

# 波源断層を特性化した津波の予測手法 (津波レシピ)

Tsunami prediction method for earthquakes with characterized source faults (Tsunami Recipe)

平成 29 年 (2017 年) 1 月  
地震調査研究推進本部 地震調査委員会

January, 2017  
The Headquarters for Earthquake Research Promotion



# 波源断層を特性化した津波の予測手法（津波レシピ）

## 目次

はじめに .....	1
1. 特性化波源断層モデルの設定 .....	4
1.1 巨視的波源断層特性 .....	5
(a) 波源断層モデルの位置・形状 .....	5
(b) 波源断層モデルの規模 .....	6
(c) すべり角 .....	7
(d) 平均すべり量 .....	8
(e) 破壊過程 .....	9
1.2 微視的波源断層特性 .....	10
(a) 大すべり域の位置・個数 .....	11
(b) 大すべり域のすべり量と面積 .....	13
(c) 超大すべり域の位置・個数 .....	15
(d) 超大すべり域のすべり量と面積 .....	16
2. 津波予測計算及び津波予測の不確実性 .....	18
2.1 津波の予測計算 .....	18
(a) 計算領域及び計算格子間隔 .....	18
(b) 海域・陸域の地形データの作成 .....	19
(c) 地殻変動・初期水位分布 .....	20
(d) 潮位基準 .....	21
(e) 津波の伝播・遡上の予測計算手法 .....	22
(f) 境界条件 .....	24
(g) 粗度係数 .....	24
(h) 計算時間長及び計算時間間隔 .....	25
2.2 津波予測の不確実性 .....	26
3. 特性化波源断層モデルの妥当性の確認 .....	27
付録 波源断層を特性化した津波の予測手法（津波レシピ）の検証 .....	28
引用文献 .....	30

## はじめに

日本周辺の海域では、平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震をはじめとして、過去に津波を伴う大地震が数多く発生し、甚大な津波被害をもたらしてきた。

図 1、2 は過去の主な津波の痕跡高等の記録を日本地図上にプロットしたものである。これにより、その地域における過去の影響を確認することができる。しかし、過去の記録が不明瞭である、もしくは残されていないこともあるなど歴史資料には限界もあり、将来の津波の可能性を見誤りやすい。この限界を補い不確実性も取り入れた考えや方法が現在必要とされている。

なお、図 1、2 における痕跡高等については、図 3 における津波の高さ、痕跡高、遡上高を含むことに注意が必要である。

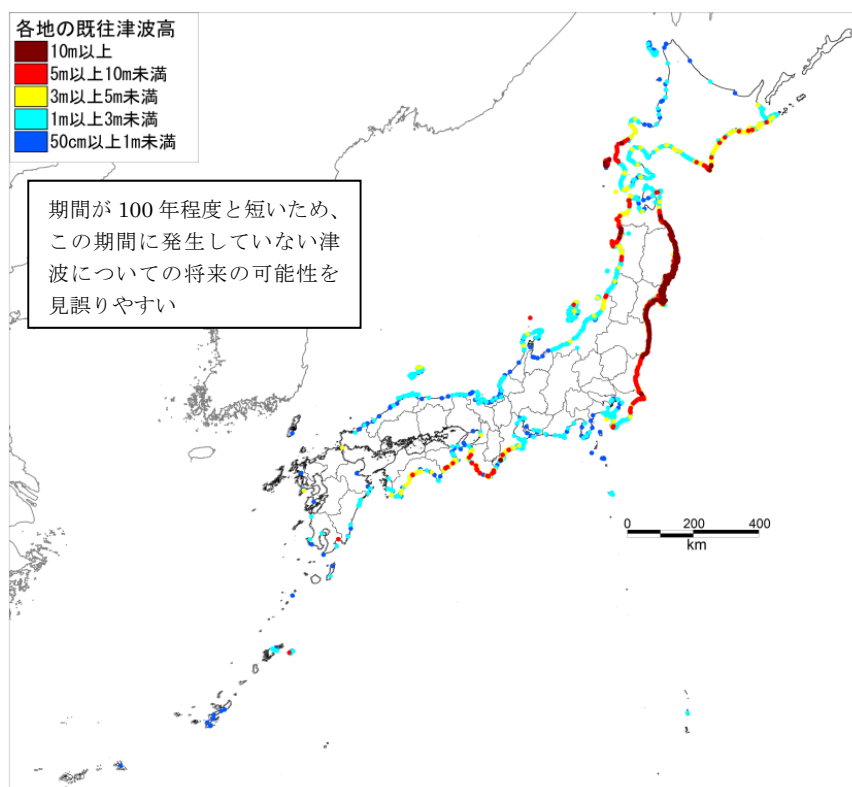


図 1 1896 年以降の被害を伴った主な津波の痕跡高等の記録（50cm 以上）

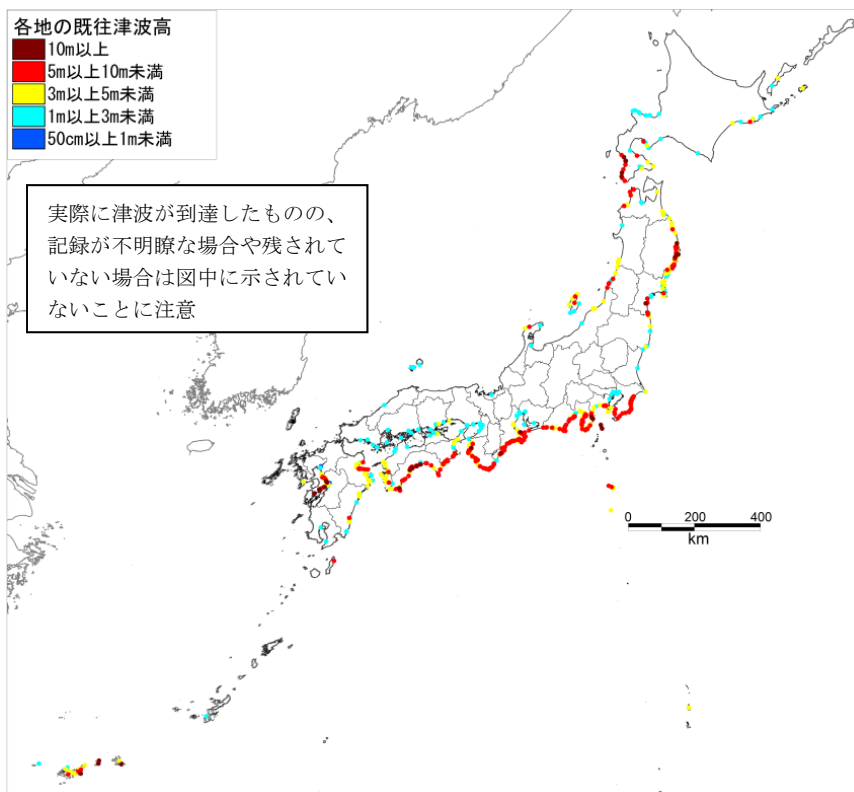


図2 1895年以前の主な津波の痕跡高等の記録（50cm以上）

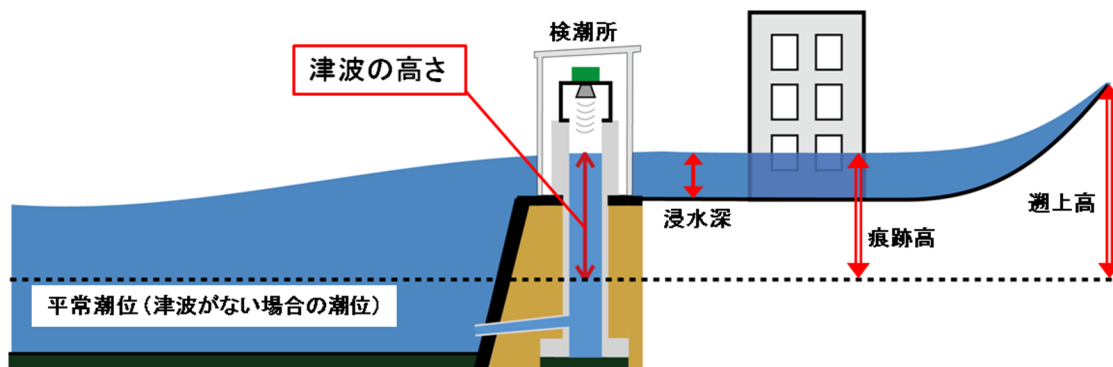


図3 検潮所における津波の高さと浸水深、痕跡高、遡上高の関係（気象庁ホームページより）

地震調査委員会では、将来発生する地震について地震発生可能性の長期評価（以下「長期評価」という。）を取りまとめている。今後地震調査委員会では、これらの長期評価に基づいて将来発生する可能性のある津波を評価する予定である。その際、一般的には将来発生する地震の断層のすべり分布等が確実には分からない。このため、不確実性を考慮した上で、単純化したパラメータによる多数の特性化波源断層モデルを設定し、それらに基づいた津波の予測や評価の手法を検討し、「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」という。）として取りまとめた。

津波レシピは、最大クラスの津波のみならず、それよりも津波の高さは低いものの発生頻度は高く被害をもたらす津波も含め、様々な地震に伴う津波について地震調査委員会が今後行うことになる予測や評価のための手法であり、どのような考え方でその手法を用いるかを整理したものである。ここで、「予測」とは想定される地震による沿岸における津波の高さの算出結果を意味し、「評価」とは津波予測に含まれる計算誤差等の様々な不確実性を考慮した検討結果を意味する。当面は、主にプレート間地震を対象とするが、今後の検討により、対象を拡大するとともに改訂していくことを前提としている。断層とそこで将来発生する地震及びそれによってもたらされる津波に関して得られた知見は未だ十分とは言えないことから、特に現象のばらつきや不確実性の考慮が必要な場合には、その点に十分留意して計算手法と計算結果を吟味・判断した上で波源断層を設定することが望ましい。

なお、近年様々な機関により、特に最大クラスの津波に対して断層モデルの設定や津波の計算手法が示されている（例えば、内閣府，2012；国交省，2012）。

図4に、津波レシピによる津波予測・評価の流れを示す。以降、この流れに沿って各項目について解説する。

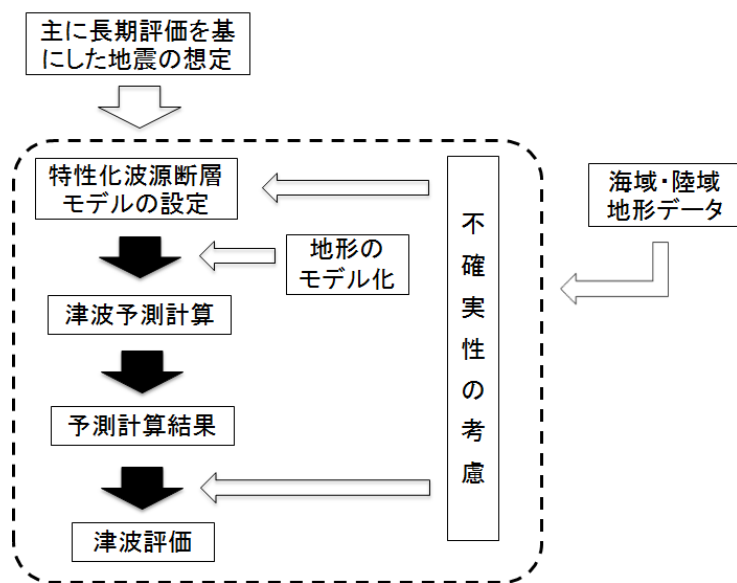


図4 津波レシピによる津波予測・評価の流れ

## 1. 特性化波源断層モデルの設定

「特性化波源断層モデル」とは、波源断層の特性を主要なパラメータで表した波源断層モデルである。また、津波レシピでは「波源断層」とは、津波を発生させる地震の断層を意味する。モデルの各パラメータは、波源断層全体の位置・形状や規模等を示す巨視的波源断層特性、及び、主として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を考慮して設定する。なお、津波レシピでは一辺が海底面に平行な矩形の要素断層を一つまたは複数組み合わせることで特性化波源断層モデルを表現することとしている。

ここで説明する波源断層特性パラメータの設定方法は、想定した地震によって発生する津波に対して特性化波源断層モデルを構築するために具体的に示されたものである。特性化波源断層モデルの検討にあたっては、震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）（地震調査委員会，2016）の特性化震源モデルの考え方を参考とした。

特に、多くのプレート間地震に代表されるように、海域によっては過去に発生した地震の情報が残されており、特性化波源断層モデルの設定にあたって、それらの情報を活用することができる。また、「3. 特性化波源断層モデルの妥当性の確認」でも説明するように、過去の津波関連データを用いて、必要に応じて特性化波源断層モデルの検証を行い、必要があれば波源断層特性パラメータの見直しを行う。このような特性化波源断層モデルの見直しの段階では、津波の観測データ等を説明できる波源断層特性パラメータが求められることにより、津波レシピを超えた形で検討することもある。この場合、過去の津波関連データ（地震規模、波源域、津波記録、痕跡高、被害等）の全てが整合性のあるものとはならない可能性もあり、予測や評価の目的に応じて優先順位をつけてデータを採用することが必要となる。

なお、原子力安全評価の分野でも同様な検討がされており、広域の津波特性を考慮した特性化波源モデルが検討されている（例えば、杉野・他，2014；土木学会，2016）。

## 1.1 巨視的波源断層特性

波源断層モデルの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
- ・ 破壊過程

を設定する。

### (a) 波源断層モデルの位置・形状

波源断層モデルの位置、長さ、幅、走向、傾斜については、想定する地震の断層パラメータが推定されている場合には、その情報を基に設定する。プレート間地震の場合は弾性波探査や震源分布等によって推定されている海洋プレート上面の深さ分布に対応するように波源断層モデルを設定する。

長期評価により震源域の位置・形状の評価結果が示されている場合には、その評価結果に留意する。



## (b) 波源断層モデルの規模

波源断層モデルの規模（断層面積、地震モーメント）については、下記のいずれかの方法により設定する。

方法①：波源断層モデルの位置・形状により波源断層の範囲を明確に設定して、その範囲に相当する面積を算出し、地震モーメントと断層面積の経験的關係を用いて地震モーメントを推定する。

方法②：震源断層を予め特定しにくい地震の場合は地震モーメントを設定し、地震モーメントと断層面積の経験的關係を用いて波源断層の面積を設定する。

また、上記の地震モーメント  $M_0$  (N・m) と断層面積  $S$  (m<sup>2</sup>) の経験的關係式としては、過去の地震のデータがある程度得られている場合には、その地域性を考慮した式を用いる。例えば、Kanamori and Anderson(1975)と同様に円形破壊面を仮定した(1)式 (Eshelby, 1957)に基づいて対象とする地域で発生する地震の平均応力降下量  $\Delta\sigma$  (MPa) を推定することにより、地域的な地震モーメント  $M_0$  (N・m) と断層面積  $S$  (m<sup>2</sup>) の關係式を設定する。

$$M_0 = 16/(7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \dots\dots\dots(1)$$

一方、過去の地震のデータがあまり得られていない場合には、平均的な特性を示す地震モーメント  $M_0$  (N・m) と断層面積  $S$  (m<sup>2</sup>) の経験的關係式 (例えば、佐藤, 1989 ; Yamanaka and Shimazaki, 1990 ; Murotani et al., 2008, 2013) を用いる。

ただし、これらの式を利用するにあたっては、経験的關係式が作成された際の基となるデータセットの地震モーメントや断層面積がどのような値の範囲にあったのかに留意する必要がある。

例えば、Yamanaka and Shimazaki(1990)と同様に日本周辺の太平洋側で発生した主にプレート間地震について佐藤 (1989) が整理した地震モーメント  $M_0$  (N・m) と断層面積  $S$  (m<sup>2</sup>) を用い、更にデータを追加した上で(1)式が成り立つよう経験的關係式を設定すると、 $M_0 = 1.77 \times 10^6 \cdot S^{3/2}$  ( $\Delta\sigma = 4.3$ MPa) という結果が得られる (藤原・他, 2015)。また、南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告) (内閣府, 2012) では  $\Delta\sigma = 3.0$ MPa としており、それらの値を参考にすることができる。

ただし、地震モーメントと断層面積の経験的關係式は過去の複数の地震についての平均的關係を表すものであり、一つ一つの地震はこの關係式の周りにばらついている。このため、経験的關係式を用いて将来発生する津波の予測を行う場合には予測結果には同様のばらつきが含まれること、更に、経験的關係式については未だ研究段階であることに留意する必要がある。

(1)式のように地震モーメントが断層面積の 3/2 乗に比例するという経験的關係は、断層の長さとの比や波源断層での平均応力降下量が地震の規模によらず一定であることに対応する。しかし、断層の幅は地震発生域の上端深さと下端深さによって制約を受けることから、大規模な地震の場合は断層の長さとの比が一定にならず、地震モーメントと断層面積の経験的關係が異なるものになると考えられる。実際に、内陸の地殻内地震については、モーメントマグニチュード  $M_w$  6.5 程度以上の比較的規模の大き

な地震の地震モーメントと断層面積の経験的關係は、それよりも小規模な地震のものとは異なることが知られている（例えば、入倉・三宅，2001；田島・他，2013）。プレート間地震については、断層の幅が上限に達するような大規模な地震の観測データが限られるため、1950年以降に世界各地で発生した巨大地震も含めて地震モーメントが断層面積の3/2乗に比例するという関係式によりばらつきの範囲で説明できるとする研究(Murotani et al., 2013)がある一方、ある規模以上の地震では地震モーメントが断層面積の2乗に比例するという関係式が調和的であるとする研究（田島・他，2013）もあり、複数の解釈がある。特に、超巨大地震の波源断層モデルを設定する際には、このような複数の考え方を参照することが望ましい。

プレート間地震とプレート内地震では、観測された地震モーメントと断層面積の關係が異なるという指摘があり（例えば、Iwata and Asano, 2011）、過去の地震のデータを用いて地域性を考慮した式を用いる場合には、基となるデータセットにどのような地震が用いられているかに留意する必要がある。なお、観測された地震の地震モーメントや断層面積の推定値は、地震動や津波、測地データ等、解析に用いられるデータによって異なる場合があることにも留意する必要がある。

モーメントマグニチュード  $M_w$  と地震モーメント  $M_0$  (N・m)の關係は、以下の式で表される。

$$\log M_0 = 1.5 \cdot M_w + 9.1$$

### (c) すべり角

プレート間地震の場合、プレート相対運動ベクトルとプレート境界上面の形状からの推定値を用いることを基本とする。長期評価で示されている場合には、それに留意する。

すべり角に関する資料が得られない場合は、プレート間地震の断層のタイプを逆断層として扱い、すべり角は  $90^\circ$  とする（地震調査委員会，2016）。

実際の地震の波源断層におけるすべり角は、断層面上の場所によってばらつきがある。

(d) 平均すべり量

波源断層全体の平均すべり量  $D$  (m)と地震モーメント  $M_0$  (N・m)の関係は、波源断層の面積  $S$  (m<sup>2</sup>)と剛性率  $\mu$  (N/m<sup>2</sup>)を用いて、

$$D = M_0 / (\mu \cdot S) \dots\dots\dots(2)$$

で表される。剛性率は、波源断層が分布する領域の媒質の標準的な値とし、地震発生層の密度  $\rho$  (kg/m<sup>3</sup>)、S波速度  $\beta$  (m/s)を用いて、

$$\mu = \rho \cdot \beta^2 \dots\dots\dots(3)$$

により算出する。

日本周辺海域の媒質の剛性率の標準値については、例えば土木学会（2016）を参考にすることができる。全国1次地下構造モデル（暫定版）（地震調査委員会、2012）の物性値に基づく日本周辺のプレート境界周辺の媒質の剛性率は、表1のとおりである。

表1 日本周辺のプレート境界周辺の媒質の剛性率

深さ（土木学会、2016の分類を参考）	全国1次地下構造モデル（暫定版）の物性値	剛性率
断層面全体が深さ20km以浅に存在する場合	上部地殻の物性値 $\beta = 3.4$ km/s $\rho = 2.7$ g/cm <sup>3</sup> $\Rightarrow \mu = 3.12 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> 下部地殻の物性値 $\beta = 3.8$ km/s $\rho = 2.8$ g/cm <sup>3</sup> $\Rightarrow \mu = 4.04 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> この中間的値とする。	$3.5 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>
断層面全体が深さ20km以深に存在する場合	マントルの物性値 $\beta = 4.5$ km/s $\rho = 3.2$ g/cm <sup>3</sup> $\Rightarrow \mu = 6.48 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>	$6.5 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>
断層面全体が深さ20km以浅と以深にまたがって存在する場合	上記の中間的な値とする。	$5.0 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup>

超巨大地震について、平均すべり量が10m程度を大きく超えるような事例は見られない。超巨大地震の平均すべり量については研究段階である。

多数のプレート間地震の解析に基づきプレート境界付近の剛性率を推定した研究によって、深さとともに剛性率が大きくなることが示されている(Bilek and Lay, 1999)。プレート境界の浅部が波源断層に含まれる場合には、剛性率が小さいことにより地震の規模と比較して大きなすべりが生じ得ることに留意することが望ましい。また、海溝軸付近に未固結の堆積物が存在する場合には、その堆積物の変形も津波を大きくする原因となる（例えば、Fukao, 1979）。地震動の大きさの割に大きな津波を発生させる地震のことを一般的に津波地震と呼ぶが、津波地震についてはその原因が様々考えられており、現時点では研究段階にある。

津波地震について、波源断層の位置・形状についての情報に加え、地震規模の情報として津波マグニチュード  $M_t$  がある場合には、1.1 (b)及び(d)を省略し、津波予測計算による津波の高さ等から求められる津波マグニチュード  $M_t$  がその情報に合うように平均すべり量を調整することもできる。

#### (e) 破壊過程

地震の破壊過程には多様性があるが、波源断層の特性を主要なパラメータで表す特性化波源断層モデルでは、波源断層全体のすべりが同時かつ瞬時に生じると仮定することを基本とする。ただし、破壊伝播速度の設定の違いが津波予測計算に与える影響に留意する必要がある。

破壊伝播速度は、一般に津波の伝播速度に比べて速いため、波源断層全体のすべりが同時に生じると仮定して計算する。例えば、2003年十勝沖地震や2014年イキケ地震について、破壊伝播速度の違いが津波波形に与える影響は小さいことが最近の研究により示されている(Tsushima et al., 2012; Gusman et al., 2015)。一方、長大な波源断層や沿岸付近の波源断層で発生する津波を詳細に計算する場合等においては、破壊伝播速度の違いが津波波形に与える影響を無視できない。有限な破壊伝播速度を考慮する場合には、破壊伝播速度を無限大とした場合に比べて、基本的には津波の到達時間が遅くなり、最大波高は破壊の伝播方向で大きく、反対側では小さくなる（例えば、河田・他, 2006; Suppasri et al., 2011）。有限の破壊伝播速度を考慮する手法については、今後の課題である。

地震に伴う津波のエネルギー伝播には指向性があり、一般に、波源断層の短軸方向に大きなエネルギーが伝わり、長軸に伝わるエネルギーは小さい(Kajiura, 1970; Ben-Menahem and Rosenman, 1972)。破壊伝播の影響を考慮する場合には、津波のエネルギー伝播の指向性に留意し、大きなエネルギーが伝わる方向ではその影響を考慮する必要がある。

すべりが瞬時に生じるとした場合、ライズタイム（断層面のある場所ですべりが継続する時間）は0秒となる。

## 1.2 微視的波源断層特性

波源断層モデルの微視的波源断層特性に関するパラメータとして、

- ・ 大すべり域の位置・個数
- ・ 大すべり域のすべり量と面積

を設定する。大すべり域は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するために設定するもので、背景領域に比べてすべり量の大きな領域として設定する。ここでは、最も単純な場合として、大すべり域、背景領域のすべり量がそれぞれ一様な2段階のすべり量分布を基本とする。

また、断層破壊が海溝軸付近まで到達する場合には、海溝軸付近で非常に大きなすべりが生じて巨大な津波を発生させることがある（例えば、Satake et al., 2013）。このようなすべりが津波の発生に与える影響を考慮する場合には、海溝軸に沿って設定した大すべり域の中に更にすべり量の大きな超大すべり域を設定する。この場合、上記のパラメータに加え、

- ・ 超大すべり域の位置・個数
- ・ 超大すべり域のすべり量と面積

を設定する。ここでは、最も単純な場合として、超大すべり域、大すべり域、背景領域のすべり量がそれぞれ一様な3段階のすべり量分布を基本とする。

なお、内閣府（2012）では、政府の防災対策を検討する際に想定する最大クラスの津波における大すべり域、超大すべり域の考え方が整理されている。

## (a) 大すべり域の位置・個数

将来発生する地震のすべり量分布の多様性を表現できるように、大すべり域の位置が異なる複数の特性化波源断層モデル設定することを基本とする。

大すべり域は特性化波源断層モデルの領域に沿う形状とし、1領域設定することを基本とする。ただし、長期評価で想定しているセグメントのうち、複数を同時に破壊するような超巨大地震を対象とするような場合は、大すべり域を複数設定しても良い。

例えば、大すべり域を波源断層の走向方向に大すべり域の長さの約半分ずつ重複するように、また傾斜方向には深部、中部、浅部の3パターン、設定する（図5のとおり、ただし、走向方向に $n$ パターン設定する場合は、全部で $n \times 3$ パターン）。なお、各モデルの発生蓋然性の違いを考慮した評価手法については今後の検討課題である。

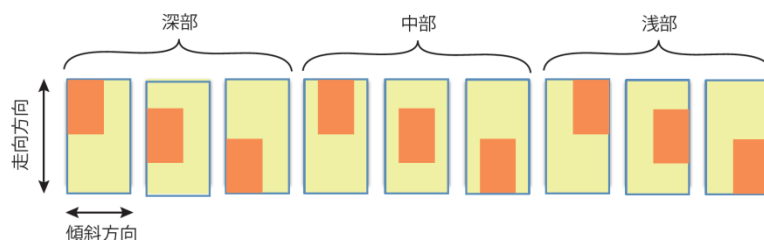


図5 大すべり域の設定例

(橙色が大すべり域、黄色が背景領域を表す)

比較的規模の小さな地震について、大すべり域の位置をずらしても津波予測計算結果が大きく変わらない場合には、大すべり域の位置の違いによる予測計算結果の違いを確認したうえで、大すべり域を異なる位置に設定した複数の特性化波源断層モデルを一つの特性化波源断層モデルで代表させることができる。

波源断層が浅く、その直上付近に陸地がある場合には、大すべり域の位置の違いが津波予測計算結果に大きく影響することがある。このような場所の津波を詳細に評価する際には、大すべり域の位置の多様性が対象とする評価地点に与える影響を考慮できるよう、大すべり域の位置の設定条件について個別に検討する必要がある。

地震発生時に大すべり域となる領域では断層面のカップリング率が周辺よりも高いと考えられることから、地殻変動データに基づいてすべり欠損の分布を推定できれば、すべり欠損の大きな箇所が大すべり域の位置になると想定することができる。例えば、地殻変動観測データの解析に基づく近年の研究により、大地震が発生する前にすべり欠損が大きかった領域が大地震の震源域となって大きくすべったことが報告されている (Hashimoto et al., 2009 ; 西村, 2012)。また、プレート間地震の場合、負の重力異常域とプレート間地震の震源域における大すべり域の位置とに対応関係が見られることが指摘されている (例えば、Wells et al., 2003; Sugiyama, 2004; Song and Simons, 2003) ことから、重力異常のデータを参考にすることもできる。

陸上の地殻変動データから沖合のすべり欠損の分布を推定する際には、解が不安定になることを避けるために海溝軸付近ですべり欠損を 0 とする拘束条件を用いることがあるので、データを利用する際には注意が必要である。

(b) 大すべり域のすべり量と面積

大すべり域のすべり量  $D_L$  (m)を波源断層全体の平均すべり量  $D$  (m)の  $\xi_L$  倍として表し、過去の巨大地震についての観測事例に基づく解析結果によるすべり量別の面積比率を基にして、 $\xi_L$  の値を設定する。

$$D_L = \xi_L \cdot D \cdots \cdots \cdots (4)$$

続いて、大すべり域の面積  $S_L$  (m<sup>2</sup>)を波源断層の面積  $S$  (m<sup>2</sup>)の  $r_L$  倍として表し、同じく過去の巨大地震についての観測事例に基づく解析結果によるすべり量別の面積比率を基にして、 $r_L$  の値を設定する。

$$S_L = r_L \cdot S \cdots \cdots \cdots (5)$$

ここで、背景領域の面積を  $S_B$  (m<sup>2</sup>)とすると、次式により求められる。

$$S_B = S - S_L \cdots \cdots \cdots (6)$$

背景領域のすべり量  $D_B$  (m)は、波源断層全体の地震モーメント  $M_0$  (N・m)から大すべり域の地震モーメント  $M_{0L}$  (N・m)を除いて得られた背景領域の地震モーメント  $M_{0B}$  (N・m)と背景領域の面積  $S_B$  (m<sup>2</sup>)から、以下の式により算出される。剛性率  $\mu$  (N/m<sup>2</sup>)は 1.1 (c)の(3)式で求められた値を用いる。

$$M_{0L} = \mu \cdot D_L \cdot S_L \cdots \cdots \cdots (7)$$

$$M_{0B} = M_0 - M_{0L} \cdots \cdots \cdots (8)$$

$$D_B = M_{0B} / (\mu \cdot S_B) \cdots \cdots \cdots (9)$$

(9)式に(2)式及び(4)～(8)式を代入することにより、背景領域のすべり量  $D_B$  (m)と波源断層全体の平均すべり量  $D$  (m)の関係として、以下の式が得られる。

$$D_B = (1 - \xi_L \cdot r_L) D / (1 - r_L) \cdots \cdots \cdots (10)$$



過去の巨大地震の津波インバージョン解析結果から、規格化された各要素断層のすべり量を大きい順に並べ、ある割合のすべり量以上の要素断層が断層全体に占める面積比率（累加面積比率）を図6に表す。特性化波源断層モデルのすべり量は階段状の関数で表されることとなるが、解析結果に近似するよう各パラメータを設定することが望ましい。

例えば図6では、 $\xi_L = 2$ 、 $r_L = 0.3$  とすることで概ね近似されている。これにより、大すべり域は、すべり量が波源断層全体の平均すべり量の2倍、面積が波源断層全体の30%と設定することができる。なお、震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）（地震調査委員会，2016）においても、アスペリティ全体の平均すべり量を震源断層全体の平均すべり量の2倍としている。

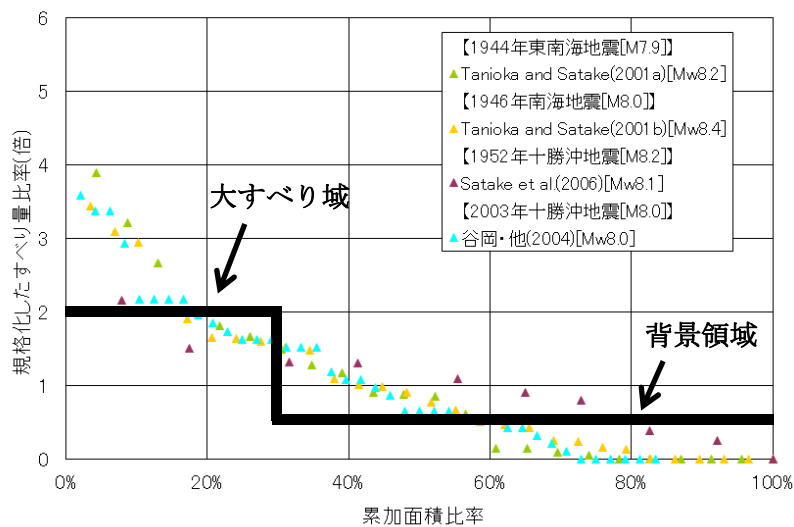


図6 巨大地震における規格化したすべり量比率と累加積分比率の分布

図中の黒太線は特性化波源断層モデルのパラメータを表す。

凡例の地震の規模は気象庁による M 及び採用した解析結果による  $M_w$  を表す。

(c) 超大すべり域の位置・個数

超大すべり域は、海溝軸付近の非常に大きなすべりを考慮するためのものであり、傾斜方向に大すべり域の上端に接するように、一つの大すべり域の内部に1領域設定することができる。

超大すべり域は大すべり域に沿う形状とすることを基本とする。

多様なすべり量分布を考慮するため、例えば、超大すべり域が走向方向に超大すべり域の長さの約半分ずつ重複するように、大すべり域及び超大すべり域を設定する（図7のとおり）。



図7 超大すべり域の設定例

(赤色が超大すべり域、橙色が大すべり域、黄色が背景領域を表す)

(d) 超大すべり域のすべり量と面積

超大すべり域のすべり量  $D_S$  (m) を波源断層全体の平均すべり量  $D$  (m) の  $\xi_S$  倍、大すべり域のすべり量  $D_L'$  (m) を波源断層全体の平均すべり量  $D$  (m) の  $\xi_L'$  倍として表し、過去の超巨大地震についての観測事例に基づく解析結果によるすべり量別の面積比率を基にして、 $\xi_S$  と  $\xi_L'$  の値を設定する。

$$D_S = \xi_S \cdot D \cdots \cdots \cdots (11)$$

$$D_L' = \xi_L' \cdot D \cdots \cdots \cdots (12)$$

続いて、超大すべり域の面積  $S_S$  (m<sup>2</sup>) を波源断層の面積  $S$  (m<sup>2</sup>) の  $r_S$  倍、大すべり域の面積  $S_L'$  (m<sup>2</sup>) を波源断層の面積  $S$  (m<sup>2</sup>) の  $r_L'$  倍として表し、同じく過去の超巨大地震についての観測事例に基づく解析結果によるすべり量別の面積比率を基にして、 $r_S$  と  $r_L'$  の値を設定する。

$$S_S = r_S \cdot S \cdots \cdots \cdots (13)$$

$$S_L' = r_L' \cdot S \cdots \cdots \cdots (14)$$

ここで、背景領域の面積を  $S_B'$  (m<sup>2</sup>) とすると、次式により求められる。

$$S_B' = S - S_S - S_L' \cdots \cdots \cdots (15)$$

背景領域のすべり量  $D_B'$  (m) は、波源断層全体の地震モーメント  $M_0$  (N・m) から超大すべり域の地震モーメント  $M_{0S}$  (N・m) と大すべり域の地震モーメント  $M_{0L}'$  (N・m) を除いて得られた背景領域の地震モーメント  $M_{0B}'$  (N・m) と背景領域の面積  $S_B'$  (m<sup>2</sup>) から、以下の式により算出される。剛性率  $\mu$  (N/m<sup>2</sup>) は 1.1 (c) の (3) 式で求められた値を用いる。

$$M_{0S} = \mu \cdot D_S \cdot S_S \cdots \cdots \cdots (16)$$

$$M_{0L}' = \mu \cdot D_L' \cdot S_L' \cdots \cdots \cdots (17)$$

$$M_{0B}' = M_0 - M_{0S} - M_{0L}' \cdots \cdots \cdots (18)$$

$$D_B' = M_{0B}' / (\mu \cdot S_B') \cdots \cdots \cdots (19)$$

(19) 式に (2) 式及び (11) ~ (18) 式を代入することにより、背景領域のすべり量  $D_B'$  (m) と波源断層全体の平均すべり量  $D$  (m) の関係として、以下の式が得られる。

$$D_B' = (1 - \xi_S \cdot r_S - \xi_L' \cdot r_L') D / (1 - r_S - r_L') \cdots \cdots \cdots (20)$$

過去の超巨大地震の津波インバージョン解析結果から、規格化された各要素断層のすべり量を大きい順に並べ、ある割合のすべり量以上の要素断層が断層全体に占める面積比率（累加面積比率）を図8に表す。特性化波源断層モデルのすべり量は階段状の関数で表されることとなるが、解析結果に近似するよう各パラメータを設定することが望ましい。

例えば図8では、 $\xi_s = 4$ 、 $r_s = 0.1$ 、 $\xi_L' = 2$ 、 $r_L' = 0.2$  とすることで概ね近似されている。これにより、超大すべり域は、すべり量が波源断層全体の平均すべり量の4倍、面積が波源断層全体の10%、大すべり域は、すべり量が波源断層全体の平均すべり量の2倍、面積が波源断層全体の20%（超大すべり域を合わせると波源断層全体の30%）と設定することができる。

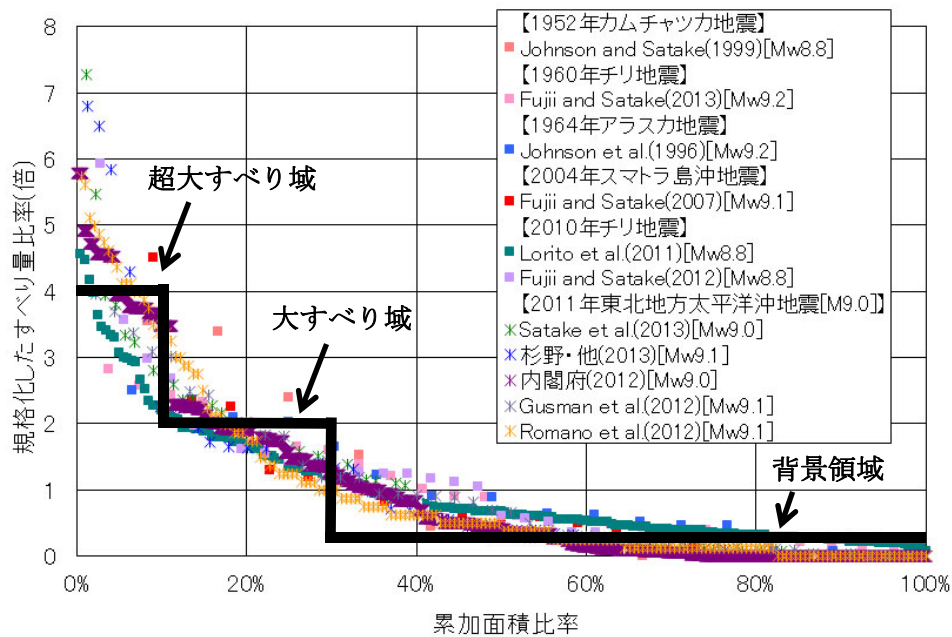


図8 超巨大地震における規格化したすべり量比率と累加積分比率の分布  
 図中の黒太線は特性化波源断層モデルのパラメータを表す。

凡例の地震の規模は気象庁による M 及び採用した解析結果による  $M_w$  を表す。

## 2. 津波予測計算及び津波予測の不確実性

この章では津波予測の計算手法及び不確実性について説明する。まず手法として、海域・陸域の地形モデルを作成し、「1. 特性化波源断層モデルの設定」で設定した波源断層モデルに基づいて地殻変動・初期水位分布を計算した後、津波の伝播・遡上計算を行い、沿岸における津波の高さを予測する。数値計算に基づく津波予測計算結果には計算誤差等の不確実性が含まれており、この要因についても説明する。

### 2.1 津波の予測計算

#### (a) 計算領域及び計算格子間隔

津波予測計算の計算領域及び計算格子間隔は、波源域の大きさ、海底・海岸地形の特徴等を考慮して、屈折、反射、遡上等の津波の挙動を精度良く計算できるように設定する。

津波の計算格子間隔は、津波の1波長の1/20以下とすることが望ましいとされている（長谷川・他、1987）。津波は水深が浅くなるにつれ波長が短くなるため、津波の波長及び地形の状況に応じて異なる計算格子間隔の領域を接続して同時に計算する方法（ネスティング）を用いることが望ましい。ネスティングする場合、小領域で発生した短波長成分が大領域に伝播せずに小領域内部に閉じ込められてしまうことがあるため、計算格子間隔を1/3あるいは1/2等の割合で小さくしていく方法が用いられる。

計算格子間隔は、必要とする計算精度により適切に設定する必要があるが、付録では全国における津波の高さを概観することを目的とするため、外洋から1350m、450m、150m、50mとなるよう設定した。

陸上遡上の計算を行う場合、陸域の計算格子間隔は10m程度より小さく設定する必要がある(例えば、国土交通省、2012)。ただし、陸域の計算格子間隔の違いによって沿岸での水位、特に最大水位に大きな違いは見られない（村嶋・他、2006）。

## (b) 海域・陸域の地形データの作成

海域・陸域の地形データは、津波の伝播・遡上の計算結果に大きな影響を与えるので、最新の測量・調査に基づき、適切に作成する。陸域地形データについては、航空レーザー測量等で取得された精度の高い標高データから作成することを基本とする。

一般に、陸域の標高は東京湾平均海面（T.P. : Tokyo Peil）を基準面とし、海域の海面高さ（潮位）は検潮所毎に設定される潮位観測基準面（D.L. : Datum Line）を基準面としている。津波予測計算は海域と陸域を一体として行う必要があるので、使用する海域・陸域地形データは原則として東京湾平均海面（T.P.）を基準面とする。

沿岸の構造物等については、必要に応じて表現することを基本とする。

### (c) 地殻変動・初期水位分布

初期水位分布の推定にあたっては、波源断層モデルによって計算される海底の地殻変動量の鉛直変位（隆起・沈降）に、地殻変動量の水平変位からの鉛直方向への寄与を考慮することを基本とする。

波源断層モデルによって半無限弾性体の表面に生じる地殻変動量を求めるには、Sato(1971)、Sato and Matsu'ura(1973)、Yamashita and Sato(1974)、Mansinha and Smylie(1971)等の方法があり、一般にはOkada(1985, 1992)のプログラムが広く用いられている。これらの方法ではいずれもすべり量が一律で、一辺が地表面に平行な矩形断層に対応した理論式を用いている。プレート境界面の複雑な形状や、すべり量が場所によって変化する、より現実的な波源断層モデルに対応する地殻変動の計算には、通常、海洋プレート上面の深さ分布にできるだけ一致するように敷き詰めた小さい矩形や三角形(Thomas, 1993; Meade, 2007)の要素断層に波源断層を分割して、要素断層毎にすべり量を設定して個々の計算結果を足し合わせるといった手法が用いられている。しかし、海洋プレート上面の形状が急変する場所や、設定したすべり量が大きく変わる境界では、矩形断層の重ね合わせで得られる海底面の地殻変動が要素断層の置き方等に大きく依存し、場合によっては実際の断層運動をうまくモデル化できず、非現実的な地殻変動が得られる場合もあることに留意する必要がある。

地殻変動量の水平変位からの鉛直方向への寄与を  $u_h = u_x \frac{\partial H}{\partial x} + u_y \frac{\partial H}{\partial y}$  と考えれば、初期水位は  $u_z + u_h$

と表現される(Tanioka and Satake, 1996)。ここで、 $u_x$ 、 $u_y$ は海底の水平方向（x軸方向とy軸方向）の変位、 $u_z$ は海底の鉛直方向の変位、 $H$ は水深である。

地殻変動量の空間変動波長が津波伝播の波長と比較して有意に短くなる場合には、Kajiura(1963)による水理フィルタを地殻変動量に施したうえで初期水位とすることが望ましい。

#### (d) 潮位基準

潮位基準は東京湾平均海面（T.P.）とすることを基本とする。

潮位基準をその地点における平均海面（M.S.L. : Mean Sea Level）等とすることもできる。津波予測計算結果の用途に応じて適切に潮位条件を設定することが望ましい。

津波浸水想定を設定するための津波浸水シミュレーションにおける潮位は、朔望平均満潮位（H.W.L. : High Water Level）とすることを基本とする（国土交通省，2012）こととされている。



### (e) 津波の伝播・遡上の予測計算手法

津波の伝播・遡上の予測計算手法は、海底での摩擦及び移流を考慮した非線形長波理論（浅水理論）によることを基本とする。ただし、水深の大きい海域においては線形長波理論を適用することもできる。

ほとんどの津波は、水平方向に数十～数百 km の空間的広がりをもつような水深数 km 以浅の海底領域が鉛直方向に数～数十 m の変位を伴う地殻変動が生じることにより発生するため、鉛直方向よりも水平方向のスケールが十分大きい波であるといえる。そのため、津波の現象の多くの部分は、長波近似による理論方程式で記述することができる。

長波理論は、質量保存則（連続の式）と運動量保存則（オイラーの運動の式）を基礎式として導かれる。このうち、浅海域において無視できなくなる移流による非線形効果及び海底での摩擦を考慮した非線形長波理論（浅水理論）について、鉛直方向に海底から水面まで積分して求められる積分モデルの理論方程式は以下のとおりである。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (\text{連続の式})$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{M^2}{D} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ \frac{MN}{D} \right] + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = 0 \quad (\text{運動の式})$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[ \frac{MN}{D} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ \frac{N^2}{D} \right] + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} = 0$$

運動の式中、第 1 項を局所項、第 2、3 項を移流項、第 4 項を圧力項、第 5 項を摩擦項と呼ぶ。摩擦項の表現としては、以下に示す Manning 則をもとにした定常流の抵抗項を用いるのが一般的である。

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2}, \quad \frac{\tau_y}{\rho} = \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2}$$

ここで、 $\eta$  (m) は波高、 $D$  (m) は水深  $h$  (m) と  $\eta$  (m) の和で与えられる全水深、 $g$  (m/s<sup>2</sup>) は重力加速度、 $\rho$  (kg/m<sup>3</sup>) は密度、 $\tau_x$  (N/m<sup>2</sup>)、 $\tau_y$  (N/m<sup>2</sup>) はそれぞれ  $x$  軸、 $y$  軸方向の海底摩擦力、 $M$  (m<sup>2</sup>/s)、 $N$  (m<sup>2</sup>/s) はそれぞれ  $x$  軸、 $y$  軸方向の線流量を表し、 $x$  軸、 $y$  軸方向の断面平均流速をそれぞれ  $\bar{u}$  (m/s)、 $\bar{v}$  (m/s) とすると  $M = D\bar{u}$ 、 $N = D\bar{v}$  で与えられる。また、 $n$  (m<sup>-1/3</sup>・s) は Manning の粗度係数である。

座標系と各パラメータの関係は図 9 のとおりである。

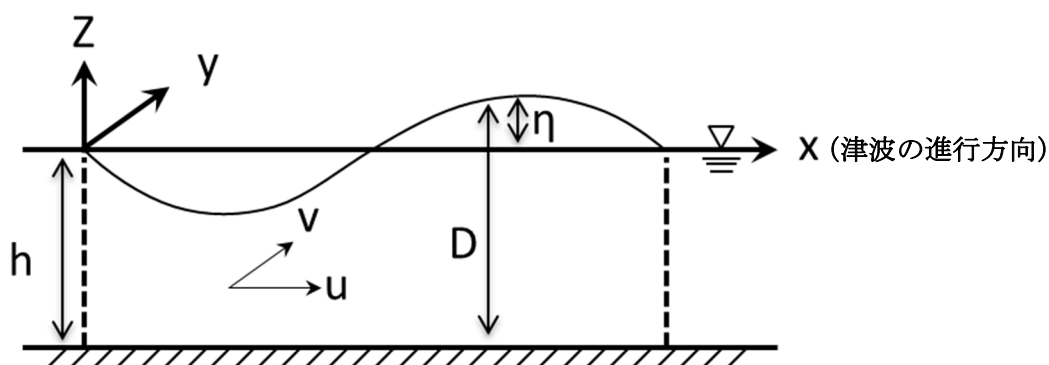


図9 理論方程式の座標系と各パラメータ

水深が概ね 50m よりも深い海域では、運動の式の移流項や摩擦項の影響が小さくなるため、これらの項を省略した線形長波理論を適用することができる。図 10 のとおり、1次元伝播計算による浅水理論の運動の式の各項の比較を行った数値実験の結果（今村・他，1986）によると、水深 50m 以深では運動に参与するのは局所項及び圧力項だけであると言っても良いが、水深 50m 以浅では移流項の大きさは局所項の最大値の 5%以上となり、陸上遡上時では 50%程度になることが分かる。

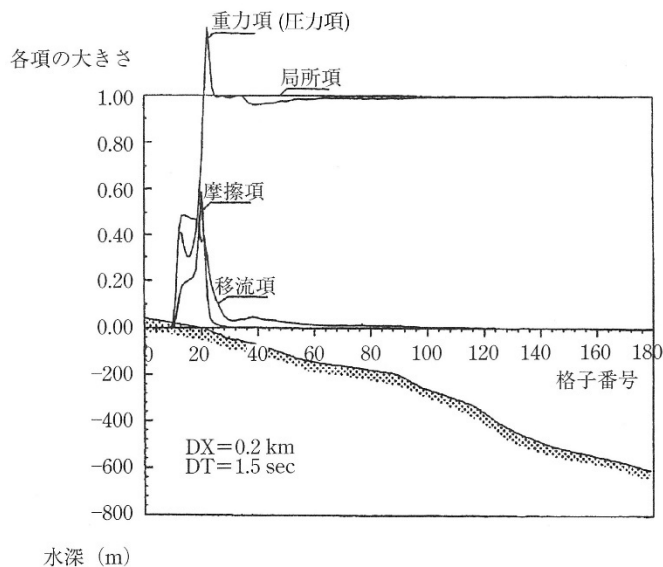


図 10 浅水理論の運動の式の各項の大きさの比較（今村・他，1986）。

縦軸は各項の最大値が局所項の最大値で規格化され、横軸の格子番号 20 番が汀線に相当する。

なお、深海域を長距離伝播する津波や近地津波でも遠浅な浅海域を伝播する津波について詳細な予測計算を行う場合には、津波の分散性を考慮するため、分散波理論を用いる必要がある（岩瀬・他，2002；鴨原・藤間，2007）。

#### (f) 境界条件

海側（沖側）境界は完全無反射で透過することとし、陸側境界は陸上遡上を考慮することを基本とする。

陸上遡上の計算においては、計算過程で時刻ステップ毎に各計算格子に水があるか否か判断し、隣接する計算格子の水位との関係も考慮して流量を設定する必要があり、岩崎・真野（1979）や小谷・他（1998）の手法がよく用いられている。

#### (g) 粗度係数

海域及び陸域の抵抗は、粗度係数を用いて考慮することを基本とする。

海域での粗度係数は、 $n = 0.025 \text{ m}^{-1/3} \cdot \text{s}$  程度の値を用いることが多い。また、陸域の粗度係数の与え方としては、水理模型実験の結果から直接推定した粗度係数（福岡・他，1994；Goto and Shuto, 1983）や家屋の面積占有率・家屋幅等のパラメータから粗度係数を合理的に求める手法（油屋・今村，2002）、地域ごとに等価粗度を一様に与える方法（相田，1977）、土地利用ごとに数段階に粗度を与える方法（小谷・他，1998）が提案されており、津波の詳細な陸上遡上の計算を行うための陸域の粗度係数の設定には、これらを参考にすることができる。

ただし、急変不定流である陸上遡上に対するマニング則の適用には課題もあり、遡上する津波の先端部の抵抗則に関しては研究段階である。

#### (h) 計算時間長及び計算時間間隔

津波予測計算の計算時間長は、津波や海域・陸域の地形等を考慮して、最大の津波の高さが得られるように設定する必要がある。津波予測計算の計算時間間隔は、計算の安定性を考慮して適切に設定する。

津波は第一波が最大とは限らず、第二波以降に最大となることもしばしば発生する。したがって、最大高さが得られるように、十分な計算時間長を設定することが望ましい。

計算時間間隔は、計算格子間隔に対する計算の安定性等を考慮して、以下の条件（C.F.L.条件：Courant-Friedrichs-Lewy Condition）を満たすように設定する。

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{\sqrt{2gh_{\max}}}$$

ここで、 $\Delta t$  (s)は計算時間間隔、 $\Delta x$  (m)は計算格子間隔、 $h_{\max}$  (m)は最大水深、 $g$  (m/s<sup>2</sup>)は重力加速度である。ただし、実際に計算を行う場合には、数値誤差や現象の非線形性が介在するため、計算時間間隔を上記の C.F.L.条件に比べて余裕をもって小さく設定する必要がある。

## 2.2 津波予測の不確実性

津波予測の不確実性には、特性化波源断層モデルを設定する段階で、

- ・ 想定する地震の位置や規模
- ・ 波源断層におけるすべり量の空間的な分布

について十分な情報が得られないこと等、波源断層に関して事前に得られる情報の不確実性が含まれる。

また、個別の特性化波源断層モデルを設定した場合に得られる津波予測計算結果には、

- ・ 波源断層モデルを単純化し、有限個数のパラメータで表現することによる誤差
- ・ 数値計算上の誤差（自然現象をある近似に基づき導いた支配方程式で記述したことによる誤差、支配方程式を離散化したことによる誤差、境界条件を近似したことによる誤差）
- ・ 海域・陸域地形データに含まれる誤差

等による不確実性が含まれる。

想定する地震の位置や規模について十分な情報が得られない場合、異なる位置、異なる規模に設定した複数の特性化波源断層モデルを設定し、これらに対して津波予測計算を行い、不確実性を考慮した津波評価を行うことが望ましい。また、波源断層におけるすべり量の空間的な分布について十分な情報が得られない場合には、1.2 (a)及び(c)で定義したように大すべり域や超大すべり域を異なる位置に設定した複数の特性化波源断層モデルを設定し、これらに対して津波予測計算を行い、不確実性を考慮した津波評価を行うことが望ましい。

### 3. 特性化波源断層モデルの妥当性の確認

津波評価の対象となるようなプレート間地震は、数十年から百数十年程度と発生間隔が短いために、最新活動における津波の被害情報や観測情報が残されている場合が多い。したがって、その情報と本手法に基づく津波予測結果を比較することにより、特性化波源断層モデルの妥当性の確認及び波源断層特性等の見直しが可能となる場合がある。比較の項目としては、津波痕跡高を用いた推定値が挙げられる。

特性化波源断層モデルの妥当性については、既往地震による津波の痕跡高と、その地震に対応する特性化波源断層モデルによる津波予測計算結果の比較により確認することができ、痕跡高の空間的な特徴が予測計算結果によりある程度説明できることをもって妥当とする。

一つの特性化波源断層モデルによる津波予測計算結果で一部の地域の痕跡高の空間的な特徴を説明できなくとも、大すべり域や超大すべり域を異なる位置に設定した複数の特性化波源断層モデルに基づく津波予測計算結果の集合によって痕跡高の空間的な特徴をより説明できることをもって妥当とする。

また、既往地震の位置や規模について十分な情報が得られない場合には、異なる位置、異なる規模に設定した複数の特性化波源断層モデルに基づく津波予測計算結果の集合によって痕跡高の空間的な特徴をある程度説明できることをもって妥当とする。

痕跡高の記録と津波予測計算結果を比較する場合、津波が陸上を遡上し局所的な地形の影響を受けたことによりその痕跡高が周辺に比べて飛び抜けて大きな値となる場合があることや、データによっては痕跡高が観測時の潮位条件の影響を受けていることに留意する必要がある。

## 付録 波源断層を特性化した津波の予測手法（津波レシピ）の検証

ここでは、観測記録が多数得られている平成 23 年（2011 年）年東北地方太平洋沖地震（M9.0）（以下「東北地方太平洋沖地震」という。）に伴う津波について、その観測記録（津波痕跡高）と「波源断層を特性化した津波の予測手法」（以下「津波レシピ」という。）に基づいて算出した津波予測計算結果を比較し、特性化波源断層モデルの妥当性を確認することで、津波レシピの検証とする。

なお、パラメータは主に、「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)について」（地震調査委員会，2011）（以下「長期評価」という。）を基に設定している。

波源断層モデルは、長期評価において東北地方太平洋沖地震型の地震の震源域として評価されている三陸沖中部から茨城県沖にかけての領域（海溝寄りの領域を含む）の全域として設定した。更に、大すべり域及び超大すべり域を考慮し、東北地方太平洋沖地震による津波痕跡高を最も説明できるモデルとして、大すべり域及び超大すべり域を波源断層の北端に設定するモデルを対象に検証する。

特性化波源断層モデルのイメージ図とパラメータについて図 1 及び表 1、2 に示す。

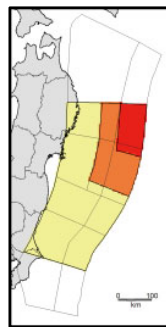


図 1 特性化波源断層モデル

（赤色が超大すべり域、橙色が大すべり域、黄色が背景領域を表す）

表 1 津波レシピに基づき設定した  
巨視的波源断層特性のパラメータ

項目	設定値
断層面積 $S$ (km <sup>2</sup> )	$1.05 \times 10^5$
地震モーメント $M_0$ (Nm)	$6.1 \times 10^{22}$
モーメントマグニチュード $M_w$	9.1
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	4.3
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$
平均すべり量 $D$ (m)	11.5

表 2 津波レシピに基づき設定した  
微視的波源断層特性のパラメータ

項目	設定値
超大すべり域の平均すべり量 $D_s$ (m)	46.0
超大すべり域の面積 $S_s$ (km <sup>2</sup> )	$1.05 \times 10^4$
大すべり域の平均すべり量 $D_L$ (m)	23.0
大すべり域の面積 $S_L$ (km <sup>2</sup> )	$2.11 \times 10^4$
背景領域の平均すべり量 $D_B$ (m)	3.3
背景領域の面積 $S_B$ (km <sup>2</sup> )	$7.38 \times 10^4$

ここで、津波レシピに基づいた津波予測計算結果は津波痕跡高よりも比較的高い結果となった。これは、日本周辺の太平洋側で発生した地震の地震モーメントと断層面積から得られた経験的關係式（藤原・他，2015）を用いた場合、表 1 のとおり  $M_w 9.1$  となったためである。そこで、実際に発生した東北地方太平洋沖地震の M9.0 に合わせるよう平均応力降下量を調整して  $M_w 9.0$  とし、表 3、4 のとおりパラメータを設定し直し津波予測計算を再度行った。

表3  $M_w$ 9.0 となるよう調整した  
巨視的波源断層特性のパラメータ

項目	設定値
断層面積 $S$ (km <sup>2</sup> )	$1.05 \times 10^5$
地震モーメント $M_0$ (Nm)	$4.2 \times 10^{22}$
モーメントマグニチュード $M_w$	9.0
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.0
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$
平均すべり量 $D$ (m)	8.0

表4  $M_w$ 9.0 となるよう調整した  
微視的波源断層特性のパラメータ

項目	設定値
超大すべり域の平均すべり量 $D_S$ (m)	32.0
超大すべり域の面積 $S_S$ (km <sup>2</sup> )	$1.05 \times 10^4$
大すべり域の平均すべり量 $D_L$ (m)	16.0
大すべり域の面積 $S_L$ (km <sup>2</sup> )	$2.11 \times 10^4$
背景領域の平均すべり量 $D_B$ (m)	2.3
背景領域の面積 $S_B$ (km <sup>2</sup> )	$7.38 \times 10^4$

津波痕跡高は、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ (<http://www.coastal.jp/tjt/>、2012年10月3日) によるデータを基とし、以下の条件に合致するものを抽出した (是永・他, 2013)。

- ・東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループの定義で痕跡信頼度A
- ・痕跡高50cm以上かつ沿岸遡上距離100m以内
- ・50m計算格子で表現不可能な構造物が近傍にある場合、沿岸の計算格子と痕跡点が50m以内

青森県から千葉県にかけて抽出した痕跡高 (●) と、痕跡高の地点から最も距離の近い沿岸の計算格子における計算高 (◆) の比較は図2のとおりである。 $M_w$ 9.0のモデルによる計算高は痕跡高を概ね説明できている。この結果より、特性化波源断層モデルの妥当性を確認することができる。

ただし、特に福島県については計算高により痕跡高を十分に説明できておらず、特性化波源断層モデルの限界であると言える。特性化波源断層モデルを利用する際にはこのことに留意する必要がある。

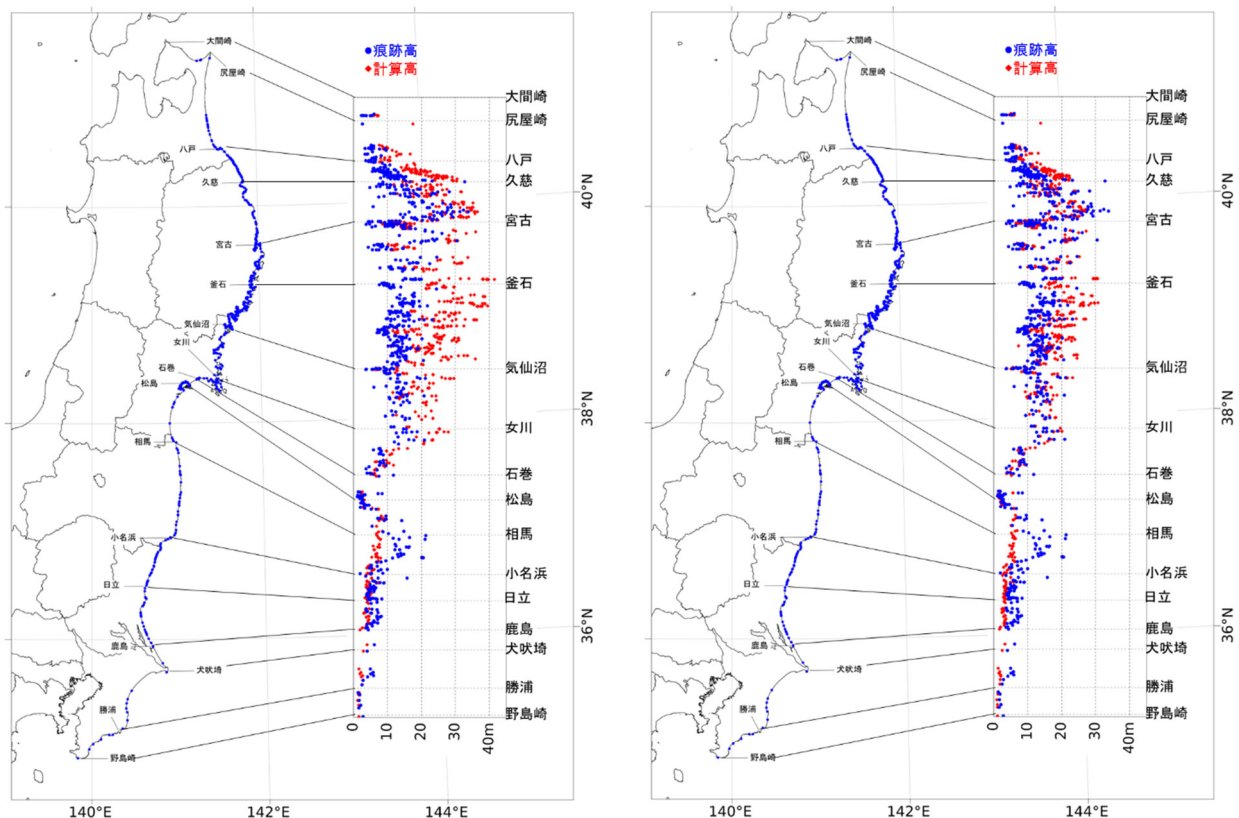


図2 特性化波源断層モデルによる計算高と痕跡高の比較  
(左図の計算高は  $M_w$ 9.1 のモデル、右図の計算高は  $M_w$ 9.0 のモデルによる)



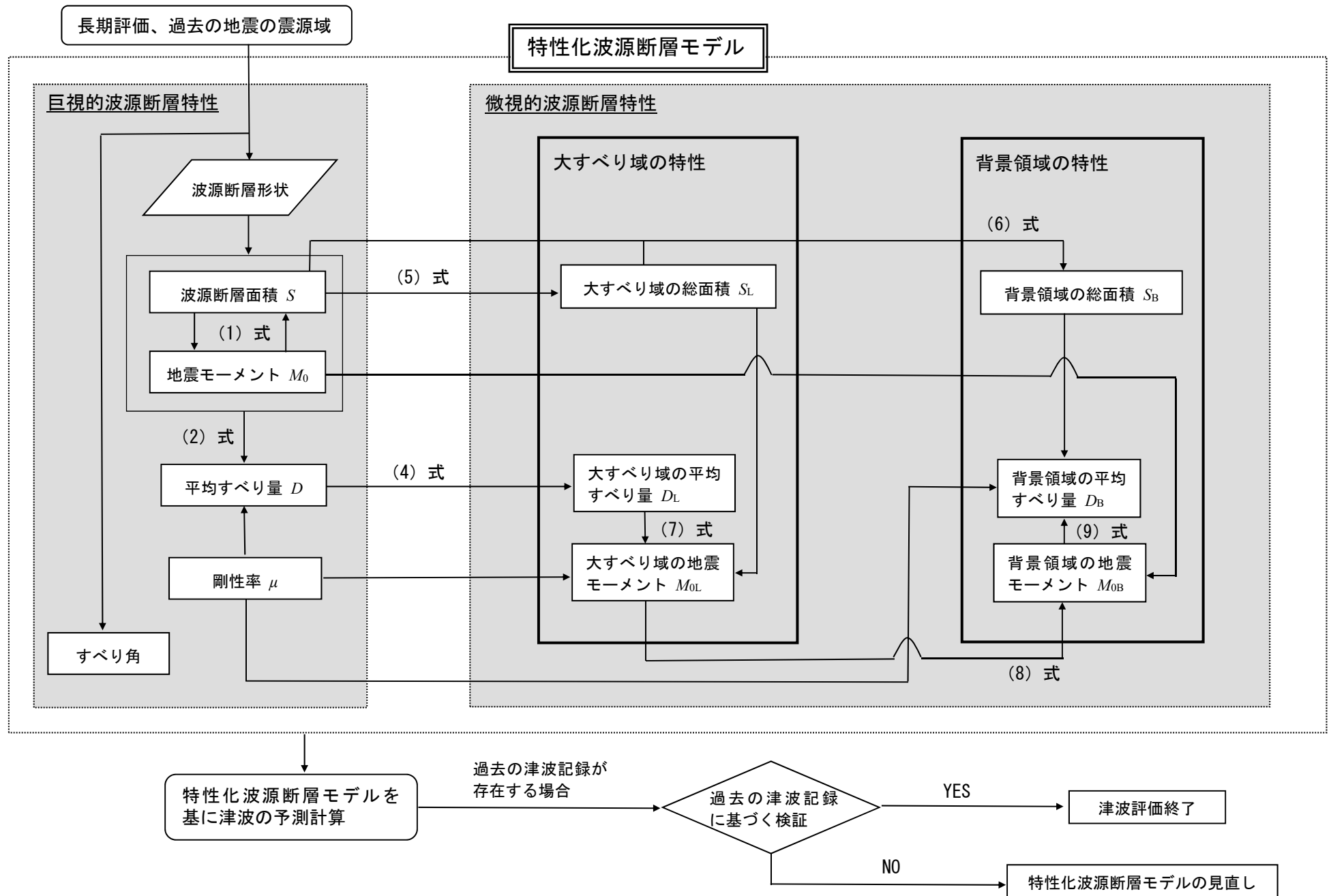
## 引用文献

- 油屋貴子・今村文彦（2002）：合成等価粗度モデルを用いた津波氾濫シミュレーションの提案，海岸工学論文集，49，276-280，doi:10.2208/proce1989.49.276.
- 相田勇（1977）：陸上に溢れる津波の数値実験－高知県須崎および宇佐の場合－，東京大学地震研究所彙報，52，441-460.
- Ben-Menahem, A., and M. Rosenman (1972) : Amplitude Patterns of Tsunami Waves from Submarine Earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 77, 3097-3128, doi:10.1029/JB077i017p03097.
- Bilek, S. L., and T. Lay (1999) : Rigidity variations with depth along interplate megathrust faults in subduction zones, *Nature*, 400, 443-446, doi:10.1038/22739.
- 土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会（2016）：原子力発電所の津波評価技術.
- 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, doi:10.1098/rspa.1957.0133.
- Fujii, Y. and K. Satake (2007) : Tsunami Source of the 2004 Sumatra–Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97, S192-S207, doi:10.1785/0120050613.
- Fujii, Y. and K. Satake (2013) : Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data, *Pure and Applied Geophysics*, 170, 1493-1509, doi:10.1007/s00024-012-0524-2.
- 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，400，pp.49-52.
- Fukao, Y. (1979) : Tsunami Earthquakes and Subduction Processes Near Deep-Sea Trenches, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84, 2303-2314, doi:10.1029/JB084iB05p02303.
- 福岡捷二・川島幹雄・松永宜夫・前内永敏（1994）：密集市街地の氾濫流に関する研究，土木学会論文集，491，51-60，doi:10.2208/jscej.1994.491\_51.
- Goto, C., and N. Shuto (1983) : Effects of large obstacles on tsunami inundations, *Tsunamis: Their Science and Engineering*, Terra Scientific Publishing Company, 511-525.
- 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 and Planetary Science Letters*, 341-344, 234-242, doi:10.1016/j.epsl.2012.06.006.
- Gusman, A. R., S. Murotani, K. Satake, M. Heidarzadeh, E. Gunawan, S. Watada, and B. Schurr (2015) : Fault slip distribution of the 2014 Iquique, Chile, earthquake estimated from ocean-wide tsunami waveforms and GPS data, *Geophysical Research Letters*, 42, 1053-1060, doi: 10.1002/2014GL062604.
- 長谷川賢一・鈴木孝夫・稲垣和男・首藤信夫（1987）：津波の数値実験における格子間隔と時間積分間隔に関する研究，土木学会論文集，381，111-120，doi:10.2208/jscej.1987.381\_111.
- Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya and M. Matsu'ura (2009) : Interplate seismogenic zones along the Kuril–Japan

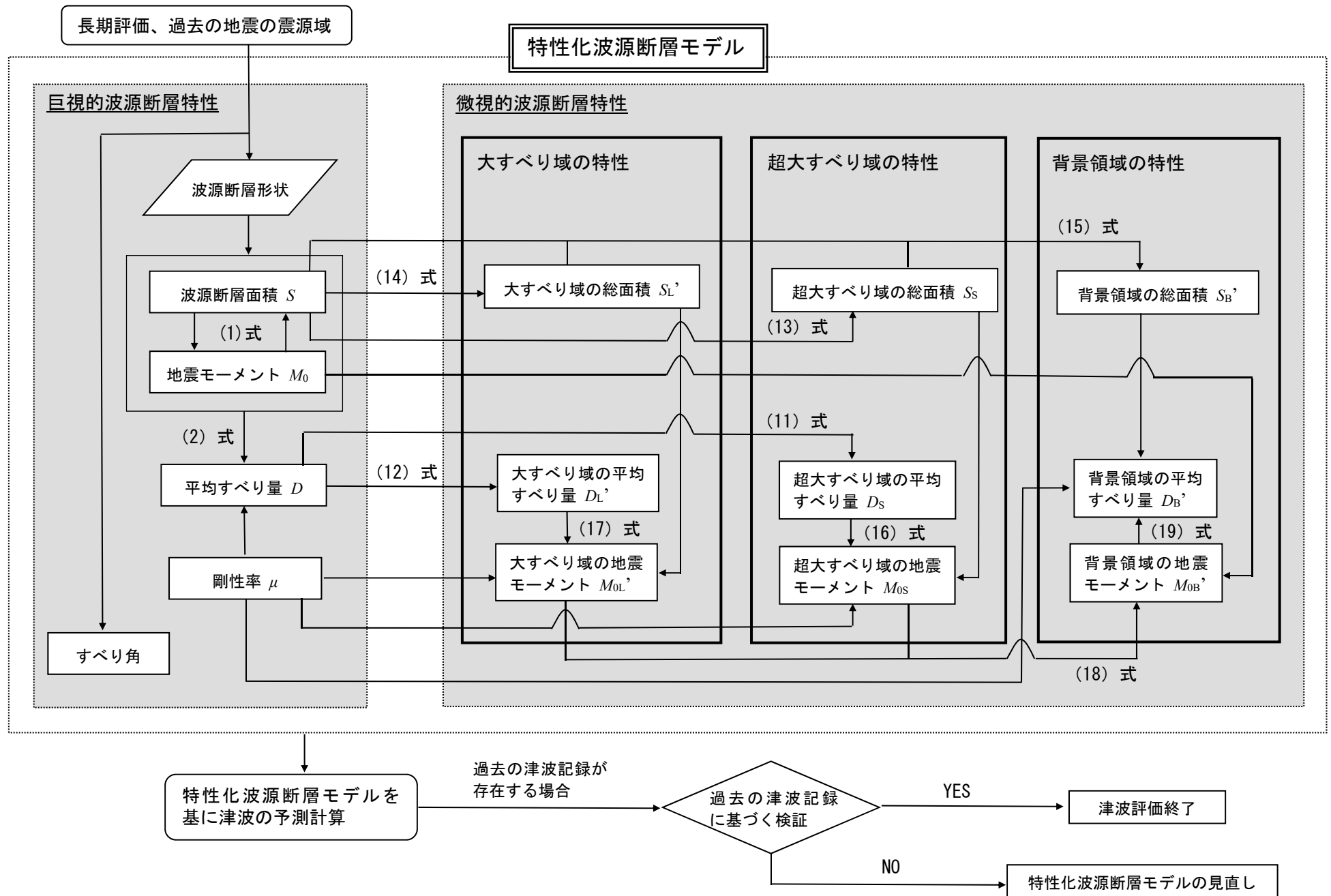
- trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, 2, 141-144, doi:10.1038/ngeo421.
- 今村文彦・後藤智明・首藤伸夫 (1986) : 津波数値予報の可能性に関する研究—津波数値シミュレーションの精度—, 東北大学工学部津波防災実験所研究報告, 3, 23-88.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001) : シナリオ地震の強震動予測, *地学雑誌*, 110, 849-875, doi:10.5026/jgeography.110.6\_849.
- 岩崎敏夫・真野明 (1979) : オイラー座標による二次元津波遡上の数値計算, *海岸工学講演会論文集*, 26, 70-74, doi:10.2208/proce1970.26.70.
- 岩瀬浩之・見上敏文・後藤智明・藤間功司 (2002) : 津波の伝播計算を対象とした非線形分散長波式の比較, *土木学会論文集*, 705, 129-138, doi:10.2208/jscej.2002.705\_129.
- Iwata, T. and K. Asano (2011) : Characterization of the Heterogeneous Source Model of Intraslab Earthquakes Toward Strong Ground Motion Prediction, *Pure and Applied Geophysics*, 168, 117-124, doi:10.1007/s00024-010-0128-7.
- 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) について, 173pp.
- 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), 51-57.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 46pp.
- 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, *Journal of Geophysical Research*, 101, 523-532, doi:10.1029/95JB02806.
- 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 and Applied Geophysics*, 154, 541-553, doi:10.1007/s000240050243.
- Kajiura, K. (1963) : The Leading Wave of a Tsunami, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 41, 535-571.
- Kajiura, K. (1970) : Tsunami Source, Energy and the Directivity of Wave Radiation, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 48, 835-869.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975) : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65, 1073-1095.
- 河田恵昭・奥村与志弘・越村俊一 (2006) : 津波の発生に及ぼす断層破壊の動的特性の影響, *海岸工学論文集*, 53, 291-295, doi:10.2208/proce1989.53.291.
- 国土交通省水管理・国土保全局海岸室・国土交通省国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室 (2012) : 津波浸水想定の設定の手引き Ver.2.00, 86pp.
- 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実さの取り扱いについて, 日本地球惑星科学連合 2013年大会, SSS35-P06.
- 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, doi:10.2208/proce1989.45.356.
- 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, doi:10.1038/ngeo1073.
- Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971) : The displacement fields of inclined faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61, 1433-1440.
- Meade, B. J. (2007) : Algorithms for the calculation of exact displacements, strains, and stresses for triangular dislocation elements in a uniform elastic half space, *Computers & geosciences*, 33, 1064-1075, doi:10.1016/j.cageo.2006.12.003.
- 村嶋陽一・今村文彦・竹内仁・鈴木崇之・吉田健一・山崎正幸・松田健也 (2006) : 津波浸水予測における航空機搭載型レーザーデータの適応性, *海岸工学論文集*, 53, 1336-1340, doi:10.2208/proce1989.53.1336.
- Murotani, S., H. Miyake and K. Koketsu (2008) : Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, 987–991, doi:10.1186/BF03352855.
- Murotani, S., K. Satake and Y. Fujii (2013) : Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction-zone earthquakes, *Geophysical Research Letters*, 40, 5070–5074, doi:10.1002/grl.50976.
- 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) 津波断層モデル編ー津波断層モデルと津波高・浸水域等についてー, 100pp.
- 西村卓也 (2012) : 測地観測データに基づく東北日本の最近 120 年間の地殻変動, *地質学雑誌*, 118, 278-293, doi:10.5575/geosoc.2012.0027.
- Okada, Y. (1985) : Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, 1135-1154.
- Okada, Y. (1992) : Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 1018-1040.
- 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, doi:10.1038/srep00385.
- 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, doi:10.1186/BF03351951.
- 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, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103, 1473-1492, doi:10.1785/0120120122.
- Sato, R. (1971) : Crustal Deformation due to Dislocation in a Multi-layered Medium, *Journal of Physics of the Earth*, 19, 31-46, doi:10.4294/jpe1952.19.31.
- Sato, R. and M. Matsu'ura (1973) : Static deformations due to the fault spreading over several layers in a multi-layered medium, *Journal of Physics of the Earth*, 21, 227-249, doi:10.4294/jpe1952.21.227.
- 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.
- 嶋原良典・藤間功司 (2007) : 津波数値解析における分散波理論モデルの適用性と新しい数値計算法の提案, *土木学会論文集 B*, 63, 51-66, doi:10.2208/jscejb.63.51.

- Song, T. R. A., and M. Simons (2003) : Large Trench-Parallel Gravity Variations Predict Seismogenic Behavior in Subduction Zones, *Science*, 301, 630-633, doi:10.1126/science.1085557.
- 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\_2-2\_21, doi:10.5610/jaee.13.2\_2.
- 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\_1-5\_18, doi:10.5610/jaee.14.5\_1.
- Sugiyama, Y. (2004) : Asperities and multi-segment ruptures in subduction zones and inland active fault systems, *Proceedings of International Conference in Commemoration of 5th Anniversary of The 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan*, 1-9.
- Suppasri, A., S. Koshimura, and F. Imamura (2011) : Developing tsunami fragility curves based on the satellite remote sensing and the numerical modeling of the 2004 Indian Ocean tsunami in Thailand, *Natural Hazards and Earth System Science*, 11, 173-189, doi:10.5194/nhess-11-173-2011.
- 田島礼子・松元康広・司宏俊・入倉孝次郎 (2013) : 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究, *地震 第2輯*, 66, 31-45, doi:10.4294/zisin.66.31.
- Tanioka, Y., and K. Satake (1996) : Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, *Geophysical Research Letters*, 23, 861-864, doi:10.1029/96GL00736.
- Tanioka, Y. and K. Satake (2001a) : Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms, *Geophysical Research Letters*, 28, 1075-1078, doi:10.1029/2000GL012284.
- 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, doi:10.1186/BF03352380.
- 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 第2輯*, 57, 75-81.
- Thomas, A. L. (1993) : Poly3D: A three-dimensional, polygonal element, displacement discontinuity boundary element computer program with applications to fractures, faults, and cavities in the Earth's crust, *Doctoral dissertation, Stanford University*, 58pp.
- Tsushima, H., R. Hino, Y. Tanioka, F. Imamura and H. Fujimoto (2012) : Tsunami waveform inversion incorporating permanent seafloor deformation and its application to tsunami forecasting, *Journal of Geophysical Research*, 117, B03311, doi:10.1029/2011JB008877.
- Wells, R. E., R. J. Blakely, Y. Sugiyama, D. W. Scholl and P. A. Dinterman (2003) : Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes: A link between slip, subsidence, and subduction erosion?, *Journal of Geophysical Research*, 108, 2507, doi:10.1029/2002JB002072.
- Yamanaka, Y. and K. Shimazaki (1990) : Scaling Relationship between the Number of Aftershocks and the Size of the Main Shock, *Journal of Physics of the Earth*, 38, 305-324, doi:10.4294/jpe1952.38.305.
- Yamashita, T. and R. Sato (1974) : Generation of tsunami by a fault model, *Journal of Physics of the Earth*, 22, 415-440, doi:10.4294/jpe1952.22.415.



付図1 プレート間地震（大すべり域を設定）の波源断層特性パラメータの設定の流れ



付図2 プレート間地震（大すべり域と超大すべり域を設定）の波源断層特性パラメータの設定の流れ