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
（コメント回答）

平成29年8月23日

日本原子力発電株式会社

審査会合におけるコメント内容及び回答

No.	コメント内容	コメント回答
1	チリ地震津波，千島海溝沿いの地震津波，明治三陸沖地震津波の扱いについて示すこと。（審査会合　H28.1.22）	• 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。 • 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。 • 1677年延宝房総沖地震津波の波源は，茨城県沖から房総沖に想定する津波波源（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。
2	東北地方太平洋沖型の津波波源の大すべり域の南限の設定の考え方を，より明確に示すこと。（審査会合　H28.1.22）	• 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	茨城県沖に想定する津波波源の北端の設定の考え方を，より明確に示すこと。（審査会合　H28.1.22）	• 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。
4	基準津波の選定において，評価上ポイントとなるケースの津波の時刻歴波形について示すこと。（審査会合　H28.1.22）	• 本資料及び補足説明資料に反映
5	大すべり域の位置と破壊開始点の関係が基準津波の選定に影響がないか確認すること。（審査会合　H28.1.22）	• 大すべり域の位置と破壊開始点の関係が基準津波の選定に影響がないことを確認した。
6	基準津波の策定における防波堤の有無が基準津波の選定に影響がないか確認すること。（審査会合　H28.1.22）	• 防波堤の有無が基準津波の選定に影響がないことを確認した。
7	茨城県沖から房総沖に想定する津波波源（Mw8.7）について，杉野他（2014）の方法で設定した場合の影響を検討すること。（審査会合　H28.1.22）	• 杉野他（2014）の方法で設定した場合と比較して，保守性を考慮して設定した場合の方が，最大水位上昇量，最大水位下降量とも保守的な値となっていることを確認した。
8	日本海溝の海溝軸よりも沖合いについて海底火山（プチスポット）に関する情報を収集し，検討すること。（審査会合　H28.1.22）	• 海底火山（プチスポット）に関する情報を収集し，これに起因した津波が敷地に与える影響が小さいことを確認した。
9	ハワイ付近の海底地すべりについて，情報を収集し，検討すること。（審査会合　H28.1.22）	• ハワイ諸島周辺の海底地すべり地形に関する情報を収集し，これに起因した津波が敷地に与える影響が小さいことを確認した。
10	2011年東北地方太平洋沖地震等も含めて津波堆積物に関するより詳細な情報を確認すること。（審査会合　H29.4.21）	• 津波堆積物調査のプロセスを明確にし，2011年東北地方太平洋沖地震等の津波堆積物に関する情報を確認した。

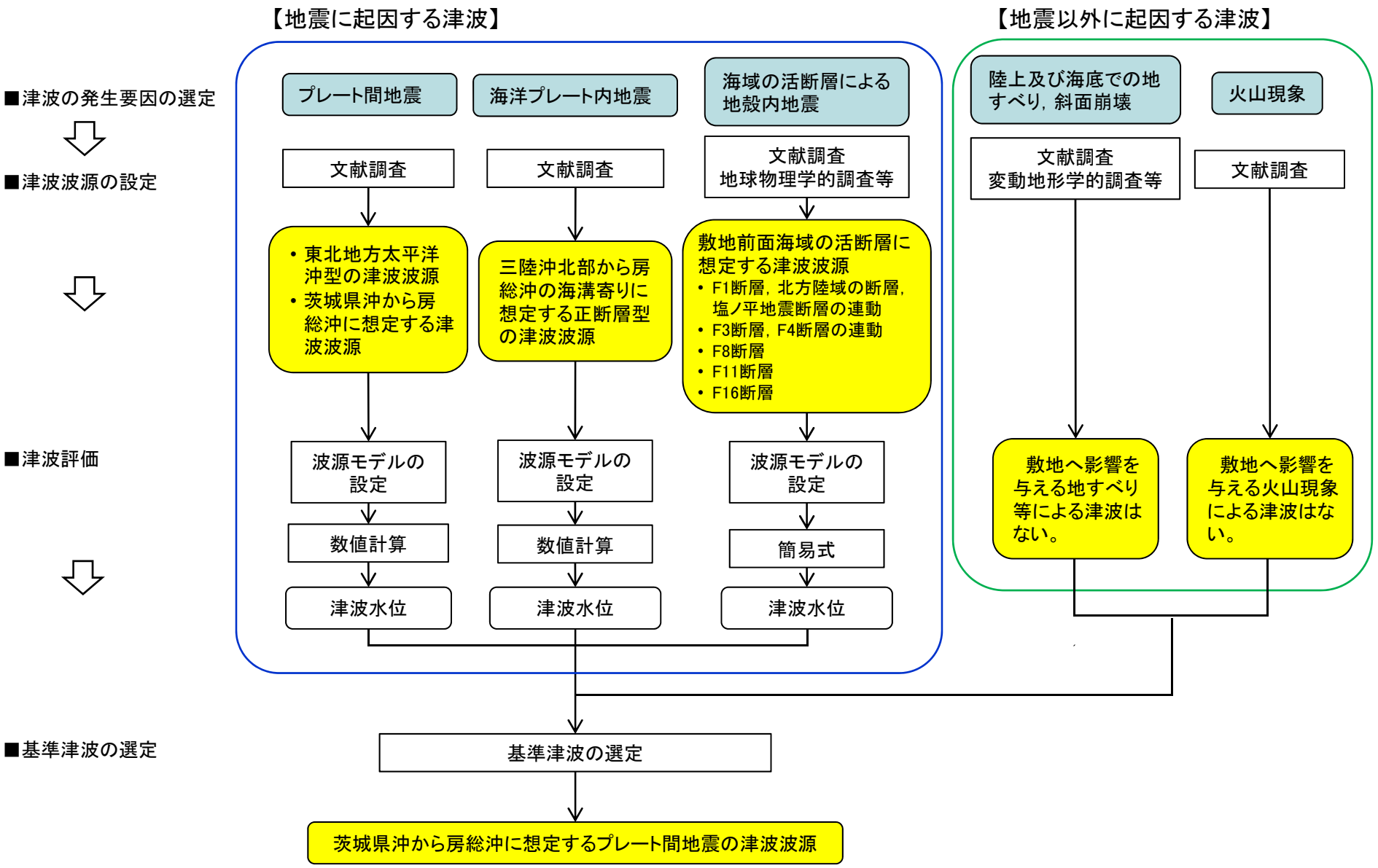
目　次

1.	津波評価の概要	4
2.	地震に起因する津波の評価	6
3.	地震以外に起因する津波の評価	57
4.	基準津波の選定	76
5.	参考文献	80

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. 参考文献

1. 津波評価の概要


【地震に起因する津波】
【地震以外に起因する津波】
■津波の発生要因の選定
■津波波源の設定
■津波評価
■基準津波の選定
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
陸上及び海底での地すべり，斜面崩壊
火山現象
文献調査
文献調査
文献調査
地球物理学的調査等
文献調査
変動地形学的調査等
文献調査
・東北地方太平洋沖型の津波波源
・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
・F3断層，F4断層の連動
・F8断層
・F11断層
・F16断層
波源モデルの設定
波源モデルの設定
波源モデルの設定
敷地へ影響を与える地すべり等による津波はない。
敷地へ影響を与える火山現象による津波はない。
数値計算
数値計算
簡易式
津波水位
津波水位
津波水位
基準津波の選定
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

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. 参考文献

2.1 プレート間地震に起因する津波（概要）

第390回審査会合
資料1－1 再掲

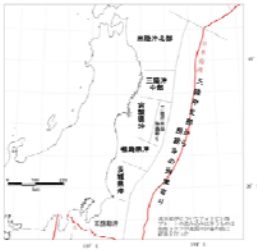
津波波源の設定 | **津波評価**

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

・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，敷地への影響が小さいことを確認した。

【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

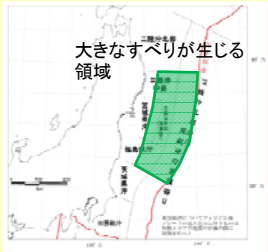
【想定津波の設定方針】

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。

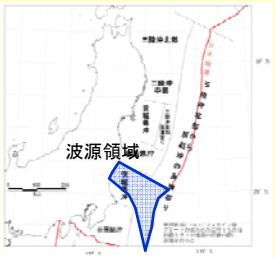
Ⅱ.
✓ 日本海溝沿いで生じた地震津波のうち，1677年延宝房総沖地震は敷地に比較的大きな影響を及ぼしたことを踏まえ，茨城県沖に想定する津波波源を設定する。
✓ 茨城県沖に想定する津波波源については，2011年東北地方太平洋沖地震で大きなすべりが生じていない領域とする。なお，領域の南限については，北米プレートとフィリピン海プレートの境界とする。

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】



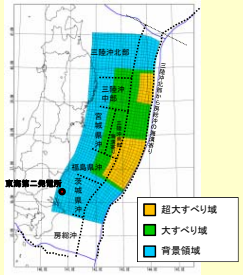
【茨城県沖に想定する津波波源】



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。

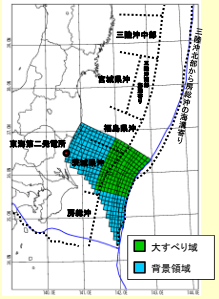
特性化波源モデル

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。

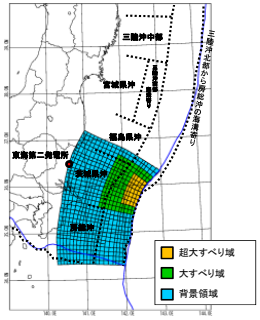
波源領域：茨城県沖～房総沖の一部
Mw=8.5



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

【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



1677年延宝房総沖地震津波の波源は，茨城県沖から房総沖に想定する津波波源（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。

2.1 プレート間地震に起因する津波（概要）

第390回審査会合
資料1－1 再掲

津波評価

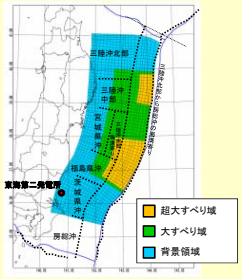
4. 特性化波源モデルの設定

5. 特性化波源モデルの不確かさの考慮

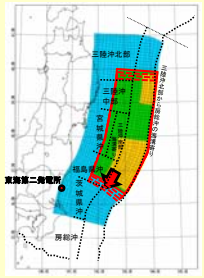
申請書から追記した事項

特性化波源モデル → 概略パラメータスタディ（大すべり域等の位置，形状の不確かさの考慮） → 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 → 詳細パラメータスタディ（破壊開始点，破壊伝播速度，立ち上がり時間の不確かさの考慮）

波源領域：三陸沖北部～茨城県沖
Mw=9.1



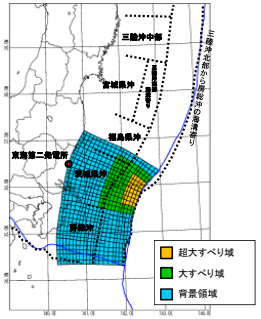
大すべり域，超大すべり域の位置を約10km単位で移動



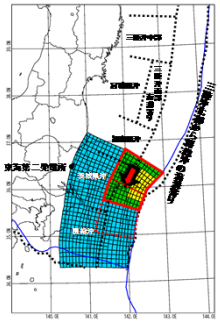
最大水位上昇量（防潮堤前面）8.13 m※1

最大水位下降量（取水口前面）-3.69 m※1

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



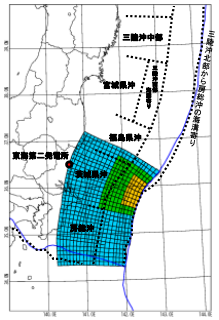
最大水位上昇量（防潮堤前面）17.60 m※1

最大水位下降量（取水口前面）-5.47 m※1

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。

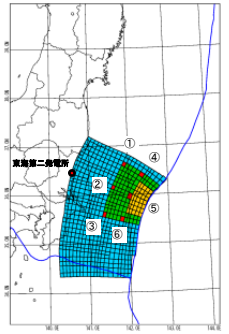
検討波源：茨城県沖～房総沖
Mw=8.7



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

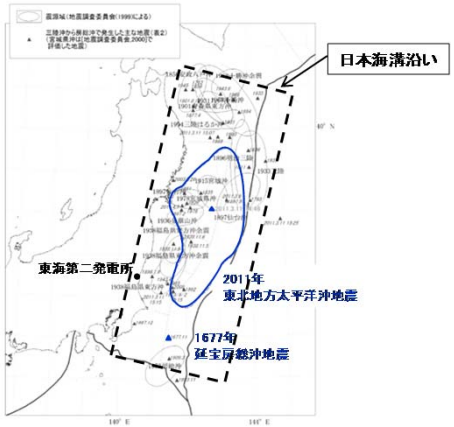
※2 先行プラントの審査状況を踏まえ，追加解析を実施

※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

（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）

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）
	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_{t0}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



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）

※1 補足説明資料（3～13頁）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。

※ 補足説明資料（14～47頁）に記載

2011年東北地方太平洋沖地震の特徴		2011年東北地方太平洋沖地震に関連する知見
（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。	⇦	• 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。
（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。	⇦	• 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。	⇦	• 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。

想定波源の領域の設定の考え方について（知見の整理）

第390回審査会合
資料1－1 再掲

■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

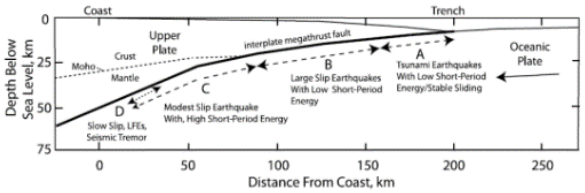
- Lay et al.(2012)は，プレート境界の領域区分を地殻構造の特徴と関連づけて以下のように設定

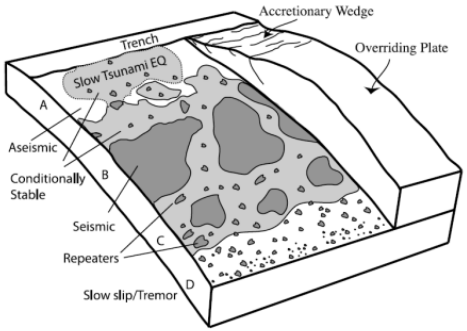
領域	特徴
領域A （海溝から海面下約15kmまで）	・非地震性すべりと津波地震時の大きなすべり ・長いライズタイムと小さな破壊伝播速度
領域B （海面下15-30km）	・大きなすべりと中規模の短周期エネルギー放出
領域C （海面下35-55km）	・中程度のすべりと大規模な短周期エネルギー放出

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

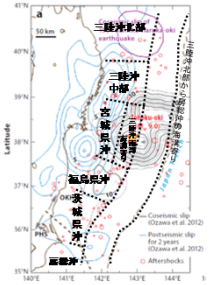
領域	固着の程度とすべりの関係に関する見解
領域A	• すべりの大きさは固着の程度と対応している。（Ozawa et al. (2012)，Loveless and Meade (2015)等） • すべりの大きさは固着の程度よりも大きくなる場合がある（ダイナミックオーバーシュート）。（Ide et al.(2011)）
領域B	• すべりの大きさは固着の程度と対応している。（Ozawa et al. (2012)，Loveless and Meade (2015)等）
領域C	• すべりの大きさは固着の程度と対応している。（Ozawa et al. (2012)，Loveless and Meade (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。

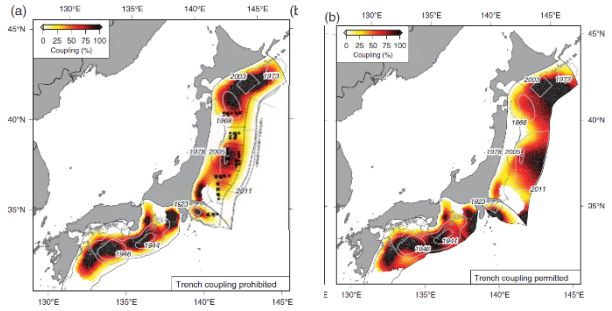




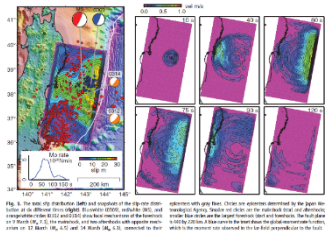
プレート境界の領域区分と特徴
（Lay et al.(2012)）



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き（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)）

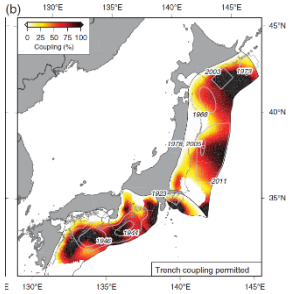


ダイナミックオーバーシュート（動的過剰すべり）
（Ide et al.(2011)）

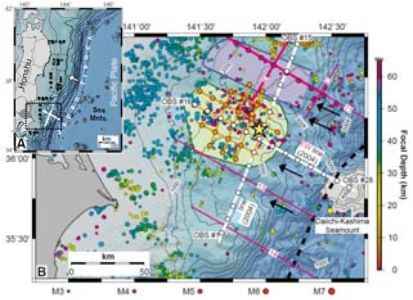
東北地方太平洋沖型の津波波源の南限設定について（茨城県沖における「海溝軸付近の大きなすべり」の発生可能性に関するまとめ）

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。

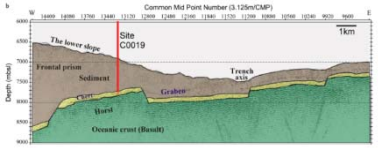
海溝軸付近のすべりの大きさの支配的要因	3.11地震との対応	茨城県沖の状況	茨城県沖の海溝軸付近での大すべりの発生の可能性
海溝軸付近のすべりの大きさは，固着の程度が支配的要因となっている。 （蓄積したひずみが解放して大きなすべりが生じる。）	Loveless and Meade（2015） 海溝軸付近のすべりの大きさは固着の程度と対応している。	Mochizuki et al.（2008）及び望月（2011） 茨城県沖北端付近では，海溝軸から海山が沈み込んでいることが確認されており，このことが固着を弱くしている。	大すべりの発生の可能性は極めて低い。
海溝軸付近のすべりの大きさは，固着の程度以外が支配的要因となっている。 （蓄積したひずみの解放以上の大きなすべりが生じる。）	Tanikawa et al.（2013）及び Ujiie et al.（2013） • 海溝軸付近の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）。 • ダイナミックオーバーシュートは，プレート境界面に存在する遠洋性粘土に起因する摩擦の低下（thermal pressurization）による。	Chester et al.（2013）及びMoore et al.（2015） 茨城県沖北端付近では，海溝軸から海山が沈み込んでいることが確認されており，沈み込んだ海山が遠洋性粘土層を分断している。	大すべりの発生の可能性は極めて低い。



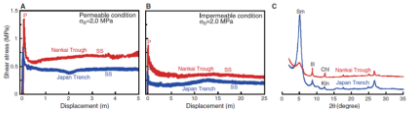
プレート間カップリング率の分布
（Loveless and Meade（2015））



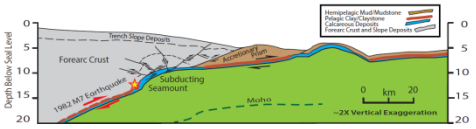
複数の海山が沈み込んだ領域と地形及び地震活動の関係（Mochizuki et al.（2008））



試料採取位置の分布（Tanikawa et al.（2013））



すべり量とせん断応力の関係（Ujiie et al.（2013））



茨城県沖のプレート境界付近の地質構造
（Moore et al.（2015））

- 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

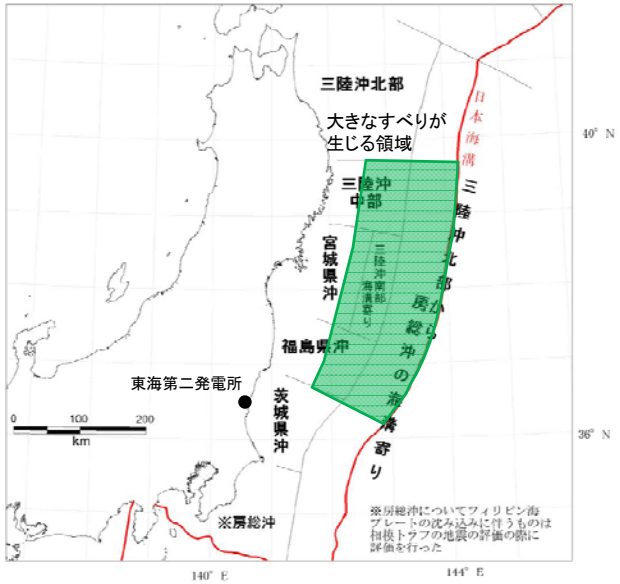
想定津波の設定方針

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。

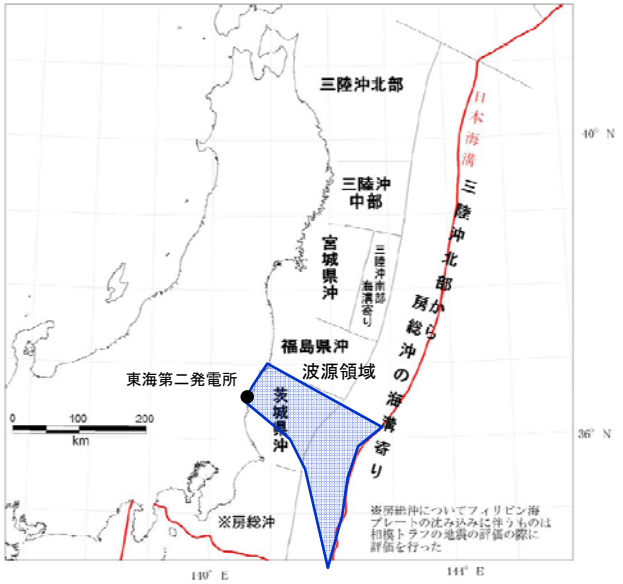
Ⅱ.
- ✓日本海溝沿いで生じた地震津波のうち，1677年延宝房総沖地震は敷地に比較的大きな影響を及ぼしたことを踏まえ，茨城県沖に想定する津波波源を設定する。
- ✓茨城県沖に想定する津波波源については，2011年東北地方太平洋沖地震で大きなすべりが生じていない領域とする。なお，領域の南限については，北米プレートとフィリピン海プレートの境界とする。

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】

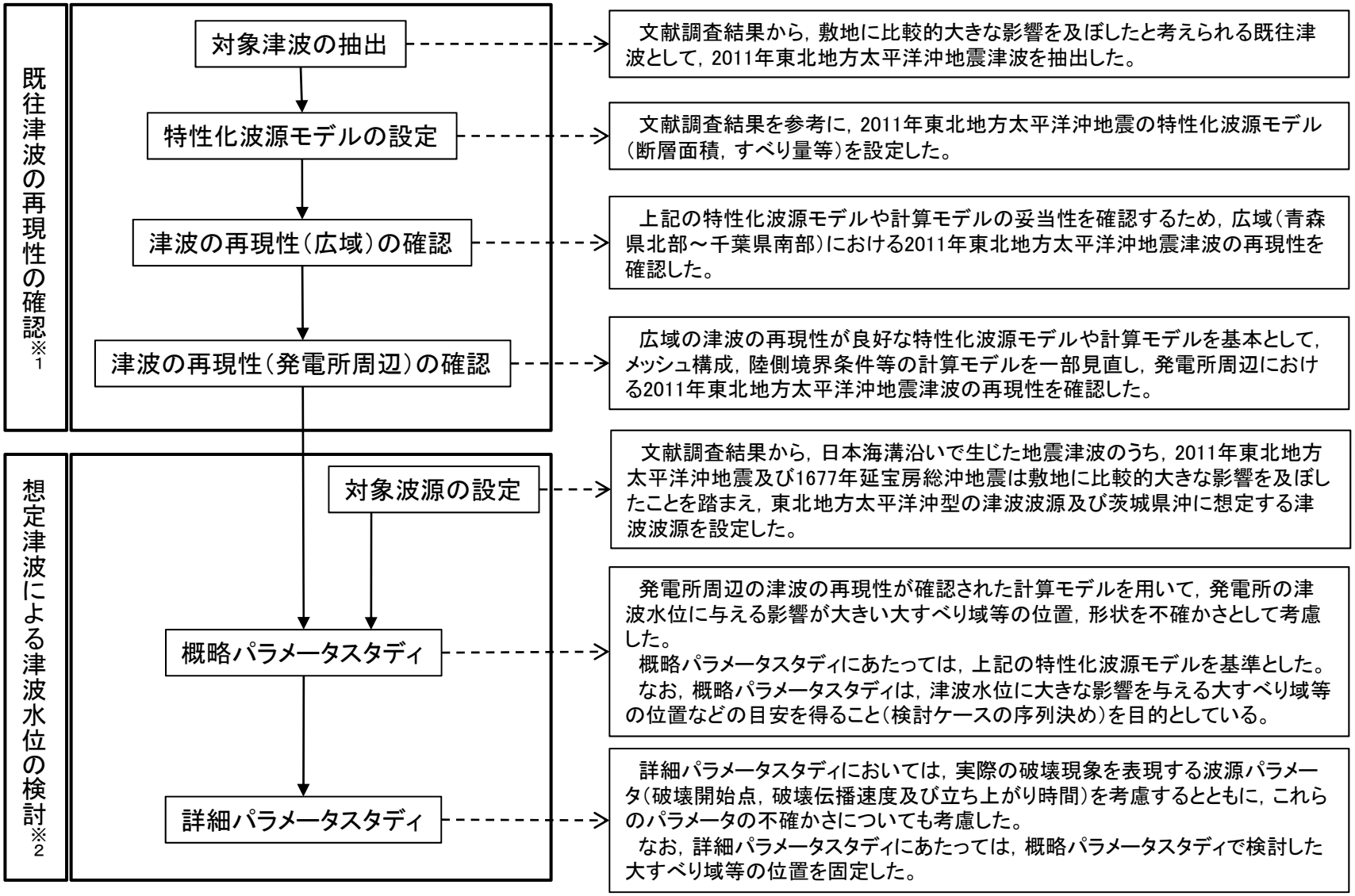


【茨城県沖に想定する津波波源】



（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】

波源モデルの設定

- 波源領域（断層面積：S）の設定 → 杉野他（2014）を参考に設定
- 平均応力降下量：⊿σの設定 → M7～M9クラスの地震の応力降下量のばらつきを考慮（内閣府（2012），Murotani et al.（2013））
- 剛性率：μの設定 → 2011年東北地方太平洋沖地震の再現モデルの剛性率を設定
- 平均すべり量：Dの算定 → 地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの定義式から算定
- すべり量（超大すべり域，大すべり域，背景領域）の設定 → 杉野他（2014）に基づき設定

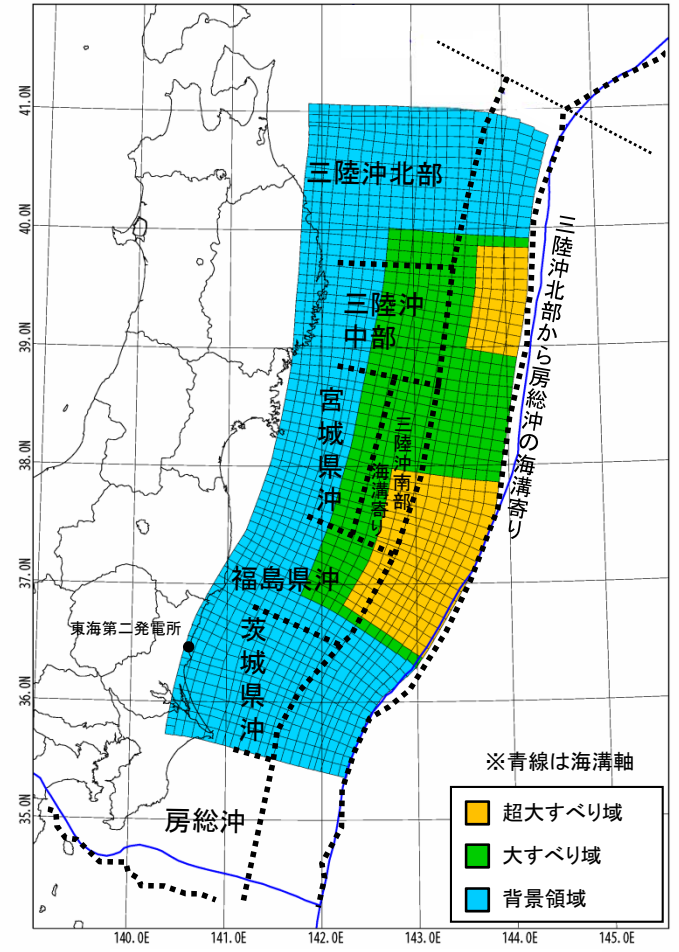
パラメータ	設定値
断層面積：S	134,733 km^2
平均応力降下量：⊿σ	3.0 MPa
剛性率：μ	4.7×10^{10} N/m^2
モーメントマグニチュード：Mw	9.1
平均すべり量：D	9.6 m
地震モーメント：M_0	6.1×10^{22} Nm

※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

【設定根拠※1】

※1 補足説明資料（68～75頁）に記載



特性化波源モデル（一例）

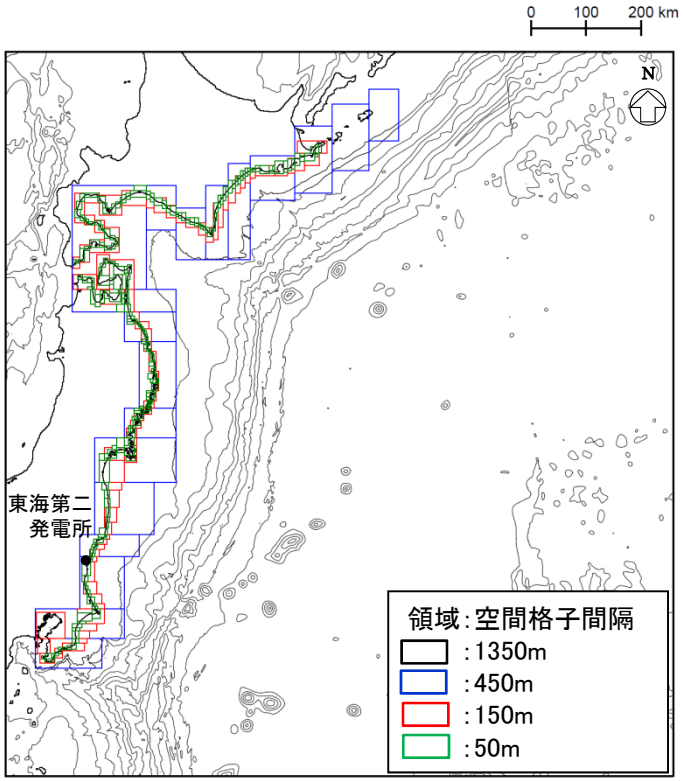
東北地方太平洋沖型の津波波源(広域の再現解析:計算条件及び計算領域)

- 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($n=0.03m^{-1/3}s$)	
水平渦動粘性係数	考慮していない(Kh=0)	
計算時間間隔	⊿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

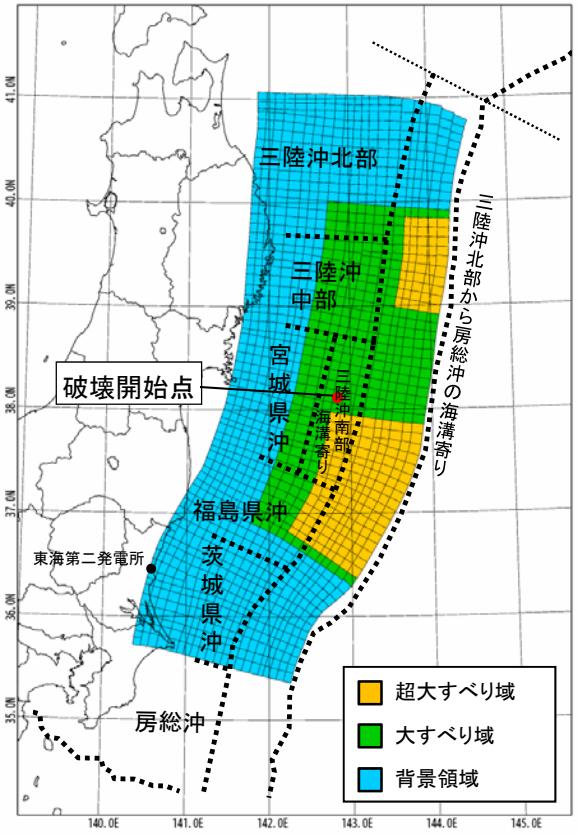


計算領域と格子分割

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）

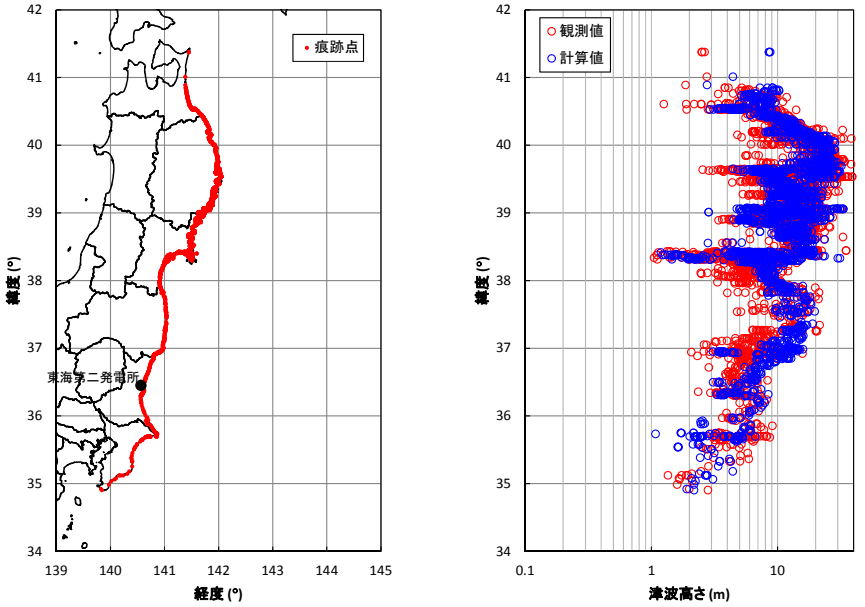
- 設定した特性化波源モデルは，2011年東北地方太平洋沖地震の津波痕跡高（東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ（2012））に対して計算値の方が大きくなっているが（幾何平均K=0.94），幾何標準偏差（κ=1.43）は土木学会（2002）の目安値を満足している。

【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））

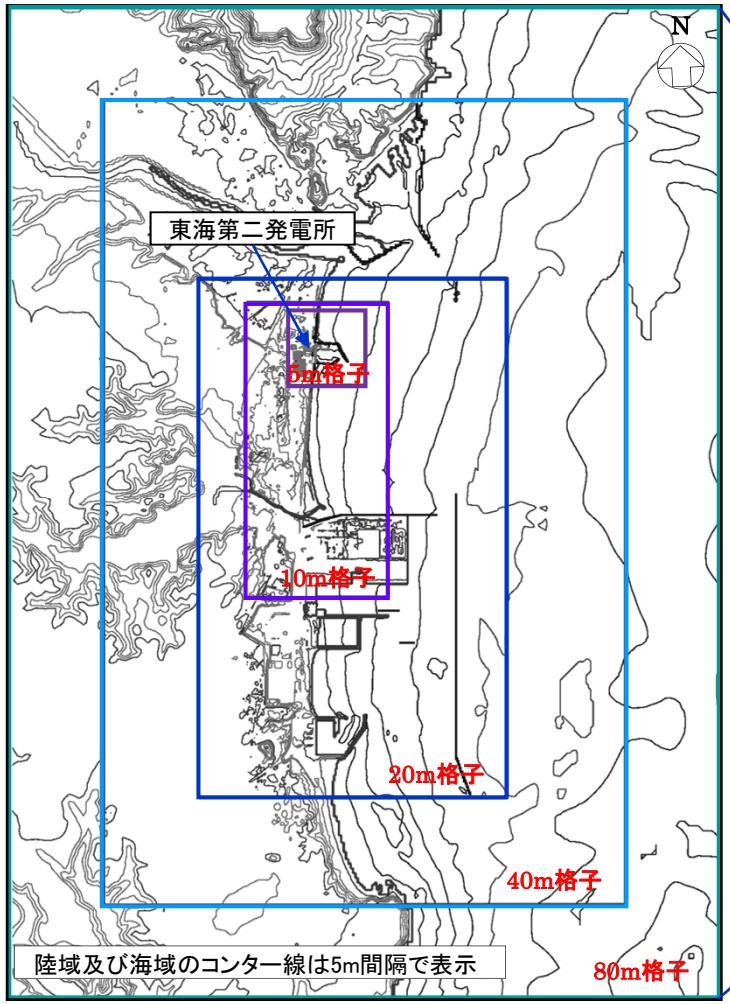
東北地方太平洋沖型の津波波源(発電所周辺の再現解析:計算条件)

発電所周辺の再現解析の計算条件

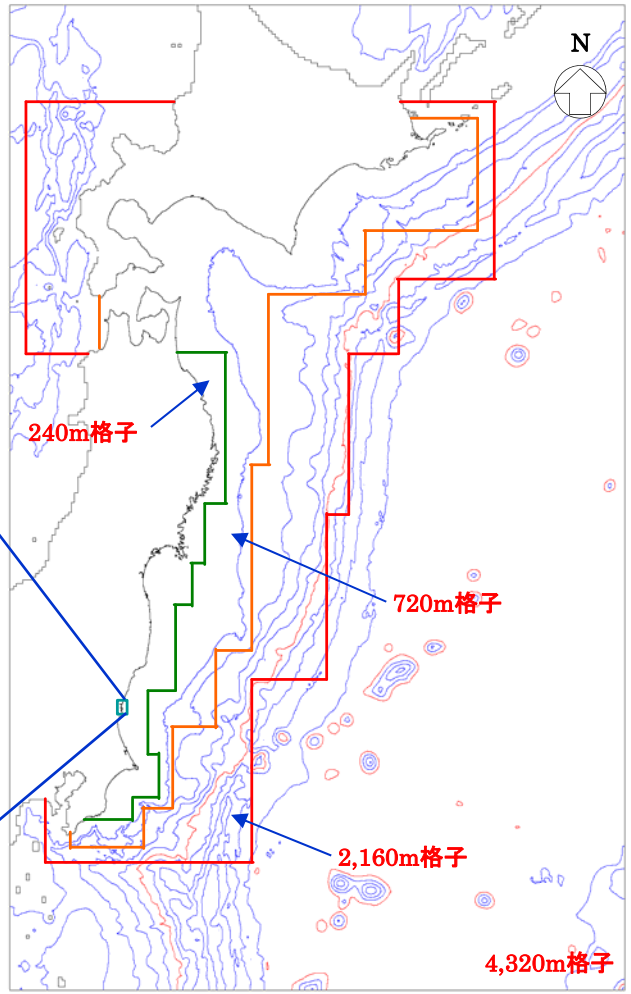
項目	条件	備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋	
メッシュ構成	沖合4,320m→2,160m→720m→沿岸域240m→発電所周辺80m→40m→20m→10m→5m	長谷川他(1987)
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982)の方法
計算スキーム	スタッガード格子，リープ・フロッグ法	後藤・小川(1982)の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法	
境界条件	沖側:後藤・小川(1982)の自由透過の条件 陸側:敷地周辺(計算格子間隔80m～5m)の領域は小谷他(1998)の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件	
越流条件	防波堤:本間公式(1940) 護岸:相田公式(1977)	
海底摩擦係数	マニングの粗度係数($n=0.03m^{-1/3}s$)	
水平渦動粘性係数	考慮していない(Kh=0)	
計算時間間隔	⊿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）



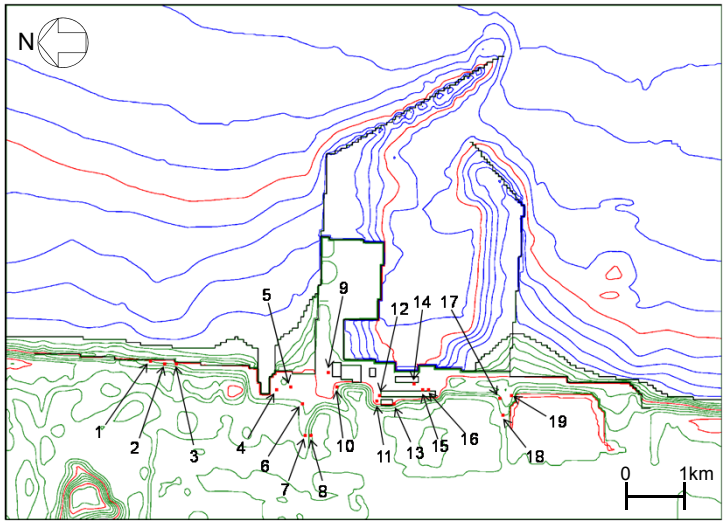
計算領域と格子分割（発電所周辺）



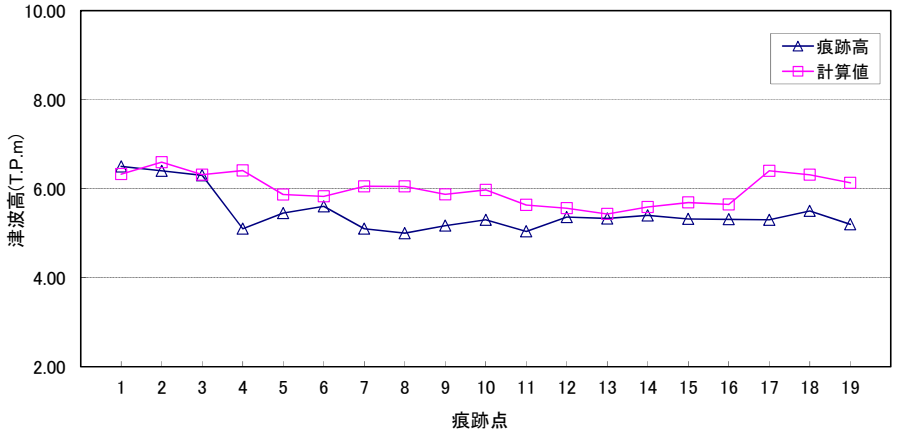
計算領域と格子分割（沖合～沿岸域）

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（κ=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)

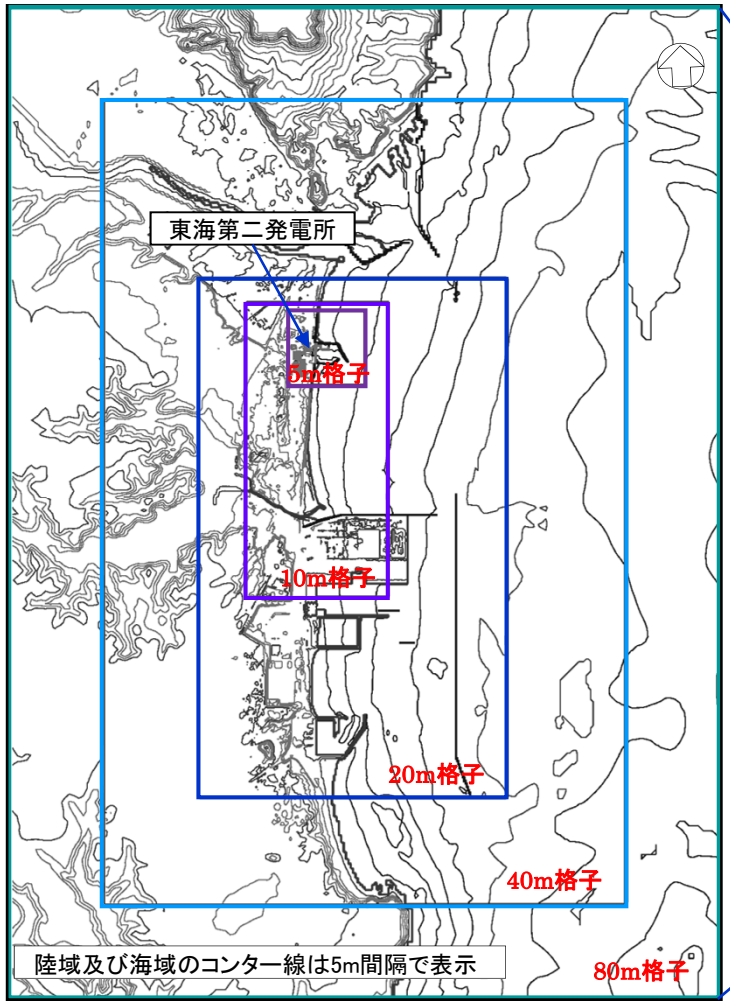
- 津波予測解析にあたっては，下記の計算条件を用いた。

津波予測解析の計算条件

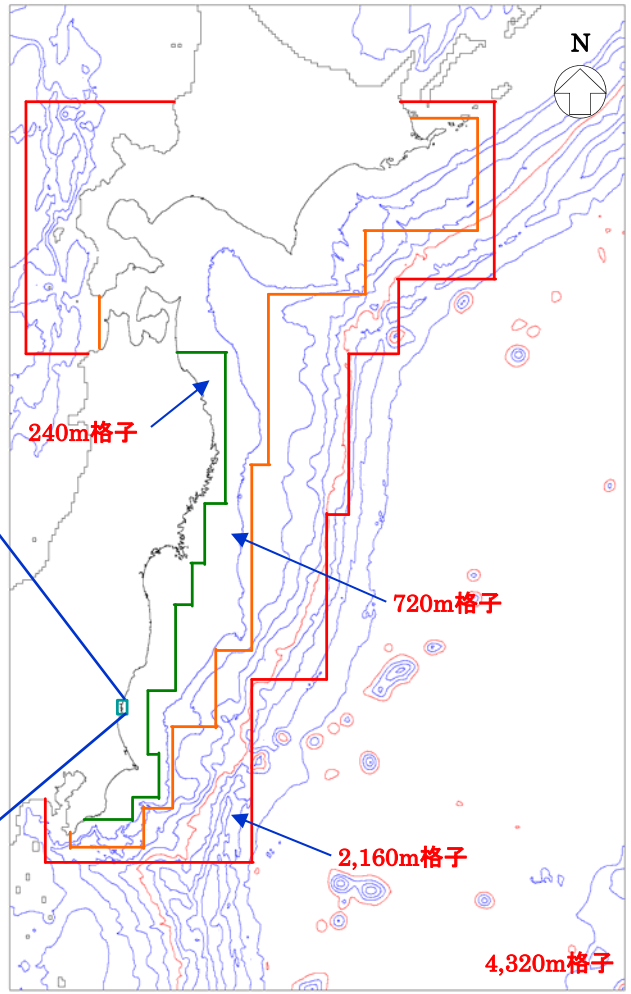
項目	条件		備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋		
メッシュ構成	沖合4,320m→2,160m→720m→沿岸域240m→発電所周辺80m→40m→20m→10m→5m		長谷川他(1987)
基礎方程式	非線形長波理論		後藤・小川(1982)の方法
計算スキーム	スタッガード格子，リープ・フロッグ法		後藤・小川(1982)の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法		
境界条件	沖側:後藤・小川(1982)の自由透過の条件 陸側:敷地周辺(計算格子間隔80m～5m)の領域は小谷他(1998)の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件		
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	マニングの粗度係数($n=0.03m^{-1/3}s$)		
水平渦動粘性係数	考慮していない(Kh=0)		
計算時間間隔	⊿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補足説明資料(65及び67頁)に記載)

東北地方太平洋沖型の津波波源（津波予測解析：計算領域）



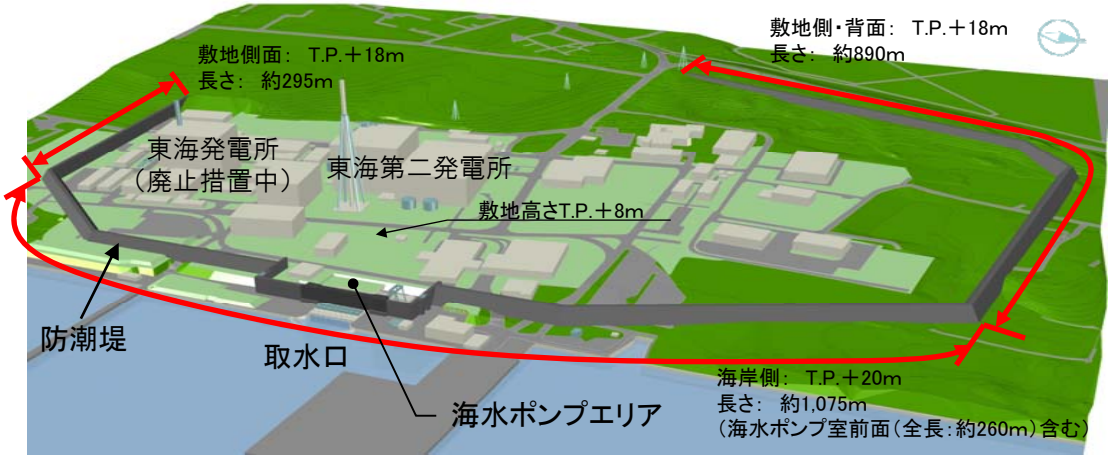
計算領域と格子分割（発電所周辺）



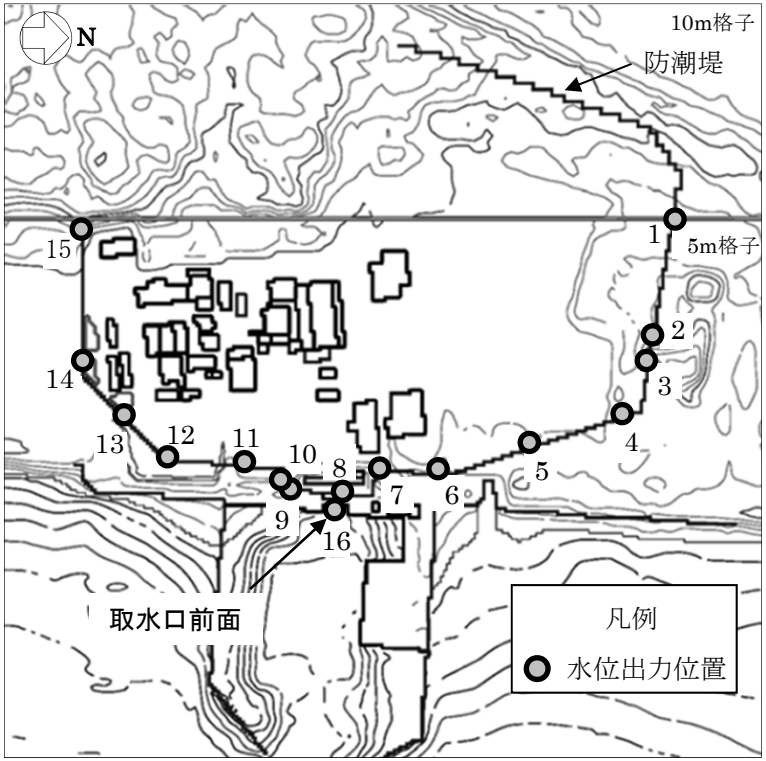
計算領域と格子分割（沖合～沿岸域）

東北地方太平洋沖型の津波波源（津波水位の出力位置）

- 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）の出力位置とした。
- 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）の出力位置とした。



＜防潮堤の概要（イメージ図）＞



出力位置

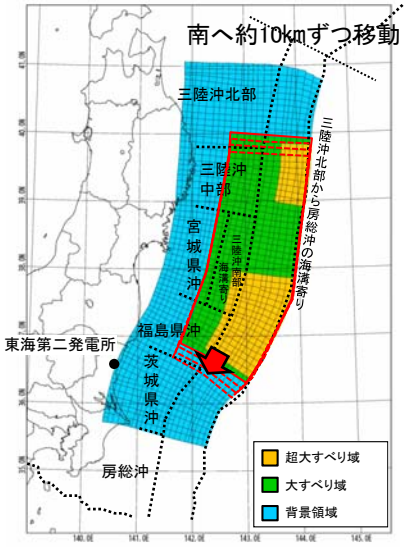
東北地方太平洋沖型の津波波源（取水口と非常用海水ポンプの位置）

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）

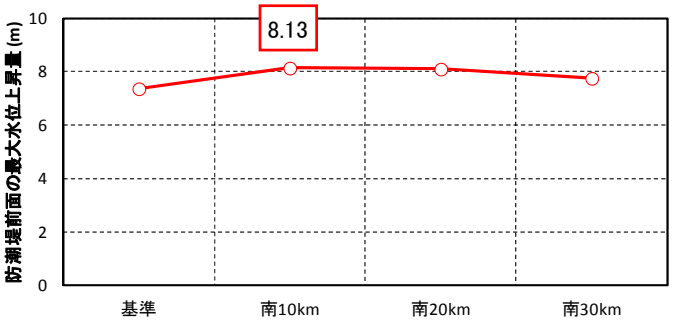
- 再現性の最も良好なモデルを基準として，大すべり域，超大すべり域を三陸沖中部から福島県沖の範囲で10kmずつ移動させて発電所への津波水位の影響が最も大きくなる波源モデルを確認した。
- なお，大すべり域，超大すべり域の移動範囲については，2011年東北地方太平洋沖地震の知見を踏まえて設定した（本資料7頁参照）。
- その結果，防潮堤前面の最大水位上昇量の最大値は8.13m，取水口前面の最大水位下降量の最大値は−3.69mとなることを確認した。

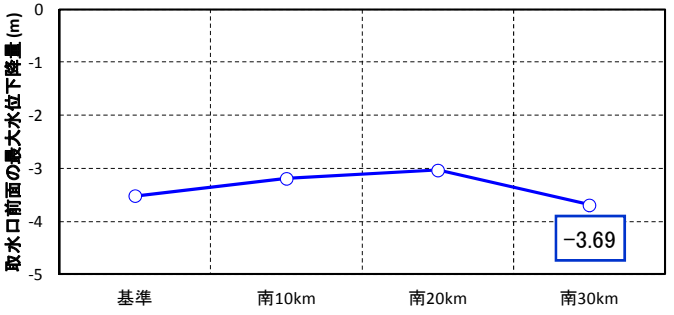
【M9クラスの特性化波源モデル】



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



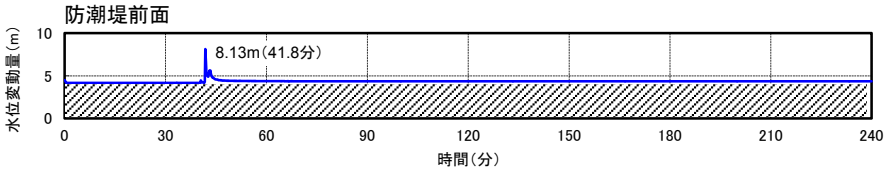


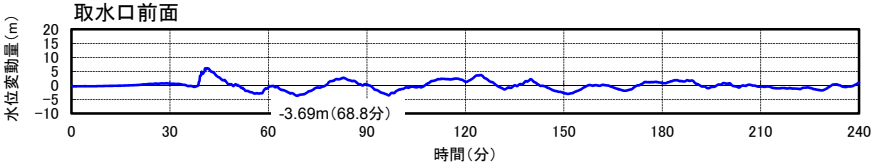
※行政機関による既往評価で比較できるパラメータ（地震規模Mw，すべり量等）も参考にして特性化波源モデルを設定
行政機関による既往評価については補足説明資料（12及び13頁）に記載

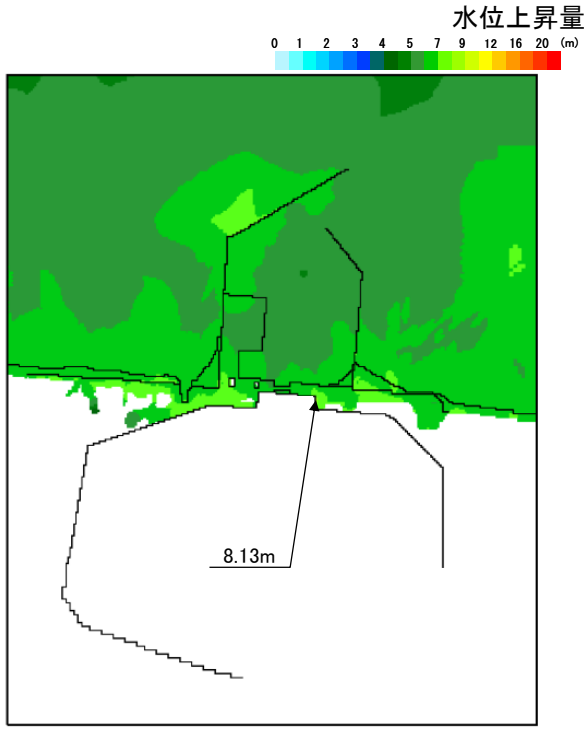
東北地方太平洋沖型の津波波源（概略パラメータスタディの評価結果）

■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

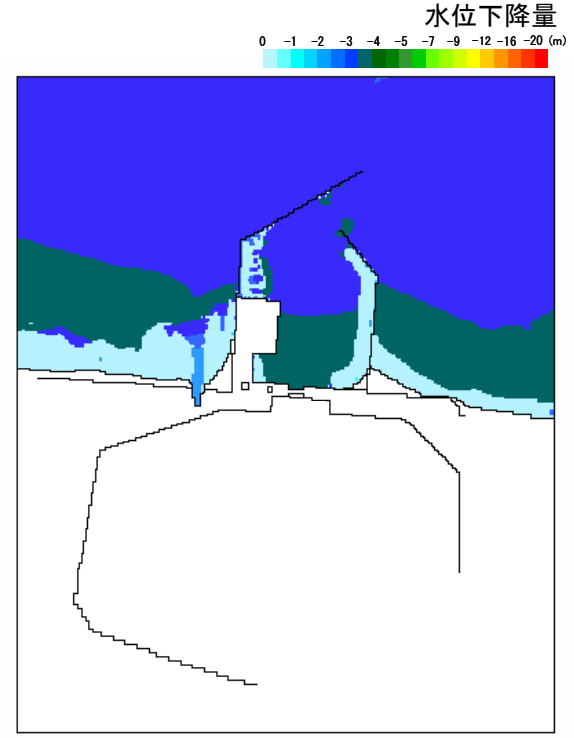
	水位変動量	条件
最大水位上昇量（防潮堤前面）	8.13m	南へ10km，破壊開始点：無し，破壊伝播速度：∞，立ち上がり時間：30秒
最大水位下降量（取水口前面）	−3.69m	南へ30km，破壊開始点：無し，破壊伝播速度：∞，立ち上がり時間：30秒







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】

波源モデルの設定

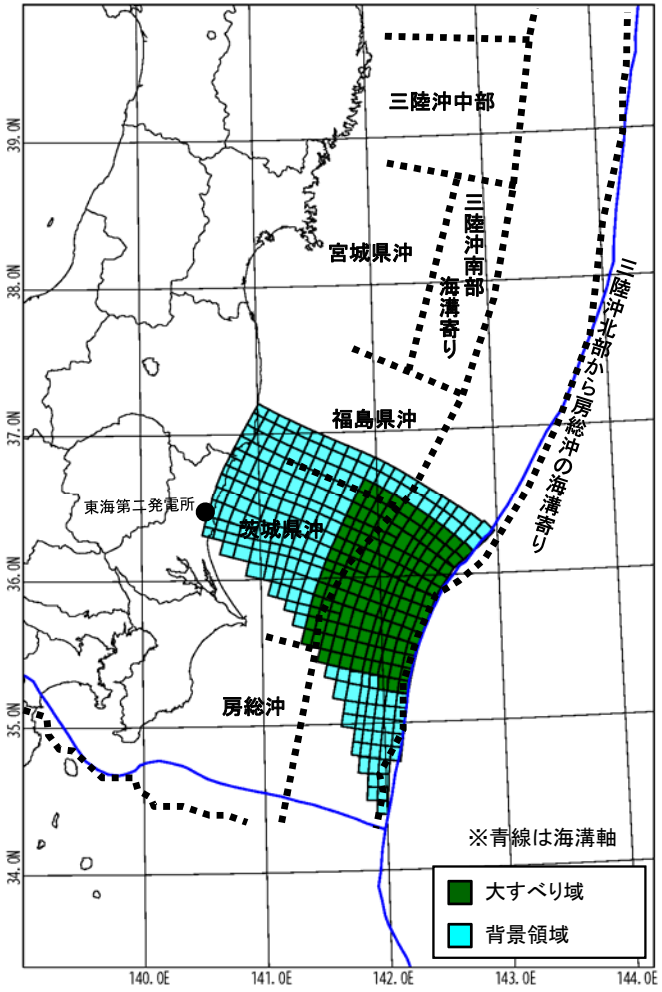
- 波源領域（断層面積：S）の設定 → 茨城県沖から房総沖の一部に設定※2
- 平均応力降下量：⊿σの設定 → M7～M9クラスの地震の応力降下量のばらつきを考慮（内閣府（2012），Murotani et al.（2013））
- 剛性率：μの設定 → 2011年東北地方太平洋沖地震の再現モデルの剛性率を設定
- 平均すべり量：Dの算定 → 地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの定義式から算定
- すべり量（大すべり域，背景領域）の設定 → 杉野他（2014）に基づき設定

【設定根拠※1】

※1 補足説明資料（68～75頁）に記載
※2 補足説明資料（76～78頁）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：⊿σ	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補足説明資料（12及び13頁）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。

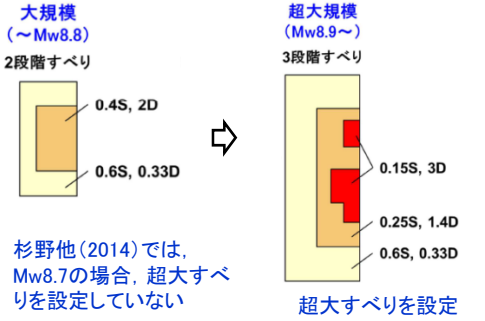
茨城県沖に想定する津波波源の諸元

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

保守的設定2. 超大すべり域を設定

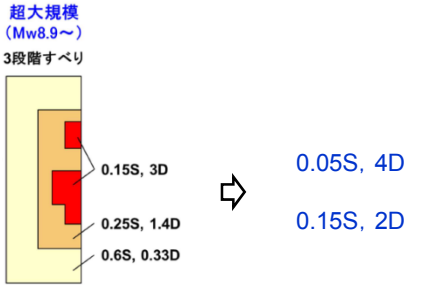


杉野他（2014）では，Mw8.7の場合，超大すべりを設定していない

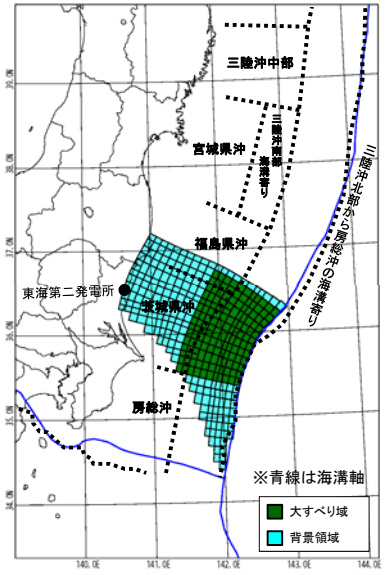
超大すべりを設定

＋

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



（杉野他（2014））

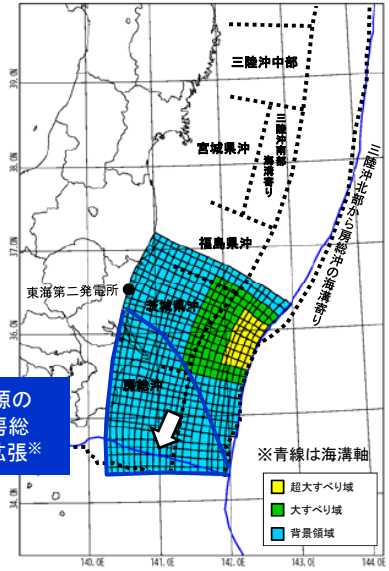


茨城県沖に想定する津波波源

保守的設定1，2，3を考慮

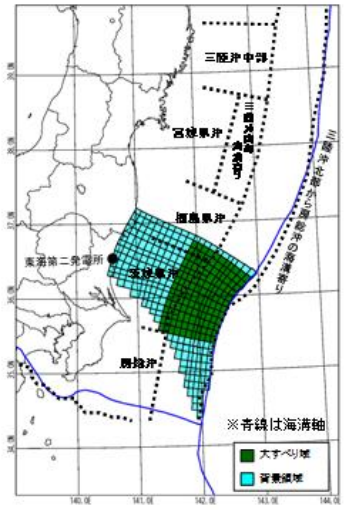
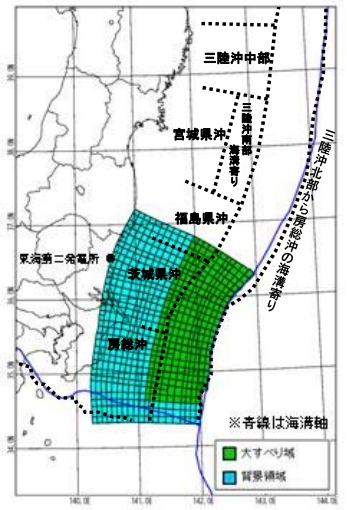
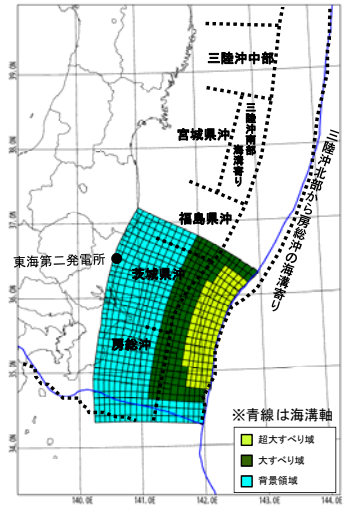
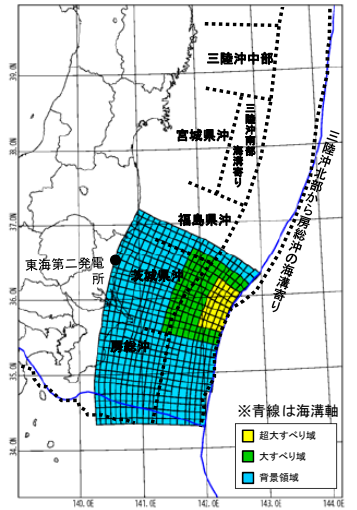
保守的設定1. 津波波源の南限を房総沖まで拡張※

※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

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		
		・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）

第390回審査会合
資料1－1 再掲

【設定フロー】

波源モデルの設定

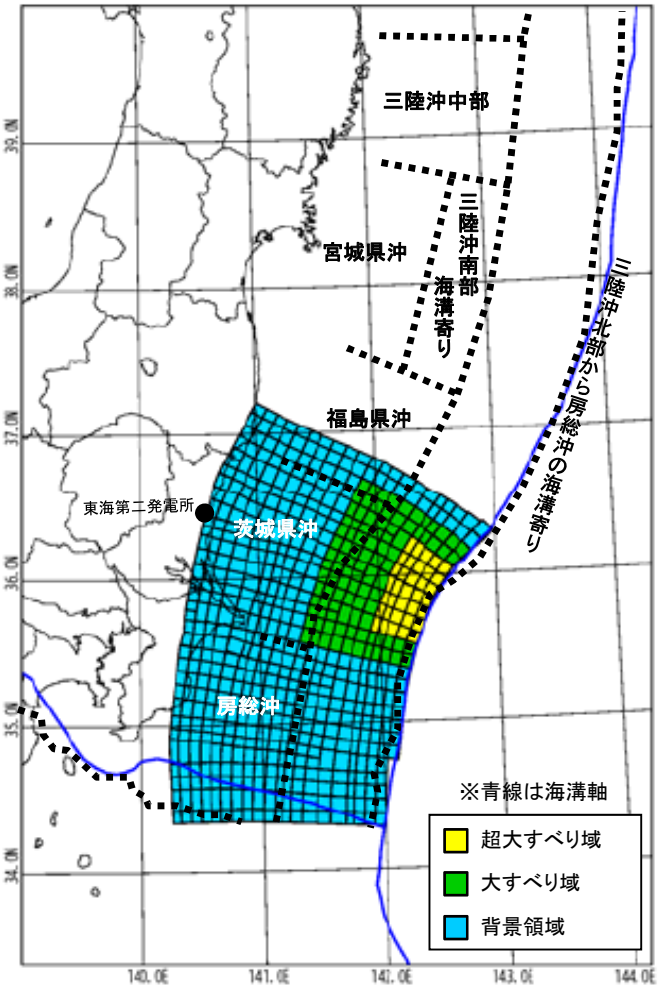
- 波源領域（断層面積：S）の設定 → 茨城県沖から房総沖に設定
- 平均応力降下量：⊿σの設定 → M7～M9クラスの地震の応力降下量のばらつきを考慮（内閣府（2012），Murotani et al.（2013））
- 剛性率：μの設定 → 2011年東北地方太平洋沖地震の再現モデルの剛性率を設定
- 平均すべり量：Dの算定 → 地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの定義式から算定
- すべり量（超大すべり域，大すべり域，背景領域）の設定 → 保守的に大すべり域及び超大すべり域のすべり量を割り増し

【設定根拠※1】

※1 補足説明資料（68～75頁）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：⊿σ	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%（8,231km^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

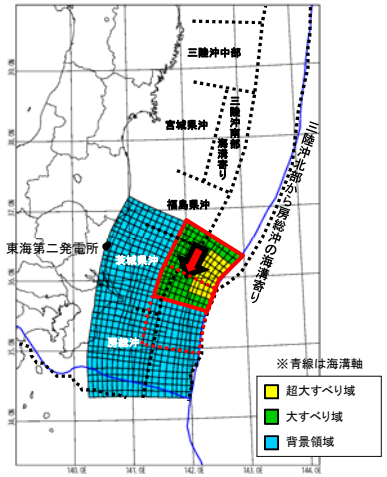
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源（概略パラメータスタディの設定及び評価結果）

第390回審査会合
資料1－1 再掲

- 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。

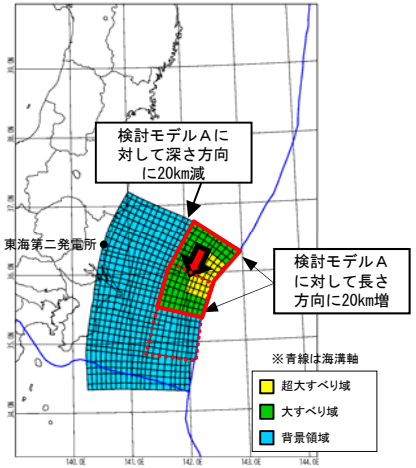
保守的設定4．大すべり域及び超大すべり域がプレート境界を跨いだケースも考慮

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

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



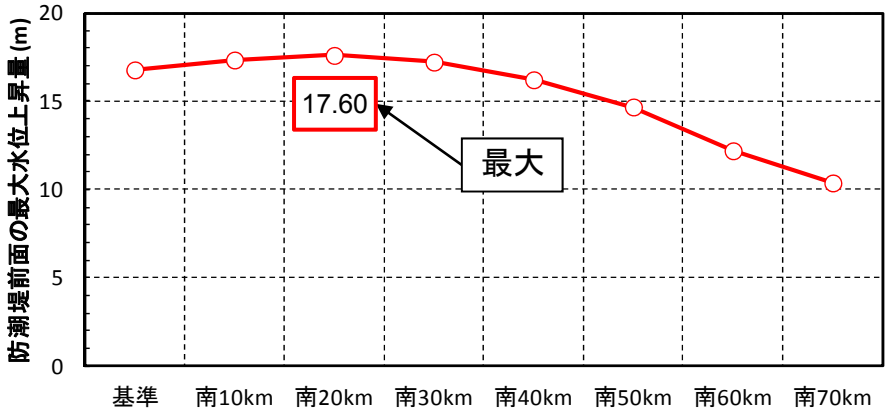
検討モデルB

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	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

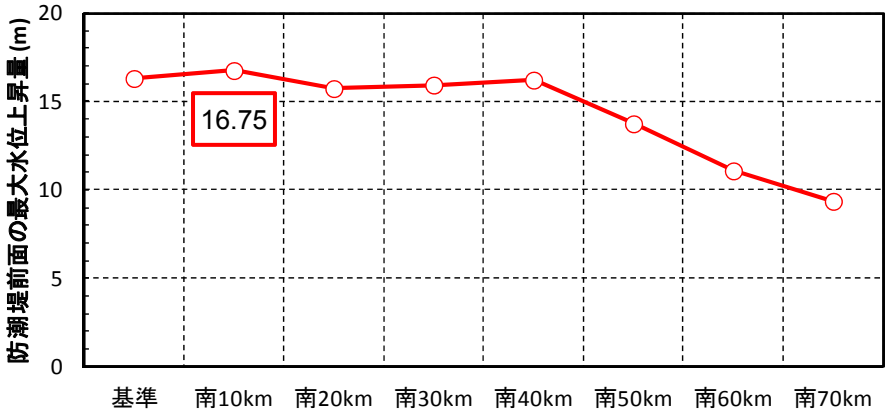
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源（概略パラメータスタディの評価結果）

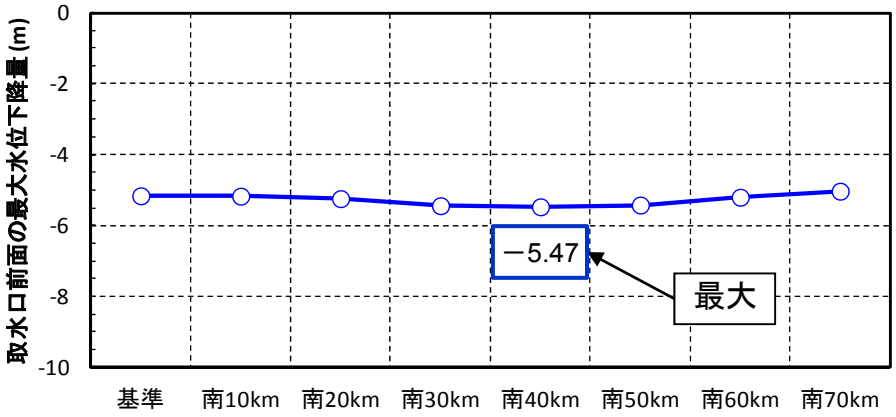
■最大水位上昇量及び最大水位下降量

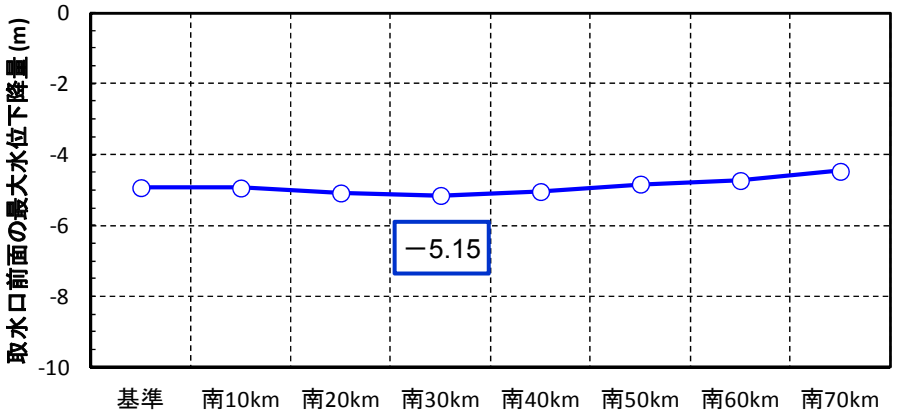
検討モデルA



検討モデルB



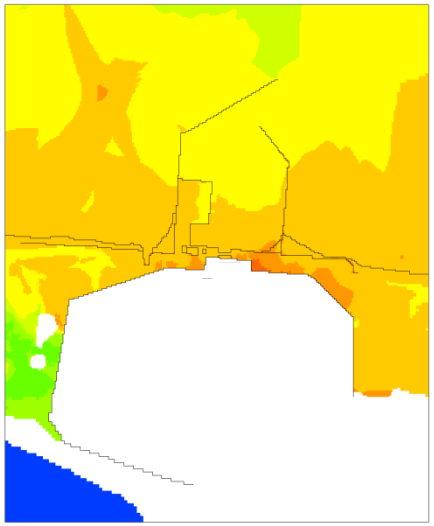




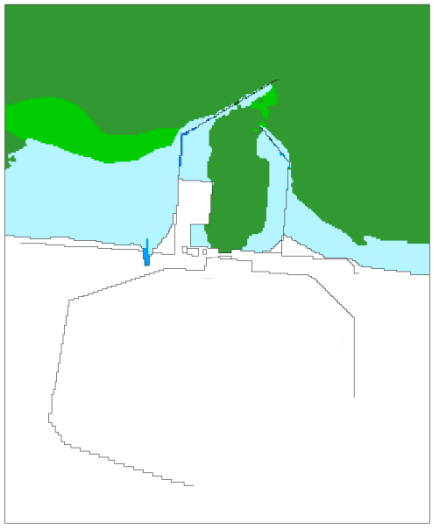
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源（概略パラメータスタディの評価結果）

■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

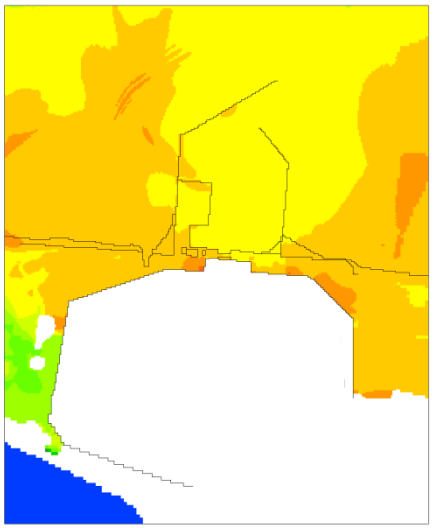


最大水位上昇量分布（Ａ－３：南へ20km移動）

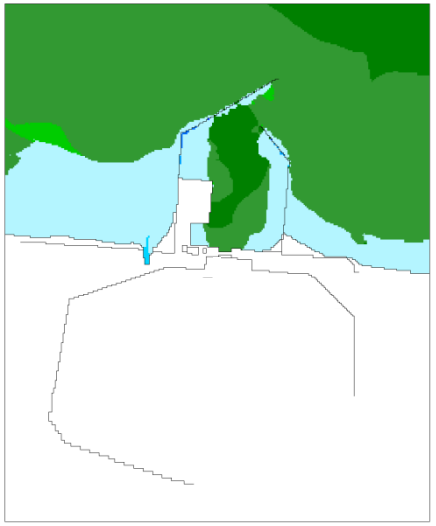


最大水位下降量分布（Ａ－５：南へ40km移動）

検討モデルＢ



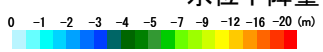
最大水位上昇量分布（Ｂ－２：南へ10km移動）



最大水位下降量分布（Ｂ－４：南へ30km移動）

水位上昇量

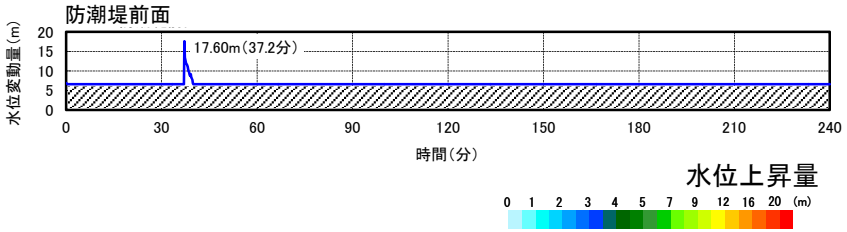
水位下降量

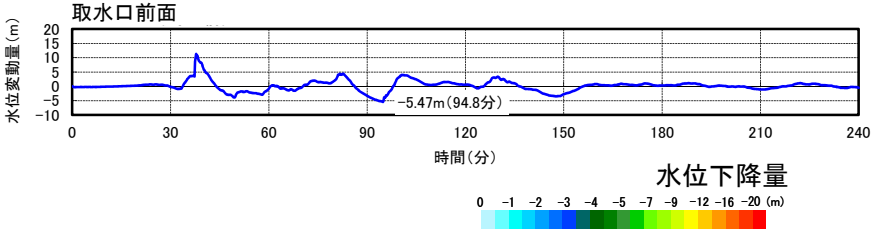


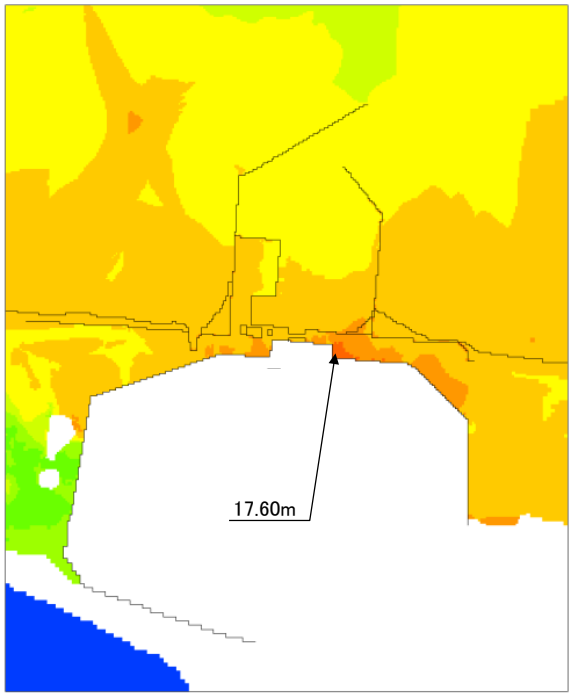
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源（概略パラメータスタディの評価結果）

■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

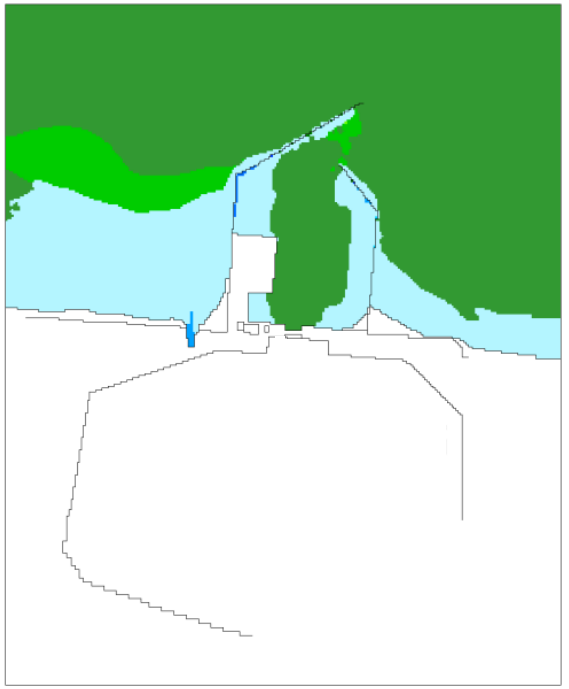
	水位変動量	条件
最大水位上昇量（防潮堤前面）	17.60m	南へ20km，破壊開始点：無し，破壊伝播速度：∞，立ち上がり時間：30秒
最大水位下降量（取水口前面）	−5.47m	南へ40km，破壊開始点：無し，破壊伝播速度：∞，立ち上がり時間：30秒







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 最大水位上昇量 （m）	取水口前面 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】

詳細パラメータスタディ①
（破壊開始点及び破壊伝播速度の不確かさ）

↓

防潮堤前面で最大水位上昇量及び
取水口前面で最大水位下降量となる
破壊開始点及び破壊伝播速度を選定

↓

詳細パラメータスタディ②
（立ち上がり時間の不確かさ）

↓

最高水位及び最低水位を評価

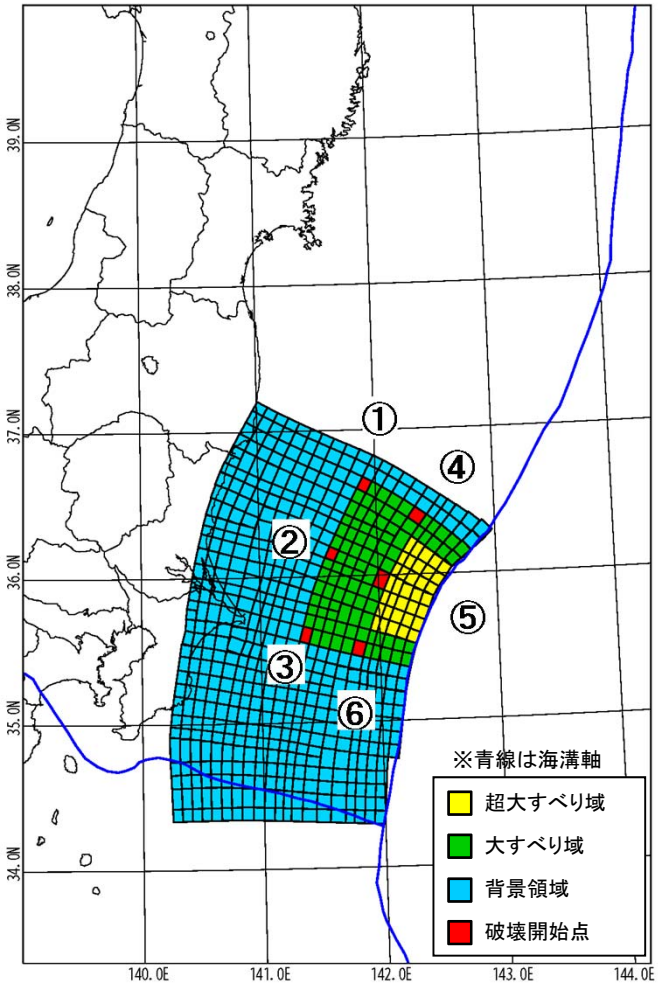
↓

【設定根拠※】 ※補足説明資料（91～98頁）に記載

破壊開始点は，地震調査委員会（2009）を参考に大すべり域を囲むように設定
破壊伝播速度は，国内外のインバージョン解析結果等の知見を考慮（Satake et al.（2013），杉野他（2014），内閣府（2012），地震調査研究推進本部（2005），Fujii and Satake（2007））

Satake et al.（2013）によるインバージョン解析の最小立ち上がり時間及び内閣府（2012）の知見を参考に設定

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



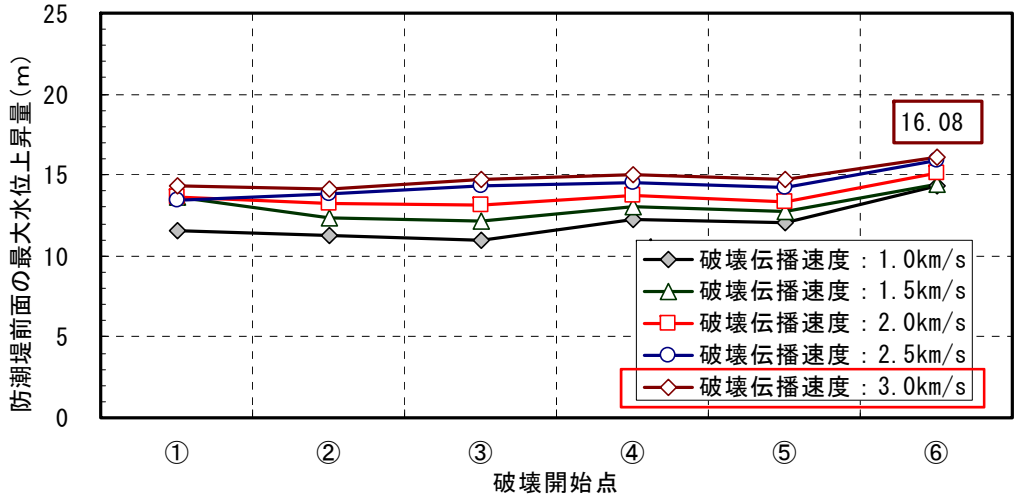
破壊開始点位置図

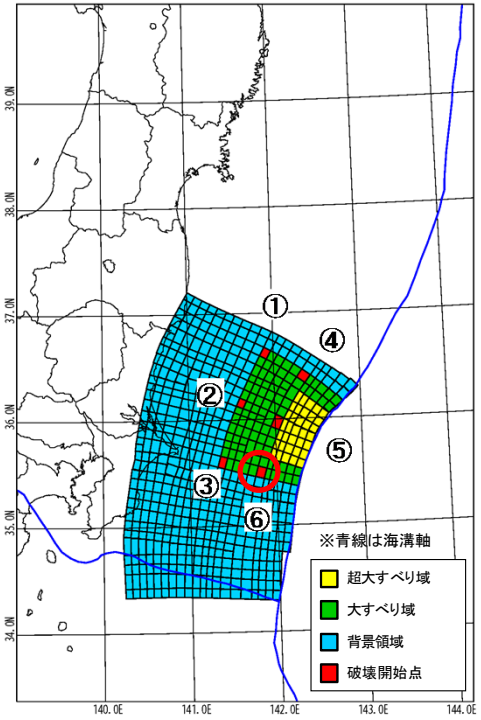
計算条件は東北地方太平洋沖型の津波波源（津波予測解析）と同様

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

- 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

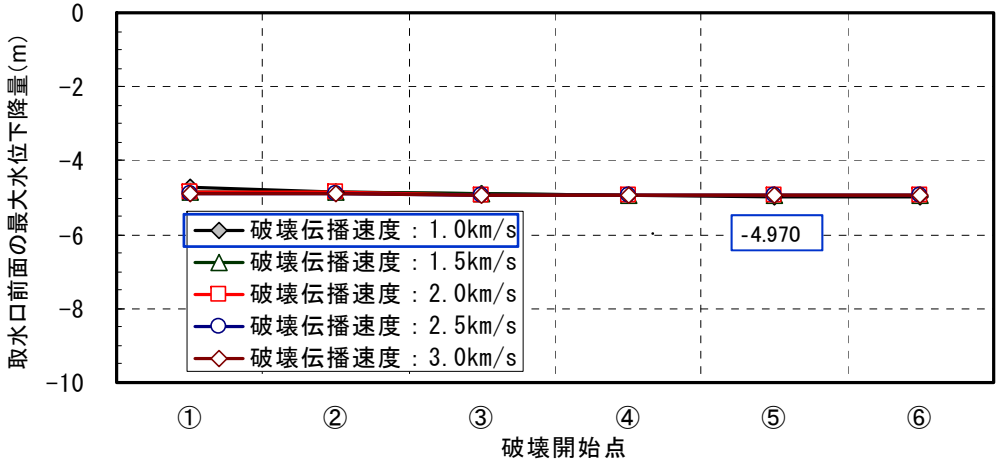
※1 立ち上がり時間：30秒

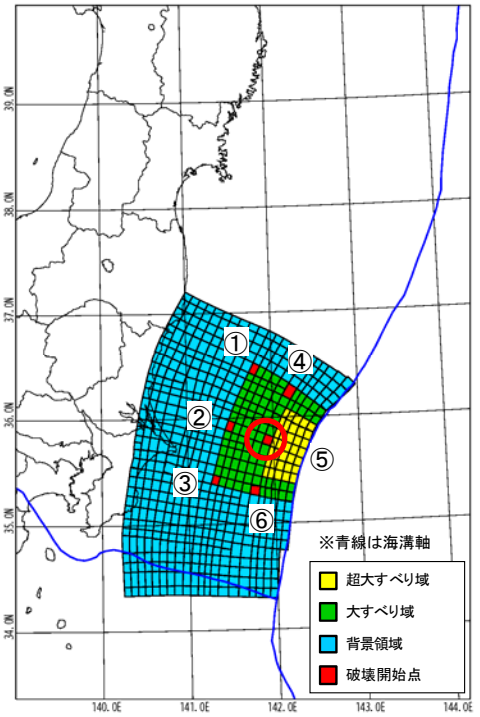
※2 取水口前面の最大水位上昇量 13.09 m

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

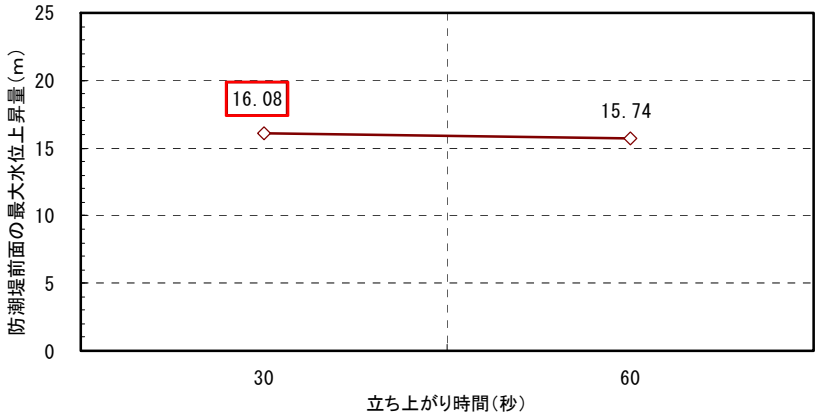
A-5	取水口前面の最大水位下降量※（m）				
	破壊伝播速度				
破壊開始点	1.0km/s	1.5km/s	2.0km/s	2.5km/s	3.0km/s
①	-4.71	-4.83	-4.84	-4.88	-4.90
②	-4.84	-4.85	-4.85	-4.88	-4.90
③	-4.91	-4.91	-4.92	-4.92	-4.93
④	-4.93	-4.92	-4.92	-4.92	-4.92
⑤	-4.970	-4.95	-4.94	-4.94	-4.93
⑥	-4.969	-4.96	-4.95	-4.94	-4.94

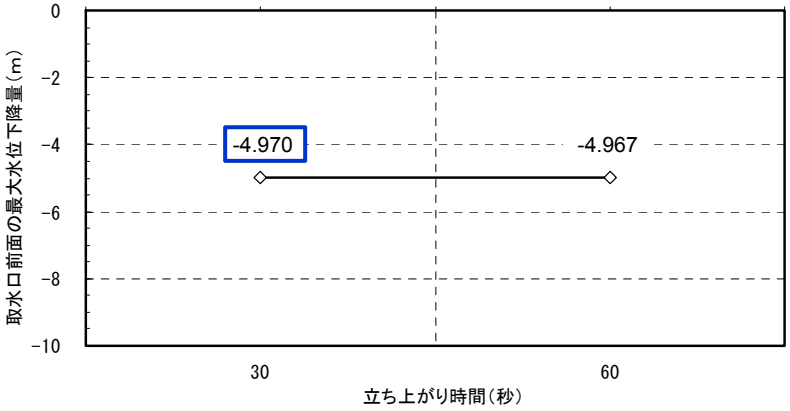
※立ち上がり時間：30秒

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。



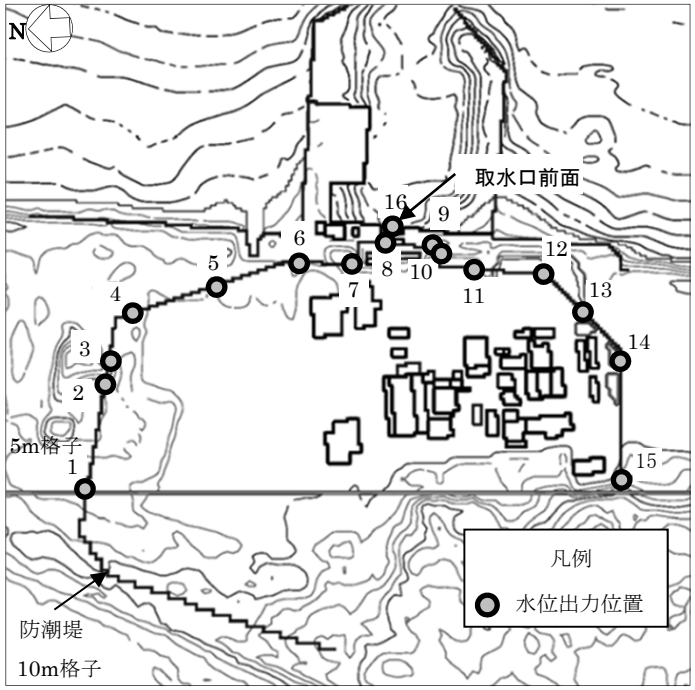


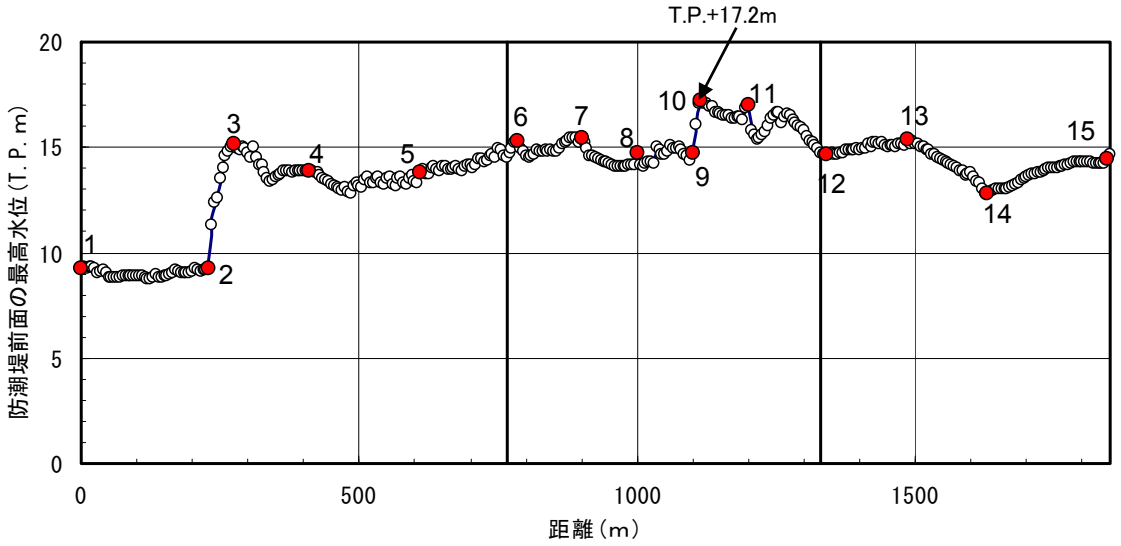
A-3	防潮堤前面の最大水位上昇量（m）
	破壊開始点⑥
立ち上がり時間（秒）	破壊伝播速度：3.0km/s
30	16.08
60	15.74

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

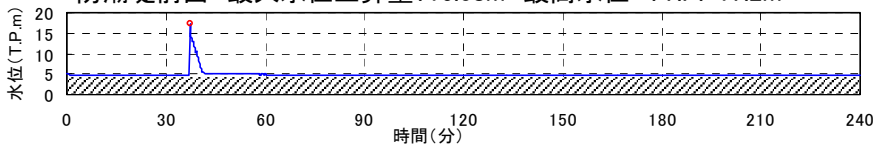
※1 潮位及び地殻変動量（2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量も含む）を考慮

※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。

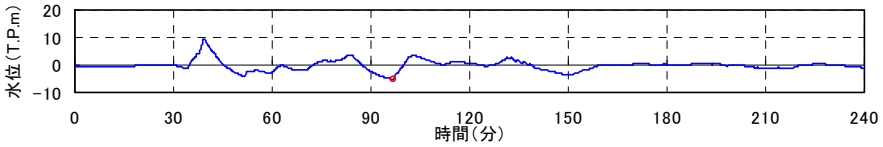
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源（詳細パラメータスタディの評価結果）

■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

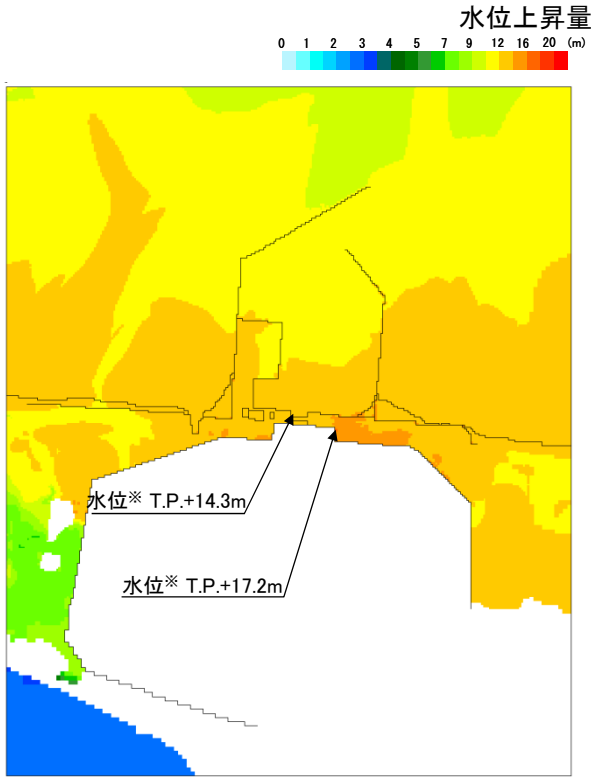
防潮堤前面　最大水位上昇量：16.08m　最高水位※：T.P.+17.2m



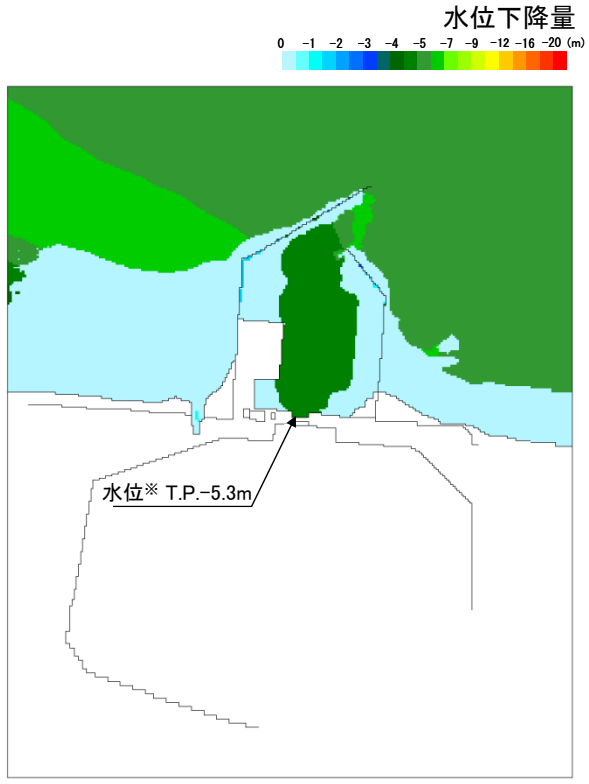
取水口前面　最大水位下降量：－4.97m　最低水位※：T.P.−5.3m



※ 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



最大水位上昇量分布



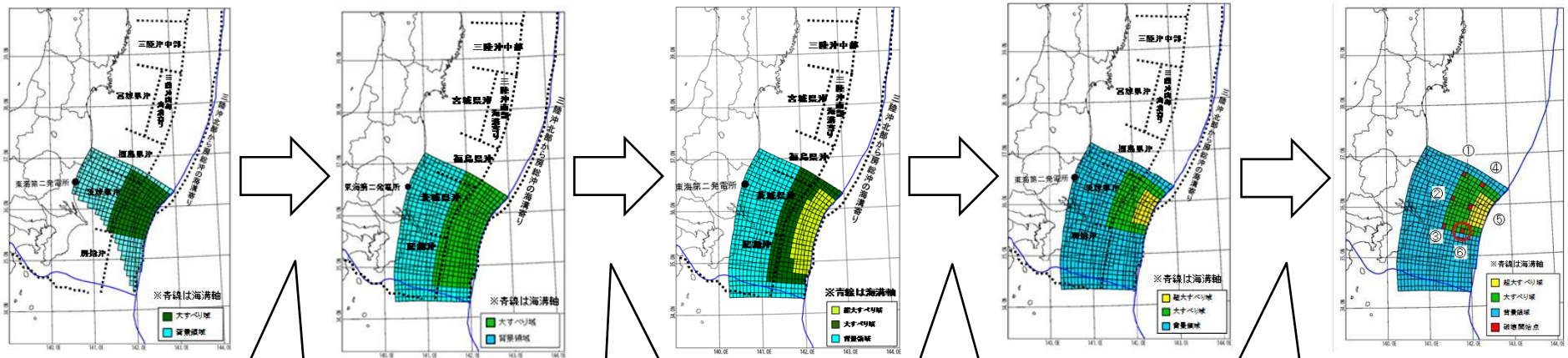
最大水位下降量分布

【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）

Mw8．5

Mw8．7

杉野他（2014） 大すべり域：2D，0.4S	杉野他（2014） 大すべり域：2D，0.4S	杉野他（2014） 大すべり域：1.4D，0.25S 超大すべり域：3D，0.15S	すべり量割増し 大すべり域：2D，0.15S 超大すべり域：4D，0.05S	基準津波



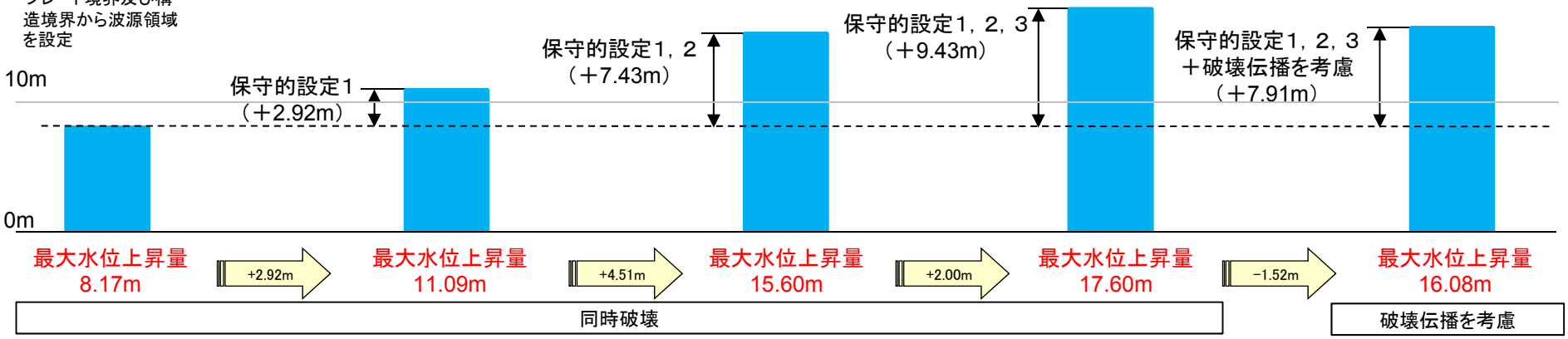
・プレート間地震と津波地震の連動型地震を仮想的に考慮
・プレート境界及び構造境界から波源領域を設定

【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

破壊伝播（破壊開始点，破壊伝播速度，立ち上がり時間）を考慮



- 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。

※ 補足説明資料（117～122頁）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. 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	Place	M_W	Length	Width	Bottom	Dip	Slip	Rigidity	Reference
	dd/mm/yyyy			km	km	km	°	m	Nm^{-2}	
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 #	1%～2% (0.3%～0.6%)	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
今後20年以内の発生確率 #	3%～5% (0.7%～1%)		
今後30年以内の発生確率 #	4%～7% (1%～2%)		
今後40年以内の発生確率 #	5%～10% (1%～2%)		
今後50年以内の発生確率 #	6%～10% (2%～3%)		
今後100年以内の発生確率 #	10%～20% (3%～6%)		
今後300年以内の発生確率 #	30%～50% (10%～20%)		
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。

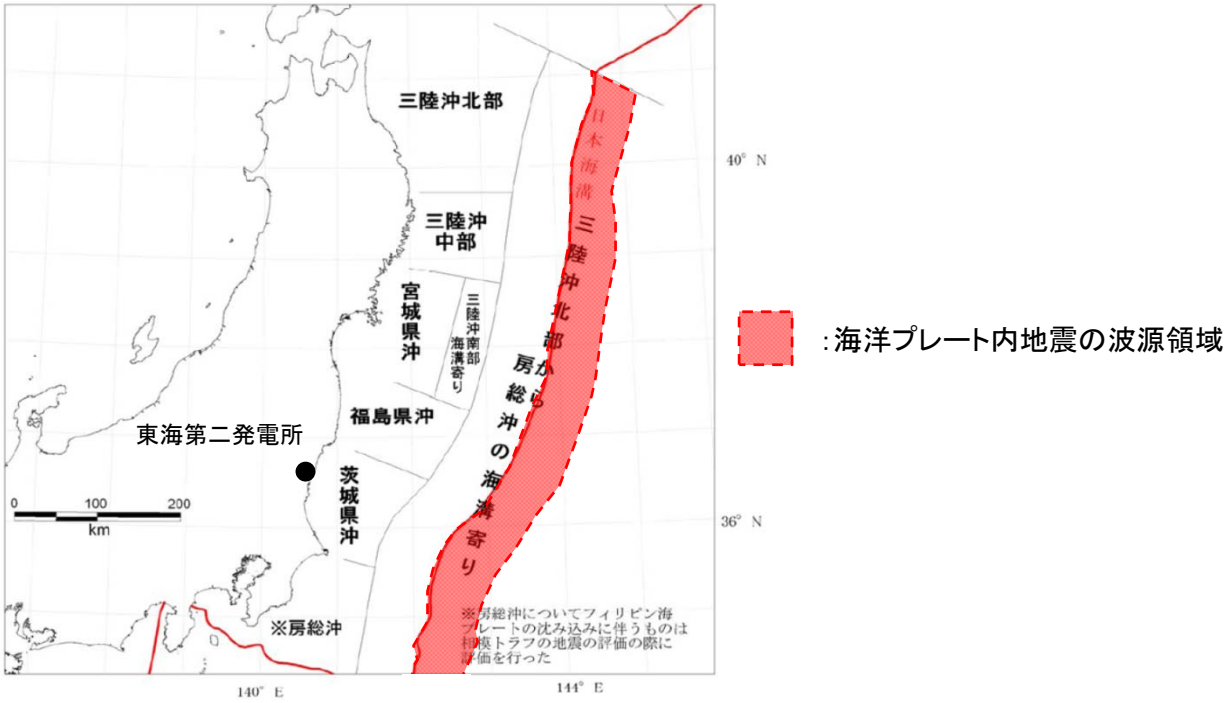
（地震調査研究推進本部(2012)）

- 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】

波源モデルの設定

地震規模（Mw8.6）

↓

長さ：L，幅：W，すべり量：D

↓

剛性率：μ の設定

↓

上縁深さ：d，傾斜角：δ，すべり角：λ の設定

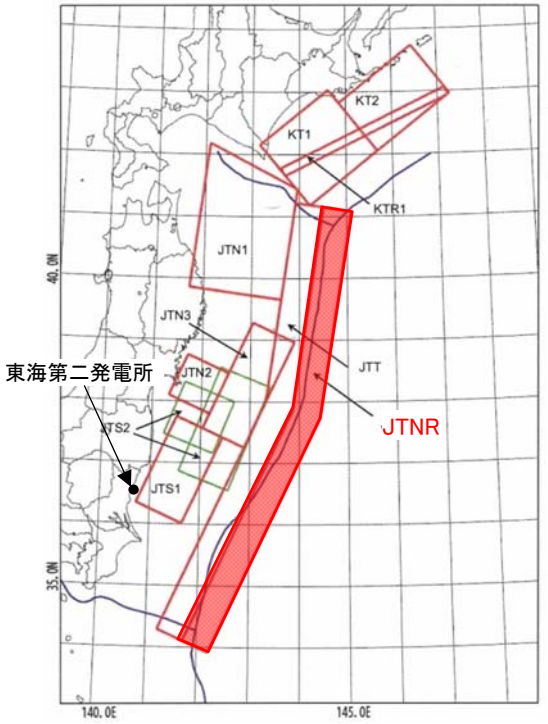
↓

走向：θ の設定

【設定根拠※】※補足説明資料（129～132頁）に記載

- 地震規模（Mw8.6）：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
- 長さ：L，幅：W，すべり量：D：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）のスケーリング則に基づき設定
- 剛性率：μ の設定：土木学会（2002）に基づき設定
- 上縁深さ：d，傾斜角：δ，すべり角：λ の設定：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
- 走向：θ の設定：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 （m）	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

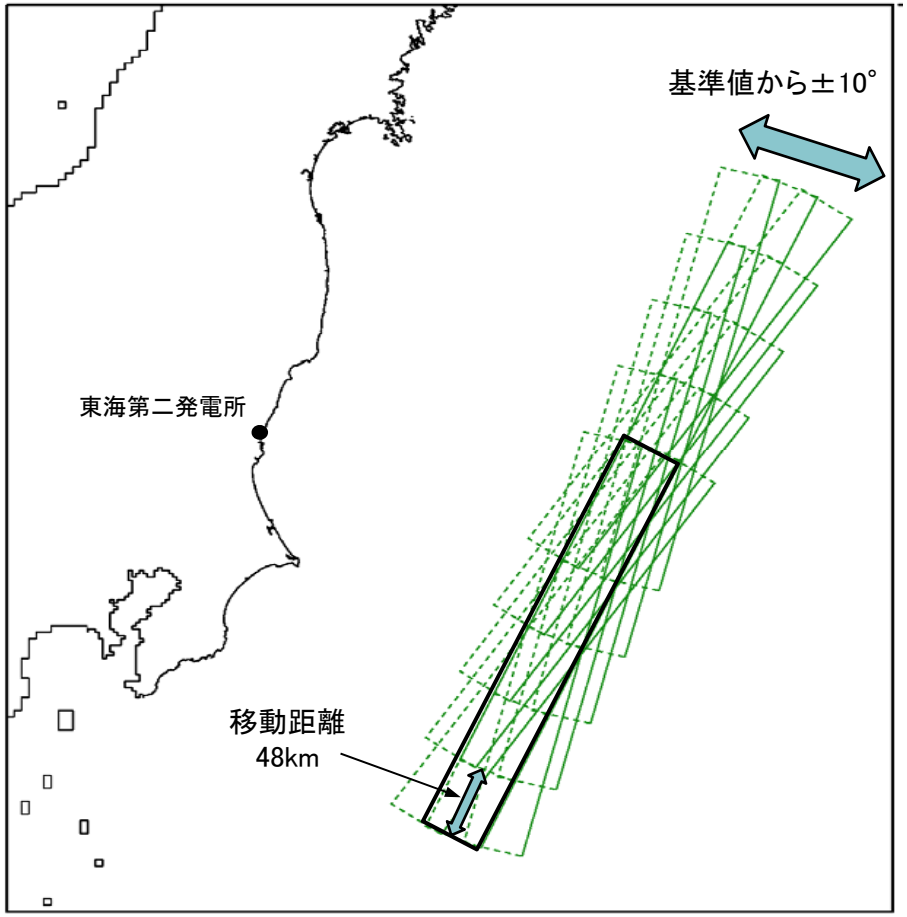
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに想定する正断層型の津波波源（概略パラメータスタディの設定）

■震源位置及び走向

- 土木学会（2002）を参考として，位置及び走向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。

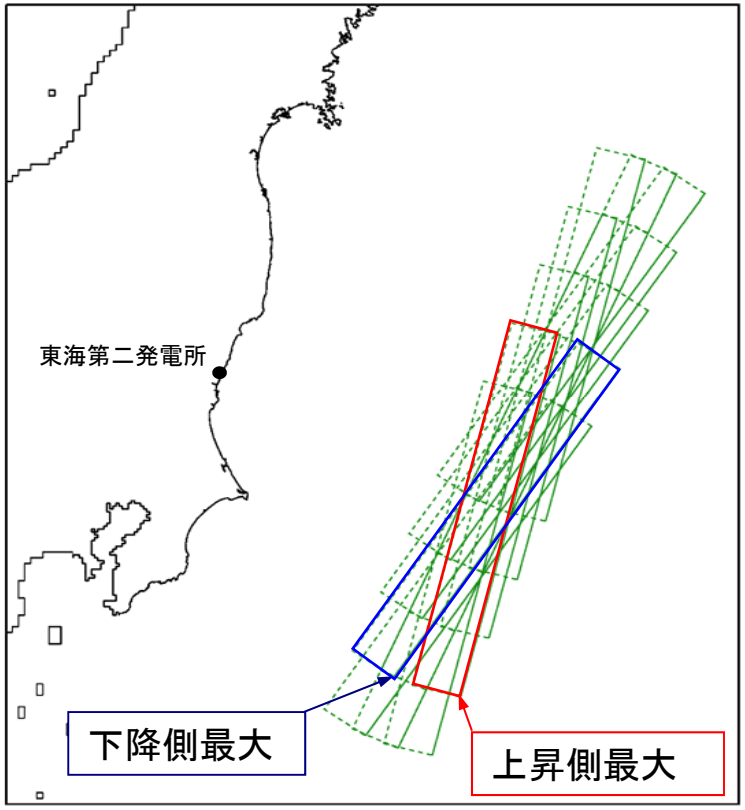
概略パラメータスタディー覧

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	15
	走向	基準±10°	3	



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。



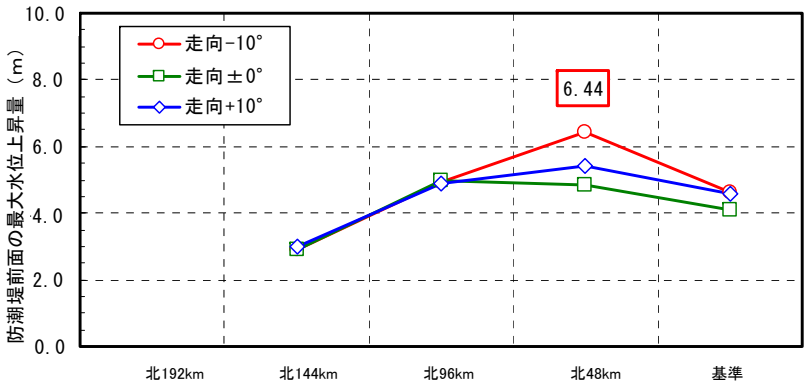
破壊開始点　：無し
破壊伝播速度：∞
立ち上がり時間：30秒

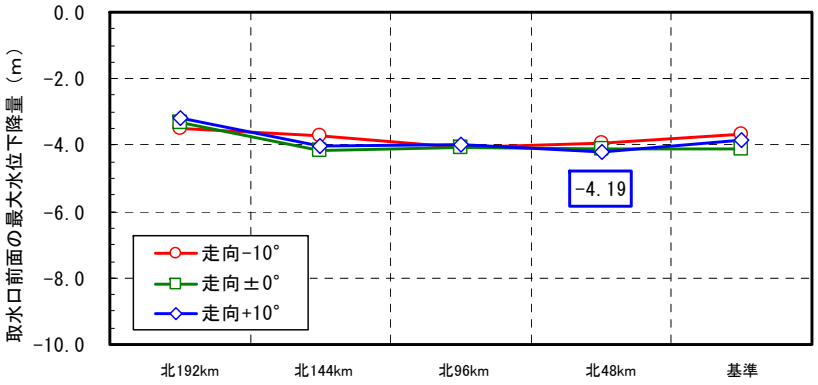
ケース		防潮堤前面	取水口前面
位置	走向	最大水位上昇量(m)	最大水位下降量(m)
北へ192km移動	−10°	−	−3.50
	±0°	−	−3.31
	＋10°	−	−3.17
北へ144km移動	−10°	2.90	−3.72
	±0°	2.90	−4.18
	＋10°	3.00	−4.01
北へ96km移動	−10°	4.92	−4.06
	±0°	4.99	−4.05
	＋10°	4.90	−3.98
北へ48km移動	−10°	6.44	−3.95
	±0°	4.84	−4.11
	＋10°	5.42	−4.19
基準	−10°	4.63	−3.66
	±0°	4.10	−4.12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

- 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

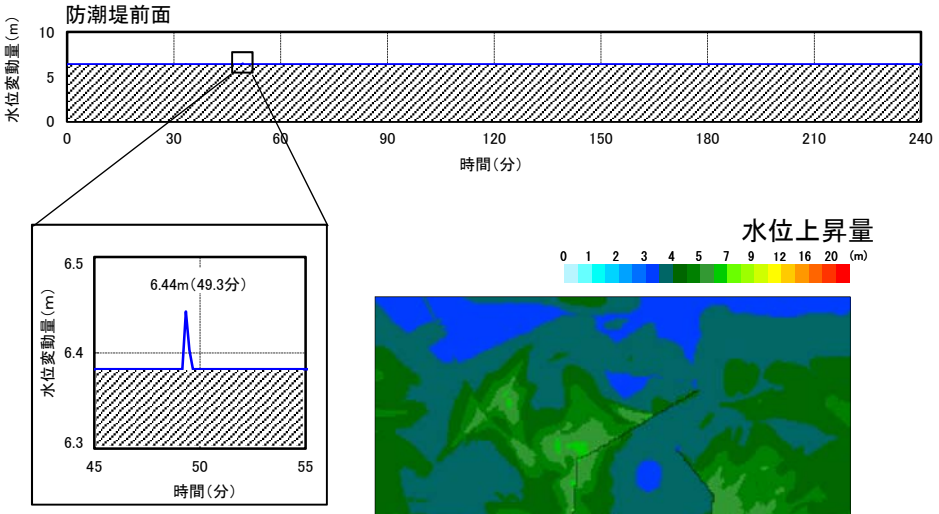


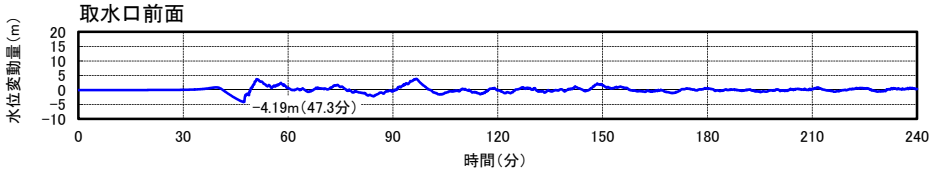


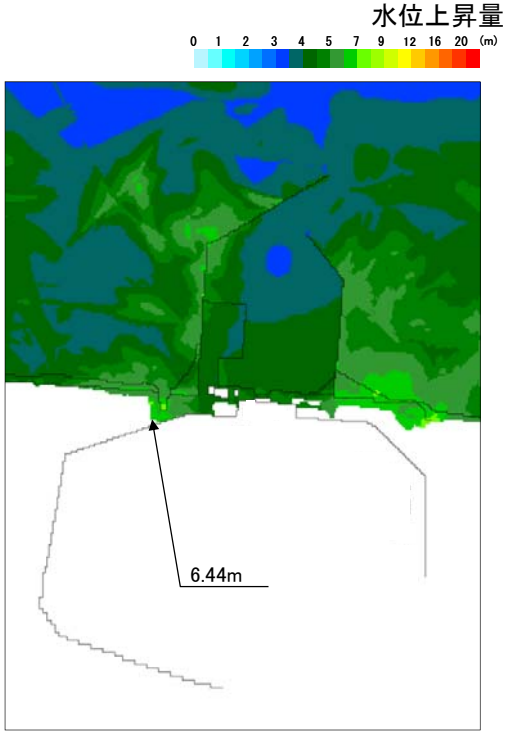
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに想定する正断層型の津波波源（概略パラメータスタディの評価結果）

■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

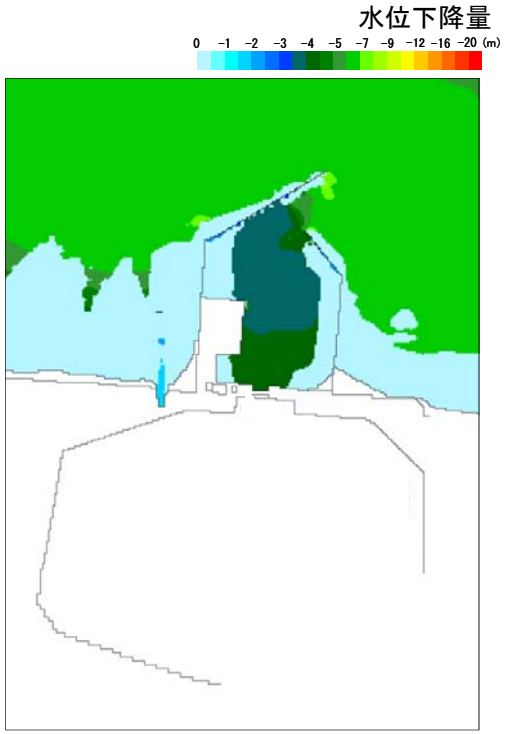
	水位変動量	条件
最大水位上昇量（防潮堤前面）	6.44m	北へ48km，走向−10°，破壊開始点：無し，破壊伝播速度：∞，立ち上がり時間：30秒
最大水位下降量（取水口前面）	−4.19m	北へ48km，走向+10°，破壊開始点：無し，破壊伝播速度：∞，立ち上がり時間：30秒







最大水位上昇量分布（北へ48km，走向−10°）



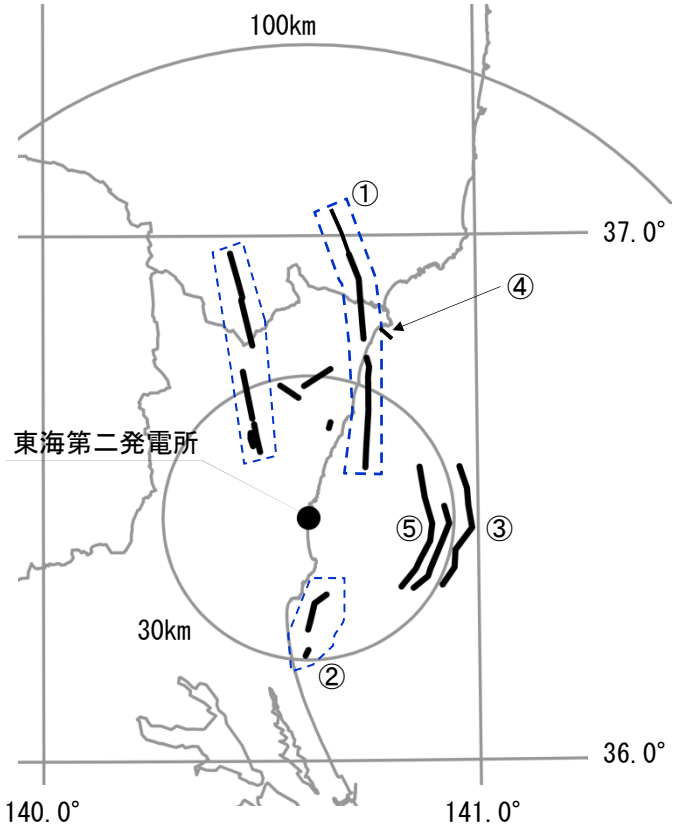
最大水位下降量分布（北へ48km，走向+10°）

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. 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。



敷地周辺の活断層分布

敷地周辺の海域活断層

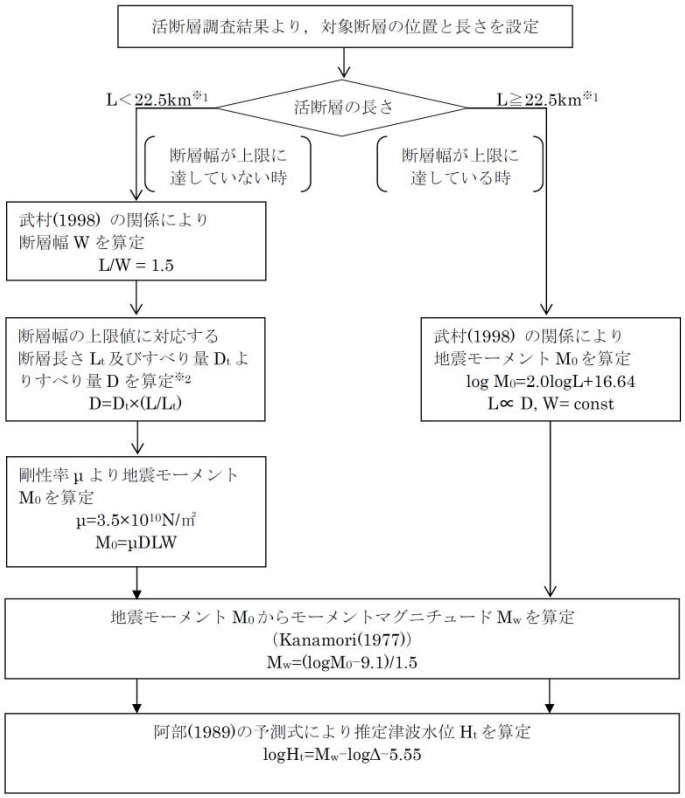
	断層名	断層長さ	敷地からの距離※Δ
①	F1断層，北方陸域の断層，塩ノ平地震断層の連動	58km	40km
②	F3断層，F4断層の連動	16km	21km
③	F8断層	26km	28km
④	F11断層	5km	41km
⑤	F16断層	26km	20km

※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 Wt は，地震発生層の厚さ He を 15km とし，傾斜角 δ を 90°(45～90°のうち Mw が最大となる値)とした際には，Wt= He /sinδ=15km となる。断層幅の上限に対応する断層長さ Lt は，Lt =1.5 Wt =22.5km となる。

※2 断層幅の上限に対応するすべり量 Dt は，モーメントマグニチュードを Mwt=(logLt+3.77)/0.75=6.83，地震モーメントを M0t=10^(1.5Mwt+9.1)=2.21×10¹⁹Nm，剛性率を H=3.50×10¹⁰N/m²とした際には，Dt=M0t/(μLtWt)＝1.87m 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. 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. 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。

1.陸上地すべり及び斜面崩壊の確認

■文献

文献調査
- 塩屋埼から犬吠埼の範囲において，文献の整理・検討を行い，地すべり地形及び斜面崩壊の地形を確認。

敷地の南方に地すべり地形が図示されている。(地すべり地形分布図 「白河・水戸」(防災科学技術研究所(2004)))

地形判読
- 文献が指摘する地すべり地形について，空中写真※1,2及びDEM※3を用いて，地形判読を行い，地すべり及び斜面崩壊の地形の有無を確認。

陸上地すべり及び斜面崩壊の地形は認められない。

現地調査
- 判読された地すべり地形について，現地において詳細な状況を把握。

■自社

地形判読
- 塩屋埼から犬吠埼の範囲において，敷地へ影響を及ぼす可能性のある沿岸陸域を対象に，空中写真※1,2及びDEM※3を用いて，地形判読を行い，地すべり地形及び斜面崩壊の地形の有無を確認。

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。

現地調査
- 判読された地すべり地形について，現地において詳細な状況を把握。

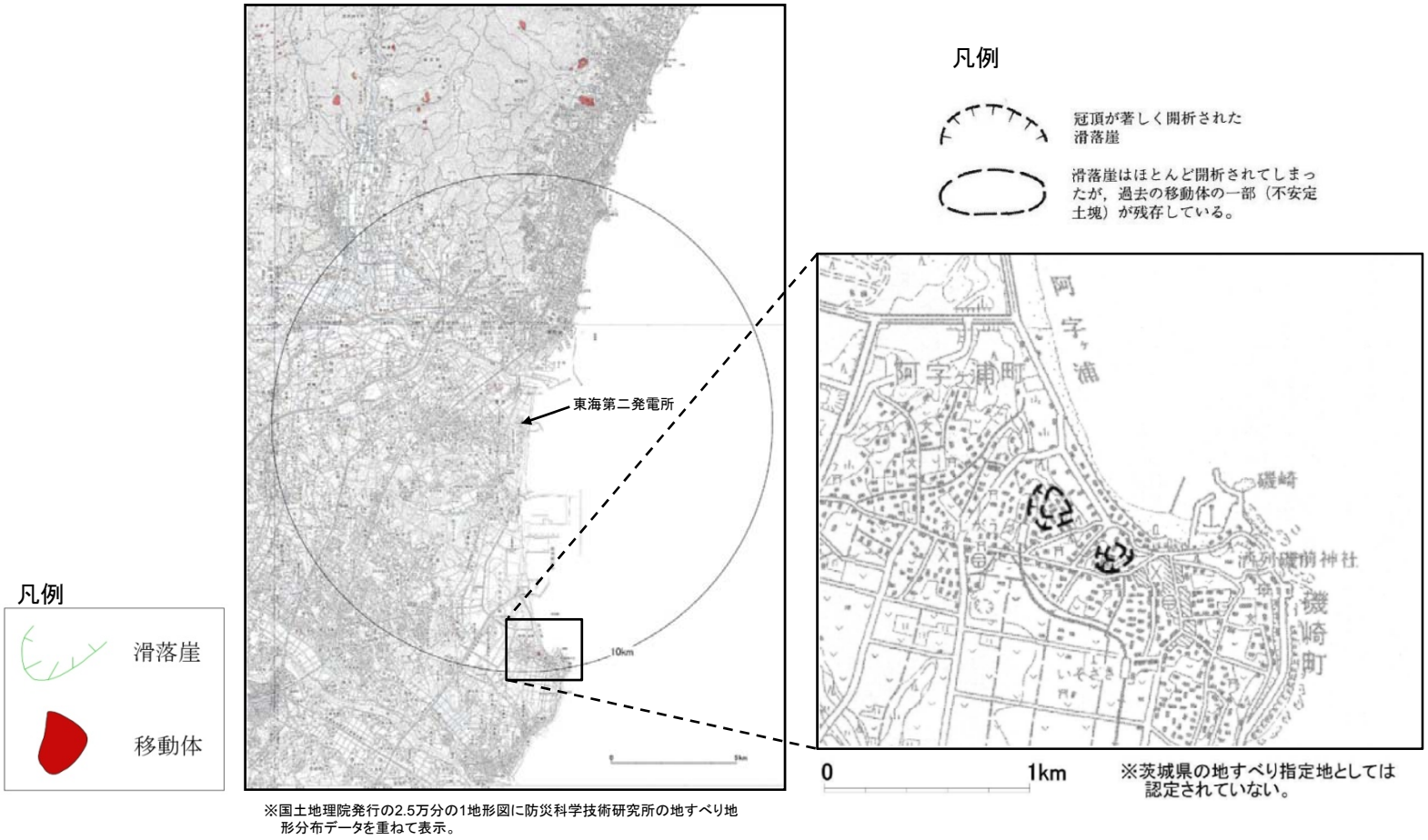
※1 国土地理院(2万分の1)
※2 米軍(4万分の1)
※3 国土地理院(5mDEM)

2.規模評価
- 検討対象となる地すべり地形について，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。

(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))

- 塩屋埼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。



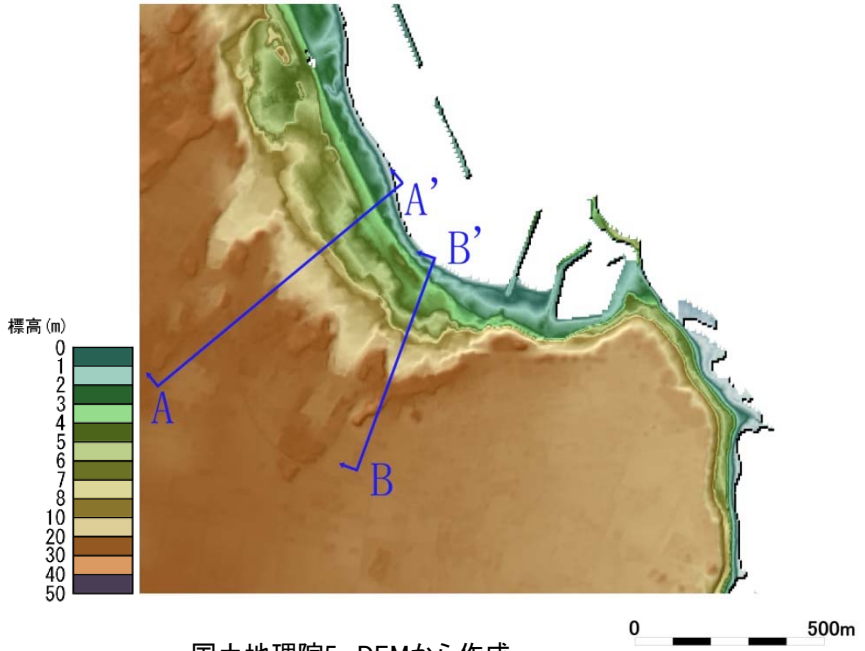
※国土地理院発行の2.5万分の1地形図に防災科学技術研究所の地すべり地形分布データを重ねて表示。

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)

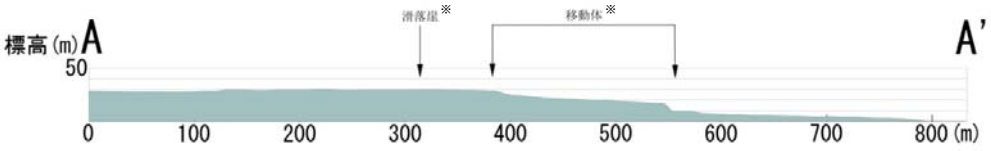
(2) 陸上地すべり及び斜面崩壊の評価(陸上地すべり及び斜面崩壊の確認:地形判読(文献))

- 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)

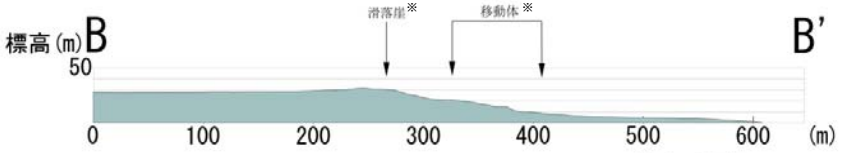


国土地理院5mDEMから作成



※防災科学技術研究所(2004)による。

A－A'断面図

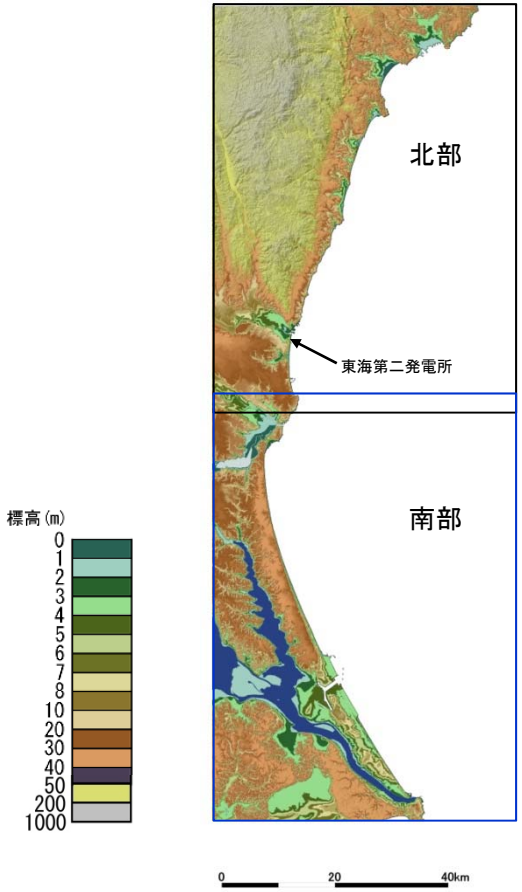


※防災科学技術研究所(2004)による。

B－B'断面図

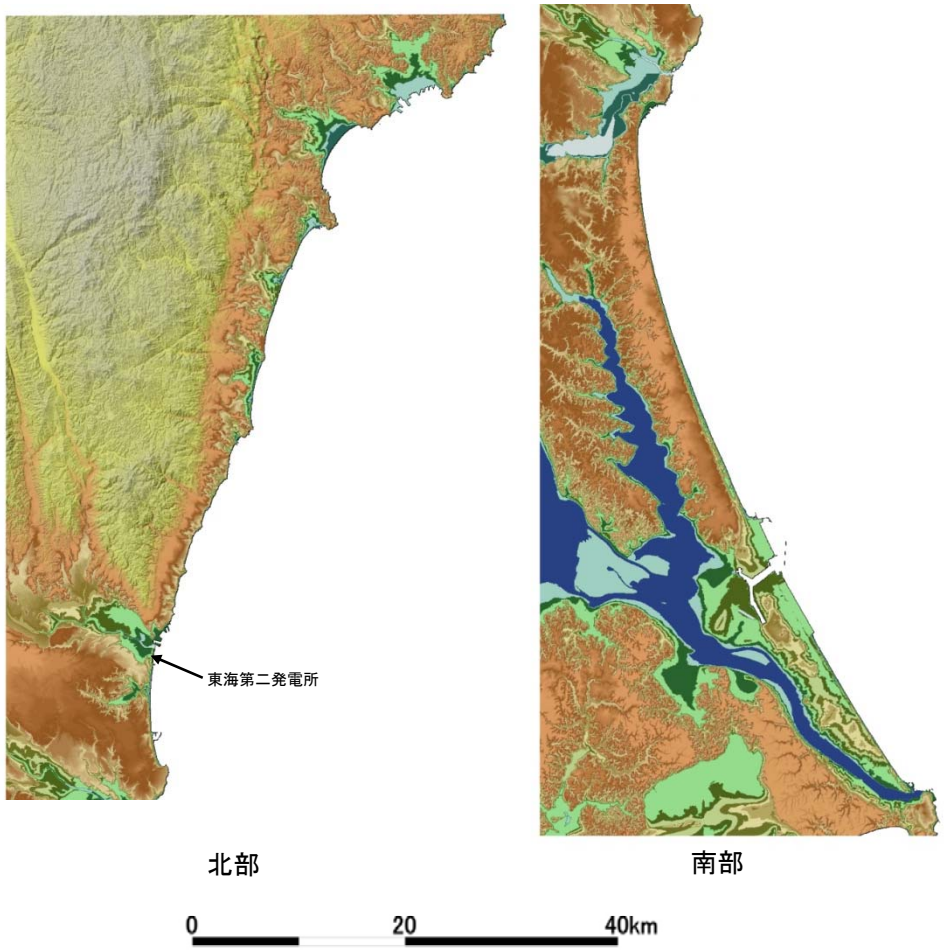
(2) 陸上地すべり及び斜面崩壊の評価(陸上地すべり及び斜面崩壊の確認:地形判読(自社))

- 塩屋埼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。



塩屋埼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。

1.海底地すべりの確認

■文献

文献調査
- 文献の整理・検討を行い，海底地すべり地形の有無を確認。

いわきの沖合に海底地すべり地形が図示されている。(徳山他(2001))

海底地形判読
- 文献が指摘する海底地すべり地形について，M7000シリーズ※等を用いて海底地形図を作成し，地形判読を行い，海底地すべり地形の有無を確認。

海底地すべり地形は認められない。

音波探査記録の検討
- 文献が指摘する海底地すべり地形について，音波探査記録を用いて，池原他(1990)を参考に海底地すべりの有無を確認。

海底地すべりは認められない。

■自社

海底地形判読
- 敷地前面海域について，M7000シリーズ※及び自社の測深データにより作成した海底地形図を用いて，地形判読を行い，海底地すべり地形の有無を確認。

海底地すべり地形は認められない。

音波探査記録の検討
- 判読された海底地すべり地形について，音波探査記録を用いて，池原他(1990)を参考に海底地すべりの有無を確認。

※ 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

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

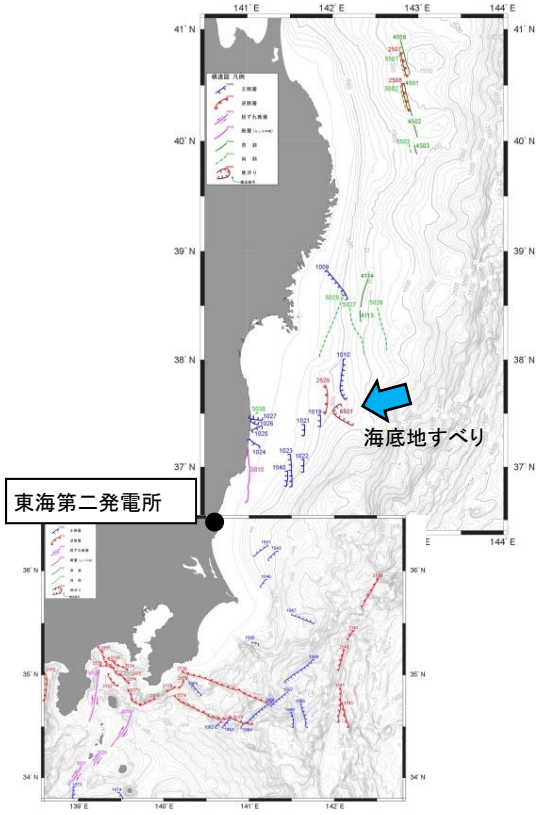
徳山他(2001):日本周辺海域の中新世最末期以降の構造発達史
・「日本周辺海域の第四紀地質構造図」

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。

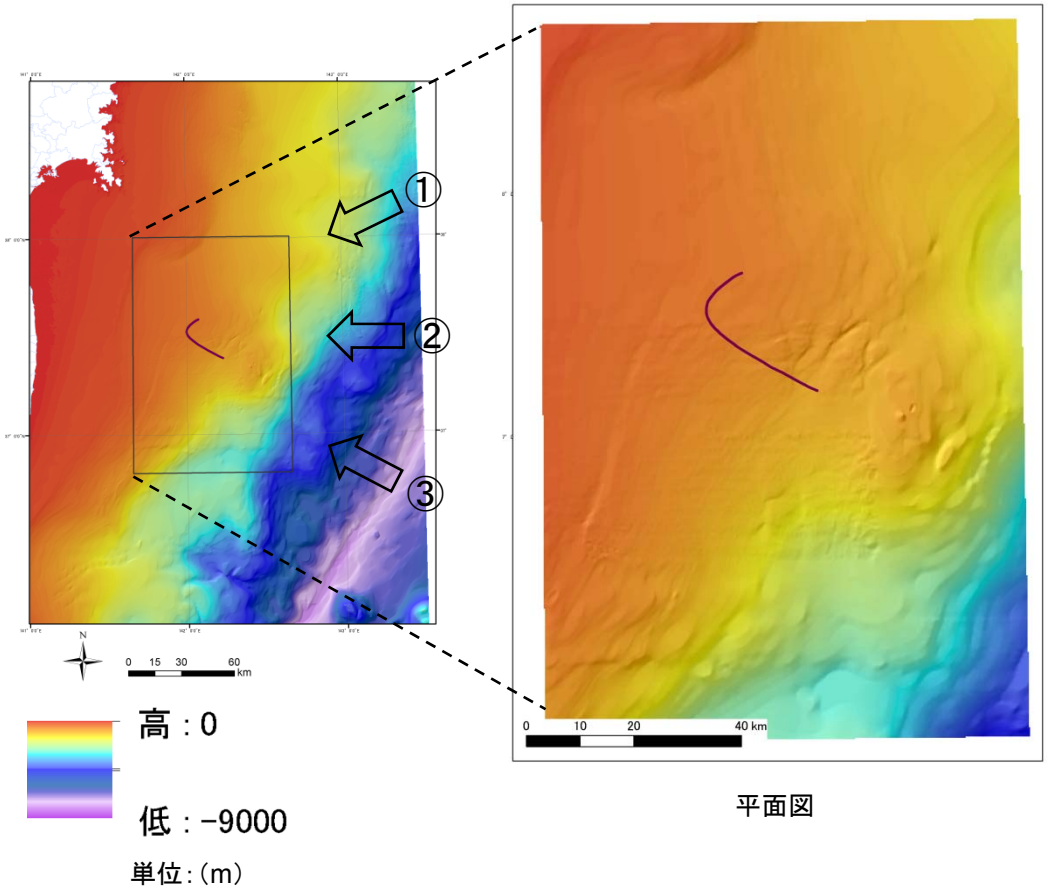
○海底地すべり地形の判断基準

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。

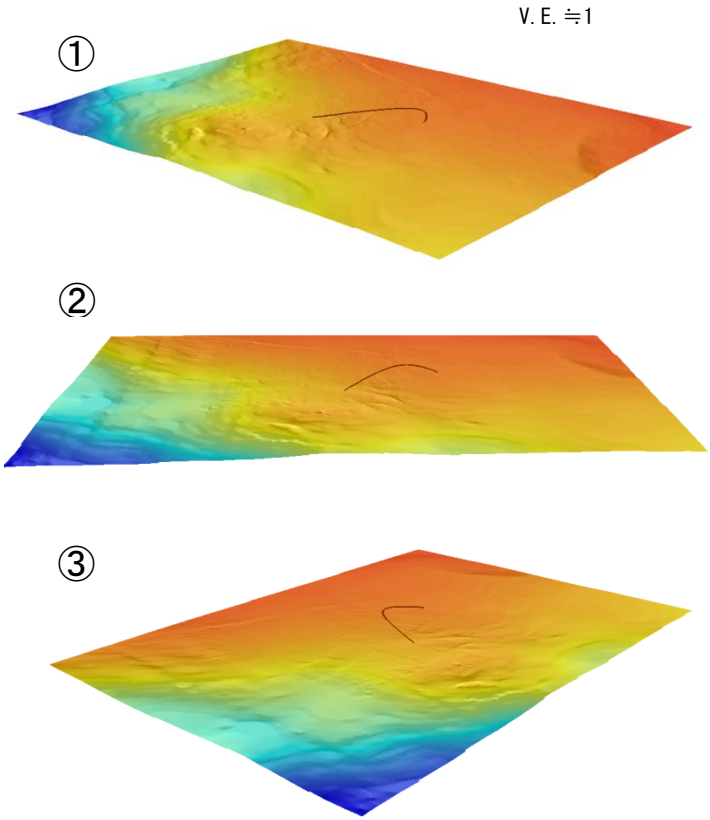
崩壊部 (滑落崖)	・馬蹄形，半円形，コの字形の平面形で，斜面下方へ開く急斜面。 ・急斜面は平面的に出入りがなくスムースな形状で，傾斜も一定傾向。また，地すべり土塊を囲んで側方にも連続することがある。 ・下方に地すべり土塊が対をなして存在することが重要。
堆積部 (地すべり土塊)	・滑落崖の基部にある扇状地状あるいは舌状の高まり。 ・細長い舌状の場合や台地状を呈することもある。 ・典型的な場合には，土塊の表面に不規則な凸凹，低崖，凹地があり，凸形縦断の斜面形を示す。

(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。



平面図



鳥瞰図

(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】

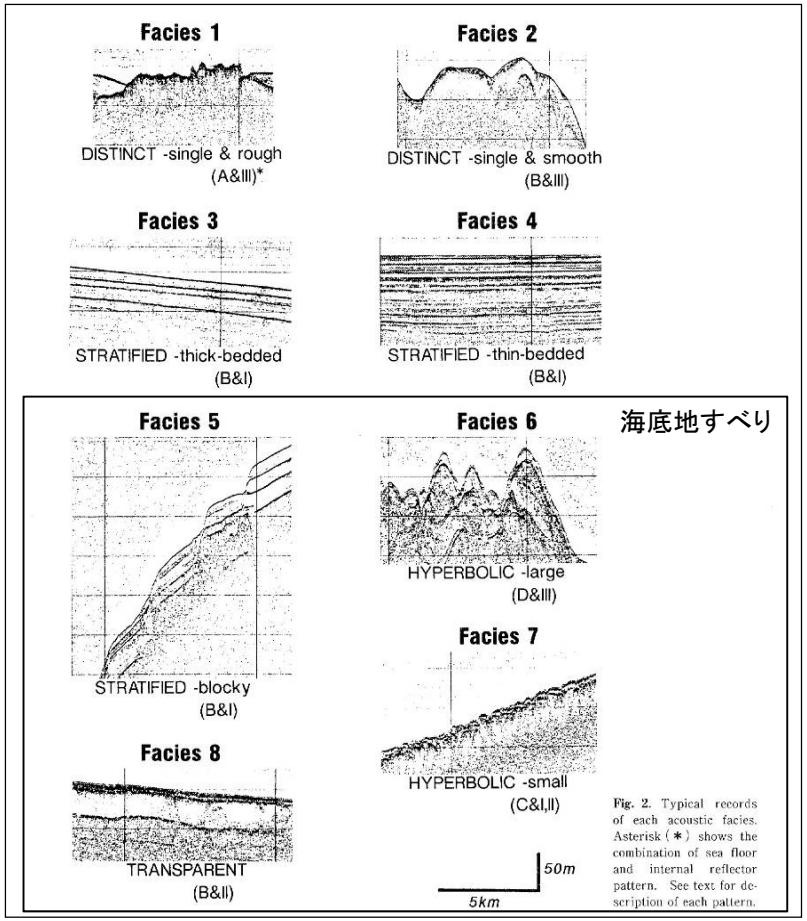


Fig. 2. Typical records of each acoustic facies. Asterisk (*) shows the combination of sea floor and internal reflector pattern. See text for description of each pattern.

【層相の区分詳細および特徴】

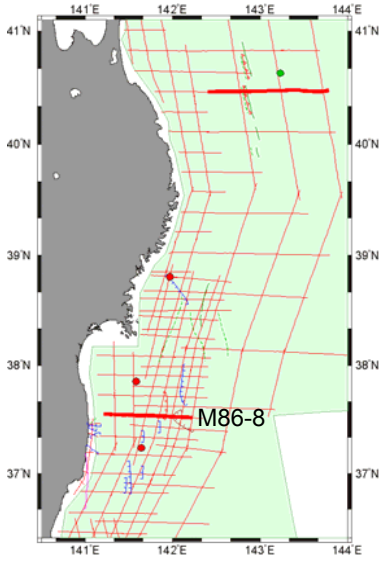
Table 1. Classification and characteristics of eight acoustic facies.
* See text for description.

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 Knoll Chain
3 STRATIFIED -thick-bedded	Internal reflectors continuous and undeformed, 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 occurence of mud clasts massive	Muddy bottom -debris flow, hemipelagic	SW Trough

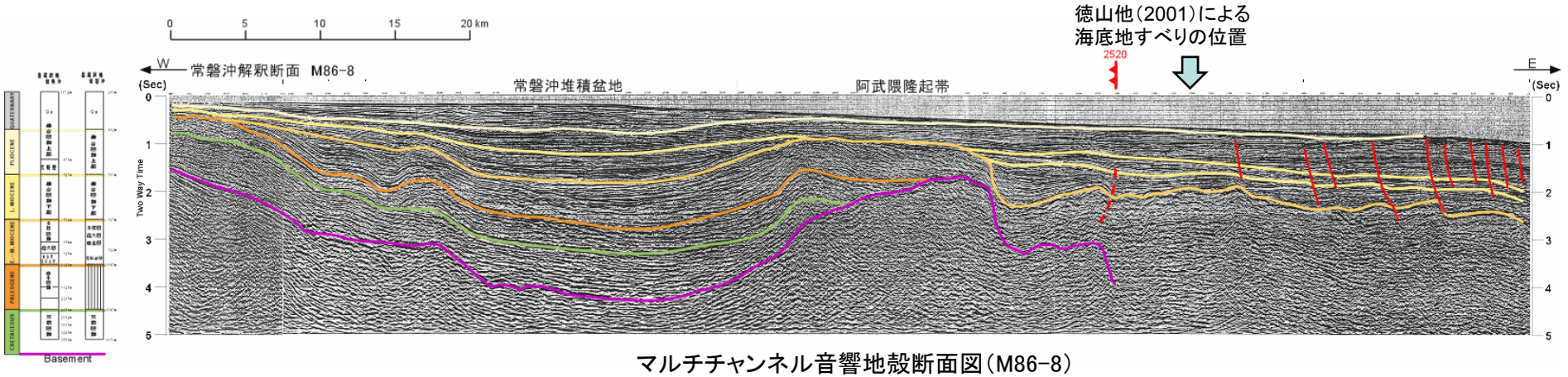
(池原他(1990)に加筆)

(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。



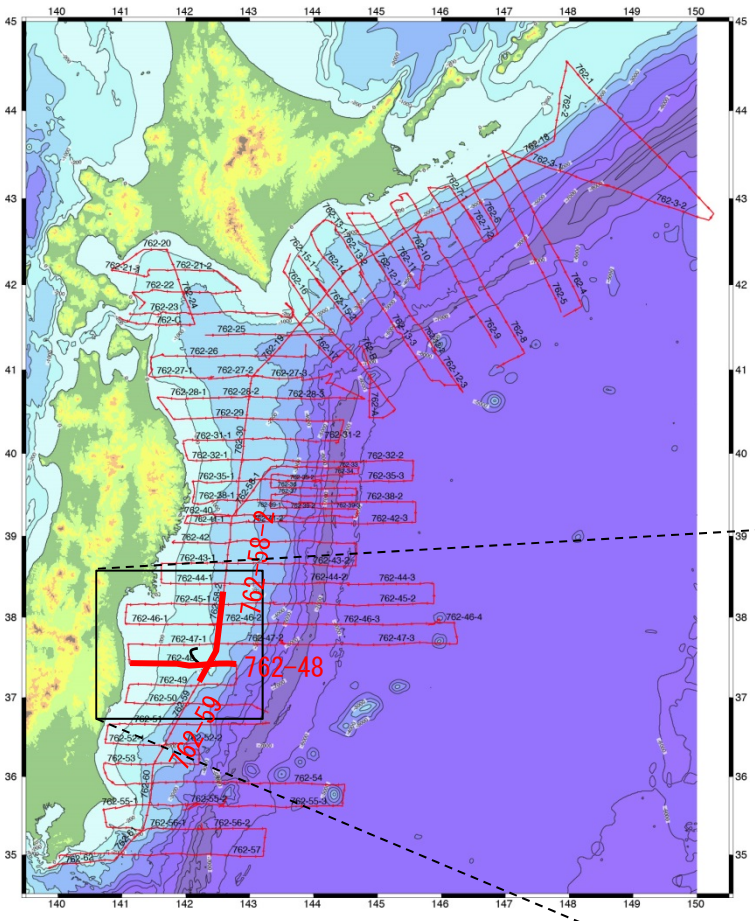
※マルチチャンネル音響地殻断面図(石油公団海上基礎物理探査，昭和61年度「南三陸～鹿島沖」)



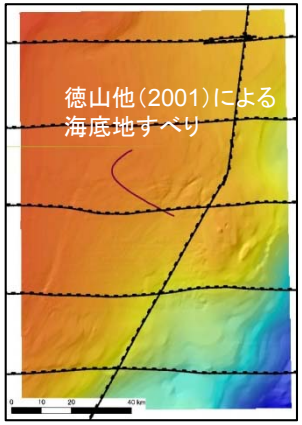
マルチチャンネル音響地殻断面図(M86-8)
(徳山他(2001)に加筆)

(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))

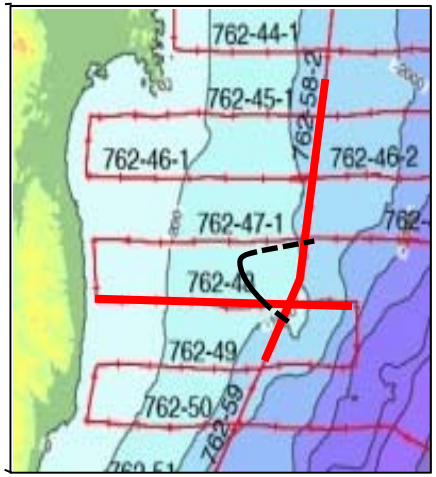
- 産業技術総合研究所(2015)による東日本沖太平洋海域(GH762)の音波探査記録(サブボトムプロファイラー)を用いて，海底地すべりの有無を確認した。



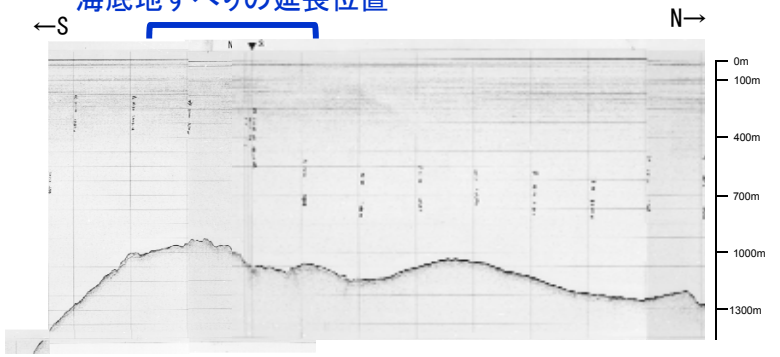
産業技術総合研究所 SBP測線図
(産業技術総合研究所(2015)に加筆)



徳山他(2011)に示されている海底地すべり

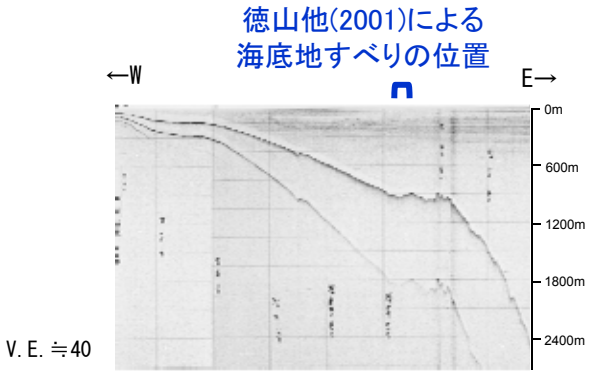


762-59, 762-58-2
地調 1976
サブボトムプロファイラー



V.E. ≒40

762-48
地調 1976
サブボトムプロファイラー



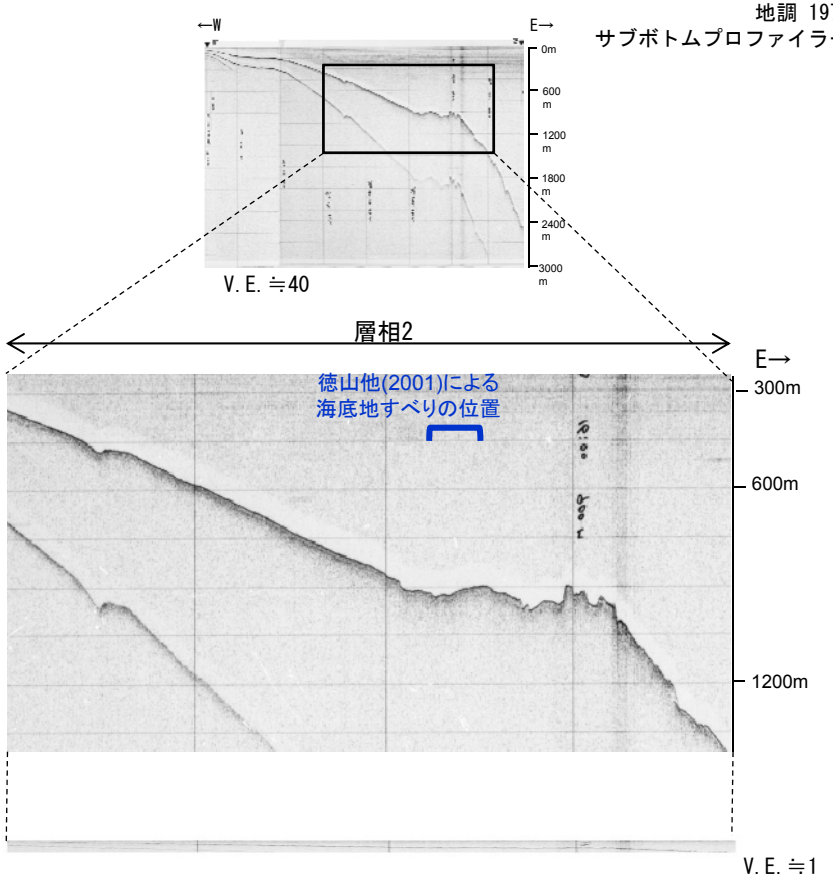
V.E. ≒40

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)

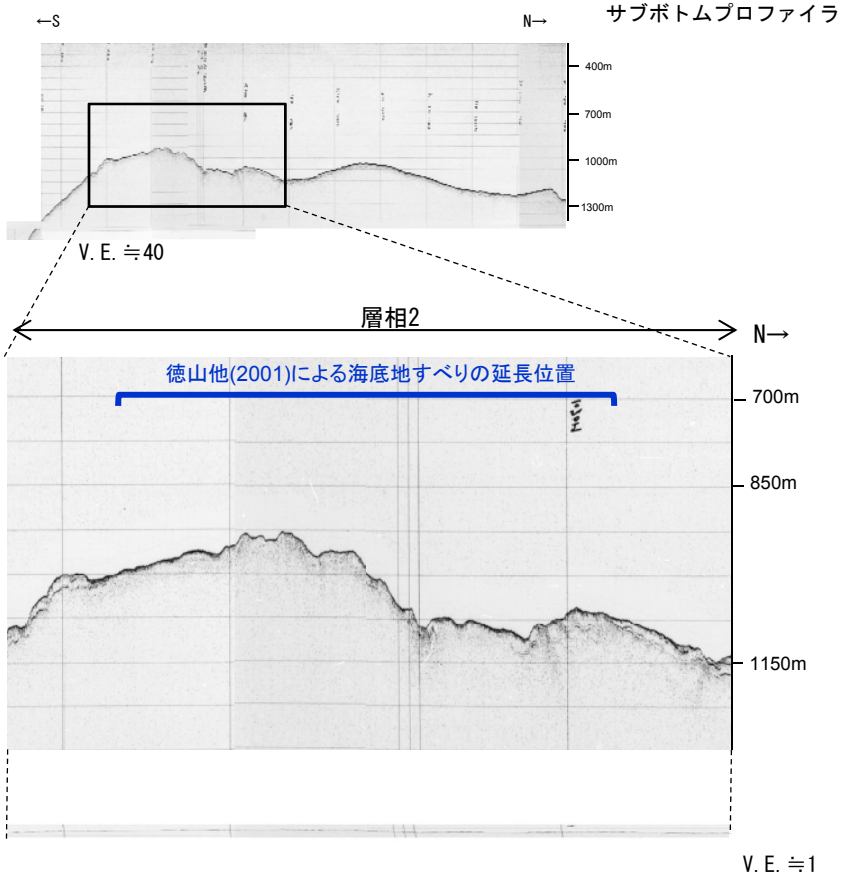
(3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認:音波探査記録の検討(文献))

- 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。

762-59, 762-58-2
地調 1976
サブボトムプロファイラー



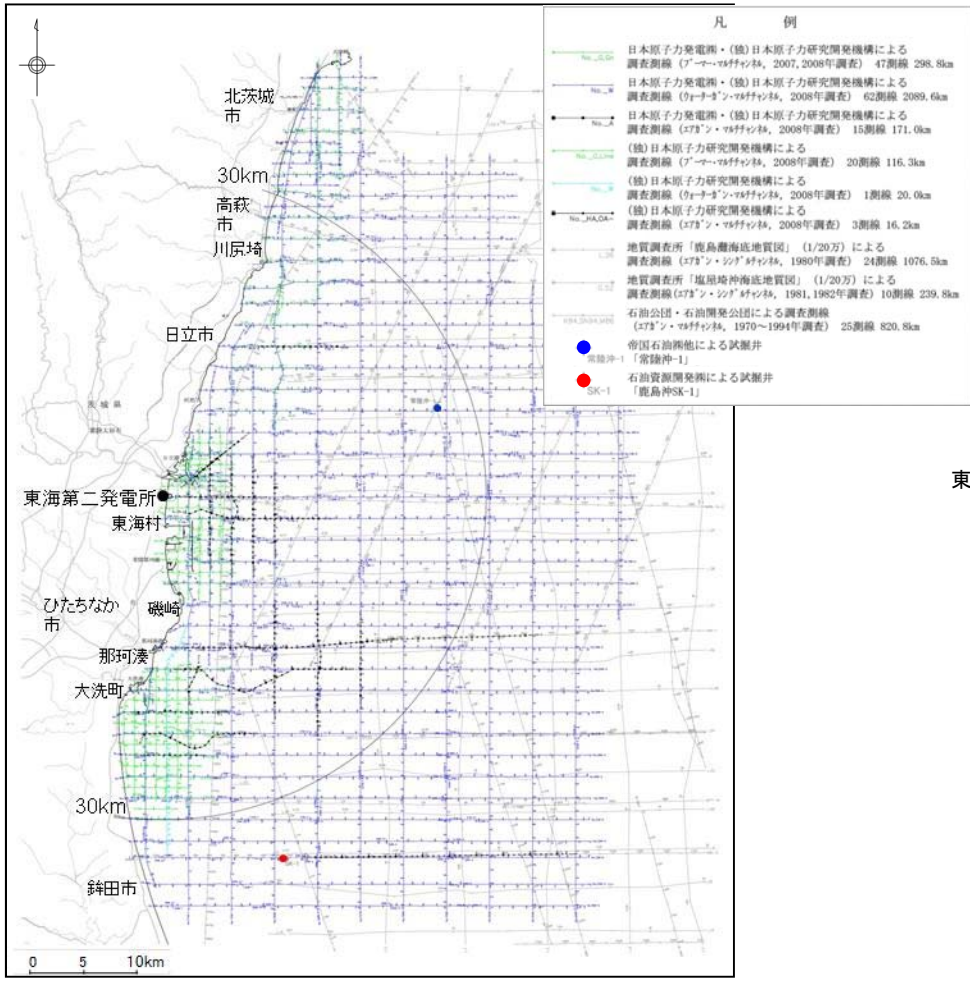
762-48
地調 1976
サブボトムプロファイラー



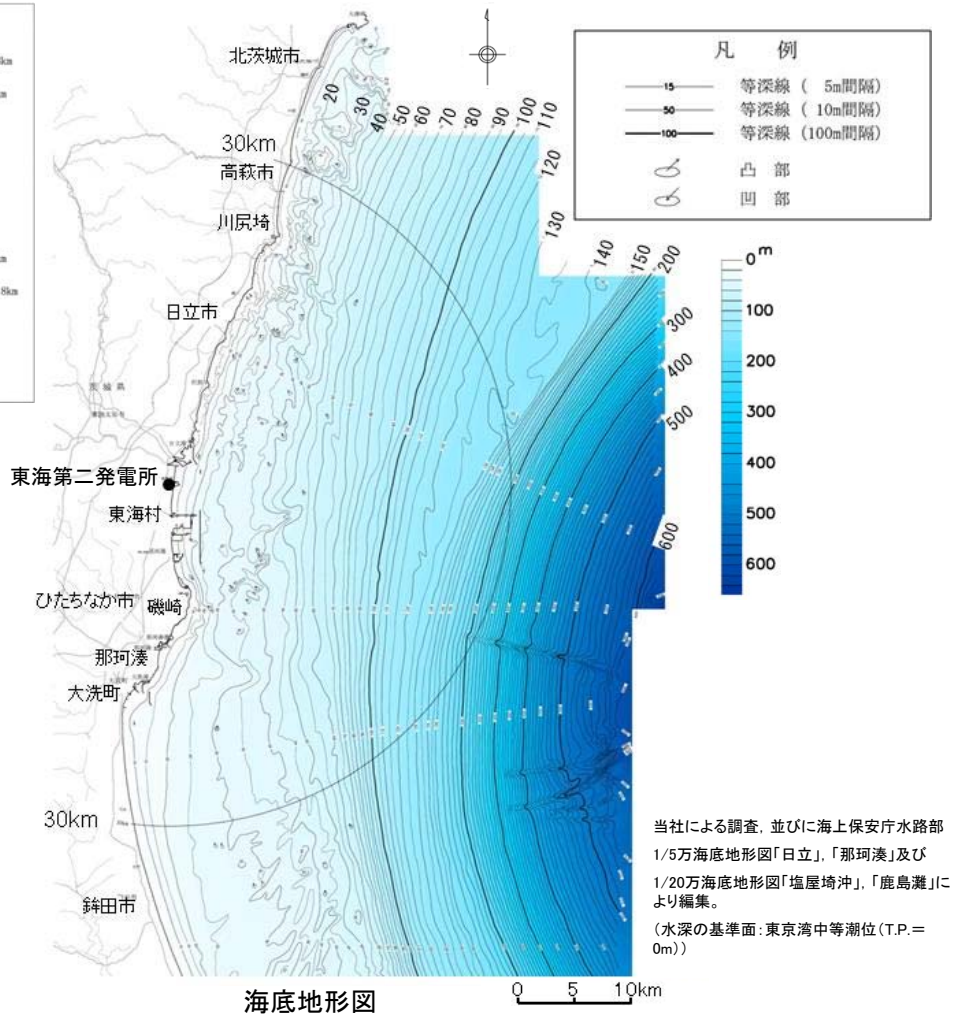
産業技術総合研究所 SBP音波探査記録
(産業技術総合研究所(2015)に加筆)

(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



海底地形図

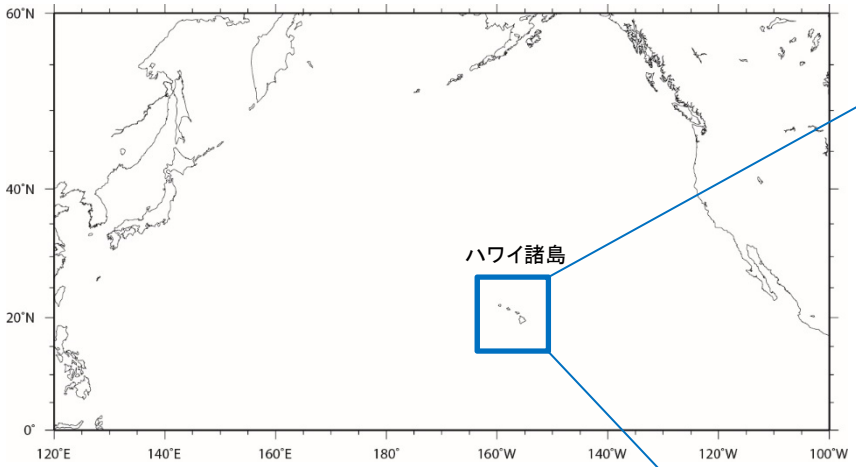
当社による調査，並びに海上保安庁水路部
1/5万海底地形図「日立」，「那珂湊」及び
1/20万海底地形図「塩屋埼沖」，「鹿島灘」に
より編集。
（水深の基準面：東京湾中等潮位（T.P.＝
0m））

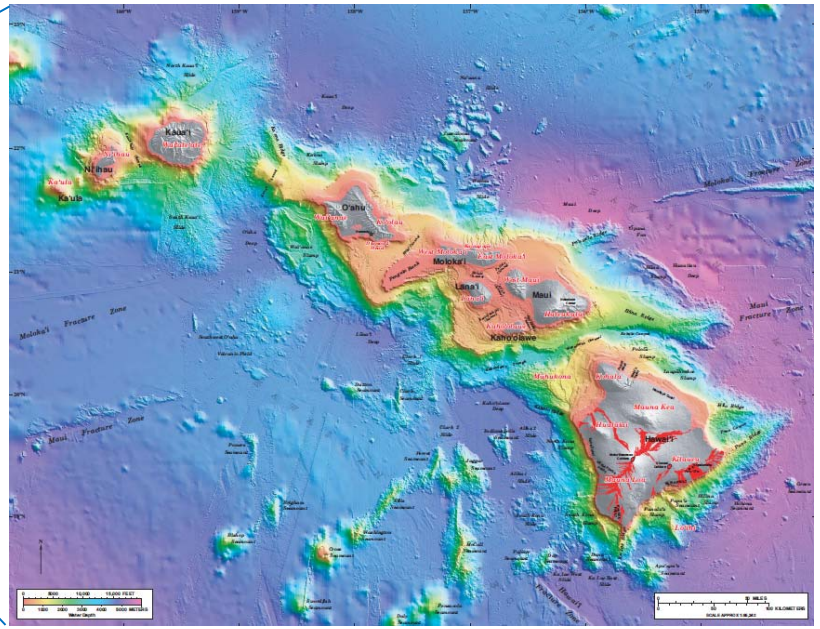
- 以上から，敷地前面海域に海底地すべりの可能性のある地形は認められない。

(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，補足説明資料(133～141頁)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))

- 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. 参考文献

（1） 文献調査及び評価

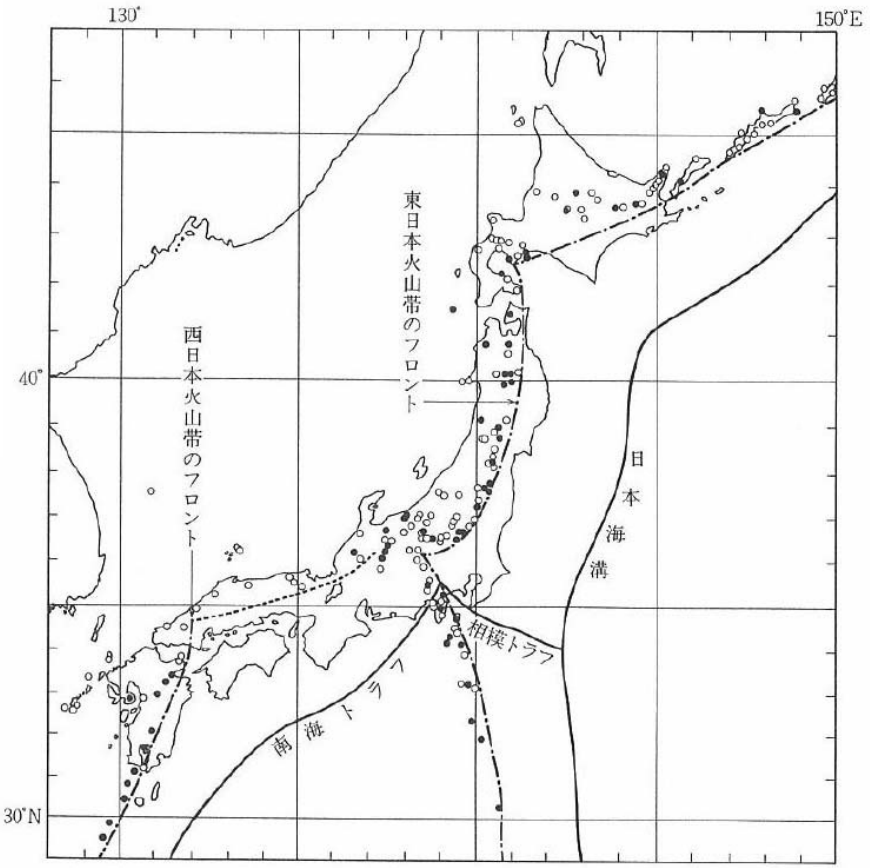
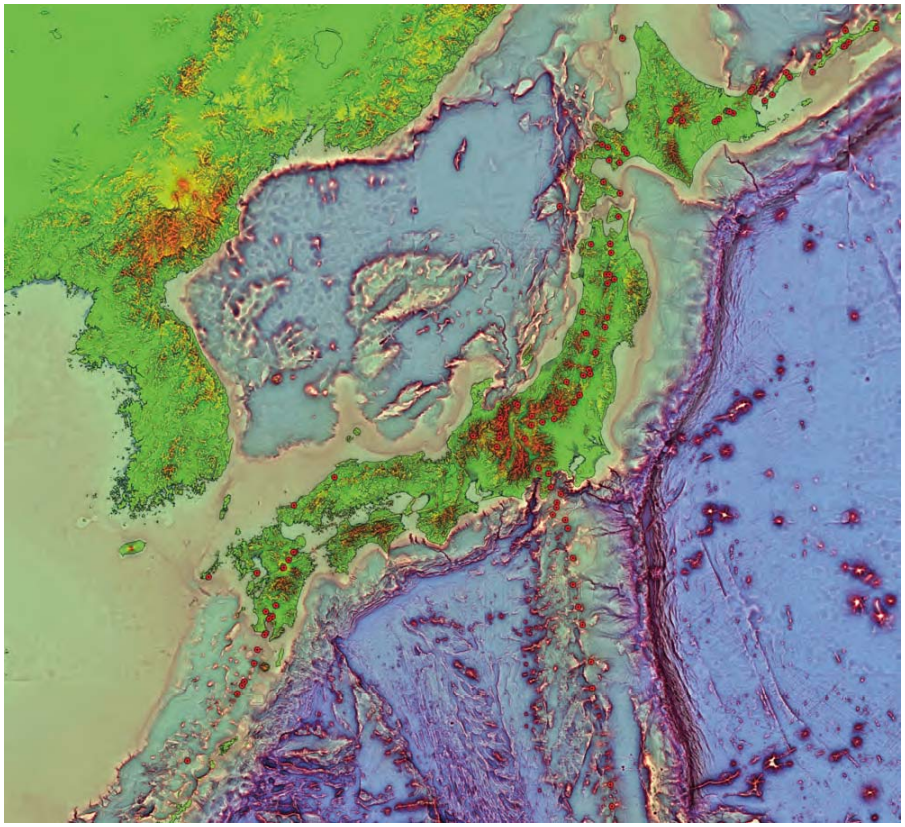


図1.1.2 日本列島の火山帯と火山フロント［杉村，1978］ ●：活火山，○：その他の第四紀火山．2つの火山帯のフロントは，海溝またはトラフの軸にほぼ平行に走っている．海溝などの軸は，プレートの境界に相当する．

杉村（1978）



日本付近の活火山の分布

●：活火山

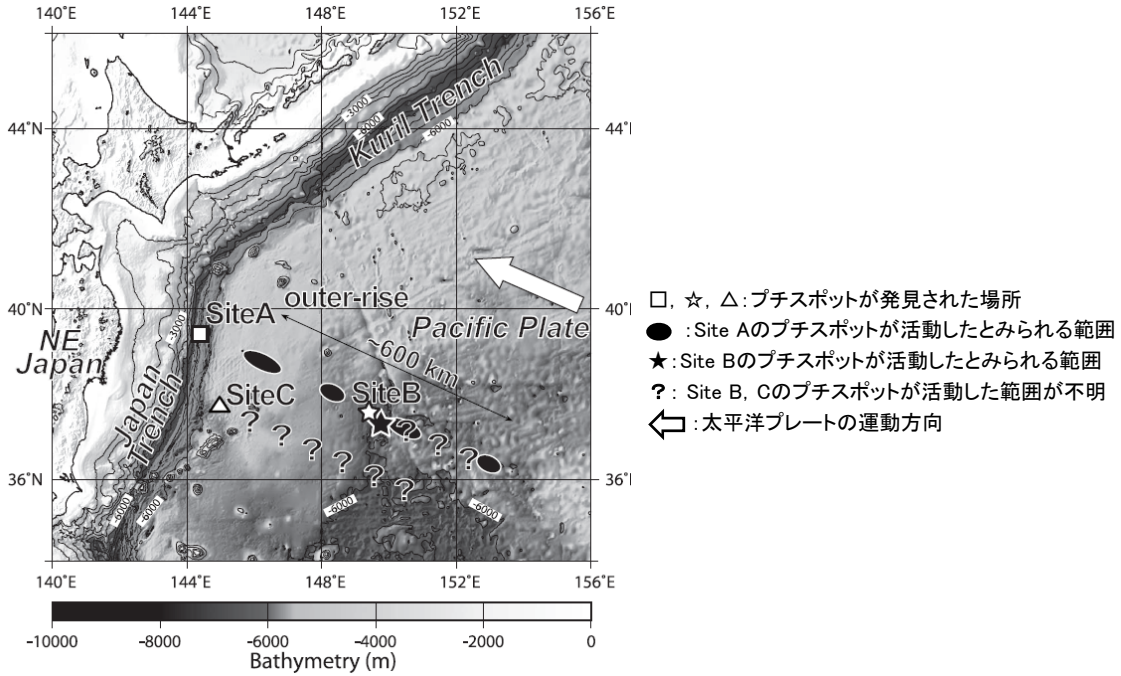
気象庁編（2013）

- 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の可能性がある。
- 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，補足説明資料(142～149頁)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. 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，地質学的証拠及び歴史記録等による確認及び行政機関による既往評価との比較の結果，当社の基準津波の水位が上回っていることを確認している※1。
- また，防潮堤の線形形状の見直し，貯留堰の設置及びSA用海水ピット取水塔の設置を計画していることから，それらの設備形状をモデルに反映して，水位を評価した※2,3。

※1　補足説明資料（150～162頁）に記載
※2　補足説明資料（188～202頁）に記載
※3　補足説明資料（203～217頁）に記載

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※4（防潮堤前面）	T.P.+17.1m （T.P.+17.2m）※5
最低水位※4（取水口前面）	T.P.−4.9m （T.P.−5.3m）※5

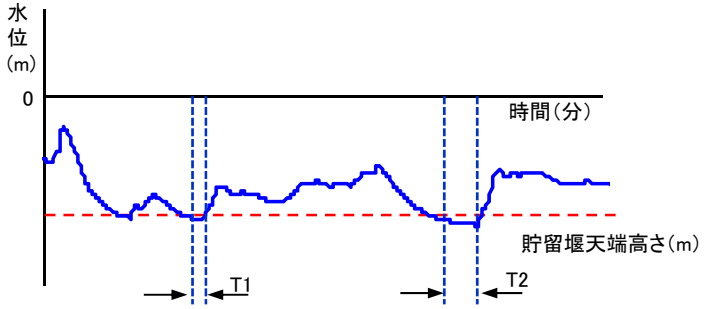
※4　潮位及び地殻変動量（2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量も含む）を考慮
※5　申請時の設備形状における評価水位

4. 基準津波の選定（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。

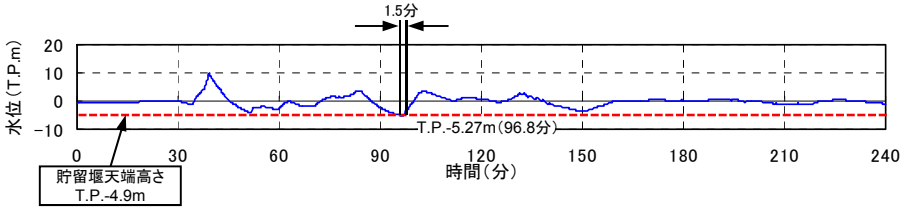
【貯留堰天端高さを下回る継続時間の整理方法】

- 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



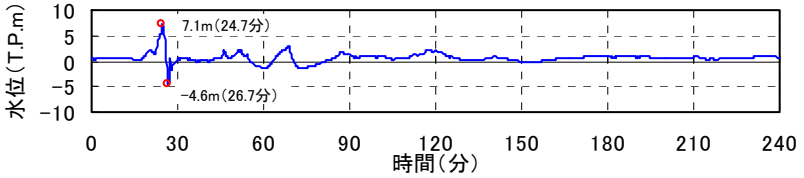
貯留堰前面における水位時刻歴波形

【貯留堰概要】

【貯留堰設置イメージ】

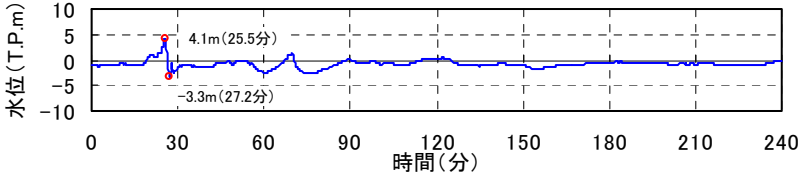
4. 基準津波の選定（基準津波策定位置）

- 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。



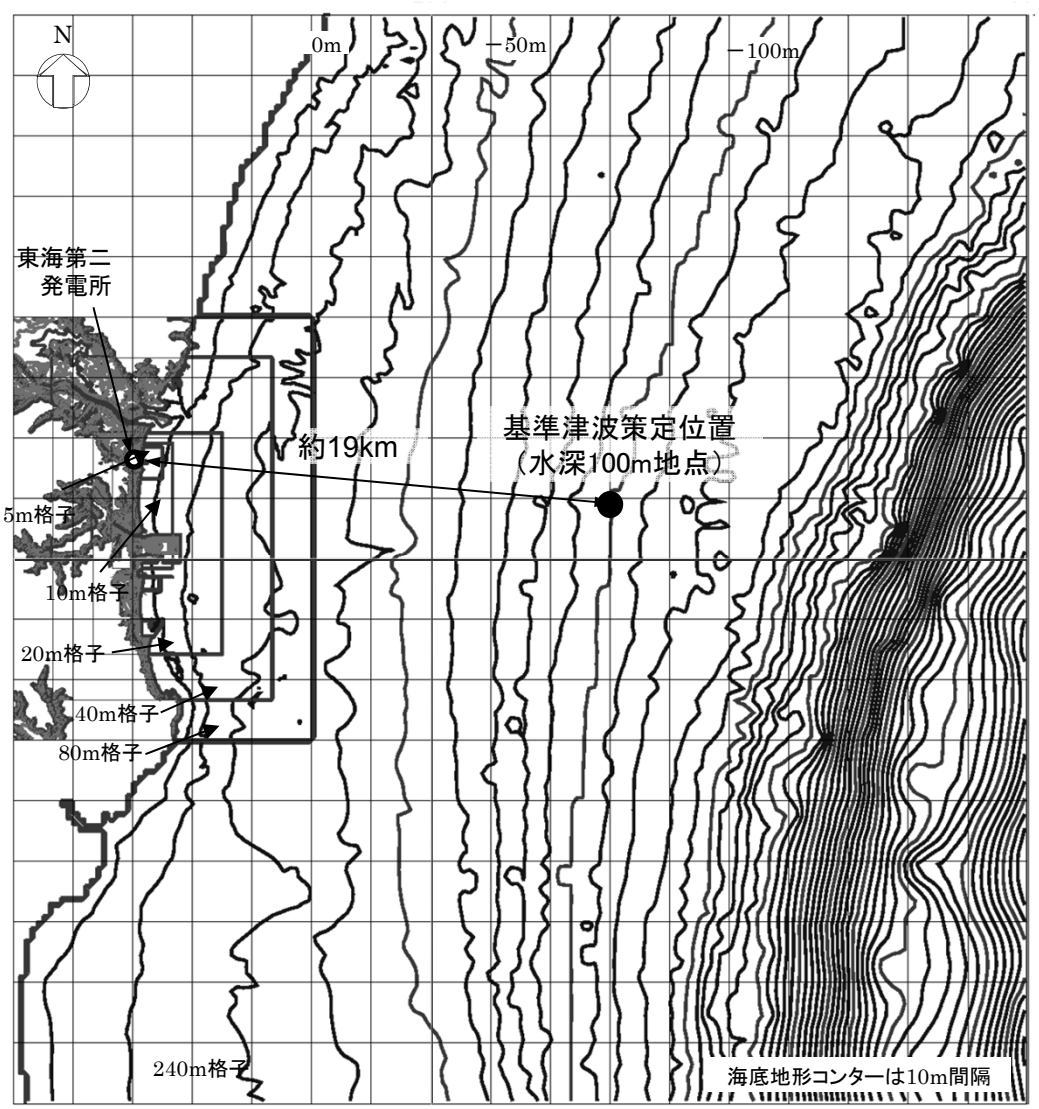
基準津波策定位置における時刻歴波形
（上昇側最大※1）

※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. 参考文献

5. 参考文献

- 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
- 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 .
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Mochizuki, K., T. Yamada,M. Shinohara, Y. Yamanaka and T. Kanazawa (2008) : Weak Interplate Coupling by Seamounts and Repeating M~7 Earthquakes, Science, Vol.321, pp.1194-1197. doi: 10.1126/science.1160250.
- 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.
- Tanikawa W, Hirose T, Mukoyoshi H, Tadai 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
- 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.
- Frederick M. Chester, Christie Rowe, Kohtaro Ujiie, James Kirkpatrick, Christine Regalla, Francesca Remitti, J. Casey Moore, Virginia Toy, Monica Wolfson-Schwehr,9 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 the2011 Tohoku-Oki Earthquake, SCIENCE , VOL 342.
- 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.

5. 参考文献

- 杉野英治・岩渕洋子・橋本紀彦・松末和之・蛯澤勝三・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
- 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
- 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.
- 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
- 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.
- L. MANSINHA AND D. E. SMYLIE (1971)：THE DISPLACEMENT FIELDS OF INCLINED FAULTS , Bulletin of the Seismological Society of America.Vol.61,No5,PP1433-1440.
- 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
- 本間仁(1940)：低溢流堰堤の流量係数，土木学会誌，第26巻，pp635-645
- 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.
- 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/
- 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
- 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
- Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya(2013)：Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 TohokuEarthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473-1492,doi: 10.1785/0120120122
- 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
- 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
- JoseA.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
- HIROO KANAMORI (1971)： SEISMOLOGICAL EVIDENCE FOR A LITHOSPHERIC NORMAL FAULTING-THE SANRIC EARTHQUAKE OF 1993, 1971, Phys, Earth Planet, Interriors 4, 289-300, North-Holland Publishing Company, Amsterdam
- HIROO KANAMORI(1972)： MECHANISM OF TSUNAMI EARTHQUAKES, Reprinted from:1972, Phys, Earth Planet, Interriors 6, 346-359, North-Holland Publishing Company, Amsterdam
- 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
- 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

5. 参考文献

- 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
- 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
- 渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧 [第2版], 東京大学出版会
- 気象庁(1951～2010):地震月報他
- 国立天文台編(2014):理科年表　平成26年, 丸善出版
- 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
- 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, №1, p.27-53
- 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
- 棚橋 学・石原丈実・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
- 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
- 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
- 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
- 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
- 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
- 海上保安庁(1981):海底地質構造図「塩屋埼沖」(20万分の1)
- 海上保安庁(1980):海底地質構造図「鹿島灘」(20万分の1)
- 海上保安庁(1995):海底地質構造図「房総・伊豆沖」(50万分の1)
- 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
- 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.
- Eakins, B. W., Robinson J. E., Kanamatsu, T., Naka, J., Smith,J. R., Takahashi, E., Clague, D. A., Hawaii 's VolcanoesRevealed, U.S. Geological Survey Geologic Investigations Series I-2809 (2003) :http://geopubs.wr.usgs.gov/i-map/i2809.
- 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
- 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
- 阿部なつ江・平野直人(2007):新しい種類の火山活動プチスポットを発見, 海と地球の情報誌2007年3-4月号, 1.
- 平野直人・阿部なつ江・町田嗣樹・山本順司(2010):プ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新展開--超モホール計画の提案--. 地質学雑誌, 116, 1, 1-12.