

# NRA 技術報告

NRA Technical Report Series

## 確率論的津波ハザード評価に係る手法の提案 —プレート間地震による津波波源の設定方法とその適用例—

### Proposal for Methods and Models on Probabilistic Tsunami Hazard Assessment - Tsunami Source Model for Interplate Earthquakes -

杉野 英治

Hideharu SUGINO

地震・津波研究部門

Division of Research for Earthquake and Tsunami

岩渕 洋子

Yoko IWABUCHI

技術基盤課

Regulatory Standard and Research Division

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)

原子力規制委員会

Nuclear Regulation Authority

平成 30 年 5 月

May 2018

本技術報告は、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等の成果をまとめたものです。原子力規制委員会は、これらの成果が広く利用されることを期待し適時に公表することとしています。

なお、本技術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、改めて原子力規制委員会としての判断が行われます。

本レポート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

# 確率論的津波ハザード評価に係る手法の提案 —プレート間地震による津波波源の設定方法とその適用例—

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

技術基盤課 岩渕 洋子

## 要 旨

本技術報告では、「基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド」の技術的サポートのため、平成23年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。）の知見及び同津波以後の津波に係る安全研究を踏まえて、プレート間地震に起因する津波波源の新たな設定方法（以下「新津波想定」という。）とその技術的根拠を示し、千島海溝から日本海溝沿いのプレート間地震を対象に、新津波想定を適用した確率論的津波ハザード評価の事例を示した。また、東北地震津波の発生前までの知見に基づいて津波を想定し（以下「旧津波想定」という。）、これを適用した確率論的津波ハザード評価と比較することにより、津波想定における津波波源モデル等の不確実さの取扱いが確率論的津波ハザード評価結果に及ぼす影響を示した。得られた知見を以下にまとめる。

### ○プレート間地震による津波の特性化波源モデルについて

- 新津波想定として、東北地震津波を含む国内外の $M_w$ 9クラスの津波波源に関する知見を踏まえ、複数震源域の連動を考慮した津波波源モデル（以下「特性化波源モデル」という。）を提示した。
- 特性化波源モデルは、既往津波の再現用波源モデルに基づいて一般化したものであり、津波波源の領域、不均一なすべり分布等の主要なパラメータの設定方法を示したものである。
- 特性化波源モデルについて、東北地震津波の痕跡高を対象に再現性を検証した結果、おおむね再現できることを確認した。この結果から、特性化波源モデルは確率論的津波ハザード評価等の予測問題にも適用できると考えられる。また、東北地震津波の再現解析結果を基に計算津波高のばらつきを検討した結果、波源特性や遡上特性に係るモデルの精度向上により既往知見よりも同ばらつきを低減できることを示した。

○新津波想定を適用した確率論的津波ハザード評価の事例について

- 福島県東方沖を評価地点とし、東北地震津波の発生前を評価基準日とした確率論的津波ハザード評価の水位上昇側の結果より、東北地震津波相当の津波高の年超過発生頻度は、新津波想定を適用した方が旧津波想定を適用した場合に比べて増大する結果となった。
- 旧津波想定を適用した場合には、プレート間地震よりも海洋プレート内地震（正断層型）の方が支配的になるが、新津波想定の場合には、複数震源域の連動を考慮して、旧津波想定では想定できなかった地震規模のプレート間地震を想定したことにより、プレート間地震の方が海洋プレート内地震（正断層型）よりも支配的となった。

確率論的津波ハザード評価手法では、それまでの科学的知見及び経験を基に将来の津波の発生規模や頻度に係る一連のモデルを構築し、これを外挿して評価に用いている。そのため、今後の観測技術や解析技術の発展によって得られる新たな知見をモデルに反映していくなど、継続的に評価手法を更新していくことが重要である。

Proposal for Methods and Models on Probabilistic Tsunami Hazard Assessment  
- Tsunami Source Model for Interplate Earthquakes -

Hideharu SUGINO

Division of Research for Earthquake and Tsunami

Yoko IWABUCHI

Regulatory Standard and Research Division

Regulatory Standard and Research Department,  
Secretariat of Nuclear Regulation Authority (S/NRA/R)

Abstract

In this technical report, a new scenario model for tsunamis triggered by interplate earthquakes was proposed and its technical grounds were described, based on the lessons learned from the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (hereinafter called the “2011 Tohoku Earthquake Tsunami”) and our safety research on tsunamis after the Tohoku Earthquake Tsunami, in order to technically support “The Review Guidelines for Design Basis Tsunami and Tsunami-Resistant Design Principles.” This technical report also applied the new scenario model to present practical examples of tsunamis for the interplate earthquakes along the Chishima - Japan Trench in the probabilistic tsunami hazard assessment. Furthermore, the results were compared with the tsunamis assumed by the conventional model in order to examine the impact of the different approaches in handling uncertainties within the tsunami modeling for tsunami assumption in terms of the results of the probabilistic tsunami hazard assessment. The following findings were obtained.

The characterized source model for the tsunamis triggered by interplate earthquakes:

- “Characterized source model for tsunamis” considering a fault rupture across multiple source areas was proposed as a new scenario model for tsunami assumption based on the findings on tsunami sources triggered by  $M_w$ 9-class earthquakes in Japan and abroad including the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami.
- “Characterized source model for tsunamis” was developed by generalizing tsunami source models to reproduce actual tsunamis and it was a rule for specifying main parameters such as the area of tsunami source, heterogeneous slip distribution and so on.

- “Characterized source model for tsunamis” was able to reproduce the trace heights of the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami. Therefore, it is considered that the characterized source model for tsunamis can also be applied to prediction problems such as probabilistic tsunami hazard assessment. Moreover, uncertainty ( $\beta$ ) of tsunami heights using numerical simulation with the present characterized model is analyzed, and improvement of the accuracy for modeling concerning the characteristics on tsunami source or the run-up height distribution shows that  $\beta$  is reduced from that of previous models.

Case study of the probabilistic tsunami hazard assessment with the characterized source model for tsunamis:

- We conducted probabilistic tsunami hazard assessment at the evaluation point off the east coast of Fukushima Prefecture and on the evaluation day before the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami. As a result, for the peak height of the tsunami wave, comparison of the annual exceedance frequencies of the relative maximum tsunami height estimated by the reproduced analysis of the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami demonstrated that the result based on “Characterized source model for tsunamis” was greater than the result based on the conventional models for scenario tsunamis.
- In the case of the conventional models for scenario tsunamis, the earthquakes in the oceanic plate (normal fault type) were dominant over the interplate earthquakes in some ranges of the annual exceedance frequency. On the other hand, in the case of the new model for scenario tsunamis, the interplate earthquakes were dominant over the earthquakes in the oceanic plate (normal fault type) due to assuming the magnitude of the interplate earthquake with multiple source areas which could not be assumed by the conventional models for scenario tsunamis.

The probabilistic tsunami hazard assessment extrapolates magnitudes and frequencies of future tsunamis based on the scientific findings and experiences of the past. It is important to constantly update the assessment results by incorporating new findings and technologies in observation and analysis.

## 目次

1. 序論.....	1
1.1 背景.....	1
1.2 目的.....	2
1.3 適用範囲.....	2
1.4 本技術報告関連の既発表論文等.....	3
2. 確率論的津波ハザード評価（PTHA）手法の概要.....	5
2.1 評価手法の概略手順.....	5
2.2 不確かさ要因の分類と津波ハザード曲線上の表現.....	7
3. プレート間地震に起因する津波波源の設定方法.....	9
3.1 津波波源モデルの分類と特性化の意義.....	9
3.2 プレート間地震による津波の特性化波源モデル.....	10
3.3 特性化波源モデルの検証と不確かさの定量化.....	17
3.4 破壊伝播特性に係る不確かさの影響評価.....	27
4. 東北地方太平洋沿岸海域における評価事例.....	36
4.1 対象地点及び対象津波波源の設定.....	36
4.2 津波波源モデルの設定.....	37
4.3 津波を伴う地震活動モデルの設定.....	44
4.4 津波伝播モデルの設定.....	48
4.5 ロジックツリーの設定.....	48
4.6 確率論的津波ハザード評価（PTHA）の結果.....	50
4.7 旧津波想定による評価結果との比較.....	52
5. 結論と今後の課題.....	56
参考文献.....	58
執筆者.....	62

## 表 一 覧

表 3. 1	東北地震津波のすべり分布及び断層破壊様式の分析結果 <sup>(参4)</sup> .....	15
表 3. 2	世界の $M_w$ 9.0 クラス巨大津波のすべり分布及び断層破壊様式の分析結果 <sup>(参4)</sup> .....	15
表 3. 3	東北地震津波の特性化波源モデルの各諸元 <sup>(参4)</sup> .....	20
表 3. 4	特性化波源モデルの検証のための津波伝播・遡上解析の計算条件 <sup>(参4)</sup> .....	21
表 3. 5	津波高のばらつき $\beta$ に関する既往知見との比較 .....	26
表 3. 6	既往研究の破壊伝播速度一覧 .....	28
表 3. 7	空間的すべり分布の配置パターンと破壊開始点の設定概要 <sup>(参33)</sup> .....	30
表 3. 8	相対水位比（上昇側）の平均値及び標準偏差 <sup>(参33)</sup> .....	34
表 3. 9	相対水位比（下降側）の平均値及び標準偏差 <sup>(参33)</sup> .....	34
表 4. 1	セグメント組合せ及びモーメントマグニチュード一覧 <sup>(参5)</sup> .....	38
表 4. 2	千島海溝及び日本海溝沿いの津波波源モデルのすべり分布一覧 <sup>(参5)</sup> .....	40
表 4. 3	不均一すべり分布のパターン（津波波源モデル No. 630 の例） <sup>(参5)</sup> .....	41
表 4. 4	津波波源モデルのすべり量及び空間的不均一すべり分布の配置パターン数一覧 <sup>(参5)</sup> .....	41
表 4. 5	海洋プレート内地震（正断層型）に関する長期評価結果と津波波源モデルの一覧 .....	43
表 4. 6	今後 30 年間の発生確率及び津波波源モデルのケース番号 <sup>(参5)</sup> .....	45
表 4. 7	三陸沖南部海溝よりのプレート間地震と宮城県沖のプレート間地震の発生組合せと今後 30 年間の発生確率 <sup>(参5)</sup> .....	45
表 4. 8	G-R 式から求めた $M_w$ ごとの日本海溝～千島海溝沿いの今後 30 年間の発生確率 .....	47
表 4. 9	日本海溝沿いの地震活動の長期評価結果と津波波源モデルの一覧 <sup>(参5)</sup> .....	53

## 図 一 覧

図 2.1	確率論的津波ハザード評価手法の概略手順	5
図 2.2	津波ハザード曲線の算出の流れ	6
図 2.3	津波ハザード曲線上の不確かさの標準的な表現	8
図 2.4	津波ハザード曲線上の偶然的な不確かさの拡張表現	8
図 3.1	東北地震津波の再現用波源モデル <sup>(参3)</sup>	9
図 3.2	プレート間地震による津波の特性化波源モデルの設定手順 <sup>(参4)</sup>	10
図 3.3	微視的波源特性に係る波源領域内の空間的すべり分布の設定方法 <sup>(参4)</sup>	12
図 3.4	空間的すべり分布の配置の複数パターン例 (M <sub>0</sub> 8.9以上) <sup>(参4)</sup>	13
図 3.5	破壊伝播特性に係るパラメータ設定方法 <sup>(参4)</sup>	16
図 3.6	津波数値解析モデルの構成と津波高のばらつき要因 <sup>(参4)</sup>	18
図 3.7	一般サイトの選定条件及び選定結果 <sup>(参4)</sup>	19
図 3.8	東北地震津波の再現用波源モデル (左) と特性化波源モデル (右) <sup>(参4)</sup>	21
図 3.9	津波伝播解析の計算領域 <sup>(参4)</sup>	22
図 3.10	東北地震津波の痕跡高と計算津波高の比較	24
図 3.11	$\beta_{\text{再現}}$ と計算津波高の関係 <sup>(参4)</sup>	25
図 3.12	$\beta_{\text{破壊伝播}}$ 及び $\beta_{\text{同時破壊}}$ と計算津波高の関係	25
図 3.13	同心円状の破壊様式を仮定した津波波源モデル <sup>(参33)</sup>	27
図 3.14	評価地点と対象津波波源の領域 <sup>(参33)</sup>	29
図 3.15	津波伝播解析の計算領域 <sup>(参33)</sup>	30
図 3.16	津波高に及ぼす破壊伝播特性の不確かさ影響 (水位上昇側) <sup>(参33)</sup>	32
図 3.17	津波高に及ぼす破壊伝播特性の不確かさ影響 (水位下降側) <sup>(参33)</sup>	33
図 4.1	対象地点位置 (150m 水深点) <sup>(参5)</sup>	36
図 4.3	セグメント区分と番号 <sup>(参5)</sup>	37
図 4.2	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)	37
図 4.4	海洋プレート内地震 (正断層型) の津波波源モデルの配置	43
図 4.5	千島海溝から日本海溝沿いの年累積発生頻度とマグニチュードの関係 <sup>(参5)</sup>	46
図 4.6	確率論的津波ハザード評価のためのロジックツリー	49
図 4.7	新津波想定による津波ハザード曲線 (上: 全パス及び平均、中: 領域別、下: 波源別)	51
図 4.8	日本海溝沿いの長期評価による地震発生領域 <sup>(参5)</sup>	52
図 4.9	旧津波想定による津波ハザード曲線 (上: 全パス及び平均、中: 領域別、下: 波源別)	55

## 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（以下「福島第一」という。）に襲来し、重大な事故を引き起こした。同津波は、日本海溝沿いのプレート境界における巨大地震に伴って発生した。このようなプレート境界型の地震は、同地震発生前の地震学の知見では、過去に発生した地震記録（以下「歴史記録」という。）に基づいて、ほぼ同じ場所、規模及び間隔で発生する、いわゆる固有地震とみなされてきた。しかし、この巨大地震は、複数の震源域が連動することによって、それまでの歴史記録を大きく上回る規模となり、その水位は福島第一の設計津波高を超える結果となった。この事実は、ここ数百年程度の歴史記録の最大の地震規模を基本とする従来の設計津波高の設定方法を改善することの必要性、及び設計津波高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する認識の重要性も改めて示すこととなった。この事故を踏まえた日本国政府の報告書<sup>(参1)</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手法（Probabilistic Risk Assessment、以下「PRA」という。）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。

この事故が契機となり、平成 24 年 9 月に原子力規制委員会が発足、平成 25 年 7 月に「実用発電用原子炉施設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」（平成 25 年原子力規制委員会規則第 5 号。以下「規則」という。）が施行され、外部事象に係る基準が強化された。特に津波に関しては、規則第 5 条にて「設計基準対象施設は、その供用中に当該設計基準対象施設に大きな影響を及ぼすおそれがある津波（以下「基準津波」という。）に対して安全機能が損なわれるおそれがないものでなければならない。」とし、「実用発電用原子炉施設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の解釈」（平成 25 年 6 月 19 日原子力規制委員会決定）の第 5 条別記 3 において、基準津波を策定すること、その基準津波がどの程度の超過確率に相当するのかを把握すること（以下「超過確率の参照」という。）などが要求事項として明記された。

これらの評価には二つの手法が用いられる。設計基準対象施設の基準津波による津波高の評価には、決定論的津波ハザード評価（Deterministic Tsunami Hazard Assessment）手法が用いられる。一方、超過確率の参照には、確率論的津波ハザード評価（Probabilistic Tsunami Hazard Assessment、以下「PTHA」という。）手法<sup>(参2)</sup>が用いられ、これは津波高に加えてその発生確率又は発生頻度を求めるための手法である。いずれの評価手法においても、それぞれの評価に必要な各種モデルのパラメータの不確実さを適切に考慮することが重要となる。

また、平成 25 年 11 月に「核原料物質、核燃料物質及び原子炉の規制に関する法律」の改正により、事業者における「安全性の向上のための評価」（以下「安全性向上評価」という。）

の実施が規定され、今後、新規制基準への適合性審査を終えた既設原子力発電所から順次安全性向上評価の定期的な実施が予定されている。この安全性向上評価では、外部事象の一つとして津波に対する PRA 手法の活用が見込まれており、PTHA 手法は、津波 PRA 手法を構成する主要な要素技術として必須のものであり、今後の活用が期待される。

一方、独立行政法人原子力安全基盤機構（以下「JNES」という。）では、東北地震津波の発生以後、津波想定の改善のための安全研究を実施してきた。平成 23 年には、東北地震津波を対象に、東北地方太平洋沿岸の原子力発電所を含む各地点の観測津波記録を良好に再現できる津波波源モデルを推定した<sup>(参3)</sup>。平成 24 年には、東北地震津波で得られた知見（例えば震源域の連動）を考慮し、新たな津波想定としてプレート間地震に起因する津波波源の設定方法（以下「特性化波源モデル」という。）を構築した<sup>(参4)</sup>。特性化波源モデルは、既往津波の再現用波源モデルに基づいて一般化したものであり、津波波源の領域、不均一なすべり分布、そのすべり量等の主要なパラメータで表したものである。さらに、平成 25 年には、この特性化波源モデルを PTHA 手法に適用し、評価結果に及ぼす影響を確認した<sup>(参5)</sup>。これらの研究成果の一部は「基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド<sup>(参6)</sup>」（以下「審査ガイド」という。）に反映され、既設原子力発電所の新規制基準適合性審査において活用されている。しかし、審査ガイドでは、手法及びモデルが一つに限定されることのないよう記載上の配慮がなされ、上記の特性化波源モデルに関する具体的な設定方法や数値等についての記載はない。

## 1.2 目的

本技術報告では、審査ガイド<sup>(参6)</sup>を技術的にサポートするために、東北地震津波の知見を踏まえた安全研究の一連の成果を取りまとめ、プレート間地震を対象に、新津波想定を適用した PTHA の手法、モデル及び評価事例を提示する。

具体的には、2 章で PTHA 手法の概要を示し、3 章でプレート間地震に起因する津波波源の設定方法（特性化波源モデル）とその技術的根拠を整理し、4 章で千島海溝から日本海溝沿いのプレート間地震を対象に、東北地方太平洋沿岸海域における PTHA の評価事例を示す。また、東北地震津波の発生前までの知見に基づいて津波を想定し（以下「旧津波想定」という。）、これを適用した PTHA の結果と比較して、津波想定における津波波源モデル等の不確実さの取扱いが PTHA の結果に及ぼす影響を示すとともに、新知見の反映先ツールとしての PTHA 手法の有用性及び拡張性を示す。

## 1.3 適用範囲

本技術報告で提案するプレート間地震による津波の特性化波源モデルについては、東北地震津波に対して検証されており、日本海溝沿いのプレート間地震に対して適用可能である。しかし、この特性化波源モデルのすべり量等の設定方法は、東北地震に限らず平成 16

年インド洋津波等の世界の M9 クラスの津波波源を分析し、共通項を見出して作成した設定方法であり、一定の普遍性を有していると考えられる。したがって、未知の津波波源を想定する場合においては、テクトニクス的背景の類似性を踏まえ、科学的合理性を判断した上で、他の海域のプレート間地震に対して準用できる。

ただし、本技術報告の評価例に適用される各種の手法、モデル及び評価条件は一例であり、既設原子力発電所の評価に当たり妥当性が確認されたその他の手法等があればその適用を否定するものではない。また、評価対象施設周辺の地震及び津波に関し、評価時点の最新の知見を踏まえた評価条件の設定が必要になることに注意されたい。

#### 1.4 本技術報告関連の既発表論文等

本技術報告は、既発表論文と近年の研究成果を合わせて再構成したものである。本技術報告に関連する既発表論文を以下に記す。

##### [3章の関連]

- Sugino, H., Y. Iwabuchi, K. Ebisawa, M. Nemoto, M. Korenaga: Investigation of mechanisms causing ground motion and tsunami due to the 2011 Tohoku Earthquake at Nuclear Power Plant sites, 15th World Conference on Earthquake Engineering (15WCEE), Portugal, 2012.
- 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、第 13 巻、第 2 号（特集号）、pp.2-21、2013 年.
- Sugino, H. and Y. Iwabuchi: Development of the scenario tsunami source modeling in light of lesson learnt from 2011 Tohoku Earthquake Tsunami, 26<sup>th</sup> International Tsunami Symposium (ITS), Turkey, 2013.
- 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 年.
- Sugino, H., Y. Iwabuchi, N. Hashimoto, K. Matsusue, K. Ebisawa, H. Kameda and F. Imamura: The characterizing model for tsunami source regarding the inter-plate earthquake tsunami, Journal of JAEE, Vol.15, No.3, pp.114-133, 2015. [Original Japanese Paper published in 2014]
- 杉野英治、岩渕洋子、阿部雄太：破壊伝播特性の不確かさを考慮した確率論的津波ハザード評価手法、日本地震工学会論文集、第 17 巻、第 2 号、pp.108-127、2017 年.

##### [4章の関連]

- 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、第 15 巻、第 4 号、pp.40-61、2015 年.

- Sugino, H., Y. Iwabuchi, Y. Abe and F. Imamura: Effects of the model for scenario tsunami on the probabilistic tsunami hazard assessment, Journal of JAEE, Vol.16, No.7, pp.52-76, 2016. [ Original Japanese Paper published in 2015]
- Sugino, H., Y. Iwabuchi and F. Imamura: Scenario tsunami source modeling and probabilistic tsunami hazard assessment method, 16th World Conference on Earthquake Engineering (16WCEE), Chile, 2017.

## 2. 確率論的津波ハザード評価 (PTHA) 手法の概要

### 2.1 評価手法の概略手順

PTHA 手法の概略手順を図 2.1 に示す。本評価手法では、まず対象地点の設定及び同地点への津波影響を踏まえた対象波源域の選定を行う。次に、対象波源域内において将来の津波発生を想定した津波波源のモデル化（津波波源の位置及び規模の設定）と、地震発生間隔等の地震活動のモデル化（これらを併せて「津波発生モデル」という。）を行い、津波発生頻度を算定する。一方、津波波源から対象地点までの津波伝播をモデル化（以下「津波伝播モデル」という。）し、対象地点の津波高さ（最大水位上昇量と最大水位下降量）を算定する。そして、前述の津波発生モデル及び津波伝播モデルに係る不確実さを物理現象のランダム性に係る偶然的な不確実さと、知識及び認識の不足に係る認識論的不確実さに分類し、後者についてはロジックツリーを設定する。最後に、津波高さに係る不確実さを考慮するために計算津波高さを中央値とする確率分布を仮定し、式(2.1)及び式(2.2)を用いて、想定される全ての津波波源による津波高さの確率分布を集計することにより、津波高さとその超過確率（又は頻度）との関係を表す津波ハザード曲線が得られる。以上の津波ハザード曲線の算出の流れを図 2.2 に示す。

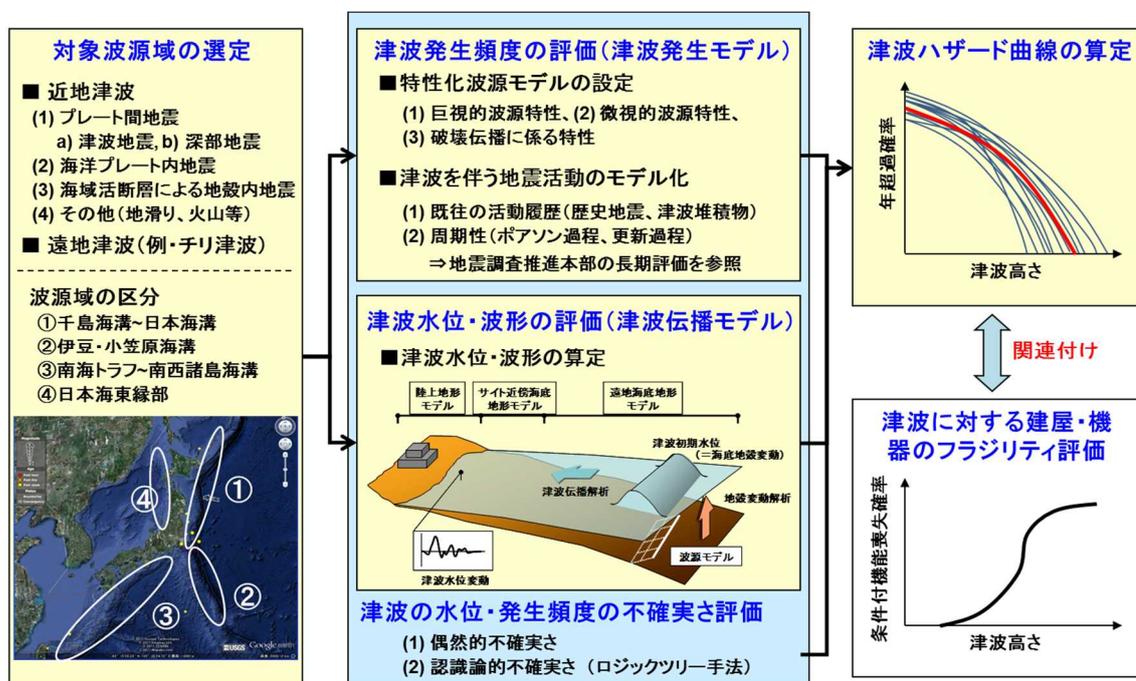


図 2.1 確率論的津波ハザード評価手法の概略手順

Fig.2.1 Outline of procedure for probabilistic tsunami hazard assessment (PTHA)

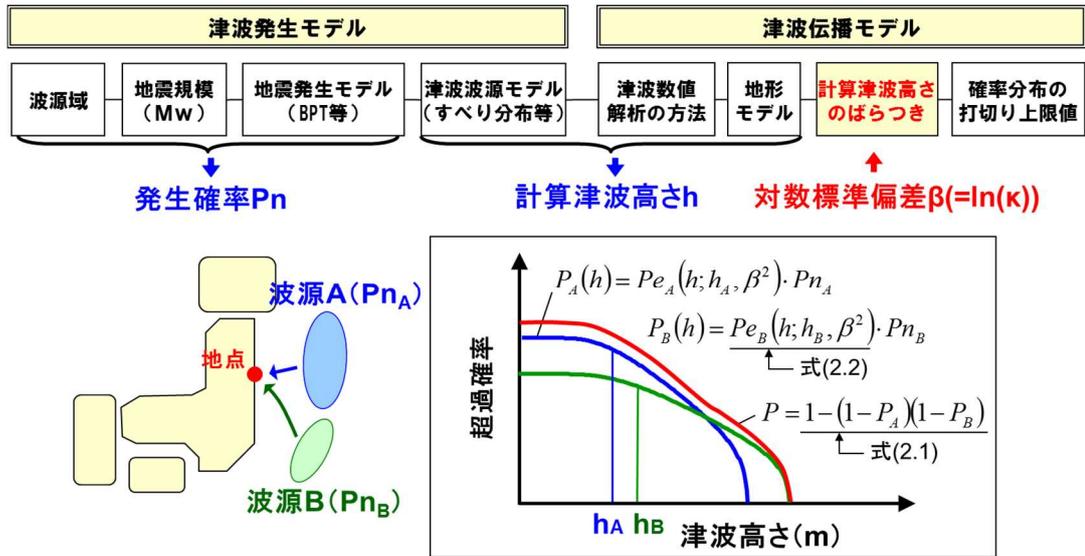


図 2.2 津波ハザード曲線の算出の流れ

Fig.2.2 Estimation flow of tsunami hazard curves

今後  $T$  年間における評価地点の津波高さ  $h$  の  $T$  年超過確率  $P_f(h)$  は、神田ほか<sup>(参7)</sup> を参考に次式で算定される。

$$P_f(h) = 1 - \exp \left\{ -T \sum_i \frac{P_{ef,i}(h)}{T_{ef,i}} \right\} \prod_j \{ 1 - P_{ef,j}(h) Pn_j(T) \} \quad (2.1)$$

$$P_{ef}(h) = \int_h^{h_{upper}} f_H(x; h', \beta^2) dx \quad (2.2)$$

- ここに、
- $P_{ef}(h)$  : 評価地点の津波高さ  $h$  の超過確率
  - $T_{ef}$  : 活断層及びプレート間地震の平均活動間隔 (年)
  - $Pn(T)$  : 最新活動時期からの経過時間を考慮する活断層又はプレート間地震が今後  $T$  年以内に活動する確率
  - $f_H(x; h', \beta^2)$  : 評価地点における計算津波高さ  $h'$  を中央値、 $\beta^2$  を分散とする確率密度関数
  - $h_{upper}$  : 確率密度関数の打ち切り上限値
  - $i, j$  : 活断層及びプレート間地震の波源モデル番号

式(2.2)中の確率密度関数の  $\beta$  は、PTHA 手法において「同じ波源 (特定の場所で特定の規模の地震 (津波) が発生した場合) による特定地点の津波高さが、時間的に推定値に対して

どの程度ばらついているのかを表現するもの<sup>(参2)</sup>」である。しかし、任意の地点を評価対象とする場合、このばらつきを評価できるほど十分な数の観測データを得ることはできない。そのため、PTHA 手法では、津波高さのばらつきに対してエルゴード性を仮定することが一般に行われる<sup>(参2)</sup>。エルゴード性とは、時間的なばらつきと空間的なばらつきが同等であることをいう。本技術報告でも同様に、空間的なばらつきを表す相田<sup>(参8)</sup>の幾何標準偏差 $\kappa$ を基に、式(2.3)から式(2.5)で定義される対数標準偏差 $\beta$ を津波高さのばらつきとして用いる。

$$\beta = \ln(\kappa) = \left[ \frac{1}{n} \left\{ \sum_{m=1}^n (\ln K_m)^2 - n(\ln K)^2 \right\} \right]^{1/2} \quad (2.3)$$

$$\ln K = \frac{1}{n} \sum_{m=1}^n \ln K_m \quad (2.4)$$

$$K_m = \frac{\text{痕跡高さ } r_m}{\text{計算津波高さ } h'_m} \quad (2.5)$$

ここに、 $n$  は痕跡高の全地点数、 $r_m$  は地点  $m$  の痕跡高さ、 $h'_m$  は地点  $m$  の計算津波高さを表す。

## 2.2 不確実さ要因の分類と津波ハザード曲線上の表現

PTHA 手法では、前述のとおり、各種のモデル化に伴う不確実さを偶然的な不確実さと認識論的不確実さに分類し、取り扱う。これらの分類と津波ハザード曲線の表現について、土木学会の報告書<sup>(参2)</sup>では、「偶然的な不確実性は、物理現象固有のランダム性に起因する不確実性であり、予測不可能と考えられるもので、1本の津波ハザード曲線の中で考慮する。認識論的不確実性は、知識や認識不足に起因する不確実性であり、(中略)研究が進展すれば確定させることができるが現状では予測不可能なもので、ロジックツリーの分岐として考慮し、複数の津波ハザード曲線で表現する。」と記されている。このような各不確実さに関する津波ハザード曲線を図として表現すると**図 2.3**のとおりとなる。

これらの不確実さ要因の取扱いについては、本技術報告でも基本的に土木学会の報告書<sup>(参2)</sup>に従う。ただし、**図 2.3**のように表現できる偶然的な不確実さ要因は津波高さのばらつき $\beta$ のみであり、その他の要因を偶然的な不確実さに分類した場合、本技術報告では、**図 2.4**に示すように偶然的な不確実さを考慮した複数ケースの確率密度関数を1本の平均ハザード曲線に集約して表現することとした。例えば、ある一つの不確実さ要因について複数の $k$ ケースで表した時、各ケースの計算津波高の周りに仮定する確率密度の面積(確率)は $1/k$ となり、これらを積分することによって表現する。

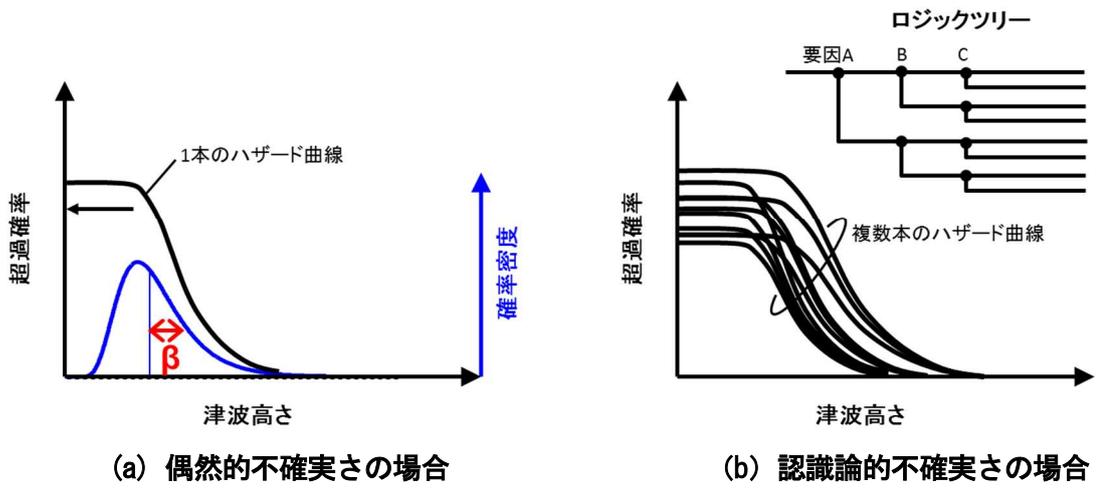


図 2.3 津波ハザード曲線上の不確実さの標準的な表現

Fig.2.3 General illustrated uncertainties on tsunami hazard curves

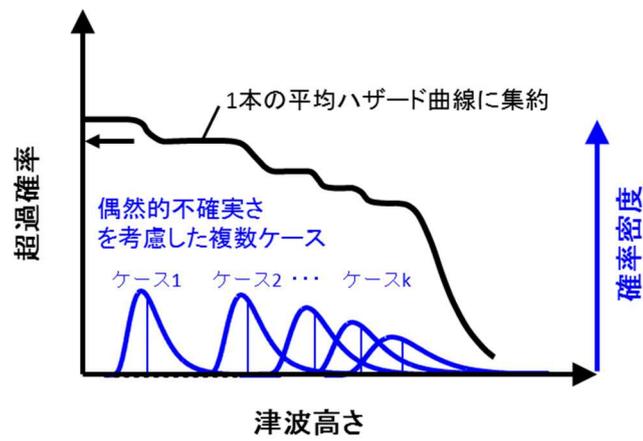


図 2.4 津波ハザード曲線上の偶然的不確実さの拡張表現

Fig.2.4 Extend illustration of aleatory uncertainties on a tsunami hazard curve

### 3. プレート間地震に起因する津波波源の設定方法

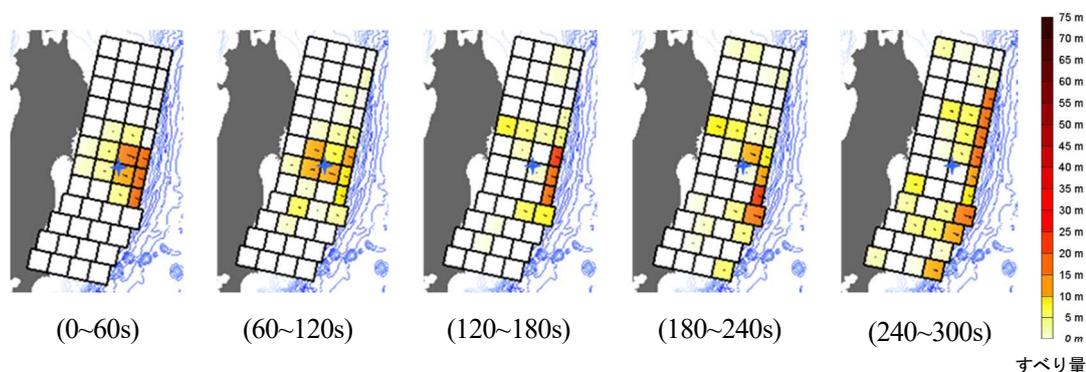
審査ガイド<sup>(参6)</sup>の「3.3.2 プレート間地震に起因する津波波源の設定」では、プレート境界面の区分領域（以下「セグメント」という。）の設定、セグメントの組合せとそれによる津波波源の位置、面積、規模の設定、更には津波波源の総面積に対するスケーリング則の適用、すべり分布の不均一性を考慮した段階的なすべり量の設定等について記載されている。これらの記載は、東北地震津波の発生以後に取り組んだ当時のJNESの安全研究（東北地震津波の推定波源に関する知見<sup>(参3)</sup>）や新たな津波想定に関する知見<sup>(参4)</sup>）を踏まえたものであるが、他機関も含めた当該分野の知見も考慮できるよう定量的で、具体的なモデルの記載はない。

本章では、審査ガイドの「プレート間地震に起因する津波波源の設定」に関する記述を技術的にサポートするために、当該津波波源の具体的な設定方法及びその技術的根拠を提示する。

#### 3.1 津波波源モデルの分類と特性化の意義

津波波源モデルは、再現用波源モデルと予測用波源モデルに大別される<sup>(参4)</sup>。

再現用波源モデルでは、津波の実現象をより忠実に再現することが求められる。そのためには、モデル化に必要となるパラメータの増加や詳細化も許容される。例として、JNESによる東北地震津波の再現用波源モデル<sup>(参3)</sup>を**図 3.1**に示す。このモデルでは、津波波源の領域全体を小断層（以下「サブフォルト」という。）に細分化し、さらに、すべり分布の時空間的不均一性を考慮できるようサブフォルトごとにすべり量、破壊開始時間及び破壊継続時間をパラメータとして設定している。このようなパラメータの増加や詳細化によって観測津波波形等の再現性を向上させることができた。しかし、このような再現用波源モデルは、個々の既往津波を再現するものであり、設計等の津波予測の問題に適用できるとは限らない。



**図 3.1 東北地震津波の再現用波源モデル<sup>(参3)</sup>**

Fig.3.1 Estimated tsunami source model for the 2011 Tohoku Earthquake Tsunami

一方、予測用波源モデルでは、実現象の複雑さに対してパラメータの詳細な値や時空間分布を確定的に扱うことができない。そのため、上記の再現用波源モデルの知見を基に特徴を抽出し、パラメータを省略するか、平均化するかなどの工夫が必要となる。通常、このプロセスを特性化又は一般化と呼ぶ。したがって、後述の特性化波源モデルとは、既往津波の再現用波源モデルに基づき、これを一般化したものであり、津波波源の領域や不均一なすべり分布等の主要なパラメータの設定方法を示す。当然、特性化によって不確実さが増大することから、既往津波の再現解析を利用して、この不確実さを定量的に評価する必要がある。

### 3.2 プレート間地震による津波の特性化波源モデル

プレート間地震に起因する津波波源の設定方法として、JNESの安全研究の成果をまとめた杉野ほか<sup>(参4)</sup>の特性化波源モデルを記す。その設定手順を図3.2に示す。図3.2には、特性化波源モデルの巨視的波源特性、微視的波源特性及び破壊伝播特性に関する各パラメータの設定手順が示されている。巨視的波源特性は、主に波源の位置、地震規模及び平均すべり量の各パラメータで表される。微視的波源特性は、すべり分布の空間的不均一さとして、平均すべり量よりも大きなすべりを与える領域面積とそのすべり量の各パラメータで表される。また、破壊伝播特性は、破壊開始点、破壊伝播速度、破壊伝播形状等の各パラメータで表される。以下に、各特性の設定手順及び技術的根拠を記す。

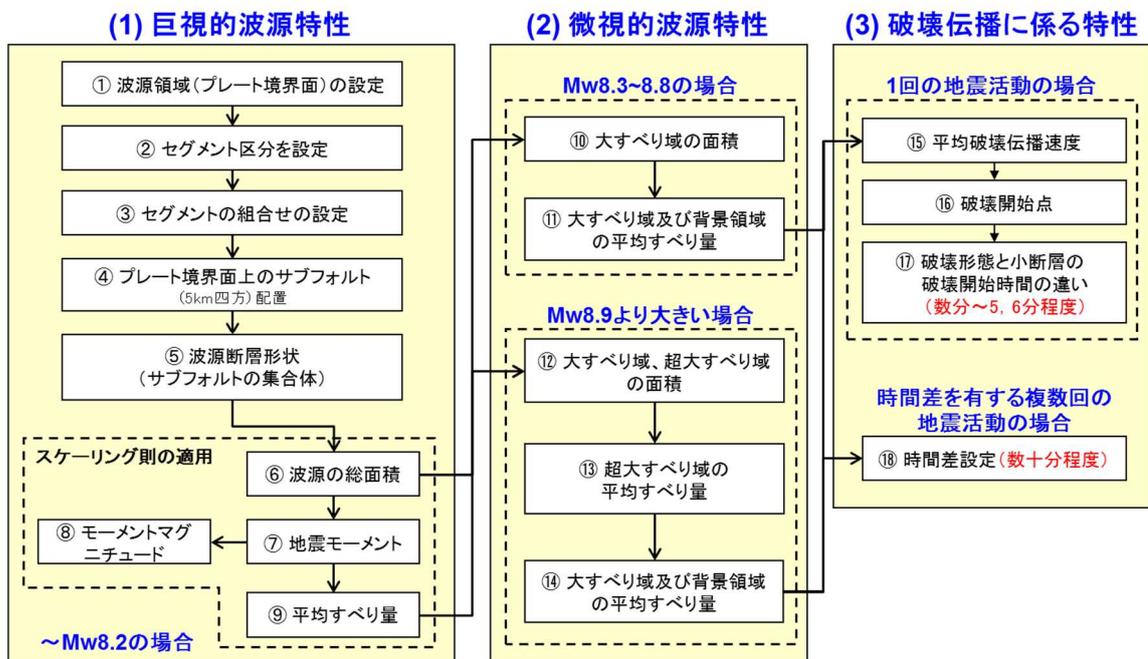


図 3.2 プレート間地震による津波の特性化波源モデルの設定手順 (参4)

Fig.3.2 Procedure for specifying the characterized tsunami source model for interplate earthquakes

### 3. 2. 1 巨視的波源特性の設定手順及び技術的根拠

#### (1) 設定手順

- a) 津波を伴う地震の発生可能性を考慮してプレート境界面上に波源領域を設定する。この波源領域は、プレート境界面の等深線データを基に地震発生域の深さの下限から海溝軸までを対象とし、三次元プレート境界モデルとして作成する。この波源領域の設定範囲としては、審査ガイド<sup>(参6)</sup>が参考となる。(図 3.2 の手順①)
- b) 既往地震の発生位置や規模を参考に、上記の波源領域を区分する。区分された領域をセグメントと呼ぶ。この領域区分としては、地震調査委員会の海溝型地震の長期評価<sup>(参9)</sup>が参考となる。(図 3.2 の手順②)
- c) 津波波源の位置や波源領域に関する不確実さを考慮し、上記セグメントのうち隣り合うもの同士を組み合わせる。(図 3.2 の手順③)
- d) 上記セグメントを組み合わせた領域内に複数のサブフォルト (約 5km 四方) を配置し、これらの集合体として波源モデルを設定する。(図 3.2 の手順④~⑤)
- e) 上記セグメントを組み合わせた津波波源全体 (サブフォルトの集合体) の面積  $S$  に対し、式(3.1)の地震モーメント  $M_o$  に関するスケーリング則<sup>(参10)</sup>を適用し、式(3.2)及び式(3.3)を用いてモーメントマグニチュード  $M_w$  及び平均すべり量  $D(m)$  を算定する。(図 3.2 の手順⑥~⑨)

$$M_o = 16 / (7\pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \quad (3.1)$$

$$M_w = (\log M_o - 9.1) / 1.5 \quad (3.2)$$

$$D = M_o / (\mu \cdot S) \quad (3.3)$$

ここで、 $M_o$  : 地震モーメント(Nm)、 $\mu$  : 剛性率(N/m<sup>2</sup>)、 $S$  : 波源全体の面積(m<sup>2</sup>)、 $\Delta\sigma$  : 津波波源全体の平均応力降下量(N/m<sup>2</sup>)をそれぞれ表す。

#### (2) 技術的根拠

巨視的波源特性のパラメータ設定のうち、特に重要と考えられるのは、上記手順 e) の津波波源の面積  $S$  と地震モーメント  $M_o$  に関する式(3.1)のスケーリング則である。この点について、Murotani et al.<sup>(参11)</sup> は、国内外で発生した  $M_w$  9 クラスのプレート間地震による津波波源のインバージョンモデルから地震モーメントや波源の領域面積、平均すべり量等を抽出し、これらの関係を日本付近で発生した  $M_w$  7~8 クラスのプレート間地震に対するスケーリング則と比較した結果、地震モーメント  $M_o$  が面積  $S$  の 3/2 乗に比例するとした式(3.1)とおおむね一致することを示した。

ただし、式(3.1)で表されるスケーリング則は、平均像を表す回帰式であり、Murotani et al.<sup>(参11)</sup> に見られるように、ばらつきを持っている。また、田島ほか<sup>(参12)</sup> によれば、 $M_w$  8.4

以上の巨大地震では断層幅が飽和することにより地震モーメント $M_0$ が面積 $S$ の二乗に比例した関係式と整合的であるとする研究報告もある。したがって、PTHAにおいては、上記のスケーリング則に係るばらつきや複数の考え方があることに由来する不確実さの取扱いが必要であり、今後の課題と考える。

### 3. 2. 2 微視的波源特性の設定手順及び技術的根拠

#### (1) 設定手順

- f)  $M_w$ の大きさに応じてすべり分布の不均一さを設定する。図 3.3 に示すように、 $M_w 8.2$  以下の中小規模の場合には均一すべり分布を、 $M_w 8.3 \sim 8.8$  の大規模の場合には大すべり域と背景領域の二段階不均一すべり分布を、 $M_w 8.9$  以上の超大規模の場合には更に超大すべり域を加えた三段階不均一すべり分布をそれぞれ設定する。各領域の個数については、大すべり域は1か所、超大すべり域は1又は2か所以上とする。
- g) 各領域のすべり量と面積について図 3.3 に示すように、二段階不均一すべり分布の場合、大すべり域のすべり量は平均すべり量の二倍とし、その面積比は全体の40%とする(図 3.2 の手順⑩~⑪)。三段階不均一すべり分布の場合、超大すべり域のすべり量は平均すべり量の三倍とし、その面積比は全体の15%とする。大すべり域については、超大すべり域の背景領域と捉え、大すべり域と超大すべり域を合わせた合計領域の平均すべり量が波源全体の平均すべり量の二倍とし、その合計領域の面積比は40%とする。それゆえ、三段階不均一すべり分布の場合の大すべり域のすべり量及び面積比は、式(3.4)及び式(3.5)よりそれぞれ平均すべり量の1.4倍と、その面積比は全体の25%と算定される(図 3.2 の手順⑫~⑭)。超大すべり域とその背景領域である大すべり域及びこれらの合計領域の地震モーメントをそれぞれ  $M_{o3}$ ,  $M_{o3b}$ ,  $M_{o2}$  とすると、これらは次の関係式が成り立つ。

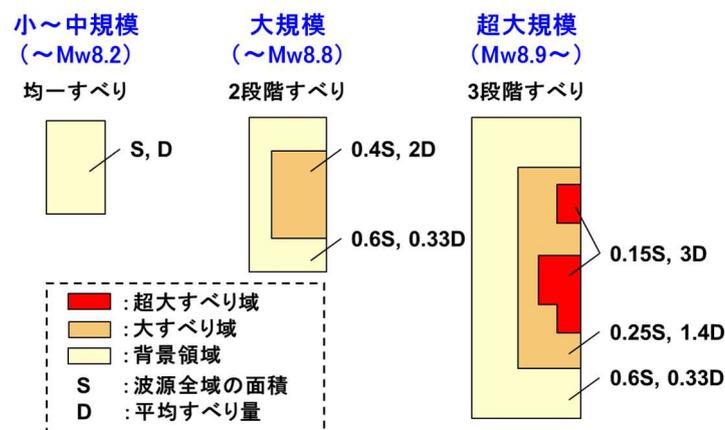


図 3.3 微視的波源特性に係る波源領域内の空間的すべり分布の設定方法 (参4)

Fig.3.3 Method for specifying the slip distributions on the inner fault parameters

$$M_{o2} = M_{o3} + M_{o3b} \quad (3.4)$$

$$\begin{aligned} D_{3b} &= (D_2 S_2 - D_3 S_3) / S_{3b} \\ &= (2D \times 0.4S - 3D \times 0.15S) / (0.4S - 0.15S) \\ &= 1.4D \end{aligned} \quad (3.5)$$

ここで、 $D_{3b}$  : 大すべり域 (超大すべり域の背景領域) のすべり量(m)

$S_{3b}$  : 大すべり域 (超大すべり域の背景領域) の面積(m<sup>2</sup>)

$D_3$  : 超大すべり域のすべり量(=3D)(m)

$S_3$  : 超大すべり域の面積(=0.15S)(m<sup>2</sup>)

$D_2$  : 超大すべり域と大すべり域の合計領域の平均すべり量(=2D)(m)

$S_2$  : 超大すべり域と大すべり域の合計領域の面積(=0.4S)(m<sup>2</sup>)

- h) すべり分布の配置パターンは、不確実さを考慮するため、波源領域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を設定する。その場合でも、海溝軸までを波源領域とする場合には、東北地震津波の知見を踏まえて、海溝軸沿いに超大すべり域又は大すべり域を配置することが合理的である。図 3.4 にすべり分布の配置の複数パターンの例を示す。

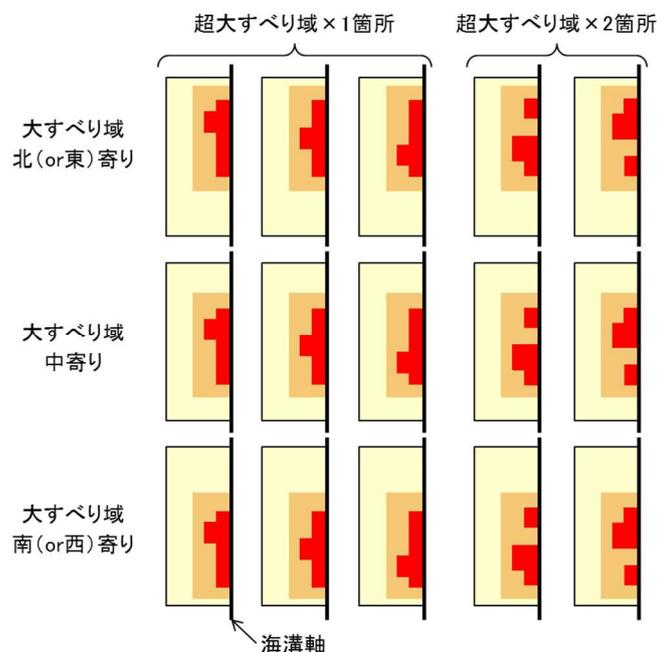


図 3.4 空間的すべり分布の配置の複数パターンの例 (M<sub>w</sub>8.9 以上) (参4)

Fig.3.4 Example of multiple patterns of typical slip distribution (M<sub>w</sub> 8.9 or more)

## (2) 技術的根拠

上記手順 f)及び g)に示した $M_w$ 8.9 以上のクラスの不均一すべり分布のすべり量及び面積比の設定値は、以下に示すように東北地震津波や世界で発生した $M_w$ 9 クラスの各再現用波源モデルの分析結果<sup>(参4)</sup>に基づいて設定している。

東北地震津波については、国内外の研究機関により津波波形や痕跡高、地殻変動量等の高精度な観測データを用いたインバージョン解析によって観測津波波形や福島第一を含む四つの原子力発電所の痕跡高を再現した杉野ほか<sup>(参3)</sup>の再現用波源モデルのほか、内閣府<sup>(参13)</sup>、今村ほか<sup>(参14)</sup>、Fujii et al.<sup>(参15)</sup>及び Satake et al.<sup>(参16)</sup>による再現用波源モデルを分析対象とした。これらの再現用波源モデルは、いずれも複数のサブフォルトで構成されており、サブフォルトごとにすべり量が推定されている。各再現用波源モデルにおいて、すべり量の大きいサブフォルトから順に領域を拡張、その領域内の平均すべり量が全体波源の平均すべり量( $D$ )の四倍( $4D$ )、又は三倍( $3D$ )、二倍( $2D$ )となる領域の面積を求め、全体の面積に占める割合(面積比)を算出した。分析結果を表 3.1 に示す。同表から、東北地震津波では、 $3D$  となる領域の面積比は 10~20%、 $2D$  となる領域では同 37~44%であった。

また、世界各地で発生した $M_w$ 9 クラスの既往津波の波源モデル<sup>(参17) - (参20)</sup>についても同様の分析を行った。分析結果を表 3.2 に示す。同表から  $3D$  となる領域の面積比は 8~13%、 $2D$  となる領域は同 28~33%であった。

一方、上記手順 f)及び g)の $M_w$ 8.2 以下については、既往津波の波源モデルが矩形かつ均一な平均すべり量で表されてきたことを考慮した。また、 $M_w$ 8.3~8.8 については、三つのクラスの間中に位置するため、すべり分布の設定方法の連続性を考慮した。

各領域の設定個数については、上記のすべり分布の分析結果より、 $2D$  及び  $3D$  の領域が 1 又は 2 か所に集中したことを踏まえた。特に $M_w$ 8.9 以上では東北地震津波の波源域よりも広大になる場合も想定されることから、超大すべり域の箇所数に対しては不確実さを大きく取る必要があると考え、2 か所以上とした。

表 3.1 東北地震津波のすべり分布及び断層破壊様式の分析結果 (参4)

Table 3.1 Slip distributions and fault rupture modes of the Tohoku Earthquake Tsunami

波源モデル	杉野ほか(参3)	内閣府(参13)	今村ほか(参14) Ver1.2	Fujii et al.(参15) Ver4.2	Satake et al.(参16) Ver8.0
<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 1px solid blue; width: 20px; height: 10px; margin-bottom: 5px;"></div>           領域内平均すべり 2×D         </div> <div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 1px solid green; width: 20px; height: 10px; margin-bottom: 5px;"></div>           同3×D         </div> <div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 1px solid purple; width: 20px; height: 10px; margin-bottom: 5px;"></div>           同4×D         </div>	<p>動的破壊0~300秒</p>	<p>動的破壊0~300秒</p>	<p>静的破壊</p>	<p>静的破壊</p>	<p>動的破壊0~300秒</p>
平均すべり量(D)	14.6 m	11.7m	9.5m	14.5m	10.8m
2×Dの面積比	37%	40%	40%	38%	44%
3×Dの面積比	18%	15%	20%	10%	16%
4×Dの面積比	11%	2%	—	—	6%
平均破壊伝播速度	1.52 km/s	2.04 km/s	∞	∞	1.47 km/s

表 3.2 世界のM<sub>w</sub>9.0クラス巨大津波のすべり分布及び断層破壊様式の分析結果 (参4)

Table 3.2 Slip distributions and fault rupture modes of the world's M<sub>w</sub> 9.0-class mega-tsunamis

波源モデル	1952カムチャツカ 地震津波(参17)	1960チリ 地震津波(参18)	1964アラスカ 地震津波(参19)	2004スマトラ沖津波 (参20)	2010チリ 地震津波(参18)
<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 1px solid blue; width: 20px; height: 10px; margin-bottom: 5px;"></div>           領域内平均すべり 2×D         </div> <div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 1px solid green; width: 20px; height: 10px; margin-bottom: 5px;"></div>           同3×D         </div> <div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="border: 1px solid purple; width: 20px; height: 10px; margin-bottom: 5px;"></div>           同4×D         </div>	<p>静的破壊</p>	<p>静的破壊</p>	<p>静的破壊</p>	<p>静的破壊</p>	<p>静的破壊</p>
平均すべり量(D)	5.5m	10.6m	9.9m	7.5 m	5.4m
2×Dの面積比	29%	33%	28%	31%	28%
3×Dの面積比	—	—	—	13%	8%
4×Dの面積比	—	—	—	—	4%
平均破壊伝播速度	∞	∞	∞	∞	∞

### 3. 2. 3 破壊伝播特性の設定手順及び技術的根拠

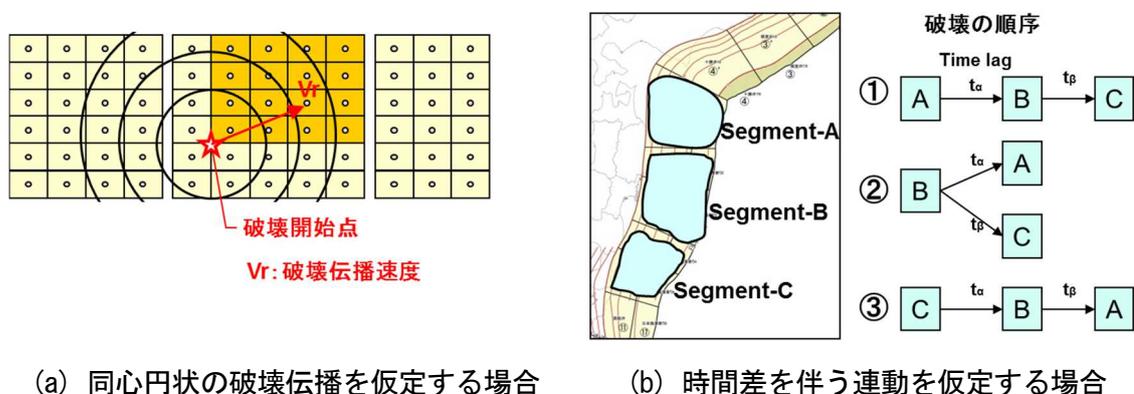
#### (1) 設定手順

- i)  $M_w$ 8.9以上の超大規模クラスの津波波源では、波源領域が広大であるがゆえに二種類の破壊様式を考慮する。一つは、**図 3.5 (a)**に示すように、複数セグメントにまたがる場合でも一回の地震活動を想定する場合である。この場合は、破壊開始点及び平均破壊伝播速度をパラメータとする同心円状の破壊伝播を仮定する（**図 3.2**の手順⑮~⑰）。もう一つは、**図 3.5 (b)**に示すように、複数セグメントの時間差発生を考慮した地震活動を想定する場合である。この場合には、各セグメントの破壊の順序や相互の時間差がパラメータとなる。後者の具体的な設定方法としては、南海トラフの津波を検討対象とした杉野ほか<sup>(参21)</sup>の方法が参考となる（**図 3.2**の手順⑱）。
- $M_w$ 8.3~8.8の大規模クラスの津波波源でも基本的には同様である。ただし、単一セグメントで表される場合には、上記のうち**図 3.5 (a)**の場合のみが対象となる。破壊開始点、平均破壊伝播速度、複数セグメント間の破壊順序及び相互の時間差については、不確実さを考慮した複数のパターンを設定する。いずれの場合でも断層すべりの立ち上がり時間は考慮しない。

$M_w$ 8.2以下の中小規模クラスの津波波源については、破壊伝播特性の設定を省略する。

#### (2) 技術的根拠

破壊伝播特性は、東北地震津波の発生前までは、沿岸部での津波高に及ぼす影響が小さいと考えられてきた。しかし、東北地震津波を分析することによって波源域が広大であるがゆえにこれらのパラメータの影響は無視できないことが分かった<sup>(参3)</sup>。**表 3.1**に示した東北地震津波の再現用波源モデルでもその破壊伝播効果を取り入れたモデルが幾つか提案されている。これらのモデルについて、破壊開始点と各サブフォルトの中心点との距離を各サブフォルトが最初にすべり始めるまでの時間で除した破壊伝播速度から平均破壊伝播速度を



**図 3.5 破壊伝播特性に係るパラメータ設定方法** <sup>(参4)</sup>

Fig.3.5 Methods for Specifying the rupture process parameters

算出すると、約 1.5~2.0km/s 程度の値が得られた。津波予測に係る問題では、破壊開始点の位置及び破壊伝播速度に係る不確実さも考慮する必要がある。

また、南海トラフでは過去の地震活動から複数の震源域が時間差を持って活動する場合も懸念されている<sup>(参21), (参22)</sup>。それゆえ、このような破壊伝播形状に係る不確実さについても考慮する必要がある。

ただし、 $M_w$ 8.2 以下の小中規模クラスの津波波源では、既往の津波波源モデルが瞬時破壊を仮定した運動学的同時破壊モデルで表現され、十分な再現性を有していたことを考慮して破壊伝播特性の設定を省略することとした。

### 3.3 特性化波源モデルの検証と不確実さの定量化

3.2 節では、プレート間地震に起因する津波を対象とした特性化波源モデルのパラメータ設定手順及び技術的根拠をそれぞれ示した。本節では、PTHA における特性化波源モデルの適用のため、東北地震津波を対象とした検証と、この特性化波源モデルを用いた場合の津波高のばらつき  $\beta$  を定量化する。

#### 3.3.1 特性化波源モデルの検証方法

津波高のばらつき  $\beta$  は、既往津波を対象とした複数地点の痕跡高と計算津波高の比  $K_i$  のばらつきをもって評価される。この  $\beta$  は、式(2.3)から式(2.5)に示したように、既往津波を対象とした津波数値解析モデルによる再現性を判断するための指標として用いられる相田<sup>(参8)</sup>の幾何標準偏差  $\kappa$  の自然対数として定義される。

ここで言う津波数値解析モデルは、**図 3.6**に示すように、津波波源モデル、海底地形を含めた津波伝播モデル及び陸上地形を含めた陸上遡上モデルの三つのモデルの総称である。それゆえ、津波数値解析モデルによる津波高のばらつき  $\beta$  には、これら三つのモデルのばらつきが含まれている。さらには、痕跡情報の津波高さや位置（経度及び緯度）の不確かさも含まれる。本節で検証しようとする特性化波源モデルは、これらのモデル化上のばらつき要因の一つであるが、個々のモデルのばらつきを分離して定量評価することは困難である。そこで、上記の津波高のばらつき  $\beta$  に着目し、総合的に検証した。

特性化波源モデルの検証は、東北地震津波を対象とし、再現性の確認により行った。

まず初めに、杉野ほか<sup>(参3)</sup>では東北地震津波の再現用波源モデルを提案しているが、これは四つの原子力サイト（福島第一、福島第二、女川及び東海第二）の再現を主な目的としたものであったことから、再現の対象を複数の一般サイトに広げ、より説明性を高めた上で、この再現用波源モデルによる津波高のばらつき  $\beta_{\text{再現}}$  を評価した。次に、再現用波源モデルの波源位置やすべり分布の不均一さを参考に、**図 3.2**の手順に従い特性化波源モデルを作成した。そして、 $\beta_{\text{再現}}$  の評価時と同じ津波伝播モデル及び陸上遡上モデルを用いて、特性化波源モデルによる津波高のばらつき  $\beta_{\text{特性化}}$  を評価した。

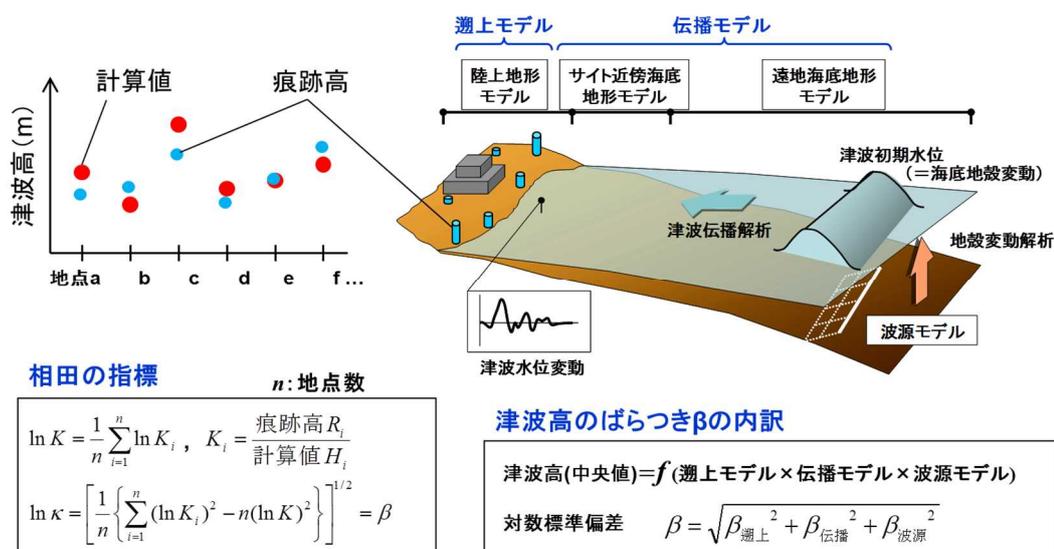


図 3.6 津波数値解析モデルの構成と津波高のばらつき要因 (参4)

Fig.3.6 Configuration of the tsunami simulation model and the variation factors of tsunami height

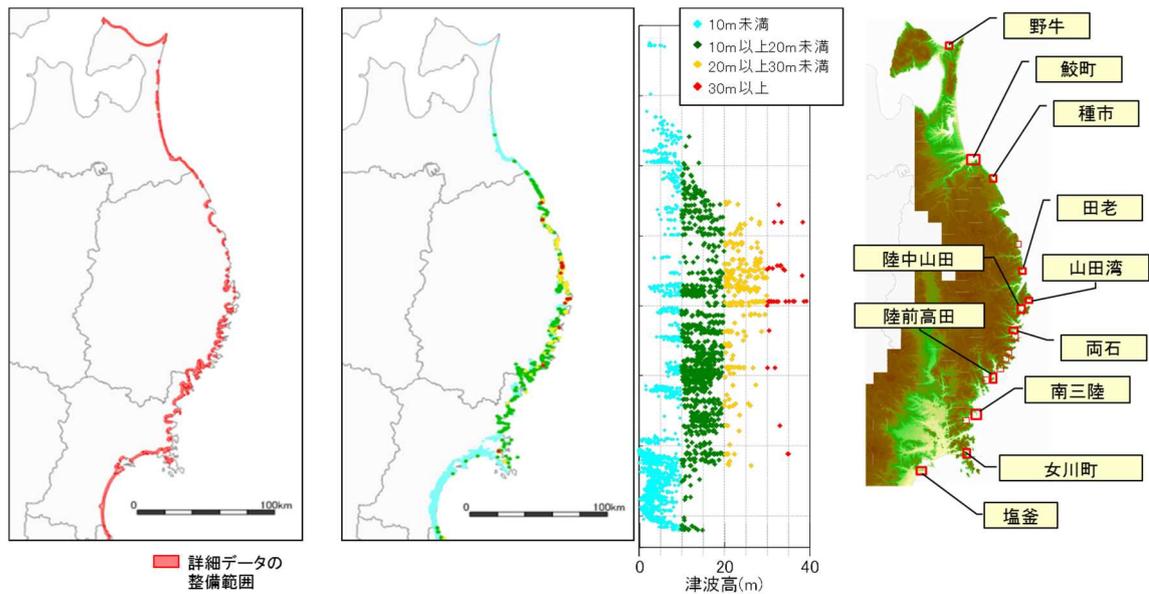
以上の手順を踏むことにより、 $\beta$  特性化が  $\beta$  再現よりも大きな値になることが予想される。この増加分は、波源モデル以外は全て同じ条件であるため、津波波源を特性化したことによる影響と考えることができる。

一般サイトの選定条件を以下に記す。条件 1 として原子力サイトの津波評価では空間格子サイズが 5m 程度の地形モデルが推奨 (参6) されており、これと同程度の解析精度を確保するために必要な高精細な標高データが東北地震津波の発生前に整備され、入手可能な地域であること、条件 2 として原子力サイトの立地は山地を背にした崖地形が多いためこれに類似した地形を有する地域であること、及び条件 3 として特定の地域や特定の痕跡高に偏らないことが挙げられる。

図 3.7 に一般サイトの選定に用いた国土地理院の高精度標高データ (参2.3) の整備範囲、東北地震津波の痕跡データ (参2.4) 及び選定された 11 か所の一般サイトを示す。痕跡高は、一般サイトに含まれるデータの中からできるだけ自然地形で崖とみなせる地点のデータを選定する。特に女川町では市街地の建物に刻まれた痕跡データが多く含まれるが、本検討の地形モデルには建物までモデル化していないため、このようなデータは除外した。

### 3. 3. 2 東北地震津波の特性化波源モデルの作成

3.2 節の設定手順 a)~i)に従い、東北地震津波を対象とする特性化波源モデルを作成した。ただし、特性化波源モデルは予測用波源モデルであることから、波源領域 (面積) や波源位置は基本的に不確実さを有するパラメータである。しかし、今回は東北地震津波による検証が目的であることから、前提条件として特性化波源モデルの領域面積及び波源位置は、杉野ほか (参3) の東北地震津波の再現用波源モデルを参考に既知情報として扱った。



(a) 高精度標高データ (参23) (b) 東北地震津波の痕跡データ (参24) (c) 地形図及び選定サイト

図 3.7 一般サイトの選定条件及び選定結果 (参4)

Fig.3.7 Selection criteria and selected general sites

(1) 巨視的波源特性の設定

手順 a)に従い、日本海溝沿いの複雑な三次元構造のプレート境界面について、中央防災会議の推定等深線図 (参25) を基にしてプレート境界モデルを作成した。プレート境界モデルの作成範囲は、東北地震津波の再現用波源モデルとほぼ同等の波源領域とした。また、手順 b)のセグメントの設定及び手順 c)のセグメントの組合せについては、冒頭的前提条件からこれを省略した。

次いで、手順 d)に従い、上記プレート境界モデル上に約 5km 四方のサブフォルトを配置した。そして、手順 e)に従い、式(3.1)から式(3.3)により  $M_w$  及び平均すべり量  $D$  を算定した。これらの算定では、平均応力降下量  $\Delta \sigma = 3.1 \text{Mpa}$  (参26) とし、また、東北地震津波の波源領域がプレート境界の海溝沿いの浅部から深さ 60km 程度の深部まで広がることから浅部と深部の境界深さを約 18km とし、それぞれの領域の剛性率 (参2) を浅部で  $3.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ 、深部で  $5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$  とした。この場合の平均すべり量  $D$  は、式(3.6)より 10.4m となった。

$$D = M_o / (\mu_s \times S_s + \mu_d \times S_d) \tag{3.6}$$

ここに、 $\mu_s$ 、 $\mu_d$ はそれぞれ浅部及び深部の剛性率、 $S_s$ 、 $S_d$ はそれぞれ浅部及び深部の波源領域の面積を表す。設定した波源領域の面積や断層の数、平均すべり量等を表 3.3 に示す。

表 3.3 東北地震津波の特性化波源モデルの各諸元<sup>(参4)</sup>

Table 3.3 Parameters of the characterized tsunami source model for the Tohoku Earthquake Tsunami

領域	小断層の数	面積(km <sup>2</sup> )	すべり量(m)	モーメントマグニチュードMw
波源全体	5147	134593	10.4(平均)	9.1
内訳	超大すべり域	792	31.2	—
	大すべり域	1312	14.6	—
	背景すべり域	3043	3.5	—

## (2) 微視的波源特性の設定

手順 f)、g)に従い、波源領域内の不均一性を考慮したすべり分布を設定した。先の巨視的波源特性に係る設定により、 $M_w$ が 9.1 であることから、ここでは三段階の不均一すべり分布を設定し、式(3.4)~(3.5)より超大すべり域のすべり量  $D_3(=3D)$ は 31.2m、大すべり域のすべり量  $D_{3b}$ は 14.6m、背景領域のすべり量  $D_{2b}$ は 3.5m となった。また、各領域の面積を表 3.3に示す。超大すべり域の個数は二個とした。これは、杉野ほか<sup>(参3)</sup>の再現用波源モデルに見られた断層の破壊過程における前半から中盤にかけての破壊開始点付近及び海溝軸沿い付近に集中するすべりと終盤にかけてのやや北方の海溝軸沿いに集中するすべりの二個の領域が根拠となった。手順 h)のすべり分布の配置パターンの変化については、冒頭的前提条件からこれを省略した。

### (3) 破壊伝播特性の設定

東北地震津波では、複数のセグメントにわたり数分間程度の比較的短時間のうちに断層破壊が進行したと推定されている<sup>(参3)</sup>。そこで手順 i)のうち、平均破壊伝播速度及び破壊開始点をパラメータとする同心円状の破壊伝播様式を仮定した運動学的破壊伝播モデル（以下「破壊伝播モデル」という。）とした。平均破壊伝播速度は1.5km/s<sup>(参3)</sup>とし、破壊開始点は観測された震源位置とした。また、比較のため、瞬時破壊を仮定した運動学的同時破壊モデル（以下「同時破壊モデル」という。）の場合についても検証した。以上の手順によって作成された東北地震津波の特性化波源モデルを図 3.8に示す。

特性化波源モデルの検証のために実施した津波伝播解析の主な計算条件を表 3.4に示す。津波伝播解析には、非線形長波理論を用い、運動方程式には、移流項、海底摩擦項を考

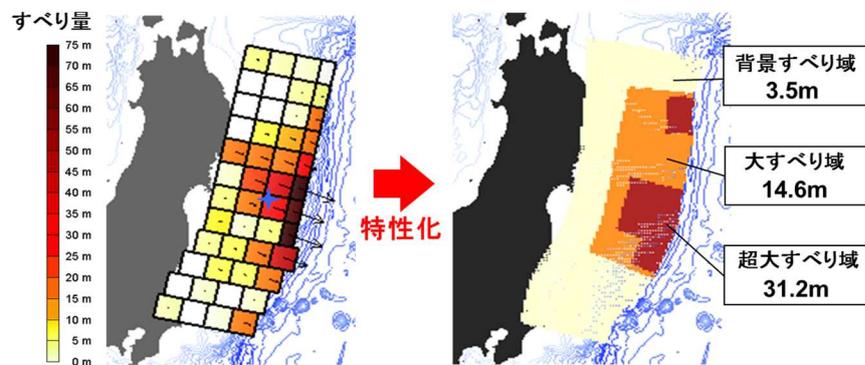


図 3.8 東北地震津波の再現用波源モデル（左）と特性化波源モデル（右）<sup>(参4)</sup>

Fig.3.8 The estimated model (left) and the characterized model (right) for the Tohoku Earthquake Tsunami

表 3.4 特性化波源モデルの検証のための津波伝播・遡上解析の計算条件<sup>(参4)</sup>

Table 3.4 Calculation conditions for tsunami propagation/runup analysis for the validation of the characterized tsunami source model

項目	設定値						
各領域の解析条件		A領域	B領域	C領域	D領域	E領域	F領域
	空間格子間隔(m)	1350	450	150	50	17	5.6
	時間格子間隔(s)	2.43	0.81	0.27	0.09	0.03	0.01
	基礎方程式	非線形長波式					
	地形モデル	海域のみ			海域および陸上		
境界条件	陸側	完全反射			小谷ら <sup>(参27)</sup> の遡上境界 <sup>(参4)</sup>		
	沖側	自由透過	外側の大格子領域と、水位・流量を接続				
初期条件	Mansinha and Smylie <sup>(参28)</sup> の方法を用いて設定。						
海底摩擦係数	Manningの粗度係数 $n=0.025m^{-1/3}s$ （後藤・佐藤 <sup>(参29)</sup> 、土木学会 <sup>(参2)</sup> ）						
水平滑動粘性係数	考慮しない						
現象再現時間	地震発生後6時間						

慮する。海底摩擦項にはマニングの粗度係数 0.025 を用いた。

数値計算には、差分法を用い、海域及び陸域の地形モデルは A 領域から F 領域まで六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・5.6m まで 1/3 ずつ徐々に小さくして接続計算を行った。これらの計算領域を図 3.9 に示す。境界条件は、沖側では自由透過、陸側では A 領域から C 領域までを完全反射、D 領域から F 領域までを小谷ほか<sup>(参27)</sup>の遡上境界とした。

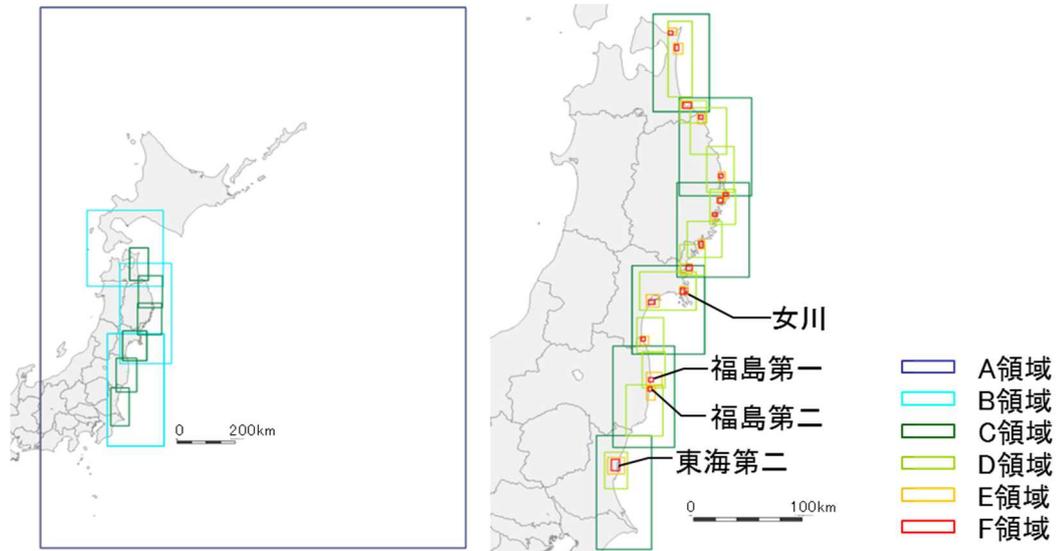


図 3.9 津波伝播解析の計算領域<sup>(参4)</sup>

Fig.3.9 Domains for numerical tsunami analysis

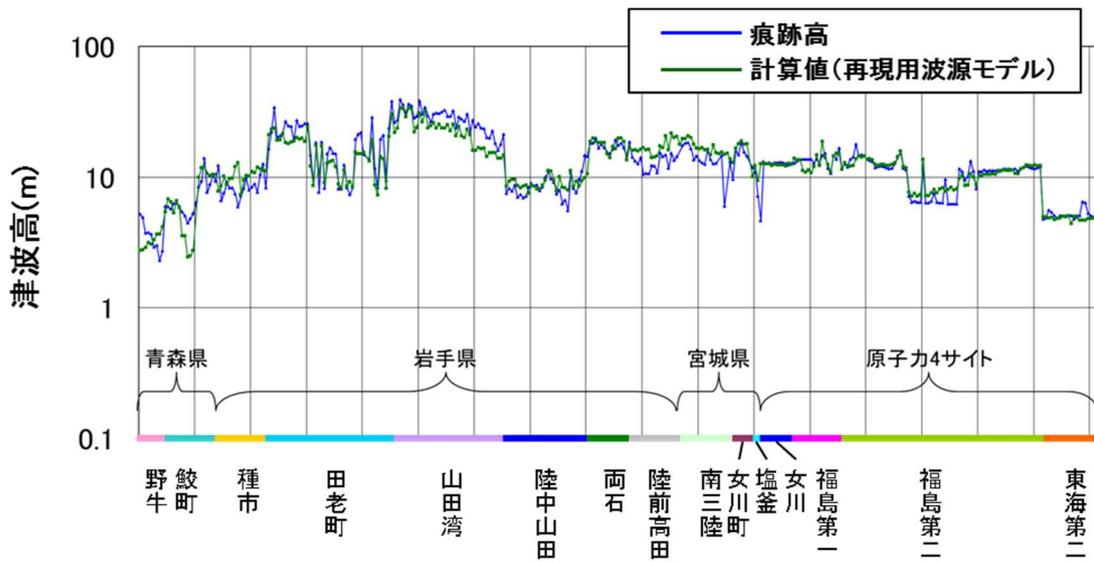
### 3. 3. 3 検証結果

四つの原子力サイト及び11か所の一般サイトにおける痕跡高と計算津波高を比較した結果を図 3.10 (a) 及び図 3.10 (b) に示す。

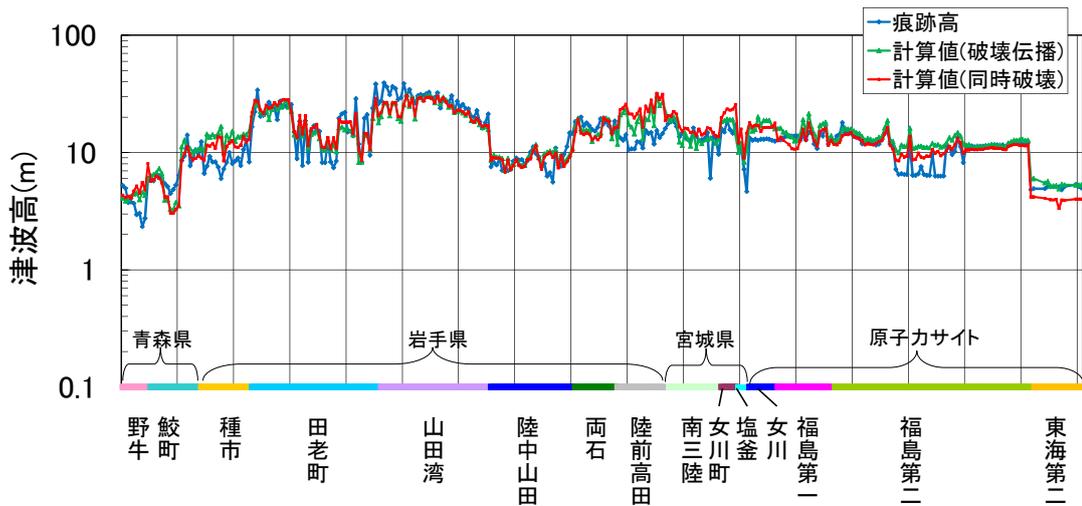
図 3.10 (a) は、痕跡高と再現用波源モデルによる計算津波高を比較した結果である。同図中には、現地調査による痕跡高（遡上高及び浸水高）を青印、再現用波源モデルによる計算津波高を緑印で示し、それぞれ実線で結んだ。再現の対象を11か所の一般サイトまで拡張した時の再現用波源モデルによる再現性の程度は、相田<sup>(参8)</sup>の指標を用いれば  $K=1.01$ 、 $\kappa=1.24$  ( $\beta_{\text{再現}}=0.22$ )、 $n=339$  点となった。これらの値は、良好な再現の目安 [ $0.95 < K < 1.05$ 、 $\kappa < 1.45$ ]<sup>(参2)</sup> を十分に満足する結果となった。

一方、図 3.10 (b) は、痕跡高と特性化波源モデルによる計算津波高の比較結果である。同図中の青印は、図 3.10 (a) と同様に痕跡高を示す。特性化波源モデルのうち破壊伝播モデルの場合を緑印、同時破壊モデルの場合を赤印で示した。破壊伝播モデルの場合には、 $K=0.91$ 、 $\kappa=1.30$  ( $\beta_{\text{破壊伝播}}=0.26$ )、 $n=337$  点となり、同時破壊モデルの場合には、 $K=0.94$ 、 $\kappa=1.31$  ( $\beta_{\text{同時破壊}}=0.27$ )、 $n=334$  点となった。両者の値は、いずれも上記の目安に対して  $K$  の値が目安値をわずかに下回るもののおおむね満足する結果となった。また、 $\kappa$  の値は、いずれも目安値を満足する結果となった。 $\kappa$  の自然対数で表した  $\beta$  の値を比較すると、 $\beta_{\text{再現}}$ 、 $\beta_{\text{破壊伝播}}$ 、 $\beta_{\text{同時破壊}}$  の順に大きくなっており、予想どおり波源モデルの精緻さに対応する結果となった。また、特性化波源モデルの  $\beta_{\text{破壊伝播}}$  と  $\beta_{\text{同時破壊}}$  の差は僅かであり、ほぼ一致する結果となった。

これらの結果は、対象とした全ての痕跡高に対する平均的な傾向を示すものであり、津波高との関係を詳細に知ることはできない。そこで、 $\beta_{\text{再現}}$ 、 $\beta_{\text{破壊伝播}}$  及び  $\beta_{\text{同時破壊}}$  と計算津波高との関係に着目し、再整理を行った。これらの結果をそれぞれ図 3.11 及び図 3.12 に示す。両図中の上段には痕跡高と計算津波高との比をプロットした分布図を、また下段にはこれらの分布から算定される  $\beta$  の値を、いずれも計算津波高を横軸として示した。ただし、下段の図では、横軸の計算津波高を五つの区間に分割し、区間ごとに  $\beta$  を算定した。その際、区間ごとの標本の数がかほぼ同じになるよう区間幅を設定した。図中にはそれぞれの区間幅を実線の長さで示し、各区間における計算津波高の平均値と  $\beta$  の値を丸印で示した。図 3.11 より  $\beta_{\text{再現}}$  は 0.16~0.22、図 3.12 より  $\beta_{\text{破壊伝播}}$  は 0.24~0.27、 $\beta_{\text{同時破壊}}$  は 0.22~0.33 となり、 $\beta_{\text{同時破壊}}$  を除けば計算津波高によらずほぼ一定となった。 $\beta_{\text{同時破壊}}$  の計算津波高が 20m を超える範囲で大きくなった要因は、この範囲において痕跡高に比べて計算津波高が高く算定された地点が多かったためである。



(a) 痕跡高と再現用波源モデルによる計算値の比較



(b) 痕跡高と特性化波源モデルによる計算値の比較

図 3.10 東北地震津波の痕跡高と計算津波高の比較

Fig.3.10 Comparison between the trace height and simulated tsunami height of the Tohoku Earthquake Tsunami

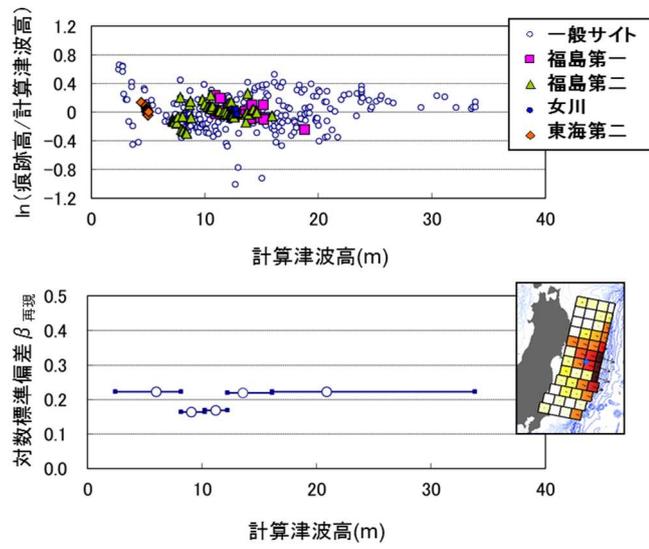


図 3.11  $\beta$ 再現と計算津波高の関係 (参4)

Fig.3.11 Relationship between  $\beta$  and simulated tsunami height

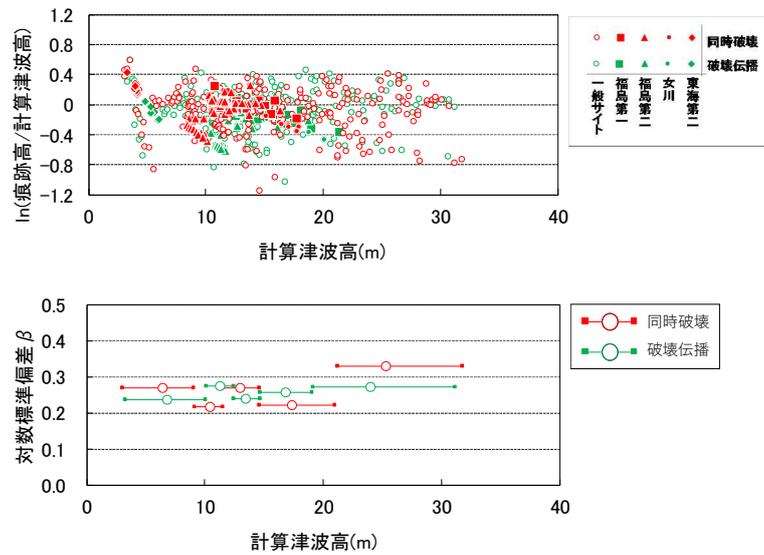


図 3.12  $\beta$ 破壊伝播及び $\beta$ 同時破壊と計算津波高の関係

Fig.3.12 Relationship between  $\beta$  and simulated tsunami height

### 3. 3. 4 検証結果を踏まえた考察

3.3.3 項に示したとおり、特性化波源モデルを用いた津波高のばらつき  $\beta$  が定量的に得られたことから、既往の知見と比較して考察する。

津波数値解析モデルによる津波高のばらつきに関する既往知見は、土木学会<sup>(参30)</sup>にまとめられている。この情報を基に、同ばらつきの要因である、波源特性、伝播特性、遡上特性及び痕跡情報の四つの観点から本技術報告の検証結果と比較した。比較結果を表 3.5 に示す。

同表から、既往知見の  $\beta$  はおよそ 0.28~0.47 であるのに対し、特性化波源モデルによるばらつき  $\beta$  は、同心円状の破壊様式を仮定した破壊伝播モデルの場合 ( $\beta_{\text{破壊伝播}}$ ) には 0.24~0.27、瞬時破壊を仮定した同時破壊モデルの場合 ( $\beta_{\text{同時破壊}}$ ) には 0.22~0.33 であり、既往知見に比べて大きく低減していることが分かる。これは種々の要因が重なった結果であり、波源特性では不均一なすべり分布を取り入れたこと、遡上特性では航空レーザー測量による標高データに基づいて陸上地形モデルの空間格子間隔を詳細化したこと、そして、痕跡情報では既往知見の痕跡情報が歴史記録に基づいているのに対し、本技術報告で対象とした東北地震津波の痕跡情報は GPS 測量に基づいた詳細な位置情報を有していることが要因と考える。つまり、これらの各種モデル化や痕跡情報の精度向上が、ばらつき  $\beta$  の低減に寄与したと考える。

以上の結果から、PTHA において 3.2 節の特性化波源モデルを適用する場合には、5m 程度の空間格子間隔の地形モデルを使用することを条件に、津波高のばらつき  $\beta$  の値を 0.20~0.30 程度まで、既往知見よりも低減できることを示した。ただし、今回検証の対象としたのは  $M_w$ 8.9 以上の超大規模クラスに分類される  $M_w$ 9.0 の東北地震津波の 1 ケースにすぎない。その他の地震規模についても同様の検証が必要であり、今後の課題と考える。

表 3.5 津波高のばらつき  $\beta$  に関する既往知見との比較

Table 3.5 Comparison of variations  $\beta$ 's on tsunami propagation between present study and existing knowledge

	1) 波源特性	2) 伝播特性	3) 遡上特性	4) 痕跡情報	津波高のばらつき $\beta$ ( $\kappa$ )
土木学会 2011.9	• 一様すべりモデル	• 海底地形	• 地形格子 100~200m • 遡上なしの全反射	• 痕跡点の位置情報 の精度:小	日本海溝: 0.34~0.37 (1.40~1.45) 南海トラフ: 0.30~0.47 (1.35~1.60)
	• 不均一モデル	• 海底地形	• 地形格子 50m • 遡上なしの全反射	• 痕跡点の位置情報 の精度:小	日本海溝: 0.31~0.37 (1.37~1.45) 南海トラフ: 0.28~0.39 (1.32~1.48)
本技術報告	• 特性化波源モデル (不均一モデル)	• 海底地形	• 地形格子 5.6m • 遡上あり • 建屋あり	• 痕跡点の位置情報 の精度:高	日本海溝: 動的破壊、0.24~0.27 (1.27~1.31) 静的破壊、0.22~0.33 (1.25~1.39)

### 3.4 破壊伝播特性に係る不確実さの影響評価

PTHA 手法では、将来の津波発生を想定した津波波源のモデル化、地震発生間隔等の地震活動のモデル化及び津波波源から評価対象地点までの津波伝播のモデル化を行い、津波発生頻度及び津波高を評価する。その際、これらのモデル化に係る不確実さの考慮が必要となる。3.2 節の特性化波源モデルの破壊伝播特性に関しても、破壊開始点等の時空間的パラメータを地震(津波)発生前に確定することは困難であり、これらを不確実さ要因として捉え、PTHA 手法に反映する必要がある。これまでも破壊伝播特性が津波高に及ぼす影響を研究した例<sup>(参31)、(参32)</sup>は幾つかあるものの、いずれも破壊開始点等のパラメータを変化させた傾向分析にとどまり、不確実さの程度を定量化した例は見られない。

本節では、PTHA 手法の高度化に資するため、千島海溝から日本海溝沿いのプレート間地震を例として、破壊伝播特性に係る不確実さを考慮した破壊伝播モデルを用いて津波高を算出し、その不確実さが津波高に及ぼす影響を分析した。次に、その分析結果を踏まえて破壊伝播特性の不確実さの影響を PTHA 手法に取り入れるための簡易的な手法を構築した<sup>(参33)</sup>。

#### 3.4.1 破壊伝播特性の不確実さを考慮した津波波源のモデル化

3.2 節の特性化波源モデルでは、 $M_w 8.3$  以上の津波波源に対して二種類の破壊様式を仮定した。一方は、破壊領域が複数の震源領域に及ぶ場合でもこれを一回の地震活動と考え、一定の破壊伝播速度で伝播する同心円状の破壊様式である。他方は、複数の震源領域が時間差をもって活動する破壊様式である。後者の破壊様式と PTHA を関連付けた既往の研究事例として、杉野ほか<sup>(参21)</sup>の研究があるので参照されたい。本技術報告では、前者の同心円状の破壊様式を対象とした。

同心円状の破壊様式を仮定した津波波源モデルのイメージを図 3.13 に示す。この破

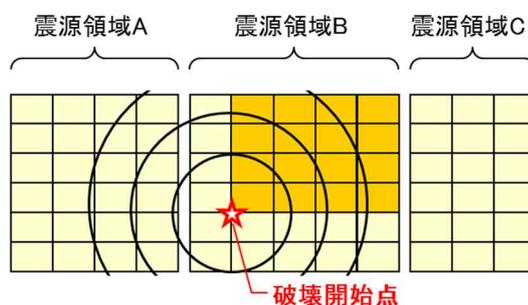


図 3.13 同心円状の破壊様式を仮定した津波波源モデル<sup>(参33)</sup>

Fig. 3.13 Illustrated tsunami source model assuming concentric rupture propagation

表 3.6 既往研究の破壊伝播速度一覧

Table 3.6 Velocities of rupture propagation of the former studies

地震津波名	発生日	破壊伝播速度 (km/s)	根拠データ (出典)
インド洋津波	2004. 12. 26	0.7	衛星観測による海面高度測量データに基づく津波波源モデル(Hirata et al., 2006) (参34)
		1.0	観測津波波形データに基づく津波波源モデル(Fujii et al., 2007) (参35)
		1.7	観測津波波形データに基づく津波波源モデル(Tanioka et al., 2006) (参36)
		2.0	観測津波波形データに基づく津波波源モデル(Piatanesi et al., 2007) (参37)
		2.8	観測地震動データに基づく震源モデル(Ishii et al., 2005) (参38)
東北地震津波	2011. 3. 11	1.5 (参4)	観測津波波形データに基づく津波波源モデル(杉野ほか, 2013) (参3)
		1.5 (参4)	観測津波波形データに基づく津波波源モデル(Satake et al., 2013) (参16)
		2.0 (参4)	観測津波波形データに基づく津波波源モデル(内閣府, 2012) (参13)
		2.5	観測地震動データに基づく震源モデル(Gavin, 2011) (参39)
		約3~4	観測地震動データに基づく震源モデル(Petukhin et al., 2012) (参40)

壊様式で設定するパラメータは、破壊開始点と破壊伝播速度であり、これらの不確かさの考慮が必要となる。そのため破壊開始点については、断層面上の任意の複数地点を設定することとした。破壊伝播速度については、値の取り得る幅を把握するために、地震津波を対象とした震源モデル及び津波波源モデルに関する既往研究を調査した。

国内外の研究者による破壊伝播速度に関する既往研究を調査した結果を表 3.6 に示す。ここに取り上げた地震津波は、平成 16 年インド洋津波と東北地震津波である。いずれの地震津波も多様な観測機器によって種々の観測データが得られており、これらの観測データに基づいて震源又は津波波源が推定されている。破壊伝播速度に関するデータも併せて推定されており、その根拠となる出典も併せて表 3.6 に示した。同表から破壊伝播速度はインド洋津波で 0.7~2.8 km/s、東北地震津波で 1.5~4 km/s であり、同一の地震津波でさえ破壊伝播速度に幅が見られる。これ以外にも、 $M_w$ 7.1~8.1 のプレート間地震を対象とした震源インバージョンによる震源モデルの推定結果から、破壊伝播速度は 2.6~3.3 km/s の値が得られている (参41)。以上の既往研究を参考に、以降では破壊伝播速度の値を大きめの設定として 3.0km/s の場合と、小さめの設定としてその半分の 1.5km/s の場合について検討を行った。

津波波源のモデル化に際し、破壊伝播速度の具体的な考慮の方法は、津波波源の領域に複数のサブフォルトを配置し、破壊開始点と各小断層との距離及び破壊伝播速度から破壊開始時間を算出し、時々刻々伝播する海底の地殻変動をモデル化した。なお、断層すべりの立ち上がり時間は考慮しない。

### 3. 4. 2 津波高に及ぼす破壊伝播特性の不確かさの影響評価

本項では、千島海溝から日本海溝沿いのプレート間地震を対象に、破壊伝播特性に係る不確かさを考慮するために破壊開始点や破壊伝播速度を変動させた破壊伝播モデルを設定し、これらの不確かさが津波高に及ぼす影響を定量評価した。

#### (1) 評価地点及び対象津波波源の設定

評価地点及び対象津波波源の領域を図 3.14 に示す。評価地点は、北から八戸沖、気仙沼沖、福島沖及び神栖沖の四つの地点とした。いずれも 150m 水深の任意地点である。対象津波波源は、審査ガイド<sup>(参6)</sup> に例示されている千島海溝から日本海溝沿いのプレート間地震による津波波源の領域とした。評価地点の選定に当たっては、各評価地点と津波波源との相対的な位置関係を考慮した。具体的には、広大な津波波源の領域のほぼ中央の八戸沖と端部の神栖沖、その間をほぼ等間隔に分割される気仙沼沖と福島沖を選定した。

#### (2) 津波波源モデルの設定

本項で扱う津波波源モデルは、4 章の東北地方太平洋沿岸海域の PTHA の事例で設定する津波波源モデルと一部を除いてほぼ同じ設定とした。詳細は 4.2 節を参照されたい。不均一すべり分布の配置パターンと破壊開始点の設定概要を表 3.7 に示す。 $M_w$ 8.9 以上の超大規模クラスでは、不均一すべり分布の配置パターンを三つ、破壊開始点は配置パターンごとに 4 パターンとした。また、 $M_w$ 8.3~8.8 の大規模クラスでは、同配置パターンを一つ、破壊開始点は 2 パターンとし、それより小規模のクラスについてはいずれの設定も行わない。破壊伝播速度は前述のとおり 1.5 と 3.0 km/s の二種とした。

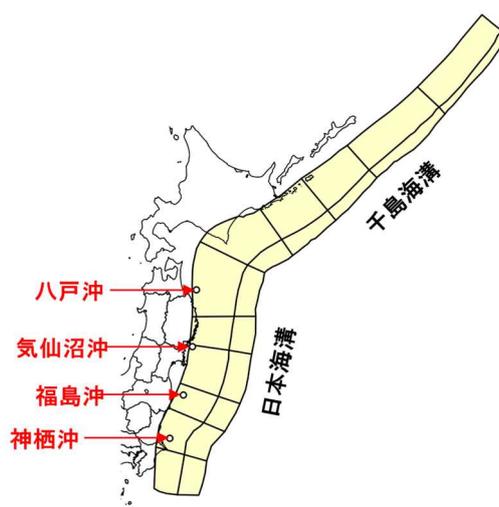


図 3.14 評価地点と対象津波波源の領域<sup>(参33)</sup>

Fig.3.14 Targeted points and tsunami source area

表 3.7 空間的すべり分布の配置パターンと破壊開始点の設定概要 (参33)

Table 3.7 Patterns of typical slip distribution and rupture starting points

地震規模	小～中規模 (~Mw8.2)	大規模 (~Mw8.8)	超大規模 (Mw8.9~)
津波波源モデルのイメージ			
		<div style="border: 1px dashed black; padding: 5px;"> <p>■ : 超大すべり域</p> <p>■ : 大すべり域</p> <p>■ : 背景領域</p> <p>☆ : 破壊開始点</p> </div>	
不均一すべりの配置	—	1パターン	3パターン
破壊開始点	—	2パターン	4パターン
破壊伝播速度	—	2種類 (1.5km/s, 3.0km/s)	

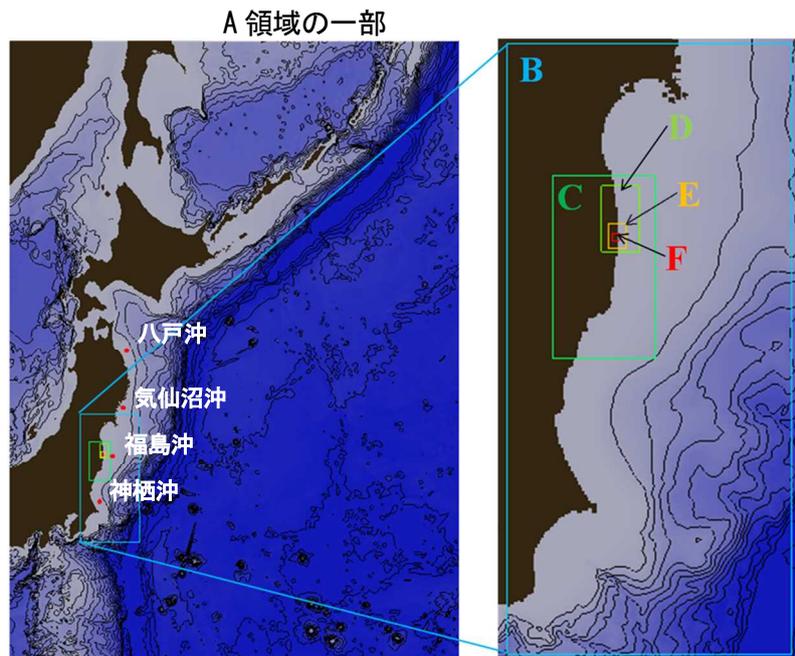


図 3.15 津波伝播解析の計算領域 (参33)

Fig.3.15 Domains for numerical tsunami analysis

### (3) 津波伝播解析の条件

津波伝播解析の計算条件は 3.3 節の検証解析と同一条件とした (表 3.4 参照)。計算領域を 図 3.15 に示す。同図中には、評価地点位置も併せて図示した。八戸沖と気仙沼沖は A 領域 (空間格子間隔 1350m) に、福島沖と神栖沖は B 領域 (同 450m) に含まれる。

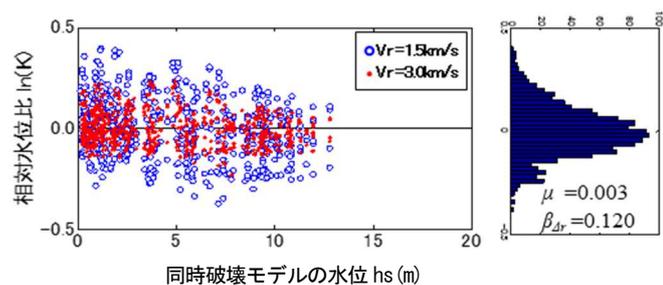
#### (4) 破壊伝播特性の不確かさの影響評価結果

破壊開始点の位置や破壊伝播速度を変化させた $M_w 8.3$ 以上の破壊伝播モデルを用いた津波伝播解析による水位上昇側及び下降側の結果をそれぞれ図 3.16(a)~(d)及び図 3.17(a)~(d)に示す。いずれも評価地点が北から(a)八戸沖、(b)気仙沼沖、(c)福島沖及び(d)神栖沖の順に整理した。

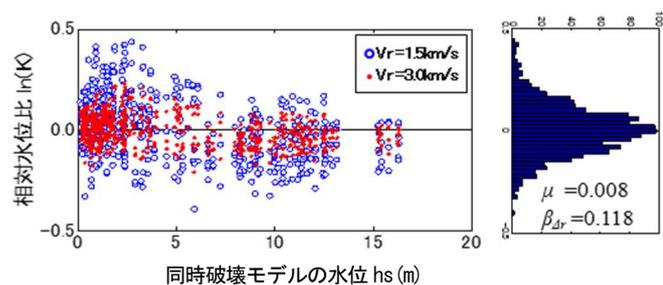
図 3.16 (a)~(d)は、各評価地点における、同時破壊モデルによる最大水位上昇量 $h_s$ と上昇側の相対水位比 $\ln(k)$ との関係を示す。縦軸は相対水位比であり、破壊伝播モデルによる最大水位上昇量 $h_r$ と同時破壊モデルによる最大水位上昇量 $h_s$ の比 $k (=h_r/h_s)$ の自然対数 $\ln(k)$ を表す。同図中には、全ての $\ln(k)$ 値を用いたヒストグラムも併せて示した。また、同図中の青丸印は破壊伝播速度 $V_r$ が $1.5\text{km/s}$ の場合を、赤点印は同 $3.0\text{km/s}$ の場合をそれぞれ表す。全ての評価地点に共通し、 $\ln(k)$ 値は、同時破壊モデルの $h_s$ が大きくなるほど分布の中心が $0.0$ より下回る傾向にある。また、破壊伝播速度の影響として、速度の大きい赤点印が青丸印よりも $0.0$ 近傍に集中している様子が見られた。縦軸の $0.0$ は同時破壊モデルの水位に相当し、瞬時の破壊が極端に大きな破壊伝播速度と考えれば、この速度が大きいほど縦軸の $0.0$ 近傍に集中する傾向と整合する。一方、 $\ln(k)$ 値のヒストグラムは、ほぼ $0.0$ を中心とする正規分布で近似できることが分かる。

図 3.17 (a)~(d)は、各評価地点において、同時破壊モデルによる最大水位下降量 $h_s$ と下降側の相対水位比 $\ln(k)$ との関係及び $\ln(k)$ 値のヒストグラムを示す。水位上昇側と同様に、全ての評価地点に共通して、 $\ln(k)$ 値のヒストグラムは、ほぼ $0.0$ を中心とする正規分布で近似できることが分かる。

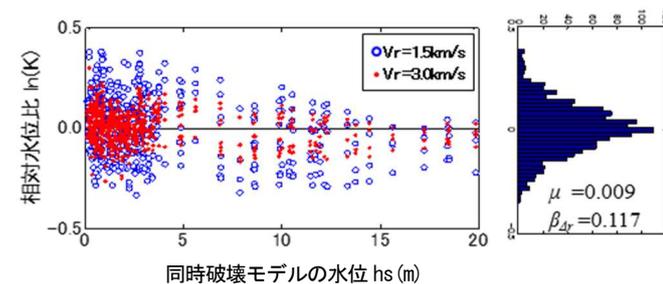
各評価地点における水位上昇側及び下降側の相対水位比 $\ln(k)$ の平均値 $\mu$ 及び標準偏差 $\beta_{dr}$ をそれぞれ表 3.8及び表 3.9示す。水位上昇側では、各評価地点の平均値 $\mu$ はほぼ $0.0$ 、 $\beta_{dr}$ は津波波源の領域の端部に位置する神栖沖の約 $0.10$ を除けば、ほぼ一律 $0.12$ 近傍の値となった。また、水位下降側では各評価地点の $\beta_{dr}$ は、津波波源の領域の端部に位置する神栖沖の約 $0.17$ を除けば、ほぼ $0.13\sim 0.14$ の値となった。



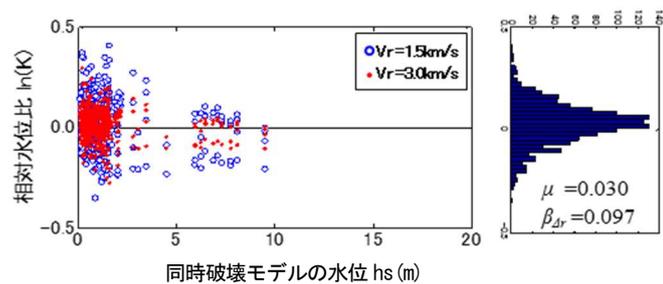
(a) 八戸沖



(b) 気仙沼沖



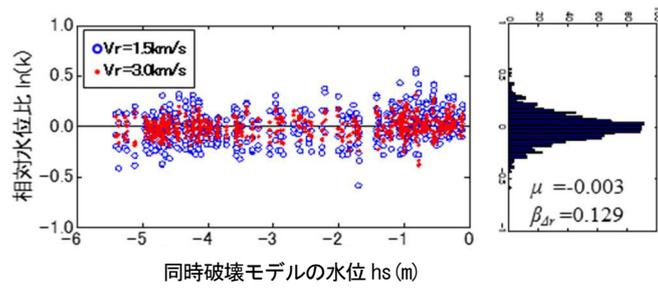
(c) 福島沖



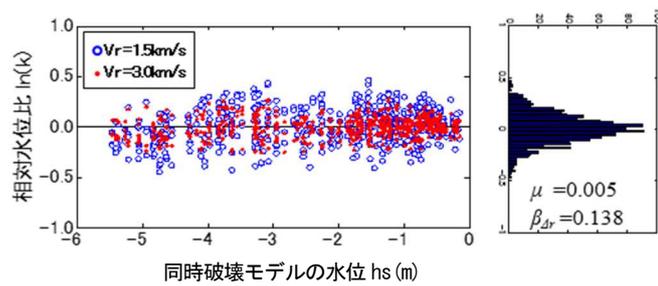
(d) 神栖沖

図 3.16 津波高に及ぼす破壊伝播特性の不確かさ影響 (水位上昇側) (参 33)

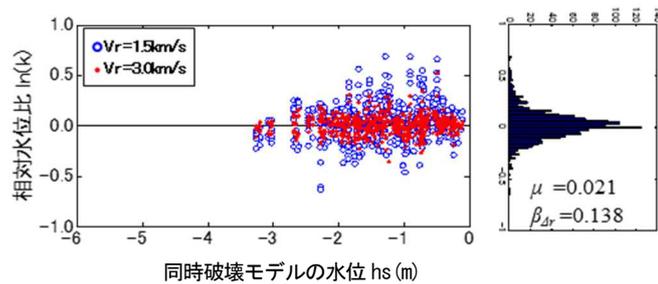
Fig.3.16 Influence on the simulated tsunami height regarding uncertainties in the rupture process parameters (peak side)



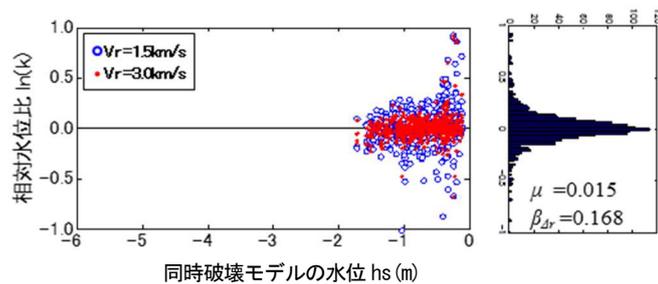
(a) 八戸沖



(b) 気仙沼沖



(c) 福島沖



(d) 神栖沖

図 3.17 津波高に及ぼす破壊伝播特性の不確かさ影響 (水位下降側) (参33)

Fig.3.17 Influence on the simulated tsunami height regarding uncertainties in the rupture process parameters (trough side)

表 3.8 相対水位比（上昇側）の平均値及び標準偏差 (参33)

Table 3.8 Means and standard deviations of logarithmic ratio of relative tsunami height (peak side)

評価地点	八戸沖	気仙沼沖	福島沖	神栖沖
平均値 $\mu$	0.003	0.008	0.009	0.030
標準偏差 $\beta_{\Delta r}$	0.120	0.118	0.117	0.097

表 3.9 相対水位比（下降側）の平均値及び標準偏差 (参33)

Table 3.9 Means and standard deviations of logarithmic ratio of relative tsunami height (trough side)

評価地点	八戸沖	気仙沼沖	福島沖	神栖沖
平均値 $\mu$	0.003	0.005	0.021	0.015
標準偏差 $\beta_{\Delta r}$	0.129	0.138	0.138	0.168

### 3. 4. 3 破壊伝播特性の不確実さ影響を考慮した津波高の確率分布モデル

断層の破壊伝播特性に係わる不確実さが津波高に及ぼす影響を分析した結果、相対水位比 $k (=h_r/h_s)$ の自然対数 $\ln(k)$ は、上昇側と下降側いずれの場合においても平均値0.0の正規分布で近似できることが示された。そこで、相対水位比 $\ln(k)$ のこの特徴を利用して、上記の破壊伝播特性の不確実さ影響を考慮した津波高の確率分布モデルの作成を試みた。

相対水位比 $\ln(k)$ は、式(3.7)で表される。

$$\ln(k) = \ln\left(\frac{h_r}{h_s}\right) \quad (3.7)$$

ここで、 $h_r$ は破壊伝播モデルによる最大水位上昇量（又は下降量）を、 $h_s$ は同時破壊モデルによる最大水位上昇量（又は下降量）をそれぞれ表す。式(3.7)を変形すると次のように表される。

$$\ln(h_r) = \ln(k) + \ln(h_s) \quad (3.8)$$

ここで改めて各変数 $h_r$ 、 $h_s$ 、 $k$ を確率変数とし、それぞれ $Hr$ 、 $Hs$ 、 $K$ で表すと、式(3.8)は次のように表すことができる。

$$\ln Hr = \ln K + \ln Hs \quad (3.9)$$

3.4.2 項の分析結果に基づき、相対水位比  $\ln K$  を平均値 0.0、標準偏差  $\beta_{\Delta r}$  の正規分布で仮定する。また、同時破壊モデルによる最大水位  $\ln H_s$  は、PTHA 手法では、通常、津波伝播解析による算定値  $h_s$  を平均値とし、津波伝播解析のモデル化に起因する不確かさを表す標準偏差  $\beta_s$  を有する正規分布で仮定される。式(3.9)の右辺は、正規分布の和で表され、その結果もまた正規分布となる<sup>(参42)</sup>。したがって、二つの確率変数  $K, H_s$  が独立であると仮定すれば、 $\ln Hr$  の平均値  $\ln \overline{Hr}$  と標準偏差  $\beta_r$  は、確率変数  $K, H_s$  の平均値及び標準偏差を用いて次式のように表すことができる。

$$\text{平均値：} \quad \ln \overline{Hr} = \ln \overline{K} + \ln \overline{H_s} = \ln(h_s) \quad (\because \ln \overline{K} = 0.0) \quad (3.10)$$

$$\text{標準偏差：} \quad \beta_r = \sqrt{\beta_{\Delta r}^2 + \beta_s^2} \quad (3.11)$$

以上の手続きを踏むことにより、破壊伝播特性の不確かさ影響を考慮した津波高  $\ln Hr$  の確率分布モデルの平均値と標準偏差が簡易的に求められることを示した。

#### 4. 東北地方太平洋沿岸海域における評価事例

本章では、審査ガイド<sup>(参6)</sup>を技術的にサポートすることを目的に、審査ガイドの記載に沿った津波波源の設定及び PTHA の具体的事例を示す。その際、津波波源の設定では、新たな津波想定として3章の特性化波源モデル（以下「新津波想定モデル」という。）を適用するとともに、東北地震津波の発生前までの知見に基づいて津波を想定した旧津波想定による評価結果と比較することにより、津波想定における津波波源モデル等の不確かさの取扱いが PTHA の結果に及ぼす影響を示す。

##### 4.1 対象地点及び対象津波波源の設定

対象地点は、福島県東方沖の 150m 水深の任意地点とした（**図 4.1**）。対象津波波源は、審査ガイド<sup>(参6)</sup>に例示された千島海溝から日本海溝沿いのプレート間地震による津波と、発生の記録は少ないもののその影響が無視できない海洋プレート内地震（正断層型）による津波を対象とした（**図 4.3**）。

対象津波波源には、千島海溝と日本海溝の二つの島弧下のプレート境界の同時破壊（以下「二つの島弧下の同時破壊」という。）が含まれるが、この点については専門家意見が分かるところである。このような場合には、二つの島弧下の同時破壊の可能性を認識論的不確かさ要因の一つと捉え、ロジックツリーの分岐項目に加えることが望ましい。このような研究例として、杉野ほか<sup>(参5)</sup>があるので参照されたい。ここでは、二つの島弧下の同時破壊を考慮することを前提とした評価事例を示す。

なお、対象津波波源には、これらのほかにチリ地震津波等の遠地津波も考慮すべきではあるが、ここでは新津波想定モデルのすべり分布の不均一性の影響が大きいと考えられる日本周辺海域に着目することとし、遠地津波を除外した。

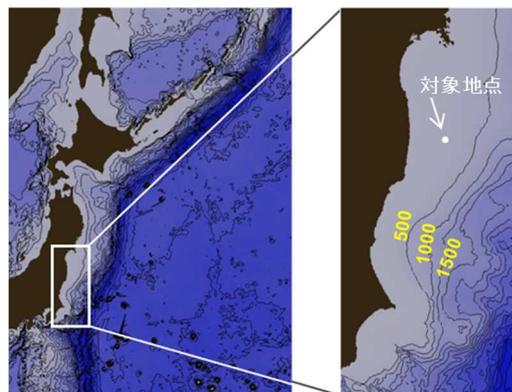
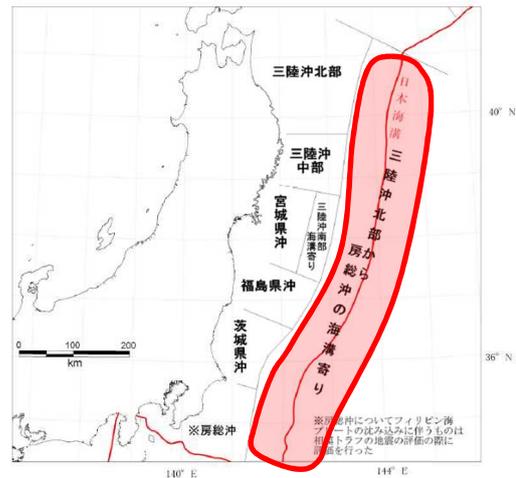


図 4.1 対象地点位置（150m 水深点）<sup>(参5)</sup>

Fig.4.1 Location of targeted (depth of 150 m)



\*原子力規制委員会 (参6) より引用



\*地震調査研究推進本部 (参4.3) に加筆

図 4.3 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)

Fig.4.2 Tsunami source areas of the interplate (left) and intra-plate (right) earthquakes

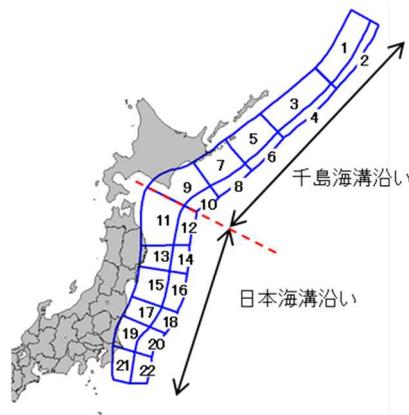


図 4.2 セグメント区分と番号 (参5)

Fig.4.3 Segments and their numbers

## 4.2 津波波源モデルの設定

### 4.2.1 千島海溝から日本海溝沿いのプレート間地震による津波の場合

#### (1) 三次元プレート境界モデル及びセグメント区分の設定

千島海溝から日本海溝沿いのプレート境界面は複雑な三次元構造である。この領域のプレート境界面に関するデータとして中央防災会議の日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会資料に記載の推定等深線図 (参4.4) を参考とした。この境界面に沿って約5km四方のサブフォルトを配置することにより複雑な三次元構造を表現し、三次元プレート境界モデルとした。



$$M_w = (\log M_o - 9.1)/1.5 \quad (4.1)$$

$$D = M_o/(\mu \cdot S) \quad (4.2)$$

$$M_o = 16/(7\pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2} \quad (4.3)$$

ここに、 $M_o$ ：地震モーメント(Nm)、 $\mu$ ：剛性率(N/m<sup>2</sup>)、 $S$ ：波源全体の面積(m<sup>2</sup>)、 $\Delta\sigma$ ：波源全体の平均応力降下量(N/m<sup>2</sup>)をそれぞれ表す。

$M_w$ 及び $D$ の算定には、平均応力降下量 $\Delta\sigma=3.1\text{MPa}$  (参<sup>26</sup>)と剛性率 $\mu=3.5 \times 10^{10}\text{N/m}^2$  (浅部)、 $5.0 \times 10^{10}\text{N/m}^2$  (深部) (参<sup>2</sup>)を用いた。ただし、浅部と深部の両方にまたがる場合には、式(4.4)で表される平均剛性率 $\mu_{ave}$ を用いて $D$ を算定した。セグメントの組合せ数は93ケース、 $M_w$ の範囲は7.9~9.6となった。

$$\mu_{ave} = \frac{\mu_{deep} \times S_{deep} + \mu_{shallow} \times S_{shallow}}{S} \quad (4.4)$$

ここに、 $\mu_{deep}$ 、 $\mu_{shallow}$ ：深部及び浅部の剛性率、 $S_{deep}$ 、 $S_{shallow}$ ：深部及び浅部の断層面積を表す。

### (3) 空間的不均一すべり分布の設定

3.2節の微視的波源特性の設定手順に従い、表4.1に示した各津波波源モデルの空間的不均一性を考慮したすべり分布を設定した。特に $M_w$ 8.9以上のクラスでは、津波波源の領域が広大であるために、不均一すべり分布の配置そのものが対象地点の津波高に大きく影響することが予想される。そこで、不均一すべり分布の配置を不確実さ要因の一つと考え、これらの配置を変動させた複数パターンを設定することとした。

各津波波源モデルのすべり分布を表4.2に示す。同表中の赤色の領域は超大すべり域を示す。同様にオレンジ色は大すべり域を、黄色は背景領域をそれぞれ示す。 $M_w$  8.9以上のクラスに分類される津波波源モデルについては、不均一すべり分布の複数パターンのうち、各1ケースのみを例示した。その他のパターンについては、No.630の津波波源モデル( $M_w$  9.6)を例として表4.3に示す。ここでは、大すべり域の配置を南北に3パターン(表中記号\_A, \_B, \_Cで表示)、超大すべり域の配置・形状・個数を変化させた5パターン(表中記号\_1, \_2, \_3, \_4, \_5で表示)を設定し、これらの組合せにより計15パターンとした。超大すべり域を二つに分割する配置パターンでは、3.3節の特性化波源モデルの検証結果を踏まえて、超大すべり域の二つの面積比が1:4となるように設定した。本検討における各津波波源モデルのすべり量及び空間的不均一すべり分布の配置パターンの数を表4.4に示す。

表4.3及び表4.4に示したように、東北地震津波の推定波源の知見を踏まえれば、海溝軸までを波源領域とする場合には、海溝軸沿いに超大すべり域を配置することが合理的

表 4.2 千島海溝及び日本海溝沿いの津波波源モデルのすべり分布一覧 (※5)

Table 4.2 Slip distributions for scenario tsunamis along the Chishima-Japan Trench

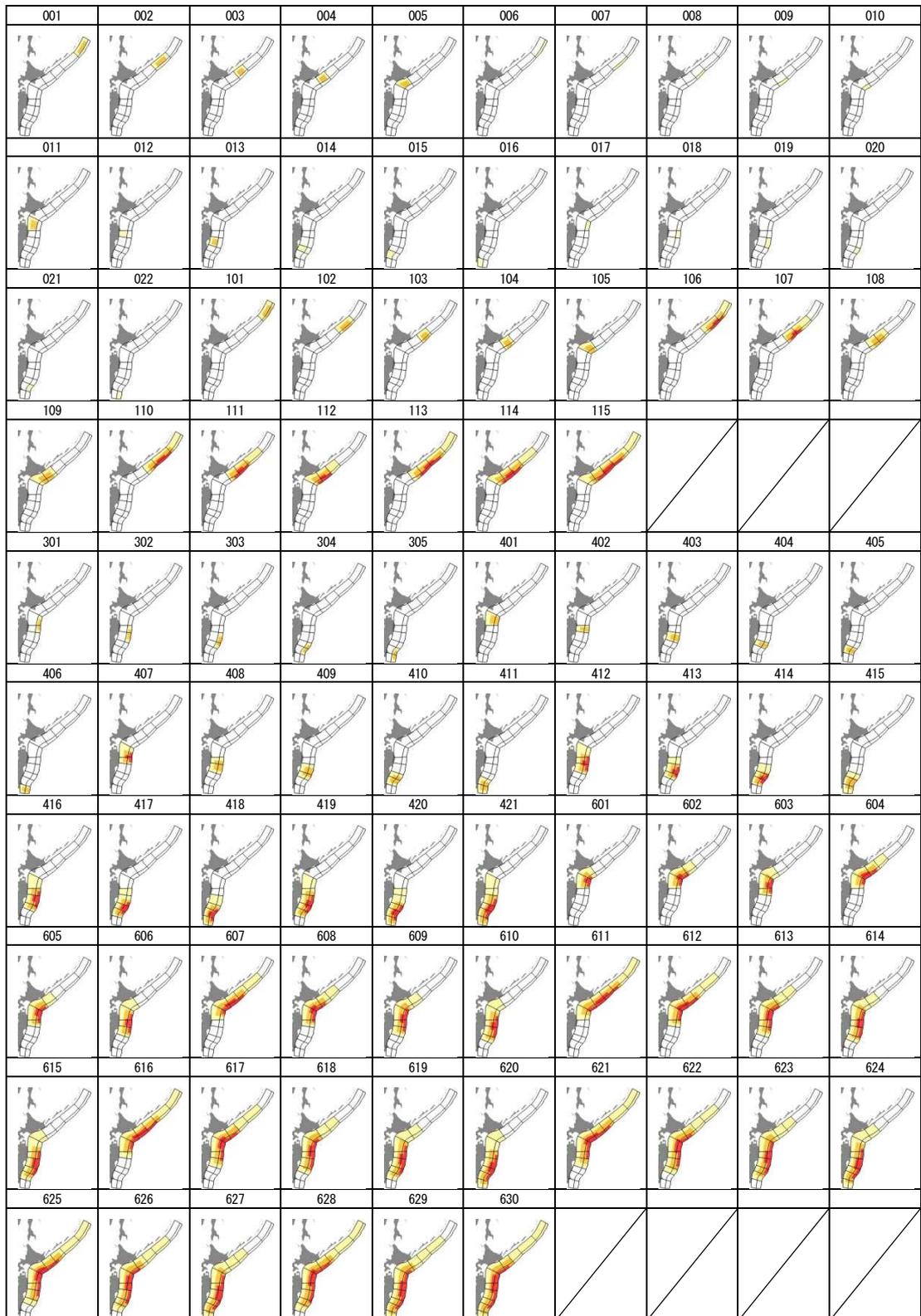


表 4.3 不均一すべり分布のパターン (津波波源モデル No. 630 の例) (参5)

Table 4.3 Patterns of spatially heterogeneous slip distributions (example of No. 630)

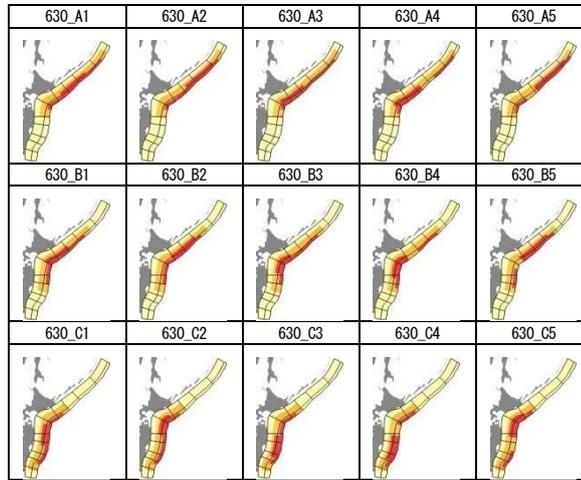


表 4.4 津波波源モデルのすべり量及び空間的不均一すべり分布の配置パターン数一覧 (参5)

Table 4.4 Slips and number of patterns of spatially heterogeneous slip distributions

津波波源 モデルNo.	Mw	背景すべり (m)	大すべり (m)	超大すべり (m)	不均一すべり 分布のパターン数	津波波源 モデルNo.	Mw	背景すべり (m)	大すべり (m)	超大すべり (m)	不均一すべり 分布のパターン数
001	8.5	1.55	9.33	-	1	401	8.7	1.98	11.88	-	1
002	8.6	1.59	9.56	-	1	402	8.4	1.48	8.86	-	1
003	8.4	1.35	8.09	-	1	403	8.5	1.75	10.51	-	1
004	8.4	1.32	7.94	-	1	404	8.3	1.38	8.30	-	1
005	8.5	1.43	8.55	-	1	405	8.4	1.50	8.98	-	1
006	8.1	3.94	-	-	1	406	8.4	1.46	8.75	-	1
007	8.1	3.95	-	-	1	407	8.9	2.47	10.37	22.21	3
008	7.9	3.23	-	-	1	408	8.8	2.29	13.74	-	1
009	8.0	3.48	-	-	1	409	8.7	2.23	13.39	-	1
010	7.9	3.23	-	-	1	410	8.7	2.04	12.22	-	1
011	8.6	1.62	9.69	-	1	411	8.7	2.09	12.53	-	1
012	8.2	3.08	-	-	1	412	9.0	3.03	12.71	27.23	3
013	8.3	1.23	7.40	-	1	413	8.9	2.68	11.24	24.08	3
014	8.1	2.95	-	-	1	414	8.9	2.69	11.28	24.18	3
015	8.2	3.17	-	-	1	415	8.8	2.51	15.03	-	1
016	8.1	2.96	-	-	1	416	9.1	3.33	13.97	29.94	15
017	8.0	3.80	-	-	1	417	9.0	3.07	12.87	27.59	3
018	8.0	3.46	-	-	1	418	9.0	3.06	12.84	27.51	3
019	8.1	4.07	-	-	1	419	9.2	3.65	15.32	32.82	15
020	7.9	3.19	-	-	1	420	9.1	3.39	14.26	30.55	15
021	8.0	3.46	-	-	1	421	9.2	3.93	16.49	35.34	15
022	8.0	3.50	-	-	1	601	8.9	2.63	11.03	23.64	3
101	8.7	1.96	11.75	-	1	602	9.1	3.12	13.12	28.12	15
102	8.7	1.99	11.95	-	1	603	9.0	3.01	12.65	27.10	3
103	8.5	1.66	9.98	-	1	604	9.2	3.54	14.87	31.86	15
104	8.5	1.69	10.15	-	1	605	9.2	3.45	14.51	31.09	15
105	8.6	1.73	10.36	-	1	606	9.2	3.48	14.63	31.34	15
106	9.0	2.79	11.73	25.14	3	607	9.3	4.06	17.06	36.55	15
107	8.9	2.59	10.90	23.35	3	608	9.2	3.83	16.10	34.50	15
108	8.8	2.37	14.23	-	1	609	9.2	3.87	16.26	34.84	15
109	8.8	2.42	14.50	-	1	610	9.2	3.75	15.73	33.72	15
110	9.1	3.25	13.65	29.25	3	611	9.4	4.51	18.94	40.58	15
111	9.1	3.10	13.01	27.87	3	612	9.3	4.32	18.14	38.88	15
112	9.0	2.93	12.32	26.40	3	613	9.3	4.21	17.70	37.92	15
113	9.2	3.66	15.39	32.98	3	614	9.3	4.11	17.26	37.00	15
114	9.2	3.55	14.89	31.91	15	615	9.3	4.03	16.94	36.30	15
115	9.3	4.05	17.01	36.45	3	616	9.4	4.74	19.92	42.69	15
301	8.3	1.71	10.28	-	1	617	9.4	4.66	19.57	41.94	15
302	8.3	1.78	10.68	-	1	618	9.4	4.43	18.62	39.91	15
303	8.3	1.72	10.33	-	1	619	9.3	4.37	18.37	39.37	15
304	8.2	1.57	9.41	-	1	620	9.3	4.29	18.01	38.60	15
305	8.3	1.64	9.84	-	1	621	9.5	5.05	21.23	45.49	15
						622	9.4	4.86	20.41	43.74	15
						623	9.4	4.68	19.65	42.11	15
						624	9.4	4.61	19.36	41.49	15
						625	9.5	5.24	22.01	47.16	15
						626	9.5	5.08	21.36	45.76	15
						627	9.4	4.90	20.58	44.10	15
						628	9.5	5.45	22.89	49.04	15
						629	9.5	5.29	22.21	47.60	15
						630	9.6	5.64	23.69	50.76	15

であると考えた。なぜなら、断層下部及び側方に比べて海溝軸側の上部では周囲の断層境界の拘束が弱く、より大きくすべることが予想されるからである。中央防災会議による $M_w$  9クラスの南海トラフ巨大地震の津波断層モデル<sup>(参4.6)</sup>では、大すべり域及び超大すべり域の各すべり量及び各領域面積比の設定値は本評価事例のものと異なるが、これらの領域をプレート境界の海溝軸沿いの浅部に集中配置させる点は共通している。

#### (4) 破壊伝播様式の設定

本評価事例における津波波源モデルの設定では、断層破壊が瞬間的に生じることを仮定した同時破壊のみを対象とした。ただし、3.4節の簡易的手法を用いて破壊伝播特性の不確かさの影響を考慮することとした。詳細は、4.5節に記載する。

### 4. 2. 2 海洋プレート内地震（正断層型）による津波の場合

日本海溝沿いの海洋プレート内地震（正断層型）に関しては、地震調査委員会の長期評価<sup>(参4.3)</sup>に基づき津波波源モデルを設定した。この長期評価では、長期的な観点での地震発生の可能性に加えて、次に発生する地震の規模等が評価されており、これを参考にした。

上記の長期評価<sup>(参4.3)</sup>では、**図 4.3**の右図に示した日本海溝沿いの海洋プレート内地震（正断層）について、1933年の三陸地震に関する Kanamori<sup>(参4.7)</sup>等の津波波源モデルを参考にして、同様の地震は三陸沖北部から房総沖の海溝よりの領域内のどこでも発生する可能性があるとして、その地震の震源域は長さ 200km 程度、幅 100km 程度とした。そして、次の地震の規模を  $M8.2$  前後と評価した。これらの情報と、これを基に設定した津波波源モデルの主要な断層パラメータを**表 4.5**に示す。同表に示したように、長期評価による次の地震規模の値は、ばらつきを持たせた評価が行われており、「前後」とは $\pm 0.1$ の幅を意味することから、津波波源モデルを設定するに当たってこれを考慮した。また、地震モーメント  $M_0(\text{Nm})$ は以下の式(4.5)<sup>(参4.8)</sup>を用いて算定し、 $M_w$ は式(4.1)から、すべり量  $D(\text{m})$ は式(4.2)からそれぞれ算定した。

$$\log M_0 = 1.5(M_J + 0.2) + 9.2 \quad (4.5)$$

ここに、 $M_J$ : 気象庁マグニチュードを表す。

海洋プレート内地震（正断層型）の津波波源モデルを**図 4.4**に示す。断層形状は矩形とし、一様なすべり分布を仮定した。地震規模のばらつきについては、断層形状を固定したまま、平均すべり量の値を変化させることにより考慮した。津波波源モデルの配置に関しては、長期評価を踏まえて、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域内に偏りなく配置することとし、断層長さの半分に相当する約 100km 間隔で海溝軸沿いに 7 か所、海溝軸を挟んで東西方向に二列、全 14 か所に配置した。

表 4.5 海洋プレート内地震（正断層型）に関する長期評価結果と津波波源モデルの一覧

Table 4.5 Long-term evaluation along the Japan Trench and scenario tsunamis

日本海溝沿いの地震活動の長期評価		長期評価を踏まえた津波波源モデル			
地震発生領域	次の地震規模	Mw	長さ (km)	幅 (km)	すべり量 (m)
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震(正断層型)	M8.2前後	8.4, 8.5, 8.6	200*1	100*1	3.2, 4.5, 6.4

\*1 長期評価報告書<sup>(※4.5)</sup> 記載

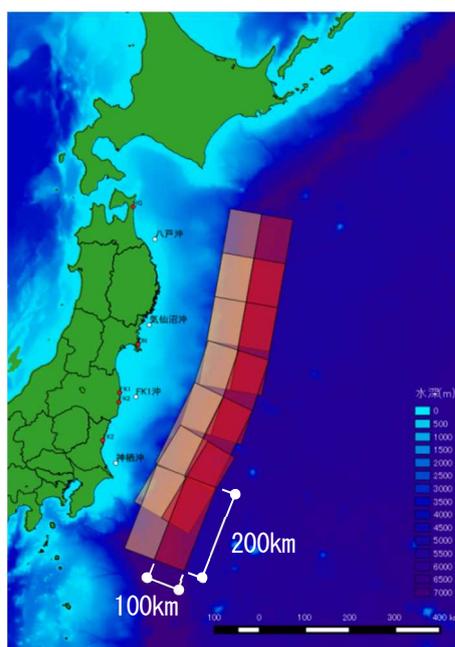


図 4.4 海洋プレート内地震（正断層型）の津波波源モデルの配置

Fig.4.4 Locations of the tsunami source models for the intra-plate (normal fault type) earthquakes

### 4.3 津波を伴う地震活動モデルの設定

新津波想定モデルを適用するには、既往地震の活動の有無にかかわらず津波波源の設定及び津波発生確率の算定が必要となる。しかし、既往地震の活動が知られている場合と知られていない場合とでは津波発生確率の算定に必要な情報の量と質に差があることから、これらを分類して津波発生確率を算定することとした。その際、旧津波想定を適用した場合と比較する観点から、PTHAの基準日は東北地震津波の発生前の平成23年3月10日とした。

#### 4.3.1 既往地震の活動が知られている場合の津波発生確率の算定

千島海溝から日本海溝沿いの既往地震の活動域では、地震調査委員会の長期評価<sup>(参43)</sup>、<sup>(参45)</sup>、<sup>(参49)</sup>を参考に、津波発生確率を算定した。

長期評価では、既往の地震活動から平均発生間隔及び最新活動時期に関する情報が得られる地震について、最新活動からの経過時間を考慮した更新過程モデル(Brownian Passage Time、以下「BPTモデル」という。)<sup>(参50)</sup>を用いて発生確率の算定が行われている。また、最新活動時期が不明な場合でも、平均発生間隔のみをパラメータとしたポアソン過程モデルを用いて発生確率の算定が行われる場合もある。本評価事例でも上記の長期評価を参照し、評価基準日の平成23年3月10日から今後30年間の発生確率(以下「30年確率 $P_{30}$ 」という。)を算定した。

**表4.6**に千島海溝から日本海溝沿いで長期評価の対象となっている地震の平均発生間隔、最新活動時期、最新活動時期から評価基準日までの経過時間、活動間隔のばらつき及びBPTモデル又はポアソン過程モデルによる30年確率 $P_{30}$ を示す。同表中には、各地震発生領域と本評価事例における新津波想定モデルのケース番号との対応も併せて示した。長期評価では、BPTモデルによる発生確率は活動間隔のばらつき $\alpha$ に幅を持たせて評価されているが、本評価事例ではこれらの中間値を採用した。

三陸沖南部海溝寄りと宮城県沖の連動については、**表4.7**に示すように、連動ケースの組合せとして、評価期間中に両地震が時間差を持って単独に活動する場合と、両地震が同時に活動する場合とが考えられる。これらの発生確率は、藤原ほか<sup>(参51)</sup>の研究に倣い、式(4.6)で求まる両地震の連動確率 $P_{ab}$ の二等分の確率値を仮定した。ただし、単独活動の場合の津波高は、三陸沖南部海溝寄りの地震による津波と宮城県沖の地震による津波の水位を比較し、三陸沖南部海溝寄りの地震による津波の方が大きいいため、これを代表値とした。

$$P_{ab} = P_a \times P_b \quad (4.6)$$

ここに、 $P_a$ は三陸沖南部海溝寄りの地震による津波の発生確率、 $P_b$ は宮城県沖の地震による津波の発生確率を表す。

表 4.6 今後 30 年間の発生確率及び津波波源モデルのケース番号 (参5)

Table 4.6 List of the occurrence probabilities of earthquakes in the next 30 years and the numbers of tsunami source models

地震名	平均発生 間隔	最新活動 時期	経過 時間	活動間隔ば らつき $\alpha$	BPT (30年確率)	ポアソン (30年確率)	津波波源モデル のケース番号	備考
択捉島沖の プレート間地震	72.2	1963/10/13	47.4	0.24	$6.42 \times 10^{-1}$	-	002	
色丹島沖の プレート間地震	72.2	1969/8/12	41.6	0.24	$5.27 \times 10^{-1}$	-	003	
根室沖の プレート間地震	72.2	1973/6/17	37.7	0.24	$4.38 \times 10^{-1}$	-	004	
十勝沖の プレート間地震	72.2	2003/9/26	7.5	0.24	$3.61 \times 10^{-3}$	-	005	
三陸沖北部の プレート間大地震	97	1968/5/16	42.8	0.18 (0.11-0.24 の間)	$6.48 \times 10^{-2}$	-	011	
三陸沖北部～房総沖の 海溝寄りプレート間地震 (津波地震)	133.3	-	-	-	-	$2.02 \times 10^{-1}$	301～305	
三陸沖北部～房総沖の 海溝寄りプレート内地震 (正断層型)	575 (400-750 の間)	-	-	-	-	$5.08 \times 10^{-2}$	-	
三陸沖南部海溝寄りの プレート間地震	104.5	1897/8/5	113.6	0.22 (0.19-0.24 の間)	$8.12 \times 10^{-1}$	-	-	
宮城県沖の プレート間地震	37.1	1978/6/12	32.7	0.177	$9.99 \times 10^{-1}$	-	-	
三陸沖南部海溝寄りと宮 城県沖の連動 (単独型及び同時型)	-	-	-	-	$4.06 \times 10^{-1}$	-	-	単独活動であるが、 水位が大きい三陸 沖南部海溝寄り で代表させる。
					$4.06 \times 10^{-1}$	-	013	
福島県沖の プレート間地震	400	-	-	-	-	$7.23 \times 10^{-2}$	014	
茨城県沖の プレート間地震	21.2	2008/5/8	2.8	0.20 (0.16-0.24 の間)	$9.90 \times 10^{-1}$	-	015	

表 4.7 三陸沖南部海溝よりのプレート間地震と宮城県沖のプレート間地震の発生組合せと今後 30 年間の発生確率 (参5)

Table 4.7 Combination of interplate earthquakes close to the trench at the southern part of the Sanriku-oki and Miyagi-oki, and their occurrence probabilities in the next 30 years

組合せNo.	三陸沖南部 海溝寄り地震	宮城県沖地震	30年確率 $P_{30}$	
1	×	×	$2.47 \times 10^{-4}$	
2	←→	×	$1.07 \times 10^{-3}$	
3	×	←→	$1.87 \times 10^{-1}$	
4	←→	←→	$8.11 \times 10^{-1}$	$4.06 \times 10^{-1}$
5	←→	←→		$4.06 \times 10^{-1}$

#### 4. 3. 2 既往地震の活動が知られていない場合の津波発生確率の算定

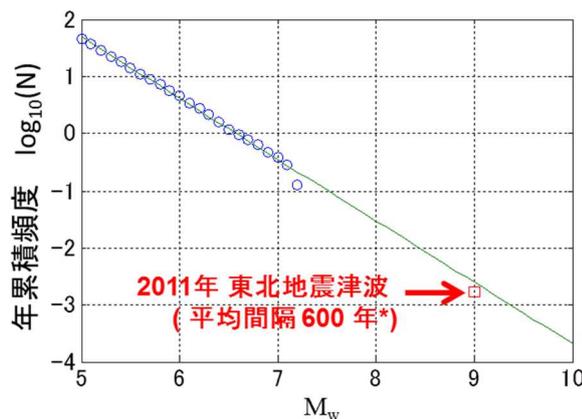
既往地震の活動が知られていない領域（地震規模を含む。）では、当然、地震活動に関する情報量が不足する。このような場合の発生確率は、経験式又はその外挿によって算定することを基本とする。

地震規模と発生頻度の関係を表す経験式として G-R 則<sup>(参5.2)</sup>が知られている。これは、地震規模の増大に伴い発生頻度が指数関数的に減少する性質を表すものであり、観測地震記録に基づき、回帰分析によって決定される。しかし、観測データの多くは中小規模の地震であり、大規模な地震の観測データは十分ではない。そのため本評価事例では、 $M_w$  7 以下の観測地震記録を対象に G-R 則を評価し、それより大きい地震規模の発生頻度はこれを外挿して算定することとした。千島海溝から日本海溝沿いの観測地震記録（気象庁一元化震源データ）を用いて算定した G-R 則を式(4.7)に示す。

$$\log_{10} N = 7.07 - 1.08 \times M_w \quad (4.7)$$

ここに、 $N$ ：年累積頻度、 $M_w$ ：モーメントマグニチュードを表す。

また、観測地震記録及び G-R 則を図 4.5 に示す。同図の横軸は  $M_w$ 、縦軸は年累積頻度、青丸印は観測記録、実線は G-R 則をそれぞれ表す。回帰分析に用いた観測記録は、当該領域において発生した観測地震のうち、観測期間が 1980 年 1 月 1 日～2011 年 2 月 28 日、地震規模が  $M_J$  5.0～ $M_J$  7.0 の範囲の記録を用いた。気象庁一元化震源データは気象庁マグニチュード  $M_J$  で整理されているが、宇津<sup>(参5.3)</sup>によれば採用した地震規模の範囲では  $M_J$  と  $M_w$  がほぼ等しいことから、 $M_J$  を  $M_w$  に読み替えて G-R 則を求めた。このような条件で求めた G-R 則の外挿と、地震調査研究推進本部の長期評価による東北地震津波の発生頻度<sup>(参4.3)</sup>とを比較すると両者はおおむね整合する結果となった。



\* 地震調査研究推進本部の長期表評価<sup>(参4.3)</sup>より

図 4.5 千島海溝から日本海溝沿いの年累積発生頻度とマグニチュードの関係<sup>(参5)</sup>

Fig.4.5 Relationship between the annual cumulative frequency and magnitude along the Chishima-Japan Trench

表 4.8 G-R 式から求めた  $M_w$  ごとの日本海溝～千島海溝沿いの今後 30 年間の発生確率

Table 4.8 Occurrence probabilities of earthquakes in the next 30 years along the Chishima-Japan Trench by  $M_w$  calculated with the G-R law

$M_w$	累積頻度	頻度 $F(M_w)$	波源個数 $N$	1波源当りの頻度 $f$	30年確率 $P_{30}$
7.9	$3.5 \times 10^{-2}$	$7.6 \times 10^{-3}$	3	$2.5 \times 10^{-3}$	$7.3 \times 10^{-2}$
8.0	$2.7 \times 10^{-2}$	$5.9 \times 10^{-3}$	5	$1.2 \times 10^{-3}$	$3.5 \times 10^{-2}$
8.1	$2.1 \times 10^{-2}$	$4.6 \times 10^{-3}$	4	$1.2 \times 10^{-3}$	$3.4 \times 10^{-2}$
8.2	$1.6 \times 10^{-2}$	$3.6 \times 10^{-3}$	1	$3.6 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-1}$
8.3	$1.3 \times 10^{-2}$	$2.8 \times 10^{-3}$	1	$2.8 \times 10^{-3}$	$8.1 \times 10^{-2}$
8.4	$1.0 \times 10^{-2}$	$2.2 \times 10^{-3}$	3	$7.3 \times 10^{-4}$	$2.2 \times 10^{-2}$
8.5	$7.8 \times 10^{-3}$	$1.7 \times 10^{-3}$	4	$4.3 \times 10^{-4}$	$1.3 \times 10^{-2}$
8.6	$6.1 \times 10^{-3}$	$1.3 \times 10^{-3}$	1	$1.3 \times 10^{-3}$	$3.9 \times 10^{-2}$
8.7	$4.7 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-3}$	6	$1.7 \times 10^{-4}$	$5.2 \times 10^{-3}$
8.8	$3.7 \times 10^{-3}$	$8.1 \times 10^{-4}$	4	$2.0 \times 10^{-4}$	$6.1 \times 10^{-3}$
8.9	$2.9 \times 10^{-3}$	$6.3 \times 10^{-4}$	5	$1.3 \times 10^{-4}$	$3.8 \times 10^{-3}$
9.0	$2.2 \times 10^{-3}$	$4.9 \times 10^{-4}$	6	$8.2 \times 10^{-5}$	$2.5 \times 10^{-3}$
9.1	$1.7 \times 10^{-3}$	$3.8 \times 10^{-4}$	5	$7.7 \times 10^{-5}$	$2.3 \times 10^{-3}$
9.2	$1.4 \times 10^{-3}$	$3.0 \times 10^{-4}$	10	$3.0 \times 10^{-5}$	$9.0 \times 10^{-4}$
9.3	$1.1 \times 10^{-3}$	$2.3 \times 10^{-4}$	8	$2.9 \times 10^{-5}$	$8.8 \times 10^{-4}$
9.4	$8.3 \times 10^{-4}$	$1.8 \times 10^{-4}$	8	$2.3 \times 10^{-5}$	$6.8 \times 10^{-4}$
9.5	$6.5 \times 10^{-4}$	$1.4 \times 10^{-4}$	5	$2.8 \times 10^{-5}$	$8.5 \times 10^{-4}$
9.6	$5.0 \times 10^{-4}$	$1.1 \times 10^{-4}$	1	$1.1 \times 10^{-4}$	$3.3 \times 10^{-3}$
9.7	$3.9 \times 10^{-4}$	-	0	-	-

この G-R 則を用いて算定した  $M_w$  ごと (0.1 刻み) の年平均発生頻度  $F(M_w)$ 、本評価事例において設定した同規模の波源個数  $N$ 、 $M_w$  ごとの一波源当りの年平均発生頻度  $f$  及び 30 年確率  $P_{30}$  を表 4.8 に示す。

年平均発生頻度  $f$  から今後  $T$  年間の発生確率  $P_T$  の算定には式(4.8) (参<sup>54</sup>) を用いた。

$$P_T = 1 - e^{-T \cdot f} \quad (4.8)$$

本評価事例では、上記のとおり、G-R 則を適用して津波を伴う地震活動をモデル化し、発生頻度 (確率) を評価した。ただし、G-R 則を外挿して求めた比較的規模の大きい  $M_w$  の発生頻度は不確かさが大きいと考えられる。G-R 則の外挿範囲の不確かさは、PTHA の結果に影響を及ぼすと考えられるが、これについては今後の課題とする。

#### 4.4 津波伝播モデルの設定

対象地点の津波高の算出に当たり、波源から対象地点までの津波の伝播特性及び遡上特性をモデル化した数値解析手法を用いる。本評価事例における津波伝播解析の条件は、福島第一における東北地震津波の再現及び特性化波源モデルの検証に用いた解析条件と同等である（表 3.4、図 3.9 参照）。

#### 4.5 ロジックツリーの設定

PTHA では、2.1 節に既述したように、津波発生モデル及び津波伝播モデルの不確かさを、認識論的不確かさと偶然的な不確かさに大別して扱う。本評価事例で扱う各種不確かさを整理し、ロジックツリーとして図 4.6 に示す。ただし、ロジックツリーでは、通常、偶然的な不確かさに分類される項目や分岐を設定しない項目を含めることはない。しかし、本評価事例では、PTHA の条件を一つにまとめて示す意味からそのような項目も含めて図示した。

ロジックツリーの分岐として設定した項目は、同図中において破線枠で囲った津波高のばらつき $\beta_s$ の値のみとした。プレート間地震を対象とする場合には 3.3 節の特性化波源モデルの検証結果を踏まえて 0.20、0.25 及び 0.30 の三つの値を分岐とし、更に 3.4 節の破壊伝播特性の不確かさ影響のばらつき $\beta_{\Delta r}$ (=0.12)を加味し、PTHA に用いる津波高のばらつきを式 (4.9) で表される $\beta_r$ に読み替えることとした。分岐の重みは等重みとした。

$$\beta_r = \sqrt{\beta_{\Delta r}^2 + \beta_s^2} \quad (4.9)$$

また、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震の場合には東北地震津波の発生前までの知見に基づいて津波波源モデルを設定していることから津波高のばらつきについても東北地震津波の発生前の知見である土木学会の報告書<sup>(参30)</sup>の 0.223、0.300、0.372 及び 0.438 の四つの値を分岐とし、分岐の重みは等重みとした。また、確率分布の打切り上限値については、東北地震発生後も更新された知見は知られていないため、いずれの場合も土木学会の報告書<sup>(参30)</sup>を参考とした。

以上より、本評価事例で設けたロジックツリーのパスは、プレート間地震及びプレート内地震に設けた津波高のばらつきの組合せとなり、全部で 12 パス (3×4) となる。

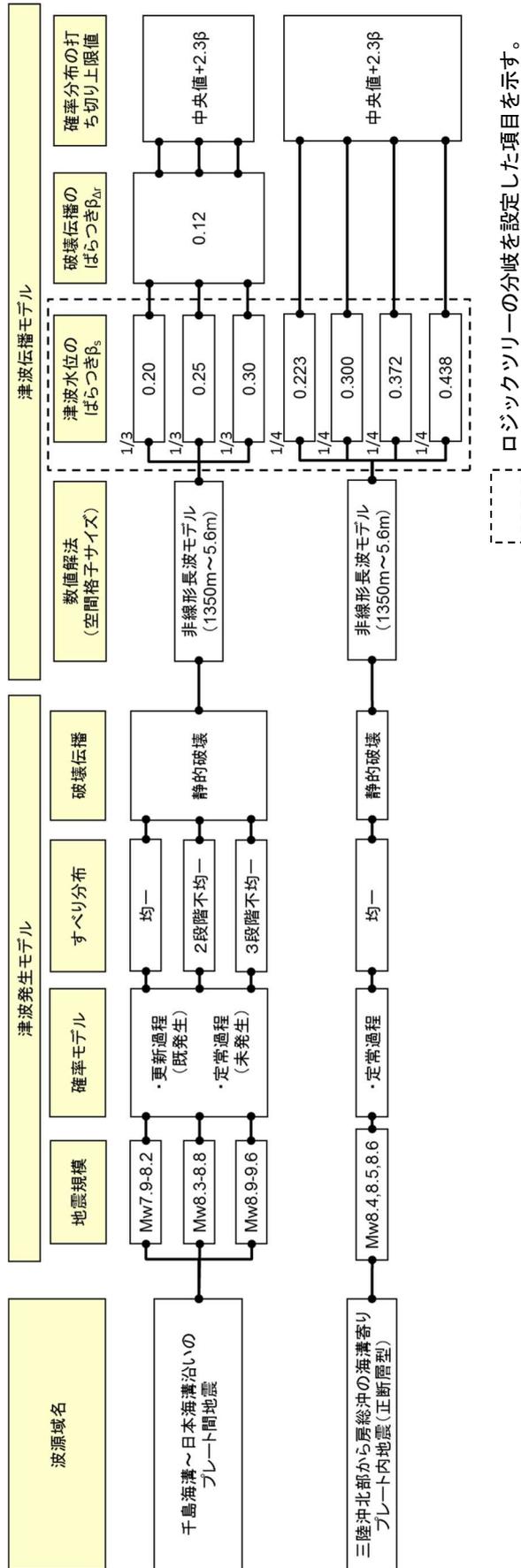


図 4.6 確率論的津波ハザード評価のためのロジックツリー

Fig.4.6 Logic tree for probabilistic tsunami hazard assessment

#### 4.6 確率論的津波ハザード評価 (PTHA) の結果

福島県東方沖の水深 150m 地点を対象とした津波ハザード曲線を図 4.7 (a) 及び図 4.7 (b) に示す。いずれも評価基準日は平成 23 年 3 月 10 日である。

図 4.7 (a) は、新津波想定モデルを適用した場合の水位上昇側の津波ハザード曲線である。同図中の上段はロジックツリーの全パス及び平均、中段は地震発生領域別、下段は波源別の津波ハザード曲線をそれぞれ示す。いずれも、横軸は対象地点における最大水位上昇量から敷地内の地殻変動量（隆起を正、沈降を負）を差し引いた相対最大水位上昇量、縦軸は年超過発生頻度をそれぞれ表す。同図上段には、全 12 パスの津波ハザード曲線を示すが、年超過発生頻度が  $10^4$  より小さくなるに従い、三つのグループに集約された。この三つのグループは、津波伝播モデルに設定した三つのばらつき  $\beta_s$  の値に対応する。これは、同図中段の地震発生領域別の津波ハザード曲線から分かるように、年超過発生頻度が  $10^3$  のとき津波地震を含む日本海溝のプレート間地震による津波波源が支配的であり、同  $10^4$  及び  $10^5$  のときは千島海溝と日本海溝の二つの島弧下の同時破壊による津波波源が支配的であることによる。なお、同図中凡例に示した津波地震は表 4.1 の津波波源モデル No.301~305 に、正断層地震は表 4.5 の津波波源モデルにそれぞれ対応する。

次に、同図下段の波源別の内訳で比較すると、年超過発生頻度が  $10^3$  では津波波源モデル No.304 の津波地震が支配的であるが、同  $10^4$  及び  $10^5$  では千島海溝と日本海溝の二つの島弧下の同時破壊による津波波源モデル No.630 が支配的であった。そして、平均的には、年超過発生頻度  $10^3$  に対応する相対最大水位上昇量は約 4m、同  $10^4$  では約 15m 及び同  $10^5$  では約 25m となった。

図 4.7 (b) は、水位下降側の津波ハザード曲線を示す。同図中に示した津波ハザード曲線の種別及び軸表示は、いずれも水位上昇側で示したものと同様である。同図上段の全 12 パスの津波ハザード曲線は、水位上昇側の傾向と異なり、年超過発生頻度が  $10^4$  より小さくなるに従い、おおむね四つのグループに集約された。この四つのグループは、海洋プレート内地震（正断層型）の場合の津波伝播モデルに設定した四つのばらつき  $\beta_s$  の値に対応する。これは、同図中段の地震発生領域別の津波ハザード曲線から分かるように、年超過発生頻度が  $10^3$  では千島海溝と日本海溝の二つの島弧下の同時破壊による津波波源が支配的であるが、同  $10^4$  及び  $10^5$  では日本海溝沿いの海洋プレート内地震（正断層型）が支配的であることによる。次に、同図右の波源別の内訳で比較すると、年超過発生頻度が  $10^3$  よりも小さい範囲で海洋プレート内地震（正断層型）が支配的であった。平均の津波ハザード曲線をみると、年超過発生頻度  $10^3$  に対応する相対最大水位下降量は約 2m、同  $10^4$  では約 3.5m 及び同  $10^5$  では約 5m となった。

なお、図 4.7 (a) 及び図 4.7 (b) に示した津波ハザード曲線の横軸は、福島県東方沖の水深 150m 地点の値であり、水深が浅くなることで増幅される沿岸部での水位とは異なる点に注意されたい。

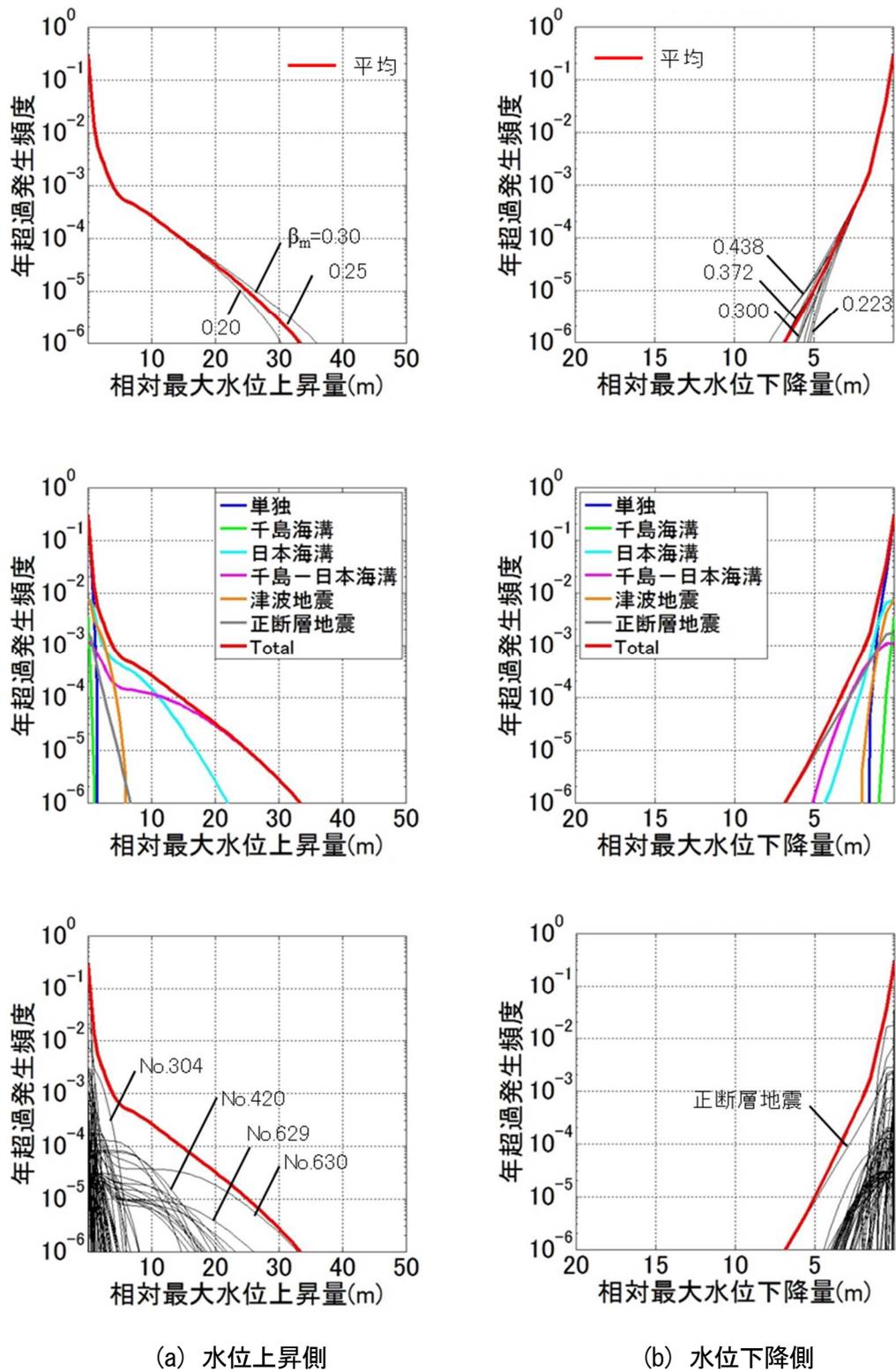
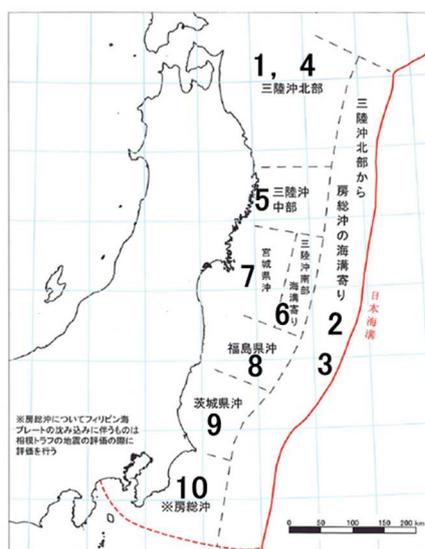


图 4.7 新津波想定による津波ハザード曲線 (上: 全パス及び平均、中: 領域別、下: 波源別)  
 Fig.4.7 Tsunami hazard curves on the peak side (top: all paths and average; center: seismic-area-specific; and bottom: tsunami-source-specific)

#### 4.7 旧津波想定による評価結果との比較

津波想定における津波波源モデル等の不確実さの取扱いが PTHA の結果に及ぼす効果を確認するために、東北地震津波の発生前までの知見に基づく旧津波想定による条件下で評価した結果と比較した。以下に、旧津波想定に基づく評価条件及び評価結果を示し、新津波想定に基づく評価との比較結果も併せて示す。

東北地震津波が発生した平成 23 年 3 月 11 日より前に公表されていた千島海溝から日本海溝沿いの領域の地震活動に関する主な知見として、地震調査委員会の長期評価<sup>(参45)</sup>、<sup>(参49)</sup>、<sup>(参55)</sup>を参考とする。ただし、当時の千島海溝沿いに想定された規模の地震津波は、対象地点（福島県東方沖）に及ぼす影響が小さいと考えられるため、日本海溝沿いの三陸沖から房総沖（宮城県沖地震含む）にかけての地震活動の長期評価結果<sup>(参45)</sup>、<sup>(参49)</sup>のみを参考とした。長期評価による日本海溝沿いの地震発生領域の区分<sup>(参45)</sup>を図 4.8 に示す。同図中には領域番号を加筆した。また、各地震発生領域において次に発生するとした地震の規模と、その情報を基に設定した津波波源モデルの主要な断層パラメータを表 4.9 に示す。同表中の平均すべり量  $D(m)$  は、式(4.1)、式(4.2)及び式(4.5)を用いて算定した。ただし、領域番号 2 の津波地震の場合には、式(4.5)ではなく、 $M_w$  と津波マグニチュード  $M_t$ <sup>(参56)</sup> が等しいとした。



\* 地震調査研究推進本部の図<sup>(参45)</sup>に領域番号を加筆

図 4.8 日本海溝沿いの長期評価による地震発生領域<sup>(参5)</sup>

Fig.4.8 Seismogenic areas according to the long-term evaluation along the Japan Trench

表 4.9 日本海溝沿いの地震活動の長期評価結果と津波波源モデルの一覧 (参5)

Table 4.9 Long-term evaluation along the Japan Trench and scenario tsunamis

番号	日本海溝沿いの地震活動の長期評価		長期評価を踏まえた津波波源モデル				
	地震発生領域	次の地震規模	Mw	長さ (km)	幅 (km)	すべり量 (m)	備考
1	三陸沖北部のプレート間大地震	M8.0前後	8.2, 8.3, 8.4	200*1	100*1	2.5, 3.5, 5.0	-
2	三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震(津波地震)	Mt8.2前後	8.1, 8.2, 8.3	200*2	50*2	4.0, 5.6, 7.9	-
3	三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震(正断層型)	M8.2前後	8.4, 8.5, 8.6	200*2	100*2	3.2, 4.5, 6.4	-
4	三陸沖北部(M7クラス)	M7.1~M7.6	-	-	-	-	対象地点への影響が小さいと判断し除外
5	三陸沖中部	評価なし	-	-	-	-	長期評価結果で除外
6	三陸沖南部海溝寄り	M7.7前後	7.9, 8.0, 8.1	200*3	50*3	1.8, 2.5, 3.5	-
7	宮城県沖	M7.5前後	7.7, 7.8, 7.9	49*4	130*4	0.9, 1.3, 1.8	-
6+7	三陸沖南部海溝寄りと宮城県沖の連動	M8.0前後	8.2, 8.3, 8.4	283*5	71*5	2.5, 3.5, 5.0	-
8	福島県沖	M7.4前後	7.6, 7.7, 7.8	92*6	55*6	1.1, 1.6, 2.2	-
9	茨城県沖	M6.7~7.2	7.0, 7.3, 7.5	43*7	47*7	0.5, 1.5, 3.0	-
10	房総沖	評価なし	-	-	-	-	長期評価結果で除外

\*1 長期評価報告書 (参4.5) の図読取

\*2 長期評価報告書 (参4.5) 記載

\*3 1897 宮城県沖地震の相田 (1977) モデル (参8) の長さ幅比を参照

\*4 1978 宮城県沖地震の瀬野ほか (1979) モデル (参5.7) の長さ幅比を参照

\*5 1793 宮城県沖地震の相田 (1977) モデル (参8) の長さ幅比を参照

\*6 1938 塩屋崎沖地震の Abe (1977) モデル (参5.8) の長さ幅比を参照

\*7 長期評価報告書 (参4.5) の図読取値の長さ幅比を参照

各地震発生領域に想定した津波波源モデルは、当時一般的であった矩形形状とし、一様なすべり分布とした。地震規模のばらつきについては、断層形状を固定したまま、平均すべり量の値を変化させることにより考慮した。特に表中の領域 2 の津波地震及び領域 3 のプレート内地震 (正断層型) については、当時の長期評価において三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域内のどこでも発生する可能性がある (参4.5) と考えられており、この考えを踏襲した。

各地震発生領域の地震活動モデルについては、いずれも既往地震の活動が知られている場合に該当することから、4.3.1 項の表 4.6 と同じ条件を用いて 30 年確率  $P_{30}$  を算定した。また、津波伝播モデルについても 4.4 節と共通の設定とした。ただし、津波伝播モデルのロジックツリーの  $\beta_s$  の設定については、東北地震津波の発生前までの知見に基づくため図 4.6 のプレート内地震と同様に土木学会の報告書 (参3.0) の 0.223、0.300、0.372 及び 0.438 の四つの値を分岐として設定した。

以上の評価条件で評価した旧津波想定による津波ハザード曲線を図 4.9 に示す。

図 4.9 (a) は、水位上昇側の津波ハザード曲線である。同図中に示した津波ハザード曲線の種別は図 4.7 と同様である。同図から、平均の津波ハザード曲線でみると、年超過発生頻度  $10^{-3}$  に対応する相対最大水位上昇量は約 2m、同  $10^{-4}$  では約 3.5m 及び同  $10^{-5}$  では約 4.5m となった。次に津波ハザード曲線の内訳を地震発生領域別に比較すると、年超過発生頻度が  $10^{-3}$  のとき領域 6+7 で表される三陸沖南部海溝寄りと宮城県沖の連動が支配的であ

り、同  $10^4$ 、 $10^5$  と小さくなるにつれて領域 3 のプレート内地震（正断層型）が支配的となった。

図 4.9 (a) と図 4.7 (a) の平均津波ハザード曲線の比較では、年超過発生頻度が  $10^2$  よりも小さい範囲でその差が顕著に現れていた。すなわち、同一の年超過発生頻度で比較すると、新津波想定モデルを適用した場合の方が 2~5 倍の相対最大水位上昇量を示す結果となった。また、東北地震津波の再現解析によれば、対象地点（福島県東方沖の水深 150m 地点）の相対最大水位上昇量は 6.9m である。同 6.9m 相当の年超過発生頻度は、図 4.9 (a) より  $10^6$  以下、図 4.7 (a) より約  $10^3$  であり、新津波想定モデルを適用した場合の方が旧津波想定に比べて約  $10^3$  倍以上に増大する結果となった。

図 4.9 (b) は、旧津波想定による水位下降側の津波ハザード曲線である。同図中に示した津波ハザード曲線の種別は図 4.7 と同様である。平均津波ハザード曲線でみると、年超過発生頻度  $10^3$  に対応する相対最大水位下降量は約 2m、同  $10^4$  では約 3m 及び同  $10^5$  では約 5m となる。図 4.9 (b) と図 4.7 (b) の平均津波ハザード曲線を比較すると両者はほぼ等しい結果となった。

以上のように PTHA において新津波想定モデルを適用した場合と旧津波想定を適用した場合とを比較した結果、新津波想定モデルの適用効果は主に水位上昇側で顕著となった。その要因は以下のとおりである。

まず、旧津波想定では、過去数百年程度の歴史地震の記録を基に地震発生領域を区分し、これを震源域とし、各震源域における既往最大の地震規模  $M_w$  を基本とした。これに対し、新津波想定モデルとして用いた特性化波源モデルでは、日本海溝から千島海溝沿いのプレート境界において、東北地震津波の知見を踏まえて複数震源域の連動を考慮することにより、旧津波想定では考慮されていなかった地震規模の津波波源まで設定できるようにしたことが要因の一つである。また、同特性化波源モデルでは、東北地震津波の知見から津波波源の領域面積に応じて 30m を超えるような大きなすべり量を海溝沿いのプレートの浅い領域に設定できるようにしたことも要因の一つである。

東北地震津波の発生前までは複数震源域の連動や超大すべりの可能性を考慮するという発想がなかったが、特性化波源モデルのように地震規模の大きなものまで外挿して設定できる方法が、津波想定における津波波源モデル等の不確実さに対処できる方法として有効であり、今後、このような不確実さの取扱いが重要と考える。

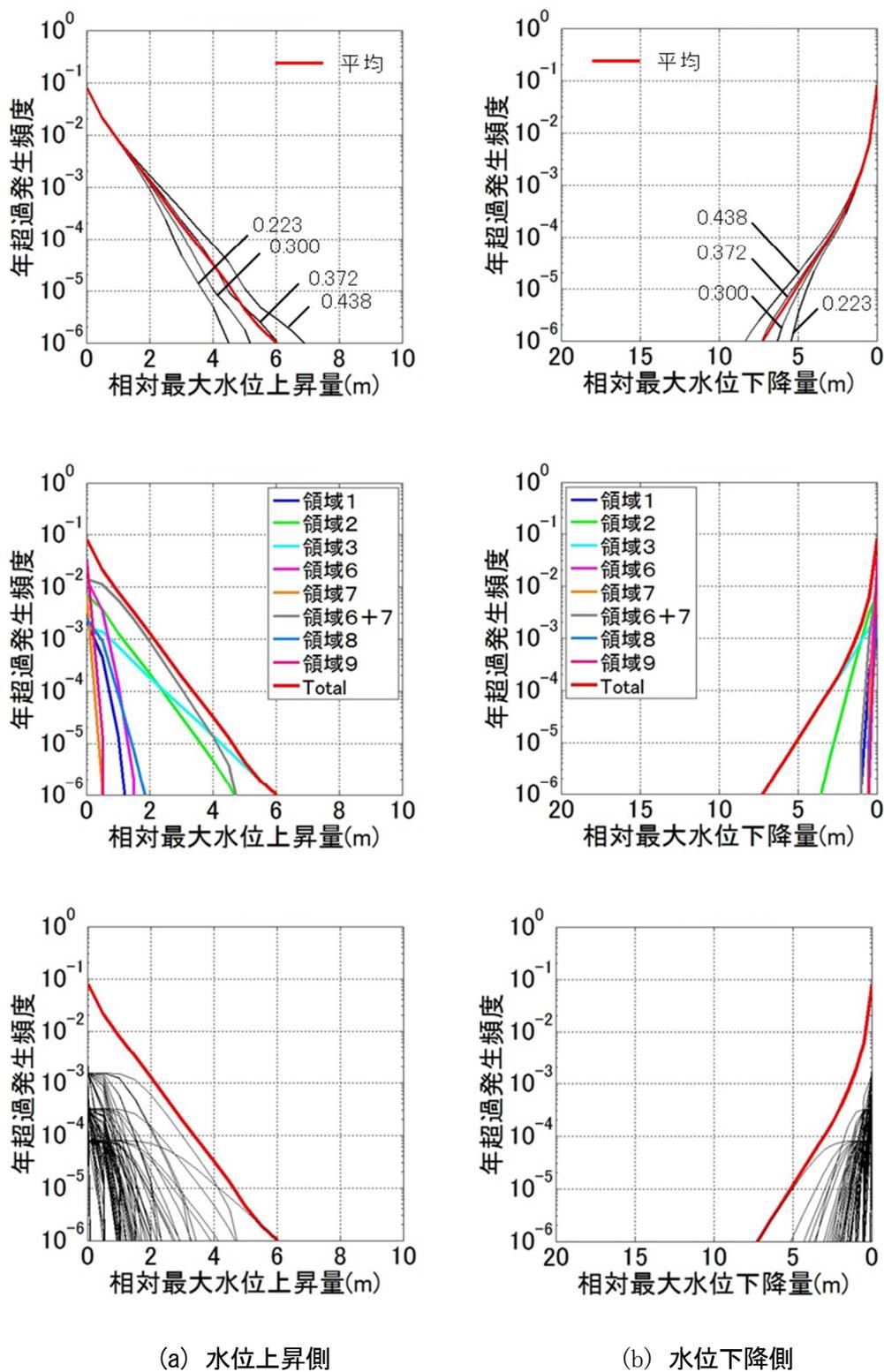


図 4.9 旧津波想定による津波ハザード曲線 (上: 全パス及び平均、中: 領域別、下: 波源別)  
 Fig.4.9 Tsunami hazard curves on the trough side (top: all paths and average; center: seismic-area-specific; and bottom: tsunami-source-specific)

## 5. 結論と今後の課題

本技術報告では、審査ガイド<sup>(参6)</sup>を技術的にサポートするために、東北地震津波の知見及び同津波以後の津波に係る安全研究を踏まえて、プレート間地震に起因する津波波源の新たな設定方法とその技術的根拠を示し、千島海溝から日本海溝沿いのプレート間地震を対象に、新津波想定を適用した PTHA の事例を示した。また、東北地震津波の発生前までの知見に基づいて津波を想定した旧津波想定による PTHA と比較することにより、津波想定における津波波源モデル等の不確かさの取扱いが PTHA の結果に及ぼす影響を示した。得られた知見を以下にまとめる。

### ○プレート間地震による津波の特性化波源モデルについて

- 新津波想定として、東北地震津波を含む国内外の $M_w$ 9 クラスの津波波源に関する知見を踏まえ、複数震源域の連動を考慮した特性化波源モデルを提示した。
- 特性化波源モデルは、既往津波の再現用波源モデルに基づいて一般化したものであり、津波波源の領域や不均一なすべり分布等の主要なパラメータの設定方法を示したものである。
- 特性化波源モデルについて、東北地震津波の痕跡高を対象に再現性を検証した結果、おおむね再現できることを確認した。この結果から、特性化波源モデルは PTHA 等の予測問題にも適用できると考えられる。また、東北地震津波の再現解析結果を基に計算津波高のばらつきを検討した結果、波源特性や遡上特性に係るモデルの精度向上により既往知見よりも同ばらつきを低減できることを示した。

### ○新津波想定を適用した PTHA の事例について

- 福島県東方沖の水深 150m 地点を評価地点とし、東北地震津波の発生前を評価基準日とした PTHA の水位上昇側の結果より、東北地震津波相当の津波高の年超過発生頻度は、新津波想定を適用した方が旧津波想定を適用した場合に比べて約  $10^3$  倍以上に増大する結果となった。
- 旧津波想定を適用した PTHA の結果では、プレート間地震よりも海洋プレート内地震（正断層型）の方が支配的になるが、新津波想定の場合には、複数震源域の連動を考慮して、旧津波想定では想定できなかった地震規模のプレート間地震を想定したことにより、プレート間地震の方が海洋プレート内地震（正断層型）よりもはるかに支配的となった。

また、以下の技術的課題を抽出した。

### ○不確かさ要因の分類とその影響について

- PTHA の事例では、特性化波源モデルの適用例として、不均一すべり分布の配置パターンを偶然的不確実さ要因に分類し、土木学会の報告書と同様に、**図 2.4**に示した方法により、波源ごとに1本の平均ハザード曲線に集約して表現した。その他の項目についても同様であるが、偶然的不確実さか、認識論的不確実さか、どちらに分類するかは難しい問題である。しかし、どちらに分類したとしても、これらの不確実さが評価結果にどの程度影響するのか、ばらつきを定量的に表現する必要がある。

#### ○津波発生モデルの不確実さの考慮について

- 津波発生モデルのうち特性化波源モデルの設定では、地震モーメントと面積に関するスケーリング則の一例を用いた。これは、平均的な関係を表したものであり、本来、ばらつきを有するものであるが、これを考慮していない。さらには、他のスケーリング則の提案もある。PTHA では、これらのスケーリング則に係るばらつきや解釈の相違に由来する不確実さの取扱いが今後の課題である。
- PTHA の結果に影響すると考えられる要因として、津波を伴う地震活動のモデル化がある。今回の評価事例では、千島海溝から日本海溝沿いの約30年の  $M_j5.0 \sim M_j7.0$  の範囲の観測地震記録を基にした回帰式である G-R 則を外挿することによって  $M_w$  9クラスの地震の発生頻度を評価した。しかし、外挿範囲では不確実さの幅が大きくなることが予想されるため、取得できる情報を最大限活用して、G-R 則の外挿範囲の不確実さを考慮する必要がある。

PTHA 手法では、それまでの科学的知見及び経験を基に将来の津波の発生規模や頻度に係る一連のモデルを構築し、これを外挿して評価に用いている。そのため、今後の観測技術や解析技術の発展によって得られる新たな知見をモデルに反映することにより、評価手法を継続的に更新していくことが重要である。

#### 謝 辞

本技術報告をまとめるに当たり、原子力規制庁「第6回地震・津波技術評価検討会」にて外部専門家及び外部技術者よりいただいた貴重なご意見を参考とさせていただきました。ここに記して感謝いたします。

## 参考文献

- (参 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 年 6 月.
- (参 2) 土木学会原子力土木委員会津波小委員会：原子力発電所の津波評価技術 2016、2016 年 9 月.
- (参 3) 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、第 13 巻、第 2 号 (特集号)、pp.2 -21、2013 年.
- (参 4) 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 年.
- (参 5) 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、第 15 巻、第 4 号、pp.40-61、2015 年.
- (参 6) 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 年 6 月.
- (参 7) 神田順、神田誠一：インターネットによる構造安全性評価手法の開発、電子情報通信学会技術研究報告：信学技報、102 巻、229 号、pp.17-20、2002 年.
- (参 8) 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 年.
- (参 9) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：海溝型地震の長期評価  
[http://www.jishin.go.jp/main/p\\_hyoka02\\_kaiko.htm](http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_kaiko.htm) , 平成 26 年 6 月 22 日閲覧
- (参 1 0) Eshelby, J. D.: The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proc. R. Soc. London, Series A 241, pp.376-396, 1957.
- (参 1 1) Murotani, S., K. Satake and Y. Fujii: 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.
- (参 1 2) 田島礼子、松元康広、司宏俊、入倉孝次郎：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、第 66 巻、pp.31-45、2013 年.
- (参 1 3) 内閣府：南海トラフの巨大地震モデル検討会（第 12 回）参考資料 1 「平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルについて」、2012 年.
- (参 1 4) 今村文彦、越村俊一、馬渕幸雄、大家隆行、岡田清宏：東北地方太平洋沖地震を対象とした津波シミュレーションの実施 ver1.2、2012 年 4 月 25 日.

- (参 1 5) Fujii, Y., K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara and T. Kanazawa: Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, Vol. 63, No. 7, pp.815-820, 2011.
- (参 1 6) Satake, K., Y. Fujii, T. Harada and Y. Namegaya: Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku Earthquake as inferred from tsunami waveform data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.103, No. 2B, pp. 1473–1492, 2013.
- (参 1 7) Johnson, J.M. and K. Satake: Asperity distribution of the 1952 great Kamchatka earthquake and its relation to future earthquake potential in Kamchatka, *Pure and Applied Geophys.* 154, pp.541-553, 1999.
- (参 1 8) Fujii, Y. and K. Satake: Slip distribution and seismic moment of the 2010 and 1960 Chilean earthquakes inferred from tsunami waveforms and coastal geodetic data, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.170, Issue 9-10, pp.1493-1509, 2012.
- (参 1 9) Johnson, J.M., K. Satake, S. R. Holdahl, J. Sauber: The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, *J. Geophys. Res.*, 101, pp.523-532, 1996.
- (参 2 0) Fujii, Y. and K. Satake: Tsunami source of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake inferred from tide gauge and satellite data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.97, Issue 1A, pp.S192-S207, 2007.
- (参 2 1) 杉野英治、是永真理子、坂上正治、蛭沢勝三：南海トラフの地震発生の連動性を考慮した確率論的津波ハザード評価、*土木学会論文集 B2 (海岸工学)*、Vol.67、No.2、pp.I\_306-I\_310、2011 年。
- (参 2 2) 河田恵昭、鈴木進吾、高橋智幸：東海・東南海・南海地震の発生特性による広域津波の変化、*海工論文集*、第 50 巻、pp.326-330、2003 年。
- (参 2 3) 門脇利広：精密 3D 電子基盤情報の整備と活用、第 36 回国土地理院技術研究発表会、2007。
- (参 2 4) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ：現地調査結果 (2011 年 8 月 26 日更新版)、2011 年。
- (参 2 5) 中央防災会議日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会：強震動及び津波高さの推計について (図表集)、第 10 回 (平成 17 年 6 月 22 日)、資料 2、2005 年。
- (参 2 6) 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」)、2009 年。
- (参 2 7) 小谷美佐、今村文彦、首藤伸夫：GIS を利用した津波遡上計算と被害推定法、*土木学会、海岸工学論文集*、第 45 巻、pp.356-360、1998 年。
- (参 2 8) Mansinha, L. and Smylie, D. E.: The displacement field of inclined faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61, pp.1433-1440, 1971.

- (参 2 9) 後藤智明・佐藤一央：三陸海岸を対象とした津波計算システムの開発，港湾技術研究所報告，第 32 巻、第 2 号、pp.3-44、1993 年。
- (参 3 0) 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 年。
- (参 3 1) Suppasri, A., F. Imamura, and S. Koshimura: Effects of the rupture velocity of fault motion, ocean current and initial sea level on the transoceanic propagation of tsunami, *Coastal Engineering Journal*, Vol.52, No.2, pp.107-132, 2010.
- (参 3 2) 河田恵昭、奥村与志弘、越村俊一：津波の発生に及ぼす断層破壊の動的特性の影響、*海岸工学論文集*、Vol.53、pp.291-295、2006 年。
- (参 3 3) 杉野英治、岩渕洋子、阿部雄太：破壊伝播特性の不確かさ影響を考慮した確率論的津波ハザード評価手法、*日本地震工学会論文集*、第 17 巻、第 2 号、pp.108-127、2017 年。
- (参 3 4) Hirata, K., Satake, K., Tanioka, Y., Kuragano, T., Hasegawa, Y., Hayashi, Y. & Hamada, N.: The 2004 Indian Ocean Tsunami: Tsunami source model from satellite altimetry, *Earth Planets and Space* 58, pp.195-201, 2006.
- (参 3 5) Fujii, Y. & Satake, K.: Tsunami source of 2004 Sumatra? Andaman earthquake inferred from tide-gauges and satellite data, *Bulletin of the Seismological Society of America* 97(1A), pp.S192-S207, 2007.
- (参 3 6) Tanioka, Y., Yudhicara, T. Kususose, S. Kathiroli, Y. Nishimura, S. Iwasaki, and K. Satake: Rupture process of the 2004 great Sumatra-Andaman earthquake estimated from tsunami waveforms, *Earth Planets Space*, Vol.58, pp.203-209, 2006.
- (参 3 7) Piatanesi, A. & S. Lorito: Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake from tsunami waveform inversion, *Bulletin of the Seismological Society of America* 97(1A), pp.S223-S231, 2007.
- (参 3 8) Ishii, M., Shearer, P. M., Houston, H. & Vidale, J.: Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array, *Nature* Vol.435, pp.933-936, 2005.
- (参 3 9) Gavin P. H.: Rapid source characterization of the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, Vol.63, pp.529-534, 2011.
- (参 4 0) Petukhin, A., K. Yoshida, K. Miyakoshi and K. Irikura: Tsunami simulation for the 2011 Great Tohoku earthquake using seismic inversion source model and fully nonlinear tsunami model, *Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake*, March 1-4, 2012, Tokyo, Japan, 612-621, 2012.
- (参 4 1) Somerville, P., 佐藤俊明、石井透、N. Collins、壇一男、藤原広行：強震動予測のためのプレート沈み込み帯沿い地震の不均質すべりモデルの特性抽出、第 11 回日本地震工学シンポジウム、pp.163-166、2002 年。

- (参 4 2) 伊藤學、亀田弘行、能島暢呂、阿部雅人：改訂 土木・建築のための確率・統計の基礎、丸善株式会社、p.202、2007 年。
- (参 4 3) 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 年 2 月 9 日。
- (参 4 4) 中央防災会議日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会：強震動及び津波高さの推計について（図表集）、第 10 回（平成 17 年 6 月 22 日）、資料 2、2005 年。
- (参 4 5) 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一部改訂について、2009 年 3 月 9 日。
- (参 4 6) 中央防災会議防災対策推進検討会南海トラフ巨大地震対策検討ワーキンググループ：南海トラフ巨大地震対策について（最終報告）～南海トラフ巨大地震の地震像～、2013 年 5 月。
- (参 4 7) Kanamori, H.: The energy release in great earthquake, J. Geophys. Res., 82, pp.2981-2987, 1977.
- (参 4 8) 武村雅之：日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係、地震 2、43、 pp.257-265、1990 年。
- (参 4 9) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：宮城県沖地震の長期評価、2007 年 11 月 12 日。
- (参 5 0) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：長期的な地震発生確率の評価手法について、2001 年 6 月。
- (参 5 1) 藤原広行、河合伸一、青井真、功刀卓、奥村俊彦、石井透、早川譲、森川伸之、小林京子、大井昌弘、先名重樹、奥村直子：全国を対象とした確率論的地震動予測地図作成手法の検討、防災科学研究資料、第 275 号、pp. 75-79、2005 年。
- (参 5 2) Gutenberg, R. and Richter, C.F.: Frequency of earthquakes in California, Bulletin of the Seismological Society of America, 34, pp.185-188, 1944.
- (参 5 3) 宇津徳治：地震活動総説、東京大学出版会、1999 年。
- (参 5 4) 理論地震動研究会編著：地震動 - その合成と波形処理 - 、鹿島出版会、p.158、1997 年。
- (参 5 5) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：千島海溝沿いの地震活動の長期評価（第二版）について、2008 年 12 月 20 日。
- (参 5 6) Abe, K.: Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, J. Geophys. Res., pp.1561-1568, 1979.
- (参 5 7) 瀬野徹三、須藤研、江口孝雄：1978 年 6 月 12 日宮城県沖地震の発震機構（初報）、地震予知連絡会会報、21、pp.10-12、1979 年。
- (参 5 8) Abe, K.: Tectonic implications of the large Shioya-Oki earthquakes of 1938, Tectonophysics, 41, pp. 269-289, 1977.

「確率論的津波ハザード評価に係る手法の提案 - プレート間地震による津波波源の  
設定方法とその適用例 -」の執筆者

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 上席技術研究調査官

原子力規制庁 長官官房 技術基盤グループ 技術基盤課  
岩渕 洋子 技術戦略係長