

RREP-2021-4002

# 安全研究成果報告

S/NRA/R Research Report

## 津波ハザード評価の信頼性向上 に関する研究

Research on Reliability Improvement of Tsunami Hazard Assessment

杉野 英治 道口 陽子 佐藤 太一

SUGINO Hideharu, MICHIGUCHI Yoko, and SATO Taichi

地震・津波研究部門

Division of Research for Earthquake and Tsunami

原子力規制庁

長官官房技術基盤グループ

Regulatory Standard and Research Department,

Secretariat of Nuclear Regulation Authority (S/NRA/R)

令和3年6月

June 2021

本報告は、原子力規制庁長官官房技術基盤グループが行った安全研究プロジェクトの活動内容・成果をとりまとめたものです。

なお、本報告の内容を規制基準、評価ガイド等として審査や検査に活用する場合には、別途原子力規制委員会の判断が行われることとなります。

本報告の内容に関するご質問は、下記にお問い合わせください。

原子力規制庁 長官官房 技術基盤グループ 地震・津波研究部門  
〒106-8450 東京都港区六本木 1-9-9 六本木ファーストビル  
電 話：03-5114-2226  
ファックス：03-5114-2236

## 津波ハザード評価の信頼性向上に関する研究

原子力規制庁 長官官房技術基盤グループ  
地震・津波研究部門  
杉野 英治 道口 陽子 佐藤 太一

### 要 旨

平成 23 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震津波（以下「東北地震津波」という。）による福島第一原子力発電所の事故が契機となり、原子力発電所の津波に対する評価が重要となった。そして、現行の規制基準では、「基準津波の策定」及び「超過確率の参照」が要求事項として加わることになった。原子力規制の継続的な高度化のためには、これらの要求事項に係る種々の評価手法を継続的に改善していくことが重要である。これまでの安全研究では、主にプレート間地震を対象に津波波源モデルの改良等を実施してきたが、地震の規模や発生頻度のモデル化に係る不確かさの取扱い、及び内陸地殻内地震や地震以外の津波発生要因の特性も踏まえて、確率論的津波ハザード評価<sup>1</sup>（以下「PTHA」という。）手法に反映していくことが必要である。本プロジェクトでは、上記の背景を踏まえて平成 29 年度から令和 2 年度にかけて、以下の研究課題（(1) a. ~ c. 及び(2) a.）に取り組んだ。

#### (1) 地震起因の津波の確率論的ハザード評価手法の信頼性向上

##### a. 津波発生モデルの不確かさ評価手法の整備

本研究では、プレート間地震による津波を対象に、地震規模に係るスケーリング則、地震発生頻度に係るグーテンベルグ・リヒター則及び限界波高の各モデル化上の不確かさを定量的に評価して確率モデルを設定するとともに、これらの確率モデルを取り入れた PTHA 手法を提案した。さらに、福島県沖をモデルサイトとして提案手法を適用し、PTHA 結果に及ぼす不確定要因の影響を分析したところ、上記要因の中では、地震規模に係るスケーリング則の不確かさの影響が最も大きいことを確認した。

---

<sup>1</sup> 確率論的津波ハザード評価とは、地震等の津波発生要因の規模や頻度、発生源から評価地点までの津波伝播に関わる各種のモデルやパラメータの不確かさを考慮して、津波高さとその超過確率との関係を表す津波ハザード曲線を評価することをいう。

b. プレート間地震津波の特性化波源モデルの改良

本研究では、海底の地殻変動の水平変位を模擬した水理実験及び Tanioka and Satake (1996)の解析手法を用いて同水平変位による鉛直変位への寄与分が津波初期水位に及ぼす影響を分析した。その結果、水平変位は津波初期水位に影響すること及び地殻変動の速度が速いほどその影響が大きく出ることが分かった。さらに、同手法を用いて水平変位による寄与分を考慮した特性化波源モデルの設定方法を提案し、東北地震津波に適用して、痕跡高を良好に再現することができた。

c. 中小規模及び大規模津波の特性化波源モデルの適用性検証

本研究では、中小規模及び大規模 (Mw8.8 以下) のプレート間地震による津波について、南海トラフで発生した 4 つの地震 (1854 年安政東海地震、1854 年安政南海地震、1707 年宝永地震及び 1944 年昭和東南海地震) を対象に、杉野ら(2014)の手順により作成した特性化波源モデルを用いて各津波の痕跡高の再現性を定量的に示した。また、内陸地殻内地震による津波については、日本海で発生した 2 つの地震 (1833 年天保出羽沖地震及び 1983 年日本海中部地震) を対象に、地震調査研究推進本部の強震動レシピに基づいて作成した特性化波源モデルを用いて各津波の痕跡高の再現性を定量的に示した。

(2) 地震以外の発生要因の津波の確率論的ハザード評価手法の整備

a. 海底地すべり起因津波の確率論的津波ハザード評価手法の整備

本研究では、海底地すべりを模擬した遠心模型実験等により、従来の陸上斜面の安定解析に用いられてきた修正フェレニウス法が海底環境でも適用可能であることを確認した。そして、平成 28 年度までの安全研究の成果である「海底地すべり危険度判定手法」と組み合わせて、海底地すべり起因の津波を対象とした確率論的津波ハザード評価手法を提案した。

## Research on Reliability Improvement of Tsunami Hazard Assessment

SUGINO Hideharu, MICHIGUCHI Yoko, and SATO Taichi

Division of Research for Earthquake and Tsunami,

Regulatory Standard and Research Department,

Secretariat of Nuclear Regulation Authority (S/NRA/R)

## Abstract

With the occasion of the Fukushima Daiichi Nuclear Power Station accident caused by the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake and Tsunami (hereinafter referred to as “the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami”) on March 11, 2011, tsunami risk assessment for nuclear power plants has become a key challenge. Thus, “Development of the standard tsunami” and “Reference of the exceedance probability” were added as requirements to the current regulatory standards. For the continuous advancement of nuclear regulation, continuously improving various evaluation methods related to these requirements is essential. The previous safety researches mainly targeted interplate earthquakes to improve tsunami source model, etc., however, considering the treatment of uncertainties in relation to the modeling of the scale and frequency of earthquakes, the characteristics of tsunami occurrence factors, crustal earthquakes and other than earthquakes should be reflected on the probabilistic tsunami hazard assessment method (hereinafter referred to as “PTHA”). In this project, based on the above background, we studied the following research subjects ((1) a. to c. and (2) a.) from 2017 to 2020.

(1) Improving the reliability of probabilistic tsunami hazard assessment for tsunamis caused by earthquakes

a. Developing an assessment method for the uncertainty of the tsunami occurrence models

In this study, a tsunami caused by interplate earthquakes as an object, we set probabilistic models by quantitatively evaluating uncertainties in each factor, which are models of the scaling law related to the seismic scale, the Gutenberg–Richter law related to the frequency of earthquake occurrence and the critical tsunami height, and we proposed a PTHA method that incorporates these probabilistic models. Furthermore, we applied the proposed method off the coast of Fukushima Prefecture as the model site and analyzed the effects of uncertain factors affecting the PTHA results. We confirmed that the uncertainty of the scaling law related to the seismic scale had the most significant effect among the above uncertain factors.

- b. Constructing a characterization wave source model for inter-plate earthquake tsunami along trench

In this study, we analyzed the effects of the horizontal crustal displacements on the initial displacement distribution/condition on sea surface using a hydraulics experiment that simulates this horizontal displacement and the analysis method by Tanioka and Satake (1996). As a result, we understood that the horizontal displacement influences the initial displacement distribution/condition on sea surface and that the faster the speed of crustal movement, the larger its influence. Furthermore, using the analysis method of Tanioka and Satake (1996), we proposed a method to set the characterizing model for tsunami source that takes into account the effects of the horizontal crustal displacement and demonstrates tsunami trace height reproducibility quantitatively of the Tohoku earthquake tsunami.

- c. Verifying the applicability of the characterized wave source model for small-, medium-, and large-scale tsunamis

In this study, concerning tsunamis caused by small- and large-scale (Mw8.8 or less) interplate earthquakes, we considered four earthquakes occurred in the Nankai Trough (1854 Ansei Tokai, 1854 Ansei Nankai, 1707 Hoei, and 1944 Showa Tonankai) as the object and created a characterized wave source model using the method by Sugino et al. (2014). The model quantitatively demonstrated the reproducibility of the trace heights of these four tsunamis. Moreover, regarding the tsunamis caused by inland crustal earthquakes, we considered the two earthquakes that occurred at the Sea of Japan (1833 Tenpo Dewa Oki and 1983 Sea of Japan) as the object and quantitatively showed the reproducibility of the trace height of each tsunami using the characterization wave source model based on the strong motion prediction recipe by the Headquarters for Earthquake Research Promotion.

## (2) Development of a probabilistic tsunami hazard assessment method for the uncertainty of tsunamis caused by factors other than earthquakes

- d. Developing a probabilistic tsunami hazard assessment method for tsunami caused by submarine landslides

In this study, it was confirmed that the modified Fellenius method, which has been used conventionally for the stability analysis of slopes on the ground, is applicable to the submarine environment through a centrifuge model experiment, which simulated submarine landslides and other procedures. Thereafter, we proposed a probabilistic tsunami hazard assessment method for tsunamis caused by submarine landslides through combination with the “submarine landslide risk assessment method,” which is the achievement of the safety researches up to 2016.

## 目次

1.	序論 .....	1
1.1	背景 .....	1
1.2	目的 .....	2
1.3	全体行程.....	2
2.	本論 .....	4
2.1	津波発生・伝播モデルの不確かさ評価手法の整備.....	4
2.1.1	津波発生・伝播に係る不確かさ要因と確率モデルの構築.....	5
2.1.2	層別サンプリング法を用いた PTHA 手法とその適用例 .....	14
2.2	プレート間地震津波の特性化波源モデルの改良.....	22
2.2.1	海底の地殻変動の水平変位を模擬した水理実験の実施.....	23
2.2.2	津波解析コードを用いた海溝軸沿いで発生するプレート間地震津波（実験） の検証解析.....	29
2.2.3	海溝軸沿いで発生するプレート間地震津波による津波の特性化波源モデルの 構築 .....	37
2.3	中小規模及び大規模津波の特性化波源モデルの適用性検証.....	47
2.3.1	Mw8.8 以下のプレート間地震による津波の特性化波源モデルの再現性.....	47
2.3.2	内陸地殻内地震による津波の特性化波源モデルの再現性.....	53
2.4	海底地すべり起因津波の確率論的津波ハザード評価手法の整備 .....	58
2.4.1	海底地すべり起因津波の確率論的ハザード評価手法の提案とモデル海域での 試解析 .....	59
2.4.2	海底での斜面安定性に関する既往モデルの適用性及び不確かさの把握 .....	69
3.	結論 .....	75
3.1	成果の要点.....	75
3.2	目的の達成状況.....	77
3.3	成果の公表等.....	77
3.3.1	原子力規制庁の職員が著者に含まれる公表 .....	77
3.3.2	委託先による公表.....	77
3.4	成果の活用等.....	77
3.5	今後の課題等.....	77
	参考文献一覧 .....	80
	執筆者一覧 .....	86

## 表 目 次

表 2.1.1	平均すべり量と断層面積に関するスケーリング則に係る不確かさ一覧 .....	11
表 2.1.2	水底勾配と変動係数.....	11
表 2.2.1	水理実験条件 .....	25
表 2.4.1	地盤材料の物性値及び回帰式のパラメータ .....	64
表 2.4.2	海底地すべり解析及び津波ハザード解析に用いた地震動強さと発生確率 .....	64
表 2.4.3	遠心模型実験ケースと斜面模型条件 .....	71



## 目 次

図 1	本研究プロジェクトの全体行程.....	3
図 2.1.1	地震モーメントと断層面積に関するスケーリング則.....	12
図 2.1.2	解析対象領域（黒実線）と JMA カタログに基づく対象期間内に発生した地震の震源分布（対象期間：1977 年～2010 年，マグニチュード：M5.8 以上）.....	12
図 2.1.3	GR モデルによる地震発生頻度.....	13
図 2.1.4	TGR モデルによる地震発生頻度.....	13
図 2.1.5	限界波高モデルの一例（水底勾配 1/100 の場合）.....	14
図 2.1.6	層別サンプリング法の概念図.....	18
図 2.1.7	認識論的不確かさの要因と分岐の重み.....	18
図 2.1.8	対象地点（150 m 水深点）.....	19
図 2.1.9	対象津波波源の領域（左：プレート間地震、右：海洋プレート内地震）.....	19
図 2.1.10	不均一すべり分布のパターン（津波波源モデル No.630 の例）.....	20
図 2.1.11	確率論的津波ハザード解析の結果.....	21
図 2.2.1	海溝軸沿いで発生するプレート間地震津波及び水平変位による寄与分のイメージ.....	23
図 2.2.2	水理実験装置の概要.....	25
図 2.2.3	水理実験条件のパラメータ.....	26
図 2.2.4	実験による最大水位分布．（上図）速度を変化させた場合（中央図）加速度を変化させた場合（下図）変位量を変化させた場合.....	27
図 2.2.5	実験による水位の時刻歴波形．（上図）速度を変化させた場合（中央図）加速度を変化させた場合（下図）変位量を変化させた場合.....	28
図 2.2.6	実験による可動式斜面模型の水平移動に伴う底面高さの増分と水位の時刻歴波形.....	29
図 2.2.7	計算体系.....	32
図 2.2.8	解析による最大水位分布．（上図）速度を変化させた場合（中央図）加速度を変化させた場合（下図）変位量を変化させた場合.....	33
図 2.2.9	解析による水位の時刻歴波形．（上図）速度を変化させた場合（中央図）加速度を変化させた場合（下図）変位量を変化させた場合.....	34
図 2.2.10	解析による可動式斜面模型の水平移動に伴う底面高さの増分と水位の時刻歴波形.....	35
図 2.2.11	ある時刻における実験と解析の水位（case1 の場合）.....	35
図 2.2.12	実験と解析の最大水位と底面高さの増分の比（ $\eta_{max}/dy$ ）と無次元ライズタイム（ $T_r/(L/c)$ ）の関係.....	36
図 2.2.13	波の伝播の最大水位への影響.....	36

図 2.2.14	津波波源モデルの推定手順.....	39
図 2.2.15	津波伝播の解析対象領域.....	40
図 2.2.16	津波波源モデル（左: TS 法モデル、右: 従来法モデル）.....	41
図 2.2.17	津波波形の観測値と計算値（TS 法及び従来法）の比較.....	42
図 2.2.18	津波痕跡高の観測値と計算値（TS 法及び従来法）の比較.....	43
図 2.2.19	A 列～H 列ごとの平均すべり量及び地震モーメント.....	43
図 2.2.20	水平変位による寄与分を考慮した特性化波源モデルの一例.....	46
図 2.3.1	プレート形状とセグメント区分.....	50
図 2.3.2	解析領域（1854 年安政東海地震、1854 年安政南海地震、1707 年宝永地震）..	50
図 2.3.3	特性化波源モデル（上）及び計算津波高と痕跡高の比較（下）（1/2）.....	51
図 2.3.4	特性化波源モデル（上）及び計算津波高と痕跡高の比較（下）（2/2）.....	52
図 2.3.5	F 領域の設定位置.....	56
図 2.3.6	特性化波源モデル（上）及び計算津波高と痕跡高の比較（下）（1/2）.....	56
図 2.3.7	特性化波源モデル（上）及び計算津波高と痕跡高の比較（下）（2/2）.....	57
図 2.4.1	海底地すべり起因津波の確率論的ハザード評価の実施フロー.....	65
図 2.4.2	等深線図（格子間隔 200 m）.....	66
図 2.4.3	地質区分データ（格子間隔 200 m）.....	66
図 2.4.4	海底地すべりハザードマップ.....	67
図 2.4.5	ハザード評価地点.....	67
図 2.4.6	海底地すべり起因津波のロジックツリー.....	68
図 2.4.7	ハザード曲線（水深 100 m 地点）.....	68
図 2.4.8	遠心模型実験概要図.....	72
図 2.4.9	斜面模型への静的载荷概要図.....	72
図 2.4.10	斜面模型への動的载荷概要図.....	72
図 2.4.11	加振による地盤変位（ケース 1）.....	73
図 2.4.12	3.33 m/s <sup>2</sup> 加振時のせん断ひずみ分布（ケース 1）.....	73
図 2.4.13	実験で得たすべり面と解析に用いたすべり面及び臨界円.....	74
図 2.4.14	安全率と水平震度の関係.....	74

## 1. 序論

### 1.1 背景

平成 23 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震による津波（以下「東北地震津波」という。）は、福島第一原子力発電所に襲来し、重大な事故を引き起こした。この津波は、同発電所の当時の設計津波水位<sup>2</sup>を上回ることになり、設計津波水位を超える津波の発生に備えることの重要性を示した。さらには、原子力発電所の津波リスクに対して認識することの重要性を改めて示した。この事故に関する政府報告書<sup>1.1</sup>でも、設計津波高を上回る津波が施設に及ぶことによるリスクの存在を認識し、敷地の冠水や遡上津波の破壊力を考慮しても施設の重要な安全機能を維持できるよう対策を講じることや、確率論的リスク評価（Probabilistic Risk Assessment、以下「PRA」という。）手法を活用したリスク管理を実施することなどが教訓として示された。

福島第一原子力発電所の事故を教訓に、平成 25 年に「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則（原子力規制委員会、平成 25 年 6 月 28 日）」（以下「現行規制基準」という。）が施行され、特に津波に関連する規定として、新たに「基準津波の策定」及び「超過確率の参照」が明記された。また、これを補足するガイドとして「基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド（原子力規制委員会、平成 25 年 6 月 19 日）」（以下「津波審査ガイド」という。）が策定された。現在、これらの現行規制基準及び津波審査ガイドに基づいて既設発電所の適合性審査が行われている。また、平成 25 年に改正された「核原料物質、核燃料物質及び原子炉の規制に関する法律」により、事業者による「安全性の向上のための評価」の実施が規定され、適合性審査を終えた既設発電所から順次、定期的な安全性向上評価が実施されてきた。この安全性向上評価は、電力事業者が主体的に行うものであるが、常に最新の科学的・技術的知見に基づいてなされる必要がある。上述の適合性審査及び安全性向上評価の確認に関連した原子力規制の継続的な高度化のためには、「基準津波の策定」や「超過確率の参照」等に係る種々の評価手法について、継続的に改善を進めることが重要である。

一方、これまでの津波に係る安全研究としては、平成 23 年に東北地震津波の発生メカニズムを推定<sup>1.2</sup>し、平成 24 年にプレート間地震による津波水位予測のための津波波源モデルの設定方法を提案<sup>1.3</sup>し、また、平成 25 年には確率論的津波ハザード評価手法にこの津波波源モデルを適用し、東北地震津波より前の津波想定による結果と比較してハザード曲線に及ぼす影響を評価した<sup>1.4</sup>。このほかにも、平成 28 年までに津波痕跡高及び津波堆積物に関するデータベース<sup>1.5,1.6</sup>や津波堆積物に基づく津波波源推定手法<sup>1.7</sup>を整備してきた。これらの成果の一部は、上記の津波審査ガイドに反映され、既設発電所の適合性審査にお

---

<sup>2</sup> 東北地震津波の発生した当時の規制基準では、基準地震動の策定に関する規定はあったものの、基準津波に関する規定はなかった。

いても活用されてきた。

上述のとおりこれまで、主にプレート間地震に伴う津波を対象に津波波源モデルの改良等を実施してきたが、地震の規模や発生頻度のモデル化に係る不確かさの取扱い及び内陸地殻内地震や地震以外の津波発生要因の特性も踏まえて、確率論的津波ハザード評価手法に反映していくことが必要である。

## 1.2 目的

本プロジェクトでは、以下の研究課題（(1) a.~c., (2) a.）の解決を図り、関連審査ガイド及び安全評価の高度化に資すること、また、将来の規制活動への反映に向けた科学的・技術的知見を蓄積することを目的とする。なお、巻末の「執筆者一覧」に各研究課題の主な担当者を示す。

### (1) 地震起因の津波の確率論的ハザード評価手法の信頼性向上

#### a. 津波発生モデルの不確かさ評価手法の整備

津波波源の特性化、地震活動のモデル化等に係る不確かさ解析の検討を行い、津波の規模、発生頻度等に係る不確かさをより適切に評価するための手法を整備する。

#### b. プレート間地震津波の特性化波源モデルの改良

海溝軸沿いで発生するプレート間地震津波の観測事例及び水理実験を踏まえた津波発生メカニズムの解明とその特徴を考慮した特性化波源モデルの設定方法を構築する。

#### c. 中小規模及び大規模津波の特性化波源モデルの適用性検証

平成 28 年度までに整備してきた津波痕跡データベース<sup>1.5,1.6</sup>を活用し、中小規模及び大規模のプレート間地震による津波の特性化波源モデルの設定方法の適用性を検証する。

### (2) 地震以外の発生要因の津波の確率論的ハザード評価手法の整備

#### a. 海底地すべり起因津波の確率論的津波ハザード評価手法の整備

実験等により、海底での斜面安定性に関する既往モデルの適用性及び不確かさを把握し、海底地すべり起因の津波を考慮した確率論的津波ハザード評価手法を整備する。

## 1.3 全体行程

本研究は平成 29 年度から令和 2 年度にかけて実施したものであり、得られた成果を本報告書にまとめる。なお、「(1)b. プレート間地震津波の特性化波源モデルの改良」は、国立大学法人東北大学及び東北学院大学との共同研究により、「(2)a. 海底地すべり起因津波の確率論的津波ハザード評価手法の整備」の一部である遠心模型実験による斜面安定性に係る既往モデルの適用性検討については、学校法人日本大学工学部工学研究所に委託し、



## 2. 本論

### 2.1 津波発生・伝播モデルの不確かさ評価手法の整備

現行規制基準では、原子力発電所の設計基準となる津波を想定し、その水位がどの程度の超過確率になるか、確認することを求めている。そのための手法として、確率論的津波ハザード評価（Probabilistic Tsunami Hazard Assessment、以下「PTHA」という。）手法が用いられる。PTHA 手法は、土木学会の報告書<sup>2.1.1</sup>に記載のとおり、「不確定性の存在を前提として、（中略）ある特定の期間における津波高さとの超過確率の関係を求め、工学的判断のための資料を提供すること」を目的としている。PTHA 手法では、津波波源の位置、規模、地震発生頻度等の津波発生モデル及び津波伝播モデルが用いられ、これらのモデル化には不確かさが伴うため、偶然的な不確かさと認識論的不確かさに分類して考慮することが一般に行われる。しかし、従来の PTHA 手法（例えば、土木学会<sup>2.1.1</sup>、杉野ら<sup>2.1.2</sup>、地震調査研究推進本部<sup>2.1.3</sup>）では、津波発生・伝播モデルに関して不確かさを有するものの、その影響が適切に取り入れられていない項目が挙げられる。

まず、津波発生モデルに関しては、地震の規模と断層面積に関するスケーリング則が挙げられる。このスケーリング則は、過去の地震のデータを近似した平均的傾向を表す経験式である。これによる推定値は、基データに対して誤差を有しており、これがスケーリング則のモデル化上の不確かさである。この不確かさは、用いるデータセットによって異なる。予測問題での利用を考えた時、数あるスケーリング則の中から最適なものを1つ選定することはできないと考える。そのため、複数のスケーリング則を扱う場合、通常認識論的不確かさをロジックツリーで考慮するだけでなく、個々のスケーリング則が有するモデル化上の不確かさも定量化して考慮する必要がある。

次に、地震の規模と発生頻度に関するグーテンベルグ・リヒター則（以下「GR 則」という。）である。GR 則も同様に、基本的に過去の地震のデータに基づいて算出される経験式であり、推定値は、基データに対して誤差を有する。そこで、上記のスケーリング則と同様に、複数の GR 則をロジックツリーで扱うとともに、個々の GR 則のモデル化上の不確かさを定量化して考慮する必要がある。

また、上述のスケーリング則の不確かさを考慮することにより推定される津波高さが非現実的な、過度に高い値になる可能性があり、これを制限するための限界値の設定が必要である。孤立波を対象とした最大振幅および安定性に関する Longuet-Higgins and Fenton<sup>2.1.4</sup>の研究によると、孤立波の最大振幅は、振幅を水深で規格化した値として 0.827 であるとした。また、波浪を対象とした砕波の研究ではあるが、合田<sup>2.1.5</sup>の研究によると、水深波長比に応じて一定の波高で砕波を生じ、限界があるとされ、これを実験的に確かめて、限界波高を実験式（以下、「限界波高モデル」という。）を提示している。波浪よりも周期が長く、波長も長い津波でも、現実には、なんらかの限界があると考えられるが、そのような評価モデルは現時点において知られていない。

本研究では、プレート間地震による津波を対象に、地震規模と断層面積に関するスケーリング則及び GR 則については既往研究で使用された地震データに基づいて、それぞれモデル化上の誤差に由来する不確かさを定量的に評価し、確率モデルを設定する。また、限界波高については、合田<sup>2.1.5</sup>の限界波高モデルを採用することとし、実験における水深波長比の値の範囲を外挿する形での適用を考える。ただし、この限界波高モデルは、実験データを用いた回帰モデルであり、上記のスケーリング則と同様に、回帰モデルによる推定値は、基にした実験データに対して誤差を有している。そのため、外挿範囲でも同様であると仮定して、限界波高モデルの不確かさを考慮することとし、定量的に評価して、確率モデルを設定する。そして、これらの確率モデルを取り入れた PTHA 手法を整備する。また、本 PTHA 手法を用いてモデルサイトの試解析を実施して、各不確かさ要因が解析結果に及ぼす影響を明らかにする。なお、本研究については、今後、論文として公表を予定している。

### 2.1.1 津波発生・伝播に係る不確かさ要因と確率モデルの構築

#### (1) 地震規模と断層面積に関するスケーリング則

本研究では、地震規模と断層面積に関するスケーリング則に係る既往研究のうち、Murotani et al.<sup>2.1.6</sup>、田島ら<sup>2.1.7</sup>の研究論文及び藤原ら<sup>2.1.8</sup>の報告書を対象に、それぞれのスケーリング則の不確かさを定量的に評価した。その際、各論文及び報告書が引用した原論文を基に地震データを精査し、必要に応じて変更又は修正を行った。さらに、各スケーリング則の関数表現を統一し、地震モーメント $M_0$ [Nm]を断層面積 $S$ [m<sup>2</sup>]の関数として表した。各スケーリング則を以下に記す。

Murotani et al.<sup>2.1.6</sup>のスケーリング則は $M_0$ の関数で表されており、これを $S$ の関数に変換した。変換後のスケーリング則を式(2.1.1)に示す。

$$M_0 = 6.45 \times 10^5 S^{3/2} \quad (2.1.1)$$

このスケーリング則の不確かさについて、原論文<sup>2.1.6</sup>では、 $\log(S)$ の標準偏差 $\sigma_{\log(S)}$ が $M_0$ に依存しないと仮定して、 $\sigma_{\log(S)}$ は1.54と示されている。ここでは、 $S$ の関数として表したとき、 $\log(M_0)$ の標準偏差 $\sigma_{\log(M_0)}$ が $S$ に依存しないと仮定することで、 $\sigma_{\log(M_0)}$ は1.91（自然対数では0.647。以下断りがない限り、標準偏差の値に係る括弧書きは自然対数に変換した時の値とする。）となる。以後、Murotani et al.<sup>2.1.6</sup>のスケーリング則を「Murotani変換モデル」と呼ぶ。

田島ら<sup>2.1.7</sup>のスケーリング則は、地震の大きさによって2段階で表される。地震規模の小さい方の第1ステージの式はMurotani et al.<sup>2.1.9</sup>のスケーリング則を採用し、第2ステージのスケーリング則を新たに提案している。各ステージのスケーリング則を $S$ の関数で表し、式

(2.1.2)及び式(2.1.3)に示す。

$$M_0 = 5.55 \times 10^5 S^{3/2} \quad (2.1.2)$$

$$M_0 = 2.65 \times S^2 \quad (2.1.3)$$

第1ステージの式(2.1.2)は、原論文<sup>2.1.9</sup>に示された式を変換したものである。同式の不確かさを算定すると $\sigma_{\log(M_0)}$ は2.04 (0.713) となった。第2ステージの式(2.1.3)については、原論文のスケーリング則が線形軸によっていたので他のスケーリング則と表現を統一するために、改めて対数軸による回帰分析を行った。式(2.1.3)の $\sigma_{\log(M_0)}$ は2.13 (0.756) となった。以後、田島ら<sup>2.1.7</sup>のスケーリング則の第1ステージ及び第2ステージをまとめて「田島変更モデル」と呼ぶ。

藤原ら<sup>2.1.8</sup>のスケーリング則を式(2.1.4)に示す。式(2.1.4)は、藤原ら<sup>2.1.8</sup>の報告書を精査したところ一部の地震データに単純な誤記と思われる箇所を確認したのでこれを訂正し、さらに、後述の検討に必要なプレート境界周辺の媒質の剛性率及び平均すべり量の値が記されていない地震データを回帰分析の対象から除外して、 $S$ の関数として算定し直したものである。訂正した地震データは、原論文<sup>2.1.8</sup>のp. 51の表3.3-1に記されたNo.28の1968年岩手県沖地震のモデル2の地震モーメントの値であり、引用文献のAida<sup>2.1.10</sup>に基づき $3.10 \times 10^{21}$ から $3.10 \times 10^{20}$ に訂正した。また、除外した地震データは、同表中のNo.22の1958年エトロフ沖地震のモデル2、No.27の1968年十勝沖地震のモデル6、No.38の1983年日本海中部地震のモデル11、津波地震のNo.2-2の1963年ウルップ島沖及びNo.5の1974年根室沖である。

$$M_0 = 1.73 \times 10^6 S^{3/2} \quad (2.1.4)$$

同式の $\sigma_{\log(M_0)}$ は1.91 (0.647) であった。以後、藤原ら<sup>2.1.8</sup>のスケーリング則を「藤原修正モデル」と呼ぶ。

以上の3つのスケーリング則とそれぞれの標準偏差 $\sigma$ を図 2.1.1に示す。図中の丸印は地震データ、実線は回帰式、破線は $\pm\sigma$ をそれぞれ表す。上述のとおり、3つのスケーリング則は、標本とした地震データや関数形状（傾き）に違いがあり、それぞれの考えが反映されたものである。そのため、PTHA手法では、従来どおり、これらを認識論的不確かさとして扱うとともに、個々のスケーリング則においてそれぞれの標本データに対する残差に由来する標準偏差についても偶然的な不確かさとして取り扱うこととした。

ところで、各スケーリング則の基になった地震データのうち、断層面積 $S$ 及びすべり量 $D$ は、観測地震動や観測津波、測地記録などを利用したインバージョン解析によって求められたものである。そして、地震モーメント $M_0$ は、以下の式(2.1.5)により、これらの値に剛性率 $\mu$ [N/m<sup>2</sup>]を乗じて算定される。



$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S \quad (2.1.5)$$

式(2.1.5)から分かるように、上記の各スケーリング則の $M_0$ の標準偏差 $\sigma_{\log(M_0)}$ には、剛性率 $\mu$ のばらつきが含まれていると考えられる。 $\mu$ は地震発生位置における固有の値であるため、この影響を $M_0$ の標準偏差 $\sigma_{\log(M_0)}$ から除外する必要があると考え、断層面積 $S$ とすべり量 $D$ の関係で表したスケーリング則を算定し、この関係式における $D$ の標準偏差 $\sigma_{\log(D)}$ を算定した。その結果は、表 2.1.1のとおりである。後述のPTHA解析では、表中のすべり量 $D$ の標準偏差 $\sigma_{\log(D)}$ を用いた。

## (2) 地震発生頻度に係る GR 則

本研究では、地震発生頻度のモデル化に関する既往研究のうち、PTHAにおいて広く、一般に利用されているGutenberg and Richter<sup>2.1.11</sup>のモデル（以下「GRモデル」という。）と、Kagan<sup>2.1.12</sup>の研究で提案されたテーパー付きGRモデル（以下「TGRモデル」という。）の2つを対象に不確かさを定量的に評価した。

GRモデルは、地震のマグニチュードと発生頻度の関係を式(2.1.6)で表したものである。

$$\log N(m) = a - bm \quad (2.1.6)$$

ここで、 $N$ はマグニチュード $m$ 以上の地震の累積発生数、 $a$ 及び $b$ はそれぞれ係数を表す。

式(2.1.6)は、縦軸に $N$ の対数、横軸に $m$ をとり、片対数グラフ上で右肩下がりの直線で表現される。しかし、実際の観測データは、 $m$ が小さい範囲では直線に近いものの、 $m$ が大きくなるにつれて発生数の減少速度が速くなり、直線から乖離していく傾向にある。

一方、TGRモデル<sup>2.1.12</sup>は、上記のGRモデルの特性を改善し、観測データの傾向により近づけようとするモデルの1つである。このモデルは、地震モーメント $M$ を用いて式(2.1.7)及び式(2.1.8)で表される。

$$N(M) = \alpha \cdot \Phi(M) \quad (2.1.7)$$

$$\Phi(M) = \left(\frac{M_t}{M}\right)^\beta \exp\left(\frac{M_t - M}{M_c}\right) \quad (2.1.8)$$

ここで、 $N$ は地震モーメント $M$ 以上の地震の累積年発生頻度、 $\alpha$ は $M_t$ 以上となる地震の年発生頻度、 $M_t$ は対象とする地震の最小地震モーメント、 $\Phi$ は $M_t$ 以上の地震が発生する場合に地震モーメントが $M$ 以上になる条件付き確率の累積分布関数、 $M_c$ は指数関数的なテーパーが効き始める地震モーメント（以下「コーナーモーメント」という。）であり、式(2.1.9)で

表される。

$$M_c(\alpha, \beta, \dot{M}) = \left[ \frac{\dot{M}(1-\beta)}{\alpha M_t \Gamma(2-\beta)} \right]^{1/(1-\beta)} \quad (2.1.9)$$

ここで、 $\Gamma(x)$ はガンマ関数を表す。 $\dot{M}$ は地震発生域のプレート運動によって蓄積するモーメント・レートであり、式(2.1.10)で表される。

$$\dot{M} = \mu US \quad (2.1.10)$$

ここで、 $\mu$ は地殻の剛性率、 $U$ はプレートの運動速度、 $S$ は地震発生域の面積である。

ところで、TGRモデルの $\alpha$ 、 $\beta$ は、GRモデルの $a$ 、 $b$ とそれぞれ式(2.1.11)の関係にある<sup>2.1.12</sup>。そして、 $M_c$ が無限大の場合を考えたとき、 $M$ を $m$ に変換すれば、TGRモデルはGRモデルと等しくなる。

$$\alpha = \exp(a), \quad \beta = \frac{2}{3} \cdot b \quad (2.1.11)$$

前述したように、GRモデルとTGRモデルはともに、観測記録に基づいて作成されるものであるため、推定値と観測値との誤差に由来する不確かさを有する。そこで、係数 $a$ 、 $b$ 、 $\alpha$ 、 $\beta$ 、 $M_c$ を以下に示すようにそれぞれ確率変数として扱った。

TGRモデルの不確かさを評価した先行研究としてKagan and Jackson<sup>2.1.13</sup>の研究がある。この研究では、Flinn and Engdahl<sup>2.1.14</sup>による環太平洋地域の区分（以下「FE Zone」という。）を対象に、FE Zoneごと及び全沈み込み帯の地震観測記録に対して最尤法を用いて平均値 $\bar{\beta}$ 及び標準偏差 $\sigma_\beta$ を求めた。その際、係数 $\beta$ の確率密度関数としてガウス分布を仮定した。採用した地震は、Global CMTカタログ<sup>2.1.15</sup>の1977年1月1日から2010年12月31日までに発生したマグニチュード5.8以上の地震であった。

本研究では、先行研究<sup>2.1.13</sup>による係数 $\beta$ の平均値 $\bar{\beta}$ 及び標準偏差 $\sigma_\beta$ を採用した。その際、日本近海のFE ZoneのうちNo. 19のJapan-Kamchatka及び全沈み込み帯の二種類の値を採用し、認識論的不確かさとして取り扱うこととした。なお、GRモデルの係数 $b$ は、式(2.1.11)を用いて算定した。

次に、係数 $a$ （及び係数 $\alpha$ ）について記す。本研究では、年間地震発生数は平均 $a$ 回のポアソン分布に従うと仮定し、実際の地震発生数の観測事実からベイズの定理を利用して、 $a$ の確率密度関数 $p(a)$ を導出した。 $p(a)$ を式(2.1.12)に示す。

$$p(a) = T^{N+1} \frac{\exp(N \log(a) - Ta)}{\Gamma(N+1)} \quad (2.1.12)$$

ここで、 $T$ は観測年数、 $N$ は $T$ 年間で観測された $m$ 以上の地震の累積発生数、 $\Gamma(x)$ はガンマ関数を表す。後述のモンテカルロ法を用いたPTHAになじませるため、ここでは、式(2.1.12)を累積分布関数の形で整理し、式(2.1.13)で表した。

$$\Phi(a) \equiv \int_0^a da' p(a') = \frac{\gamma(N+1, Ta)}{\Gamma(N+1)} \quad (2.1.13)$$

ここで、 $\gamma(x, y)$ は第一種不完全ガンマ関数を表す。なお、TGRモデルの係数 $\alpha$ については、式(2.1.11)を用いて変換することにより、確率密度関数 $p(\alpha)$ 及び累積分布関数 $\Phi(\alpha)$ を求めた。

本研究では、観測年数 $T$ 、地震累積発生数 $N$ の値については、Kagan and Jackson<sup>2.1.13</sup>の係数 $\beta$ を採用したことに整合させるため、1977年1月1日から2010年12月31日までの期間とその間に発生したマグニチュード5.8以上の地震数とする。ただし、利用した地震カタログは、気象庁一元化震源カタログ<sup>2.1.16</sup>（以下「JMAカタログ」という。）であり、著者らのPTHAに関する既往研究<sup>2.1.2</sup>で対象とした震源領域内の地震を対象とする。対象領域と対象期間内に発生した地震の震源分布を図 2.1.2に示す。この条件に合致した地震数は、179個である。同図中には、各地震の震源位置に加えて、震源深さを色分けして表示した。

ここまでに、GRモデルの係数 $a$ 、 $b$ とTGRモデルの係数 $\alpha$ 、 $\beta$ についてそれぞれ確率分布を設定した。TGRモデルについては、式(2.1.9)に示したコーナーモーメント $M_c(\alpha, \beta, \dot{M})$ の設定が残されている。 $M_c$ の確率分布については、3つの引数を変化させて与えることとした。係数 $\alpha$ 、 $\beta$ は上述のとおりであり、ここでは $\dot{M}$ について記す。

$\dot{M}$ は、式(2.1.10)に示したように、3つのパラメータ $\mu$ 、 $U$ 、 $S$ の積で表されるものの、それぞれに確率分布を設定することは現時点では困難である。そこで、Kagan<sup>2.1.17</sup>の研究に倣い、 $\dot{M}$ の確率分布として対数正規分布を仮定し、分布の平均値には解析対象領域全体の平均剛性率 $\bar{\mu}$ 、プレート平均速度 $\bar{U}$ 及び同領域全体の $S$ から求めた値を採用し、対数標準偏差には暫定的に0.15(常用対数)とした。

以上の確率変数の設定による各領域（Japan-Kamchatka (FE Zone:19)及び全沈み込み帯）のGRモデル及びTGRモデルを図 2.1.3及び図 2.1.4に示す。いずれも乱数生成による10万ケースの組み合わせの結果である。

### (3) 砕波指標に基づく限界波高モデル

合田<sup>2.1.5</sup>の限界波高モデルは、以下の式(2.1.14)及び式(2.1.15)で表される。

$$\frac{H_b}{h_b} = \frac{0.17}{h_b/L_0} \left\{ 1 - \exp \left[ -1.5\pi \frac{h_b}{L_0} (1 + 11s^{4/3}) \right] \right\} \quad (2.1.14)$$

$$L_0 = \frac{g}{2\pi} T^2 \quad (2.1.15)$$

ここで、 $H_b$ は砕波時の波高、 $h_b$ は砕波時の水深、 $L_0$ は深海波長、 $s$ は水底勾配、 $T$ は深海波の周期をそれぞれ表す。合田<sup>2.1.5</sup>の研究では、水底勾配 $s$ ごとに実験データのばらつきを変動係数として整理しており、その値は表 2.1.2 のとおりであり、水底勾配が緩くなるほど変動係数が小さくなる傾向が示されている。限界波高モデルの確率モデルとして、平均値は式(2.1.14)で算定される砕波時の波高 $H_b$ の値とし、標準偏差は $H_b$ と変動係数の積より求めた。図 2.1.5 には水底勾配が 1/100 の場合の限界波高モデルを示す。本研究では、表 2.1.2 の値を基にして回帰分析を行い、変動係数と水底勾配の関係について水底勾配 $s$ を説明変数とする回帰式を作成し、任意の評価地点の水底勾配に対応する変動係数を求めることとした。詳しくは、今後、作成を予定している論文中にて公表していく。

表 2.1.1 平均すべり量と断層面積に関するスケーリング則に係る不確かさ一覧

Table 2.1.1 Standard deviations of scaling laws for mean of slip and fault area

スケーリング則		$\sigma_{\log(M_0)}$	$\sigma_{\log(\mu)}$	$\sigma_{\log(D)}$
Murotani 変換モデル		1.91 (0.647)	1.22 (0.199)	1.85 (0.616)
田島変更モデル	第 1 ステージ	2.04 (0.713)	1.24 (0.215)	1.97 (0.680)
	第 2 ステージ	2.13 (0.756)	1.09 (0.0862)	2.12 (0.751)
藤原修正モデル		1.91 (0.647)	1.32 (0.278)	1.80 (0.584)

(注) 下段のカッコ内の数値は、自然対数を示す。

表 2.1.2 水底勾配と変動係数

Table 2.1.2 Slope angles of bathymetry and variable coefficients

水底勾配	変動係数
1/10	14.0%
1/20	11.3%
1/30	9.0%
1/50	8.6%
1/100	5.5%

出典) 合田 (2007) <sup>2.1.5</sup>

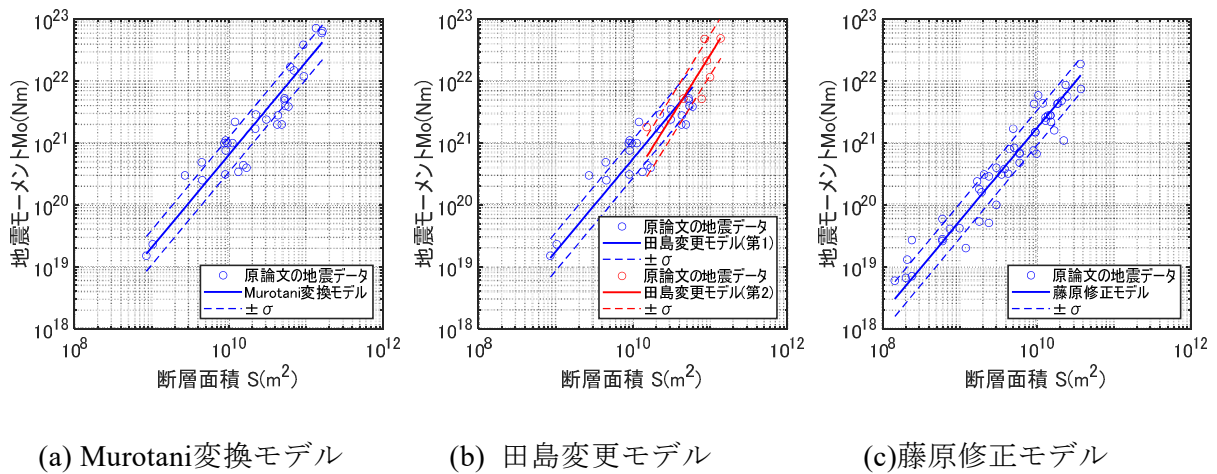


図 2.1.1 地震モーメントと断層面積に関するスケーリング則  
 Figure 2.1.1 Scaling laws for seismic moment and fault area

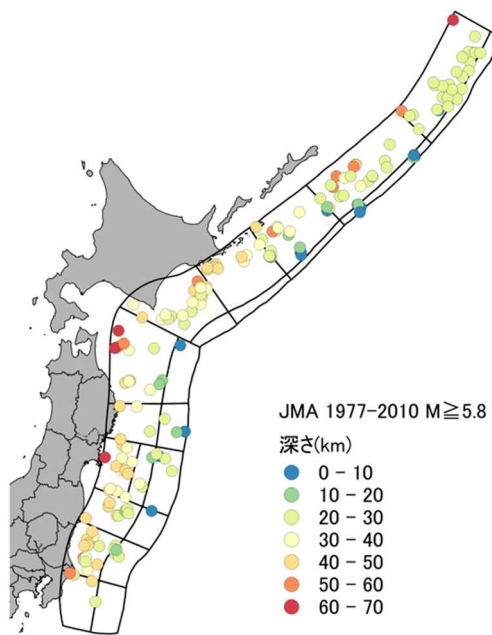
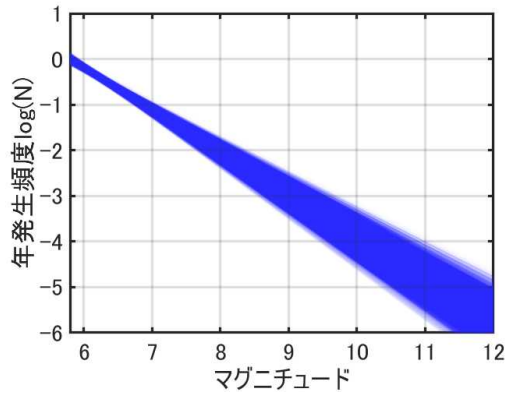
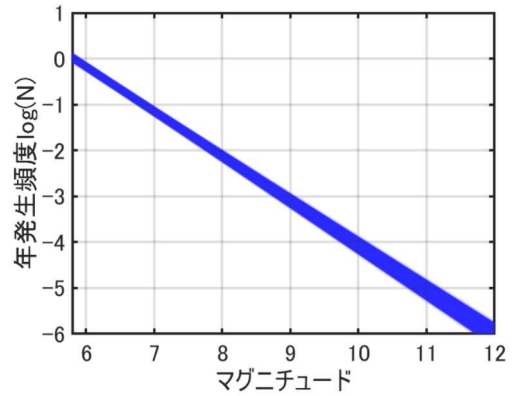


図 2.1.2 解析対象領域（黒実線）と JMA カタログに基づく対象期間内に発生した地震の震源分布（対象期間：1977 年～2010 年，マグニチュード：M5.8 以上）  
 Figure 2.1.2 Targeted area of tsunami source (black lines) and hypocenter locations recorded in the JMA catalogue (observed from 1977 through 2010, more than M5.8)



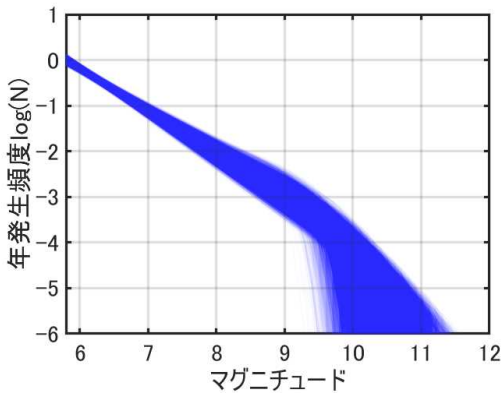
(a) Japan-Kamchatka (FE Zone:19)



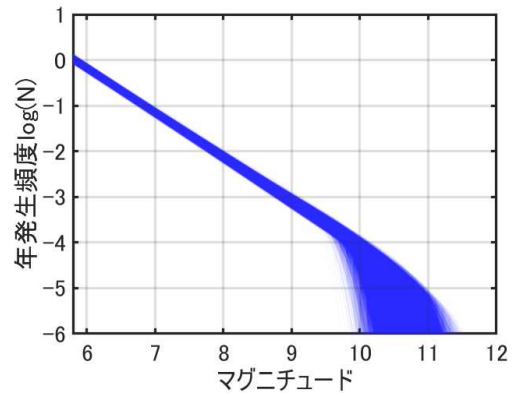
(b) 全沈み込み帯

図 2.1.3 GR モデルによる地震発生頻度

Figure 2.1.3 Modeling for earthquake occurrence frequency using GR model



(a) Japan-Kamchatka (FE Zone:19)



(b) 全沈み込み帯

図 2.1.4 TGR モデルによる地震発生頻度

Figure 2.1.4 Modeling for earthquake occurrence frequency using TGR model

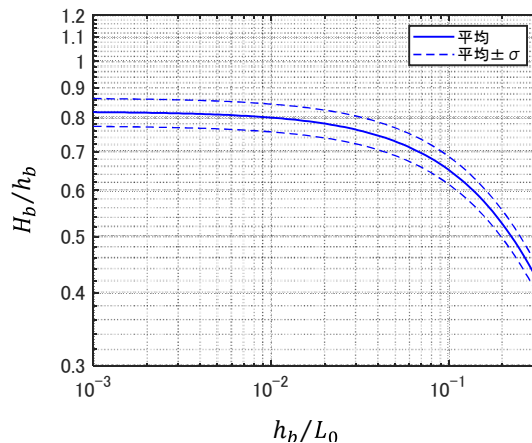


図 2.1.5 限界波高モデルの一例（水底勾配 1/100 の場合）

Figure 2.1.5 Example of modeling for limited tsunami height  
(Slope angle of bathymetry is 1/100)

### 2.1.2 層別サンプリング法を用いた PTHA 手法とその適用例

PTHA 手法では、種々の不確かさ要因について偶然的な不確かさと認識論的な不確かさに分類して取り扱うのが一般的である。その方法について、土木学会の報告書<sup>2.1.1</sup>では、「偶然的な不確かさは 1 本の津波ハザード曲線で、認識論的な不確かさは複数の津波ハザード曲線で表現する。」とされている。このような取り扱い方法では、津波ハザード曲線に現れるばらつきは認識論的な不確かさの影響のみ強調され、偶然的な不確かさの影響が埋もれた形で表現されることになる。

本研究では、これら 2 つの不確かさを同様に取り扱い、両者の不確かさの影響が津波ハザード曲線の本数に明示されるよう PTHA 手法を提案する。次いで、2.1.1 で構築した津波発生・伝播に係る不確かさ要因の確率モデルに上記の提案方法を適用し、福島県沖を評価地点とする PTHA を実施した。

確率論的手法における乱数生成には層別サンプリング法が用いられることがある。この方法は、図 2.1.6 (a) に示すようにサンプリングの推定精度・効率を向上させるため、正規分布などの確率密度関数で表した確率変数に適用されることが多い。偶然的な不確かさはこのような確率変数で表されることが多く、層別サンプリング法がそのまま適用できる。一方、認識論的な不確かさは、関数ではなくロジックツリーの分岐と重みで構成されるため、工夫を要する。そこで、図 2.1.6 (b) に示すように、分岐の数の段数と、重みに応じた蹴上高を表す階段状の関数を設定した（図は分岐の数が 3、等重みで 1/3 の場合のイメージ）。縦軸にサンプリング区間を設定し、どの分岐に該当するか決定する。こうすれば、図 2.1.6 (a) の偶然的な不確かさとほぼ同様の層別サンプリング法を適用することが可能となる。さらに、本研究では、サンプリングの効率を高めるため、ラテン超方格 (Latin Hypercube Sampling, LHS) 法を組み合わせることとした。



図 2.1.7(a)~図 2.1.7(c)に津波発生・伝播に関わる不確かさ要因のうち、認識論的不確かさに分類した要因のロジックツリー及び分岐の重みを示す。図 2.1.7 (a)の地震規模に係るスケーリング則については、3 つのモデルを対象とし、それぞれの基データの地震発生位置を考慮して、日本近海の地震を対象とした「藤原修正モデル」と世界の地震を対象としたその他のモデル（「Murotani 変換モデル」、「田島変更モデル」）を 1 対 1 と考える。また、「Murotani 変換モデル」と「田島変更モデル」では、地震規模の大きい範囲で違いがあり、1 対 1 と考える。したがって、3 つのモデルの重みの比は、式(2.1.16)のとおりとした。

$$[\text{Murotani変換モデル}]:[\text{田島変更モデル}]:[\text{藤原修正モデル}] = 1:1:2 \quad (2.1.16)$$

図 2.1.7(b)の地震発生頻度に係る GR 則については、GR モデルと TGR モデルを 1 対 1、それぞれ係数には、日本近海の Japan-Kamchatka の値と世界の全沈み込み帯の値を 1 対 1 とした。さらに、図 2.1.7 (c)の津波伝播のモデリング誤差に由来する津波高推定値の不確かさについては、杉野ら<sup>2.1.2</sup>の解析条件を参照して、プレート間地震津波では標準偏差（自然対数）で（0.20、0.25、0.30）の 3 つの値を設定し、海洋プレート内地震津波では同じく（0.223、0.300、0.372、0.438）の 4 つの値を設定し、それぞれ等重みの分岐とした。

限界波高モデルの取扱いについては、乱数生成によってサンプリングケースごとに限界波高の値を求め、これが超過確率で表されたハザード曲線の横軸の上限値として設定し、ハザード曲線それ自体では右側裾野の足切りとして表現される。

図 2.1.8 に PTHA の対象地点を示す。また、図 2.1.9 にプレート間地震及び海洋プレート内地震の対象津波波源の領域を示す。これらも、杉野ら<sup>2.1.2</sup>の研究を参照した。また、これらの領域に想定するシナリオ津波の波源モデルも同様である。津波波源モデルの一例として、図 2.1.10 に日本海溝から千島海溝までの対象領域の全域をモデル化した No.630 の津波波源モデルを示す。同図は、波源域内の不均一なすべり分布の不確かさを表現するために、大すべり域や超大すべり域の形状や個数、配置を変化させた 15 個のパターンの例である。このような不均一すべり分布の配置パターンは、想定するシナリオ津波の地震規模  $M_w$  に応じて 1 個だけの場合や 3 個の場合の設定もある。杉野ら<sup>2.1.2</sup>の解析では、これらを偶然的な不確かさに分類し、土木学会<sup>2.1.1</sup>の方法に合わせて 1 本のハザード曲線として表現した。本研究では、偶然的な不確かさであっても複数のハザード曲線で表現できるよう、不均一すべり分布の配置パターンをロジックツリーの分岐とみなし、均等な重みを設定して、図 2.1.6 (b)と同様に層別サンプリング法を適用することとした。

PTHA では、サンプリングケースごとに津波高推定値を求める必要がある。杉野ら<sup>2.1.2</sup>の解析では、想定したシナリオ津波のすべてにおいて津波伝播・遡上解析を行った。その数は、千に満たないケース数であった。本研究では、地震規模のスケーリング則の不確かさを考慮することによってシナリオ津波の波源モデルの数が数万から数十万におよぶことになる。しかし、これらの津波高推定値をすべて津波伝播・遡上解析で求めることは現実的

ではない。今回のハザード評価対象地点のように、水深の深いところを伝播する津波では津波波源のすべり量と津波高に線形関係が成り立つ。この関係を利用して、津波伝播・遡上解析に依らず簡易的にサンプリングケースの津波高推定値を求めることとした。算定式を式(2.1.17)に示す。なお、式(2.1.5)のすべり量と地震モーメントの比例関係も利用している。

$$H_j = \frac{M_{oj}}{M_{oi}} \cdot H_i \quad (2.1.17)$$

ここで、 $H_j$ はサンプリングケース  $j$  番目の津波高推定値、 $M_{oj}$ は同地震モーメント、 $M_{oi}$ は杉野ら<sup>2.1.2</sup>で設定した約 600 個のシナリオ津波の  $i$  番目の地震モーメント、 $H_i$ は同津波高推定値をそれぞれ表す。なお、サンプリングケース  $j$  番目の断層面積及び不均一すべり分布の配置パターンは、シナリオ津波の  $i$  番目のそれらと同一とする。その他の解析条件は、杉野ら<sup>2.1.2</sup>の研究を参照した。

図 2.1.11 (a)～図 2.1.11 (d)に解析結果を示す。図 2.1.11 (a)は、上述のすべての不確かさ要因とその取り扱い方法を適用した解析結果である。同図の横軸は、ハザード評価地点における相対最大水位上昇量を表す。相対最大水位上昇量は、個々のシナリオ津波におけるハザード評価点での最大水位上昇量から発電所の立地地点の地殻変動(隆起側を正とする。)を差し引いて算定した値である。縦軸は、年超過発生確率を表す。同図中の青実線は個々のサンプリングケースのハザード曲線を、赤実線はこれらを算術平均したときの平均ハザード曲線をそれぞれ表す。サンプリング数は 10 万の場合を示した。別途、サンプリング数を 100 万にした場合の解析も実施し、10 万の場合とほぼ同じ結果であることを確認した。また、図 2.1.11 (b)～図 2.1.11 (d)は、不確かさ要因の影響を比較確認するために解析条件を変更した結果である。

図 2.1.11 (b)は、偶然的な不確かさに分類した要因の確率モデルをすべて平均モデルとした場合であり、不均一すべり分布の配置パターンについては従来の土木学会<sup>1.1</sup>の方法により 1 本のハザード曲線として表した。10 万ケースの大半が重なって描かれており、ロジックツリーの分岐の数だけ表示されている。図 2.1.11 (a)の場合と比べれば、青実線のハザード曲線の拡がりは圧倒的に小さいことが分かる。さらに、赤実線の平均ハザード曲線と比べてもその差は大きい。つまり、図 2.1.11 (a)で扱った偶然的な不確かさ要因の影響が非常に大きいといえる。

図 2.1.11 (c)は、偶然的な不確かさ要因のうち地震規模のスケーリング則のみを平均モデルとした場合である。その他の要因は確率モデルとしたが、図 2.1.11 (a)の青実線のハザード曲線の拡がりに比べて小さいことが分かる。赤実線の平均ハザード曲線は、図 2.1.11 (b)に類似している。この結果から、図 2.1.11 (a)のハザード曲線の拡がりは、地震規模のスケーリング則に設定した確率モデルの影響が大きいといえる。

図 2.1.11 (d)は、限界波高モデルの効果を比較確認するため敢えてこの効果を取り入れない場合である。図 2.1.11 (a)の青実線と比べると相対最大水位上昇量が 140 m のところまで伸びており、この違いが限界波高モデルを取り入れた効果を表しているのが分かる。ただし、両者の平均ハザード曲線を比較すると図示した範囲ではほとんど違いがない。

以上より、プレート間地震による津波を対象に、地震規模に係るスケーリング則、地震発生頻度に係る GR 則及び限界波高の各モデル化上の不確かさを定量的に評価して確率モデルを設定するとともに、これらの確率モデルを取り入れた PTHA 手法を提案した。さらに、福島県沖をモデルサイトとして提案手法を適用し、PTHA 結果に及ぼす不確定要因の影響を分析したところ、上記要因の中では、地震規模に係るスケーリング則の不確かさの影響が最も大きいことを確認した。ただし、本研究では地震規模に係るスケーリング則のモデル化上の誤差に由来する不確かさを考慮することにより、極めて高い津波高を推定することが予想されたので、波浪を対象とする限界波高モデルを試験的に導入したが、津波を対象とした限界波高の考え方とその評価モデルが必要であり、そのような評価モデルを取り入れた津波伝播・遡上解析が必要になると考える。さらに、そのような解析手法を用いた津波脆弱性評価手法が望まれる。

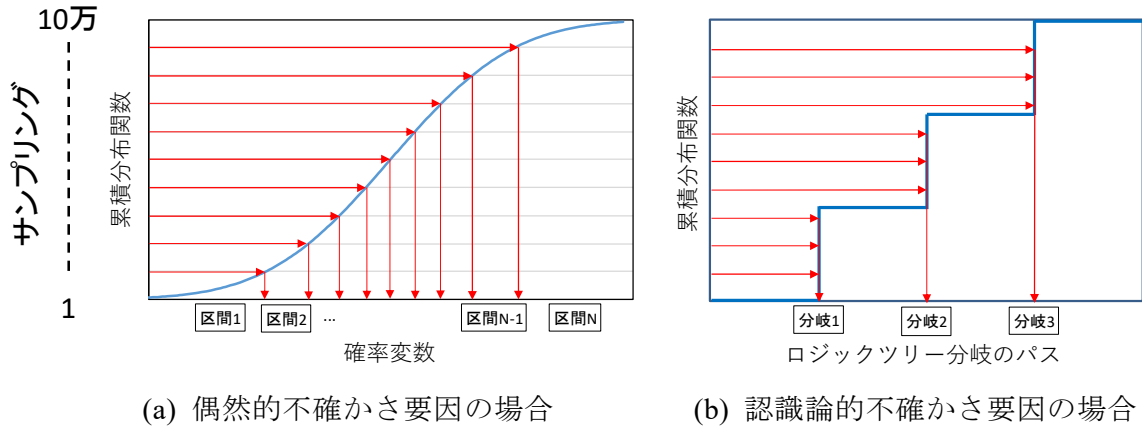
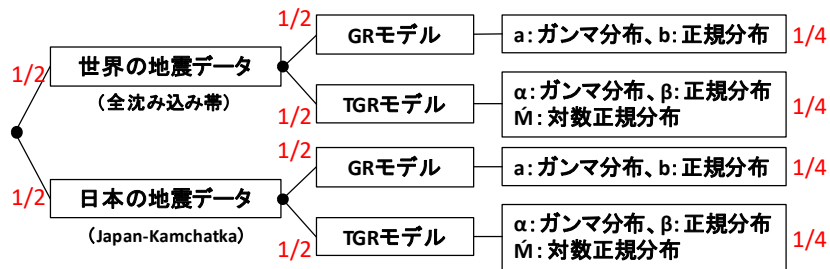


図 2.1.6 層別サンプリング法の概念図

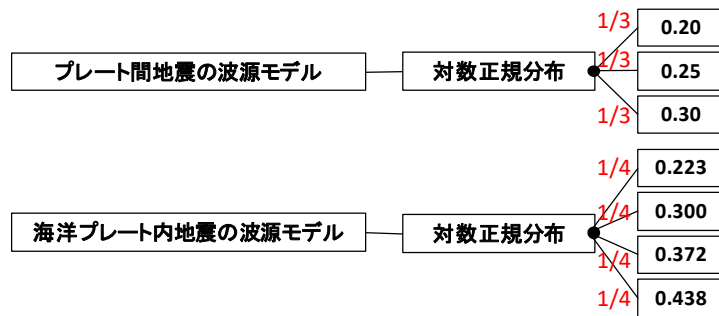
Figure 2.1.6 Diagrams of stratified sampling method



(a) 地震規模に係るスケーリング則のロジックツリー



(b) 地震発生頻度に係る G-R 則のロジックツリー



(c) 津波伝播のモデリング誤差由来の津波高さのロジックツリー

図 2.1.7 認識論的不確かさの要因と分岐の重み

Figure 2.1.7 Epistemic uncertainty factors and weights of branches of logic trees

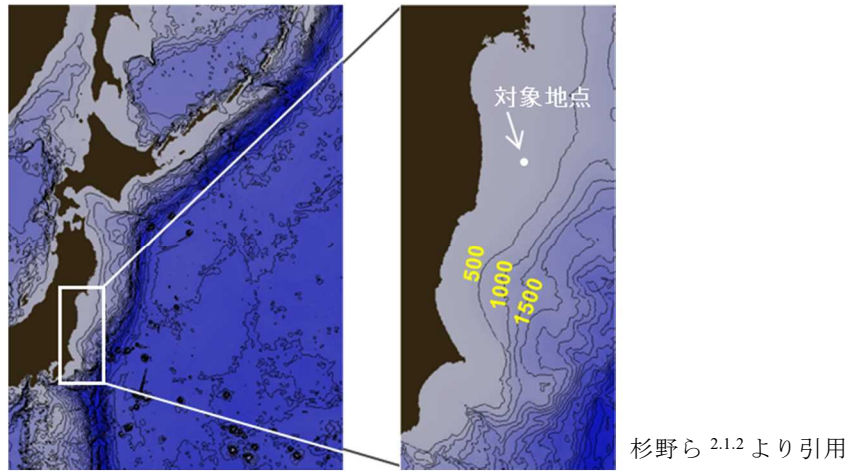
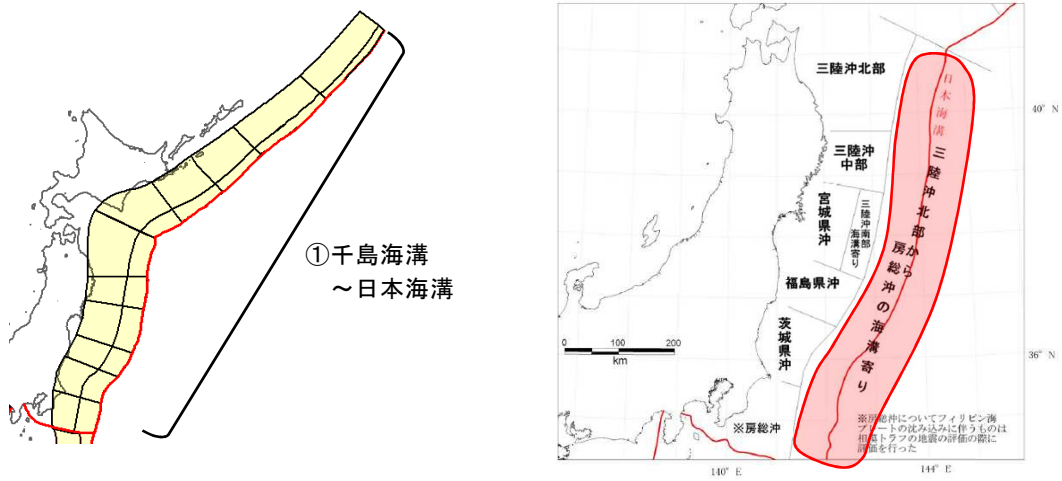
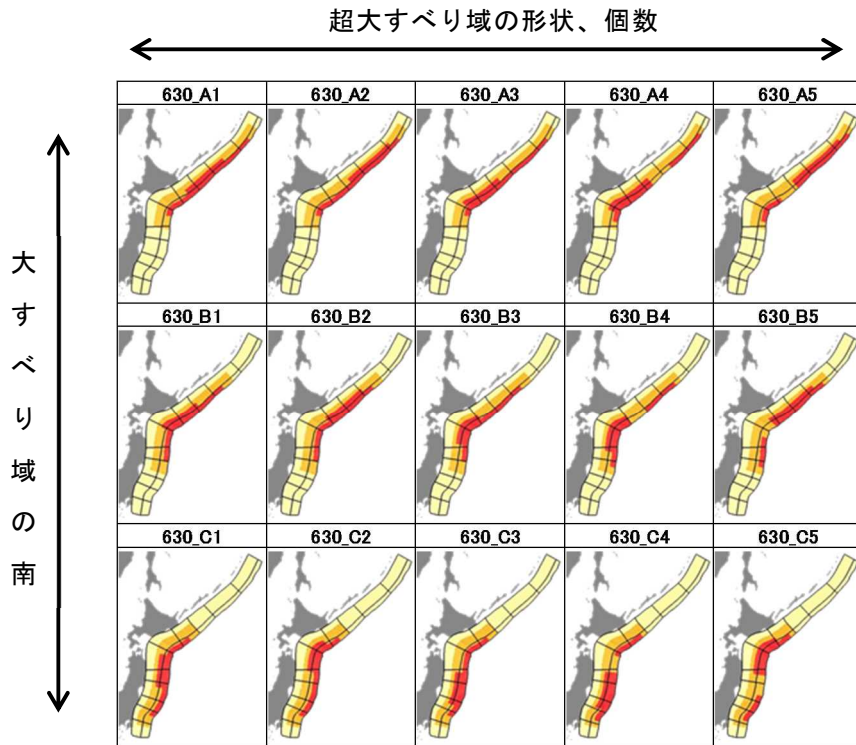


図 2.1.8 対象地点 (150 m 水深点)  
 Figure 2.1.8 Targeted point (Depth of 150 m)



\*原子力規制委員会 2.1.19 より一部引用  
 \*地震調査研究推進本部 2.1.20 に加筆

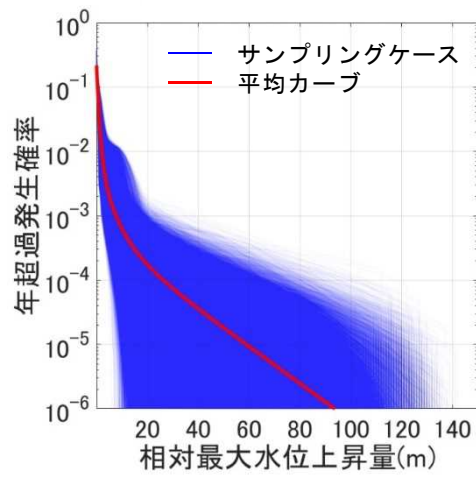
図 2.1.9 対象津波波源の領域 (左：プレート間地震、右：海洋プレート内地震)  
 Figure 2.1.9 Tsunami source areas of the interplate (left) and intra-plate (right) earthquakes



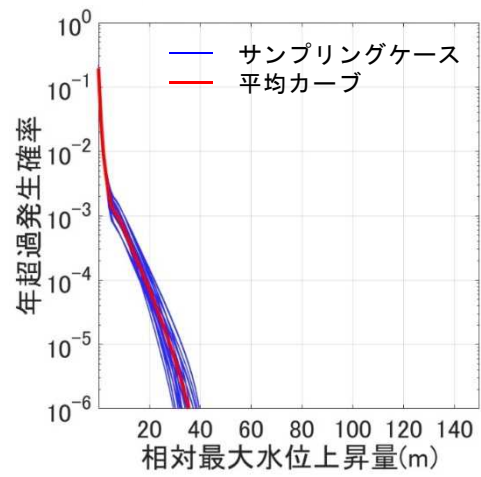
杉野ら<sup>2.1.2</sup>に一部加筆

図 2.1.10 不均一すべり分布のパターン (津波波源モデル No.630 の例)

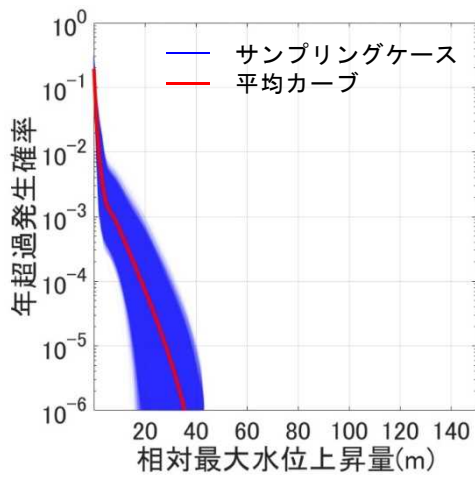
Figure 2.1.10 Patterns of spatially heterogeneous slip distributions (example of No. 630)



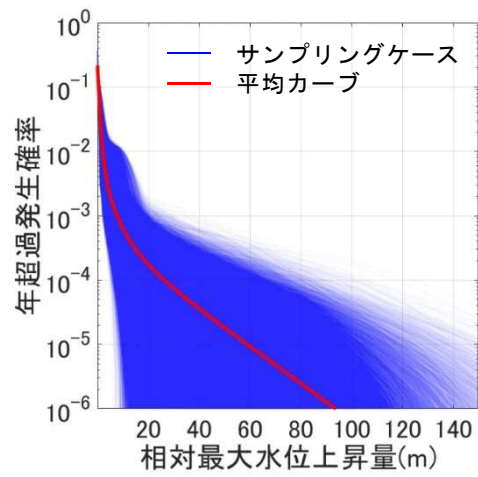
(a) すべて確率モデルにした場合



(b) すべて平均モデルにした場合



(c) 地震規模のスケーリング則のみ  
平均モデルにした場合



(d) 限界波高モデルを考慮しない場合

図 2.1.11 確率論的津波ハザード解析の結果

Figure 2.1.11 Results of probabilistic tsunami hazard analysis

## 2.2 プレート間地震津波の特性化波源モデルの改良

海溝軸沿いで発生するプレート間地震津波の水位は、深部のプレート間地震と同様に、従来の弾性体理論に基づき地殻変動による海底面の鉛直変位を初期水位として与え、津波伝播解析を実施して評価されるのが一般的であった（以下「従来の手法」という。）。しかし、地震調査研究推進本部が2017年1月に公開した「津波レシピ」<sup>2.2.1</sup>では、初期水位分布の設定に当たっては、地殻変動の鉛直変位に加え、地殻変動の水平変位が鉛直方向に寄与（以下「水平変位による寄与分」という。）する効果を考慮する方法として、Tanioka and Satake<sup>2.2.2</sup>の方法が取り入れられた（以下「TS法」という。図2.2.1）。Tanioka and Satake<sup>2.2.2</sup>では、既往津波の沿岸部の観測波形を対象とした再現解析により、水平変位による寄与分が初期水位分布に影響することが確認されている。しかし、地震によって発生する津波を精度良く評価するためには水平変位による寄与分の津波水位への影響を把握する必要があるが、海溝軸付近の地殻変動による初期水位を直接観測した例はなく、水平変位による寄与分の水位への影響を直接的に評価できない。

また、将来の津波を想定するために、杉野ら<sup>2.2.3</sup>の論文では、プレート間地震を対象に沿岸部での津波評価を標準化し、津波波源としての特性を主要なパラメータ（超大すべり域や大すべり域の面積や、すべり量、配置等）で簡略化した「特性化波源モデル」（以下「従来の特性化波源モデル」という。）を提案している。従来の特性化波源モデルでは、上述した従来の手法を前提としてすべり量が設定されている。そのため、上記の水平変位による寄与分の効果については、すべり量を割り増しすることによって考慮してきたと考えられる。したがって、従来の特性化波源モデルのすべり量はそのままTS法を用いて水平変位による寄与分を更に取り入れて津波水位を評価するのは適切ではない。TS法を用いて水平変位による寄与分を考慮した津波想定を行う場合は、その方法に見合ったすべり量等の設定方法が必要であると考えられる。

そこで、本研究では、まず海底の地殻変動の水平変位を模擬した水理実験及びTS法を用いた解析によって水平変位による寄与分の津波水位への影響を把握する。次に、TS法を踏まえた「水平変位による寄与分を考慮した特性化波源モデルの設定方法」を提案する。

なお、本研究は、平成30年度から令和2年度にかけて東北大学、東北学院大学及び当庁の3者で実施した共同研究による成果をまとめたものである。また、本研究の2.2.1及び2.2.2に関しては、共同研究の成果として公表した道口ら<sup>2.2.4</sup>及びMichiguchi et al.<sup>2.2.5</sup>をまとめたものである。さらに、2.2.3に関しては、今後、論文として公表を予定している。



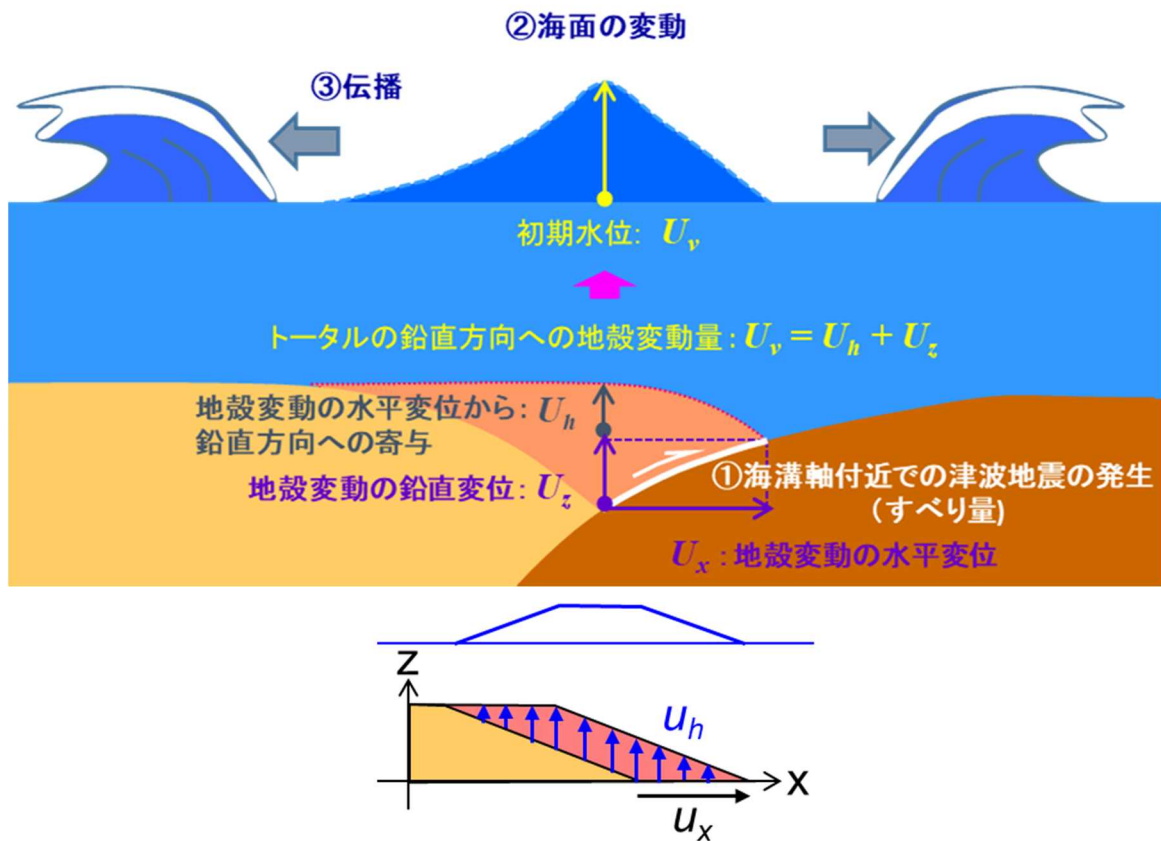


図 2.2.1 海溝軸沿いで発生するプレート間地震津波及び水平変位による寄与分のイメージ

Figure 2.2.1 Image of inter-plate earthquake tsunami along trench and the effects of horizontal crustal displacements

### 2.2.1 海底の地殻変動の水平変位を模擬した水理実験の実施

本研究では、海溝軸付近における水平変位による寄与分の津波水位を把握するため、海底の地殻変動の水平変位を模擬した水理実験を実施した。

まず、海溝軸付近の海底地形及び地殻の水平変位を模擬した水理実験を行うため、図 2.2.2 に示す縮尺 1/28,900 スケールの水理実験装置を開発した。水理実験装置は、幅 26.5 cm、高さ 49 cm、長さ約 800 cm の水路に、海底地形を模擬した高さ 17 cm、斜面勾配が 1/10 の可動式斜面模型及びその動作を自動制御できるように設計したアクチュエーターで構成されている。水理実験ではアクチュエーターが水中の可動式斜面模型を水平に移動させ、それによって生じる水面の鉛直変位を 20 cm 間隔で設置した 12 個の水位計で計測した。

水理実験のパラメータを図 2.2.3 に示す。水理実験条件を表 2.2.1 に示す。可動式斜面模型の速度、加速度、変位量及び水深を変化させた 14 ケースとした。また、これらのパラメータから求まる可動式斜面模型の可動時間をライズタイムと呼称して示す。なお、水理実験は、1 ケースで 3 回計測している。ただし、可動式斜面模型の実測動作データは、3 回と

もほぼ同じであり、再現性が高いことを確認した。また、実測動作データは、想定動作データとほぼ同じであることを確認している。水理実験の結果を図 2.2.4～図 2.2.6 に示す。

図 2.2.4 は最大水位分布である。いずれも横軸は斜面法肩からの距離  $x$  (図 2.2.2 参照)、縦軸は最大水位を示す。実線は水深が浅い (24 cm) 場合、点線は深い (31 cm) 場合を示す。上段は速度のみを変化させた場合、中段は加速度のみを変化させた場合、下段は変位量のみを変化させた場合である。同図より、最大水位が最も高くなったのは、水深が浅く (24 cm)、速度を大きくした (25 cm/s) の case3 の場合で、 $x$  が 100 cm の地点であった。最大水位は 1.93 cm であり、加速度及び変位量を大きくした場合には、速度を変化させた場合に比べて最大水位の変化が小さかった。

図 2.2.5 は  $x$  が 100 cm における水位の時刻歴波形を示す。横軸は時間、縦軸は水位を示す。上下方向の図の並びは図 2.2.4 と同じであり、左側は水深が浅い場合、右側は水深が深い場合を示す。同図より、各条件下において水位の時刻歴波形で比較したところ、水位が変化し始めるのはほぼ同じだが、水深が浅い方が最大水位は高く、その発生時間が遅い傾向であった。速度の違いによる最大水位の発生時間の違いは見られないが、水深が深くなるとその時間が 0.07～0.16 s 遅くなることが分かった。さらに、変位量が大きくなるほど、最大水位のピークが長く維持された。

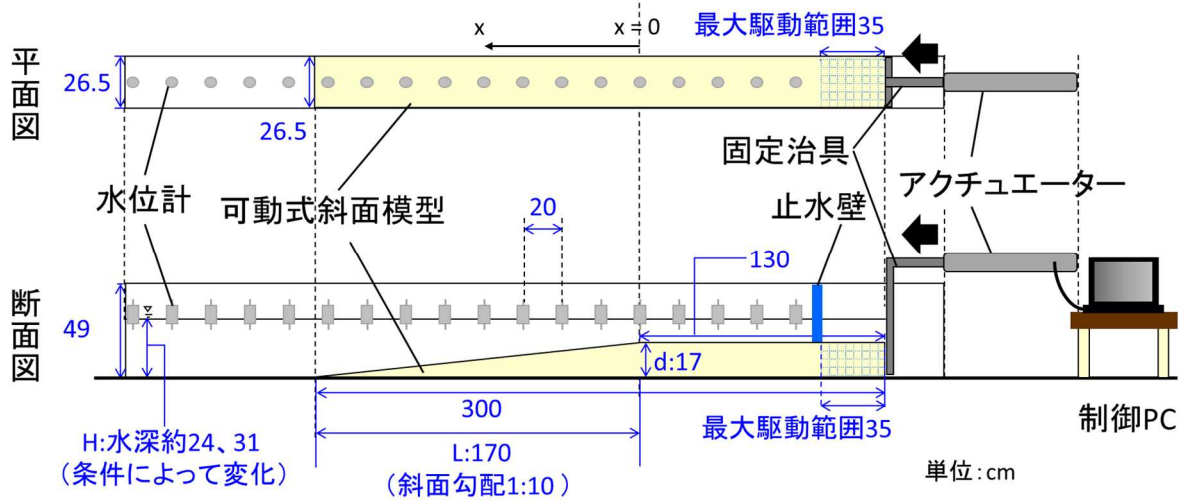
図 2.2.6 は  $x$  が 100 cm における可動式斜面模型の水平移動に伴う底面高さの増分 (以下「底面高さの増分」という。) と水位の時刻歴波形を示す。横軸は時間、縦軸は水位を示す。左から case1、case3 及び case6 を並べ、ライズタイムが小さくなる順に示した。最大水位は、ライズタイムが小さくなるに従い底面高さの増分と比較して大きくなった。また、水理実験による水位変化は、可動式斜面模型が動作してから平均して 0.28 s 程度遅れて始まることが分かった。

表 2.2.1 水理実験条件

Table 2.2.1 Conditions in the hydraulic experiment

Case No.	速度 $v$ (cm/s)	加速度 $a$ (cm/s <sup>2</sup> )	変位量 $u$ (cm)	ライズ タイム $T_r$ (s)	水深 $H$ (cm)
case1 (基本ケース)	20	50	20	1.4	24
case2	15	50	20	1.63	
case3	25	50	20	1.3	
case4	20	30	20	1.53	
case5	20	100	20	1.3	
case6	20	50	10	0.9	
case7	20	50	30	1.9	
case8	20	50	20	1.4	31
case9	15	50	20	1.63	
case10	25	50	20	1.3	
case11	20	30	20	1.53	
case12	20	100	20	1.3	
case13	20	50	10	0.9	
case14	20	50	30	1.9	

(道口ら<sup>2.2.4</sup>に加筆)



(道口ら<sup>2.2.4</sup>に加筆)

図 2.2.2 水理実験装置の概要

Figure 2.2.2 Schematic of the hydraulic experiment

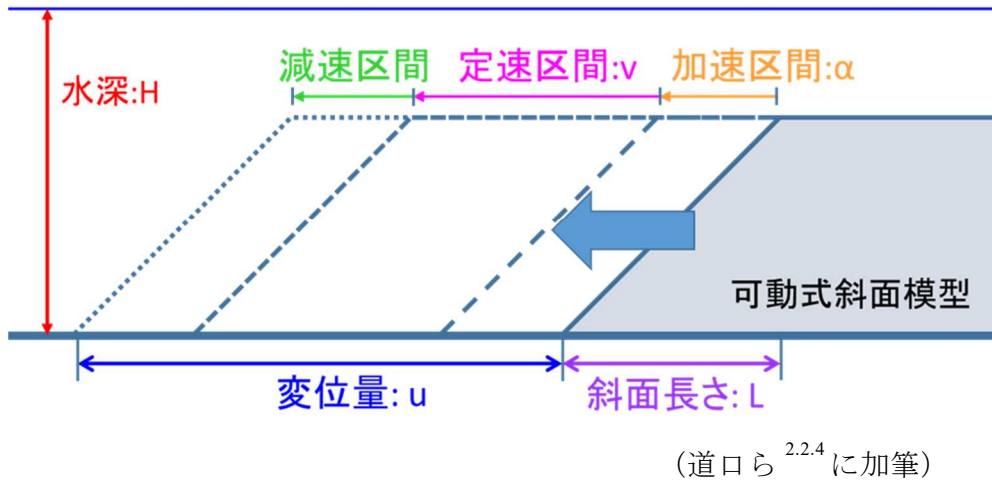
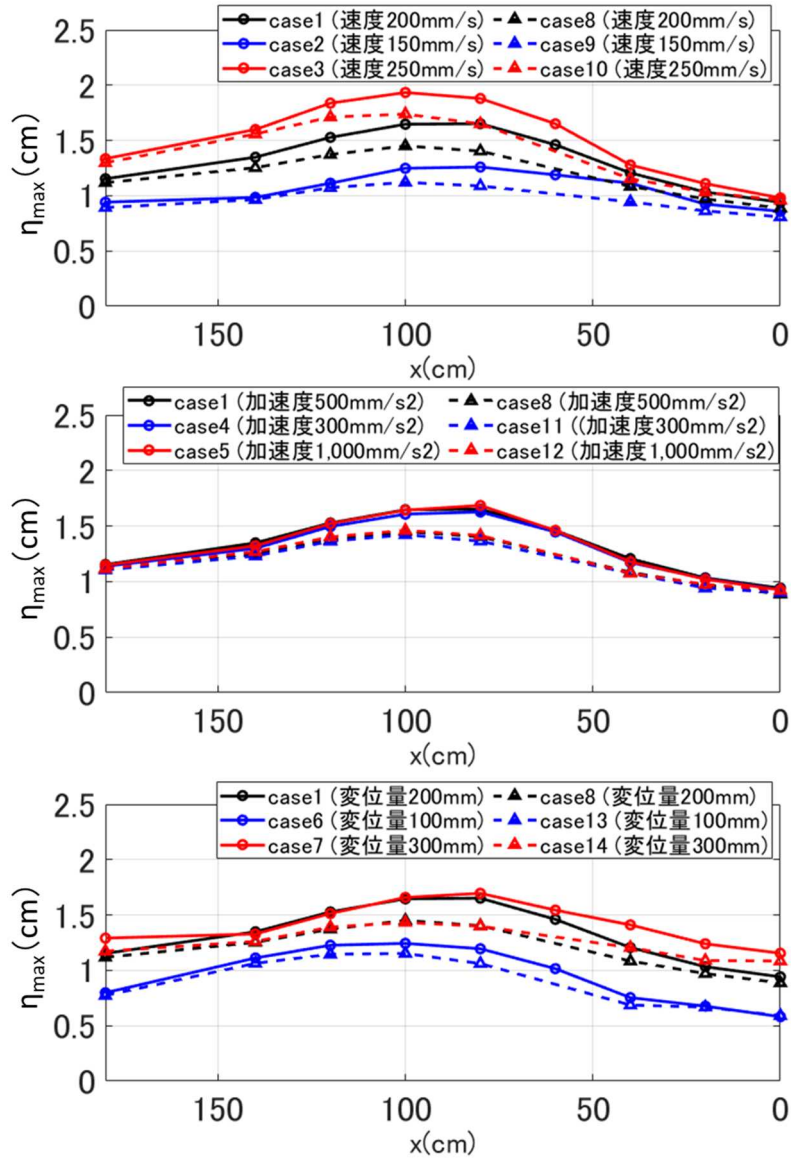


図 2.2.3 水理実験条件のパラメータ

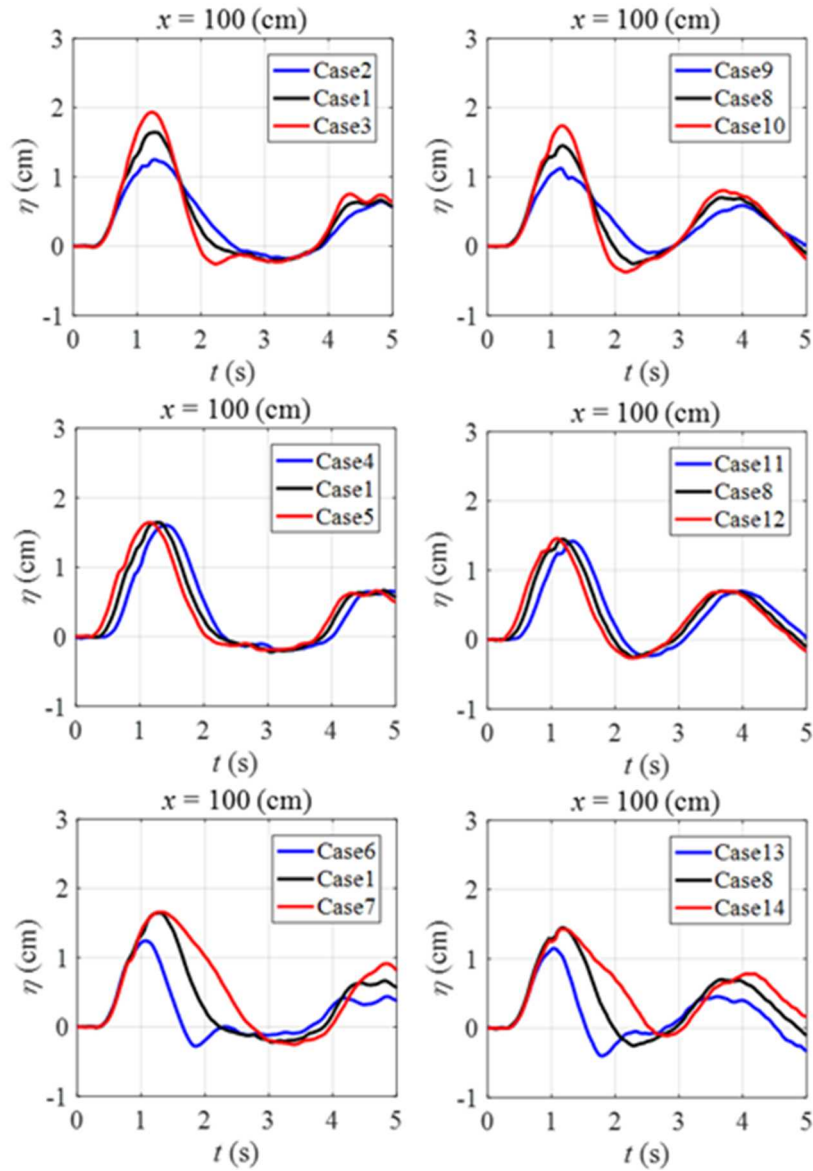
Figure 2.2.3 Hydraulic experimental parameters



(道口ら<sup>2.2.4</sup>の一部修正)

図 2.2.4 実験による最大水位分布. (上図) 速度を変化させた場合 (中央図) 加速度を変化させた場合 (下図) 変位量を変化させた場合

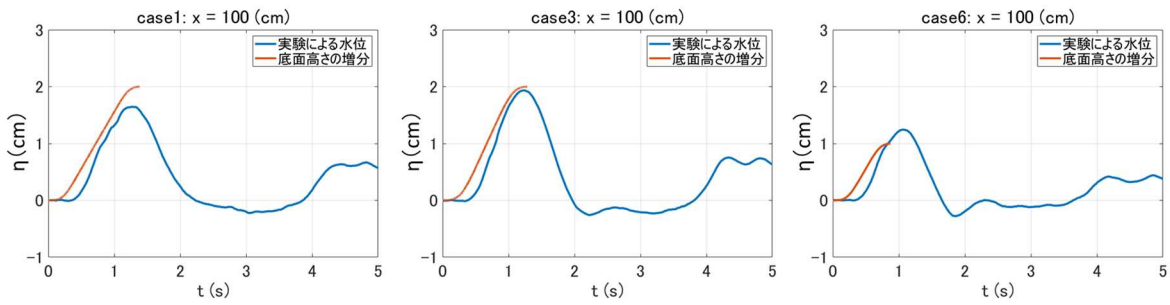
Figure 2.2.4 Maximum experiment water-level at each measurement point. Upper panel: velocity changes only; middle panel: acceleration changes only; and lower panel: displacement changes only.



(道口ら<sup>2.2.4</sup>より引用)

図 2.2.5 実験による水位の時刻歴波形。(上図)速度を変化させた場合  
(中央図)加速度を変化させた場合(下図)変位量を変化させた場合

Figure 2.2.5 Experiment water level at each measurement point. Upper panel: velocity changes only; middle panel: acceleration changes only; and lower panel: displacement changes only.



(道口ら<sup>2.2.4</sup>の一部修正)

図 2.2.6 実験による可動式斜面模型の水平移動に伴う底面高さの増分と水位の時刻歴波形

Figure 2.2.6 Water level and the total net rise of the ocean bottom level due to the horizontal displacement of the slope at measurement point  $x = 100$  cm in Cases 1, 3 and 6 by experimental results.

## 2.2.2 津波解析コードを用いた海溝軸沿いで発生するプレート間地震津波（実験）の検証解析

海溝軸付近における水平変位による寄与分の津波水位を把握するため、2.2.1 で実施した水理実験と同一条件の下、TS 法を取り入れた津波伝播解析を実施し、水理実験結果との比較検証を行った。また、最大水位を説明できるパラメータを検討するため、無次元化による傾向分析を行った。

### (1) 解析結果

津波伝播解析では非線形長波理論に基づく数値解析手法を用いた。本解析では、水理実験で得られた可動式斜面模型の実測動作データを入力条件とした。また、TS 法による水平変位による寄与分の初期水位の算定方法を式 (2.2.1) <sup>2.2.2</sup> に示す。

$$u_h = u_x \frac{\partial H}{\partial x} \quad (2.2.1)$$

$$u_v = u_z + u_h \quad (2.2.2)$$

ここで $u_h$ は水平変位による寄与分 (m)、 $u_x$  は地殻変動量の  $x$  方向成分 (m)、 $H$ は水深 (m)、 $u_v$ は鉛直方向への総地殻変動量 (m)、 $u_z$  は地殻変動量の鉛直方向成分 (m)、を示す。解析に当たっては、解析時間間隔 $\Delta t$  (=0.0005 s) ごとにその間の水平変位量に応じた底面高さの増分を初期水位として与えた。図 2.2.7 に本解析での計算体系を示す。水理実験を再現するための計算では、 $y$  方向 (水槽の側面方向) に側壁を設定し、 $x$  方向 (水路の長さ方向) のみの津波伝播解析を行った。なお、事前の解析によって、側壁等の境界条件が結果に影響しないことを確認している。また、津波伝播解析の実施に当たっては、実地形サイズに変換する必要があるため、長さや時間、速度等はフルード数による相似則を考慮し、実寸サイズに変換した海底地形モデルに変換している。水理実験と実地形との縮尺は 2.2.1 と同様に 1/28,900 とした。解析結果を図 2.2.8～図 2.2.10 に示す。

図 2.2.8 は、解析による最大水位分布である。図の構成及び凡例は、図 2.2.4 と同じである。水理実験と同一条件で行った解析結果では、最大水位が最も高くなったのは、水理実験と同様に、水深が浅く (24 cm)、速度を大きくした (25 cm/s) の case3 の場合で、最大水位が発生する位置は可動式斜面の斜面中央部付近 ( $x$  が 80 cm の地点) であること、水深が深い (31 cm) 場合の方が浅い (24 cm) 場合より水位は小さくなることを確認した。これらは水理実験結果とほぼ同様の傾向を示す。最大水位は 1.67 cm であった。

また、図 2.2.9 に解析による水位の時刻歴波形を示す。図の構成及び凡例は、図 2.2.5 と同じである。図 2.2.9 から水位が変化し始める時刻は加速度のみを変化させた場合を除きほぼ同時刻であること、最大水位は水深が浅い方が高いがその発生時間が遅い傾向であること、変位量が大きくなるほど最大水位のピークが長く維持されることを確認した。これらも水理実験結果とほぼ同様の傾向であった。

図 2.2.10 は底面高さの増分と解析による水位の時刻歴波形を示したものである。図の構成及び凡例は、図 2.2.6 と同じである。最大水位は、水理実験と同様に、ライズタイムが小さくなるに従い底面高さの増分と同程度となった。しかし、解析による水位変化は、可動式斜面模型の動作と同時に始まっている点で実験結果と異なる。これは、解析では解析時間間隔 $\Delta t$  ごとの水平変位量に応じた底面高さの増分を可動式斜面模型の動作と同時に初期水位として与えているためである。

図 2.2.11 に計測位置における水位変化の発生時刻の違いを確認するため、case1 を対象に、ある時刻における実験と解析の水位分布を示す。水位変化が始まる時刻は解析結果の方が水理実験よりも早く、水位が大きい。しかし、時間が経つにつれ、水位は水理実験の方が大きくなる。

## (2) 水理実験結果と解析結果の比較

図 2.2.4 の水理実験結果と図 2.2.8 の解析結果を比較すると、いずれも最も水位が大きくなるのは case3 であり、可動式斜面模型の斜面中央部において最大水位が発生した。しかし、これらの図が示すように、解析による最大水位は、 $x$  が 100 cm の地点では水理実験



結果の 80%程度になった。要因の 1 つとして、解析では鉛直方向への変位量に底面高さの増分のみしか考慮していないが、実際にはそれに加えて可動式斜面模型の水平移動に伴う鉛直方向の水の流れが発生したためと考えているが、他の要因も含めて今後検討する。

また、すべてのケースにおいて水位変化が始まる時刻は解析結果の方が早い。これは、解析では解析時間間隔 $\Delta t$  ごとの水平変位量に応じた底面高さの増分を可動式斜面模型の動作と同時に初期水位として与えているため、図 2.2.10 に示すように直ぐに初期水位として現れるためである。一方で、図 2.2.6 の水理実験結果では、水位変化は可動式斜面模型の動作から遅れて始まっており、解析で再現できていない現象の 1 つである。最大水位の発生時刻の違いも、最初の水位の立ち上がり時間のズレがそのまま影響していると考えられる。

なお、最大水位と底面高さの増分を比較したところ、水理実験及び解析結果のほとんどのケースにおいて最大水位は底面高さの増分を下回るが、水理実験の case6 の変位量が小さいケース（ライズタイムが小さいケース）においては、上回った。上述したように解析では底面高さの増分を初期水位として与えるため、最大水位は底面高さの増分を超えない設定となっているが、条件によっては底面高さの増分を超える最大水位が発生することを示唆しており、水理実験結果を再現できていない現象の 1 つである。

### (3) 無次元化による傾向分析

水理実験による最大水位を説明するためのパラメータを検討するため、無次元化による傾向分析を行った。図 2.2.12 に最大水位とその時点及びその地点での底面高さの増分の比 ( $\eta_{max}/dy$ ) と無次元ライズタイム ( $Tr/(L/c)$ ) の関係を示す。同図中の青丸は水理実験の結果を表す。縦軸は道上ら<sup>2.2.6</sup>を参考に  $\eta_{max}/dy$  とし、横軸は Kajiura<sup>2.2.7</sup>を参考に、ライズタイム  $Tr$  と斜面区間で波が伝播する時間  $T (T=L/c)$  の比  $Tr/T$  (以下「無次元ライズタイム」という。) とした。水理実験結果は、無次元ライズタイムが大きくなるに従い、 $\eta_{max}/dy$  が小さくなる傾向にある。

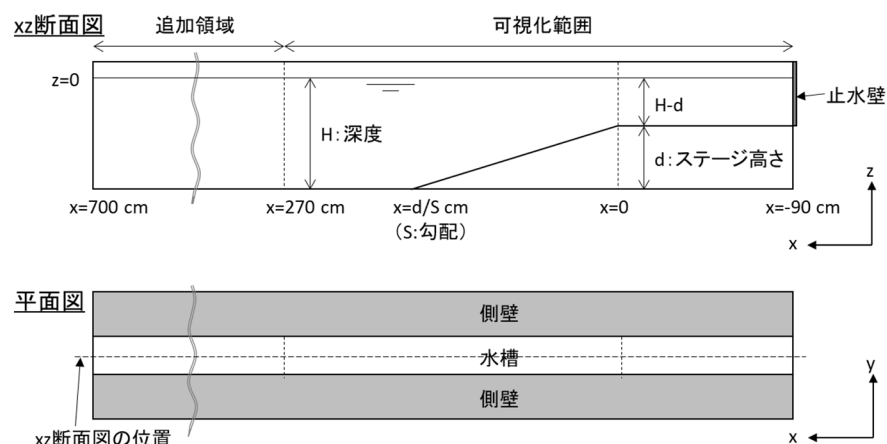
解析結果も同様の傾向分析を行い、図 2.2.12 にプロットした。赤丸が解析結果を示す。解析結果も水理実験結果と同様に、無次元ライズタイムが大きくなるに従い、 $\eta_{max}/dy$  が小さくなる傾向がある。近似曲線にどの関数を用いるかは更なる検討が必要であるが、無次元化した水理実験結果及び解析結果はそれぞれ指数関数で近似した曲線上でおおむね表せることを確認した。なお、既往の解析手法では  $dy$  を初期水位として与えるため  $\eta_{max}/dy$  の上限は 1 になる。

水理実験結果と解析結果を比較すると、解析結果の  $\eta_{max}/dy$  は、水理実験結果のものより全体的に低い。特に水理実験結果と解析結果の  $\eta_{max}/dy$  の差は、無次元ライズタイムが小さい領域で大きくなっており、解析結果は水理実験結果を再現できていない。また、水理実験では  $\eta_{max}/dy$  が 1 を超えるケースも確認され、両者に違いがある。

両者に共通する点として、無次元ライズタイムが大きくなるにしたがい、 $\eta_{max}/dy$  が小さ

くなる傾向を確認した。これは可動式斜面模型のライズタイムと波の伝播速度の関係が影響していると考えられる。図 2.2.13に示すように、可動式斜面模型が移動した際、斜面上から斜面外側の領域へ波が伝播し、斜面上では水位の上昇が抑えられるためと考えられる。この影響が斜面全域に行きわたる時間が $T$ と考えられ、この時間に対しライズタイム $T_r$ が大きくなるほど最大水位が低くなると考えられる。

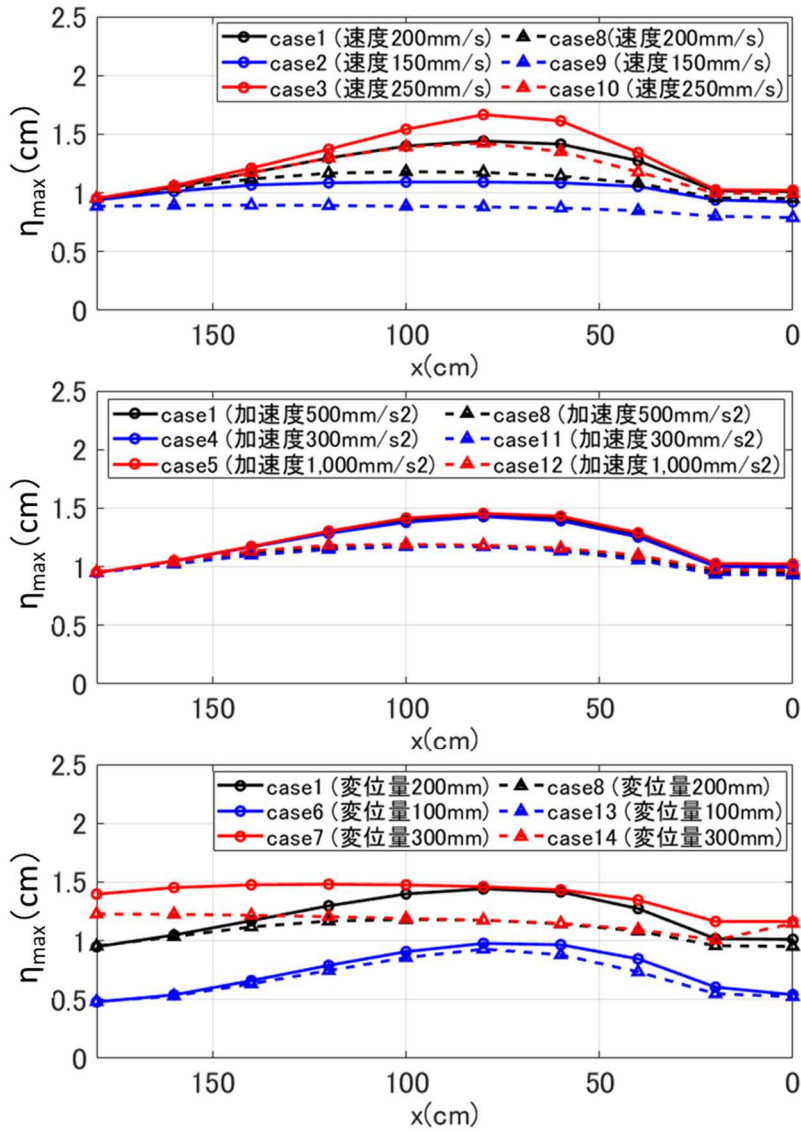
以上のように、本研究では、海底の地殻変動の水平変位を模擬した水理実験及び TS 法を用いた解析によって水平変位による寄与分が津波水位に及ぼす影響を確認した。水理実験及び解析の結果から、各条件による水位波形の挙動は類似しており、無次元ライズタイムが大きくなるに従い  $\eta_{max} / dy$  が小さくなる傾向があることを示した。また、無次元ライズタイムから最大水位の大きさを推定できる可能性を示した。しかしながら、水理実験と解析の結果を比較したところ、最大水位は解析の方が小さく、また、解析では水平変位による寄与分が水位として現れるまでの時間差を表現できていない。さらに、水理実験結果では  $\eta_{max} / dy$  が 1 を超えるのに対して解析結果では 1 を超えていない等、実際の現象を再現するにはこれらの差が生じるメカニズムを TS 法に反映する必要がある。これらについては今後の課題とする。



(道口ら<sup>2.2.4</sup>に加筆)

図 2.2.7 計算体系

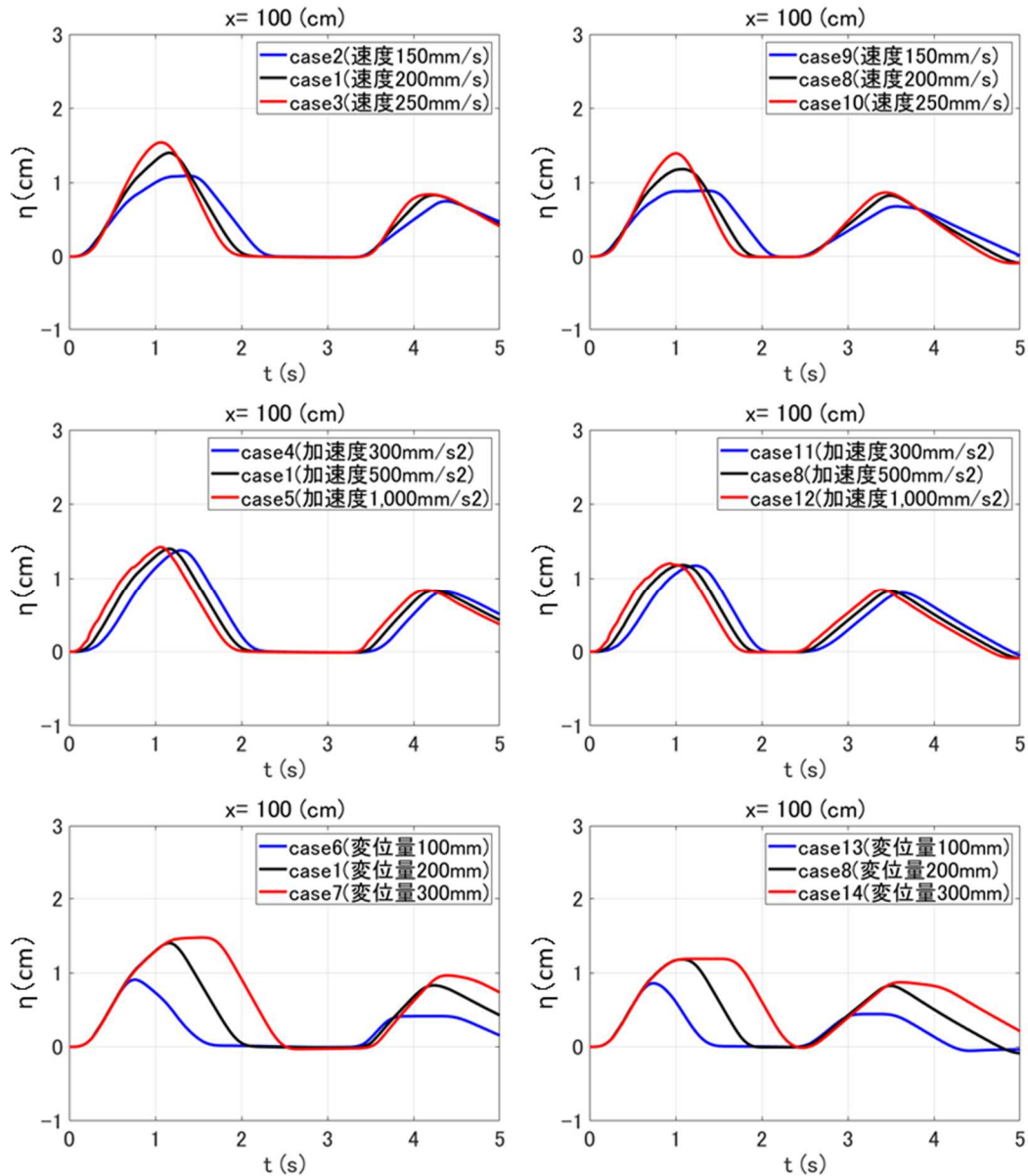
Figure 2.2.7 Analysis model



(道口ら<sup>2.2.4</sup>の一部修正)

図 2.2.8 解析による最大水位分布. (上図) 速度を変化させた場合 (中央図) 加速度を変化させた場合 (下図) 変位量を変化させた場合

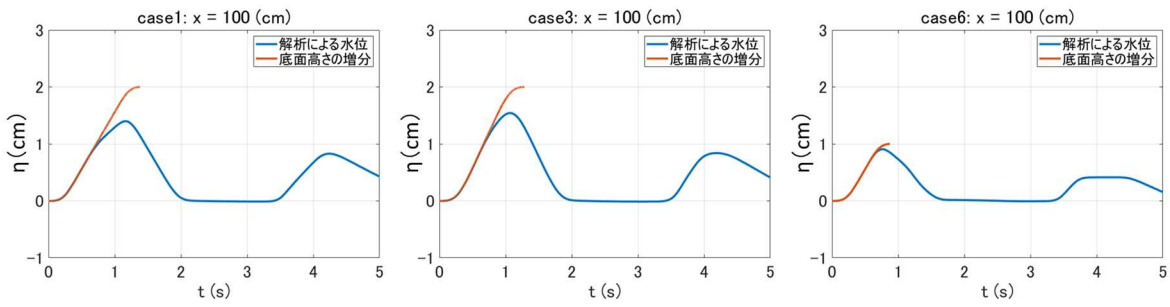
Figure 2.2.8 Maximum analysis water-level at each measurement point. Upper panel: velocity changes only; middle panel: acceleration changes only; and lower panel: displacement changes only.



(道口ら<sup>2.2.4</sup>の一部修正)

図 2.2.9 解析による水位の時刻歴波形. (上図) 速度を変化させた場合 (中央図) 加速度を変化させた場合 (下図) 変位量を変化させた場合

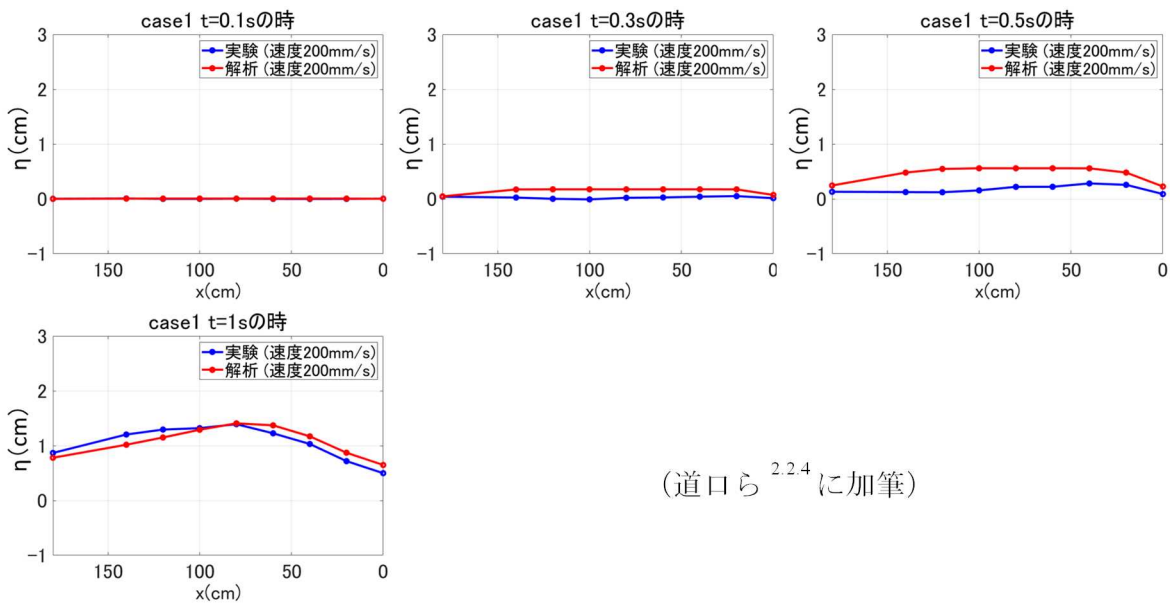
Figure 2.2.9 Analysis water level at each measurement point. Upper panel: velocity changes only; middle panel: acceleration changes only; and lower panel: displacement changes only.



(道口ら<sup>2.2.4</sup>の一部修正)

図 2.2.10 解析による可動式斜面模型の水平移動に伴う底面高さの増分と水位の時刻歴波形

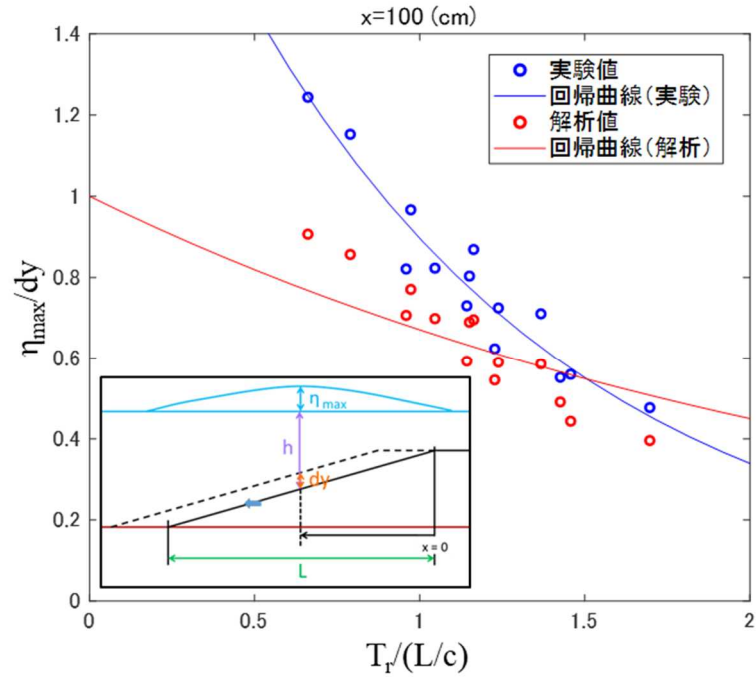
Figure 2.2.10 Water level and the total net rise of the ocean bottom level due to the horizontal displacement of the slope at measurement point  $x = 100$  cm in Cases 1, 3 and 6 by analytical results.



(道口ら<sup>2.2.4</sup>に加筆)

図 2.2.11 ある時刻における実験と解析の水位 (case1 の場合)

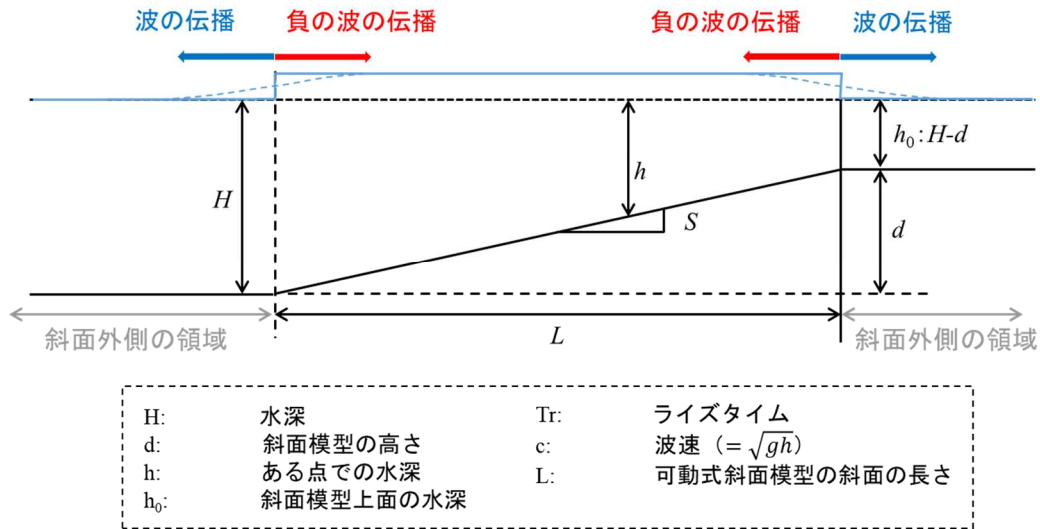
Figure 2.2.11 Comparison between the analytical and the experimental water levels at the different time in the case 1.



(Michiguchi et al.<sup>2.2.5</sup> の一部修正)

図 2.2.12 実験と解析の最大水位と底面高さの増分の比 ( $\eta_{\max}/dy$ ) と無次元ライズタイム ( $T_r/(L/c)$ ) の関係

Figure 2.2.12  $\eta_{\max}/dy$  versus the dimensionless risetime ( $T_r/(L/c)$ ).



(Michiguchi et al.<sup>2.2.5</sup> の一部修正)

図 2.2.13 波の伝播の最大水位への影響

Figure 2.2.13 Effect of wave propagation on the maximum water level

### 2.2.3 海溝軸沿いで発生するプレート間地震津波による津波の特性化波源モデルの構築

2.2.1 及び 2.2.2 で示されたように、水平変位による寄与分が津波の発生に影響を与えること及びその特性を把握することができた。従来の手法ではこの水平変位による寄与分がすべり量の割り増しによって考慮されてきたと考えられる。そのため、TS 法等を用いて水平変位による寄与分を考慮する場合、それに見合う適切なすべり量分布の設定方法が必要であると考えられる。すべり量分布は津波の評価を行う上で重要なパラメータの 1 つであり、新たな津波波源の設定方法を検討するためには、従来の手法との違いを明らかにしておく必要がある。

そこで本研究では、2011 年に発生した東北地震津波を対象に、水平変位による寄与分として TS 法を採用した場合（以下「TS 法の場合」という。）と従来のようにすべり量の割り増しによって水平変位による寄与分を考慮した場合（以下「従来法の場合」という。）について、ジョイント・インバージョン解析及び津波伝播解析を実施し、推定されるすべり量分布等の類似性及び相違点を比較検討した。また、その検討結果に基づき、水平変位による寄与分を考慮した特性化波源モデルの設定方法を提案した。なお、東北地震津波では、地震後の海底地形の調査により、海溝軸沿いの一部で海底地すべり跡が発見されており、海底地すべりが発生していた可能性は高いと考えられる（小平他<sup>2,2,8</sup>）。しかし、海溝軸沿いの海底地すべり跡の全容が判明していないことから、本研究では津波初期水位の生成が全てプレート間地震による海底の地形変化によると仮定して検討を行った。

#### (1) ジョイント・インバージョン解析及び津波伝播解析

図 2.2.14 に津波波源モデルを推定するための主な解析手順を示す。始めに、ジョイント・インバージョン解析のターゲットとする観測データを抽出した。次に、小断層の集合とした津波波源モデルを設定し、ターゲットとする観測地点ごとに、各小断層に単位すべり量を与えたときの津波水位波形及び地殻変動量を算定した（以下「グリーン関数」という。）。その後、ジョイント・インバージョン解析を行い、これらのグリーン関数を足し合わせたものが、ターゲットとなるすべての観測津波水位波形及び観測地殻変動量に最もよく適合するよう各小断層のすべり量を求めた（以下「暫定波源モデル」という。）。なお、解析に当たっては、津波波源モデルのパラメータとして、小断層ごとの破壊開始時間の違い（第一破壊の開始時間からの遅れ）、ライズタイム及び破壊継続時間を考慮した。破壊開始時間は、時間軸方向に 30 秒間隔で 0 秒から 270 秒までシフトし、10 個のタイムウィンドウですべり量を算定した。また、ライズタイムは 30 秒、破壊継続時間は 180 秒とした。

暫定波源モデルを用い、図 2.2.15 に示す解析対象領域とした 15 領域において津波伝播解析を行い、観測された痕跡高に対する再現性を確認した。解析値が痕跡高を再現できていない場合にはすべり量を調整し、再度、津波伝播解析を行い、解析値が痕跡高を十分に再現できる津波波源モデルのすべり量を確定した（以下「津波波源モデル」という。）。これらを TS 法の場合及び従来法の場合について実施し、それぞれの津波波源モデルを「TS

法モデル」及び「従来法モデル」とした。

図 2.2.16 には TS 法モデルと従来法モデルを示す。それぞれ各小断層におけるすべり量が示されている。

また、これらのモデルの再現性の確認として、図 2.2.17 に津波波形の観測値と解析値との比較、及び図 2.2.18 に津波痕跡高の観測値と解析値との比較を示す。図 2.2.17 では、TS 法及び従来法共にその解析値は、観測値の津波波形を比較的良好に再現できている。図 2.2.18 で示した津波痕跡高の両者の解析値の再現性は、相田<sup>2.2.9</sup>による指標  $K$  及び  $\kappa$  で確認した。良好な再現の目安とされる  $0.95 < K < 1.05$ 、 $\kappa \leq 1.45$ （土木学会<sup>2.2.10</sup>）に照らすと、TS 法モデルで  $K=1.01$ 、 $\kappa=1.23$ （地点数 342）及び従来法モデルで  $K=1.04$ 、 $\kappa=1.30$ （地点数 342）であり、いずれも良好に再現することができた。また、両者の再現の程度はほぼ同等であった。

次に、両者の推定されたすべり量分布等の類似点及び相違点を比較検討した。

津波波源モデル全体で両者を比較すると、すべり面積は、TS 法モデルは従来法モデルに比べてやや小さく 95%程度になった。同じく平均すべり量は 90%程度、地震モーメントは 84%程度、最大すべり量については 60%程度になっている。最大すべり量を示す小断層の位置は、TS 法モデル及び従来法モデル共に同じ小断層（小断層 B11）であった。TS 法モデルのすべり量が従来法モデルに比べて全体的に抑えられた理由は、水平変位による寄与分の効果の影響と考える。従来法の場合、すべり量は 2.2.2 の式 (2.2.2) における鉛直方向への総地殻変動量 ( $u_v$ ) と地殻変動量の鉛直方向成分 ( $u_z$ ) が同等とされて設定され、水平変位による寄与分 ( $u_h$ ) は考慮されていないが、TS 法の場合は、 $u_v$  は  $u_z$  と  $u_h$  が足し合わせたもので設定される。

次に、津波波源モデル全体を海溝軸に平行な深さ方向で分割して、領域ごとの比較を行った。領域分割を図 2.2.19 に示す。海溝軸より深くなる方向に A、B、C、D、E、F、G、H を付した。図 2.2.19 には A~H 列の各領域での平均すべり量及び地震モーメントを示す。青が TS 法の場合で、緑が従来法の場合である。

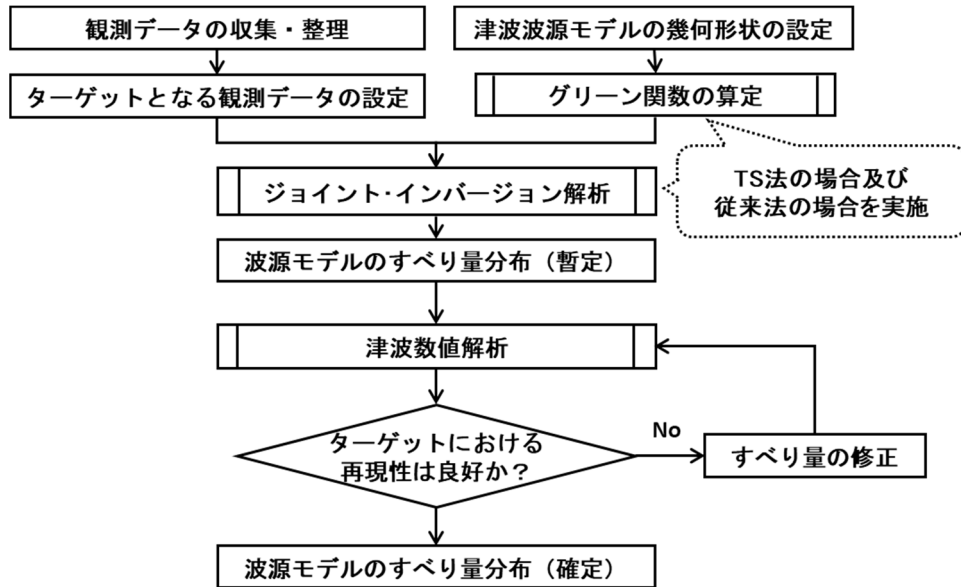
TS 法モデルの場合は海溝軸沿い (A 列) の平均すべり量が一番大きく陸側に進むにつれて小さくなる傾向を示す。一方で、従来法モデルの場合では、平均すべり量が海溝軸沿いよりやや深い領域 (B 列) と波源モデル中央付近 (D 列) で大きくなる。両者を比較すると、波源モデル中央付近 (D 及び E 列) で平均すべり量の差が顕著に表れた。水平変位による寄与分の効果は、海底地形の形状 (海底斜面の傾斜) 変化が大きい海溝軸付近で影響が大きくなると予想していたが、海溝軸付近だけではなく、深い領域でも影響があることが分かった。

また、地震モーメントについては、TS 法モデル及び従来法モデル共に A~C 列の範囲及び D~H 列の範囲でそれぞれ大きくなる傾向が見られた。2 つの範囲の違いとしては、すべり量の大きさ又はプレート境界周辺の媒質の剛性率の差がある。

TS 法モデルと従来法モデルの比較の結果、平均すべり量の大きさや配置、すべり面積等



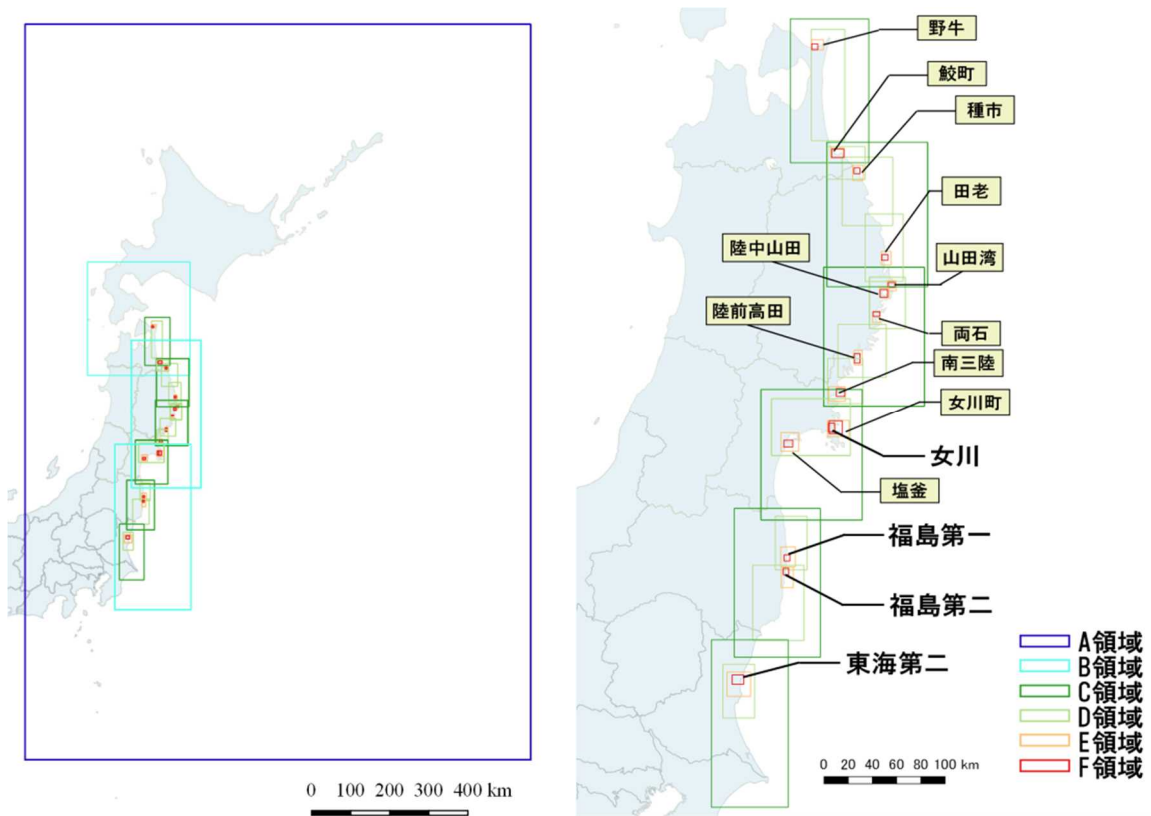
に違いがあることから、水平変位による寄与分を考慮して特性化波源モデルの設定を行う際は、従来の特性化波源モデルのすべり分布の設定方法（超大すべり域や大すべり域の面積や配置等）について再検討する必要がある。



杉野ら 2.2.11 の一部加筆

図 2.2.14 津波波源モデルの推定手順

Figure 2.2.14 Estimation of tsunami source model.



(杉野ら<sup>2.2.3</sup>の一部加筆修正)

図 2.2.15 津波伝播の解析対象領域

Figure 2.2.15 Analysis area for tsunami propagation

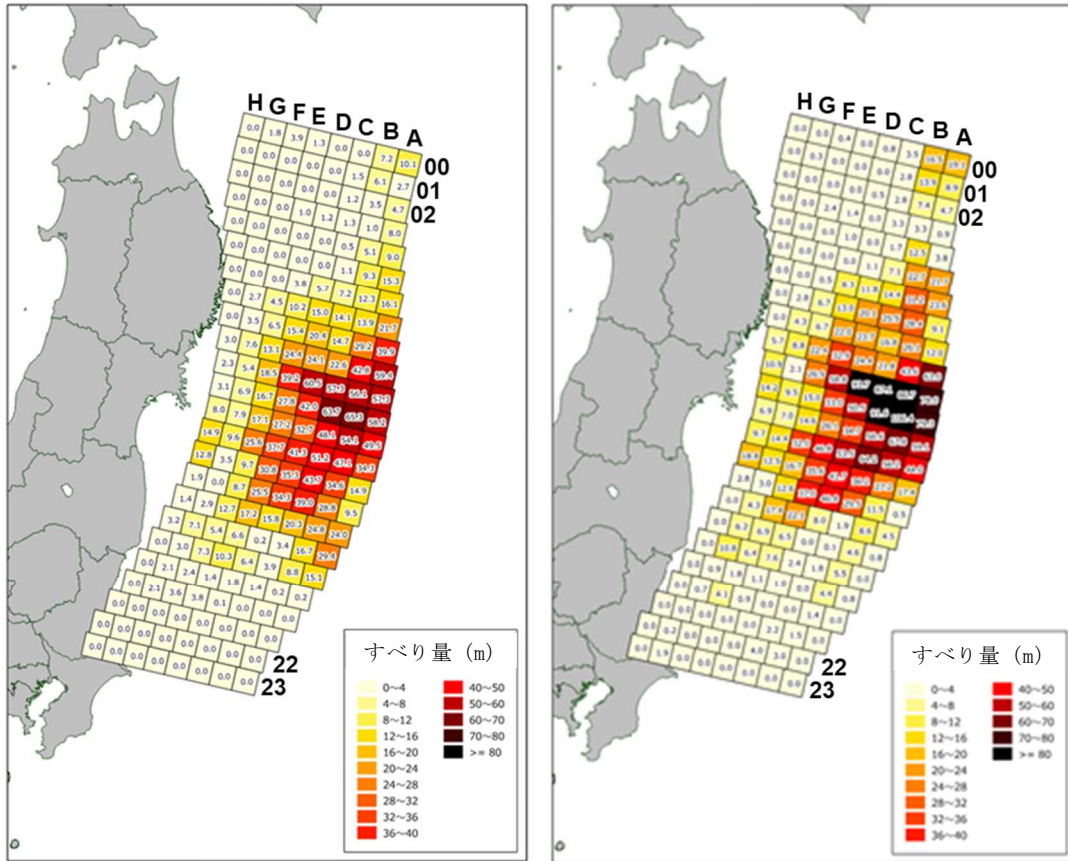


図 2.2.16 津波波源モデル (左: TS 法モデル、右: 従来法モデル)  
 Figure 2.2.16 Tsunami source models by tsunami joint-inversion analysis results.



図 2.2.17 津波波形の観測値と計算値（TS 法及び従来法）の比較

Figure 2.2.17 Comparison of the observation value, the calculation value by TS method and the calculation value by previous method on tsunami waveform.

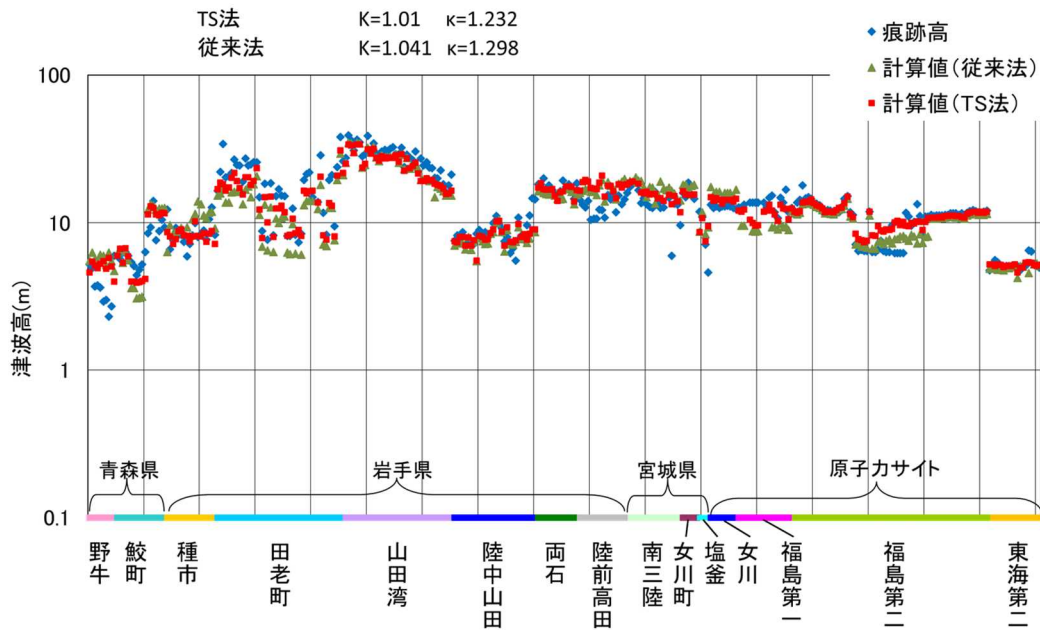
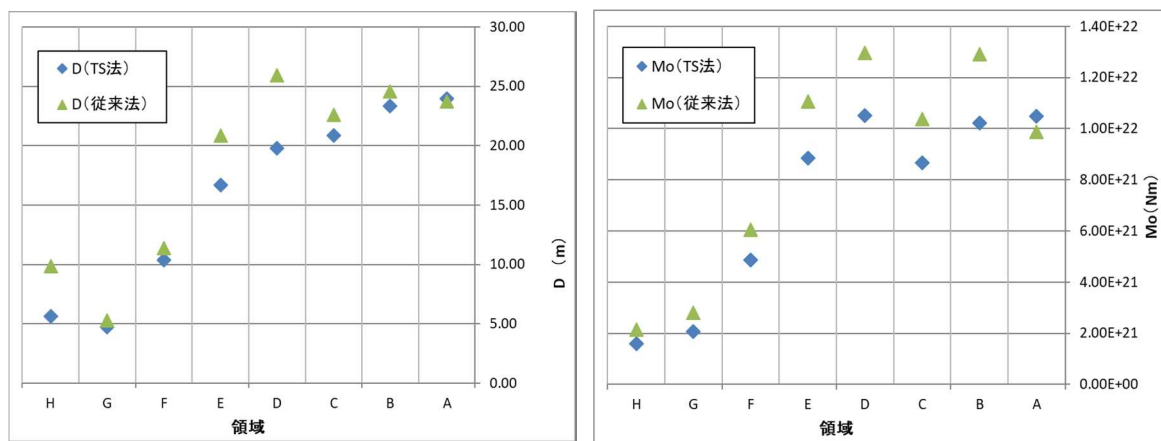


図 2.2.18 津波痕跡高の観測値と計算値 (TS 法及び従来法) の比較  
 Figure 2.2.18 Comparison of the observation value, the calculation value by TS method and the calculation value by previous method on tsunami trace heights.



(a) 平均すべり量  
(a) Average slip

(b) 地震モーメント  
(b) Seismic moment

図 2.2.19 A 列～H 列ごとの平均すべり量及び地震モーメント  
 Figure 2.2.19 Average slip and seismic moment

## (2) 海溝軸沿いで発生するプレート間地震津波の特性化波源モデルの構築

(1)の検討結果を踏まえ、従来の特性化波源モデルの超大すべり域や大すべり域の面積や、すべり量、配置等について再検討し、水平変位による寄与分を考慮した特性化波源モデルの設定方法を検討した。特性化波源モデルの設定に当たっての手順は、従来の特性化波源モデルとして杉野ら<sup>2.2.3</sup>を参考にした。

初めに、巨視的波源特性（地震モーメント  $M_o$ 、津波波源モデル面積  $S$ 、モーメントマグニチュード  $M_w$  及び平均すべり量  $D$ ）を設定した。ジョイント・インバージョン解析で得られた地震モーメント  $M_{o(j)}$  及び Eshelby のスケーリング則<sup>2.2.12</sup>を参考に津波波源モデル面積  $S$  を設定した。本研究での津波波源モデル面積  $S$  は  $1.25 \times 10^{11} \text{ m}^2$  であり、(1) のジョイント・インバージョン解析及び津波伝播解析を実施した面積より南側に 1 行分（25 km × 200 km 分）大きく設定した。なお、津波波源モデル面積  $S$  は従来の特性化波源モデルの杉野ら<sup>2.2.3</sup>の津波波源モデル面積  $S$ （約  $1.35 \times 10^{11} \text{ m}^2$ ）と比較すると 93%程度になっている。これは、ジョイント・インバージョン結果、TS 法の場合のすべり面積が従来法の場合のすべり面積に比べて 95%程度小さくなることと整合している。ただし、津波波源モデル面積  $S$  の設定方法については、地域性やスケーリング則等の違い等もあることから今後の課題とする。

設定した津波波源モデル面積  $S$  を用いて式(2.2.3)のスケーリング則<sup>2.2.12</sup>から地震モーメント  $M_o$  を算出し、さらに、式(2.2.4)及び式(2.2.5) よりモーメントマグニチュード  $M_w$  及び平均すべり量  $D$  を算定した。

$$M_o = 16/(7\pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \quad (2.2.3)$$

$$M_w = (\log M_o - 9.1)/1.5 \quad (2.2.4)$$

$$D = M_o/(\mu \cdot S) \quad (2.2.5)$$

ここで、 $\Delta\sigma$ は波源全体の平均応力降下量で  $3.1 \times 10^6$  (N/m<sup>2</sup>) とし、 $\mu$ は剛性率で小断層面全体が深さ約 18 km 以浅に存在する場合は  $3.5 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>)、深さ約 18 km 以深に存在する場合は  $5 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>) とした。計算の結果、平均すべり量  $D$  は、10.1 m となった。

次に、微視的波源特性を設定した。すべり分布の不均一さの設定に当たっては、本研究では東北地震津波を対象に検討しているため、杉野ら<sup>2.2.3</sup>における  $M_w 8.9$  以上の超大規模の場合を参考に、超大すべり域、大すべり域及び背景領域の 3 段階不均一すべり分布とした。各々のすべり量は、超大すべり域で 3D、大すべり域で 1.7D 及び背景領域で 0.33D とした。杉野ら<sup>2.2.3</sup>では、超大すべり域で 3D、大すべり域で 1.4D 及び背景領域で 0.33D であるため、本研究の大すべり域のすべり量が大きくなっている。

また、各領域の面積比は、ジョイント・インバージョン解析結果から超大すべり域で 0.1S、大すべり域で 0.3S 及び背景領域で 0.6S とした。杉野ら<sup>2.2.3</sup>では、超大すべり域が 0.15S、大すべり域は 0.25S 及び背景領域は 0.6S であるため、本研究の超大すべり域の面積比が小さくなる一方、大すべり域の面積比が大きくなっている。

各領域のすべり分布の配置パターンは、津波波源モデルの中で、超大すべり域及び大すべり域の配置を変化させた複数パターンのすべり分布を設定する。ただし、ジョイント・インバージョン解析の結果、地震モーメントの分布の違いから津波波源モデルを領域 2 つに区分した（領域 I（A～C 列）と領域 II（D～H 列））。そのため、各々の領域において超大すべり域、大すべり域及び背景領域を設定した。なお、各領域で設定した面積を合わせると、全体の面積比と一致する。

上述したすべり量、面積比等に則って図 2.2.20 に示すような特性化波源モデルを作成し、東北地震津波を対象に津波伝播解析を実施した。特性化波源モデルの幾何形状は、深度方向は図 2.2.16 の津波波源モデルと同じであるが、走向方向は南側に 1 行分追加している。図 2.2.20 で示した特性化波源モデルで津波伝播解析を行った結果、 $K=1.047$ 、 $\kappa=1.294$ （地点数 329）であり、良好な再現結果が得られた。

これらの結果は、杉野ら<sup>2.2.3</sup>の特性化波源モデルと比較して、①波源全体が小さい、②超大すべり域の面積比が小さい、③大すべり域のすべり量が大きく面積比も大きい、というような特徴を示している。

以上のように、東北地震津波を対象に、ジョイント・インバージョン解析を実施し、その結果に基づき、水平変位による寄与分を考慮した特性化波源モデルの設定方法を提案した。水平変位による寄与分を考慮した特性化波源モデルでは波源全体の面積や超大すべり域のすべり量が小さくなることに加え、超大すべり域及び大すべり域が断層の深いところに分布することも示した。

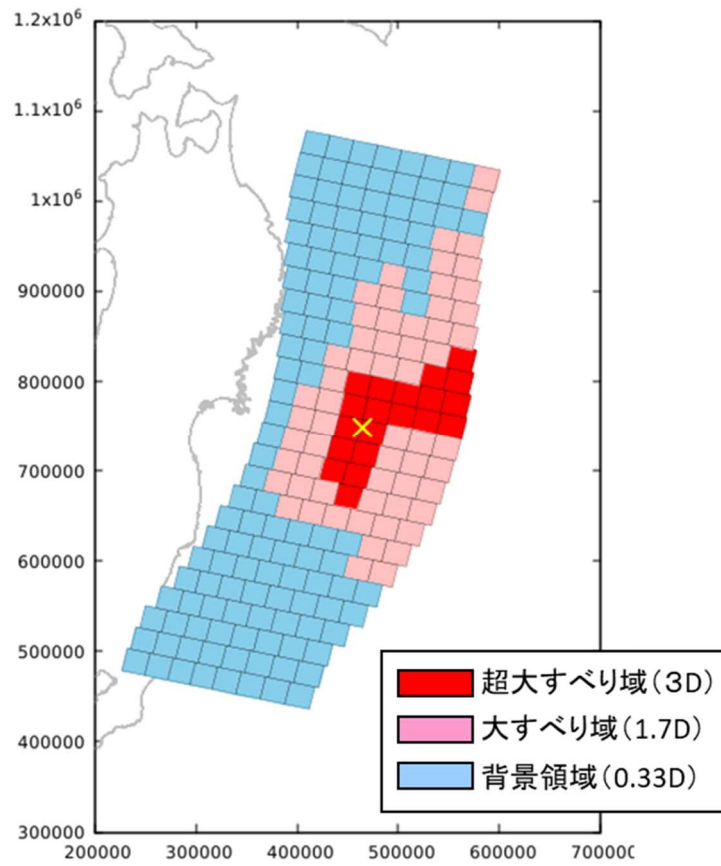


図 2.2.20 水平変位による寄与分を考慮した特性化波源モデルの一例

Figure 2.2.20 A example of the characterizing model for tsunami source including the effects of horizontal crustal displacements



## 2.3 中小規模及び大規模津波の特性化波源モデルの適用性検証

現行規制基準による基準津波の策定では、将来予測のため既往最大の津波規模を上回る津波想定を求めている。その津波想定の方法として、特性化波源モデルの設定方法が提案・活用されている（例えば、杉野ら<sup>2.3.1</sup>、土木学会<sup>2.3.2</sup>、地震調査委員会<sup>2.3.3</sup>）。杉野ら<sup>2.3.1</sup>は、プレート間地震の津波を対象に津波波源としての特性を主要なパラメータで簡略化した特性化波源モデルとして、地震規模  $M_w$  が 8.9 以上の超大規模、8.8~8.3 の大規模及び、8.2 以下の中小規模の 3 つの区分を設けた。そのうち、超大規模クラスについては東北地震津波に対して一定程度の再現性を確認したが、それより小さい規模については今後の課題とした。また、内陸地殻内地震による津波に関しては、日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書<sup>2.3.4</sup>にて、独自の特性化波源モデルによる津波高が算定されている。ただし、その目的は日本海における最大クラスの津波断層モデルの設定であり、既往津波に対する特性化波源モデルによる再現性には言及していない。

本研究の目的は、 $M_w 8.8$  以下のプレート間地震及び内陸地殻内地震による津波の特性化波源モデルによる再現性を定量的に示すことである。なお、本研究の 2.3.1 に関しては、すでに公表した佐藤・杉野<sup>2.3.5</sup>をまとめたものである。また、2.3.2 に関しては、更なる検討を加えて、今後、論文として公表を予定している。

### 2.3.1 $M_w 8.8$ 以下のプレート間地震による津波の特性化波源モデルの再現性

#### (1) 特性化波源モデルの設定

対象地震津波は日本近海で発生した既往のプレート間地震のうち、大規模クラスの 1854 年安政東海地震( $M_w 8.3$ )、1854 年安政南海地震( $M_w 8.3$ )、1707 年宝永地震( $M_w 8.4$ )及び、中小規模クラスの 1944 年昭和東南海地震( $M_w 8.1$ )とする。これらはいずれも南海トラフ沿いで発生した地震津波である。

対象地震津波の特性化波源モデルの設定にあたっては、本研究では、各地震津波の特性化波源モデルの再現性の定量評価を目的としているため、波源位置は既往研究の断層モデル<sup>2.3.6-2.3.9</sup>を参照し、プレート形状を考慮して設定した。プレート形状は、JAMSTEC からの提供データ<sup>2.3.10</sup>を用い、約 5 km 四方の小断層を配置して、これらの集合体として各地震の特性化波源モデルを表現した。図 2.3.1 にプレート形状及びセグメント区分を示す。そして、上述の  $M_w$  値を用いて、杉野ら<sup>2.3.1</sup>の手順に従い、波源全域の面積  $S(m^2)$ 及び平均すべり量  $D(m)$ を求める。これらを算定するに当たって、波源全体の平均応力降下量は内閣府<sup>2.3.11</sup>が用いている 3.0 MPa とした。また、剛性率  $\mu$  は深度 20 km を境に深部と浅部に分け、それぞれ  $5.0 \times 10^{10}$  Pa、 $3.5 \times 10^{10}$  Pa とし、深部と浅部の断層面積の比率に応じて重み付けを行い、波源全体の平均値とした。

さらに、より再現性の高い特性化波源モデルを得るため、杉野ら<sup>2.3.1</sup>に基づき  $M_w$  や  $S$  の値を必要に応じて増加させ、特性化波源モデルを設定した。なお、杉野ら<sup>2.3.1</sup>に基づき、大規模クラスの場合は 2 段階すべりを設けており、波源の領域が海溝軸まで広がる場合で

は、大すべり域を海溝軸に寄せて配置し、同領域が海溝軸に達しない場合では、大すべり域を波源の中央深部に配置した。また、中小規模クラスの場合は、一様すべりとした。

上述の方法により設定した特性化波源モデルの数は、1854年安政東海地震で23ケース、1854年安政南海地震で26ケース、1707年宝永地震で60ケース、1944年昭和東南海地震で2ケースである。

## (2) 解析条件

解析には非線形長波理論を用いた。津波伝播解析に用いる海域及び陸域の地形モデルはA領域からF領域まで6つの領域で構成され、空間格子間隔が外洋のA領域1350mから陸域のF領域5.56mまで1/3ずつ徐々に小さくして接続計算を行う。F領域の設定は、「津波痕跡データベース」<sup>2.3.12</sup>から対象津波の痕跡記録を取得し、整理・抽出した痕跡地点の位置情報を基にした。痕跡記録の整理・抽出にあたっては、痕跡信頼度がAまたはBであり、各地震津波の痕跡記録の東西両端を含み、空間的な偏りが生じないように配慮した。また、1707年宝永地震については、龍神池（大分県）、蟹ヶ池（高知県）、竜王池（愛媛県）の3つの池で同地震津波による津波堆積物<sup>2.3.13, 2.3.14</sup>が確認されているため、これらの池を含んだF領域を設定した。

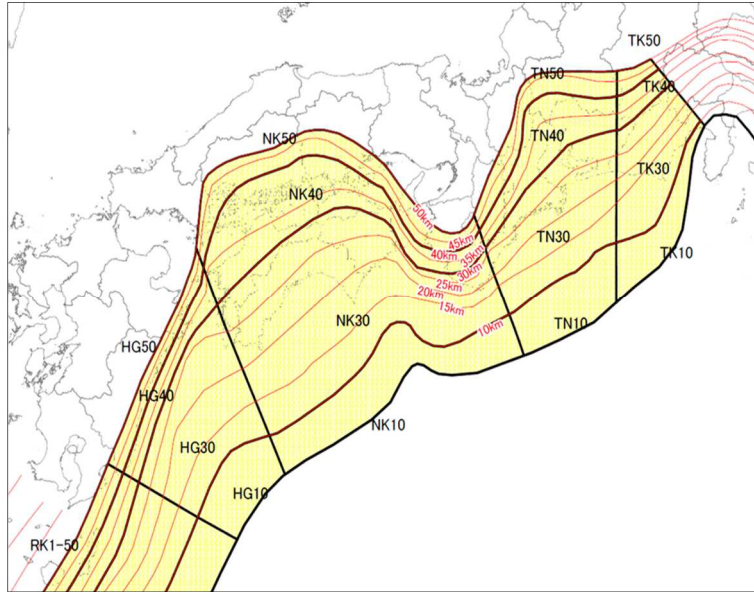
1854年安政東海地震、1854年安政南海地震、1707年宝永地震の計算領域を図2.3.2に示す。地形データは、内閣府の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」において津波評価用に整備された地形データ<sup>2.3.15</sup>を補間して作成した。なお、1944年昭和東南海地震の計算領域についてはA領域が同じであるがB領域からF領域の設定箇所が異なる。

## (3) 津波遡上解析結果及び再現性の確認

設定した特性化波源モデル及び地形データを用いて津波遡上解析を実施し、解析結果（計算津波高）と痕跡記録（痕跡高）との比を用いた相田<sup>2.3.16</sup>の指標（幾何平均 $K$ ・幾何標準偏差 $\kappa$ ）により再現性を定量的に評価した。痕跡記録の地点数は、1854年安政東海地震140地点、1854年安政南海地震141地点、1707年宝永地震130地点、1944年昭和東南海地震133地点である。なお、特性化波源モデルによっては痕跡地点までの浸水が見られない場合もあるので、本研究では、痕跡地点に最も近い汀線位置を評価地点として再現性を定量的に評価した。その結果、得られた $(K, \kappa)$ の値は、1854年安政東海地震で $(0.96\sim 4.32, 1.60\sim 2.59)$ 、1854年安政南海地震で $(0.57\sim 8.08, 1.63\sim 2.38)$ 、1707年宝永地震 $(1.02\sim 5.27, 1.64\sim 2.63)$ 、1944年昭和東南海地震 $(0.67\sim 1.84, 1.64\sim 1.84)$ であった。そのうち、再現性が比較的良好なモデルでは、1854年安政東海地震で $(1.12, 1.74)$ 、1854年安政南海地震で $(0.87, 1.76)$ 、1707年宝永地震 $(1.02, 1.69)$ 、1944年昭和東南海地震 $(1.09, 1.78)$ であった。それぞれの特性化波源モデル及び計算津波高と痕跡高の比較を図2.3.3及び図2.3.4に示す。同図より、どの対象地震津波の特性化波源モデルにおいても、計算津波高の分布は、痕跡高の全体的傾向を概ね捉えている。

上述のモデルの ( $K$ ,  $\kappa$ ) は杉野ら<sup>2.3.1</sup>にて示された東北地震津波の (0.91,1.30) に比べて、 $K$  は同程度であったが、 $\kappa$  の値が大きくなった。これは、東北地震津波を対象とした杉野ら<sup>2.3.1</sup>の痕跡データや地形データは高い精度を持ったものであるのに対し、本研究で対象とした地震津波の年代が古く、痕跡記録は古文書等に基づいていることから痕跡データの位置精度が劣ることや、地形データが現在の地形であり当時の地形とは異なるためと考えられる。加えて、大規模・中小規模の津波高は、超大規模の津波高と比較し一般的に小さく、小さい津波高の伝播・遡上の方が地形の起伏の影響を受け易いことから、大規模や中小規模津波の波源モデルによるばらつきの方が超大規模のそれよりも大きくなったと考えられる。

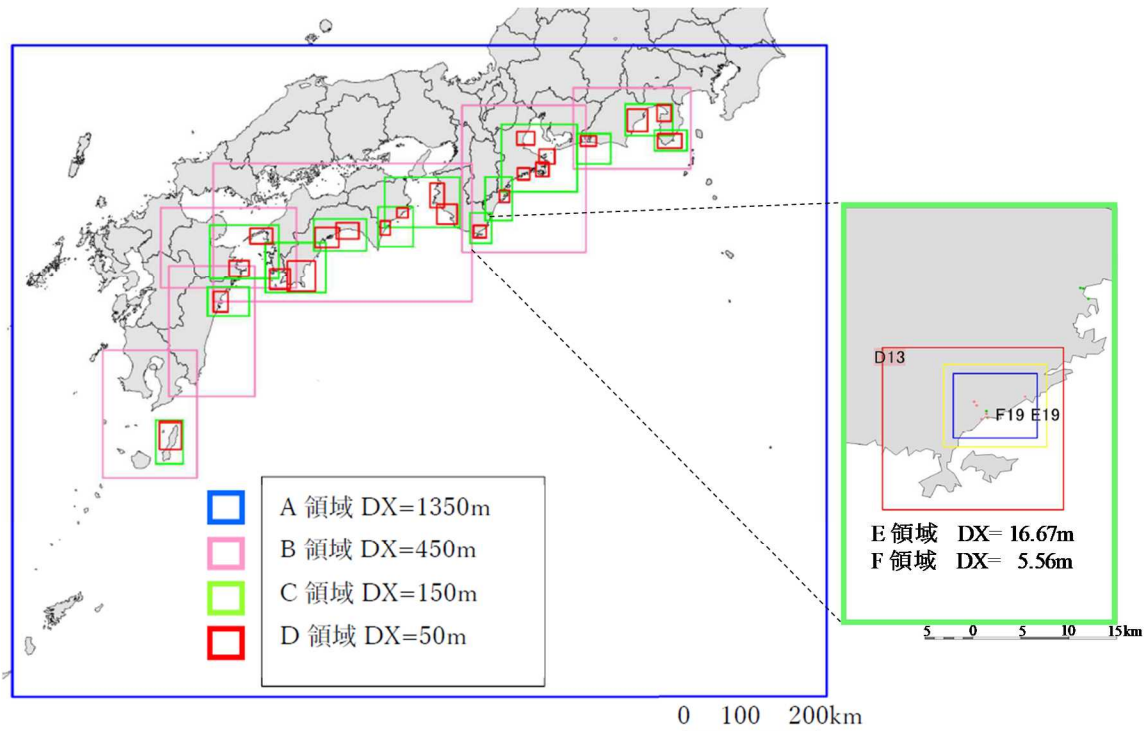
1707年宝永地震では、前述のとおり津波堆積物が3つの池で確認されており、この知見から少なくとも津波による浸水があったと考えられる。本研究では遡上解析による3つの池への浸水状況を確認した。その結果、全60ケース中、浸水を確認できたのは2ケースのみで、その1つが図2.3.3(c)に示した特性化波源モデルであった。浸水の傾向としては、龍神池は日向灘に大すべり域がある場合に浸水が確認され、蟹ヶ池は高知県の沖合で深さ10 km以深に大すべり域がある場合に浸水が見られた。また、竜王池は大すべり域が深さ10 km以深で日向灘から高知県沖合に広がり、大すべり域の幅がおよそ50 kmを超える場合に浸水が確認された。竜王池が浸水するケースにおいては、龍神池も蟹ヶ池も浸水し、竜王池のみが浸水するケースはみられなかった。今回の検討ケースからは、3つの池に津波が至る条件は、上述する深さと幅の大すべり域が日向灘から高知県沖合に広がり、豊予海峡に指向性を持つ津波が伝播することであったと考える。



佐藤・杉野<sup>2.3.5</sup>より引用

図 2.3.1 プレート形状とセグメント区分

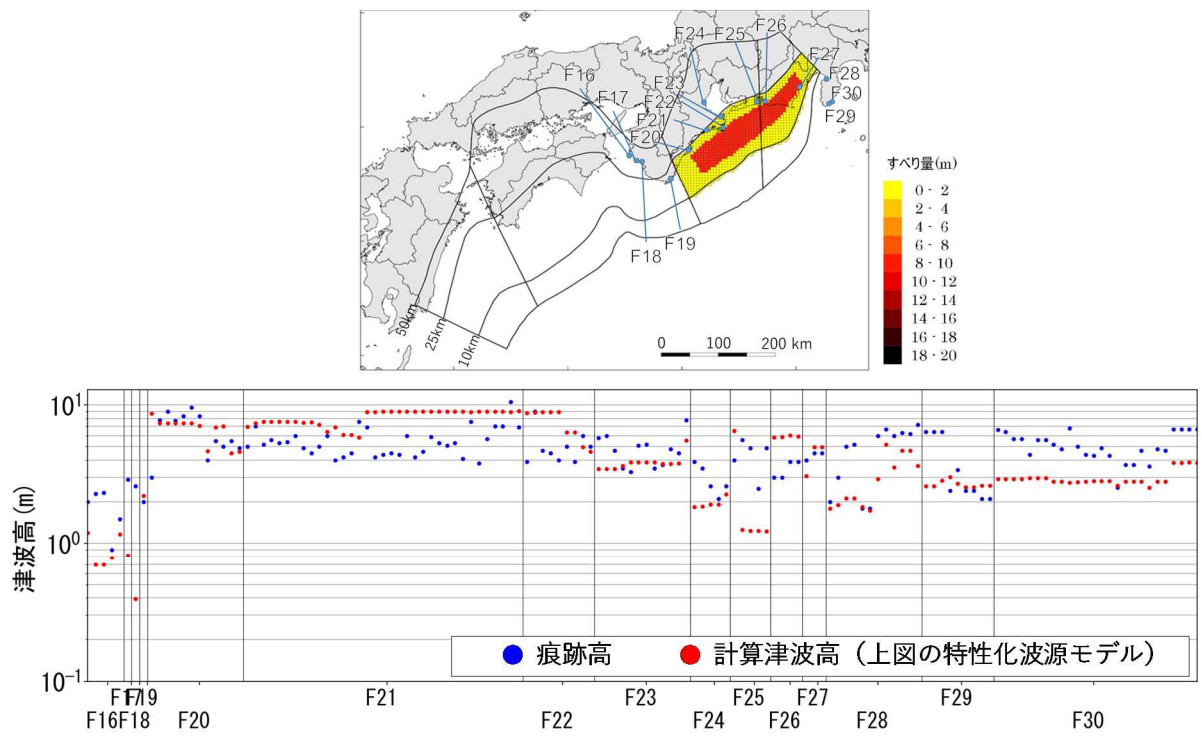
Figure 2.3.1 Geometry of plate boundary and segments



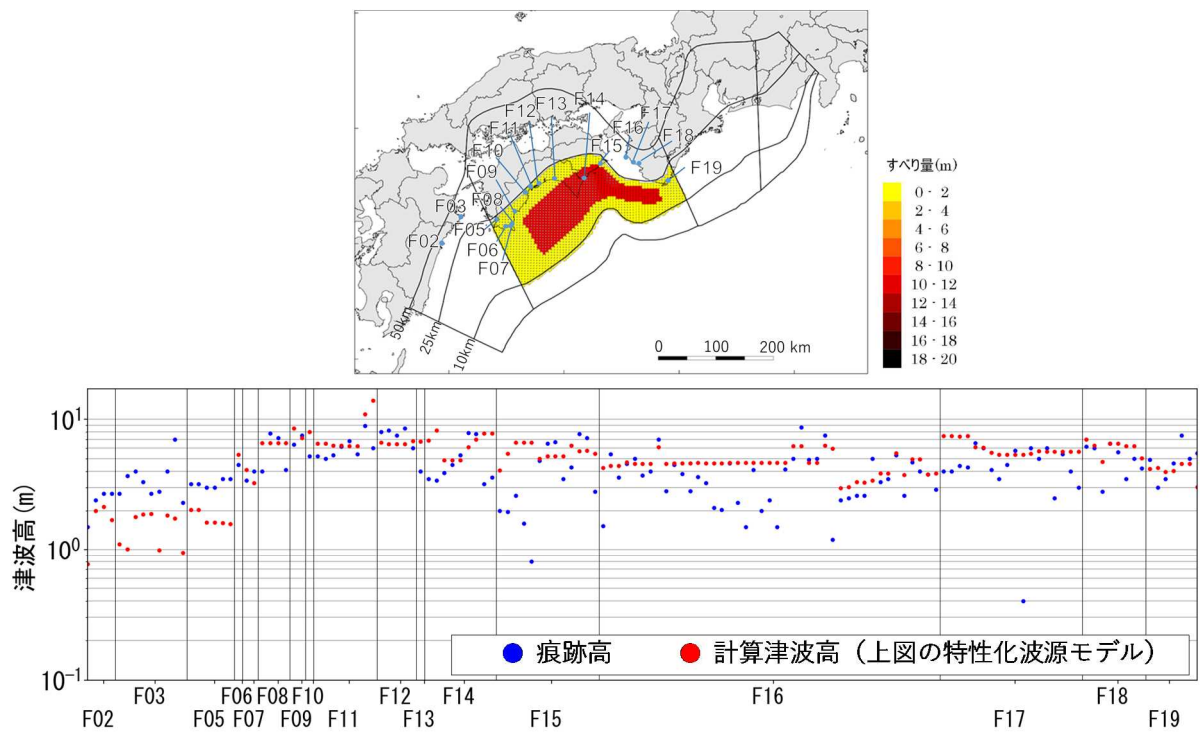
佐藤・杉野<sup>2.3.5</sup>に一部加筆修正

図 2.3.2 解析領域 (1854 年安政東海地震、1854 年安政南海地震、1707 年宝永地震)

Figure 2.3.2 Calculation regions for numerical tsunami analysis used for the 1854 Ansei-Tokai Earthquake, the 1854 Ansei-Nankai Earthquake and the 1707 Hoei Earthquake



(a) 1854 年安政東海地震

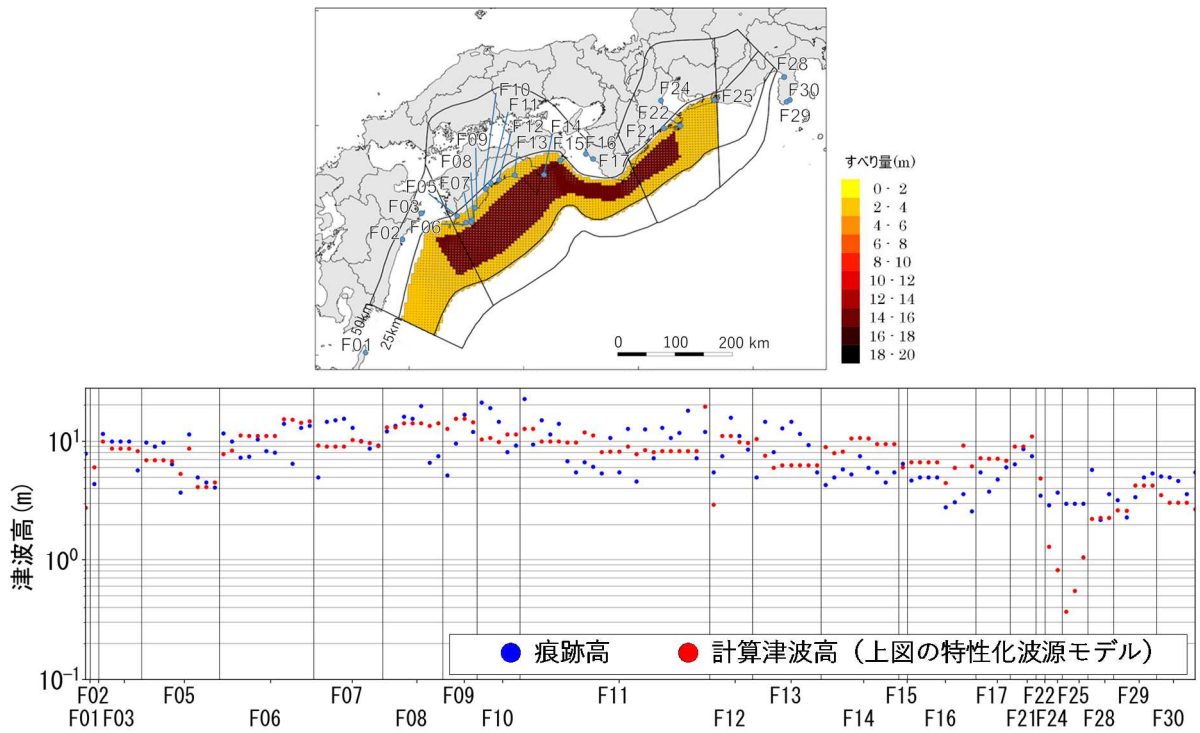


(b) 1854 年安政南海地震

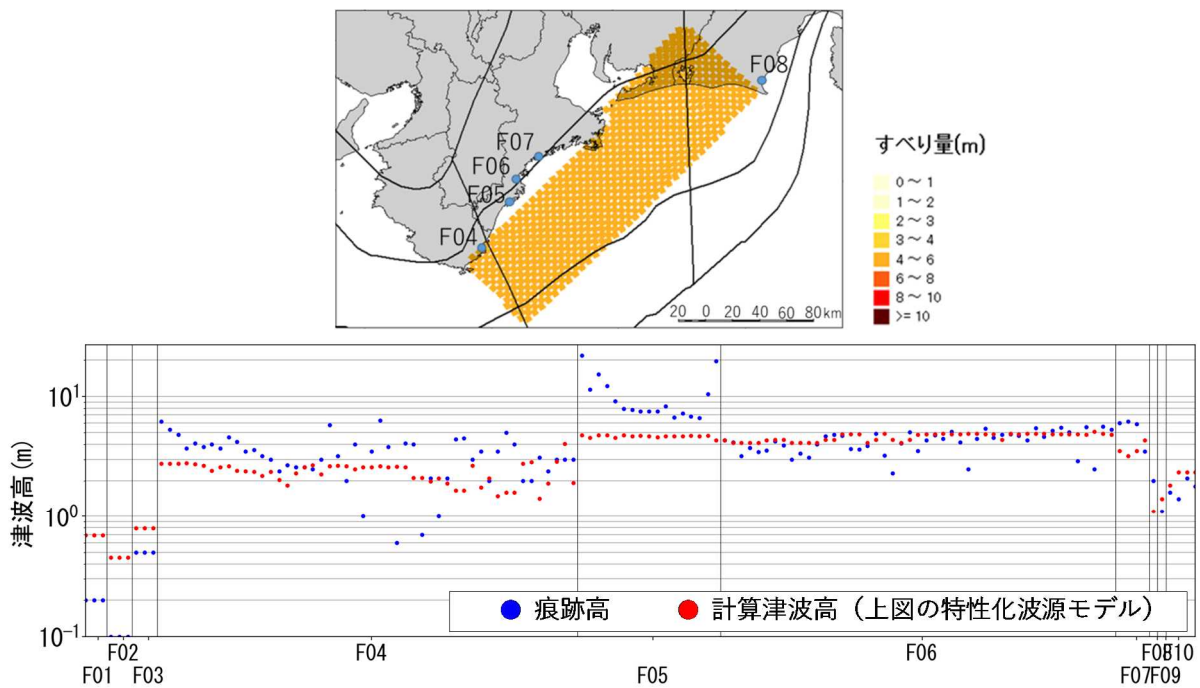
佐藤・杉野<sup>2.3.5</sup>に一部加筆修正

図 2.3.3 特性化波源モデル（上）及び計算津波高と痕跡高の比較（下）（1/2）

Figure 2.3.3 The characterizing models for tsunami source of target earthquakes (upper panel) and comparison between the simulation tsunami heights and the remarks (lower panel) (1/2)



(c) 1707 年宝永地震



※ 上図枠外の F 領域 : F01 日南市, F02 日向市, F03 土佐清水市, F09 沼津市, F10 下田市

(d) 1944 年昭和東南海地震

佐藤・杉野<sup>2,3,5</sup>に一部加筆修正

図 2.3.4 特性化波源モデル (上) 及び計算津波高と痕跡高の比較 (下) (2/2)  
 Figure 2.3.4 The characterizing models for tsunami source of target earthquakes (upper panel) and comparison between the simulation tsunami heights and the remarks (lower panel) (2/2)

## 2.3.2 内陸地殻内地震による津波の特性化波源モデルの再現性

### (1) 特性化波源モデルの設定

対象地震津波は日本海で発生した既往の内陸地殻内地震のうち、大きな津波の発生記録のある 1833 年天保出羽沖地震( $M_i 8.1$ )、1983 年日本海中部地震( $M_w 7.9$ )とする。

対象地震津波の特性化波源モデルの設定にあたっては、本研究では、各地震津波の特性化波源モデルの再現性の定量評価を目的としているため、波源位置は既往研究の断層モデル<sup>2.3.17-2.3.19</sup>を参照し設定した。また、特性化波源モデルの波源全域の面積  $S(\text{m}^2)$  及び平均すべり量  $D(\text{m})$  は、震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)<sup>2.3.20</sup>に基づいて算出した。「レシピ」<sup>2.3.20</sup>では、 $M_0$ - $S$  式について、地震モーメント  $M_0$  の規模に応じて異なる式を与えている。 $M_0=1.8 \times 10^{23}(\text{N} \cdot \text{m})$  ( $M_w 7.4$  相当)を上回る場合に用いる関係式としては、式(2.3.1)が示されており、本研究における対象地震の規模を踏まえ、式(2.3.1)より特性化波源モデルの波源全域の面積  $S$  を求めた。なお、既往研究の地震モーメント  $M_0$  は、既往研究の断層モデル<sup>2.3.17-2.3.19</sup>が 2 枚の断層モデルであったことから各矩形の面積及びすべり量を考慮し求めた。

$$S = 1.0 \times 10^{-17} \times M_0 \quad (2.3.1)$$

求められた波源全域の面積  $S$  から断層長さと幅を設定するにあたっては、既往断層モデルを参考に、断層の幅と長さの縦横比を同じにして面積倍率を用いて設定した。このとき、断層下端深さがレシピの 20 km を超える場合は、既往断層モデルの幅及び傾斜角から求められる断層下端深さを上限とし、これにより面積が減った分は断層長さを長くして面積を保った。なお、剛性率  $\mu$  は土木学会 2016<sup>2.3.2</sup>に従い  $3.5 \times 10^{10} \text{ Pa}$  とした。また、本検討ではすべてのモデルが中小規模クラスであり、一様すべりを仮定した。

上述の方法により設定した特性化波源モデルの数は、1833 年天保出羽沖地震で 1 ケース、1983 年日本海中部地震で 2 ケースである。1983 年日本海中部地震の 2 ケースの内、相田の設定モデル<sup>2.3.18</sup>を参考にした特性化波源モデルをケース A、Satake の設定モデル<sup>2.3.19</sup>を参考にした特性化波源モデルをケース B とする。

### (2) 解析条件

解析には非線形長波理論を用いた。津波伝播解析に用いる海域及び陸域の地形モデルは A 領域から F 領域まで 6 つの領域で構成され、空間格子間隔が外洋の A 領域 1350 m から陸域の F 領域 5.56 m まで 1/3 ずつ徐々に小さくして接続計算を行う。F 領域の設定は、「津波痕跡データベース」<sup>2.3.12</sup>から対象津波の痕跡記録を取得し、整理・抽出した痕跡地点の位置情報に基づいた。痕跡記録の整理・抽出にあたっては、痕跡信頼度が A または B であり、各地震津波の痕跡記録の東西両端を含み、空間的な偏りが生じないように配慮した。

図 2.3.5 に解析領域の内、F 領域の設定位置を示す。



地形データは、日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書<sup>2.3.4</sup>の津波評価用に整備された地形データ及び基盤地図情報数値標高モデル<sup>2.3.21</sup>、日本近海 30 秒グリッド水深データである JTOPO30<sup>2.3.22</sup>を用いて作成した。

### (3) 津波遡上解析結果及び再現性の確認

設定した特性化波源モデル及び地形データを用いて津波遡上解析を実施し、解析結果（計算津波高）と痕跡記録（痕跡高）との比を用いた相田<sup>2.3.16</sup>の指標（幾何平均  $K$ ・幾何標準偏差  $\kappa$ ）により再現性を定量的に評価した。痕跡記録の地点数は、1833 年天保出羽沖地震 53 地点、1983 年日本海中部地震 494 地点である。なお、2.3.1 (3)と同様に、痕跡地点に最も近い汀線位置を評価地点として再現性を定量的に評価した。その結果、得られた ( $K$ ,  $\kappa$ ) は 1833 年天保出羽沖地震で (1.98, 1.66)、1983 年日本海中部地震でケース A (1.61, 1.70)、ケース B (1.51, 1.73) であった。図 2.3.6 にそれぞれの計算津波高と痕跡高の比較を示す。図 2.3.6 及び図 2.3.7 より、どの対象地震津波の特性化波源モデルにおいても、痕跡高に対し計算津波高が小さい傾向となっている。特に 1833 年天保出羽沖地震では F21、F22、F23 の新潟県から山形県の県境付近の沿岸領域で差が大きく、1983 年日本海中部地震で A ケース及び B ケースともに、F36、F38、F39、F42、F49 の秋田県の沿岸領域で差が大きい。

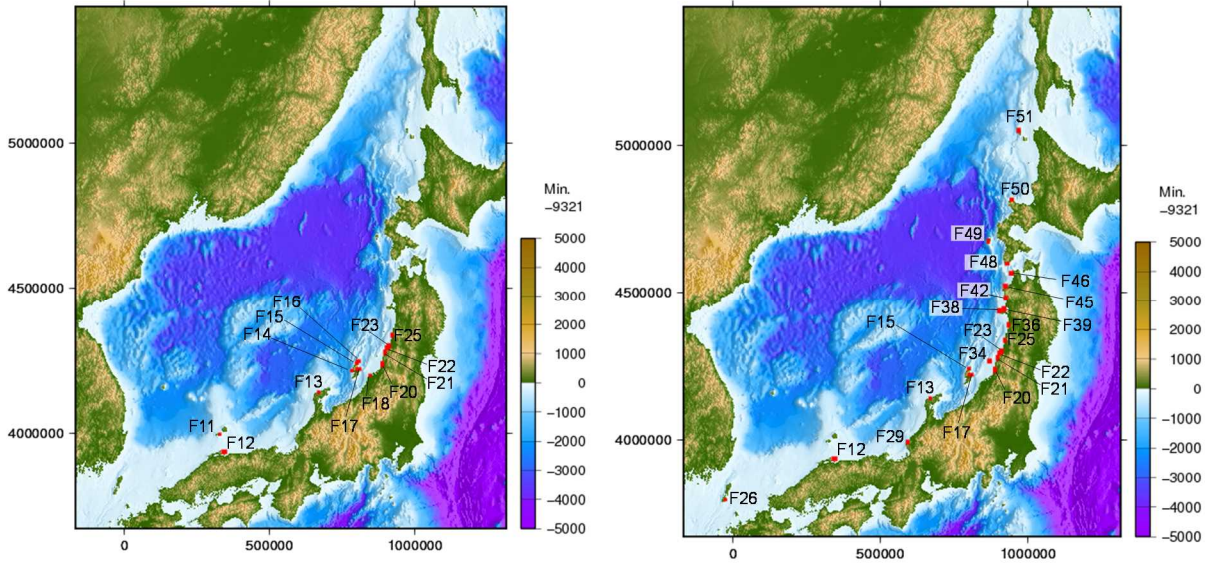
1833 年天保出羽沖地震、1983 年日本海中部地震（ケース A、ケース B）について、共通して全体的に計算津波高が痕跡高に対して小さく、局地的に大きな水位の差がみられることから、初期水位が低すぎると考えられる。実際、設定したすべり量を比較したところ、1833 年天保出羽沖地震、1983 年日本海中部地震（ケース A、ケース B）の既往断層モデルの平均すべり量はそれぞれ、6.40 m、4.87 m、4.50 m であったのに対し、本研究で設定した特性化波源モデルでは、全モデルで 2.86 m となっており、1.5～2.2 倍の違いが見られた。また、波源全域の面積については、既往断層モデルに対して今回の特性化波源モデルの方が 1.5～2.2 倍大きい値となっており、増えた面積の比率に反比例して平均すべり量が減少している。よって、今回のケースでは、特性化波源モデルの設定にあたって、波源全域の面積は大きくなったものの、平均すべり量が少なく見積もられ、その結果、全体的に痕跡地点での計算津波高が小さくなり、さらに津波の指向性のある領域で津波高の差が大きく出たものとする。

本研究では、現状において、内陸地殻内地震による津波を対象とした特性化波源モデルの設定方法が確立されていないことから、震源断層を特定した「レシピ」<sup>2.3.20</sup>を用いることにした。そして、日本海において発生した既往の地震を対象に、特性化波源モデルの波源全域の面積  $S$  及び平均すべり量  $D$  を求めた上で、既往研究の断層モデル<sup>2.3.17 - 2.3.19</sup>の断層位置を参考に特性化波源モデルの断層位置を設定した。また、プレート間地震を対象とした杉野ら<sup>2.3.1</sup>では、 $M_w 8.2$  以下の地震による特性化波源モデルは一樣すべりで評価していることを参考に、本研究でも一樣すべりの断層モデルとして設定した。設定した特性化



波源モデルの再現解析の結果、 $(K, \kappa)$  の値が高くなり、再現結果としては決して良い値を示さなかった。特に、津波の指向性が強く表れた領域では計算津波高と痕跡高の差が大きかったことから、今回採用した一様すべりではなく、2段階のすべり領域の設定等を行い、局所的な大すべり域を置くことで、再現性が改善されると考える。

以上より、 $Mw8.8$  以下のプレート間地震及び内陸地殻内地震に対する特性化波源モデルの再現性の程度を明らかにするため、対象地震津波に対して特性化波源モデルを設定し、相田<sup>2.3.16</sup>の指標  $(K \cdot \kappa)$  により再現性を定量的に評価した。今回得られた  $(K, \kappa)$  は、PTHA の不確かさの設定パラメータ  $\beta = \ln(\kappa)$  として利用できる。プレート間地震については、杉野ら<sup>2.3.1</sup>にて示された東北地震津波の  $(0.91, 1.30)$  に比べて、大規模及び中小規模で  $(K, \kappa)$  の値が大きくなることが明らかになったことから、PTHA の精緻化の観点で、杉野ら<sup>2.3.1</sup>の特性化波源モデルを採用する場合には、計算津波高の不確かさを地震規模に応じて変化させることの必要性が示唆された。内陸地殻内地震については、既往の地震津波の再現性の観点で、特性化波源モデルの設定方法の検討を深める必要がある。

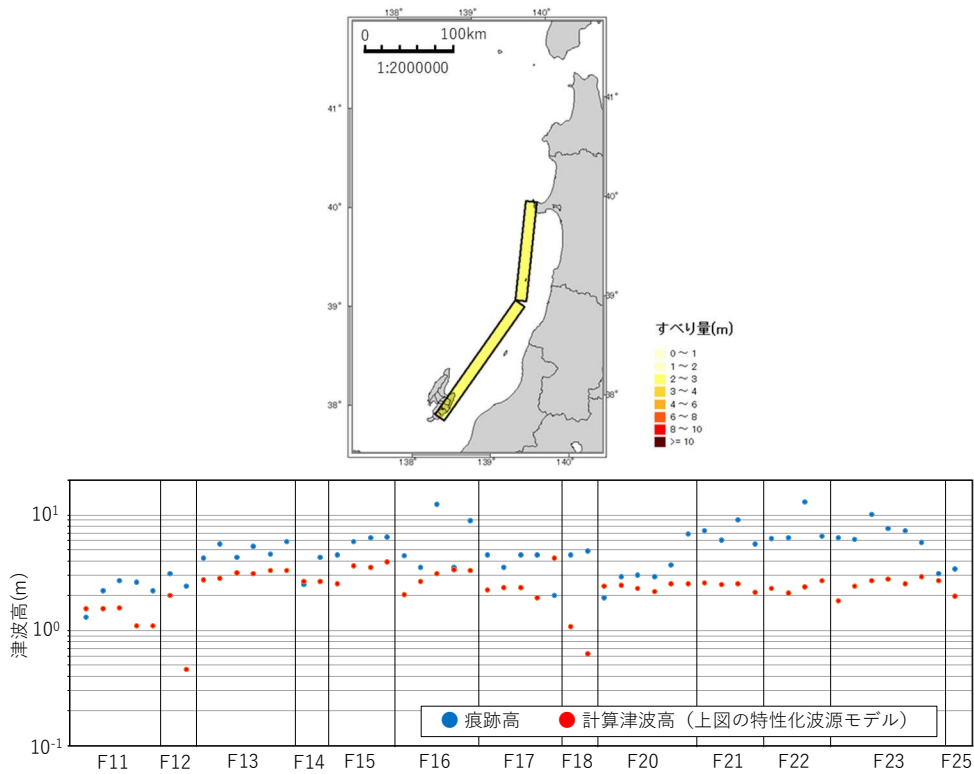


(a) 1833 年天保出羽沖地震

(b) 1983 年日本海中部地震

図 2.3.5 F 領域の設定位置

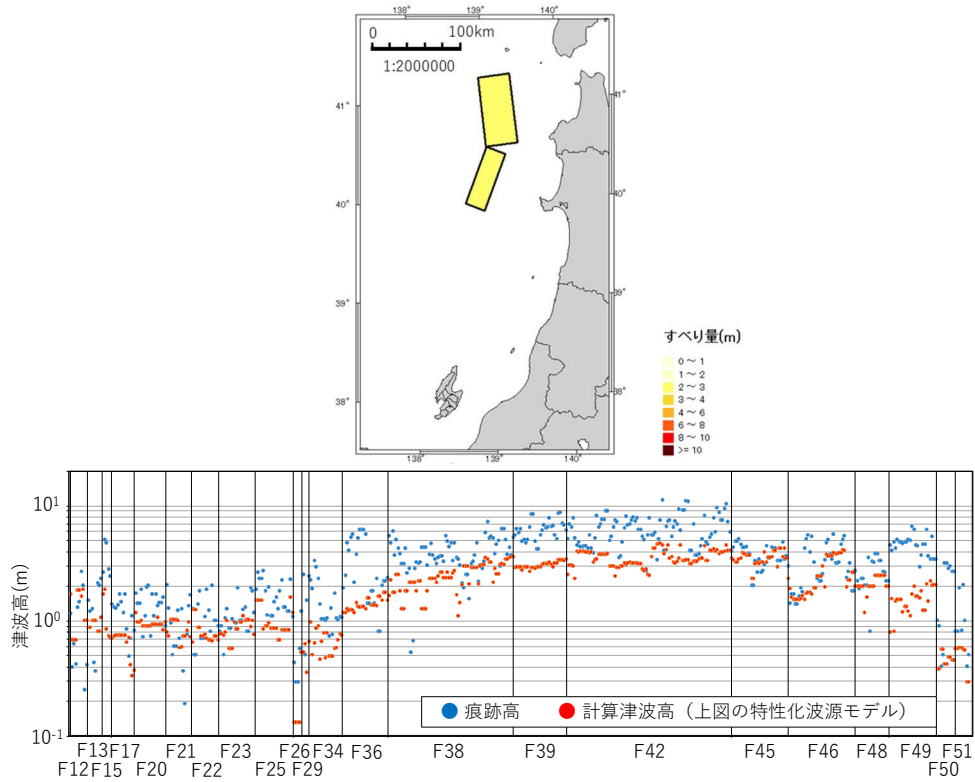
Figure 2.3.5 The place of F area



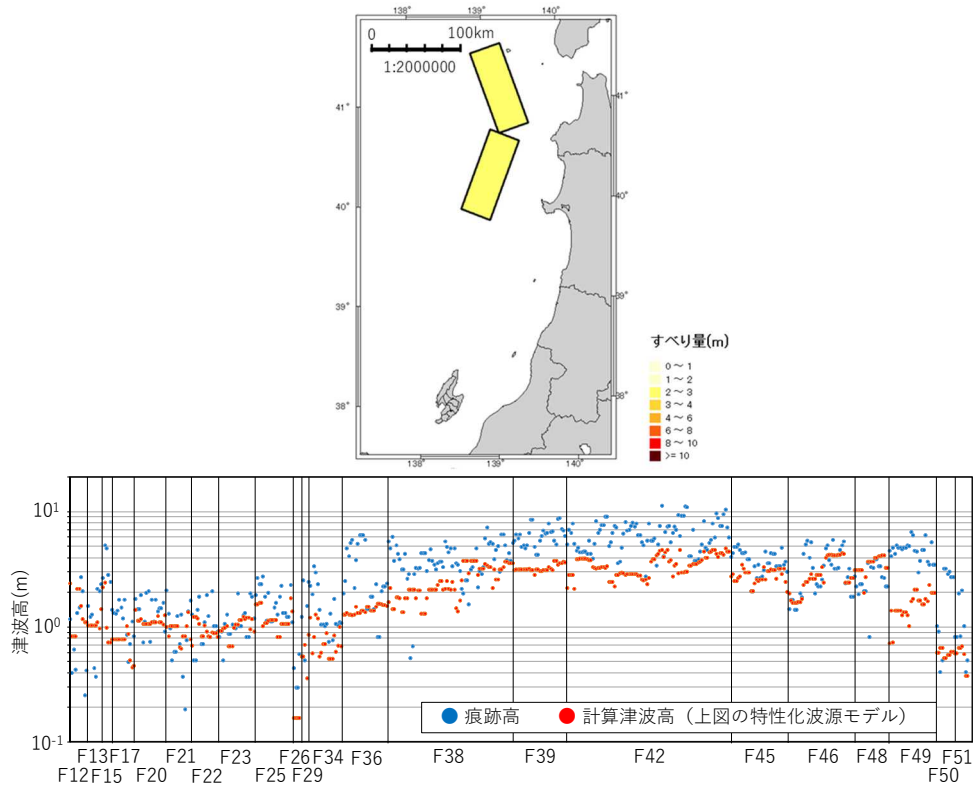
(a) 1833 年天保出羽沖地震

図 2.3.6 特性化波源モデル（上）及び計算津波高と痕跡高の比較（下）(1/2)

Figure 2.3.6 The characterizing models for tsunami source of target earthquakes (upper panel) and comparison between the simulation tsunami heights and the remarks (lower panel) (1/2)



(b) 1983 年日本海中部地震 (ケース A)



(c) 1983 年日本海中部地震 (ケース B)

図 2.3.7 特性化波源モデル (上) 及び計算津波高と痕跡高の比較 (下) (2/2)  
 Figure 2.3.7 The characterizing models for tsunami source of target earthquakes (upper panel) and comparison between the simulation tsunami heights and the remarks (lower panel)

## 2.4 海底地すべり起因津波の確率論的津波ハザード評価手法の整備

現行規制基準では、原子力発電所の設計基準となる津波を想定し、その水位がどの程度の超過確率になるか、確認することを求めている。そのための手法として、PTHA 手法が用いられる。また、PTHA 手法は、原子力施設の津波に対するリスク評価（以下「津波 PRA」という。）手法を構成する要素技術の 1 つとなっている。

PTHA 手法としては、土木学会の報告書<sup>2.4.1</sup>が広く知られており、日本原子力学会の津波 PRA 手法の実施基準<sup>2.4.2</sup>でも、土木学会の報告書<sup>2.4.1</sup>が引用されている。これらの報告書の中で対象とされる津波は、地震起因のみである。

津波の発生要因としては、地震起因が比較的多いものの、これ以外にも海底や海岸付近での地すべりも考えられる。原子力施設のリスク評価の観点では、種々のハザードに対して評価することが重要であり、PTHA 手法における津波の発生要因を拡張していくことが必要である。海底地すべり起因津波の PTHA に関する既往研究例としては、Grilli ら<sup>2.4.3</sup>や、鳴原・Horrillo<sup>2.4.4</sup>があげられる。

Grilli ら<sup>2.4.3</sup>は、アメリカ東海岸の大陸斜面を対象として、あらかじめ設定した斜面断面について、既往の調査結果から得られている海底表層の物性値や地すべり斜面長等のパラメータを統計的に整理して、モンテカルロシミュレーションを用いた斜面安定解析による地すべりのハザード評価を実施し、抽出した地すべり形状より初期水位分布を求め、対象地域の 100 年確率及び 500 年確率の津波高を推定した。

鳴原・Horrillo<sup>2.4.4</sup>は、メキシコ湾沿岸に設定した 2 つの斜面断面について、断面上の掘削データから得られた深度と物性値の散布図より平均的な傾向を表す回帰式を算定した。そして、Grilli ら<sup>2.4.3</sup>の手法を踏襲し、この回帰式による物性値を用いて斜面安定解析による地すべりのハザード評価を実施し、この結果を踏まえて同沿岸の津波ハザードを評価した。

しかし、海底の地すべりのハザード評価を対象とした Grilli ら<sup>2.4.3</sup>及び鳴原・Horrillo<sup>2.4.4</sup>の手法は、地すべりの平面的な発生位置及び地すべり土塊の移動方向に係る不確かさ、深さに応じた地盤の物性値のばらつきが考慮されていない。また、既存の斜面安定解析手法の海底環境下における適用性も言及されていない。

本研究では、海底地すべり起因津波を対象とした PTHA 手法を整備するため、平成 28 年度までに実施した安全研究の成果である「海底地すべり危険度判定手法」<sup>2.4.5</sup>を活用し、海底地すべり起因の津波を対象とした PTHA 手法を提案するとともに、モデル海域での試解析を行った。「海底地すべり危険度判定手法」<sup>2.4.5</sup>では、平面的な地すべり発生位置及び移動方向のばらつきや、地盤の深さに応じた物性値（せん断強さ等）のばらつきを考慮し、地すべりの発生のしやすさを確率論的手法によって定量的に評価することができる。また、本危険度判定手法では、斜面の安定解析に従来の陸上斜面に適用されてきた修正フェレニウス法を用いているが、海底地すべりを模擬した遠心模型実験等を実施して、海底地すべりにも適用できるのか、また適用できる場合でもその推定値の不確かさがどの程度かを確

認する。なお、本研究の 2.4.1 は、今後、論文として公表を予定している。また、2.4.2 に示す研究内容に関しては、平成 29 年度から令和元年度にかけて実施した学校法人日本大学工学部工学研究所（以下、日本大学）への委託による成果<sup>2.4.17-2.4.19</sup>をまとめたものである。

## 2.4.1 海底地すべり起因津波の確率論的ハザード評価手法の提案とモデル海域での試解析

### (1) 海底地すべり起因津波の確率論的ハザード評価手法の提案

平成 28 年度までに実施した安全研究では、海底地すべり起因津波の確率論的ハザード評価手法の整備の一環として海底地すべり危険度判定手法の整備を行い、その成果をまとめ、佐藤・杉野<sup>2.4.5</sup>の論文として公表した。海底地すべり起因津波の確率論的ハザード評価を実施するには、海底地すべり危険度判定に加え、海底地すべり形状等から津波初期水位を算定し、評価地点までの伝播解析を行い、評価地点における水位とその水位の発生確率の関係を求める必要がある。図 2.4.1 に海底地すべり起因津波の確率論的ハザード評価の実施フローを示す。「海底地すべり発生危険度判定」、「津波初期水位の算定」、「津波伝播解析」、「確率論的津波ハザード解析」の詳細について、以下に順に示す。

#### ① 海底地すべり発生危険度判定

海底地すべり発生危険度判定では、佐藤・杉野<sup>2.4.5</sup>の手法に一部改良を加える。同手法では、斜面の安定解析に修正フェレニウス法を用い、メッシュ化した対象海域の任意地点において複数の地すべり形状を設定し、安全率（すべり土塊の抵抗力を滑動力で除したものを）をそれぞれ算定している。そして、各地点における最小安全率となる地すべりを抽出し、その値を平均値とする対数正規分布を仮定する。そして、対数正規分布の横軸が 1.0 以下となる範囲の積分値を地すべり発生確率としている。しかし、2.4.2 で示す実験結果から、地すべりは必ずしも臨界円（最小安全率となる地すべり形状）で発生するのではなく、安全率が 1 程度となる地すべり形状で発生することを踏まえ、設定した全ての地すべり形状を対象として、地すべり発生確率を算定することとした。

地点  $x$  の地すべり形状  $n$  の発生確率を  $\Phi(x, k, m, n)$  とし、いずれかの地すべり形状で発生する確率  $f_n(x, k, m)$  は、式(2.4.1)で求められる。ここで、 $k$  は任意の水平震度、 $m$  は地盤の密度やせん断強度等のばらつきを考慮した物性値セットを表す。

$$f_n(x, k, m) = 1 - \prod_{n=1}^N (1 - \Phi(x, k, m, n)) \quad (2.4.1)$$

さらに、地点  $x$ 、水平震度  $k$  のときの地すべり条件付き発生確率  $f(x, k)$  は物性値セット  $m$  の重み付けを等分として式(2.4.2)から求めた。

$$f(x, k) = \sum_{m=1}^M f_x(x, k, m) / M \quad (2.4.2)$$

## ② 津波初期水位の算定

①では海底地すべりの発生確率とその形状を求めた。ここでは、地すべり形状から津波初期水位を算定する方法を示す。津波初期水位の算定方法としては、Watts, *et al.*<sup>2.4.6</sup>の手法を採用する。Watts, *et al.*<sup>2.4.6</sup>の手法では、実験・解析的に算定式を定式化しており、地すべりの斜面長や地すべり面厚さ、比重、斜面勾配等をパラメータとし、簡易的に津波初期水位の分布を求めることができる。これらのパラメータは、①で設定した地すべり形状のパラメータを用いる。Watts, *et al.*<sup>2.4.6</sup>の手法を採用することで計算負荷の軽減を期待できる。さらに、Watts, *et al.*<sup>2.4.6</sup>の手法では、地すべり塊の移動距離が津波初期水位の算定にとって重要なパラメータになっており、入力パラメータから物理的に移動距離が算定できる仕組みとなっている。しかし、実際の海底地形では起伏の広がりがあるため、本研究では、地形条件を考慮し、地すべり移動方向で一定以上の遡りがある場合は、移動距離を打ち切る仕組みを導入した。また、地すべり幅  $w$  については、Watts, *et al.*<sup>2.4.6</sup>に基づき、地すべりのタイプである Slide 型、Slump 型ごとにそれぞれ  $0.25 \times$  斜面長、 $1.0 \times$  斜面長とした。

## ③ 津波伝播解析

次に、PTHA の評価地点における津波高を算定する。上記のすべての津波初期水位について津波伝播解析を行うには、大きな計算負荷が発生し、現実的ではない。そこで、津波初期水位が一定値以上となる地すべりを対象に、式(2.4.3)に示すグリーンの法則<sup>2.4.7</sup>と式(2.4.4)に示す距離減衰の式<sup>2.4.8</sup>を組み合わせ、評価地点の津波高を簡易的に算定した。

$$h_a = \sqrt[4]{\frac{H}{H_a}} h \quad (2.4.3)$$

$$h_a = \sqrt{\frac{1}{\Delta}} h \quad (2.4.4)$$

ここで、 $h_a$ は評価地点の水位(m)、 $H_a$ は評価地点の水深(m)、 $h$ は評価する津波初期水位(m)、 $H$ は評価する津波初期水位地点の水深(m)、 $\Delta$ は評価する津波初期水位地点から評価地点までの距離(km)である。

## ④ 確率論的津波ハザード解析

PTHA を実施するには、各海底地すべりによる評価地点での津波高及びその発生確率が

必要である。各海底地すべりの評価地点での津波高は③にて、その発生確率は①で取得できている。ここでは、評価地点で津波高さ $\eta$ を超える条件付き確率 $P(\eta)$ の算定方法を示す。

まず、評価地点で任意の物性値セット $m$ 、水平震度 $k$ のときに津波高さ $\eta$ を超える条件付き確率 $P_{xn}(\eta, k, m)$ は式(2.4.5)により求める。式(2.4.5)は、全対象領域の全設定地すべり形状で津波高さ $\eta$ を超える確率の算定を意味する。

$$P_{xn}(\eta, k, m) = 1 - \prod_{x=1}^X \prod_{n=1}^N \left( 1 - \Phi(k, x, m, n) * \Phi_{\eta}(\eta, x, n) \right) \quad (2.4.5)$$

ここで、 $\Phi_{\eta}(\eta, x, n)$ は地点 $x$ 、地すべり形状 $n$ の地すべりによって津波高さが $\eta$ を超える条件付き確率である。

次に、水平震度 $k$ のときに津波高さ $\eta$ を超える条件付き確率 $P_m(\eta, k)$ を式(2.4.6)から求めた。

$$P_m(\eta, k) = \sum_{m=1}^M P_{xn}(\eta, k, m) / M \quad (2.4.6)$$

ここで、 $M$ は物性値セットの総数を表す。

最後に水平震度 $k$ の発生確率を考慮し、津波高さ $\eta$ を超える確率 $P(\eta)$ を式(2.4.7)で求める。

$$P(\eta) = \sum_k (p(k) * P_m(\eta, k)) \quad (2.4.7)$$

## (2) モデル海域での試解析

過去に海底地すべりが発生したことが確認されている駿河湾の海域<sup>2.4.9</sup>を対象に、海底地すべり起因津波の確率論的ハザード解析手法の適用を試みた。

### ① 海底地すべり発生危険度判定

はじめに駿河湾の海底地すべり発生危険度判定を行った。地形モデルは、内閣府の「南海トラフの巨大地震検討会」の公開データ<sup>2.4.10</sup>、海底の地質区分は「日本の地質 増補版」<sup>2.4.11</sup>の駿河湾における底質分布図をデジタル化し、岩盤、礫、砂、泥に区分して作成した。格子間隔は200 mとした。地形モデルの等深線図を図2.4.2に、地質区分図を図2.4.3にそれぞれ示す。駿河湾における岩盤、礫、砂、泥の地盤物性値については、当該海域の掘削データが得られなかったため、日本近海の太平洋側の掘削データの調査結果を参考に設定することとした。せん断強度 $(c + \sigma' \tan \phi)$ については、深度が大きくなるほど粘着力 $c$ が大きくなり、ある一定以上の深度から変化が小さくなる傾向にあることから、式(2.4.8)で回帰し、これに有効応力 $\sigma'$ と $\tan \phi$ を乗じた値を加えてせん断強度の値とした。ま

た、密度は深度に対して線形的に大きくなると考え、式(2.4.9)で回帰した。なお、50 m 間隔で深度 1,000 m までを 20 個の層に分割して、深度に応じた物性値を取得した。

$$y = b * x^a \quad (2.4.8)$$

$$y = a * x + b \quad (2.4.9)$$

ここで、 $x$  は海底面からの深度、 $y$  は各物性値である。

岩盤については、公表された情報から岩盤の粘着力  $c$  及び内部摩擦角  $\phi$  を得ることが難しく、松倉<sup>2.4.12</sup>において地形物質ごとの物性値の中から比較的強度の大きい、チョーク（英国・ドーバー）の値を参照した。礫・砂・泥については、PDH Center<sup>2.4.13</sup>による平均的な地盤物性値を参照した。各地盤材料の物性値及び、パラメータ  $a$ 、 $b$  の値を表 2.4.1 に示す。

地すべり形状は、佐藤・杉野<sup>2.4.5</sup>における近年発生した地すべり起因の津波イベントの文献調査結果を踏まえ、すべり面深度  $d$  と斜面長  $l$  の関係を整理し、回帰分析により回帰式を求めた。すべり面深度  $d$  と斜面長  $l$  が共に示されていた地すべりイベントは 16 件で、すべり面深度  $d$  の最大値は 760 m、最小値は 5 m、斜面長  $l$  の最大値は 5,000 m、最小値は 180 m であった。

地震外力は、駿河湾沿岸陸域を対象とした確率論的地震ハザード解析 J-SHIS<sup>2.4.14</sup> の地震ハザード曲線を利用した。取得できたデータは、工学的基盤における最大速度  $S_v(\text{cm/s})$  の 50 年超過確率  $P_{50}$  であったため、式(2.4.10)により最大加速度  $S_a$  に変換した。

$$S_a = \frac{2\pi}{T} * S_v \quad (2.4.10)$$

ここで、 $T$  はこの地点における地盤の 1 次固有周期であり、南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動に関する報告<sup>2.4.15</sup>を参考に  $T = 2 \text{ s}$  とした。

また、地すべり起因の津波ハザード解析には年発生確率が必要になるので、まず定常ポアソン過程に従うと仮定して、50 年超過確率  $P_{50}$  を年超過確率  $P$  へと換算した。上記の変換により得られた最大加速度  $S_a$  と年超過確率  $P$  のデータから、年超過確率が  $10^{-1}$ 、 $10^{-2}$ 、 $10^{-3}$ 、 $10^{-4}$ 、 $10^{-5}$  となる最大加速度を求め、これを海底地すべりの安定解析に用いる地震動強さとした。表 2.4.2 に地震動強さと発生確率を示す。

以上の解析条件により算定された海底地すべりハザードマップを図 2.4.4 に示す。地すべりのタイプには Slide 型と Slump 型の 2 種類あり、同図に示した結果は、両者の発生確率を 1:1 の重みで平均したものである。同図より急勾配箇所ほど地すべりの発生確率が高まっていることが確認できる。強度の高い岩盤箇所においても、急勾配箇所では他の地質区分と変わらずに地すべり発生確率が高くなっていることから、地すべりの発生確率の観点では、地質区分よりもむしろ斜面勾配の影響の方が大きいことが分かる。



## ② 海底地すべり起因津波の確率論的ハザード解析

2.4.1 (1)②～④に示した方法にて駿河湾内の評価地点での確率論的津波ハザード解析を行った。評価地点は、焼津、西浦、八木沢、仁科の4地域として、それぞれの地域で沿岸部と水深100 m地点の計8カ所で評価を行った。評価地点の位置関係を図2.4.5に示す。次に、海底地すべり起因の津波ハザード解析で考慮する不確かさのロジックツリーを図2.4.6に示す。海底地すべりのパターンとしてSlide型とSlump型の2種類が起こりうるため、上述と整合させて1:1の等重みの分岐とした。推定津波水位の不確かさとしては、 $\beta = 0.4, 0.5, 0.6$ の3つを仮定し、等重みで分岐させた。

以上の条件でハザード曲線を算定した。図2.4.7(a)～(d)に焼津、西浦、八木沢、仁科の水深100 m地点における全分岐パスと平均の津波ハザード曲線図をそれぞれ示す。同図の(a)～(d)を比較すると、概ね同じ程度の津波ハザード曲線となっている。これらを地震起因の津波ハザード曲線と比較する。南海トラフ地震に対する沿岸の津波ハザード曲線は津波ハザードステーションJ-THIS<sup>2.4.16</sup>で確認できる。例えば、図2.4.7(a)焼津では、年超過発生確率が $10^{-2}$ で最大水位上昇量が20 m程度となっているのに対し、地震起因津波では同じ年超過発生確率で最大水位上昇量が5 m程度となっており、海底地すべり起因の方が大きい結果となった。感覚的ではあるが、これまでの海底地すべり起因津波の発生記録が少ないことを考えると、この結果は大きすぎると考えられる。

以上より、実地形を対象とした海底地すべり起因津波の確率論的ハザード解析を実施し、評価地点でのハザード曲線を算定することができた。これまで、地震起因の津波のみが対象となっていた確率論的津波ハザード評価において、ハザード要因の対象を拡張することができた。ただし、地震起因津波に比べて大きすぎる結果となった。これは、津波初期水位や津波伝播を評価するために簡易的な手法を取り入れたことによると考えられ、実用化するには、これら手法の改良及び精緻化が必要と考える。特に、海底地すべり発生危険度判定においては、地盤物性値の取得や地盤モデルの設定、外力設定における海底の堆積物を含めた地盤増幅率の考慮等が課題としてあげられる。

表 2.4.1 地盤材料の物性値及び回帰式のパラメータ

Table 2.4.1 Geotechnical parameters used for numerical analysis

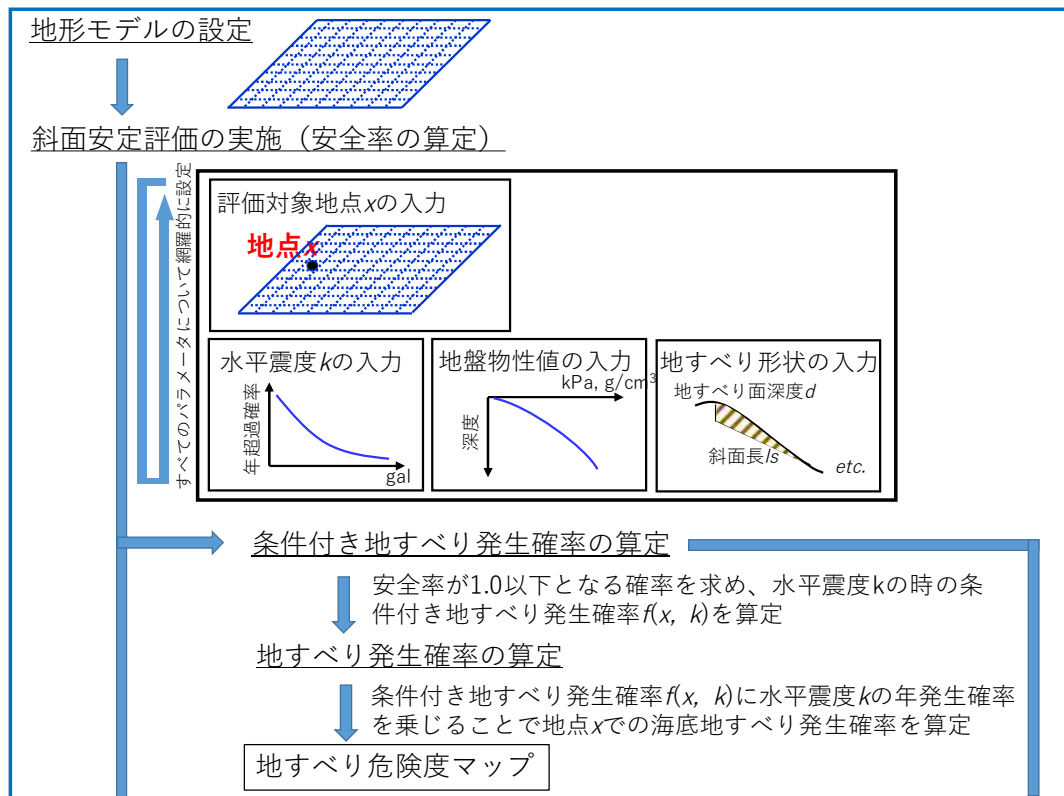
区分	密度	粘着力	内部摩擦角	せん断強度		密度	
	(kg/m <sup>3</sup> )	(kN/m <sup>2</sup> )	(°)	a	b	a	b
岩盤	1900	130.4	42.0	0.3286	45.2965	5.567*10 <sup>-4</sup>	1.8861
礫	1933	8.1	42.2	0.3286	2.813	5.567*10 <sup>-4</sup>	1.9191
砂	1821	59.3	33.5	0.3286	20.5943	5.567*10 <sup>-4</sup>	1.8071
泥	1760	91	24.4	0.3286	31.6034	5.567*10 <sup>-4</sup>	1.7461

表 2.4.2 海底地すべり解析及び津波ハザード解析に用いた地震動強さと発生確率

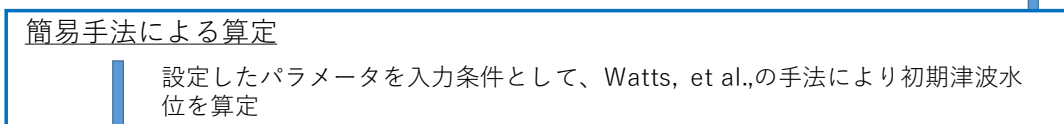
Table 2.4.2 Seismic intensity and occurrence probability used for numerical analysis

年超過確率 P	年発生確率 p	加速度(gal)	水平震度
10 <sup>-1</sup>	9.0*10 <sup>-2</sup>	24.4	0.02485
10 <sup>-2</sup>	9.0*10 <sup>-3</sup>	294.6	0.30059
10 <sup>-3</sup>	9.0*10 <sup>-4</sup>	501.9	0.51219
10 <sup>-4</sup>	9.0*10 <sup>-5</sup>	688.3	0.70240
10 <sup>-5</sup>	1.0*10 <sup>-5</sup>	812.4	0.82903

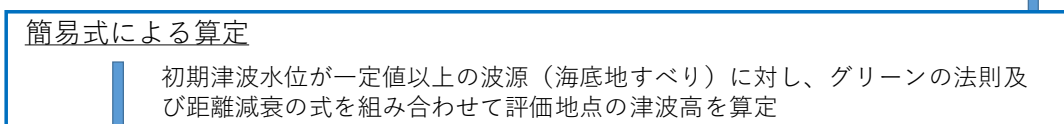
# 1. 海底地すべり発生危険度判定



# 2. 初期津波水位の算定



# 3. 津波伝播解析



# 4. 確率論的津波ハザード解析

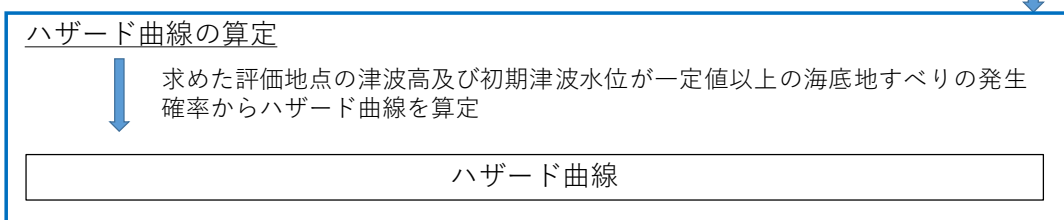


図 2.4.1 海底地すべり起因津波の確率論的ハザード評価の実施フロー

Figure 2.4.1 Procedure for probabilistic tsunami hazard evaluation caused by submarine landslide

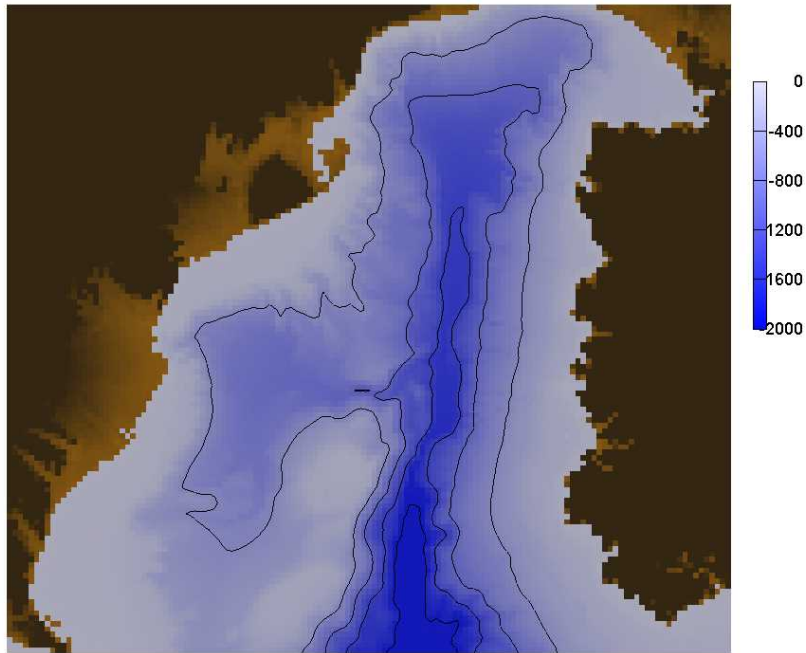


図 2.4.2 等深線図 (格子間隔 200 m)

Figure 2.4.2 Bathymetric map of the analysis area

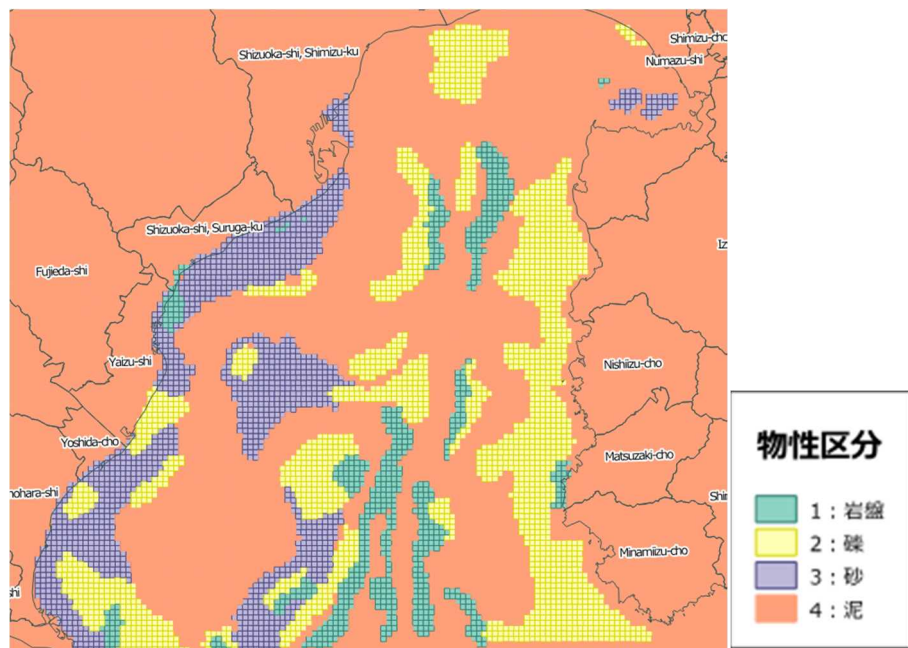


図 2.4.3 地質区分データ (格子間隔 200 m)

Figure 2.4.3 Surface geological classification map of the analysis area

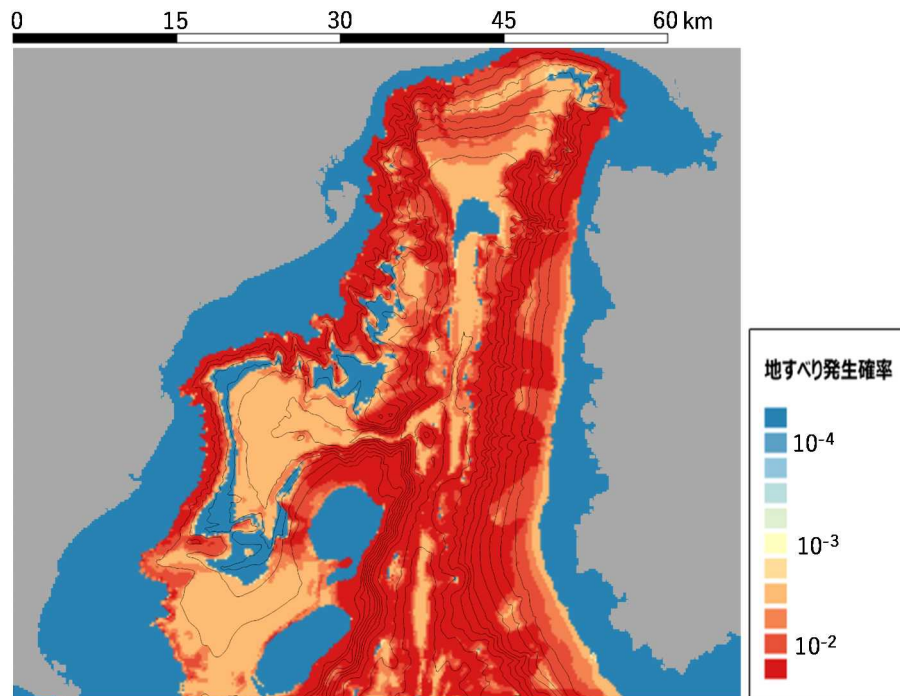


図 2.4.4 海底地すべりハザードマップ

Figure 2.4.4 Submarine landslide hazard map of analysis area

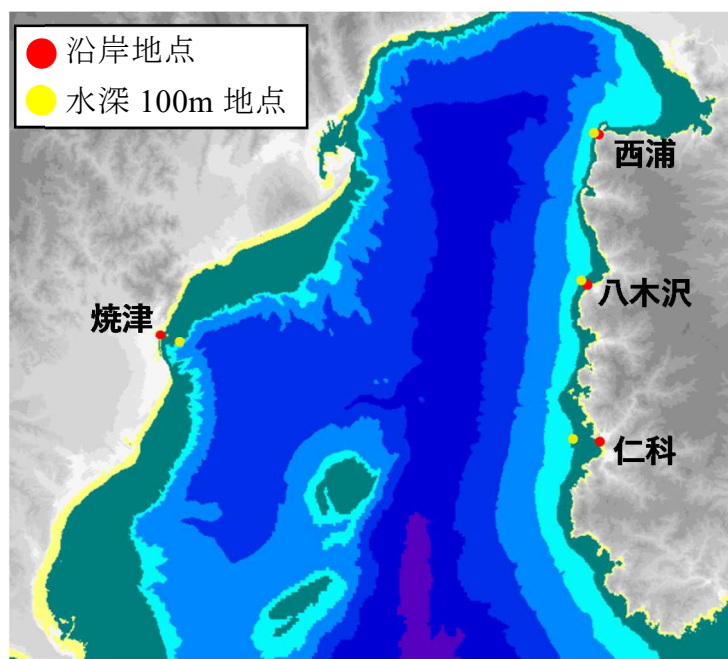


図 2.4.5 ハザード評価地点

Figure 2.4.5 Target points for hazard evaluation

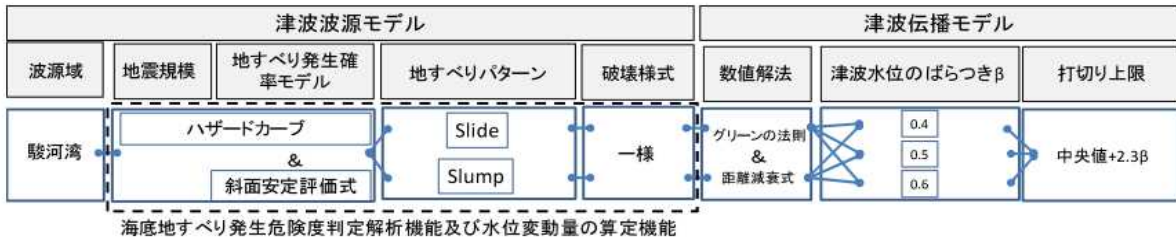


図 2.4.6 海底地すべり起因津波のロジックツリー

Figure 2.4.6 Logic tree for submarine landslide induced tsunami

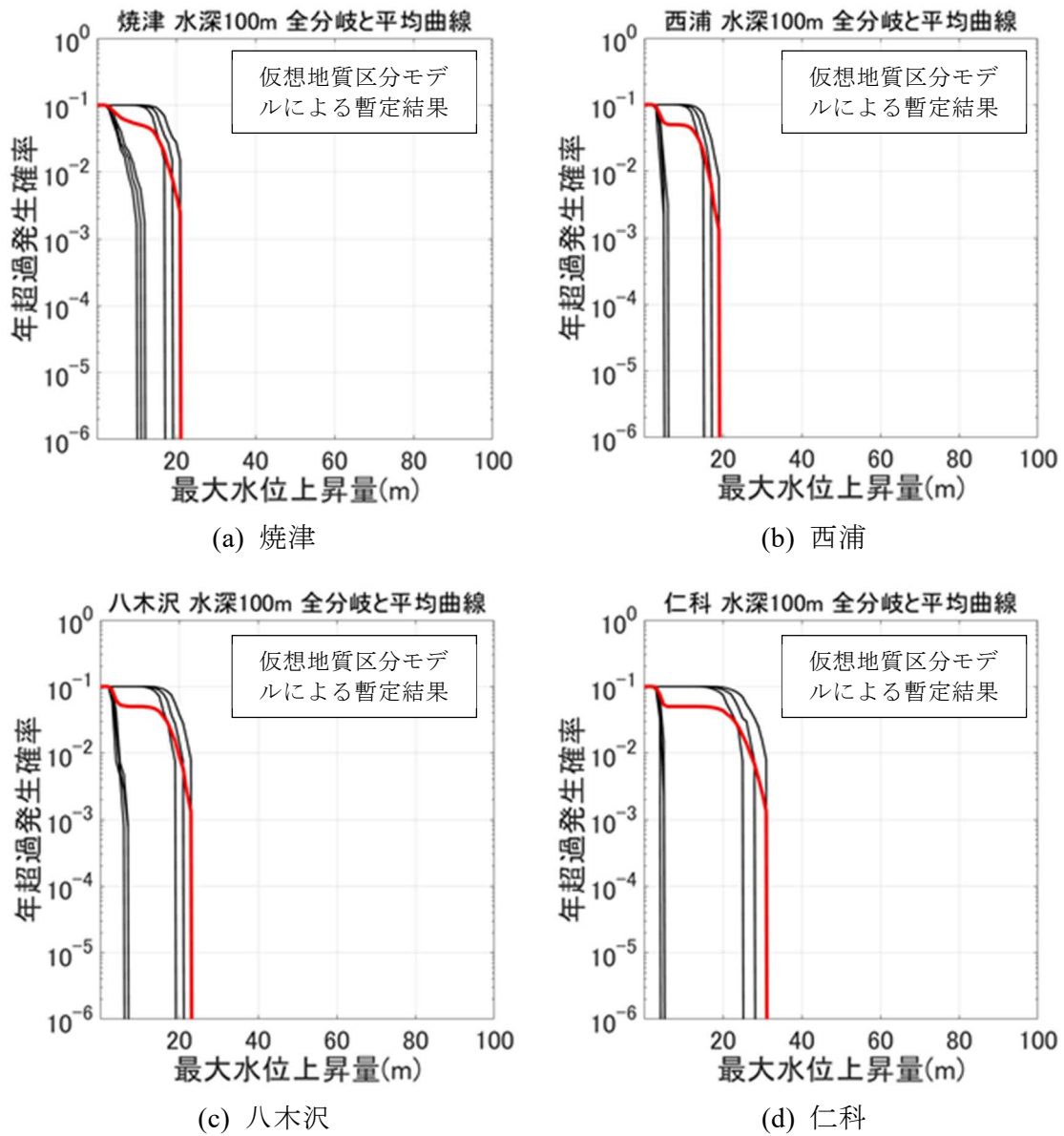


図 2.4.7 ハザード曲線 (水深 100 m 地点)

Figure 2.4.7 Hazard curve at depth of 100m off the coast of Yaizu, Nishiura, Yagisawa, Nishina

## 2.4.2 海底での斜面安定性に関する既往モデルの適用性及び不確かさの把握 <sup>2.4.17-2.4.19</sup>

### (1) 海底環境下の地すべりを模擬するための遠心模型実験の実施

平成 28 年度までに実施した安全研究では、日本大学への委託研究において、海底での修正フェレニウス法の適用性を把握するために、海底斜面を模擬した粘性土斜面を作製し、土槽（内寸法幅 600 mm×深さ 500 mm×奥行 200 mm）を傾けることで静的な震度を作用させた遠心模型実験を実施した。図 2.4.8 に遠心模型実験装置による実験概要図を示す。また、図 2.4.9 に斜面模型への静的載荷概要図を示す。これらの結果は、仙頭ら <sup>2.4.20</sup> 及び齋藤ら <sup>2.4.21</sup> において詳述されており、修正フェレニウス法によって、すべり面の形成に伴う滑動開始の震度（以下「降伏震度」という。）を概ね評価できること、観測されたすべり面は円弧形状で安全率が最小となる臨界円よりも浅い位置に発生することが確認されたとしている。

しかし、地震動を模擬した静的載荷と動的載荷とでは、外力作用の違いによってすべり面の発生位置や降伏震度が異なる可能性がある。そこで、図 2.4.10 に示す動的な外力を作用させた遠心模型実験を行い、修正フェレニウス法の適用性を改めて確認することとし、日本大学に研究を委託した。日本大学が実施した動的載荷 <sup>2.4.18, 2.4.19</sup> による実験ケースを表 2.4.3 に示す。いずれのケースも遠心加速度は 30G 場（ $G : 9.8665 \text{ m/s}^2$ ）で、斜面模型の勾配が  $12.3^\circ \sim 35^\circ$ 、水深が遠心加速度場にて土槽底面で 15 m 相当又は 23 m 相当、圧密状態は正規圧密又は過圧密である。斜面模型は、静的載荷の実験と同じく、海成粘土を模擬するために用いた AX カオリンと MC クレイを乾燥重量比 1:1 で配合した粘性土で作製している。動的載荷条件は正規圧密の斜面模型では、周波数 70Hz の正弦波を入力波とし、加速度 1.0、2.0、2.5、3.0、3.33  $\text{m/s}^2$  と段階的に増加させている。過圧密の斜面模型では、周波数 80Hz の正弦波を入力波とし、加速度 0.5、1.0、1.5、2.0、2.5、3.0、3.25  $\text{m/s}^2$  と段階的に増加させている。動的載荷によって生じる変位の様子を動画撮影し、斜面模型側面に設けた格子状のマーカを用いて PIV（Particle image velocimetry）解析により変位量を求めている。

以上の条件で実施された遠心模型実験により得られた地盤変位を図 2.4.11 に示す。代表例としてケース 1 の場合を示した。同図の加速度 3.33  $\text{m/s}^2$  にて、地盤が円弧上に変位していることが示されている。また、図 2.4.12 に 3.33  $\text{m/s}^2$  の加振時のせん断ひずみ分布を示す。同図より、せん断ひずみが 10%に近い値をとる位置が法面中央の地盤真ん中から法尻にかけて現れており、さらに、法肩表層でも 10%に近い値をとっている。動的載荷条件の実験では明瞭なすべり面が得られなかったことから、日本大学は地盤変位及びせん断ひずみ分布の情報を参考にし、すべりの目安をせん断ひずみ 10%程度とし、それらの箇所を地盤変位の変化の形状を考慮して結ぶことですべり面とした <sup>2.4.19</sup>。他のケースについても、同様に地盤変位及びせん断ひずみ分布に基づきすべり面を決定している。

## (2) 修正フェレニウス法を用いた斜面安定解析

2.4.2(1)で得たすべり面を用いて、修正フェレニウス法の適用性を把握する。日本大学は図 2.4.13 に示すように、実験結果のすべり面を近似した円弧を設定し、斜面安定解析を実施した。代表例としてケース 1 の場合を示した。また、同図には、斜面模型における臨界円も示しており、実験で得たすべり面及び近似円弧は臨界円よりも浅い箇所に発生していることが確認できる。この点については他のケースも同様であった。日本大学が実施した斜面安定解析の結果で、ケース 1 における安全率  $F$  と水平震度  $k_h$  の関係を図 2.4.14 に示す。図中の青丸は実験で得たすべり面を近似した円弧についての解析結果を示し、緑丸は臨界円の解析結果を示している。実験結果の降伏震度が 0.333 (333gal) であるから、すべり安全率が 1.0 となる解析結果の降伏震度 0.300 (300gal) と概ね一致することが確認できる。動的載荷条件の他のケースも加え、実験と解析の降伏震度に差をみるため、日本大学が整理した解析／実験の比をとって比較したところ、平均値 1.03、標準偏差 0.16 の値が得られた。

## (3) 海底斜面の地震時安定性評価における修正フェレニウス法の適用性について

動的載荷条件において、実験結果のすべり面を近似した円弧を対象に修正フェレニウス法による斜面安定解析を実施したところ、その降伏震度は、ばらつきはあるものの、実験結果とおおむね等しい結果となった。また、静的載荷条件においても、仙頭ら<sup>2.4.20</sup>が修正フェレニウス法により実験結果を概ね評価できることを示している。以上より、修正フェレニウス法は海底斜面の地震時安定性評価にも適用できるものと考え、2.4.1 の海底地すべり発生危険度判定においては、本研究で実施した静的載荷及び動的載荷の遠心模型実験結果との比較結果より得られたモデル化上の不確かさを海底地すべりの発生確率の算出に応用した。



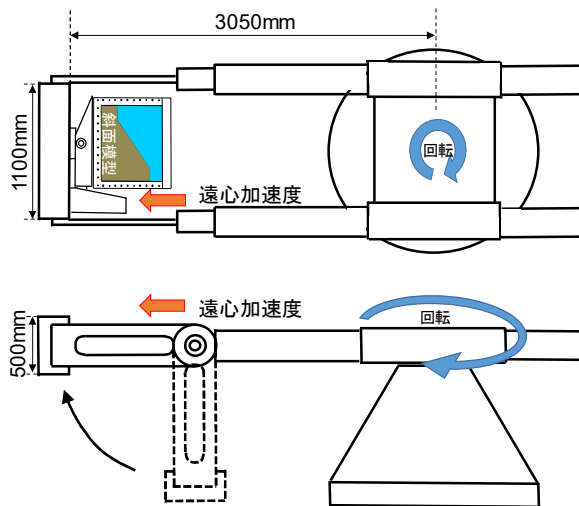
表 2.4.3 遠心模型実験ケースと斜面模型条件  
 Table 2.4.3 Experimental conditions for slope model

実験ケース	斜面模型条件				遠心加 速度( $G^{※2}$ )
	斜面勾配 (°)	斜面高 <sup>※1</sup> (m)	水深 <sup>※1</sup> (m)	圧密状態	
ケース1	13.1	2.79	23	正規圧密	30
ケース2	12.3	2.61	15		
ケース3	30.0	8.46	15	過圧密	
ケース4	35.0	8.46	23		
ケース5	15.0	3.92	23		

※1 値は遠心加速度場での換算値

※2  $G$ は $9.80665\text{m/s}^2$

学校法人日本大学工学部工学研究所：  
 令和元年度成果報告書<sup>2.4.19</sup>を参照



回転が始まるとプラットフォームが地面に平行になるよう持ち上がる

図 2.4.8 遠心模型実験概要図

学校法人日本大学工学部工学研究所：平成 27 年度成果報告書 2.4.22 を参照

Figure 2.4.8 A schematic diagram of centrifugal model experiment

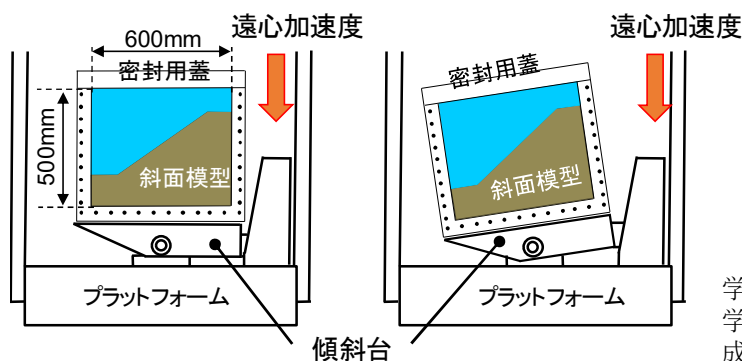


図 2.4.9 斜面模型への静的載荷概要図

学校法人日本大学工学部工学研究所：平成 27 年度成果報告書 2.4.22 を参照

Figure 2.4.9 A schematic diagram of static loading on a slope model

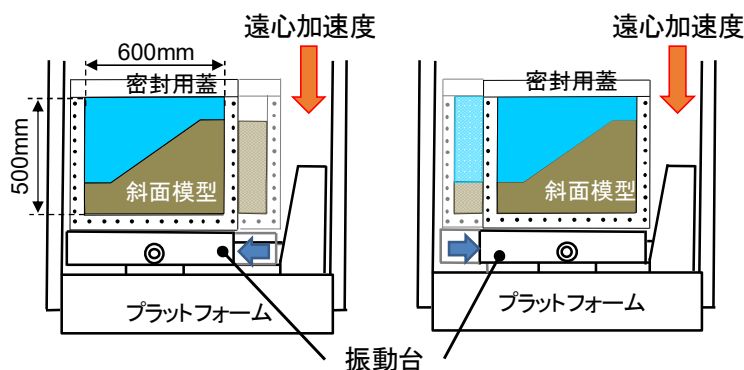
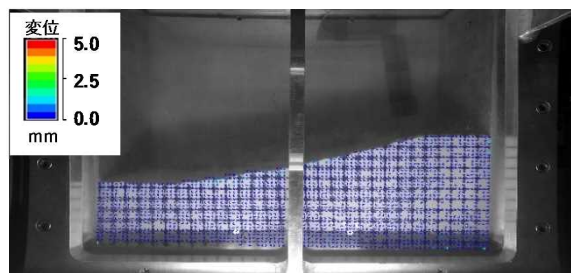


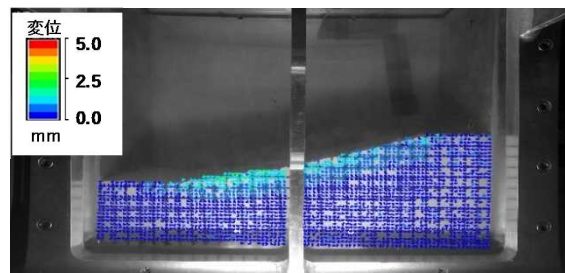
図 2.4.10 斜面模型への動的載荷概要図

学校法人日本大学工学部工学研究所：平成 27 年度成果報告書 2.4.22 を参照

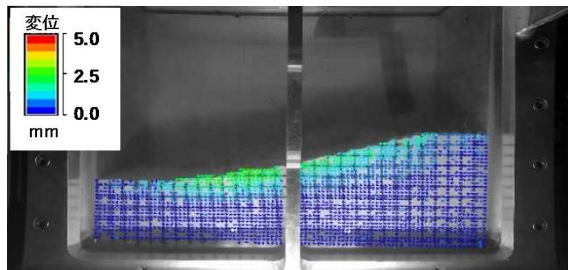
Figure 2.4.10 A schematic diagram of dynamic loading on a slope model



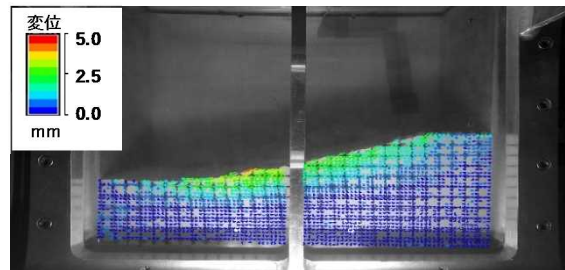
(a) 1.0 m/s<sup>2</sup> 加振時



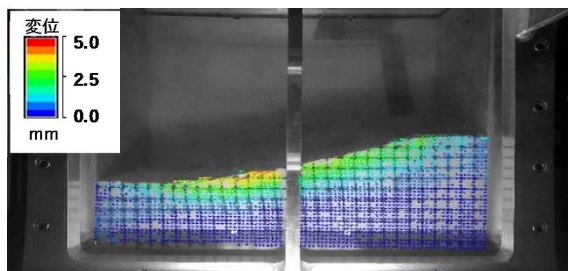
(b) 2.0 m/s<sup>2</sup> 加振時



(c) 2.5 m/s<sup>2</sup> 加振時



(d) 3.0 m/s<sup>2</sup> 加振時

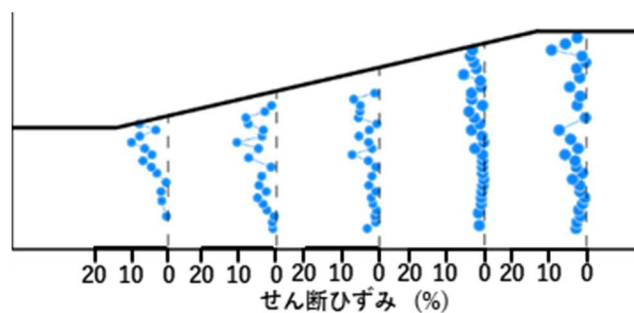


(e) 3.33 m/s<sup>2</sup> 加振時

学校法人日本大学工学部工学研究所：令和元年度成果報告書<sup>2.4.19</sup>に一部加筆修正

図 2.4.11 加振による地盤変位（ケース 1）

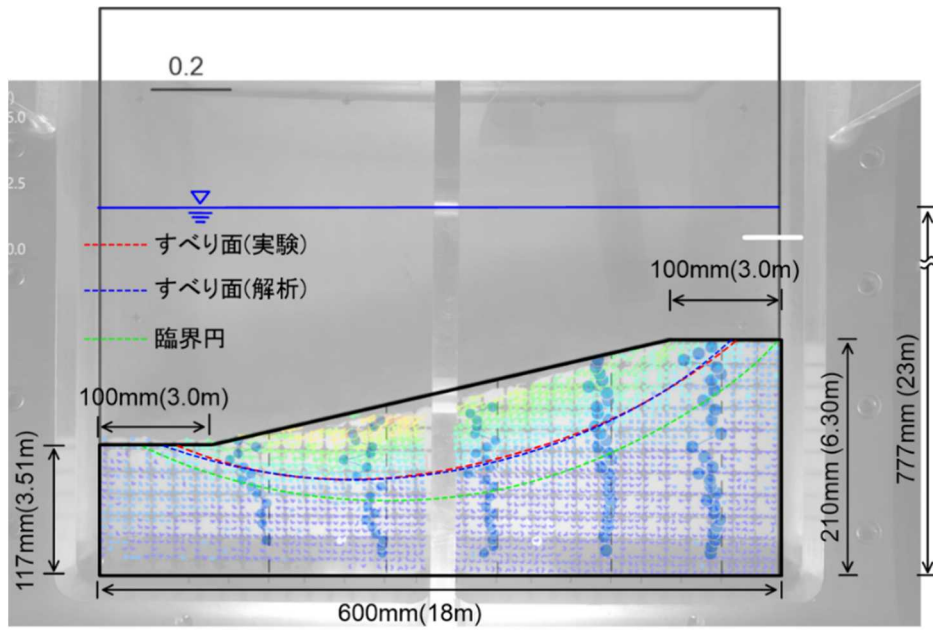
Figure 2.4.11 Ground displacement due to vibration in case1



学校法人日本大学工学部工学研究所：令和元年度成果報告書<sup>2.4.19</sup>に一部加筆修正

図 2.4.12 3.33 m/s<sup>2</sup> 加振時のせん断ひずみ分布（ケース 1）

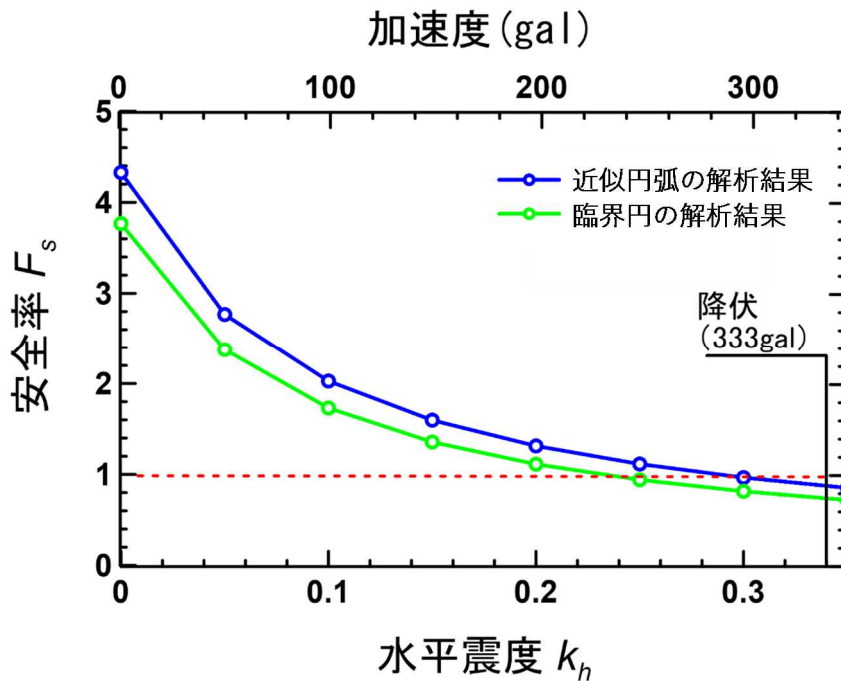
Figure 2.4.12 Shear strain distribution due to vibration of 3.33 m/s<sup>2</sup> in case1



学校法人日本大学工学部工学研究所：令和元年度成果報告書<sup>2.4.19</sup>より引用

図 2.4.13 実験で得たすべり面と解析に用いたすべり面及び臨界円

Figure 2.4.13 The slip surface obtained in the experiment (red dashed line), the slip surface used in the analysis (blue dashed line), and the critical slip surface (green dashed line)



学校法人日本大学工学部工学研究所：令和元年度成果報告書<sup>2.4.19</sup>に一部加筆修正

図 2.4.14 安全率と水平震度の関係

Figure 2.4.14 Relationship between horizontal seismic and coefficient

### 3. 結論

#### 3.1 成果の要点

本プロジェクトでは、関連する審査ガイド及び安全評価手法の高度化に資すること、また、将来の規制活動への反映に向けた科学的・技術的知見を蓄積することを目的として、平成 29 年度から令和 2 年度までに津波ハザード評価の信頼性向上に関する安全研究を実施した。各研究実施項目において以下の成果を得た。

#### (1) 地震起因の津波の確率論的ハザード評価手法の信頼性向上

##### a. 津波発生モデルの不確かさ評価手法の整備

本研究では、プレート間地震による津波を対象に、地震規模に係るスケーリング則<sup>2.1.6-2.1.9</sup>、地震発生頻度に係る GR 則<sup>2.1.11, 2.1.12</sup>及び限界波高<sup>2.1.5</sup>の各モデル化上の不確かさを定量評価して確率モデルを設定するとともに、これらの確率モデルを取り入れた確率論的津波ハザード評価 (PTHA) 手法を提案した。さらに、福島県沖をモデルサイトとして提案手法を適用し、PTHA 結果に及ぼす不確定要因の影響を分析したところ、上記要因の中では、地震規模に係るスケーリング則の不確かさの影響が最も大きいことを確認した。

##### b. プレート間地震津波の特性化波源モデルの改良

本研究では、海底の地殻変動の水平変位を模擬した水理実験及び既往の解析手法を用いて水平変位による寄与分の津波水位への影響の主な特徴を把握した。さらに、TS 法<sup>2.2.2</sup>を踏まえた水平変位による寄与分を考慮した特性化波源モデルの設定方法を提案した。

水理実験及び解析の結果、水平変位による寄与分が津波の発生に影響を確認し、水位が大きくなるケースは水深が浅く、かつ速度が大きい場合であった。また、津波の最大水位を説明できるパラメータとして無次元ライズタイムの大きさが考えられる。しかし、水理実験と解析の結果を比較したところ、最大水位は解析の方が小さく、さらに、解析では地殻変動の水平変位による海底面の鉛直変位への寄与分が水位として現れるまでの時間差を再現できていなかった。さらに、水理実験での最大水位と底面高さの増分の比 ( $H_{max}/dy$ ) が 1 を超える傾向がある等、これらの差が生じるメカニズムについては今後考慮していく。

また、TS 法<sup>2.2.2</sup>を考慮した海溝軸沿いで発生したプレート間地震津波の特性化波源モデルの整備のため、東北地震津波を対象に、ジョイント・インバージョン解析を実施し、その結果に基づき、すべり分布 (超大すべり域等の面積比やすべり量、分布配置等) の設定方法を整備した。TS 法<sup>2.2.2</sup>を考慮した特性化波源モデルでは波源全体の面積や超大すべり域のすべり量が小さくなることに加え、超大すべり域及び大すべり域が断層の深いところに分布することも示した。

### c. 中小規模及び大規模津波の特性化波源モデルの適用性検証

中小規模及び大規模である Mw8.8 以下のプレート間地震及び内陸地殻内地震による津波の特性化波源モデルの再現性を定量的に把握した。プレート間地震については、対象を南海トラフで発生した 4 つの地震（1854 年安政東海地震、1854 年安政南海地震、1707 年宝永地震、1944 年昭和東南海地震）とし、杉野ら<sup>2.3.1</sup>の手順に従い、特性化波源モデルを設定した。東北大学災害科学国際研究所の「津波痕跡データベース」<sup>2.3.12</sup>に登録されている痕跡記録から対象地震による各地点の津波の痕跡高を整理し、特性化波源モデルによる計算津波高と比較することで、再現性を把握した。再現性の把握には、相田<sup>2.3.16</sup>の指標（幾何平均  $K$ ・幾何標準偏差  $\kappa$ ）を用いて定量的に評価した。また、内陸地殻内地震については、対象を日本海で発生した 2 つの地震（1833 年天保出羽沖地震、1983 年日本海中部地震）とし、強震動レシピを参照し、特性化波源モデルを設定した。プレート間地震と同様に、特性化波源モデルの ( $K, \kappa$ ) を算定し再現性の定量的に評価を行った。

上述の地震を対象とした特性化波源モデルの定量評価の結果、( $K, \kappa$ ) は杉野ら<sup>2.3.1</sup>にて示された東北地震津波の (0.91, 1.30) に比べて、大きな値となることがわかった。今回得られた ( $K, \kappa$ ) は、確率論的津波ハザード評価 (PTHA) の不確かさの設定パラメータ  $\beta = \ln(\kappa)$  として利用できるものの、PTHA の精緻化の観点で、杉野ら<sup>2.3.1</sup>の特性化波源モデルを採用する場合には、計算津波高の不確かさを地震規模に応じて変化させることの必要性が示唆された。

## (2) 地震以外の発生要因の津波の確率論的ハザード評価手法の整備

### a. 海底地すべり起因津波の確率論的津波ハザード評価手法の整備

本研究では、平成 28 年度までの安全研究の成果である「海底地すべり危険度判定手法」<sup>2.4.5</sup>に地すべり形状のパラメータから津波初期水位を簡易的に算定可能な Watts, et al.<sup>2.4.6</sup>の手法等を組み合わせて海底地すべり起因の津波を対象とした確率論的津波ハザード評価手法を提案するとともに、モデル海域での試解析を行った。試解析の結果、評価地点でのハザード曲線を算定することができ、これまで、地震起因津波のみが対象となっていた確率論的津波ハザード評価において、ハザード要因の対象を拡張することができた。ただし、地震起因津波に比べて大きすぎる結果となっており、津波初期水位や津波伝播を評価するために簡易的な手法を取り入れたことによると考えられ、これら手法の改良及び精緻化が必要と考える。

また、「海底地すべり危険度判定手法」<sup>2.4.5</sup>に用いている斜面安定性に関する既往モデルである修正フェレニウス法の海底での適用性及び不確かさを把握するため、委託事業において、振動台による動的载荷条件で海底地すべりを模擬した遠心模型実験等を実施した<sup>2.4.17 - 2.4.19</sup>。実験結果のすべり面を近似した円弧を対象に斜面安定解析を実施したところ、その降伏震度（解析的に安全率が 1.0 となる震度）は、一定

程度のばらつきはあるものの、実験結果とおおむね等しい結果となった<sup>2.4.19</sup>。よって、修正フェレニウス法は海底斜面の地震時安定性評価にも適用できるものとする。

### 3.2 目的の達成状況

本研究は、上記のとおり、4つの研究項目について平成29年度から令和2年度までの4年間の実施計画に基づいて実施し、すべての研究項目の当初の目的を達成した。

### 3.3 成果の公表等

#### 3.3.1 原子力規制庁の職員が著者に含まれる公表

##### (1) 論文（査読付）

- ① 道口陽子、三戸部佑太、杉野英治、田中仁、“地殻変動の水平変位による津波初期水位への影響に関する実験的検討”、土木学会論文集 B2（海岸工学）、Vol. 75、No. 2、pp. I\_343-I\_348、2019.
- ② 佐藤太一、杉野英治、“Mw8.8以下のプレート間地震津波に対する特性化波源モデルの再現性”、土木学会論文集 B2（海岸工学）、Vol. 76、No. 2、pp. I\_337-I\_342、2020.

##### (2) その他

- ① Michiguchi, Y., Mitobe, Y., Sugino, H. and Tanaka, H., “Comparative Study of Experiments and Analyses on Tsunami Generation by Horizontal Crustal Deformation”, 17<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Engineering (17WCEE), 2020.

#### 3.3.2 委託先による公表

##### (1) 論文（査読付）

- ① 齋藤和寿、仙頭紀明、中村晋、“動的な遠心載荷実験に基づく海底斜面の地震時安定性評価”、土木学会論文集 B3（海洋開発）、Vol. 76、No. 2、pp. I\_1043-I\_1048、2020.

### 3.4 成果の活用等

本プロジェクトで得られた成果は、査読論文や NRA 技術報告等で公表された後、関連審査ガイド及び安全性に係る評価での活用が見込まれる。

### 3.5 今後の課題等

各研究実施項目における成果を踏まえて、今後の課題を以下に整理した。

- (1) 地震起因の津波の確率論的ハザード評価手法の信頼性向上
  - a. 津波発生モデルの不確かさ評価手法の整備

本研究では地震規模に係るスケーリング則のモデル化上の誤差に由来する不確かさを考慮することにより、極めて高い津波高を推定することが予想されたため、波浪を対象とする限界波高モデルを試験的に導入した。今後、津波を対象とした限界波高の考え方とその評価モデルが必要と考える。また、そのような評価モデルを取り入れた津波伝播・遡上解析が必要になると考える。さらに、そのような解析手法を応用した津波脆弱性評価手法の整備が望まれる。

b. プレート間地震津波の特性化波源モデルの改良

本研究では、水平変位の寄与分が海水面の水位変動に及ぼす影響を確認するため、海溝軸付近の地形を模擬した水理実験を行うとともに、同一条件で水平変位の寄与分を考慮した方法による津波伝播解析を行った結果、同方法による解析水位が水理実験による水位を下回った。今後、津波の初期水位の生成メカニズムの解明と、その特徴を考慮した津波の初期水位設定方法の改良を行い、津波評価手法の精緻化が必要である。

c. 中小規模及び大規模津波の特性化波源モデルの適用性検証

Mw8.8 以下のプレート間地震及び内陸地殻内地震に対する特性化波源モデルの再現性を定量的に明らかにするため、対象地震津波に対して特性化波源モデルを設定し、相田<sup>23,16</sup>の指標（幾何平均  $K$ ・幾何標準偏差  $\kappa$ ）により再現性を定量的に評価した。その結果、特に内陸地殻内地震津波を対象に強震動レシピに基づいて作成した特性化波源モデルでは再現性が低い結果となった。原因の1つとして、すべり量分布を一様すべりとしたことが考えられる。今後、プレート間地震による津波でも採用されている不均一すべり分布を取り入れた特性化波源モデルの検討が必要である。

(2) 地震以外の発生要因の津波の確率論的ハザード評価手法の整備

a. 海底地すべり起因津波の確率論的津波ハザード評価手法の整備

本研究では、海底地すべり起因の津波を対象とした確率論的津波ハザード評価手法を提案するとともに、モデル海域での試解析を行った結果、地震起因津波に比べて大きすぎる結果となった。これは、津波初期水位や津波伝播を評価するために簡易的な手法を取り入れたことによると考えられ、実用化のために、これら手法の改良及び精緻化が必要と考える。特に、海底地すべり発生危険度判定においては、地盤物性値の取得や地盤モデルの設定、外力設定における海底の堆積物を含めた地盤増幅率の考慮等が課題としてあげられる。

また、本手法では、海底地すべりの発生要因として、地震力に対する斜面の安定性を考慮して求めた円弧すべり破壊を対象としたが、海底地すべりの発生メカニズム



としては、これ以外にも液状化も報告されており、今後、より多様な発生メカニズムを考慮した評価手法が望まれる。

## 参考文献一覧

- 1.1 原子力災害対策本部、“原子力安全に関するIAEA閣僚会議に対する日本国政府の報告書 - 東京電力福島原子力発電所の事故について”、2011.
- 1.2 杉野英治、呉長江、是永真理子、根本信、岩渕洋子、蛭沢勝三、“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、Vol. 13、No. 2 (特集号)、pp. 2-21、2013.
- 1.3 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、“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、Vol. 14、No. 5、pp. 1-18、2014.
- 1.4 杉野英治、岩渕洋子、阿部雄太、今村文彦、“確率論的津波ハザード評価における津波想定の影響”、日本地震工学会論文集、Vol. 15、No. 4、pp. 40-61、2015.
- 1.5 岩渕洋子、杉野英治、今村文彦、都司嘉宣、松岡裕也、今井健太郎、首藤信夫、“信頼度を考慮した津波痕跡データベースの構築”、土木学会論文集B2 (海岸工学)、Vol. 68、No. 2、pp. I\_1326-I\_1330、2012.
- 1.6 東北大学災害科学国際研究所津波工学研究分野、原子力規制庁長官官房技術基盤グループ地震・津波研究部門、“津波痕跡データベース”、<https://irides.tohok.ac.jp/publication/database/tsunami-db.html> (2021年2月19日確認)
- 1.7 高橋智幸、川崎浩司、平田賢治、“津波堆積物に基づく津波波源推定データベースの構築”、土木学会論文集B2 (海岸工学)、Vol. 74、No. 2、pp. I\_541-I\_546、2018.
  
- 2.1.1 土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会、“原子力発電所の津波評価技術2016”、2016.
- 2.1.2 杉野英治、岩渕洋子、阿部雄太、今村文彦、“確率論的津波ハザード評価における津波想定の影響”、日本地震工学会論文集、Vol. 15、No. 4、pp. 40-61、2015.
- 2.1.3 地震調査研究推進本部地震調査委員会、“南海トラフ沿いで発生する大地震の確率論的津波評価”、2020.
- 2.1.4 Longuet-Higgins, M. S. and Fenton, J. D. “On the mass, momentum, energy and circulation of a solitary wave. II”, Proceedings of the Royal Society, London, Series A, Vol. 340, pp. 471-493, 1974.
- 2.1.5 合田良美、“工学的応用のための砕波統計量データの再整理”、海岸工学論文集、Vol. 54、pp. 81-85、2007.
- 2.1.6 Murotani, S., Satake, K. and Fujii, Y., “Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction zone earthquakes”, Geophysical Research Letters, Vol. 40, pp. 5070-5074, 2013.
- 2.1.7 田島礼子、松元康広、司宏俊、入倉幸治郎、“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、Vol. 66、pp. 31-45、2013.
- 2.1.8 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、“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、Vol. 400、2015.
- 2.1.9 Murotani, S., Miyake, H. and Koketsu, K., “Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes”, *Earth Planets and Space*, Vol. 60, pp. 987–991, 2008.
- 2.1.10 Aida, I., “Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters”, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 26, pp. 57–73, 1978.
- 2.1.11 Gutenberg, R. and Richter, C.F., “Frequency of earthquakes in California”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 34, pp. 185–188, 1944.
- 2.1.12 Kagan, Y. Y., “Seismic moment distribution revisited: I. Statistical results”, *Geophysical Journal International*, Vol. 148, No. 3, pp. 520–541, 2002.
- 2.1.13 Kagan, Y. Y. and Jackson, D. D., “Tohoku Earthquake: A Surprise?”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 103, No. 2B, pp. 1181–1194, 2013, doi: 10.1785/0120120110.
- 2.1.14 Flinn, E. A., Engdahl, E. R. and Hill, A. R., “Seismic and geographical regionalization, *Bulletin of the Seismological Society of America*”, Vol. 64, pp.771–992, 1974.
- 2.1.15 Global CMT Web Page.  
<https://www.globalcmt.org> (2020年12月21日確認)
- 2.1.16 気象庁ホームページ.  
<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index.html> (2020年12月21日確認)
- 2.1.17 Kagan, Y. Y., “Seismic moment-frequency relation for shallow earthquakes: Regional comparison”, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, 1997, doi:10.1029/96JB03386.
- 2.1.18 Rong, Y., Jackson, D. D., Magistrale, H. and Goldfinger, C., “Magnitude Limits of Subduction Zone Earthquakes”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 104, No. 5, pp.1–19, 2014.
- 2.1.19 原子力規制委員会、“基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド”、2013.
- 2.1.20 地震調査研究推進本部地震調査委員会、“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”、2012.
- 2.2.1 地震調査研究推進本部地震調査委員会、“波源断層を特性化した津波の予測手法（津波レシビ）”、2017.
- 2.2.2 Tanioka, Y. and Satake, K., “Tsunami generation by horizontal displacement of ocean

- bottom”, *Geophysical Research Letters*, Vol. 23, No. 8, pp.861–864, 1996.
- 2.2.3 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、“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*、Vol. 14、No. 5、2014.
- 2.2.4 道口陽子、三戸部佑太、杉野英治、田中仁、“地殻変動の水平変位による津波初期水位への影響に関する実験的検討”、*土木学会論文集 B2 (海岸工学)*、Vol. 75、No. 2、I\_343-I\_348、2019.
- 2.2.5 Michiguchi, Y., Mitobe, Y., Sugino, H. and Tanaka, H., “Comparative Study of Experiments and Analyses on Tsunami Generation by Horizontal Crustal Deformation”, *17<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Engineering (17WCEE)*.
- 2.2.6 道上正規、檜谷治、木戸正二、“貯水池内での土砂流入に伴う水面波に関する実験的研究”、*鳥取大学工学部研究報告*、Vol. 27、pp. 105-112、1996.
- 2.2.7 Kajiura, K., “Tsunami source, Energy and the directivity of wave radiation”, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Vol. 48, pp.835–869, 1970.
- 2.2.8 小平秀一、不二原敏也、中村武史、“2011年東北地方太平洋沖地震：海底地形データから明らかにされた海底変動”、*地質学雑誌*、Vol. 118、No. 9、pp. 530-534、2012.
- 2.2.9 相田勇、“三陸沖の古い津波のシミュレーション”、*東京大学地震研究所彙報*、Vol. 52、pp. 71-101、1977.
- 2.2.10 土木学会原子力土木委員会津波評価部会、“原子力発電所の津波評価技術”、2020.
- 2.2.11 杉野英治、呉長江、是永眞理子、根本信、岩渕洋子、蛭沢勝三、“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*、Vol. 13、No. 2、2013.
- 2.2.12 Eshelby, J. D., “The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems”, *Proceedings of the Royal Society of London, Series A* 241, pp. 376–396, 1957.
- 2.3.1 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、“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*、第14巻、第5号、pp. 1–18、2014.
- 2.3.2 公益社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会、“原子力発電所の津波評価技術2016”、2016.
- 2.3.3 地震調査研究推進本部地震調査委員会、“波源断層を特性化した津波の予測手法(津波レシピ)”、2017.
- 2.3.4 国土交通省、内閣府、文部科学省、“日本海における大規模地震に関する調査検討会”、2014.
- 2.3.5 佐藤太一、杉野英治、“Mw8.8以下のプレート間地震津波に対する特性化波源モデルの再現性”、*土木学会論文集B2 (海岸工学)*、Vol. 76、No. 2、pp. I\_337-I\_342、2020.
- 2.3.6 相田勇、“東海道沖におこった歴史津波の数値実験、地震研究所彙報”、Vol. 56、pp.

- 367–390、1981.
- 2.3.7 相田勇、“南海道沖の津波の数値実験”、地震研究所彙報、Vol. 56、pp. 713-730、1981.
- 2.3.8 Ando, M., “Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the nankai trough, Japan”, *Tectonophysics*, Vol. 27, pp. 119–140, 1975.
- 2.3.9 相田勇、“1944年東南海地震津波の波源モデル”、地震研究所彙報、Vol. 54、pp. 329-341、1979.
- 2.3.10 文部科学省、国立大学法人東京大学大学院情報学環、“東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト ②連動性を考慮した強震動・津波予測及び地震・津波被害予測研究”、2009.
- 2.3.11 内閣府南海トラフの巨大地震モデル検討会、“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－津波断層モデルと津波高・浸水域等について－”、2012.
- 2.3.12 東北大学災害科学国際研究所、原子力規制庁技術基盤グループ、“津波痕跡データベース”。  
<https://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/tsunami/> (2020年12月22日確認)
- 2.3.13 南海トラフの巨大地震モデル検討会、“南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ”、2011.
- 2.3.14 Baranes, E. H., Woodruff, D. J., Wallace, J. D., Kanamaru, K., and Cook, L. T., “Sedimentological records of the C.E. 1707 Hōei Nankai Trough tsunami in the Bungo Channel, southwestern Japan”, *Natural Hazards*, Vol. 84, pp. 1185–1205, 2016.
- 2.3.15 内閣府、“南海トラフの巨大地震モデル検討会において検討された震度分布・浸水域等に係るデータ提供について”。  
[http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/data\\_teikyou.html](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/data_teikyou.html) (2020年12月24日確認)
- 2.3.16 相田勇、“三陸沖の古い津波のシミュレーション”、地震研究所彙報、Vol. 52、pp. 71-101、1977.
- 2.3.17 公益社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価部会、“原子力発電所の津波評価技術”、2002.
- 2.3.18 相田勇、“1983年日本海中部地震津波の波源数値モデル”、地震研究所彙報、Vol. 59、pp. 93-104、1984.
- 2.3.19 Satake, K., “The mechanism of the 1983 Japan Sea earthquake as inferred from long-period surface waves and tsunamis”, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 37, pp. 249–260, 1985.
- 2.3.20 地震調査研究推進本部地震調査委員会、“震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）”、2017.
- 2.3.21 国土交通省国土地理院、“基盤地図情報サイト”。  
<http://www.gsi.go.jp/kiban/> (2020年12月22日確認)

- 2.3.22 財団法人日本水路協会海洋情報研究センター、“JTOPO30 日本近海30秒グリッド水深データ”。  
<http://www.mirc.jha.jp/products/finished/JTOPO30/> (2021年1月14日確認)
- 2.4.1 土木学会原子力土木委員会、“確率論的津波ハザード解析の方法”、2011。  
[https://committees.jsce.or.jp/ceofnp/system/files/PTHA20111209\\_0.pdf](https://committees.jsce.or.jp/ceofnp/system/files/PTHA20111209_0.pdf) (2021年1月14日確認)
- 2.4.2 日本原子力学会、“原子力発電所に対する津波を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準：2011”、2012。
- 2.4.3 Grilli, S. T., Taylor, O. D. S., Baxter, C. D. P., Marezki, S., “A probabilistic approach for determining submarine landslide tsunami hazard along the upper east coast of the United States”, *Marine Geology*, 264, pp. 74–97, 2009.
- 2.4.4 嶋原良典、Horrrillo Juan、“確率論的手法を用いた海底地すべり津波波源の推定—メキシコ湾への適用—”、土木学会論文集B2 (海岸工学)、Vol. 70、No. 2、I\_281-I\_285、2014。
- 2.4.5 佐藤太一、杉野英治、“確率論的手法を用いた海底地すべり危険度判定手法の構築”、日本地震工学会論文集、第19巻、第6号、pp. 283-295、2019。
- 2.4.6 Watts, P., Grilli, S.T., Tappin, D.R., Fryer, G.J., “Tsunami generation by submarine mass failure. II: predictive equations and case studies”, *J.Waterw. Port Coast. OceanEng.*, pp. 298–310, 2005.
- 2.4.7 首籐伸夫、“海の波の水理 (新体系土木工学24)”、技報堂出版、1981。
- 2.4.8 羽鳥徳太郎、“日本海沿岸における2011年東日本地震津波と青森・秋田県沿岸の歴史地震津波”、歴史地震、第29号、pp. 11-16、2014。
- 2.4.9 Matsumoto, H., Baba, T., Kashiwase, K., Misu, T. and Kaneda, Y., “Discovery of submarine landslide evidence due to the 2009 Suruga Bay earthquake”, In Yamada, Y., et al. eds., *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Vol. 31, Springer, pp. 549–559, 2012.
- 2.4.10 内閣府、“南海トラフの巨大地震モデル検討会において検討された震度分布・浸水域等に係るデータ提供について”。  
[http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/data\\_teikyuu.html](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/data_teikyuu.html) (2020年12月24日確認)
- 2.4.11 日本の地質増補版編集委員会、“日本の地質 増補版、共立出版株式会社”、2005。
- 2.4.12 松倉公憲、“山崩れ・地すべりの力学”、筑波大学出版会、2008。
- 2.4.13 Thomas, G.E., “Soil Properties and the Unified Soil Classification System (USCS)”, PDH Center.  
<https://pdhonline.com/courses/c272/c272content.pdf> (2020年12月24日確認)
- 2.4.14 国立研究開発法人防災科学技術研究所、“地震ハザードステーション J-SHIS”。

- <https://www.j-shis.bosai.go.jp> (2021年1月19日確認).
- 2.4.15 南海トラフの巨大地震モデル検討会、首都直下地震モデル検討会、“南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動に関する報告”、2015.  
[http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/pdf/jishinnankai20151217\\_01.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/pdf/jishinnankai20151217_01.pdf) (2021年1月19日確認)
- 2.4.16 国立研究開発法人防災科学技術研究所、“津波ハザードステーション J-THIS”.  
<https://www.j-this.bosai.go.jp> (2021年3月29日確認).
- 2.4.17 学校法人日本大学工学部工学研究所、“平成29年度原子力施設等防災対策等委託費海底における斜面の地震時安定評価に関する検討事業成果報告書”、2017.
- 2.4.18 学校法人日本大学工学部工学研究所、“平成30年度原子力施設等防災対策等委託費海底における斜面の地震時安定評価に関する検討事業成果報告書”、2018.
- 2.4.19 学校法人日本大学工学部工学研究所、“令和元年度原子力施設等防災対策等委託費海底における斜面の地震時安定評価に関する検討事業成果報告書”、2019.
- 2.4.20 仙頭紀明、海野寿康、中村晋、“海底地盤を模擬した斜面モデルの作製およびその安定性評価”、土木学会論文集B3 (海洋開発)、Vol. 73、No.2、pp. I\_306-I\_311、2017.
- 2.4.21 齋藤和寿、仙頭紀明、中村晋、“遠心載荷実験を用いた海底斜面の地震時安定性評価とその再現解析”、日本地震工学会論文集、第20巻、第1号、pp. 133-146、2020.
- 2.4.22 学校法人日本大学工学部工学研究所、“平成27年度原子力施設等防災対策等委託費海底における斜面の地震時安定評価に関する基礎検討事業成果報告書”、2016.

## 執筆者一覧

原子力規制庁 長官官房 技術基盤グループ 地震・津波研究部門

杉野 英治 首席技術研究調査官 ((1) a.)

道口 陽子 技術研究調査官 ((1) b.)

佐藤 太一 技術研究調査官 ((1) c., (2) a.)

括弧内は、目的に述べた研究課題のうち主に執筆を担当した課題番号を示す。