
2016 年熊本地震 (M_J 7.3) の観測記録に基づく 強震動評価手法の検証について

地震調査研究推進本部地震調査委員会（以下、地震調査委員会という）強震動評価部会においては、平成 12 年（2000 年）鳥取県西部地震、平成 15 年（2003 年）十勝沖地震、平成 17 年（2005 年）福岡県西方沖の地震を対象として、観測記録を用いた強震動評価手法の検証を実施してきた（地震調査委員会強震動評価部会，2002；2004；2008）。平成 28 年（2016 年）熊本地震のうち 4 月 16 日に発生した M_J 7.3 の地震（以下、2016 年熊本地震という）は、これまで検証の対象としてきたこれらの地震とは異なり、明瞭な地表地震断層が出現し、かつ、断層近傍で多くの顕著な強震記録が得られた地震である。地震調査委員会では、この地表地震断層に沿う布田川断層帯と日奈久断層帯について地震発生前に長期評価を行い、「布田川断層帯・日奈久断層帯の評価（一部改訂）」（地震調査委員会，2013）として公表していた。その中で、2016 年熊本地震で出現した地表地震断層の分布に近い評価は布田川断層帯布田川区間に関するもので、活断層長さは約 19 km、地震の規模は M_J 7.0 程度と評価されていた。また、この長期評価結果を用いて、現在の「震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）」（地震調査委員会，2020、以下、「レシピ」という）ではなく、2009 年のレシピに基づき、震源断層を特定した地震動予測地図（全国地震動予測地図 2014 年版のシナリオ地震動予測地図；地震調査委員会，2014）が作成されていた。なお、長期評価においては、日奈久断層帯の高野－白旗区間の活動時期に関するデータが十分ではないこと等から、布田川断層帯と日奈久断層帯が同時に活動する場合の地震発生確率は求められておらず、確率評価の観点では両断層帯の個別の活動に基づく評価がされていた。

しかし、実際に地表に現れた地震断層の全長は約 34 km（例えば、Shirahama et al., 2016；文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2019）にも及び、事前に評価された布田川区間にとどまらず北東方向へ阿蘇カルデラ内部にまで断層破壊が進展するとともに、南西方向へは日奈久断層帯にも断層破壊が及んでいたことが明らかになっている。2016 年熊本地震の発生後に地震調査委員会が公表した「平成 28 年（2016 年）熊本地震の評価」（地震調査委員会，2016）では、同地震は布田川断層帯布田川区間沿い及び日奈久断層帯高野－白旗区間沿いに地表地震断層を生じており、主として布田川断層帯布田川区間の活動と考えられると評価している。

そこで、地震調査委員会強震動評価部会は、「レシピ」の将来の改善に資するため、震源断層モデルのパラメータである地震モーメントやアスペリティ位置の調整、地震発生層以浅への震源断層モデルの拡張、及び地下構造モデルの影響等を検討し、これらが観測記録の再現性に及ぼす影響等について取りまとめた「2016 年熊本地震 (M_J 7.3) の観測記録に基づく強震動評価手法の検証について（中間報告）」（地震調査委員会強震動評価部会，2022、

以下、「中間報告」という）を公表した。

本報告では、「中間報告」で示された課題を踏まえ、2016年熊本地震後に実施された様々な調査・研究に基づき、地表地震断層の詳細な形状を参照した震源断層モデルの設定や、地下構造モデルのさらなる高度化、さらには浅部地盤の非線形化の考慮を踏まえて強震動評価を実施し、観測記録の再現性への影響等を改めて検証したので、この結果について報告する。なお、「レシピ」の高度化にあたっては、2016年熊本地震の事例解析だけでなく、今般発生した令和8年熊本地震（2026年7月28日、 M_j 7.1）や断層近傍の強震記録が得られた他の地震についても解析し、複数の地震を対象とした検証結果を勘案した上で標準的な強震動予測手法として改めて検討する必要がある。

【目次】

1	本報告の概要	4
2	「中間報告」の概要と課題の検討	5
3	震源断層モデル	7
(1)	「中間報告」において検討したモデル (Model-II_U1_S2)	7
(2)	地表地震断層を参照した震源断層モデルの設定	8
4	地下構造モデル	11
(1)	モデル化範囲と使用データ	11
(2)	浅部・深部統合地盤構造モデルの構築と検証	12
5	強震動評価手法	16
(1)	工学的基盤上面までの地震動の計算方法	16
(2)	地表計測震度の計算方法	16
6	強震動評価結果	19
(1)	震源断層モデルの影響検討	19
(2)	工学的基盤上面から地表までの計算方法の影響検討	23
(3)	強震動評価結果のまとめ	26
7	今後に向けて	28
	参考文献	30

1 本報告の概要

本章では、「中間報告」の結果を踏まえた本報告における強震動評価の流れを示す。

「中間報告」では、まず 2016 年熊本地震発生後の調査結果等に基づき「レシピ」に準拠した特性化震源モデル（以下、「初期震源断層モデル」と呼ぶ）を設定した。しかし、同モデルによる強震動評価結果は観測記録に対して概ね 0.5～10 秒程度の周期で全体的に過小評価となったため、地震モーメントやアスペリティ位置の調整、浅部への震源断層モデルの拡張、及び地下構造モデルの違い等が計算結果に及ぼす影響を分析し、より高度な再現に向けた課題を整理した。

これを踏まえ、本報告では、熊本地震によって生じた地表地震断層の調査結果（図 1）に基づき、断層モデルの屈曲や地表地震断層の詳細な形状の考慮、及び地下構造モデルの見直し等による計算結果への影響を分析した。

震源断層モデルは、「中間報告」において検討した 1 枚の平面断層モデルである Model-II_U1_S2（図 2 及び図 3）をベースに、日奈久断層帯高野ー白旗区間に沿って南西側 8 km を屈曲させたモデルを設定した。この屈曲点は、「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」（文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2019）における地表地震断層（栗田・他，2019；産業技術総合研究所，2019）との対応から決定した。地震発生層より浅い領域のモデル化については、「中間報告」と同様に地中の矩形断層をそのまま地表付近まで延長したモデルをベースとしつつ、さらに地表地震断層の詳細なトレースを地震発生層上端に接続させた詳細モデルも設定した。加えて、この詳細モデルに布田川断層帯布田川区間の分岐断層として、^{いでのくちだんそう}出ノ口断層を考慮したケースも検討した。

地下構造モデルには、微動アレイ探査やボーリングデータ等の新たな調査観測データを反映し、「中間報告」で検討した浅部・深部統合地盤構造モデル（以下、「SD モデル」と呼ぶ）に詳細な修正を加えたうえで、対象領域を熊本県全域に拡張したモデルを用いた。

強震動計算手法として、震源断層から工学的基盤上面まではハイブリッド合成法を適用した。工学的基盤上面から地表までの地震動計算に関しては、SD モデルの地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度に基づいて最大速度の増幅率及び震度増分を評価する方法に加えて、浅部地盤物性の非線形化が強震動評価結果に及ぼす影響を考慮するため、等価線形解析や逐次非線形解析を含む地盤の地震応答解析を別途検討した。評価結果の検証には、防災科学技術研究所の K-NET 及び KiK-net 観測点（防災科学技術研究所，2019）、気象庁及び地方自治体（佐賀県、熊本県、大分県、宮崎県）の震度計で得られた観測記録¹を使用した（図 2）。

¹ 観測点の位置情報は 2016 年熊本地震時の観測データに記載された各々の観測機関による緯度経度（日本測地系の場合は世界測地系に変換）を使用。

2 「中間報告」の概要と課題の検討

2016 年熊本地震については、強震波形を用いた複数の震源インバージョン結果が公表されている（例えば、Asano and Iwata, 2016; Kubo et al., 2016; Kobayashi et al., 2017; Yoshida et al., 2017）。「中間報告」では、初めに地表地震断層の調査結果や震源インバージョン結果、一連の地震活動の分布など、様々な観測事実を踏まえ、「レシピ」に基づいて設定した初期震源断層モデル（Model-I）に対して強震動を評価した。その結果、得られた課題としては、中間報告を引用すると次の通りである。

- ・ 地震後に得られた地表地震断層の長さ（34 km）や地震発生層などに基づき震源断層面積から「レシピ」に従って評価した地震モーメント（ 1.86×10^{19} Nm）は、震源メカニズム情報や震源インバージョン結果において推定された地震モーメント（ $4.4 \sim 5.3 \times 10^{19}$ Nm）の半分程度となった。そのため、工学的基盤上面における最大速度（以後、PGV と呼ぶ）の計算値は観測値と比較して全体的に過小評価となった。
- ・ 断層ごく近傍の観測点における計測震度や擬似速度応答スペクトル（主に長周期側）などの計算値が、観測値に比べて過小評価となった。また、断層ごく近傍で観測された速度波形に見られる特徴的な速度パルスや変位波形に見られる永久変位が再現できていないなど、波形の再現性に限界がある。

次に、初期震源断層モデルに対する検討結果と課題を踏まえ、地震モーメントの調整、アスペリティの位置の調整及び地震発生層以浅への震源断層の拡張を行った震源断層モデルにより強震動を評価し、観測記録の再現性への影響について検討した。なお、地震モーメントを調整する際には、断層面積を変えずに調整する方法（Model-II）と、震源断層モデルの長さを変えることにより断層面積を変更して調整する方法（Model-III）を検討した。地震発生層以浅へ震源断層を拡張（以下、この拡張した部分を「浅部領域」と呼ぶ。）する際には、断層面上端の上限を地表から深さ 200 m とし、浅部領域内の大すべり域についても検討した。その他、地下構造モデルの影響についても検討した。

以上の検討結果から得られた課題として、「中間報告」では下記 4 点を踏まえて観測記録の再現性向上のための方策などについてさらに検討する必要があるとまとめられた。中間報告を引用すると次の通りである。

- ・ 断層ごく近傍の強震動の再現に必要と考えられる浅部領域における震源断層のモデル化について、観測事実や震源物理、ひいては地下構造を考慮して強震動評価にどのように取り入れるかを、その必要性も含めて検討する。
- ・ 断層ごく近傍に適用可能な強震動（特に周期 1 秒程度以下の短周期地震動）評価手法の検討が必要である。
- ・ 広帯域地震動による計測震度分布や PGV 分布の再現性を詳細に検討するためには、浅部地盤における一次元地震応答解析の適用や地盤物性の非線形特性の考慮が重要である。
- ・ 将来の「レシピ」の高度化に向けては、本検討が 2016 年熊本地震についての事例解析である点を考慮し、標準的な強震動予測手法としての妥当性は改めて検討する必要がある。

これらを踏まえ、本報告では 2016 年熊本地震後に実施された様々な調査・研究に基づいて地下構造モデルを更新するとともに、上述の断層ごく近傍の強震動の再現においては強震動が断層からの距離に強く依存することが中間報告で示唆されており、地表地震断層に基づいて震源断層の位置・形状を見直しそれらが強震動評価に及ぼす影響を検討した。具体的には、震源断層モデルの形状に関して、

- ・布田川断層帯に対して日奈久断層帯が屈曲する形状のモデル化
- ・地震後の調査で得られた詳細な地表地震断層トレースを考慮した断層のモデル化
- ・出ノ口断層を考慮したモデル化

を検討した。また、地下構造モデルに関して、

- ・八代平野や菊池平野を含む浅部・深部統合地盤構造モデルの更新と検証
- ・地震時の熊本県下の観測点における計測震度と震源断層モデルごとの計算震度の比較を行った。また、「中間報告」でも言及されたとおり、震源近傍では浅部地盤の非線形化の可能性が確認されていることから、地盤物性の非線形特性の影響の検証のために、
- ・工学的基盤上面における強震動計算結果を入力地震動とした等価線形解析及び逐次非線形解析

を実施した。さらに、断層ごく近傍に適用可能な強震動評価手法の検討として、統計的グリーン関数法に対して中間項、近地項を取り入れた検討を付録 1 に掲載している。また、地下構造モデル及び破壊伝播様式の違いが強震動評価結果に及ぼす影響を比較確認した結果を付録 2 に掲載している。

3 震源断層モデル

本検討では、より現実の地震断層に合わせるように、地表地震断層トレースに基づいて、震源断層の屈曲や地表地震断層形状の詳細なモデル化が強震動評価に及ぼす影響を検討するため、表 1 に示す 3 ケース（ケース 2～4）の震源断層モデルを新たに設定した。比較対象として、「中間報告」において検討した、断層面積を変えない地震モーメントの調整、アスペリティの位置の変更、及び浅部領域の設定を考慮したモデルである Model-II_U1_S2（表 1 のケース 1）を用いた。各震源断層モデルの断層パラメータを表 2 に、モデル図を図 3 に、6 章（1）節で波形比較を行う代表観測点との位置関係を図 4 に示す。以下、各震源断層モデルの詳細について述べる。

（1）「中間報告」において検討したモデル（Model-II_U1_S2）

「中間報告」では、「レシピ」に基づいて設定した初期震源断層モデルに対して、①地震モーメントの調整、②アスペリティの位置の変更、③地震発生層よりも浅い領域でのすべりの考慮、を加えた断層モデルである Model-II_U1_S2 を検討した（図 3(a)）。以下では、Model-II_U1_S2 の具体的なパラメータ設定について説明する。

初期震源断層モデルと同様に、断層モデル長さは Shirahama et al. (2016)に基づき 34 km、震源断層モデルの上端深さは、地下構造モデルの地震基盤上面の深度が 1 km から 2 km 程度（図 5）とみられることから 2 km、下端深さは「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」（文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2019）による一連の地震活動分布に基づき 18 km、傾斜角は一連の地震活動分布や震源インバージョン結果に基づき 70° とした。地震モーメントについては、初期震源断層モデルで設定した地震モーメント (1.86×10^{19} Nm) が観測に対して過小であったことを踏まえ、本モデルでは 2 倍に設定した。これに伴い、震源断層の面積を変えずに地震モーメントを増大させた本モデルの平均すべり量は、初期震源断層モデルの 2 倍となっている。また、本モデルでは、「レシピ」に従いアスペリティを設定すると、震源断層全体の面積に対するアスペリティの比率（アスペリティ面積比）が 50%を超えるため、「レシピ」における長大な断層などの場合に暫定的に適用することとしている方法と同様に、平均応力降下量を 3.1 MPa (Fujii and Matsu'ura, 2000)、アスペリティ面積比を 22% (Somerville et al., 1999) と仮定し、断層パラメータを設定した。断層の走向及びすべり角は、初期震源断層モデルと同様に全国地震動予測地図 2014 年版で与えている布田川断層帯布田川区間の値である、N233°E 及び -160° をそれぞれ与えた。

アスペリティは、初期震源断層モデルと同様に面積比 2:1 として 2 個を設定した。震源インバージョン結果を参考にして、面積の大きいものを北東側に、小さいものを南西側に配置し、北東側の大きなアスペリティ（アスペリティ 1）の上端位置は、地震発生層上端（深さ 2 km）に一致させて配置した。

浅部領域にもすべりを付与することにより、断層ごく近傍で観測された変位波形に見られる永久変位等の再現性が向上する可能性があるため、浅部領域へ震源断層を拡張している。震源断層パラメータの設定に際しては、まず浅部領域を含めずに地震発生層内の震源断層にスケーリング則などを適用して震源断層パラメータを設定した。その上で、浅部領域に対しては地震発生層内の背景領域と同じパラメータを与えることとし、応力降下量を 0 MPa

と仮定して短周期震源を配置していない。また、すべり速度時間関数には西原村小森の観測記録を参考にパルス幅 2.5 秒の Smoothed ramp 関数を設定した。これにより、浅部領域では、統計的グリーン関数法による短周期の地震動は計算されず、三次元差分法による長周期の地震動のみが計算される。浅部領域における三次元差分法の震源は、地震発生層内と同様に 100 m 間隔の点震源で離散化しているが、S 波速度 (V_s) が 1000 m/s 以下となる深さ 200 m 以浅²⁾には震源を配置していない。破壊伝播速度は、「レシピ」に従い地震発生層の S 波速度の 72% として平均破壊伝播速度を設定することとし、地震発生層で 2.448 km/s (3.4 km/s の 72%)、浅部領域では 1.512 km/s (2.1 km/s の 72%) を仮定した。

なお、「中間報告」では震源モデルの破壊伝播様式をマルチハイポセンターとしていたが、本検討では震源断層を特定した地震動予測地図(シナリオ地震動予測地図)で標準的に用いられるシングルハイポセンターとして破壊様式を設定する。両者の破壊様式の違いと強震動評価に及ぼす影響については付録 2 を参照されたい。

(2) 地表地震断層を参照した震源断層モデルの設定

「中間報告」では断層トレースから 2 km 程度以内の断層ごく近傍において、永久変位を含む強震動の再現には、現状の「レシピ」では設定されていない浅部領域におけるすべりのモデル化が必要なが示された。

一方で、浅部領域におけるすべりの強震動への影響は、断層トレースから離れるにつれて急激に減少することも「中間報告」で示された。すなわち、断層ごく近傍における永久変位を含めて評価する際には、断層トレースの端点間を直線で結んだ「中間報告」のモデルではなく、地表で観測された震源断層の屈曲や詳細なトレース形状を考慮したモデル化が必要であることが示唆される。実際に観測(推定)されている地表変位の面的分布は複雑であり、断層トレースの詳細なモデル化は、この複雑な変位分布の再現につながる。また、長期評価で示される断層トレースの強震動評価へのさらなる活用にもつながる。

以上の観点から、「中間報告」で検討した 1 つの平面でモデル化した震源断層を比較対象とし、震源断層モデルの屈曲や断層トレースの詳細なモデル化が断層近傍の地震動分布に及ぼす影響を検証した。

1) 断層面の一部を日奈久断層帯に沿って屈曲させたモデル (Model-II_U1_S2_B)

断層面の一部を日奈久断層帯に沿って屈曲させた Model-II_U1_S2_B を設定した(図 3(b))。原則として、巨視的震源パラメータ及び微視的震源パラメータは Model-II_U1_S2 (図 3(a)) と同一としたが、南西側 8 km を日奈久断層帯高野ー白旗区間の北東側の部分に沿わせるように屈曲させた。屈曲点については、「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」(文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学, 2019)における地表地震断層(栗田・他, 2019; 産業技術総合研究所, 2019)との対応から決定した。浅部領域についても、Model-II_U1_S2 と同様に地中の矩形断層面の傾斜角を維持したまま地表から深さ

²⁾ 運動学的な三次元差分法における点震源は理論上地表面(深さ 0 km)に震源を置くことができず、また、各点震源には地震モーメントを与えていることから、 V_s が通常の地震発生層の V_s よりも著しく小さい場合は変位が過大になる恐れがある。一方、断層直近の変位の値は配置する点震源が浅いほど仮定した断層変位に近くなる。試行錯誤によって、この 200 m 以浅には点震源を置かないことにするのが妥当である結果を得た。

200 m まで延長し、三次元差分法による長周期の地震動のみが計算されるように点震源を配置した。

日奈久断層帯側への屈曲に伴い、アスペリティの配置を調整した。ここでは、Model-II_U1_S2 の巨視的震源パラメータ及び微視的震源パラメータを維持するように、南西側のアスペリティ 2 (Asp2) を二等分し、その半分を日奈久側に配置した。分割した両アスペリティの平均すべり量は Model-II_U1_S2 の Asp2 の設定と同一とした。破壊は Asp2 の下端、日奈久断層側のアスペリティの北東端 (図 3(b) ★印) から開始するものとした。そこからの距離に応じた時間差を設けた上で、布田川断層側南西端 (図 3(b) ☆印) から引き続き破壊を開始し、それぞれの断層面で同心円状に破壊が進むものと設定した。破壊伝播速度は Model-II_U1_S2 と同様に、地震発生層で 2.448 km/s (3.4 km/s の 72%)、浅部領域で 1.512 km/s (2.1 km/s の 72%) と仮定した。

2) 詳細な地表地震断層トレースを考慮したモデル (Model-II_U1_S2_B_T)

「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」(文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学, 2019) における地表地震断層 (栗田・他, 2019; 産業技術総合研究所, 2019) を参照し、Model-II_U1_S2_B をベースとして、浅部領域を地震発生層上端 (深さ 2 km) と詳細な地表地震断層トレースを結ぶ形状に変更した詳細モデル Model-II_U1_S2_B_T を設定した (図 3(c))。浅部領域のモデル化対象範囲は、Model-II_U1_S2_B と同様に地表からの深さ 200 m から 2 km までとし、三次元差分法による長周期の地震動のみが計算される震源を配置した。手順としては、地表地震断層の調査により得られたトレースから主な形状を抽出した。そして、抽出したトレース形状を約 100 m 間隔で離散化した各点から、深さ 2 km にある地震発生層内の矩形断層の上端に向かって一定の傾斜角で直線的に結び、その線上に深さ 200 m から 2 km の範囲では約 100 m 間隔で点震源を配置することで、浅部領域の断層面を構築した。この結果、浅部領域の傾斜角は場所によって 56°~80° の範囲で変動している (図 3(c) および図 6(a))。各点震源の走向は、地表 (深さ 0 km) における地表地震断層トレースの走向と、深さ 2 km における矩形断層の走向を両端に固定し、深さ方向に線形で変化するように設定した。これにより、深部側の矩形断層モデルと整合性を保ちながら、浅部領域では地表地震断層に表れている湾曲や微細な位置変化を反映した震源断層モデルとした。なお、浅部領域の断層パラメータについては、Model-II_U1_S2_B と同様の方針で設定したが、地表地震断層の分布を詳細に反映した結果、Model-II_U1_S2_B に比べて断層上端の総延長が短くなり、浅部領域の断層面積が減少するため、浅部領域の地震モーメントがやや小さくなっていることに留意が必要である (表 2)。

3) 詳細な地表地震断層トレースと出ノ口断層を考慮したモデル (Model-II_U1_S2_B_T_I)

前述の 2) で設定した詳細な浅部領域を考慮したモデルに加えて、さらに布田川区間からの分岐断層として出ノ口断層を考慮したモデル Model-II_U1_S2_B_T_I を検討した (図 3(d))。出ノ口断層についても、地震発生層内の震源断層と栗田・他 (2019) に基づく詳細な地表地震断層トレースとを結ぶことで詳細な断層形状を考慮した。ここでは、布田川断層

帯の地震発生層内の矩形断層に収れんする深さは Toda et al. (2016)を参照して 3.5 km とし、すべり角は -90° （正断層）とした。出ノロ断層は地震発生層内まで震源断層モデルが設定されるが、設定するすべり量及びすべり時間関数は浅部領域と同じと仮定した。

この場合、断層トレースから収れん地点までの水平距離はおよそ 3~4 km となっており、傾斜角はおよそ $44\sim 50^{\circ}$ となる。詳細な断層トレースを考慮した浅部領域のモデル化に基づき離散化した点震源モデルの分布から求められる傾斜角の分布、及び走向の分布図を図 6 に示す。また、今回設定した震源断層モデルと 6 章（1）節で速度波形等を比較する代表観測点の位置との対応関係を図 4 に示す。

4 地下構造モデル

本検討の強震動評価では、「中間報告」と同様に「地下構造モデル作成の考え方」（地震調査委員会，2017）に基づき、地下構造を浅部地盤・深部地盤・地殻構造の3つの領域に区分してモデル化した。地震基盤（ $V_s=3100$ m/s 相当層）以深の地殻構造については、全国1次地下構造モデル（暫定版）（Koketsu et al., 2012）（以下、JIVSM と呼ぶ。）を用いた。一方、地震基盤以浅については、浅部地盤と深部地盤を工学的基盤（ $V_s=350$ m/s 相当層）付近において滑らかに接合した浅部・深部統合地盤構造モデル（SD モデル）を用いた。本検討では、新たな調査観測データを用いて「中間報告」の SD モデル（以下、SD-22 と呼ぶ）からさらに領域を拡張し、熊本県全域をカバーする現時点での最新の SD モデル（以下、SD-26）を構築した。以下にその作成概要を述べる。

（1）モデル化範囲と使用データ

「中間報告」では、熊本平野における初期の SD モデル（Senna et al., 2018; 以下、SD-18 と呼ぶ）を拡張し、熊本平野及び阿蘇地域を対象とした SD-22 を構築した。本検討における SD-26 の構築では、この SD-22 をベースとした上で、そのモデル化範囲を熊本県全域に拡張した。熊本平野及び阿蘇地域については SD-22 を引き続き用い、その外側に位置する八代平野、人吉盆地、菊池平野から菊鹿盆地等の広域については、「平成28年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査」（文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2019）で構築された SD モデル（以下、重点調査モデルと呼ぶ）を採用した。SD-26 は、これら SD-22 と重点調査モデルを接合し、さらに詳細な修正を加えることで、熊本県全域をシームレスにカバーする構造となっている。各モデルのモデル化範囲を図7に示す。なお、既往の SD モデル（SD-18 及び SD-22）と SD-26 との比較、並びにそれらの違いが強震動評価に及ぼす影響等については、付録2を参照されたい。

使用データについて、まず深部地盤構造モデルの作成においては、空間分解能の向上のために、菊池平野周辺等において実施された5地点の微動アレイ（大アレイ³）探査のデータ（Senna, 2026）を新たに追加した。さらに、断層周辺や盆地深部等の構造をより詳細に再現するため、既存の反射法地震探査断面（産業技術総合研究所，2016; 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学，2019; 吉見・他，2024）や重力異常データ（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013）を使用した。一方、浅部地盤構造モデルの作成においては、微地形区分データ（若松・松岡，2020）に加え、菊池平野・菊鹿盆地・八代平野等において追加実施された約500地点の微動アレイ（小アレイ⁴）探査のデータ（Senna, 2026）や、国土地盤情報データベース（一般財団法人国土地盤情報センター，2024）をはじめ、各自治体・事業者等（熊本県、阿蘇市、益城町）から収集したデータや、既存の文献・公開資料（熊本県地質調査業協会，2003; 地盤工学会九州支部，2005, 2012, 2019; 吉見・他，2016; 長谷・他，2016; 地藏・他，2017; 高橋・他，2017; 谷本・他，2017; 国土交通省都市局，2017; 一般社団法人全国地質調査業協会連合会，2024）のデータを含む、約25,000本のボーリングデータを使用した。また、モデルの検証及び修正のため、K-NET、KiK-netに加え、自治体震

³ 深部地盤構造の推定を目的としたアレイ半径数十～数百 m 規模のアレイ。

⁴ 浅部地盤構造の推定を目的としたアレイ半径十数 m 以下のアレイ。

度計及び臨時地震観測点（文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学, 2019）を含む計 100 地点以上の地震記録を使用した。

各段階のモデル構築において利用したデータ種別と、今回新たに追加で利用したデータの対応を表 3 に示す。また、微動アレイ探査地点の分布を図 8 に示す。

（２）浅部・深部統合地盤構造モデルの構築と検証

１）深部地盤構造モデルの作成

深部地盤構造モデル（地震基盤～工学的基盤）については、まず既往モデル（SD-22 及び重点調査モデル）の接合及び重力異常データによる補正を行ったものを初期モデルとし、これに微動アレイ探査・地震観測・反射法地震探査のデータに基づく詳細な修正を施すことで作成した。深部地盤構造モデルの作成フローを図 9 に示す。

初期モデルの作成にあたっては、SD-22 のモデル化範囲内については SD-22 を優先し、その外側に重点調査モデルを接合した。次に、これら既往モデルにおける微動アレイ探査地点間の構造の精度向上のため、重力異常データ（ブーゲー異常）を活用した。重力値と層境界面深度の相関が高い層について、重力値に基づく上面深度分布を作成した上で、微動アレイ探査結果と整合するように Kriging 法による空間補間を行うことで、上面深度の面的な形状を決定した。今回は「中間報告」で検討した島原湾海域に加え、菊鹿盆地、阿蘇地域、及び八代平野についても重力異常データによる同様の検討を行った。図 10 に、菊鹿盆地における $V_s=600$ m/s 層の補正例を示す。微動アレイ探査地点間の構造に、重力値に基づく基盤形状が反映されていることがわかる。

この初期モデルに対し、微動アレイ（大アレイ）探査から得られたレイリー波位相速度及び H/V スペクトル（上下動の振幅スペクトルに対する水平動の振幅スペクトルの比）と、地震記録から得られた R/V スペクトル（レイリー波の上下成分の振幅スペクトルに対する動径成分の振幅スペクトルの比）を用いたジョイントインバージョンによる修正を実施した。位相速度及びスペクトルの観測値と計算値の残差が最小になるように各地点の層厚や S 波速度を修正することで、局所的な地下構造特性をより正確に反映したモデルとした。図 11 に、ジョイントインバージョンに基づく修正結果の例を示す。初期モデルの S 波速度構造が修正されたことで、初期モデルに比べて観測記録の位相速度やスペクトルの再現性が向上していることが確認できる。

さらに、既知の断層近傍の地盤構造については、反射法地震探査データに基づいて形状の修正を行った。益城町周辺や八代平野の断層近傍において、反射法地震探査断面から読み取った基盤岩（御船層群）の上面深度とモデルの $V_s=2100$ m/s 層等の整合性を確認し、断層周辺の急峻な基盤形状をモデルに反映させた（図 12）。

以上のプロセスを経て作成された SD-26 の主な速度層の上面深度を、既往の全国モデル（J-SHIS V4; 先名・他, 2023）と比較して図 13 に示す。比較対象とした J-SHIS V4 は、SD-22 をベースとし、その範囲外を J-SHIS V2（藤原・他, 2012）で補完した構成となっている。そのため、今回の広域的なモデル化の効果は、主に SD-22 の範囲外において顕著に表れる。両者を比較すると、SD-22 のモデル化範囲である熊本平野・阿蘇地域では概ね同様の傾向を示す一方、その外側に位置する八代平野・人吉盆地・菊鹿盆地等では、深度変化に乏しい J-SHIS V4 に対し、SD-26 では各種物理探査に基づく各平野・盆地の複雑な基盤形

状と速度構造が得られていることがわかる。

2) 浅部地盤構造モデルの作成と SD モデルへの統合

浅部地盤構造モデル（工学的基盤～地表）については、微地形区分及びボーリングデータに基づいて初期モデルを作成し、これに微動アレイ（小アレイ）探査に基づく修正を施して深部地盤構造モデルと接続することによって SD モデルへ統合した。浅部地盤構造モデルの作成及び SD モデルへの統合フローを図 14 に示す。

初期モデルの作成にあたっては、まず地盤特性の基礎となる微地形区分を設定した。区分は若松・松岡（2020）による 250 m メッシュ区分をベースとしつつ、20 万分の 1 シームレス地質図 V2（産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2024）、熊本地盤研究会（2014）を参照して見直しを行った。特に、火山山麓地・火山性丘陵について、阿蘇山由来の火砕流堆積物の分布域を抽出し、「火砕流台地（Aso-4）」「火砕流台地（Aso-2・3）」の 2 つの新たな区分を設定することで、熊本地域特有の地盤特性をモデルに反映させた（図 15）。

次に、設定した微地形区分に基づき、ボーリングデータ等を用いて各メッシュの地盤モデルを作成した。本検討で用いたボーリングデータ及び微動アレイ（小アレイ）探査の地点分布を図 16 に示す。具体的なモデル化については、表 4 に示すとおり、微地形区分ごとに異なる手法を適用した。中山間地等については、区分ごとのボーリングデータや全国の PS 検層データから一律の工学的基盤深度と S 波速度を設定した。一方、平野部等のボーリングデータが存在するメッシュについては、メッシュ内の最も掘削が長い代表ボーリングを選定し、検層結果に基づき土質区分ごとに N 値を整理して土質・N 値モデルを作成した。また、ボーリングデータが存在しないメッシュについては、同一微地形区分内の近傍の代表ボーリングデータを用いた空間補間を行うことで、当該メッシュの土質・N 値モデルを設定した。N 値から S 波速度への変換には、以下に示す内閣府（2005）の換算式を用いた。

$$V_s = a \cdot N^b \quad \dots \dots \dots (1)$$

V_s : S 波速度 (m/s)

N : N 値

a, b : 土質係数

$a = 113.30, b = 0.3114$ (粘土)

$a = 94.38, b = 0.302$ (砂)

$a = 123.05, b = 0.2443$ (礫)

この初期モデルに対し、微動アレイ（小アレイ）探査から得られた速度構造との深度関係が整合するように最下層の S 波速度及び深度を修正し、1) で作成した深部地盤構造モデルに接続することで最終的な SD モデルとした。図 17 に、SD-26 の浅部地盤構造モデルによる地表から深さ 30 m の平均 S 波速度 ($AVS30_{GL}$) と、従来の微地形区分のみに基づく J-SHIS V4 の $AVS30_{GL}$ の比較を示す。両者を比較すると、SD-26 では特に平野部や阿蘇カルデラ内の盆地において、J-SHIS V4 よりも $AVS30_{GL}$ が小さく評価されている傾向が確認できる。

3) 三次元差分法によるモデルの検証

構築した SD-26 の妥当性を検証するため、三次元差分法を用いた中小地震の地震動計算を実施し、観測記録との比較検討を行った。解析対象としては、熊本県全域が評価対象となるように M_w 4.8~5.6 の 9 地震を選定した。使用した地震の諸元を表 5 に、震央分布と観測点分布を図 18 に示す。差分法の計算コードには GMS (青井・他, 2004) を用い、地下構造モデルには本検討で構築した SD-26 のほか、比較用として J-SHIS V4 及び JIVSM を使用した。計算では、工学的基盤上面の波形を出力し、これと比較する K-NET 及び KiK-net の観測記録については、2) で作成した浅部地盤構造モデルに基づいて一次元重複反射理論に基づく線形解析により地表から工学的基盤上面まで引き戻す処理を行ったものを使用した。差分法の格子サイズ等の計算条件を表 6 に、本検討で使用した深部地盤構造モデルの各層の物性値を表 7 に示す。格子サイズの設定にあたっては、地表から深さ 5 km 以浅を格子サイズ 50 m の第 1 領域とし、それ以深についてはその 3 倍にあたる 150 m の格子サイズとした。各層の密度及び Q 値の設定にあたっては、既往の全国モデルである J-SHIS V4 及び JIVSM の値を使用した。また、GMS には Graves (1996) の手法による非弾性減衰が組み込まれており、Q 値には周波数に比例する依存性が与えられている。本検討における Q 値の参照周期は 1 秒として計算を行った。

差分法による計算波形と観測波形、及び PGV の空間分布の比較例を図 19、図 20 に示す。これらは計算結果に周期 2~10 秒を通過帯域とする帯域通過フィルターを施した波形を基に作成している。図 19 に示す KiK-net 菊池における波形の比較例では、同観測点が SD-22 のモデル化領域端部であったため、今回のモデル改良の効果が波形の差として表れている。SD-26 では地震基盤深度が浅くなったことにより、振幅が小さめに評価され、後続波が抑えられている。一方、図 20 の PGV 空間分布を見ると、PGV が大きい領域の広がりにはやや違いはあるものの、大局的に見れば、いずれのモデルを用いた計算結果も観測された PGV の空間的な特徴を概ね説明できていることがわかる。

さらに定量的な比較を行うため、SCEC (Southern California Earthquake Center、現 Statewide California Earthquake Center) の広帯域地震動評価等で検証に使用されていた GOF (Goodness-of-Fit) 及び CGOF (Combined Goodness-of-Fit) の指標を用いた (Dreger et al., 2015)。なお、Dreger et al. (2015) では、指標の比較として擬似加速度応答スペクトルの RotD50⁵を用いているのに対し、本検討では速度フーリエスペクトルの水平 2 成分のベクトル合成値を用いた。ここでは、周期 1~10 秒の帯域を対象とし、1~2 秒、2~5 秒、5~10 秒の各周期帯における速度フーリエスペクトルを用いて評価した。GOF 及び CGOF の定義式を以下に示す。

$$GOF = \ln(data/model) \quad \dots \dots \dots (2)$$

$$CGOF = \frac{1}{2} |\langle \ln(data/model) \rangle| + \frac{1}{2} \langle |\ln(data/model)| \rangle \quad \dots \dots \dots (3)$$

ここで、*data* は観測値、*model* は計算値、| | は絶対値、 $\langle \rangle$ は対象周期帯での平均値を表す。

式(2)の GOF は、観測値に対する計算値の偏りを示す指標である。値が 0 に近いほど両

⁵ 方向により異なる水平最大応答値を大きさの順に並べ、その中央値をとった指標 (Boore, 2010)。

者が一致していることを示し、正の値はモデルによる計算値の過小評価、負の値は過大評価を意味する。地震ごとの全観測点平均の GOF を用いてモデルを評価する。一方、式(3)の CGOF は、モデルの総合的な適合度を示す指標である。右辺第 1 項は対象周期帯における系統的な偏り（バイアス）の大きさを、第 2 項はばらつきの大きさを表す。すなわち、CGOF が 0 に近いほど偏りとばらつきが共に小さく、波形の再現性が高いと評価できる。

図 21 に各モデルによる地震ごとの全観測点平均 GOF を示す。いずれのモデルも GOF は概ね ± 0.7 （振幅比にして 0.5～2.0 倍）の範囲に分布しており、極端な過大・過小評価の傾向は見られない。一方で、GOF が周期に対してゆるやかな正の相関を持つ傾向（長周期ほど過小評価傾向）が確認できる。これは差分法の計算手法に含まれる減衰定数（Q 値）の周波数依存性の設定等に起因する可能性があり、今後の検討課題である。次に、モデルごとの観測記録との整合性を詳細に比較するため、各周期帯における観測点別の全地震平均 CGOF を図 22 に示す。これを見ると、特に強震動評価において重要となる周期 1～2 秒において、SD-26 は J-SHIS V4 や JIVSM に比べて CGOF が小さく、観測記録との整合性が高い傾向にあることがわかる。ただし、熊本県西部の天草地域においては、いずれのモデルでも CGOF が大きく、波形の再現性が低い結果となった。これは同地域における地盤モデルに資する微動探査、ボーリング、反射波地震探査、重力観測等のデータが不足していることに起因すると考えられ、精度向上のためには今後の観測によるさらなるデータの拡充が重要である。

以上の主たる S 波の振幅特性の検証に加え、得られたモデル（SD-26）の走時を観測記録と比較した。図 23 に、対象とした各地震について、K-NET 及び KiK-net の観測波形と SD-26 による計算波形から読み取った P 波及び S 波の走時を震源距離に対してプロットした比較結果を示す。観測走時と計算走時は概ね一致しており、SD-26 は振幅のみならず走時についても概ね良好な説明性を示していることが確認できる。

以上の検証結果から、SD-26 は、天草地域を除く熊本県の大部分において、強震動評価に用いるモデルとして十分な妥当性を有していると判断できる。

(1) 工学的基盤上面までの地震動の計算方法

なお、本検討での長周期成分の波形比較では、カットオフ周期 1 秒の長周期域通過フィルター (LPF) 処理を施した波形を用いている。これらの波形で、観測波形は地表 (KiK-net は地中) 観測点の記録、計算波形はハイブリッド合成を行っていない三次元差分法のみによる工学的基盤上面の結果である。また、工学的基盤上面における PGV 分布の比較についても、前述の観測波形と計算波形をそれぞれ三成分合成した波形の PGV を用いている。

1) 地表の平均 S 波速度に基づく地盤増幅率による評価方法

[illegible]

6 三次元差分法では、計算格子間隔は 50 m (深さ 20 km まで) と 150 m (深さ 20 km 以深) とし、震源としては点震源群を 100 m 間隔 (深さ 200 m 以深) で置いた。三次元深部地盤構造モデルは 1/4 地域メッシュデータで補間して設定。観測点の波形出力としては、最も近い差分法格子位置のものとした。なお、前章の地下構造モデルを検討した際の三次元差分法とは、計算格子間隔が異なる。また、統計的グリーン関数法では、点震源群を 100 m 間隔 (深さ 2 km 以深) に置き、観測点位置が含まれる 1/4 地域メッシュの一次元深部地盤構造モデルを用いて、観測点の緯度経度に対応した位置の波形を出力した。

$$\Delta I = 2.603 \cdot \log_{10} amp - 0.213 \cdot \{\log_{10} amp\}^2 - 0.426 \cdot \log_{10} PGV_b \cdot \log_{10} amp \quad \dots \dots (5)$$

と表される（「レシピ」の(51)式）。増幅率 amp は、

$$\log_{10} amp = -0.852 \cdot \log_{10}(AVS30_{GL}/AVS30_{EB}) \quad \dots \dots (6)$$

ただし、 $100 < AVS30_{GL} < 1500$, $350 \leq AVS30_{EB} < 1500$

と評価される（「レシピ」の(47)式）。ここで、 $AVS30_{GL}$ 及び $AVS30_{EB}$ はそれぞれ、SD モデル（SD-26）に基づく地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度(m/s)及び工学的基盤（ $V_s=350$ m/s 以上の層）上面から深さ 30 m までの平均 S 波速度(m/s)である。

なお、計測震度の観測値については地表地震観測記録に基づくこととし、上下動も含めた 3 成分記録から気象庁（1996）の方法を用いて算出した。

2) 地盤の地震応答解析による評価方法

2016 年熊本地震では、浅部地盤中に大きな最大せん断ひずみ（例えば、柏・他，2019; Fukutake et al., 2023）を生じるなど、地盤物性の非線形化が報告されている。この非線形化が地表地震動に及ぼす影響を評価するため、工学的基盤における強震動評価結果を入力とした浅部地盤の等価線形解析及び逐次非線形解析を実施した。本検討では工学的基盤上面（ $V_s=350$ m/s）でのハイブリッド合成波形を入力として、これら各種の地震応答解析により地表面の速度波形を計算する。さらに、得られた水平動 2 成分の計算波形を用いて、気象庁（1996）の方法に準じて地表計測震度を計算した。

等価線形解析には吉田（2021）による DYNEQ（ver4.01）を用い、地盤材料の非線形性を有効ひずみで線形化し、周波数領域で応答を算定した。材料特性は、せん断剛性比 $G / G_0 \sim \gamma$ 及び減衰定数 $h \sim \gamma$ を離散値として与え、ひずみの計算値が設定されたひずみ範囲を超える場合には、双曲線モデルに基づいて外挿する扱いとした。なお、 G はせん断剛性、 G_0 は初期せん断剛性、 γ はせん断ひずみである。複素剛性 G^* は、吉田（2021）による次式を用いて算定した（ i は虚数単位）。

$$G^* = G(1 - 2h^2 + 2ih\sqrt{1 - h^2}) \quad \dots \dots (7)$$

また、有効ひずみの算定には周波数依存性を考慮する方法を採用し、同じく吉田（2021）による次式を用いて算定した。

$$\begin{cases} \gamma_{eff} = \gamma_{max} & f_p > f \\ \gamma_{eff} = \gamma_{max} \left\{ 1 - \left(\frac{\log f - \log f_p}{\log f_e - \log f_p} \right)^m \right\} & f_p \leq f \leq f_e \quad \dots \dots (8) \\ \gamma_{eff} = 0 & f > f_e \end{cases}$$

ここで、 γ_{eff} は有効せん断ひずみ、 γ_{max} は最大せん断ひずみ、 f は周波数、 f_p はせん断ひずみが最大となる周波数、 f_e は有効周波数、 m は周波数依存係数である。

本検討においては、周波数依存係数を $m = 3$ 、有効周波数を $f_e = 6$ Hz と設定した。等価線形化計算での等価せん断ひずみ－せん断剛性関係の収れん計算における収束判定値は 5%とし、散乱減衰は考慮せず、材料減衰のみを扱った。なお、線形解析は DYNEQ を用い

て全層弾性 ($h = 1.67\%$) と仮定して解析する。

逐次非線形解析には、吉田 (2010) による DYNES3D (ver2.76) を使用し、時間領域で地盤材料の応力-ひずみ関係を逐次更新しながら応答を求めた。非線形特性の与え方は等価線形解析と同様に、せん断剛性比及び減衰定数のひずみ依存関係を表形式で与え、ひずみの計算値が設定範囲を超える場合には、双曲線モデルに基づいて外挿する扱いとした。減衰にはレイリー減衰を用い、質量比例減衰係数 $\alpha = 0.109$ 、剛性比例減衰係数 $\beta = 0.00092$ を採用した。

強震動評価における地盤の非線形応答を考慮するため、領域ごとに各層の動的変形特性を設定した。平野部（熊本平野、八代平野、菊池平野）では、粘性土に佐賀県 (2014) の有明粘土層、砂及び礫に中央防災会議 (2003) の砂質土の特性を用いた。阿蘇や益城等の低地・台地の領域においては、粘性土と砂に柏・他 (2019) による凝灰質シルト及び凝灰質砂の平均値をそれぞれ用い、礫には中央防災会議 (2003) の砂質土を用いた。また、人吉盆地を含む県南部の低地・台地の領域では、粘性土に中央防災会議 (2003) の粘土層、砂及び礫には、中央防災会議 (2003) の砂質土を参照して設定した。なお、上記以外の領域については非線形化を考慮せず、全層弾性 ($h = 1.67\%$) として取り扱った。本検討で設定した $G / G_0 \sim \gamma$ 関係及び $h \sim \gamma$ 関係を表 9 及び図 24 に示す。

6 強震動評価結果

(1) 震源断層モデルの影響検討

本節では、震源断層のモデル化が強震動評価に及ぼす影響を把握するため、3章に示す4ケースの震源断層モデルを用いた評価結果を比較検討する。評価地点は原則として工学的基盤 ($V_s=350$ m/s 層) 上面とし、4章で作成したSDモデル (SD-26) に基づく深部地盤構造を用いて計算した。

1) 工学的基盤上面における PGV の比較

工学的基盤上面における計算波形と、地表観測波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) に LPF 処理を施し、得られた PGV の観測値と計算値を比較した。図 25(a)~(d)に、Model-II_U1_S2、Model-II_U1_S2_B、Model-II_U1_S2_B_T、Model-II_U1_S2_B_T_I の PGV 分布を、図 25(e)~(h)に PGV の比 (計算値/観測値) の分布を示す。観測記録は、図 2 に示す防災科学技術研究所の K-NET 及び KiK-net、気象庁、地方自治体の震度計による。

震源断層モデル間で計算値を比較すると、特に Model-II_U1_S2 と Model-II_U1_S2_B の間において計算結果の差が顕著である。日奈久断層側への屈曲の考慮により Model-II_U1_S2_B では震源断層の南西側 (熊本市及び八代市近郊の平野部) において計算 PGV が増大する傾向が確認できる。地表地震断層トレースを考慮して浅部領域を詳細にモデル化した Model-II_U1_S2_B_T では、Model-II_U1_S2_B と比較して、浅部領域の断層面積がやや低減したことにより、地表地震断層近傍で計算 PGV がわずかに減少する領域も見られるが、大きな違いは見られない。さらに出ノ口断層を考慮した Model-II_U1_S2_B_T_I では、Model-II_U1_S2_B_T と比較して、布田川区間の震源の南東側でわずかに計算 PGV が増大する領域もある一方、他の領域での差は明瞭ではない。観測記録との比較という観点で、図 25(e)~(h) を比較すると、特に Model-II_U1_S2_B は、Model-II_U1_S2 との差が明瞭であり、日奈久断層側への屈曲を考慮したことにより、震源断層南西側の八代市方面において比が 1 であることを意味する白色に近い観測点が増加しており、観測値との差が減少していることが確認できる。

図 26 は観測点ごとの PGV の観測値と計算値の比較である。前述の傾向と同様に、Model-II_U1_S2 で 10 cm/s から 100 cm/s の範囲において過小評価していた計算値について、Model-II_U1_S2_B では観測値と同等であることを示す図の中央の実線に近づいている。一方で震源モデルを Model-II_U1_S2_B_T や、Model-II_U1_S2_B_T_I に変更しても、Model-II_U1_S2_B からの計算 PGV の差は小さい。

2) 断層近傍での速度波形、変位波形、及び擬似速度応答スペクトルの比較

断層近傍の観測点 (西原村小森、KiK-net 益城、南阿蘇村河陽、嘉島町上島、熊本南区域南町及び K-NET 八代) を対象として、加速度記録を積分した観測速度波形 (KiK-net 益城は地中、その他は地表) と、三次元差分法による工学的基盤上面での計算値の速度波形の比較を図 27 に示す。なお、観測波形、計算波形ともに LPF 処理を施しており、水平成分は、布田川区間の断層走向 (N233° E) に対して平行方向 (FP : N233° E) と直交方向 (FN : N323° E) に方位を回転させて表示している。

屈曲を考慮する Model-II_U1_S2_B を Model-II_U1_S2 と比べると、西原村小森の FP

成分で 2 割程度、KiK-net 益城の FP、FN 成分では 4 割程度、最大振幅が増大した。屈曲させた日奈久側の断層走向に沿う地域にある観測点での振幅の増加が著しく、熊本南区域南町の FP、FN 成分では 3~4 倍程度、K-NET 八代の FP、FN 成分で 2~4 倍程度であった。一方、嘉島町上島の FP 成分のように最大振幅が 4 割程度減少する例も見られる。

続いて、地表地震断層トレースに基づく浅部領域の詳細な断層形状を考慮する Model-II_U1_S2_B_T を Model-II_U1_S2_B と比べると、両者の差は限定的で、KiK-net 益城や南阿蘇村河陽の最大速度振幅がやや低減するに留まる。最後に、出ノ口断層を考慮する Model-II_U1_S2_B_T_I と Model-II_U1_S2_B_T を比較すると、西原村小森の FP 成分で 2 割程度、UD 成分で 8 割程度、出ノ口断層を考慮したモデルの最大振幅が大きくなることが分かった。南阿蘇村河陽の水平成分でも 1~3 割程度の増大がみられる一方、その他の観測点では明瞭な差は見られない。

西原村小森、KiK-net 益城及び南阿蘇村河陽における変位波形⁷の比較を図 28 に示す。最終変位量を含む変位波形の再現性は十分とは言えないものの、特に西原村小森の UD 成分の顕著な沈降については、Model-II_U1_S2_B_T_I で出ノ口断層を考慮することにより再現性を多少向上させる寄与が見られた。

図 29 には、西原村小森を通る南北測線（測線位置は図 2 を参照）における三次元差分法による工学的基盤上面での PGV 計算値分布 (Model-II_U1_S2、Model-II_U1_S2_B、Model-II_U1_S2_B_T、及び Model-II_U1_S2_B_T_I) を示す。▲印は、西原村小森における観測値である。図より、断層直交成分については、震源断層の屈曲の影響が強く、平行成分については、屈曲、浅部の詳細形状、出ノ口断層のそれぞれが寄与し、上下方向成分では出ノ口断層の寄与が確認できる。いずれの方向成分も、西原村小森における観測値との乖離は大きいものの、震源モデルの変更は観測記録の再現性向上に寄与していることがわかる。

同一測線における各震源モデルの最終変位量分布を図 30 に示す。変位量分布では、日奈久側での屈曲の影響は限定的であり、浅部領域の詳細形状の考慮や出ノ口断層の考慮が、特に地表地震断層から ±2000 m 程度の領域における断層平行成分や上下方向成分の評価結果に影響することが確認できる。関連して、震源断層近傍の上下方向成分の変位量の面的分布を図 31 に示す。震源断層の上盤側で沈降、下盤側で隆起する傾向は各モデルで共通しているが、地表地震断層トレースを考慮した浅部領域の詳細なモデル化、及び出ノ口断層の考慮により、沈降する領域の分布が変化している。なお、本検討の各震源モデルは断層の上限深さを地表から 200 m と設定しているため、図 30 等に表示される地表変位は滑らかな分布となっている。そのため、実際の地表地震断層の出現地点において生じたような不連続な段差は表現されていない点に留意が必要である。

ハイブリッド合成法による工学的基盤上面での NS、EW、UD 成分の速度波形を図 32 に示す。参考として各図最上段に黒線で示す観測波形は、KiK-net 益城も含めて工学的基盤上面への換算をしていない地表記録であることに留意が必要である。差分法による速度波形で見られた傾向と同様であるが、Model-II_U1_S2_B は Model-II_U1_S2 と比較して、特に

⁷ 断層ごく近傍の観測点で観測された加速度波形記録から変位波形を導出する際は、加速度波形記録の主要動部分直後にステップ関数状の基線の変動が生じていると仮定し、主要動部分の前と後それぞれについて平均値を用いた零基線補正を施したうえで、大崎（1994）の線形加速度法により時間領域での積分を 2 回繰り返した。

K-NET 八代では最大振幅が増大している。Model-II_U1_S2_B と Model-II_U1_S2_B_T、Model-II_U1_S2_B_T_I の差は、特に震源断層からやや離れた嘉島町上島、熊本南区域南町、K-NET 八代では小さく、地表地震断層からやや離れた位置において、浅部領域の形状がハイブリッド合成波形に及ぼす影響は限定的である。

ハイブリッド合成法による擬似速度応答スペクトル（工学的基盤上面、減衰定数 $h=5\%$ 、RotD50）の計算値と観測値の比較を図 33 に示す。ここで、観測記録の擬似速度応答スペクトル（黒線）は、地表から深さ 30 m の平均 S 波速度と工学的基盤上面から深さ 30 m の平均 S 波速度に基づき Kanno et al. (2006) により算出した増幅率を用いて地表観測記録を工学的基盤上面相当に換算したものである。この換算において、浅部地盤の挙動は線形であると仮定している点に留意されたい。

まず計算結果を比較すると、概して Model-II_U1_S2 と、屈曲を考慮する Model-II_U1_S2_B との間で差が見られ、Model-II_U1_S2_B と Model-II_U1_S2_B_T や Model-II_U1_S2_B_T_I との間の違いは明瞭ではない。以下に Model-II_U1_S2 と Model-II_U1_S2_B との比較結果を示す。西原村小森では、Model-II_U1_S2 で 0.2 秒付近に見られたピークが、Model-II_U1_S2_B では 0.3 秒付近にシフトしているが、1 秒付近のピークについては顕著な差は見られない。KiK-net 益城では、Model-II_U1_S2 と比較して Model-II_U1_S2_B で 0.8 秒から 6 秒程度の振幅がわずかに増大しているものの、震源モデルの違いによる影響は明瞭には見られない。南阿蘇村河陽では、Model-II_U1_S2 で見られた 0.3 秒付近及び 0.8 秒付近のピークが、Model-II_U1_S2_B では減少しているが、その他の周期帯で顕著な差は見られない。嘉島町上島では、Model-II_U1_S2 と比較して Model-II_U1_S2_B で、2 秒以下の領域では振幅が増大し、2 秒以上では低減する傾向にある。熊本南区域南町では、Model-II_U1_S2 と比較して Model-II_U1_S2_B で周期 0.5 秒以下では減少する一方、周期 0.5 秒以上では最大で 2 倍程度まで振幅が増大している。最後に、K-NET 八代では、周期 0.2 秒以上で Model-II_U1_S2_B の方が振幅が大きくなり、2~3 秒付近では 5 倍程度まで増大していることが確認できる。

次にこれらの結果を観測記録（黒線）と比較すると、西原村小森、KiK-net 益城、嘉島町上島では観測と比較して計算結果のピーク周期が短周期側に評価されている。また、周期 0.5 秒以下の短周期側に着目すると、Model-II_U1_S2_B の計算結果は、KiK-net 益城や嘉島町上島ではやや過大評価の傾向が確認される。周期 1 秒以上の長周期側に着目すると、KiK-net 益城や K-NET 八代でやや過大評価の傾向が見られる。ただし、短周期側の振幅の過大評価傾向や、短周期側でのピーク周期の評価には浅部地盤の非線形化が影響している可能性も考えられる。これを考慮した周期特性の比較については 6 章（2）節で検討する。Model-II_U1_S2 と Model-II_U1_S2_B で観測記録と比較すると、特に屈曲した断層の走向方向にあたる熊本南区域南町や K-NET 八代では、全体的には Model-II_U1_S2_B の方が黒線の観測に近づいていることが確認できる。

3) AVS30_{GL}（地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度）に基づく地盤増幅率を用いた 地表計測震度の分布の比較

ハイブリッド合成法による工学的基盤上面での速度波形から算定した計測震度に、AVS30_{GL} に基づく地盤増幅率から算出した震度増分を加算して求めた地表計測震度の計算

値と観測値の分布を図 34(a)～(d)に、地表計測震度の差（計算値－観測値）の分布を図 34(e)～(h)に、観測点ごとの観測値と計算値の比較を図 35 に示す。ここで、 $AVS30_{GL}$ は 4 章で作成した SD モデル（SD-26）の浅部地盤構造に基づいている。図 25 に示した工学的基盤上面における PGV 分布で見られた傾向と同様に、Model-II_U1_S2 と比較して、Model-II_U1_S2_B では震源断層の南西側（熊本市及び八代市近郊の平野部）において計測震度が増大する傾向が確認できる。地表地震断層トレースを考慮して浅部領域を詳細にモデル化した Model-II_U1_S2_B_T や出ノロ断層を考慮した Model-II_U1_S2_B_T_I は、Model-II_U1_S2_B と概ね同様の傾向を示し、計測震度の評価という観点で浅部領域の詳細形状の影響は限定的であることが示唆される。図 35 から、検討ケース間で系統的な差は見られず、観測値をやや過小評価する点が散見されるものの、断層ごく近傍で観測された震度 7 を含む高震度の地点を含め観測値と計算値の差は計測震度で概ね ± 1.0 以内に分布している。

4) 震源断層モデルの影響検討のまとめ

本節では、3 章に示した 4 ケースの震源断層モデルを用いた工学的基盤上面における強震動評価結果を比較検討した。ここでは、強震動評価に及ぼす影響をモデル間で再整理する。はじめに、中間報告で検討した Model-II_U1_S2 と、日奈久断層側での屈曲を考慮した Model-II_U1_S2_B とを比較すると、図 25 から特に屈曲した日奈久側の断層の走向方向にあたる八代方面の多くの観測点において、PGV の再現性の改善が確認できたほか、図 26 から平均的にはやや過小評価の傾向が残るものの、再現性の向上が確認できた。また、図 32、図 33 から、時刻歴波形の再現はいずれの観測点でも十分とは言えないものの、熊本南区域南町や K-NET 八代における速度波形や擬似速度応答スペクトルの再現性の向上がみられ、震源断層モデルの形状の重要性が示唆された。ただし工学的基盤上面における擬似速度応答スペクトルの比較（図 33）から、KiK-net 益城、嘉島町上島では観測記録に比べて計算結果がやや過大となる傾向が確認された。続いて、Model-II_U1_S2_B と、地表地震断層トレースに基づく浅部領域の詳細な形状を考慮した Model-II_U1_S2_B_T とを比較する。図 29 や図 30 に示されるように、特に地表震源断層近傍（断層からの距離 ± 2000 m 程度）における最大速度や最終変位量に対して影響を及ぼすことが確認され、わずかに観測値に近づく方向に寄与したものの、観測値の再現には至らなかった。最後に Model-II_U1_S2_B_T と、出ノロ断層を考慮した Model-II_U1_S2_B_T_I とを比較する。Model-II_U1_S2_B_T と同様に、出ノロ断層の考慮も震源近傍での評価結果に対する影響が大きく、図 30 や図 31 に示されるように、特に変位波形の上下動成分について観測記録の再現性が向上する方向に寄与したが、西原村小森の観測記録で見られた最終変位量などの再現には至らなかった。 $AVS30_{GL}$ に基づく地盤増幅率を用いた地表計測震度の分布の比較から、図 35 に示されるとおり地表計測震度に対する屈曲や浅部の詳細形状を考慮した震源断層のモデル化の影響は限定的であり、いずれの検討ケースにおいても観測値と計算値の差は計測震度で概ね ± 1.0 以内に分布することが確認された。

なお、地表地震断層トレースを考慮した浅部領域の詳細なモデル化や分岐断層の考慮については調査観測の難しさや連動性の評価の不確実性が大きく、長期評価に基づく事前予測に取り入れるには課題が残る。他の断層帯への適用可能性に鑑みると、長期評価に基づく特性化震源モデルの設定時に比較的考慮しやすいのは断層面の屈曲と考え、Model-

II_U1_S2_B を主な検討ケースとして設定し、次節における地盤の一次元地震応答解析（等価線形解析や逐次非線形解析）を検討する。

（２）工学的基盤上面から地表までの計算方法の影響検討

2016 年熊本地震の震源近傍では浅部地盤中に大きなせん断ひずみを生じるなど、浅部地盤物性の非線形化が生じた可能性が指摘されている（例えば、柏・他, 2019; Fukutake et al., 2023）。一般に地盤の非線形化においては、せん断剛性の低下や減衰定数の増大が生じるため、地表面での地震動は短周期側の振幅が低下するとともに、卓越周期が長周期側へと遷移（長周期化）する。このような特徴的な現象がこの地震でもみられた（例えば、栗田, 2017）。

本節では、こうした地盤物性の非線形特性を考慮した計算方法の違いが地表の計測震度等に及ぼす影響を確認することを目的に、前節の強震動評価結果を入力地震動として、地盤の等価線形解析及び逐次非線形解析を実施した。解析では前節で示した工学的基盤上面における強震動評価結果のうち、Model-II_U1_S2_B による計算結果を入力地震動に用い、4 章で作成した SD モデル（SD-26）に基づく浅部地盤構造から地表面の応答を計算した。はじめに、非線形化が生じたと考えられる観測点を対象に、線形、等価線形、及び逐次非線形解析による地盤の一次元地震応答解析を行い、地表における速度波形や擬似速度応答スペクトルの評価結果を比較検証する。続いて、震源断層を特定した地震動予測地図と同様の地表面震度分布を対象として面的評価を行う。ここでの広域的な計算においては、実用的な計算負荷を考慮して逐次非線形解析は実施せず、線形及び等価線形解析のみを適用する。これらの解析結果と $AVS30_{GL}$ に基づく計算方法による評価結果とを比較する。

１）代表観測点における地盤の一次元地震応答解析結果の比較

はじめに、2016 年熊本地震において地盤物性の非線形化が生じたとみられる観測点を選定した。浅部地盤物性の非線形特性は、KiK-net 観測点のように地中と地表の双方で観測記録が得られる地点においては、両者の記録の比を利用すること等によって詳細に調べることができる（例えば、栗田, 2017）。一方で、地表観測点のみの記録から非線形化の傾向を捉えるための有効な指標として、 $S-H/V$ スペクトル（地表記録の S 波部分の水平動の振幅スペクトルと上下動の振幅スペクトルの比）が広く用いられている（例えば、野口・笹谷, 2011）。そこで、本検討においては、震源近傍の強震観測点において中小地震時と 2016 年熊本地震時の $S-H/V$ スペクトルを比較し、それらに差異がみられる観測点を調べた。その結果、代表的な観測点として西原村小森、KiK-net 益城、阿蘇市内牧、嘉島町上島、K-NET 八代の 5 地点を選定した。図 36 に選定した 5 地点における中小地震時と 2016 年熊本地震時の $S-H/V$ スペクトルの比較を示す。図中の灰色線と黒線は中小地震における $S-H/V$ スペクトルとその平均値、ピンク色の線は 2016 年熊本地震における $S-H/V$ スペクトルを表している。黒線（中小地震の平均）とピンク色の線（2016 年熊本地震）を比較すると、前述した非線形化の傾向が 2016 年熊本地震時に生じていることが確認できる。西原村小森や阿蘇市内牧は中小地震の記録数が限定的であるものの、卓越周波数の低周波側への移動やピーク値の低減、高周波数側の振幅低下などの従来の強震と弱震の比較にみられるスペクトル比の変化が見られ、非線形化を生じている可能性が推察される。一方で、KiK-net 益城、

嘉島町上島、K-NET 八代の 3 地点において、同様に高周波数側の低減が見られるものの、中小地震時に 1 Hz あたりにみられる卓越周波数に着目すると、低周波数側への移動が明確でないものや、2016 年熊本地震時の方がピーク値が大きくなる傾向があることがわかった。

図 37 に、代表 5 地点の S 波速度構造と、Model-II_U1_S2_B による工学的基盤上面のハイブリッド合成波形を用いた地盤の地震応答解析の例として、EW 方向成分における等価線形、逐次非線形解析で得られた剛性低下率 (G/G_0)、減衰、最大ひずみ、及び最大速度応答値を示す。等価線形解析による最大ひずみに着目すると、西原村小森は 2%程度、KiK-net 益城は 1%程度、阿蘇市内牧では 3%程度と比較的大きなひずみが生じている。一方、嘉島町上島は 0.5%程度、K-NET 八代は 0.1%以下と小さなひずみにとどまった。

図 38 に、線形（赤線）、等価線形（青線）、及び逐次非線形（水色線）解析により計算した地表速度波形を地表観測記録（黒線）と比較して示す。地点ごとに地下構造や卓越周期、非線形特性が異なるため、計算手法間の系統的な変化を一概に述べることは難しいが、例えば図 38(b)の KiK-net 益城の計算結果の 5 秒から 15 秒程度に着目すると、線形（赤線）で見られる細かな短周期の振動成分が、等価線形（青線）、及び逐次非線形（水色線）では減少し、長周期の波が明瞭に表れるなど、線形解析に比べて等価線形・逐次非線形解析では短周期成分が低減する傾向が確認できる。

同様に、擬似速度応答スペクトルの比較を図 39 に示す⁸。比較的ひずみが大きかった西原村小森、KiK-net 益城、阿蘇市内牧の 3 地点では、線形解析結果に対して等価線形・逐次非線形解析結果は概ね 0.6 秒以下の短周期側の振幅が周期によっては半分以下に低下し、概ね 1 秒以上の長周期側の振幅が増大する傾向が確認できた。これにより、特に線形解析時に短周期側で観測記録（黒線）を過大評価していた西原村小森、KiK-net 益城では、観測記録との差が縮小する方向に寄与した。一方で、元々長周期側を過大評価していた阿蘇市内牧では、観測記録との差が拡大する方向に寄与した。嘉島町上島や K-NET 八代でもスペクトル形状の変化の傾向は同様だが、最大ひずみの小ささから示唆されるとおり、非線形性を考慮したことによる影響は明瞭には現れていない。

本検討における等価線形解析と逐次非線形解析の比較からは、ひずみが比較的大きい地点において、逐次非線形解析の方が観測記録のスペクトル形状をやや良好に説明できる傾向がみられる。しかし全体を通してみれば、等価線形解析を用いた場合であっても、非線形化に伴う短周期成分の低減や長周期化といった主要な特徴は概ね捉えられている。以上の結果を踏まえ、続く広域の面的評価においては、等価線形解析を適用することとする。

2) 地盤の地震応答解析結果に基づく地表計測震度分布の比較

線形、及び等価線形による地盤の地震応答解析結果として得られた地表速度波形に基づき算定した計測震度の計算値と観測値の分布を図 40(a)、(b)に、地表計測震度の差（計算値－観測値）の分布を図 40(c)、(d)に示す。図 40(a)、(b)の比較から、等価線形解析結果は線形解析結果と比較して、特に震度 6 強程度に相当する濃赤色の部分の領域が減少する傾向が確認される。これは、大きな振幅の入力により非線形化が進み、計測震度の評価値に寄与する短周期成分が減少したことと起因すると推察される。

⁸ それぞれのスペクトルの用途に合わせて、図 39 の擬似速度応答スペクトルは周期、図 36 の H/V スペクトルは周波数を横軸にして表示している。両図を併せて見る際には、注意が必要。

図 41 には、観測点ごとの観測値と計算値の比較を示す。地盤の応答解析により得られた水平 2 成分の地表速度波形に基づき算出した計測震度の線形解析結果（◇印）と、等価線形解析結果（☆印）に加えて、図 34(b)に示した、 $AVS30_{GL}$ に基づく計測震度として、ハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に浅部地盤の増幅率を考慮し算出した計測震度（□印）を含めて示す。観測された計測震度が 5.0 程度以下の領域では、非線形化の影響が小さいため、線形解析結果と等価線形解析結果が概ね一致し、計測震度が大きくなるに従いその差が大きくなる傾向にある。ただし、 $AVS30_{GL}$ に基づく計測震度に対して、地震応答解析結果に基づく計測震度は大きくなる地点と小さくなる地点が混在している。そのため、観測記録との対応という観点では、過大・過小の全体的な関係性は散布図の見た目において大きく変わらず、震源近傍を含めて 3 つの手法間に顕著な系統的差は見られない。

しかしながら、個々の観測点における地盤条件や入力地震動の強さに応じて、地盤物性の非線形化が計測震度に及ぼす影響は異なると考えられる。そこで、非線形化に伴う計測震度の増減傾向を、地表の平均 S 波速度等の地盤条件と関連付けて把握するため、図 41 の各観測点における計測震度を対象に、図 42 に、線形解析と等価線形解析の計測震度の差（縦軸）と観測値（横軸）との関係を、観測地点の $AVS30_{GL}$ の値で変えたシンボルで示した。縦軸の値が正（0 より大きい）となる領域は、線形解析に対して等価線形解析の計測震度が小さいこと、すなわち地盤物性の非線形化が震度低下として現れることを示す。

特に計測震度が 5.0 程度以上で、かつ $AVS30_{GL}$ が 300 m/s 程度以下の軟らかい地盤の地点において縦軸の値が大きく（線形解析に比べて等価線形解析の値が小さく）、非線形化による震度の低下傾向が顕著となっていることがわかる。

一般に、浅部地盤が軟らかく S 波速度が小さな地点ほど、強震時の地盤物性の非線形化に伴って短周期成分の振幅が低減しやすい。このことが、 $AVS30_{GL}$ が比較的小さい（地盤が軟らかい）大震度観測点において等価線形解析結果での震度が小さく評価される傾向を生じさせたと考えられる。

ただし、一部の比較的 $AVS30_{GL}$ が大きい地点で、等価線形解析の方が線形解析を上回る地点（縦軸の値が負となる地点）も見られた。この要因に関しては、入力地震動特性、地盤モデル等の詳細な検討が必要と考えられる。

3) 工学的基盤上面から地表までの計算方法の影響検討のまとめ

本節では前節に示した Model-II_U1_S2_B による工学的基盤上面で評価したハイブリッド合成波形を入力とし、浅部地盤物性の非線形特性を考慮した一次元地震応答解析（線形、等価線形、逐次非線形解析）を実施した。ここでは、地盤物性の非線形化が強震動評価に及ぼす影響を再整理する。

2016 年熊本地震において非線形化の影響があるとみられる代表 5 地点を対象とした速度波形の比較では、入力波形の振幅が比較的大きかった西原村小森、KiK-net 益城、阿蘇市内牧では地表波形の長周期化など非線形特性に起因すると考えられる変化がみられた。擬似速度応答スペクトルを対象に観測記録と計算結果を比較すると、西原村小森、KiK-net 益城の線形解析結果で見られた周期 0.3~0.4 秒程度のピークが 1 秒付近へ移るなど、より長周期側にシフトして観測記録の再現性が向上する傾向が見られた。ただし、両地点共に大振幅

の EW 成分の周期 1.0～2.0 秒付近のピークを十分に再現できていないことがわかった。一方で、阿蘇市内牧では線形解析結果の時点で長周期側の計算結果が過大評価であり、非線形特性を考慮することでさらに長周期成分が増大し、観測記録から乖離する事例も見られた。嘉島町上島、K-NET 八代における計算結果はひずみが小さく、非線形特性を考慮した影響は明瞭には見られなかった。

続いて、線形解析や等価線形解析に基づく面的な震度分布の評価結果と観測記録との比較をみると、 $AVS30_{GL}$ を用いた場合を含めて、計測震度の手法間の差は概ね ± 0.5 以内であり、再現性の向上・低下という観点では全体として顕著な差は見られない。一方で、観測記録の計測震度が 5.0 程度以上で、かつ $AVS30_{GL}$ が 300 m/s 程度以下の地盤が軟らかい地点においては、線形解析と等価線形解析の差が顕著に現れることが確認された。

(3) 強震動評価結果のまとめ

中間報告で示された課題を踏まえ、本検討では 2016 年熊本地震後に実施された様々な調査・研究に基づいて地下構造モデルを更新するとともに、震源断層の位置・形状の見直しが強震動評価に及ぼす影響を概ね 0.1～10 秒程度の周期の強震動について検討した。地盤物性の非線形特性の影響の検証のために、強震動評価結果を入力地震動とした等価線形解析及び逐次非線形解析を実施した。本章で得られた知見を改めて整理する。

震源断層モデルに関して、中間報告で検討した震源モデルを起点とし、震源の形状の影響を比較検討した。震源断層モデル面の屈曲の考慮は、震源断層の南西側に位置する八代方面の PGV や速度波形、擬似速度応答スペクトルへの影響が大きく、PGV 分布を含めて再現性が向上し、震源断層モデル形状の強震動評価への重要性が改めて確認された。しかしながら、震源近傍で観測された速度波形や擬似速度応答スペクトル等の十分な再現には至っていない。ただし、検討した震源断層モデルでは、強震波形を用いた震源インバージョンで求められた複数の震源モデルを参考として、レシピに沿ったモデル化を行っており、結果としてやや単純化した震源断層モデルとなっている。地震発生層上端深さの扱いや、浅部領域におけるアスペリティのより詳細な位置設定等は、断層近傍の強震動の再現性向上に大きく影響し得るため、引き続き重要な検討課題である。

地表地震断層に基づく浅部領域の詳細な形状や、出ノ口断層の考慮は、震源ごく近傍の西原村小森における速度や変位波形の観測記録の十分な再現には至らなかったものの、上下動成分については観測記録に近づく傾向が確認された。一方、広域の計測震度については、今回検討した 4 モデルの計算値はいずれも観測値に対して概ね ± 1.0 の範囲に該当し、明瞭な差は認められなかった。

地盤物性の非線形特性の考慮に関しては、特に震源ごく近傍の振幅の大きな観測点において、長周期化の傾向を捉えられることが確認された。本検討においては、観測記録との整合性が向上する点と低下する点が混在しており、詳細な地震応答解析の実施が必ずしも全体の計測震度の再現性向上につながるという結果は得られていない。ただし、本検討で用いている地下構造モデルは 4 章 (2) 節に記載したように、熊本地域で多数の微動アレイ探査等の地下構造調査に基づいて構築しているものの、各観測点直下の地盤構造を対象とした調査に基づいて個別に設定したものではないこと、震源断層モデルは「レシピ」に従いパラメータを設定していることに留意されたい。一方で、強い揺れを受ける軟弱な地盤

条件下では地盤物性の非線形化の影響が顕著になることが定量的に示されており、同条件下における非線形特性の考慮の重要性が示唆された。

7 今後に向けて

2016 年熊本地震は、地震調査委員会により地震発生前に長期評価が行われ、それに基づいてシナリオ地震動予測地図が作成されていた主要活断層帯で発生した地震である。「中間報告」では、2016 年熊本地震の発生後に得られた地表地震断層や一連の地震活動の分布等、様々な観測事実を踏まえて、地震モーメントの調整、アスペリティ位置の調整、地震発生層以浅への震源断層の拡張、地下構造モデルの高度化等を検討し、観測記録の再現性への影響等について取りまとめた。

本検討では、「中間報告」でも課題として挙げられた、観測事実を考慮した震源モデルの形状に関する検討や浅部領域における震源断層のモデル形状の詳細化、地下構造モデルの改善、及び浅部地盤の非線形化を考慮した強震動評価を実施し、改めて観測記録の再現性への影響を取りまとめた。震源断層モデルに関しては、屈曲を考慮したことにより、特に八代平野において「中間報告」と比較して観測記録の再現性に改善が見られたことから、震源断層モデルの幾何学的特性の設定方法の重要性が改めて示唆された。また、地表地震断層トレースを考慮した断層浅部領域の詳細なモデル化により、観測された変位量分布に近づく傾向が見られた。さらに、工学的基盤上面から地表までの地震動計算に関して、地盤物性の非線形特性を考慮した一次元地震応答解析を実施した。本解析においては、詳細な地盤の地震応答解析が必ずしも全体の再現性向上につながるという結果は得られなかったものの、強い揺れを受ける軟弱な地盤条件下では非線形化の影響が顕著になることが示され、同条件下における非線形特性の考慮の重要性が確認された。併せて、観測記録のさらなる再現性向上には浅部地盤のみならず、震源モデルや深部地下構造の精緻化も必要であることが示唆された。

今後の検討課題として、強震動評価の基礎となる地震の発生区間や連動性などの「地震発生可能性の長期評価」に基づく震源断層モデルの設定方法の改善が挙げられる。加えて、2016 年熊本地震をはじめとする近年の被害地震の発生形態を踏まえると、複数の断層帯が同時に活動するケースや、変動地形の侵食や埋積により活断層の痕跡を把握することが困難な地域への破壊の進展など、既存の枠組みに留まらない多様なシナリオを想定していくことも重要である。また、断層近傍における強震動評価手法のさらなる高度化も重要な課題である。この点は、「地震調査研究の推進について―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策（第 3 期）―」（地震調査研究推進本部，2019）においても必要性が指摘されており、その実現に向けては、震源断層モデルにおける浅部領域の扱いについても、引き続き検討を深めていく必要がある。本検討では対象としなかった断層近傍の地下構造の詳細なモデル化や、中山間地域等を含む大規模平野以外の地域における地下構造モデル作成の考え方のさらなる改善も視野に入れていく必要がある。さらに、地盤の非線形特性を考慮した一次元地震応答解析に基づく地表面での強震動評価手法についても、より詳細な検討が求められる。本検討においては、浅部地盤における強震時の地盤非線形性を考慮したモデルを導入することにより、観測事実をより整合的に説明できることを示した。これらの評価を進めるためには、浅部・深部の地盤構造モデルを一体化した分析や、地盤の非線形性を適切に考慮するための動的変形特性等のモデルパラメータの収集蓄積を進め、地下構造モデル全体のさらなる高度化を図っていくことが望まれる。加えて

KiK-net に代表される地表・地中観測記録といった検証に用いることのできる、震源近傍を含む多様な観測記録を得るための強震観測網の維持が不可欠である。

最後に、本検討は 2016 年熊本地震を対象とした事例解析である。ここで得られた知見が標準的な強震動予測手法として広く適用可能であるかについては、引き続き震源近傍での観測を含む多様な地震記録を用いて、その妥当性を検証していく必要がある。なお、令和 8 年熊本地震の震源断層近傍域では多数の強震記録が得られていることや、本報告にあるように地盤・地下構造が詳細に把握されていることから、本手法の適用可能性の検討対象と考えることができる。今後もこれらの継続的な検証作業を通じて、「レシピ」の高度化を目指していくことが望まれる。

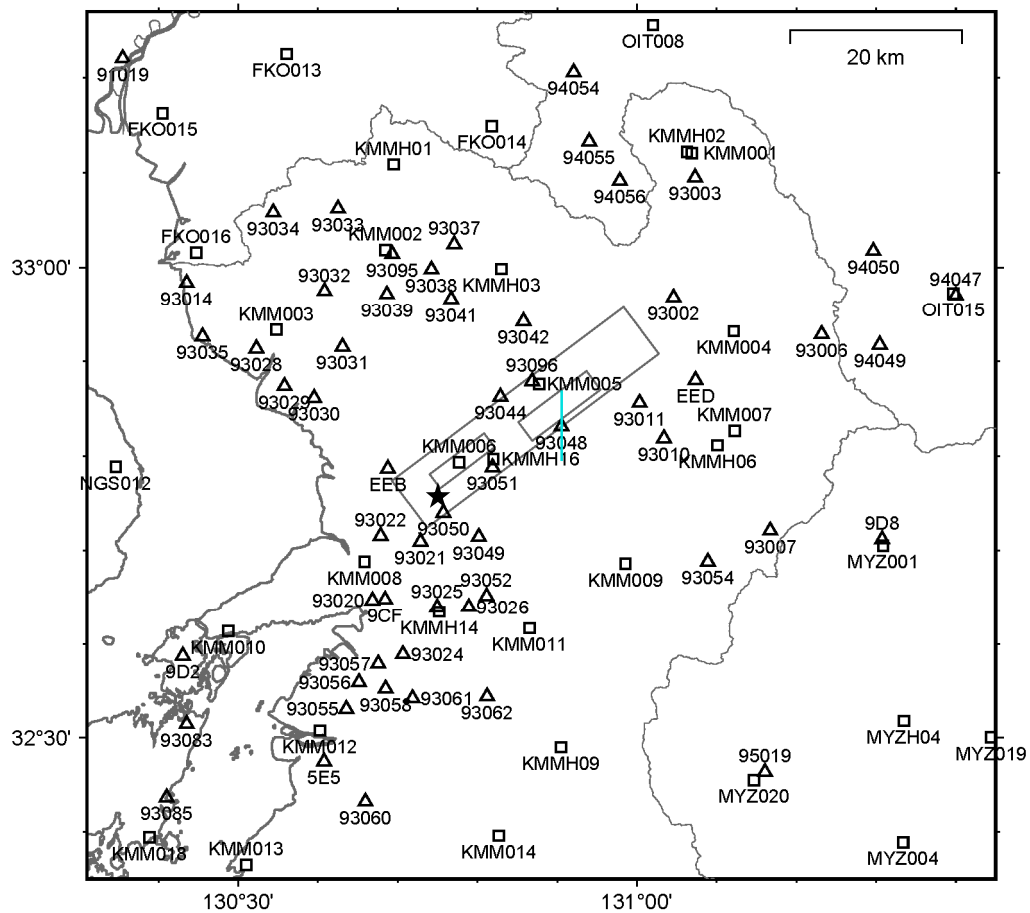
参考文献

- 青井真・早川俊彦・藤原広行 (2004) : 地震動シミュレータ : GMS, 物理探査, 57, 651-666.
- Asano, K. and T. Iwata (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.
- 栗田泰夫・白濱吉起・熊原康博 (2019) : (2)平成 28 年熊本地震に伴う地表変状情報の統合. 「平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査, 平成 28~30 年度成果報告書」, 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学.
- Boore, D. M. (2010): Orientation-independent, nongeometric-mean measures of seismic intensity from two horizontal components of motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, 1830-1835.
- 防災科学技術研究所 (2019) : 防災科研 K-NET, KiK-net, 防災科学技術研究所, doi: 10.17598/NIED.0004.
- 中央防災会議 (2003) : 東南海、南海地震等に関する専門調査会 (第 16 回) 参考資料 2 強震動と津波の高さの検討に関する資料集.
- 壇一男・佐藤俊明 (1998) : 断層の非一様滑り破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 509, 49-60.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美 (2000) : 統計的グリーン関数法による 1923 年関東地震 (M_{JMA}7.9) の広帯域地震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 530, 53-62.
- Dreger, D. S., G. C. Beroza, S. M. Day, C. A. Goulet, T. H. Jordan, P. A. Spudich, and J. P. Stewart (2015): Validation of the SCEC broadband platform V14.3 simulation methods using pseudospectral acceleration data, *Seism. Res. Lett.*, 86, 39-47.
- Fujii, Y. and M. Matsu'ura (2000): Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, *Pure and Applied Geophysics*, 157, 2283-2302, doi: 10.1007/PL00001085.
- 藤本一雄・翠川三郎 (2005) : 近年の強震記録に基づく地震動強さ指標による計測震度推定法, 地域安全学会論文集, 7, 241-246.
- 藤本一雄・翠川三郎 (2006) : 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度の関係, 日本地震工学会論文集, 6, 1, 11-22.
- 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・東宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田章 (2012) : 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第 379 号.
- Fukutake, K., K. Yoshida, H. Kawase, F. Nagashima, and J. Sun (2023): Quantitative strong motion simulations at three locations in downtown Mashiki during the 2016 Kumamoto Earthquake (M_w 7.0) based on the nonlinear ground response analyses with soil liquefaction, *Earth, Planets Space*, 75, 87, doi:10.1186/s40623-023-01821-8.

- Graves, R.W. (1996): Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1091-1106.
- 長谷義隆・中山洋・古澤二・荒牧昭二郎 (2016) : 熊本平野南部, 沖積層下に認められる砥川溶岩の変位, 御所浦白亜紀資料館報, 17, 5-13.
- 一般社団法人全国地質調査業協会連合会 (2024) : 地質関連情報 WEB, <https://www.zenchiren.or.jp> (2024 年 10 月閲覧) .
- 一般財団法人国土地盤情報センター (2024) : 国土地盤情報データベース, <https://ngic.or.jp> (2024 年 10 月閲覧) .
- 地盤工学会九州支部 (2005) : 九州地盤情報共有データベース (第 1 版) .
- 地盤工学会九州支部 (2012) : 九州地盤情報共有データベース (第 2 版) .
- 地盤工学会九州支部 (2019) : 九州地盤情報共有データベース (第 3 版) .
- 地震調査研究推進本部 (2019) : 地震調査研究の推進について—地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策 (第 3 期) — (令和元年 5 月 31 日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2013) : 布田川断層帯・日奈久断層帯の評価 (一部改訂) (平成 25 年 2 月 1 日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2014) : 全国地震動予測地図 2014 年版～全国の地震動ハザードを概観して～ (平成 26 年 12 月 19 日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016) : 平成 28 年 (2016 年) 熊本地震の評価 (平成 28 年 5 月 13 日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) : 地下構造モデル作成の考え方 (平成 29 年 4 月 27 日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2020) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) (令和 2 年 3 月 6 日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会 (2002) : 鳥取県西部地震の観測記録を利用した強震動評価手法の検証 (平成 14 年 10 月 31 日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会 (2004) : 2003 年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証 (平成 16 年 12 月 20 日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会 (2008) : 2005 年福岡県西方沖の地震の観測記録に基づく強震動評価手法の検証 (平成 20 年 4 月 11 日公表) .
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会 (2022) : 2016 年熊本地震 (M_j 7.3) の観測記録に基づく強震動評価手法の検証について (中間報告) (令和 4 年 3 月 14 日公表) .
- 地蔵智樹・谷本俊輔・佐々木哲也 (2017) : 加勢川水門における熊本地震の鉛直アレー記録の分析, 地盤工学研究発表会発表講演集, 52, 1773-1774.
- Kanno, T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara, and Y. Fukushima (2006): A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96, 879-897, doi: 10.1785/0120050138.
- 柏尚稔・新井洋・中川博人 (2019) : 2016 年熊本地震における益城町庁舎の強震記録に含まれる動的相互作用効果, 日本建築学会構造系論文集, 756, 183-193.

- 気象庁（1996）：気象庁震度階級表（平成八年二月十五日気象庁告示第四号）。
- Kobayashi, H., K. Koketsu, and H. Miyake (2017): Rupture processes of the 2016 Kumamoto earthquake sequence: Causes for extreme ground motions, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 6002–6010, doi: 10.1002/2017GL073857.
- Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki (2012): Japan integrated velocity structure model version 1, *Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering*, 1773.
- 国土交通省都市局（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最終報告について, 126pp.
- Kubo, H., W. Suzuki, S. Aoi, and H. Sekiguchi (2016): Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms, *Earth, Planets Space*, 68, 161, doi:10.1186/s40623-016-0536-8
- 熊本県地質調査業協会（2003）：熊本市周辺地盤図, 233-266.
- 熊本地盤研究会（2014）：熊本地域の地質断面図, 94pp.
- 栗田哲史（2017）：KiK-net 益城における 2016 年熊本地震の記録に基づく表層地盤の非線形増幅特性, *土木学会論文集 A1（構造・地震工学）*, 73, 4（地震工学論文集第 36 巻）, I_74-I_82.
- 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学（2019）：平成 28 年熊本地震を踏まえた総合的な活断層調査 平成 28～30 年度 成果報告書（令和元年 5 月公表）。
- 内閣府（2005）：地震防災マップ作成技術資料, 44.
- 中村洋光・宮武隆（2000）：断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式, *地震* 第 2 輯, 53, 1-9.
- 野口科子・笹谷努（2011）：2003 年宮城県沖スラブ内地震における表層地盤の非線形応答とその強震動への影響, *地震*, 第 2 輯, 63, 165-187.
- 大崎順彦（1994）：新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, 299pp.
- 佐賀県（2014）：佐賀県地震被害等予測調査業務報告書概要版(平成 25 年度), 佐賀県統括本部消防防災課・応用地質株式会社, 4-18.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明（1994a）：ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, *日本建築学会構造系論文集*, 461, 19-28.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明（1994b）：表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, *日本建築学会構造系論文集*, 462, 79-89.
- 産業技術総合研究所（2016）：地域評価のための活断層調査（九州地域）平成 27 年度成果報告書 3. 布田川断層／宇土区間, 77.
- 産業技術総合研究所（2019）：活断層データベース 2019 年 4 月 26 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB095, 産業技術総合研究所.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター（2013）：数値地質図 P-2 「日本重力データベース DVD 版」。
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2024):20 万分の 1 日本シームレス地質図 V2, <https://gbank.gsj.jp/seamless/>（2024 年 10 月閲覧）。

- Senna, S., A. Wakai, H. Suzuki, A. Yatagai, H. Matsuyama, and H. Fujiwara (2018): Modeling of the subsurface structure from the seismic bedrock to the ground surface for a broadband strong motion evaluation in Kumamoto plain, *J. Disaster Res.*, 13, 5, 917-927, doi: 10.20965/jdr.2018.p0917.
- 先名重樹・藤原広行・前田宜浩・森川信之・岩城麻子・河合伸一・谷田貝淳・佐藤将・鈴木晴彦・稲垣賢亮・松山尚典 (2023) : 強震動評価のための浅部・深部統合地盤構造モデルの構築, 防災科学技術研究所研究資料, 第 498 号.
- Senna S. (2026): Study on ground amplification characteristics based on the microtremor observation database in Japan, EGU26, EGU26-2052.
- 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 Space*, 68, 191, doi: 10.1186/s40623-016-0559-1.
- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, 70, 1, 59-80, doi: 10.1785/gssrl.70.1.59.
- 高橋秀一・平田茂良・大島昭彦・京矢侑樹・久保田耕司 (2017) : 熊本県益城町での地盤調査結果 (その 1: 調査概要とボーリング結果), 地盤工学研究発表会発表講演集, 52, 153-154.
- 谷本俊輔・地蔵智樹・佐々木哲也 (2017) : 熊本地震における白川堤防の地震動・間隙水圧記録, 地盤工学研究発表会発表講演集, 52, 1737-1738.
- Toda, S., H. Kaneda, S. Okada, D. Ishimura, and Z. Mildon (2016): Slip-partitioned surface ruptures for the Mw 7.0 16 April 2016 Kumamoto, Japan, earthquake, *Earth, Planets Space*, 68, 188, doi: 10.1186/s40623-016-0560-8.
- 若松加寿江・松岡昌志 (2020) : 地形・地盤分類 250m メッシュマップの更新, *日本地震工学会誌*, 40, 24-27.
- 吉田望 (2010) : DYNES3D A computer program for dynamic response analysis of level ground by effective stress-nonlinear method, Version 2.76, 関東学院大学.
- 吉田望 (2021) : DYNEQ A computer program for DYNamic response analysis of level ground by EQuivalent linear method, Version 4.01, 関東学院大学.
- Yoshida, K., K. Miyakoshi, K. Somei and K. Irikura (2017): Source process of the 2016 Kumamoto earthquake (Mj7.3) inferred from kinematic inversion of strong-motion records, *Earth, Planets Space*, 69, 64, doi:10.1186/s40623-017-0649-8.
- 吉見雅行・秦吉弥・後藤浩之・細矢卓志・森田祥子・徳丸哲義 (2016) : 熊本県益城町の 2016 年熊本地震被害集中域におけるボーリング調査結果 (速報), *日本活断層学会 2016 年度秋季学術大会講演予稿集*, 82-83.
- 吉見雅行・丸山正・山田浩二 (2024) : 熊本市周辺 (水前寺断層および立田山断層) における反射法地震探査, *日本活断層学会 2024 年度秋季学術大会及びシンポジウム講演予稿集*, 39-40.



★：破壊開始点位置、□：K-NET 及び KiK-net 観測点、△：気象庁及び地方自治体観測点

図2 震源断層モデル (Model-II_U1_S2) の地表投影位置 (灰色実線) と観測点分布
 図29 及び図30 における西原村小森を通る南北測線を水色実線で示す。

表 1 本検討で強震動計算を実施したケース一覧

ケース	断層モデル名	断層長さ	$M_0(Nm)$	地震発生層内のアスペリティ位置*	浅部領域拡張 有：○ 無：－	スケーリングの範囲**	浅部領域のすべり速度時間関数***	日奈久断層帯で屈曲 有：○ 無：－	浅部領域の形状****	出ノ口断層の考慮 有：○ 無：－	地盤応答解析の検討(6章(2)節) 有：○ 無：－
1	Model-II_U1_S2	34km	$3.84E+19$	地震発生層上端	○	地震発生層のみ	Smoothed ramp	－	矩形	－	－
2	Model-II_U1_S2_B	34km	$3.84E+19$	地震発生層上端	○	地震発生層のみ	Smoothed ramp	○	矩形	－	○
3	Model-II_U1_S2_B_T	34km	$3.82E+19$	地震発生層上端	○	地震発生層のみ	Smoothed ramp	○	詳細	－	－
4	Model-II_U1_S2_B_T_I	34km	$3.88E+19$	地震発生層上端	○	地震発生層のみ	Smoothed ramp	○	詳細	○	－

*地震発生層内の断層面における北東側のアスペリティの位置

**浅部領域を背景領域として追加

***地震発生層のすべり速度時間関数は中村・宮武（2000）を使用

****地表トレースに基づく浅部領域の詳細な形状を考慮＝詳細

表 2 検討する震源断層モデルの断層パラメータ (その 1)

モデル			Model-II_U1_S2	Model-II_U1_S2_B	Model-II_U1_S2_B_T	Model-II_U1_S2_B_T_I
巨視的震源パラメータ			カンマ区切りは（布田川区間、日奈久区間）、カッコ内は出ノ口断層を示す。			
断層モデル原点 北緯		°	32.9080（地表）	32.9080, 32.7674（地表）	32.9134, 32.7699（地中）	32.9134, 32.7699（地中）
東経		°	131.0274（地表）	131.0274, 130.8051（地表）	131.0226, 130.7980（地中）	131.0226, 130.7980（地中）
断層モデル上端深さ D_0		km	2	2	2	2
走向 θ		—	N233° E	N233° E, N203° E	N233° E, N203° E	N233° E, N203° E
傾斜角 δ		°	70	70	70	70
すべり角 γ		°	-160	-160	-160	-160
地震発生層上限深さ（浅部領域深さ） H_s		km	2	2	2	2
地震発生層下限深さ H_d		km	18	18	18	18
震源断層長さ L		km	34	26, 8	26, 8	26, 8
震源断層幅（浅部領域） W_{shallow}		km	2.13	2.13	2.1～2.3	2.1～2.3 (4.6～5.0)
震源断層幅（地震発生層） W_{deep}		km	17.03	17.03	17.03	17.03
震源断層面積（浅部領域） S_{shallow}		km ²	72.36	72.36	56.11	96.13
震源断層面積（地震発生層） S_{deep}		km ²	578.91	578.91	578.91	578.91
震源断層面積（ $S_{\text{shallow}} + S_{\text{deep}}$ ） S		km ²	651.28	651.28	635.02	675.04
断層モデル長さ L_{MODEL}		km	34	34	34	34
断層モデル幅 W_{MODEL}		km	18	18	18	18
S 波速度（浅部領域） V_{shallow}		m/s	2100	2100	2100	2100
密度（浅部領域） ρ_{shallow}		t/m ³	2.4	2.4	2.4	2.4
剛性率（浅部領域） μ_{shallow}		N/m ²	1.06×10 ¹⁰	1.06×10 ¹⁰	1.06×10 ¹⁰	1.06×10 ¹⁰
S 波速度（地震発生層） V_{deep}		m/s	3400	3400	3400	3400
密度（地震発生層） ρ_{deep}		t/m ³	2.7	2.7	2.7	2.7
剛性率（地震発生層） μ_{deep}		N/m ²	3.12×10 ¹⁰	3.12×10 ¹⁰	3.12×10 ¹⁰	3.12×10 ¹⁰
地震モーメント（浅部領域） $M_0 \text{ shallow}$		Nm	1.13×10 ¹⁸	1.13×10 ¹⁸	8.79×10 ¹⁷	1.50×10 ¹⁸
地震モーメント（地震発生層） $M_0 \text{ deep}$		Nm	3.73×10 ¹⁹	3.73×10 ¹⁹	3.73×10 ¹⁹	3.73×10 ¹⁹
地震モーメント M_0		Nm	3.84×10 ¹⁹	3.84×10 ¹⁹	3.82×10 ¹⁹	3.88×10 ¹⁹
モーメントマグニチュード M_w		—	7.0	7.0	7.0	7.0
平均すべり量 D		m	2.06	2.06	2.06	2.06
平均応力降下量 $\Delta \sigma$		MPa	3.1	3.1	3.1	3.1
短周期レベル A		Nm/s ²	1.30×10 ¹⁹	1.30×10 ¹⁹	1.30×10 ¹⁹	1.30×10 ¹⁹
微視的震源パラメータ			カンマ区切りは（布田川区間、日奈久区間）を示す。			
アスペリティ 1	面積 S_{a1}	km ²	84.91	84.91	84.91	84.91
	平均すべり量 D_{a1}	m	4.57	4.57	4.57	4.57
	地震モーメント M_{0a1}	Nm	1.21×10 ¹⁹	1.21×10 ¹⁹	1.21×10 ¹⁹	1.21×10 ¹⁹
	計算用面積	km×km	10×8	10×8	10×8	10×8
アスペリティ 2	面積 S_{a2}	km ²	42.45	42.45	42.45	42.45
	平均すべり量 D_{a2}	m	3.23	3.23	3.23	3.23
	地震モーメント M_{0a2}	Nm	4.29×10 ¹⁸	4.29×10 ¹⁸	4.29×10 ¹⁸	4.29×10 ¹⁸
	計算用面積	km×km	8×6	4×6, 4×6	4×6, 4×6	4×6, 4×6
背景領域	面積 S_b	km ²	451.55	451.55	451.55	451.55
	平均すべり量 D_b	m	1.48	1.48	1.48	1.48
	地震モーメント M_{0b}	Nm	2.09×10 ¹⁹	2.09×10 ¹⁹	2.09×10 ¹⁹	2.09×10 ¹⁹
	実効応力 σ_b	MPa	2.5	2.5	2.5	2.5
浅部領域	面積 S_{shallow}	km ²	72.36	55.34, 17.03	43.16, 12.95	43.16, 12.95
	断層トレース長さ L_{surf}	km	34	26, 8	—	—
	走向 θ_{surf}	°	233	233, 203	201～267, 182～233	201～267, 182～233
	傾斜角 δ_{surf}	°	70	70	57～80, 56～66	57～80, 56～66
	すべり角 λ_{surf}	°	-160	-160	-160	-160
	すべり量 D_{shallow}	m	1.48	1.48	1.48	1.48
	地震モーメント $M_0 \text{ shallow}$	Nm	1.13×10 ¹⁸	1.13×10 ¹⁸	6.76×10 ¹⁷ , 2.03×10 ¹⁷	6.76×10 ¹⁷ , 2.03×10 ¹⁷
出ノ口断層	面積 S_{shallow}	km ²	—	—	—	38.15
	断層トレース長さ L_{surf}	km	—	—	—	—
	走向 θ_{surf}	°	—	—	—	184～292
	傾斜角 δ_{surf}	°	—	—	—	44～50
	すべり角 λ_{surf}	°	—	—	—	-90
	すべり量 D_{shallow}	m	—	—	—	1.48
	地震モーメント $M_0 \text{ shallow}$	Nm	—	—	—	6.27×10 ¹⁷

表 2 検討する震源断層モデルの断層パラメータ(その 2)

モデル			Model-II_U1_S2	Model-II_U1_S2_B	Model-II_U1_S2_B_T	Model-II_U1_S2_B_T_I
すべり速度時間関数パラメータ						
アスペリティ 1 [中村・宮武 (2000)]	断層幅 W_{a1}	km	8.0	8.0	8.0	8.0
	最終すべり量 D_{a1}	m	4.57	4.57	4.57	4.57
	実効応力 σ_a	MPa	14.1	14.1	14.1	14.1
	S 波速度（地震発生層） V_{deep}	m/s	3400	3400	3400	3400
	密度（地震発生層） ρ_{deep}	t/m ³	2.7	2.7	2.7	2.7
	剛性率（地震発生層） μ_{deep}	N/m ²	3.12×10 ¹⁰	3.12×10 ¹⁰	3.12×10 ¹⁰	3.12×10 ¹⁰
	破壊伝播速度 $V_{\text{r deep}}$	m/s	2448	2448	2448	2448
	f_{max}	Hz	6.0	6.0	6.0	6.0
アスペリティ 2 [中村・宮武 (2000)]	断層幅 W_{a2}	km	6.0	6.0	6.0	6.0
	平均すべり量 D_{a2}	m	3.23	3.23	3.23	3.23
	実効応力 σ_a	MPa	14.1	14.1	14.1	14.1
	S 波速度（地震発生層） V_{deep}	m/s	3400	3400	3400	3400
	密度（地震発生層） ρ_{deep}	t/m ³	2.7	2.7	2.7	2.7
	剛性率（地震発生層） μ_{deep}	N/m ²	3.12×10 ¹⁰	3.12×10 ¹⁰	3.12×10 ¹⁰	3.12×10 ¹⁰
	破壊伝播速度 $V_{\text{r deep}}$	m/s	2448	2448	2448	2448
	f_{max}	Hz	6.0	6.0	6.0	6.0
背景領域 [中村・宮武 (2000)]	断層幅 W_b	km	17.03	17.03	17.03	17.03
	平均すべり量 D_b	m	1.48	1.48	1.48	1.48
	実効応力 σ_b	MPa	2.5	2.5	2.5	2.5
	S 波速度（地震発生層） V_{deep}	m/s	3400	3400	3400	3400
	密度（地震発生層） ρ_{deep}	t/m ³	2.7	2.7	2.7	2.7
	剛性率（地震発生層） μ_{deep}	N/m ²	3.12×10 ¹⁰	3.12×10 ¹⁰	3.12×10 ¹⁰	3.12×10 ¹⁰
	破壊伝播速度 $V_{\text{r deep}}$	m/s	2448	2448	2448	2448
	f_{max}	Hz	6.0	6.0	6.0	6.0
浅部領域 [Smoothed Ramp 関数]	ライズタイム t_r	s	2.5	2.5	2.5	2.5
	破壊伝播速度 $V_{\text{r shallow}}$	m/s	1512	1512	1512	1512
出ノ口断層 [Smoothed Ramp 関数]	ライズタイム t_r	s	—	—	—	2.5
	破壊伝播速度 $V_{\text{r shallow}}$	m/s	—	—	—	1512

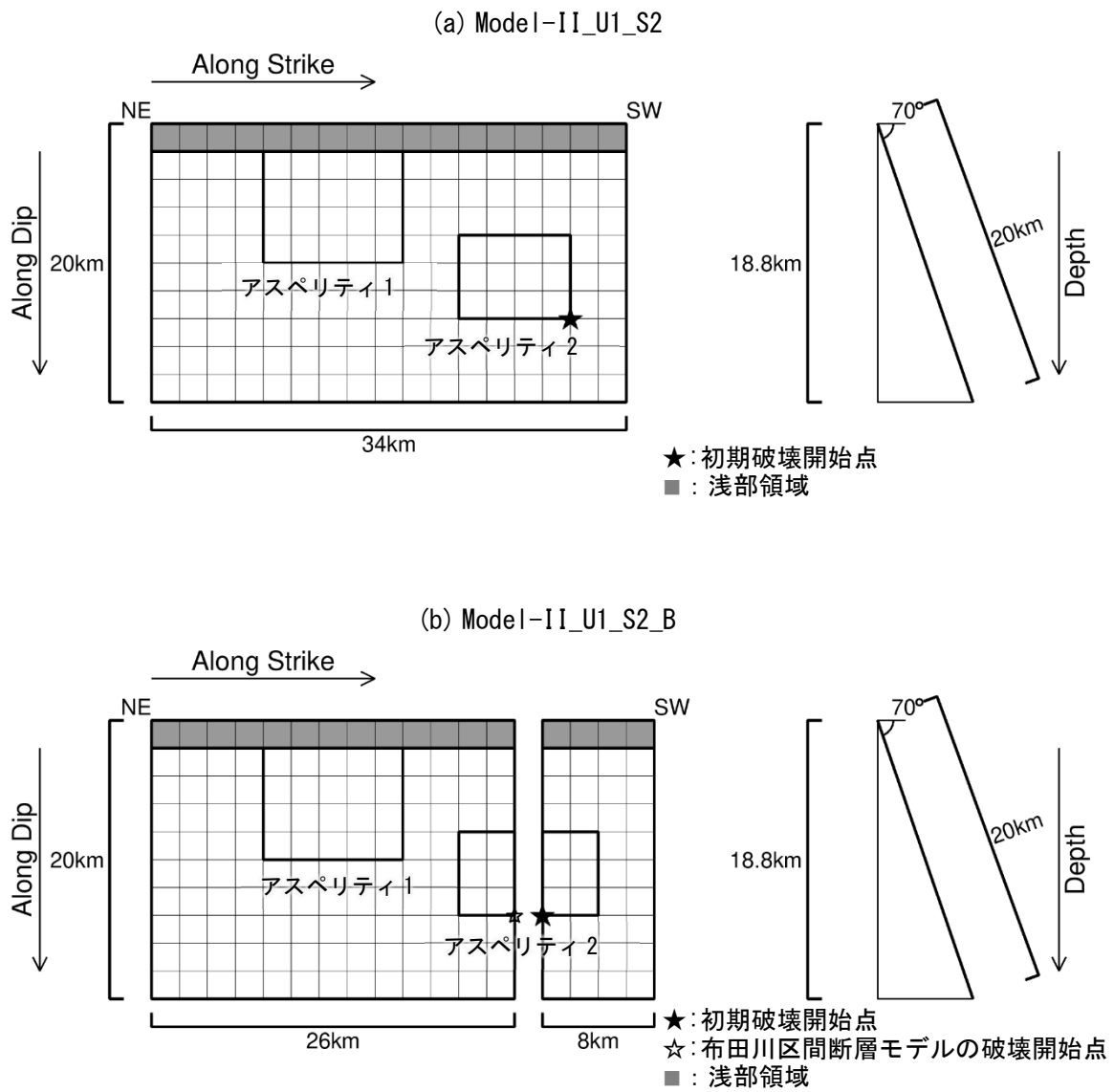


図3 震源断層モデルのモデル図 (その1)

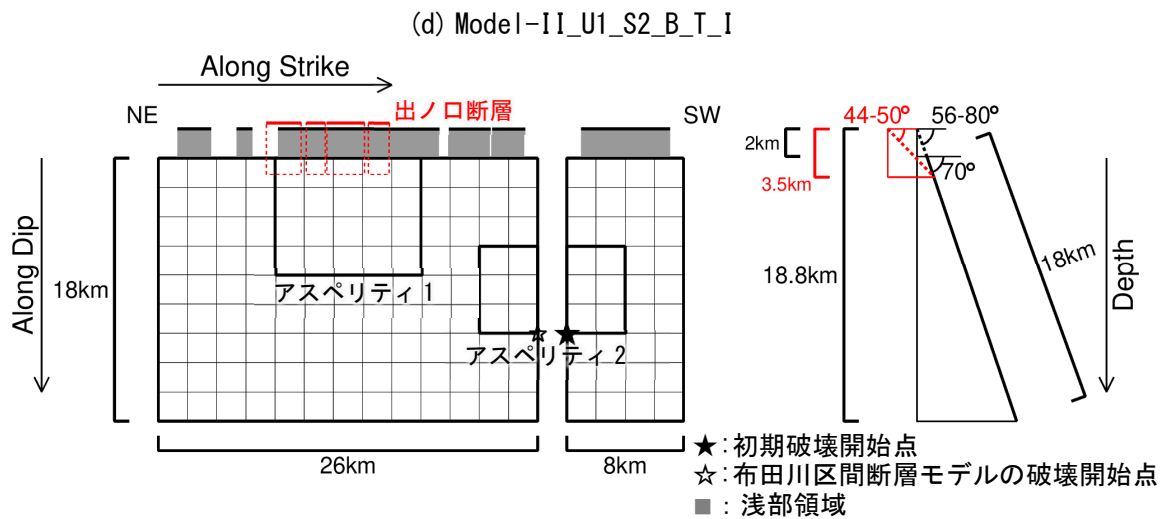
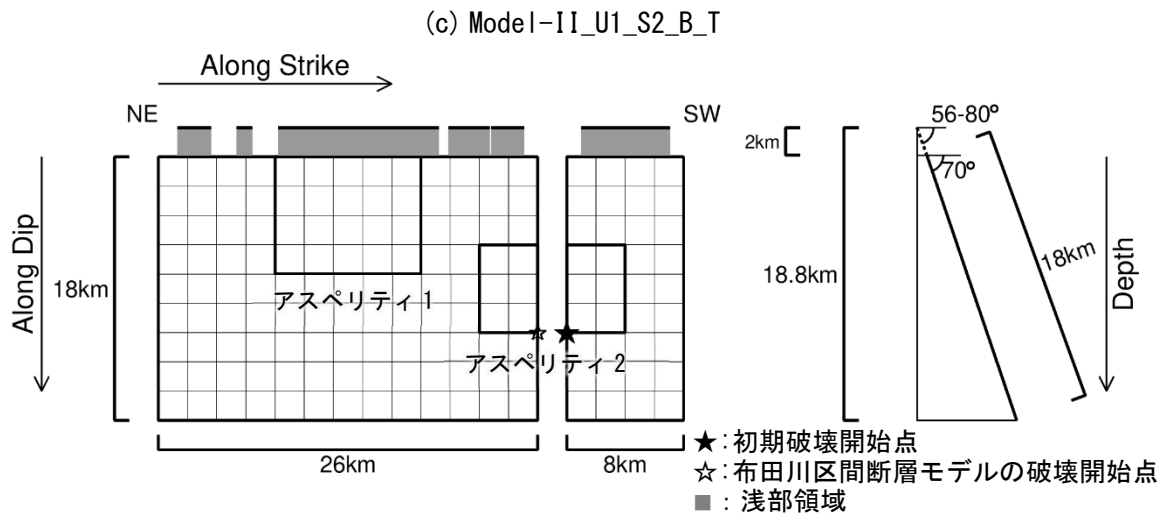


図3 震源断層モデルのモデル図 (その2)

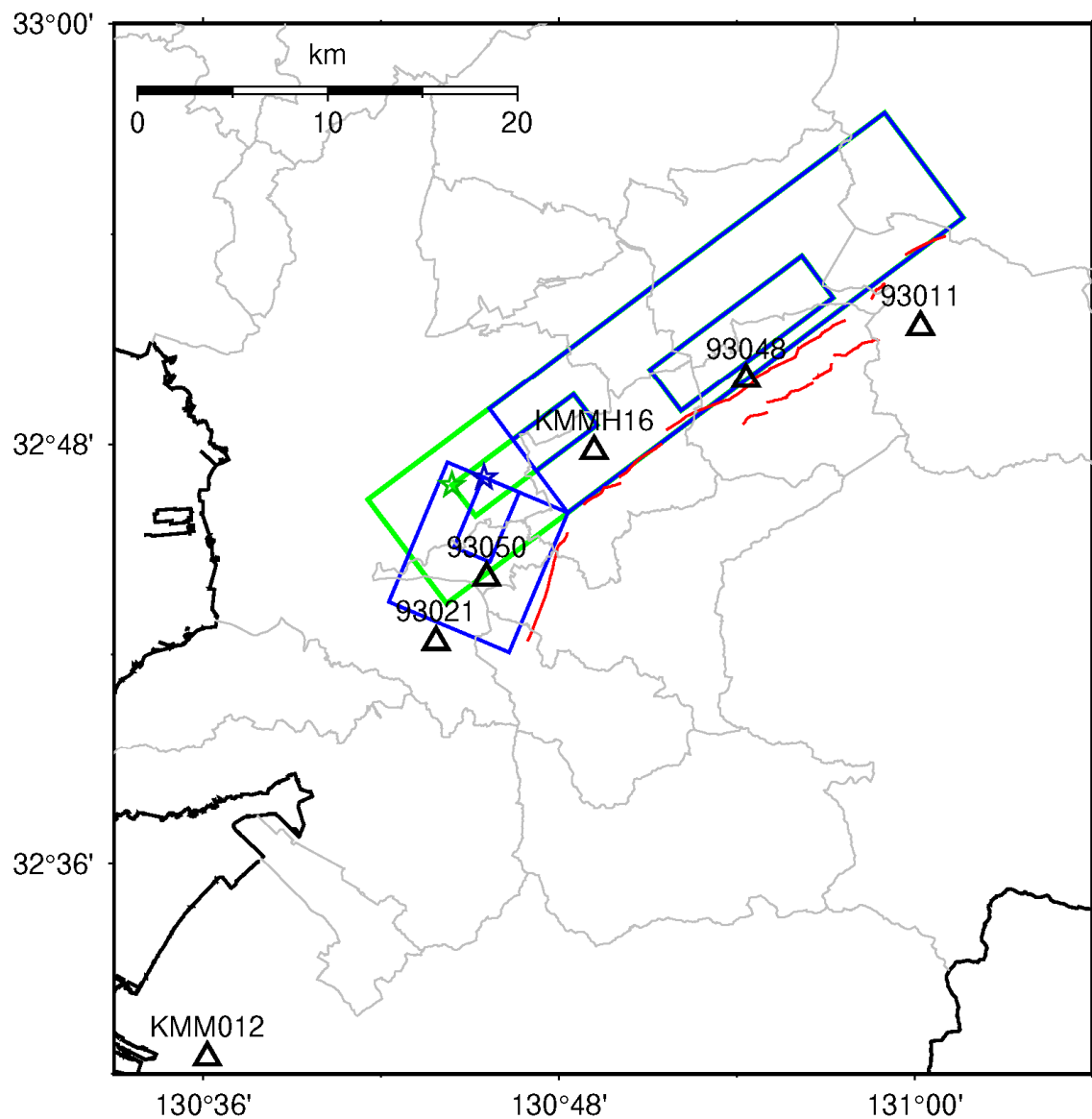
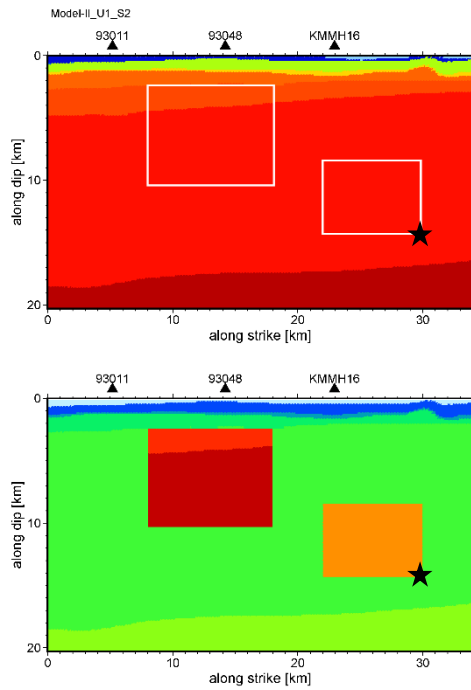


図4 震源断層モデル及びアスペリティの地表投影位置及び

栗田・他（2019）、産業技術総合研究所（2019）による地表地震断層の確認位置
震源断層モデルの地表投影として、Model-II_U1_S2を緑線で、Model-II_U1_S2_Bを青線で示す。
ここで、内部の四角枠はアスペリティの地表投影を、☆印は破壊開始点を示し、Model-II_U1_S2_B_TやModel-II_U1_S2_B_T_Iで考慮する詳細な浅部領域や出ノ口断層の考慮でモデル化した地表地震断層トレースを赤線で示す。また、断層近傍の観測点を△印で示す（93011は南阿蘇村河陽、93048は西原村小森、KMMH16はKiK-net 益城、93050は嘉島町上島、93021は熊本市南区城南町、KMM012はK-NET 八代）。

(a) Model-II_U1_S2 の断層面上の V_s
及びモーメント解放量



(b) Model-II_U1_S2_B の断層面上の V_s
及びモーメント解放量

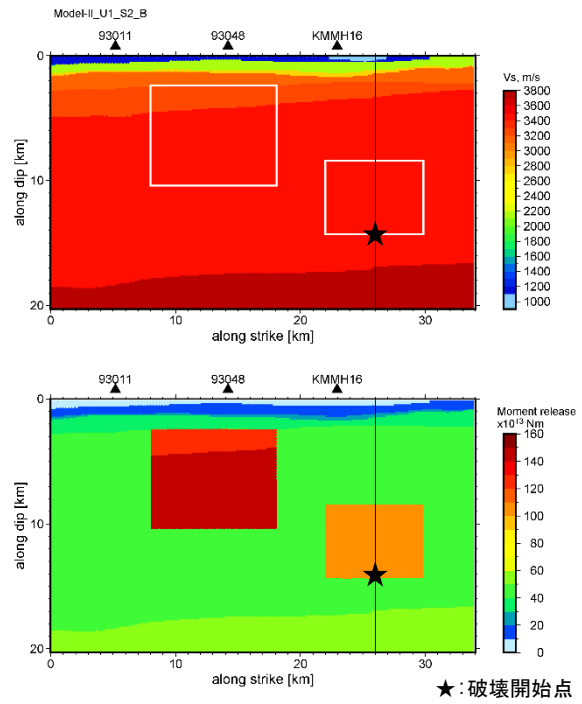


図5 震源断層面と地下構造モデルの S 波速度 V_s の分布（上図）の対応と
モーメント解放量（下図）

S 波速度構造は後述する SD-26。

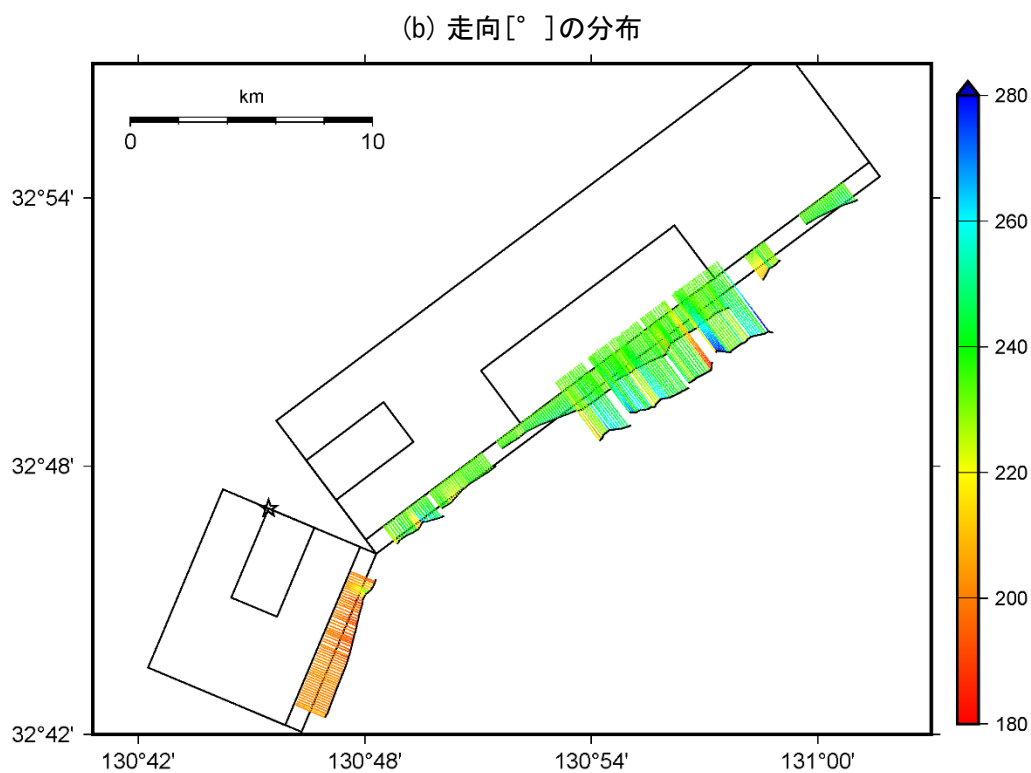
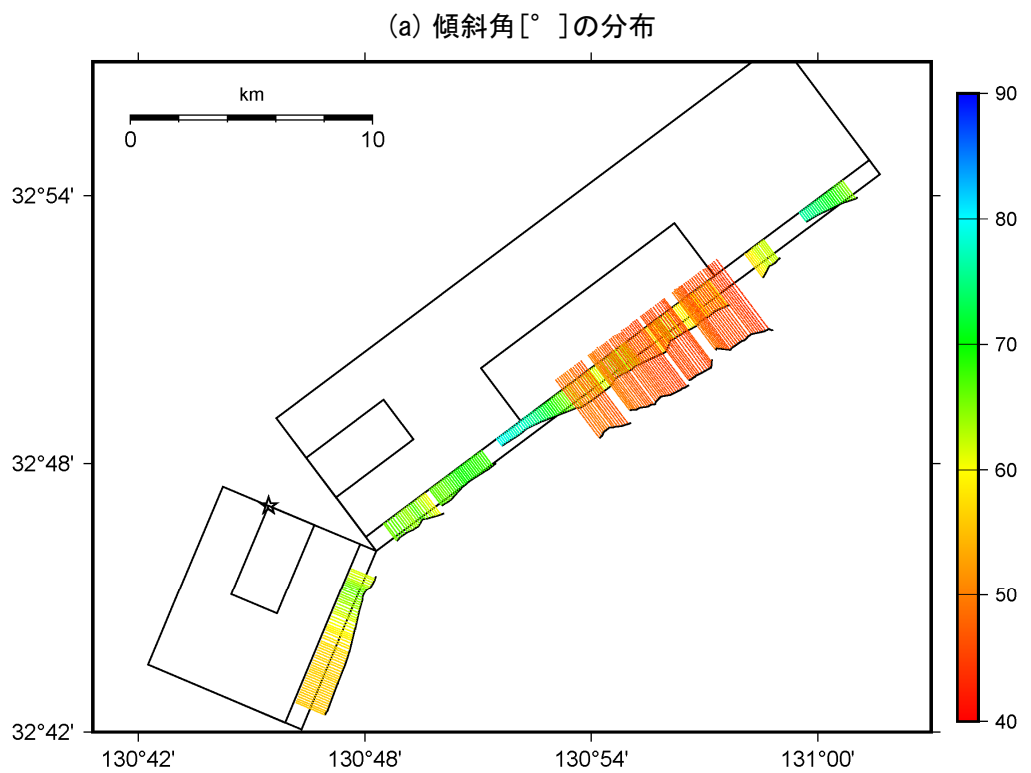


図 6 詳細な断層トレースのモデル化

Model-II_U1_S2_B_T 及び Model-II_U1_S2_B_T_I で考慮する、地表の詳細なトレースを用いた浅部領域及び出ノ口断層のモデル化について (a) に傾斜角[°]の分布を、(b) に走向[°]の分布を示す。

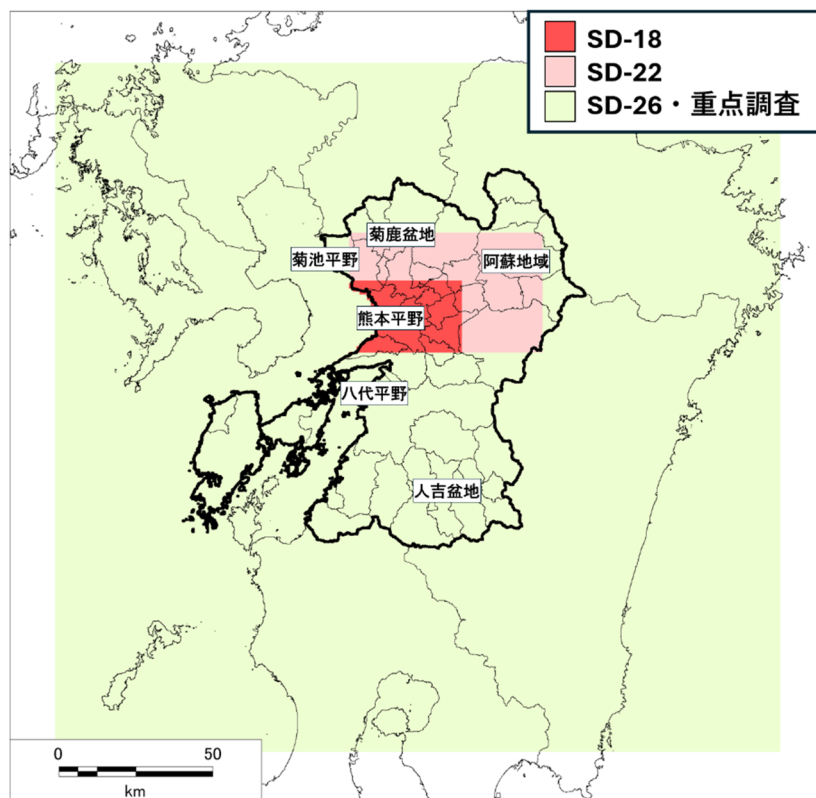


図 7 検討に用いた浅部・深部統合地盤構造モデル（SD モデル）のモデル化範囲の比較

表 3 今回新たに追加・活用したデータ

モデル名		SD-18	SD-22	重点調査	SD-26
ボーリングデータ		△	△	△	○
微動探査データ	常時微動観測（単点）	—	—	145地点 菊池平野 八代平野北部	—
	微動探査（大アレイ）	27地点	27+15 地点	107地点 熊本県全域	追加 5 地点 菊池平野
	微動探査（小アレイ）	473地点	473+854 地点	106地点 八代平野 人吉盆地	追加512地点 菊池平野 菊鹿盆地 八代平野
地震観測データ	R/Vスペクトル	△	△	—	○
	スペクトルインバージョン	○	○	○	○
反射法地震探査		△	△	○	○
重力異常データ		熊本平野	熊本平野	—	阿蘇地域 菊鹿盆地 八代平野

△：比較・検討のみに利用しており、モデル化に直接利用していない。

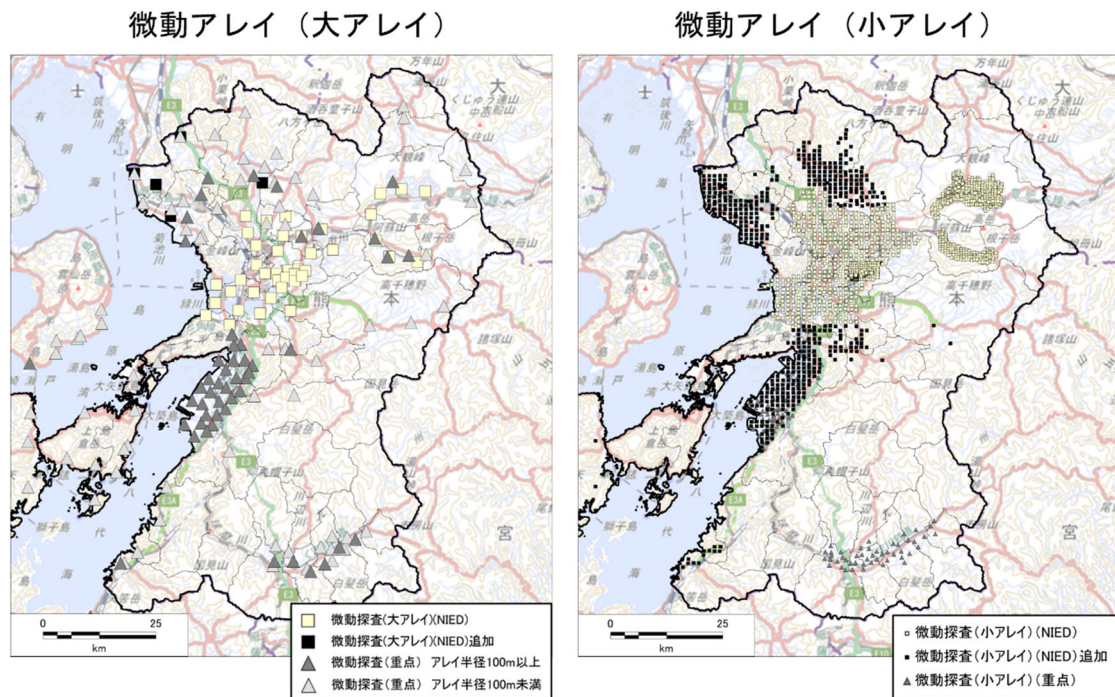


図 8 微動アレイ探査地点の分布

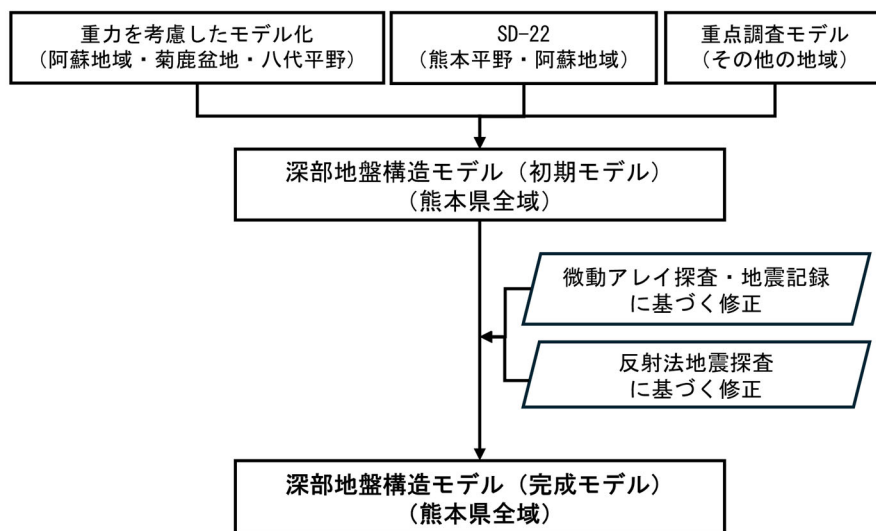


図 9 深部地盤構造モデル（地震基盤～工学的基盤）の作成フロー

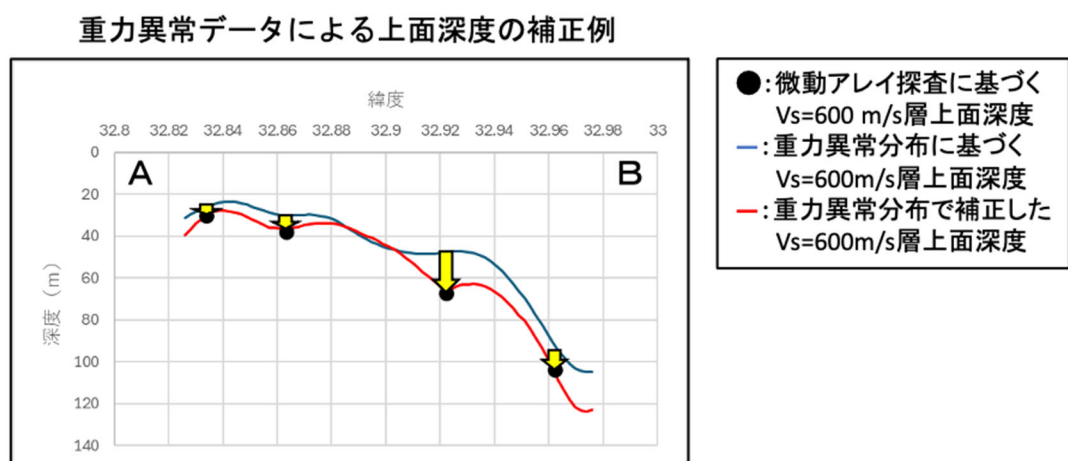
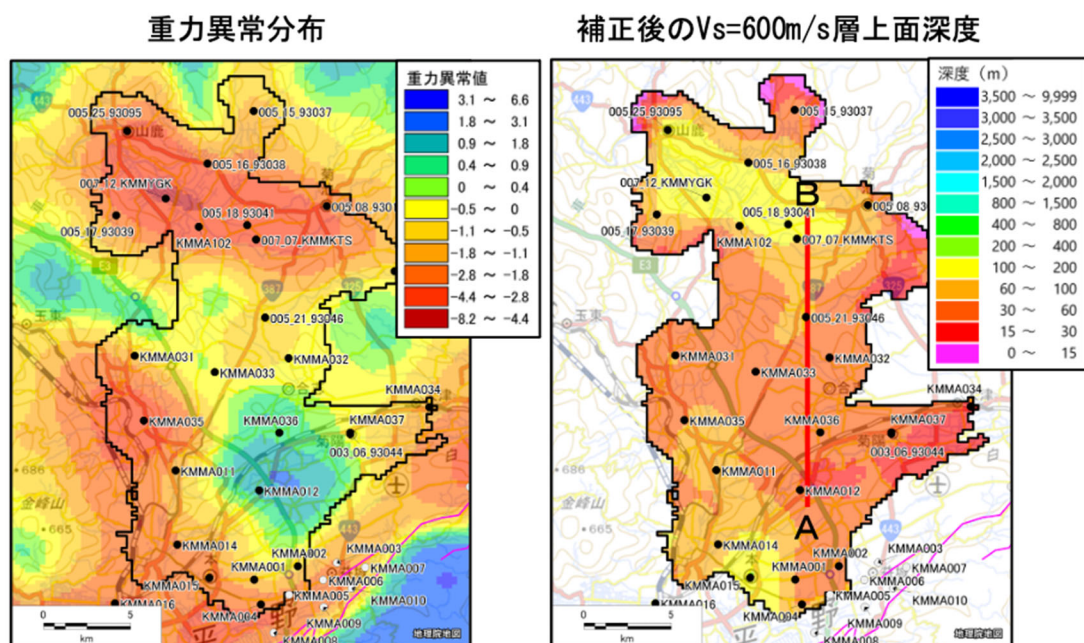
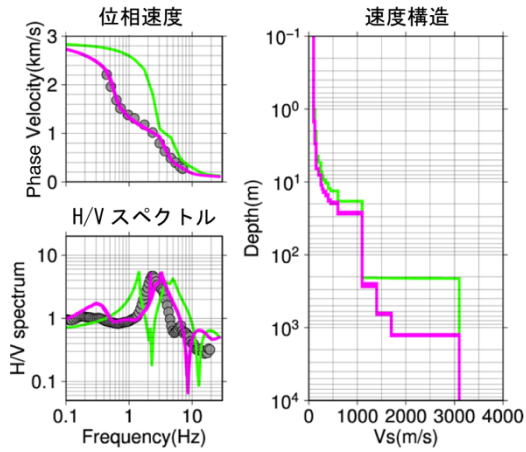
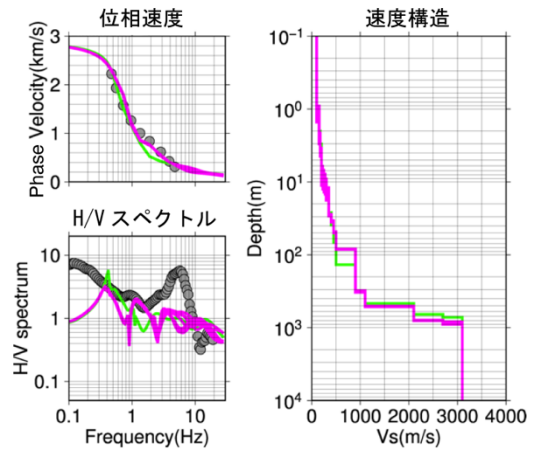


図 10 重力異常分布を用いた上面深度分布の補正例（菊鹿盆地）

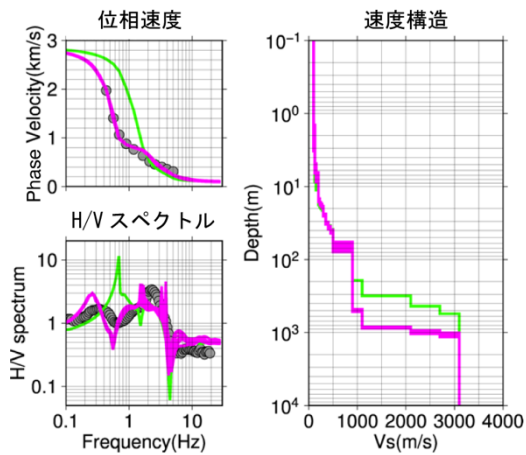
KMMA101



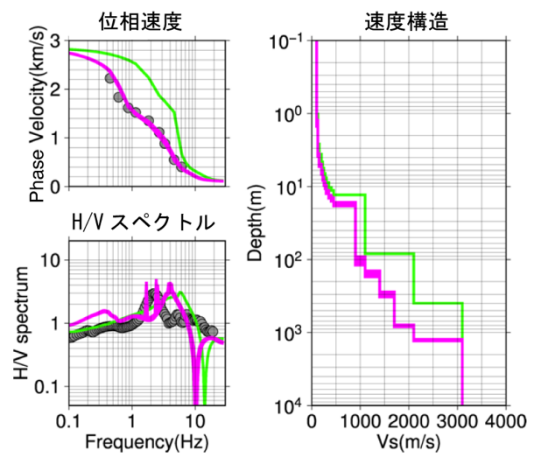
KMMA102



KMMA103



KMMA104



— 初期モデル — 修正後のモデル ● 観測値

図 11 ジョイントインバージョンに基づく深部速度構造モデルの修正結果の例
 熊本県玉名地域の微動アレイ観測点の地震波速度構造解析で、各観測点の位相速度（それぞれの観測点の左上）と H/V スペクトル（左下）、及び S 波速度構造（右）を示す。

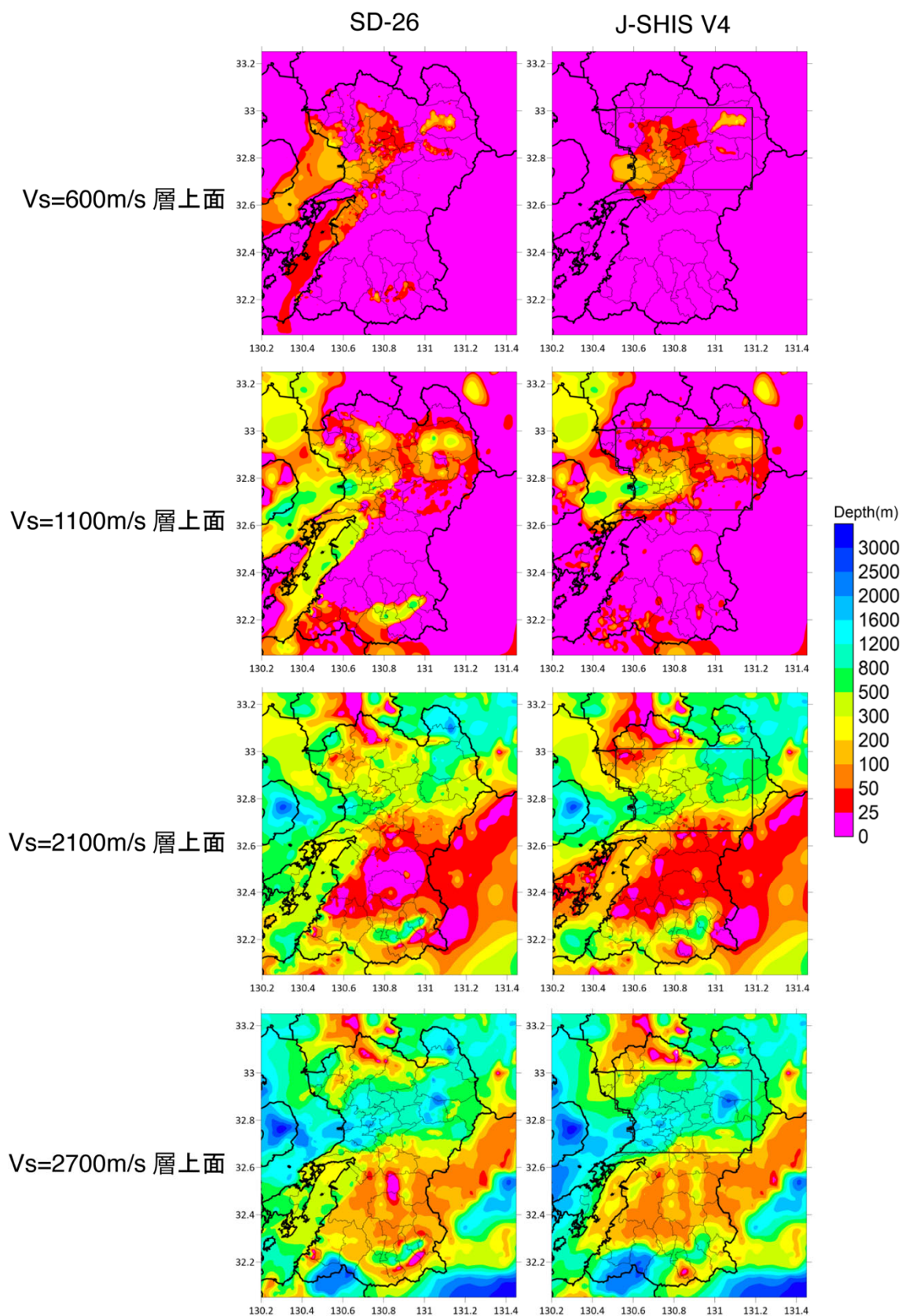


図 13 SD-26 と J-SHIS V4 の主な速度層の上面深度分布
右図の枠線は、SD-22 のモデル化範囲を示す。

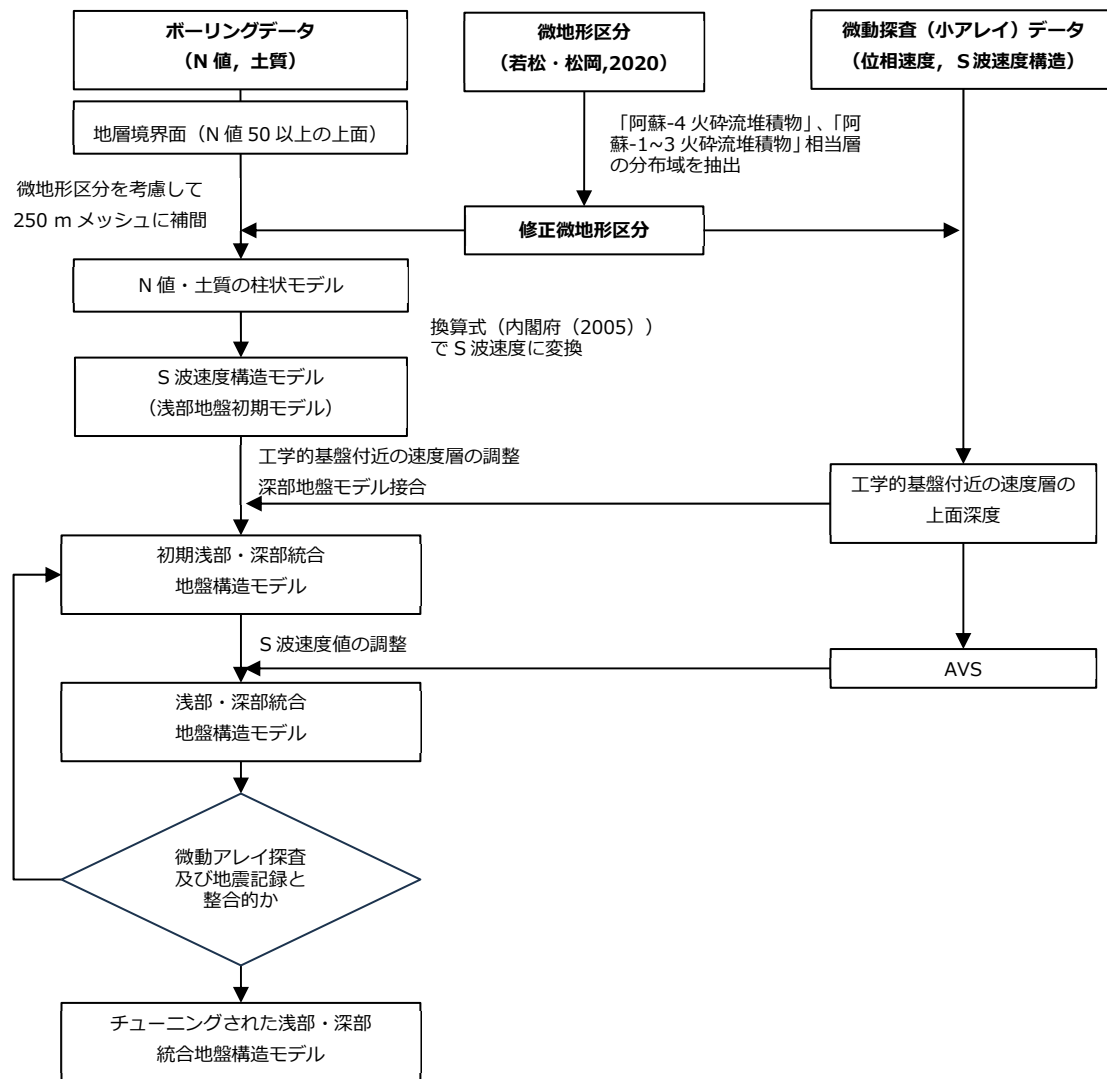


図 14 浅部地盤モデルの作成と深部地盤モデルとの統合フロー

若松・松岡（2020）の微地形区分

修正後の微地形区分

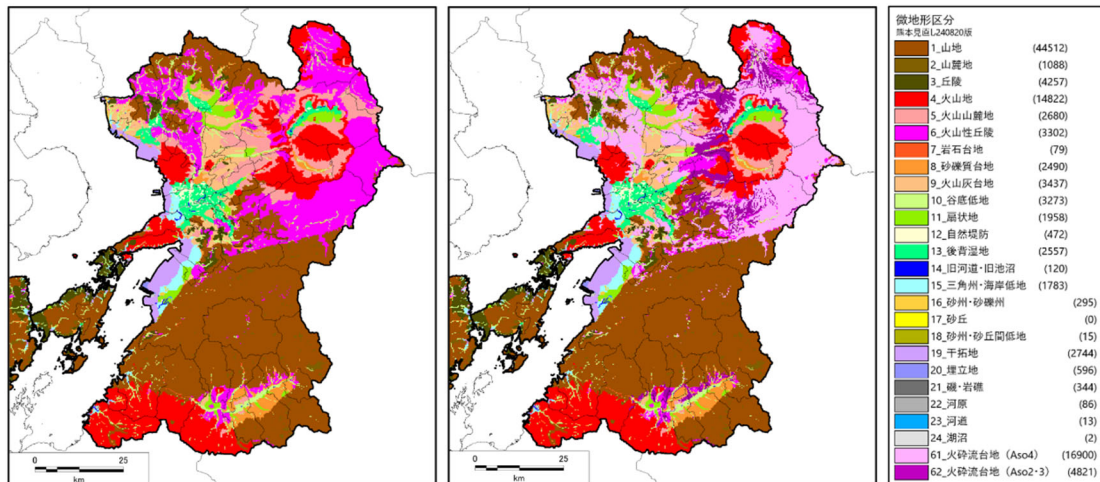
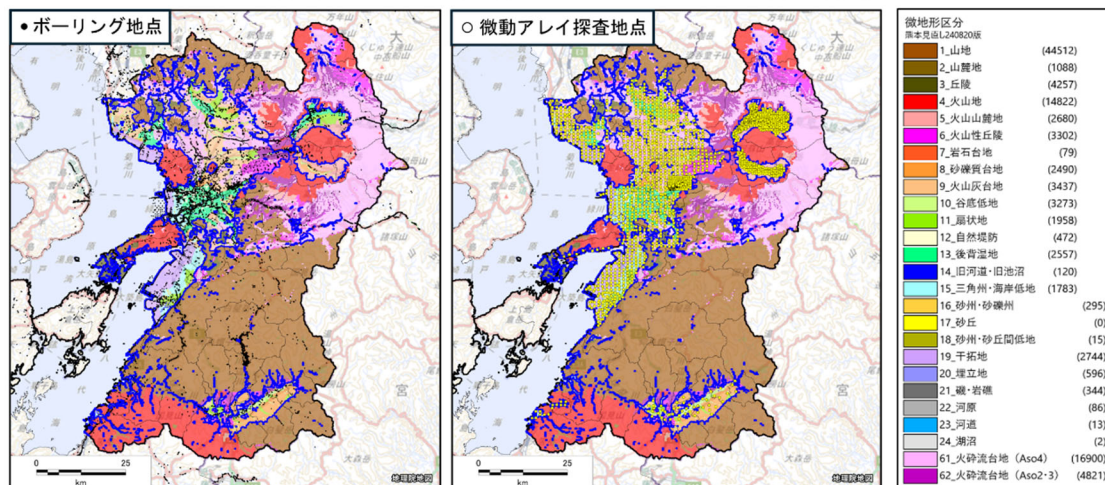


図 15 微地形区分の見直し前後の比較

ボーリング分布

微動アレイ（小アレイ）探査分布



□：ボーリングデータや微動探査（小アレイ）を用いてモデル化した範囲

図 16 本検討で用いたボーリングデータ及び微動アレイ（小アレイ）探査の地点分布

表 4 微地形区分に応じたモデル化手法

(地形区分番号)	モデル化手法
1, 2, 3, 4	以下の手順で、微地形区分ごとに一律に風化層及び工学的基盤を設定。 ① 微地形区分ごとのボーリングデータから基盤深度の中央値を採り、基盤深度（風化部の厚さ）を設定。 ② 全国の PS 検層データから深度 2m 毎に S 波速度の中央値を算出。それを参考に、上記で設定した風化部の S 波速度を設定。
5, 6, 7 61（火砕流台地 Aso4） 62（火砕流台地 Aso2, 3）	データがある範囲：区分 8 以降と同様の手法 データがない範囲：区分 1～4 と同様の手法
微地形区分 8 以降の低地及び台地	ボーリングを用いて初期浅部地盤モデルを作成し、微動探査（小アレイ）データを用いて工学的基盤付近の速度層の境界面の深さ及び速度値を修正。

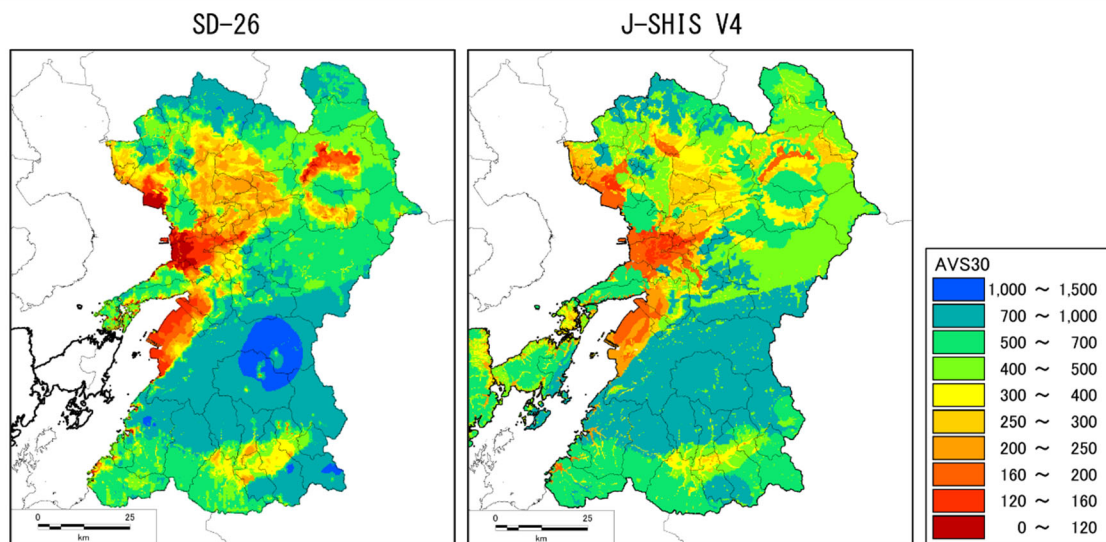


図 17 SD-26 と J-SHIS V4 の地表から深さ 30 m までの平均 S 波速度 ($AVS30_{GL}$) の比較

表 5 SD モデルの検証に用いた中小地震の一覧

震源位置は気象庁、震源メカニズム解・地震モーメントは F-net による。

	発生日時	北緯 (°)	東経 (°)	深さ (km)	Mw	Mo (Nm)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	パルス幅 (秒)
1	2016.04.14 22:38	32.6768	130.7352	11.1	4.9	2.42e+16	213	74	171	0.68
2	2016.04.14 23:43	32.7670	130.8273	14.2	5.0	2.71e+16	279	67	-22	0.70
3	2016.04.16 03:55	33.0265	131.1910	10.9	5.6	2.14e+17	220	72	-167	1.41
4	2016.04.16 09:48	32.8470	130.8350	15.9	5.2	6.27e+16	230	38	-112	0.93
5	2016.04.16 16:02	32.6992	130.7200	12.3	5.1	5.65e+16	255	30	-88	0.90
6	2016.04.19 20:47	32.5718	130.6532	10.8	4.9	2.13e+16	202	81	-173	0.65
7	2016.05.05 10:40	32.9928	131.1222	10.8	4.8	1.52e+16	320	79	6	0.58
8	2016.08.31 19:46	32.7217	130.6172	12.8	4.9	2.96e+16	262	32	-108	0.72
9	2019.01.03 18:10	33.0273	130.5543	10.4	4.9	2.30e+16	50	54	-161	0.67

注：最右列のパルス幅は、地震動シミュレーションのすべり速度時間関数として用いた smoothed ramp 関数のパルス幅を意味しており、経験式 (Somerville et al., 1999) による断層面積から円形断層を仮定して求めた等価半径を破壊伝播速度 (2.52 km/s と仮定) で除して算出した。

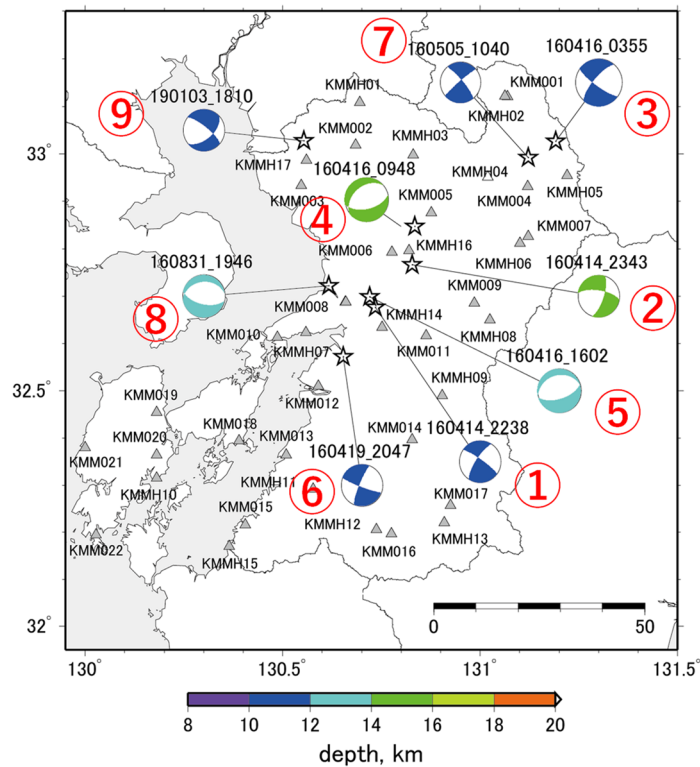


図 18 SD モデルの検証に用いる中小地震の震央と観測点の分布

表 6 検証で行った三次元差分法計算の条件

第 1 領域の格子サイズ (単位 : m)			時間間隔 (秒)
dx1	dy1	dz1	
50	50	50	0.00357143
第 1 領域の格子数			時間ステップ数
3348	3198	101	28000

※第 2 領域の格子サイズは 3 方向とも第 1 領域の 3 倍 (5 km 以深)

表 7 本検討で使用了した深部地盤構造モデルにおける各層の物性値

No.	V_p (m/s)	V_s (m/s)	密度(kg/m ³)	Q_p	Q_s	層区分	使用了した層構造
1	1600	350	1850	60	60	堆積層*	熊本地方の浅部・深部地盤構造モデルとして追加した構造
2	1600	400	1850	60	60		
3	1700	450	1900	60	60		
4	1800	500	1900	60	60		
5	2000	600	1900	100	100		J-SHIS V2モデルの層厚を調整した構造
6	2400	900	2050	100	100		
7	2500	1100	2150	150	150		
8	4000	2100	2400	200	200		
9	5000	2700	2500	200	200		
10	5500	3100	2600	300	300	地震基盤**	J-SHIS V2モデルの層厚を調整した構造
11	5500	3200	2650	300	300		
12	5800	3400	2700	680	400	上部地殻第2層	全国1次地下構造モデル(暫定版)
13	6400	3800	2800	680	400	下部地殻	
14	7500	4500	3200	850	500	マントル	

* 熊本地方の堆積層に見られる主な速度層として設定。

** J-SHIS V2モデルの V_s 2700m/s層より深い層のうち、熊本地方で見られる層。

調整した深部地盤構造と逆転する箇所においては調整した構造を優先して層境界を設定。

KiK-net菊池 (KMMH03)

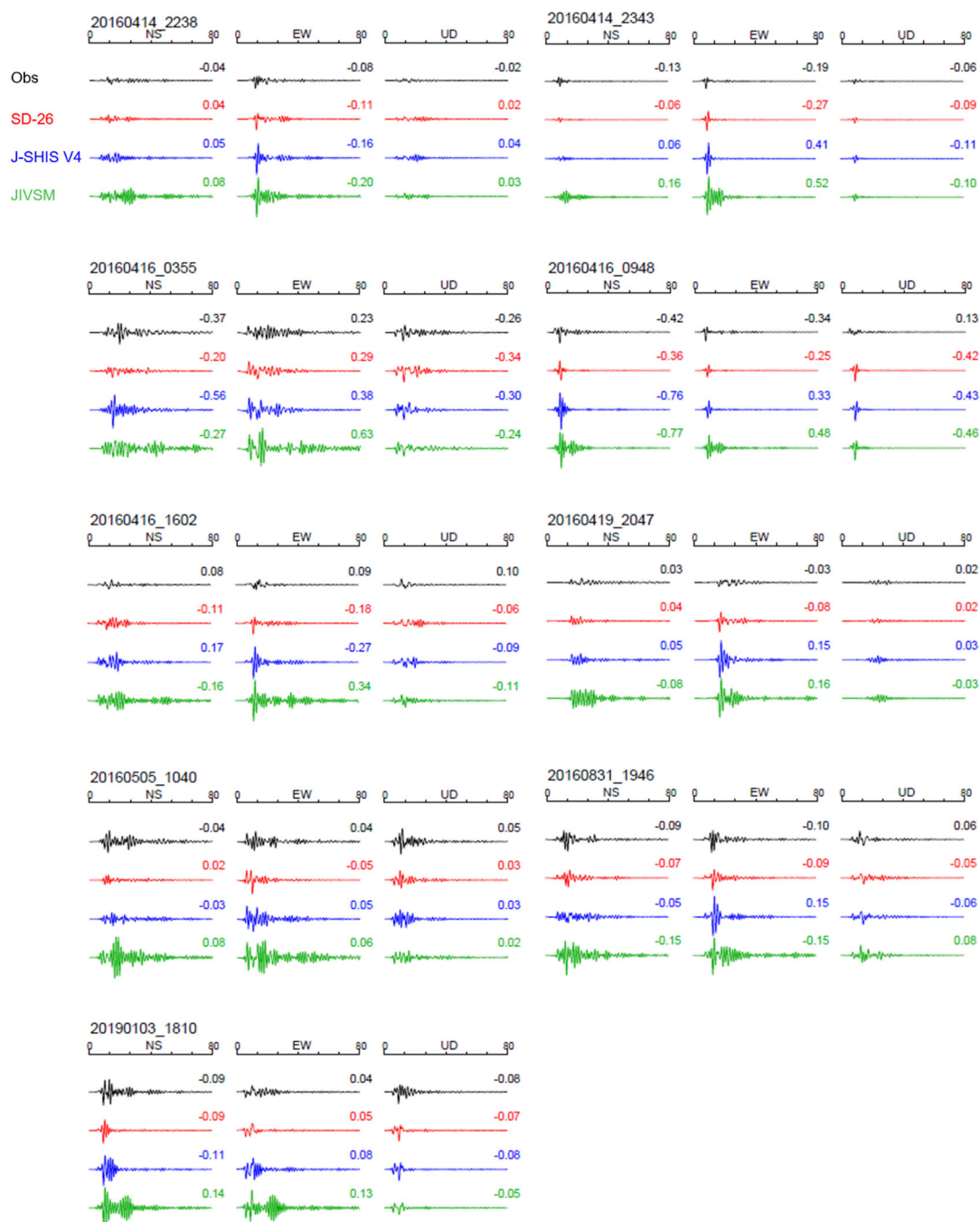


図 19 差分法による計算波形と観測波形の比較

(KiK-net 菊池 (KMMH03) における比較例)

示している波形は、周期 2～10 秒のバンドパスフィルタを施した速度波形（単位は cm/s）。

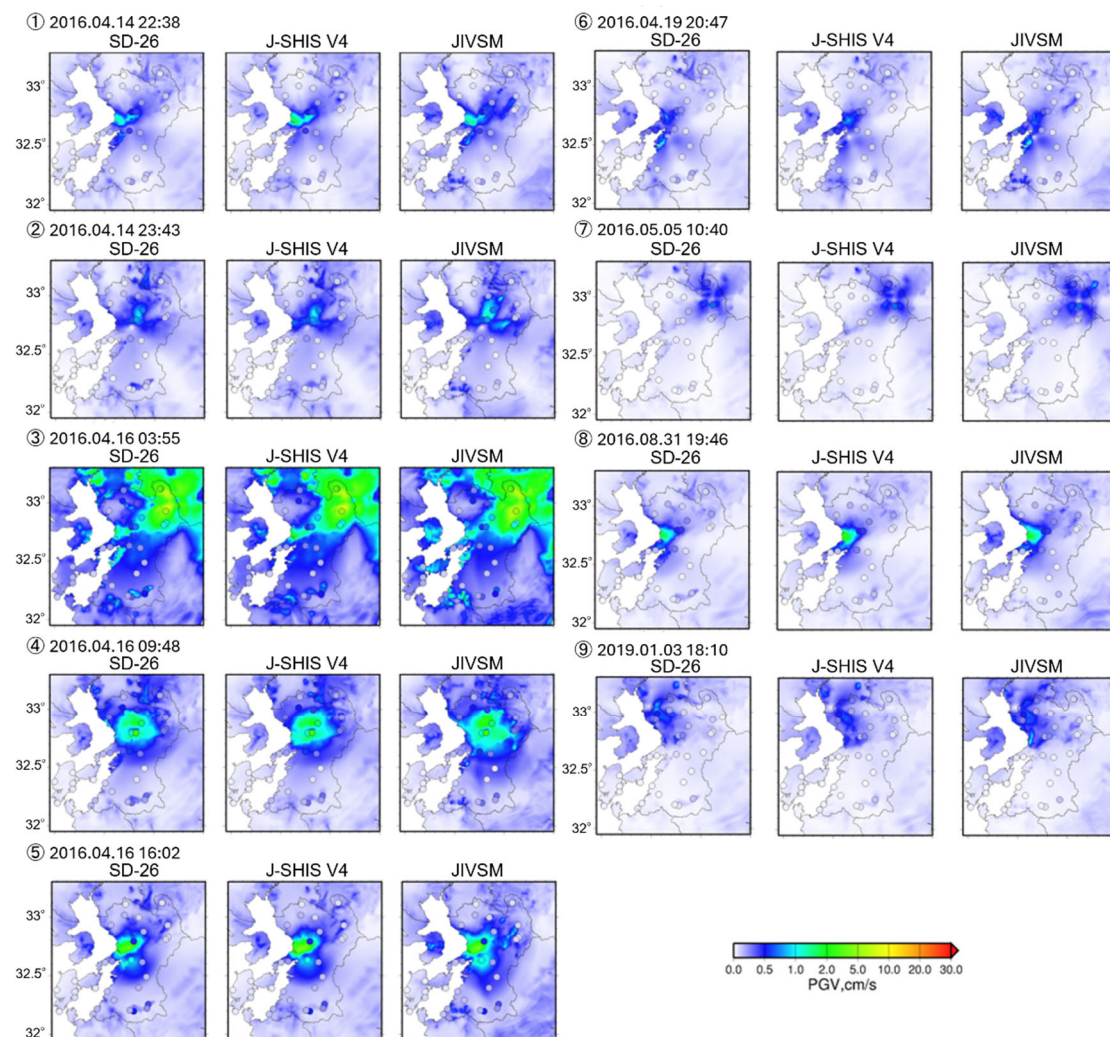


図 20 差分法による計算と観測の PGV の空間分布の比較
最大速度は、周期 2～10 秒のバンドパスフィルタを施した波形に基づく。

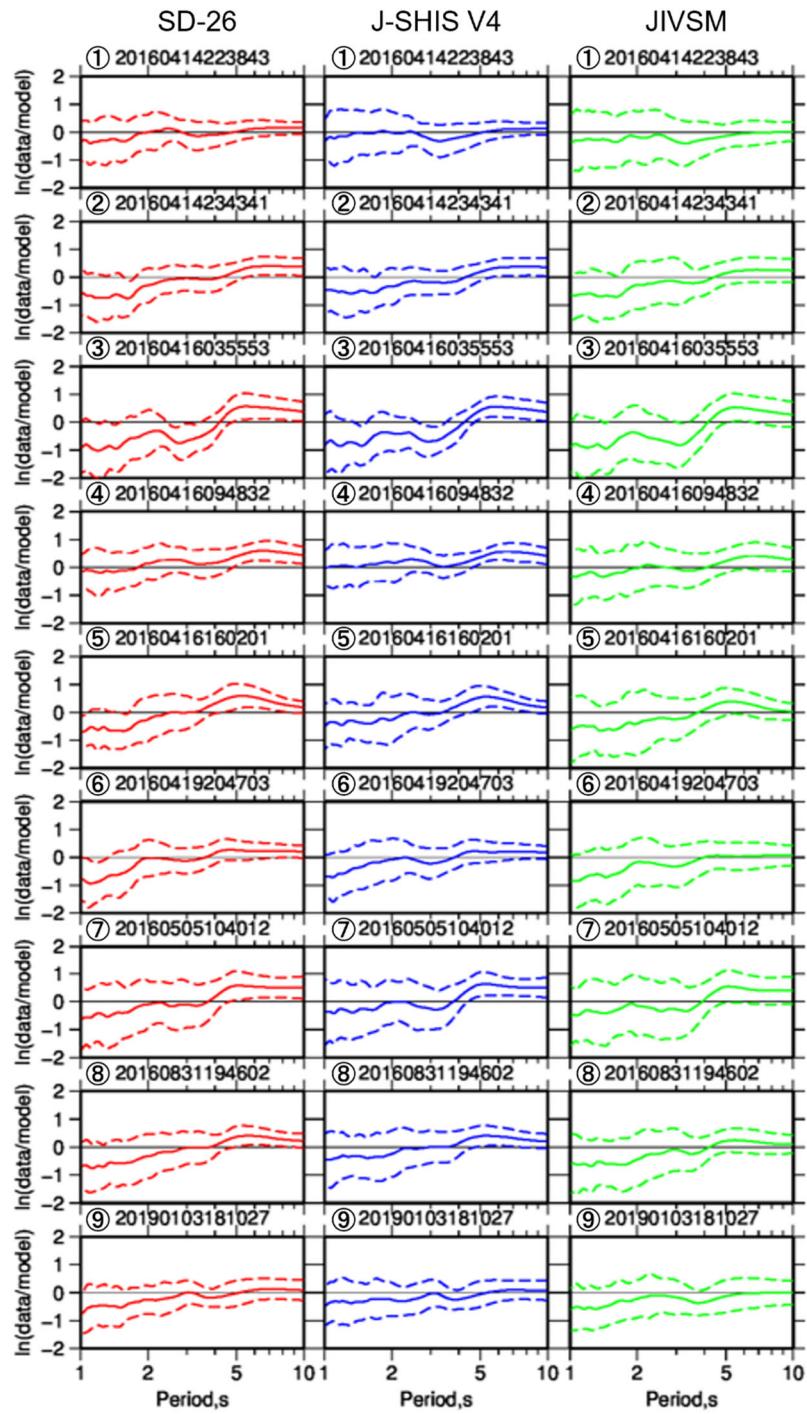


図 21 9つの地震に対する速度フーリエスペクトルの水平2成分のベクトル合成値を用いた GOF の周期ごとの観測点平均（実線）と標準偏差（破線）

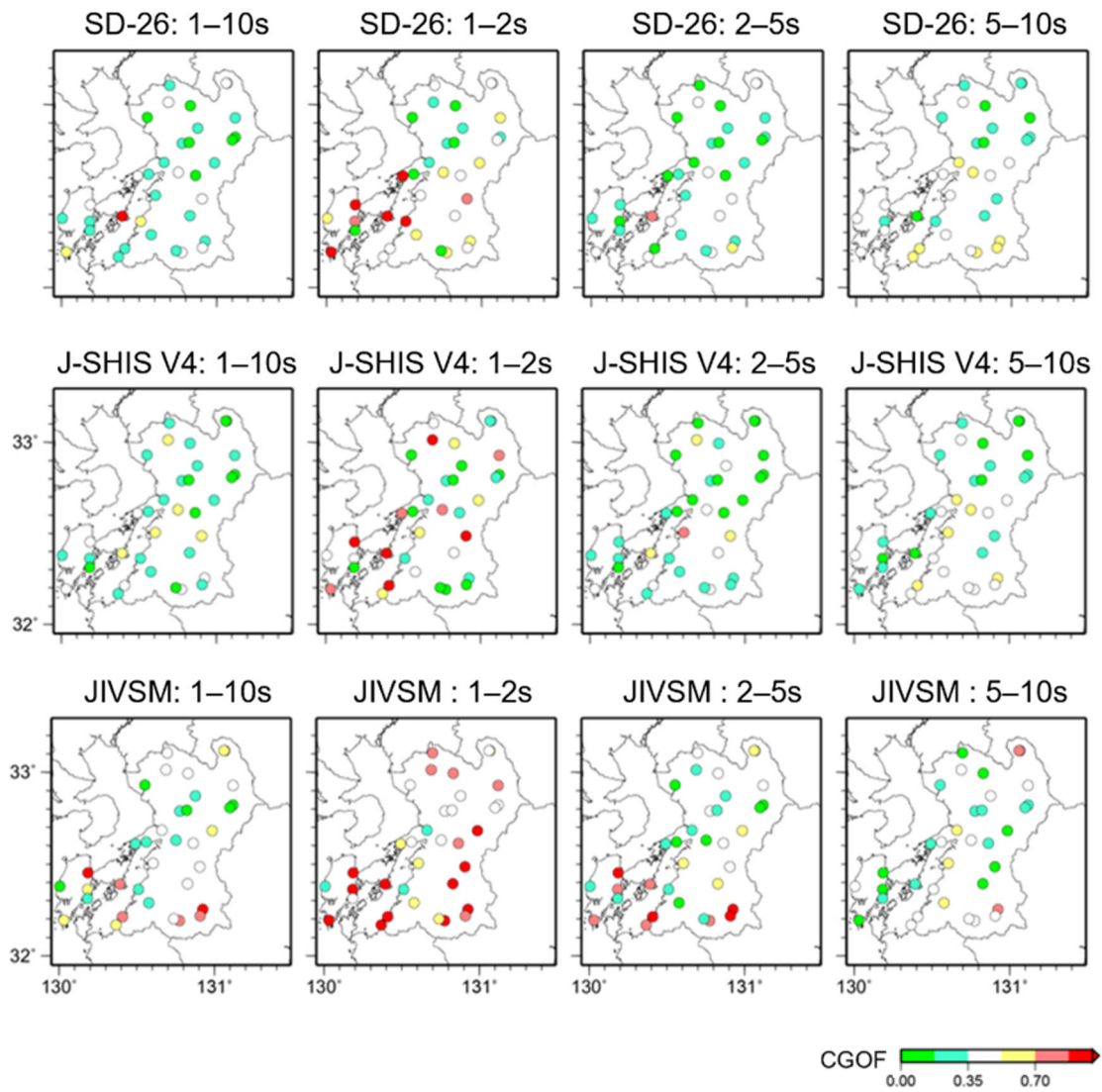


図 22 SD-26、J-SHIS V4、JIVSM の各地下構造モデルに対する
K-NET、KiK-net 観測点における各周期帯の CGOF 値

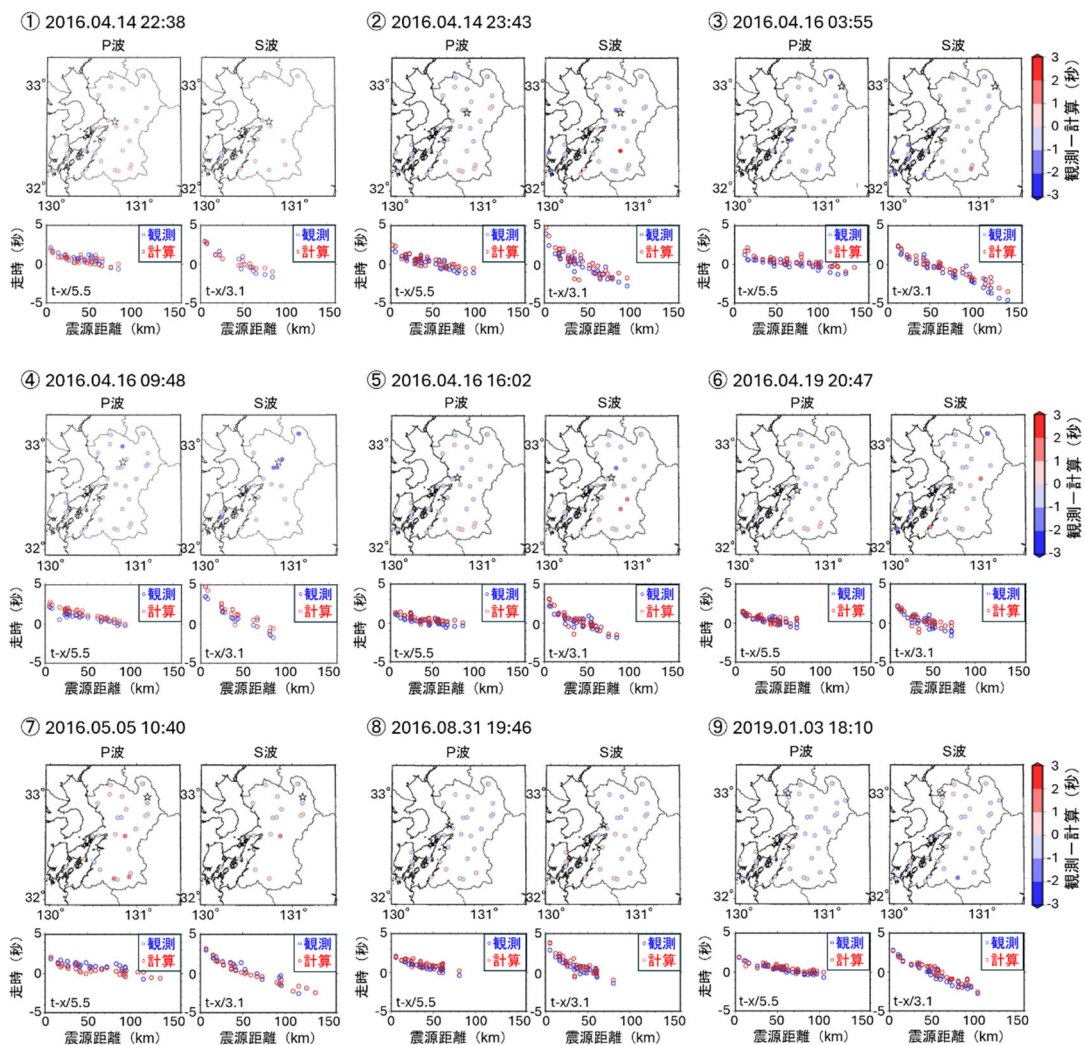


図 23 K-NET、KiK-net 観測点における P 波及び S 波の走時の比較

表 8 本検討における強震動計算の概要

工学的基盤上の時刻歴波形の計算		
計算条件	深部地下構造モデル	熊本地方の浅部・深部統合地盤構造モデル (SD-26)
	出力地点の間隔	1 kmメッシュ
	観測記録との比較に用いる評価地点	K-NET、KiK-net、気象庁観測点、自治体震度観測点
広帯域地震動	計算手法	ハイブリッド合成法
	マッチング周期	1秒
長周期地震動	計算手法	三次元差分法(GMS、青井・他[2004])
	差分格子	第1領域：50 m(深さ方向400グリッドまで)、第2領域：150 m(それより深い領域)
	解析範囲	東西131 km、南北125 km、深さ60 km
	解析時間刻み	0.0025秒
	最小Vs	350 m/s
	有効周期	0.8秒程度(50 m×5/Vsmin)以上
	震源モデル	100 m間隔の点震源で離散化
	すべり速度時間関数	地震発生域：中村・宮武(2000)、浅部領域：Smoothed Ramp 関数
短周期地震動	計算手法	統計的グリーン関数法 (壇・佐藤[1998],壇・他 [2000])
	地震基盤のVs	3400 m/s
	地震基盤の密度	2700 kg/m ³
	地震発生層のVs	3400 m/s
	地震発生層の密度	2700 kg/m ³
	f _{max}	6 Hz
	放射特性係数	0.445
	伝播経路のQ値	110 f ^{0.69} (f ≥ 1 Hz)、110 (f < 1 Hz) (佐藤・他[1994a])
	(f/f _{max}) ^m	m=4.2(佐藤・他[1994b])
	小断層による地震基盤波の経時特性	経験的経時特性モデル(佐藤・他[1994a])
	震源モデル	2 km間隔の点震源で離散化

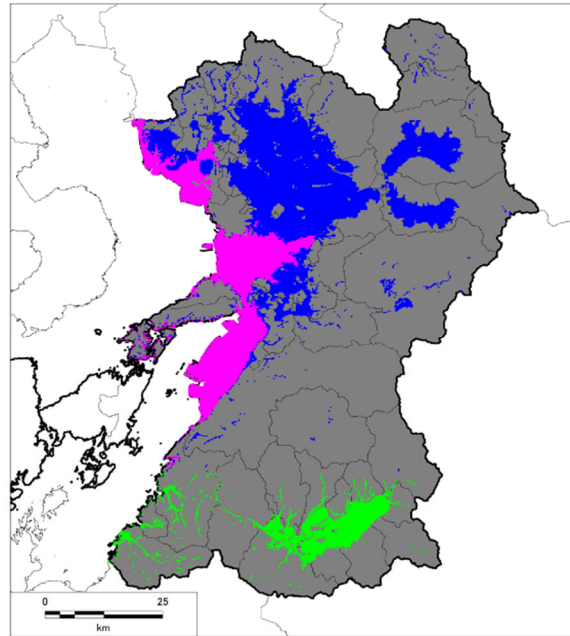
地表の計測震度の計算方法		
計算条件	浅部地下構造モデル	熊本地方の浅部・深部統合地盤構造モデル (SD-26)
	地表評価地点の間隔	約250 mメッシュ
	観測記録との比較に用いる評価地点	K-NET、KiK-net、気象庁観測点、自治体震度観測点
震度増分を用いた計算	経験式による評価	浅部地下構造モデルに基づくAVS30と藤本・翠川[2005、2006]
一次元地震応答解析	等価線形解析プログラム	DYNEQ (ver. 4.01) (吉田[2021])
	逐次非線形解析プログラム	DYNES3D (ver. 2.76) (吉田[2010])
	繰り返しせん断特性	中央防災会議[2003]、柏・他[2019]、佐賀県[2014]を参考に設定

表 9 動的変形特性における基準ひずみと最大減衰比の値

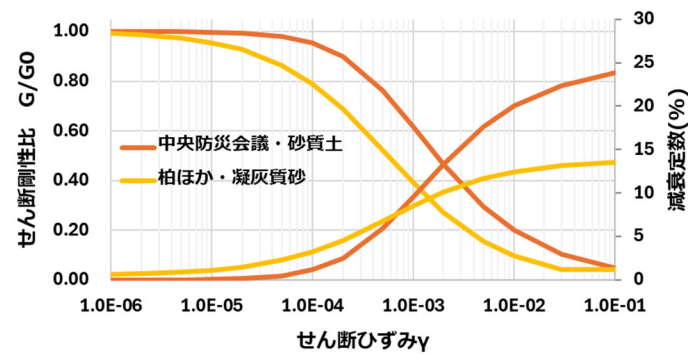
	名称	基準ひずみ γ_{ref}	最大減衰比 h_{max}
砂	中央防災会議(2003)による砂質土	1.7×10^{-3}	0.250
砂	柏・他(2019)による凝灰質砂の平均値	5.7×10^{-4}	0.137
粘性土	佐賀県(2014)による有明粘土層	1.8×10^{-3}	0.154
粘性土	柏・他(2019)による凝灰質シルトの平均値	1.1×10^{-3}	0.144
粘性土	中央防災会議(2003)による粘性土	7.5×10^{-3}	0.230

(a) 地形区分と動的変形特性の設定の対応

	熊本平野・八代平野・ 菊池平野 (ピンクの領域)	阿蘇、益城などの低地・台地 (青の領域)	人吉盆地ほか南部の低地台地 (緑の領域)	低地・台地以外 (灰色の領域)
粘性土	佐賀県（2014）による 有明粘土層	柏・他（2019）による凝灰質 シルトの平均値	中央防災会議（2003）による 粘性土	全層弾性(h=1.67%) として計算
砂	中央防災会議（2003） による砂質土	柏・他（2019）による凝灰質 砂の平均値	中央防災会議（2003）による 砂質土	
礫		中央防災会議（2003）による 砂質土の動的変形特性		



(b) 砂質土に用いる動的変形特性



(c) 粘性土に用いる動的変形特性

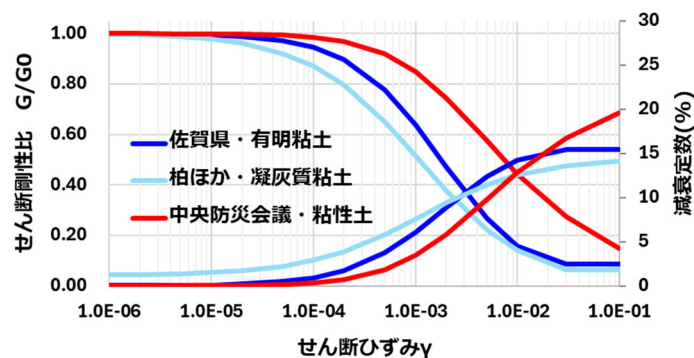


図 24 土質区分ごとの G/G_0 - γ 曲線、 h - γ 曲線

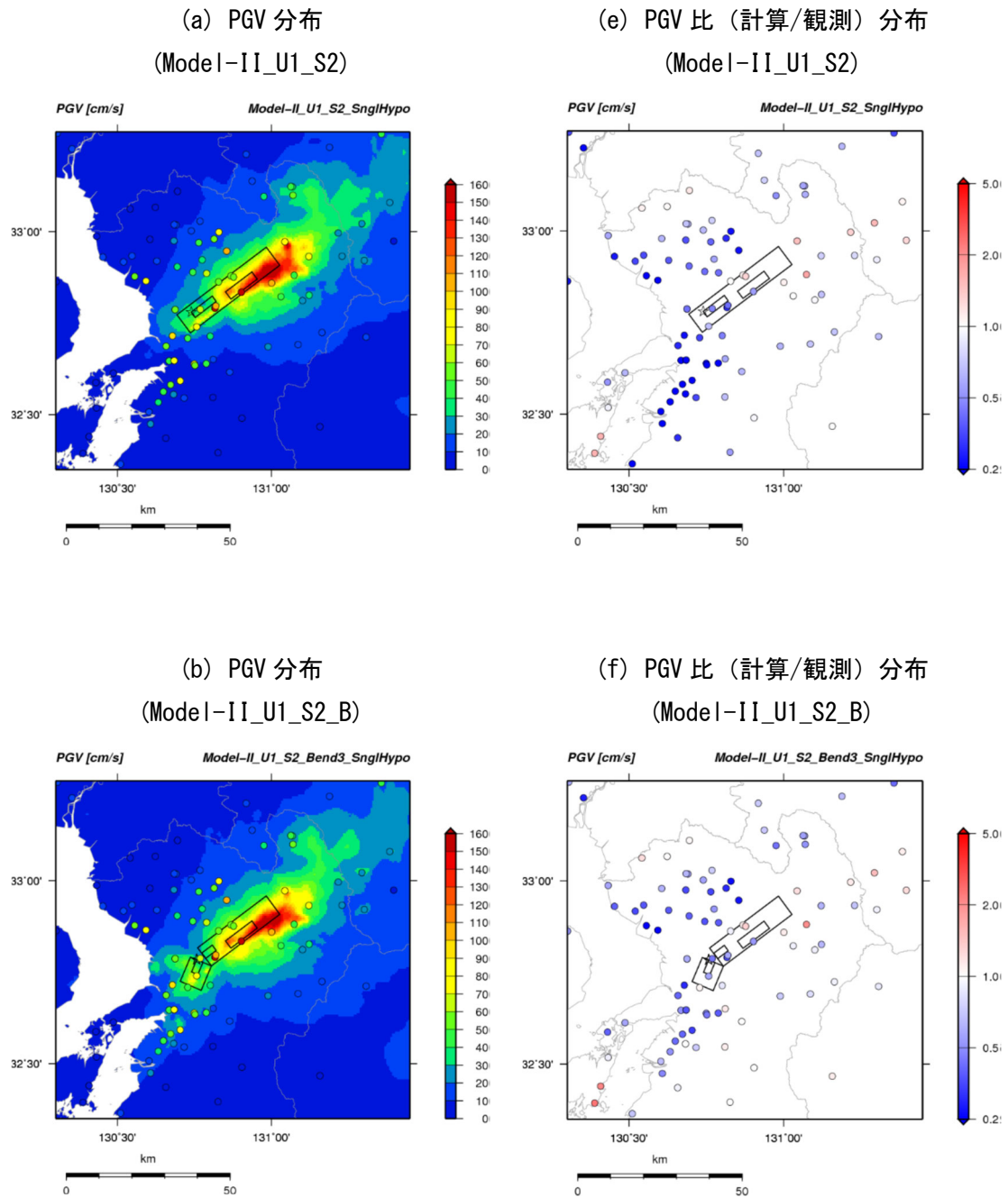


図 25 観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の分布
及び PGV 比 (計算/観測) 分布
(その 1)

観測値はカットオフ周期 1 秒の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1 秒の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。いずれも 3 成分合成最大値を示す。

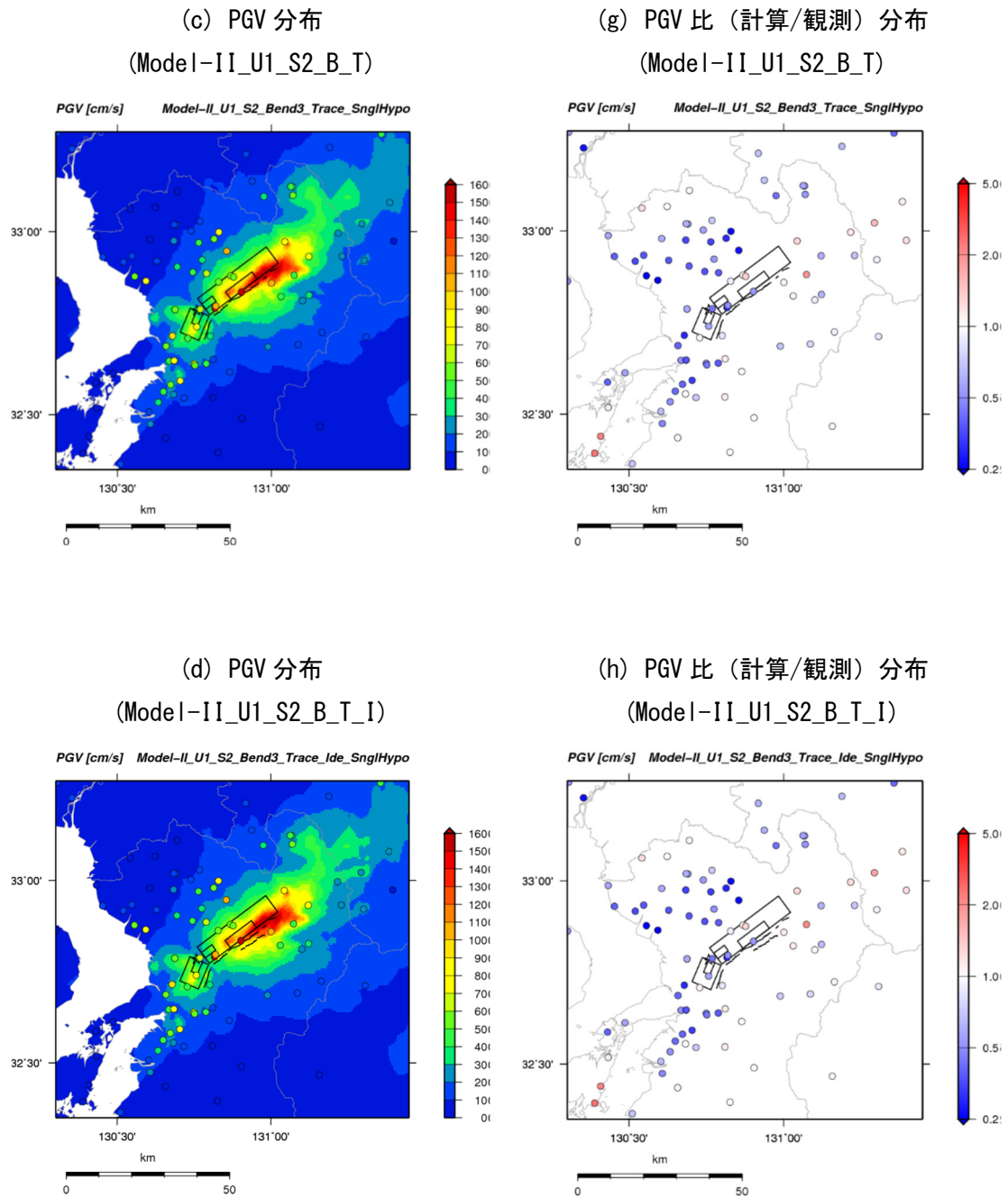


図 25 観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の分布
及び PGV 比 (計算/観測) 分布
(その 2)

観測値はカットオフ周期 1 秒の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1 秒の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。いずれも 3 成分合成最大値を示す。

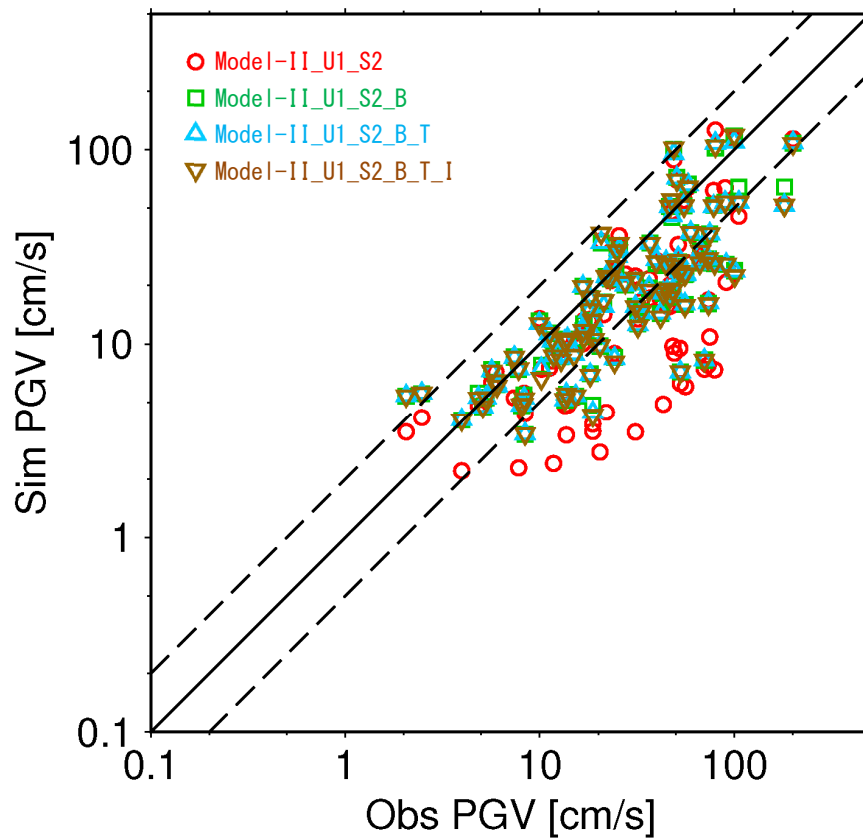


図 26 観測点ごとの観測された地表の PGV と工学的基盤上面で計算された PGV の比較
 観測値はカットオフ周期 1 秒の LPF 処理を施した地表波形 (KiK-net は地中の観測記録を使用) の PGV、計算値は 1 秒の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における計算波形の PGV を使用。黒実線は観測値と計算値が一致する直線を示し、上下の黒破線はそれぞれ計算値が観測値の 2 倍、1/2 となる直線を示す。

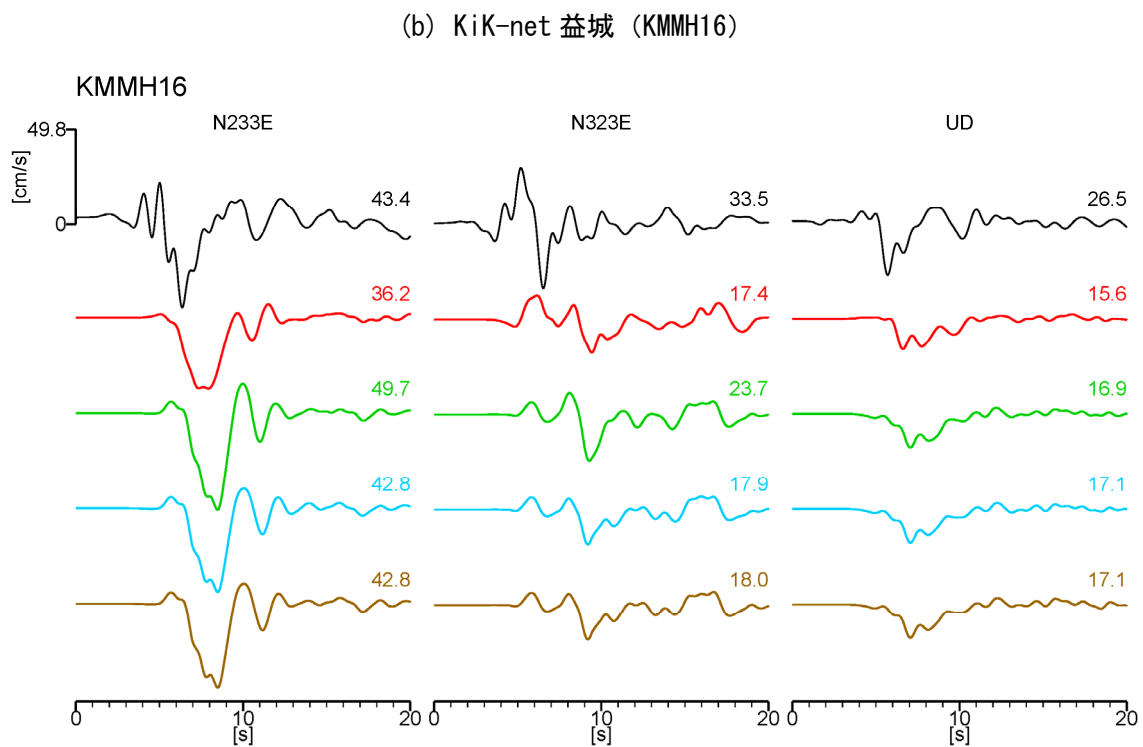
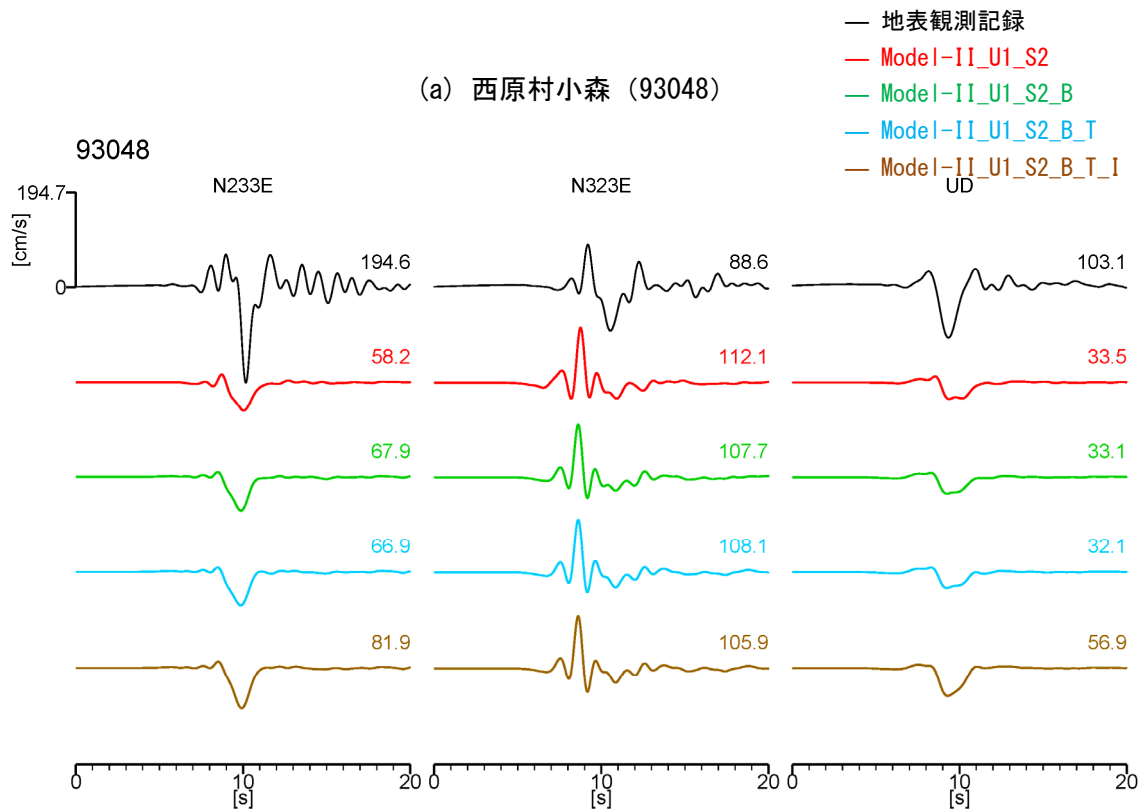


図 27 断層近傍の観測点における LPF 処理を施した速度波形の比較

(その 1)

観測波形はカットオフ周期 1 秒の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1 秒の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。断層平行方向 (FP : N233° E) と直交方向 (FN : N323° E) に方位回転している。波形に添えている数字は最大振幅を示す。

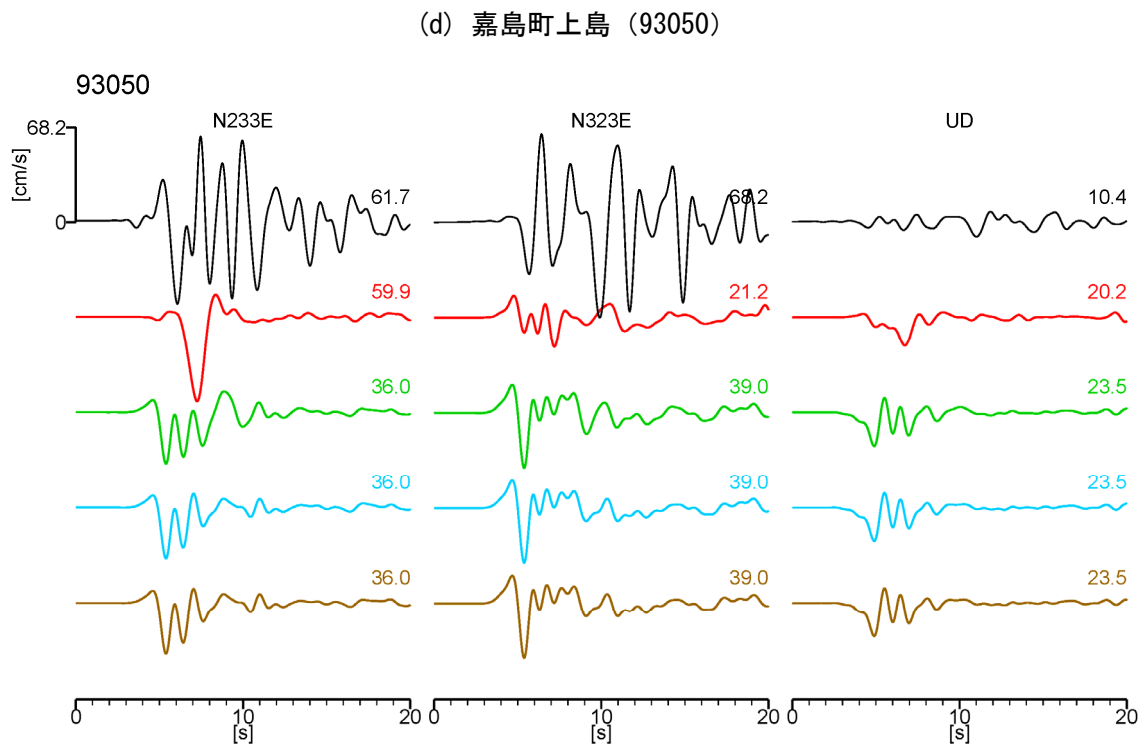
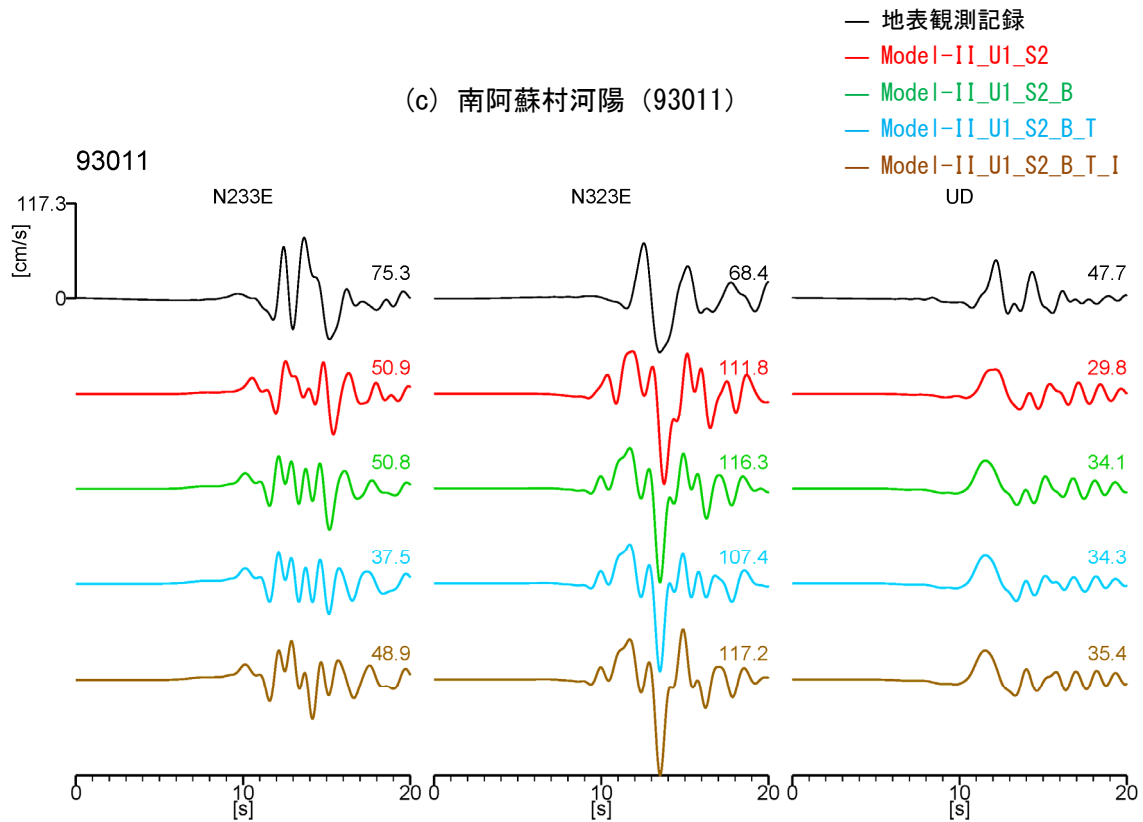


図 27 断層近傍の観測点における LPF 処理を施した速度波形の比較

(その 2)

観測波形はカットオフ周期 1 秒の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1 秒の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。断層平行方向 (FP : N233° E) と直交方向 (FN : N323° E) に方位回転している。波形に添えている数字は最大振幅を示す。

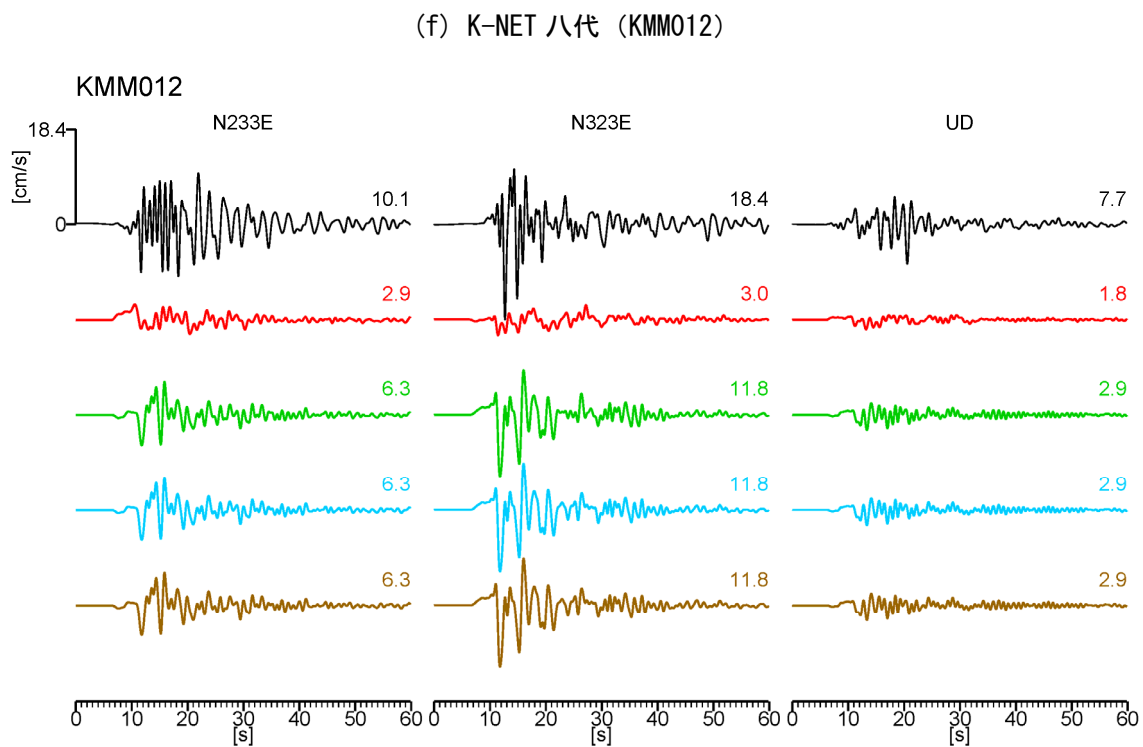
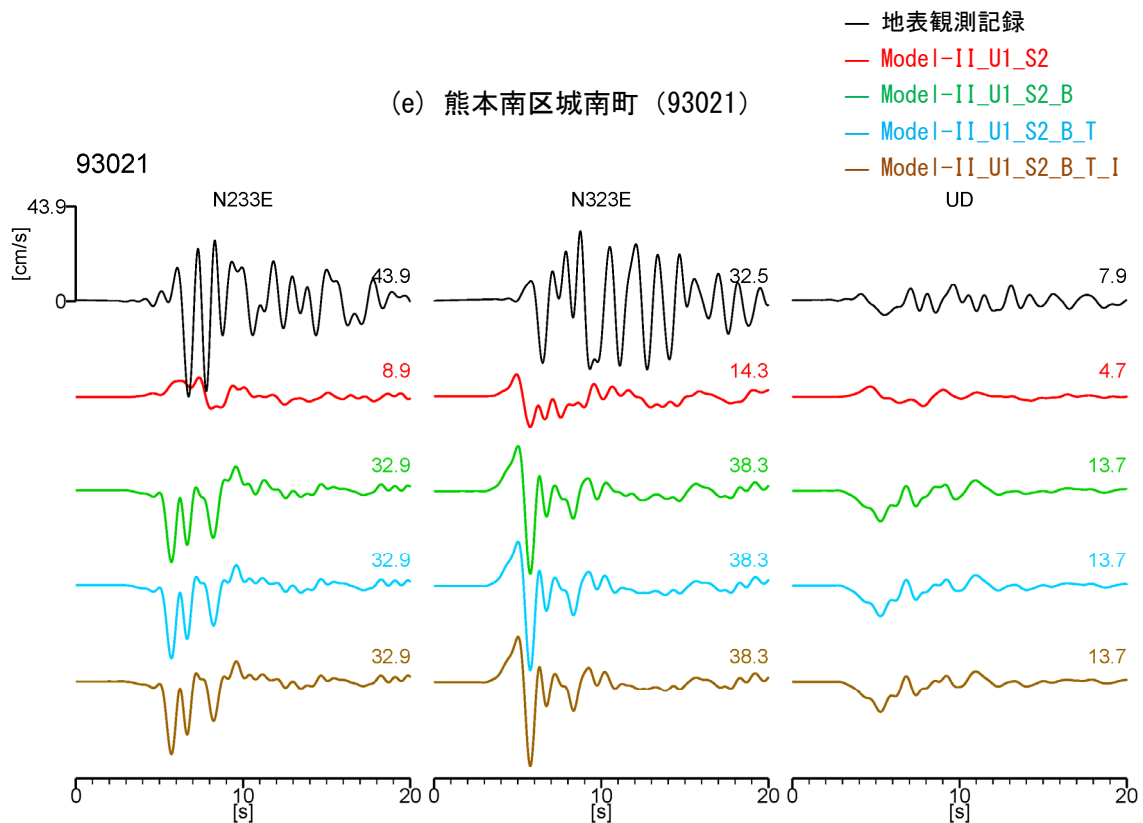


図 27 断層近傍の観測点における LPF 処理を施した速度波形の比較

(その 3)

観測波形はカットオフ周期 1 秒の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1 秒の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。断層平行方向 (FP : N233° E) と直交方向 (FN : N323° E) に方位回転している。波形に添えている数字は最大振幅を示す。

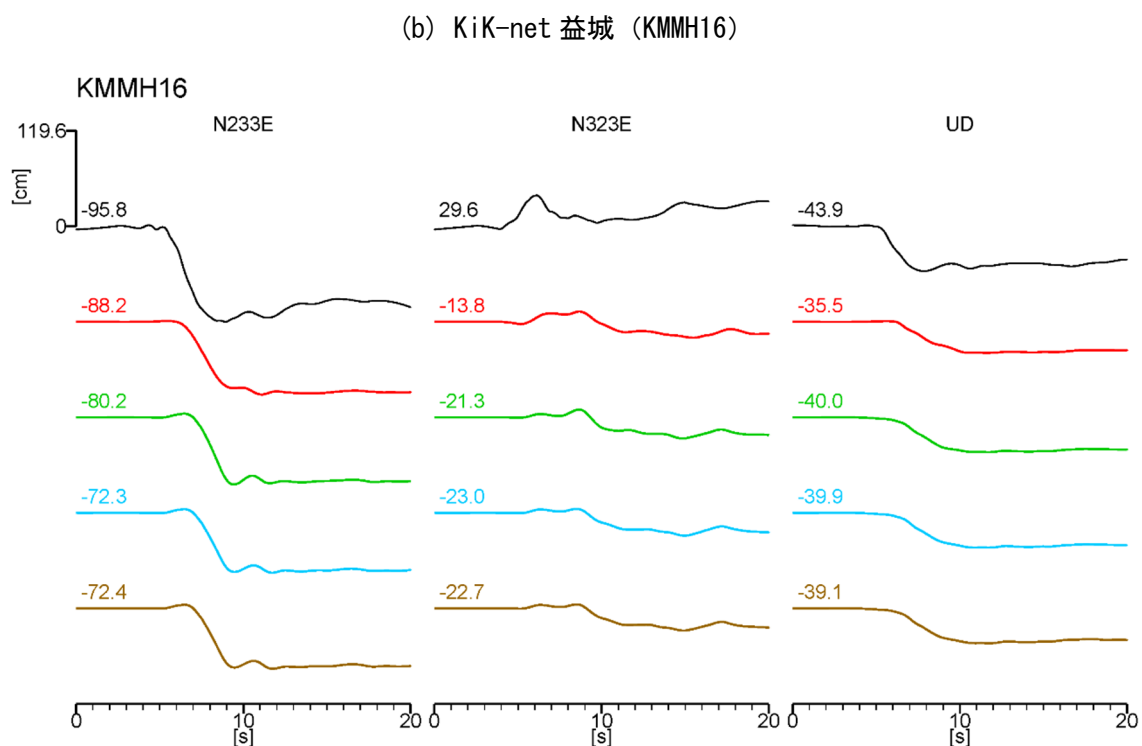
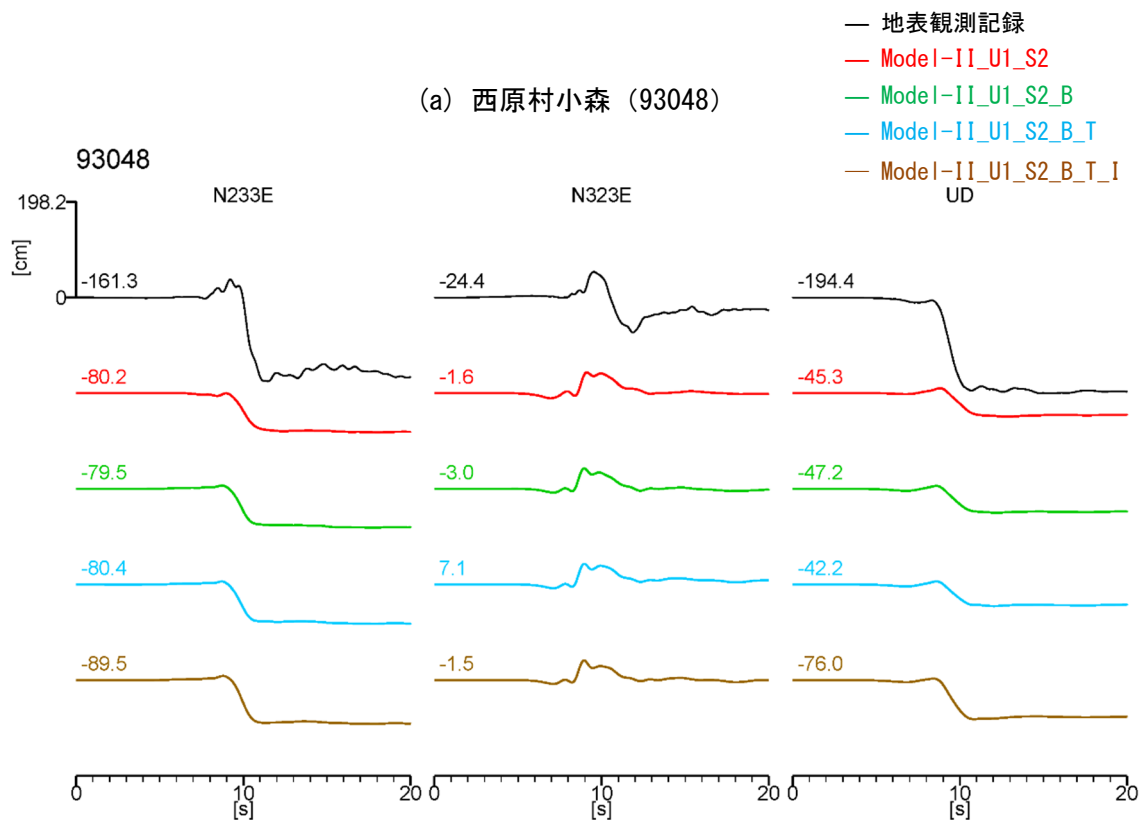


図 28 断層近傍の観測点における LPF 処理を施した変位波形の比較

(その 1)

観測波形はカットオフ周期 1 秒の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1 秒の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。断層平行方向 (FP : N233° E) と直交方向 (FN : N323° E) に方位回転している。波形に添えている数字は最終変位量 (20~30 秒の間の平均値) を示す。

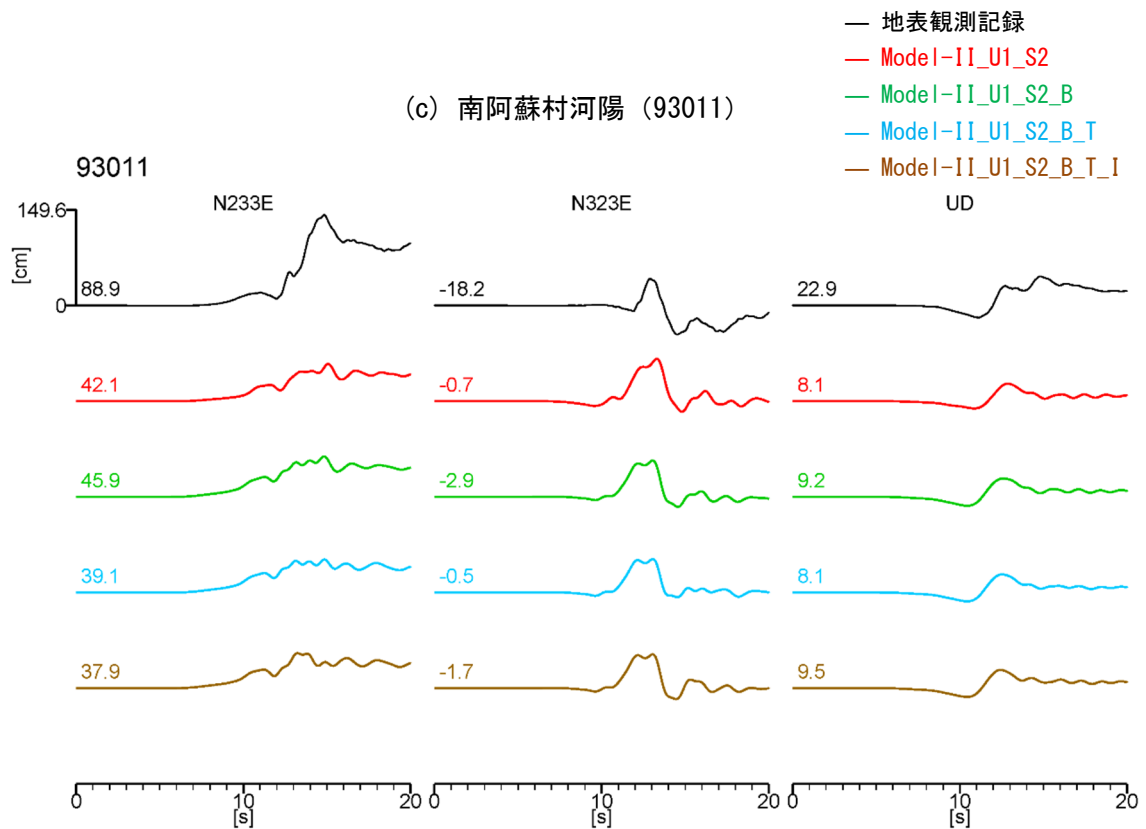


図 28 断層近傍の観測点における LPF 処理を施した変位波形の比較

(その 2)

観測波形はカットオフ周期 1 秒の LPF 処理を施した波形 (KiK-net 益城は地中記録、その他は地表記録を使用)、計算波形は 1 秒の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。断層平行方向 (FP : N233° E) と直交方向 (FN : N323° E) に方位回転している。波形に添えている数字は最終変位量 (20~30 秒の間の平均値) を示す。

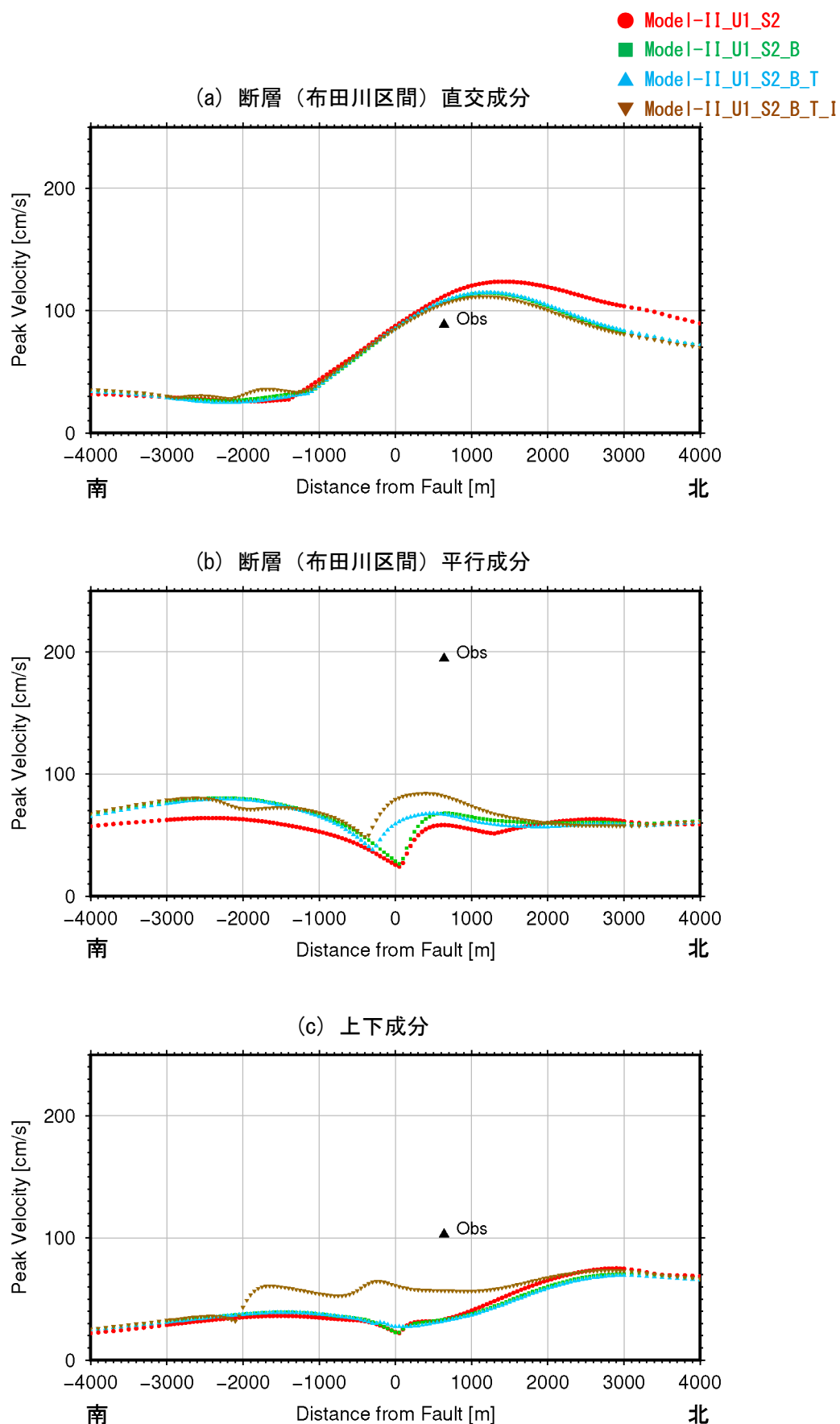


図 29 西原村小森を通る南北測線における断層近傍の最大速度分布

西原村小森を通る南北測線（測線位置は図 2 の水色実線）における Model-II_U1_S2（赤）、Model-II_U1_S2_B（緑）、Model-II_U1_S2_B_T（青）及び Model-II_U1_S2_B_T_I（茶）の三次元差分法による工学的基盤上面の計算値と、西原村小森における観測値（▲印）を、断層（布田川区間）走向に対して平行成分と直交成分の最大速度分布として示す。

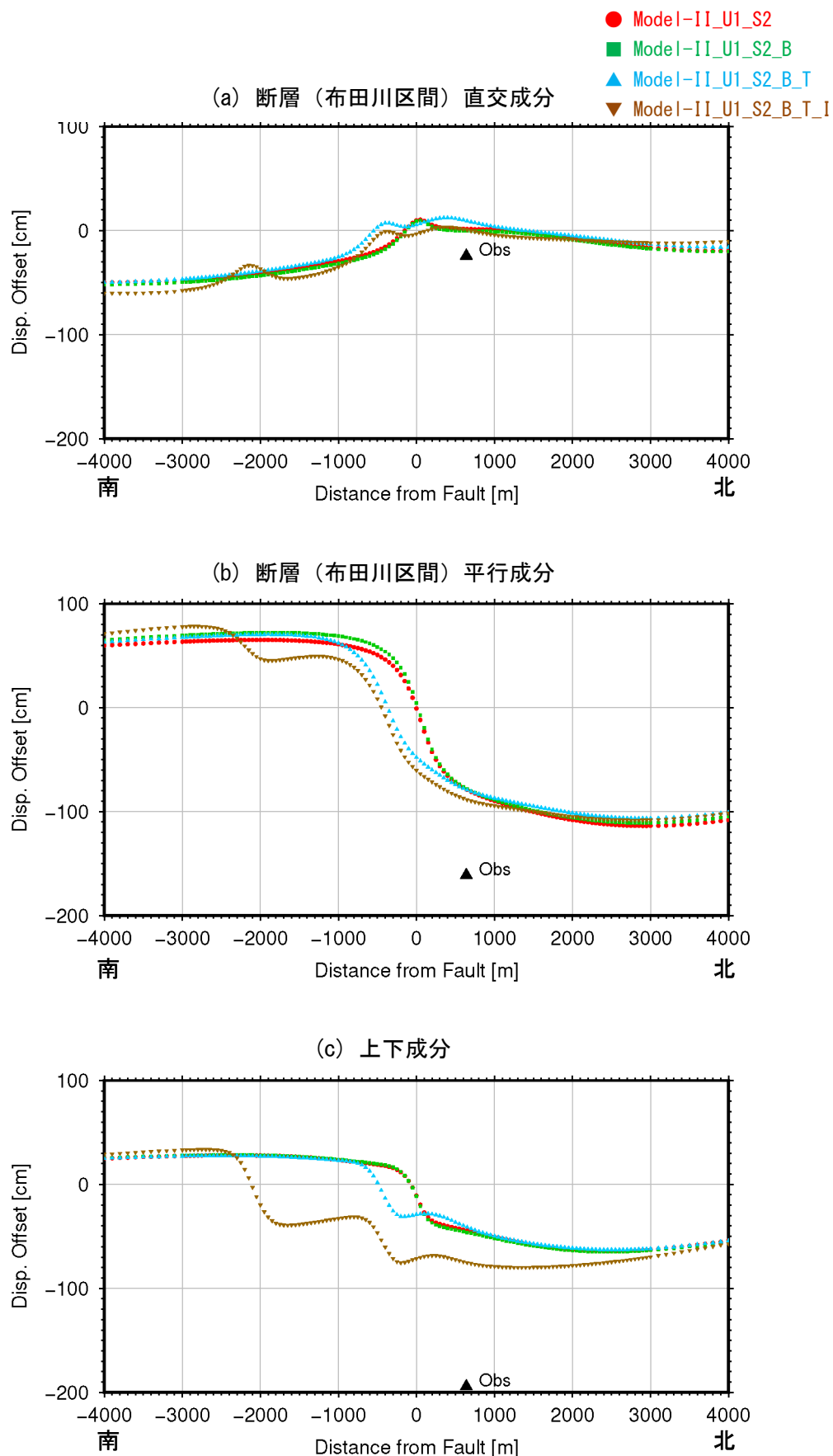


図 30 西原村小森を通る南北測線における断層近傍の最終変位量分布

西原村小森を通る南北測線（測線位置は図 2 の水色実線）における Model-II_U1_S2（赤）、Model-II_U1_S2_B（緑）、Model-II_U1_S2_B_T（青）及び Model-II_U1_S2_B_T_I（茶）の三次元差分法による工学的基盤上面の計算値と、西原村小森における観測値（▲印）を、断層（布田川区間）走向に対して平行成分と直交成分の最終変位量の分布として示す。

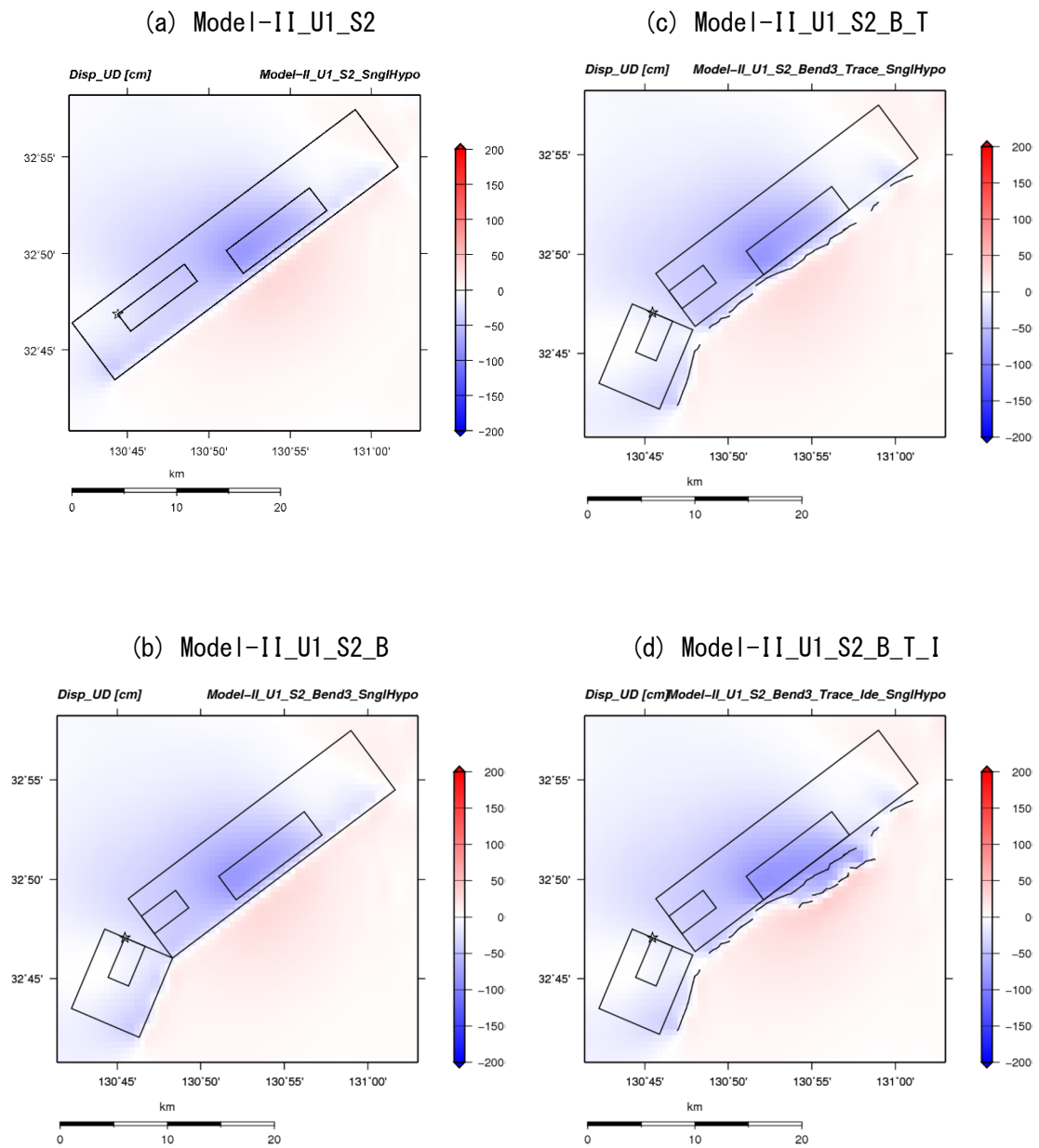


図 31 震源断層近傍の上下方向成分の変位分布

黒線は各震源断層モデルの地表投影を示し、断層内側の四角枠はアスペリティを、南東側の曲線はモデルに考慮した地表地震断層トレースを、☆印は破壊開始点を示す。カラースケールは変位量[cm]に対応し、赤色は隆起を、青色は沈降を示す。

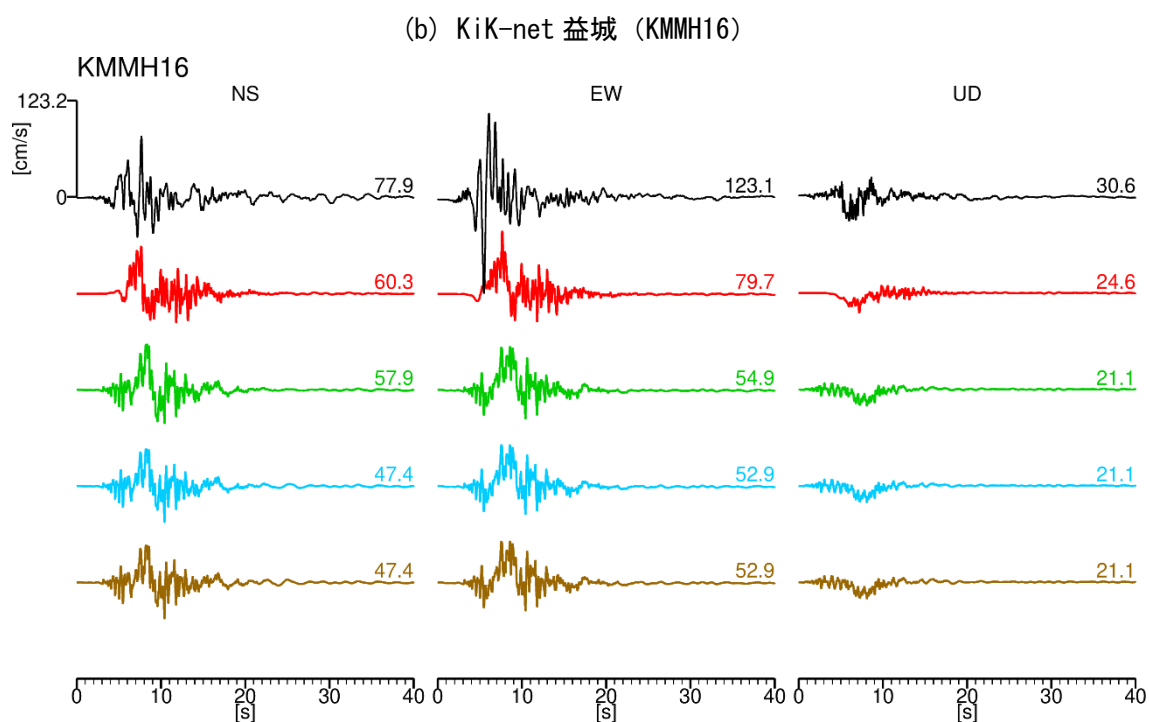
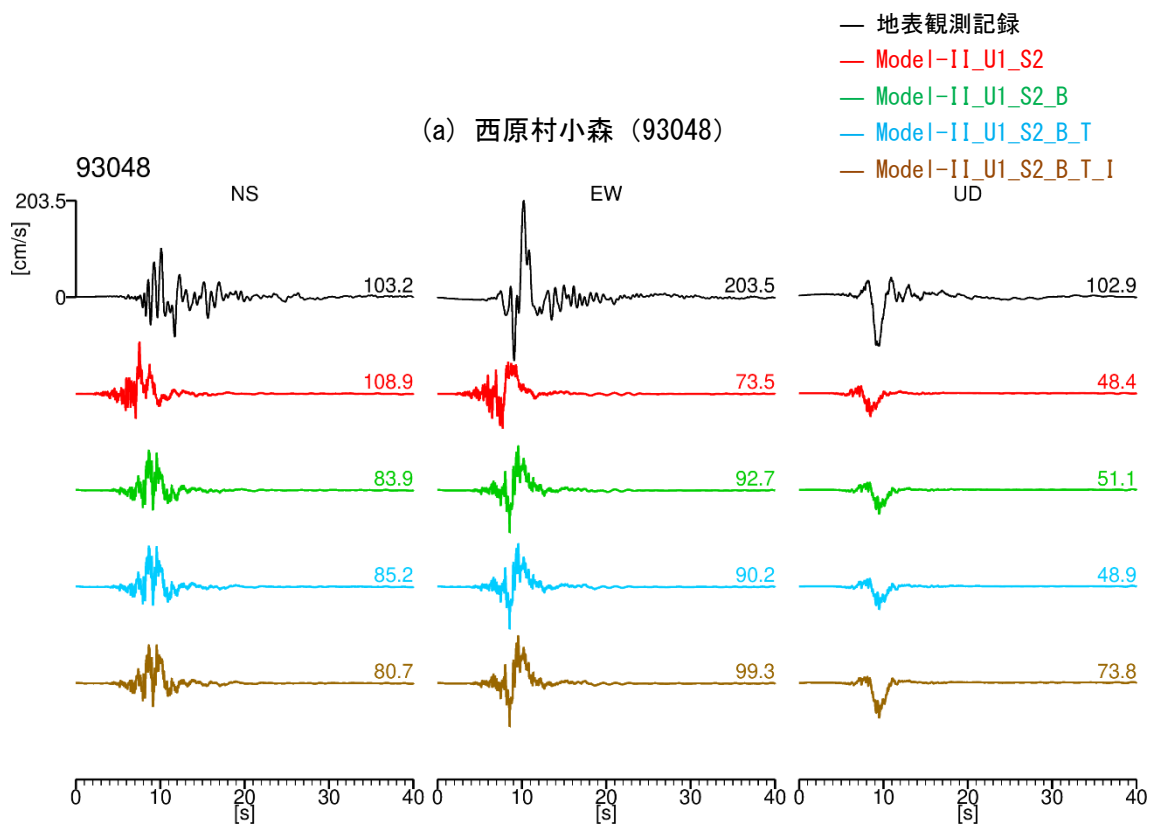


図 32 断層近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による速度波形の比較

(その 1)

計算波形はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における波形を使用。参考として地表における観測記録を併記。波形に添えている数字は最大振幅 (cm/s) を示す。

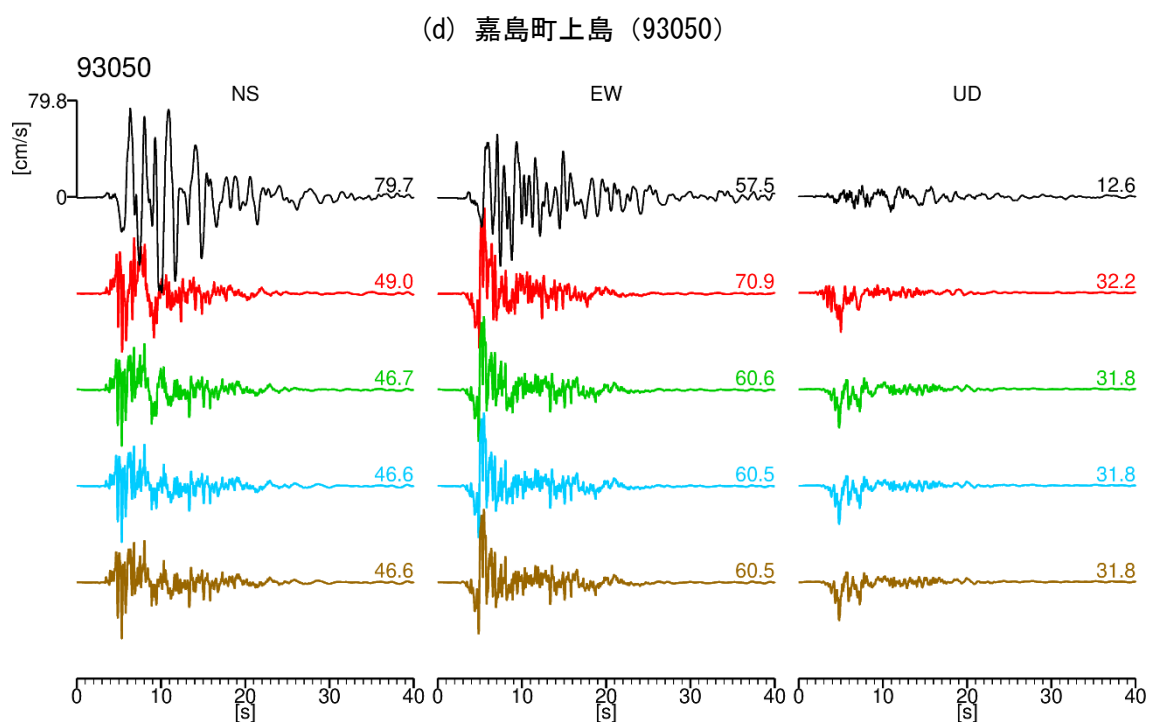
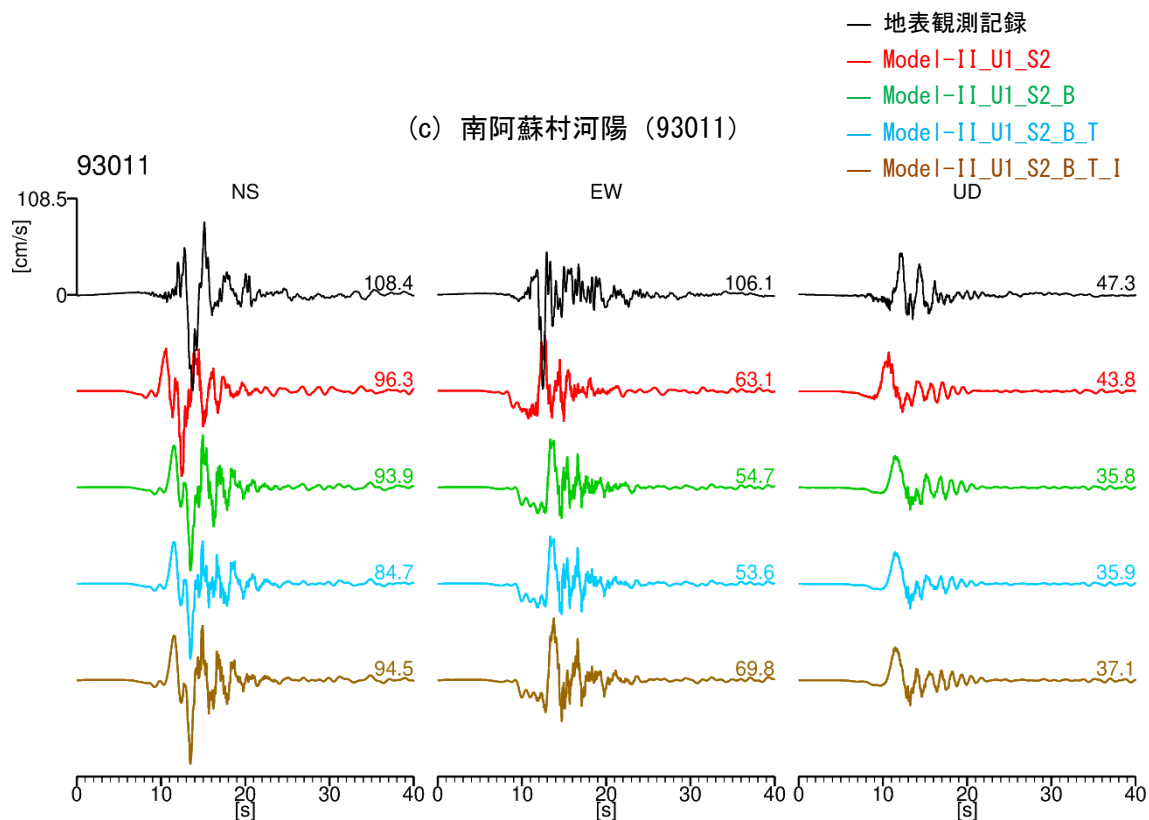


図 32 断層近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による速度波形の比較

(その 2)

計算波形はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における波形を使用。参考として地表における観測記録を併記。波形に添えている数字は最大振幅 (cm/s) を示す。

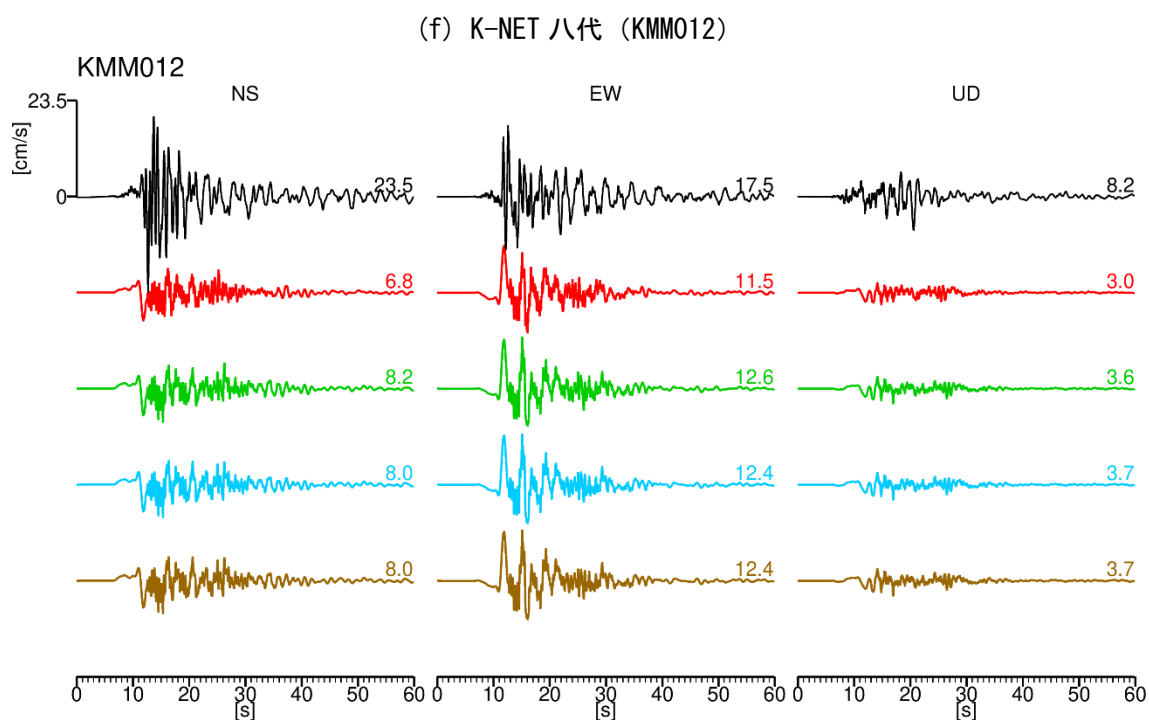
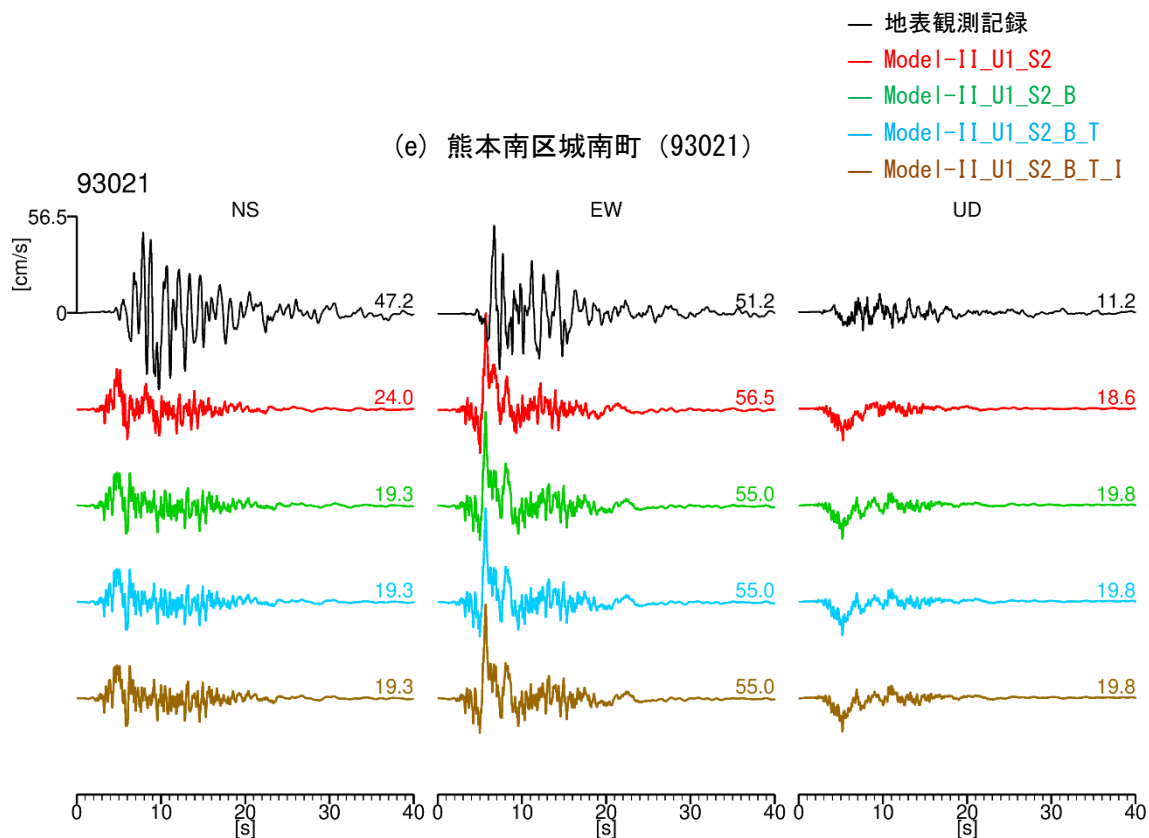


図 32 断層近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による速度波形の比較
(その 3)

計算波形はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における波形を使用。参考として地表における観測記録を併記。波形に添えている数字は最大振幅 (cm/s) を示す。

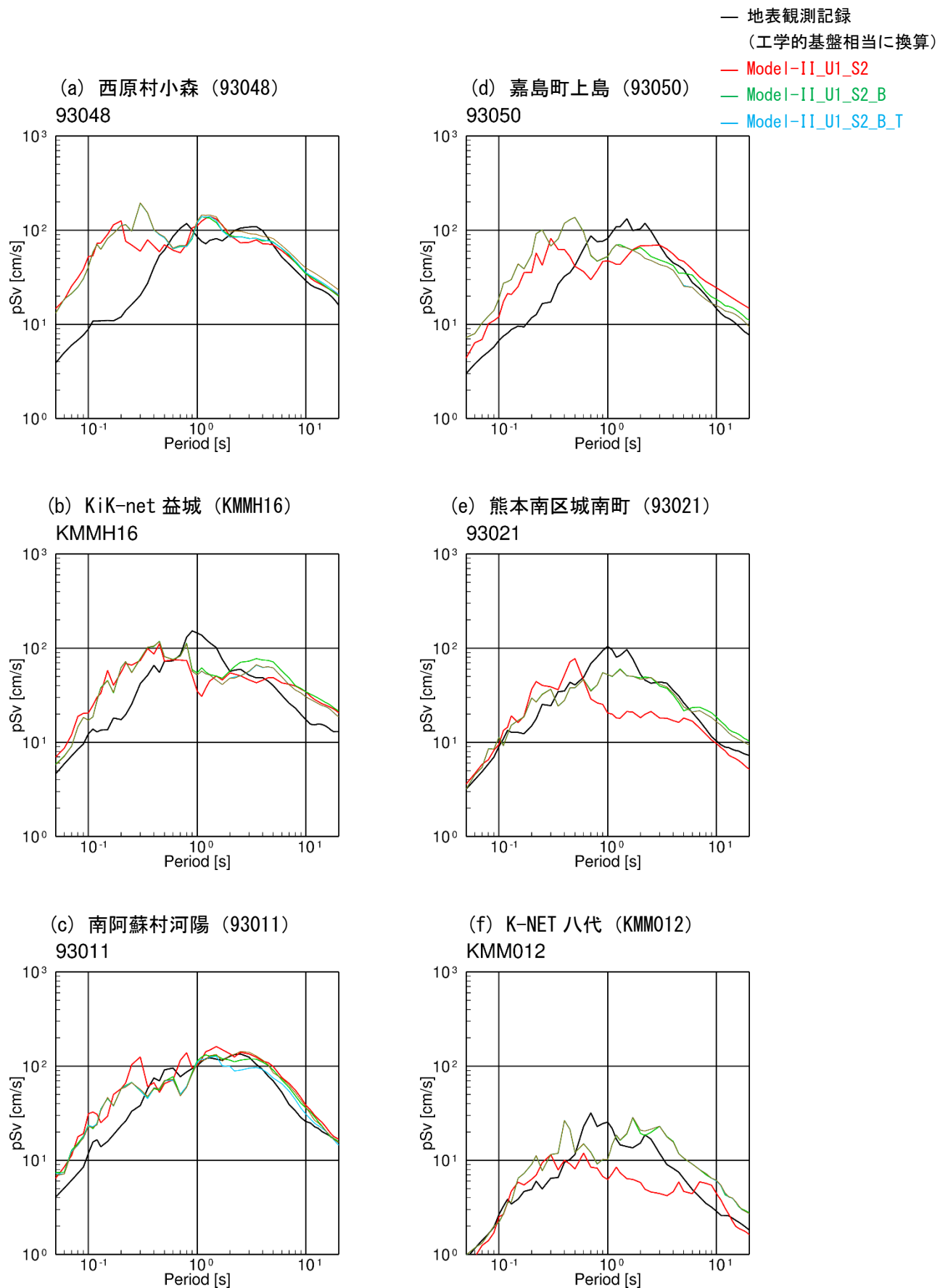


図 33 断層近傍の観測点におけるハイブリッド合成法による
擬似速度応答スペクトル ($h=5\%$ 、RotD50) の比較

黒線は地表での観測値を、SD モデルから求めた $AI/S30_{0L}$ を用いて Kanno et al. (2006) の関係により工学的基盤上面相当値に換算した擬似速度応答スペクトル、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における擬似速度応答スペクトルを使用。

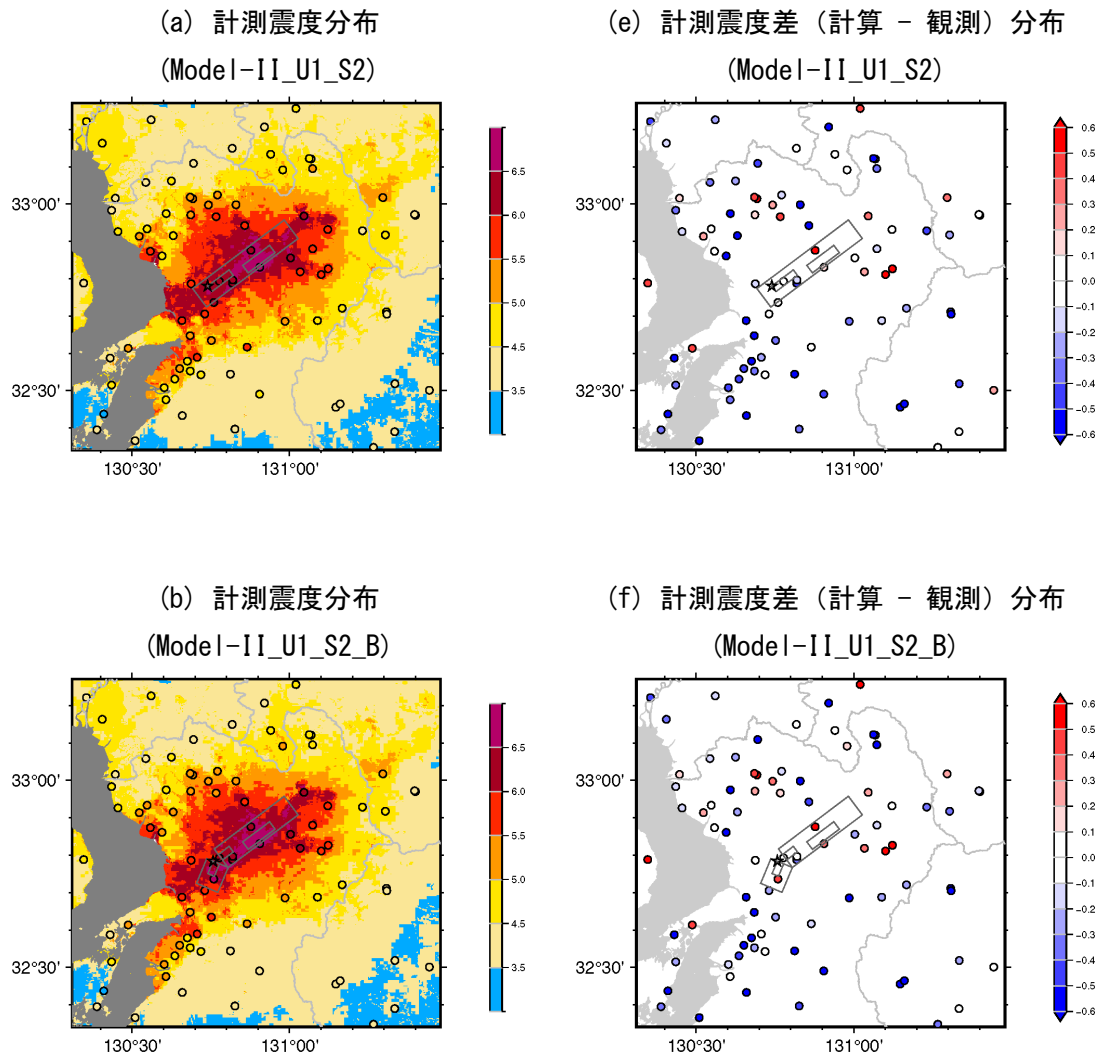


図 34 観測された震度と計算された震度の分布及び計測震度差（計算-観測）分布
(その 1)

観測値（○印）は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に基づき算出した計測震度に、浅部地盤における増幅率を考慮（詳細は第 5 章参照）し算出した計測震度を使用。

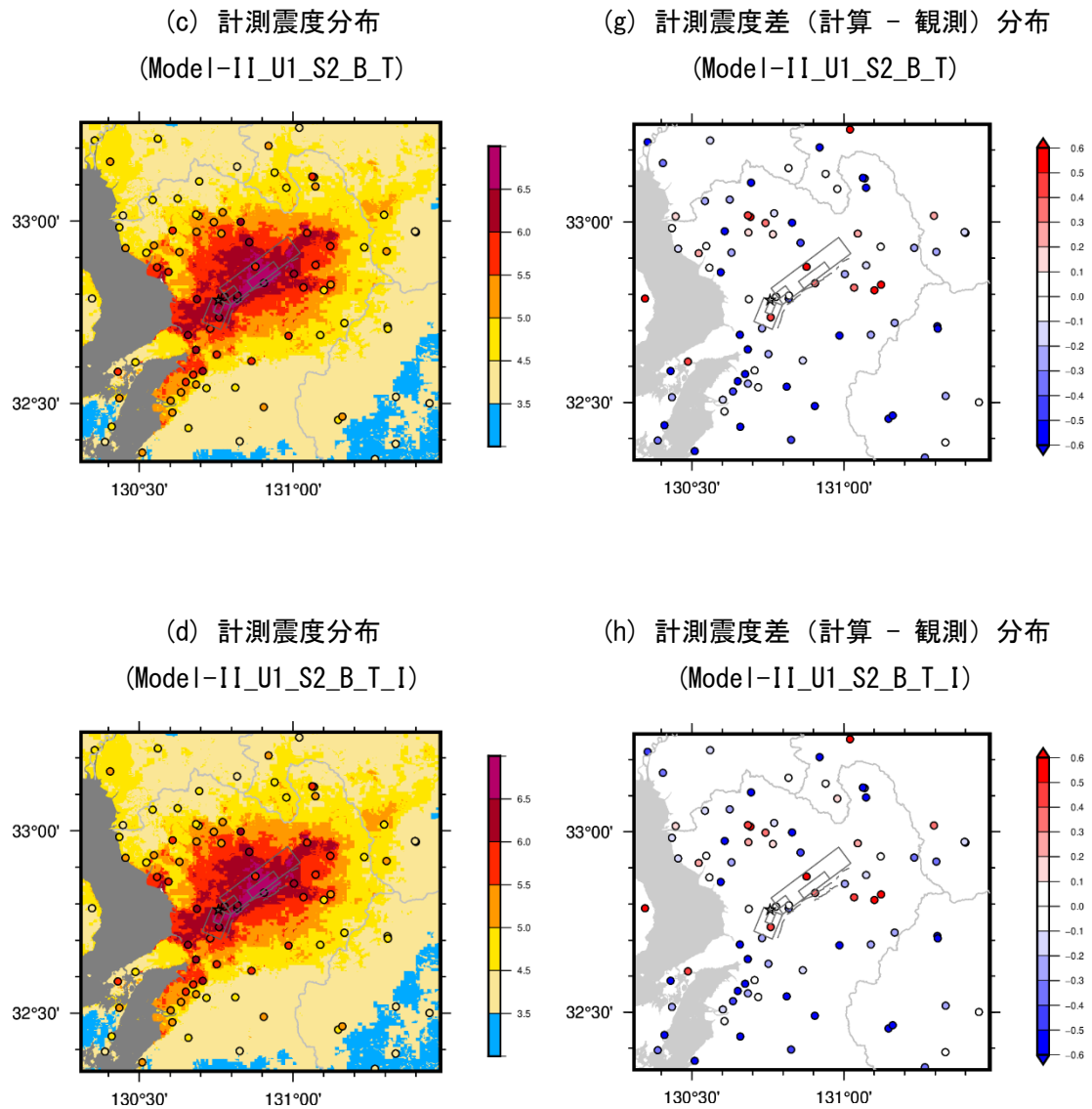


図 34 観測された震度と計算された震度の分布及び計測震度差（計算-観測）分布
(その 2)

観測値（○印）は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に基づき算出した計測震度に、浅部地盤における増幅率を考慮（詳細は第 5 章参照）し算出した計測震度を使用。

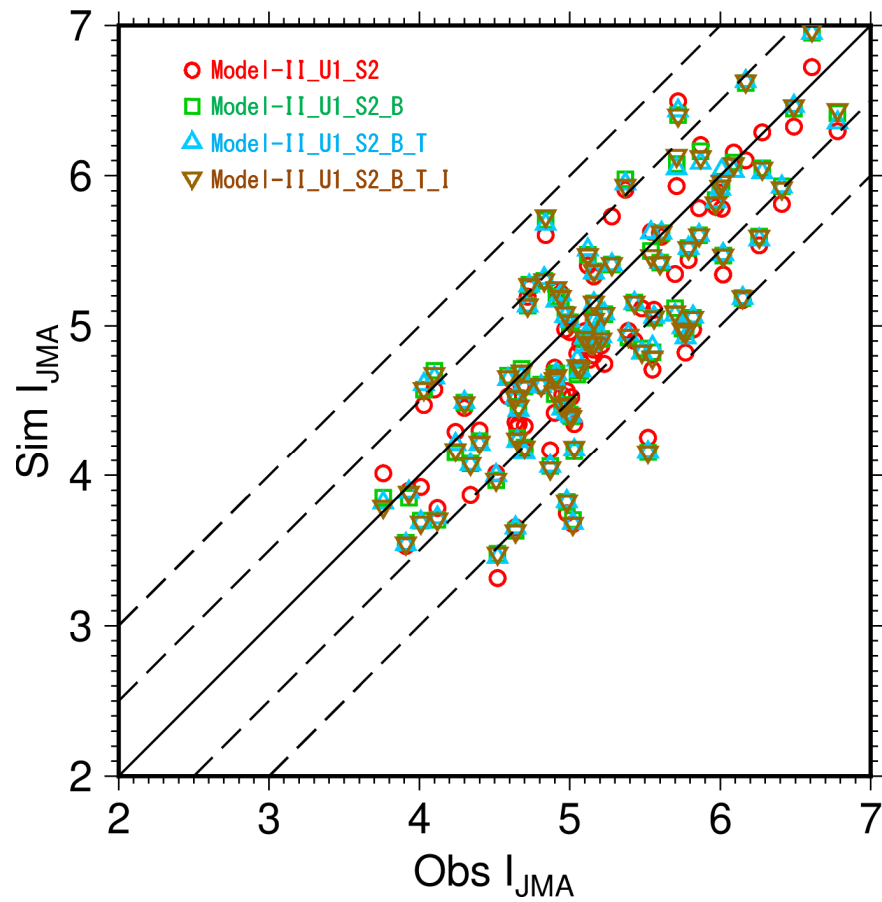


図 35 観測点ごとの計測震度の観測値と計算値の比較

観測値は地表波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に基づき算出した計測震度に、浅部地盤における増幅率を考慮（詳細は第5章参照）し算出した計測震度を使用。

— 中小地震の S-H/V スペクトル
 — 中小地震の S-H/V スペクトル (平均)
 — 2016 年熊本地震の S-H/V スペクトル

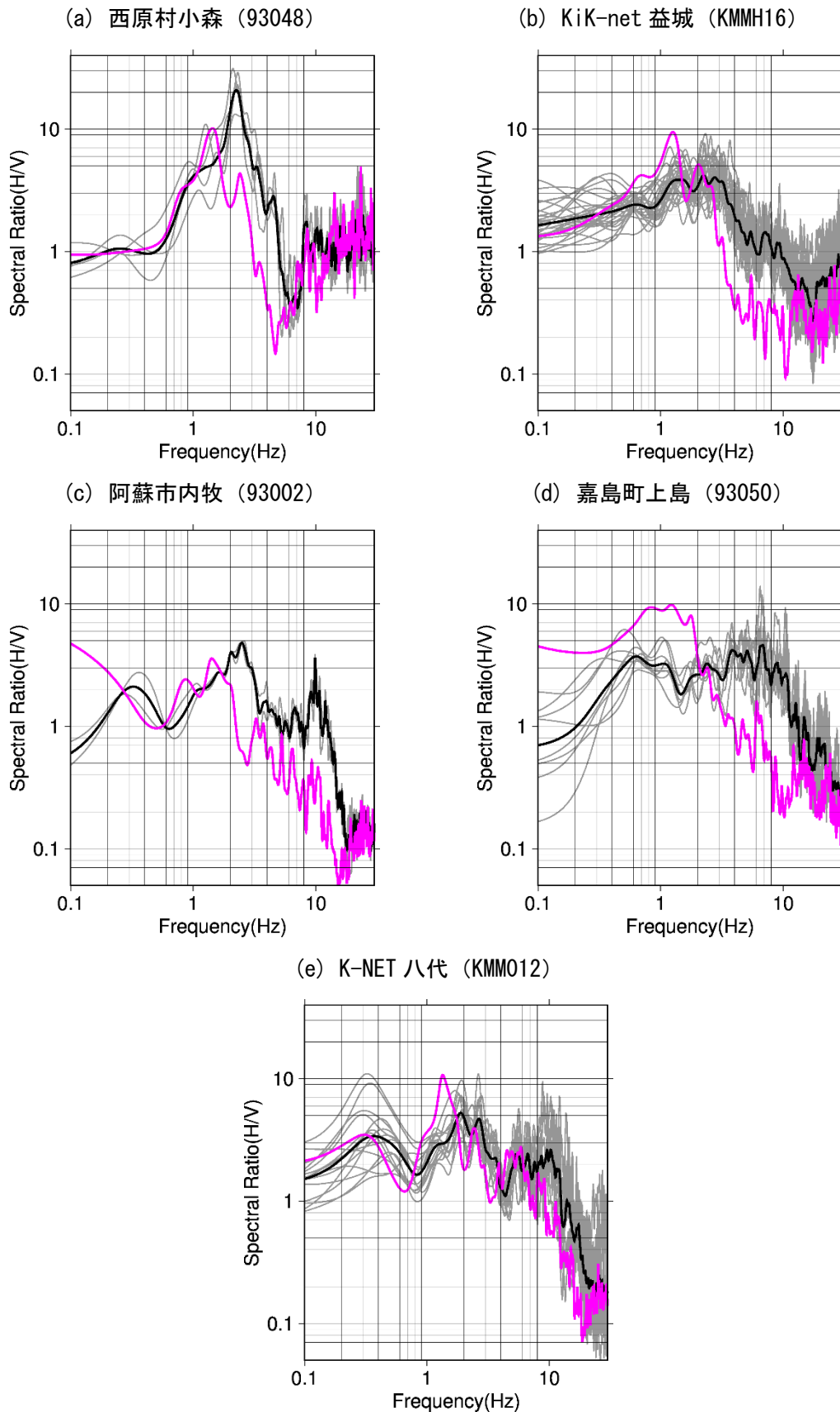


図 36 等価線形・逐次非線形解析検討を行う観測点における中小地震時
 と 2016 年熊本地震時の地震動観測記録の S-H/V スペクトルの比較

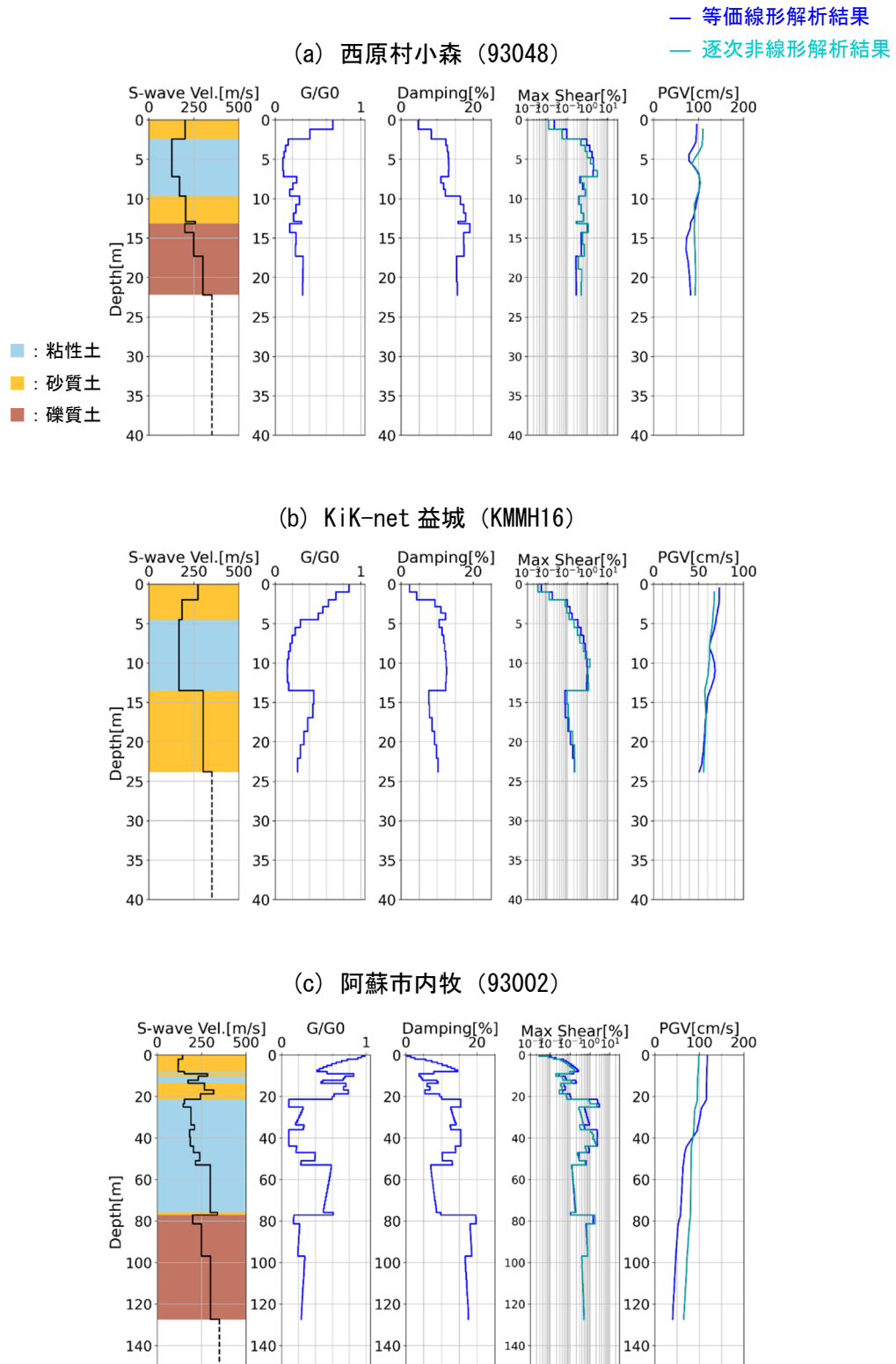
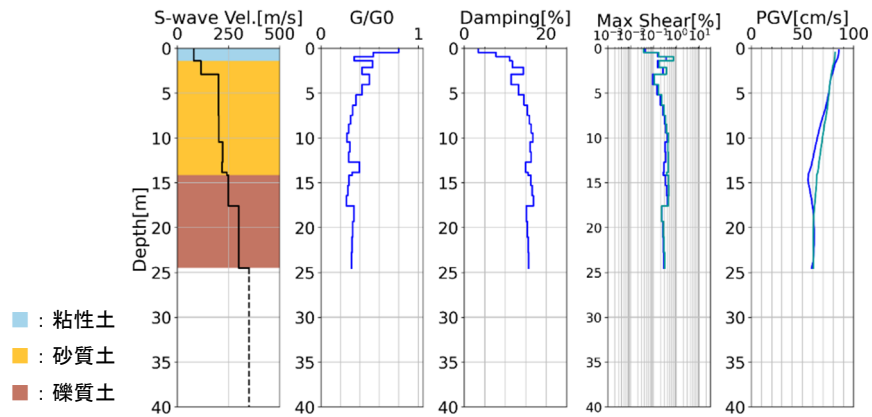


図 37 断層近傍の観測点における地盤の地震応答解析結果の比較

(その 1)

左端は S 波速度 (S-wave Vel.) 及び土質区分を示し、引き続き右へ順に、EW 成分における地盤の地震応答解析結果として、剛性低下率 (G/G_0)、減衰 (Damping)、最大ひずみ (Max Shear)、及び最大速度応答値 (PGV) を示す。応答解析結果については青線で等価線形解析結果を、水色線で逐次非線形解析結果を示す。

(d) 嘉島町上島 (93050)



(e) K-NET 八代 (KMM012)

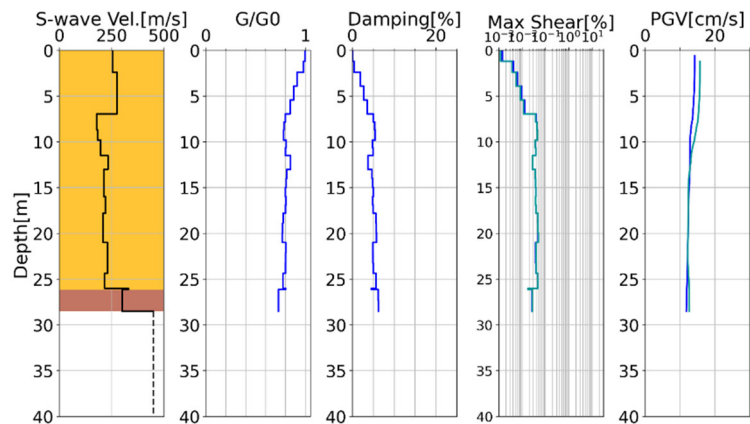


図 37 断層近傍の観測点における地盤の地震応答解析結果の比較

(その 2)

左端は S 波速度 (S-wave Vel.) 及び土質区分を示し、引き続き右へ順に、EW 成分における地盤の地震応答解析結果として、剛性低下率 (G/G_0)、減衰 (Damping)、最大ひずみ (Max Shear)、及び最大速度応答値 (PGV) を示す。応答解析結果については青線で等価線形解析結果を、水色線で逐次非線形解析結果を示す。

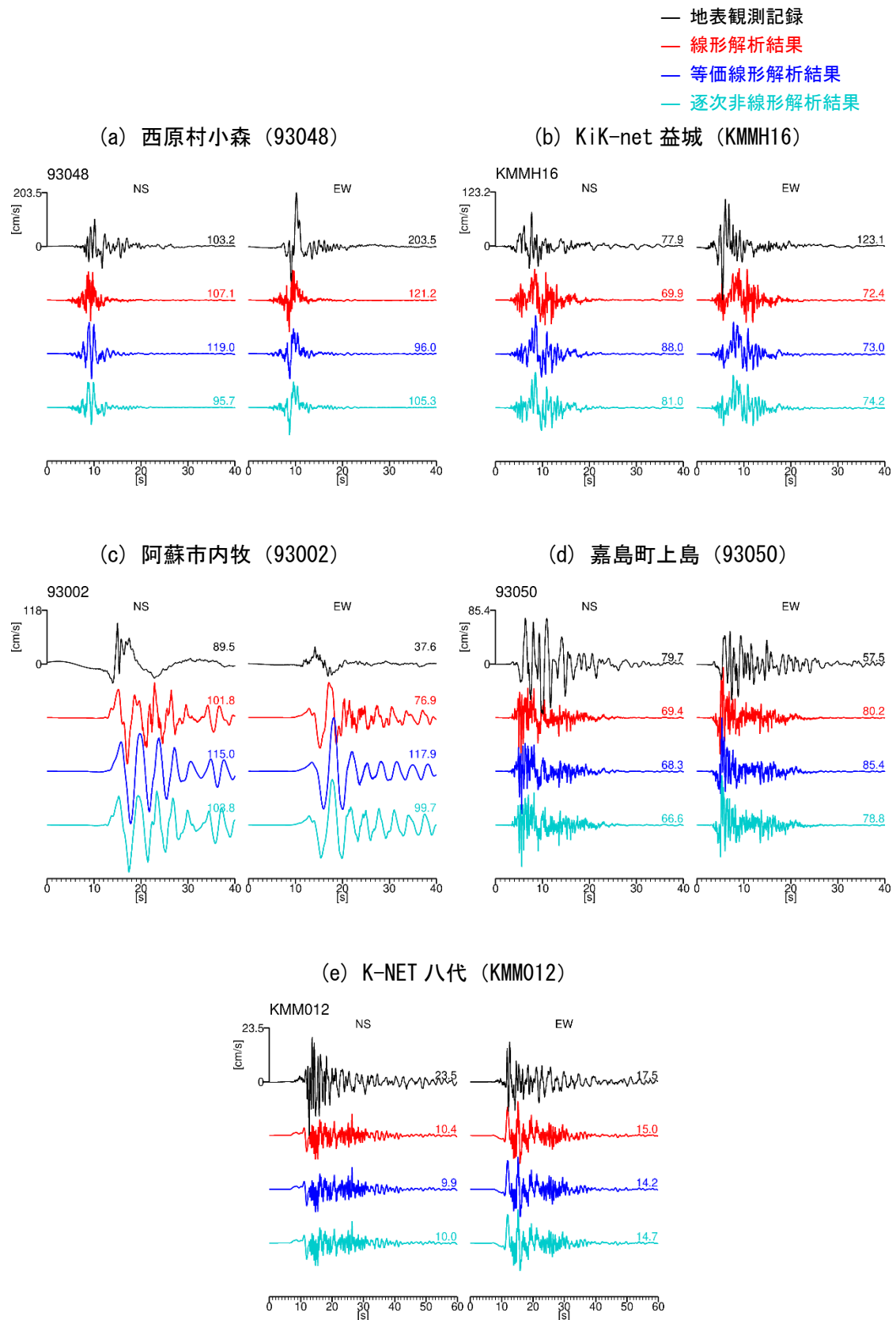


図 38 断層近傍の観測点における速度波形の比較

計算波形はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における波形を入力とした地盤の地震応答解析結果（線形、等価線形、及び逐次非線形）を使用。参考として地表における観測記録を併記。波形に添えている数字は最大振幅（cm/s）を示す。

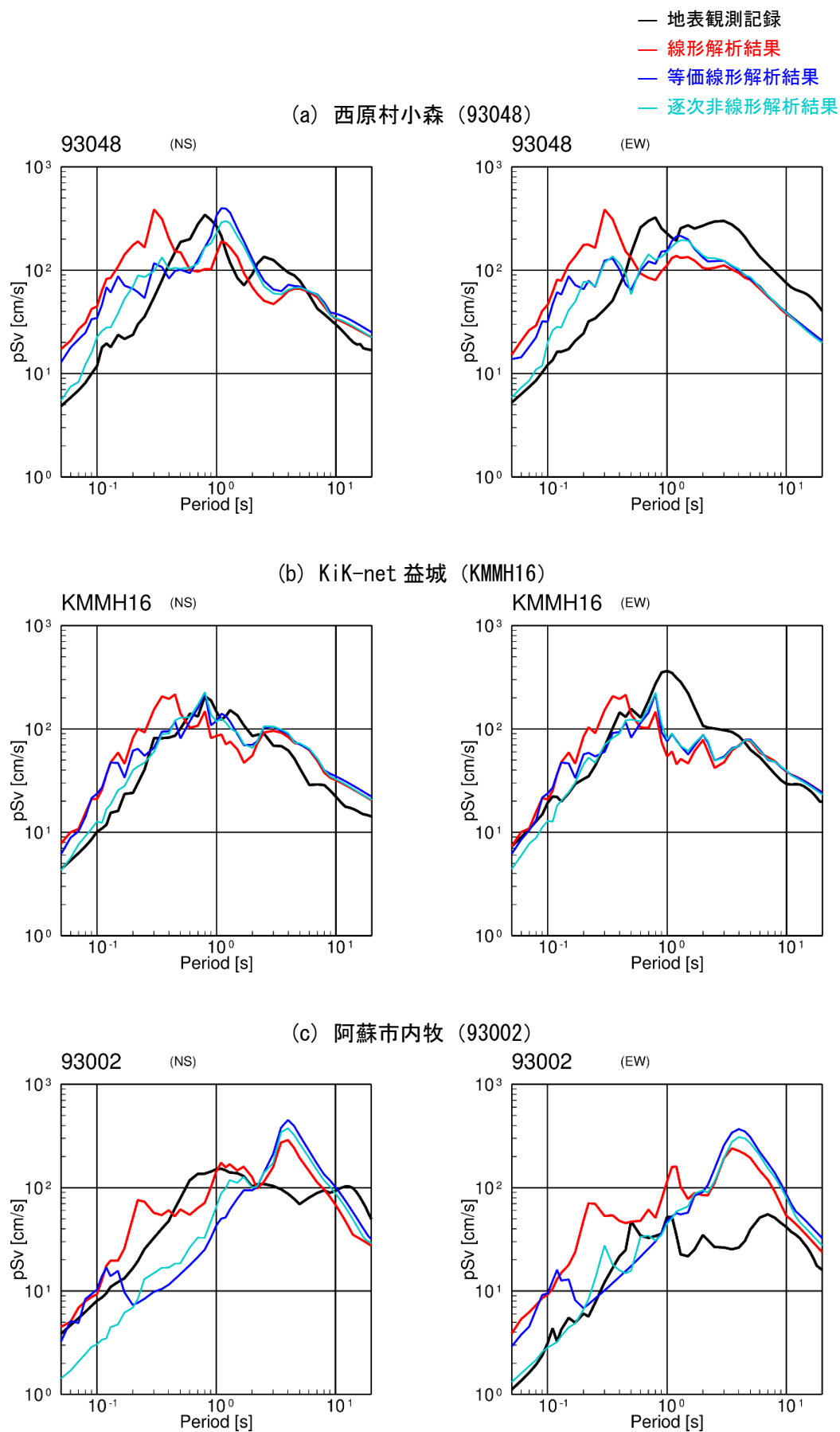


図 39 断層近傍の観測点における擬似速度応答スペクトル（減衰定数 $h=5\%$ ）の比較
 (その 1)

計算はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における波形を入力とした地盤の地震応答解析結果（線形、等価線形、及び逐次非線形）による地表応答スペクトルを使用。

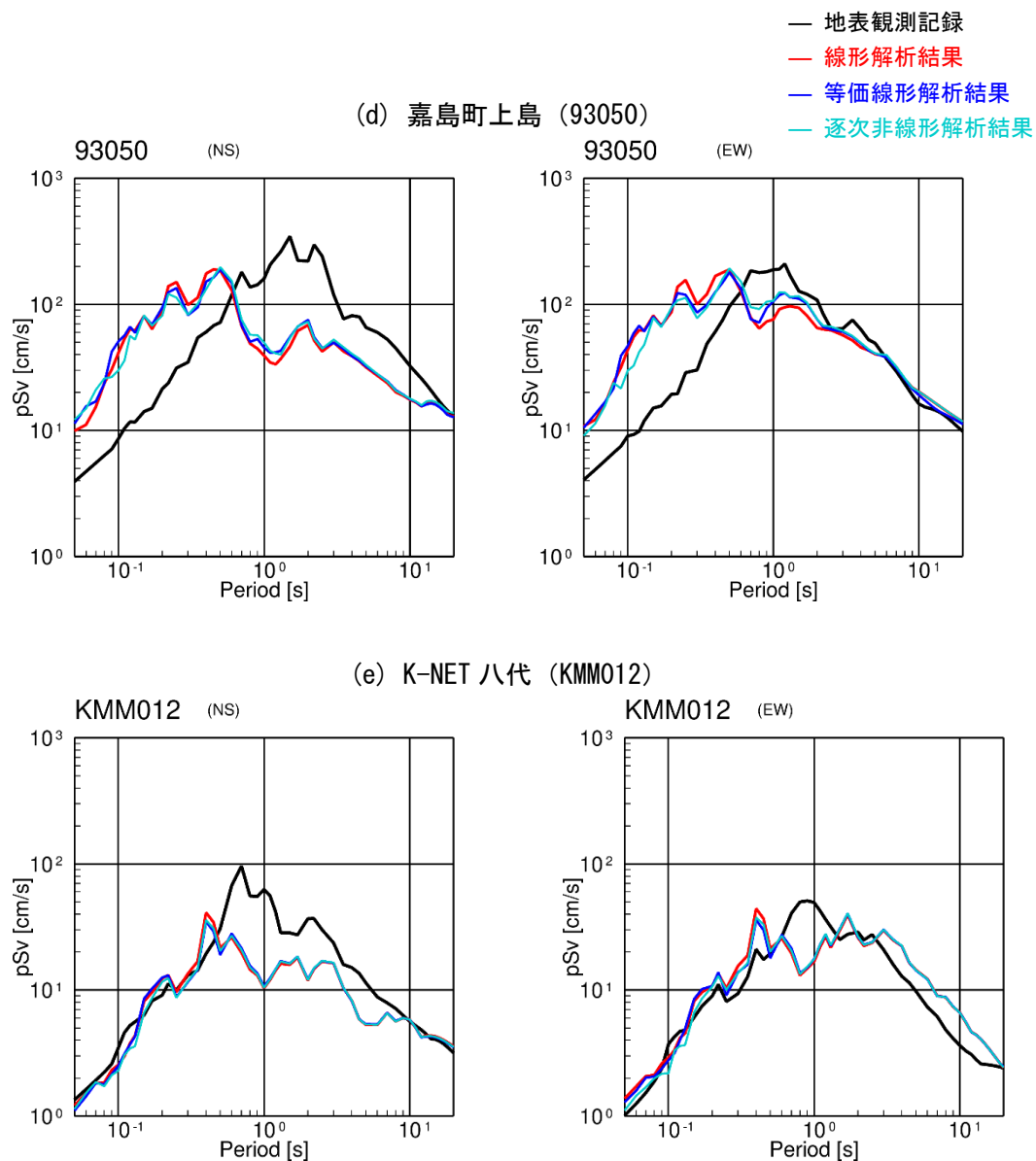


図 39 断層近傍の観測点における擬似速度応答スペクトル（減衰定数 $h=5\%$ ）の比較
 （その 2）

計算はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における波形を入力とした地盤の地震応答解析結果（線形、等価線形、及び逐次非線形）による地表応答スペクトルを使用。

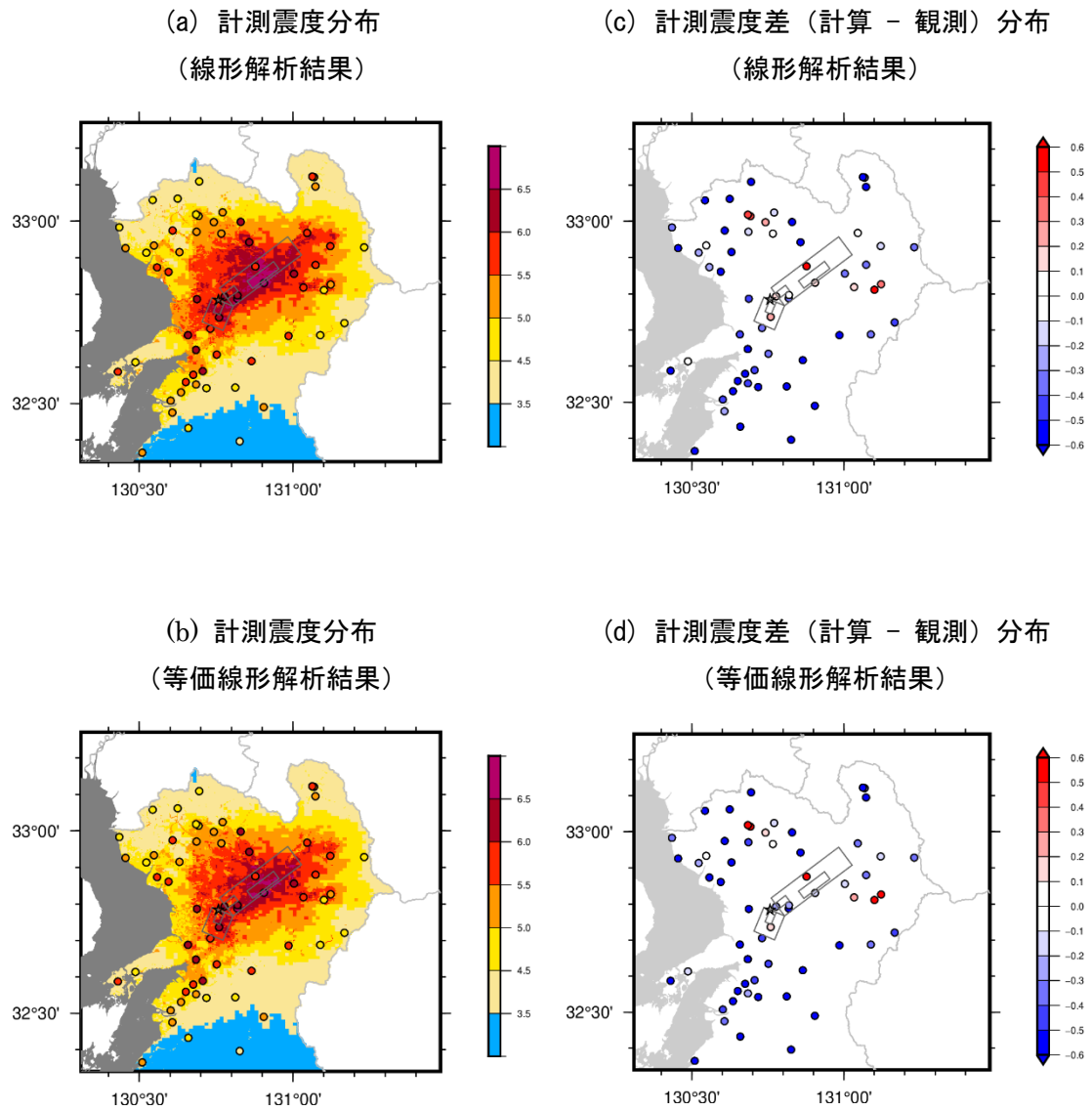


図 40 観測された震度と地盤の地震応答解析による震度の分布
及び計測震度差（計算-観測）分布

観測値は地表観測波形（3 成分）に基づき算出した計測震度、計算値は地盤の地震応答解析により得られた水平 2 成分の地表速度波形に基づき算出した計測震度を使用。

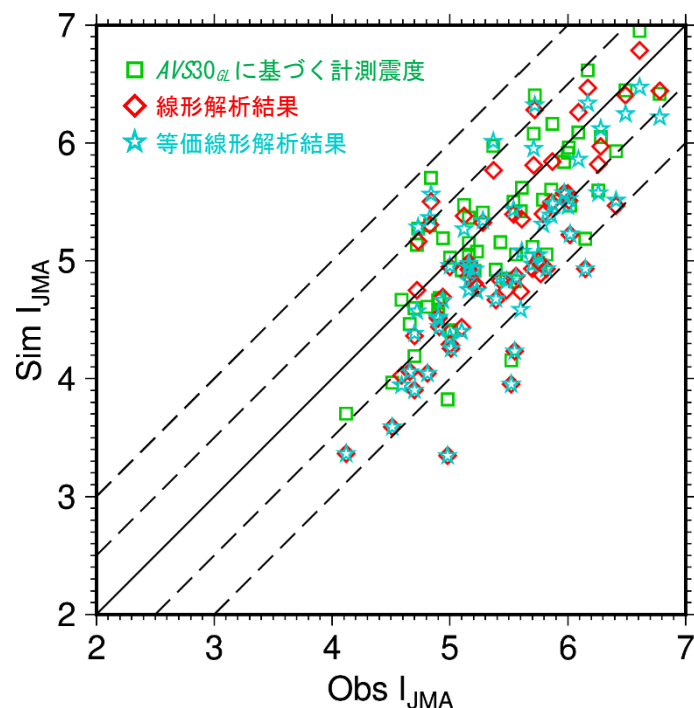


図 41 観測点ごとの計測震度の観測値と計算値の比較

観測値は地表観測波形に基づき算出した計測震度、計算値はハイブリッド合成法による工学的基盤上面における計算波形に浅部地盤の増幅率を考慮し算出した計測震度（□印）、及び地盤の地震応答解析により得られた水平 2 成分の地表速度波形に基づき算出した計測震度（◇印、☆印）を使用（詳細は第 5 章参照）。黒実線は観測値と計算値が一致する直線を示し、上下の黒破線はそれぞれ計算値が観測値の ± 0.5 、及び ± 1.0 となる直線を示す。

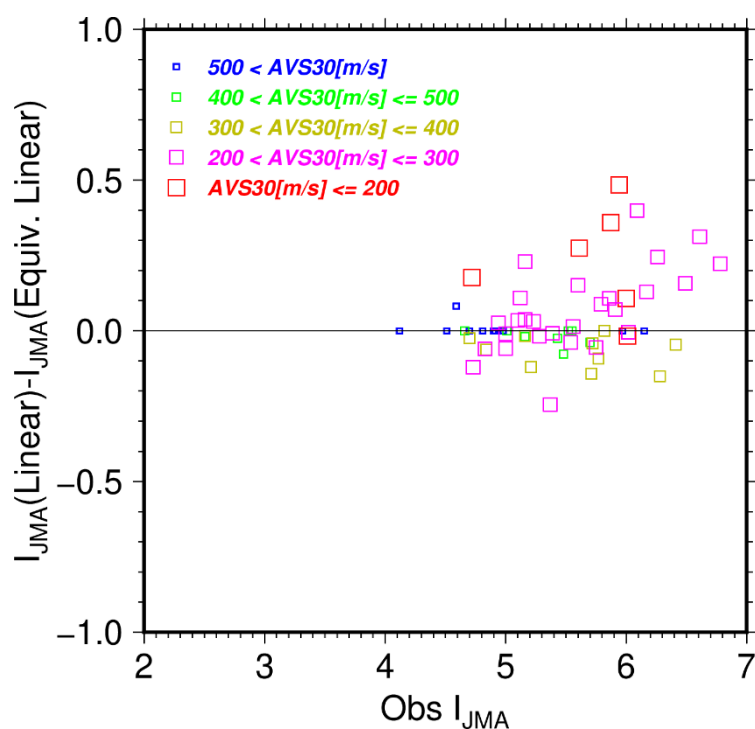


図 42 計算結果の差分（線形-等価線形）と観測された計測震度の比較

【付 録 1】

統計的グリーン関数法に対して中間項、近地項を考慮した検討

本論の 2016 年熊本地震の強震動評価では、工学的基盤上面までの地震動の計算は、長周期領域に三次元差分法、短周期領域に統計的グリーン関数法を用い、両者を接続周期 1 秒で合成するハイブリッド合成法を用いた。統計的グリーン関数法は遠地項（S 波）のみを考慮した手法であり、近地項・中間項の寄与を考慮していない。一方、本検討では震源断層の直上を含む断層ごく近傍の地点を評価しており、近地項・中間項の影響の程度によっては統計的グリーン関数法が適用できない可能性がある。また、中間報告においても、断層ごく近傍に適用可能な強震動（特に周期 1 秒程度以下の短周期地震動）評価手法の検討が必要であることが今後の課題の一つに挙げられていた。そこで本付録では、野津（2006）による近地項、中間項を考慮した統計的グリーン関数法の補正を用い、遠地項（S 波）に対する近地項・中間項の影響を確認する。

（１）野津（2006）による補正係数と検討条件

野津（2006）は、遠地項（S 波）に対する近地項・中間項・遠地項の比 $(N + IP + IS + FS)/FS$ を補正係数として、統計的グリーン関数の複素フーリエ係数に乗ずることで、近地項・中間項の影響を簡易的に考慮する方法を提案している。 $(N + IP + IS + FS)/FS$ は以下の式で表される。

$$\begin{aligned} (N + IP + IS + FS)/FS = & 6i \left(\frac{\beta}{r\omega} \right)^3 \left[1 - e^{-i\omega r(1/\alpha - 1/\beta)} \right] \\ & - 6 \left(\frac{\beta}{r\omega} \right)^2 \left[1 - \frac{\beta}{\alpha} e^{-i\omega r(1/\alpha - 1/\beta)} \right] \\ & + 2i \left(\frac{\beta}{r\omega} \right) \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2 e^{-i\omega r(1/\alpha - 1/\beta)} \\ & - 3i \left(\frac{\beta}{r\omega} \right) + 1 \end{aligned} \quad (\text{付-1})$$

ここに、 α は P 波速度、 β は S 波速度、 r は震源距離、 ω は角周波数である。

震源断層モデルとして、 $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ の鉛直矩形断層に対応する点震源を深さ 1 km 地点に配置する。他の断層パラメータは Model-II_U1_S2 における地震発生層と背景領域の値を用い、すべり量は 1.48 m、実効応力は 2.5 MPa、すべり角は -160° 、 f_{max} は 6 Hz とする。半無限媒質の物性値は、本論における地震発生層の物性値 $\rho = 2700 \text{ kg/m}^3$ 、 $\beta = 3400 \text{ m/s}$ 、 $\alpha = 5800 \text{ m/s}$ とした。伝播経路の Q 値も本論と同様に

$$Q = \begin{cases} 110 \cdot f^{0.69} & f \geq 1 \text{ Hz} \\ 110 & f < 1 \text{ Hz} \end{cases}$$

とする。計算地点は付図-1 に示すように震源直上から断層の直交方向に 0.1、0.2、0.5、1、2、5、10、20、50 km 離れた計 9 地点とする。地震動は断層直交成分（FN）、断層平行成分（FP）を検討する。

（２）検討結果

近地項・中間項の影響を補正した場合と補正しない場合の地震動の最大加速度と最大速度の比較を付図-2 に示す。最大加速度については、断層直交成分は断層近傍ほど補正なし

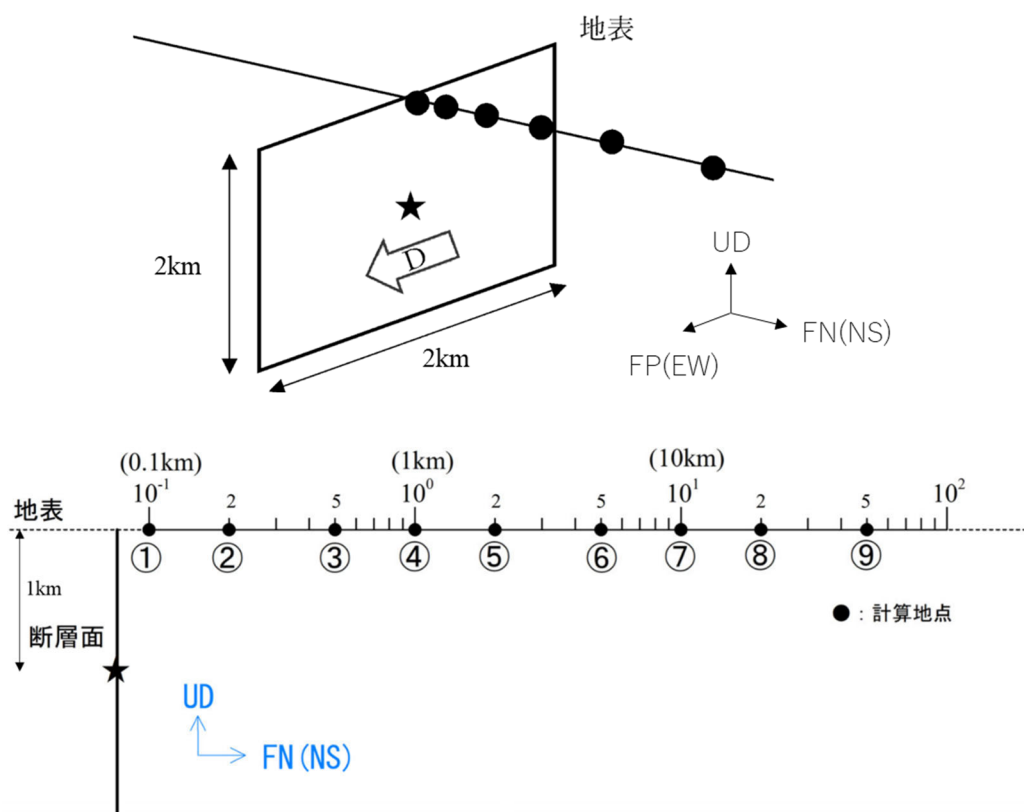
の方が補正ありより大きく、断層最短距離が概ね 2 km 以下で違いが生じる。断層平行成分は距離によらず両者がほぼ同じである。最大速度については、断層直交成分と断層平行成分ともに補正なしの方が補正ありより大きく、断層最短距離が概ね 5 km 以下で違いが生じる。方向の違いによる応答量に着目して解析結果を見ると、補正なしの場合は最大加速度は断層ごく近傍において断層直交成分が断層平行成分より大きな値となるが、近地項・中間項の影響を考慮しても直交方向の変位量が顕著に大きくなる結果ではない。最大速度は断層平行成分の応答量の方が直交方向成分より大きくなる結果となっている。

断層最短距離 0.1、1、2、5 km の各地点について、補正の有無による地震動の波形、擬似速度応答スペクトル、加速度フーリエスペクトルの違いを付図-3～付図-6 に示す。加速度フーリエスペクトルに着目すると、断層最短距離 0.1 km では、約 0.2 Hz 以下で補正ありが補正なしより大きく、約 0.2～5 Hz で補正なしが補正ありより大きく、約 5 Hz 以上で両者はほぼ同じである。断層最短距離 2 km では、約 0.1 Hz 以下で補正ありが補正なしより大きく、約 0.1～2 Hz で補正なしが補正ありより大きく、約 2 Hz 以上で両者はほぼ同じである。擬似速度応答スペクトルも加速度フーリエスペクトルと概ね同様の傾向である。付図-3～付図-6 の結果から、補正の有無による違いは距離が近いほど高周波数まで生じ、距離が遠いほど低周波数に限られる。補正ありの場合が補正なしより大きくなる範囲に着目すると、その範囲はさらに近距離、低周波数に限られる。

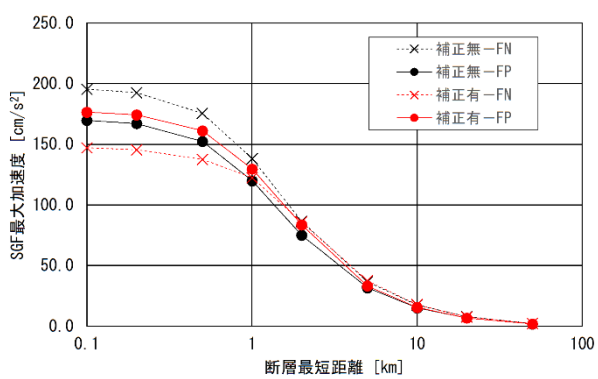
本論の 2016 年熊本地震の強震動評価では、震源断層は地震発生層の上端深さ 2 km 以深に設定し、統計的グリーン関数法における要素断層は 2 km 間隔に分布させているため、地表から最も近い要素断層は深さ 3 km となる（地震発生層以浅の浅部領域は統計的グリーン関数法による短周期の地震動は計算していない）。また、評価手法は接続周期 1 秒のハイブリッド合成法を用いており、統計的グリーン関数法の評価対象は概ね周期 1 秒以下の短周期領域の地震動である。したがって、震源断層からの距離と、統計的グリーン関数法の評価対象とする周波数の範囲においては、近地項・中間項の補正の有無による違いは非常に小さい。

参考文献

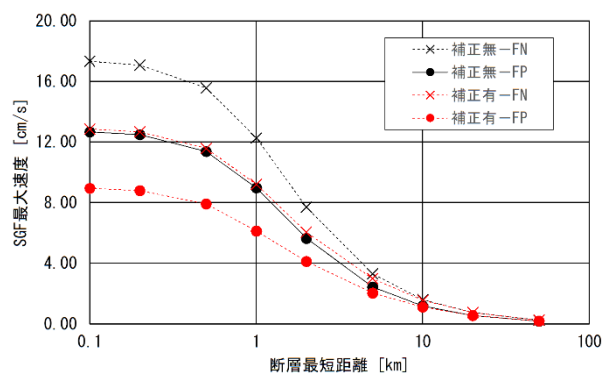
野津厚（2006）：統計的グリーン関数法に近地項と中間項を導入するための簡便な方法、第 12 回日本地震工学シンポジウム論文集、190-193.



付図-1 震源断層モデルと計算地点

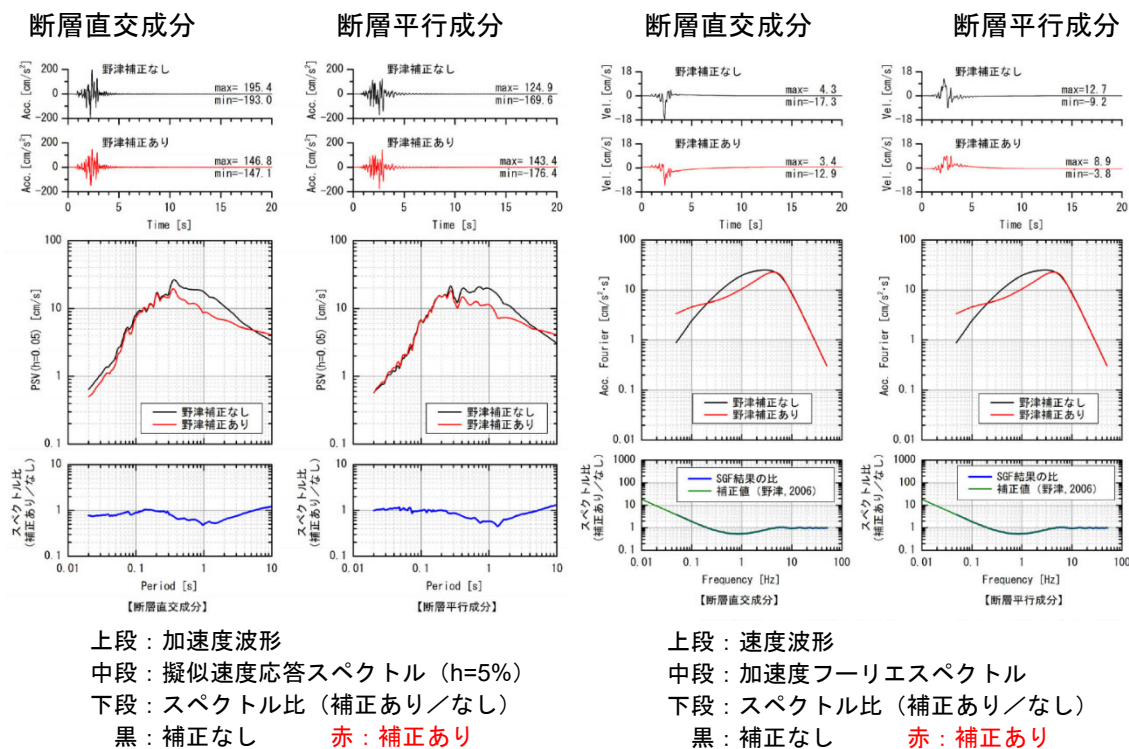


(a) 最大加速度

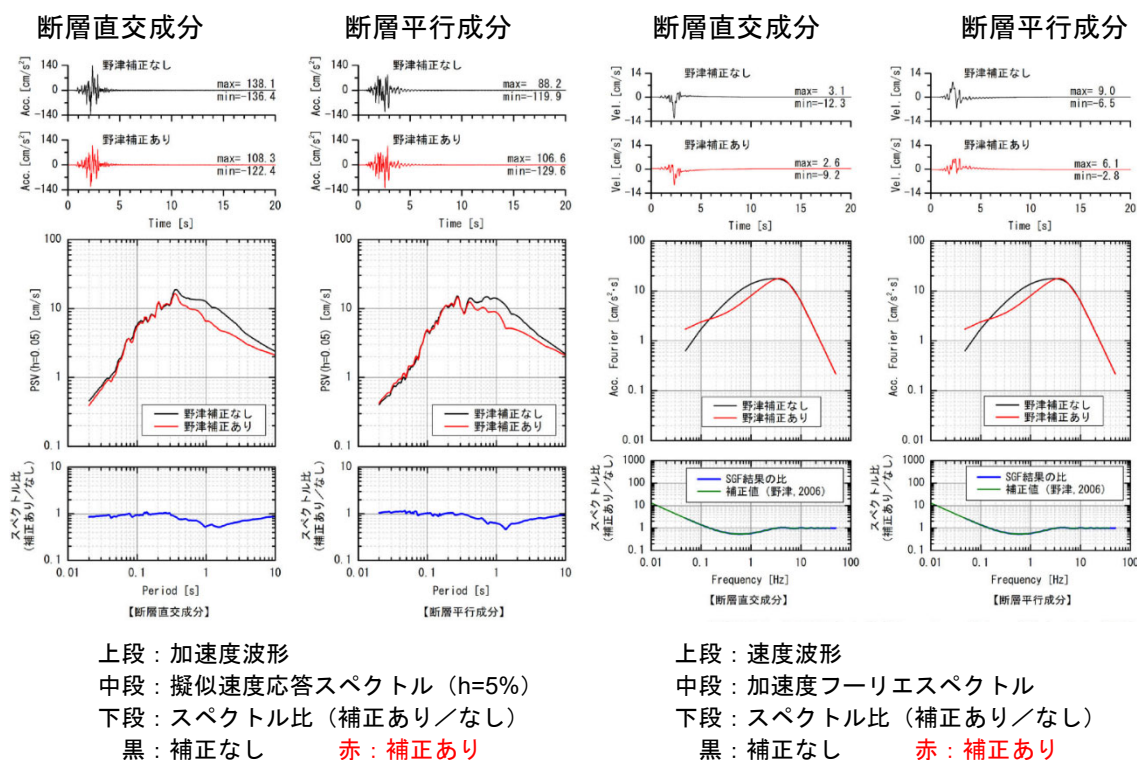


(b) 最大速度

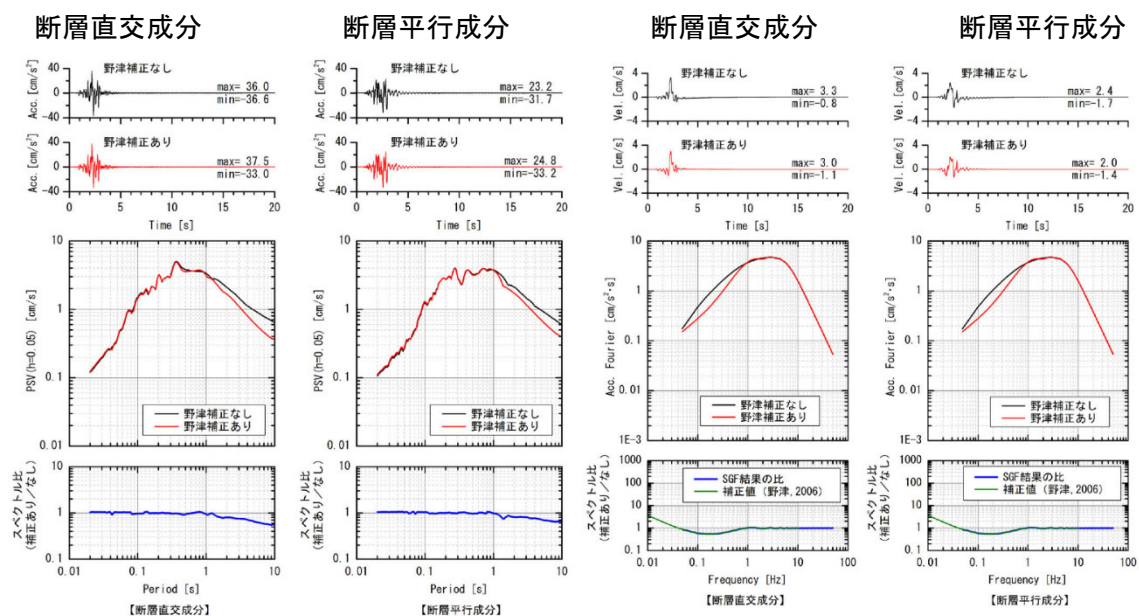
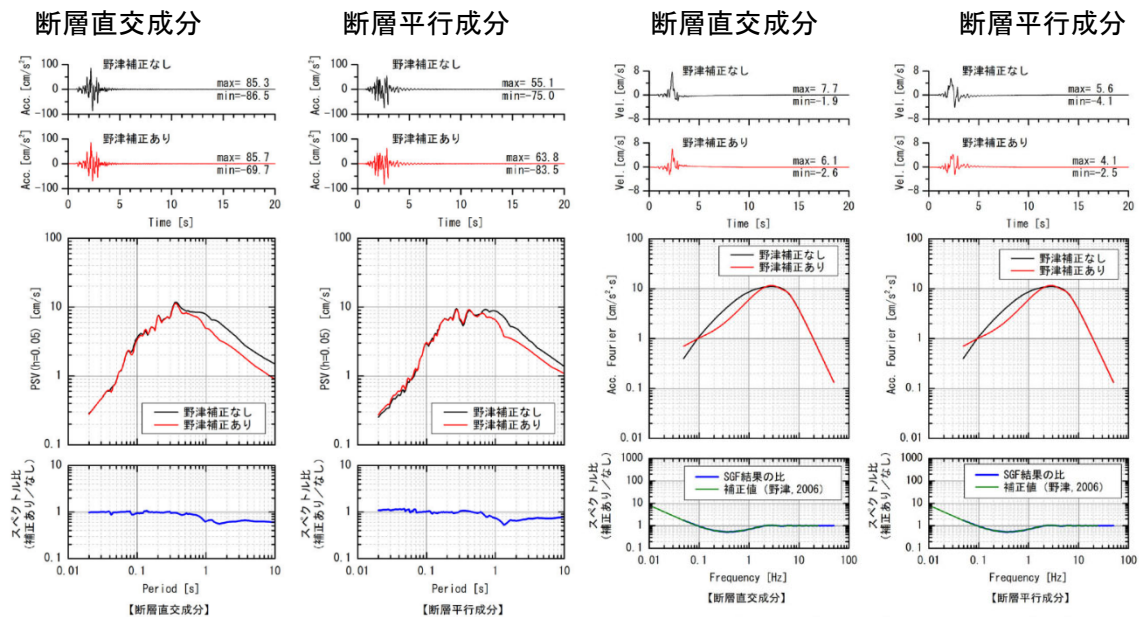
付図-2 近地項・中間項の補正ありと補正なしの地震動の比較



付図-3 補正の有無による地震動の違い (断層最短距離 0.1 km)



付図-4 補正の有無による地震動の違い (断層最短距離 1 km)



【付 録 2】

2016 年熊本地震の本震の強震動評価における
浅部・深部統合地盤構造モデル及び破壊様式の設定の影響検討

本論で示したように、「2016 年熊本地震 (M_j 7.3) の観測記録に基づく強震動評価手法の検証について (中間報告)」(地震調査委員会強震動評価部会、2022、以下、「中間報告」と呼ぶ) では、地震動予測レシピの検証及び改善を目的とした検討を実施した。その中では、浅部・深部統合地盤構造モデル (以下、SD モデルと呼ぶ) の検討を行い、あわせて当該モデルを利用した震源モデルの検証が行われた。本付録は、「中間報告」において、評価条件の相違や説明が必ずしも十分とは言えなかった点を補足することを目的として、追加的に実施した強震動評価結果を整理したものである。

「中間報告」では、Senna et al. (2018) と J-SHIS V2 (藤原・他、2012) とを組み合わせた SD モデル (以下、SD-18 と呼ぶ) をもとに、さらに広域の微動観測の追加や、重力データや音波探査記録を用いて、熊本県中部から北部にかけて SD-18 を更新した SD モデル (以下、SD-22 と呼ぶ) を作成したが、強震動評価では主として SD-18 を用いた結果を示していた。また、破壊伝播様式の設定について、全国地震動予測地図として公表している震源断層を特定した地震動予測地図 (シナリオ地震動予測地図) の波形計算で通常用いられているシングルハイポセンターに対して、「中間報告」ではアスペリティごとに破壊開始点及び破壊開始時刻分布を設定するマルチハイポセンターにより破壊伝播様式を設定し、強震動評価を行っていた。

これらの条件設定については、「中間報告」の本文において、必ずしも十分な説明がなされていなかった。そこで本付録では、「中間報告」と本報告書の評価結果を補足・整理することを目的として、地下構造モデル及び破壊伝播様式の違いが強震動評価結果に及ぼす影響を比較確認するための追加計算を実施した。以下では、これらのモデル設定の変更に伴う計算波形を紹介する。

(1) 浅部・深部統合地盤構造モデル及び破壊伝播様式に関する計算条件

本付録における強震動計算では、以下に示す共通条件及び比較条件のもとで計算を実施した。震源モデル及び震源パラメータは、「中間報告」及び本報告書における検討との整合性を確保するため、本論に示した Model-II_U1_S2 を用いた (付図-7)。強震動計算手法は、本論 5 章に示す三次元差分法による数値計算とし、周期 1 秒以上を対象として検討した。評価地点における地震動は、工学的基盤 ($V_s=350$ m/s) 上で求めた。これは、構築してきた複数の SD モデルのうち、深部地盤構造モデルの違いによる影響を見ることとなる。地下構造モデルについては前述の SD-18、SD-22、及び本論で検討した SD モデル (以下、SD-26 と呼ぶ) の 3 ケース、破壊伝播様式はシングルハイポセンターとマルチハイポセンターの 2 ケースを対象とする。

比較検討にあたっては、これらの地下構造モデル及び破壊伝播様式の各ケースを組み合わせた計 6 ケースの強震動評価結果について、最大速度の面的分布に加え、代表地点における速度波形及び変位波形を用いて、時刻歴波形特性の違いを確認する。震源近傍に位置し、強震動特性の違いが顕著に現れると考えられる代表観測点として、KiK-net 益城の地中観測点 (本論図 4 の KMMH16)、並びに西原村小森及び南阿蘇村河陽の自治体震度計観測点 (それぞれ同図 4 の 93048、93011) を対象とし、波形特性の比較検討を行う。

これまで、熊本県内での SD モデルに関する検討では、熊本平野及び阿蘇地域において、ボーリングデータや微動アレイ観測等の情報を考慮して作成された Senna et al. (2018) と

J-SHIS V2 とを組み合わせた SD-18 や、さらなる調査観測データに基づき SD-18 を更新した SD-22 が作成されている。SD-18、SD-22 と本論で検討した SD-26 それぞれの深部構造 ($V_s=2700$ m/s) の上面深度の分布を付図-8 に、前述の各代表観測点における S 波速度構造の比較を付図-9 に示す。西原村小森観測点では、SD-18 と比較して SD-22 や SD-26 で $V_s=1100$ m/s や 2100 m/s の層がより浅くなっている。各 SD モデルの調査対象領域と更新の履歴については、本論 4 章を参照されたい。参考として、本震に比べて単純な震源過程を持つと考えられる中小地震 (付図-10 参照) の記録を対象とした計算値と観測値の速度フーリエスペクトル比 (水平 2 成分のベクトル合成値) の SD モデル間での比較を付図-11 に示す。図中の赤実線は検討対象とした 5 地震に対するスペクトル比の平均を示す。特に西原村小森では、SD-18 と比較して SD-26 の方が平均値 (赤実線) が 0 (計算値と観測値が一致) に近づいており、地下構造モデルの改良による観測記録の再現性の向上が確認できる。

シングルハイポセンターとマルチハイポセンターの破壊様式の比較を付図-12 に示す。いずれのモデルでも、震源断層面上を 100 m 間隔の点震源で離散化した震源モデルに対して、南西側のアスペリティ (アスペリティ 2) の下端南西隅部分を初期破壊開始点とする点は共通している。シングルハイポセンターでは初期破壊開始点 (★印) を起点に最も近い点震源から断層面全体に順次同心円状に破壊が進むように破壊開始時刻分布を設定している。マルチハイポセンターでは、北東側のアスペリティ (アスペリティ 1) の内部において、最も早くアスペリティ 2 からの破壊フロントが到達した点 (☆印) を起点として、当該アスペリティ内に限り、同心円状に破壊が進展するよう破壊開始時刻を再設定している。

(2) 検討結果の比較

SD モデルごと、及び破壊様式ごとの計算結果を以下に示す。ここで、計算波形、観測波形ともカットオフ周期 1 秒の長周期域通過フィルター (以下、LPF と呼ぶ) 処理を施している。

工学的基盤上面の最大速度分布 (付図-13) を見ると、いずれも断層面の南西側に初期破壊開始点があるため、震源断層の北東方向にかけて比較的振幅の大きな領域が広がる点は共通している。また、シングルハイポセンターとした場合は主としてアスペリティ 1 の北東側で強い揺れを示すのに対して、マルチハイポセンターとした場合は、アスペリティ 1 の南側に強い揺れを示す領域が広がることを確認できる。これは、アスペリティ 1 の中で深部から浅部へと向かう破壊の効果も一層強く含まれることから、その破壊の延長先である南方にも破壊伝播効果が及んでいるためと考えられる。

次に震源断層近傍の各代表観測点における速度波形及び変位波形の比較 (付図-14～付図-19) を見てみる。なお、水平成分は断層走向に対して平行方向 (FP : N233° E) と直交方向 (FN : N323° E) に方位回転している。計算結果は工学的基盤面 ($V_s=350$ m/s) 上であるのに対して、観測結果は KiK-net 益城では地中記録、西原村小森と南阿蘇村河陽観測点では地表記録であることに留意する必要がある。時刻歴波形の比較において、2016 年熊本地震の発震時刻と初期破壊開始点の破壊開始時刻を合わせた上で比較している。ここでは計算結果と観測記録の比較よりも、主として計算結果間の違いについて述べる。

KiK-net 益城観測点は、アスペリティ 1 の破壊伝播方向とは反対側に位置しており、付図-14 から、この地点では破壊様式の違いや深部構造条件の変更による最大速度への影響は比

較的小さく、破壊様式及び深部構造の設定に対する応答の感度は低い結果となった。観測波形の時刻 6 秒付近に見られる特徴的なパルス波形については、いずれの計算結果もその概形はとらえているものの、特に断層直交 (FN) 成分や上下方向 (UD) 成分の振幅は 6 ケースのいずれにおいても、やや不足している。

西原村小森観測点はアスペリティ 1 の直上に位置している。付図-16 から、破壊様式の違いによる最大速度を比較すると、マルチハイポセンターに対するシングルハイポセンターでは、断層平行 (FP) 成分で約 2 割減少し、一方で断層直交成分では約 3~5 割増加する結果となった。同様に、地下構造モデルによる影響を比較すると、SD-18 に対して SD-22 や SD-26 を用いた場合、最大速度は断層平行成分、断層直交成分ともに約 3~4 割程度減少した。いずれのモデルも最大振幅については観測記録に対して過小評価となっている。

南阿蘇村河陽観測点は、北東側のアスペリティ 1 の破壊伝播の進行方向に位置している。付図-18 の断層平行方向、断層直交方向では、シングルハイポセンターとした場合、マルチハイポセンターとした場合に比べて最大速度は 2 割程度増加した。また、地下構造モデルを SD-26 とした場合は、SD-18 と比較して最大速度は 2~4 割程度増加する結果となった。過小評価傾向であった断層平行 (FP) 成分については、シングルハイポセンターとした場合、及び SD-22 や SD-26 を用いた場合に観測記録に近づく傾向がみられた一方、過大評価傾向であった断層直交 (FN) 成分については観測記録から外れてさらに過大評価となる方向への変化が認められた。

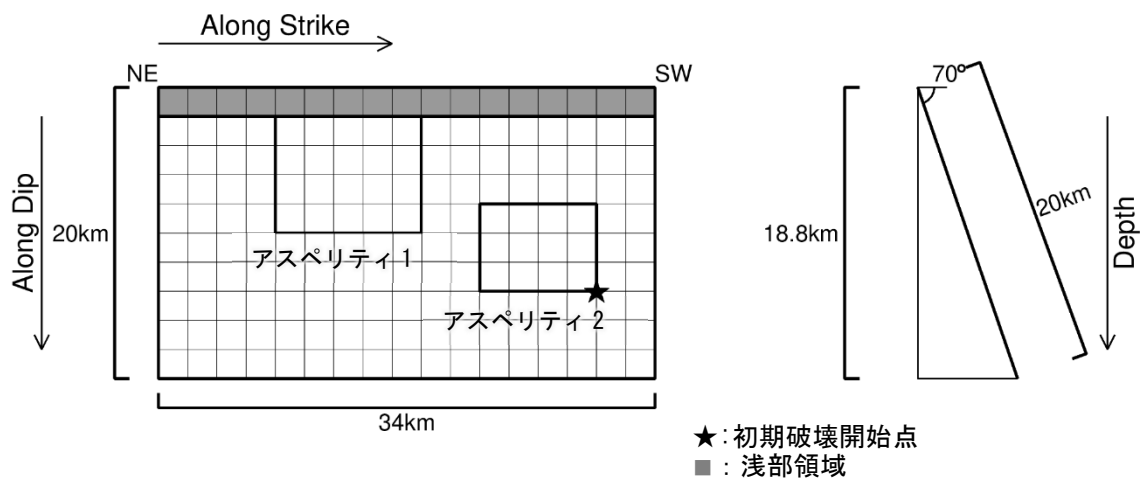
付図-15、付図-17、及び付図-19 には各観測点の変位波形を示すが、破壊伝播様式や地下構造モデルの影響として、速度波形について言及した以上に顕著な変化は見られなかった。

西原村小森を通る南北測線上の最大速度の比較として、断層平行成分を付図-20 に、断層直交成分を付図-21 に示す。ここで、南北測線の平面位置は本論図 2 に示した通りである。前述の西原村小森観測点での速度波形に見られた傾向と概ね同様であるが、地下構造モデル間を比較すると、SD-18 に対して SD-22 や SD-26 を用いた場合、2 割程度から最大半分程度にまで振幅が減少していることが確認される。また破壊伝播様式について比較すると、シングルハイポセンターの計算結果はマルチハイポセンターと比較して断層直交成分が大きくなる傾向にある。同様に、西原村小森を通る南北測線上の最終変位量の比較として、断層平行成分を付図-22 に、上下方向成分を付図-23 に示す。方向成分によらず各検討ケース間で最終変位量の分布は類似しており、地下構造モデルの変化が最終変位量に及ぼす影響はわずかであることが確認される。

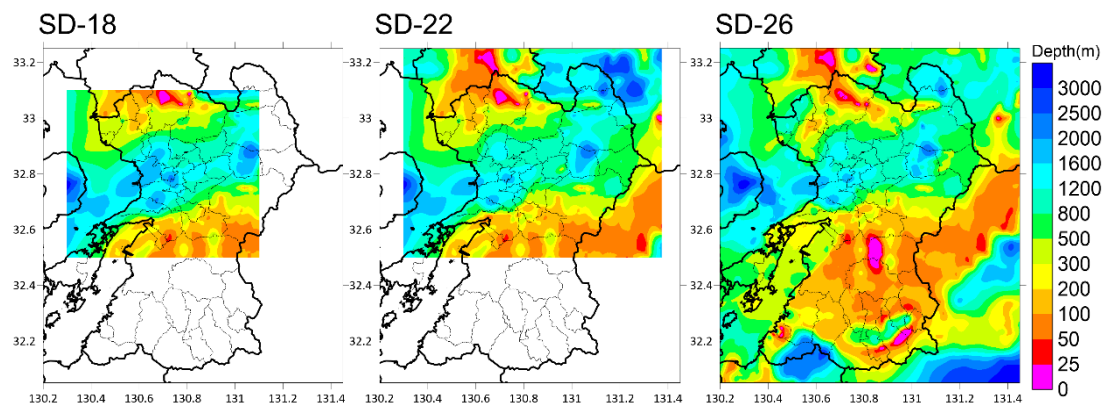
以上の本震記録の計算結果から、マルチハイポセンターに対するシングルハイポセンターの最大速度振幅を比較すると、西原村小森では断層平行成分が減少し断層直交成分は増加、南阿蘇村河陽では、断層平行、直交成分とも増加する傾向が確認された。すなわち、破壊伝播様式の違いが、アスペリティ近傍や破壊伝播方向の強震動評価に影響を及ぼす可能性が再確認された。地下構造モデルの観点では、「中間報告」で使われた SD-18 と比較して、より多くの地盤構造調査結果を活用した SD-22 や SD-26 を用いることにより、震源近傍の西原村小森では $V_s=1100$ m/s や 2100 m/s の層がより浅くなっていることで、計算された速度波形の振幅が減少したほか、南阿蘇村河陽の振幅はやや増加していることがわかった。

参考文献

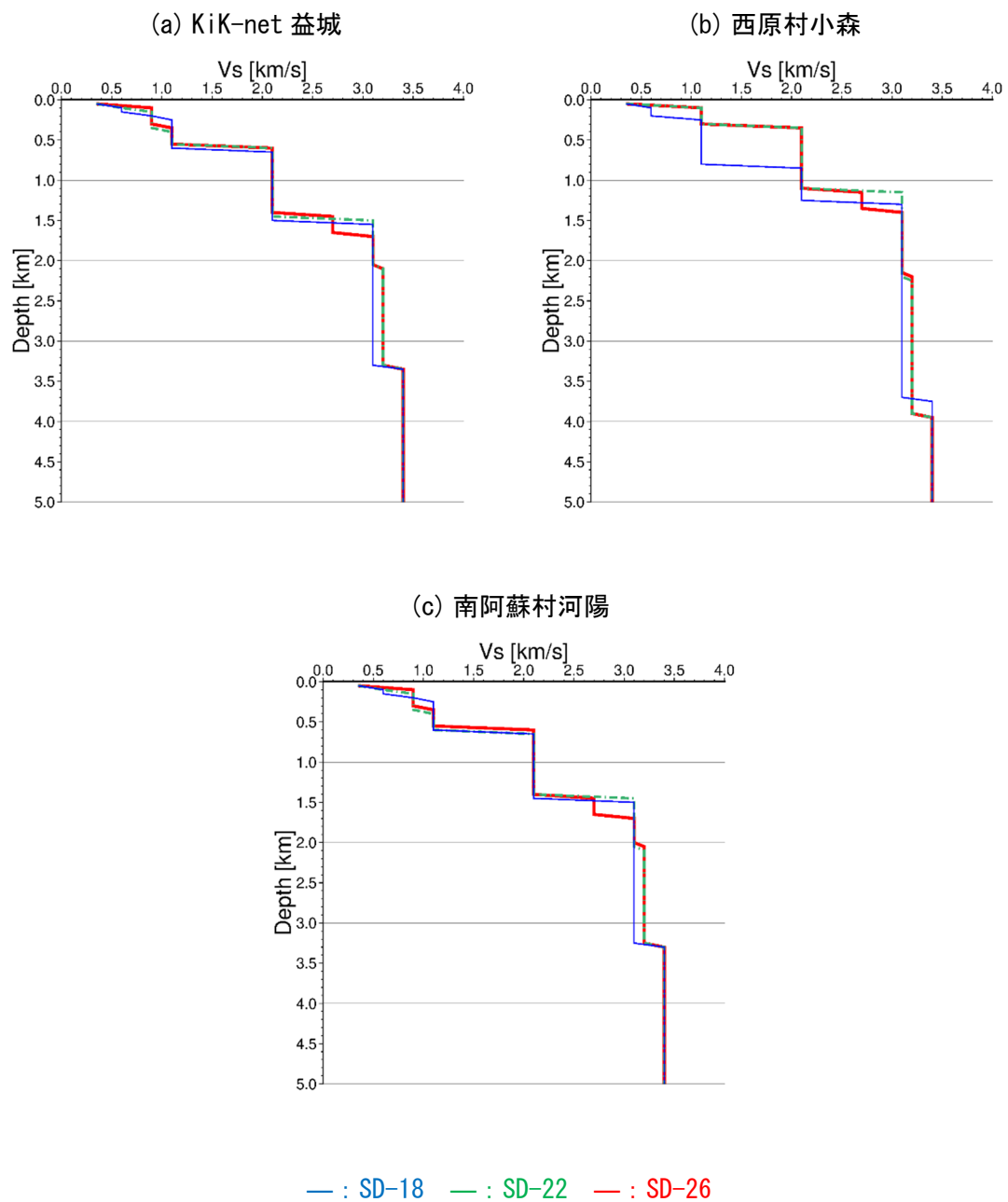
- 藤原広行・河合伸一・青井真・森川信之・先名重樹・東宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田章 (2012) : 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討、防災科学技術研究所研究資料、第 379 号.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会 (2022) : 2016 年熊本地震 (M_j 7.3) の観測記録に基づく強震動評価手法の検証 (中間報告) (令和 4 年 3 月 14 日公表) .
- Senna, S., A. Wakai, H. Suzuki, A. Yatagai, H. Matsuyama, and H. Fujiwara (2018): Modeling of the subsurface structure from the seismic bedrock to the ground surface for a broadband strong motion evaluation in Kumamoto plain, Journal of Disaster Research, 13, 5, 917-927, doi: 10.20965/jdr.2018.p0917.



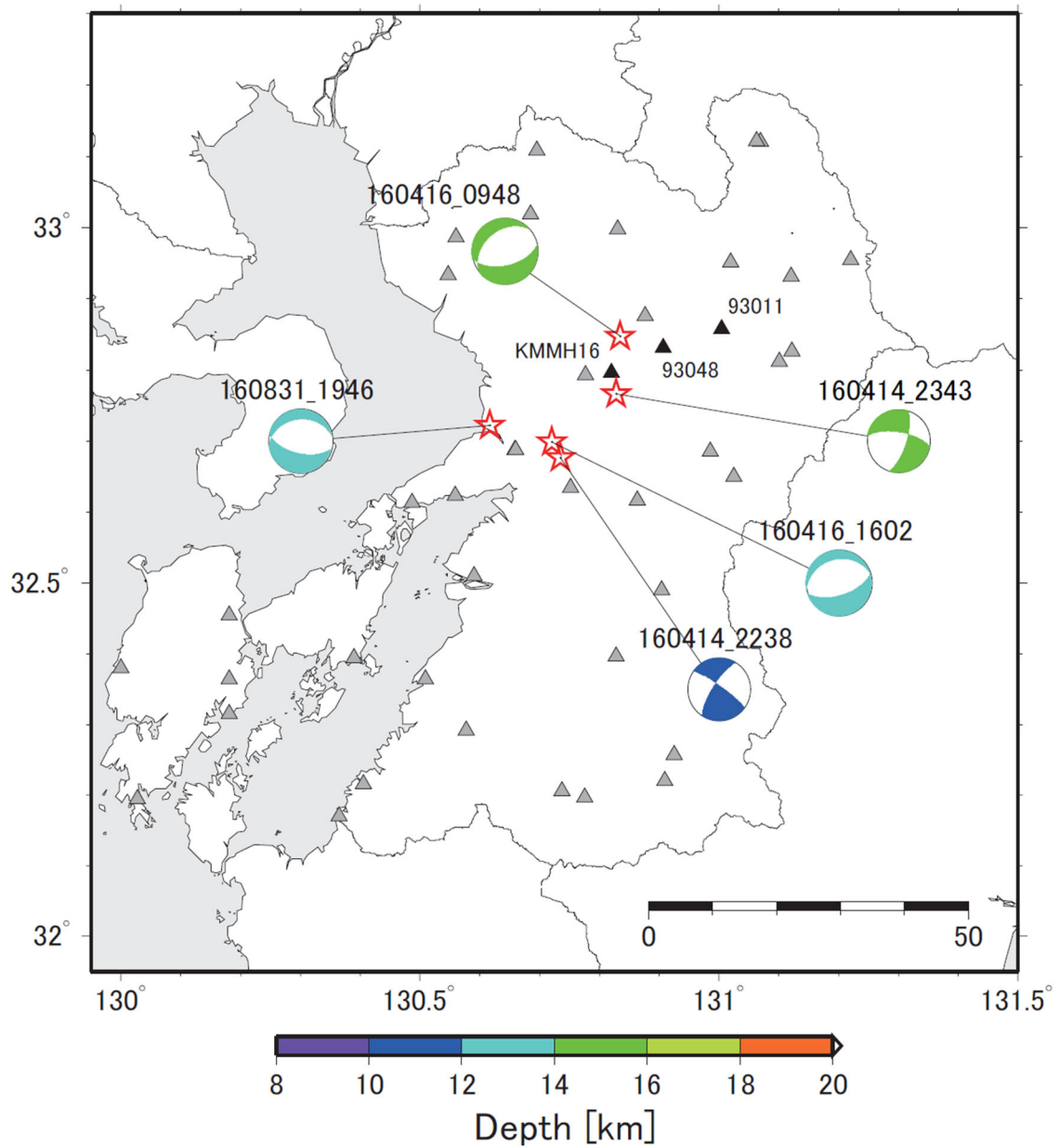
付図-7 検討に用いる震源断層モデル (Model-II_U1_S2)



付図-8 検討に用いる地下構造モデルの比較
($V_s=2700$ m/s 層の上面の深度分布)

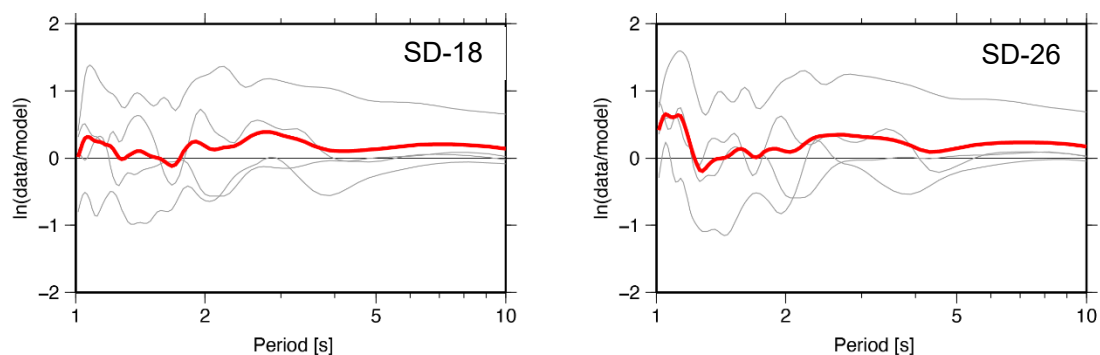


付図-9 震源近傍観測点位置における地下構造モデルのS波速度の深度分布の比較

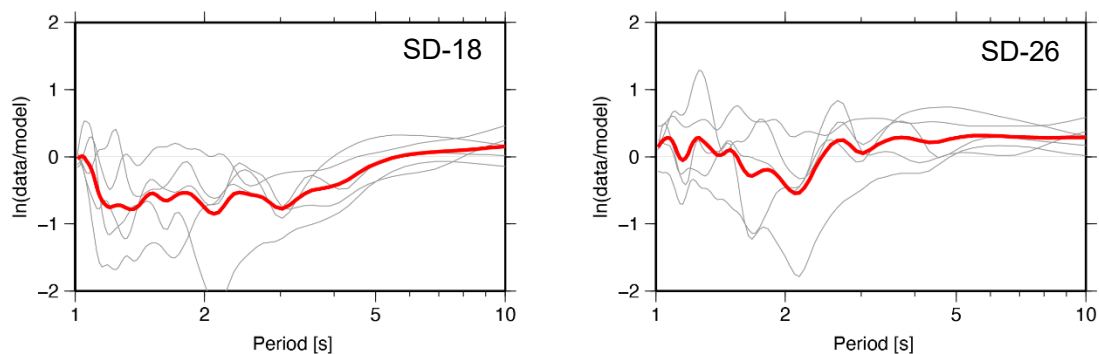


付図-10 地下構造モデルの比較検証に用いた中小地震の震央分布図（赤星印）
 検討に用いた 5 地震の震央位置を赤い星印で示す。それぞれの震源に対応する発震機構に示される色は、凡例に示す震源深さに対応する。

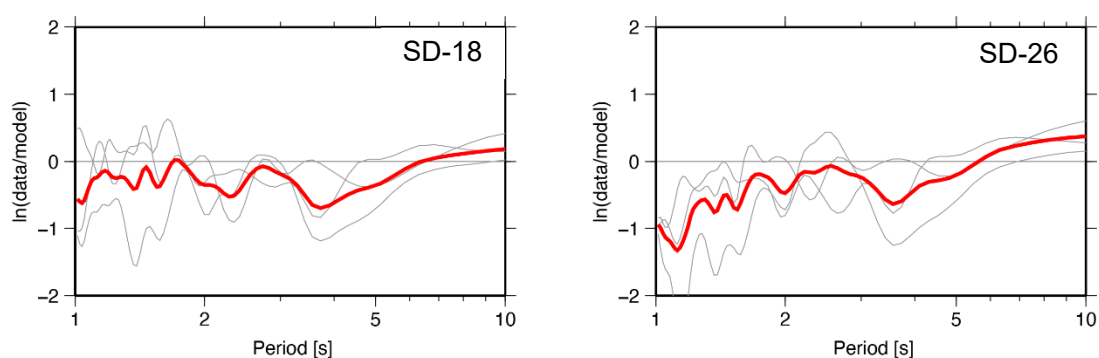
(a) KiK-net 益城



(b) 西原村小森

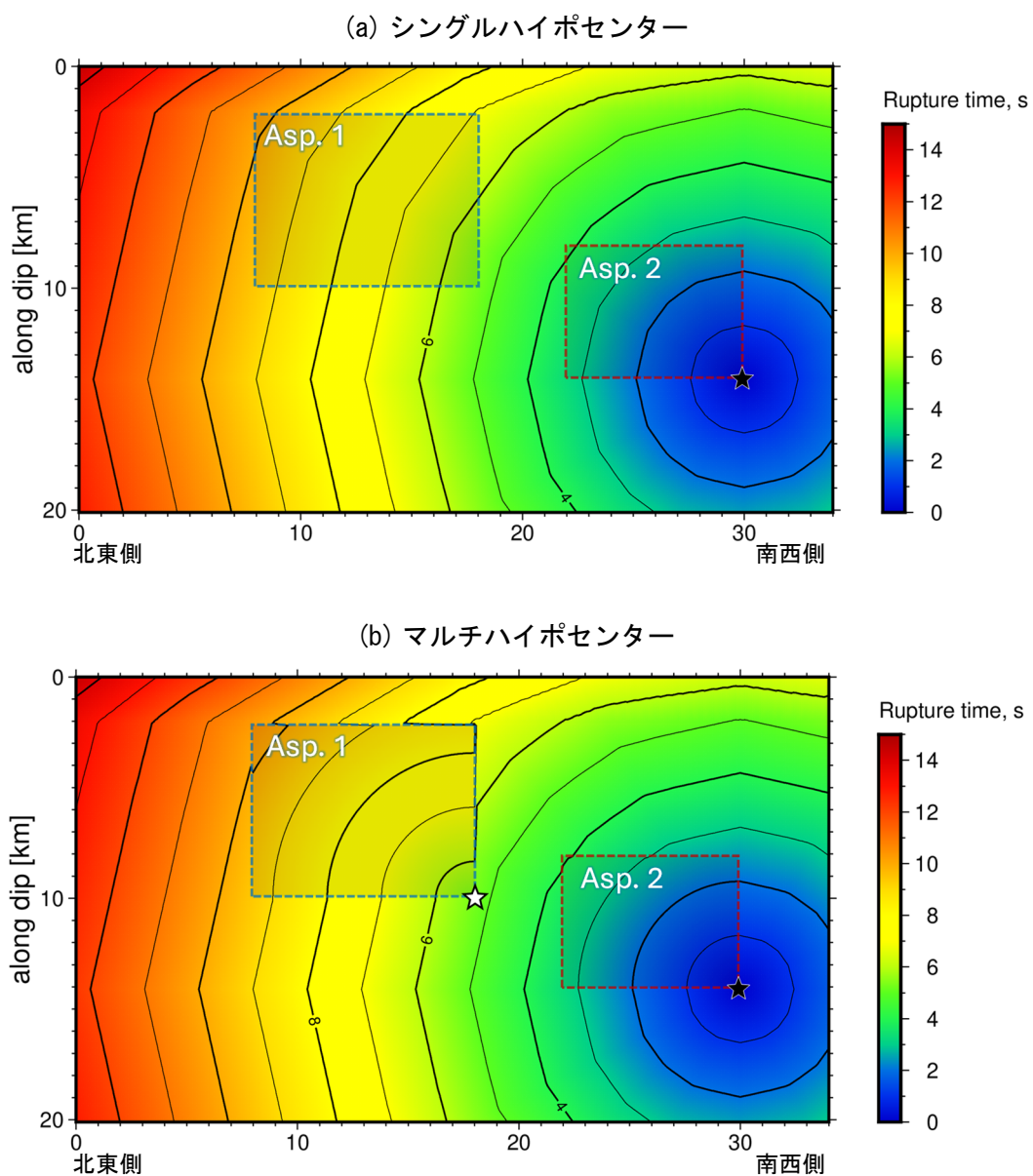


(c) 南阿蘇村河陽



付図-11 中小地震記録を対象とした GOF（地震動の計算値に対する観測値の速度フーリエスペクトル比 $\ln(\text{data}/\text{model})$ ）の比較

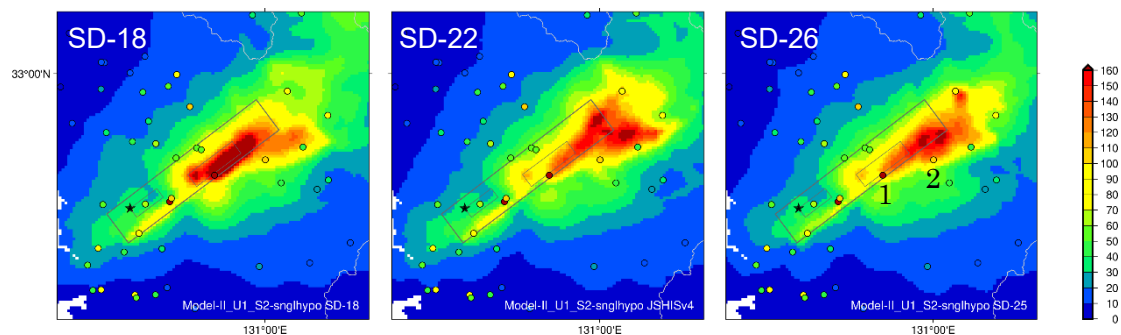
水平 2 成分のベクトル合成値の速度フーリエスペクトルの比として、各図の左側は SD-18 を、右側は SD-26 を用いた計算結果を示す。5 つの中小地震記録に対する地震ごとの計算結果を灰色の線で、平均を赤実線で示す。なお、南阿蘇村河陽観測点では、5 つの地震のうち記録の入手できた 3 地震を用いて比較している。



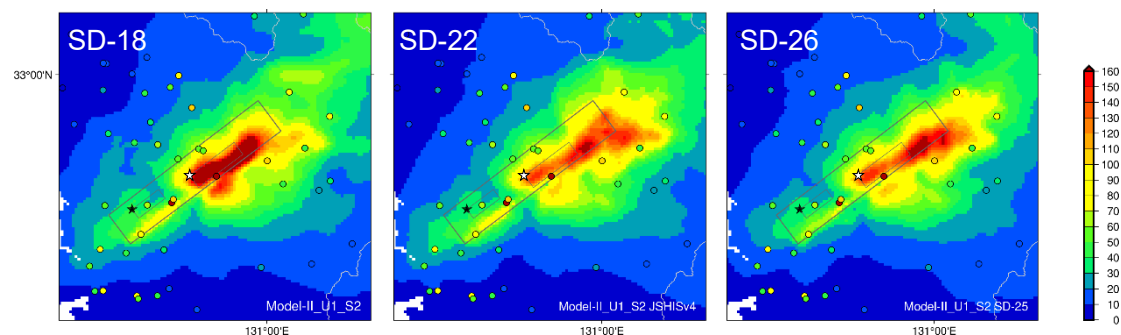
付図-12 破壊様式（シングルハイポセンターとマルチハイポセンター）による
破壊開始時刻分布の比較

100 m 間隔の点震源で離散化し、最も近い点震源が次に順次破壊するように破壊時刻を設定。
マルチハイポセンターの大きいアスペリティは同心円状に設定。

(a) 破壊様式をシングルハイポセンターとした場合



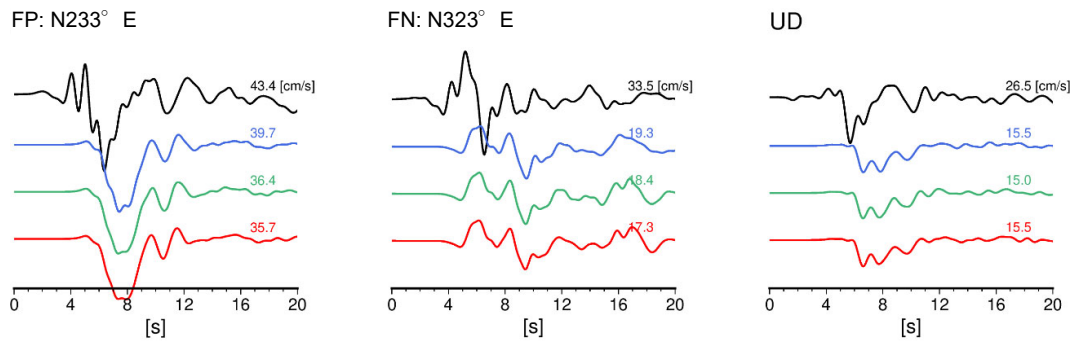
(b) 破壊様式をマルチハイポセンターとした場合



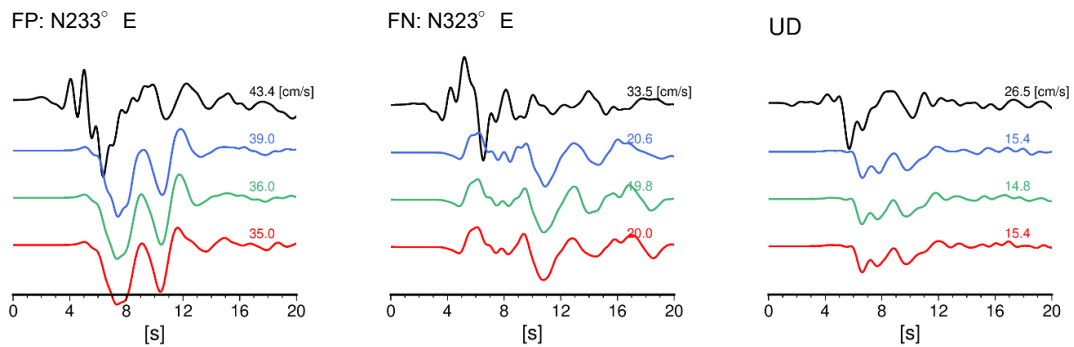
付図-13 工学的基盤上面での最大速度分布の比較

左から SD-18、SD-22、SD-26 を用いた三次元差分法による計算結果を示す。○印は地表観測点における最大速度を示す。計算値、観測値ともに、1 秒の LPF 処理を施した 3 成分合成の最大速度を示す。凡例に示すカラーコンターは、最大速度 (cm/s) を示す。(a) の SD-26 の図の数字の上部の観測点が 1；西原村小森、2；南阿蘇村河陽。

(a) 破壊様式をシングルハイポセンターとした場合



(b) 破壊様式をマルチハイポセンターとした場合

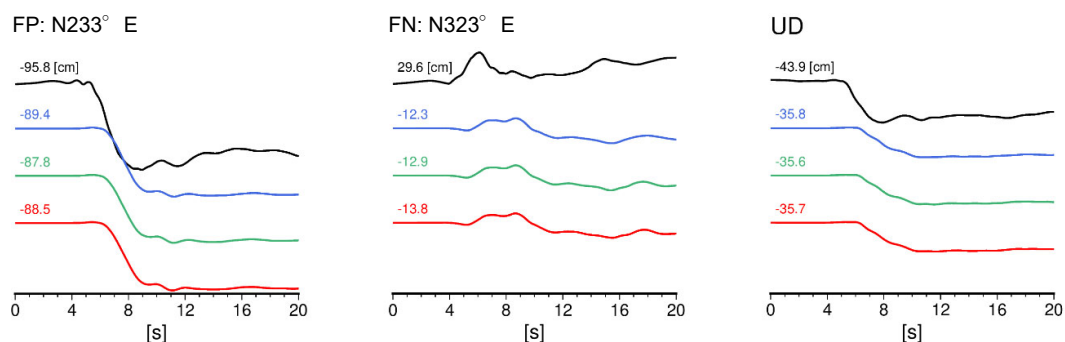


付図-14 KiK-net 益城観測点での LPF 処理を施した速度波形の比較

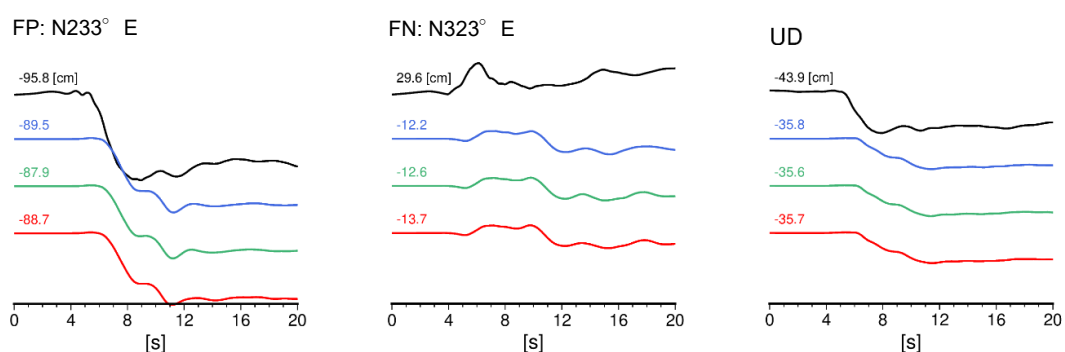
— : 観測記録 — : SD-18 — : SD-22 — : SD-26

観測波形はカットオフ周期 1 秒の LPF 処理を施した波形（地中記録）、計算波形は 1 秒の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。断層平行方向（FP：N233° E）と直交方向（FN：N323° E）に方位回転している。波形に添えている数字は最大振幅を示す。

(a) 破壊様式をシングルハイポセンターとした場合



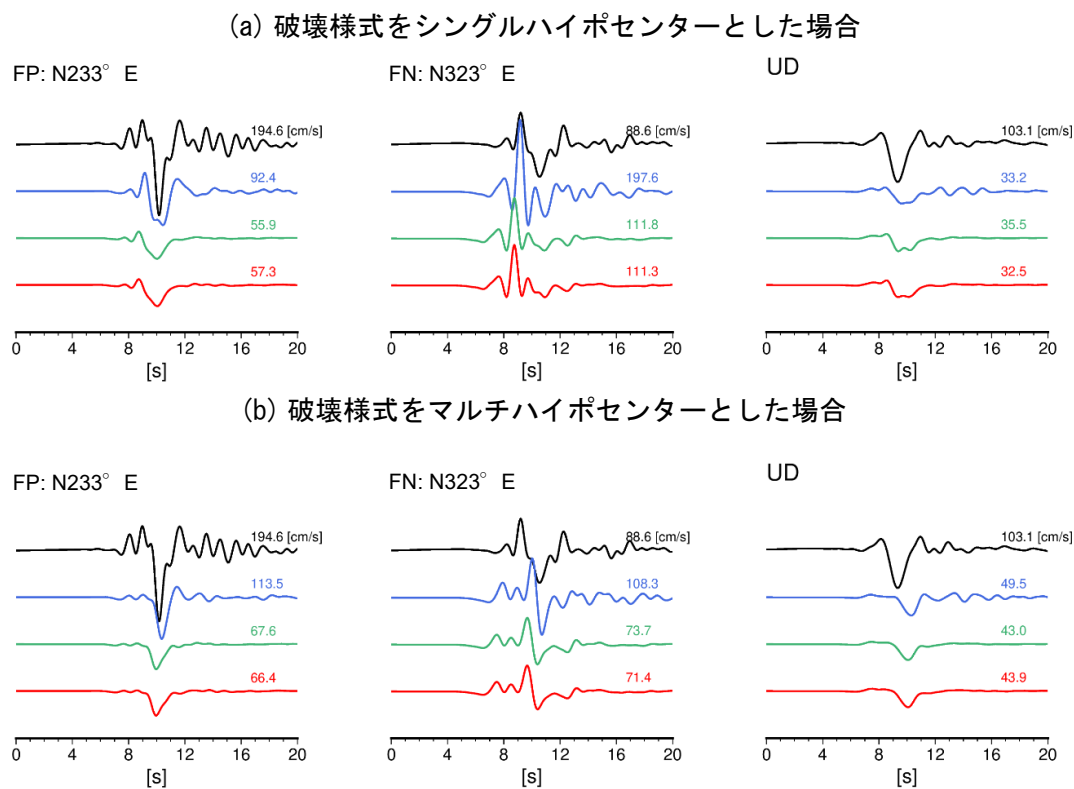
(b) 破壊様式をマルチハイポセンターとした場合



付図-15 KiK-net 益城観測点での LPF 処理を施した変位波形の比較

— : 観測記録 — : SD-18 — : SD-22 — : SD-26

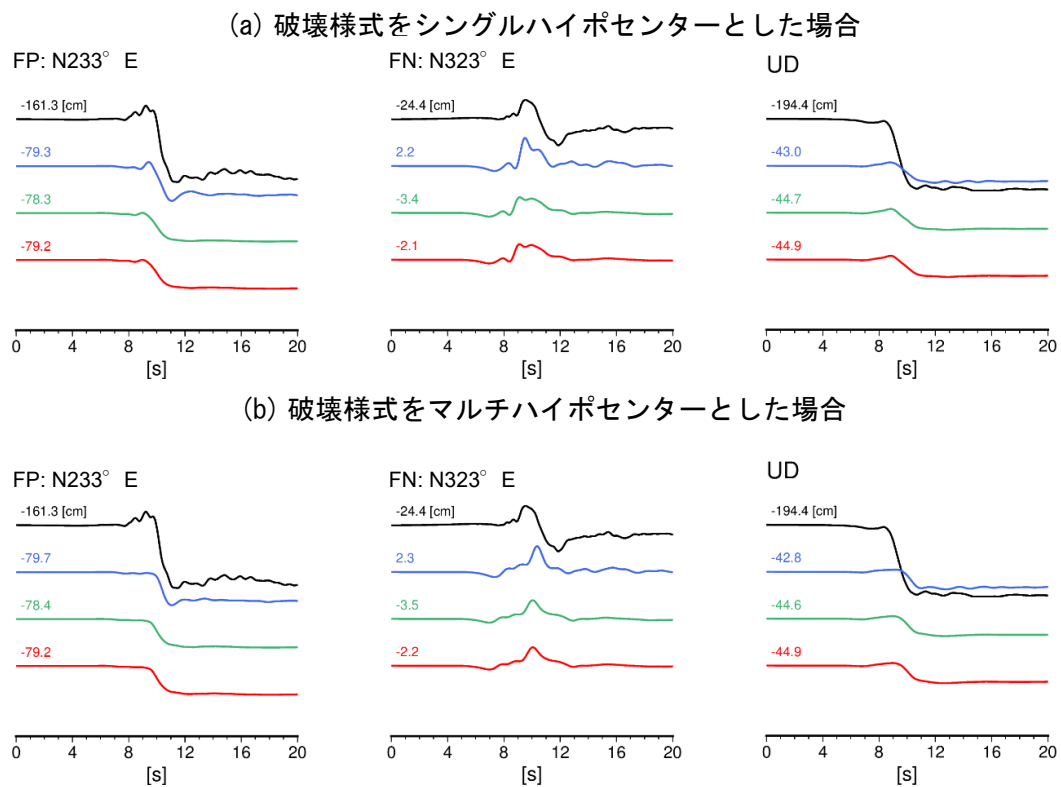
観測波形はカットオフ周期 1 秒の LPF 処理を施した波形（地中記録）、計算波形は 1 秒の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。断層平行方向（FP : N233° E）と直交方向（FN : N323° E）に方位回転している。波形に添えている数字は最終変位量（20～30 秒の間の平均値）を示す。



付図-16 西原村小森観測点での LPF 処理を施した速度波形の比較

— : 観測記録 — : SD-18 — : SD-22 — : SD-26

観測波形はカットオフ周期 1 秒の LPF 処理を施した波形（地表記録）、計算波形は 1 秒の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。断層平行方向 (FP: N233° E) と直交方向 (FN: N323° E) に方位回転している。波形に添えている数字は最大振幅を示す。

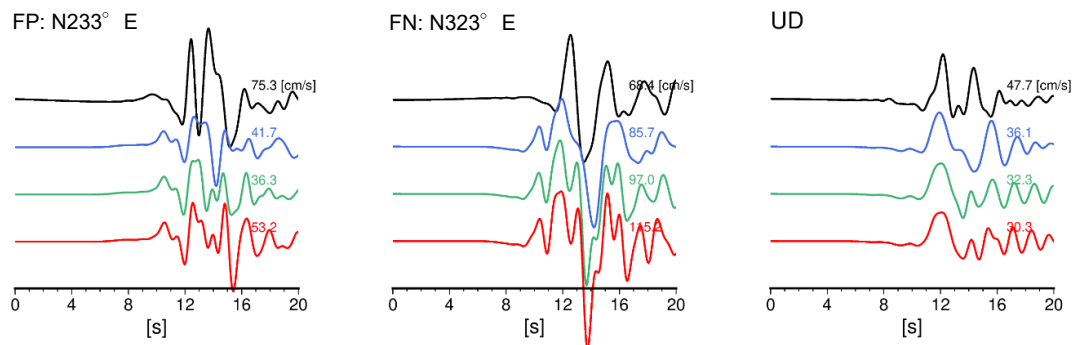


付図-17 西原村小森観測点での LPF 処理を施した変位波形の比較

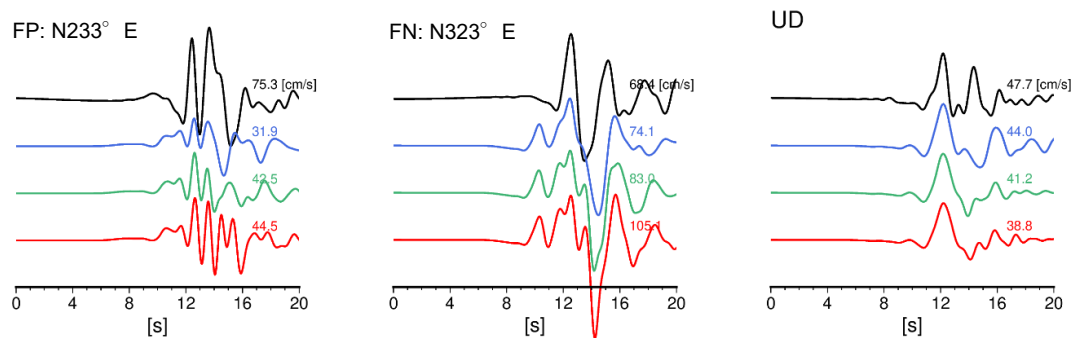
— : 観測記録 — : SD-18 — : SD-22 — : SD-26

観測波形はカットオフ周期 1 秒の LPF 処理を施した波形（地表記録）、計算波形は 1 秒の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。断層平行方向 (FP: N233° E) と直交方向 (FN: N323° E) に方位回転している。波形に添えている数字は最終変位量 (20~30 秒の間の平均値) を示す。

(a) 破壊様式をシングルハイポセンターとした場合



(b) 破壊様式をマルチハイポセンターとした場合

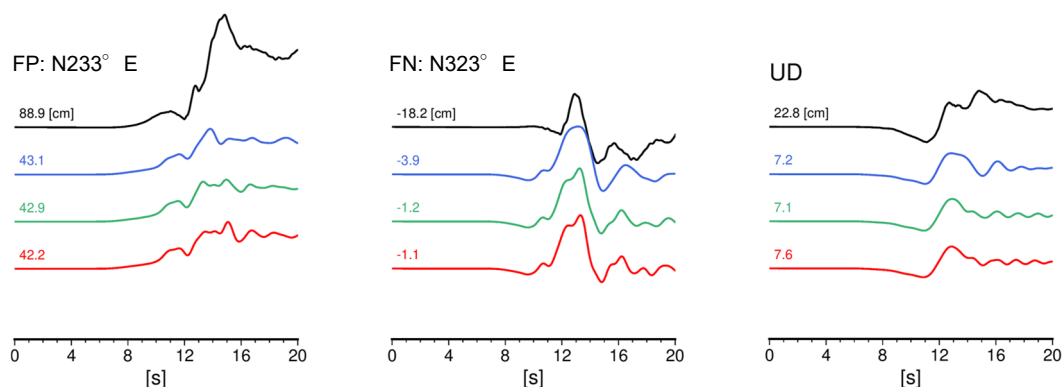


付図-18 南阿蘇村河陽観測点での LPF 処理を施した速度波形の比較

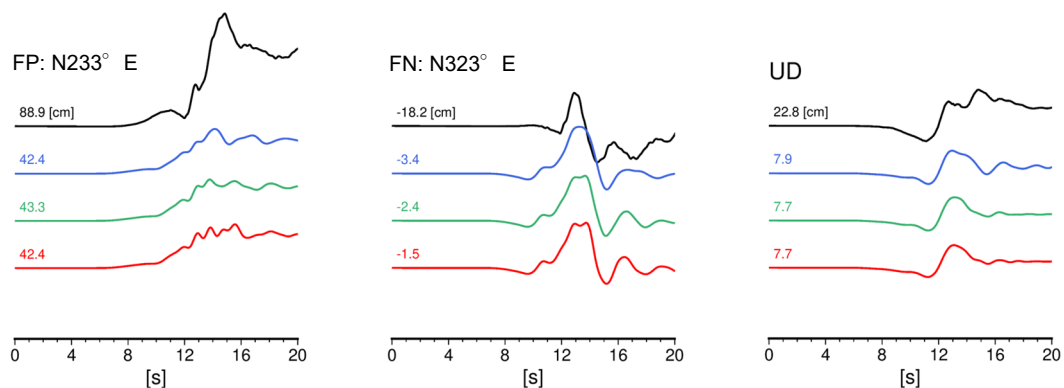
— : 観測記録 — : SD-18 — : SD-22 — : SD-26

観測波形はカットオフ周期 1 秒の LPF 処理を施した波形（地表記録）、計算波形は 1 秒の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。断層平行方向 (FP: N233° E) と直交方向 (FN: N323° E) に方位回転している。波形に添えている数字は最大振幅を示す。

(a) 破壊様式をシングルハイポセンターとした場合



(b) 破壊様式をマルチハイポセンターとした場合

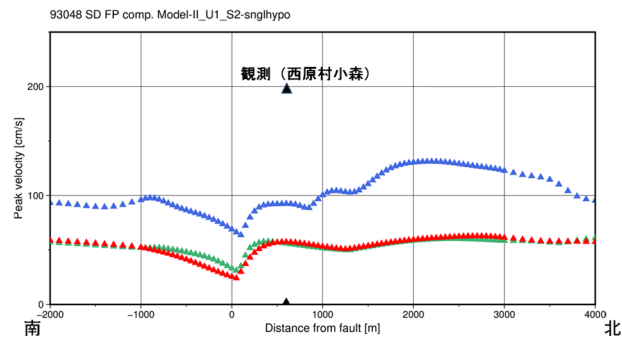


付図-19 南阿蘇村河陽観測点での LPF 処理を施した変位波形の比較

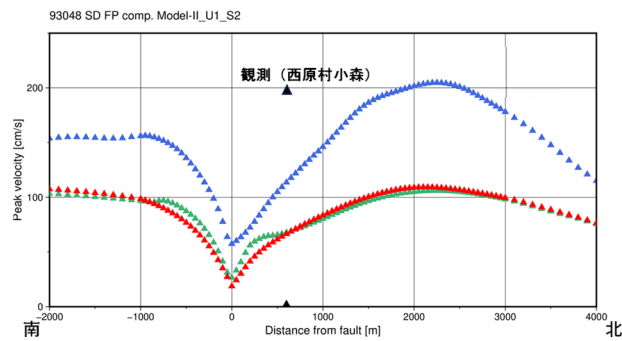
— : 観測記録 — : SD-18 — : SD-22 — : SD-26

観測波形はカットオフ周期 1 秒の LPF 処理を施した波形（地表記録）、計算波形は 1 秒の LPF 処理を施した三次元差分法による工学的基盤上面における波形を使用。断層平行方向 (FP: N233° E) と直交方向 (FN: N323° E) に方位回転している。波形に添えている数字は最終変位量 (20~30 秒の間の平均値) を示す。

(a) 破壊様式をシングルハイポセンターとした場合



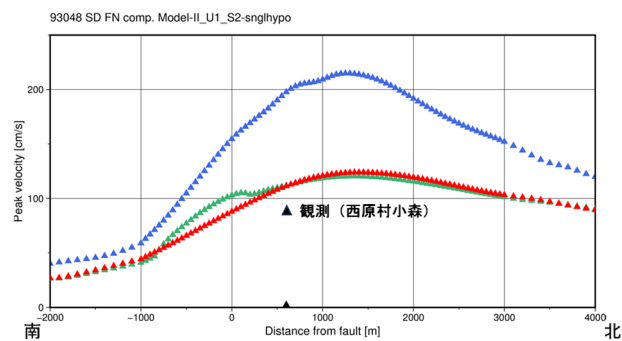
(b) 破壊様式をマルチハイポセンターとした場合



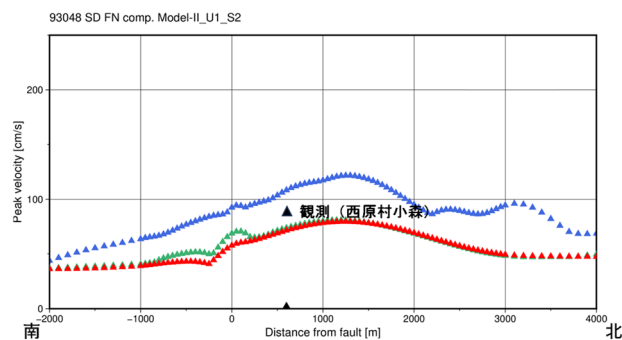
付図-20 西原村小森を通る南北測線上の最大速度絶対値（断層平行成分）

▲ : SD-18 ▲ : SD-22 ▲ : SD-26

(a) 破壊様式をシングルハイポセンターとした場合



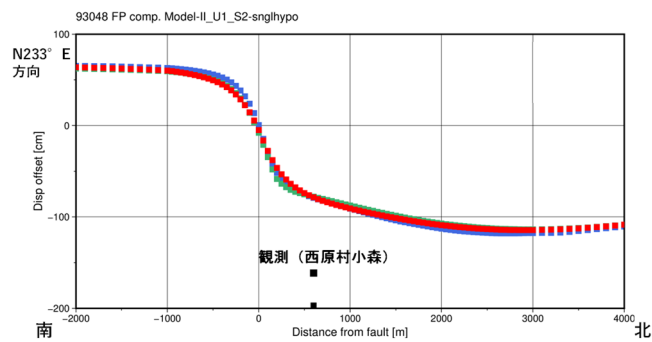
(b) 破壊様式をマルチハイポセンターとした場合



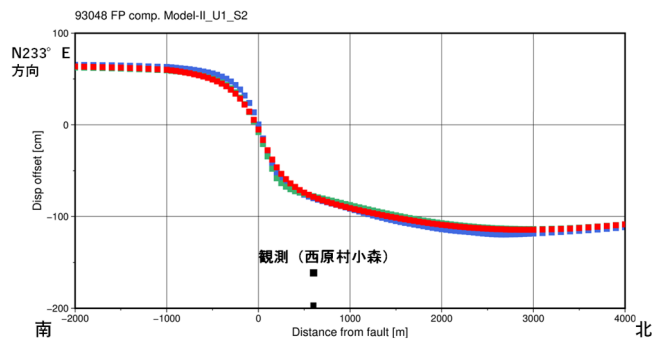
付図-21 西原村小森を通る南北測線上の最大速度絶対値（断層直交成分）

▲ : SD-18 ▲ : SD-22 ▲ : SD-26

(a) 破壊様式をシングルハイポセンターとした場合



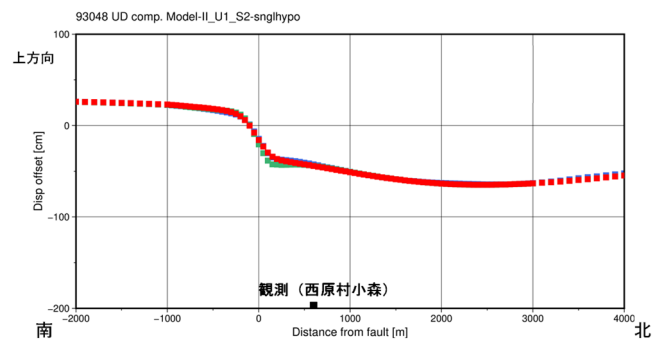
(b) 破壊様式をマルチハイポセンターとした場合



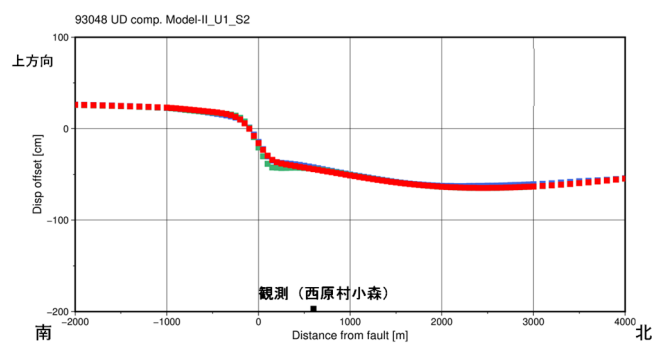
付図-22 西原村小森を通る南北測線上の最終変位量（断層平行成分）

■ : SD-18 ■ : SD-22 ■ : SD-26

(a) 破壊様式をシングルハイポセンターとした場合



(b) 破壊様式をマルチハイポセンターとした場合



付図-23 西原村小森を通る南北測線上の最終変位量（上下方向成分）

■ : SD-18 ■ : SD-22 ■ : SD-26