

## 5. 本研究資料(第一部付録編)で用いる確率論的津波ハザード評価手法

### 5.1 確率論的津波ハザード評価の基本的な考え方

日本周辺では多くのプレート間地震や活断層の運動に伴う地震が発生している。これらの地震によって津波が生じ、被害を被る可能性は全国いたるところの海岸地域にあると考えざるを得ない。本章で説明する確率論的津波ハザード評価は、南海トラフ沿いで発生する多様なプレート間地震を対象に、長期的な地震発生の確率とその地震によって発生する津波の高さを推定することで、津波に見舞われる可能性を海岸沿いの地点ごとに定量的に評価するものである。最終的に、海岸での最大の津波高さ(正確には最大水位上昇量、詳細は 7.2.1.3 項を参照)ごとの超過確率をグラフ化した「ハザードカーブ」を作成し、効果的な地震津波防災対策を検討する上での定量的な基礎資料を提供することを目的とする。

「全国地震動予測地図 2014 年版」(地震調査委員会, 2014) (以下、予測地図と呼ぶ) では、日本全国の地震動強さを評価するため、確率論的ハザード評価の手法を用いた確率論的地震動予測地図が作成されている。本研究資料(第一部付録編)では、確率論的ハザード評価の手法として予測地図の方法を参考にする。

地震発生確率の評価については、予測地図の手法と同様に、「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査委員会, 2013) (以下、長期評価と呼ぶ) を参考にする。地震動の場合には距離減衰式(経験式)により地震動強さを震源からの距離の関数として簡便に推定できるのに対し、津波の場合には海底地形や海岸線の形状、断層形状や断層のすべり不均質の影響が強いため、初期地盤変動と津波伝播計算を行って津波高さを推定する必要がある。津波高さを推定するには、様々な不確実性が含まれており、これらは確率モデルによって考慮する。最後に、対象とする地震ごとの相対的な起こりやすさおよび各地震によって発生する津波の高さの評価を確率論的に統合してハザードカーブを計算することで、海岸での津波高さの一定期間内での超過確率を評価する。

なお、確率論的津波ハザード評価の既往研究については 2.2 節を参照されたい。

## 5.2 評価手法

### 5.2.1 確率論的津波ハザード評価の流れ

本研究資料(第一部付録編)における南海トラフ沿いで発生する地震による津波の確率論的ハザード評価の全体の流れを説明する。藤原ほか(2015)における確率論的津波ハザード評価の流れと同様に、①地震の発生可能性の評価、②波源断層モデルの設定、③海底・陸域地形のモデル化、④津波高さの評価、⑤ハザードカーブの作成、の手順で確率論的津波ハザード評価を行う。

#### ① 地震の発生可能性の評価

本研究資料(第一部付録編)では、長期評価や予測地図と同様に、南海トラフ沿いの大地震の発生が BPT (Brownian Passage Time) 分布に基づく更新過程に従うと仮定する。予測地図と同様に、南海トラフ大地震の平均発生間隔を 88.2 年、ばらつきを 0.22 と設定すると、評価開始時点 2020 年 1 月 1 日から 30 年間に次の南海トラフの大地震が発生する確率(30 年発生確率)として 74.3 % が得られる。本研究では、この 30 年発生確率の値を用いて確率論的な津波ハザード評価を行う。

地震の発生確率の設定についての詳細は 8.1.2 項を参照されたい。

#### ② 波源断層モデルの設定

長期評価では、南海トラフ沿いで発生する地震の例として 15 種類の震源域の組合せを例示している。本研究資料(第一部付録編)では、南海トラフ沿いで発生する地震の多様性を表現するため、長期評価で例示された 15 種類の震源域の組合せに加え、様々な震源域の組合せを考慮した波源断層モデル群を設定する。また、不均質なすべり量分布が津波の発生に与える影響を考慮し、背景領域に比べてすべり量の大きな領域(大すべり域、超大すべり域)を設定する。

波源断層モデルの設定についての詳細は 6.3.3 項を参照されたい。

#### ③ 海底・陸域地形のモデル化

本研究資料(第一部付録編)では、内閣府「南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)」および内閣府「日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会」が作成した海底・陸域地形のメッシュデータを使用する。ネスティングを用いた津波伝播遡上計算を行うため、メッシュのサイズは沖合から順に

1,350 m, 450 m, 150 m, 50 m とする。

海底・陸域地形のモデル化についての詳細は 7.1.2 項を参照されたい。

#### ④ 津波高さの評価

本研究資料(第一部付録編)では、津波伝播遡上計算によって得られる、海岸での最大の津波高さ(正確には最大水位上昇量、詳細は 7.2.1.3 項を参照)を用いて確率論的津波ハザード評価を行う。まず、設定した全波源断層モデルによって生じる地盤変動量を計算する。次に、算出した地殻変動量に水平変位の寄与(Tanioka and Satake (1996))を考慮し、さらに、Kajiura (1963)による水理フィルター(梶浦フィルター)を適用することで得られる値を初期水位とみなす。この初期水位および前述の地形モデルを用いて津波伝播遡上計算を行うことで海岸での最大水位上昇量を得る。

津波高さの評価についての詳細は 7.4 節を参照されたい。

#### ⑤ ハザードカーブの作成

様々な不確定性(例えば、津波伝播現象をある支配方程式で表現したことによって無視された解析的な近似誤差、数値計算を行うために支配方程式を離散化したことによる離散化誤差など)を個々の波源断層モデル(地震)によって発生する津波に対して設定し、評価期間内にその地震によって津波の最大水位上昇量がある閾値を超える確率(超過確率)を評価する。①で想定したすべての地震に対してこれを繰り返し、その結果を確率論的に統合することにより、すべての地震を考慮した場合に最大水位上昇量が評価期間内に少なくとも 1 回或る値を超える超過確率を計算する。

ハザードカーブの作成についての詳細は 5.2.2 項および 8 章を参照されたい。

以上の手順にしたがって、与えられた評価期間に対して海岸地点ごとに算出されたハザードカーブ(8 章)に基づいて、最大水位上昇量あるいは超過確率のいずれかを固定して、残りの 1 つの値を地図上に示した図を作成する(9 章)。本研究資料(第一部付録編)では、すべての汀線メッシュ(陸域と海域の境界に接する海側 50 m メッシュ)の中心(以下、ハザード評価点と呼ぶ)357,437 点を評価対象地点とする。

### 5.2.2 ハザードカーブの算定

本研究資料(第一部付録編)では、長期評価や予測地図の考え方と同様に、地震の発生が BPT 分布に基づく更新過程に従うと仮定して計算された、評価開始時点 2020 年 1 月 1 日 0 時から 30 年間に次の南海トラフの大地震が発生する確率 74.3% (8.1.2 項参照) を用いて津波のハザードカーブ(以下、単にハザードカーブと呼ぶ)を計算する。

また、本研究資料(第一部付録編)では、長期評価で評価された地震を対象にハザードカーブを計算する。長期評価で評価されていない種類の地震(背景的地震活動など)によって発生する津波を含めた総合的なハザードカーブについては、今後刊行される予定の本研究資料(第二部)や本研究資料(第三部)を参照されたい。

以下、ハザードカーブの算定について説明する。ここでは、震源域の組合せを震源域パターン、波源断層モデルの組合せを地震パターンと呼ぶこととする。地震パターンそれぞれは互いに排反の関係にあり、震源域パターンそれぞれも互いに排反の関係にあると考える。

或るハザード評価点において、評価開始時点  $t$  (直近の大地震からの評価時点までの経過時間) から  $\Delta t$  年間の間に、南海トラフの大地震によって発生する津波の高さ(最大水位上昇量)  $H$  が或る閾値  $h$  を超える確率(超過確率)  $P(H > h; t)$  は以下のように表現される。

$$\begin{aligned} P(H > h; \Delta t) \\ = P(t, \Delta t) \sum_k W(Q_k) P(H > h | Q_k) \end{aligned} \quad (5.2.2-1)$$

ここで、 $P(t, \Delta t)$  は評価開始時点  $t$  から  $\Delta t$  年間に次の南海トラフの大地震が発生する確率であり、上述のとおり、 $t = 2020$  年 1 月 1 日 0 時、 $\Delta t = 30$  年、 $P(t, \Delta t) = 74.3\%$  を与える。また、 $W(Q_k)$  は  $k$  番目の地震パターン  $Q_k$  の相対重み(相対的な起こりやすさ)(重みの設定については 8.3.4 項および 8.3.5 項参照)、 $P(H > h | Q_k)$  は次の南海トラフの大地震が  $k$  番目の地震パターン  $Q_k$  として発生する場合に、或るハザード評価点において、最大水位上昇量  $H$  が或る閾値  $h$  を超える条件付きの超過確率である。

本研究資料(第一部付録編)では、 $k$  番目の地震パターン  $Q_k$  を構成する、 $j_{max}$  個の波源断層モデル  $E_{jk}$  ( $j=1, \dots, j_{max}$ ) によって或るハザード評価点に対して計算された最大水位上昇量  $H$  はそれぞれ確率的に独立であると考え、 $P(H > h | Q_k)$  を以下のように計算する。

$$P(H > h | Q_k) = 1 - \prod_{j=1}^{j_{max}} \{1 - P(H > h | E_{jk})\} \quad (5.2.2-2)$$

ここで、 $P(H > h | E_{jk})$  は波源断層モデル  $E_{jk}$  (で近似できる地震)が発生した場合に、当該ハザード評価点において、最大水位上昇量  $H$  が或る閾値  $h$  を超える条件付きの超過確率である。

なお、本研究資料(第一部付録編)におけるハザードカーブの算定に関するより詳細な説明として、地震の発生確率の設定については 8.1.2 項、計算された最大水位上昇量の確率論的取扱いについては 8.1.3 項、最大水位上昇量の補正については 8.1.4 項、計算された最大水位上昇量の不確かさについては 8.1.5 項を参照されたい。

### 5.3 津波高さに関わる不確定性

#### 5.3.1 不確定性の考え方

決定論的な津波ハザード評価においては、数値計算から得られる津波高さをそのまま観測される津波高さの推定値として扱っている。しかし、一般に数値計算の結果には必ず不確かさが含まれる。その不確かさとして、主に以下の要因が挙げられる。

- (a) 津波伝播現象をある支配方程式で表現したことによって無視された解析的な近似誤差、
- (b) 数値計算を行うために支配方程式を離散化したことによる離散化誤差、
- (c) 複雑な断層運動を簡素化した波源断層モデルで表現したことによる誤差、
- (d) 実際の地球を半無限弾性体に置き換えたことにより地殻変動計算に含まれる誤差、
- (e) 数値計算において境界条件を離散化して取り入れたことによる誤差、
- (f) 地形モデルを作成するときに用いた水深・標高データそのものの精度、
- (g) 水深・標高データを離散化して計算用の地形モデルを作成する場合の離散化誤差。

したがって、決定論的な津波ハザード評価において、津波高さの推定値は多種多様な不確かさによって構築されたサンプル母集団の中の 1 つの要素に過ぎないと考えても良い。

津波高さの推定に関わる不確かさを生み出す要因を 1 つひとつ調べあげ、それぞれがどの程度全体の不確かさに影響を与えているかを推定することは実際には困難である。例えば、(c)「複雑な断層運動を簡素化した波源断層モデルで表現する場合の誤差」が津波高さの推定値に与える影響のみを検討する場合、その検討のために津波伝播計算を行う必要がある。津波伝播計算そのものが多種類の不確かな要因を不可避的に持っている以上、他の要因の影響を排除することは不可能であるといえる。

本研究資料(第一部付録編)では個別の要因ごとに不確定性を評価することはせず、津波高さの推定に関わる不確定性は再現計算の不確定性(以下、 $\sigma_{\text{計算誤差}}$ と呼ぶ)によって表わされると考える。具体的には、過去に発生した津波について、津波をもたらした地震の精緻な断層モデル(断層面上のすべり量の分布)が知られていて、これを近似的に真の断

層モデルと考えて差し支えない場合、かつ現地調査などから得られた信頼できる津波痕跡データが多数ある場合、その精緻な断層モデルから計算される津波高さとのずれは、断層モデルすなわち初期水位分布を除く、数値計算手法に含まれるすべての不確定性が合成された結果であると考えられるので、それを津波の再現計算における不確かさとして利用する。なお、エルゴード性が成り立つと仮定したうえで、 $\sigma_{\text{計算誤差}}$ を考える。

#### 5.3.2 ばらつきの設定

確率論的な津波ハザード評価では、津波伝播計算から得られる津波高さの推定値(以下、計算値と呼ぶ)を上述の不確定性を含む確率変数として扱い、津波高さの真値は計算値の周りにおける確率密度分布で存在していると考えられる。本研究資料(第一部付録編)では、確率変数としての津波高さ  $x$  の確率密度関数  $f(x)$  は次式のように、計算値を中央値とする対数正規分布で近似できると考える。

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma x} \exp\left\{-\frac{(\ln x - \lambda)^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (5.3.2-1)$$

ここで、 $\lambda$  は  $x$  の中央値(計算値)の自然対数、 $\sigma$  は  $\sigma_{\text{計算誤差}}$  を自然対数標準偏差に変換した値である。

本研究資料(第一部付録編)では、地震調査委員会(2020)の考え方をういて  $\sigma_{\text{計算誤差}}$  を決定する。以下、常用対数標準偏差によるばらつき  $\sigma_{\text{計算誤差}}$  の設定について述べる。なお、地震調査委員会(2020)では自然対数標準偏差を用いてばらつきを設定しているが、本研究資料(第一部付録編)における常用対数標準偏差を用いた設定と本質的には等価であることに留意されたい。

地震調査委員会(2020)は杉野ほか(2014)に基づき、確率論的な津波ハザード評価における不確定性を検討している。すなわち、ばらつき  $\sigma$  を波源モデル( $\sigma_{\text{波源}}$ )、伝播モデル( $\sigma_{\text{伝播}}$ )、遡上モデル( $\sigma_{\text{遡上}}$ )ごとに分解、これらをすべて独立と仮定し、全体のばらつきを  $\sqrt{\sigma_{\text{波源}}^2 + \sigma_{\text{伝播}}^2 + \sigma_{\text{遡上}}^2}$  として表現している。本研究資料(第一部付録編)では、地震調査委員会(2020)の考え方にしたがって、汀線メッシュ(陸域と海域の境界に接する海側の 50 m メッシュ)に設定されたハザード評価点における最大水位上昇量を計算値とするた

め、 $\sigma_{\text{計算誤差}}$  は  $\sigma_{\text{遡上}}$  を除いた  $\sqrt{\sigma_{\text{波源}}^2 + \sigma_{\text{伝播}}^2}$  と等価であると仮定する。以下、①  $\sqrt{\sigma_{\text{波源}}^2 + \sigma_{\text{伝播}}^2 + \sigma_{\text{遡上}}^2}$ ，②  $\sqrt{\sigma_{\text{伝播}}^2 + \sigma_{\text{遡上}}^2}$ ，③  $\sigma_{\text{遡上}}$  を推定することで、④  $\sqrt{\sigma_{\text{波源}}^2 + \sigma_{\text{伝播}}^2}$  ( $\sigma_{\text{計算誤差}}$ ) を設定する。

$$\textcircled{1} \sqrt{\sigma_{\text{波源}}^2 + \sigma_{\text{伝播}}^2 + \sigma_{\text{遡上}}^2}$$

地震調査委員会(2020)は、藤原ほか(2015)が東北地方太平洋沖型の地震として作成した特性化波源断層モデルから求めた最大水位(T.P.)と、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(以下、合同調査グループと呼ぶ)による「痕跡調査結果」の痕跡データのうち、是永ほか(2013)の基準を用いて選別した痕跡高を比較することで、 $\sqrt{\sigma_{\text{波源}}^2 + \sigma_{\text{伝播}}^2 + \sigma_{\text{遡上}}^2}$  を推定できると考えている。

ここで、是永ほか(2013)による津波痕跡データの選別基準について説明する。是永ほか(2013)は、合同調査グループによる東北地方を中心とした、北海道から鹿児島県までの5,327個の痕跡データについて、以下の基準に基づき1,106個の痕跡データを選別している。

- 痕跡信頼度 A (合同調査グループが設定した信頼度の判断基準に基づく)
- 痕跡高 50 cm 以上
- 汀線からの遡上距離 100 m 以内
- 50 m 計算格子で表現不可能な構造物が近傍にある場合、汀線メッシュと痕跡点が 50 m 以内
- 北海道～静岡県(一部)の太平洋沿岸

また、是永ほか(2013)は、計算値と痕跡高の比較によるばらつきを、Aida (1978)の幾何標準偏差  $\kappa$  を用いて常用対数標準偏差  $\sigma$  で表現している。

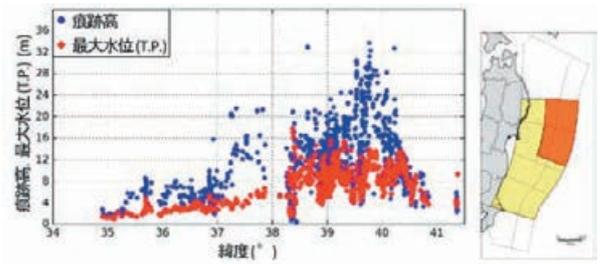
$$\sigma = \log \kappa = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\log K_i)^2 - (\log K)^2 \right]^{1/2} \quad (5.3.2-2)$$

$$\log K = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \log K_i \quad (5.3.2-3)$$

$$K_i = H_{\text{obs}}(i) / H_{\text{cal}}(i) \quad (5.3.2-4)$$

ここで  $H_{\text{cal}}(i)$  は  $i$  番目の地点での計算値(最大水位(T.P.))、 $H_{\text{obs}}(i)$  は  $i$  番目の地点での痕跡高、 $N$  はデータ数である。

(a) 大すべり域のみを有する波源断層モデル



(b) 大すべり域・超大すべり域を有する波源断層モデル

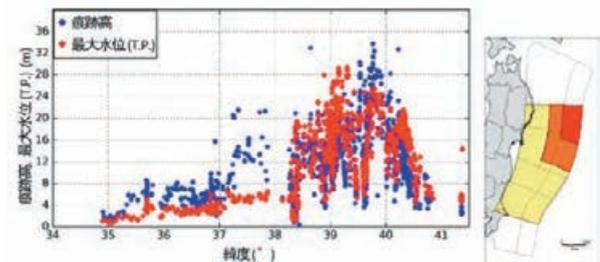


図 5.3.2-1 東北地方太平洋沖地震の津波痕跡データ(合同調査グループ)からは永ほか(2013)の基準で選別した津波痕跡高と、特性化波源断層モデルから求めた最大水位(T.P.) (藤原ほか, 2015)の比較。地震調査委員会(2020)を修正し作成した。左図は痕跡高と最大水位(T.P.)の比較図、右図は波源断層モデル図(黄色は背景領域、橙色は大すべり域、赤色は超大すべり域)を示す。

地震調査委員会(2020)では、(5.3.2-2)式～(5.3.2-4)式に対して自然対数標準偏差を用いることで、計算値と痕跡高の比較によるばらつきを表現している。本研究資料(第一部付録編)では、基本的に地震調査委員会(2020)の考え方に従うが、ばらつきの表現に関しては、是永ほか(2013)と同様に、常用対数標準偏差  $\sigma$  を用いることとする。

東北地方太平洋沖地震の津波痕跡データ(合同調査グループ)からは永ほか(2013)の基準を用いて選別した痕跡高と、特性化波源断層モデルから求めた最大水位(T.P.) (藤原ほか, 2015)の比較図(大すべり域のみを有する波源断層モデルおよび大すべり域・超大すべり域を有する波源断層モデル)を図 5.3.2-1 に示す。大すべり域のみを有する波源断層モデル、大すべり域・超大すべり域を有する波源断層モデルそれぞれについて、常用対数標準偏差  $\sigma$  は 0.17, 0.20 となった。地震調査委員会(2020)では、これらの値を用いて、大すべり域のみを有する波源断層モデル、大すべり域・超大すべり域を有する波源断層モデルそれぞれのばらつき  $\sqrt{\sigma_{\text{波源}}^2 + \sigma_{\text{伝播}}^2 + \sigma_{\text{遡上}}^2}$  として 0.17, 0.20 を与える。

$$\textcircled{2} \sqrt{\sigma_{伝播}^2 + \sigma_{遡上}^2}$$

地震調査委員会(2020)は、東北地方太平洋沖地震の波源を既知とみなすことで $\sqrt{\sigma_{伝播}^2 + \sigma_{遡上}^2}$ を推定できると考えている。具体的には、杉野ほか(2013)および内閣府(2012)による東北地方太平洋沖地震のインバージョンモデルそれぞれについて、波源を再現する精緻な波源断層モデル、すなわち真の波源断層モデルとみなすことで、 $\sigma_{波源}$ を0と仮定している。

是永ほか(2013)は、杉野ほか(2013)および内閣府(2012)のモデルそれぞれを用いて求めた最大水位(T.P.)と、東北地方太平洋沖地震の津波痕跡データ(合同調査グループ)から選別した津波痕跡高を比較したうえで(図 5.3.2-2)、(5.3.2-2)式を用いて算出される常用対数標準偏差 $\sigma$ は両モデルともに0.13であることを示している。

地震調査委員会(2020)は、是永ほか(2013)の結果を用いて、杉野ほか(2013)および内閣府(2012)のモデルそれぞれに対する $\sqrt{\sigma_{伝播}^2 + \sigma_{遡上}^2}$ として0.13を与える。

### ③ $\sigma_{遡上}$

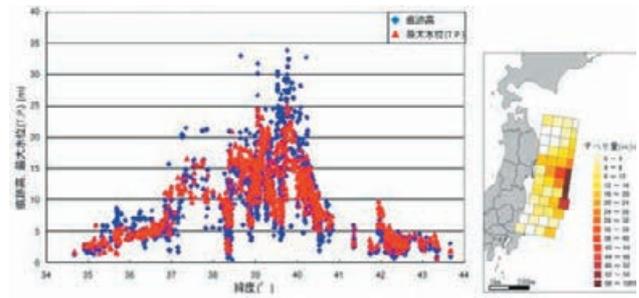
地震調査委員会(2020)は、検潮所で観測された津波の高さと検潮所近傍の痕跡高を比較することで、観測値の測定誤差に相当する $\sigma_{遡上}$ を推定できると考え、東北地方太平洋沖地震(林(2014)、表 5.3.2-1 (a))および2003年十勝沖地震(気象庁(2005)、表 5.3.2-1 (b))それぞれについて、自然対数標準偏差を用いた $\sigma_{遡上}$ を算出している。

本研究資料(第一部付録編)では、地震調査委員会(2020)の考え方に基本的に従うが、常用対数標準偏差を用いて $\sigma_{遡上}$ を算出する。その結果、 $\sigma_{遡上}$ は0.08、0.09となった。地震調査委員会(2020)は、津波が遡上するにつれ、ばらつきが大きくなると考え、 $\sigma_{遡上} \geq 0.08$ とみなすと、②より $\sqrt{\sigma_{伝播}^2 + \sigma_{遡上}^2}$ は0.13と推定されることから、 $0.08 \leq \sigma_{遡上} \leq 0.13$ と導出できると考えた。

$$\textcircled{4} \sqrt{\sigma_{波源}^2 + \sigma_{伝播}^2} (\sigma_{計算誤差})$$

以上のことから、地震調査委員会(2020)は、大すべり域のみを有する波源断層モデルを用いた場合は $0.11 \leq \sqrt{\sigma_{波源}^2 + \sigma_{伝播}^2} \leq 0.15$ 、大すべり域・超大すべり域を有する波源断層モデルを用いた場合は $0.15 \leq \sqrt{\sigma_{波源}^2 + \sigma_{伝播}^2} \leq 0.18$ と推定できると考えた。

(a) 杉野ほか(2013)



(b) 内閣府(2012)

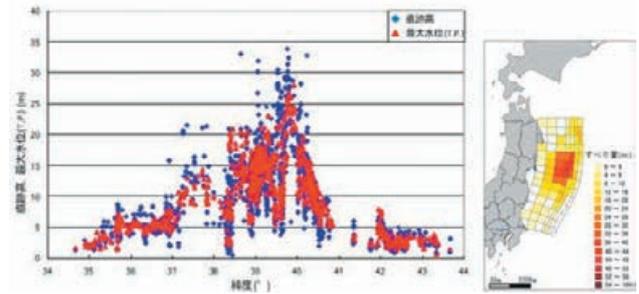


図 5.3.2-2 東北地方太平洋沖地震の津波痕跡データ(合同調査グループ)からは永ほか(2013)の基準で選別した津波痕跡高と、インバージョンモデルから求めた最大水位(T.P.) (藤原ほか, 2015)の比較。左図は痕跡高と最大水位(T.P.)の比較図、右図はインバージョンモデルモデルのすべり量分布図を示す。

地震調査委員会(2020)は、大すべり域のみを有する波源断層モデルを構築していることから、 $0.11 \leq \sqrt{\sigma_{波源}^2 + \sigma_{伝播}^2} \leq 0.15$ の最大値0.15(自然対数標準偏差で0.35)を $\sigma_{計算誤差}$ として用いることとした。

本研究資料(第一部本編)では、大すべり域のみを有する波源断層モデル、大すべり域・超大すべり域を有する波源断層モデルの両方を設定し、本研究資料(第一部付録編)では、大すべり域のみを有する波源断層モデルのみを設定している(6.3節参照)。本研究資料(第一部本編)および本研究資料(第一部付録編)それぞれの確率的な津波ハザード評価結果をより単純に比較できることを目的として、地震調査委員会(2020)が設定したばらつきと同じ値であり、 $0.11 \leq \sqrt{\sigma_{波源}^2 + \sigma_{伝播}^2} \leq 0.15$ (大すべり域のみの場合)と $0.15 \leq \sqrt{\sigma_{波源}^2 + \sigma_{伝播}^2} \leq 0.18$ (大すべり域・超大すべり域の場合)に共通する $\sqrt{\sigma_{波源}^2 + \sigma_{伝播}^2} (\sigma_{計算誤差}) = 0.15$ を用いることとする。

表 5.3.2-1 検潮所で観測された津波高と検潮所近傍の浸水高の比較(地震調査委員会, 2020)

(a) 東北地方太平洋沖地震(林, 2014)

潮位・津波観測施設			近傍の現地調査 <sup>*3</sup>	
所在地	所属 <sup>*1</sup> : 観測点名	最大の高さ <sup>*2</sup> (m)	地点番号	浸水高等(m) <sup>*4</sup>
北海道	気:根室市花咲	2.86	4,5	2.1~3.3
	港:十勝港	2.76以上	19,20	3.8~3.9
	気:浦河	2.8	26,27	3.1~3.1
	気:えりも町庶野	3.5	22,23	3.6~3.8
	港:苫小牧東港	2.46以上	34	2.8
	港:苫小牧西港	2.25	38	2.1
	港:白老港	1.73以上	39	1.5
	気:函館	2.39	87	1.8
青森	気:八戸	4.2以上	89~94	3.8~6.2
	港:久慈港	-	95~98	6.3~8.7
岩手	気:宮古	8.5以上	99~101	5.1~7.3
	気:大船渡	8.0以上	119~121	9.9~11.8
	海:釜石	4.20以上	106	9.3
宮城	気:石巻市鮎川	8.6以上	122~123	7.7~7.7
	港:仙台新港	-	136~138	6.4~7.1
福島	気:相馬	9.3以上	139~140	8.5~9.0
	気:いわき市小名浜	3.33	142~143	4.2~4.2
茨城	気:大洗	4.0	163~164	4.7~5.0
千葉	気:銚子	2.5	171	3.1
	気:那智勝浦町浦神	1.24	203	1.8
和歌山	気:串本町袋港	1.51	205~206	1.4~1.8
	気:白浜町堅田	1.13	207	0.9
高知	港:須崎港	2.78	223~225	2.4~3.0

<sup>\*1</sup>「気」は気象庁,「湾」は国土交通省の港湾局または地方整備局,「海」は海上保安庁

<sup>\*2</sup>「気象庁技術報告」(気象庁地震火山部地震津波監視課・同地球環境・海洋部海洋気象課, 2012)による。「-」は値が決定できないこと,「以上」は欠測期間以外での最大値を示す。

<sup>\*3</sup>「気象庁技術報告」(阿部・平松, 2012)の地点番号とその場所での津波の高さの測定値

<sup>\*4</sup>Pは湾内津波高(港湾において岸壁は超えていないが明確に高さがかかる津波), Rは遡上高, 無印は浸水高

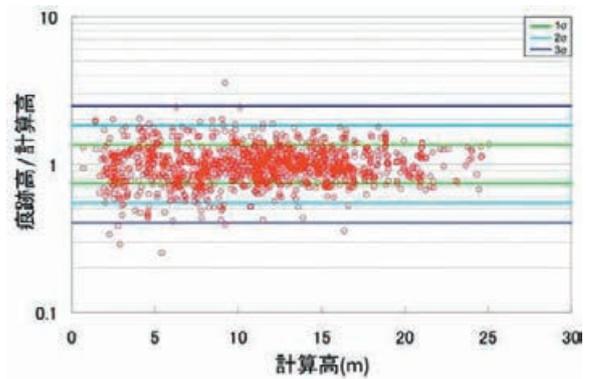
(b) 2003 年十勝沖地震(気象庁, 2005)

地点名	検潮所の津波高(m)	現地調査の浸水高(m)	検潮所と現地調査地点間の距離(m)
広尾郡広尾町	2.55	2.5	60
浦河郡	1.32	1.4	131
宮古市日立浜町	0.57	0.9	5

### 5.3.3 ばらつきの打ち切り範囲の検討

確率論的な津波ハザード評価において, 津波伝播遡上計算から得られる津波高さの推定値を確率変数として扱い, 津波高さにばらつきを与える際には, 津波高さの真値が分布する確率密度の範囲を限定する, すなわち確率密度関数の積分区間に相当する打ち切り範囲を設定する必要がある。ここでは, 藤原ほか(2015)が, 杉野ほか(2013)および内閣府(2012)

(a) 杉野ほか(2013)



(b) 内閣府(2012)

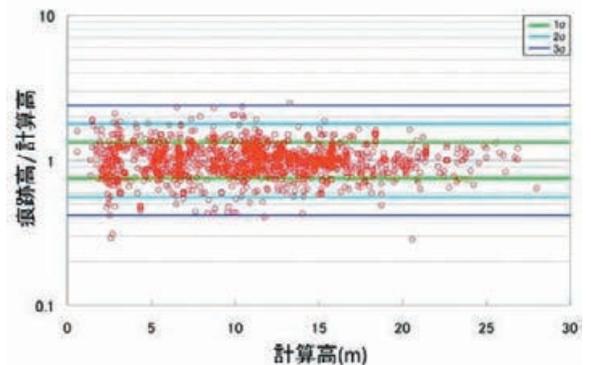


図 5.3.3-1 東北地方太平洋沖地震の津波痕跡データ(合同調査グループ)からは永ほか(2013)の方法で選別した津波痕跡高と計算高(藤原ほか, 2015)の比と, 計算高(藤原ほか, 2015)の関係

による東北地方太平洋沖地震のインバージョンモデルそれぞれを用いて求めた最大水位(T.P.) (以下, 計算高と呼ぶ)と, 東北地方太平洋沖地震の津波痕跡データ(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, 2012)からは永ほか(2013)の基準で選別した津波痕跡高を比較した結果(図 5.3.2-2)を用いて, ばらつきの範囲を調べ, 打ち切り範囲を検討する。

図 5.3.3-1 は痕跡高と計算高の比と, 計算高の関係をプロットしたものである。痕跡高と計算高の比について, 緑線は $\pm 1\sigma$ , 薄青線は $\pm 2\sigma$ , 青線は $\pm 3\sigma$ に相当する範囲を示している。杉野ほか(2013)および内閣府(2012)のインバージョンモデルともに, ほとんどのデータ(痕跡高/計算高)が概ね $\pm 3\sigma$ 範囲の中にプロットされていることが確認できる。

これを踏まえ, 本研究資料(第一部付録編)におけるばらつきの打ち切り範囲を $\pm 3\sigma$ とする。

## 5 章の参考文献

- 1) Aida, I. (1978) : Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters, *J. Phys. Earth*, 26, 57-73.
- 2) 土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2011) : 確率論的津波ハザード解析の方法.
- 3) 藤原広行・平田賢治・中村洋光・長田正樹・森川信之・河合伸一・大角恒雄・青井真・松山尚典・遠山信彦・鬼頭直・村嶋陽一・村田泰洋・井上拓也・斎藤龍・秋山伸一・是永真理子・阿部雄太・橋本紀彦(2015) : 日本海溝に発生する地震による確率論的津波ハザード評価の手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第 400 号.
- 4) 林豊(2014) : 4.3 潮位・津波観測施設. 東日本大震災合同調査報告 共通編 2 津波の特性と被害, 東日本大震災合同調査報告書編集委員会編, 丸善出版, 62-69.
- 5) 岩渕洋子・杉野英治・蛭沢勝三(2014) : 確率論的手法に基づく基準津波策定手引き, 原子力安全基盤機構, JNES-RE-2013-2041.
- 6) 地震調査委員会(2013) : 南海トラフの地震活動の長期評価(第二版).
- 7) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014) : 全国地震動予測地図 2014 年版～全国の地震動ハザードを概観して～.
- 8) 地震調査委員会(2020) : 南海トラフ沿いで発生する大地震の確率論的津波評価.
- 9) Kajiura, K. (1963): The leading wave of a tsunami, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41, 535-571.
- 10) 気象庁(2005) : 平成 15 年(2003 年)十勝沖地震調査報告, 気象庁技術報告第 126 号.
- 11) 是永真理子・阿部雄太・橋本紀彦・秋山伸一・藤原広行(2013) : 確率論的津波ハザード評価における不確かさの取り扱いについて. 日本地球惑星科学連合同学会, SSS35-P06.
- 12) 内閣府(2012) : 南海トラフの巨大地震モデル検討会第 12 回会合 平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルについて, [http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/12/pdf/sub\\_1.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/12/pdf/sub_1.pdf) (2019 年 4 月 11 日参照).
- 13) 内閣府 : 南海トラフの巨大地震モデル検討会, <http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/> (2019 年 4 月 18 日参照).
- 14) 内閣府 : 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会, [http://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaiko\\_chishima/model/index.html](http://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaiko_chishima/model/index.html) (2019 年 4 月 18 日参照).
- 15) 杉野英治・呉長江・是永真理子・根本信・岩渕洋子・蛭沢勝三(2013) : 原子力サイトにおける 2011 東北地震津波の検証, 日本地震工学会論文集, 13(2), 2-21.
- 16) 杉野英治・岩渕洋子・橋本紀彦・松末和之・蛭沢勝三・亀田弘行・今村文彦(2014) : プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案, 日本地震工学会論文集, 14(5), 5\_1-5\_18.
- 17) Tanioka, Y. and Satake, K. (1996): Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, *Geophysical Research Letters*, Vol. 23, No. 8, pp. 861-864.
- 18) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012) : 痕跡調査結果, <http://www.coastal.jp/ttjt/index.php?> 現地調査結果(2019 年 10 月 26 日参照).

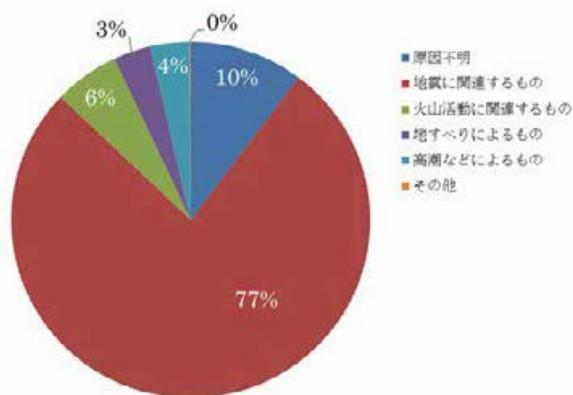
### 6. 確率論的津波ハザード評価のためのプレート間地震の波源断層モデルの設定

6 章以降において、特に断りの無い限り、単純化したパラメータにより特性化した波源断層モデルを波源断層モデルと呼ぶこととする。

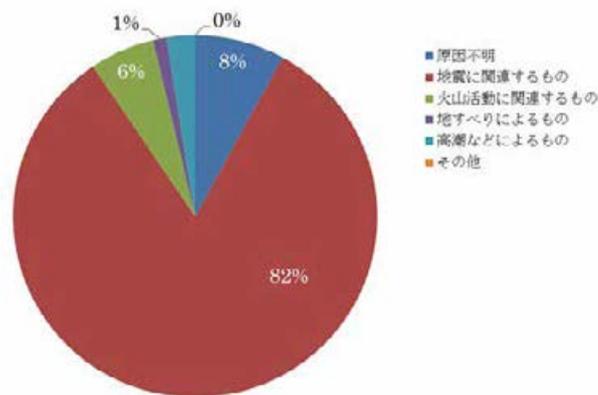
#### 6.1 津波の発生要因

津波の発生要因として、地震、火山、地すべりなどが挙げられる。米国国立海洋大気庁(National Oceanic and Atmospheric Administration)のグローバル歴史津波データベース(Global Historical Tsunami Database, [https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu\\_db.shtml](https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml))

(以下、NOAA 津波データベースと呼ぶ)をもとに、紀元前 2000 年から西暦 2012 年末までを対象とした津波発生要因別の頻度を図 6.1-1 (a) に示す。このうち、津波発生源がカムチャッカ半島から日本および台湾・フィリピンに位置するものを日本周辺で発生した津波として抽出し、津波発生要因別の頻度を図 6.1-1 (b) に、津波発生源の位置を図 6.1-2 に、最大津波高さごとの発生回数を図 6.1-3 にそれぞれ示す。NOAA 津波データベースに登録されている津波は、世界および日本周辺で発生した津波ともに、地震に関連する発生要因が約 8 割を占めている。



(a) NOAA 津波データベース全体の頻度 (N=2,428)



(b) 日本周辺の頻度 (N=590)

図 6.1-1 NOAA 津波データベースによる津波発生要因別頻度(期間:紀元前 2000 年～西暦 2012 年末まで)

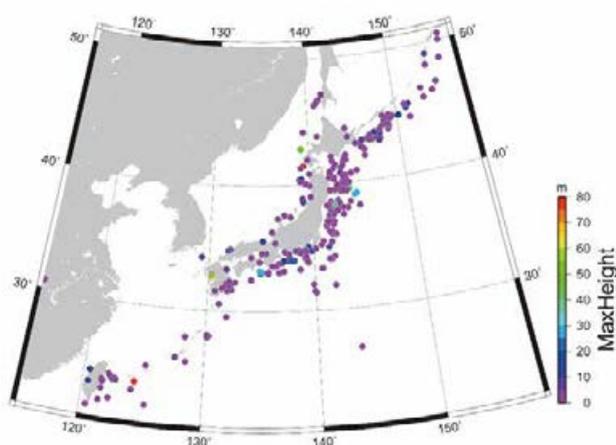


図 6.1-2 NOAA 津波データベースによる日本周辺で発生した津波の発生源の位置と最大津波高さ

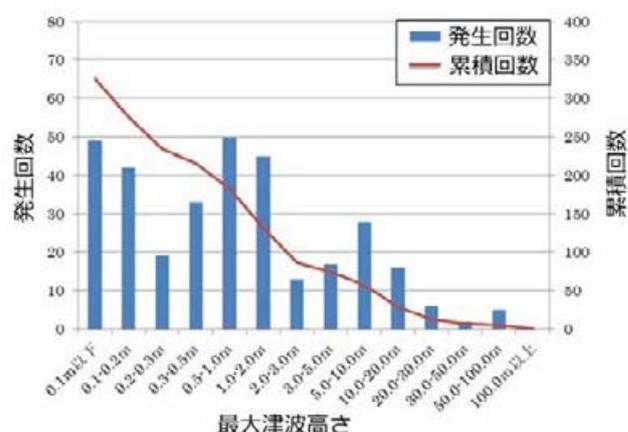


図 6.1-3 NOAA 津波データベースによる日本周辺で発生した津波の最大津波高さごとの発生回数

## 6.2 プレート間地震の波源断層モデルのパラメータの検討

地震調査委員会(2017)の「波源断層を特性化した津波の予測手法(津波レシピ)」(以下、津波レシピと呼ぶ)では、波源断層の特性を抽出し、それらを標準的なパラメータで表した波源断層モデルを「特性化波源断層モデル」、津波を発生させる地震の断層を「波源断層」と定義したうえで、設定すべき特性化波源断層モデルの各パラメータを波源断層の位置・形状等を示す巨視的波源断層特性と、波源断層のすべり量分布の不均質性を示す微視的波源断層特性に大別している。

巨視的波源断層特性に関するパラメータとして、波源断層モデルの位置、形状(長さ、幅、走向、傾斜)、波源断層モデルの規模(断層面積、地震モーメント)、すべり角、平均すべり量が挙げられる。

また、微視的波源断層特性に関するパラメータとして、大すべり域・超大すべり域の位置、形状、個数、すべり量、面積が挙げられる。

本節では、プレート間地震を対象として、巨視的波源断層特性における地震モーメントと断層面積の関係、すべり角、震源域の剛性率について、既往研究のレビューを行う。また、微視的波源断層特性における大すべり域・超大すべり域の面積比、形状、すべり量倍率について、既往研究をもとに検討する。本節のレビューおよび検討結果を踏まえ、6.3.1項で、本研究資料(第一部付録編)で構築する南海トラフ沿いのプレート間地震の波源断層モデルで設定すべき内容をまとめる。

### 6.2.1 地震モーメント $M_0$ と断層面積 $S$ の関係式

地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  に関する経験的な関係式は多くの研究者によって提案されている。ここではプレート間地震を対象とした関係式をレビューする。

#### (1) Kanamori and Anderson (1975) の関係式

Kanamori & Anderson (1975) は世界各地で発生した 41 個の地震を対象に、 $M 6$  以上の規模の地震について  $M_0 \propto S^{3/2}$  が見出され、プレート間地震については平均応力降下量  $\Delta\sigma$  が 3.0 MPa となることを指摘している。このことから、地震モーメント  $M_0$  (N・m) と断層面積  $S$  (m<sup>2</sup>) について、以下の関係式を導出できる。

$$M_0 = 1.23 \times 10^6 S^{3/2} \quad (6.2.1-1)$$

#### (2) Yamanaka and Shimazaki (1990) の関係式

Yamanaka & Shimazaki (1990) は日本周辺で発生した 33 個のプレート間地震 ( $M_w 5.9 \sim 8.7$ ) を対象として、地震モーメント  $M_0$  (N・m) と断層面積  $S$  (m<sup>2</sup>) の関係式を提案している。

$$M_0 = 2.02 \times 10^6 S^{3/2} \quad (6.2.1-2)$$

なお、上述のモーメントマグニチュード  $M_w$  は Yamanaka & Shimazaki (1990) に掲載された地震モーメント  $M_0$  を次式に代入し、小数点以下第 2 位を四捨五入して求めた。

$$\log_{10} M_0 = 1.5 \times M_w + 9.1 \quad (6.2.1-3)$$

#### (3) Murotani *et al.* (2008) の関係式

Murotani *et al.* (2008) は日本周辺で発生した 11 個のプレート間地震 ( $M_w 6.7 \sim 8.4$ ) を対象とした既往研究 26 事例をもとに、地震モーメント  $M_0$  (N・m) と断層面積  $S$  (m<sup>2</sup>) の関係式を提案している。

$$M_0 = 5.55 \times 10^5 S^{3/2} \quad (6.2.1-4)$$

#### (4) 内閣府(2012)の関係式

内閣府(2012)は南海トラフの巨大地震を対象とした波源断層モデルの構築において、平均的応力降下量 3.0 MPa を用いた場合の平均すべり量と平均応力降下量の関係式を提案している。すなわち、内閣府(2012)は Kanamori & Anderson (1975) の関係式と同じ地震モーメント  $M_0$  (N・m) と断層面積  $S$  (m<sup>2</sup>) の関係式を用いている。

$$M_0 = 1.23 \times 10^6 S^{3/2} \quad (6.2.1-5)$$

#### (5) Murotani *et al.* (2013) の関係式

Murotani *et al.* (2013) は世界各地で発生した 17 個のプレート間地震 ( $M_w 6.7 \sim 9.2$ ) を対象とした既往研究 32 事例をもとに、地震モーメント  $M_0$  (N・m) と断層面積  $S$  (m<sup>2</sup>) の関係式を提案している。

$$M_0 = 6.45 \times 10^5 S^{3/2} \quad (6.2.1-6)$$

(6) 藤原ほか(2015)の関係式

藤原ほか(2015)は日本周辺で発生し津波を伴った 46 個の地震 ( $M$  6.7 ~ 8.5) を対象とした既往研究 84 事例をもとに、地震モーメント  $M_0$  (N・m) と断層面積  $S$  (m<sup>2</sup>) の関係式を提案している。

$$M_0 = 1.77 \times 10^6 S^{3/2} \quad (6.2.1-7)$$

(7) 地震調査委員会(2020)の関係式

地震調査委員会(2020)は南海トラフ沿いの大地震を対象とした津波断層モデルの構築において、地震調査委員会(2013)の「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」で例示された地震の面積と  $M_w$  の関係から、地震モーメント  $M_0$  (N・m) と断層面積  $S$  (m<sup>2</sup>) の関係式を提案している。

$$M_0 = 1.07 \times 10^6 S^{3/2} \quad (6.2.1-8)$$

以上の関係式のうち、Murotani *et al.* (2008) および Murotani *et al.* (2013) は他の関係式と比較して、同じ面積の断層に対しより小さな地震モーメントを与えている。また、藤原ほか(2015)の関係式と Yamanaka and Shimazaki (1990) の関係式は、関係式を構成するデータの出典が共通しているものが多いため、同じ面積の断層に対し同程度の地震モーメントを与えることとなる。

なお、藤原ほか(2015)の関係式は応力降下量 4.3 MPa に相当し、地震調査委員会(2020)の関係式は応力降下量 2.6 MPa に相当する。藤原ほか(2015)および Yamanaka & Shimazaki (1990) の関係式は、Kanamori & Anderson (1975) が提案したプレート間地震の平均的な応力降下量 3.0 MPa と比較すると、大きな値となっている。

6.2.2 すべり角

日本周辺のプレートの相対運動について、瀬野(1996)は図 6.2.2-1 のように示している。

内閣府(2012)は南海トラフの巨大地震を対象とした波源断層モデルの構築において、南海トラフ付近におけるフィリピン海プレートの大陸側に対する平均的なプレート相対運動方向(Loveless and Meade, 2010)を参考に、すべり角を設定している(図 6.2.2-2 参照)。

藤原ほか(2015)は日本海溝沿いを対象とした波源断層モデルの構築において、日本海溝付近における太平洋プレートの大陸側に対する平均的なプレート相対運動方向(瀬野, 1996; 地震調査委員会, 2011)を参考に、すべり角を設定している。

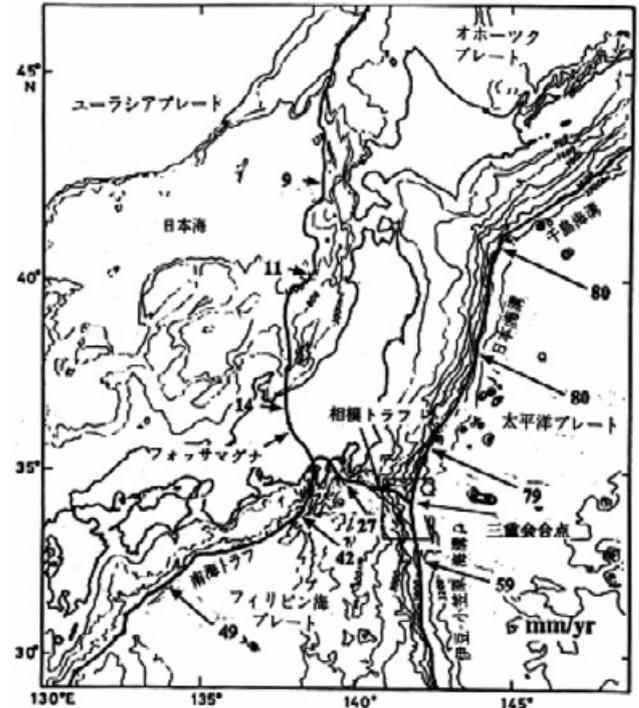


図 6.2.2-1 日本周辺のプレートの相対運動(瀬野, 1996)

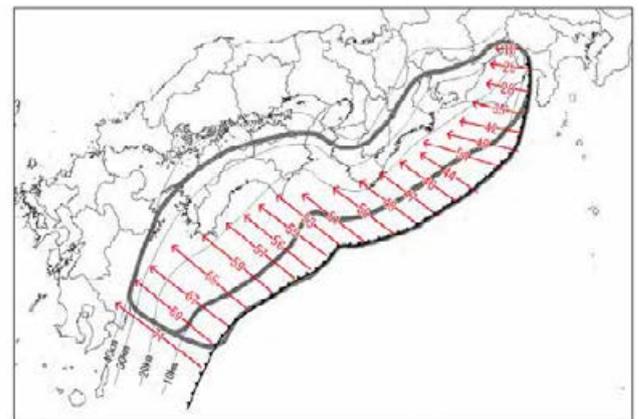


図 6.2.2-2 フィリピン海プレートの相対的な運動速度(内閣府, 2012)

### 6.2.3 震源域の剛性率

土木学会 (2002) では、**図 6.2.3-1** に示す考え方に基づいて剛性率を設定している。すなわち、剛性率の算出方法を説明し、P 波速度構造に関する地震探査結果と地震波速度比  $V_p/V_s$  比に関する既往研究事例をもとに密度を仮定した上で、断層を深さ 20 km 以浅に設定する場合は剛性率を  $3.5 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>)、深さ 20 km 以深の場合は  $7.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>)、さらに深さ 20 km をまたいで断層面を考える場合には両者の中間的な値として  $5.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>) としている。

このほか、剛性率に関する既往研究として以下 5 点を紹介する。

- (1) 全国 1 次地下構造モデル (暫定版) (地震調査委員会, 2012) (**表 6.2.3-1**)
- (2) PREM (Dziewonski and Anderson, 1981) (**表 6.2.3-2**)
- (3) ak135 (Kennett, 2005) (**表 6.2.3-3**)
- (4) iasp91 (Kennett and Engdahl, 1991) (**表 6.2.3-4**)
- (5) モデル 5.08M (Kanamori, 1970) (**表 6.2.3-5**)

以上の地下構造モデルあるいは地球構造モデルのうち、剛性率と深さの関係に注目した (2) ~ (5) の 4 つのモデルについて、剛性率と深さの関係を **図 6.2.3-2** に示す。いずれのモデルにおいても剛性率は深さに応じて増加する傾向にあり、深さ 10 km までの剛性率の値は  $2.0 \times 10^9 \sim 5.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>)、深さ 10 ~ 20 km では  $2.0 \times 10^{10} \sim 8.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>)、深さ 20 ~ 30 km では  $3.0 \times 10^{10} \sim 8.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>) となっている。

Bilek and Lay (1999) は震源が浅いほど、規格化された断層運動の継続時間が長くなる傾向 (**図 6.2.3-3**) を発見し、これをもとに、剛性率と深さの関係 (**図 6.2.3-4**) を求めている。ばらつきはあるものの、全体の傾向は PREM と似ている。一方で、深さ 20 km より浅い部分では PREM よりかなり小さく概ね  $2.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>) 以下となっていることが読み取れる。

Geist and Bilek (2001) はこの結果に加えて、いくつかの津波地震における剛性率が  $1.0 \times 10^{10} \sim 2.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>) と小さいことを示している。剛性率が深さに依存する場合と一定値とした場合について、観測津波波形と計算波形との整合性について検討し、深さに依存する剛性率を与えた場合の方が観測波形との整合性がよいことを示している (**図 6.2.3-5**)。

また、津波地震に対しては浅い領域の剛性率として  $1.0 \times 10^{10} \sim 2.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>) 程度の小さい値を設定するのが適切であるとする研究事例も見られる。しかし、浅部で剛性率の深さ依存性を考慮することは未だ定説として確立するには至っていないと考えられる。

1.1.2 津波波源断層モデルのパラメータおよび震源付近の媒質の剛性率

津波計算において一般に用いられる一様な矩形断層モデルは、次の 9 つの静的断層パラメータで記述される。

- |   |               |                 |
|---|---------------|-----------------|
| } | ・基準点位置 (N, E) |                 |
|   | ・断層長さ L       | ・走向 $\theta$    |
|   | ・断層幅 W        | ・傾斜角 $\delta$   |
|   | ・すべり量 D       | ・すべり角 $\lambda$ |
|   | ・断層面上縁深さ d    |                 |

これらのパラメータのうち、L, W, D の 3 つは、地震モーメント  $M_0$  と次式で関連付けられる。

$$M_0 = \mu LWD$$

ここに  $\mu$  は震源付近の媒質の剛性率である。

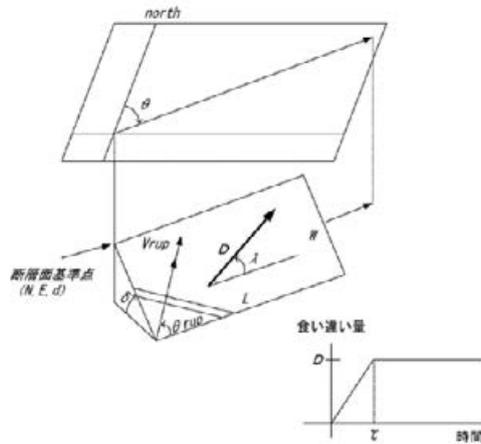


図 1.1.2-1 断層パラメータ (佐藤編(1989)を改変)

震源付近の媒質の剛性率は次式から算定される。

$$\mu = \rho V_s^2$$

$V_s$ : S 波速度,  $\rho$ : 媒質の密度

剛性率は既往津波のモーメントマグニチュード  $M_w$  の評価に影響するので、津波評価にあたっては、剛性率を適切に設定することは重要である。

近年、人工・自然地震の観測やボーリング調査に基づき、各地の地震波速度構造あるいは密度構造のモデルが提案されてきている。ただし、S 波速度に関する探査事例は、P 波速度 ( $V_p$ ) に比べ少ないため、P 波と S 波の速度比 ( $V_p/V_s$  比) および P 波速度を用いて算

図 6.2.3-1 津波波源断層付近における剛性率の設定例(剛性率の算出方法)(土木学会, 2002) (1/3)

定されることが多い。図 1.1.2-2にP波速度構造の検討例、表 1.1.2-1にP波とS波の速度比の既往研究例を示す。地震波速度構造は位置や深さにより異なっており、このことは剛性率も位置や深さに応じて変化することを示している。こうしたデータを用いて、位置や深さに対応する剛性率を見積もると、標準的な値として表 1.1.2-2に示す結果が得られる。

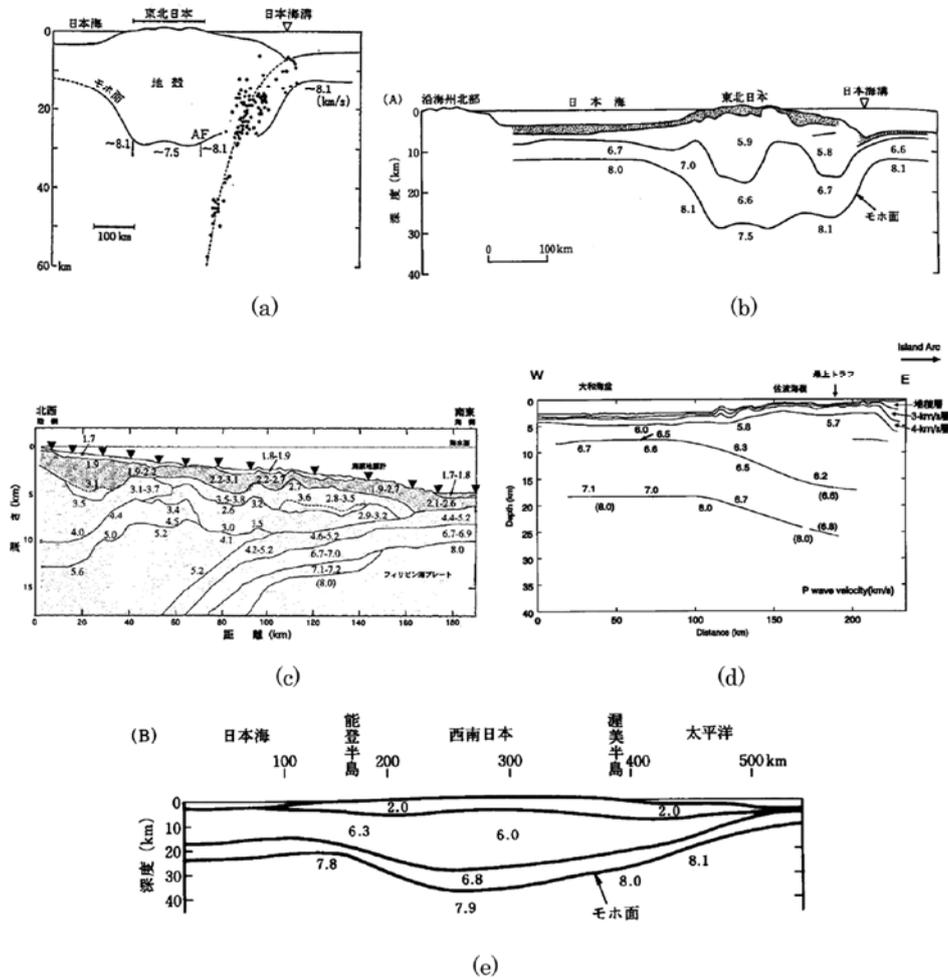


図 1.1.2-2 P波速度構造に関する既往研究例

- (a)東北日本周辺 (吉井(1978))
- (b)東北日本周辺 (周藤・牛来(1997))
- (c)日向灘沖 (宮町・後藤(1999))
- (d)秋田沖日本海東縁部 (西坂ら(1999))
- (e)西南日本周辺 (周藤・牛来(1997))

図 6.2.3-1 津波波源断層付近における剛性率の設定例(P波速度構造に関する既往研究例) (土木学会, 2002) (2/3)

表 1.1.2-1  $V_p/V_s$  比に関する既往研究例 (伊藤・大東(1996))

地域	上部地殻	下部地殻	上部マントル	文献・備考
近畿	1.67		1.78	Yoshiyama(1957)
西南日本	1.68		1.75~1.79	角田(1968)
紀伊半島	1.716±0.021			渡辺・黒磯(1967)
東北			1.77	宇津(1969)
中国	1.70~1.71	1.73		Hashizume(1970)
東北	1.66	1.75	1.70~1.75 1.75~1.80	堀内ら(1977) マントルの値は火山フロントの東西
近畿北部	1.70			黒磯・渡辺(1977)
函館群発	(1.66)			高波ら(1980) 表層の値
中部東海	1.68±0.02	1.75~1.81	1.77	Ukawa and Fukao(1981) 真の $V_p, V_s$ から求めた値
四国	(1.58-1.65) 1.73	1.75	1.73	岡野・木村(1983) ( )内は表層の値
飛騨周辺 長野県 北関東 甲府周辺 富士箱根 甲府周辺	1.67±0.01 1.69±0.01 1.71±0.01 1.69±0.01 1.69~1.78 1.66~1.71			橋田・鶴川(1995)
日光付近 長野県西部 兵庫県南部	1.682±0.016 1.700±0.053 1.680±0.023	1.686* 1.686* 1.76*	1.90  1.76*	大東・伊藤(1995) *は真の $V_p, V_s$ から求めた値

表 1.1.2-2 震源付近の媒質の剛性率の標準値

海 域	根 拠	剛性率
<ul style="list-style-type: none"> <li>・西南日本陸側プレート内</li> <li>・日本海東縁部</li> <li>・プレート境界浅部 (断層面全体が深さ 20km 以浅に存在する場合)</li> </ul>	$V_p=6.0$ km/s $V_p/V_s=1.6\sim 1.7$ $\rho=2.7\sim 2.8$ g/cm <sup>3</sup> とすれば, $\mu=3.36\times 10^{10}$ $\sim 3.94\times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> となる。この中間的値とする。	$3.5\times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> ( $3.5\times 10^{11}$ dyne/cm <sup>2</sup> )
<ul style="list-style-type: none"> <li>・海洋プレート内</li> <li>・プレート境界深部 (断層面全体が深さ 20km 以深に存在する場合)</li> </ul>	$V_p=8.0\sim 8.1$ km/s $V_p/V_s=1.75\sim 1.80$ $\rho=3.2\sim 3.5$ g/cm <sup>3</sup> とすれば, $\mu=6.31\times 10^{10}$ $\sim 7.50\times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> となる。この中間的値とする。	$7.0\times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> ( $7.0\times 10^{11}$ dyne/cm <sup>2</sup> )
<ul style="list-style-type: none"> <li>・プレート境界中央部 (断層面が深さ 20km 以浅と以深にまたがって存在する場合)</li> </ul>	浅部と深部の中間的値とする。	$5.0\times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> ( $5.0\times 10^{11}$ dyne/cm <sup>2</sup> )

図 6.2.3-1 津波波源断層付近における剛性率の設定例 (震源付近の媒質の剛性率の標準値) (土木学会, 2002) (3/3)

表 6.2.3-1 全国 1 次地下構造モデル (暫定版) における地盤の物性値 (地震調査委員会, 2012)  
( $V_p/V_s$  と剛性率  $\mu$  を計算して追記)

Layer	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	$\rho$ ( $g/cm^3$ )	$Q_p$	$Q_s$	$V_p/V_s$	$\mu$ ( $N/m^2$ )	
1	1.7	0.35	1.80	119	70	4.86	2.2E+08	
2	1.8	0.5	1.95	170	100	3.60	4.9E+08	
3	2.0	0.6	2.00	204	120	3.33	7.2E+08	
4	2.1	0.7	2.05	238	140	3.00	1.0E+09	
5	2.2	0.8	2.07	272	160	2.75	1.3E+09	
6	2.3	0.9	2.10	306	180	2.56	1.7E+09	
7	2.4	1.0	2.15	340	200	2.40	2.2E+09	付加体を含む
8	2.7	1.3	2.20	442	260	2.08	3.7E+09	
9	3.0	1.5	2.25	510	300	2.00	5.1E+09	
10	3.2	1.7	2.30	578	340	1.88	6.6E+09	
11	3.5	2.0	2.35	680	400	1.75	9.4E+09	
12	4.2	2.4	2.45	680	400	1.75	1.4E+10	
13	5.0	2.9	2.60	680	400	1.72	2.2E+10	地震基盤(近畿圏)
14	5.5	3.2	2.65	680	400	1.72	2.7E+10	地震基盤(上部地殻第1層)
15	5.8	3.4	2.70	680	400	1.71	3.1E+10	上部地殻第2層
16	6.4	3.8	2.80	680	400	1.68	4.0E+10	下部地殻
17	7.5	4.5	3.20	850	500	1.67	6.5E+10	マントル
18	5.0	2.9	2.40	340	200	1.72	2.0E+10	海洋性地殻第2層(フィリピン海プレート)
19	6.8	4.0	2.90	510	300	1.70	4.6E+10	海洋性地殻第3層(フィリピン海プレート)
20	8.0	4.7	3.20	850	500	1.70	7.1E+10	海洋性マントル(フィリピン海プレート)
21	5.4	2.8	2.60	340	200	1.93	2.0E+10	海洋性地殻第2層(太平洋プレート)
22	6.5	3.5	2.80	510	300	1.86	3.4E+10	海洋性地殻第3層(太平洋プレート)
23	8.1	4.6	3.40	850	500	1.76	7.2E+10	海洋性マントル(太平洋プレート)

- 地震本部などによる地下構造モデル
- Ludwig et al. (1970)
- 長周期地震動予測地図2009年試作版(宮城県沖地震)
- Yamada and Iwata (2005)
- H17年度大々特広域モデル(田中・他, 2006)
- $Q_s=1000 \times V_s/5$   $Q_p=1.7 \times Q_s$   $Q_s$ が400を超える場合は400とする  
(Kawabe and Kamae, 2008 を参考)

表 6.2.3-2 PREM における地盤の物性値 (Dziewonski and Anderson, 1981)  
( $V_p/V_s$  と剛性率  $\mu$  を計算して追記)

Depth(km)	density ( $g/ccm$ )	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	$V_p/V_s$	$\mu$ ( $N/m^2$ )
0	1.02	1.44996	0	-	-
3	1.02	1.44996	0	-	-
3	2.6	5.79328	3.19101	1.82	2.65E+10
15	2.6	5.79328	3.19101	1.82	2.65E+10
15	2.9	6.79151	3.88904	1.75	4.39E+10
24.4	2.9	6.79151	3.88904	1.75	4.39E+10
24.4	3.38076	8.10074	4.47863	1.81	6.78E+10
40	3.37906	8.09135	4.47253	1.81	6.76E+10
60	3.37688	8.07928	4.4648	1.81	6.73E+10
80	3.37471	8.06715	4.45717	1.81	6.70E+10
80	3.37471	8.00468	4.37682	1.83	6.46E+10
115	3.37091	7.98383	4.36344	1.83	6.42E+10
150	3.3671	7.96278	4.35034	1.83	6.37E+10
185	3.3633	7.94153	4.33752	1.83	6.33E+10
220	3.3595	7.92008	4.32499	1.83	6.28E+10
220	3.43578	8.5192	4.58914	1.86	7.24E+10

深さ220kmまでを抽出して転記。

表 6.2.3-3 ak135 における地盤の物性値 (Kennett, 2005)  
( $V_p/V_s$  と剛性率  $\mu$  を計算して追記)

Depth(km)	density (Mg/km <sup>3</sup> )	P vel (km/s)	S vel (km/s)	$V_p/V_s$	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )
0	1.02	1.45	0	-	-
3	1.02	1.45	0	-	-
3	2	1.65	1	1.65	2.0E+09
3.3	2	1.65	1	1.65	2.0E+09
3.3	2.6	5.8	3.2	1.81	2.7E+10
10	2.6	5.8	3.2	1.81	2.7E+10
10	2.92	6.8	3.9	1.74	4.4E+10
18	2.92	6.8	3.9	1.74	4.4E+10
18	3.641	8.0355	4.4839	1.79	7.3E+10
43	3.5801	8.0379	4.4856	1.79	7.2E+10
80	3.502	8.04	4.48	1.79	7.0E+10
80	3.502	8.045	4.49	1.79	7.1E+10
120	3.4268	8.0505	4.5	1.79	6.9E+10

深さ120kmまでを抽出して転記。

表 6.2.3-4 Iasp91 における地盤の物性値 (Kennett and Engdahl, 1991)  
(密度は ak135 を利用.  $V_p/V_s$  と剛性率  $\mu$  を計算して追記)

Depth(km)	density (Mg/km <sup>3</sup> )	$\alpha$ (km/s)	$\beta$ (km/s)	$V_p/V_s$	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )
0	1.02	5.8	3.36	1.73	1.2E+10
20	2.92	5.8	3.36	1.73	3.3E+10
20	3.641	6.5	3.75	1.73	5.1E+10
35	3.5801	6.5	3.75	1.73	5.0E+10
35	3.5801	8.04	4.47	1.80	7.2E+10
71	3.502	8.0442	4.4827	1.79	7.0E+10
120	3.4268	8.05	4.5	1.79	6.9E+10
120	3.4268	8.05	4.5	1.79	6.9E+10

from ak135

深さ120kmまでを抽出して転記。

表 6.2.3-5 モデル 5.08M における地盤の物性値 (Kanamori, 1970)  
( $V_p/V_s$  と剛性率  $\mu$  を計算して追記)

Depth(km)	density (g/cm <sup>3</sup> )	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	$V_p/V_s$	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )
0	1.03	1.52	0	-	-
3.5	1.03	1.52	0	-	-
3.5	2.84	6.55	3.73	1.76	4.0E+10
16	2.84	6.55	3.73	1.76	4.0E+10
16	3.355	8	4.69	1.71	7.4E+10
33	3.445	8.06	4.69	1.72	7.6E+10
53	3.524	8.113	4.69	1.73	7.8E+10
71	3.595	8.16	4.69	1.74	7.9E+10
71	3.595	8.16	4.35	1.88	6.8E+10
146	3.518	7.76	4.35	1.78	6.7E+10
146	3.518	7.76	4.3	1.80	6.5E+10
221	3.529	8.47	4.3	1.97	6.5E+10
246	3.492	8.507	4.396	1.94	6.7E+10

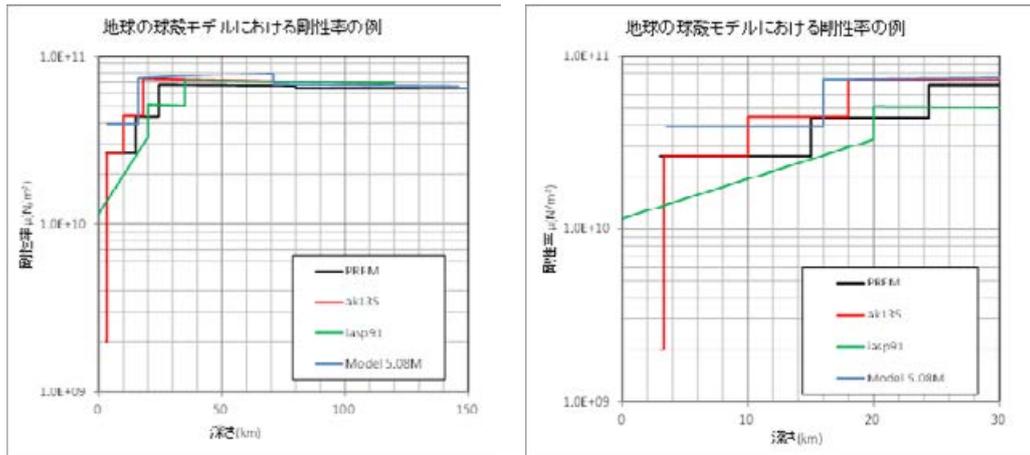


図 6.2.3-2 地球構造モデルにおける深さと剛性率の関係  
(左図：深さ 150 km までを表示，右図：深さ 30 km までを拡大して表示)

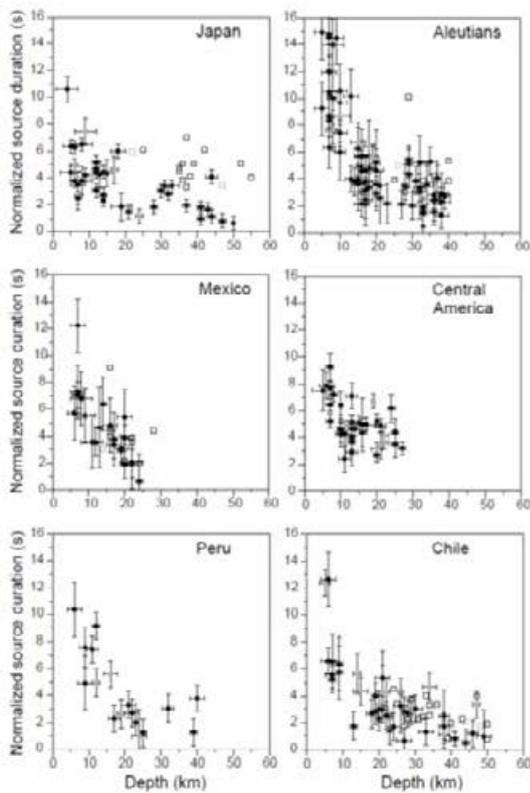


Figure 1 Normalized source duration as a function of source depth (depth below ocean bottom) for each of the regions analysed. All of the 291 event source durations were scaled using the cube root of seismic moment, normalized to a  $M_w = 6.0$  event ( $M_0$  of  $1.16 \times 10^{27}$  dyne cm). Open symbols indicate the 61 events analysed in a similar fashion from an earlier study of maximum coupling depth<sup>126</sup>. Grey circles represent thrust events satisfying our initial event criteria that have depth estimates indicating that they do not lie along the plate interface, but are instead events in the accretionary wedge or intra-plate events. The overall trend of decreasing source duration with increasing depth is consistent between regions. Differences in ranges of source duration and depth may be related to the thickness of sediment in the trench (for example, the Aleutians have on average the most sediment in the trench, while Central America has the least<sup>127</sup>) and to other factors discussed in the text.

図 6.2.3-3 規格化された震源継続時間と震源の深さの関係 (Bilek and Lay, 1999)

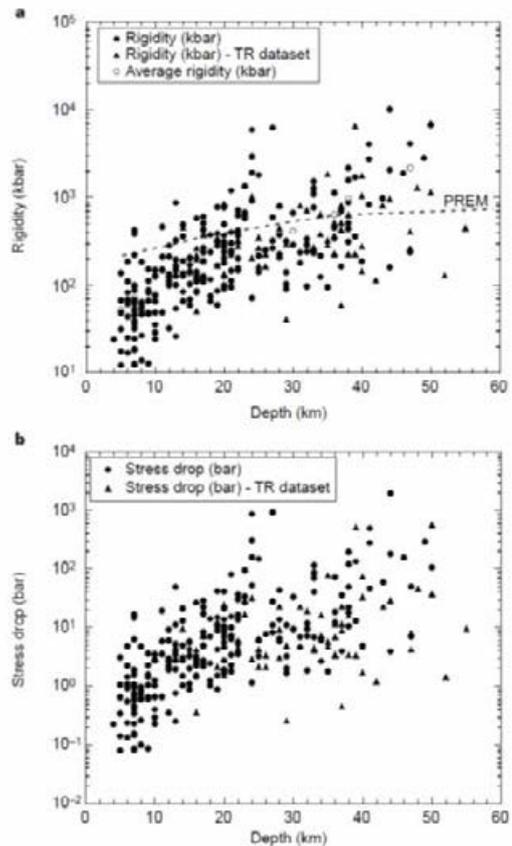
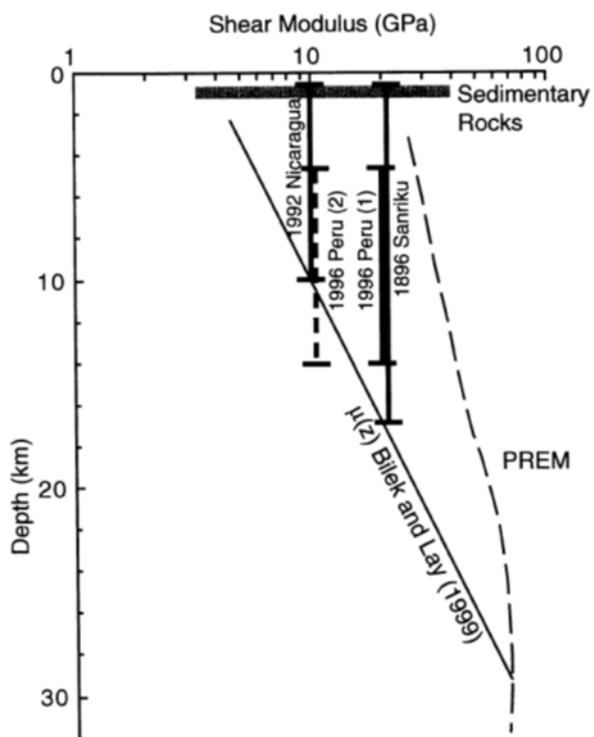
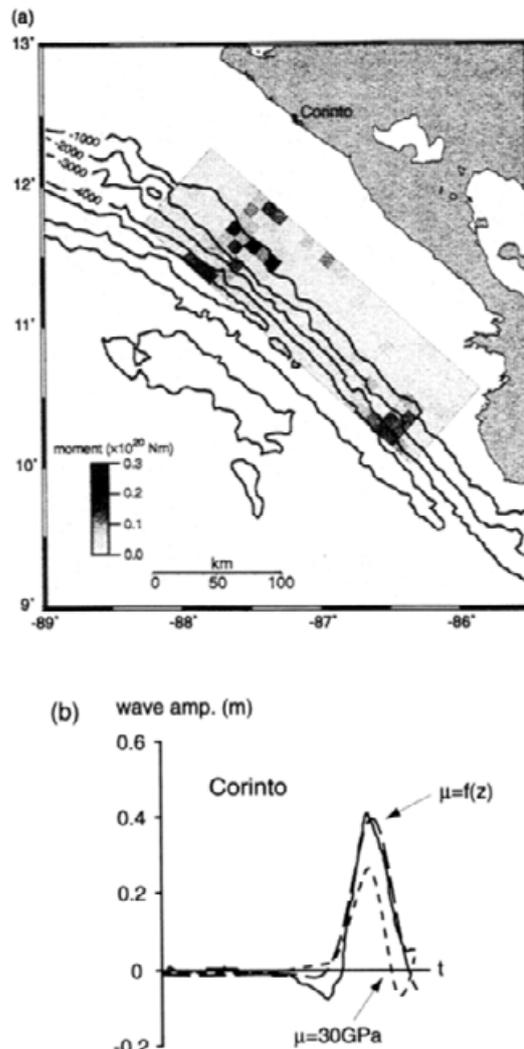


Figure 3 Two end-member models for our data. **a.** Plot of estimated rigidity variations along the megathrust with depth for the entire 291 events in the data set. Filled circles indicate rigidity values for individual events, triangles indicate rigidity estimates for events of the Tichelaar and Ruff (TR) data set<sup>128</sup>, and open circles are average rigidity values in 2-km intervals. The dashed line shows rigidity variations estimated from PREM shear wave velocity and density values<sup>29</sup>. At shallow depths, the PREM model is given at only a few depths. Our rigidity estimates involve a volumetric average rigidity within the high-strain seismogenic zone, and do not apply to the intraplate environment represented by PREM. **b.** Plot of stress-drop variations along the megathrust with depth.  $L$  is derived from  $\tau$  using a constant  $V_s$  of  $3.5 \text{ km s}^{-1}$ , and  $\Delta\epsilon$  is calculated from equation (1).

図 6.2.3-4 剛性率および応力降下量と深さの関係 (Bilek and Lay, 1999)



**Figure 1.** Shear modulus as a function of depth. Gray solid line shows the depth dependent function defined by the analysis of Central American earthquakes (Bilek and Lay, 1999). Dashed line denotes PREM shear modulus. Sedimentary rocks typically range between 3-30 GPa (gray horizontal bar). Tsunami studies of the 1992 Nicaragua (Satake, 1995), 1996 Peru (1-solid line) (Heinrich et al., 1998), and (2-dashed line) (Satake and Tanioka, 1999) and 1896 Sanriku (Tanioka and Satake, 1996) tsunami earthquakes used low shear modulus values for modeling of the tsunami waveforms.



**Figure 2.** (a) Moment distribution of the 1992 Nicaragua tsunami earthquake determine by Ihlmlé (1996a). Darker patches indicate higher moment (maximum =  $0.2 \times 10^{20}$  Nm). Bathymetric contour interval 1000 m. (b) Comparison with tide gauge record of tsunami at Corinto (solid line). Synthetic tsunamis computed using the two-dimensional moment distribution shown in (a) with  $\mu(z)$  (long dashed line) and  $\mu=30$  GPa (short dashed line).

図 6.2.3-5 剛性率と深さの関係(左図)および 1992 年ニカラグア地震の地震モーメント分布と観測波形の比較(右図)  
(Geist and Bilek, 2001)

### 6.2.4 大すべり域, 超大すべり域の面積比

特性化波源断層モデルにおいて設定する大すべり域(および超大すべり域)の断層全体の面積に占める割合について, 既往津波のインバージョン解析事例をもとに検討する. このうち, 2011 年東北地方太平洋沖地震に関するインバージョン解析による波源断層モデルを図 6.2.4-1 に示す.

インバージョン解析されたこれらの断層モデルは, いずれも断層面をサブフォルト(subfault)に分割し, 不均質なすべり分布を表現している. サブフォルトの配置や大きさは研究によって異なる. 本研究資料(第一部付録編)では, これらを統一的に比較するため, (6.2.4-1)式~(6.2.4-4)式で規格化した値(規格化したすべり量比率と呼ぶ)を用いることとする.

(1) サブフォルト  $i$  の地震モーメント  $M_{0i}$

$$M_{0i} = \mu D_i S_i \quad (6.2.4-1)$$

(2) 断層面全体の総地震モーメント  $M_0$

$$M_0 = \mu \sum D_i S_i = \mu \bar{D} S \quad (6.2.4-2)$$

(3) 単位面積当たりの平均地震モーメント  $\bar{M}_0$

$$\bar{M}_0 = \frac{M_0}{\sum S_i} = \frac{\mu \sum D_i S_i}{\sum S_i} \quad (6.2.4-3)$$

(4) 規格化したすべり量比率

$$R_i = \frac{M_{0i}}{M_0 S_i} = \frac{D_i \sum S_i}{\sum D_i S_i} \quad (6.2.4-4)$$

ここで,  $\mu$  は剛性率,  $D_i$  はサブフォルト  $i$  のすべり量,  $S_i$  はサブフォルト  $i$  の面積,  $\bar{D}$  は断層面全体の平均すべり量,  $S$  は断層面全体の面積である. なお, 剛性率は断層面全体で一様であると仮定した.

図 6.2.4-2 は規格化したすべり量比率と各サブフォルトの累積面積比率の関係を示したものである. なお, 図 6.2.4-2 ~ 図 6.2.4-4 の凡例の詳細を表 6.2.4-1 にまとめて示した. 図 6.2.4-2 においては, すべり量が 0 と解析されたサブフォルトを含んだ部分の面積に対する比を取っている. すべり量が 0 のサブフォルトは断層面全体の地震モーメントに寄与しないので除外するとする考え方もある. 確率論的津波ハザード評価のための特性化波源断層モデルでは,

震源域として設定した領域全体にすべりを与え, その震源域の面積に対する大すべり域, 超大すべり域の面積を設定する必要があることから, 本研究資料(第一部付録編)ではすべり量が 0 のサブフォルトを含めた領域全域に対する面積比としている.

図 6.2.4-2 から, 多少のばらつきはあるものの, 面積比が 20% 程度のときにすべり量比率が概ね 2 倍となることが読み取れる. 特性化波源断層モデルにおいて 2 段階のすべり不均質を考え, 図 6.2.4-2 にすべり量比率 2 倍・面積比率 20% の階段関数を重ね描きしたものを図 6.2.4-3 に示す. 同図では, 階段関数がインバージョンモデルのすべり量比曲線の下側に位置しており, 過小評価となっている.

一方で, 特性化波源断層モデルにおいて 3 段階のすべり不均質を考え, 図 6.2.4-2 にすべり量比率 4 倍・面積比率 10% (超大すべり域と定義) およびすべり量比率 2 倍・面積比率 30% (大すべり域と定義, うち 10% は超大すべり域) の階段関数を重ね描きしたものを図 6.2.4-4 に示す. 同図では, 階段関数がインバージョンモデルのすべり量比曲線の中心を通り, 概ねバランスよく設定できることが読み取れる. なお, 波源断層面積の 70% を占める背景すべり域のすべり量比率は, 断層面全体の総地震モーメントから大すべり域と超大すべり域の地震モーメントを差し引いた値に一致するように設定している.

次に, 大すべり域の面積比率設定の妥当性を確認するための検証解析を実施した. 上述の方法で求めた面積比率(大すべり域: 30%, 超大すべり域: 10%)を用いて設定した特性化波源断層モデルと, インバージョン解析によって求められたすべり分布モデルそれぞれによる海岸の最大水位上昇量を比較する. ここでは, 藤原ほか(2015)の 2011 年東北地方太平洋沖地震に相当する, 三陸沖中部~茨城沖までの領域(海溝寄りの領域を含む)を震源域とする特性化波源断層モデルを用いた. 同モデルのすべり量分布を図 6.2.4-5 に示す. 図 6.2.4-5 において, 橙色で示す大すべり域のすべり量は 23 m であり, 濃茶色で示す超大すべり域でのすべり量は 46 m である. このモデルと杉野ほか(2013)と内閣府(2012)による 2011 年東北地方太平洋沖地震のインバージョンモデル(図 6.2.4-6)を用いて計算した海岸の最大水位上昇量を比較した.

津波伝播遡上計算は, 図 6.2.4-5 および図 6.2.4-6

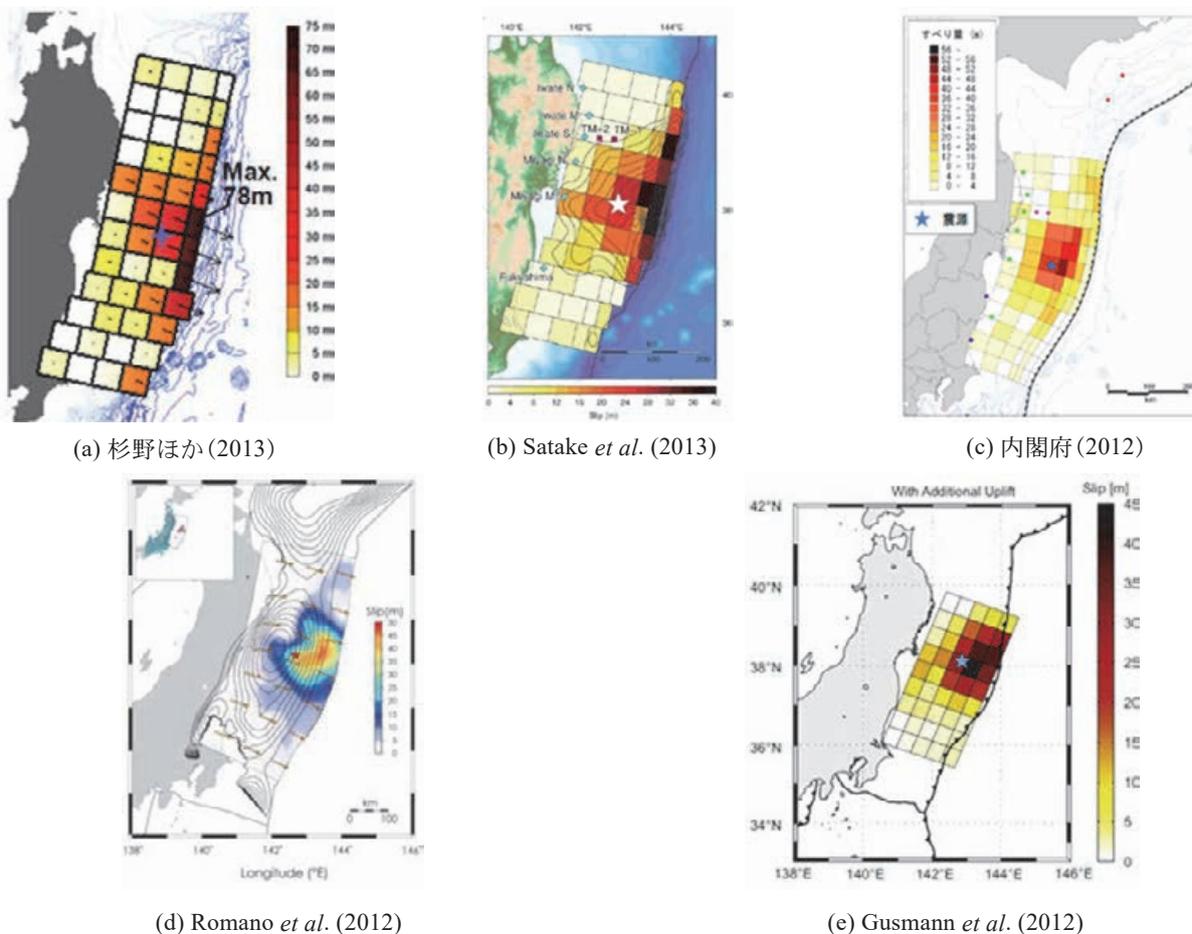


図 6.2.4-1 2011 年東北地方太平洋沖地震に関するインバージョン解析による波源断層モデル

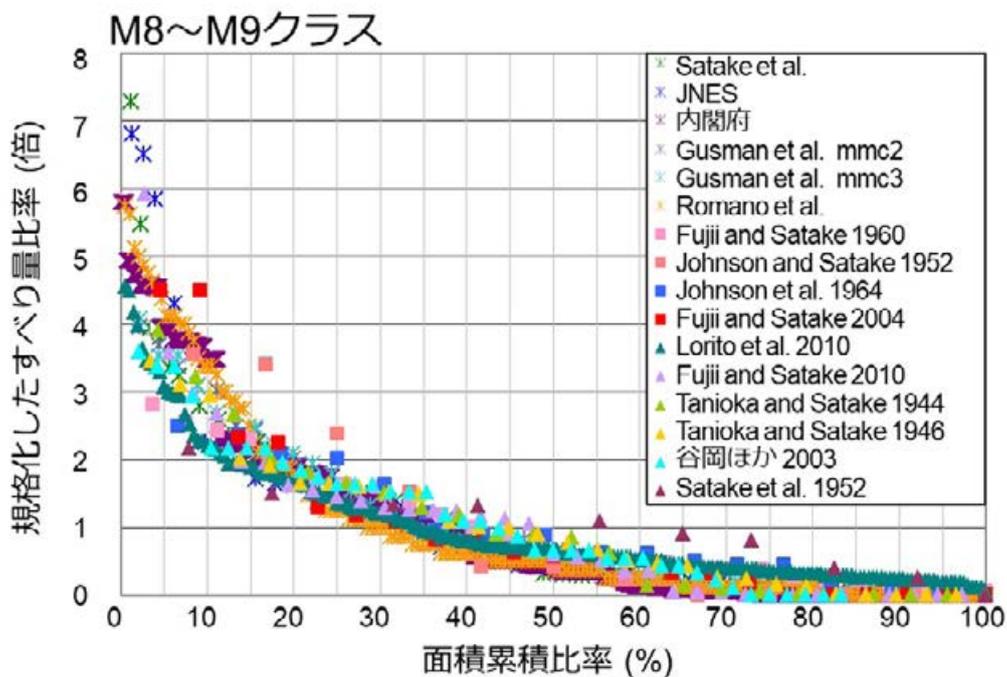


図 6.2.4-2 規格化したすべり量比率と面積累積比率の関係(すべり量が0となる要素を含む)

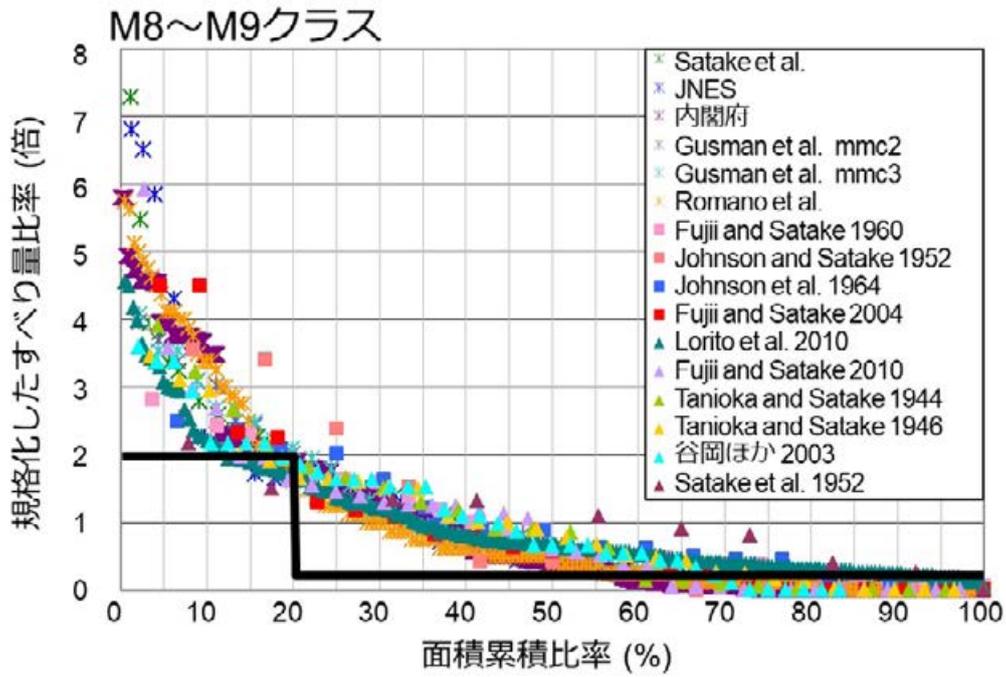


図 6.2.4-3 規格化したすべり量比率と面積累積比率の関係  
 (図 6.2.4-2 にすべり量比率 2 倍・面積比率 20% の階段関数を追記)

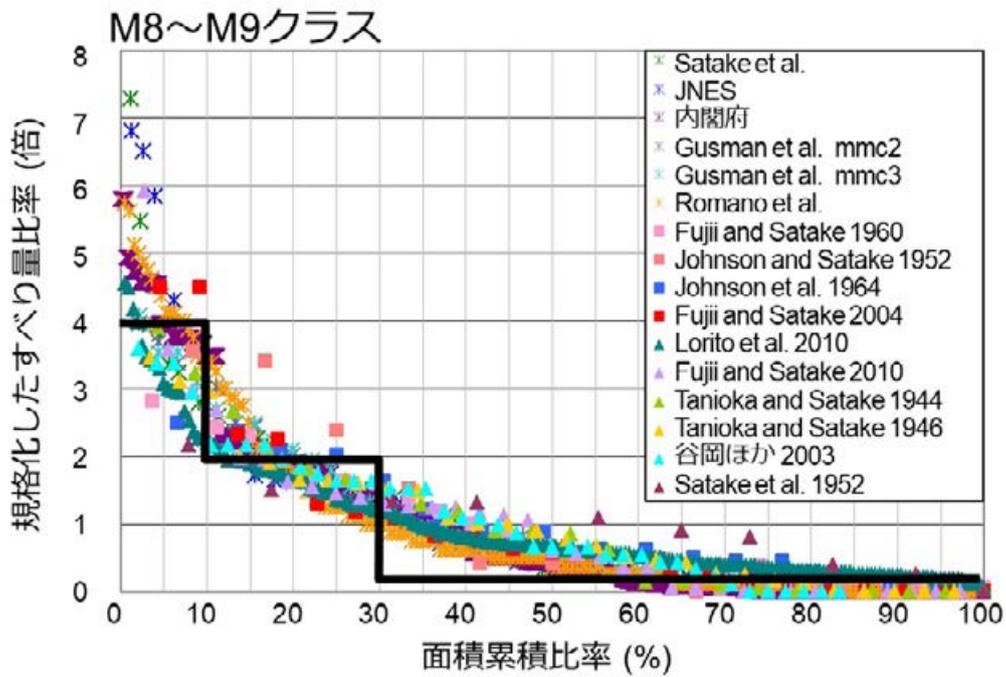


図 6.2.4-4 規格化したすべり量比率と面積累積比率の関係  
 (図 6.2.4-2 にすべり量比率 2 倍・面積比率 30%、  
 すべり量比率 4 倍・面積比率 10% の階段関数を追記)

表 6.2.4-1 図 6.2.4-2 ~図 6.2.4-4 における凡例の詳細

	凡例の表記	Mw	著者	発表年	タイトル
2011 年 東北地方太平洋沖地震 津波	Satake et al.	9.1	Satake K., Fujii Y., Harada T., and Namegaya Y.	2013	Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data
	JNES	9.1	杉野英治, 呉 長江, 是永眞理子, 根本 信, 岩渕洋子, 蛭沢勝三	2013	原子力サイトにおける 2011 東北地震津波の検証
	内閣府	9.1	内閣府	2012	平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルについて
	Gusmann_et al. mmc2	9.1	Gusman,A.R., Tanioka Y., Sakai S., and Tsushima H.	2012	Source model of the great 2011 Tohoku earthquake estimated from tsunami waveforms and crustal deformation data
	Gusmann_et al. mmc3	9.1	Gusman,A.R., Tanioka Y., Sakai S., and Tsushima H.	2012	Source model of the great 2011 Tohoku earthquake estimated from tsunami waveforms and crustal deformation data
	Romano et al.	9.1	Romano F., Piatanesi A., Lorito S., D'Agostino N., Hirata K., Atzori S., Yamazaki Y., and Cocco M.	2012	Clues from joint inversion of tsunamis and geodetic data of the 2011 Tohoku-oki earthquake
M9 クラス	Fujii and Satake 1960	9.5	Fujii, Y. and K. Satake	2012	Slip distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data
	Johnson and Satake 1952	9.0	Johnson J.M. and K. Satake	1999	Asperity Distribution of the 1952 Great Kamchatka Earthquake and its Relation to Future Earthquake Potential in Kamchatka
	Johnson et al. 1964	9.2	Johnson,J.M., Satake K., Holdahl S.R., and Sauber J.	1996	The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data
	Fujii and Satake 2004	9.1	Fujii,Y. and K. Satake	2007	Tsunami Source of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data
	Lorito et al. 2010	8.8	Lorito,S., Romano F., Atzori S., Tong X., Avallone A., McCloskey J., Cocco M., Boschi E., and Piatanesi A.	2011	Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake
	Fujii and Satake 2010	8.8	Fujii, Y. and K. Satake	2012	Slip distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data
M8 クラス	Tanioka and Satake 1944	8.2	Tanioka,Y. and K. Satake	2001	Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms
	Tanioka and Satake 1946	8.2	Tanioka,Y. and K. Satake	2001	Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake
	谷岡ほか 2003	8.0	谷岡勇市郎, 平田賢治, 日野亮太, 金沢敏彦	2004	津波波形から推定した詳細な 2003 年十勝沖地震のすべり量分布
	Satake et al. 1952	8.2	Satake K., K. Hirata, S. Yamaki, and Y. Tanioka	2006	Re-estimation of tsunami source of the 1952 Tokachi-oki earthquake

(注) 2011 年東北地方太平洋沖地震津波を除き, 対象とする地震津波の名称を赤字で示した。

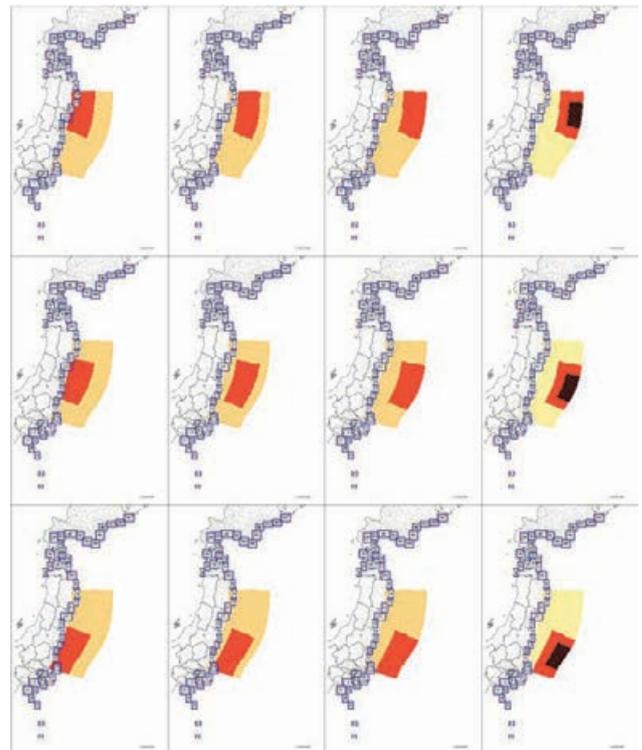
に示す断層すべり量から、Okada (1992) により計算される海底上下変動量を初期水位変動量と仮定し、表 6.2.4-2 に示す計算条件にて実施した。

計算結果は図 6.2.4-7 に示すように、汀線メッシュ (陸域と海域の境界に接する海側 50 m メッシュ) の最大水位上昇量分布図として示し、モデルごとの比較を行う。

図 6.2.4-8 ~ 図 6.2.4-10 に特性化波源断層モデルとインバージョンモデルによる最大水位上昇量の比較を示す。特性化波源断層モデルについて、大すべり域が海溝沿い浅部にあり、超大すべりを伴う場合 (図中の赤線)、最大水位上昇量が最も大きくなる傾向がある。また、全体的な傾向として、特性化波源断層モデルによる最大水位上昇量の集団がインバージョンモデルの計算結果 (図中の緑線) を挟む形で包含している様子がわかる。一部地域において、インバージョンモデルの計算結果が特性化波源断層モデルによる最大水位上昇量の集団を下回る、もしくは上回っている理由として、本研究資料 (第一部付録編) で設定した特性化波源断層モデルが、実際の波源断層の複雑なすべり量分布と異なっていることなどが考えられる。

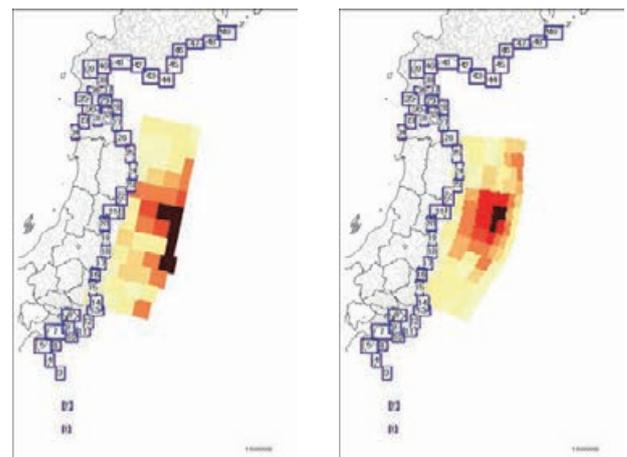
また、最大水位上昇量が急激な地形変化の影響を強く受けているとみられる宮城県北部から岩手県にかけての三陸海岸 (図 6.2.4-9 および図 6.2.4-10 の計算領域 21 ~ 24) や、遠浅地形により長周期成分が卓越し沿岸波高の増幅に大きく寄与していると考えられる福島県~宮城県仙台湾 (図 6.2.4-9 の計算領域 19 ~ 21) おいて、特性化波源断層モデルによる最大水位上昇量がインバージョンモデルの結果を上回っていることも確認できる。また、特性化波源断層モデルによる最大水位上昇量の集団はインバージョンモデルによる計算結果を概ね包含している。

これらのことから、特性化波源断層モデルの大すべり域、超大すべり域をそれぞれ 30% (うち 10% は超大すべり域)、10% と設定することは、確率論的津波ハザード評価のための波源断層モデルとして妥当であると考えられる。



(a) 大すべり域 (b) 大すべり (c) 大すべり (d) 大すべり  
 が深部 (陸側) 域が中部にあ 域が浅部 (海 域が浅部 (海  
 にある場合 る場合 溝側) にある 溝側) にあり、  
 場合 場合 場合 場合 超大すべり域  
 がある場合

図 6.2.4-5 面積比率設定の検討に使用する特性化波源断層モデルのすべり量分布図



(a) 杉野ほか (2013) (b) 内閣府 (2012)

図 6.2.4-6 面積比率設定の検討に使用するインバージョンモデルのすべり量分布図

表 6.2.4-2 津波伝播遡上計算の計算条件

項目	計算条件
方程式	非線形長波理論 (移流項, 底面摩擦項, 有限振幅項を含む)
数値解法	東北大学モデル(Imamura <i>et al.</i> (2006)) Staggered Leap-frog 差分スキーム
計算格子間隔	計算格子間隔: 1,350 m, 450 m, 150 m, 50 m (海岸域は全て 50 m) それぞれの領域を 1:3 でネスティング
計算時間	4 ~ 7 時間
計算時間間隔	C.F.L 条件を満たすように設定
境界条件	陸側: 陸域へ遡上 海側: 完全無反射で透過
初期水位	Okada (1992) により計算される海底変動量の鉛直成分を初期水位変動量とする.
潮位条件	T.P. ± 0 m
動的破壊特性	ライズタイム: 考慮しない 破壊伝播過程: 考慮しない
打ち切り水深	$10^{-2}$ m
粗度係数	水域・陸域ともに $0.025 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$
対象地形	2011 年東北地方太平洋沖地震発災前の地形(地盤変動量を見込む)
施設条件	各種施設(堤防・水門など)は考慮しない

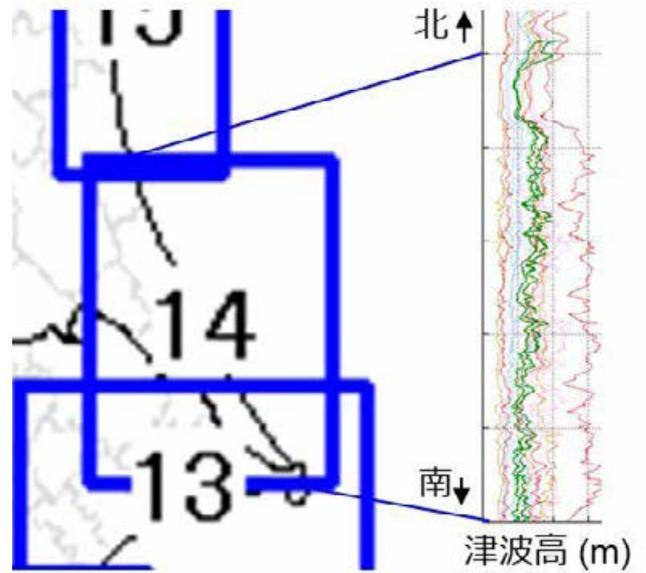


図 6.2.4-7 最大水位上昇量分布図の例

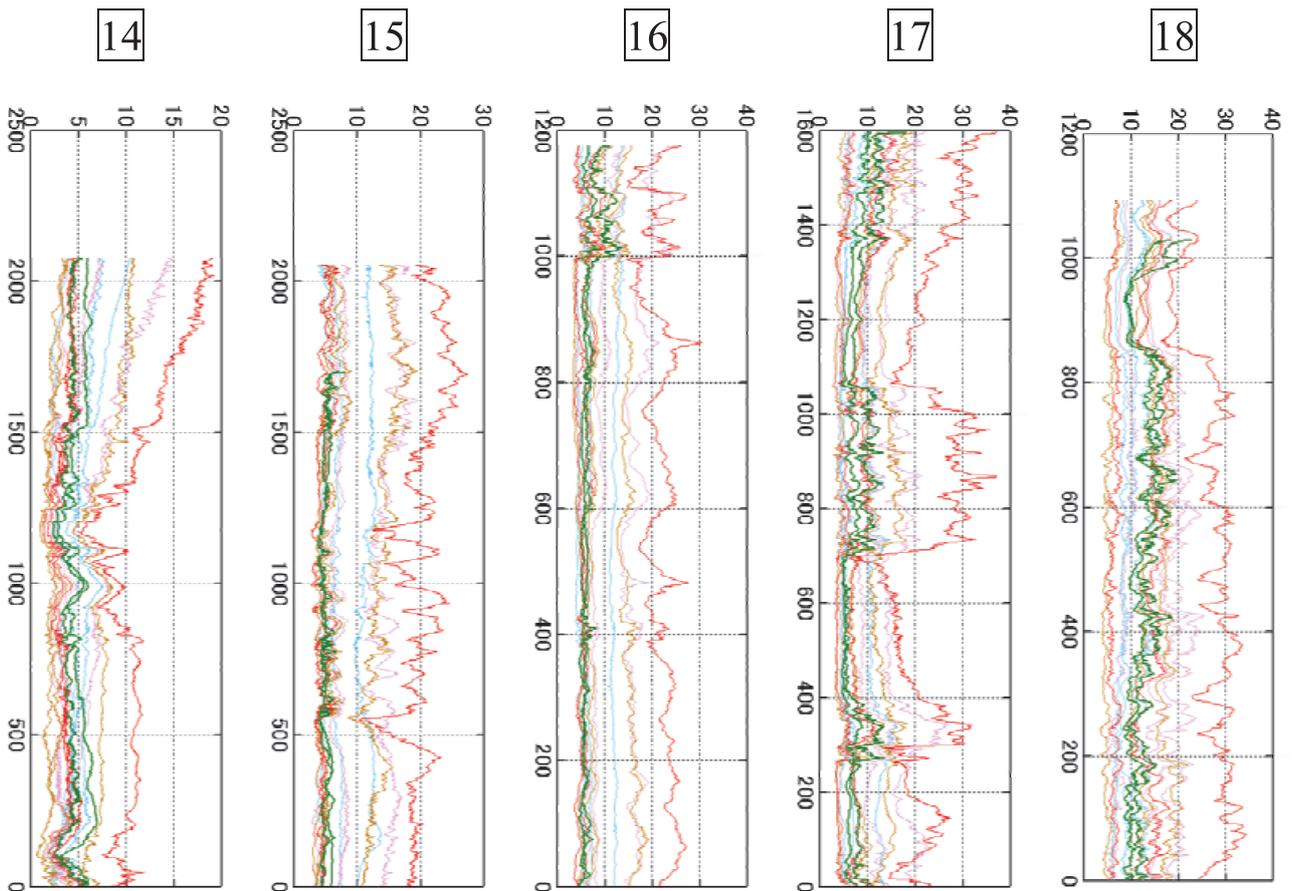
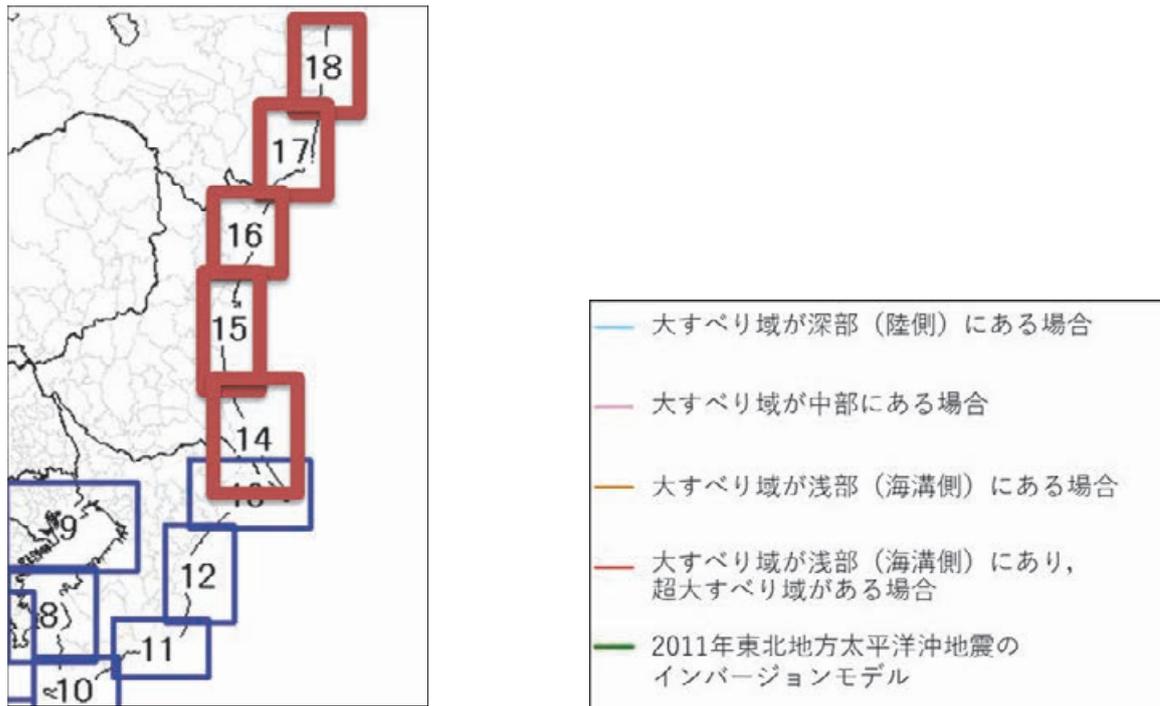


図 6.2.4-8 最大水位上昇量分布図(茨城県～福島県中部の太平洋沿岸)  
 (縦軸は汀線メッシュの番号, 横軸は最大水位上昇量 (m) を示す)

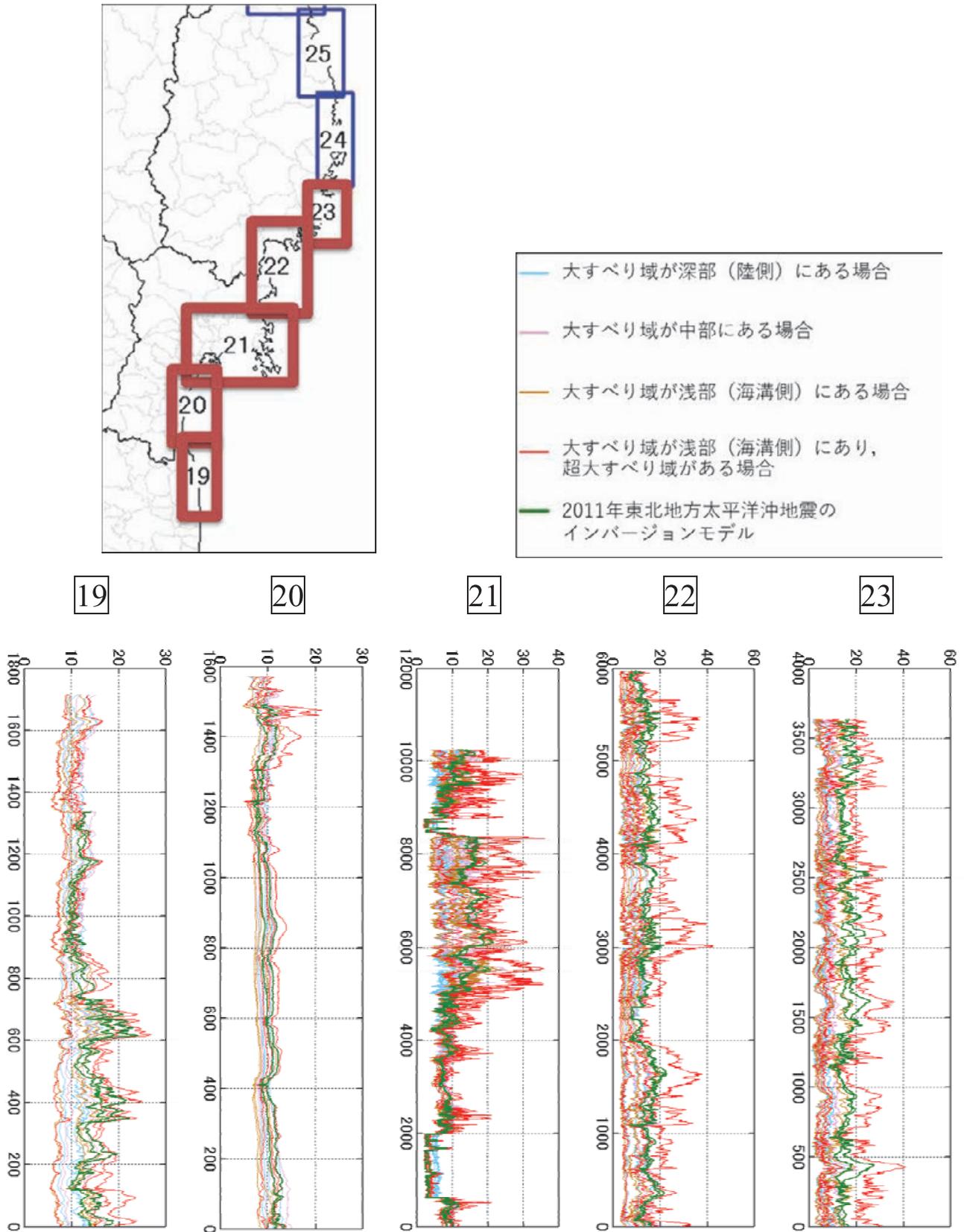
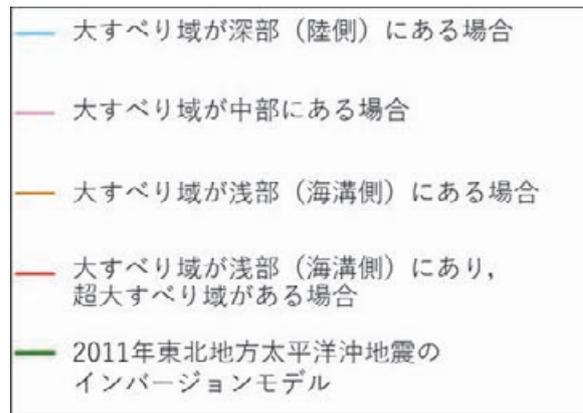
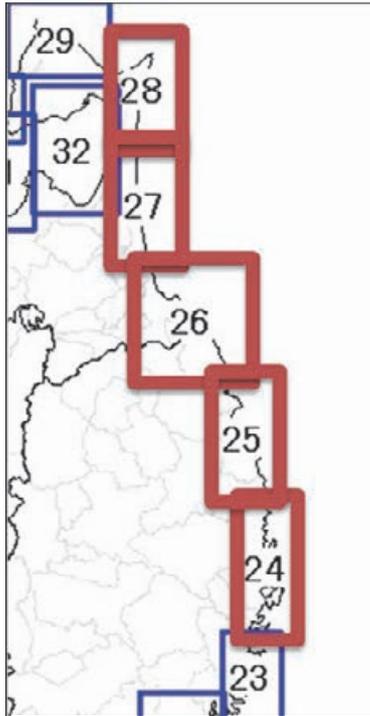


図 6.2.4-9 最大水位上昇量分布図(福島県北部～岩手県南部の太平洋沿岸)  
(縦軸は汀線メッシュの番号, 横軸は最大水位上昇量 (m) を示す)



24

25

26

27

28

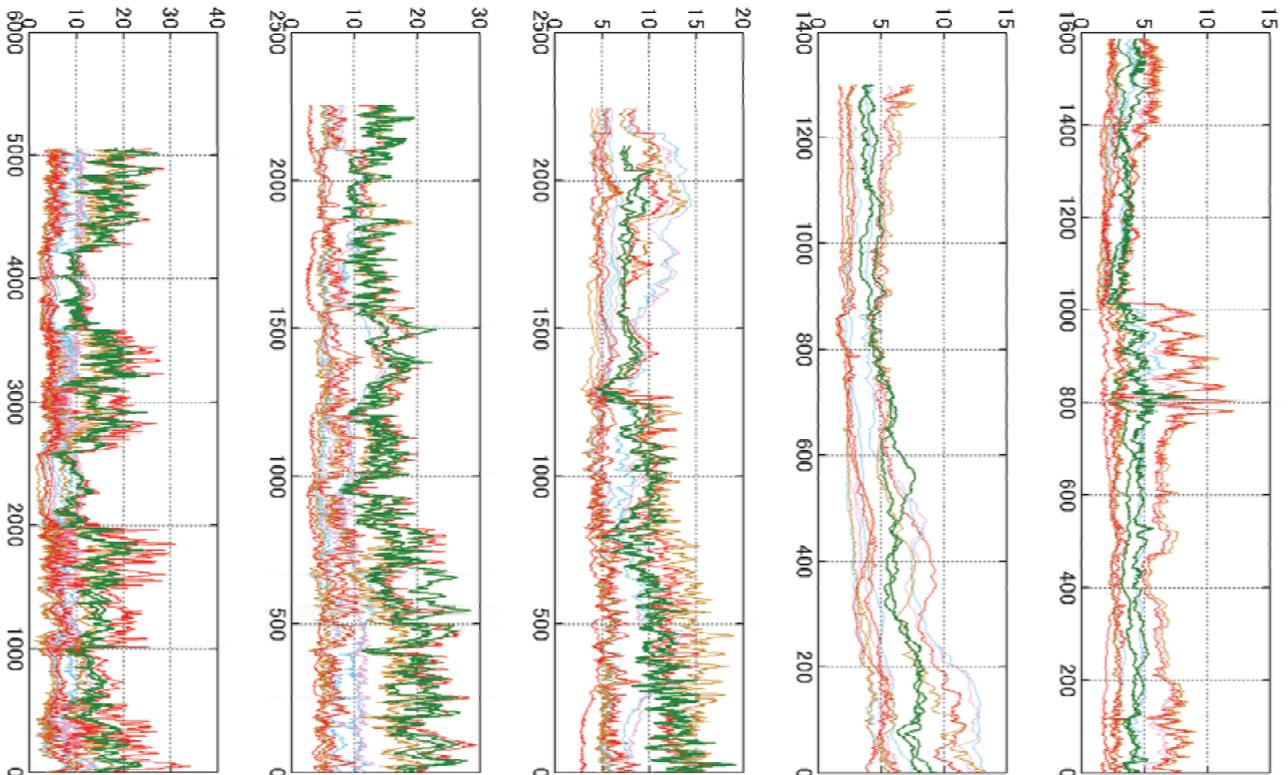


図 6.2.4-10 最大水位上昇量分布図(岩手県中部～青森県の太平洋沿岸)  
 (縦軸は汀線メッシュの番号, 横軸は最大水位上昇量 (m) を示す)

### 6.2.5 大すべり域，超大すべり域の形状

大すべり域，超大すべり域の形状は複雑であり，6.2.4 項の検討に用いた既往のインバージョン解析による波源断層モデル(表 6.2.4-1 参照)それぞれにおいても，その形状は様々である。

杉野ほか(2014)は津波波源としての特性を主要なパラメータで簡略した「特性化波源モデル」を提案し，その設定手順を示している。微視的波源特性の設定として，大すべり域と超大すべり域の面積およびすべり量の設定方法が示されているものの，それらの形状については言及されていない。

藤原ほか(2015)は既往津波のインバージョン解析事例をもとに大すべり域，超大すべり域の縦横比を分析し，長さ(長辺)が幅(短辺)の6~8倍となる事例があるものの，平均的に見て，長さ(長辺)と幅(短辺)が概ね2:1程度であると述べている(図 6.2.5-1)。これを踏まえ，藤原ほか(2015)は大すべり域と超大すべり域の幾何的形狀を2:1の縦横比で表現することを念頭に置き，日本海溝沿いで発生する地震を対象とした波源断層モデル群を構築している。

門廻(2017)は大すべり域，超大すべり域の形状の複雑さを指摘したうえで，大すべり域，超大すべり域の形状を設定すべき幾何学的なパラメータが少ない円形で近似し，南海トラフ沿いで発生する巨大地震を対象とした波源断層モデル群を構築している(図 6.2.5-2)。すなわち，ある円の半径を $r$ とすると，断層の走向方向と平行な，大すべり域の特征的長さが $2r$ ，断層の幅方向の大すべり域の特征的長さが $r$ で表されているので，大すべり域の長さ(走向方向)と幅(幅方向)が2:1の関係にある。

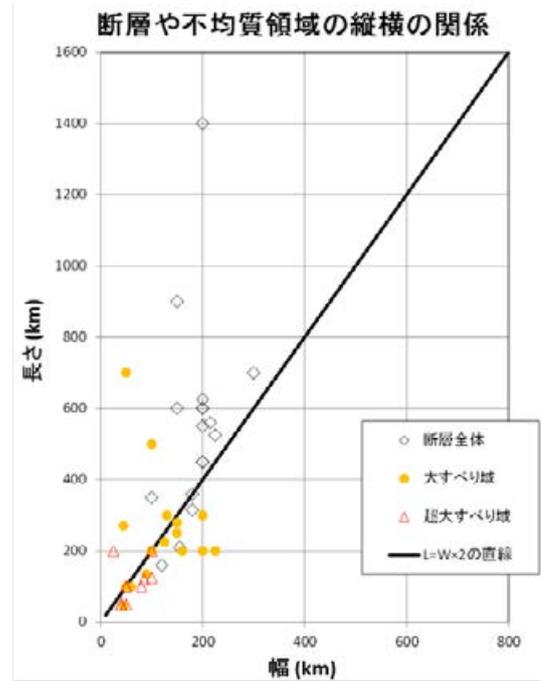


図 6.2.5-1 既往津波のインバージョン解析事例を対象とした，断層全体，大すべり域，超大すべり域の長さ(長辺)と幅(短辺)の関係(藤原ほか，2015)

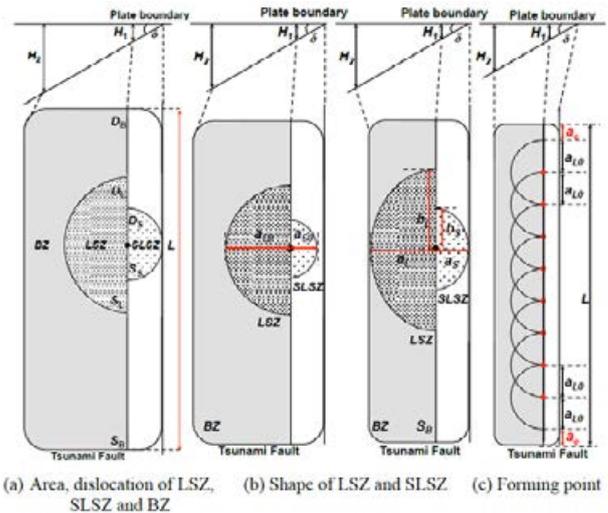
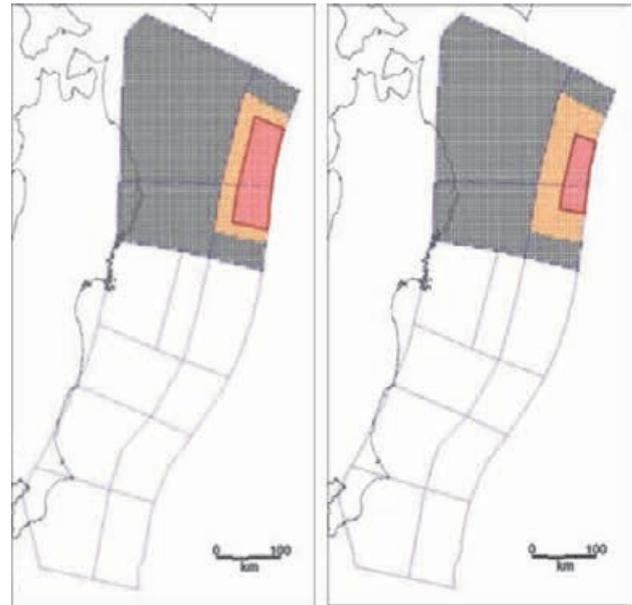


図 6.2.5-2 大すべり域，超大すべり域の形状を円形で近似した波源断層モデルの概念図(門廻，2017)。LSZは大すべり域，SLSZは超大すべり域，BZは背景領域を表している。

### 6.2.6 超大すべり域のすべり量

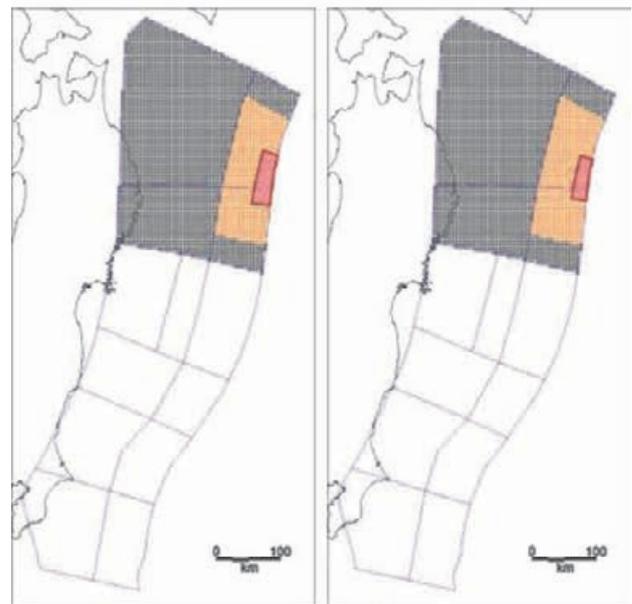
6.2.4 項では、特性化波源断層モデルにおける超大すべり域のすべり量を平均すべり量の 4 倍とした。その妥当性を検討するため、日本海溝沿い北部・中部・南部の 3 カ所それぞれを検討対象領域として、超大すべり域の面積とすべり量の積を一定値とした状態で、そのすべり量を断層全体の平均すべり量の 3 倍、4 倍、6 倍、8 倍と変化させ、それぞれの場合における海岸の最大水位上昇量を比較する。検討結果の一例として、日本海溝沿い北部に設定した波源断層モデルの位置、初期水位分布図、最大水位上昇量分布図をそれぞれ図 6.2.6-1 ~ 図 6.2.6-3 に示す。

検討の結果、超大すべり域のすべり量の倍率が高くなると、沖合での最大水位上昇量が高くなるが、海岸では倍率の違いによる変化は小さいことがわかった。また、波源断層モデルが日本海溝沿い北部に位置する場合、三陸沿岸全体で最大水位上昇量のばらつきが大きくなる。石巻市から南房総市までの海岸では、すべり量倍率の変化による最大水位上昇量の大きな違いは見られなかった(図 6.2.6-4)。



(a) 平均すべり量の 3 倍

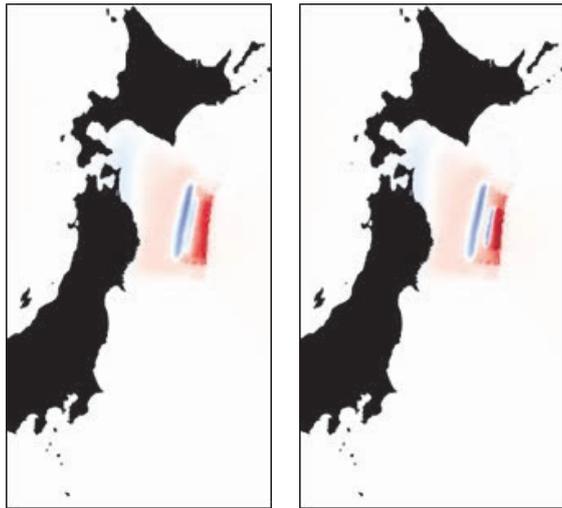
(b) 平均すべり量の 4 倍



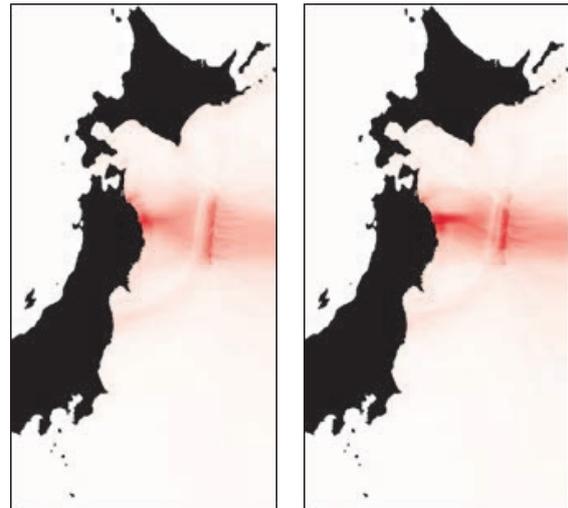
(c) 平均すべり量の 6 倍

(d) 平均すべり量の 8 倍

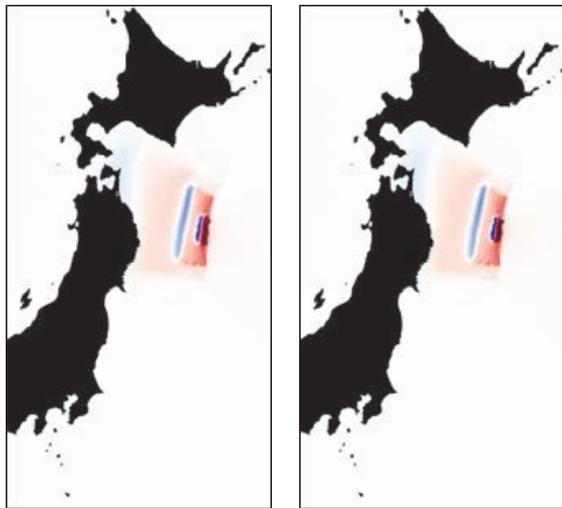
図 6.2.6-1 超大すべり域のすべり量の検討に使用した波源断層モデルの一例。赤色は超大すべり域、橙色は大すべり域、灰色は背景領域を示す。超大すべり域の面積とすべり量の積を一定値としたため、超大すべり域のすべり量が大きくなるにつれて、その面積は小さくなる。



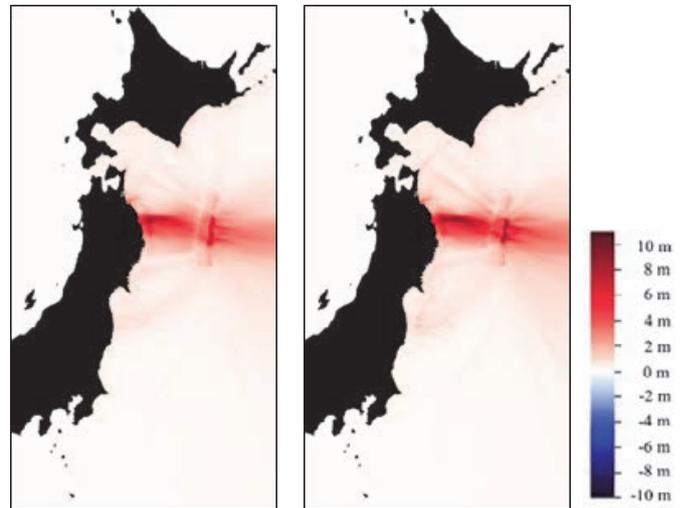
(a) 平均すべり量の 3 倍 (b) 平均すべり量の 4 倍



(a) 平均すべり量の 3 倍 (b) 平均すべり量の 4 倍



(c) 平均すべり量の 6 倍 (d) 平均すべり量の 8 倍



(c) 平均すべり量の 6 倍 (d) 平均すべり量の 8 倍

図 6.2.6-2 超大すべり域のすべり量の検討における初期水位分布図の一例

図 6.2.6-3 超大すべり域のすべり量の検討における最大水位上昇量分布図の一例

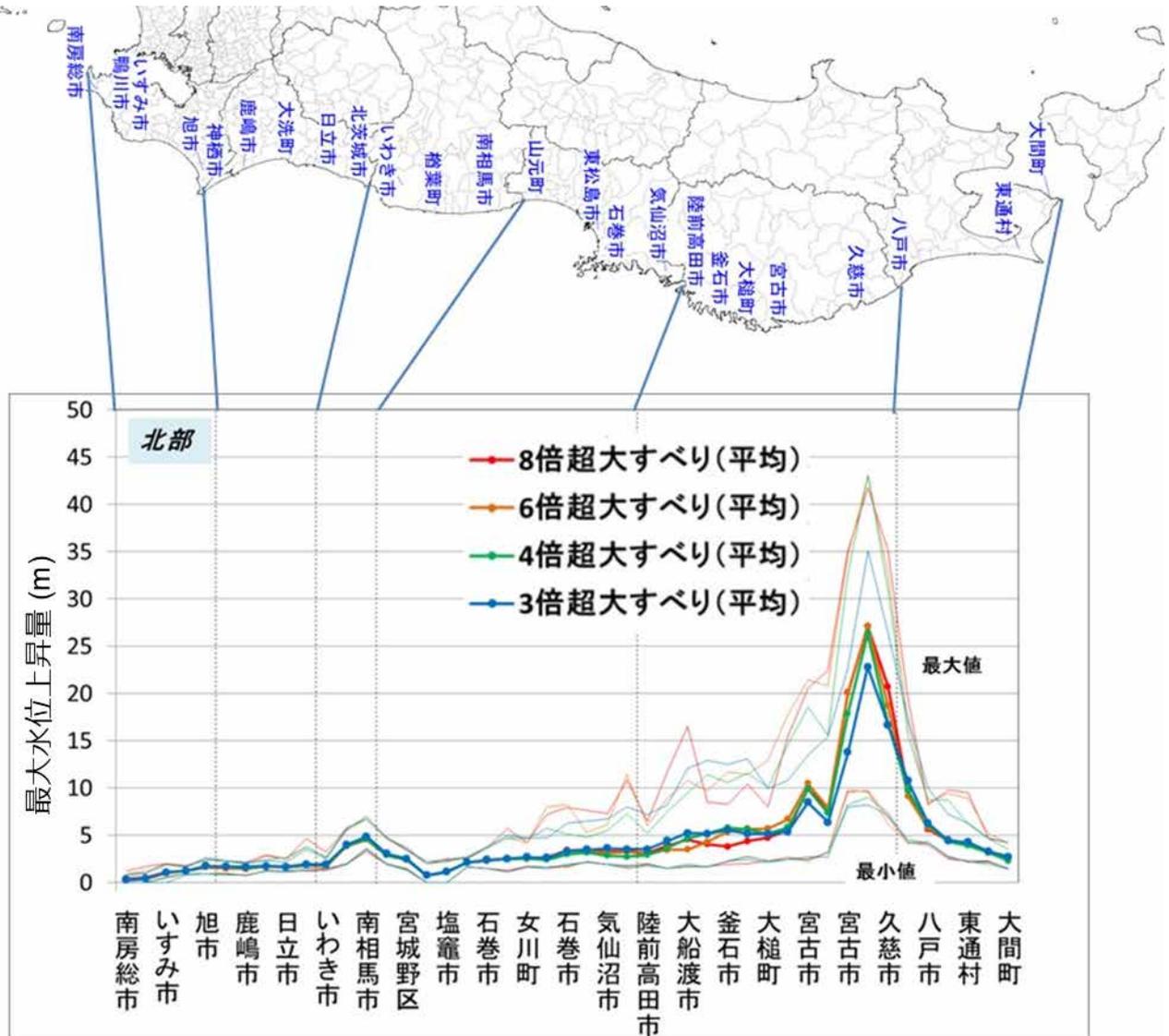


図 6.2.6-4 超大すべり域のすべり量の検討における海岸の最大水位上昇量の一例  
 (各市区町村における計算メッシュの平均値を太線で、最大値および最小値を細線で示す。  
 黒点線は県境界を示す.)

### 6.3 南海トラフ沿いで設定したプレート間地震の波源断層モデル群

本研究資料(第一部付録編)では、地震調査委員会(2013)による「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」(以下、長期評価と呼ぶ)で例示された地震のみならず、例示されていない地震も加えることで、網羅的な波源断層モデル群を設定する。なお、長期評価(地震調査委員会, 2013)では分岐断層に関する若干の評価が記載されているが、現段階では波源断層モデルおよび発生確率の設定に必要な十分な知見が得られていない。そのため、本研究資料(第一部付録編)では分岐断層を扱わないこととする。

#### 6.3.1 波源断層モデルとして設定すべき項目

南海トラフ沿いのプレート間地震の波源断層モデルとして設定すべき項目を、6.2 節で検討した 6 項目ごとにまとめる。

##### (1) 地震モーメント $M_0$ と断層面積 $S$ の関係式

南海トラフ周辺のプレート間地震を対象に、既往研究で設定された平均応力降下量  $\Delta\sigma$  をレビューしたうえで、本研究資料(第一部付録編)で使用する地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  の関係式を決定する。

南海トラフ周辺のプレート間地震を対象に設定された平均応力降下量の一覧を表 6.3.1-1 にまとめる。

地震調査委員会、内閣府、土木学会、原子力安全基盤機構、および各電力会社では平均応力降下量  $\Delta\sigma$  として 3 MPa 程度の値が使用されている(表 6.3.1-1 上段)。一方で、1944 年昭和東南海地震、1946 年昭和南海地震を対象とした津波インバージョンの既往研究においては、平均応力降下量  $\Delta\sigma$  の値は記載されていない。そこで、文献中に記載されている地震モーメント  $M_0$  とすべり量の値が正と求まった小断層の面積を合計した断層面積から円形破壊面を仮定した式(6.3.1-1) (Eshellby, 1957)を用いて平均応力降下量  $\Delta\sigma$  を求めた。

$$M_0 = 16/(7\pi^{3/2}) \Delta\sigma S^{3/2} \quad (6.3.1-1)$$

津波インバージョンの既往研究では、平均応力降下量  $\Delta\sigma$  として 1 MPa 程度の値となることが判明した(表 6.3.1-1 の中段)。表 6.3.1-1 の下段は「日本の地震断層パラメーター・ハンドブック」(佐藤編著, 1989)

表 6.3.1-1 南海トラフ周辺のプレート間地震を対象に設定された平均応力降下量の一覧

	剛性率 $\mu \times 10^{10}$ (N/m <sup>2</sup> )	平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	備考
地震調査委員会 (2020)	5.0	2.6	-
内閣府(2012)	4.1	3.0	-
土木学会 (2002)	5.0	2.0	-
原子力安全基盤機構 (2014)	3.5-5.0	3.1	-
四国電力 (2014)	4.1	1.2, 3.0	-
九州電力 (2014)	4.1	1.2, 3.0	-
中部電力 (2014)	4.1	3.0	-

	$M_0 \times 10^{21}$ (Nm)	$S \times 10^4$ (km <sup>2</sup> )	$\mu \times 10^{10}$ (N/m <sup>2</sup> )	$\Delta\sigma$ (MPa)	備考
1944 年昭和東南海地震の津波インバージョンの既往研究における設定値					
Tanioka and Satake (2001a)	2.0	3.44	5.0	0.8	$\Delta\sigma$ は円形破壊面 (Eshellby, 1957) を仮定し、 $M_0, S$ から推定
Kato and Ando (1997)	2.8	3.96	5.0	0.9	
Baba et al. (2006)	2.06	3.02	5.0	1.0	
1946 年昭和南海地震の津波インバージョンの既往研究における設定値					
Tanioka and Satake (2001b)	5.3	4.66	5.0	1.3	$\Delta\sigma$ は円形破壊面 (Eshellby, 1957) を仮定し、 $M_0, S$ から推定
Kato and Ando (1997)	4.0	5.04	5.0	0.9	
Baba et al. (2006)	4.9	4.46	5.0	1.3	

	$M_0$ (Nm)	$S$ (km <sup>2</sup> )	$\mu \times 10^{10}$ (N/m <sup>2</sup> )	$\Delta\sigma$ (MPa)	備考
「日本の地震断層パラメーター・ハンドブック」(佐藤編著, 1989) に記載された、南海トラフ周辺で発生し津波を伴った地震を対象とした断層パラメータ					
Kanamori (1971b, 1974)	$7.6 \times 10^{20}$	$9.10 \times 10^3$	4.0	1.8	関東地震 (1923/9/1)
石橋 (1980) ほか	$1.7 \times 10^{21}$	$4.98 \times 10^3$	5.0	-	
Matsu'ura et al. (1980)	$8.4 \times 10^{20}$	$5.13 \times 10^3$	3.4	4.5	
Matsu'ura et al. (1980)	$8 \times 10^{20}$	$4.46 \times 10^3$	3.4	8.3	東南海地震 (1944/12/7)
Kanamori (1972a)	$1.5 \times 10^{21}$	$9.60 \times 10^3$	3.7	3.3	
Ishibashi (1981)	$2.8 \times 10^{21}$	$1.41 \times 10^4$	5.0	-	
相田 (1979)	$1.6 \times 10^{21}$	$1.69 \times 10^4$	5.0	-	南海地震 (1946/12/21)
Fitch & Scholz (1971)	$8.7 \times 10^{21}$	$2.37 \times 10^4$	3.2	-	
Kanamori (1972a)	$1.5 \times 10^{21}$	$9.60 \times 10^3$	3.7	3.3	
Ando (1982)	$4.8 \times 10^{21}$	$2.10 \times 10^4$	5.0	-	日向灘地震 (1968/4/1)
相田 (1981b)	$5.7 \times 10^{21}$	$2.49 \times 10^4$	5.0	-	
相田 (1974)	$1.6 \times 10^{20}$	$1.93 \times 10^3$	5.0	-	
Shiono et al. (1980)	$1.8 \times 10^{20}$	$1.79 \times 10^3$	6.3	6.0	日向灘地震 (1970/7/26)
Shiono et al. (1980)	$4.1 \times 10^{19}$	$7.44 \times 10^2$	6.3	5.0	

(注) 表下段において、「日本の地震断層パラメーター・ハンドブック」(佐藤編著, 1989) に記載がない値を「-」で記載した。

に掲載された、南海トラフ周辺で発生し津波を伴った地震を対象とした断層パラメータである。平均応力降下量  $\Delta\sigma$  として 3 MPa 以上の値が推定される事例が多く見られる。

以上より、南海トラフ周辺のプレート間地震を対象とした既往研究では、平均応力降下量  $\Delta\sigma$  に 0.8 MPa から 8.3 MPa の違いが見られる。

本研究資料(第一部付録編)では、地震調査委員会(2020)が提案した、長期評価(地震調査委員会, 2013)で例示された地震の面積と  $M_w$  の関係に基づく地震モーメント  $M_0$  (N・m) と断層面積  $S$  (m<sup>2</sup>) の関係式(6.3.1-2)を用いることとする。

$$M_0 = 1.07 \times 10^6 S^{3/2} \quad (6.3.1-2)$$

式(6.3.1-2)は平均応力降下量 2.6 MPa に相当する地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  の関係式である。プレート間地震の平均的な応力降下量として提案され、津波の予測・評価研究ではしばしば用いられてきた 3.0 MPa (Kanamori & Anderson, 1975) よりもやや小さいが、南海トラフ周辺のプレート間地震を対象に設定された平均応力降下量(表 6.3.1-1)を踏まえると、平均応力降下量 2.6 MPa は概ね中間的な値であるといえる。

プレート間地震を対象とした地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  の関係式のレビュー(6.2.1 項参照)を踏まえると、式(6.3.1-2)は Kanamori & Anderson (1975) の関係式、Yamanaka & Shimazaki (1990) の関係式、内閣府(2012)の関係式、および藤原ほか(2015)の関係式と比較して、同じ面積の断層に対し小さな地震モーメントを与えることとなる。一方で、式(6.3.1-2)は Murotani *et al.* (2008) の関係式および Murotani *et al.* (2013) の関係式と比較して、同じ面積の断層に対し大きな地震モーメントを与えることとなる。

## (2) 要素断層のすべり角

内閣府(2012)は南海トラフの巨大地震を対象とした波源断層モデルの構築において、南海トラフ付近におけるフィリピン海プレートの大陸側に対する平均的なプレート相対運動方向(Loveless and Meade, 2010)を参考に、すべり角を設定している(図 6.3.1-1 参照)。すなわち、Loveless and Meade (2010) によるフィリピン海プレートの沈み込みベクトルの水平

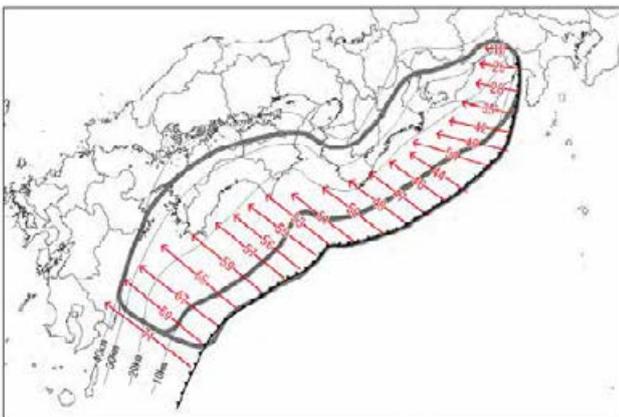


図 6.3.1-1 フィリピン海プレートの相対的な運動速度(内閣府, 2012)(図 6.2.2-2 再掲)

成分と逆方向のベクトル $\vec{x}$ を設定したうえで、南海トラフ沿いの各セグメントについて、逆方向のベクトル $\vec{x}$ の平均値を求め、この平均値と各セグメント内の要素断層のすべりベクトルの水平成分が一致するように各要素断層のすべり角を設定している。

本研究資料(第一部付録編)では、内閣府(2012)が設定した要素断層群およびすべり角を用いて波源断層モデル群を構築することとする。

## (3) 震源域の剛性率

本研究資料(第一部付録編)では、「原子力発電所の津波評価技術」(土木学会, 2002)に記載された剛性率の平均的な値として、 $5.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>)を用いることとする。南海トラフ周辺のプレート間地震を対象とした既往研究(表 6.3.1-1 参照)においても、剛性率として  $5.0 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>) の値を用いる事例が多く見られることから、本研究資料(第一部付録編)における剛性率の設定と整合している。

## (4) 大すべり域、超大すべり域の面積比

既往研究の津波インバージョンによる波源断層モデルの検討(6.2.4 項参照)から、本研究資料(第一部付録編)においても大すべり域および超大すべり域の面積比率を波源断層モデル全体の面積に対してそれぞれ 30%、10% とする。

## (5) 大すべり域、超大すべり域の形状

本研究資料(第一部付録編)では、藤原ほか(2015)と同様に、大すべり域と超大すべり域の形状として、トラフ軸方向の長さと同軸と直交する方向の長さの比を概ね 2 : 1 程度とする。ただし、既往津波を対象としたインバージョン解析事例における大すべり域、超大すべり域の形状は複雑であり、様々な形状の大すべり域、超大すべり域を有する波源断層モデルが提案されていることに留意されたい。

## (6) 大すべり域、超大すべり域のすべり量

既往研究の津波インバージョン結果の波源断層モデルの検討(6.2.4 項および 6.2.6 項参照)から、本研究資料(第一部付録編)においても大すべり域と超大すべり域のすべり量は平均すべり量のそれぞれ 2 倍、4 倍とする。

### 6.3.2 プレート形状、対象領域および要素断層の設定

地震調査委員会(2013)では、図 6.3.2-1 のように評価対象領域が定義され、図 6.3.2-2 のように東西方向に Z ~ E の 6 領域(Z: 都井岬~足摺岬, A: 足摺岬~室戸岬, B: 室戸岬~潮岬, C: 潮岬~大王崎, D: 大王崎~御前崎, E: 御前崎~富士川)、深さ方向には 3 つの領域(浅部, 中部, 深部)、計 18 領域に区分されている。本研究資料(第一部付録編)では、地震調査委員会(2013)の領域設定に基づき波源断層モデル群を設定することとする。詳細は 6.3.3 項を参照されたい。

要素断層について、6.3.1 項(2)で述べたように、本研究資料(第一部付録編)では内閣府(2012)が作成した要素断層をもとに波源断層モデル群を構築する。内閣府(2012)が設定した約 5 km 四方の全要素断層を図 6.3.2-3 に、上述の Z, A 領域に注目した要素断層を図 6.3.2-4 に示す。さらに、図 6.3.2-5 に要素断層の中心深さ別で色分けして示す。これらの図から、設定された要素断層とフィリピン海プレート等深線(図 6.3.2-1 中の点線)の整合性を確認できる(図 6.3.2-5)。

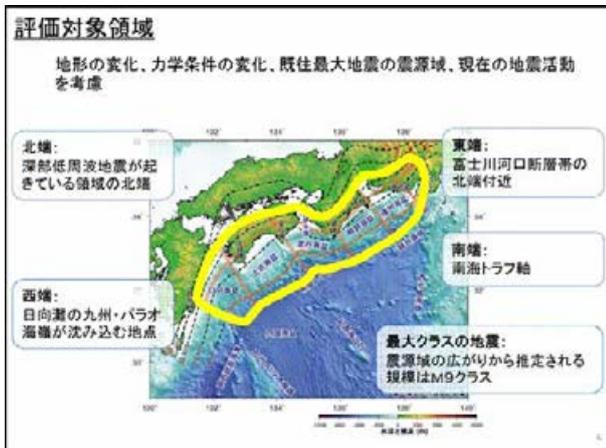


図 6.3.2-1 南海トラフ沿いにおける評価対象領域 (地震調査委員会, 2013)

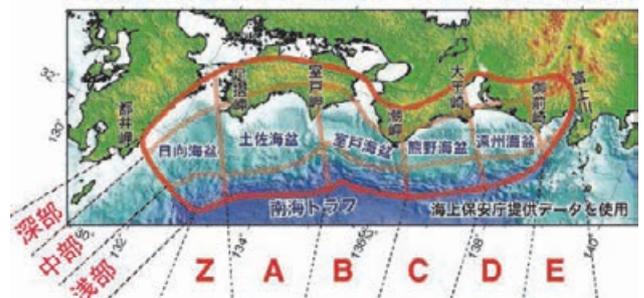
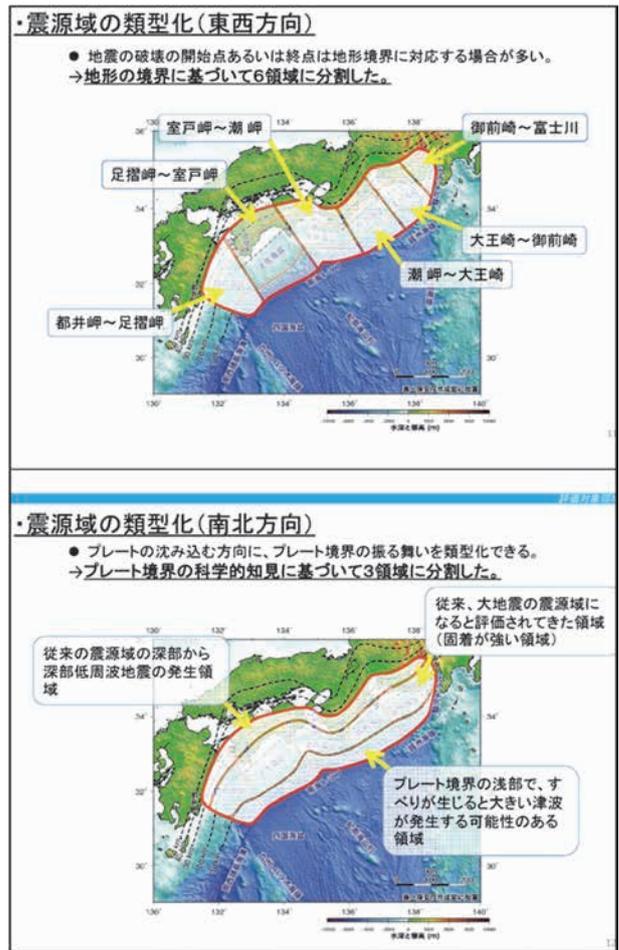


図 6.3.2-2 南海トラフ沿いにおける対象領域区分。地震調査委員会(2013)に加筆。

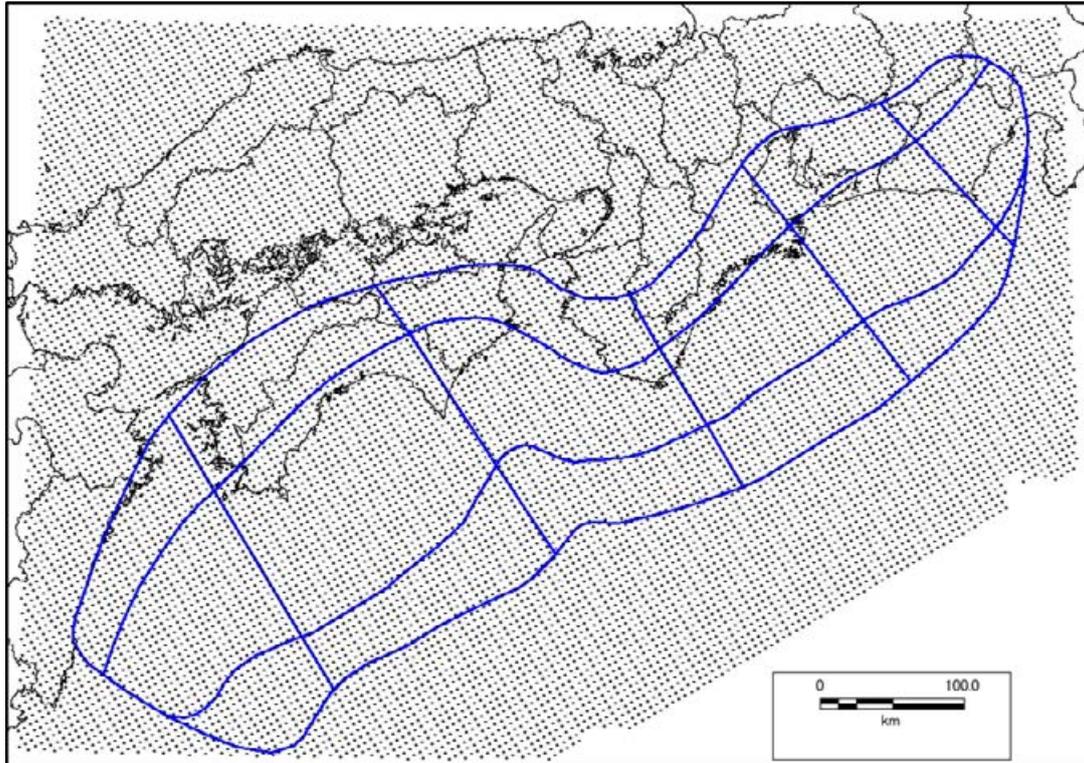


図 6.3.2-3 南海トラフ沿いにおける全要素断層の設定状況(内閣府, 2012) (青実線で領域区分を示す)

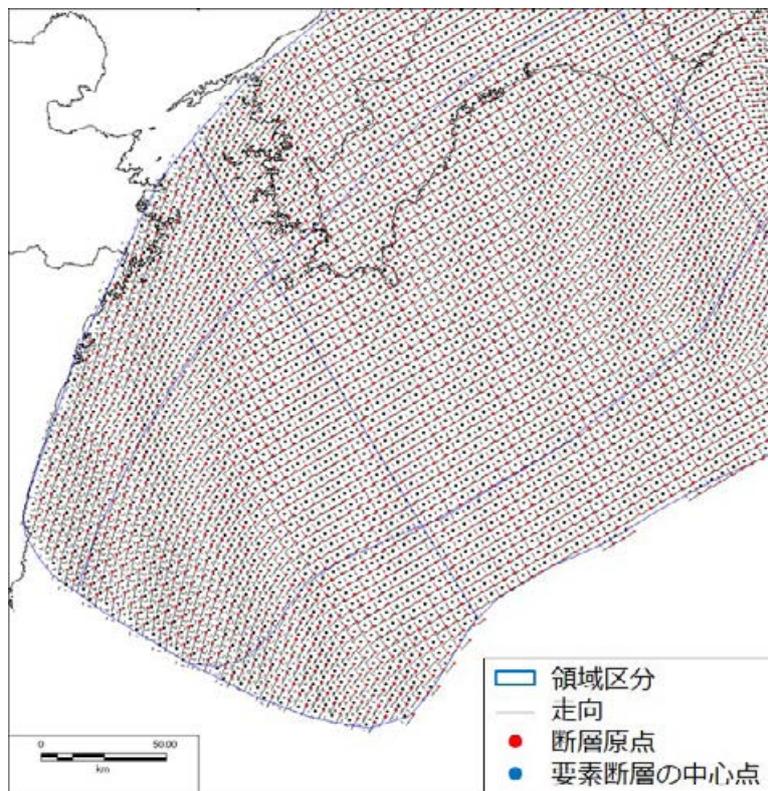


図 6.3.2-4 南海トラフ沿いにおける 5 km 四方の要素断層の設定状況例(内閣府, 2012)

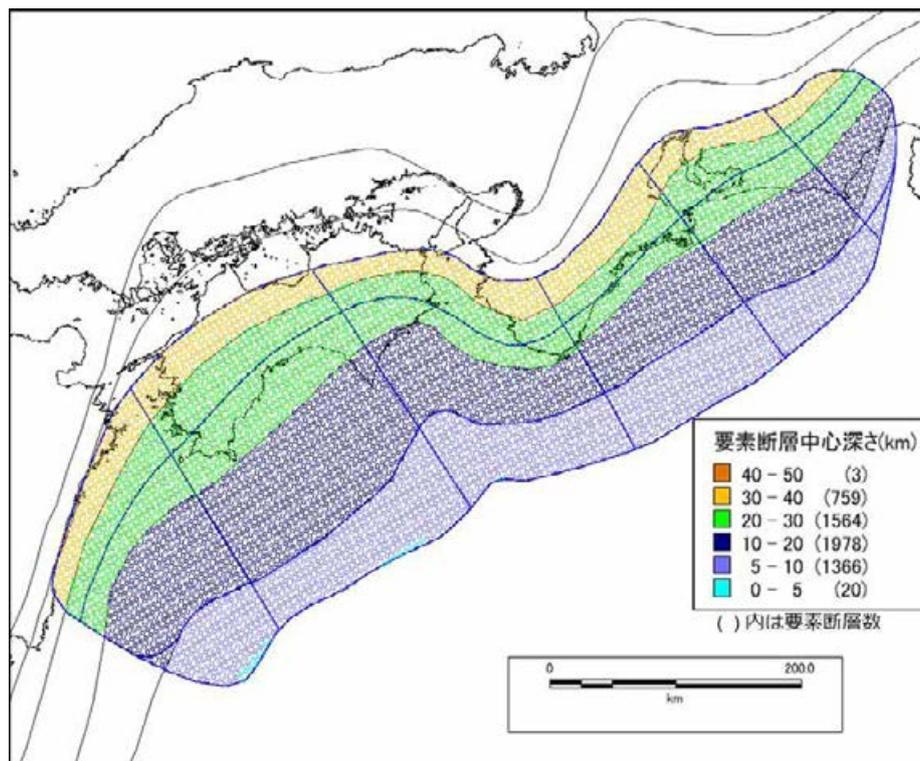


図 6.3.2-5 南海トラフ沿いにおける要素断層の深さとフィリピン海プレート等深線との整合性の確認(青実線で領域区分を示す)

### 6.3.3 波源断層モデル群

地震調査委員会(2013)の「南海トラフの地震活動の長期評価(第二版)」(以下、長期評価と呼ぶ)では、南海トラフ沿いで発生する地震の例として15種類の震源域の組合せ(以下、震源域パターンと呼ぶ。詳細は8.1.1項を参照されたい。)を例示している。長期評価(地震調査委員会, 2013)で例示された15種類の震源域パターンを表6.3.3-1に、15種類の震源域パターンを構成する震源域を表6.3.3-2に示す。

本研究資料(第一部付録編)では、南海トラフの地震の多様性を表現するため、15種類の震源域以外の震源域を有する波源断層モデル群を設定する。なお、長期評価(地震調査委員会, 2013)では分岐断層に関する若干の評価が記載されているが、現段階では波源断層モデルの設定や発生確率の設定に必要な知見が十分に得られていないため、本研究資料(第一部付録編)では分岐断層を扱わないこととする。

また、地震調査委員会(2020)が提案した、長期評価(地震調査委員会, 2013)で例示された地震の断層面積と $M_w$ の関係に基づく地震モーメント $M_0$ ( $N \cdot m$ )

と断層面積 $S$ ( $m^2$ )の関係式(6.3.3-1)(応力降下量2.6 MPaに相当する関係式)に「調整」した確率論的津波ハザード評価を行う。

$$M_0 = 1.07 \times 10^6 S^{3/2} \quad (6.3.3-1)$$

実際には、調整後の地震モーメント $M_0$ と断層面積 $S$ の関係式にしたがって波源断層モデル群を構築することはせずに、応力降下量3.0 MPaに相当する地震モーメント $M_0$ ( $N \cdot m$ )と断層面積 $S$ ( $m^2$ )の関係式(6.3.3-2)を用いて波源断層モデル群を構築する。

$$M_0 = 1.23 \times 10^6 S^{3/2} \quad (6.3.3-2)$$

次に、応力降下量比と海岸の最大水位上昇量の変化率の間の準線形的関係(11章参照)を用いて津波伝播遡上計算(7章参照)から得られる最大水位上昇量に対して補正をおこない、平均応力降下量2.6 MPaの波源断層モデル群に相当する最大水位上昇量を得る(8.1.4項参照)。

表 6.3.3-1 長期評価で例示された 15 種類の震源域パターン (地震調査委員会, 2013)

	深さ	推定破壊域					スケーリング関数から推定される $M_w$	
		Z	A	B	C	D		E
東海・南海地域が運動するパターン	浅部							8.8
	中部							
	深部							
	浅部							9.0 <sup>#1</sup>
	中部							
	深部							
	浅部							9.0
	中部							
	深部							
	浅部							9.1 <sup>#2</sup>
	中部							
	深部							
	浅部							8.7
	中部							
	深部							
浅部							8.9	
中部								
深部								
浅部							8.8	
中部								
深部								
浅部							9.0	
中部								
深部								
浅部							8.7	
中部								
深部								
浅部							8.9	
中部								
深部								
浅部							8.4	
中部								
深部								
東海・南海地域の2地震が時間差をおいて発生するパターン	浅部							8.7, 8.3
	中部							
	深部							
	浅部							8.5, 8.3
	中部							
	深部							
浅部							8.7, 8.2	
中部								
深部								
浅部							8.5, 8.2	
中部								
深部								

\*1:内閣府(2011) 強震動計算モデル  
\*2:内閣府(2011) 津波計算モデル

(注) 水色または青色の同色で塗られる一連の領域が、地震を同時に発生させると想定される震源域である。

表 6.3.3-2 長期評価で例示された 15 種類の震源域パターンを構成する 15 種類の震源域

	深さ	震源域					$M_w$	
		Z	A	B	C	D		E
1	浅部							8.8
	中部							
	深部							
2	浅部							9.0
	中部							
	深部							
3	浅部							9.0
	中部							
	深部							
4	浅部							9.1
	中部							
	深部							
5	浅部							8.7
	中部							
	深部							
6	浅部							8.9
	中部							
	深部							
7	浅部							8.8
	中部							
	深部							
8	浅部							9.0
	中部							
	深部							
9	浅部							8.7
	中部							
	深部							
10	浅部							8.9
	中部							
	深部							
11	浅部							8.4
	中部							
	深部							
12	浅部							8.7
	中部							
	深部							
13	浅部							8.3
	中部							
	深部							
14	浅部							8.5
	中部							
	深部							
15	浅部							8.2
	中部							
	深部							

## (1) 震源域の設定

長期評価(地震調査委員会, 2013)では, 図 6.3.3-1 のように南海トラフ沿いで発生するプレート間地震の地震発生領域を, トラフ軸に沿う方向に 6 つ, トラフ軸に直交する方向に 3 つ, 計  $6 \times 3 = 18$  領域に分割し, これらの領域の組合せとして, 震源域を表現している. 本研究資料(第一部付録編)では, 震源域の走向方向および傾斜方向の拡がりに関して次の考え (i)~(iv) を導入し, 地震の多様性をさらに拡張した確率論的津波ハザード評価を行うこととする.

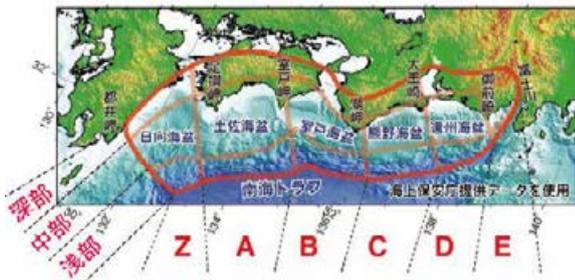


図 6.3.3-1 南海トラフ沿いにおける対象領域区分. 地震調査委員会(2013)に加筆. (図 6.3.2-2 再掲)

- (i) 走向方向について, 長期評価(地震調査委員会, 2013)では Z 領域だけの単独の破壊について評価していないため, 本研究資料(第一部付録編)においても, これを取り扱わないこととする. Z 領域だけの単独の破壊については, 日向灘等の地震活動の長期評価(地震調査委員会, 2004)を踏まえ, 本研究資料(第一部付録編)とは別の確率論的津波ハザード評価において, 日向灘の地震活動の一部として取り扱う予定である.
- (ii) 傾斜方向について, 長期評価(地震調査委員会, 2013)では, 南海トラフ沿いの大地震として深部のみの破壊は起きない, と考えている. 地震調査委員会(2020)は長期評価(地震調査委員会, 2013)の考え方を参考に, 震源域の傾斜方向の拡がり方として, 浅部のみ, 中部のみ, 浅部・中部, 中部・深部の 4 通りを考えている. 本研究資料(第一部付録編)では, 地震調査委員会(2020)の考え方にしたが, 震源域の傾斜方向の拡がり方として, 浅部のみ, 中部のみ, 浅部・中部, 中部・深部の 4 通りを考慮することとする. なお, 本研究資料(第一部本編)では, 震源域の傾斜方向の拡がり方として浅部~深部の領域を含めた 5 通りを考慮しており, 対象と

する領域が異なることに注意されたい. すなわち, 本研究資料(第一部付録編)における確率論的津波ハザード評価は, 本研究資料(第一部本編)における「最大クラスの地震」(走向方向に少なくとも A~D を含む領域かつ傾斜方向に浅部から深部までの領域が連動して破壊する地震)を対象外とした評価である.

- (iii) なお, 震源域の走向方向が E 領域単独かつ傾斜方向が浅部のみの場合, 地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  に関するスケーリング則から算出される  $M_w$  が 6.5 となる. 本研究資料(第一部付録編)で評価対象とする地震規模 ( $M8$  クラス~ $M9$ ) と比べて著しく小さくなるため, 本研究資料(第一部付録編)では評価に含めないこととする.
- (iv) また, 走向方向に少なくとも A~D を含む領域かつ傾斜方向に浅部から深部までの領域が連動して破壊するものを最大クラスの地震と定義する.

以上の条件のもと, 本研究資料(第一部付録編)では表 6.3.3-3 に示す, 合計 79 種類の震源域 ( $M_w$  7.6~9.0) を用いて確率論的津波ハザード評価を行う.

## (2) 大すべり域・超大すべり域の設定

本研究資料(第一部付録編)では, 地震調査委員会(2017)の「波源断層を特性化した津波の予測手法(津波レシピ)」に基づき, 不均質なすべり量分布が津波の発生に与える影響を考慮し, 背景領域に比べてすべり量の大きな領域(大すべり域)を設定する. なお, 本研究資料(第一部付録編)では, 地震調査委員会(2020)の考え方にしたが, 超大すべり域を設定しないこととする. 超大すべり域を考慮して確率論的津波ハザード評価を実施した本研究資料(第一部本編)とは異なることに注意されたい.

大すべり域は, 設定した震源域が南海領域(潮岬以西)あるいは東海領域(潮岬以東)それぞれに限定される場合は走向方向に 1 つ, 震源域が南海領域および東海領域にまたがる場合は 1 つ, もしくは 2 つを設定する. また, 大すべり域の空間分布に関する多様性を考慮し, 大すべり域を走向方向および傾斜方向に対して機械的にハーフピッチでずらして設定する. 機械的に設定した結果を目視で確認し, 傾斜

方向に対して大すべり域の重複率が大きいと判断した場合、重複したモデルの一方を取り除くこととする。このとき、より規模の大きな津波を発生させる傾向にあると考えられる、浅部側に大すべり域を設定したモデルを残すこととする。なお、長期評価(地震調査委員会, 2013)に述べられているように、深部領域は深部低周波地震の発生領域としてトラフ沿いの巨大地震が起きた場合には、この深部領域も引きずられてひずみが解放されることもあり得るとされていることを踏まえ、深部領域に大すべり域を設定しないこととした。

以上の考えに基づき、合計 2,720 種類の波源断層モデル群を設定した。震源域ごとのモデル数および大すべり域の個数で分類したモデル数の内訳を表 6.3.3-3 に示す。

波源断層モデル図の一例を図 6.3.3-2 に示す。同図に示す波源断層モデル群は、表 6.3.3-3 の震源域番号 3 に対応したモデル群である。なお、設定した波源断層モデル群の全リストは巻末資料および DVD 資料の「1. 南海トラフ 波源断層モデルリスト」を参照されたい。また、設定した全波源断層モデルのすべり量分布図(波源断層モデル図)は巻末資料および DVD 資料の「2. 南海トラフ 波源断層モデル図」を参照されたい。

### (3) モデル名称の設定

本研究資料(第一部付録編)では、J-SHIS(防災科学技術研究所, 2011)における「断層形状データ(震源特定: 非矩形)」のファイル命名規約を参考に、各波源断層モデルの名称を以下のように設定する。

NK\_(震源域の位置)\_TYPE2Eh\_30Ln\_(大すべり域の位置)\_02

「NK」は南海トラフを表しており、設定したモデルすべての名称に共通している。

「(震源域の位置)」は震源域の走向方向の領域区分(図 6.3.3-1 参照)を大文字で、傾斜方向を小文字(s: 浅部, m: 中部, d: 深部)で表現する。走向方向に 3 領域以上の拡がりを持つ場合、走向方向の両端の領域名を付す。例として、「Asm」は走向方向に A 領域、傾斜方向に浅部・中部の拡がりを持つ震源域で

あることを表している。

「TYPE2Eh」は「震源が特定できる」非矩形で、かつ大すべり域を機械的にハーフピッチでずらして配置したことを表しており、設定したモデルすべての名称に共通している。

「30Ln」のうち、「30」は大すべり域の面積比が断層全体面積の 30%であることを示しており、設定したモデルすべての名称に共通している。「Ln」は大すべり域が n 個であることを表している。例として、「30L2」は大すべり域を 2 つ有するモデルであることを表している。

「(大すべり域の位置)」は傾斜方向の相対位置を小文字(s: 浅部, m: 中部, d: 深部)で、走向方向の相対位置を西から順に数字 1, 2, ..., N で表現する。ただし、大すべり域が傾斜方向に大きいため動かす余地がない場合には「a」と表現する。大すべり域を 2 つ有するモデルの場合、アンダースコアを用いてそれぞれの位置を西から順に表現する。例として、「s1\_m2」は西側の大すべり域の相対位置は傾斜方向が浅部、走向方向が西から 1 番目であることを表し、東側の大すべり域の相対位置は傾斜方向が中部、走向方向が西から 2 番目であることを表している。ただし、2 つの大すべり域が接している場合、アンダースコアを用いない。例として、「m2m1」は西側の大すべり域の相対位置は傾斜方向が中部、走向方向が西から 2 番目であり、東側の大すべり域の相対位置は傾斜方向が中部、走向方向が西から 1 番目であるとともに、2 つの大すべり域が接していることを表している。

「02」は作業上のバージョン番号を表しており、設定したモデルすべての名称に共通している。

表 6.3.3-3 対象とする震源域(79 種類)および設定した波源断層モデル数の内訳(1/4)

	深さ	震源域						$M_w$	設定した波源断層 モデルの数	波源断層モデル数の内訳 (大すべり域の個数で分類)	
		Z	A	B	C	D	E			大すべり域：2個	大すべり域：1個
1	浅部							8.8	150	135	15
	中部										
	深部										
2	浅部							9.0	20	15	5
	中部										
	深部										
3	浅部							9.0	86	72	14
	中部										
	深部										
4	浅部							8.7	150	135	15
	中部										
	深部										
5	浅部							8.9	86	72	14
	中部										
	深部										
6	浅部							8.8	150	135	15
	中部										
	深部										
7	浅部							9.0	86	72	14
	中部										
	深部										
8	浅部							8.7	151	135	16
	中部										
	深部										
9	浅部							8.9	86	72	14
	中部										
	深部										
10	浅部							8.4	42	35	7
	中部										
	深部										
11	浅部							8.6	12	0	12
	中部										
	深部										
12	浅部							8.3	12	0	12
	中部										
	深部										
13	浅部							8.5	12	0	12
	中部										
	深部										
14	浅部							8.2	12	0	12
	中部										
	深部										
15	浅部							9.0	28	22	6
	中部										
	深部										
16	浅部							8.9	40	33	7
	中部										
	深部										
17	浅部							8.7	113	99	14
	中部										
	深部										
18	浅部							8.5	114	99	15
	中部										
	深部										
19	浅部							8.9	28	21	7
	中部										
	深部										
20	浅部							8.9	58	48	10
	中部										
	深部										

(注) 地震規模  $M_w$  は地震調査委員会(2020)の地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  の関係式を用いて計算した値

表 6.3.3-3 対象とする震源域(79 種類)および設定した波源断層モデル数の内訳(2/4)

	深さ	震源域						$M_w$	設定した波源断層 モデルの数	波源断層モデル数の内訳 (大すべり域の個数で分類)	
		Z	A	B	C	D	E			大すべり域：2個	大すべり域：1個
21	浅部							8.7	28	21	7
	中部										
	深部										
22	浅部							8.9	59	46	13
	中部										
	深部										
23	浅部							8.7	66	46	20
	中部										
	深部										
24	浅部							8.6	113	99	14
	中部										
	深部										
25	浅部							8.5	114	99	15
	中部										
	深部										
26	浅部							8.8	4	0	4
	中部										
	深部										
27	浅部							8.8	58	45	13
	中部										
	深部										
28	浅部							8.7	40	30	10
	中部										
	深部										
29	浅部							8.5	4	0	4
	中部										
	深部										
30	浅部							8.8	9	0	9
	中部										
	深部										
31	浅部							8.8	66	46	20
	中部										
	深部										
32	浅部							8.7	66	47	19
	中部										
	深部										
33	浅部							8.5	9	0	9
	中部										
	深部										
34	浅部							8.5	12	0	12
	中部										
	深部										
35	浅部							8.3	86	72	14
	中部										
	深部										
36	浅部							8.1	9	0	9
	中部										
	深部										
37	浅部							8.7	9	0	9
	中部										
	深部										
38	浅部							8.7	9	0	9
	中部										
	深部										
39	浅部							8.5	39	27	12
	中部										
	深部										
40	浅部							8.4	6	0	6
	中部										
	深部										

(注) 地震規模  $M_w$  は地震調査委員会(2020)の地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  の関係式を用いて計算した値

表 6.3.3-3 対象とする震源域(79 種類)および設定した波源断層モデル数の内訳(3/4)

	深さ	震源域						$M_w$	設定した波源断層モデルの数	波源断層モデル数の内訳 (大すべり域の個数で分類)	
		Z	A	B	C	D	E			大すべり域：2個	大すべり域：1個
41	浅部							8.3	6	0	6
	中部										
	深部										
42	浅部							8.6	9	0	9
	中部										
	深部										
43	浅部							8.7	9	0	9
	中部										
	深部										
44	浅部							8.5	45	29	16
	中部										
	深部										
45	浅部							8.5	9	0	9
	中部										
	深部										
46	浅部							8.3	6	0	6
	中部										
	深部										
47	浅部							8.3	6	0	6
	中部										
	深部										
48	浅部							8.1	9	0	9
	中部										
	深部										
49	浅部							7.9	9	0	9
	中部										
	深部										
50	浅部							8.0	6	0	6
	中部										
	深部										
51	浅部							7.7	6	0	6
	中部										
	深部										
52	浅部							8.5	6	0	6
	中部										
	深部										
53	浅部							8.3	6	0	6
	中部										
	深部										
54	浅部							8.1	6	0	6
	中部										
	深部										
55	浅部							8.1	6	0	6
	中部										
	深部										
56	浅部							7.8	3	0	3
	中部										
	深部										
57	浅部							8.5	6	0	6
	中部										
	深部										
58	浅部							8.3	6	0	6
	中部										
	深部										
59	浅部							8.2	6	0	6
	中部										
	深部										
60	浅部							8.1	6	0	6
	中部										
	深部										

(注) 地震規模  $M_w$  は地震調査委員会(2020)の地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  の関係式を用いて計算した値

表 6.3.3-3 対象とする震源域(79 種類)および設定した波源断層モデル数の内訳(4/4)

	深さ	震源域						$M_w$	設定した波源断層 モデルの数	波源断層モデル数の内訳 (大すべり域の個数で分類)	
		Z	A	B	C	D	E			大すべり域：2個	大すべり域：1個
61	浅部							7.7	6	0	6
	中部										
	深部										
62	浅部							8.5	42	35	7
	中部										
	深部										
63	浅部							8.4	42	35	7
	中部										
	深部										
64	浅部							8.5	42	35	7
	中部										
	深部										
65	浅部							8.3	6	0	6
	中部										
	深部										
66	浅部							8.0	6	0	6
	中部										
	深部										
67	浅部							8.2	6	0	6
	中部										
	深部										
68	浅部							8.0	6	0	6
	中部										
	深部										
69	浅部							8.4	24	17	7
	中部										
	深部										
70	浅部							8.2	30	23	7
	中部										
	深部										
71	浅部							8.3	24	17	7
	中部										
	深部										
72	浅部							8.2	30	23	7
	中部										
	深部										
73	浅部							8.1	6	0	6
	中部										
	深部										
74	浅部							8.1	18	11	7
	中部										
	深部										
75	浅部							7.7	4	0	4
	中部										
	深部										
76	浅部							7.9	4	0	4
	中部										
	深部										
77	浅部							7.8	4	0	4
	中部										
	深部										
78	浅部							7.8	3	0	3
	中部										
	深部										
79	浅部							7.6	4	0	4
	中部										
	深部										

(注) 地震規模  $M_w$  は地震調査委員会(2020)の地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  の関係式を用いて計算した値

6.3 南海トラフ沿いで設定したプレート間地震の波源断層モデル群

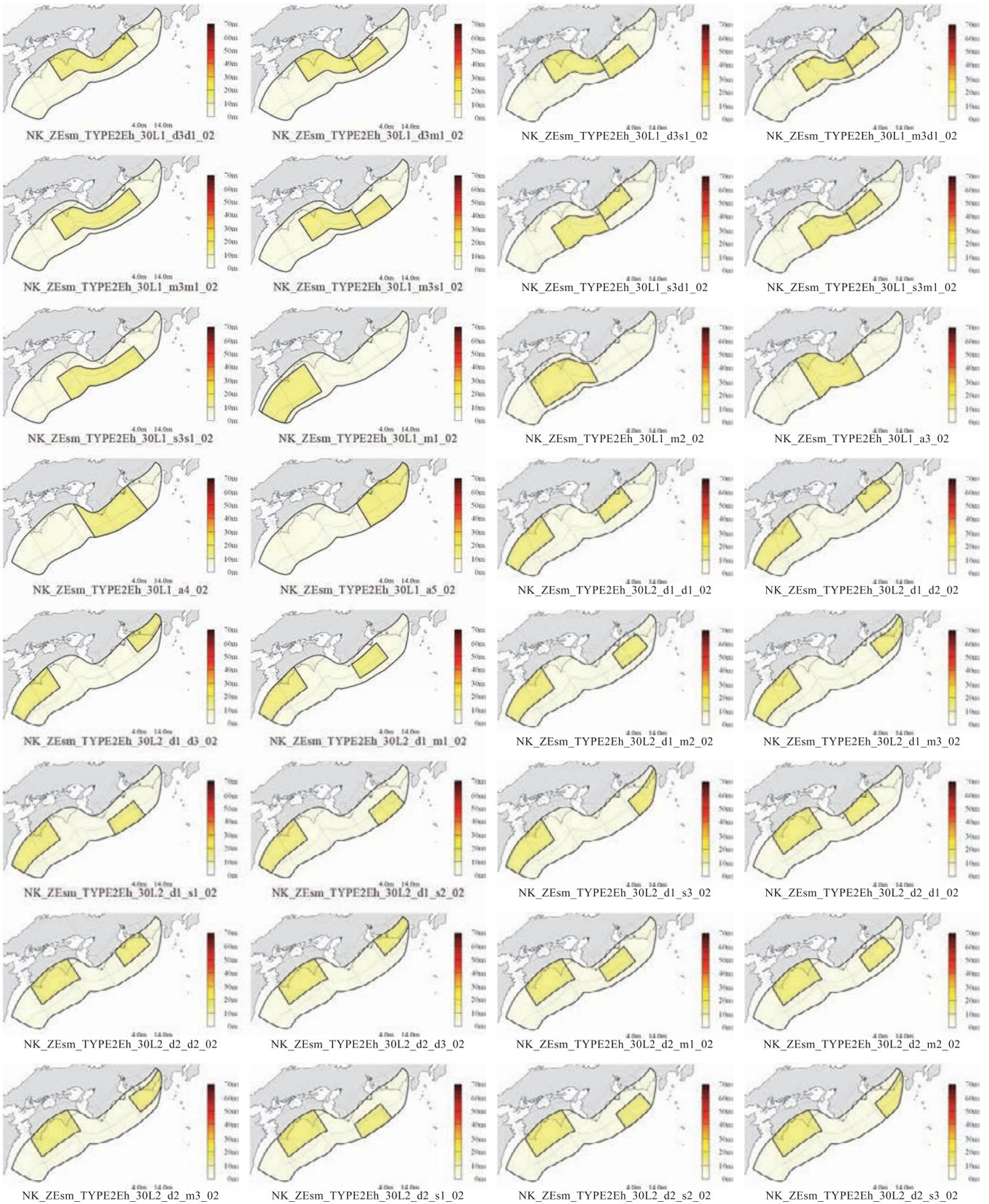


図 6.3.3-2 波源断層モデル図の一例(凡例はすべり量 (m) を示す, 震源域番号: 3, 震源域の位置: ZEsm) (1/3)

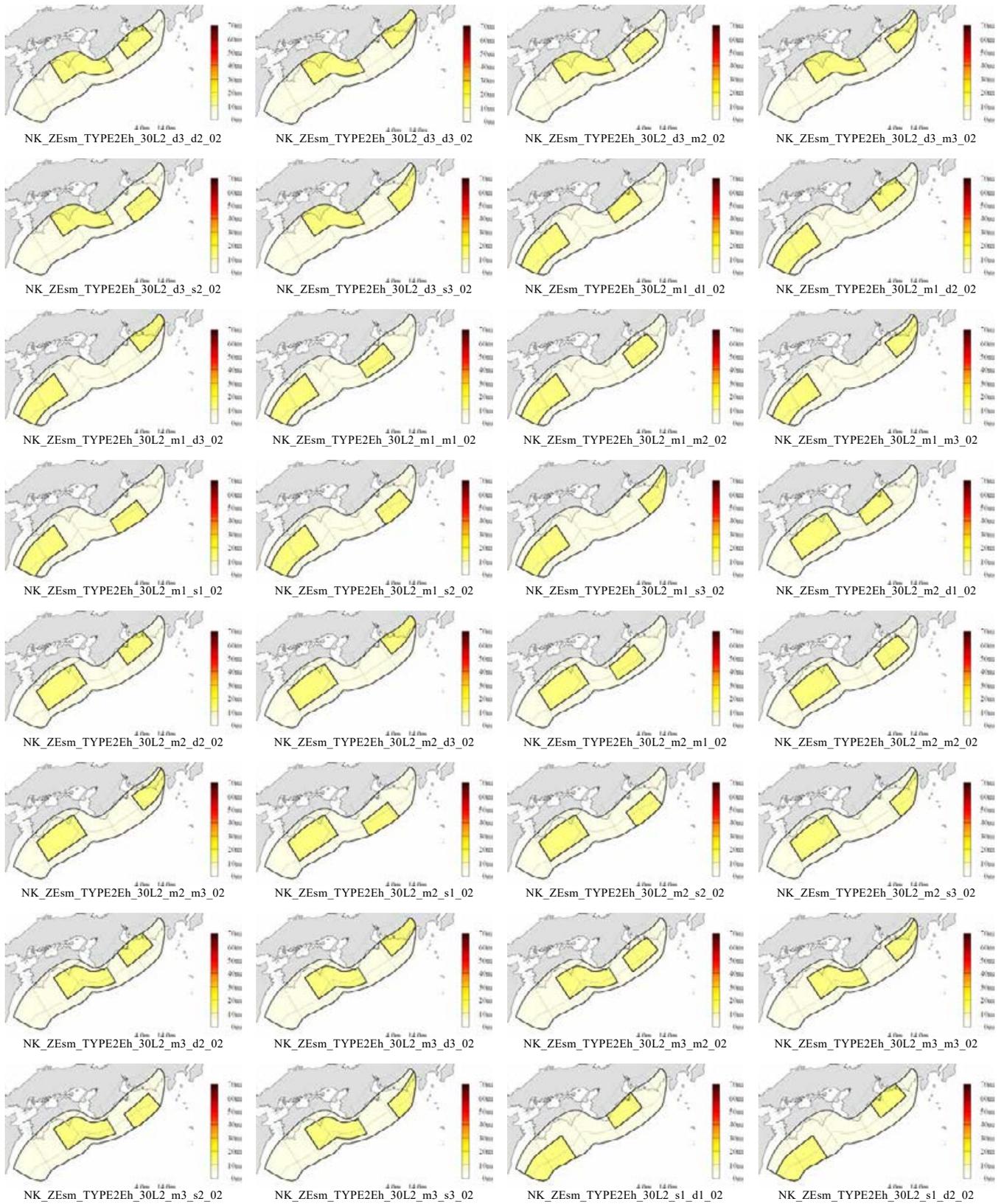


図 6.3.3-2 波源断層モデル図の一例(凡例はすべり量 (m) を示す, 震源域番号: 3, 震源域の位置: ZEsm) (2/3)

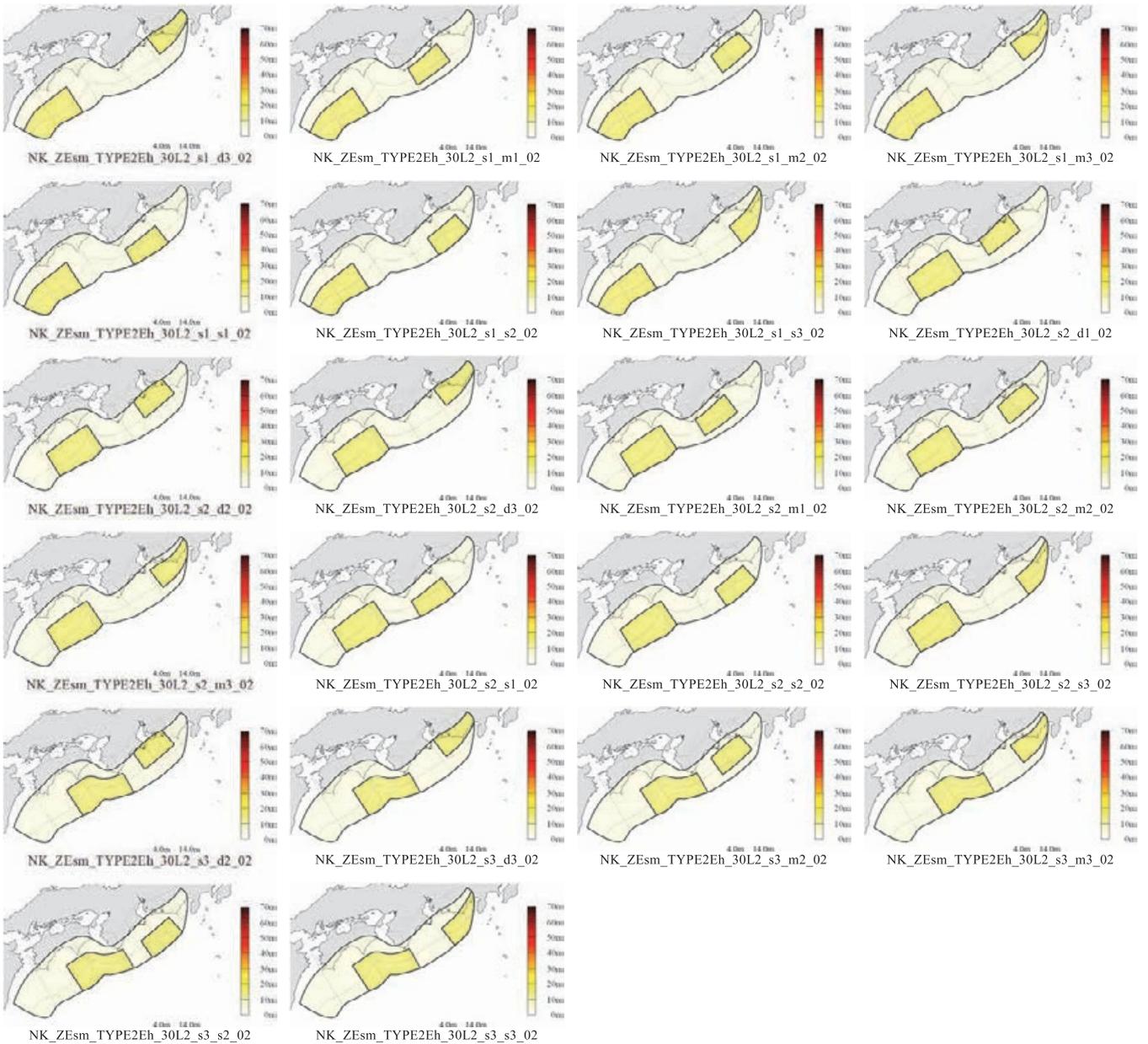


図 6.3.3-2 波源断層モデル図の一例(凡例はすべり量 (m) を示す, 震源域番号: 3, 震源域の位置: ZEsm) (3/3)

## 6 章の参考文献

- 1) Baba, T., Y. Tanioka, P. R. Cummins, and K. Uhira (2002): The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **132**, 59-73.
- 2) Baba, T., P. R. Cummins, T. Hori, and Y. Kaneda (2006) : High precision slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake inferred from tsunami waveforms: Possible slip on a splay fault, *Tectonophys.*, **426**, 119-134.
- 3) Bilek, S. L. and T. Lay (1999): Rigidity variations with depth along interplate megathrust faults in subduction zones, *Nature*, **400**, 443-446.
- 4) 防災科学技術研究所 (2011) : J-SHIS 地震ハザードステーション, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/> (2019 年 4 月 11 日参照).
- 5) 土木学会原子力土木委員会津波評価部会 (2002) : 原子力発電所の津波評価技術 付属編, 212pp.
- 6) Dziewonski, A. M. and D. L. Anderson (1981): Preliminary reference earth model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 297-356.
- 7) Eshelby, J. D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society*, A241, 376-396.
- 8) Fujii, Y. and K. Satake (2007): Tsunami Source of the 2004 Sumatra–Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, 1A, S192-S207.
- 9) Fujii, Y. and K. Satake (2011): Tsunami Source of the Off Tohoku-Pacific Earthquake on March 11, 2011 (Tentative Result, Ver. 4.2 and Ver. 4.6), [http://iisee.kenken.go.jp/staff/fujii/OffTohokuPacific2011/tsunami\\_inv\\_ver4.2and4.6.html](http://iisee.kenken.go.jp/staff/fujii/OffTohokuPacific2011/tsunami_inv_ver4.2and4.6.html) (2019 年 4 月 18 日参照).
- 10) Fujii, Y. and K. Satake (2012 a): Tsunami Source Models of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (Ver. 6.2, Ver. 7.0 and Ver. 8.0), [http://iisee.kenken.go.jp/staff/fujii/OffTohokuPacific2011/tsunami\\_inv.html](http://iisee.kenken.go.jp/staff/fujii/OffTohokuPacific2011/tsunami_inv.html) (2019 年 4 月 18 日参照).
- 11) Fujii, Y. and K. Satake (2012 b) : Slip distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data, *Pure Appl. Geophys.*, **170**, 9-10, 1493–1509.
- 12) 藤原広行・平田賢治・中村洋光・長田正樹・森川信之・河合伸一・大角恒雄・青井真・松山尚典・遠山信彦・鬼頭直・村嶋陽一・村田泰洋・井上拓也・斎藤龍・秋山伸一・是永眞理子・阿部雄太・橋本紀彦 (2015) : 日本海溝に発生する地震による確率論的津波ハザード評価の手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第 400 号, 216pp.
- 13) Geist, E. L. and S. L. Bilek (2001): Effect of depth-dependent shear modulus on tsunami generation along subduction zones, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1315-1318.
- 14) Gusman, A. R., Y. Tanioka, S. Sakai, and H. Tsushima (2012): Source model of the great 2011 Tohoku earthquake estimated from tsunami waveforms and crustal deformation data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 341-344, 234-242.
- 15) Imamura F., Yalciner A. C., and Ozyurt G. (2006) : TSUNAMI MODELLING MANUAL (TUNAMI model), <http://www.tsunami.civil.tohoku.ac.jp/hokusai3/J/projects/manual-ver-3.1.pdf> (2019 年 9 月 5 日参照).
- 16) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) : 日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価.
- 17) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2011) : 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版).
- 18) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2012) : 「長周期地震動予測地図」2012 年試作版 付録 2. 全国 1 次地下構造モデル(暫定版).
- 19) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2013) : 南海トラフの地震活動の長期評価(第二版).
- 20) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) : 波源断層を特性化した津波の予測手法(津波レシピ).
- 21) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2020) : 南海トラフ沿いで発生する大地震の確率論的津波評価.
- 22) 地震予知総合研究振興会 サイスマテクトニクス研究会 震源特性部会 編 (2005) : 日本の不均質断層パラメーター・カタログ[第 2 期] (1944 ~ 2003), 336pp.

- 23) Johnson, J. M. and K. Satake (1999) : Asperity Distribution of the 1952 Great Kamchatka Earthquake and its Relation to Future Earthquake Potential in Kamchatka, *Pure Appl. Geophys.*, **154**, 541-553.
- 24) Johnson, J. M., K. Satake, S. R. Holdahl, and J. Sauber (1996): The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, *J. Geophys. Res.*, **101**, B1, 523-532.
- 25) Kanamori, H. (1970) : Velocity and Q of mantle waves, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **2**, 259-275.
- 26) Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975): THEORETICAL BASIS OF SOME EMPIRICAL RELATIONS IN SEISMOLOGY, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 5, 1073-1095.
- 27) Kato, T. and M. Ando (1997): Source mechanisms of the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes: Spatial heterogeneity of rise times, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 16, 2055- 2058.
- 28) Kennett, B. L. N. (2005): Seismological Tables: ak135, Research School of Earth Sciences, The Australian National University.
- 29) Kennett, B. L. N. and E. R. Engdahl (1991) : Travel times for global earthquake location and phase identification, *Geophys. J. Int.*, **105**, 429-465.
- 30) Lorito, S., F. Romano, S. Atzori, X. Tong, A. Avallone, J. McCloskey, M. Cocco, E. Boschi, and A. Piatanesi (2011) : Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake, *Nature Geoscience*, **4**, 173-177.
- 31) 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.
- 32) Murotani, S., H. Miyake, and K. Koketsu (2008): Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, **60**, 987-991.
- 33) Murotani, S., K. Satake, and Y. Fujii (2013): Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M<sub>w</sub>9 subduction - zone earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 19, 5070-5074.
- 34) 内閣府 (2012) : 南海トラフの巨大地震モデル検討会第 12 回会合 平成 23 年 (2011 年) 東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルについて, [http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/12/pdf/sub\\_1.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/12/pdf/sub_1.pdf) (2019 年 4 月 11 日参照).
- 35) National Oceanic and Atmospheric Administration: NGDC/WDS Global Historical Tsunami Database, [https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu\\_db.shtml](https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml) (2019 年 10 月 26 日参照).
- 36) Okada, Y. (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.
- 37) Romano, F., A. Piatanesi, S. Lorito, N. D' Agostino, K. Hirata, S. Atzori, Y. Yamazaki, and M. Cocco (2012): Clues from joint inversion of tsunami and geodetic data of the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Scientific reports*, **2**, 385.
- 38) Satake, K., K. Hirata, S. Yamaki, and Y. Tanioka (2006): Re-estimation of tsunami source of the 1952 Tokachi-oki earthquake. *Earth Planets Space*, **58**, 535-542.
- 39) Satake K., Y. Fujii, T. Harada, and Y. Namegaya (2013): Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **103**, 2B, 1473-1492.
- 40) 佐藤良輔 編著 (1989) : 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, 390pp.
- 41) 瀬野徹三 (1996) : 公開講義 (1) プレートテクトニクスと日本列島付近の地震, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/KOHO/KOHO/backnumber/14/14-1.html> (2019 年 4 月 12 日参照).
- 42) 門廻充侍 (2017) : 海洋レーダ等による観測データを活用した津波波源および伝播過程の検知に関する研究, 関西大学, 博士論文.
- 43) 杉野英治・呉長江・是永真理子・根本信・岩渕洋子・蛭沢勝三 (2013) : 原子力サイトにおける 2011 東北地震津波の検証, *日本地震工学会論文集*, **13** (2), 2-21.
- 44) 杉野英治, 岩渕洋子, 橋本紀彦, 松末和之, 蛭澤勝三, 亀田弘行, 今村文彦 (2014) : プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案, *日本地震工学会論文集*, **14** (5), 1-18.
- 45) Tanioka, Y. and K. Satake (2001a) : Detailed

- coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 6, 1075-1078.
- 46) Tanioka, Y. and K. Satake (2001b) : Coseismic slip distribution of the 1946 Nankai earthquake and aseismic slips caused by the earthquake, *Earth Planets Space*, **53**, 235–241.
- 47) 谷岡勇市郎・平田賢治・日野亮太・金沢敏彦 (2004) : 津波波形から推定した詳細な 2003 年十勝沖地震のすべり量分布. *地震*, **57**, 75-81.
- 48) Yamanaka, Y. and K. Shimazaki (1990): Scaling Relationship between the Number of Aftershocks and the Size of the Main Shock. *J. Phys. Earth*, **38**, 305-324.

### 7. 確率論的津波ハザード評価のための津波伝播遡上計算

本章では、確率論的津波ハザード評価 (Probabilistic Tsunami Hazard Assessment) (今後、PTHA と略) を行うための津波伝播遡上計算に関する、地形モデル、計算手法、計算結果等について説明する。

津波計算の流れを図 7-1 に示す。PTHA においては、波源域から沿岸までの津波伝播遡上計算を行うことにより、海岸の津波高さを算出した。

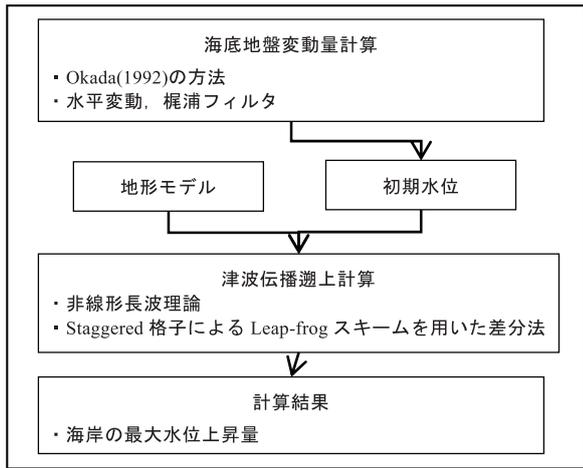


図 7-1 津波計算の流れ

#### 7.1 地形モデル

本節では、PTHA のために実施する津波伝播遡上計算で用いる地形モデルの作成手順と作成した地形モデルについて述べる。

##### 7.1.1 地形モデルの作成手順

###### (1) 基礎データの収集

地形モデルの作成に必要な標高・水深値の基礎データを表 7.1.1-1 に示したデータソースから収集した。公表されているデータソースを利用することを基本としたため、対象海域によって収集期間やデータソースは異なっている。

表 7.1.1-1 地形モデルの作成で利用した基礎データのデータソース

刊行者	刊行物	刊行年	対象計算領域
内閣府	南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告)	2012	UTM53 帯 (表 7.1.1-2 に示した計算領域)
内閣府	日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会による地形データ (未公表)		UTM54 帯 (表 7.1.1-3 に示した計算領域)
イギリス海洋データセンター (BODC)	GEBCO 2014 Grid	2014	UTM53 帯, UTM54 帯の 1350m 格子領域の一部

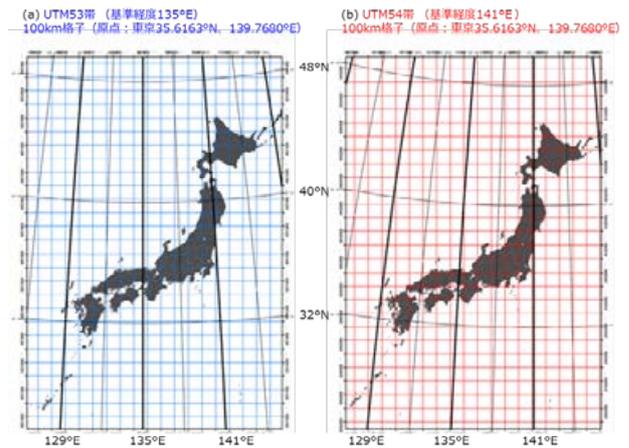


図 7.1.1-1 UTM 座標系 (a) 53 帯および (b) 54 帯

また、南西諸島や小笠原諸島などの遠洋まで 1,350 m 格子領域を設定する際にデータが不足するため、Gebco (British Oceanographic Data Centre, BODC ; [https://www.gebco.net/news\\_and\\_media/gebco\\_2014\\_grid.html](https://www.gebco.net/news_and_media/gebco_2014_grid.html)) (表 7.1.1-1) を利用した。

###### (2) 座標系の選択

津波伝播遡上計算に用いる座標系については、近地津波を対象とする場合には投影座標系を、計算範囲の広がる遠地津波を対象とする場合には地理座標系を選択することが一般的である。本検討では近地津波を対象とするため、投影座標系である UTM 座標系を採用し、利根川以南に対しては UTM53 帯、利根川以北に対しては UTM54 帯を採用した (図 7.1.1-1)。それぞれの座標帯の原点 (基準) は UTM53 帯は北緯 0 度、東経 135 度、UTM54 帯は北緯 0 度、東経 141 度である。座標値はこれらの基準から北方向および東方向にメートル単位で増加するが、便宜上、東方向の座標値には擬東経 +500,000 m を与えている。測地基準については世界測地系を採用した。投影座標系で表現される空間の歪みは、基準経度から東西に離れた地点ほど大きくなる。

### (3) 計算格子サイズの設定

本 PTHA においては、陸域の浸水深は検討の対象外であるため、地形モデルに構造物や河川などの詳細な地形を反映させないこととした。また、数千個の特性化波源断層モデル（これ以降、波源断層モデルと呼ぶ）に対する津波伝播遡上計算を適正な計算量で実施する必要性も考慮して、本検討では、沿岸域に 50 m の最小計算格子を設定した。

海岸から遠く離れた外洋においては、計算格子サイズを 1,350 m とした。なお、1,350 m 格子領域の領域境界で生じるわずかな反射の影響を可能な限り排除するため、波源断層モデルの位置と 1,350 m 計算格子領域の領域境界が近づきすぎないように留意した。

外洋から海岸までの津波高さを一括して計算するため、計算格子領域の格子サイズを外洋から海岸まで 1,350 m, 450 m, 150 m, 50 m の順に 3 : 1 の比率で細分化し接続(ネスティング)した。

### (4) 標高・水深値の変換

地形モデルの標高・水深値は基礎データの標高・水深データから線形補間によって求めた。補間法は 2.2.2 項に記した通り、変換先の座標空間を基礎データの標高・水深値に基づき不規則三角網 (TIN : Triangulated Irregular Network) で分割し、変換先の座標系での各計算格子中心に対応する標高・水深値を、分割した不規則三角網間の線形補間(内挿)によって求める方法とした。

### (5) 地形モデルの作成

地形モデルは計算格子サイズが 1,350 m, 450 m, 150 m, 50 m の 4 種類の計算格子領域毎に作成した。本検討では、PTHA のため、50 m 計算格子領域を広い範囲の海岸に敷き詰めて配置することとした。

海岸の地形モデルの作成範囲は、五島列島、長崎県平戸市から鹿児島県までの九州西岸、鹿児島県から茨城県までの太平洋岸、瀬戸内、伊豆諸島および小笠原諸島である。

作成した地形モデルの諸元を表 7.1.1-2、表 7.1.1-3 に示す。表中には差分スキームの安定条件 (C.F.L 条件) を満たすための計算時間間隔  $\Delta t$  を参考として掲載した。この値は各領域の最大水深  $h_{max}$ 、計算格子サイズ  $\Delta x$  に基づき次式で見積もられる。

$$\Delta t \leq \Delta x / \sqrt{2gh_{max}} \quad (7.1.1-1)$$

ここで、 $g$  は重力加速度である。なお、実際の計算の際には、数値誤差や現象の非線形性が介在するため、計算時間間隔を表中に示した値より小さく設定している。地形モデルの作成結果は 7.1.2 項で示す。

表 7.1.1-2 UTM53 帯の地形モデルの諸元(1/3)

領域番号	格子数 東方向	格子数 北方向	格子サイズ (m)	南西端座標 東方向(m)	南西端座標 北方向(m)	最大水深 (m)	安定条件△ t (s)
1350-001	2,000	1,200	1,350	-945,000	2,530,000	9,793	3.08
0450-005	450	540	450	-54,000	3,245,500	3,944	1.62
0450-006	570	480	450	-135,000	3,529,000	838	3.51
0450-007	600	540	450	-27,000	3,421,000	2,954	1.87
0450-008	1,050	630	450	108,000	3,596,500	4,811	1.47
0450-009	630	600	450	526,500	3,677,500	4,201	1.57
0450-010	510	570	450	756,000	3,731,500	3,890	1.63
0450-011	330	600	450	918,000	3,853,000	5,026	1.43
0450-012	180	330	450	904,500	3,569,500	2,000	2.27
0450-013	180	390	450	1,174,500	2,935,000	3,803	1.65
0450-014	180	420	450	1,093,500	2,678,500	3,249	1.78
0150-012	930	600	150	4,500	3,340,000	2,301	0.71
0150-013	960	810	150	-117,000	3,605,500	405	1.68
0150-014	780	720	150	-13,500	3,547,000	712	1.27
0150-015	600	660	150	-18,000	3,470,500	734	1.25
0150-016	810	690	150	27,000	3,425,500	407	1.68
0150-017	540	690	150	108,000	3,452,500	1,157	1.00
0150-018	480	630	150	153,000	3,538,000	1,327	0.93
0150-019	870	660	150	162,000	3,614,500	617	1.36
0150-020	690	660	150	252,000	3,610,000	934	1.11
0150-021	780	420	150	324,000	3,664,000	1,207	0.98
0150-022	840	690	150	423,000	3,695,500	1,631	0.84
0150-023	600	570	150	535,500	3,686,500	2,070	0.74
0150-024	600	420	150	598,500	3,754,000	1,941	0.77
0150-025	690	870	150	625,500	3,803,500	990	1.08
0150-026	720	420	150	675,000	3,808,000	1,131	1.01
0150-027	780	690	150	769,500	3,812,500	2,801	0.64
0150-028	480	660	150	855,000	3,826,000	2,162	0.73
0150-029	450	750	150	909,000	3,862,000	2,872	0.63
0150-030	630	690	150	949,500	3,875,500	2,450	0.68
0150-031	480	570	150	981,000	3,952,000	789	1.21
0150-032	480	600	150	981,000	4,024,000	793	1.20
0150-033	450	600	150	868,500	3,745,000	1,799	0.80
0150-034	330	720	150	922,500	3,587,500	1,542	0.86
0150-035	330	990	150	1,188,000	2,944,000	3,351	0.59
0150-036	300	690	150	1,116,000	2,737,000	2,928	0.63
0150-037	870	750	150	162,000	3,677,500	461	1.58
0150-038	750	750	150	112,500	3,677,500	461	1.58
0150-039	810	690	150	211,500	3,718,000	171	2.59
0150-040	690	630	150	297,000	3,745,000	161	2.67
0150-041	870	600	150	382,500	3,772,000	211	2.33
0150-042	750	660	150	459,000	3,772,000	211	2.33
0050-025	1,260	840	50	28,500	3,346,000	651	0.44
0050-026	780	1,290	50	93,000	3,358,000	1,499	0.29
0050-027	660	510	50	40,500	3,401,500	581	0.47

表 7.1.1-2 UTM53 帯の地形モデルの諸元(2/3)

領域番号	格子数 東方向	格子数 北方向	格子サイズ (m)	南西端座標 東方向(m)	南西端座標 北方向(m)	最大水深 (m)	安定条件△ t (s)
0050-028	360	360	50	7,500	3,410,500	441	0.54
0050-029	990	930	50	-106,500	3,613,000	245	0.72
0050-030	810	1,290	50	-72,000	3,640,000	144	0.94
0050-031	840	750	50	-34,500	3,679,000	107	1.09
0050-032	1,050	870	50	-34,500	3,641,500	110	1.08
0050-033	660	840	50	-4,500	3,605,500	99	1.13
0050-034	1,020	630	50	22,500	3,611,500	156	0.90
0050-035	750	1,230	50	19,500	3,553,000	127	1.00
0050-036	450	930	50	34,500	3,512,500	94	1.16
0050-037	720	780	50	28,500	3,479,500	191	0.82
0050-038	900	870	50	-13,500	3,502,000	719	0.42
0050-039	900	750	50	31,500	3,446,500	358	0.60
0050-040	840	1,260	50	67,500	3,461,500	237	0.73
0050-041	1,260	720	50	73,500	3,428,500	267	0.69
0050-042	780	690	50	112,500	3,461,500	138	0.96
0050-043	600	870	50	148,500	3,467,500	604	0.46
0050-044	660	870	50	148,500	3,508,000	130	0.99
0050-045	750	900	50	160,500	3,542,500	651	0.44
0050-046	930	870	50	172,500	3,584,500	873	0.38
0050-047	810	990	50	193,500	3,625,000	238	0.73
0050-048	1,080	750	50	166,500	3,671,500	461	0.53
0050-049	1,260	630	50	217,500	3,671,500	461	0.53
0050-050	840	690	50	238,500	3,650,500	141	0.95
0050-051	840	780	50	256,500	3,614,500	541	0.49
0050-052	750	930	50	295,500	3,614,500	660	0.44
0050-053	720	930	50	313,500	3,658,000	175	0.85
0050-054	1,050	780	50	343,500	3,685,000	441	0.54
0050-055	840	1,020	50	393,000	3,668,500	1,122	0.34
0050-056	1,080	780	50	424,500	3,701,500	1,093	0.34
0050-057	1,080	1,170	50	438,000	3,737,500	211	0.78
0050-058	750	1,140	50	489,000	3,740,500	191	0.82
0050-059	840	690	50	502,500	3,709,000	1,476	0.29
0050-060	1,140	720	50	541,500	3,692,500	1,756	0.27
0050-061	870	810	50	579,000	3,725,500	1,995	0.25
0050-062	990	780	50	601,500	3,763,000	1,222	0.32
0050-063	750	600	50	648,000	3,779,500	1,209	0.32
0050-064	1,260	870	50	628,500	3,806,500	111	1.07
0050-065	1,140	1,680	50	628,500	3,847,000	38	1.82
0050-066	1,020	1,020	50	672,000	3,833,500	46	1.66
0050-067	990	630	50	678,000	3,817,000	199	0.80
0050-068	1,080	660	50	724,500	3,826,000	656	0.44
0050-069	780	1,020	50	775,500	3,817,000	1,301	0.31
0050-070	1,350	750	50	796,500	3,865,000	1,616	0.28
0050-071	900	780	50	837,000	3,829,000	1,233	0.32

表 7.1.1-2 UTM53 帯の地形モデルの諸元(3/3)

領域番号	格子数 東方向	格子数 北方向	格子サイズ (m)	南西端座標 東方向(m)	南西端座標 北方向(m)	最大水深 (m)	安定条件△ t (s)
0050-072	450	480	50	892,500	3,839,500	1,781	0.27
0050-073	510	720	50	862,500	3,865,000	1,356	0.31
0050-074	1,110	510	50	870,000	3,898,000	1,283	0.32
0050-075	810	780	50	915,000	3,892,000	696	0.43
0050-076	1,170	870	50	915,000	3,928,000	42	1.74
0050-077	930	600	50	925,500	3,865,000	2,628	0.22
0050-078	990	780	50	957,000	3,892,000	551	0.48
0050-079	780	660	50	981,000	3,928,000	79	1.27
0050-080	1,020	840	50	994,500	3,958,000	355	0.60
0050-081	780	660	50	994,500	3,997,000	340	0.61
0050-082	780	930	50	987,000	4,027,000	139	0.96
0050-083	810	810	50	999,000	4,070,500	150	0.92
0050-084	660	990	50	871,500	3,784,000	793	0.40
0050-085	540	870	50	907,500	3,746,500	1,711	0.27
0050-086	660	600	50	930,000	3,658,000	1,069	0.35
0050-087	330	330	50	940,500	3,592,000	1,472	0.29
0050-088	660	690	50	1,198,500	3,001,000	1,598	0.28
0050-089	600	720	50	1,201,500	2,948,500	2,076	0.25
0050-090	480	480	50	1,128,000	2,744,500	1,724	0.27
0050-091	1,470	810	50	210,000	3,688,000	461	0.53
0050-092	990	780	50	156,000	3,703,000	60	1.46
0050-093	960	1,380	50	115,500	3,713,500	49	1.61
0050-094	1,260	720	50	160,500	3,746,500	54	1.54
0050-095	1,050	810	50	213,000	3,730,000	140	0.96
0050-096	1,620	990	50	232,500	3,766,000	154	0.91
0050-097	960	900	50	262,500	3,725,500	181	0.84
0050-098	1,050	1,410	50	300,000	3,748,000	162	0.89
0050-099	1,080	1,560	50	345,000	3,752,500	96	1.15
0050-100	1,170	1,440	50	388,500	3,779,500	96	1.15
0050-101	1,320	900	50	442,500	3,815,500	148	0.93
0050-102	1,050	960	50	442,500	3,775,000	211	0.78
0050-103	1,680	1,560	50	484,500	3,787,000	191	0.82

表 7.1.1-3 UTM54 帯の地形モデルの諸元

領域番号	格子数 東方向	格子数 北方向	格子サイズ (m)	南西端座標 東方向(m)	南西端座標 北方向(m)	最大水深 (m)	安定条件△ t (s)
1350-007	2,014	1,398	1,350	1,587,600	2,484,000	9,853	3.07
0450-003	456	978	450	426,600	3,852,900	8,585	1.10
0150-007	462	1,062	150	441,900	3,935,700	718	1.26
0150-008	486	696	150	462,150	4,057,650	577	1.41
0050-014	714	942	50	456,450	3,953,100	209	0.78
0050-015	720	1,188	50	442,350	3,998,100	64	1.41
0050-016	576	726	50	456,450	4,044,000	90	1.19
0050-017	534	750	50	476,250	4,078,050	111	1.07

7.1.2 南海トラフ沿いの地震による津波伝播シミュレーションに用いる地形モデル

表 7.1.1-2 に示した UTM53 帯の 1,350 m, 450 m, 150 m, 50 m 計算格子領域の位置をそれぞれ図

7.1.2-1, 図 7.1.2-2, 図 7.1.2-3, 図 7.1.2-4 に示す。また, 表 7.1.1-3 に示した UTM54 帯の 1,350 m, 450 m, 150 m, 50 m 計算格子領域の位置を図 7.1.2-5, 図 7.1.2-6 に示す。

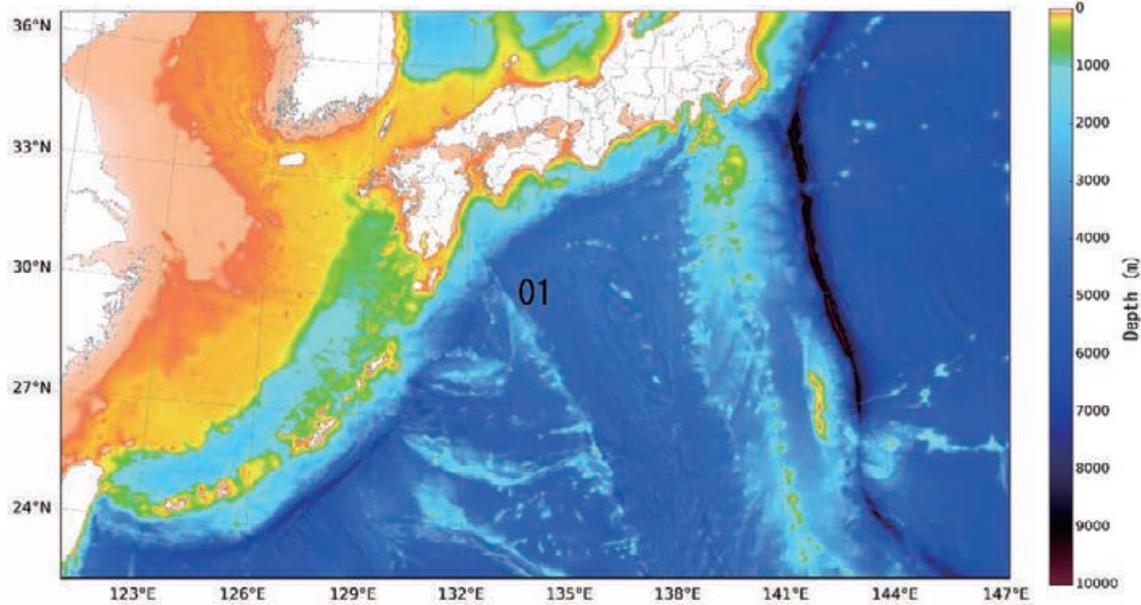


図 7.1.2-1 UTM53 帯の 1,350 m 計算格子領域位置図(表 7.1.1-2)

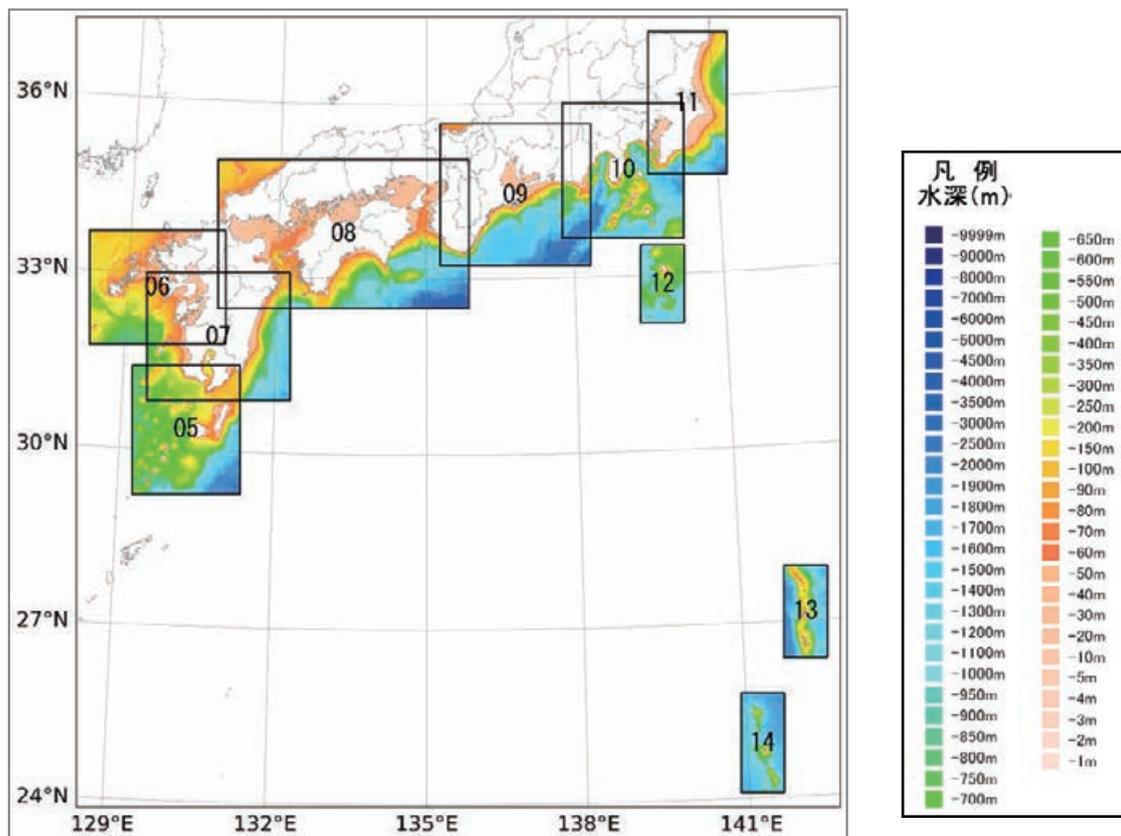


図 7.1.2-2 UTM53 帯の 450 m 計算格子領域位置図(表 7.1.1-2)

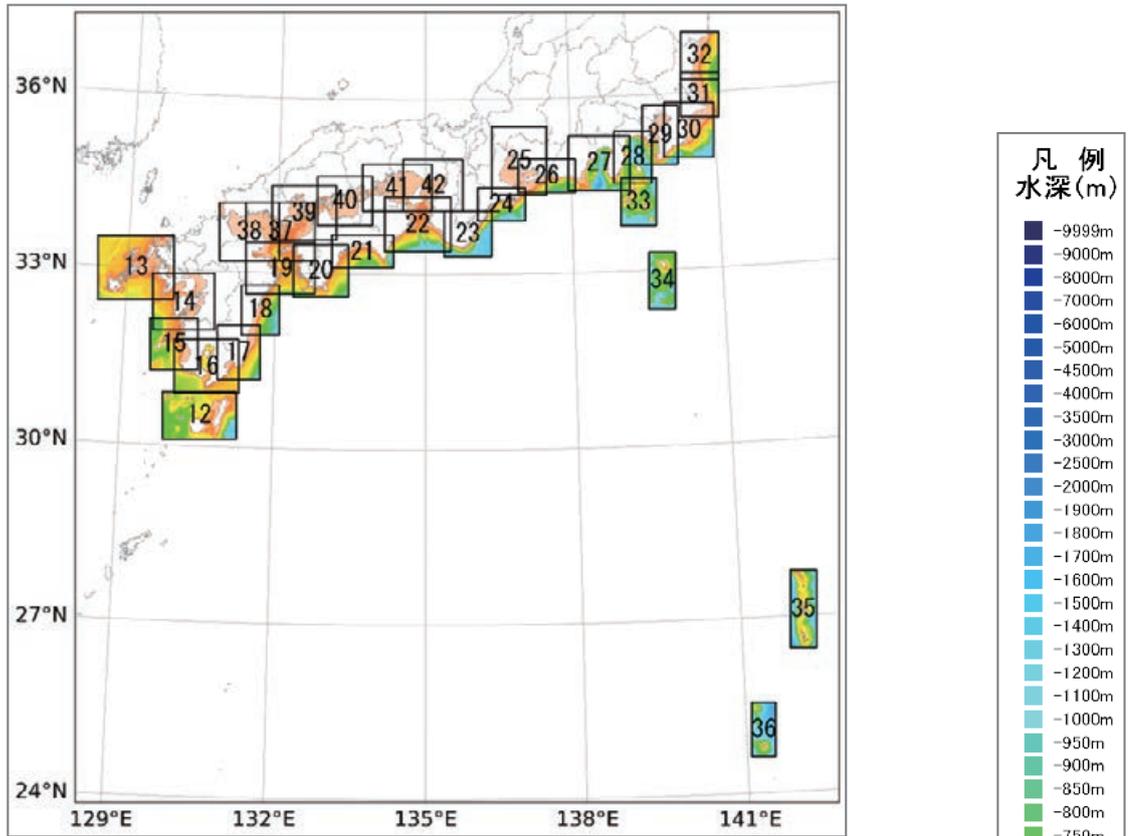


図 7.1.2-3 UTM53 帯の 150 m 計算格子領域位置図(表 7.1.1-2)

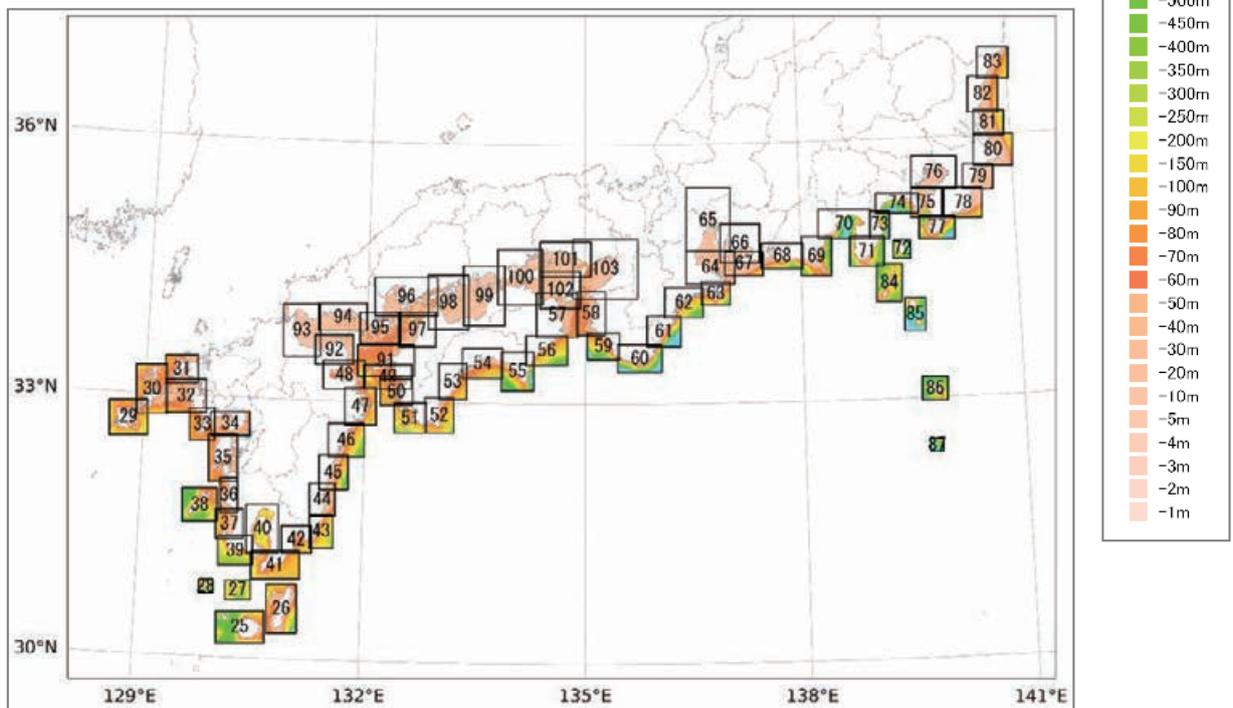


図 7.1.2-4 UTM53 帯の 50 m 計算格子領域位置図(表 7.1.1-2) (1/2)

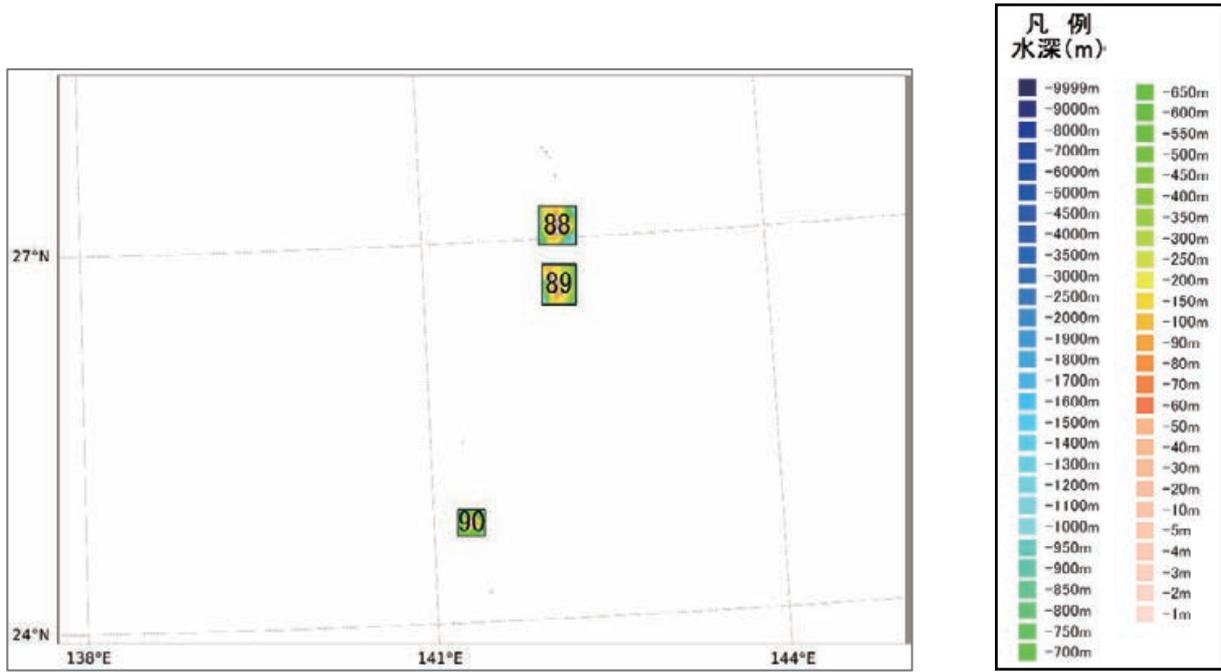


図 7.1.2-4 UTM53 帯の 50 m 計算格子領域位置図(表 7.1.1-2) (2/2)

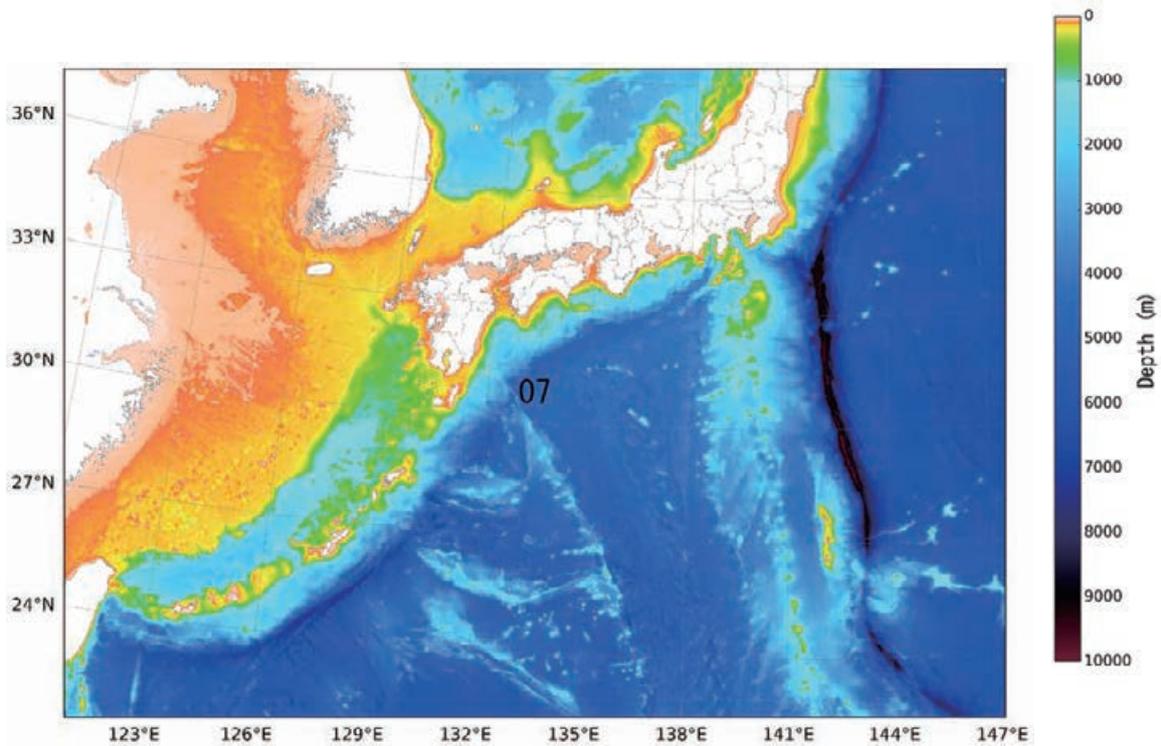


図 7.1.2-5 UTM54 帯の 1,350 m 計算格子領域位置図(表 7.1.1-3)

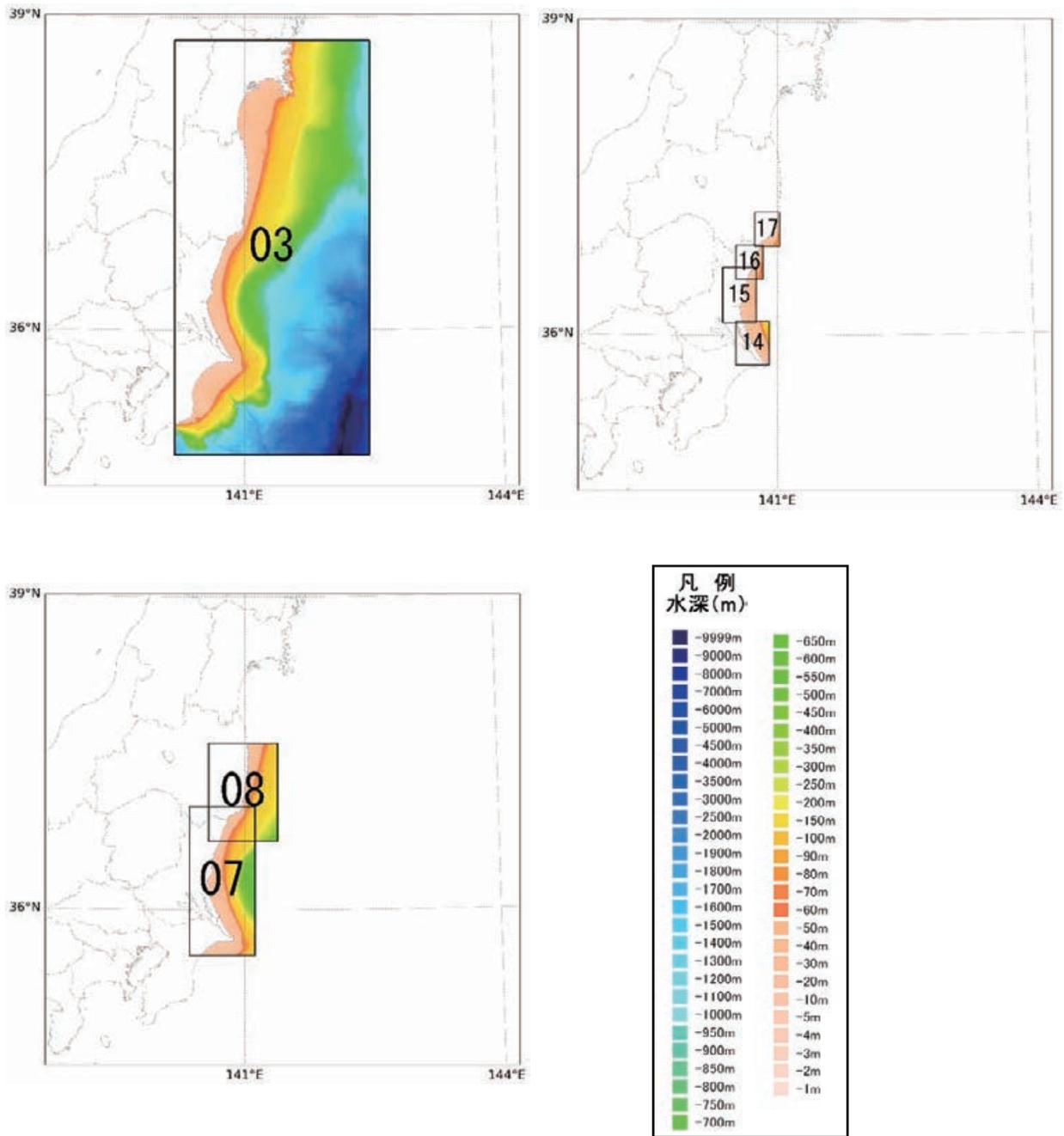


図 7.1.2-6 UTM54 帯の 450 m, 150 m, 50 m の各計算格子領域位置図(表 7.1.1-3)

## 7.2 初期水位分布の計算

7.1 節で述べた地形モデルならびに 6 章で述べた特性化波源断層モデル(これ以降、波源断層モデルと呼ぶ)のパラメタを用いて、海底地殻変動量が計算される。海底地殻変動量の計算には、半無限弾性体中の有限矩形断層による地表面での変位を求める Okada (1992) の方法を用いた。津波伝播遡上計算には、波源断層モデルによる海底地殻変動量から初期水位分布を計算する必要がある。本節では、初期水位を計算する手法について検討する。

### 7.2.1 海底地形の水平変動を考慮した初期水位分布計算手法

地震により水平方向の地殻変動が生じると、傾斜のある海底面では標高が変化し、その変化に相当する変動量分だけ海水面が変動する(図 7.2.1.1-1)。Tanioka and Satake (1996) では、水平方向の地殻変動による初期水位分布への寄与が無視しえないことが示されている。本項では、水平方向の地殻変動を考慮した初期水位について検討した。

#### 7.2.1.1 変動量と初期水位

水平方向の地殻変動の影響も考慮した海底面の鉛直変動量は次式で表される(Tanioka and Satake, 1996)。

$$u' = u_z + u_x \frac{\partial h}{\partial x} + u_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad (7.2.1.1-1)$$

ここで、 $u'$  は海底面の鉛直方向の変動量、 $u_x$ 、 $u_y$ 、 $u_z$  はそれぞれ  $x$ 、 $y$ 、 $z$  方向の海底地殻変動量、 $h$  は水深である。本項の検討においては、式(7.2.1.1-1)で算出される海底面の鉛直変動量を初期水位とする。

図 7.2.1.1-2 に本検討において使用した波源断層モデルのすべり量分布および水平変動も考慮して計算された初期水位分布を示す。すべり量分布図中に黒線で示した測線において、海底勾配が急峻な場所において東西方向の地殻変動量から見積もられる海底面の鉛直変動量が大きくなっていることがわかる(図 7.2.1.1-3)。

鉛直変動のみを考慮した場合の初期水位と、水平変動の寄与も考慮した場合の初期水位の比較を図 7.2.1.1-4 に示す。海底勾配が急峻であり、なおかつ

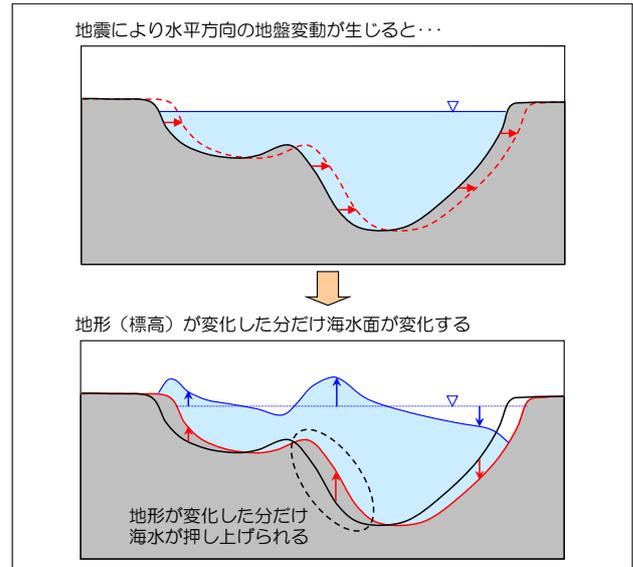


図 7.2.1.1-1 水平方向の地殻変動による海水面の変化

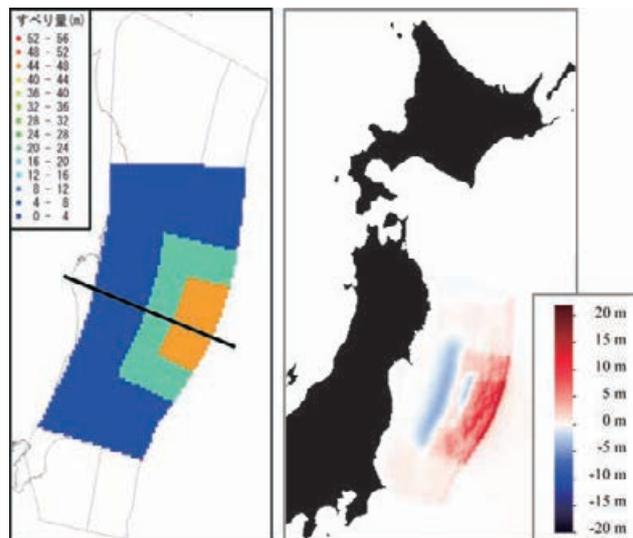


図 7.2.1.1-2 検討に用いた特性波源断層モデル。  
左)すべり量分布, 右)初期水位分布。

距離 125 km から 210 km まで水平変動による寄与を考慮した場合の初期水位が明らかに増大していることがわかる。

初期水位の算出に水平方向の地殻変動を考慮することによる海岸での最大水位(T.P.)に対する影響を確認した。図 7.2.1.1-5 は、汀線付近に 50 m 格子間隔で配置した評価点での最大水位(T.P.)を 1,000 点ごとに平均化して作成した最大水位(T.P.)の分布図である。本検討で用いた波源断層モデルでは、全区間において最大水位(T.P.)が概ね 1 割～2 割程度増大している。この増大量は、波源断層モデルのすべり分布や

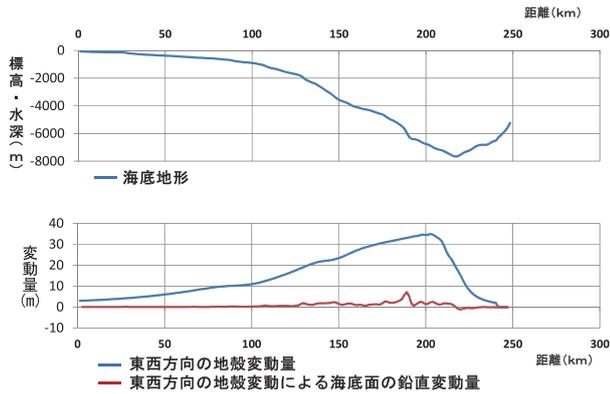


図 7.2.1.1-3 断層中央部を東西に横断する測線での海底地形(上)と地殻変動量・海底面変動量(下). 横軸は海岸からの距離 (km).

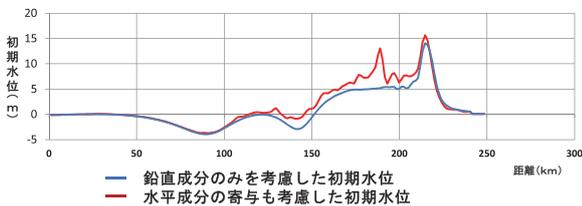


図 7.2.1.1-4 断層中央部を東西に横断する断面での初期水位の比較. 横軸は海岸からの距離 (km).

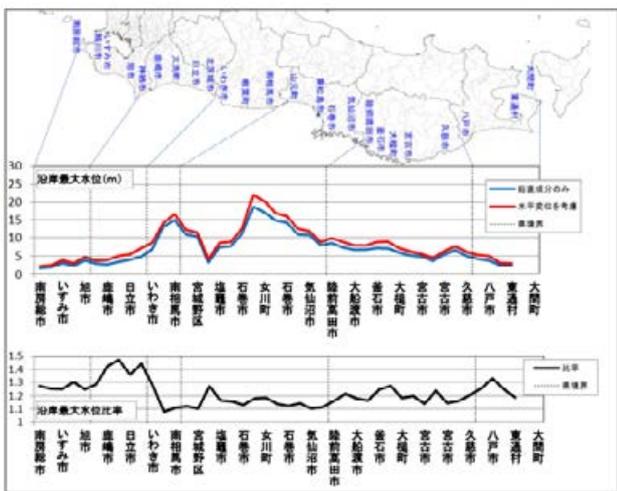


図 7.2.1.1-5 最大水位(T.P.)の比較図

波源域の海底地形勾配によって変化しうると考えられるが、水平方向の地殻変動に伴う初期水位の増加は津波高さを増大させる傾向にあると考えられる。

以上から、本研究資料(第一部付録編)では水平方向の地殻変動の影響を考慮して初期水位の計算を行うこととした。

### 7.2.1.2 地殻変動の補間計算手法の検討

津波伝播遡上計算に用いる初期水位を導出するには、前項で述べた地殻変動量の計算、水平変動の寄与の考慮、次項で述べる梶浦フィルターの適用を、1,350 m、450 m、150 m、50 m の各メッシュ領域でそれぞれ行う必要がある。本研究資料(第一部付録編)で行う確率論的津波ハザード評価では、多数の波源断層モデルに対する津波伝播遡上計算を行う必要があることから、計算の効率化は重要な課題である。そこで、本項では、地殻変動の計算量の削減を目的として、以下の2種類の地殻変動の補間計算手法について検討する。

#### ・ 補間計算手法 A

1,350 m メッシュ領域のみを対象に、地殻変動計算、水平変動の寄与の考慮、梶浦フィルターの適用を行い初期水位分布を算出する。その後、1,350 m メッシュ領域の初期水位分布を用いて、内挿補間(双一次補間)によって 450 m、150 m、50 m メッシュ領域に初期水位分布を与える。この手法は内閣府(2012)で採用されている。問題点としては、地形データとして 1,350 m メッシュのものしか用いていないため、微細な地形の影響を反映できないことが挙げられる。

#### ・ 補間計算手法 B

1,350 m メッシュ領域のみを対象に、地殻変動計算を実施する。得られた 1,350 m メッシュ領域の地殻変動分布を用いて、内挿補間(双一次補間)によって 450 m、150 m、50 m メッシュ領域に地殻変動分布を与える。その後、各メッシュ領域で地形データを読み込み、水平変動の寄与の考慮、梶浦フィルターの適用を行い初期水位分布を算出する。

補間を行わず、1,350 m、450 m、150 m、50 m それぞれの全メッシュ領域に対して地殻変動計算、水平変動の寄与の考慮、梶浦フィルターの適用を行う手法(便宜的にケース 1 と呼ぶ)、2 種類の補間計算手法(手法 A, B を便宜的にそれぞれ、ケース 2 とケース 3 と呼ぶ)により、本研究資料(第一部本編)において南海トラフ沿いに設定した波源断層モデル NK\_ZEall\_TYPE2Eh\_30L1\_s4+SL\_02( $M_w$ 9.2, 平均応力降下量 3 MPa) に対する地殻変動量および初期水位を計算し、それを用いた津波伝播遡上計算から海岸の

最大水位上昇量を求め、計算時間と計算結果を比較した。

まず、計算時間の短縮に関して、検討対象の 16 個の計算領域 (図 7.2.1.2-1) において地殻変動計算の開始から津波伝播遡上計算の終了までに要した実計算時間を表 7.2.1.2-1 と図 7.2.1.2-2 に、ケース 2、ケース 3 の補間手法を用いることによる計算時間の短縮率を表 7.2.1.2-2 と図 7.2.1.2-3 に示す。ケース 1 に比べケース 2、ケース 3 では、計算時間が最小で 3 時間 (領域 86)、最大で 18 時間 (領域 103)、平均で 8 時間短くなっている。また、ケース 2、ケース 3 の補間手法を用いることで、計算時間は 12% ~ 42%、平均で 22% 程度短縮されていることがわかる。なお、ケース 2 とケース 3 で計算時間に大差はない。

次に、ケース間の計算結果の差異を計算領域ごとに示す (図 7.2.1.2-4 ~ 図 7.2.1.2-19)。ケース 2 (補間

計算手法 A) とケース 1 による最大水位上昇量分布を比較すると、波源断層モデルの設定範囲より遠方では大きな差異は生じていないものの、波源断層モデルの近傍では大きな差が生じている領域も見られ、最大で 7 m の差が生じている。一方で、ケース 3 (補間計算手法 B) とケース 1 による最大水位上昇量分布には、局所的に 0.5 m 程度の差が生じている点もみられるが、総じて 0.5 m 以下の差に収まっている。

以上の検討より、補間計算手法 B を採用することで、計算時間の短縮を図りつつ、補間を行わない場合と同程度の精度で最大水位上昇量を算出することが可能だと考えられることから、本研究資料 (第一部付録編) では補間計算手法 B を用いて地盤変動量および初期水位を計算することとした。

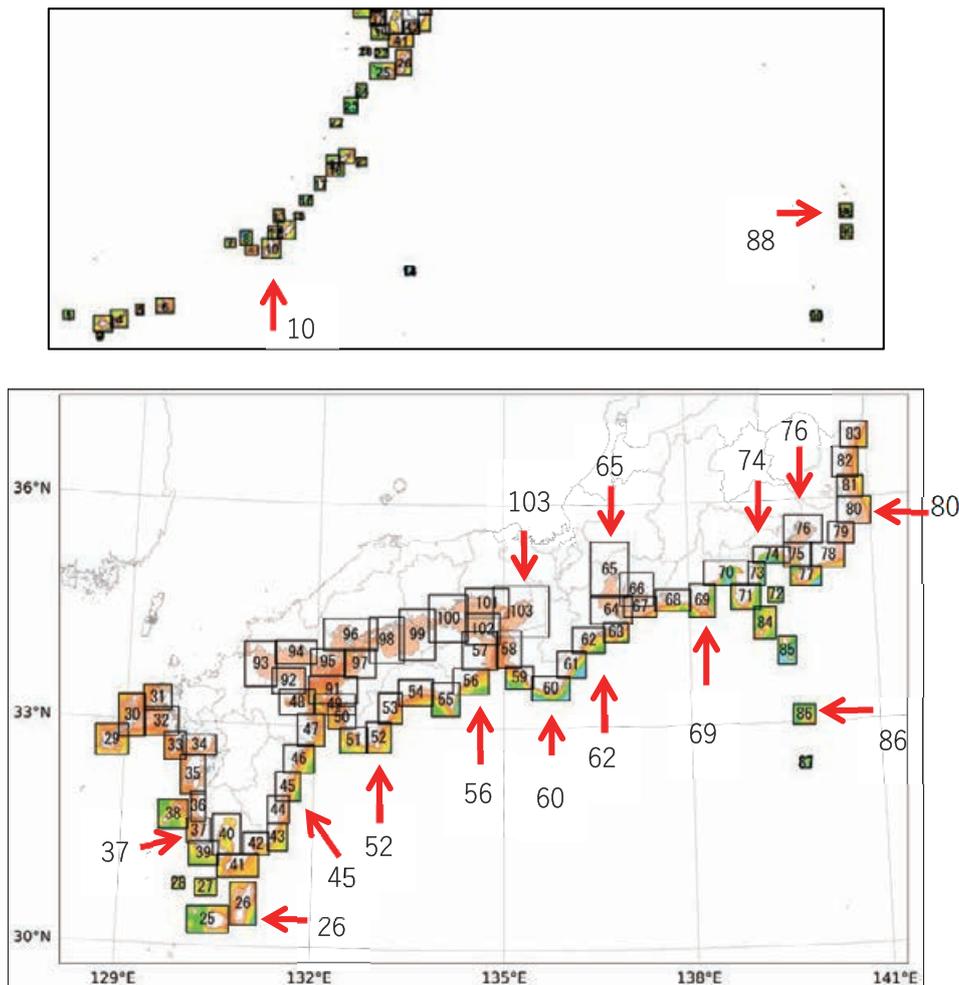


図 7.2.1.2-1 検討の対象とした計算領域

表 7.2.1.2-1 各ケース，各計算領域における要計算時間(単位：hr)

ケース\計算領域	10	26	37	45	52	56	60	62
1	37.3	44.3	33.9	33.7	37.1	39.2	39.3	37.8
2	29.5	35.5	27.6	27.4	28.0	29.1	31.8	30.8
3	29.5	35.6	27.3	27.2	28.5	29.2	32.0	31.2

ケース\計算領域	65	69	74	76	80	86	88	103
1	37.5	49.2	30.9	27.5	29.0	25.2	35.5	43.0
2	23.6	41.2	25.4	19.3	22.4	21.9	30.9	24.7
3	23.9	41.3	25.4	19.5	22.6	22.1	31.4	25.1

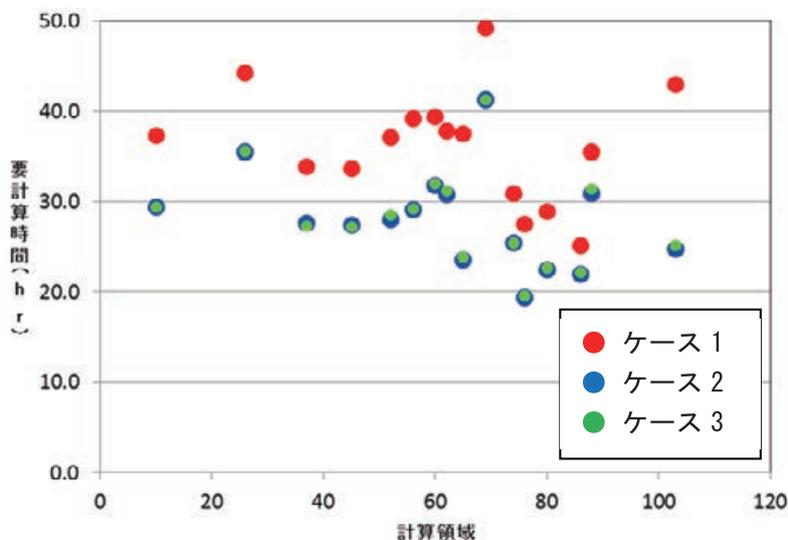


図 7.2.1.2-2 各ケース，各計算領域における要計算時間(単位：hr)

表 7.2.1.2-2 各計算領域におけるケース 1 に対するケース 2，ケース 3 の要計算時間短縮率(単位：%)

ケース\計算領域	10	26	37	45	52	56	60	62
(ケース1-ケース2)/ケース1	21.0	19.9	18.4	18.7	24.5	25.7	19.0	18.5
(ケース1-ケース3)/ケース1	21.0	19.7	19.3	19.4	23.1	25.4	18.7	17.5

ケース\計算領域	65	69	74	76	80	86	88	103
(ケース1-ケース2)/ケース1	37.1	16.2	17.8	29.8	22.5	12.9	12.9	42.5
(ケース1-ケース3)/ケース1	36.4	16.1	17.8	29.2	21.9	12.0	11.6	41.6

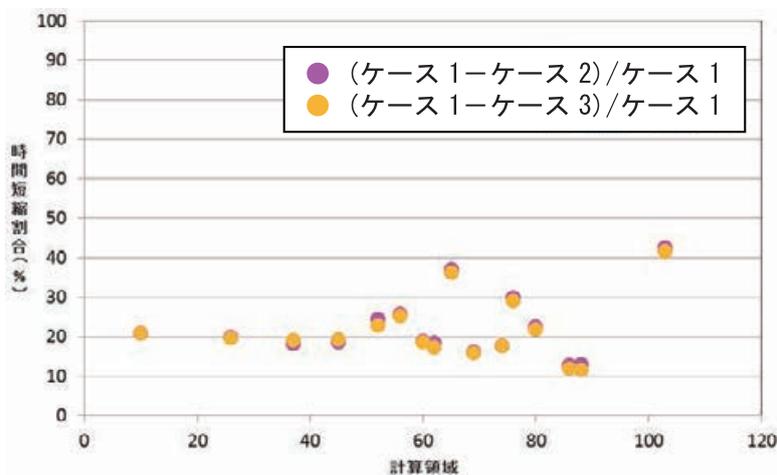


図 7.2.1.2-3 各計算領域におけるケース 1 に対するケース 2，ケース 3 の要計算時間短縮率(単位：%)

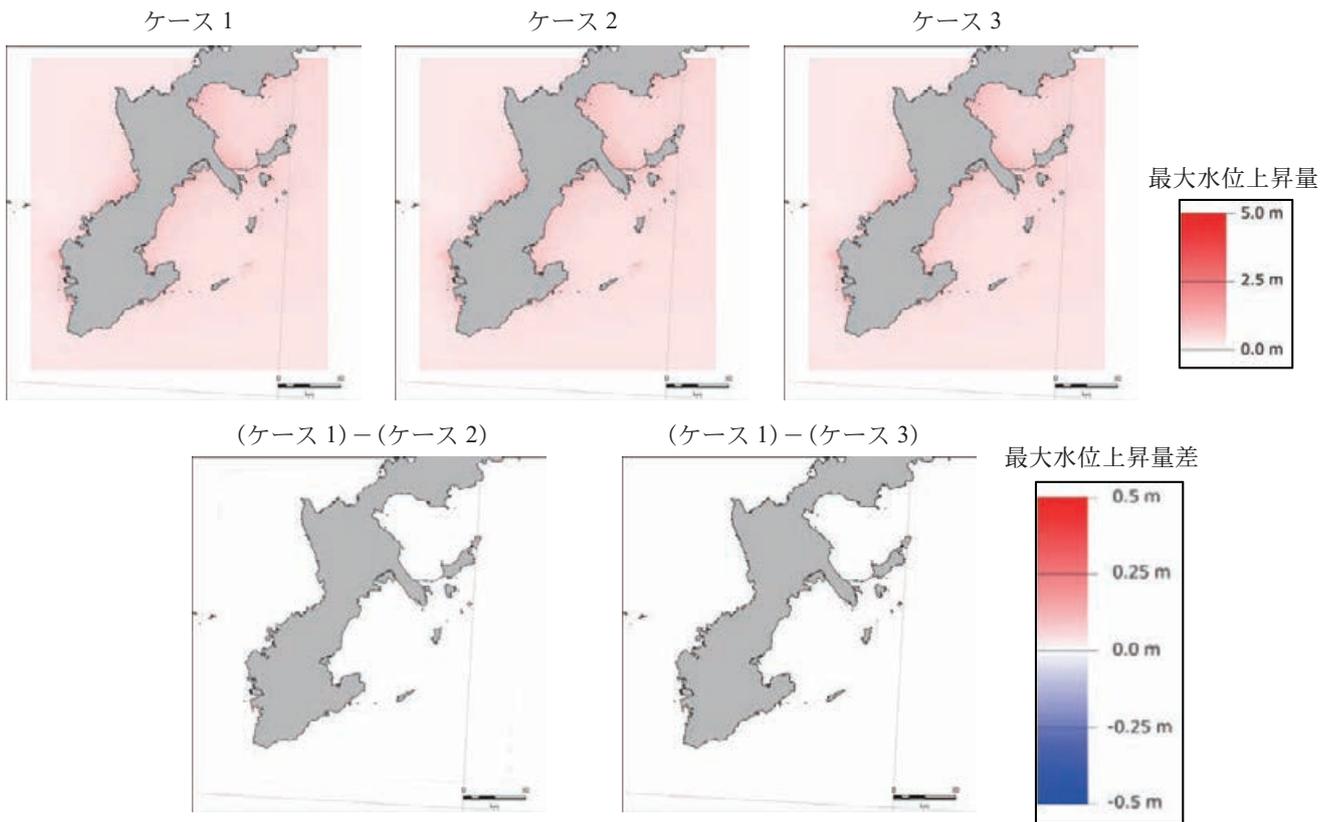


図 7.2.1.2-4 上段：各ケースの最大水位上昇量分布，下段：最大水位上昇量の差．計算領域 10 の結果．

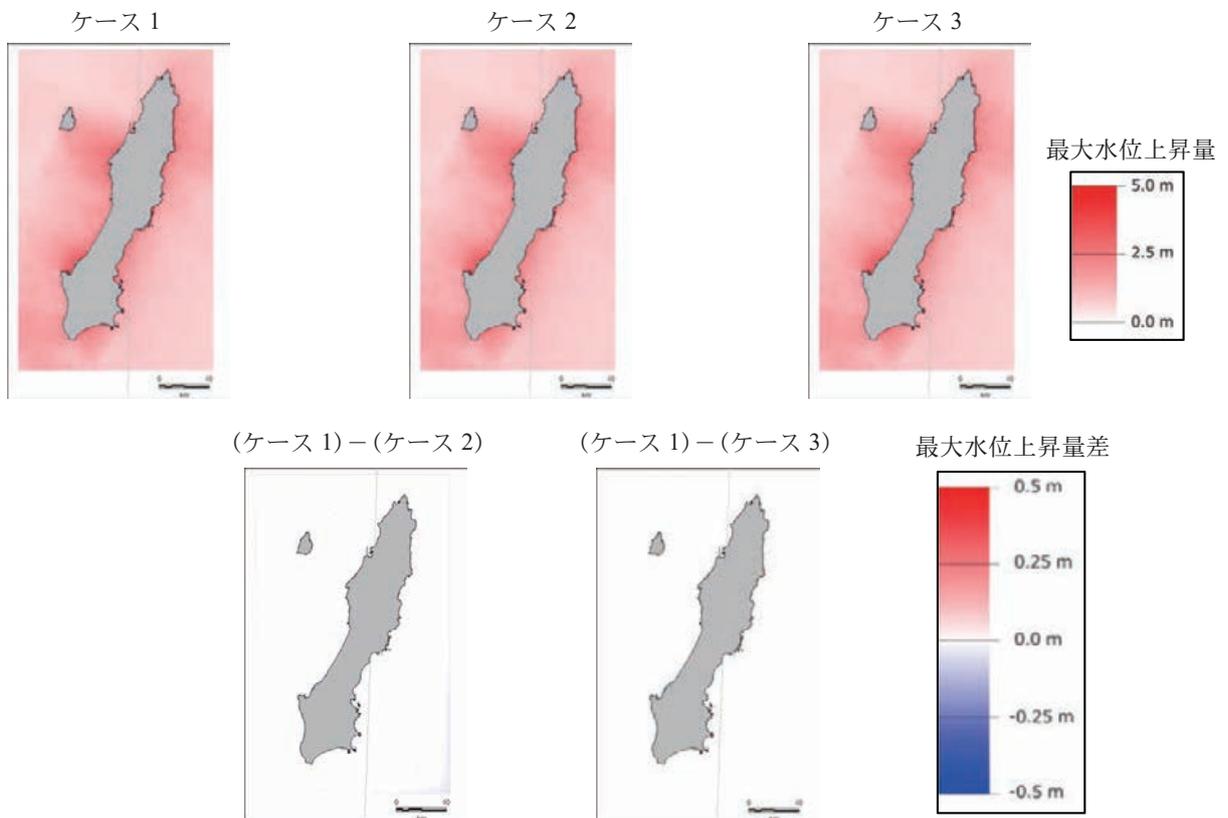


図 7.2.1.2-5 上段：各ケースの最大水位上昇量分布，下段：最大水位上昇量の差．計算領域 26 の結果．

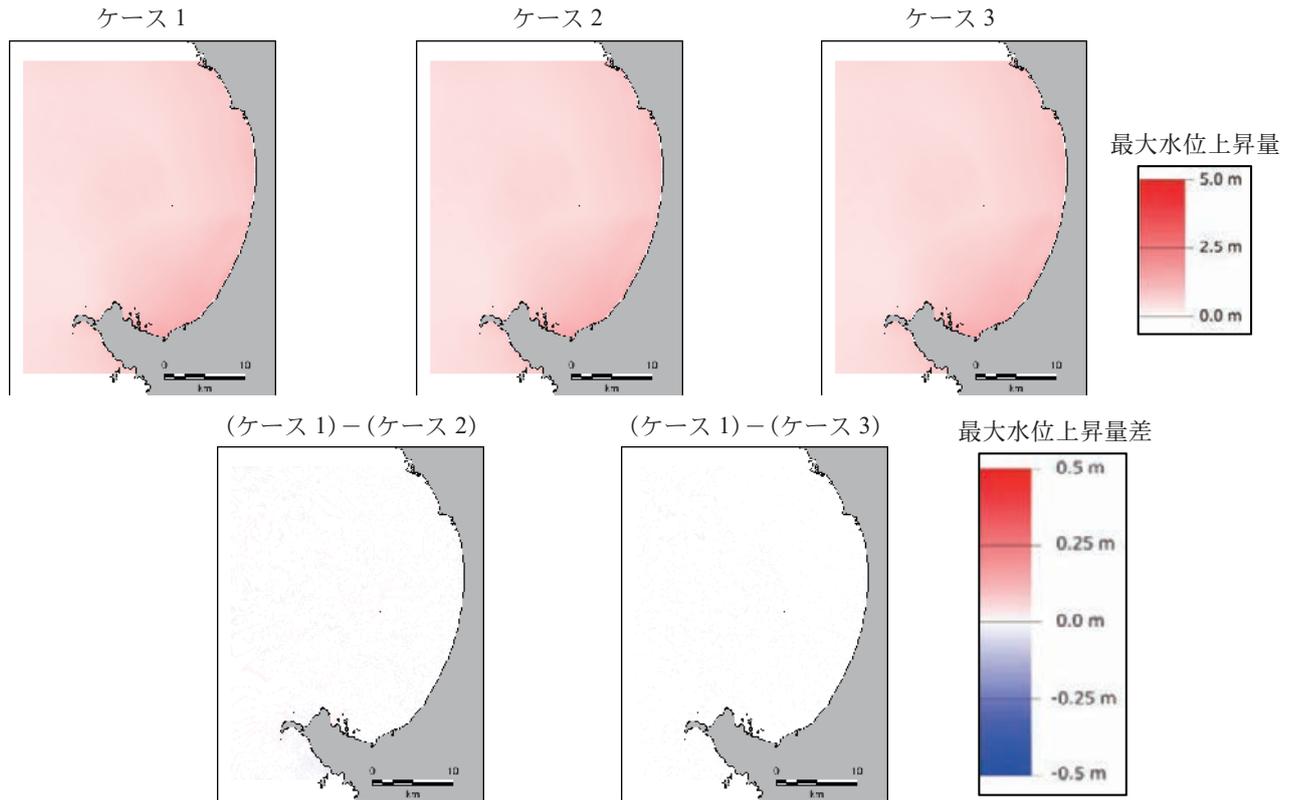


図 7.2.1.2-6 上段：各ケースの最大水位上昇量分布, 下段：最大水位上昇量の差. 計算領域 37 の結果.

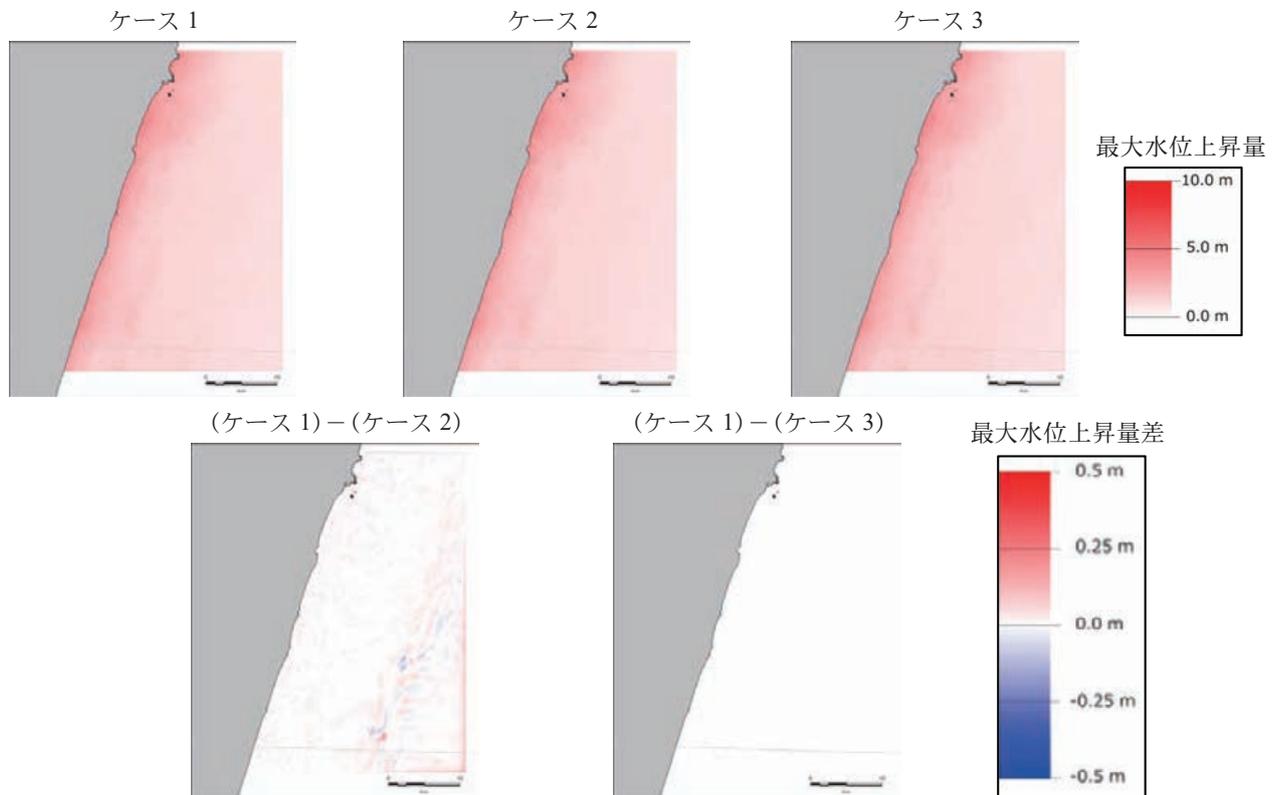


図 7.2.1.2-7 上段：各ケースの最大水位上昇量分布, 下段：最大水位上昇量の差. 計算領域 45 の結果.

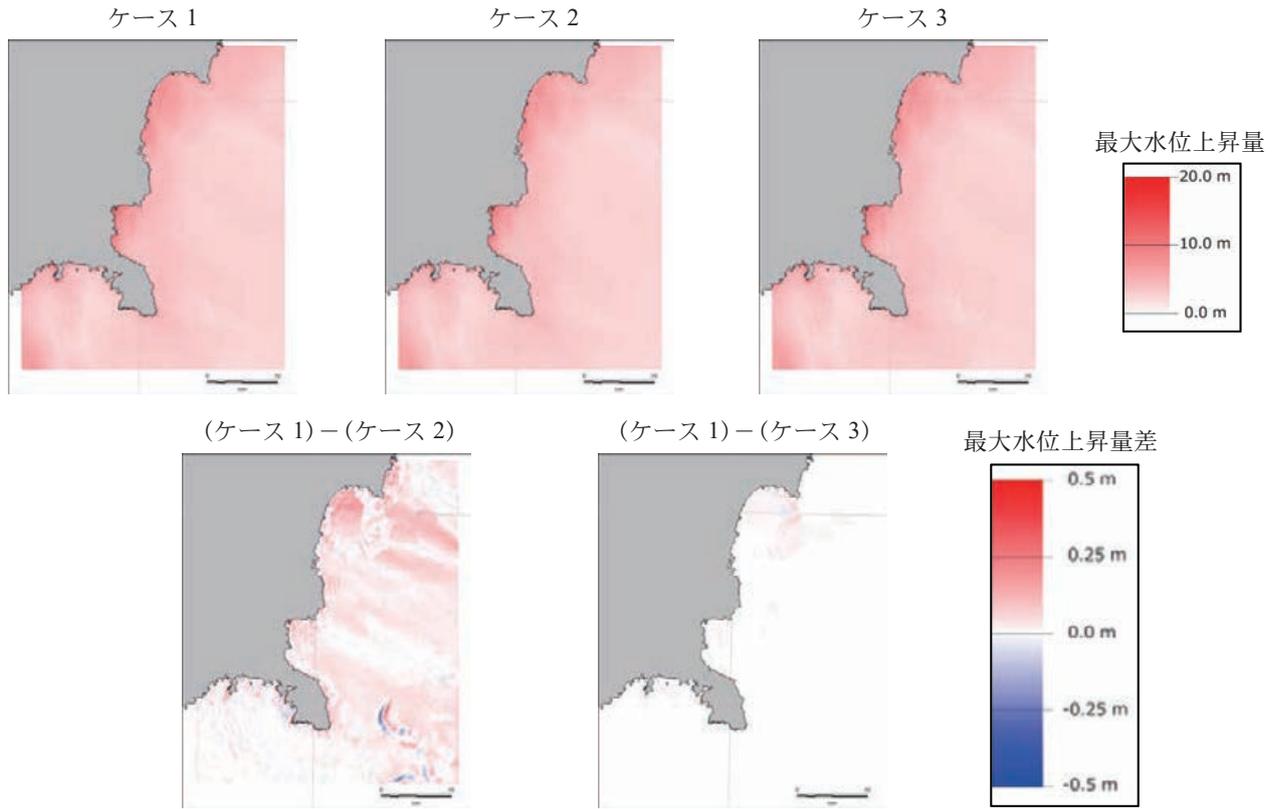


図 7.2.1.2-8 上段:各ケースの最大水位上昇量分布, 下段:最大水位上昇量の差. 計算領域 52 の結果.

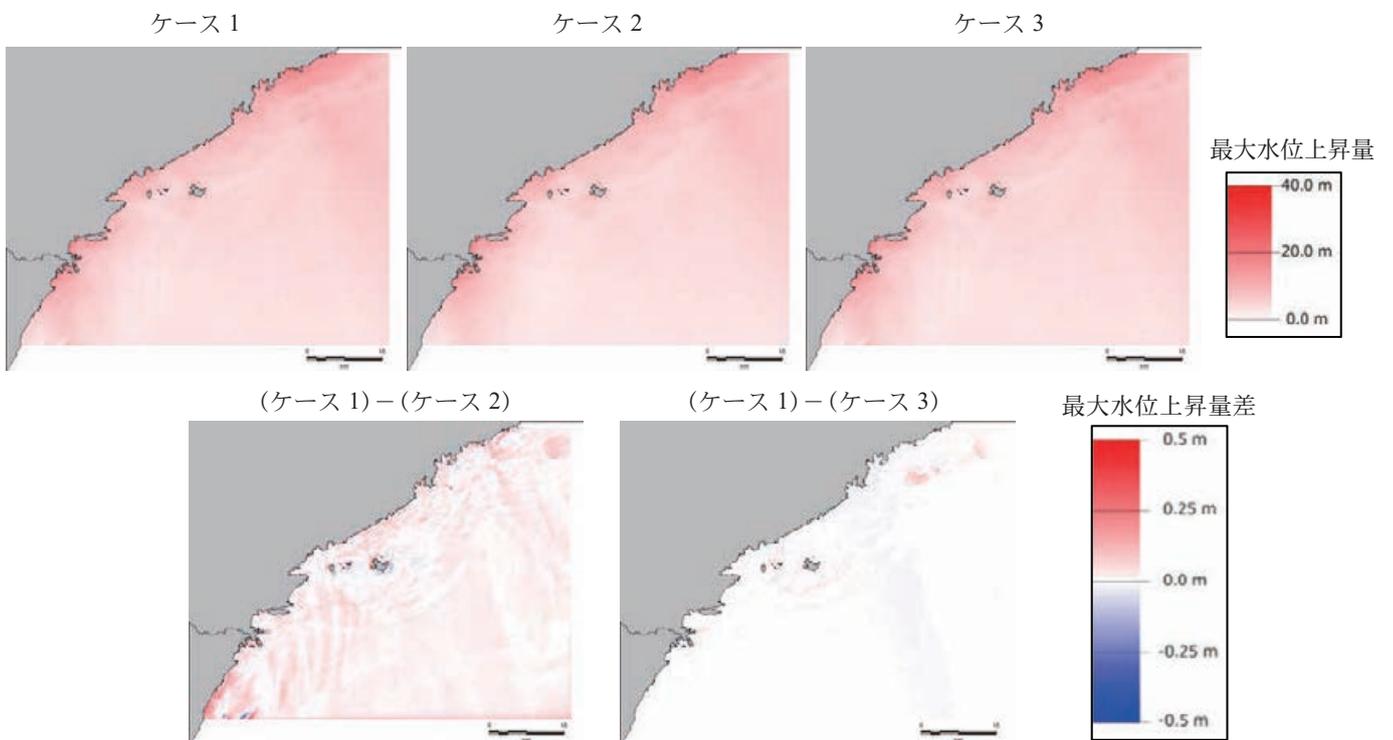


図 7.2.1.2-9 上段:各ケースの最大水位上昇量分布, 下段:最大水位上昇量の差. 計算領域 56 の結果.

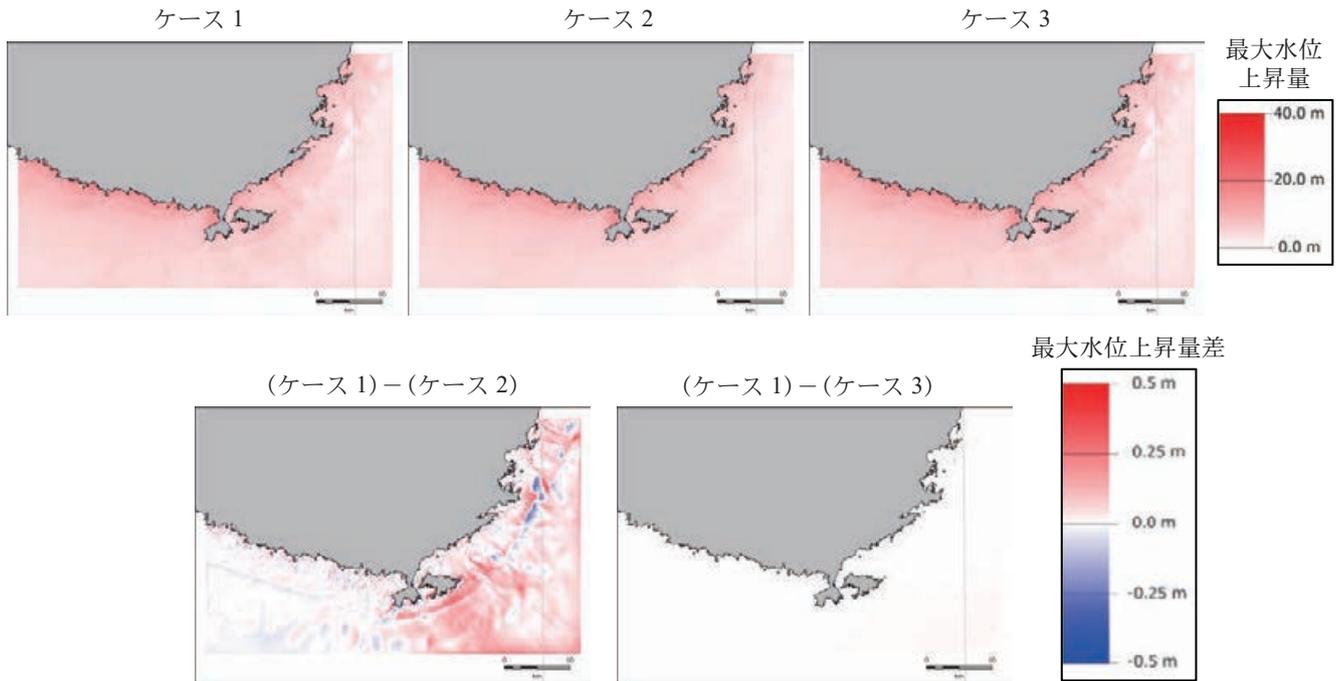


図 7.2.1.2-10 上段：各ケースの最大水位上昇量分布，下段：最大水位上昇量の差．計算領域 60 の結果．

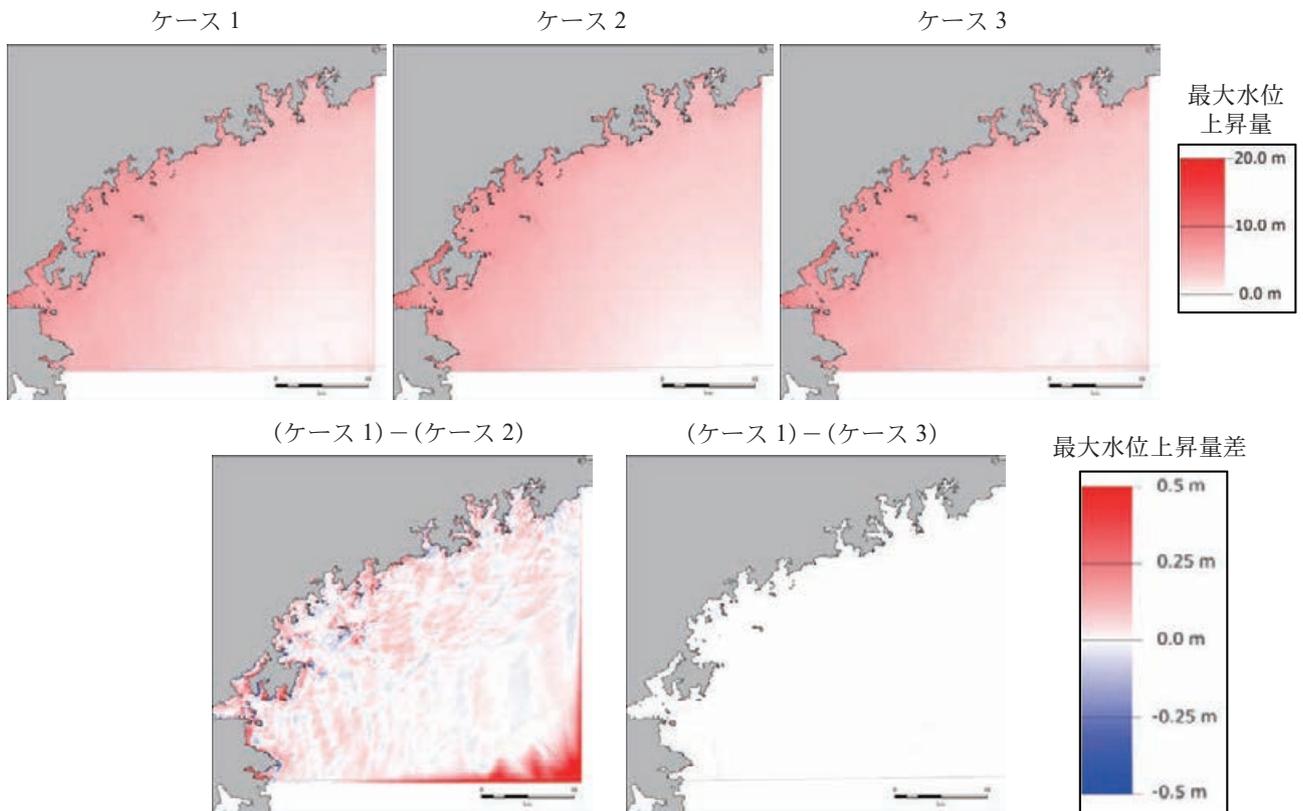


図 7.2.1.2-11 上段：各ケースの最大水位上昇量分布，下段：最大水位上昇量の差．計算領域 62 の結果．

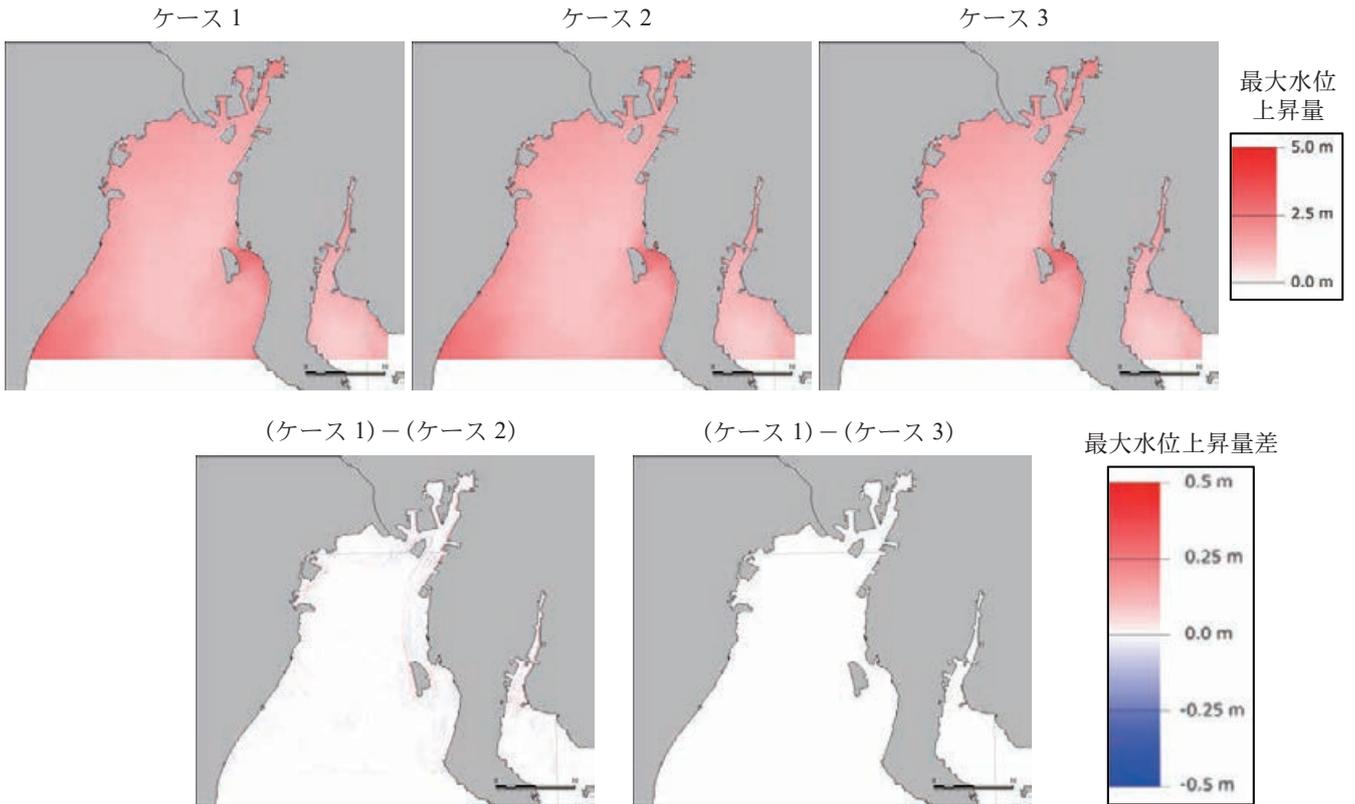


図 7.2.1.2-12 上段：各ケースの最大水位上昇量分布，下段：最大水位上昇量の差．計算領域 65 の結果．

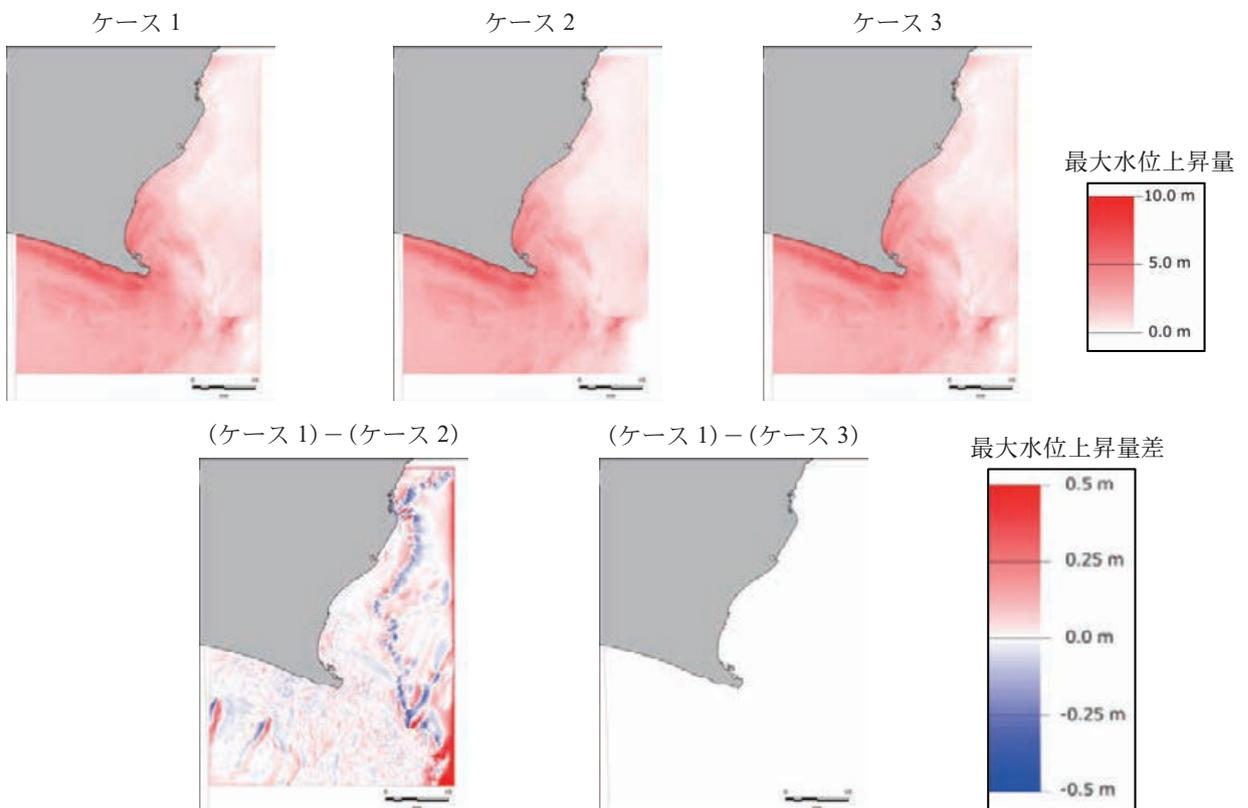


図 7.2.1.2-13 上段：各ケースの最大水位上昇量分布，下段：最大水位上昇量の差．計算領域 69 の結果．

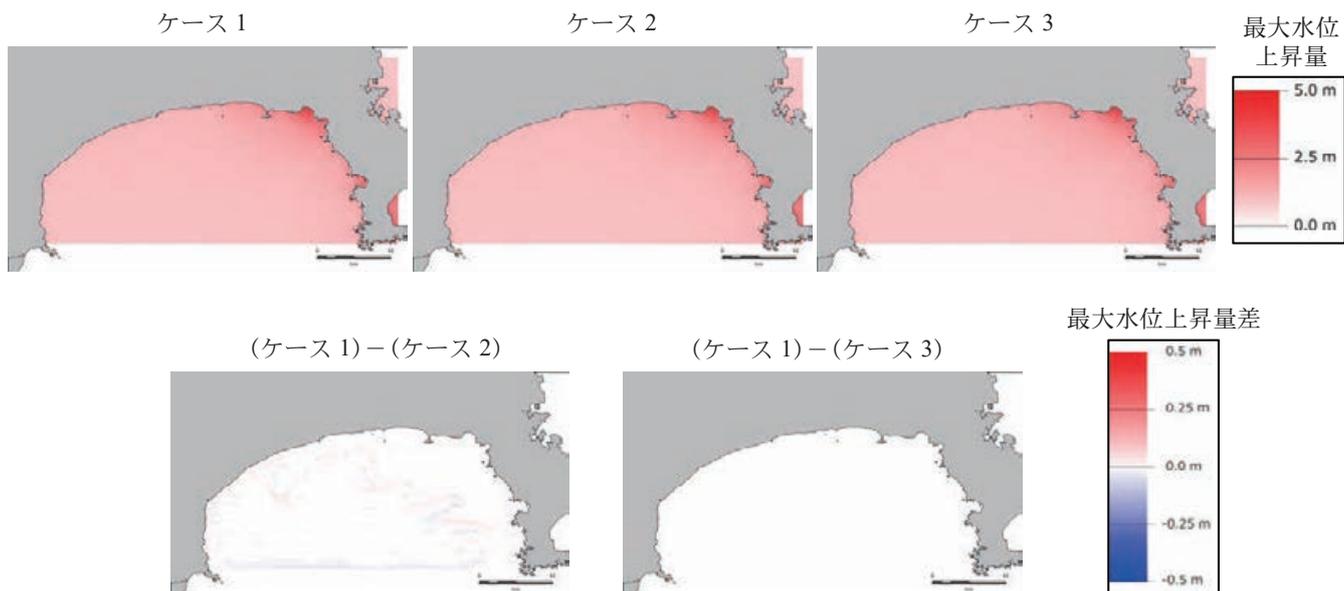


図 7.2.1.2-14 上段：各ケースの最大水位上昇量分布，下段：最大水位上昇量の差．計算領域 74 の結果．

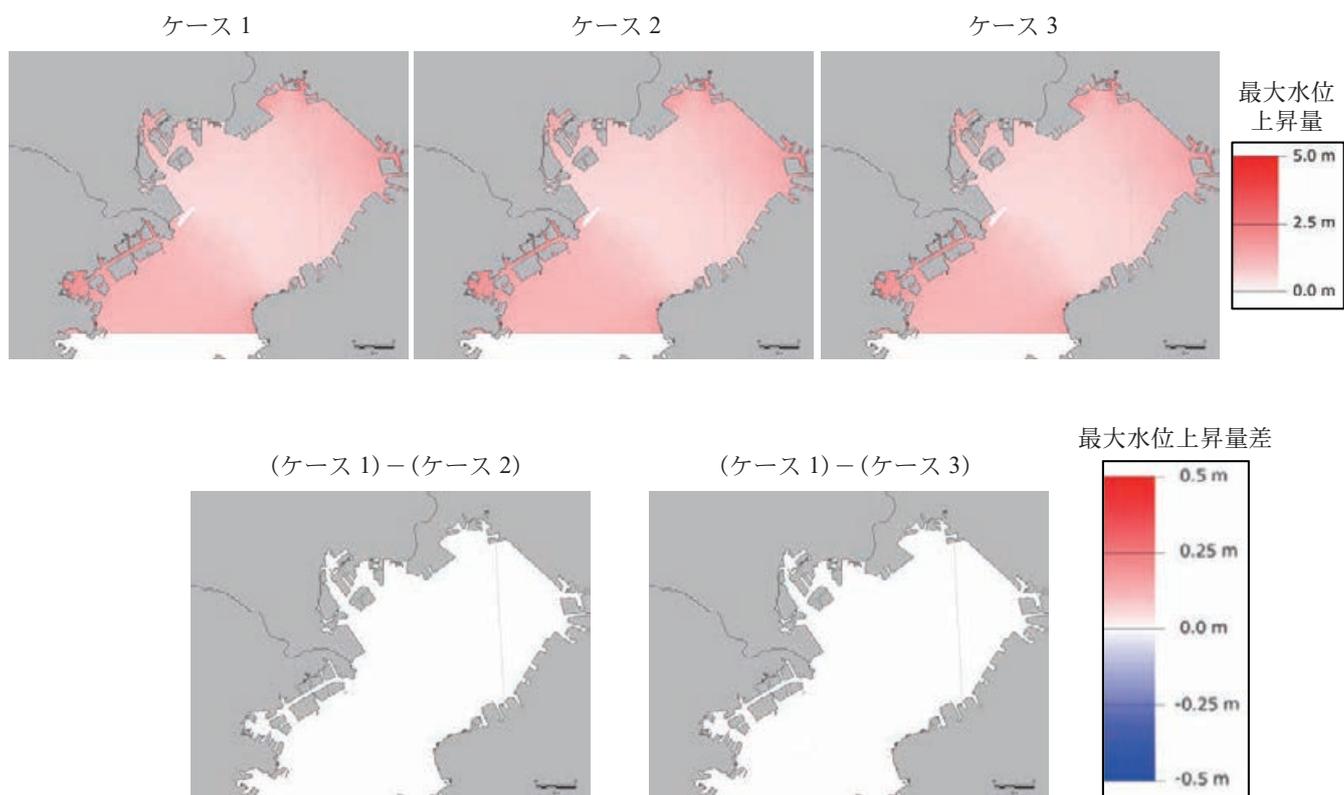


図 7.2.1.2-15 上段：各ケースの最大水位上昇量分布，下段：最大水位上昇量の差．計算領域 76 の結果．

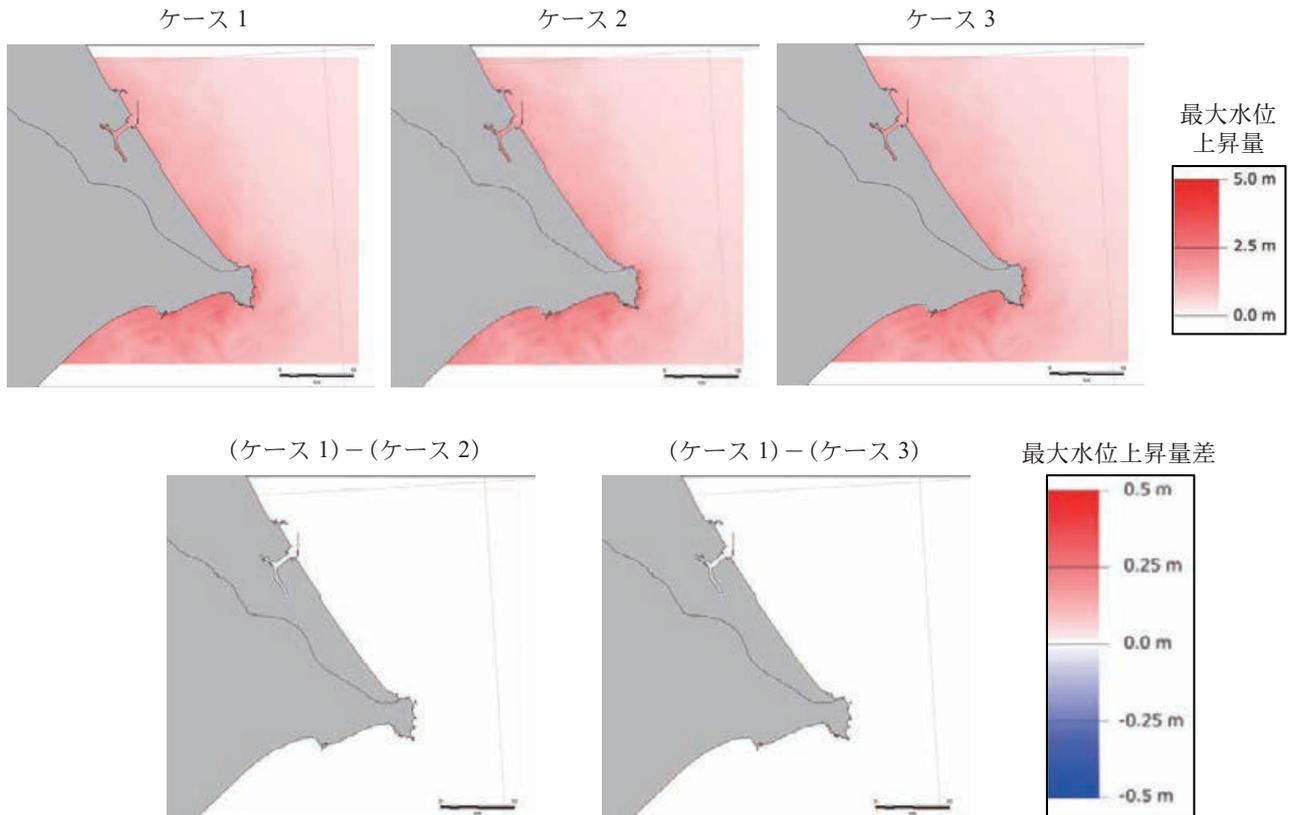


図 7.2.1.2-16 上段：各ケースの最大水位上昇量分布，下段：最大水位上昇量の差．計算領域 80 の結果．

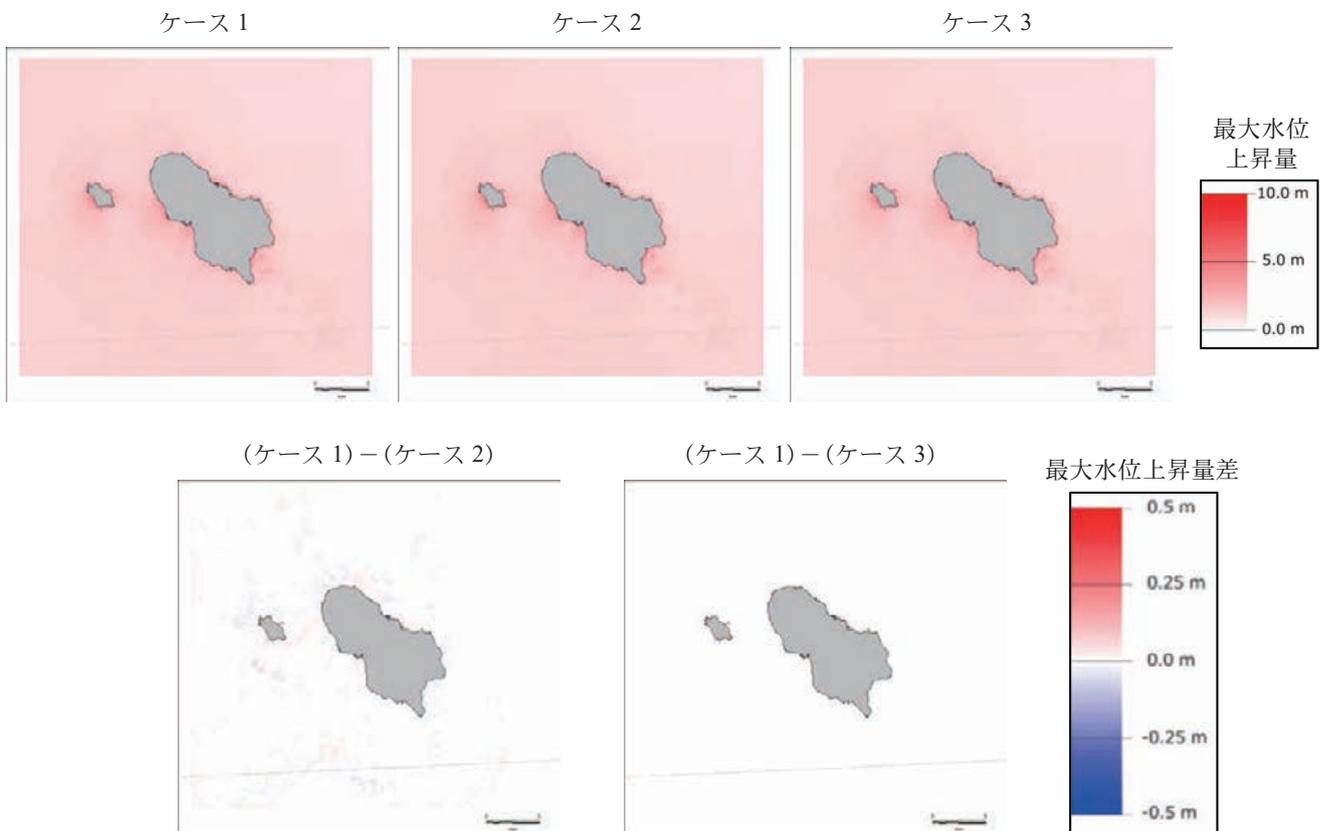


図 7.2.1.2-17 上段：各ケースの最大水位上昇量分布，下段：最大水位上昇量の差．計算領域 86 の結果．

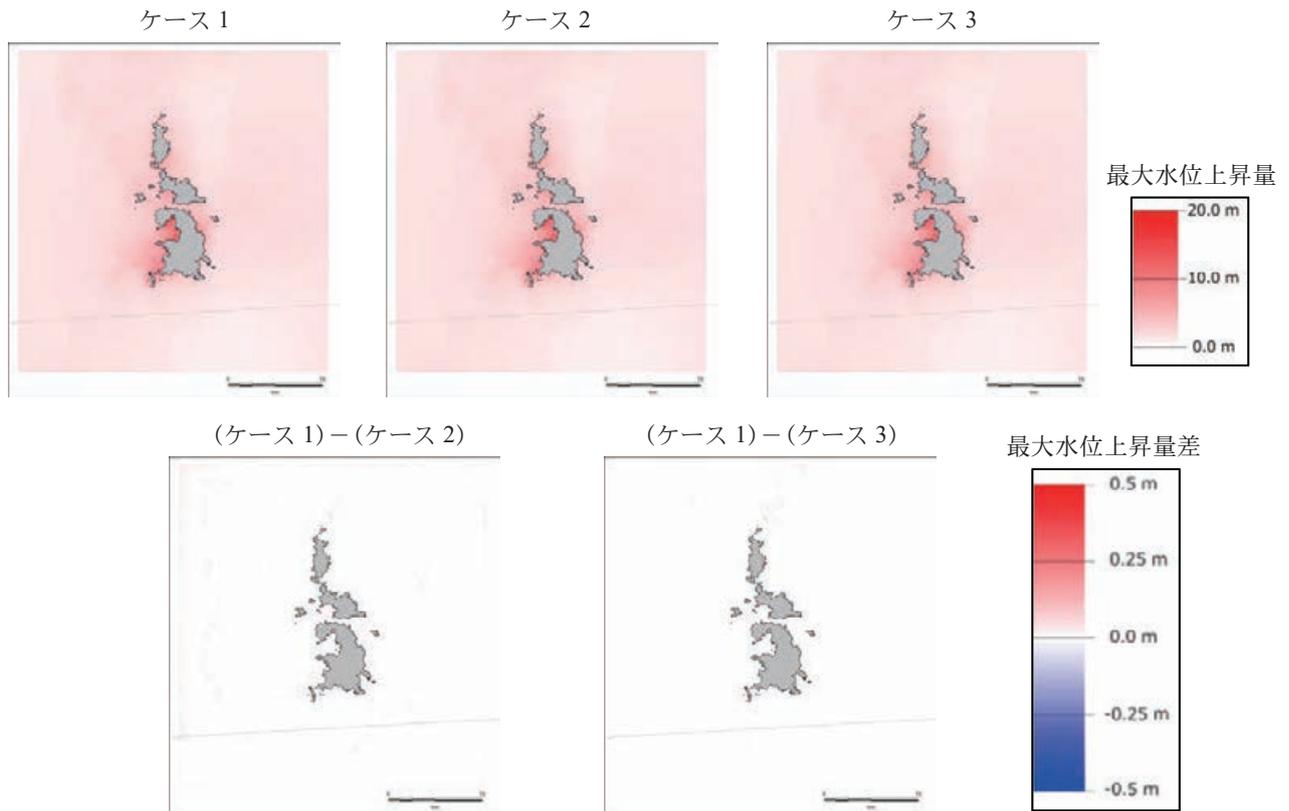


図 7.2.1.2-18 上段：各ケースの最大水位上昇量分布，下段：最大水位上昇量の差．計算領域 88 の結果．

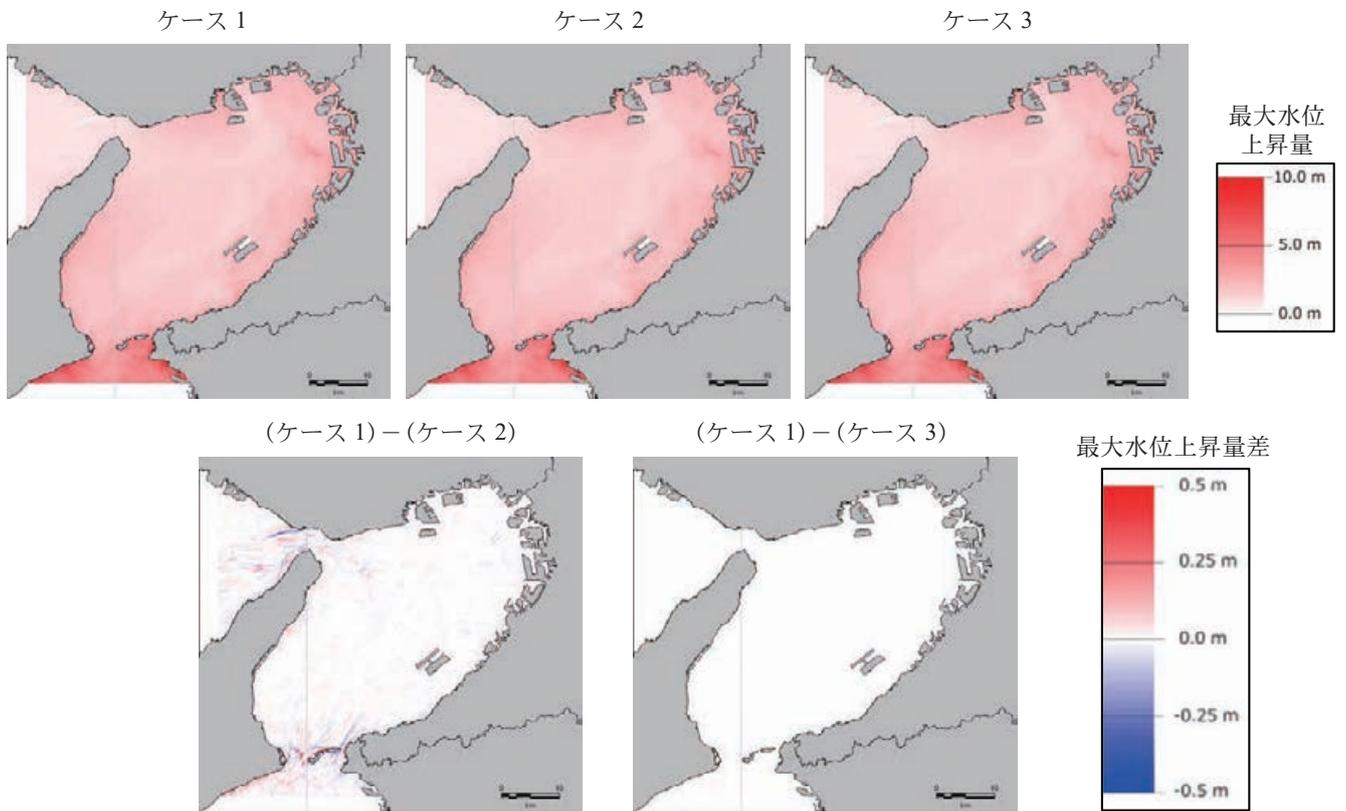


図 7.2.1.2-19 上段：各ケースの最大水位上昇量分布，下段：最大水位上昇量の差．計算領域 103 の結果．

### 7.2.1.3 海岸の最大水位上昇量の定義

藤原ほか(2015)では、津波伝播遡上計算による最大水位上昇量を、最大水位(T.P.)から初期水位を差し引いた値として定義した(式 7.2.1.3-1)。

$$H_{max} = H_{max(T.P.)} - H_{ini(T.P.)} \quad (7.2.1.3-1)$$

ここで、 $H_{max}$ は最大水位上昇量であり、最大水位( $H_{max(T.P.)}$ )と初期水位( $H_{ini(T.P.)}$ )はいずれも T.P. を基準面とした値である。このうち、初期水位は式(7.2.1.3-2)で表される。

$$H_{ini(T.P.)} = F(u_z + u_x \frac{\partial h}{\partial x} + u_y \frac{\partial h}{\partial y}) \quad (7.2.1.3-2)$$

ここで、 $u_z$ は海底地殻変動の鉛直成分、 $u_x$ 、 $u_y$ は海底地殻変動の直交する水平 2 成分、 $h$ は水深、 $F(u)$ は次項で述べる梶浦フィルターを表す。また、 $F(u)$ のカッコ内第 2 項と第 3 項は 7.2.1.1 項で述べた海底地殻変動の水平成分による水位変化への寄与を表す。

一方で、本研究資料(第一部付録編)では、汀線に立っている仮想的観測者に対する津波の危険性を適切に評価するため、最大水位上昇量を、最大水位(T.P.)から地殻変動の鉛直成分を差し引いた値として定義する(式 7.2.1.3-3)。

$$H_{max} = H_{max(T.P.)} - u_z \quad (7.2.1.3-3)$$

式(7.2.2.3-1)と式(7.2.2.3-3)の違いについて、汀線に立っている仮想的観測者と、海面に浮いている仮想的観測者の各視点における最大水位上昇量を模式図(図 7.2.1.3-1)で示し、その意味を考える。

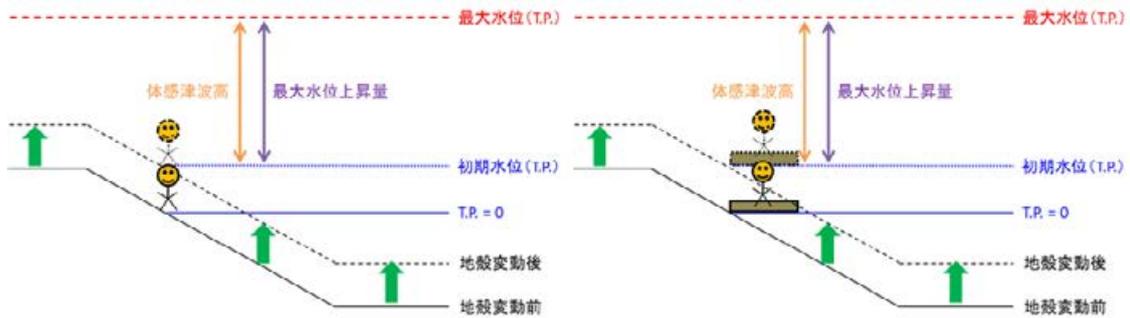
図 7.2.1.3-1 では、鉛直のみ、あるいは水平のみの地殻変動を考慮した場合に式(7.2.1.3-1)から算出される最大水位上昇量(紫矢印)と、汀線に立っている仮想的観測者と、海面に浮いている仮想的観測者の各視点における体感の津波高(橙矢印)を比較している。式(7.2.1.3-1)による最大水位上昇量の定義では、海面に浮いている仮想的観測者の視点での津波の危険性(体感としての津波高)は評価できているものの、水平の地殻変動が生じた場合に汀線に立っている仮想的観測者の視点での津波の危険性を過小評価している。したがって、最大水位上昇を求める際に、最大水位(T.P.)から地殻変動の水平成分の寄与分を差し引く必要はないといえる。

また、海岸沿いでは最大水位上昇量に対する梶浦

フィルターの影響はほとんどないことから、汀線に立っている仮想的観測者の視点での津波の危険性を評価するためには、式(7.2.1.3-2)に示した梶浦フィルターを適用した初期水位を減算するのではなく、地殻変動の鉛直成分そのものを差し引くことで算出される、汀線に立っている仮想的観測者の足元からの津波高を海岸の最大水位上昇量とするべきである。

以上より、本研究資料(第一部付録編)では式(7.2.1.3-3)によって求められる海岸の最大水位上昇量を採用する。

(状況 1) 鉛直成分のみの地殻変動が生じた場合

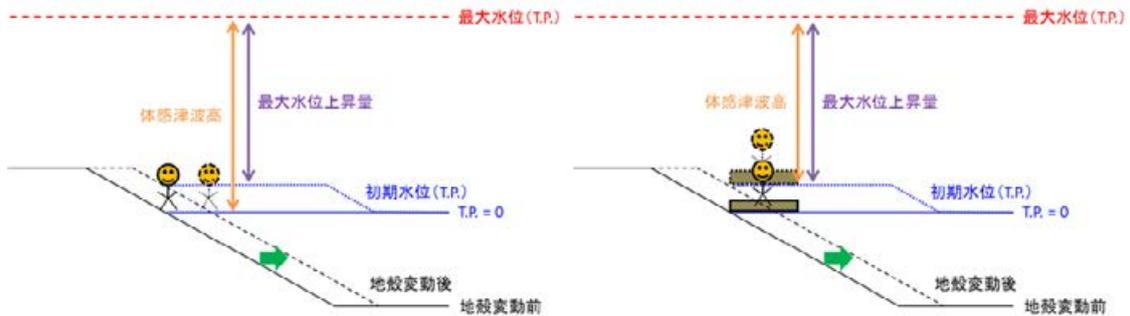


⇒各視点における式 (7.2.1.3-1) による最大水位上昇量の表す津波高 (紫矢印)

汀線に立っている仮想的観測者 (左) : 地殻変動直後の足元から測った最大の津波高 (=体感津波高 (橙矢印))

海面に浮いている仮想的観測者 (右) : 地殻変動直後の足元から測った最大の津波高 (=体感津波高 (橙矢印))

(状況 2) 水平成分のみの地殻変動が生じた場合



⇒各視点における式 (7.2.1.3-1) による最大水位上昇量の表す津波高 (紫矢印)

汀線に立っている仮想的観測者 (左) : 地殻変動直後の足元とは異なる地点から測った最大の津波高

海面に浮いている仮想的観測者 (右) : 地殻変動直後の足元から測った最大の津波高 (=体感津波高 (橙矢印))

例えば、汀線において初期水位 (T.P.) が 1 m、最大水位 (T.P.) が 2 m だった場合、式 (7.2.1.3-1) による最大水位上昇量は 1 m となる。しかし、汀線に立っている仮想的観測者は実際には 2 m の津波高を感じるため、過小評価していることになる。一方、式 (7.2.1.3-3) による最大水位上昇量は 2 m となる。

図 7.2.1.3-1 汀線に立っている仮想的観測者 (左) と海面に浮いている仮想的観測者 (右) の視点における、体感での津波高 (橙矢印) と式 (7.2.1.3-1) で算出される最大水位上昇量 (紫矢印) との関係

### 7.2.2 梶浦フィルター

多くの津波伝播遡上計算事例では、海底面の上下変動量が海面の上下変動量と等しいものと仮定し、これを初期水位としている。一方で、Kajiura (1963) は海底面・海水面における変位に対する津波波形の定式化を行い、津波の波長が水深に比べて短い場合には、短波長成分が減衰することを示した。以下、この効果を梶浦フィルターと呼ぶ。本項では、梶浦フィルターを適用した場合と適用しない場合の津波伝播遡上計算結果を比較し、その効果を調べる。

Kajiura (1963) によれば、海底面の変位  $h$  と海水面の変位  $H$  には次の関係が成り立つ。

$$H = h / \cosh(2\pi d/\lambda) \quad (7.2.2-1)$$

ここで、 $\lambda$  は津波の波長、 $d$  は水深である。水深に対して津波の波長が十分に長い場合には、式 (7.2.2-1) の分母が 1 に漸近し海水面の変位量は海底面の変位量に置き換えることができる一方で、水深に対して波長が短い場合には、海底面での変位  $h$  は  $1/\cosh(2\pi d/\lambda)$  だけ減少する一種のフィルター効果がかかっていることを意味する。

津波伝播遡上計算において梶浦フィルターを適用している例としては、Tanioka and Seno (2001) による 1896 年明治三陸地震についての研究や、Gusman *et al.* (2012) による 2011 年東北地方太平洋沖地震のインバージョン研究などがある。これらの研究では、断層破壊が深さ約 1 km の浅部にまで達する波源断層モデルを用いている。浅部の断層が破壊することで海底地殻変動には高振幅の短波長成分が生じるが、梶浦フィルターを適用することで海面変動量の短波長成分を減衰させ、これを初期水位として伝播計算を行っている。

例えば Gusman *et al.* (2012) では、2011 年東北地方太平洋沖地震の断層モデルとして海溝軸付近の要素断層に 40 m 以上のすべり量を与えているが、梶浦フィルターの効果により初期水位分布には 10 m 以上の水位は現れていない。

そこで、2011 年東北地方太平洋沖地震を模した浅部に超大すべり域のある特性化波源断層モデルを対象に梶浦フィルターの効果を調べた。まず、図 7.2.2-1 に示した特性化波源断層モデルをもとに、超大すべり域を含む断層浅部、超大すべり域を含まない断層深部、断層全体の 3 種類の波源断層モデルを

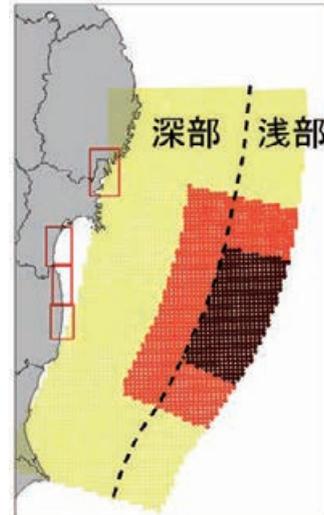


図 7.2.2-1 梶浦フィルターの検討に用いた波源断層モデルのすべり量分布図 (黒：超大すべり域、赤：大すべり域、黄色：背景領域)

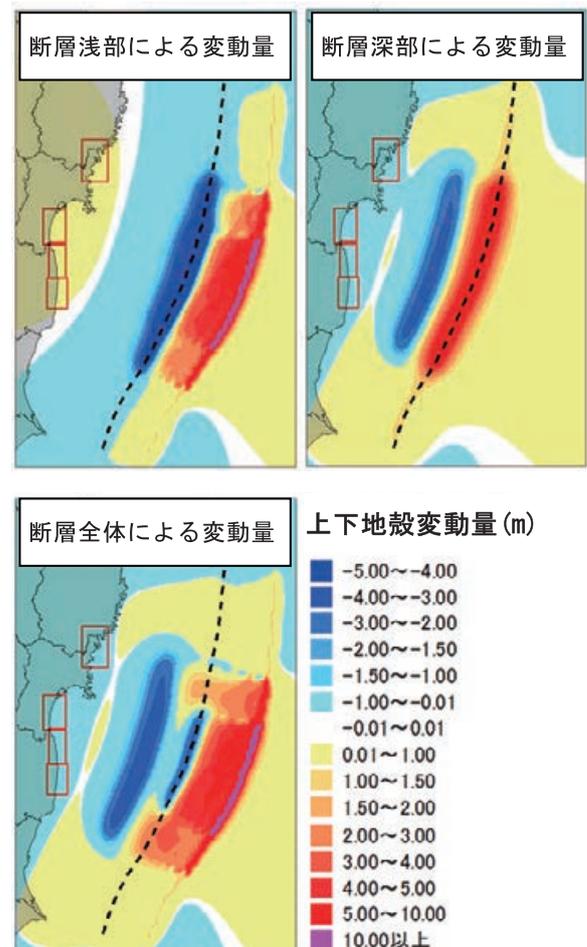


図 7.2.2-2 特性化波源断層モデル(図 7.2.2-1)の浅部のみ、深部のみ、断層全体に対する海底地殻変動量の鉛直成分

仮定し、それぞれに対して地殻変動(鉛直成分)を Okada (1992) の式により計算した(図 7.2.2-2)。

次に、この海底地殻変動量に Kajiura (1963) による定義式を漸近展開した次のフィルターを適用した。

$$R = \frac{1}{\pi} \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n (2n+1) \left\{ (2n+1)^2 + (x_0 - x)^2 + (y_0 - y)^2 \right\}^{-3/2} \quad (7.2.2-2)$$

$$H(x, y) = \int h(x_0, y_0) R dx_0 dy_0 \quad (7.2.2-3)$$

ここで、 $(x, y)$  は海面の座標、 $(x_0, y_0)$  は海底の座標、 $H$  は海面の変位量、 $h$  は海底の変位量であり、それぞれ水深によって規格化されている。図 7.2.2-2 のうち、断層浅部と断層全体に対する海底地殻変動量に梶浦フィルターを適用した結果を図 7.2.2-3、図 7.2.2-4 に示す。梶浦フィルターを適用しない場合には、海溝軸付近で初期水位が 10 m 以上となる領域が帯状に出現しているが、梶浦フィルターを適用することで初期水位が 10 m 以上となる領域がなくなっている。

次に、図 7.2.2-5 に示す測線上で梶浦フィルターの適用前後の初期水位分布断面を調べた(図 7.2.2-6)。測線の番号は測線が通る計算領域番号を示している。梶浦フィルターを適用することで 10 m を越える初期水位は見られなくなる。また、測線 22 の 150 km から 250 km 付近に見られるような、波長の短い初期水位の空間変動が低減し、より波長の長い滑らかな初期水位分布となっている。

最後に、50 m メッシュの領域 18, 19, 20, 22 番において、津波高さの比較を行った。図 7.2.2-7 に、各領域の海岸における最大水位(T.P.)と 2011 年東北地方太平洋沖地震の痕跡値(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, 2012)を併せて示す。領域 18, 領域 22 では梶浦フィルター適用後の最大水位(T.P.)が若干小さくなっているものの、全体的には梶浦フィルター適用前後で大きな変化はなく、10 m 未満の初期水位分布であっても汀線における 15 m 前後の最大水位(T.P.)を表現できていることから、本研究資料(第一部付録編)では梶浦フィルターを適用することとした。

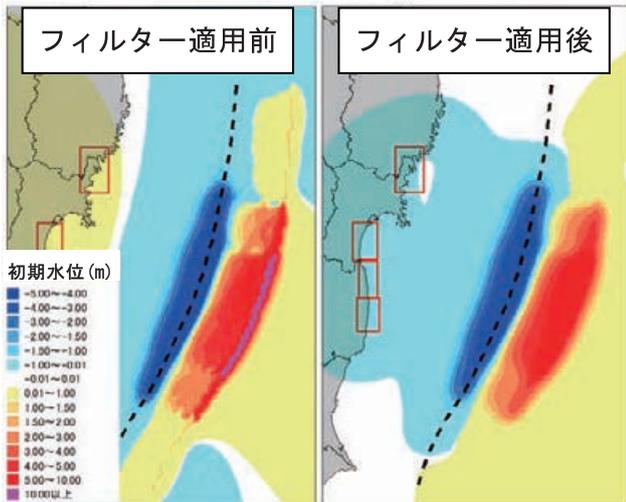


図 7.2.2-3 断層浅部に対する初期水位分布

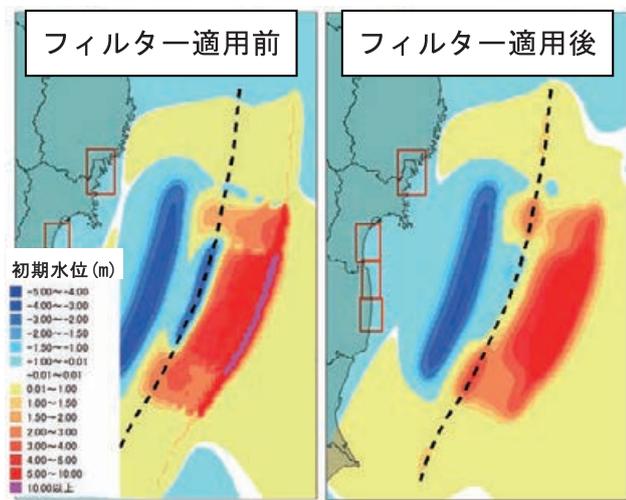


図 7.2.2-4 断層全体(浅部+深部)に対する初期水位分布

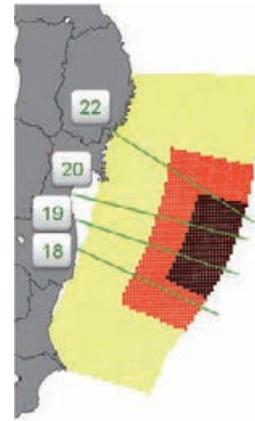


図 7.2.2-5 初期水位分布断面を調べた測線の位置

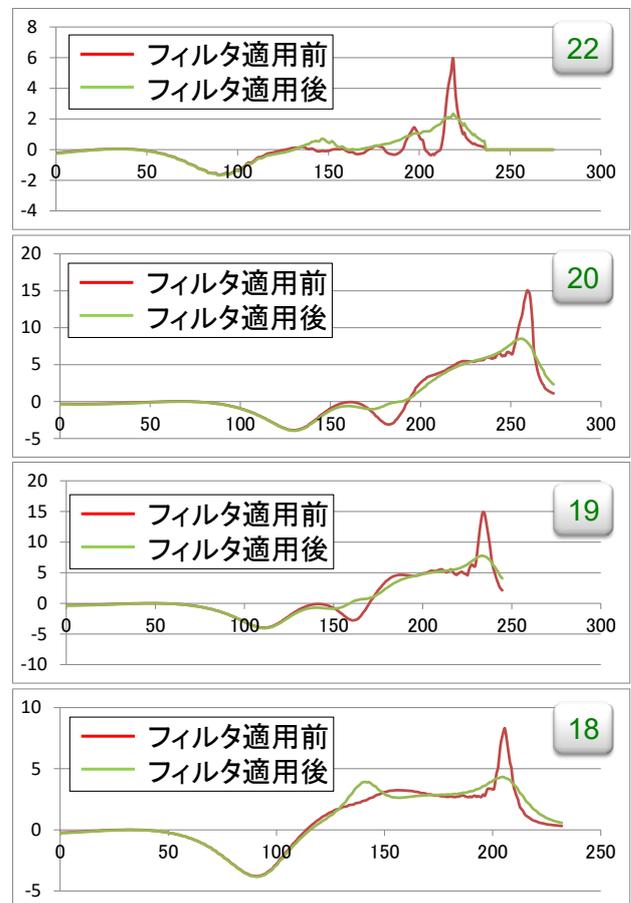
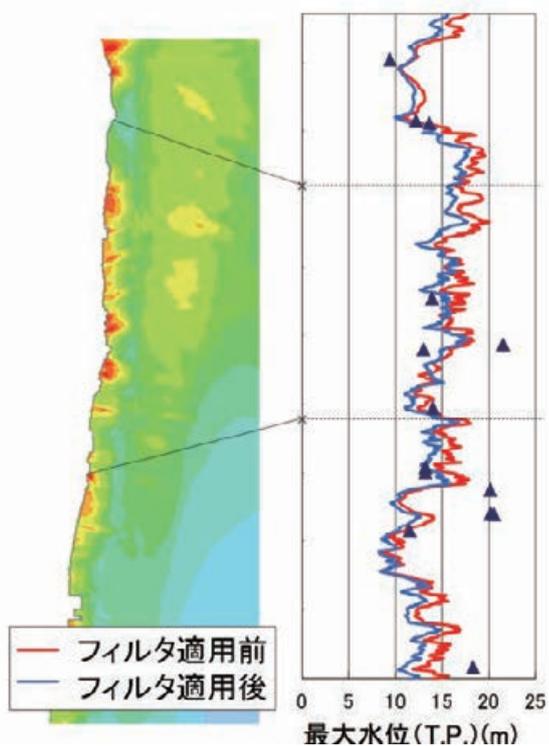
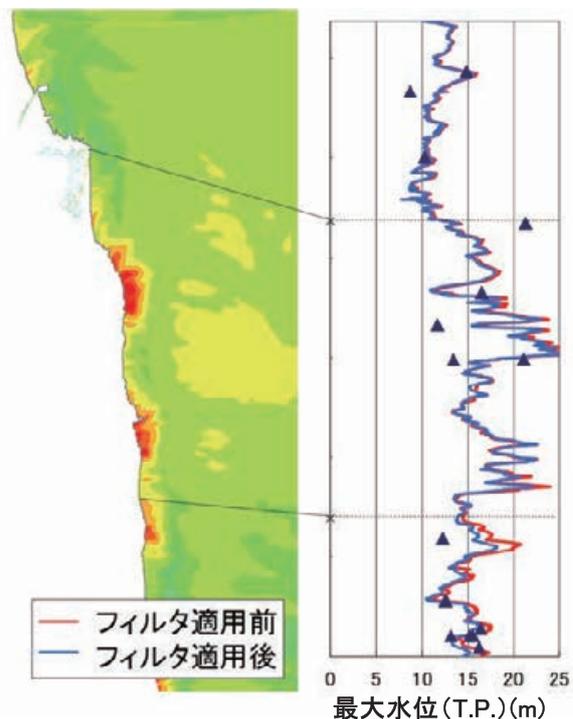


図 7.2.2-6 図 7.2.2-5 に示した各測線上における初期水位分布. 横軸は海岸からの距離 (km), 縦軸は初期水位 (m).

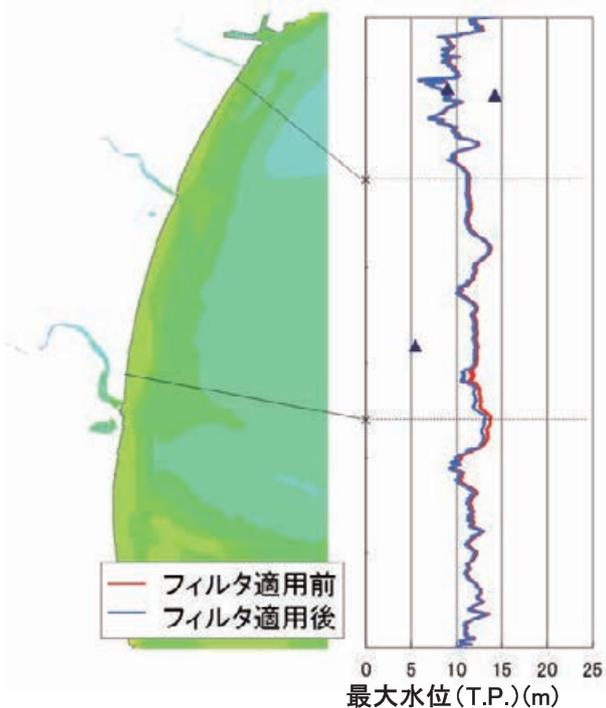
(a) 領域 18



(b) 領域 19



(c) 領域 20



(d) 領域 22

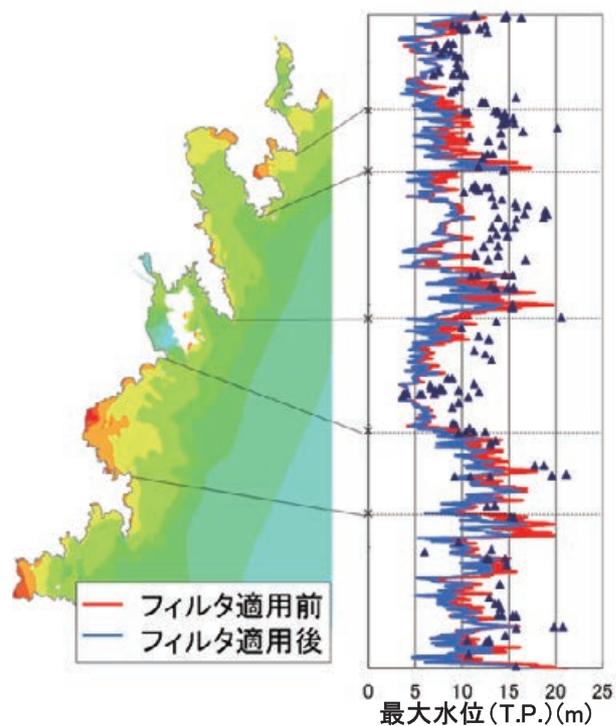


図 7.2.2-7 最大水位 (T.P.) の分布 (a: 領域 18, b: 領域 19, c: 領域 20, d: 領域 22). 右図中の赤線と青線はそれぞれ梶浦フィルターを適用しない場合と適用した場合の海岸での最大水位 (T.P.). ▲は 2011 年東北地方太平洋沖地震による津波痕跡.

### 7.3 本研究資料で用いる津波伝播遡上計算

#### 7.3.1 計算手法

7.1 節で述べた地形モデルおよび 6 章で述べた特性化波源断層モデル(これ以降, 特段の必要がない場合は波源断層モデルと呼ぶ)を用いて, 津波伝播遡上計算を 1,350 m, 450 m, 150 m, 50 m 格子間隔の計算領域で接続したネスティング・グリッド・システムで実施した. 本研究資料(第一部付録編)で用いる津波伝播遡上計算の手法は, 以下の通りである.

##### (1) 地殻変動量・初期水位

地殻変動量は, 7.2 節で述べた通り, Okada (1992)の方法を用いて, 半無限弾性体中の有限矩形断層による地表面(海底面)での変位を与えた. 6 章で設定した波源断層モデルによる地殻変動量は, 波源断層モデルを構成する小さい矩形の要素断層すべてについての地殻変動量を足し合わせることで求めた. ここでは, 鉛直方向の地殻変動量が正のものを隆起, 負のものを沈降とした.

初期水位は, 鉛直方向の地殻変動量に加えて, 7.2.1 項で述べた水平方向の地殻変動の影響(Tanioka and Satake, 1996)を考慮して求めた海底面の鉛直方向の変動量に対して, 7.2.2 項で述べた梶浦フィルター(Kajiura, 1963)を適用し, 海面の変位量として算出した.

水平方向の地殻変動の影響も考慮した海底面の鉛直方向の変動量は次式で表される.

$$u' = u_z + u_x \frac{\partial h}{\partial x} + u_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad (7.3-1)$$

ここで,  $u'$  は海底面の鉛直方向の変動量,  $u_x, u_y, u_z$  はそれぞれ  $x, y, z$  方向の地殻変動量,  $h$  は水深である. 式(7.3-1)は地形勾配が傾き 1/3 以下の場合に適用できるとされているが(Tanioka and Satake, 1996), 本研究資料(第一部付録編)ではこの適用範囲に限らずに全ての地形に対して適用した.

また, 梶浦フィルターは Kajiura (1963) による定義式を漸近展開した以下の式とした.

$$H = \iint u'(x_0, y_0) R dx_0 dy_0 \quad (7.3-2)$$

$$R = (1/\pi) \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n (2n+1) \{ (2n+1)^2 + (x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 \}^{-3/2} \quad (7.3-3)$$

ここで,  $(x, y)$  は海面の座標,  $(x_0, y_0)$  は海底面の座標,  $H$  は海面の変位量,  $u'$  は同一地点の海底面の鉛直方向の変動量である.

なお, 7.2.1.2 項で述べた通り, 地殻変動量の計算は 1,350 m 格子領域のみを対象に行い, その結果を用いて, 内挿補間により 450 m, 150 m, 50 m 格子領域の地殻変動分布を求めている. その上で, 各格子領域の地形データを用いて, 水平変動の寄与の考慮, 梶浦フィルターの適用を行った.

##### (2) 津波伝播遡上計算

津波伝播は, 2.2.3 項で述べた二次元非線形長波理論式に対して, 海底での摩擦を考慮した連続の式(式(7.3-4))および運動方程式(式(7.3-5), 式(7.3-6))を基礎方程式とした.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (7.3-4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ + \frac{gn^2 M \sqrt{M^2 + N^2}}{D^{7/3}} = 0 \end{aligned} \quad (7.3-5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ + \frac{gn^2 N \sqrt{M^2 + N^2}}{D^{7/3}} = 0 \end{aligned} \quad (7.3-6)$$

ここで,  $\eta$  は水位,  $M$  および  $N$  は  $x$  方向および  $y$  方向の線流量,  $D$  は全水深,  $n$  はマニングの粗度係数である.

基礎方程式を有限差分法により離散化する. 格子配置は, staggered 格子とし, スカラー量である水位  $\eta$  は格子中心に, ベクトル量である線流量  $M, N$  は格子辺に設定する. 時間方向には, Leap-frog スキームを用いた.

津波伝播遡上計算においては, 現象の空間的なスケールが幅広いことを考慮し, 空間方向の格子間隔を沖合から 1:3 の割合で細かくしながら接続することで一括して計算を行った. 本研究資料(第一部付録編)においては, 7.1 節に述べた通り, 1,350 m, 450 m, 150 m, 50 m 格子の 4 領域を接続した.

境界条件に関しては、海側境界は完全無反射の透過境界として扱い、陸側境界では陸域への遡上を考慮した方法(小谷ほか, 1998)を用いた。

### (3) 計算時間長

計算時間長は、津波が海岸に到達してから 2 時間以上となるように計算領域ごとに設定した。詳細は 7.3.3 項を参照。

### (4) 計算時間間隔

差分法の計算時間間隔  $\Delta t$  は、計算の安定性を考慮し、2.2.3 項で述べた C.F.L (Courant-Friedrichs-Lewy) 条件(差分スキームの安定条件)を満たす中で適切に設定した。以下に C.F.L 条件を記す。

$$\Delta t \leq \Delta x / \sqrt{2gh_{\max}} \quad (7.3-7)$$

ここで、 $\Delta x$  は空間分解能(計算格子サイズ)、 $g$  は重力加速度、 $h_{\max}$  は最大静水深である。各計算領域における C.F.L 条件を満たす計算時間間隔の最大値を 7.1.1 項の表 7.1.1-2 ~ 表 7.1.1-3 に示す。実際に津波伝播遡上計算を行う際には、計算誤差や現象の非線形性が介在するため、計算時間間隔を表 7.1.1-2、表 7.1.1-3 に示した  $\Delta t$  より余裕をもって小さく設定した。

### (5) 潮位条件

潮位条件は東京湾平均海面(T.P.)を基準面(T.P.+0 m)とした。これは、本研究資料(第一部付録編)では広域の確率論的津波ハザード評価を目的としているため計算対象領域すべての地点で共通の潮位条件を用いる必要があり、そのために日本列島の中央付近にある東京湾の平均海面、すなわち東京湾平均海面(T.P.)を共通の潮位条件として用いることが都合が良いこと、並びに、確率論的なアプローチでは天文潮などの影響も平均海面の周りの確率分布として扱うのが一般的であるためである。

### (6) 施設条件

堤防や水門等の各種の海岸施設は考慮しない。これは、陸域へ遡上した津波の振る舞いではなく、汀線メッシュにおける津波高さを評価の対象としているためである。

ただし、地形モデルの作成に用いた内閣府(2012)などの基礎データは、航空測量成果を元に作成され

ており、各種施設の一部が標高として含まれている。作成した地形モデル(最小格子間隔 50 m)においても、ある程度表現可能と思われる大規模な河川堤防などでは、堤防天端高よりも低い標高として地形に含まれている可能性がある。

### (7) 粗度係数

マニングの粗度係数は、海域・陸域共に  $0.025 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$  の一定値とした。これは、海域での粗度係数は  $0.025 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$  程度の値を用いることが多く(地震調査委員会, 2017)、また、施設条件と同様に、陸域へ遡上した津波の振る舞いではなく、汀線メッシュにおける津波高さを評価の対象としていることから、陸域に対しても海域と同じ値を設定した。

### (8) 打ち切り水深

陸上での遡上計算における計算打ち切り水深は、1 cm ( $10^{-2} \text{ m}$ )とした。

### (9) 特性化波源断層モデル・計算領域

特性化波源断層モデル(6章)と計算領域(7.1節)の組み合わせの中から、海岸での最大水位上昇量が 1 m を超える可能性のある組み合わせについて津波伝播遡上計算を実施した。

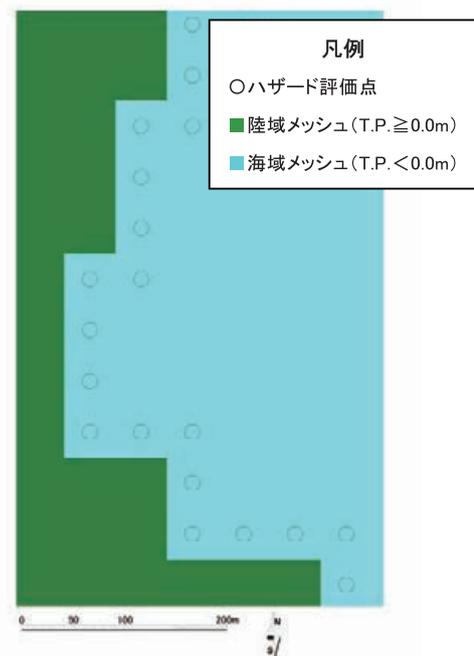


図 7.3.1-1 汀線メッシュ(ハザード評価点)の模式図

### (10) 津波高さの評価位置

津波伝播遡上計算の結果は、汀線付近に設定したハザード評価点における最大水位上昇量として抽出した。本研究資料(第一部付録編)では、ハザード評価点として汀線メッシュを採用した。汀線メッシュとは、50 m 格子領域において陸域から海域に向けて進み標高が最初に T.P. 0 m 未満となる海域メッシュを指す(図 7.3.1-1)。詳細は 7.3.2 項を参照。

また、最大水位上昇量は、最大水位(T.P.)から地殻変動の鉛直成分を差し引いた値として定義した(7.2.1.3 項参照)。

### 7.3.2 評価点の設定

本研究資料(第一部付録編)では、海岸での津波高さを、汀線メッシュにおける最大水位上昇量と定義した。また、津波ハザードを評価する汀線メッシュをハザード評価点と呼ぶ。

藤原ほか(2015)では、津波高さの評価点として汀線メッシュを採用した上で、汀線メッシュにおける最大水位上昇量を海岸での津波高さとするにあたっては、微地形の影響と海岸施設の影響という2つの課題があることを指摘している。ここで、微地形の影響とは汀線メッシュ付近の最大水位上昇量が近接するメッシュ間でばらつくこと、すなわち空間的なばらつきが生じることを指しており、海岸施設の影響とは海岸施設が 50 m 格子の概略的な地形モデルに反映されているか否かで汀線メッシュ付近の最大水位上昇量が異なる場合があることを指している。藤原ほか(2015)では、既存の検討事例の多くにおいて汀線を津波高さの評価地点としていることを指摘している。また、日本海溝沿いを対象として、評価点位置の取り方による最大水位上昇量の違いや、津波の規模、海岸の形状や海底地形が最大水位上昇量分布へ及ぼす影響について検討し、結論として、「津波ハザードを評価するうえで、このような検討から評価地点を特定の地点に限定する一般的で合理的な理由を見出すことはできなかった。そのため当面汀線メッシュでの最大水位上昇量をもってハザード評価のための津波高さを代表する値とした」としている。本研究資料(第一部付録編)では、対象とする海域は異なるものの、藤原ほか(2015)の考え方を踏襲し、汀線メッシュをハザード評価点とすることとした。

本研究資料(第一部付録編)では、50 m 格子領域

において 357,437 点のハザード評価点を設定し、各評価点においてハザードカーブを算出する(8章)。最大水位上昇量分布図(7.4 節, DVD 資料 4)、30 年超過確率分布図および確率論的な最大水位上昇量分布図(9章, DVD 資料 5)は、これらのハザード評価点における結果を地図上に可視化したものである。また、8章では、膨大な数のハザード評価点の中から一定間隔で選別した 72 箇所のハザード評価標本点(表 8.4.1-1, 図 8.4.1-1)を対象とした詳細な検討が行われている。

また、本研究資料(第一部付録編)におけるハザードカーブの算出には使用しないが、参考情報として、ハザード評価点から選別した代表点における津波水位の時系列を抽出している。本研究資料(第一部付録編)では、水位時系列を抽出するハザード評価点を、水位時系列抽出点と呼ぶ。水位時系列抽出点は、まず市街地や港湾等の重要施設前面の汀線付近のハザード評価点に設定し、それらの間の海岸線沿いのハザード評価点上に 10 km 程度に一箇所の割合で置かれるように設定した。沿岸の水位時系列抽出点の数は、2,696 地点(UTM53 帯)および 124 地点(UTM54 帯)である。各水位時系列抽出点に対して、上述の方法で汀線付近(ハザード評価点)に設定した水位時系列抽出点に加え、そこから 1 メッシュ沖側(汀線から 50 m 程度沖側)、2 メッシュ沖側(汀線から 100 m 程度沖側)、水深 10 m 地点の、計 4 地点での水位時系列を一組として算出している(図 7.3.2-1)。

本研究資料(第一部付録編)で設定した、上記のハザード評価点、ハザード評価標本点、水位時系列抽出点の分布図を巻末資料 3、および DVD 資料 3 に収録した。

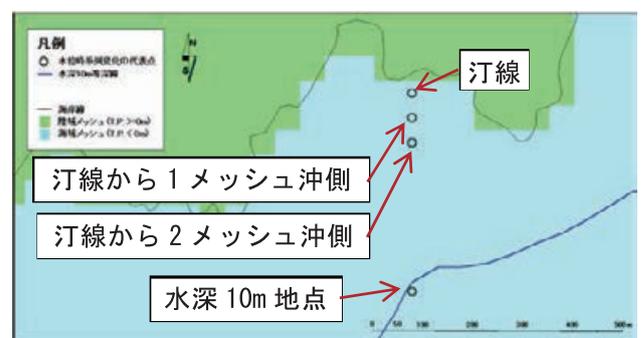


図 7.3.2-1 各水位時系列抽出点において出力される 4 種類の水位時系列の出力点

また、防災科学技術研究所では今後の津波ハザード評価に資する情報として、上記の水位時系列抽出点以外に、検潮所に対応するハザード評価点、沖合の海底水圧計などの観測機器の設置（あるいは計画されている）位置においても水位時系列を出力している。検潮所に対応する水位時系列抽出点は 355 地点 (UTM53 帯) および 6 地点 (UTM54 帯)、沖合の水位時系列抽出点は 177 点である。

### 7.3.3 計算時間の検討

本項では、南海トラフ沿いに設定した波源断層モデルを対象として、計算時間を 12 時間とした津波伝播遡上計算（以下では、12 時間計算と呼ぶ）を実施し、汀線付近の最大水位上昇量、最大水位上昇量の到達時間等を確認し、津波ハザード評価を行うために必要となる計算時間について検討した。

12 時間計算で用いる波源断層モデルは、南海トラフ沿いに設定した特性化波源断層モデルのうち、本研究資料（第一部本編）6 章で設定した最大規模の 8 個の波源断層モデルとした（図 7.3.3-1）。ただし、6.3.3 項で述べた地震モーメントと断層面積の関係式の調整は適用していない。また、本研究資料（第一部付録編）の確率論的津波ハザード評価では図 7.3.3-1 に示したような超大すべり域を持つ波源断層モデルはハザードカーブの推定には含めていないことに注意されたい。

12 時間計算は、UTM53 帯の 50 m 計算格子領域（領域 25 ～ 103）に対してそれぞれ実施した。このうち領域 81 ～ 83 については、UTM54 帯の 50 m 計算格

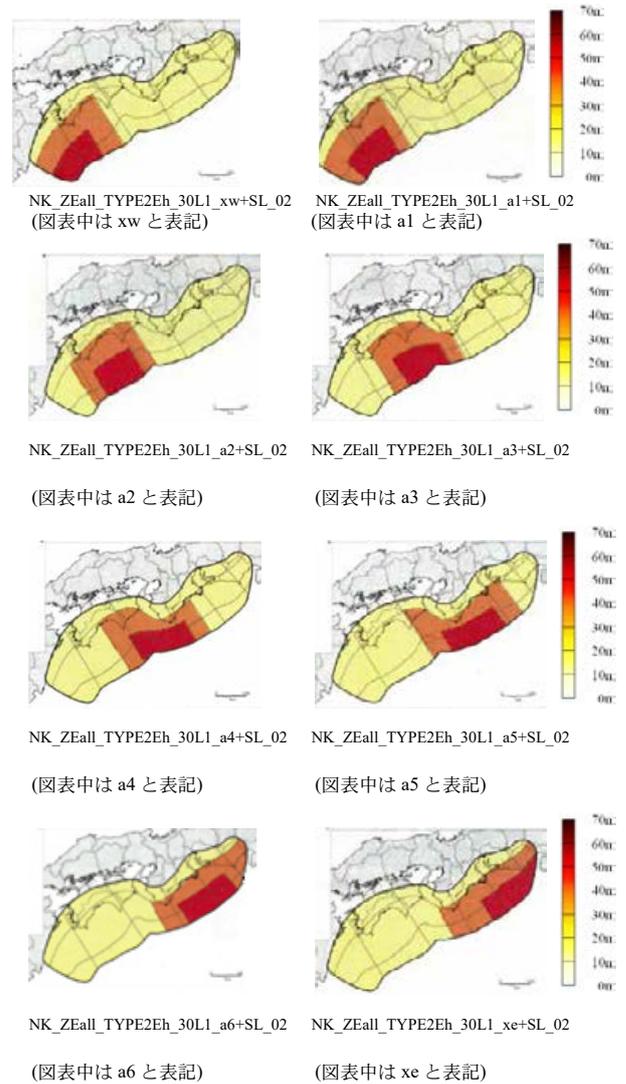


図 7.3.3-1 計算時間の検討に用いる 8 つの波源断層モデルのすべり量分布

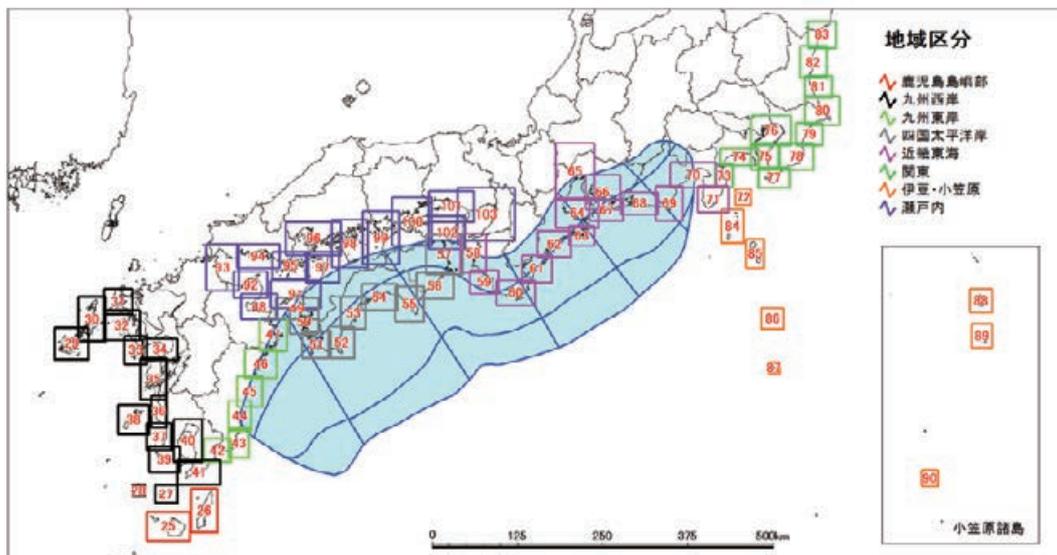


図 7.3.3-2 計算領域の地域区分

表 7.3.3-1 各波源断層モデルにおける最大水位(T.P.)が 1 m 以上となるハザード評価点数

地域	計算領域	ハザード評価点数	12時間計算の最大水位(T.P.)が1m以上となるハザード評価点数								地域	計算領域	ハザード評価点数	12時間計算の最大水位(T.P.)が1m以上となるハザード評価点数								
			a1	a2	a3	a4	a5	a6	xw	xe				a1	a2	a3	a4	a5	a6	xw	xe	
鹿児島島嶼部	25	3878	3643	3472	3252	3013	3253	3444	3711	3442	伊豆小笠原	72	1093	1086	1093	1088	1093	1093	1093	1053	1093	
	26	4414	4414	4414	4414	4411	4414	4414	4414	4414		73	1720	1712	1715	1713	1720	1720	1720	1711	1720	
九州西岸	27	793	776	626	565	445	514	670	793	702	関東	74	3661	3551	3619	3555	3653	3661	3661	3566	3661	
	28	455	401	291	255	258	266	324	452	317		75	5957	5356	5945	5820	5948	5957	5957	5339	5957	
	29	10166	694	126	64	41	10	2	873	12		76	9198	4977	6096	5106	5826	7163	8800	4921	9149	
	30	13174	167	81	0	0	0	2	261	2		77	2482	2469	2469	2469	2482	2482	2482	2469	2482	
	31	9601	2553	2277	1536	99	148	4047	2667	4337		78	2109	2101	2086	2105	2109	2109	2109	2092	2109	
	32	7304	2941	2504	2077	883	1370	3307	3290	4128		79	1038	1032	1032	1032	1038	1038	1038	1032	1038	
	33	4477	2209	1330	586	503	261	275	2509	970		80	2709	2706	2706	2706	2709	2709	2709	2706	2709	
	34	4636	662	850	491	0	0	40	960	691		81	898	894	894	894	898	898	898	894	898	
	35	12406	5632	5406	3140	1103	159	267	5693	581		82	1756	1749	1752	1752	1756	1756	1756	1747	1756	
	36	2249	2238	2239	2149	1331	124	1368	2239	1883		83	1799	1785	1794	1781	1798	1797	1799	1776	1799	
	37	2147	2063	2019	1797	1592	731	1609	2035	1704		伊豆小笠原	84	1899	1899	1899	1899	1899	1899	1899	1899	1899
	38	4070	1077	613	295	265	398	185	1529	272			85	1278	1278	1278	1278	1278	1278	1278	1278	1278
	39	2692	2680	2523	1755	1843	1339	1716	2682	1788			86	1075	1075	1075	1075	1075	1075	1075	1075	1075
	40	6331	3970	1591	712	561	659	943	4038	1754			87	250	250	250	250	250	250	250	250	250
41	3791	3765	3668	3104	2762	3019	2887	3782	3034	88	1127		1127	1127	1127	1127	1127	1127	1127	1127		
九州東岸	42	2629	2586	2586	2586	2586	2586	2586	2586	89	1310		1310	1310	1310	1310	1310	1310	1310	1310		
	43	2228	2217	2217	2217	2228	2228	2228	2217	90	617		617	617	617	617	617	617	617	617		
	44	1696	1690	1690	1690	1696	1696	1696	1690	瀬戸内	91		6501	6489	6484	6449	6404	6385	6378	6489	6434	
	45	1177	1174	1174	1174	1177	1177	1177	1174		92		3208	3149	3093	1092	581	281	292	3149	699	
	46	3973	3949	3949	3949	3973	3971	3973	3949		3973		93	8866	6617	6480	4004	2741	2983	3108	6619	3587
47	7831	7818	7818	7813	7807	7805	7825	7818	7829		94		7258	7119	6970	4669	1424	1437	2432	7146	3845	
瀬戸内	48	3826	3819	3819	3819	3825	3808	3782	3819		3820		95	9140	8577	7950	5674	3502	1700	3454	8641	4512
	49	7633	7593	7589	7560	7571	7485	7533	7593		7554		96	18785	16627	15950	12740	10916	8547	7060	16882	7791
四国太平洋岸	50	7119	7082	7081	7074	7082	6946	6974	7082		7005		97	5405	4888	4620	4478	4179	3205	2470	4931	2849
	51	6250	6235	6235	6232	6248	6165	6204	6235		6227	98	18671	16439	16269	14408	13346	9661	7808	16653	9639	
	52	3044	3035	3035	3035	3044	3044	3044	3035		3044	99	13814	11892	12866	12283	11284	8598	5744	12015	8220	
	53	3392	3371	3371	3371	3392	3287	3277	3371		3359	100	17002	14019	15305	14863	13313	9112	7269	13983	9865	
	54	4021	4003	4003	4003	4021	3907	3793	4003		3977	101	8621	4362	5084	5245	4500	1599	1818	4389	3345	
	55	2356	2351	2351	2351	2356	2356	2356	2351		2356	102	5937	5863	5826	5916	5906	5184	3760	5875	4358	
	56	2790	2785	2785	2785	2790	2790	2790	2785		2790	103	13753	13205	13439	13572	13391	11744	11285	13210	12024	
	57	5829	5825	5825	5825	5826	5686	4877	5825		5312	近畿東海	58	5105	5093	5093	5093	5105	5105	5082	5093	5105
59	2559	2554	2554	2554	2559	2559	2559	2554	2559	59	2559		2554	2554	2554	2559	2559	2559	2554	2559		
60	4798	4793	4793	4583	4798	4798	4797	4793	4791	60	4798		4793	4793	4583	4798	4798	4797	4793	4791		
61	2921	2913	2913	2913	2921	2921	2921	2913	2921	61	2921		2913	2913	2913	2921	2921	2921	2913	2921		
62	5474	5432	5408	5336	5474	5474	5474	5414	5474	62	5474		5432	5408	5336	5474	5474	5474	5414	5474		
63	6353	6341	6348	6346	6353	6353	6353	6346	6353	63	6353		6341	6348	6346	6353	6353	6353	6346	6353		
64	6383	5906	6069	6046	6313	6383	6383	5842	6383	64	6383		5906	6069	6046	6313	6383	6383	5842	6383		
65	6417	5715	6221	5945	6417	6417	6417	5595	6417	65	6417		5715	6221	5945	6417	6417	6417	5595	6417		
66	6386	2986	4178	3509	5000	5721	6386	2775	6386	66	6386		2986	4178	3509	5000	5721	6386	2775	6386		
67	4008	2036	2389	2211	2810	3106	4008	1977	4008	67	4008		2036	2389	2211	2810	3106	4008	1977	4008		
68	3894	1395	1403	1393	1457	1397	3578	1394	3879	68	3894		1395	1403	1393	1457	1397	3578	1394	3879		
69	2026	1973	2004	1944	1983	2026	2026	1941	2026	69	2026		1973	2004	1944	1983	2026	2026	1941	2026		
70	3849	3346	3763	3401	3584	3599	3765	3529	3849	70	3849		3346	3763	3401	3584	3599	3765	3529	3849		
71	3591	3584	3584	3584	3591	3591	3591	3584	3591	71	3591		3584	3584	3584	3591	3591	3591	3584	3591		

- ・ 赤色セル：最大水位 (T.P.) が 1 m 以上となるハザード評価点が 0 地点
- ・ 黄色セル：最大水位 (T.P.) が 1 m 以上となるハザード評価点が 1 地点以上、100 地点未満
- ・ a1 ~ a6, xe, xw : 図 7.3.3-1 に示した波源断層モデル名に対応

となるハザード評価点を対象に算出した各計算領域での最大水位 (T.P.) の平均値と最大値を示す。

これらの図表から、九州西岸地域では、最大水位 (T.P.) が 1 m 以上となるハザード評価点が少なく、波源断層モデルによっては 1 地点もない計算領域も見られる。また、最大規模の波源断層モデルによる津波においても、最大水位 (T.P.) の平均値は 1 ~ 2 m 程度である。関東地域および瀬戸内地域では、九州西岸地域と同様、最大水位 (T.P.) の平均値が 1 ~ 2 m 程度となる計算領域が見られるものの、最大水位 (T.P.) が 1 m 以上となる地点の数は多い。九州東岸地域、四国太平洋岸地域、近畿東海地域および伊豆・小笠原地域では、計算領域での最大水位 (T.P.) が平均値でも 10 m を超えるものがある。また、最大水位 (T.P.) が 1 m 以上となるハザード評価点は数千程度である。

子領域 (領域 14 ~ 17) での計算時間設定のための参考とした。また、地域的な特徴を検討するために、計算領域を地形条件から 8 つに区分した (図 7.3.3-2)。

各計算領域のハザード評価点数および、12 時間計算において各波源断層モデルによる最大水位 (T.P.) が 1 m 以上となるハザード評価点数を表 7.3.3-1 に示す。赤色のセルは、最大水位 (T.P.) が 1 m 以上となるハザード評価点のない波源断層モデルと計算領域の組合せ、黄色のセルは最大水位 (T.P.) が 1 m 以上となるハザード評価点が 100 地点未満となる波源断層モデルと計算領域の組合せを示している。

表 7.3.3-2、表 7.3.3-3 および図 7.3.3-3、図 7.3.3-4 には、12 時間計算による最大水位 (T.P.) が 1 m 以上

表 7.3.3-2 12 時間計算による最大水位 (T.P.) の平均値 (最大水位が 1 m 以上のハザード評価点から算出)

地域	計算領域	ハザード評価点での12時間計算の最大水位(T.P.)の平均(1m未満は対象外)							
		a1	a2	a3	a4	a5	a6	xw	xe
鹿児島島嶼部	25	2.8	1.9	1.8	1.7	1.6	1.7	4.1	1.8
	26	4.7	3.5	3.1	2.4	2.2	2.2	5.8	2.3
九州西岸	27	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.4	1.2
	28	1.2	1.1	1.1	1.2	1.2	1.2	1.4	1.2
	29	1.3	1.2	1.1	1.0	1.0	1.0	1.3	1.0
	30	1.0	1.1	0.0	0.0	0.0	1.0	1.0	1.0
	31	1.4	1.3	1.1	1.0	1.0	1.1	1.5	1.2
	32	1.4	1.5	1.3	1.1	1.0	1.2	1.4	1.3
	33	1.4	1.3	1.2	1.2	1.2	1.0	1.3	1.0
	34	1.1	1.1	1.0	0.0	0.0	1.0	1.1	1.0
	35	1.8	1.5	1.2	1.1	1.1	1.0	1.8	1.1
	36	1.6	1.6	1.2	1.1	1.1	1.1	1.7	1.1
	37	1.8	1.7	1.6	1.2	1.1	1.1	1.9	1.2
	38	1.3	1.2	1.2	1.1	1.2	1.1	1.4	1.1
	39	1.6	1.4	1.2	1.2	1.1	1.2	1.7	1.3
	40	1.2	1.3	1.3	1.2	1.2	1.1	1.3	1.1
	41	2.8	2.6	2.1	1.9	1.7	1.8	3.0	1.8
	九州東岸	42	5.2	4.6	3.2	2.4	2.1	2.9	5.3
43		7.4	7.0	4.5	3.3	2.8	2.8	8.4	3.0
44		10.3	6.7	5.0	3.5	2.7	2.6	11.3	2.9
45		13.4	7.0	5.2	3.8	3.1	3.1	15.5	3.4
46		13.1	7.0	4.6	3.1	2.4	2.6	14.7	2.7
47		8.9	5.7	3.2	2.3	1.9	2.1	9.7	2.3
瀬戸内	48	4.4	3.4	2.1	1.5	1.4	1.7	4.6	1.9
四国太平洋岸	49	7.4	5.5	3.3	2.0	1.6	2.3	7.7	2.6
	50	8.2	6.2	3.4	1.9	1.5	2.0	8.7	2.1
	51	13.5	9.8	5.1	4.1	2.6	2.3	14.6	2.3
	52	20.0	17.0	13.1	7.1	4.8	3.7	17.4	3.7
	53	12.9	18.9	14.3	9.1	4.0	3.6	11.5	3.8
	54	9.1	13.1	10.2	7.7	3.2	3.0	8.8	3.2
	55	6.8	9.9	11.8	9.1	6.7	5.0	6.8	5.2
	56	7.2	7.3	17.2	13.5	8.1	6.4	6.4	6.2
	57	3.9	4.0	6.2	6.1	3.9	2.8	3.7	2.9
	58	4.8	5.1	7.0	8.5	5.1	3.9	4.6	4.0
近畿東海	59	7.2	7.1	10.4	14.7	10.6	7.7	5.9	8.0
	60	5.0	5.4	4.4	14.1	13.6	7.3	4.4	6.9
	61	3.0	4.4	3.8	10.2	19.9	16.3	3.2	11.7
	62	3.9	4.4	3.9	7.6	20.5	19.0	3.5	16.4
	63	2.9	3.4	3.2	4.6	11.3	13.0	2.8	12.1
	64	2.2	2.4	2.3	3.1	5.4	8.8	2.2	8.5
	65	1.4	1.5	1.4	1.7	2.8	3.5	1.4	3.7
	66	1.8	1.8	2.1	2.0	2.8	6.1	1.8	6.4
	67	3.3	3.3	4.0	4.0	4.5	10.5	3.2	10.9
	68	3.1	4.0	4.3	5.3	4.8	6.0	2.8	8.6
	69	2.9	3.2	3.2	4.4	4.7	7.3	2.8	16.6
	70	2.4	2.4	2.2	2.4	2.8	8.8	2.3	13.3
	71	2.9	2.9	3.0	3.2	4.2	14.7	3.0	23.7
伊豆小笠原	72	1.8	2.0	2.0	2.4	2.9	5.6	1.9	9.5
関東	73	1.3	1.5	1.4	1.6	2.2	3.6	1.3	5.8
	74	2.0	2.0	1.8	1.8	2.4	4.0	1.9	5.3
	75	1.8	1.9	1.7	1.8	2.3	3.3	1.8	4.4
	76	1.3	1.5	1.3	1.5	1.8	2.0	1.3	2.2
	77	2.7	2.3	2.5	2.3	3.3	5.8	2.8	7.4
	78	2.0	1.8	2.0	2.1	3.1	5.8	2.0	7.3
	79	2.3	2.2	2.5	2.7	3.0	5.2	2.3	6.3
	80	2.1	2.1	2.1	2.2	2.4	3.3	2.1	4.2
	81	1.8	2.0	1.9	2.0	2.1	3.0	1.8	3.7
	82	1.6	1.8	1.8	1.9	1.9	2.7	1.6	3.1
	83	1.4	1.6	1.5	1.5	1.6	2.2	1.3	2.8
伊豆小笠原	84	2.7	2.5	2.7	3.3	4.1	12.0	2.7	21.1
	85	2.5	2.8	3.0	3.5	4.6	8.4	2.5	13.0
	86	3.2	3.3	3.8	4.0	5.7	10.0	3.2	11.2
	87	3.7	4.8	4.2	5.1	8.3	13.8	3.4	13.9
	88	8.2	7.4	7.3	7.5	8.7	7.8	8.8	6.8
	89	7.2	5.9	5.4	5.8	6.7	5.6	7.4	4.5
	90	11.8	10.5	7.9	6.0	4.8	4.3	11.6	3.9
瀬戸内	91	6.6	4.7	2.9	2.0	1.6	2.1	7.0	2.3
	92	1.9	1.5	1.3	1.2	1.2	1.2	2.0	1.1
	93	1.5	1.4	1.2	1.1	1.2	1.3	1.5	1.3
	94	2.0	1.7	1.1	1.0	1.0	1.1	2.0	1.1
	95	1.9	1.7	1.2	1.1	1.0	1.1	1.9	1.1
	96	1.5	1.5	1.3	1.2	1.1	1.1	1.5	1.1
	97	1.9	1.8	1.6	1.4	1.2	1.1	1.9	1.2
	98	1.4	1.5	1.4	1.3	1.1	1.1	1.4	1.1
	99	1.3	1.6	1.6	1.6	1.3	1.1	1.3	1.2
	100	1.4	1.6	1.5	1.5	1.3	1.1	1.4	1.2
	101	1.3	1.3	1.3	1.3	1.1	1.1	1.2	1.2
	102	2.3	2.6	3.4	3.4	2.3	2.0	2.2	1.9
	103	2.2	2.4	2.7	2.7	2.0	1.8	2.2	1.9

- ・ 灰色のセル：1 m 以上になる地点がない計算領域
- ・ 黄色のセル：1 m 以上となる計算領域
- ・ 赤色のセル：2 m 以上となる計算領域

表 7.3.3-3 12 時間計算による最大水位 (T.P.) の最大値 (最大水位が 1 m 以上のハザード評価点から算出)

地域	計算領域	ハザード評価点での12時間計算の最大水位(T.P.)の最大値(1m未満は対象外)							
		a1	a2	a3	a4	a5	a6	xw	xe
鹿児島島嶼部	25	11.4	5.4	4.5	4.5	3.2	4.3	19.0	3.9
	26	9.2	6.5	5.7	4.6	4.2	4.2	12.8	3.9
九州西岸	27	2.5	2.0	1.7	1.7	1.9	2.1	2.8	1.9
	28	1.8	1.6	1.6	1.7	1.9	1.8	2.3	1.8
	29	2.3	1.6	1.3	1.1	1.0	1.0	2.3	1.2
	30	1.2	1.2	0.0	0.0	0.0	1.0	1.2	1.0
	31	2.1	1.7	1.3	1.1	1.2	1.5	2.2	1.6
	32	2.0	2.0	1.5	1.2	1.2	1.5	2.0	1.6
	33	2.7	2.3	1.5	1.7	1.3	1.2	2.6	1.2
	34	1.5	1.3	1.2	0.0	0.0	1.2	1.6	1.2
	35	2.8	2.0	2.1	1.6	1.3	1.1	2.8	1.3
	36	2.1	2.2	1.8	1.5	1.3	1.5	2.2	1.5
	37	2.5	2.6	2.7	1.9	1.7	1.8	2.7	1.7
	38	2.3	1.9	1.6	1.6	1.8	1.4	2.7	1.5
	39	2.6	2.4	2.0	2.3	1.8	2.1	2.9	2.2
	40	2.5	3.0	2.7	3.0	2.7	2.7	2.7	2.4
	41	7.2	6.4	4.6	3.6	3.6	3.6	7.5	4.0
	九州東岸	42	10.4	11.3	8.0	3.8	3.9	5.0	11.0
43		14.0	14.2	8.4	5.7	4.7	4.3	14.3	4.6
44		14.1	13.2	7.2	5.1	3.9	3.8	16.0	4.0
45		16.7	9.8	8.2	4.9	4.3	3.8	20.4	4.8
46		20.8	11.8	8.6	4.9	4.3	3.7	24.3	4.2
47		17.6	11.3	6.5	6.0	4.2	3.9	20.9	4.2
瀬戸内	48	9.3	6.6	3.1	2.9	2.0	2.6	8.4	2.6
四国太平洋岸	49	16.6	10.8	10.2	5.5	3.7	4.0	16.9	4.4
	50	15.7	11.4	7.1	3.5	2.5	4.0	16.8	4.4
	51	27.4	20.2	13.5	16.8	11.6	8.0	27.5	6.8
	52	36.7	25.2	22.3	14.9	8.8	6.0	34.0	6.7
	53	22.5	31.1	25.3	16.5	8.0	6.3	18.9	6.2
	54	18.8	27.6	21.1	16.5	6.8	6.0	18.3	6.7
	55	15.9	20.2	23.4	18.1	13.9	11.1	16.3	11.4
	56	11.6	15.0	27.4	22.2	15.0	11.0	11.7	11.6
	57	11.7	13.2	22.3	20.9	15.4	9.8	11.0	10.4
	58	11.0	10.9	19.9	22.0	13.5	9.7	9.5	10.2
近畿東海	59	13.2	13.3	17.1	26.0	20.5	12.3	11.3	13.6
	60	12.2	13.3	13.6	28.1	29.5	20.4	11.3	17.7
	61	6.4	7.6	10.0	18.8	34.3	31.5	6.0	22.6
	62	7.8	8.0	7.1	18.3	37.9	37.6	5.7	30.8
	63	9.4	10.4	10.7	11.3	32.1	32.7	6.4	30.8
	64	6.6	6.6	7.7	9.1	13.7	29.8	6.5	29.6
	65	2.5	2.6	2.7	3.3	4.1	8.9	2.6	7.9
	66	5.5	5.8	8.2	8.8	6.3	25.1	5.8	28.6
	67	6.7	6.9	6.4	9.7	13.9	30.0	6.7	29.7
	68	4.4	5.3	6.0	7.2	7.0	21.8	4.2	28.8
	69	4.7	6.3	6.4	10.0	13.4	12.9	4.7	28.1
	70	4.9	4.9	5.0	5.3	5.7	27.6	4.9	37.5
	71	6.5	6.5	6.7	6.8	10.5	31.9	6.5	52.7
伊豆小笠原	72	4.0	3.7	4.1	4.9	7.2	13.7	3.6	24.5
関東	73	2.1	2.6	2.3	3.0	3.5	7.6	2.3	13.0
	74	6.2	4.7	5.1	4.2	4.0	8.4	5.9	11.6
	75	4.6	4.1	4.0	3.3	4.2	6.2	4.4	9.3
	76	1.8	2.2	1.8	2.1	2.7	3.3	1.7	3.8
	77	6.4	5.2	5.8	5.9	5.9	13.5	6.7	15.8
	78	3.3	3.3	3.8	5.1	4.8	9.5	3.6	11.6
	79	3.3	3.0	4.0	4.1	4.4	7.6	3.8	8.6
	80	4.5	3.7	4.4	3.9	4.4	8.5	4.0	11.0
	81	2.7	2.6	2.8	2.7	2.9	5.0	2.5	5.3
	82	2.2	2.6	2.5	2.7	2.7	4.1	2.4	4.9
	83	2.1	2.3	2.3	2.4	2.4	3.8	2.2	4.0
伊豆小笠原	84	5.0	4.7	5.6	6.5	8.2	26.6	5.7	47.5
	85	4.8	6.2	5.1	7.1	9.0	18.3	4.7	28.8
	86	7.7	9.1	11.9	7.8	10.9	20.6	7.1	22.4
	87	6.0	8.1	8.1	7.4	14.3	23.8	6.0	23.9
	88	15.4	14.4	14.2	12.5	14.6	12.7	15.9	11.4
	89	13.2	11.6	10.1	11.4	11.2	11.0	12.8	8.3
	90	19.0	16.6	12.2	8.9	7.3	6.2	18.4	6.7
瀬戸内	91	16.5	10.3	7.5	4.6	3.4	4.2	17.1	4.8
	92	5.8	3.2	2.3	1.7	1.5	2.0	5.8	2.2
	93	2.2	2.1	1.6	1.4	1.6			

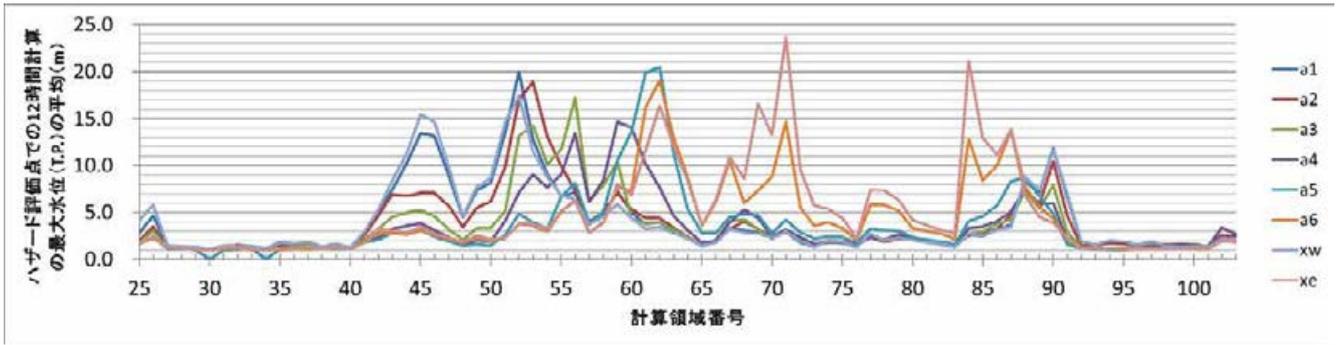


図 7.3.3-3 各計算領域のハザード評価点での 12 時間計算による最大水位 (T.P.) の平均値 (最大水位 (T.P.) が 1 m 以上の地点のみから算出)

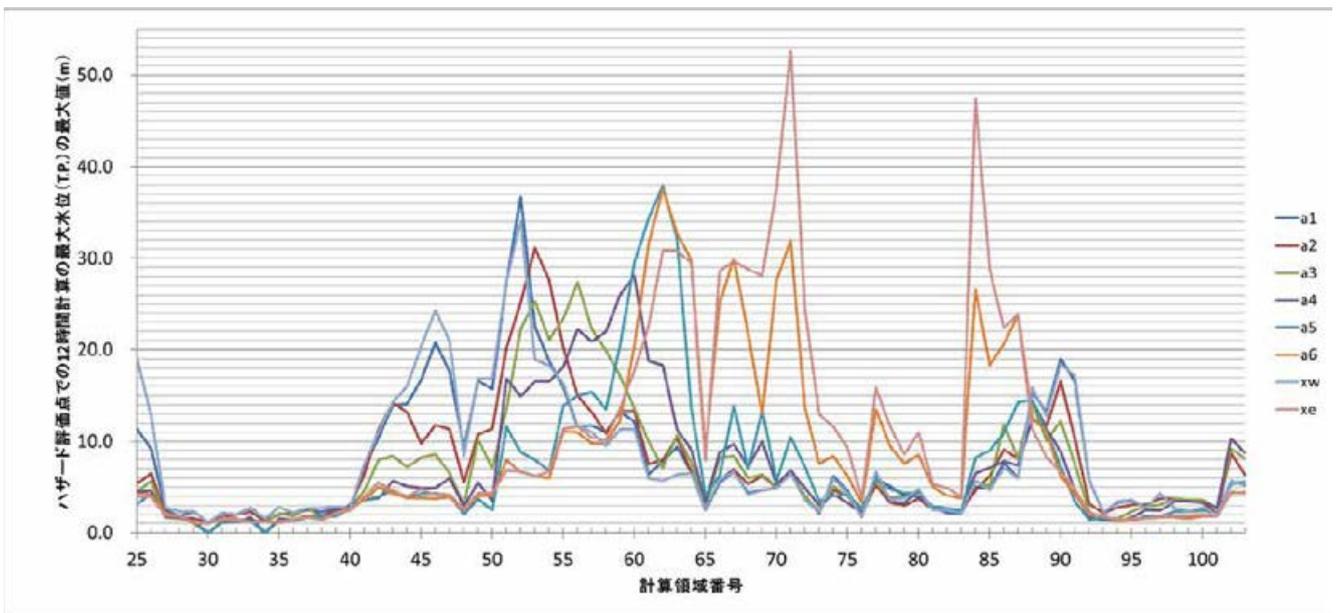


図 7.3.3-4 各計算領域のハザード評価点での 12 時間計算による最大水位 (T.P.) の最大値 (最大水位 (T.P.) が 1 m 以上の地点のみから算出)

最大水位 (T.P.) の出現時間を調べるために、12 時間計算の結果に基づき、50 m 計算格子領域内のハザード評価点から 24 点の代表点を抽出し、計算時間を 1 時間から 12 時間まで 1 時間ずつ変化させた場合の最大水位 (T.P.) を求め、12 時間計算による最大水位 (T.P.) に対する割合を求めた。抽出した 24 点の代表点は、各計算領域のハザード評価点のうち、最大水位 (T.P.) が 1 m 以上となる地点から等間隔に抽出した。

波源断層モデル NK\_ZEall\_TYPE2Eh\_30L1\_a1+SL (図 7.3.3-1 参照) を用いた 12 時間計算による最大水位 (T.P.) に対する各時間までの最大水位 (T.P.) の割合 (%) を、領域番号 25 ~ 103 について図 7.3.3-5 に示す。

同一領域内でも、最大水位 (T.P.) の出現時間には大きな差異があることが確認できる。例えば、計算領域 57 では、数時間で最大水位 (T.P.) となる代表点がある一方で、第一波が到達してから数波後の 9 時間後に最大水位 (T.P.) となる代表点もある。また、波源域に近い計算領域では、すべての代表点で 1, 2 時間程度で最大水位 (T.P.) となっているケースが確認できる。

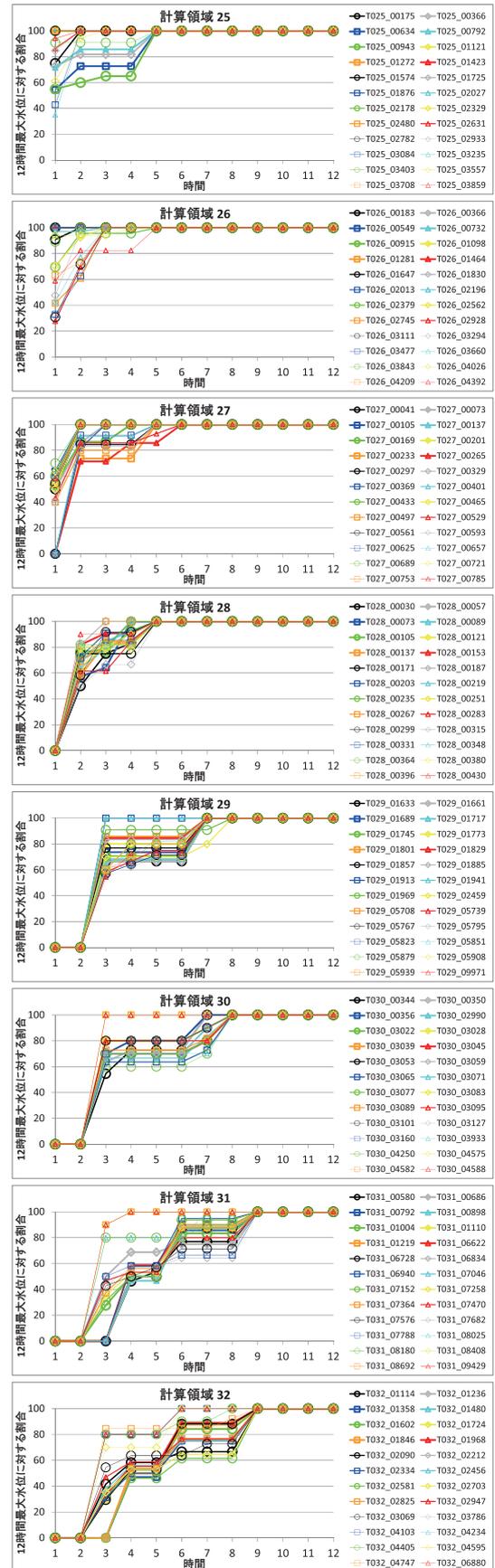


図 7.3.3-5 12 時間計算の最大水位 (T.P.) に対する各時間までの最大水位 (T.P.) の割合 (%) (1/10)

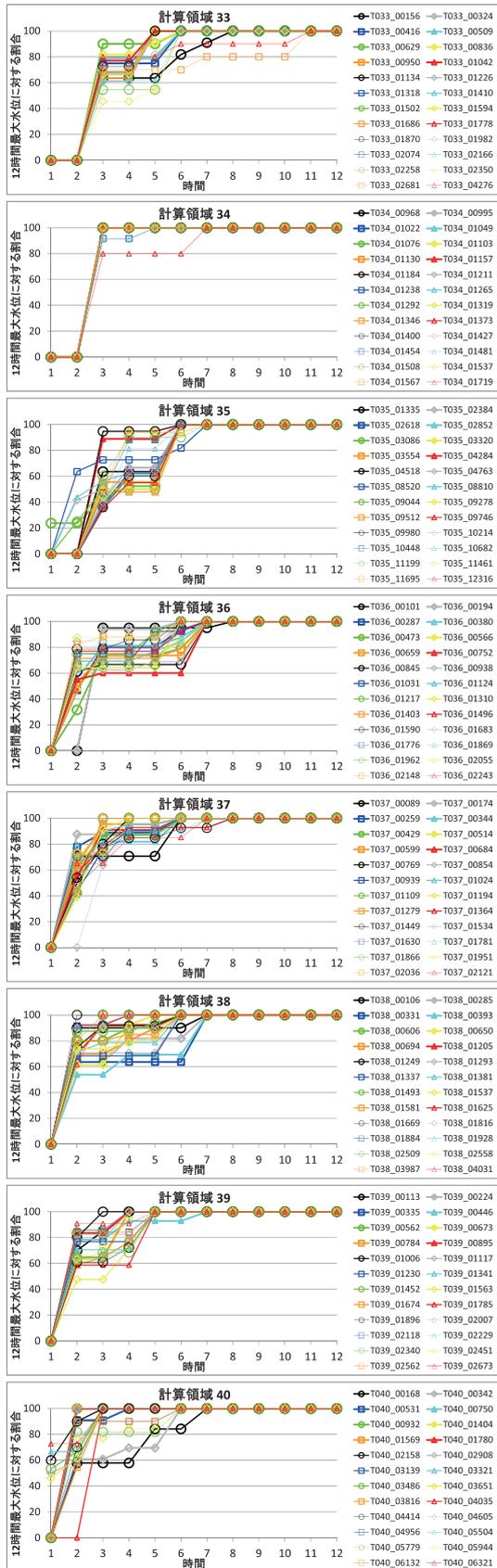


図 7.3.3-5 12 時間計算の最大水位 (T.P.) に対する各時間までの最大水位 (T.P.) の割合 (%) (2/10)

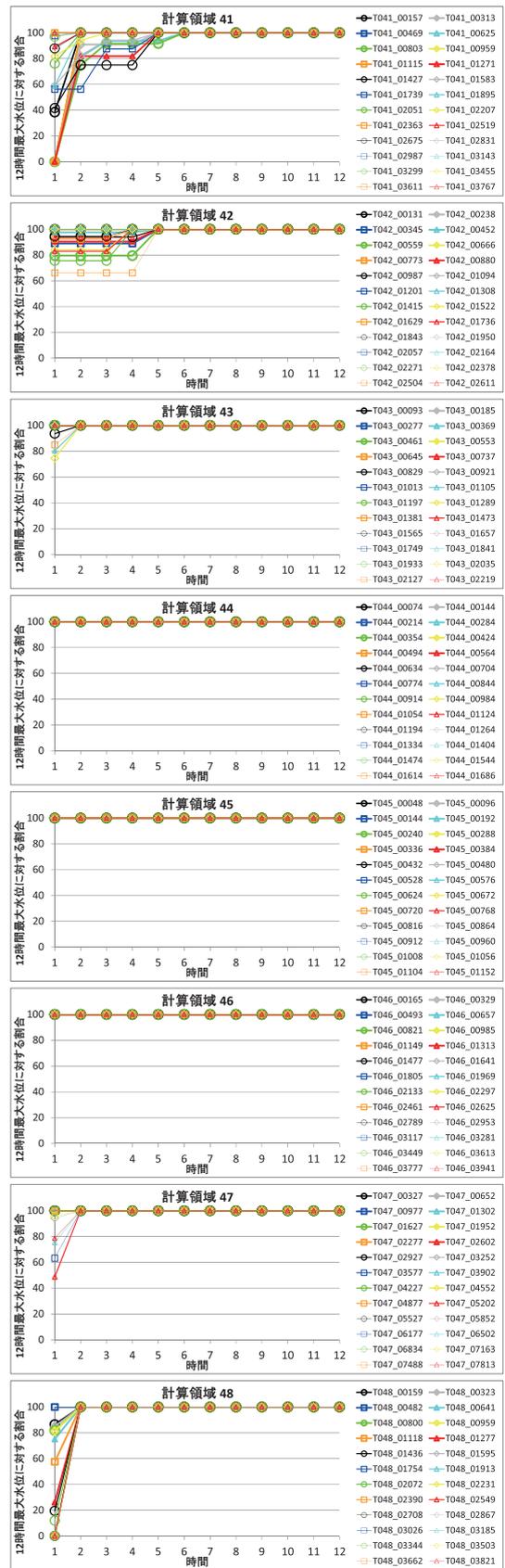


図 7.3.3-5 12 時間計算の最大水位 (T.P.) に対する各時間までの最大水位 (T.P.) の割合 (%) (3/10)

7.3 本研究資料で用いる津波伝播上で計算

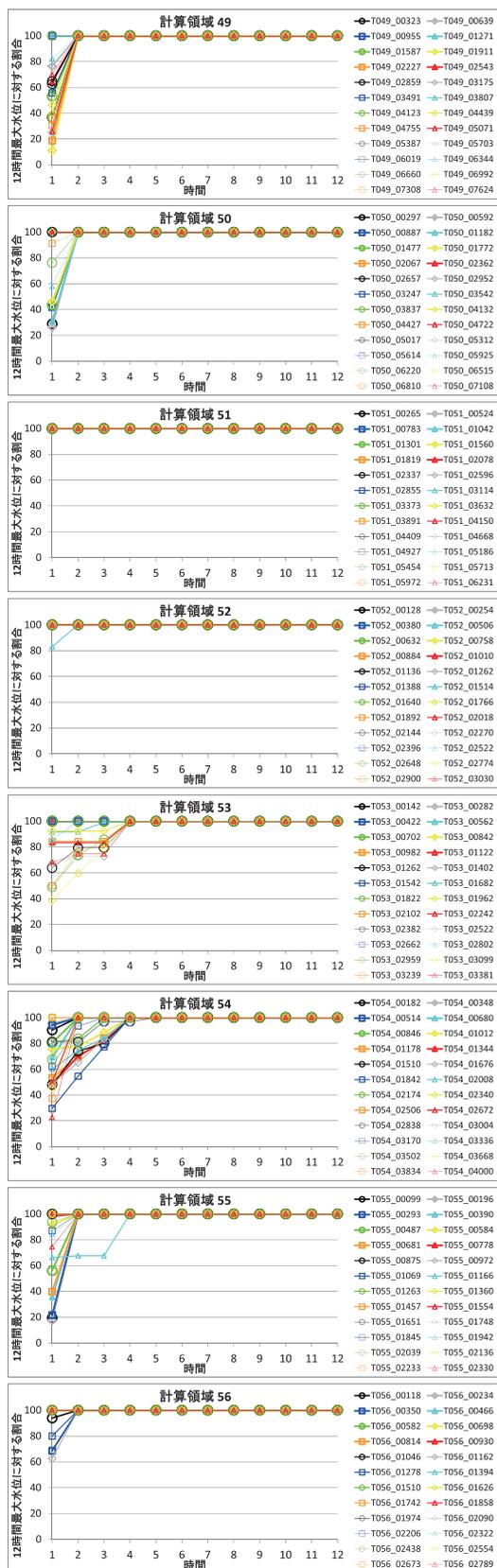


図 7.3.3-5 12 時間計算の最大水位 (T.P.) に対する各時間までの最大水位 (T.P.) の割合 (%) (4/10)

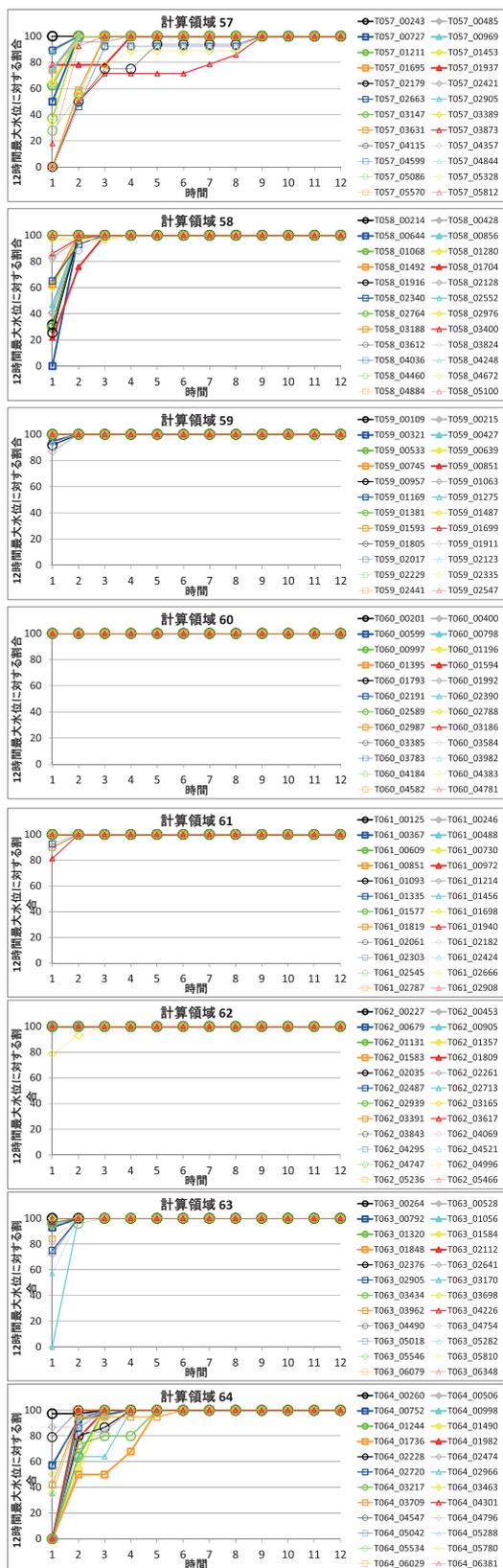


図 7.3.3-5 12 時間計算の最大水位 (T.P.) に対する各時間までの最大水位 (T.P.) の割合 (%) (5/10)

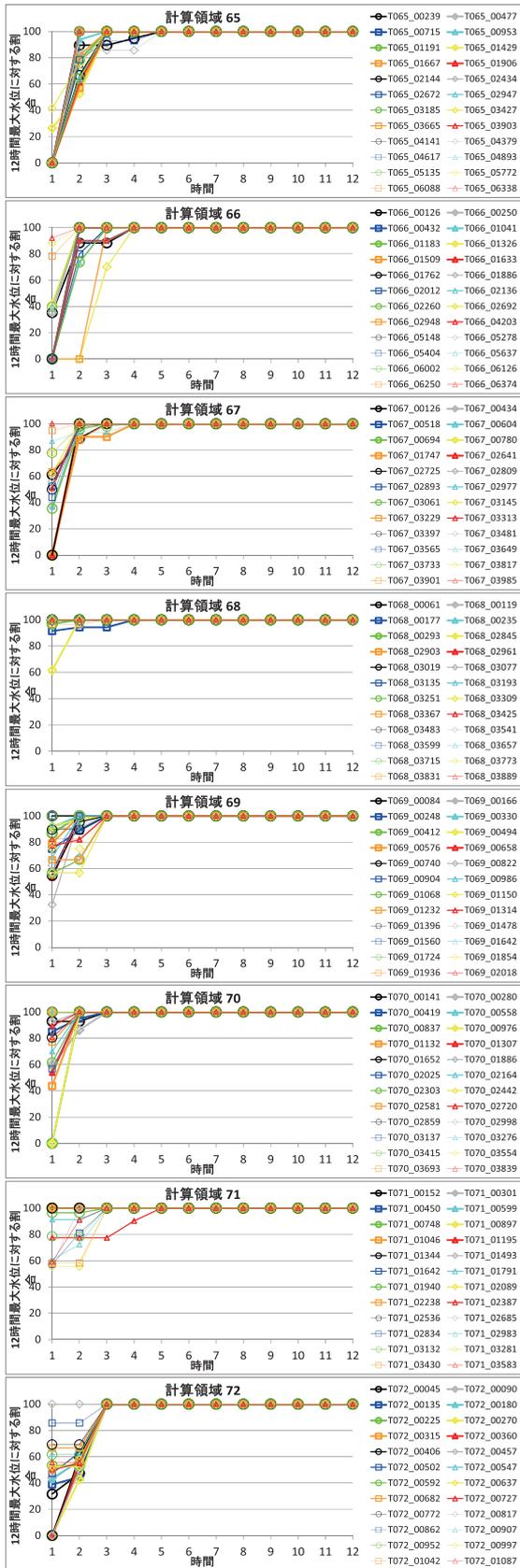


図 7.3.3-5 12 時間計算の最大水位 (T.P.) に対する各時間までの最大水位 (T.P.) の割合 (%) (6/10)

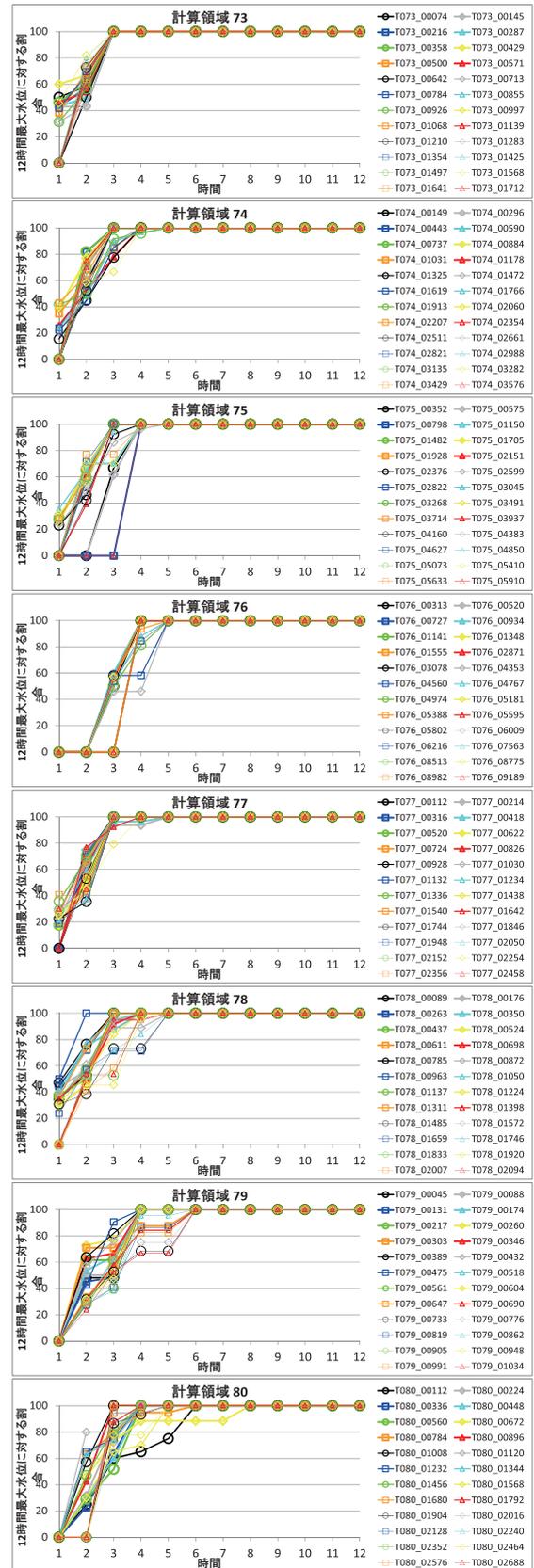


図 7.3.3-5 12 時間計算の最大水位 (T.P.) に対する各時間までの最大水位 (T.P.) の割合 (%) (7/10)

7.3 本研究資料で用いる津波伝播遡上計算

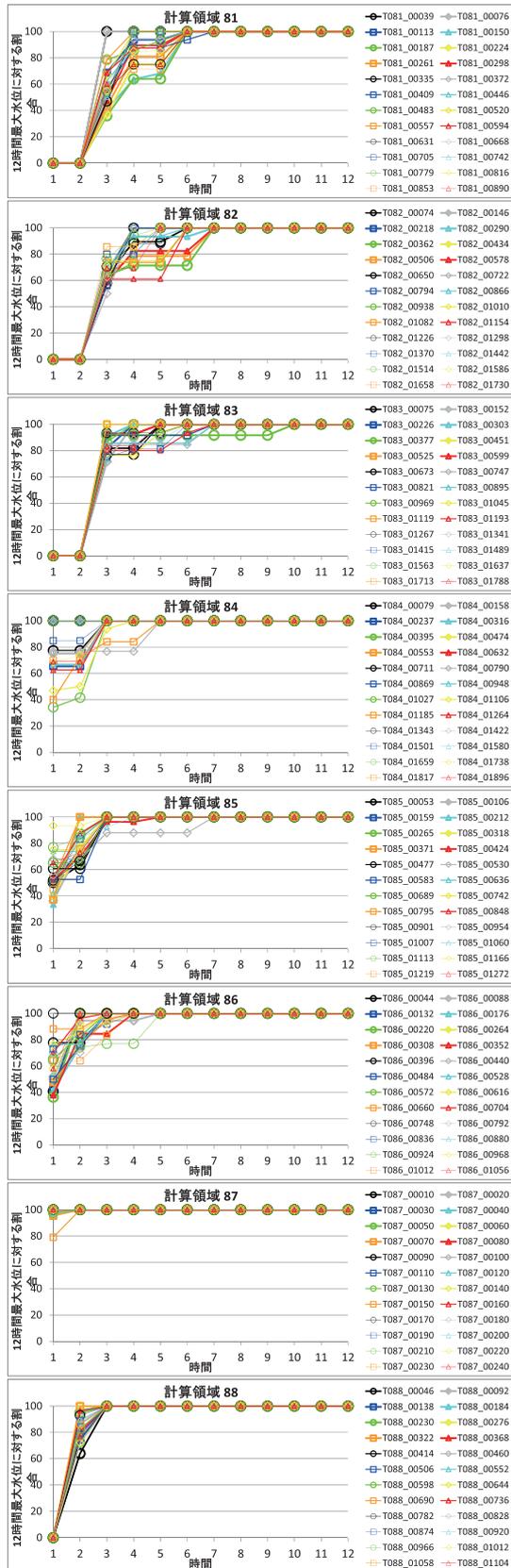


図 7.3.3-5 12時間計算の最大水位(T.P.)に対する各時間までの最大水位(T.P.)の割合(%) (8/10)

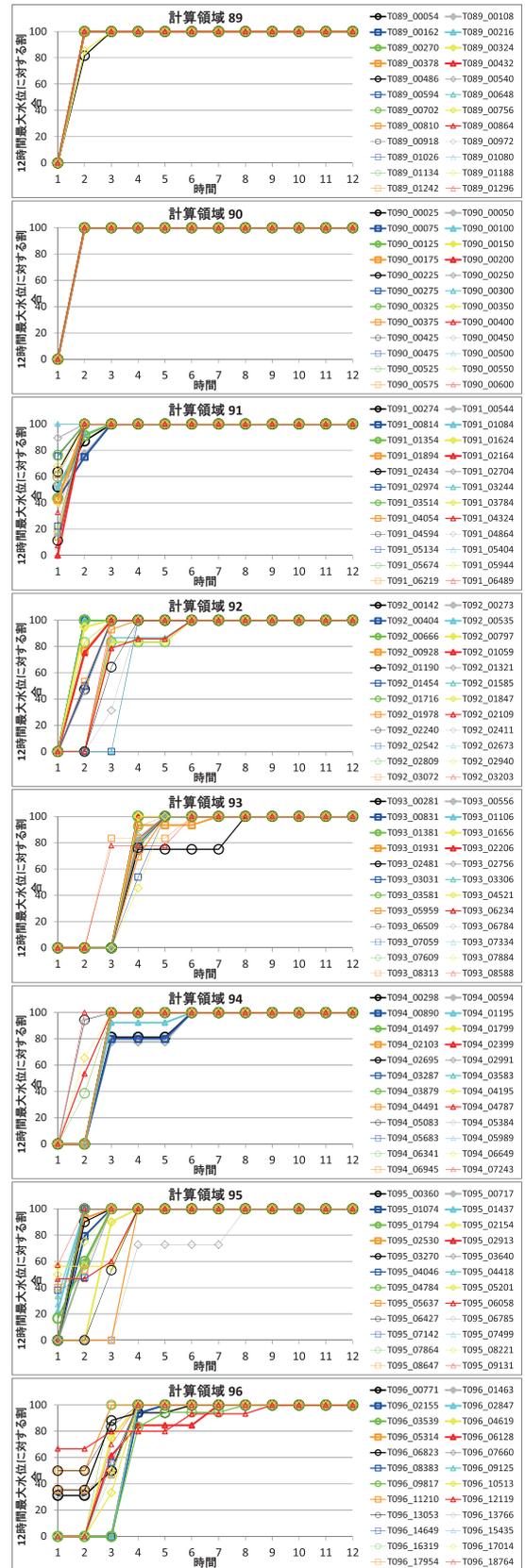


図 7.3.3-5 12時間計算の最大水位(T.P.)に対する各時間までの最大水位(T.P.)の割合(%) (9/10)

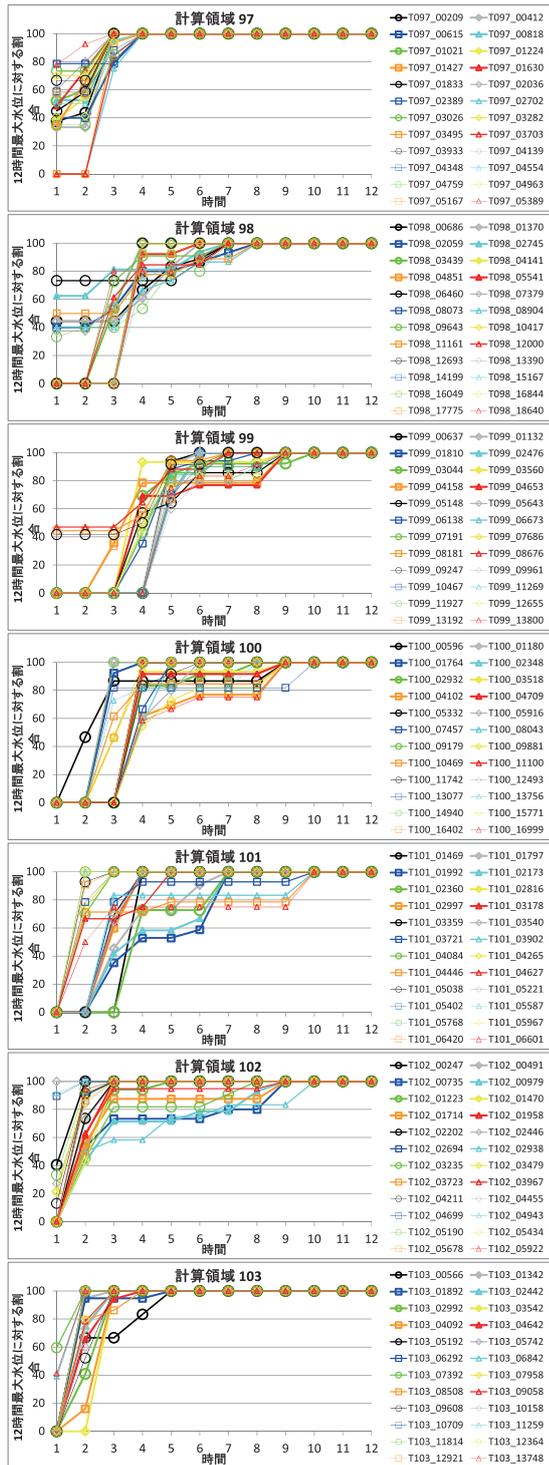


図 7.3.3-5 12 時間計算の最大水位 (T.P.) に対する各時間までの最大水位 (T.P.) の割合 (%) (10/10)

各 50 m 計算格子領域 (領域 25 ~ 103) での最大水位 (T.P.) の出現時間を表 7.3.3-4 に示す. 最大水位 (T.P.) の出現時間は, 24 点の代表点の中で最も遅く出現する時間を 1 時間単位に切上げた値とした. ただし, 最大水位 (T.P.) が 1 m 以上となる点が 1 地点もない場合は, 出現時間を 0 とした.

表 7.3.3-4 に示した各波源断層モデル・各領域の最大水位 (T.P.) の出現時間をもとに, 南海トラフ沿いの地震を対象とした津波ハザード評価のための計算時間を設定した. 計算時間は, 計算領域ごとに設定することとし, 代表点における各波源断層モデルの最大水位 (T.P.) の出現時間の中で最大となる時間に対して, 余裕を持たせるために 1 時間を加えた値とした. ただし, 計算時間の下限を 3 時間, 上限を 12 時間とした. 設定した計算時間を表 7.3.3-4 の最右列に, 計算領域の位置と計算時間を図 7.3.3-6 に示す. UTM54 帯の 50 m 計算格子領域 (領域 14 ~ 17) については, UTM53 帯の領域 81 ~ 83 の結果を参考として, 計算時間を 11 時間と設定した.

なお, ここで設定した計算時間は, 各計算領域内で適宜抽出した 24 点を元に決められていることに留意する必要がある.

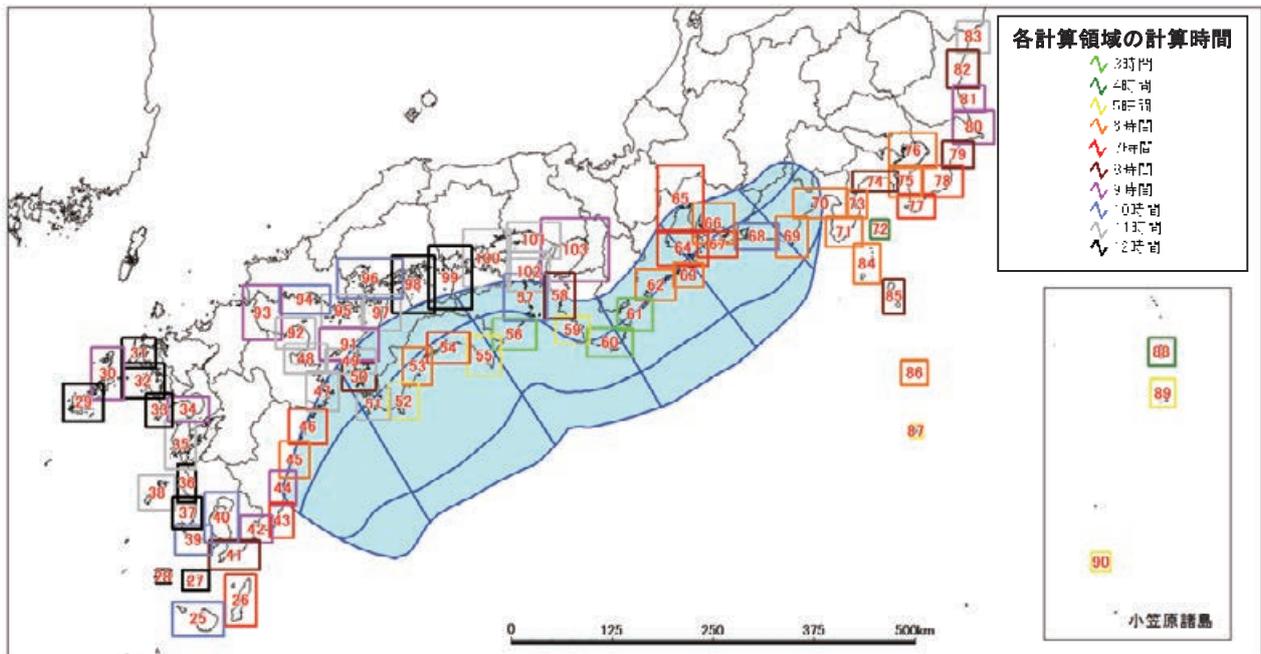


図 7.3.3-6 各計算領域の計算時間

表 7.3.3-4 最大水位(T.P.)の出現時間および設定した計算時間

地域	計算領域	すべての代表点における12時間計算での最大水位の出現時間								設定した計算時間	地域	計算領域	すべての代表点における12時間計算での最大水位の出現時間								設定した計算時間	
		a1	a2	a3	a4	a5	a6	xw	xe				a1	a2	a3	a4	a5	a6	xw	xe		
鹿児島島嶼部	25	5	8	7	9	7	6	2	6	10	伊豆・小笠原	72	3	3	3	3	3	2	3	1	4	
	26	5	6	6	4	6	6	3	6	7		73	3	3	4	3	3	1	5	1	6	
九州西岸	27	6	10	7	11	12	6	6	6	12	関東	74	5	4	7	6	5	3	5	3	8	
	28	5	8	7	11	10	6	5	6	12		75	5	4	5	5	5	4	5	3	6	
	29	8	7	6	7	12	7	8	7	12		76	5	5	5	4	4	4	5	4	6	
	30	8	8	0	0	0	6	8	7	9		77	5	3	6	3	3	2	5	2	7	
	31	9	9	11	6	6	7	9	8	12		78	5	6	6	6	4	2	5	2	7	
	32	9	10	9	11	9	7	9	8	12		79	6	6	4	7	4	3	6	3	8	
	33	11	10	8	6	7	9	11	9	12		80	8	8	4	8	6	5	8	5	9	
	34	7	7	5	0	0	8	7	8	9		81	7	7	8	8	5	5	7	5	9	
	35	7	8	8	8	10	10	8	10	11		82	7	6	7	6	7	6	7	5	8	
	36	8	9	9	12	11	10	7	10	12		83	10	6	7	5	7	3	7	7	11	
	37	8	8	9	11	10	8	8	8	12		伊豆・小笠原	84	5	5	5	4	4	2	3	1	6
	38	7	7	9	8	8	10	7	10	11			85	7	5	3	3	3	2	5	1	8
	39	7	8	8	7	9	8	7	8	10			86	5	5	4	3	3	2	5	2	6
	40	7	7	7	8	8	9	6	7	10			87	2	4	4	3	1	1	3	1	5
	41	6	7	7	7	7	7	6	6	8			88	3	3	3	3	3	3	3	3	4
42	5	5	5	8	8	4	5	4	9	89	3		3	3	3	3	4	3	3	5		
43	2	2	3	6	5	5	1	6	7	90	2		2	2	2	3	3	2	4	5		
九州東岸	44	1	2	1	4	8	6	1	4	9	瀬戸内	91	3	3	6	8	8	8	3	7	9	
	45	1	1	3	5	5	4	1	3	6		92	6	6	6	10	7	7	6	7	11	
	46	1	1	3	4	6	5	1	4	7		93	8	8	8	8	8	8	8	8	9	
	47	2	2	2	6	6	7	2	10	11		94	6	6	9	9	6	6	6	6	10	
瀬戸内	48	2	4	2	5	7	10	2	10	11		95	8	8	9	10	8	8	8	8	11	
四国太平洋岸	49	2	2	5	7	10	5	2	5	11		96	9	8	9	9	9	9	8	9	10	
	50	2	2	5	7	6	5	2	7	8		97	4	9	9	9	8	10	7	10	11	
	51	1	3	3	4	5	4	1	10	11		98	8	10	9	9	9	11	10	11	12	
	52	2	2	2	2	4	3	2	3	5		99	10	10	9	9	9	10	10	11	12	
	53	4	4	4	4	5	5	4	5	6		100	10	9	9	10	9	10	10	10	11	
	54	5	4	5	6	6	6	5	6	7		101	10	10	8	8	10	8	10	8	11	
	55	4	2	2	2	3	3	2	3	5		102	10	9	9	10	9	7	10	8	11	
	56	2	2	1	1	2	1	2	2	3		103	5	6	5	5	6	8	5	8	9	
	57	9	9	9	9	9	7	9	8	10												
近畿東海	58	4	3	2	2	4	4	3	7	8												
	59	2	2	1	1	1	1	4	1	5												
	60	1	2	2	1	1	1	2	1	3												
	61	2	2	2	1	1	1	2	1	3												
	62	3	2	2	2	1	1	5	1	6												
	63	3	2	2	2	1	1	5	1	6												
	64	6	6	6	6	4	5	6	4	7												
	65	5	5	6	6	5	6	5	5	7												
	66	4	4	5	5	5	5	4	5	6												
	67	4	4	4	5	4	5	6	5	7												
	68	4	1	1	1	2	9	4	6	10												
	69	3	3	5	2	5	2	3	1	6												
	70	3	5	2	3	2	1	3	1	6												
	71	5	4	3	3	3	2	5	1	6												

#### 7.4 計算結果

本研究資料(第一部付録編)では、津波伝播遡上計算の結果として、汀線メッシュ(標高が T.P. 0 m 以上となる陸域と T.P. 0 m 未満となる海域との境界をメッシュ空間上の汀線と見なし、汀線に隣接する海域メッシュとして定義)に設定したハザード評価点における最大水位上昇量(最大水位(T.P.)から地震発生によるその地点での地盤変動量の鉛直成分を差し引いた相対的な水位の上昇量)を出力した。

横軸にハザード評価点、縦軸に最大水位上昇量を取ってプロットした図(ここでは帯図と呼ぶ)を、6章で設定した全ての特性化波源断層モデル(これ以降、特段の必要がない限り波源断層モデルと呼ぶ)を対象として  $M_w$  毎に色分けして重ね描いた(図 7.4-1)。

$M_w$  が大きいほど最大水位上昇量も大きい傾向がすべての領域で見られる。九州太平洋岸、四国太平洋岸、近畿地方～東海地方～関東地方太平洋岸、伊豆諸島では、暖色系の線で示した規模の大きな地震では広い範囲で最大水位上昇量が 5 m を超えており、石廊崎周辺では 30 m 近い計算結果もあることがわかる。また、寒色系の線で示した  $M_w$  8 前後の地震でも、最大水位上昇量が 5 m を超え 10 m に達する地域がみられる。

次に、いくつかの波源断層モデルに対する最大水位上昇量分布図を例示する。最大水位上昇量分布図とは、個々の波源断層モデルに対して、ハザード評価点における最大水位上昇量を地図上にプロットした図に、帯図、波源断層モデルのすべり量分布図および初期水位分布図をも加えたものである。最大水位上昇量分布図の作成範囲は、九州西岸、種子島周辺、瀬戸内海沿岸、鹿児島県佐多岬から福島県塩屋崎に至る太平洋側沿岸および伊豆・小笠原諸島周辺とした。伊豆・小笠原諸島については、島ごとに帯図を作成している。地図上には利島、式根島、神津島の島名が示されていないが、大島と新島の間にあるのが利島、新島の南西にあるのが式根島(隣接しており地図上では分離できていない)、式根島の南西にあるのが神津島である。帯図の横軸(ハザード評価点)の原点は、地図上で島名から延ばした吹き出し線が島に当たった地点に対応しており、横軸の増加方向は地図上では時計回り方向である。なお、ハザード評価点の設定位置は、巻末資料 3 および

DVD 資料 3 に示した。また、6章で設定したすべての波源断層モデルに対する最大水位上昇量分布図は、本研究資料(第一部付録編)の DVD 資料 4「最大水位上昇量分布図」に掲載した。

例示する波源断層モデルは、表 8.3.1-1 に示した震源域パターンの走向方向および傾斜方向の連動規模に関する分類におけるグループ II の中から、震源域が最大となる ZEmd ( $M_w$ 9.0)、10.2 節において 1707 年宝永地震の震源域とした ADm ( $M_w$ 8.7)、浅部のみを震源域とする ADs ( $M_w$ 8.4)、グループ I の中から、10.3 節において 1854 年安政東海地震の震源域とした CEm ( $M_w$ 8.3)、10.4 節において 1854 年安政南海地震の震源域とした ABm ( $M_w$ 8.5)、走向方向に 1 セグメントのみが破壊する Am ( $M_w$ 8.3)、Bm ( $M_w$ 8.1)、Cm ( $M_w$ 7.9)、Dm ( $M_w$ 8.0)、Em ( $M_w$ 7.7) とした。

ZEmd (図 7.4-2 ～ 図 7.4-4) では、大すべり域に面した海岸において最大水位上昇量が 5 m ～ 10 m となっており、その中の一部では 20 m 近い最大水位上昇量となっている地点も見られる。また、父島～母島周辺でも 5 m を超える最大水位上昇量となっている。

ADm (図 7.4-5 ～ 図 7.4-7) では、大すべり域に面した海岸では 5 m ～ 10 m の最大水位上昇量となっており、一部では 10 m を超える地点も見られる。

ADs (図 7.4-8 ～ 図 7.4-10) では、5 m ～ 10 m の最大水位上昇量となっており、一部では 10 m を超える地点も見られる。また、伊豆・小笠原諸島では 5 m を超える場合もみられる。

ABm、CEm (図 7.4-11 ～ 図 7.4-14) では、大すべり域に面した海岸では 5 m ～ 10 m の最大水位上昇量となっている。また、伊豆・小笠原諸島ではほぼ 3 m 未満となっている。

走向方向に 1 セグメントのみの震源域では(図 7.4-15 ～ 図 7.4-19)、大すべり域に面した海岸で 5 m 前後の最大水位上昇量となっている。

なお、本節で指摘した上記の観察事実が、波源断層モデル群全体にわたって見られる傾向であるか否かはさらなる検討が必要であることに注意されたい。

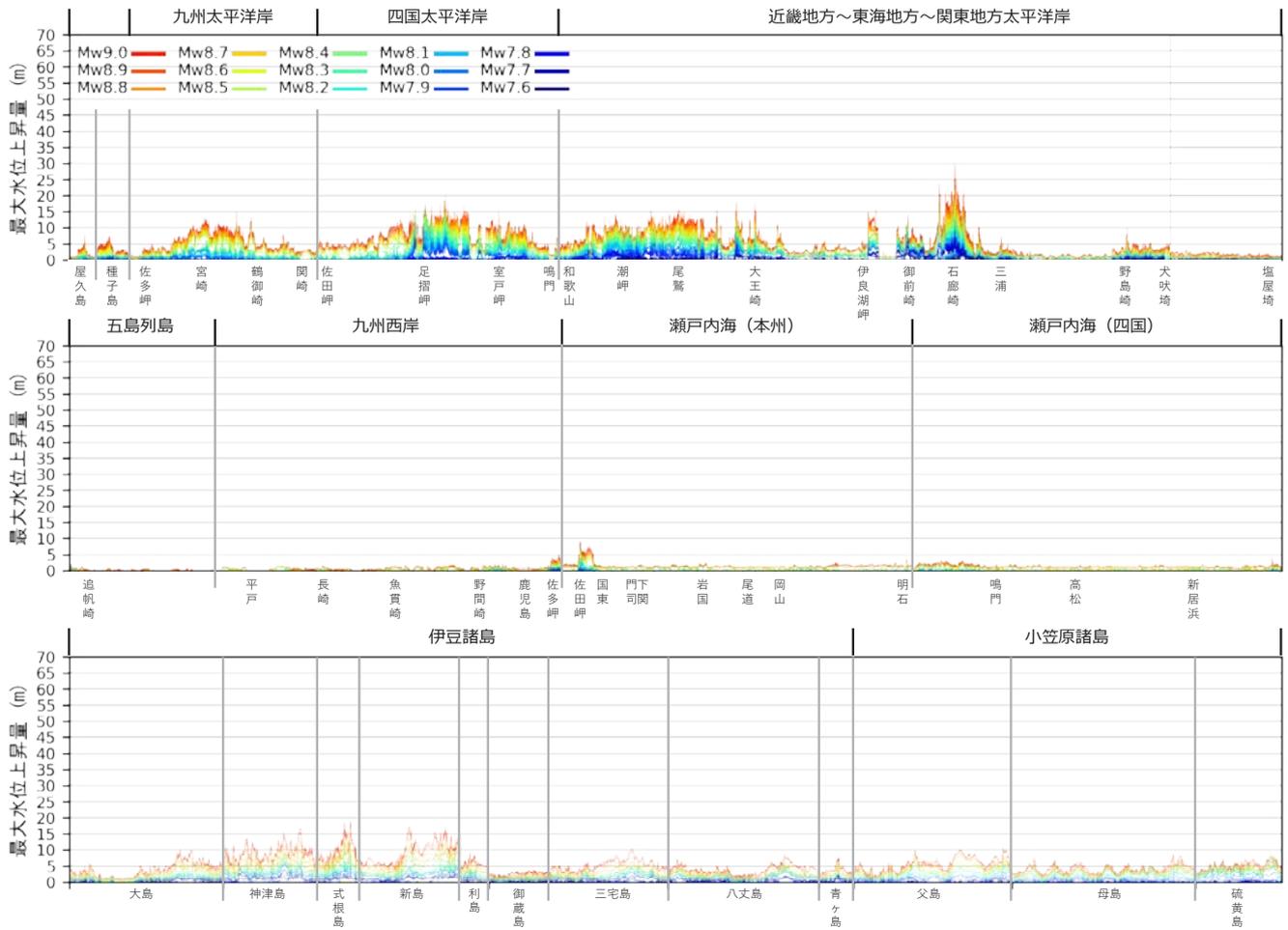


図 7.4-1 全波源断層モデルによる最大水位上昇量を  $M_w$  毎に色分けして重ね描いた図





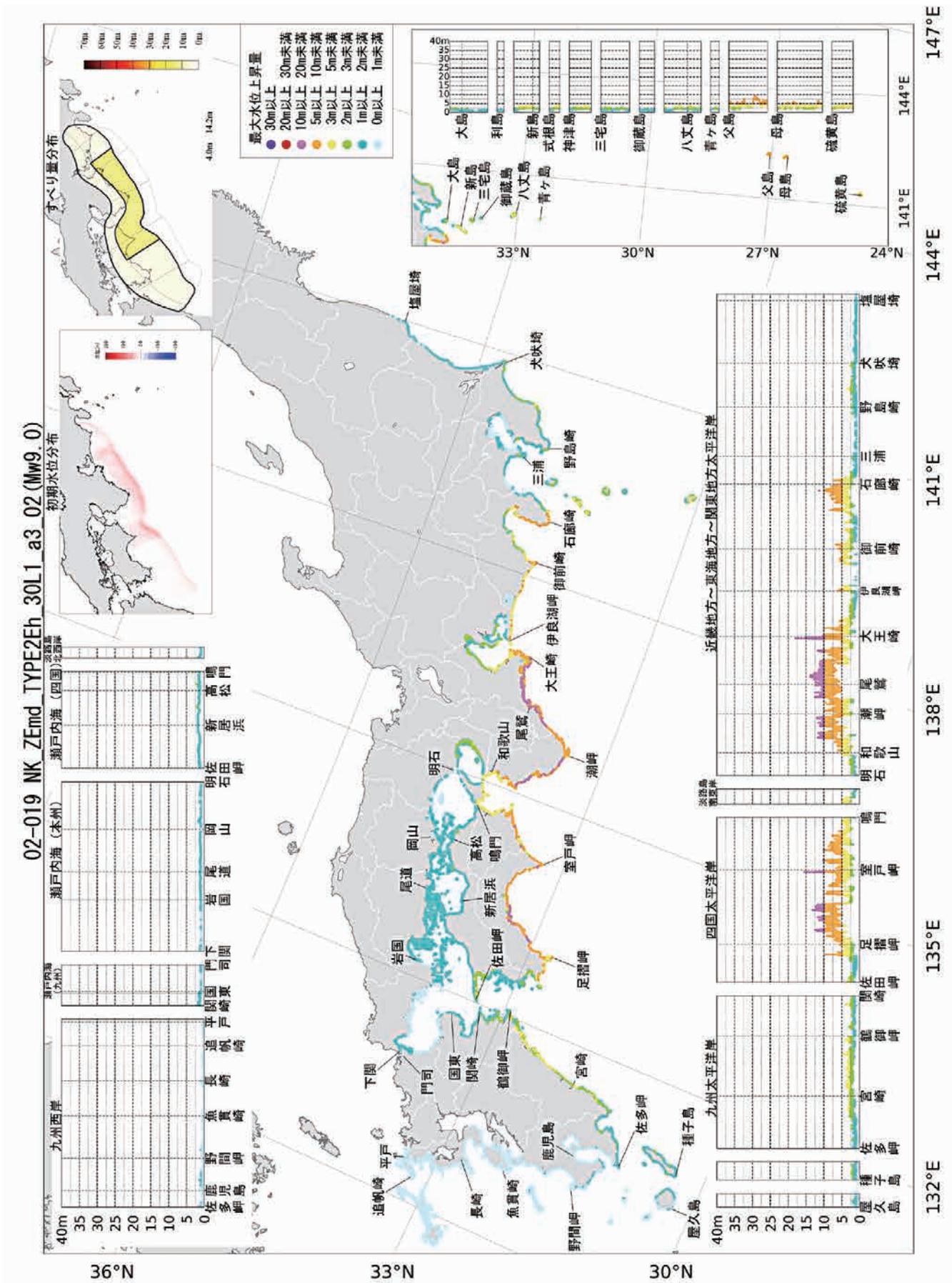


図 7.4-4 最大水位上昇量分布図(波源断層モデル: NK\_ZEmd\_TYPE2Eh\_30L1\_a3\_02)

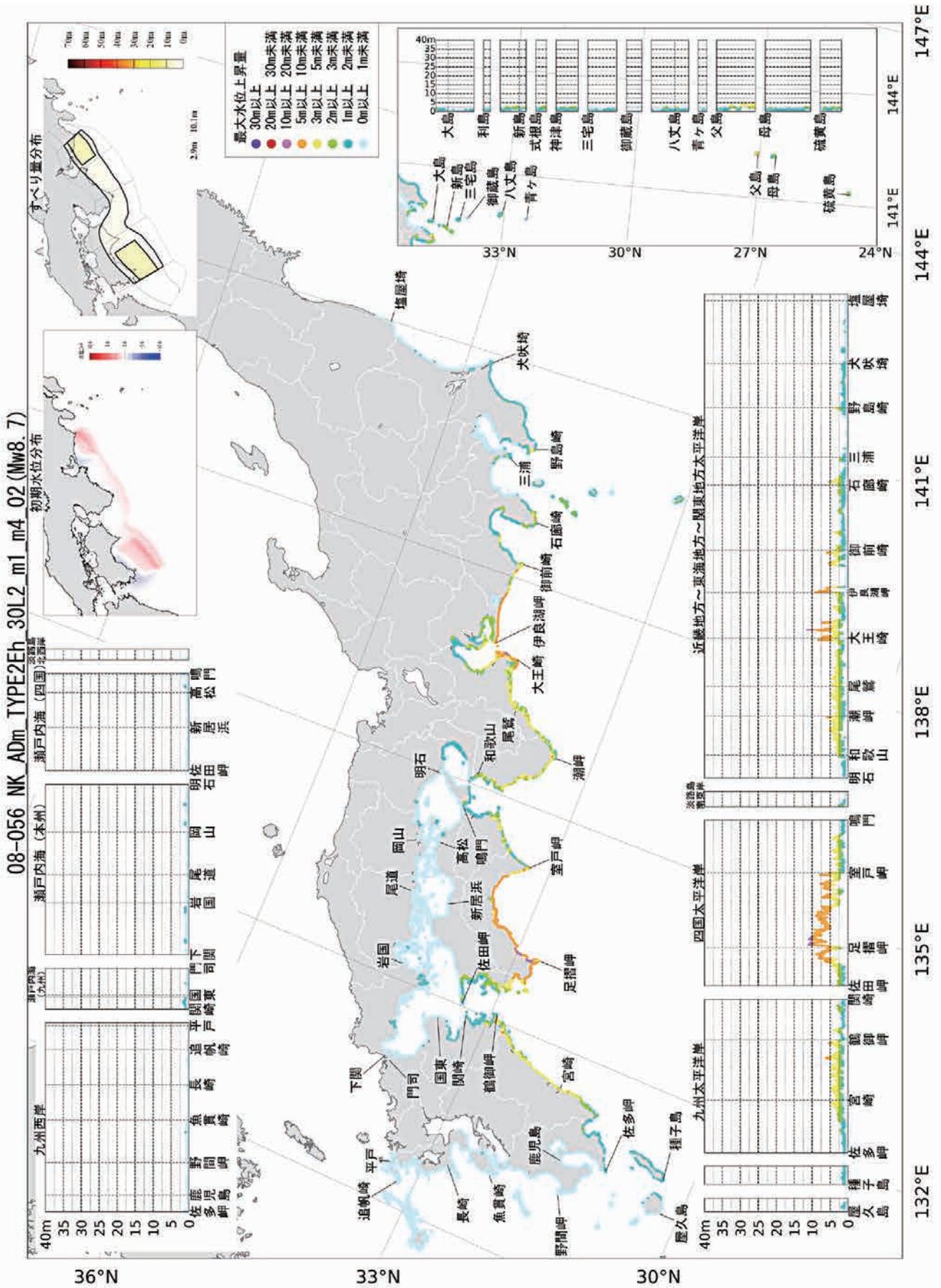


図 7.4-5 最大水位上昇量分布図(波源断層モデル: NK\_ADm\_TYPE2Eh\_30L2\_m1\_m4\_02)



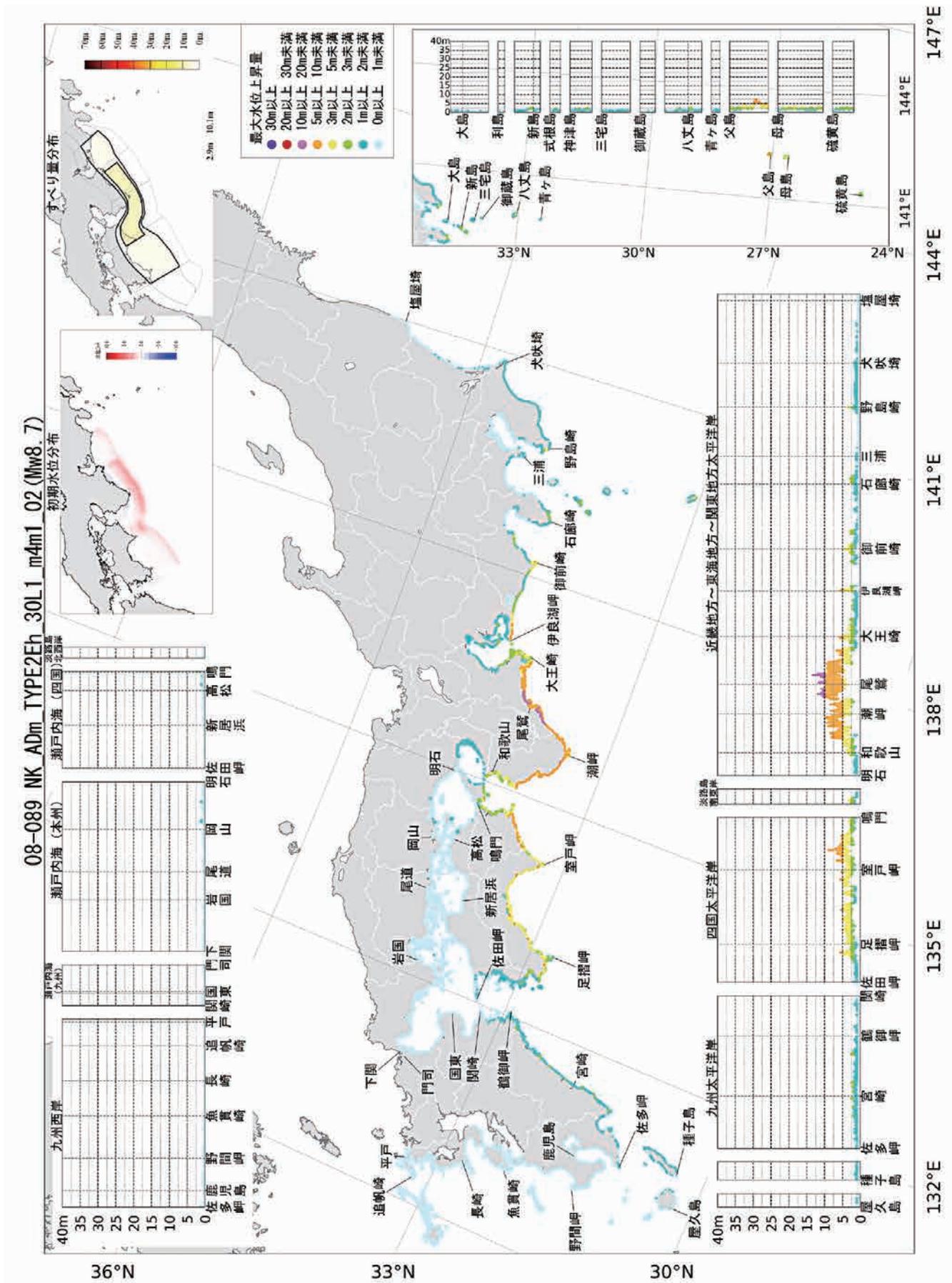


図 7.4-7 最大水位上昇量分布図(波源断層モデル: NK\_ADm\_TYPE2Eh\_30L1\_m4m1\_02)













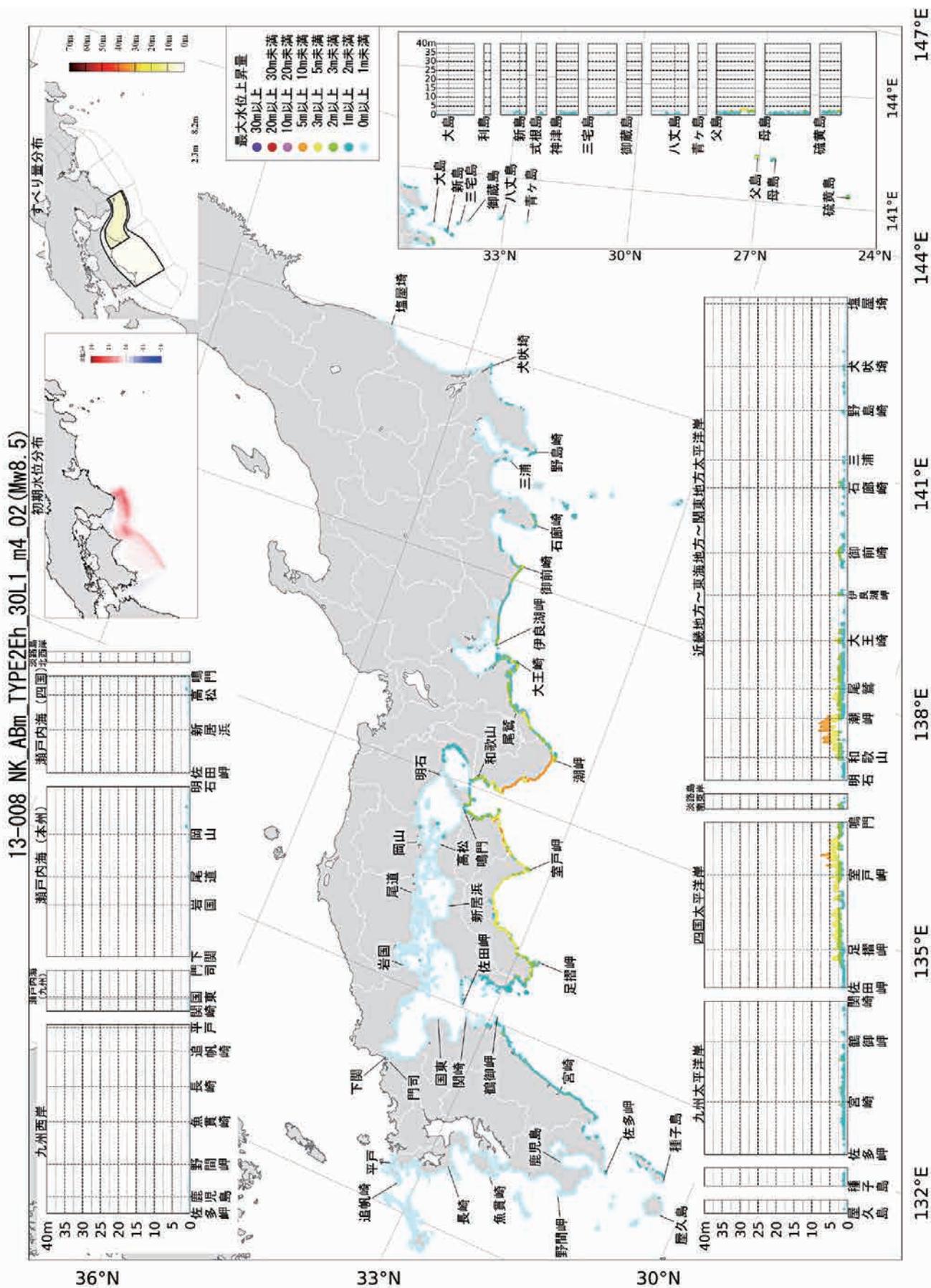


図 7.4-14 最大水位上昇量分布図(波源断層モデル: NK\_ABm\_TYPE2Eh\_30L1\_m4\_02)

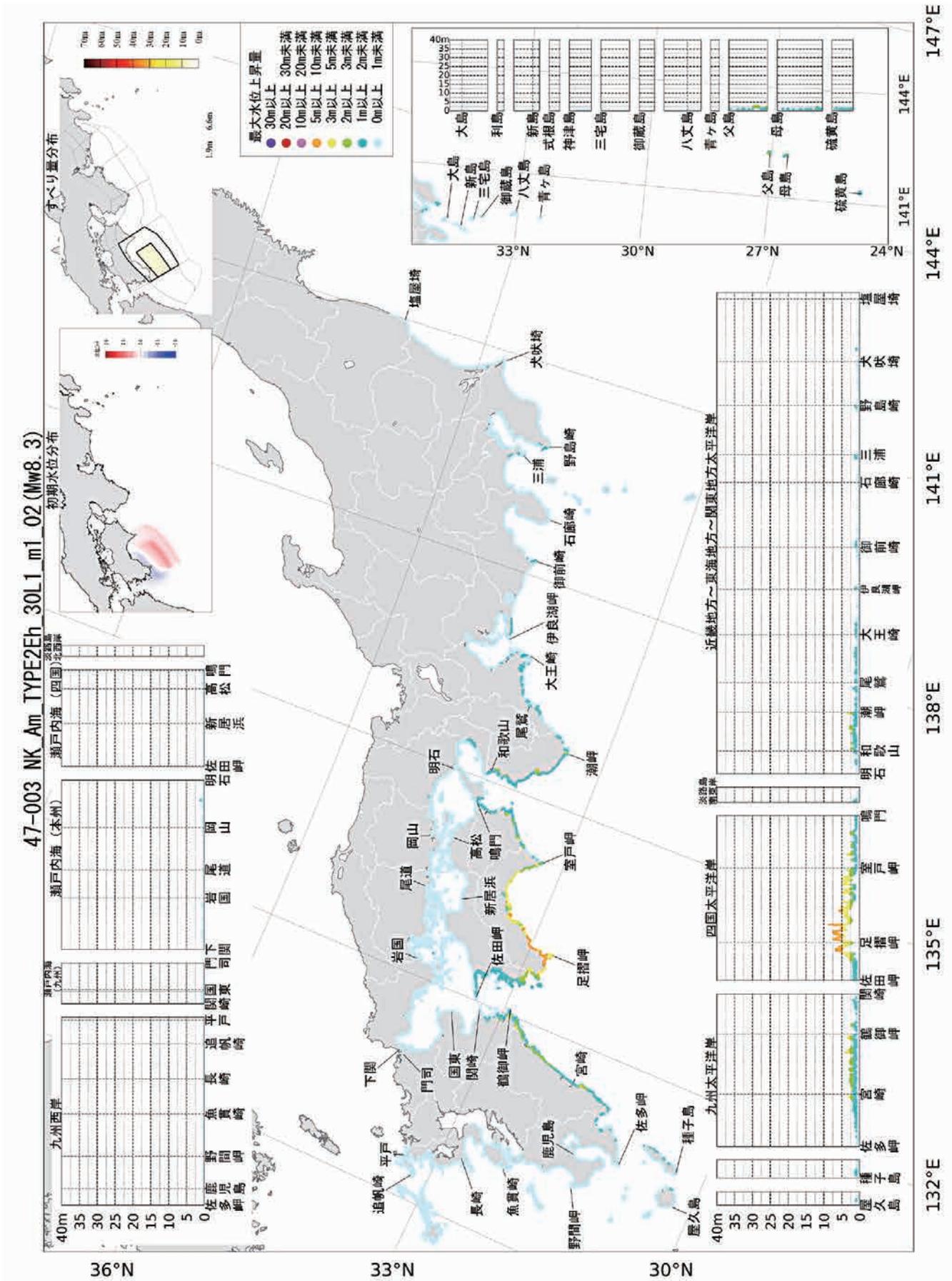


図 7.4-15 最大水位上昇量分布図(波源断層モデル: NK\_Am\_TYPE2Eh\_30L1\_m1\_02)



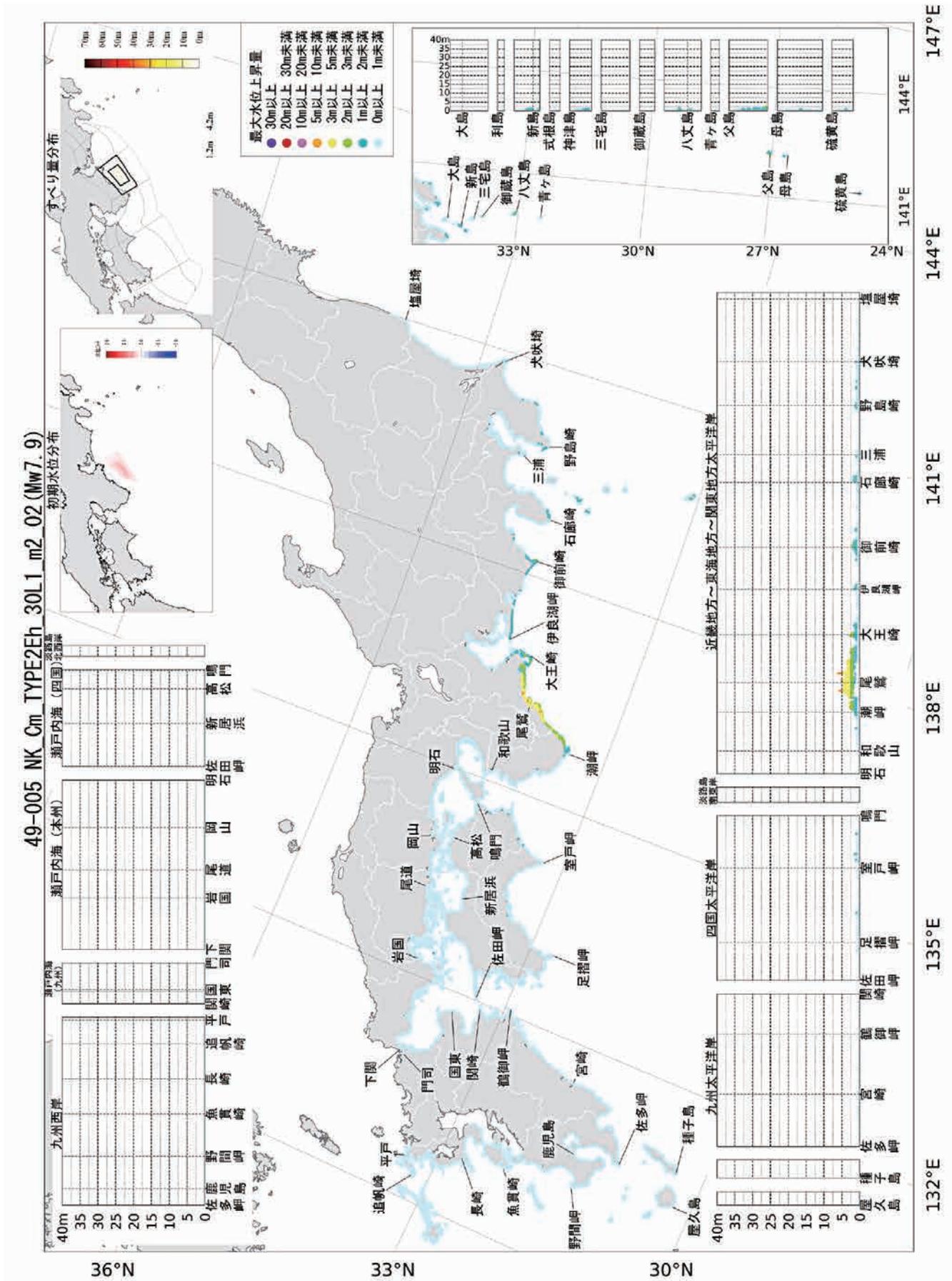


図 7.4-17 最大水位上昇量分布図(波源断層モデル: NK\_Cm\_TYPE2Eh\_30L1\_m2\_02)

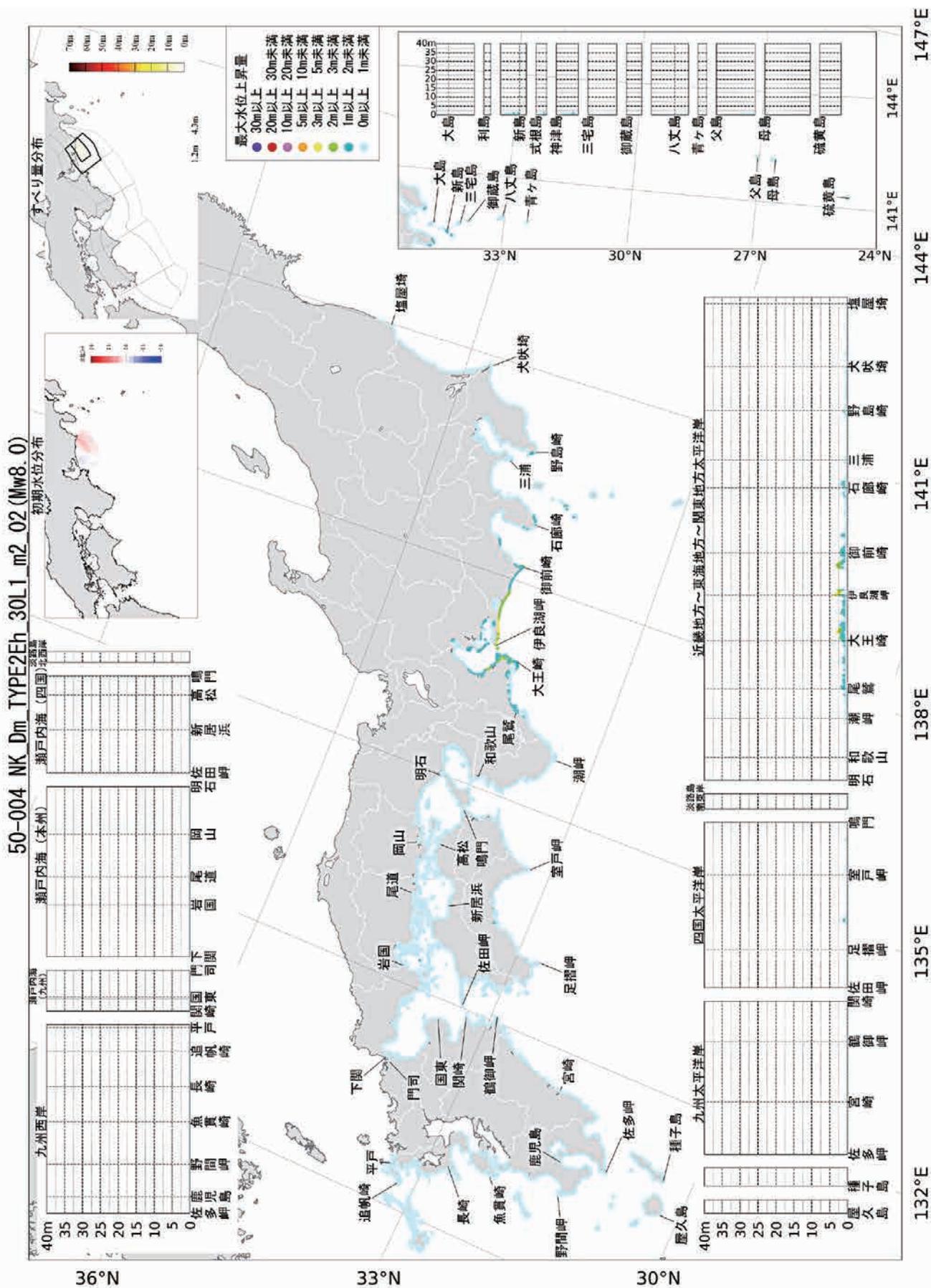


図 7.4-18 最大水位上昇量分布図(波源断層モデル: NK\_Dm\_TYPE2Eh\_30L1\_m2\_02)



## 7 章の参考文献

- 1) 藤原広行・平田賢治・中村洋光・長田正樹・森川信之・河合伸一・大角恒雄・青井真・松山尚典・遠山信彦・鬼頭直・村嶋陽一・村田泰洋・井上拓也・斎藤龍・秋山伸一・是永真理子・阿部雄太・橋本紀彦 (2015) : 日本海溝に発生する地震による確率論的津波ハザード評価の手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第 400 号.
- 2) Gusman, A. R., Y. Tanioka, S. Sakai and H. Tsushima (2012): Source model of the great 2011 Tohoku earthquake estimated from tsunami waveforms and crustal deformation data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **341-344**, 234-242.doi:10.1016/j.epsl.2012.06.006
- 3) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017) : 波源断層を特性化した津波の予測手法(津波レシピ), [https://www.jishin.go.jp/main/tsunami/17jan\\_tsunami-recipe.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/tsunami/17jan_tsunami-recipe.pdf).
- 4) Kajiura K. (1963): The Leading Waves of aTsunami. *Bull Earth. Res. Inst.*, **41**, 535-571.
- 5) 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫 (1998) : GIS を利用した津波遡上計算と被害推定法, 海岸工学論文集, **45**, 356-360.
- 6) 内閣府 (2012) : 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告).
- 7) 内閣府 : 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会, [http://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaiko\\_chishima/model/index.html](http://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaiko_chishima/model/index.html) (2020 年 2 月 27 日参照).
- 8) Okada, Y. (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.
- 9) Tanioka, Y. and K. Satake (1996): Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 861-864.
- 10) Tanioka, Y. and T. Seno (2001): The sediment effect on tsunami generation of the 1896 Sanriku tsunami earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3389– 3392.
- 11) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ (2012) : 痕跡調査結果, <http://www.coastal.jp/tjt/index.php?> 現地調査結果 (2019 年 10 月 26 日参照).