

本資料のうち、枠囲みの内容は商業機密
又は防護上の観点から公開できません。

東海第二発電所 津波評価について

平成29年10月18日
日本原子力発電株式会社

コメント及び回答の骨子一覧

	コメント	回答骨子	該当頁
1	評価で用いているモデルを明確にすること。 (審査会合, 平成29年9月1日)	評価で用いているモデルについて明確にした。	資料5-1-9,10
2	Mw8.5の特性化波源モデルの北端の設定について, 記載すること。 (審査会合, 平成28年8月19日)	Mw8.5の特性化波源モデルの北端の設定が福島県沖の領域まで含まれている理由を記載した。	資料5-1-12
3	伊豆・小笠原の地震津波による敷地への影響が小さい理由を記載すること。 (審査会合, 平成28年8月19日)	伊豆・小笠原の地震津波による敷地への影響が小さい理由を具体的に記載した。	資料5-1-12
4	「基準津波」と「Mw8.5やMw8.7の杉野モデル」の位置付けが異なることが分かるようにすること。 (審査会合, 平成28年8月19日)	「基準津波」と「Mw8.5やMw8.7の杉野モデル」の位置付けが異なることが分かるように追記した。	資料5-1-47
5	海洋プレート内地震について逆傾斜の評価を実施すること。 (審査会合, 平成28年8月19日)	海洋プレート内地震について逆傾斜の評価を追加した。	資料5-1-55,56
6	東北地方太平洋沖型の津波波源において, 矩形断層モデルと不均質モデルの津波波源モデルのばらつきの内容について, 再確認すること。 (審査会合, 平成29年4月28日)	東北地方太平洋沖型の津波波源において, 矩形断層モデルと不均質モデルの津波波源モデルのばらつきの内容に関する資料を削除した。	—
7	参考として, SA用海水ピット取水塔位置における水位及び砂の堆積厚さを記載すること。	SA用海水ピット取水塔位置における水位及び砂の堆積厚さを追記した。	資料5-1-140 資料5-2-259
8	シールズ数が非常に大きな値になる要因について注釈等を記載すること。 (審査会合, 平成29年2月3日)	シールズ数が非常に大きな値になる要因について追記した。	資料5-1-145,153 資料5-2-260,264
9	2011年東北地方太平洋沖地震津波の文献における津波堆積物の厚さを示すこと。 (審査会合, 平成29年9月1日)	2011年東北地方太平洋沖地震津波の文献まとめ表に津波堆積物の厚さをまとめた。	資料5-2-25

津波評価概要

該当頁

➤ 申請時(H26.5)の評価

「地震に起因する津波」

- ・文献調査及び敷地周辺の活断層調査の結果より、海洋プレート内地震及び海域の活断層による地殻内地震については、想定される地震の規模及び波源位置等を考慮すると影響は十分小さいと判断されるため、敷地に与える影響が最も大きい波源として茨城県沖から房総沖のプレート間地震を選定した。

「地震以外に起因する津波」

- ・津波を引き起こす可能性がある陸上の地すべり、斜面崩壊の地形は認められず、敷地前面海岸に海底地すべりの可能性のある地形は認められない。
- ・敷地周辺に火山現象による歴史津波の記録はなく、海底火山の存在も認められないことから火山現象に起因する津波による敷地への影響はない。

以上を踏まえ、茨城県沖から房総沖のプレート間地震による津波の影響評価を行い、パラメータスタディの結果最大となったケースを基準津波として選定した。基準津波による評価の結果、最高水位は防潮堤前面においてT.P.+17.2m、最低水位は取水口前面でT.P.-5.3mとなった。



➤ 申請以降実施した調査・検討

「地震に起因する津波」

- ・最も敷地に影響する波源の評価において、断層モデルの大すべり域の位置と破壊開始点の関係が評価結果に与える影響を確認した。また港湾構造物の有無による影響について確認した。
- ・茨城県沖から房総沖に想定する津波波源について、杉野他(2014)の方法による設定の影響を確認した。

「地震以外に起因する津波」

- ・ハワイ諸島周辺の海底地すべり及び日本海溝の海溝軸よりも沖合にある海底火山(プチスポット)について、文献調査、海底地形判読等を踏まえて、それぞれに起因する津波を評価した結果、敷地への影響が小さいことを確認した。

「設備形状変更」

- ・設備形状変更(防潮堤線形形状変更、貯留堰設置、SA用海水ピット取水塔設置)に伴い、解析モデルに反映し、基準津波の設定、年超過確率の参照及び非常用海水冷却系の取水性の評価を実施した。なお、モデルの違いが評価へ与える影響はないことを確認している。

「津波堆積物調査」

- ・津波堆積物調査に関する検討内容を詳細に示すとともに、最新の知見を反映した。



➤ 最終評価

- ・茨城県沖から房総沖のプレート間地震を基準津波として選定した。基準津波による評価の結果、最高水位は防潮堤前面においてT.P.+17.1m、最低水位は取水口前面でT.P.-4.9mとなった。

資料5-1-
11~92
資料5-2-
3~228

年超過確率の参照

- 申請時(H26.5)の評価
 - ・評価対象とする津波発生領域として、プレート間地震と津波地震の連動型地震、津波地震及び海洋プレート内の正断層地震を考慮した。
 - ・確率論的津波ハザード評価の結果、基準津波策定位置における基準津波の最高水位及び最低水位の年超過確率は、それぞれ 10^{-4} 程度及び 10^{-3} 程度となった。



- 申請以降実施した調査・検討
 - ・最新知見の反映として、プレート間地震と津波地震の連動型地震における平均応力低下量の変更、津波地震及び海洋プレート内の正断層地震における1611年の津波の発生様式の分岐の追加並びに誤差の対数標準偏差及び対数正規分布の打ち切り範囲の分岐の追加を考慮した。
 - ・基準津波の審査結果の反映として、プレート間地震と津波地震の連動型地震における波源領域の南限の分岐を追加した。
 - ・専門家意見が分かれることが想定される分岐の項目、重み配分について、専門家活用水準2を採用し、プレート間地震と津波地震の連動型地震における基準津波の波源の取扱い、海洋プレート内の正断層地震における地震規模(マグニチュード範囲)、一様すべり矩形モデルに適用するロジックツリーに関して専門家意見聴取を行った。



- 最終評価
 - ・確率論的津波ハザード評価の結果、基準津波策定位置における基準津波の最高水位及び最低水位の年超過確率は、それぞれ 10^{-4} 程度及び 10^{-3} 程度となった。

該当頁

資料5-1-93~132
資料5-2-229~251

新知見等の反映による審査資料の変更事項

	変更内容	変更理由	該当頁
1	基準津波策定位置、防潮堤前面及び取水口前面における平均ハザード曲線(波源別ハザード曲線、フラクタイルハザード曲線)について、設備形状変更を反映した結果に修正した。	設備形状変更を踏まえた修正	資料5-1-131,132 資料5-2-230,231
2	基準津波に対する安全性評価における地形変化及び海水ポンプ室における砂の堆積厚さについて、設備形状変更を反映した結果を追加した。	設備形状変更を踏まえた修正	資料5-1-157～159, 161,163～165

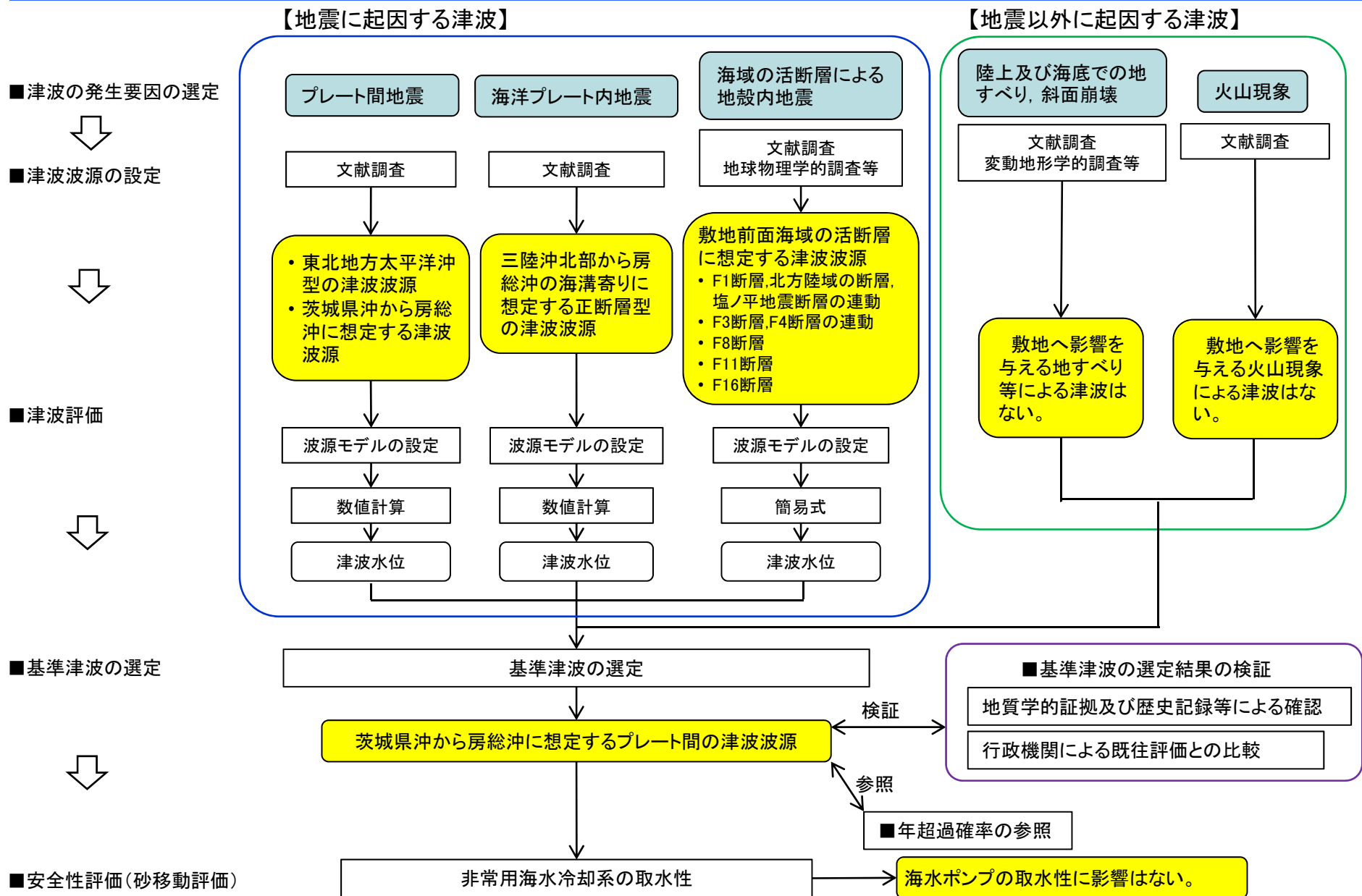
目 次

1. 津波評価の概要	5-1-7
2. 地震に起因する津波の評価	5-1-11
3. 地震以外に起因する津波の評価	5-1-63
4. 基準津波の選定	5-1-82
5. 基準津波の選定結果の検証	5-1-87
6. 基準津波の年超過確率の参照	5-1-93
7. 基準津波に対する安全性評価	5-1-133
8. 参考文献	5-1-166

目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

1. 津波評価の概要



1. 津波評価の概要(評価に用いたモデル)

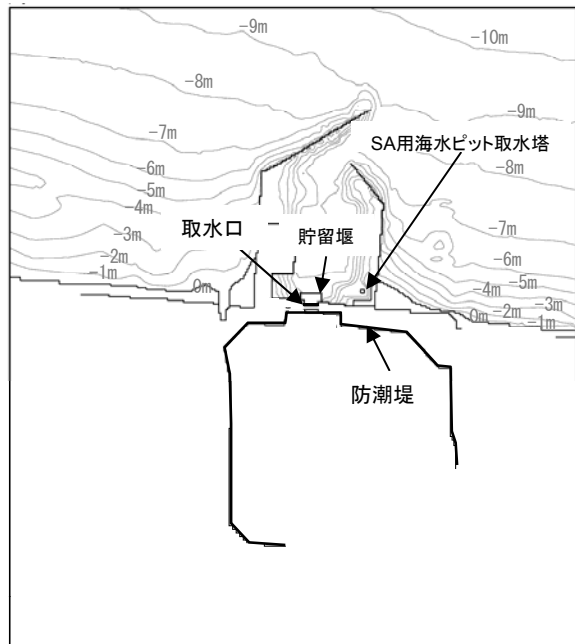
■津波評価の方針

基準津波の設定, 年超過確率の参照及び非常用海水冷却系の取水性の評価に用いたモデルは左下図の通りである。

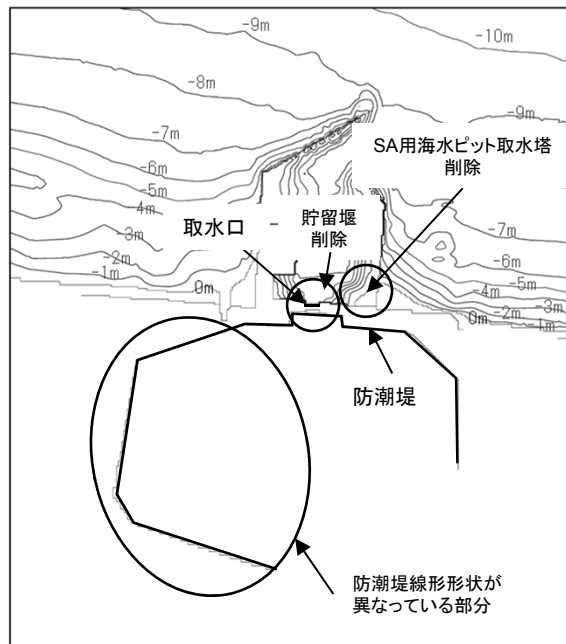
- ✓ 「**基準津波設定モデル**」と「**①津波波源選定モデル**」は, 津波水位に影響を及ぼす可能性が高い防潮堤の海側に面した部分の形状が同じであり, また海面下の設備の形状の違いも軽微であることから, 両モデルの差異が津波水位に与える影響は極めて小さいものと判断される。^{※1}
このため, 基準津波の津波波源を選定にあたっては, 「**①津波波源選定モデル**」を用いることとした。
- ✓ 「**基準津波設定モデル**」と「**②設備影響検討モデル**」は, 海面下の設備形状が同じであることから, 両モデルの差異が非常用海水冷却系の取水性に与える影響は極めて小さいものと判断される。^{※2}
このため, 非常用海水冷却系の取水性に最も影響を及ぼす条件の選定にあたっては, 「**②設備影響検討モデル**」を用いることとした。

※1 モデルの違いによる影響を確認した結果, 基準津波の波源位置及び最高水位位置が同じであり水位にも有意な差は認められなかった。(資料5-2「7.1 「基準津波設定モデル」と「①津波波源選定モデル」との比較」に記載)

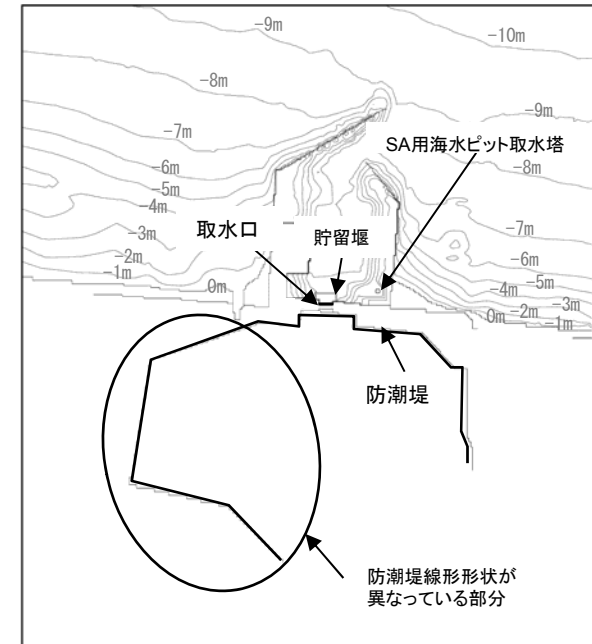
※2 モデルの違いによる影響を確認した結果, 最高水位位置が同じであり水位にも有意な差は認められなかった。(資料5-2「7.2 「基準津波設定モデル」と「②設備影響検討モデル」との比較」に記載)



基準津波設定モデル
(H29.9.1 第503回審査会合)

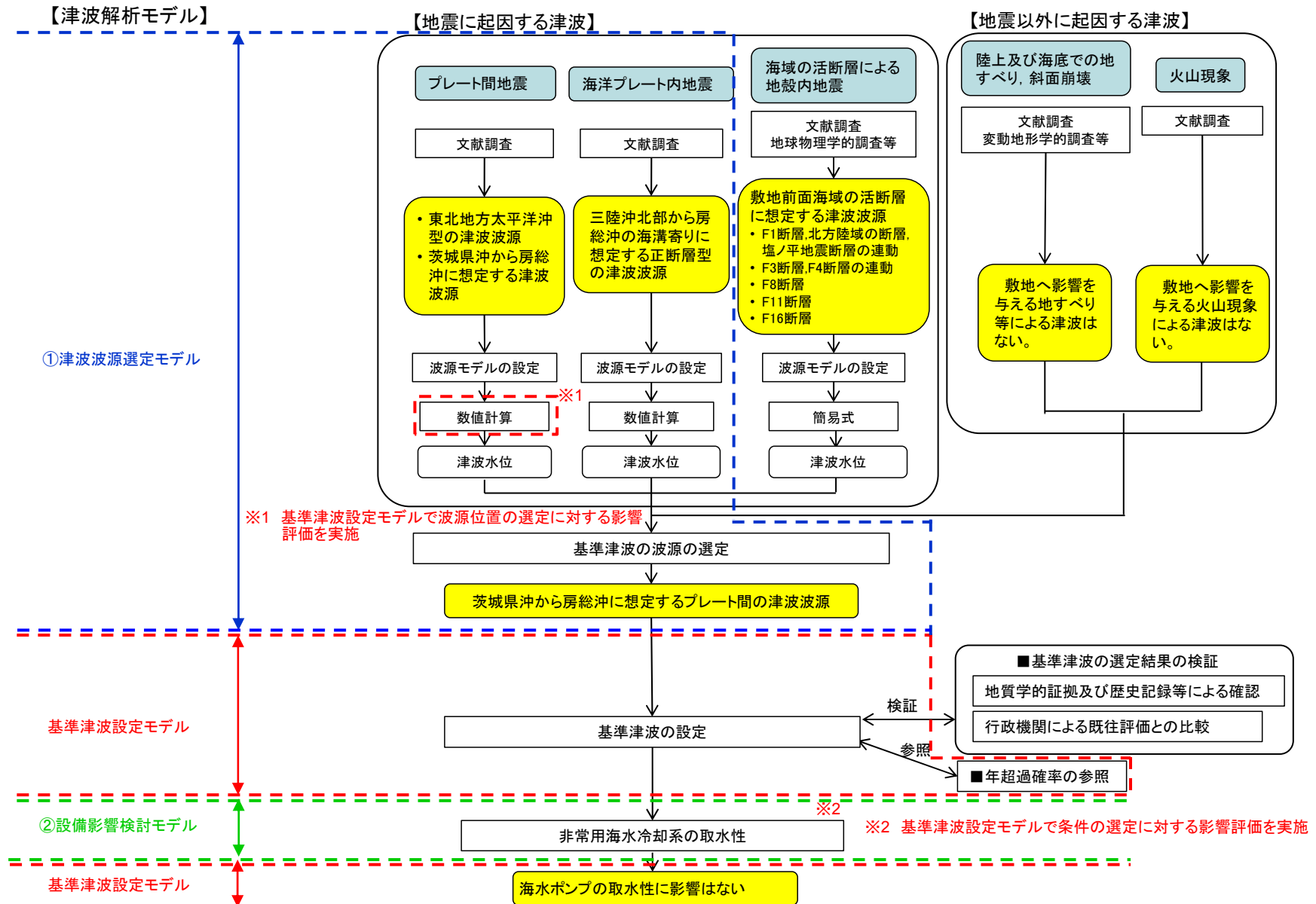


①津波波源選定モデル
(H28.1.22 第320回審査会合)



②設備影響検討モデル
(H28.8.19 第390回審査会合)

1. 津波評価の概要(評価に用いたモデル)



- ・ 基準津波設定モデルを用いて、基準津波の設定及び非常用海水冷却系の取水性評価を実施する。
- ・ ①のモデルを用いて、基準津波の津波波源の選定を実施する。
- ・ ②のモデルを用いて、非常用海水冷却系の取水性に最も影響を及ぼす条件(評価手法、浮遊砂上限濃度)の選定を実施する。

目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
 - 2.1 プレート間地震に起因する津波
 - 2.2 海洋プレート内地震に起因する津波
 - 2.3 海域の活断層による地殻内地震に起因する津波
 - 2.4 評価結果のまとめ
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

2.1 プレート間地震に起因する津波(概要)

津波波源の設定			津波評価
---------	--	--	------

1. 検討対象領域の選定	2. 想定津波の設定に反映する知見の分析	3. 想定波源領域の設定	4. 特性化波源モデルの設定
--------------	----------------------	--------------	----------------

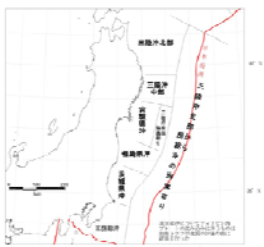
申請書から追記した事項

【2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見】
 ✓ 破壊領域
 ✓ すべり
 ✓ 地震の発生メカニズム

・ 既往津波から検討波源領域を抽出



【検討波源領域】
 ・ 日本海溝沿い※1
 (三陸沖北部～房総沖)



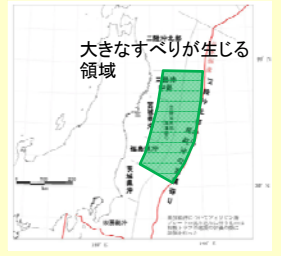
(地震調査研究推進本部(2012))

※1: 遠地津波(チリ地震等)及び近地津波のうち千島海溝沿い及び伊豆・小笠原海溝沿いの領域については、既往津波の記録、波源の位置と伝播の指向性を考慮すると、敷地への影響が小さく、影響の大きい敷地前面の波源を想定波源として検討した。

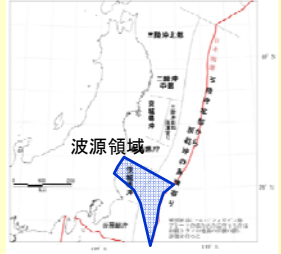
【想定津波の設定方針】

- I.
 - ✓ 日本海溝沿いで生じた地震津波のうち、2011年東北地方太平洋沖地震は敷地に比較的大きな影響を及ぼしたことを踏まえ、東北地方太平洋沖型の津波波源を設定する。
 - ✓ 東北地方太平洋沖型の津波波源で大きなすべりが生じる領域は、三陸沖中部から福島県沖及びその沖合の海溝軸付近の領域とする。
- II.
 - ✓ 日本海溝沿いで生じた地震津波のうち、1677年延宝房総沖地震は敷地に比較的大きな影響を及ぼしたことを踏まえ、茨城県沖に想定する津波波源を設定する。
 - ✓ 茨城県沖に想定する津波波源については、2011年東北地方太平洋沖地震で大きなすべりが生じていない領域とする。なお、領域の南限については、北米プレートとフィリピン海プレートの境界とする。
- III. 2011年東北地方太平洋沖地震で応力を解放した領域では、東北地方太平洋沖型の地震津波の発生確率は極めて小さい。

【東北地方太平洋沖型の津波波源】



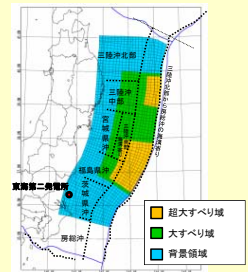
【茨城県沖に想定する津波波源】



茨城県沖に想定する津波波源については、固着の程度が小さい領域に大きなすべりを生じる津波波源を想定した。
 ✓ 波源領域の南限については、北米プレートとフィリピン海プレートの境界とする。
 ✓ 波源領域の北限については、茨城県沖と福島県沖の境界とする。
 ✓ プレート間地震と津波地震の連動型地震を仮想的に考慮する。

特性化波源モデル

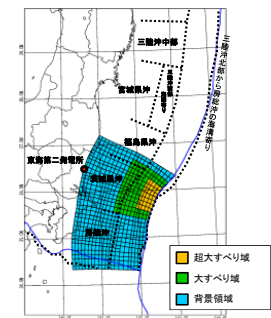
波源領域: 三陸沖北部～茨城県沖
Mw=9.1



1896年明治三陸沖地震津波は、敷地への影響が小さいと考えられる。また、当該津波の波源は、東北地方太平洋沖型の津波波源(プレート間地震と津波地震の連動型地震)に包含されている。

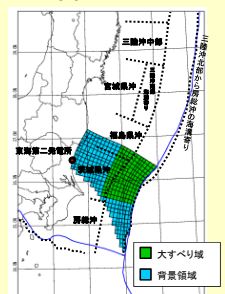
【茨城県沖から房総沖に想定する津波波源】

検討波源: 茨城県沖～房総沖
Mw=8.7



- 保守的設定1. 津波波源の南限を房総沖まで拡張
- 保守的設定2. 超大すべり域を設定
- 保守的設定3. 大すべり域及び超大すべり域のすべり量を割り増し

波源領域: 茨城県沖～房総沖の一部
Mw=8.5



波源領域の北限については、すべり量が保守的な設定となるように、福島県沖の一部まで拡張して設定した。

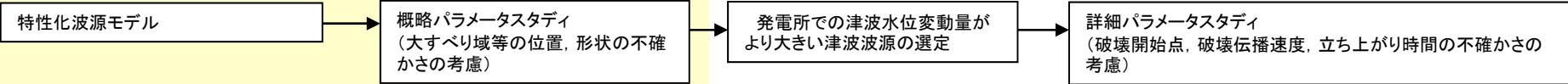
2.1 プレート間地震に起因する津波(概要)

津波評価

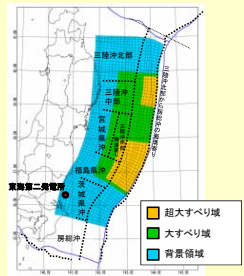
4. 特性化波源モデルの設定

5. 特性化波源モデルの不確かさの考慮

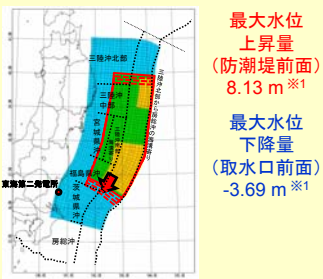
申請書から追記した事項



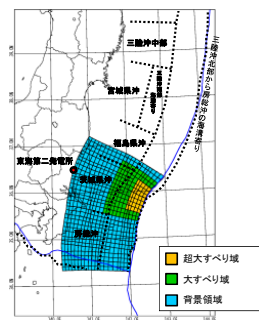
波源領域: 三陸沖北部~茨城県沖
Mw=9.1



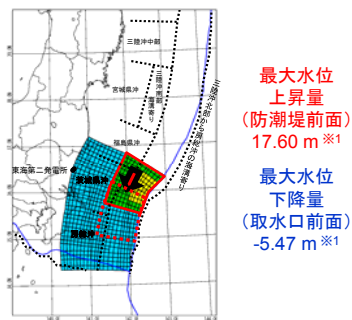
大すべり域, 超大すべり域の
位置を約10km単位で移動



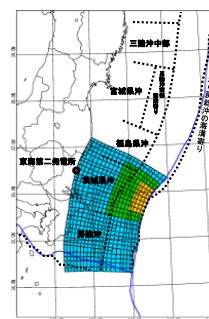
検討波源: 茨城県沖~房総沖
Mw=8.7



大すべり域, 超大すべり域の
位置を約10km単位で移動

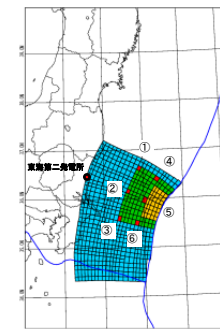


検討波源: 茨城県沖~房総沖
Mw=8.7



最大水位
上昇量
(防潮堤前面)
17.60 m^{※1}

最大水位
下降量
(取水口前面)
-5.47 m^{※1}



破壊開始点: ①~⑥
破壊伝播速度: 1.0km/s^{※2}, 1.5km/s, 2.0km/s, 2.5km/s, 3.0km/s
立ち上がり時間: 30秒, 60秒

最高水位^{※3}
(防潮堤前面)
T.P. +17.2 m

最低水位^{※2,3}
(取水口前面)
T.P. -5.3 m

※2 先行プラントの審査状況を踏まえ、追加解析を実施

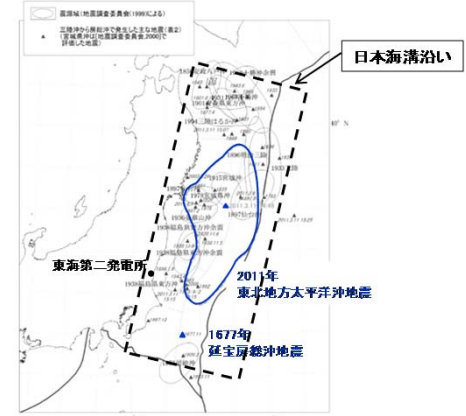
※3 潮位及び地殻変動量(2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量も含む)を考慮

保守的設定4. 大すべり域及び超大すべり域がプレート境界を跨いだケースも考慮

※1 津波水位に大きな影響を与える大すべり域等の位置などの目安を得ること(検討ケースの序列決め)を目的としている。

(1) 検討対象領域の選定(既往津波の記録)

- 地震規模M8以上(国外においてはM9クラス)のプレート間地震について、文献調査※1を行った結果、敷地に比較的大きな影響を及ぼしたと考えられる既往津波は、日本海溝沿いで発生した津波である。
 - ✓ 1677年延宝房総沖地震津波:茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で4.5~5.5m
 - ✓ 2011年東北地方太平洋沖地震津波:発電所で概ね5~6m(最大6.5m)



三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域 (地震調査研究推進本部(2012)に加筆)

領域	名称	波源域	地震規模		文献調査結果	
			Mj	Mw		
近地津波	日本海溝沿い	869年の津波	三陸沖	8.3 ± 1/4	—	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
		1611年の津波	三陸沖(海溝軸付近)	≒8.1	8.3	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
		1677年延宝房総沖地震津波	房総沖(海溝軸付近)	≒8.0	8.2	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で4.5~5.5m
		1793年宮城県沖地震に伴う津波	三陸沖	8.0~8.4	—	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
		1896年明治三陸沖地震津波	三陸沖(海溝軸付近)	8・1/4	8.3	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
		2011年東北地方太平洋沖地震津波	三陸沖北部~茨城県沖及びその沖合の海溝軸付近	8.4	9.0	発電所で概ね5~6m(最大6.5 m)
近地津波	千島海溝沿い	1968年十勝沖地震に伴う津波	十勝沖	7.9	8.2	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
		17世紀初頭の地震(500年間隔地震)に伴う津波	十勝・根室沖	—	8.8※2	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
	伊豆・小笠原海溝沿い	1972年八丈島東方沖地震津波	八丈島東方沖	7.2	M ₀ 7.5	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
遠地津波	1700年カスケード地震津波	北米北西部沖	9クラス	8.9	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で約2m	
	1952年カムチャッカ地震津波	カムチャッカ半島南東沖	—	9.0	福島県沿岸で約0.5~1.5m	
	1960年チリ地震津波	チリ南部沖	—	9.5	茨城県久慈港で約2.3m	
	1964年アラスカ地震津波	アラスカ湾	—	9.2	小名浜で0.35m, 銚子で0.36m	

※1 資料5-2「1.1(2) 津波痕跡に関する文献調査」に記載
 ※2 Ioki and Tanioka (2016, in press)による。

・ 文献調査結果より、過去に敷地へ比較的大きな影響を及ぼした日本海溝沿いの領域を対象に、津波波源について検討した。
 ・ 遠地津波(チリ地震等)及び近地津波のうち千島海溝沿い及び伊豆・小笠原海溝沿いの領域については、敷地への影響が小さいことを確認した。

(2) 想定津波の設定に反映する知見の分析(まとめ)

日本海溝沿いの領域に対して、検討波源モデルの設定及び波源特性の不確かさの考慮の検討の基礎とするため、文献調査※を実施した。その結果、以下の結論が得られた。

※ 資料5-2「1.既往津波」に記載

2011年東北地方太平洋沖地震の特徴

(破壊領域)

- 複数の領域が連動して破壊した。
- 余震を含む破壊領域の南限は、北米プレートとフィリピン海プレートの境界に位置している。

(すべり)

- すべりには不均質性が認められ、大きなすべりが生じた領域は三陸沖中部の南部、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄り、福島県沖の4領域及びその沖合の海溝軸付近の領域である。

(地震の発生メカニズム)

- 地震の前後でプレート境界上盤側で発生する地震のメカニズムは大きく変化した。

2011年東北地方太平洋沖地震に関連する知見

- 固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっている。
- 北米プレートとフィリピン海プレートの境界が余震を含む破壊伝播のバリアとして作用している。
- 大きなすべりが生じた領域は、固着の程度が大きい領域に対応している。
- 海溝軸付近では大きなすべりを生じた(オーバーシュートが生じた)領域が見られ、遠洋性粘土層が連続的に分布している領域に対応している。
- 地震前後で、応力状態が圧縮状態から引張状態へ変化したことから、三陸沖中部～福島県沖に蓄積されていた巨大地震を引き起こす歪みはほぼ完全に解消された。
- 津波堆積物調査結果等から、過去に同規模の巨大地震が数百年間隔で発生している。

想定津波の設定方針

I.

- ✓ 日本海溝沿いで生じた地震津波のうち、2011年東北地方太平洋沖地震は敷地に比較的大きな影響を及ぼしたことを踏まえ、東北地方太平洋沖型の津波波源を設定する。
- ✓ 東北地方太平洋沖型の津波波源で大きなすべりが生じる領域は、三陸沖中部から福島県沖及びその沖合の海溝軸付近の領域とする。

II.

- ✓ 日本海溝沿いで生じた地震津波のうち、1677年延宝房総沖地震は敷地に比較的大きな影響を及ぼしたことを踏まえ、茨城県沖に想定する津波波源を設定する。
- ✓ 茨城県沖に想定する津波波源については、2011年東北地方太平洋沖地震で大きなすべりが生じていない領域とする。なお、領域の南限については、北米プレートとフィリピン海プレートの境界とする。

III. 2011年東北地方太平洋沖地震で応力を解放した領域では、東北地方太平洋沖型の地震津波の発生確率は極めて小さい。

2.1 プレート間地震に起因する津波 2.1.1 津波波源の設定 (2) 想定津波の設定に反映する知見の分析(まとめ) 想定波源の領域の設定の考え方について(知見の整理)

■追加調査対象

2011年東北地方太平洋沖地震に関連する知見の追加

- Lay et al.(2012)は、プレート境界の領域区分を地殻構造の特徴と関連づけて以下のように設定

領域	特徴
領域A (海溝から海面下約15kmまで)	・非地震性すべりと津波地震時の大きなすべり ・長いライズタイムと小さな破壊伝播速度
領域B (海面下15-30km)	・大きなすべりと中規模の短周期エネルギー放出
領域C (海面下35-55km)	・中程度のすべりと大規模な短周期エネルギー放出

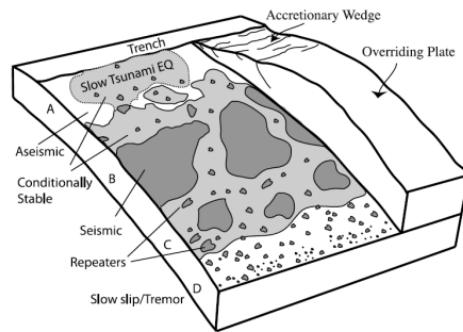
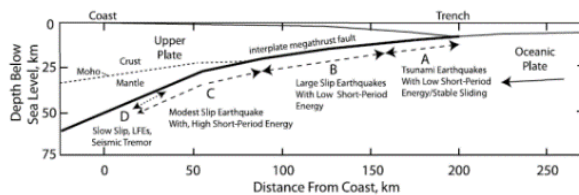


プレート間カップリング率の分布 (Loveless and Meade (2015)), すべり量分布 (Ozawa et al. (2012)) 等から、固着の程度とすべりの大きさがどのような関係となっていたのか確認

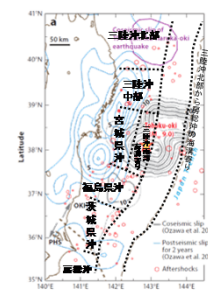
領域	固着の程度とすべりの関係に関する見解
領域A	<ul style="list-style-type: none"> すべりの大きさは固着の程度と対応している。(Ozawa et al. (2012), Loveless and Meade (2015)等) すべりの大きさは固着の程度よりも大きくなる場合がある(ダイナミックオーバーシュート)。(Ide et al.(2011))
領域B	<ul style="list-style-type: none"> すべりの大きさは固着の程度と対応している。(Ozawa et al. (2012), Loveless and Meade (2015)等)
領域C	<ul style="list-style-type: none"> すべりの大きさは固着の程度と対応している。(Ozawa et al. (2012), Loveless and Meade (2015)等)



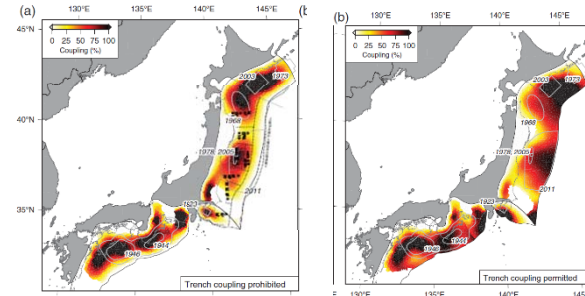
固着の程度とすべりの関係に関して、見解が分かれる領域Aを対象に、大きなすべりの発生要因について検討することとした。



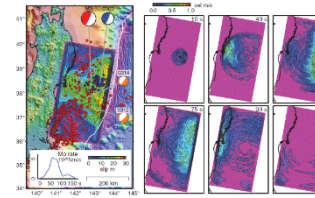
プレート境界の領域区分と特徴 (Lay et al.(2012))



3.11地震のすべり量分布 (Ozawa et al. (2012)に加筆)



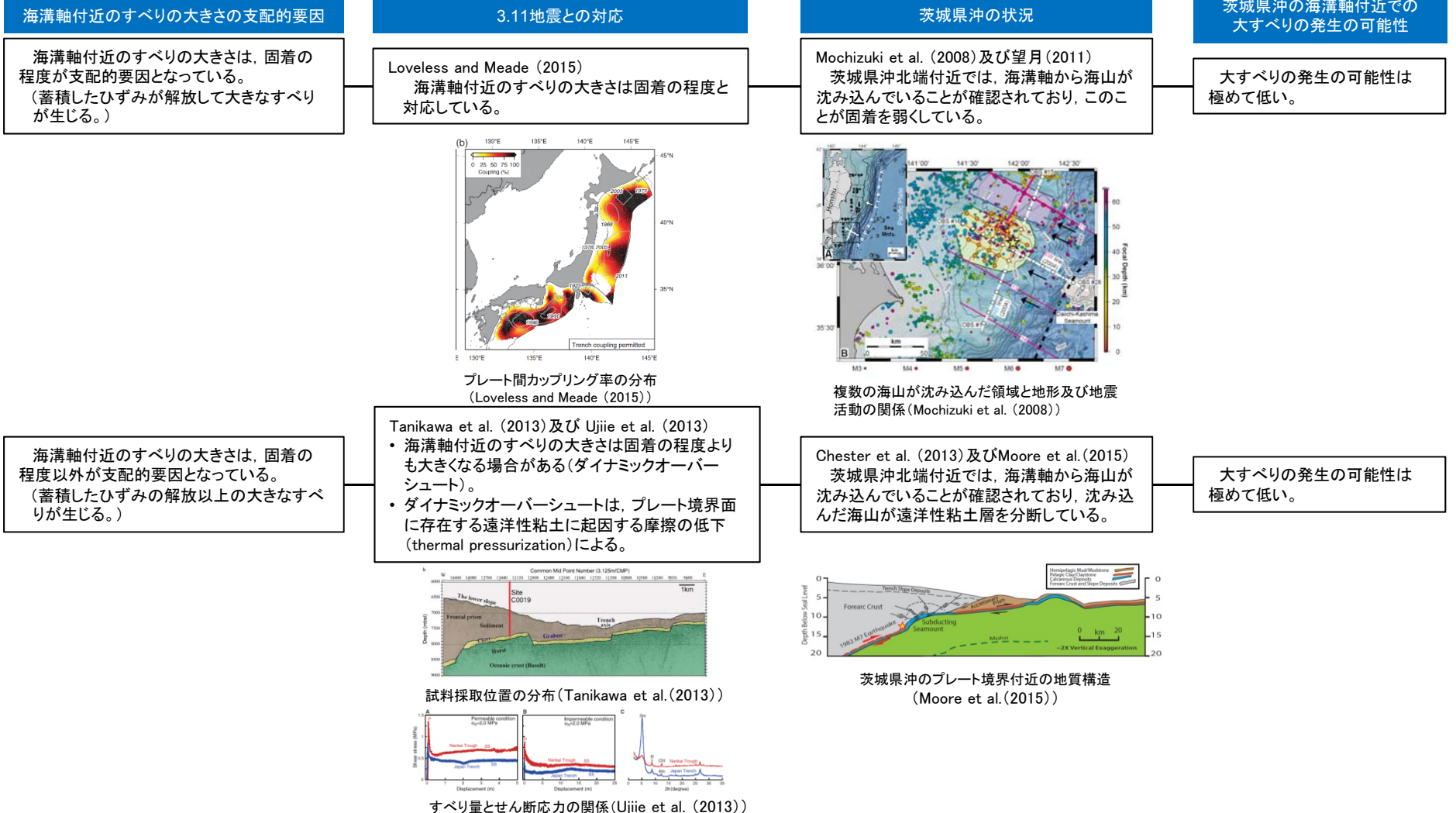
海溝軸付近の固着を許容しないと時(左)と海溝軸付近の固着を許容したとき(右)のプレート間カップリング率の分布 (Loveless and Meade (2015))



ダイナミックオーバーシュート(動的過剰すべり) (Ide et al.(2011))

東北地方太平洋沖型の津波波源の南限設定について(茨城県沖における「海溝軸付近の大きなすべり」の発生可能性に関するまとめ)

検討にあたっては、津波評価に与える影響が大きい“海溝軸付近(領域A)のすべりの大きさの支配的要因が固着の程度であることを前提にした場合”と“前提としない場合”に分けて整理した。



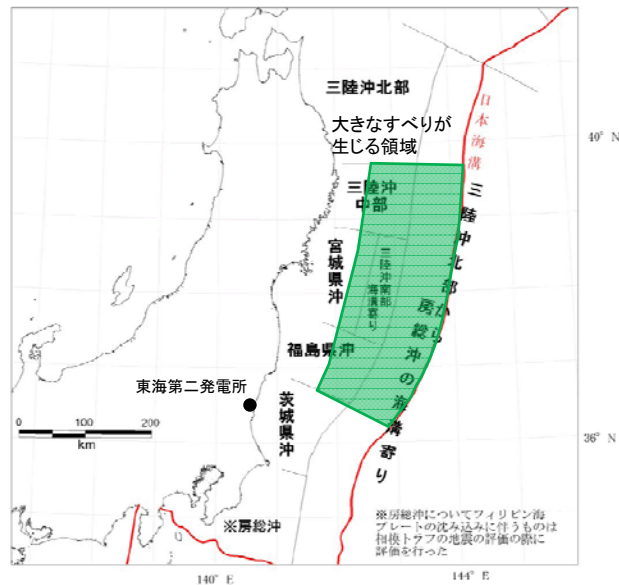
・海溝軸付近のすべりの大きさを決める支配的要因については、固着の程度とする見解とオーバーシュートとする見解があるが、いずれの見解を前提とした場合であっても、茨城県沖の海溝軸付近で大すべりが発生する可能性は極めて低い。
・したがって、東北地方太平洋沖型の津波波源の大すべり域の南限を福島県沖までの領域とすることは妥当であると判断される。

(3) 想定波源領域の設定

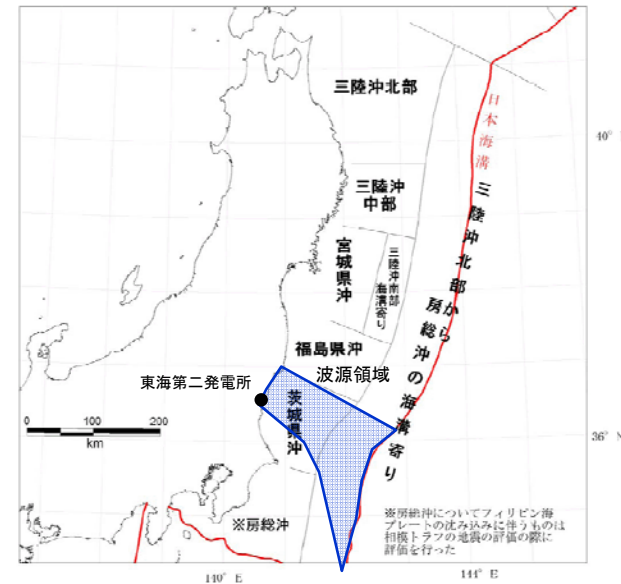
想定津波の設定方針

- I.
- ✓ 日本海溝沿いで生じた地震津波のうち、2011年東北地方太平洋沖地震は敷地に比較的大きな影響を及ぼしたことを踏まえ、東北地方太平洋沖型の津波波源を設定する。
 - ✓ 東北地方太平洋沖型の津波波源で大きなすべりが生じる領域は、三陸沖中部から福島県沖及びその沖合の海溝軸付近の領域とする。
- II.
- ✓ 日本海溝沿いで生じた地震津波のうち、1677年延宝房総沖地震は敷地に比較的大きな影響を及ぼしたことを踏まえ、茨城県沖に想定する津波波源を設定する。
 - ✓ 茨城県沖に想定する津波波源については、2011年東北地方太平洋沖地震で大きなすべりが生じていない領域とする。なお、領域の南限については、北米プレートとフィリピン海プレートの境界とする。
- III. 2011年東北地方太平洋沖地震で応力を解放した領域では、東北地方太平洋沖型の地震津波の発生確率は極めて小さい。

【東北地方太平洋沖型の津波波源】

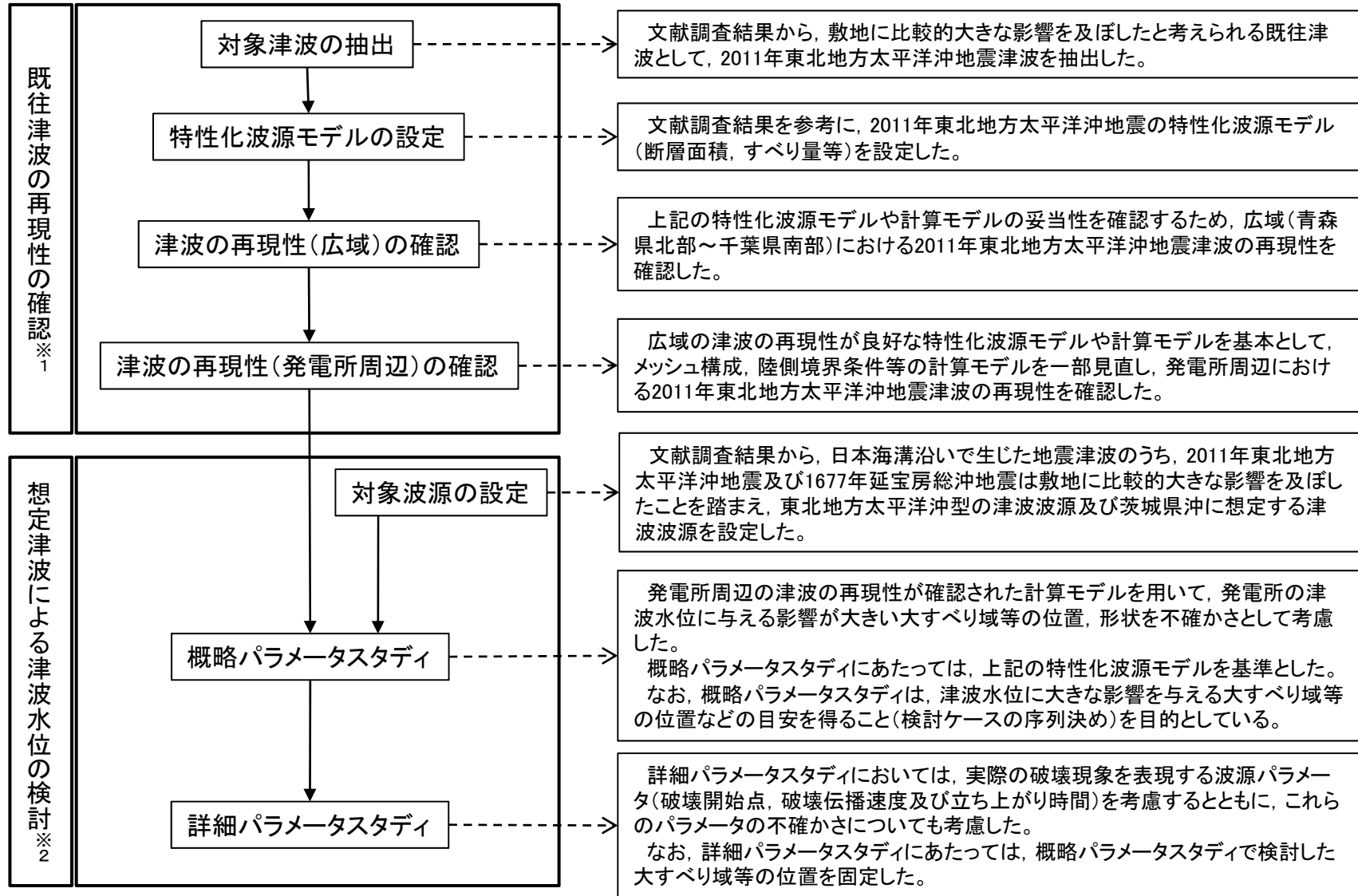


【茨城県沖に想定する津波波源】



(地震調査研究推進本部(2012)に加筆)

検討フロー



※1: 再現解析の津波水位=潮位+水位変動量+2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量(当該地震前の陸上地形で計算(発電所の防潮堤なし))

※2: 津波予測解析の津波水位=潮位+水位変動量+2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量+津波予測解析による地殻変動量

(当該地震後の陸上地形で計算(発電所で防潮堤考慮))

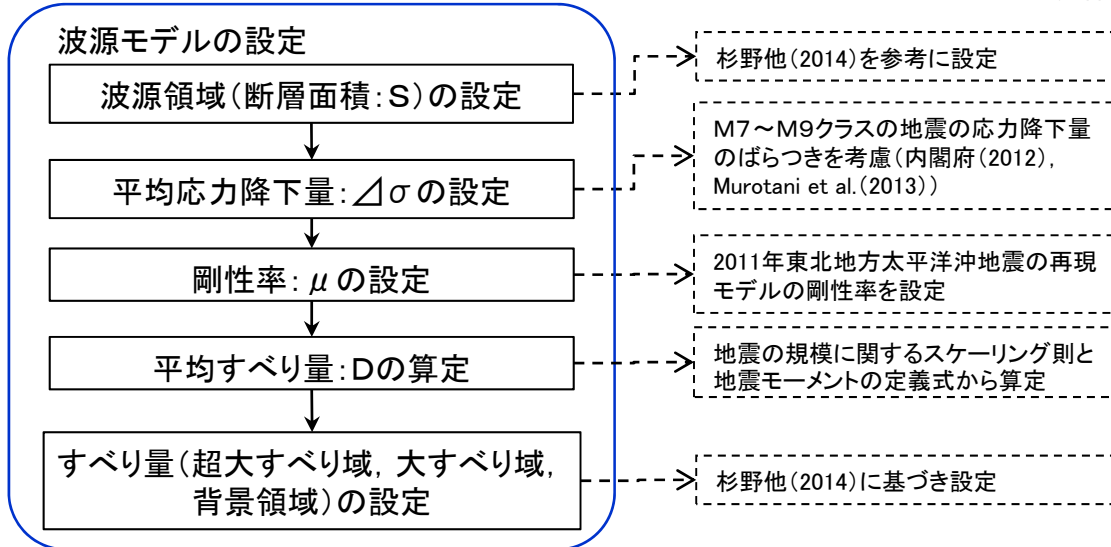
東北地方太平洋沖型の津波波源(広域の再現解析:特性化波源モデル)

- 文献調査の結果から敷地に比較的大きな影響を及ぼしたと考えられる既往津波として、2011年東北地方太平洋沖地震津波を抽出した。
- 2011年東北地方太平洋沖地震の波源モデルについては、破壊伝播を考慮した特性化波源モデルとした。
- 破壊開始点は震源位置、破壊伝播速度は3.0km/s、立ち上がり時間は30秒とした。

【設定フロー】

【設定根拠※1】

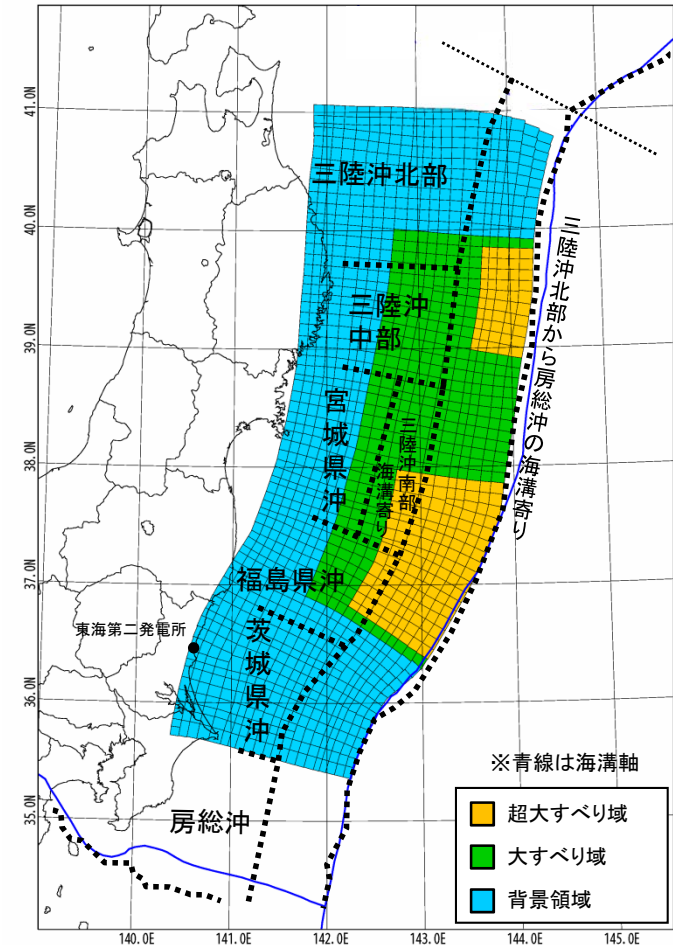
※1 資料5-2「1.5 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見」に記載



パラメータ	設定値
断層面積: S	134,733 km ²
平均応力降下量: $\Delta\sigma$	3.0 MPa
剛性率: μ	4.7×10^{10} N/m ²
モーメントマグニチュード: Mw	9.1
平均すべり量: D	9.6 m
地震モーメント: M_0	6.1×10^{22} Nm

※2 断層面積は右図の特性化波源モデル値
ただし、超大すべり域、大すべり域の位置により若干変動する。

パラメータ		設定値
超大すべり域	すべり量	28.9 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の15% (20,010 km ²)※2
大すべり域	すべり量	13.5 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の25% (33,825 km ²)※2
背景領域	すべり量	3.2 m
	面積比率 (断層面積)	全体面積の60% (80,898 km ²)※2



特性化波源モデル(一例)

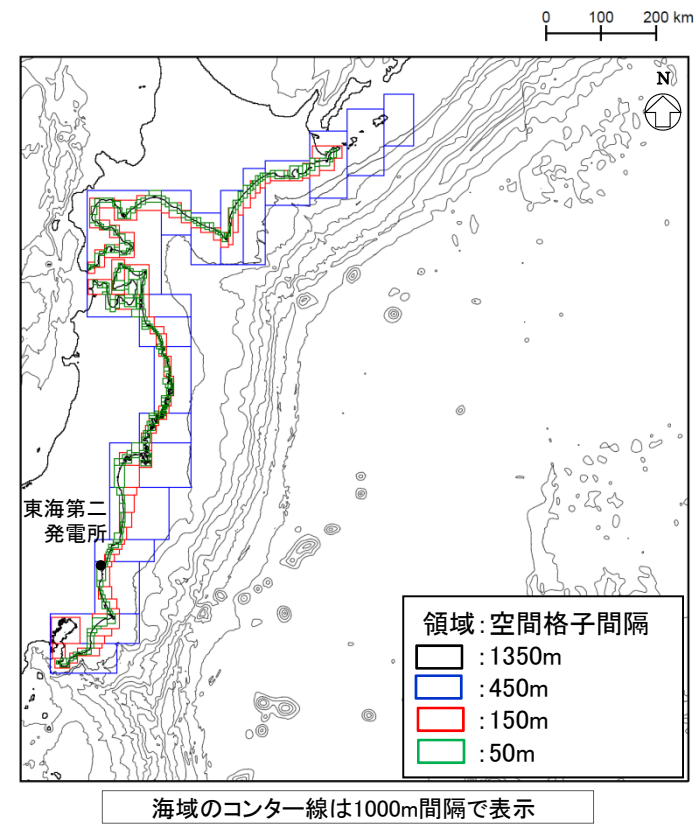
東北地方太平洋沖型の津波波源(広域の再現解析:計算条件及び計算領域)

- 津波の数値計算の妥当性を確認するため、2011年東北地方太平洋沖地震の津波痕跡高さの再現性の観点から以下の条件で検討した。

広域の再現解析の計算条件

項目	条件	備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋	
メッシュ構成	沖合1,350m→450m→150m→沿岸50m	長谷川他(1987)
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982)の方法
計算スキーム	スタッガード格子, リープ・フロッグ法	後藤・小川(1982)の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法	
境界条件	沖側:後藤・小川(1982)の自由透過の条件 陸側:計算格子間隔50m領域は小谷他(1998)の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件	
越流条件	防波堤:本間公式(1940) 護岸:相田公式(1977)	
海底摩擦係数	マニングの粗度係数($n=0.03\text{m}^{-1/3}\text{s}$)	
水平渦動粘性係数	考慮していない($Kh=0$)	
計算時間間隔	$\Delta t=0.5$ 秒	C.F.L.条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後240分間	十分な計算時間となるように設定
潮位条件	T.P.-0.4m	地震発生時の潮位

津波水位=潮位+水位変動量+2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量

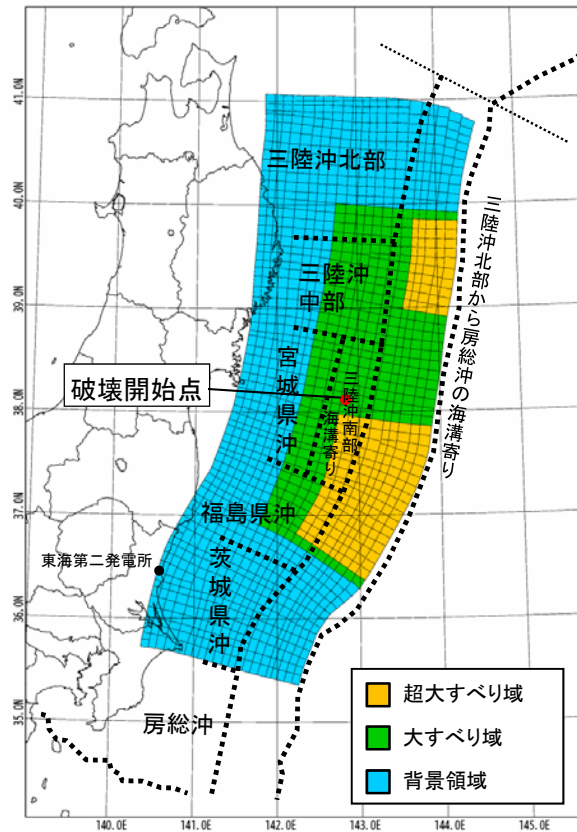


計算領域と格子分割

東北地方太平洋沖型の津波波源(広域の再現性の確認結果)

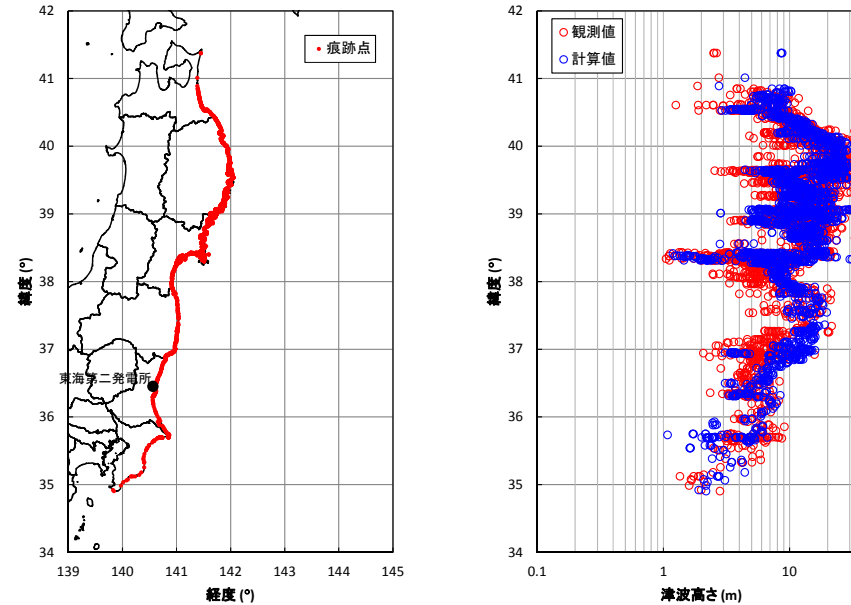
- 設定した特性化波源モデルは、2011年東北地方太平洋沖地震の津波痕跡高(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012))に対して計算値の方が大きくなっているが(幾何平均 $K=0.94$), 幾何標準偏差($\kappa=1.43$)は土木学会(2002)の目安値を満足している。

【東北地方太平洋沖型の特性化波源モデル】



破壊開始点 : 震源位置
破壊伝播速度 : 3.0km/s
立ち上がり時間 : 30秒

【再現性の確認結果】



青森県北部～千葉県南部における2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の痕跡地点(左図)及び痕跡高(右図)
(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012)のデータを使用)

地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
2,772	0.94	1.43

【幾何平均 K 及び幾何標準偏差 κ の再現性の目安】

$0.95 < K < 1.05$

$\kappa < 1.45$

(土木学会(2002))

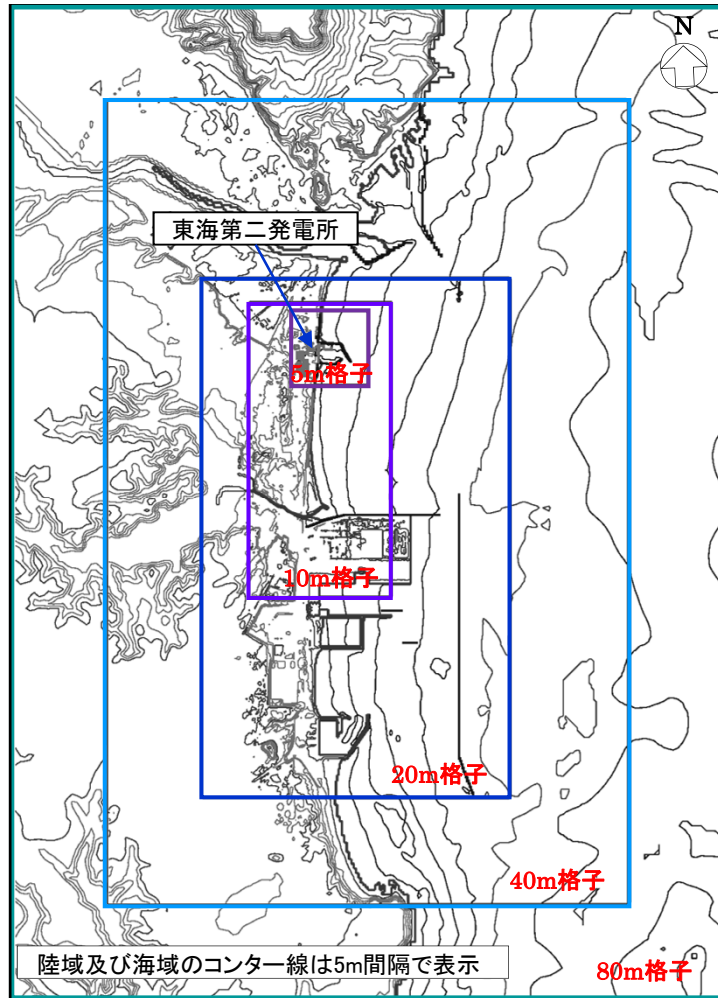
東北地方太平洋沖型の津波波源(発電所周辺の再現解析:計算条件)

発電所周辺の再現解析の計算条件

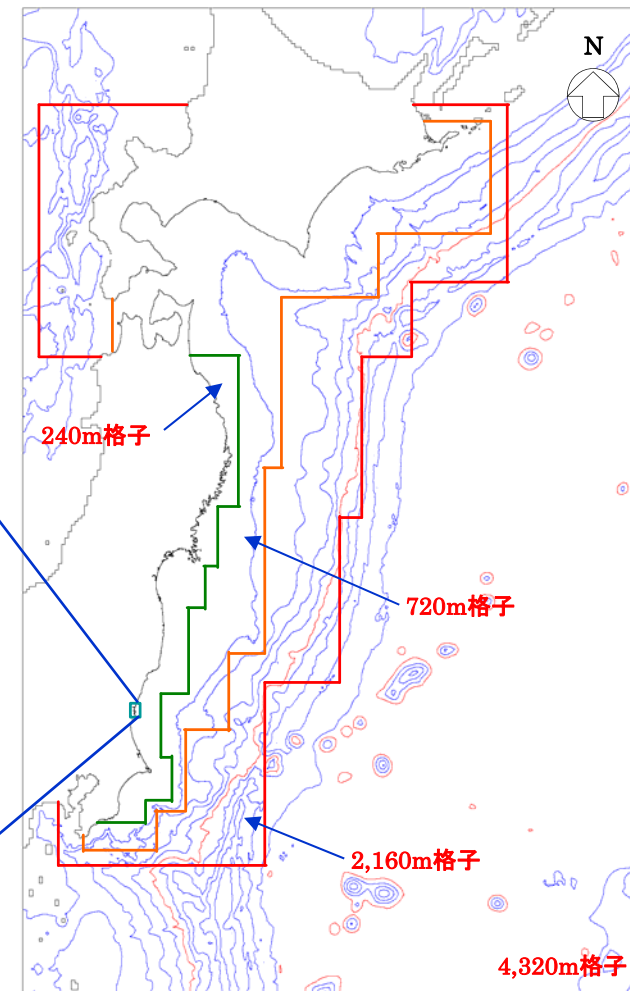
項目	条件	備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋	
メッシュ構成	沖合4,320m→2,160m→720m→沿岸域240m→発電所周辺80m→40m→20m→10m→5m	長谷川他(1987)
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982)の方法
計算スキーム	スタッガード格子, リープ・フロッグ法	後藤・小川(1982)の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法	
境界条件	沖側:後藤・小川(1982)の自由透過の条件 陸側:敷地周辺(計算格子間隔80m~5m)の領域は小谷他(1998)の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件	
越流条件	防波堤:本間公式(1940) 護岸:相田公式(1977)	
海底摩擦係数	マンニングの粗度係数($n=0.03\text{m}^{-1/3\text{s}}$)	
水平渦動粘性係数	考慮していない($Kh=0$)	
計算時間間隔	$\Delta t=0.05$ 秒	C.F.L.条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後240分間	十分な計算時間となるように設定
潮位条件	T.P.-0.49m	地震発生時の日立港潮位

津波水位=潮位+水位変動量+2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量

東北地方太平洋沖型の津波波源(発電所周辺の再現解析:計算領域)



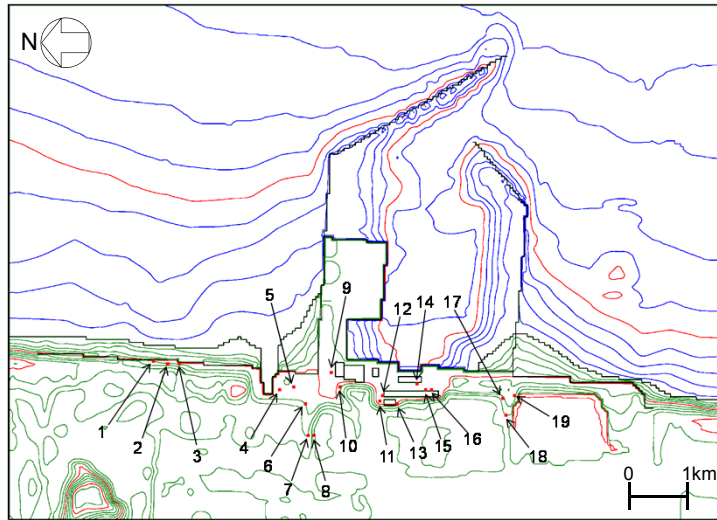
計算領域と格子分割(発電所周辺)



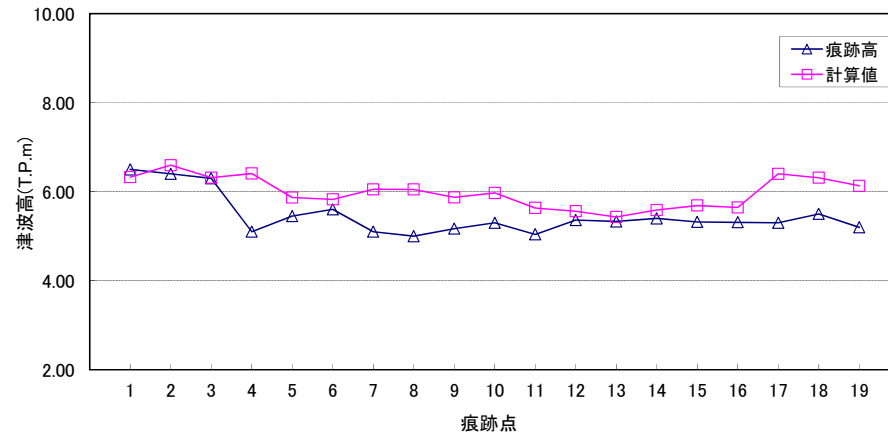
計算領域と格子分割(沖合～沿岸域)

東北地方太平洋沖型の津波波源(発電所周辺の再現性の確認結果)

- 設定した特性化波源モデルは、発電所では痕跡高に対して計算値の方が大きくなっているが(幾何平均 $K=0.89$)、幾何標準偏差($\kappa=1.08$)は土木学会(2002)の目安値を満足している。



敷地内評価点



計算値と痕跡高の比較

地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
19	0.89	1.08

【幾何平均 K 及び幾何標準偏差 κ の再現性の目安】

$$0.95 < K < 1.05$$

$$\kappa < 1.45$$

(土木学会(2002))

- 以上から、計算条件及び破壊伝播(破壊開始点、破壊伝播速度及び立ち上がり時間)を考慮した特性化波源モデルの妥当性が確認された。

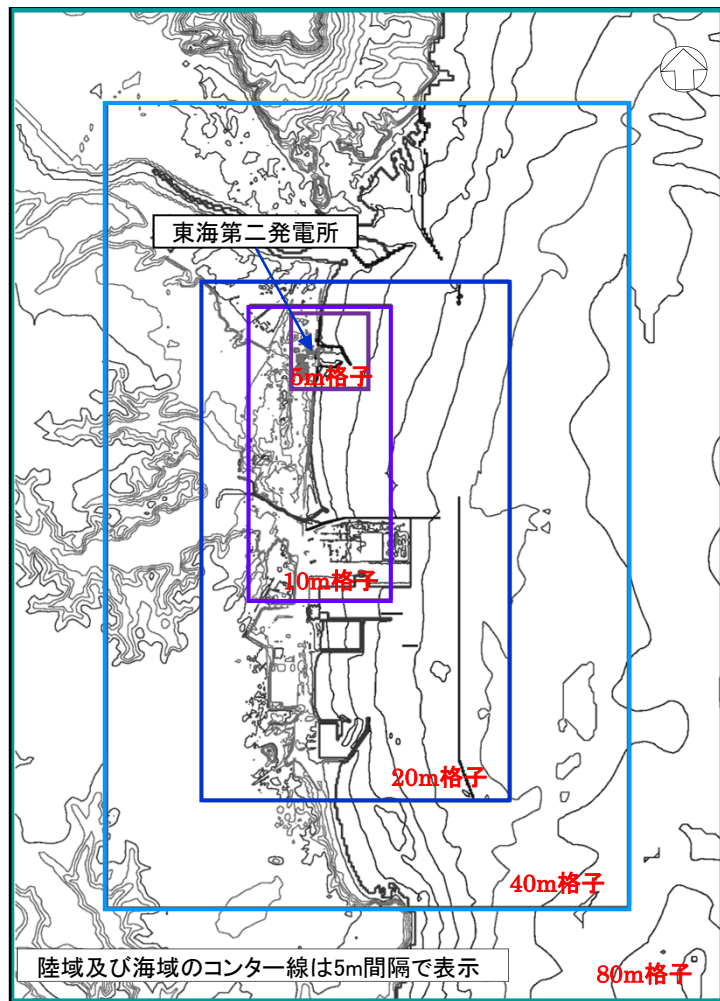
東北地方太平洋沖型の津波波源(津波予測解析:計算条件)

- 津波予測解析にあたっては、下記の計算条件を用いた。

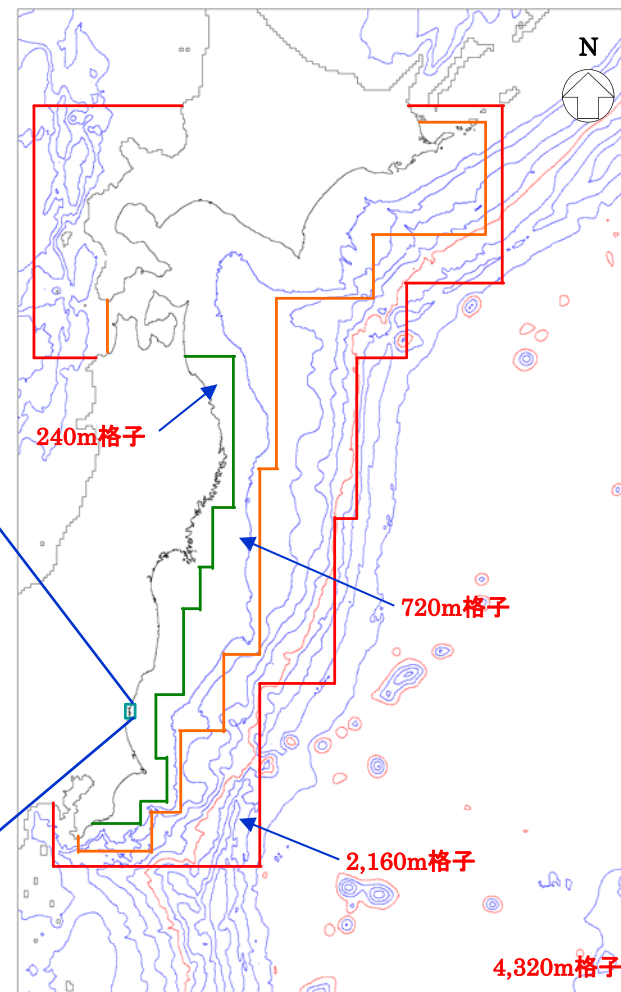
津波予測解析の計算条件

項目	条件		備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋		
メッシュ構成	沖合4,320m→2,160m→720m→沿岸域240m→発電所周辺80m→40m→20m→10m→5m		長谷川他(1987)
基礎方程式	非線形長波理論		後藤・小川(1982)の方法
計算スキーム	スタッガード格子, リープ・フロッグ法		後藤・小川(1982)の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法		
境界条件	沖側:後藤・小川(1982)の自由透過の条件 陸側:敷地周辺(計算格子間隔80m~5m)の領域は小谷他(1998)の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件		
越流条件	防波堤:本間公式(1940) 護岸:相田公式(1977)		
防潮堤	鉛直無限壁		
海底摩擦係数	マンニングの粗度係数($n=0.03\text{m}^{-1/3}\text{s}$)		
水平渦動粘性係数	考慮していない($Kh=0$)		
計算時間間隔	$\Delta t=0.05$ 秒		C.F.L.条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後240分間		十分な計算時間となるように設定
潮位条件	概略パラメータスタディ	T.P.+0.02m	茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)の潮位表(平成16年~平成21年)を用いて設定
	詳細パラメータスタディ	T.P.+0.61m(上昇側)	
		T.P.-0.81m(下降側)	

津波水位=潮位+水位変動量+ 2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量 +津波予測解析による地殻変動量
(設定根拠については資料5-2「2.1 2011年東北地方太平洋沖地震津波」に記載)



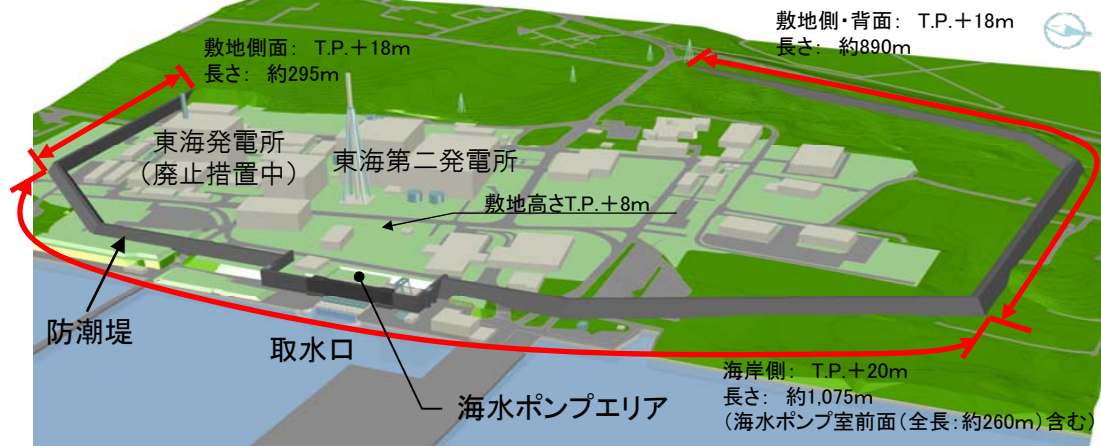
計算領域と格子分割(発電所周辺)



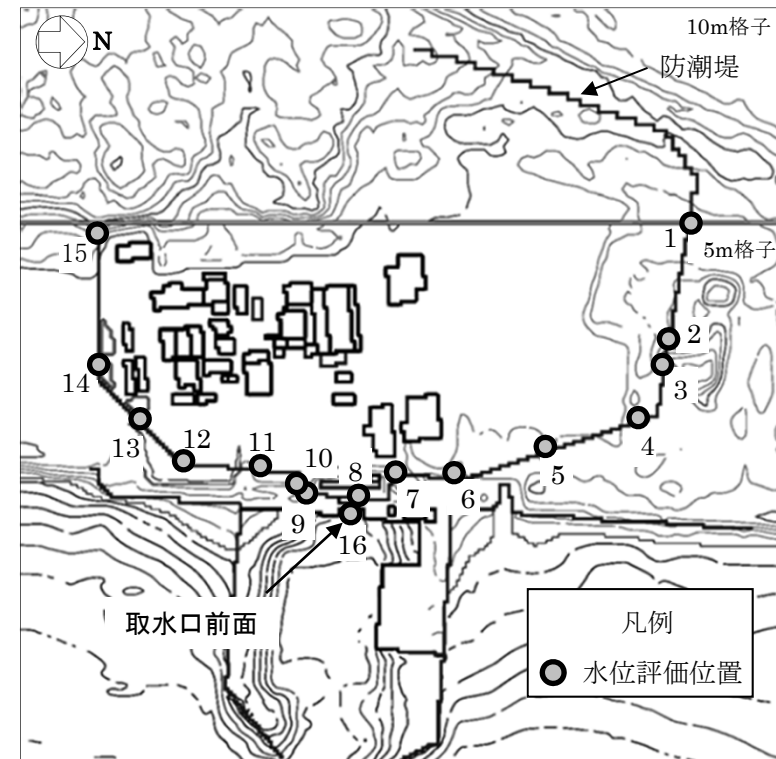
計算領域と格子分割(沖合～沿岸域)

東北地方太平洋沖型の津波波源(津波水位の評価位置)

- 重要な安全機能を有する施設の設置された敷地(T.P.+8m)に基準津波による遡上波を到達、流入させないため、津波防護施設として防潮堤を設置することから、防潮堤位置を津波水位(上昇側)の評価位置とした。
- 取水路内の水位変動に伴う非常用海水ポンプの取水性を評価することから、取水口前面を津波水位(下降側)の評価位置とした。

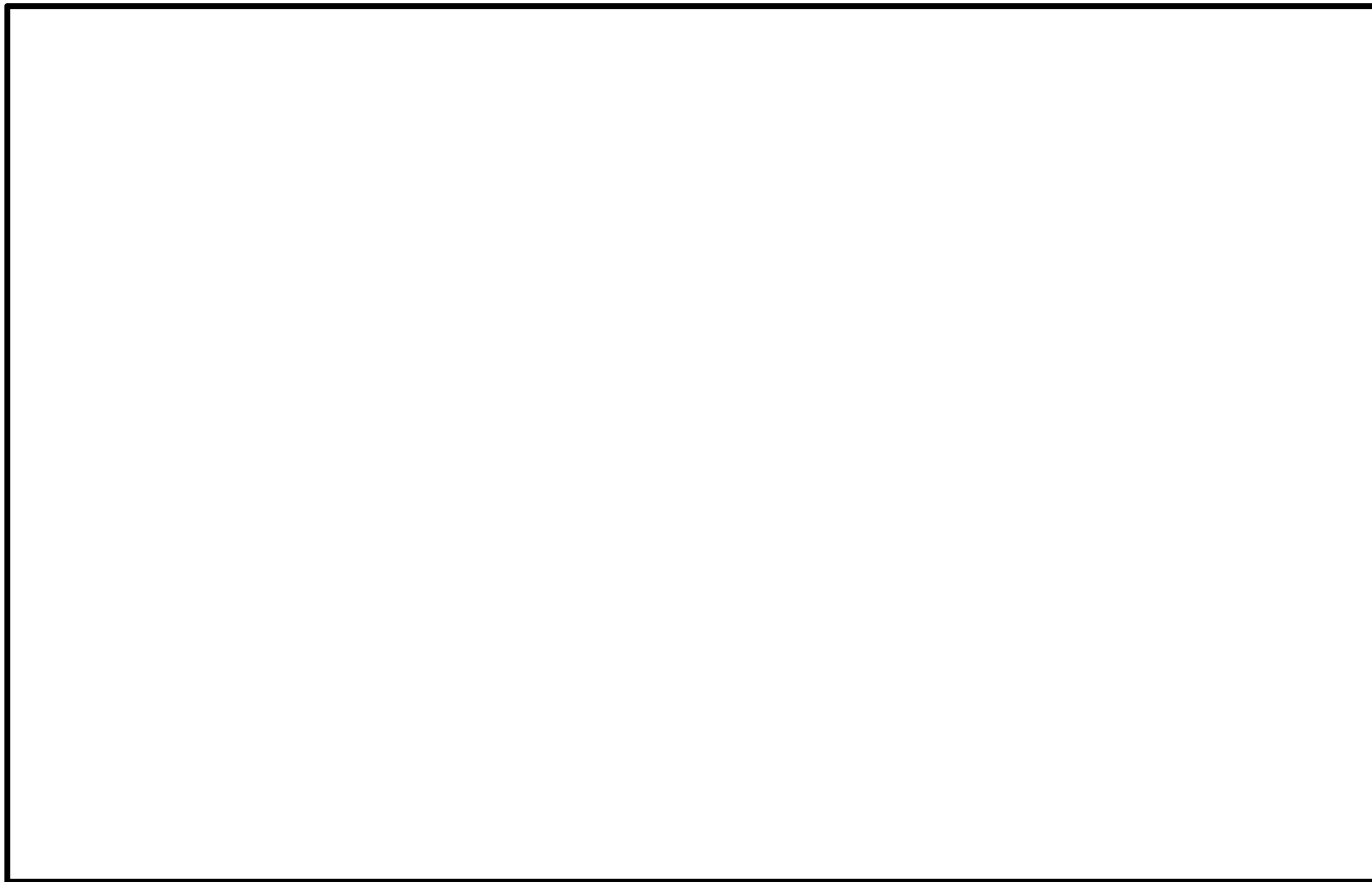


<防潮堤の概要(イメージ図)>



評価位置

東北地方太平洋沖型の津波波源(取水口と非常用海水ポンプの位置)

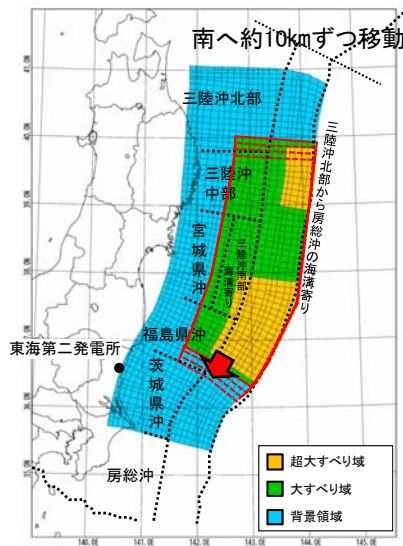


枠囲みの内容は商業機密又は防護上の観点から公開できません。

東北地方太平洋沖型の津波波源(概略パラメータスタディの設定及び評価結果)

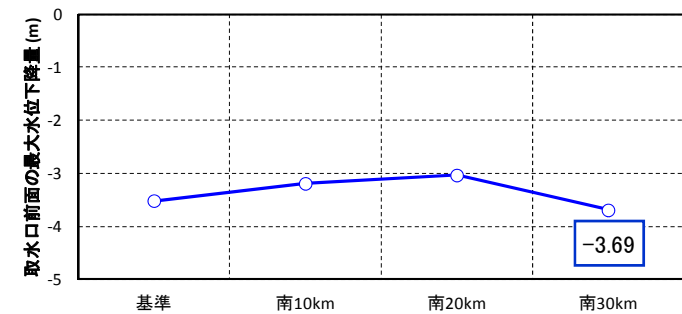
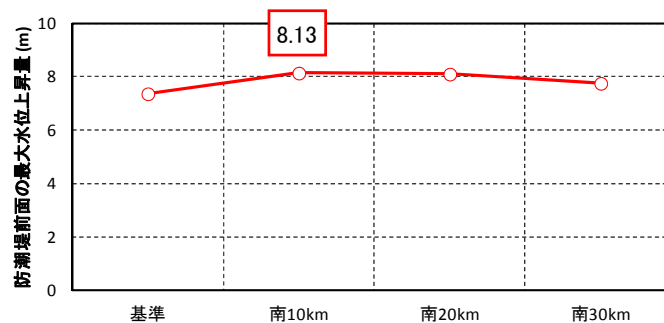
- 再現性の最も良好なモデルを基準として、大すべり域、超大すべり域を三陸沖中部から福島県沖の範囲で10kmずつ移動させて発電所への津波水位の影響が最も大きくなる波源モデルを確認した。
- なお、大すべり域、超大すべり域の移動範囲については、2011年東北地方太平洋沖地震の知見を踏まえて設定した(本資料5-1-12頁参照)。
- その結果、防潮堤前面の最大水位上昇量の最大値は8.13m、取水口前面の最大水位下降量の最大値は-3.69mとなることを確認した。

【M9クラスの特性化波源モデル】



破壊開始点 : 無し
破壊伝播速度 : ∞
立ち上がり時間 : 30秒

位置	防潮堤前面	取水口前面
	最大水位上昇量(m)	最大水位下降量(m)
基準	7.36	-3.52
南へ10km移動	8.13	-3.19
南へ20km移動	8.09	-3.04
南へ30km移動	7.75	-3.69

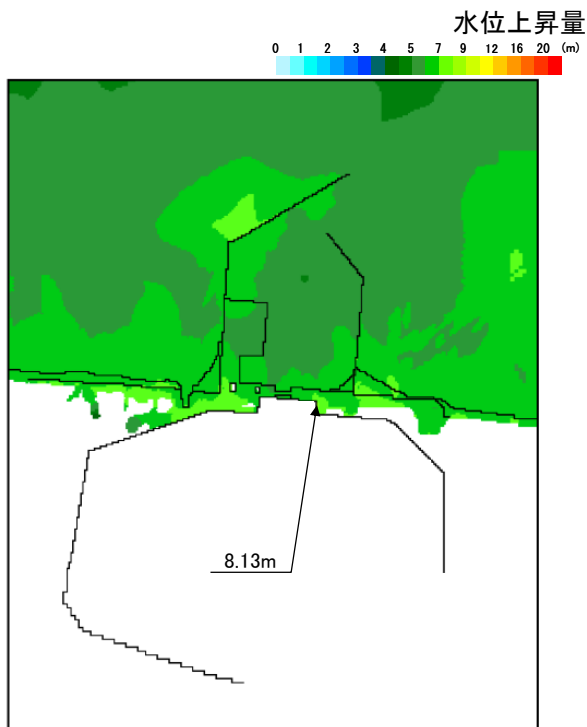
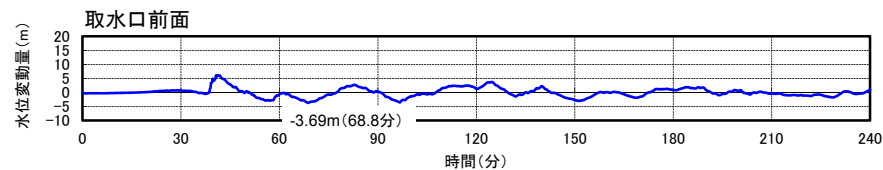
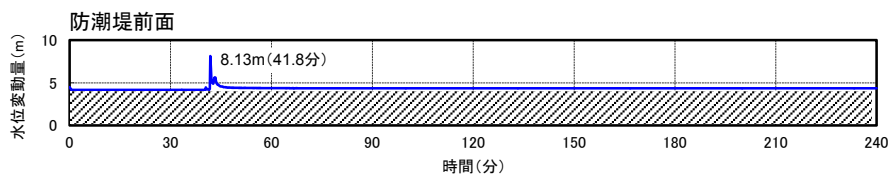


※行政機関による既往評価で比較できるパラメータ(地震規模Mw, すべり量等)も参考にして特性化波源モデルを設定
行政機関による既往評価については資料5-2「1.2 行政機関による既往評価」に記載

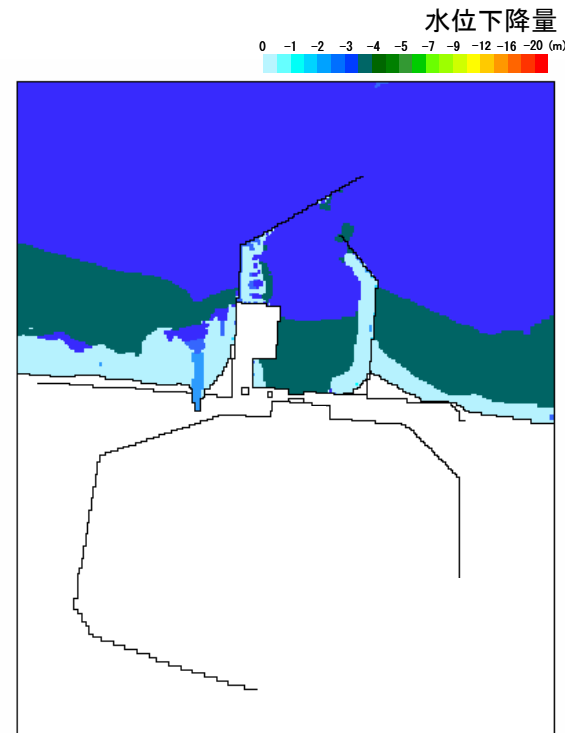
東北地方太平洋沖型の津波波源(概略パラメータスタディの評価結果)

■時刻歴波形, 最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布

	水位変動量	条件
最大水位上昇量(防潮堤前面)	8.13m	南へ10km, 破壊開始点: 無し, 破壊伝播速度: ∞ , 立ち上がり時間: 30秒
最大水位下降量(取水口前面)	-3.69m	南へ30km, 破壊開始点: 無し, 破壊伝播速度: ∞ , 立ち上がり時間: 30秒



最大水位上昇量分布(南へ10km移動)



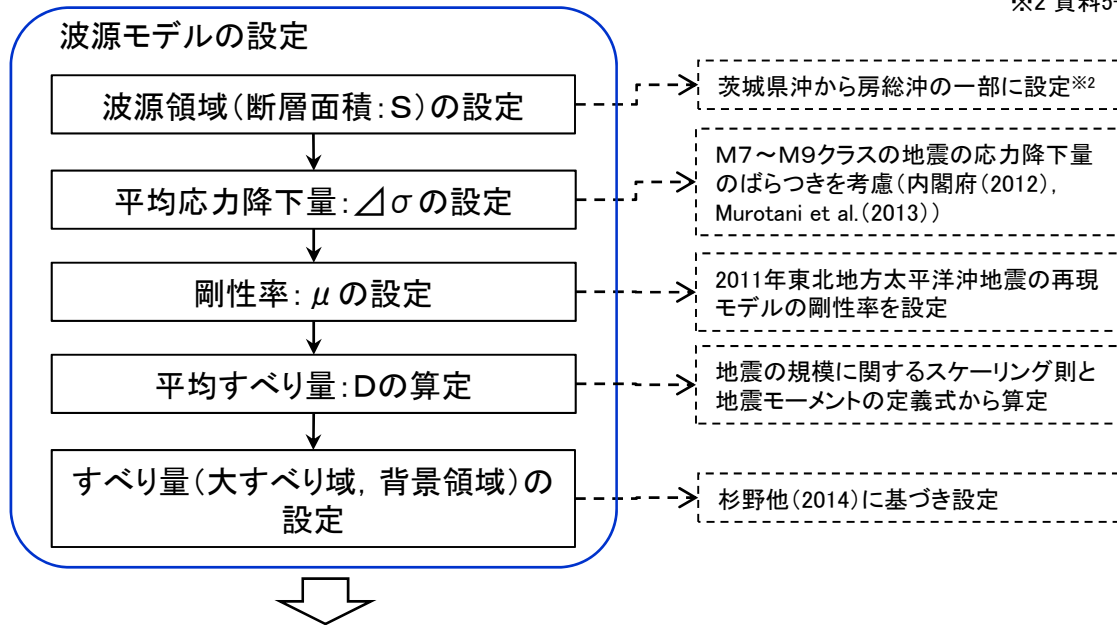
最大水位下降量分布(南へ30km移動)

茨城県沖に想定する津波波源(特性化波源モデル)

【設定フロー】

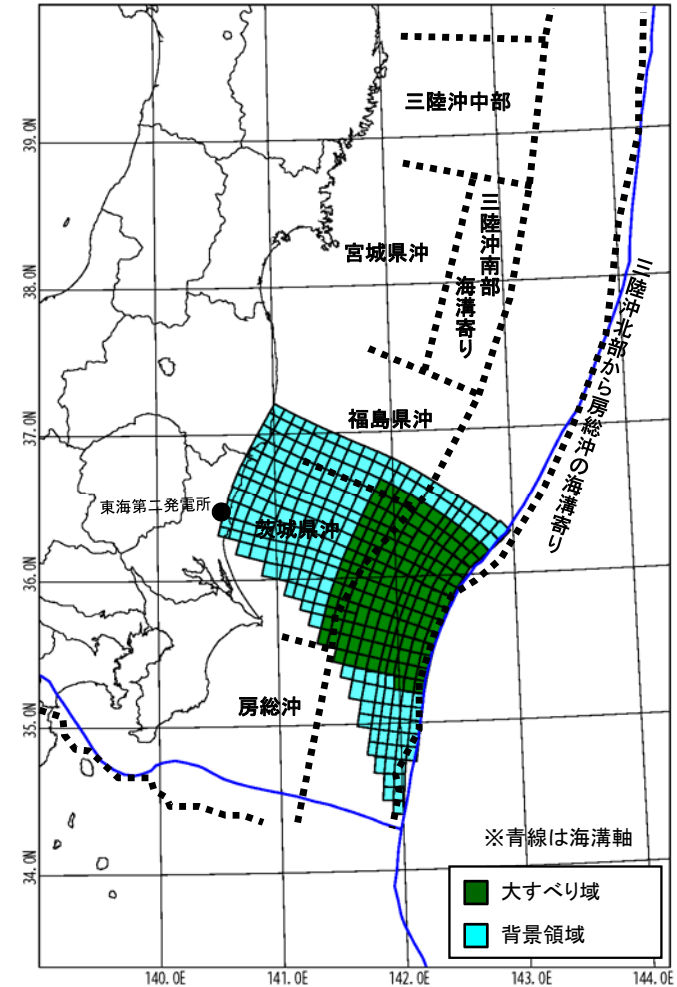
【設定根拠※1】

※1 資料5-2「3.1.2 東北地方太平洋沖型の津波波源」に記載
 ※2 資料5-2「3.1.3 茨城県沖に想定する津波波源」に記載



パラメータ※3	設定値
断層面積:S	29,630 km ²
平均応力降下量: $\Delta\sigma$	3.0 MPa
剛性率: μ	4.7×10^{10} N/m ²
モーメントマグニチュード:Mw	8.5
平均すべり量:D	4.5 m
地震モーメント:M ₀	6.3×10^{21} Nm

パラメータ		設定値
超大すべり域	すべり量	—
	面積比率(断層面積)	—
大すべり域	すべり量	9.0 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の40% (11,862 km ²)※4
背景領域	すべり量	1.5 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の60% (17,768 km ²)※4



特性化波源モデル(一例)

※3 行政機関による既往評価で比較できるパラメータ(地震規模Mw, すべり量等)も参考にして特性化波源モデルを設定
 行政機関による既往評価については資料5-2「1.2 行政機関による既往評価」に記載
 ※4 断層面積は右図の特性化波源モデル値。ただし、大すべり域の位置により若干変動する。

計算条件は東北地方太平洋沖型の津波波源(津波予測解析)と同様

保守性を考慮した特性化波源モデルの設定

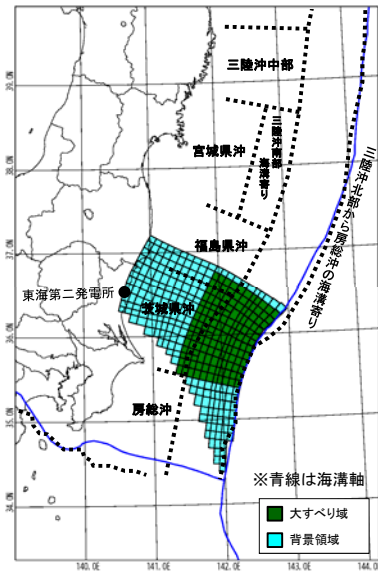
- 茨城県沖に想定する津波波源について、保守性を考慮した津波波源とした。

茨城県沖に想定する津波波源の諸元

パラメータ		設定値
断層面積:S		29,630 km ²
モーメントマグニチュード:Mw		8.5
平均すべり量:D		4.5 m
すべり量	超大すべり域 (面積比率)	—
	大すべり域:2D (面積比率)	9.0 m (全体面積の40%)
	背景領域:0.33D	1.5 m

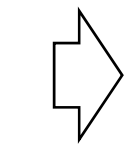
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源の諸元

パラメータ		設定値
断層面積:S		53,684 km ²
モーメントマグニチュード:Mw		8.7
平均すべり量:D		6.1 m
すべり量	超大すべり域:4D (面積比率)	24.3 m (全体面積の5%)
	大すべり域:2D (面積比率)	12.1 m (全体面積の15%)
	背景領域:0.62D	3.8 m

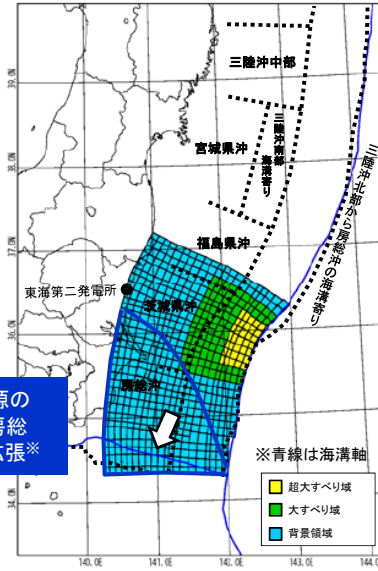


茨城県沖に想定する津波波源

保守的設定1, 2, 3を考慮

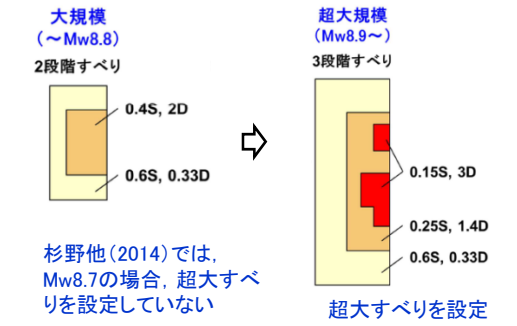


保守的設定1. 津波波源の南限を房総沖まで拡張※
※北米プレートとフィリピン海プレートの境界を越えて矩形となるように設定

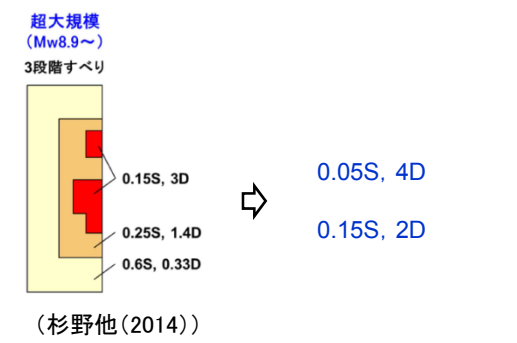


茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

保守的設定2. 超大すべり域を設定



保守的設定3. 大すべり域及び超大すべり域のすべり量を割り増し



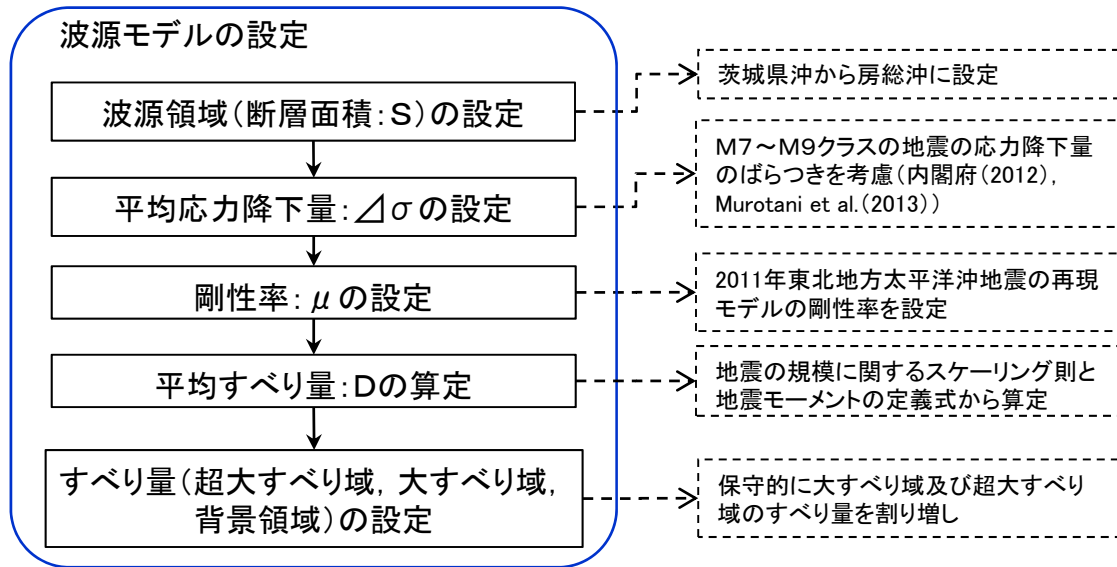
保守性を考慮した特性化波源モデルの設定

波源		茨城県沖に想定する津波波源	茨城県沖から房総沖に想定する津波波源		
		<ul style="list-style-type: none"> プレート間地震と津波地震の連動型地震を仮想的に考慮 プレート境界及び構造境界から波源領域を設定 	【保守的設定1】 津波波源の南限を 房総沖まで拡張	【保守的設定1,2】 津波波源の南限を 房総沖まで拡張 + 超大すべり域を設定	【保守的設定1,2,3】 津波波源の南限を 房総沖まで拡張 + 超大すべり域を設定 + 大すべり域及び超大すべり域の すべり量を割り増し
断層面積:S		29,630 km ²	53,684 km ²	53,684 km ²	53,684 km ²
モーメントマグニチュード:Mw		8.5	8.7	8.7	8.7
平均すべり量:D		4.5 m	6.1 m	6.1 m	6.1 m
すべり量	超大すべり域 (面積比率)	—	—	18.2 m(3D) (全体面積の15%)	24.3 m(4D) (全体面積の5%)
	大すべり域 (面積比率)	9.0 m(2D) (全体面積の40%)	12.1 m(2D) (全体面積の40%)	8.5 m(1.4D) (全体面積の25%)	12.1 m(2D) (全体面積の15%)
	背景領域 (面積比率)	1.5 m(0.33D) (全体面積の60%)	2.0 m(0.33D) (全体面積の60%)	2.0 m(0.33D) (全体面積の60%)	3.8 m(0.62D) (全体面積の80%)
特性化波源モデル(一例)					

茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(特性化波源モデル)

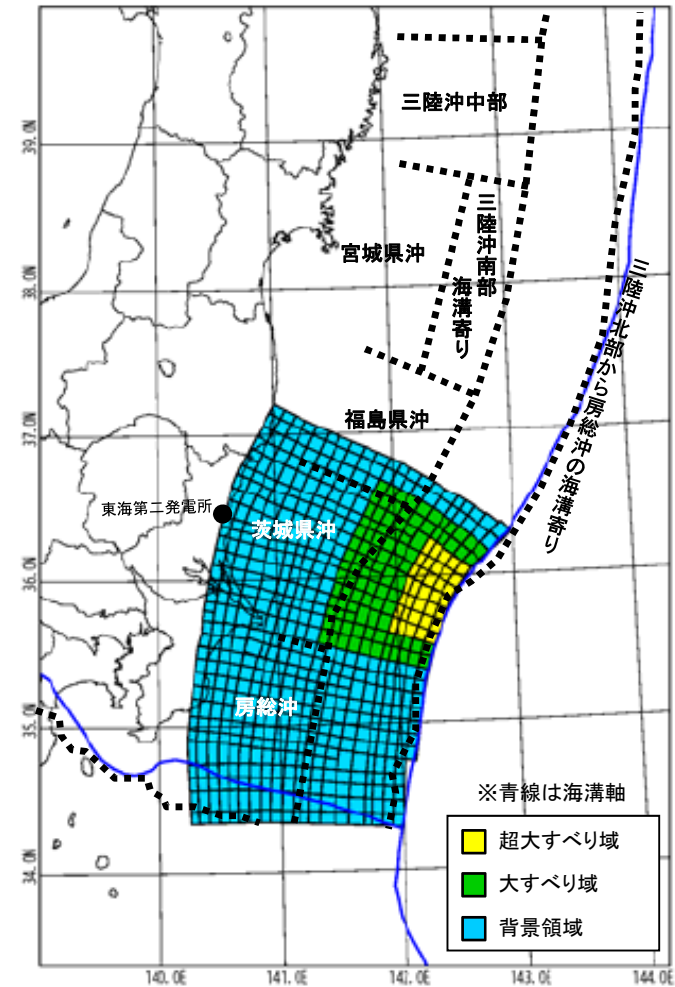
【設定フロー】

【設定根拠※1】 ※1 資料5-2「3.1.2 東北地方太平洋沖型の津波波源」に記載



パラメータ	設定値
断層面積:S	53,684 km ²
平均応力降下量: Δσ	3.0 MPa
剛性率: μ	4.7 × 10 ¹⁰ N/m ²
モーメントマグニチュード: Mw	8.7
平均すべり量: D	6.1 m
地震モーメント: M ₀	1.5 × 10 ²² Nm

パラメータ		設定値
超大すべり域	すべり量	24.3 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の5% (2,659 km ²)※2
大すべり域	すべり量	12.1 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の15% (8,231 km ²)※2
背景領域	すべり量	3.8 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の80% (42,794 km ²)※2



特性化波源モデル(一例)

※2 断層面積は右図の特性化波源モデル値。
ただし、超大すべり域、大すべり域の位置により若干変動する。

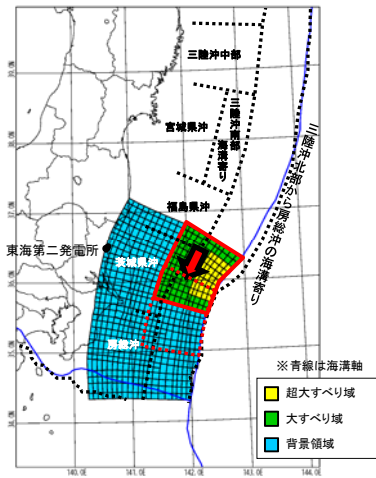
計算条件は東北地方太平洋沖型の津波波源(津波予測解析)と同様

茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(概略パラメータスタディの設定及び評価結果)

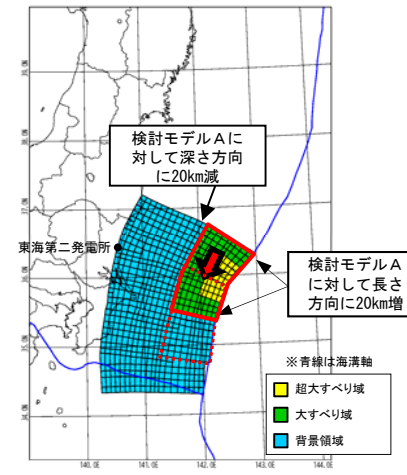
- 大すべり域の形状の違いが津波水位変動量に与える影響を把握するため、大すべり域の形状を変えた2パターンのモデルについて検討した。
- 波源モデルの北限を基準に、大すべり域、超大すべり域を茨城県沖から房総沖の範囲で南へ10kmずつ移動させて、発電所への津波水位の影響が最も大きくなる波源モデルを確認した。
- その結果、防潮堤前面の最大水位上昇量の最大値は17.60m、取水口前面の最大水位下降量の最大値は-5.47mとなることを確認した。

保守的設定4. 大すべり域及び超大すべり域がプレート境界を跨いだケースも考慮

破壊開始点 : 無し
破壊伝播速度 : ∞
立ち上がり時間 : 30秒



検討モデルA



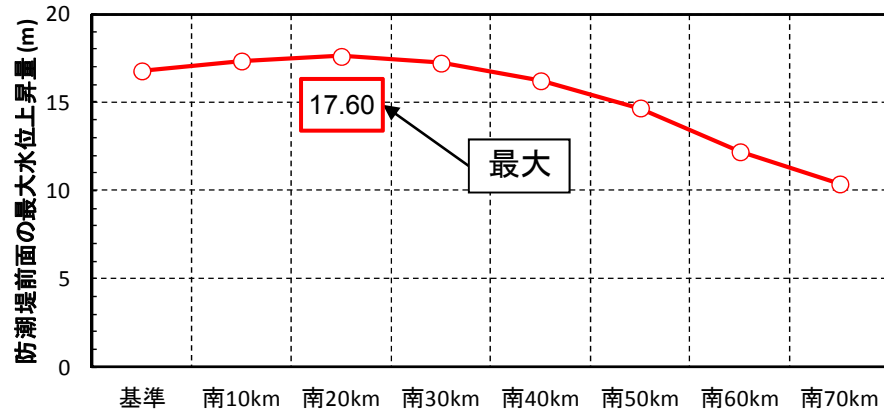
検討モデルB

位置		防潮堤前面 最大水位上昇量 (m)	取水口前面 最大水位下降量 (m)
基準	A-1	16.78	-5.16
南へ10km移動	A-2	17.34	-5.17
南へ20km移動	A-3	17.60	-5.24
南へ30km移動	A-4	17.22	-5.44
南へ40km移動	A-5	16.22	-5.47
南へ50km移動	A-6	14.68	-5.42
南へ60km移動	A-7	12.20	-5.20
南へ70km移動	A-8	10.38	-5.03

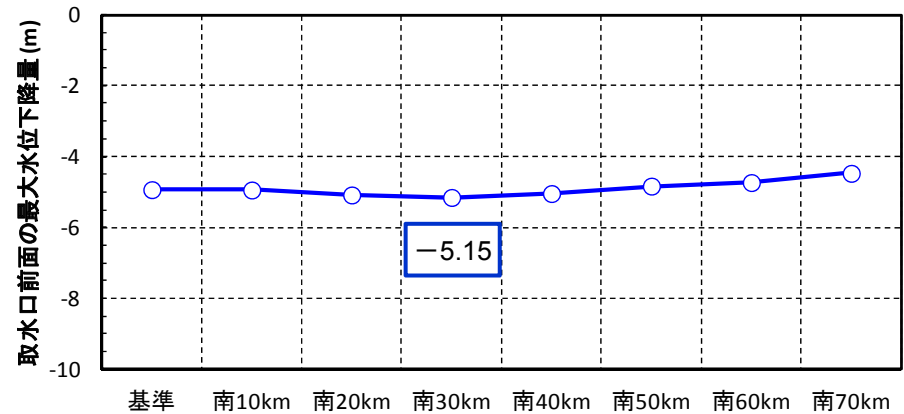
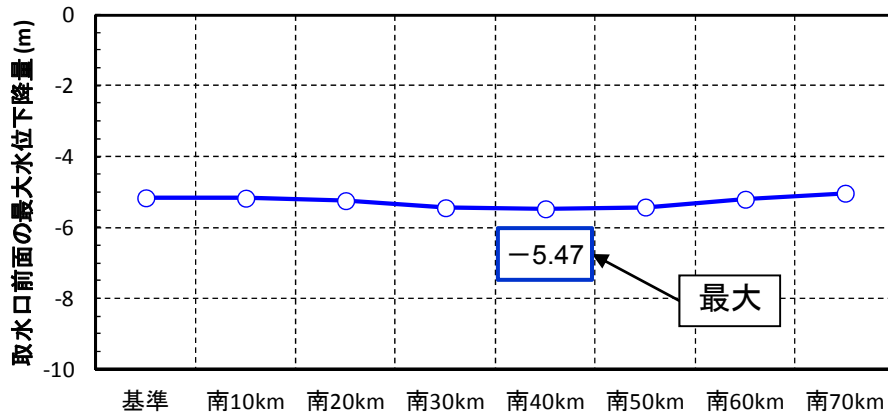
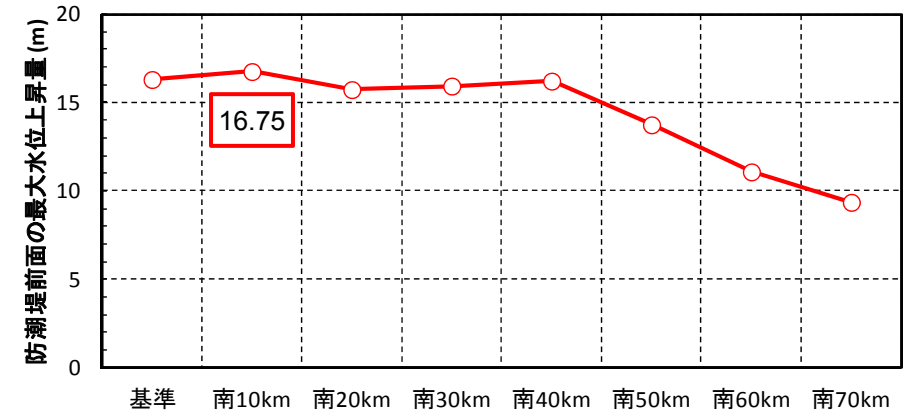
位置		防潮堤前面 最大水位上昇量 (m)	取水口前面 最大水位下降量 (m)
基準	B-1	16.30	-4.93
南へ10km移動	B-2	16.75	-4.94
南へ20km移動	B-3	15.73	-5.08
南へ30km移動	B-4	15.93	-5.15
南へ40km移動	B-5	16.21	-5.04
南へ50km移動	B-6	13.74	-4.83
南へ60km移動	B-7	11.08	-4.73
南へ70km移動	B-8	9.36	-4.47

■最大水位上昇量及び最大水位下降量

検討モデルA



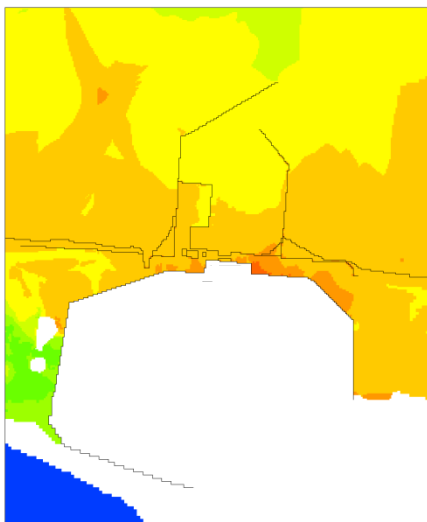
検討モデルB



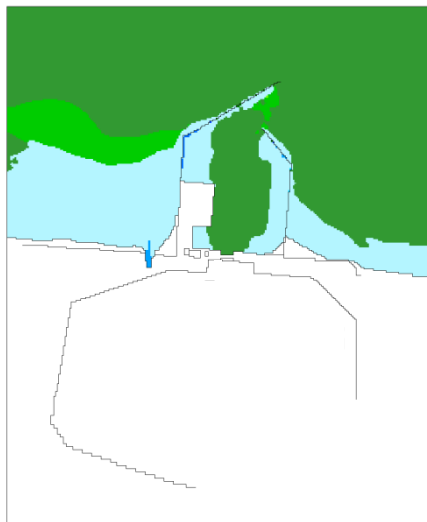
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(概略パラメータスタディの評価結果)

■最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布

検討モデルA

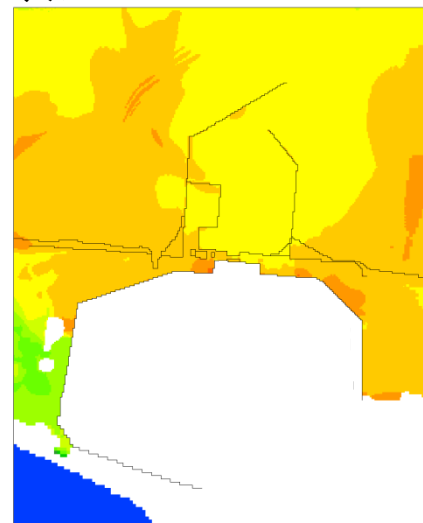


最大水位上昇量分布(A-3 : 南へ20km移動)



最大水位下降量分布(A-5 : 南へ40km移動)

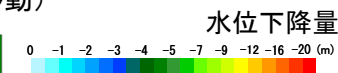
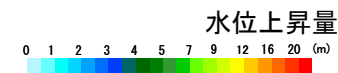
検討モデルB



最大水位上昇量分布(B-2 : 南へ10km移動)



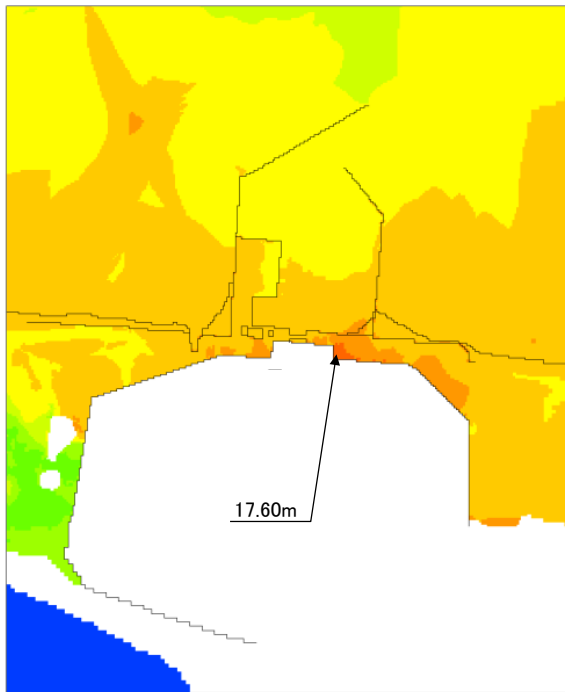
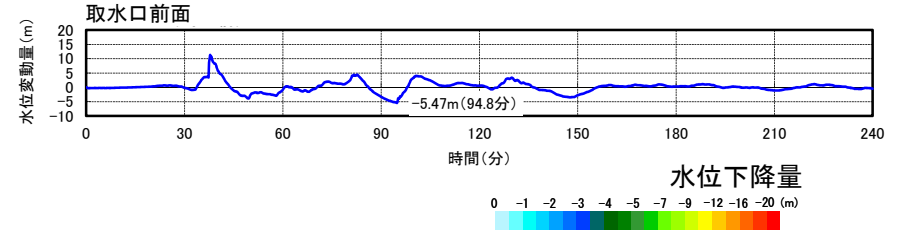
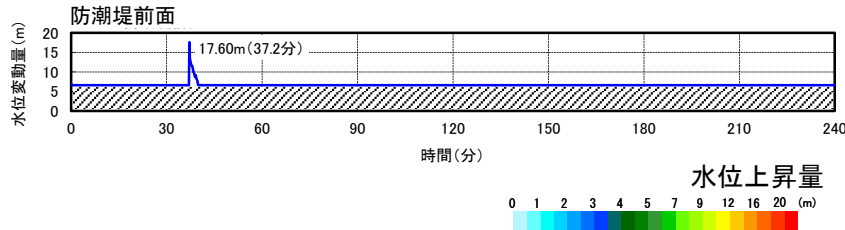
最大水位下降量分布(B-4 : 南へ30km移動)



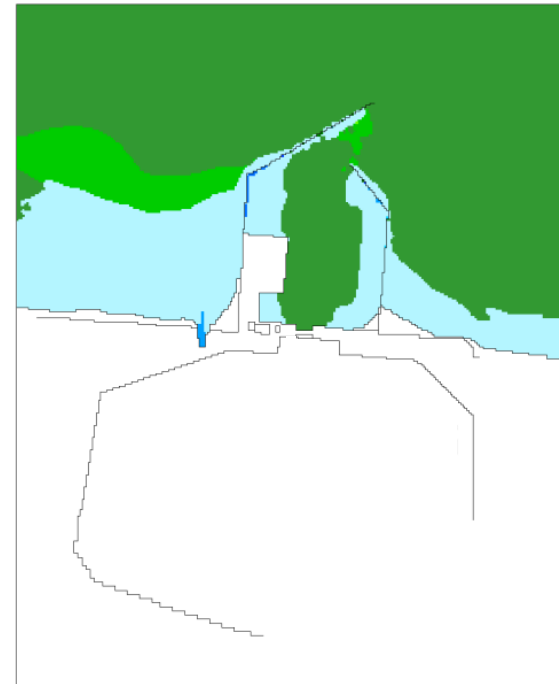
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(概略パラメータスタディの評価結果)

■時刻歴波形, 最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布

	水位変動量	条件
最大水位上昇量(防潮堤前面)	17.60m	南へ20km, 破壊開始点: 無し, 破壊伝播速度: ∞ , 立ち上がり時間: 30秒
最大水位下降量(取水口前面)	-5.47m	南へ40km, 破壊開始点: 無し, 破壊伝播速度: ∞ , 立ち上がり時間: 30秒



最大水位上昇量分布 (A-3 : 南へ20km移動)



最大水位下降量分布 (A-5 : 南へ40km移動)

発電所での津波水位変動量がより大きい津波波源の選定

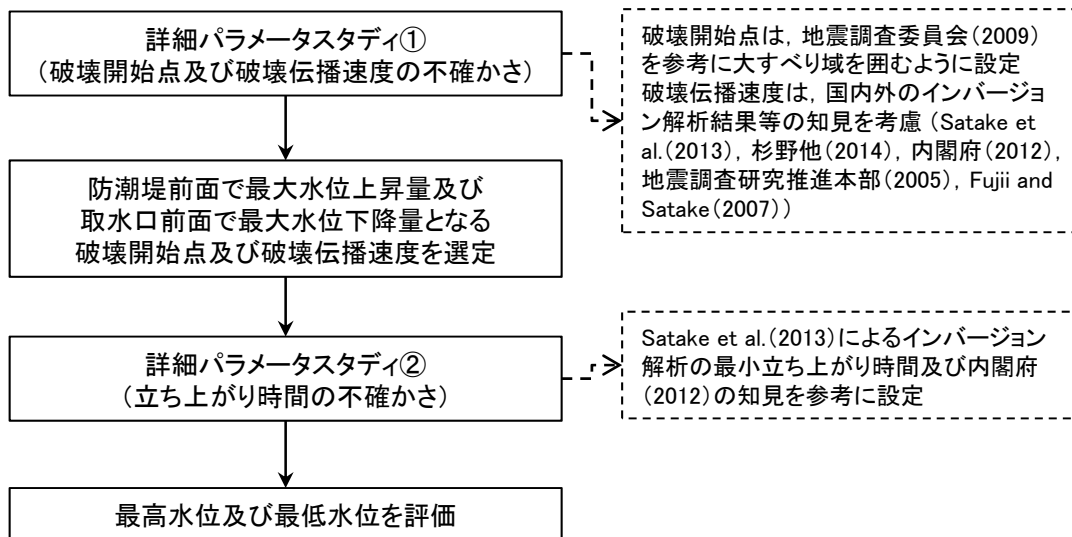
- 概略パラメータスタディの結果より、発電所での津波水位変動量がより大きい津波波源である茨城県沖から房総沖に想定する津波波源を選定した。

津波波源	防潮堤前面	取水口前面
	最大水位上昇量 (m)	最大水位下降量 (m)
東北地方太平洋沖型の津波波源	8.13	-3.69
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源	17.60	-5.47

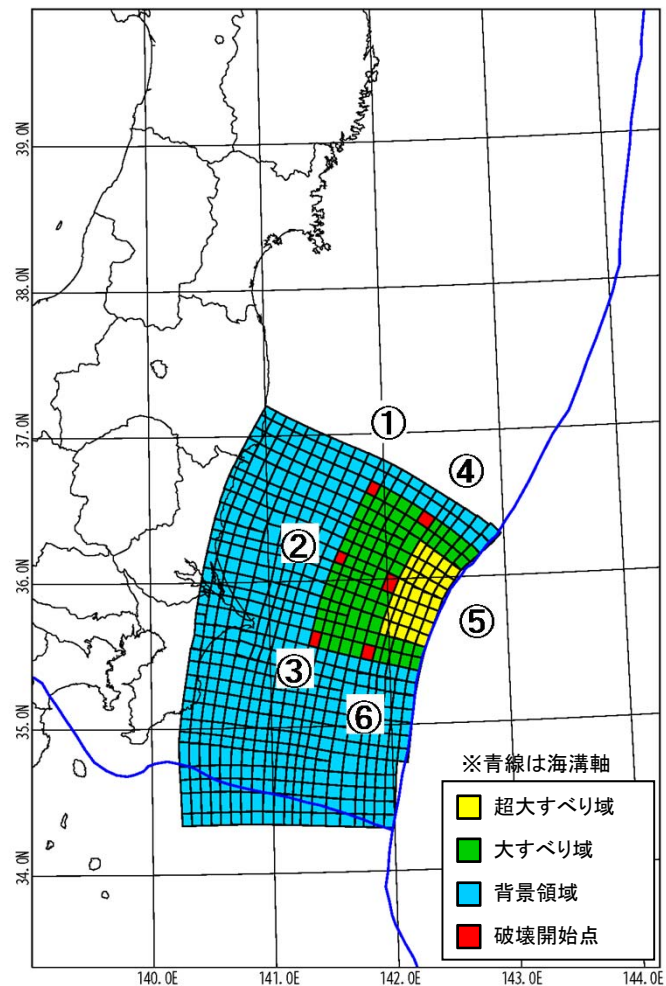
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(詳細パラメータスタディの設定)

【設定フロー】

【設定根拠※】 ※資料5-2「3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源」に記載



項目	設定値
破壊開始点	①～⑥(右図参照)
破壊伝播速度	1.0km/s, 1.5km/s, 2.0km/s, 2.5km/s, 3.0km/s
立ち上がり時間	30秒, 60秒

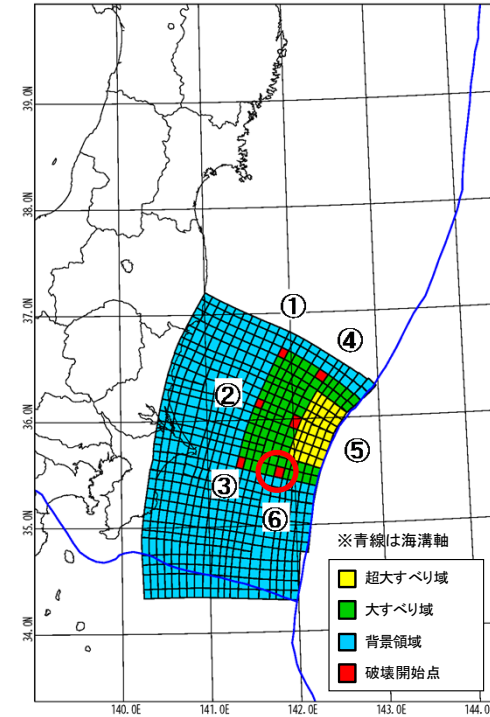
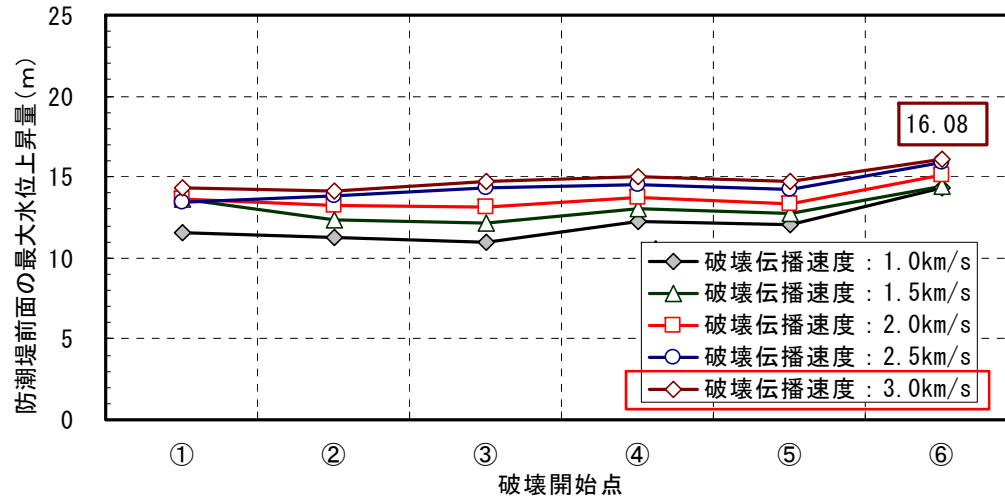


破壊開始点位置図

計算条件は東北地方太平洋沖型の津波波源(津波予測解析)と同様

■破壊開始点及び破壊伝播速度

- 防潮堤前面の最大水位上昇量が最大(+16.08m)となる, 破壊開始点⑥の破壊伝播速度3.0km/sのケースを選定した。



防潮堤前面の最高水位：A-3, 破壊開始点及び破壊伝播速度のパラメータスタディ

A-3	防潮堤前面の最大水位上昇量 ^{※1} (m)				
	破壊伝播速度				
破壊開始点	1.0km/s	1.5km/s	2.0km/s	2.5km/s	3.0km/s
①	11.52	13.66	13.62	13.46	14.36
②	11.24	12.33	13.27	13.83	14.09
③	11.01	12.20	13.14	14.28	14.76
④	12.29	13.08	13.72	14.53	15.00
⑤	12.01	12.74	13.36	14.22	14.68
⑥	14.28	14.41	15.13	15.89	16.08 ^{※2}

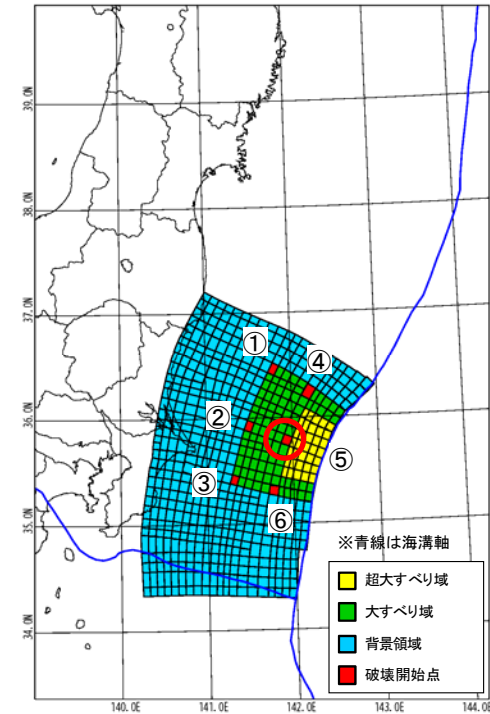
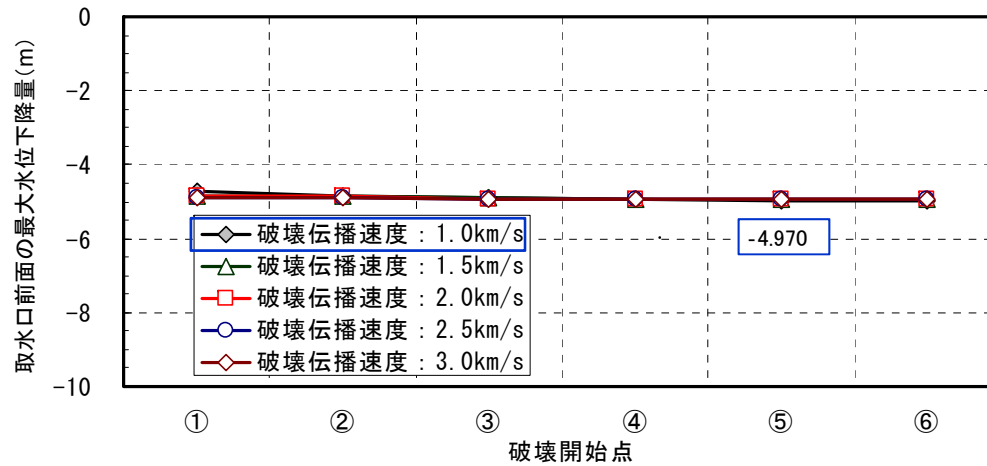
※1 立ち上がり時間: 30秒

※2 取水口前面の
最大水位上昇量
13.09 m

茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(詳細パラメータスタディの評価結果)

■破壊開始点及び破壊伝播速度

- 取水口前面の最大水位下降量が最大(-4.970m)となる、破壊開始点⑤の破壊伝播速度1.0km/sのケースを選定した。



取水口前面の最低水位：A-5，破壊開始点及び破壊伝播速度のパラメータスタディ

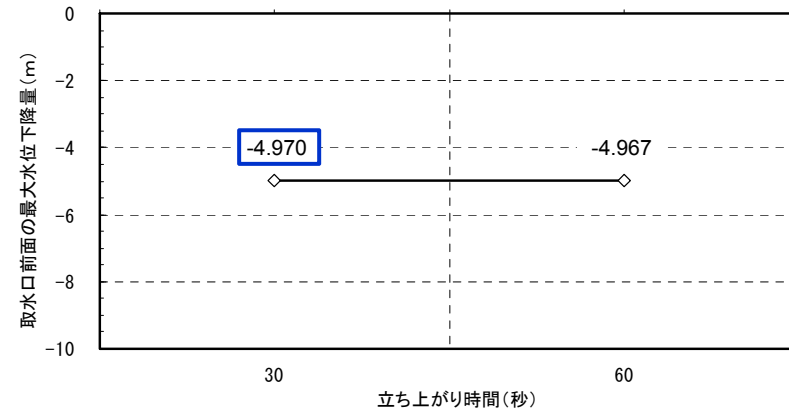
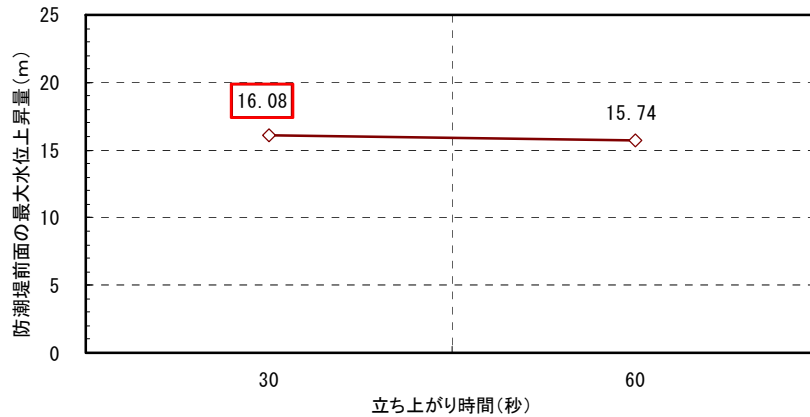
A-5	取水口前面の最大水位下降量※(m)				
	破壊伝播速度				
破壊開始点	1.0km/s	1.5km/s	2.0km/s	2.5km/s	3.0km/s
①	-4.71	-4.83	-4.84	-4.88	-4.90
②	-4.84	-4.85	-4.85	-4.88	-4.90
③	-4.91	-4.91	-4.92	-4.92	-4.93
④	-4.93	-4.92	-4.92	-4.92	-4.92
⑤	-4.970	-4.95	-4.94	-4.94	-4.93
⑥	-4.969	-4.96	-4.95	-4.94	-4.94

※立ち上がり時間: 30秒

茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(詳細パラメータスタディの評価結果)

■ 立ち上がり時間

- 立ち上がり時間30秒のとき、防潮堤前面の最大水位上昇量が最大(+16.08m)となった。
- 立ち上がり時間30秒のとき、取水口前面の最大水位下降量が最大(-4.970m)となった。

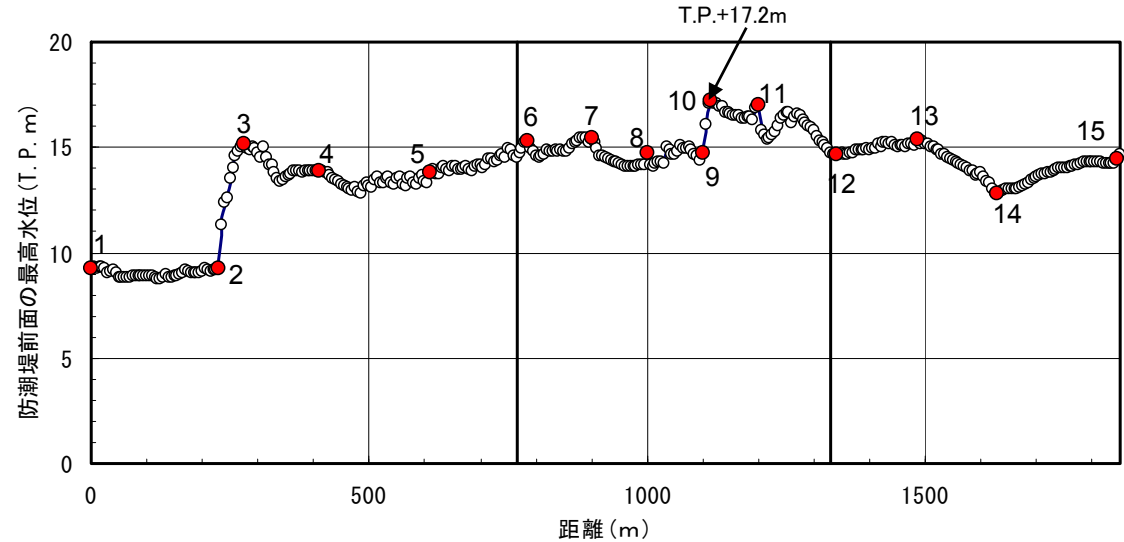
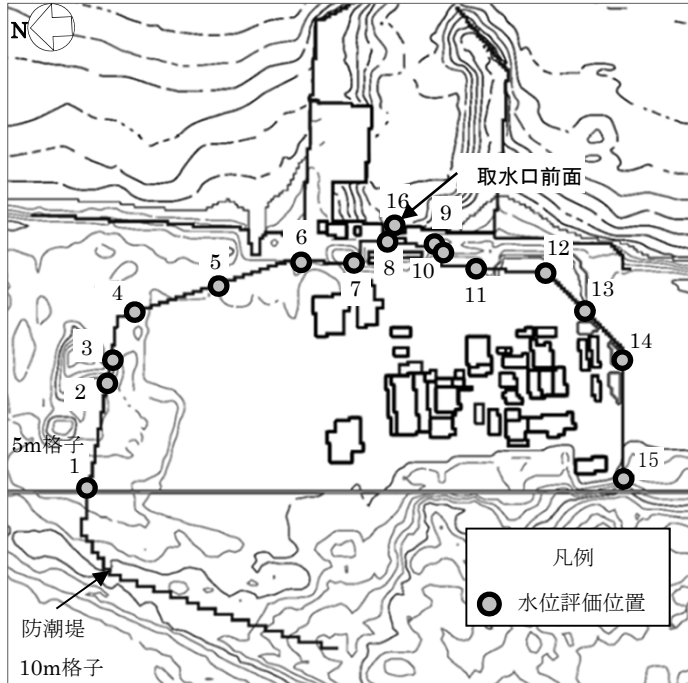


A-3	防潮堤前面の最大水位上昇量 (m)
	破壊開始点⑥
立ち上がり時間 (秒)	破壊伝播速度 : 3.0km/s
30	16.08
60	15.74

A-5	取水口前面の最大水位下降量 (m)
	破壊開始点⑤
立ち上がり時間 (秒)	破壊伝播速度 : 1.0km/s
30	-4.970
60	-4.967

茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(詳細パラメータスタディの評価結果)

・ プレート間地震の評価結果は以下の通りである。



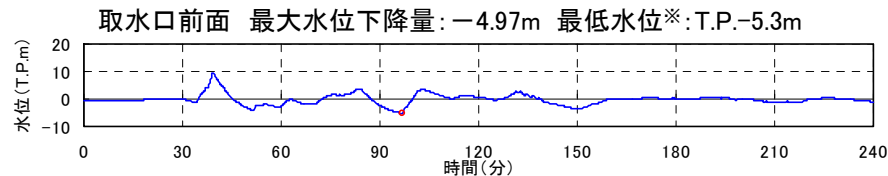
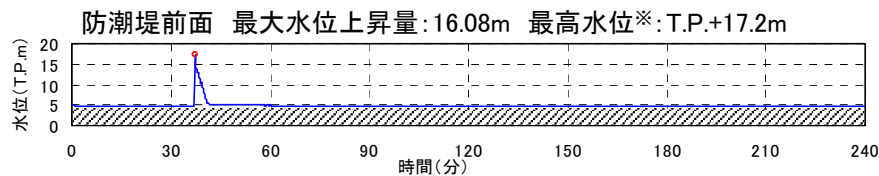
項目	水位	パラメータ
最高水位※ ¹ (防潮堤前面)	T.P.+17.2m※ ²	A-3, 破壊開始点⑥, 破壊伝播速度3.0km/s及び立ち上がり時間30秒
最低水位※ ¹ (取水口前面)	T.P.-5.3m	A-5, 破壊開始点⑤, 破壊伝播速度1.0km/s及び立ち上がり時間30秒

※¹ 潮位及び地殻変動量(2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量も含む)を考慮

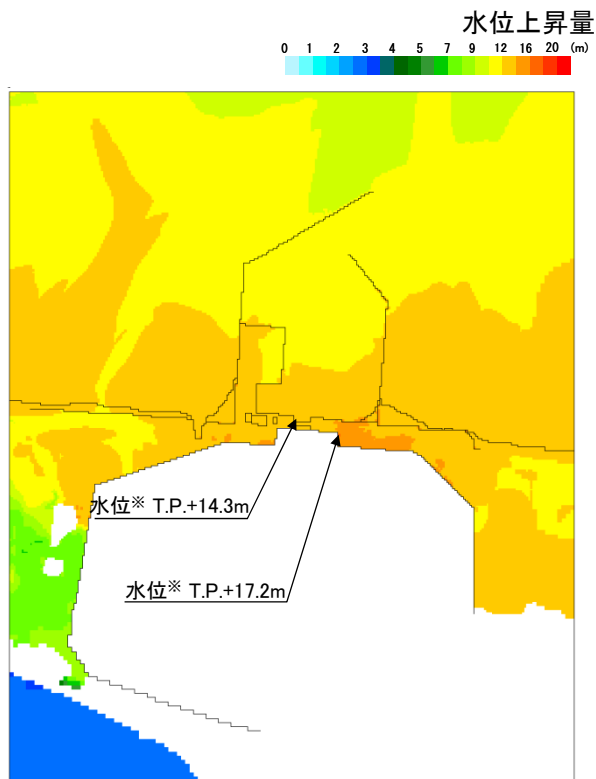
※² 同パラメータによる取水口前面の最高水位はT.P.+14.3mである。

茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(詳細パラメータスタディの評価結果)

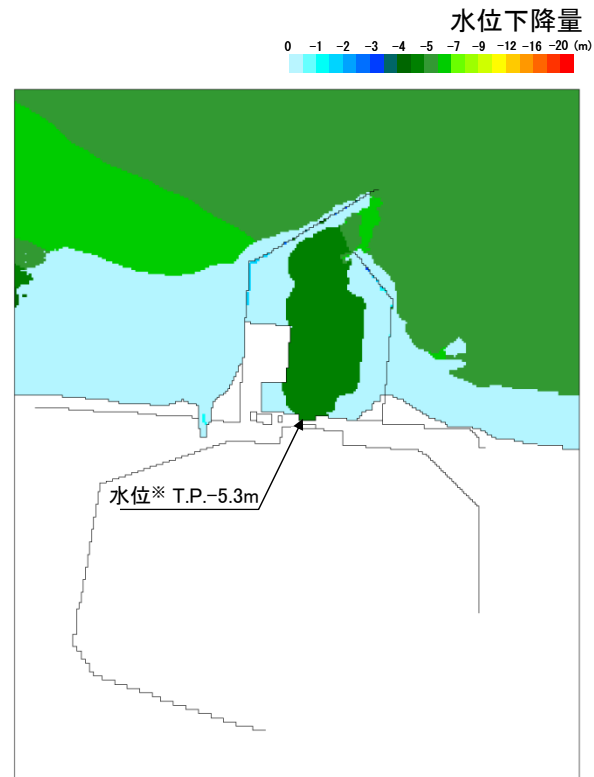
■時刻歴波形, 最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布



※ 潮位及び地殻変動量(2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量も含む)を考慮

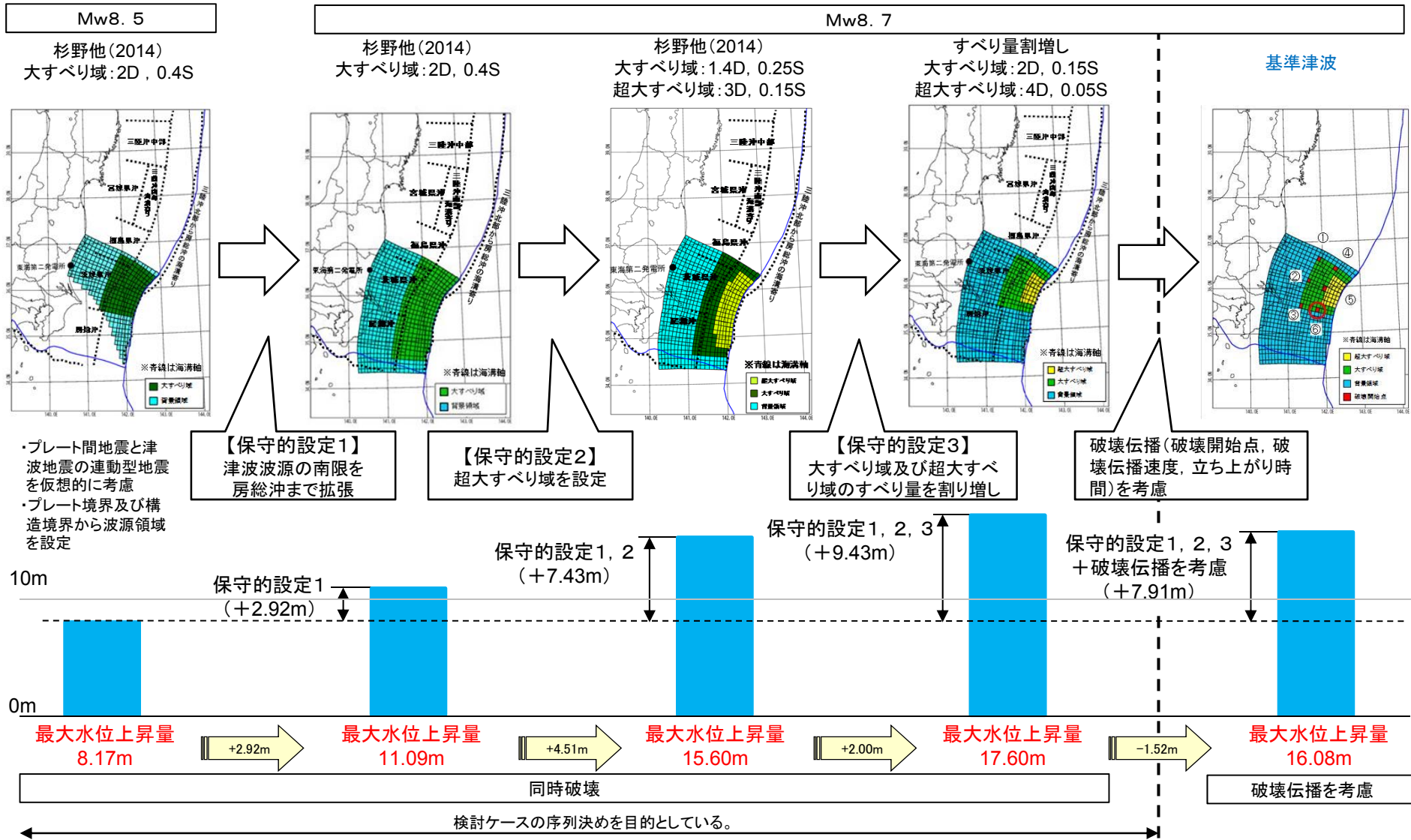


最大水位上昇量分布



最大水位下降量分布

【補足】 同時破壊の取り扱いについて(保守的設定による裕度との関連)



• 文献調査結果及び再現性の確認結果※から、巨大地震である茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(Mw8.7)については、破壊伝播(破壊開始点, 破壊伝播速度及び立ち上がり時間)の影響を考慮することが適切と判断した。

• なお、同時破壊を考慮した場合の水位上昇分(+1.52m)については、保守的設定による水位上昇分(+7.91m)に十分包絡されることから、同時破壊による効果は保守的設定による裕度の中で考慮されていることになっている。

※ 資料5-2「3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源」に記載

目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
 - 2.1 プレート間地震に起因する津波
 - 2.2 海洋プレート内地震に起因する津波
 - 2.3 海域の活断層による地殻内地震に起因する津波
 - 2.4 評価結果のまとめ
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

(1) 文献調査(過去の津波)

- Alvarez-Gomez et al.(2012)に基づけば、1933年昭和三陸沖地震津波は、海溝外縁隆起帯(outer rise)で発生した地震では最大規模の地震である。

海溝外縁隆起帯で発生した主な海洋プレート内地震の断層パラメータ

Id.	Date dd/mm/yyyy	Place	M_w	Length km	Width km	Bottom km	Dip °	Slip m	Rigidity Nm^{-2}	Reference
a	03/02/1933	Sanriku	8.4	185	100	70	45	3.3	-	Kanamori (1971)
b	03/02/1933	Sanriku	8.4	220	35	25	45	8	7.0×10^{10}	Kirby et al. (2008)
c	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	80	60	50	1.2	7.0×10^{10}	Abe (1972)
d	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	40	30	50	6	5.0×10^{10}	Beck and Christensen (1991)
e	19/08/1977	Sunda	8.2	200	70	40	45	3	6.4×10^{10}	Gusman et al. (2009)
f	19/08/1977	Sunda	8.2	200	25	29	45	9	4.0×10^{10}	Spence (1986), Lynnes and Lay (1988)
g	04/05/1990	Mariana	7.3	40	25	29	48	3.4	4.0×10^{10}	Satake et al. (1992)
h	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	40	48	1.5	4.0×10^{10}	Satake et al. (1992)
i	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	-	48	-	-	Yoshida et al. (1992)
j	04/09/2001	Juan Fernandez Ridge	6.7	70	26	30	51	1	4.0×10^{10}	Fromm et al. (2006)
k	13/01/2007	Kuril	7.9	120	40	35	45	1.9	5.0×10^{10}	Fujii and Satake (2008)
l	13/01/2007	Kuril	8.0	130	30	-	37	6.4	4.0×10^{10}	Tanioka et al. (2008)

(Alvarez-Gomez et al.(2012)に加筆)

(1) 文献調査(地震規模)

- 地震調査研究推進本部(2012)は、過去の三陸沖北部から房総沖にかけてのプレート内正断層型地震で津波等により大きな被害をもたらしたものは、三陸沖で1933年に発生した昭和三陸沖地震が唯一知られているだけであるとしている。
- また、今後100年以内の発生確率は10%~20%であり、次の地震の規模は、過去に発生した地震を参考として、M8.2前後、Mt8.3前後と推定している。

項目	将来の地震発生確率等 ^{注2}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率# 今後20年以内の発生確率# 今後30年以内の発生確率# 今後40年以内の発生確率# 今後50年以内の発生確率# 今後100年以内の発生確率# 今後300年以内の発生確率#	1%~2% (0.3%~0.6%) 3%~5% (0.7%~1%) 4%~7% (1%~2%) 5%~10% (1%~2%) 6%~10% (2%~3%) 10%~20% (3%~6%) 30%~50% (10%~20%)	M8程度のプレート内正断層型地震については、三陸沖北部~房総沖の海溝寄り全体では過去400年間に1933年の三陸地震の1例しかないことと、三陸沖海溝外縁の断層地形及び正断層地震の総モーメントの推定から、同様の地震が400~750年に1回発生するものとして、ポアソン過程により三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのどこかで発生する確率を算出した。また、1933年の地震の断層長が三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体の0.25倍程度を占めることから、特定の海域では同様の地震が1600~3000年に1回発生するものとして、ポアソン過程から発生確率を算出した。 #三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体での発生確率を示す。()は特定の海域の値。	C
次の地震の規模	M8.2前後 ^{注3} Mt8.3前後	過去に発生した地震のM及びMtを参考にして判断した。	B

注3：この報告書では、Mの数値の推定のばらつきについて、「程度」及び「前後」を使用。「程度」は「前後」よりばらつきが大きい場合に使用した。

注4：評価の信頼度は、評価に用いたデータの量的・質的な充足性などから、評価の確からしさを相対的にランク付けしたもので、AからDの4段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。

A：(信頼度が)高い B：中程度 C：やや低い D：低い

評価の信頼度は、想定地震の発生領域、規模、発生確率のそれぞれの評価項目について与える。発生確率の評価の信頼度は、地震発生の切迫度を表すのではなく、確率の値の確からしさを表すことに注意する必要がある。なお、規模及び発生確率の信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細な方法については(付表)を参照のこと。

B：想定地震と同様な過去の地震の規模から想定規模を推定した。過去の地震データが多くはなく、規模の信頼性は中程度である。
C：規模を過去の事例からでなく地震学的知見から推定したため、想定規模の信頼性はやや低い。
D：規模を過去の事例からでなく地震学的知見から推定したが、地震学的知見も不十分で想定規模の信頼性は低い。

発生確率の評価の信頼度

A：想定地震と同様な過去の地震データが比較的多く、発生確率を求めるのに十分な程度あり、発生確率の値の信頼性は高い。
B：想定地震と同様な過去の地震データが多くはないが、発生確率を求め得る程度にあり、発生確率の値の信頼性は中程度である。
C：想定地震と同様な過去の地震データが少なく、必要に応じ地震学的知見を用いて発生確率を求めたため、発生確率の値の信頼性はやや低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。
D：想定地震と同様な過去の地震データがほとんど無く、地震学的知見等から発生確率の値を推定したため、発生確率の値の信頼性は低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。

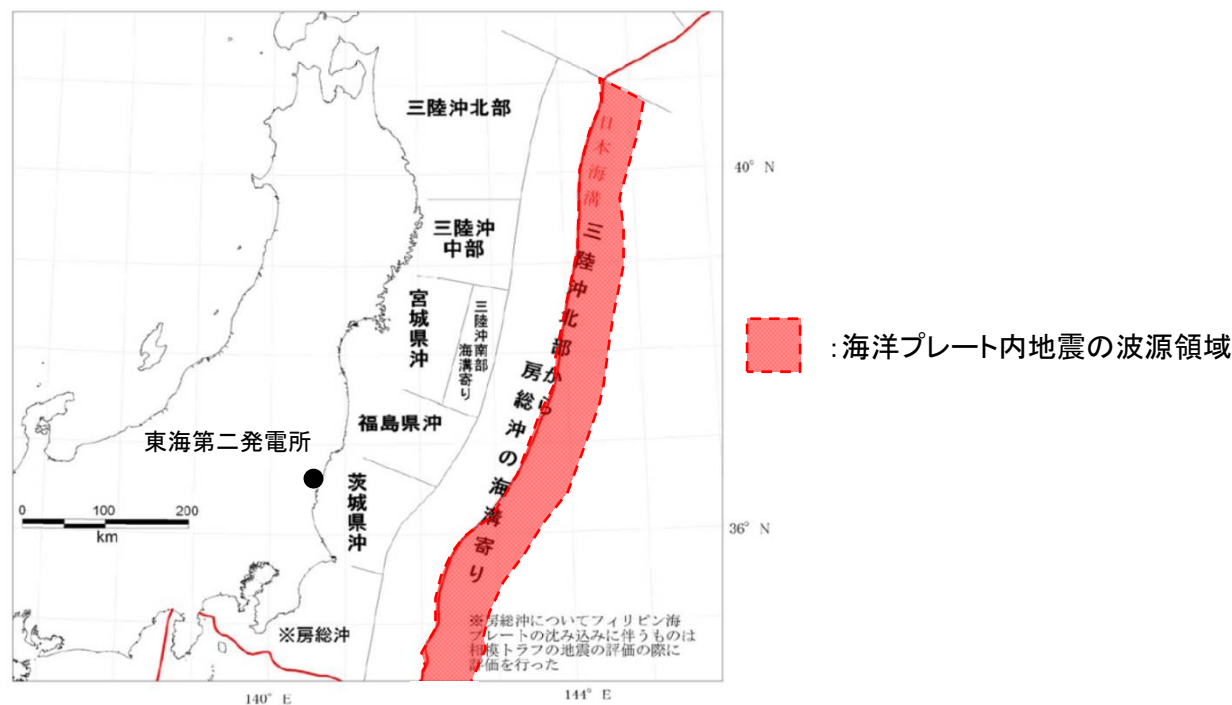
(地震調査研究推進本部(2012))

- 想定される海洋プレート内地震は国内外で最大規模の地震であること及び地震調査研究推進本部(2012)は、次の地震の規模を1933年昭和三陸沖地震津波と評価していることを踏まえ、断層モデルは、1933年昭和三陸地震津波を基本とする。

(2) 津波波源

- 地震調査研究推進本部(2012)は、1933年の「三陸地震」についてのモデル(kanamori,1971,1972;Ben-Menahem,1977;他)を参考にして、同様な地震は、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としている。

日本海溝沿いにどこでも発生し得るものとして波源を設定

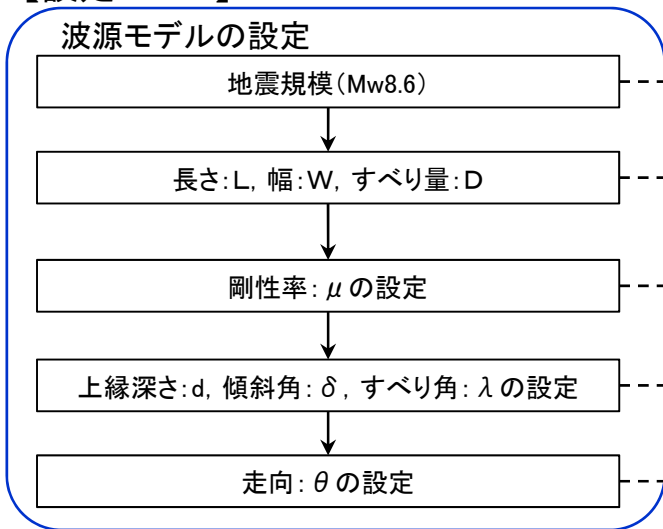


日本海溝沿いにおけるプレート間地震の地震発生領域区分
(地震調査研究推進本部(2012)に加筆)

- 以上から、海洋プレート内地震津波の発生領域は、三陸沖北部から房総沖までとした。

三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに想定する正断層型の津波波源(波源モデルの設定)

【設定フロー】

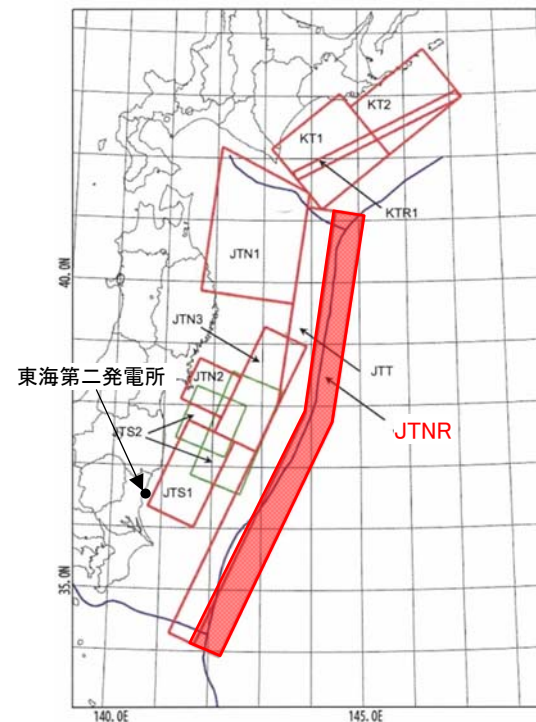


【設定根拠※】※資料5-2「3.2 海洋プレート内地震に起因する津波の評価」に記載

- 土木学会(2002)による1611年の津波が海洋プレート内地震であった場合の地震規模Mw8.6に基づき設定
- 1933年昭和三陸沖地震の断層パラメータを基本に、土木学会(2002)のスケールリング則に基づき設定
- 土木学会(2002)に基づき設定
- 土木学会(2002)の1933年昭和三陸沖地震の断層パラメータに基づき設定
- 土木学会(2011)による1933年昭和三陸沖地震及び1677年房総沖地震の走向を参考に設定



パラメータ	設定値
Mw	8.6
長さ:L (km)	283.0
幅:W (km)	50.0
すべり量:D (m)	10.1
剛性率: μ (N/m ²)	7.0×10^{10}
地震モーメント: M_0 (Nm)	1.00×10^{22}
上縁深さ:d (km)	1.0
傾斜角: δ (°)	45
すべり角: λ (°)	270
走向: θ (°)	180, 205



海洋プレート内地震の検討領域

計算条件は東北地方太平洋沖型の津波波源(津波予測解析)と同様

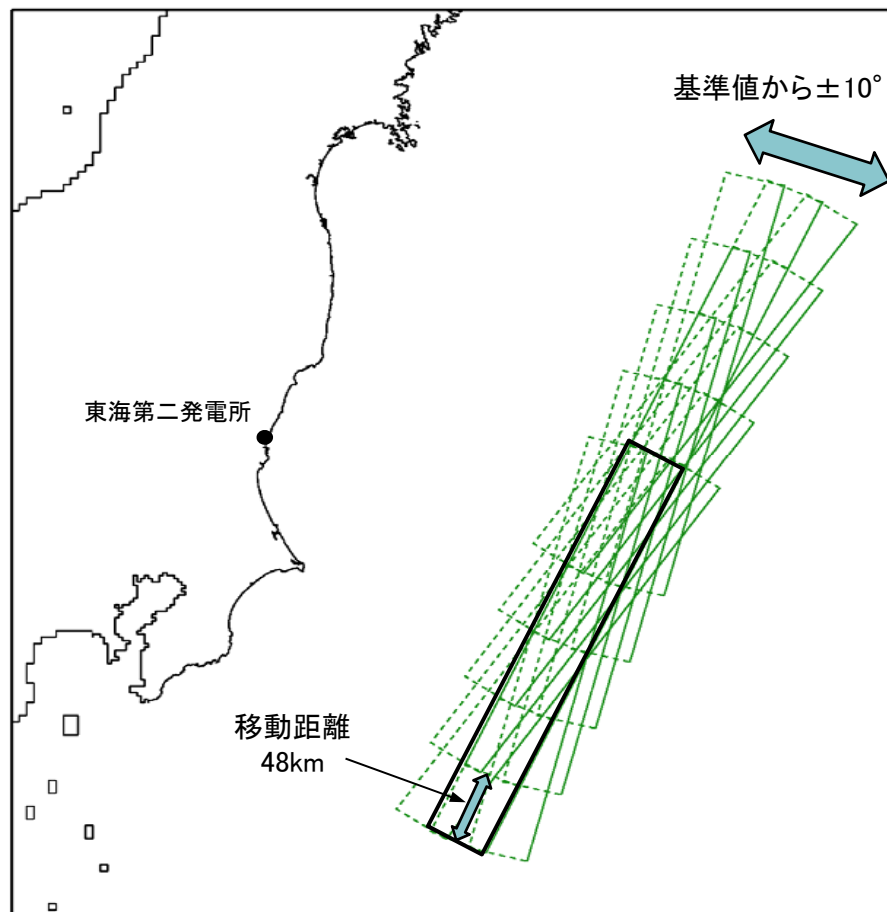
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに想定する正断層型の津波波源(概略パラメータスタディの設定)

■ 震源位置及び走向

- 土木学会(2002)を参考として、位置、走向及び傾斜を変動させた概略パラメータスタディを実施した。
- 房総沖の南限を基準に、検討領域の範囲で北へ48kmずつ移動させて発電所への津波水位の影響が最も大きくなる波源モデルを確認した。

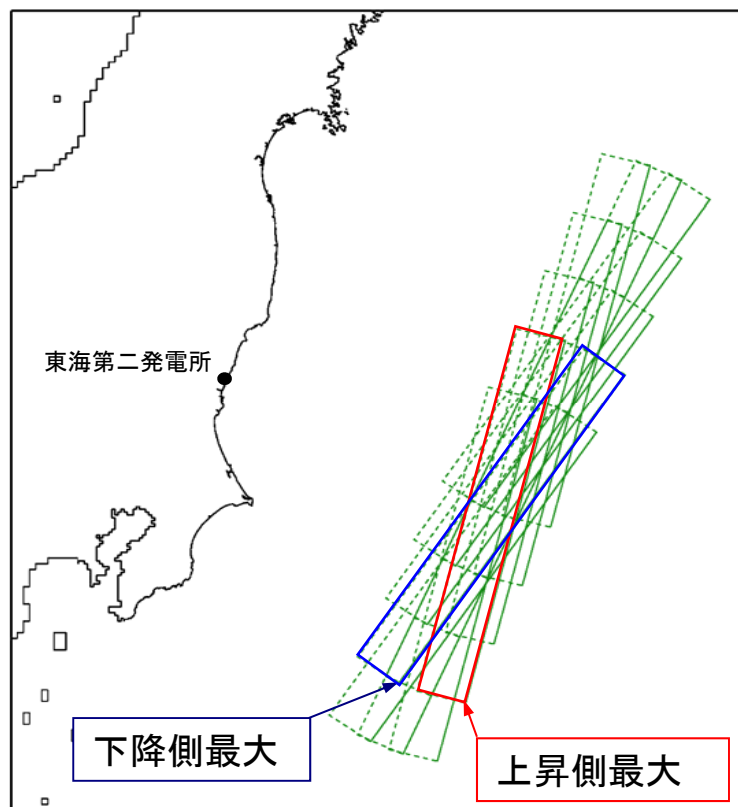
概略パラメータスタディ一覧

地震モデル	パラメータ項目	パラメータ変動範囲	ケース数	
正断層型	震源位置	検討領域内に南から北へ走向方向へ48kmごとに移動	5	30
	走向	基準±10°	3	
	傾斜	西傾斜(基準) 東傾斜	2	



三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに想定する正断層型の津波波源(概略パラメータスタディの評価結果)

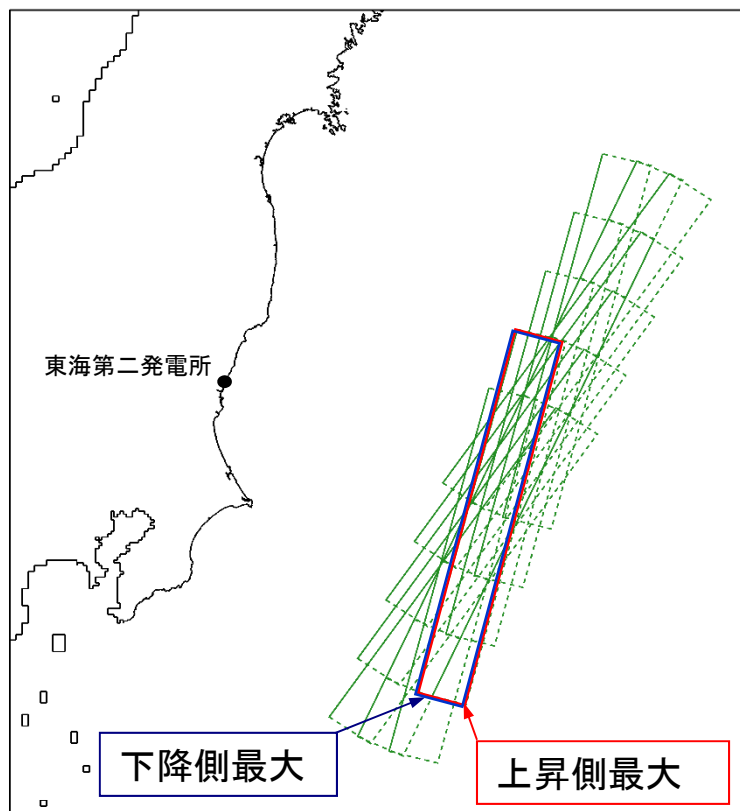
- 防潮堤前面の最大水位上昇量の最大値は6.44m, 取水口前面での最大水位下降量の最大値は-4.19mとなった。
- なお, 北へ48km以上移動させた結果, 最大水位上昇量及び最大水位下降量ともに減少する傾向が確認できたことから, 三陸沖の領域の検討は省略した。



破壊開始点 : 無し
破壊伝播速度 : ∞
立ち上がり時間 : 0秒

ケース(西傾斜)		防潮堤前面	取水口前面
位置	走向	最大水位上昇量(m)	最大水位下降量(m)
北へ192km移動	-10°	—	-3.50
	±0°	—	-3.31
	+10°	—	-3.17
北へ144km移動	-10°	2.90	-3.72
	±0°	2.90	-4.18
	+10°	3.00	-4.01
北へ96km移動	-10°	4.92	-4.06
	±0°	4.99	-4.05
	+10°	4.90	-3.98
北へ48km移動	-10°	6.44	-3.95
	±0°	4.84	-4.11
	+10°	5.42	-4.19
基準	-10°	4.63	-3.66
	±0°	4.10	-4.12
	+10°	4.56	-3.86

三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに想定する正断層型の津波波源(概略パラメータスタディの評価結果)



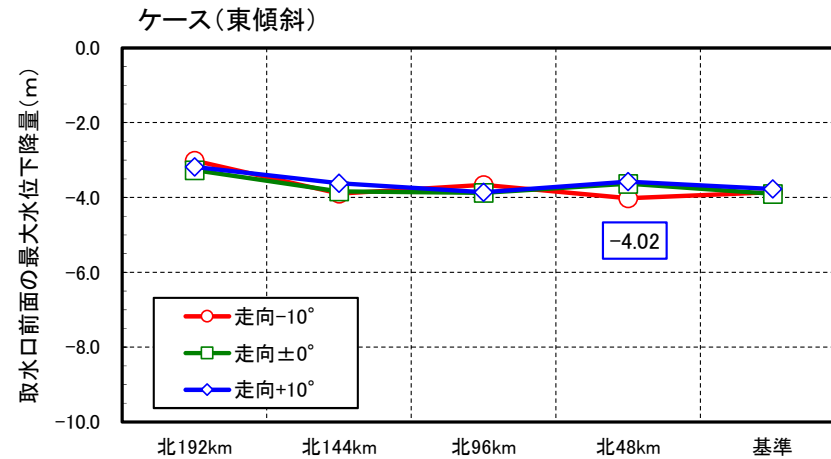
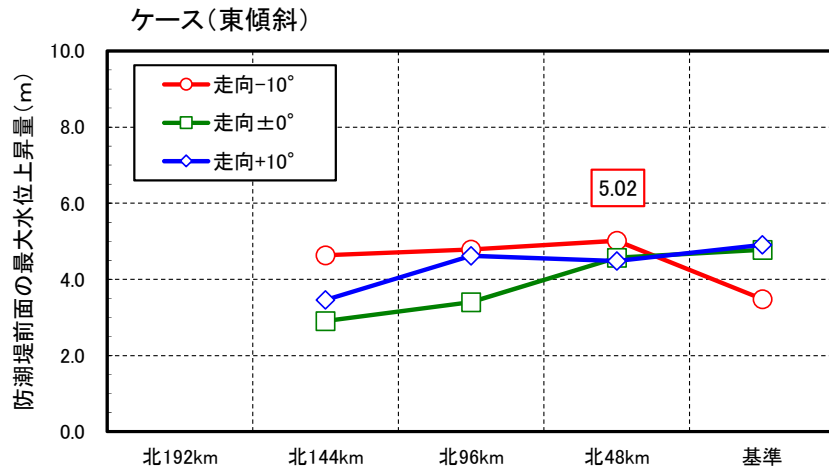
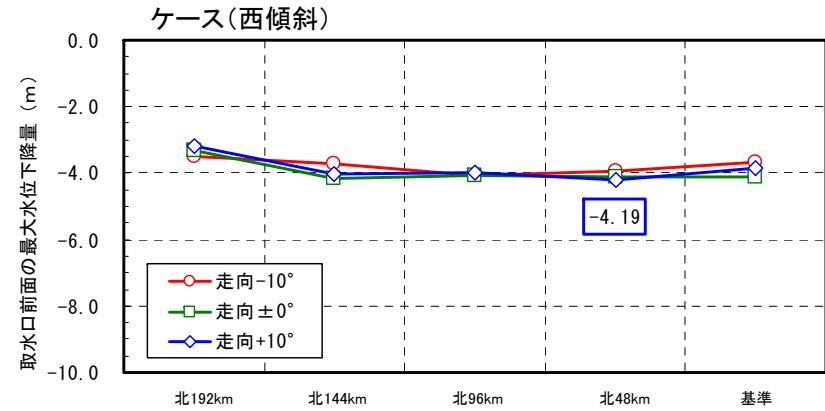
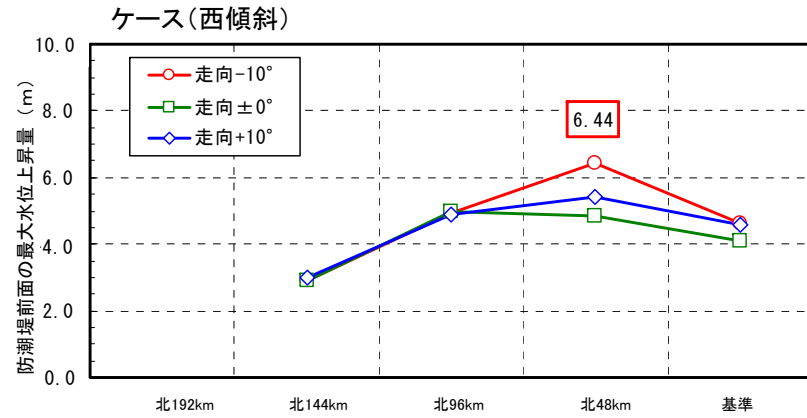
破壊開始点 : 無し
 破壊伝播速度 : ∞
 立ち上がり時間: 0秒

ケース(東傾斜)		防潮堤前面	取水口前面
位置	走向	最大水位上昇量(m)	最大水位下降量(m)
北へ192km移動	-10°	—	-3.02
	±0°	—	-3.27
	+10°	—	-3.18
北へ144km移動	-10°	4.63	-3.90
	±0°	2.90	-3.84
	+10°	3.46	-3.62
北へ96km移動	-10°	4.78	-3.66
	±0°	3.40	-3.87
	+10°	4.62	-3.86
北へ48km移動	-10°	5.02	-4.02
	±0°	4.57	-3.63
	+10°	4.49	-3.58
基準	-10°	3.48	-3.86
	±0°	4.78	-3.91
	+10°	4.91	-3.78

• 海洋プレート内地震の正断層モデルについては、プレート間地震の概略パラメータスタディ結果(最大水位上昇量 17.60m, 最大水位下降量-5.47m)と比較して、最大水位上昇量及び最大水位下降量の最大値がともに小さいため、詳細パラメータスタディは省略した。

三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに想定する正断層型の津波波源(概略パラメータスタディの評価結果)

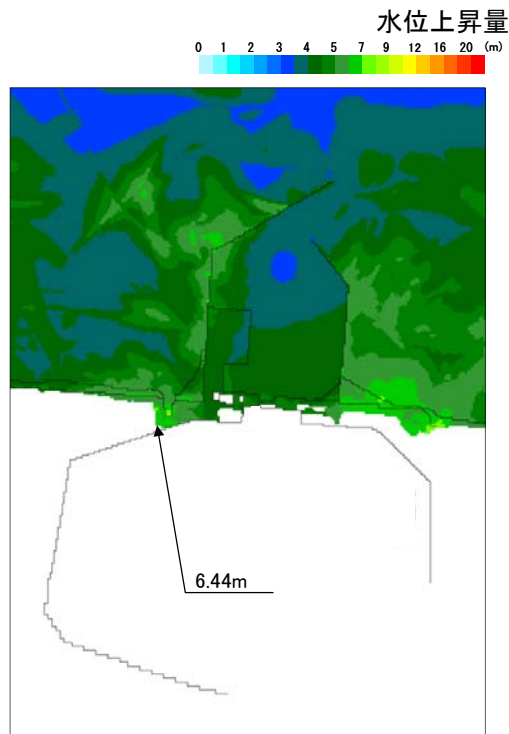
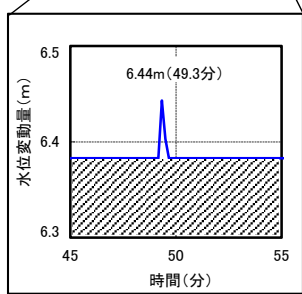
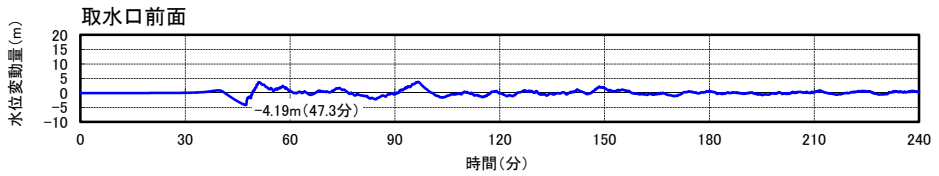
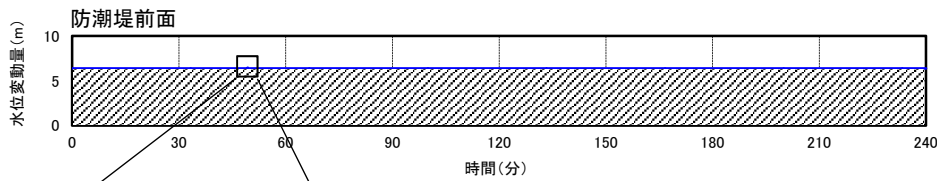
■最大水位上昇量及び最大水位下降量



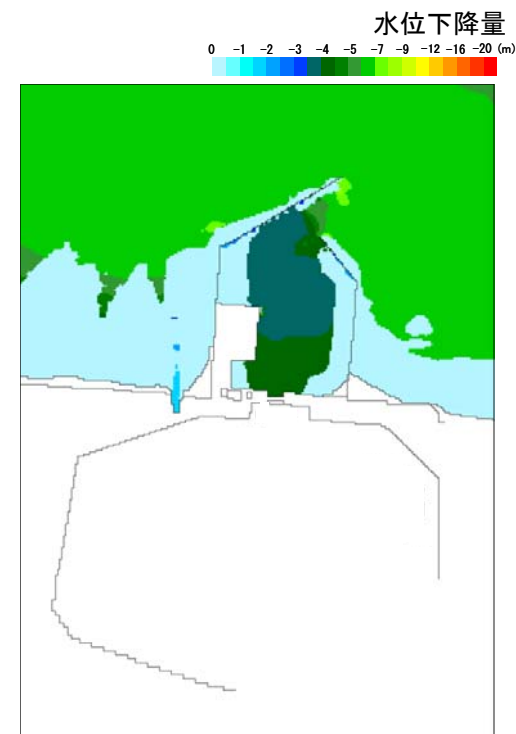
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに想定する正断層型の津波波源(概略パラメータスタディの評価結果)

■時刻歴波形, 最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布

	水位変動量	条件
最大水位上昇量(防潮堤前面)	6.44m	西傾斜, 北へ48km, 走向-10°, 破壊開始点: 無し, 破壊伝播速度: ∞, 立ち上がり時間: 0秒
最大水位下降量(取水口前面)	-4.19m	西傾斜, 北へ48km, 走向+10°, 破壊開始点: 無し, 破壊伝播速度: ∞, 立ち上がり時間: 0秒



最大水位上昇量分布 (北へ48km, 走向-10°)



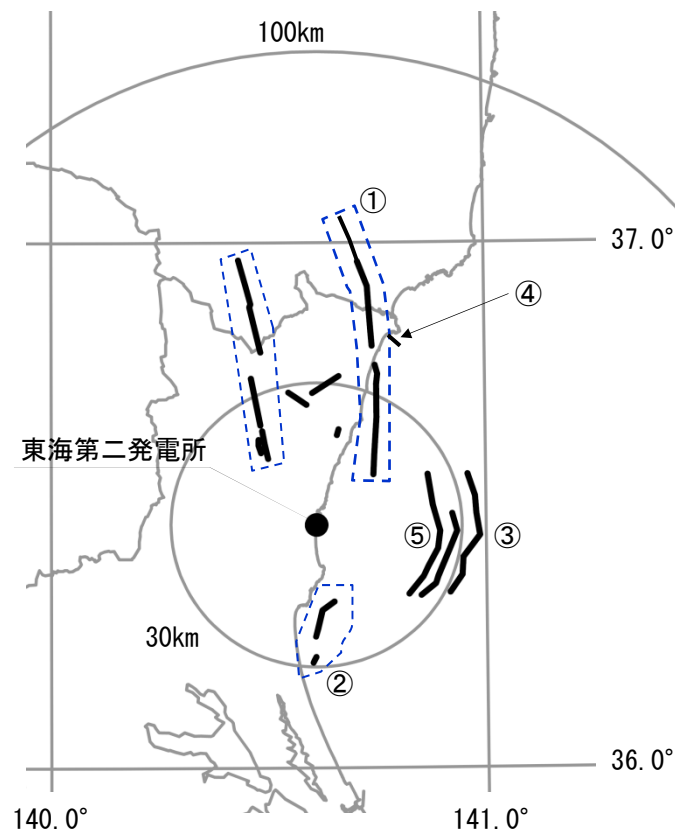
最大水位下降量分布 (北へ48km, 走向+10°)

目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
 - 2.1 プレート間地震に起因する津波
 - 2.2 海洋プレート内地震に起因する津波
 - 2.3 海域の活断層による地殻内地震に起因する津波
 - 2.4 評価結果のまとめ
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

2.3.1 津波波源の設定

- 敷地周辺の地質・地質構造において、将来活動する可能性のある断層等と評価した断層について津波水位の検討を行った。
- 津波水位の検討は、阿部(1989)の簡易予測式により推定津波高を検討する。



 連動を考慮する断層

敷地周辺の活断層分布

敷地周辺の海域活断層

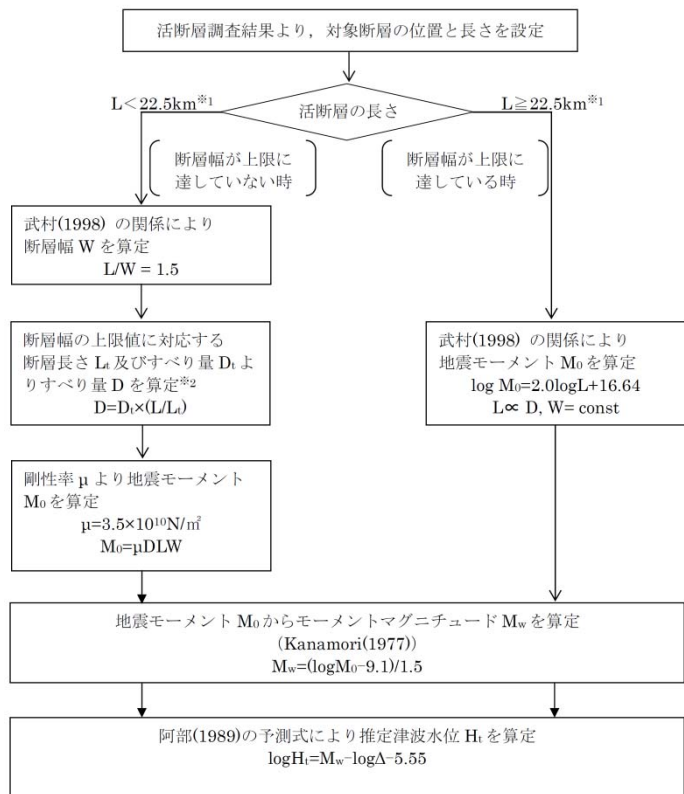
	断層名	断層長さ	敷地からの距離※Δ
①	F1断層, 北方陸域の断層, 塩ノ平地震断層の連動	58km	40km
②	F3断層, F4断層の連動	16km	21km
③	F8断層	26km	28km
④	F11断層	5km	41km
⑤	F16断層	26km	20km

※断層中心から敷地までの平面距離

2.3.2 津波評価

・ 海域活断層で波高が最も高くなるのはF1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動と推定され，その推定津波高は1.8mである。

【検討フロー】



※1 断層幅の上限 W_s は，地震発生層の厚さ H_0 を 15km とし，傾斜角 δ を $90^\circ(45 \sim 90^\circ)$ のうち M_w が最大となる値とした際には， $W_s = H_0 / \sin \delta = 15\text{km}$ となる。断層幅の上限に対応する断層長さ L_s は， $L_s = 1.5 W_s = 22.5\text{km}$ となる。
 ※2 断層幅の上限に対応するすべり量 D_s は，モーメントマグニチュードを $M_{w1} = 0 \log L + 3.77 / 0.75 = 6.83$ ，地震モーメントを $M_{01} = 10^{(1.5 M_{w1} + 9.1)} = 2.21 \times 10^{19} \text{Nm}$ ，剛性率を $H = 3.50 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ とした際には， $D_s = M_{01} / (\mu L_s W_s) = 1.87 \text{m}$ となる。

	地震モデル	Mw	長さ: L (km)	幅: W (km)	すべり量: D (m)	地震モーメント: Mo (N・m)	敷地からの距離: Δ (km)	推定津波高: Ht (m)
①	F1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動	7.4	58	—	—	1.47×10^{20}	40	1.8
②	F3断層，F4断層の連動	6.5	16	10.7	1.33	7.97×10^{18}	21	0.5
③	F8断層	6.9	26	—	—	2.95×10^{19}	28	0.8
④	F11断層	5.5	5	3.3	0.42	2.43×10^{17}	41	0.1
⑤	F16断層	6.9	26	—	—	2.95×10^{19}	20	1.2

・ 海域の活断層については，プレート間地震の概略パラメータスタディ結果(最大水位上昇量17.60m)と比較して，最大水位上昇量が小さいことが推定されるため，概略・詳細パラメータスタディは省略した。

目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
 - 2.1 プレート間地震に起因する津波
 - 2.2 海洋プレート内地震に起因する津波
 - 2.3 海域の活断層による地殻内地震に起因する津波
 - 2.4 評価結果のまとめ
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

2.4 評価結果のまとめ

- 地震に起因する津波のうち、発電所に最も影響を与える地震津波は、プレート間地震による津波である。
- 最高水位は防潮堤前面でT.P.+17.2mである。
- 最低水位は取水口前面でT.P.-5.3mである。

【概略パラメータスタディ結果】

地震種別	プレート間地震	海洋プレート内地震	海域の活断層による 地殻内地震
波源モデル	茨城県沖から房総沖 に想定する津波波源	三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに 想定する正断層型の津波波源	敷地前面海域の活断層に想定する津波波源 (F1断層, 北方陸域の断層, 塩ノ平地震断層の連動)
最大水位上昇量 (防潮堤前面)	17.60m	6.44m	1.8m (阿部(1989)の簡易予測式による推定津波高)
最大水位下降量 (取水口前面)	-5.47m	-4.19m	—



【詳細パラメータスタディ結果】

地震種別	プレート間地震
最大水位上昇量 (防潮堤前面)	16.08m
最大水位下降量 (取水口前面)	-4.97m



地震種別	プレート間地震
最高水位※ (防潮堤前面)	T.P.+17.2m
最低水位※ (取水口前面)	T.P.-5.3m

※潮位及び地殻変動量(2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量も含む)を考慮

目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
3. 地震以外に起因する津波の評価
 - 3.1 陸上及び海底での地すべり並びに斜面崩壊に起因する津波
 - 3.2 火山現象に起因する津波
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

(1) 文献調査

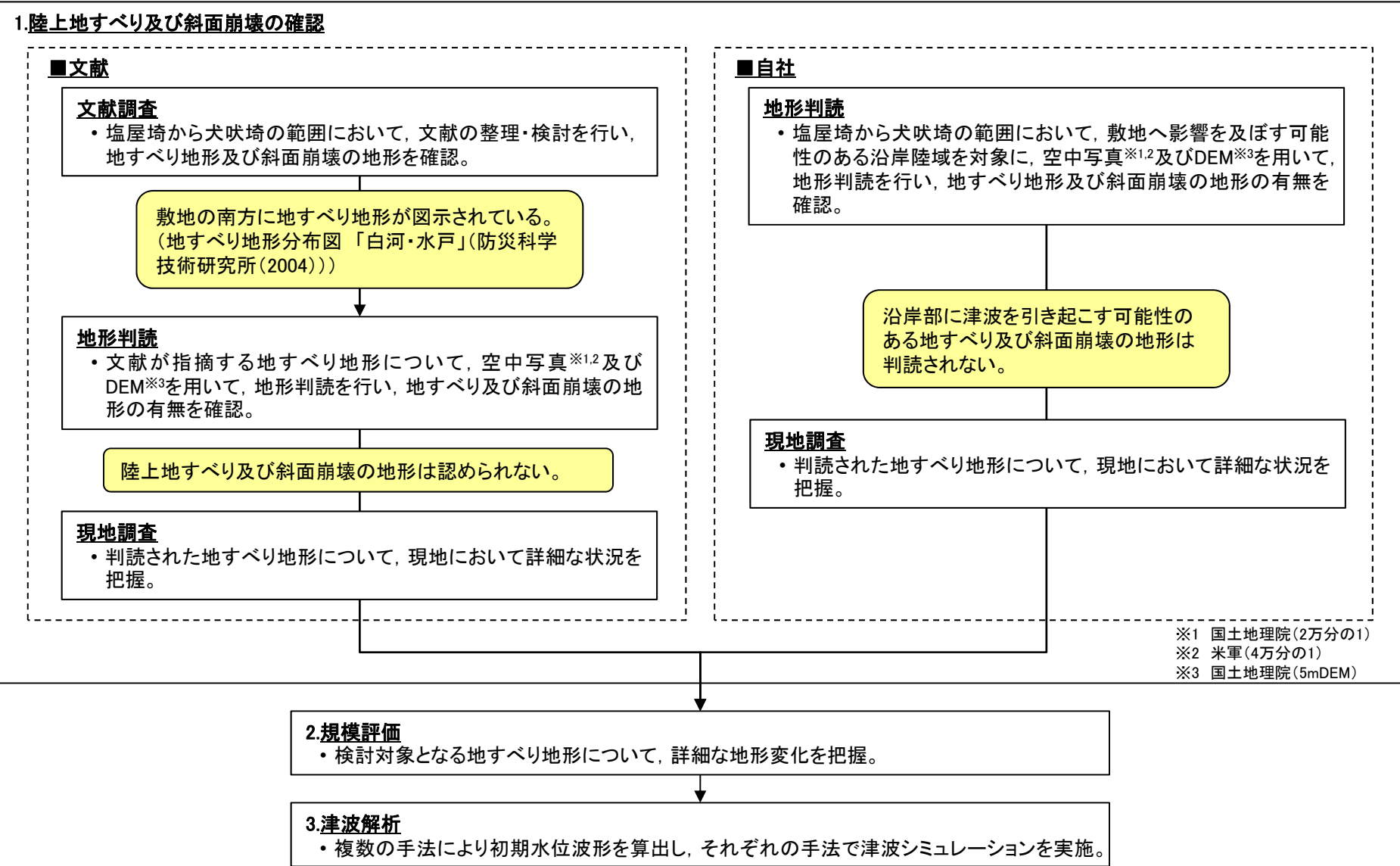
- 文献調査の結果、敷地周辺における陸上及び海底での地すべり並びに斜面崩壊による歴史津波の記録はない。

【調査した文献】

- ① 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧599-2012, 東京大学出版会
- ② 渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧[第2版], 東京大学出版会
- ③ 気象庁(1951~2010):地震月報他
- ④ 国立天文台編(2014):理科年表 平成26年, 丸善出版

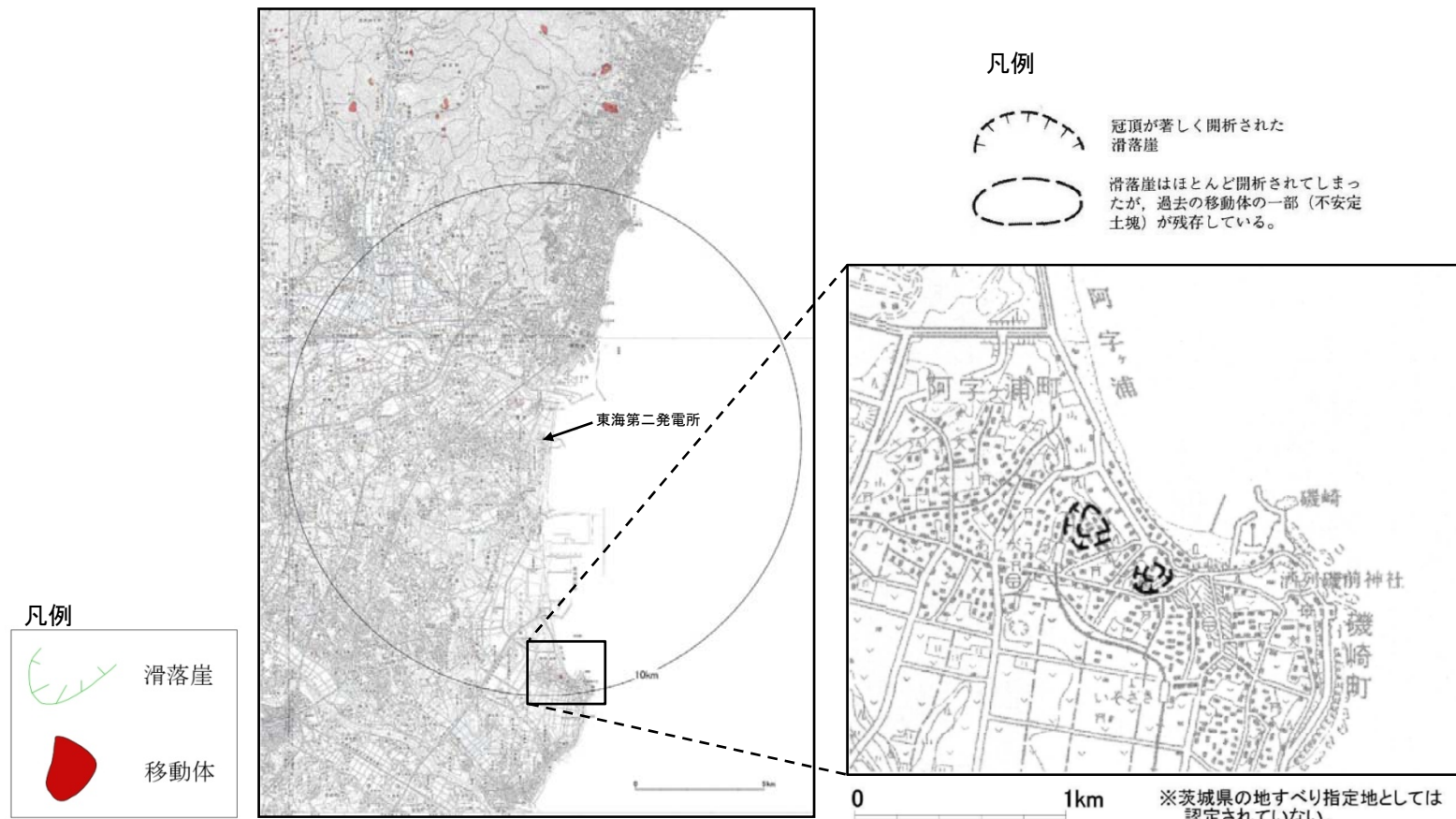
(2) 陸上地すべり及び斜面崩壊の評価(概要)

以下のフローに従い、敷地へ影響を及ぼす可能性のある陸上地すべり及び斜面崩壊について調査を実施し、津波水位の検討を行った。



(2) 陸上地すべり及び斜面崩壊の評価(陸上地すべり及び斜面崩壊の確認:文献調査(文献))

- 塩屋崎から犬吠埼の範囲において、文献調査及び空中写真判読により、発電所に影響を及ぼす津波を引き起こす可能性のある地すべり及び斜面崩壊の地形を調査した。
- 防災科学技術研究所(2004)は、敷地の南方に地すべり地形を示している。

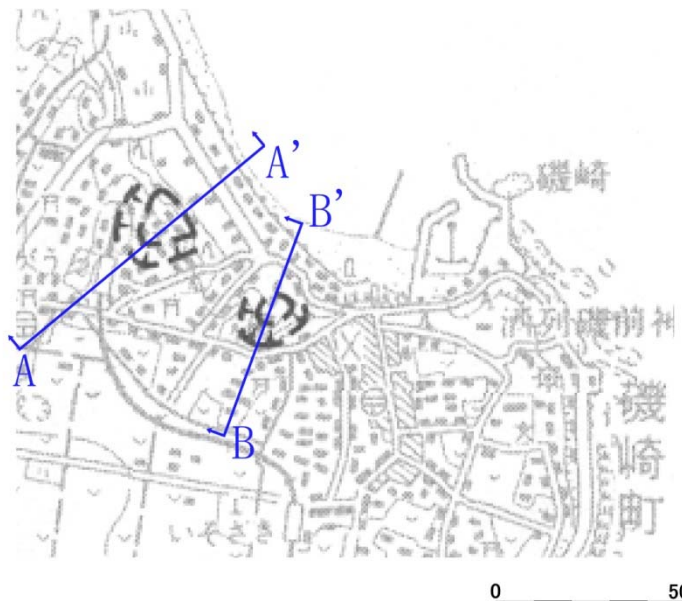


※国土地理院発行の2.5万分の1地形図に防災科学技術研究所の地すべり地形分布データを重ねて表示。

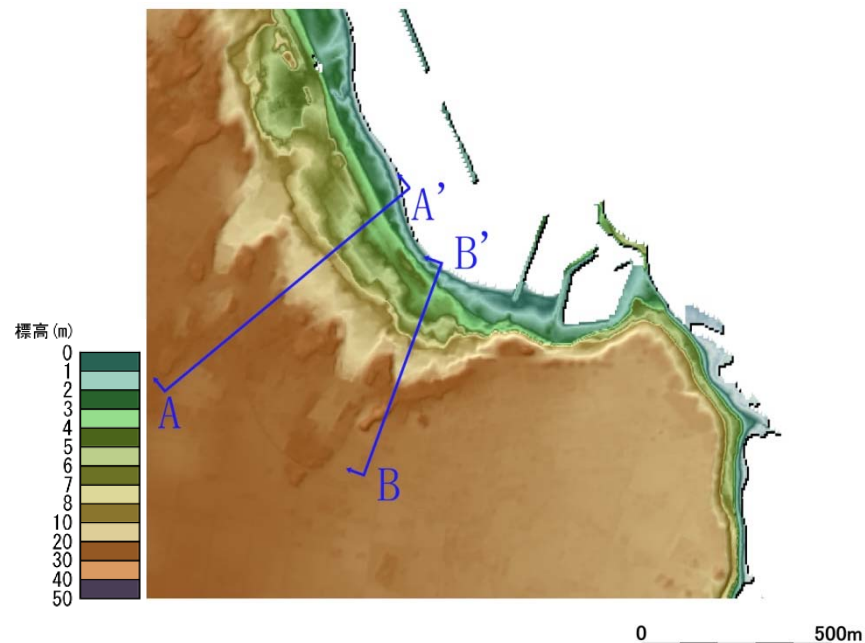
出典: 地すべり地形分布図「白河・水戸」(防災科学技術研究所(2004)に加筆)

(2) 陸上地すべり及び斜面崩壊の評価(陸上地すべり及び斜面崩壊の確認:地形判読(文献))

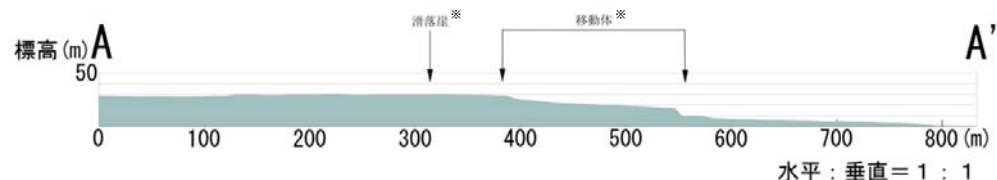
- 防災科学技術研究所(2004)で指摘する地すべり地形は、標高約30mの台地の縁に位置する。斜面の北東側は砂浜が分布している。
- 空中写真判読の結果、敷地付近の沿岸部に、地すべり及び斜面崩壊の地形は判読されない。
- 国土地理院5mDEMによる地形解析の結果、防災科学技術研究所(2004)が指摘する範囲に地すべり地形は認められない(A-A', B-B'断面)。



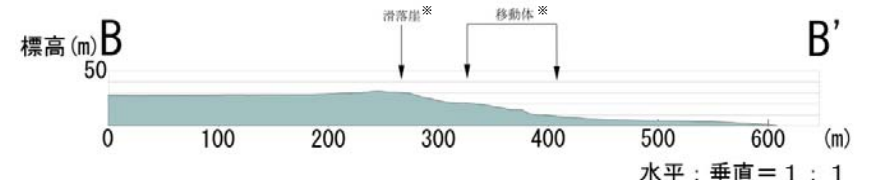
地すべり地形分布図「白河・水戸」(防災科学技術研究所(2004)に加筆)



国土地理院5mDEMから作成



A-A' 断面図



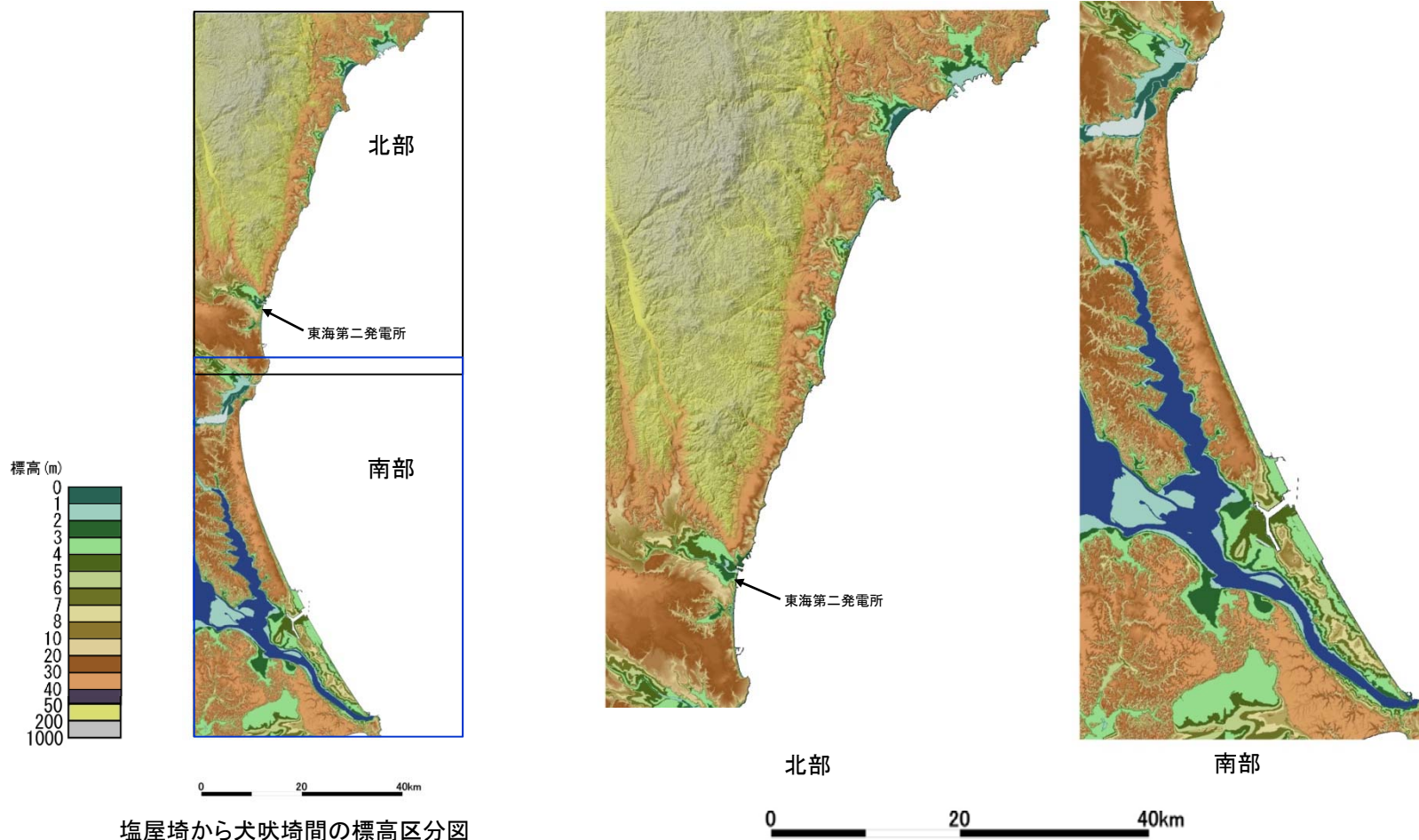
B-B' 断面図

※防災科学技術研究所(2004)による。

※防災科学技術研究所(2004)による。

(2) 陸上地すべり及び斜面崩壊の評価(陸上地すべり及び斜面崩壊の確認:地形判読(自社))

- 塩屋崎から犬吠埼の範囲において、地形判読により発電所に影響を及ぼす津波を引き起こす可能性のある地すべり及び斜面崩壊の地形を調査した。
- 地形判読の結果、沿岸部に津波を引き起こす可能性のある地すべり及び斜面崩壊の地形は判読されない。



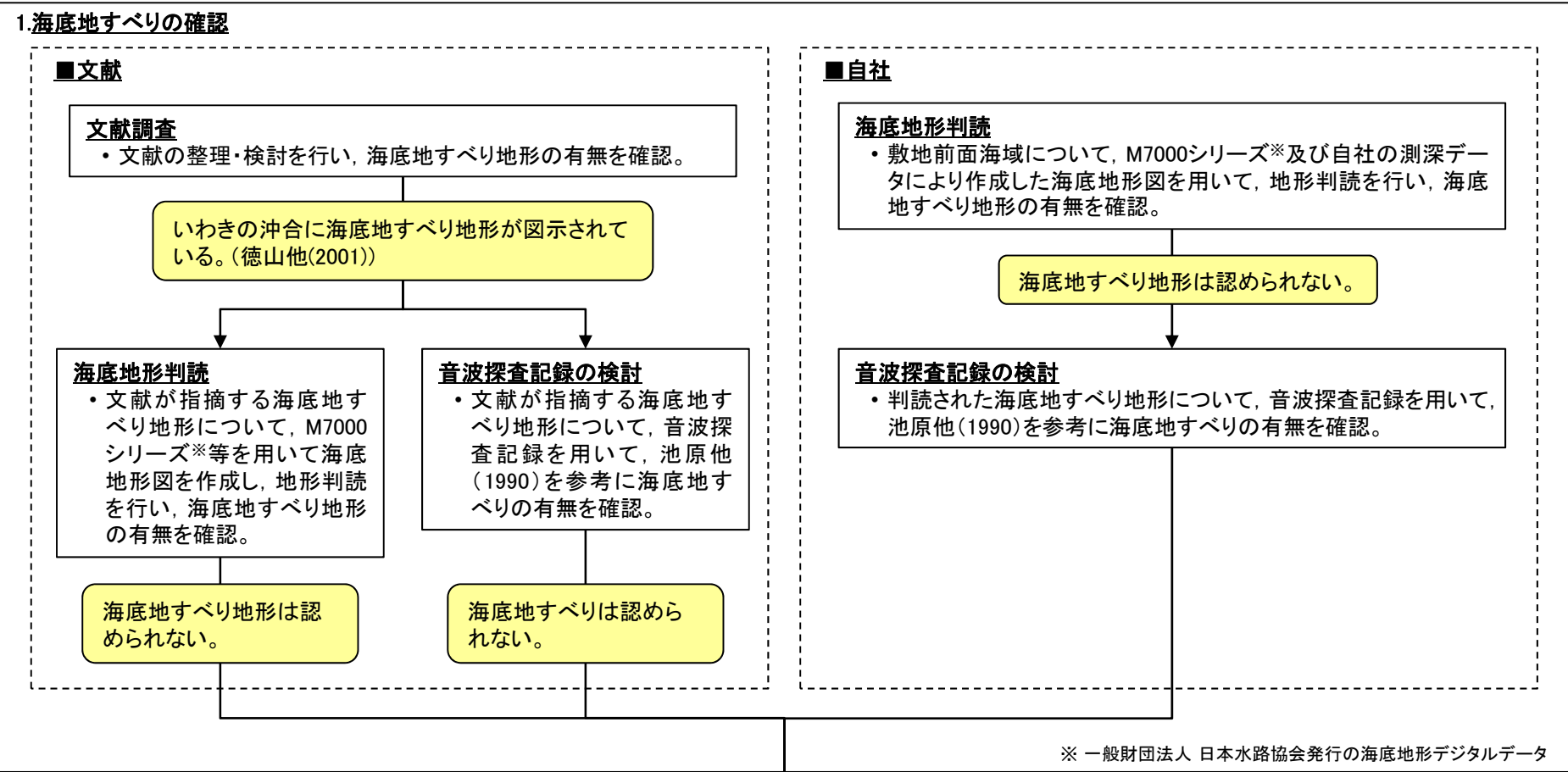
塩屋崎から犬吠埼間の標高区分図

※数値地図50mメッシュ(標高)「日本-II」(2001)を使用し作成した。

- 以上から、津波を引き起こす可能性のある陸上の地すべり及び斜面崩壊の地形は認められない。

(3) 海底地すべりの評価(概要)

以下のフローに従い、敷地へ影響を及ぼす可能性のある海底地すべりについて調査を実施し、津波水位の検討を行った。



2. 規模評価
・ 検討対象となる海底地すべりについて、詳細な地形変化を把握。

3. 津波解析
・ 複数の手法により初期水位波形を算出し、それぞれの手法で津波シミュレーションを実施。

(3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認:文献調査(文献))

- 文献調査により, 発電所に影響を及ぼす津波を引き起こす可能性のある海底地すべり地形を調査した。
- 徳山他(2001)は, いわきの沖合に海底地すべり地形を示している。

【調査した文献】

以下の地図類文献を確認

徳山他(2001):日本周辺海域の中新世最末期以降の構造発達史

- ・「日本周辺海域の第四紀地質構造図」

地質調査所 海洋地質図

- ・棚橋他(2001)「塩屋埼沖海底地質図」
- ・奥田(1986)「鹿島灘海底地質図」
- ・本座他(1978)「日本海溝・千島海溝南部およびその周辺広域海底地質図」

地質調査所 日本地質アトラス(第2版)

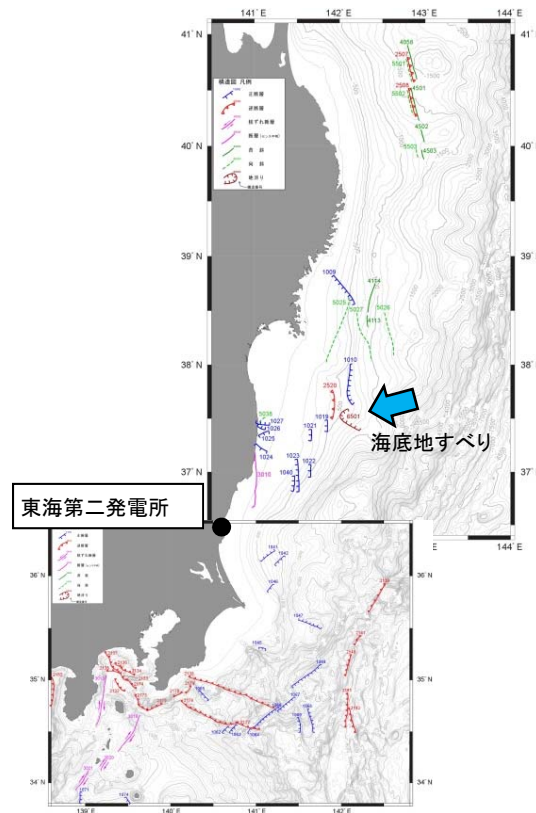
- ・脇田他(1992)「日本地質構造図」

海上保安庁 沿岸の海の基本図(海底地質構造図)

- ・海上保安庁(1984)「犬吠埼」
- ・海上保安庁(2000)「九十九里浜」

海上保安庁 大陸棚の海の基本図(海底地質構造図)

- ・海上保安庁(1981)「塩屋埼沖」
- ・海上保安庁(1980)「鹿島灘」
- ・海上保安庁(1995)「房総・伊豆沖」



日本周辺海域の第四紀地質構造図
「三陸沖から常磐沖海域」及び「房総半島沖海域」
(徳山他(2001)に加筆)

(3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認:海底地形判読)

- 海底地形図の判読にあたっては、以下の基準等に従って海底地すべりの可能性のある地形を抽出した。

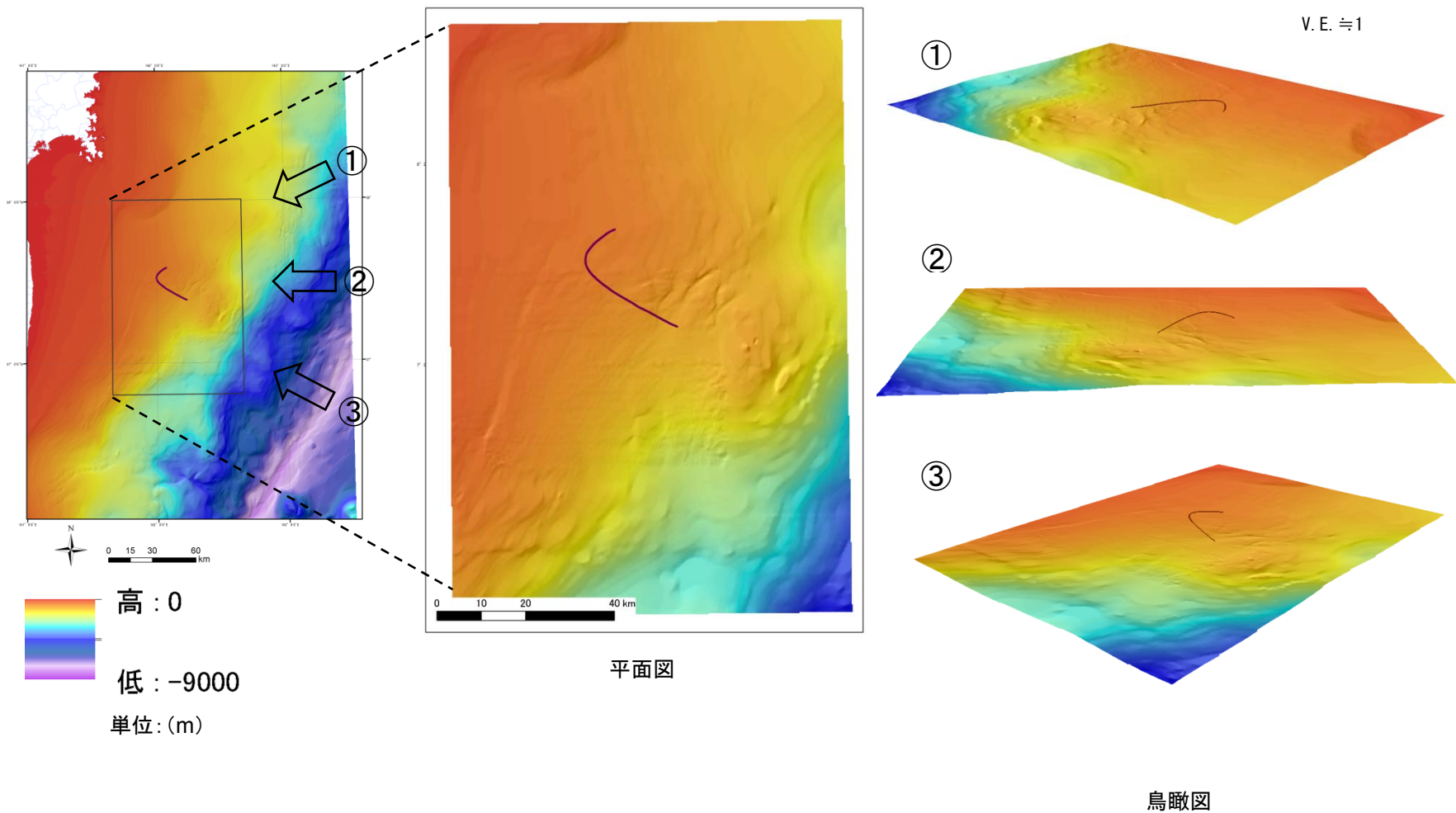
○海底地すべり地形の判断基準

地すべり地形としては滑落崖とその基部にある地すべり土塊(滑落土塊)が対をなす。陸上の地すべりに比べて、大規模、薄く広がる傾向がある。薄く広がるケースでは土塊は認定しにくいので滑落崖だけを認定する。

崩壊部 (滑落崖)	<ul style="list-style-type: none"> 馬蹄形、半円形、コの字形の平面形で、斜面下方へ開く急斜面。 急斜面は平面的に出入りがなくスムーズな形状で、傾斜も一定傾向。また、地すべり土塊を囲んで側方にも連続することがある。 下方に地すべり土塊が対をなして存在することが重要。
堆積部 (地すべり土塊)	<ul style="list-style-type: none"> 滑落崖の基部にある扇状地状あるいは舌状の高まり。 細長い舌状の場合や台地状を呈することもある。 典型的な場合には、土塊の表面に不規則な凸凹、低崖、凹地があり、凸形縦断の斜面形を示す。

(3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認:海底地形判読(文献))

- 徳山他(2001)が示す地すべりを含む範囲について、一般財団法人日本水路協会発行の海底地形デジタルデータM7000シリーズを用いた150m DEMデータにより海底地すべり地形判読調査を実施した結果、海底地すべり地形は判読されない。



(3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認:音波探査記録の検討)

- 音波探査記録(サブボトムプロファイラー)の評価にあたっては、下記の考え方にに基づき、層相1~8のパターンに分類し、海底地すべりの検討を実施した。

【層相の凡例】

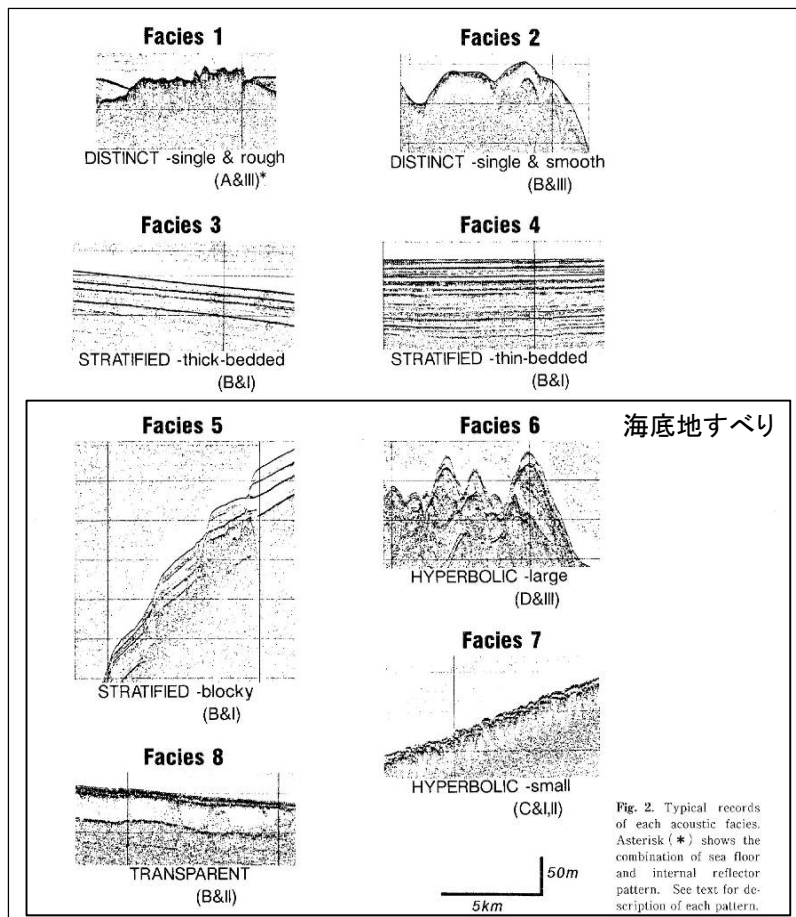


Fig. 2. Typical records of each acoustic facies. Asterisk (*) shows the combination of sea floor and internal reflector pattern. See text for description of each pattern.

【層相の区分詳細および特徴】

Table 1. Classification and characteristics of eight acoustic facies.

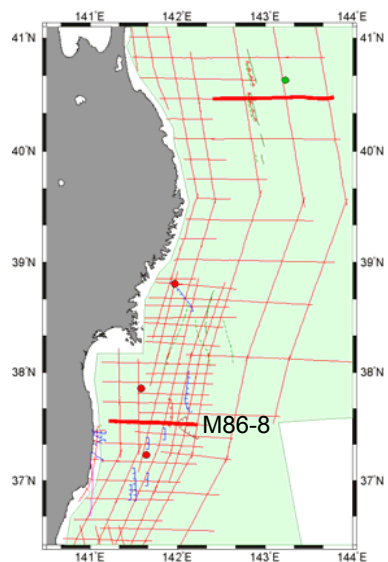
* See text for description.

FACIES	ACOUSTIC CHARACTERS (combination of sea floor and internal reflector pattern*)	SEDIMENTS	INTERPRETATION	DISTRIBUTION
1 DISTINCT -single & rough	Strong bottom return, no or very poor internal return, rough bottom. (A&III)	Gravelly, rocky	Gravelly or rocky bottom	Oki Ridge N of Dogo
2 DISTINCT -single & smooth	Strong bottom return, no or very poor internal return, smooth bottom. (B&III)	Sandy	Sandy bottom	Oki Ridge Wakasa Sea Knoff Chain
3 STRATIFIED -thick-bedded	Internal reflectors continuous and underformed, stratified, smooth bottom. (B&I)	Muddy (clayey silt- silty clay) massive	Muddy bottom -hemipelagic	Marginal terrace
4 STRATIFIED -thin-bedded	Internal reflectors continuous and undeformed, finely stratified, smooth bottom. (B&I)	Muddy tephra and/or sand layers interbedded	Muddy bottom -hemipelagic, (turbidite)	Central part of SW Trough most of NE Trough
5 STRATIFIED -blocky	Internal reflectors essentially continuous and undeformed, stratified, basal shear surface reflectors, smooth bottom, stepped topography. (B&I)	Muddy massive	Muddy bottom -slide, (hemipelagic)	Edge of marginal terrace
6 HYPERBOLIC -large	Sea floor reflectors largely hyperbolic or irregular and prolonged, internal reflectors poorly observed. (D&III)	Muddy massive	Muddy bottom -slump	Lower part of slope
7 HYPERBOLIC -small	Sea floor and/or internal reflectors hyperbolic or irregular and prolonged, mounded or lens-shaped, blunt distal termination. (C&I,II)	Muddy occurrence of mud clasts	Muddy bottom -debris flow	SW Trough
8 TRANSPARENT	No or very poor internal reflectors, lens or mounded-shaped or layered. (B&II)	Muddy occurrence of mud clasts massive	Muddy bottom -debris flow, hemipelagic	SW Trough

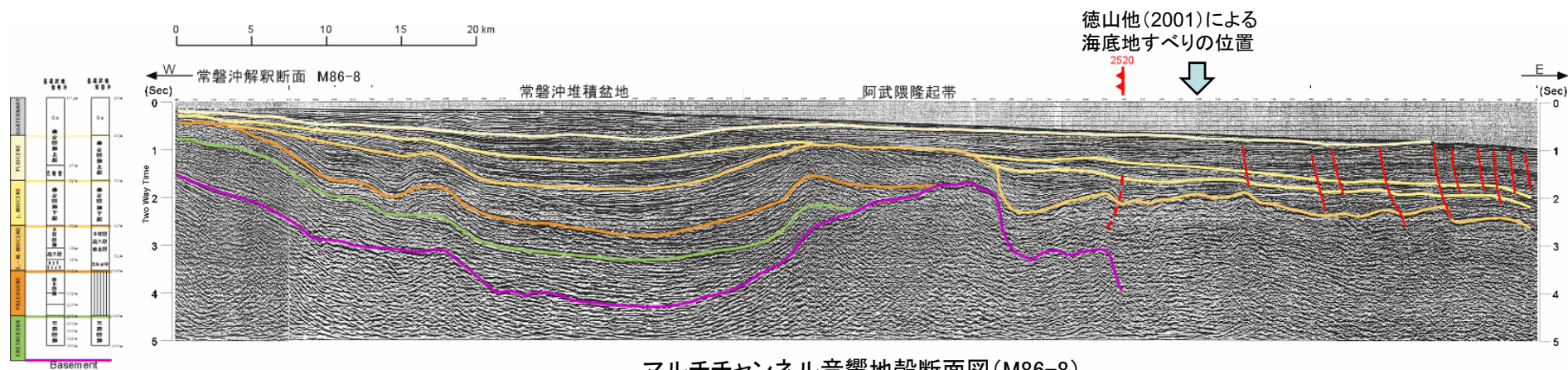
(池原他(1990)に加筆)

(3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認:音波探査記録の検討(文献))

- 徳山他(2001)で示されている音波探査記録※を用いて、海底地すべりの検討を実施した結果、表層部の分解能が低いことから、小規模な海底地すべりの有無については判断できない。



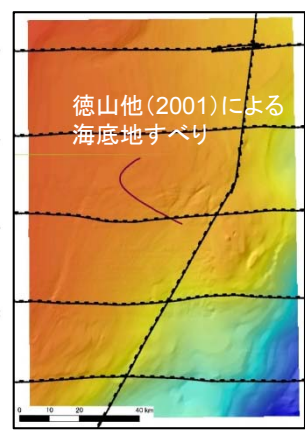
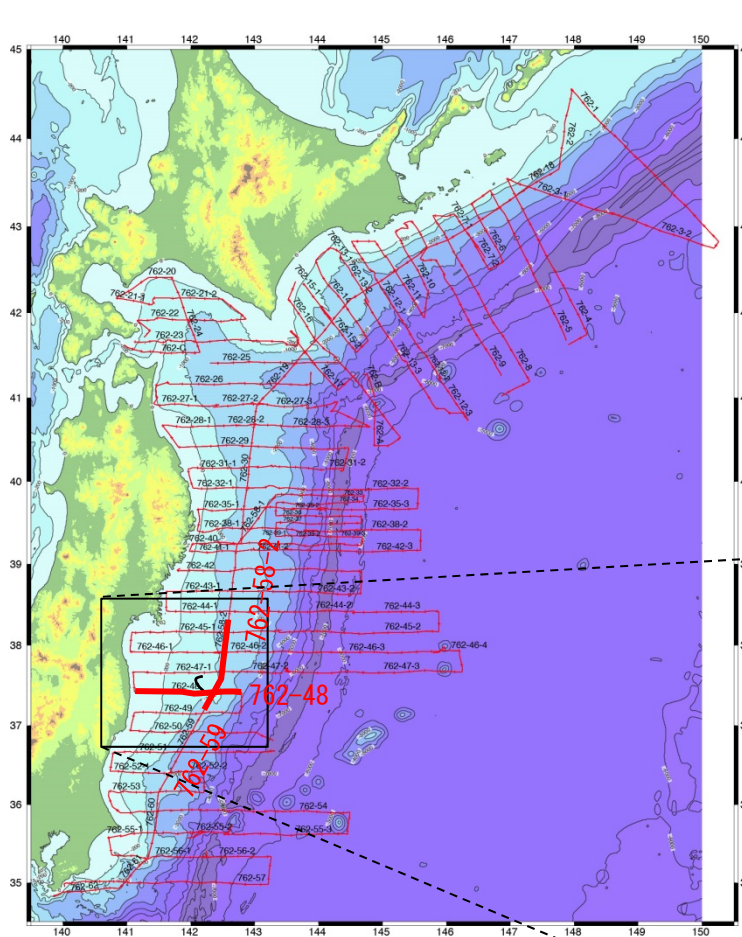
※マルチチャンネル音響地殻断面図(石油公団海上基礎物理探査, 昭和61年度「南三陸～鹿島沖」)



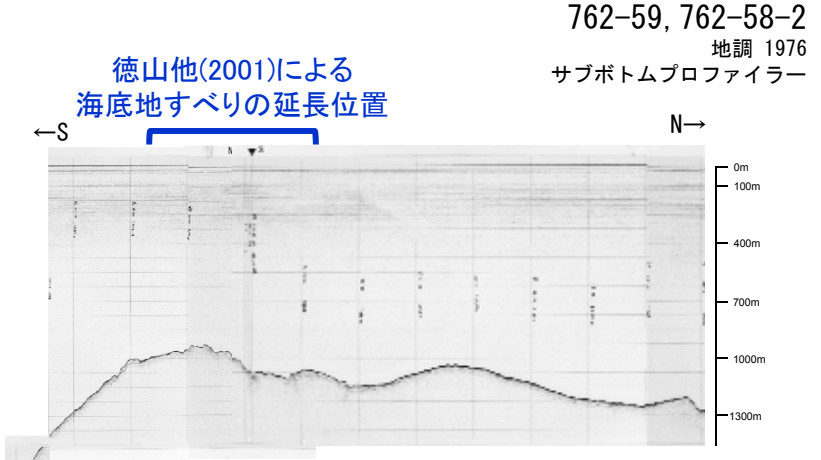
マルチチャンネル音響地殻断面図(M86-8)
(徳山他(2001)に加筆)

(3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認: 音波探査記録の検討(文献))

- 産業技術総合研究所(2015)による東日本沖太平洋海域(GH762)の音波探査記録(サブボトムプロファイラー)を用いて、海底地すべりの有無を確認した。

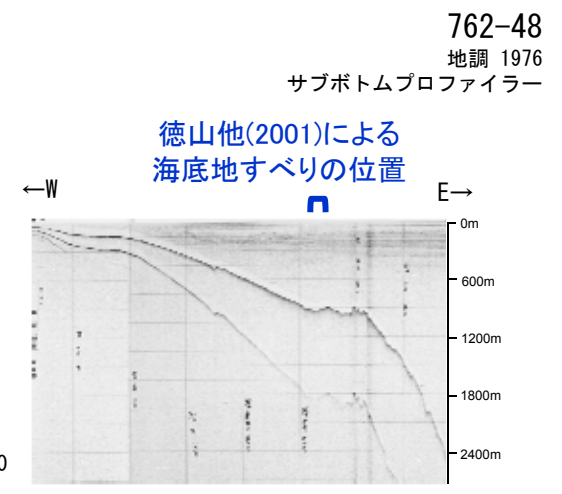
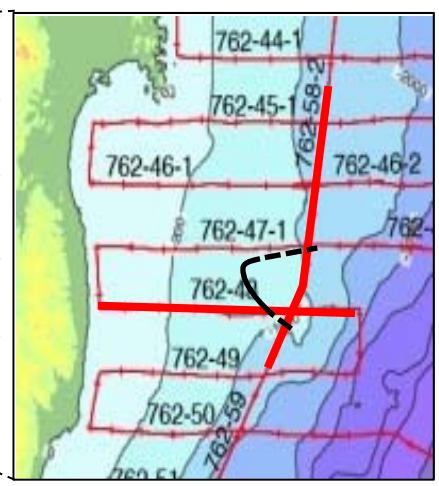


徳山他(2011)に示されている海底地すべり



V. E. ≒ 40

762-59, 762-58-2
地調 1976
サブボトムプロファイラー



V. E. ≒ 40

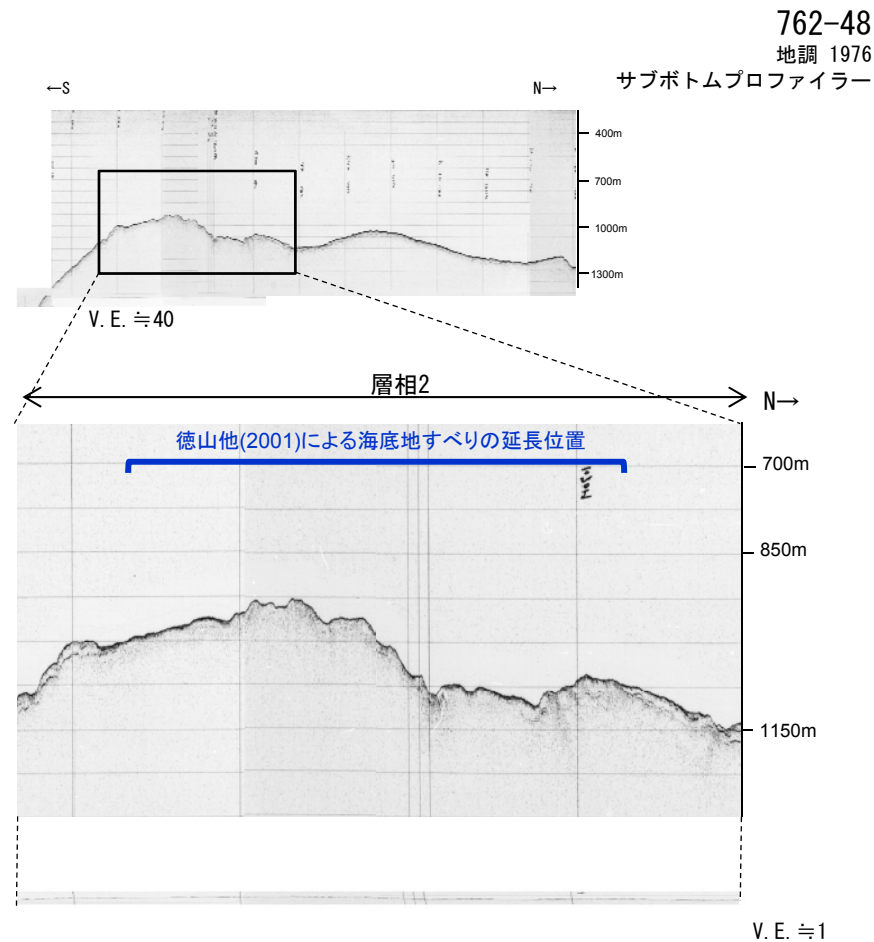
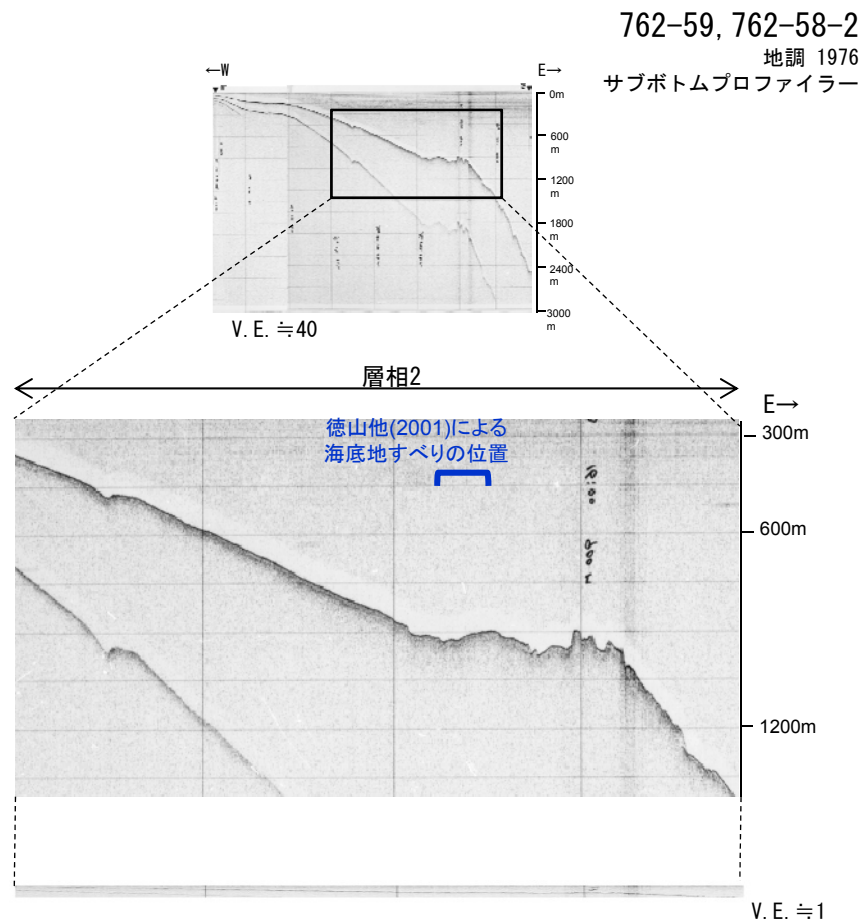
762-48
地調 1976
サブボトムプロファイラー

産業技術総合研究所 SBP測線図
(産業技術総合研究所(2015)に加筆)

産業技術総合研究所 SBP音波探査記録
(産業技術総合研究所(2015)に加筆)

(3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認:音波探査記録の検討(文献))

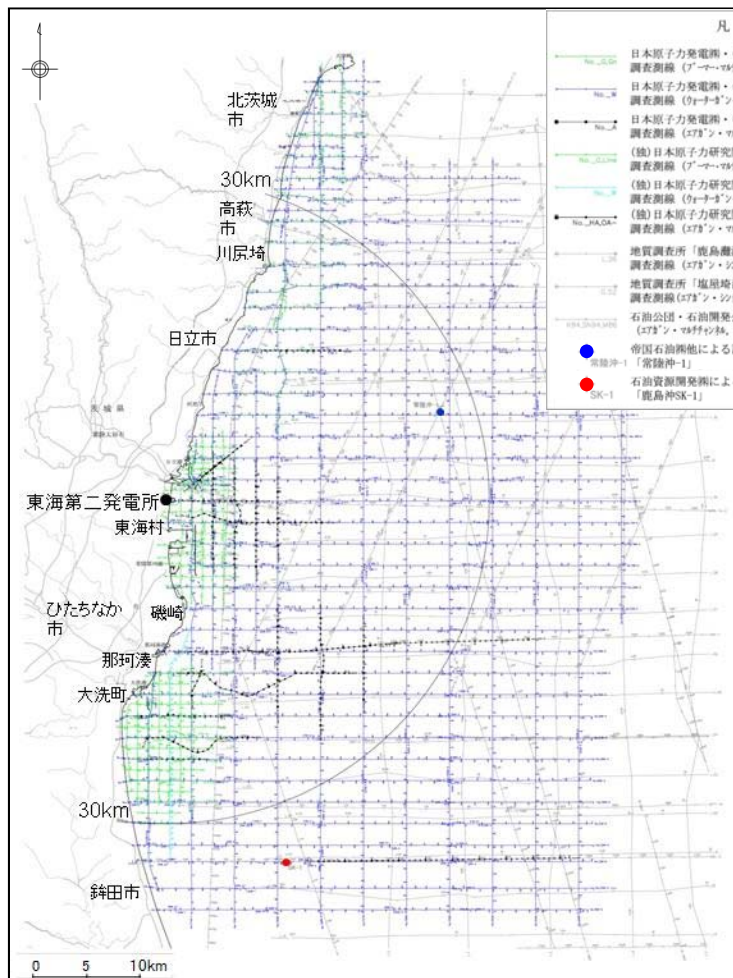
- 音波探査記録の検討の結果, 徳山他(2001)に図示された海底地すべりは層相2(砂質堆積物)に区分され, 海底地すべりを示唆する特徴的な構造は確認されなかった。
- したがって, 徳山他(2001)に図示された位置に海底地すべりはないものと判断した。



産業技術総合研究所 SBP音波探査記録
(産業技術総合研究所(2015)に加筆)

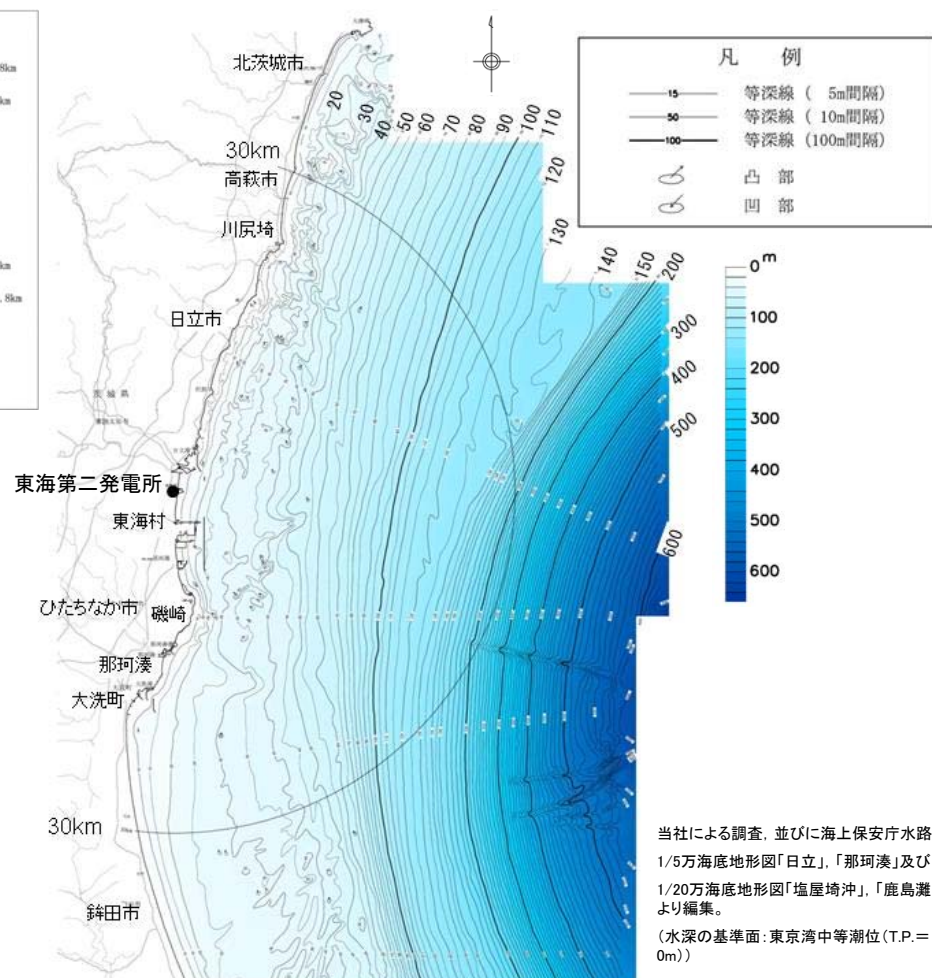
(3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認:海底地形判読(自社))

- 敷地前面海域について、海底地形判読により発電所に影響を及ぼす津波を引き起こす可能性のある海底地すべりを調査した。
- なお、敷地前面海域については、自社の測深データも追加して作成した海底地形図により、海底地すべりを調査した。
- 海底地すべり地形判読調査の結果、敷地前面海域に地すべり地形は認められない。



測線図

凡 例	
	日本原子力発電所・(独)日本原子力研究開発機構による調査測線 (ブーメ・マフィン社, 2007, 2008年調査) 47測線 298.8km
	日本原子力発電所・(独)日本原子力研究開発機構による調査測線 (ケナード・マフィン社, 2008年調査) 62測線 2089.6km
	日本原子力発電所・(独)日本原子力研究開発機構による調査測線 (SFS・マフィン社, 2008年調査) 15測線 171.0km
	(独)日本原子力研究開発機構による調査測線 (ブーメ・マフィン社, 2008年調査) 20測線 116.3km
	(独)日本原子力研究開発機構による調査測線 (ケナード・マフィン社, 2008年調査) 1測線 20.0km
	(独)日本原子力研究開発機構による調査測線 (SFS・マフィン社, 2008年調査) 3測線 16.2km
	地質調査所「鹿島灘海底地質図」(1/20万)による調査測線 (SFS・マフィン社, 1980年調査) 24測線 1076.5km
	地質調査所「塩屋崎沖海底地質図」(1/20万)による調査測線 (SFS・マフィン社, 1981, 1982年調査) 10測線 229.8km
	石油公社・石油開発公社による調査測線 (SFS・マフィン社, 1970~1994年調査) 25測線 820.8km
	帝国石油株式会社による試験井
	石油資源開発株式会社による試験井
	高崎沖「常陸沖-1」
	石油資源開発株式会社による試験井
	鹿島灘SK-1



海底地形図

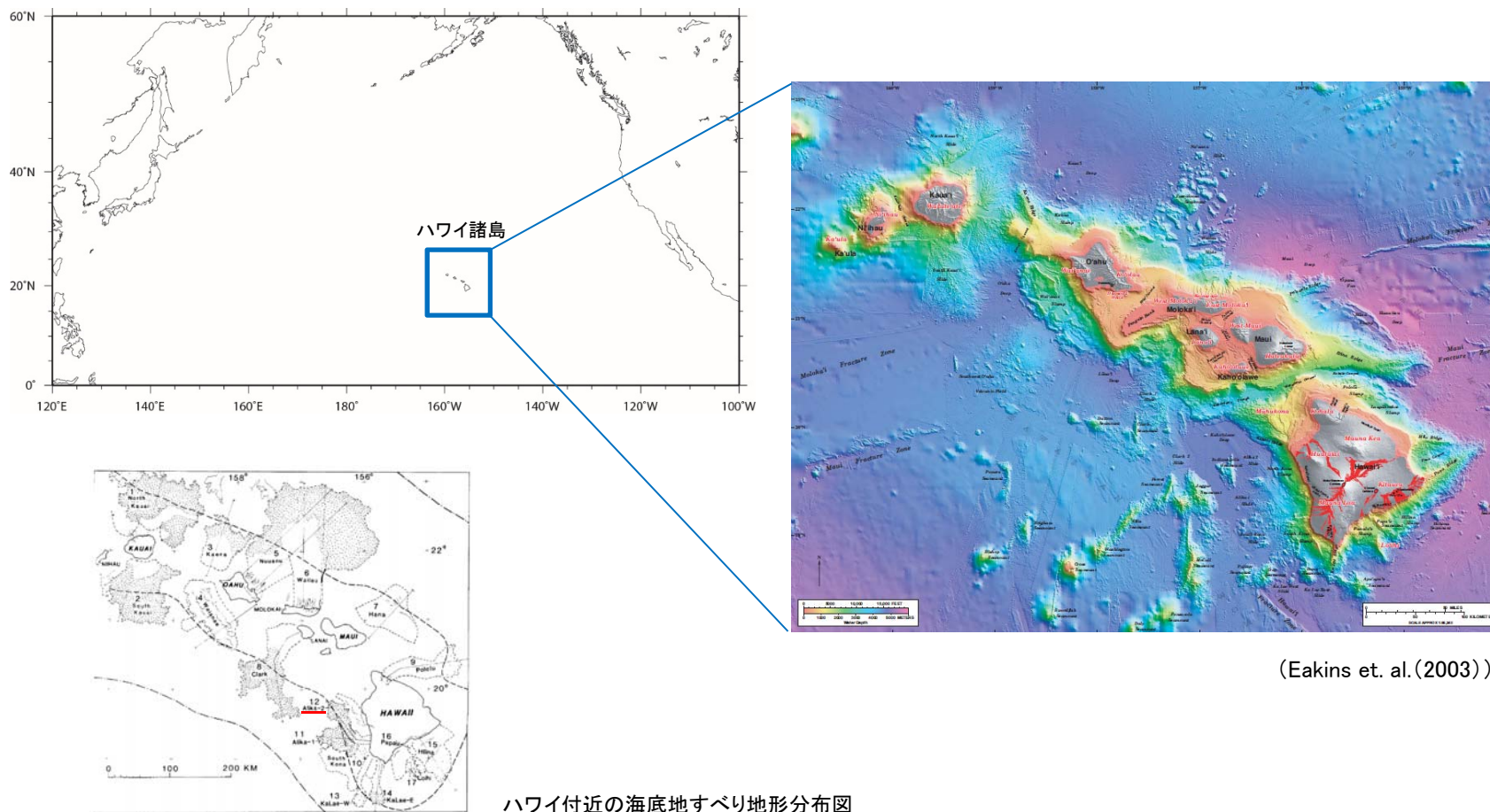
当社による調査、並びに海上保安庁水路部1/5万海底地形図「日立」、「那珂湊」及び1/20万海底地形図「塩屋崎沖」、「鹿島灘」により編集。
(水深の基準面:東京湾中等潮位(T.P.=0m))

- 以上から、敷地前面海域に海底地すべりの可能性のある地形は認められない。

(3) 海底地すべりの評価(ハワイ付近の海底地すべり)

- 日本の領海外では、ハワイ付近に海底地すべりが認められる。
- 文献調査、海底地形判読等を踏まえて、海底地すべりに起因する津波を評価した結果※、日本沿岸における水位は3.8m程度と推定される。

※詳細な検討については、資料5-2「4.1 ハワイ付近の海底地すべり」に記載



(Eakins et. al.(2003))

ハワイ付近の海底地すべり地形分布図

(Moore et al. (1989)に加筆)

- 以上から、ハワイ諸島周辺の海底地すべりに起因する津波の敷地への影響は小さい。

目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
3. 地震以外に起因する津波の評価
 - 3.1 陸上及び海底での地すべり並びに斜面崩壊に起因する津波
 - 3.2 火山現象に起因する津波
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

(1) 文献調査及び評価

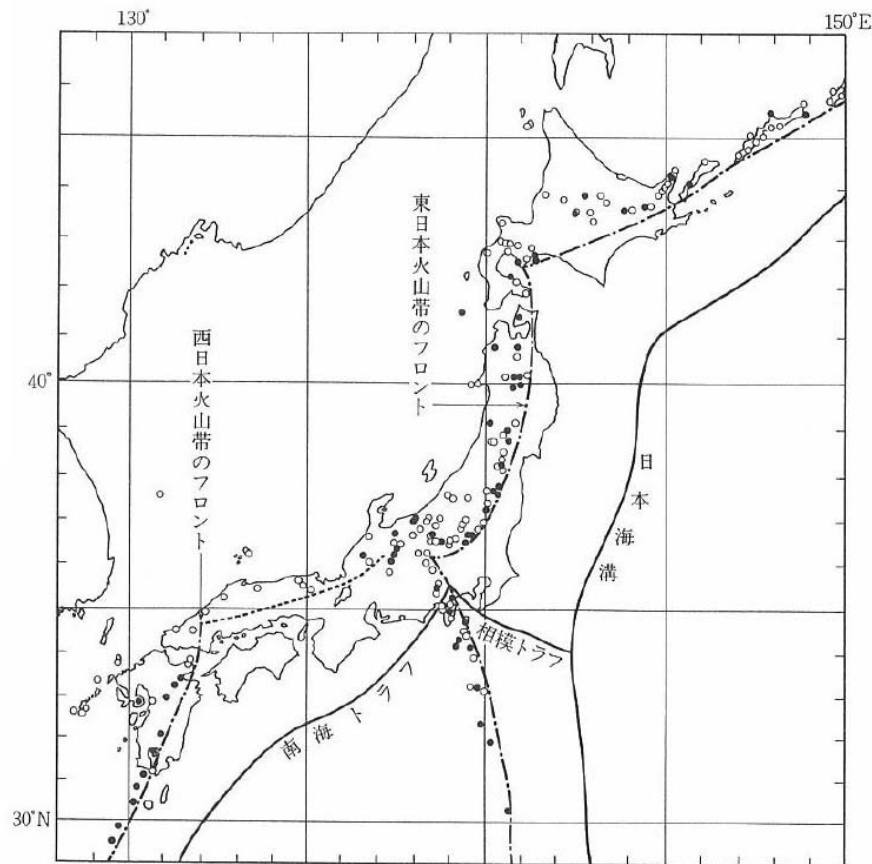
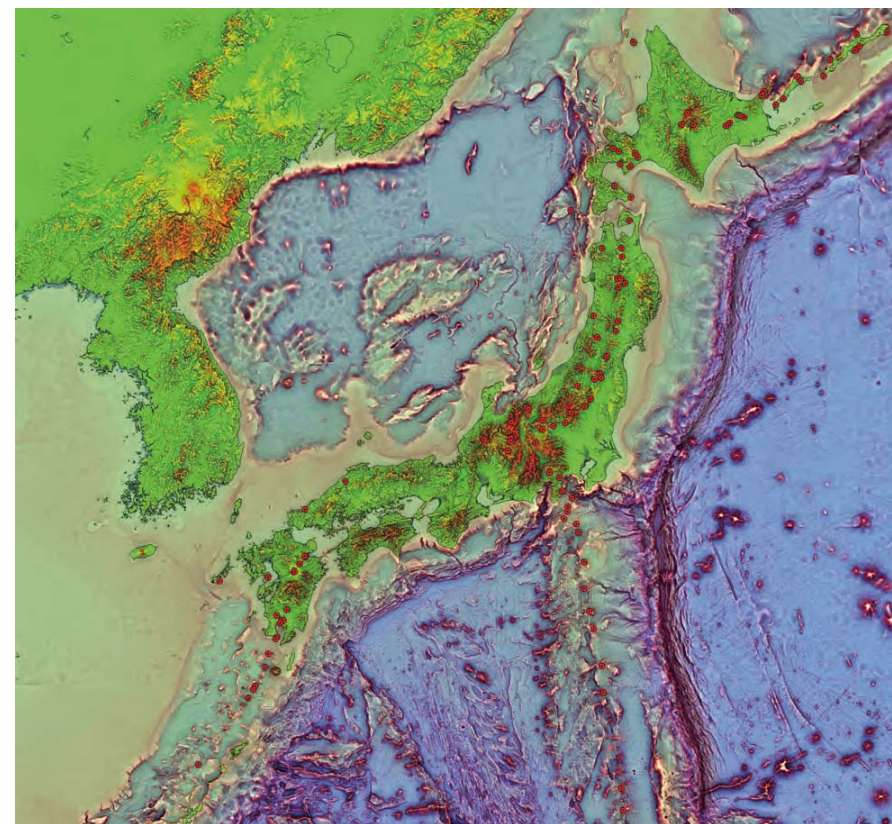


図 1.1.2 日本列島の火山帯と火山フロント [杉村, 1978] ●: 活火山, ○: その他の第四紀火山。2つの火山帯のフロントは、海溝またはトラフの軸にほぼ平行に走っている。海溝などの軸は、プレートの境界に相当する。

杉村(1978)



日本付近の活火山の分布

●: 活火山

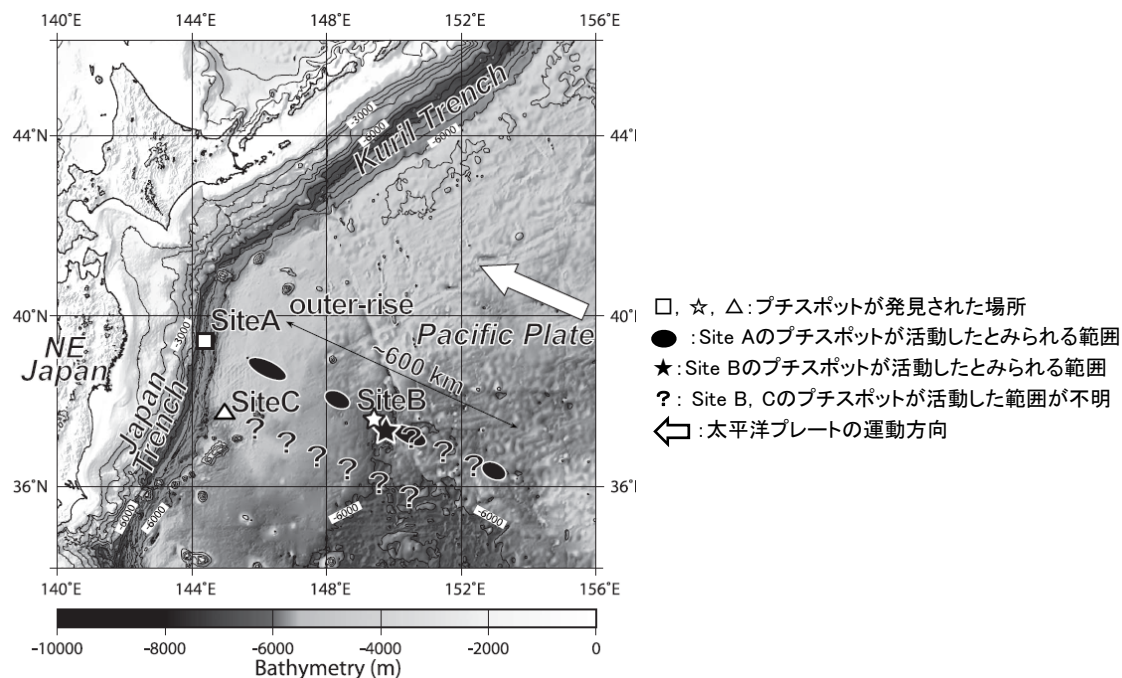
気象庁編(2013)

・ 海底火山に関する文献調査を行った結果、敷地周辺において、火山現象による歴史津波の記録はないことから、火山現象に起因する津波による敷地への影響はない。

(2) 評価(海底火山(プチスポット)に関する検討について)

- 日本海溝の海溝軸よりも沖合いも含め、海底火山について、文献調査を実施した。
- 阿部・平野(2007)は、三陸沖で沈み込む太平洋プレート(海洋プレート)上でこれまで分かっている火山活動とは異なる、新しいタイプの火山(プチスポット)の存在を示している。
- プチスポットの特徴を踏まえて、津波発生の可能性を検討した結果、海中噴火に伴う津波発生可能性がある。
- そのため、海底火山(プチスポット)に起因する津波水位を推定した。その結果※、発電所前面における水位変動はほとんど見られなかった。

※詳細な検討については、資料5-2「4.2 海底火山(プチスポット)」に記載



プチスポットの位置
(平野他(2010))

• 以上から、海底火山(プチスポット)に起因する津波の敷地への影響は小さい。

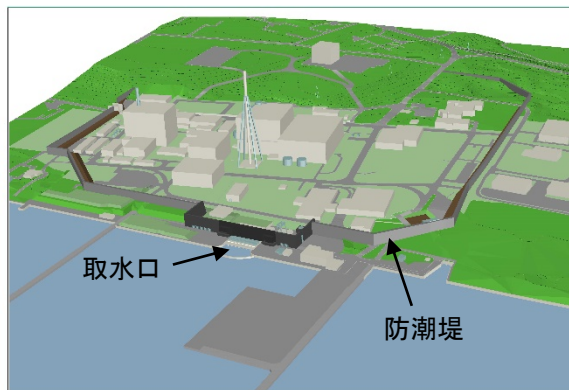
目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
3. 地震以外に起因する津波の評価
- 4. 基準津波の選定**
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

4. 基準津波の選定

- 「地震に起因する津波」と「地震以外に起因する津波」の評価結果を踏まえ、発電所に与える影響が最も大きい津波は茨城県沖から房総沖に想定するプレート間地震である。
- 以上より、茨城県沖から房総沖に想定するプレート間地震を基準津波とする。
- なお、防潮堤の線形形状の変更、貯留堰の設置及びSA用海水ピット取水塔の有無に伴う影響は小さいことを確認した^{※1}。

※1 資料5-2「7.1 「基準津波設定モデル」と「①津波波源選定モデル」との比較」に記載



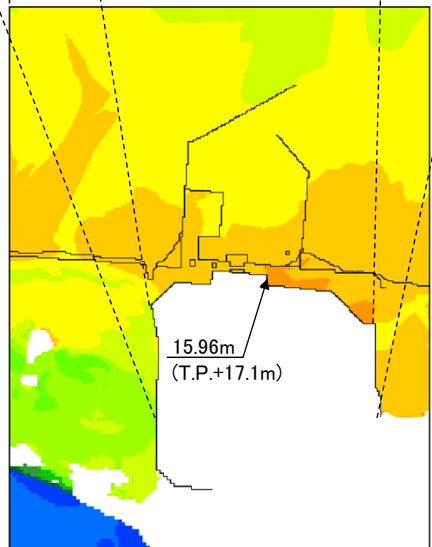
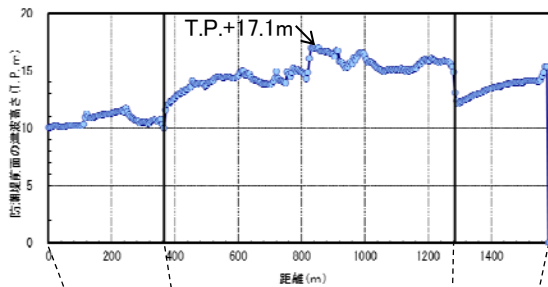
評価位置図

項目	地震に起因する津波
地震種別	茨城県沖から房総沖に想定するプレート間地震
最高水位 ^{※2} (防潮堤前面)	T.P.+17.1m
最低水位 ^{※2} (取水口前面)	T.P.-4.9m

※2 潮位及び地殻変動量(2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量も含む)を考慮

4. 基準津波の選定 評価結果(防潮堤前面及び取水口前面)

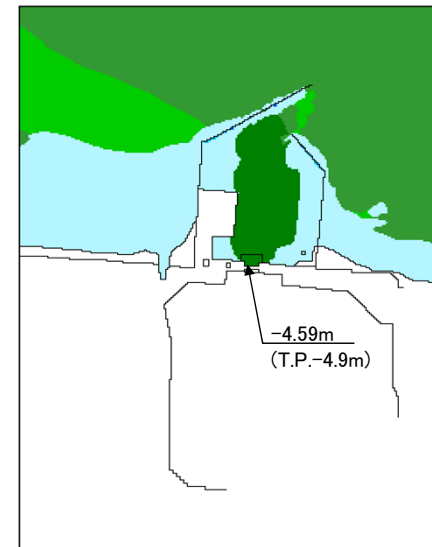
• 基準津波の評価結果は以下の通りである。



水位上昇量

最大水位上昇量分布

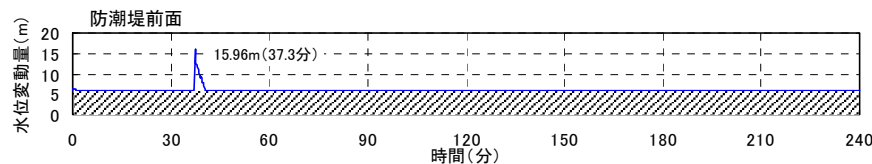
(A-3 : 南へ20km移動, 破壊開始点⑥, 破壊伝播速度3.0km/s, 立ち上がり時間30秒)



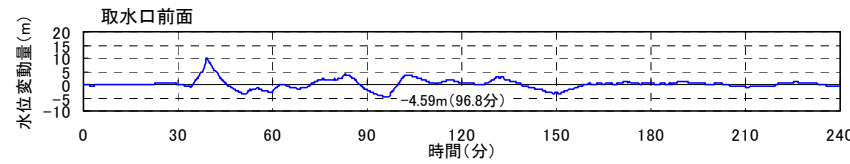
水位下降量

最大水位下降量分布

(A-5 : 南へ40km移動, 破壊開始点⑤, 破壊伝播速度1.0km/s, 立ち上がり時間30秒)



防潮堤前面における水位時刻歴波形



取水口前面における水位時刻歴波形

貯留堰天端高さを下回る継続時間の評価

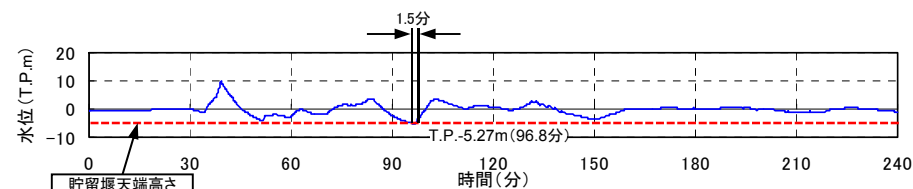
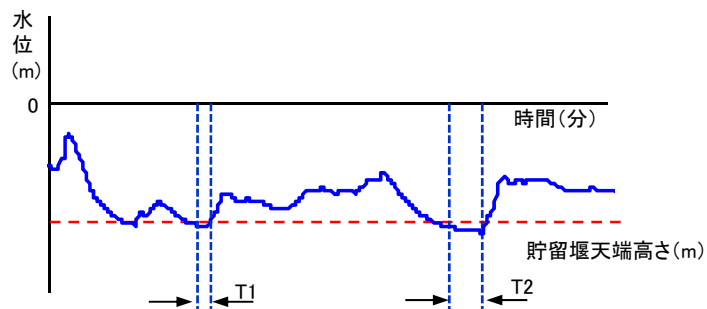
- 水位下降量が最大となる基準津波について、貯留堰天端高さを下回る継続時間と非常用海水ポンプの運転可能継続時間を比較した。
- 貯留堰天端高さを下回る継続時間を算出するため、貯留堰前面を出力位置とした。
- 評価の結果、貯留堰天端高さを下回る継続時間は、運転可能継続時間を下回っている。

【貯留堰天端高さを下回る継続時間の整理方法】

- 貯留堰前面の水位時刻歴波形から、貯留堰天端高さを下回る継続時間(T)を算定する。
- 貯留堰天端高さを複数下回る場合には、最も継続時間が長い継続時間を対象とする。

【貯留堰天端高さを下回る継続時間の評価】

名称	基準津波(下降側最大)	運転可能継続時間
継続時間(貯留堰前面)	1.5分	約30分



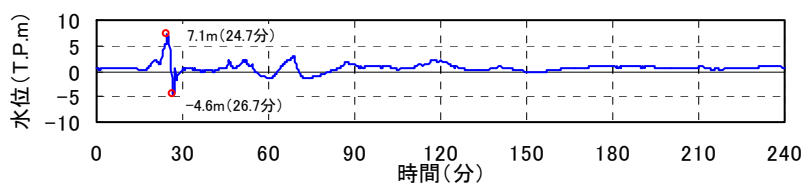
貯留堰前面における水位時刻歴波形

【貯留堰概要】

【貯留堰設置イメージ】

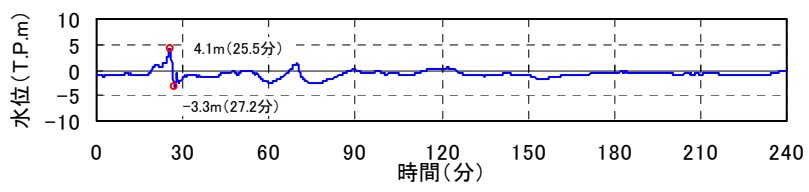
4. 基準津波の選定 基準津波策定位置

・ 基準津波は、時刻歴波形に対して施設からの反射波の影響が微小となるよう、敷地前面の沖合い約19km(水深100m地点)の位置で策定した。



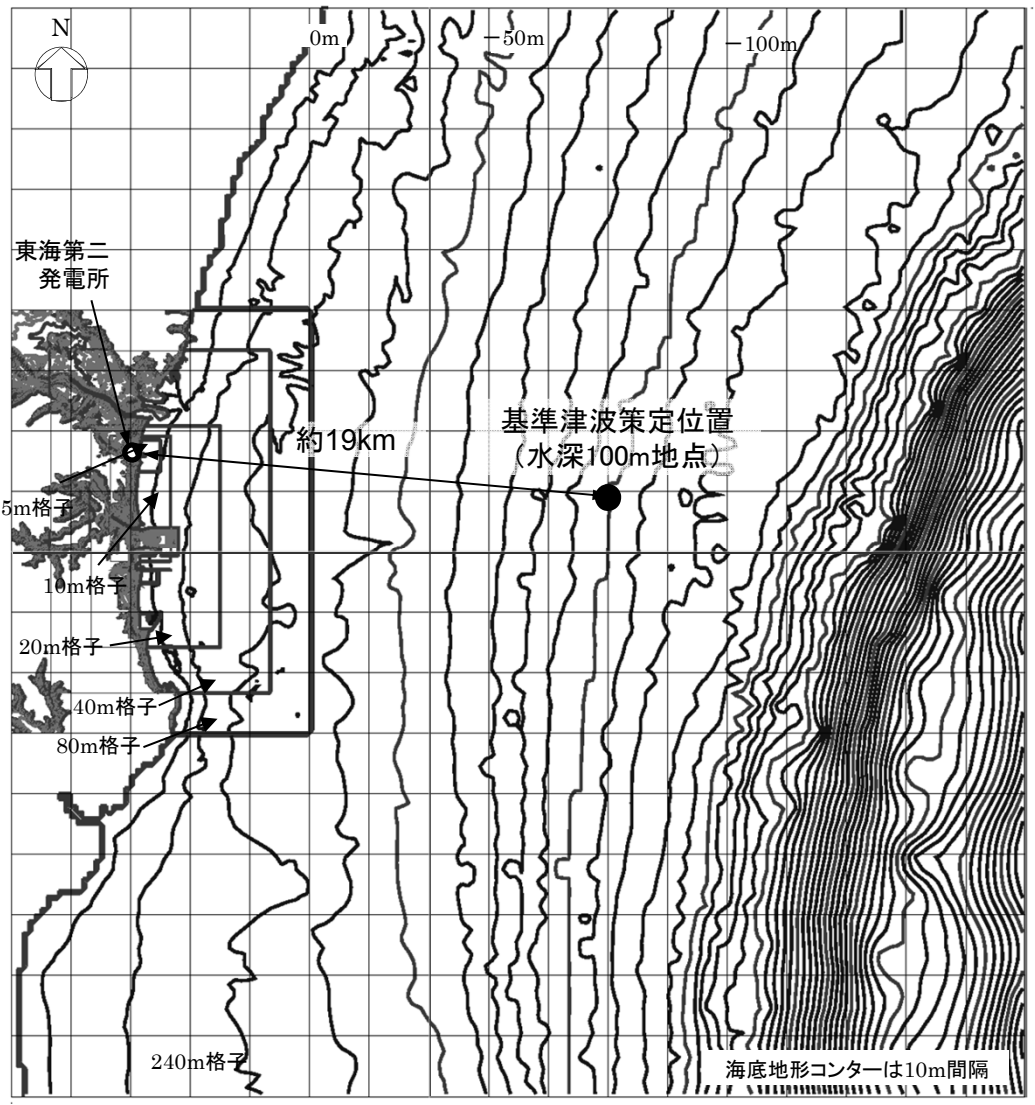
基準津波策定位置における時刻歴波形
(上昇側最大※1)

※1 大すべりの位置: 波源モデルの北限から南へ20km移動(A-3), 破壊開始点⑥, 破壊伝播速度3.0km/s, 立ち上がり時間30秒



基準津波策定位置における時刻歴波形
(下降側最大※2)

※2 大すべりの位置: 波源モデルの北限から南へ40km移動(A-5), 破壊開始点⑤, 破壊伝播速度1.0km/s, 立ち上がり時間30秒



基準津波策定位置図



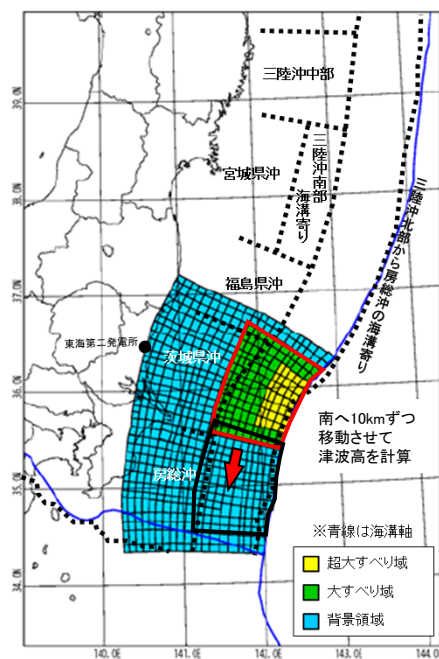
目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. **基準津波の選定結果の検証**
 - 5.1 地質学的証拠及び歴史記録等による確認
 - 5.2 行政機関による既往評価との比較
6. 基準津波の年超過確率の参照
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

5. 基準津波の選定結果の検証 5.1 地質学的証拠及び歴史記録等による確認

茨城県沖から房総沖に想定する津波波源の水位と1677年延宝房総沖地震津波の痕跡高との比較

- 基準津波の波源である「茨城県沖から房総沖に想定するプレート間地震の津波波源」の大すべり域及び超大すべり域を茨城県沖から房総沖の範囲で南へ10kmずつ移動させて津波水位を算出し、津波堆積物調査等から推定された津波痕跡高に対して、津波水位が上回っているかを確認した。
- その結果、基準津波の波源による津波水位は、津波堆積物調査等から推定された津波痕跡高を上回ることを確認した。



南へ10kmずつ移動させて津波高を計算

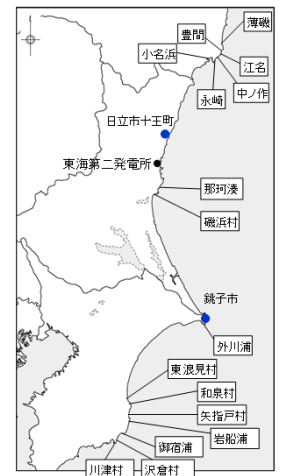
※青線は海溝軸

- 超大すべり域
- 大すべり域
- 背景領域

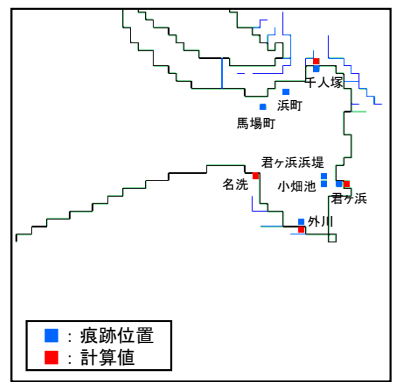
□ : 基準津波の大すべり域及び超大すべり域の位置

□ : 南へ移動させた大すべり域及び超大すべり域の位置 (120km移動したA-13の場合)

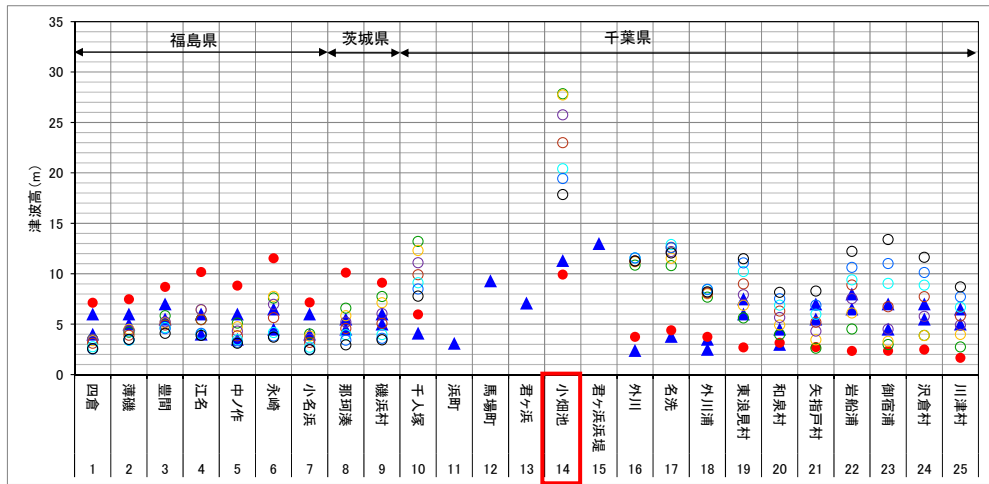
基準津波の波源
(茨城県沖から房総沖に想定する津波波源)



延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査(竹内他(2007)に加筆)



Yanagisawa et al.(2016)の痕跡データ(銚子市)



□ : 津波堆積物調査に基づき確認された痕跡高
それ以外の地点については古文書による被書記録等により推定された津波浸水高

- ▲ 痕跡
- 基準津波
- A-7
- A-8
- A-9
- A-10
- A-11
- A-12
- A-13

大すべり域及び超大すべり域の位置※2			
A-1	基準	A-8	南へ70km移動
A-2	南へ10km移動	A-9	南へ80km移動
基準津波(A-3)	南へ20km移動	A-10	南へ90km移動
A-4	南へ30km移動	A-11	南へ100km移動
A-5	南へ40km移動	A-12	南へ110km移動
A-6	南へ50km移動	A-13	南へ120km移動
A-7	南へ60km移動	-	-

※2 A-1～A-8は基準津波で評価したケース(本資料5-1-36頁を参照) 薄字については本評価で示していない。

1677年延宝房総沖地震津波の痕跡高※1と基準津波による津波高さの比較

※1 竹内他(2007), Yanagisawa et al.(2016)に基づく

茨城県沖から房総沖に想定する津波波源の水位と1677年延宝房総沖地震津波の痕跡高との比較

- 澤井(2012)によると、日立市十王町で実施した津波堆積物調査の結果、海岸線から約600mの低地において津波堆積物が確認されているが、堆積物の年代は明確ではないとしている。
- 基準津波の遡上域と澤井(2012)の津波堆積物結果を比較し、基準津波の遡上域が上回っていることを確認した。

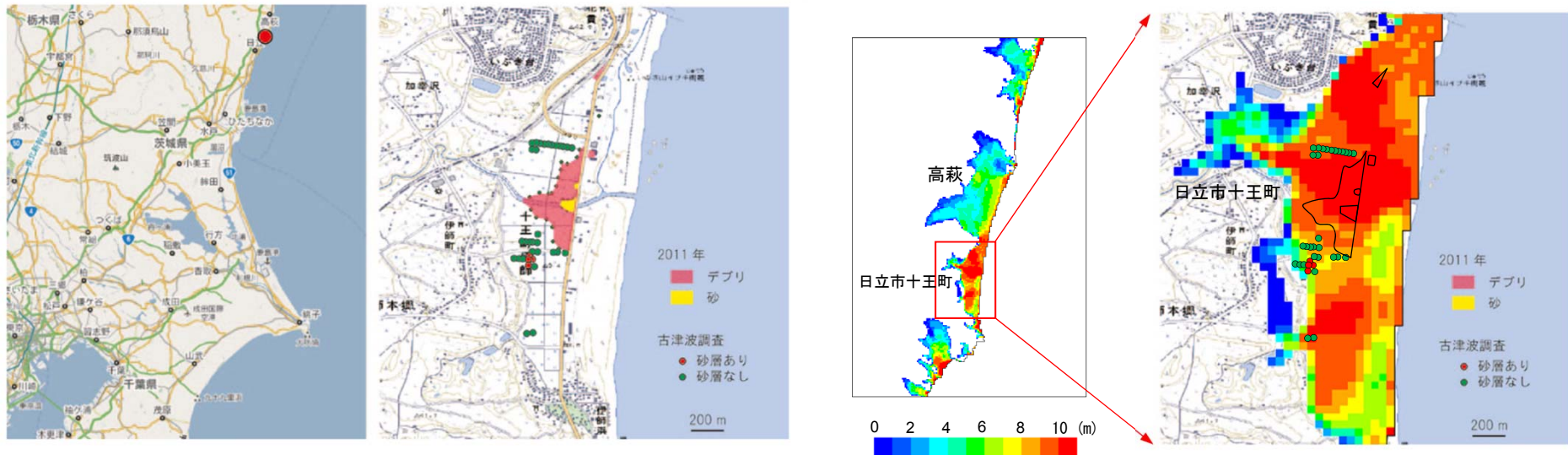


図1 調査地域を示した地図。左：赤丸で示した場所が対象地域。右：調査地域の詳細。デブリの分布によって推定された2011年の浸水範囲は赤で示されており、津波によって運搬された砂質堆積物は黄色で示している。2010年までに行っていた過去の津波堆積物に関する調査は、緑色および赤色の丸で示されている。赤い丸で示した場所で、過去の津波堆積物と考えられる砂層が見つかった。

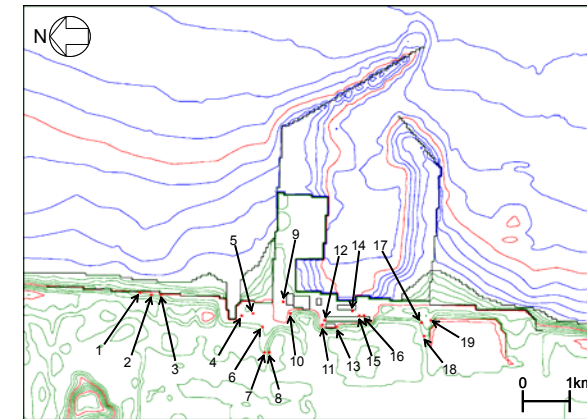
(澤井(2012))

基準津波による日立市十王町の最大浸水深分布

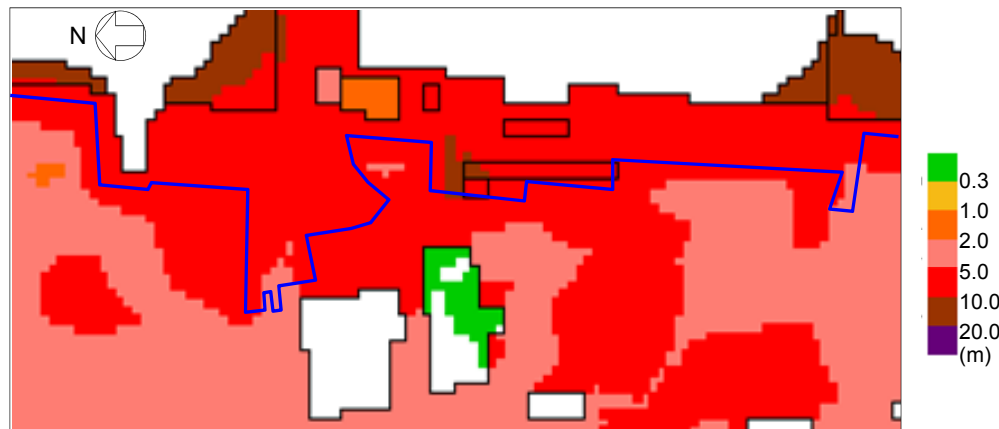
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源の水位と2011年東北地方太平洋沖地震津波の痕跡高との比較

- 基準津波による評価点の津波高は、2011年東北地方太平洋沖地震津波の痕跡高を上回っている。

項目	将来想定する津波	過去に襲来した津波
名称	基準津波 (茨城県沖から房総沖に想定するプレート間地震津波)	2011年東北地方太平洋沖地震津波
最高津波高 (T.P.m)	13.4(痕跡点12)	6.5(痕跡点1)

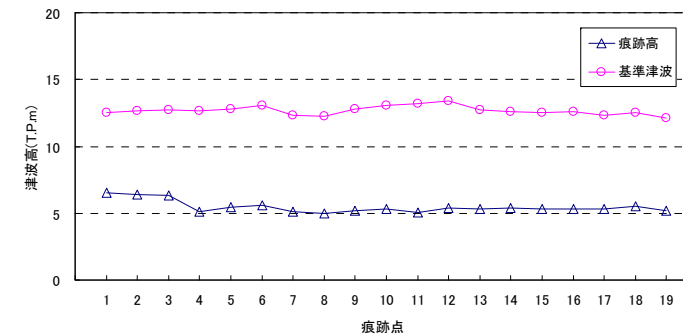


基準津波による津波高との比較に用いる2011年東北地方太平洋沖地震津波による痕跡高の敷地内痕跡点



— :2011年東北地方太平洋沖地震津波による発電所で痕跡が確認された範囲

2011年東北地方太平洋沖地震津波と基準津波の浸水深の比較



2011年東北地方太平洋沖地震津波による発電所の痕跡高と基準津波による津波高の比較

- 基準津波の規模が、敷地周辺における津波堆積物等の地質学的証拠や歴史記録等から推定される津波の規模を超えていることを確認した。

目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. **基準津波の選定結果の検証**
 - 5.1 地質学的証拠及び歴史記録等による確認
 - 5.2 行政機関による既往評価との比較
6. 基準津波の年超過確率の参照
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

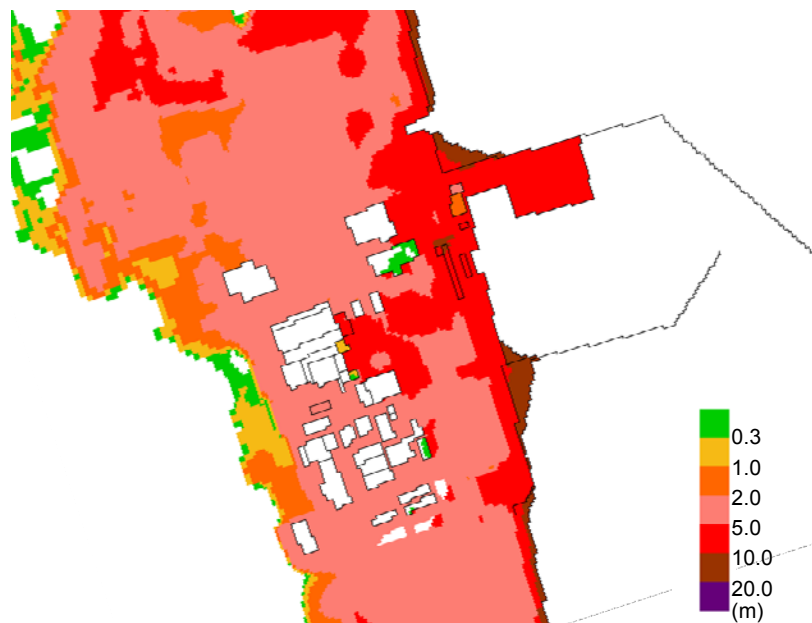
5.2 行政機関による既往評価との比較

- 基準津波は、行政機関（茨城県）が評価した津波高さを上回る結果となっていることを確認した。

日本原子力発電 (基準津波)

基準津波について、東海第二発電所の防潮堤を設定しない場合の浸水深分布を以下に示す。

- 敷地標高3m盤 浸水深:5~10m
- 敷地標高8m盤 浸水深:2.0~10.0m
- 原子炉建屋近傍 浸水深:2.0~10.0m

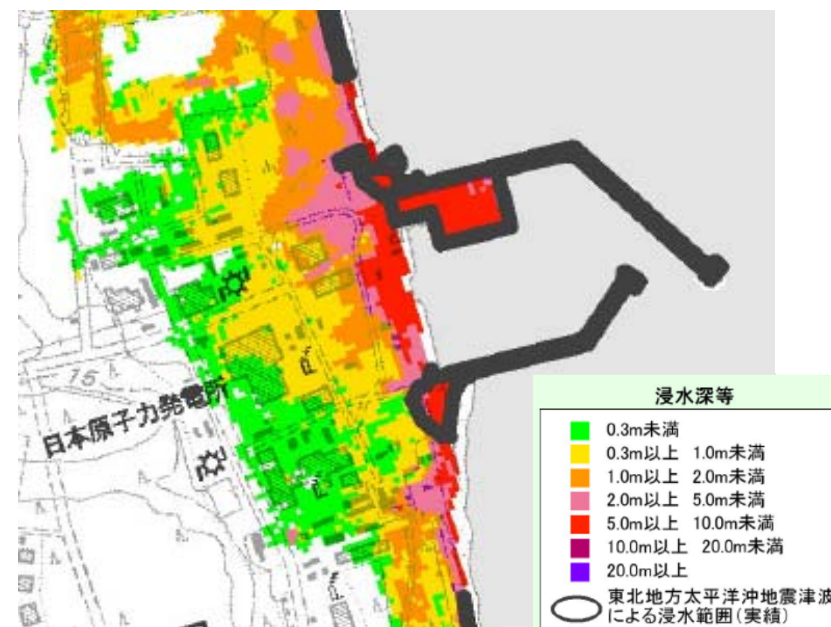


行政機関

(茨城県:茨城沿岸津波対策検討委員会)

東海第二発電所における浸水深は、下記のように読み取れる。

- 敷地標高3m盤 浸水深:5~10m
- 敷地標高8m盤 浸水深:0.3~2.0m
- 原子炉建屋近傍 浸水深:0.3~1m(一部0.3m未満)



(茨城県(2012))

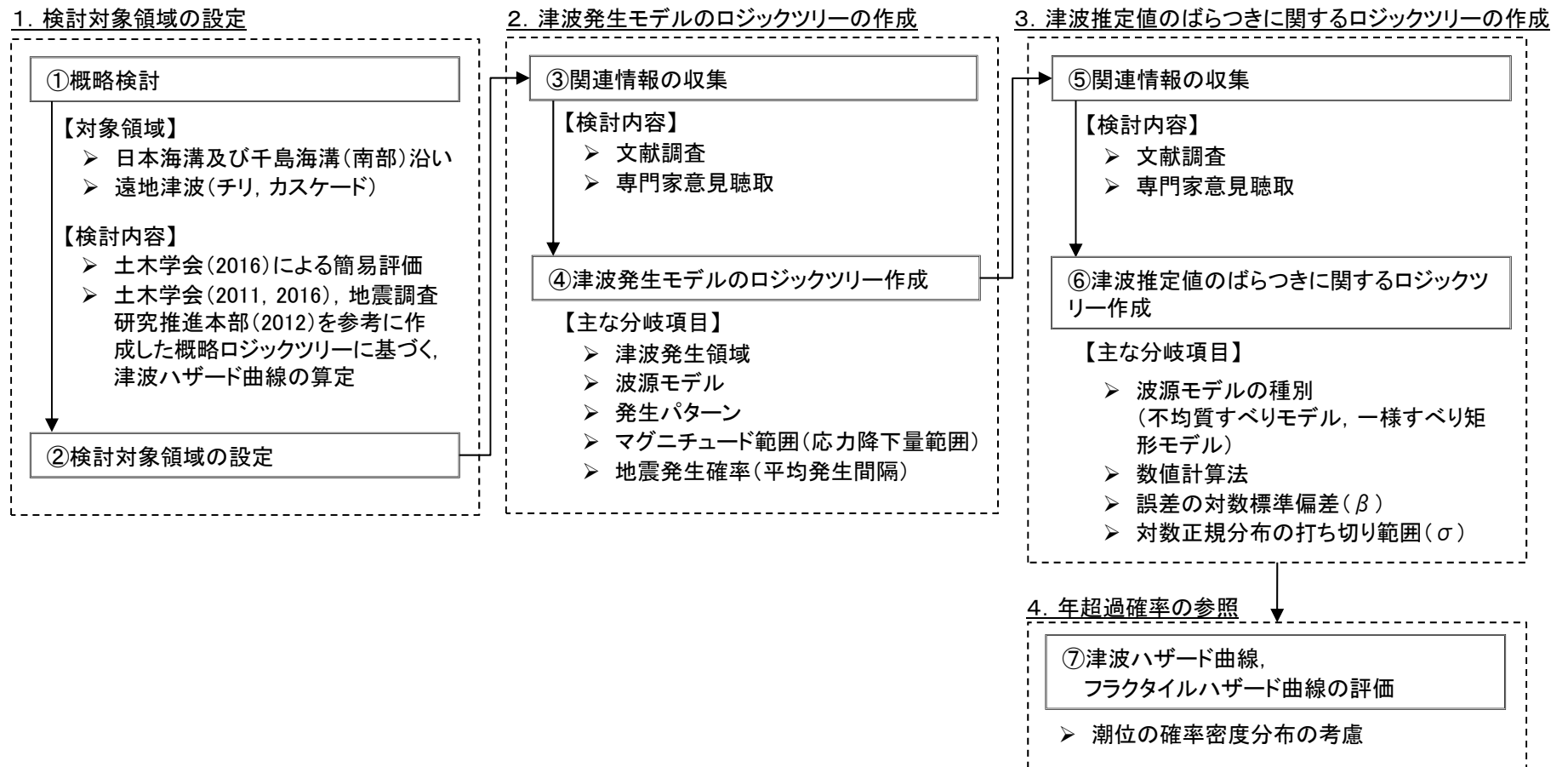
目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
 - 6.1 評価概要
 - 6.2 津波発生モデルのロジックツリー(認識論的不確実さの考慮)
 - 6.3 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー(偶然的な不確実さの考慮)
 - 6.4 評価結果
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

評価概要

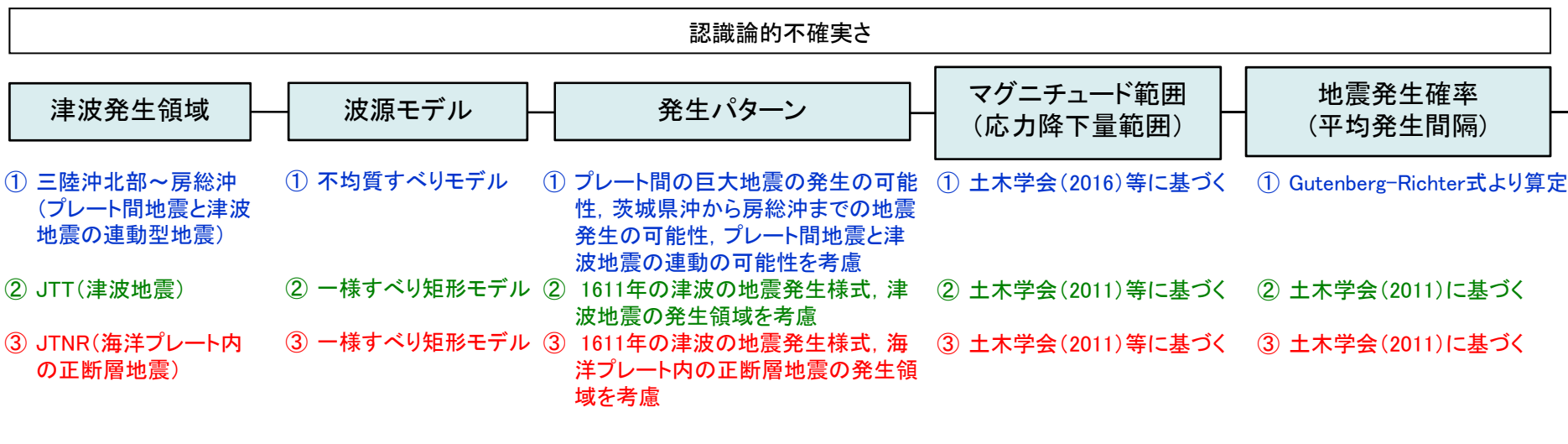
- 確率論的津波ハザード評価については、日本原子力学会(2012)、土木学会(2002, 2009, 2011, 2016)、原子力安全基盤機構(2014)(以下、「JNES(2014)」という。)、地震調査研究推進本部(2012, 2014)等を踏まえて実施した。
- また、2011年東北地方太平洋沖地震の発生に伴い、当該地震の発生領域に蓄積していたひずみはほぼ解消し、今後数百年オーダーの期間に、プレート境界部で2011年東北地方太平洋沖地震と同程度の規模のすべりの発生が起こる可能性が小さいことも考慮した。

■評価フロー



ロジックツリーの概要

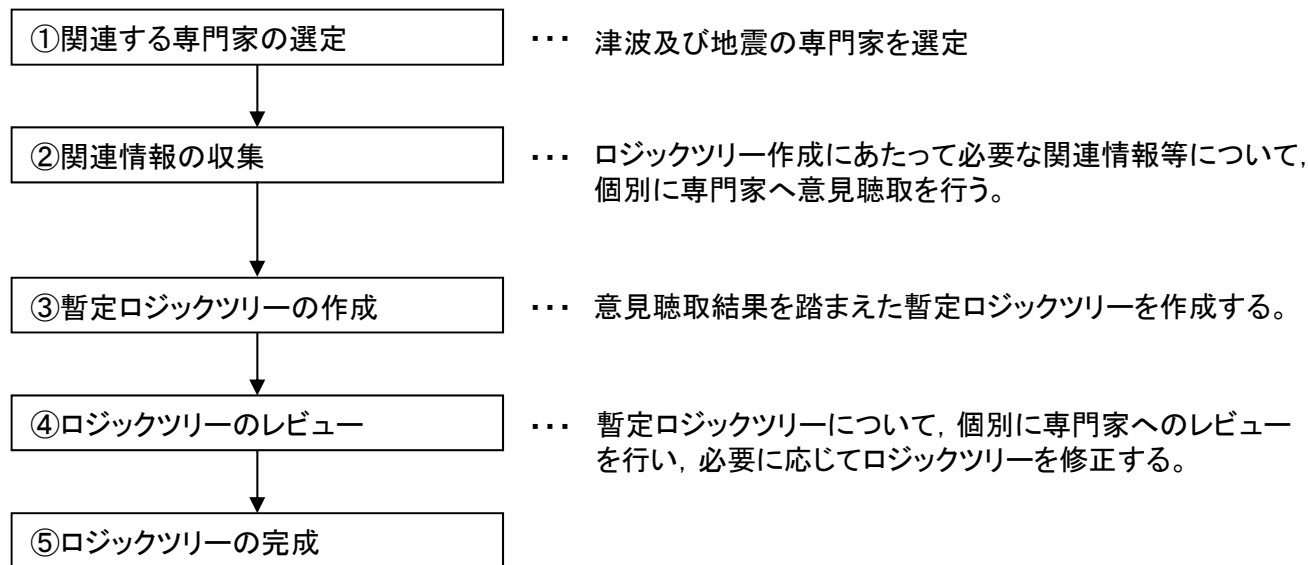
- ロジックツリーの作成にあたっては、日本原子力学会(2012)、土木学会(2009, 2011, 2016)等を参考に設定することを基本とし、三陸沖北部から房総沖の領域については、2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見を踏まえ、プレート間地震と津波地震の連動型地震も考慮した。
- ロジックツリーの分岐については、日本原子力学会(2012)及び土木学会(2011)を参考に設定することを基本とした。



専門家活用水準

- 2011年東北地方太平洋沖地震の発生に伴い、プレート間地震等の分岐の項目、重み配分について専門家意見が分かれることが想定されるため、日本原子力学会(2012)に示される専門家活用水準のうち専門家活用水準2を採用した。

■ロジックツリーの作成フロー



重みの設定

- ロジックツリーの重みについては、具体的数値が示されている土木学会(2016)等を参考に設定することを基本とした。

重みの配分設定方法

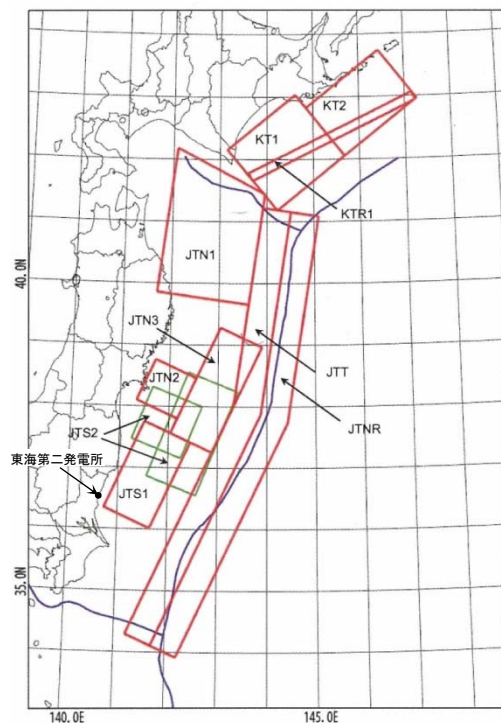
重みの配分 (分岐が2つの場合)	設定方法
0.5:0.5	現時点の知見で重み付けの判断が困難な場合は、日本原子力学会(2012)を参考に、均等配分とする。
0.3:0.7	地震調査研究推進本部、土木学会等の評価や関連情報の収集結果から、重みが大いと考えられる分岐については、その重みを0.7とする。
0.1:0.9	関連情報の収集結果から、基本的に分岐を設ける必要が無いと考えられるものの、分岐として成立する可能性が残される分岐については、その重みを0.1とする。

目 次

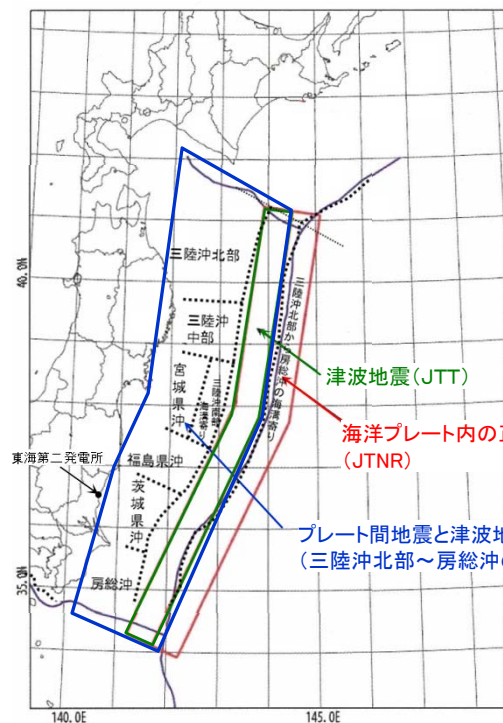
1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
 - 6.1 評価概要
 - 6.2 津波発生モデルのロジックツリー(認識論的不確実さの考慮)
 - 6.3 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー(偶然的な不確実さの考慮)
 - 6.4 評価結果
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

6.2.1 津波発生領域の設定

- 評価対象とする津波発生領域は、敷地に与える津波の影響が大きい日本海溝沿いの海域とした。
- 日本海溝沿いの津波発生領域は、日本原子力学会(2012), 土木学会(2009)等に示される領域を参考に設定した。
- 三陸沖北部から房総沖の領域については、2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見を踏まえ、プレート間地震と津波地震の連動型地震も考慮した。



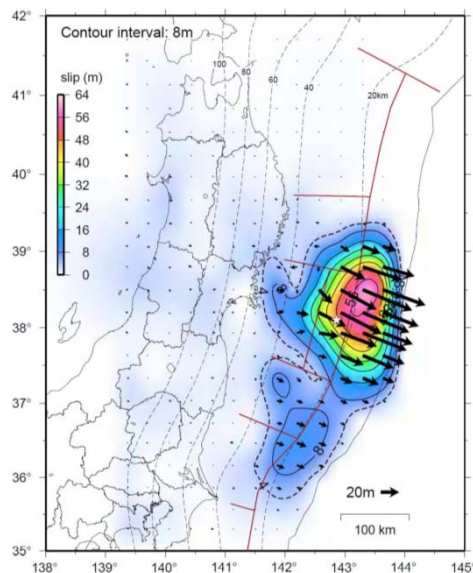
日本海溝及び千島海溝(南部)沿い
海域の津波発生領域区分
(日本原子力学会(2012)に加筆)



評価対象とした津波発生領域
(地震調査研究推進本部(2012)に加筆)

6.2.1 津波発生領域の設定(地震調査研究推進本部(2012))の評価)

- 地震調査研究推進本部(2012)では、次の東北地方太平洋沖型の地震の発生確率について、今後100年以内の発生確率をほぼ0%と評価している。



2011年東北地方太平洋沖地震の震源域
(地震調査研究推進本部(2012))

次の東北地方太平洋沖型の地震の発生確率等
(地震調査研究推進本部(2012))

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考	評価の信頼度 ^{注4}
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% ほぼ0% 0.2%程度	津波堆積物調査で判明した過去3000年で4回の津波をもたらした地震及び2011年東北地方太平洋沖地震より、BPT分布モデルに平均発生間隔600年及び発生間隔のばらつき $\alpha = 0.24$ (データから最尤法により求めた値)を適用して算出した。	C
集積確率	ほぼ0%		
地震後経過率	0.00	経過時間0.8年を発生間隔600年で除した値。	
次の地震の規模	Mw8.4 ~9.0	過去に発生した地震のM, Mt, Mwを参考にし、総合的に判断した。	C

注1 評価地点は全て2012年1月1日現在。

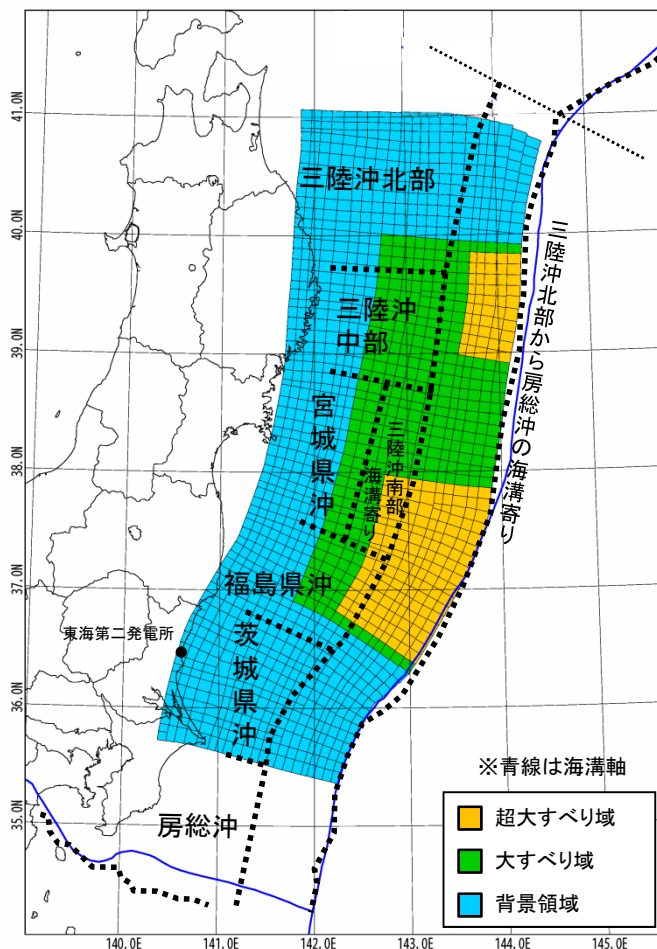
注4 評価の信頼度

■発生確率の評価の信頼度:C

想定地震と同様な過去の地震データが少なく、必要に応じ地震学的知見を用いて発生確率を求めたため、発生確率の値の信頼性はやや低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。

6.2.1 津波発生領域の設定(東北地方太平洋沖型の地震の地震発生確率)

地震調査研究推進本部(2012)を参考に、2017年3月11日における今後50年の地震発生確率を算定すると、ほぼ0%(10^{-35})であり、年超過確率に与える影響は極めて小さいことを確認した。



東北地方太平洋沖型の地震の
特性化波源モデル

断層名	Mw	平均発生間隔 (年) ^{※1}
東北地方太平洋沖型の地震	Mw9.1	600 ^{※2}

※1 地震調査研究推進本部(2012)に基づく。
 ※2 地震調査研究推進本部(2012)に基づき更新過程として扱い、示されている50年発生確率0%より、年発生確率を算出する。

参考: 東北地方太平洋沖型の地震に関する時間軸原点の違いによる発生確率の違い

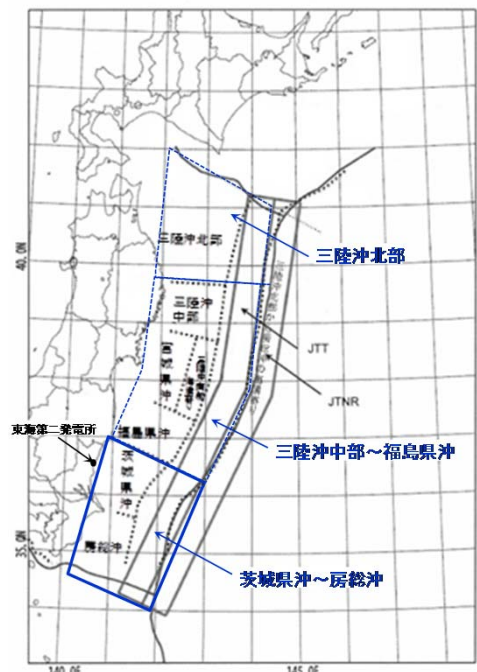
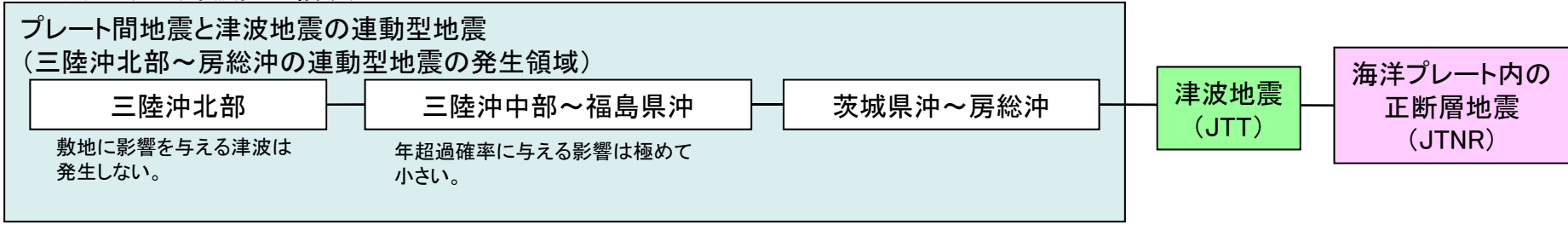
断層名	時間軸原点	50年発生確率
東北地方太平洋沖型の地震	2011年3月11日	20~30% ^{※3}
	2017年3月11日	ほぼ0% (10^{-35} ^{※4})

※3 地震調査研究推進本部(2012)に基づく。
 ※4 平均発生間隔600年, 最新活動時期は2011年3月11日, $\alpha=0.24$ で算出。

6.2.1 津波発生領域の設定(プレート間地震と津波地震の連動型地震の検討)

- 三陸沖北部～房総沖の連動型地震の発生領域については、固着の程度が異なること等による破壊伝播のバリアが存在するため、領域を三陸沖北部、三陸沖中部～福島県沖、茨城県沖～房総沖の3つの領域に区分した。
- このうち、津波が敷地に与える影響が大きい茨城県沖～房総沖を検討の対象とした。

ロジックツリー(津波発生領域)



三陸沖北部～房総沖の津波発生領域

6. 基準津波の年超過確率の参照 6.2 津波発生モデルのロジックツリー(認識論的不確実さの考慮)

6.2.1 津波発生領域の設定(検討対象領域の設定に対する検討)

- 土木学会(2016)を参考に、年超過確率に与える影響が大きい津波発生領域を検討した結果を下記に示す。
- これらを踏まえ、検討対象領域として津波地震及び海洋プレート内の正断層地震を設定した。
- 土木学会(2016)では、評価対象となる水位(X)の年超過確率に有意な影響を与える波源を評価対象とすればよく、評価対象水位(X)と活動域による評価地点の最大水位上昇(下降)量(H)が、以下の関係となる活動域は、最終的な年超過確率に与える影響は微小であるとしている。

$$|X| > |H| \cdot \kappa^{2.3}$$

ここで、X:評価対象となる水位(敷地高や取水可能レベル)、H:評価地点前面の最大水位上昇(下降)量、 κ :津波高さに含まれるばらつき

- ✓ Hを既往津波高、津波高さに含まれるばらつき κ を1.4とすると、 $H \times \kappa^{2.3} = H \times 1.4^{2.3} \approx 2H$ となり、評価対象水位(X)に対し、既往津波高(H)が約1/2以下であれば、年超過確率に与える影響は小さいと考えられる。
- ✓ 各津波の既往津波高(H)は下表の通りであり、評価対象水位(X)を基準津波に伴う防潮堤前面における最大水位上昇量15.96mとすると、津波地震、海洋プレート内の正断層地震を除いて※1、評価対象水位(X)の約1/2以下(15.96m/2=8.0m以下)である。

※1 津波地震は日本海溝沿いのどこでも発生すると評価することから(詳細は「6.2.3 津波地震・海洋プレート内の正断層地震のロジックツリー(発生パターン)」に記載)、1896年明治三陸沖地震津波の波源域に正対する岩手県の既往最大津波高、1677年延宝房総沖地震の波源域に正対する千葉県岩船浦の既往最大津波高、1933年昭和三陸沖地震の波源域に正対する岩手県岩泉市の既往津波高を採用

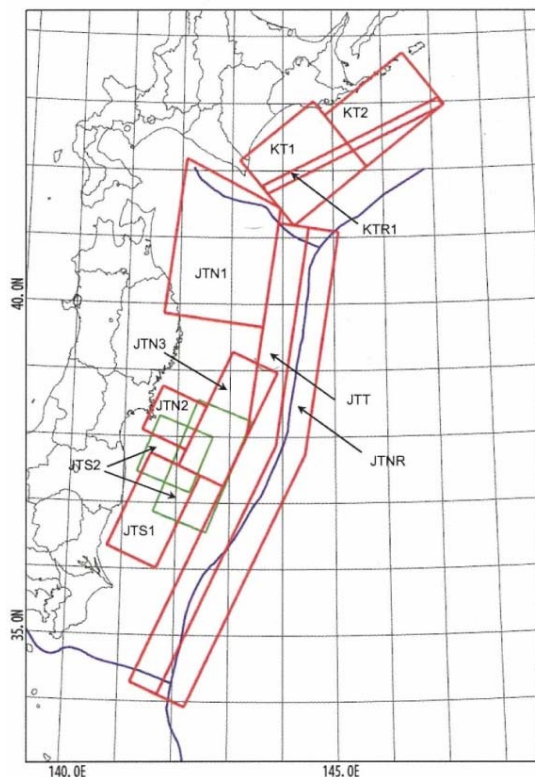
種別	津波発生領域	既往津波(Mw)※2	既往津波高:H	備考(既往津波高の参考文献)	
千島海溝沿い	十勝沖・根室沖	17世紀初頭地震(M8クラス)	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない	佐竹他(2003)	
日本海溝沿い	三陸沖北部	青森県東方沖	1968年(Mw8.2)	宇佐美他(2013)、渡辺(1998)及び国立天文台(2014)	
	2011年東北地方太平洋沖地震の応力解放範囲におけるM8クラスの地震に伴う津波	宮城県沖(JTN2)	1978年(Mw7.7)	0.3m(茨城県日立港)※3	渡辺(1998)(全振幅)
		三陸沖南部海溝寄り(JTN3)	1897年(Mw7.8)	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない	今村(1899)
		宮城県沖+三陸沖南部海溝寄り(連動)(JTN2+JTN3)	1793年(Mw8.2)		羽鳥(2000)
		福島県沖プレート間(JTS1)	1938年(Mw7.9)	0.9m(茨城県祝町)※3	渡辺(1998)(全振幅)
	JTT	津波地震	1677年(Mw8.2) 1896年(Mw8.3)	約8m(千葉県岩船浦)※5 26.2m(岩手県大船渡市)※4	渡辺(1998) 松尾(1933)
JTNR	海洋プレート内の正断層地震	1933年(Mw8.4)	17.0m(岩手県岩泉町)※6	渡辺(1998)	
遠地津波	チリ	1960年(Mw9.5)	約2.3m(茨城県久慈港)※3	チリ津波合同調査班(1961)	
	カスケード	1700年(Mw9.1)	2m(茨城県那珂湊)※3	渡辺(1998)	

※2 土木学会(2011)を引用 ※3 発電所周辺における既往最大津波高 ※4 1896年明治三陸沖地震津波の波源域に正対する岩手県大船渡市における既往最大津波高 ※5 1677年延宝房総沖地震の波源域に正対する千葉県岩船浦における既往最大津波高 ※6 1933年昭和三陸沖地震の波源域に正対する岩手県岩泉町の既往津波高

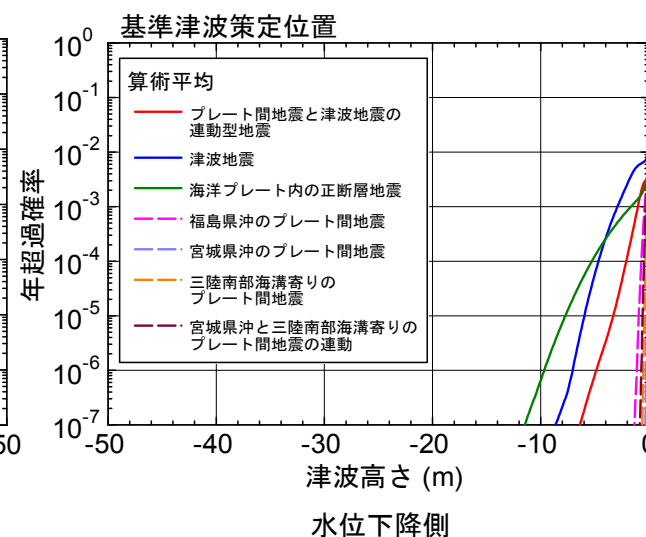
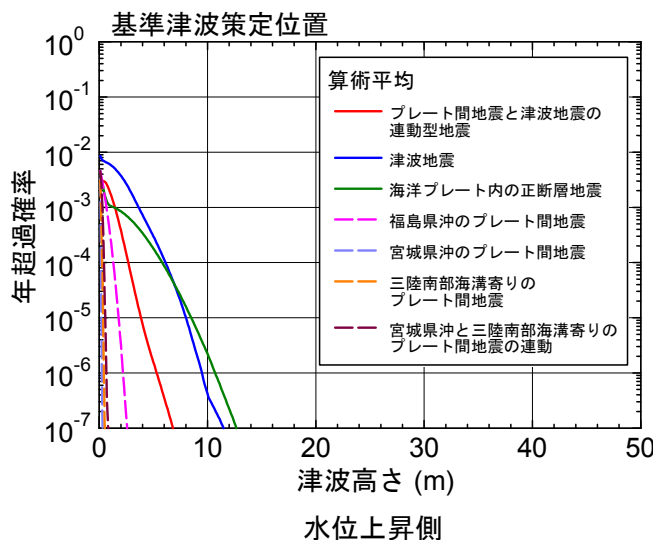
6.2.1 津波発生領域の設定(検討対象領域の設定に対する検討)

- 2011年東北地方太平洋沖地震の応力解放範囲におけるM8クラスの地震に伴う津波を対象に、土木学会(2011)及び地震調査研究推進本部(2012)を参考に設定した概略ロジックツリー(詳細は次頁に示す)を用いて算定したハザード曲線を以下に示す。
- 本検討から、2011年東北地方太平洋沖地震の応力解放範囲におけるM8クラスの地震に伴う津波は年超過確率に与える影響は小さいことを確認した。

JTN2: 宮城県沖
JTN3: 三陸沖南部海溝寄り
JTN2+JTN3: 宮城県沖と三陸沖南部海溝寄り(連動)
JTS1: 福島県沖プレート間

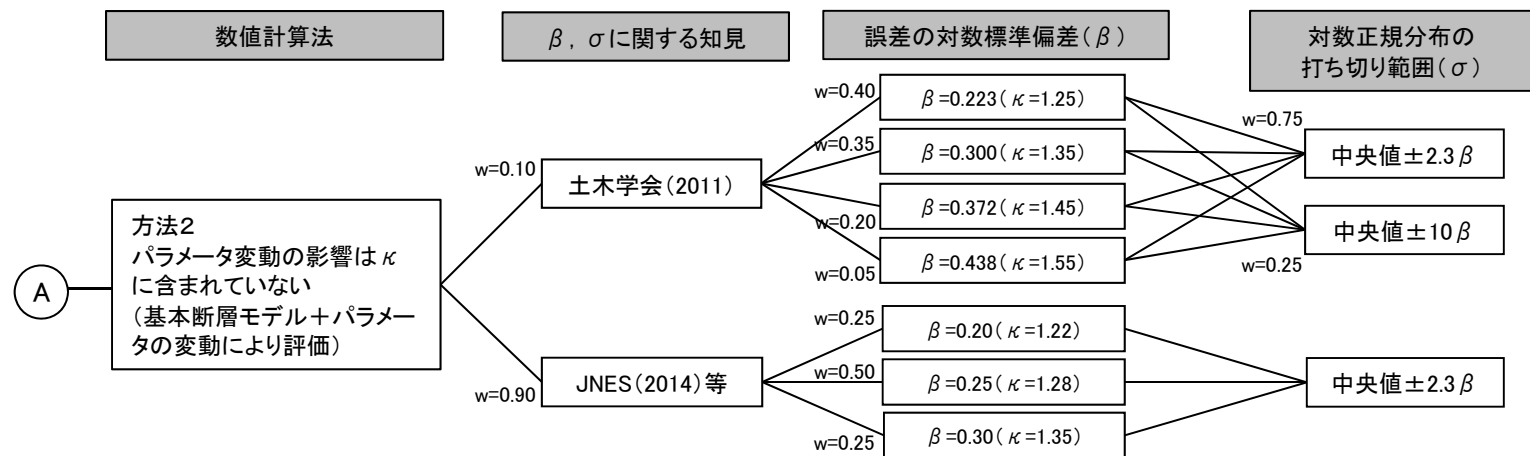
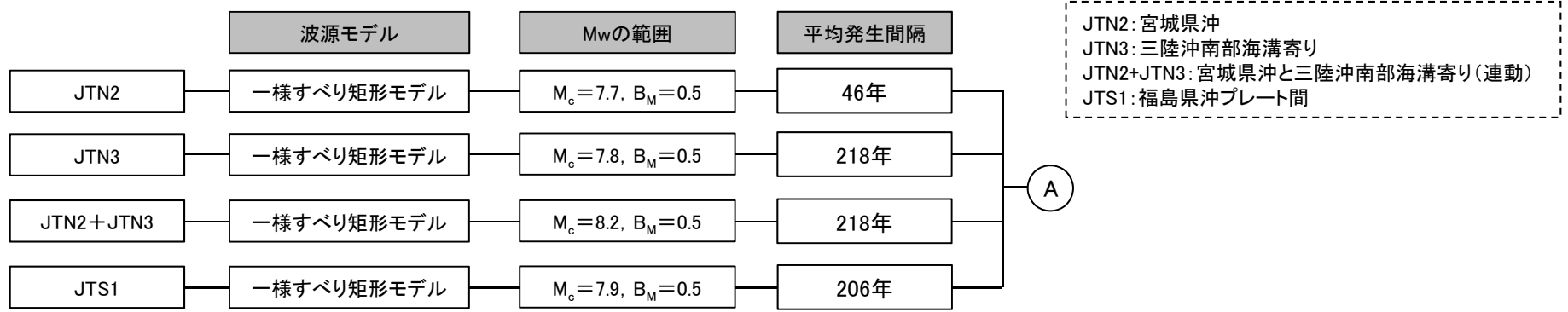


日本海溝及び千島海溝(南部)沿い海域
の津波発生領域区分
(日本原子力学会(2012))



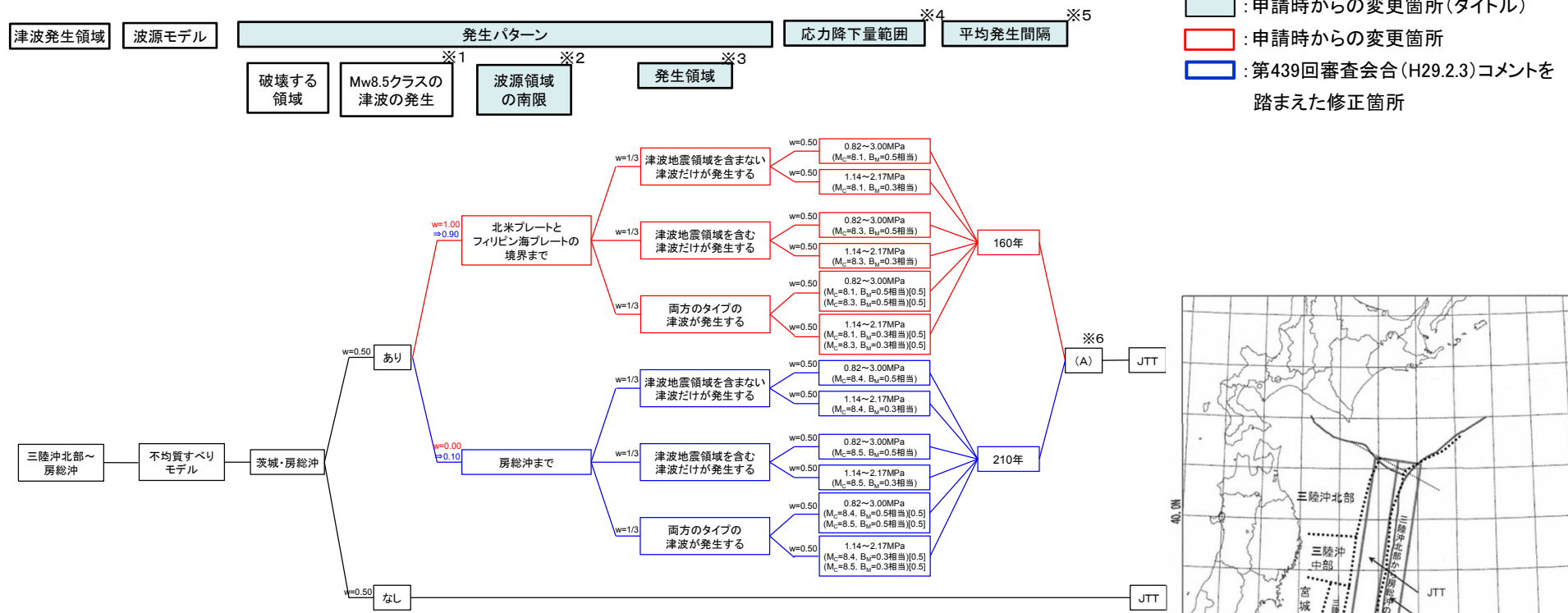
6.2.1 津波発生領域の設定(検討対象領域の設定に対する検討)

- 津波発生モデルのロジックツリーについては、土木学会(2011)及び地震調査研究推進本部(2012)に示される各津波波源領域のロジックツリーを参考に作成した。平均発生間隔, M_w の範囲については、各分岐のうち平均的な設定値を示す分岐を選定した。
- 津波推定値のばらつきに関するロジックツリーについては、詳細検討に用いるロジックツリーと同じロジックツリーを用いた(ロジックツリーの詳細は、「6.3 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー(偶発的不確実さの考慮)」に記載)。

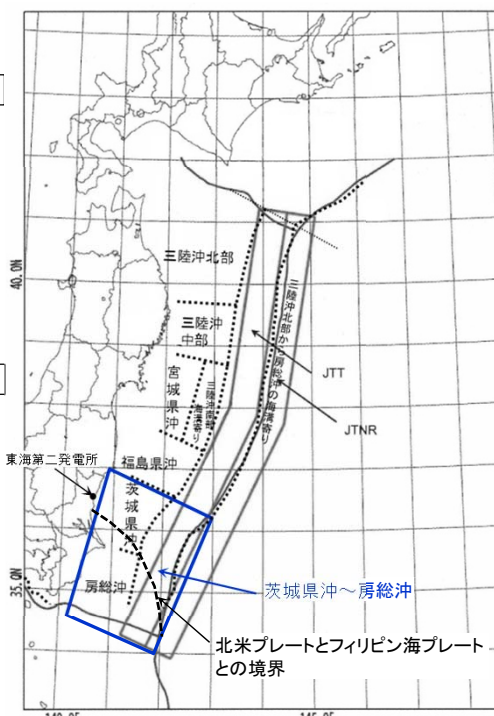


6. 基準津波の年超過確率の参照 6.2 津波発生モデルのロジックツリー(認識論的不確実さの考慮)
 6.2.2 プレート間地震と津波地震の連動型地震のロジックツリー

ロジックツリー(プレート間地震と津波地震の連動型地震)



□ : 申請時からの変更箇所(タイトル)
 □ : 申請時からの変更箇所
 □ : 第439回審査会合(H29.2.3)コメントを踏まえた修正箇所

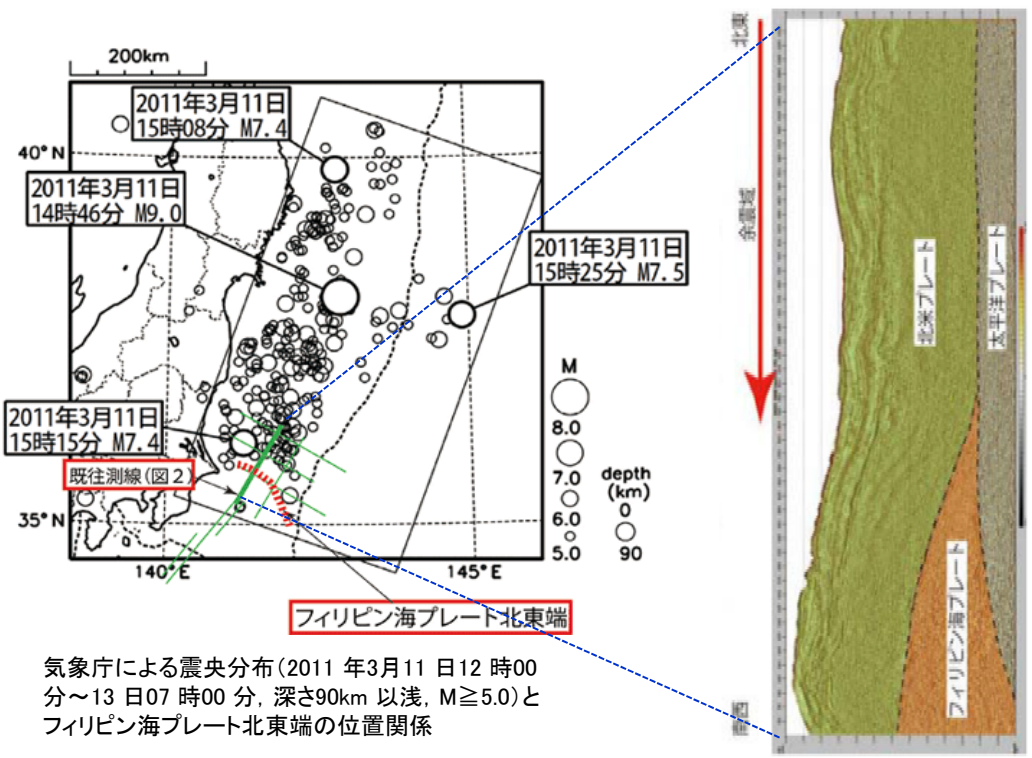


津波発生領域
(茨城県沖～房総沖)

- ※1 過去に発生したという知見はないが、今後起きることを考慮して分岐及び重みを設定
- ※2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見を考慮して設定
- ※3 貞観地震は2011年東北地方太平洋沖地震と同様に津波地震領域が連動しているという考え方と連動していないという考え方があるため、分岐として設定
- ※4 土木学会(2016)等を参考に分岐及び重みを設定
- ※5 Gutenberg-Richter式を参考に、分岐及び重みを設定
- ※6 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー(偶然的な不確実さの考慮)

6.2.2 プレート間地震と津波地震の連動型地震のロジックツリー(発生パターン)

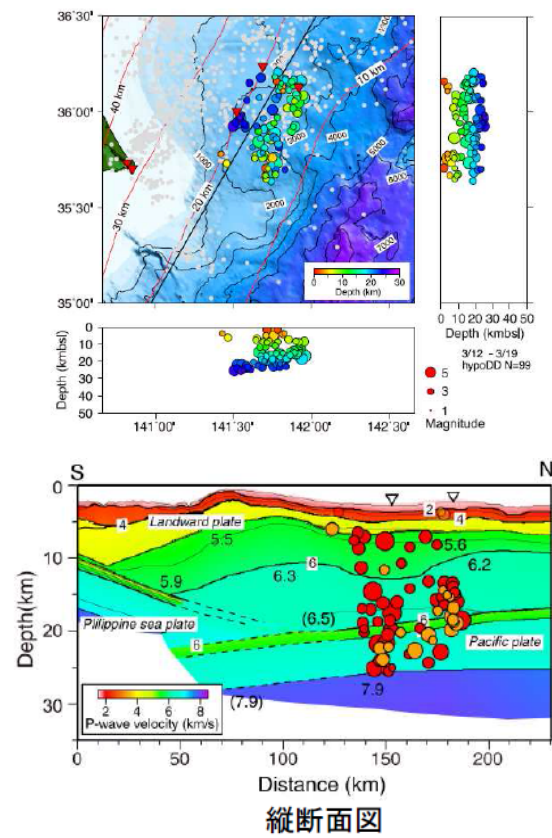
- 波源領域の南限については、2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見を踏まえて、北米プレートとフィリピン海プレートとの境界とした。



気象庁による震央分布(2011年3月11日12時00分~13日07時00分、深さ90km以浅、M≥5.0)とフィリピン海プレート北東端の位置関係

反射法地震探査に基づく解釈図
房総沖では、銚子付近から南東方向に向って、フィリピン海プレート北東端が太平洋プレートと接している

(海洋研究開発機構(2012)に加筆)



2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布(3月12日-19日)とプレート境界面の位置関係

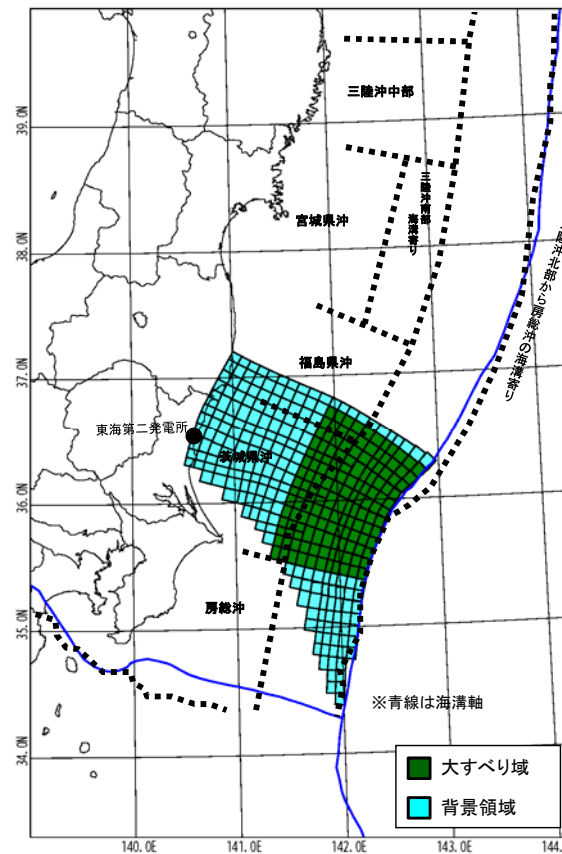
(Shinohara et al.(2011))

6.2.2 プレート間地震と津波地震の連動型地震のロジックツリー(発生パターン)

- 波源領域の南限を北米プレートとフィリピン海プレートとの境界として設定した波源の諸元を以下に示す。

波源領域の南限を北米プレートとフィリピン海プレートとの境界として設定した波源の諸元

パラメータ		設定値
断層面積:S		29,630 km ²
モーメントマグニチュード:Mw		8.5
平均すべり量:D		4.5 m
すべり量	超大すべり域 (面積比率)	—
	大すべり域:2D (面積比率)	9.0 m (全体面積の 40%)
	背景領域:0.33D	1.5 m



特性化波源モデル

6.2.2 プレート間地震と津波地震の連動型地震のロジックツリー(発生パターン)

- 敷地前面のプレート間に想定する津波波源については、2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見に基づくと、下記に示す「茨城県沖に想定する津波波源」が妥当であると考えられる。
- しかしながら、基準津波の策定においては、この津波波源に複数の保守的設定を加味した「茨城県沖から房総沖に想定する津波波源」を設定して評価を行っていること及び専門家意見聴取結果を踏まえ、「茨城県沖から房総沖に想定する津波波源」を考慮することとし、波源領域の南限に「房総沖まで」の分岐を追加した。

茨城県沖に想定する津波波源の諸元

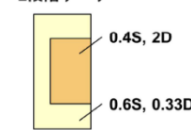
パラメータ		設定値
断層面積:S		29,630 km ²
モーメントマグニチュード:Mw		8.5
平均すべり量:D		4.5 m
すべり量	超大すべり域 (面積比率)	—
	大すべり域:2D (面積比率)	9.0 m (全体面積の40%)
	背景領域:0.33D	1.5 m

茨城県沖から房総沖に想定する津波波源の諸元

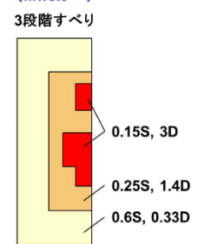
パラメータ		設定値
断層面積:S		53,684 km ²
モーメントマグニチュード:Mw		8.7
平均すべり量:D		6.1 m
すべり量	超大すべり域:4D (面積比率)	24.3 m (全体面積の5%)
	大すべり域:2D (面積比率)	12.1 m (全体面積の15%)
	背景領域:0.62D	3.8 m

保守的設定2. 超大すべり域を設定

大規模
(~Mw8.8)
2段階すべり



超大規模
(Mw8.9~)
3段階すべり



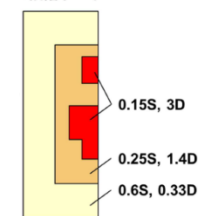
杉野他(2014)では、
Mw8.7の場合、超大すべり
を設定していない

超大すべりを設定

+

保守的設定3. 大すべり域及び超大すべり域のすべり
量を割り増し

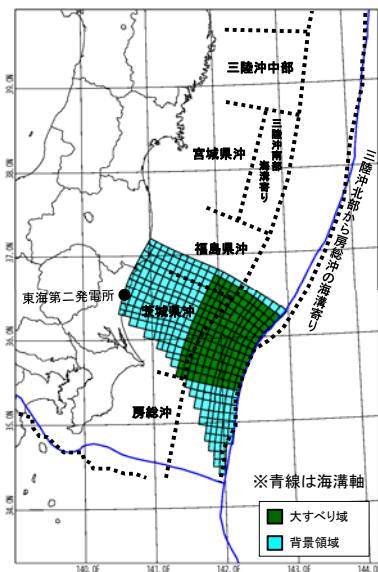
超大規模
(Mw8.9~)
3段階すべり



0.05S, 4D

0.15S, 2D

(杉野他(2014))



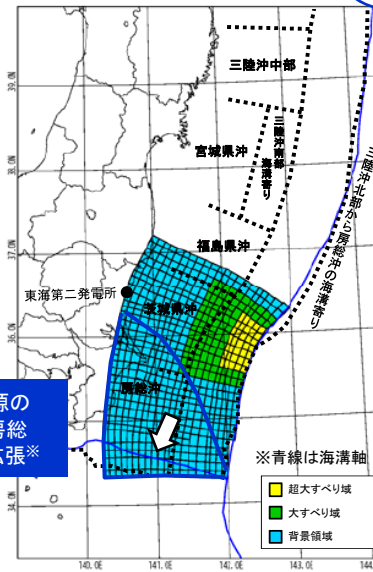
茨城県沖に想定する津波波源

保守的設定1, 2, 3を考慮



保守的設定1. 津波波源の
南限を房総
沖まで拡張*

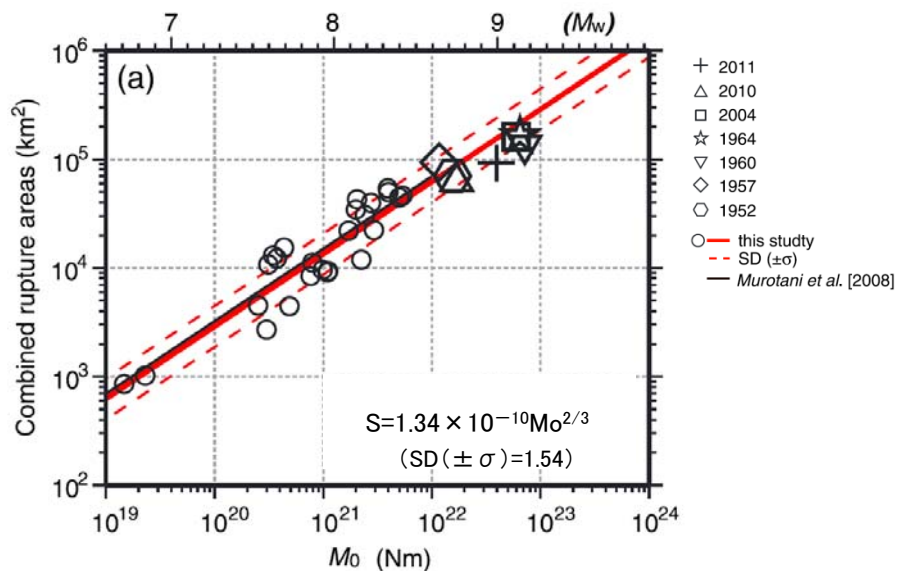
*北米プレートとフィリ
ピン海プレートの境界を
越えて矩形となるよう
に設定



茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

6.2.2 プレート間地震と津波地震の連動型地震のロジックツリー(応力降下量範囲)

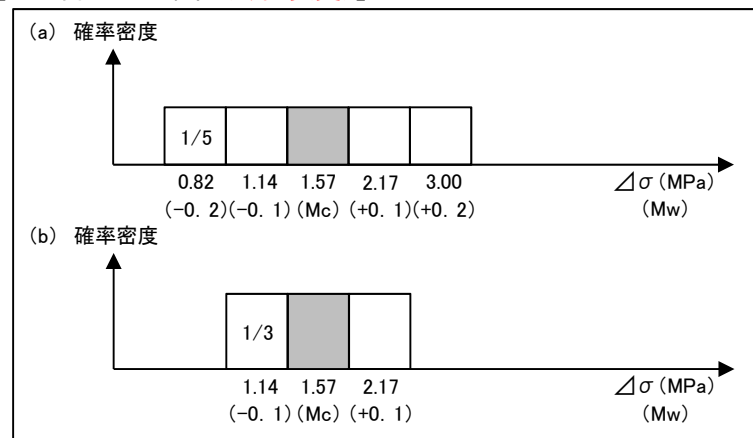
- 土木学会(2016)を踏まえて, Murotani et al.(2013)のスケーリング則による応力降下量の平均値を1.57MPaとし, ばらつきとして $\pm 1\sigma$ とした場合(0.82~3.00MPa)及び $\pm 0.5\sigma$ とした場合(1.14~2.17MPa)を考慮した。
- 重み配分については均等配分とした。



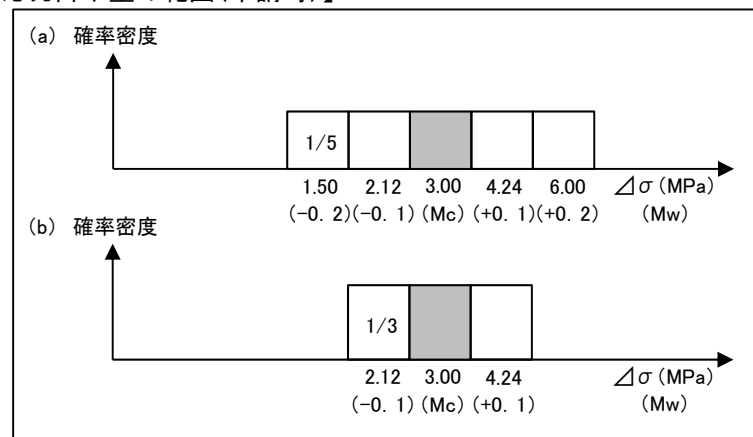
平均応力降下量 $\Delta\sigma = 1.57\text{MPa}$
 $S+1\sigma$ 時の平均応力降下量 $\Delta\sigma = 0.82\text{MPa}$
 $S-1\sigma$ 時の平均応力降下量 $\Delta\sigma = 3.00\text{MPa}$
 $S+0.5\sigma$ 時の平均応力降下量 $\Delta\sigma = 1.14\text{MPa}$
 $S-0.5\sigma$ 時の平均応力降下量 $\Delta\sigma = 2.17\text{MPa}$

破壊領域(S)と M_o の関係(Murotani et al.(2013))

【応力降下量の範囲(今回変更)】



【応力降下量の範囲(申請時)】

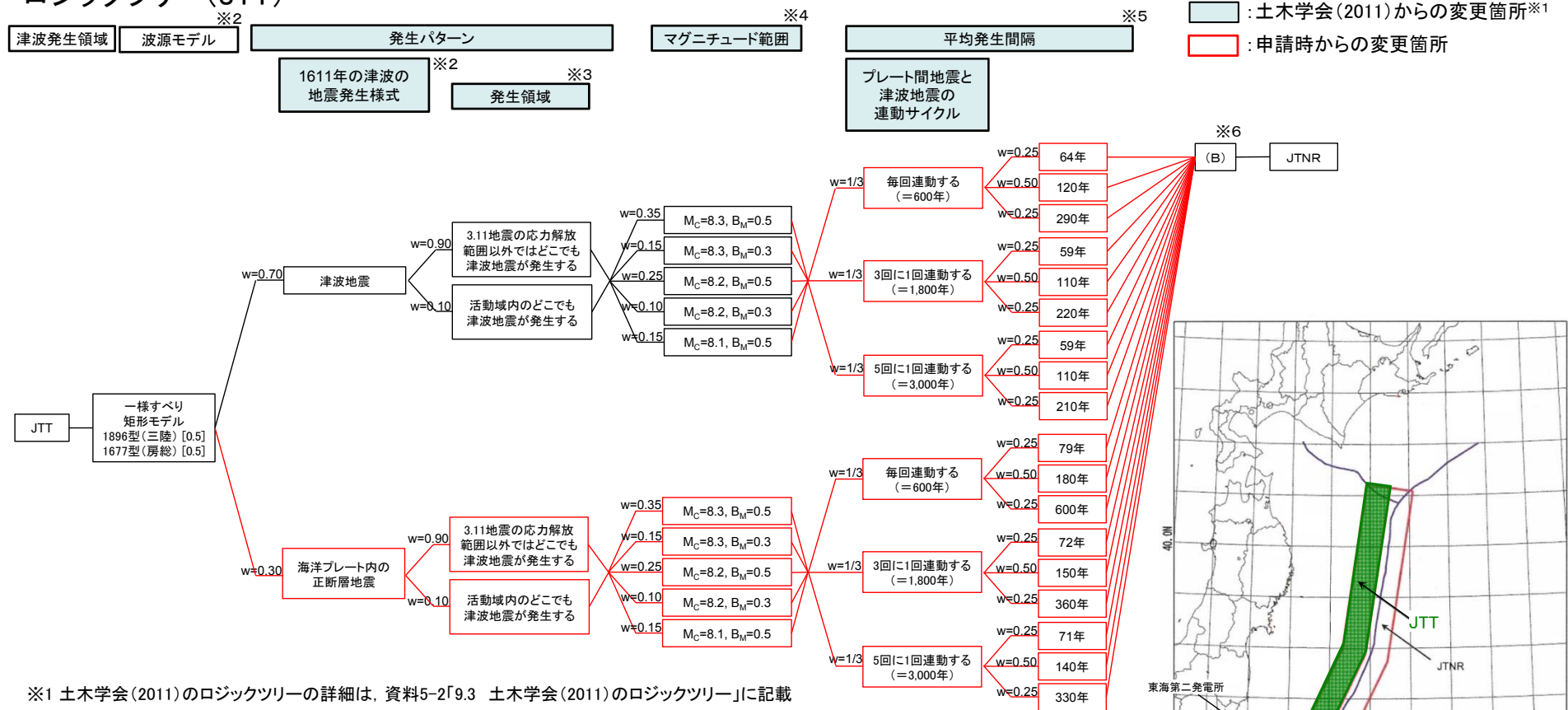


6. 基準津波の年超過確率の参照 6.2 津波発生モデルのロジックツリー(認識論的不確実さの考慮)

6.2.3 津波地震・海洋プレート内の正断層地震のロジックツリー(津波地震)

- 土木学会(2011)のロジックツリー※1を基本に, 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見等を踏まえてロジックツリーを作成した。
- なお, Mwの範囲と平均発生間隔の組み合わせ(ロジックツリー)は, 土木学会(2011)と同様に, 各項目の分岐を一律に組み合わせた。

ロジックツリー(JTT)



※1 土木学会(2011)のロジックツリーの詳細は, 資料5-2「9.3 土木学会(2011)のロジックツリー」に記載

※2 土木学会(2016)等を参考に分岐及び重みを設定

※3 2011年東北地方太平洋沖地震の応力解放範囲で津波地震が発生する可能性については, 2011年東北地方太平洋沖地震の発生により, 同地震で活動した領域に蓄積していたひずみはほぼ解消したため, 発電所の供用期間には同領域で巨大地震は発生しないと考えられる。しかしながら, 津波地震については, 単独で活動する際に必要なひずみは相対的に小さいことを踏まえ, 分岐及び重みを設定

※4 土木学会(2009)等を参考に分岐及び重みを設定

※5 津波地震の平均発生間隔については, 土木学会(2011)を参考に, プレート間地震と津波地震の連動型地震である東北地方太平洋沖型の地震のうち津波地震領域を含む地震の発生間隔を除いて分岐及び重みを設定

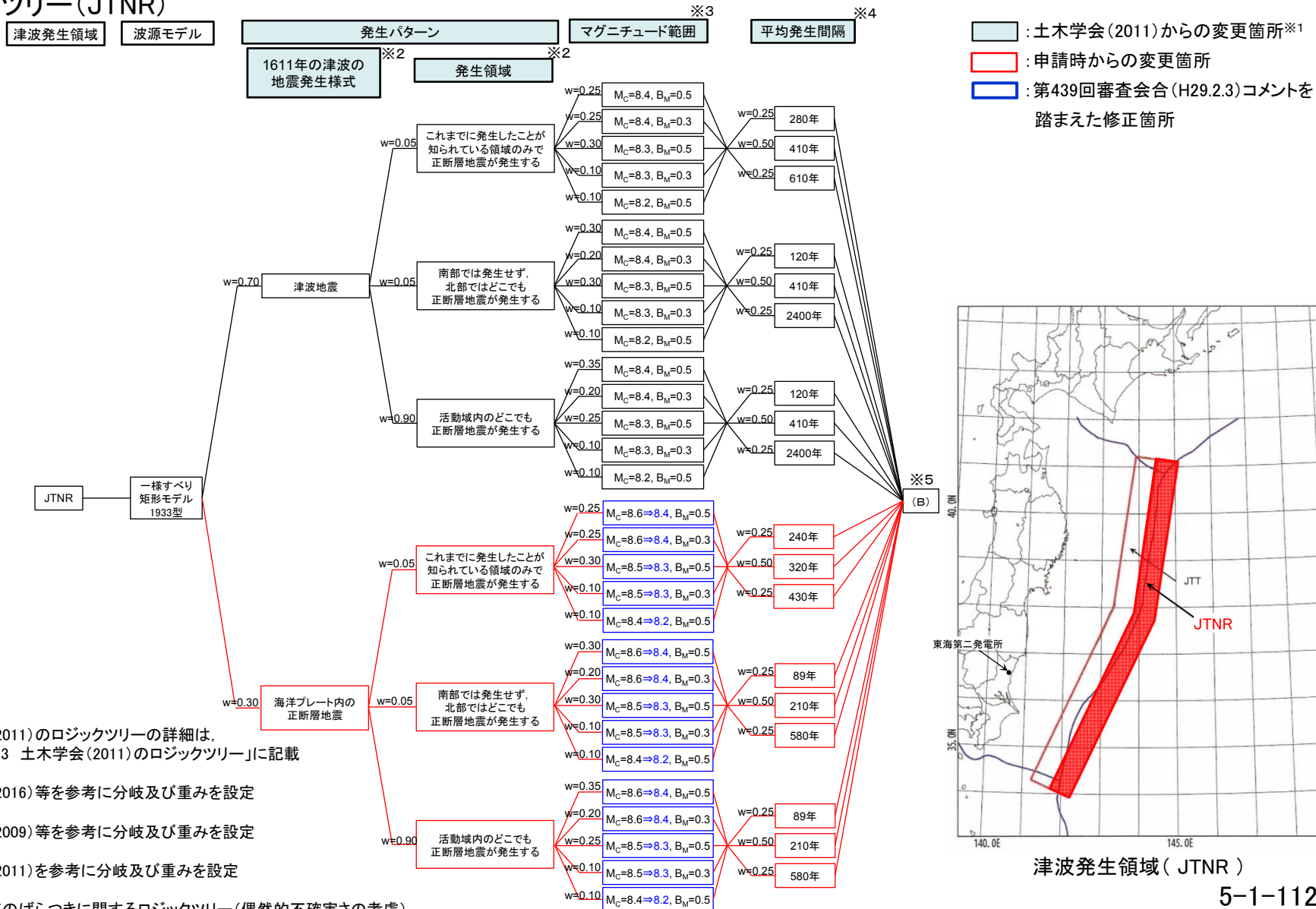
※6 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー(偶発的不確実さの考慮)

津波発生領域 (JTT)

6.2.3 津波地震・海洋プレート内の正断層地震のロジックツリー(海洋プレート内の正断層地震)

- 土木学会(2011)のロジックツリー※1を基本に, 2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見等を踏まえてロジックツリーを作成した。
- なお, Mwの範囲と平均発生間隔の組み合わせ(ロジックツリー)は, 土木学会(2011)と同様に, 各項目の分岐を一律に組み合わせた。

ロジックツリー(JTNR)



※1 土木学会(2011)のロジックツリーの詳細は, 資料5-2「9.3 土木学会(2011)のロジックツリー」に記載

※2 土木学会(2016)等を参考に分岐及び重みを設定

※3 土木学会(2009)等を参考に分岐及び重みを設定

※4 土木学会(2011)を参考に分岐及び重みを設定

※5 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー(偶発的不確実さの考慮)

6.2.3 津波地震・海洋プレート内の正断層地震のロジックツリー(発生パターン)

- 地震調査研究推進本部(2012)等では1611年の津波を津波地震と評価しているが、海洋プレート内の正断層地震と評価している文献もある。
- 土木学会(2016)が両者を考慮していることを踏まえ、1611年の津波の地震発生様式に海洋プレート内の正断層地震を考慮した分岐を追加し、その M_c (中央マグニチュード)を地震規模、並びに各機関の評価事例に係る関連情報の収集結果を踏まえ8.4とした※。
- 重み配分については、1611年の津波の発生様式に係る知見の収集結果から、津波地震の重みを0.7、海洋プレート内の正断層地震の重みを0.3とした。

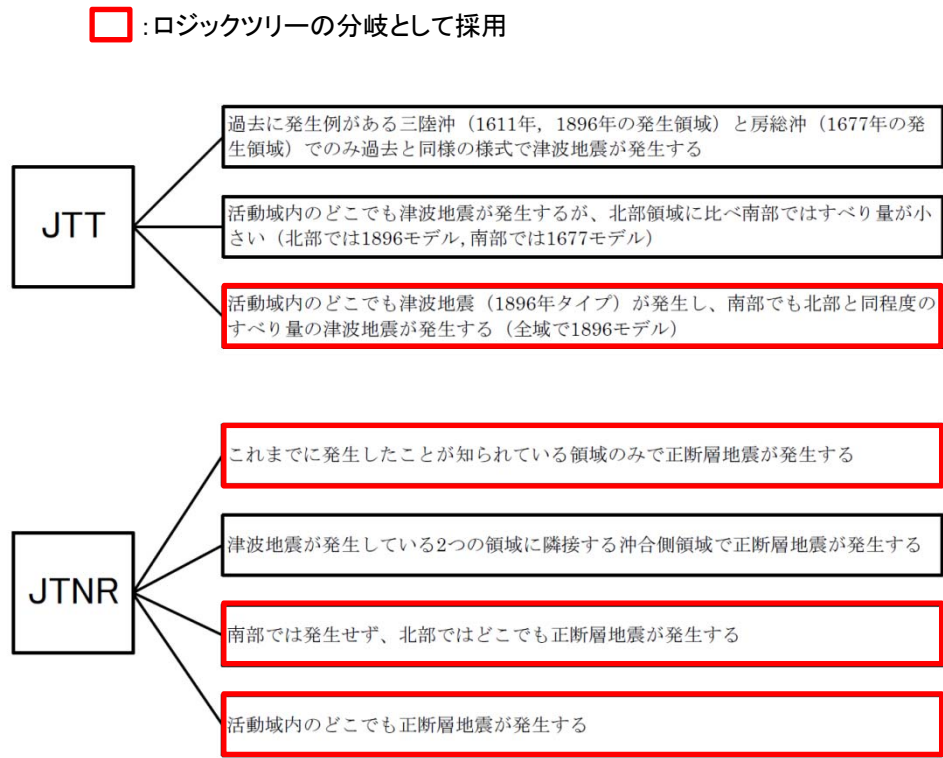
※ 専門家意見聴取結果を踏まえて設定した。意見聴取結果の詳細は、資料5-2「9.4 海洋プレート内の正断層型地震の地震規模に関する検討」に記載。

【1611年の津波の発生様式に係る知見の収集結果】

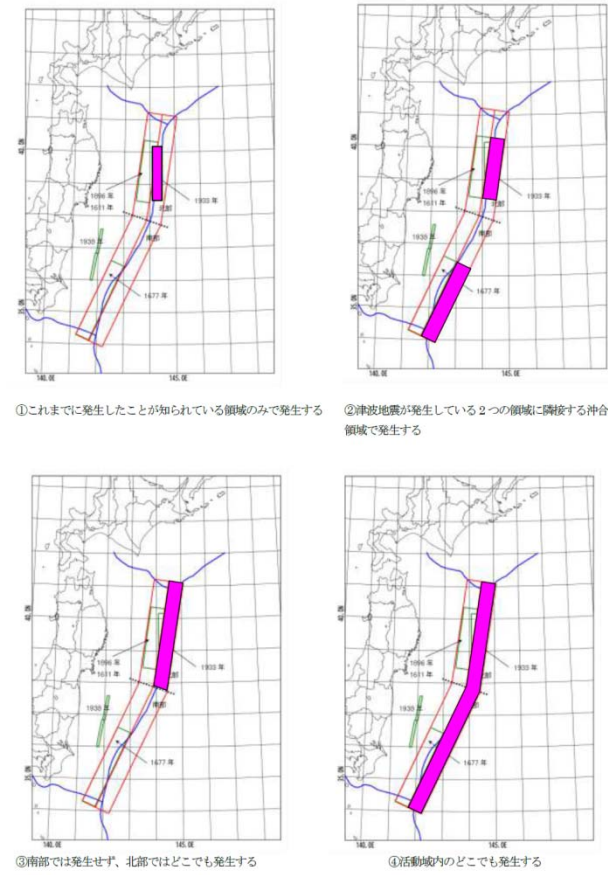
関連情報	1611年の津波の発生様式
相田(1977)	海洋プレート内の正断層地震
土木学会(2002)	津波地震, 海洋プレート内の正断層地震
地震調査研究推進本部(2002)	津波地震
中央防災会議(2005)	津波地震
土木学会(2009)	津波地震
地震調査研究推進本部(2012)	津波地震
今井他(2012)	海洋プレート内の正断層地震
岩淵(2013)	津波地震
土木学会(2016)	津波地震, 海洋プレート内の正断層地震

6.2.3 津波地震・海洋プレート内の正断層地震のロジックツリー(発生パターン)

- 津波地震について、土木学会(2011)で設定していた発生パターンの分岐は、2011年東北地方太平洋沖地震の発生を踏まえ、「活動域内のどこでも津波地震が発生し、南部でも北部と同程度のすべり量の津波地震が発生する」の分岐のみとした。
- 海洋プレート内地震について、土木学会(2011)では4つの発生パターンの分岐を設定していたが、津波地震は活動域内のどこでも発生すると考えることにしたことを踏まえ、「津波地震が発生している2つの領域に隣接する沖合側領域で発生する」の分岐を削除した。



地震の発生パターンに関する分岐
(JTT:津波地震, JTTNR:海洋プレート内の正断層地震)
(土木学会(2011)に加筆)



三陸沖から房総沖の海溝寄りの正断層地震の発生位置
(土木学会(2009))

6.2.3 津波地震・海洋プレート内の正断層地震のロジックツリー(平均発生間隔)

- 津波地震及び海洋プレート内の正断層地震の平均発生間隔については、土木学会(2011, 2016)を参考に設定した。

津波発生領域	1611年の津波は津波地震			1611年の津波は正断層地震		
	既往津波	中央マグニチュード [*] (Mc)	発生間隔等	既往津波	中央マグニチュード [*] (Mc)	発生間隔等
津波地震 (JTT)	1611年 1677年 1896年	8.3 (1896年)	1600年以降 約400年間において 発生は4回 (2011年東北地方太平洋沖 地震を含む)	1677年 1896年	8.3 (1896年)	1600年以降 約400年間において 発生は3回 (2011年東北地方太平洋沖 地震を含む)
海洋プレート内の 正断層地震 (JTNR)	1933年	8.4 (1933年)	1600年以降 約400年間において 発生は1回	1611年 1933年	8.4 (1933年)	1600年以降 約400年間において 発生は2回 [*]

※ 固有地震を前提とした場合には、地震発生を1611年と1933年の2回として算出

6.2.3 津波地震・海洋プレート内の正断層地震のロジックツリー(津波地震の平均発生間隔)

- 津波地震の平均発生間隔については、土木学会(2011)を参考に、プレート間地震と津波地震の連動型地震である東北地方太平洋沖型の地震のうち津波地震領域を含む地震の発生間隔を除いて分岐及び重みを設定した。
- 東北地方太平洋沖型の地震の平均発生間隔の設定方法を以下に示す。
- 重み配分については、現時点の知見で判断するのは困難であることから、均等配分とした。

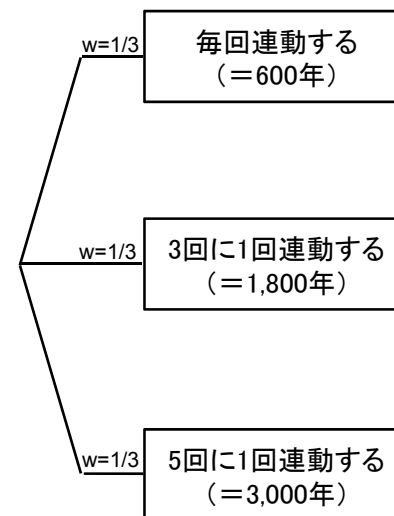
【東北地方太平洋沖型の地震の平均発生間隔の設定】

- 600年間隔で、毎回プレート間地震と津波地震が連動する。
- 15世紀の津波と869年の津波はプレート間地震単独であったとの前提に立ち、3回に1回のサイクルで津波地震と連動する。
- 2011年東北地方太平洋沖地震より前の4回の地震は全てプレート間地震単独であったとの前提に立ち、5回に1回のサイクルで津波地震と連動する。

地震調査研究推進本部(2012)による東北地方太平洋沖型の地震の評価

地震発生領域	地震発生日月	地震の平均的発生頻度等 注1	地震規模			死傷者数注5	
			M 注2	Mt 注3	Mw 注4	死者	負傷者
東北地方太平洋沖型の地震	2011/ 3/11 14:46	平均発生間隔は600年程度	9.0 注2	9.1 ~ 9.4	9.0	16,019 行方不明 3,805	6,121
	15世紀 869/ 7/13		8.3		8.4~ 注4	多数	-
	4-5世紀 紀元前3-4世紀						

※:注1~注5の解説については省略



目 次

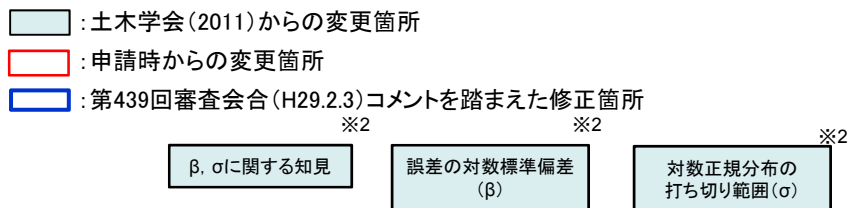
1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
 - 6.1 評価概要
 - 6.2 津波発生モデルのロジックツリー(認識論的不確実さの考慮)
 - 6.3 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー(偶然的な不確実さの考慮)
 - 6.4 評価結果
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

津波推定値のばらつきに関するロジックツリー

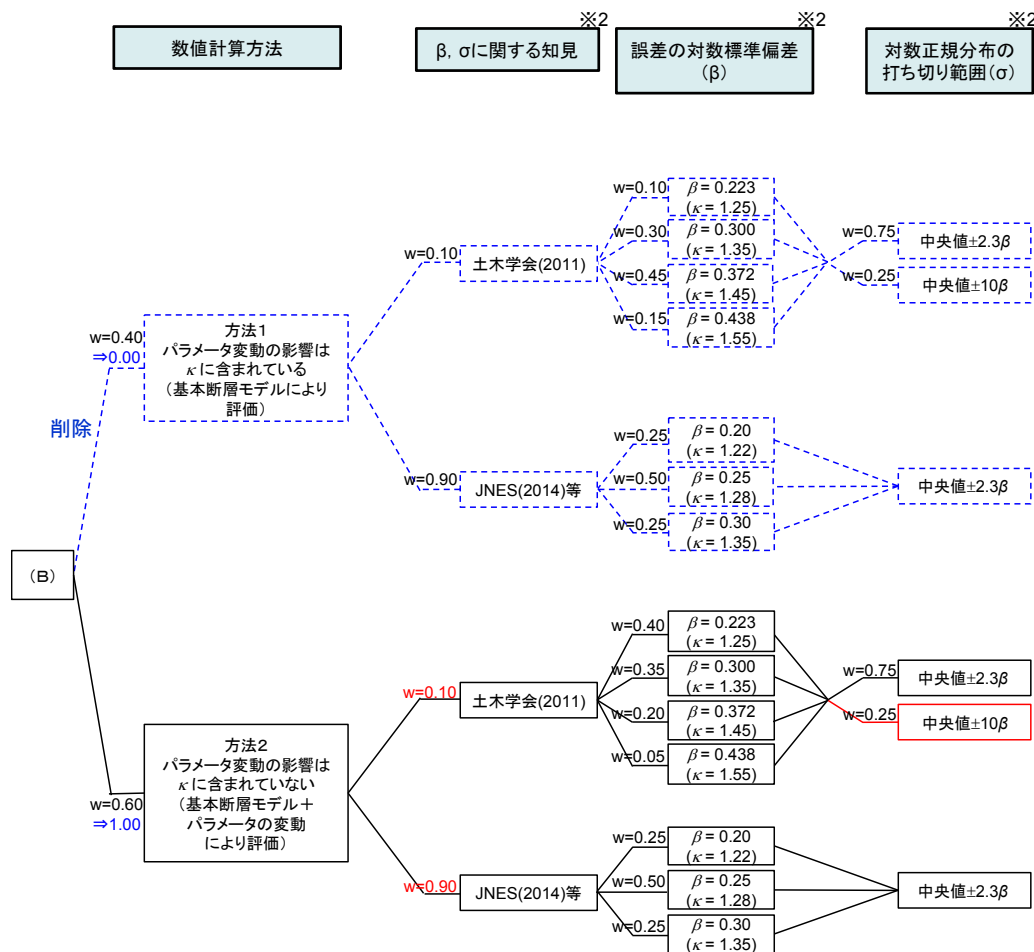
・ 偶然的不確かさは、日本原子力学会(2012), 土木学会(2011), 土木学会(2016)^{※1}等を踏まえて、津波推定値のばらつきに関するロジックツリーとして設定した。

※1: 土木学会(2016)のロジックツリーの詳細は、資料5-2「9.5 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー設定に関する検討」に記載

不均質すべりモデル



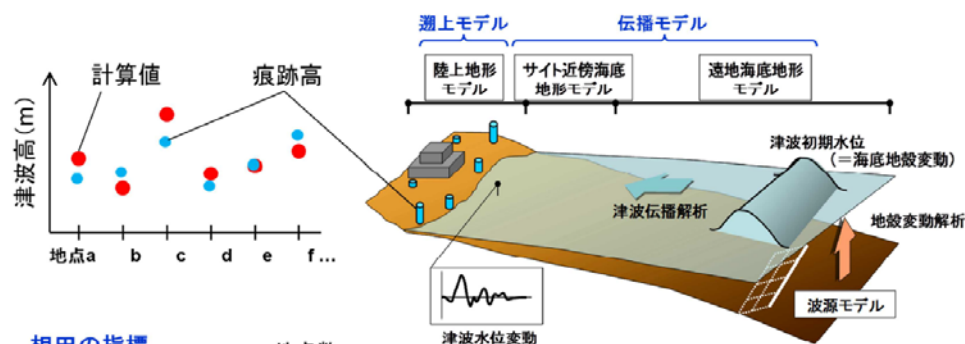
一様すべり矩形モデル



※2 土木学会(2011), JNES(2014)等を参考に分岐及び重みを設定

誤差の対数標準偏差及び対数正規分布の打ち切り範囲

- 杉野他(2014)によれば、「津波高さのばらつき(β)は、津波波源モデル($\beta_{\text{波源}}$)、海底地形を含めた海上伝播($\beta_{\text{伝播}}$)、陸上地形を含めた陸上遡上($\beta_{\text{遡上}}$)のモデル化上のばらつきが混在する。さらには、痕跡情報である津波高さや位置情報の不確かさも含まれる。」としている。
- 杉野他(2014)は、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波を再現する特性化波源モデル(杉野他(2013))による痕跡高と計算値の関係から、津波高さのばらつき($\beta_{\text{特性化}}$)を整理し、土木学会(2011)のばらつき β (およそ0.28~0.47)に対して、 $\beta_{\text{特性化}}$ は0.24~0.27と大きく低減したとしている。



相田の指標

n : 地点数

$$\ln K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln K_i, \quad K_i = \frac{\text{痕跡高 } R_i}{\text{計算値 } H_i}$$

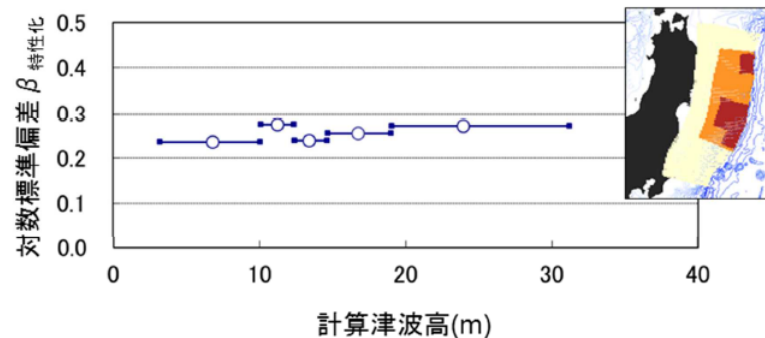
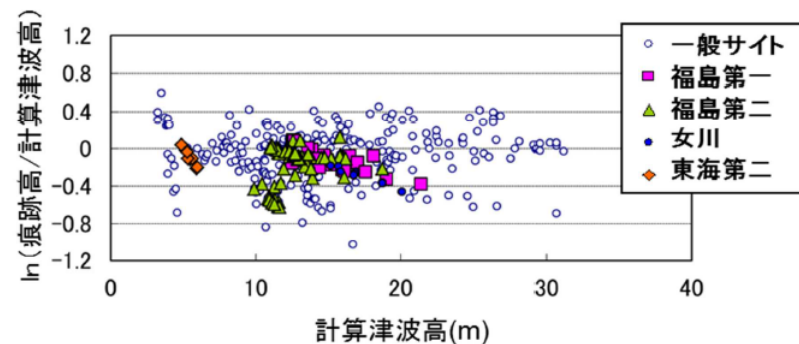
$$\ln \kappa = \left[\frac{1}{n} \left\{ \sum_{i=1}^n (\ln K_i)^2 - n(\ln K)^2 \right\} \right]^{1/2} = \beta$$

津波高のばらつき β の内訳

$$\text{津波高(中央値)} = f(\text{遡上モデル} \times \text{伝播モデル} \times \text{波源モデル})$$

$$\text{対数標準偏差 } \beta = \sqrt{\beta_{\text{遡上}}^2 + \beta_{\text{伝播}}^2 + \beta_{\text{波源}}^2}$$

津波伝播モデルの構成と津波高のばらつき要因
(杉野他(2014))



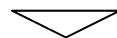
特性化波源モデルの $\beta_{\text{特性化}}$ と計算津波高の関係
(杉野他(2014))

誤差の対数標準偏差及び対数正規分布の打ち切り範囲

- 杉野他(2014)は、土木学会(2011)のばらつきよりも小さくなった理由について、以下のとおり種々の要因が重なった結果によるものとしている。

■要因

- ✓ 波源特性において特性化波源モデルとして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。
- ✓ 痕跡情報では土木学会(2011)の痕跡情報は歴史記録に基づいているのに対し、今回対象とした2011年東北地方太平洋沖地震津波の痕跡情報はGPS測量に基づいた詳細な情報を有していること。



これらの各種モデル化や痕跡情報の精度向上が、ばらつきの低減に寄与した。

津波伝播によるばらつき β に関する土木学会(2011)との比較
(杉野他(2014))

	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 β (κ)
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)
東北地震 津波	• 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:0.24~0.27 (1.27~1.31)

各種モデル化精度の向上

誤差の対数標準偏差及び対数正規分布の打ち切り範囲

JNES(2014)及び杉野他(2015)では、杉野他(2014)の知見を踏まえたハザード評価への適用方法、適用事例を以下のとおり示している。

不確かさ要因の設定方法(JNES(2014)に加筆)

- (1) ばらつき β について
- 津波伝播モデルのばらつきは、計算水位を中央値とする確率分布(対数正規分布)を仮定したときの対数標準偏差 β で定義する。
 - 津波伝播モデルのばらつき β の値は、津波ハザード評価の結果に大きく影響することに留意し、用いる津波解析手法、解析モデルに対して、最新知見を反映して適切に設定する。
- (2) 打ち切りについて
- 推定値の不確かさは、打ち切りのある対数正規分布で表現するため、パラメータとして対数標準偏差 β と打ち切り範囲を設定する。

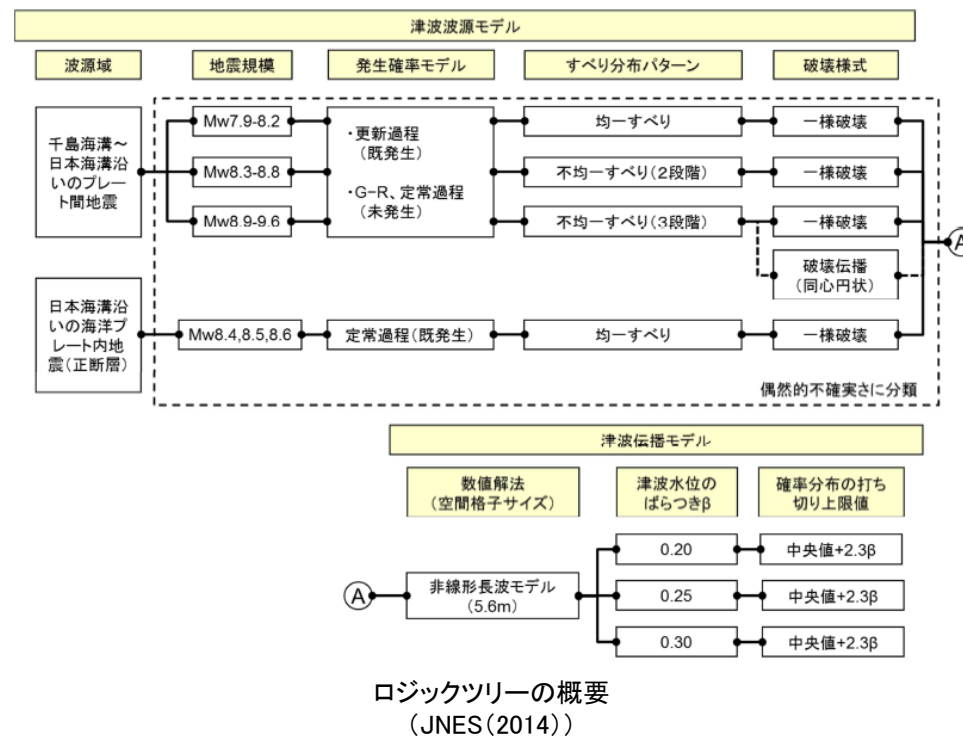
(解説)

- (1) ばらつき β について
- 津波伝播モデルによる津波高さに関する評価結果と痕跡高は完全に一致することは少なく、ばらつきが存在する。
 - 「6.6.3.1 津波評価手法の選択」で選択された津波伝播モデルによって推定された津波高さに含まれるばらつきの大きさを対数標準偏差で定義し、ロジックツリーの分岐として考量する。
 - 評価サイトの地形モデルの格子サイズが 5m 程度の場合、津波伝播モデルのばらつき β は 0.20~0.30 の範囲で設定する。

- (2) 津波伝播モデルにおける対数正規分布の打ち切りの設定
- 「6.6.3.1 津波評価手法の選択」で選択された津波伝播モデルによって推定された津波高さに含まれるばらつきが対数正規分布に従うとした場合に、正規分布の打ち切りについて、ロジックツリーの分岐として考量する。
- 例えば、「分布の両側の各 1% に入る現象は実際には起こらない」とする場合、表 6.11 のように分布の両側 1% を打ち切る。

表 6.11 打ち切りの設定パターン(例)

ばらつきの考慮範囲	打ち切り	打ち切り範囲
正規分布の 99% まで	1%	$\pm 2.3\sigma$



ロジックツリーの概要
(JNES(2014))

誤差の対数標準偏差及び対数正規分布の打ち切り範囲

■ 杉野他(2015): 千島海溝から日本海溝沿いにおけるロジックツリー

津波伝播モデルに係るロジックツリーの設定方法 (杉野他(2015)に加筆)

図9は津波伝播モデルに係るロジックツリーである。同図中の左端のA及びBは、図7及び図8から繋がる記号であり、Aは新津波想定モデルの場合を、Bは旧津波想定モデルの場合を表す。いずれも認識論的不確実さ要因として津波伝播モデルに係る津波高のばらつき β の値を分岐として設定する。Aの場合には杉野ほか⁴⁾の特性化波源モデルの検証結果を踏まえて、0.20、0.25、0.30の3つの値を分岐とする。Bの場合には東北地震津波の発生前までの知見として土木学会の報告書³⁾に示される、0.223、0.300、0.372、0.438の4つの値を分岐とする。また、確率分布の打ち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、土木学会の報告書³⁾を参考とする。

※杉野ほか⁴⁾: 杉野他(2014)
土木学会の報告書³⁾: 土木学会(2011)

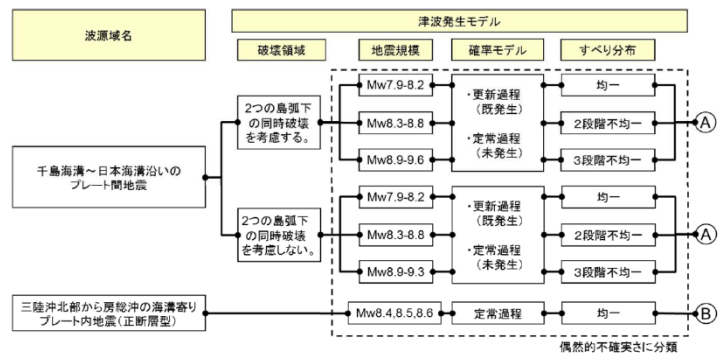


図7 新津波想定モデルを適用する場合の津波発生モデルのロジックツリー

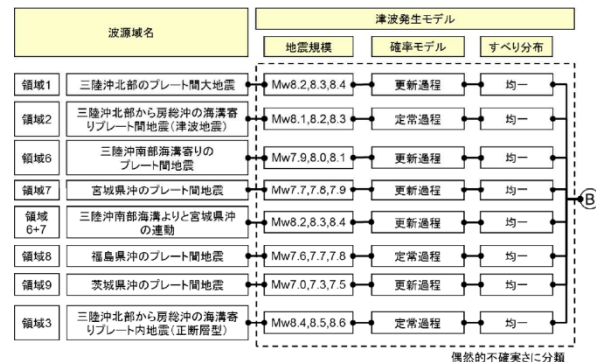


図8 旧津波想定モデルを適用する場合の津波発生モデルのロジックツリー

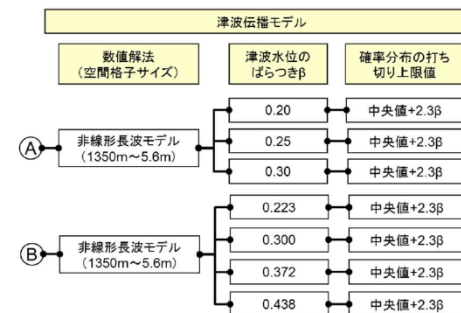
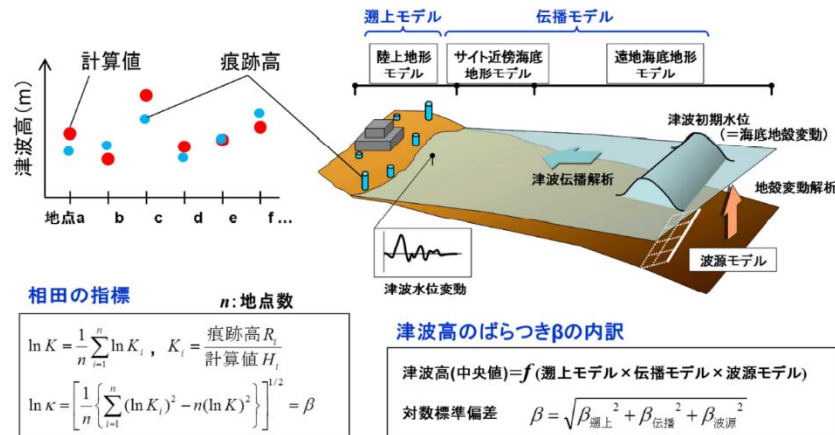


図9 津波伝播モデルのロジックツリー

誤差の対数標準偏差等の分岐設定

- 杉野他(2014)は不均質モデルを対象とした検討であるとともに、杉野他(2015)に示される矩形断層モデルのロジックツリーは、土木学会(2011)の設定方法を引用し、3.11地震から得られた知見は反映されていない。
- 以上を踏まえ、矩形断層モデルに、不均質モデルと同じロジックツリーを適用できるかを確認するため、既往津波の再現解析、並びに土木学会(2009)の評価から、モデルの違いが波源特性のばらつき($\beta_{波源}$)に与える影響について考察した^{*}。

^{*}:伝播特性, 遡上特性のばらつき($\beta_{伝播}$, $\beta_{遡上}$)は、解析に用いる地形データ等が同一であることから、モデルの違いが各ばらつきに与える影響は無いと考えられる(下表)。



津波伝播モデルの構成と津波高のばらつき要因(杉野他(2014))

モデルの違いが伝播特性・遡上特性のばらつきに与える影響に関する考察

津波高さのばらつき要因	内容
伝播特性 ($\beta_{伝播}$)	解析に用いる海底地形等は同一であることから、モデルの違いによる影響は無い。
遡上特性 ($\beta_{遡上}$)	解析に用いる地形データ, 空間格子間隔等は同一であることから、モデルの違いによる影響は無い。

津波伝播によるばらつき β に関する土木学会(2011)との比較(杉野他(2014))

	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 β (κ)
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)
東北地震 津波	• 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: 0.24~0.27 (1.27~1.31)

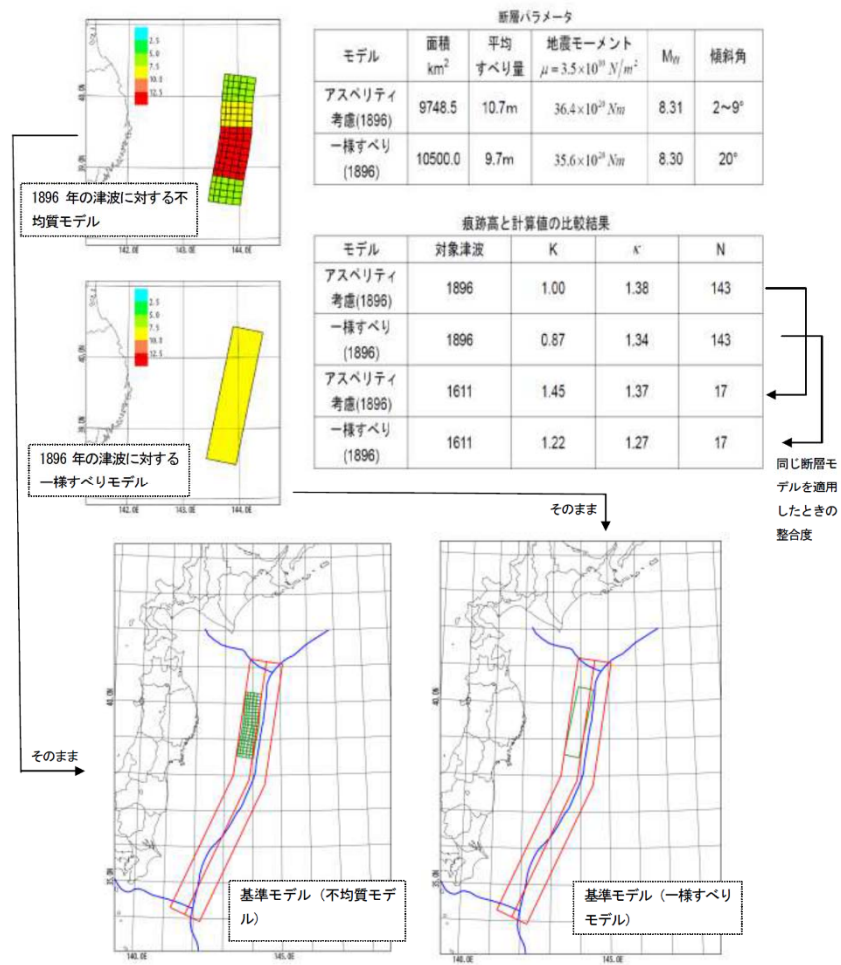
各種モデル化精度の向上

誤差の対数標準偏差等の分岐設定

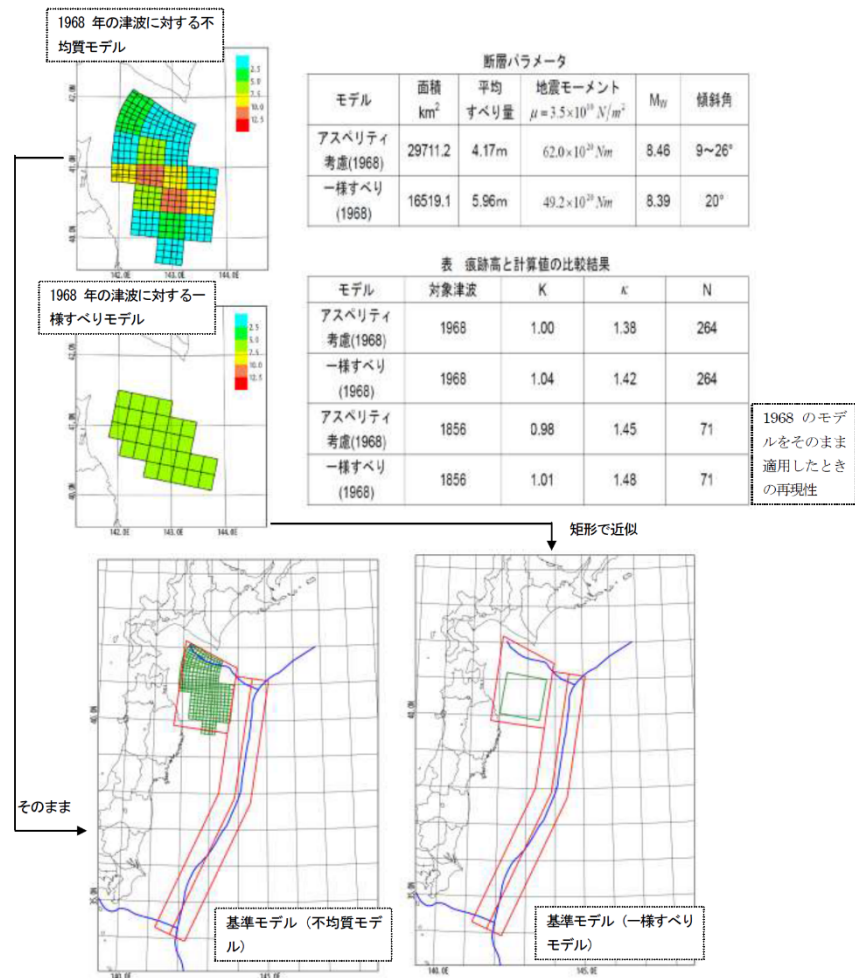
■既往津波の再現解析: 1896年明治三陸地震津波, 1968年十勝沖地震に伴う津波

- 土木学会(2009)では, 1896年明治三陸地震津波, 1968年十勝沖地震に伴う津波の痕跡高を用いたインバージョンモデルと矩形断層モデルを用いて再現解析を実施し, 両モデルのばらつき(κ)は同程度であることを示している。
- 以上から, 波源特性のばらつき($\beta_{\text{波源}}$)は, 矩形断層モデルと不均質モデルで有意な差は無いと考えられる。

【1896年明治三陸地震津波(土木学会(2009))】

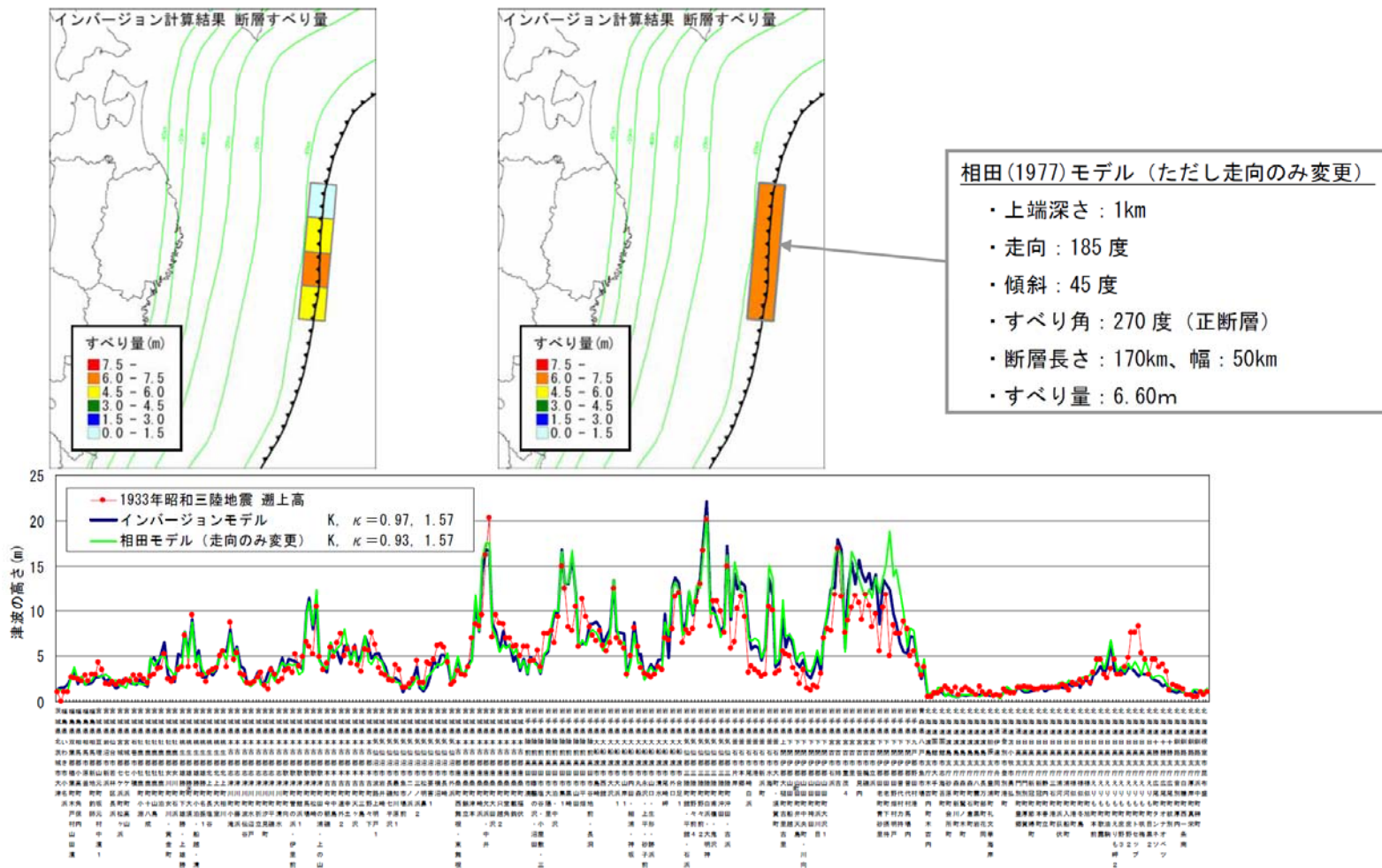


【1968年十勝沖地震に伴う津波(土木学会(2009))】



■ 既往津波の再現解析: 1933年昭和三陸地震津波

- 中央防災会議(2005)では、1933年昭和三陸地震津波の痕跡高を用いたインバージョンモデルと矩形断層モデルを用いて再現解析を実施し、両モデルのばらつき(κ)は同程度であることを示している。
- 以上から、波源特性のばらつき($\beta_{\text{波源}}$)は、矩形断層モデルと不均質モデルで有意な差は無いと考えられる。

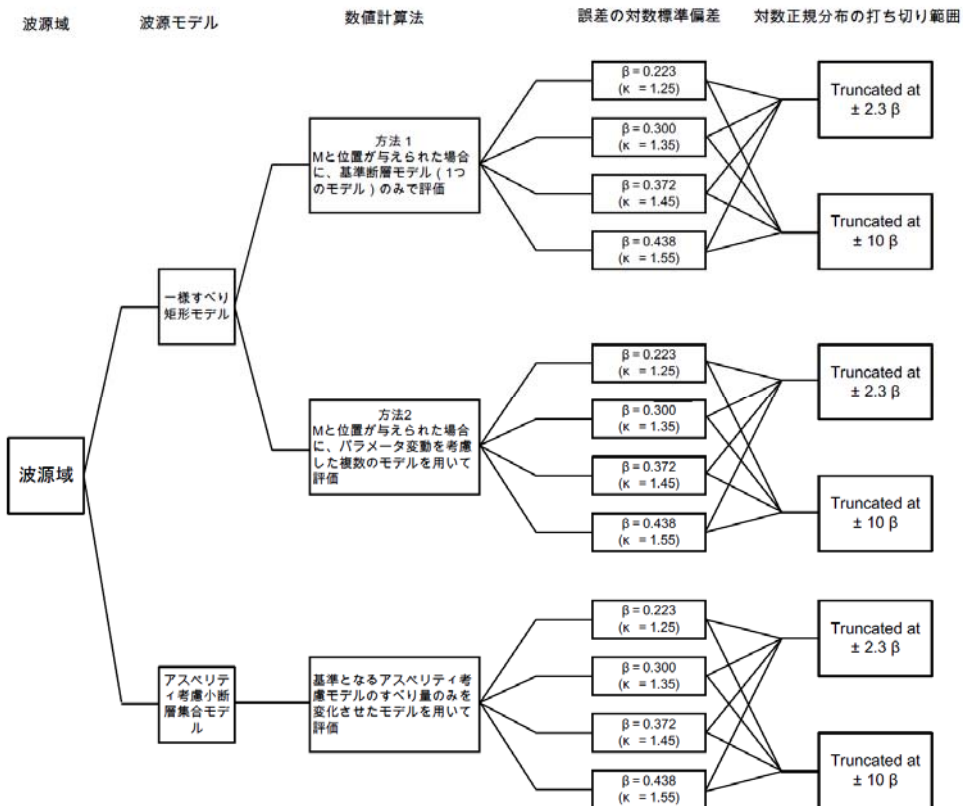


1933年昭和三陸地震津波のインバージョンモデルと相田(1977)モデル(矩形断層モデル)との比較
(中央防災会議(2005)に加筆)

誤差の対数標準偏差等の分岐設定

■ 土木学会(2009)の評価

- 土木学会(2009)では、矩形断層モデル、並びに不均質モデルで得られた計算水位に含まれるばらつきに関するアンケート結果を踏まえロジックツリーを作成しており、矩形断層モデルの不確かさを考慮した分岐(方法2)と不均質モデルの分岐で、ほぼ同程度の重みを設定している。



津波推定値のばらつきに関するロジックツリー
(土木学会(2009))

■ アンケート結果(土木学会(2009))

【矩形断層モデル(一様すべり矩形モデル):方法1】

分岐	考え方	重み【ご記入ください】
①	$\kappa=1.25$ に相当する誤差を含む	0.10[0.10]
②	$\kappa=1.35$ に相当する誤差を含む	0.30[0.35]
③	$\kappa=1.45$ に相当する誤差を含む	0.45[0.40]
④	$\kappa=1.55$ に相当する誤差を含む	0.15[0.15]
特記事項【できるだけご記入ください】		重みの合計 1.0

[]内の値はH16年度に実施した同じ設問に対する回答の平均

【矩形断層モデル(一様すべり矩形モデル):方法2】

分岐	考え方	重み【ご記入ください】
①	$\kappa=1.25$ に相当する誤差を含む	0.40[0.40]
②	$\kappa=1.35$ に相当する誤差を含む	0.35[0.35]
③	$\kappa=1.45$ に相当する誤差を含む	0.20[0.20]
④	$\kappa=1.55$ に相当する誤差を含む	0.05[0.05]
特記事項【できるだけご記入ください】		重みの合計 1.0

[]内の値はH16年度に実施した同じ設問に対する回答の平均

【不均質モデル(アスペリティ考慮小断層集合モデル)】

分岐	考え方	重み【ご記入ください】
①	$\kappa=1.25$ に相当する誤差を含む	0.30
②	$\kappa=1.35$ に相当する誤差を含む	0.40
③	$\kappa=1.45$ に相当する誤差を含む	0.25
④	$\kappa=1.55$ に相当する誤差を含む	0.00
特記事項【できるだけご記入ください】		重みの合計 1.0

誤差の対数標準偏差等の分岐設定(まとめ)

■まとめ

- 既往津波の再現解析から、波源特性のばらつき($\beta_{\text{波源}}$)は、矩形断層モデルと不均質モデルで有意な差は無いと考えられる。
- また、土木学会(2009)では、アンケート結果を踏まえ、矩形断層モデルの不確かさを考慮した分岐(方法2)と不均質モデルの分岐で同程度の重みを設定している。
- 以上から、矩形断層モデルに、不均質モデルと同じロジックツリーを適用できることを確認した。

誤差の対数標準偏差及び対数正規分布の打ち切り範囲

- 誤差の対数標準偏差(β)に関する3.11地震から得られた知見の評価への反映について、確率論的津波ハザード評価の解析条件等※1はJNES(2014)、杉野他(2015)の設定方法(格子サイズ5m程度)を満足しており、同知見を評価に反映した。なお、杉野他(2014)の検討は、Mw8.9以上の巨大地震に分類される2011年東北地方太平洋沖地震の1ケースのみであり、これ以外の地震規模についても同様の検証が必要であると示されていることから、土木学会(2011)の設定方法も評価に反映し分岐とした※2。
- 重み配分は、土木学会(2011)の重みを0.1、JNES(2014)の重みを0.9とした。また、JNES(2014)等の誤差の対数標準偏差(β)の重み配分については、土木学会(2011)の正規分布に対する分岐設定方法を用いて設定した※2。

※1 解析条件については津波予測解析(「2.1.2 津波評価」に記載)と同様。ただし、潮位条件は平均潮位に変更

※2 専門家意見聴取結果及び矩形断層モデルに関する検討を踏まえてロジックツリー、重み配分を設定した。

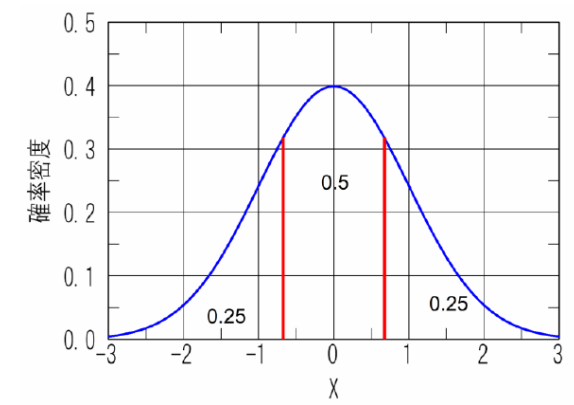
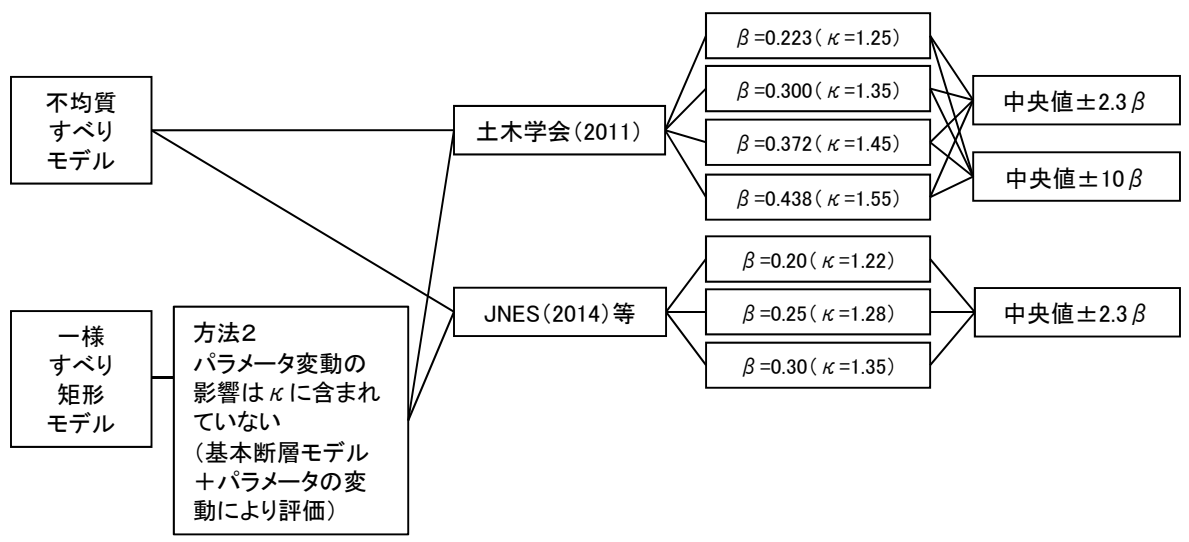
意見聴取結果及び検討結果の詳細は、資料5-2「9.5 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー設定に関する検討」に記載

【津波推定値のばらつきに関するロジックツリー(概要)※3】

※3 各分岐の重みは「6.3 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー(偶然的不確かさの考慮)」に記載

誤差の対数標準偏差(β)

対数正規分布の打ち切り範囲(σ)



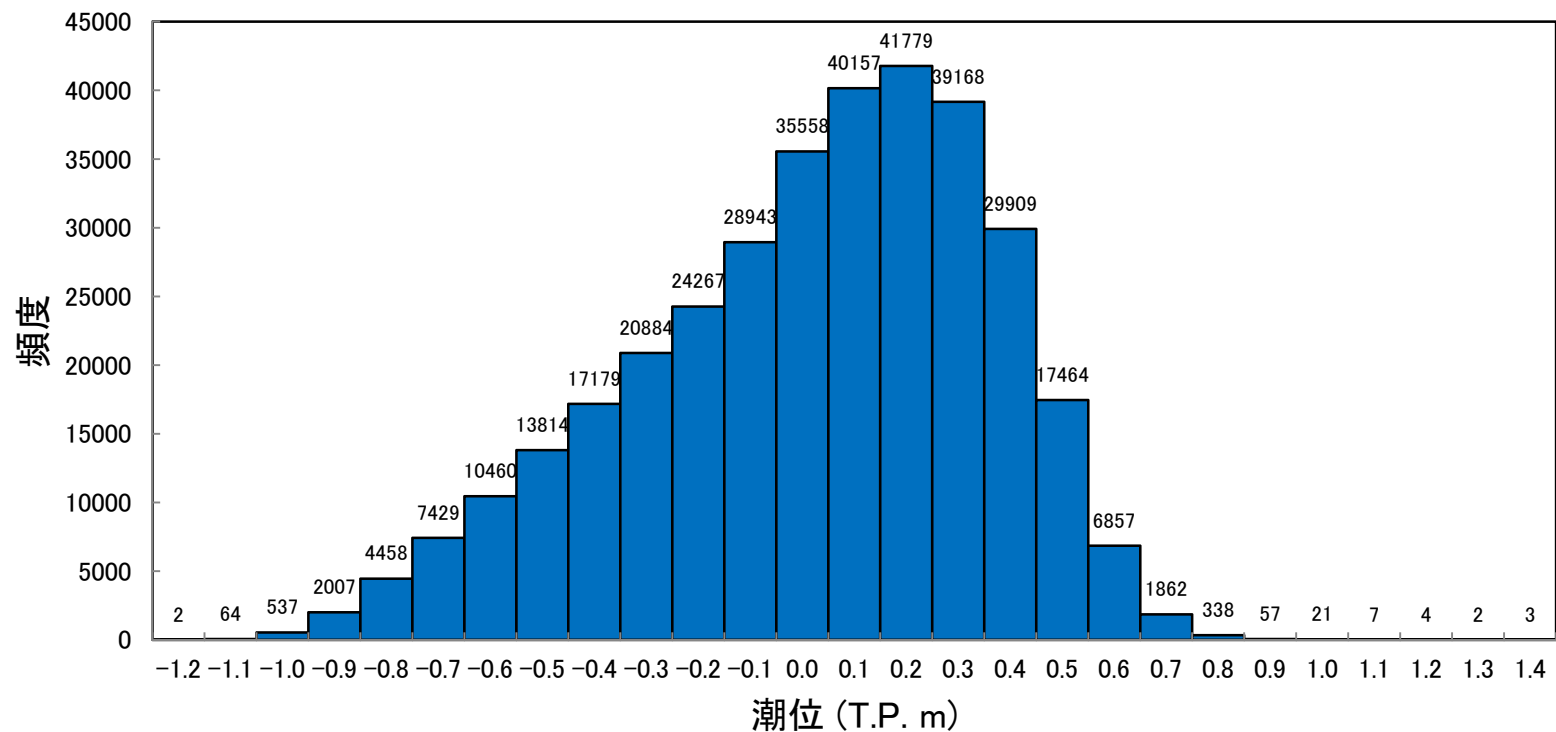
JNES(2014)の設定に用いた
正規分布に対する分岐設定方法(土木学会(2011))

目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
 - 6.1 評価概要
 - 6.2 津波発生モデルのロジックツリー(認識論的不確実さの考慮)
 - 6.3 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー(偶然的な不確実さの考慮)
 - 6.4 評価結果
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

津波ハザード曲線の評価概要

- 津波ハザード曲線の作成にあたっては、ロジックツリーの分岐の総本数のうち、モンテカルロ手法により10万本のサンプルを抽出して算定した。
- 潮位の頻度分布は、国土交通省関東整備局鹿島港湾・空港整備局より受領した茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)における1971年～2010年の観測記録を用いた。

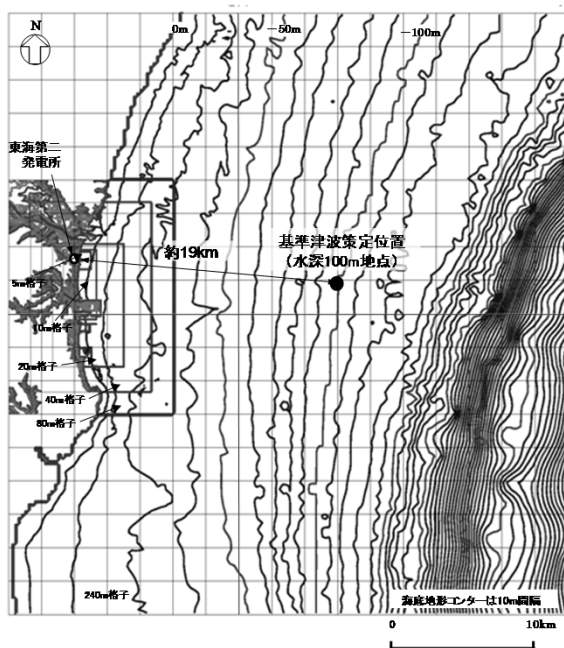


潮位の頻度分布
茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)

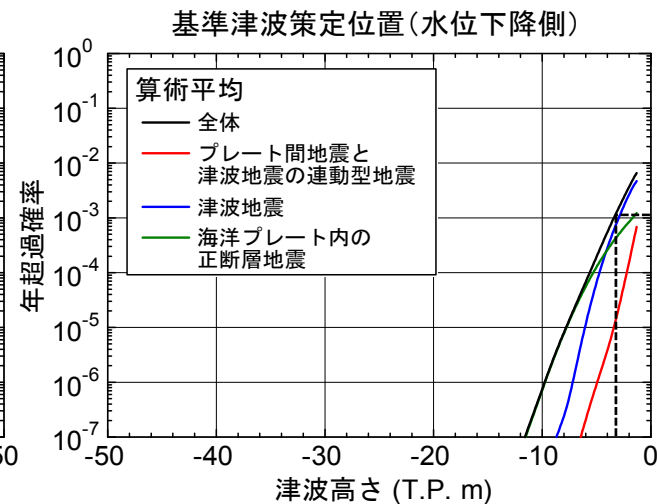
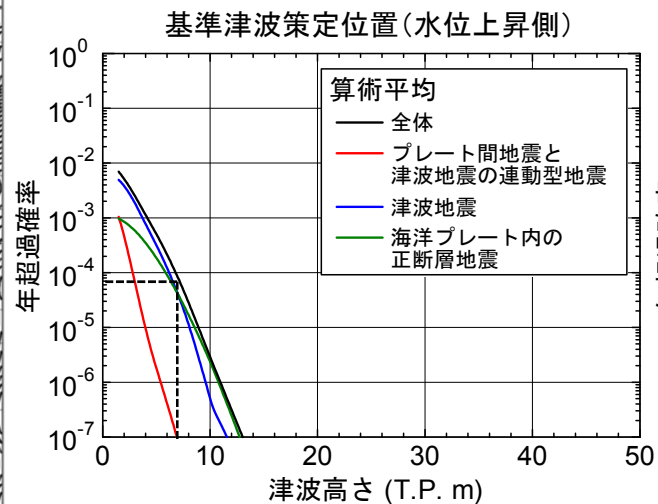
年超過確率の参照

- 基準津波策定位置における平均ハザード曲線は以下のとおりである。
 - ✓ 最高水位の年超過確率は 10^{-4} 程度
 - ✓ 最低水位の年超過確率は 10^{-3} 程度

波源別ハザード曲線



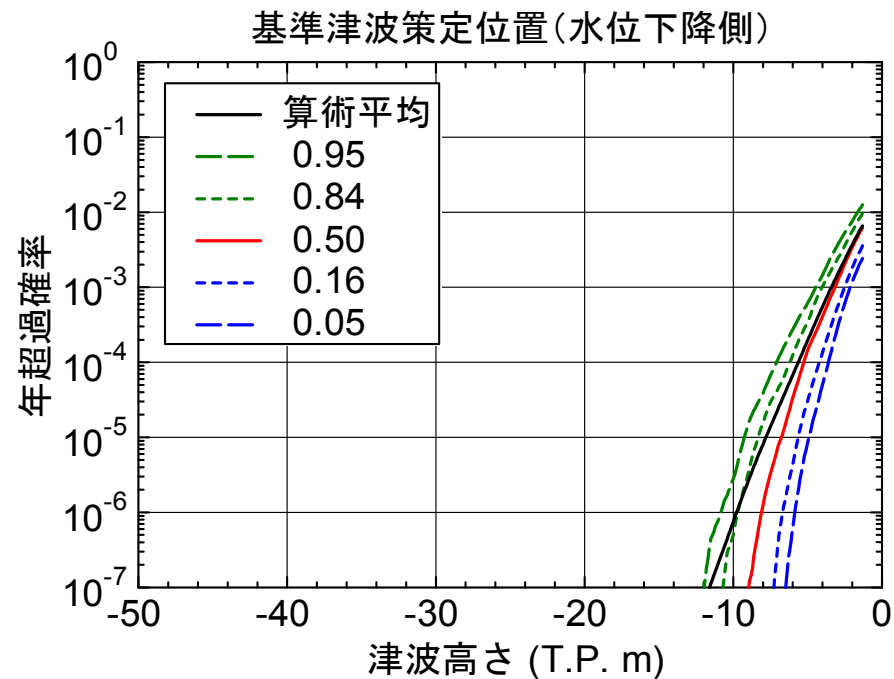
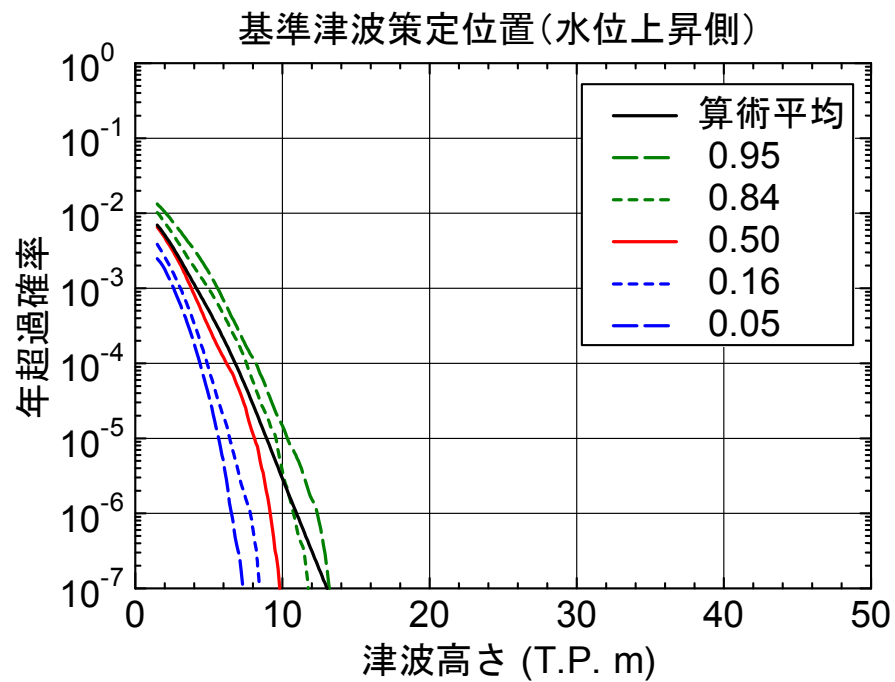
基準津波策定位置図



	津波水位 (最高水位)	津波水位 (最低水位)
基準津波(上昇側)	T.P.+7.1m	T.P.-4.6m
基準津波(下降側)	T.P.+4.1m	T.P.-3.3m

年超過確率の参照

■フラクタイルハザード曲線

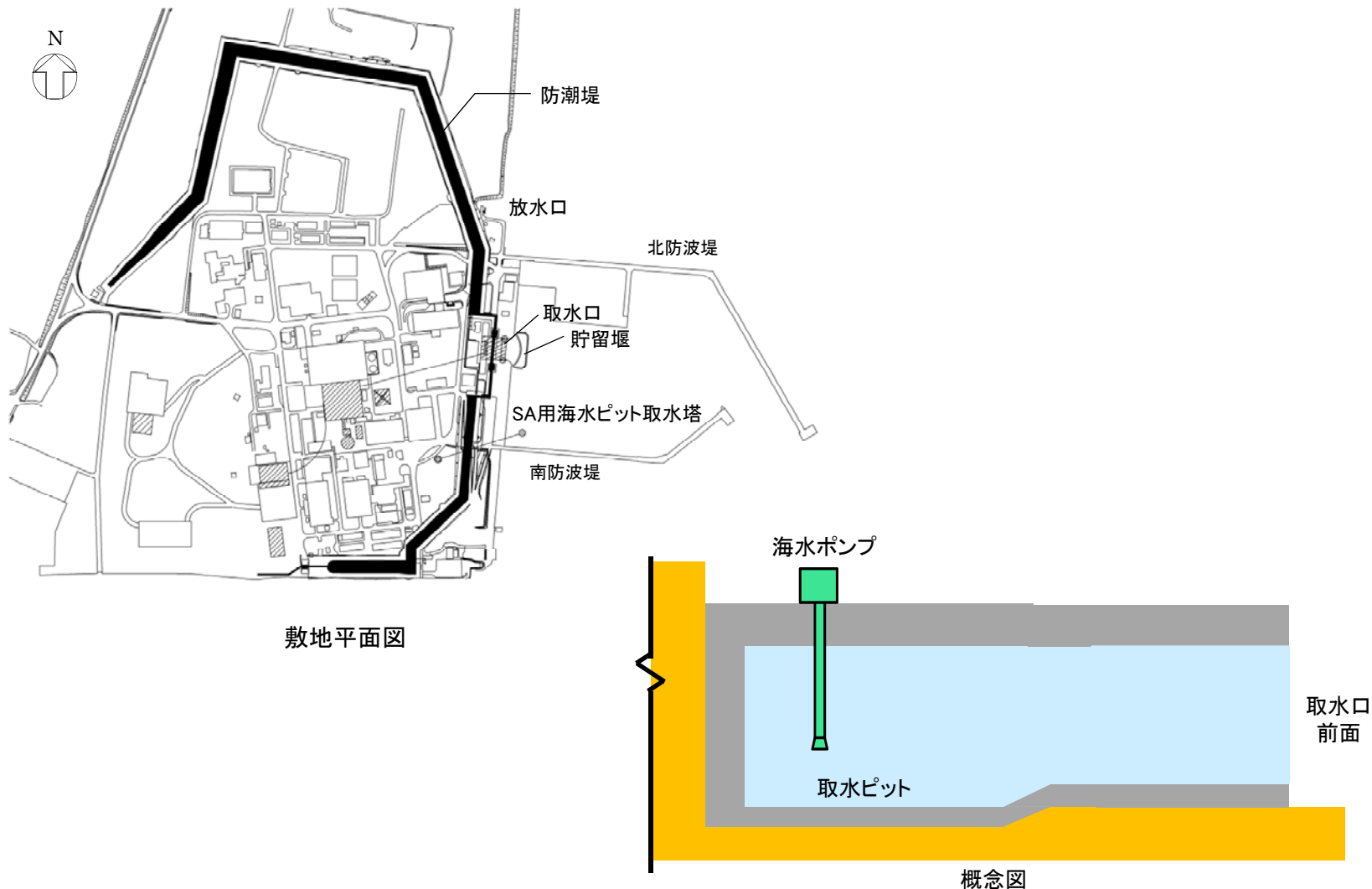


目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
7. 基準津波に対する安全性評価
 - 7.1 評価概要
 - 7.2 砂移動評価(地形変化)
 - 7.3 砂移動評価(海水ポンプ室における砂の堆積厚さ)
8. 参考文献

7.1 評価概要

- 基準津波に対する安全性の評価に関して、以下を確認する。
 - ✓ 基準津波に伴う砂移動(地形変化)について評価を実施し、取水口が閉塞しないことを確認する。
 - ✓ 海水ポンプ室(取水ピット)における砂の堆積厚さを評価し、非常用海水ポンプの取水に影響がないことを確認する。



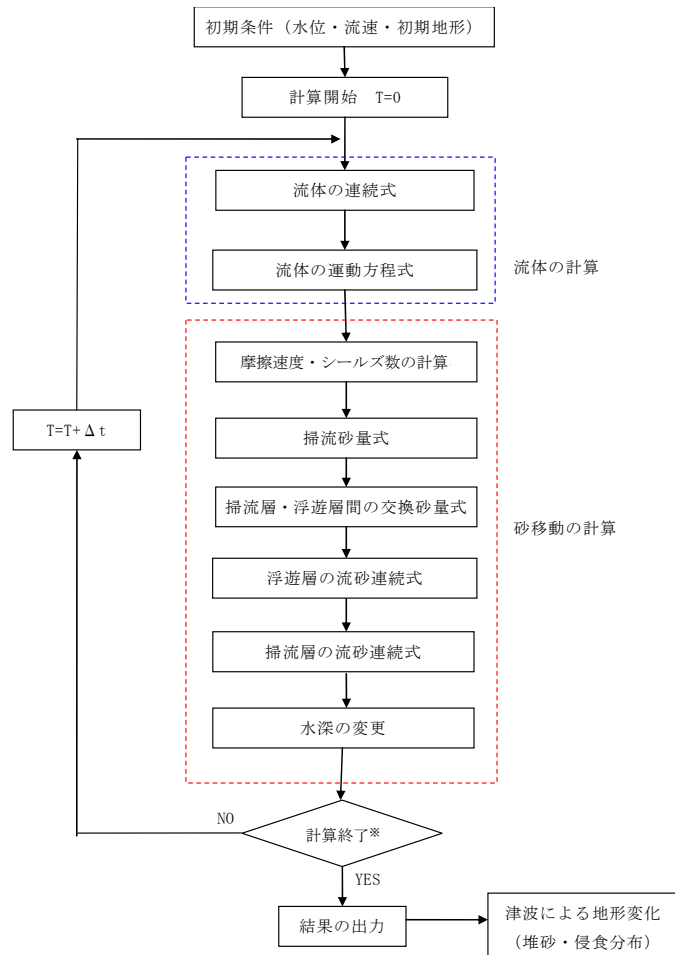
目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
7. 基準津波に対する安全性評価
 - 7.1 評価概要
 - 7.2 砂移動評価(地形変化)
 - 7.3 砂移動評価(海水ポンプ室における砂の堆積厚さ)
8. 参考文献

解析概要

- 基準津波に伴う砂移動について評価を実施し、取水口が閉塞しないことを確認する。
- 藤井他(1998)及び高橋他(1999)の手法に基づき砂移動の数値シミュレーションを実施した。

【数値シミュレーションのフロー】



※計算終了は浮遊砂濃度の変動が収束するまでとする。

	藤井他 (1998) の手法	高橋他 (1999) の手法
地盤高の連続式	$\frac{\partial Z}{\partial t} + \alpha \left(\frac{\partial Q}{\partial x} \right) + \frac{E-S}{\sigma(1-\lambda)} = 0$	$\frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{E-S}{\sigma} \right) = 0$
浮遊砂濃度連続式	$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial(UC)}{\partial x} - \frac{E-S}{D} = 0$	$\frac{\partial(C_s D)}{\partial t} + \frac{\partial(MC_s)}{\partial x} - \frac{E-S}{\sigma} = 0$
流砂量式	小林他 (1996) の実験式 $Q = 80\tau_*^{1.5} \sqrt{sgd^3}$	高橋他 (1999) の実験式 $Q = 21\tau_*^{1.5} \sqrt{sgd^3}$
巻き上げ量の算定式	$E = \frac{(1-\alpha)Qw^2\sigma(1-\lambda)}{Uk_z \left[1 - \exp\left\{ \frac{-wD}{k_z} \right\} \right]}$	$E = 0.012\tau_*^2 \sqrt{sgd} \cdot \sigma$
沈降量の算定式	$S = wC_b$	$S = wC_s \cdot \sigma$
摩擦速度の計算式	log-wake 則 ($u_* / U = \kappa / \{ \ln(h/Z_0) - 1 \}$) に wake 関数を付加した式を鉛直方向に積分した式より算出	マニング則より算出 $u_* = \sqrt{gn^2 U U / D^{1/3}}$

ここで、表中の記号は以下の意味を示す。
 Z : 水深変化量(m) t : 時間(s) x : 平面座標 Q : 単位幅、単位時間当たりの掃流砂量(m³/s/m) τ : シールズ数
 σ : 砂の密度 s : σ / ρ - 1 d : 砂の粒径 g : 重力加速度(m/s²) ρ : 海水の密度(g/cm³) U : 流速(m/s)
 D : 全水深(m) M : U×D(m²/s) λ : 空隙率 n : Manningの粗度係数
 α : 局所的な外力のみに移動を支配される成分が全流砂量に占める比率 (=0.1 藤井ほか(1998)より)
 w : 土粒子の沈降速度(Rubey式より算出)(m/s) Z₀ : 粗度高さ(=k_s/30)(m)
 k_z : 鉛直拡散係数(=0.2κu_{*}h 藤井ほか(1998)より)(m²/s) k_s : 相当粗度(=7.66ng^{1/2})⁶(m)
 κ : カルマン定数(=0.4, 藤井ほか(1998)より) h : 水深(m)
 C, C_s : 浮遊砂濃度, 底面浮遊砂濃度(浮遊砂濃度連続式より算出)(kg/m³) C_b : 浮遊砂体積濃度(浮遊砂濃度連続式より算出)
 log-wake 則 : 対数則 u_{*}/U = κ / {ln(h/Z₀)-1} に wake 関数(藤井ほか(1998)より)を付加した式



解析条件

主な解析条件

	設定値	備考
砂移動モデル	・藤井他(1998)によるモデル ・高橋他(1999)によるモデル	
空間格子間隔	沖合4320m→2160m→720m→沿岸域240m→ 敷地周辺80m→40m→20m→10m→5mへ順次細分化	
計算時間間隔	0.05秒	
マンニングの粗度係数	0.03 $m^{-1/3} \cdot s$	土木学会(2002)
浮遊砂上限濃度	・藤井他(1998)の手法 1%, 5% ・高橋他(1999)の手法 1%	
砂の粒径	0.15mm	底質調査より設定
砂粒の密度	2.72 g/cm^3	底質調査より設定
空隙率	0.4	高橋他(1992)
海水の密度	1.03 g/cm^3	理科年表より設定
潮位条件※	水位上昇側:T.P.+0.81m 水位下降側:T.P.-0.61m	
計算時間	地震発生後240分間(4時間)	
初期砂層厚	無限	

※ 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量を考慮

解析条件(浮遊砂上限濃度)

- 高橋他(1999)の浮遊砂上限濃度について、砂移動評価に関する論文を整理した。
- 検証の結果、浮遊砂上限濃度5%は過大評価となっている。
- 検証の結果、浮遊砂上限濃度1%は再現性が良好である。

高橋他(1999)の検証事例

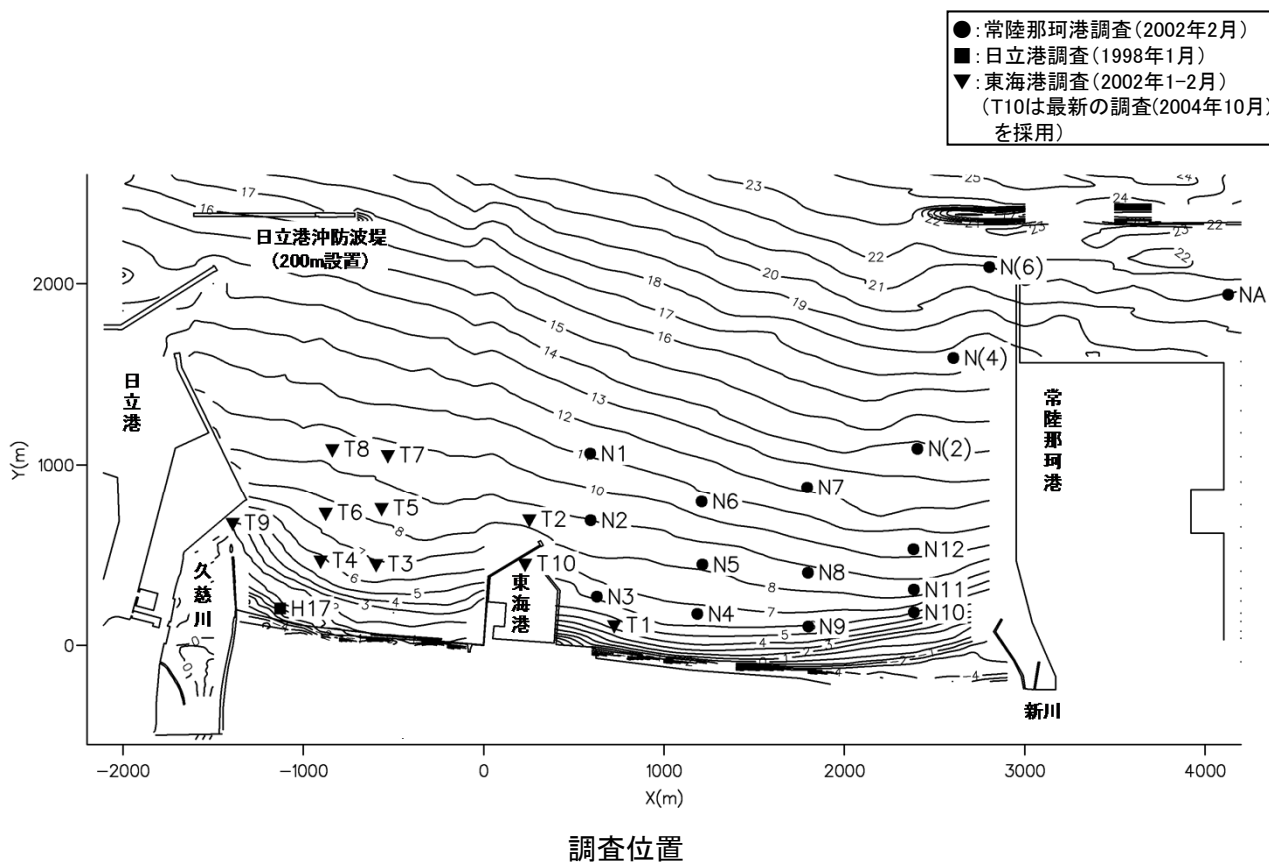
実規模検証	文献	計算使用 砂粒径	計算格子 間隔	浮遊砂上限濃度	浮遊砂上限濃度に関する評価
気仙沼湾 (1960年チリ地震津波)	玉田他 (2009)	0.001~1mm	25m, 5m	1%, 5%	<ul style="list-style-type: none"> 計算格子間隔5mの場合、浮遊砂上限濃度5%では実績値より侵食深を過大に評価
八戸港 (1960年チリ地震津波)	藤田他 (2010)	0.26mm	10.3m	1%, 2%, 5%	<ul style="list-style-type: none"> 浮遊砂上限濃度5%は過大に評価 浮遊砂上限濃度1~2%の場合の再現性が良好
宮古港 (2011年東北地方太平洋沖 地震津波)	近藤他 (2012)	0.08mm	10m	1%	<ul style="list-style-type: none"> 土砂移動の全体的な傾向は良く一致 防波堤堤頭部の最大洗掘深や断面地形も定量的に概ね良く一致
気仙沼湾 (2011年東北地方太平洋沖 地震津波)	森下他 (2014)	0.3mm	10m	1% $C_{sat} = \alpha \times \sqrt{U^2 \times V^2}$	<ul style="list-style-type: none"> 砂移動評価に影響を及ぼす因子として、無次元掃流力、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度の3つを抽出 上記の3つの因子を同時に変えたモデルにより、再現性が向上する可能性を示唆 飽和浮遊砂濃度については、摩擦速度の関数とすることで再現性向上につながることを示唆

C_{sat} : 飽和浮遊砂濃度 U, V : 断面平均流速分布 α : 係数 (0.01)

- 以上より、高橋他(1999)の浮遊砂上限濃度を1%に設定する。

解析条件(粒径, 密度)

- 砂の諸元については、茨城県(2005)を参考に設定した。
- 中央粒径については、全26地点の平均値で0.18mmとなり、本解析で用いる中央粒径の設定値は保守的に0.15mmとした。
- 密度については、全26地点の平均値である2.72g/cm³を設定値とした。



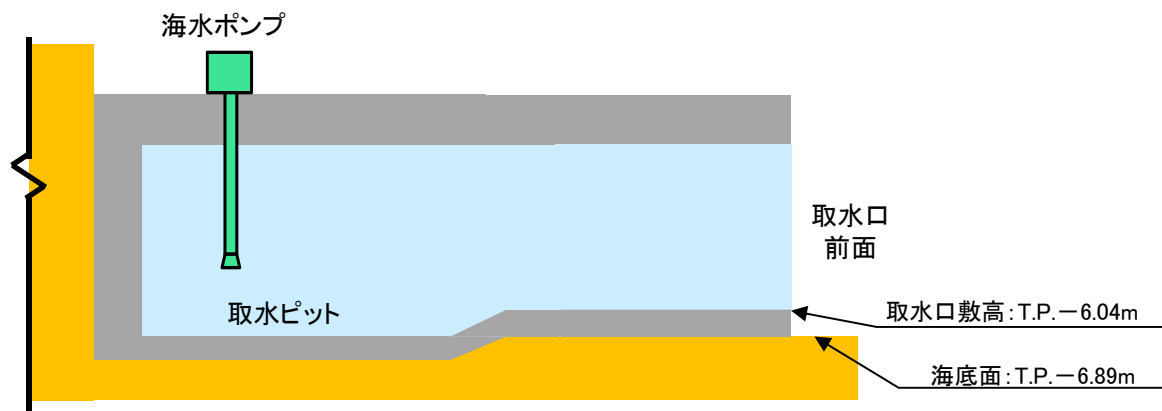
試料採取位置	密度 (g/cm ³)	中央粒径 (mm)
H17	2.69	0.48
N1	2.76	0.11
N2	2.76	0.12
N3	2.76	0.13
N4	2.82	0.14
N5	2.81	0.13
N6	2.73	0.12
N7	2.79	0.13
N8	2.75	0.11
N9	2.73	0.14
N10	2.70	0.16
N11	2.68	0.11
N12	2.70	0.11
N(2)	2.76	0.13
N(4)	2.66	0.89
N(6)	2.58	0.01
T1	2.72	0.15
T2	2.73	0.16
T3	2.70	0.15
T4	2.68	0.18
T5	2.69	0.17
T6	2.69	0.14
T7	2.70	0.13
T8	2.67	0.31
T9	2.68	0.16
T10	2.67	0.18
平均値	2.72	0.18
設定値	2.72	0.15

評価結果

• 評価結果より、非常用海水冷却系の取水性に最も影響を及ぼす条件は高橋他(1999)であることを確認した。

評価結果

基準津波	砂移動モデル	浮遊砂上限濃度	取水口前面		(参考)SA用海水ピット取水塔	
			砂の堆積厚さ	水位	砂の堆積厚さ	水位
水位上昇側	藤井他(1998)	1%	0.01 m	最高水位 T.P.+14.2 m	0.12 m	最高水位 T.P.+14.1 m
		5%	0.01 m		0.12 m	
	高橋他(1999)	1%	0.33 m		0.45 m	
水位下降側	藤井他(1998)	1%	0.01 m	最低水位 T.P.-4.9 m	0.08 m	最低水位 T.P.-2.2 m
		5%	0.01 m		0.08 m	
	高橋他(1999)	1%	0.19 m		0.26 m	

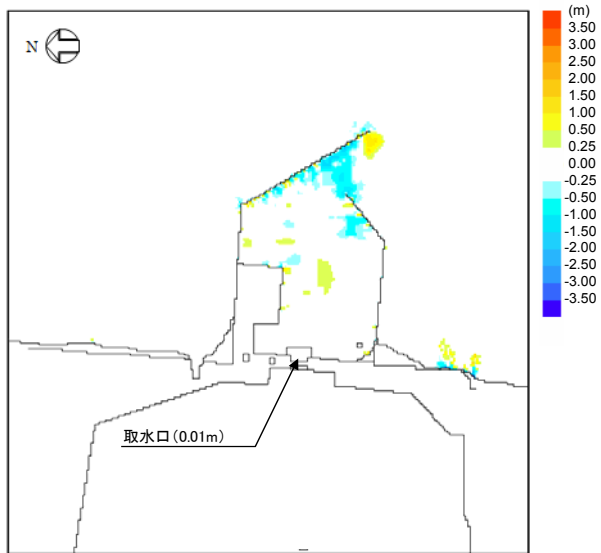


取水口概念図

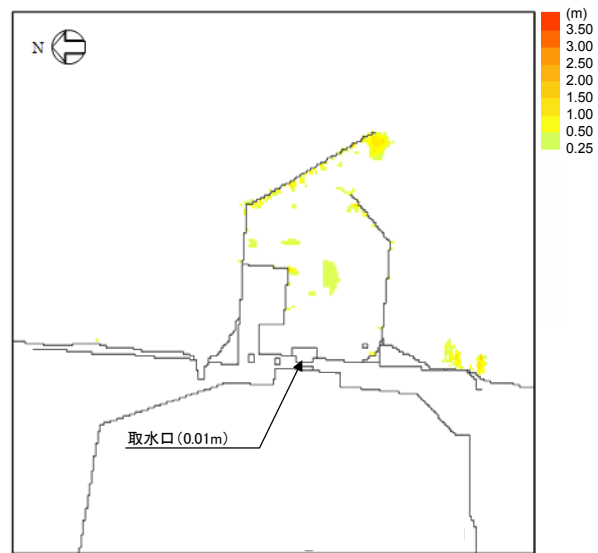
解析結果(藤井他(1998), 浮遊砂上限濃度:1%, 水位上昇側)

■地形変化量分布(地震発生4時間後), 最大堆積量分布

取水口前面における砂の堆積厚さ
0.01 m



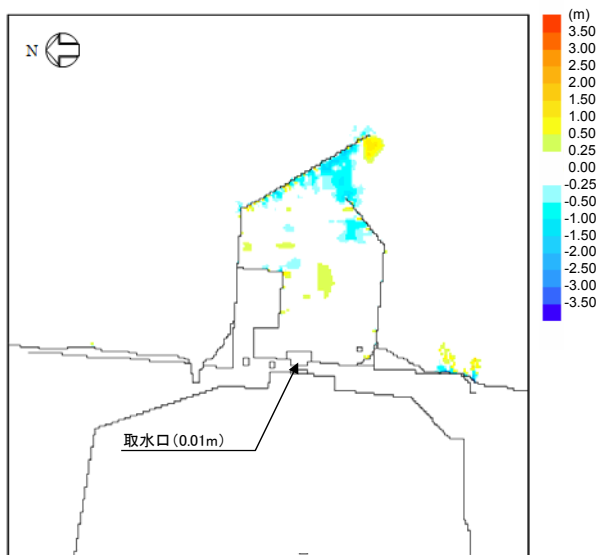
地形変化量分布(地震発生4時間後)



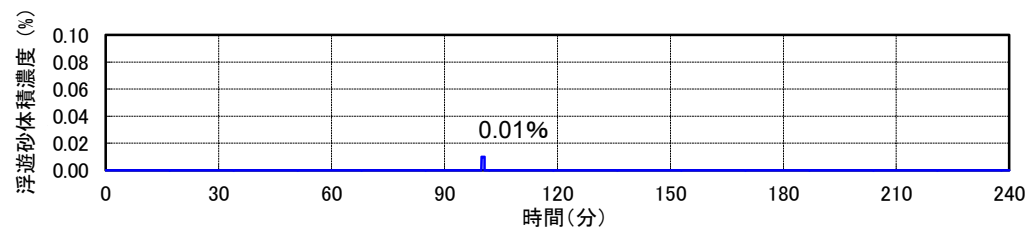
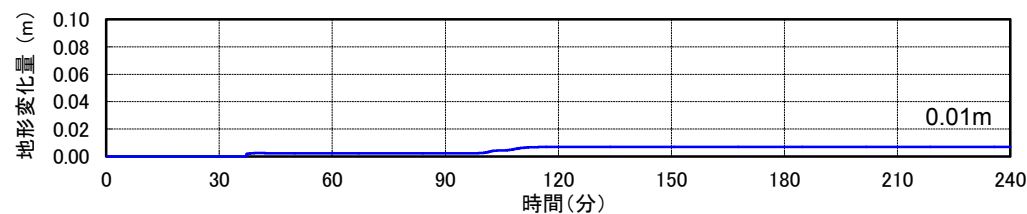
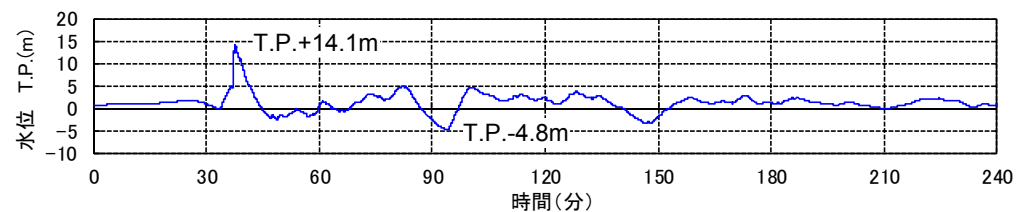
最大堆積量分布

解析結果(藤井他(1998), 浮遊砂上限濃度:1%, 水位上昇側)

■ 取水口前面における水位, 地形変化量, 浮遊砂体積濃度の時刻歴波形



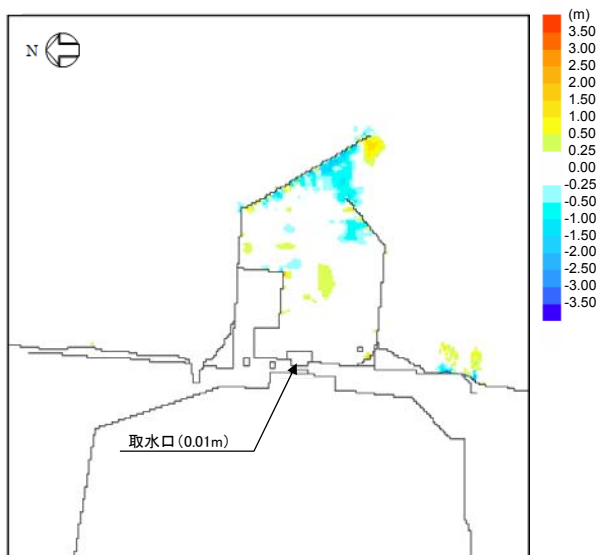
地形変化量分布(地震発生4時間後)



解析結果(藤井他(1998), 浮遊砂上限濃度:5%, 水位上昇側)

■地形変化量分布(地震発生4時間後), 最大堆積量分布

取水口前面における砂の堆積厚さ
0.01 m



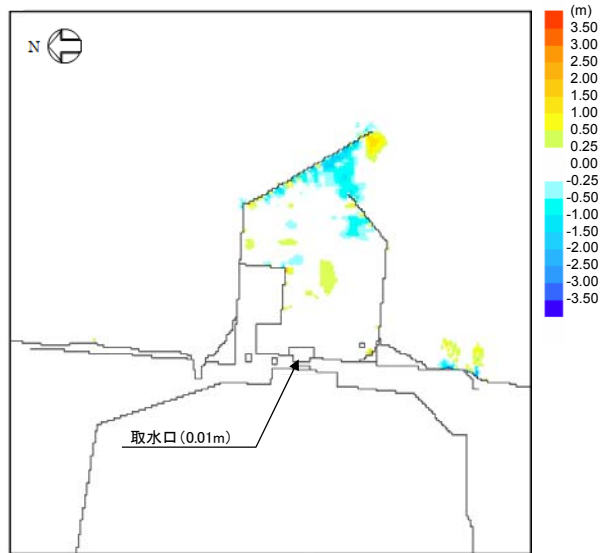
地形変化量分布(地震発生4時間後)



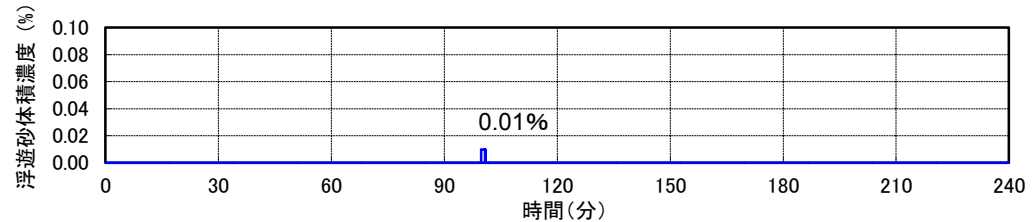
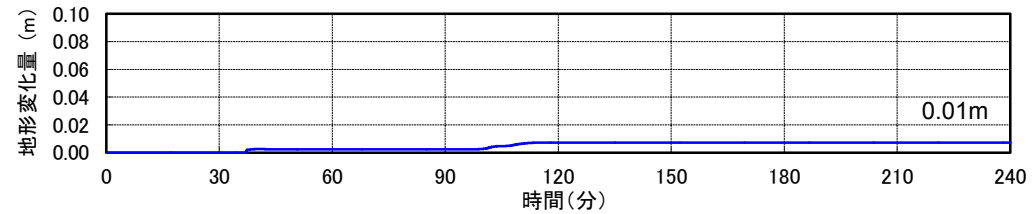
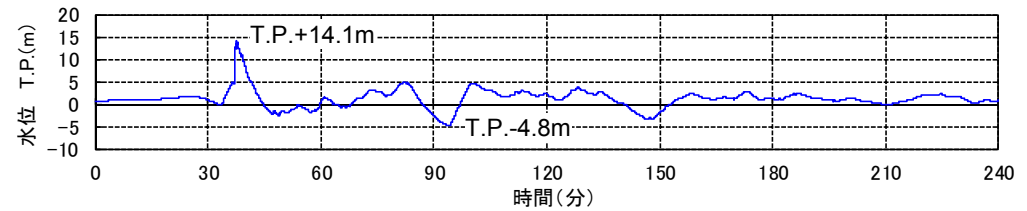
最大堆積量分布

解析結果(藤井他(1998), 浮遊砂上限濃度:5%, 水位上昇側)

■ 取水口前面における水位, 地形変化量, 浮遊砂体積濃度の時刻歴波形



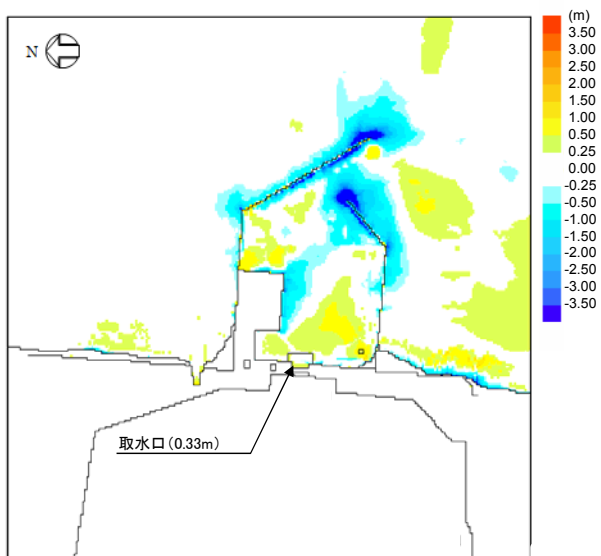
地形変化量分布(地震発生4時間後)



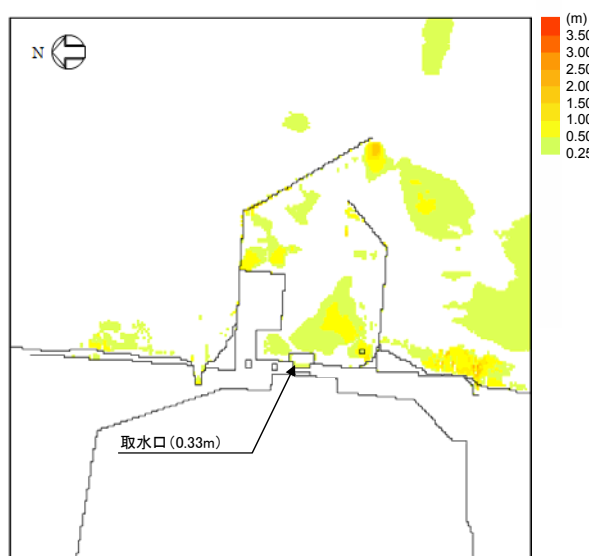
解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:1%, 水位上昇側)

■地形変化量分布(地震発生4時間後), 最大堆積量分布, 最大シールズ数分布

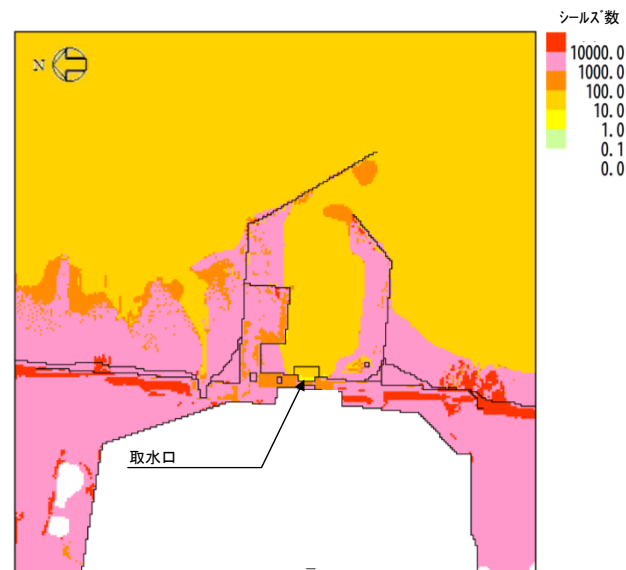
取水口前面における砂の堆積厚さ
0.33 m



地形変化量分布(地震発生4時間後)



最大堆積量分布

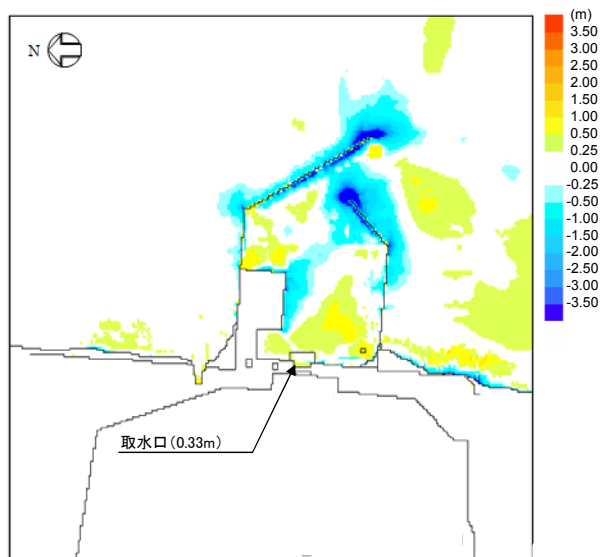


最大シールズ数分布※

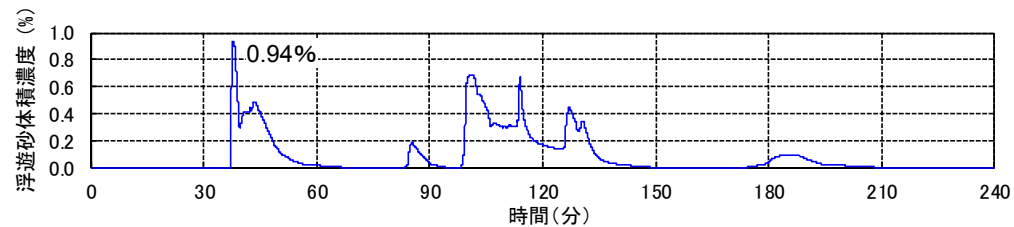
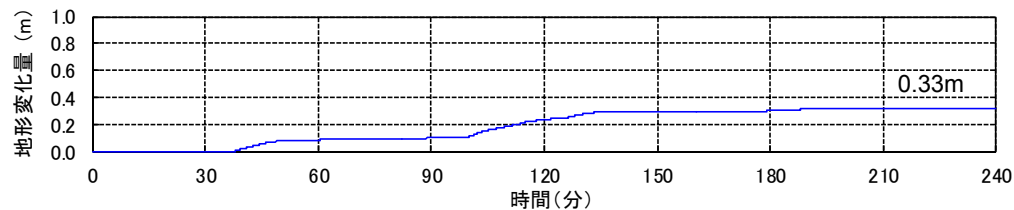
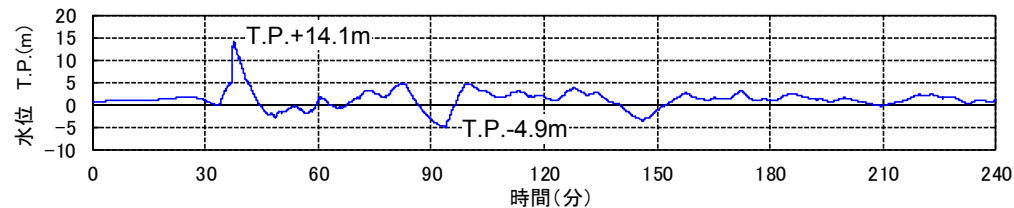
※津波を模した水理実験においてもシールズ数の最大値は1桁オーダーであり、100を超えるシールズ数は数値計算上生じたものと考えられる。

解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:1%, 水位上昇側)

■ 取水口前面における水位, 地形変化量, 浮遊砂体積濃度の時刻歴波形



地形変化量分布(地震発生4時間後)

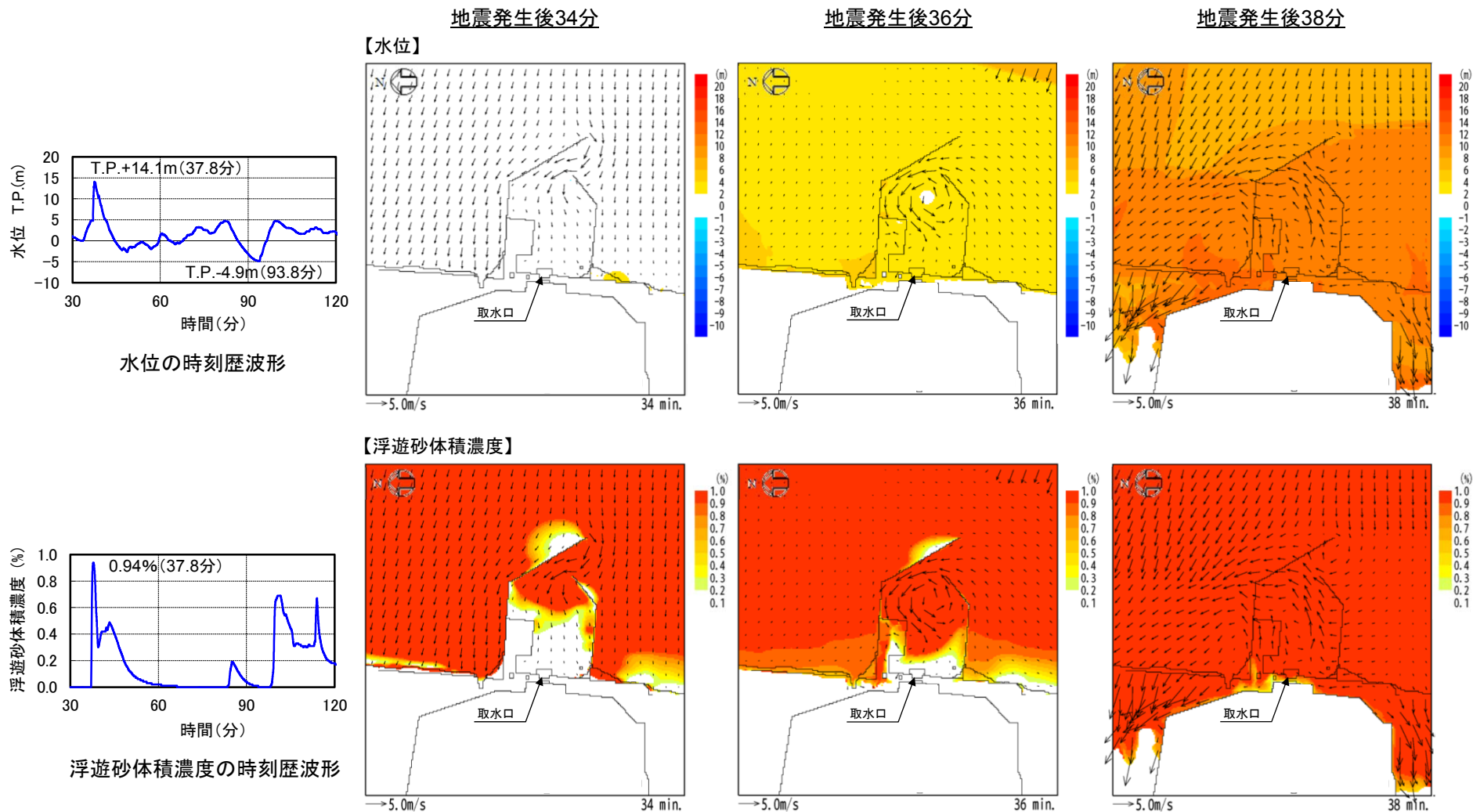


7. 基準津波に対する安全性評価 7.2 砂移動評価(地形変化)

解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:1%, 水位上昇側)

■ 取水口前面における水位及び浮遊砂体積濃度の時刻歴波形, スナップショット(地震発生後34分~38分)

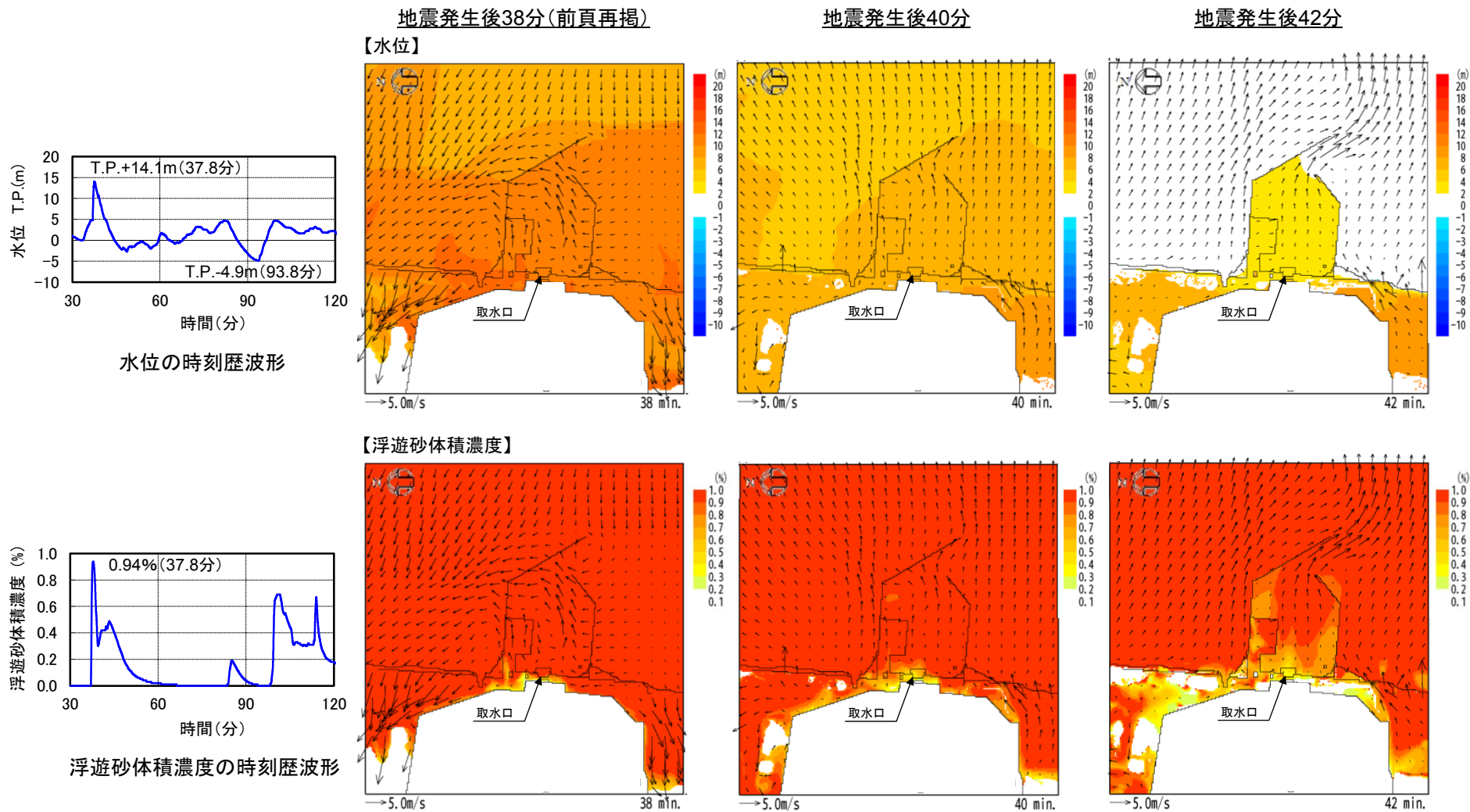
- 浮遊砂体積濃度が最大となる地震発生後約38分前後の水位, 浮遊砂体積濃度のスナップショットを以下に示す。



解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:1%, 水位上昇側)

■ 取水口前面における水位及び浮遊砂体積濃度の時刻歴波形, スナップショット(地震発生後38分~42分)

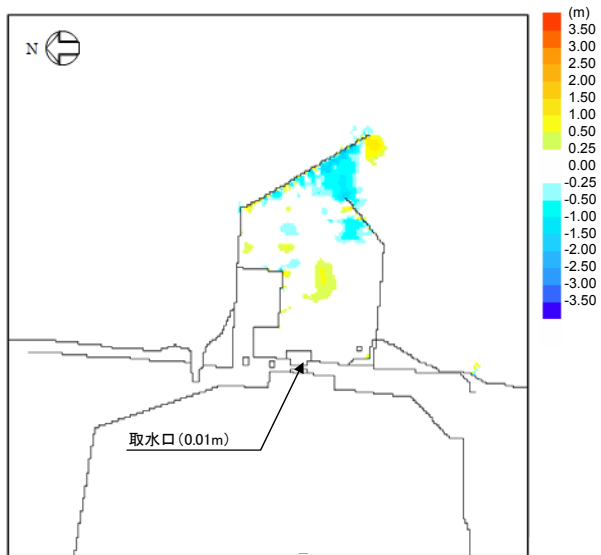
- 浮遊砂体積濃度が最大となる地震発生後約38分前後の水位, 浮遊砂体積濃度のスナップショットを以下に示す。



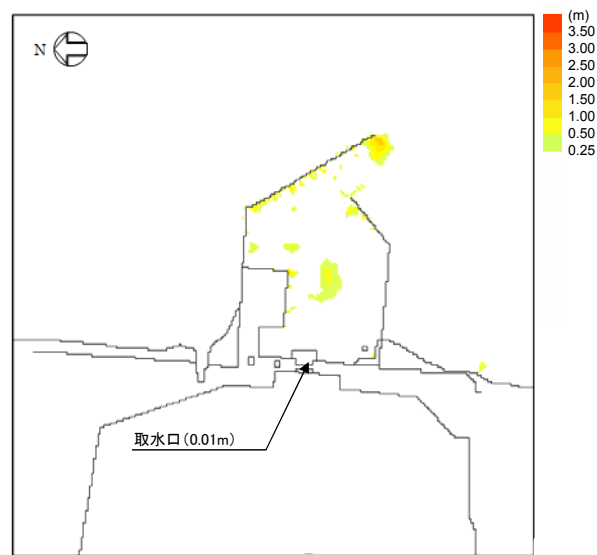
解析結果(藤井他(1998), 浮遊砂上限濃度:1%, 水位下降側)

■地形変化量分布(地震発生4時間後), 最大堆積量分布

取水口前面における砂の堆積厚さ
0.01 m



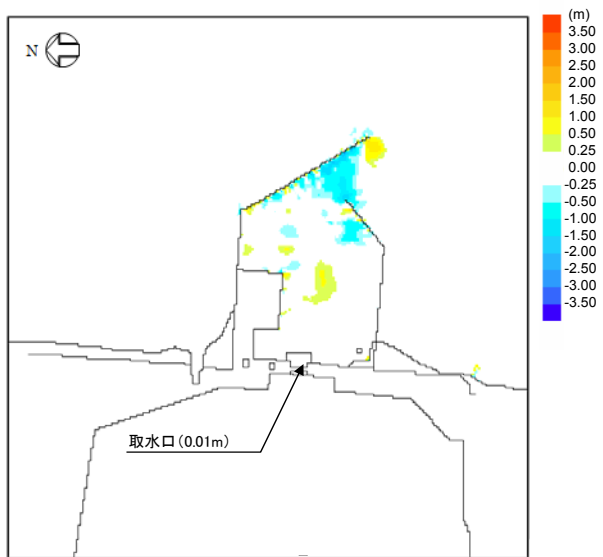
地形変化量分布(地震発生4時間後)



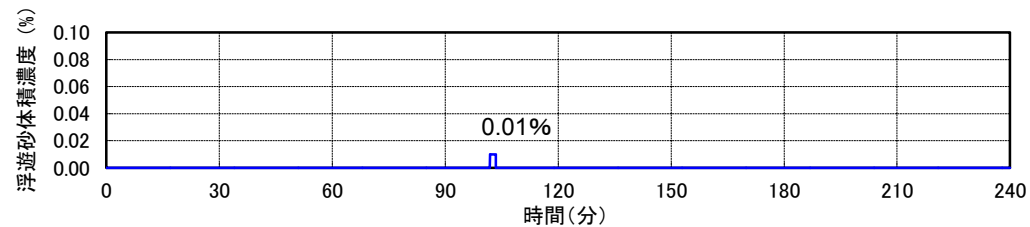
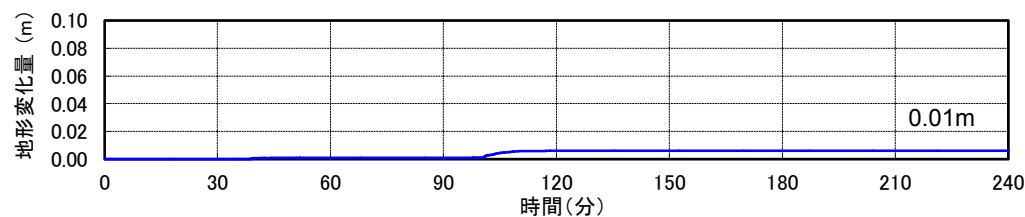
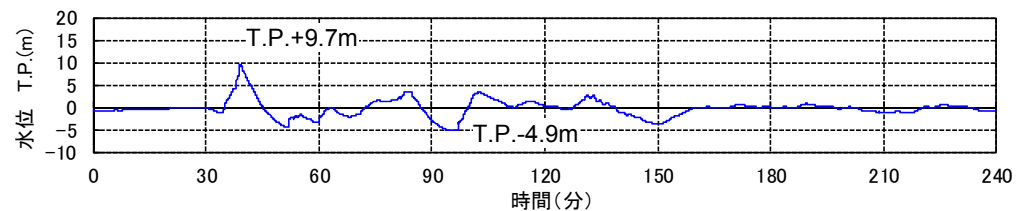
最大堆積量分布

解析結果(藤井他(1998), 浮遊砂上限濃度:1%, 水位下降側)

■ 取水口前面における水位, 地形変化量, 浮遊砂体積濃度の時刻歴波形



地形変化量分布(地震発生4時間後)

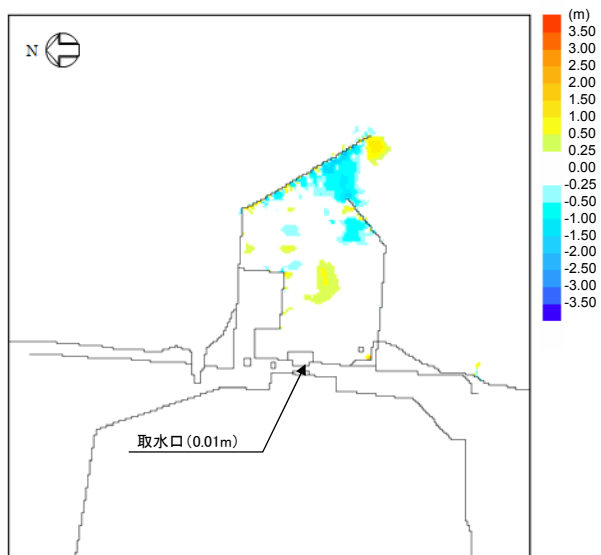


解析結果(藤井他(1998), 浮遊砂上限濃度:5%, 水位下降側)

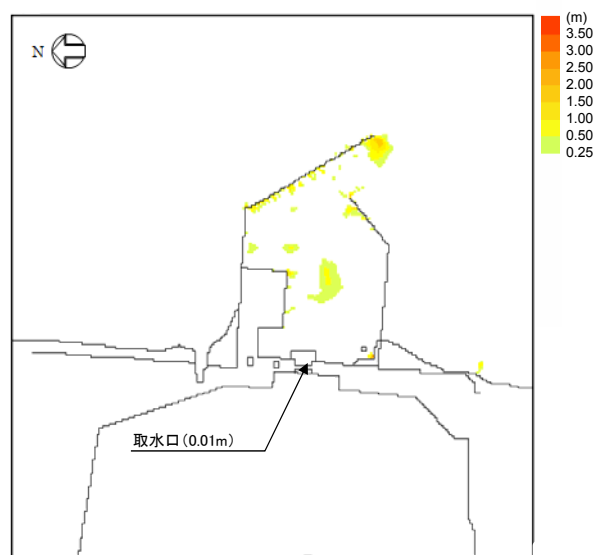
■地形変化量分布(地震発生4時間後), 最大堆積量分布

取水口前面における砂の堆積厚さ

0.01 m



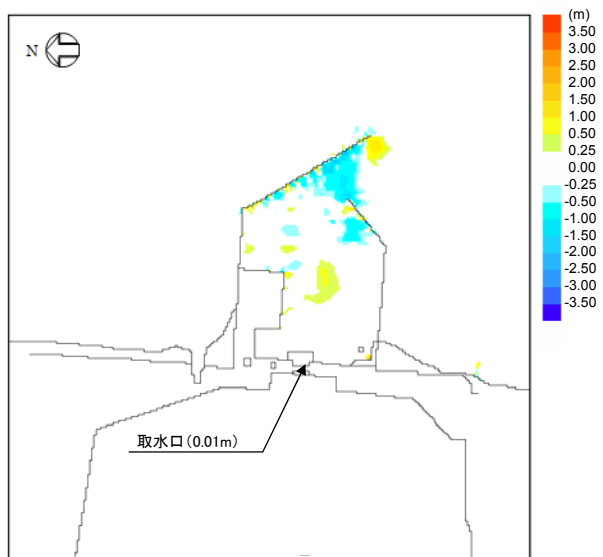
地形変化量分布(地震発生4時間後)



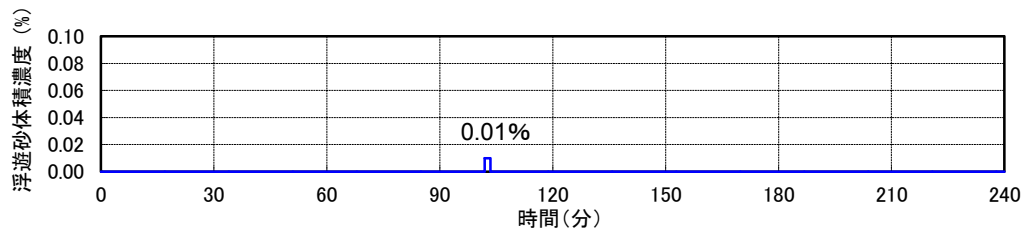
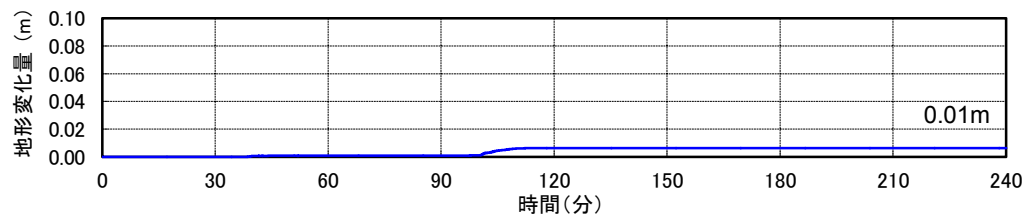
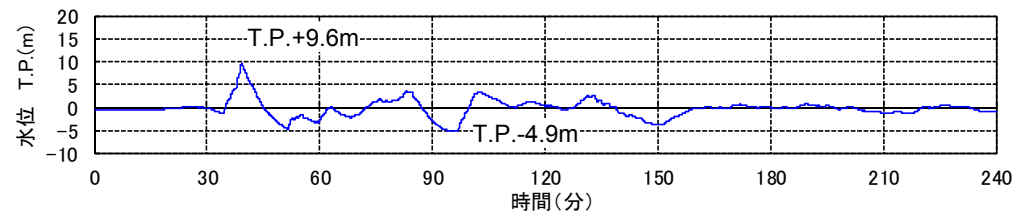
最大堆積量分布

解析結果(藤井他(1998), 浮遊砂上限濃度:5%, 水位下降側)

■ 取水口前面における水位, 地形変化量, 浮遊砂体積濃度の時刻歴波形



地形変化量分布(地震発生4時間後)

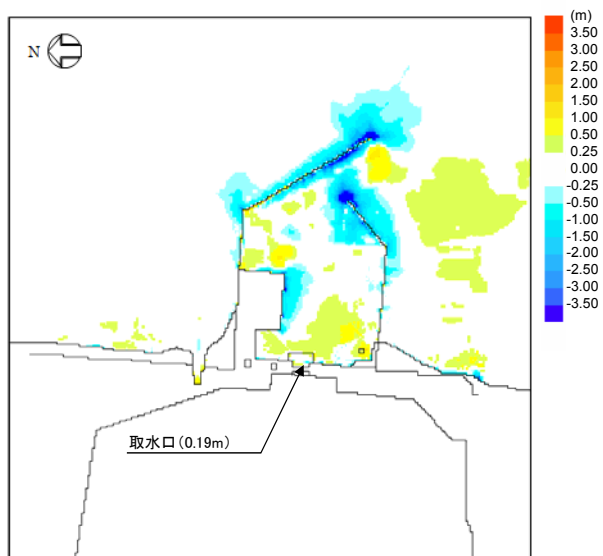


解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:1%, 水位下降側)

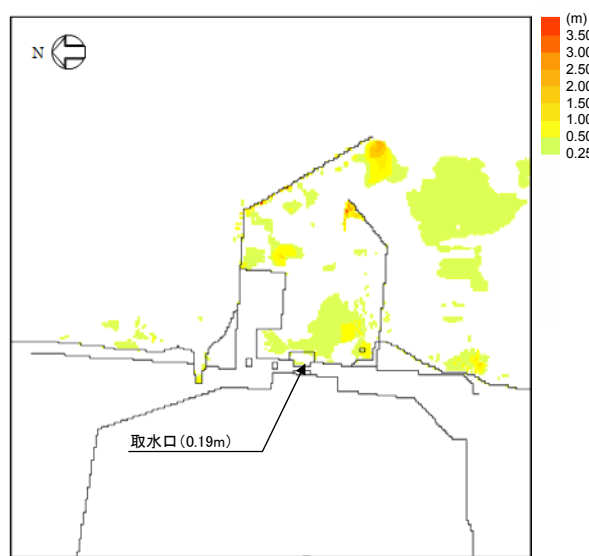
■地形変化量分布(地震発生4時間後), 最大堆積量分布, 最大シールズ数分布

取水口前面における砂の堆積厚さ

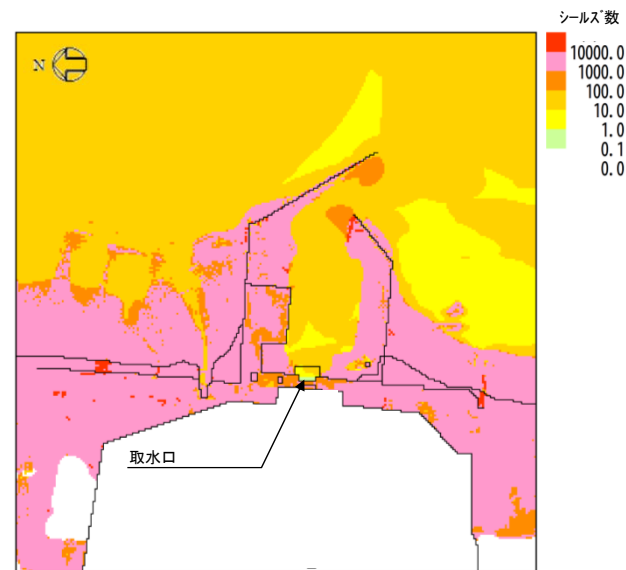
0.19 m



地形変化量分布(地震発生4時間後)



最大堆積量分布

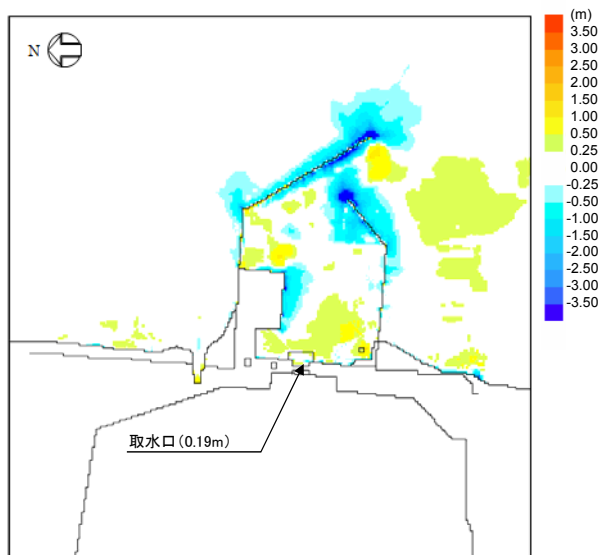


最大シールズ数分布※

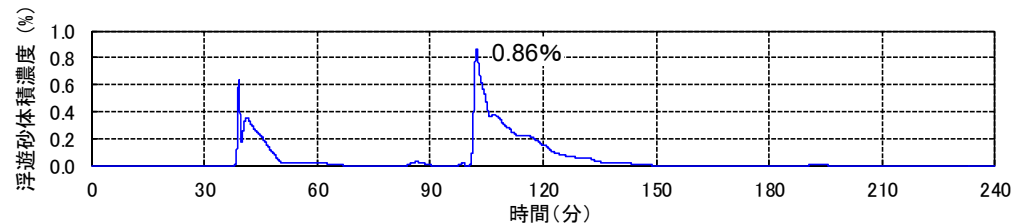
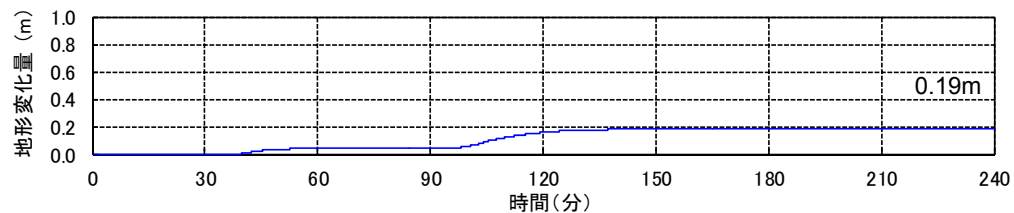
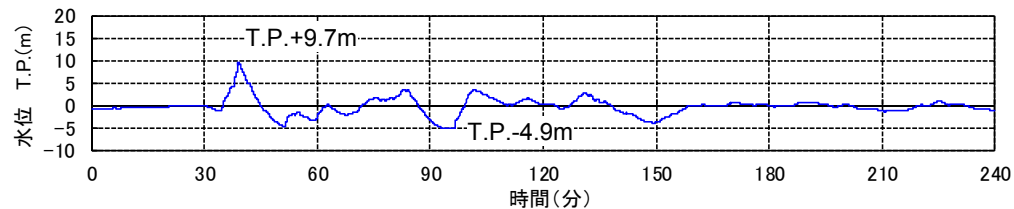
※津波を模した水理実験においてもシールズ数の最大値は1桁オーダーであり、100を超えるシールズ数は数値計算上生じたものであると考えられる。

解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:1%, 水位下降側)

■ 取水口前面における水位, 地形変化量, 浮遊砂体積濃度の時刻歴波形



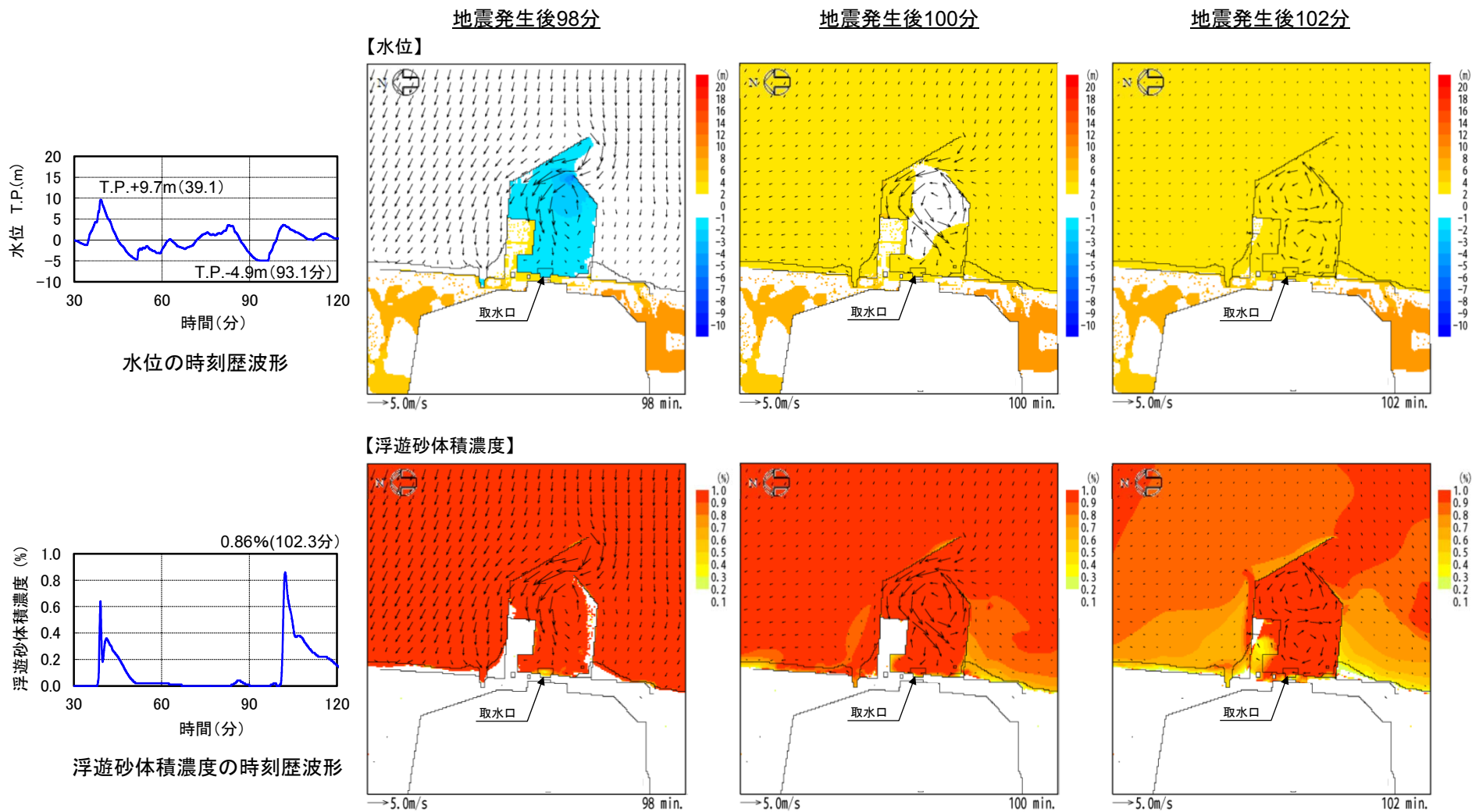
地形変化量分布(地震発生4時間後)



解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:1%, 水位下降側)

■ 取水口前面における水位及び浮遊砂体積濃度の時刻歴波形, スナップショット(地震発生後98分~102分)

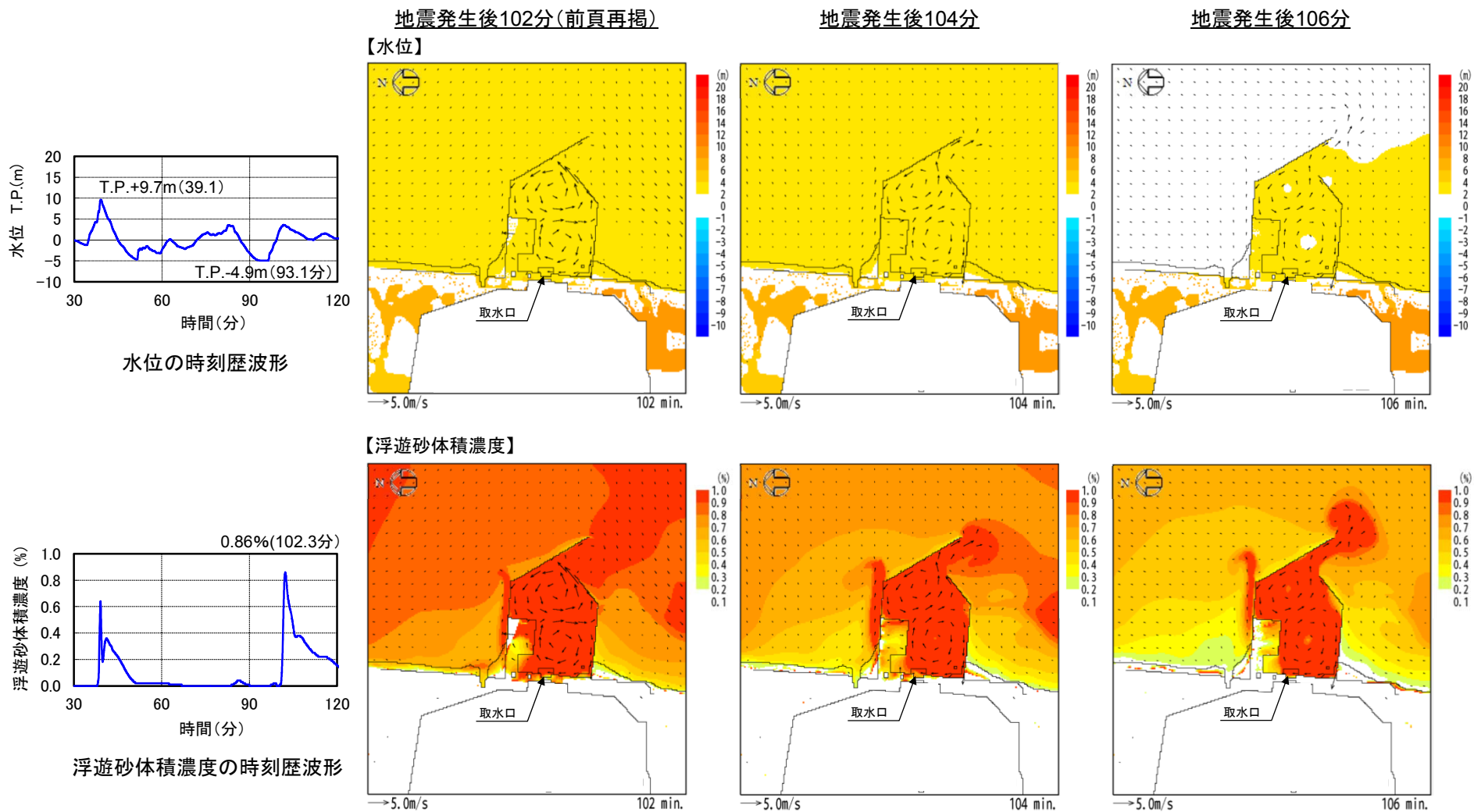
- 浮遊砂体積濃度が最大となる地震発生後約102分前後の水位, 浮遊砂体積濃度のスナップショットを以下に示す。



解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:1%, 水位下降側)

■ 取水口前面における水位及び浮遊砂体積濃度の時刻歴波形, スナップショット(地震発生後102分~106分)

- 浮遊砂体積濃度が最大となる地震発生後約102分前後の水位, 浮遊砂体積濃度のスナップショットを以下に示す。

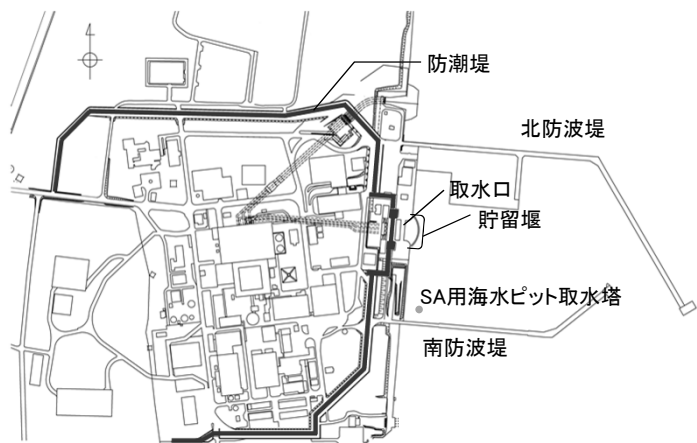


7.4 まとめ評価結果

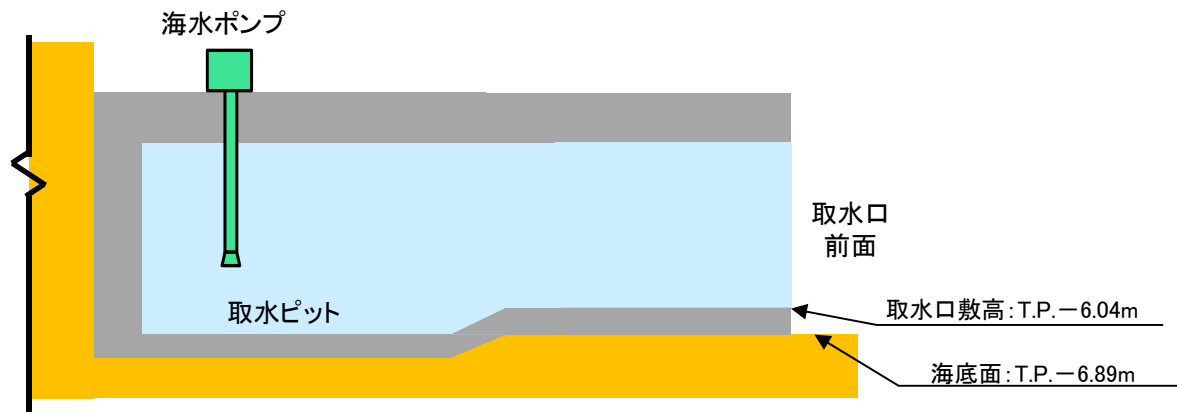
- 取水口前面における砂の堆積厚さは、最大で0.4m程度であり、取水口は閉塞しない。
- 以上から、非常用海水ポンプの取水への影響はないことを確認した。
- なお、防潮堤の線形形状の変更に伴う影響は小さいことを確認した。

評価結果

基準津波	砂移動モデル	浮遊砂上限濃度	取水口前面		(参考)SA用海水ピット取水塔	
			砂の堆積厚さ	水位	砂の堆積厚さ	水位
水位上昇側	高橋他(1999)	1%	0.31 m	最高水位 T.P.+14.1 m	0.46 m	最高水位 T.P.+14.1 m
水位下降側	高橋他(1999)	1%	0.20 m	最低水位 T.P.-4.9 m	0.26 m	最低水位 T.P.-2.2 m



敷地平面図

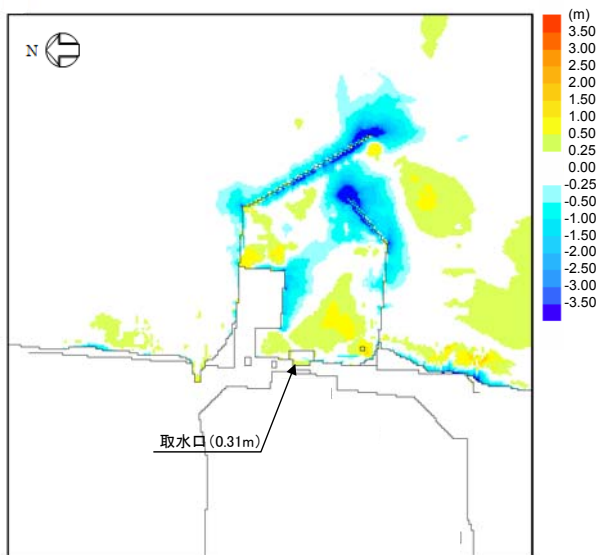


取水口概念図

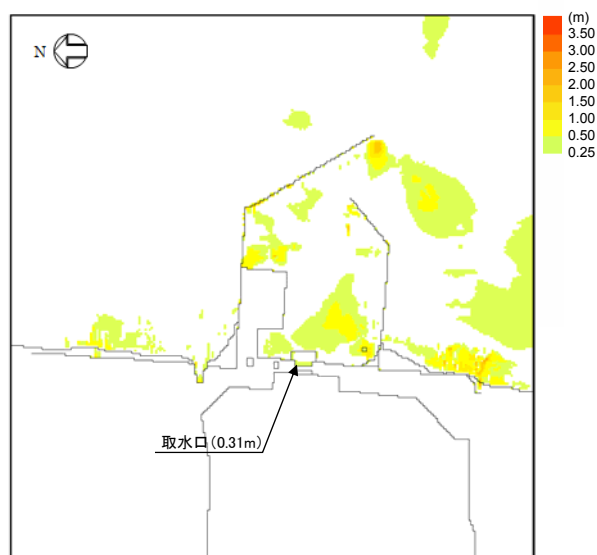
解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:1%, 水位上昇側)

■地形変化量分布(地震発生4時間後), 最大堆積量分布

取水口前面における砂の堆積厚さ
0.31 m



地形変化量分布(地震発生4時間後)

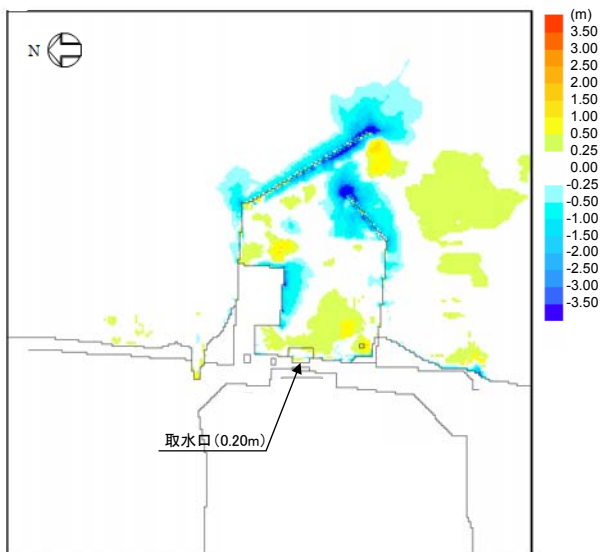


最大堆積量分布

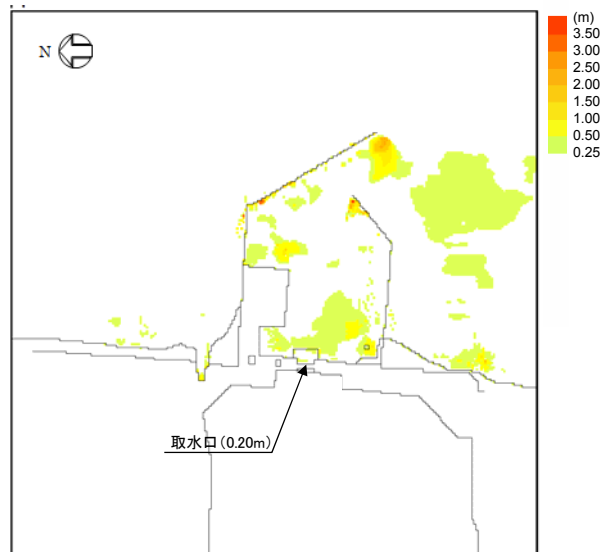
解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:1%, 水位下降側)

■地形変化量分布(地震発生4時間後), 最大堆積量分布

取水口前面における砂の堆積厚さ
0.20 m



地形変化量分布(地震発生4時間後)



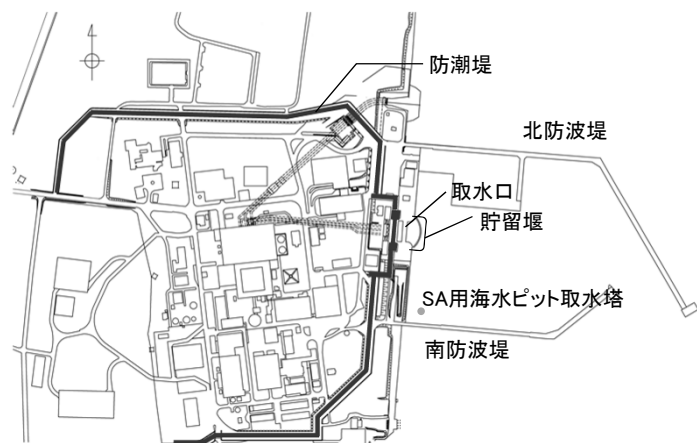
最大堆積量分布

目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
7. 基準津波に対する安全性評価
 - 7.1 評価概要
 - 7.2 砂移動評価(地形変化)
 - 7.3 砂移動評価(海水ポンプ室における砂の堆積厚さ)
8. 参考文献

解析概要

- 海水ポンプ室(取水ピット)における砂の堆積厚さを評価し, 非常用海水ポンプの取水に影響がないことを確認する。
- 取水設備を一次元でモデル化し, 地形変化の評価から得られる取水口前面の浮遊砂濃度を境界条件として, 取水設備内の浮遊砂濃度を算定し, 非常用海水ポンプ位置における砂の堆積厚さを算定した。
- 取水路及び海水ポンプ室内の流量及び流速は, 当該解析モデルで計算される管路解析結果を使用した。
- 水路内の砂移動評価については, 地形変化の検討において取水口前面における砂の堆積厚さが最も大きくなるケースを対象に, 高橋他(1999)の手法に基づき数値シミュレーションを実施した。

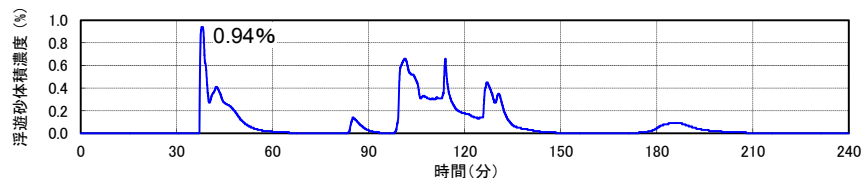


敷地平面図

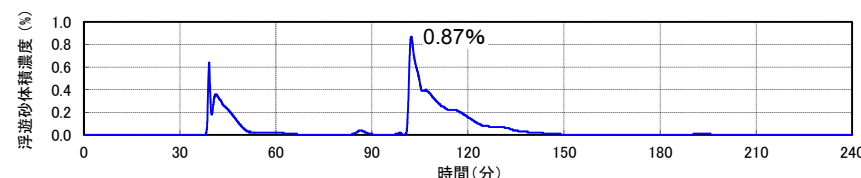
評価結果(地形変化)

基準津波	砂移動モデル	浮遊砂上限濃度	取水口前面における砂の堆積厚さ	備考
水位上昇側	高橋他(1999)	1%	0.31 m	検討ケース
水位下降側	高橋他(1999)	1%	0.20 m	検討ケース

■ 取水口前面における浮遊砂体積濃度の時刻歴波形(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度: 1%)



水位上昇側



水位下降側

解析条件(設定項目)

項目	設定内容
計算領域	取水口～取水路～取水ピット
基礎方程式	非定常開水路流及び管路流の連続式・運動方程式※1
非常用海水ポンプ 取水条件	流量: 2,549.4 (m ³ /hr) ・残留熱除去系海水ポンプ: 885.7 (m ³ /hr/台) × 2 台 ・非常用ディーゼル発電機用海水ポンプ: 272.6 (m ³ /hr/台) × 2 台 ・高圧炉心スプレイ系ディーゼル発電機用海水ポンプ: 232.8 (m ³ /hr/台) × 1 台
マンニングの粗度係数	n=0.020m ^{-1/3} ・s
貝の付着代	貝代10cmを考慮
局所損失係数	電力土木技術協会(1995): 火力・原子力発電所土木構造物の設計—増補改訂版— 千秋信一(1967): 発電水力演習 土木学会(1999): 水理公式集[平成11年版]
入射条件	基準津波: 水位上昇側, 水位下降側
計算時間間隔	Δt=0.01秒
計算時間	地震発生後240分間(4時間)
潮位条件※2	水位上昇側: T.P.+0.81m 水位下降側: T.P.-0.61m

※1 基礎方程式

<開水路>

$$a) \text{運動方程式} \quad \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial H}{\partial x} + gA \left(\frac{n^2 |v|v}{R^{4/3}} + \frac{1}{\Delta x} f \frac{|v|v}{2g} \right) = 0$$

b)連続式

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0$$

<管路>

$$a) \text{運動方程式} \quad \frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial H}{\partial x} + gA \left(\frac{n^2 |v|v}{R^{4/3}} + \frac{1}{\Delta x} f \frac{|v|v}{2g} \right) = 0$$

b)連続式

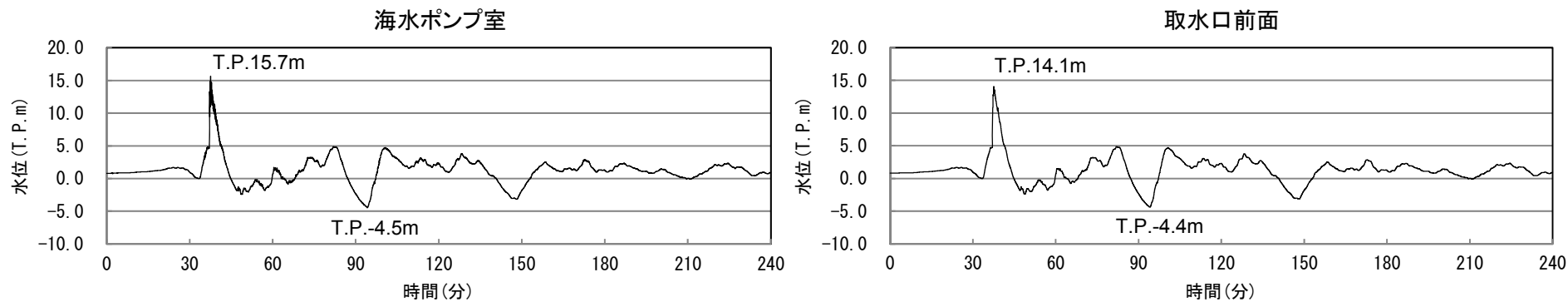
$$\frac{\partial Q}{\partial x} = 0$$

ここに、 t : 時間 Q : 流量 v : 流速 x : 管底に沿った座標 A : 流水断面積 H : 圧力水頭+位置水頭(管路の場合)/位置水頭(開水路の場合)
 z : 管底高 g : 重力加速度 n : マニングの粗度係数 R : 径深 Δx : 管路の流れ方向の長さ f : 局所損失係数

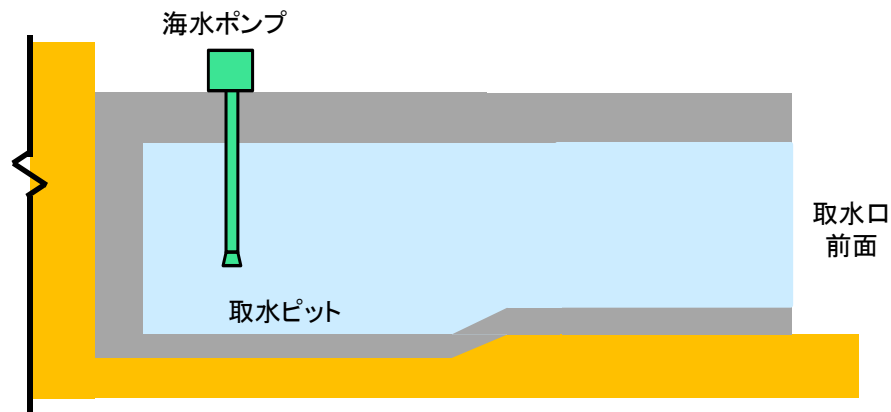
※2 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量を考慮

解析条件(取水設備の水理特性を考慮した水変動解析結果:基準津波(水位上昇側))

- 基準津波(水位上昇側)による取水口前面の水位時刻歴波形を用いて算定した海水ポンプ室の水位時刻歴波形を以下に示す。



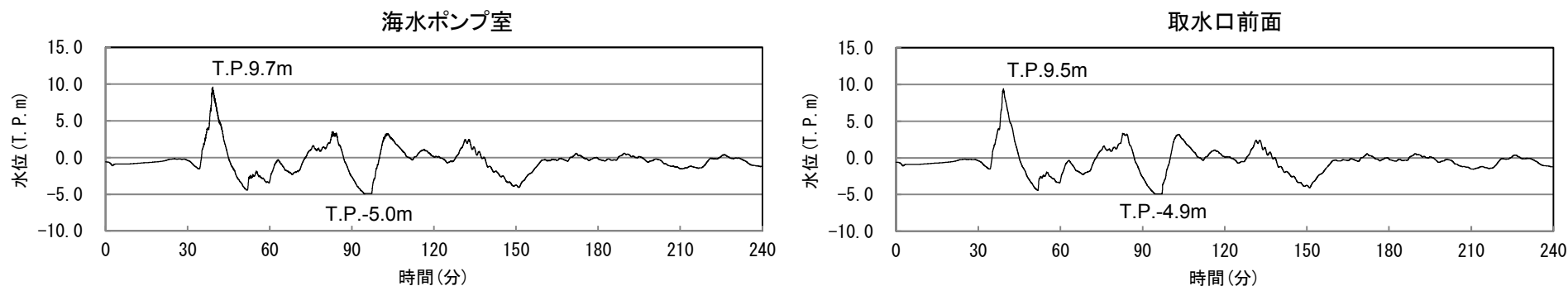
水位の時刻歴波形(水位上昇側)



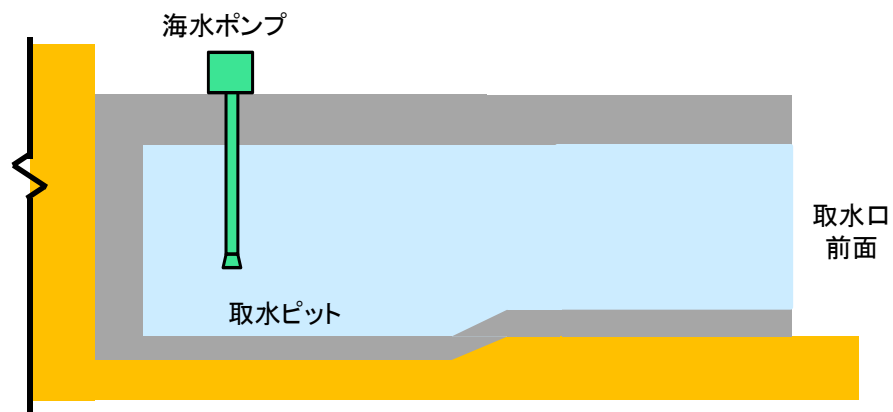
取水口概念図

解析条件(取水設備の水理特性を考慮した水変動解析結果:基準津波(水位下降側))

- 基準津波(水位下降側)による取水口前面の水位時刻歴波形を用いて算定した海水ポンプ室の水位時刻歴波形を以下に示す。



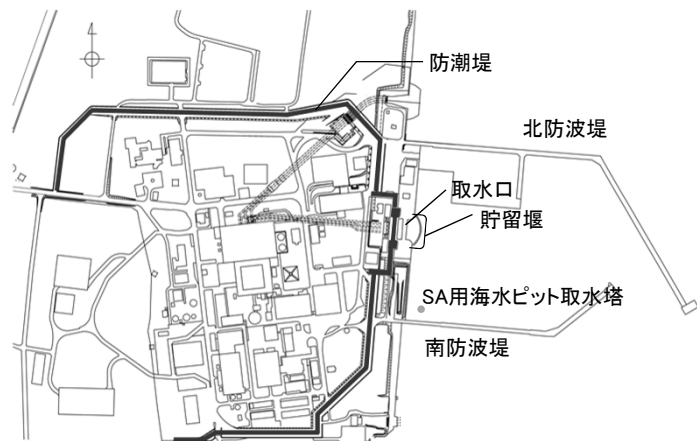
水位の時刻歴波形(水位下降側)



取水口概念図

評価結果

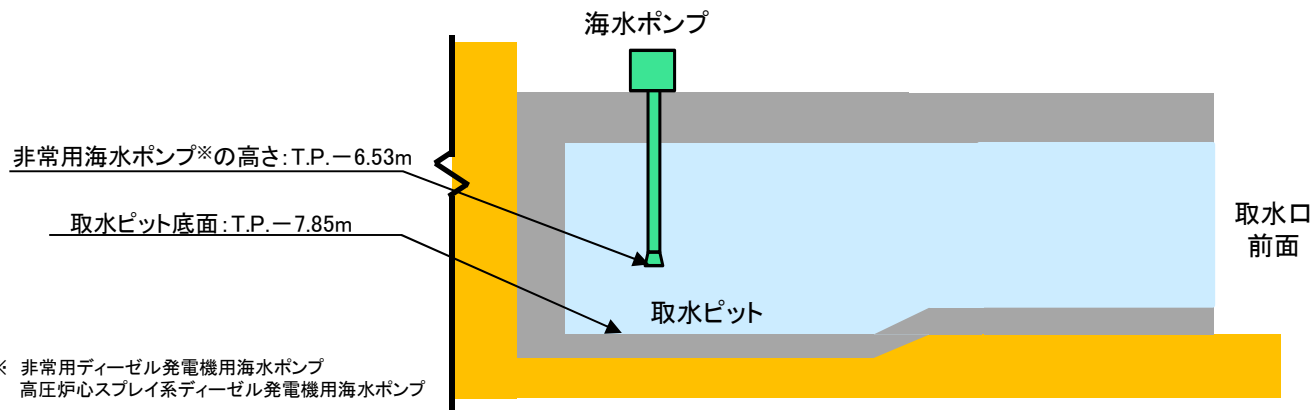
- 海水ポンプ室(取水ピット)における砂の堆積厚さは最大で0.01m程度であり、非常用海水ポンプの高さを上回らない。
- 以上から、非常用海水ポンプの取水への影響はないことを確認した。



敷地平面図

評価結果

基準津波	砂移動モデル	浮遊砂上限濃度	海水ポンプ室における砂の堆積厚さ
水位上昇側	高橋他(1999)	1%	0.01 m
水位下降側	高橋他(1999)	1%	0.01 m



※ 非常用ディーゼル発電機用海水ポンプ
高圧炉心スプレイ系ディーゼル発電機用海水ポンプ

取水口概念図

目 次

1. 津波評価の概要
2. 地震に起因する津波の評価
3. 地震以外に起因する津波の評価
4. 基準津波の選定
5. 基準津波の選定結果の検証
6. 基準津波の年超過確率の参照
7. 基準津波に対する安全性評価
8. 参考文献

8. 参考文献(1/5)

1. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012):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
2. Kei Ioki and Yuichiro Tanioka (2016): Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data., *Earth and Planetary Science Letters* 433 (2016) 133–138 .
3. Lay, T., H. Kanamori, C. J. Ammon, K. D. Koper, A. R. Hutko, L. Ye, H. Yue, and T. M. Rushing(2012) : Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, *J. Geophys. Res.*, 117, B04311, doi:10.1029/2011JB009133.
4. Loveless, J. P. and B. J. Meade (2015) : Kinematic Barrier Constraints on the Magnitudes of Additional Great Earthquakes Off the East Coast of Japan, *202 Seismological Research Letters Volume 86, Number 1 January/February 2015*, doi: 10.1785/0220140083.
5. Ozawa, S., T. Nishimura, H. Munekane, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire (2012): Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, 117, B07404,doi:10.1029/2011JB009120.
6. S. Ide, A. Baltay, and G. C. Beroza.(2011) : Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku–Oki Earthquake, *Science (Express)*, 2011.
7. Mochizuki, K., T. Yamada, M. Shinohara, Y. Yamanaka and T. Kanazawa (2008) : Weak Interplate Coupling by Seamounts and Repeating $M \sim 7$ Earthquakes, *Science*, Vol.321, pp.1194–1197. doi: 10.1126/science.1160250.
8. 望月公廣(2011) : 茨城沖におけるアスペリティと地下構造, *地震予知連絡会会報*, 第85巻.
9. Tanikawa W, Hirose T, Mukoyoshi H, Tadaï O, Lin W (2013) : Fluid transport properties in sediments and their role in large slip near the surface of the plate boundary fault in the Japan Trench, *Earth Planet Sci Lett* , 382, pp.150–160. doi:10.1016/j.epsl.2013.08.052
10. Ujiie K, Tanaka H, Saito T, Tsutsumi A, Mori J, Kameda J, Brodsky EE, Chester FM, Eguchi N, Toczko S, Scientists of Expedition 343 and 343 T (2013) : Low coseismic shear stress on the Tohoku–oki megathrust determined from laboratory experiments. *Science*, 342, pp.1211–1214. doi:10.1126/science.1243485.
11. Frederick M. Chester, Christie Rowe, Kohtaro Ujiie, James Kirkpatrick, Christine Regalla, Francesca Remitti, J. Casey Moore, Virginia Toy, Monica Wolfson–Schwehr, Santanu Bose, Jun Kameda, James J. Mori, Emily E. Brodsky, Nobuhisa Eguchi, Sean Toczko, Expedition 343 and 343T Scientists (2013) : Structure and Composition of the Plate–Boundary Slip Zone for the 2011 Tohoku–Oki Earthquake, *SCIENCE* , VOL 342.
12. J. Casey Moore, Terry A. Plank, Frederick M. Chester, Pratigya J. Polissar, and Heather M. Savage (2015) : Sediment provenance and controls on slip propagation: Lessons learned from the 2011 Tohoku and other great earthquakes of the subducting northwest Pacific plate, *Geosphere*, GES01099.1, first published on April 22, 2015, doi:10.1130/GES01099.1.

8. 参考文献(2/5)

13. 杉野英治・岩渕洋子・橋本紀彦・松末和之・蛭澤勝三・亀田弘行・今村文彦(2014):プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案, 日本地震工学会論文集 第14巻, 第5号
14. 内閣府(2012):南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告)巻末資料, 南海トラフの巨大地震モデル検討会
15. Satoko Murotani, Kenji Satake, Yushiro Fujii(2013): Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction zone earthquakes, Geophysical Research Letters, Vol.40, 1-5, doi:10.1002/grl.50976.
16. 長谷川賢一・鈴木孝夫・稲垣和男・首藤伸夫(1987):津波の数値実験における格子間隔と時間積分間隔に関する研究,土木学会論文集 第381号/II-7, PP.111-120
17. 後藤智明・小川由信 (1982):Leap-frog法を用いた津波の数値計算法, 東北大学工学部土木工学科, 52p.
18. L. MANSINHA AND D. E. SMYLLIE (1971):THE DISPLACEMENT FIELDS OF INCLINED FAULTS, Bulletin of the Seismological Society of America.Vol.61,No5,PP1433-1440.
19. 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫(1998):GISを利用した津波遡上計算と被害推定法,海岸工学論文集,第45巻,土木学会,PP.356-360
20. 本間仁(1940):低溢流堰堤の流量係数, 土木学会誌, 第26巻, pp635-645
21. 相田勇(1977):陸上に溢れる津波の数値実験—高知県須崎および宇佐の場合—, 東京大学地震研究所彙報, Vol.52, pp.441-460.
22. 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012):<http://www.coastal.jp/ttjt/>
23. 土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2002):原子力発電所の津波評価技術
24. 地震調査委員会(2009):付録3 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」) 平成21年12月21日改訂
25. Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya(2013): Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473-1492, doi: 10.1785/0120120122
26. 地震調査研究推進本部(2005):宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)について
27. Yushiro Fujii and Kenji Satake (2007): Tsunami Source of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 97, No. 1A, pp. S192-S207, doi: 10.1785/0120050613
28. Jose A. Alvarez-Gomez, Omar Q. Gutierrez Gutierrez, Inigo Aniel-Quiroga, M. Gonzalez(2012): Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America, Tectonophysics 574-575, 133-143
29. HIROO KANAMORI (1971): SEISMOLOGICAL EVIDENCE FOR A LITHOSPHERIC NORMAL FAULTING-THE SANRIC EARTHQUAKE OF 1993, 1971, Phys, Earth Planet, Interiors 4, 289-300, North-Holland Publishing Company, Amsterdam
30. HIROO KANAMORI(1972): MECHANISM OF TSUNAMI EARTHQUAKES, Reprinted from:1972, Phys, Earth Planet, Interiors 6, 346-359, North-Holland Publishing Company, Amsterdam
31. Ben Menahem (1977): RENORMALIZATION OF THE MAGNITUDE SCALE, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 15 (1977) 315-340, © Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam - Printed in The Netherlands
32. 土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2011):確率論的津波ハザード解析の方法
33. 阿部勝征(1989):地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測, 東京大学地震研究所彙報, Vol.64, pp.51-69
34. 武村雅之(1998):日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—, 地震第2輯, 第51巻, pp.211-228.

8. 参考文献(3/5)

35. H. Kanamori(1977), :The energy release in great earthquakes: J. Geophys. Res., v. 82, p. 2981-2876.
36. 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会
37. 渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧 [第2版], 東京大学出版会
38. 気象庁(1951~2010):地震月報他
39. 国立天文台編(2014):理科年表 平成26年, 丸善出版
40. 防災科学技術研究所(2004):5万分の1地すべり地形分布図第18集「白河・水戸」図集, 防災科学技術研究所研究資料, 第247号
41. 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐垣・日野亮太・野原壮・阿部寛信・坂井眞一・向山建二郎(2001):日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史(付図). 海洋調査技術, Vol.13, No.1, p.27-53
42. 池原研・佐藤幹夫・山本博文(1990):高分解能音波探査記録からみた隠岐トラフの堆積作用,地質学雑誌 第96巻 第1号 37-39ページ,1990年1月 Jour.Gcol.Soc.Japan.Vol.96,No.1 p.37-49 ,January 1990
43. 棚橋 学・石原文実・駒沢正夫(2001):海洋地質図「塩屋埼沖海底地質図」(20万分の1)及び同説明書, 地質調査所
44. 奥田義久(1986):海洋地質図「鹿島灘海底地質図」(20万分の1), 地質調査所
45. 本座栄一・玉木賢策・村上文敏(1978):海洋地質図「日本海溝・千島海溝南部およびその周辺広域海底地質図」(100万分の1), 地質調査所
46. 脇田浩二・岡村行信・粟田泰夫(1992):日本地質構造図(300万分の1), 日本地質アトラス(第2版), 朝倉書店
47. 海上保安庁(1984):海底地質構造図「犬吠埼」(5万分の1)及び調査報告
48. 海上保安庁(2000):海底地質構造図「九十九里浜」(5万分の1)及び調査報告
49. 海上保安庁(1981):海底地質構造図「塩屋埼沖」(20万分の1)
50. 海上保安庁(1980):海底地質構造図「鹿島灘」(20万分の1)
51. 海上保安庁(1995):海底地質構造図「房総・伊豆沖」(50万分の1)
52. 産業技術総合研究所(2015):産業技術総合研究所ホームページ, 高分解能音波探査断面データベース, 東日本沖太平洋海域(GH762), 最新更新日:2015年5月1日, https://gbank.gsj.jp/sbp_db/GH762HTML/pages/762.html
53. Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E. Torresan (1989) : Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge, J. Geophys. Res., 94(B12), pp.17465-17484, doi:10.1029/JB094iB12p17465.
54. Eakins, B. W., Robinson J. E., Kanamatsu, T., Naka, J., Smith, J. R., Takahashi, E., Clague, D. A., Hawaii 's Volcanoes Revealed, U.S. Geological Survey Geologic Investigations Series I-2809 (2003) :<http://geopubs.wr.usgs.gov/i-map/i2809>.
55. 杉村新(1978):島弧の大地形・火山・地震, 笠原慶一・杉村新編「岩波講座地球科学10 変動する地球I—現在および第四紀」岩波書店, pp164-165
56. 気象庁編(2013):日本活火山総覧(第4版), 気象業務支援センター
57. 阿部なつ江・平野直人(2007):新しい種類の火山活動ブチスポットを発見, 海と地球の情報誌2007年3-4月号, 1.
58. 平野直人・阿部なつ江・町田嗣樹・山本順司(2010):ブチスポット火山から期待される海洋リソスフェアの包括的理解と地質学の展開—超モホール計画の提案—. 地質学雑誌, 116, 1, 1-12.
59. 竹内仁・藤良太郎・三村信男・今村文彦・佐竹健治・都司嘉宣・宝地兼次・松浦健郎(2007):延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査, 歴史地震, 第22号, P53-59
60. H. Yanagisawa, K. Goto, D. Sugawara, K. Kanamaru, N. Iwamoto, and Y. Takamori (2016): Tsunami earthquake can occur elsewhere along the Japan Trench—Historical and geological evidence for
61. 澤井祐紀(2012):堆積物の記録から明らかになった日本海溝の巨大津波—茨城県における痕跡—, AFERC NEWS, No.39/2012年11月号
62. 茨城県(2012):津波浸水想定について(解説)

8. 参考文献(4/5)

63. 日本原子力学会標準(2012):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
64. 土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2002):原子力発電所の津波評価技術
65. 土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2009):確率論的津波ハザード解析の方法(案)
66. 土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2011):確率論的津波ハザード解析の方法
67. 土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会(2016):原子力発電所の津波評価技術2016
68. 原子力安全基盤機構(2014):確率論的手法に基づく基準津波策定手引き
69. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012):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
70. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014):全国地震動予測地図2014年版~全国の地震動ハザードを概観して~ 付録1
71. 佐竹健治・七山太・山木滋(2003):17世紀に北海道東部で発生した異常な津波の波源モデル, 活断層・古地震研究報告, No.3, p.315-362, 2003
72. 今村明恒(1899):三陸津浪取調報告, 震災予防調査会報告, vol.29, pp.17-32
73. 羽鳥徳太郎(2000):三陸沖歴史津波の規模の再検討, 津波工学研究報告17, pp.39-48
74. 松尾春雄(1933):三陸津浪調査報告, 内務省土木試験所報告, 第24号, pp.83-112
75. チリ津波合同調査班(1961): <http://www.coastal.jp/ttjt/>
76. 海洋研究開発機構(2012):東北地方太平洋沖地震, 震源域南限の地下構造, プレスリリース.
77. Shinohara, M., T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, K. Mochizuki, K., Uehira, Y. Ito, R. Azuma, Y. Kaiho, T. No, H. Shiobara, R. Hino, Y., Murai, H. Yakiwara, T. Sato, Y. Machida, T. Shinbo, T. Isse, H. Miyamachi,, K. Obana, N. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kaneda, K. Hirata, S., Yoshikawa, K. Obara, T. Iwasaki, and N. Hirata (2011): Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network, Earth Planets Space, 63, pp.835-840.
78. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について
79. 内閣府中央防災会議事務局(2005):資料1 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(第10回)強震動及び津波高さの推計について
80. 今井健太郎・菅原大助・今村文彦(2012):津波痕跡と史料から解釈した1611年慶長地震, 第31回日本自然災害学会学術講演会, Ⅲ-2-2
81. 岩淵洋(2013):日本海溝海側斜面における地殻伸張速度及びそこで発生する正断層地震について, 海洋情報部研究報告第50号
82. 杉野英治・呉長江・是永真理子・根本信・岩渕洋子・蛭沢勝三(2013):原子力サイトにおける2011東北地震津波の検証, 日本地震工学会論文集, 第13巻, 第2号(特集号)
83. 杉野英治・岩渕洋子・阿部雄太・今村文彦(2015):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, 2015

8. 参考文献(5/5)

84. 藤井直樹・大森政則・高尾誠・金山進・大谷英夫(1998):津波による海底地形変化に関する研究, 海岸工学論文集, 第45巻, pp.376-380
85. 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔(1999):掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.606-610
86. 小林昭男・織田幸伸・東江隆夫・高尾 誠・藤井直樹(1996):津波による砂移動に関する研究, 海岸工学論文集, 第43巻, pp.691-695
87. 高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫(1992):土砂移動を伴う津波計算法の開発, 海岸工学論文集, 第39巻, pp.231-235
88. 玉田崇・田村保・高橋智幸・佐々木元(2009):河川での津波防災検討における津波移動床モデルの適用性に関する研究, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.B2-65, No.1, pp.301-305
89. 藤田尚毅・稲垣和男・藤井直樹・高尾誠・金戸俊道(2010):津波による海底地形変化評価モデルの現地適用性に関する研究, 海洋開発論文集, 第26巻, pp.213-216
90. 近藤武司・森本徹・藤本典子・殿最浩司・志方建仁(2012):港湾での津波による土砂移動計算の再現性評価, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.68, No.2, I_396-I_400
91. 森下祐・高橋智幸(2014):2011年東北地方太平洋沖地震津波襲来時の気仙沼湾を対象とした津波移動床モデルの再現性向上, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.70, No.2, I_491-I_495
92. 茨城県東海地区海岸保全対策研究会(2005):茨城県東海地区海岸の保全に関する技術検討資料
93. 電力土木技術協会(1995):火力・原子力発電所土木構造物の設計―増補改訂版―, pp826-833
94. 千秋信一(1967):発電水力演習, pp76-89
95. 土木学会(1999):水理公式集[平成11年版], pp373-377

余白