

地形を考慮した陸海統合 3 次元地震波速度構造モデル を用いた大分県周辺の長周期地震動シミュレーション

FDM simulation of long-period ground motions around Oita Prefecture, Japan, using a land-ocean unified 3D structure model

奥仲達也 (Tatsuya OKUNAKA)*
小松正直 (Masanao KOMATSU)**
竹中博士 (Hiroshi TAKENAKA)***
吉見雅行 (Masayuki YOSHIMI)†
中村武史 (Takeshi NAKAMURA)††
岡元太郎 (Taro OKAMOTO)†††

Abstract

Oita prefecture is located in northeastern part of Kyushu Island which is characterized by active subduction of the Philippine Sea plate (PHS) beneath the Eurasian plate and several active volcanoes along with the volcanic front. Oita area has frequently been damaged by large earthquakes and tsunamis since ancient times. From the point of view of disaster prevention, it is important to investigate the feasibility of strong ground motion prediction using realistic structural models. In this paper we use a land-ocean unified 3D (three-dimensional) structure model around Oita prefecture, which includes land and sea-floor topography and a seawater layer as well as subsurface structures of the arc side and the PHS slab to conduct the FDM (finite-difference method) simulations of strong ground motion in land and ocean areas for the 2015 Southern Oita, Japan, earthquake ($M_{JMA}5.7$) whose hypocenter is located in the PHS slab. The simulated long-period (2–20 s) ground motions reproducing observed records demonstrate substantial contributions of thick low-velocity sediment layers in and around Beppu Bay and Oita basin to development of the motions. We also examine the topographic effects on the seismic motion by analyzing the simulation results to show the strong enhancement of the later phases.

Keywords: strong motion, Oita, the 2015 Southern Oita earthquake, long-period ground motion, simulation, finite-difference method, topography

1. はじめに

長周期地震動とは、周期約 2~20 秒の地震動のことであり、特に地盤の厚い地域、すなわち、地震基盤 (S 波速度 3 km/s 程度の岩盤層) の深い地域で卓越することが知られている。一般に、地震動は震

源過程と地下構造の両方の影響を受けるので、地震動予測のためには適切な震源モデルと地下構造モデルを用いる必要がある (例えば、竹中, 2014)。地下構造には、地下内部の物性値だけでなく海水や陸及び海底の地形も重要である (例えば、

* 元・岡山大学理学部地球科学科, 〒700-8530 岡山市北区津島中三丁目 1-1
Formerly Department of Earth Sciences, Okayama University, Okayama 700-8530, Japan.

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

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

† 国立研究開発法人産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門, 〒305-8567 つくば市東 1-1-1
Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan

†† 元・国立研究開発法人海洋研究開発機構, 〒236-0001 横浜市金沢区昭和町 3173-25
Formerly Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokohama, Kanagawa 236-0001, Japan

††† 東京工業大学理学院地球惑星科学系, 〒152-8551 東京都目黒区大岡山 2-12-1
Department of Earth and Planetary Sciences, School of Science, Tokyo Institute of Technology, Tokyo 152-8551, Japan

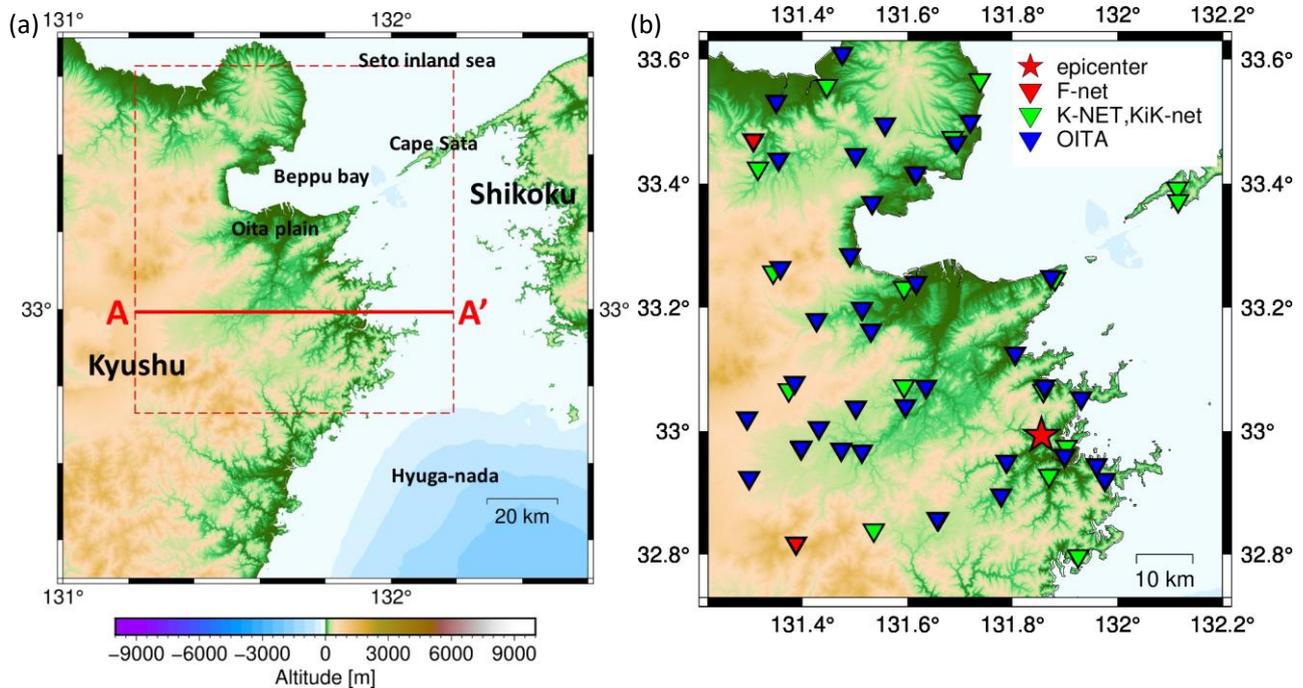


図1 (a) 大分県周辺の地形図。赤い破線で囲った領域が本研究の対象地域である。赤い実線A-A'は図5で地下断面を示す位置を示す。(b) 研究対象領域(計算領域)と記録を使用する地震の震央と強震観測点。星印が震央、逆三角形が観測点を表す。赤がF-net、緑がK-NET, KiK-net、青が大分県震度情報ネットワークの観測点である。

Nakamura et al., 2012). 本論文では、比較的厚い地盤を持つ湾と平野に加えて1500メートル級の山々まで含む非常に起伏に富んだ地形を有する大分県周辺の地域を対象として、陸海地形を考慮した3次元地下構造モデルが長周期地震動に与える影響を実地震記録のシミュレーションを通して検討する。図1(a)は、大分県周辺の地形図で、赤い破線で囲った領域が本研究の対象領域である。

本研究が対象とする大分県周辺では、岩城・他(2009)が大分平野を対象に想定南海地震による長周期地震動のシミュレーションを行っている。彼女らは、大分平野における長周期地震動を評価するために、まず、大分平野で長周期地震動が観測された2000年鳥取県西部地震($M_{\text{JMA}}7.3$)を対象に地震動シミュレーションを行って地盤構造モデルの適用性を検討した。構造モデルには大分県(2008)により作成された深部地盤構造モデルが用いられ

ており、大分平野内の観測点で速度波形の最大振幅値と震動継続時間等が良く再現された。次に想定南海地震の長周期地震動シミュレーションを実施し、大分平野では地盤が厚い地域で地震波が増幅・伸長されることで、大きな長周期地震動が生まれると結論付けている。ただ、そのシミュレーションには海や地形は考慮されていない。

大分県周辺は、南海地震のみならず、日向灘で発生する地震や別府一万年山断層帯で起こる内陸型地震による被害も懸念されている。J-SHIS Map (J-SHIS Map: <http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>, 2022年3月2日参照)には愛媛県佐田岬北側付近から別府湾・大分平野周辺を通り豊後大野市にかけて地盤の厚い地域が見られ(図4参照)、この地域では想定される地震により長周期地震動の被害が発生する可能性がある。本研究では海を含むこの地域の地震動にも着目する。

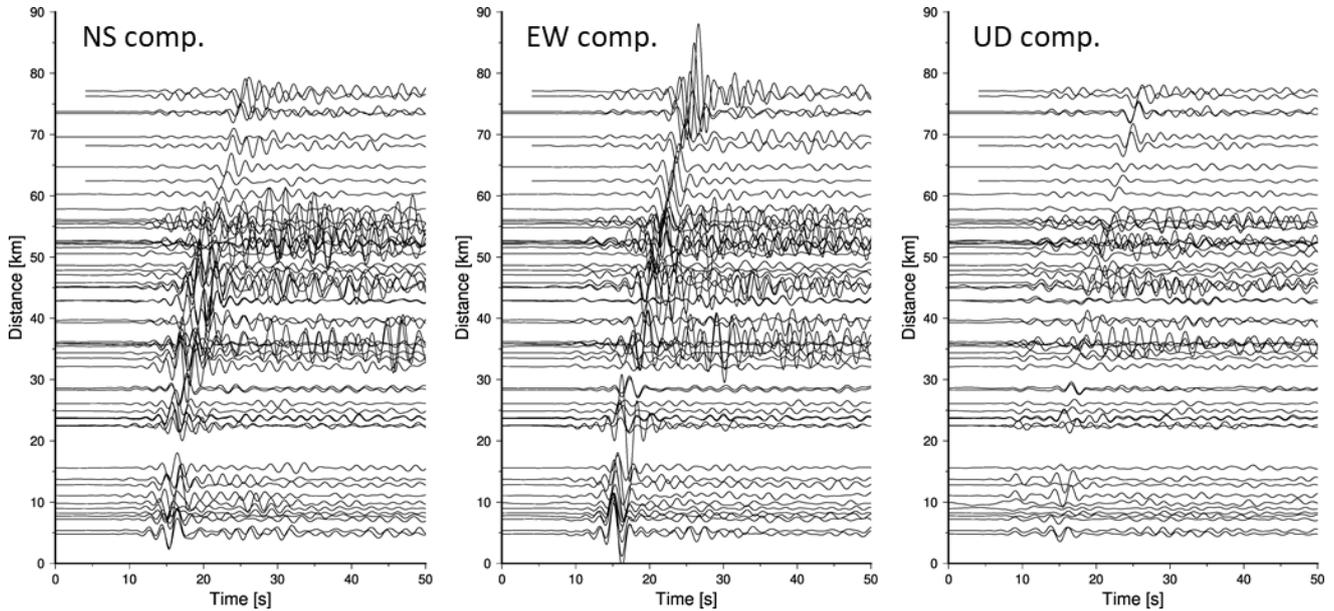


図 2 2015 年大分県南部地震の観測波形（地動速度）。左から NS 成分，EW 成分，UD 成分である。縦軸は各観測点の震央距離。横軸は時間であり，地震発生時刻を 0 秒にしている。波形には，周期 2~20 秒のバンドパスフィルタを施しており，幾何減衰を補正するために振幅に震源深さを 59 km と仮定した場合の震源距離をかけている。

2. 実地震記録

本研究で記録を用いる地震は，2015 年 7 月 13 日午前 2 時 52 分 5.9 秒に大分県南部（32.9927°N，13 1.8552°E）で発生した $M_{JMA}5.7$ ，震源の深さ 58 km（気象庁一元化処理震源）のイベントである。ここでは，この地震を 2015 年大分県南部地震と呼ぶ。防災科学技術研究所の広帯域地震観測網（F-net）により得られた CMT 解の走向，傾斜，すべり角は，二つの節面でそれぞれ 345°，78°，153° 及び 81°，64°，13° であり，横ずれ断層型の地震である。S 波の放射パターンから，震央から南西-北東方向では NS 方向の地震動が大きくなり，北西-南東方向では EW 方向の地震動が大きくなることが予想される。F-net によるセントロイド震源（震源断層の重心）の深さは 59 km と推定されている（地震のメカニズム解情報：https://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?_id=20150712175100&LANG=ja，2022 年 3 月 2 日参照）。

図 1(b)に，本研究で使用した強震観測点の位置を

示す。本研究では防災科学技術研究所の広帯域地震観測網（F-net），全国強震観測網（K-NET），基盤強震観測網（KiK-net）の大分県周辺の観測点における強震波形記録と大分県震度情報ネットワークの観測波形データを用いる。各観測点の情報を付録 A の表 A1 に示す。図 2 は，観測波形 3 成分（地動速度）を震央距離で並べたものである。F-net を除いた観測波形の原記録はすべて地動加速度であるため，SMDA2（Strong Motion Data Analysis Ver.2）を用いて速度波形に積分している（その際のフィルタの中心周波数は 0.005 Hz）。SMDA2 とは，防災科学技術研究所が提供している波形表示処理ソフトである（ユーティリティプログラム：http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/share/utility_top.html，2022 年 3 月 2 日参照）。この図では，震源の深さは F-net によるセントロイド震源の深さ 59 km を使用している。図 2 から，震央距離約 35~55 km 付近で震動継続時間の長い後続波が観測されている。これは，厚い地盤構造の影響を強く受けてい

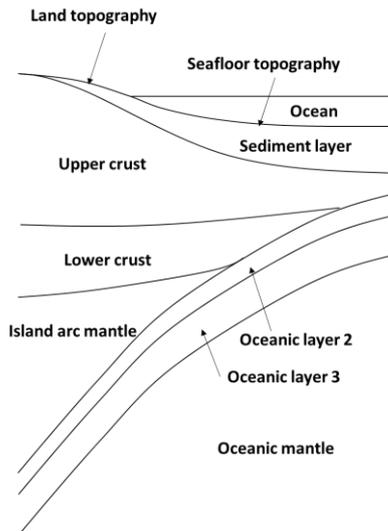


図3 構造モデルの構成. 地盤が堆積層, 島弧地殻の最上層が地震基盤にあたる.

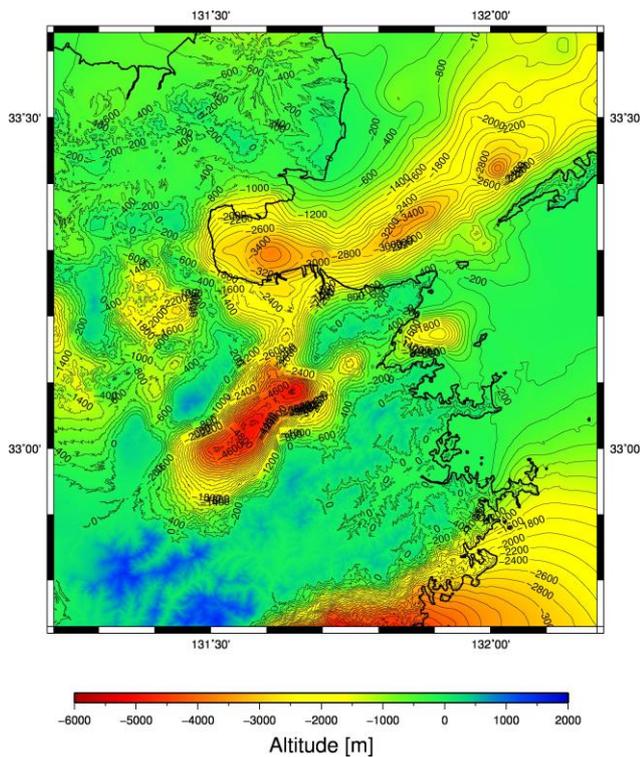


図4 地震基盤上面の標高.

るものと考えられる.

3. 構造モデルと解析方法

本研究で使用した構造モデルの構成を図3に示

す. 陸上地形は 50 m メッシュ数値地図 (国土地理院), 海底地形は JTOPO30v2 (海洋情報センター) と別府湾周辺の 90 m メッシュ DEM (大分県) を用いた. 地盤とそれに続く地震基盤は, 防災科学技術研究所の J-SHIS 深部地盤モデルより, 大分県周辺で層厚を持つ全 7 層 (地震基盤を含む) を用いた. 地震基盤は S 波速度が 3.1 km/s の層で, その上面の標高は, 佐田岬北側海底付近で約 -2800 m, 別府湾付近で約 -3400 m, 大分平野周辺で約 -2400 m, 豊後大野付近で約 -4800 m となっており, これらの地域で地震基盤が深い (図 4). このような地震基盤が深い, すなわち地盤が厚い地域では, 長周期地震動が卓越する可能性がある.

島弧地殻, 島弧マントル, フィリピン海プレートには, (フィリピン海プレート内の物性値を除いて) 地震調査研究推進本部による全国 1 次地下構造モデル (暫定版) を使用した. フィリピン海プレートは九州西部に向かって沈み込んでおり, 海洋性地殻第 2 層, 第 3 層および海洋性マントルからなっている. フィリピン海プレートの各層の物性値は, 馬場・他 (2006) による深さ依存の式を使用した. フィリピン海プレートの密度は, どの層も Brocher (2005) による P 波速度に依存した式を使用した. 地盤, 島弧地殻, 島弧マントル, フィリピン海プレートの各層において, S 波の Q 値 Q_s は J-SHIS 及び全国 1 次地下構造モデルで設定されているものを用い, P 波の Q 値 Q_p は Q_s の 1.5 倍とした. これら物性値の情報を付録 A の表 A2 にまとめて示す.

図 5 は, 図 1 の 2015 年大分県南部地震の震源を通る A-A' 下の地下断面における速度構造を示す. 濃い色ほど速度が大きいことを表している. この図の A から東へ 20~40 km 付近に地盤の厚い地域が存在することが分かる.

本研究で用いる地震の震源の深さは, 気象庁一元化震源では 58 km, F-net のセントロイド震源の深さは 59 km と推定されており, とともにフィリピン海プレートの海洋性マントル内に位置している. しかし, 実際にはそれよりも浅い場所で起こって

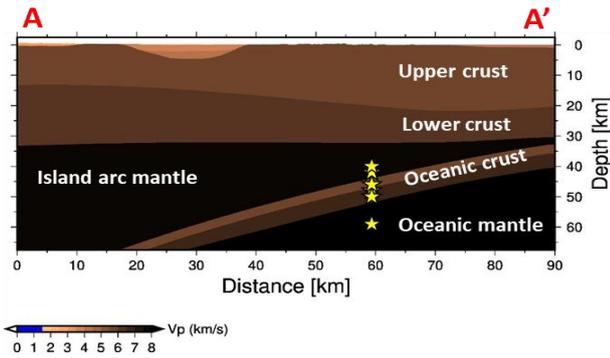


図5 図1のA-A'の地下断面におけるP波速度構造モデル。Aから東へ20~40 km付近に地盤の厚い地域が見られる。星印は今回計算を行った6通りの深さの震源位置を表す。

いる可能性も考えられるので、震源の深さを検討する必要がある。そこで、震源の深さを海洋性マントル内の59 km、海洋性地殻第3層内の50 kmと48 km、海洋性地殻第2層内の46 km、島弧マントル内の42 kmと40 kmの計6通りを仮定して、地震動シミュレーションを実施し、観測波形と計算波形を比較した。比較には相互相関係数を用いて波形の一致度を定量的に評価し、震源の深さを決定した。図5の星印が地震動シミュレーションを行った震源の位置である。シミュレーションでは点震源を仮定した。

前に述べたように、岩城・他(2009)では大分平野付近の標高が低いことから計算結果への影響はないとして地形や海水を考慮しないシミュレーションが行われたが、本研究の対象領域は大分平野のみならず大分県西部の標高の高い地域も含むため、地形の効果を評価する必要がある。そこで、地形と海水を考慮しない場合の計算も行い、地形の影響を調べた。地形と海水を考慮しないモデルでは、上述の地盤モデルの各層の厚さを保持しながら、陸上地形、海底地形、海水を取り除いている。

地震動シミュレーションには、計算コードHOT-FDM(Nakamura et al., 2012)を用いた。これは、粘弾性体の運動方程式と構成式を時間領域の差分法によって解く。この計算コードの特徴は、陸上地形、海底地形と海水も考慮できることである。計算領

表1 差分計算に用いた計算パラメータ

空間格子間隔	50 m
$N_x \times N_y \times N_z$ (モデルサイズ)	2001×1801×1411
時間格子間隔	0.0025 s
時間ステップ数	20000

表2 計算情報

ノード数 (16コア/ノード)	216 (216×16コア)
使用メモリ	2.7TB (1TB=1024GB)
計算所要時間	地形あり 3.03時間 地形なし 2.98時間

域は大分県を中心に南北100 km、東西90 km、深さ68 kmの領域(図1)とし、震源時間関数は幅1.78秒のベル型関数を用いた。この震源時間関数の時間幅は菊地(2003)によるマグニチュードと破壊継続時間との経験式を用いて決めた。表1に今回の計算に用いた計算パラメータを示す。計算には東京大学情報基盤センターの富士通製並列スーパーコンピュータFX10を使用した。計算に使用したノード数は216ノードで、1ノードあたり16コアある。各ノードの16コアを半分の8コアに分けて総プロセッサ数を432プロセッサとし、プロセッサ間は分散メモリータイプのMPI、各プロセッサ内は共有メモリータイプのOpenMPのハイブリッド並列で計算した。表2にFX10での計算における情報を示す。

4. 結果と議論

4.1 震源の深さと観測波形の再現性

図6(a)~(c)は観測点OIT004(国東)、OIT011(佐賀関)、OIT018(蒲江)における観測波形と計算波形を成分毎に比較したものである。上から、観測波形、震源の深さ40 km、42 km、46 km、48 km、50 km、59 kmの各場合における計算波形の順に並んでいる。同様の比較を全ての観測点で総合的に行う(全観測点の波形は付録Bの図B1に示している)。波形の一致度の評価には、相互相関係数(以

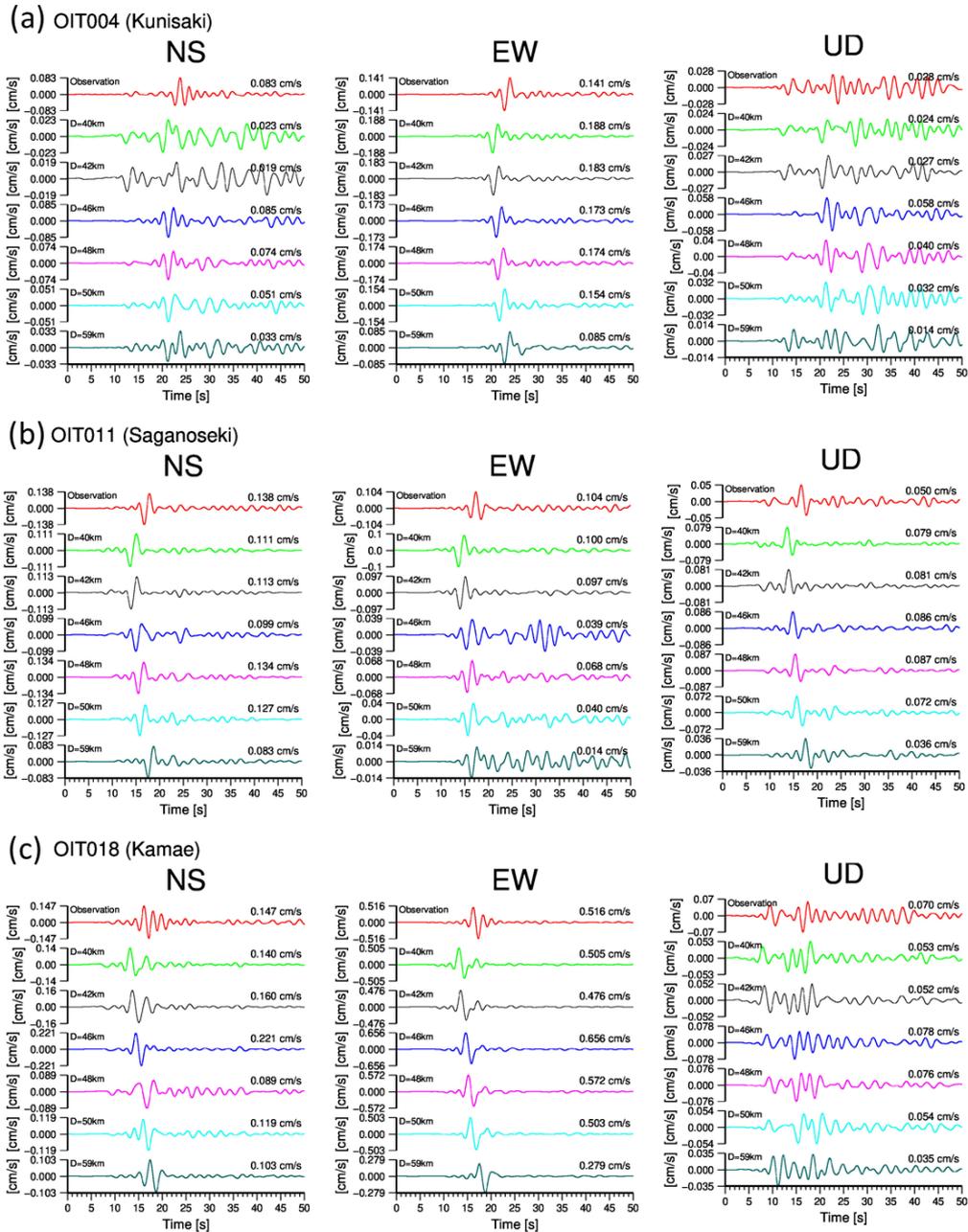


図 6 (a) OIT004 (国東), (b) OIT011 (佐賀関), (c) OIT018 (蒲江) における観測波形と各震源深さの計算波形 (地動速度) の比較. 波形にはいずれも周期 2~20 秒のバンドパスフィルタを施している. D の数値は震源の深さ. 各波形の右上に最大振幅値 (絶対値) を示す.

下, 相関係数と記す) の正の最大値を用いる. 最大値が 1 に近いほど一致度が高く, 0 に近いほど低い. 深さ 48 km の場合における相関係数の例を図 7 に示す. 図中の縦の破線は相関係数が最大のラグタイムである (全観測点については, 付録 C の表 C1 と図 C1 を参照).

図 8 は, 観測波形と各震源深さの計算波形との相関係数の正の最大値の分布である. 表 3 にその全観測点の平均値を成分毎に示す. 全成分において平均値が最も高いのは震源の深さを 48 km (海洋性地殻第 3 層内) とした場合であることから, 以降の議論では, 震源の深さが 48 km の場合のシミュ

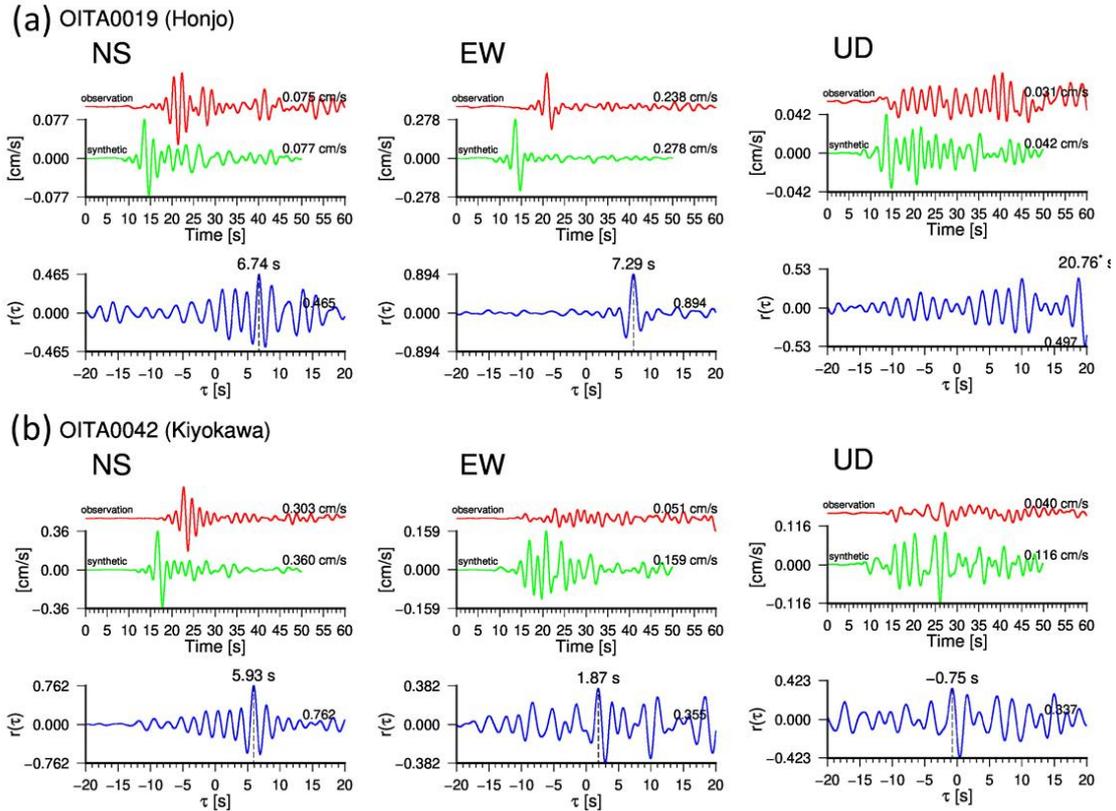


図 7 観測点 (a) 本匠, (b) 清川の観測波形 (赤線) と計算波形 (緑線) の各成分の相互相関係数 (青線). 各波形の右上は最大振幅値 (絶対値) である. 相互相関係数の横軸 τ はラグタイムである. 破線は相関係数が正の最大となるときのラグタイムで, その上に数値を記している. 相互相関係数の右上の値は正の最大値である. 相関係数最大となるラグタイムが 20 秒を超える場合は, 右肩にアスタリスクを付けて数値を示し, そのときの相関係数の最大値を右下端に記している.

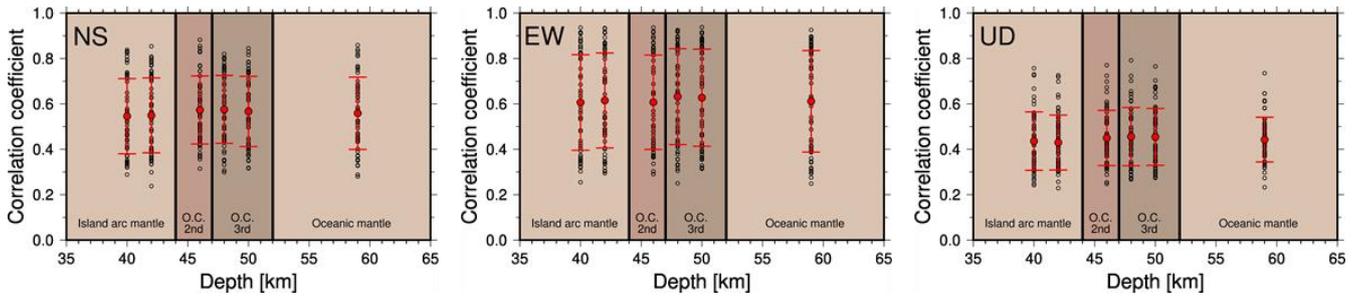


図 8 各震源深さにおける成分毎の計算波形と観測波形との相関係数の最大値の分布. 横軸が震源の深さ, 縦軸が相関係数である. 丸は各観測点の相関係数の正の最大値. 赤丸は各深さにおける相関係数の平均値. エラーバーはその標準偏差. プロットした観測点の総数はそれぞれ 56 である.

表 3 各震源深さにおける最大相関係数の平均値

	59 km	50 km	48 km	46 km	42 km	40 km
NS成分	0.559	0.567	0.576	0.573	0.549	0.546
EW成分	0.611	0.627	0.632	0.607	0.615	0.606
UD成分	0.443	0.454	0.456	0.450	0.430	0.436

レーション結果のみ用いる. 図 9 は, 震源深さ 48 km の場合の計算波形を震央距離に沿って並べたものである. 図 2 の観測波形と同様に震央距離約 35 ~ 55 km 付近の観測点で後続波が長く続いているのが分かる.

各観測点の観測波形と計算波形 (震源深さ 48 km)

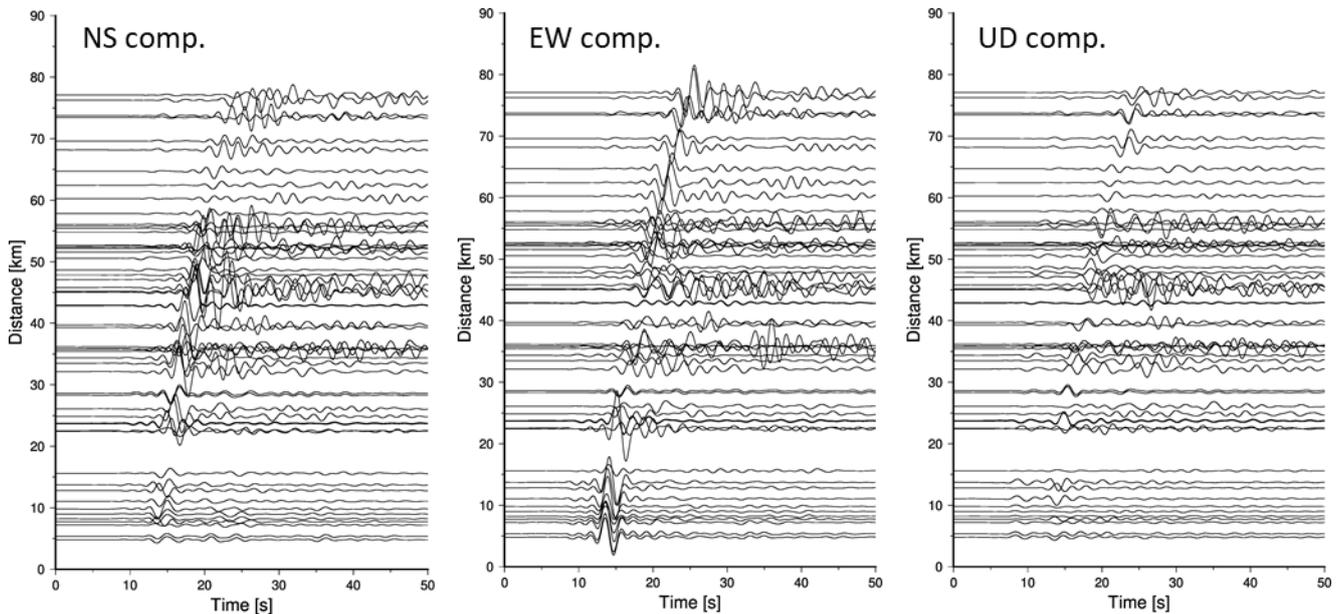


図9 計算波形(震源深さ48 km). 縦軸は震央距離. 波形には周期2~20秒のバンドパスフィルタを施し, 振幅に震源距離をかけている.

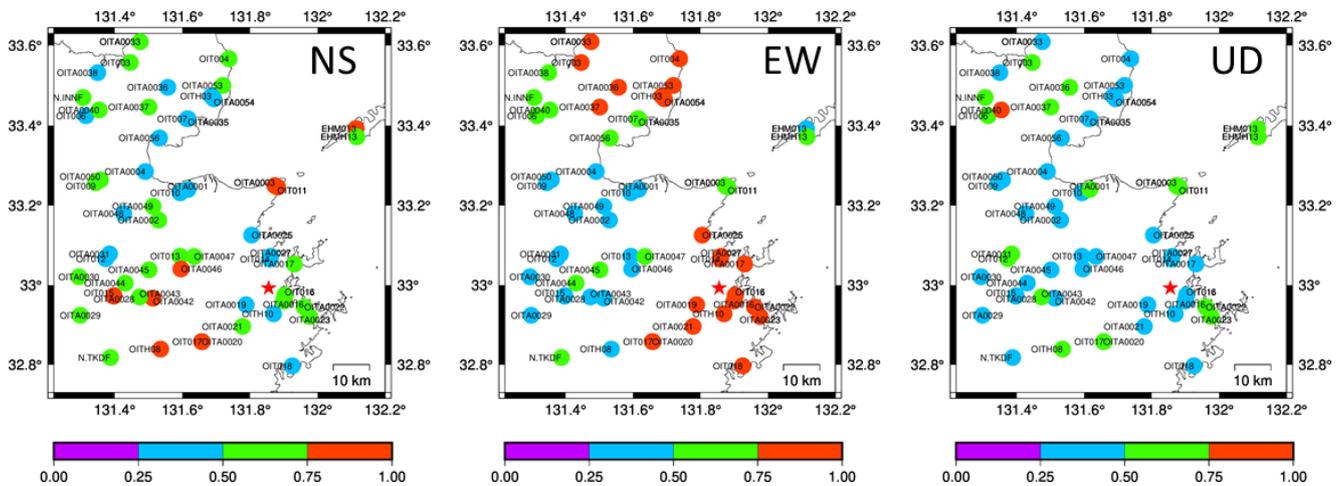


図10 各成分における観測波形と計算波形の相関係数の空間分布. 左からNS成分, EW成分, UD成分である. 丸の色が暖色系ほど相関係数が高い. 星印は震央.

の相関係数の空間分布を図10に示す. NS成分は震央から南西方向および北東方向にかけて, EW成分は北西-南東方向において一致度が高い観測点が見られる. これはS波の放射パターンが顕著に現われることにより, 主に振幅の大きい直達波による影響を大きく受けているためであると考えられる. UD成分では一致度が低い観測点が多い結果

となった. 別府湾・大分平野周辺から南西方向にかけて, 全成分で一致度の低い観測点が見られる. このような一致度の低い観測点は, 後続波が顕著に見られた震央距離約35~55 kmに位置する. これらの観測点の結果は後続波の影響を強く受けていると考えられる.

図11は全成分で一致度の低い観測点を, J-SHIS

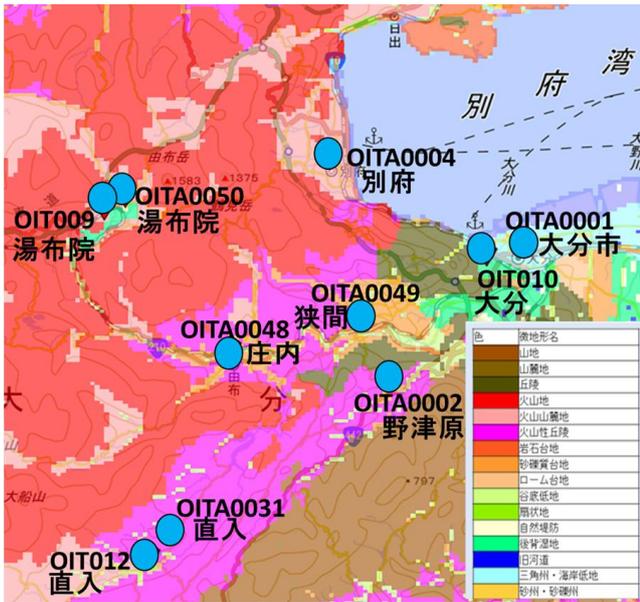


図 11 全成分の波形の一致度が低い観測点と微地形区分との関係。

表 4 観測点ごとのラグタイム及び観測波形の記録開始時刻

観測点	ラグタイム(s)	記録開始時刻	観測点	ラグタイム(s)	記録開始時刻
OIT009	4.2	2:52:03	OIT014	8.3	2:51:59
OIT010	5.5	2:52:02	OITH10	7.4	2:52:00
OIT012	4.8	2:52:02	OITA0017	7.4	2:52:00
OITA0001	7.1	2:52:00	OITA0019	7.29	2:52:00
OITA0002	7	2:52:00	OITA0025	7.5	2:52:00
OITA0004	6.7	2:52:00	OITA0027	7.3	2:52:00
OITA0031	4.8	2:52:00			
OITA0048	6.5	2:52:00			
OITA0049	10.1	2:52:00			
OITA0050	7.2	2:52:00			

左表は全成分で相関係数が低い観測点のラグタイムと記録開始時刻。右表は NS 成分のみ相関係数が低い観測点のラグタイムと記録開始時刻。ラグタイムの数値は観測波形の記録開始時刻からの時間。

の微地形区分図 (J-SHIS Map : <http://www.j-shis.bo-sai.go.jp/map/>, 2022 年 3 月 2 日参照) 上にプロットしたものである。特に一致度が低い観測点は大分平野周辺と火山山麓地・火山性丘陵周辺に位置していることが分かる。また、NS 成分において、S 波の放射パターンを考慮すると、本来直達波の影響を強く受けて一致度が高くなると考えられる震央付近で一致度の低い観測点が見られる。これらの観測点を J-SHIS の微地形区分図上にプロットしたのが図 12 である。NS 成分のみ一致度が低い観

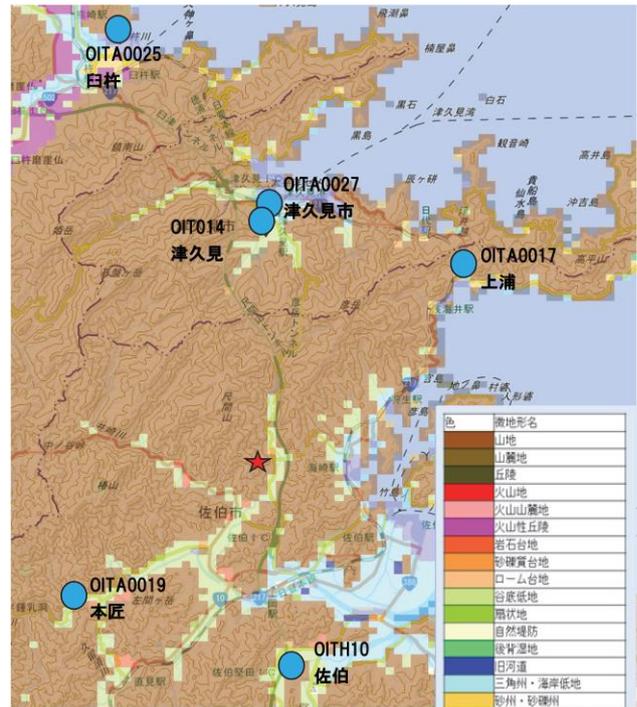


図 12 NS 成分のみ波形の一致度が低い観測点と微地形区分の関係。星印は 2015 年大分県南部地震の震央。

測点は、いずれも周囲が山地の谷底低地に位置している。以上のことから、全成分で一致度が低かった観測点および NS 成分のみ一致度が低かった観測点は山地と平野の境界もしくは谷底低地であるということが分かる。

相関係数の値が低い主な原因として、当該地域周辺の地下構造モデルの精度が良くないことが考えられる。そこで、相関係数の低い観測点について、時間周波数解析 (Kristeková et al., 2006, 2009) を行った。時間周波数解析によって時間・周波数領域での波形一致具合を envelope (振幅の包絡線) と phase (位相) の misfit 値で評価する。Anderson (2004) や Kristeková et al. (2009) によると、misfit 値が $-0.22 \sim +0.22$ の範囲内であれば不一致度が低いと見なすことができる。図 13 は、全成分で相関係数の値が低い観測点 OIT009 (湯布院), OITA0049 (狭間) と NS 成分のみ相関係数が低い観測点 OIT014 (津久見), OITH10 (佐伯) における時間周波数解析の例である (相関係数の低い全ての観測点における時間周波数解析の結果は付録 D の図 D1 に示す)。上

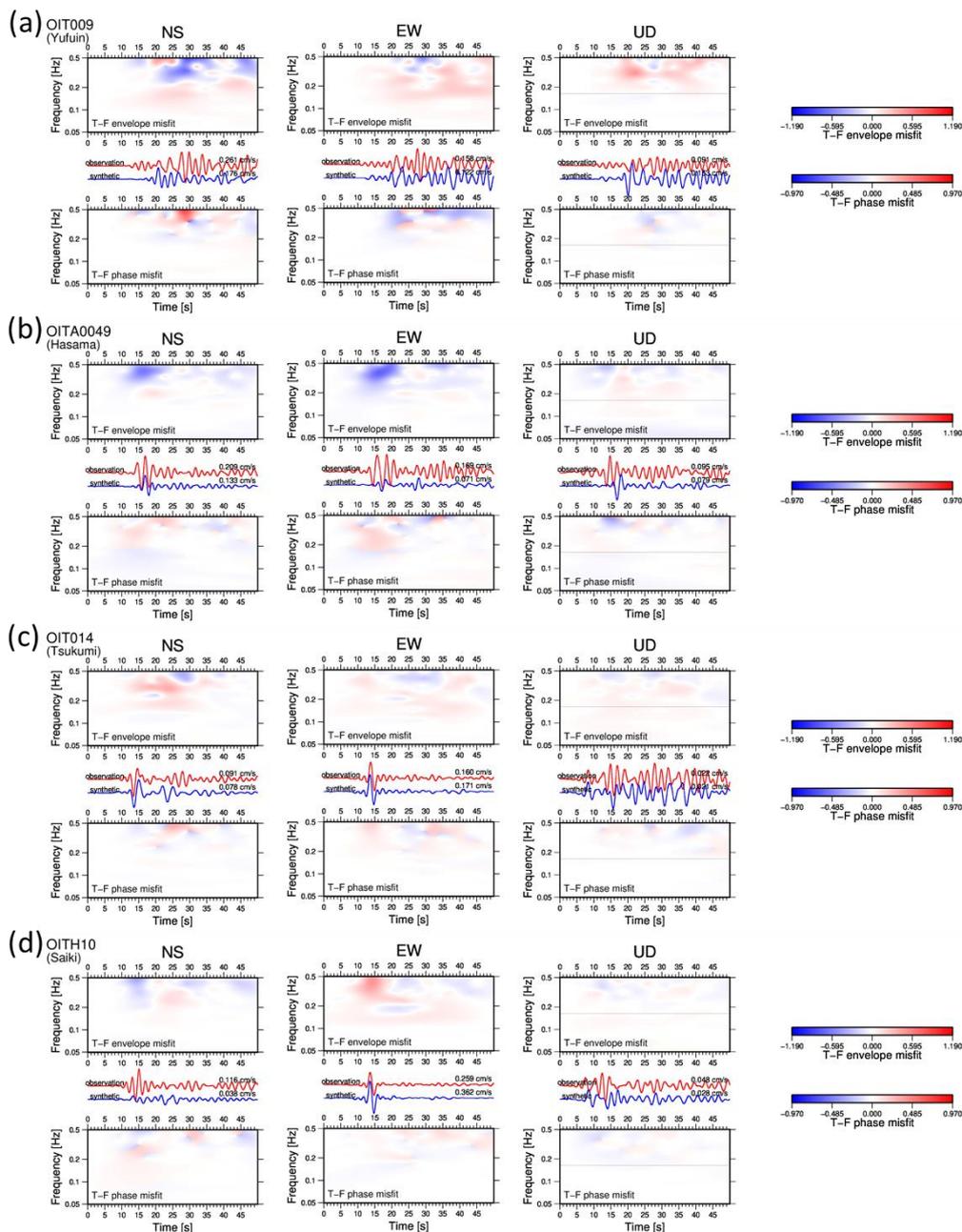
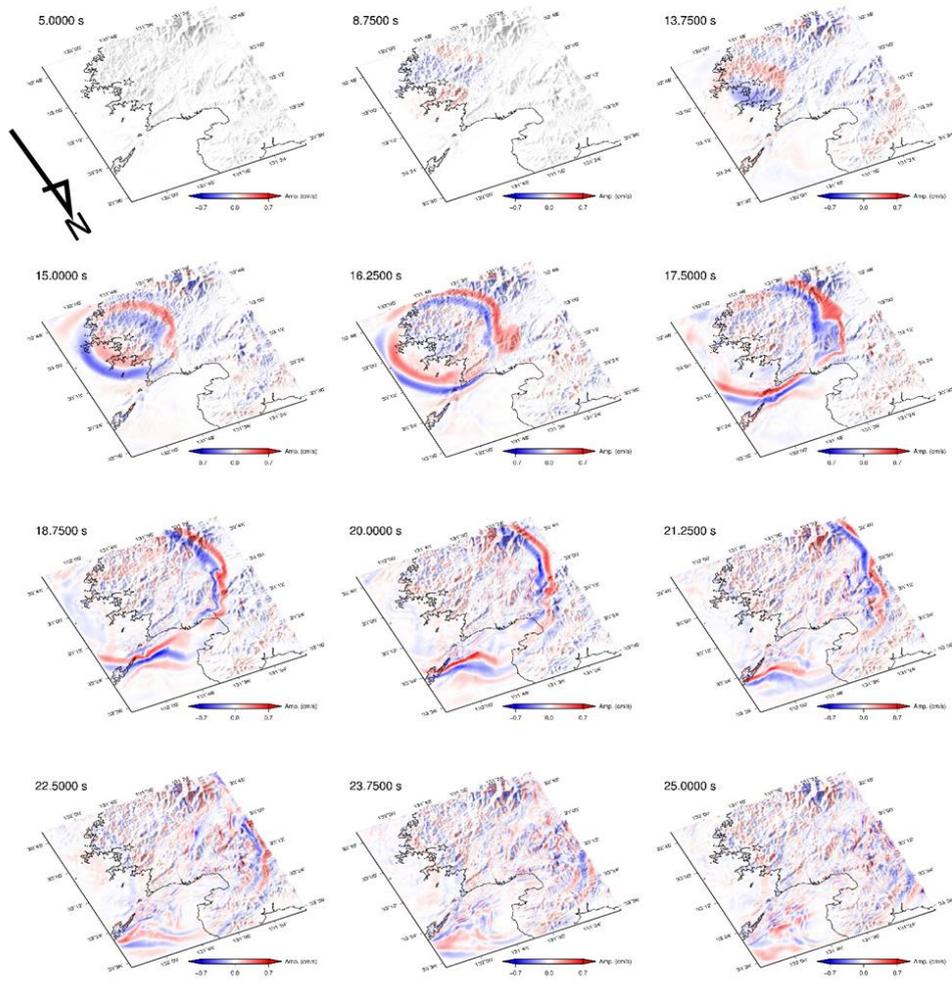


図 13 全成分で相関係数が低い観測点 (a) OIT009, (b) OITA0049 と NS 成分のみで相関係数が低い観測点 (c) OIT014, (d) OITH10 における観測波形と計算波形の不一致度の時間周波数解析。上段は envelope misfit, 中段は観測波形 (赤線) と計算波形 (青線)。下段は phase misfit である。観測波形を reference とした。misfit 値はゼロに近いほど波形の一致度が良いことを示す。各波形の右上の数値は最大振幅値 (絶対値) である。

図が envelope misfit, 下図が phase misfit である。それぞれ横軸が時間, 縦軸が周波数を表し, 色の濃い部分ほど一致していないことを示す。両波形とも, 周期 2~20 秒のバンドパスフィルタを施している。misfit を計算する際, 計算波形と観測波形との同期

をとる必要がある。同期は相関係数の最大値を計算した際のラグタイムを基にして行った。ただし, 成分毎にラグタイムが異なるため, ラグタイムが 3 成分とも近い値の場合は 3 成分の平均をとり, 3 成分の値にばらつきがある場合は最も相関係数の高

(a) NS comp.



(b)

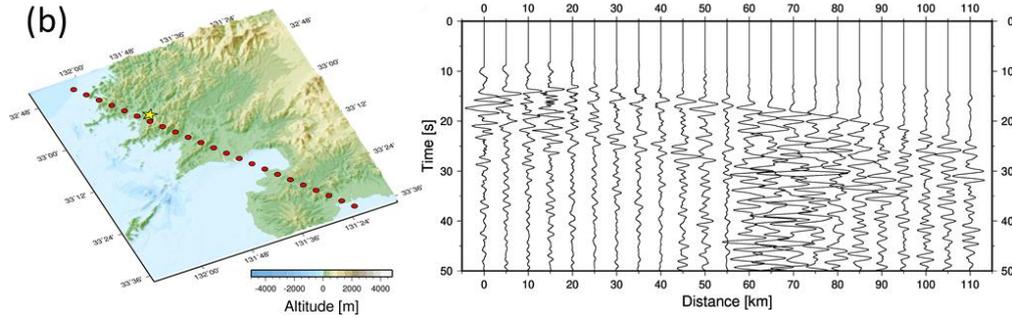


図 14 (a) スナップショット (NS 成分). 愛媛県側から大分県方向を見ている. 星印が震央. (b) 陸上及び海底において震央を通る北西-南東方向に設置した線状アレイ観測点の位置と計算波形のペーストアップ (NS 成分). 横軸の距離は北西に向かって大きくなる.

い成分におけるラグタイムを用いた. 表 4 に時間周波数解析を行う際に用いたラグタイムを示す.

相関係数の低かった観測点で時間周波数解析を

行った結果, いずれも 0.2 Hz 以上で S 波到着以降の後続波付近で大きな不一致が現われる傾向が見られた. 以上のことから, 全成分で相関係数の低い

(a) EW comp.

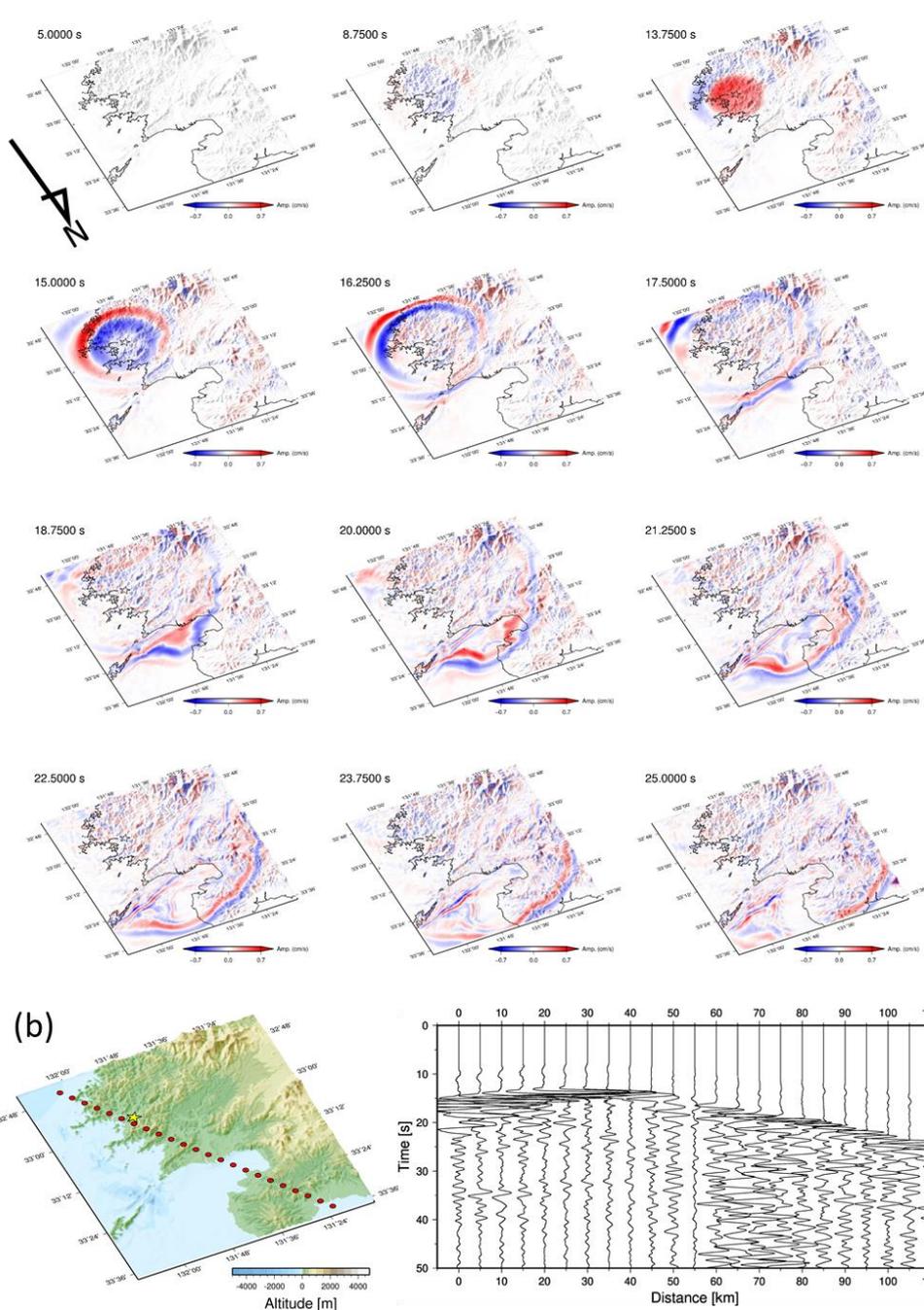


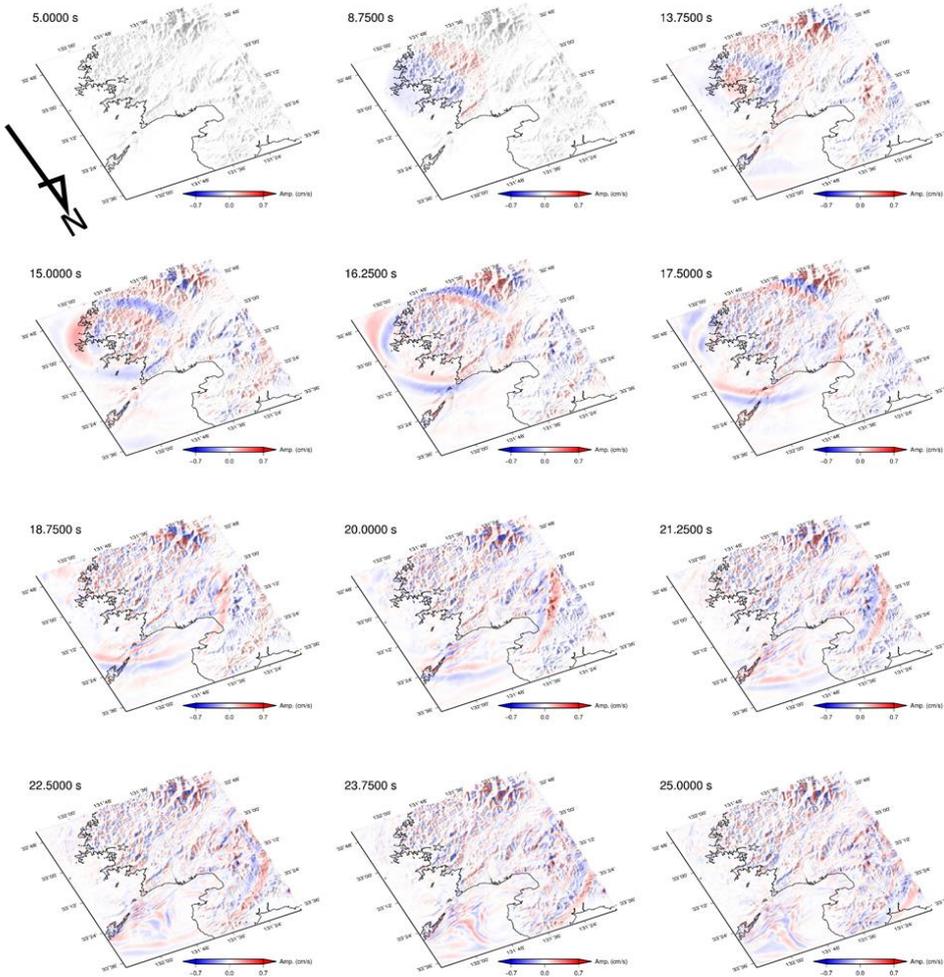
図 15 (a)スナップショット(EW成分)．愛媛県側から大分県方向を見ている．星印が震央．(b)陸上及び海底において震央を通る北西-南東方向に設置した線状アレイ観測点の位置と計算波形のペーストアップ(EW成分)．横軸の距離は北西に向かって大きくなる．

大分平野周辺，別府湾から南西にあたる火山性丘陵・火山山麓地とNS成分の相関係数が低い震央付近の谷底低地では地盤モデルの改良が必要と考えられる．

4.2 スナップショット

図 14(a)，図 15(a)，図 16(a)は，シミュレーション結果(震源深さ 48 km)のスナップショットである．成分毎に地表及び海底の地震波の広がりを表して

(a) UD comp.



(b)

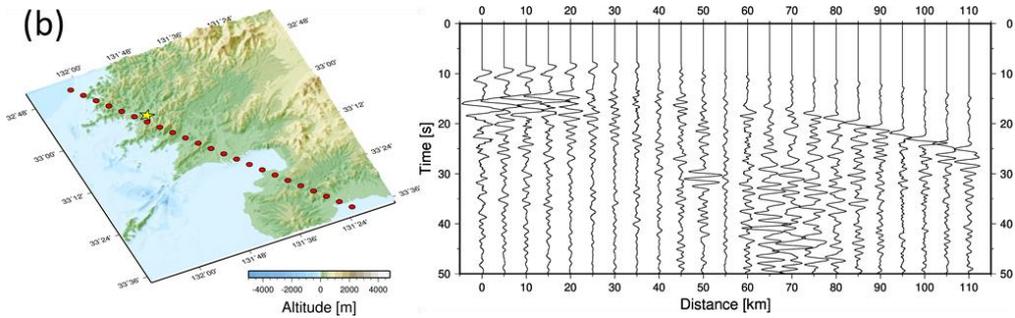


図 16 (a) スナップショット (UD 成分). 愛媛県側から大分県方向を見ている. 星印が震央. (b) 陸上および海底において震央を通る北西-南東方向に設置した線状アレイ観測点の位置と計算波形のペーストアップ (UD 成分). 横軸の距離は北西に向かって大きくなる.

いる. 図 14(a)が NS 成分, 図 15(a)が EW 成分, 図 16(a)が UD 成分のスナップショットである. それらの図では地震発生から 8.75 秒後に P 波が, 13.75

秒後に S 波が震央周辺を伝播しているのが分かる. 発震時から 15.00 秒後のスナップショットでは, 大分平野南部周辺で S 波の波面が同心円からずれて

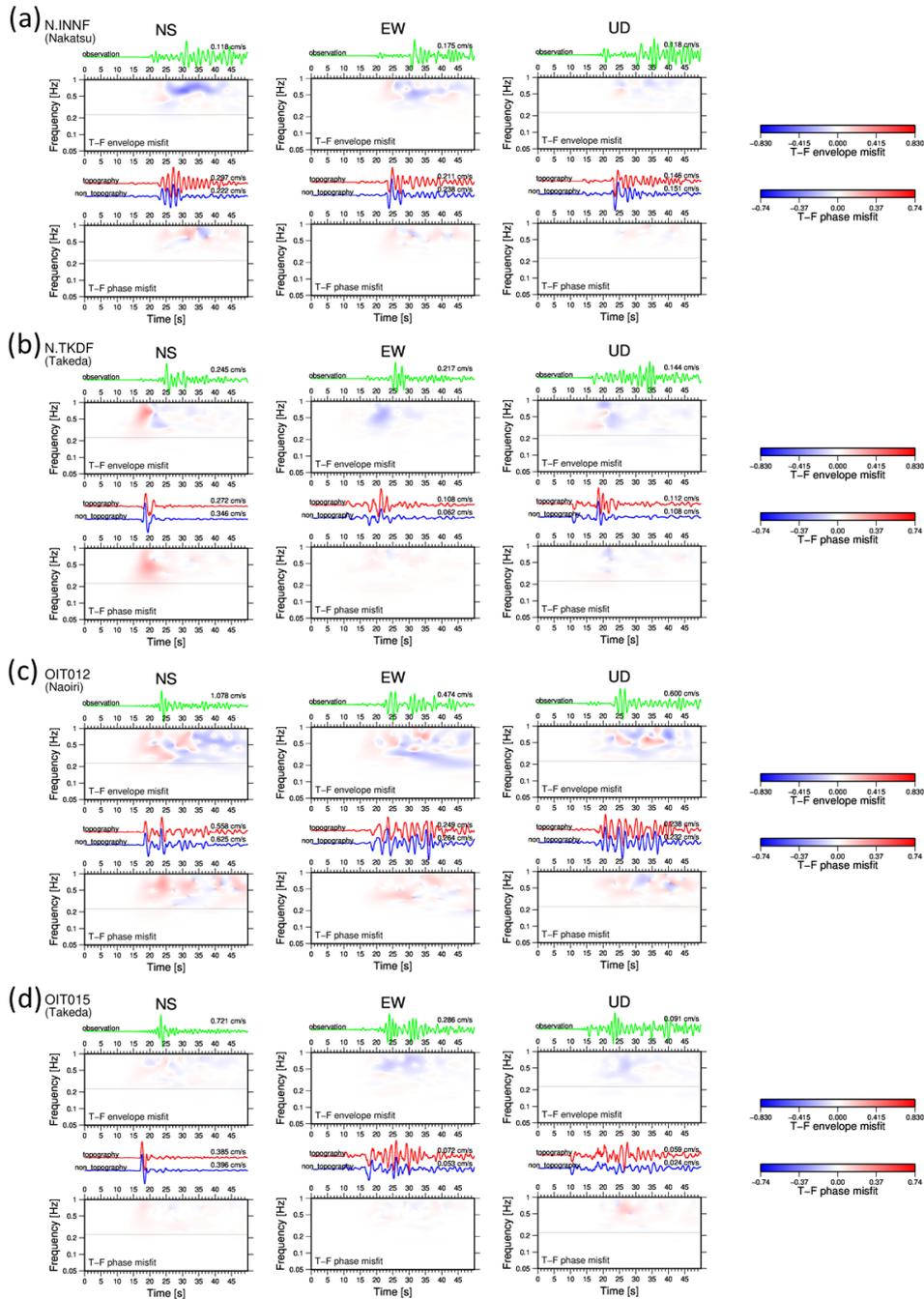


図17 観測点 (a)N. INNF, (b)N. TKDF, (c)OIT012, (d)OIT015における地形がある場合の計算波形 (赤線)とない場合の計算波形 (青線)の不一致度の時間周波数解析。上段が envelope misfit, 下段が phase misfitで、いずれも不一致度 (misfit) を表示していることに注意。地形がある場合の波形を reference とした。ここでは計算波形にフィルタは施していない。参考のために、各成分のトップに観測波形 (緑線) を示している。観測波形には 1 Hz のローパスフィルタをかけている。各波形の右上の数値は最大振幅値 (絶対値) である。

いる。この原因には、大分平野南部周辺では地盤が厚く、S波の伝播速度が局所的に遅くなっていることが考えられる。さらに発震時から 18.75 秒後には、

別府湾周辺の広範囲で振幅の大きい地域が見られる。これは、地盤の厚い大分平野を通ってきた地震波が別府湾に向けて伝播したためであると考えら

表 5 地形の影響を受けたと考えられる観測点

観測点	標高 (m)	微地形区分
N.TKDF (竹田)	749	山地
OIT012 (直入)	461	谷底低地
OIT015 (竹田)	260	火山性丘陵
N.INNF (中津)	168	山地

アレイ観測点における計算波形である。波形にはバンドパスフィルタは施していない。NS 成分より EW 成分の振幅が大きいのは、S 波の放射パターンの影響を受けているためだと考えられる。全成分で、スナップショットでも見られた大分平野～別府湾周辺における長い継続時間の後続波が確認できる。これらの地域は、大分県周辺の地盤の厚い地域と一致している。このシミュレーションを通して、特に地盤の厚い地域で、長時間にわたって大きな揺れが続くことが確認された。

4.3 地形の効果

地形の効果を評価するために、地形を考慮する場合としない場合の計算波形について時間周波数解析を行った。その結果、特に地形の効果を強く受けたと考えられる観測点の結果を図 17 に示す（その他の観測点での結果については付録 E の図 E1 に示す）。いずれの観測点でも地形を考慮しない場合では後続波の振幅がかなり小さくなっており、misfit 値も後続波の部分で大きくなっている。表 5 は、地形の効果を強く受けたと考えられる観測点の情報である。N.TKDF (竹田)、OIT012 (直入)、OIT015 (竹田)、N.INNF (中津) では標高がいずれも 100 m を超えている。地形無しの計算では地表を標高ゼロの水平面と仮定しているため、これらの観測点の観測波形は標高による影響を受けているものと考えられる。その一方で、表 5 にはない OITH08 (宇目西)、OIT017 (宇目) では、標高が 250～260 m に設置されているにもかかわらず標高による影響がほとんど見られなかった。これは、後続波が小さかったためと考えられる。

図 18 は、人工的に置いた標高の高い観測点、鶴見岳（標高 1290 m）における時間周波数解析の結果である。地形を考慮しない場合の計算結果は、地形を考慮した場合と比べて後続波の振幅が非常に小さいことが分かる。図 19 (a)～(d) は、地形の効果を見るために標高の高いところから低いところに向かって人工的に設置した観測点における時間周

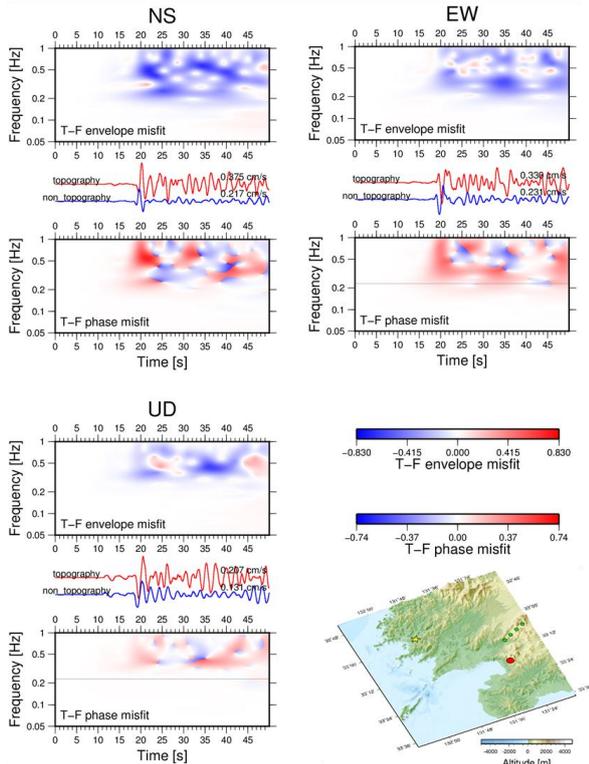


図 18 人工的に置いた標高が高い観測点、鶴見岳（地図の赤丸；標高 1290 m）における地形の効果の評価。地図の緑丸は図 19 で評価する観測点、星印は震央。地形がある場合の計算波形（赤線）とない場合の計算波形（青線）。

れる。その後、比較的強い長周期の揺れを意味する色の濃い太いバンドの列が北東方向に進み、発震後 22.5 秒には佐田岬の北側に到達している。これは、図 4 に見られる佐田岬北側海底～別府湾～大分平野の帯状の厚い地盤に入射して増幅した S 波とその多重反射と考えられる。

図 14(b)、図 15(b)、図 16(b)は、震央を通る北西～南東方向の測線に沿って人工的に設定した線状

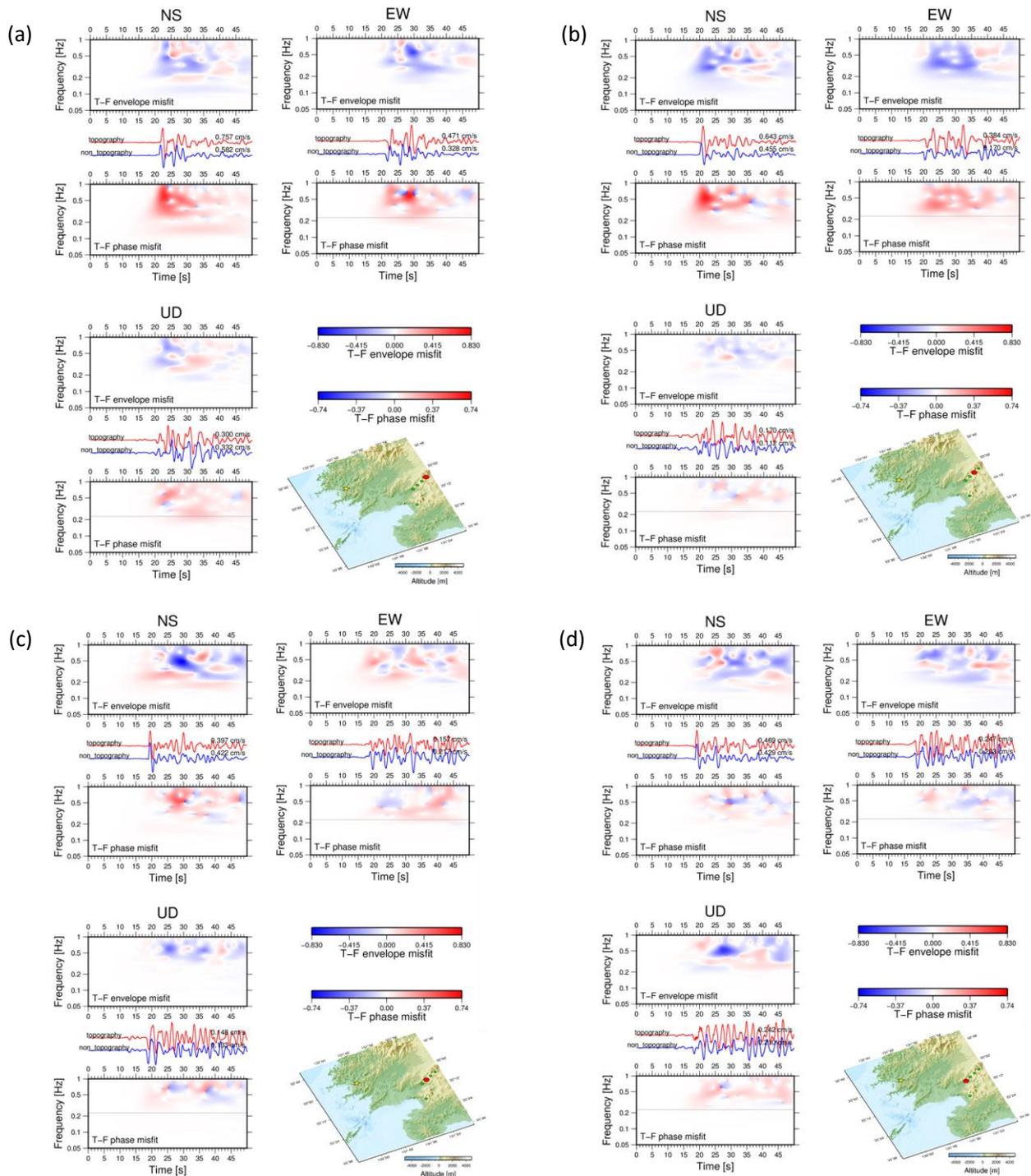


図 19 (a)～(d) 標高の高いところから低いところに向かって人工的に設置した観測点における地形がある場合の計算波形 (赤線) とない場合の計算波形 (青線) の不一致度の時間周波数解析. 地図の赤丸が時間周波数解析した観測点, 緑丸が当該観測点以外の観測点と図 18 で評価した観測点の位置, 星印が震央.

波数解析の結果である. 標高のより高い観測点では地形を考慮した場合の方が, 考慮しない場合に比べて後続波が強く現れており, 両者の misfit 値が

高くなっている. 以上のことから, 標高の高い位置にある観測点では地形の影響を強く受けて比較的大きな後続波が長く続くと考えられる.

5. 結論

2015 年 7 月 13 日に大分県南部で発生した地震 ($M_{\text{JMA}}5.7$) を対象に、海水や地形や海洋プレートまで考慮した 3 次元構造モデルを用いて大分県周辺地域の地震動シミュレーションを複数の震源深さを仮定して実施した。その結果について観測波形と計算波形の一致度を相関係数を用いて評価したところ、震源の深さを 48 km (海洋性地殻第 3 層内) としたケースが最も一致度が高かったことから、そのシミュレーション結果について検討した。

計算波形と観測波形との一致度が低かった地域は、大分平野周辺と別府湾南西の火山山麓地・火山性丘陵及び震央付近の谷底低地であった。これら相関係数が低い観測点について時間周波数解析を行った結果、いずれの観測点も 0.2 Hz 以上の後続波の部分で特に不一致度が高くなった。さらに、地形の効果について評価するために、地形を考慮する場合としない場合の計算波形について時間周波数解析を行った。特に地形の効果を受けたと考えられる観測点では、いずれの観測点でも地形を考慮しない場合では後続波の振幅が小さく、地形を考慮した場合と大きく異なった。

謝辞

本論文は筆頭著者の岡山大学理学部地球科学科平成 27 年度課題研究に基づいています。渡邊禎貢氏には原稿を読んで頂き、論文の改善に役立つ有益なコメントを頂きました。本研究では、防災科学技術研究所の K-NET と KiK-net (<https://doi.org/10.17598/NIED.0004>), F-net (<https://doi.org/10.17598/NIED.0005>)および大分県震度情報ネットワークの観測点で観測された強震波形データを使用しました。大分県震度情報ネットワークの強震波形記録は、「別府-万年山断層帯 (大分平野-湯布院断層帯東部) における重点的な調査観測」(文部科学省研究開発局・京都大学, 2017) の一環で収集されたデータを利用させていただきました。別府湾周辺の海底地形について、大分県提供のデータを使用しま

した。地震動シミュレーションの計算は、学際大規模情報基盤共同利用・共同研究拠点の支援(課題番号: 15-NA12)により実施しました。作図には Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) を使用しました。記して感謝申し上げます。

引用文献

- Anderson, J. G., 2004, Quantitative measure of the goodness-of-fit of synthetic seismograms, 13-th World Conference on Earthquake Engineering Conference Proceedings, Vancouver, Canada, Paper 243, on CD-ROM.
- 馬場俊孝・伊藤亜妃・金田義行・早川俊彦・古村孝志, 2006, 制御地震探査結果から構築した日本周辺海域下の 3 次元地震波速度構造モデル, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会, S111-006.
- Brocher, T. M., 2005, Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 2081–2092.
- 岩城麻子・岩田知考・関口春子・浅野公之・吉見雅行・鈴木晴彦, 2009, 大分平野における想定南海地震による長周期地震動のシミュレーション, *地震*, **61**, 161–173.
- 菊地正幸, 2003, リアルタイム地震学, 東京大学出版会, pp. 222.
- Kristeková, M., J. Kristek, P. Moczo, and S. M. Day, 2006, Misfit criteria for quantitative comparison of seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**, 1836–1850.
- Kristeková, M., J. Kristek, and P. Moczo, 2009, Time-frequency misfit and goodness-of-fit criteria for quantitative comparison of time signals, *Geophys. J. Int.*, **178**, 813–825.
- 文部科学省研究開発局, 国立大学法人京都大学大学院理学研究科, 2017, 別府-万年山断層帯 (大分平野-湯布院断層帯東部) における重点的な調査観測, 平成 26~28 年度成果報告書, 317–344.
- Nakamura, T., H. Takenaka, T. Okamoto, and Y. Kaneda, 2012, FDM simulation of seismic-wave propagation

for an aftershock of the 2009 Suruga Bay earthquake: Effects of ocean-bottom topography and seawater layer, Bull. Seism. Soc. Am., **102**, 2420–2435.

大分県, 2008, 大分県地震被害想定調査報告書, pp. 230.

竹中博士, 2014, 内陸型巨大地震に備える一強震動の特性とその予測, 日本の科学者, **49**, 598-603.

Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1998, New, improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Transaction American Geophysical Union, **79**, 579.

付録 A : 観測点情報と構造モデルの物性値

表 A1 に, 観測点コード, 観測点名, 緯度, 経度, 震央距離, 方位角, 標高, 強震計種別, J-SHIS の微地形区分を示す. 自治体の観測点は標高データがないため, ここには記していない. 表 A2 に構造モデルの物性値を示す.

付録 B : 強震観測点における観測波形と計算波形との比較

図 B1 に, 防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net, F-net, 大分県震度情報ネットワークの各観測点における観測波形と各震源深さにおける計算波形の成分毎の比較を示す.

付録 C : 震源の深さ 48 km の場合における全観測点の相互相関係数

表 C1 に観測波形と震源の深さ 48 km における計算波形との相互相関係数の最大値とラグタイム, 図 C1 に各観測点の観測波形, 計算波形とその相互相関係数を成分毎に示す.

付録 D : 相互相関係数の低い観測点における時間周波数解析

図 D1 に相互相関係数の低い観測点における観測波形と計算波形の不一致度の時間周波数解析の結果を示す.

付録 E : 地形の効果を評価するための時間周波数解析

図 E1 に地形がある場合とない場合の計算波形の不一致度の時間周波数解析の結果を示す.

表 A1 本研究で使用了観測点の情報

観測点 コード	観測点名	緯度 [°N]	経度 [°E]	震央距離 [km]	方位角 [°]	標高 [m]	強震計種別	微地形区分
EHM013	三崎	33.3924	132.1141	50.6	28.4	18.5	K-NET11A	山地
OIT003	豊後高田	33.5575	131.4461	73.4	328.8	9	K-NET11A	扇状地
OIT004	国東	33.5666	131.7378	64.7	350.3	7.4	K-NET11A	砂州・砂礫州
OIT006	院内	33.4244	131.3148	69.6	313.7	88	K-NET11A	砂礫質台地
OIT007	杵築	33.4169	131.6142	52.3	334.6	22	K-NET11A	岩石台地
OIT009	湯布院	33.2569	131.3439	56.1	301.8	458.3	K-NET11A	火山山麓地
OIT010	大分	33.2317	131.5934	36.2	317.5	7	K-NET11A	後背湿地
OIT011	佐賀関	33.2461	131.8811	28.3	4.8	7	K-NET11A	砂州・砂礫州
OIT012	直入	33.0664	131.3734	45.8	280.6	461	K-NET11A	谷底低地
OIT013	犬飼	33.0726	131.5934	26.1	290.2	82	K-NET11A	谷底低地
OIT014	津久見	33.0656	131.8589	8.2	2.2	8	K-NET11A	谷底低地
OIT015	竹田	32.9722	131.3970	42.9	267.2	260	K-NET11A	火山性丘陵
OIT016	佐伯	32.9747	131.9028	4.8	113.1	1	K-NET11A	三角州・海岸低地
OIT017	宇目	32.8578	131.6587	23.7	231.2	250	K-NET11A	山地
OIT018	蒲江	32.7972	131.9251	22.5	163.2	10	K-NET11A	三角州・海岸低地
EHMH13	三崎	33.3719	132.1157	48.6	29.8	10	KiK-net06	山地
OITH03	安岐	33.4736	131.6856	55.7	343.5	35	KiK-net06	山地
OITH08	宇目西	32.8392	131.5357	34.4	240.6	260	KiK-net06	山地
OITH10	佐伯	32.9278	131.8695	7.2	169.6	80	KiK-net11A	山地
N.INNF	中津	33.4701	131.3062	73.7	316.2	168	F-net	山地
N.TKDF	竹田	32.8179	131.3875	47.8	246.4	749	F-net	山地
OITA0001	大分市	33.2400	131.6165	35.4	321.1		自治体	三角州・海岸低地
OITA0002	野津原	33.1631	131.5301	35.9	302.1		自治体	砂礫質台地
OITA0003	佐賀関	33.2494	131.8736	28.6	3.4		自治体	三角州・海岸低地
OITA0004	別府市	33.2848	131.4905	47.1	313.8		自治体	火山山麓地
OITA0016	佐伯市	32.9602	131.8992	5.4	130.6		自治体	三角州・海岸低地
OITA0017	上浦	33.0532	131.9308	9.8	45.8		自治体	砂州・砂礫州
OITA0019	本匠	32.9507	131.7884	7.8	234.1		自治体	砂礫質台地
OITA0020	宇目	32.8581	131.6569	23.8	231.5		自治体	山地
OITA0021	直川	32.8963	131.7782	12.8	214.4		自治体	谷底低地
OITA0022	鶴見	32.9451	131.9602	11.1	117.8		自治体	三角州・海岸低地
OITA0023	米水津	32.9212	131.9762	13.7	124.7		自治体	砂州・砂礫州
OITA0025	臼杵	33.1256	131.8050	15.6	342.4		自治体	埋立地
OITA0027	津久見市	33.0725	131.8609	9.0	3.2		自治体	三角州・海岸低地
OITA0028	竹田市	32.9738	131.3977	42.8	267.5		自治体	火山性丘陵
OITA0029	萩	32.9242	131.2982	52.7	262.0		自治体	火山山麓地
OITA0030	久住	33.0210	131.2942	52.6	273.7		自治体	火山性丘陵
OITA0031	直入	33.0784	131.3846	45.0	282.5		自治体	火山性丘陵
OITA0033	真玉	33.6091	131.4754	77.1	332.8		自治体	三角州・海岸低地
OITA0035	杵築市	33.4169	131.6163	52.2	334.7		自治体	岩石台地
OITA0036	大田	33.4956	131.5571	62.4	333.6		自治体	谷底低地
OITA0037	山香	33.4460	131.5012	60.3	326.8		自治体	岩石台地
OITA0038	宇佐市	33.5322	131.3497	76.3	322.0		自治体	扇状地
OITA0040	安心院	33.4391	131.3541	68.2	316.8		自治体	扇状地
OITA0042	清川	32.9673	131.5130	32.1	265.3		自治体	火山性丘陵
OITA0043	緒方	32.9703	131.4736	35.8	266.3		自治体	砂礫質台地
OITA0044	朝地	33.0051	131.4309	39.7	272.3		自治体	火山性丘陵
OITA0045	大野	33.0384	131.5014	33.5	279.0		自治体	谷底低地
OITA0046	千歳	33.0405	131.5960	24.9	282.7		自治体	谷底低地
OITA0047	犬飼	33.0720	131.6351	22.4	293.4		自治体	谷底低地
OITA0048	庄内	33.1798	131.4265	45.2	297.6		自治体	砂礫質台地
OITA0049	狭間	33.1980	131.5131	39.3	305.7		自治体	砂礫質台地
OITA0050	湯布院	33.2640	131.3576	55.4	303.2		自治体	自然堤防
OITA0053	武蔵	33.5003	131.7194	57.8	347.4		自治体	三角州・海岸低地
OITA0054	安岐	33.4666	131.6931	54.8	344.0		自治体	谷底低地
OITA0056	日出町	33.3691	131.5325	51.6	324.3		自治体	岩石台地

表 A2 構造モデルの物性値

地下構造		V_P (km/s)	V_S (km/s)	ρ (g/cm ³)	Q_P	Q_S
地盤	第1層	2.0	0.6	1.90	150	100
	第2層	2.5	1.1	2.15	225	150
	第3層	3.0	1.4	2.25	225	150
	第4層	3.5	1.7	2.30	225	150
	第5層	4.0	2.1	2.40	300	200
	第6層	5.0	2.7	2.50	300	200
島弧地殻	上部 (地震基盤)	5.5	3.1	2.60	450	300
		5.8	3.4	2.70	600	400
	下部	6.4	3.8	2.80	600	400
島弧マントル		7.5	4.5	3.20	750	500
フィリピン海プレート	海洋性地殻第2層	※1	※1	※2	300	200
	海洋性地殻第3層	※1	※1	※2	450	300
	海洋性マントル	※1	※1	※2	750	500

※1 フィリピン海プレート内の地震波速度は馬場・他(2006)の以下の式を使用.

海洋性地殻第2層 : $V_P = 5.4 + 0.0055z$, $V_S = V_P/1.94$

海洋性地殻第3層 : $V_P = 6.5 + 0.0055z$, $V_S = V_P/1.87$

海洋性マントル : $V_P = 8.1 + 0.0053z$, $V_S = V_P/1.76$

ここで, z は深さ(km).

※2 フィリピン海プレート内の密度はBrocher(2005)の以下の式を使用.

$$\rho = 1.6612V_P - 0.4721V_P^2 + 0.0671V_P^3 - 0.0043V_P^4 + 0.000106V_P^5$$

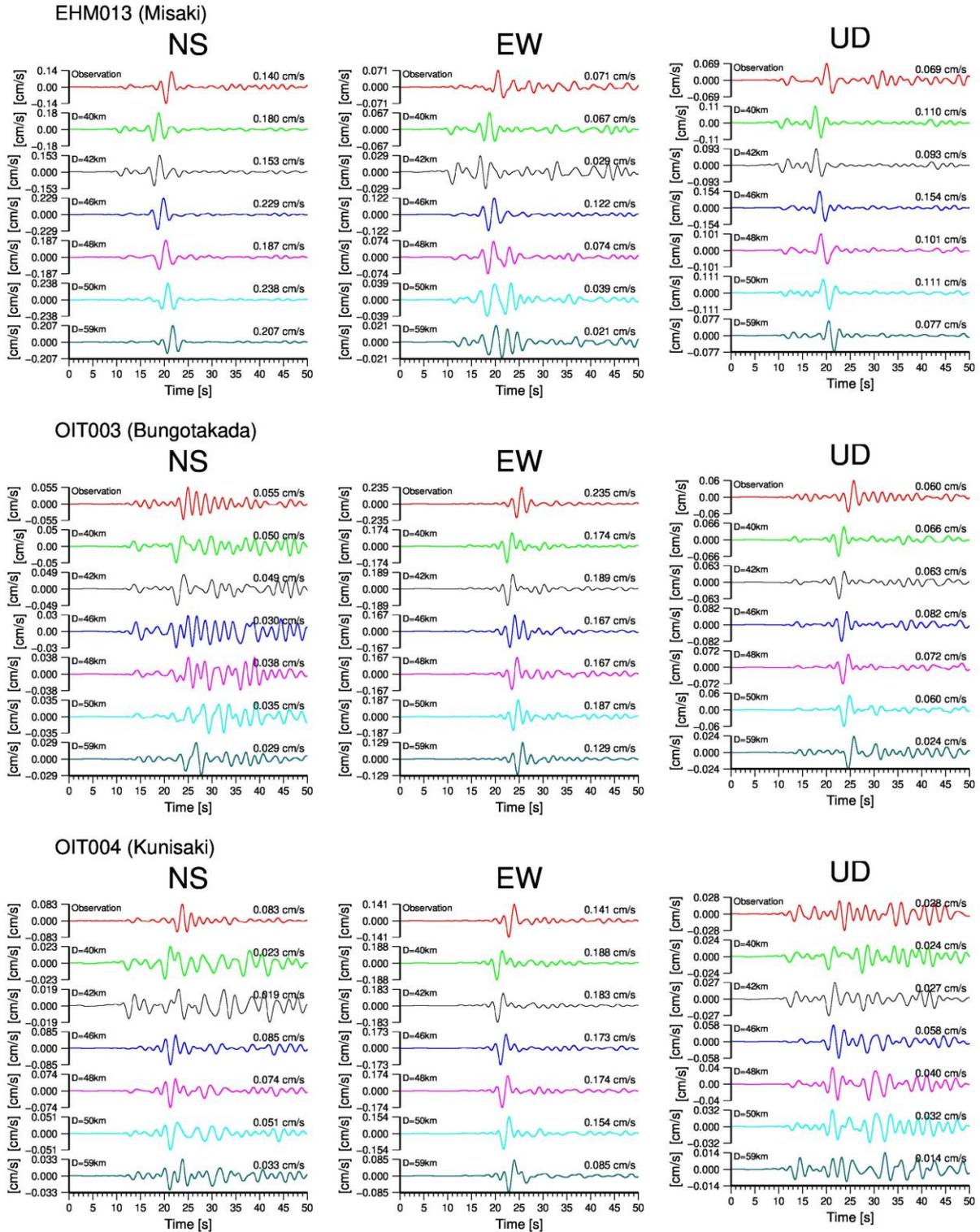


図 B1 防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net, F-net, 大分県震度情報ネットワークの各観測点における観測波形と計算波形の成分毎の比較。左から NS 成分, EW 成分, UD 成分である。一番上が観測波形で, 以下, 震源の深さが 40 km, 42 km, 46 km, 48 km, 50 km, 59 km の場合の計算波形である。D の値は震源の深さである。波形はそれぞれ最大振幅でノーマライズしており, 波形の右上に最大振幅値(絶対値)を示す。波形には周期 2~20 秒のバンドパスフィルタをかけている。

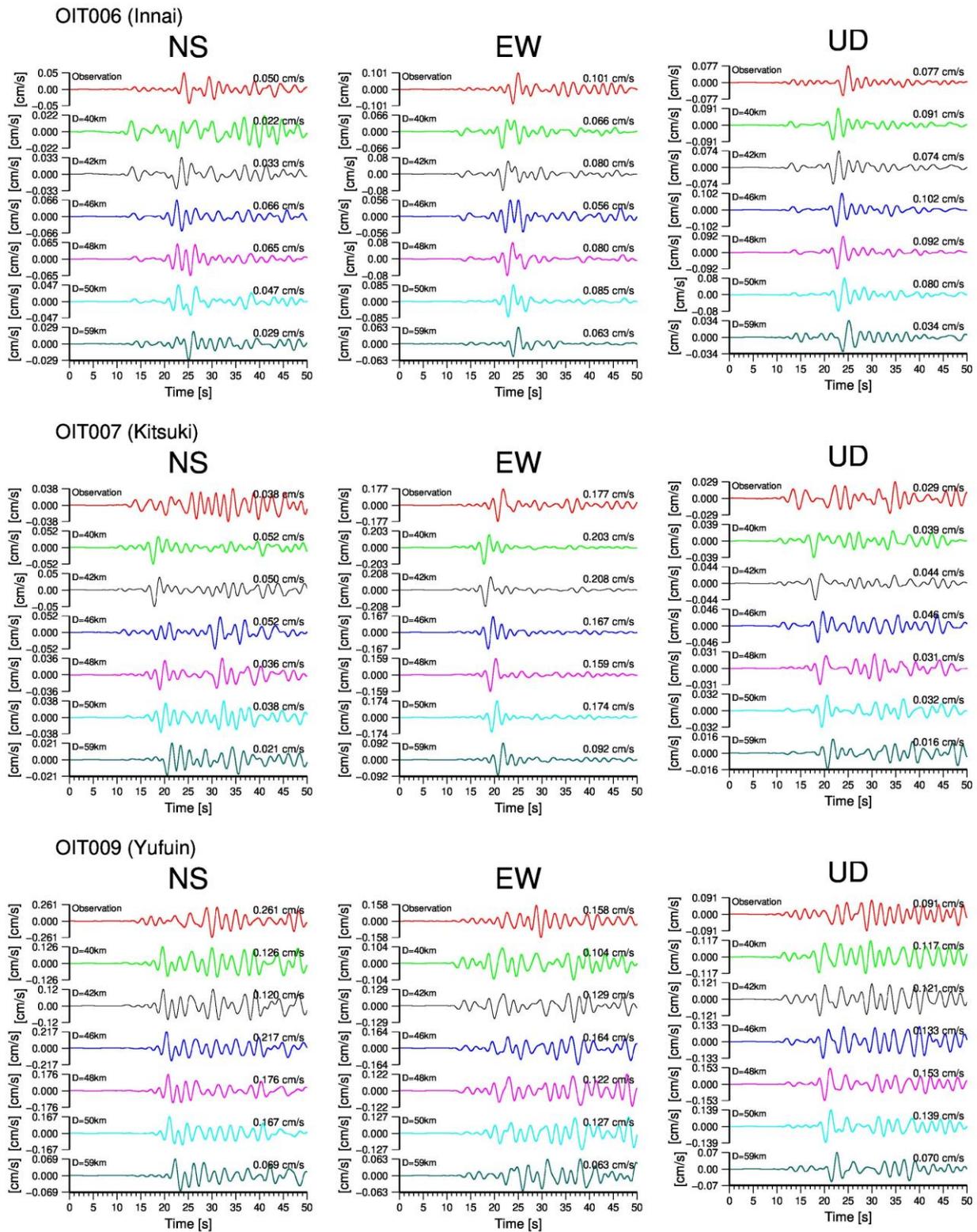


図 B1 (続き)

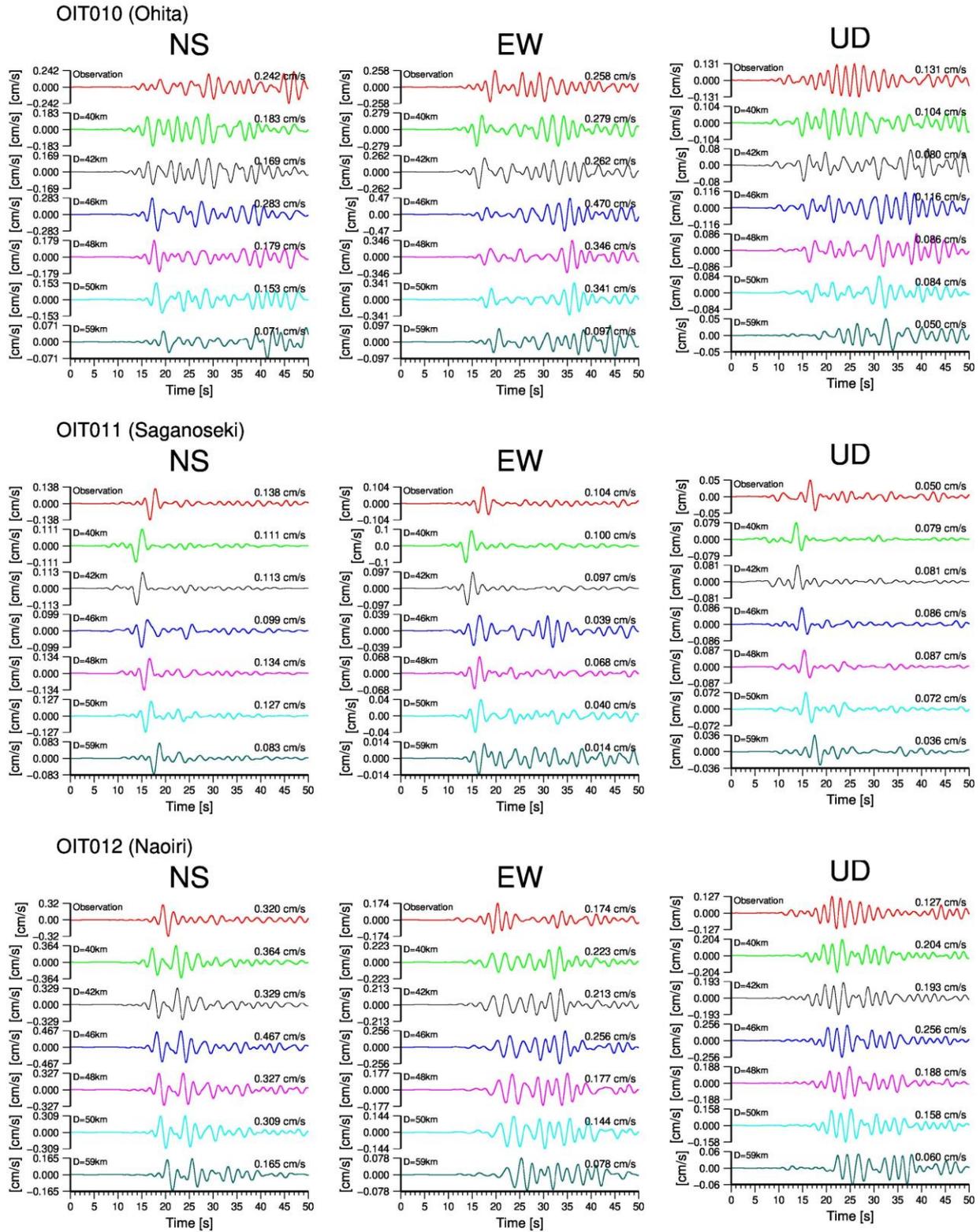


図 B1 (続き)

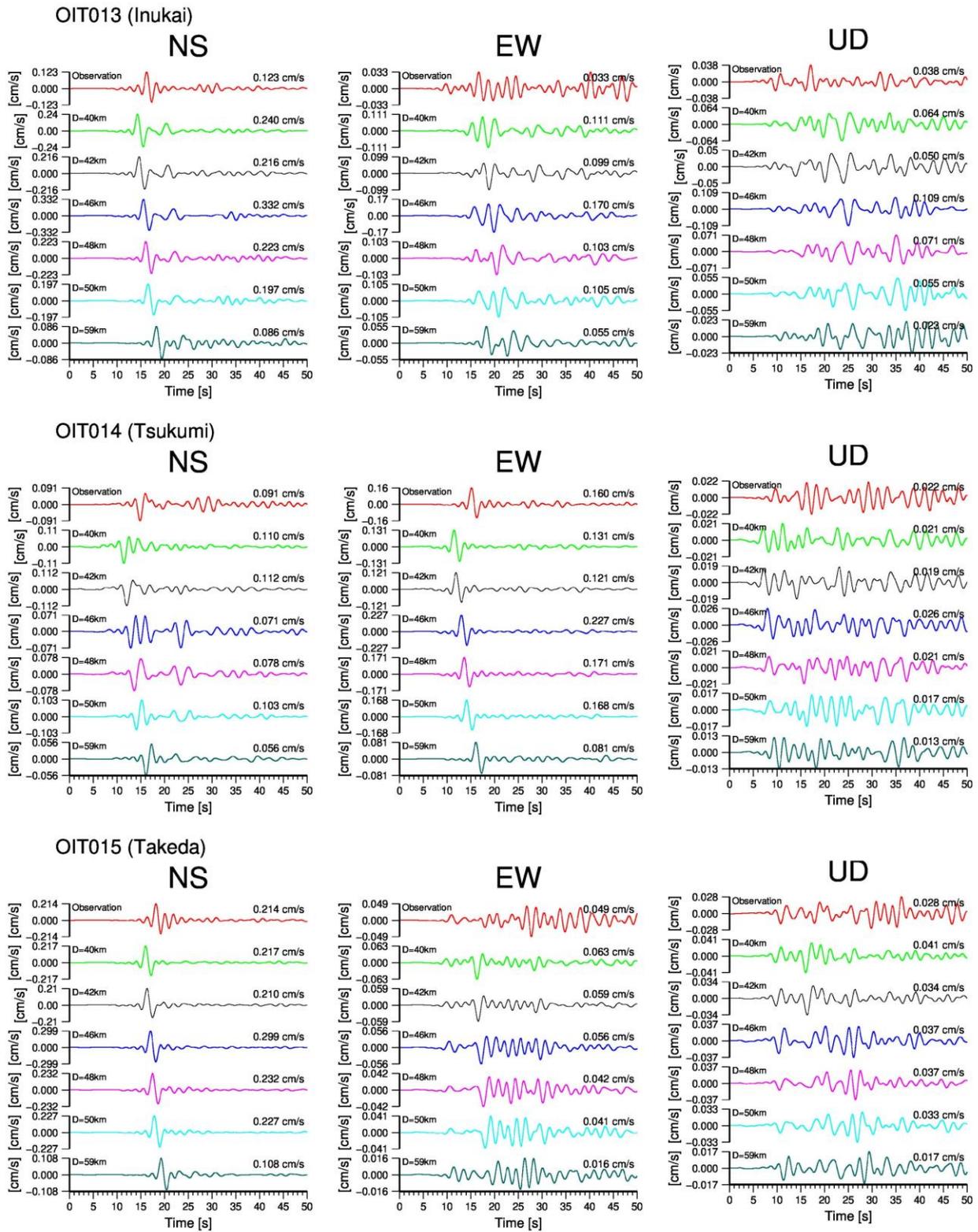


図 B1 (続き)

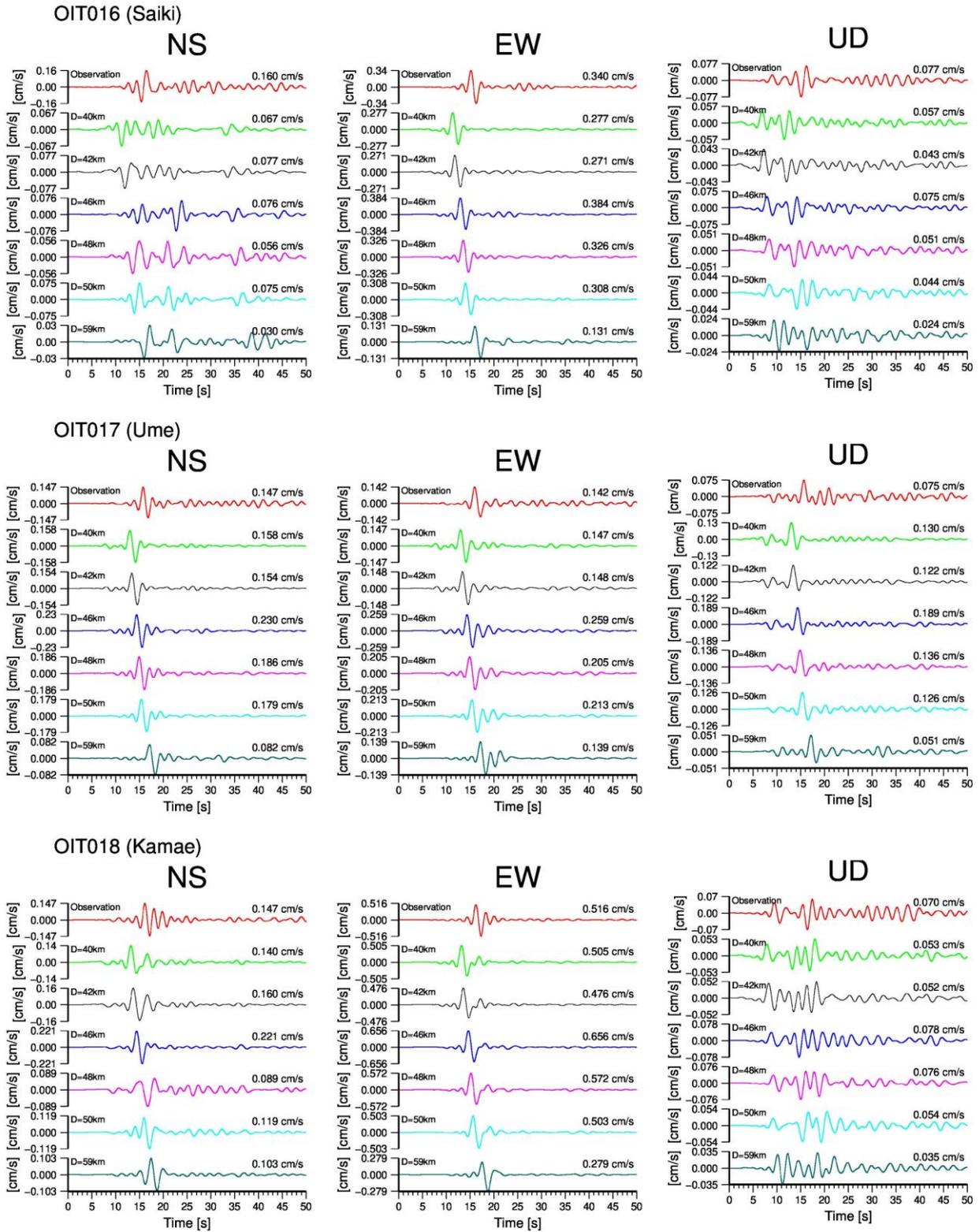


図 B1 (続き)

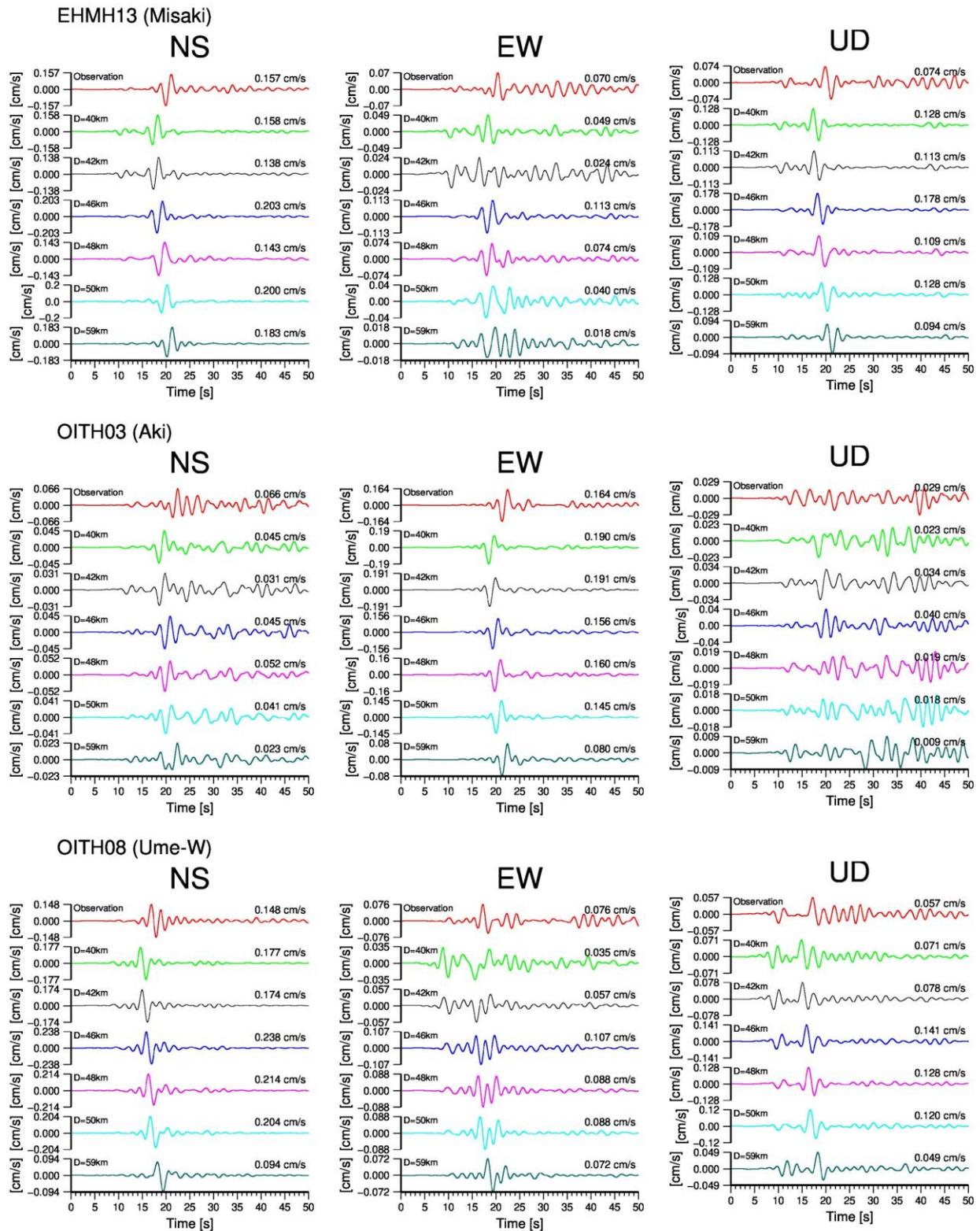


図 B1 (続き)

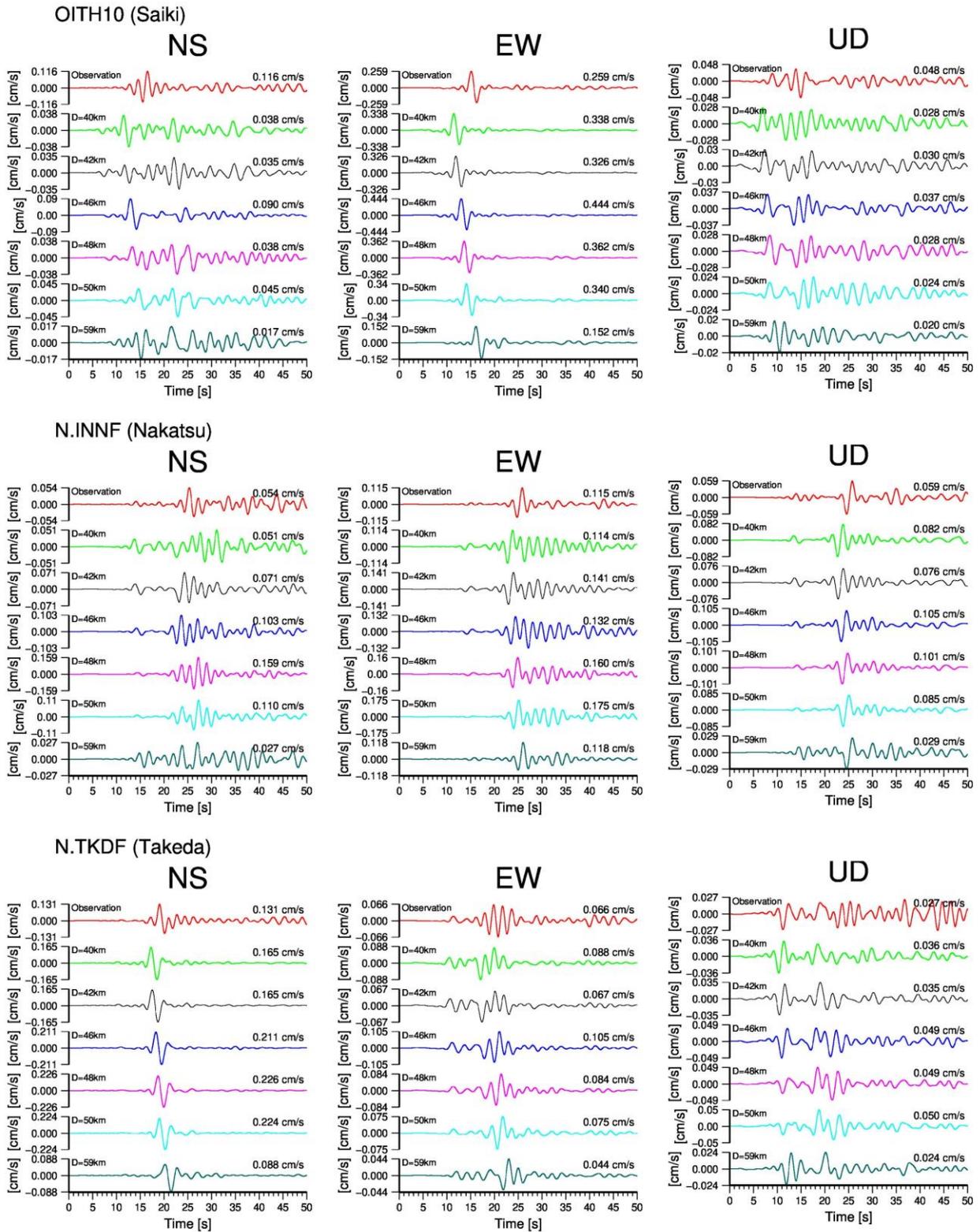


図 B1 (続き)

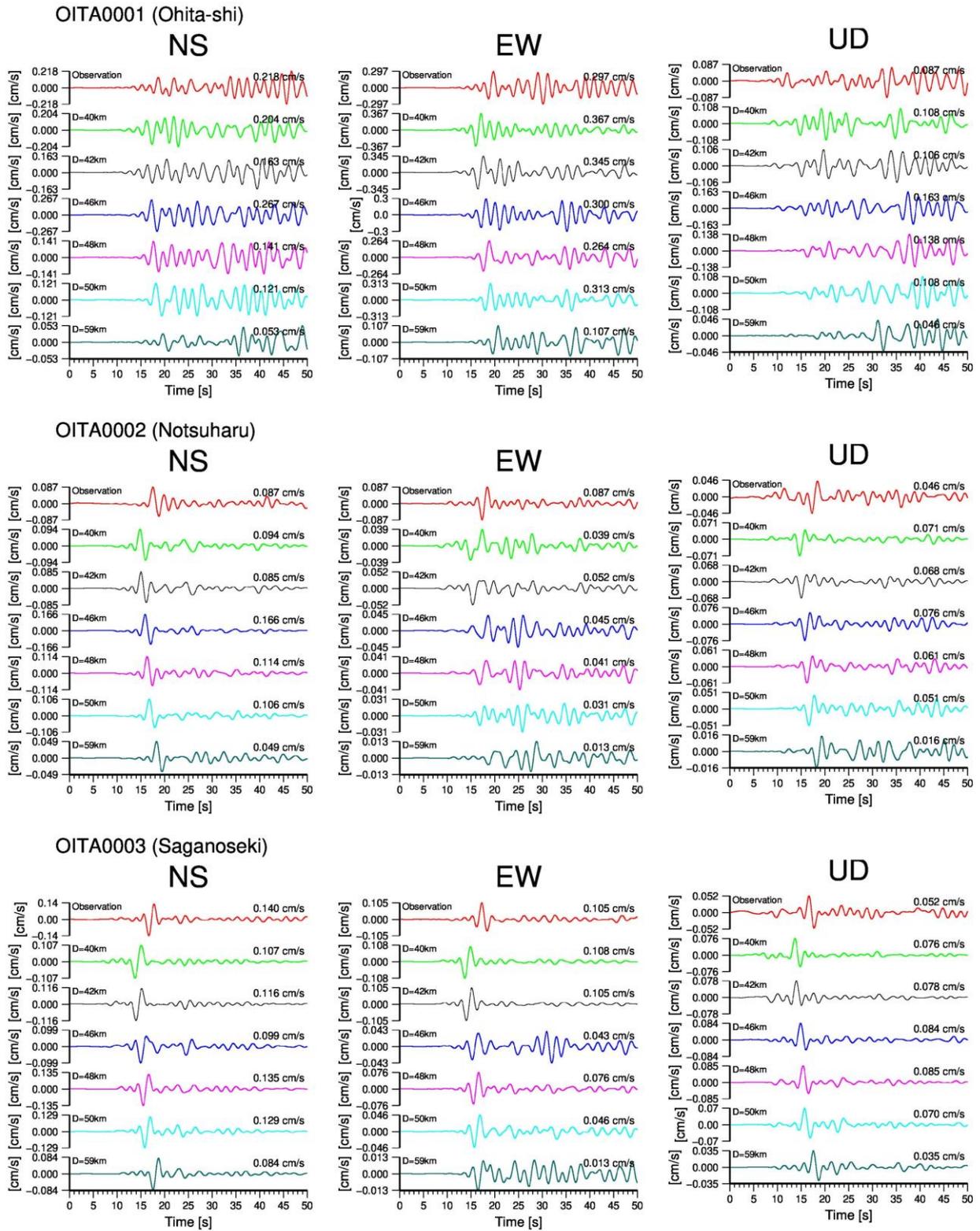


図 B1 (続き)

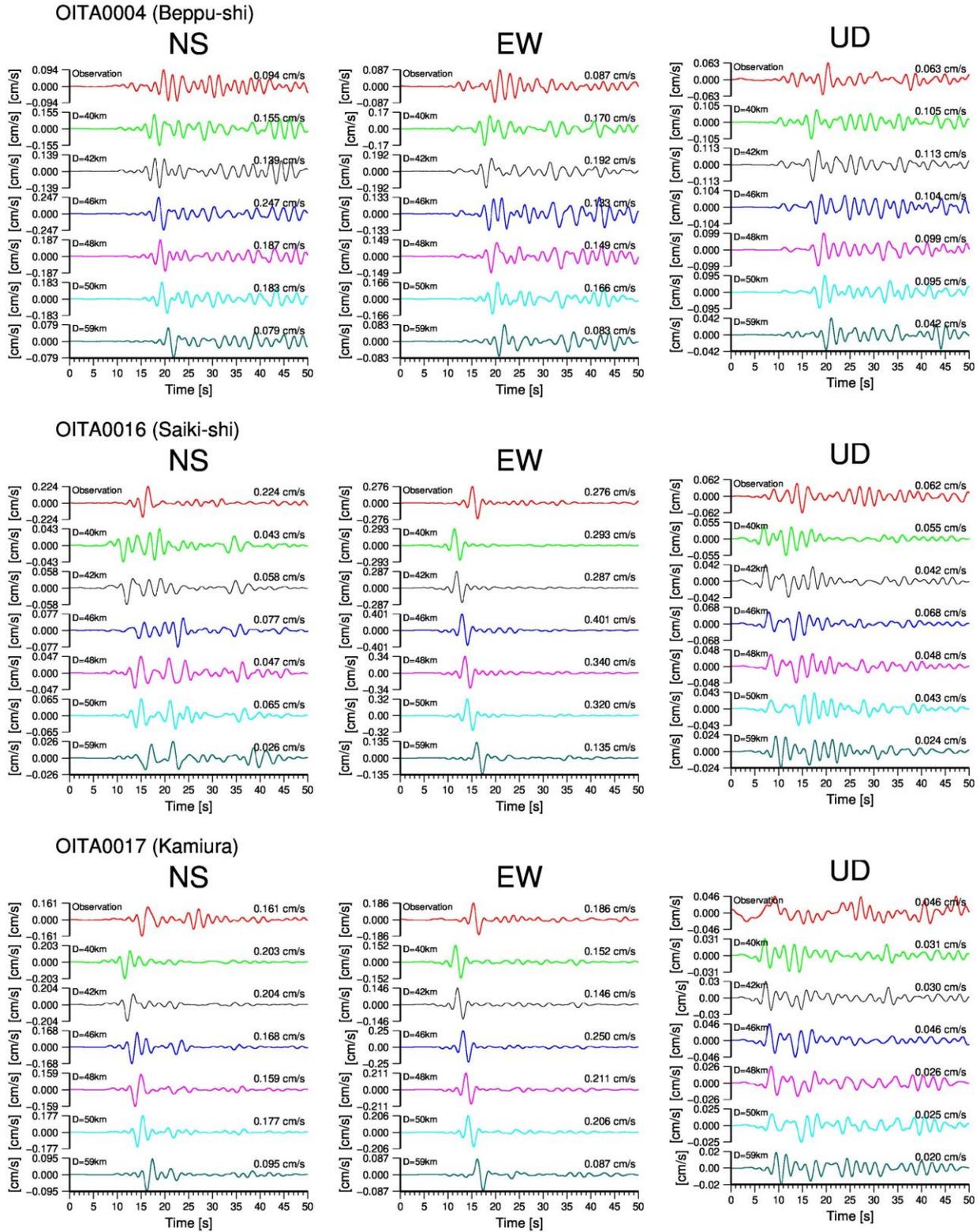


図 B1 (続き)

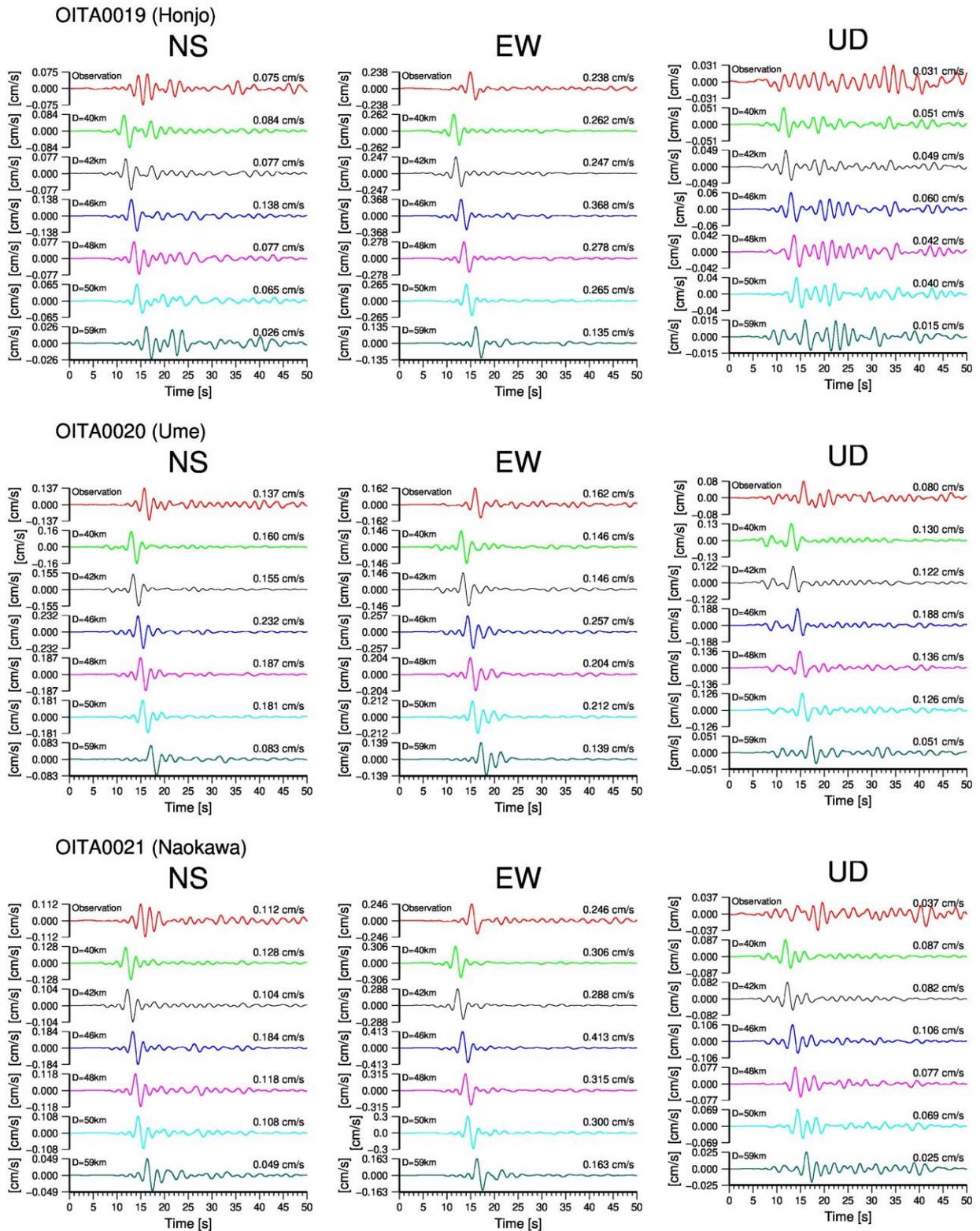


図 B1 (続き)

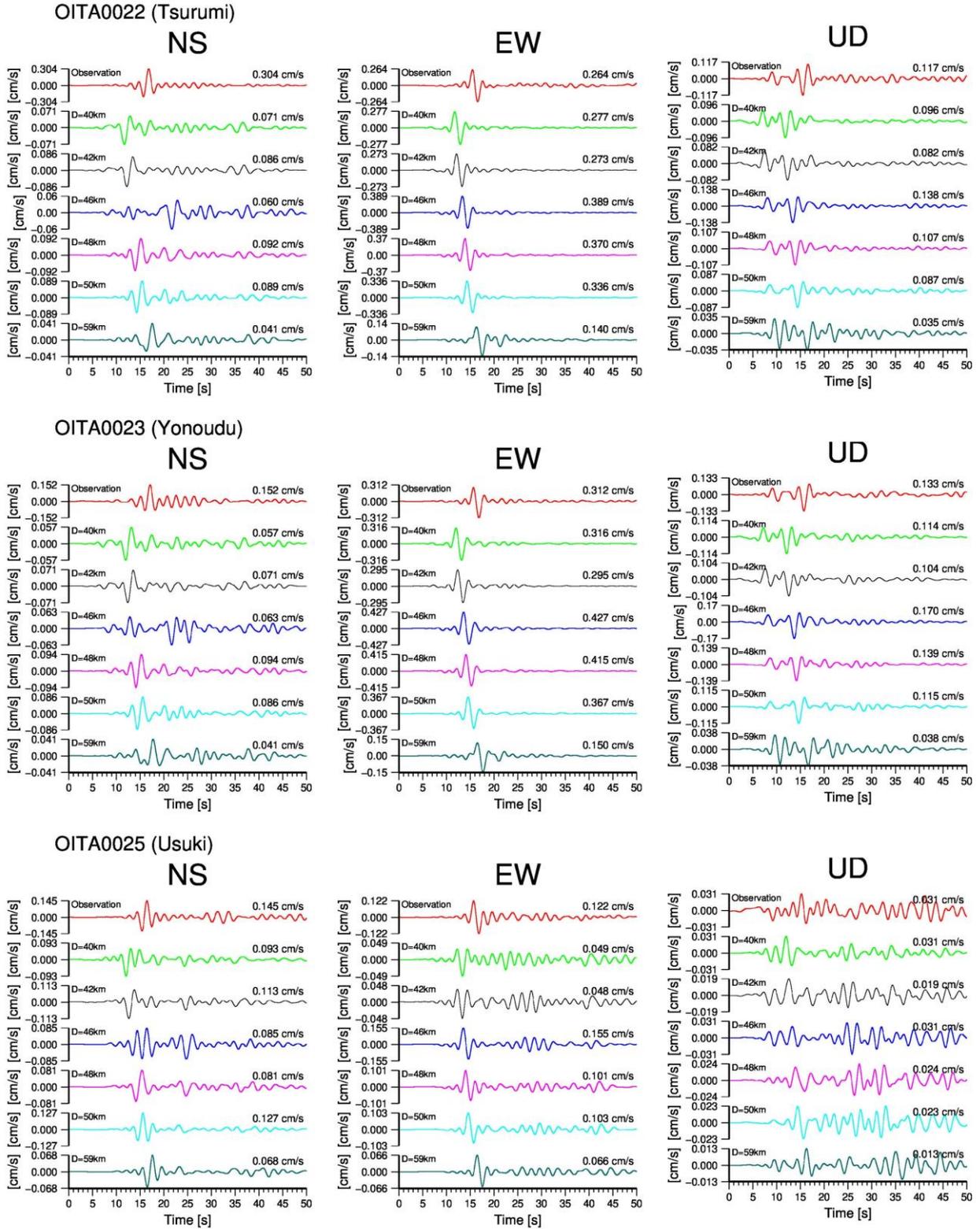


図 B1 (続き)

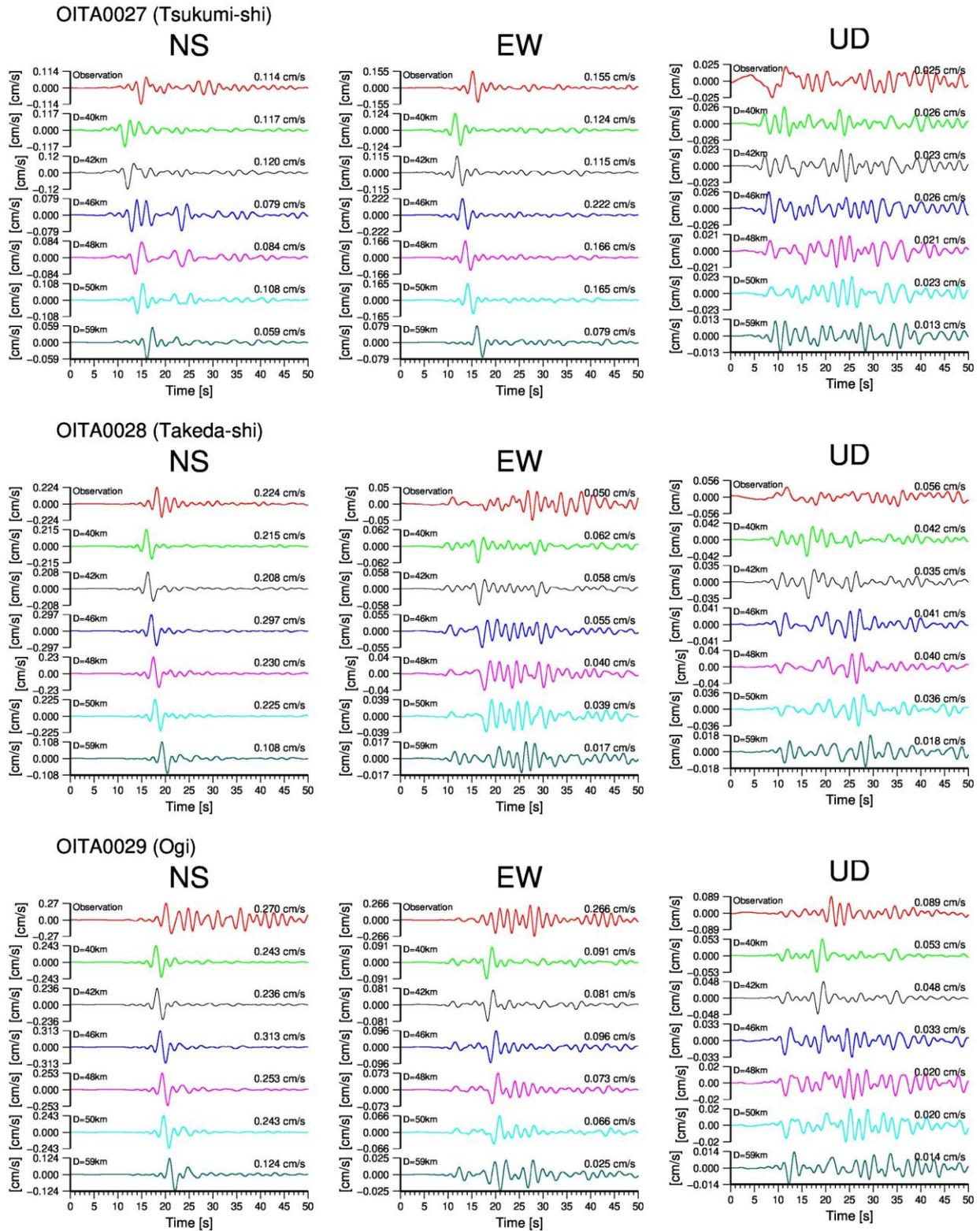


図 B1 (続き)

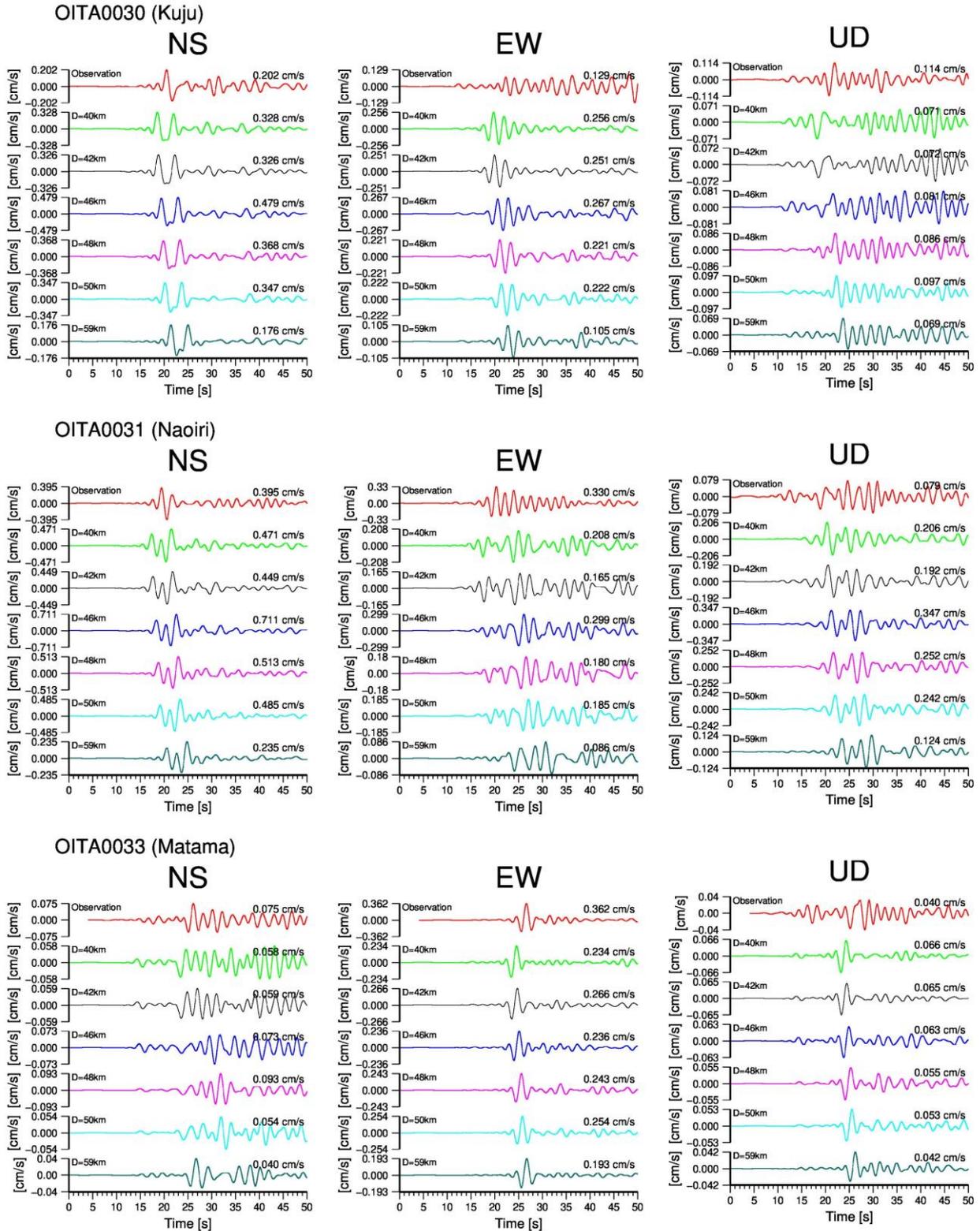


図 B1 (続き)

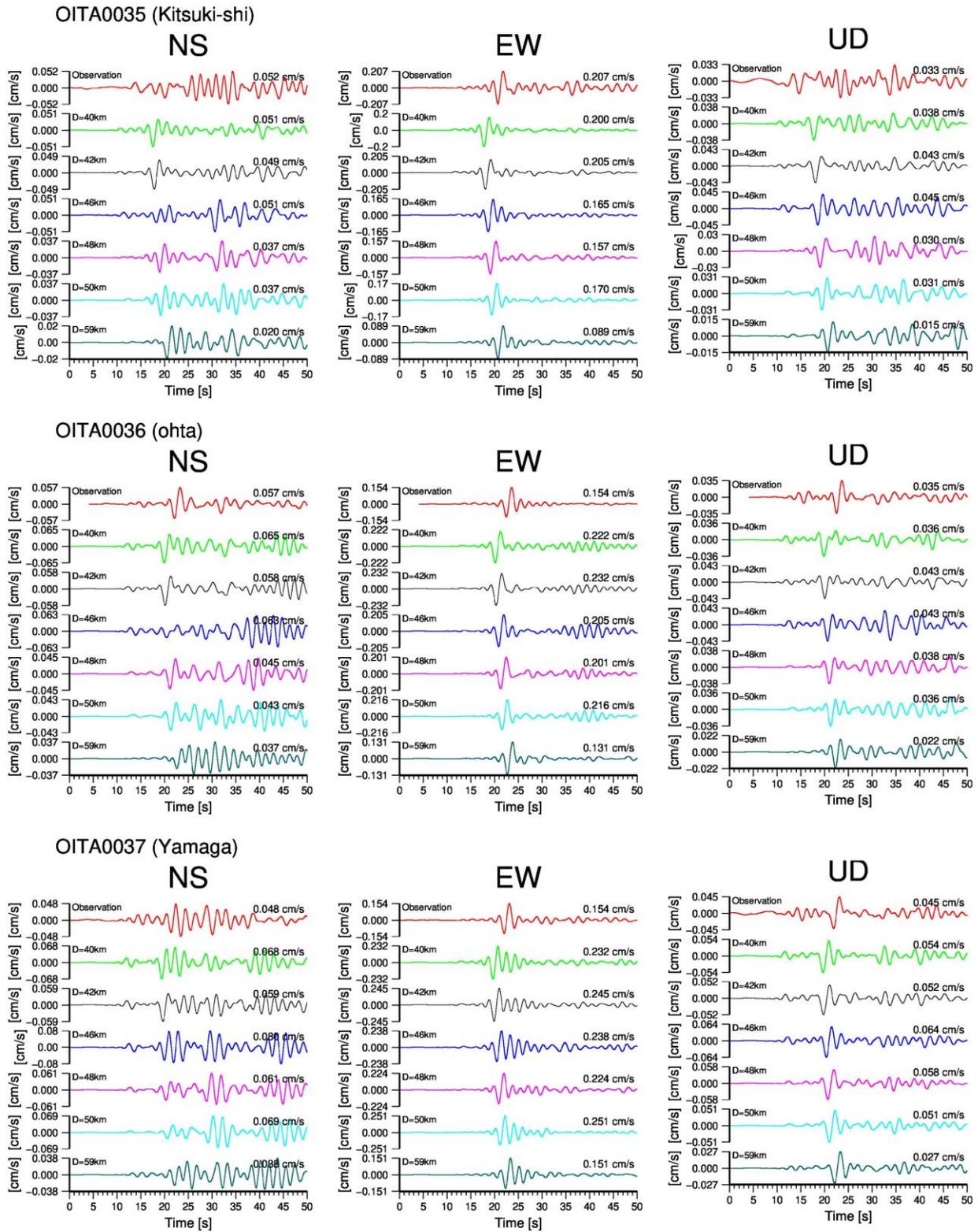


図 B1 (続き)

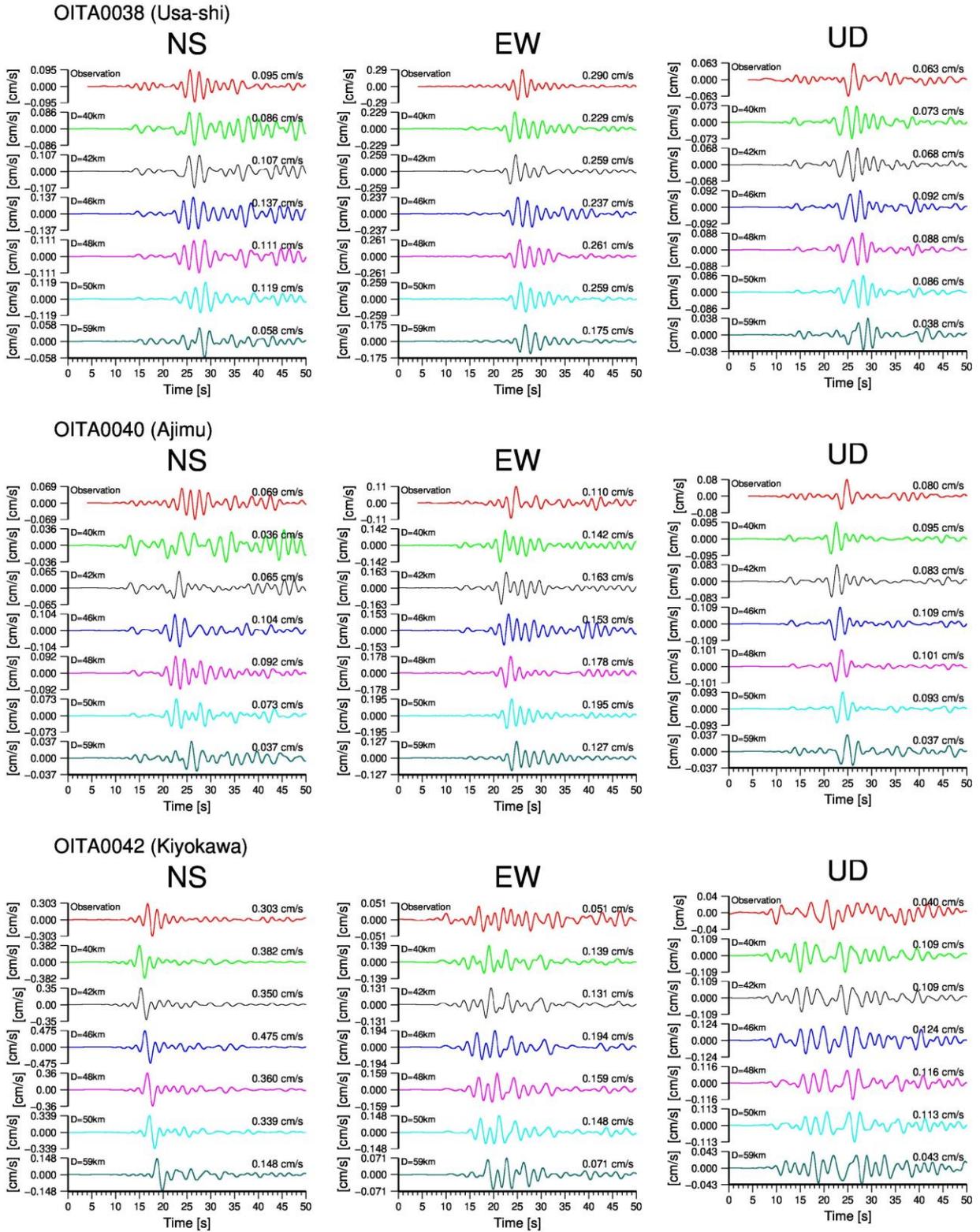


図 B1 (続き)

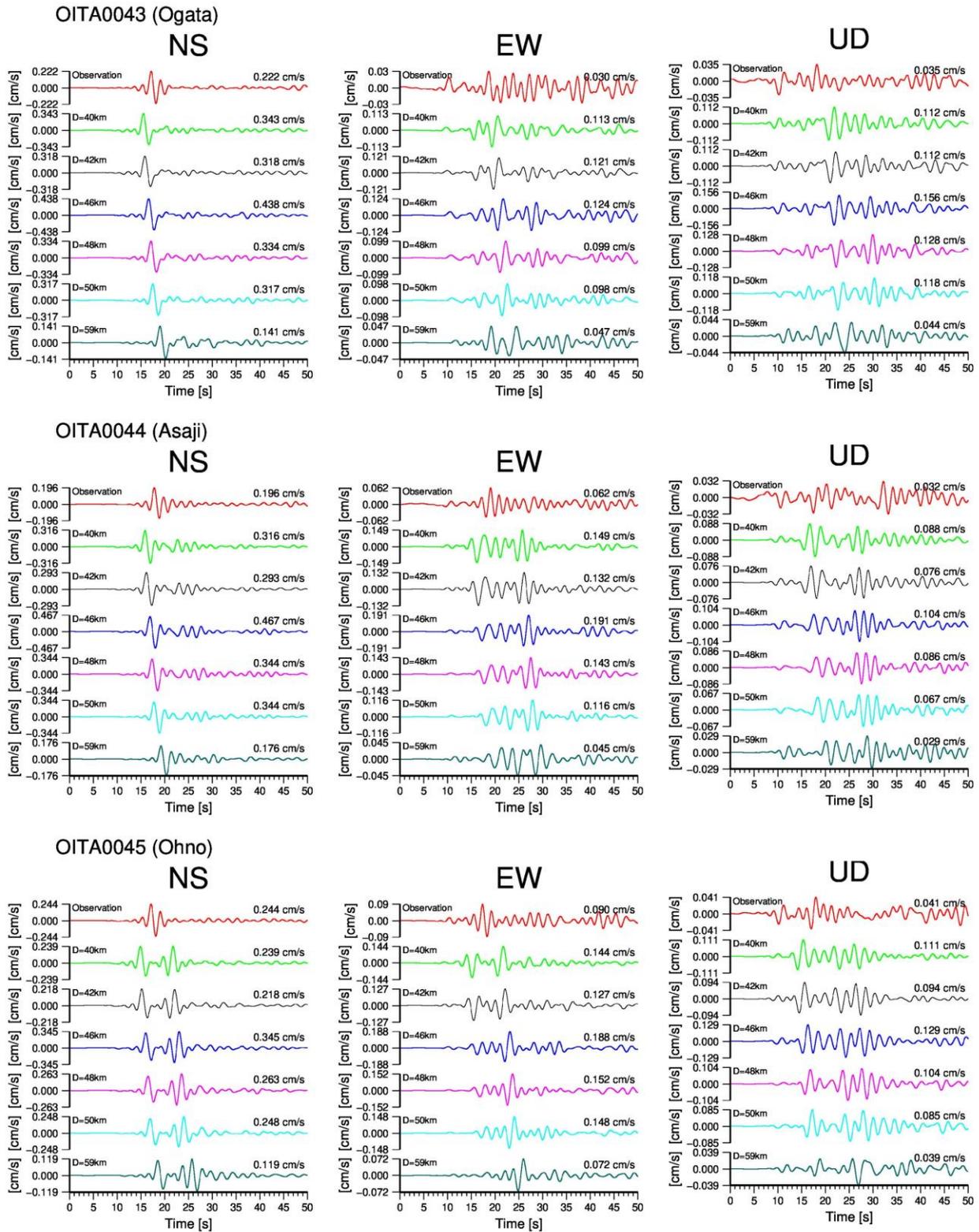


図 B1 (続き)

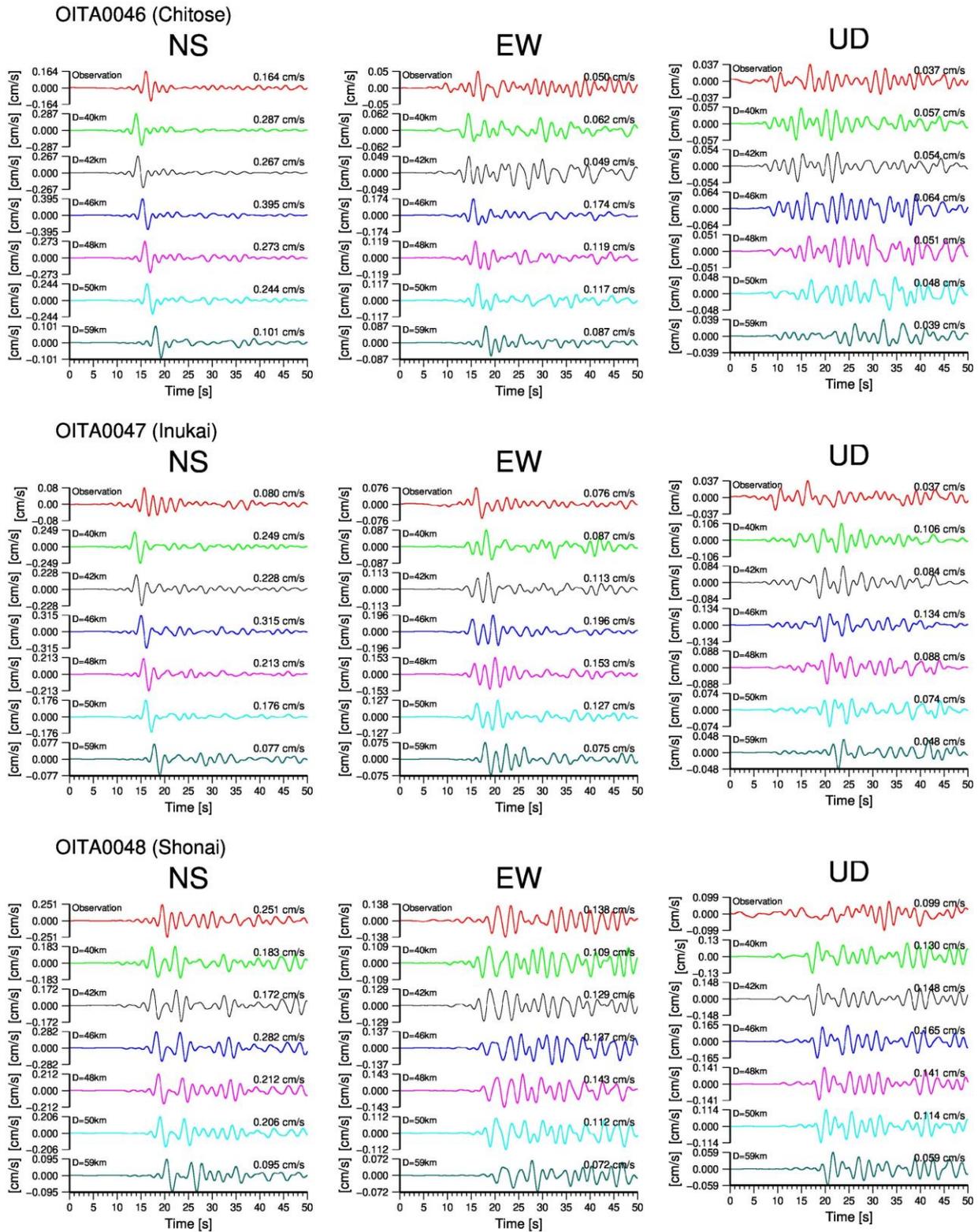


図 B1 (続き)

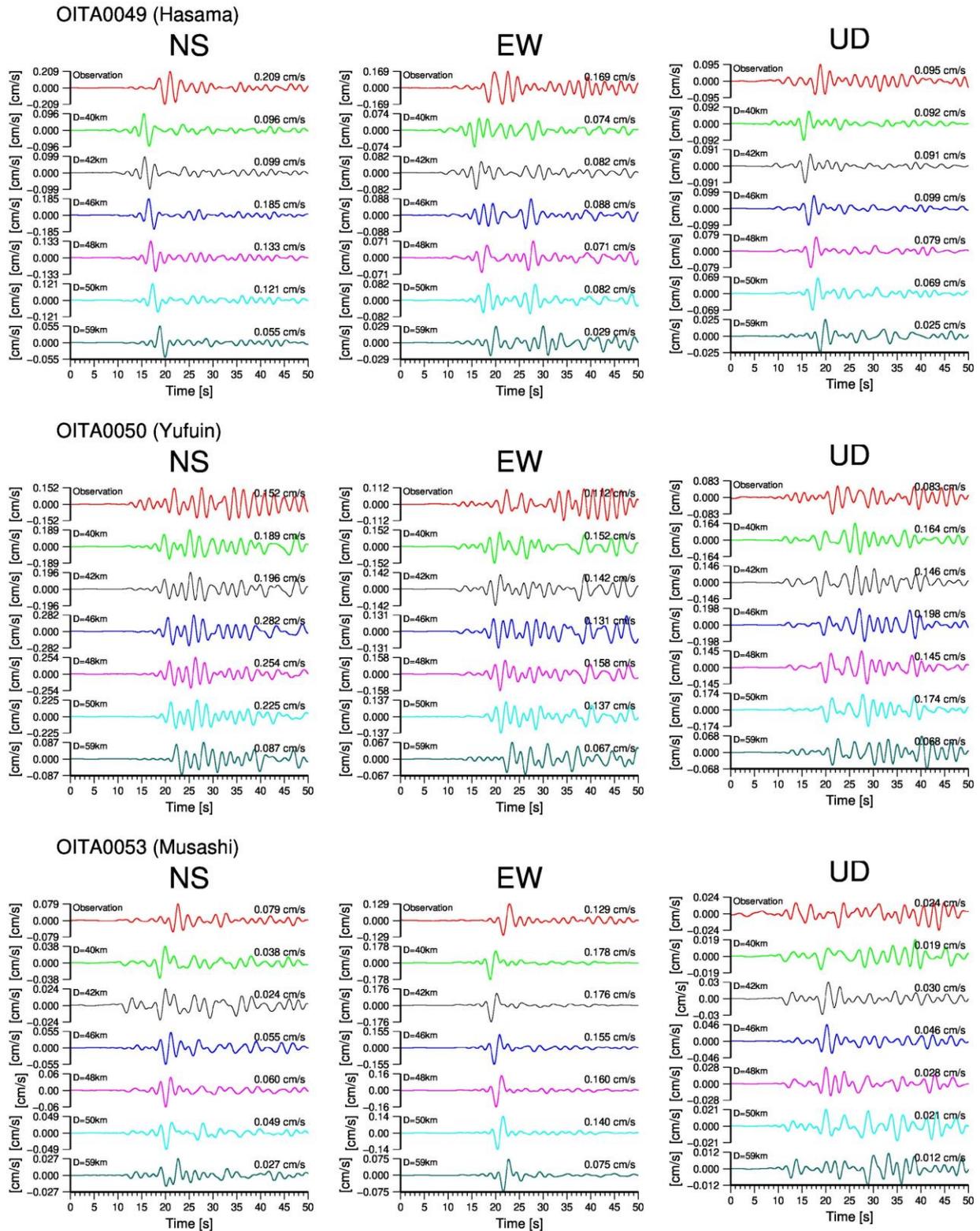


図 B1 (続き)

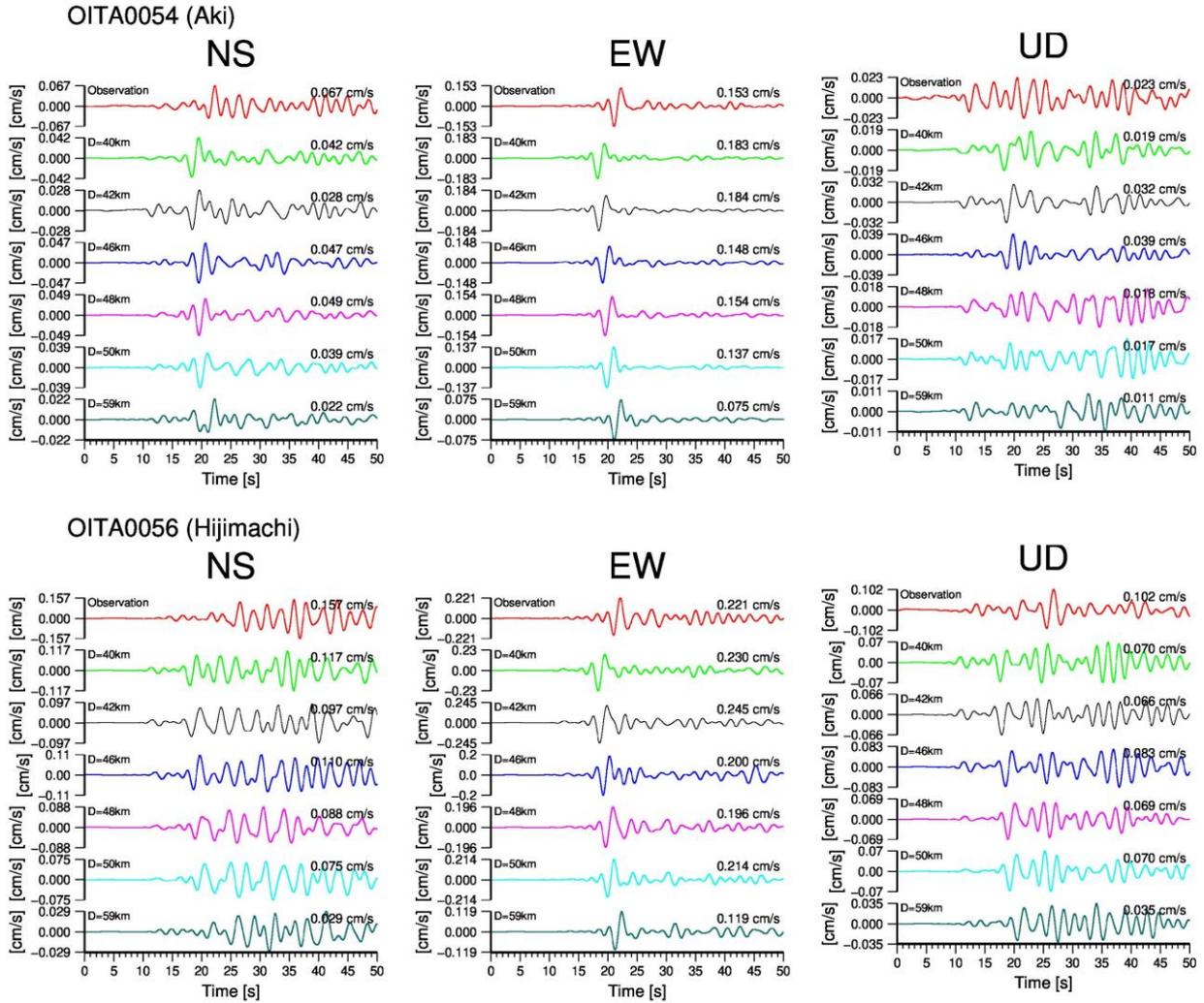


図 B1 (続き)

表 C1 相互相関係数の最大値とラグタイム

観測点	NS成分	NS成分	EW成分	EW成分	UD成分	UD成分	記録開始時刻
	相関係数	lag time (s)	相関係数	lag time (s)	相関係数	lag time (s)	
EHM013	0.7966	5.26	0.4719	4.79	0.5766	5.15	2:52:02
OIT003	0.5042	0.97	0.8211	1.93	0.6552	2.06	2:52:05
OIT004	0.6142	2.39	0.8855	2.32	0.313	15.46	2:52:05
OIT006	0.4444	2.3	0.6487	2.14	0.7013	1.95	2:52:05
OIT007	0.3838	21.61	0.7265	4.56	0.4656	-1.41	2:52:03
OIT009	0.573	11.17	0.4278	0.99	0.3734	-7.48	2:52:03
OIT010	0.3496	26.18	0.4166	-6.65	0.3955	-10.8	2:52:02
OIT011	0.7592	6.18	0.6587	5.74	0.5801	6.2	2:52:01
OIT012	0.458	4.82	0.3787	-10.63	0.5309	6.21	2:52:02
OIT013	0.7369	6.03	0.2501	3.17	0.2878	2.55	2:52:00
OIT014	0.4403	8.21	0.8648	8.48	0.3035	40.05	2:51:59
OIT015	0.8047	5.59	0.4088	9.39	0.4205	10.22	2:52:01
OIT016	0.5394	7.63	0.9174	7.55	0.4259	7.33	2:52:00
OIT017	0.754	6.73	0.8613	7.01	0.5771	6.79	2:52:00
OIT018	0.2989	3.95	0.8482	6.95	0.3979	7.32	2:52:00
EHMH13	0.7376	5.37	0.5325	5.17	0.6139	5.23	2:52:02
OITH03	0.4377	8.63	0.8381	4.49	0.2666	2.54	2:52:03
OITH08	0.7687	5.48	0.3885	5.88	0.5367	5.77	2:52:01
OITH10	0.3924	0.8	0.9185	7.45	0.2716	4.66	2:52:00
N.INNF	0.5624	4.06	0.6925	6.93	0.723	6.87	2:52:00
N.TKDF	0.6304	6.2	0.6033	6.37	0.3013	12.71	2:52:00
OITA0001	0.4143	3.2	0.4408	18.22	0.5427	8.74	2:52:00
OITA0002	0.6819	7.24	0.4793	-1.88	0.2844	7.2	2:52:00
OITA0003	0.7803	7.11	0.6505	6.65	0.6109	7.19	2:52:00
OITA0004	0.3489	6.6	0.3287	-15.4	0.4431	6.84	2:52:00
OITA0016	0.5686	7.55	0.9234	7.49	0.4712	7.32	2:52:00
OITA0017	0.6371	7.39	0.8799	7.52	0.2733	-4.99	2:52:00
OITA0019	0.4646	6.74	0.8941	7.29	0.4968	20.76	2:52:00
OITA0020	0.7517	6.69	0.8797	6.97	0.6305	6.77	2:52:00
OITA0021	0.6918	6.97	0.8573	7.27	0.4683	9.6	2:52:00
OITA0022	0.7453	7.62	0.8972	7.51	0.5379	7.46	2:52:00
OITA0023	0.6012	7.8	0.9254	7.51	0.5394	7.52	2:52:00
OITA0025	0.4892	7.03	0.7647	7.67	0.3363	-11.28	2:52:00
OITA0027	0.4952	7.24	0.8502	7.5	0.3449	-0.97	2:52:00
OITA0028	0.8201	6.63	0.4305	10.36	0.3048	-2.51	2:52:00
OITA0029	0.5403	6.83	0.3339	12.78	0.4149	2.14	2:52:00
OITA0030	0.5658	6.71	0.492	33.09	0.4875	3.56	2:52:00
OITA0031	0.4939	4.7	0.3567	-2.35	0.5419	9.17	2:52:00
OITA0033	0.6295	-5.76	0.8351	-3	0.474	-11.07	2:52:10
OITA0035	0.3319	16.76	0.731	7.55	0.4964	1.56	2:52:00
OITA0036	0.3538	-20.66	0.767	-2.91	0.5345	-2.55	2:52:10
OITA0037	0.5421	-1.52	0.7531	7.1	0.6437	7.05	2:52:00
OITA0038	0.432	-2.97	0.6293	-3.51	0.464	-3.44	2:52:10
OITA0040	0.7222	-2.72	0.6236	-2.94	0.7919	-2.9	2:52:10
OITA0042	0.7622	5.93	0.3554	1.87	0.3369	-0.75	2:52:00
OITA0043	0.7192	5.93	0.3147	16.26	0.5597	-5.86	2:52:00
OITA0044	0.7115	6.35	0.5232	-2.48	0.4618	-0.47	2:52:00
OITA0045	0.6037	1.51	0.5035	-0.36	0.3021	-1.84	2:52:00
OITA0046	0.8	6.14	0.3884	6.4	0.4322	6.32	2:52:00
OITA0047	0.5337	5.98	0.5662	6.37	0.3811	-5.12	2:52:00
OITA0048	0.4498	6.52	0.4153	3.37	0.3351	6.12	2:52:00
OITA0049	0.6149	10.08	0.3055	0.62	0.4419	6.77	2:52:00
OITA0050	0.6599	7.18	0.4386	4.47	0.3738	16.85	2:52:00
OITA0053	0.5391	7.47	0.7653	7.53	0.3237	22.6	2:52:00
OITA0054	0.4558	11.64	0.8529	7.46	0.4016	-7.49	2:52:00
OITA0056	0.307	19.03	0.6852	7.2	0.3261	0.05	2:52:00

ラグタイムは各観測波形の記録開始時刻からの時間である。

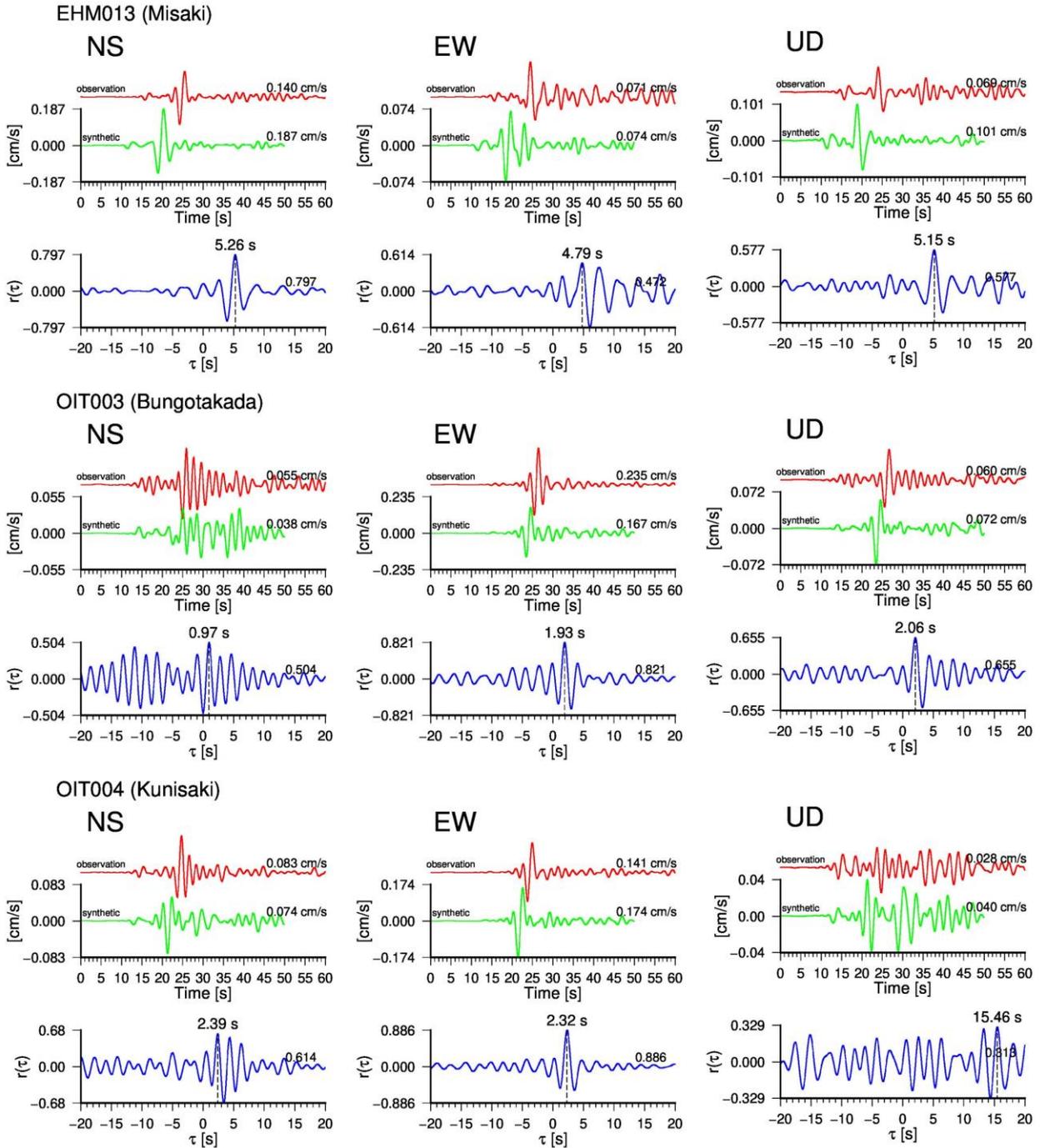


図 C1 各観測点の観測波形(赤線)と計算波形(緑線)の成分毎の相互相関係数(青線)。左から NS 成分, EW 成分, UD 成分である。各波形の右上は最大振幅値(絶対値)である。相互相関係数の横軸 τ はラグタイムである。破線は相関係数が正の最大となるときのラグタイムで、その上に数値を記している。相互相関係数の右上の値は正の最大値である。相関係数最大となるラグタイムが 20 秒を超える場合は、右肩にアスタリスクを付けて数値を示し、そのときの相関係数の最大値を右下端に記している。

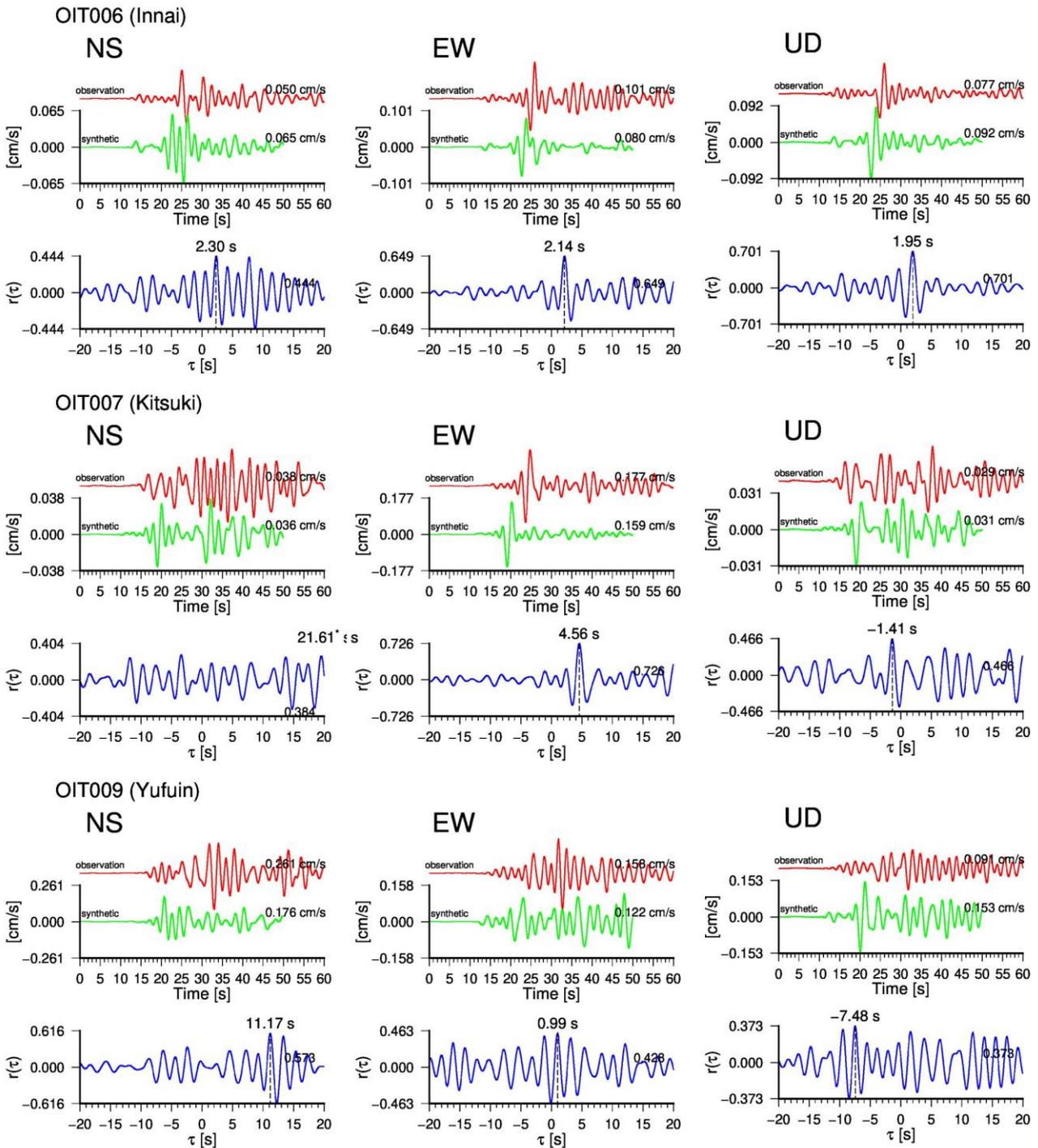


図 C1 (続き)

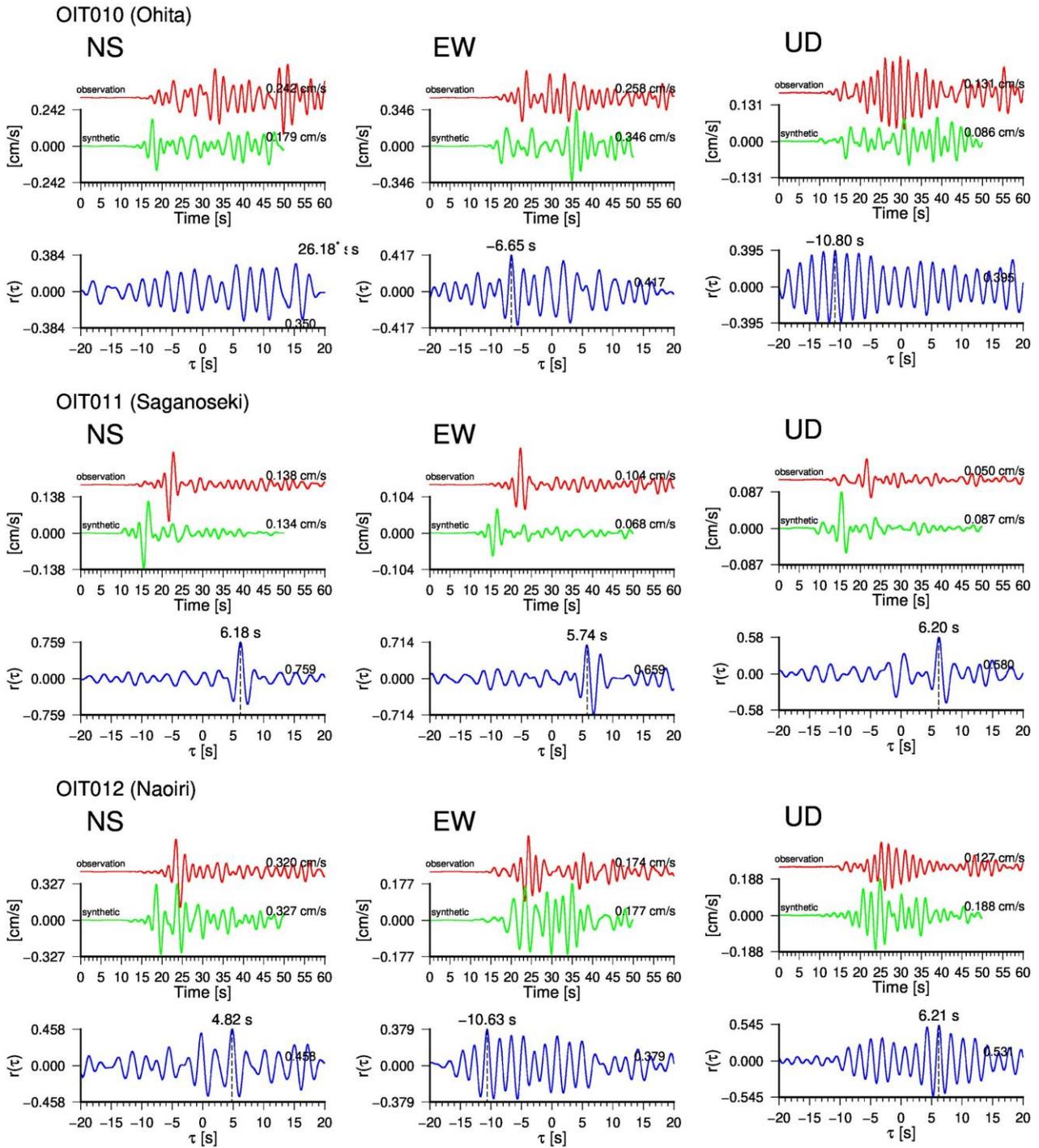


図 C1 (続き)

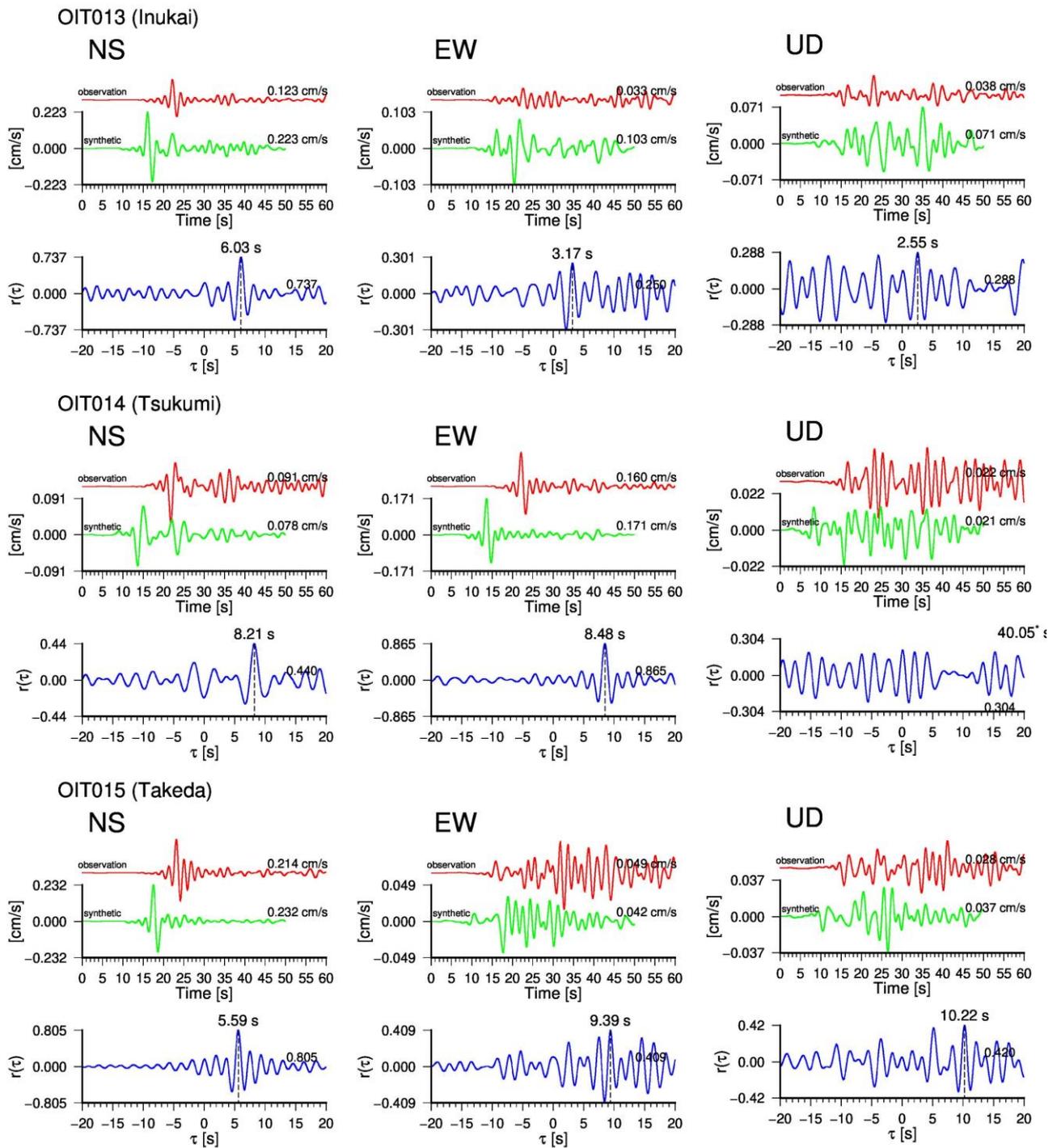


図 C1 (続き)

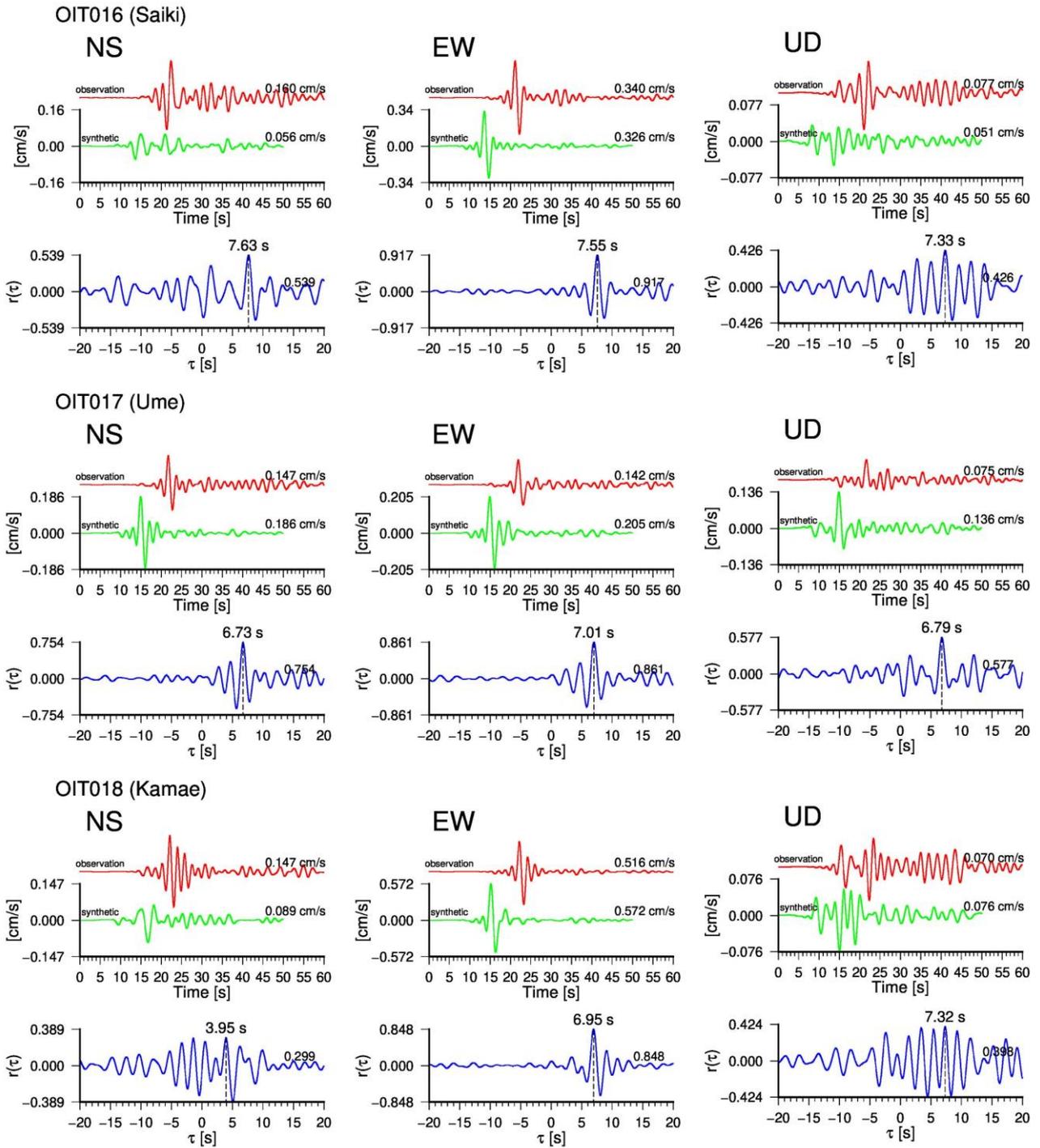


図 C1 (続き)

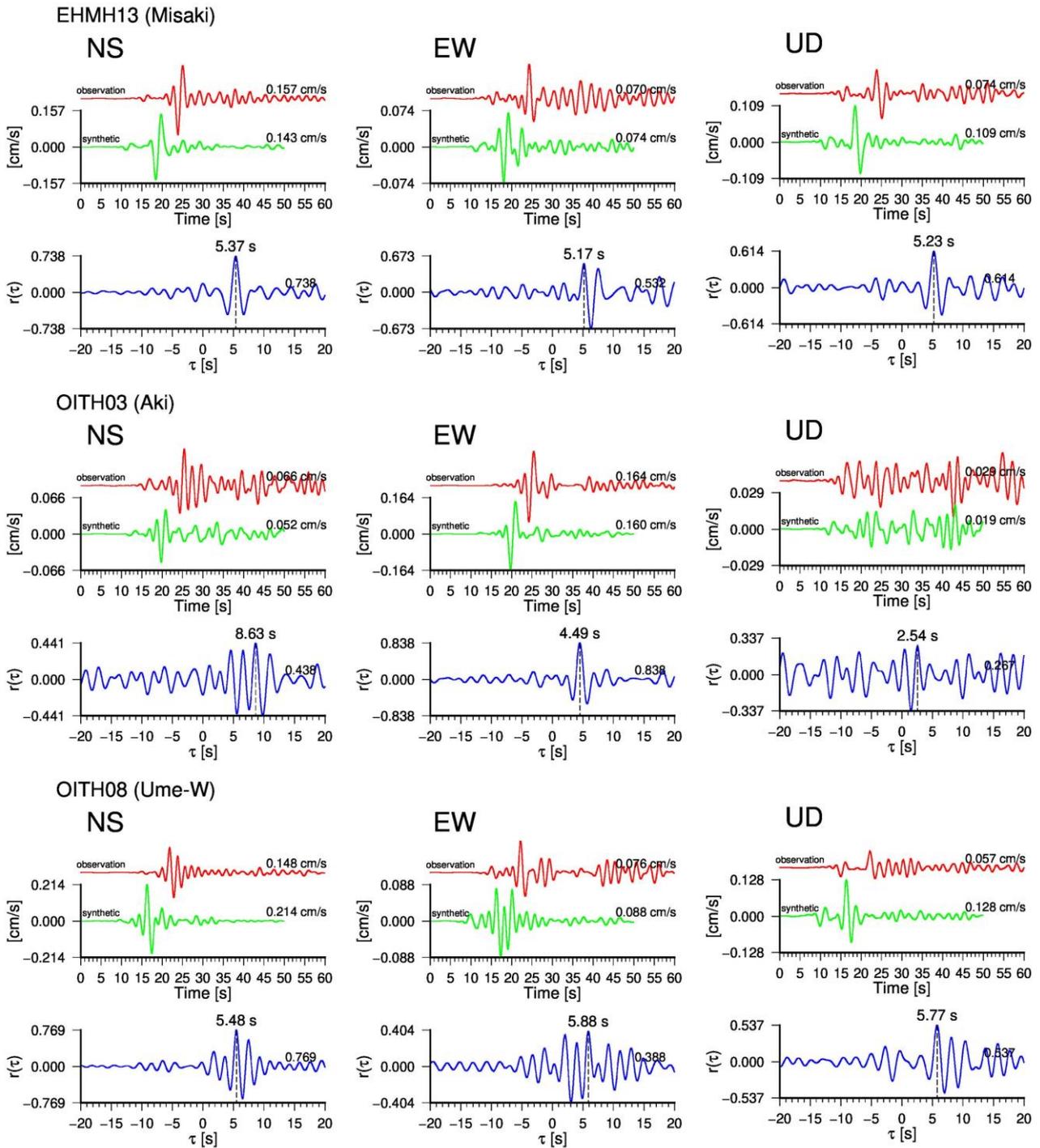


図 C1 (続き)

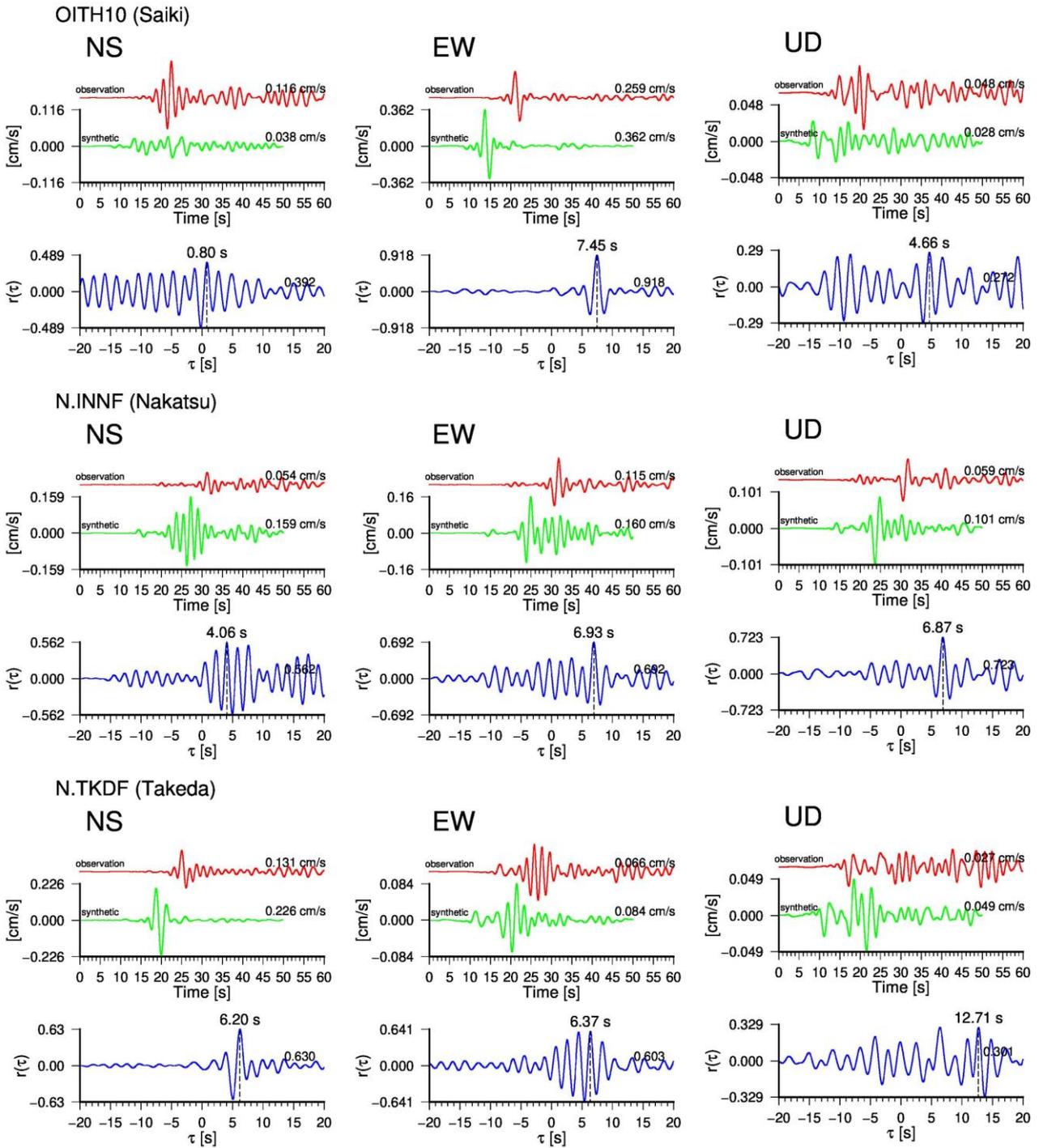


図 C1 (続き)

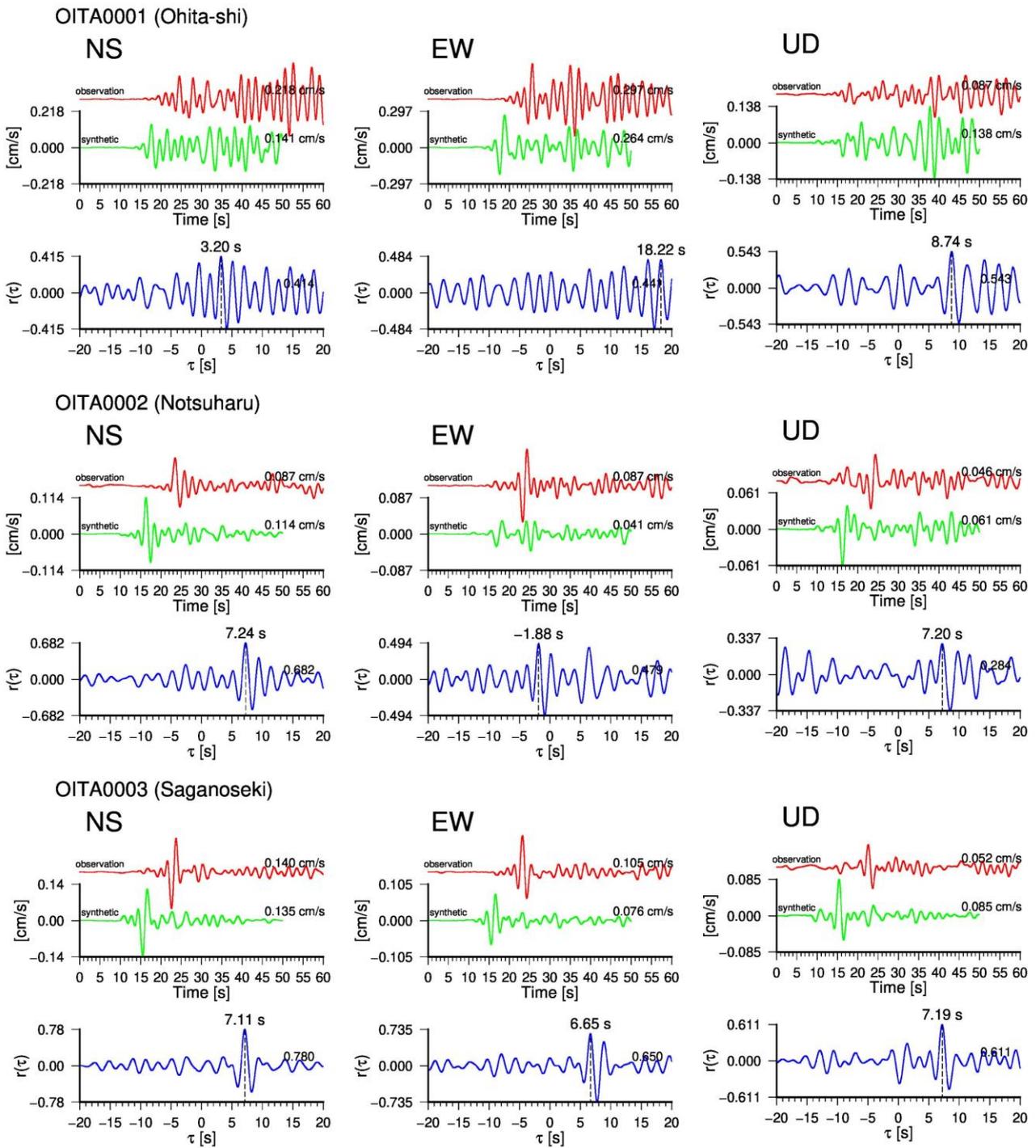


図 C1 (続き)

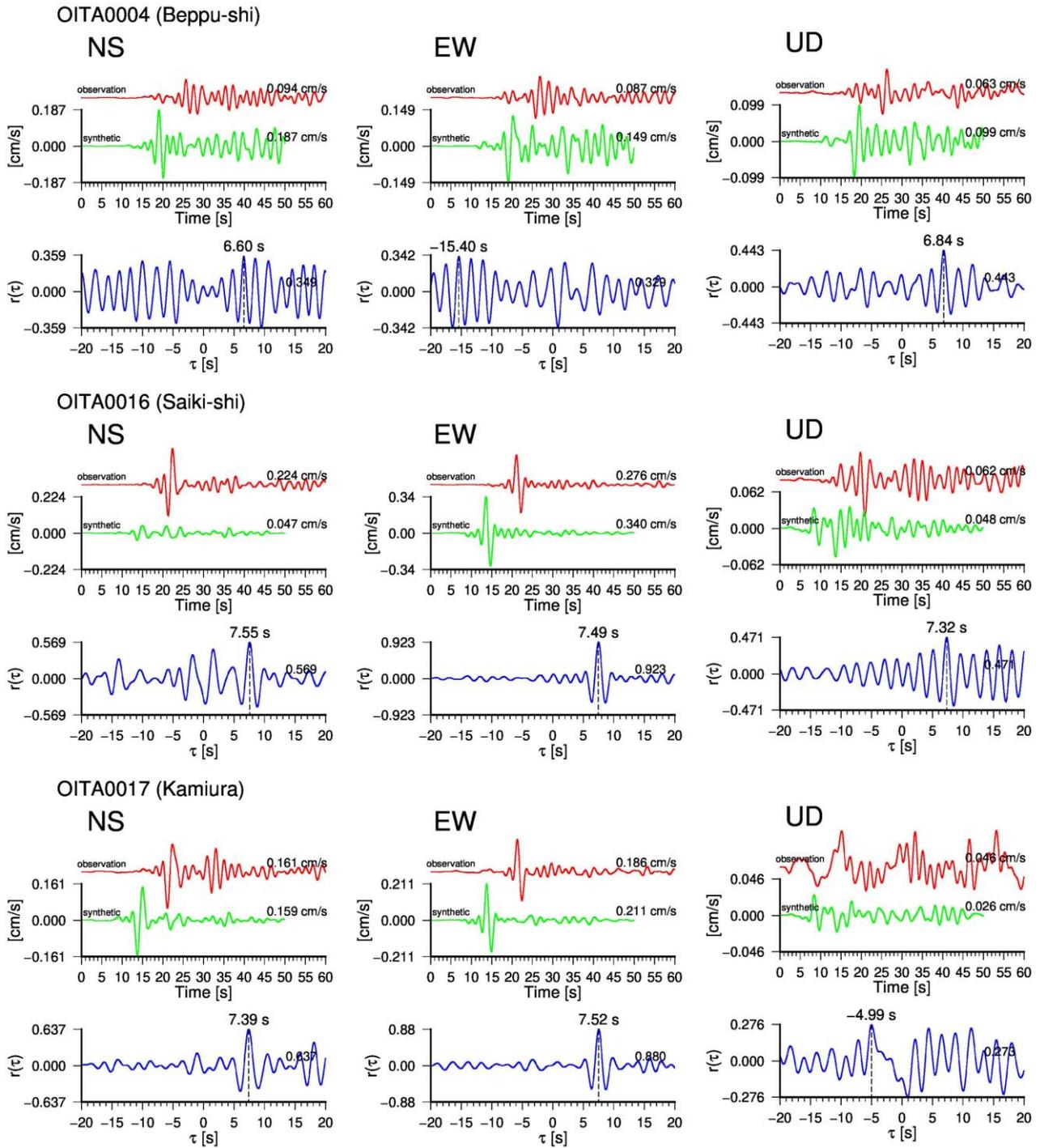


図 C1 (続き)

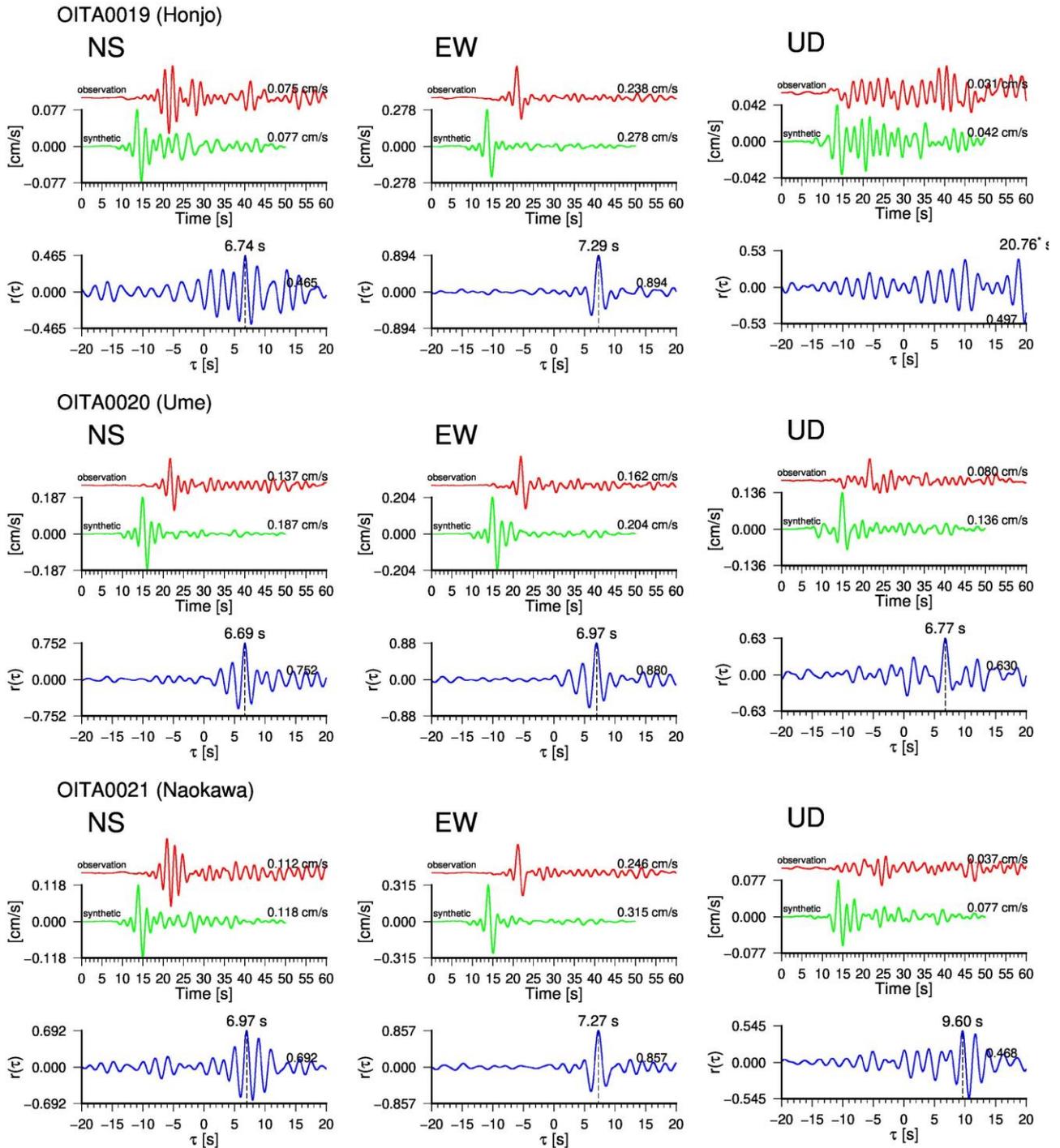


図 C1 (続き)

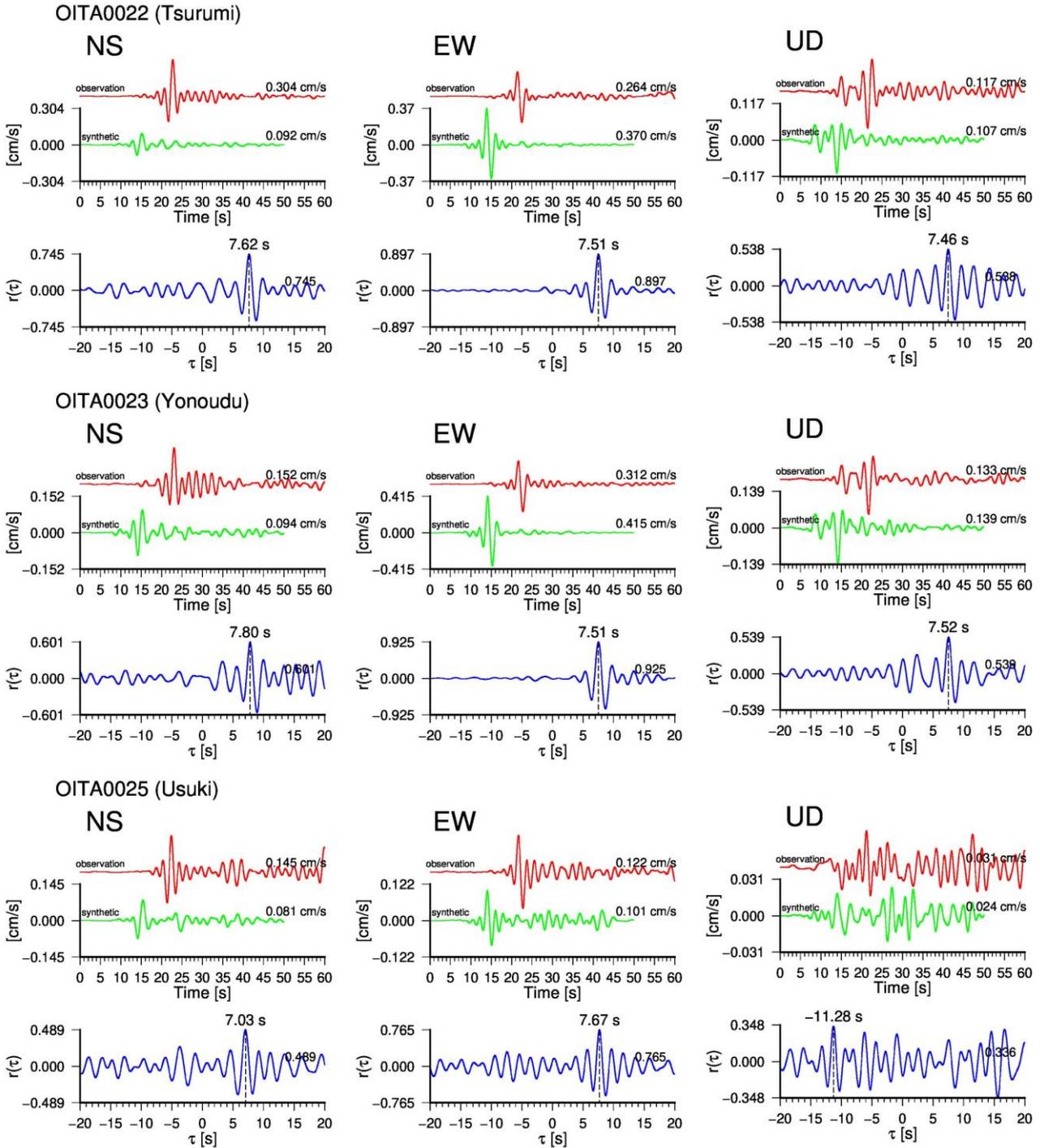


図 C1 (続き)

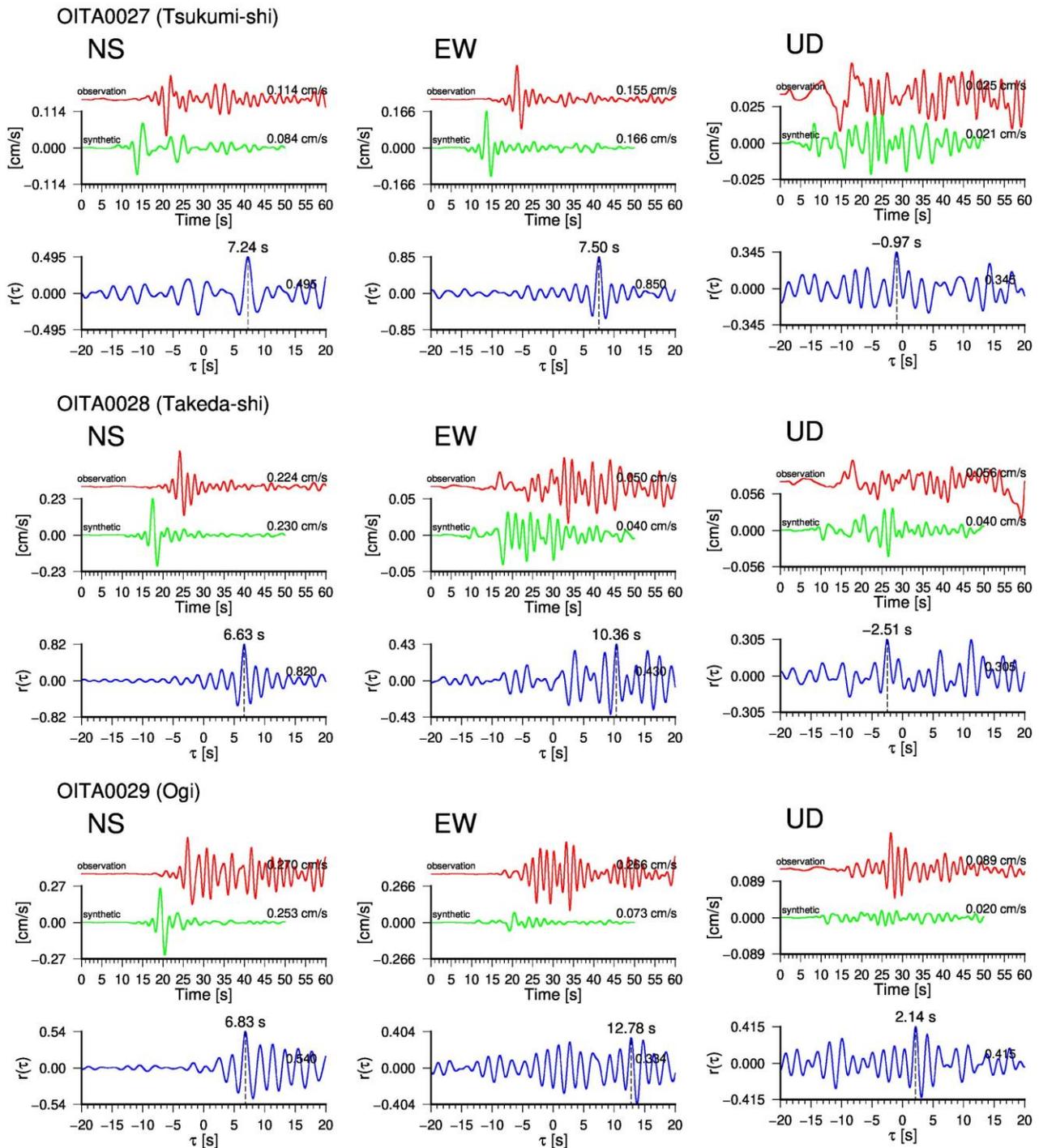


図 C1 (続き)

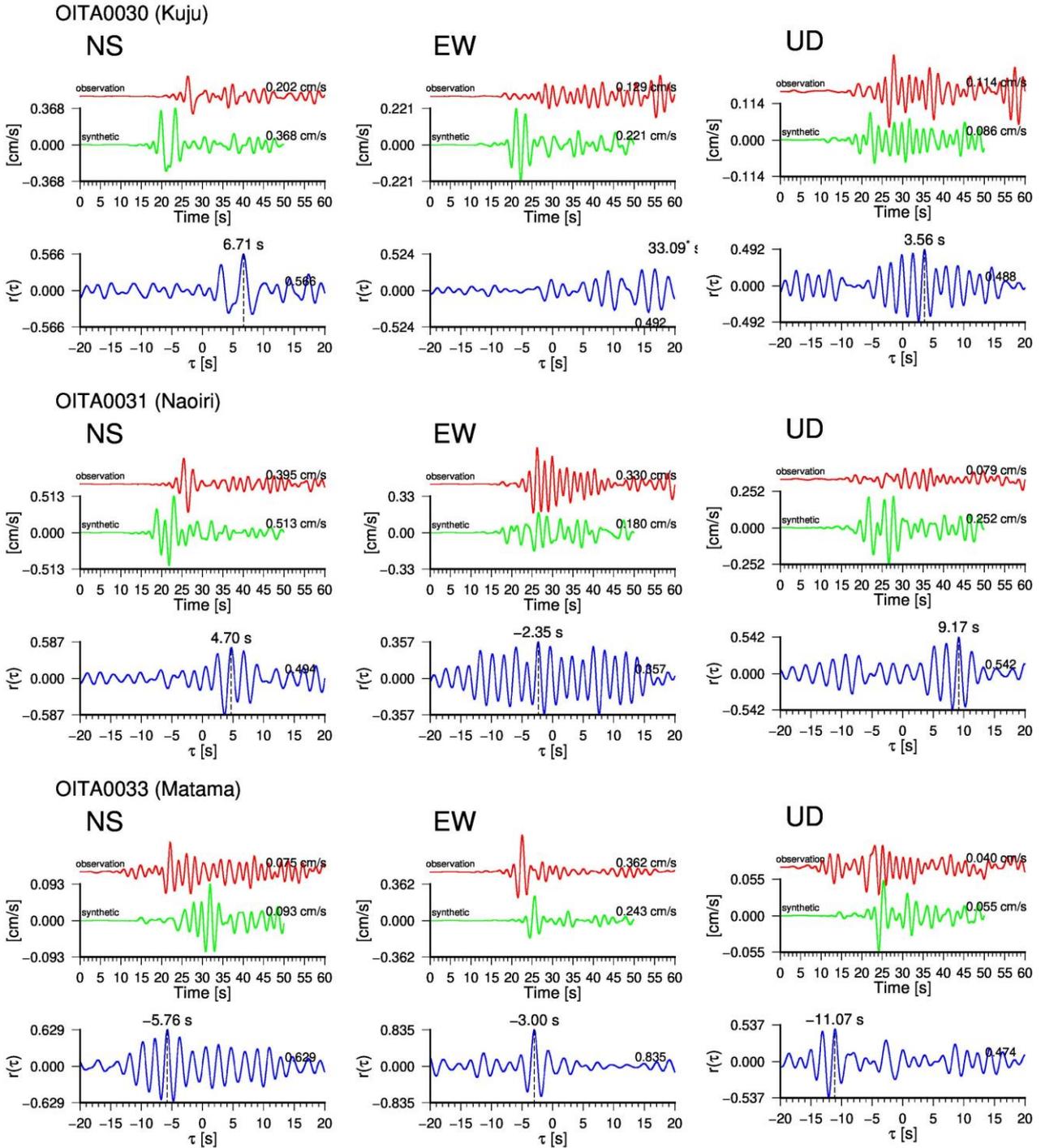


図 C1 (続き)

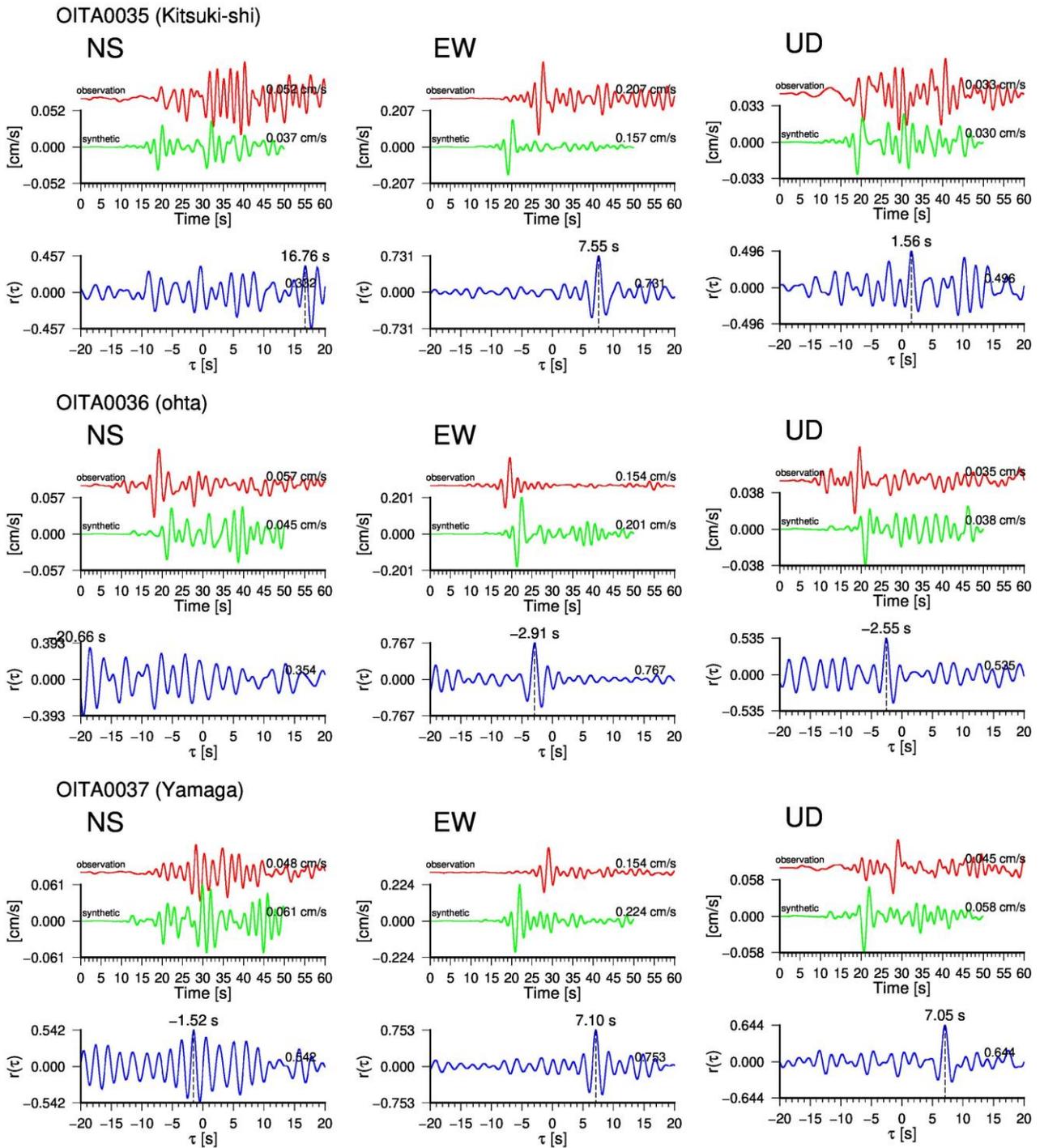


図 C1 (続き)

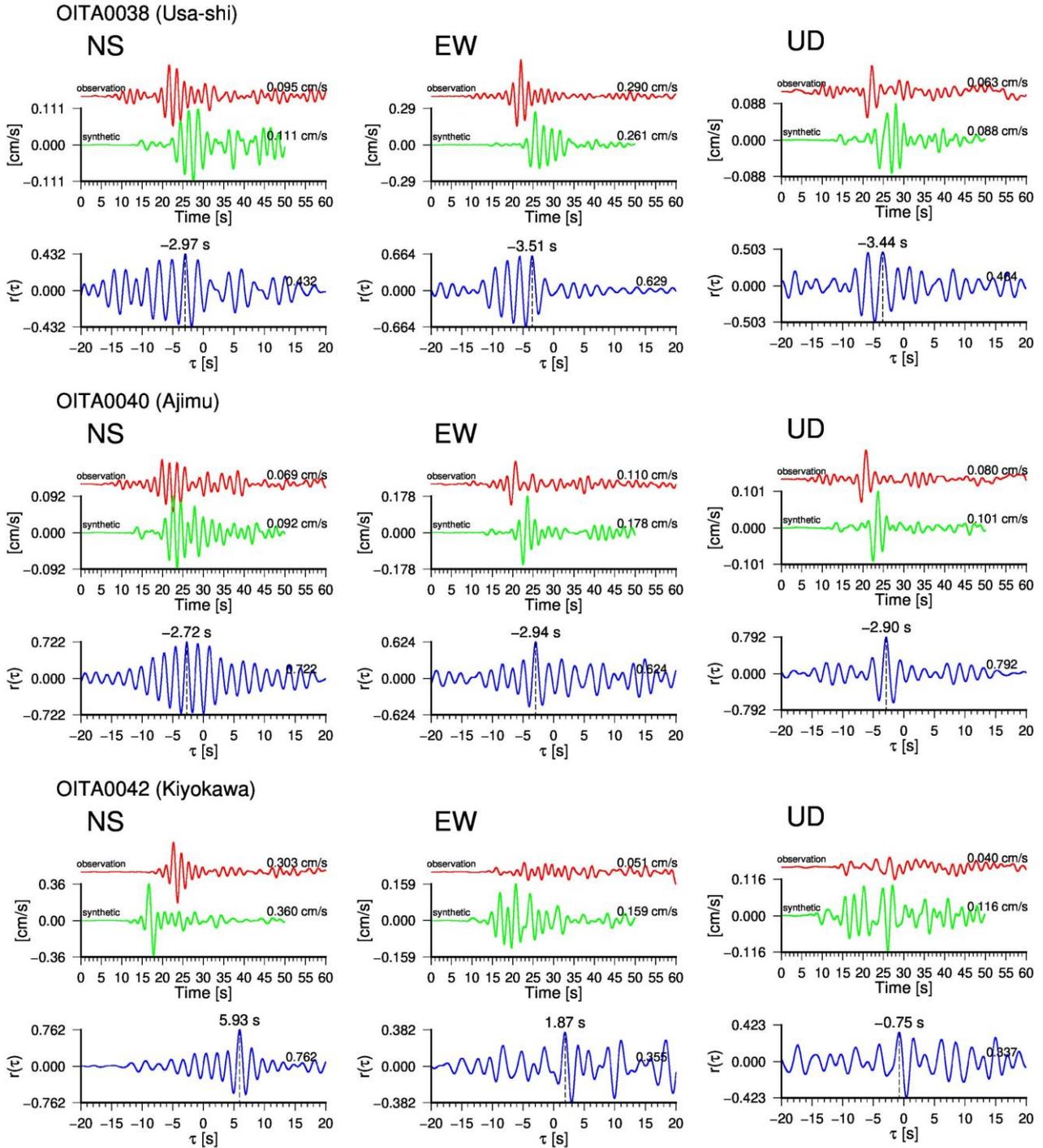


図 C1 (続き)

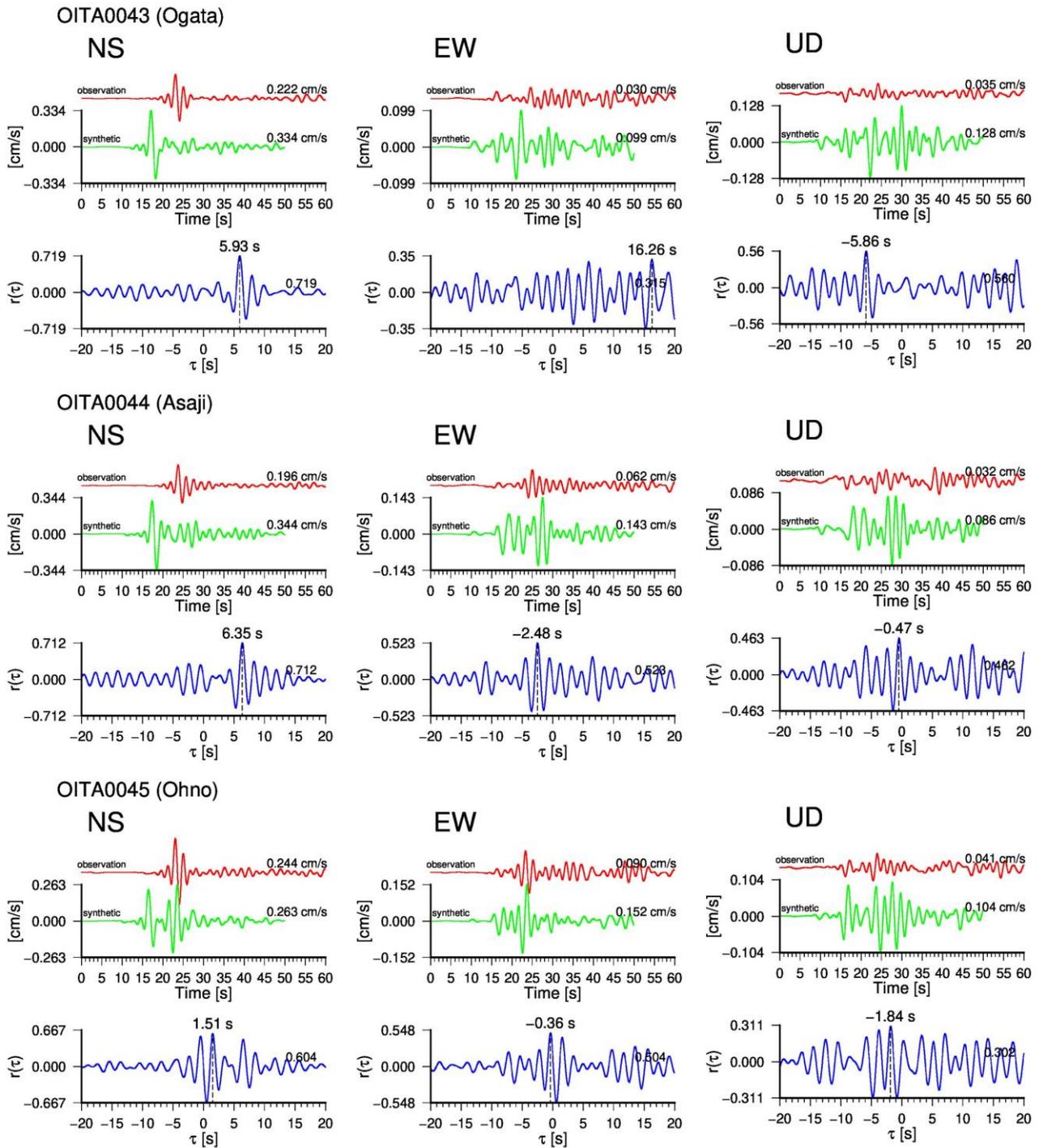


図 C1 (続き)

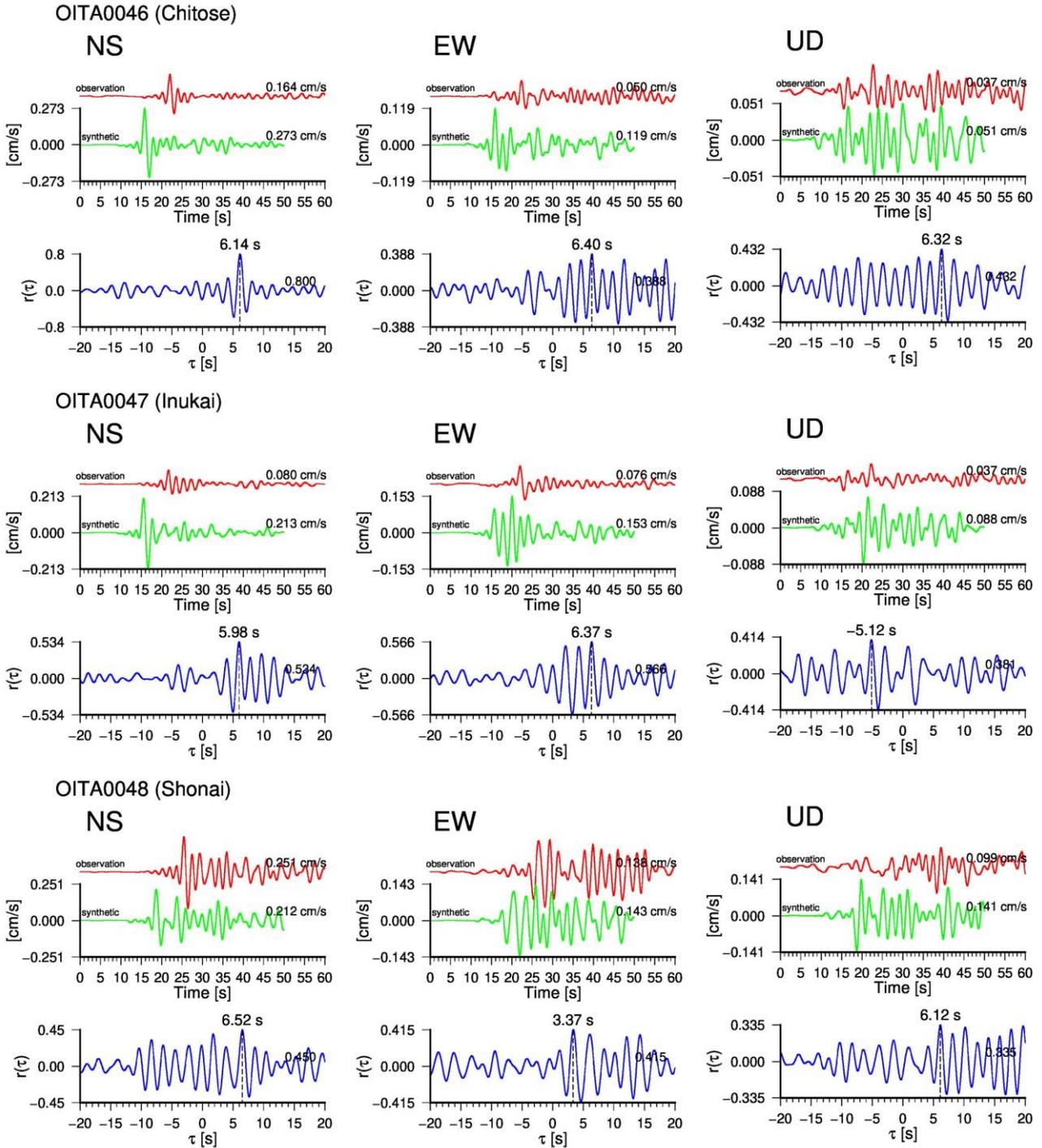


図 C1 (続き)

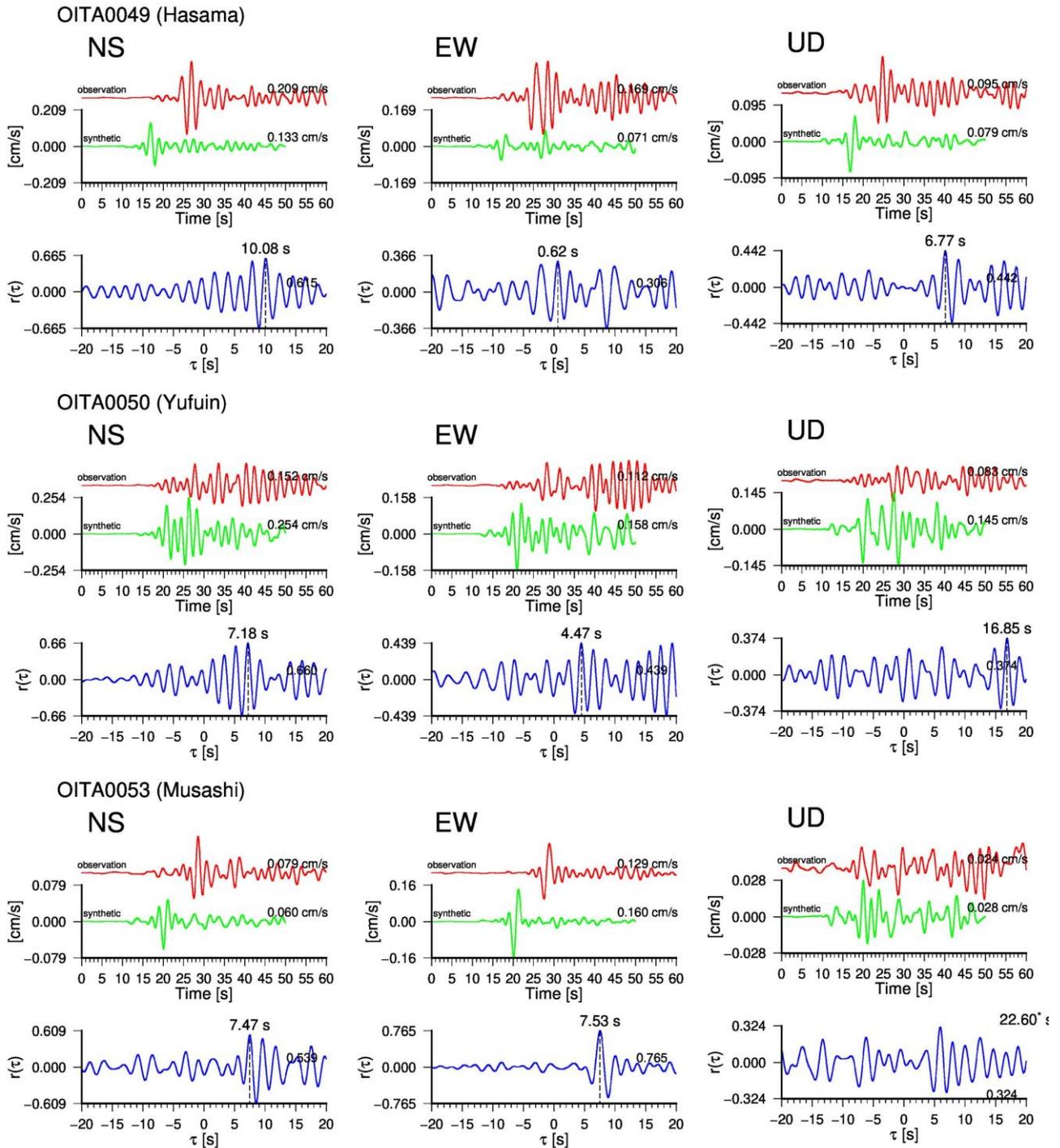


図 C1 (続き)

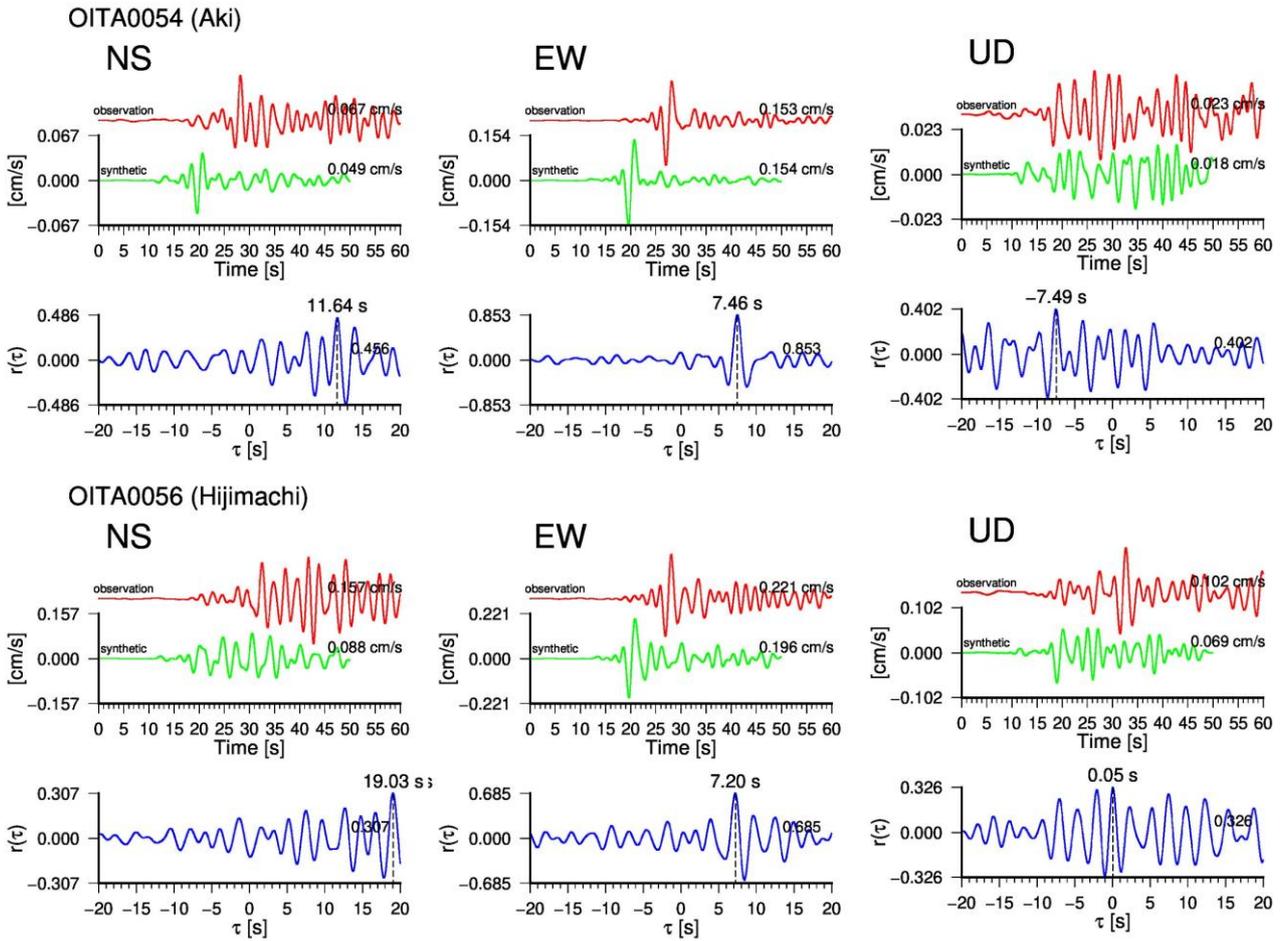


図 C1 (続き)

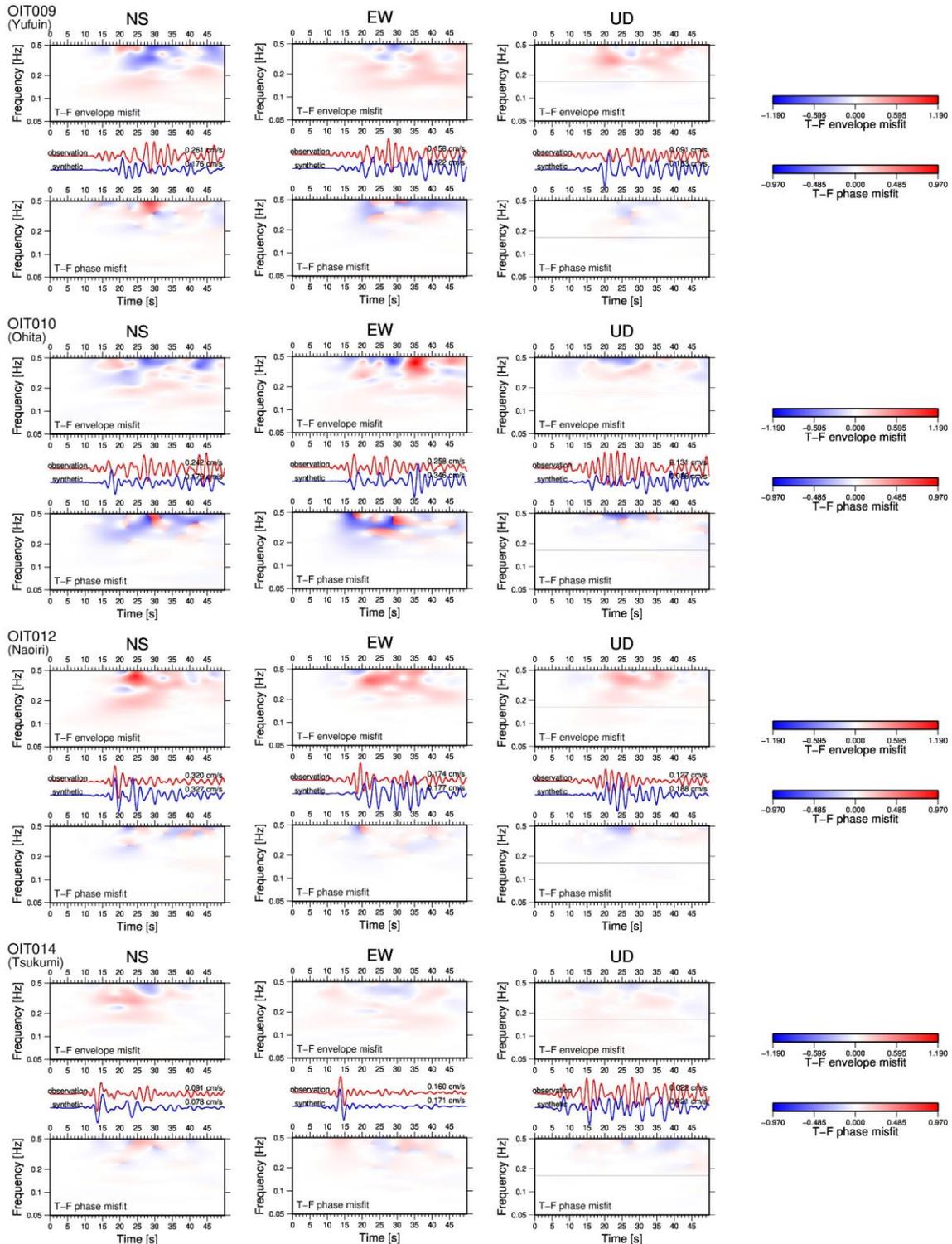


図 D1 相互相関係数の低い観測点における観測波形と計算波形の不一致度の時間周波数解析。左から NS 成分, EW 成分, UD 成分であり, 各成分上段が envelope misfit, 中段が観測波形 (赤線) と計算波形 (青線), 下段が phase misfit である。観測波形を reference とした。misfit 値はゼロに近いほど波形の一致度が良いことを示す。各波形の右上の数値は最大振幅値 (絶対値) である。

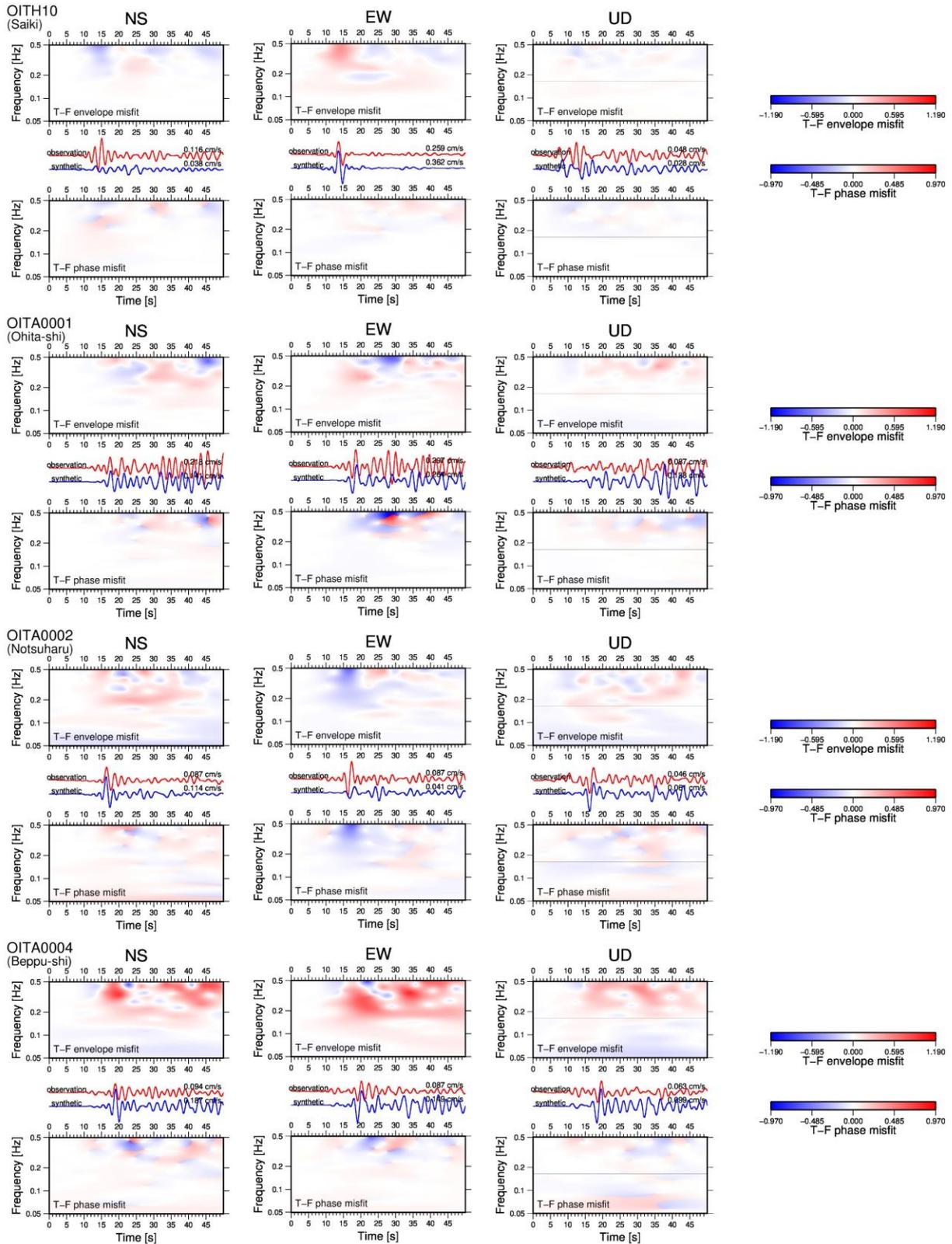


図 D1 (続き)

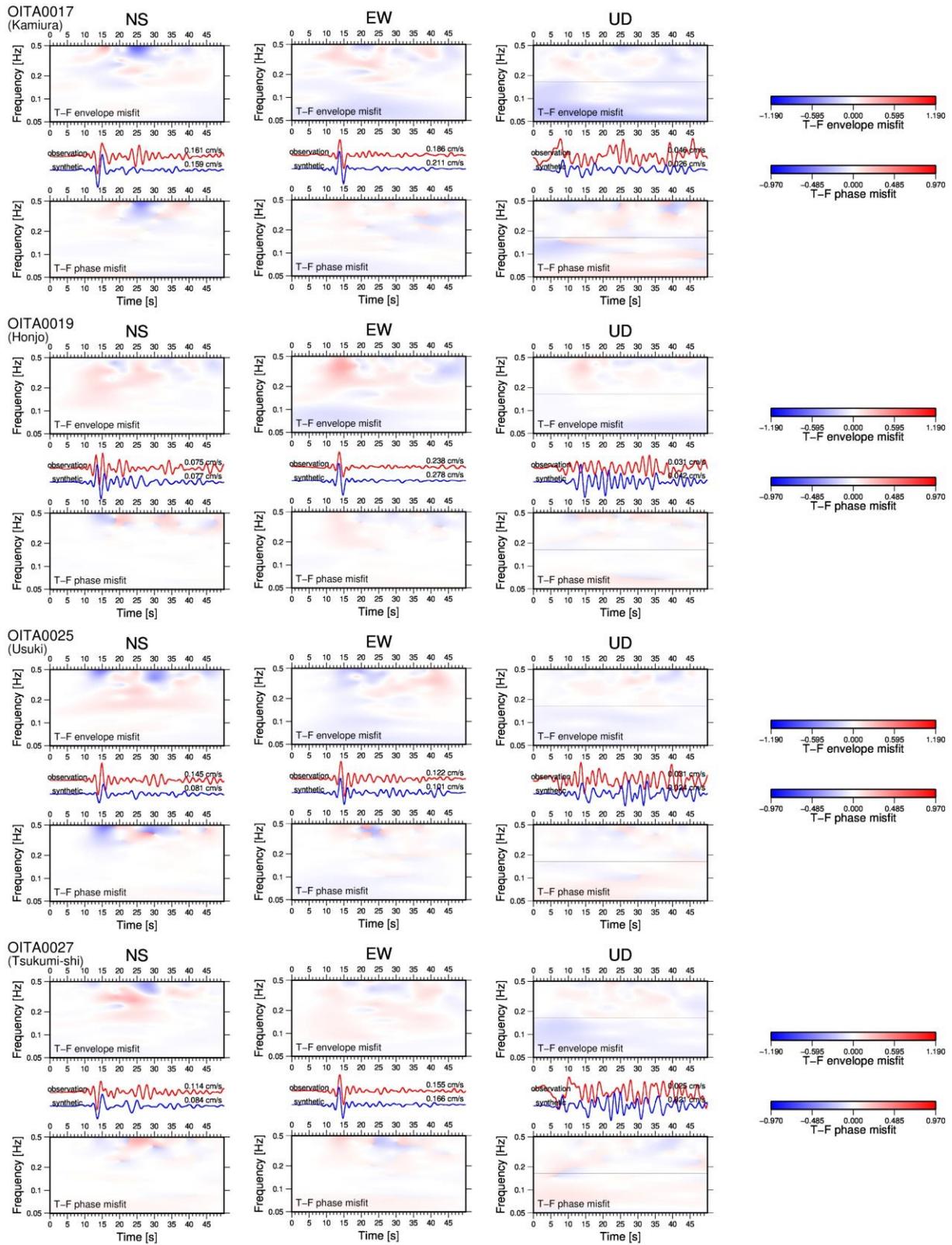


図 D1 (続き)

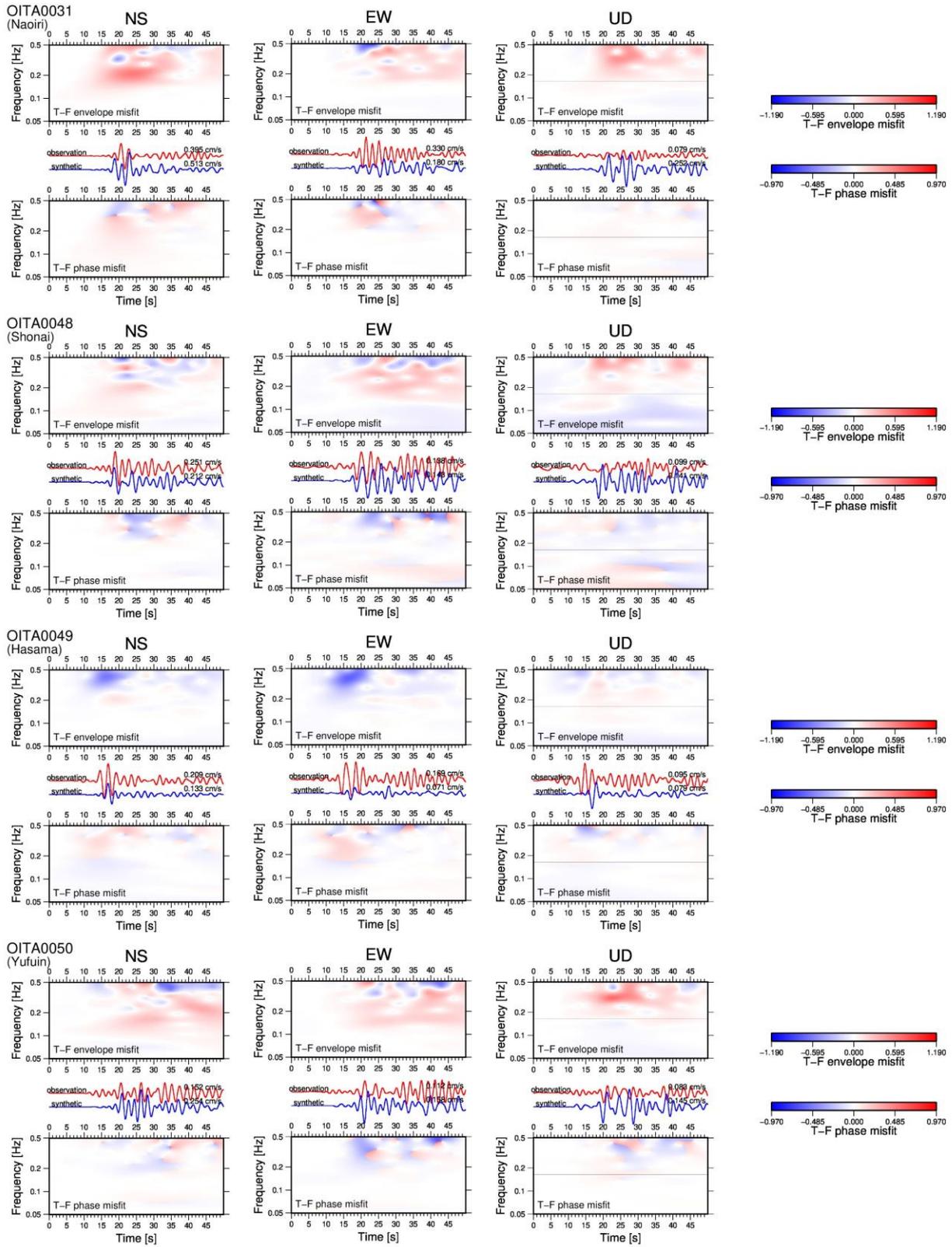
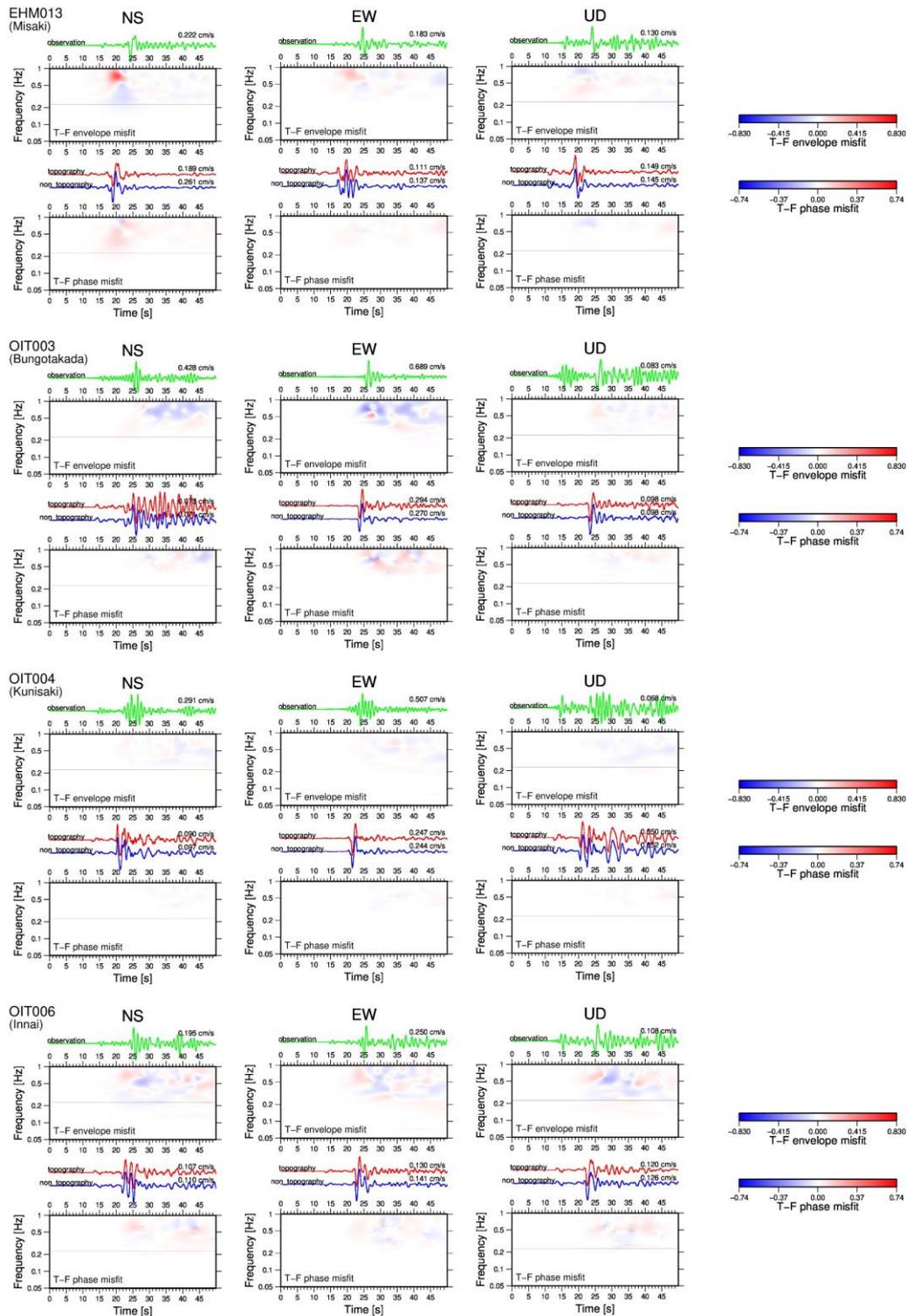


図 D1 (続き)



図E1 地形がある場合とない場合の計算波形の不一致度の時間周波数解析。上段が envelope misfit, 下段が phase misfit で、いずれも不一致度 (misfit) を表示していることに注意。観測波形を緑線, 地形がある場合の計算波形を赤線, 地形がない場合の計算波形を青線で表示している。観測波形は 1 Hz のローパスフィルタをかけている。ただし, 計算波形にはフィルタを施していない。misfit の計算では地形がある場合の計算波形を reference とした。

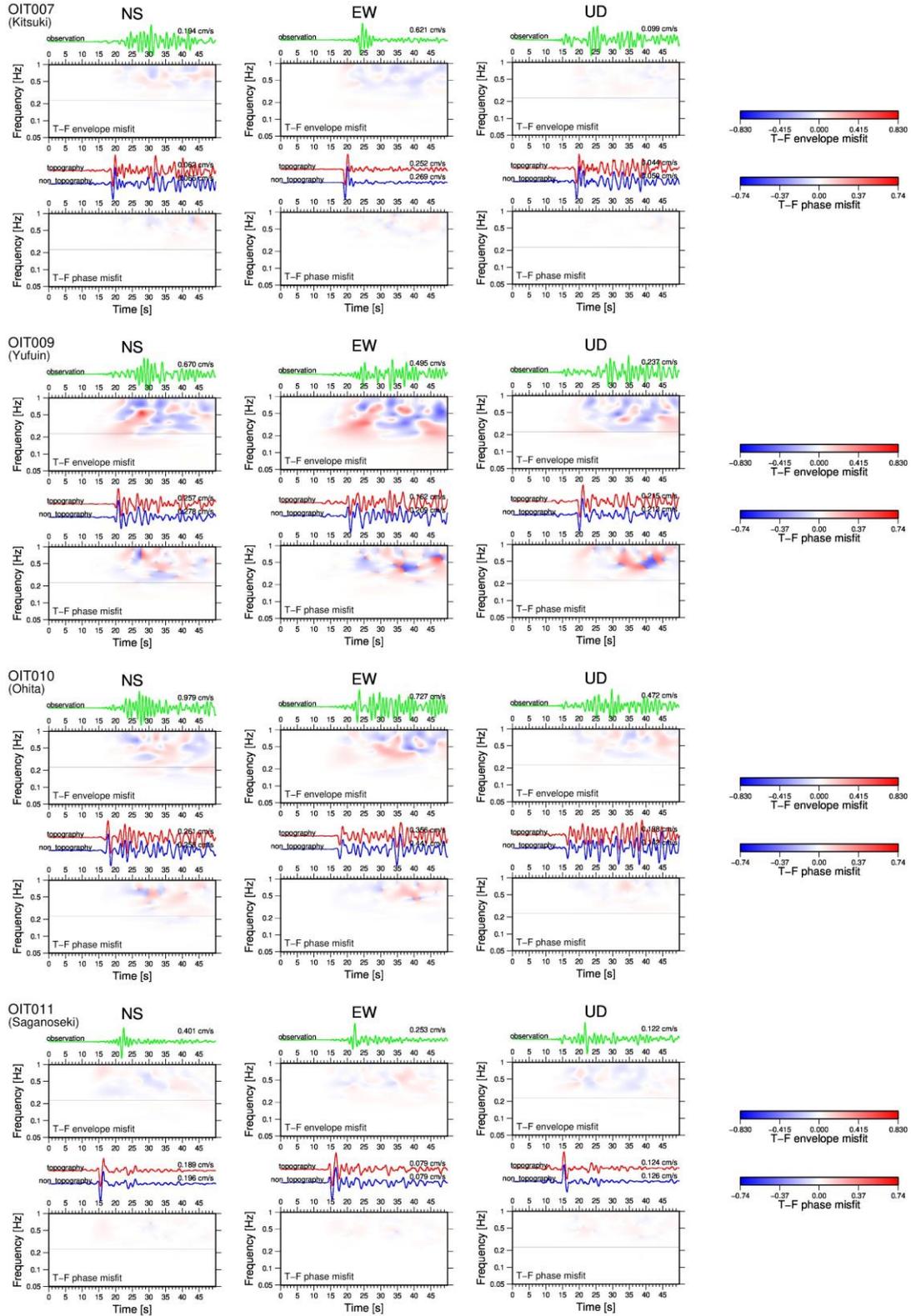


図 E1 (続き)

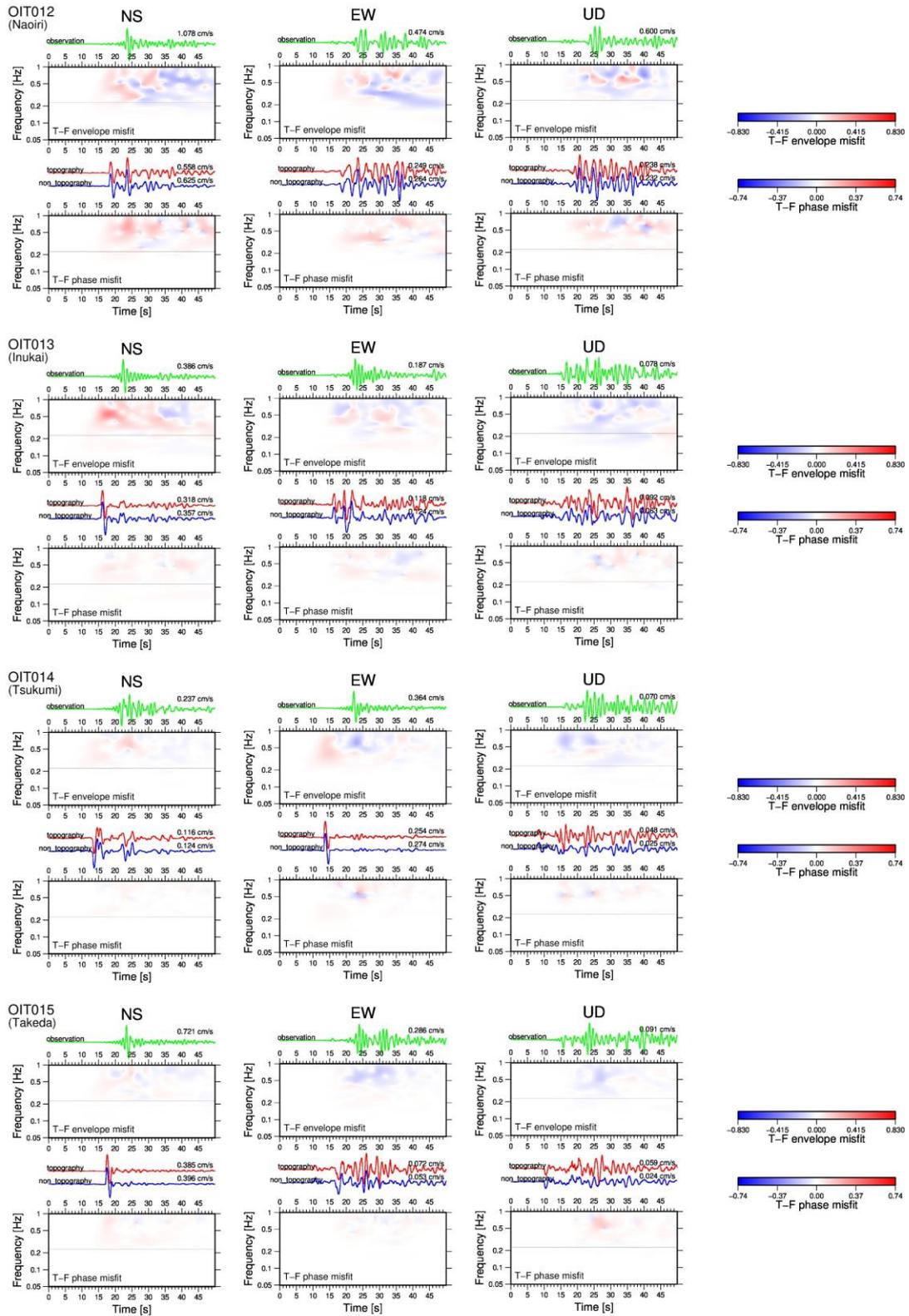


図 E1 (続き)

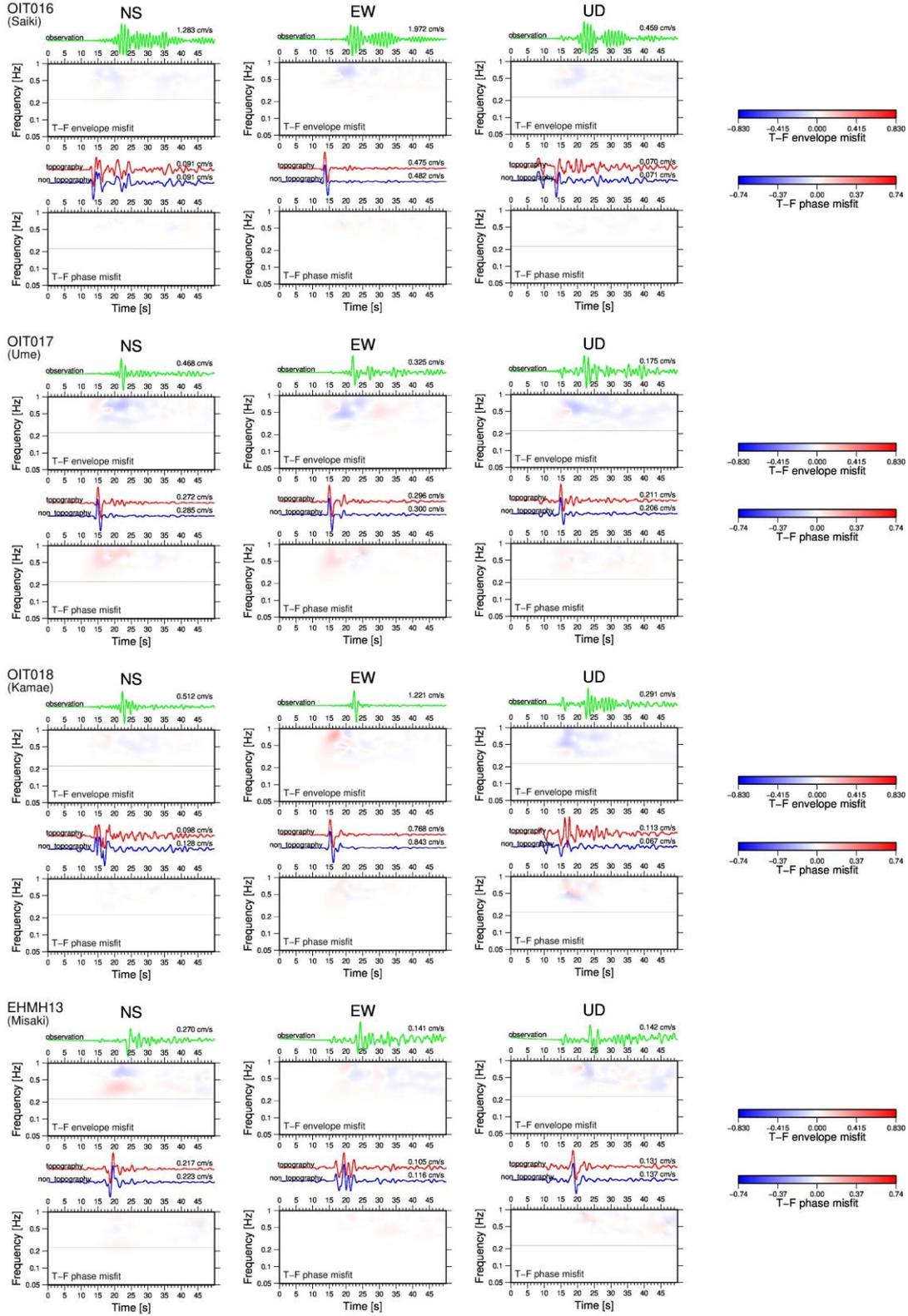


図 E1 (続き)

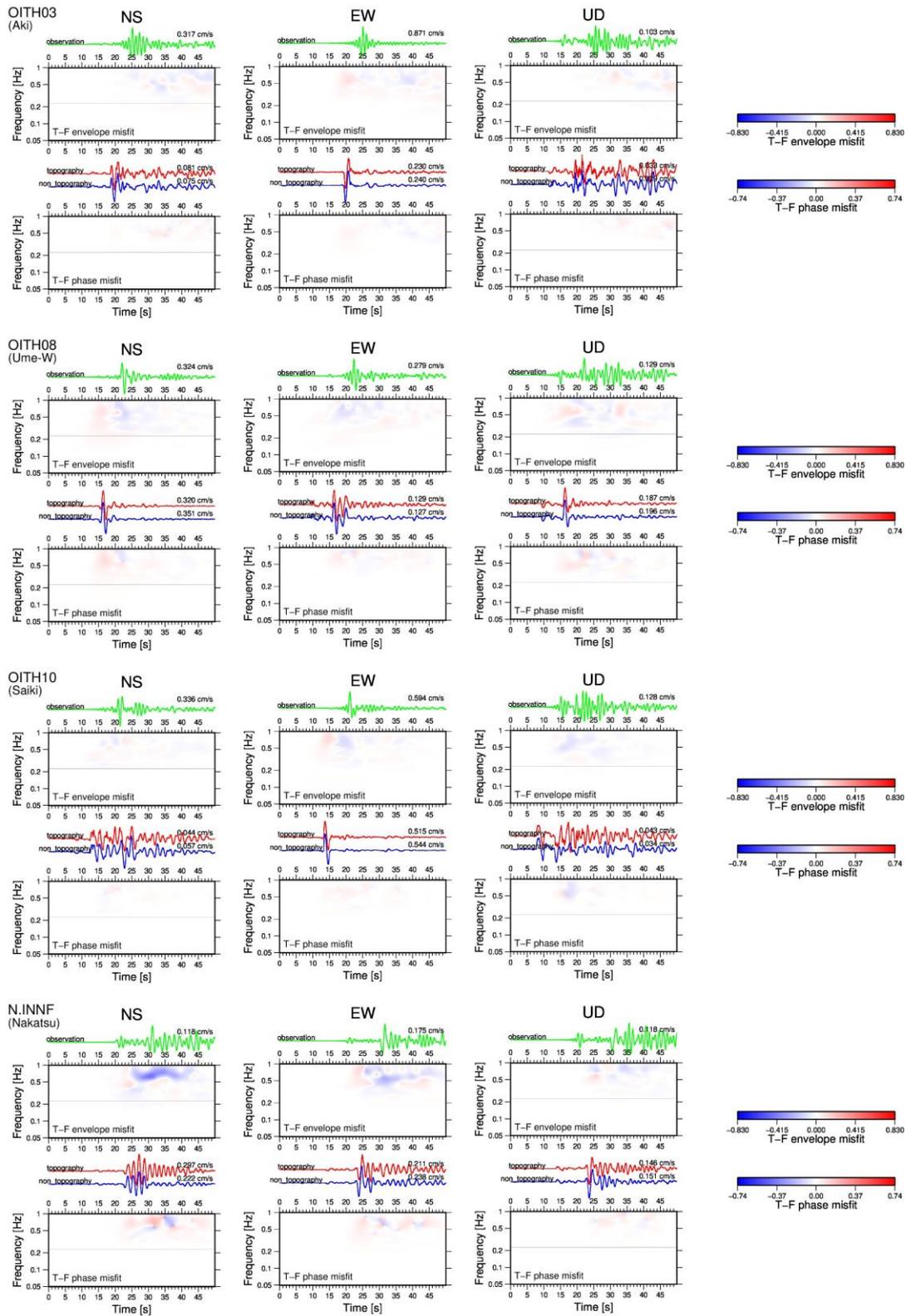


図 E1 (続き)

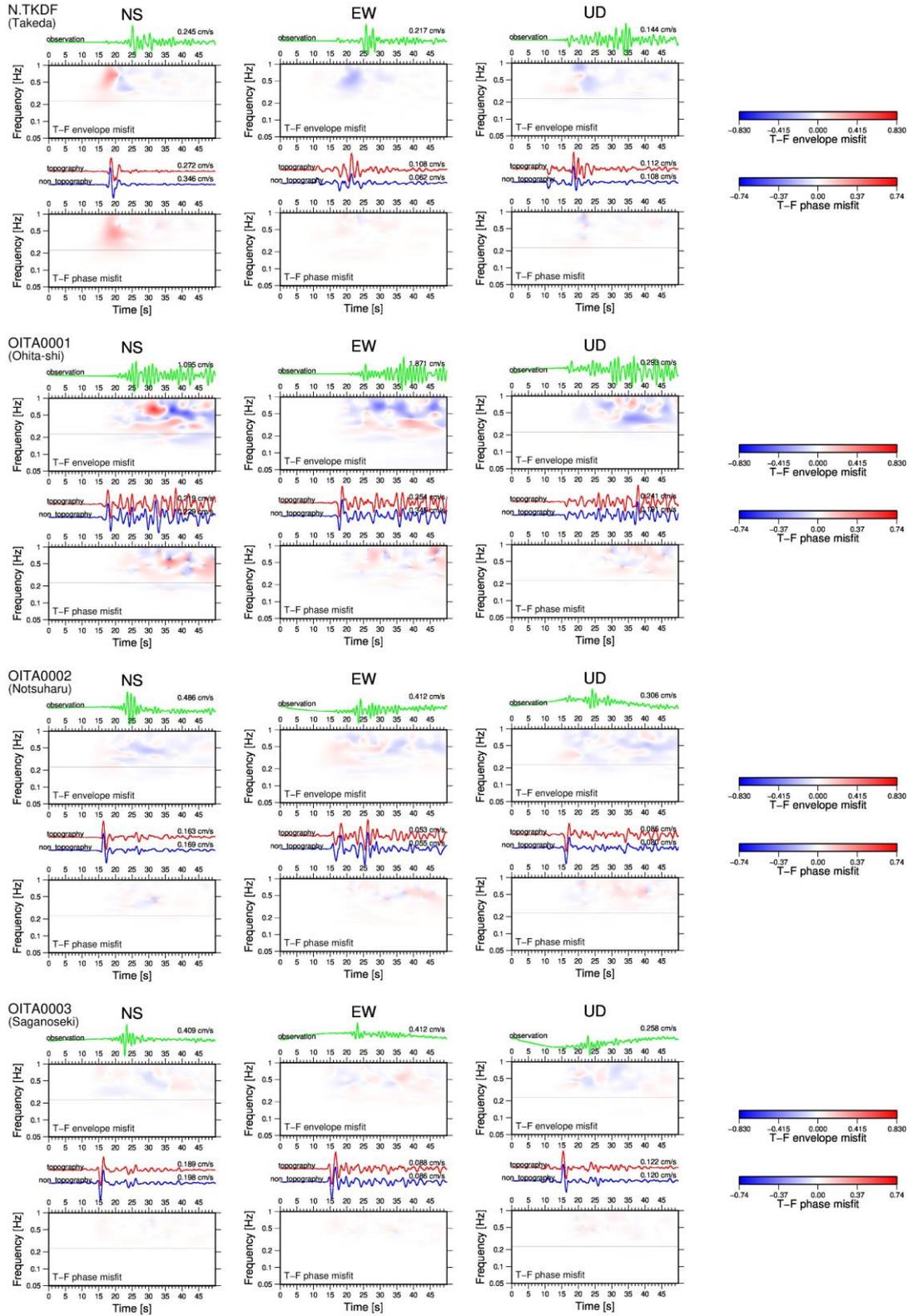


図 E1 (続き)

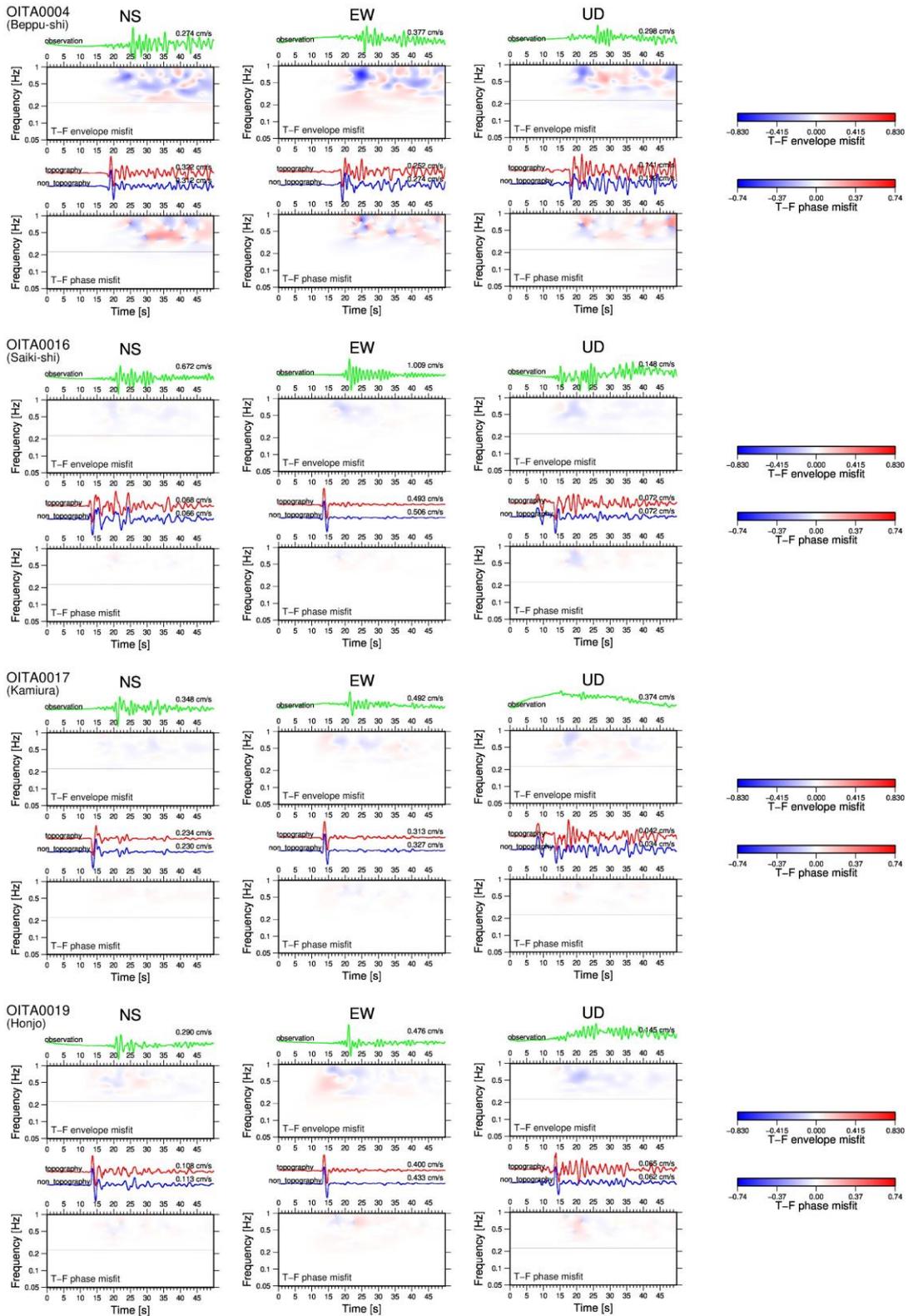


図 E1 (続き)

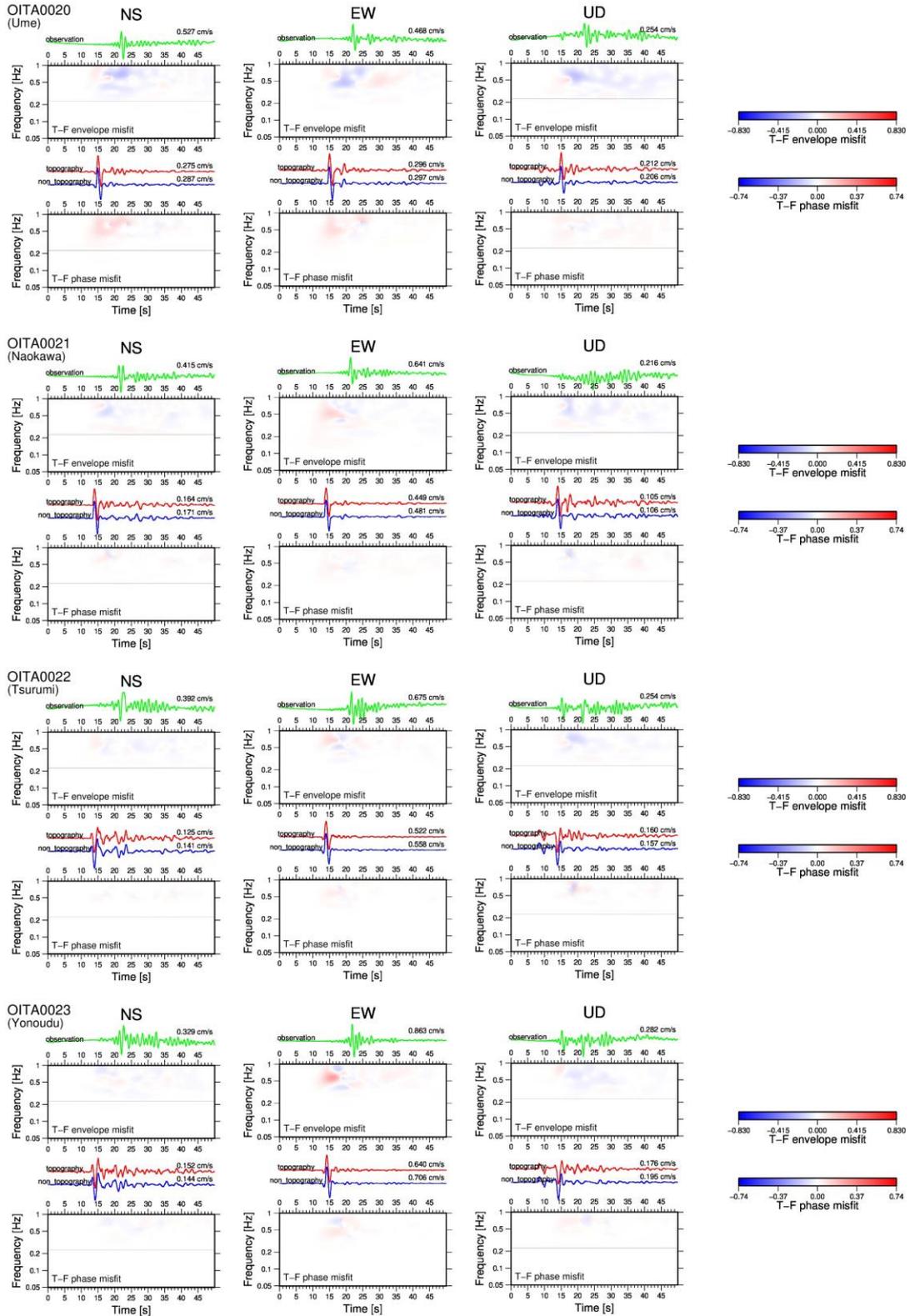


図 E1 (続き)

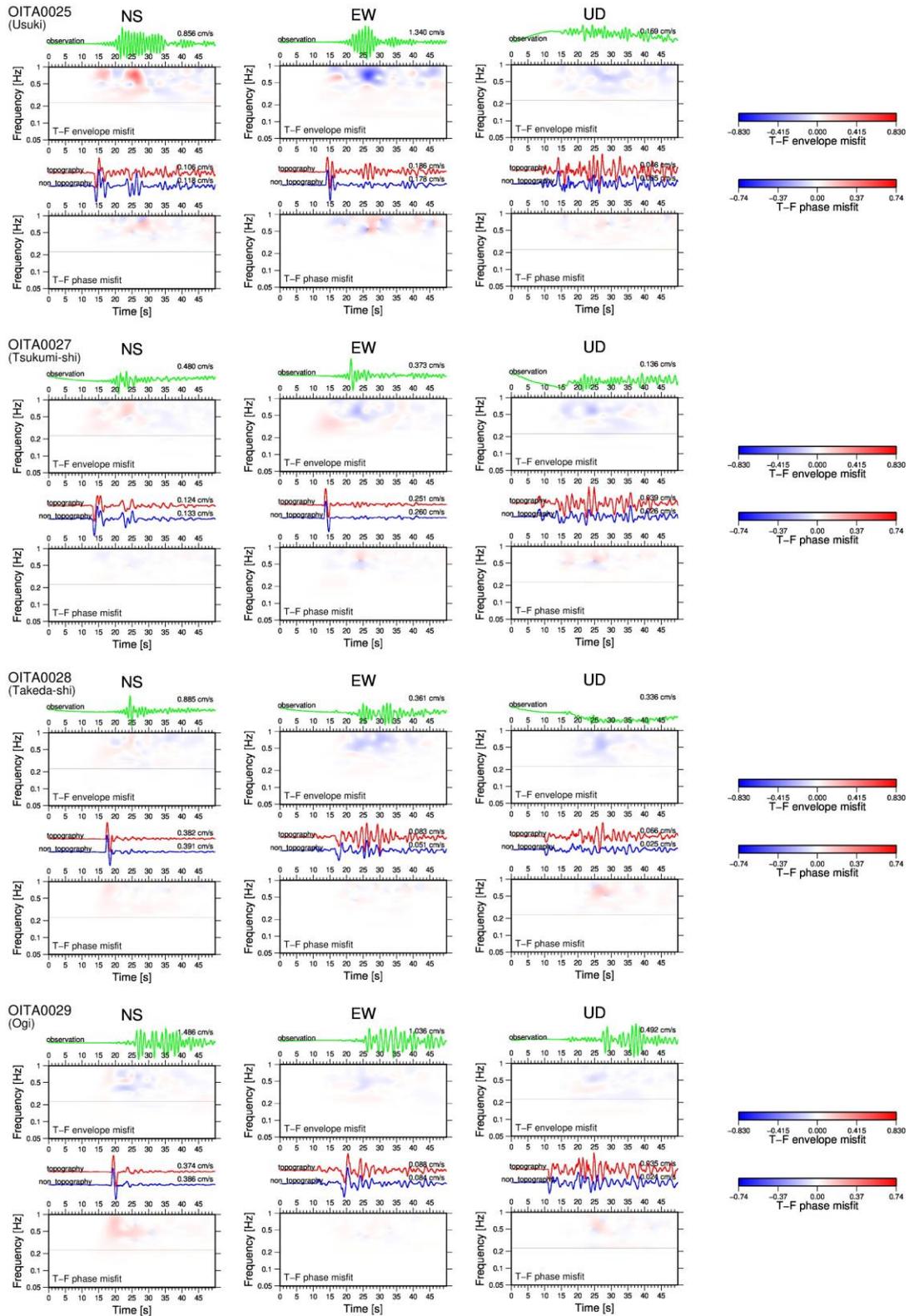


図 E1 (続き)

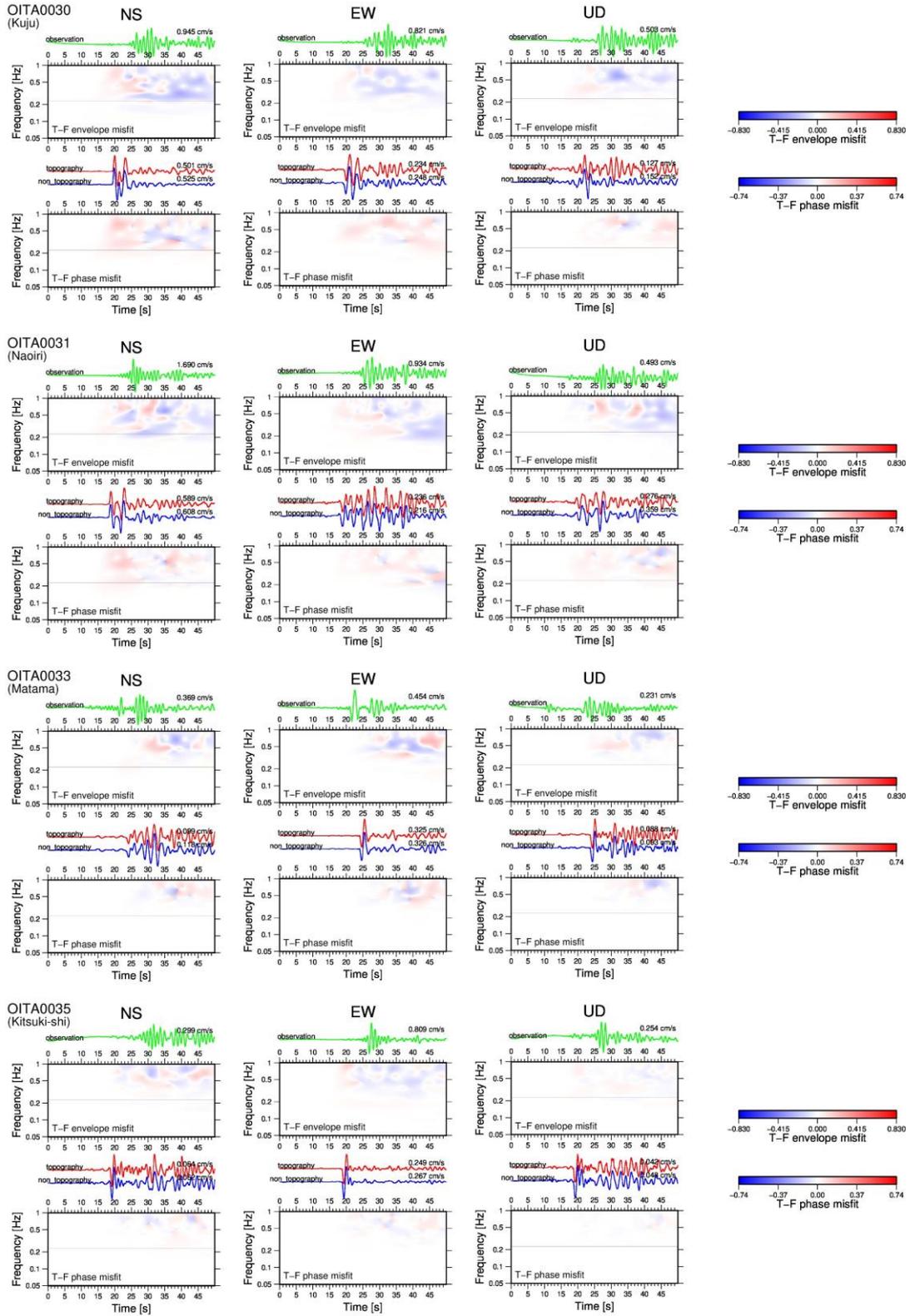


図 E1 (続き)

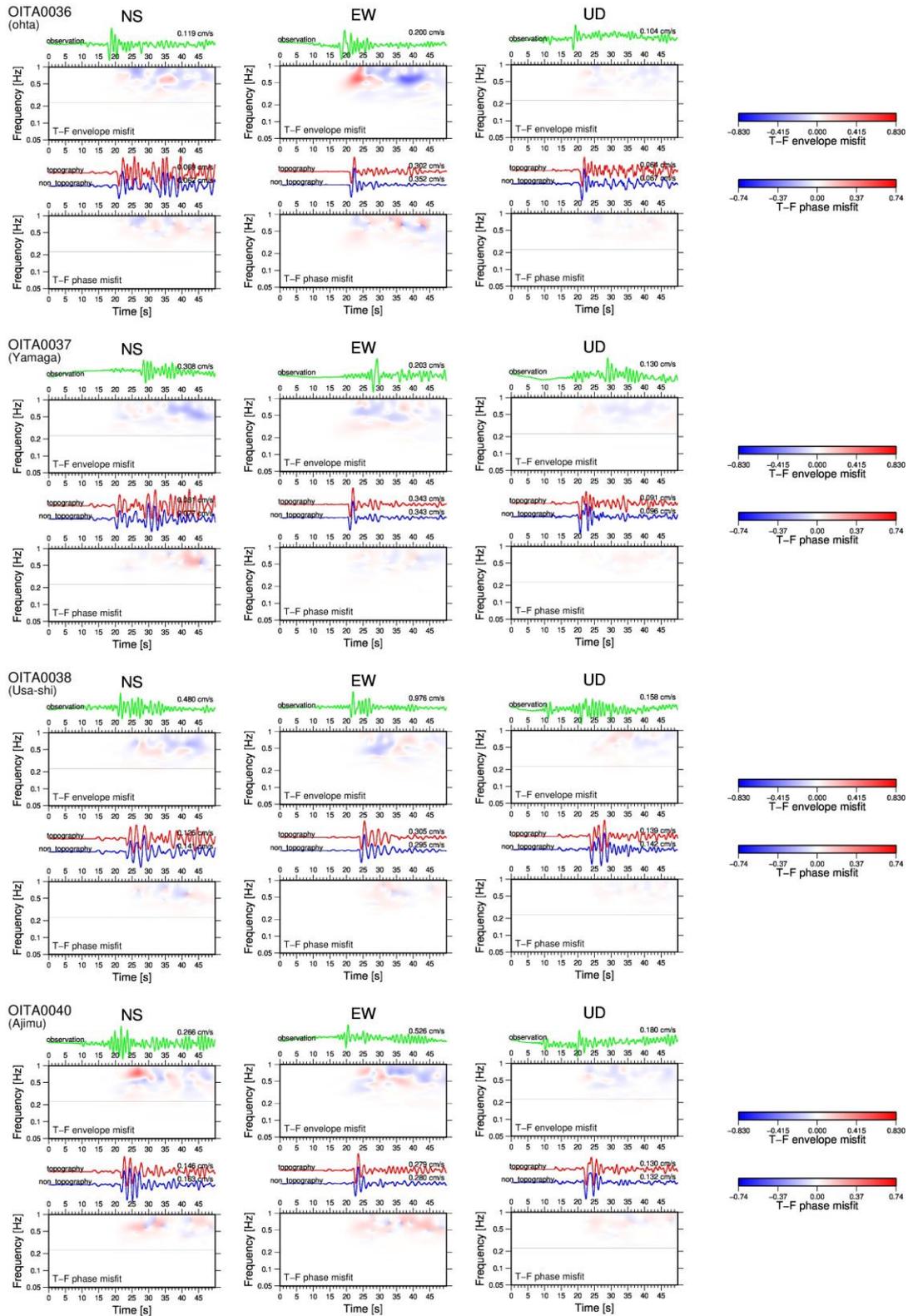


図 E1 (続き)

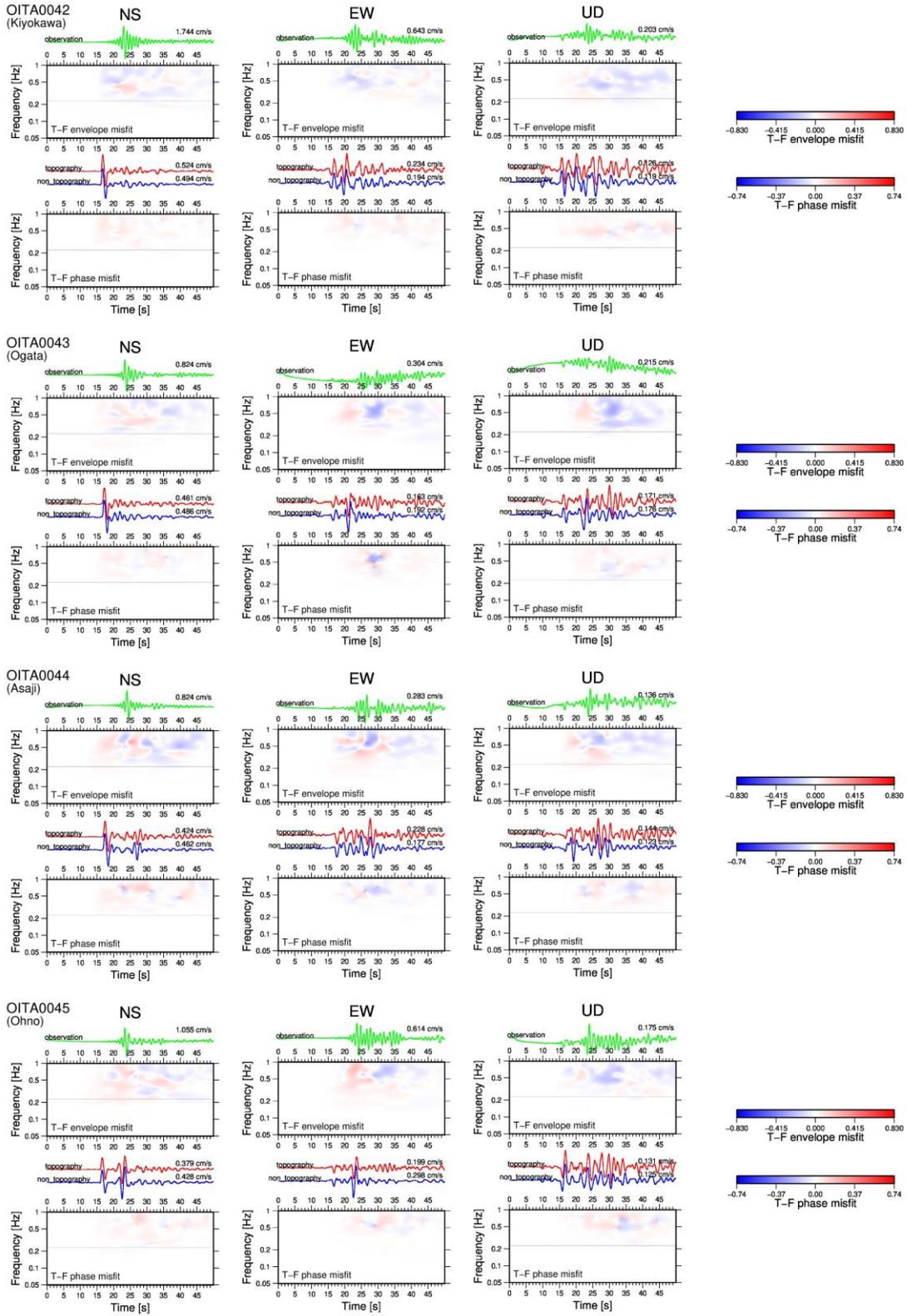


図 E1 (続き)

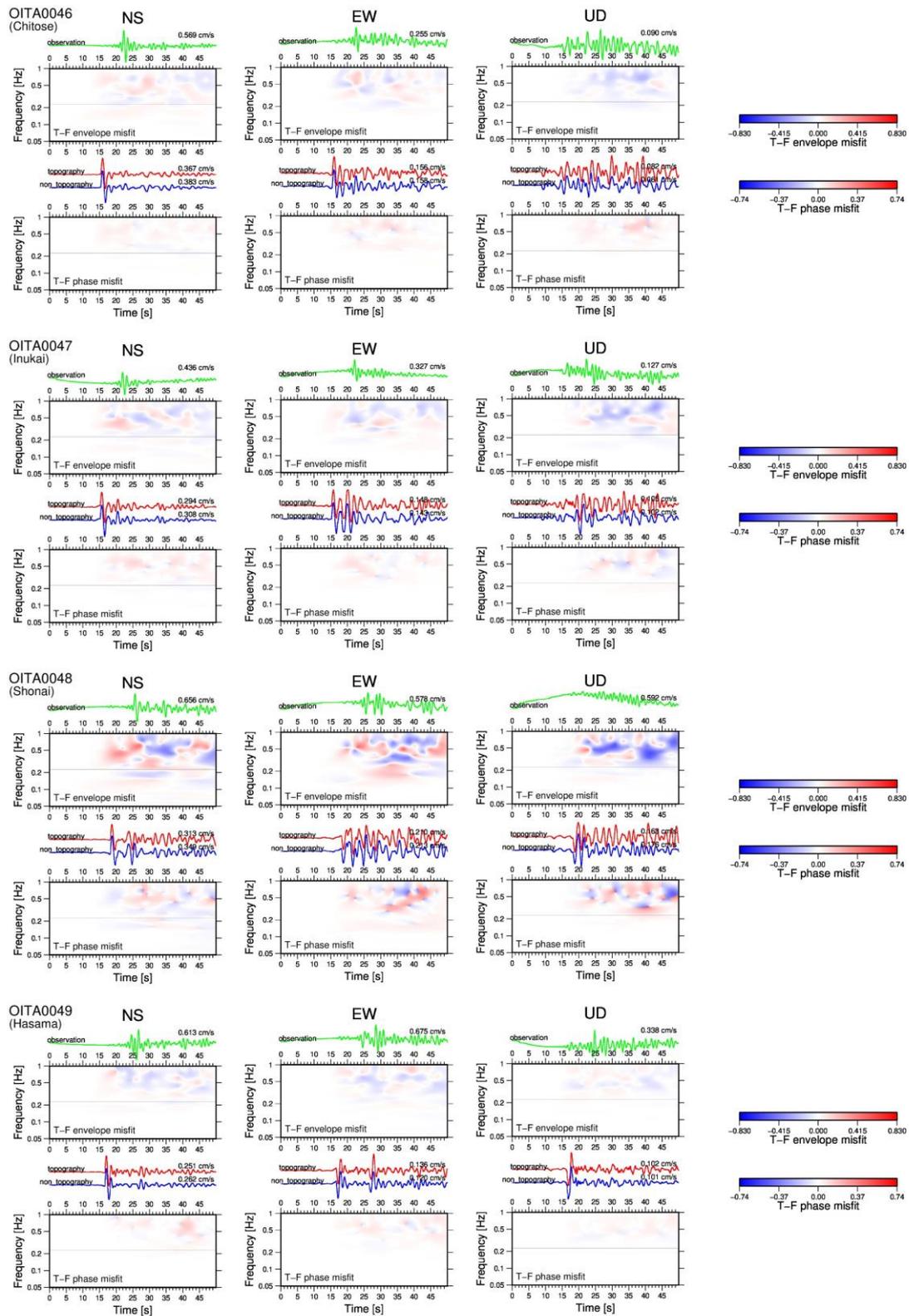


図 E1 (続き)

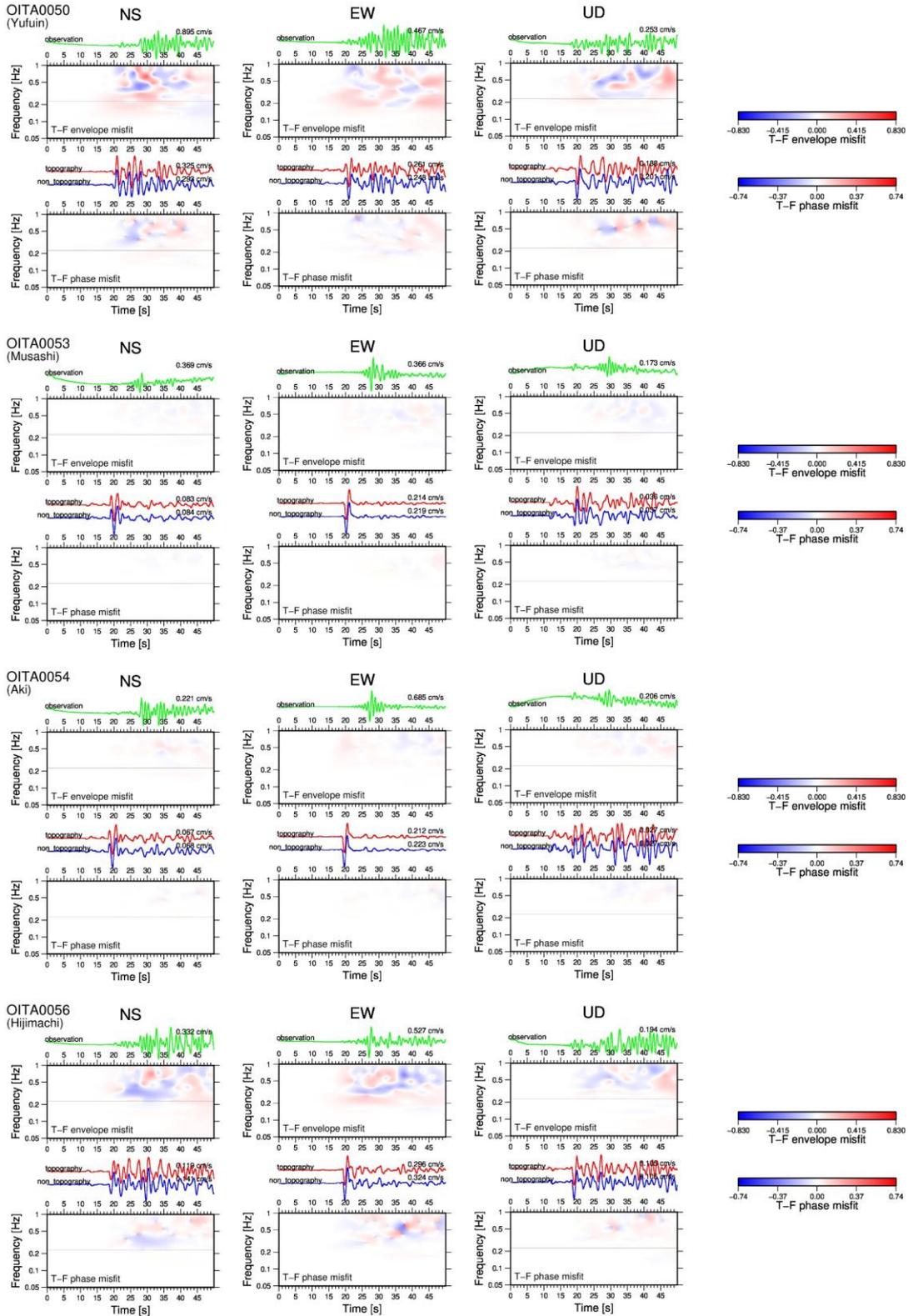


図 E1 (続き)