している。これらの条件を用いてピット調査地点近傍の主断層上での PFDHA を実施した。ここでの試算では、従来の PFDHA ではポアソンモデルを用いているのに対して、時間依存モデルの考え取り入れている点異なる。評価地点を図 5-1 に示す。評価結果を図 5-2 から図 5-5 に示す。再来間隔が長い平均ケースでは両地点とも低い年超過確率を示す。これに対し、再来間隔が 8100 年の最大ケースでは、布田川断層で想定されていた 2m の断層変位に対して再現間隔 20000 年が得られた。

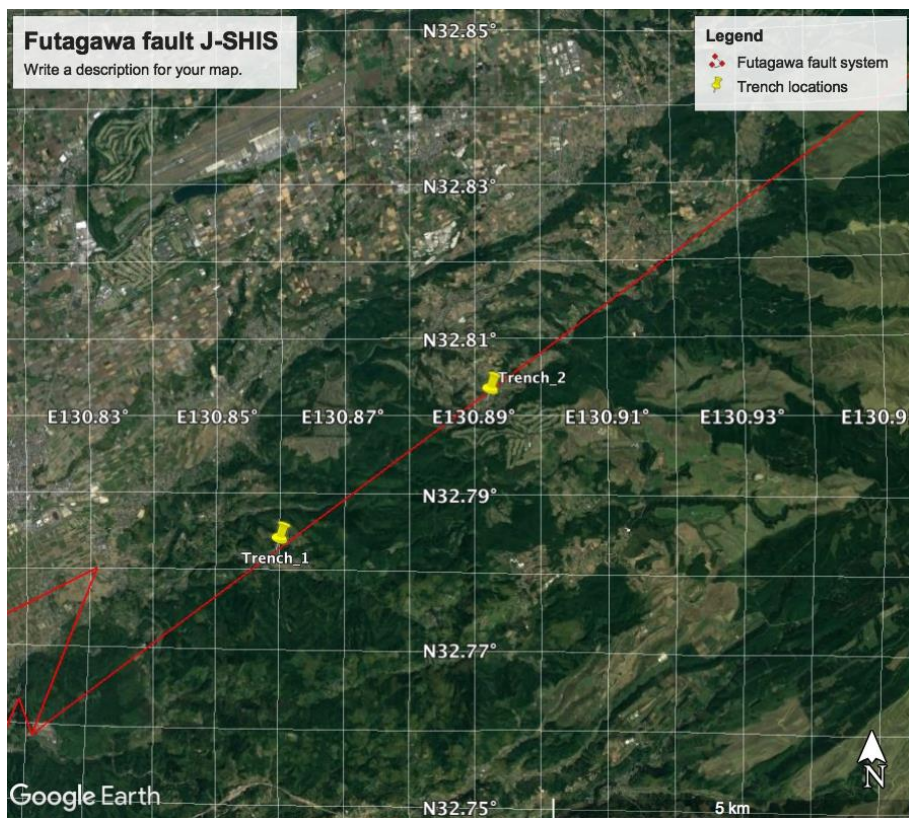


図 5-1 評価地点

J-SHIS2014 max Trench_1

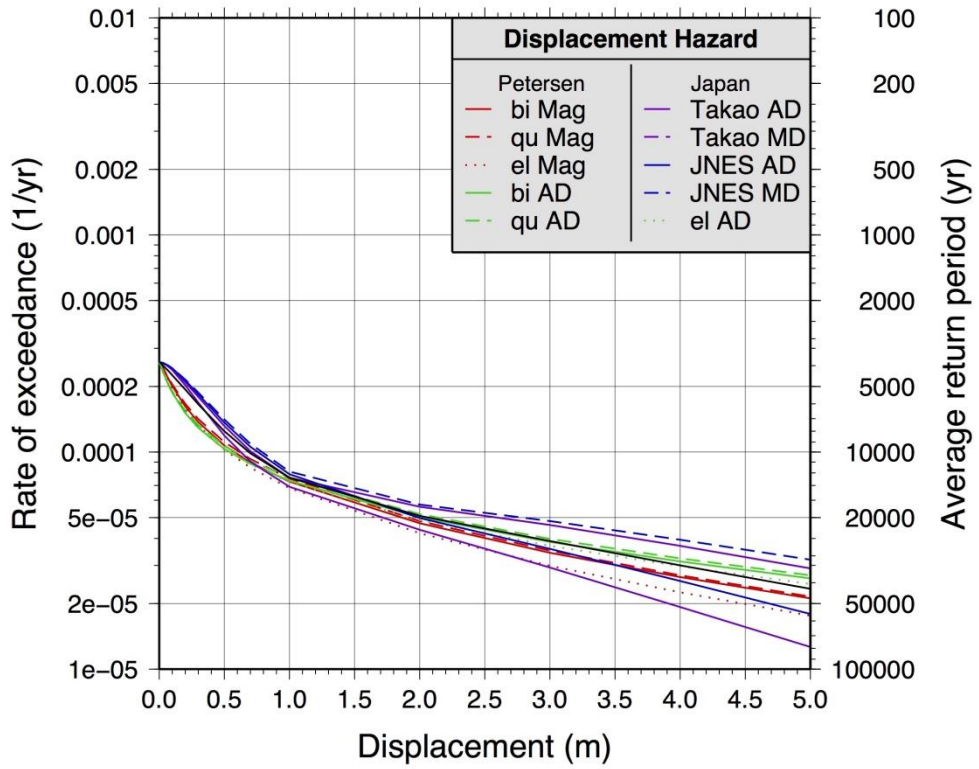


図 5-2 福原地点近傍の主断層上における評価結果（最大ケース）。横軸は断層変位（m）、縦軸は年超過確率。

J-SHIS2014 ave Trench_1

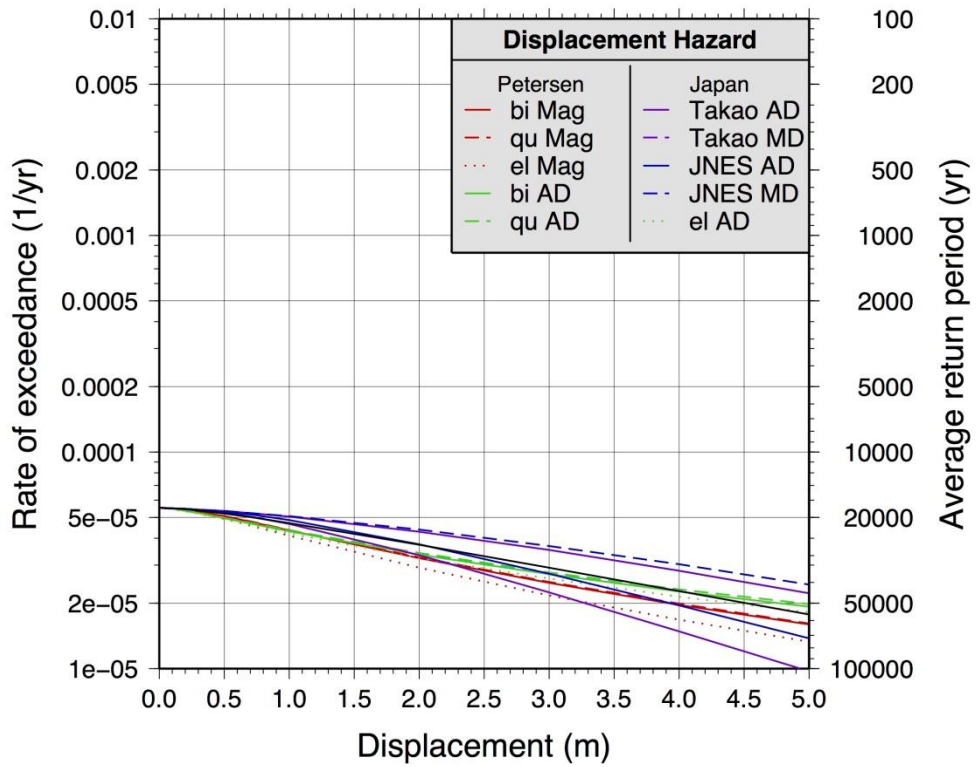


図 5-3 福原地点近傍の主断層上における評価結果（平均ケース）。横軸は断層変位（m）、縦軸は年超過確率。

J-SHIS2014 max Trench_2

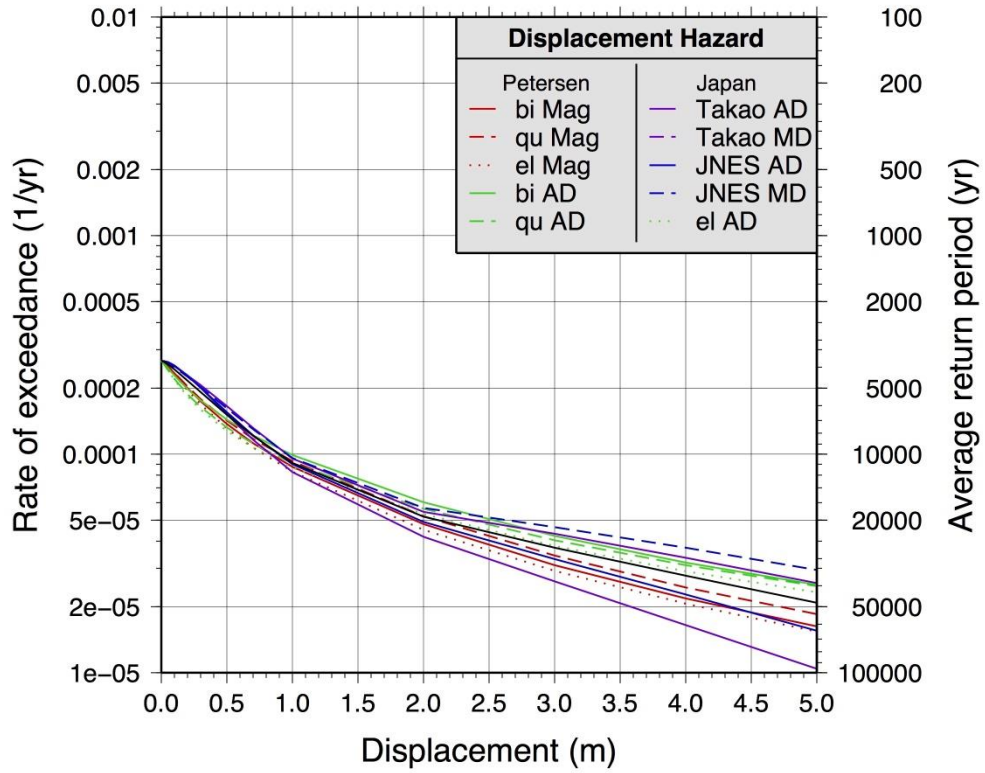


図 5-4 土林地点近傍の主断層上における評価結果（最大ケース）。横軸は断層変位（m）、縦軸は年超過確率。

J-SHIS2014 ave Trench_2

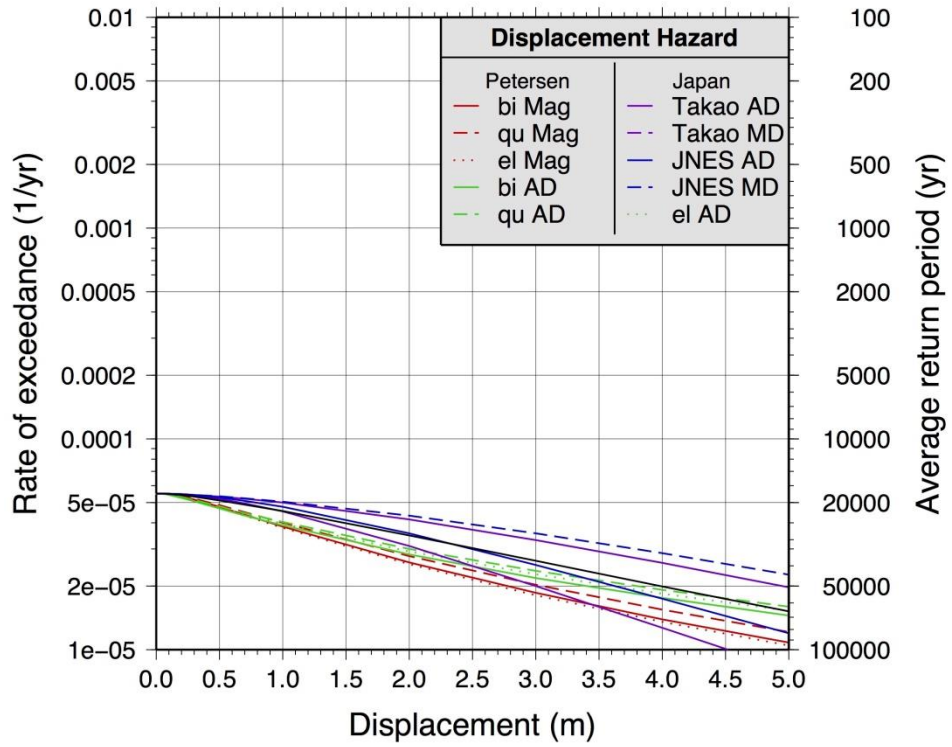


図 5-5 土林地点近傍の主断層上における評価結果（平均ケース）。横軸は断層変位（m）、縦軸は年超過確率。

5.1.1. ピット調査地点の PFDHA

今回のピット調査地点は副断層と思われる地表変状が認められた箇所を実施した。このため、PFDHA も副断層を対象とした評価式となる。副断層関連の PFDHA 構成式が整理されているのは正断層系の Youngs et al. (2003) 、横ずれ断層系の Petersen et al. (2011) 、国内系の高尾・他(2013) と、「平成 25 年度断層変位ハザード評価手法の検討（旧（独）原子力安全基盤機構、現 原子力規制庁）」、「平成 26 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位及び断層極近傍地震動の評価手法の検討）事業」、「平成 27 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」、「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」に大別できる。構成式による違いを検討するために、Petersen et al. (2011) および高尾・他(2013) を中心として副断層のハザード距離減衰式を実施した。高尾・他(2013) による構成式のうち、副断層変位ハザード距離減衰式を本事業で得られたものに置き換えた評価も行った。ここでは、Petersen et al.(2011) を基本とした PFDHA をワールドワイドケース、高尾・他(2013) を基本とした PFDHA を国内ケースとして計算に用いた構成式を(4-2) 式に沿って説明する。

α はワールドワイドケース・国内ケースともに J-SHIS の最大ケースと同様、8100 年を用いた。P($sr \neq 0|m$) については、高尾・他(2013) では以下の式を用いた。

$$\frac{e^{-32.03+4.90Mw}}{1+e^{-32.03+4.90Mw}} \quad (5-1)$$

Petersen et al. (2011) では以下の式を用いた。

$$\frac{e^{-12.51+2.053Mw}}{1+e^{-12.51+2.053Mw}} \quad (5-2)$$

P($d \neq 0|r, m$) は、高尾・他(2013) では以下の式を用いた。

$$\frac{e^z}{1+e^z}$$

$$z = -3.839 + (-3.866 + 0.350Mw)\ln(r + 0.200) \quad (5-3)$$

Petersen et al. (2011) では以下の式を用いた。

$$e^{-1.1538\ln(r)+4.2342} \quad (5-4)$$

P($d \geq d_0|r, m, d \neq 0$) は副断層変位距離減衰式 ((4-6) 式や(4-8) 式) と MD もしくは AD を求める(4-7) 式や(4-9) 式を組み合わせで求めた。(4-6) 式の場合はガンマ分布を、(4-8) 式の場合は対数正規分布を用いた。本事業での副断層変位距離減衰式 ((4-3) 式) を用いた場合のピット調査地点の年超過確率を図 5-6 に示す。用いた各構成式の組み合わせを表 5-1 に示す。

表 5-1 ピット調査地点 PFDHA 評価に用いた構成式一覧

地点	評価結果	主断層出現率	副断層出現率	副断層変位距離減衰式
福原	図 5-6 青実線	(5-1)	(5-3)	(4-6)・(4-7)
	図 5-6 赤実線	(5-2)	(5-4)	(4-8)・(4-9)
	図 5-6 黒実線	(5-1)	(5-3)	(4-3)・(4-7)
土林	図 5-6 青点線	(5-1)	(5-3)	(4-6)・(4-7)
	図 5-6 赤点線	(5-2)	(5-4)	(4-8)・(4-9)
	図 5-6 黒点線	(5-1)	(5-3)	(4-3)・(4-7)

図 5-6 をみると、いずれも主断層に近い福原地点の方が高い年超過確率を示す。福原地点の各断層変位距離減衰式（実線）による違いをみると、青実線・黒実線で示される国内の方が cm オーダーの断層変位から m オーダーの断層変位まで比較的高い年超過確率を示し、10m オーダーになると 1 オーダーから 2 オーダー程度年超過確率が減少するのに対して、ワールドワイドデータでは 10cm オーダーの断層変位から m オーダーの断層変位量に対して 2 オーダー程度年超過確率が減少する。一方、断層変位量が小さい cm オーダー領域をみると、ワールドワイドデータの方が高い年超過確率を示している。土林地点の各断層変位距離減衰式（点線）も同様な傾向を示す。

副断層変位を対象とした PFDHA では、主断層に近いほど急激に変位量が大きくなるワールドワイドデータの評価式では断層変位量が大きくなると年超過確率も減少する。一方、国内データを中心とした評価式では比較的大きな断層変位量まで年超過確率が減少しにくい結果が得られた。

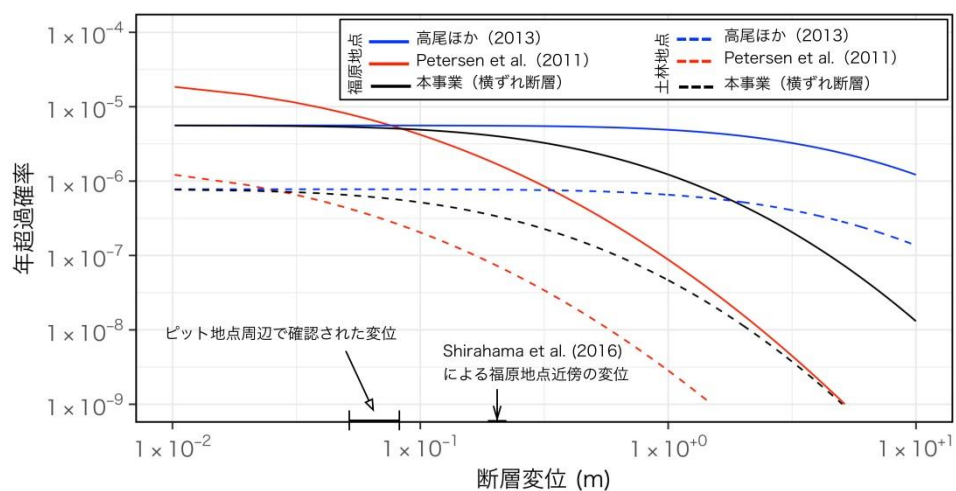


図 5-6 ピット調査地点における評価結果。断層モデルは地震調査研究推進本部を用いた。ピット調査地点の断層変位は、道路や畔など調査地点近傍の断層変位を整理したものを示す。主断層に近い福原地点の方が高い年超過確率を示す。福原地点の各距離断層変位距離減衰式（実線）による違いをみると、国内の方が m オーダーの断層変位まで比較的高い年超過確率を示すのに対して、ワールドワイドデータでは cm オーダーの断層変位から年超過確率が減少する。土林地点も同様な傾向を示す。

5.1.2. 主断層-活断層トレースとの離隔の評価

Petersen et al. (2011) で示されている主断層-活断層トレースとの離隔、もしくは不確実性 ($f_R(r)$) の評価を行った (図 5-7)。表 5-2 に Petersen et al. (2011)、「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討)」による評価結果を示す。

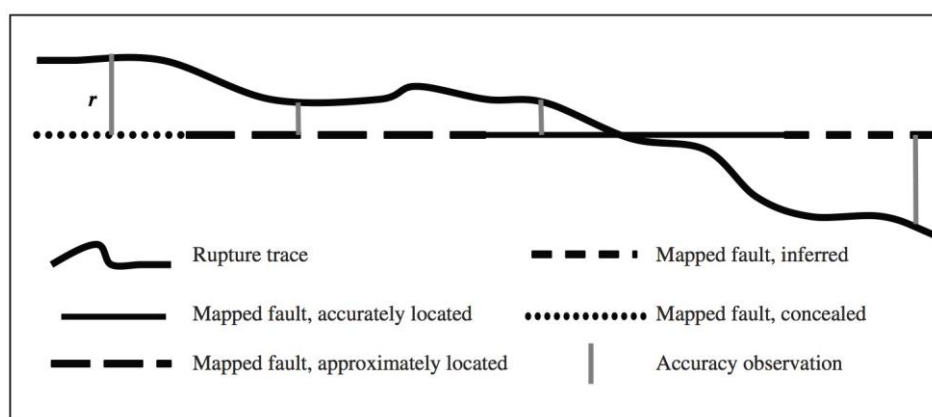


図 5-7 Petersen et al. (2011)による主断層-活断層トレースとの離隔の評価概念図

表 5-2 主断層-活断層トレースとの離隔評価一覧。左: Petersen et al. (2011)、右: 「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討) 事業」による。

Mapping Accuracy	μ (m)	σ' (m)	σ (m)	Earthquake	μ (m)	σ' (m)	σ (m)
All	30.64	43.14	52.92	1995 Kobe	0.73	22	22
Accurate	18.47	19.54	26.89	2014 Nagano	-163	97	190
Approximate	25.15	35.89	43.82	2016 Kumamoto	-1	98	98
Concealed	39.35	52.39	65.52				
Inferred	45.12	56.99	72.69				

$$\sigma = \sqrt{\mu^2 + \sigma'^2} \quad (5-5)$$

ここで μ は活断層と地表地震断層との差の平均値、 σ' は活断層と地表地震断層との差の標準偏差。 σ は (5-5) 式による。Petersen et al. (2011) では、実際には $\mu = 0$ として評価するために (5-5) 式から得られる σ を用いている。実際のピット調査付近の活断層は判読された位置精度が不確かとされている。従って、Petersen et al. (2011) の場合は Mapping Accuracy を Approximate の場合の標準偏差を用いた。本検討の場合は「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費(断層変位評価手法の検討)事業」での評価結果を用いた。断層変位距離減衰式は、副断層は (4-4) 式、主断層は (4-11) 式を用い、そ (5-1) 式による主断層出現率、(5-3) 式による副断層出現率を用いた。

Petersen et al. (2011) の場合の主断層変位は、以下の式を用いた。

$\frac{x}{l} < 0.0036Mw + 0.2804$ の場合は以下の式を適用する。

$$\ln(D) = 1.7969Mw + 8.5206\frac{x}{l} - 10.2855 \quad (5-6)$$

$\frac{x}{l} \geq 0.0036Mw + 0.2804$ の場合は以下の式を適用する。

$$\ln(D) = 1.7658Mw - 7.8962 \quad (5-7)$$

D は主断層変位 (cm) を示す。この他、(4-10)式による副断層変位、(5-2)式による主断層出現率、(5-4)式による副断層出現率を用いた。主断層-活断層トレースとの離隔の分布は Petersen et al. (2011)と同様に正規分布を仮定し、ベル型の重み付けを行い、離隔幅は 2σ までとした。

表 5-3 図 5-8 の解析に用いた各種構成式一覧

主断層出現率	主断層変位	副断層出現率	副断層変位	分布関数
(5-2)	(5-6)	(5-4)	(4-10)	対数正規分布

表 5-4 図 5-9 の解析に用いた各種構成式一覧

主断層出現率	主断層変位	副断層出現率	副断層変位	分布関数
(5-1)	(4-11)	(5-3)	(4-4)	対数正規分布

図 5-8 に Mapping Accuracy を考慮した Petersen et al. (2011)による評価結果を示す。図 5-9 に Mapping Accuracy を考慮した「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位評価手法の検討) 事業」による断層変位距離減衰式を用いた評価結果を示す。Mapping Accuracy の σ が大きい「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位評価手法の検討) 事業」での評価結果の方がより断層周辺に広く 50 年で 0.25% の断層変位が 5cm よりも大きなゾーンが分布している。Mapping Accuracy の評価以外に断層分布の形態を考えると、評価地点付近は断層走向が変化し複雑であると予想される。この場合断層分布形態に基づく Mapping Accuracy は「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費 (断層変位評価手法の検討) 事業」で用いた値よりも大きく、より広範囲に分布することが予想される。活断層分布の位置精度以上に分布形態によるばらつき要因の評価が重要であると思われる (表 5-5)。

表 5-5 Petersen et al. (2011) による断層分布の複雑性による活断層-地表地震断層間の距離

Complexity	Mean (m)	One-Sided Standard Deviation (m)	Two-Sided Standard Deviation On Fault (m)
Simple, concealed	36.58	49.96	61.92
Simple, inferred	31.49	38.29	49.57
Complex, concealed	90.31	73.12	116.2
Complex, inferred	83.23	81.30	116.35

一方、活断層近傍をみると、Petersen et al. (2011)の方が 30cm 程度の断層変位を示す。本事業における評価結果ではおよそ 20cm 程度になっている。これは用いている主断層変位距離減衰式が同じマグニチュードであれば、今回の評価地点では Petersen et al. (2011)による方が大きい。このため主断層近傍の断層変位量に違いが生じていると考えられる。

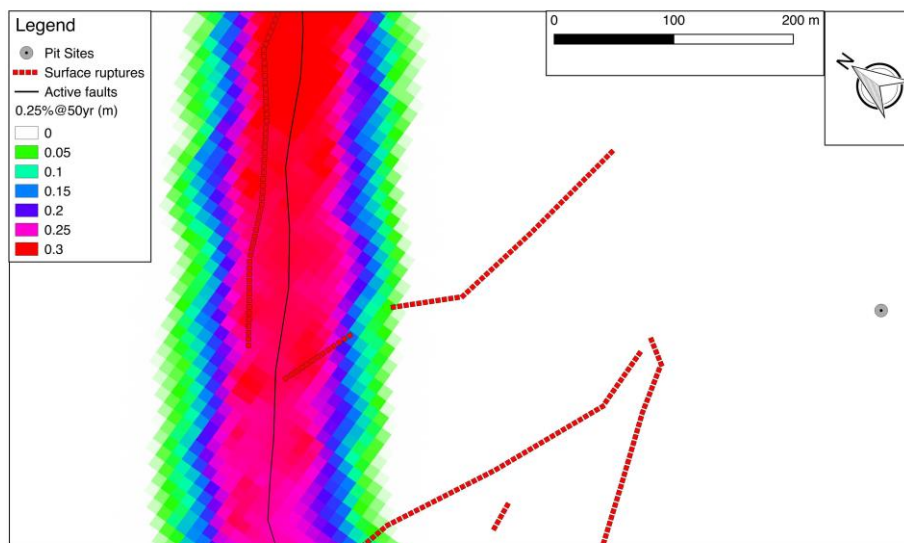


図 5-8 Mapping Accuracy が Approximate の場合の Petersen et al. (2011) による評価結果。

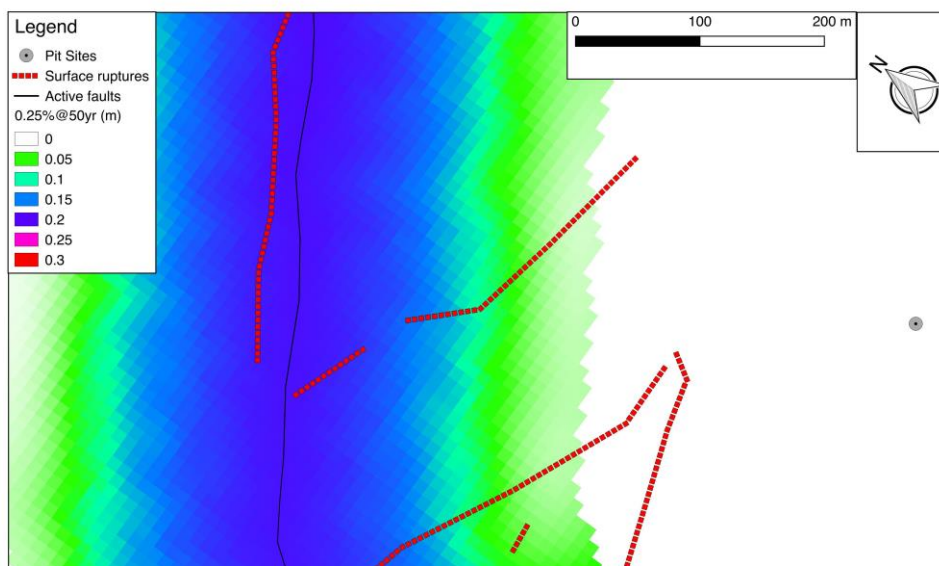


図 5-9 「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」での Mapping Accuracy を考慮し、本事業における断層変位距離減衰式を用いた評価結果。主断層・副断層の出現率は高尾・他(2013) に基づく。

5.2. まとめおよび今後の課題

従来の PFDHA に時間依存モデルを組み合わせたピット地点近傍の主断層上での PFDHA の結果、布田川断層の想定されている断層変位量 2m に対して、再現間隔 20000 年が得られた。

ピット調査地点に従来の副断層変位ハザードを適用した結果、主断層に近いほど急激に変位量が大きくなるワールドワイドデータの評価式では断層変位量が大きくなると年超過確率も減少する。一方、国内データを中心とした評価式では比較的大きな断層変位量まで年超過確率が減少しにくい結果が得られた。

また、ピット調査地点近傍において、Petersen et al. (2011) による主断層-活断層トレースとの離隔評価を行った。評価地点近傍は断層セグメントの境界付近に位置しており、地震前に明らかであった活断層分布よりも、より幅広く地表地震断層や断層変位が出現している。熊本地震での検討結果に基づく Mapping Accuracy を適用すると、より広い範囲まで主断層変位が出現するゾーンが認められた。Petersen et al. (2011) による断層分布が複雑なケースを採用した場合、本検討と同程度以上の広がりが見込まれるため、断層分布形態を評価・組み込むことは、主断層近傍の評価に重要だと思われる。

今回実施したピット周辺の確率論的断層変位解析を通じて、既存研究で提示されている断層変位距離減衰式をはじめとした構成式の特徴と、評価結果に与える影響について検討を行った。まだ解析していない構成式の組み合わせによる解析や、様々な地点での評価結果の蓄積を通じて、評価地点に適した構成式が用いられているかどうか検証を進めていく必要がある。

- Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis (PFDHA)," *Earthquake Spectra*, Vol.19, No. 1, pp. 191-219.
- 10) 高尾 誠・土山滋郎・安中 正・栗田哲史(2013) 「確率論的断層変位ハザード解析手法の日本における適用」, 『日本地震工学会論文集』, 第 13 巻, 第 1 号, 17-32 頁.
 - 11) 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」, 『地震第 2 輯』, 第 43 巻, 第 2 号, 257{265 頁.
 - 12) Kanamori, Hiroo (1977) The energy release in great earthquakes," *Journal of Geophysical Research*, Vol. 82, No. 20, pp. 2981{2987.
 - 13) Wells, Donald L. and Coppersmith, Kevin J. (1994) New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement," *Bulletin of the Seismo-logical Society of America*, Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002.
 - 14) 中田 高・今泉俊文(2002) 『活断層詳細デジタルマップ』, 第 DVD-ROM2 枚・60p・付図 1 葉号, 東京大学出版会.
 - 15) Moss, Robb Eric S. and Ross, Zachary E. (2011) Probabilistic fault displacement hazard analysis for reverse faults," *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 101, No. 4, pp. 1542-1553.
 - 16) 地震調査研究推進本部(2013) 「布田川・日奈久断層帯の評価(一部改訂)」, 『地震調査研究推進本部 HP』, (http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/93_futagawa_hinagu_2.pdf).

Ⅲ編

国内外の知見収集

国内外の研究集会等での事業成果発表

検討会の実施

6. 国内外の知見収集

6.1. 日本地震学会 2017 年度秋季大会

2017年10月25日から27日にかけてかごしま県民交流センターで開催された。熊本地震とそれに伴う永久変位を含む断層変位に関する各種研究成果も多く発表されていた。関連する発表論文を表 6-1 に示し、図 6-1 および図 6-2 に主要な論文として松元・他、および上田・他、の論文の要約を示す。

表 6-1 関連発表リスト

タイトル	著者	番号	概要
2016 年熊本地震における地表地震断層近傍の強震動特性と建物被害（その 1）益城町と西原村の観測記録の再現性に関する一考察	田中信也、引間和人、金田惇平、久田嘉章	S15-01	
活断層の長期評価に基づく強震動評価の改良	森川信之、藤原広行、岩城麻子、前田宣浩	S15-28	
動学的断層モデルに基づく地表断層の最大すべりと震源近傍の強震動評価：横ずれ断層の場合	加藤研一、田所萌似香、大塚康弘、渡辺哲史、植竹富一、引間和人	S15-30	
2016 年熊本地震の地震断層直下の断層露頭 — 西原村大切畑ダム付近の布田川断層帯の活動史	松山和馬、遠田晋次、村上智昭、坂東雄一、高橋直也、加茂圭祐、中原毅、高見智之	S10-10	
2016 年熊本地震（Mj7.3）の永久変位を含む長周期（2 秒以上）地震動評価のための特性化震源モデル	松元康広、宮腰研、入倉孝次郎、高浜勉	S15-P02	○
強震記録のインバージョンによる震源モデルをもとにしたすべり時間関数の設定	吉田邦一	S15-P17	
地表地震断層の出現率に関する考察	井上直人	S19-P02	
2016 年熊本地震時に出現した 2 系統の地表地震断層群の活動履歴：益城町寺迫および下陣におけるトレンチ調査結果	上田圭一、宮脇理一郎、家村克敏、横山俊高、宮脇明子	S22-P01	○

著者	松元康広、宮腰研、入倉孝次郎、松元康広
タイトル	2016年熊本地震 (Mj7.3) の永久変位を含む長周期 (2秒以上) 地震動評価のための特性化震源モデル
出典	日本地震学会講演予稿集 2017年度 秋季大会

【要約】

2016年熊本地震本震を対象に、断層近傍の観測点の永久変位を含む長周期(2秒以上)地震動評価のための特性化震源モデルの構築を試みている。地震動評価の対象観測点は自治体震度観測点の西原村小森(KMMP48)と益城町宮園(KMMP51)、KiK-net 益城の地表(KMMH16)の3点で、地震動評価手法は波数積分法(Hisada and Bielak, 2003)を用いている。

➤ 特性化震源モデル

対象観測点の直下の浅部に LMGA を設定している。LMGA のすべり量は断層近傍の強震動記録の2回積分に基づく永久変位量や震源インバージョン結果等を参考に、西原村直下の LMGA3 は 4 m、益城町直下の LMGA2 は 1.5 m としている。

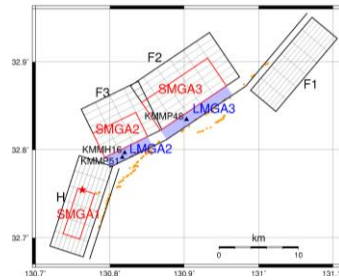


図1 特性化震源モデル

➤ 結果

KMMP48 と KMMH16 は永久変位を含む変位波形、速度波形ともに概ね再現できている。KMMH51 も変位波形は概ね再現できているが、速度波形の再現性は KMMH16 よりも芳しくない。これは、観測速度波形の最大値が KMMH16 と KMMH51 で顕著な違いが見られることに起因しており、今後は観測記録等の詳細な検討が必要と考えられる。

ところで、西原村直下の LMGA3 に与えたすべり量 (4 m) は Shirahama *et al.* (2016) による地表での観測変位量 (約 2m) に比べると明らかに大きい。そこで、LMGA3 に地表での観測量に整合するように 2 m のすべり量を便宜的に深さ 0.3 km 以浅に与え、深さ 0.3 km 以深のすべり量は 4 m のままとしたモデルで地震動評価を試みた。そのようなモデルでも KMMP48 の観測波形を概ね再現できることが分かる。

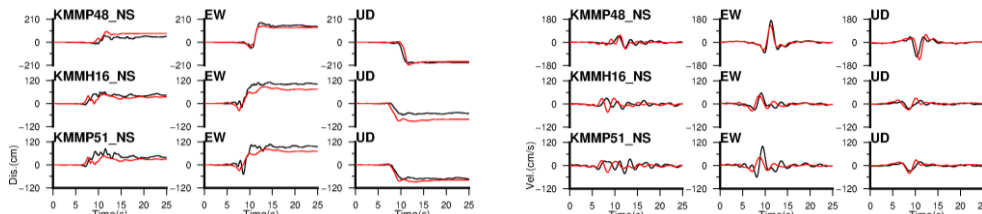


図2 3地点の変位波形の比較 (左:変位、右:速度)
(LMGA3のすべり量は一律4m)

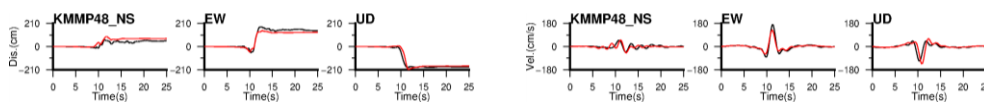


図3 KMMP48の変位波形の比較 (左:変位、右:速度)
(LMGA3のすべり量は0.3km以浅は2m、0.3km以深は4m)

➤ まとめ

断層近傍の観測点の永久変位を含む長周期 (2秒以上) 地震動は、断層浅部に LMGA を設定した特性化震源モデルで観測記録を概ね再現可能であることが示された。また、LMGA の地表付近のすべり量を地表での観測量に整合するようなモデルを用いても観測記録を概ね再現可能であることが示されている。

著者	上田圭一、宮脇理一郎、家村克敏、横山俊高、宮脇明子
タイトル	2016 年熊本地震時に出現した 2 系統の地表地震断層群の活動履歴：益城町寺迫および下陣におけるトレンチ調査結果
出典	日本地震学会講演予稿集 2017 年度 秋季大会
<p>【要約】</p> <p>2016 年熊本地震本震では、布田川ー日奈久断層沿いに地表地震断層群が出現した。このうち、益城町寺迫～下陣地区の平野部では、右横ずれ変位主体の ENE-WSW 系の断層群と、左横ずれ変位主体の NW-SE 系の断層群は認められた。ここでは、両断層群の活動履歴ならびに断層挙動とそのメカニズムの解明を目的として、両断層群のトレンチ調査を益城町寺迫および下陣において実施した。その結果を以下に示す。</p> <p>【右横ずれ変位主体の ENE-WSW 系地表地震断層群】</p> <p>地表地震断層群が長さ約 3 km の区間で認められた。当断層群を対象としたトレンチ調査を寺迫地区の 2 か所で実施した。</p> <p>1) 寺迫第 1 トレンチ：</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ 熊本地震時に出現した地表地震断層は、約 50 cm の右横ずれ変位と北側低下約 15 cm の上限変位を有する。 ・ トレンチ（深さ約 4 m）では、礫層・砂層を変位させる高角度の断層群が幅約 1 m のゾーン（断層帯）で認められた。 ・ 下位の層準ほど断層帯沿いの上下変位量が大きく、変位の累積が確認された。 ・ 少なくとも 4 回の古地震イベントが識別された。 <p>2) 寺迫第 2 トレンチ（第 1 トレンチの西南西約 250 m の地点）：</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ 熊本地震時において当箇所の水田は帯状に陥没し（幅約 5 m）、用水路の撓みから約 50 cm の右横ずれの変位が推定される。 ・ トレンチ（深さ約 3 m）では、砂層・シルト層を挟在する礫層を変位させる高角度の断層が、その上位の礫層などに被覆される構造が観察された。 <p>3) 古地震イベント年代：</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ 2016 年熊本地震の 1 回前の古地震イベントはおよそ 2000～1700yrBP、2 回前のイベントはおよそ 6500～4400yrBP と推定される。 <p>【左横ずれ変位主体の NW-SE 系地表地震断層群】</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ 地表地震断層群が長さ約 500 m の区間で出現し、約 40 cm の左横ずれ変位が認められた。 ・ トレンチ調査（深さ約 4 m）を実施した。 ・ トレンチ調査の結果、礫層、砂層などを変位させる高角度の断層が観察された。 ・ 各地層と断層の切断・被覆関係、上下変位量および変形の程度の差をもとに、3 回の古地震イベントが推定された。 ・ 推定された古地震イベントのうち、最近の 2 回のイベントは、およそ 9500yrBP 以降に生じたと考えられる。 	

図 6-2 上田・他の要約

6.2. 日本地震工学会年次大会 2017

2017年11月13日から14日にかけて東京大学生産技術研究所で開催された。熊本地震とそれに伴う永久変位を含む断層変位に関する各種研究成果も多く発表されていた。関連する発表論文を表6-2に示し、図6-3及び図6-4に主要な論文として田中・他、および入倉・倉橋の論文の要約を示す。

表 6-2 関連発表リスト

タイトル	著者	番号	概要
地表地震断層近傍における断層変位を含む長周期成分の地震動評価のための震源モデルの設定	田中信也、金田惇平、引間和人、久田嘉章	P1-1	○
平成28年熊本地震における地表地震断層近傍の建物被害	門馬直一、藤原広行、中村洋光、佐伯琢磨、内藤昌平、下村博之、山田哲也	P1-39	
震源断層近傍の長周期地震動評価のための特性化震源モデルの拡張－2016年熊本地震(Mw7.0)の断層近傍地震動による検証－	入倉孝次郎、倉橋奨	P3-2	○
断層変位に対する原子力安全：リスク評価と工学的な対応策(1)断層変位のハザード評価	神谷昌信、奈良林直	P3-31	
断層変位に対する原子力安全：リスク評価と工学的な対応策(2)原子力学会報告書の概要と尤度評価手法の適用性	高尾誠、鈴木義和、谷和夫、山崎晴雄、奥村晃史	P3-32	

著者	田中 信也、金田 惇平、引間 和人、久田 嘉章
タイトル	地表地震断層近傍における断層変位を含む長周期成分の地震動評価のための震源モデルの設定
出典	日本地震工学会・大会－2017 梗概集、P1-1

【要約】

本研究では、地表地震断層近傍における永久変位を含む長周期成分の地震動評価が可能な震源モデルの設定方法を構築することを目的としている。はじめに、すべり速度時間関数については、既往の研究に基づき、規格化 Yoffe 関数でモデル化を行い、地震発生層以浅と地震発生層内で異なる形状を与える必要があると述べている。

次に、地表震源断層近傍の強震動記録を解析対象とした 7 地震の震源インバージョン結果を収集し、地震発生層内とそれ以浅のすべり量・すべり分布について整理している。その結果、地震発生層以浅と地震発生層内のアスペリティは多くの場合で接し、連続していることを示している。また、地震発生層以浅のアスペリティのすべり量は地震発生層内のアスペリティと大きな違いがなく、このことは既往の研究による知見とも調和的であると述べている。

これらの構築方法の検証として 2016 年熊本地震を対象に地震動評価を行っている。その結果、KiK-net 益城では観測記録を概ね再現できるものの西原村では過小評価となっている。この改善のための方法として、2 つの方法が検討されている。1 つは地震発生層以浅の諸元の不確かさとして、地震発生層以浅のすべり量を大きく、すべり速度時間関数を短めに設定し、すべり角にも調整を加えている。もう 1 つは、放射特性の節にあたっていることが過小評価の要因と考え、西原村近傍で確認されている出ノ口断層をモデルに加えている。その結果、後者の方がすべり量の増加分が少なく、多くのパラメータの調整を必要としないことから、巨視的断層面が精度良く設定できれば、本研究の設定方法により地表地震断層極近傍の観測記録を再現できることになる、としている。このような巨視的断層面の設定は、特に西原村のように評価地点周辺で複数の地表地震断層が確認されている場合には注意が必要と考えられる。しかし、地震の発生以前の情報から精度良く設定するためには課題が多く、今後検討を進めたいとしている。

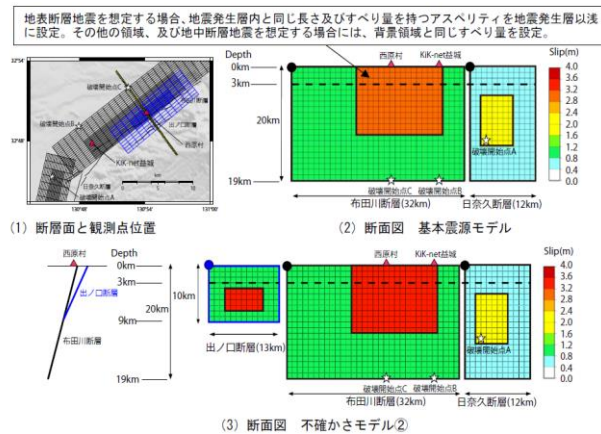


図 1 2016 年熊本地震を想定した拡張レシピに基づく震源断層モデル

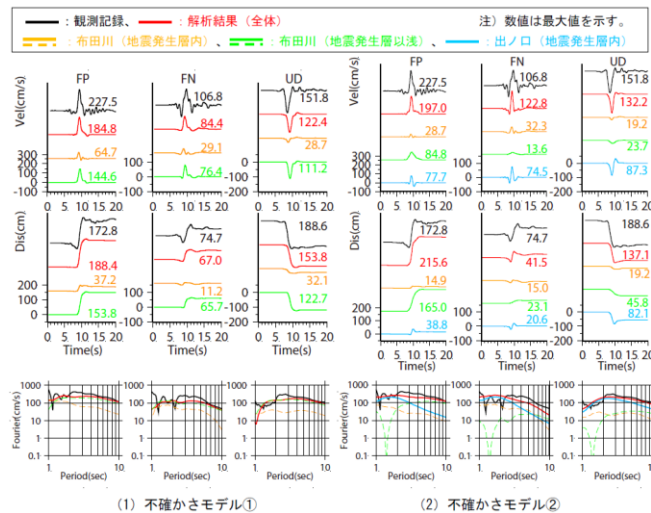


図 2 不確かさを考慮した場合の西原村における地震動評価結果

著者	入倉孝次郎、倉橋奨
タイトル	震源断層近傍の長周期地震動評価のための特性化震源モデルの拡張 －2016年熊本地震(Mw7.0)の断層近傍地震動による検証－
出典	日本地震工学会・大会－2017梗概集、P3-2

【要約】

2016年熊本地震(Mw7.0)を対象に、従来のSMGAのみによる特性化震源モデルを用いた解析では、地表断層に近いが2km以上離れたKiK-net益城やK-NET大津(KMM005)を含む観測点ではよく一致しているが、より地表断層に近い西原村小森(93048)などに見られるリング・ステップを有する長周期地震動が再現できないことを確認している。

このようなリング・ステップを有する長周期地震動を再現することを目的に、図1に示すように長周期地震動生成域(Long-period Motion Generation Area, LMGA)を設定した解析を実施している。

解析手法としてはHisada and Bielak (2003)による、断層のずれによる平行成層構造中の極近傍地震動の計算が可能な波数積分法を用いている。図1に示すように、西原村小森(93048)および益城町宮園(93051)の近傍にそれぞれ1個のLMGAを設定することにより、図2に示すように両地点のリング・ステップを有する長周期地震動が再現されている。このことから、2016年熊本地震のように地表地震断層が出現するような規模の大きい内陸地殻内の地震に対して断層近傍域の強震動予測を行う場合には、本論文で新しく定義された拡張特性化震源モデルを用いてリング・ステップを含む長周期地震動の評価が必要であると述べられている。

課題としては、今後は将来の予測に対して、事前の調査で得られた活断層のどこにLMGAを設定するべきかについての検討が必要であることが述べられている。

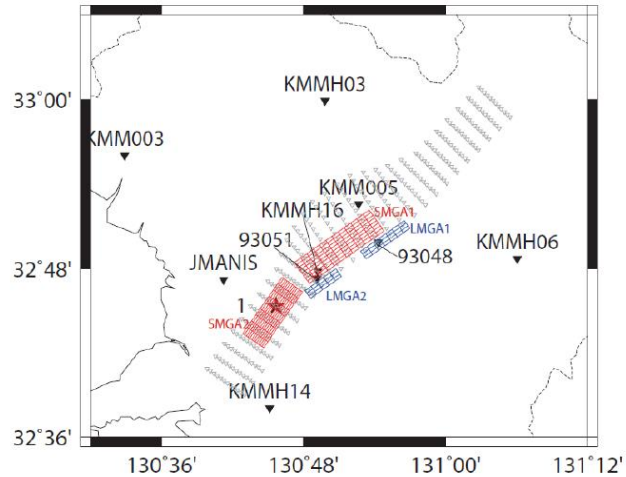


図1 評価に用いられた拡張特性化震源モデル (赤: SMGA、青: LMGA)

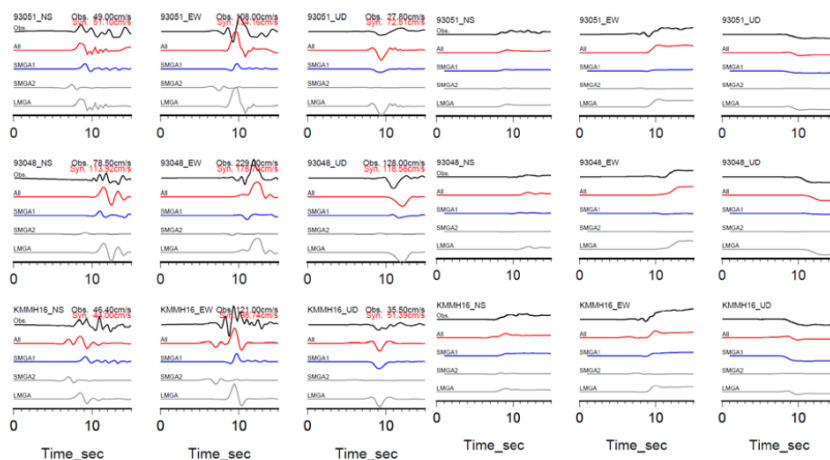


図2 拡張特性化震源モデル (LMGA+SMGA モデル) から生成されるシミュレーション波形と観測記録との比較

図 6-4 入倉・倉橋の要約

6.3. 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年11月15日に土木学会講堂で開催された。熊本地震に関連した内容が多く、断層帯近傍の評価に関する運動学的・動力的シミュレーションに関する各種研究成果が多く発表されていた。関連する発表論文を表6-3に示し、図6-5及び図6-6に主要な論文として生玉・他、および近藤・他の論文の要約を示す。

表 6-3 関連発表リスト

タイトル	著者	番号	概要
動力的断層破壊シミュレーションによるモデル断層近傍における地震動の比較～地表に断層が現れない場合と現れる場合～	山田雅行、今井隆太、高椋恵、藤原広行	5	
動力的断層破壊シミュレーションによる2016年熊本地震本震の断層極傍における強震動と永久変位の再現	ドルジャパラム サロル、壇一男、入江紀嘉、小穴温子、藤原広行、森川信之	6	
横ずれ断層近傍強震動への破壊伝播の影響	香川敬生、吉田昌平、野口竜也	8	
地表地震断層極近傍における強震動及び永久変位の評価のための震源モデルの設定法	生玉真也、川里健、川上洋介、納所昌広、小穴温子、壇一男、鳥田晴彦、岡田康男	9	○
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	近藤香、本橋英樹、李騰雁、河戸克志	10	○
物理モデルに基づく断層近傍での地震動シミュレーション	津田健一、川辺秀憲	16	

著者	生玉真也、川里健、川上洋介、納所昌広、小穴温子、壇一男、鳥田晴彦、岡田康男
タイトル	地表地震断層極近傍における強震動及び永久変位の評価のための震源モデルの設定法
出典	断層帯近傍における地震動評価に関するシンポジウム、講演番号 9

【要約】

本研究では、地表地震断層極近傍における強震動及び永久変位の評価を行うことを目的として、まず地表から震源断層までの断層全体を含めたモデル化の考え方を提案し、次にその考え方の妥当性の検証のため、2016年熊本地震本震(M7.3)における地表地震断層近傍の地震記録の再現解析を実施している。

本研究では、震源断層上端から下端までの震源断層、つまり強震動予測レシピで対象としている断層に関するモデルを深部断層モデル、それ以浅の地表から震源断層上端までのモデルを浅部断層モデルと定義している。本研究では、深部断層モデルは強震動予測レシピに沿って設定し、浅部断層モデルは、深部断層モデルのアスペリティの直上部分は大すべり域とし、それ以外は小すべり域としている。大すべり域のすべり量は、調査結果か、無い場合には松田(1975)のM-Dの関係式、もしくは松島・他(2010)の知見を参考にアスペリティの1.0~1.5倍、のいずれかの経験的関係を利用して設定する。小すべり域は大すべり域のすべり量に、深部断層のアスペリティのすべり量に対する背景領域のすべり量の比を掛け合わせた値とすることを提案している。最大すべり速度は、香川・他(2004)を参考に、浅部断層の大すべり域、小すべり域の最大すべり速度は、深部断層のアスペリティ、背景領域のそれぞれ1/2とすることを提案している。

これらのモデル化方法の検証として、熊本地震本震の震源をモデル化し、統計的グリーン関数法と波数積分法のハイブリッドにより評価した結果とKiK-net益城、西原村小森(自治体)での観測記録との比較を行っている。その結果、速度波形ではEW成分、変位波形では3成分全てで従来の深部断層のみでは過小評価となるが、浅部断層を考慮することによって再現できること、特に西原村の永久変位には浅部断層が大きく影響していることを確認している。

同様に傾斜角90度の仮想横ずれ断層に対して提案手法を適用した結果では、浅部断層の影響は地表地震断層付近の速度と変位の断層平行成分に顕著に現れることを確認している。

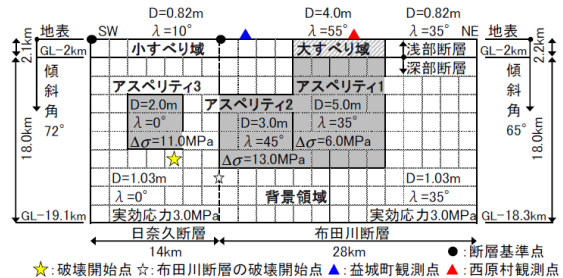


図1 検証に用いた震源断層モデル

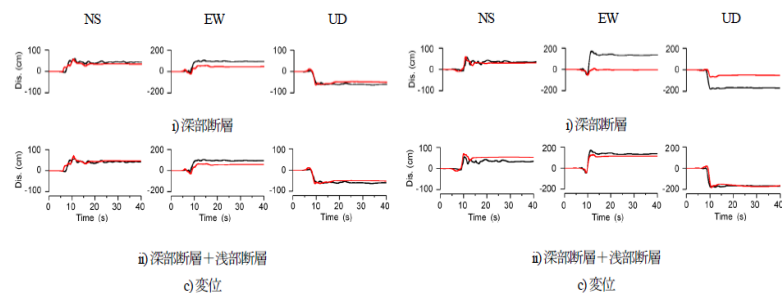


図6 益城町の波形 (—:記録, —:計算)

図7 西原村の波形 (—:記録, —:計算)

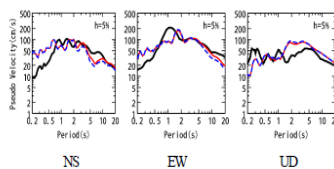


図8 益城町の擬似速度応答スペクトル (黒:記録, 青:深部, 赤:深部+浅部)

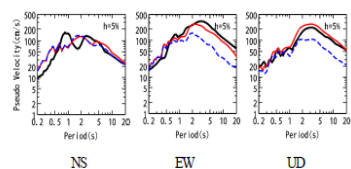


図9 西原村の擬似速度応答スペクトル (黒:記録, 青:深部, 赤:深部+浅部)

図2 検証結果と観測記録との比較

図 6-5 生玉・他の要約

著者	近藤香、本橋英樹、李騰雁、河戸克志
タイトル	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
出典	断層帯近傍における地震動評価に関するシンポジウム、講演番号 9

【要約】

大規模地震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った。斜面崩壊をシミュレーションするためには、対象となる山地の地盤構造と水位状況を把握することが重要となる。そこで、本検討の地盤構造は近傍のボーリング調査結果を中心に、斜面形状は防災科学技術研究所の地震ハザードステーション(J-SHIS)で公開されている三次元地下構造モデルを参考に設定している。水位状況については、地震後の観測水位状況の調査報告(国土交通省)より、地表付近に水位が分布していないため斜面の水位状況は「ない」と設定している。また、本検討で対象とした斜面崩壊地点近傍では地震動記録が存在しないため、入力地震動は理論的手法(波数積分法、原田・王(2005))により推定を行っている。

➤ 入力地震動の作成

既往研究の情報を参考に断層位置と断層パラメータを決定し、観測波形の再現性を確認した後に、阿蘇大橋付近の地震動波形を推定した。

断層種類	右横ずれ断層				
	SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA4	SMGA5
断層番号					
平均走向角 θ (°)	56	223	234	254	197
平均傾斜角 δ (°)	57	60	70	65	80
平均すべり角 λ (°)	355	200	210	45	176
断層長 L (km)	8	7	23	11	6
断層幅 W ₀ (km)	15	12	13	10	8
断層面積 S (km ²)	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 ²)	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1 想定震源断層の断層パラメータ

図2 推定した震源断層の位置

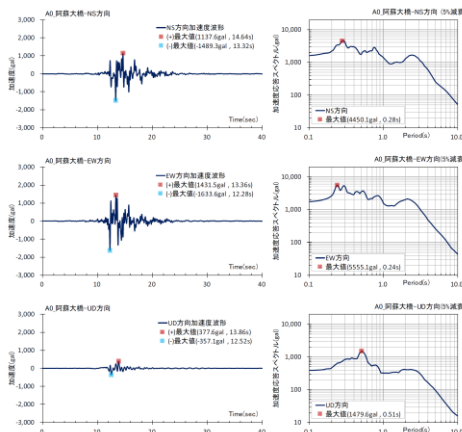


図3 阿蘇大橋付近の推定地震動波形(加速度波形と加速度応答スペクトル)

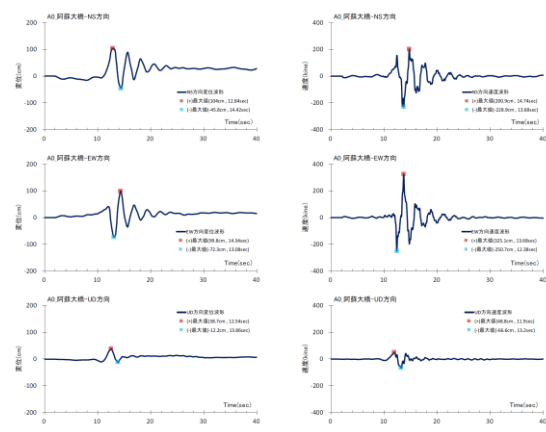


図4 阿蘇大橋付近の推定地震動波形(速度波形と変位波形)

➤ 地盤構造モデルの作成

本検討の土層構成は、ボーリング調査結果を参考に地表から 10 m に軟弱な粘性土、それ以深にある岩盤層を基盤層として簡略的に設定した。

	N値	Vs m/s	γ kN/m ³	G kN/m ²
粘性土層	9	208	18	79471
基盤層	—	750	20	1147959

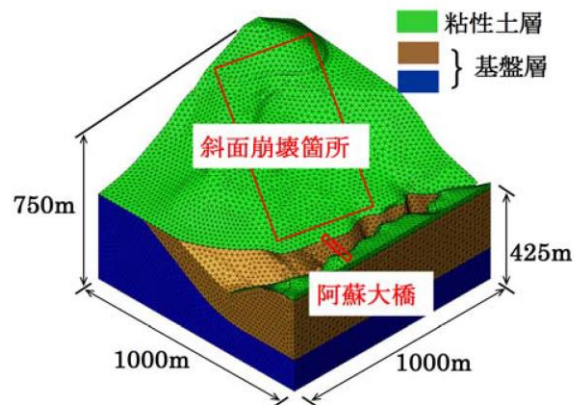


図5 地盤物性値

図6 三次元の地盤構造モデル

▶ シミュレーション解析

三次元の地盤構造モデル（線形地盤）の底面に熊本地震の推定地震動を水平方向に入力し、地震応答解析を行った。解析結果は次の通り。基盤層の最大ひずみは1.0%程度留まるのに対し、軟弱な粘性土層の最大ひずみは概ね2.0%以上発生しており、地盤の非線形性を考慮すれば更にひずみが大きくなると考えられる。一方、モデル底面付近もひずみが発生しているが、これはモデル底面を固定境界とすることでひずみが集中したものと考えられるため、モデル底面の境界条件（固定境界⇒粘性境界）、モデル範囲を広げる等の改善が必要と考えられる。

最大ひずみのコンターを調整して斜面崩壊写真と横並びにすると斜面崩壊範囲と最大ひずみが大きく発生している範囲が概ね一致することが確認できている。

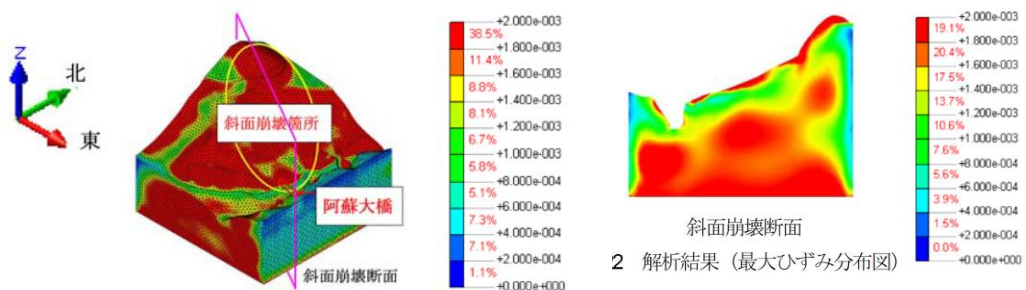


図7 解析結果（最大ひずみ分布図）

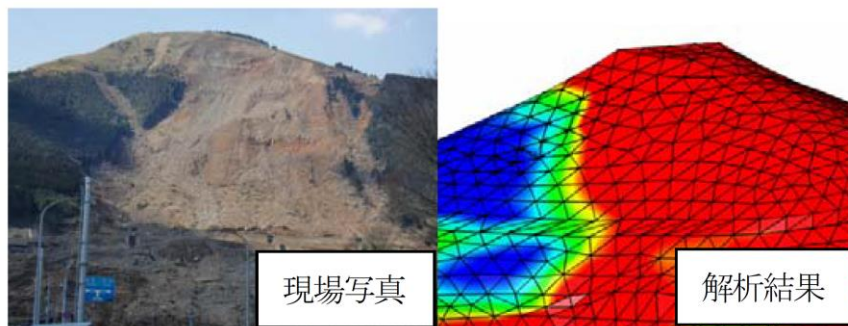


図8 現場写真（2017/3/28撮影）と解析結果

図 6-6 近藤・他の要約

6.4. 2017 AGU Fall Meeting

2017年12月11日から15日にかけて米国ニューオリンズで開催された。2016年熊本地震やカイクウラ地震に関する各種研究成果も多く発表されていた。関連する発表論文を表6-4に示し、図6-7及び図6-8に主要な論文としてBeyer et al.、およびCooke et al.の論文の要約を示す。

表 6-4 関連発表リスト

タイトル	著者	番号	概要
Looking for Off-Fault Deformation and Measuring Strain Accumulation During the Past ~70 years on a Portion of the Locked San Andreas Fault	Michael Vadman and Sean P. Bemis	G43B-0943	
Off-fault seismicity suggests creep below 10 km on the northern San Jacinto Fault	Michele L. Cooke and Jennifer L. Beyer	G53A-0768	
Simulation of Co-Seismic Off-Fault Stress Effects: Influence of Fault Roughness and Pore Pressure Coupling	Billy Falth, Bjorn Lund and Harald Hokmark	S43B-0872	
Evaluation of Earthquake-Induced Effects on Neighbouring Faults and Volcanoes: Application to the 2016 Pedernales Earthquake	Marta Bejar, Jose Antonio Alvarez Gomez, Alejandra Staller, Marco P Luna, Raul Perez LopezOriol Monserrat, Kervin Chunga, Gerardo Herrera, Luis Jordá, Aracely Lima and Jose J. Martínez-Díaz	S53C-0718	
Mechanical properties of conjugate faults in the Makran accretionary prism estimated from InSAR observations of coseismic deformation due to the 2013 Baluchistan (Mw 7.7) earthquake	Rishabh Dutta, Jonathan Harrington, Teng Wang, Guangcai Feng, Hannes Vasyura-Bathke and Sigurjon Jonsson	T22A-03	
Deformed Fluvial Terraces of Little Rock Creek Capture Off-Fault Strain Adjacent to the Mojave Section of the San Andreas Fault	Katherine M Scharer, Adrien Moulin and Eric Cowgill	T31A-0612	
Spatial and Temporal Variations in Slip Partitioning During Oblique Convergence Experiments	Jennifer L Beyer. Michele L Cooke and Kevin Toeneboehn	T31A-0613	○

Dynamic Evolution Of Off-Fault Medium During An Earthquake: A Micromechanics Based Model	Harsha S. Bhat and Marion Y Thomas	T31B-0627	
Dynamic rupture models of subduction zone earthquakes with off-fault plasticity	Stephanie Wollherr, Iris van Zelst, Alice-Agnes Gabriel, Ylona van Dinther, Elizabeth H Madden and Thomas Ulrich	T41C-0642	
Long term fault system reorganization of convergent and strike-slip systems	Michele L Cooke, Jessica McBeck, Alexandra E Hatem, Kevin Toeneboehn and Jennifer L Beyer	T42A-06	○

著者	Jennifer L Beyer, Michele L Cooke and Kevin Toeneboehn
タイトル	Spatial and Temporal Variations in Slip Partitioning During Oblique Convergence Experiments
出典	AGU Fall Meeting, Abstract, T31A-0613
<p>【要約】</p> <p>湿潤したカオリンを用いて、slip-partitioning (断層滑りの分配) の模型実験を行った。実験では最初の断層が形成された後に、2番目の断層が形成される様子が認められた。各断層における変位は異なるセンスを示す。今回の実験では、収斂角度、既存断層の有無の影響で3種類の結果が得られた。収斂角度が低角の場合、既存断層の有無にかかわらず逆断層に先行した横ずれ断層が形成された。収斂角度が中程度の場合、断層滑りの分配は既存断層の有無に依存した。いずれのケースでも最初に逆断層が形成され、既存断層に沿って横ずれ断層が形成される場合と、最初の断層が最も高角な部分で2番目の逆断層が形成される場合があった。既存断層周辺もしくは既存断層が無い場合に2番目に形成された断層変位分布から、これら分配された断層変位は断層系の携帯に依存することが示唆される。</p>	

図 6-7 Beyer et al. の要約

著者	Michele L Cooke, Jessica McBeck, Alexandra E Hatem, Kevin Toeneboehn and Jennifer L Beyer
タイトル	Long term fault system reorganization of convergent and strike-slip systems
出典	AGU Fall Meeting, Abstract, T31A-0613
<p>【要約】</p> <p>数多く繰り返す地震サイクルを模擬した室内実験や数値シミュレーションは、断層系を最適化するための断層の再配列の様子を明らかにしてきた。断層の再配列が行われる間に、断層から離れた場所での変形が進む。室内実験や数値シミュレーションでも断層セグメント間の相互作用による周辺場での応力再配置・最適化が進み、これが次の断層活動、すなわちより最適な形状の断層系への再編成を引き起こす様子が示されている。</p> <p>室内実験や数値シミュレーションの結果からは、断層の再配列にはテクトニックセッティングの変化は必ずしも必要ないことが示唆された。すなわち、断層系の形態や内陸地殻の応力蓄積・開放過程に依存する。</p>	

図 6-8 Cooke et al.の要約

7. 国内外の研究集会等での事業成果発表

本事業について、以下各節に示す集会等で成果発表を行った。以下、各節内で、

- (1)発表時期
- (2)発表の方法
- (3)発表の概要

について示す。

7.1. 2nd Wrokshop on Best Practices in Physics-based Fault

Rupture Models for Seismic Hazard Assessment of Nuclear

Installations (BestPSHANI2)

決定論的評価および確率論的評価に関する検討の以下の内容について、BestPSHANI2に投稿した。

7.1.1. 決定論的評価に関する検討

- (1) 発表時期

平成 30 年 5 月 14 日～16 日のいずれか 1 日

- (2) 発表の方法

口頭またはポスター発表

- (3) 発表の概要

題名：Asperity models to predict surface fault displacement caused by earthquakes: The 2010 Mw 7.0 Darfield (New Zealand) earthquake

概要：2010 年 Darfield 地震を対象に、地震発生時に表層に現れる変位を予測するための特性化震源モデルについての検討内容について、発表する。

7.1.2. 確率論的評価に関する検討

- (1) 発表時期

平成 30 年 5 月 14 日～16 日のいずれか 1 日

- (2) 発表の方法

ポスター発表

- (3) 発表の概要

題名：Evaluation of off-fault displacement of 2016 Kumamoto earthquake

概要：2016年熊本地震において本事業で実施した副断層のピット調査地点付近を対象とした確率論的断層変位評価結果について発表する。先行研究における断層変位距離減衰式や本事業で検討してきた断層変位距離減衰式による超過確率の検討を行い、各適用式の違いによるハザード評価に与える影響について議論する。

7.2. 11th National Conference on Earthquake Engineering

以下に示す内容について、11th National Conference on Earthquake Engineering (11NCEE) に投稿した。

(1) 発表時期

平成 30 年 6 月 25 日～29 日のいずれか 1 日

(2) 発表の方法

口頭発表による。

(3) 発表の概要

題名：CHARACTERISTICS OF OFF-FAULT DISPLACEMENT DISTRIBUTION
- STRIKE AND REVERSE-FAULTING -

概要：「平成 25 年度断層変位ハザード評価手法の検討（旧（独）原子力安全基盤機構、現 原子力規制庁）」や「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」で検討してきた横ずれ断層および逆断層における副断層の変位分布や得られる断層変位距離減衰式の特性について整理し発表する。また、国内の地震において Petersen et al. (2011)で示される主断層-活断層トレースの離隔評価についての検討結果も議論する。

7.3. 日本地球惑星科学連合 2018 年大会

以下に示す内容について、日本地球惑星科学連合 2018 年大会に投稿した。

(1) 発表時期

平成 30 年 5 月 20 日～24 日のいずれか 1 日

(2) 発表の方法

ポスター発表による。

(3) 発表の概要

題名 : Study on the evaluation method for fault displacement: Deterministic evaluation approach based three step considerations (part2).

概要 : 決定論的評価検討の一環として、横ずれ断層の一つとして 2010 年 Darfield 地震を対象に試解析を実施し観測記録(変位)との比較を実施した。

8. 検討会の実施

本事業を進めるにあたり、外部有識者を交えた検討会を実施した。検討会は、

- (1)事業開始時
- (2)事業中間時
- (3)事業終了時(事業成果報告)

を予定し、事業開始および終了時については、全外部有識者を交えての実施、中間時においては一部有識者を交えて実施した。以下に今回本事業で依頼した外部有識者一覧、検討会の実施時期、実施方法、参加者について示す。

8.1. 外部有識者について

表 8-1 に本事業において、検討会実施に際し参加をお願いした有識者一覧を示す。

表 8-1 外部有識者一覧

お名前	ご所属	備考
香川敬生	鳥取大学工学研究科教授	—
釜江克宏	京都大学原子炉実験所教授	—
竹村恵二	京都大学理学研究科教授	—
松島亘志	筑波大学構造エネルギー工学域教授	—
楠本成寿	富山大学理工学研究部准教授	—
隈元崇	岡山大学理学部地球科学准教授	—

8.2. 検討会の実施

8.2.1. 事業開始時

表 8-2 に事業開始にあたり実施した検討会の一覧を示す。

表 8-2 事業開始時検討会開催一覧

No	実施日時	場所	実施形式	参加者(敬称一部略)
1	17/11/10 10:30～12:00	筑波大学	個別ヒアリング [※]	筑波大・松島先生 GRI・井上 KKE・高浜、登柳
2	17/11/13 10:30～12:00	KKE	個別ヒアリング [※]	岡山大・隈元先生 GRI・北田 KKE・高浜、松元、登柳
3	17/11/20 10:00～12:00	鳥取大学	個別ヒアリング [※]	鳥取大・香川先生 GRI・井上 KKE・高浜、松元、登柳
4	17/11/29 14:45～17:15	京都大学	個別ヒアリング [※]	京都大・釜江先生 GRI・井上 KKE・高浜、松元、登柳
5	17/11/30 10:30～16:00	KKE	個別ヒアリング [※]	富山大・楠本先生 GRI・北田、井上 KKE・高浜、登柳
6	17/12/01 13:00～16:00 17/12/02 09:00～12:00	京都大学	個別ヒアリング [※]	京都大・竹村先生 GRI・北田、井上 KKE・高浜、登柳

【凡例(以下同様)】

個別ヒアリング[※]：各有識者の先生へ個別に訪問しヒアリングを実施する形式

集合：有識者の先生にお集まり頂き、ヒアリングを実施する形式

NRA：原子力規制庁

GRI：(一財)地域地盤環境研究所

AIT：愛知工業大学

PSC：(株)パスコ

KKE：(株)構造計画研究所

8.2.1.1. ヒアリングの要点

本事業の検討内容について説明を行った。以下、意見等の要点を示す。

(1) 事業開始時検討会 1

○今後想定しているアナログ実験について

・実験は副断層を対象に砂などの均質な場を想定しているのか。

→はい。副断層を対象に含めたいと考えている。

→副断層を対象にした場合に、均質なモデルでは基礎研究としての位置づけでは有効と思われるが、実現象の不均質な場を想定した応用的な観点での事象への適用が難しい面も考えられる。

均質なモデルの他、実現象やサイトに着目した検討など考慮すると良いと思われる。

→岩盤を想定した実験について相似則を合わせこむなど、小さい実験の規模では難しい面もあると思われる。

○ピット調査について

- ・地表の状態(道路、田畑、etc)により、亀裂の有無に変化がある。地表面の硬さ、状況などと亀裂の有無、大きさについてデータを蓄積すると(定量的な)関連性など見えてくる可能性もあるのでは。

- ・今回のピット調査において、累積性などは見えるのか。

→累積性があれば、確認できる可能性がある。

(2) 事業開始時検討会 2

○事業全体を通じての言葉の定義について

- ・専門毎に、また個人により断層の定義について様々な解釈がある。その意味で資料に記載の”活断層”と、“主断層”についてどのような定義をされているか。また副断層はどのような定義か、例えば再現性の有無による区別などしているのか。

→資料内の図は、説明上”活断層”を活断層詳細デジタルマップ(デジ活)に記載の断層、”主断層”を地震時に実際に現れた断層の意図で記載しており、どちらも同じ意味で捉えている。また本事業における副断層の定義は、”主断層が活動したことを契機として、二次的に、また受動的に地表に形成された断層。主断層の活動に伴い周辺の応力状態が変化し形成されるもの”と捉えている。

→PFDHA では、主/副断層の区別は主断層からの離隔距離の観点が大きく、副断層発生の再現性・累積性は観点として考慮しづらい。

○特性化震源モデルの構築について

- ・地震調査研究推進本部(地震本部)などでも熊本地震を受けて、断層面の面積(あるいは幅)を設定する際に、D0%~D90%の考慮の可否を検討する動きがある。本事業においても、地震発生層以深の検討を実施するが、地震本部や他研究の動きを意識・考慮した話しとすると、説明性が高くなると思われる。

○表層の数値解析について

- ・資料にあるような砂箱実験の結果について、砂箱実験をモデル化した数値解析で説明できることを確認した上で、実現象を対象とした解析を行う方向で説明があると、納得性が高まると考える。

○ピット調査について

- ・副断層として考慮する幅のスケール、副断層の定義に相違があるように見える。専門家によっては、デジ活に定性的に沿うものが主断層、それ以外が副断層と定義する方もいる。資料中の図だけを見ると、紫のバンド内に入るものは副断層と見えてしまうこともあるので、説明・定義が必要。
- ・2016年熊本地震を対象に検討を進めているが、例えばデジ活等で布田川・日奈久断層を作成した人で地震発生後に詳しく観測されている先生に話を伺うと有意義と思われる。心当たりの有識者の紹介することはできると思う。

(3) 事業開始時検討会 3

○特性化震源モデルの構築について

- ・地震発生層以浅のすべりの考え方について、どこを原因として副断層が発生するかにより考え方が変わるのではないかと思われる。例えば阿蘇の外輪山のような堆積層などの断層との仕訳をどう考えていくか大切と思う。

○ピット調査について

- ・副断層のタイプについて色々あると思われるが、今回の調査地点はどのようなタイプのものか。
→分類として、過去に断層発生の履歴(古傷)があるか、主断層からの距離、いわゆる赤線の活断層から定性的に外れるケース、など考えられるが、今回の調査地点については、副断層と思われる地点としての選択で、明確な分類がされているものではない。

(4) 事業開始時検討会 4

○本事業での副断層(Distributed fault)の定義について

- ・「…主断層の活動に伴い周辺の応力状態が変化し形成されるもの」との記載があるが、これは副断層の出現理由を追記しているものである。

○決定論・確率論的評価を使った総合評価方法の検討について

- ・決定論的評価による結果は、確率論的評価に必要なデータセットとして補完していく。

○全体的な話

- ・地表地震断層が現れた時、それらが地下でつながっているか、つながっていないかを把握する必要がある。

○Darfield 地震の特性化震源モデル構築の検討について

- ・既往文献の地震動波形から評価した変位波形の算定方法を把握しておいた方が良い。
- ・既往文献の GPS データによる永久変位量と地震動波形から評価した永久変位量に差異が見られる地点もあるが、どちらを真値として取り扱うかを考えた方が良い。

(5) 事業開始時検討会 5

○今回のピット調査地点となる、福原および土林を見学頂く。また、その後本年度事業内容について、決定論および確率論的評価に関する検討内容を説明した。

(6) 事業開始時検討会 6

○本年度事業内容について、決定論および確率論的評価に関する検討内容を説明した。また、万年山断層に関する特徴的な拠点(断層崖の発生箇所や、過去の変状が地表に現れている箇所の地層構造や地質学的な性質、マクロ的な視点からの大きな地形的変動の様子)を実際に確認しながら、本事業の検討対象との類似点や対比等について、意見を頂いた。

8.2.2. 事業中間時

事業中間時の検討会として、ピット調査地点(福原および土林)を視察頂きピット調査内容等について、意見を頂く。概要は以下の通り。

日時：2017年12月6日(水) 10:00～15:00

参加者：京都大 竹村先生(外部有識者)、入倉先生(AIT)、井上(GRI)、郡谷(PSC)、
渋谷(PSC)、松元(KKE)、孫(KKE)

概要：

- ・各層の地質年代が分かると良い。
(その他、ピット調査方法や地層内容についての技術的な質疑応答。)

8.2.3. 事業終了時(事業成果報告)

(1) 2016年熊本地震に関するピット調査結果報告

- ・今回の LC-InSAR で抽出した結果の変動の大きさは計算できるか
→今回抽出したものは変位量が小さいため、2.5次元解析を行っても変位量の推定は難しい。
- ・福原ピットの断層線が5本とも異なる場所に分散されている事象に違和感を覚える
→既往の事例でも同様の事象は報告されているため、有り得ることと考える
- ・法面において F4 及び F5 は砂～砂礫層に覆われているだけであるため、層序表におけるイベントの記載方法については語弊があるのではないかと指摘通りのため、訂正する。
- ・他機関による調査結果は内部検討用であるため、公表資料には使用できないことに留意してほしい
→承知した。
- ・断層活動の繰り返し性など、量的なものは分かるか

→現時点の調査結果では不明であり、コメントできない。阿蘇系火砕流堆積物の帰属が判明すれば繰り返し性についても明らかになる可能性がある。

- 今後 LC-InSAR を活用するにあたっての留意点を教えてほしい
 - 対象により苦手部分（斜面、水域、建物等の倒壊地）があることに留意する。また、衛星の方向によっても見え方に違いが出てくることに留意する。熊本地震での LC-InSAR の判読結果は小俣ほか(2017)を参照のこと。
- LC-InSAR からの変位の可能性のある地点のピックアップは自動化されているのか
 - 現状では処理の自動化については構想段階であり、手作業での確認作業を行っている。
- LC-InSAR の干渉縞のスケールはどのくらいか
 - 青から白までを 11.6cm とし、16 段階に分けて描画している。
- LC-InSAR の判読結果からは、熊本地震における副断層の分布範囲は南北にどの程度と推定できるか
 - 2km 程度まで分布するものと見ている。ただし、カルデラ壁での変状について、主断層沿いの副断層と分離する為のアルゴリズム等が必要と考える。
- LC-InSAR の判読結果についての検証は何か実施しているか
 - すべての地点について検証できたわけではないが、現地踏査、前震・本震後の空中写真及び既往報告を用いた検証を実施中である。
- 副断層の定義をどう考えているか
 - メイントレースと地下で繋がっているかどうかについての検証は困難であるため、変動地形学的に明瞭でないもの（地形に表れていないもの）で、今回活動したものを想定している。ただし、福原地点については繰り返し活動していることが明らかとなっているため、本当に地形に表れていないかどうかという点については、再度検証する必要がある。
 - 震源断層から派生・分岐していないもの。反射法地震探査やボーリングによる検証も考えられるが、微小な変化であるため明瞭な答えが出ない可能性が高い

(2) 確率論的評価手法の検討

- 横ずれ断層の距離減衰式図の実線とポイントに乖離があるように見えるが、どのような理由か。
 - 実線は 90 パーセントイルで作成している。中央値や低いパーセントイルで作成するとポイントに近い実線となる。

- ピット周辺の距離減衰式図の、“エ” マークと“○” マークは、それぞれ何のデータか。
→左側のエマークは福原、右側のエマークは土林のデータを示す。○マークは Shirahama et al. (2016)が福原の調査地点から少し離れた場所で測定したデータをプロットしている。
- 青線の“**This project**”は、熊本のデータを示しているのか。
→熊本だけのデータではなく、本事業で収集したデータを示している。
→その場合、赤線も青線も国内のデータから算出しているのでは、同じ線になるのではないか。
→同じデータを使えば原則として同じになるが、副断層の認定の差などから異なる線になっている。
- **Mapping Accuracy in JP Eq** ページの例えば熊本地震の図について、断層から 250m 離れた際に 50cm の変位が期待できると解釈して良いのか。
→論文をベースに評価しているもので、絶対値としてどこまで再現できているかについては、さらに検討が必要なものである。
→縦軸のタイトルを「**Displacement**」とすると誤解を与える可能性があるので、「確率密度」等の記載が良いのでは。
→了解した。

(3) 地震発生層以浅を考慮した特性化震源モデルの検討(2010 年 Darfield 地震)

- 地表地震断層の変位量が 5m となることについての検討の中で、LMGA1 の東側と西側で同じすべり量を与えているのか。
→同じすべり量を与えている。また、GDLC から遠い LMGA1 の東側のすべり量を地震動の変位記録からは拘束することは難しい。
- すべり角は 180° で実施しているが、メカニズム解などからの値か。
→メカニズム解はおおよそ右横ずれであり、それを参考にしている。
- 2010 年 Darfield 地震における地表変位について、Central Segment や West Segment は北側が Down、南側が Up であるのに対し、East Segment は北側が Up、南側が Down である。これらに関して、感度解析の model2 で設定したすべり角はどのような意味になるのか。
→Central Segment や West Segment に対応する東西走向の断層面は本検討では南傾斜を仮定しているため、例えば、断層面南側が Down の場合は正断層成分を含むと考え、すべり角を 210° と設定した。
- アスぺリティ 1 とアスぺリティ 2 について、分割することに意味があるか。
→一つにまとめると、断層面東側の観測点でディレクティブティ効果が効き過ぎる傾向があり、分けている。

- 動力学破壊シミュレーションによる変位量分布が複数ケース示されているが、今回採用しているのはどの分布か。
→図中の一番内側の赤色の結果（Masp23）を採用している。
- LMGA のすべり量はどのように決めたか。
→動力的破壊シミュレーションで得られたすべり量の平均を参考にしている。
- LMGA4 も観測記録を再現するために追加したと考えて良いか。
→はい。それなりに大きなすべりがあるのと、LMGA4 を追加しないと観測記録の再現性が難しかったので追加している。

(4) 2016 年熊本地震を対象とした動力的破壊シミュレーション検討

- Stress Dop estimation の 4)について、負の応力降下の領域(Shallow weak zone)を地表から幅方向に 1.5km の領域でとっている。松元・他 (2016, 地震学会)は LMGA の幅を 3km で想定しているが、1.5km という値は重要か？2km とか 3km にすると問題が生じるか？
→今回の解析では、Shallow weak zone の幅が分かっていなかったため、試行錯誤で目標とするすべり量や断層変位を満たすように設定した。Shallow weak zone の特性はサイト毎に異なり、一般的な値を使用するのではなく、サイト固有の分析を行う必要があると考えている。フィールド調査チームと協力する必要があり、調査結果を考慮することは、浅い領域の特徴を捉えることに役立つと考える。
→最初の想定としては、1.5km でも悪くはないのではと考える。
- 地表地震断層の変位と永久変位の比較図について、93048 地点の走向方向の観測永久変位量（赤三角）が走向方向のシミュレーション結果（赤実線）に比べ小さいと思われる。
→観測データは、断層が地表まで達していないことを示唆しており、おそらく地表まで達していたら永久変位は大きくなっていただと考える。
- 地表地震断層の変位と永久変位の比較図は、断層面に対し片側の変位を考慮しているのか。Shirahama et al. (2016)の観測データは断層の破壊面をはさんで両側からの運動を考慮した変位量を考えていることになる。
→観測記録の永久変位は、片側の変位であり、Shirahama et al. (2016)の値と、動力学の解析結果は断層変位（両側の運動を考慮した変位）になっている。（図に混在させているが）誤解はしていない。

(5) 層の数値シミュレーション検討

- 物性値のバラツキについて、ランダムに与えると空間的な相関の情報がない。物性値のバラツキについては、相関距離をバラツキにして、過去のデータがあればそれを参考にして設定した方が良い。

・DEMのパッキング時の摩擦係数は0か。もし最密を計算したいのであれば粒子間の摩擦係数を0にした上でパッキングをした方が良い。また、球要素だと間隙比を同じにすることに意味はない。実際には様々な形の砂粒子があり、間隙比は当然違う値になるので強度特性を揃えることの方が重要。リーデルせん断帯はピーク強度から残留強度に急峻に落ちるほど顕著になるので、強度についてよく検討して欲しい。

→了解。解析モデルは最密に近い球要素群であり、間隙比は実験模型より小さくなっている。粒子形状効果については転がり摩擦を使用しているが、強度特性についてコメント頂いた内容を参考にする。

9. 事業のまとめ

9.1. 決定論的評価に関する検討

(1) 副断層に関する文献・データの収集・整理

副断層生成プロセスに関する知見の整理のため、2016年熊本地震において地表に出現した断層を対象にピット調査を実施した。ピット調査地点の選定にあたっては、既往文献やLC-InSARを用いて、福原地区ならびに土林地区を抽出した。

既往文献やLC-InSARにより抽出した福原地区ならびに土林地区に対し、ピット調査を実施し、以下の調査結果を得た。

○断層の露出状況や地盤状況を鑑み福原ピットでは開口部の大きさを8m×6m、深さ3m、土林ピットでは開口部の大きさを16m×8m、深さ2mで実施、福原地点では少なくとも4回の地震イベントを識別した。

①イベントⅠ：地表面まで達するF1断層により確認される。2016年熊本地震の本震による最新活動イベントである。

②イベントⅡ：F2断層およびF3断層により確認される。45層堆積後、31層堆積前の断層活動イベントであるがF2断層の活動イベントとF3断層の活動イベントを区分することができないため、F2断層およびF3断層両者を形成したイベントとした。2,900yr.BP～1,150yr.BPの活動である。

③イベントⅢ：F4断層により確認される。51～59層堆積後、45層堆積前の断層活動イベントである。2,900yr.BP以前の活動である。

④イベントⅣ：F5断層により確認される。61層堆積後に複数回活動した可能性があるものの、活動年代及び活動回数は不明である。

○土林地点においては、ピット内で明瞭な剪断面が確認できず、2016年の熊本地震による変形も確認できないが、一方でピット内の層相分布から断層イベントによる変形構造とも解釈できる構造が確認された。詳細は2.2.3.4にまとめているが、この地層の分布形成には、以下の2つの解釈が考えられる。

解釈 1)過去の断層活動イベントで変形を生じていた地点が、2016年熊本地震でもわずかに変形を生じた。しかし変位量は小さく地層の変形は緩やかで明瞭なせん断面を生じなかった。

解釈 2)ピット内には過去の断層活動イベントによる変形は確認できず、2016年熊本地震による変形も生じなかった。

ただし上記の解釈の特定には、さらに大きく、深くピット掘削を実施し地層を観察すること考えられたが、本調査地点では重機搬入と用地の制約上、今回の掘削の範囲から考えられる解釈を調査結果としてまとめた。

本年度事業では、ピット調査地点から採取した資料について、概略火山灰分析、詳細火山灰分析を実施した。

ピット調査地点で得られた火山灰は、福原N面の試料は火山ガラスが極端に少ないことが特徴である。火山ガラスの屈折率を見ると、大部分の試料がK-Ah火山灰を多く含み、その他にAT火山灰を多く含む試料と阿蘇起源の火山灰を含む試料とに分

類された。阿蘇起源の火山灰は広域火山灰としての対比はできなかった。K-Ah 火山灰は全体的にガラスの混入率が低く再堆積物と考えられる。同一堆積時間面として、対比層として用いることは可能であるが、堆積年代を K-Ah の降灰年として考察することはできない。AT 火山灰層も福原では同様である。士林トレンチでは、AT 火山灰層は濃集していたため、降灰年代地層の堆積年代として利用することが可能かと考えられるが、他の年代測定値や堆積環境などを加味して総合的な判断を行うことが望ましい。今後、福原ピットの底面付近で観察された阿蘇系火山灰層の対比を行ない、堆積年代の検討を行うことは有効な手段であると考えられる。

また、断層面が確認された福原トレンチで断層面近傍のブロックサンプルを採取し、X 線 CT 解析にて断層面周辺の構造の検討を行った。トレンチ壁面で推定された断層構造と調和的かつ、そのブロック内部への延長を示す画像が得られた。また、断層近傍や周辺の地層の X 線 CT 吸収率による密度分布情報も得られた。これらの情報を有効活用し、ブロック内部での構造の 3 次元的な定量解析は今後の課題である。

(2) 決定論的断層変位評価に係る知見の整備

決定論的な数値解析手法の適用性を検討するため、横ずれ断層タイプの地震のうち 2010 年 Darfield 地震、2016 年熊本地震を対象に、特性化震源モデルの構築、動力学的破壊シミュレーションの実施、表層の数値解析を実施した。

①特性化震源モデルの構築

特性化震源モデルの構築においては、Darfield 地震について、原子力規制庁 (2017) で得られた H28 動力学的モデルを参考に断層面浅部のすべり (LMGA) も考慮した特性化震源モデル (H29 運動学的モデル 1) を構築した。H29 運動学的モデル 1 による永久変位量は、H28 動力学的モデルによる永久変位量を概ね再現できた。また、観測量に対する再現性も向上したが、上下方向については改善の余地が残された。

次に、上下方向の観測された永久変位量の再現性を探るために、H29 運動学的モデル 1 を基に、地表地震断層の上下方向の変位と調和するようにすべり角に縦ずれ成分を含む特性化震源モデル (H29 運動学的モデル 2) を構築し、すべり角の変化に対する試計算を実施した。評価された永久変位量は、すべり角に縦ずれ成分を含む場合と含まない場合で、断層近傍観測点で顕著な違いが見られ、観測量の再現のためにはすべり角に縦ずれ成分を含む方が良いと考えられる。このことから、永久変位量の評価にはすべり角は重要であると言える。

速度波形については、H29 運動学的モデル 1、2 ともに、観測に比べて過大評価となることがある。これを改善できる可能性の一つに破壊伝播速度を小さくすることが挙げられる。本検討では、H29 運動学的モデル 1、2 ともにアスペリティと LMGA で共通の破壊伝播速度を仮定しているが、動力学的破壊シミュレーションによる破壊伝播速度は地表付近の方がそれより深い領域に比べて遅く、このような特徴を加味すると、過大評価を改善できるかもしれない。今後は破壊伝播効果による影響の検討も必要と考えられる。

また、Darfield 地震では最大約 5 m 程度の地表地震断層の変位が観測された。しかし、このような大きな変位量が観測された領域は地震観測点から比較的離れているため、地震観測記録の永久変位量からは断層面上のこのような大きなすべり量を拘束することは難しい。断層面上の広範囲のすべり量を拘束するためには、今後は地震動記

録だけではなく空間的な観測値（例えば、InSAR データ等）との比較が必要と考えられる。

②動学的破壊シミュレーションの実施

2016 年熊本地震の動学的特性の解明のため、断層面全体を布田川断層の走向・傾斜に合わせて単純化した断層面を仮定し、18 個の動学的破壊モデルを用いて検討を行った。動学的破壊シミュレーションのための応力降下分布を設定する際の拘束条件として、運動学的震源インバージョンに基づく最終すべり量を用いた。具体的には、動学的破壊シミュレーションから得られる最終すべり量が、運動学的震源インバージョン結果に基づく最終すべり量と一致するように試行錯誤的に応力降下の調整を行った。その他、動学的破壊シミュレーションで用いる震源モデルに設定が必要な摩擦パラメータ、強度超過と臨界すべり距離も、断層変位と断層近傍で観測された地震動の再現性が向上するように試行錯誤で推定した。

本事業での推奨モデルは、布田川断層での地表破壊（断層変位）が地表踏査の断層変位に近づくことを優先して選定した。動学的モデルの最終モデルの応力降下（動的）は、運動学的モデルから評価される応力降下（静的）の約 70%となった。平均応力降下は 2.4MPa で最大は 16.2MPa となった。運動学的震源インバージョンから得られるすべり角は、浅層域では不均質となっている。初期応力から決まるすべり角（220° , 230° , 240° ）を有するモデルは、いくつかの断層極近傍の観測点にとってはそれぞれが最良のモデルと言え、どの観測点の適合性を良好とするかにより、最良なモデルは異なる。例えば、観測点 93048（西原村）の再現性が高い最良なモデルはすべり角 240° のモデル 16 であり、観測点 KMMH16 の再現性が高い最良なモデルはすべり角 230° のモデル 15、観測点 93011 の再現性が高い最良なモデルはすべり角 220° のモデル 14 である。地表踏査の断層変位に関しては、モデル 14 が最良なモデルと言える。この結果は、一つのモデルで多くの観測点の再現性を高めるためには、不均質なすべり角を有するモデルが必要であることを示唆している。

断層変位だけでなくすべり角の地震動への影響は断層の極近傍で顕著であり、断層の遠方の観測点にはあまり影響しない。

最後に、断層の極近傍で観測された加速度波形を 2 回積分して得られる変位波形の上下動成分の永久変位と地表踏査による断層変位の上下動成分は一致しないように見える。この点については、今後観測記録のさらなる分析や、観測記録間の不一致に対して意味のある説明ができるような物理に基づいたシミュレーションを実施するような研究が必要である。

③表層の数値解析

表層の数値解析では、以下の検討を実施した。

1)横ずれ断層タイプの検討 1(2016 年熊本地震)

物性のバラツキを考慮した感度解析の実施。

2)横ずれ断層タイプの検討 2(2010 年 Darfield 地震)

横ずれ断層に対し、本事業で考慮する step1~3 の一連の流れを考慮した断層面を境界に比較的広い範囲での解析の実施。

3)個別要素法による 3 次元解析

横ずれ断層およびその近傍の局所的な変位・変形の再現性を確認するため、実験結果に対し個別要素法による比較解析の実施。

1)横ずれ断層タイプの検討 1 では、物性値(せん断剛性)および地盤強度をパラメータとし、感度解析を実施した。本検討では、ばらつかせたせん断剛性幅の違いおよび変動係数を変更した際の結果への顕著な違いは見られない結果となった。

これは、地盤物性が不定の場合、今回の様に任意の分布を持つ剛性を計算領域全体に設定することがある。今回は、空間全体で正規分布を持つような剛性を設定しているが、局所的な値の違いは出るものの、剛性のバラツキが大局的な変形に対する寄与が低かったものとする。また、当然ではあるが破壊の有無については強度値の設定により相違が出てくる。今回、空間の物性(剛性)のバラツキについて、せん断剛性幅の違いおよび変動係数を変更した際の結果への顕著な違いが見られなかったが、事業成果報告会にて外部有識者から意見があったように、これは空間全体にランダムに設定したため空間全体では平均値付近の剛性での振る舞いをしているためと考える。物性のバラツキを考える際には、サイト特性を考慮した空間的な自己相関を考慮した物性(剛性)の設定を考慮する必要がある、例えばボーリングデータ等の現地採取データを利用した物性のバラツキの考慮の仕方についての検討と適用ルールの作成が課題と考える。

2)横ずれ断層タイプの検討 2 では、本事業で考慮する step1～3 の一連の流れを考慮した断層面を境界に比較的広い範囲での解析を実施した。

今回の解析においては、境界条件の影響から相対変位の大小によらず、地表面(解析領域の上方)の破壊範囲が大きくなる傾向を示した。本事業で考慮する決定論的な検討においては、断層自体は特性化震源モデルの構築や動力学破壊シミュレーションで、観測記録を再現するようなモデル化により考慮し、表層の数値解析では断層は境界条件として与え、その影響により周辺の変位、変形の状態を確認する。今回の解析においては、横ずれ断層に対して特性化震源モデルの構築(step1)、動力学破壊シミュレーションの実施(step2)を受けて、動力学破壊シミュレーション結果を与条件として表層の数値解析(step3)の一連の流れの解析を実施し表層の破壊領域の発生について確認した。今回の解析では、境界条件の影響を受け、地表面に多くの破壊領域の発生を確認したが、実現象との整合性を踏まえた境界条件の設定については今後の課題と考える。

3)個別要素法による 3 次元解析では、横ずれ断層およびその近傍の局所的な変位・変形の再現性を確認するため、実験結果に対し個別要素法による比較解析を実施した。

横ずれでは、基盤変位の食い違いによるせん断変形が表層まで至る過程において、基盤から地表までの距離に対応して 3 次的に広がりを持つと既往研究から知られており、既往の土槽実験や数値解析的研究においても、広がりを持った表層変状が進行し、破壊する過程で最初に現れるリーデルせん断帯や、以降に P せん断帯などの横ずれ走向に低角度で交差する 2 次的なせん断帯による破壊が見られることが確認されている。食い違い変位の生じている基盤の上部で見られるこれらの表層地盤変状は、表層地盤自体のピーク強度と残留強度に関係すると考えられる。また、2 次的なせん断帯についてはダイレイタンスによって生じる鉛直変位により生じる破壊と強く

関係することなどが、数値解析結果の分析に基づく谷山(2008)の研究で指摘されている。このような表層破壊は、地盤強度により空間周期的に生じると考えられ、現地調査や模型実験結果からこれらは事実として示されている。

既往の模型実験を対象として行った本検討では、実験結果に見られるこのような地盤変状を明瞭に観測できる分解能はないが、局所的なせん断ひずみの発生分布からある程度変状が生じる範囲を捉えることが出来た。

9.2. 確率論的評価に関する検討

確率論的評価手法の適用性を検討するため、以下(1)、(2)に示す検討を実施した。

(1) 確率論的断層変位ハザード解析に係る各種経験式の検討

近年公開された 2016 年熊本地震の地表地震断層分布や断層変位分布を整理し、これまでに「平成 25 年度断層変位ハザード評価手法の検討（旧（独）原子力安全基盤機構、現 原子力規制庁）」や「平成 28 年度原子力施設等防災対策等委託費（断層変位評価手法の検討）事業」で検討してきた横ずれ断層の副断層変位距離減衰式を検討した。その結果、2016 年熊本地震での副断層変位を追加しても得られる減衰式に大きな違いはみられなかった。また、適用範囲のマグニチュードレンジは狭いが、Petersen et al. (2011) で求められているマグニチュードと主断層変位（2 次関数）や副断層変位の距離減衰式も検討した。しかしながら、主断層では断層端部から中央に向かって増加するものの、0.3 付近でピークとなり断層中央部に向かってやや減少する傾向を示すため、2 次関数以外に bi-linear など別の関数形での検討も必要と考える。

2016 年の熊本地震では最新の計測技術の活用による膨大な主断層・副断層の実データや知見が蓄積された。今後発生する地震については、これまで以上に質・量が向上したデータの蓄積が期待される。しかしながら、そのような地震の発生頻度を鑑みるとデータセットに追加できる地震数の増加の可能性については未知数である。したがって、既存データの区分やモデル化の工夫によるデータ数の増加や、室内実験や数値実験でデータを補間するなどのアプローチも併用して、各種構成式を更新・改良を進めるのが望ましい。

(2) 確率論的断層変位ハザード解析に係る知見の整備

従来 PFDHA に時間依存モデルを組み合わせたピット地点近傍の主断層上での PFDHA の結果、布田川断層の想定されている断層変位量 2m に対して、再現間隔 20000 年が得られた。

ピット調査地点に従来の副断層変位ハザードを適用した結果、主断層に近いほど急激に変位量が大きくなるワールドワイドデータの評価式では断層変位量が大きくなると年超過確率も減少する。一方、国内データを中心とした評価式では比較的大きな断層変位量まで年超過確率が減少しにくい結果が得られた。

また、ピット調査地点近傍において、Petersen et al. (2011) による主断層-活断層トレースとの離隔評価を行った。評価地点近傍は断層セグメントの境界付近に位置しており、地震前に明らかであった活断層分布よりも、より幅広く地表地震断層や断層変

位が出現している。熊本地震での検討結果に基づく **Mapping Accuracy** を適用すると、より広い範囲まで主断層変位が出現するゾーンが認められた。Petersen et al. (2011) による断層分布が複雑なケースを採用した場合、本検討と同程度以上の広がりが見込まれるため、断層分布形態を評価・組み込むことは、主断層近傍の評価に重要だと思われる。

今回実施したピット周辺の確率論的断層変位解析を通じて、既存研究で提示されている断層変位距離減衰式をはじめとした構成式の特徴と、評価結果に与える影響について検討を行った。まだ解析していない構成式の組み合わせによる解析や、様々な地点での評価結果の蓄積を通じて、評価地点に適した構成式が用いられているかどうか検証を進めていく必要がある。

Appendix 1

Appendix-1_1 Surface Rupture Simulations and Physics-based Ground Motion Simulations

Report of NRA project “Surface Rupture Simulations and Physics-based Ground Motion Simulations”

Summary

In this project we have performed the dynamic rupture simulations of the 2016 Mw 7.0 Kumamoto (Japan) earthquake. This earthquake ruptured two segments, the northern part of the Hinagu fault and the Futagawa fault. These two segments have different dip and strike angles, making the fault system geometrically complex. Since most of the significant slip occurred on the Futagawa fault, this study focus on the Futagawa fault assuming a simplified fault segment. The final kinematic slip model from Asano and Iwata (2017) is used as target slip for the dynamic rupture simulation. Though Asano and Iwata (2017)’s kinematic model is composed by five planar faults with different strike and dip angles, the target kinematic slip distribution model is accommodated on a simplified model with average strike and dip angle, respectively 235° and 65° corresponding to the Futagawa fault. The fault dimensions for the dynamic rupture model have a length of 43km and a width of 18.8km.

The first step is the estimation of the nominal stress drop distribution given the slip distribution of the kinematic slip model. For this purpose, we have used the method of Andrews (1980) to calculate static stress drop. Then, by trial and error procedure this stress drop is adjusted until slip distribution calculated by the dynamic rupture simulations be consistent with the target kinematic slip. With this procedure, the seismic moment is constrained with the one from the kinematic model. A total of 18 dynamic rupture models has been developed, in which beside the stress drop adjustment, the critical slip distance, strength excess and rake angle on the fault have been varied for each simulation, so that simulated surface rupture (fault displacement) as well as near source ground motion (velocity and displacement) be consistent with observations.

The dynamic rupture models assume that the first 1.5km along dip of the shallow layer (SL) zone operate during rupture with enhanced energy absorption mechanism, as such it is parameterized with negative stress drop (0 to -1MPa) and large critical slip distance ranging from 0.8 to 1.5m.

The final dynamic stress drop estimated for dynamic rupture simulation is about 70% of the stress drop (static) from kinematic model with an average stress drop of 2.4MPa and maximum of 16.2MPa. Because rake angle derived from kinematic inversion appears heterogeneous at the shallow zone, models 14, 15 and 16, respectively with initial rake angle 220° , 230° and 240°) are the best models for the very near fault stations and fault displacement, but it depends on the location of the station along strike for ground motion fitting. The decision on which model is the best, depend on which observed data are the target to fit. For example, the best model that fits ground motion displacement at station 93048 (Nishihara) is model 16 with rake angle 240° . In terms of observed fault displacement, model 14 with rake angle 220° is better consistent with observation. This study suggests that in order to fit all observations with only one model, a dynamic rupture model with heterogeneous initial rake angle would be necessary, particularly at the SL zone. We also found that rake angle effect on ground motion is more notable at very near fault than far distance.

In order to evaluate the effect of surface rupturing, a buried model (i.e. no surface rupture) with the same parameterization of model 14 (with surface rupture) has been developed. Ground motion displacement and velocity differences between surface rupture and buried rupture are considerable difference at the very near-source stations. This is because of the “fling” effects resulted from surface rupturing causing large permanent displacement. These phenomena generate long period velocity pulse caused mainly by the offset of the ground surface when fault rupture extends to the earth surface.

To end with this study, we have realized that vertical component of observed fault displacement and permanent displacement derived by double integration from observed acceleration ground motion have apparent inconsistency between them. This needs further evaluation of the observations. But

also further investigation with physics-based simulations is recommended to provide meaningful explanation of that apparent inconsistency between observations.

1. Introduction

The 2016 Mw 7.0 Kumamoto, Japan, earthquake ruptured the earth surface along 34 km of the main fault, as reported by Shirahama et al. (2016). Strong ground motion of this event has been recorded by near-source stations from K-NET, KiK-net, and F-net operated by NIED (Okada et al., 2004; Aoi et al., 2011), and by stations from the JMA seismic intensity observation network (Nishimae, 2004). This includes very near source ground motion stations, making this earthquake one of the best recorded earthquake with modern instrumentation located very near to the source. Field investigation carried out by Shirahama et al. (2016) on the day of the mainshock to map coseismic ruptures and measure their displacements indicates that surface ruptures appeared along the eastern part of the Futagawa fault zone and the northernmost part of the Hinagu fault zone, suggesting that this earthquake ruptured these two fault systems with fault displacement up to around 2.0m at Futagawa fault. As reported by Asano and Iwata (2016) from their first kinematic source inversion model with two segments respectively for Hinagu and Futagawa fault, rupture of the mainshock started from the deep portion of a northwest-dipping fault plane along the northern part of the Hinagu fault, then continued to transfer to the Futagawa fault. Most of the significant slip occurred on the Futagawa fault, and the shallow portion of the Hinagu fault also had a relatively large slip. Asano and Iwata (2017) refined their first kinematic source model (Asano and Iwata, 2016) adding more geometrical complexity to the source fault model represented by five planar fault segments, each with different strike and dip angles. Figure 1 shows a top view of the fault model for Hinagu and Futagawa faults, including ground stations used for the kinematic source inversion. Figure 2 shows the final kinematic slip distribution obtained by Asano and Iwata (2017). As seen in this figure, right-lateral strike-slip dominates the Hinagu fault, nevertheless Futagawa fault ruptured in a more complex fashion that includes right-lateral strike-slip as well as significant normal slip components. Figure 3 shows this complexity in terms of rake angle obtained by the kinematic source inversion of Asano and Iwata (2017), it can be seen that Futagawa fault ruptured with heterogeneous rake angle, particularly at the shallow zone.

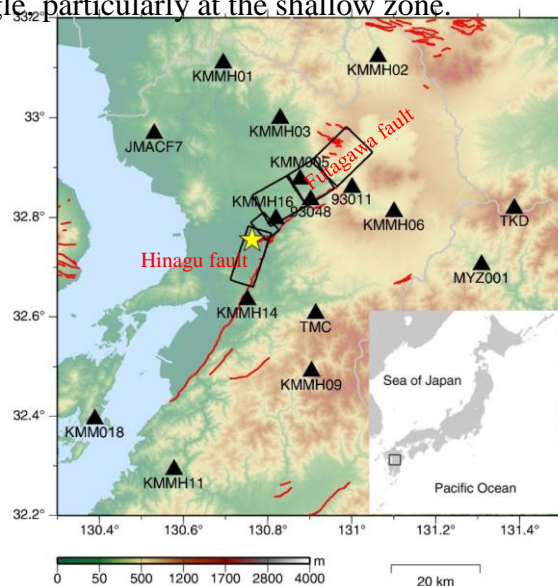


Figure 1. Map of the Kumamoto region with top view showing the segmented fault model used by Asano and Iwata (2017) for kinematic source inversion of the 2016 Kumamoto earthquake. The

map includes the ground motion stations (black triangles) used for the simulations. Yellow star shows location of epicentre

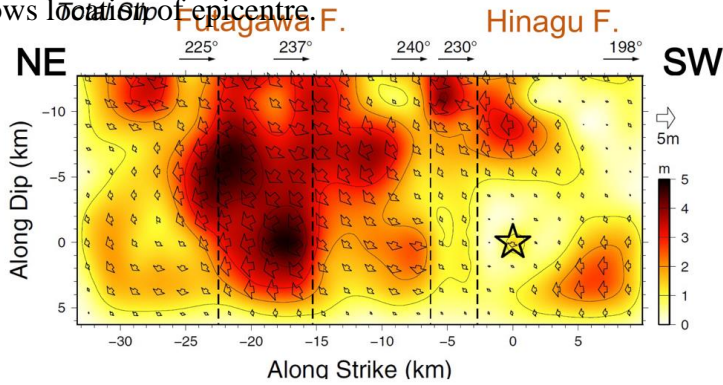


Figure 2. Slip distribution obtained from kinematic source inversion of Asano and Iwata (2017) with Mw7.04

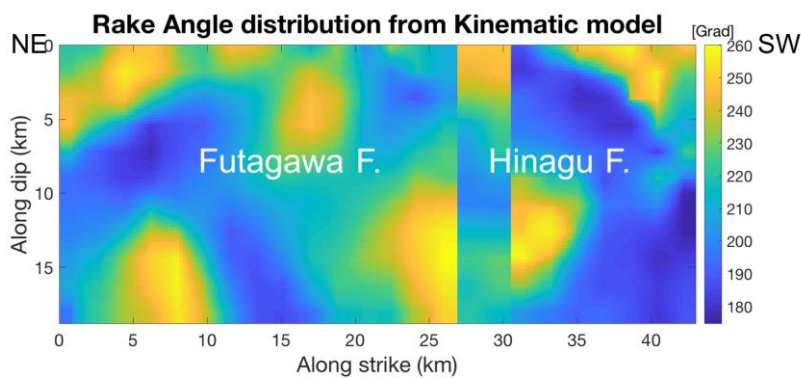


Figure 3. Rake angle distribution obtained by kinematic source inversion model of Asano and Iwata (2017)

The kinematic slip model from Asano and Iwata (2017) shown in figure 2 is used as target to develop a dynamic rupture model of this earthquake. Due to limitations of our numerical code for dynamic rupture simulations, in this project we develop a simplified planar fault (Figure 4), with average strike and dip angle, respectively 235° and 65° corresponding to the Futagawa. The fault dimensions for the dynamic rupture model have a length of 43km and a width of 18.8km.

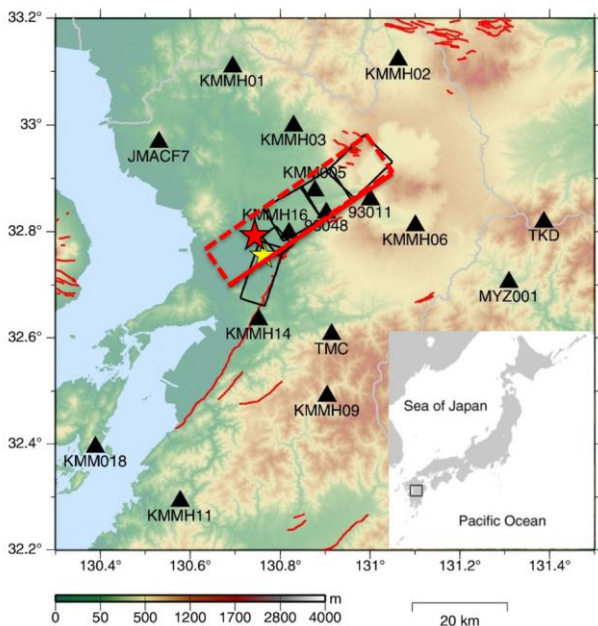


Figure 4. Top view of the simplified fault model (red line) for dynamic rupture simulation. Black line is the kinematic fault Asano and Iwata (2017) as shown in Figure 1. Our main goal is to evaluate the surface rupture of Futagawa fault and near-source ground motion caused by this earthquake.

2. Dynamic rupture model

In this project, we develop a simplified dynamic rupture model in a planar fault (Figure 4) with strike 235° and dip angle 65° and fault dimensions 43km length and 18.8km width. Slip weakening friction in the form given by Andrews (1976) is used as constitutive model for dynamic rupture simulation. The 1D velocity model corresponding to the very near/fault station 93048 (Nishihara) is used.

The parameterization of the stress drop parameters is based on the kinematic slip model of Asano and Iwata (2017). The target kinematic slip model at the seismogenic zone is used as constraint for the final slip derived from dynamic rupture calculations.

2.1 Stress drop estimation

The first step of the dynamic rupture calculation is to estimate the stress drop constrained with the targeted kinematic slip model. The calculation and evaluation of stress-change distribution on the fault implied by kinematic models have been used by several authors (e.g., Bouchon 1997, Ide and Takeo, 1997, Day et al., 1998, Dalguer et al., 2002, Mikumo et al., 2003, Tinti et al., 2005). In this project the initial stress drop distribution is computed given the distribution of static slip from the kinematic model from Asano and Iwata (2017). For this purpose we use the approach from Andrews (1980) and expanded by Ripperger and Mai (2004). This method follows the concept of a static stiffness function that involves a 2D-Fourier Transform of the slip on the fault. The general procedure to calculate final stress drop for dynamic rupture simulations is shown in Figure 5 and described as follow:

1. *Smoothing of target kinematic slip:* As seen in the top left of figure 5, the kinematic slip model directly derived from the source inversion possesses sharp components that introduce abrupt discontinuities on the slip distribution (see also Figure 6). In order to remove these sharp components, the kinematic slip is low pass filtered using the moving average technique with a window of 2km radius. This corresponds to about 4km wavelength that results in about 1Hz resolution for wave propagation. The bottom left of Figure 5 shows the smoothed slip distribution and figure 6 shows slip profiles along strike at different depths compared with original kinematic slip model.

2. *Static stress drop calculation:* The smoothed kinematic slip distribution is used as input to calculate the static stress drop. For that purpose, the method of Andrews (1980) is used. The top right of Figure 5 shows the calculated static stress drop distribution.

3. *Imposing zero stress drop at borders of fault:* As seen the static stress drop distribution (top right of Figure 5), the borders of the fault are dominated by very high stress drop. They result from the singularities originated during calculation due to the strong discontinuities of slip at the borders, as such they are artificially generated and need to be removed. Then, zero stress drop on a width of 1km has been imposed at the left, right and bottom borders of the fault. The top border that corresponds to the free-surface is treated in a different manner as explained in the next step.

4. *Negative stress drop at free-surface:* The rupture at the shallow layer (SL) may operates in a distinctive manner from the rest of the fault. This is due to the formation of incompetent fault gouge,

cracking (e.g. Marone, 1998; Marone and Scholz, 1988), presence of thick surface deposits of sediments, fissured rocks and other forms of brittle rock damage that have evolved over many earthquake cycles. The main feature of this SL zone is that during rupture operates with an enhanced energy absorption mechanism. In order to mimic this mechanism during frictional behaviour, a mechanism of fault strength hardening imposing negative stress drop is adopted (e.g., Dalguer et al., 2008, Pitarka, et al., 2009). For the case study in this project, we define the first 1.5 km along dip from the free-surface as the SL zone.

5. *Imposing positive stress drop on region around hypocenter:* As seen the static stress drop distribution (top right of Figure 5) in a radius of about 8km around the hypocenter, the stress drop in this region is zero or negative. Under this condition, rupture initiation and propagation is impossible because of lack of energy needed for rupture propagation. Therefore, the minimum possible positive stress drop is imposed in this region for successful rupture propagation.

6. *Smoothing stress drop distribution:* After all the adjustment done in steps 3, 4 and 5, the stress drop distribution is smoothed with moving average to remove abrupt discontinuities due to the adjustments.

7. *Calculation of slip:* Dynamic rupture simulation is performed to calculate slip distribution

8. *Adjust stress drop distribution:* The stress drop estimated in step 6 is adjusted multiplying with a factor $= (\text{target kinematic slip from step 1}) / (\text{slip from dynamic calculation of step 7})$.

Repeat 4 to 8 until slip calculated from dynamic simulation is consistent with the target kinematic slip model (trial and error procedure)

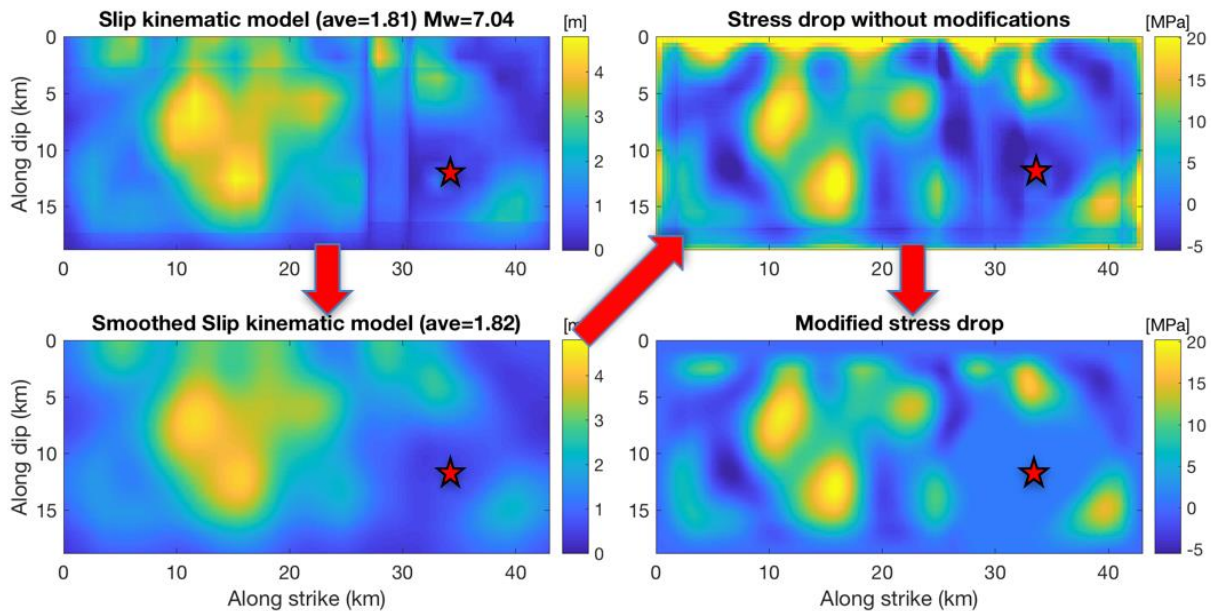


Figure 5. Sequence of stress drop estimation following steps 1 to 6. Top left image is the original kinematic slip distribution. Bottom left image shows smoothed slip distribution. Top right image shows stress drop calculated using Andrews (1980) technique. Bottom right image shows adjusted final stress drop used for dynamic rupture simulation.

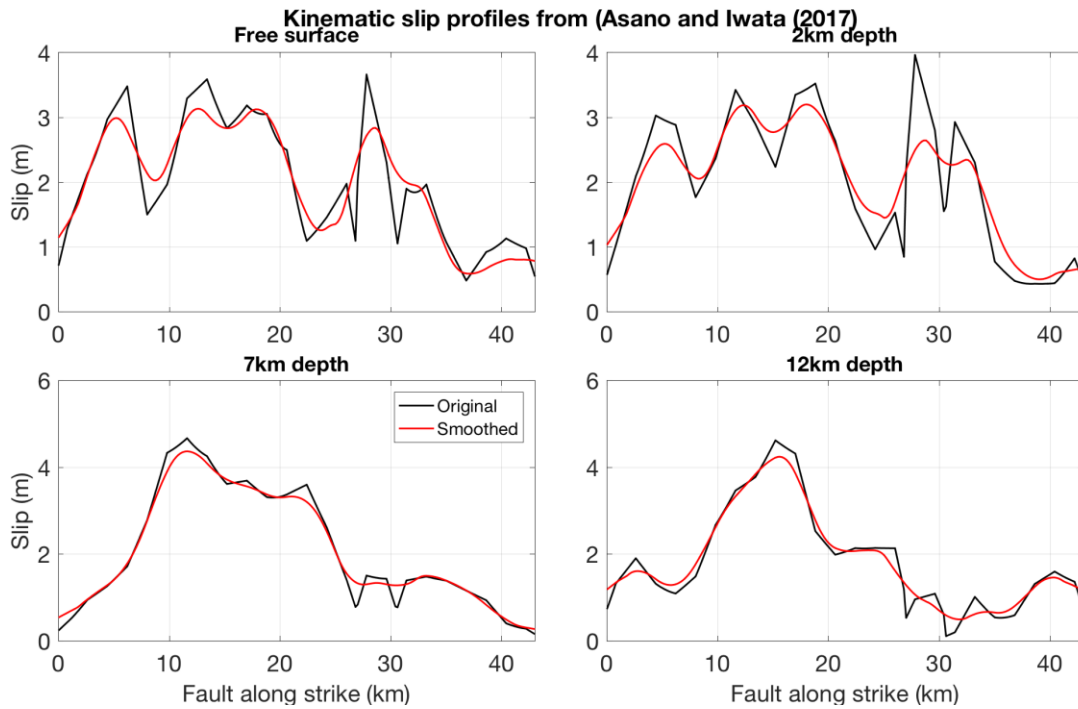


Figure 6. Slip profiles along strike at different depths comparing the original kinematic slip model (black line) with the smoothed kinematic slip model done in this project (red line).

2.2 General characteristic of dynamic rupture models

A total of 19 dynamic rupture models has been developed. As mentioned earlier, slip weakening friction in the form given by Andrews (1976) is used in this study. This friction model requires, in addition to the stress drop, the strength excess (SE) and critical slip distance (D_c). The stress drop is estimated from slip of kinematic model, and then adjusted by trial and errors (as described in the previous section) until slip be consistent with the target kinematic slip. SE and D_c are also estimated by trial and errors. In all the dynamic models SE at the SL zone decreases linearly from the top of the seismogenic zone to the free-surface from a maximum of 6MPa to 1MPa. At the seismogenic zone SE varies from 1MPa to 6MPa. In the region around the hypocentre, SE has the lowest values to promote rupture propagation. The Critical slip distance tested in all the models varies from 0.2m-0.4m at the seismogenic zone, and from 0.8m-1.5m at the SL zone. Another important parameter varied in the dynamic rupture models are the initial rake angle imposed to the initial stress. Models have been tested on the range of 180° to 240° . We found that the rake angle for this earthquake plays an important role to fit very near source ground motion and fault displacement. In the final models, surface rupture is allowed mainly at the segment corresponding to Futagawa fault. Even though Hinagu segment does not produce significant fault rupture, due to the lower stress drop distribution at the seismogenic zone, we preferred to inhibit surface rupture on this segment to minimize its effect on the Futagawa fault. We do it because Hinagu fault has not appropriately modelled in term of strike and dip angle, and also we did not consider a more realistic separation between Futagawa and Hinagu fault segments, so the jumping of fault rupture from Hinagu fault to the Futagawa fault is not modelled.

2.3 Preferred dynamic rupture models

Overall, fitting the kinematic slip model was not a major issue to define best model. The main issue was to fit observed fault displacement and near source ground motion simultaneously. We found that the definition of the preferred dynamic rupture model depends highly on the initial rake angle assumed and on which observable want to fit. This is because initial rake angle distribution is uniform in the dynamic rupture models. But as shown from kinematic source inversion of Asano and Iwata (2017), rake angle is heterogeneous, particularly at the SL (see Figure 3). Therefore, heterogeneous rake angle distribution is needed to better fit most observables.

Since our main target in this project was to model surface rupture (fault displacement) consistent with observed fault displacement at Futagawa fault, we found that our best model for this purpose is Model 14 with initial rake angle of 220° . Figure 7 shows images of the frictional parameterization for this model.

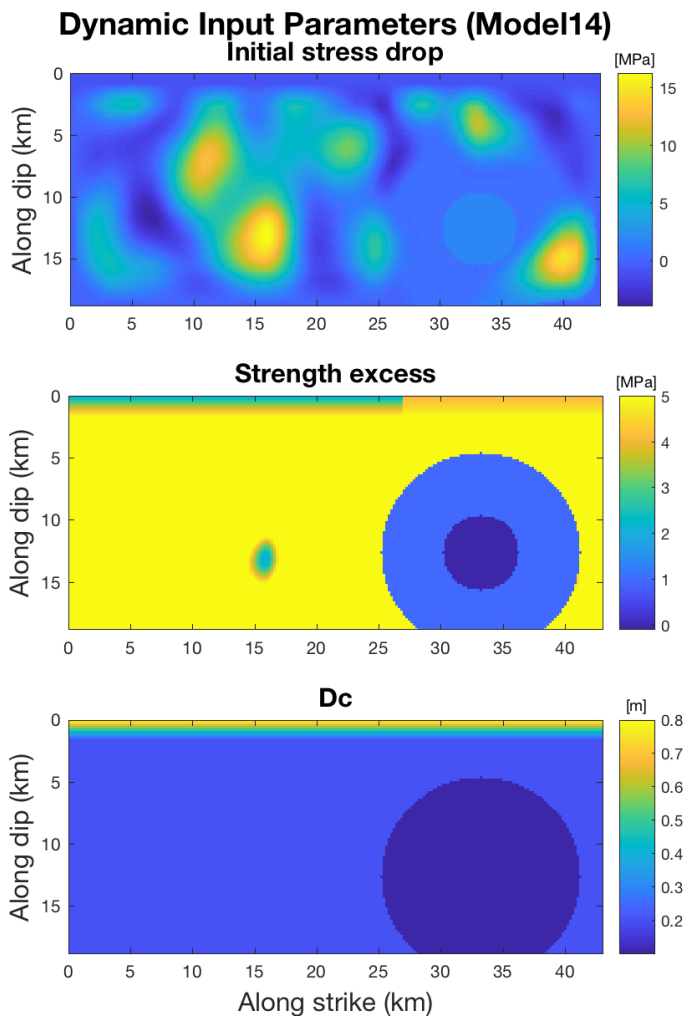


Figure 7. Frictional parameters of preferred model (Model 14 with rake angle on initial stress = 220°). Top shows nominal stress drop distribution; middle is strength excess and bottom critical slip distance distribution.

The general characteristic of our preferred model 14 is:

- The stress drop is about 70% of the initial model calculated from kinematic model.
- Average stress drop is 2.4MPa and maximum 16.2MPa.
- SE is maximum 5MPa and minimum 2MPa.
- Dc is 0.2m.

- Nucleation initiates in an overstressed area (2MPa) of 3.0km radius. Then propagates spontaneously in an area of 8km radius where stress drop is imposed to be 0.8MPa. As seen in Figure 7, SE and Dc are also following lower values in this region to allow propagation.
- At the SL zone of 1.5km along dip, stress drop is -1MPa, SE varies linearly from 5MPa at the top of the seismogenic zone to 2MPa at the free-surface. In the same way, Dc varies from 0.2m to 0.8m.
- Surface rupture is allowed to occur at Futagawa fault segment only.

Figure 8 shows the dynamic rupture solution of the preferred model, represented by the final slip, peak slip velocity, rupture time and rupture speed. It is important to mention that the peak slip velocity presented in this figure is the direct result from computation, that is, it was not filtered. So, this values are essentially to show patterns of peak slip velocity. To use these values require additional low pass filtering below the maximum frequency range resolvable by the dynamic model that we estimate is 1Hz at the shallow zone and 4 Hz at the seismogenic zone.

As shown in Figure 8, it is remarkable to see that rupture propagation going into the Futagawa segment is difficult with discontinuities in rupture time and rupture speed. Even though we did not model appropriately the junction between Futagawa and Hinagu fault, the calculated stress heterogeneity naturally produces complexity on the rupture jumping from Hinagu to Futagawa segment. Contribution of Hinagu fault to slip and peak slip velocity is mainly at the shallow zone, and at the deep area (around hypocentre region), slip and peak slip rate are minimum.

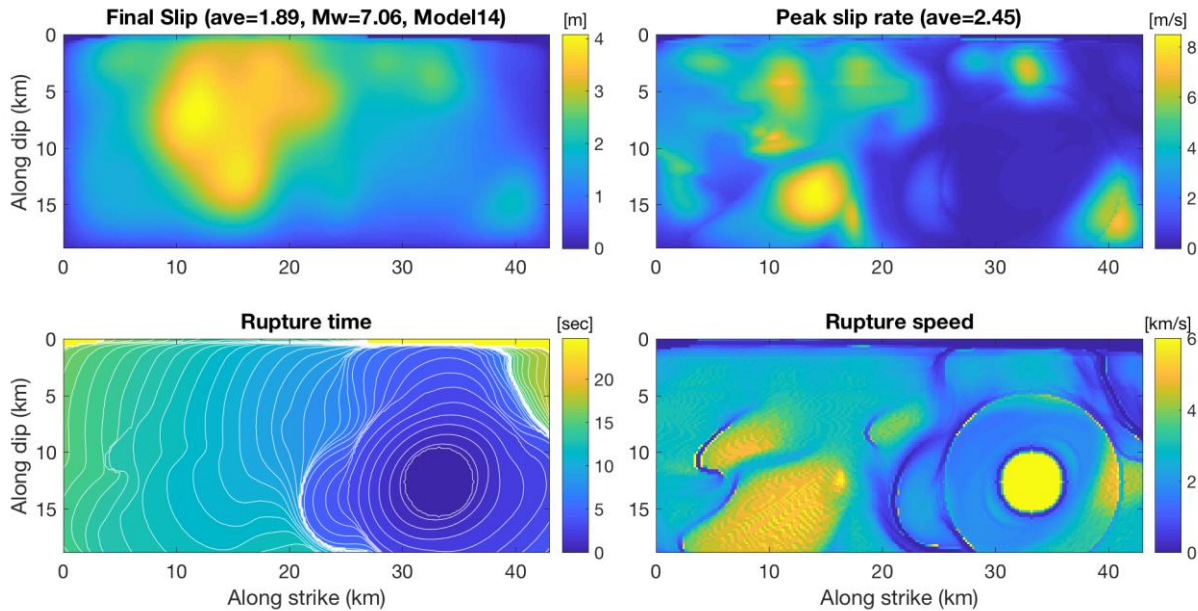


Figure 8. Dynamic rupture solution of preferred model 14, represented by final slip distribution (top left), peak slip velocity (top right), rupture time (bottom left) and rupture speed (bottom right).

Figure 9 shows comparison of final slip and rupture time calculated by the preferred model with the target kinematic slip model (smoothed one). The slip distribution at the seismogenic zone is very well consistent to the one from the kinematic model. Main differences are at the shallow zone that contain free-surface. Rupture time in the kinematic model is uniform as it is imposed during inversion. On the other hand, in the dynamic model rupture time is spontaneous, reflecting the effect of stress change heterogeneity during rupture.

Figure 10 shows additional comparison of final slip with slip profiles along strike at different depths along dip. As mentioned before, major differences between kinematic source inversion and dynamic models are at the shallow zone and free-surface. The kinematic inversion model actually does not consider free-surface in the inversion, therefore comparison at the free-surface is trivial. It is also

notable the differences at the hypocenter region (12km profile) where dynamic rupture model imposed positive stress drop to allow rupture propagation in the Hinagu fault.

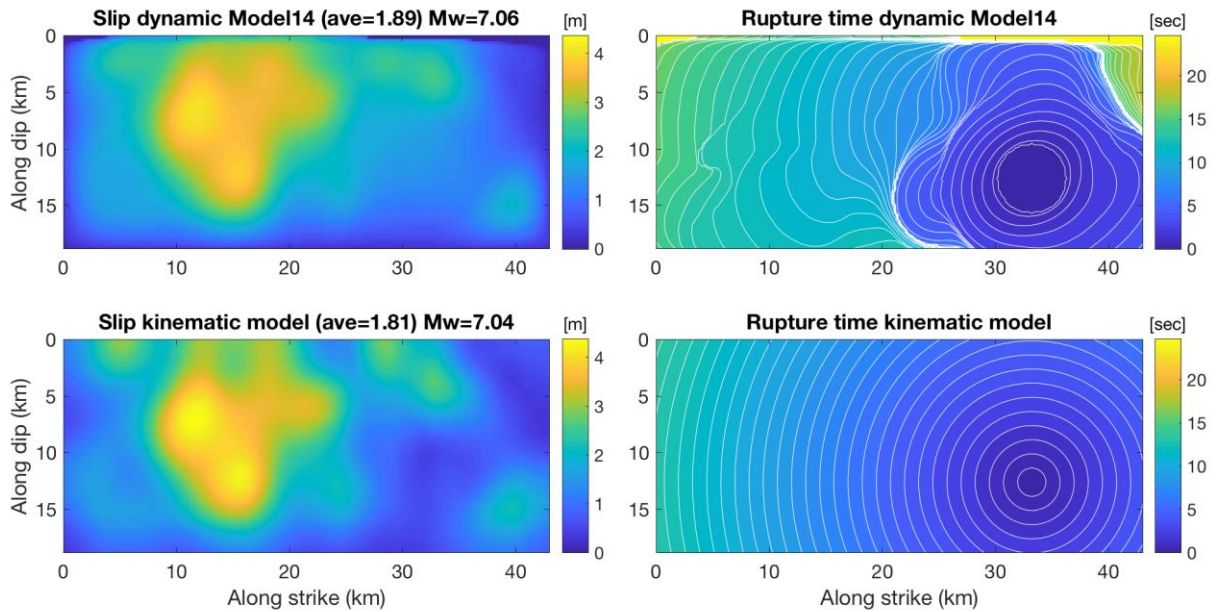


Figure 9. Comparison final slip and rupture time obtained from dynamic model 14 (top) with the ones from the kinematic source model (bottom)

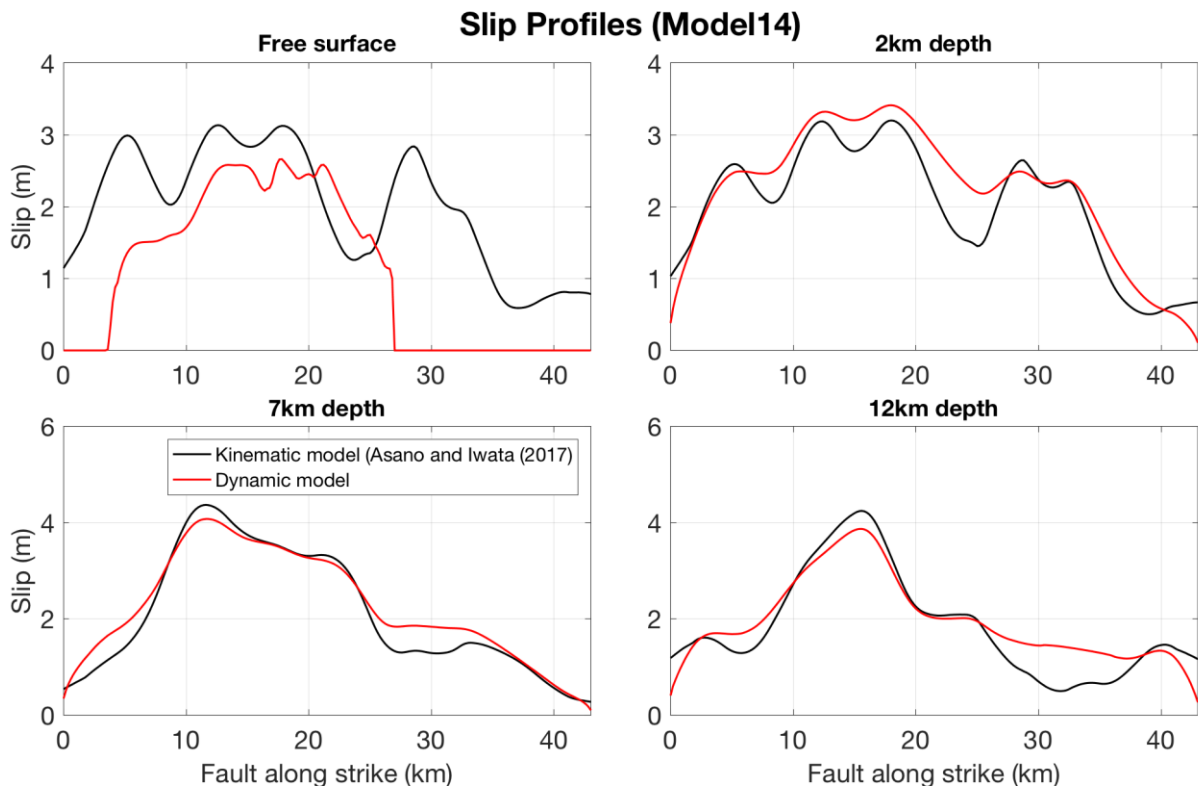


Figure 10. Comparison of final slip profiles along strike at different distance along dip (named depths in the figure) obtained from dynamic model 14 (red line) with the ones from the kinematic source model (black line)

3. Comparison with observed data

As mentioned before, the model 14 with initial rake angle of 220° is considered as best model to fit observed fault displacement, but not necessarily it is the best model that fit the observed ground motion, in particular the very near fault stations as defined in the map of Figure 11. Models 15 and 16 with the same frictional stress parameterization as model 14 (see Figure 7) but with rake angle respectively 230° and 240° generate ground motion consistent with some stations, but not with fault displacement. Therefore, depending which observed data want to fit, one of these three models (14, 15 or 16) can equally be considered as good models. In this section these three models are used to compare with observed data. First the fault displacement generated by the three models are compared with observed data, and then ground motion velocity and displacement. For the ground motion comparison, the very near fault stations as defined in Figure 11 are first compared and then the other stations.



Figure 11. Map of station location (blue circle) for ground motion comparison and fault trace on surface of simplified fault model (solid red line). Stations inside the red dashed rectangle are near fault. Stations inside the rounded red line are considered very near to the fault. Rectangles with black dashed line represent projection of the actual faults of Futagawa (bigger rectangle) and Hinagu (smaller rectangle)

3.1 Fault displacement

Fault displacement is defined as the fault slip at surface rupture, that is, the offset at the free-surface. The observed fault displacement used in this study is from Shirahama et al. (2016) who carried out a field investigation on the day of the mainshock to map coseismic ruptures and to measure the fault displacements generated by this earthquake. They found that the earthquake ruptured the earth surface along 34 km of the main fault. The surface rupturing appeared along the eastern part of the Futagawa fault zone and the northernmost part of the Hinagu fault zone, with largest offset of fault displacement of about 2m at Futagawa fault.

Figures 12, 13 and 14, respectively for models Model14 (rake angle 220°), Model15 (rake angle 230°) and Model16 (rake angle 240°), show comparison of fault displacement with observation at the Futagawa fault. In these figures, the permanent displacement obtained by double integration from observed acceleration ground motion at the very near fault stations (93048, 93051, KMMH16 and 93011) are also plotted as reference projected to the fault trace. Notice that these permanent displacements are not considered as fault displacement, they are actually caused by the final ground deformation. But since they are very close to the fault, these final displacements could provide a rough idea of the amplitude of one side fault displacement (half slip) because they carried component of the one side fault surface rupture (dislocation).

First we evaluate the observed fault displacement (slip at surface rupture) and the permanent displacement at the very near fault shown in Figure 12. Considering that the permanent displacement at the very near fault stations contains ground deformation and one side dislocation of surface rupture, permanent displacement in dipping fault maybe lower than the fault displacement, at least in a fault rupture with full release of the elastic deformation surrounding the fault. And in a purely symmetric vertical fault (not the case in the earthquake study here) the permanent displacement may provide roughly a measurement of a half the slip (half fault displacement) of surface rupture, then it is expected that the fault displacement (slip) be roughly double the permanent ground displacement. This general expectation is not fully satisfied, in particular for the vertical component at the stations 93048 and 93011. Vertical component at station 93048 is very high reaching 2.0m and larger than the fault parallel component. But observed (measurement) vertical components of fault displacement is nearly zero at this area of the fault. These observations are certainly inconsistency to expectation that need further investigation. In the case of stations 93051 and KMMH16, the permanent displacements are around the same amplitude as the observed fault displacement, this is feasible as demonstrated later by the results of the simulations.

The comparison with observation of simulated fault displacement from Model 14 (Figure 12) is very good for the parallel (lateral) component (red line), but not for the vertical component (green line), because there is a large area of observed displacement nearly zero where simulated ones predict vertical fault displacement around 1.0m. The total fault displacement (black line) is larger than the estimated total fault displacement of Shirahama et al. (2016) (orange line). Observed normal component of fault displacement has not been reported, but simulated ones (blue line) predict around 0.5m along the ruptures area of Futagawa fault. The total extension of simulated surface rupture of Futagawa fault is consistent with the observed one.

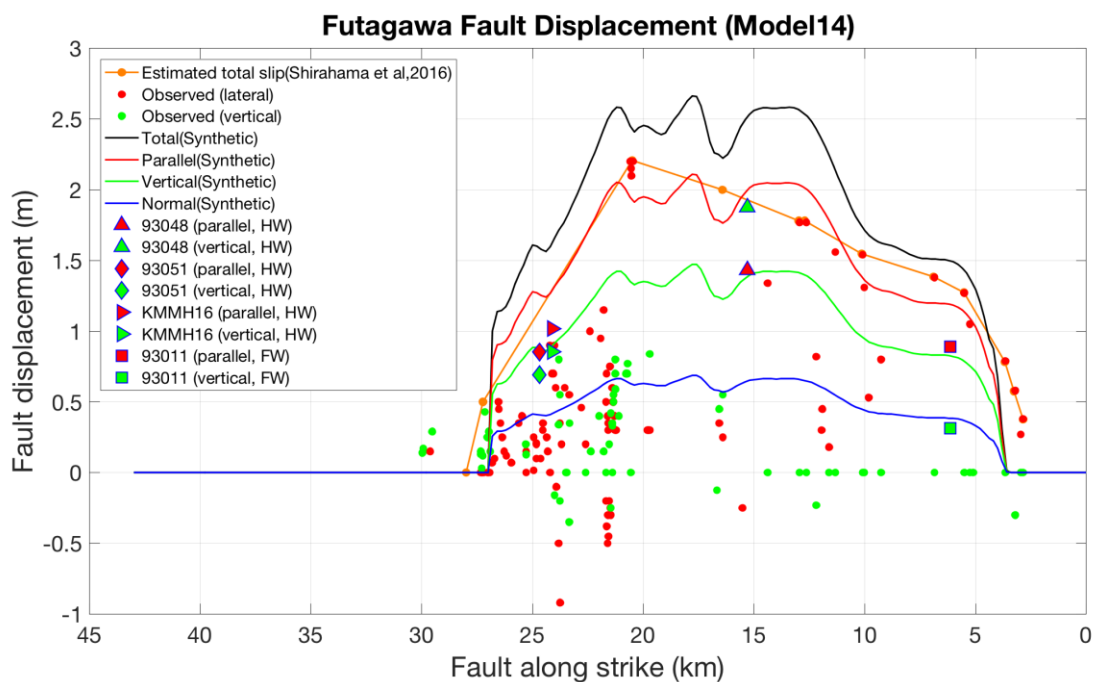


Figure 12. Fault displacement (total, parallel, normal and vertical components) obtained from Model 14 with rake angle 220° compared with observed fault displacement reported by Shirahama et al. (2016) at the Futagawa fault. As a reference, the permanent displacement obtained from double integration of observed acceleration ground motion at the very near fault station (93048, 93051, KMMH16 and 93011) projected to the trace of the fault are also shown.

The comparison with observation of simulated fault displacement from Model 15 (Figure 13) and model 16 (Figure 14) are not good. Model 15 predicts almost same amplitudes for parallel and vertical components, and Model 16 predicts vertical components larger than the horizontal component. Model 16 also predicts the largest total fault displacement.

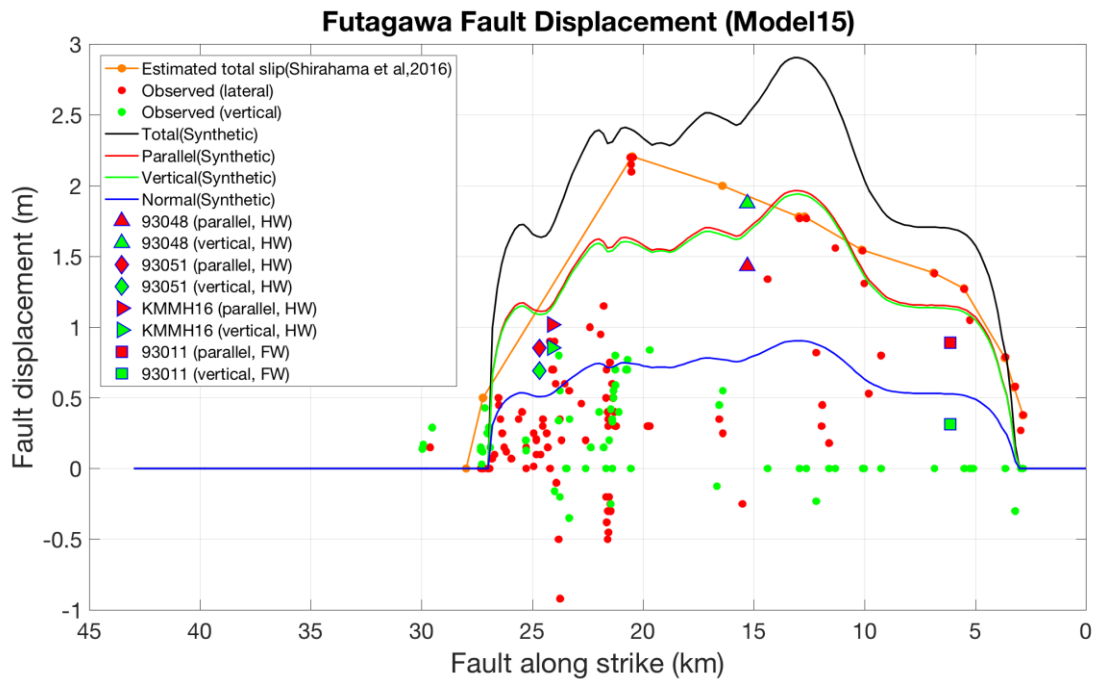


Figure 13. Fault displacement (total, parallel, normal and vertical components) obtained from Model 15 with rake angle 230° compared with observed ones as described in Figure 12.

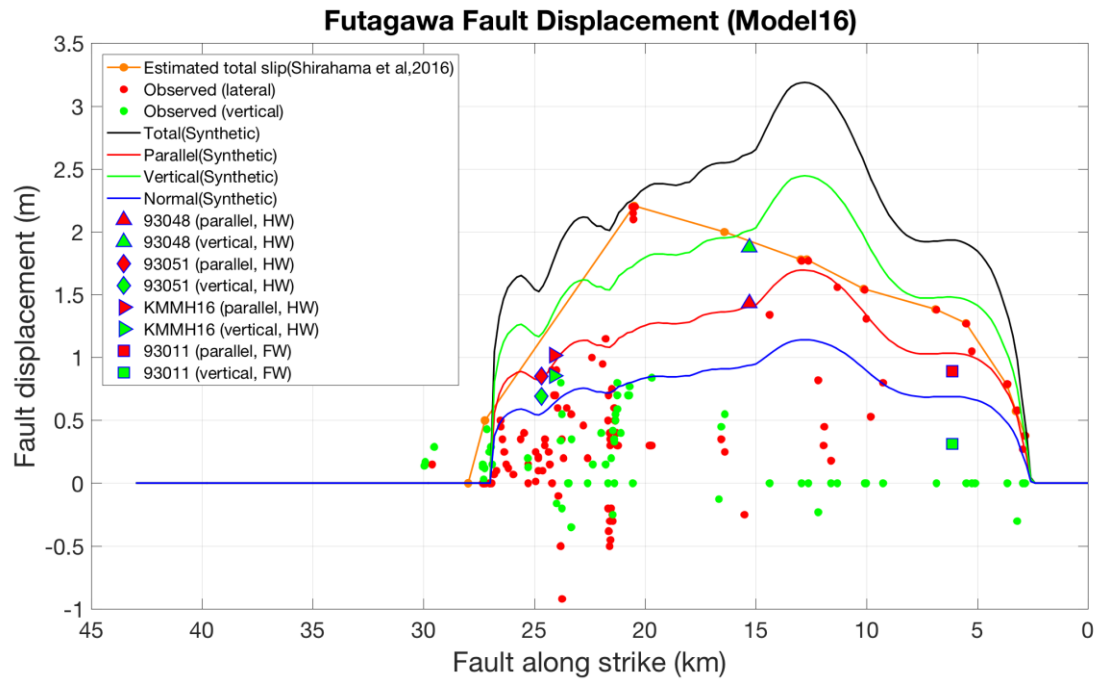


Figure 14. Fault displacement (total, parallel, normal and vertical components) obtained from Model 16 with rake angle 240° compared with observed ones as described in Figure 12

3.2 Velocity and displacement ground motion

Simulated velocity and displacement ground motion of the three models (Model14, Model15 and Model16) are compared with observations at all the stations shown in Figure 11. Ground motions are low pass filtered with frequency cut of 0.1Hz. In this section the comparisons at the very-near fault stations at hanging wall side (93048, KMMH16) and foot wall side (93011) and two stations at far distance KMMH01 and KMMH02 are shown. Comparisons at all stations are shown in Appendix A.

Very near to the fault

In the comparisons at station 93048 (Figure 15), the long period velocity pulse caused mainly by the offset of the ground surface when fault rupture extends to the earth surface, known as “fling” effect, is well reproduced by the three models. In terms of amplitude of permanent displacement, model 16 better fits observed ones of the north-south (NS) and vertical (UD) components. But east-west (EW) component is better fit with Model 14.

In station KMMH6 (Figure 16), model 15 better fit the displacement of the three components, but velocity pulse is not well reproduced.

For station 93011 located at the footwall, the velocity pulse caused by the “fling” effect is also well reproduced by the three models for NS and UD components and better fitting is given by Model 14. The component EW is not well modelled by neither of the three models.

In summary, there is not a single best model that fit well all the stations. Due to the heterogeneity of rake angle estimated by the kinematic source inversion (Figure 3), each model fits well the stations depending of its location. Model 16 better fit the station 93048, Model 15 better fits station KMMH6 and Model 14 better fits station 93011. In order to fit all the station with a single model, these results suggest that a model with heterogeneous distribution would be necessary.

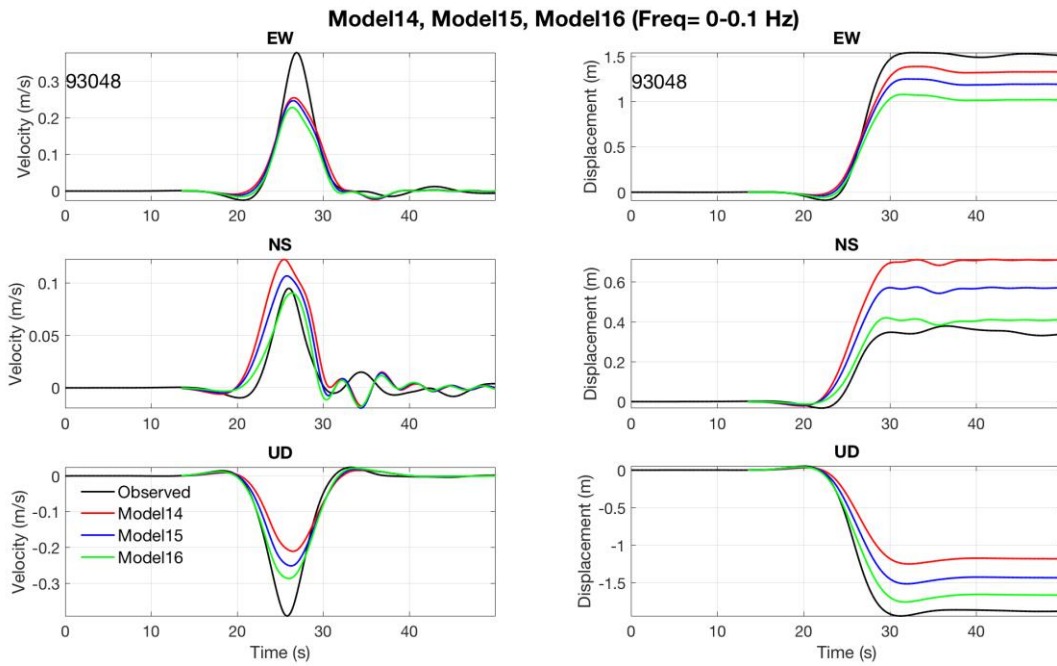


Figure 15. Three components of velocity and displacement ground motion from models Model 14 (220°) Model 15 (230°) and Model 16 (240°) compared with observed records at Station 93048 (Nishihara) located at the hanging wall side very-near to the fault

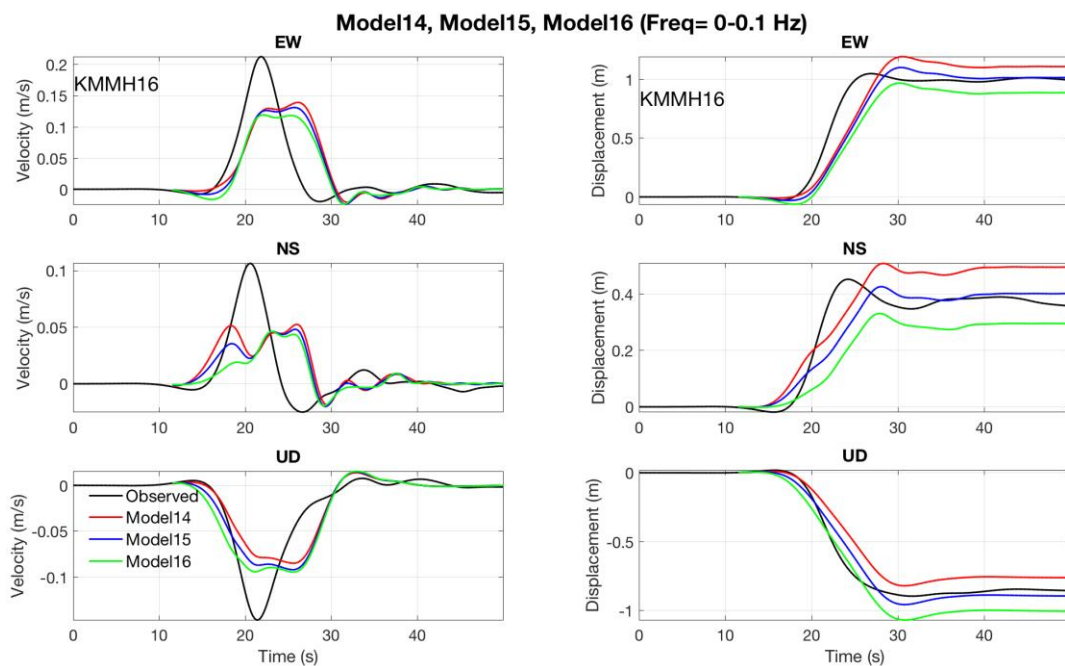


Figure 16. Three components of velocity and displacement ground motion from models Model 14 (220°) Model 15 (230°) and Model 16 (240°) compared with observed records at Station KMMH16 located at the hanging wall side very-near to the fault.

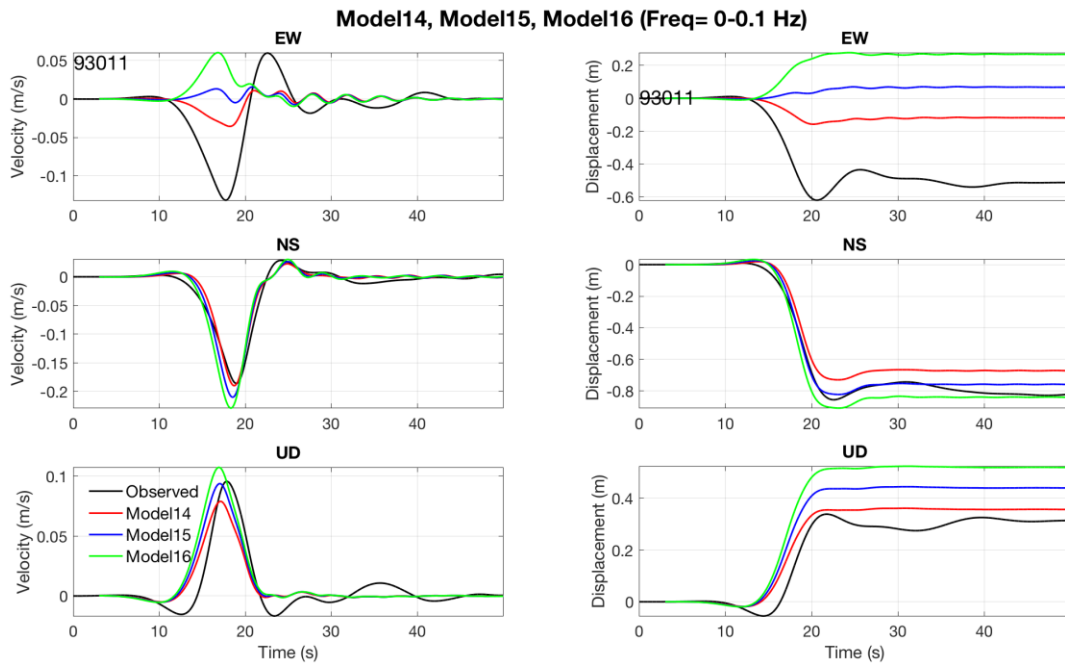


Figure 17. Three components of velocity and displacement ground motion from models Model 14 (220°) Model 15 (230°) and Model 16 (240°) compared with observed records at Station 93011 located at the foot wall side very-near to the fault.

Far distance stations

Figure 18 (station KMMH01) and Figure 19 (station KMMH02) show ground motion comparisons at the far distance stations. Overall, ground motion in velocity and displacement at these stations are consistent with observation for the three models. The differences between the three models are not significant, suggesting that the rake angle effect at far distance is minor.

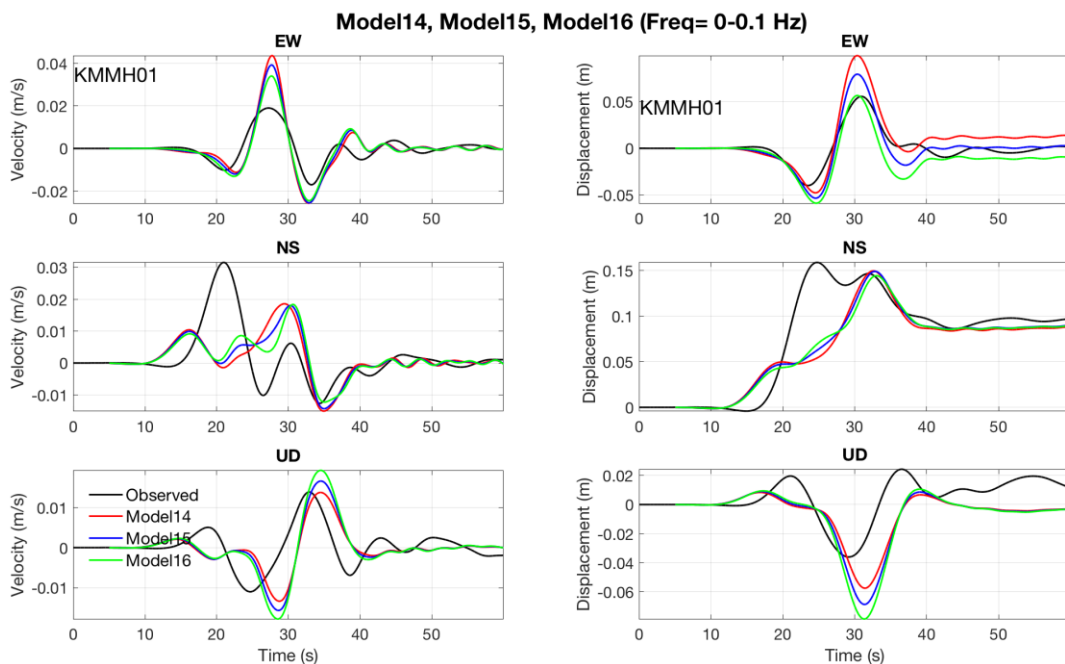


Figure 18. Three components of velocity and displacement ground motion from models Model 14 (220°) Model 15 (230°) and Model 16 (240°) compared with observed records at Station KMMH01 located at far distance.

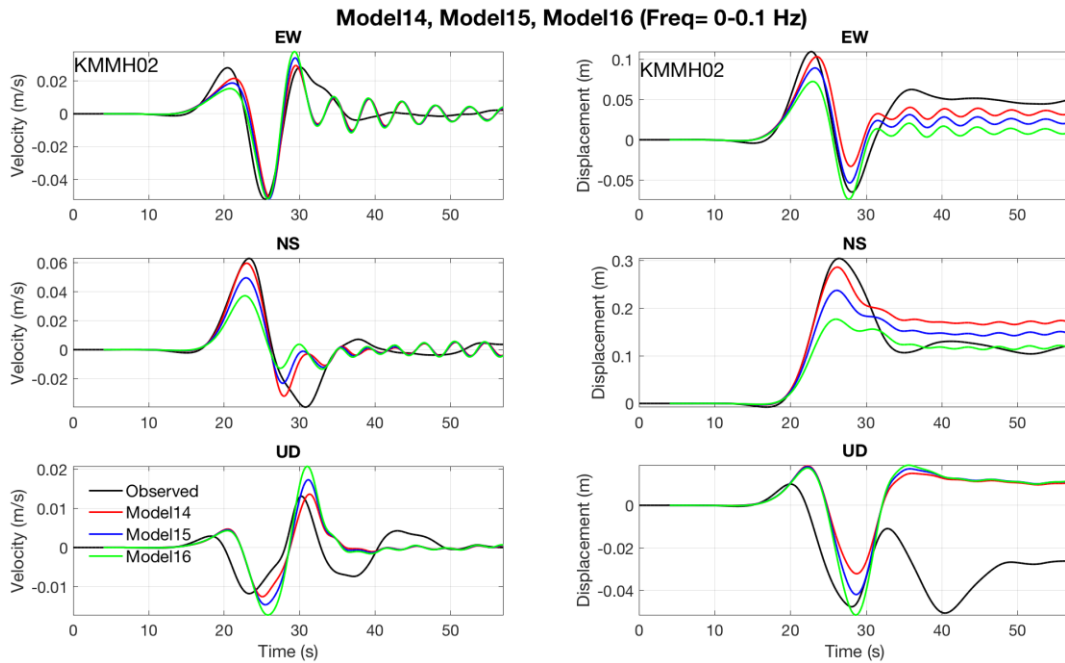


Figure 19. Three components of velocity and displacement ground motion from models Model 14 (220°) Model 15 (230°) and Model 16 (240°) compared with observed records at Station KMMH02 located at far distance.

4. Buried vs surface rupturing

In order to evaluate the effect of surface rupturing on permanent displacement and ground motion, we have developed a dynamic rupture model that does not break the free-surface (Model17) with the same frictional stress parameterization (Figure 7) as the preferred model Model14. The Model17 (named now buried rupture model) does not break the SL zone (1.5km width along dip) and Model14 (named now surface rupturing model) breaks the free-surface.

4.1 Permanent displacement (ground deformation)

Figures 20, 21 and 22 show respectively the fault parallel, vertical and fault normal component distribution of permanent displacement for surface rupture and buried rupture. HW and FW, on the figures, are respectively the hanging wall and foot wall sides. The fault parallel and vertical component predict larger permanent displacement at the HW side. On the other hand, the normal component (Figure 22) shows larger values at the FW side. For the three components, larger values are for the surface rupture model as expected. The largest values for surface rupture model are at the trace of the fault, and the largest values for the buried rupture are at some distance from the trace of the fault.

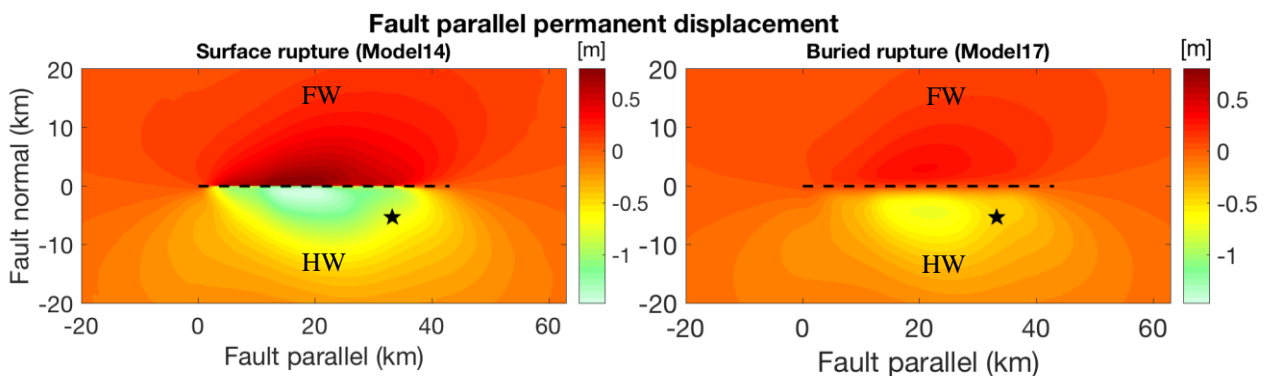


Figure 20. Fault parallel component of permanent displacement from surface rupture model14 (left) and buried rupture model17 (right). Black star represents epicenter, HW is the hanging wall side and FW is the footwall side.

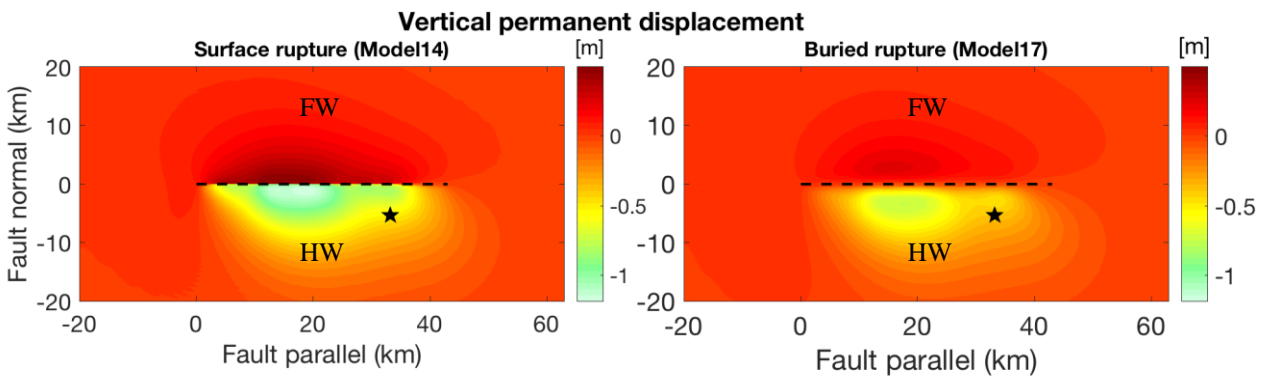


Figure 21. Vertical component of permanent displacement from surface rupture model14 (left) and buried rupture model17 (right). Black star represents epicenter, HW is the hanging wall side and FW is the footwall side.

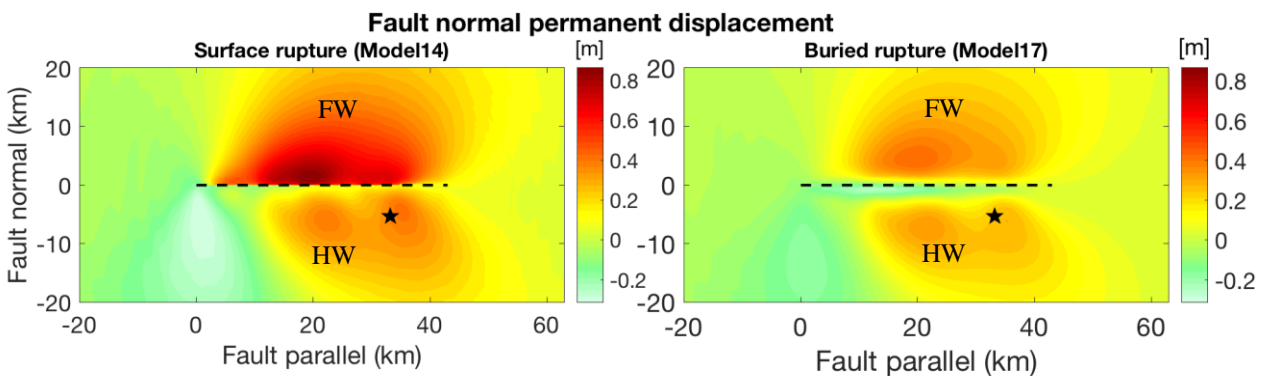


Figure 22. Fault trace normal component of permanent displacement from surface rupture model14 (left) and buried rupture model17 (right). Black star represents epicenter, HW is the hanging wall side and FW is the footwall side.

The patterns of permanent displacement described above can also be visualized at the cross sections perpendicular to the fault in figures 23, 24 and 25, respectively for sections crossing stations 93048, KMMH16 and 93011. In these figures, the fault displacement (final slip) with red line is shown, as well as the observed final displacement for each station (black triangle). Following the evaluation in section 3.1 of the observed fault displacement and permanent displacement very near the fault (Figure 12), the simulated results shown in Figure 23, 24 and 25 demonstrate that the horizontal and vertical component of maximum permanent displacement very near to the fault can be lower, equal or slightly higher than the fault displacement, but not very higher as seen in the vertical component of the observation discussed in Figure 12. As mentioned before, these observations need further evaluation. Coming back to the simulated results, it is remarkable to notice that the maximum normal component of permanent displacement can be twice larger than the fault displacement as seen in Figure 24.

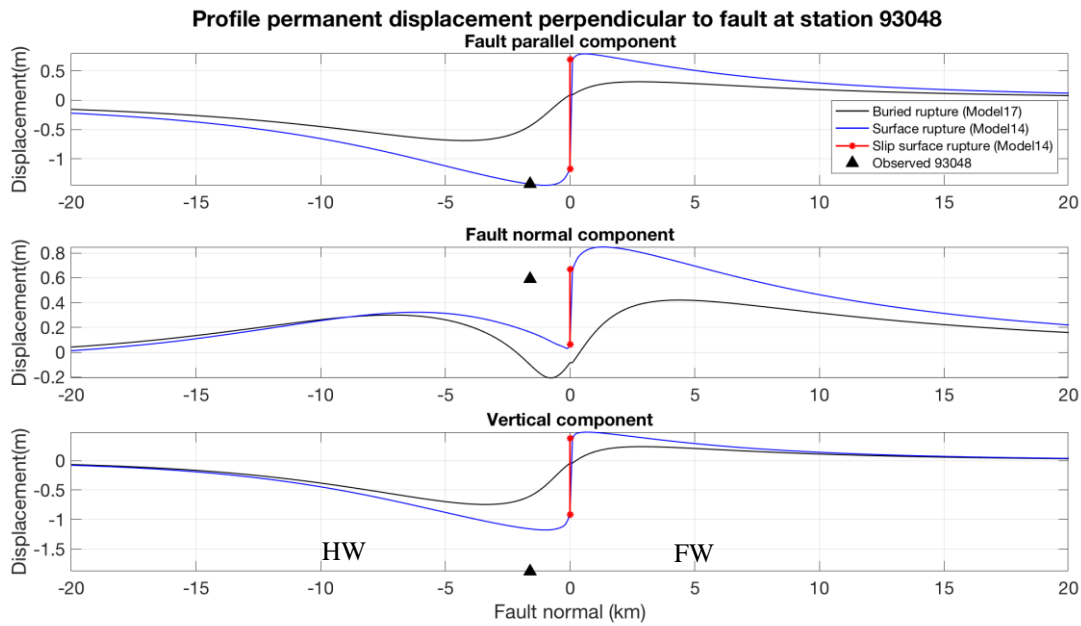


Figure 23. Cross section perpendicular to the fault crossing station 93048 of the three components of permanent displacement. Red line is the fault displacement (slip at surface rupture) and black triangle is the observed permanent displacement at station 93048. HW is the hanging wall side and FW is the footwall side.

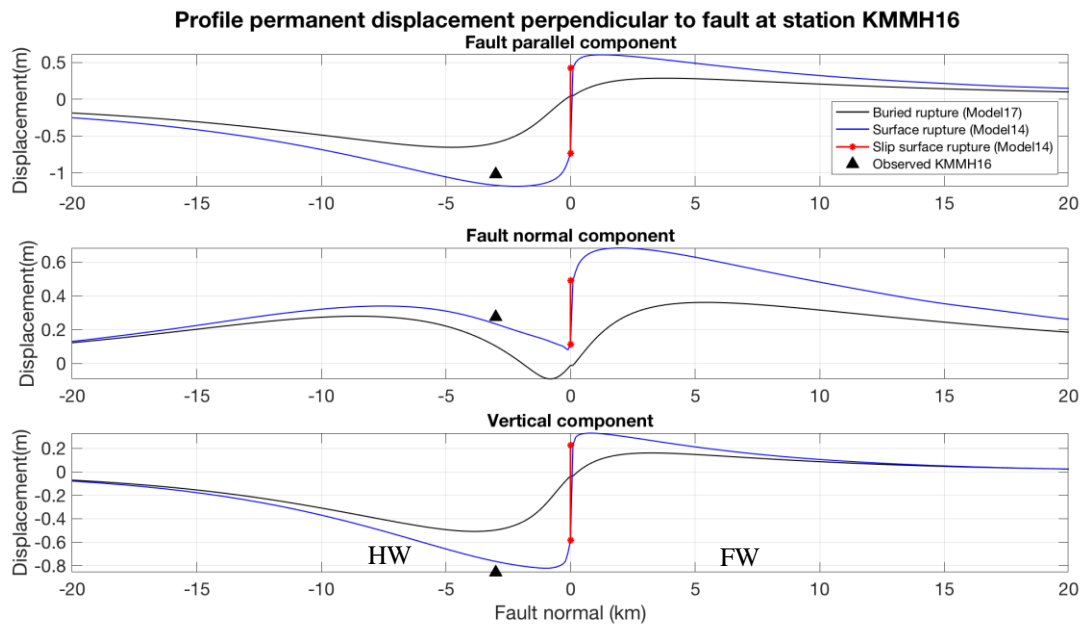


Figure 24. Cross section perpendicular to the fault crossing station KMMH16 of the three components of permanent displacement. Red line is the fault displacement (slip at surface rupture) and black triangle is the observed permanent displacement at station KMMH16. HW is the hanging wall side and FW is the footwall side.

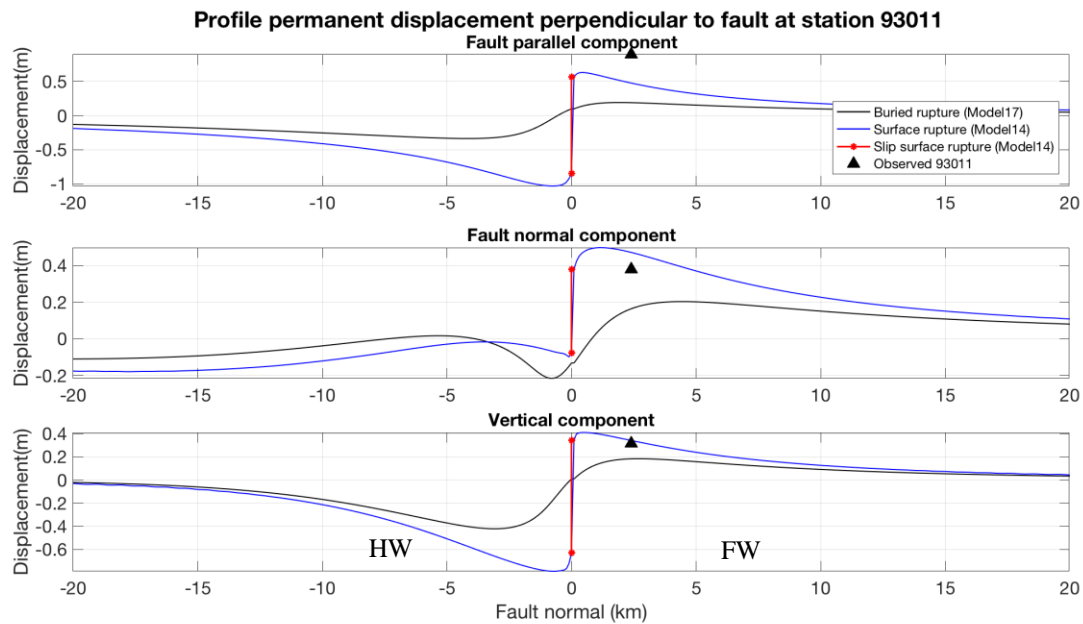


Figure 25. Cross section perpendicular to the fault crossing station 93011 of the three components of permanent displacement. Red line is the fault displacement (slip at surface rupture) and black triangle is the observed permanent displacement at station 93011. HW is the hanging wall side and FW is the footwall side.

4.2 Ground motion

Simulated velocity and displacement ground motion generated by the surface rupture model (Model 14) and buried rupture model (Model 17) are compared between them and with observations at all the stations shown in Figure 11. Ground motions are low pass filtered with frequency cut of 0.1Hz. In this section the comparisons at the very-near fault stations at hanging wall side (93048, KMMH16) and foot wall side (93011) and two stations at far distance KMMH01 and KMMH02 are shown. Comparisons with at all stations are shown in Appendix B.

Overall, the comparisons at stations very near to the fault (Figures 26, 27, 28) show considerable difference between surface rupture and buried rupture at the three components of velocity and displacement. Nevertheless, at far distance stations (Figure 29 and 30), the differences are minor. These results suggest that the surface rupture effect on ground motion very near to the fault is stronger. The dynamic signature to reach permanent displacement due to surface rupture (fling effect) is remarkable seen in the velocity ground motion in the form of pulse. The differences between surface rupture and buried models suggest that the surface rupture effect at far distance are minor.

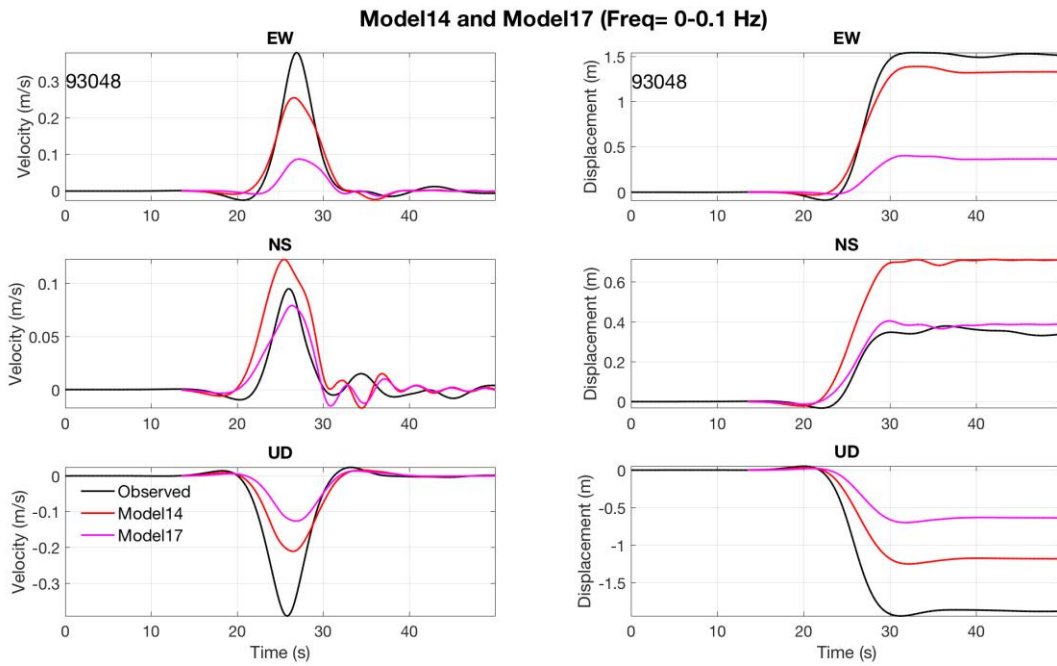


Figure 26. Three components of velocity and displacement ground motion from surface rupture model (Model 14) and buried rupture model (Model 17) compared with observed records at Station 93048 (Nishihara) located at the hanging wall side very-near to the fault

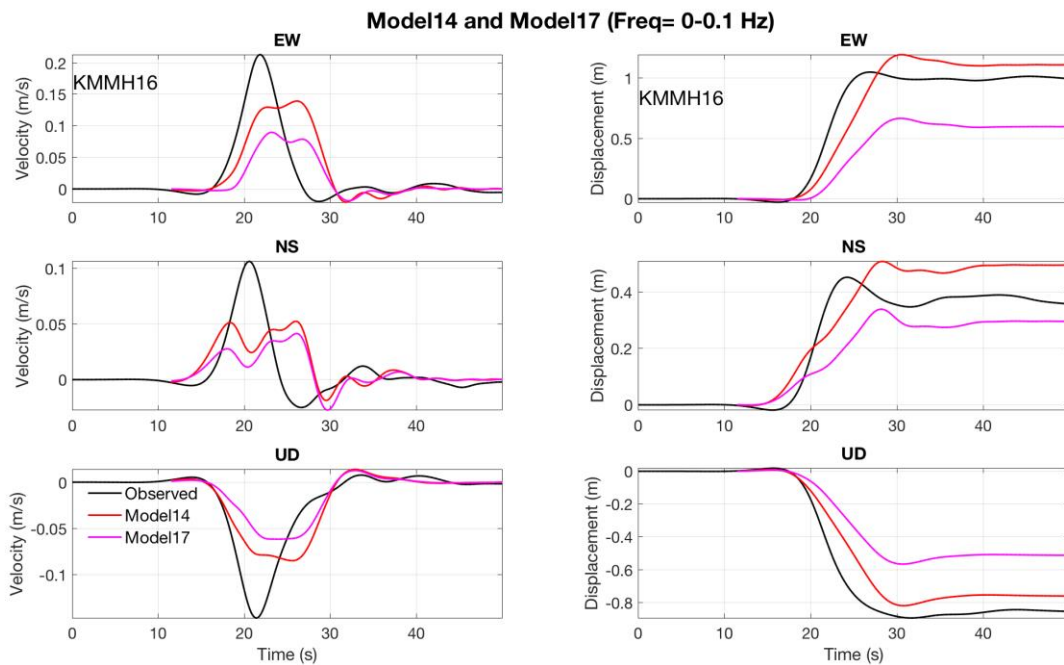


Figure 27. Three components of velocity and displacement ground motion from surface rupture model (Model 14) and buried rupture model (Model 17) compared with observed records at Station KMMH16 located at the hanging wall side very-near to the fault.

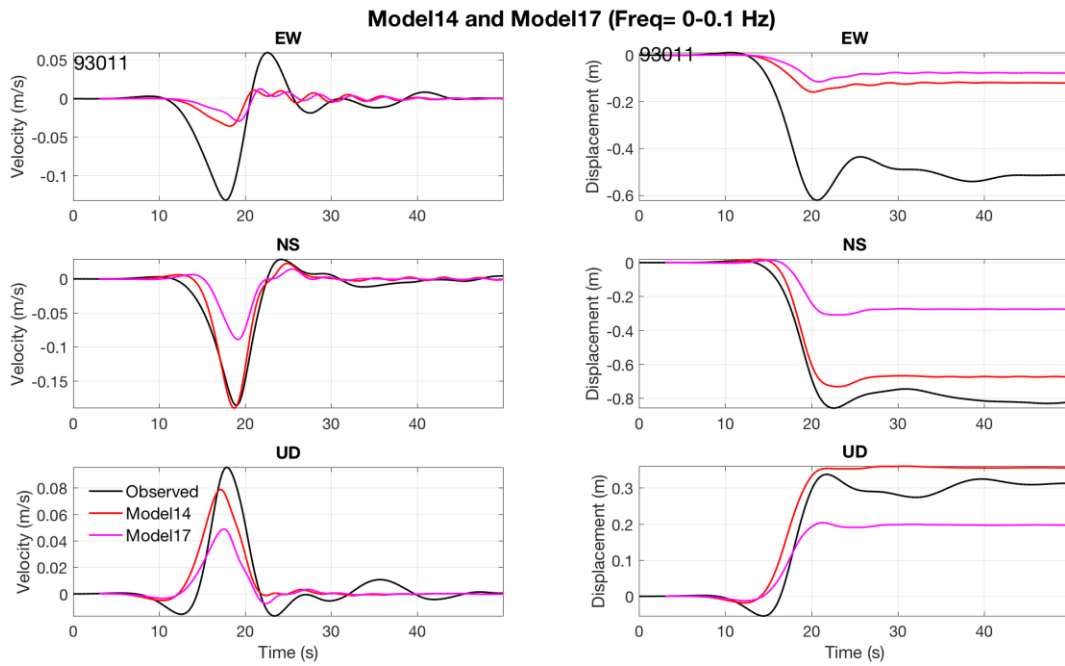


Figure 28. Three components of velocity and displacement ground motion from surface rupture model (Model 14) and buried rupture model (Model 17) compared with observed records at Station 93011 located at the foot wall side very-near to the fault.

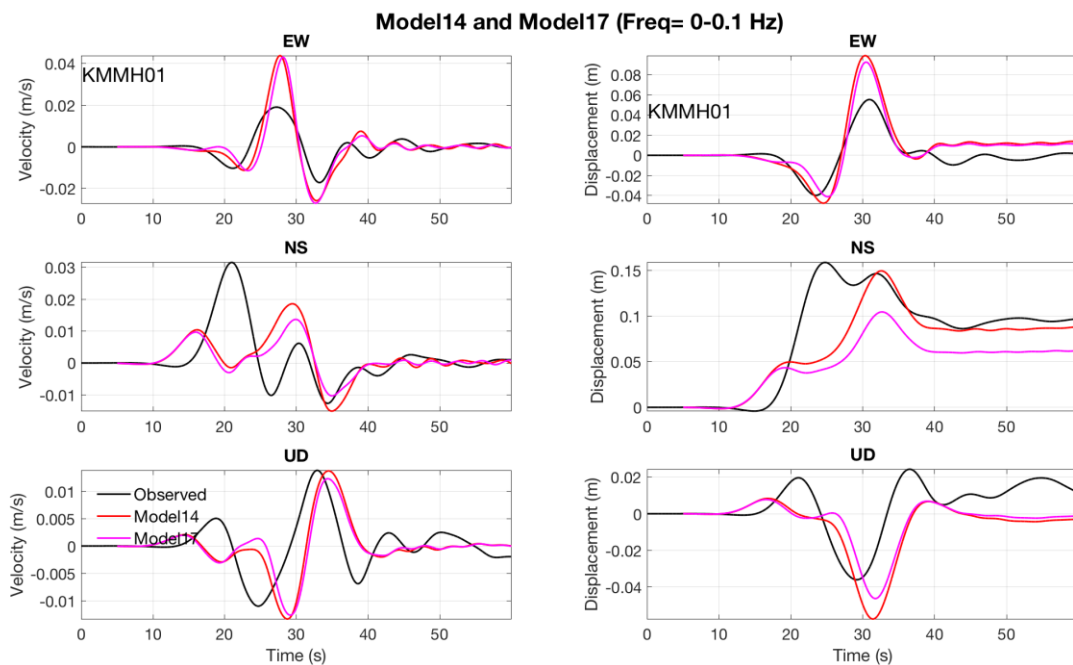


Figure 29. Three components of velocity and displacement ground motion from surface rupture model (Model 14) and buried rupture model (Model 17) compared with observed records at Station KMMH01 located at far distance.

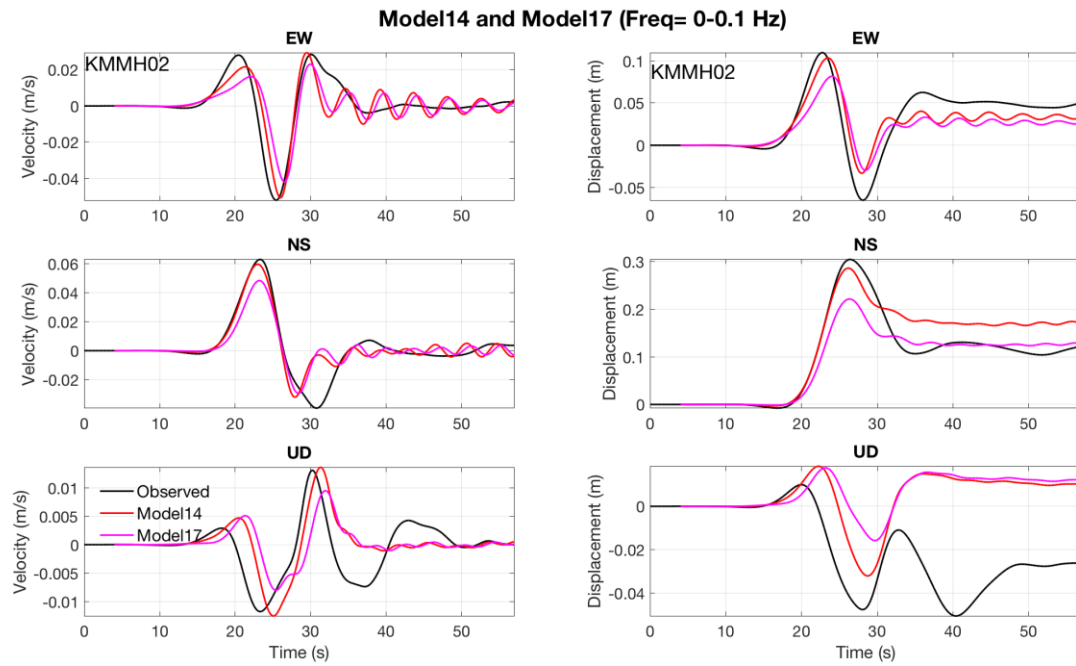


Figure 30. Three components of velocity and displacement ground motion from surface rupture model (Model 14) and buried rupture model (Model 17) compared with observed records at Station KMMH02 located at far distance.

5. Conclusions

A total of 18 simplified dynamic rupture models have been developed for the 2016 Kumamoto earthquake. The kinematic slip model from source inversion has been used as constrain to derive stress drop distribution for dynamic rupture calculation. Then stress drop is adjusted by trial and error until the final slip derived from dynamic simulations be consistent with the one from kinematic model. The other frictional parameters, strength excess and critical slip distance, are also estimated by trial and errors to also fit fault displacement and near source ground motion. The preferred models focus mainly in reproducing surface rupture (fault displacement) at Futagawa fault. The final dynamic model has stress drop (dynamic) about 70% of the stress drop (static) derived from kinematic model. Average stress drop is 2.4MPa and maximum 16.2MPa. Because rake angle shown from kinematic inversion is heterogeneous at the shallow zone. Models with initial rake angle (220° , 230° , 240°) are the best models for the very near fault stations. The definition of a single best model is trivial because it depends to which observable want to fit. For example, the best model that fit station 93048 (Nishihara) is model 16 with rake angle 240° , for station KMMH6 the best model is Model 15 (rake angle 230°) and for station 93011 the best model is Model 14 (rake angle 220°). In terms of observed fault displacement, model 14 with rake angle 220° is better consistent with observation. Since the target of this project is to simulate fault displacement, the preferred model for this project is model 14 that has initial stress with rake angle 220° . In order to fit all observable with a single model, our results suggest that a model with heterogeneous distribution of rake angle would be necessary.

The rake angle effect as well as the surface rupture effect on ground motion are significant at the very near fault. These effects are minor at far distance.

Finally, following expectations and supported by the simulations, the observed (measured) vertical component of fault displacement seems not consistent with the permanent component of permanent

displacement very near to the fault calculated from observed ground motion acceleration by double integration. This apparent inconsistency needs further evaluation of the observations. But also further investigation with physics-based simulation is also recommended to provide meaningful explanation of that apparent inconsistency between observations.

References:

- Andrews, D.J (1976), Rupture velocity of plane-strain shear cracks, *J. Geophys. Res.*, 81, 5679-5687.
- Andrews, D. J. (1980), A stochastic fault model: 1. Static case, *J. Geophys. Res.*,85, 3867–3877.
- Aoi, S., Kunugi, T., Nakamura, H., Fujiwara, H. (2011), Deployment of new strong motion seismographs of K-NET and KiK-net, In: Akkar S, Gülkan P, van Eck T (eds) *Earthquake data in engineering seismology. Geotechnical, geological, and earthquake engineering*, vol 14. Springer, Dordrecht, pp 167–186.
- Asano, K. and Iwata, T. (2016), 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 Space*, 68:147, doi: 10.1186/s40623-016-0519-9.
- Asano, K. and Iwata, T. (2017), Strong Ground Motions in near-fault area and Aso Caldera during the 2016 Kumamoto earthquake, DPRI Annual Meeting, A03, February 21, 2017.
- Bouchon, M. (1997), The state of stress on some faults of the San Andreas system as inferred from nearfield strong motion data, *J. Geoph. Res.* 102, 11731–11744.
- Dalguer, L. A; K. Irikura, W. Zhang, and J. Riera (2002), Distribution of dynamic and static stress changes during 2000 Tottori (Japan) earthquake: Brief interpretation of the earthquake sequences; foreshocks, main shock and aftershocks, *Geophys. Res. Letters*, 29(16), 1758, doi: 10.1029/2001GL014333.
- Dalguer, L. A., H. Miyake, S. M. Day and K. Irikura (2008), Surface Rupturing and Buried Dynamic Rupture Models Calibrated with Statistical Observations of Past Earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 1147-1161, doi: 10.1785/0120070134.
- Day, S. M., Yu, G. and Wald, D. J. (1998), Dynamic stress changes during earthquake rupture, *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 512–522.
- Ide, S. and Takeo, M. (1997), Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic waves analysis, *J. Geoph. Res.* 102, 27379–27391.
- Marone, C. (1998), Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting, *Ann. Revs. Earth Plan. Sci.* 26, 643–696.
- Marone, C., and C. H. Scholz (1988), The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes, *Geophys. Res. Lett.* 15, 621–624.
- Mikumo, T., Olsen, K. B., Fukuyama, E. and Yagi, Y. (2003), Stressbreakdown time and slip weakening distance inferred from slipvelocity functions on earthquake faults, *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, 264282.
- Nishimae, Y. (2004), Observation of seismic intensity and strong ground motion by Japan Meteorological Agency and local governments in Japan, *J Jpn Assoc Earthq Eng* 4(3):75–78.
- Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S, Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H. and Yamamoto, A. (2004), Recent progress of seismic observation networks in Japan Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space* 56: xv–xxviii. doi: 10.1186/ BF03353076.
- Pitarka, A., L. A. Dalguer, S. M. Day, P. Somerville and K. Dan (2009), Numerical study of ground motion differences between buried and surface-rupturing earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 99, No. 3, pp. 1521–1537, June 2009, doi: 10.1785/0120080193.
- Ripperger, J., and P. M. Mai (2004), Fast computation of static stress changes on 2D faults from final slip distributions, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.31, No.18, L18610 10.1029/2004GL020594.
- Shirahama, Y., M. Yoshimi, Y. Awata, T. Maruyama, T. Azuma, Y. Miyashita, H. Mori, K. Imanishi, N. Takeda, T. Ochi, M. Otsubo, D. Asahina and A. Miyakawa (2016), Characteristics

of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, *Earth, Planets and Space*, 68:191 doi: 10.1186/s40623-016-0559-1.
Tinti, E., P. Spudich, and M. Cocco (2005), Earthquake fracture energy inferred from kinematic rupture models on extended faults, Vol. 110, B12303, doi: 10.1029/2005JB003644.

Appendix A. Three components of velocity and displacement ground motion from models Model 14 (220°) Model 15 (230°) and Model 16 (240°) compared with observed records at all stations shown in the map of figure 11.

Very near to the fault stations

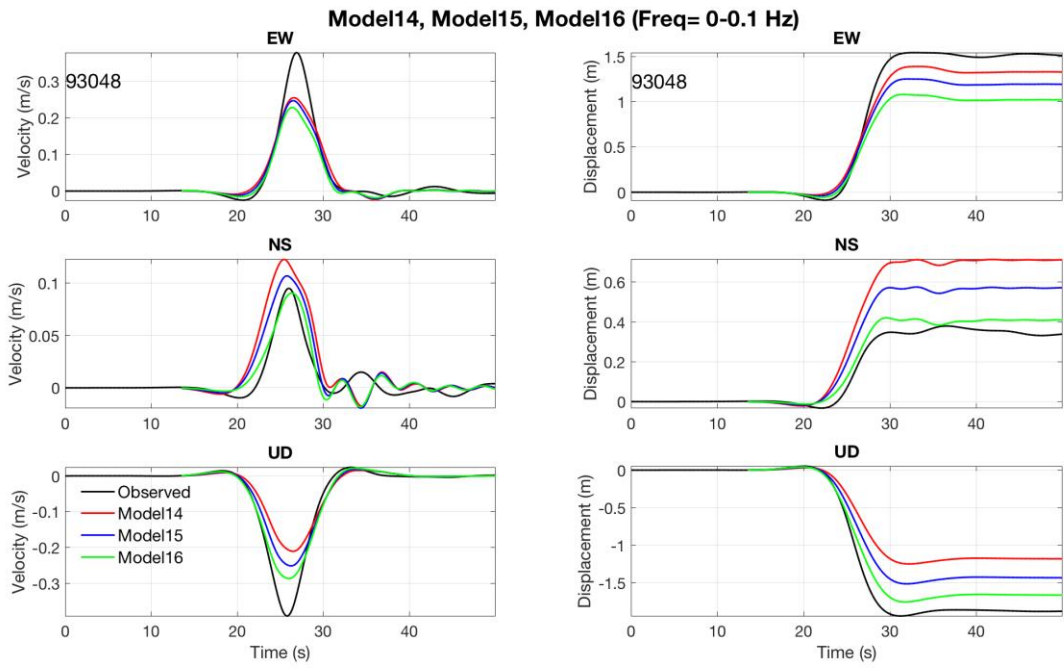


Figure A1. Station 93048

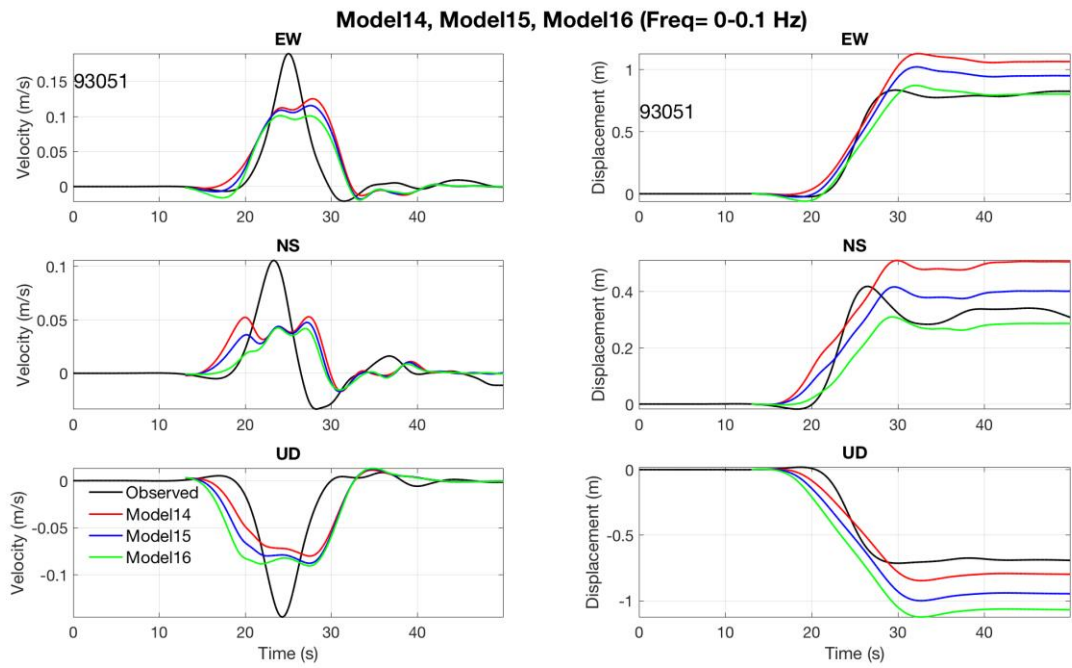
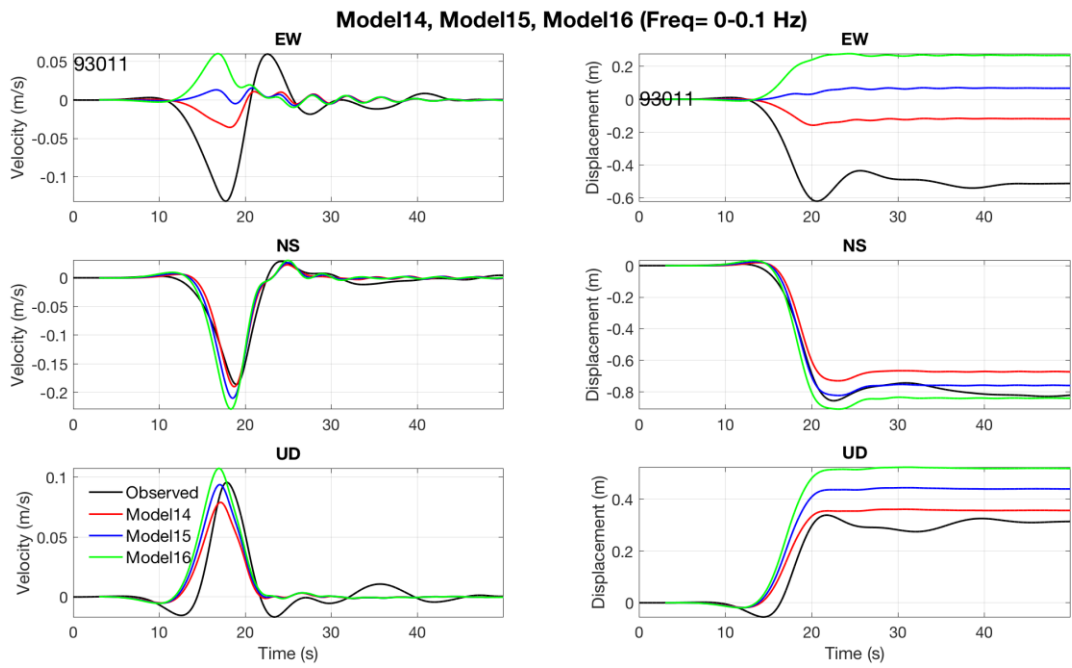
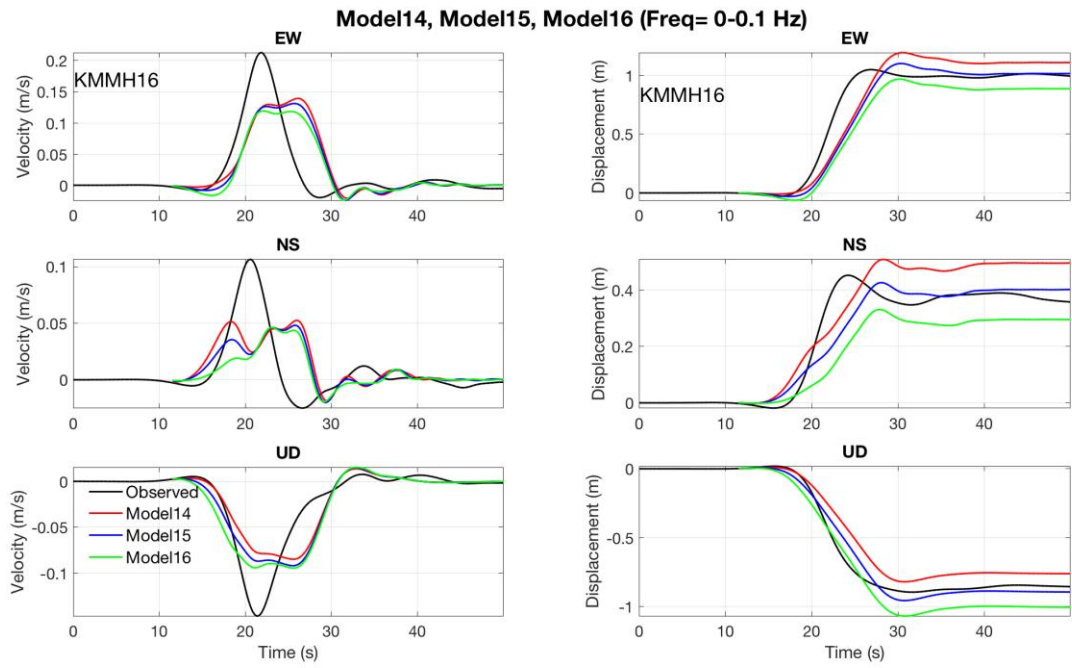


Figure A2. Station 93051



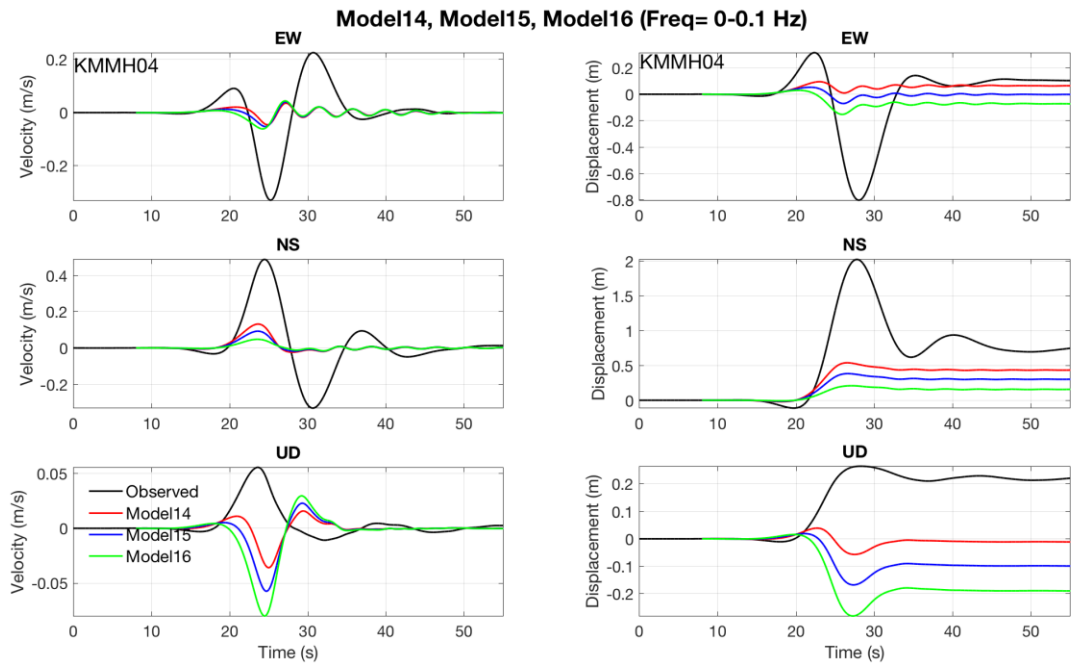


Figure A5. Station KMMH04

Far distance stations

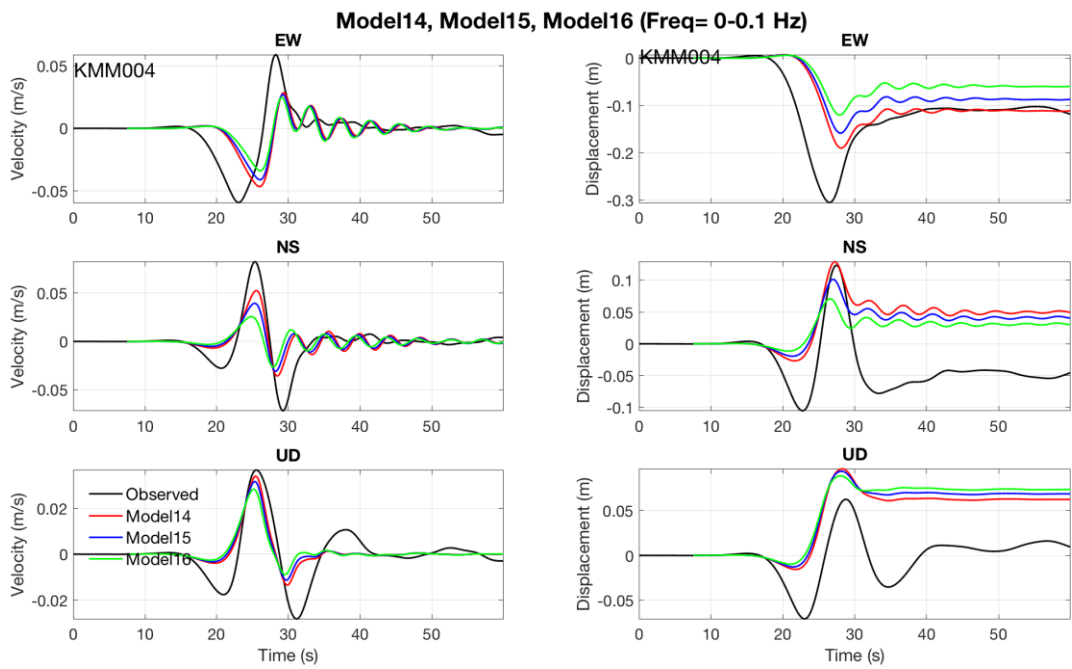


Figure A6. Station KMM004

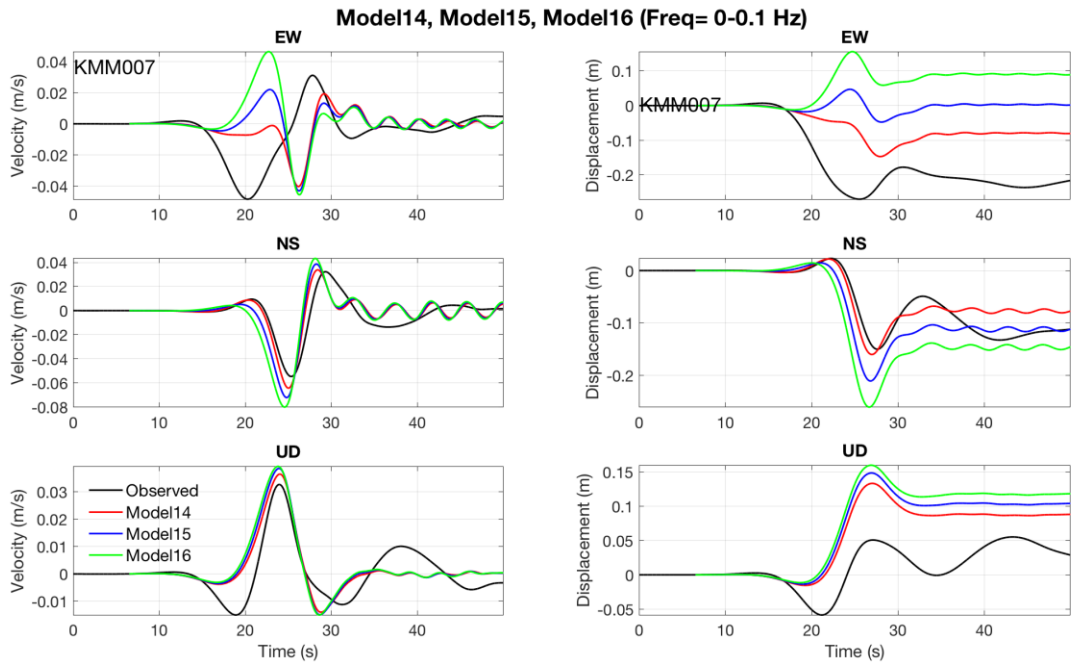


Figure A7. Station KMM007

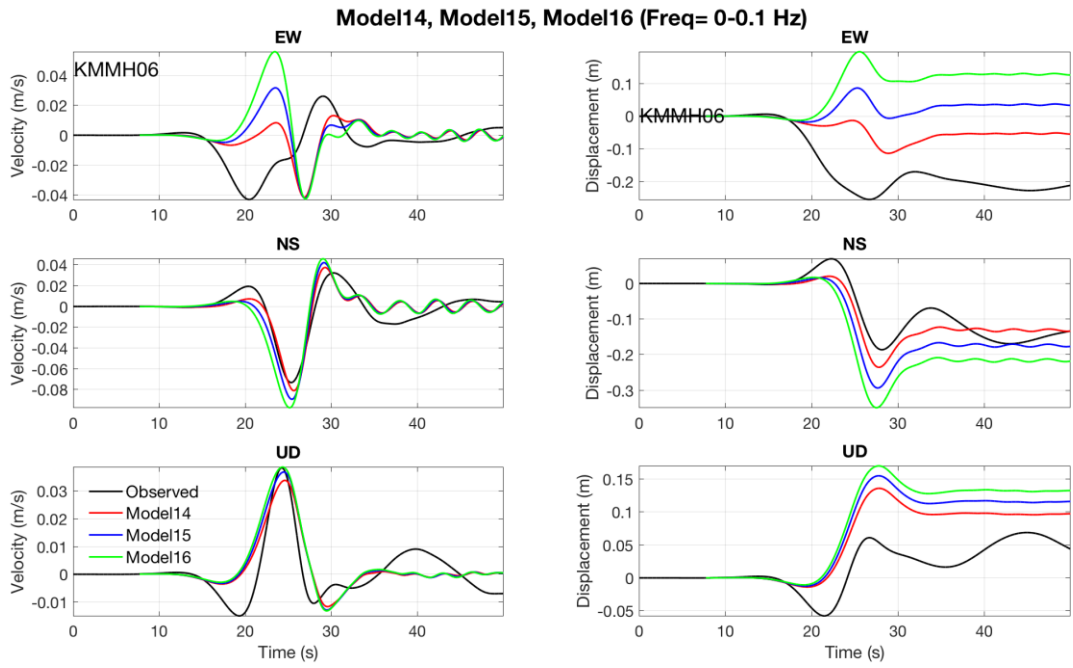
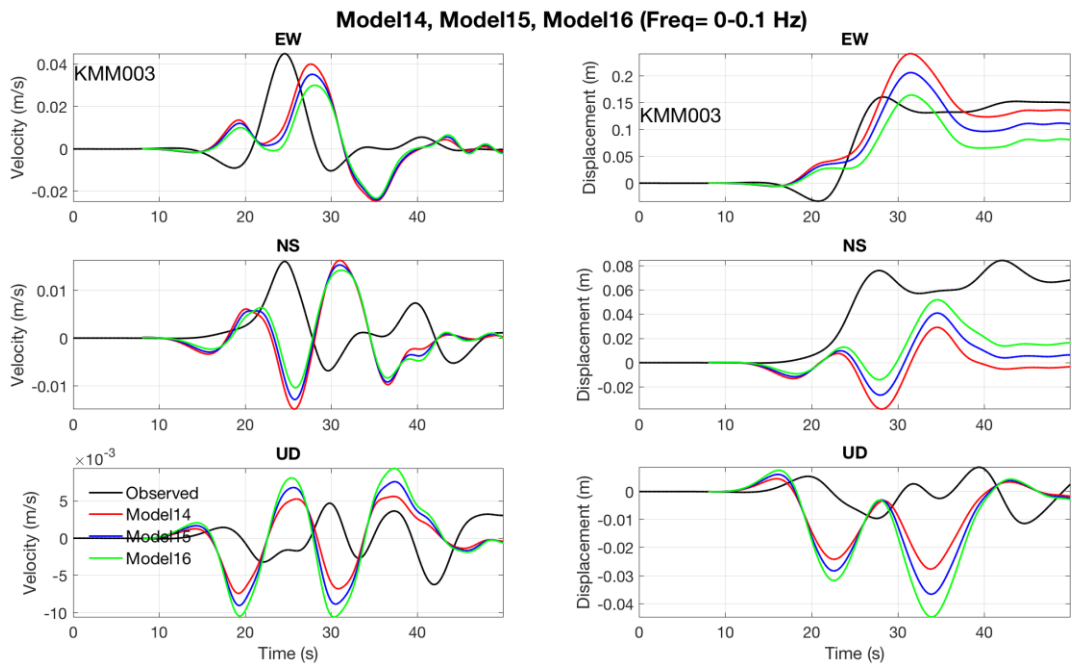
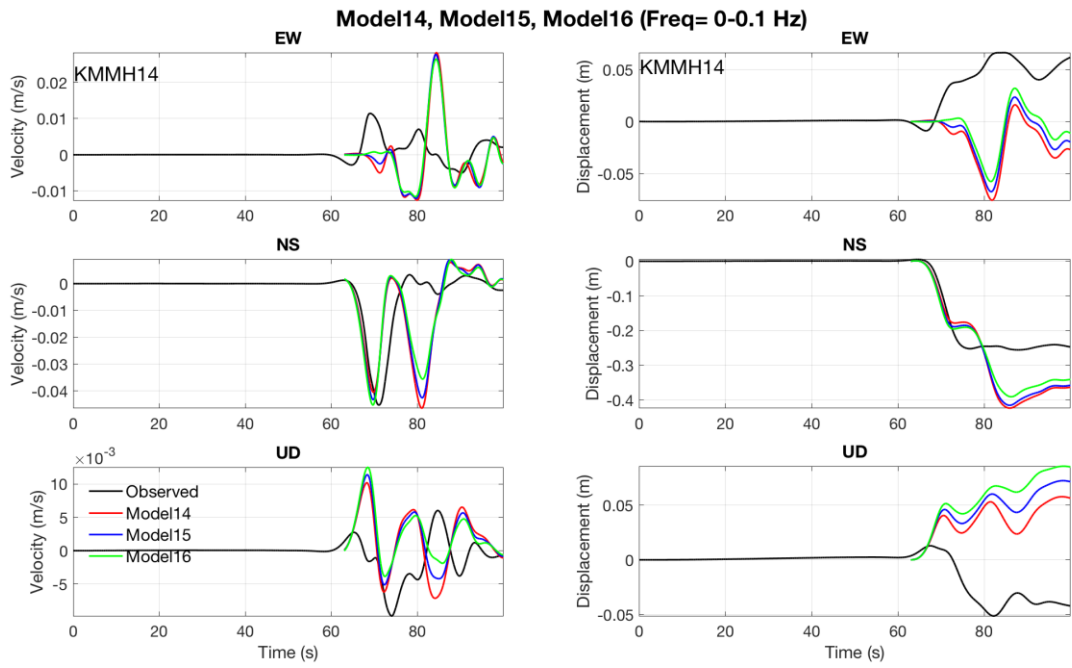


Figure A8. Station KMMH06



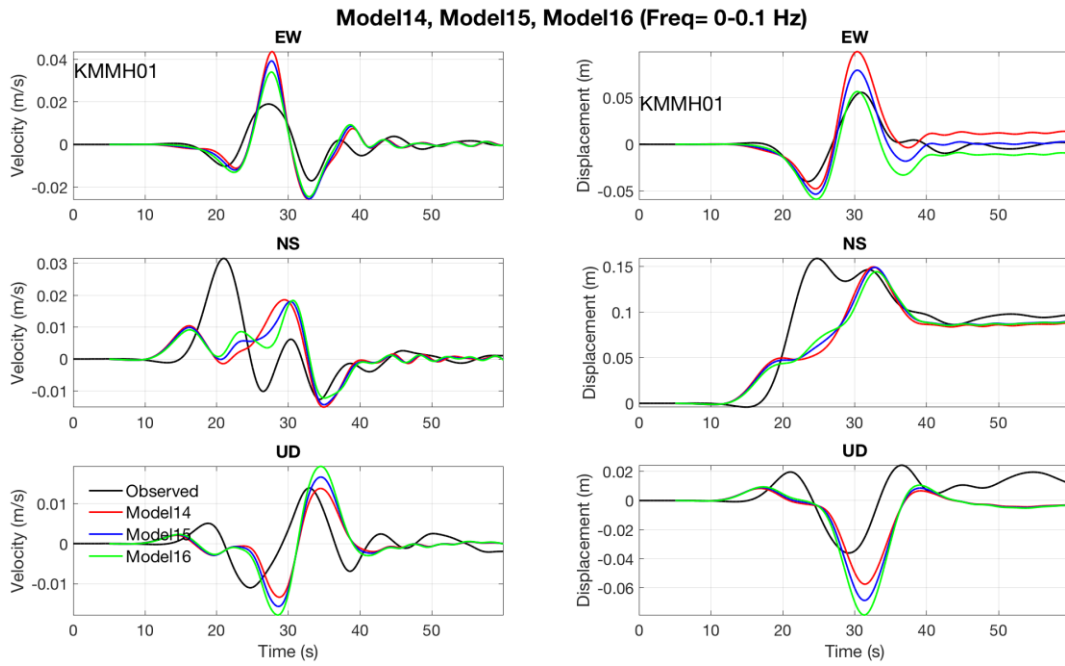


Figure A11. Station KMMH01

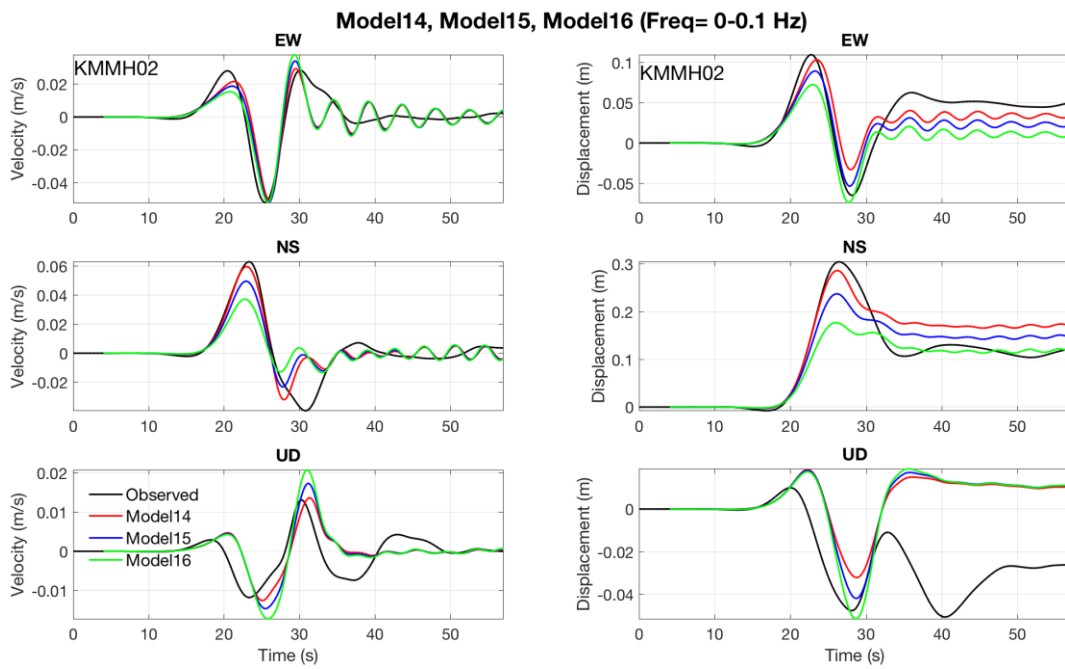


Figure A12. Station KMMH02

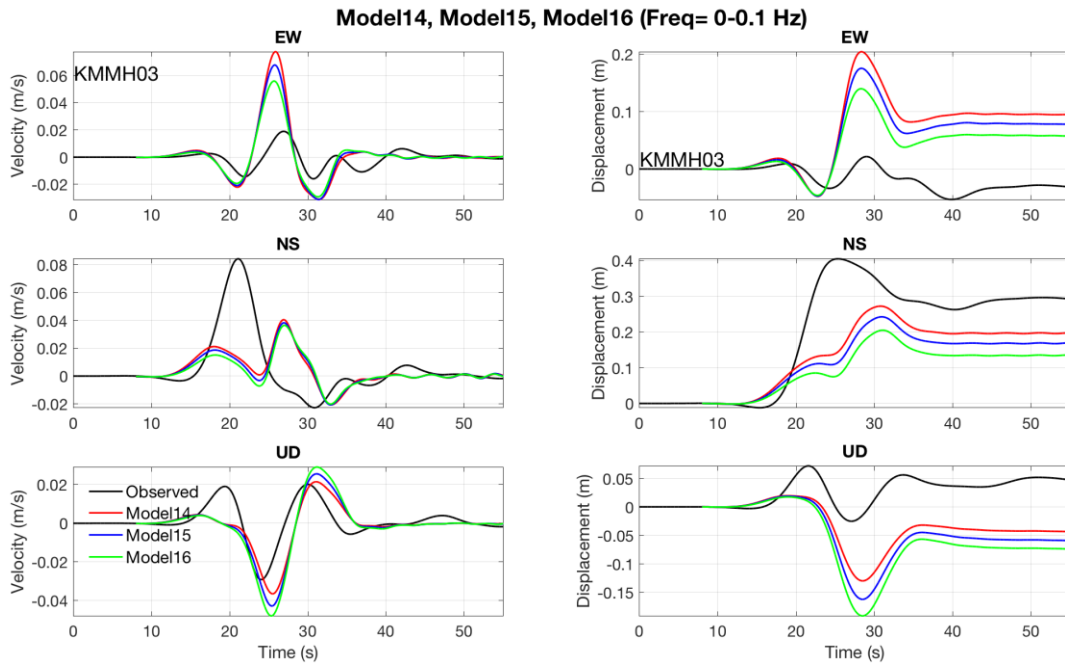


Figure A13. Station KMMH03

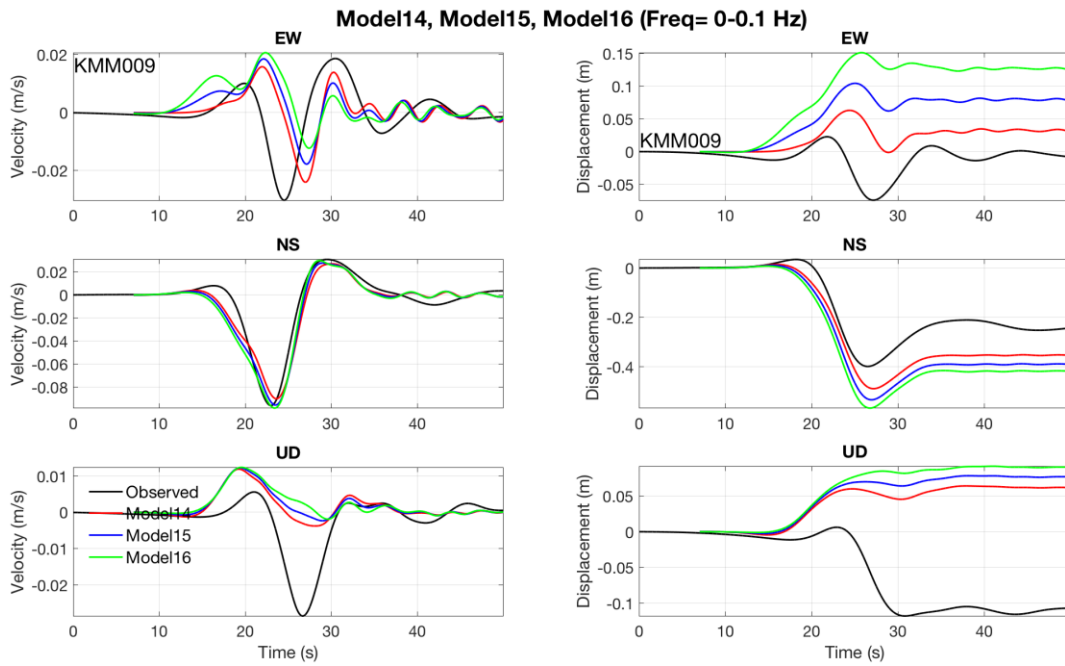


Figure A14. Station KMM009

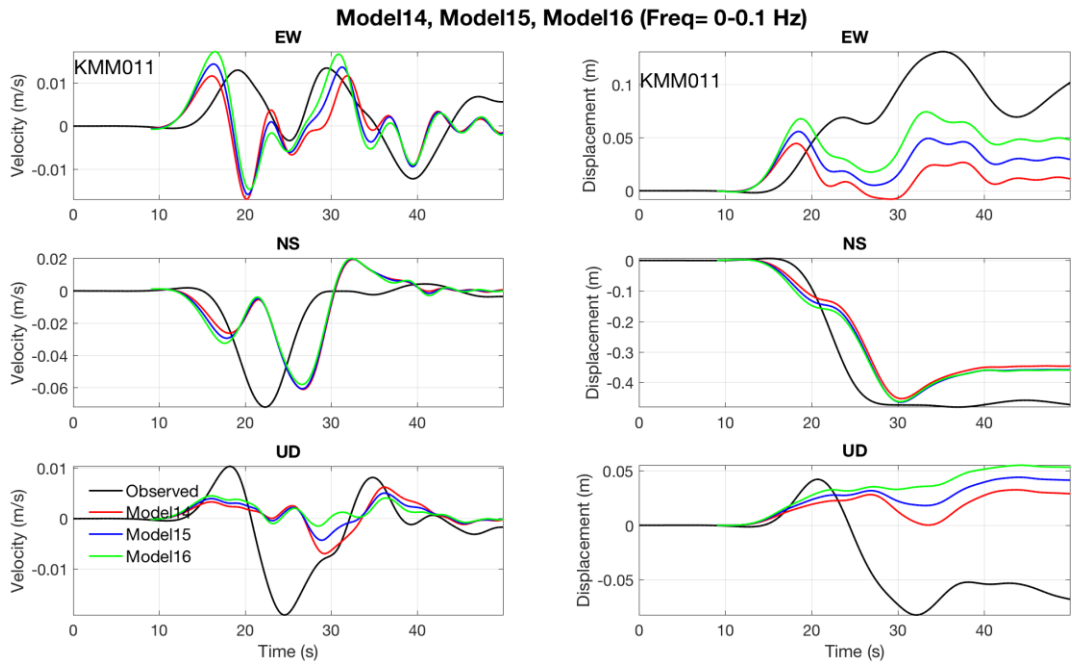


Figure A15. Station KMM011

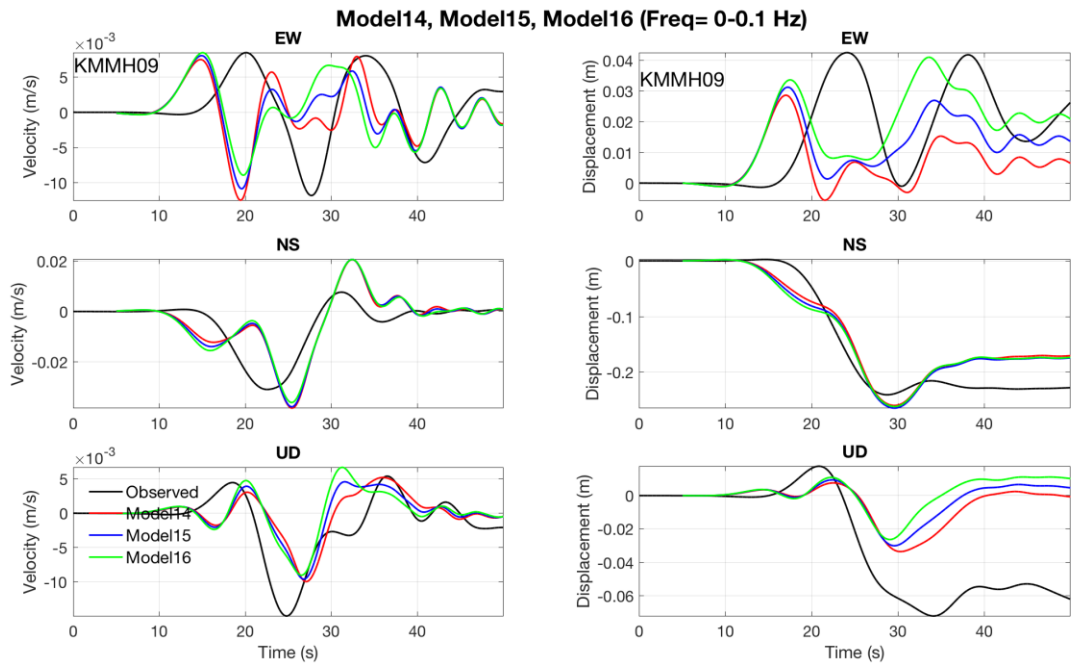


Figure A16. Station KMMH09

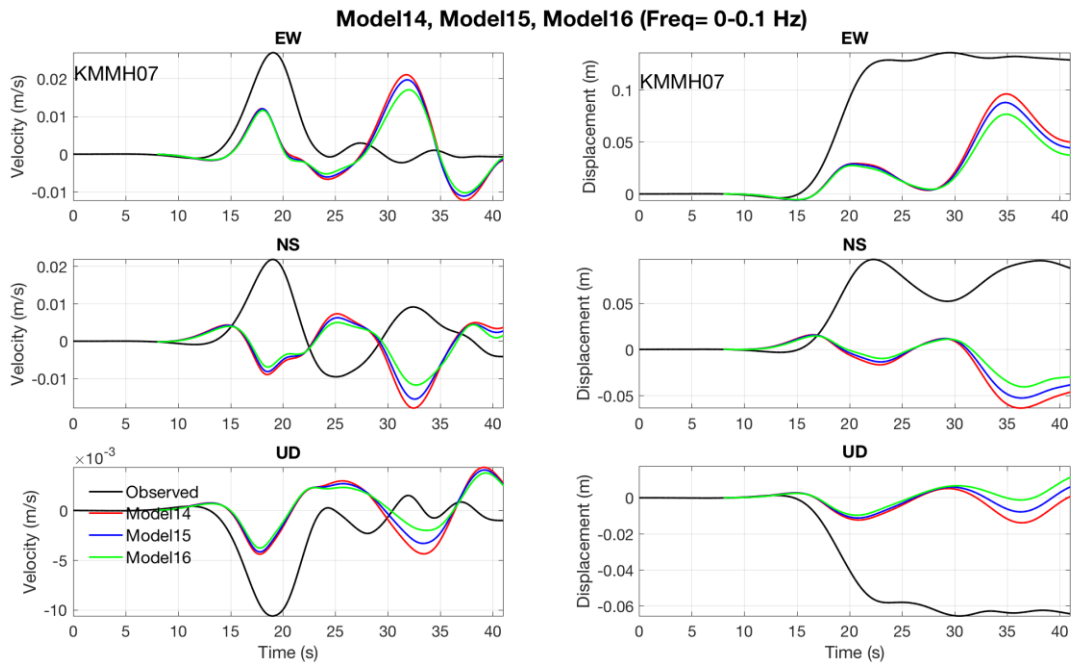


Figure A17. Station KMMH07

Appendix B. Three components of velocity and displacement ground motion from surface rupture model (Model 14) and buried rupture model (Model 17) compared with observed records at all stations shown in the map of figure 11.

Very near to the fault stations

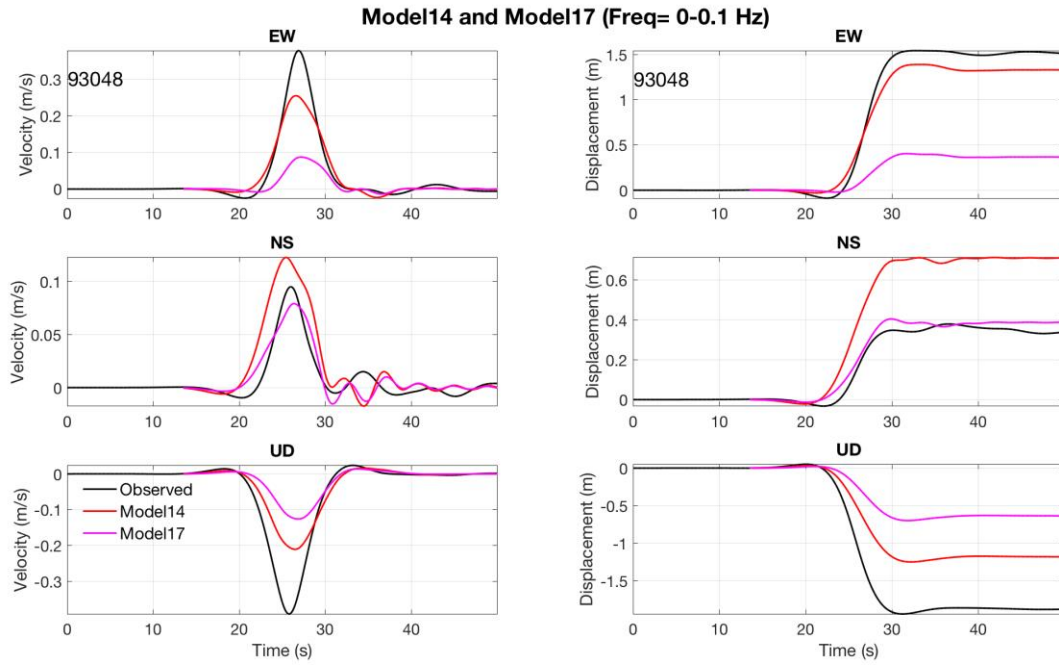


Figure B1. Station 93048

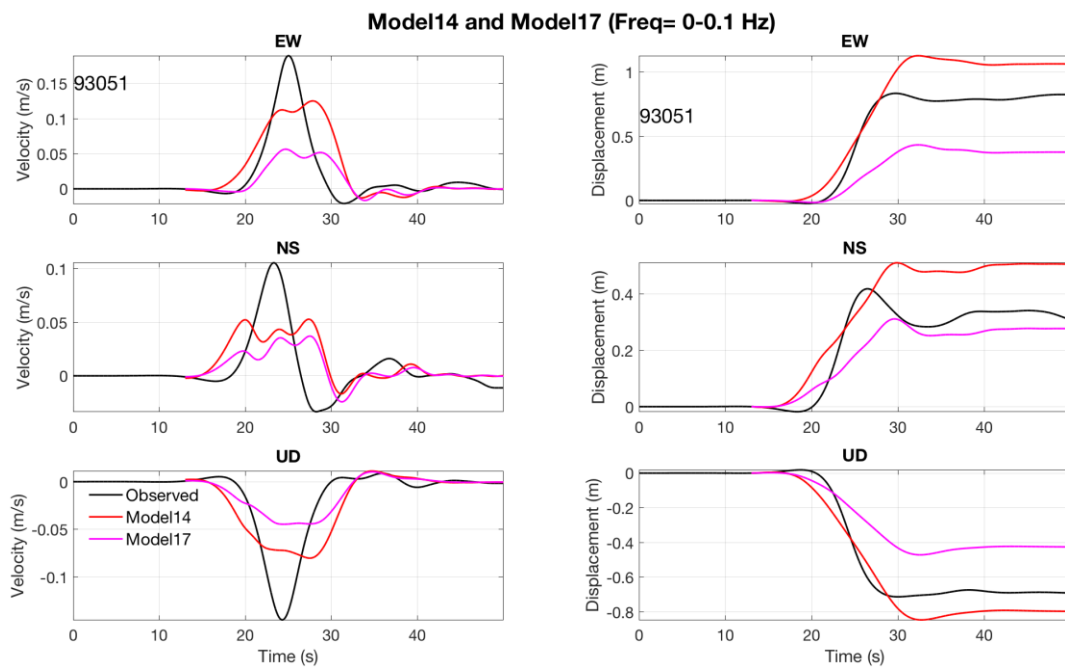


Figure B2. Station 93051

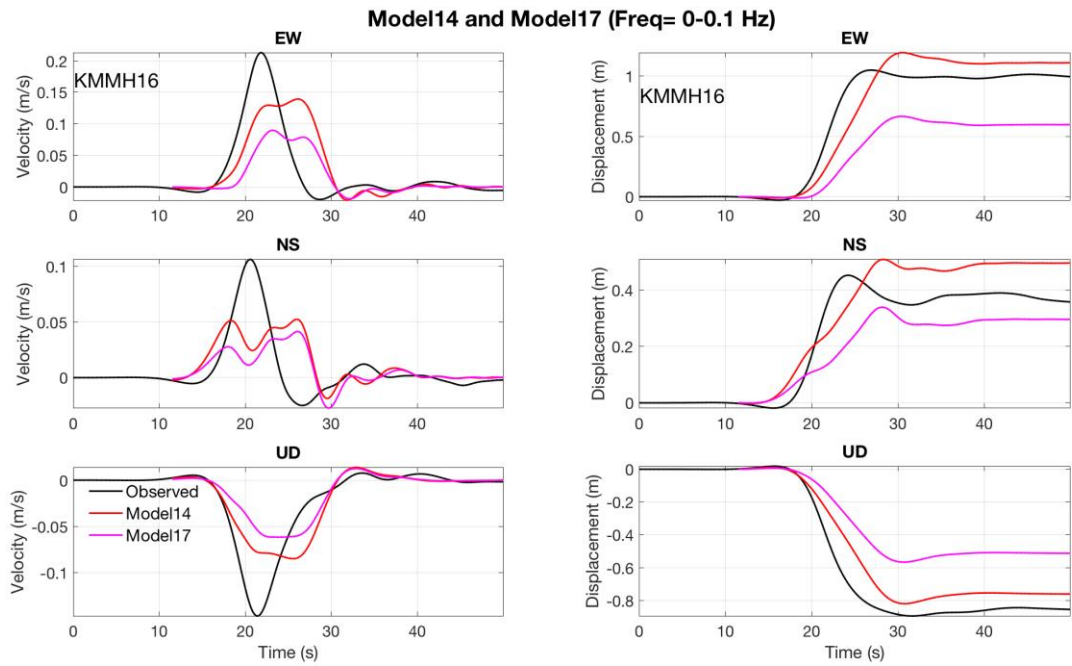


Figure B3. Station KMMH16

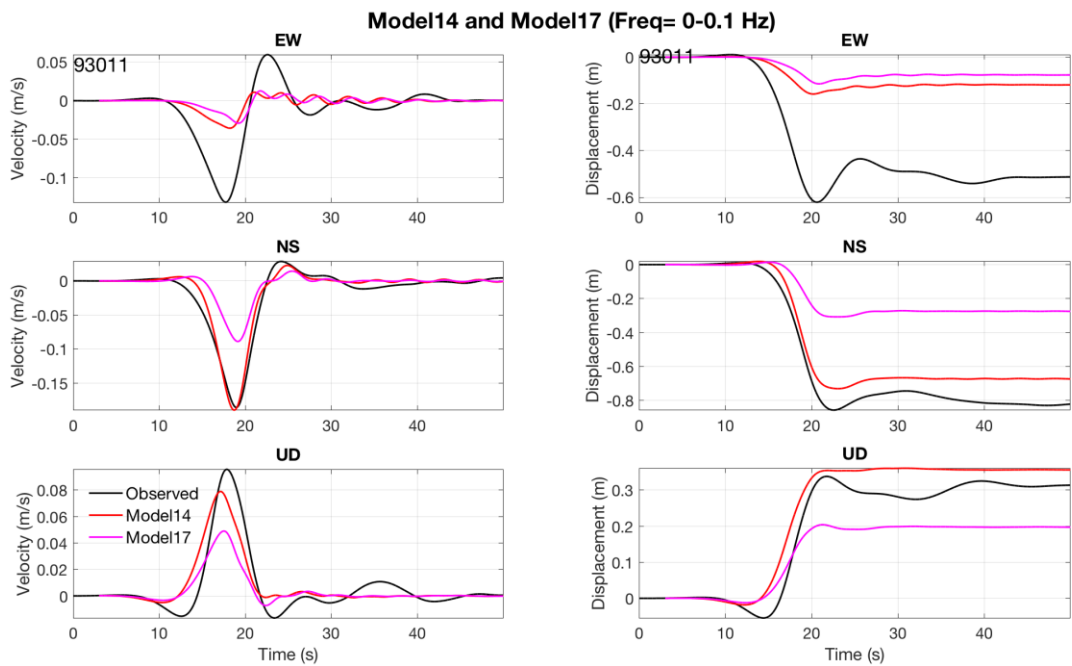
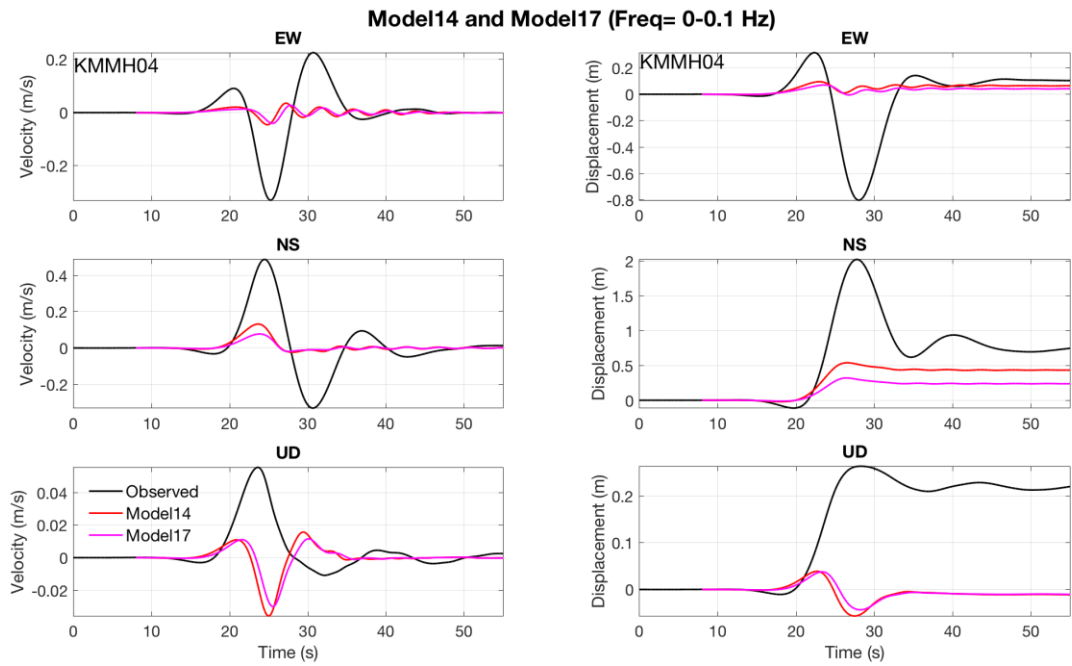
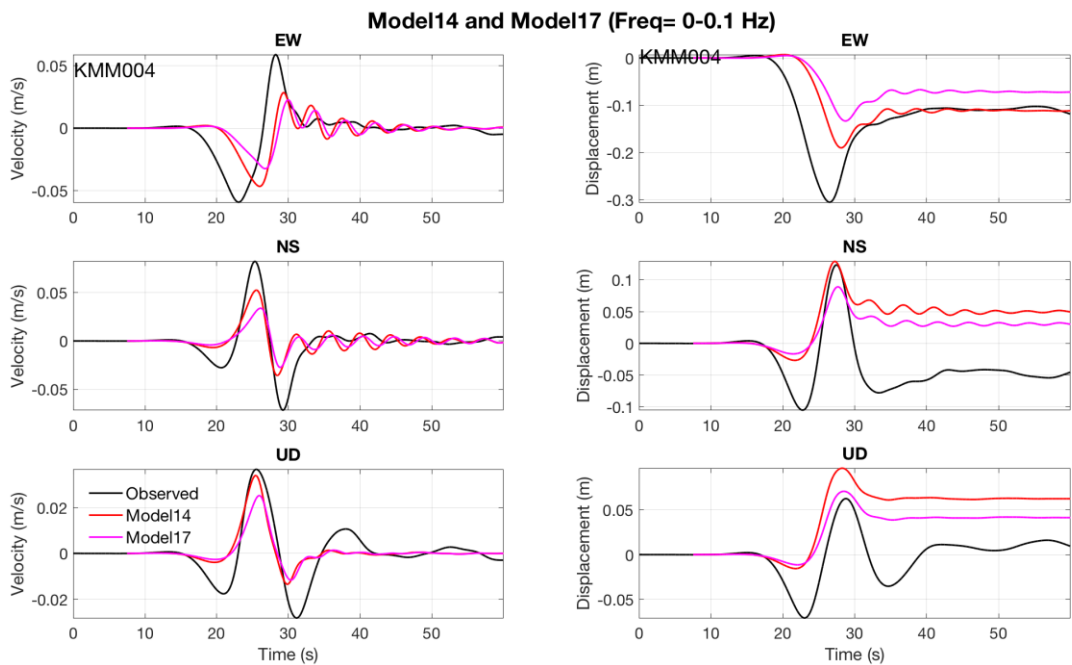


Figure B4. Station 93011



Far distance stations



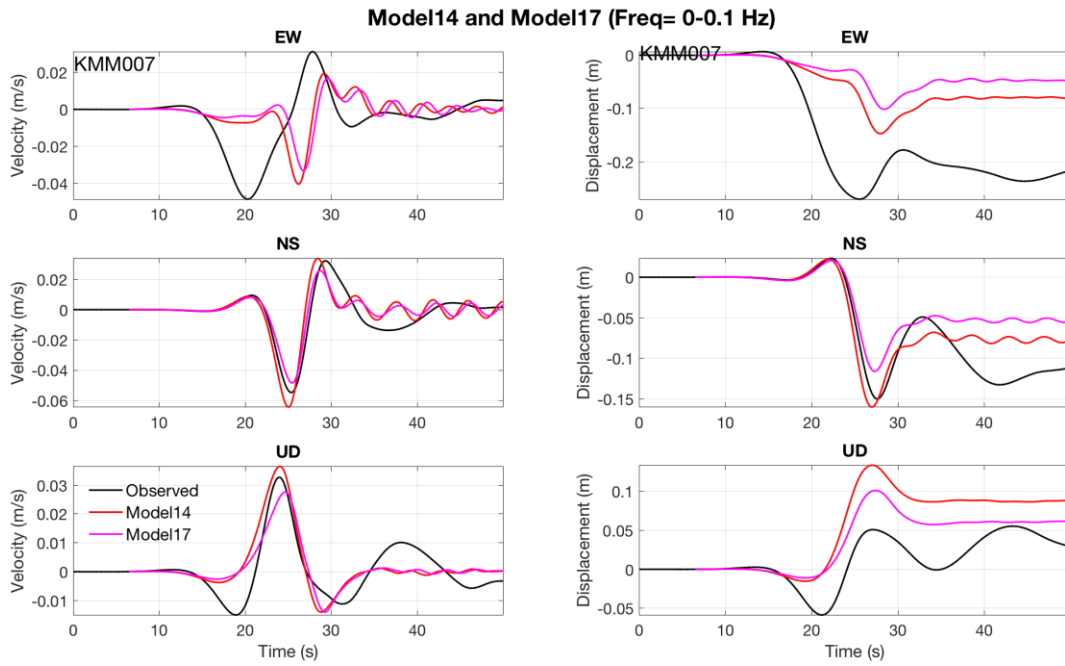


Figure B7. Station KMM007

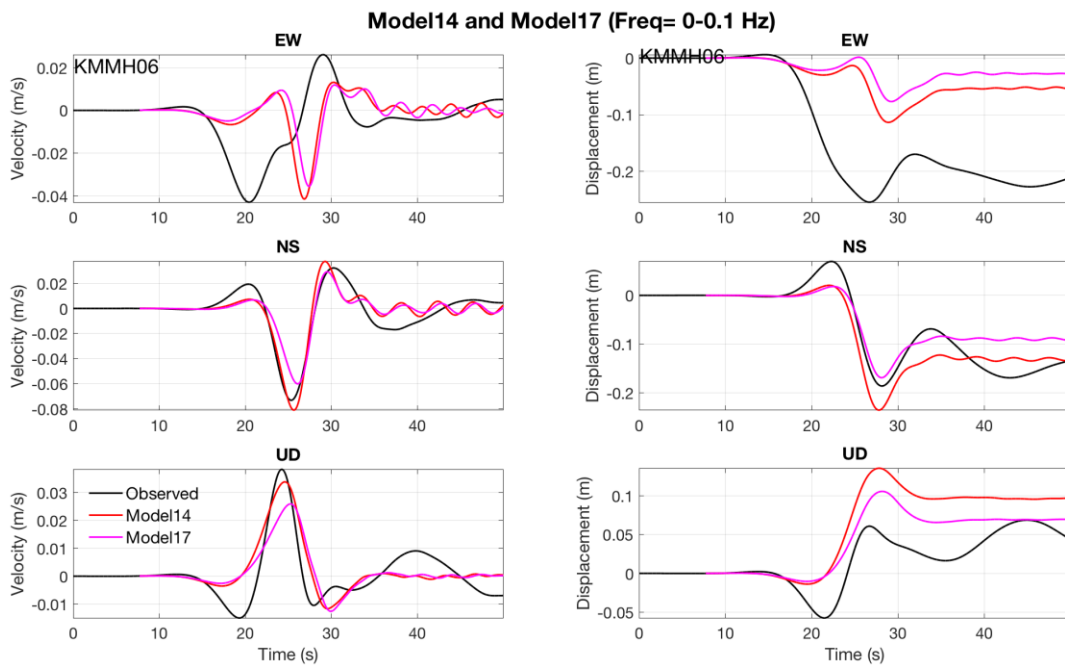


Figure B8. Station KMMH06

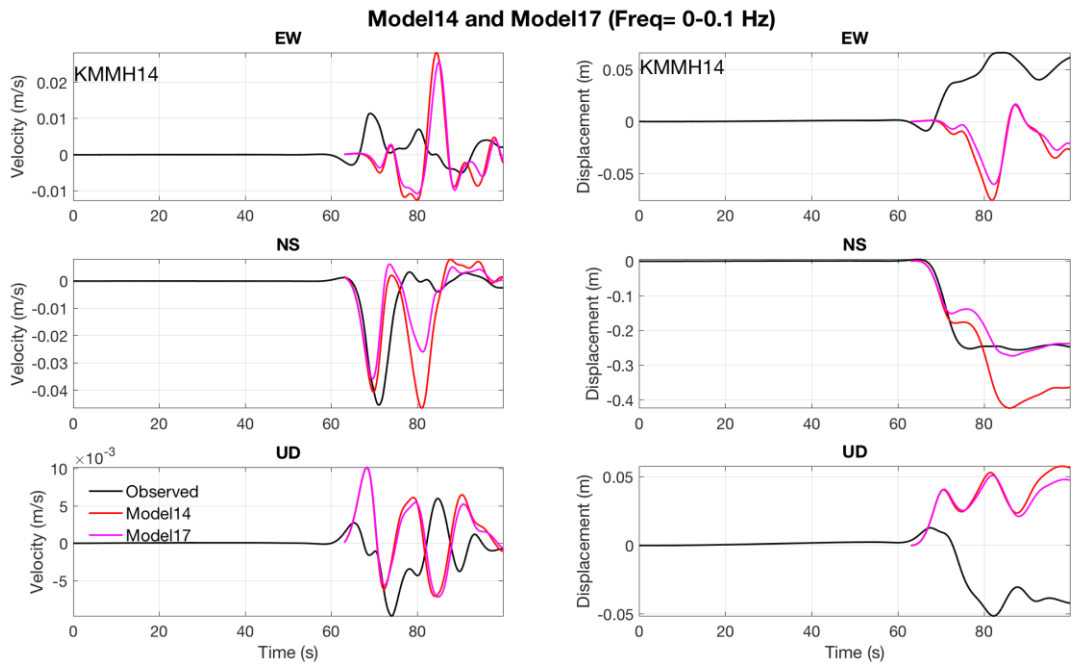


Figure B9. Station KMMH14

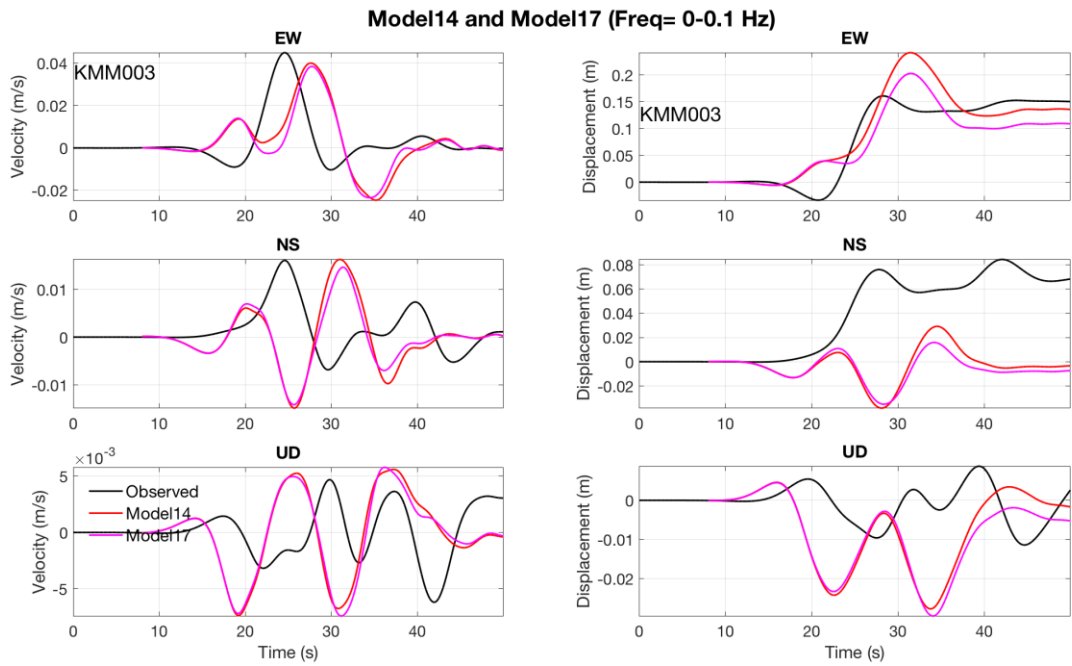


Figure B10. Station KMM003

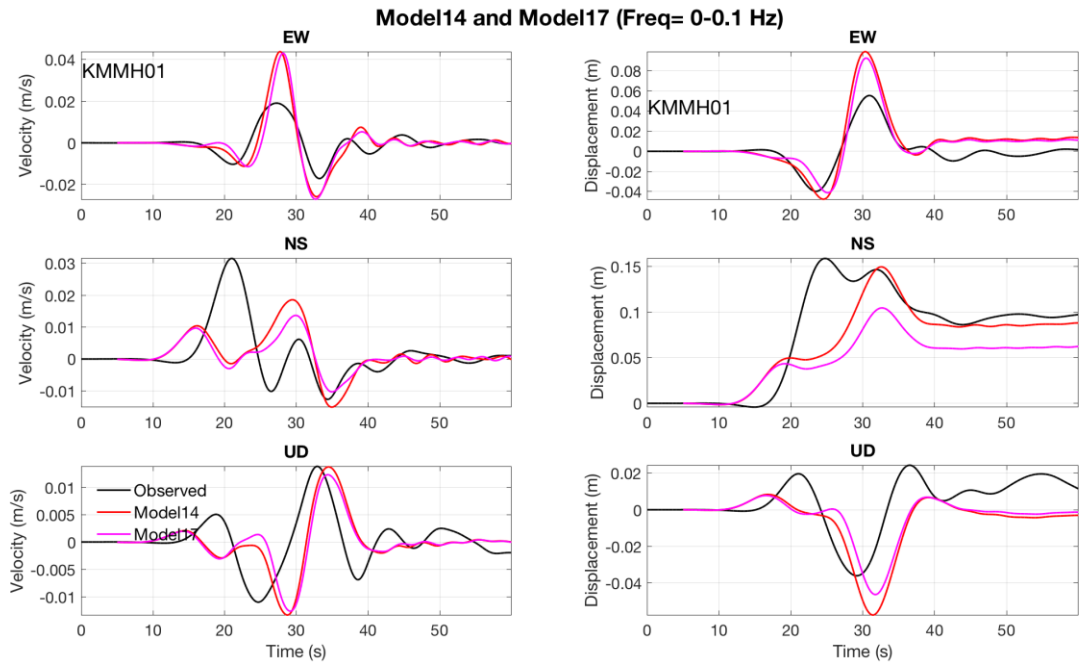


Figure B11. Station KMMH01

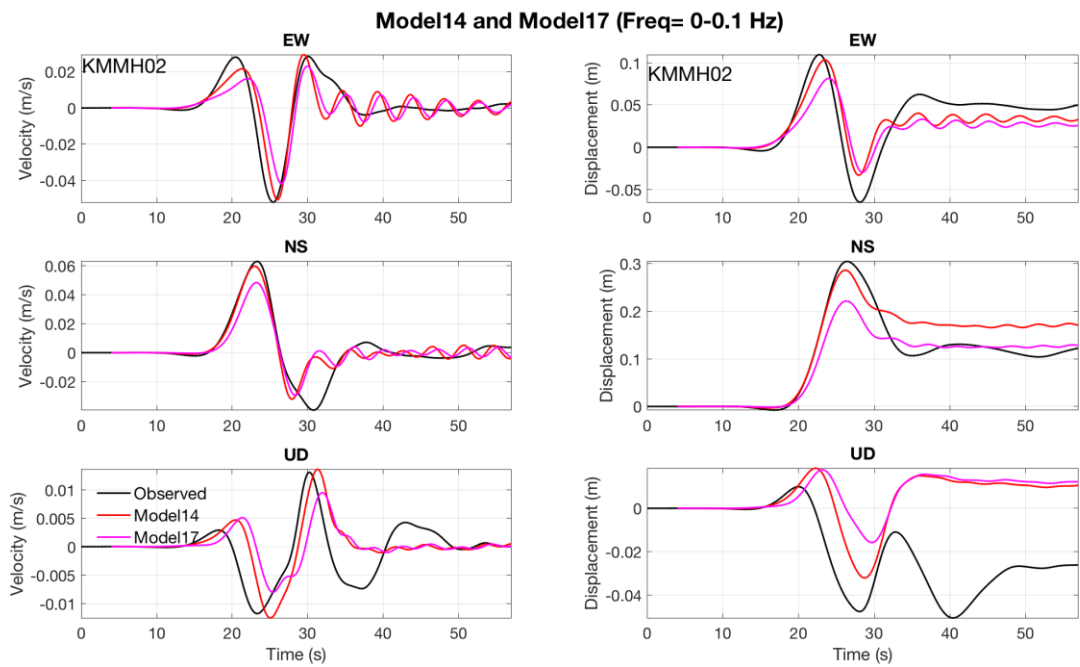


Figure B12. Station KMMH02

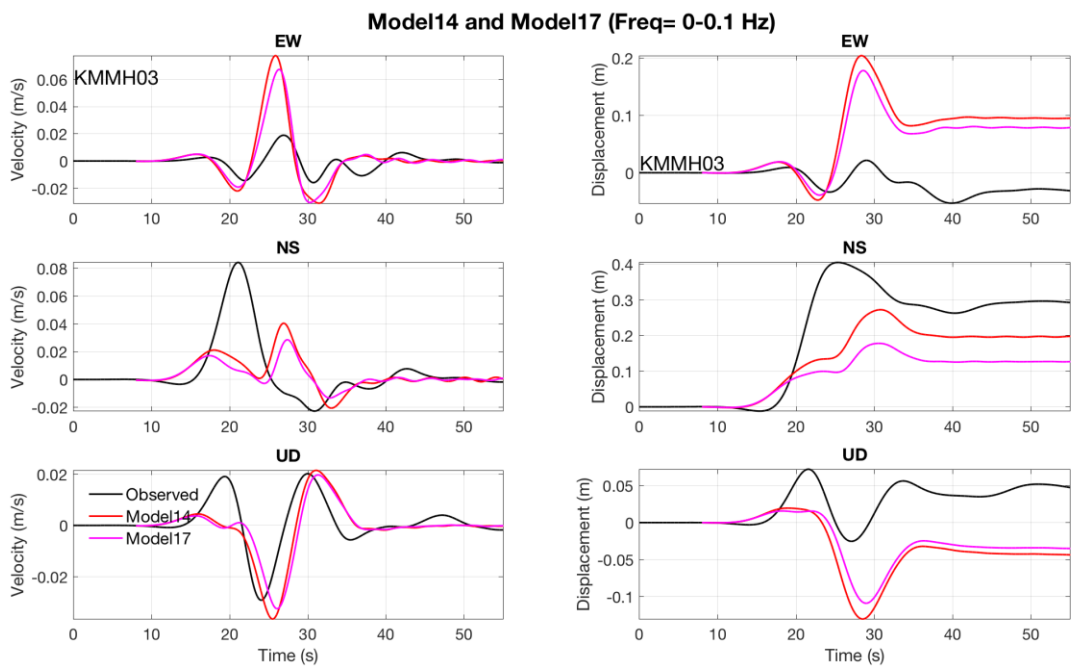


Figure B13. Station KMMH03

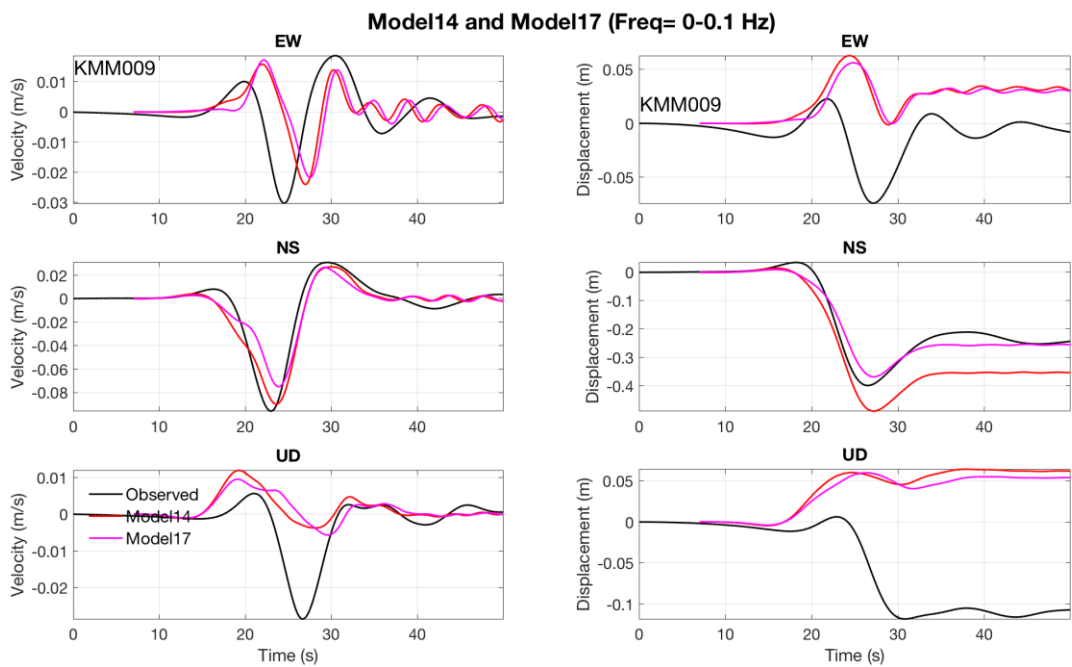


Figure B14. Station KMM009

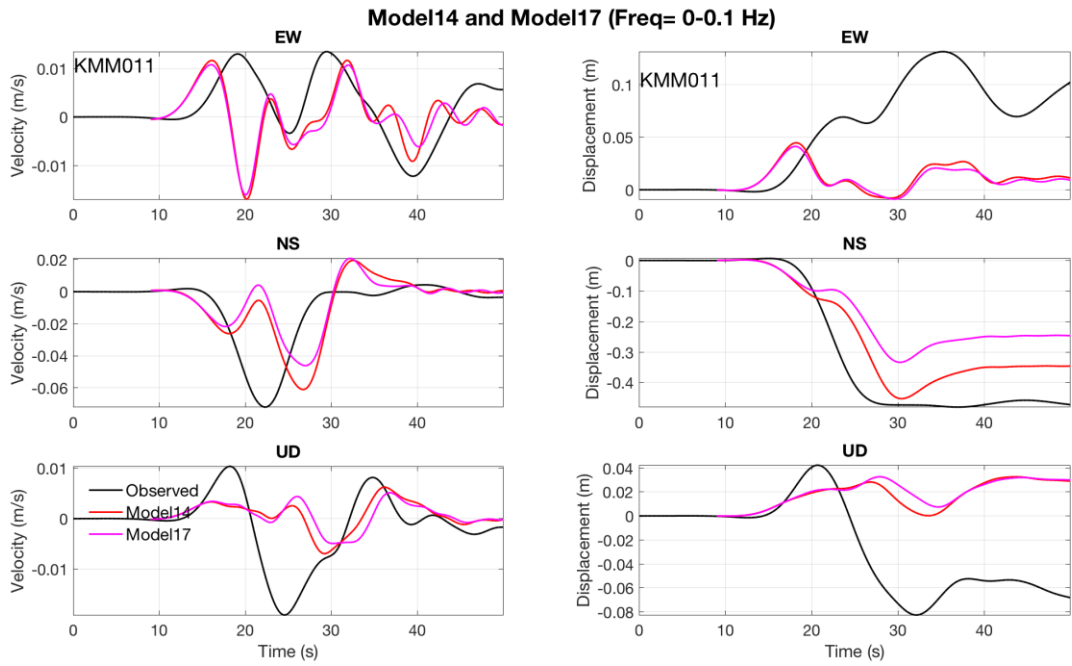


Figure B15. Station KMM011

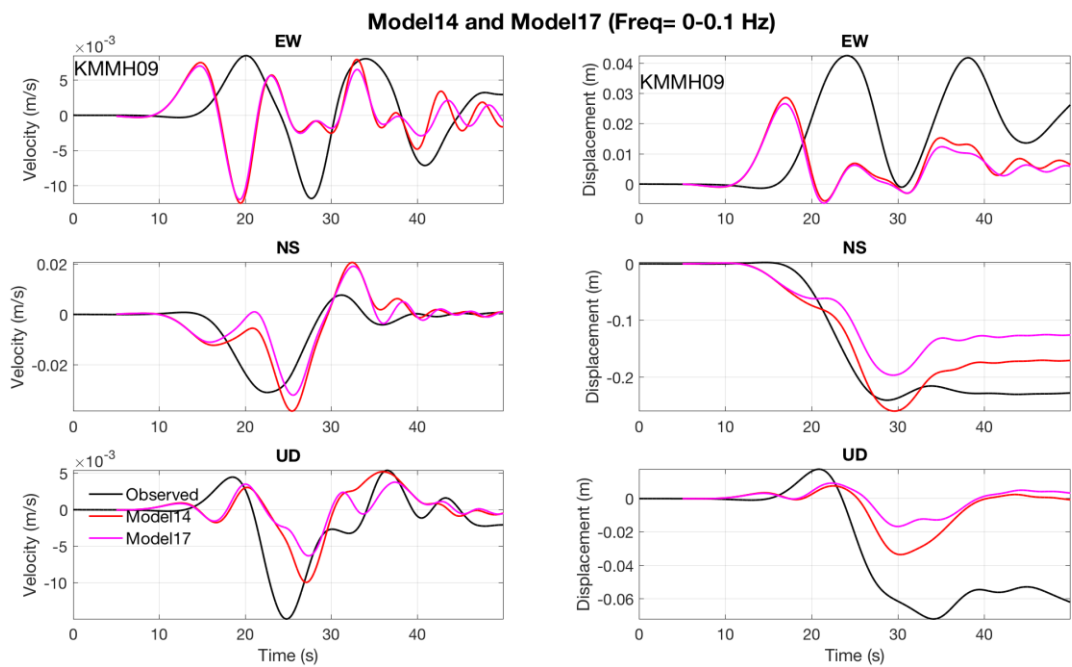


Figure B16. Station KMMH09

