このプレプリントは査読を受けていないものであり、今後、内容に変更が生じる可能性がある。
This preprint has yet to be undergone peer-review. Subsequent versions may be different.

2024年日向灘の地震に伴う津波の波源分布

－N-netとDONETの水圧計記録の解析から－

国立研究開発法人防災科学技術研究所　地震津波発生基礎研究部門*

久保田達矢

国立研究開発法人防災科学技術研究所　地震津波複合災害研究部門/地震津波火山観測研究センター*

久保久彦・三好崇之・鈴木亘・青井真・功刀卓・武田哲也

Tsunami Source Modeling of the Earthquake beneath Hyuganada Sea on 8 August 2024 using Ocean-bottom Pressure Gauge Records of N-net and DONET

Tatsuya Kubota

Research Division for Earthquake and Tsunami Generation Mechanisms,

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

3-1, Tennodai, Tsukuba, Ibaraki, 305-0006, Japan

Hisahiko Kubo, Takayuki Miyoshi, Wataru Suzuki, Shin Aoi, Takashi Kunugi, and Tetsuya Takeda

Research Division for Earthquake, Tsunami and Multi-disasters / Center for Earthquake, Tsunami, and Volcano Observation Research, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

3-1, Tennodai, Tsukuba, Ibaraki, 305-0006, Japan

（責任著者のメールアドレス）kubotatsu@bosai.go.jp

* 〒305-0006　茨城県つくば市天王台3-1

2024 年日向灘の地震に伴う津波の波源分布

－N-net と DONET の水圧計記録の解析から－

防災科学技術研究所* 久保田達矢・久保久彦・三好崇之・鈴木亘・青井真・功刀卓・武田哲也

Tsunami Source Modeling of the Earthquake beneath Hyuganada Sea on 8 August 2024 using Ocean-bottom Pressure Gauge Records of N-net and DONET

Tatsuya Kubota, Hisahiko Kubo, Takayuki Miyoshi, Wataru Suzuki, Shin Aoi, Takashi Kunugi, and Tetsuya Takeda

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience

3-1 Tennodai, Tsukuba, Ibaraki 305-0006, Japan

（責任著者のメールアドレス）kubotatsu@bosai.go.jp

* 〒305-0006 茨城県つくば市天王台 3-1

Abstract

This study reports the tsunami source modeling of an M_{JMA} 7.1 earthquake which occurred beneath Hyuganada Sea, off Miyazaki, Japan on 8 August 2024, using tsunami waveforms recorded by the recently implemented offshore seafloor observation network called Nankai Trough Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis (N-net) together with the Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis (DONET) installed in the Nankai Trough subduction zone, off the Pacific coast of southwestern Japan. We first processed the ocean-bottom pressure gauge data from the N-net offshore system and DONET to extract tsunamis, which showed the tsunamis up to a few centimeters were clearly recorded. The station NAE18 of N-net, nearest to the epicenter, observed the pressure offset change corresponding to the permanent seafloor vertical uplift of approximately 5 cm. We then forwardly simulated tsunamis based on centroid moment tensor solutions and finite fault models of the previous studies, indicating the good observation performance of the N-net ocean-bottom pressure gauges. We finally conducted the inversion analysis of the tsunami waveforms to estimate the tsunami source distribution, which extends in a dimension of

approximately 40 km × 20 km along the strike and dip directions, respectively. From the comparison with the past studies, the rupture area of the 2024 earthquake was likely to overlapped with the southern half of the rupture area of the M_{JMA} 7.0 earthquake in 1961, while the rupture areas of the M_{JMA} 6.7 and 6.9 earthquakes in 1996 seemed separated from the 2024 event. This study demonstrates that the use of the near-field tsunami waveforms from N-net significantly enhanced the constraint on tsunami source estimation as well as the finite fault modeling off the coast of the western part of the Nankai Trough subduction zone. N-net also have the potential to improve the tsunami monitoring and prompt evaluation for the "Nankai Trough Earthquake Extra Information."

Key words: Nankai Trough, Hyuganada Sea, Tsunami, N-net, DONET

§1. はじめに

西南日本の南海トラフ沈み込み帯では，1944 年昭和東南海地震や 1946 年昭和南海地震といった巨大地震がくりかえし発生し [e.g. Ishibashi (2004)]，大きな被害をもたらしてきた．近い将来においても同様の巨大地震が発生することが危惧されている [e.g. 地震調査研究推進本部 (2001, 2013)]．こういった背景のもと，これまで南海トラフ沈み込み帯における巨大地震の災害軽減や地震発生メカニズムの理解のために，熊野灘と紀伊水道沖の海域には DONET (Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis) が展開されてきた (Fig. 1) [Kaneda *et al.* (2015), Kawaguchi *et al.* (2015), Aoi *et al.* (2020)]．一方で，巨大地震の震源域と想定される海域のうち，高知沖から日向灘にかけての海域には沖合の観測網は展開されていなかった．防災科学技術研究所は，2019 年よりこの観測の空白域に南海トラフ海底地震津波観測網 N-net (Nankai Trough Seafloor Observation Network for Earthquakes and Tsunamis) の構築を実施してきた [Aoi *et al.* (2023)]．N-net は沖合システムと沿岸システムの二つのシステムからなる観測網で，各システムは海底ケーブルにつながれた 18 台の観測ノードと 2 台の分岐装置および終端装置で構成される．各観測ノードの中には複数の地震計や水圧計などが搭載される．二つのシステムのうち沖合システムの整備が 2024 年 7 月に完了し，3 ヶ月間の試験運用ののち，2024 年 10 月に本格運用が開始された．

2024 年 8 月 8 日 16:43 (日本時間) に，宮崎県沖の日向灘を震源とする M_{JMA} 7.1 の地震が発生した．この地震では，宮崎県の日南市で震度 6 弱を観測したほか，東海地方から奄美群島にかけて震度 5 強から 1 の揺れが観測された [気象庁 (2024a)]．この地震のメカニズム解は西北西—東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で，陸のプレートとフィリピン海プレートの境界で発生した地震であった [気象庁 (2024b)]．九州や四国の太平洋沿岸地域では津波が観測され，宮崎港では最大で 0.5 m の津波が観測された (Fig. 1，黒四角) [気象庁 (2024b)]．以後，本稿では，この地震を「2024 年日向灘の地震」あるいは「2024 年の地震」と記載する．2024 年日向灘の地震の震源域は N-net が展開されている海域の西端に位置する．また，2024 年日向灘の地震は N-net 沖合システムの試験運用期間中に発生したものであり，その津波は DONET と N-net 沖合システムの水圧計でも観測された．この津波は，N-net 沖合システムが顕著な近地津波を記録した初めての事例である．本論文では，N-net 沖合システムおよび DONET が記録した 2024 年日向灘の地震の津波記録の特徴を整理し，津波の理論計

算をもとにN-net沖合システムの水圧計が津波を正しく記録できているか評価し，かつその記録を活用して津波波源分布の推定を試み，それらの結果を踏まえてN-netやDONETにより震源域のごく近傍で津波記録が得られることの有用性について議論する．

§2. データ

初めに，N-netとDONETにおける水圧計のセンサの仕様を述べる．N-netの水圧計に搭載されている圧力センサは，N-netへの実装に向けて開発された横河電機株式会社製のMEMS (Micro Electro Mechanical Systems) 技術を用いたシリコン振動子によるものである [Aoi *et al.* (2023). 野田・他 (2023), Shinohara *et al.* (2022), 篠原・他 (2023)]. DONETの水圧計は，Paroscientific社により開発された精密水晶振動子を用いた圧力センサ [e.g. Houston and Paros (1998)] を使用している [Aoi *et al.* (2020)]. これらの振動子は，外部から加えられた圧力によってその発振周波数が変化するという性質を持っており，その発振周波数を計測，換算することにより圧力を観測する．

次に，水圧記録に含まれる潮汐変動などの長周期成分や地震動や波浪などの短周期成分を除去し，津波に由来する成分を抽出するためのデータの処理について説明する．両観測網の記録は，ともにサンプリングレート10 Hzで保存されているが，本研究においては1 Hzにリサンプリングしたのち，下記の処理を実施する．まず，潮汐解析プログラムBaytap08 [Tamura *et al.* (1991), Tamura and Agnew (2008)] を用いて潮汐変動成分を推定して除去した．潮汐変動を取り除いた波形をFig. 2a に示す．震央に最も近い観測点NAE18では，地震の前後で水圧に有意な水圧オフセットの減少(5 hPa程度) が記録されていたが，これは海底の上下変位に起因する静水圧変動と考えられる [e.g. Tsushima *et al.* (2012)]. それ以外の観測点では，水圧オフセットに顕著な変化はみられなかった．NAE18 以外の観測点は震央から十分に離れているため，海底の上下変動に起因する水圧オフセットの変化がみられないのは妥当である．

続いて，潮汐を除去した後の波形では，全ての観測点において地震波に由来する高周波な変動成分が含まれており，また，潮汐解析で取り除けなかったと思われる長周期なトレンドも残存していたことから，これらの短周期および長周期な変動成分を取り除くため，通過帯域 100–2000 s のバンドパスフィルタを適用した．ただし，顕著なオフセットが記録された観測点NAE18では，水圧のオフセット成分を残すため

に，カットオフ周期 100 s のローパスフィルタを適用した．フィルタを適用した後の波形を Fig. 2b に示す．以後の解析では，これらの波形を用いる．観測された津波の振幅は，観測点近傍の N-net の観測点では最大で 3 cm 程度，震央から最も離れた DONET の観測点では 1 cm に満たない程度であった．

§3. 津波フォワード計算

2024 年日向灘の地震による津波の波源のおおよその位置を明らかにするため，陸上の観測記録の解析から推定された震源パラメタにもとづいて津波の理論波形を計算し，観測波形との比較を実施した．

3.1 手法

津波フォワード計算は，地震波の解析により得られた CMT 解にもとづいて 1 枚矩形断層モデルを仮定して実施する．ここでは，遠地地震波形の解析により得られた Global CMT (GCMT) によるもの [Ekström *et al.* (2012)], U. S. Geological Survey (USGS) によるもの [USGS (2024)]，および近地の地震波形の解析により得られた F-net によるもの [福山・他 (1998)] を使用する．断層の節面 (走向，傾斜，すべり角) については，CMT 解の節面のうちプレート境界にそった西傾斜のものを採用し，断層の長さ L，幅 W，すべり量 D については，各 CMT 解のモーメントマグニチュード M_w をもとに，Wells and Coppersmith (1994) のスケーリングから仮定する．また，先行研究で得られている断層モデルからも津波を計算する．陸上の GNSS データの解析により得られた 1 枚矩形断層モデル [国土地理院 (2024)]，遠地地震波形の解析により得られた USGS の有限断層モデル [USGS (2024)] ，気象庁の有限断層モデル [気象庁 (2024c)]，および近地地震波形の解析により得られた有限断層モデル [気象庁 (2024d)] を使用する．

仮定した各断層モデルからの津波フォワード計算の手順は，Kubota *et al.* (2018) のものに準拠する．まず，半無限均質媒質を仮定し，地表 (自由表面) における上下変位の分布を計算する [Okada (1992)]．次に，計算された地表上下変位が海面上下変位と一致するとみなし，これを入力として津波の線形長波方程式を用いて津波を理論計算する．理論計算においては，海面の上下変動は瞬間的に生じると仮定する．津波計算ののち，各観測点の座標における津波，すなわち海面波高の時間変化を取り出し，それらを海底水圧の波形に換算する．この換算においては，1 cm の海面波高変化は

1 hPa の海底水圧変化に等しいと仮定し，かつ，海底永久変位に由来する水圧オフセット成分の影響を考慮する (Tsushima *et al.* (2012) の手法).

3.2　結果

各モデルから計算した海底面および地表の上下変位の分布を Fig. 3 に示す．これらの分布はおおむね似通っていたものの，隆起のピーク位置や最大隆起量には違いがみられた．この違いは，仮定した断層の水平位置や断層深さの差によるものである．各モデルから計算した津波波形の比較を Fig. 4 に示す．Fig. 4 では，Fig. 1 において太線の三角で示した代表観測点での計算波形の比較を示している．いずれのモデルにおいても，観測された津波の最大振幅や津波の卓越周期を再現した．個別の断層モデルごとの計算波形の違いを詳細にみると，津波の初動やピークの到達タイミングにわずかな違いがみられた (Fig. 4 破線)．とくに，震央近傍の観測点では計算波形の形状の違いが有意にみられた (たとえば，NAE18 や NAE15)．なかでも，GCMT 解をもとに仮定した断層モデルから計算した波形が，観測されたピーク到達タイミングや振幅の再現度が高かった．このことは，2024 年日向灘の地震による津波の波源がおおよそ GCMT にもとづいて仮定した断層モデルによる上下変位に近いことを示唆する．

震源域から遠方にある DONET の計算波形の形状の断層モデルごとの差異は，N-net の震源域近傍の観測点の波形 (NAE18 や NAE15) に比べるとさほど顕著ではない．さらに，N-net の観測波形では第 1 波の到達時刻が東側の観測点ほどより遅れているのが明瞭で，かつ後続部分にも波形形状に違いがみられる (Fig. 2b)．これに対し，DONET では観測点の東西の広がりの大きさに比べて西端 (たとえば MRG28) と東端 (たとえば KMC21) とで，第 1 波の到達のタイミングや波形の形状に N-net ほどの顕著な差異はみられない．この理由として，DONET 観測点が震源域から遠く津波の振幅が小さいことや, DONET では観測点どうしの間隔が近いことが挙げられる．他にも，伝播する津波の波線経路が似ていることも関係すると考えられる．津波の伝播速度 c は水深 h_0 に依存するため ($c = (g_0 h_0)^{0.5}$, g_0: 重力加速度)，この地震による津波が DONET の観測点に伝播する際には，その波の大部分は水深の深いトラフ軸に沿って伝播する．これによって各観測点に到達する津波の波線はおおむね一致することとなったため，波形の形状が似ていたと解釈される (Fig. 1b).

以上の結果は，N-net の水圧計が津波を正しく記録できていることを示しており，

かつ，震源域の近傍にある N-net の記録が，2024 年日向灘の地震による海底の上下の変位分布の詳細な情報を含んでいることを示している．次章では，これらの水圧計の津波記録から，震源断層運動によって生じた海底の上下変動の分布の推定を試みる．

§4. 津波波源インバージョン

本章では, N-net および DONET の水圧計の津波記録のインバージョン解析により, 2024 年日向灘の地震による海底の上下変動 (以後, 津波波源と呼ぶ) の分布を推定する．以後，本解析のことを津波波源インバージョンと呼ぶ.

4.1 手法

津波波源インバージョンでは，Tsushima *et al*. (2012) や Kubota *et al.* (2021) の手法を踏襲する．本解析では，解析領域内に多数の海底上下変位の要素 (単位波源要素) を配置し，各単位波源要素から生じた津波波形 (津波グリーン関数) の線形重ね合わせにより表現される計算波形と，観測波形との残差二乗和が最小になるように単位要素の上下変位量を推定する．本解析では，まず，前章のフォワード計算の結果を踏まえて，単位波源要素を配置する領域 (解析領域) を設定した (Fig. 5 の四角形の領域)．続いて，解析領域に，空間広がり 16 km × 16 km の広がりをもつ単位波源要素を，水平方向に 8 km ずつずらして配置する (Fig. 5 の十字シンボル)．それぞれの単位波源要素が単位量 (ここでは，1 cm) だけ隆起したと仮定して，津波フォワード計算のときと同様の手順で，海底水圧理論波形を計算する．これらの波形に対し，観測記録に適用したものと同じフィルタを適用する．すなわち，観測点 NAE18 の理論波形にはローパスフィルタを，それ以外の観測点の理論波形にはバンドパスフィルタを適用する．以上により，津波グリーン関数を得る．

本解析においては，津波グリーン関数に対し線形性が成り立つ，すなわち，津波グリーン関数の線形重ね合わせによって観測記録が表現されると仮定して，観測記録を再現するように各波源要素の変動量を逆問題により推定する．解析においては，解を安定化させるために，空間スムージングと空間ダンピングの拘束を課す．それらの重みは，試行錯誤的に決定したものを用いる．

解析に使用するデータは，第 2 章で述べたバンドパスフィルタを適用した波形である．ただし，震央に最も近い観測点 NAE18 では，海底上下変位に由来する水圧オ

フセット変化の情報を残すため，ローパスフィルタを適用した波形とする．ここでは，将来的なリアルタイムのデータ解析への活用を見越し (5.2 節を参照)，すべての観測点において一律に地震発生から 1 時間後までの波形をインバージョンに使用する．

4.2　結果

津波波源インバージョン解析の結果を Fig. 5 に示す．約 20 cm の最大隆起量をもつひとつの大きな隆起域と，隆起域と海岸線の間にわずかな沈降域が得られた (Fig. 5a). CMT 解にもとづくフォワード計算から期待されるように，沈降域はほぼ陸に重なっている．陸域で生じた上下変位は津波を励起しないことから，陸域に広がっている沈降域は波源インバージョンでは解像されなかった．隆起域の長軸方向 (CMT 解の走向に沿った方向) の広がりは約 40 km，短軸方向の広がりは約 20 km であった．観測点 NAE18 における隆起量は約 5 cm となり，観測された水圧オフセット変化を説明した．この分布から計算された N-net と DONET の水圧波形は，解析に使用した 1 時間以内の波形を非常によく再現した (Fig. 5c，灰色実線)．地震発生から 1 時間以降にも，いくつかの後続のフェイズが観測されているが，これらの後続の波形は沿岸からの反射波によるものである．本解析における津波シミュレーションでは，詳細な沿岸の地形を考慮していないため完全には再現できていないものの，いくつかのフェイズは対応している．

震源域近傍の N-net の記録を使うことで津波の波源の推定の精度がどの程度向上するかを検討するために，DONET の観測波形のみを用いて津波の波源分布の推定を試みた．解析に用いた観測点の設定以外は，オリジナルのインバージョンと同様である．解析の結果を Fig.5b に示す．得られた分布のうち，最大隆起量は 9 cm 程度となり，近傍の観測点を使用した結果 (Fig. 5a) に比べて半分以下となった．全体的な波源域の広がりも，全ての観測点を用いて得られた波源分布に対して空間的に滑らかにしたような分布となった．この分布から計算される津波波形は DONET の波形をよく再現するが，N-net の再現度は低い (Fig. 5c，灰色破線)．とくに，震央の周辺の観測点における津波のピークが説明できていない．観測点が震源域から遠く離れており，また，観測点の包囲性が低かったために，波源の分布を精度良く推定できなかったと解釈される．この解析結果は，震源域周辺に展開された N-net の水圧記録が，津波の波源の水平位置に加えてその変動量，すなわち震源断層の水平位置とすべり量の推定の信頼度の向上に貢献しうることを意味する．

4.3　フォワード計算との比較

インバージョンにより得られた隆起の位置や最大隆起量は，前節でのフォワード計算において仮定した各モデルの海底上下変位分布とおおむね整合する．そのなかでも，GCMT 解にもとづいて計算した上下変位分布が，津波波源分布の隆起のピークの位置とよく一致した (Fig. 6a)．これは，観測波形の再現度が GCMT にもとづくフォワード計算がもっとも良かったとする前章の結果と整合的である．

陸上の GNSS 観測記録にもとづいて推定された矩形断層モデル [国土地理院 (2024)] から期待される上下変位 (Fig. 3d) と本津波波源分布を比較すると，その隆起のピークは，本モデルのほうが約 10 km 陸側に位置する．陸上 GNSS を用いて推定した矩形断層モデルから期待される海底上下変位では，震源のごく近傍の観測点の津波のピークの到達タイミングが 5–10 分ほど合わないことから，この水平位置の違いは有意なものであると解釈される．

一般に，陸から離れた沖合の遠くで断層すべりが生じた場合，陸上では地表変位はあまり生じない．このため，陸上の GNSS の記録から沖合の地震の震源断層モデルを推定する場合には，沖合のすべりの推定誤差が大きくなってしまうことが知られている [Loveless and Meade (2010, 2011), Kubo and Kakehi (2013)]．国土地理院 (2024) のモデルによる上下変位分布が津波波源分布とずれていることや，このモデルから計算された津波の到達時刻が観測と合わないことから，陸上の GNSS 記録だけでは断層の水平位置を精度よく拘束するのが難しいことが示唆される．とくに，断層の沖合側，すなわち up-dip 側の広がりの推定精度が高くないと考えられることから，沖合で発生した 2024 年日向灘の地震の断層の up-dip 側の端の位置を精度良く推定するには沖合の津波データを用いる必要があることを示している．

§5.　議論

5.1　過去の地震との対応関係

2024 年日向灘の地震の震源域のごく近傍では，過去にいくつか M7 前後の地震が発生している．顕著なものに，1961 年に発生した地震 (Fig. 6b)，および 1996 年に発生した 2 つの地震 (Fig. 6c) がある．ここでは，本解析により得られた結果を先行研究による過去の地震の解析結果と比較する．

1961 年 2 月 27 日 3:10 (日本時間) に発生した M_{JMA} 7.0 の地震では，宮崎で最大震

度「V 強震」(現在の震度 5 弱から 5 強に相当) が記録され，また，九州，四国地方から中部地方の太平洋沿岸の検潮所で津波が記録された [気象庁 (1961)]．Fig. 1 に津波が記録された地点を示している．気象庁 (1961) によると，宮崎県日南市油津の検潮所では地震発生から 2 分後に津波の第一波が到達し, 押し波の最大波高は 34 cm であった．また，日向市細島では地震発生から 13 分後に第一波が到達，最大波高は 45 cm，高知県土佐清水では 33 分後に第一波が到達，最大波高は 30 cm であった．これに対し, 2024 年日向灘の地震では, 油津では初動到達時刻は不明で最大波高は 40 cm, 細島では，初動到達は地震発生から 23 分後で最大波高は 17 cm，土佐清水では初動到達は地震発生の 33 分後，最大波高 25 cm であったことが報告されており [気象庁 (2024b), 地震調査研究推進本部 (2024)]，両者の初動の到達時刻や最大波高はほぼ一致する．さらに Hatori (1969) は，沿岸の検潮記録の初動の到達時刻をもとに津波逆伝播解析を行い, 1961 年の地震の津波の波源領域を推定した (Fig. 6b, 破線の領域). N-net と DONET の津波記録から推定された 2024 年日向灘の地震の津波波源は, 1961 年の地震の津波波源領域の南側の一部と重なる．このことから，2024 年日向灘の地震では，1961 年の地震の際に破壊したプレート境界断層の南側の一部が破壊した可能性がある.

Hatori (1969) による 1961 年の地震の津波波源域は，本研究による 2024 年日向灘の地震の津波波源域よりも北に広く分布するが，この解釈として，1961 年の地震で破壊した領域が実際に 2024 年の地震よりも北に広かった可能性があげられる. また, 他の可能性として, 1961 年当時は沿岸検潮記録しか存在しなかった点や Hatori (1969) の解析の不確実性さに由来して，実際よりも津波波源域が北側に広く推定されてしまった可能性もあげられる．より詳細に両者の地震の破壊域の違いを評価するには, 2 つの地震の検潮所の波形記録を比較することが必要であろう.

1996 年 10 月 19 日 23:44 および 12 月 3 日 7:17 (ともに日本時間) には，それぞれ M_{JMA} 6.9 と 6.7 の地震が発生した (Fig. 6c)．前者の地震では宮崎市と鹿児島県鹿屋市で最大震度 5 弱が記録された (気象庁，1996)．沿岸では，高知県の土佐清水と室戸の検潮所で最大 14 cm の津波が観測された [気象庁 (1996), 羽鳥 (1998)]．後者の地震では，宮崎市で最大震度 5 弱が記録され [気象庁 (1997)]，油津の検潮所で最大振幅 15 cm の津波が記録された [気象庁 (1997), 羽鳥 (1998)]．近地の強震波形と測地データのインバージョン解析から推定されたこれらの地震のすべり分布 [Yagi *et al.*

(1999)] と，本研究が推定した 2024 年日向灘の地震の津波波源分布および GCMT 解にもとづいて仮定した矩形断層モデルの位置関係を Fig. 6c に示す．1996 年 10 月の地震は，2024 年の地震の断層の北東に位置し，その破壊域は重なっていない．1996 年 12 月の地震は，2024 年の地震の北西に位置し，主な破壊が生じた場所は棲み分けている．GCMT 解から仮定した矩形断層が 1996 年 12 月の地震の破壊域と一部重なっているようにみえるが，これは仮定した断層が単純な矩形断層の形をしていることが理由と考えられる．陸上の GNSS データの解析から，2024 年の地震やその余効すべりについて，九州・パラオ海嶺の沈み込みに伴うプレート境界の固着状態の空間不均質性 [e.g. Yamamoto *et al.* (2013)] が，その発生様式と関係していると指摘する研究もある [Itoh (2024), Zhang *et al.* (2024)]．海嶺の沈み込みと地震発生の関係や破壊域の位置関係についてより詳細に議論するには，津波の波源分布や CMT 解にもとづく単純な矩形断層ではなく，断層面上での不均質すべり分布を推定して議論することが必要であり，そのうえで直上で得られた N-net の津波データは非常に有用なものとなるであろう．

5.2 N-net による津波観測の有効性とその限界

津波は，その伝播速度が地震波に比べてはるかに遅く，断層面上での破壊は瞬間的に生じたと仮定することが可能である．これにより，地震波を用いたインバージョン解析で問題となる断層面上の破壊フロントの伝播速度の仮定と最終すべり領域のトレードオフの影響を受けない [Kubota *et al.* (2021)]．また，津波の伝播速度は海底の水深によってほぼ規定され，海底の水深のデータは地下の地震波速度構造よりも高い精度で得られている．以上の利点から，津波の観測データや津波の波源分布は，その直下で破壊した断層の空間の水平位置や空間広がりを抑えるのに有効である．ここまでの解析から，震源域の近傍の N-net の津波観測記録を用いることで，2024 年日向灘の地震の津波波源の分布を詳細に推定できること，とくに，陸上の GNSS からでは拘束が難しい断層の沖合側，すなわち up-dip 側の広がりの推定精度の向上に有効であることがわかった．津波のデータがどの程度推定精度の向上に貢献するかを評価するため，2024 年日向灘の地震の矩形断層モデルの推定を試みて，その推定の精度について議論を行う．

ここでは，Kubo *et al.* (2023) の手法にもとづいて断層モデルを推定する．この手法は，波源インバージョンにより推定された津波の波源分布を海域にある上下動測地

データとみなし，測地データを説明する 1 枚の矩形断層をマルコフ連鎖モンテカルロ法 (MCMC 法) にもとづいて推定するものである．MCMC 法に基づく断層モデルの推定において，(a) 陸上の GNSS のみを用いた場合，(b) 沖合の津波波源のみ，(c) 陸上の GNSS と沖合の津波波源の両者を用いた場合，の 3 種類のデータセットについて解析を行い，推定される最適解の違いを評価した．陸上の GNSS データにおいては，国土地理院の GEONET における変位データを使用する．本解析では，水平および上下変動成分を使用した．

それぞれの解析により得られた最適な断層を，Fig. 7 に示す．GNSS のみ用いて推定された断層は，国土地理院 (2024) とほぼ同様の水平位置に推定されたが，その幾何や深さに違いがみられた (Fig. 7a)．これは，それぞれの解析における事前情報の与え方などの解析設定の違いに起因すると考えられる．また，本研究で GNSS のみを用いて推定された断層の走向は実際の沈み込むプレートの走向と整合せず，また，推定された断層中央の深さ (13 km) はプレート境界深さ (約 25 km [e.g. Hirose *et al.* (2008)]) および CMT 解のセントロイドの深さ (24 km, GCMT) よりも顕著に浅い．

津波のみ用いた場合には，推定された断層の走向は CMT 解やプレート形状から期待されるものに近い値が得られたが，断層長さ L に対して幅 W が非常に小さく推定された (Fig. 7b)．この断層モデルから計算した GNSS 観測点での変位は，実際の観測よりもかなり過小な値となった．2024 年の地震のケースにおいては，断層は陸に近い沖合に位置し，その沈降域が陸に一部重なっている (Fig. 3)．このような場合には，陸に重なっている領域の上下変位は津波を生成しないため，津波波源インバージョンにより推定された津波波源には陸域の沈降の分布の情報が含まれない．震源域近傍の GNSS 観測点では沈降が記録されていたが，津波波源データのみを用いた解析 (Fig. 7b) では陸域の沈降の情報がなかったために断層の down-dip 側の広がりを正しく拘束できず，幅 W が小さい解が得られたしまったと考えられる．沖合で発生した地震の断層が比較的陸に近く，上下変動域の一部が陸と重なる場合には，津波の記録からでは断層の down-dip 側の広がりを拘束するのが困難であると指摘されている [e.g. Kim *et al.* (2023)]．2024 年日向灘の地震もこれに当あてはまり，津波データは断層の up-dip 側の広がりを拘束するのに有用であるが，down-dip 側の広がりを拘束するのは困難であると言える．

最後に，両者のデータを用いて推定された矩形断層モデルを Fig. 7c に示す．得ら

れた走向，傾斜，すべり角や断層の広がりは，おおむね GCMT 解をもとに仮定した断層モデル (Fig. 3a) と調和的であった．また，この周辺のプレート境界の形状 [e.g. Hirose *et al.* (2008)] ともよく対応する．津波の波源分布と陸上の GNSS をともによく説明するモデルが得られた．以上の解析の結果は，2024 年日向灘の地震において，N-net の震源域周辺の津波記録が津波の波源分布の推定には非常に有用であり，なおかつ，その直下のプレート境界で起こったすべり域の東側，すなわち断層の up-dip 側の広がりを拘束するのに非常に効果的であることを意味する一方で，断層の down-dip 側の広がりも含めて信頼度の高い震源断層モデルを求めるためには，津波記録のみでは不十分であり，陸上の GNSS データとのジョイント解析が重要であることを意味している．

本解析における津波波源インバージョンでは地震発生から 1 時間の津波波形を使用した．本稿における解析は，解析上の拘束条件や初期条件の設定に関する調整などの試行錯誤も含めて事後的に実施されたものであるが，津波の観測データの処理や津波波源インバージョン解析，MCMC 法による断層モデルの推定のみに絞れば，実際にかかった時間は，すべて合わせても 30 分に満たない．仮に，解析上の条件が事前に設定されたうえでこれらの解析がリアルタイムに実施されていれば，地震発生から 1 時間半程度で Fig. 3c のような矩形断層モデルを得ることができたと考えられる．南海トラフ沿いで発生した異常な現象を観測した場合等には，気象庁が「南海トラフ地震臨時情報」を発表することとされている [気象庁 (2024b)]. 南海トラフ沿いで異常な現象が観測された場合，5~30 分後に南海トラフ地震臨時情報（調査中）が発表され，「南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会」の臨時会合が招集される．その後，評価検討会の調査結果を受けて，数時間以内に情報が発表される．2024 年日向灘の地震においても，地震発生から約 2 時間 30 分後に「南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）」が発表された [気象庁 (2024e)]. 本研究で実施したデータ解析がリアルタイムに実施できれば，地震発生から臨時情報の発表までの時間内に解析が完了することになる．このことから，N-net や DONET の津波データあるいはその解析によって得られた津波波源や矩形断層が，南海トラフ地震臨時情報の発表のための調査に資する潜在的な可能性を有していると言える．

§5. まとめ

本研究では，2024 年 8 月 8 日に発生した日向灘の地震について，N-net 沖合システムおよび DONET の水圧計が記録した津波の波形の解析を実施した．津波のフォワード計算の解析からは，観測網が整備されて以降初めて顕著な近地津波が観測され，N-net の水圧計が津波を正しく記録できていることが確認できた．さらに，それらの津波記録を用いて津波の波源分布を推定した結果，CMT 解から期待されるものと調和的な津波の波源分布が得られ，陸上の GNSS 記録にもとづく解析結果との比較からは，沖合の津波記録が断層の沖側の広がり，すなわち断層の上端の推定精度向上に有効であることが示された．過去の地震との比較からは，2024 年日向灘の地震は 1961 年の地震の破壊域の一部が再び破壊したことが示唆され，1996 年に起こった地震とは破壊域が棲み分けていることが示唆される結果となった．今後，N-net と DONET の沖合津波データのリアルタイム解析が実現すれば，地震や津波の観測や監視とあわせて，防災対策の向上に資することが期待される．

謝辞

本研究では，国土地理院の GEONET の GNSS のデータを使用した．GNSS データは，Nevada Geodetic Laboratory (http://geodesy.unr.edu) により処理されたもの [Blewitt *et al.* (2018)] を利用し，GNSS データは http://geodesy.unr.edu/news_items/20240812/us6000nith_forweb.txt よりダウンロードした．CMT 解のデータは各研究機関のウェブサイトよりダウンロードした．国土地理院の矩形断層モデル [国土地理院 (2024)] の断層のパラメタは地震調査研究推進本部 (2024) より取得した．潮汐解析プログラム Baytap08 [Tamura and Agnew (2008)] は https://igppweb.ucsd.edu/~agnew/Baytap/baytap.html よりダウンロードした．波形処理には，Seismic Analysis Code (SAC) software [Goldstein *et al.* (2003)] を使用した．津波の計算においては，アメリカ海洋大気庁 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) による ETOPO2022 海底地形データ [NOAA National Centers for Environmental Information, (2022)] を使用した．図の作成には Generic Mapping Tools (GMT) version 6 [Wessel *et al.* 2019)] を使用した．以上，関係各位に記して感謝申し上げる．

また，本研究では，防災科学技術研究所の DONET と N-net の記録 [防災科学技術研究所 (2019, 2024)] を，観測網データの利用要領

(https://www.mowlas.bosai.go.jp/policy/data/) に従って使用した．なお，N-net 沖合システムのデータは 2024 年 10 月の本格運用の開始とともに公開されている．本解析により推定された津波波源分布 (Fig. 5a) のデータは，https://doi.org/10.5281/zenodo.14020781 で公開している [Kubota (2024)].

文献

Aoi, S., Y. Asano, T. Kunugi, T. Kimura, K. Uehira, N. Takahashi, and H. Ueda, 2020, MOWLAS: NIED observation network for earthquake, tsunami and volcano, Earth Planets Space **72**, 126, doi:10.1186/s40623-020-01250-x.

Aoi, S., T. Takeda, T. Kunugi, M. Shinohara, T. Miyoshi, K. Uehira and N. Takahashi, 2023, Development and construction of Nankai trough seafloor observation network for earthquakes and tsunami: N-net, 2023 IEEE Underwater Technology, doi:10.1109/UT49729.2023.10103206.

Blewitt G., W. C. Hammond, and C. Kreemer, 2018, Harnessing the GPS data explosion for interdisciplinary science, Eos, **99**, doi:10.1029/2018EO104623.

防災科学技術研究所, 2019, 防災科研 DONET, 防災科研機関リポジトリ, doi:10.17598/nied.0008.

防災科学技術研究所, 2024, 防災科研 N-net, 防災科研機関リポジトリ, doi:10.17598/nied.0029.

Ekström G., M. Nettles, and A. M. Dziewoński, 2012, The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, Phys. Earth. Planet. Inter. **200–201**,1–9, doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.

福山英一・石田瑞穂・Douglas S. Dreger・川井啓廉, 1998, オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震 2, **51**, 149–156, doi:10.4294/zisin1948.51.1_149.

Goldstein P., D. Dodge, M. Firpo, and L. Minner, 2003, SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, in "International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology", ed. by W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, **81**, 1613–1614, doi:10.1016/S0074-6142(03)80284-X.

Hatori, T., 1969, A study of the wave sources of the Hiuganada tsunamis. Bull. Earthq. Res. Inst., **47**, 55–63, doi:10.15083/0000033387.

羽鳥徳太郎, 1998, 1996 年日向灘津波と九州東部域の放出津波エネルギー分布, 津波工学研究報告, **15**, 43–50.

Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa, 2008, Three-dimensional seismic velocity

structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, J. Geophys. Res., **113**, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.

Houston, M. H., and J. M. Paros, 1998, High accuracy pressure instrumentation for underwater applications, Proc. 1998 Int. Symp. Underwater Technol., 307–311, doi:10.1109/UT.1998.670113.

Ishibashi, K., 2004, Status of historical seismology in Japan, Ann. Geophys., **47**, 339–368, doi:10.4401/ag-3305.

Itoh, Y., 2024, Coseismic slip and afterslip of the 2024 Hyuganada earthquake modulated by subducted seamount, EarthArXiv, doi:10.31223/X5Z11T.

地震調査研究推進本部, 2001, 南海トラフの地震の長期評価について, <https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/nankai.pdf>, (参照 2024-11-01).

地震調査研究推進本部, 2013, 南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）について, <https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/nankai_2.pdf>, (参照 2024-11-01).

地震調査研究推進本部, 2024, 2024 年 8 月 8 日 日向灘の地震の評価, <https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2024/20240808_hyuganada_2.pdf>, (参照 2024-11-01).

Kaneda, Y., K. Kawaguchi, E. Araki, H. Matsumoto, T. Nakamura, S. Kamiya, K. Ariyoshi, T. Hori, T. Baba, and N. Takahashi, 2015, Development and application of an advanced ocean floor network system for megathrust earthquakes and tsunamis, in "Seafloor Observatories: A new vision of the Earth from the Abyss", ed. by P. Favali, L. Beranzoli, and A. De Santis, Springer, 643–662, doi:10.1007/978-3-642-11374-1_25.

Kawaguchi, K., S. Kaneko, T. Nishida, and T. Komine, 2015, Construction of the DONET real-time seafloor observatory for earthquakes and tsunami monitoring, in "Seafloor Observatories: A new vision of the Earth from the Abyss", ed. by P. Favali, L. Beranzoli, and A. De Santis, Springer, 211–228, doi:10.1007/978-3-642-11374-1_10.

Kim, S.B., T. Saito, T. Kubota, and S.-J. Chang, 2023, Joint inversion of ocean-bottom pressure and GNSS data from the 2003 Tokachi-oki earthquake, Earth Planets Space, **75**, 113, doi:10.1186/s40623-023-01864-x.

気象庁, 1961, 日向灘地震調査報告, 験震時報, **26**, 81–107.

気象庁, 1996, 1996 年 10 月 19 日の日向灘の地震（M6.6）, 地震予知連絡会会報, **57**, 644–659, <https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou57/09-07.pdf>, (参照 2024-11-01).

気象庁, 1997, 1996 年 12 月 3 日の日向灘の地震（M6.6）, 地震予知連絡会会報, **58**, 619–622, <https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou58/09-08.pdf>, (参照 2024-11-01).

気象庁, 2024a, 令和 6 年 8 月 8 日 16 時 43 分頃の日向灘の地震について, <https://www.jma.go.jp/jma/press/2408/08b/202408081745.html>, (参照 2024-11-01).

気象庁, 2024b, 令和 6 年 8 月 8 日 16 時 43 分頃の日向灘の地震について（第２報）及び南海トラフ地震関連解説情報（第 1 号）について, <https://www.jma.go.jp/jma/press/2408/09a/202408091530.html>, (参照 2024-11-01).

気象庁, 2024c, 2024 年 8 月 8 日日向灘の地震−遠地実体波による震源過程解析（暫定）−, <https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/sourceprocess/event/2024080816425559far.pdf>, (参照 2024-11-01).

気象庁, 2024d, 2024 年 8 月 8 日日向灘の地震−近地強震波形による震源過程解析（暫定）−, <https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/sourceprocess/event/2024080816425559near.pdf>, (参照 2024-11-01).

気象庁, 2024e, 南海トラフ地震臨時情報（巨大地震注意）について, <https://www.jma.go.jp/jma/press/2408/08e/202408081945.html >, (参照 2024-11-01).

国土地理院, 2024, 令和 6 年(2024 年)宮崎県日向灘を震源とする地震に関する情報, <https://www.gsi.go.jp/BOUSAI/20240808_hyuganada_earthquake_00001.html#6>, (参照 2024-11-01).

Kubo, H. and Y. Kakehi, 2013, Source process of the 2011 Tohoku earthquake estimated from the joint inversion of teleseismic body waves and geodetic data including seafloor observation data: source model with enhanced reliability by using objectively determined inversion settings, Bull. Seismol. Soc. Am., **103**, 2B, 1195–1220, doi:10.1785/0120120113.

Kubo, H., T. Kubota, W. Suzuki, and T. Nakamura, 2023, On the use of tsunami-source data for high-resolution fault imaging of offshore earthquakes. Earth Planets Space **75**, 125, doi:10.1186/s40623-023-01878-5.

Kubota, T., T. Saito, Y. Ito, Y. Kaneko, L. M. Wallace, S. Suzuki, R. Hino, and S. Henrys, 2018, Using tsunami waves reflected at the coast to improve offshore earthquake source parameters: Application to the 2016 Mw 7.1 Te Araroa earthquake, New Zealand, J. Geophys. Res. Solid Earth, **123**, 8767–8779, doi:10.1029/2018JB015832.

Kubota, T., H. Kubo, K. Yoshida, N. Y. Chikasada, W. Suzuki, T. Nakamura, and H. Tsushima, 2021, Improving the constraint on the M_w 7.1 2016 off-Fukushima shallow normal-faulting earthquake with the high azimuthal coverage tsunami data from the S-net wide and dense network: Implication for the stress regime in the Tohoku overriding plate. J. Geophys. Res. Solid Earth, **126**, e2021JB022223, doi:10.1029/2021JB02223.

Kubota, T., 2024, Tsunami source model of the earthquake beneath Hyuganada Sea on 8 August 2024 estimated using ocean-bottom pressure gauge records of N-net and DONET, Zenodo, doi:10.5281/zenodo.14020781

Loveless, J.P. and B. J. Meade, 2010, Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, J. Geophys. Res., **115**, B02410, doi:10.1029/2008JB006248.

Loveless, J. P. and B. J. Meade, 2011, Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 M_W = 9.0 Tohoku-oki earthquake, Geophys. Res. Lett., **38**, L17306, doi:10.1029/2011GL048561.

NOAA National Centers for Environmental Information, 2022, ETOPO 2022 15 arc-second global relief model, NOAA National Centers for Environmental Information, doi:10.25921/fd45-gt74.

野田隆一郎・大町敏彦・吉田隆司・岩井滋人・篠原雅尚・青井真・功刀卓・武田哲也, 2023, 高精度な海底圧力観測におけるシリコン振動式圧力センサの有効性, SSS12-P06, 日本地球惑星科学連合 2023 年大会, <https://confit.atlas.jp/guide/event/jpgu2023/subject/SSS12-P06/detail>, (参照 2024-11-01).

Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull.

Seismol. Soc. Am., **82**, 1018–1040, doi:10.1785/BSSA0820021018.

Shinohara, M., S. Aoi, M. Mochizuki, K. Uehira, T. Yamada, T. Kunugi, T. Takeda, R. Noda, and S. Iwai, 2022, Field evaluation of new silicon resonant sensor using MEMS technology for ocean bottom pressure observation, NH22C-0432, AGU Fall Meeting 2022, <https://agu.confex.com/agu/fm22/meetingapp.cgi/Paper/1086215>, (参照 2024-11-01).

篠原雅尚・青井真・望月将志・植平賢司・山田知朗・功刀卓・武田哲也・野田隆一郎・岩井滋人, 2023, MEMS 技術を用いた新しいシリコン振動式圧力センサの性能評価海底観測, SSS12-P07, 日本地球惑星科学連合 2023 年大会, <https://confit.atlas.jp/guide/event/jpgu2023/subject/SSS12-P07/detail>, (参照 2024-11-01).

Tamura Y., T. Sato, M. Ooe, and M. Ishiguro, 1991, A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion, Geophys. J. Int., **104**, 507–516, doi:10.1111/j.1365-246X.1991.tb05697.x.

Tamura Y., and D. C. Agnew, 2008, Baytap08 user's manual, UC San Diego: Scripps Institution of Oceanography, <https://escholarship.org/uc/item/4c27740c>, (参照 2024-11-01).

Tsushima, H., R. Hino, Y. Tanioka, F. Imamura, and H. Fujimoto, 2012, Tsunami waveform inversion incorporating permanent seafloor deformation and its application to tsunami forecasting, J. Geophys. Res., **117**, B03311, doi:10.1029/2011JB008877.

U.S. Geological Survey, 2024, M 7.1 - 2024 Hyuganada Sea, Japan Earthquake, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000nith/executive>, (参照 2024-11-01).

Wells D. and K. Coppersmith, 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seismol. Soc. Am., **84**, 974–1002, doi:10.1785/BSSA0840040974.

Wessel, P., J. F. Luis, L. Uieda, R. Scharroo, F. Wobbe, W. H. F. Smith, and D. Tian, 2019, The generic Mapping tools version 6, Geochem. Geophys. Geosyst., **20**, 5556–5564, doi:10.1029/2019GC008515.

Yagi, Y., M. Kikuchi, S. Yoshida, and T. Sagiya, 1999, Comparison of the coseismic rupture

with the aftershock distribution in the Hyuga-nada earthquake of 1996, Geophys. Res. Lett., **26**, 3161–3164, doi:10.1029/1999GL005340.

Yamamoto, Y., K. Obana, T. Takahashi, A. Nakanishi, S. Kodaira, and Y. Kaneda, 2013, Imaging of the subducted Kyushu-Palau Ridge in the Hyuga-nada region, western Nankai Trough subduction zone, Tectonophysics, **589**, 90-102, doi:10.1016/j.tecto.2012.12.028.

Zhang, X., Li, S., and Chen, L., 2024, Failure of a deep asperity in Hyuga-nada, Japan: The August 8, 2024 Mw 7.1 subduction zone earthquake [Preprint], ESS Open Archive, doi:10.22541/essoar.172748272.20491481/v1.

Figure Captions

Fig. 1. Location map of this study. Red triangles and light blue inverted triangles are the station locations of the N-net offshore system and DONET, respectively. Black squares are the locations of the coastal tide gauges mentioned in this study. White star is the epicenter of the Hyuganada Sea earthquake (M_{JMA} 7.1) on 8 August 2024, determined by Japan Meteorological Agency (JMA) [JMA (2024)]. CMT solution is taken from the Global CMT (GCMT). Black line indicates the trough axis. The stations shown in Fig. 4 is marked by thick line. Larger scale map is also shown in the inset. Rectangular area denotes the area in the main figure.

Fig. 2. Observed pressure records of N-net offshore system and DONET. (a) De-tided waveforms. (b) Filtered waveforms. Station names and installation depths are shown in the right of each panel. The names of the stations not working during the earthquake are shown by gray. Lowpass (100 s) and bandpass (100–2,000 s) filters are applied to the station NAE18 and the other stations, respectively. Note that the original sampling rate is 10 Hz but the records are decimated to 1 Hz.

Fig. 3. Distributions of seafloor vertical displacement. The distributions due to the fault models based on the (a) GCMT, (b) USGS, and (c) F-net solutions, (d) the rectangular fault model by the Geospatial Information Authority of Japan (GSI), and the finite fault models of (e) USGS, (f) JMA teleseismic, and (g) JMA regional seismic models. Solid and dashed contour lines denote the uplift and subsidence regions, respectively, drawn with 5 cm intervals. Rectangle with black lines is the location of the assumed fault. The parameters of the assumed rectangular fault models are shown in each panel. Note that the longitude, latitude and depth show the center location of the rectangular fault.

Fig. 4. Comparison of the forward tsunami simulations. Stations in (a,b) the western part of N-net ((a) NAE18 and (b) NAE09), (c,d) the eastern part of N-net ((c) NAE15 and (d) NAE06), and (e,f) DONET ((e) MRG28 and (f) KMC21) are shown. The locations of the stations are marked in Fig. 1. The top waveform (black) is the observed data, and the

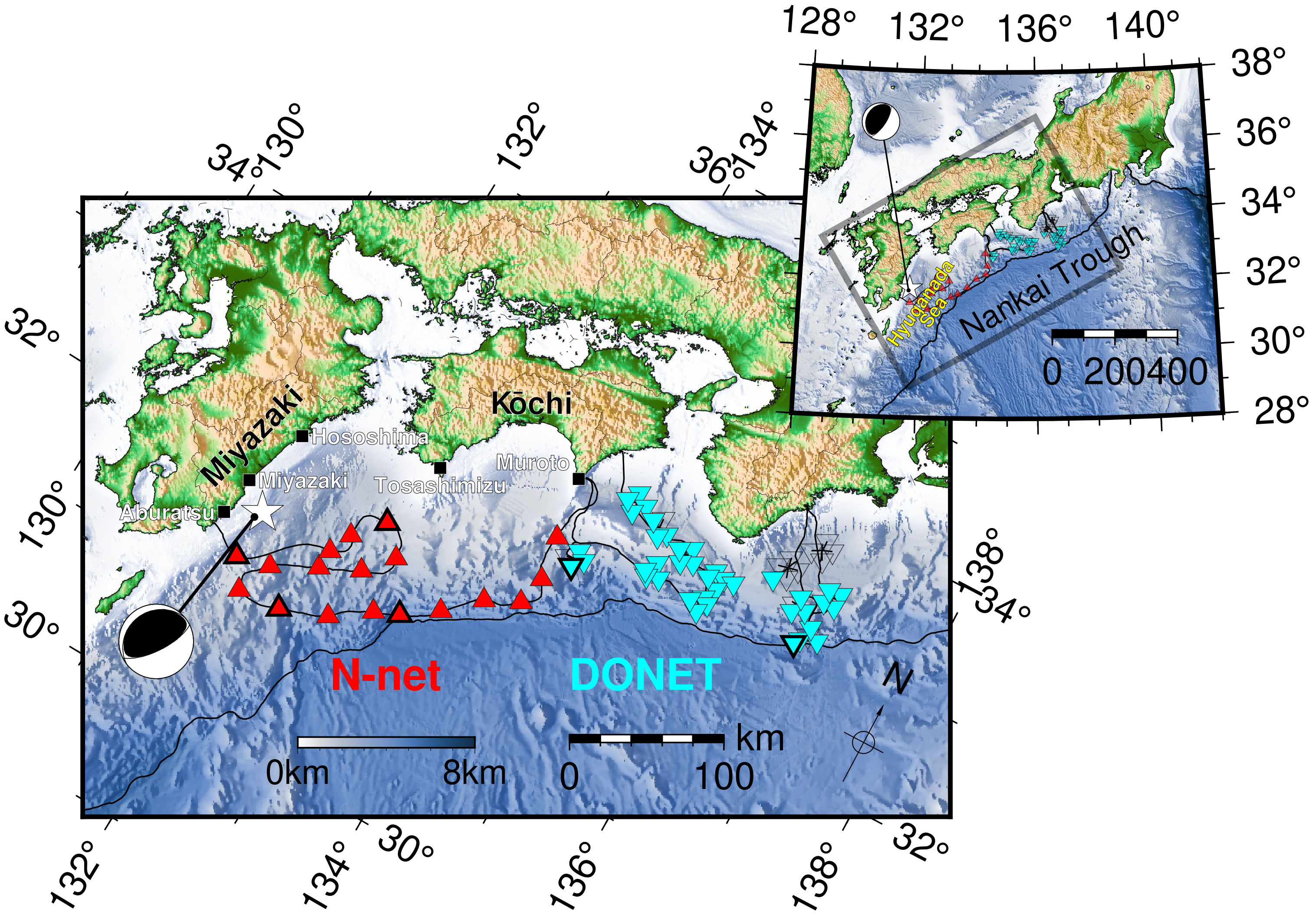
other gray waveforms are the calculated ones from the models in Fig. 3. Peak timings of the significant tsunami wave phases are marked by vertical dashed lines. Note that the vertical scale is different in each panel.

Fig. 5. Results of the tsunami source inversion. Tsunami source distributions estimated by (a) using all stations and (b) using only the DONET data. Analytical area is shown by a rectangular region and the center locations of the unit source elements are shown by cross symbols. (c) Comparison of observed (black) and calculated waveforms. Red solid and green dashed lines denote the waveforms calculated from the results with all stations and only with DONET, respectively. The observed waveforms from 1 hour since the origin time are used for the inversion analysis.

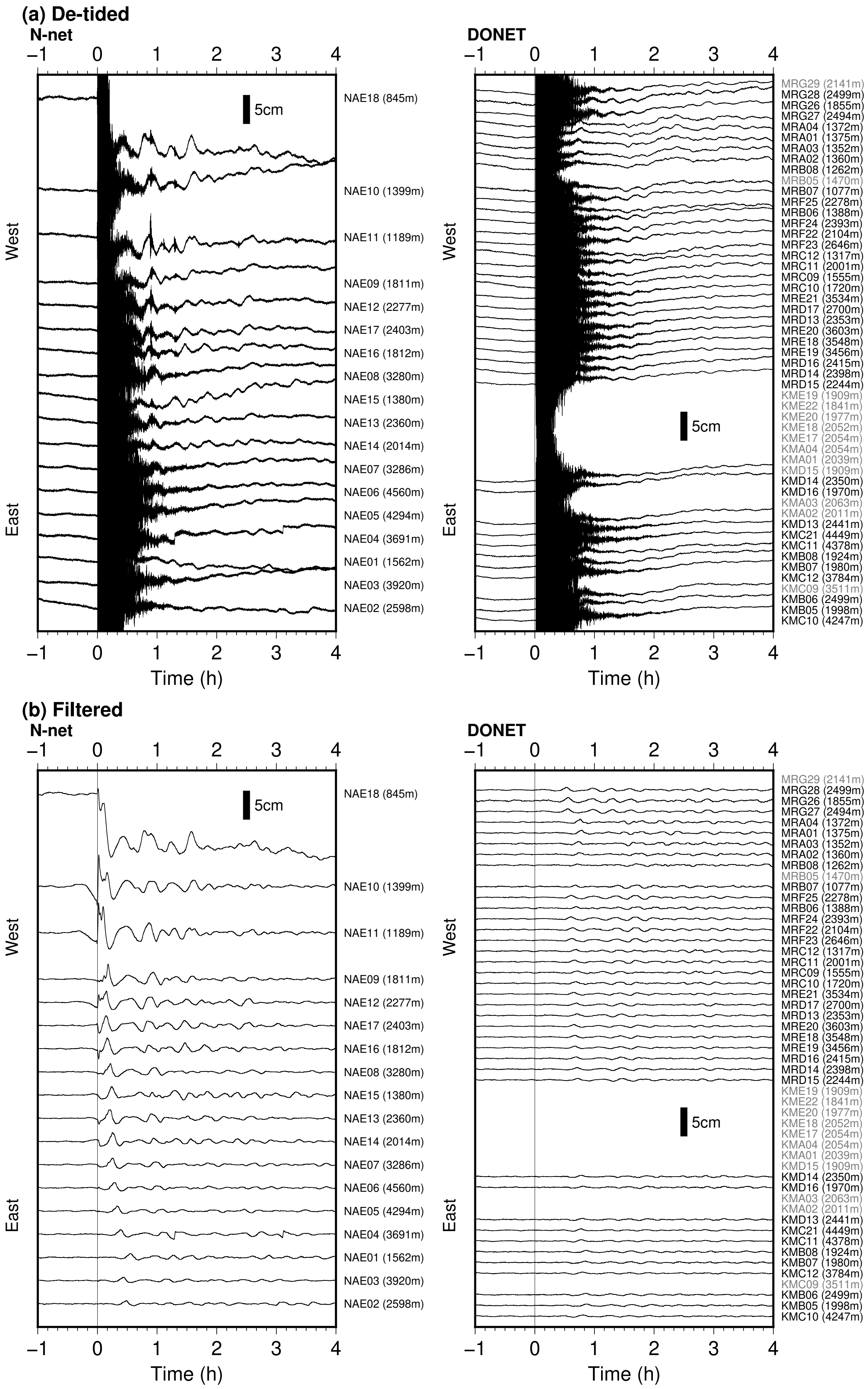
Fig. 6. Comparisons of the tsunami source with other results. (a) Comparison of the tsunami source (colored background and gray contour line lines) with the vertical displacements calculated from the GCMT solution (blue contour) and the GSI rectangular fault model (green contour). The locations of the fault models are also marked by colored rectangles (blue: GCMT, green: GSI). White star is the epicenter of the earthquake in Hyuganada Sea in 2024 determined by JMA. (b) Comparison of the tsunami source (red contour) with the tsunami source region of the 1961 earthquake (oval region marked by green dashed line) estimated by the back projection analysis of the coastal tide gauges [Hatori (1968)]. Green star is the epicenter of the 1961 earthquake determined by JMA. Light blue rectangular region is the rectangular fault based on the GCMT solution. (c) Comparison of the tsunami source (black contour lines) with the slip models of two earthquakes in Hyuganada Sea in 1996 [Yagi *et al.* (1999)]. Interval of the slip contours is 0.5 m. The magnitudes in this figure are taken from the JMA catalog. The rectangular fault based on the GCMT solution is also shown by gray.

Fig. 7. Results of the rectangular fault modeling with the Markov chain Monte Carlo (MCMC) method. The model estimated using (a) the onshore GNSS data alone, (b) the offshore tsunami source data alone, and (c) Joint analysis of both GNSS and tsunami source data.

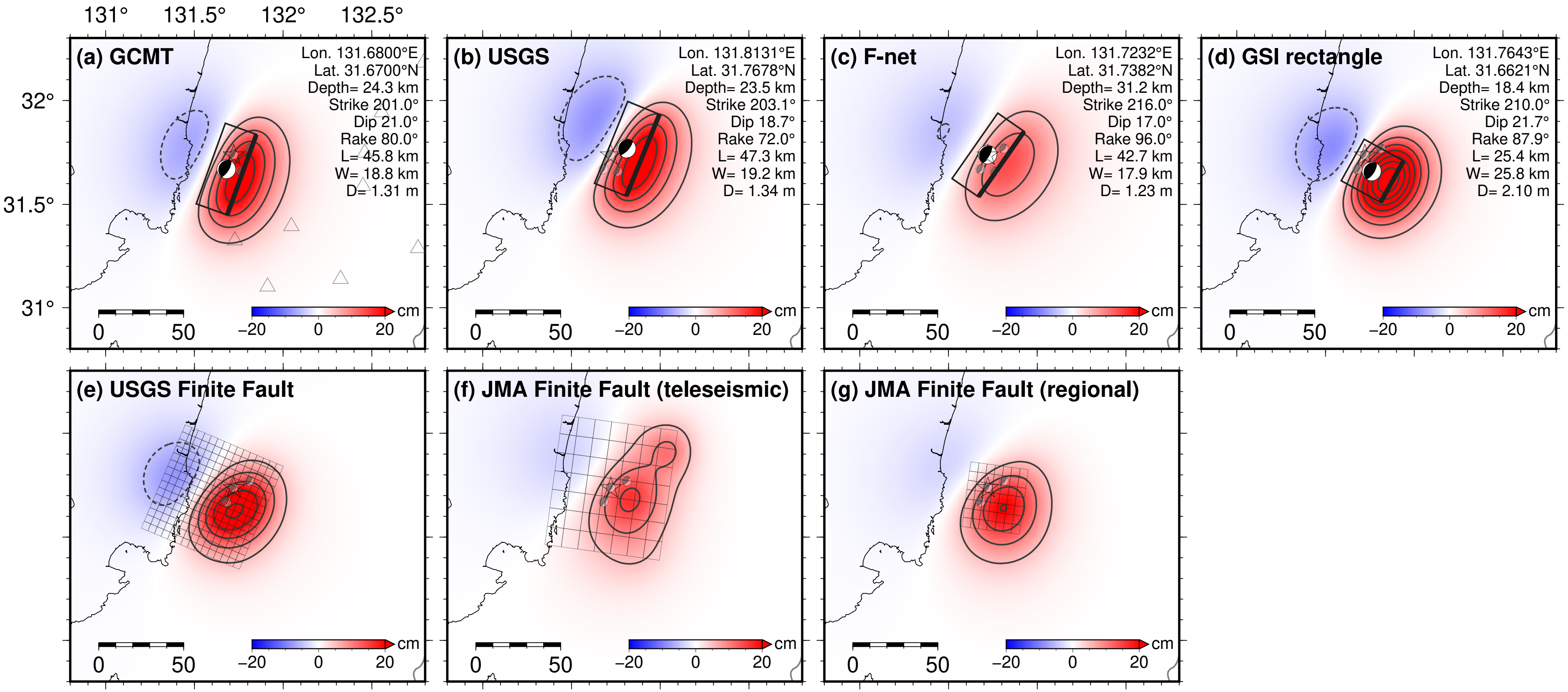
The upper panels show the location of the estimated rectangular fault and the vertical displacement distribution. The lower panels show the comparison of the displacements at the onshore GNSS stations (black: observation, gray: calculation).


Miyazaki
Kōchi
Hososhima
Muroto
Miyazaki
Tosashimizu
Aburatsu
N-net
DONET
0km
8km
km
0
100
N
Hyuganada Sea
Nankai Trough
0 200400

久保田・他　Fig. 1

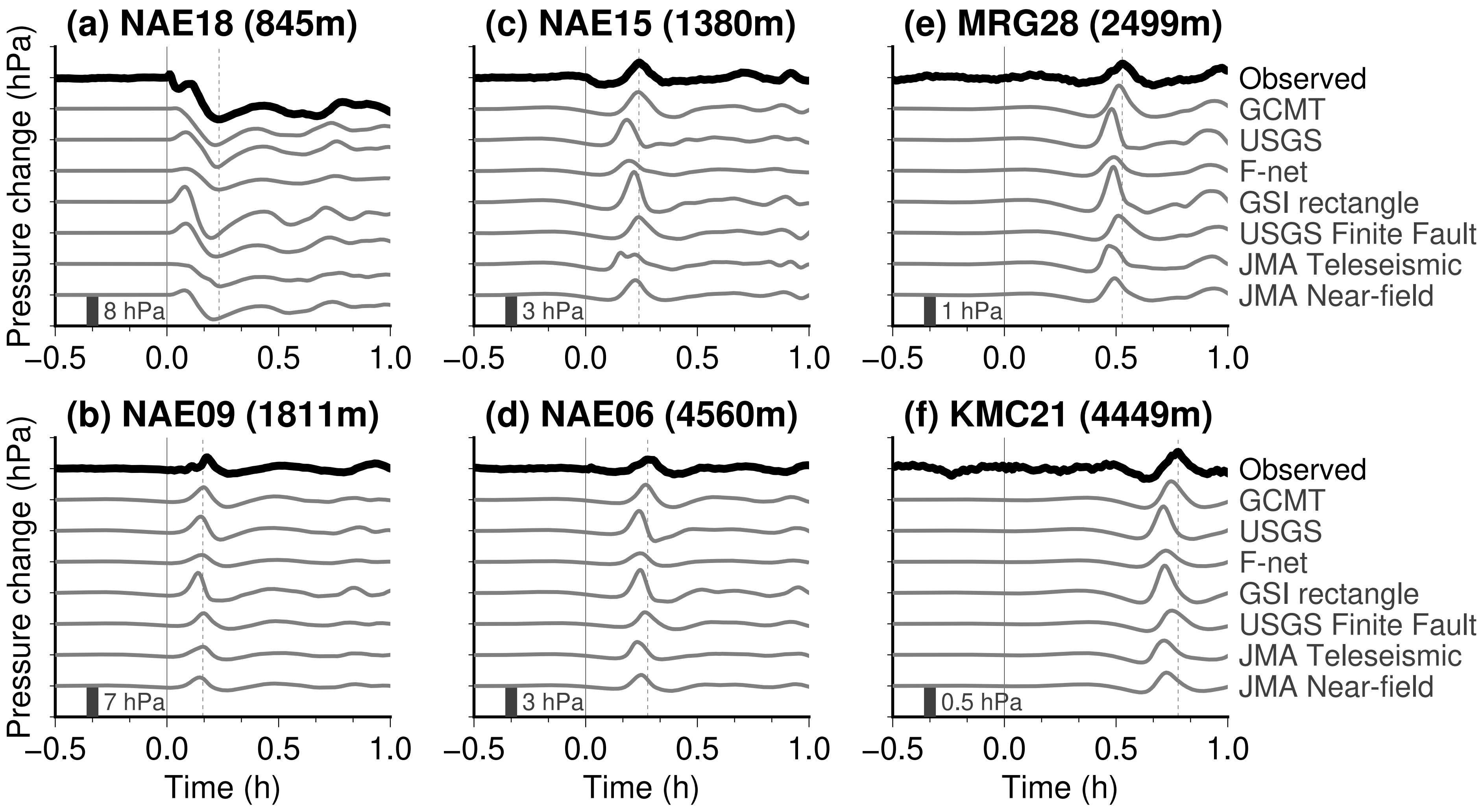

(a) De-tided
N-net
DONET
West
East
5cm
Time (h)
−1 0 1 2 3 4
NAE18 (845m)
NAE10 (1399m)
NAE11 (1189m)
NAE09 (1811m)
NAE12 (2277m)
NAE17 (2403m)
NAE16 (1812m)
NAE08 (3280m)
NAE15 (1380m)
NAE13 (2360m)
NAE14 (2014m)
NAE07 (3286m)
NAE06 (4560m)
NAE05 (4294m)
NAE04 (3691m)
NAE01 (1562m)
NAE03 (3920m)
NAE02 (2598m)
MRG29 (2141m)
MRG28 (2499m)
MRG26 (1855m)
MRG27 (2494m)
MRA04 (1372m)
MRA01 (1375m)
MRA03 (1352m)
MRA02 (1360m)
MRB08 (1262m)
MRB05 (1470m)
MRB07 (1077m)
MRF25 (2278m)
MRB06 (1388m)
MRF24 (2393m)
MRF22 (2104m)
MRF23 (2646m)
MRC12 (1317m)
MRC11 (2001m)
MRC09 (1555m)
MRC10 (1720m)
MRE21 (3534m)
MRD17 (2700m)
MRD13 (2353m)
MRE20 (3603m)
MRE18 (3548m)
MRE19 (3456m)
MRD16 (2415m)
MRD14 (2398m)
MRD15 (2244m)
KME19 (1909m)
KME22 (1841m)
KME20 (1977m)
KME18 (2052m)
KME17 (2054m)
KMA04 (2054m)
KMA01 (2039m)
KMD15 (1909m)
KMD14 (2350m)
KMD16 (1970m)
KMA03 (2063m)
KMA02 (2011m)
KMD13 (2441m)
KMC21 (4449m)
KMC11 (4378m)
KMB08 (1924m)
KMB07 (1980m)
KMC12 (3784m)
KMC09 (3511m)
KMB06 (2499m)
KMB05 (1998m)
KMC10 (4247m)
(b) Filtered
N-net
DONET
West
East
5cm
Time (h)
−1 0 1 2 3 4

久保田・他　Fig. 2

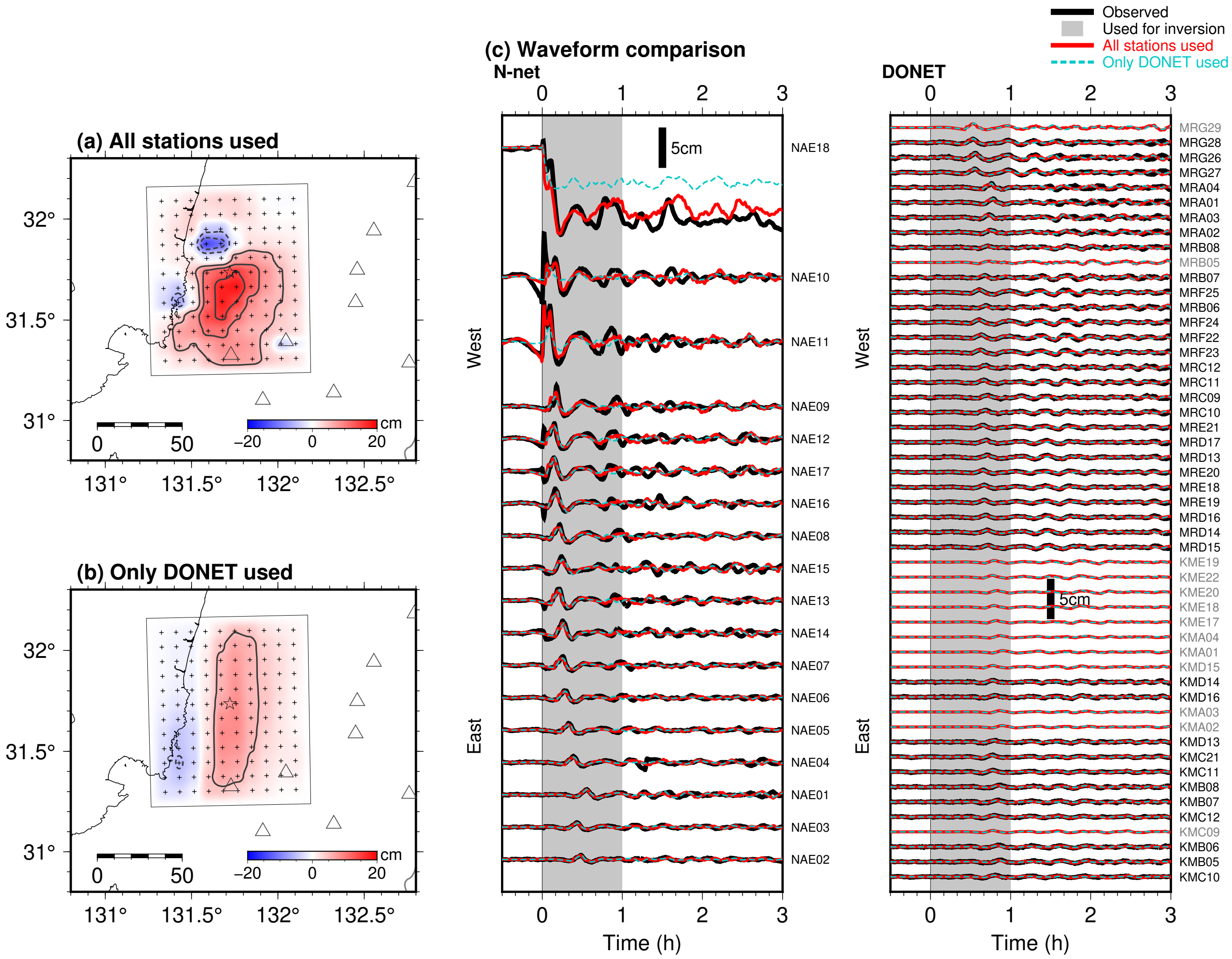


131°
131.5°
132°
132.5°
32°
31.5°
31°
(a) GCMT
Lon. 131.6800°E
Lat. 31.6700°N
Depth= 24.3 km
Strike 201.0°
Dip 21.0°
Rake 80.0°
L= 45.8 km
W= 18.8 km
D= 1.31 m
(b) USGS
Lon. 131.8131°E
Lat. 31.7678°N
Depth= 23.5 km
Strike 203.1°
Dip 18.7°
Rake 72.0°
L= 47.3 km
W= 19.2 km
D= 1.34 m
(c) F-net
Lon. 131.7232°E
Lat. 31.7382°N
Depth= 31.2 km
Strike 216.0°
Dip 17.0°
Rake 96.0°
L= 42.7 km
W= 17.9 km
D= 1.23 m
(d) GSI rectangle
Lon. 131.7643°E
Lat. 31.6621°N
Depth= 18.4 km
Strike 210.0°
Dip 21.7°
Rake 87.9°
L= 25.4 km
W= 25.8 km
D= 2.10 m
(e) USGS Finite Fault
(f) JMA Finite Fault (teleseismic)
(g) JMA Finite Fault (regional)
0
50
−20
0
20
cm

久保田・他　Fig. 3

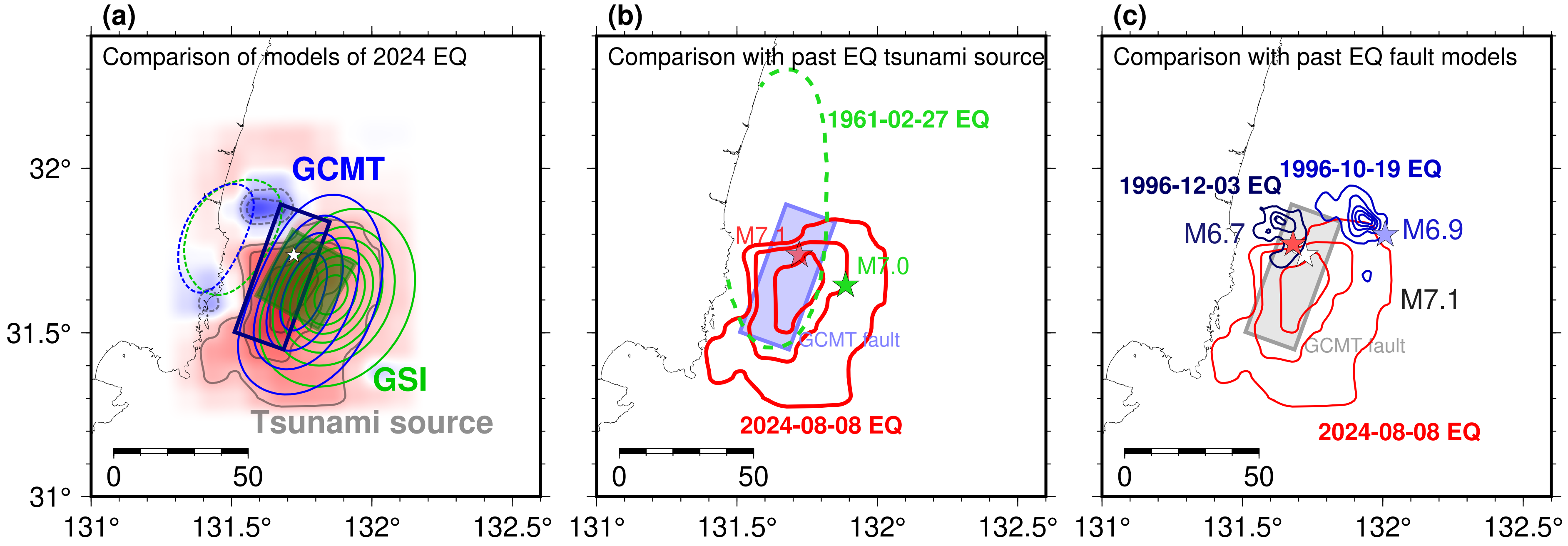

(a) NAE18 (845m)
(c) NAE15 (1380m)
(e) MRG28 (2499m)
(b) NAE09 (1811m)
(d) NAE06 (4560m)
(f) KMC21 (4449m)
Pressure change (hPa)
Time (h)
−0.5
0.0
0.5
1.0
8 hPa
3 hPa
1 hPa
7 hPa
3 hPa
0.5 hPa
Observed
GCMT
USGS
F-net
GSI rectangle
USGS Finite Fault
JMA Teleseismic
JMA Near-field

久保田・他　Fig. 4

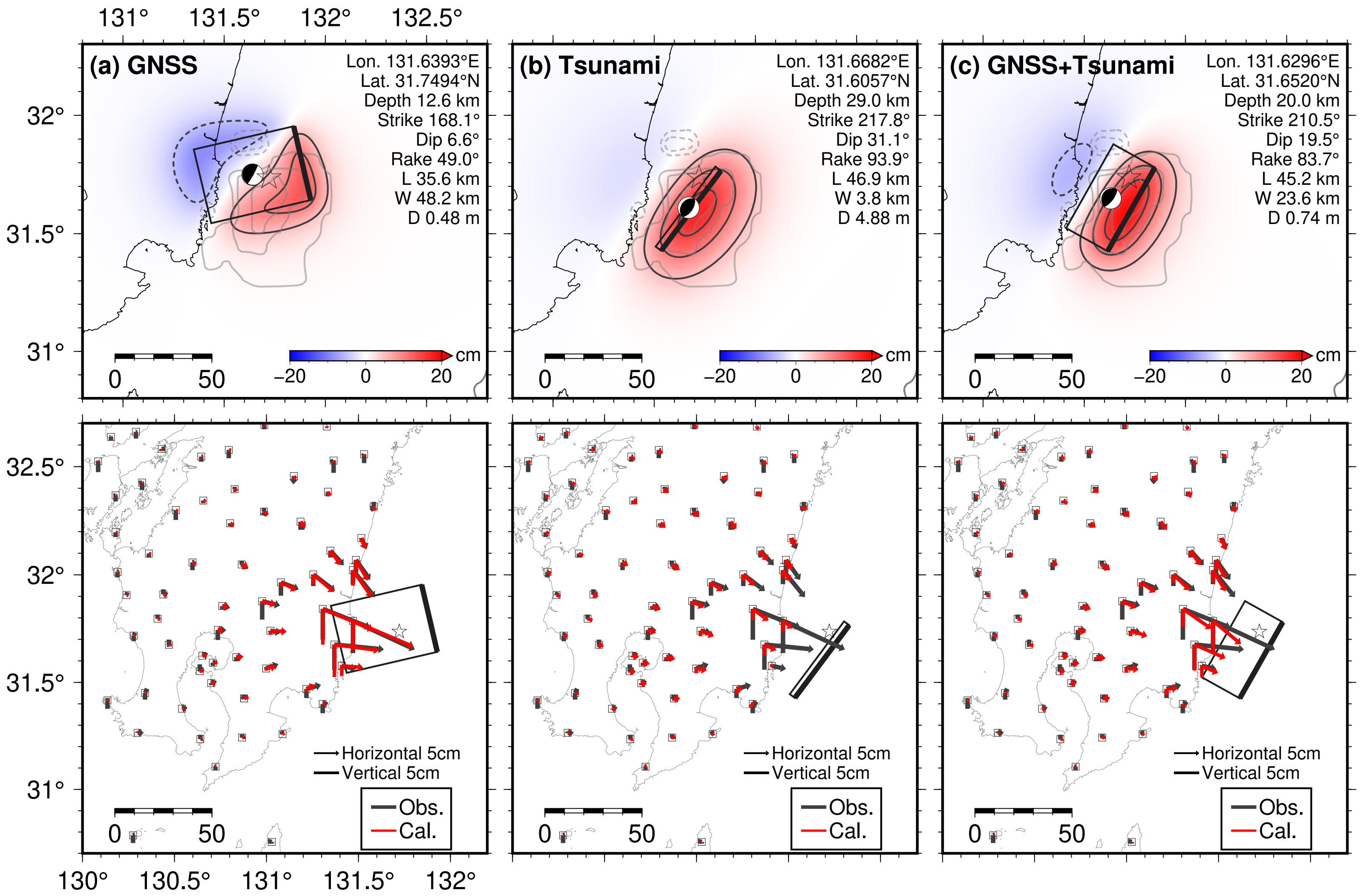


(a) All stations used
32°
31.5°
31°
0
50
−20
0
20
cm
131°
131.5°
132°
132.5°
(b) Only DONET used
(c) Waveform comparison
N-net
DONET
Observed
Used for inversion
All stations used
Only DONET used
5cm
West
East
Time (h)
NAE18
NAE10
NAE11
NAE09
NAE12
NAE17
NAE16
NAE08
NAE15
NAE13
NAE14
NAE07
NAE06
NAE05
NAE04
NAE01
NAE03
NAE02
MRG29
MRG28
MRG26
MRG27
MRA04
MRA01
MRA03
MRA02
MRB08
MRB05
MRB07
MRF25
MRB06
MRF24
MRF22
MRF23
MRC12
MRC11
MRC09
MRC10
MRE21
MRD17
MRD13
MRE20
MRE18
MRE19
MRD16
MRD14
MRD15
KME19
KME22
KME20
KME18
KME17
KMA04
KMA01
KMD15
KMD14
KMD16
KMA03
KMA02
KMD13
KMC21
KMC11
KMB08
KMB07
KMC12
KMC09
KMB06
KMB05
KMC10

久保田・他　Fig.5


(a)
Comparison of models of 2024 EQ
GCMT
GSI
Tsunami source
0
50
(b)
Comparison with past EQ tsunami source
1961-02-27 EQ
M7.1
M7.0
GCMT fault
2024-08-08 EQ
0
50
(c)
Comparison with past EQ fault models
1996-10-19 EQ
1996-12-03 EQ
M6.7
M6.9
M7.1
GCMT fault
2024-08-08 EQ
0
50
32°
31.5°
31°
131°
131.5°
132°
132.5°

久保田・他　Fig. 6



(a) GNSS
Lon. 131.6393°E
Lat. 31.7494°N
Depth 12.6 km
Strike 168.1°
Dip 6.6°
Rake 49.0°
L 35.6 km
W 48.2 km
D 0.48 m
(b) Tsunami
Lon. 131.6682°E
Lat. 31.6057°N
Depth 29.0 km
Strike 217.8°
Dip 31.1°
Rake 93.9°
L 46.9 km
W 3.8 km
D 4.88 m
(c) GNSS+Tsunami
Lon. 131.6296°E
Lat. 31.6520°N
Depth 20.0 km
Strike 210.5°
Dip 19.5°
Rake 83.7°
L 45.2 km
W 23.6 km
D 0.74 m
cm
–20 0 20
0 50
131° 131.5° 132° 132.5°
32° 31.5° 31°
32.5° 32° 31.5° 31°
130° 130.5° 131° 131.5° 132°
Horizontal 5cm
Vertical 5cm
Obs.
Cal.

久保田・他　Fig. 7