

国立研究開発法人海洋研究開発機構・  
香川大学共同研究

香川県版  
津波即時予測  
システム

2020年3月

## 1 はじめに

2018年3月までに坂出市、2019年3月までに高松市、2020年3月までに東かがわ市およびさぬき市において津波即時予測システムを構築し、香川大学で試験運用が可能なように実装した。この津波即時予測システムは、地震・津波観測監視システム (DONET) を入力データとし津波伝播過程に着目して開発された津波即時予測システム (Baba et al., 2013; Takahashi et al., 2017) をもとに、満潮位ベースで津波データベースを作り直して構築したもので、香川県の坂出市と高松市沿岸の最早津波走時、最大津波高、浸水エリアを予測する。坂出市の平均潮位と満潮位の差は 1.6m であることから、朔望平均満潮位として 1.6m を考慮した津波氾濫計算を実施し、その浸水結果をデータベースとして構築した。入力データは強震計 3 成分 (200Hz) と広帯域地震計 3 成分 (200Hz)、水圧計 1 成分で、いずれのデータも JAMSTEC 横浜研究所からリアルタイムで伝送される。

## Reference

- Baba, T., Takahashi, N., & Kaneda, Y. 2013. Near-field tsunami amplification factors in the Kii Peninsula, Japan for Dense Oceanfloor Network for Earthquakes and Tsunamis (DONET). *Mar. Geophys. Res.* doi: 10.1007/s11001-013-9189-1.
- Takahashi, N., Imai, K., Ishibashi, M., Sueki, K., Obayashi, R., Tanabe, T., Tamazawa, F., Baba, T., & Kaneda, Y. 2017. Real-time tsunami prediction system using DONET. *J. Disaster Res.* 12(4):766-744.

## 2 DONET 観測データによる津波予測法

<目次>

1. はじめに.....	1
2. 近地津波発生時における海底静水圧変動.....	3
3. 津波増幅率の推定.....	5
3.1 推定方法.....	5
3.2 最大静水圧変動との比較.....	7
2 静水圧変動の絶対値平均との比較.....	9
3.4 リアルタイム浸水予測.....	11
4. 既存断層モデルとの比較.....	12
5. 2011年東北地方太平洋沖地震津波の水圧計データを用いた検証.....	14
5.1 DONET1観測データによる検証.....	14
5.2 三陸沖水圧計データによる検証.....	15
5.3 津波検知の検証.....	20
6. 予測手法の高度化.....	23

## 1. はじめに

日本では気象庁が津波警報を運営し (Kamigaichi, 2009)、このシステムでは、地震波検出後 3 分という驚異的なスピードで予測が提供される。これには地震観測データの即時解析による震源情報に基づいて、予め作成された津波シナリオを検索する方法が用いられている。しかしながら、地震波と津波は関係があるが別の現象であるため、地震計のデータのみから迅速かつ高精度で津波を予測するのは難しい場合がある。例えば、2011 年に発生した東北地方太平洋沖地震では、迅速性を優先するために地震データの即時解析によって津波を予測していたため、津波の予測高の過小評価につながった。これは、短周期の地震波形解析に見られるマグニチュードの飽和現象に起因するものであり、気象庁はマグニチュード飽和が疑われるときは、最大クラスの予測を提供することや、長周期の地震波形解析も同時に行うこと、強震域分布の監視などを開始し、この問題に対処している。本資料では、マグニチュードの飽和や断層破壊が数分かかるケースがあることから、水圧計データの振幅に基づき、適宜、評価を改訂する方式を採用した。

世界では様々な津波警報システムが運用されている。ハワイにある PTWC (太平洋津波警報センター) では、太平洋域に存在する地震計と潮位計から、地震の発生を監視、その津波ポテンシャルを評価し、26 の国と地域に津波警報を伝えている。ジオサイエンスオーストラリアはオーストラリア本土とその周辺領土に限った地域的な遠地津波警報を運営している。そのシステムでは、遠地震の震源情報に基づいて、予め作成した津波シナリオデータベースから、該当するシナリオを検索し、予測を提供する (Allen and Greenslade, 2010)。ドイツとインドネシアが共同で運営する近地津波警報システムは様々な観測データを用いて予測精度を向上させる取り組みを行っている (Lauterjung et al., 2010)。

しかし、海底地すべりによる津波 (Geist 2000, Tappin et al., 2001) や分岐断層 (Fukao, 1975) や軟弱な堆積物中 (Tanioka and Seno, 2001) で発生した地震による津波は、地震波形から推定された規模の割には大きな津波を発生させることがあり、更なる津波予測の高度化には津波そのものの観測データを用いた予測が必要であると考えられる。このような取組は、すでにアメリカ大洋気象庁 (NOAA) で遠地津波に対して始まっており、DART ブイで観測された沖合津波データから、津波波源を逆推定し、推定した津波波源から順解析で津波計算し、予測している (Titov et al., 2005, Percival et al., 2011)。ここでは、遠地震を対象としているため、津波到達まで比較的に時間的猶予がある点がポイントである。

この処理を極限まで速くして、近地津波をも対応しようという取り組みが Tsushima et al. (2009) などによって行われている。日本周辺では高度な沖合津波観測施設が整備されてきた。ケーブル式の海底水圧計システムとしては、1979 年に気象庁が東海沖にはじめて設置、1990 年代に入り釧路沖 (Monma et al., 1997)、房総沖 (Eguchi et al., 1998)、初島沖、室戸沖 (Monma et al., 1997) などが整備され、近年では熊野灘に設置されたより大規模な DONET (Kaneda et al., 2014) や東北日本沖の S-NET の整備が進んでいる。Tsushima et al. (2011) によれば、これらのデータを適切に利用することにより、地震発生後約 20 分で津波波源を高精度に求められるとしている。

しかし、沿岸部の早いところでは数分で津波が到達することもあり、津波予測のさらなる

高速化が必要である。津波は沖合から沿岸に向かって増幅する性質があり、これは Green の法則として単純には記述できる。Baba et al. (2004)は、この性質と水圧計データから遠地津波の予測法を検討し、Hayashi (2010)はモデルを近地地震に拡張した。さらに、Baba et al. (2013)は、DONET 観測データを用いて、近地津波に対する水圧計データと経験的な Green の法則による実用的な津波予測法を検討した。

本章では Baba et al. (2013)の手法を紹介すると共に、2011 年東北地方太平洋沖地震のデータなどを用いて手法の検証を行う。

## 2. 近地津波発生時における海底静水圧変動

ここでは、DONETの水圧計データを近地津波の予測に利用するのであるが、近地津波の場合は海底静水圧変動と海面変動が比例関係にないことに注意が必要である。模式図を図2-2-1に示す。海底の静水圧は水深と海面変動の和（全水深）に比例する。まず、海底水圧計の直下で地震が発生し、その海底地殻変動により津波が励起されることを考える。海底水圧計も地震による海底地殻変動によって海面とほぼ同様に持ち上げられ、津波としての伝播の影響も多少はあるものの、津波励起中は、海底静水圧は変化に乏しいが、津波の伝播が始まるのにもとない急激に水圧が低下し、同時に津波によって変動する。津波が過ぎ去った後の海底水圧の減少分は、地震による海底の隆起量に対応する。図2-2-2は2011年東北地方太平洋沖地震の際に、震源域の海底で実際に観測された海底水圧変動である。地震発生後、急激水圧が低下しているのが確認できる。

このように近地津波では、必ずしも海底静水圧変動と海面変動は1対1対応するとは限らない。しかし、津波は地震による海底の隆起によって発生するため、津波の規模は、地震発生後の海底水圧変動分とある程度の相関があると推察される。このため、ここでは、地震発生直後に観測される海底水圧変動の振幅と沿岸での最大津波高さの相関をモンテカルロシミュレーションにより経験的に調査した。

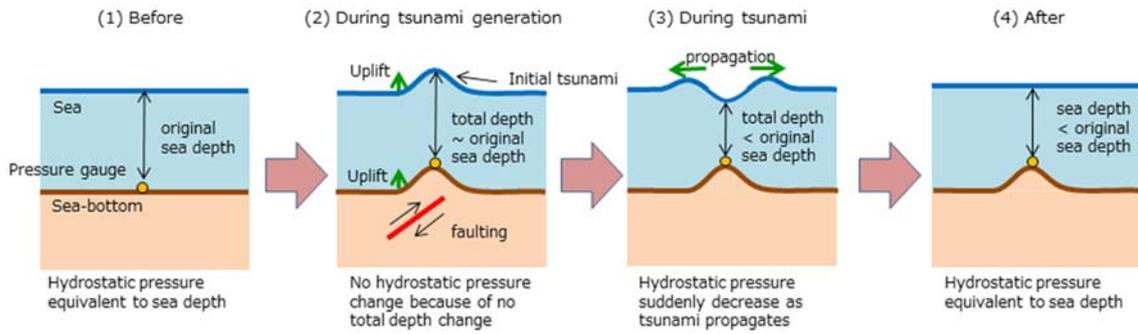


図 2-2-1 近地津波励起時の海面変動と海底変動

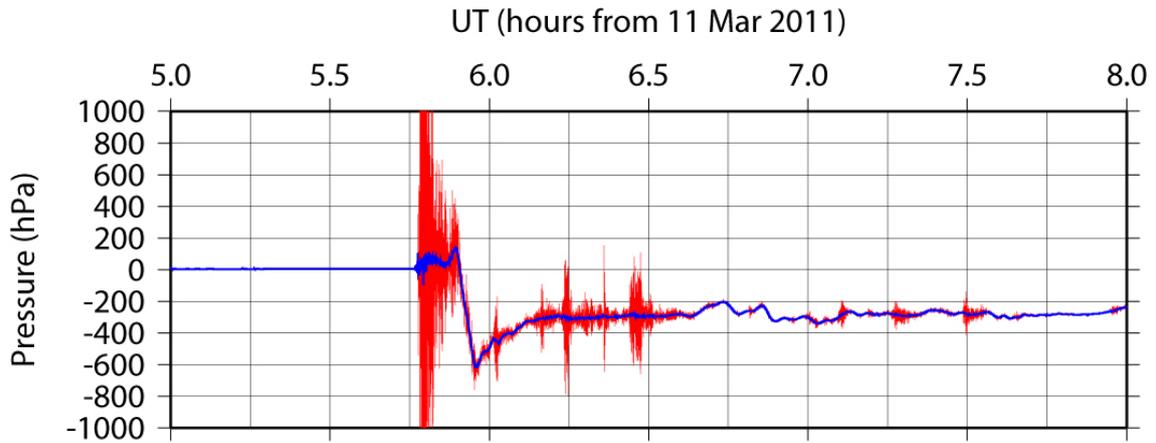


図 2-2-2 2011 年東日本大震災の震源域の海底でポップアップ式の水圧計でとらえられた変動。赤はオリジナルデータ、青がローパスフィルタ後（津波周期帯）の変動。地震発生直後に水圧が急激に低下しているのか確認できる。

### 3. 津波増幅率の推定

本章では、DONETにおける水圧変動と沿岸津波最大波の相関（津波増幅率）の推定手法について述べる。

#### 3.1 推定方法

津波増幅率推定のモンテカルロシミュレーションのため、まずはじめに断層パラメタセットを作成した。沈み込むフィリピン海プレートの形状（Baba et al., 2002）、1944年東南海地震や1946年南海地震の震源過程（例えば、Kanamori, 1972, Baba et al., 2005）を参考にしながら、紀伊半島に影響がありそうな3417の断層モデルを南海トラフ域に設定した（図2-3-1）。断層モデルでは、断層の上端深さを5 km から25 km、断層の傾斜を $5^{\circ}$  から $25^{\circ}$ 、マグニチュードを7.2 から8.4の幅で変化させている。断層長、断層幅とすべり量は、設定したマグニチュードとスケーリング則（宇津, 2001）から求めた。走向と傾斜は一律 $240^{\circ}$ と $90^{\circ}$ とした。実際の地震ではすべりは空間的に不均質であるが、ここでは単純のため、矩形断層、単一すべりでモデル化した。

この断層パラメタセットを利用して、3417ケースの津波シミュレーションを実施する。津波伝搬・浸水計算にはBaba et al., (2014)で開発された並列計算が可能な津波浸水コード（JAGURS）を使用した。JAGURSはスタaggered差分格子、リープフロッグによる時間発展を用いて非線形長波理論を解き、津波伝搬の時間発展を求める。地形ネスティングも可能で特定の地域のみを効率的に分解能を高められる。本研究では5層の地形ネスティング層を用いた。尾鷲、熊野、浦神地域では、約5 mという最も細かい地形格子を採用し、陸上への浸水も計算する。海面変動の時系列の出力ポイントは図2-3-1の三角で示されている。DONET1観測点では、全水深（水深+海面変動）の1 cmの変化を1 hPaの変化として、全水深変化から海底水圧変化を算出した。3時間分の津波伝搬を計算し、計算における時間間隔は安定条件を満たすように0.1秒と設定した。なお、この計算では、地震による鉛直の地殻変動に基づき、陸上および海底地形も変形する。

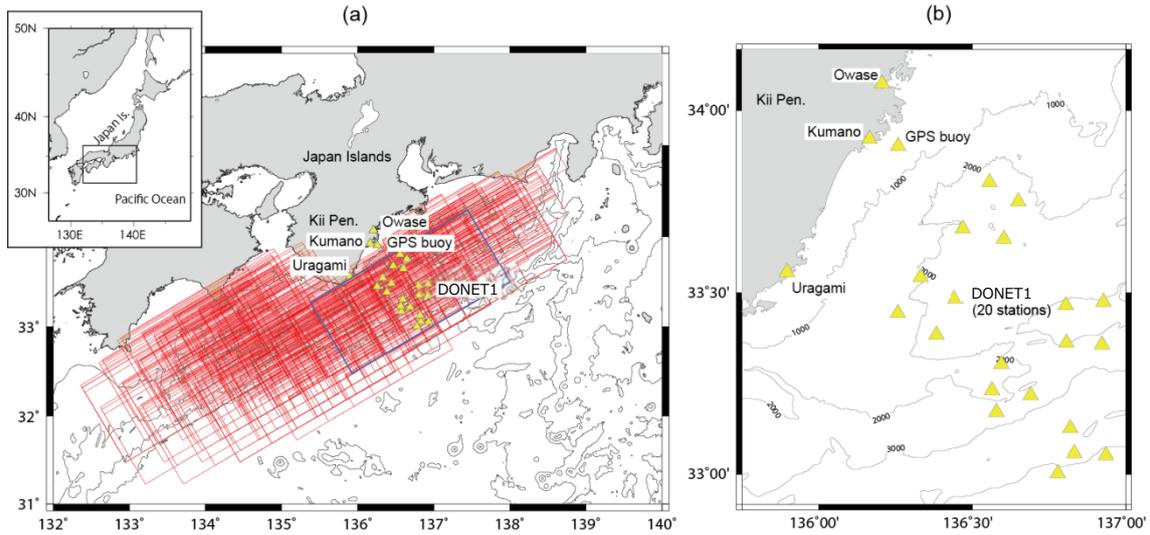


図 2-3-1 (a) 津波計算領域と断層パラメタセット。赤色の四角で示してあるのが各断層シナリオ。三角は検潮所、GPS ブイ、DONET1 の観測点位置。青色の矩形断層から計算された津波波形は図 2-3-2 に示されている。(b)観測点周辺の拡大図。

### 3.2 最大静水圧変動との比較

図 2-3-2 は DONET1 の直下に位置する断層（図 2-3-1(a)に青色で示された矩形断層）から計算された検潮所および GPS ブイでの理論津波波形と DONET1 観測点での理論静水圧変動の時系列である。DONET1 観測点のいくつかでは地震発生後急激な水圧低下が確認できる。その後、GPS ブイで津波を観測、沿岸の検潮所（尾鷲）で津波が観測される。先に図 2-2-1 で示したように、近地津波では単純に海底静水圧変動イコール海面変動とならない。このため振幅情報だけを取り出すという意味で、DONET1 観測点の水圧変動の絶対値を取ったものが図 2-3-1(b)である。リアルタイム予測において、処理を単純化するため、この処理は DONET1 観測網の外側からやってきた津波（海面変動と海底静水圧変動が比例する場合）に対しても同様に施す。

図 2-2a は 3417 ケースすべての熊野検潮所ポイントでの最大波高と DONET1(20 観測点)の水圧変動の絶対値の最大 ( $P_{\max}$ ) との比較である。ここで  $P_{\max}$  は以下の式で定義される。

$$P_{\max} = \max|P(i,t)| \quad (1)$$

$P(i,t)$  は  $i$  番目の DONET1 観測点の時刻  $t$  における静水圧変動を示す。図 2-2b は同様に GPS 波浪計ブイで観測される最大波高と熊野での最大波高の相関である。図 2-2a の DONET1 観測点の相関は、図 2-2b の GPS 波浪計ブイの相関よりも悪い。これは DONET1 の観測点は GPS 波浪計よりも沖合に位置するためである。DONET1 観測点近傍で小さな津波が発生した場合は、DONET1 観測点ではそれなりの水圧変動が発生するが、その後広がって、沿岸部ではその振幅は小さくなることに由来している。

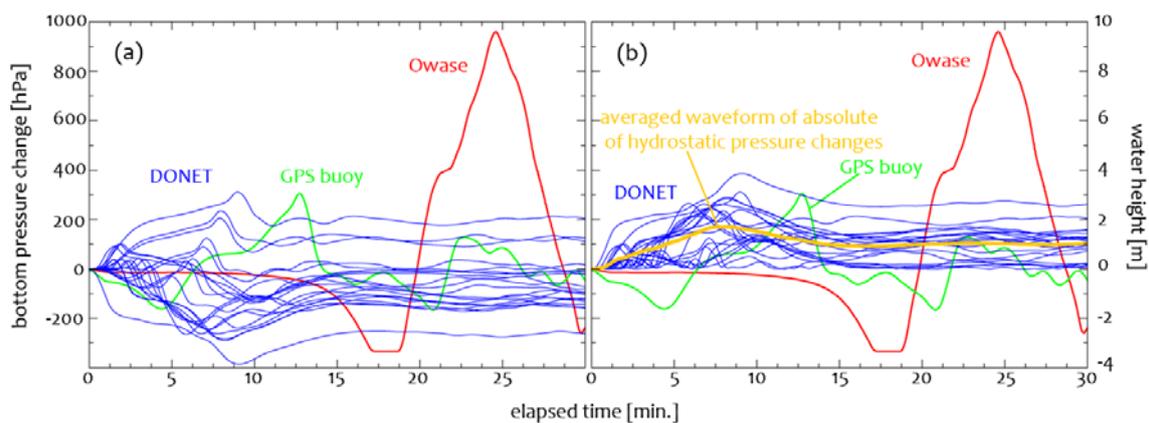


図 2-3-2 (a) 図 2-3-1 (a)の青四角で示された断層から計算された DONET1(20 観測点)での理論静水圧変動 (青) と GPS 波浪計ブイでのポイントで計算された津波波形 (緑)、尾鷲検潮所のポイントで計算された津波波形 (赤)。(b)青線は DONET1 理論水圧変動について絶対値にしたもの。オレンジ線は青線の平均値の波形。

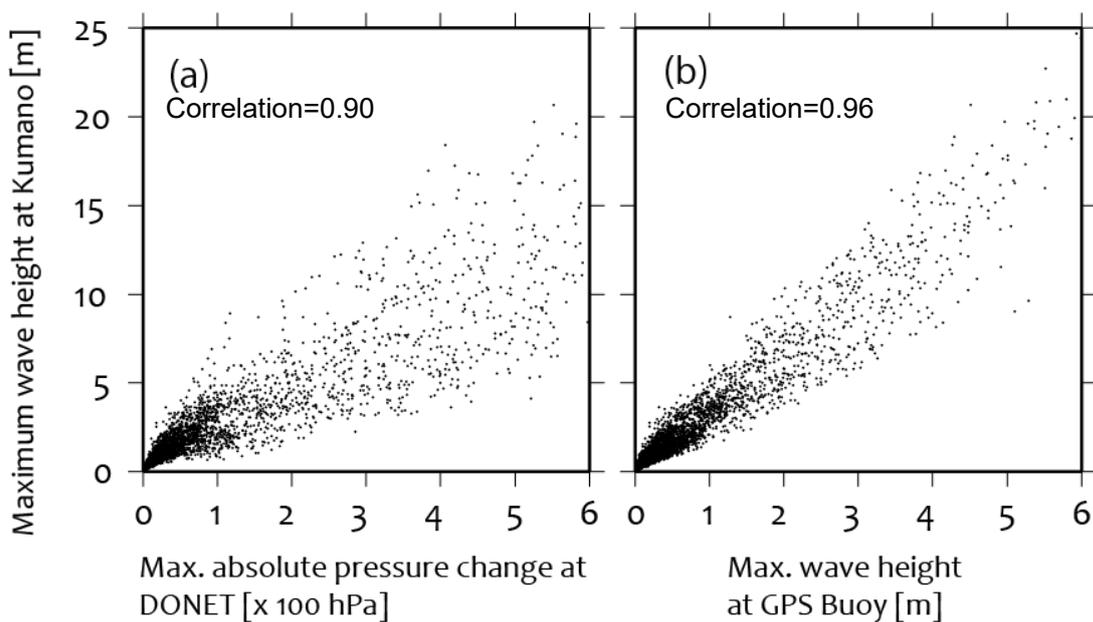


図 2-3-2 (a) DONET1(20 観測点)の水圧変動の絶対値の最大 (Pmax) と熊野検潮所ポイントでの最大津波高の相関、(b)GPS 波浪計ブイでの最大津波高と熊野検潮所ポイントでの最大津波高の相関

### 3.3 静水圧変動の絶対値平均との比較

図 2-3-2 から、DONET1 を用いた相関は GPS 波浪計ブイよりも劣ることがわかった。津波規模は海面の高さだけでなく、空間的な広がりも重要な要素であることから、単に 20 観測点の最大振幅ではなく、ある平均化処理を行った上で相関を取ることにした。具体的には DONET1(20 観測点)の絶対値の時系列を時間毎に平均化した波形 ( $P_{ave}(t)$ ) を作成した (図 2-3-2b のオレンジ線)。式で書くと次のようになる。

$$P_{ave}(t) = \frac{\sum_{i=1}^n |P(i,t)|}{n} \quad (2)$$

ここで  $n$  は観測点数。この場合は 20 である。図 2-2b では地震発生後約 8 分後に、 $P_{ave}(t)$  のピーク値が出現しているのがわかる。このピーク値と熊野検潮所ポイントでの最大津波高を比べたものが図 2-3-4a である。図 2-3-4a では、図 2-2a の相関度合よりも改善し、図 2-3-2b の GPS 波浪計ブイと熊野検潮所ポイントと同程度の相関が得られている。また、図 2-3-4b と図 2-3-4c は DONET1(20 観測点)の絶対値水圧平均波形の第一波のピーク値と尾鷲検潮所ポイント (図 2-3-4b)、浦神検潮所ポイント (図 2-3-4c) での最大津波高さの比較である。浦神は相関が悪いが、浦神は一方方向だけに開いた小さな湾の奥に位置しており、複雑な海底地形であるため、他の場所に比べて相関が劣っていると考えられる。

DONET1 観測点と熊野、尾鷲、浦神の間の津波増幅係数は 0.054、0.056、0.105 m/Pa であり、回帰直線の予測値で規格化された標準偏差はそれぞれ 41%、32%、54%と求められた。より直感的には、10mの予測値だった場合の予測誤差は、それぞれ  $\pm 4.1$  m、 $\pm 3.2$  m、 $\pm 5.4$  m となる。これらは、GPS 波浪計と同程度とはいえ、必ずしも小さな値ではないかもしれない。しかし、本手法の目指すところは巨大津波を見逃さない点である。実際の DONET1 で観測された水圧計データを使う本手法では、観測データに対応するデータベースの中からモデルの選択を逐次行い、最大津波高を表示する。

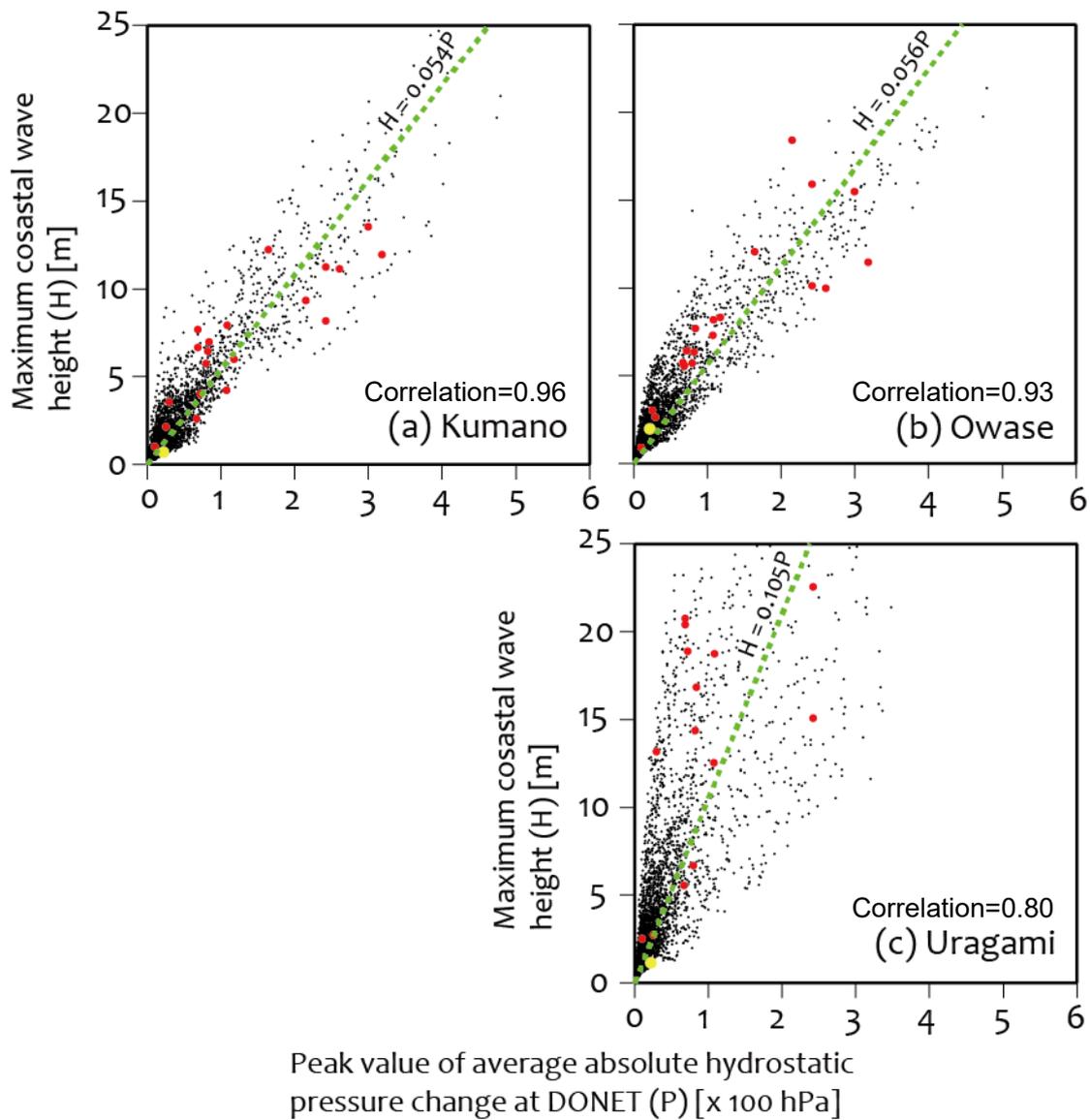


図 2-3-4 DONET1(20 観測点)の静水圧の絶対値平均波形の第一波ピーク値と熊野検潮所 (a)、尾鷲検潮所 (b)、浦神検潮所 (c) の各ポイントでの最大津波高との相関図。黒点 1 つが図 2-3-1(a)に示された矩形断層ひとつに対応。緑線は黒点の回帰直線。赤点は内閣府(2012)が公表した M9.1 モデルを用いた場合、黄点は 2011 年東北地方太平洋沖津波の実測値によるもの。

### 3.4 リアルタイム浸水予測

2011年東北地方太平洋沖津波の経験から、津波避難行動の迅速化においては、沿岸での津波高さに予測に加えて、陸上浸水の予測もリアルタイムで提供されることが望ましい。このため、本研究では、熊野、尾鷲、浦神の三地域において、高分解能な陸上地形データを使用するとともに、浸水可能な非線形長波モデルで計算した。つまり、沿岸付近の検潮所での津波波形の出力に加えて、陸上の最大浸水高分布についても、すべての3417ケースにおいて準備されている。DONET1観測による海底静水圧の絶対値平均波形の第一波ピーク値をキーとしてシナリオを検索することによって、浸水予測図(図2-3-5)を提供することができる。

具体的には、図2-3-1(a)の青色の矩形断層から計算されたDONET1観測による海底静水圧の絶対値平均波形の第一波ピーク値は地震発生後7分程度で観測されており(図2-3-2(b))、その値を元に図2-3-4の黒点よりシナリオを選択。選択したシナリオに対応した浸水予測図を表示する。

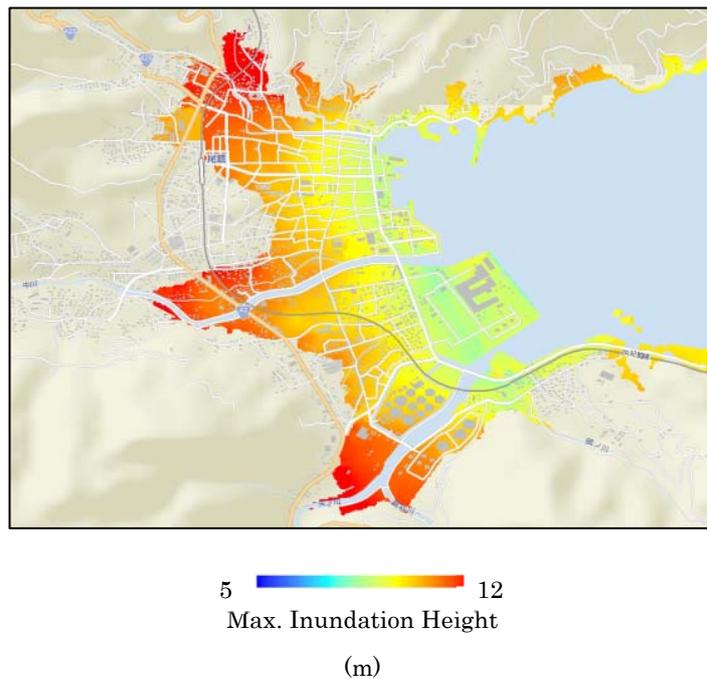


図 2-3-5 DONET1 海底静水圧の絶対値平均波形の第一波ピーク 300 hPa の時の尾鷲における津波浸水予測

#### 4. 既存断層モデルとの比較

本研究で構築した 3417 シナリオのデータベースでは、矩形断層、均一すべりを用いた。しかしながら、実際の地震の滑り分布は空間的に不均一であり、矩形断層、均一すべりモデルでどこまで表現可能かは議論の余地がある。例えば、2011 年東北地方太平洋沖地震では、海溝軸付近で 40-50 m の超大すべりが発生し、巨大な津波を励起したとされる。そこでここでは、既存の不均一すべりモデルを用いて理論波形を計算し、均一すべりモデル群から得られた図 2-3-4 の相関図と矛盾しないかを確認する。

ここで検討した既存断層モデルは 21 ケースで、それらは、Furumura et al. (2011)による宝永地震のモデル。中央防災会議 (2003) 提供の 4 ケース、Baba and Cummins (2005)の 1944 東南海モデルと、1946 年南海モデル (図 2-4-1)、さらにそれらが同時に発生した場合のモデル合わせて 3 ケース、地震発生サイクルシミュレーションから提供された M8.7 と M8.0 のモデルの 2 ケース、内閣府 (2012) 提供の津波断層モデルの 11 ケース (図 2-4-2) である。これらのケースに対して、3.津波増幅率の推定で説明したのと同じ方法を適用し、海底静水圧の絶対値平均の第一波ピーク値と熊野、尾鷲、浦神検潮所での最大津波高さを計算した。

それらの結果は図 2-3-4 の対象断層 3417 シナリオの上に赤点で示してある。これら 21 ケースは矩形断層、均一すべりの 3417 シナリオのばらつきの中に分布している。本システムによる津波高予測結果のばらつきは、想定されたモデルが示す、津波の到来方向や地形によるばらつきの他に、前述の不均一なすべり量、プレート上面の形状と深度、モデル化された海底地形からのずれなど本システムでは想定しきれないばらつきの両方を含む。均一すべりの矩形断層を用いてプレート境界面上にのみ断層が存在するデータベースを作成して同様な計算を行うと、DONET1 (20 観測点) の静水圧の絶対値平均波形の第一波ピーク値と熊野検潮所、尾鷲検潮所、浦神検潮所の各ポイントでの最大津波高との相関は強くなるものの、不均一すべりに起因するモデルによるばらつきを表現することができなかった。そこで、本システムでは想定しきれないばらつきをプレート上面の深度と傾斜角でモデル化することとした。試行錯誤的に行った結果、断層の深さを 5~25km、傾斜角を 5~25° に偏差を持たせることで、上記の想定できないばらつきをモデル化し、すべりの空間的不均一性を取り込むこととした。

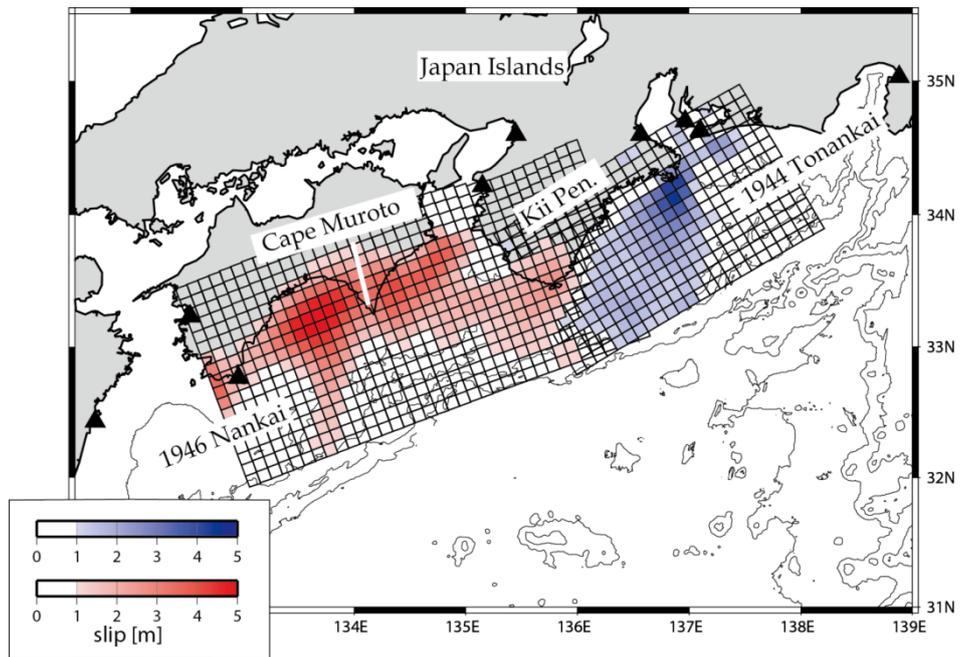


図 2-4-1 Baba et al. (2005)による 1944 年東南海地震、1946 年南海地震の滑り分布モデル

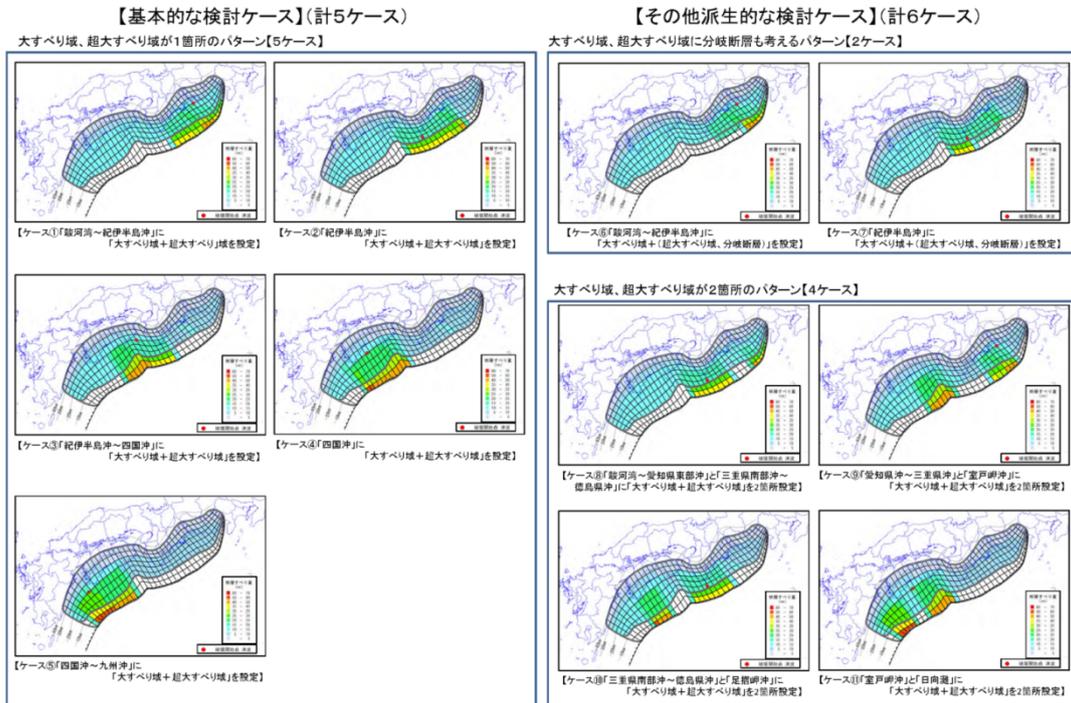


図 2-4-2 内閣府 (2012)による津波断層モデル

## 5. 2011 年東北地方太平洋沖地震津波の水圧計データを用いた検証

### 5.1 DONET1 観測データによる検証

2011 年東北地方太平洋沖地震では、巨大な津波が日本沿岸部だけでなく太平洋に存在する津波観測施設で記録された。当時、DONET1 は構築中であったものの、すでに全 20 観測点のうち 10 観測点が稼働しており、良好な観測記録が得られた。同様に尾鷲沖の GPS 波浪計ブイ、熊野、尾鷲、浦神の検潮所でも津波波形が記録された（図 2-5-1）。沿岸到達の約 15 分前に DONET1 観測点で津波を検知していることがわかる。

DONET1 で観測された水圧波形に 0.01 Hz から 0.0001 Hz のバンドパスフィルターをかけたうえで、DONET1 10 観測点の絶対値平均波形を作成した（図 2-5-1 中オレンジ）。絶対値平均波形の第一波ピークは明瞭であり、その値は約 20 hPa であった。熊野、尾鷲、浦神の各検潮所で記録された最大津波高を図 2-3-4 に黄色でプロットしたところ、回帰直線の近傍に位置した。つまり、本研究で開発した津波予測法は、DONET1 水圧計データにより、2011 年東北地方太平洋沖津波を、熊野、尾鷲、浦神において正しく予測できたわけである。

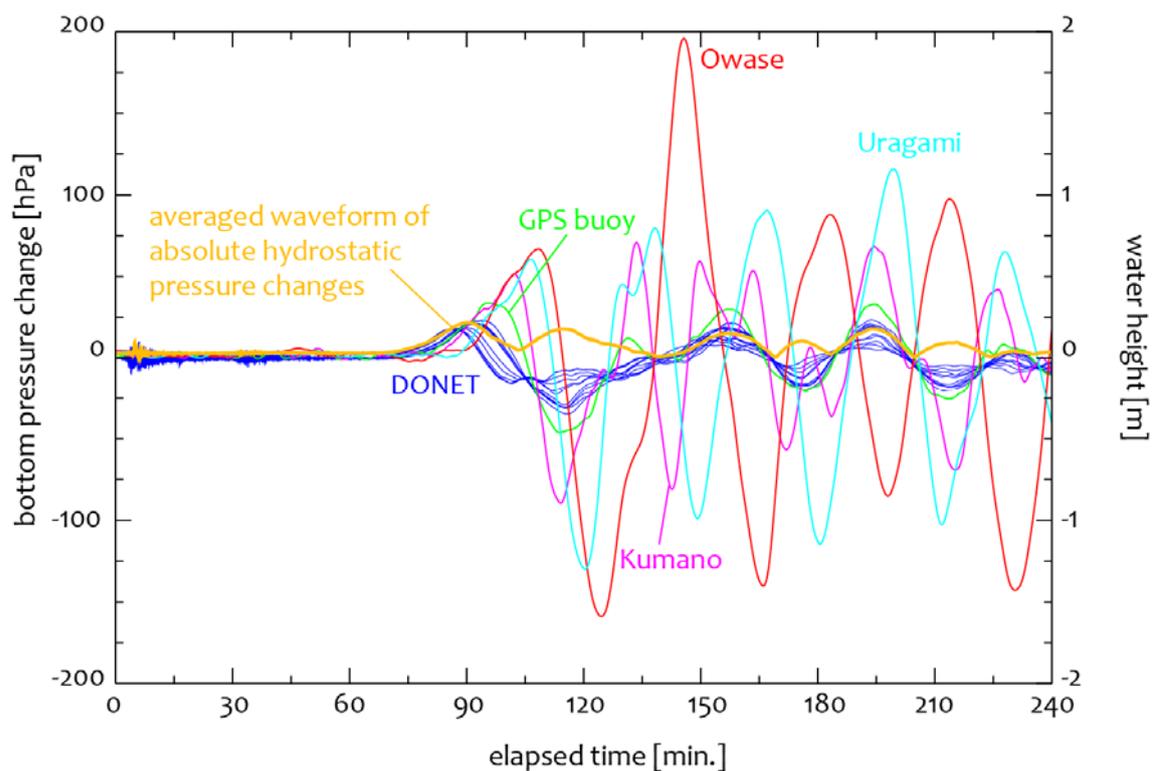


図 2-5-1 2011 年東北地方太平洋沖津波の DONET1 の海底水圧時系列（青）、および尾鷲沖 GPS 波浪計ブイ（緑）、熊野（紫）、尾鷲（赤）、浦神（水色）の検潮所で記録させた海面変動の時系列記録。DONET1 観測記録の絶対値平均波形をオレンジで示してある。

## 5.2 三陸沖水圧計データによる検証

2011年東北地方太平洋沖地震が発生したとき、東北大学によって震源域内に海底水圧計が展開されていた。これらは内蔵バッテリーで動作するタイプの機器で、リアルタイムのデータ取得はかなわなかったが、データは後に正しく回収された。取得されたデータを図 2-5-2 に示す。観測点のいくつかでは、図 2-2-1 で示した地震直後の急激な水圧低下が確認される。図 2-5-3 では、観測された 7 点の水圧計データを絶対値平均波形に変換して示した。この場合は第一波のピークは地震発生後約 13 分後、ピーク値は約 420 hPa であった。

日本海溝沿いでのシナリオデータベースの構築のため、1024 ケースの断層モデルを構築した。マグニチュードは M7.4 から M8.8、断層の上端深さはプレート形状を考慮して、1 から 48 km とし、走向も日本海溝と千島海溝に沿った  $180^\circ$  と  $315^\circ$  のモデルを構築した。傾斜と滑り角は  $45^\circ$  と  $90^\circ$  で固定し、断層長、幅、滑り量はスケーリング則で決めた。南海トラフ域での断層シナリオの構築法とは異なるが、この断層シナリオデータベースは気象庁の量的用法に用いられているものを基礎としている。計算したすべての断層モデルを図 2-5-4 (a) に、それにより得られた水圧計データの絶対値平均波形第一波ピーク値と南三陸と女川での最大波高の相関図を図 2-5-4 (b) に示す。

さらに、絶対値平均波形第一波ピーク値が 420 hPa の時の、本手法による女川、南三陸での予測浸水図を図 2-5-5 に示す。なお、図 2-5-5 中紫線は国土地理院によって測定された津波浸水限界である。過小評価を避けることを目的に、第一波ピーク値が約 420 hPa 以内の複数のシナリオから最悪のケースを選んでいるため、実際に観測された浸水限界を上回るモデルとなっているが、本手法による津波浸水予測は妥当な範囲であると言える。

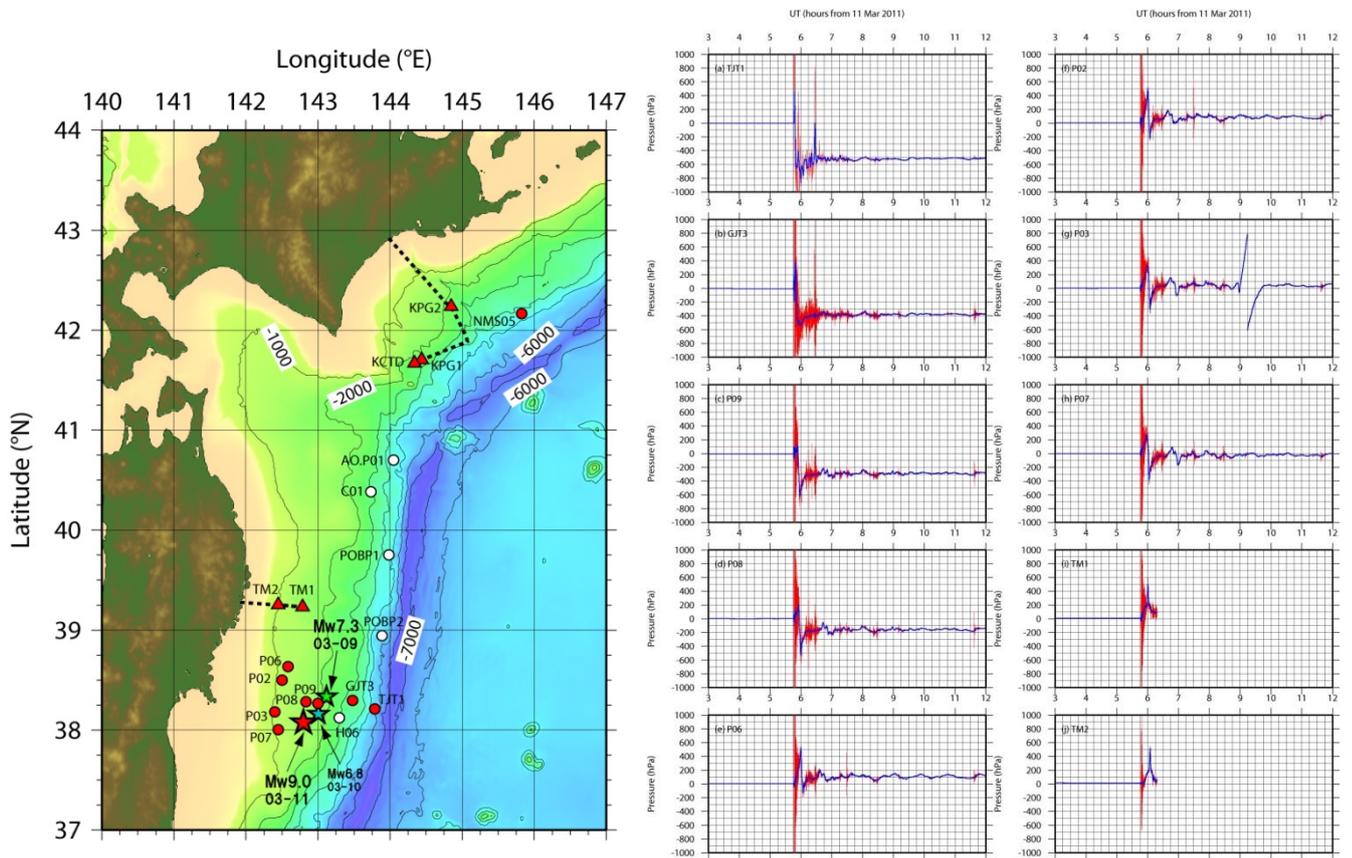


図 2-5-2 2011 年東北地震太平洋津波で記録された海底水圧変動（左：観測点分布、右：水圧データ）赤色がオリジナルデータ、青色がフィルター後のデータ。

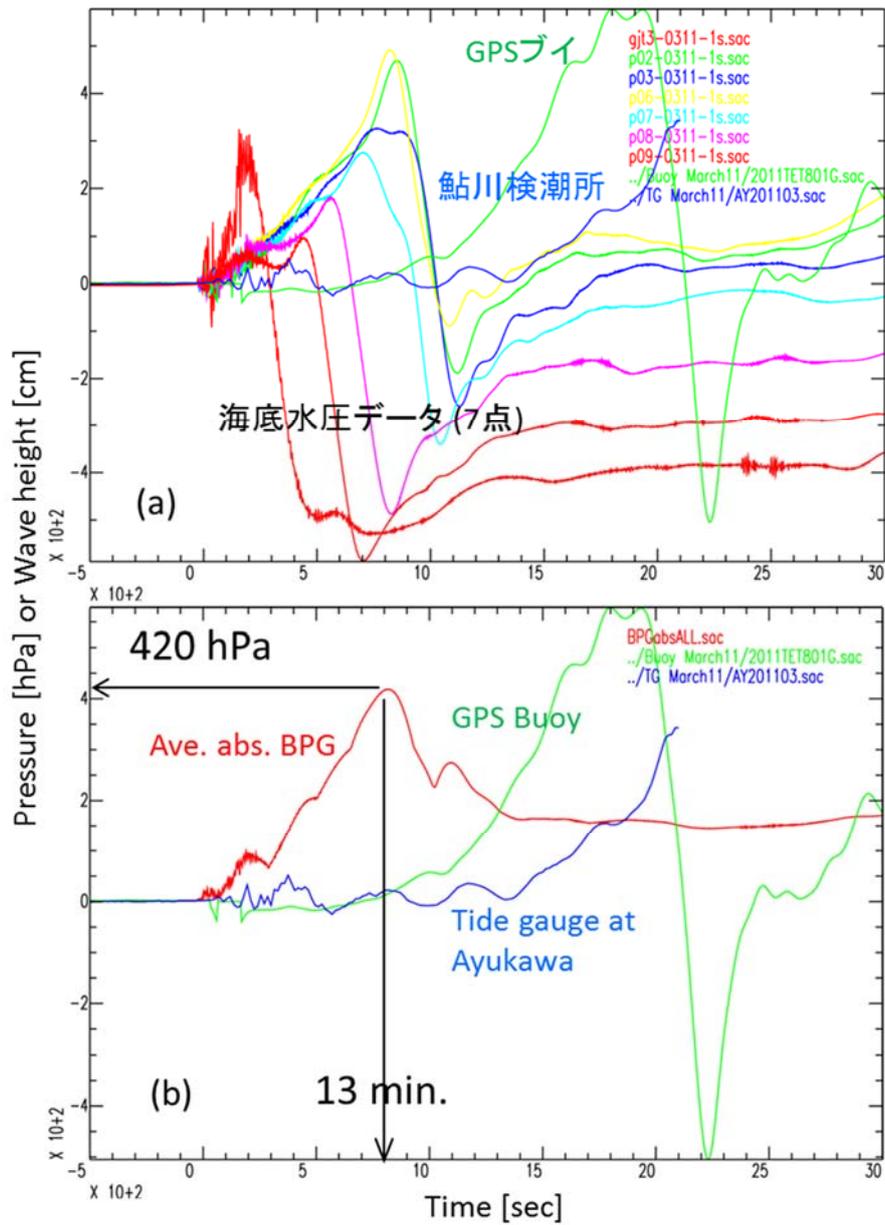


図 2-5-3 (a) 2011 年東北地震太平洋津波の時と海底水圧変動、GPS ブイ、検潮所（鮎川）の記録。鮎川では津波によって検潮所が破壊され、データ途切れている。(b) (a) のうち海底水圧波形（7 点）を絶対値平均波形にしてある。第一波のピークは地震発生後約 13 分後、ピーク値は約 420 hPa であった。

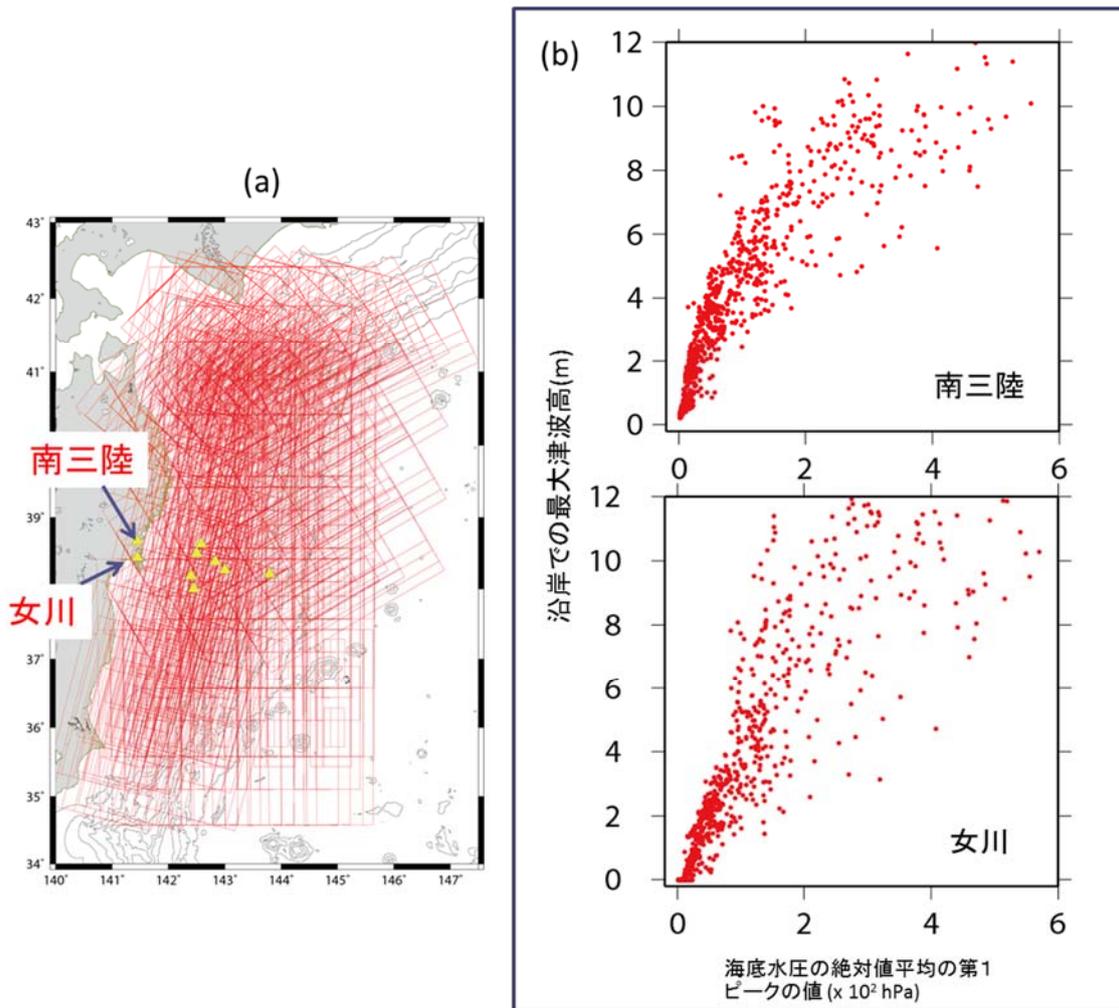


図 2-5-4 (a) 1024 ケースの断層モデル。女川と南三陸（三角）で波形を出力した。海域に位置する三角は海底水圧の出力ポイント。(b) (a)の断層モデル群から計算された水圧計データの絶対値平均波形第一波ピーク値と南三陸と女川での最大波高の相関図。

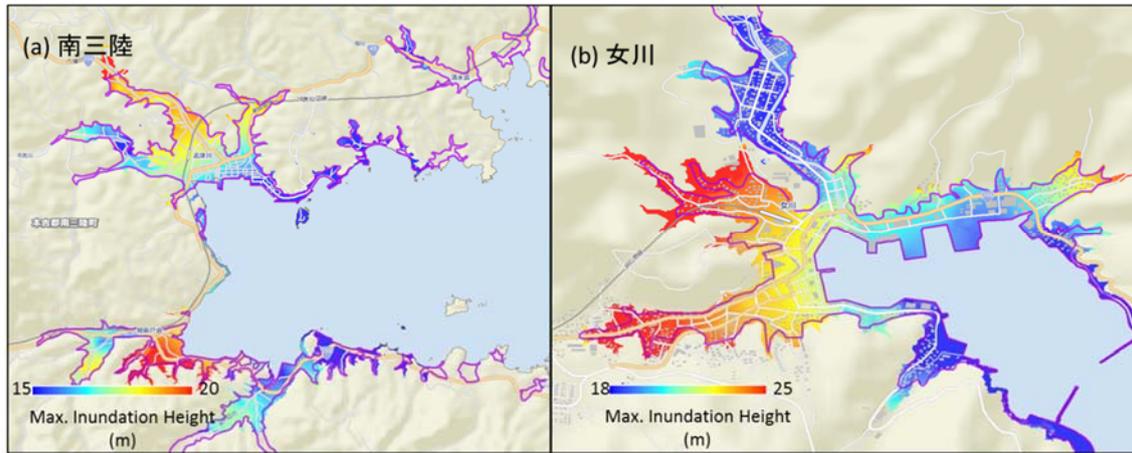


図 2-5-5 色は本手法によって予測された南三陸(a)と女川(b)での浸水高。紫の線は国土地理院によって提示された浸水限界。

### 5.3 津波検知の検証

実際にこの津波増幅率を用いた津波即時予測技術をシステムとして実装するためには、水圧計データを逐次監視し、津波を検知する必要がある。そのため、前項でも紹介された東北大学の水圧計記録を用いて津波検知の手法を検証した。

水圧計の記録には地殻変動や海面変化のみならず、地震波などの短周期の信号も同時に記録される。前項でも移動平均を用いて短周期の成分を取り除き、各 DONET1 観測点の絶対値の平均を計算しなければならない。一方で、この短周期成分の信号を除去した波形を用いてできるだけ早期に信号を検知し、この津波即時予測のロジックに切りかえる必要がある。東北地方太平洋沖地震時の東北大の水圧計記録を用いて、津波の早期検知に最適なパラメータ設定を検討した (Takahashi et al., 2015)。

ここでは、地震発生後も強震動により移動した痕跡がない観測点から最も海溝側に近い GJT3 観測点と最も陸側に位置する P02 観測点の 2 点の例を示す (図 2-5-2)。ここでは津波検知のロジックとして、長時間平均と短時間平均を用い、それぞれの時間幅と適切な振幅のスケーリングをチューニングした。長時間平均と短時間平均の移動平均の時間幅としてそれぞれ 300 秒と 50 秒を試行錯誤的に選択した。1 回の移動平均では地震動の影響が残るため、2 回の移動平均を採用した (図 2-5-6)。この移動平均は、新たな波形データが 1 秒間隔でリアルタイムに入力されることを前提に、その当該時刻の前のデータを用いて計算されている。それぞれの記録に対して比を計算してスケーリングし、できるだけ津波の立ち上がりを検知することを目的に長時間平均と短時間平均の間に 300 秒の時間差を取り入れることとした (図 2-5-7)。これにより、地震発生から 20 秒程度での津波検知が可能である。次にもっとも陸側の P02 観測点である。図 2-5-6 と同様に 300 秒と 50 秒の長時間平均と短時間平均を採用し (図 2-5-8)、長時間平均と短時間の平均の比の間に 300 秒の時間差を取り入れて比を計算した (図 2-5-9)。P02 観測点では地震発生後 25 秒程度での津波検知が確認できる。海底地殻変動が原因で海面が持ち上げられて津波が発生するため、水圧計での初期津波の振幅は一般的に低いですが、津波の周期ほどの長い時間を待つ必要はない。東北地方太平洋沖地震では 20 秒から 25 秒程度で津波を検出でき、本ロジックの津波即時予測システムの社会実装への有効性が確認できた。

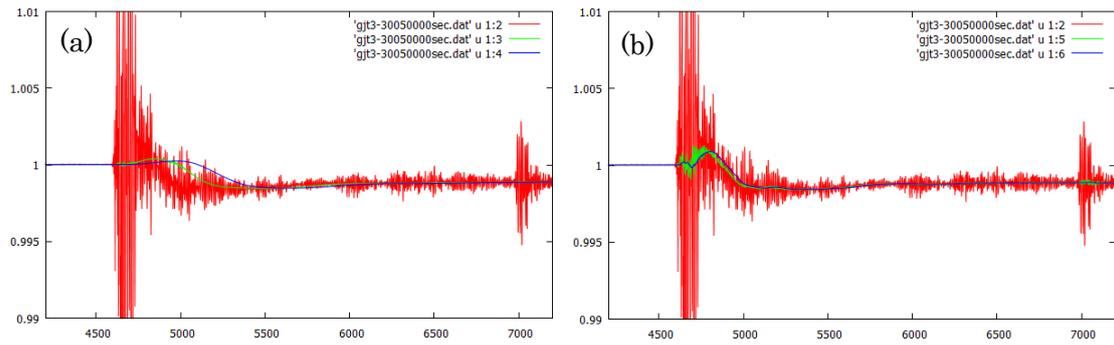


図 2-5-6 GJT3 観測点の長時間平均と短時間平均の計算過程。(a) 300 秒の長時間平均。赤線は原記録のデータを設置水深で割った記録。緑線は赤線の記録に対し 300 秒の移動平均を適用した記録。青線は 300 秒の移動平均を 2 回適用した記録。(b) 50 秒の短時間平均。赤線、緑線、青線はそれぞれ原記録、50 秒の移動平均を 1 回と 2 回適用した記録。

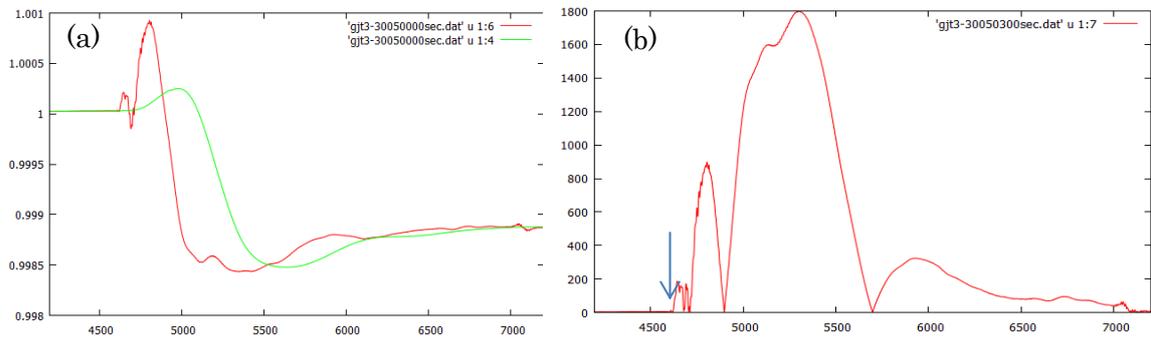


図 2-5-7 GJT3 観測点の長時間平均と短時間平均の比。(a) 長時間平均 (緑) と短時間平均 (赤) との比較。(b) 長時間平均に対する短時間平均の比。青矢印は津波検知した時刻を示す。

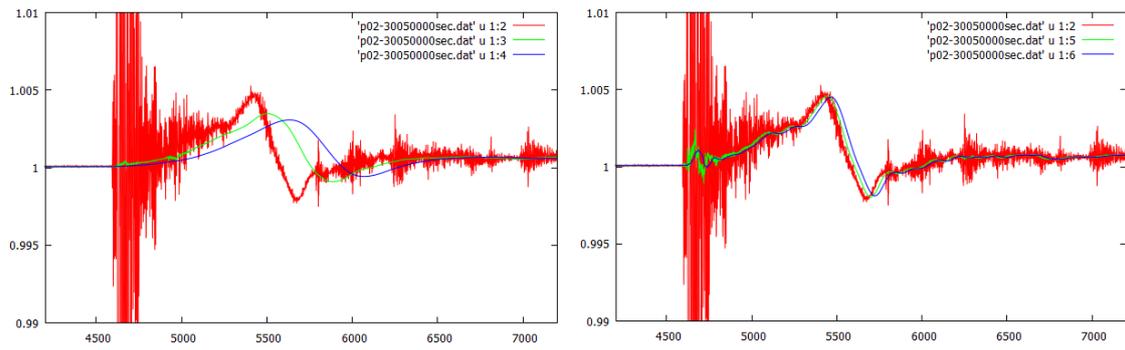


図 2-5-8 P02 観測点の長時間平均と短時間平均の計算過程。(a) 300 秒の長時間平均。赤線は原記録のデータを設置水深で割った記録。緑線は赤線の記録に対し 300 秒の移動平均を適用した記録。青線は 300 秒の移動平均を 2 回適用した記録。(b) 50 秒の短時間平均。赤線、緑線、青線はそれぞれ原記録、50 秒の移動平均を 1 回と 2 回適用した記録。

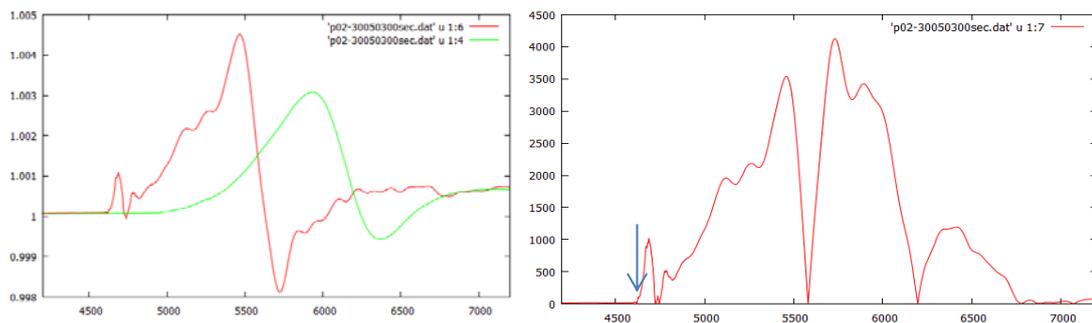


図 2-5-9 P02 観測点の長時間平均と短時間平均の比。(a) 長時間平均（緑）と短時間平均（赤）との比較。(b) 長時間平均に対する短時間平均の比。青矢印は津波検知した時刻を示す。

## 6. 予測手法の高度化

ここでは、DONET2 整備により拡充された DONET 観測網を、より効果的に予測に活用するため予測手法の高度化について説明する。

これまで 3417 ケースの断層モデルにて津波増幅率計算の検証を行ったが、津波増幅率計算の高速化を図るため、断層モデルを 1506 ケースに絞込んだ。詳細については、別途「3.5 DONET 観測データによる津波予測のためのデータベース構築」に記載するが、以後本章では、1506 ケースの断層モデルを用いる。

津波予測手法の高度化として、観測点での津波検知による断層モデルの絞り込み、観測点の動的選択、水圧値の絶対値の最大値による予測手法について説明する。

まず、観測点での津波検知による断層モデルの絞り込みについて説明する。事前に作成するデータベースに、1506 ケースの断層モデルごとに津波発生時から各 DONET 観測点で津波を検知するまでの時間を記述する。その時間から、津波発生時に DONET 観測点で津波を検知した際、津波発生時刻を求め、そこから各 DONET 観測点での津波到達時刻を計算する。この時刻と観測で得られた各 DONET 観測点への津波到達時刻を比較し、矛盾がない断層モデルだけを抽出し予測の候補とする。図 2-6-1 は、DONET の西側（日向灘、Nankai-0052）、DONET 直下（潮岬沖、Nankai-0730）、DONET より東側（房総沖、Nankai-1440）の断層モデルにより発生する津波にて断層モデルの絞り込みを行った結果であるが、震源からより離れた断層モデルを棄却しているのがよく分かる。津波の検知状況から断層モデルの絞り込みを行うことにより、現況に沿わない断層モデルを棄却でき、より高精度な予測が可能となる。

次に、観測点の動的選択について説明する。DONET2 の整備に伴い、観測網が熊野灘から紀伊水道まで広がったことから、予測に使用する観測点を動的に変更する手法の検討を行った。津波の伝播に合わせて、津波を検知した観測点の観測値を予測に用いる。なお、沿岸の予測地点から見て、新たに津波を検知した観測点がこれまでに津波を検知している観測点よりある一定値以上、遠方にあった場合、津波は遠ざかっているものと判断し、それ以降に津波を検知した観測点は使用しないものとする。串本検潮所近傍の高富（図 2-6-2）における前述の断層モデルの絞り込みと観測点の動的選択による相関図の時間変化を図 2-6-3 に示す。震源により近い観測点での津波検知に伴い、早期に津波予測を開始し、津波の伝播とともに高富により近い観測点で津波を検知し、その観測点を用いて相関図を作成すると相関がより高いことが確認できた。

最後に水圧値の絶対値の最大値による予測について説明する。2 章では、DONET1 の 20 観測点の観測水圧値を絶対値化し、その平均値を用いた予測手法を検討した。前述したとおり、津波の伝播により観測点を動的に選択する本手法では、観測点の空間的広がりによる観測点ごとの水圧値の位相のずれに伴い、絶対値平均値の上下の振れ（図 2-6-4 の青線）による津波予想にばらつきが生じる。そこで、観測点ごとの水圧値絶対値の最大値を維持し、その最大値の平均値（図 2-6-4 の赤線）を津波予測に用いることで位相のずれによる予測のばらつきを抑えることとした。

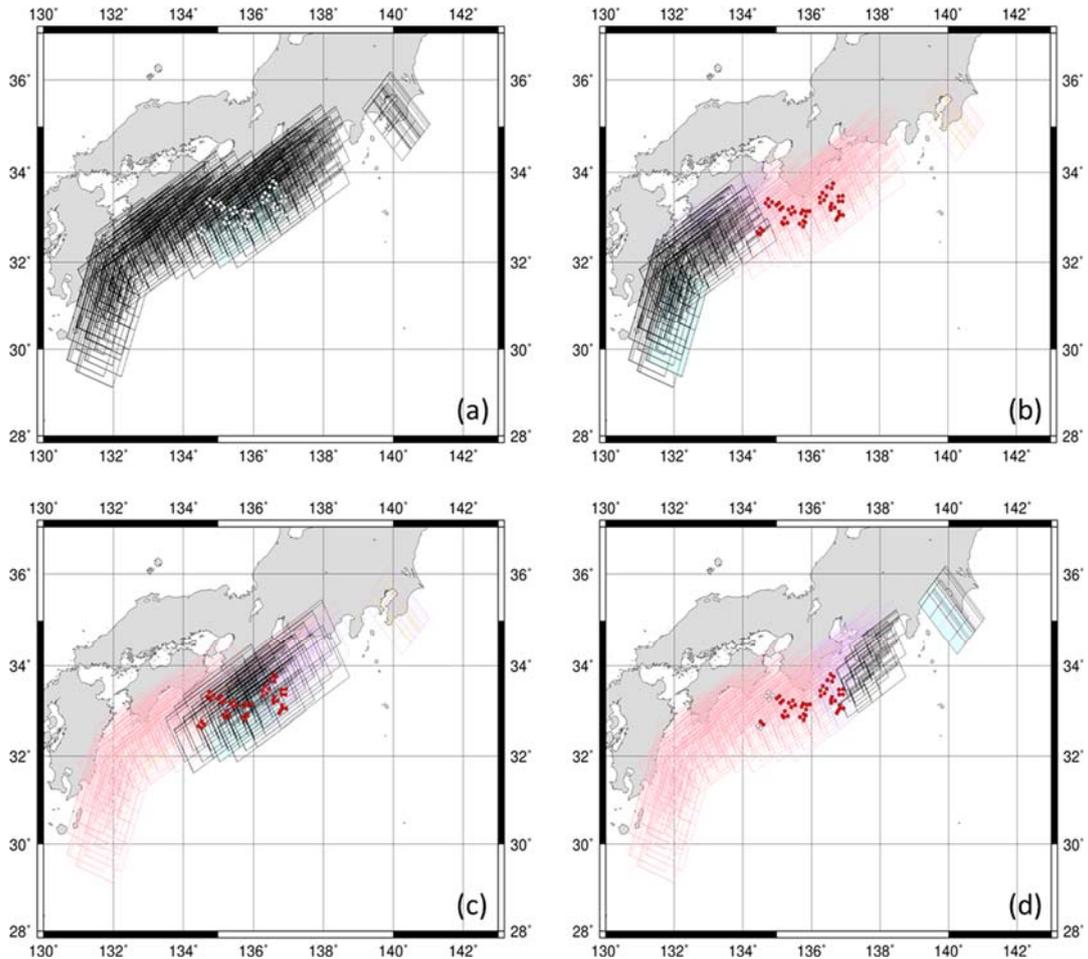


図 2-6-1 断層モデルの絞り込み結果。(a) 絞り込み前、(b) DONET の西側の断層モデル Nankai-0052、(c) DONET 直下の断層モデル Nankai-0730、(d) DONET の東側の断層モデル Nankai-1440。絞り込みに用いた断層モデルを水色の塗りで示し、赤四角は棄却された断層モデル、黒四角は予測の候補となるモデルを示す。赤丸は津波トリガーがかかった DONET 観測点、白丸はトリガーがかかる前の DONET 観測点を示す。

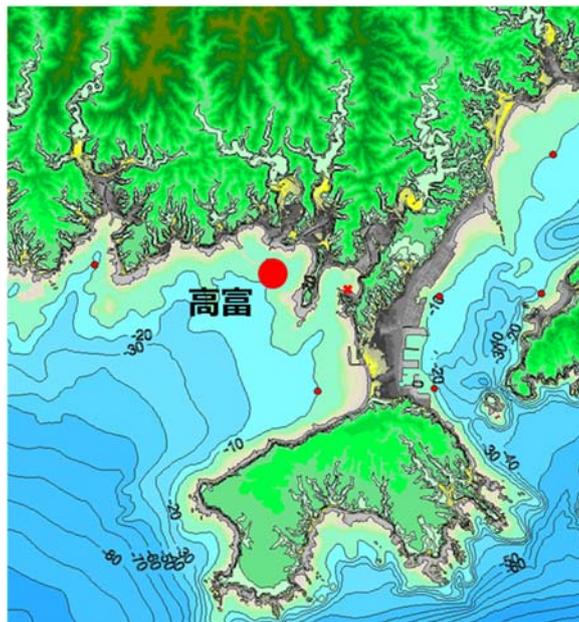


図 2-6-2 串本検潮所近傍の高富

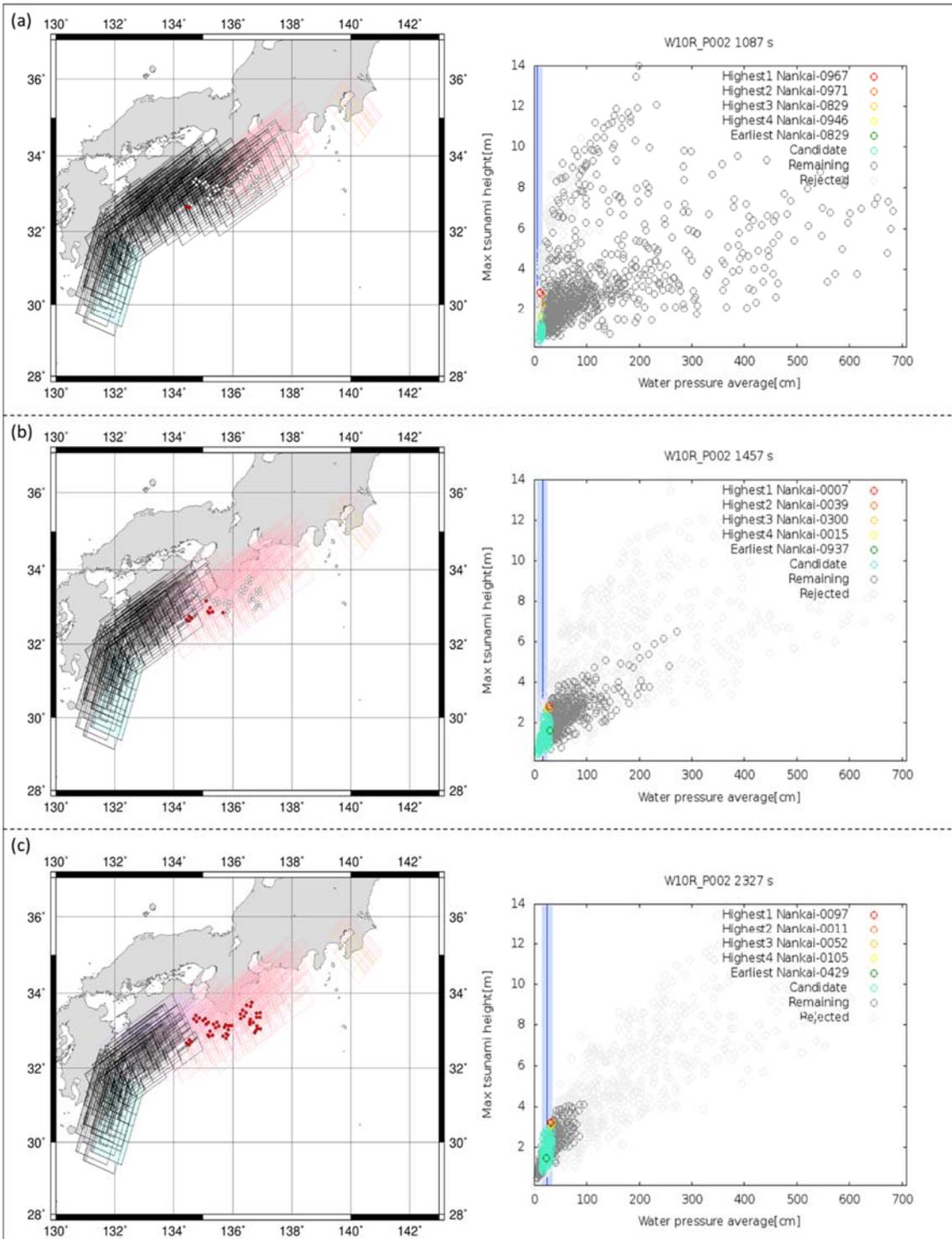


図 2-6-3 断層モデルの絞込み（左）と観測点の動的選択による高富での相関図（右）の時系列変化。使用した断層モデルは Nankai-0052。(a) 断層モデルの最寄りの観測点で津波を検知した時点。(b) 10 個目の観測点で津波を検知した時点。(c) 高富の最寄りの観測点で津波を検知し動的選択を終了した時点。

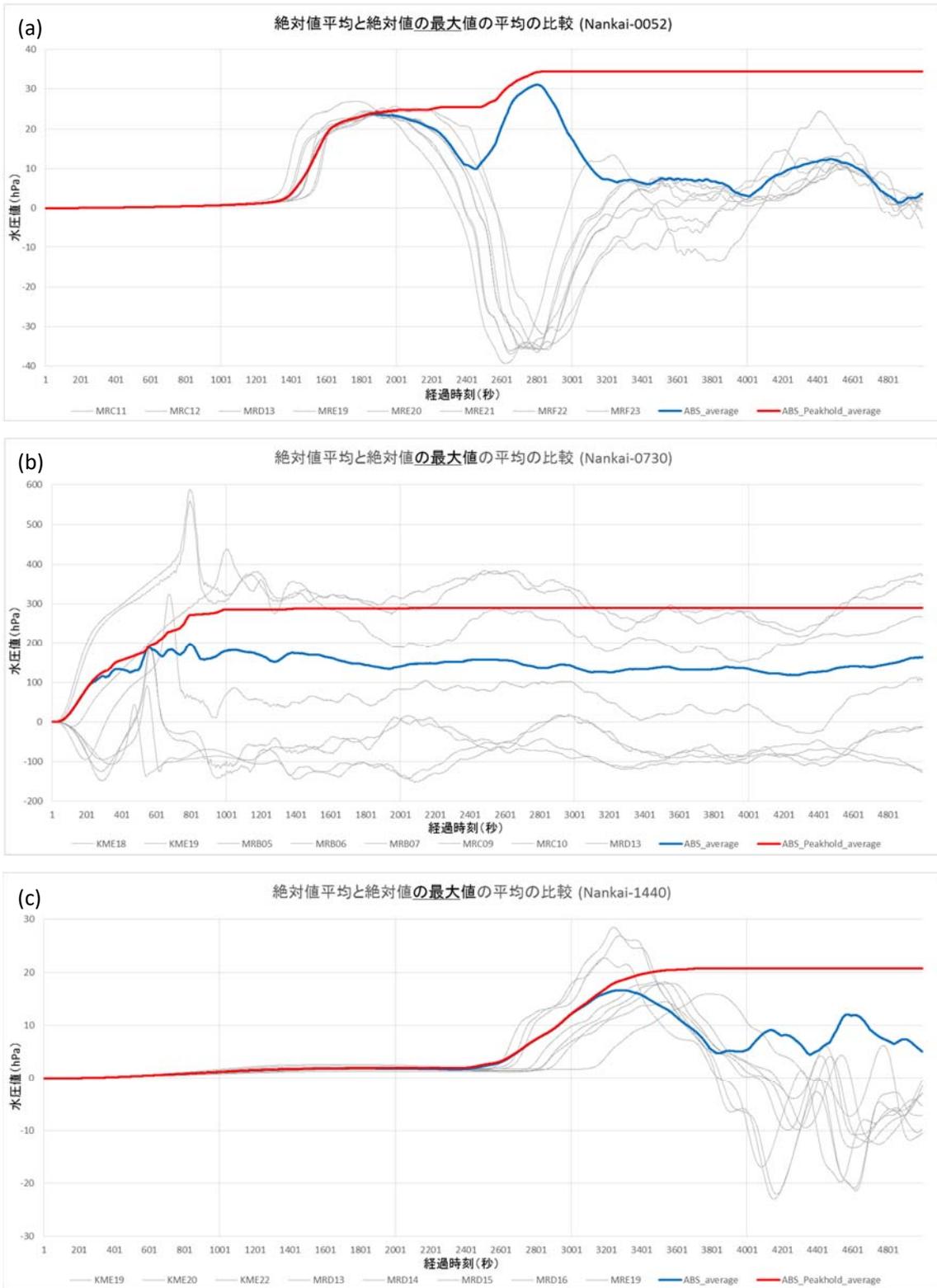


図 2-6-4 絶対値平均と絶対値の最大値の平均の比較。青線は絶対値平均、赤線は絶対値ピーク値の平均、灰色線は観測値。(a) DONET の西側の断層モデル Nankai-0052、(b)DONET 直下の断層モデル Nankai-0730、(c)DONET の東側の断層モデル Nankai-1440。

## 参考文献

- Allen, S. C. R. and D. J. M. Greenslade, Model-based tsunami warnings derived from observed impacts, 2010: *Nat. Haz. Earth Syst. Sci.*, 10, 2631–2642, doi:10.5194/nhess-10-2631-2010, 2010.
- Baba, T., Y. Tanioka, P. R. Cummins, and K. Uhira, The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 132, 59–73, 2002.
- Baba, T., K. Hirata and Y. Kaneda, Tsunami magnitude determined from data of ocean-bottom pressure gauges around Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L08303, doi:10.1029/2003GL019397, 2004.
- Baba, T., and P.R. Cummins, Contiguous rupture areas of two Nankai earthquakes revealed by high-resolution tsunami waveform inversion, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L08304, doi:10.1029/004GL022320, 2005.
- Baba, T., N. Takahashi and Y. Kaneda, Near-field tsunami amplification factors in the Kii Peninsula, Japan for Dense Oceanfloor Network for Earthquakes and Tsunamis (DONET), *Mar. Geophys. Res.*, 35, 219–325, 2013.
- Baba, T., N. Takahashi, Y. Kaneda, Y. Inazawa and M. Kikkojin, Tsunami inundation modeling of the 2011 Tohoku earthquake using three-dimensional building data for Sendai, Miyagi Prefecture, Japan, in V. S.-Fandiño (ed.) : *Tsunami Events and Lessons Learned: Ecological and Societal Significance*, SPRINGER, accepted, 2014.
- 内閣府,南海トラフ巨大地震モデル検討会,  
[http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai\\_trough/nankai\\_trough\\_top.html](http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai_trough/nankai_trough_top.html),  
2012.
- Eguchi, T., Y. Fujiwara, E. Fujita, S. Iwasaki, I. Watanabe, and H. Fujita, A real-time observation network of ocean-bottom seismometers deployed at the Sagami trough subduction zone, central Japan, *Mar. Geophys. Res.*, 20, 73–94, 1998.
- Fukao, Y., Tsunami earthquake and subduction processes near deep-sea trenches, *J. Geophys. Res.*, 84, 2303–2314, 1979.
- Furumura, T., K. Imai, and T. Maeda, A revised tsunami source model for the 1707 Hoei earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan. , *J. Geophys. Res.*, v116, B02308, doi:10.1029/2010JB007918, 2011.
- Geist, E. L., Origin of the 17 July 1998 Papua New Guinea tsunami: earthquake or landslide?, *Seism. Res. Lett.*, 71, 344–351, 2000.
- Hayashi, Y. Empirical relationship of tsunami height between offshore and coastal stations, *Earth Planets Space*, 62, 269–275, 2010.
- Kanamori, H., Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nakaido earthquakes. *Phys. Earth Planet Inter.*, 5, 129–139, 1972.
- Kamigaichi, O., Tsunami forecasting and warning, in: *Encyclopedia of Complexity and Systems Science*, edited by: Meyers, R.A., Springer, 9592–9618, 2009.

- Lauterjung, J., Münch, U., and Rudloff, A., The challenge of installing a tsunami early warning system in the vicinity of the Sunda Arc, Indonesia, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 641-646, doi:10.5194/nhess-10-641-2010, 2010.
- Momma, H., N. Fujiwara, R. Iwase, K. Kawaguchi, S. Suzuki and H. Kinoshita, Monitoring system for submarine earthquakes and deep sea environment, *Proc. MTS/IEEE OCEANS'97*, 2, 1453–1459, 1997.
- Percival, D.B., D.W. Denbo, M.C. Eble, E. Gica, H.O. Mofjeld, M.C. Spillane, L. Tang, and V.V. Titov, Extraction of tsunami source coefficients via inversion of DART® buoy data, *Nat. Hazards*, 58, doi: 10.1007/s11069-010-9688-1, 567–590, 2011.
- Takahashi, N., Y. Ishihara, T. Fukuda, H. Ochi, J. Tahara, T. Mori, M. Deguchi, M. Kido, Y. Ohta, R. Hino, K. Mutoh, G. Hashimoto, O. Motohashi, and Y. Kaneda, Buoy Platform Development for Observation of Tsunami and Crustal Deformation, *International Association of Geodesy Symposia*, Springer Berlin Heidelberg, pp.1-7, doi:10.1007/1345\_2015\_114, 2015.
- Tanioka, Y., and T. Seno, Sediment effect on tsunami generation of the 1896 Sanriku tsunami earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 28,289292, 2001.
- Tappin, D. R., P. Watts, G. M. McMurtry, Y. Lafoy, and T. Matsumoto, The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July 1998 — offshore evidence on the source mechanism, *Mar. Geol.*, 175, 1–23, 2001.
- Titov, V. V., F. I. Gonzalez, E. N. Bernard, M. C. Eble, H. O. Mofjeld, J.C. Newman, and A. J. Venturato, Real-time tsunami forecasting: Challenges and solutions, *Nat. Hazards*, 35, 35-41, doi:10.1007/s11069-004-2402, 2005.
- Tsushima, H., R. Hino, H. Fujimoto, Y. Tanioka and F. Imamura, Near-field tsunami forecasting from cabled ocean bottom pressure data, *J. Geophys. Res.*, 114, doi:10.1029/2008JB005988, 2009.
- Tsushima, H., K. Hirata, Y. Hayashi, Y. Tanioka, K. Kimura, S. Sakai, M. Shinohara, T. Kanazawa, R. Hino, and K. Maeda, Near-field tsunami forecasting using offshore tsunami data from the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 821–826, 2011.
- 宇津徳治, 地震学第3版, 376 pp., 共立出版, 東京, 2001.

### 3 津波予測システム詳細

<目次>

1. 本システムについて .....	1
2. 本システムが取り扱う情報 .....	1
2.1 リアルタイム波形データ .....	1
2.2 津波シミュレーションデータ .....	1
3. 津波予想 .....	2
3.1 地震による津波モデルの絞込み .....	3
3.1.1 地震の検知 .....	3
3.1.2 P波の位相検出 .....	5
3.1.3 震源方向の判定 .....	7
3.2 津波観測による津波予想 .....	9
3.2.1 津波の検知 .....	9
3.2.2 津波観測による津波到達時間の推定（処理の仕組みについて） .....	10
3.2.3 津波観測による断層モデルの選択 .....	11
3.2.4 震源方向・津波観測による津波モデルの選択 .....	11
3.2.5 津波予想に用いる観測点の選択 .....	12
3.2.6 津波モデルの選択 .....	13
3.3 表示する津波モデル・津波予想の選択 .....	15
3.3.1 選択された津波モデルの表示 .....	15
4. 参考文献 .....	16

## 1. 本システムについて

本システムは、DONET 観測網で観測された地震計および水圧計のデータを用い、津波の到達を予想して浸水域の概観を示し、利用者に通知することを目的とするシステムである。

## 2. 本システムが取り扱う情報

### 2.1 リアルタイム波形データ

DONET 観測網によって観測された地震・水圧波形データは、ネットワークを通じ本システムにリアルタイムに配信される。リアルタイム波形データは WIN32 形式で配信される。本システムに配信されるのは、DONET 観測網で観測したデータのうち、強震計 (Low gain 3ch)、広帯域地震計 (3ch) および水圧計 (1ch) である。欠測などにより、観測点からデータが取得できない場合は、当該観測点は使用しない。

### 2.2 津波シミュレーションデータ

本システムが津波予想を行うにあたり、事前に計算した津波シミュレーションデータを用いる。津波シミュレーションデータは、表 3-2-1 のとおり①断層モデル、②津波モデル、③浸水マップ、④浸水予想エリア、⑤津波予想ポイントから構成される。津波シミュレーションデータの作成方法等については、3.5 章に記載する。

表 3-2-1 津波シミュレーションデータ

データ	説明
① 断層モデル	津波を発生させる地震の断層モデルのメタデータ。断層面を定める情報および地震のマグニチュードからなる。
② 津波モデル	ある断層モデルで発生した津波が、ある津波予想ポイントにどのように到達するかをシミュレーションしたもの。津波の波形データおよびそのメタデータからなる。
③ 浸水マップ	ある断層モデルで発生した津波により、ある浸水予想エリアがどのように浸水（浸水域、浸水深）するかをシミュレーションした地図。
④ 浸水予想エリア	津波の浸水予想を行うエリア。海岸線を含む長方形の領域で与えられる。
⑤ 津波予想ポイント	津波モデルが津波到達状況をシミュレーションする対象地点。浸水予想エリアに含まれる。

### 3. 津波予想

本システムは DONET 観測網で得られたリアルタイム波形データを解析し、地震および津波を検知する。検知した地震および津波のデータより、それに適合する津波モデルを津波予想として利用者に提示する（図 3-3-1 参照）。

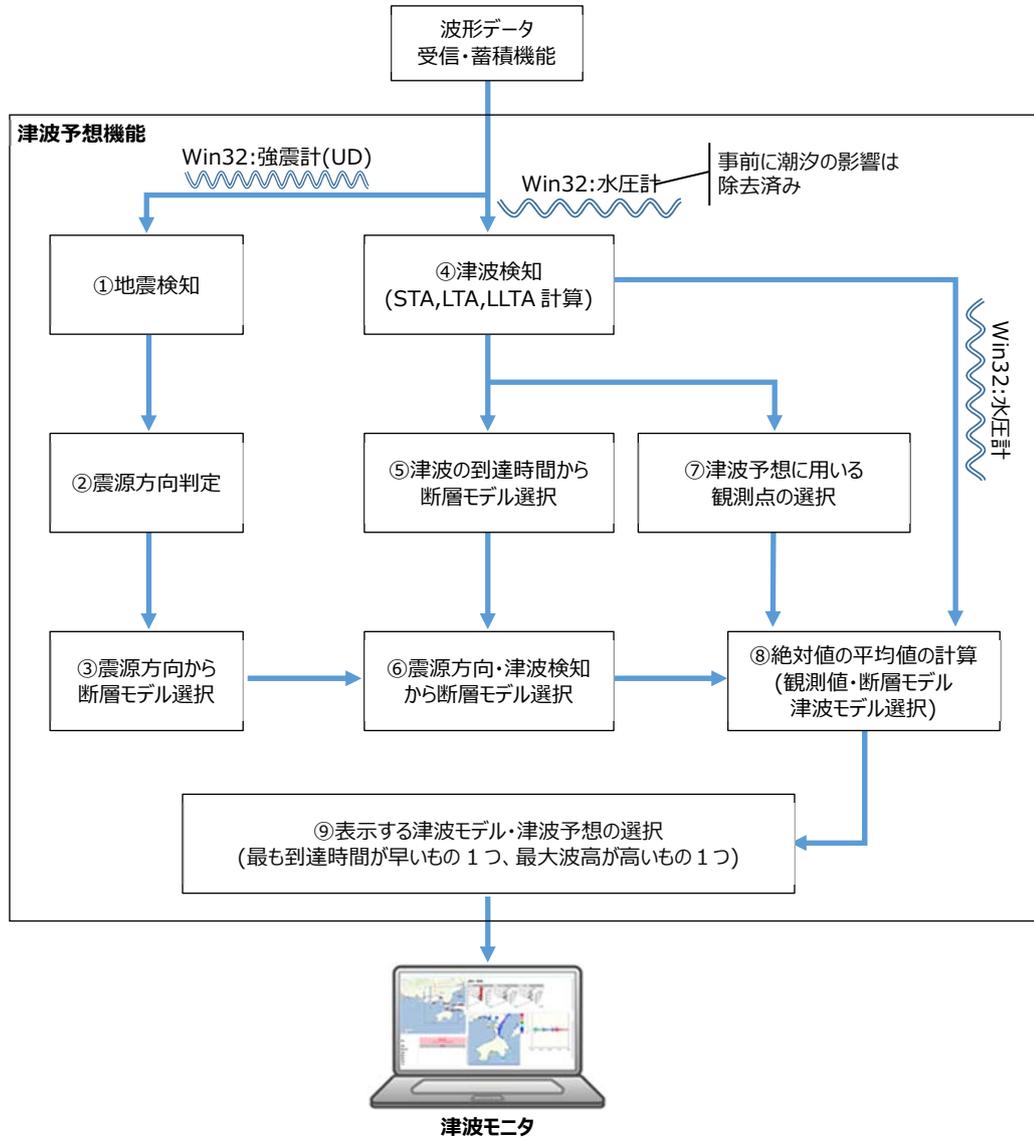


図 3-3-1 津波予想処理フロー概要

津波モデルの選択は、観測結果から毎秒行われる。地震を検知し震源方向が確定した場合、震源の方向を元に断層モデルを絞り込む。水圧計の観測値より津波を検知した場合、観測点で観測した水圧計の値より津波モデルを選択する。

### 3.1 地震による津波モデルの絞り込み

- 地震の検知および震源方向の計算には強震計（UD）成分を用いる。
- 震源方向を判定し、DONET 観測網に対する震源方向から断層モデルを絞り込む。絞り込んだ断層モデルは、津波観測による断層モデルの選択に引きわたされる。
- 震源方向が遠地又は不明と判定した場合や地震が未検知の状態では津波を観測した場合は、断層モデルの絞り込みを行わない。
- 以下に処理の詳細を述べる。

#### 3.1.1 地震の検知

観測点ごとに1秒間の波形データのRMS(Root Mean Square)を計算し、これが閾値を超えた（観測点トリガ ON、図 3-3-2）観測点数が閾値を超えた場合、地震が発生した（トリガ ON、図 3-3）と判断する。

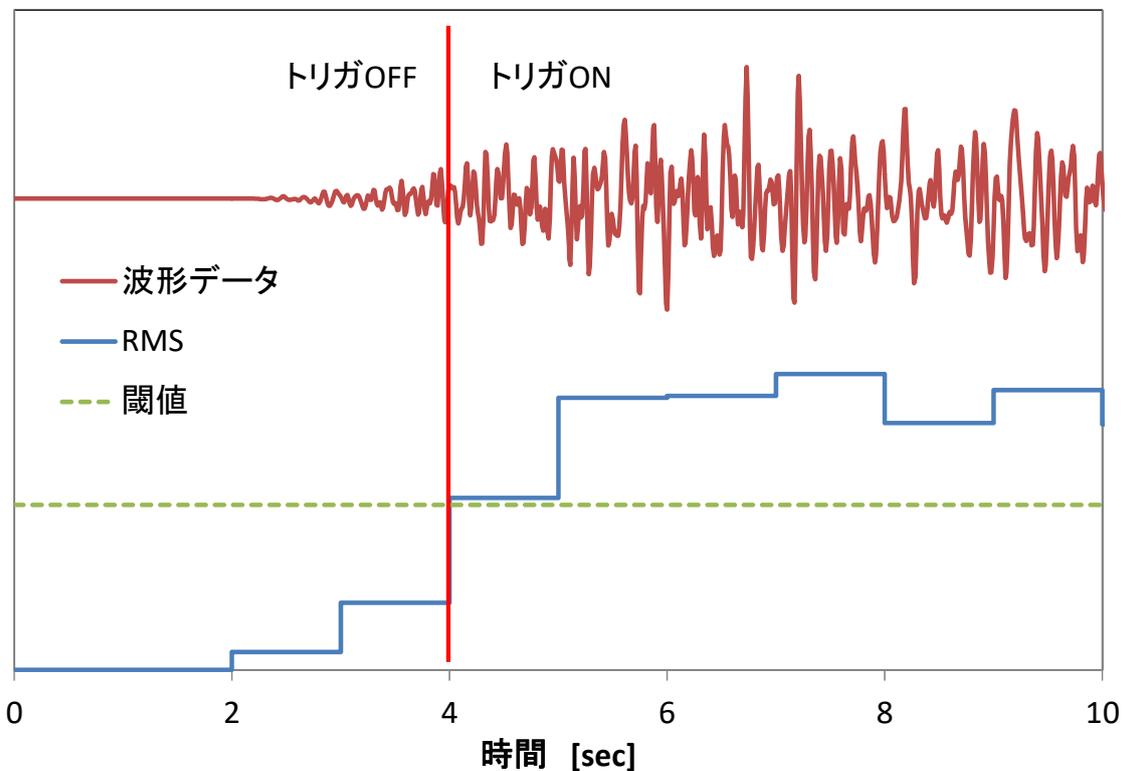


図 3-3-2 観測点トリガ

RMS 値が閾値を超えると観測点トリガは ON 状態となる。RMS 値が閾値を下回ってもすぐに OFF 状態にせず、ON 状態を維持する。RMS 値が連続して閾値を下回ったときに OFF 状態に移行する（図 3-3-3）。

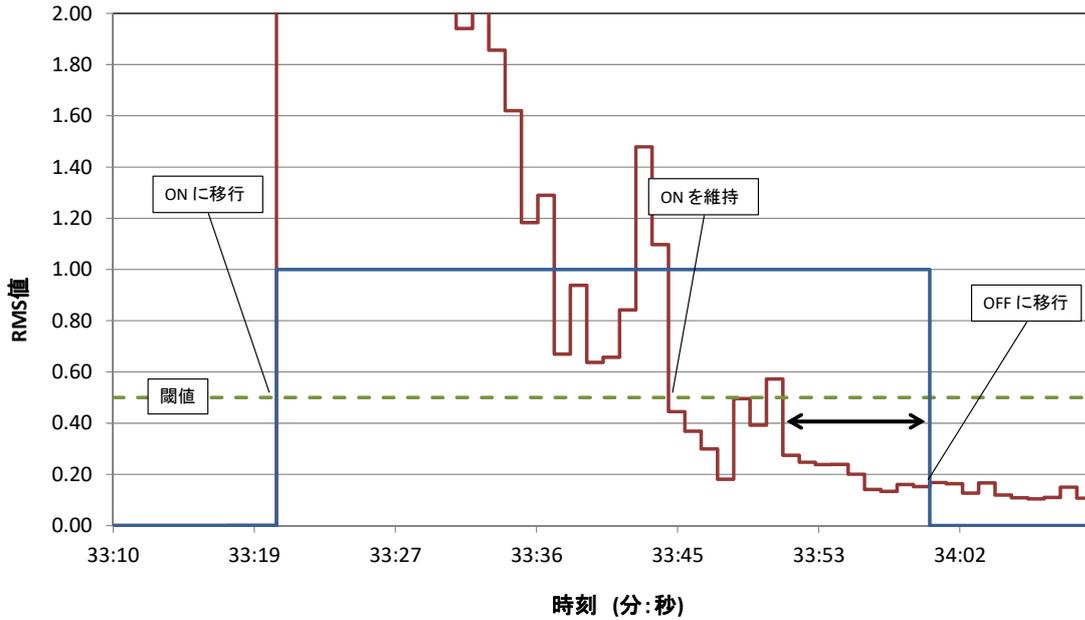


図 3-3-3 観測点トリガ状態遷移

トリガ判定は毎秒実行され、処理対象時刻の観測点トリガが ON の状態の観測点数をカウントする。トリガ ON 状態の観測点数が閾値以上である場合、地震と判定する (図 3-3)。観測点トリガの状態遷移と同様、観測点トリガが ON の状態の観測点数が閾値以上であれば、OFF 状態から ON 状態へ移行する。該当観測点数が閾値未満の状態が連続すれば、ON 状態から OFF 状態へ移行する。

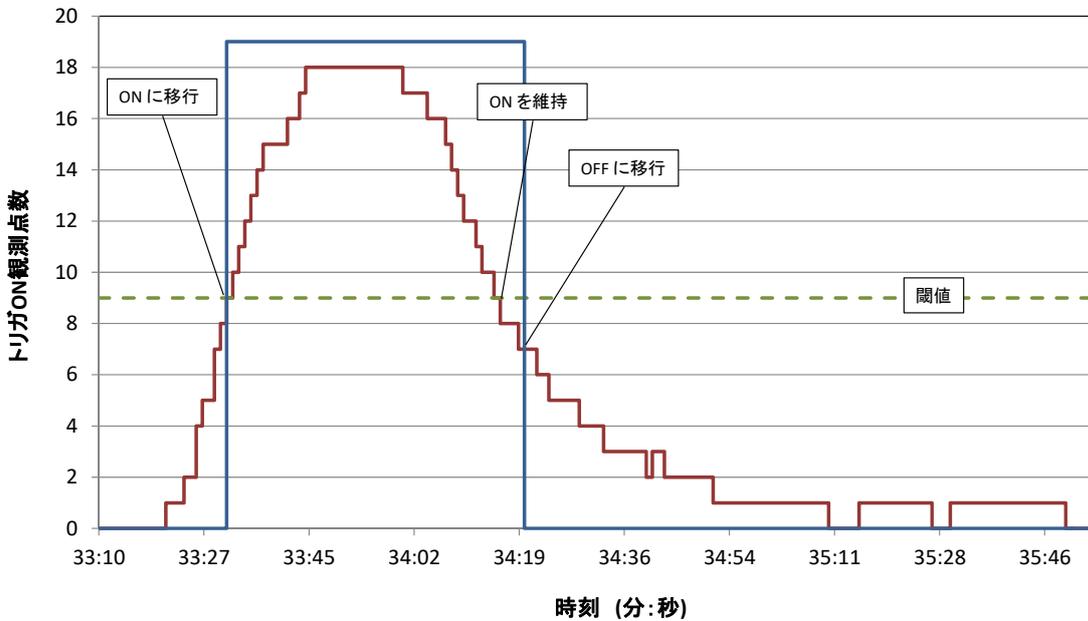


図 3-3-4 トリガ判定状態遷移

### 3.1.2 P波の位相検出

P波の簡易位相検出は、トリガ判定がON状態の時に毎秒実行する。簡易位相検出では、P波到着時刻を秒以下の精度で読み取る。P波到着時刻の読み取りが秒単位であると観測点間の距離が近い場合、P波到着時刻が同じ時刻となり震源方向決定において適切な結果を得ることができない可能性がある。そのため、秒よりも詳細にP波到着時刻を読み取る（図3-3-5、図3-3-6）。

P波到着時刻を読み取る範囲は、該当する観測点の観測点トリガON時刻の指定秒前から、観測点トリガOFF時刻の指定秒後までとする。処理対象時刻に観測点トリガがONの場合は、処理対象時刻までとする。

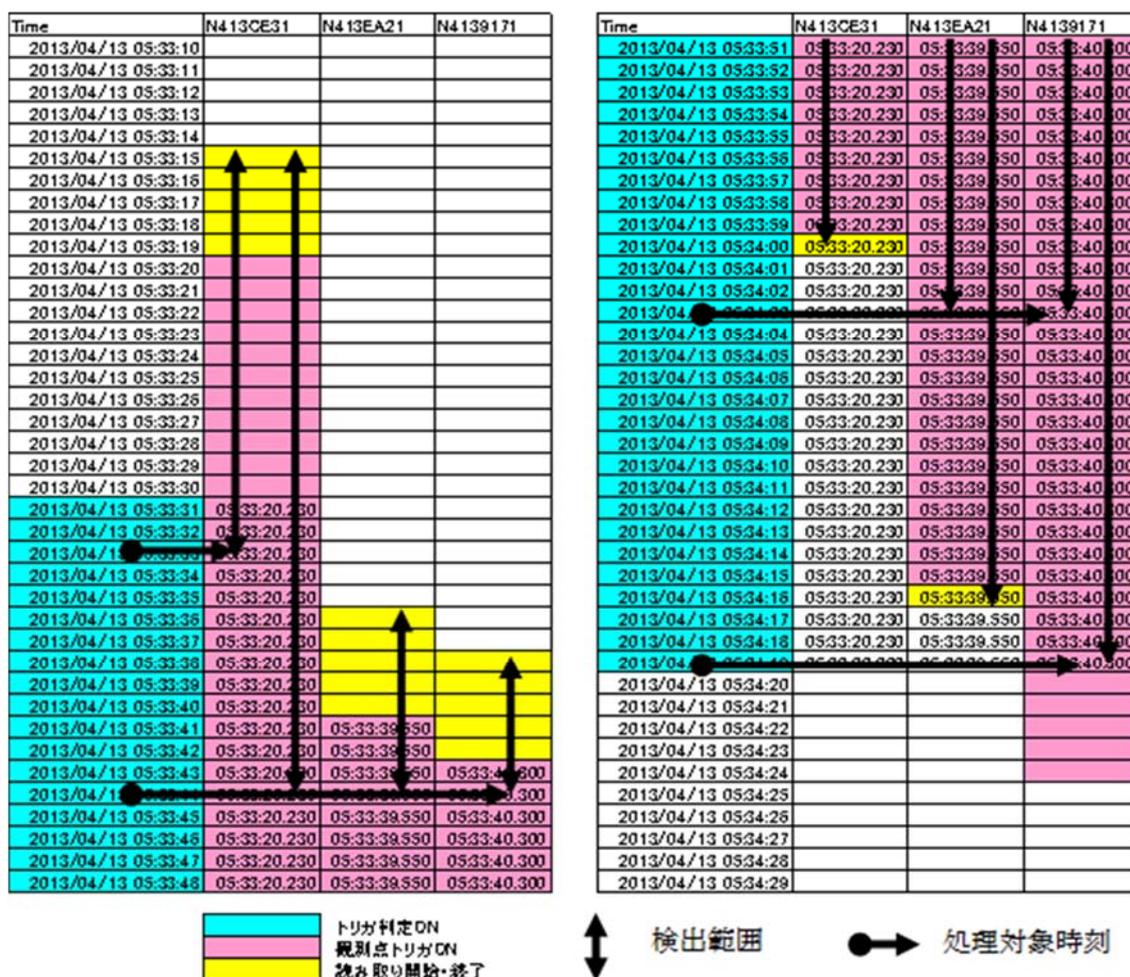


図 3-3-5 位相検出範囲

各観測点で指定した1つのチャンネル(強震計UD成分)の波形データの検出範囲に対し、RMS算出幅を2等分し後半部分と前半部分の比を求める。この比が最も大きいときのRMS算出幅の中央の時刻をP波到着時刻とする。

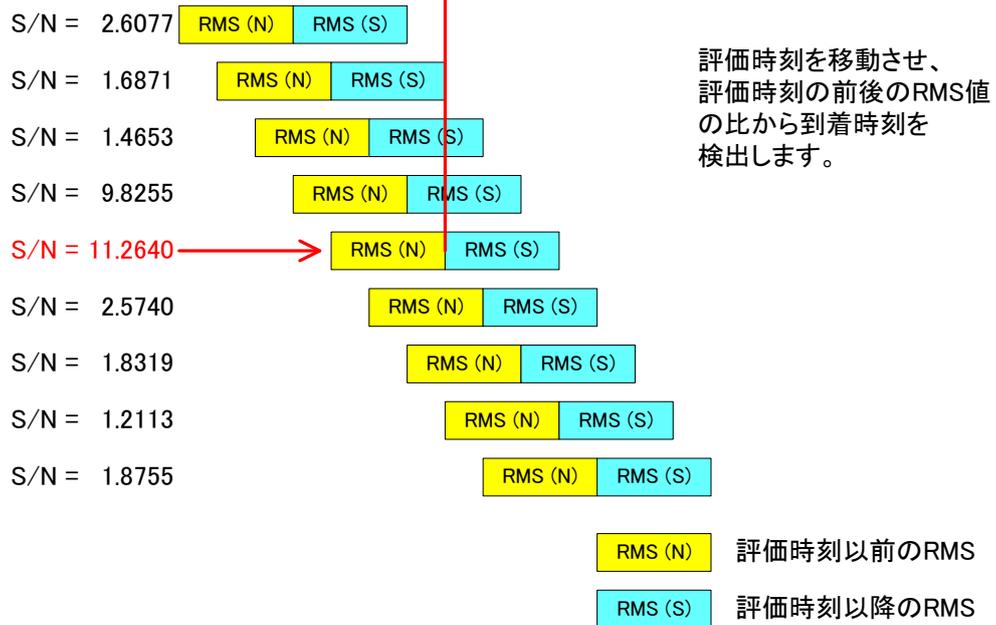
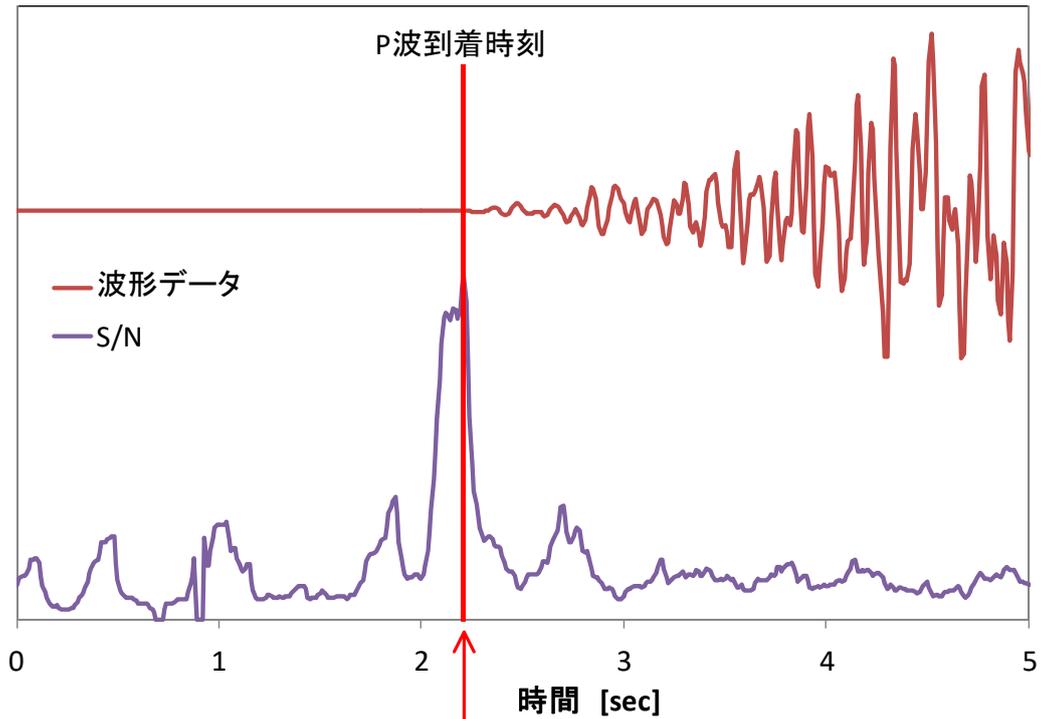


図 3-3-6 簡易位相検出

### 3.1.3 震源方向の判定

震源の方向より断層モデルを絞り込むため、DONET 観測網に対する震源の方向を判定し、DONET 観測網より西、DONET 観測網より東、DONET 観測網直下に分類する。

#### (1) 東西判定

震源方向は、パラメータで指定された 2 観測点の組に対して、どちらに先に P 波が到達したかをもって判定する (図 3-3-7)。

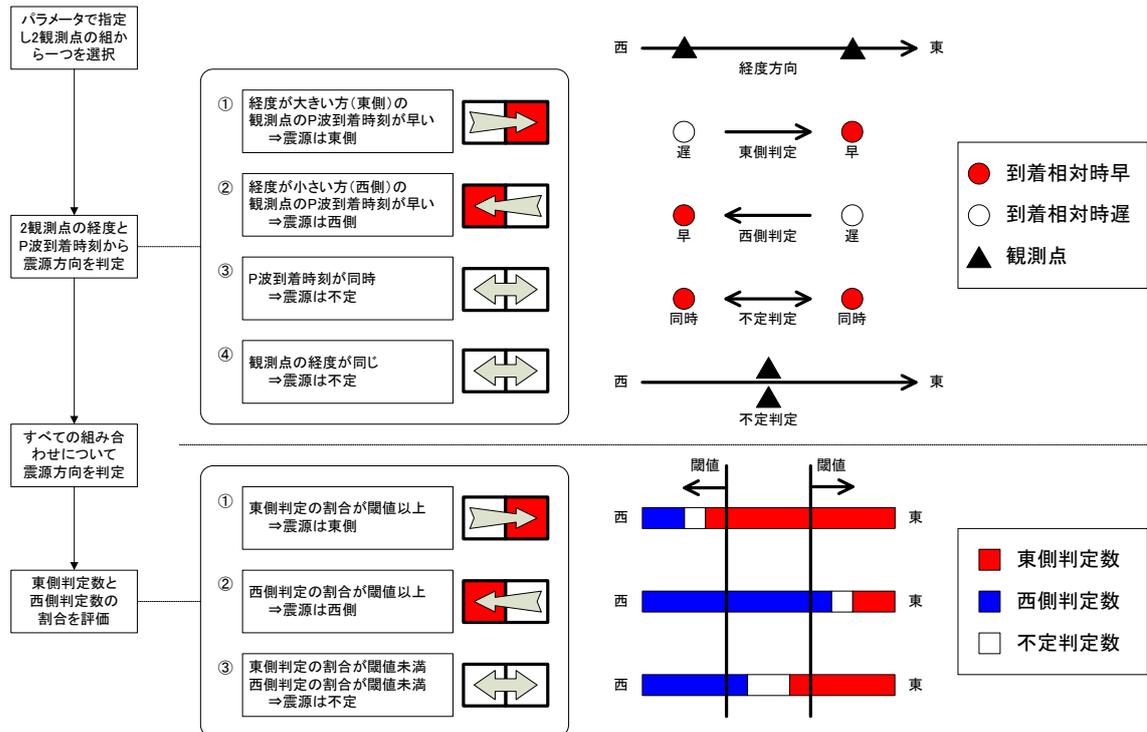


図 3-3-7 震源方向判定

## (2) DONET 観測網直下判定

震源の方向に対して東西が定まらなかった場合、見かけ速度の分散から地震が DONET 直下かそれ以外（遠地又は不明）かを判断する。

DONET 観測網直下と判定した地震に対しては、さらに最初に **trigger on** となった複数観測点のうちの東西端の観測点の経度範囲を用いて範囲を絞り込む（図 3-3-8）。

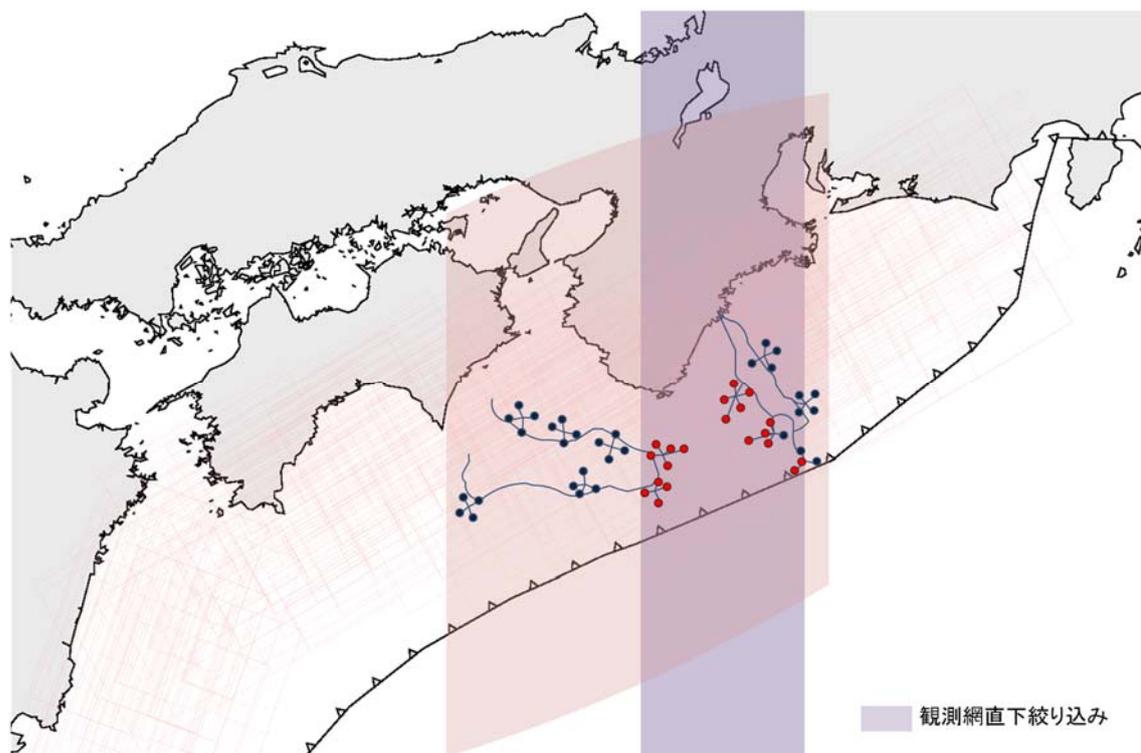


図 3-3-8 DONET 観測網直下の震源領域の絞り込み

## 3.2 津波観測による津波予想

### 3.2.1 津波の検知

#### (1) 観測点における津波検知

海底面からの水深に対し、観測点ごとに  $|1 - STA/LTA| * 1000000$  を計算し、これが閾値を超えた（観測点トリガ ON）観測点数が閾値を超えた場合、津波が発生した（トリガ ON）と判断する（ただし STA: Short Time Average、LTA: Long Time Average）。STA, LTA の計算は、2 回の移動平均で算出する。

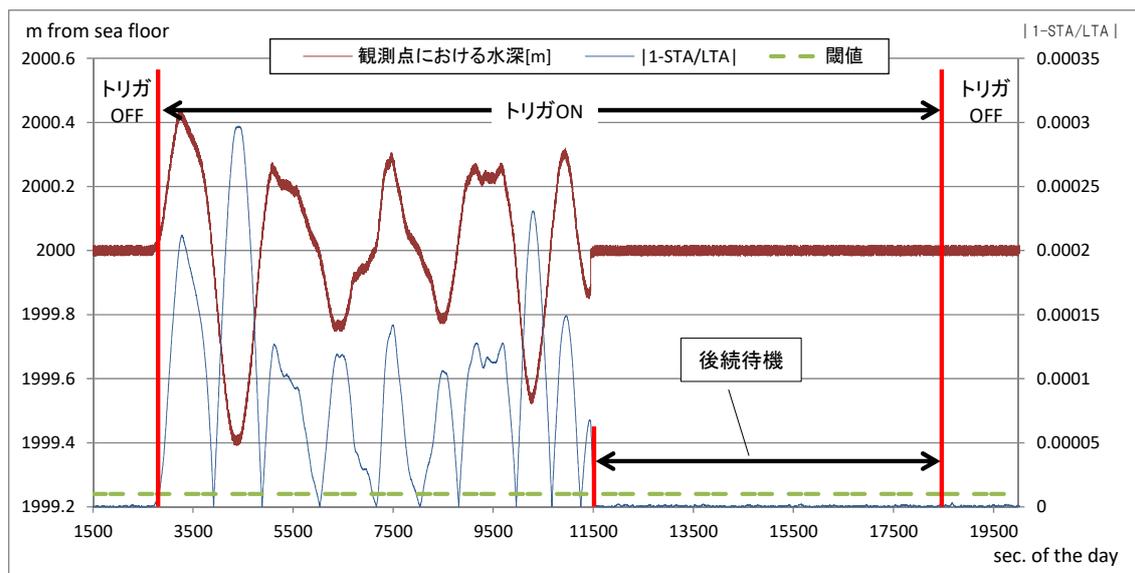


図 3-3-9 観測点トリガ ON

$|1 - STA/LTA| * 1000000$  が閾値を超えると観測点トリガは ON 状態となる。観測点トリガが ON 状態のとき、その観測点における  $LTA$  の更新を停止し、 $STA$  のみを更新し続ける（ $LTA$  に対して津波の影響を排除するため）。 $|1 - STA/LTA| * 1000000$  が閾値を下回ってもすぐに OFF 状態にせず、ON 状態を維持する（後続待機）。 $|1 - STA/LTA| * 1000000$  が連続して閾値を下回ったときに OFF 状態に移行する（図 3-3-9）。OFF 状態移行後、 $LTA$  の更新を再開する。

トリガ判定は毎秒実行され、処理対象時刻の観測点トリガが ON の状態の観測点数をカウントする。トリガ ON 状態の観測点数が閾値以上である場合、津波と判定する（図 3-3-10 参照）。観測点トリガの状態遷移と同様、観測点トリガが ON の状態の観測点数が閾値以上であれば、OFF 状態から ON 状態へ移行する。観測点トリガ ON の観測点がなくなると、トリガは ON 状態から OFF 状態へ移行する。

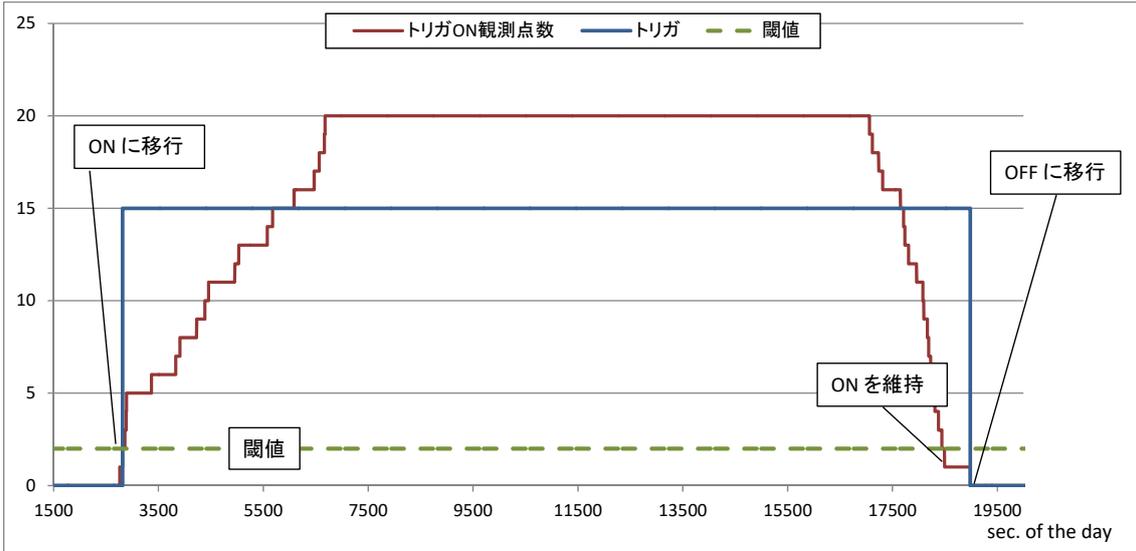


図 3-3-10 トリガ判定状態遷移

### 3.2.2 津波観測による津波到達時間の推定（処理の仕組みについて）

以下の手順により、津波予想地点への津波到達時刻を求める。

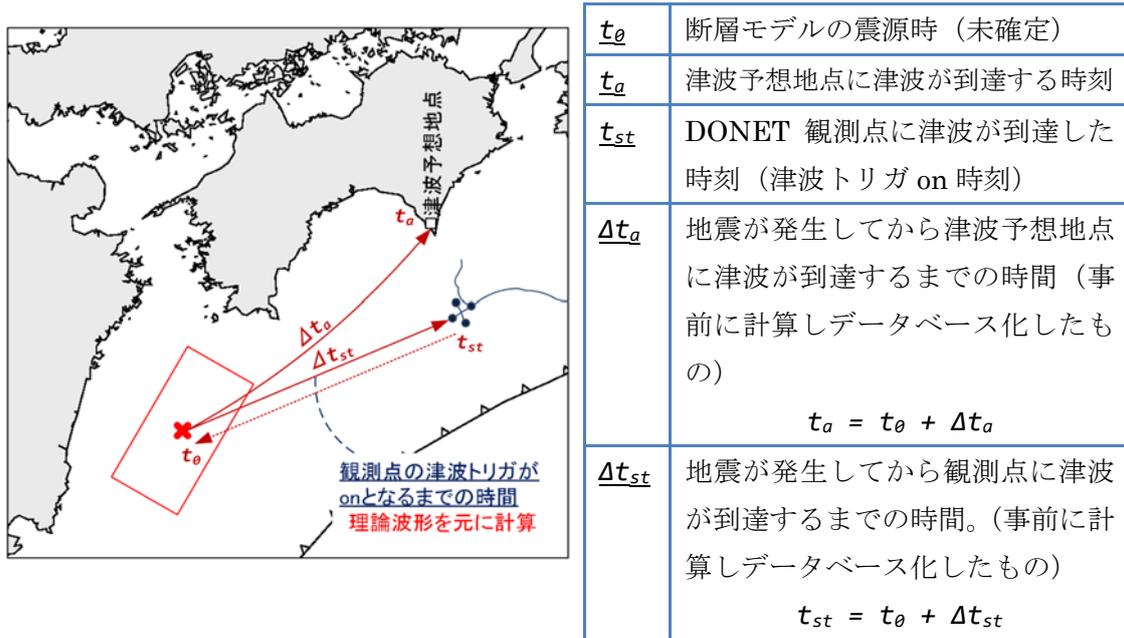


図 3-3-11 ある断層モデルにおける震源時・津波到達時刻の推定方法

津波モデルにより、システムに事前に与えられるのは  $\Delta t_a$  および  $\Delta t_{st}$  である。また、津波観測より  $t_{st}$  が定まる。以上より、ある断層モデルにおける想定される震源時  $t_\theta$  および津波予想地点への津波到達予想時刻  $t_a$  は以下の式で定まる（図 3-3-11）。

$$t_\theta = t_{st} - \Delta t_{st}$$

$$t_a = t_\theta + \Delta t_a = t_{st} - \Delta t_{st} + \Delta t_a$$

上記をすべての断層モデルに対し計算し、断層モデルごとに震源時を定める。

### 3.2.3 津波観測による断層モデルの選択

3.2.2 で求めた断層モデルごとの震源時を用い、全観測点に対する津波到達予定時刻を求める（図 3-3-12）。これと観測で得られた観測点への津波観測時刻を比較し、断層モデルの候補を選び、津波予想の候補とする。この処理は毎秒実施される。

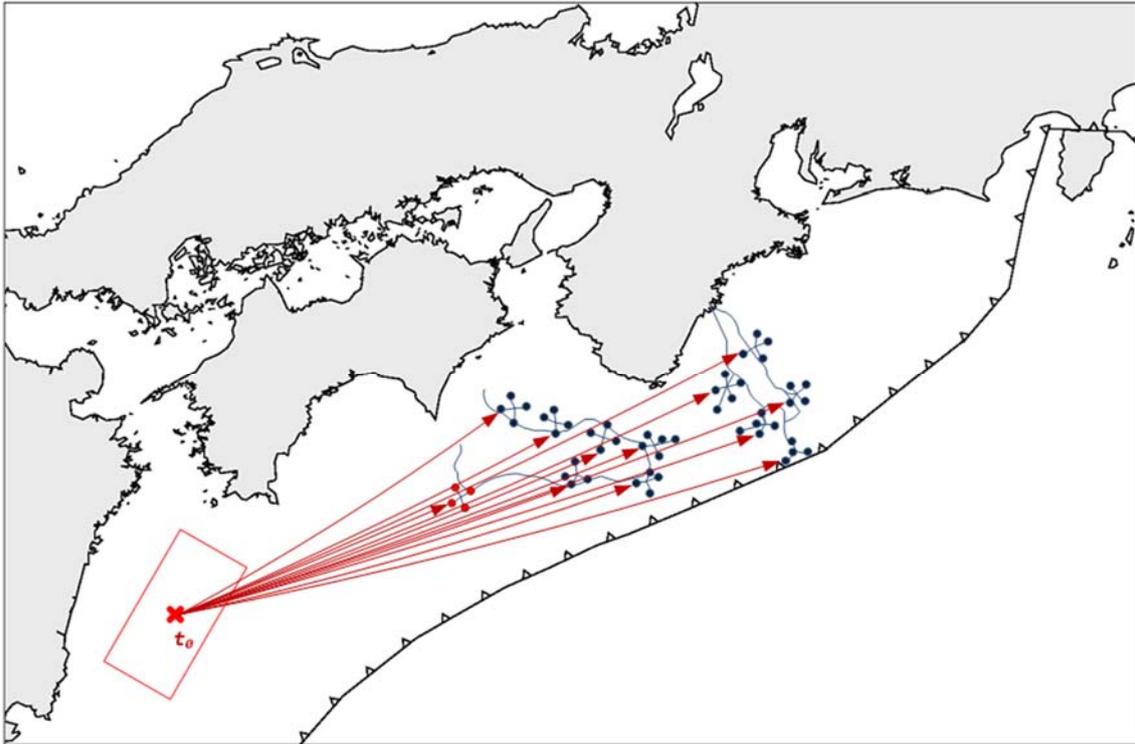


図 3-3-12 ある断層モデルにおける各観測点の津波到達予想時刻の考え方

### 3.2.4 震源方向・津波観測による津波モデルの選択

「3.1.3 震源方向判定」および「3.2.3 津波観測による断層モデルの選択」にて絞り込んだ断層モデルに対し、その和集合を選択候補とする（図 3-3-13）。

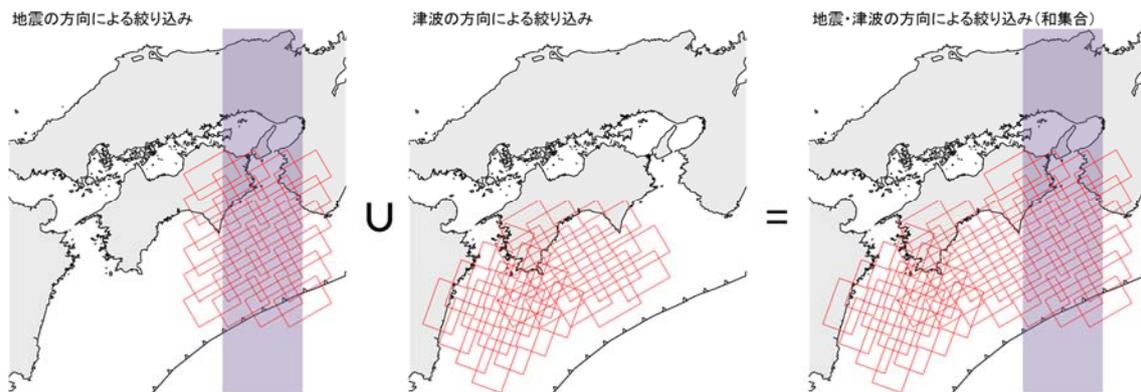


図 3-3-13 震源・津波の方向から津波モデル選択（和集合）

### 3.2.5 津波予想に用いる観測点の選択

津波の進行に合わせて、津波予想に用いる観測点を動的に変更する。津波が到達した観測点の観測値を津波予想に用いる（図 3-3-14）。

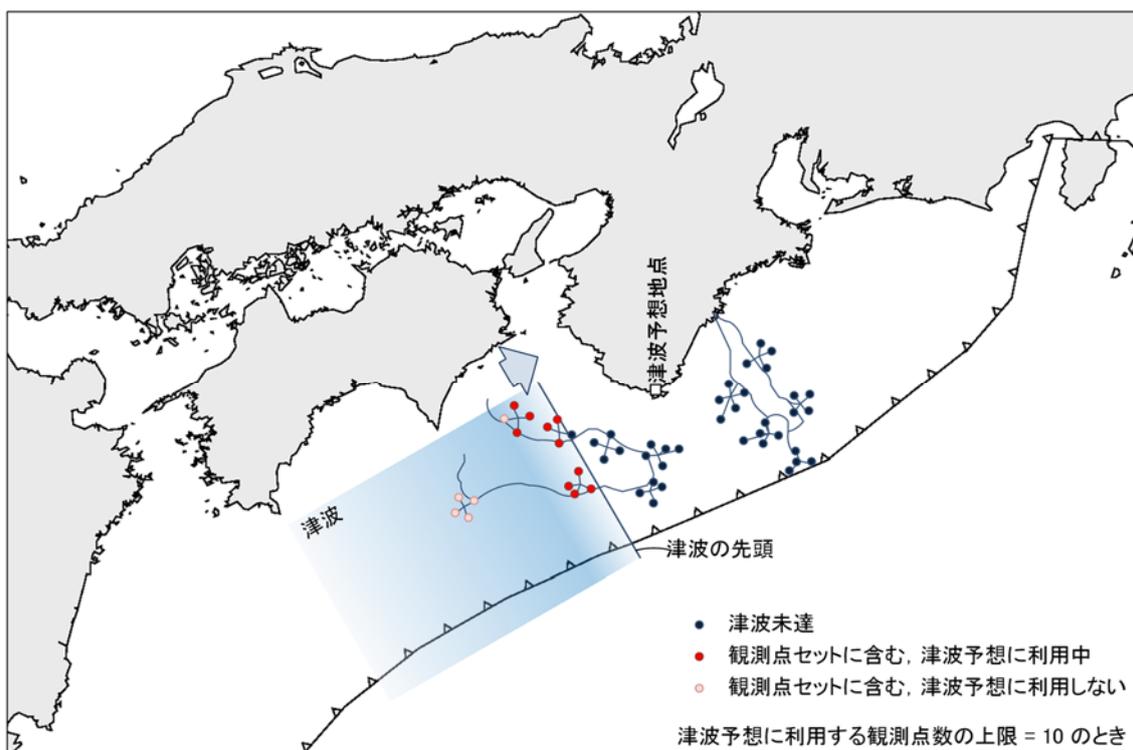
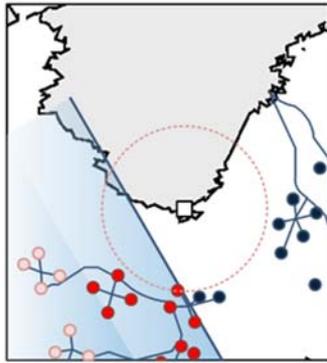


図 3-3-14 津波予想に用いる観測点の選択

津波予想地点に近づく津波のみを利用して津波予想を実施する。津波予想地点ごとに津波予想に利用する観測点の組は異なる。以下の手順で、津波予想に用いる観測点を定める（図 3-3-15）。

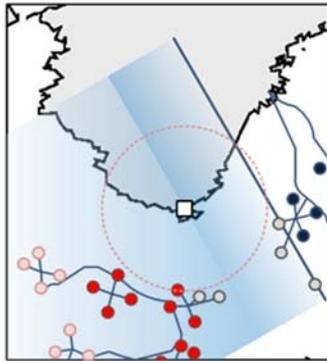
- (1) 新たに津波 trigger on となった観測点が、これまで津波 trigger on であった観測点のどれよりも津波予想地点に近い場合、津波が近づいていると判断する。このとき、津波 trigger on であるすべての観測点を津波予想地点の観測点セットとする。
- (2) 観測点セットのうち、近い方の最大  $n$  点（図の例では  $n = 10$ ）を津波予想に用いる。
- (3) 新たに津波 trigger on となった観測点が、これまで津波 trigger on であった最も近い観測点よりも遠くの観測点であった場合、この観測点は該当津波予想地点の観測点セットに追加しない。ただし、津波 trigger on の観測点数がパラメータで指定する最小観測点数未満であれば、その観測点数を満たすまで観測点セットへの追加を継続する。

なお、観測点と津波予想地点の遠近は、空間的な距離ではなく、観測点から津波予想地点までの津波到達時間をもって定義する。観測点から津波予想地点までの津波到達時間は Tsunami Travel Time (TTT) software (Wessel, 2009)にて事前に計算しデータベース化したものを使用する。



新たに津波 trigger on となった観測点が、これまで津波 trigger on であった観測点のどれよりも津波予想地点に近い場合、津波が近づいていると判断する。

津波 trigger on 観測点が  $n$  より多い場合は、津波予想地点に近い  $n$  観測点を津波予想に用いる。



遠ざかる津波によって観測点の津波トリガ on になっても、その観測点は津波予想に用いない。津波予想に用いる観測点のセットは変更しない。

- trigger off (津波未達)
- trigger on 計算利用中
- trigger on 津波予想地点から遠いため津波予想に利用しない。
- trigger on 津波予想地点から遠ざかる津波で trigger on となったため津波予想に利用しない。

図 3-3-15 津波の進行と津波予想に用いる観測点の選択

### 3.2.6 津波モデルの選択

津波を検知した後、DONET 観測点における津波の観測値を元に津波予想ポイントごとに津波モデルを選択する。津波モデルは、「3.2.4 震源方向・津波観測による津波モデルの選択」の選択候補となったモデルの理論計算最大波高と、DONET 水圧計観測値の絶対値の最大値（図 3-3-16 の  $\max(|\text{波高}|)$ ）の平均値を比較し、一定の範囲の中にある津波モデルを選択する（図 3-3-17 の網掛け部分）。ただし、『3.2.4 震源方向・津波観測による津波モデルの選択』の断層モデルの絞り込みにより、一定範囲の中に津波モデルが存在しない場合は、過小評価とならないよう、一定範囲より DONET 水圧計観測値の絶対値最大値の平均値が大きい方に近い断層モデルを選択する。

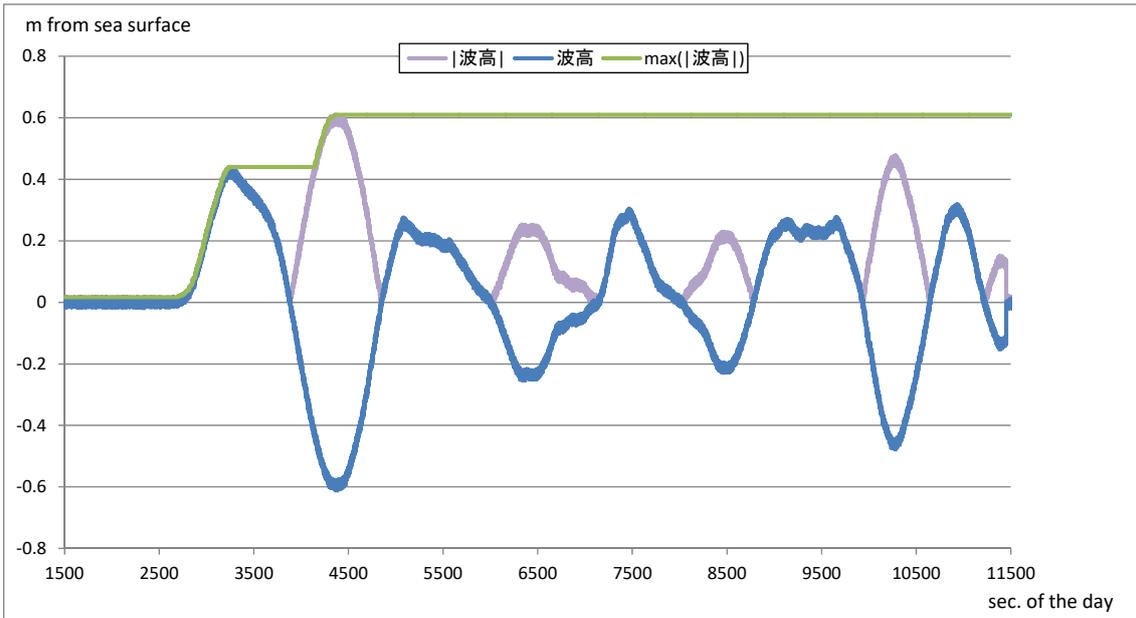


図 3-3-16 観測点における津波高の絶対値の最大値の考え方

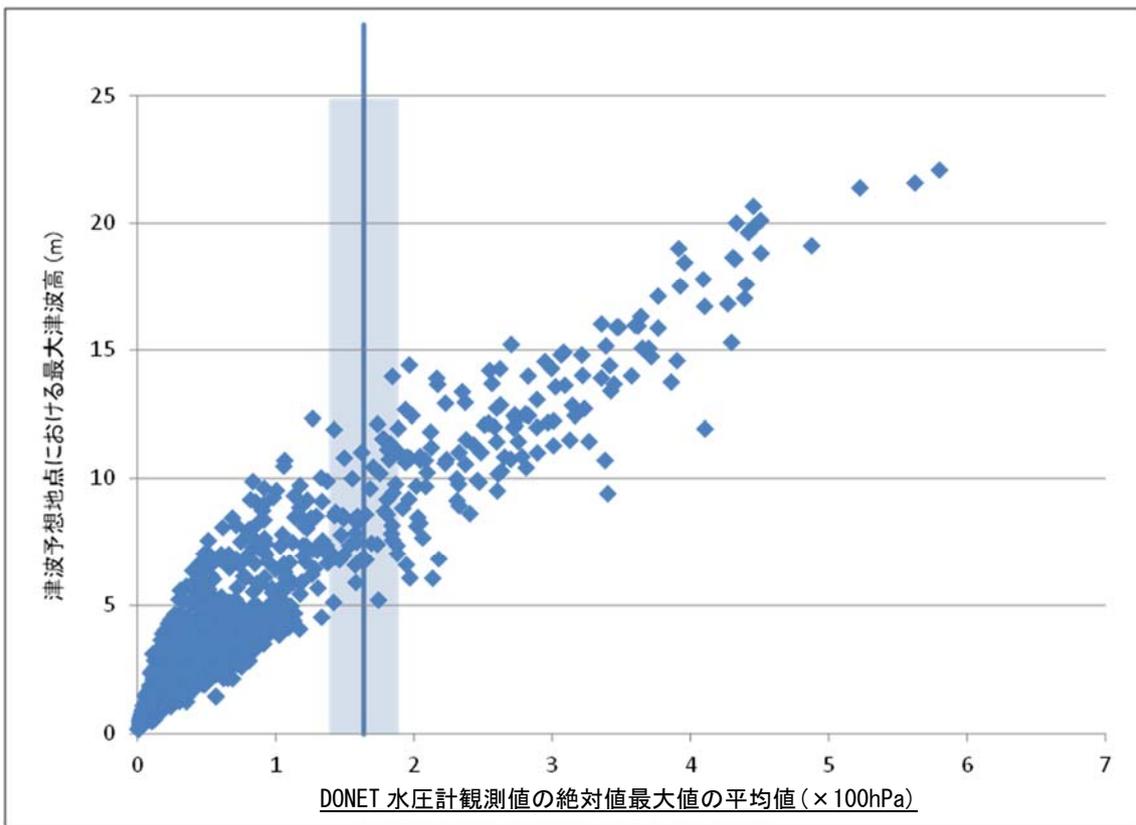


図 3-3-17 候補とする津波モデルの選択例

### 3.3 表示する津波モデル・津波予想の選択

「3-2-6 津波モデルの選択」で選択した津波モデルから、

- (1) 津波予想地点に最も早く到達するもの一つ
- (2) 津波予想地点における最大津波高が最も高いもの一つ

を選択し、津波予想とする。一度選択したモデルについては、配信候補から除外される、または沿岸予想地点における津波高が更に高くなるモデルが選択されない限り、そのモデルを維持する。

また、震源方向の判定にて、DONET 観測網直下か遠地又は不明と判定された場合、本システムが予測した第1波到達予想時刻より早く津波が到達する恐れがあるため、クライアント側の津波モニター表示システムに警告を表示する。

#### 3.3.1 選択された津波モデルの表示

クライアント側の津波モニター表示システムには、システムより津波予想として選択された津波モデルの第1波到達予想時刻、最大予想津波高、浸水マップ（浸水域、浸水深）、津波計算波形が津波予想ポイントごとに表示される。

##### (1) 第1波到達予想時刻

システムより選択された津波モデルの中で、津波予想ポイントに最も早く到達する津波モデルの第1波到達時刻を表示する。

##### (2) 最大予想津波高

システムより選択された津波モデルの中で、津波予想ポイントでの津波高が最も大きくなる津波モデルの津波高を表示する。

##### (3) 浸水マップ

システムより選択された津波モデルの中で、津波予想ポイントでの津波高が最も大きくなる津波モデルによる浸水マップ（浸水域及び浸水深）を表示する。

##### (4) 津波計算波形

予測の不確かさを可視化するために、システムにより選択された複数の津波モデルの津波計算波形を表示する。

#### 4. 参考文献

Wessel, P., Analysis of Observed and Predicted Tsunami Travel Times for the Pacific and Indian Oceans, Pure and Applied Geophysics, Volume 166, Issue 1-2, pp 301-324, 2009.

## 4 DONET 観測データによる津波予測の ためのデータベース構築

<目次>

1. 津波シミュレーションに関する概要 .....	1
1.1 目的 .....	1
1.2 範囲 .....	1
1.3 用語の定義 .....	1
1.4 津波シミュレーション手法 .....	1
2. 本システム用津波シミュレーション .....	4
2.1 計算条件の概要 .....	4
2.2 計算条件の設定 .....	5
2.2.1 計算範囲および計算格子 .....	5
2.2.2 対象断層 .....	9
3. 津波シミュレーションに用いる地形モデルの作成 .....	32
3.1 地形データ .....	32
3.2 構造物データ .....	41
4. 津波計算地点 .....	44
5. 参考文献 .....	47

## 1. 津波シミュレーションに関する概要

### 1.1 目的

南海トラフ周辺において、東海・東南海・南海地震と呼ばれるマグニチュード8級の巨大海溝型地震の発生が懸念されている。そこで DONET により得られる観測データを用いた本システムの構築に向けて、DONET 観測点と香川県沿岸における津波水位等のデータベースを構築した。構築にあたり、南海トラフにおける多様な断層モデルを用いて実施した津波シミュレーションについて記述する。

### 1.2 範囲

対象断層から香川県内3地域

後述する断層から、香川県内3地域や DONET 観測点の津波シミュレーション結果を抽出する地点、エリアを含む範囲。

### 1.3 用語の定義

以下のように定義する（図 4-1-1）。

浸水域：海岸線から陸域に津波が遡上した外縁までの範囲

（津波シミュレーション結果の場合、浸水深 $>0$ となった範囲）

浸水深：陸上の地点で水面が最も高い位置にきたときの地面から水面までの高さ

（津波シミュレーション結果の場合、最大水位－地盤変動後の地形モデルの標高）

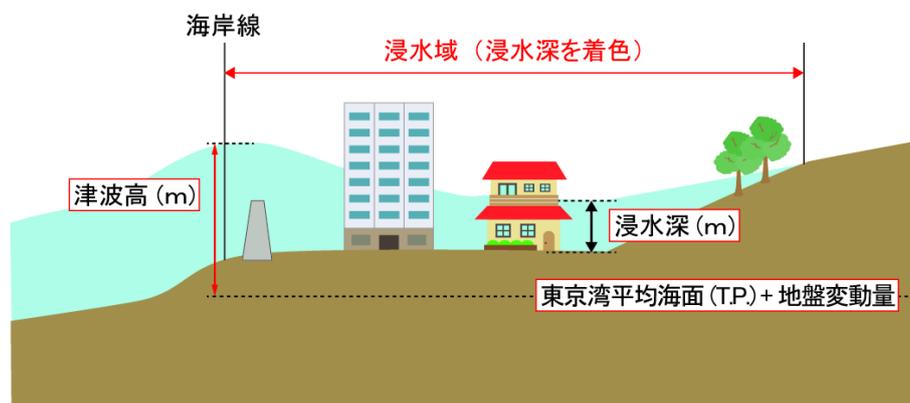


図 4-1-1 本章で示す定義の模式図。

### 1.4 津波シミュレーション手法

津波シミュレーションでは、3.3 章で記述した計算手法に基づき、後述する「連続式」および「運動方程式」を2次元差分法にて同時に解き、地震発生後の各時間ステップ及び各地点（メッシュ）での水位、流量を算出する方法を用いる。ここでは計算手法の詳細について記述する。

【支配方程式】

津波のような長い周期の波に対してはその分散性が小さく長波理論が適用できる。従って、津波を推計する理論としては、だいたいの目安として 50m 以上の深海では線形長波理論、それ以下の浅海では非線形長波理論が用いられる。

長波理論は、質量保存則から導かれる連続式と運動保存則から導かれる運動方程式から構成される。いずれも鉛直方向に水底から水面まで積分して求められる積分モデルの支配方程式は以下のとおりである。(図 4-1-2 参照)

<連続式>

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0$$

<運動方程式>

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0$$

ここで、 $\eta$ は静水面からの水位変化量、 $D$ は水底から水面までの全水深、 $g$ は重力加速度、 $n$ はマンニングの粗度係数、 $M, N$ は $x, y$ 方向の全流量フラックスで、水底 $h$ から水面 $\eta$ まで水平流速 $u, v$ を積分して、

$$M = \int_h^{\eta} u \, dz = uD, \quad N = \int_h^{\eta} v \, dz = vD$$

で与えられる。このとき、水平流速は鉛直方向に一様分布していると仮定する。なお、運動方程式の第1項を局所項、第2項及び第3項を移流項（非線形項）、第4項を圧力項、第5項を底面摩擦項である。

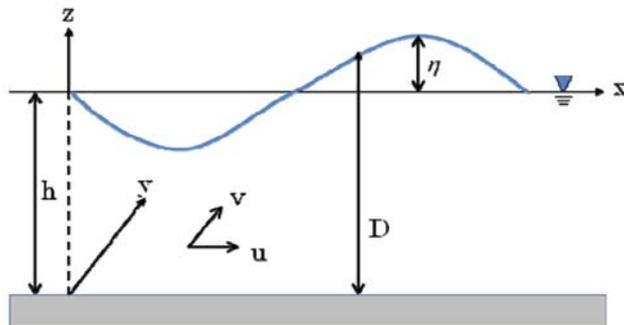


図 4-1-2 支配方程式の座標系

## 【2次元差分法について】

津波は前述の連続式と運動方程式によって流量、水位をメッシュ毎に解くが、これらの式は偏微分方程式として与えられており、それを解くために差分法を用いる。差分法とは、ある求めたいメッシュの流量、水位について、近隣のメッシュから入ってくる流量と出ていく流量を水位の差より求め、その流量から次のステップの水位を求めていく方法である。この流量と水位の算出を計算終了時間まで繰り返すこととなる。

## 【境界条件】

### <陸側境界>

津波浸水シミュレーションにおいては、陸上への遡上や引き波による干出を計算する必要がある。このような津波の先端条件の処理には、計算過程で時刻ステップ毎に各計算格子に水があるか否かを判別し、隣接する計算格子の水位との関係も考慮して流量を設定することが必要であり、岩崎・真野（1979）や小谷ら（1998）の方法がよく使われており、ここでは小谷ら（1998）の方法を用いた。

遡上域以外では、海岸は直立壁と考え完全反射と仮定する。即ち、岸に直角な流量の成分を0と与える。

$$M \text{ 又は } N=0$$

### <沖側境界>

計算領域は有限であるから沖側に人工的な境界を設定する。沖側境界へは完全無反射で通過するものと仮定する。

## 2. 本システム用津波シミュレーション

### 2.1 計算条件の概要

表 4-2-1 に津波シミュレーションの計算条件を示す。

表 4-2-1 津波シミュレーションの計算条件概要

項目	計算条件概要（南海トラフの巨大地震）
基礎式と解法	◆ 深海域を含む 2430m 格子領域は線形長波方程式、その他の領域は非線長波方程式を基礎式とし、Leap-Frog 差分法により解法 (波源～陸域遡上計算：全領域)
計算格子間隔	◆ 2430m,810m,270m,90m,30m,10m 格子 対象地域周辺の沿岸・陸域は 10m 格子（詳細は図参照）
計算時間	◆ 地震発生後 18 時間
計算時間間隔	◆ 0.1 秒、0.2 秒
地盤変位量	◆ 断層モデルから Okada(1992)の手法により地盤変位量を算出。
潮位条件	◆ T.P.+1.60m
対象地形	◆ 南海トラフの巨大地震モデル検討会において検討された震度分布・浸水域等に係るデータ（一部香川大学提供データ）
粗度係数	◆ 0.025
構造物データ ・条件	◆ 南海トラフの巨大地震モデル検討会において検討された震度分布・浸水域等に係るデータ ◆ 線境界条件として設定（越流は本間の公式にて算出） ◆ 構造物は破壊されないものとする（構造物の破壊は見込まない）

※ 河川の流量は見込まない。また、本手法では、通常ハザードマップ等と異なり、あるシナリオについての最悪の浸水想定を提供するものではない。超巨大地震以外では構造物は健全であると予測されるため、構造物は破壊されないものとする。

## 2.2 計算条件の設定

### 2.2.1 計算範囲および計算格子

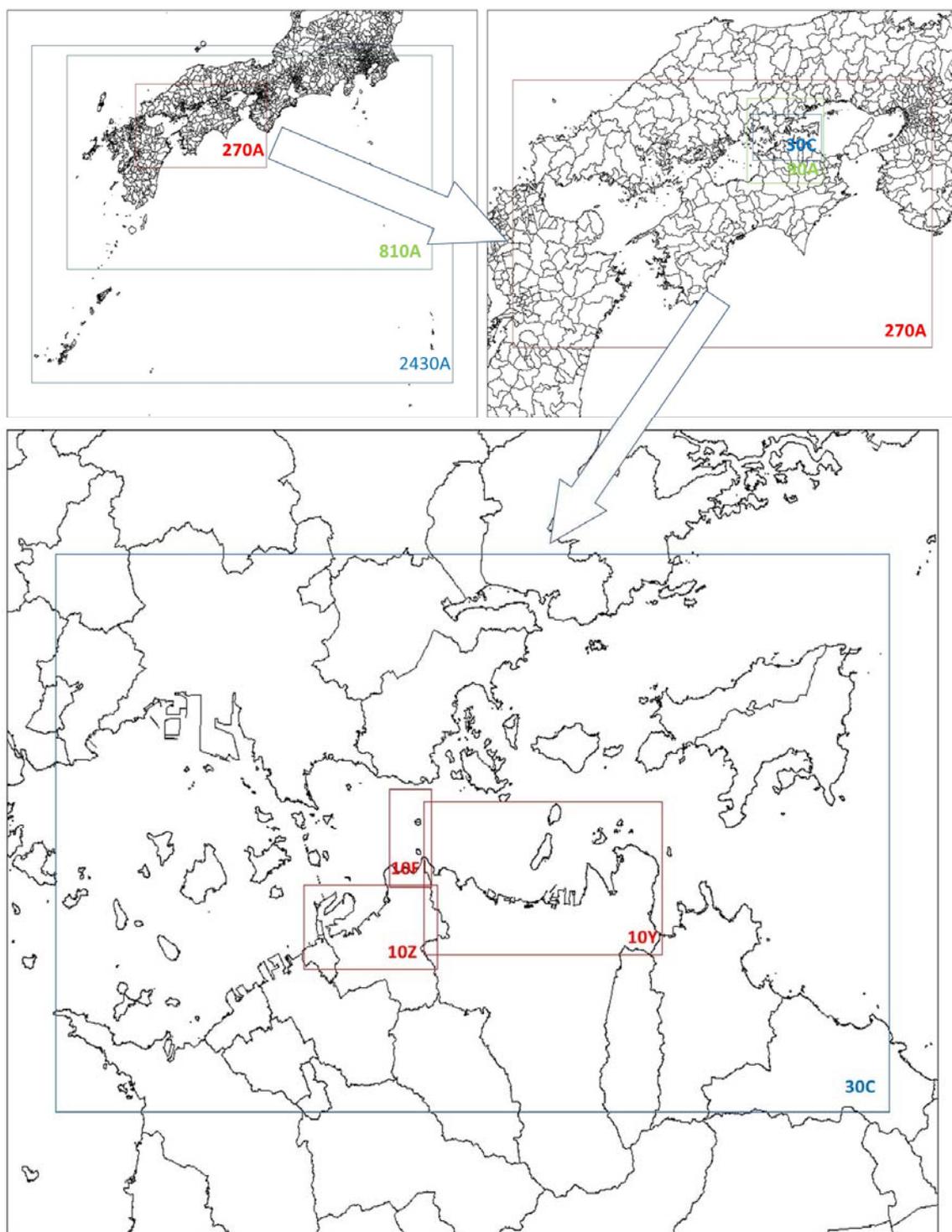


図 4-2-1 計算領域範囲

表 4-2-2 領域の座標値

エリア名	メッシュ サイズ(m)	メッシュ サイズ(秒)	x 方向 メッシュ個数	y 方向 メッシュ個数	南西端 経度	南西端 緯度	北東端 経度	北東端 緯度
2430A	2430	0.027	606	396	126.63	25.515	142.965	36.18
810A	810	0.009	1576	781	127.71	28.89	141.885	35.91
270A	270	0.003	1711	886	130.68	32.45	135.81	35.01
90A	90	0.001	931	841	133.485	33.96	134.415	34.8
30C	30	0.00033	2476	1381	1347	34.18	134.395	34.64
10F	10	0.00011	1801	1306	133.7367	133.9367	34.44667	34.30167
10Y	10	0.00011	2206	1156	133.93	34.31	134.175	34.43833
10Z	10	0.00011	1201	616	133.8083	34.29833	133.9417	34.36667

※極座標系

(さぬき市、東かがわ市)

図 4-2-2 に計算領域範囲を、表 4-2-3 に領域の座標値とその概念図を示す。最大 2430m メッシュから評価領域である最小 10m メッシュまで接続させて計算を行う。

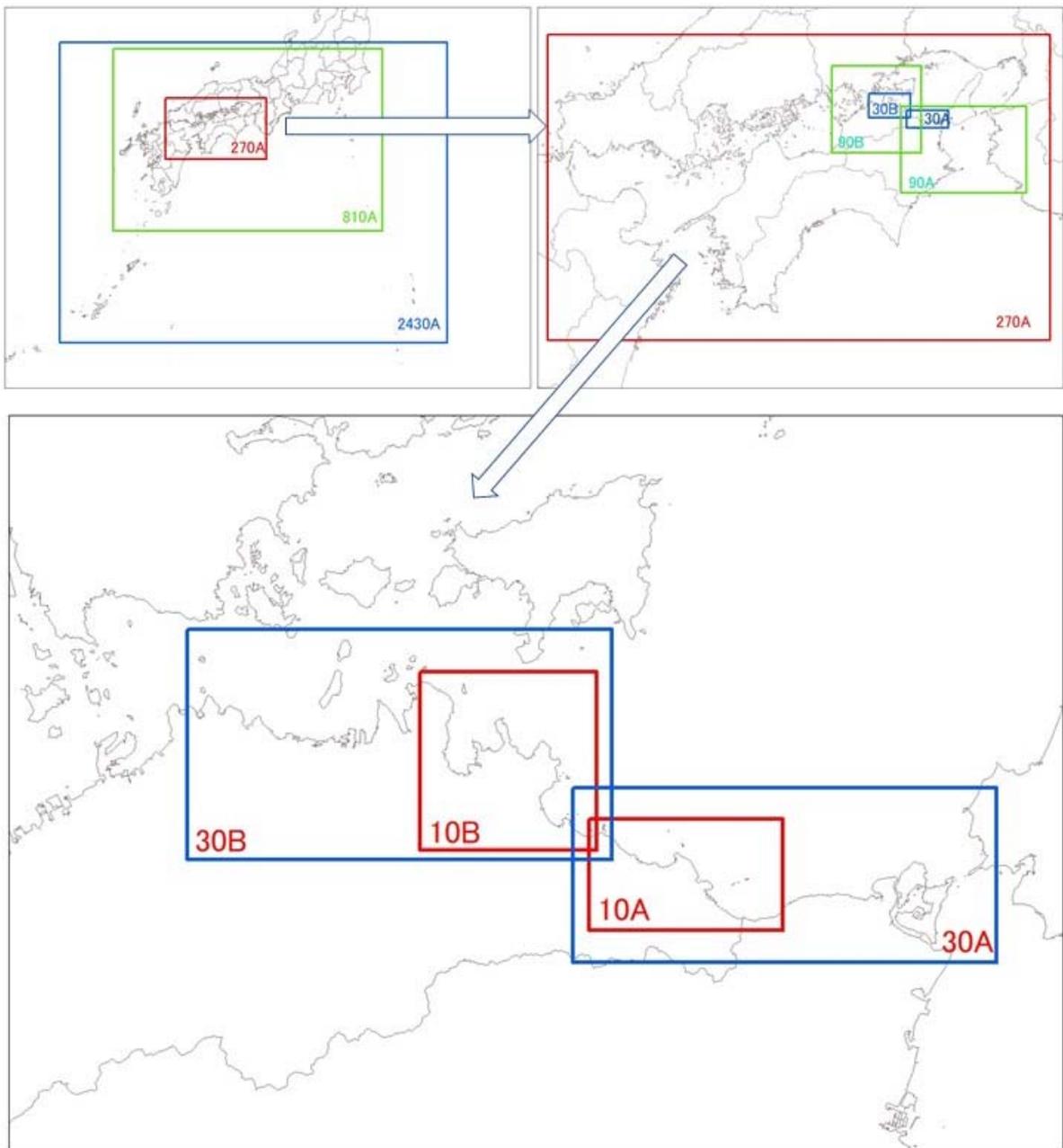


図 4-2-2 計算領域範囲

表 4-2-3 領域の座標値

エリア名	メッシュ サイズ(m)	メッシュ サイズ(秒)	x方向 メッシュ個数	y方向 メッシュ個数	南西端 経度	南西端 緯度	北東端 経度	北東端 緯度
2430A	2430	0.027	720	540	126.284744	25.0955504	144.850402	36.5409407
810A	810	0.009	1498	988	128.487778	29.5634289	141.612348	36.5898319
270A	270	0.003	1678	988	130.820585	32.4719154	135.697588	34.8834231
90A	90	0.001	1258	838	134.216373	33.6646099	135.451306	34.330326
90B	90	0.001	898	838	134.46919	33.983155	134.428072	34.6587873
30A	30	0.00033	1258	508	134.278254	34.1746324	134.689176	34.3084586
30B	30	0.00033	1258	688	133.907672	34.2575653	134.318913	34.4413145
10A	10	0.00011	1708	988	134.294424	34.2862348	134.480653	34.1986005
10B	10	0.00011	1588	1558	134.13216	34.2644568	134.302584	34.4065337

※極座標系

## 2.2.2 対象断層

3.3 章の「3.津波増幅率の推定」では 3417 ケースの断層モデルにて津波増幅率計算の検証を行ったが、津波増幅率計算の高速化を図るため、断層モデルを 1506 ケースに再構築し比較した (図 4-2-3)。3417 ケースと比較し大差ない計算結果が得られたため、予報に使用する断層モデルは添付資料「3.6 対象断層のパラメーター一覧」に示す 1506 断層とする。

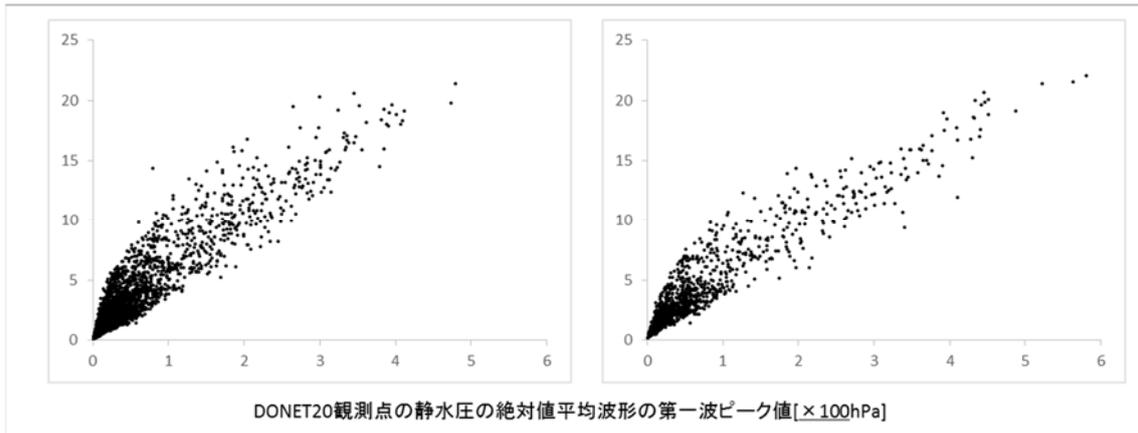


図 4-2-3 DONET1(20 観測点)の静水圧の絶対値平均波形の第一波ピーク値と尾鷲検潮所最大津波高との相関図。(a) 3417 ケース、(b) 1506 ケース。

対象断層および後述の既往断層共に、断層パラメータの断層原点  $X, Y$  の他、パラメータの設定方法を図 4-2-6 に示す (佐藤他 (1989) :日本の地震断層パラメーター・ハンドブックに従う)。

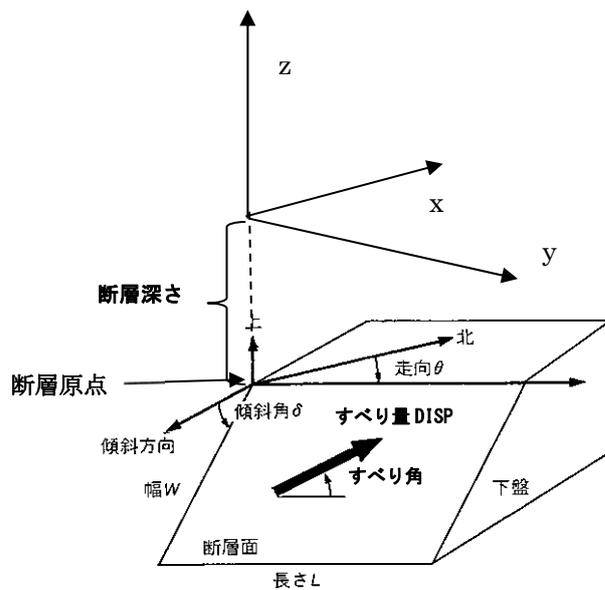


図 4-2-4 断層モデルのパラメータの概念図

以下に、対象断層の設定方針を示す。

図 4-2-5 に対象断層の断層原点位置を示す。西から東に向けて、a~w のラベルを貼り、陸域から海域に向けて、相対位置で 1~4 の番号を張った。対象断層は、それぞれ 1 枚断層とし、各断層原点上には、断層の深さおよび傾斜角が異なる対象断層を 6 つ設定する(図 4-2-6 参照)。このとき、断層の深さは 5km もしくは、20km、傾斜角は、5°、15°、25° とする。ただし、断層原点位置が v、w にあるものについては、傾斜角を 15°、25° 4° とした(図 4-2-6 赤枠内)。それぞれの位置でのモデル数を図 4-2-6 に示す。本章内で使用する断層名の命名規則は、「断層位置」\_「断層深さ」\_「傾斜角」\_「マグニチュード」と設定した。

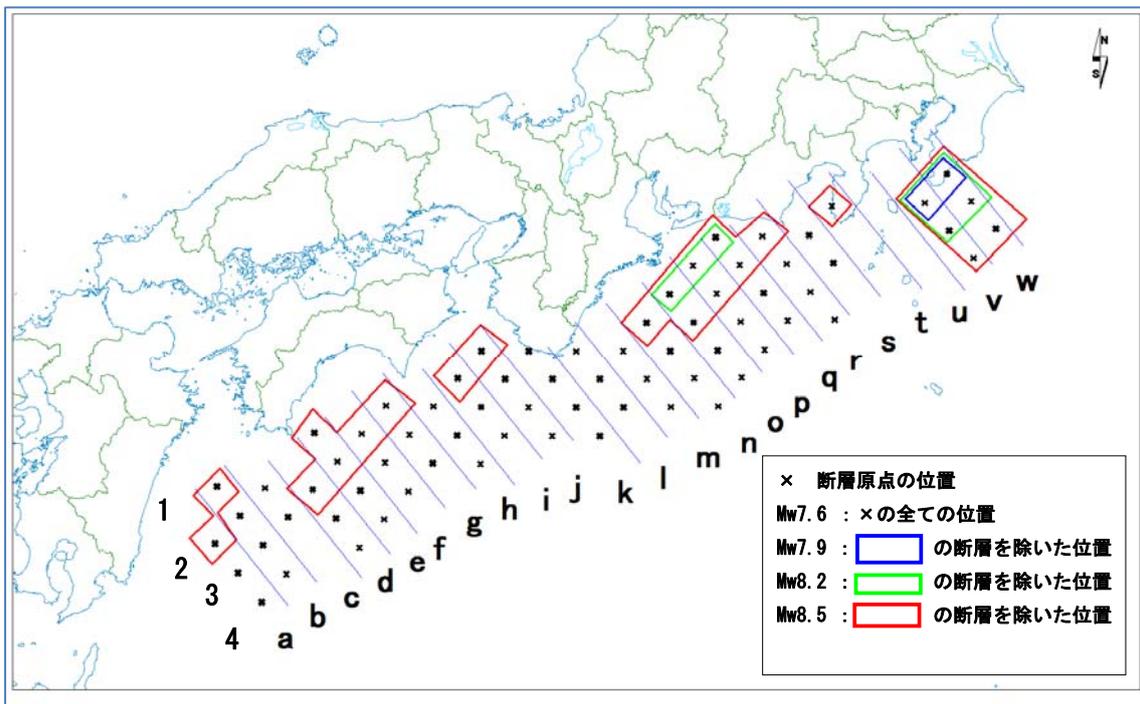


図 4-2-5 断層原点の位置

		a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n	o	p	q	r	s	t	u	v	w	
Mw7.6	1																								
	2	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	4	6	6		6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
合計		426																							
Mw7.9	1																								
	2	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	4	6	6		6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
合計		414																							
Mw8.2	1																								
	2	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	4	6	6		6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
合計		384																							
Mw8.5	1																								
	2		6	6	6																				
	3	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	4	6	6		6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
合計		282																							

図 4-2-6 断層原点における断層モデル数

Okada (1992) の手法により、断層のパラメータから地盤の変位量を弾性論に基づき算出する。

このとき、陸域の地盤が隆起・沈降する場合とも、そのまま隆起量・沈降量を考慮した地形モデル (図 4-2-7) にて津波シミュレーションを実施する。

また、既往地震の⑦内閣府公表モデルを除き、地盤の変位量は鉛直方向成分のみを考慮するものとする。内閣府公表モデルの変位量は、南海トラフの巨大地震検討会で検討した変位量の計算方法鉛直方向成分のみならず、水平成分を考慮し、さらに、変位量の空間的な移動平均を 9×9 メッシュの幅で行った。

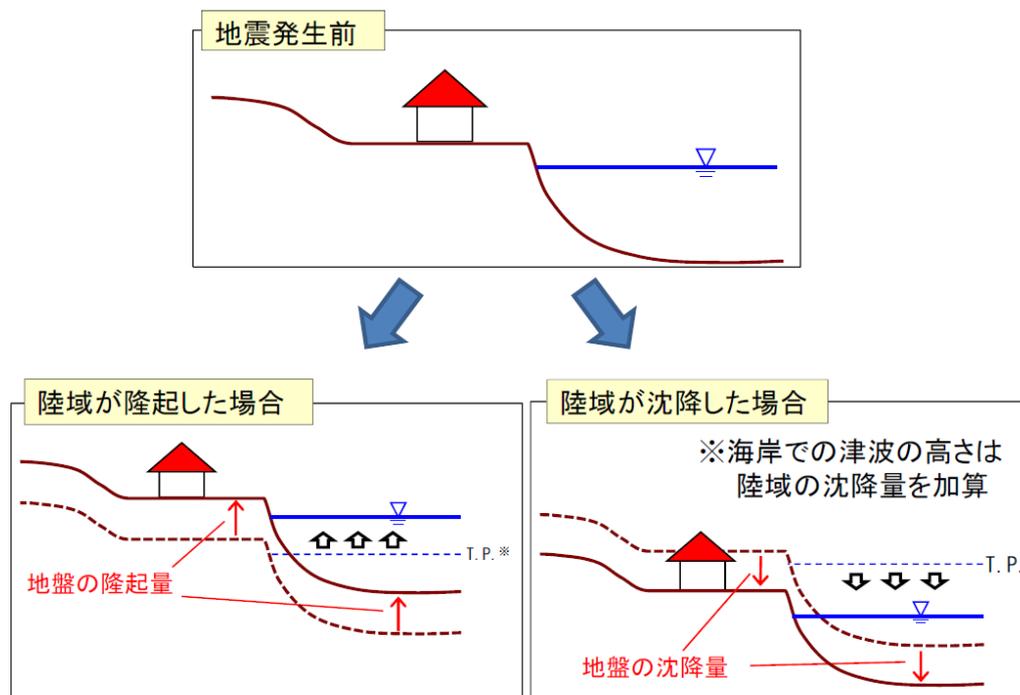


図 4-2-7 陸域の隆起量の設定

モーメントマグニチュードは Mw7.6 (図 4-2-8)、Mw7.9 (図 4-2-9)、Mw8.2 (図 4-2-10)、Mw8.5 (図 4-2-11) の 4 つの階層に分類した。地震規模が大きいほど、陸域および相模トラフ周辺の断層設定を取り除いた。Mw7.6 という下限は、津波を有意に起こすことができる地震規模に基づき、Mw8.5 という上限は、内閣府公表モデルの Mw9 地震 (図 4-2-25、図 4-2-26) よりも小さいが、図 4-2-12 で示すように内閣府公表 Mw9 モデルを含む既往断層 (詳細については図 4-2-13～図 4-2-41 参照) に由来する DONET 全観測点の水圧変動と予測ポイントの最大津波高の関係 (図 4-2-12 中の赤点) は、Mw8.5 までの断層パラメータセットによって作られた相関 (図 4-2-12 中の黒点) に含まれる。

各断層の断層位置を図 4-2-8～図 4-2-11 に示す。

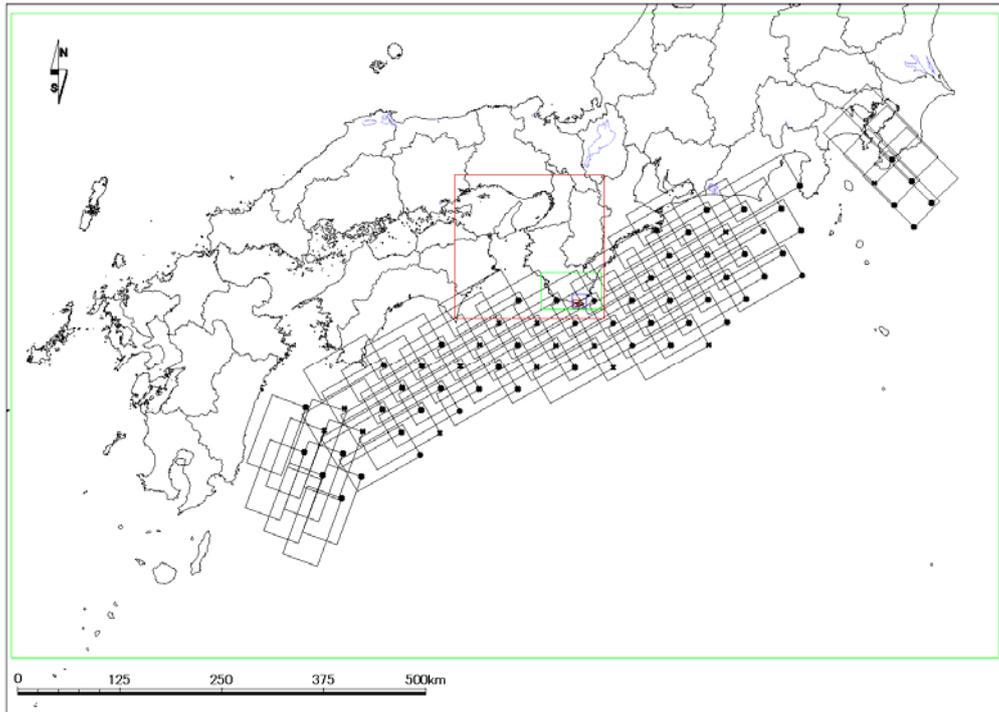


図 4-2-8 Mw7.6 の断層原点および位置。黒丸と黒四角はそれぞれ断層モデルの原点と位置を示す。緑、赤、緑、青、赤の順で小さくなる四角群は、それぞれ 810m メッシュ、270m メッシュ、90m メッシュ、30m メッシュ、10m メッシュの地形の設定例を示す。

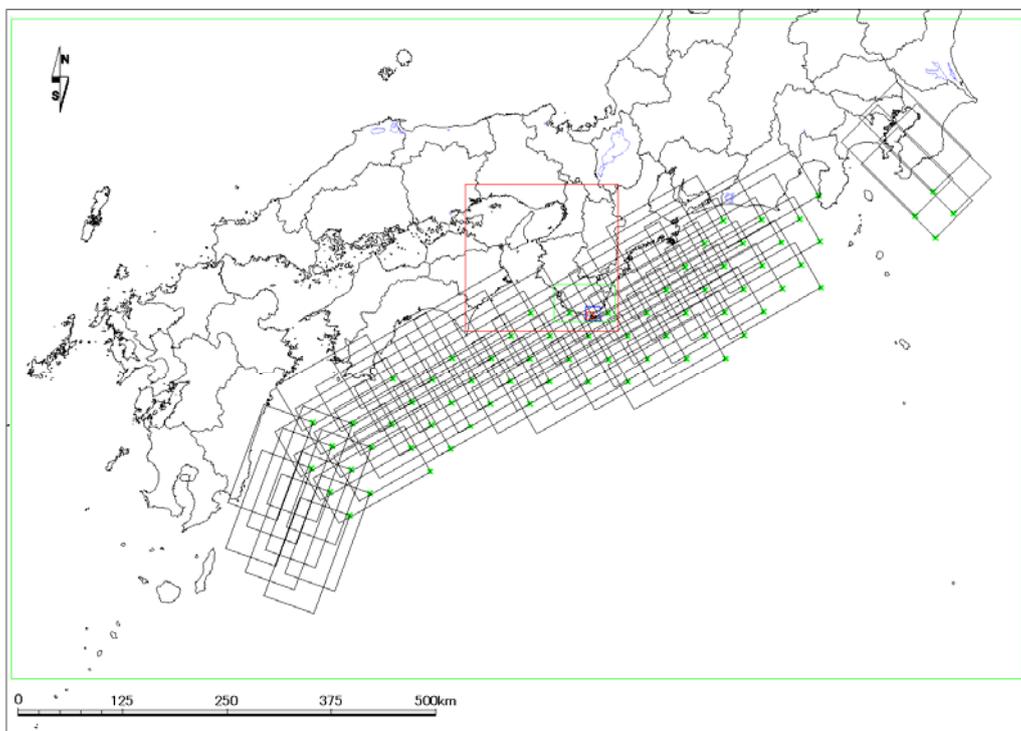


図 4-2-9 Mw7.9 の断層原点および位置。緑×と黒四角はそれぞれ断層モデルの原点と位置を示す。緑、赤、緑、青、赤の順で小さくなる四角群は、それぞれ 810m メッシュ、270m メッシュ、90m メッシュ、30m メッシュ、10m メッシュの地形の設定例を示す。

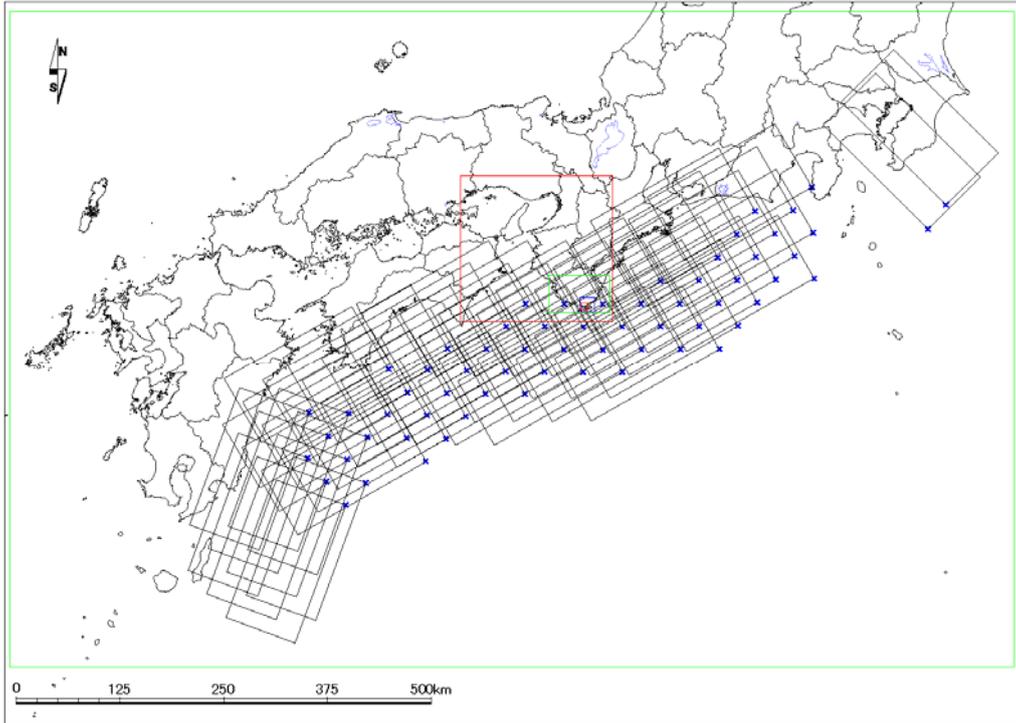


図 4-2-10 Mw8.2 の断層原点および位置。青×と黒四角はそれぞれ断層モデルの原点と位置を示す。緑、赤、緑、青、赤の順で小さくなる四角群は、それぞれ 810m メッシュ、270m メッシュ、90m メッシュ、30m メッシュ、10m メッシュの地形の設定例を示す。

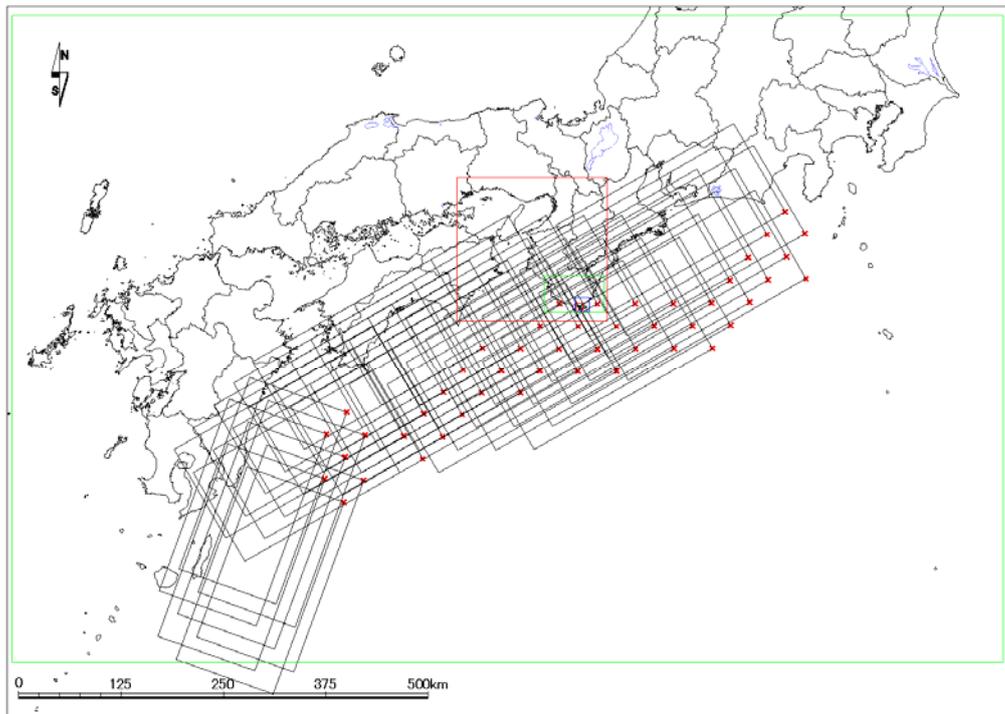


図 4-2-11 Mw8.5 の断層原点および位置。赤×と黒四角はそれぞれ断層モデルの原点と位置を示す。緑、赤、緑、青、赤の順で小さくなる四角群は、それぞれ 810m メッシュ、270m メッシュ、90m メッシュ、30m メッシュ、10m メッシュの地形の設定例を示す。

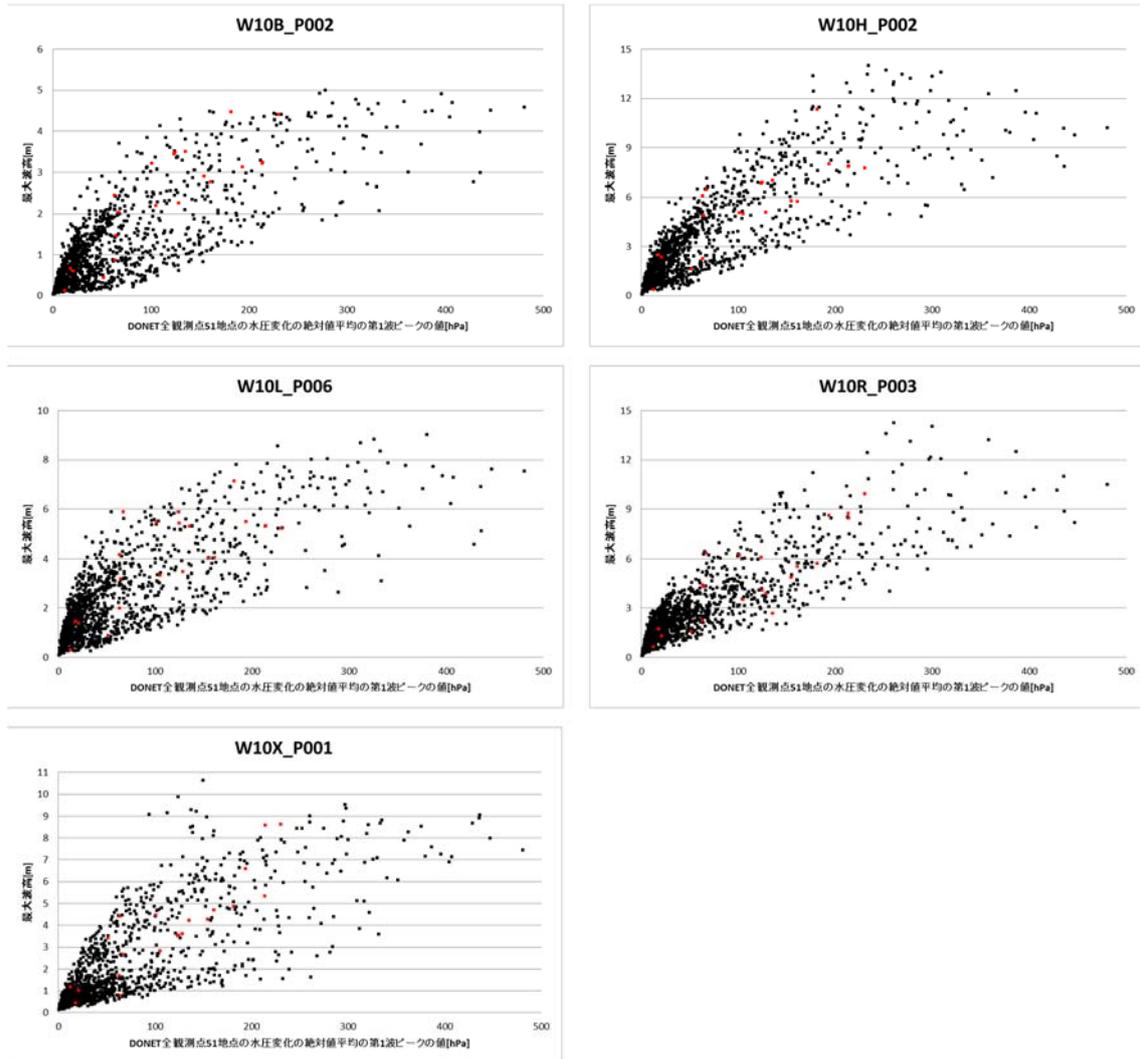


図 4-2-12 DONET全観測点での水圧変化の絶対値平均の第1波ピークの値と和歌山県5地域(10B、10H、10L、10R、10X)の1地点における最大津波高さの相関図。地点は各地域の中心に近いものを選択した。黒点は対象断層1506ケース、赤点は内閣府公表モデル(2012年公表)11ケースを含む既往断層(詳細は図4-2-12～図4-2-40参照)。

図 4-2-12 にて赤点で示した既往断層は以下の地震とする。断層パラメータと断層位置、および、Okada の式(1992)より求めた、地盤変動量計算結果をそれぞれ示す。

- ① 宝永地震 (1707) (表 4-2-4, 図 4-2-13, 4-2-14)
- ② 安政東海地震 (1854) (表 4-2-5, 図 4-2-15, 4-2-16)
- ③ 安政南海地震 (1854) (表 4-2-6, 図 4-2-17, 4-2-18)
- ④ 昭和東南海地震 (1944) (表 4-2-7, 図 4-2-19, 4-2-20)
- ⑤ 昭和南海地震 (1946) (表 4-2-8, 図 4-2-21, 4-2-22)
- ⑥ 中央防災会議公表モデル (2003 年公表) (図 4-2-23, 4-2-24)
- ⑦ 内閣府公表モデル (2012 年公表) (図 4-2-25~4-2-37)
- ⑧ Furumura et al. (2011) 連動モデル (図 4-2-38)
- ⑨ Baba et al. (2005) 東南海モデル、南海モデル、連動モデル (図 4-2-39~4-2-41)

① 宝永地震 (1707)

宝永地震(1707)の断層パラメータを以下のように設定した。

表 4-2-4 宝永地震(1707)の断層パラメータ

断層 No	平面直角座標VI系(世界測地)		経度 (°)	緯度 (°)	断層深さ (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	断層長さ (km)	断層幅 (km)	すべり量 (m)
	X(m)	Y(m)									
1	248798.6331	-91995.2219	138.7300	35.1400	2	198	34	71	115	70	4.92
2	197007.4665	-230907.0927	138.1300	33.9000	3	245	24	113	150	100	4.92
3	13951.3993	-287283.5132	136.1500	33.4100	10	250	10	124	150	70	6.89
4	-133024.0037	-287488.651	134.5700	33.4000	1	220	20	90	140	80	8.61
5	-228798.8221	-404460.2258	133.5700	32.3300	1	240	20	90	60	80	17.1

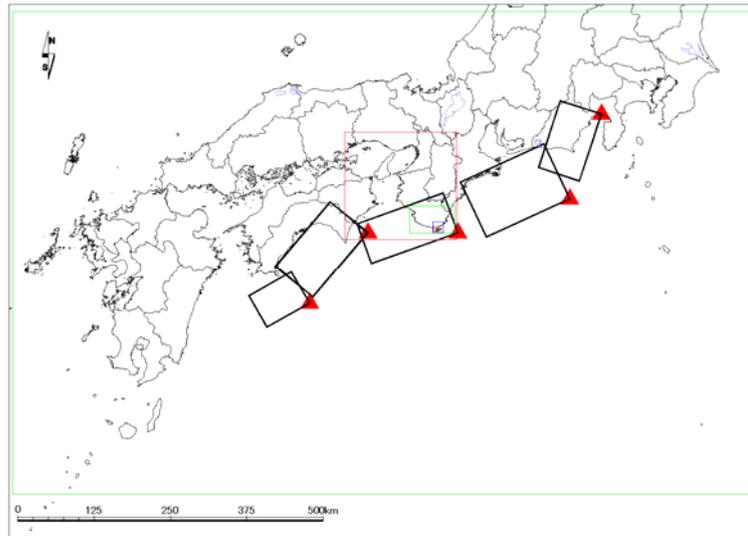


図 4-2-13 宝永地震(1707)の断層位置。赤三角は表 4-2-4 の位置を示す。

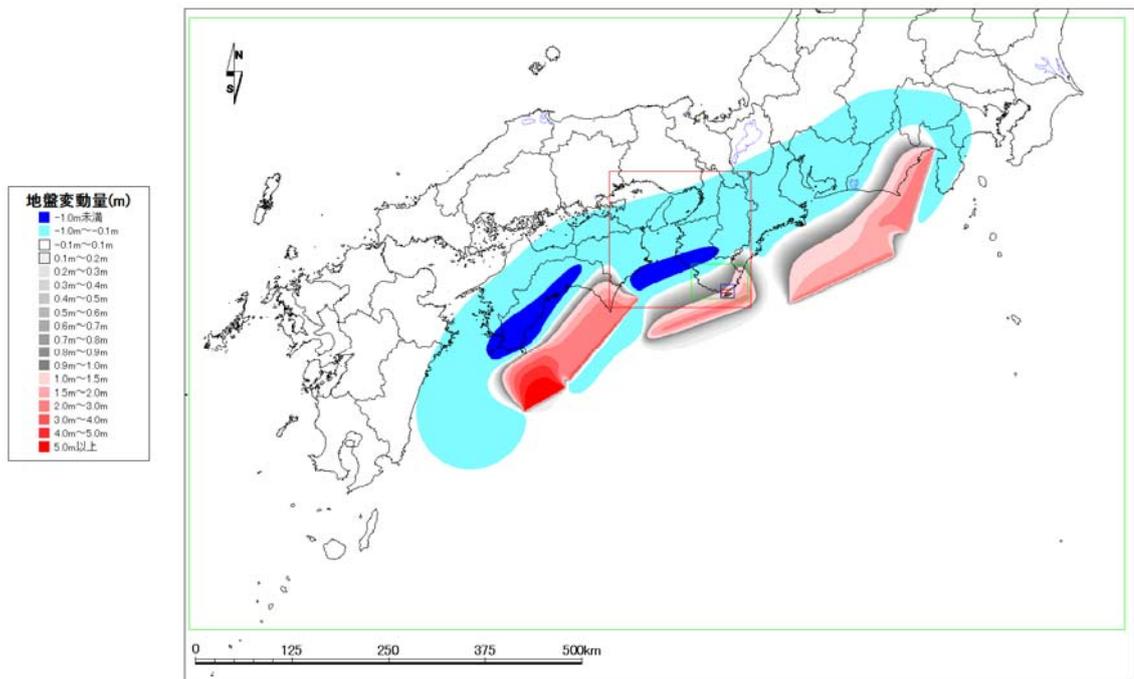


図 4-2-14 宝永地震(1707)の地盤変動量計算結果

② 安政東海地震（1854）

安政東海地震(1854)の断層パラメータを以下のように設定した。

表 4-2-5 安政東海地震(1854)の断層パラメータ

断層 No	平面直角座標VI系(世界測地)		経度 (°)	緯度 (°)	断層深さ (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	断層長さ (km)	断層幅 (km)	すべり量 (m)
	X(m)	Y(m)									
1	197007.4665	-230907.0927	138.1300	33.9000	3	245	24	113	150	100	11.38
2	248798.6331	-91995.2219	138.7300	35.1400	2	198	34	71	115	70	11.38

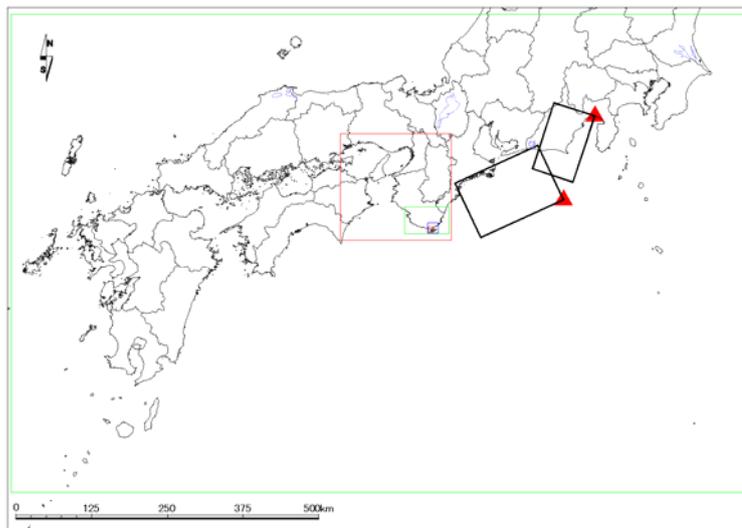


図 4-2-15 安政東海地震(1854)の断層位置。赤三角は表 4-2-5 の位置を示す。

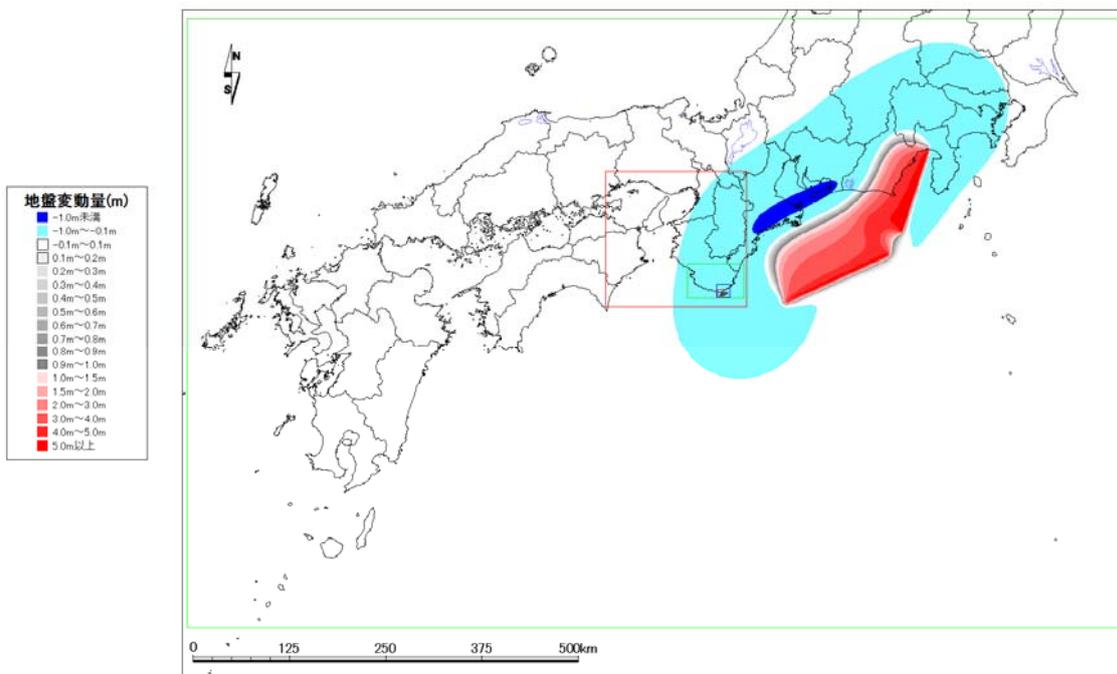


図 4-2-16 安政東海地震(1854年)の地盤変動量計算結果

③ 安政南海地震（1854）

安政南海地震(1854)の断層パラメータを以下のように設定した。

表 4-2-6 安政南海地震(1854)の断層パラメータ

断層 No	平面直角座標VI系(世界測地)		経度 (°)	緯度 (°)	断層深さ (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	断層長さ (km)	断層幅 (km)	すべり量 (m)
	X(m)	Y(m)									
1	-118140.1124	-365326.7073	134.7400	32.7000	1	250	20	117	150	120	9.75
2	13951.3993	-287283.5132	136.1500	33.4100	10	250	10	127	150	70	7.27

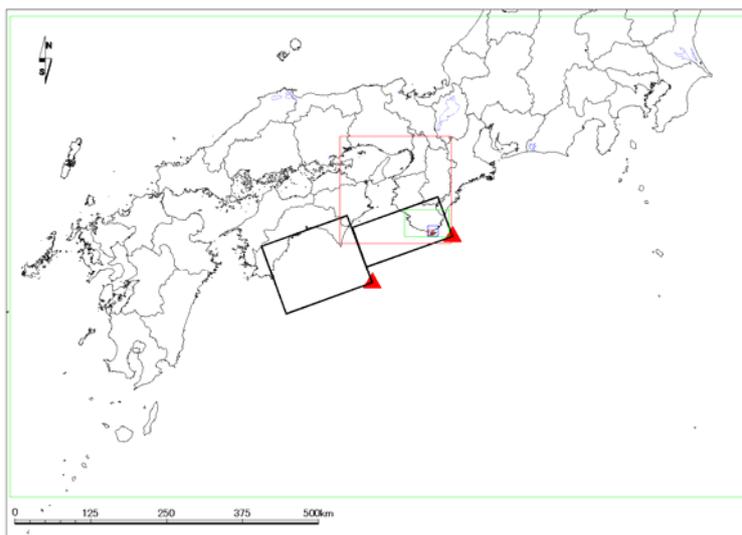


図 4-2-17 安政南海地震(1854)の断層位置。赤三角は表 4-2-6 の位置を示す。

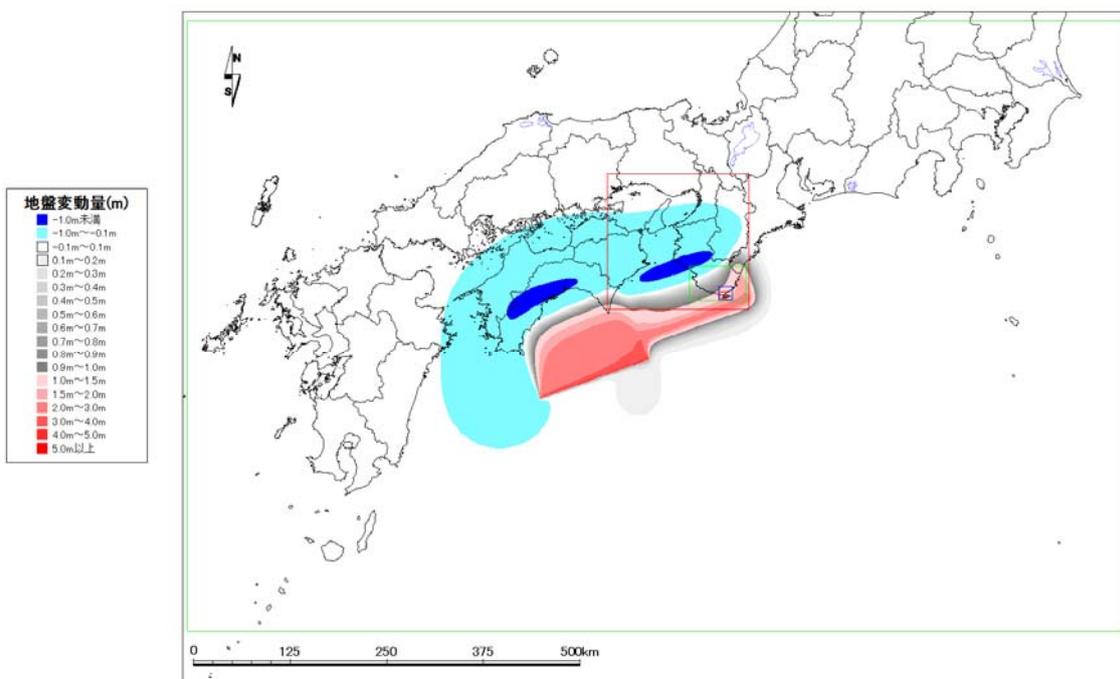


図 4-2-18 安政南海地震(1854)の地盤変動量計算結果

④ 昭和東南海地震（1944）

昭和東南海地震(1944)の断層パラメータを以下のように設定した。

表 4-2-7 昭和東南海地震(1944)の断層パラメータ

断層 No	平面直角座標VI系(世界測地)		経度 (°)	緯度 (°)	断層深さ (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	断層長さ (km)	断層幅 (km)	すべり量 (m)
	X(m)	Y(m)									
1	130147.5174	-213197.9787	137.4100	34.0700	0	225	30	72	154	67	4.75
2	188937.1843	-152270.116	138.0600	34.6100	0	225	30	72	84	78	3.15

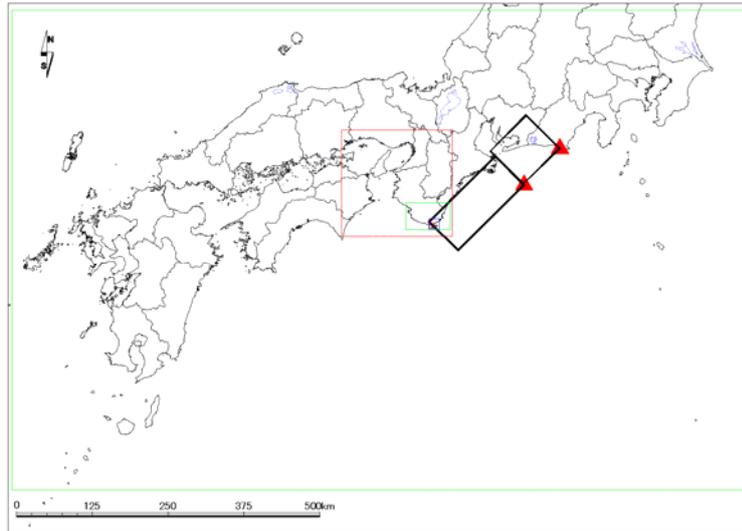


図 4-2-19 昭和東南海地震(1944)の断層位置。赤三角は表 4-2-7 の位置を示す。

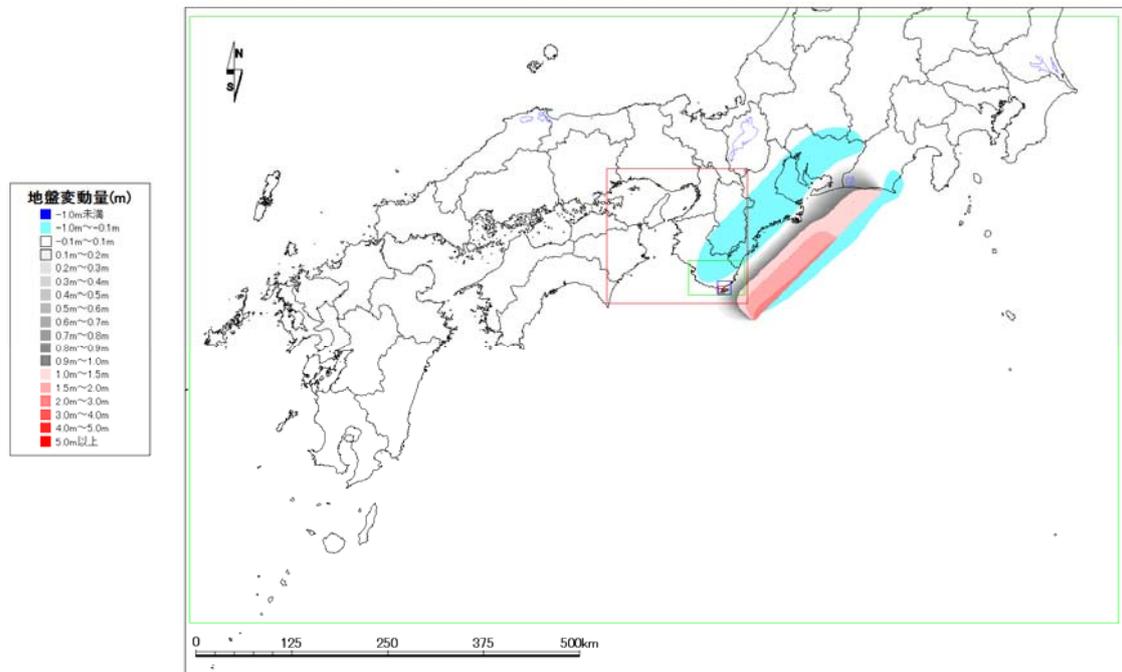


図 4-2-20 昭和東南海地震(1944)の地盤変動量計算結果

⑤ 昭和南海地震(1946)

昭和南海地震(1946)の断層パラメータを以下のように設定した。

表 4-2-8 昭和南海地震(1946)の断層パラメータ

断層 No	平面直角座標VI系(世界測地)		経度 (°)	緯度 (°)	断層深さ (km)	走向 (°)	傾斜角 (°)	すべり角 (°)	断層長さ (km)	断層幅 (km)	すべり量 (m)
	X(m)	Y(m)									
1	-117228.5685	-367555.784	134.7500	32.6800	1	250	20	104	120	120	6.1
2	20501.8334	-306124.8512	136.2200	33.2400	10	250	10	127	150	70	4.88

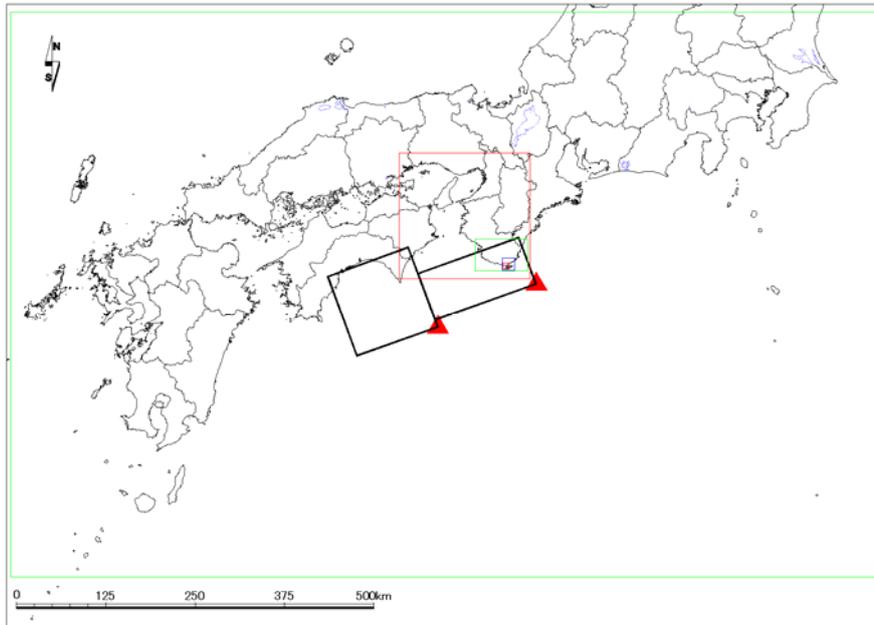


図 4-2-21 昭和南海地震(1946)の断層位置。赤三角は表 4-2-8 の位置を示す。

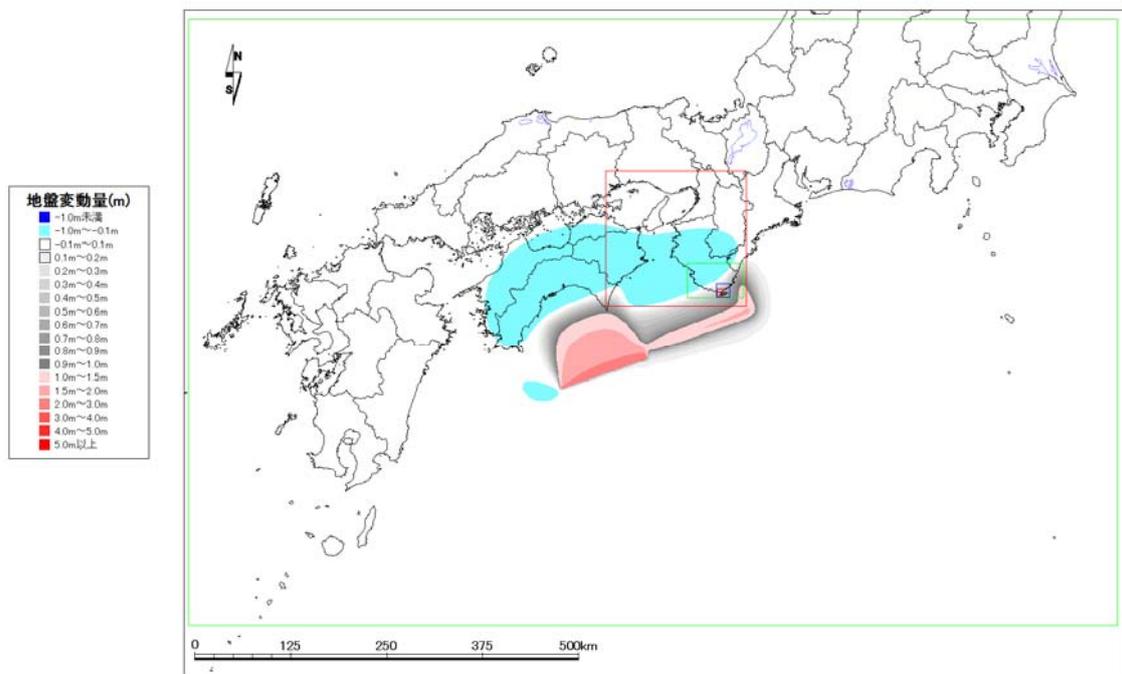


図 4-2-22 昭和南海地震(1946)の地盤変動量計算結果

⑥ 中央防災会議公表モデル（2003年公表）

中央防災会議公表モデルは、2003年の中央防災会議公表の東海・東南海・南海3連動モデルを選択した。すべり量分布を図4-2-23に示し、地盤変動量を図4-2-24に示す。

モデル名	深度	各セグメントのすべり量分布(m)																					
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
東海・東南海・南海モデル	0.0-10.0km	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.00*	4.00	1.50
	10.0-16.7km	7.00	10.00	5.50	4.50	12.00	12.00	8.00	5.50	4.00	7.00	5.00	6.00	7.50	6.50	5.50	6.00	6.50	4.00	4.00	4.00	4.00	
	16.7-23.3km	7.50	6.00	3.00	3.00	14.00	12.00	8.50	7.00	5.50	6.50	5.50	8.50	5.50	5.50	6.50	5.50	5.50	4.00	4.00	4.00	4.00	
	23.3-30.0km	8.00	1.00	0.50	2.50	11.00	15.00	8.00	6.00	6.50	6.50	5.50	5.50	6.50	6.50	6.50	5.50	5.00	4.00	4.00	4.00	4.00	

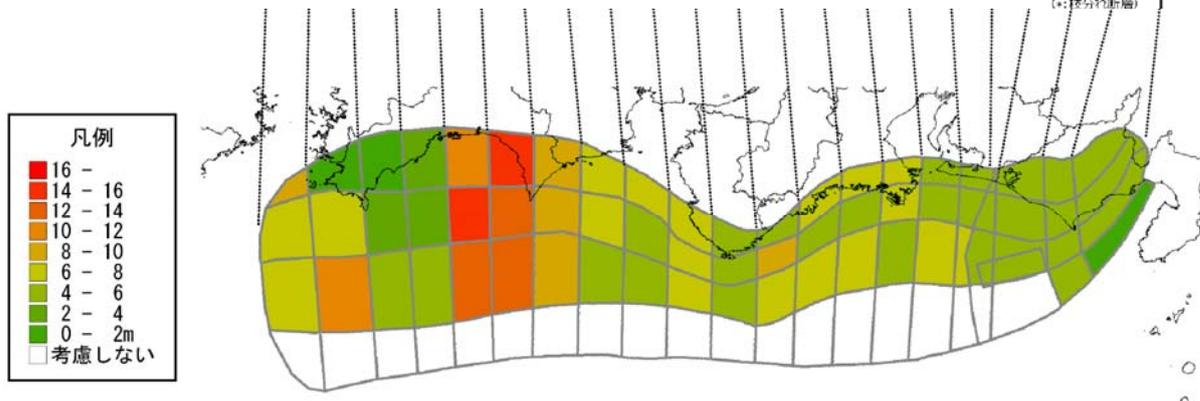


図 4-2-23 断層モデルのすべり量分布（東海・東南海・南海3連動モデル）

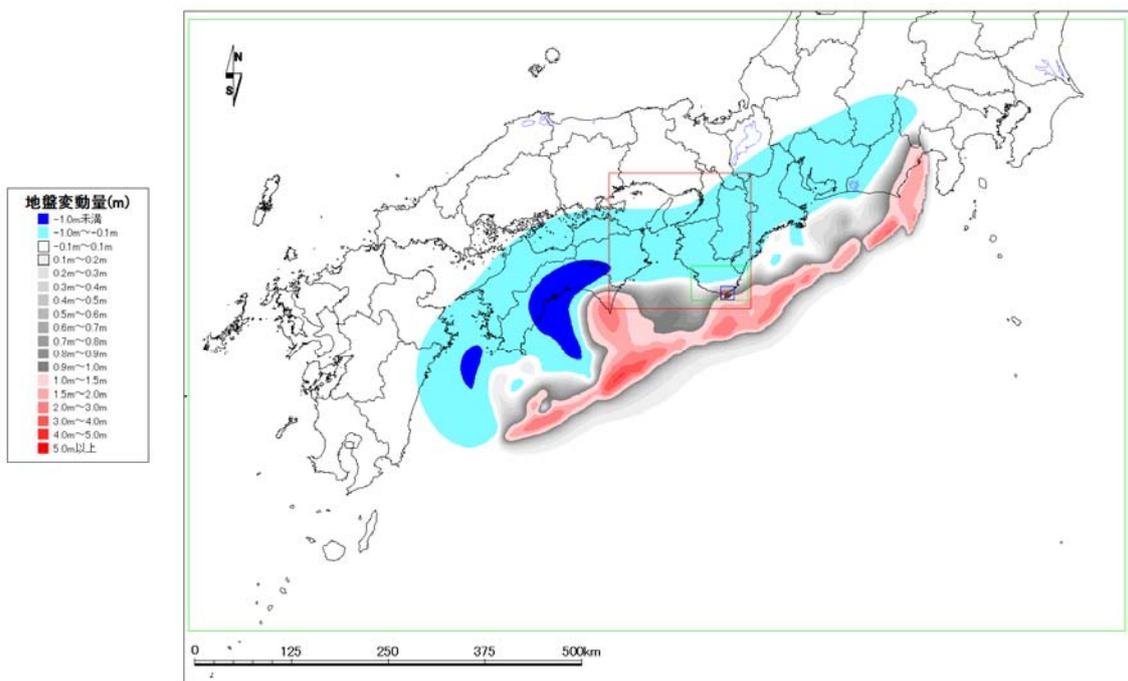


図 4-2-24 2003年中央防災会議における東海・東南海・南海3連動モデルの地盤変動量計算結果

⑦ 内閣府公表モデル（2012年公表）

内閣府の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」（二次報告）モデルは、ケース 1～11 のすべてを実施する（図 4-2-25・図 4-2-26 参照）。内閣府公表モデルは 10 秒ごとの断層パラメータが用意されており、図 4-2-27～図 4-2-37 に示す各ケースの地盤変動量は、各断層パラメータで計算した地盤変動量の総和である。

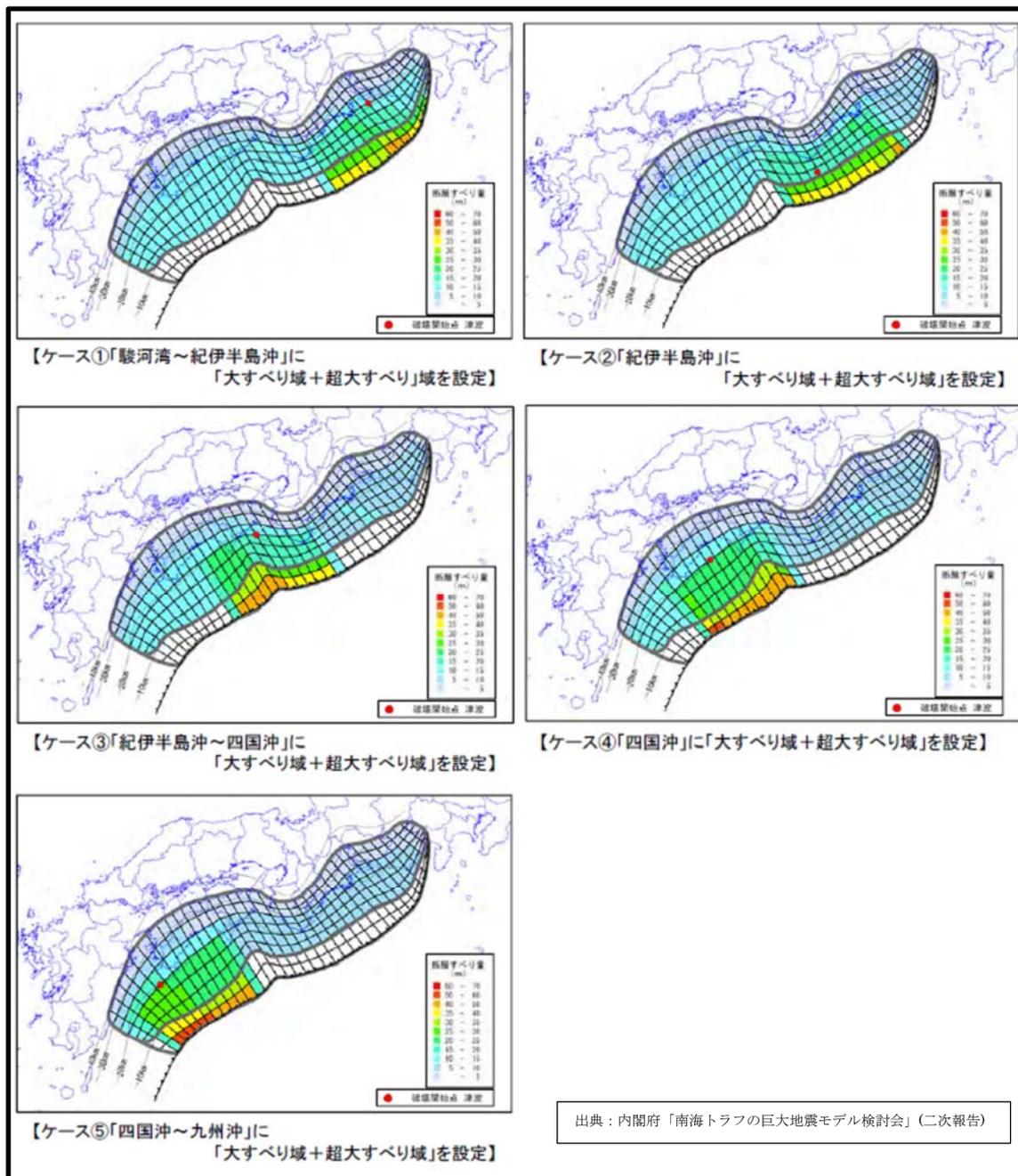


図 4-2-25 南海トラフの巨大地震の断層モデルのすべり量分布(ケース 1～5)

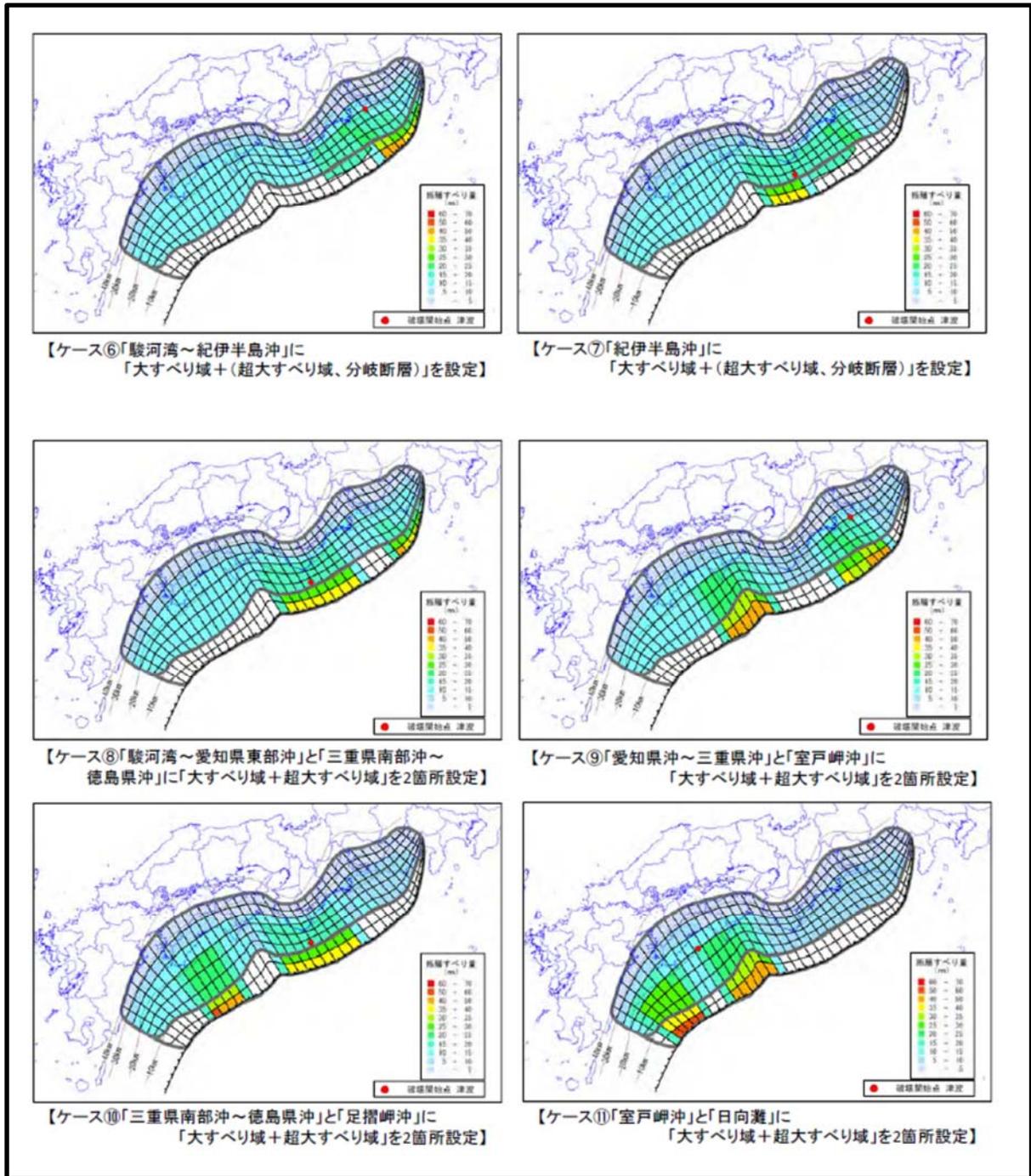


図 4-2-26 南海トラフの巨大地震の断層モデルのすべり量分布(ケース 6～11)

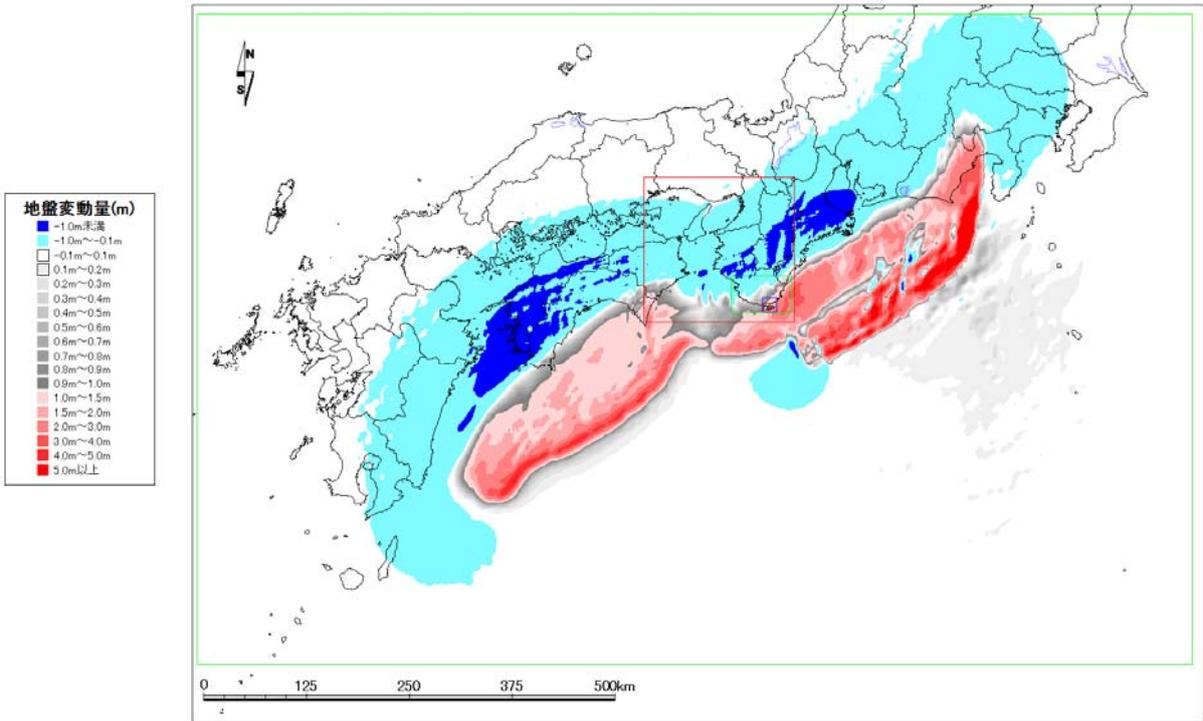


図 4-2-27 ケース②断層モデル (南海トラフの巨大地震)

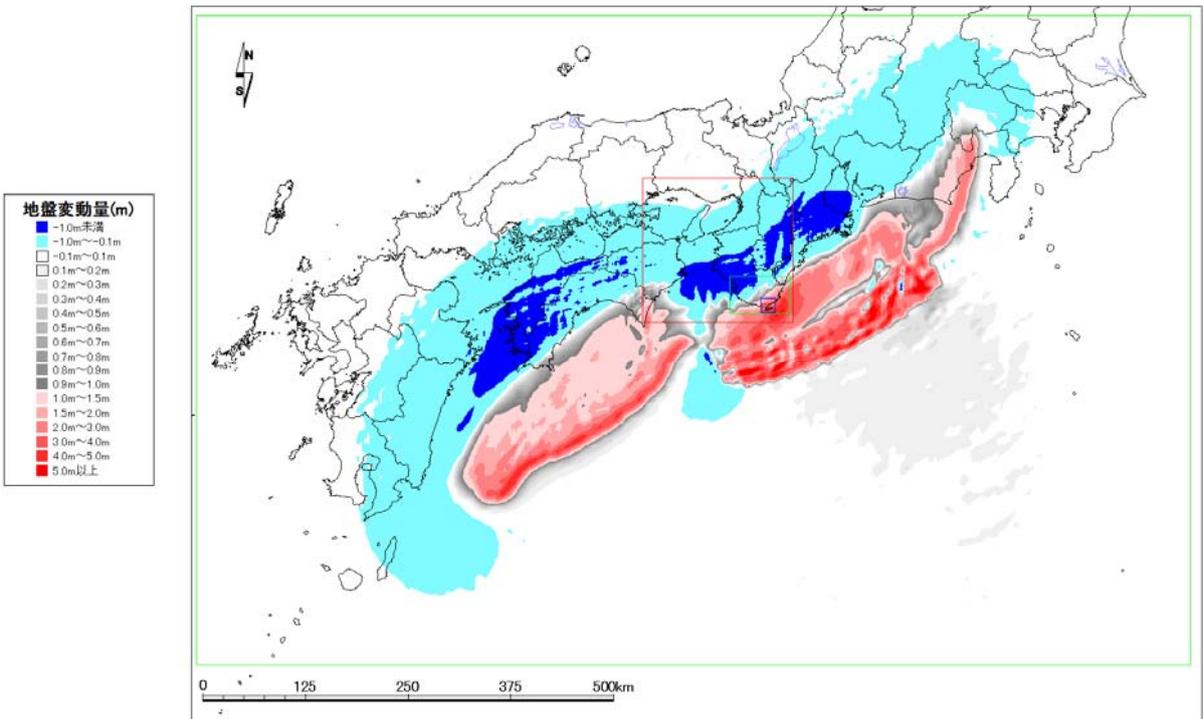


図 4-2-28 ケース②断層モデル (南海トラフの巨大地震)

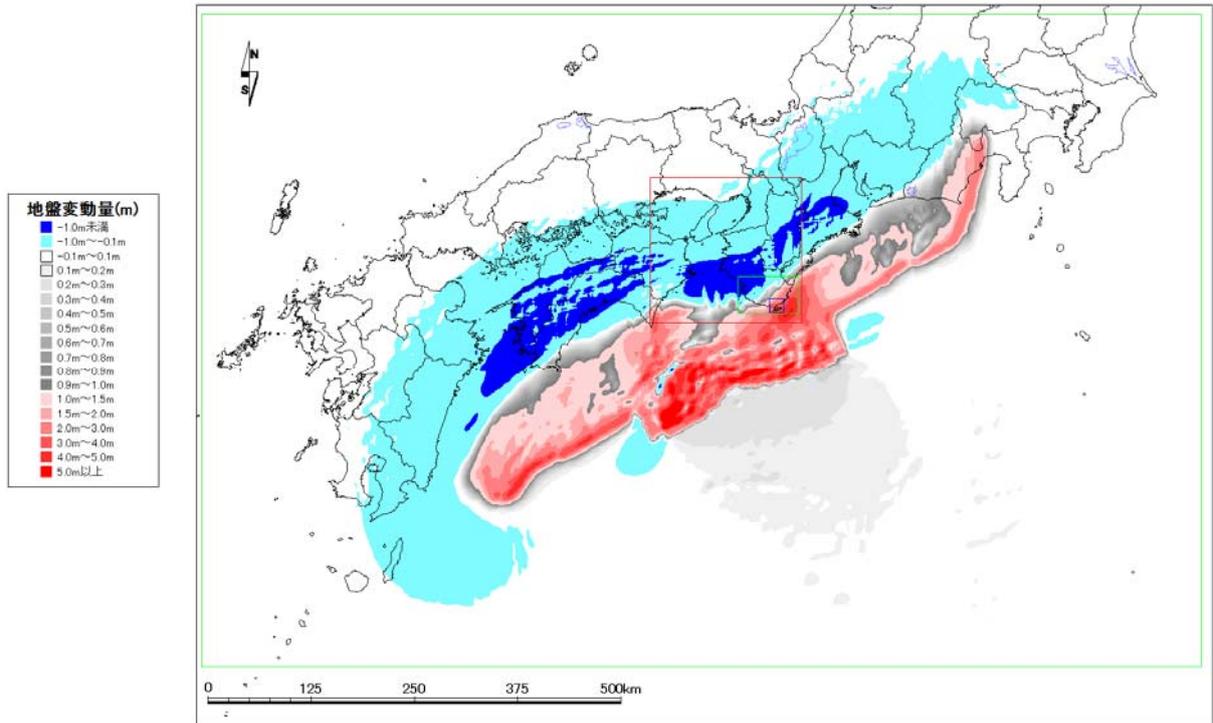


図 4-2-29 ケース③断層モデル (南海トラフの巨大地震)

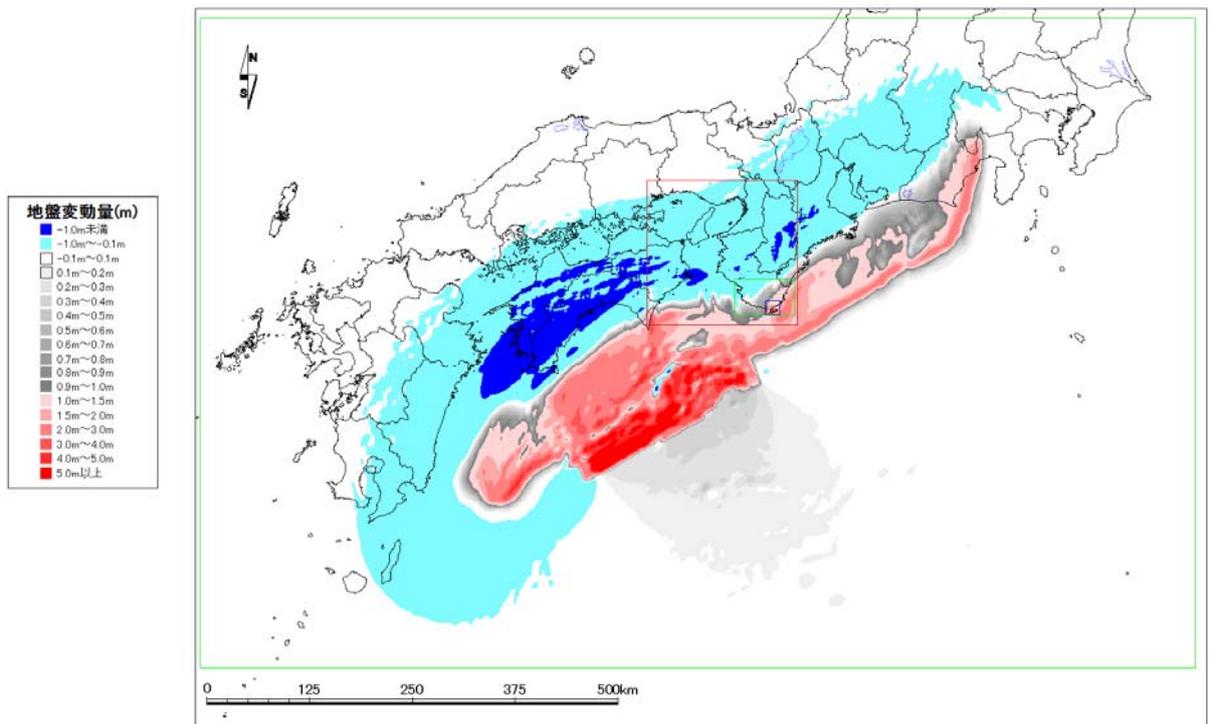


図 4-2-30 ケース④断層モデル (南海トラフの巨大地震)

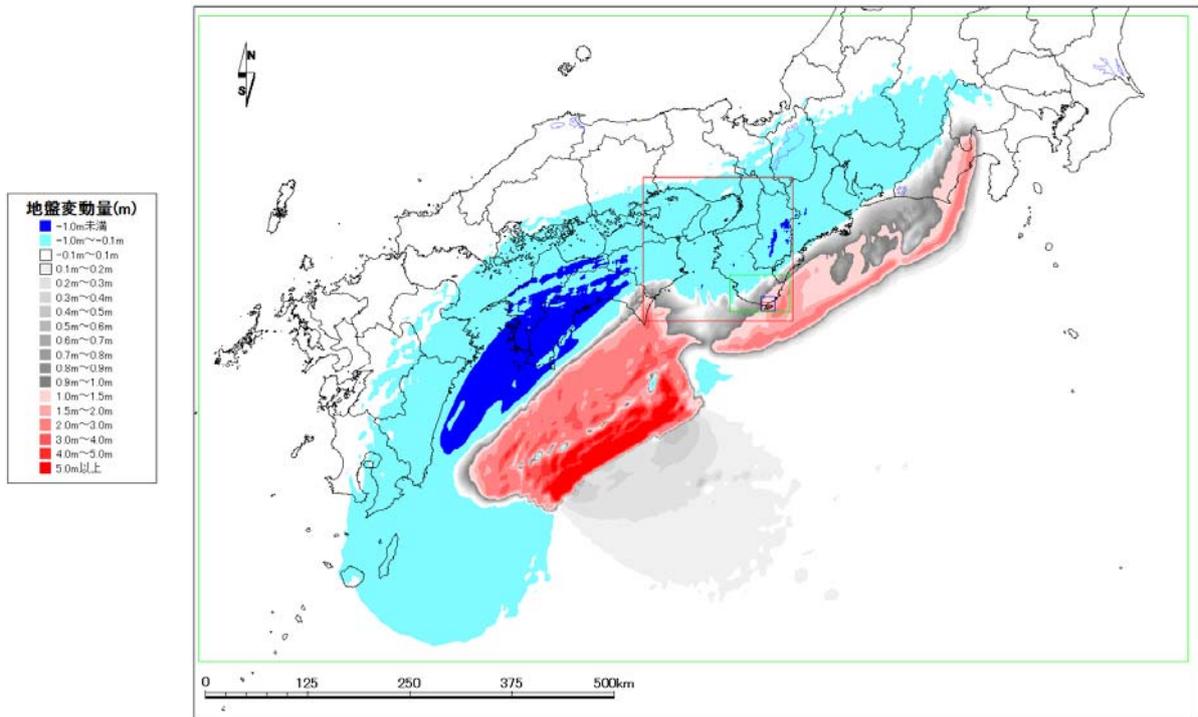


図 4-2-31 ケース⑤断層モデル (南海トラフの巨大地震)

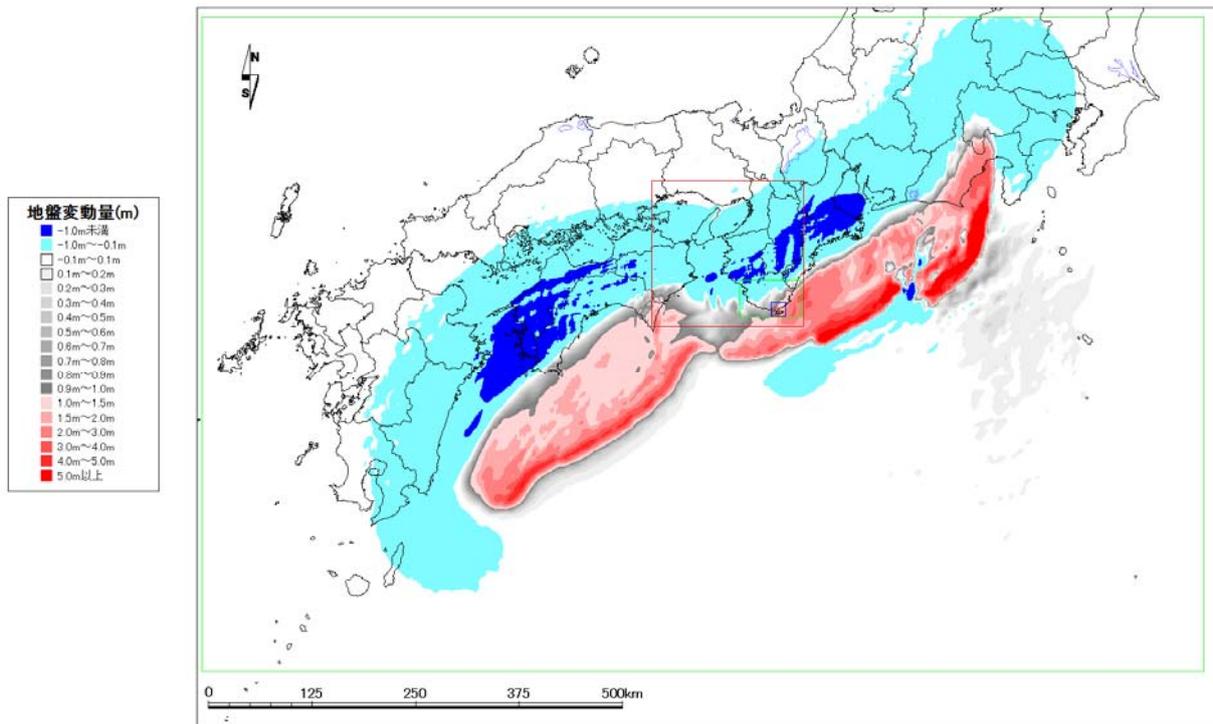


図 4-2-32 ケース⑥断層モデル (南海トラフの巨大地震)

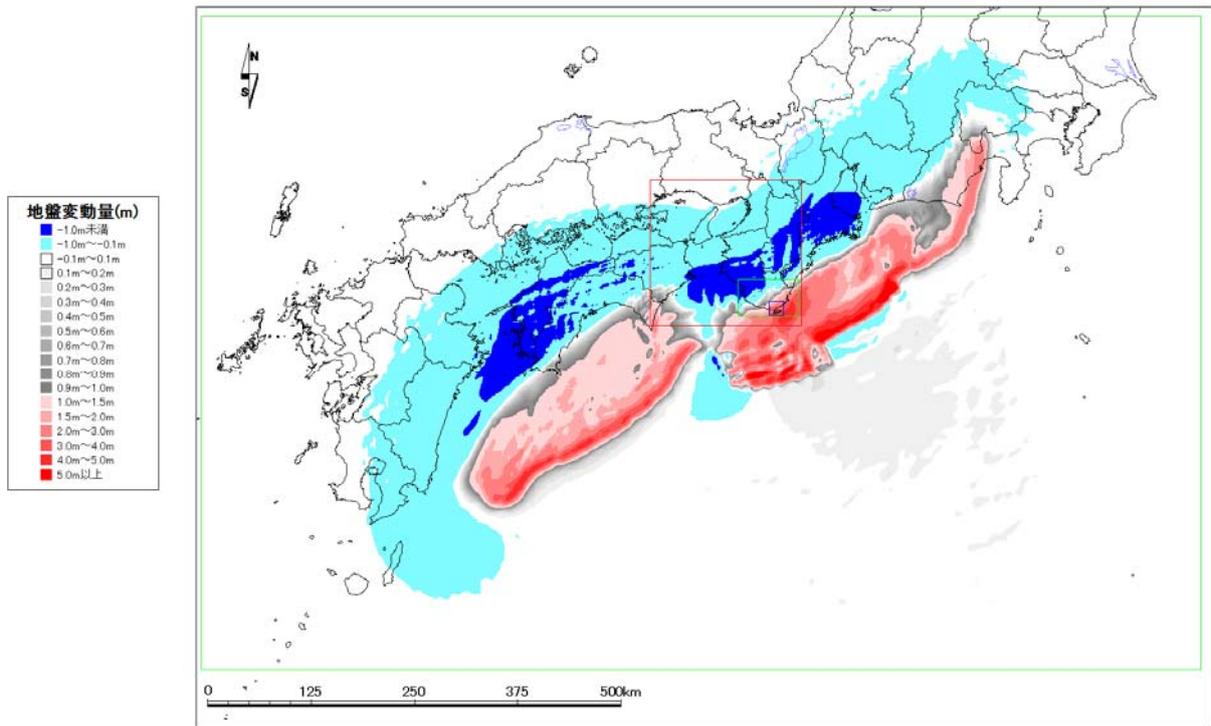


図 4-2-33 ケース⑦断層モデル (南海トラフの巨大地震)

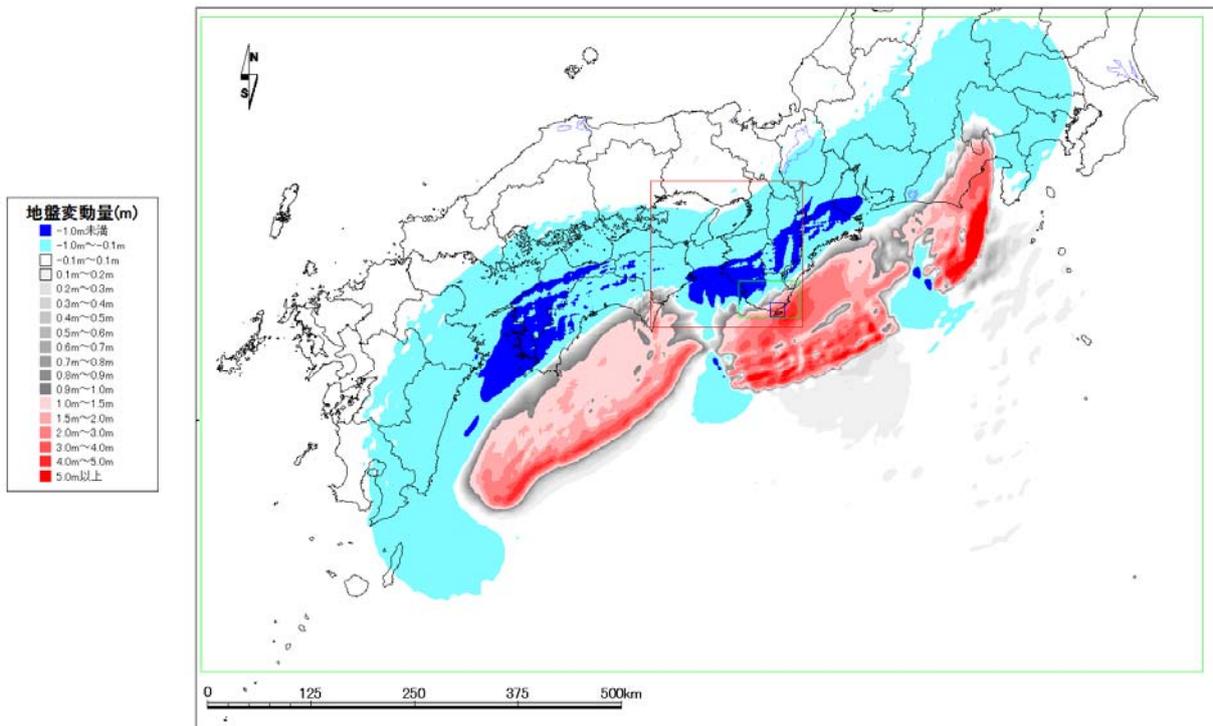


図 4-2-34 ケース⑧断層モデル (南海トラフの巨大地震)

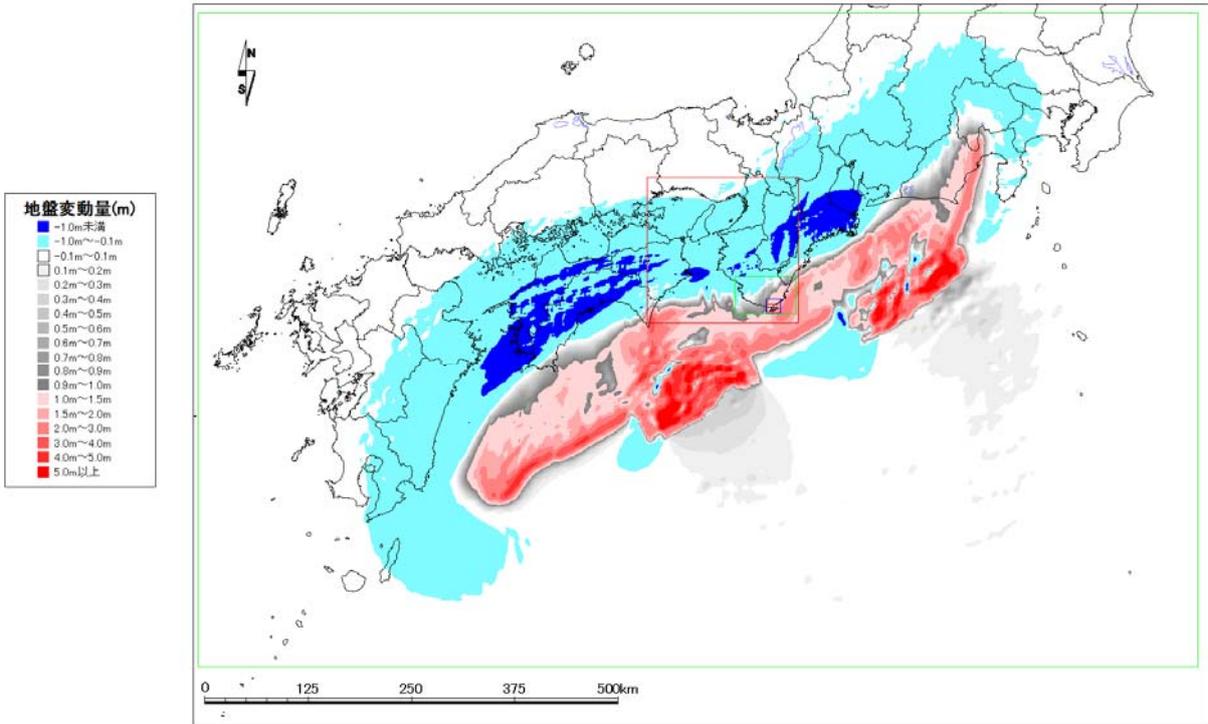


図 4-24 ケース⑨断層モデル (南海トラフの巨大地震)

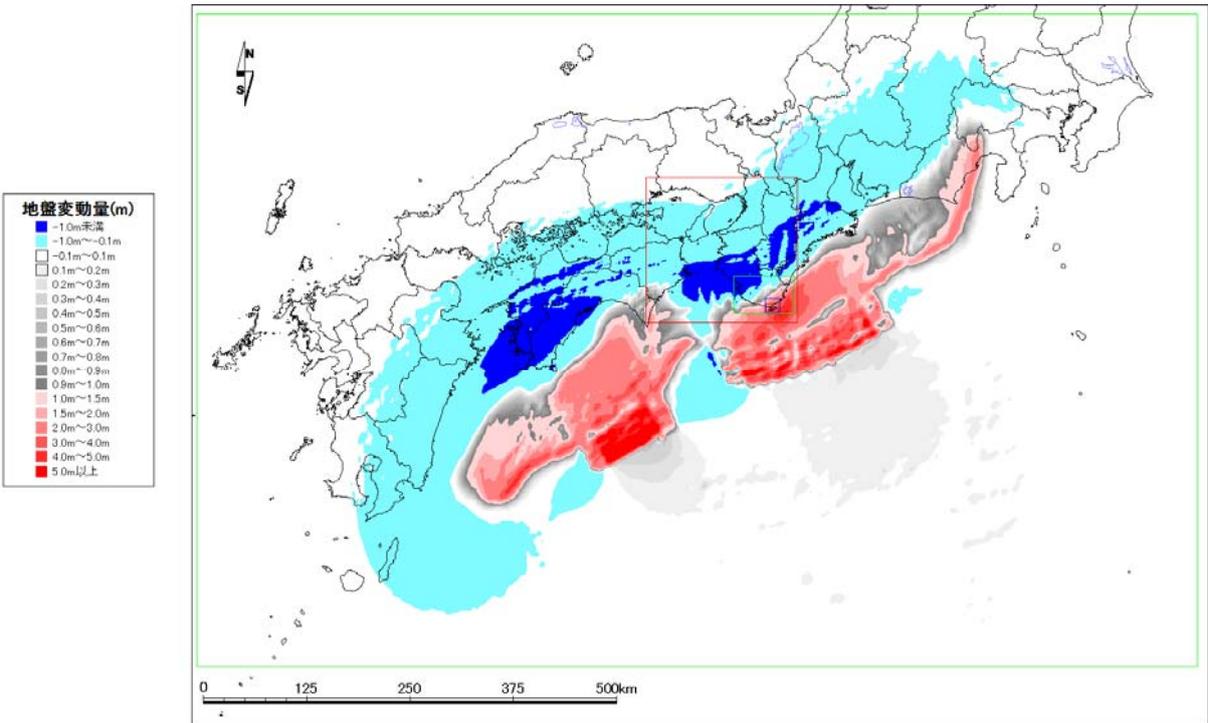


図 4-2-36 ケース⑩断層モデル (南海トラフの巨大地震)