

3. 4 断層近傍及び都市域における強震動予測向上のための調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 断層近傍及び都市域における強震動予測向上のための調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人防災科学技術研究所	部門長	藤原 広行
同上	主任研究員	森川 信之
同上	主幹研究員	先名 重樹
同上	主任研究員	岩城 麻子
同上	主任研究員	前田 宜浩

(c) 業務の目的

強い揺れによる被害が予測される震源断層ごく近傍及び周辺の大都市域を対象として、SIPの成果に基づいて構築された強震動評価のための広域地盤構造モデル（浅部・深部統合地盤構造モデル）の修正版を構築するとともに、地表断層及び地震発生層より浅い震源断層のモデル化手法を確立する。サブテーマ1～3の成果に基づいて、当該断層における活動区間などに関する不確実さを考慮した多様な震源モデルを構築し、修正した地下構造モデルを用いて地表変位を含む高精度な面的な強震動予測計算結果を平均値だけでなく幅を含めて提示する。

(d) 3ヵ年の年次実施業務の要約

1) 令和2年度：

地震調査研究推進本部による現行の屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯（恵那山－猿投山北断層帯）の地震を想定した震源断層を特定した地震動予測地図（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2021）において震度6弱から6強の強い揺れが予測されている地表断層周辺、及び周辺都市域（名古屋市、瀬戸市、長久手市、豊田市域）の強震動計算のための地盤構造モデルの構築について、工学的基盤の不整形性を高精度化するための微動アレイ観測、地震観測（地震計設置）を実施した。

震源断層を特定した地震動予測地図では、震源モデルが地中の単純な矩形で表現されており、谷筋に沿って複雑な地表断層形状をしている当該断層帯と乖離している部分もある。そこで、複雑な地表断層形状の詳細なモデル化手法と計算ツールを作成した。

2) 令和3年度：

地盤構造モデル高精度化のための地震観測を引き続き行うとともに、令和2年度の調査データとあわせて分析し、SIP（戦略的イノベーション創造プログラム）の成果に基づく東海地域の浅部・深部統合地盤構造モデルを修正した。

平成28年（2016年）熊本地震を対象とした検討で得られている知見を踏まえ、当該断層帯における地震発生層上端深さとそれ以浅の地表変形を含む破壊過程が強震動計算結果に及ぼす影響を、定量的に評価するための感度解析を実施した。

3) 令和4年度：

令和3年度までに構築した強震動計算のための地盤構造モデルの検証を行い、必要に応じて修正及び調整を行った。

当該断層帯を対象とした地表変位を含む高精度化された強震動予測を行うため、活動区間などの不確実さを考慮した多様な震源モデル群を設定した。構築した地下構造モデル及び震源モデル群を用いて広帯域（周期0.1～10秒）強震動シミュレーションを行い、現在の地震動予測地図から高精度化された面的な強震動予測計算結果を不確実さも含めて提示した。

(2) 令和4年度の成果

(a) 業務の要約

地震調査研究推進本部による震源断層を特定した地震動予測地図（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2021）において、震度6弱から6強の強い揺れが予測されている地表断層周辺及び周辺都市域における強震動予測を向上させるため、地盤構造モデル高精度化のための地震観測等を引き続き行うとともに、令和3年度までに構築した強震動計算のための地盤構造モデルの修正および検証を行った。

サブテーマ1～3と連携して活動区間の不確実さを考慮した多様な震源モデル群を設定した。構築した地下構造モデル及び震源モデル群を用いて広帯域（周期0.1～10秒）強震動シミュレーションを行い、現在の地震動予測地図から高精度化された面的な強震動予測結果について不確実さも含めて示した。

(b) 業務の実施方法

断層近傍及び周辺都市域の詳細な地盤構造モデル構築のため、令和3年度に引き続き、地震観測を実施した。昨年度までに作成した浅部・深部統合地盤構造モデルについて、設置した地震観測点等の地震観測記録を用いたスペクトルインバージョンや地震波干渉法を用いた周期・増幅特性の精度検証を行い、作成範囲外の既往のSIP（戦略的イノベーション創造プログラム）の成果に基づく東海地域の浅部・深部統合地盤構造モデル（以後SIPモデル）との接続を行うために作成した地盤構造モデルの微調整を行った。

サブテーマ1～3に基づく活断層形状の詳細な情報を取り入れて、想定される震源シナリオについて強震動計算のための断層モデルを設定し、作成した地盤構造モデルを用いて強震動計算を行った。

(c) 業務の成果

1) 地盤構造モデルの検討

本研究における浅部・深部統合地盤構造モデル構築のため、地盤構造モデル構築範囲内において、昨年度に引き続き20箇所の地震観測を実施し、地震計設置後に観測された地震記録（令和4年4月～令和4年12月）を整理した。また、本研究にて作成した地盤構造モデルの範囲外についてはSIPモデルと接続出来るようにモデルの修正を行った。さらに、修正した地盤構造モデルを用いて、地震観測記録を用いてスペクトルインバージョンおよび地震波干渉法による浅部・深部統合地盤構造モデルの精度の検証・修正を行った。昨年度までの地盤構造モデルは、重力基盤上面≒地震基盤上面とみなして作成したが、範囲外の結果に対し、主に山間部において、深さ方向で数十メートル程度の大きな乖離（昨年度モデルの方が浅い）が出来ていた。そこで、地盤構造モデル間の相違を解消するための調整作業として、基本的に重力基盤上面の形状を変えずに、各データとモデルの地震基盤相当の速度層（ V_s3100 m/s程度）の上面深度値に修正した。修正方法を図1に示す。修正に用いたデータは、大アレイの微動探査、地震観測、PS検層（KiK-net；防災科学技術研究所、2019a）、屈折トモグラフィの各データである（図2）。SIPモデルとの接合部分については補填ポイントを設定して接合した。

令和3年度に作成したモデルとSIPモデルを単純に接合した場合の地震基盤上面深度を図3（左）に、図1に従って修正した地震基盤上面深度（本年度作成したモデルの地震基盤上面深度）を図3（右）にそれぞれ示す。本年度の修正モデルでは、弾性波探査やPS検層結果に基づき、山地部で地震基盤上面深度が深くなっている。また、SIPモデルとの接続境界部でもスムーズに接続できている。

地震基盤上面の深度を修正したうえで、工学的基盤から地震基盤までの深部地盤構造モデルに合わせて修正を行った。工学的基盤～地震基盤の地盤構造モデルの作成方針を表1にまとめた。

上記の作業で作成した最終的な地盤構造モデルを図4-1と4-2にそれぞれ示す。

スペクトルインバージョンにより求められた経験的サイト増幅特性（昨年度報告）と本年度作成した地盤構造モデルから求めた理論増幅率を比較した。なお、スペクトルインバージョン解析は、片岡・他（2006）を参考に計算した。解析に用いた地震は、 $M_j3.0$ 以上で、震源深さが100

km 以下の地震を対象とし、震源深さが 25 km 以下の地震を内陸地震、震源深さが 25 km 以上の地震を海溝型地震として整理した。伝播経路の Q 値を適切に推定するために、観測データの最小震源距離と最大震源距離の差が 100 km 以上の地震のみを用いて解析した。拘束条件には、S 波速度 3 km/s 程度の地震基盤が確認されている、AICH04、AICH07、GIFH22 の 3 つの観測点において、孔中と地表のスペクトル比を同定することにより、拘束条件とした。逆解析には山中・石田（1995）による遺伝的アルゴリズムを用いた。図 5 に解析に用いた地震の震央位置等を示す。

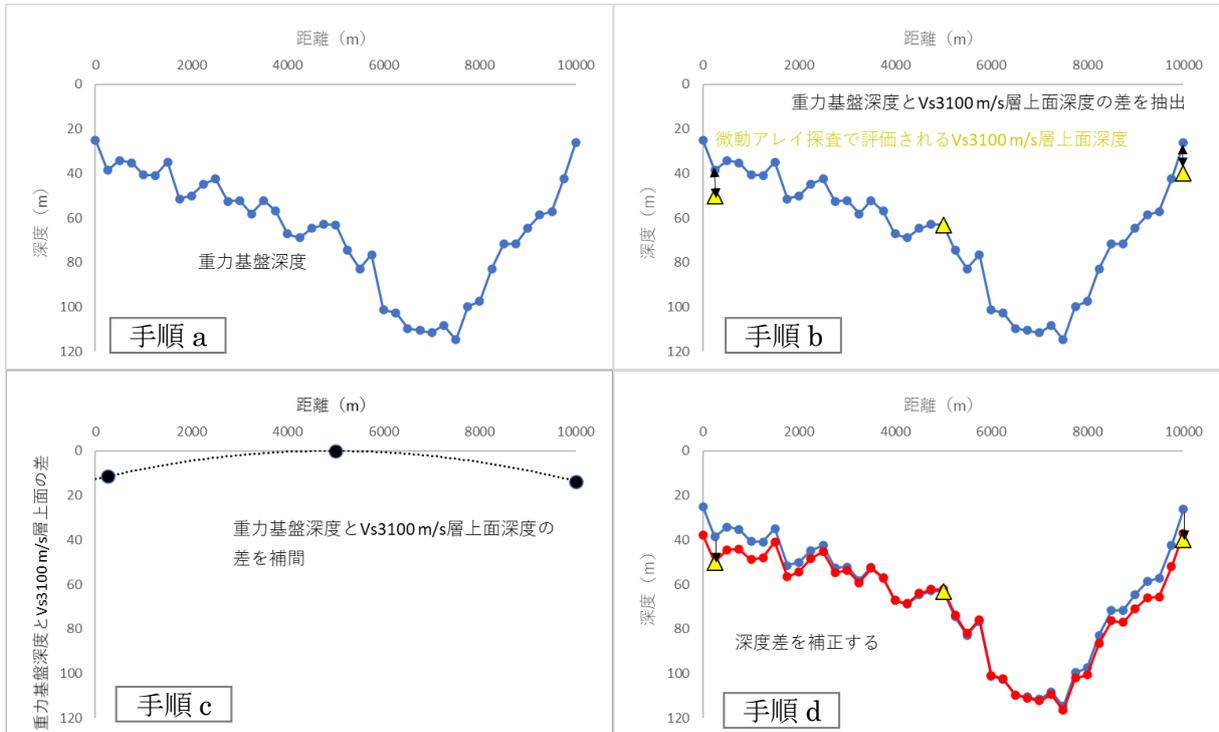


図 1 地震基盤上面の修正方法

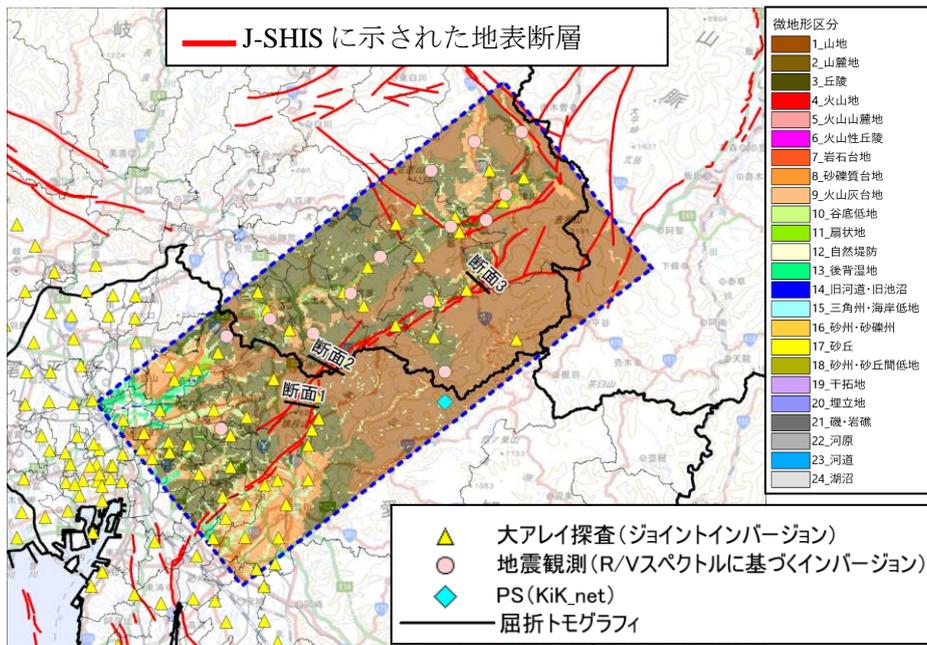


図 2 地震基盤上面の修正に使用したデータ

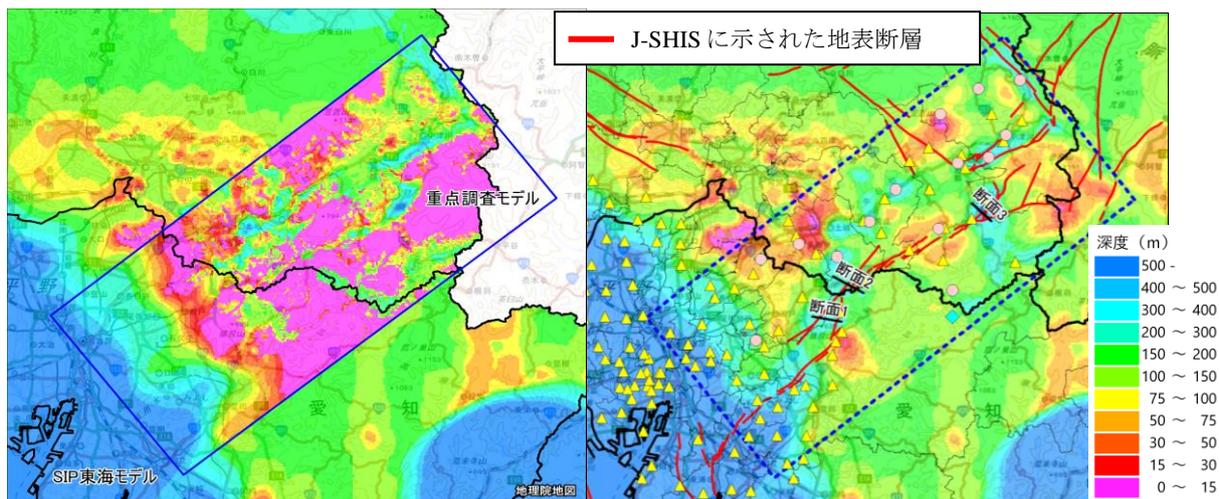


図3 令和3年度に作成した地震基盤上面深度（左）と本年度の地震基盤上面深度（右）

表1 工学的基盤～地震基盤の地盤構造モデルの作成方針

作成する速度層	作成手法
Vs350 m/s 層～ Vs500 m/s 層	Kriging 法 (Cressie, 1991) を用いて、大アレイ探査のジョイントインバージョン結果および小アレイ探査から読み取った速度層境界深度を補間。 ※補填ポイントとして、「微地形区分：山地 or 丘陵」かつ「地形区分：基盤岩類」となっている箇所に風化層モデルを挿入して補間を行った。
Vs600 m/s 層～ Vs1100 m/s 層	Kriging 法を用いて、大アレイ探査のジョイントインバージョン結果の速度層境界深度を補間。 ※補填ポイントとして、「微地形区分：山地 or 丘陵」かつ「地形区分：基盤岩類」となっている箇所に風化層モデルを挿入して補間を行った。
Vs1200 m/s 層～ Vs3100 m/s 層	① Vs3100 m/s 層上面深度に対する各速度層の上面深度の比を計算。 ※大アレイ探査、地震観測、PS 検層 (KiK-net)、モデル化接合部分の補填ポイント。 ② Kriging を用いて、①で計算した深度比を補間。 ③ 地震基盤上面深度と補間した深度比を使って、各速度層の上面深度を計算。

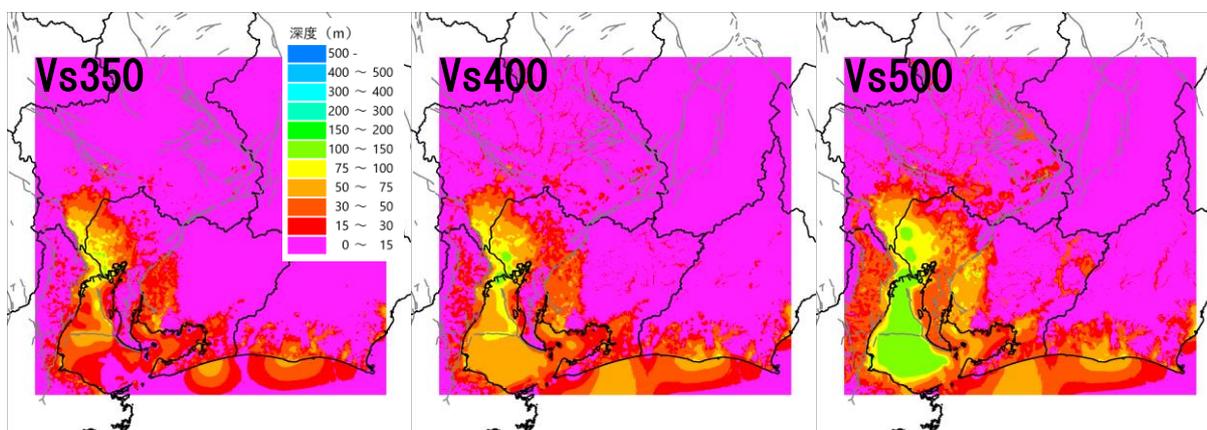


図4-1 深部地盤構造モデル各速度層上面深度 (Vs350～Vs500)

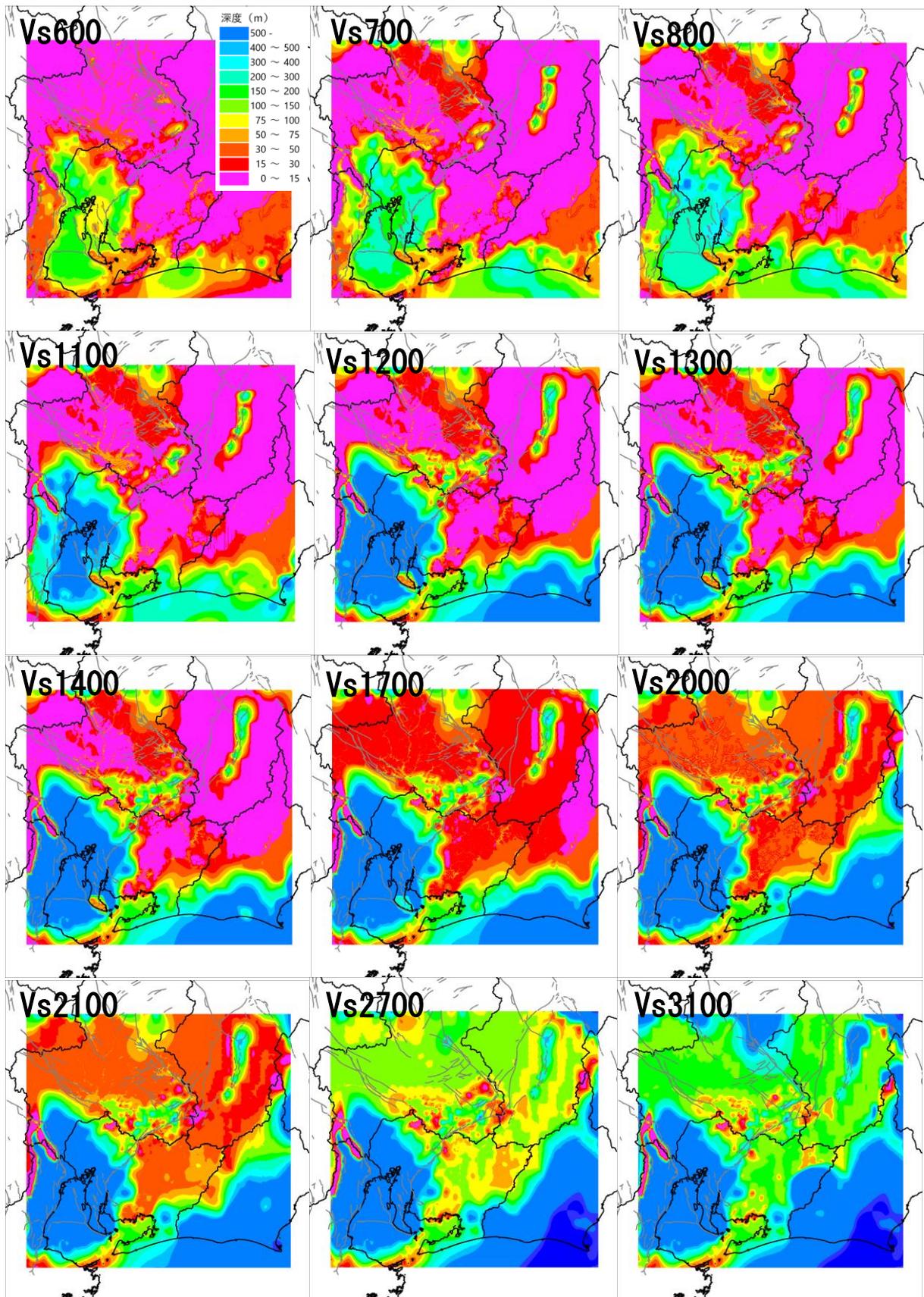


図 4-2 深部地盤構造モデル各速度層上面深度 (Vs600~Vs3100)

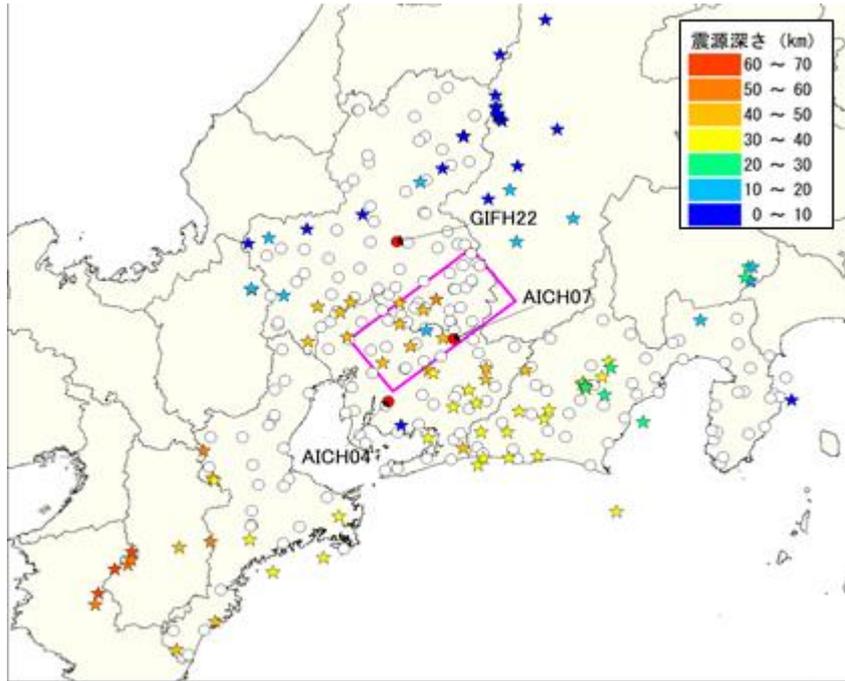


図5 解析に用いた地震の震央位置

○：観測点位置 ☆：震央位置 赤丸：拘束条件に用いた観測点

図6に伝播経路のQ値を示す。図には佐藤(2006)による東海・東南海沖周辺のQ値を示している。今回推定したQ値は、佐藤(2006)による結果と整合的である。図7に震源スペクトルと ω^2 モデルフィッティング結果を示す。観測データを概ねよく説明できていることがわかる。図8には、F-netの地震モーメント(防災科学技術研究所、2019b)との比較(左)と地震モーメントと震源スペクトルのコーナー周波数 F_c の関係(右)をそれぞれ示す。概ね倍半分のばらつきの中に推定された地震モーメントが位置していることがわかる。また、 F_c は、川瀬・松尾(2004)によるプレート内地震の関係と概ね整合的である。図9に分離されたサイト増幅特性の例を示す。図には、野津・長尾(2005)によるサイト増幅特性も併せて示している。本解析によるサイト増幅特性は低周波数側でやや過小評価であるが、この原因としては、本解析では地震波のS波部分のみを解析に用いているが、野津・長尾(2005)では、表面波部分も解析に用いているためと考えられる。

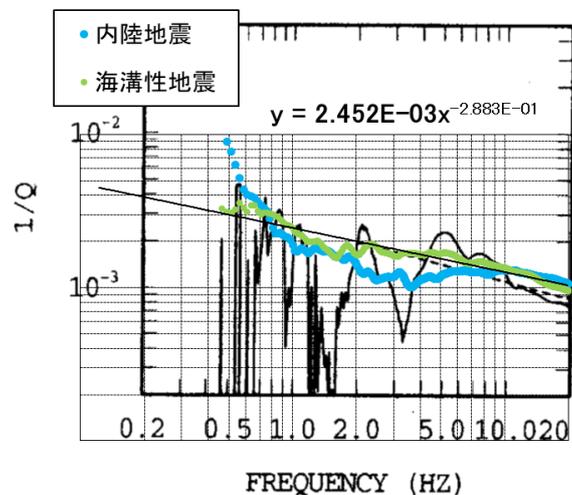


図6 伝播経路のQ値：佐藤(2006)による Q^{-1} の図面に重ね書きした結果

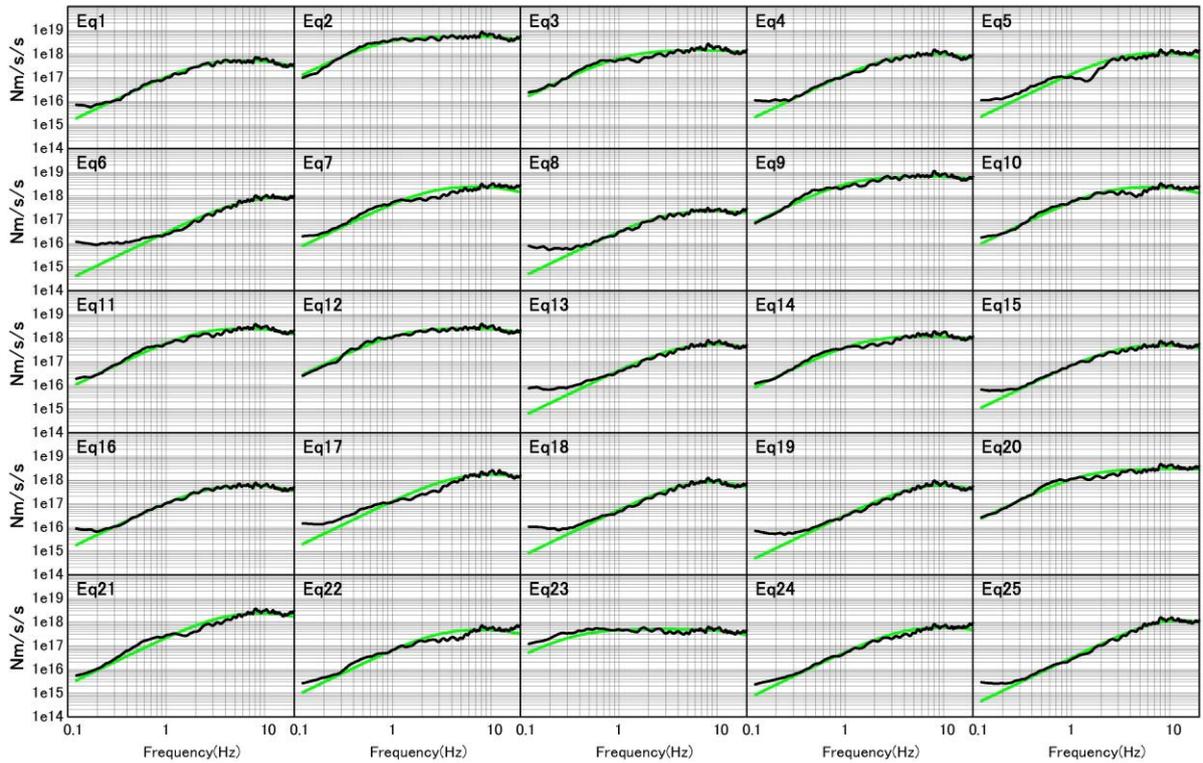


図7 震源スペクトル

黒：最大最小距離 100 km以上の地震を使用した場合の例

緑：震源距離最大最小距離差 100km 以上の地震を使用した場合の ω^2 モデルフィッティング結果

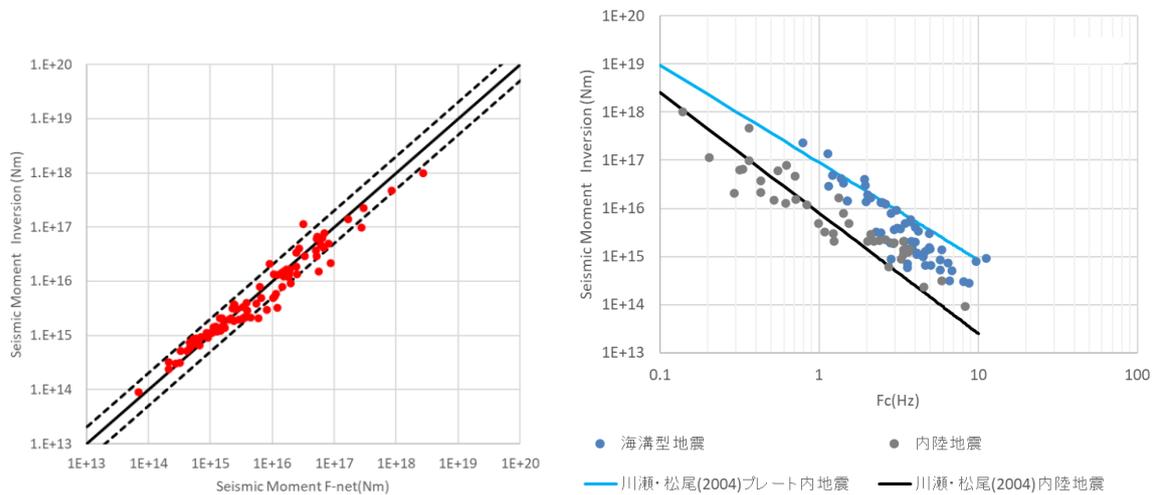


図8 F-net による地震モーメントと解析された地震モーメントの比較 (左)、解析された地震モーメントとコーナー周波数の関係 (右)

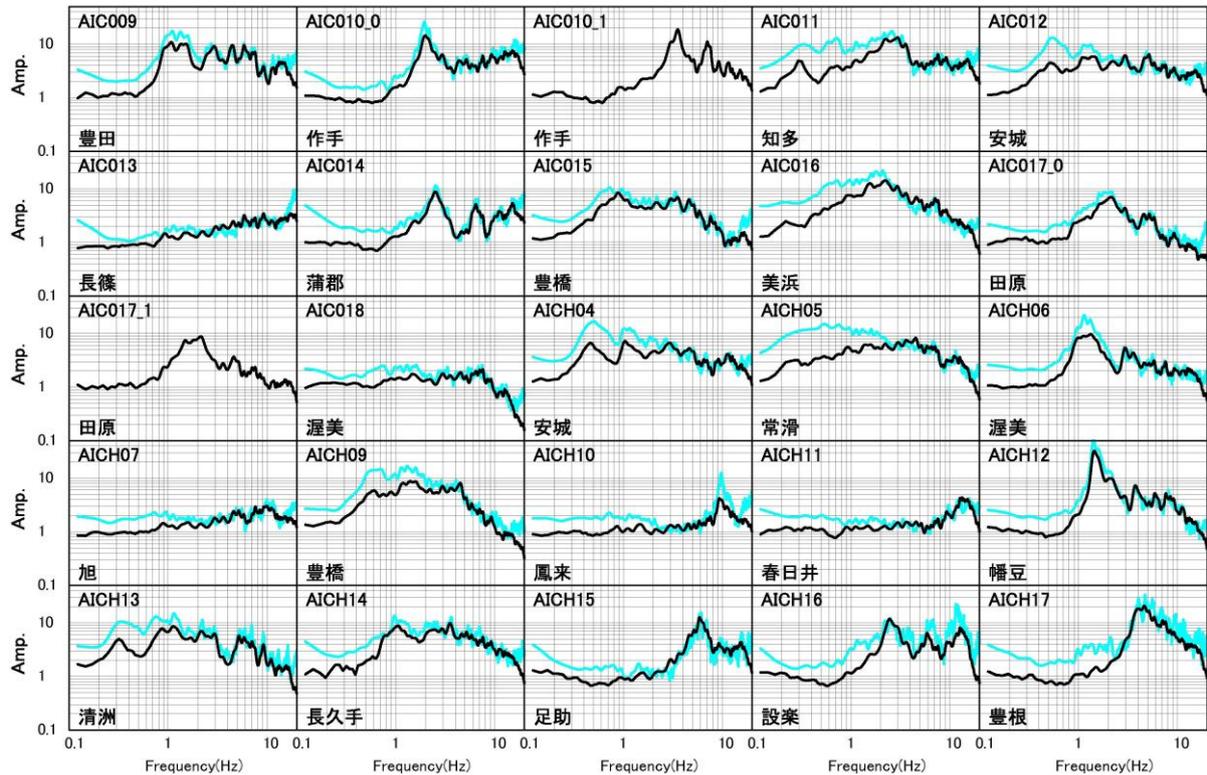


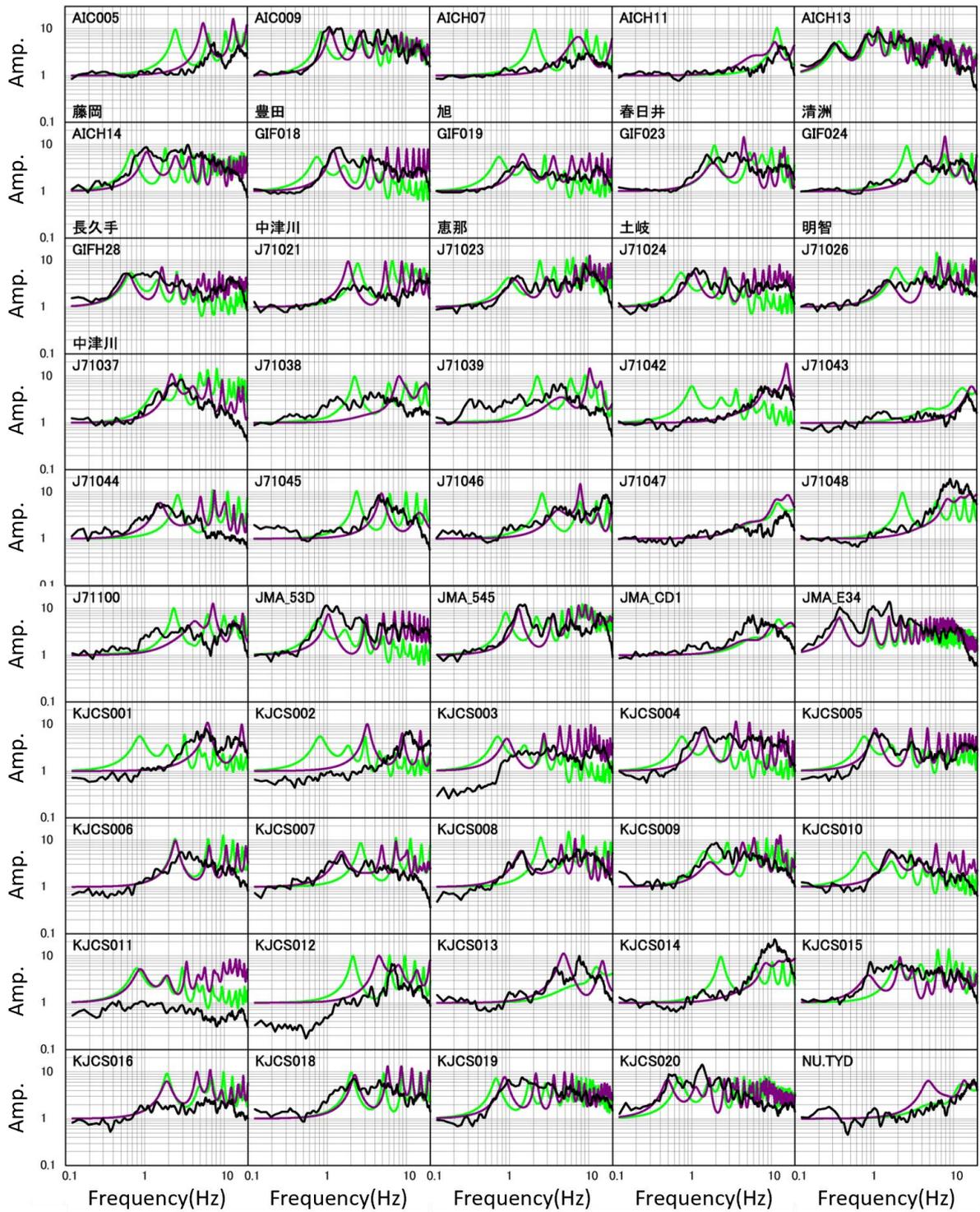
図9 分離されたサイト増幅特性
(黒：今回のスペクトルインバージョン解析結果 水色：野津・長尾（2005）)

次に、微動アレイ探査を用いたモデル化を行っている低地・台地を対象に、スペクトルインバージョン解析の手法で求めたS波の増幅特性と本年度作成した地盤構造モデルの理論増幅特性を比較し、地盤構造モデルの妥当性を検証した。Q値については、山中・他（2009）を参考に設定した。また、スペクトルインバージョン解析によるS波増幅特性と本年度作成した地盤構造モデルの理論増幅特性の比較を図10に示す。比較のために、SIPモデルの理論増幅特性も同図に示す。Anderson（2004）に基づき、0.5～2.0秒のS波増幅特性の合致度の評価も行った（図11）。この評価では、10に近い程、比較対象と整合的であることを示す。

本年度作成した地盤構造モデルの理論増幅率はスペクトルインバージョン解析によるS波増幅特性と概ね調和的であることが分かった。

本検討では、設置した地震計の観測記録（20地点）を用いて、地震波干渉法により、調査地周辺の観測点ペア（図12）での相互相関関数（観測グリーン関数）を推定した。

さらに、SIPモデルと本年度作成した地盤構造モデルを用いて、3次元差分法により連続地震観測点間の理論グリーン関数を計算し、地震波干渉法によって得られた観測点間のグリーン関数との比較により、モデルの妥当性を検証した。約4か月分（2021年2月～2021年5月）の連続観測記録を用いて、2点間の相互相関関数を計算した。相互相関関数がグリーン関数と同等であると見なし（観測グリーン関数）、これらの観測グリーン関数とSIPモデル、および、今回作成したモデルによって得られる理論グリーン関数との比較検討を行った。また、理論グリーン関数の導出にも有限差分法コードを用いた。



— : 重複反射理論に基づく、本年度作成した地盤構造モデルの理論増幅特性
 — : 重複反射理論に基づく SIP モデルの理論増幅特性
 — : 昨年度にスペクトルインバージョン解析で求めた経験的サイト増幅特性

図 10 経験的サイト増幅特性および理論増幅率特性

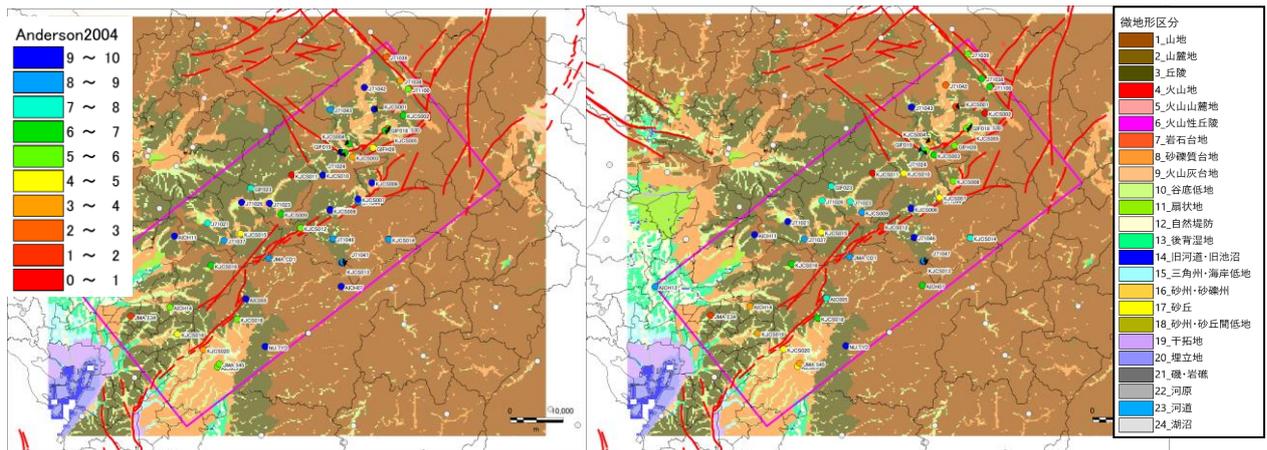


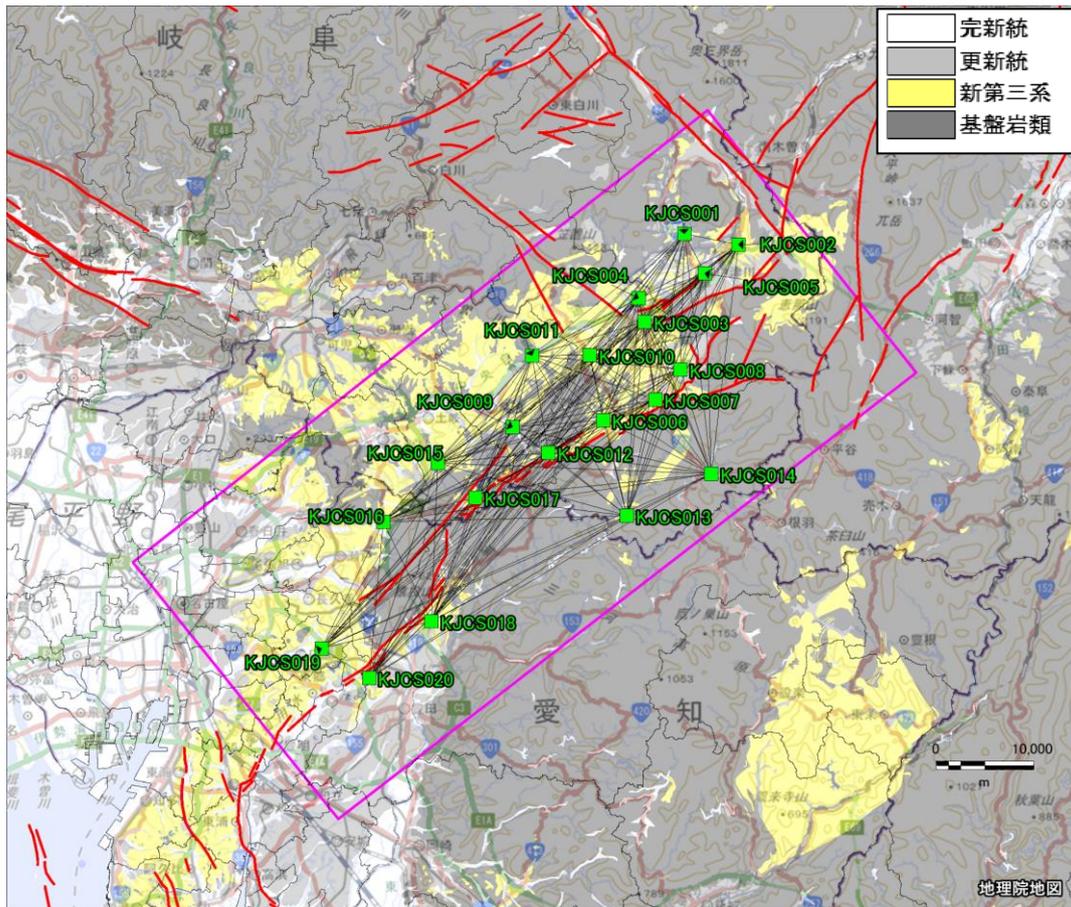
図 11 地震観測点における Anderson(2004)に基づく評価
(左：SIP モデル、右：本年度作成したモデル)

地震波干渉法解析は、以下の手順に基づいて実施した。(1) 各観測点で得られた 1 時間の時間長をもつ上下動の連続微動記録に対して、0.166~10 Hz のバンドパスフィルターを施す。(2) 40 Hz へのデータリサンプリングを行う。(3) 1 時間の時間長をもつ微動記録を 400 秒の波形に分割する。(4) 地元 (2011) を参考に、コヒーレンシーの計算を行う。(5) 各分割記録により計算されたコヒーレンシーを平均する。(6) 平均化されたコヒーレンシーの逆フーリエ変換により相互相関関数を得る。理論グリーン関数の導出は、基本となる差分スキームは、速度—応力スタガード・グリッド (Virieux, 1986) であり、時間方向に 2 次、空間方向に 4 次の精度 (Levander, 1988) で計算を行っている。速度—応力スタガード・グリッドに対する震源の導入には、モーメント・テンソルを等価な体積力として表現する方法 (Graves, 1996) を用いた。吸収境界条件は、Cerjan et al. (1985) による方法を用いた。厚さ 20 格子分を吸収境界とした。粘弾性条件は、メモリバリアブルによる方法 (Robertsson, 1994) を用い、基準周期は 4 秒とした。差分法の計算条件を表 2 に示す。震源は中心周波数 1 Hz のリッカー波として、加振点の地表面において鉛直方向のシングルフォースを与えた。上下動成分の応答波形に対して震源の影響を取り除くデコンボリューション演算を行い、最終的な理論グリーン関数とした。

例として、KJCS003 を発信点としたときの観測点ペアについての近傍の観測点である KJCS004、KJCS010 との観測点ペアの R/V スペクトル図、断面図およびグリーン関数比較図を示す (図 13-1、図 13-2)。全体的な傾向として、観測グリーン関数はノイズが大きい、これは狭い盆地内部や平野端部で観測されているため、伝播経路が複雑であるためと考えられる。

受信点が発信点 (KJCS003) に近い観測点間の理論グリーン関数は、比較的観測グリーン関数と整合的である。発信点から遠い地点についても、本年度作成した地盤構造モデルの理論グリーン関数と観測グリーン関数は一部区間で整合的である。SIP モデルの理論グリーン関数は本年度作成した地盤構造モデルの理論グリーン関数よりも後続波が表れている。これは、発信点近傍で堆積層が厚く設定されているためであると考えられる。

Vs350m/s 以深の深部地盤構造モデルを調整したことにより、昨年度までに作成した浅部地盤構造モデルによる AVS30 も若干変化するため、以下に本年度調整した最終的な浅部・深部統合地盤構造モデルの AVS30、工学的基盤 (Vs400) を地表とした場合の AVS30eb、藤本・翠川 (2006) による最大速度増幅率 (Vs400 層に対する増幅率) を図 14 にそれぞれ示す。

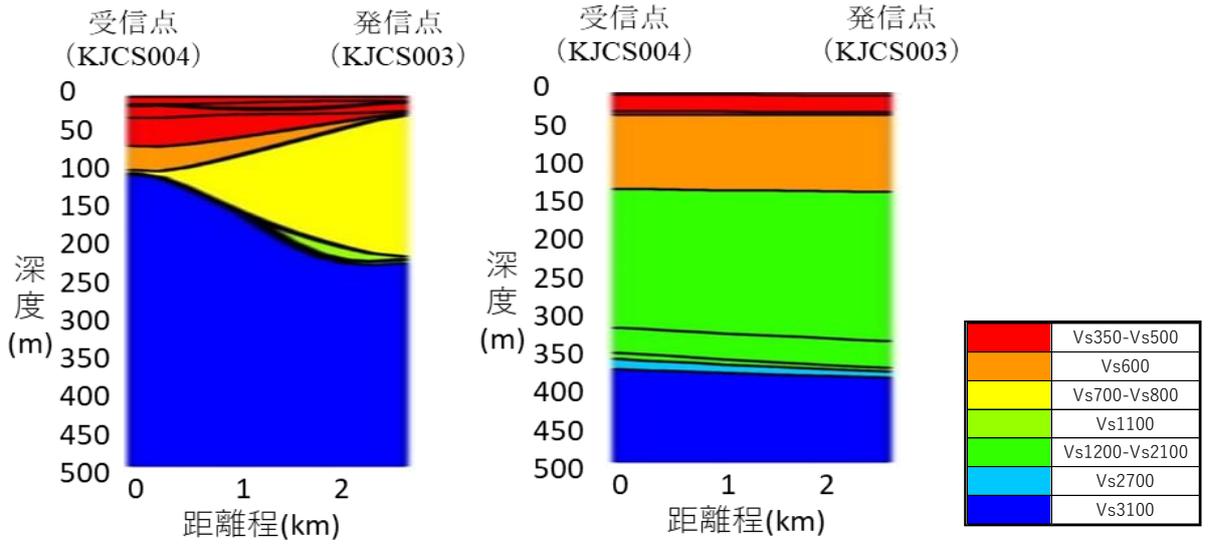
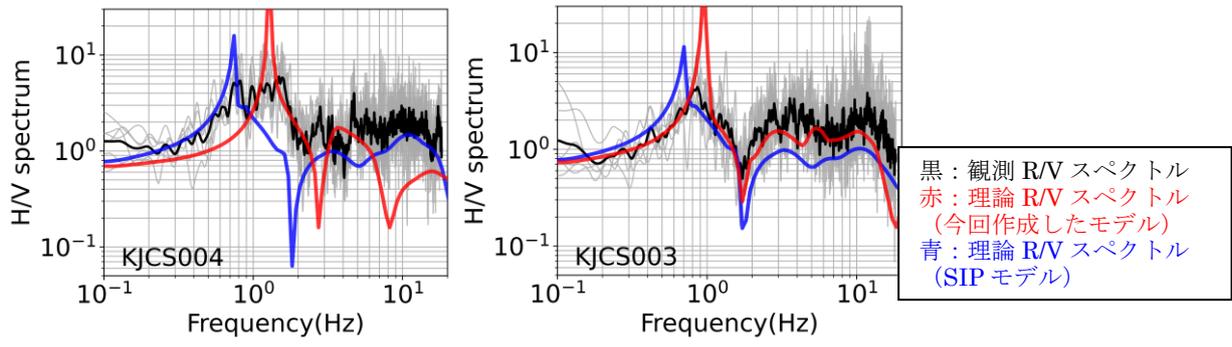


— J-SHIS で示された地表断層
 ■ 緑：2021年臨時地震観測地震計地点

図 12 地震観測地点位置図

表 2 地震波干渉法の検討における差分法の計算条件

グリッドサイズ(m)	25	
経度方向距離(km)	85	グリッド数3408
緯度方向距離(km)	86	グリッド数3432
深度方向 グリッドサイズ(m)	10	深さ0 km～0.4 km
	20	深さ0.4km～0.6 km
	80	深さ0.6km～1.4 km
	300	深さ1.4km～10.4 km 吸収境界を除いた深さ
計算間隔(秒)	0.0010	
ステップ数	25,000	計算時間 25 (s)
左下隅の座標	EW:-30500m NS:-118400m	
右上隅の座標	EW:54700m NS:-32600m	
計算最小周期(秒)	0.357	



本年度作成したモデル

SIP モデル

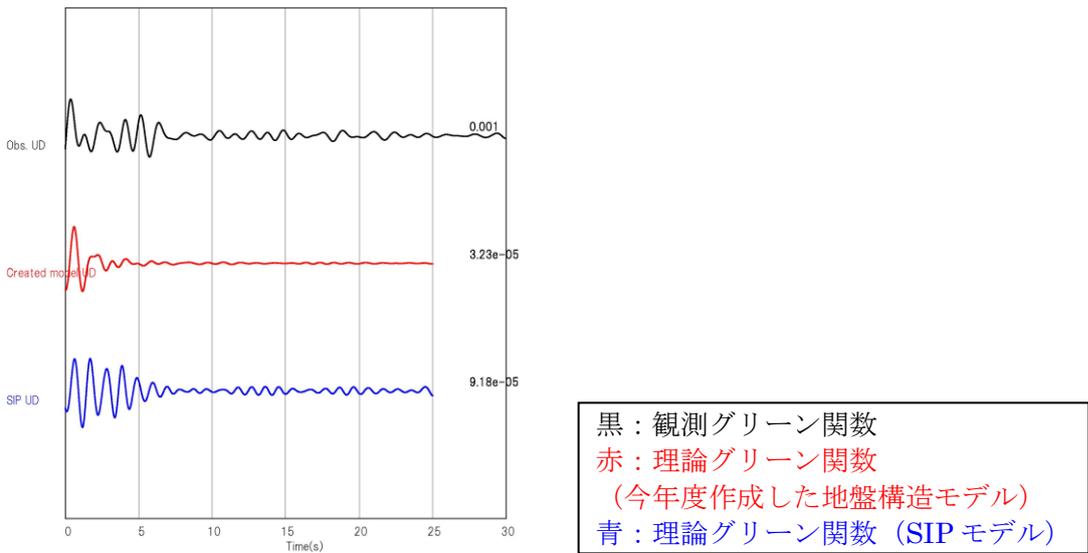


図 13-1 R/V スペクトル (左上：受信点 KJCS004, 右上：発信点 KJCS003) 観測点ペアの断面図 (左中：今年度作成した地盤構造モデル 右中：SIP モデル) 下：グリーン関数の比較 (KJCS004)

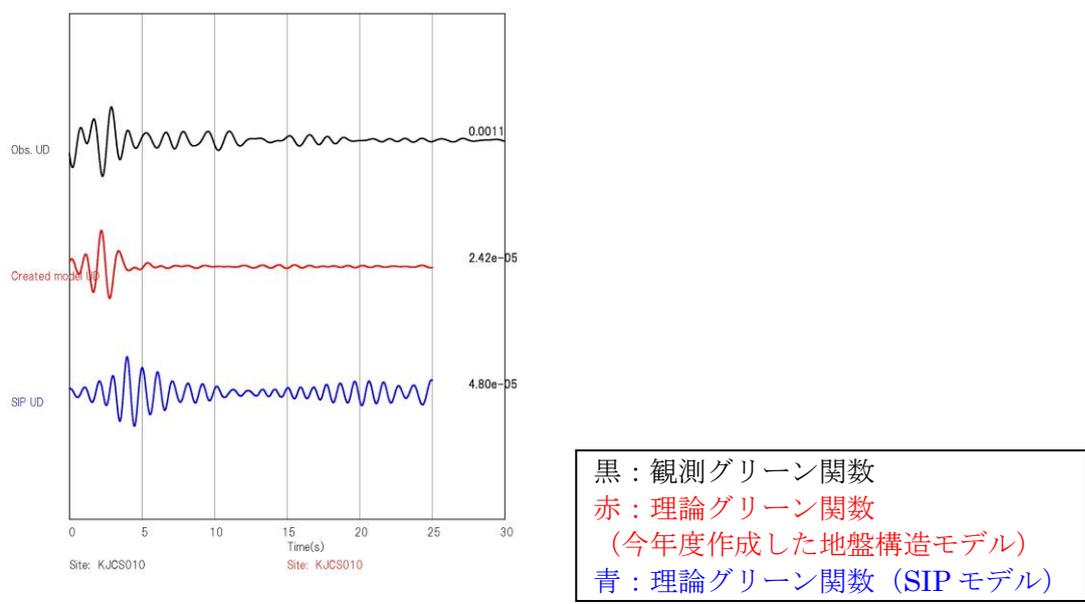
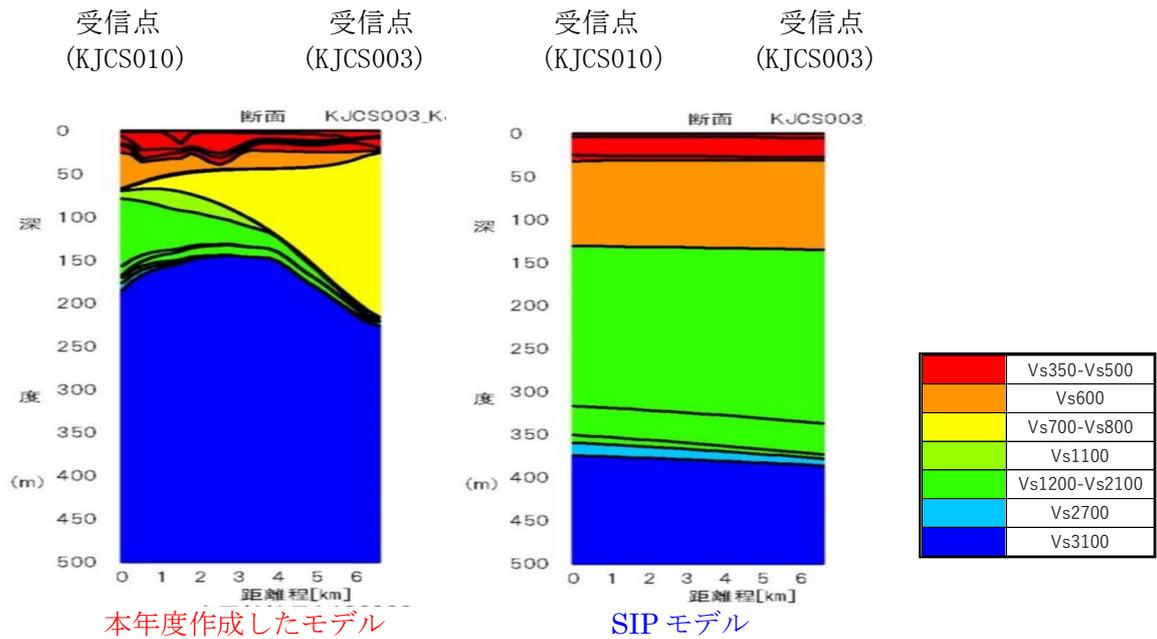
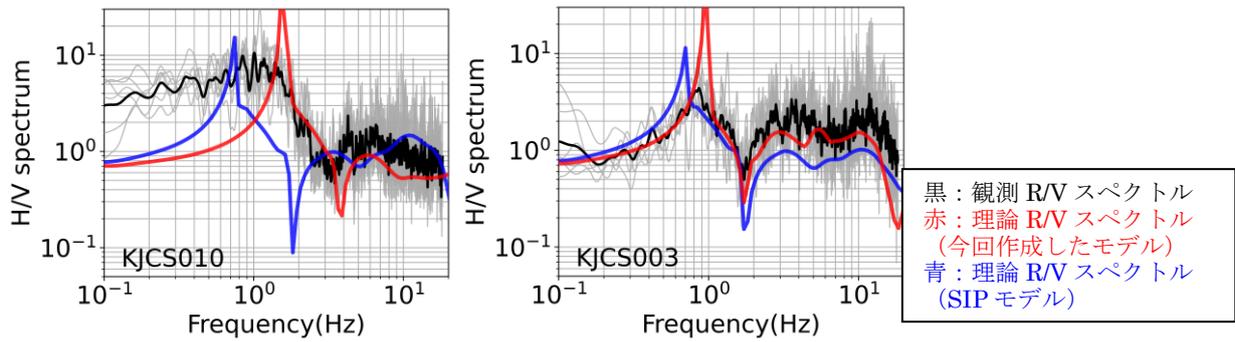


図 13-2 R/V スペクトル (左上：受信点 KJCS010, 右上：発信点 KJCS003) 観測点ペアの断面図 (左中：今年度作成した地盤構造モデル 右中：SIP モデル) 下：グリーン関数の比較 (KJCS010)

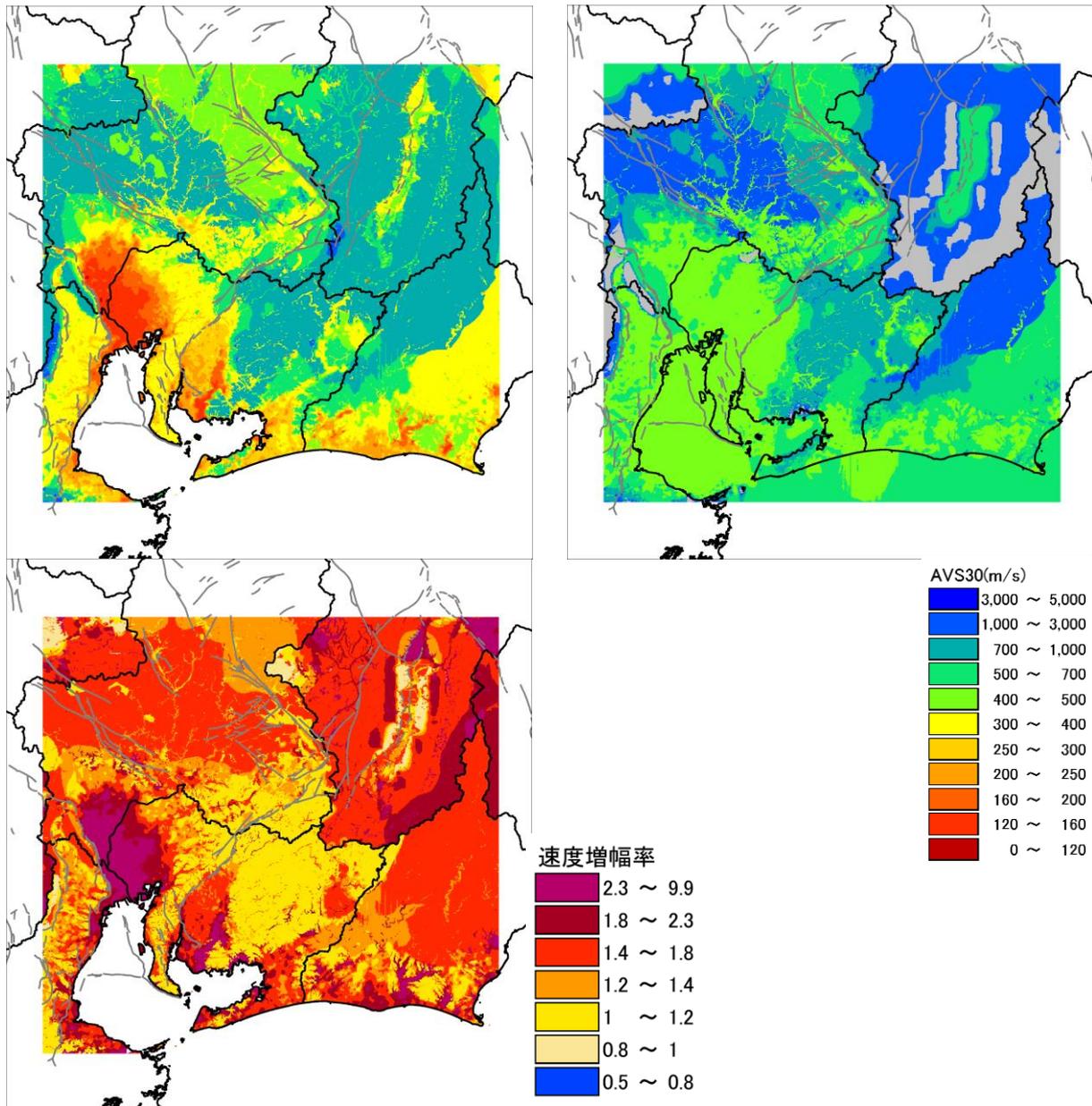


図 14 地表の AVS30（上左図）、Vs400m/s 層上面を地表としたときの AVS30eb（上右図） Vs400m/s 層に対する速度増幅率（下図）

2) 震源断層の詳細なモデル化と強震動計算

強震動計算のための断層モデル作成にあたり、サブテーマ 1～3 による三次元断層形状の調査結果を参照して、震源シナリオを「屏風山区間」「恵那山区間」「猿投山区間」「恵那山・猿投山区間同時活動」の断層区間について設定することとした。

従来の強震動予測の枠組みでは強震動を生成する断層運動は地震発生層以深でモデル化されてきたが、断層運動が地表付近に達する地震では従来のモデル化方法では断層近傍の永久変位を伴う地震動を説明できないことが 2016 年熊本地震を対象とする検討（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）で指摘されていることから、本検討においては地震発生層以深の「深部断層モデル」と地震発生層以浅から地表付近に至る「浅部断層モデル」に分けてモデル化することとした。

まず、「深部断層モデル」の設定のため、「屏風山区間」「恵那山区間」「猿投山区間」「恵那山・猿投山区間同時活動」それぞれについて端点位置と長さ、傾斜角、幅を設定し、強震動予測「レシピ」（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2020）に従い矩形の形状を持つ特性化震源モデルを作成した。以下、深部断層のみのモデルを F0 とする。

続いて、二通りの方法で「浅部断層モデル」を設定した。一つは、深部断層モデル F0 を矩形のまま幅を延長し地表へ延長するモデル（F1 とする）、もう一つは、深部断層と地表断層トレースを接続するモデル（F2 とする）である。F2 では、図 15 に示すようにサブテーマ 1 による詳細な活断層トレース形状を 100～500m 程度の間隔の節点を持つ線分の集合で近似し、地表から深部断層モデル上端に収れんさせることにより浅部断層モデルを設定した。

以上のように設定した各断層区間の位置、長さ、幅、断層幅、走向・傾斜・滑り角、「レシピ」に基づいて算出した震源パラメータを、浅部断層を考慮する場合としない場合のそれぞれについて表 3 に記す。また、各断層モデルの模式図を図 16 に示す。震源パラメータの算出においては、深部断層・浅部断層それぞれについて表 4 に示す物性値を仮定した。破壊伝播速度は浅部・深部それぞれの領域内で表 4 の S 波速度の 72% とした。

破壊開始点の設定については、サブテーマ 1 の検討結果における断層の推定分岐方向等を考慮し、屏風山、恵那山、猿投山断層帯のそれぞれの区間においてそれぞれ断層西端付近または中央付近、断層東端または中央付近、断層中央付近に設定した。浅部断層の滑り量は深部断層の背景領域と同じ滑り量とし、滑り速度時間関数は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）を参照し、立ち上がり 2 秒の smoothed ramp 型関数（SR）と、深部断層と同じ中村・宮武（2000）による関数（NM）の 2 通りを検討した。ただし、本検討では後述の通り統計的グリーン関数法における短周期地震動の計算において浅部断層の寄与を考慮しないモデルを基本とすることから、NM については屏風山区間のみに対して参考モデルとしての設定にとどめた。以上の設定条件の組み合わせにより、表 5 に示す 25 ケースの震源シナリオについて強震動計算を実施した。強震動計算は、本研究で構築した地盤構造モデルのうち深部地盤構造モデルを媒質モデルとして用いて、周期 1 秒以上の長周期側を 3 次元差分法（Aoi and Fujiwara 1999）、周期 1 秒以下の短周期側を統計的グリーン関数法（壇・佐藤、1998）で行い、接続周期 1 秒でハイブリッド波形合成を行った。震源断層モデルの離散化間隔、計算格子間隔等の計算条件を表 6 に示す。差分法計算においては、3 次元的に不均質な地盤構造モデル中で各点震源位置での地盤物性値を地震モーメントに反映させた。

発震から 60 秒間の地震動を計算し、解放工学的基盤上の地震動(0.1-1.0 Hz)および計測震度（藤本・翠川，2005 による最大速度からの換算値）を出力した。

地震動計算結果として、全 25 ケースの工学的基盤上の最大速度分布を図 17 に示す。また、図 18 に工学的基盤上の計測震度分布を示す。ただし計測震度では浅部の滑り速度時間関数の違い（SM、NM の違い）は極めて小さいため、NM のケースは割愛している。図 19 に断層近傍のエリアについて最終変位量の分布を示す。ここでは変位量は速度波形を一回積分し、変位振幅がおおむね安定する 25 秒後～30 秒後の振幅の平均値とした。

断層ごく近傍の地点として恵那（K-NET GIF019 観測点位置）、土岐（K-NET GIF023 観測点位置）、および濃尾平野内に位置する名古屋（愛知県庁位置）（図 20）における工学的基盤上の 5%減衰の擬似速度応答スペクトルを図 21 に、工学的基盤上の速度時刻歴波形を図 22 に示す。予測地震動は破壊開始点の設定による違いが顕著に大きく、また断層近傍観測点においては周期 1 秒以上の帯域で浅部断層モデルの設定による違いがみられる（図 21(a), (b)）。

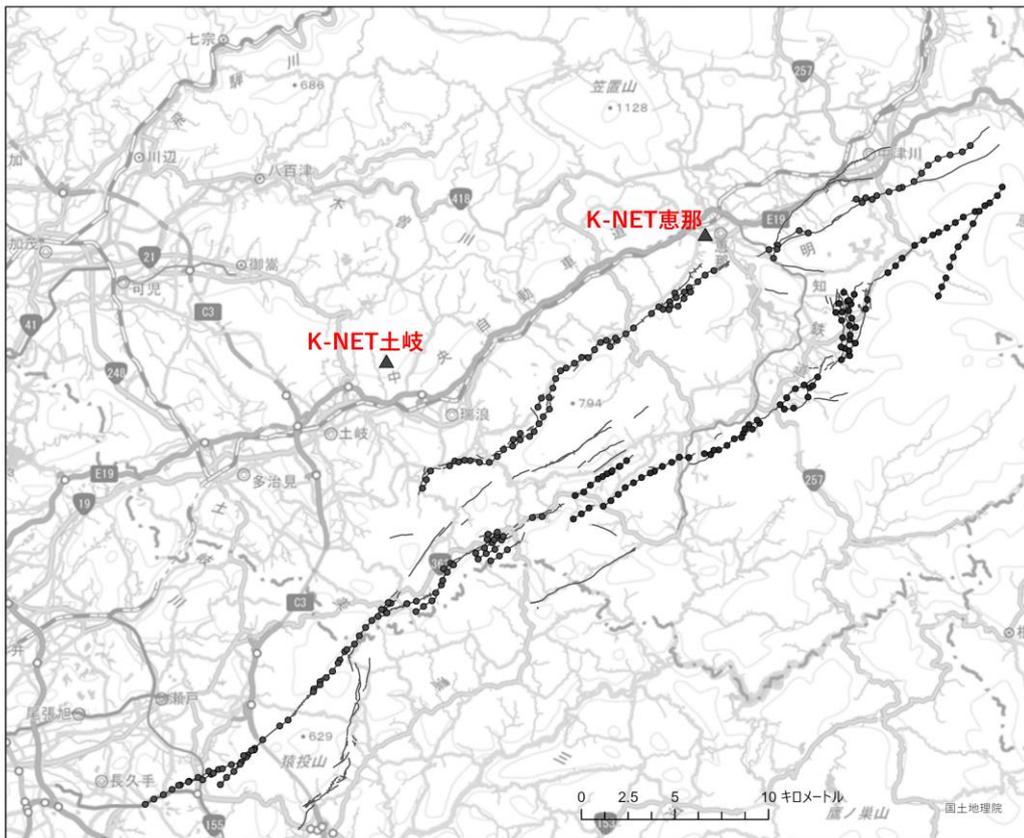
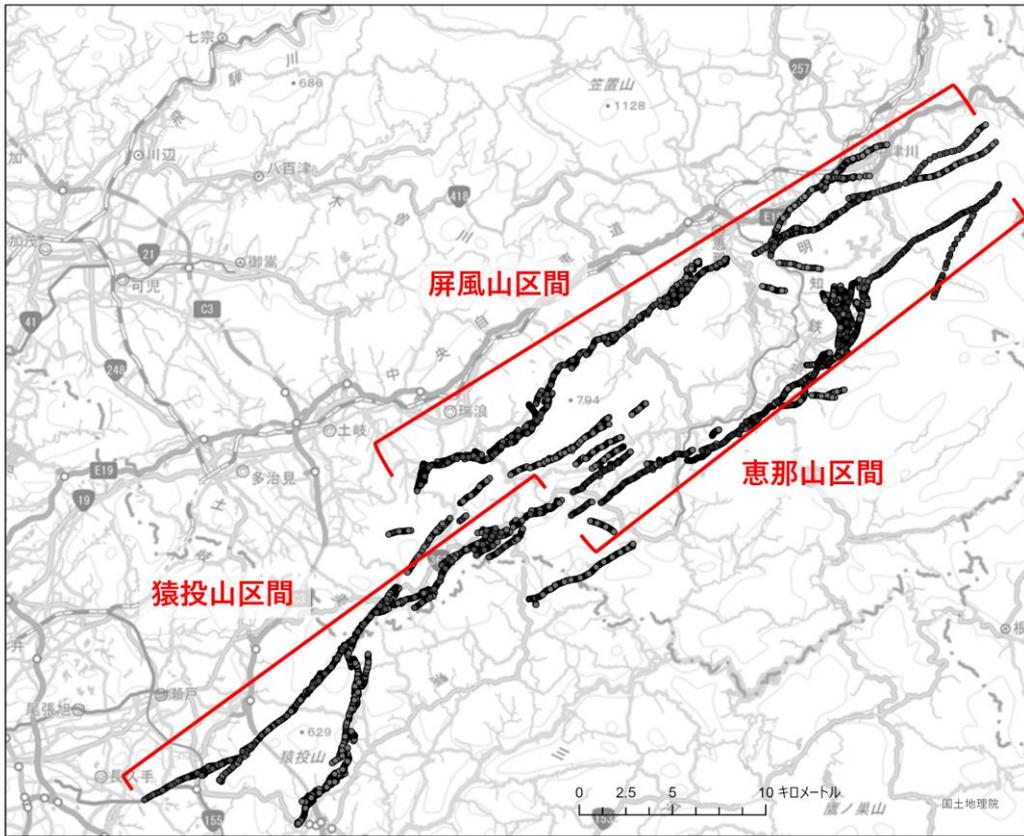


図 15 サブテーマ 1 による断層トレース（上）と強震動計算のための浅部断層モデル化に用いた点群（下）。背景地図は国土地理院による。▲は後述の観測点位置。

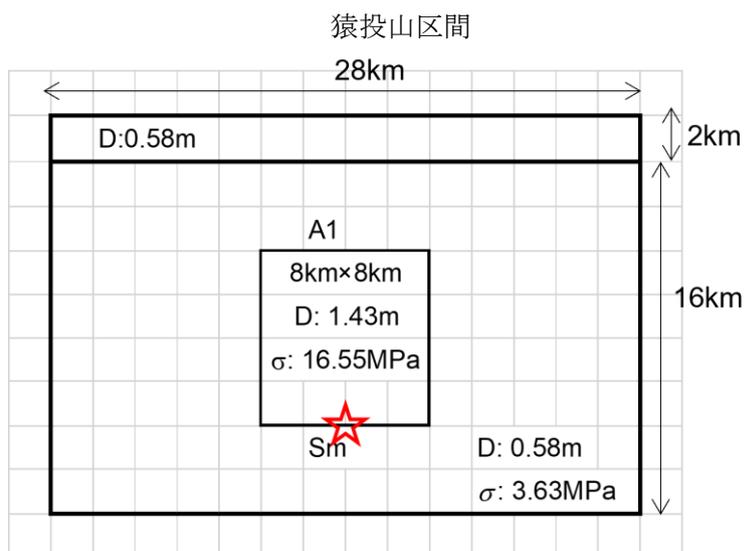
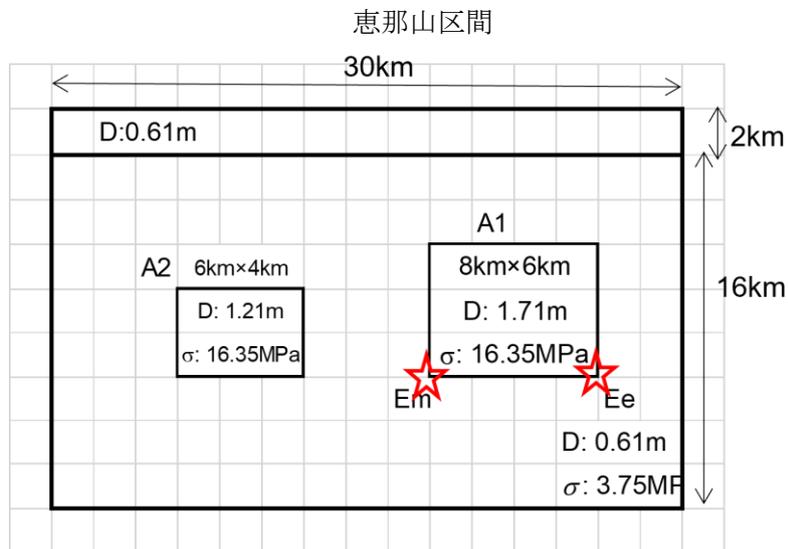
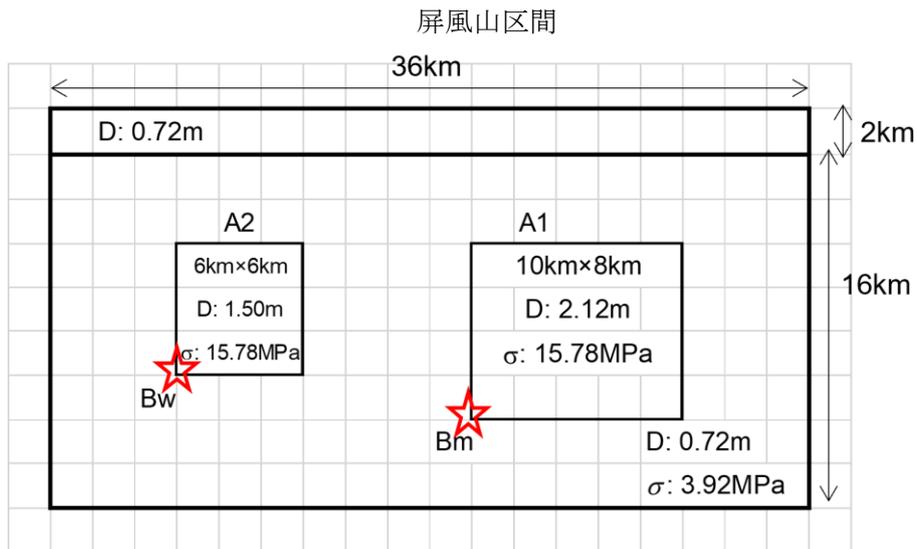


図 16 各断層区間の特性化震源モデルの模式図。横軸は長さ、縦軸は傾斜角方向長さを表し、2km 単位に丸めている。浅部 2km は浅部断層を表す。D は滑り量、 σ は実効応力、A1 と A2 はアスペリティ、☆は破壊開始点を表す。

表3 各断層区間の震源パラメータ

パラメータ		設定方法	A: 屏風山		B: 恵那山		C: 猿投山	
断層長さ L [km]		サブテーマ1, 2, 3	36		29		27	
地表起点緯度 [$^{\circ}$ N]		サブテーマ1, 2, 3	35.3228		35.3109		35.1725	
地表起点経度 [$^{\circ}$ E]		サブテーマ1, 2, 3	137.2353		137.3262		137.0747	
走向 θ [度]		サブテーマ1, 2, 3	57.1		52.2		54.1	
地震発生層上端深さ H_s [km]		地震動予測地図2020年版	2		2		2	
地震発生層下端深さ H_d [km]		サブテーマ1, 2, 3	16		16		16	
傾斜角 δ [度]		サブテーマ1, 2, 3	70		70		70	
すべり角 λ [度]		サブテーマ1, 2, 3	45		20		20	
			浅部なし	浅部あり	浅部なし	浅部あり	浅部なし	浅部あり
断層上端深さ D_{top} [km]	H_s または 0		2	0	2	0	2	0
断層幅 W [km]	$W = (H_d - D_{top}) / \sin \delta$		14.9	17.0	14.9	17.0	14.9	17.0
断層面積 S [km ²]	$S = L \times W$		536.3	613.0	432.1	493.8	402.3	459.7
地震モーメント M_0 [Nm]	$M_0 = M_{0a} + M_{0b} + M_{0shal}$		1.60E+19	1.7E+19	1E+19	1.1E+19	9.0E+18	9.4E+18
モーメントマグニチュード M_w	$M_w = (\log_{10} M_0 - 9.1) / 1.5$		6.74	6.75	6.61	6.62	6.57	6.58
平均すべり量 D [m]	$D = M_{0tmp} / (\mu \times S_{tmp})$		0.96	0.96	0.77	0.77	0.72	0.72
静的応力降下量 $\Delta\sigma$ [MPa]	$\Delta\sigma = (7/16) \times M_{0tmp} / R_{tmp}^3$		3.14	3.14	2.82	2.82	2.72	2.72
短周期レベル A [Nm/s ²]	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_{0tmp} \times 10^7)^{1/3}$		1.34E+19	1.34E+19	1.16E+19	1.16E+19	1.10E+19	1.10E+19
アスペリティ全体	面積 S_a [km ²]	$S_a = \pi \times r^2$	106.7	106.7	74.4	74.4	66.1	66.1
	平均すべり量 D_a [m]	$D_a = 2D$	1.91	1.91	1.54	1.54	1.43	1.43
	地震モーメント M_{0a} [Nm]	$M_{0a} = \mu \times D_a \times S_a$	6.37E+18	6.37E+18	3.58E+18	3.58E+18	2.96E+18	2.96E+18
	実効応力 σ_a [MPa]	$\sigma_a = \Delta\sigma_a = (7/16) \times M_{0tmp} / (r^2 \times R_{tmp})$	15.78	15.78	16.35	16.35	16.55	16.55
アスペリティ1	面積 S_{a1} [km ²]	$S_{a1} = S_a \times 2/3$ または S_a	71.1	71.1	49.6	49.6	66.1	66.1
	すべり量 D_{a1} [m]	$D_{a1} = (\gamma_1 / \Sigma \gamma_j^3) \times D_a, \gamma_1 = r_1 / r$	2.12	2.12	1.71	1.71	1.43	1.43
アスペリティ2	面積 S_{a2} [km ²]	$S_{a2} = S_a \times 1/3$ または 0 (-)	35.6	35.6	24.8	24.8	-	-
	すべり量 D_{a2} [m]	$D_{a2} = (\gamma_2 / \Sigma \gamma_j^3) \times D_a, \gamma_2 = r_2 / r$	1.50	1.50	1.21	1.21	-	-
背景領域 (地震発生層内)	面積 S_b [km ²]	$S_b = S - S_{shal} - S_a$	429.6	429.6	357.6	357.6	336.2	336.2
	すべり量 D_b [m]	$D_b = M_{0b} / (\mu \times S_b)$	0.72	0.72	0.61	0.61	0.58	0.58
	地震モーメント M_{0b} [Nm]	$M_{0b} = M_{0tmp} - M_{0a}$	9.63E+18	9.63E+18	6.81E+18	6.81E+18	6.04E+18	6.04E+18
	実効応力 σ_b [MPa]	$\sigma_b = (D_b / W_{tmp}) / (D_a / W_a) \times \sigma_a$	4.11	4.11	3.75	3.75	3.63	3.63
浅部	面積 S_{shal} [km ²]	$S_{shal} = L \times (H_s - D_{top}) / \sin \delta$	0	76.6	0	61.7	0	57.5
	すべり量 D_{shal} [m]	$D_{shal} = D_b$		0.72		0.61		0.58
	地震モーメント M_{0shal} [Nm]	$M_{0shal} = \mu_{shal} \times D_{shal} \times S_{shal}$	0	5.83E+17	0	3.98E+17	0	3.50E+17

注：赤字は本調査研究のサブテーマ1～3の成果に基づいて設定したパラメータ

表3 (つづき) 複数区間同時活動の場合。

パラメータ		設定方法	B: 恵那山 + C: 猿投山			
			B	C	B	C
区間長さ L_{seg} [km]		サブテーマ1	29	27	29	27
地震発生層上端深さ H_{sseg} [km]		地震動予測地図2020年版	2	2	2	2
地震発生層下端深さ H_{dseg} [km]		サブテーマ2,3	16	16	16	16
傾斜角 δ_{seg} [度]		サブテーマ1,2,3	70	70	70	70
すべり角 λ_{seg} [度]		サブテーマ1,2,3	20	20	20	20
			浅部なし		s1	
断層上端深さ D_{topseg} [km]		"浅部なし"は H_s , "s1", "s2" は 0	2	2	0	0
区間幅 W_{seg} [km]		$W_{seg} = (H_{dseg} - D_{topseg}) / \sin \delta_{seg}$	14.9	14.9	17.0	17.0
区間面積 S_{seg} [km ²]		$S_{seg} = L_{seg} \times W_{seg}$	432.1	402.3	493.8	459.7
総地震モーメント M_0 [Nm]		$M_0 = M_{0a} + M_{0b} + M_{0shal}$	3.87E+19		3.99E+19	
モーメントマグニチュード M_w		$M_w = (\log_{10} M_0 - 9.1) / 1.5$	6.99		7.00	
静的応力降下量 $\Delta\sigma$ [MPa]		$\Delta\sigma = (7/16) \times M_{0tmp} / R_{tmp}^3$	3.91		3.91	
短周期レベル A [Nm/s ²]		$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_{0tmp} \times 10^7)^{1/3}$	1.79E+19		1.79E+19	
アスペリティ総面積 S_a [km ²]		$S_a = \pi \times r^2$	222.8		222.8	
アスペリティの実効応力 σ_a [MPa]		$\sigma_a = \Delta\sigma = (7/16) \times M_{0tmp} / (r^2 \times R_{tmp})$	14.66		14.66	
区間地震モーメント $M_{0tmpseg}$ [Nm]		$M_{0tmpseg} = M_{0tmp} \times S_{tmpseg}^{3/2} / \Sigma (S_{tmpseg}^{3/2})$	2.04E+1	1.83E+1	2.04E+1	1.83E+1
平均すべり量 D_{seg} [m]		$D_{seg} = M_{0seg} / (\mu \times S_{segtmp})$	9	9	9	9
アスペリティ	面積 S_{aseg} [km ²]	$S_{aseg} = S_a \times S_{segtmp} / \Sigma (S_{segtmp})$	115.4	107.4	115.4	107.4
	平均すべり量 D_{aseg} [m]	$D_{aseg} = 2D_{seg}$	3.02	2.92	3.02	2.92
	地震モーメント M_{0aseg} [Nm]	$M_{0a} = \mu \times D_a \times S_a$	1.09E+1	9.79E+1	1.09E+1	9.79E+1
	実効応力 σ_{aseg} [MPa]	$\sigma_{aseg} = \sigma_a$	9	8	9	8
アスペリティ1	面積 S_{a1seg} [km ²]	$S_{a1seg} = S_{aseg} \times 2/3$ または S_{aseg}	76.9	107.4	76.9	107.4
	すべり量 D_{a1seg} [m]	$D_{a1seg} = (\gamma_{1seg} / \Sigma \gamma_{jseg}^3) \times D_a$, $\gamma_{1seg} = r_{1seg} / r$	3.35	2.92	3.35	2.92
アスペリティ2	面積 S_{a2seg} [km ²]	$S_{a2seg} = S_{aseg} \times 1/3$ または 0 (-)	38.5	—	38.5	—
	すべり量 D_{a2seg} [m]	$D_{a2seg} = (\gamma_{2seg} / \Sigma \gamma_{jseg}^3) \times D_a$, $\gamma_{2seg} = r_{2seg} / r$	2.37	—	2.37	—
背景領域 (地震発生層内)	面積 S_{bseg} [km ²]	$S_{bseg} = S_{seg} - S_{shalseg} - S_{aseg}$	316.7	294.8	316.7	294.8
	すべり量 D_{bseg} [m]	$D_{bseg} = M_{0bseg} / (\mu \times S_{bseg})$	0.96	0.93	0.96	0.93
	地震モーメント M_{0bseg} [Nm]	$M_{0bseg} = M_{0tmpseg} - M_{0aseg}$	9.50E+1	8.54E+1	9.50E+1	8.54E+1
	実効応力 σ_{bseg} [MPa]	$\sigma_b = (D_b / W_{tmp}) / (D_a / W_a) \times \sigma_a$	8	8	8	8
浅部	面積 $S_{shalseg}$ [km ²]	$S_{shalseg} = L \times (H_{sseg} - D_{topseg}) / \sin \delta_{seg}$	0	0	61.7	57.5
	すべり量 $D_{shalseg}$ [m]	$D_{shalseg} = D_{bseg}$			0.96	0.93
	地震モーメント $M_{0shalseg}$ [Nm]	$M_{0shalseg} = \mu_{shal} \times D_{shalseg} \times S_{shalseg}$	0	0	6.28E+1	5.64E+1
				7	7	

注：赤字は本調査研究のサブテーマ1～3の成果に基づいて設定したパラメータ

表4 断層パラメータの設定に使用した媒質パラメータ

地震発生層 S 波速度 [m/s]	3400
地震発生層密度 [kg/cm ³]	2700
浅部断層設定用 S 波速度 [m/s]	2100
浅部断層設定用密度 [kg/cm ³]	2400

表5 強震動計算を実施した震源シナリオケース

震源区間	断層モデル*1	破壊開始点	浅部滑り量*2	浅部滑り速度時間関数	番号
屏風山単独 (Byobuyama)	F0	屏風 西(Bw)	設定なし(A)	設定なし(xx)	1
		屏風中央(Bm)	設定なし(A)	設定なし(xx)	2
	F1	屏風 西(Bw)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	3
		屏風 西(Bw)	背景領域(B)	中村・宮武(NM)	4
		屏風中央(Bm)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	5
		屏風中央(Bm)	背景領域(B)	中村・宮武(NM)	6
	F2	屏風 西(Bw)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	7
		屏風 西(Bw)	背景領域(B)	中村・宮武(NM)	8
		屏風中央(Bm)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	9
		屏風中央(Bm)	背景領域(B)	中村・宮武(NM)	10
恵那山単独 (Ena)	F0	恵那 東(Ee)	設定なし(A)	設定なし(xx)	11
		恵那中央(Em)	設定なし(A)	設定なし(xx)	12
	F1	恵那 東(Ee)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	13
		恵那中央(Em)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	14
	F2	恵那 東(Ee)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	15
		恵那中央(Em)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	16
猿投山単独 (Sanage)	F0	猿投中央(Sm)	設定なし(A)	設定なし(xx)	17
	F1	猿投中央(Sm)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	18
	F2	猿投中央(Sm)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	19
恵那山+猿投山同時活動 (EnaSanage)	F0	恵那 東(Ee)	設定なし(A)	設定なし(xx)	20
		恵那中央(Em)	設定なし(A)	設定なし(xx)	21
	F1	恵那 東(Ee)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	22
		恵那中央(Em)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	23
	F2	恵那 東(Ee)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	24
		恵那中央(Em)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	25

*1 F0 は深部断層モデルのみ、F1 と F2 は F0 に浅部断層を加えたモデル。

*2 背景領域(B)は、浅部断層の滑り量が深部断層の背景領域と同じ滑り量であることを示す。

表6 ハイブリッド波形合成法の計算条件

	計算手法	断層モデル 離散化間隔	計算格子間隔	出力メッシュ間隔
長周期	3次元差分法	100m	45.5m(深さ8km以浅) 136.5m(8km以深)	約1km*1
短周期	統計的グリーン関数法	2000m*2		同上

*1 断層距離3km以内の領域では約250m間隔のメッシュで出力した。

*2 短周期の震源は深部断層(地震発生層以深)にのみ設定した。

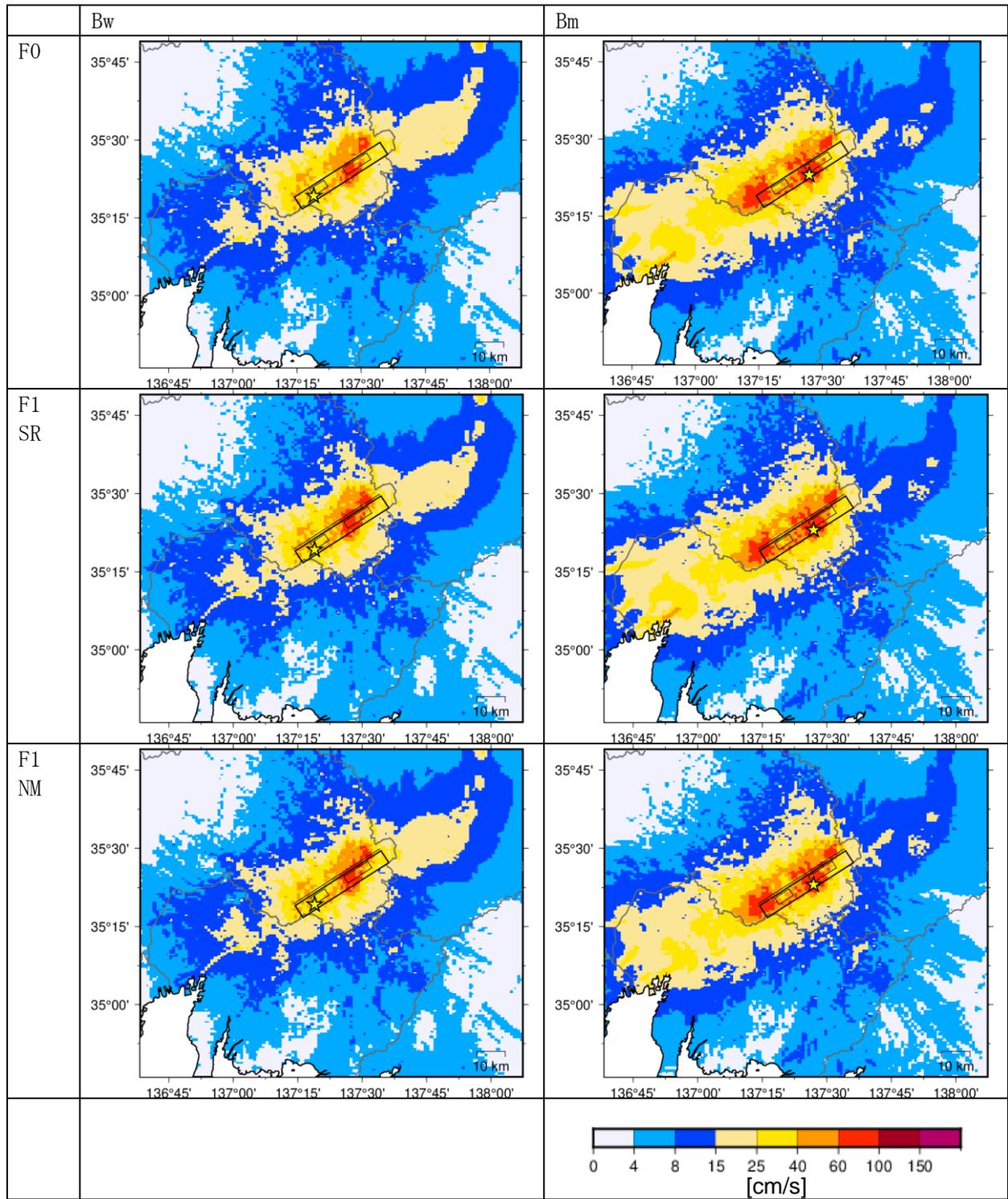


図 17(a) 最大速度分布 (屏風山区間単独の場合)。

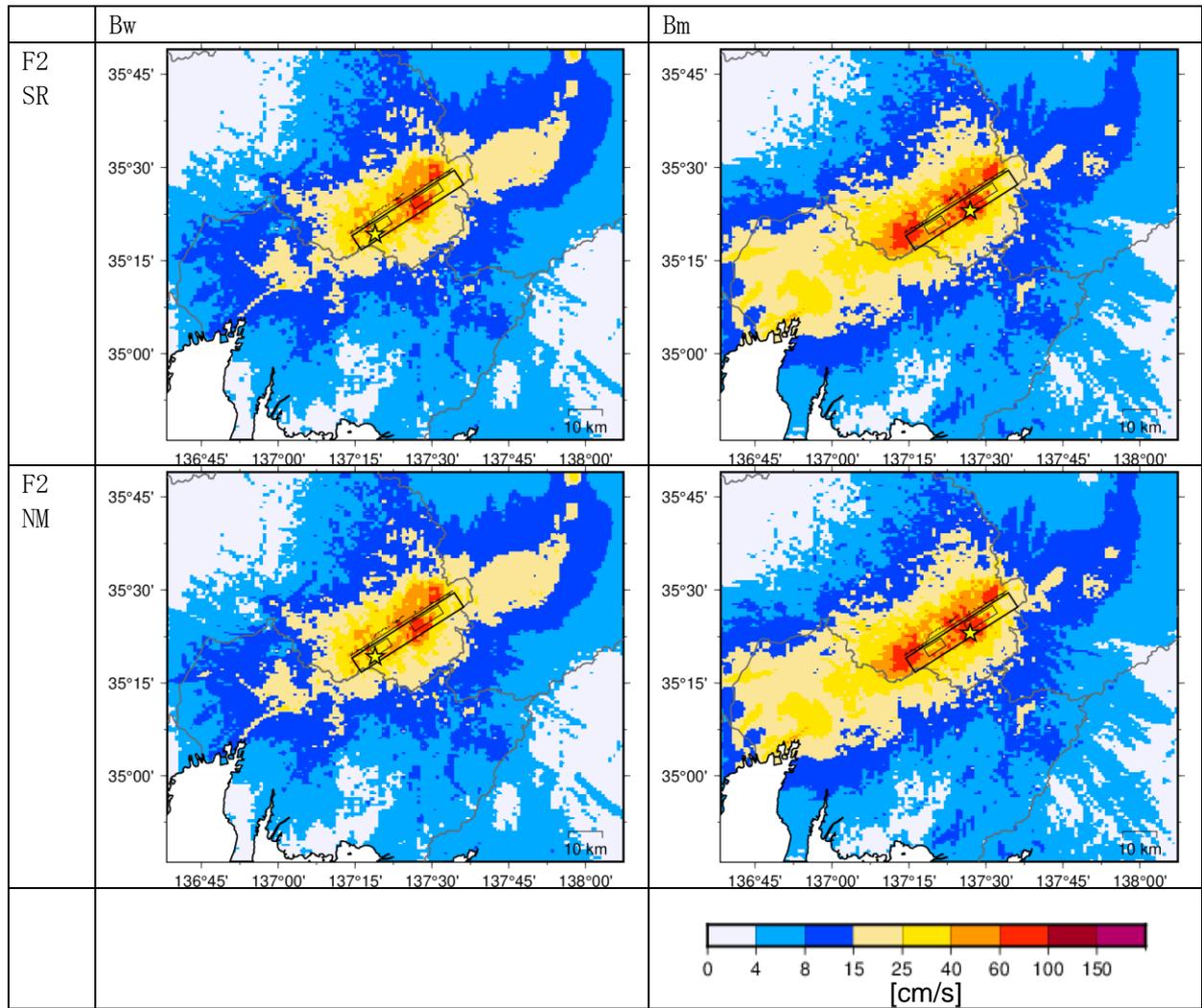


図 17(a) (つづき) 最大速度分布 (屏風山区間単独の場合)。

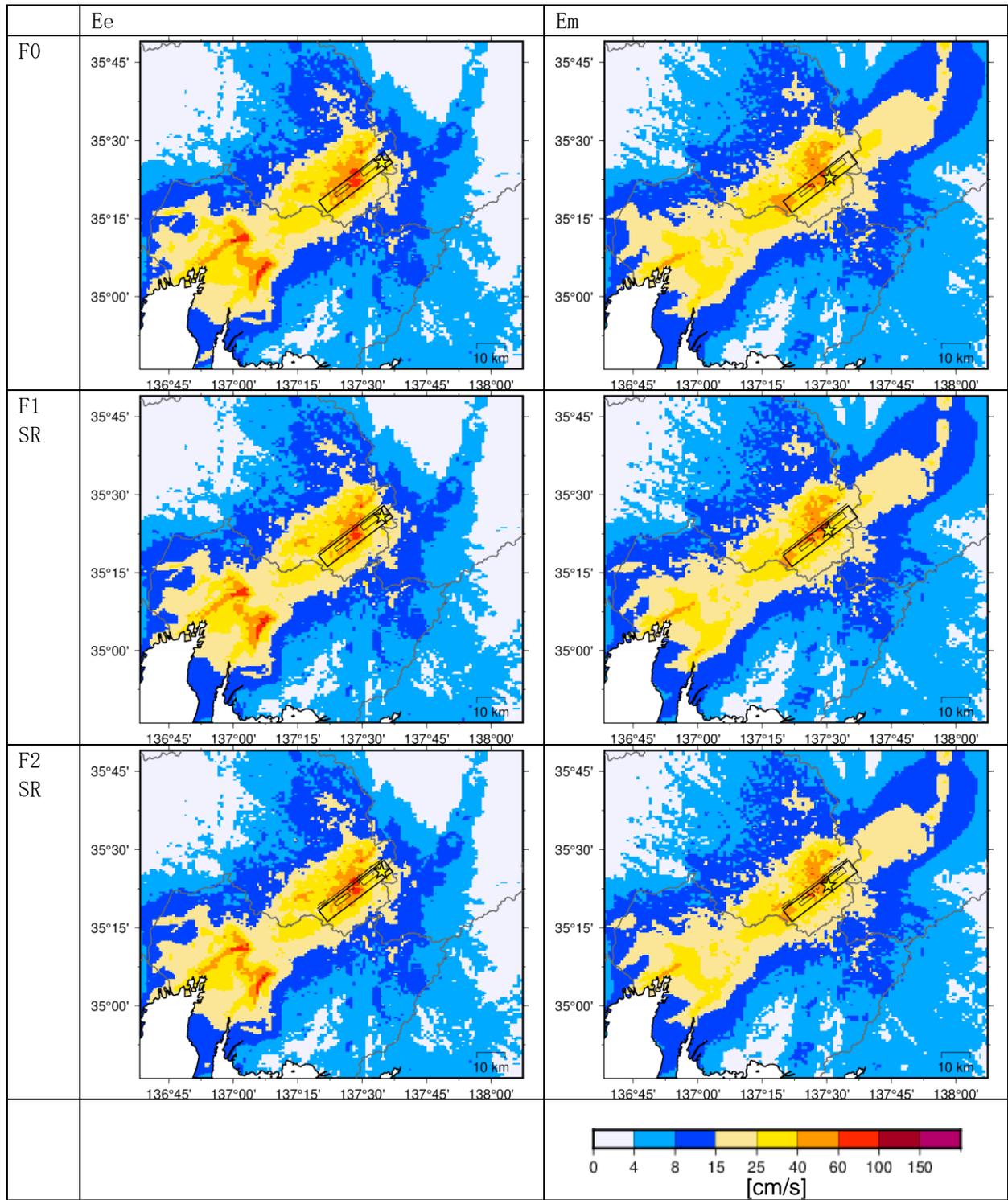


図 17(b) 最大速度分布 (恵那山区間単独の場合)。

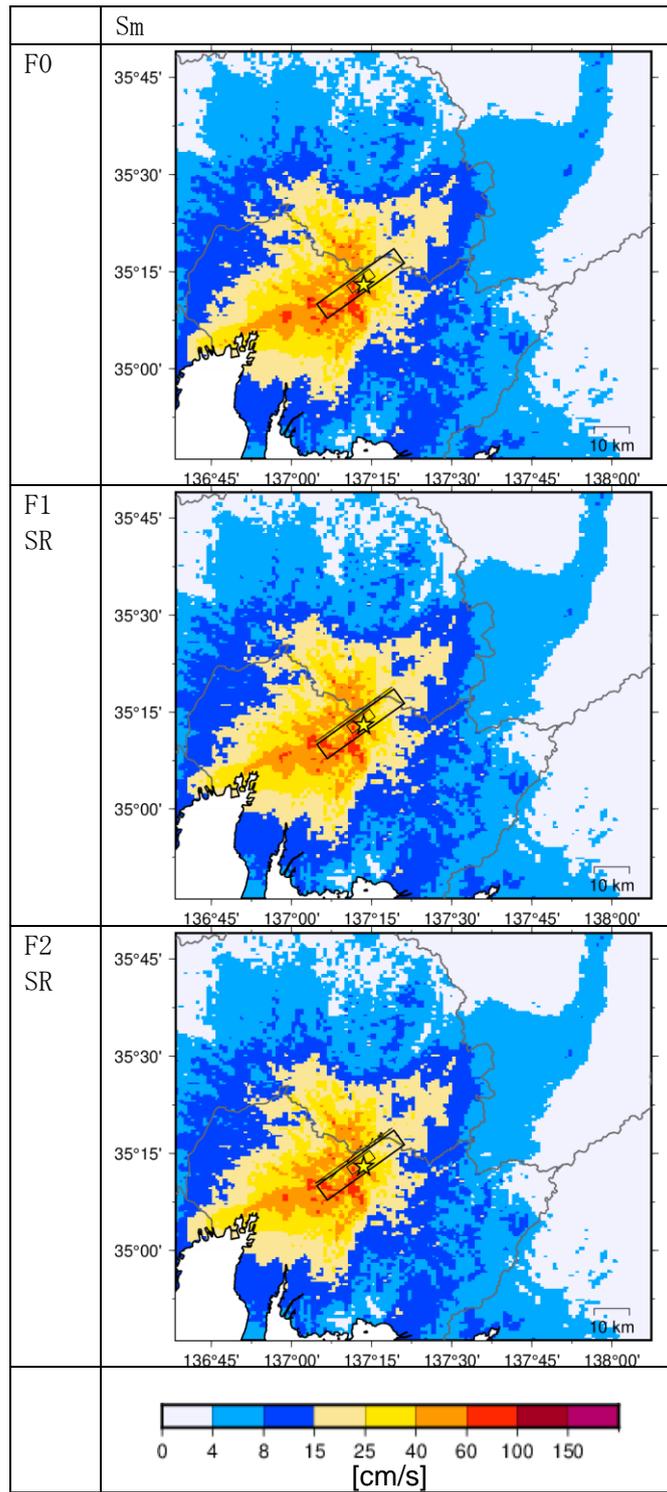


図 17(c) 最大速度分布 (猿投山区間単独の場合)。

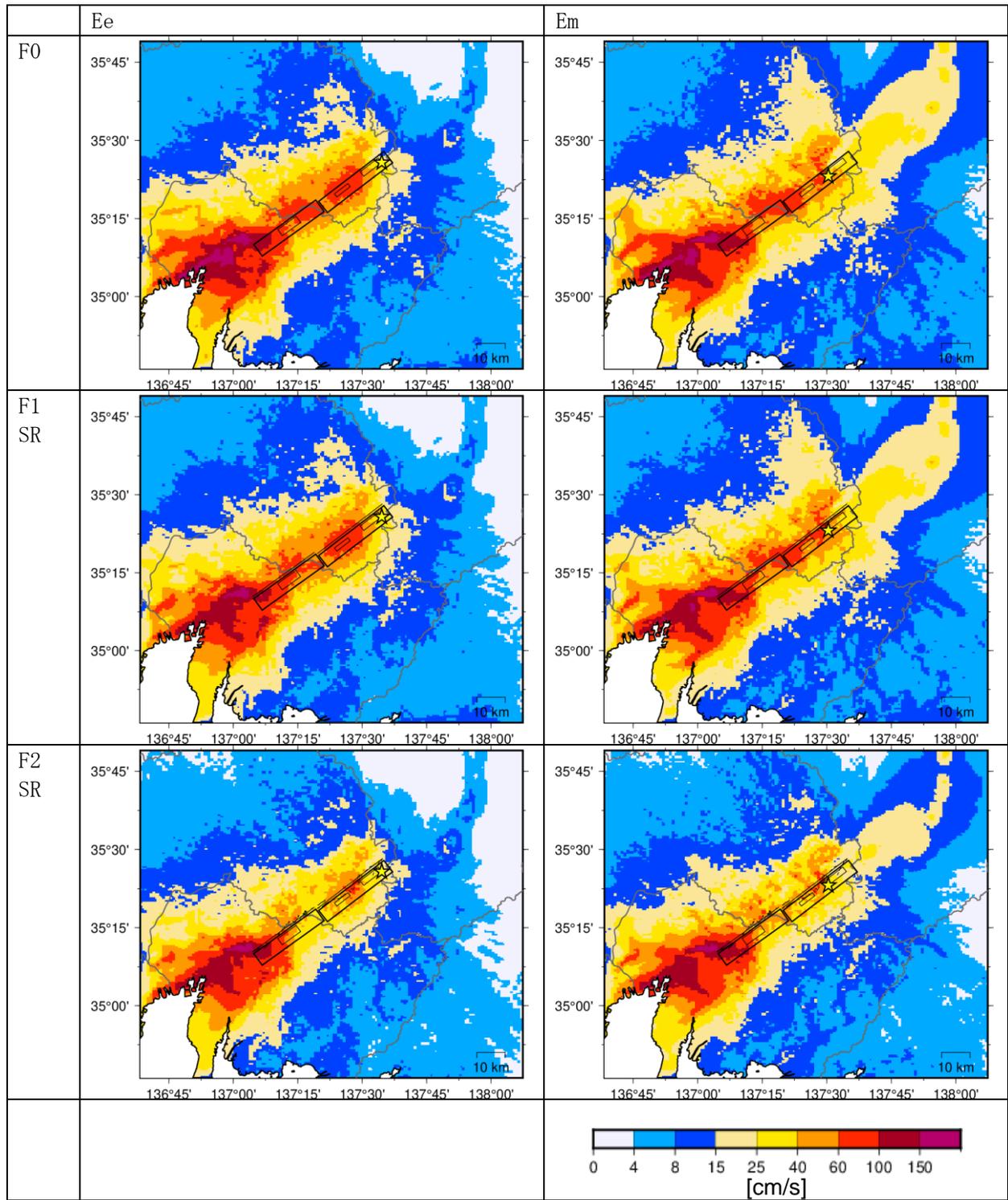


図 17(d) 最大速度分布 (恵那山+猿投山区間同時活動の場合)。

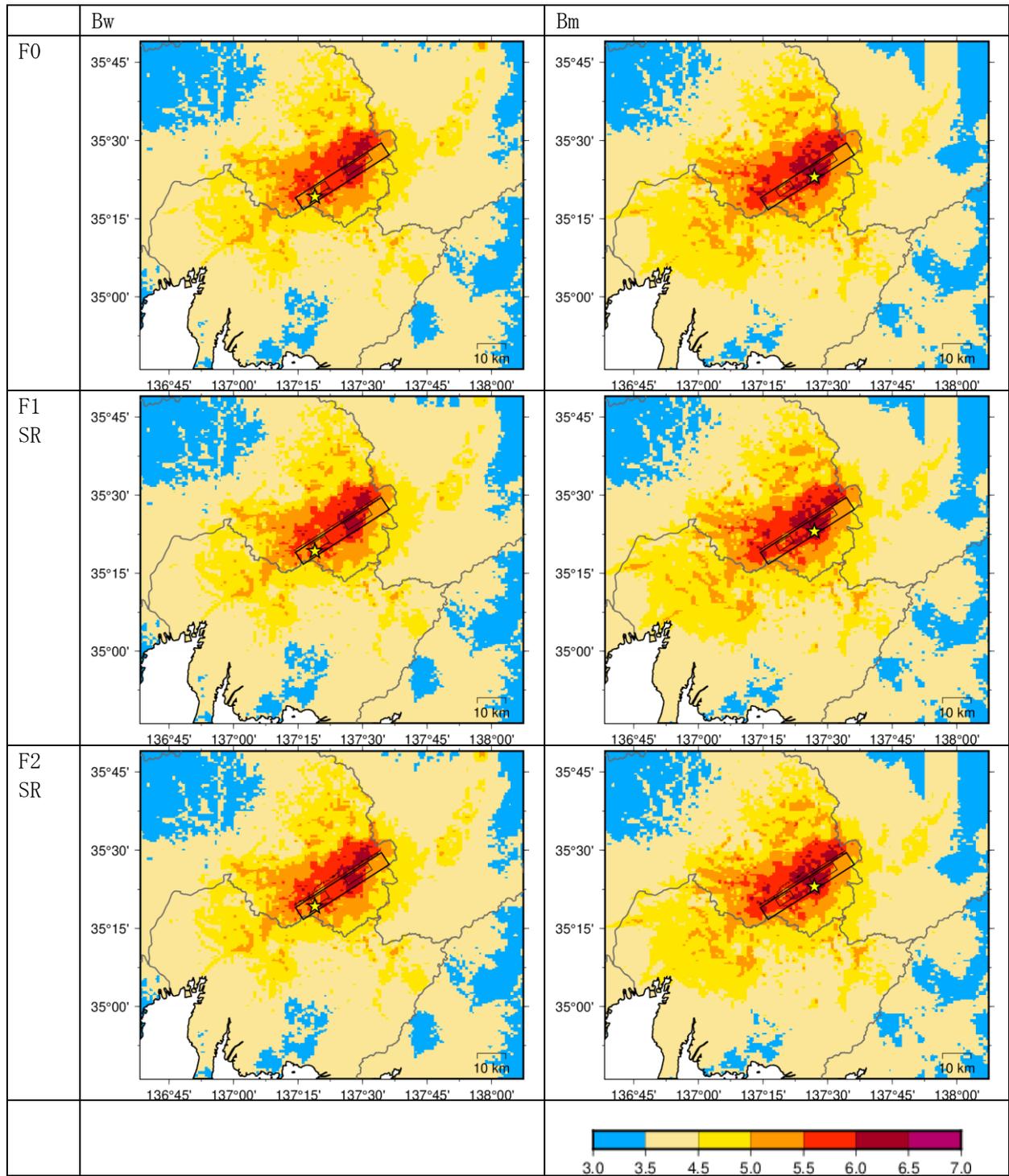


図 18(a) 工学的基盤上の計測震度分布 (屏風山区間単独の場合)

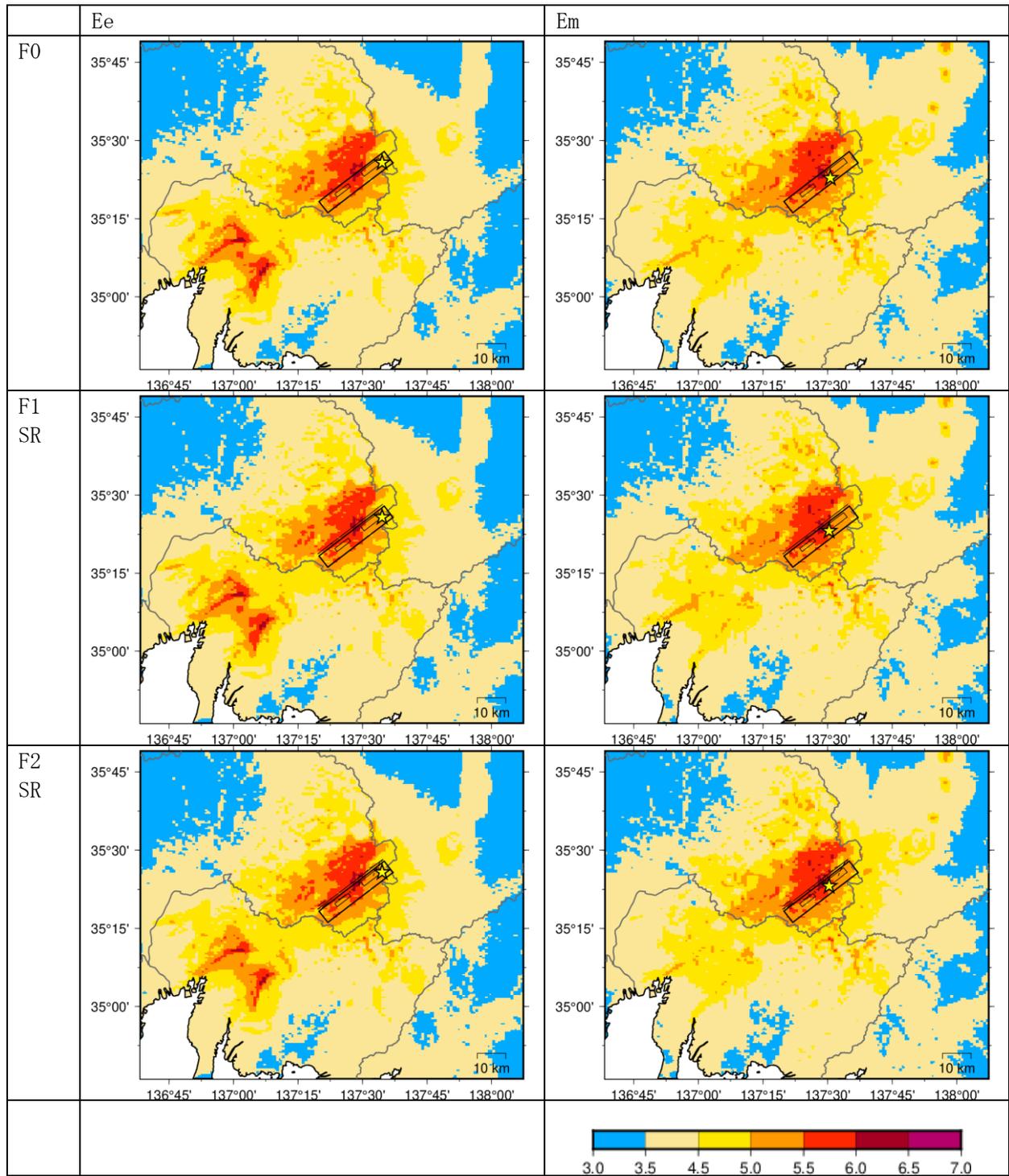


図 18(b) 工学的基盤上の計測震度分布 (恵那山区間単独の場合)

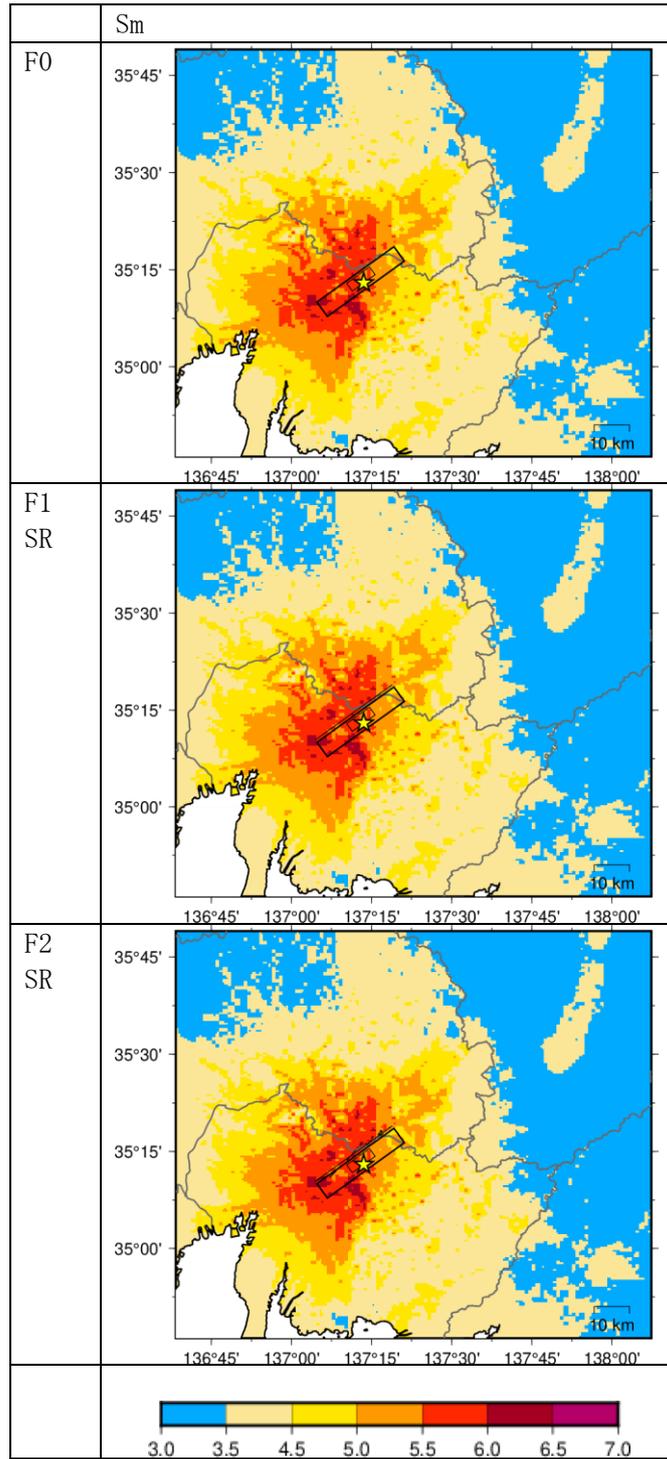


図 18(c) 工学的基盤上の計測震度分布 (猿投山区間単独の場合)

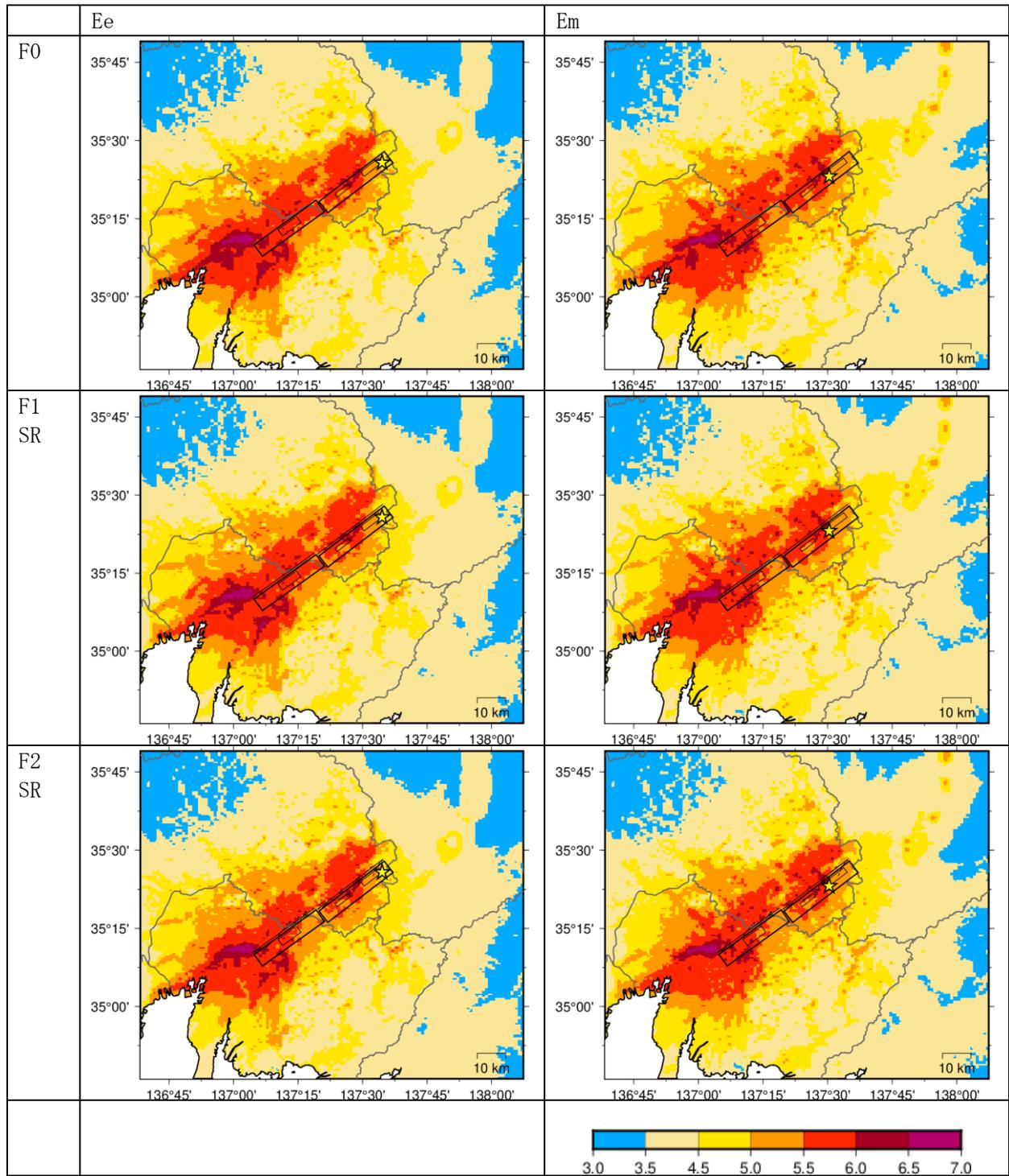


図 18(d) 工学的基盤上の計測震度分布 (恵那山・猿投山区間同時活動の場合)

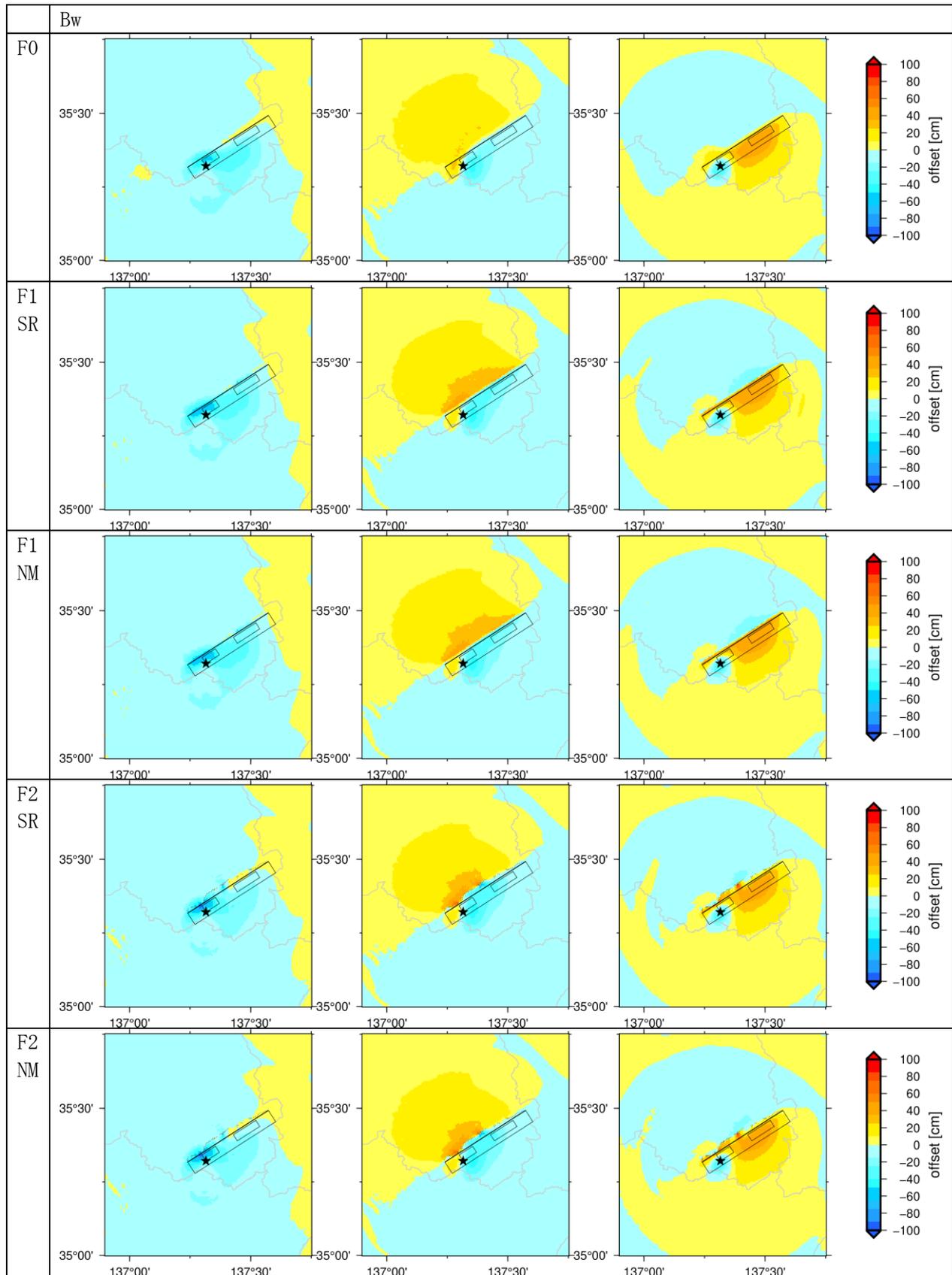


図 19(a) 変位量分布。左から南北、東西、上下動成分。(屏風山区間単独、破壊開始点 Bw の場合)

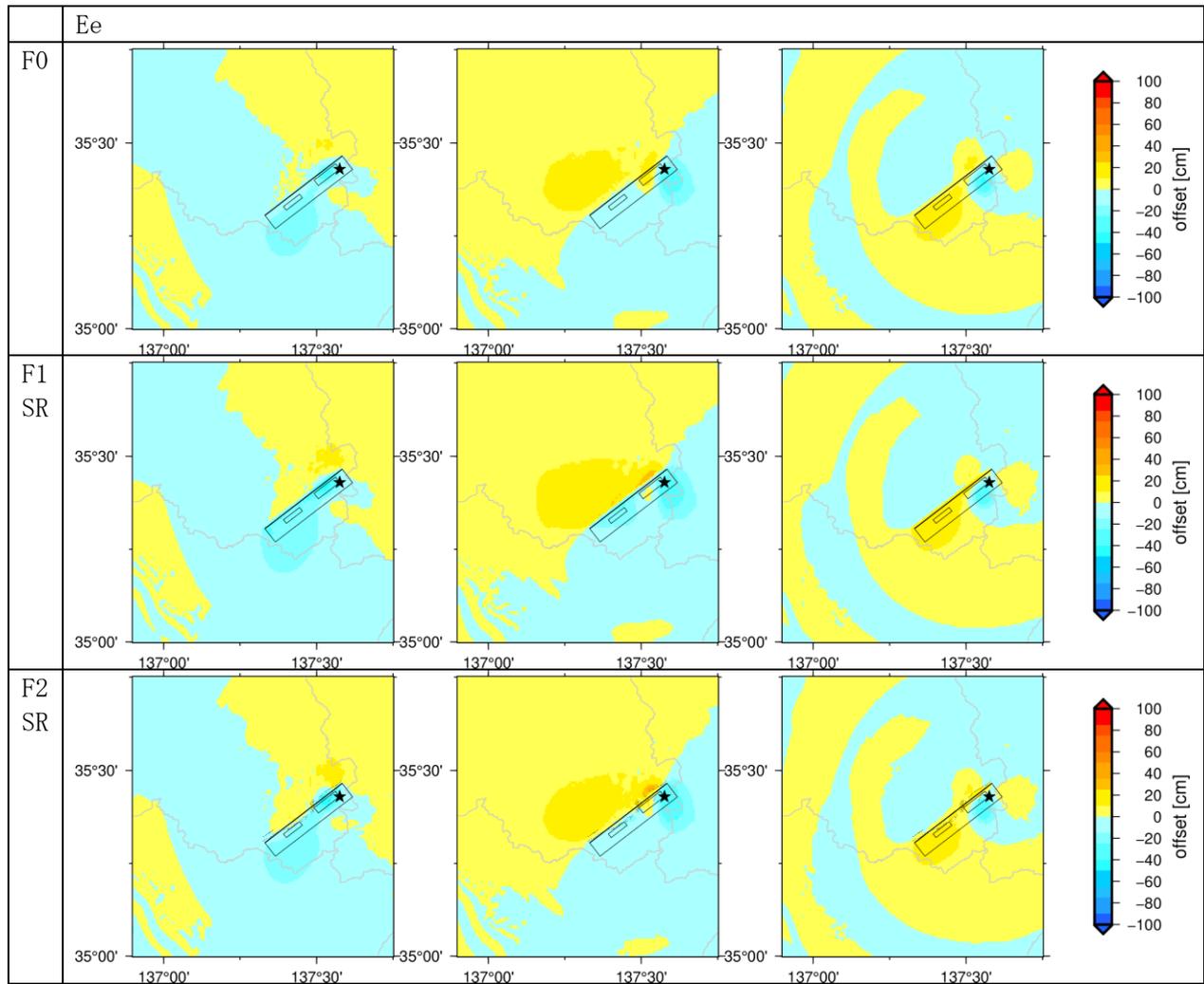


図 19(b) 変位量分布。左から南北、東西、上下動成分。(恵那山区間単独、破壊開始点 Ee の場合)

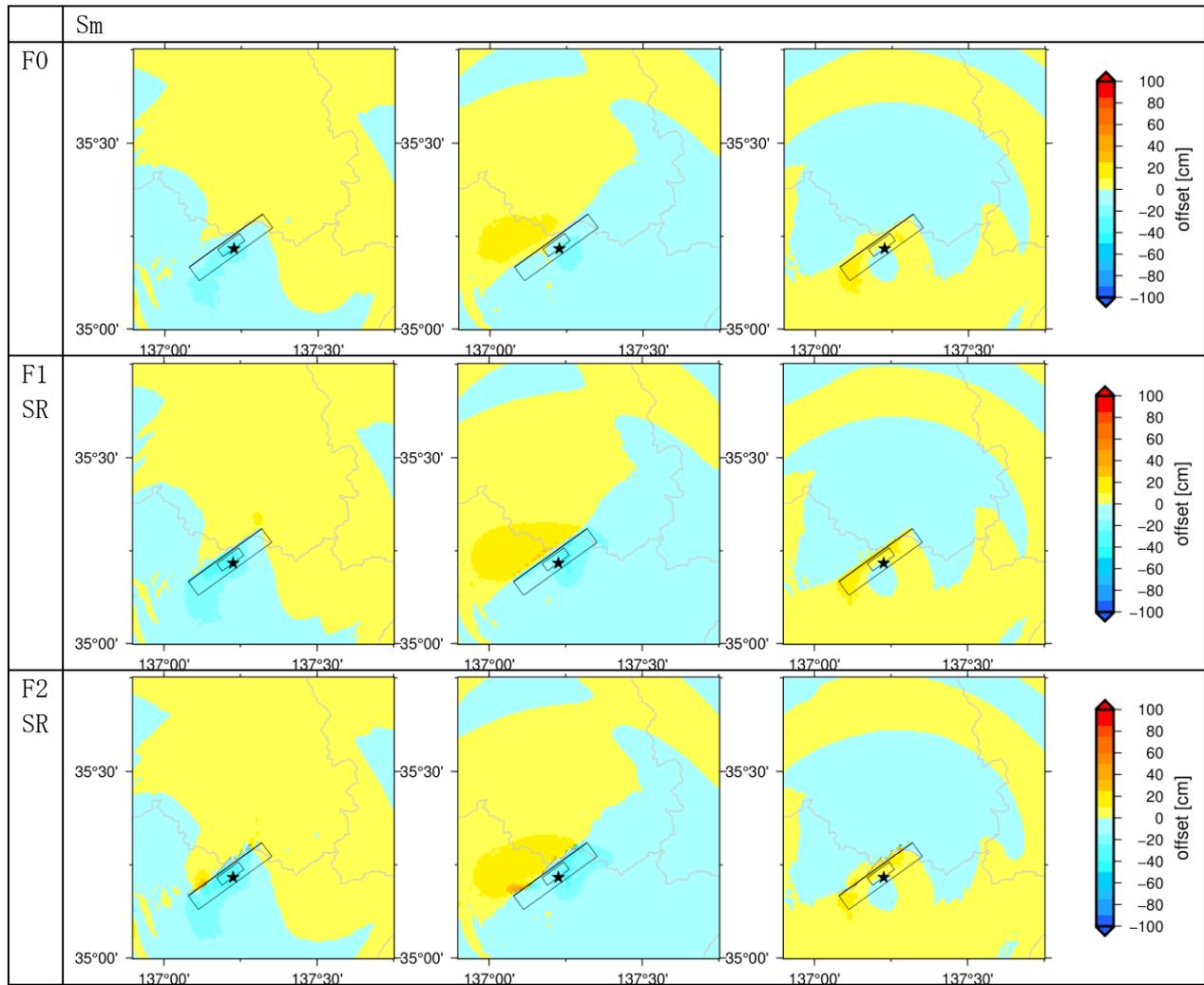


図 19(c) 変位量分布。左から南北、東西、上下動成分。(猿投山区間単独の場合)

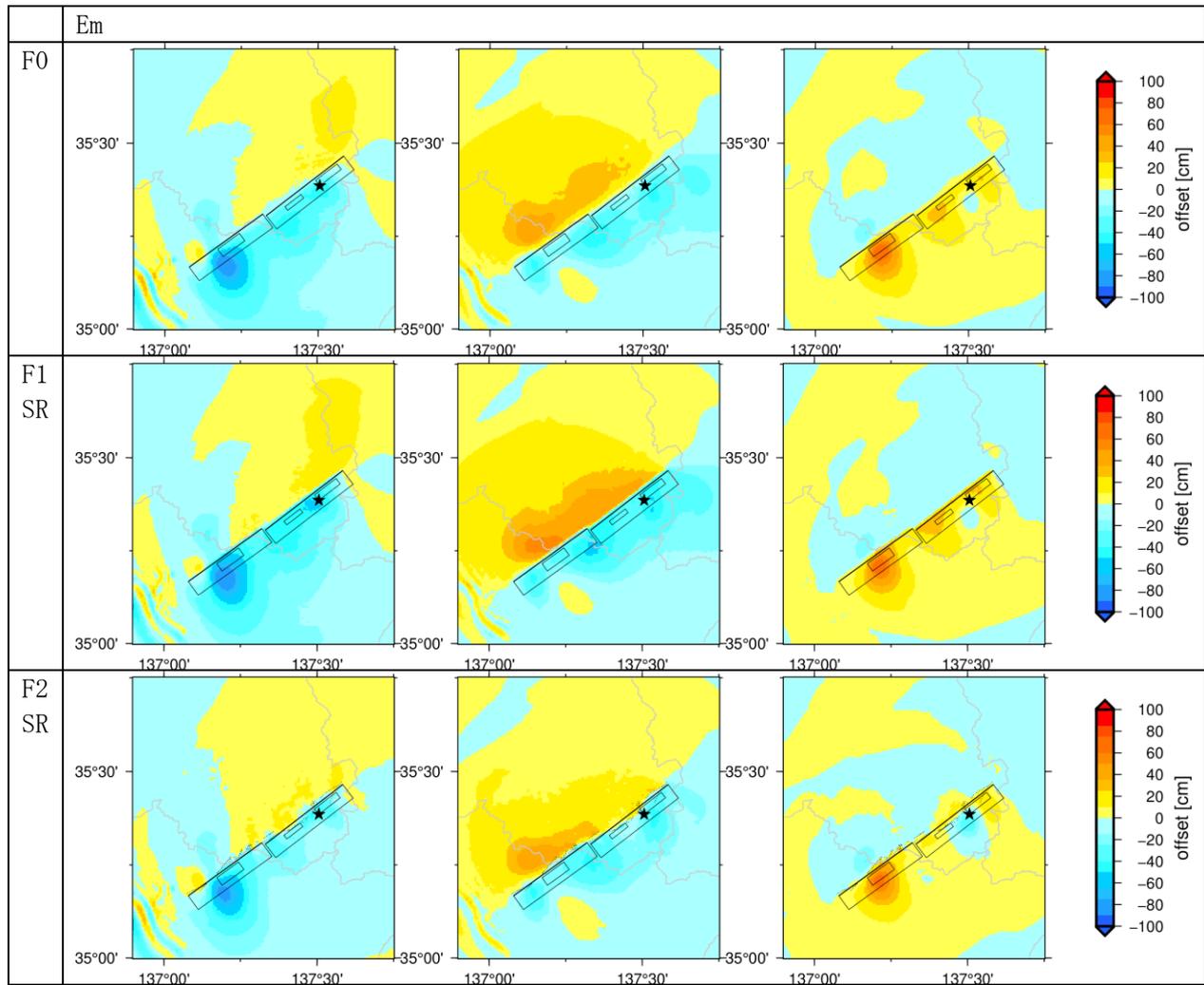


図 19(d) 変位量分布。左から南北、東西、上下動成分。(恵那山+猿投山区間同時活動、破壊開始点 Ee の場合)

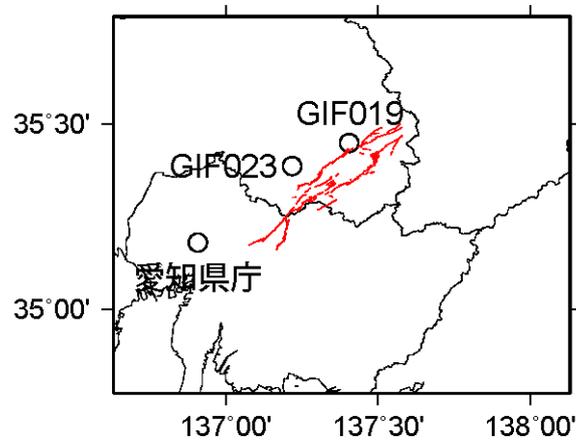
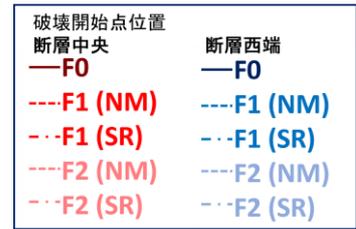
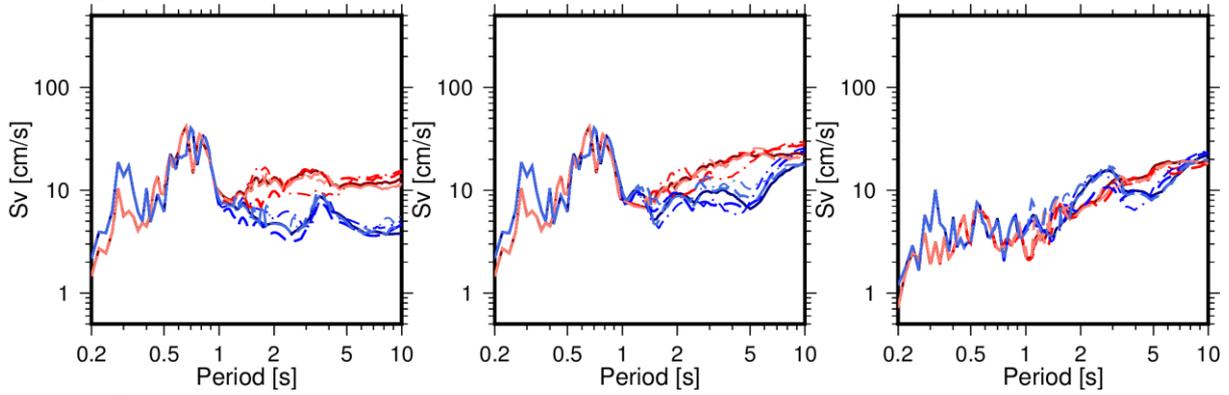


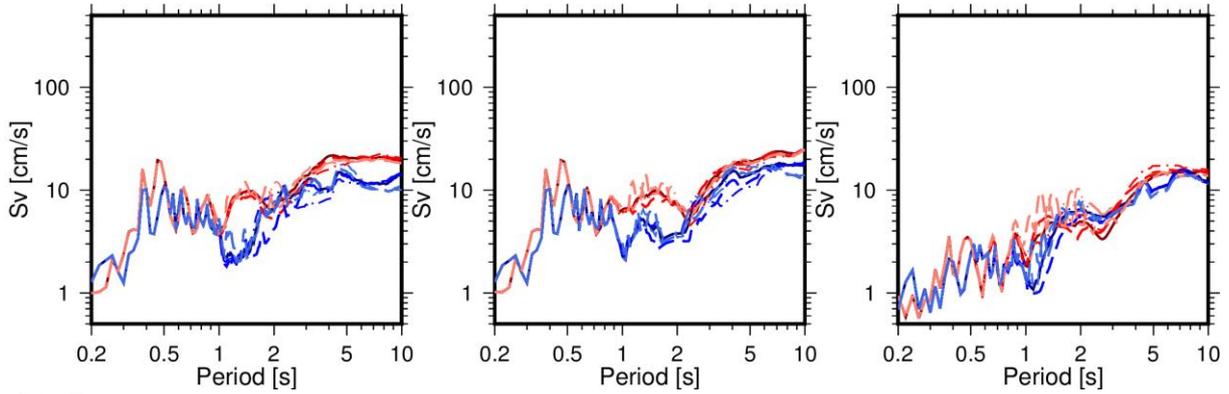
図 20 波形およびスペクトルを例示する観測点 (○) と断層 (赤線) 位置



K-NET 恵那



K-NET 土岐



愛知県庁

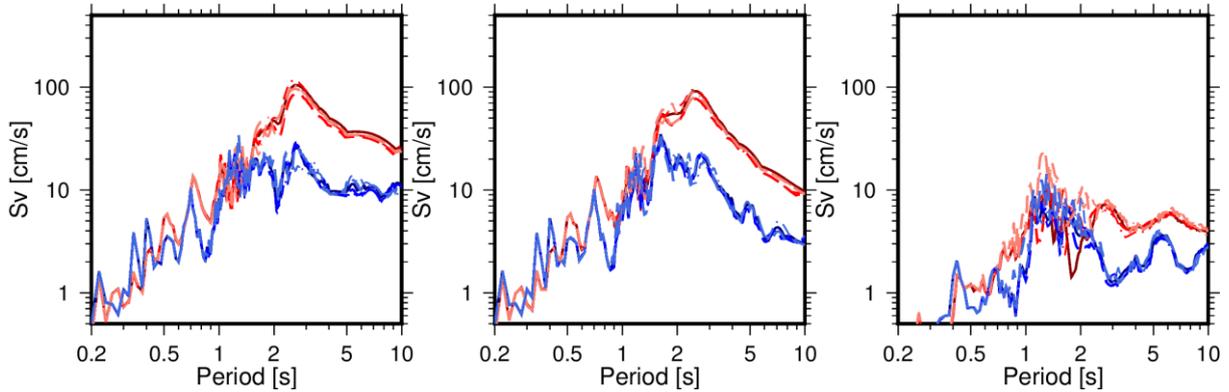


図 21(a) 代表地点における工学的基盤上の 5%減衰速度応答スペクトル（屏風山区間単独の場合）。左から南北、東西、上下動成分。

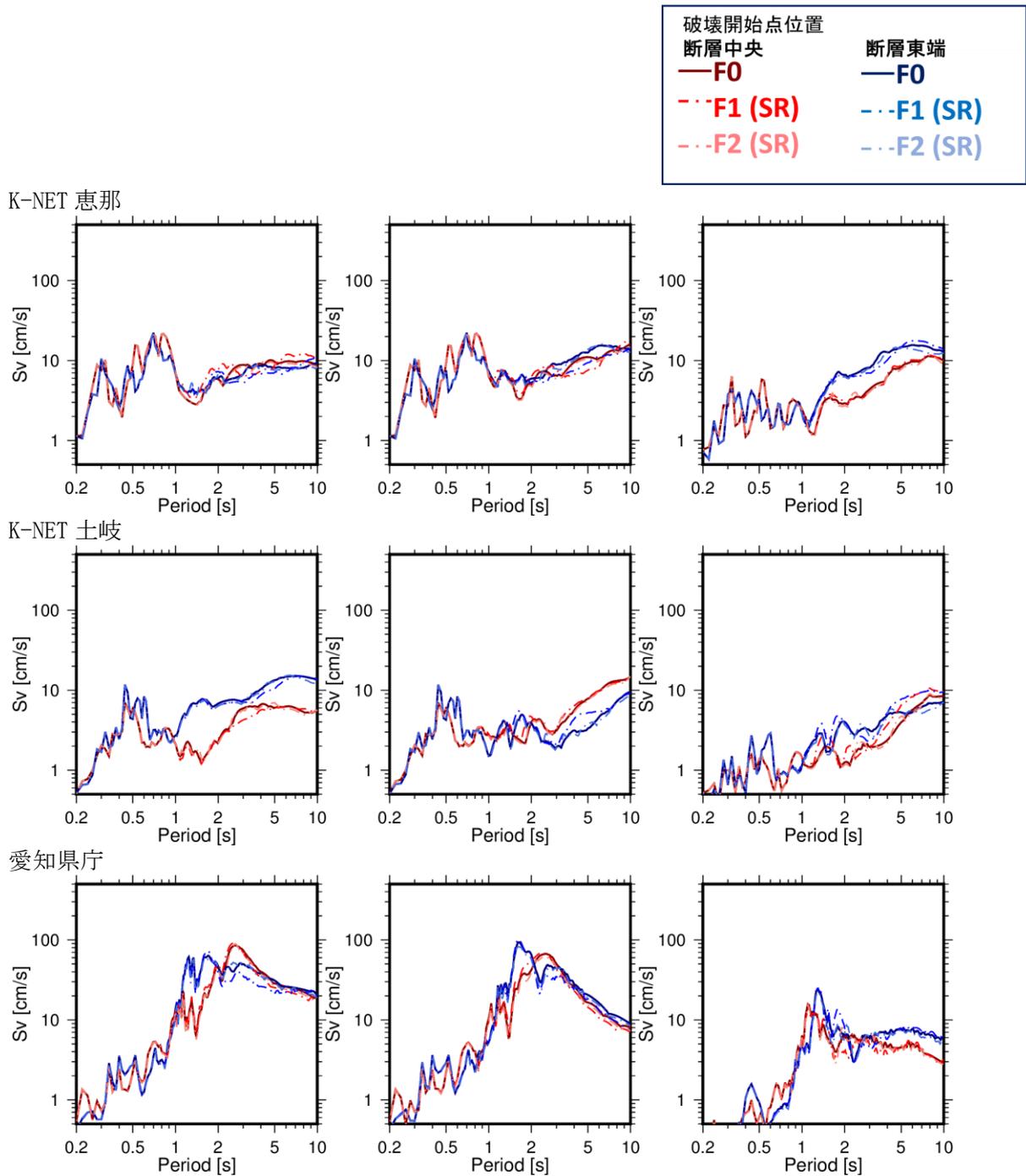
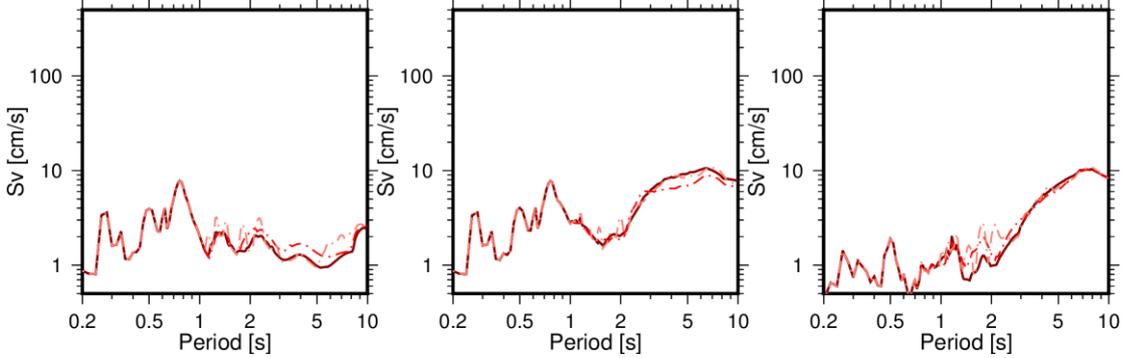


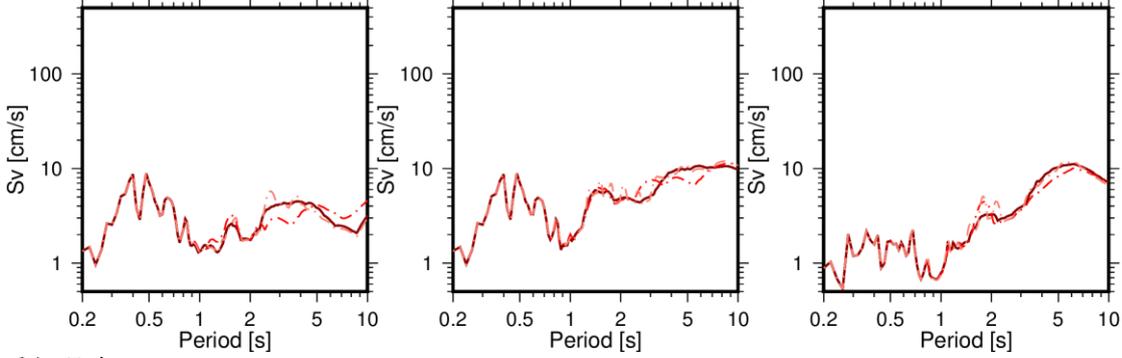
図 21(b) 代表地点における工学的基盤上の 5%減衰速度応答スペクトル（恵那山区間単独の場合）。左から南北、東西、上下動成分。



K-NET 恵那



K-NET 土岐



愛知県庁

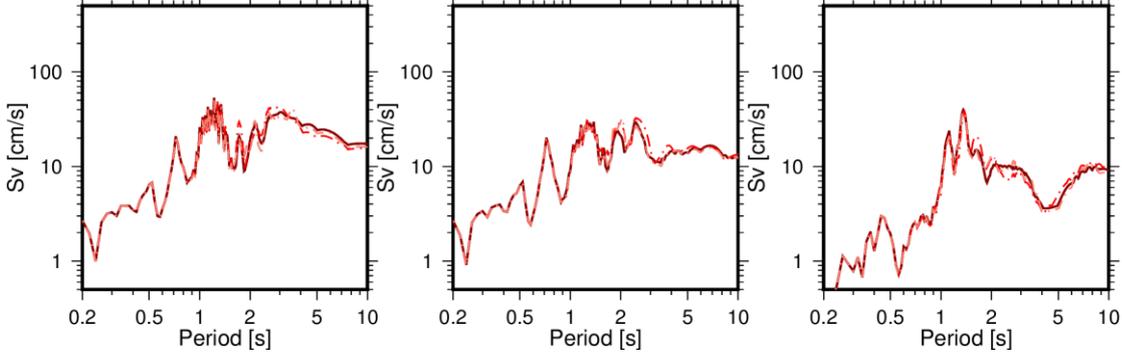


図 21(c) 代表地点における工学的基盤上の 5%減衰速度応答スペクトル (猿投山区間単独の場合)。左から南北、東西、上下動成分。

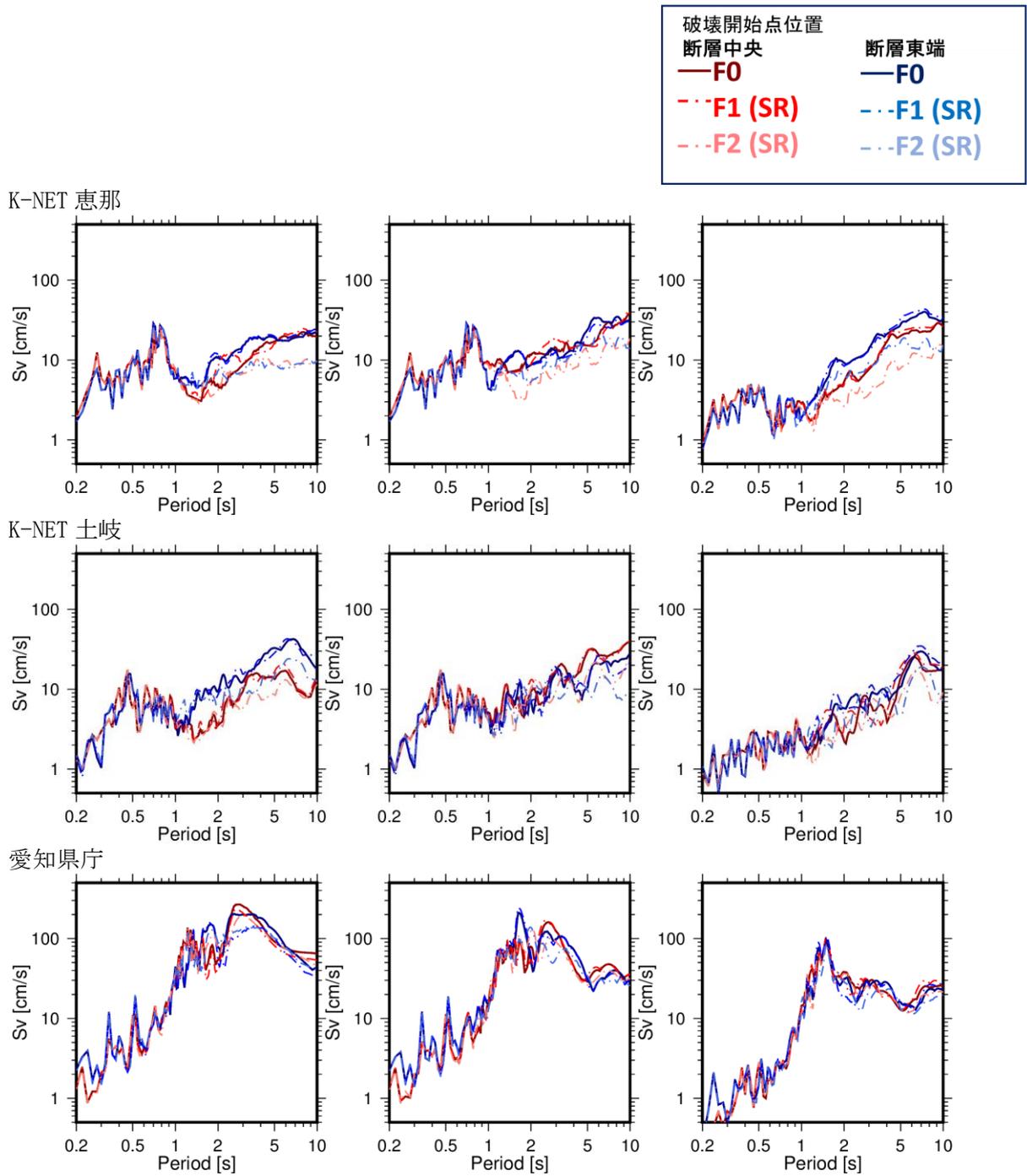


図 21(d) 代表地点における工学的基盤上の 5%減衰速度応答スペクトル (恵那山+猿投山区間同時活動の場合)。左から南北、東西、上下動成分。

K-NET 恵那

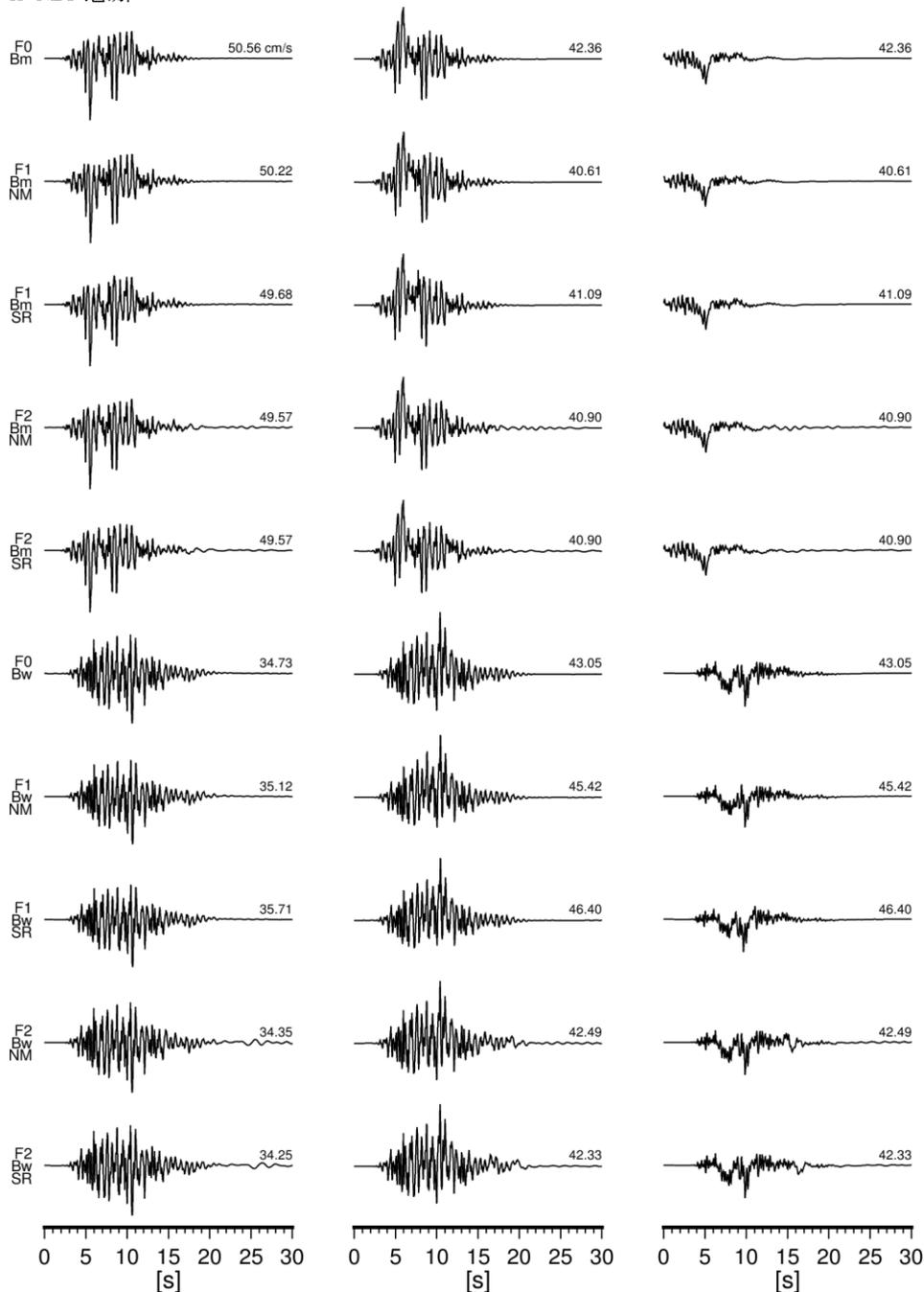
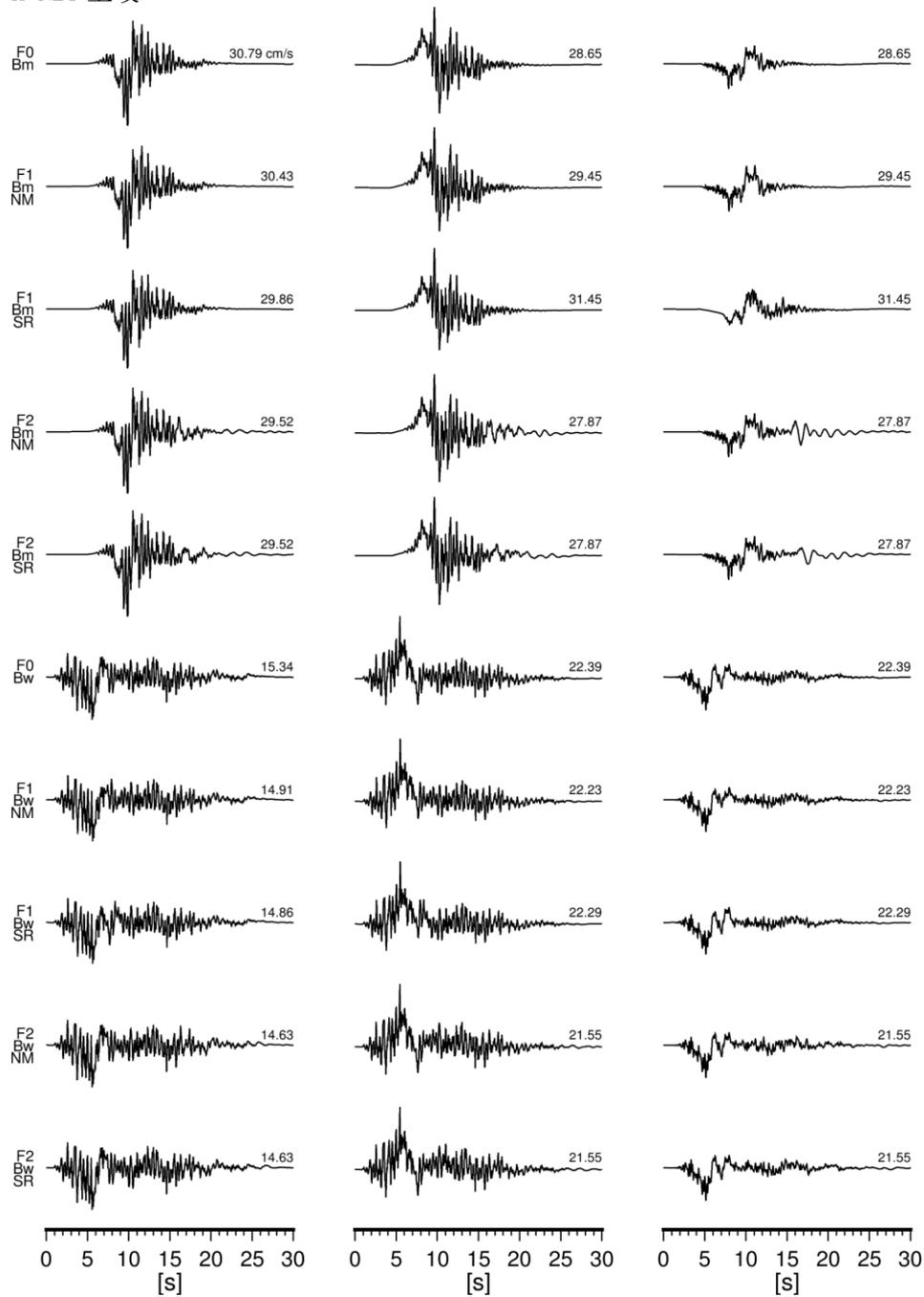


図 22(a) 代表地点における工学的基盤上の速度時刻歴波形（屏風山区間単独の場合）。左から南北、東西、上下動成分。波形の上の数字は各成分の最大振幅絶対値(cm/s)を表す。

K-NET 土岐



☒ 22(a) つづき

愛知県庁

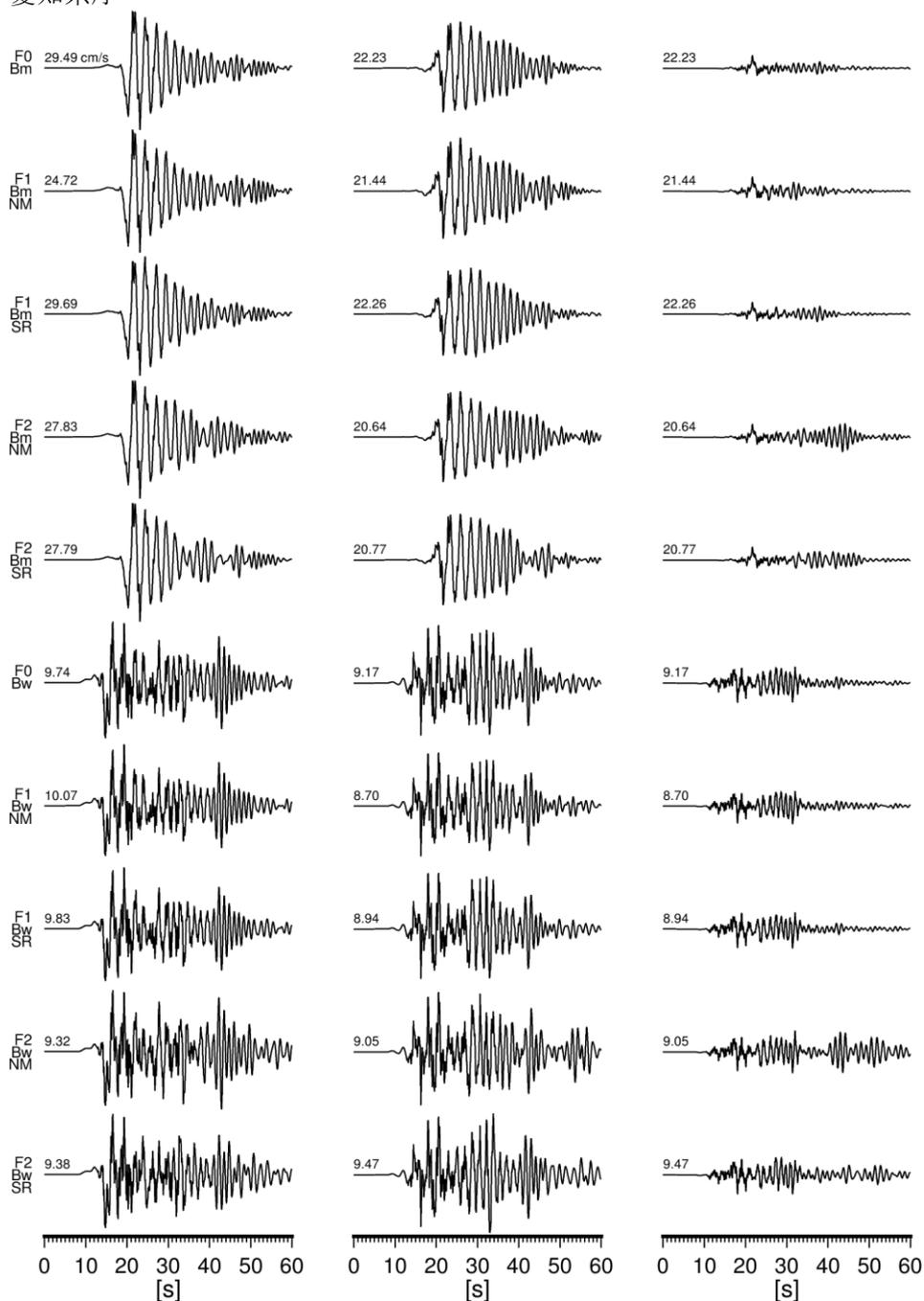
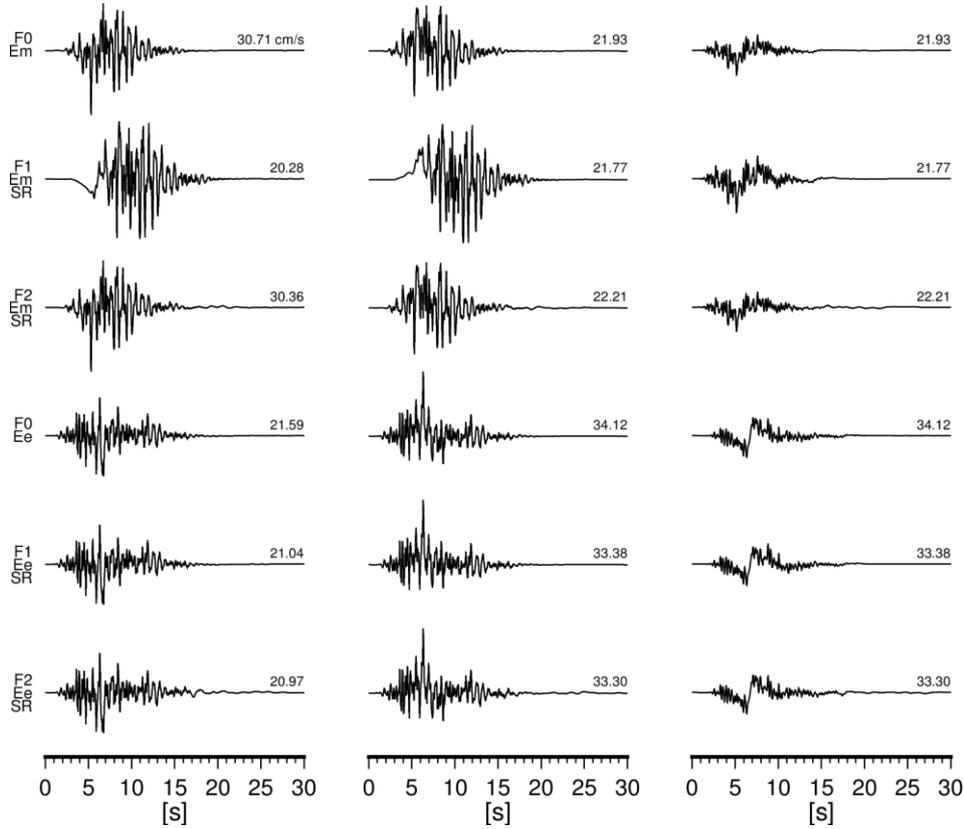


図 22(a) つづき

K-NET 恵那



K-NET 土岐

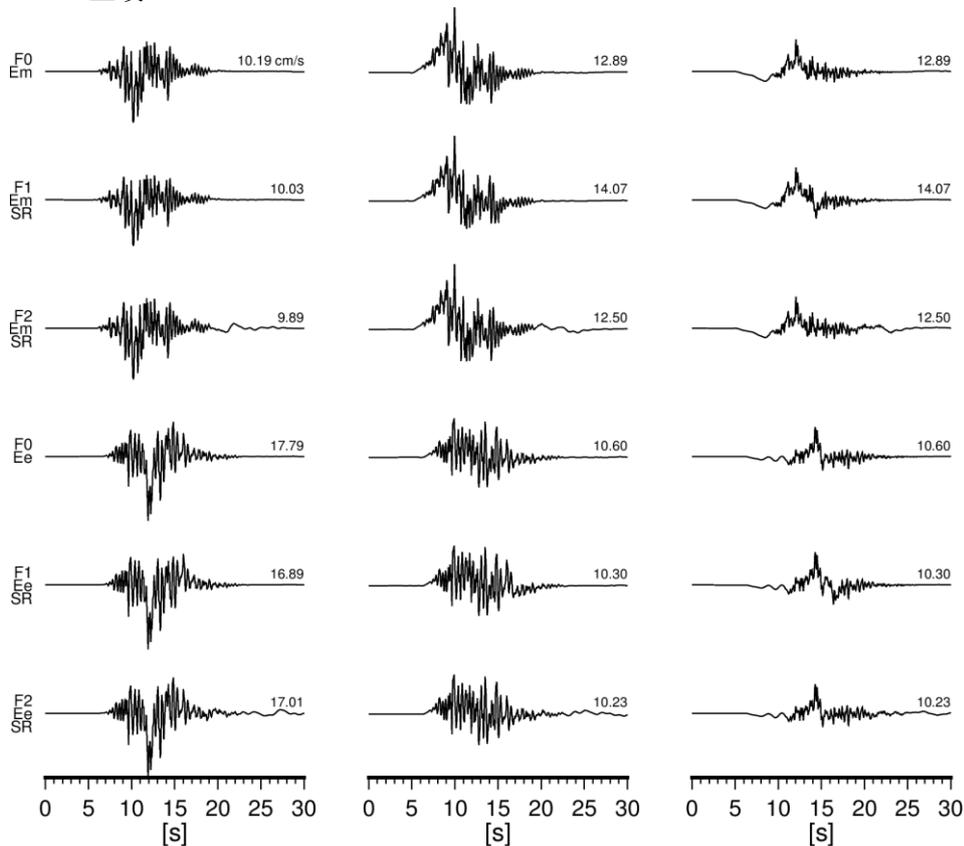


図 22(b) 代表地点における工学的基盤上の速度時刻歴波形（恵那山区間単独の場合）。左から南北、東西、上下動成分。波形の上の数字は各成分の最大振幅絶対値(cm/s)を表す。

愛知県庁

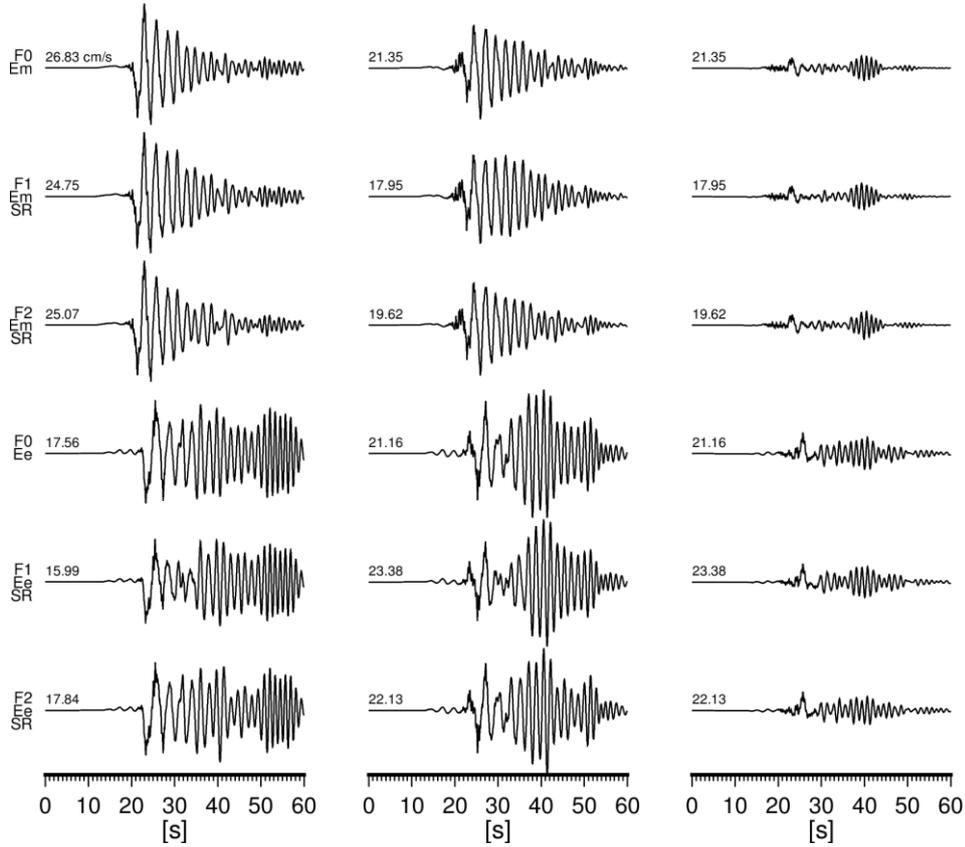
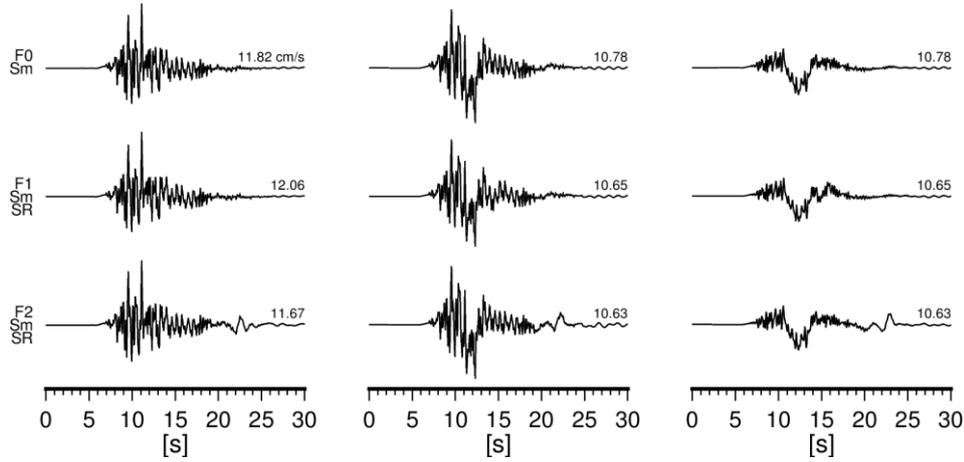
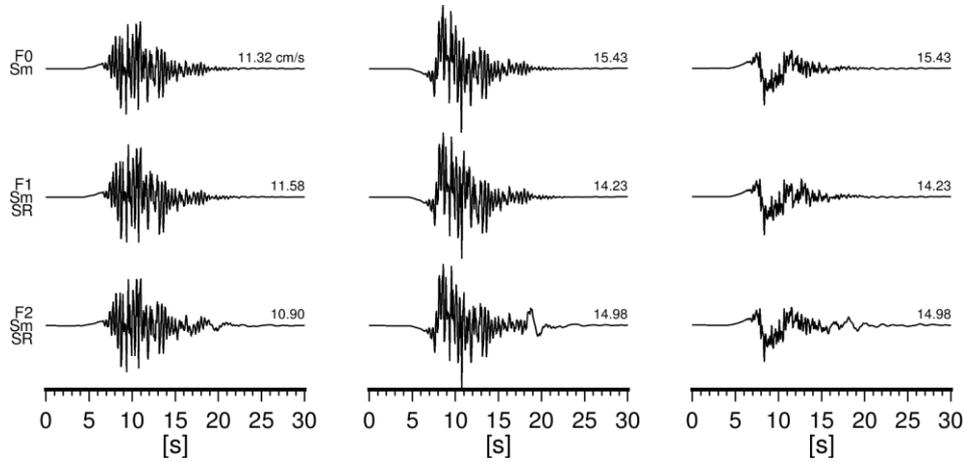


図 22(b) つづき

K-NET 恵那



K-NET 土岐



愛知県庁

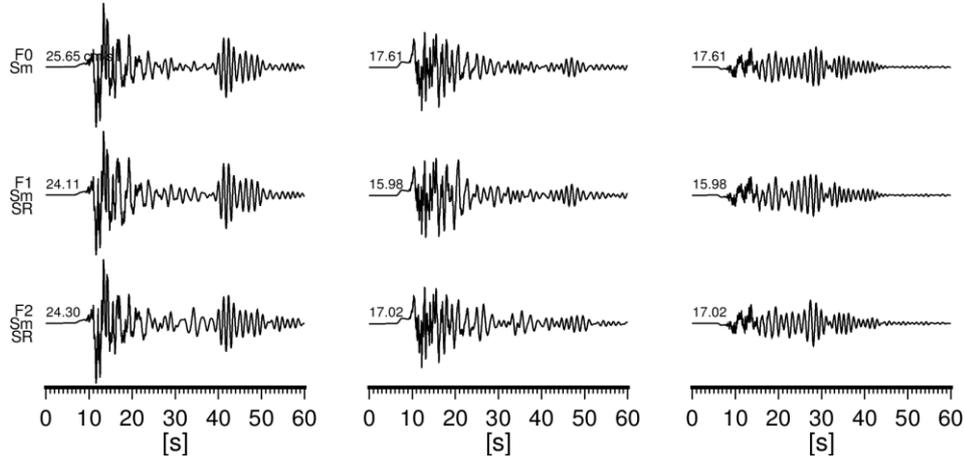
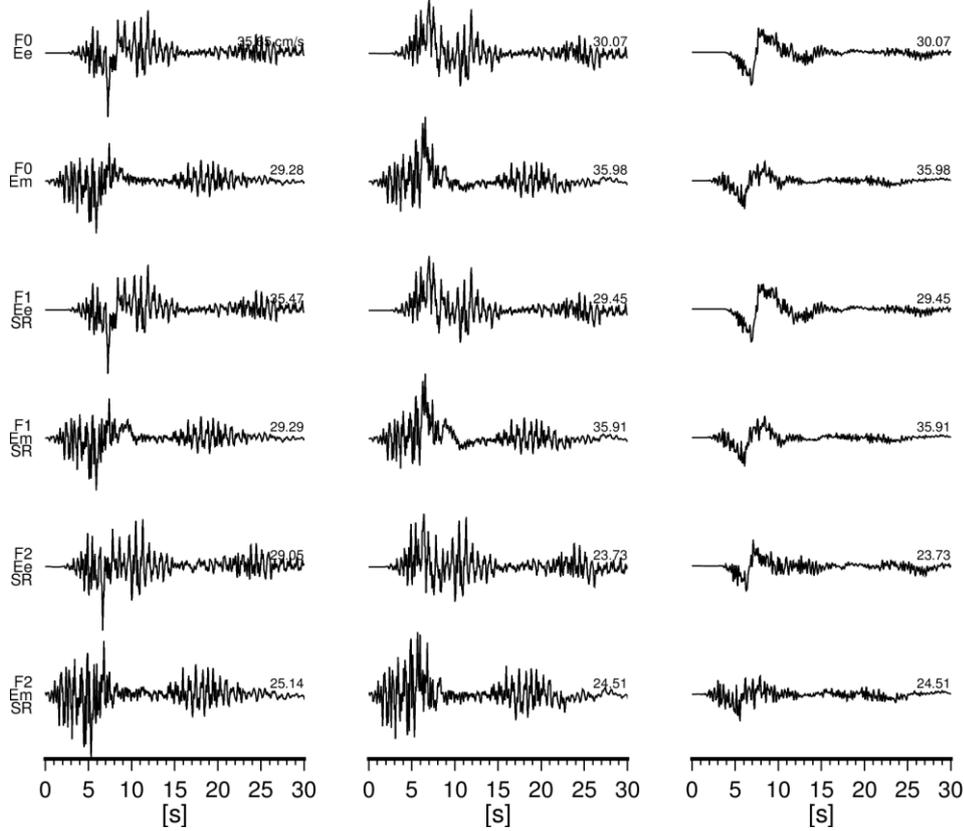


図 22(c) 代表地点における工学的基盤上の速度時刻歴波形（猿投山区間単独の場合）。左から南北、東西、上下動成分。波形の上の数字は各成分の最大振幅絶対値(cm/s)を表す。

K-NET 恵那



K-NET 土岐

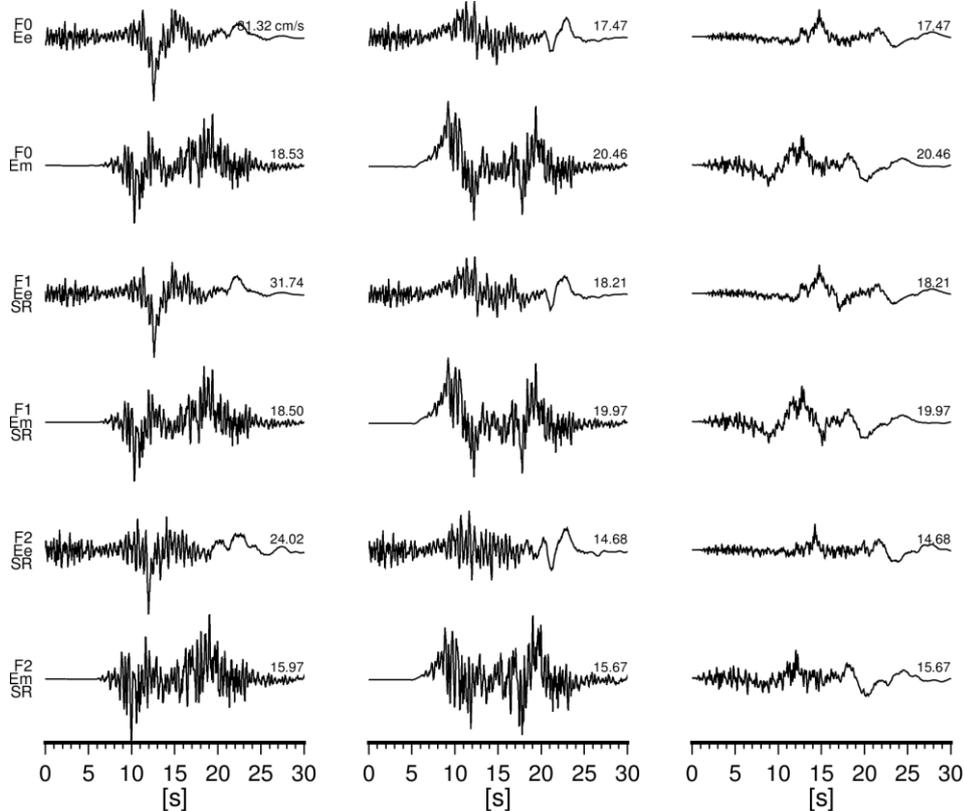


図 22(d) 代表地点における工学的基盤上の速度時刻歴波形（恵那山+猿投山同時活動の場合）。左から南北、東西、上下動成分。波形の上の数字は各成分の最大振幅絶対値(cm/s)を表す。

愛知県庁

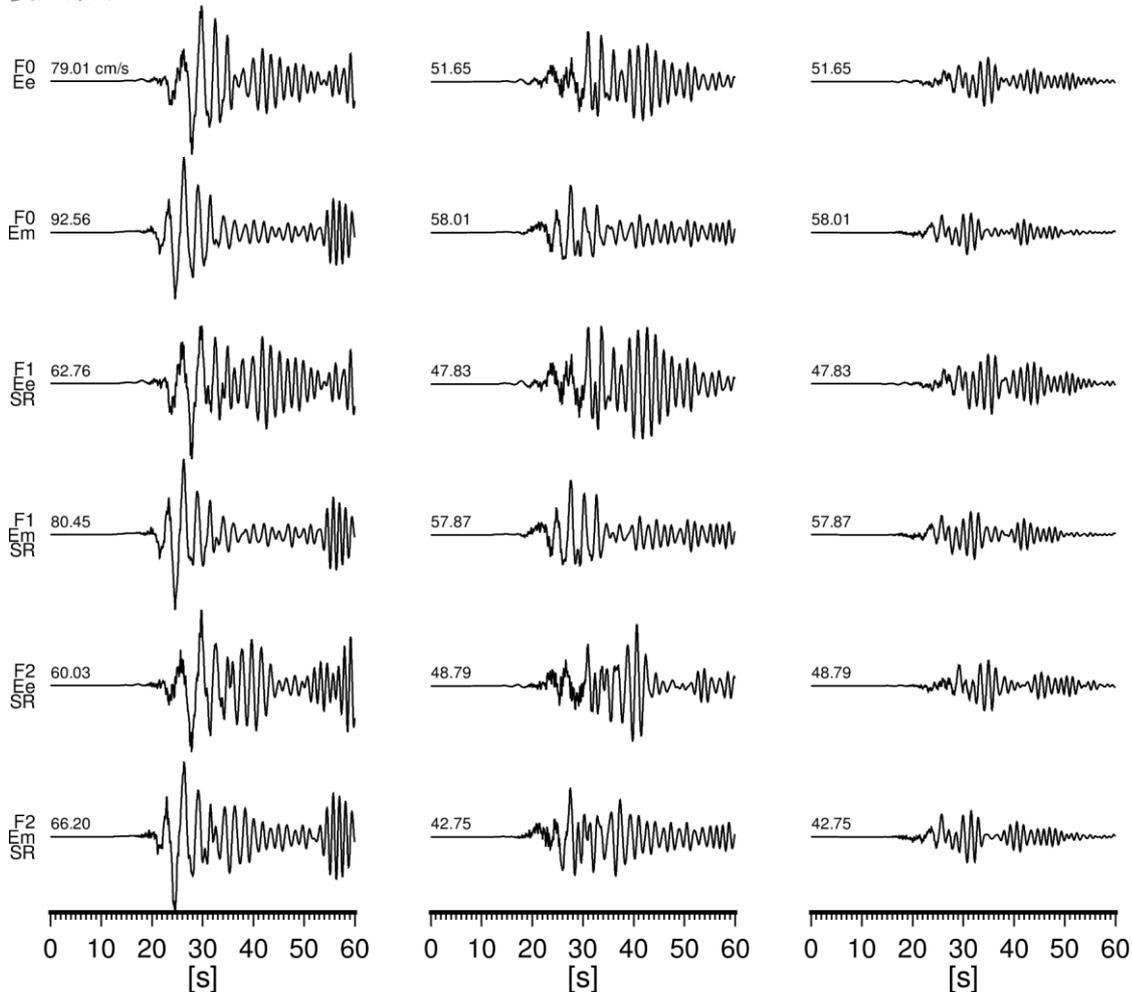


図 22(d) つづき

(d) 結論

本年度は、昨年度に引き続き地震観測を実施し、昨年度までに作成された浅部・深部統合地盤構造モデルの修正および検証を行った。修正は、本検討による作成範囲外の SIP モデルとの接続を行うために、反射法地震波探査やボーリングデータを用いて深部地盤構造モデルの調整を行った。検証は、設置した地震観測点等の地震観測記録を用いたスペクトルインバージョンや地震波干渉法を用いた周期・増幅特性の比較を行った。作成された地盤構造モデルは、既往の SIP モデルよりも、より地震観測記録と調和的な結果となっている。

(e) 引用文献

- Anderson, J. G.: Quantitative measure of the goodness-of-fit of synthetic seismograms, 13th World Conference on Earthquake Engineering, 243, 2004.
- Aoi, S. and H. Fujiwara: 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, Bulletin of the Seismological Society of America, 89, 918-930, 1999.
- 防災科学技術研究所, 防災科研 K-NET, KiK-net, doi:10.17598/NIED.0004, 2019a.
- 防災科学技術研究所, 防災科研 F-net, doi:10.17598/NIED.0005, 2019b.
- Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff and M. Reshef: A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations, Geophysics, 50, 705-708, 1985.

- Cressie N. A. C.: Statistics for Spatial Data, John Wiley & Sons, Inc., New York, 1991.
- 壇一男・佐藤俊明：断層の非一様すべ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，509，49-60，1998.
- 藤本一雄・翠川三郎：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，No. 7，241-246，2005.
- 藤本一雄・翠川三郎：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，Vol. 6，No. 1，pp. 11-22，2006.
- Graves, R. W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, Bulletin of the Seismological Society of America, 86, 1091-1106, 1996.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」），https://www.jishin.go.jp/main/chousa/20_yosokuchizu/recipe.pdf，2020.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会：全国地震動予測地図 2020 年版，https://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/shm_report/shm_report_2020/，2021.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会：2016 年熊本地震（M_J7.3）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），<https://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20220314kumamoto.pdf>，2022.
- 片岡正次郎・佐藤智美・松本俊輔・日下部毅明：短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式，土木学会論文集 A，Vol. 62，No. 4，740-757，2006.
- 川瀬博・松尾秀典：K-NET，KiK-net，JMA 震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析，日本地震工学会論文集，Vol. 4，No. 1，33-52，2004.
- Levander, A. R.: Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, Geophysics, 53, 1425-1436, 1988.
- 中村洋光・宮武隆：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 2，53，1-9，2000.
- 野津厚・長尾毅：スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等の強震観測地点におけるサイト増幅特性，港湾空港技術研究所資料，No. 1112，2005.
- Robertsson, J. O. A., J. O. Blanch and W. W. Symes: Viscoelastic finite-difference modeling, Geophysics, 59, 1444-1456, 1994.
- 佐藤智美：フィリピン海プレートの海溝型地震による短周期地震動の散乱理論に基づく経時特性モデル，日本建築学会構造系論文集，No. 601，75-82，2006.
- Virieux, J.: P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method, Geophysics, 51, 889-901, 1986.
- 山中浩明・石田寛：遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析，日本建築学会構造系論文集，No. 468，9-17，1995.
- 山中浩明・大堀道広・翠川三郎：地震記録に基づく地盤増幅特性の逆解析による関東平野のシームレス S 波速度構造モデルの推定，日本建築学会学術講演梗概集，B-2，構造 II，47-48，2009.

(3) 令和 2～4 年度の成果

(a) 業務の要約

地震調査研究推進本部による震源断層を特定した地震動予測地図において、震度 6 弱から 6 強の強い揺れが予測されている地表断層周辺及び周辺都市域における強震動予測を向上させるため、地盤構造モデルの改良を目的に、工学的基盤の不整形性を高精度化するための微動アレイ観測及び地震観測を実施した。調査データと併せて分析し、SIP（戦略的イノベーション創造プログラム）の成果に基づく東海地方の浅部・深部統合地盤構造モデル（東海地方の既往地盤構造モデル Wakai et al., 2019）を修正し、検証を行った。また、作成された地盤構造モデルに基づき、断層傾斜を変えた重力分布の理論計算を行い、断層傾斜角に関する検討を実施した。

震源モデルを単純な矩形と仮定せず、複雑な地表断層形状を考慮した震源断層の詳細なモデル

化手法を構築するとともに、当該断層帯における地震発生層上端深さとそれ以浅の地表変形を含む破壊過程が強震動計算結果に及ぼす影響を、定量的に評価するための感度解析を行った。サブテーマ1～3と連携して活動区間の不確かさを考慮した多様な震源モデル群を設定した。本研究で構築した地盤構造モデル及び震源モデル群を用いて広帯域（周期0.1～10秒）強震動シミュレーションを行い、現在の地震動予測地図から高精度化された面的な強震動予測結果について不確かさも含めて示した。

(b) 業務の実施方法

断層近傍および周辺都市域の詳細な地盤構造モデル構築のため、稠密な微動観測および、地震計を設置し、観測を開始した。地震基盤深さまでの地盤構造モデルの高精度化のため、断層近傍および周辺都市域において、既往の地盤情報として重力探査データおよびボーリングデータ等を収集・整理するとともに地震観測を実施した。重力基盤解析結果、微動解析結果及び、地震観測記録等に基づき、浅部・深部統合地盤構造モデルを修正した。修正した浅部・深部統合地盤構造モデルについて、設置した地震観測点等の地震観測記録を用いたスペクトルインバージョンや地震波干渉法を用いた周期・増幅特性の精度検証を行い、作成範囲外の既往の SIP（戦略的イノベーション創造プログラム）の成果に基づく東海地域の浅部・深部統合地盤構造モデル（以後 SIP モデル）との接続を行うために作成した地盤構造モデルの微調整を行った。さらに、作成された地盤構造モデルに基づき断層傾斜角を変えた重力分布の理論解析を行うことで、断層傾斜角に関する検討を実施した。

地表断層形状データを用いて、長さ数百 m 程度の線分により詳細な形状をモデル化し、それを地中の震源断層モデルにおける断層上端と接続することにより現行の震源モデルを活かし、かつ地表まで達する新たな震源モデルを構築した。また、地震発生層より浅い震源断層における滑り量を変えた震源モデルによる感度解析を実施した。サブテーマ1～3に基づく活断層形状の詳細な情報を取り入れて、想定される震源シナリオについて強震動計算のための断層モデル群を感度解析結果も参照して設定し、作成した地盤構造モデルを用いてハイブリッド合成法による強震動計算を行った。

(c) 業務の成果

1) 地盤構造モデルの検討

地盤構造モデル構築のため、地盤構造モデル構築範囲内において、微動アレイ探査（大アレイ 40 地点、小アレイ 843 地点）を実施した（図 23）。また、地震観測点を岐阜県および愛知県の 20 か所（愛知県・岐阜県の小中学校の敷地内）に設置し、観測を実施した。地盤構造モデルの高精度化のため、断層周辺および周辺都市域の既往の地盤等の情報として、重力探査データ（例えば田中(2009)）、既往地盤構造モデル（SIP 地盤構造モデル（Wakai et al., (2019)）・地震被害想定で作成された地盤構造モデル（愛知県(2014)・岐阜県(2018)））、反射法地震探査データ（東濃地震科学研究所(2000)）、自治体等の地震観測記録を収集・整理した（図 24）。初期地盤構造モデルの作成は、重力探査データから得られるブーゲー異常値に基づいた解析を、堆積層と基盤岩類の 2 層構造と仮定し、ブーゲー異常値に対してフィルターテスト（上方接続法）を行い、シグナル成分とトレンド成分が分離できている 5000 m の上方接続高度を最適な接続高度とした。シグナル成分表示では、恵那山断層帯、屏風山断層帯沿いに断続的な低重力異常を確認できる。阿寺断層帯、養老断層帯、中央構造線断層帯による重力異常も明瞭に見て取れる。次に、ボーリングデータから得られる基盤深さとの調整を行うことで、地震基盤相当の 3 次元地盤初期モデルを構築した（図 25）。

地震計設置後に観測された地震記録を整理し、R/V スペクトル比を計算した（図 26）。微動アレイ探査（大アレイ 40 地点、小アレイ 843 地点）の観測位相速度に基づき、S 波速度構造の解析（図 27）と AVS30 等の計算を実施した（図 28）。これらの解析結果より、東海地方の既往地盤構造モデルを初期モデルとして、重力基盤解析結果、収集・整理された反射法地震探査データ、自治体等の地震観測記録等も活用した上で、浅部・深部統合地盤構造モデルを修正した。また、本研究にて作成した地盤構造モデルの範囲外については SIP モデルと接続出来るようにモデルの修正を行った。さらに、修正した地盤構造モデルを用いて、地震観測記録を用いてスペクトルイ

ンバージョンおよび地震波干渉法による浅部・深部統合地盤構造モデルの精度の検証・修正を行った。昨年度までの地盤構造モデルは、重力基盤上面⇆地震基盤上面とみなして作成したが、範囲外の結果と大きな乖離が出来ていた。そこで、地盤構造モデル間の相違を解消するための調整作業として、基本的に重力基盤上面の形状を変えずに、各データとモデルの地震基盤相当の速度層 (V_s3100 m/s 程度) の上面深度値に修正した。SIP モデルとの接合部分については補填ポイントを設定して接合した。最終的な地盤構造モデルを図 29-1 と 29-2 (図 4 の再掲) に示す。

スペクトルインバージョンにより求められた経験的サイト増幅特性と本年度作成した地盤構造モデルから求めた理論増幅率を比較した。表面波部分も解析に用いた野津・長尾 (2005) によるサイト増幅特性と比べると本解析によるサイト増幅特性は低周波数側でやや過小評価であったが、本解析では地震波の S 波部分のみを解析に用いたためと考えられる。

設置した地震計の観測記録 (20 地点) を用いて、地震波干渉法により、調査地周辺の観測点ペアでの相互相関関数 (観測グリーン関数) を推定した。さらに、SIP モデルと本年度作成した地盤構造モデルを用いて、3 次元差分法により連続地震観測点間の理論グリーン関数を計算し、地震波干渉法によって得られた観測点間のグリーン関数との比較により、モデルの妥当性を検証した。

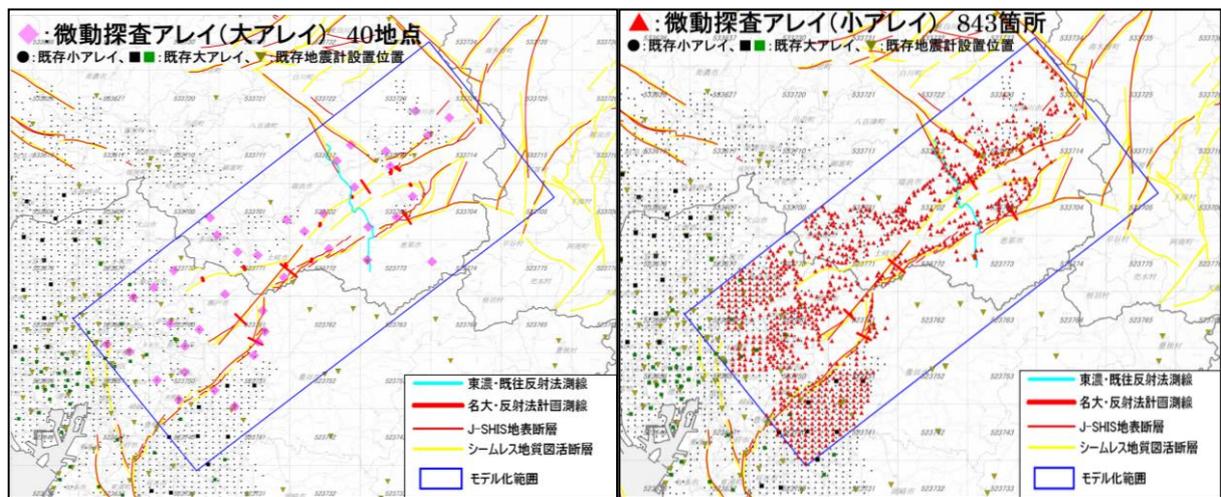


図 23 微動アレイ観測点分布図 (左: 大アレイ、右: 小アレイ)

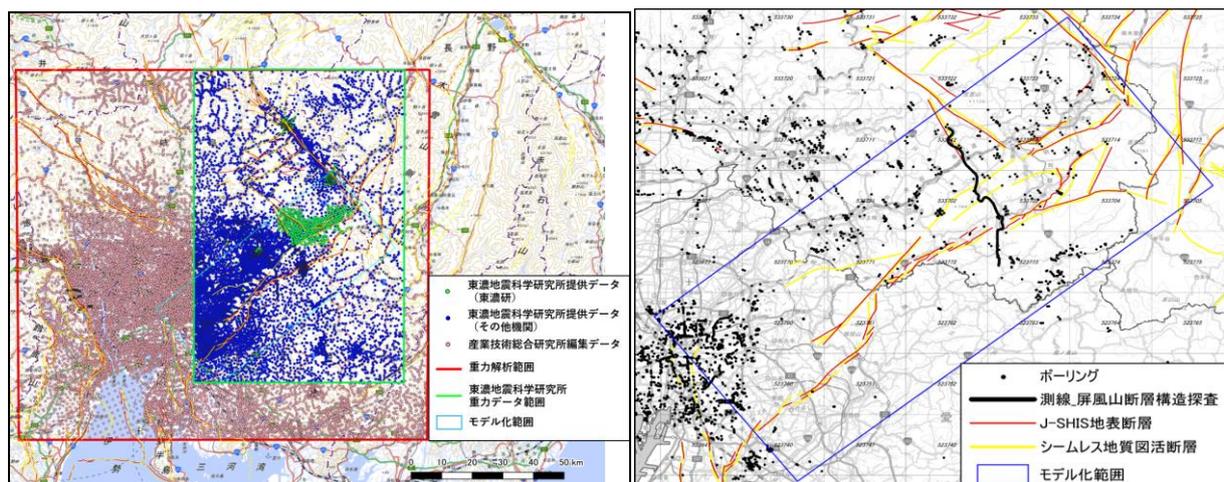


図 24 重力観測点分布 (左図) とボーリングおよび反射法地震探査測線地点 (右図)

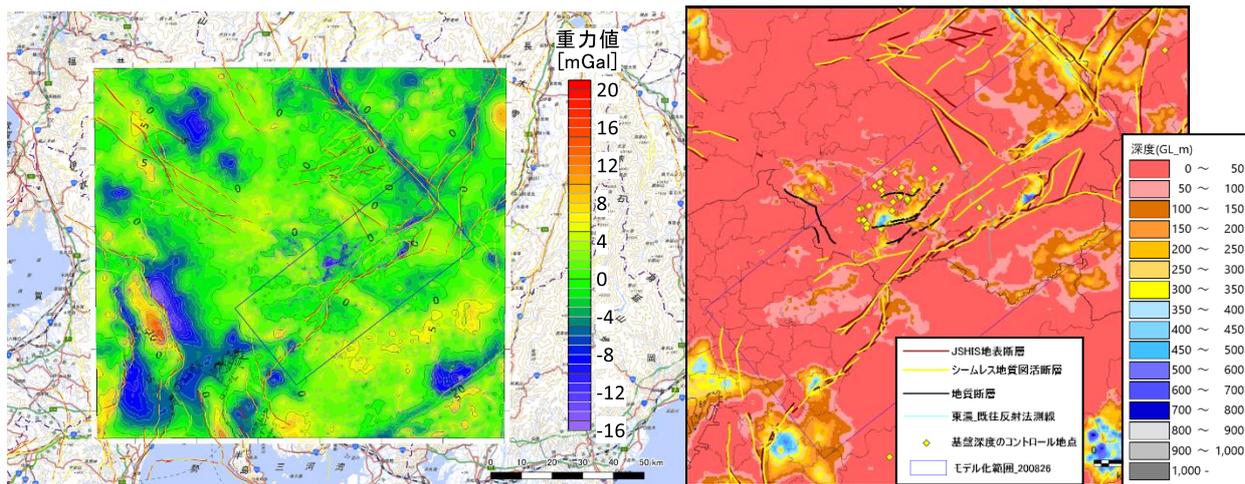


図 25 重力解析結果とボーリングデータによる重力基盤（地震基盤相当）上面深度

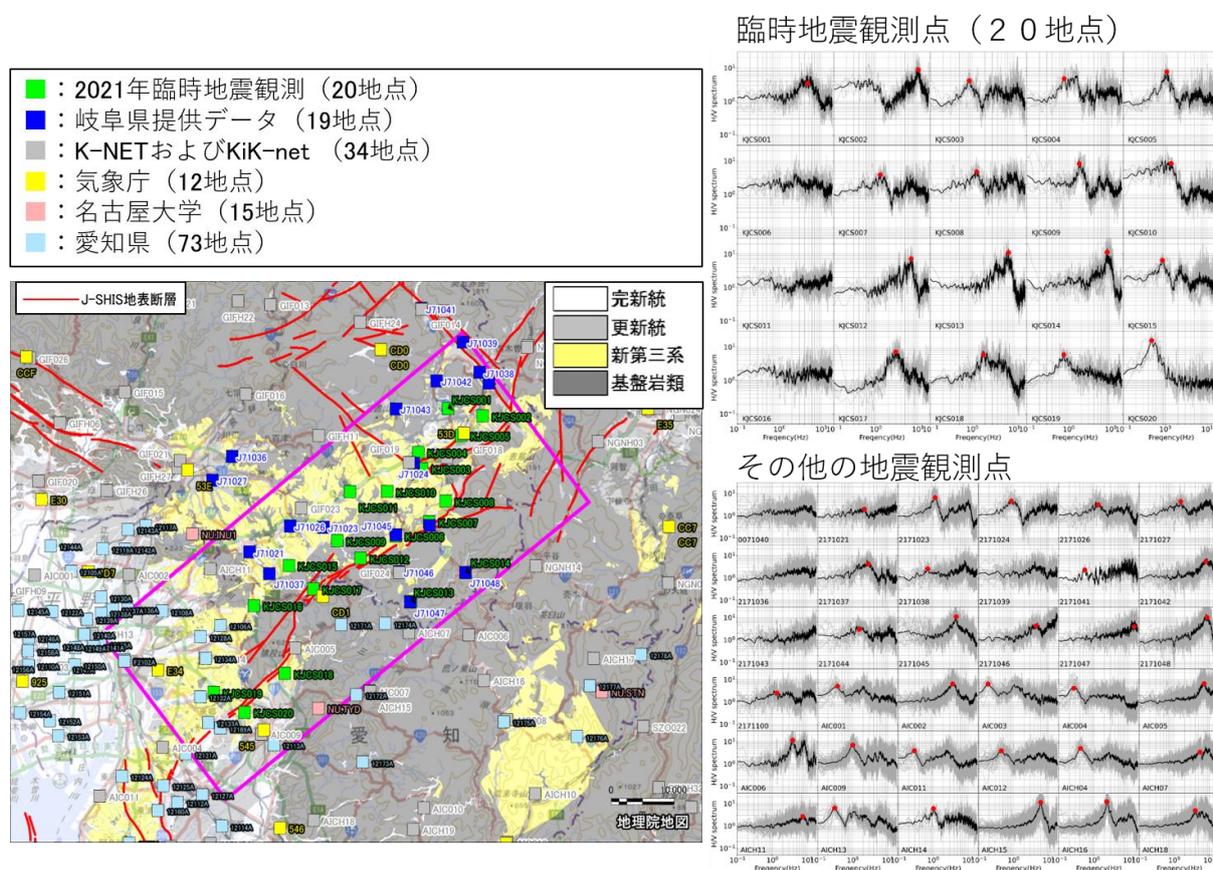


図 26 モデル化に使用した地震観測点分布図（左図）と R/V スペクトル比の計算例

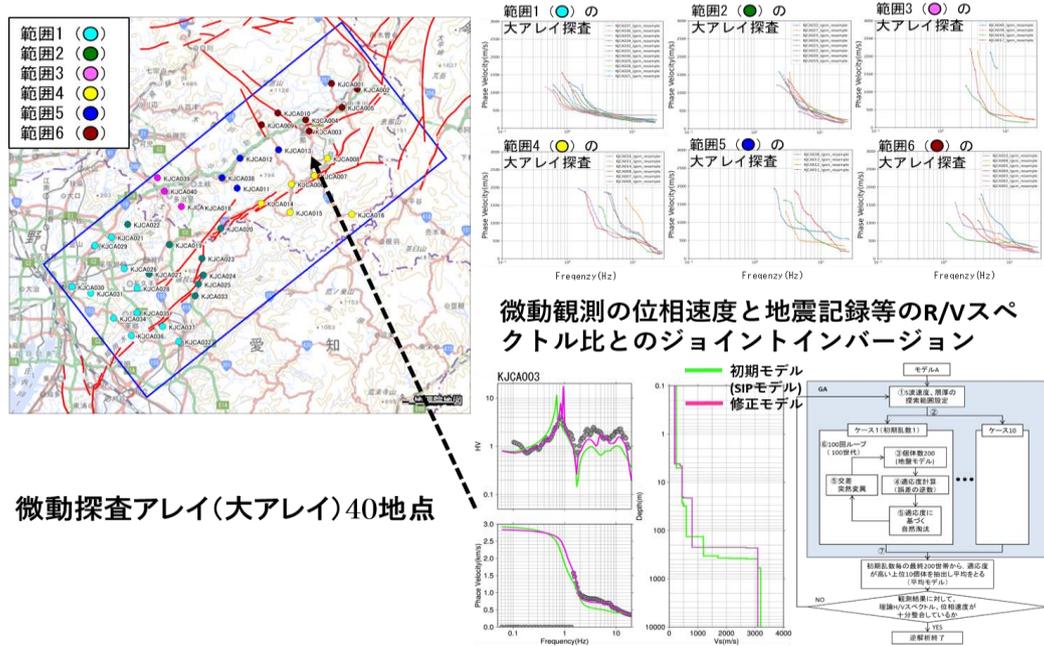


図 27 微動アレイ探索（大アレイ）の観測地点及び観測結果（位相速度）と、S 波速度構造解析手法及び解析結果の例

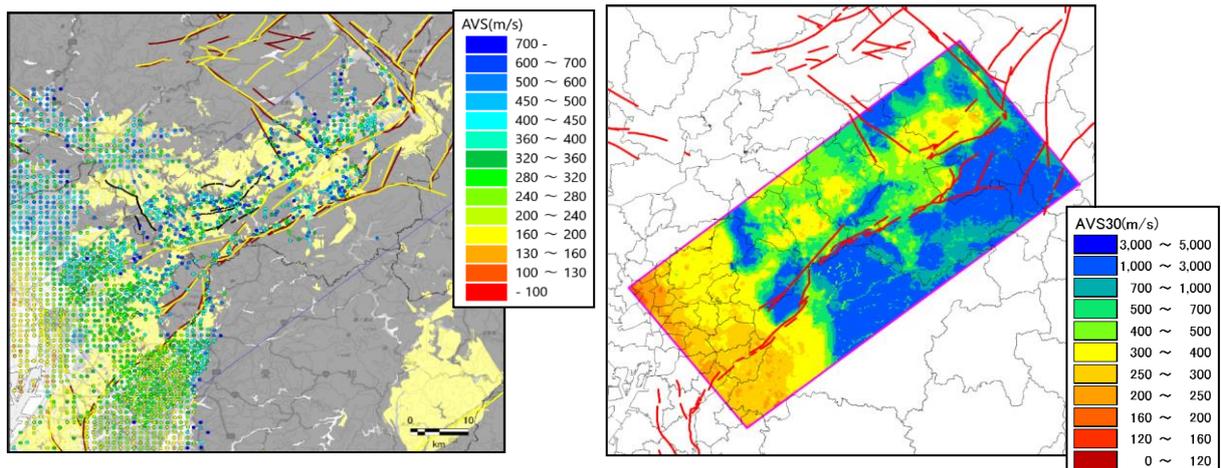


図 28 微動アレイ観測（小アレイ）による AVS30（左）と、修正した浅部・深部統合地盤構造モデルの AVS30(右)

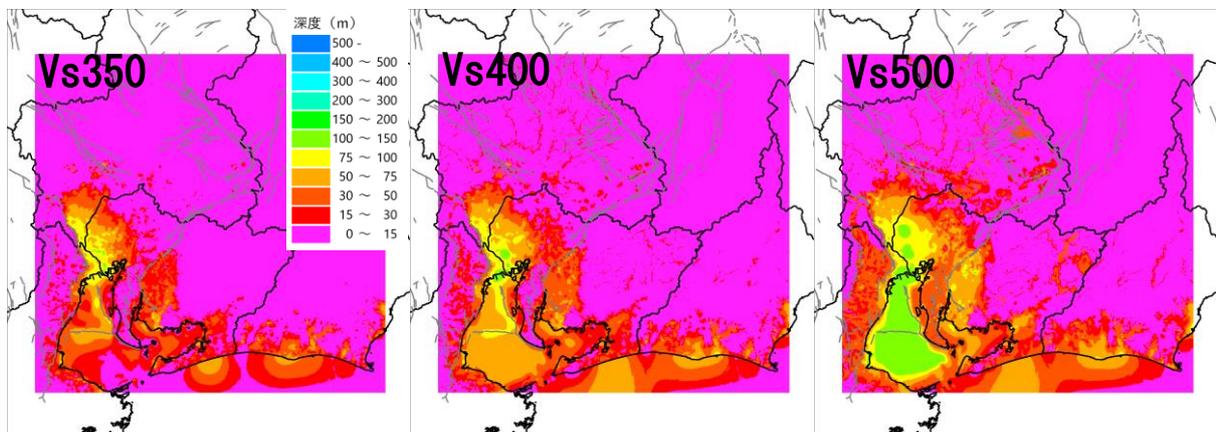


図 29-1 深部地盤構造モデル各速度層上面深度 (Vs350~Vs500m/s)

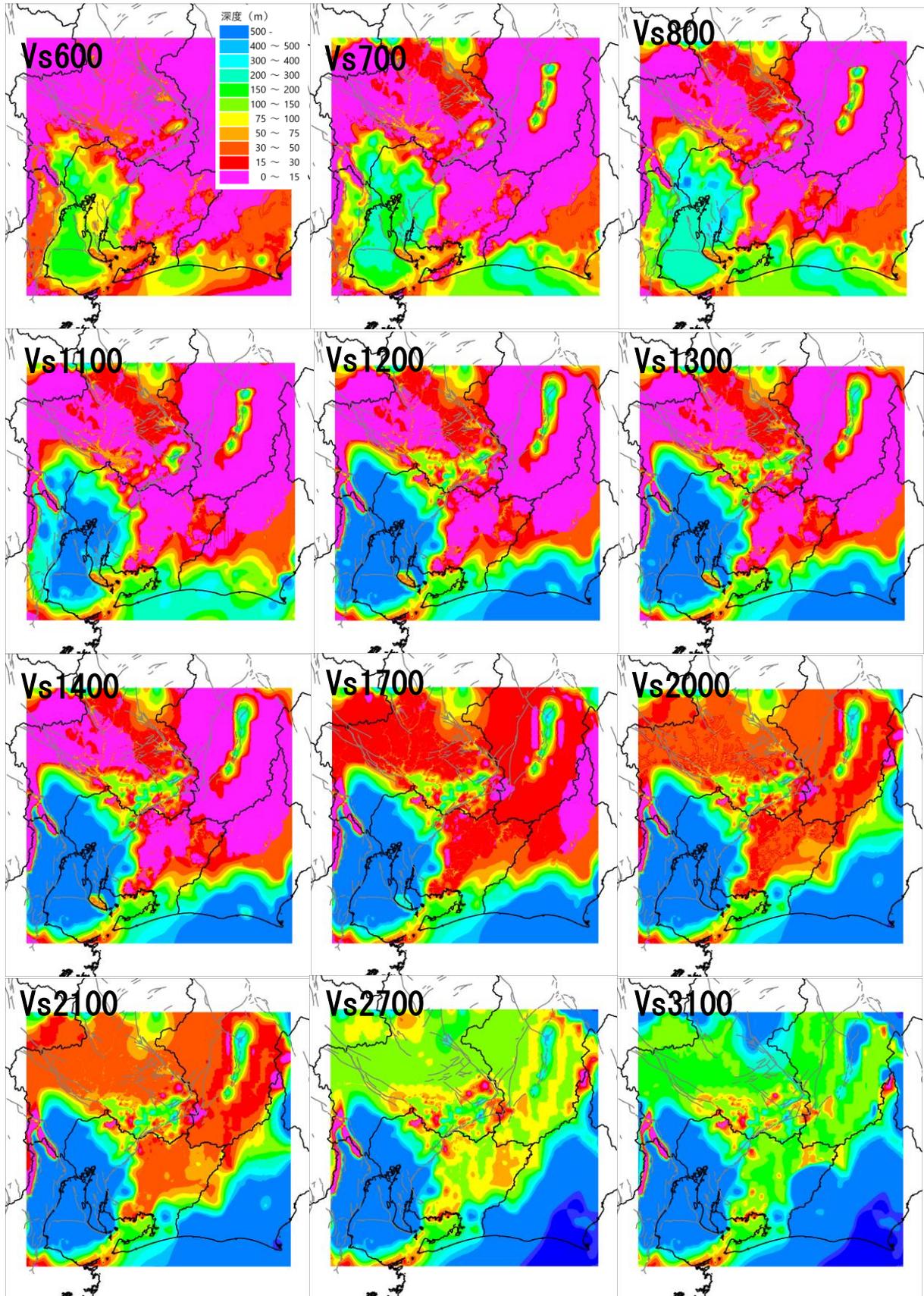


図 29-2 深部地盤構造モデル各速度層上面深度 (Vs600~Vs3100m/s)

約4か月分(2021年2月～2021年5月)の連続観測記録を用いて、2点間の相互相関関数を計算した。相互相関関数がグリーン関数と同等であると見なし(観測グリーン関数)、これらの観測グリーン関数とSIPモデル、および、今回作成したモデルによって得られる理論グリーン関数との比較検討を行った。受信点が発信点に近い観測点間の理論グリーン関数は、比較的観測グリーン関数と整合的であった。発信点から遠い地点についても、本年度作成した地盤構造モデルの理論グリーン関数と観測グリーン関数は一部区間で整合的であった。SIPモデルの理論グリーン関数は本年度作成した地盤構造モデルの理論グリーン関数よりも後続波が表れていた。これは、発信点近傍で堆積層が厚く設定されているためであると考えられる。

また、恵那山断層帯の傾斜角を検討するため、本解析で得られた重力基盤標高(初期条件)と残差重力(シグナル成分)を用いてKomazawa(1995)の手法による2次元フォワード解析を行った。図30に解析測線及びフォワード解析結果を示す。断層と直交方向のNW8測線では、逆断層で傾斜角30度とした場合、観測重力値と理論重力値が整合する結果となった。

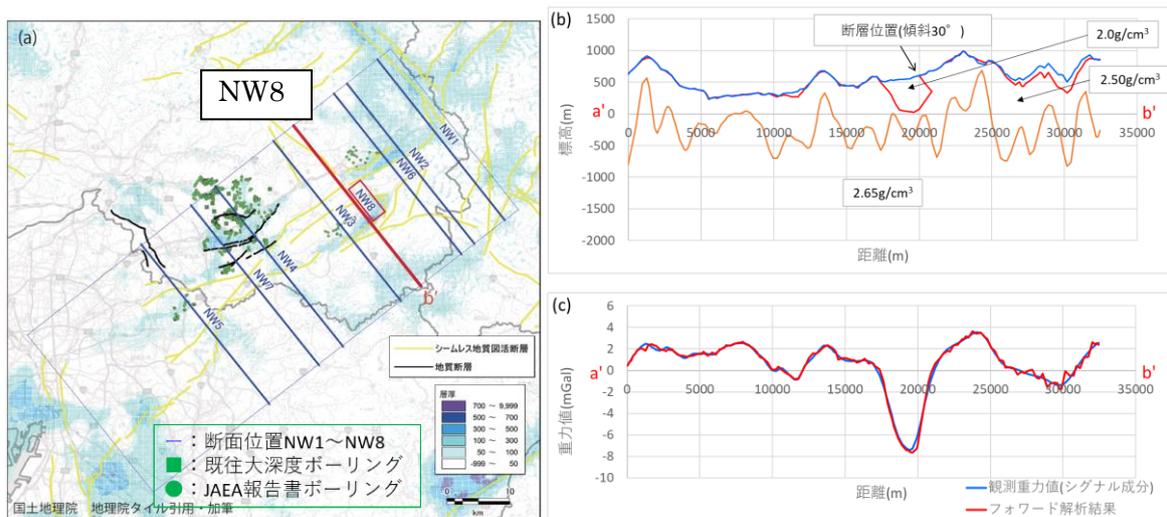


図30 重力基盤層厚(a)と、地盤構造モデルを使った理論重力計算結果(NW8断面(b),(c))の比較

(a) 重力基盤層厚とフォワード解析測線位置 (b) 解析モデル (c) フォワード解析結果(シグナル成分)

2) 震源断層の詳細なモデル化と強震動計算

断層の詳細な位置・形状データを強震動計算のための震源断層モデル形状に反映させることを目的として、矩形で表現される地中の震源断層モデルと、地表断層形状を接続させる手法について検討した。検討にあたり、地表断層形状データとして地震調査委員会による長期評価に基づく「主要活断層帯地表トレース」の位置座標データを、地中の震源断層モデルについては全国地震動予測地図の該当断層帯の震源断層モデルをそれぞれテストデータとして用いた(図31)。

整備したモデル化手法及びツールの概要を説明する。

- 入力データ

地表断層形状データとして用いた主要活断層帯地表断層トレースは、全国主要活断層帯の地表断層形状が線分の集合として表現されるシェープファイルになっている。このシェープファイルをCSVファイルに変換し、対象領域を緯度経度で指定することにより対象断層帯に該当する部分を抜き出した。その際、トレースを近似する線分の長さの最低値を設定できるようにし、任意の精度で地表トレース形状を単純化することができるようにした。一方、地中の震源断層モデルには三次元差分法の強震動計算ツールGMS(青井・他, 2004)に輸入可能なフォーマットの震源断層モデルデータを入力するものとする。地震動予測地図における矩形の震源断層モデルは666m

間隔の点震源を並べたもので表現されているが、本業務ではより断層近傍にフォーカスした強震動予測を行うことを想定しているため、本年度業務では点震源間隔を 100m に設定したものをを用いた。

－ 浅部断層の点震源配置

地表断層トレースと地中斷層上端の間を任意の間隔の点震源で接続する。接続部分を浅部断層と呼ぶ。まず、指定した間隔で3次元の等間隔格子を作成する。地表断層トレースを近似する各線分とそれに対応する地中斷層上端の始点と終点をそれぞれ決め、始点同士と終点同士を結ぶ2直線を求める。格子の各深さにおいて地表面に平行な面と2直線の交点同士を結ぶ線分を引き（例えば断層上端深さが2kmで深さ方向に100m間隔とする場合、19本の地表面に平行な線分が引かれる）、線分から最も近い格子に点震源を配置する。図32に概念図を示す。

－ 強震動計算用震源断層ファイルの作成

設定した浅部断層は、地中地震断層モデルと同様、強震動計算ツールGMSに入力可能なフォーマットで出力され、両者を合わせることでより地表断層形状を考慮した断層モデルによる強震動を計算することができる。図33に今回設定した恵那山-猿投山北断層帯東側の地中地震断層モデルと浅部断層の位置形状を示す。

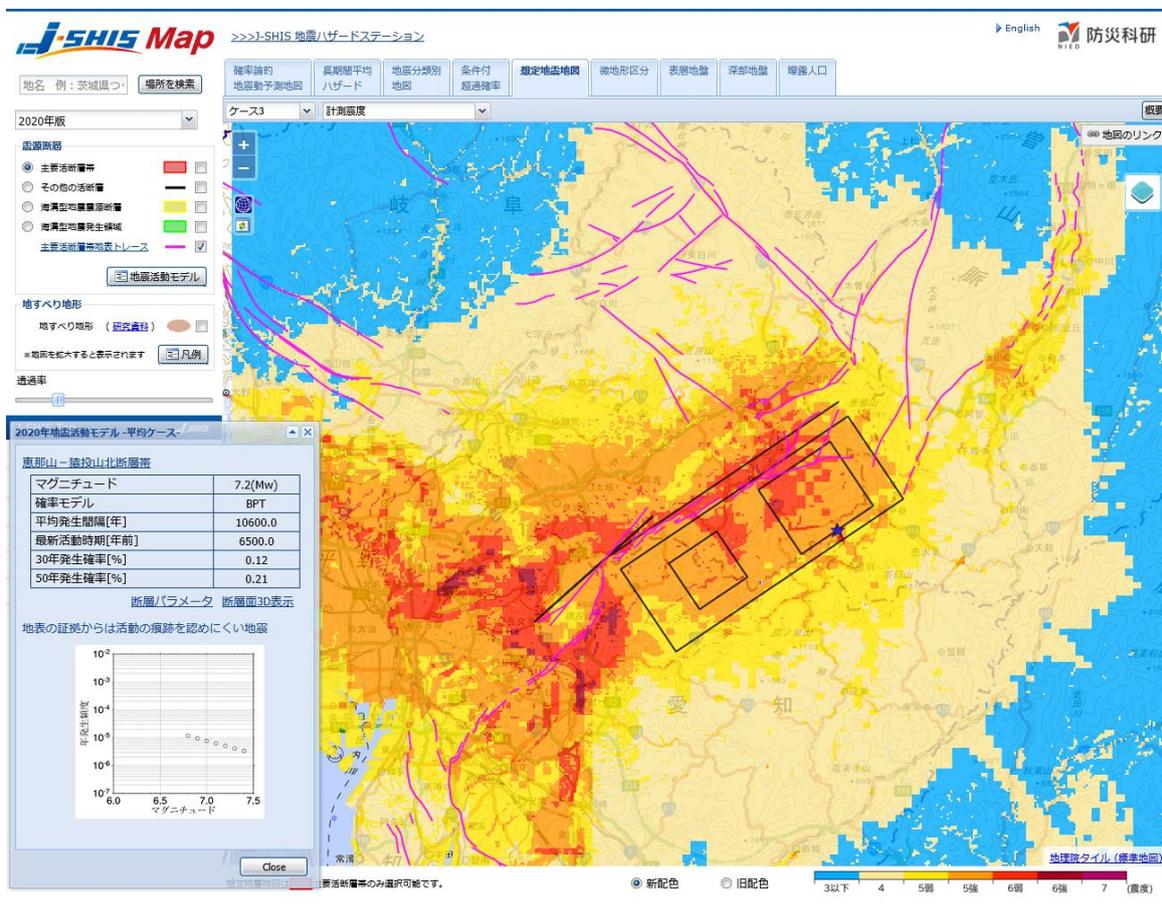


図 31 全国地震動予測地図における恵那山-猿投山北断層帯の震源断層を特定した地震動予測地図（背景色）とその震源断層（黒色矩形）および主要活断層帯地表トレース（ピンク色）のJ-SHIS上での表示

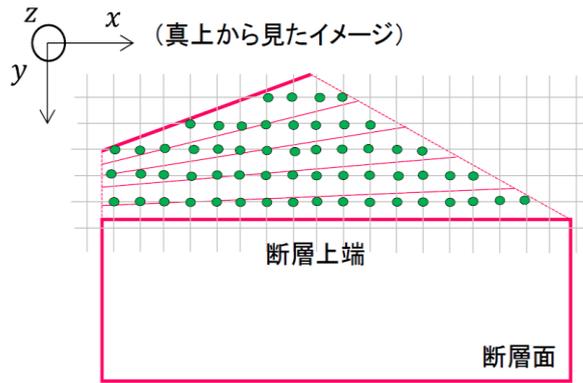


図 32 断層浅部の点震源の配置 (真上から見た概念図)

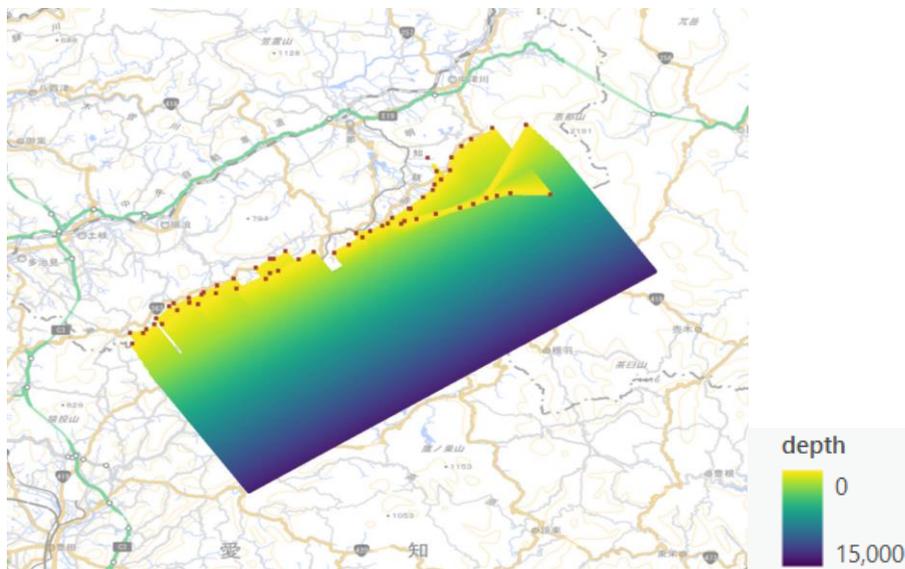


図 33 恵那山－猿投山北断層帯（東部分）の地中断層および浅部断層の地図上への投影。カラースケールは震源断層モデルの深さ (m) を表す。赤い四角の点は地表断層トレースを近似した線分の端点位置を表す。

2016 年熊本地震を対象とした検討から、従来の強震動予測では考慮されていなかった地震発生層よりも浅部における震源断層の滑りが断層ごく近傍の強震動に影響を及ぼすことが分かってきた。そこで、本検討では当該断層帯においてどの程度の違いが生じるかを調べた。具体的には、全国地震動予測地図 2020 年版の恵那山－猿投山北断層帯の震源断層モデル（ケース 1；従来モデル）の上端から地表付近まで、背景領域と同じ滑り量を付与した。工学的基盤 ($V_s=600\text{m/s}$) 上の最大速度分布を図 34 に、近接地点の速度及び変位波形の比較を図 35 に示す。このとき、smoothed ramp 型の滑り関数を仮定し、パルス幅を 2 秒とした。断層近傍において違いが顕著に見られ、特に変位においては 2 倍程度大きくなる地点もあることが確認された。一方、滑り速度時間関数におけるパルス幅を地震発生層内のアスペリティに近い 0.5 秒に変えた場合には、最大振幅だけでなく、後続波形にも違いが見られる (図 36)。すなわち、計算波形の違いには、単に滑り速度時間関数の違いだけでなく、その後生じた表面波が伝播している様子が見られ、地下構造による影響も含まれていることが確認された。

強震動計算のための断層モデル作成にあたり、サブテーマ 1～3 による三次元断層形状の調査

結果を参照して、震源シナリオを「屏風山区間」「恵那山区間」「猿投山区間」「恵那山・猿投山区間同時活動」の断層区間について設定した。本検討においては地震発生層以深の「深部断層モデル」と地震発生層以浅から地表付近に至る「浅部断層モデル」に分けてモデル化した。「深部断層モデル」は、それぞれの区間について端点位置と長さ、傾斜角、幅を設定し、強震動予測「レシピ」（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2020）に従い矩形の形状を持つ特性化震源モデル（F0）を作成した。続いて、2通りの方法で「浅部断層モデル」を設定した。一つは、深部断層モデル F0 を矩形のまま幅を延長し地表へ延長するモデル（F1）、もう一つは、深部断層と地表断層トレスを接続するモデル（F2）である。F2 では、サブテーマ1による詳細な活断層トレス形状を 100~500m 程度の間隔の節点を持つ線分の集合で近似し、地表から深部断層モデル上端に収れんさせることにより浅部断層モデルを設定した。

破壊開始点の設定については、サブテーマ1の検討結果における断層の推定分岐方向等を考慮し、屏風山、恵那山、猿投山断層帯のそれぞれの区間においてそれぞれ断層西端付近または中央付近、断層東端または中央付近、断層中央付近に設定した。浅部断層の滑り量は深部断層の背景領域と同じ滑り量とし、滑り速度時間関数は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）を参照し、立ち上がり2秒の smoothed ramp 型関数（SR）と、深部断層と同じ中村・宮武(2000)による関数（NM）の2通りを検討した。以上の設定条件の組み合わせにより、表7（表5の再掲）に示す 25 ケースの震源シナリオについて強震動計算を実施した。強震動計算は、本研究で構築した地盤構造モデルのうち深部地盤構造モデルを用いて、周期1秒以上の長周期側を3次元差分法（Aoi and Fujiwara 1999）、周期1秒以下の短周期側を統計的グリーン関数法（壇・佐藤、1998）で行い、接続周期1秒でハイブリッド波形合成を行った。差分法計算においては、3次的に不均質な地盤構造モデル中で各点震源位置での地盤物性値を地震モーメントに反映させた。

地震動計算結果として、全 25 ケースの工学的基盤上の最大速度分布を図 37（図 17 の再掲）に示す。断層ごく近傍の地点として恵那（K-NET GIF019 観測点位置）、土岐（K-NET GIF023 観測点位置）、および濃尾平野内に位置する名古屋（愛知県庁位置）における工学的基盤上の 5% 減衰の擬似速度応答スペクトルを図 38（図 20 の一部を再掲）に示す。予測地震動は破壊開始点の設定による違いが顕著に大きく、また断層近傍観測点においては周期1秒以上の帯域で浅部断層モデルの設定による違いがみられる。

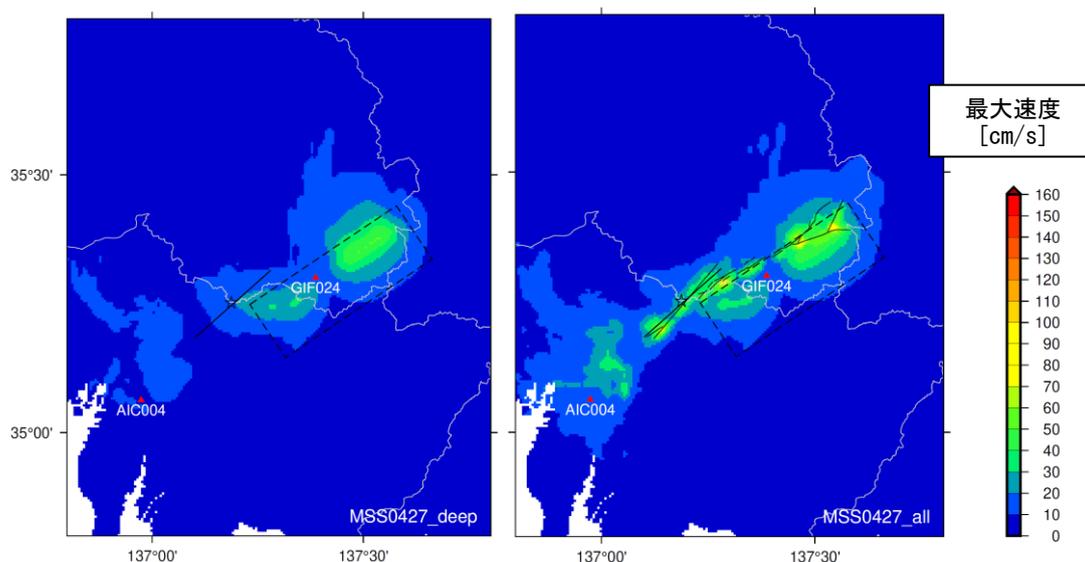


図 34 従来モデル（左）と浅部に滑りを付与したモデル（右）による工学的基盤上の最大速度分布

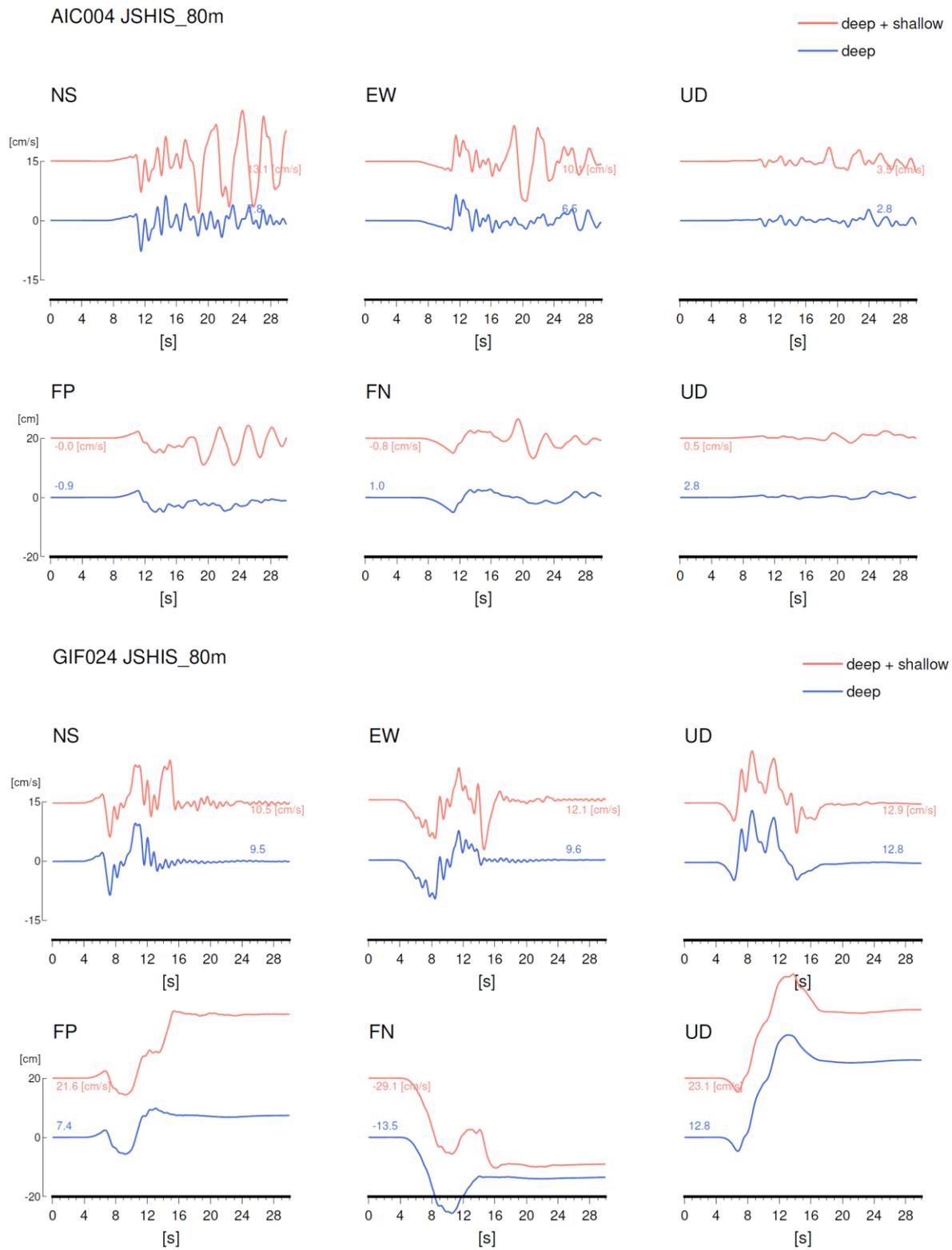


図 35 断層近傍の地点における波形の比較（青：従来モデル、赤：浅部に付与したモデル）

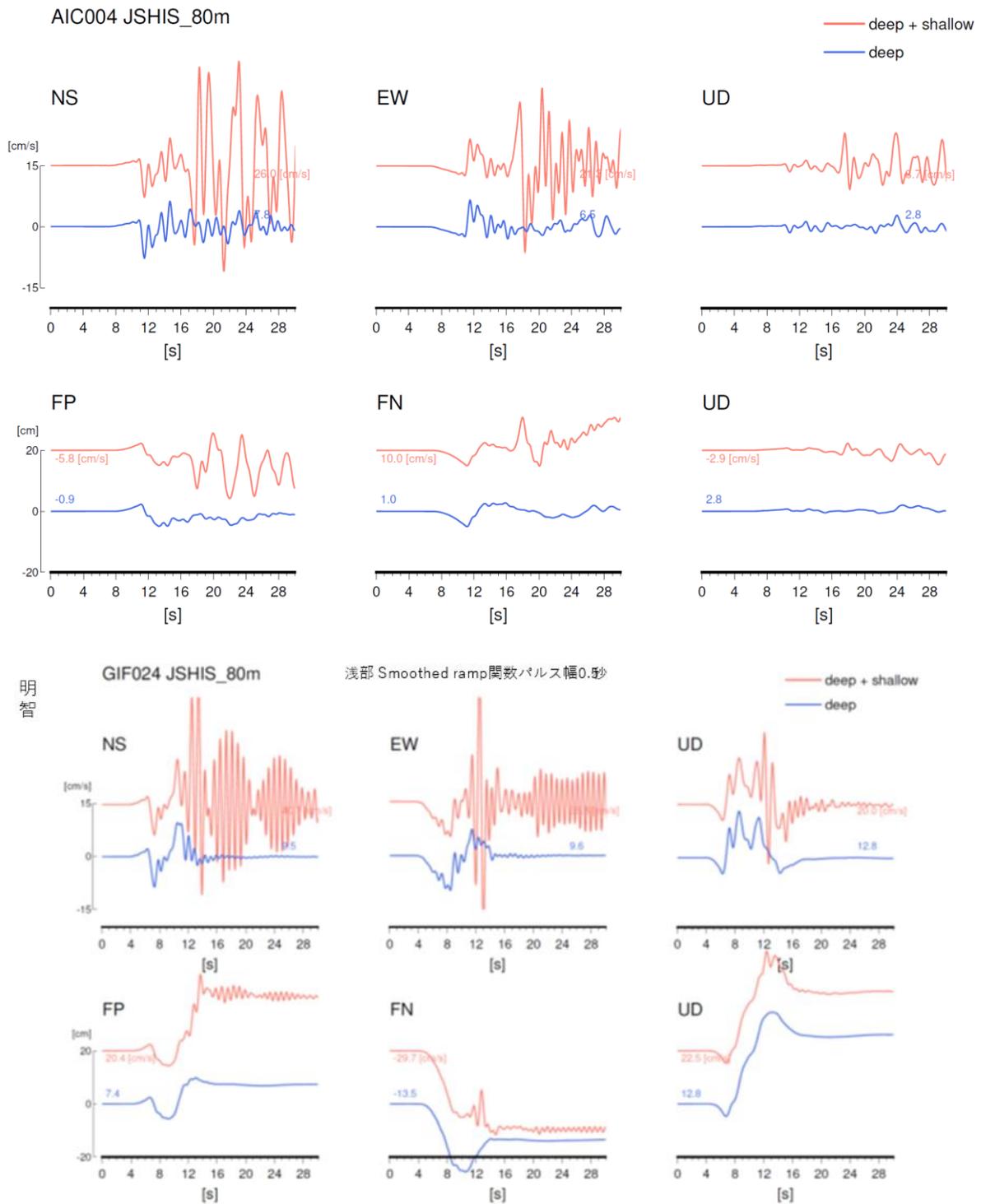


図 36 滑り速度関数のパルス幅を変えた検討における断層近傍の地点における波形の比較 (青：パルス幅 2 秒 (図 35 の青と同じ)、赤：パルス幅を 0.5 秒としたモデル)

表 7 強震動計算を実施した震源シナリオケース

震源区間	断層モデル*1	破壊開始点	浅部滑り量*2	浅部滑り速度時間関数	番号
屏風山単独 (Byobuyama)	F0	屏風 西(Bw)	設定なし(A)	設定なし(xx)	1
		屏風中央(Bm)	設定なし(A)	設定なし(xx)	2
	F1	屏風 西(Bw)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	3
		屏風 西(Bw)	背景領域(B)	中村・宮武(NM)	4
		屏風中央(Bm)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	5
		屏風中央(Bm)	背景領域(B)	中村・宮武(NM)	6
	F2	屏風 西(Bw)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	7
		屏風 西(Bw)	背景領域(B)	中村・宮武(NM)	8
		屏風中央(Bm)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	9
		屏風中央(Bm)	背景領域(B)	中村・宮武(NM)	10
恵那山単独 (Ena)	F0	恵那 東(Ee)	設定なし(A)	設定なし(xx)	11
		恵那中央(Em)	設定なし(A)	設定なし(xx)	12
	F1	恵那 東(Ee)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	13
		恵那中央(Em)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	14
	F2	恵那 東(Ee)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	15
		恵那中央(Em)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	16
猿投山単独 (Sanage)	F0	猿投中央(Sm)	設定なし(A)	設定なし(xx)	17
	F1	猿投中央(Sm)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	18
	F2	猿投中央(Sm)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	19
恵那山+猿投山同時活動 (EnaSanage)	F0	恵那 東(Ee)	設定なし(A)	設定なし(xx)	20
		恵那中央(Em)	設定なし(A)	設定なし(xx)	21
	F1	恵那 東(Ee)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	22
		恵那中央(Em)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	23
	F2	恵那 東(Ee)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	24
		恵那中央(Em)	背景領域(B)	Smoothed ramp (SR)	25

*1 F0 は深部断層モデルのみ、F1 と F2 は F0 に浅部断層を加えたモデル。

*2 背景領域(B)は、浅部断層の滑り量が深部断層の背景領域と同じ滑り量であることを示す。

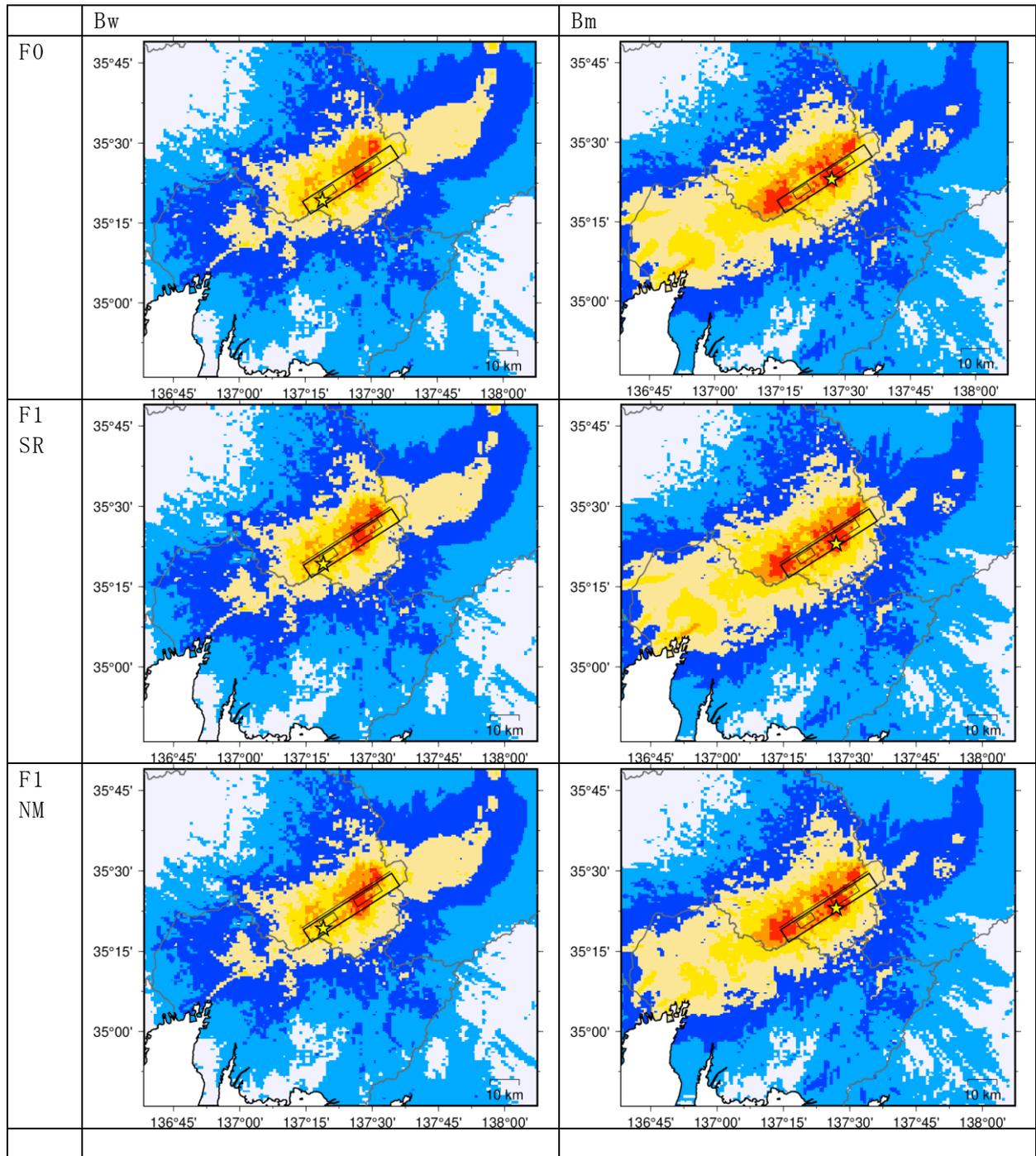


図 37(a) 最大速度分布（屏風山区間単独の場合）。

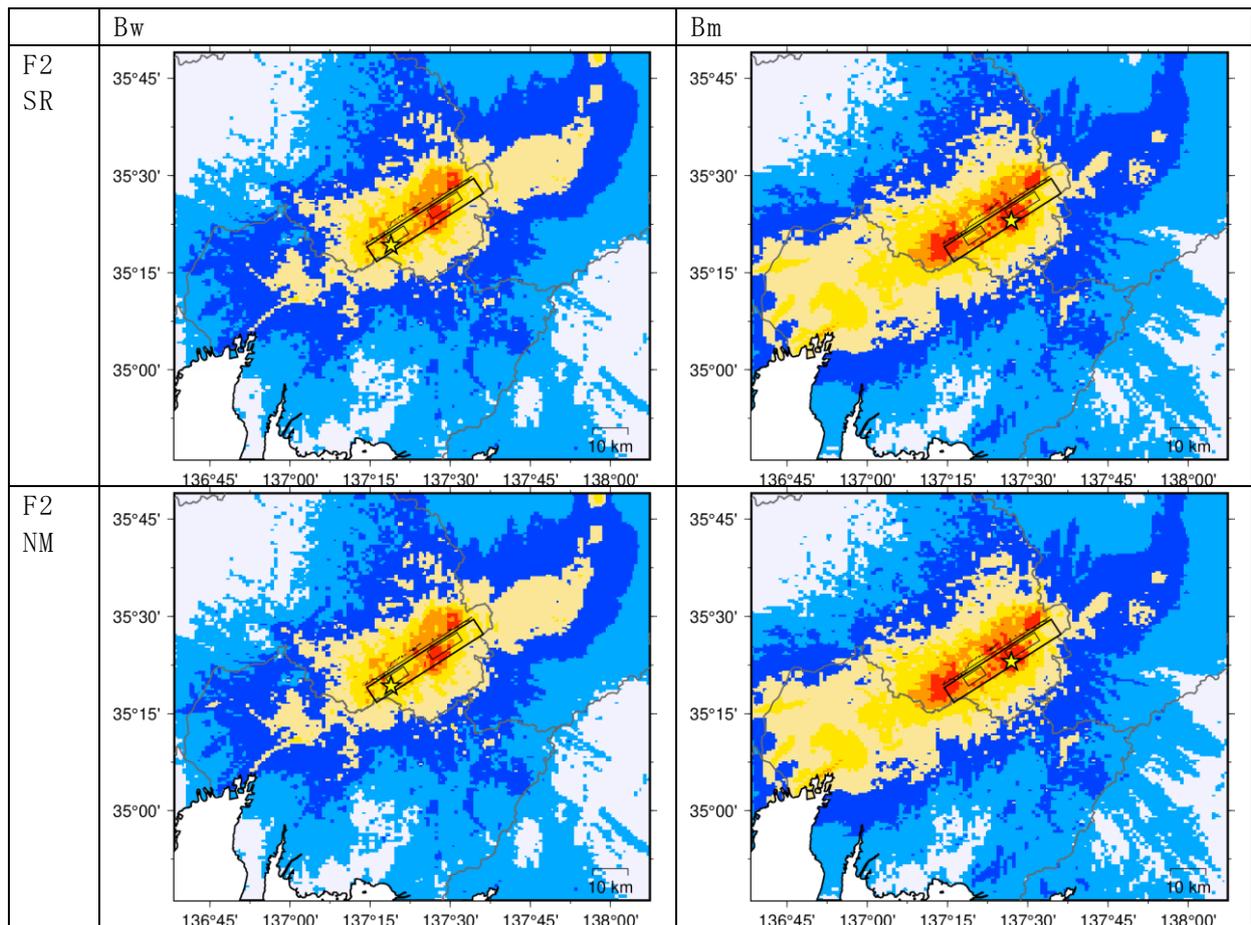


図 37(a) (つづき) 最大速度分布 (屏風山区間単独の場合)。

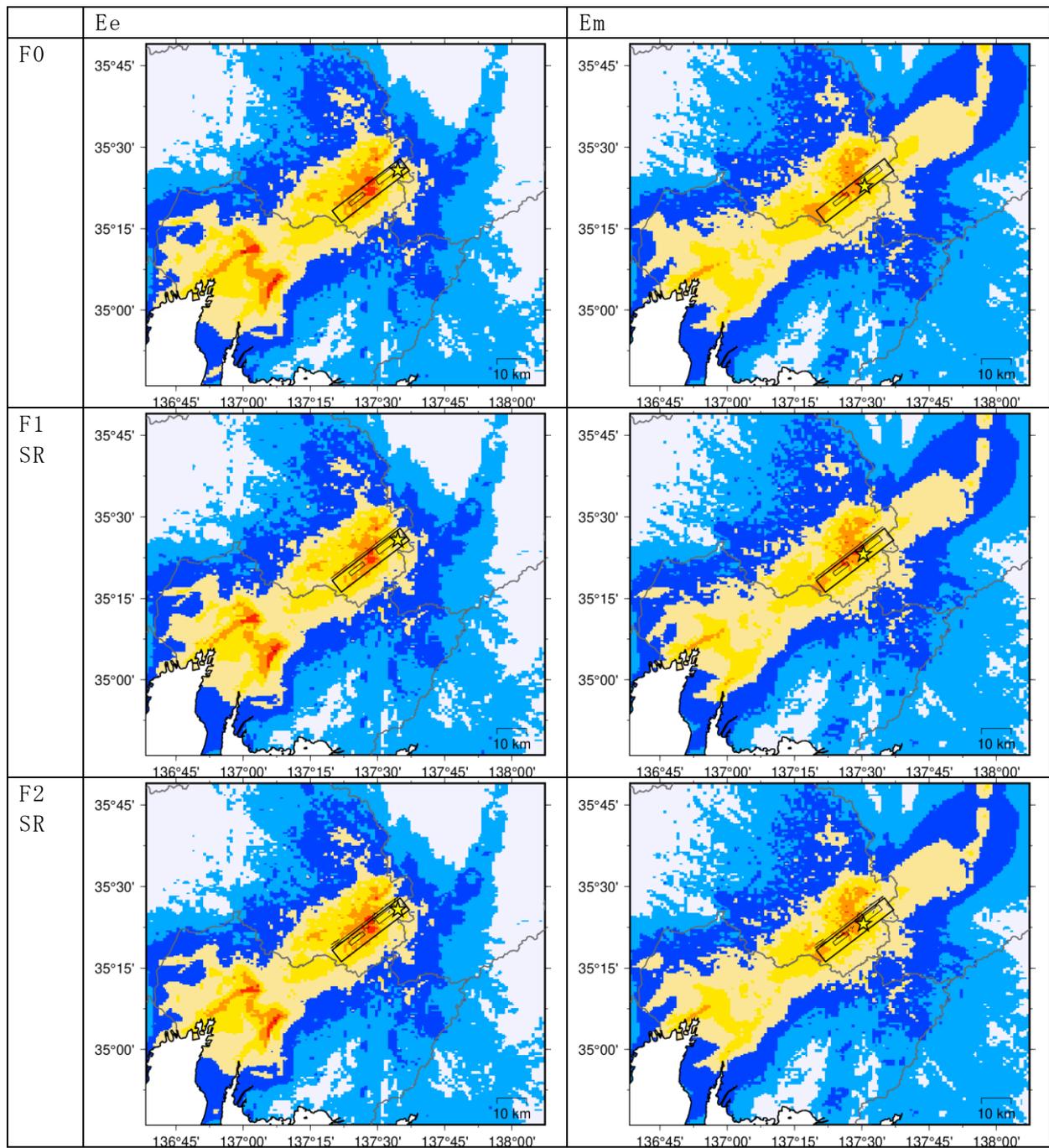


図 37(b) 最大速度分布 (恵那山区間単独の場合)。

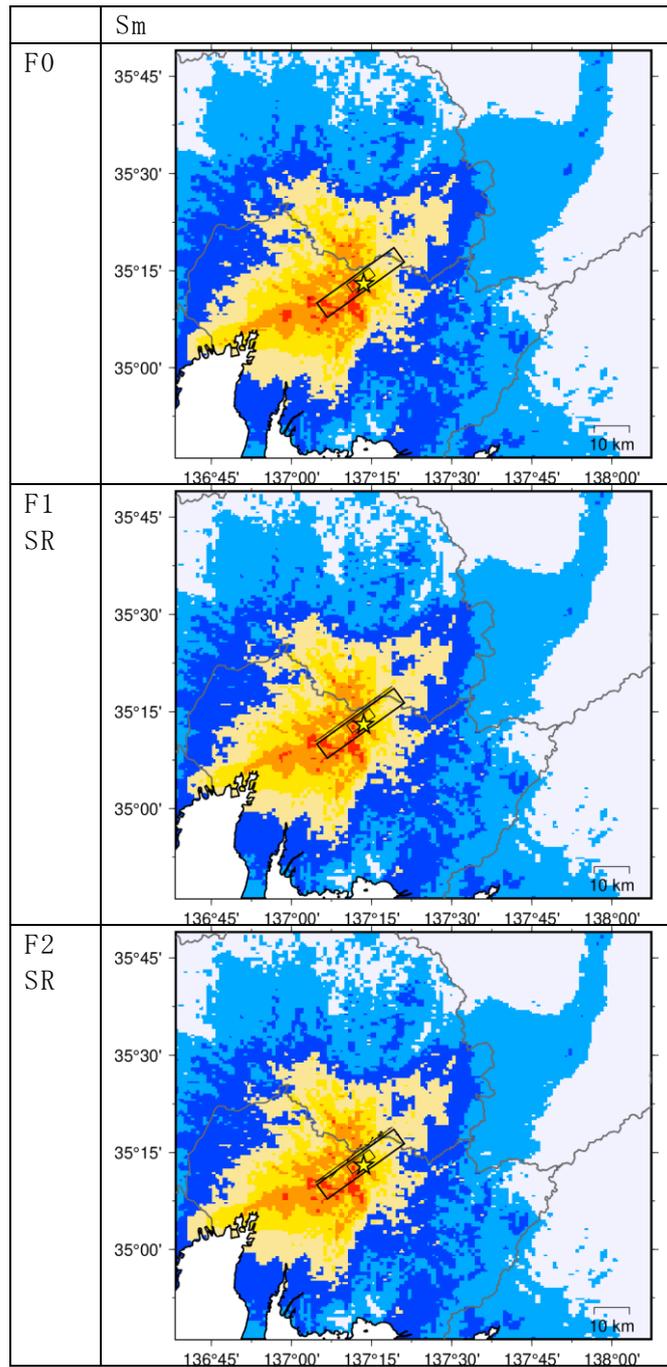


図 37(c) 最大速度分布 (猿投山区間单独の場合)。

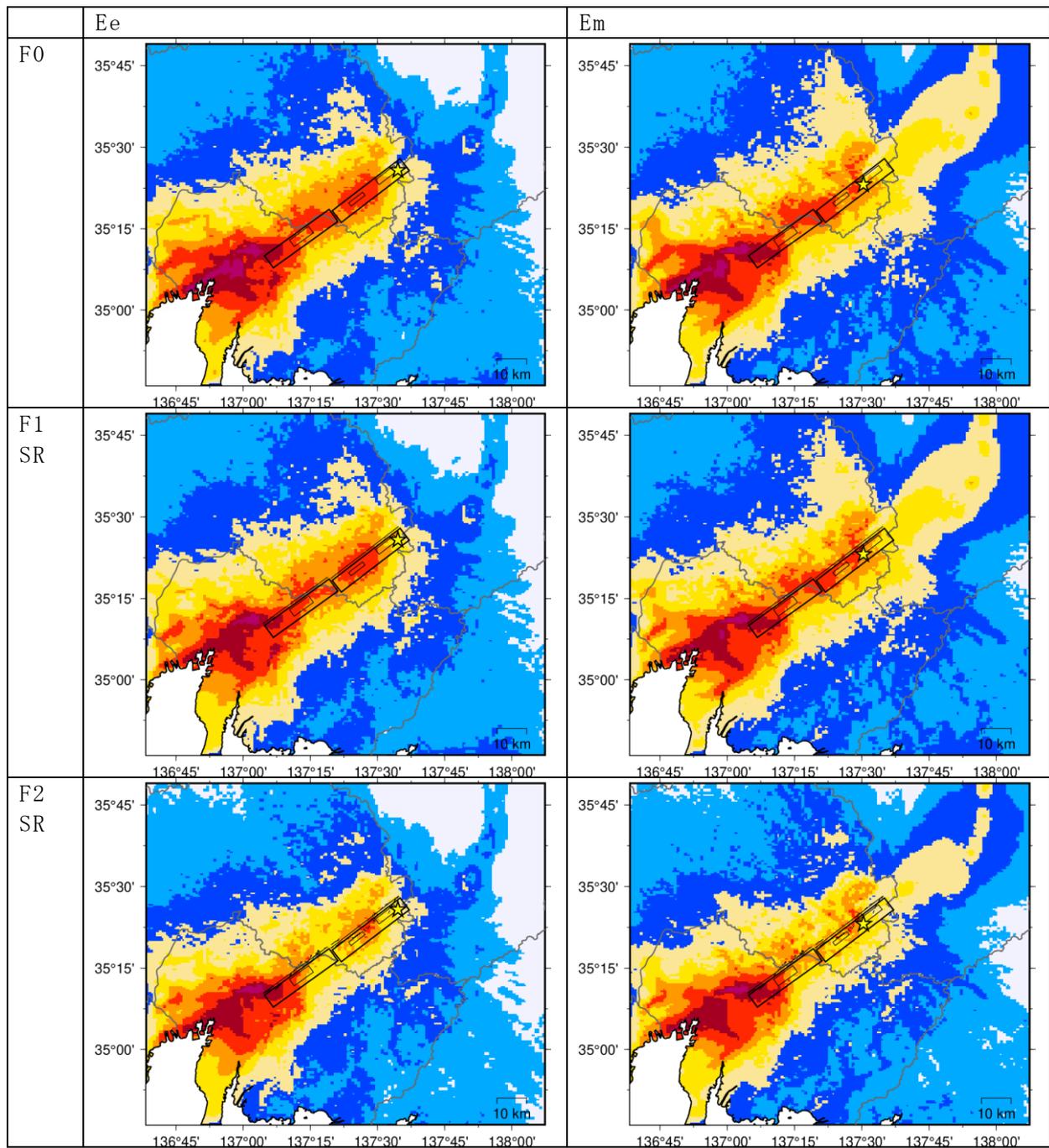
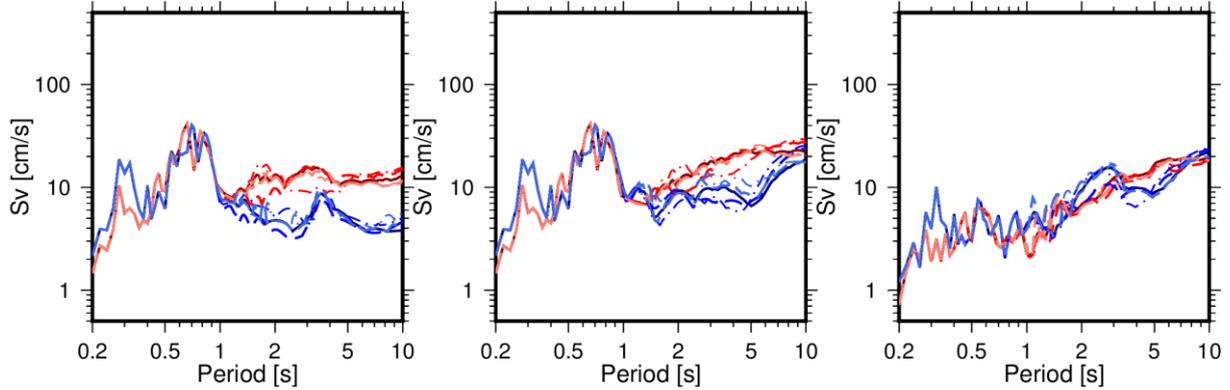


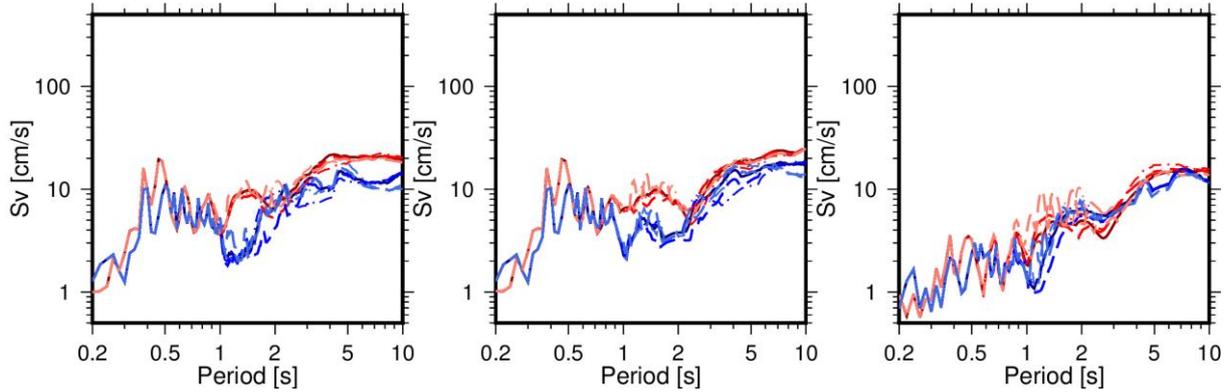
図 37(d) 最大速度分布 (恵那山+猿投山区間同時活動の場合)。



K-NET 恵那



K-NET 土岐



愛知県庁

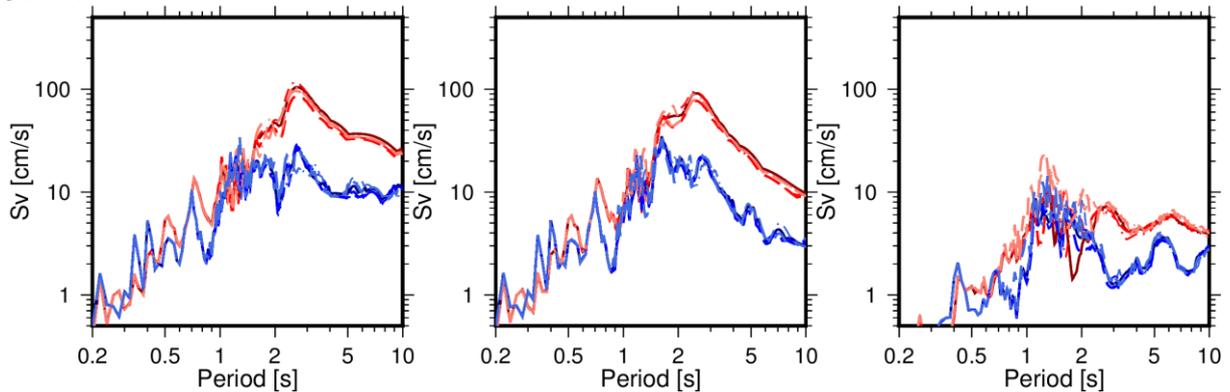


図 38 代表地点における工学的基盤上の 5%減衰速度応答スペクトル（屏風山区間単独の場合）。左から NS、EW、上下動成分。

(d) 結論ならびに今後の課題

屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯における強震動計算のための地盤構造モデルの構築について、断層帯周辺地域において、地震基盤から地表を高精度化するための稠密な微動アレイ観測（大アレイ 40 か所、小アレイ約 840 か所）、地震観測（臨時地震計設置 20 か所）を実施した。また、既往の地下構造調査データ（ボーリングデータ・重力データ・反射法地震波探査データ等）を収集し、既往の地盤構造モデルである SIP（戦略的イノベーション創造プログラム）の成果である、東海地域の浅部・深部統合地盤構造モデルを修正した。本研究にて作成した浅部・深部統合地盤構造モデルは、設置した地震観測点等の観測記録を用いたスペクトルインバージョンや地震波干渉法を用いて精度の検証を行い、その結果、既往のモデルよりも広域かつ広帯域において地震観測記録と調和的である。

強震動計算における震源断層モデルを、地震発生層以深の「深部断層モデル」と地震発生層以浅から地表付近に至る「浅部断層モデル」に分けてモデル化した。まず、サブテーマ 1～3 の調査結果を参照して深部断層の位置と長さ、傾斜角、幅を設定し、「レシピ」に従ってパラメータを設定した。続いて、サブテーマ 1 による詳細な活断層トレース形状を 100～500m 程度の間隔の節点を持つ線分の集合で近似し、地表から深部断層モデル上端に収れんさせることにより浅部断層モデルを設定した。浅部・深部断層モデルともに 100m 間隔の点震源で表現し、断層帯周辺の浅部・深部統合地盤構造モデルを用いて 3 次元差分法による波動場計算と統計的グリーン関数法による地震動計算を実施し、周期 1 秒を接続周期としたハイブリッド合成によって広帯域地震動を計算した。断層活動区間、浅部断層モデルの設定方法、破壊開始点の不確かさを考慮した 25 通りの震源モデルについて、断層帯周辺および地盤構造モデルを構築した周辺都市域を含む地域の地震動予測結果を示した。

活動区間、アスペリティや破壊開始点位置の不確かさは本研究による 25 通りで網羅できたわけではない。また、地震発生層より浅部がどのようにすべるか（滑り量、滑り時間関数）については解明されていない部分が多く、今後強震動予測においてどのようにモデル化するかについては課題として残されている。

(e) 引用文献

愛知県：平成 23 年度～25 年度愛知県東海地震・東南海地震・南海地震等被害予測調査報告書，2014.

Aoi, S. and H. Fujiwara: 3D Finite-Difference Method using discontinuous grids, Bulletin of the Seismological Society of America, 89, 918-930, 1999.

青井真・早川俊彦・藤原広行：地震動シミュレータ：GMS，物理探査，Vol. 57, No. 6, 651-666, 2004.

壇一男・佐藤俊明：断層の非一様すべ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, 1998.

岐阜県：内陸直下地震に係る震度分布解析・被害想定調査結果 平成 30 年 3 月，

<https://www.pref.gifu.lg.jp/page/19732.html>, 2018.

地震調査研究推進本部地震調査委員会：震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）, https://www.jishin.go.jp/main/chousa/20_yosokuchizu/recipe.pdf, 2020.

地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会：2016年熊本地震（M_J7.3）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）, <https://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/pdf/20220314kumamoto.pdf>, 2022.

Komazawa, M.: Gravimetric Analysis of Aso Volcano and its Interpretation, J. Geod. Soc. Japan. 41, 17-45, 1995.

中村洋光・宮武隆：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 2, 53, 1-9, 2000.

田中俊行：東濃地震科学研究所の重力異常データの現状, 東濃地震科学研究所報告 No. 23, 93-100, 2009.

東濃地震科学研究所：屏風山断層調査研究委員会報告書, No. 5, 2000.

Wakai, A, S. Senna, K. Jin, A. Yatagai, H. Suzuki, Y. Inagaki, H. Matsuyama, H. Fujiwara, Modeling of Subsurface Velocity Structures from Seismic Bedrock to Ground Surface in the Tokai Region, Japan, for Broadband Strong Ground Motion Prediction, Journal of Disaster Research, Vol.14, No.9, 1140-1153, 2019.