

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28年1月22日
日本原子力発電株式会社

主要な論点(津波関係)

No.	項目	回答	該当頁
12.	津波の評価について、波源の位置、波源の特性等の設定に関わる検討内容を示すこと。	文献調査結果等を踏まえて、波源の位置、波源の特性等について設定した。	4～86頁
13.	2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う津波により、施設が大きな損傷を受けたことを踏まえ、基準津波や耐津波設計の策定に当たり、どのような考慮がなされたか示すこと。	基準津波の設定にあたっては、文献調査結果等を踏まえて適切に設定するとともに、これに加えて以下に示す保守的な設定も考慮した。 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 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 また、津波防護の観点から、基準津波に対して、適切な防潮堤を設置することとしている。	46及び48頁
14.	プレート間地震の波源として、2011 年東北地方太平洋沖地震によって、宮城沖～福島沖の領域を含めないこととした検討内容を詳細に説明すること。	基準津波の策定にあたっては、東北地方太平洋沖型の津波波源も検討の対象としているが、茨城県沖に想定する津波波源の方が東海第二発電所に対してはその影響が大きいことから、結果して基準津波として考慮したものである。	10～45頁

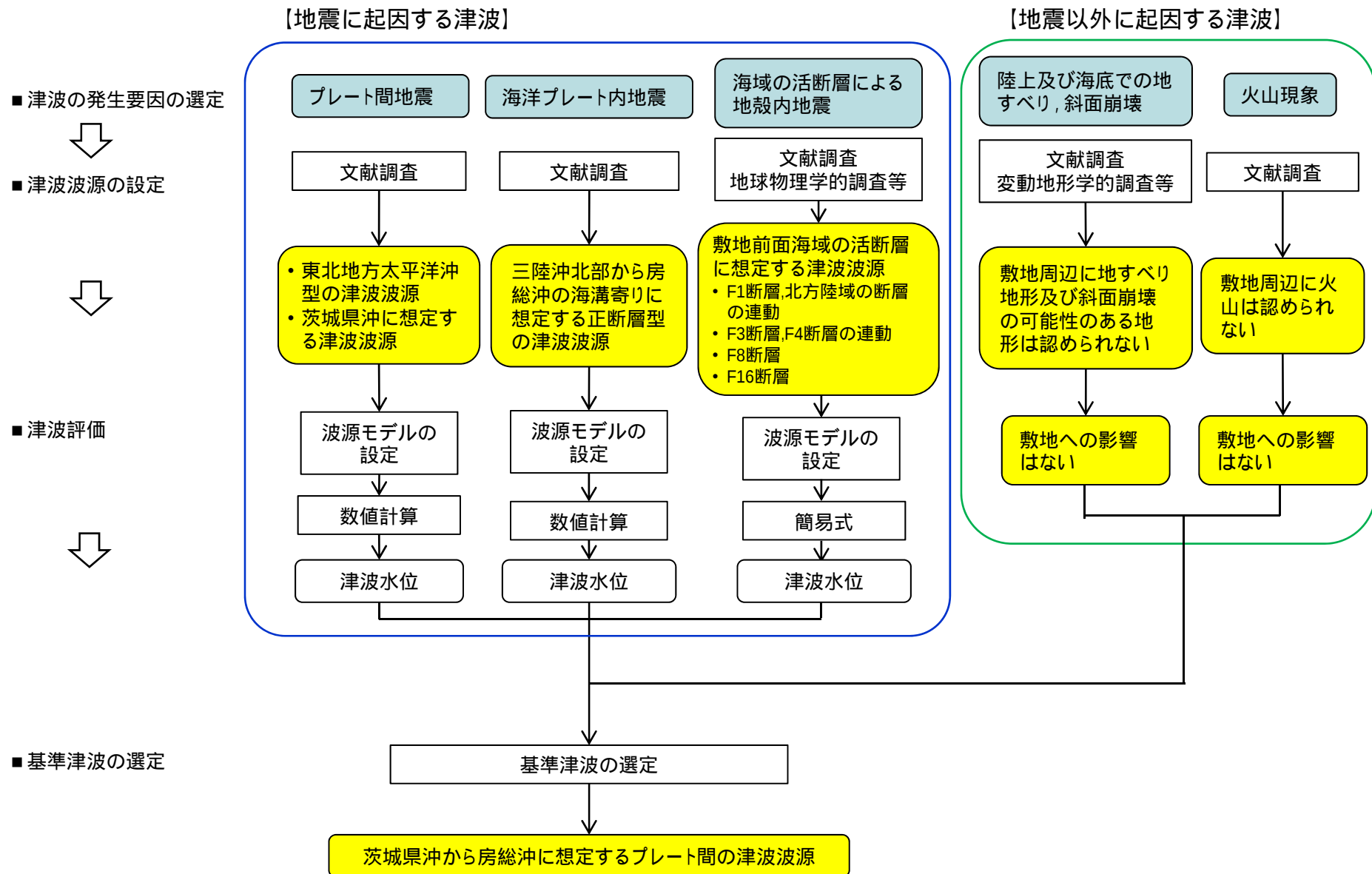
目 次

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	70
4. 基準津波の選定	87
5. 参考文献	90

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

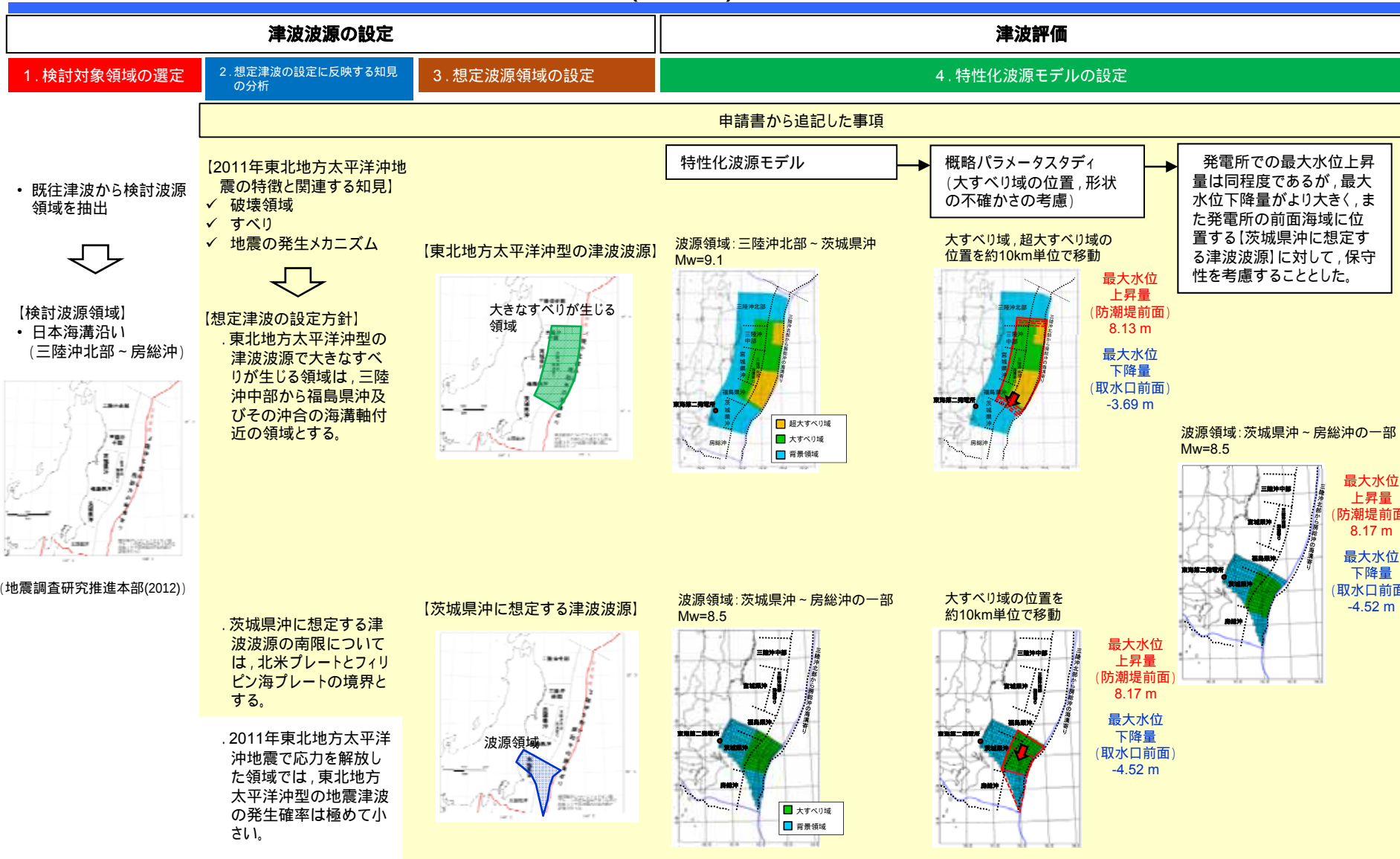
1. 津波評価の概要



目 次

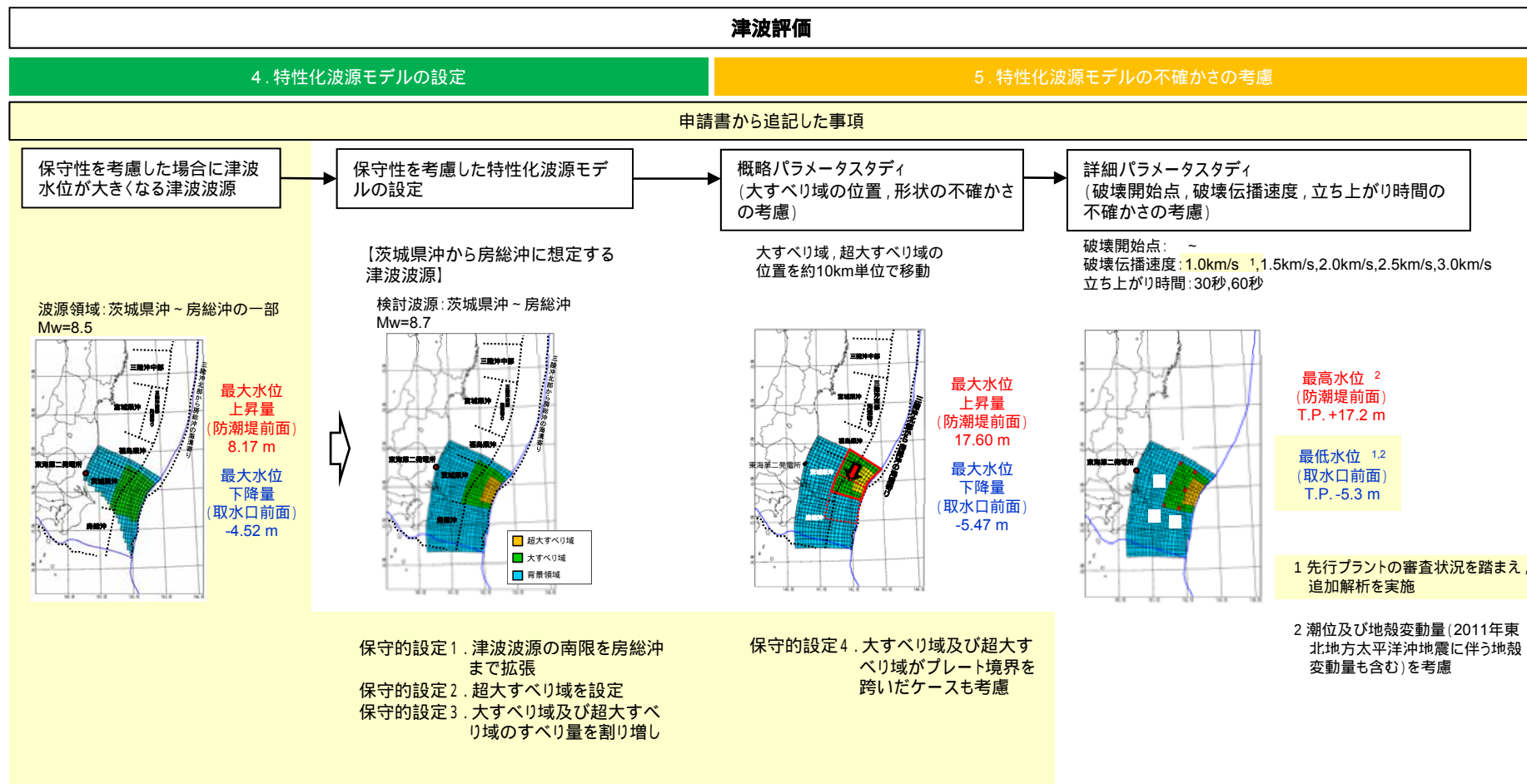
- 1. 津波評価の概要
- 2. 地震に起因する津波の評価
 - 2.1 プレート間地震に起因する津波
 - 2.2 海洋プレート内地震に起因する津波
 - 2.3 海域の活断層による地殻内地震に起因する津波
 - 2.4 評価結果のまとめ
- 3. 地震以外に起因する津波の評価
- 4. 基準津波の選定
- 5. 参考文献

2.1 プレート間地震に起因する津波(概要)



2. 地震に起因する津波の評価

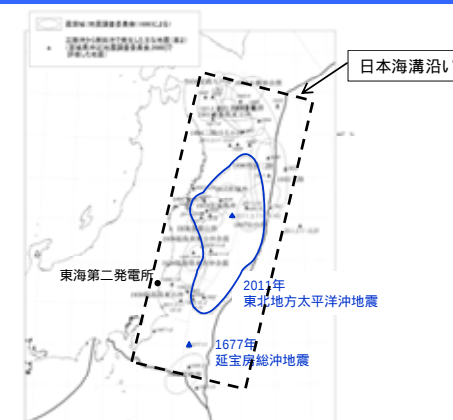
2.1 プレート間地震に起因する津波(概要)



(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: 大洗町で約5～6m
 - ✓ 2011年東北地方太平洋沖地震津波: 発電所で約5～6m(最大6.5m)

1 参考資料(4～11頁)に記載

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	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	8.0	8.2	大洗町で約5～6m
		1793年宮城県沖地震	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	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	8.4	9.0	発電所で約5～6m(最大6.5 m)
	千島海溝沿い	1968年十勝沖地震	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)	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 ₁₀ 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2m以下
		1960年チリ地震津波	チリ南部沖	-	9.5	茨城県久慈港で約3m
		1964年アラスカ地震津波	アラスカ湾	-	9.2	小名浜、銚子で1m以下

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。

(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。

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。

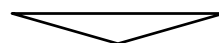
2011年東北地方太平洋沖地震に関連する知見

- 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。

- 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

- ・ 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。
- ・ 茨城県沖に想定する津波波源の南限については、北米プレートとフィリピン海プレートの境界とする。
- ・ 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。

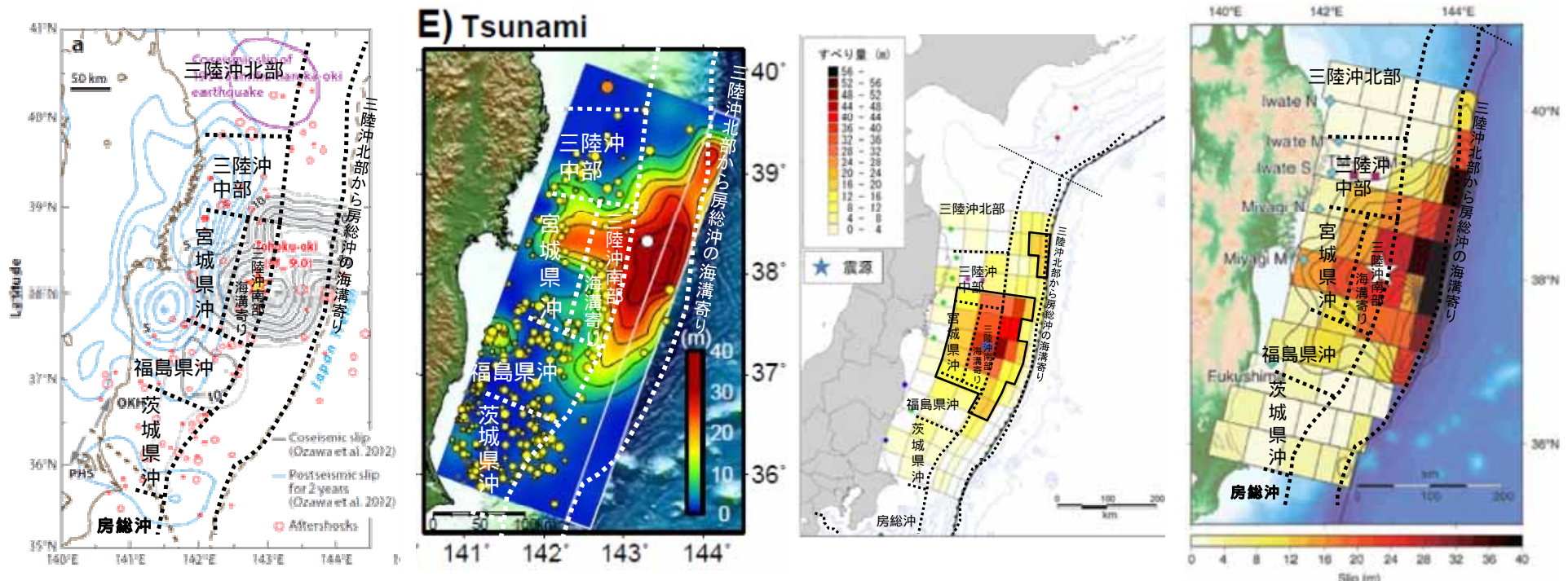
2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(破壊領域とすべり)

他機関の検討 (Ozawa et al. (2012), Koketsu et al. (2011), 内閣府 (2012) 及び Satake et al. (2013)) に基づけば, 2011年東北地方太平洋沖地震の破壊領域とすべりには以下の傾向が見られる。

「複数の領域が連動して破壊した。」

「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一部, 宮城県沖, 三陸沖南部海溝寄り, 福島県沖の一部の4領域及びその沖合の海溝軸付近である。」

参考資料(16及び17頁)に記載



陸上・海上のGPS及び水圧計データに基づく2011年東北地方太平洋沖地震のすべり量分布(黒線)
(Ozawa et al. (2012)に加筆)

津波インバージョン解析
(Koketsu et al. (2011)に加筆)

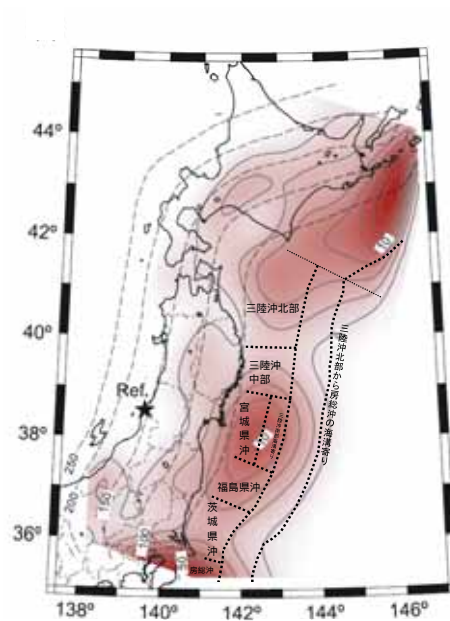
津波インバージョン解析
(内閣府 (2012) に加筆)

津波インバージョン解析
(Satake et al. (2013) に加筆)

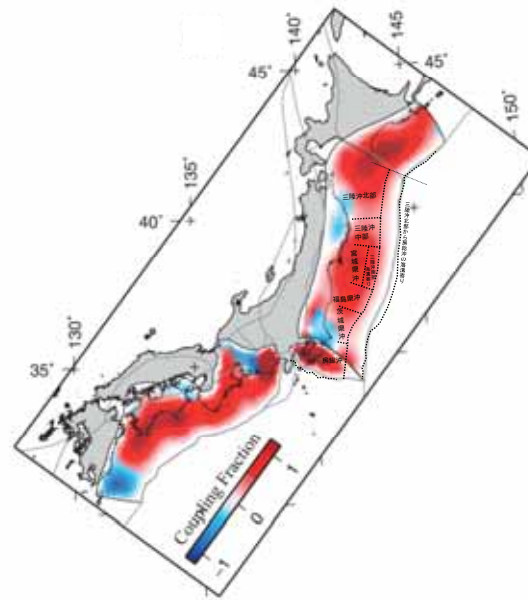
2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度とすべり)

他機関の検討 (Suwa et al. (2006), Loveless and Meade (2010, 2011)) に基づけば, 固着の程度とすべりについて以下の傾向が見られる。
「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。」

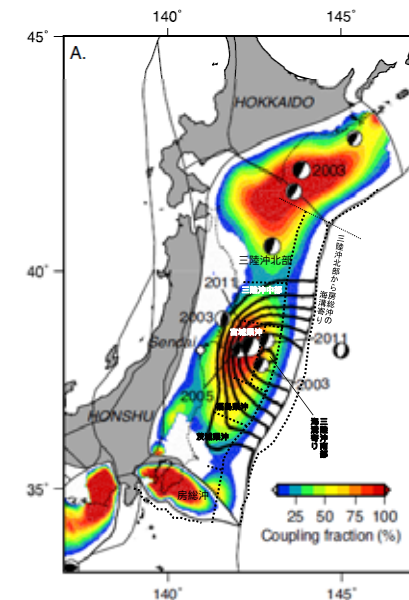
- Suwa et al. (2006), Loveless and Meade (2010, 2011) は, 宮城県沖に固着が強い領域が認められるとしている。



1997 ~ 2001年のGPSデータに基づくすべり欠損速度
(Suwa et al. (2006)に加筆)



1997 ~ 2000年のGPSデータに基づくプレート間カップリング率
(Loveless and Meade (2010)に加筆)



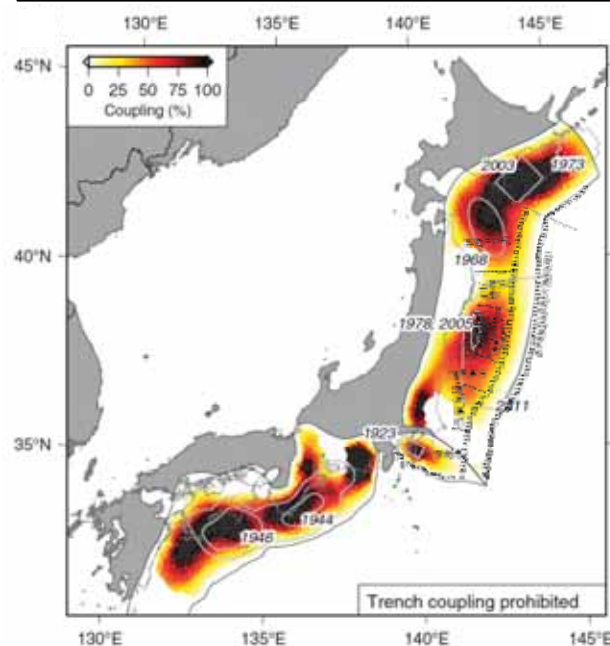
カラーコンター: 1996 ~ 2000年GEONETデータに基づくカップリング率
黒線: 地震時すべり量 (2.5m間隔)
震源球: 1994年から本震までに発生したMw7.0以上, 深さ100km未満の地震のメカニズム
(Loveless and Meade (2011)に加筆)

2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊伝播)

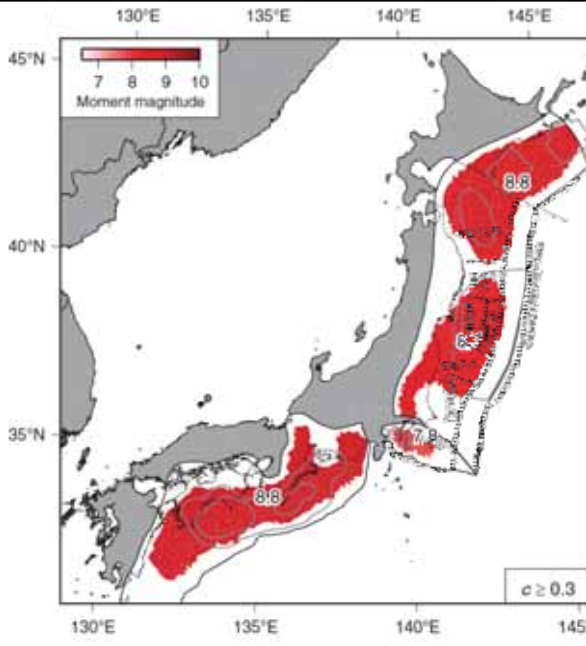
Loveless and Meade(2015)は、固着の程度と破壊伝播について、以下の見解を示している。

「本震については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。」

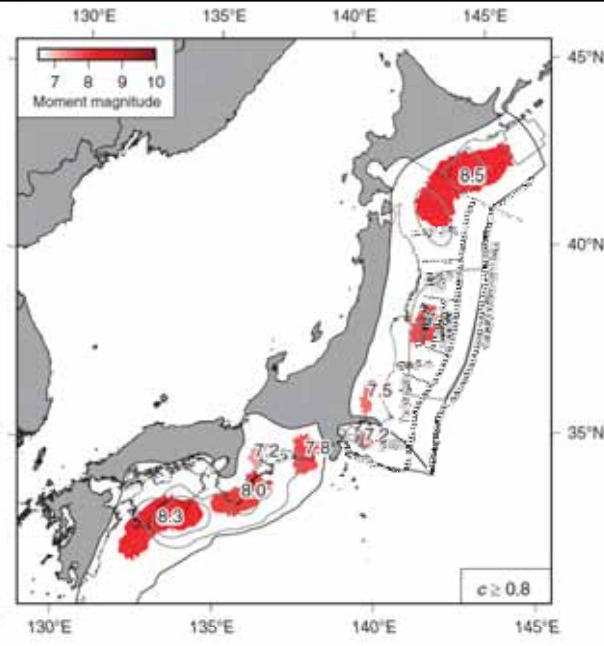
- 日本海溝では、カップリング率0.3以上の領域と、東北地方太平洋沖地震の破壊領域はよく対応している。一方、カップリング率0.8以上の領域は日本周辺における20世紀以降の地震(東北地方太平洋沖地震を除く)の破壊領域と対応している。
- カップリング率0.8以上の領域は比較的頻度の高い地震の破壊領域を規定し、カップリング率0.3以上の領域は稀で巨大な地震の破壊領域に対応している可能性がある。
- カップリング率の低い領域が、地震時の破壊伝播に対し運動学的バリアとして働くと考えれば、将来発生する地震のポテンシャルを領域ごとに特定できる。



1997～2000年のGPSデータに基づくプレート間カップリング率



プレート間カップリング率が0.3以上の領域



プレート間カップリング率が0.8以上の領域

いずれの図においても灰色の曲線は、各種文献に基づく過去の地震のすべり量コンターを表す。

- 1946年東南海地震 (Mw 8.3) 及び 1944年東南海地震 (Mw 8.1) : すべり量1m及び3mのコンター
- 1923年関東地震 (Mw ~ 7.9) : モデル化された破壊領域
- 2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw 9.0) : すべり量4mのコンター
- 1978年宮城沖 (Mw 7.6) : 余震域
- 2005年宮城沖 (Mw 7.0) : 震央位置
- 1968年十勝沖 (Mw 8.2) : 余震域
- 2003年十勝沖 (Mw 8.2) : モデル化された破壊領域
- 1973年根室沖 (Mw 8.0) : すべり量1mのコンター

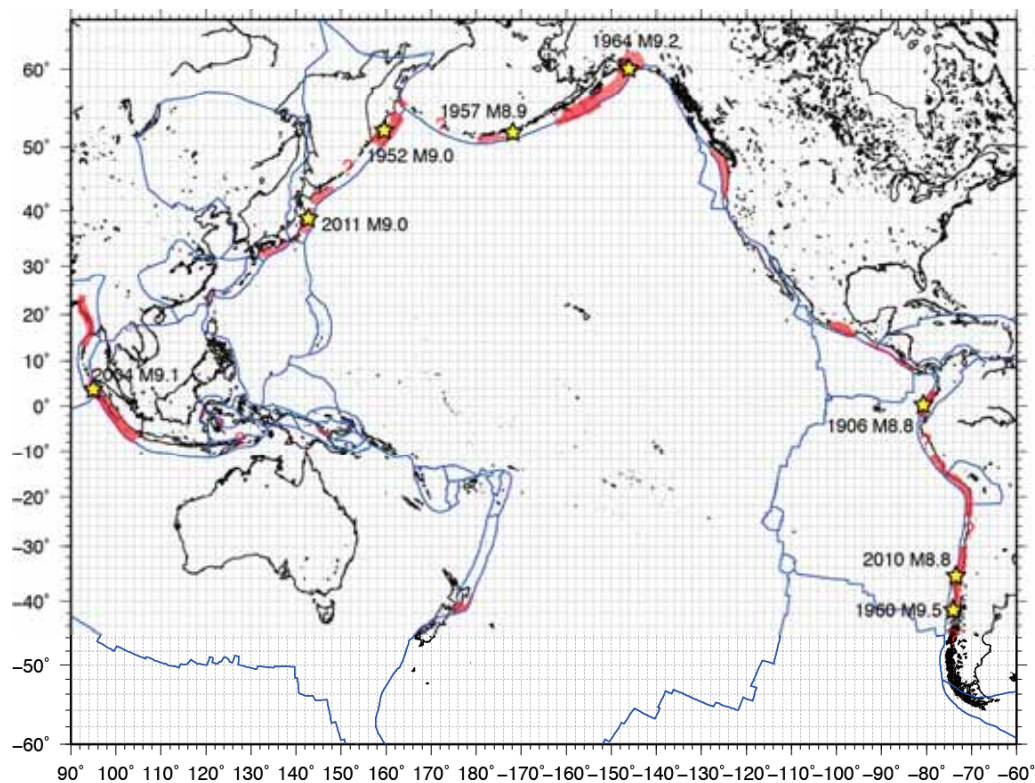
(Loveless and Meade (2015)に加筆)

2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度とすべり)

西村(2013)は、固着の程度とすべりについて以下の見解を示している。

「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。」

- 固着が強いプレート境界と20世紀以降の巨大地震の発生域の関係を整理し、M9クラスの巨大地震は全てカップリング係数が中程度以上の特定の領域で発生しているとしている。



：すべり欠損速度が2cm /年以上と推定されている領域



：1900 年以降のM8.8 以上の超巨大地震の震央



：カップリングしていると疑われるが、文献が調査できなかった地域



：プレート境界位置

【カップリング係数が大きい(1に近い)地域】

- 北米カスケード、チリ、スマトラ、西南日本(南海トラフ)

【カップリング係数が中程度の地域】

- カムチャッカ、アリューシャン、アラスカ、メキシコ、中米、コロンビア、ペルー、東北日本(日本海溝、千島海溝)

【カップリング係数が小さい地域】

- ニュージーランド、トンガ、伊豆・小笠原、マリアナ、琉球、フィリピン等

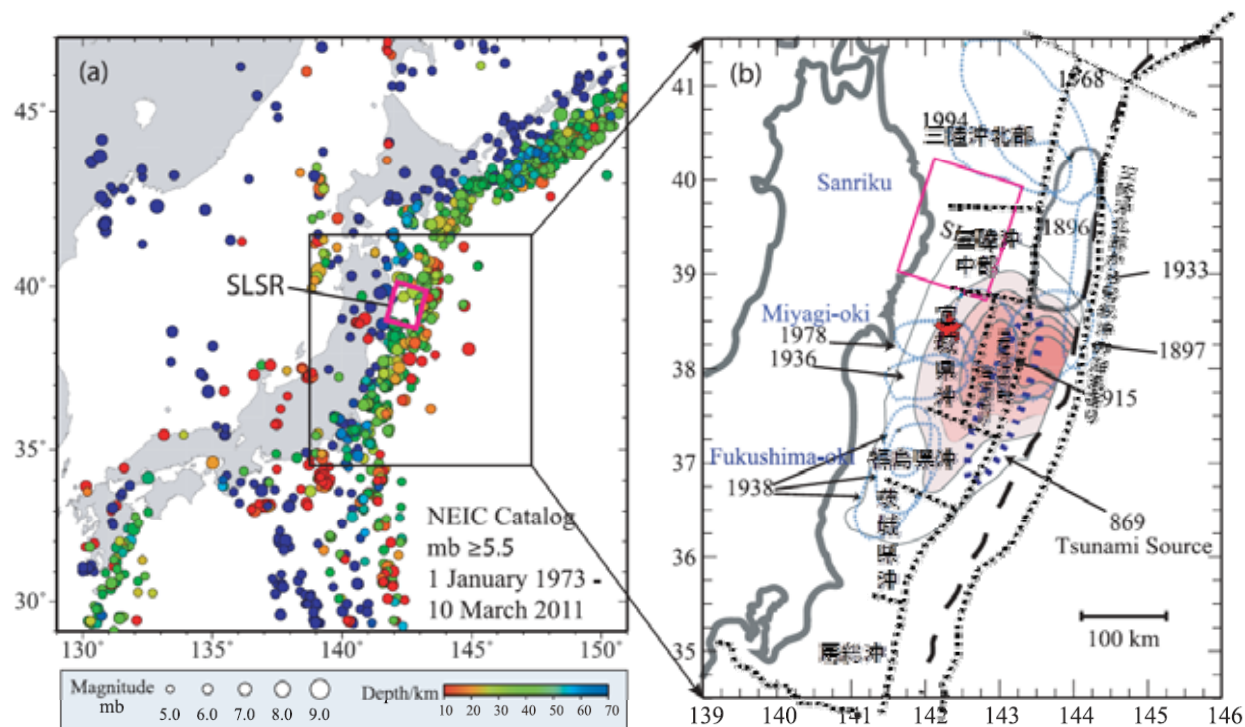
環太平洋とその周辺における測地データから推定されたプレート間カップリング分布
(西村(2013))

2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

地震調査研究推進本部(2012) 及びYe et al.(2012) は、固着の程度と破壊領域について以下の見解を示している。

「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。」

- 地震調査研究推進本部(2012) は、三陸沖中部については、(中略)カップリング率は他の領域に比べると低いと考えられるとしている。
- Ye et al.(2012) は、三陸沖中部のプレート境界深部には、非地震性のすべりにより歪みが解放される低地震活動領域 (SLSR (Sanriku-Oki low-seismicity region)) が存在し、2011年東北地方太平洋沖地震の大きなすべりの北限とSLSRが対応するとしている。



左: 米国立地震情報センター(NEIC)による1973年から2011年東北地方太平洋沖地震以前の
M5.5以上の地震の震源分布

右: SLSRの位置(赤線), 主な既往地震の震源域(水色線), 1896年明治三陸沖地震の波源
域(灰色線), 及び東北地方太平洋沖地震のすべり量分布のコンター

三陸沖中部における低地震活動領域(SLSR)と地震の分布の関係

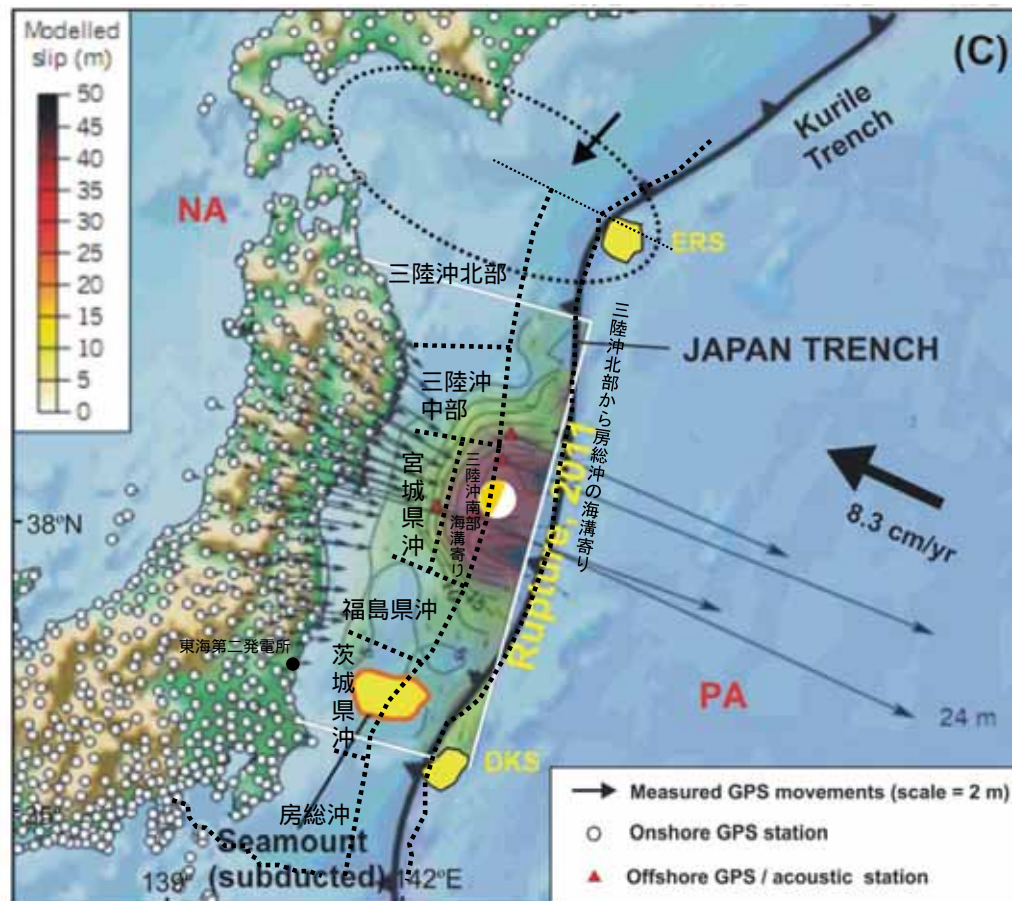
(Ye et al.(2012)に加筆)

2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

Kundu et al.(2012) は、固着の程度と破壊領域について以下の見解を示している。

「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。」

- 2011年東北地方太平洋沖地震の大きなすべり領域(high slip patch)の南限では、沈み込む海山がプレート間のカップリングを弱め、2011年東北地方太平洋沖地震の破壊のバリアとして作用したとしている。



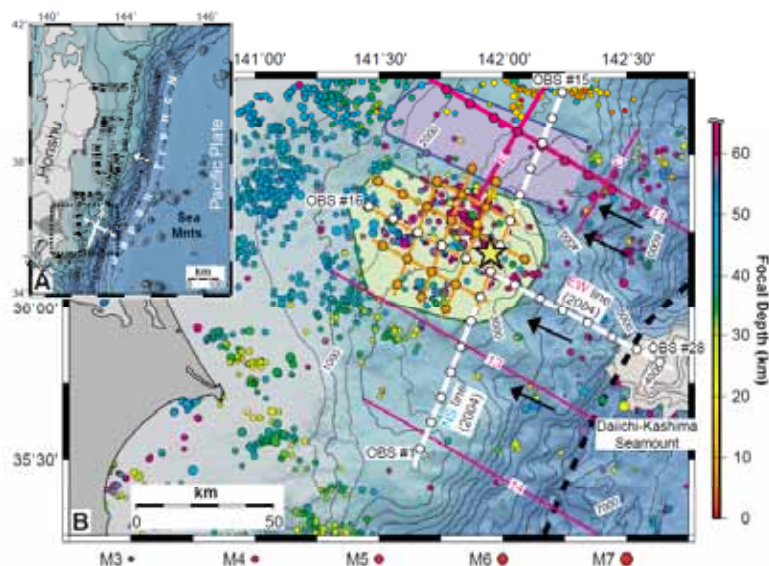
2011年東北地方太平洋沖地震の破壊領域(矩形), 陸上及び海域のGPSより推定したすべり量分布(コンター)及び海山の配置(黄色)
(Kundu et al.(2012) に加筆)

2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

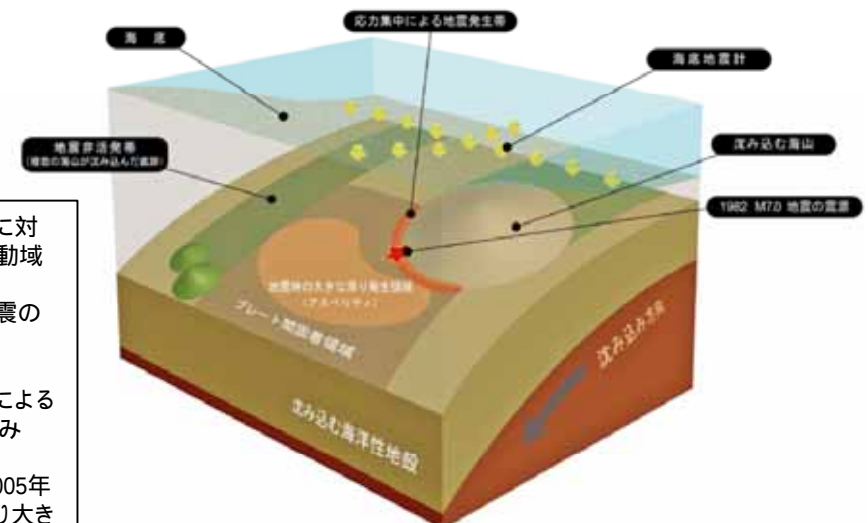
Mochizuki et al. (2008), 望月(2011) 及び Nakatani et al.(2015)は, 固着の程度と破壊領域について以下の見解を示している。

「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。」

- Mochizuki et al. (2008)及び望月(2011) は, 以下の見解を示している。
 - ✓ 海山上のプレート境界はこれまで予測されていた性質とは異なり, 固着強度が弱い。すなわち海山自身はアスペリティにはならない。
 - ✓ 茨城県沖北端付近の複数の海山が沈み込んだ領域ではプレート境界面上に海溝軸から堆積物が沈み込んでいることが確認されており, このことがプレート境界における固着を弱くしている(したがって地震が発生しない)。この非活発帯は海山の沈み込みによってプレート境界に接する下部地殻が削り取られ, そこに堆積物がたまっているために地震活動が非活発になっている。過去に海山の通った痕跡がアスペリティの境界になっている可能性がある。
 - ✓ 南側の沈み込む海山上のプレート境界では地震が発生しておらず, 海山の麓周辺でM7程度の地震が集中的に発生している。この海山の沈み込みに伴って上盤側底部が破壊されることによって歪エネルギーを蓄えることができないために地震活動が非活発である可能性が考えられる。
- Nakatani et al.(2015) は, 稠密海底地震計観測に基づき, 北から伝播した東北地方太平洋沖地震本震の破壊は茨城沖海域を手前に停止したとしている。



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)に加筆)



周辺海域の構造の模式図
(望月(2011))

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)

文部科学省測地学分科会(2013)は、破壊領域について以下の見解を示している。

「沈み込む海山及びプレート境界が破壊伝播のバリアとなっている。」

- 2011年東北地方太平洋沖地震の余震については、大きなすべりの領域は震源から南東方向に約20kmの浅い領域に位置しており、この領域は沈み込むフィリピン海プレートの北東限と沈み込む海山に囲まれた場所に位置するため、この地震の破壊の伝播の伝達がフィリピン海プレートと海山によって止められたように見え、大地震の発生場所と規模(震源域の広がり)を海底地形やプレート構造などの地学的要因と関係する可能性があることが分かったとしている。

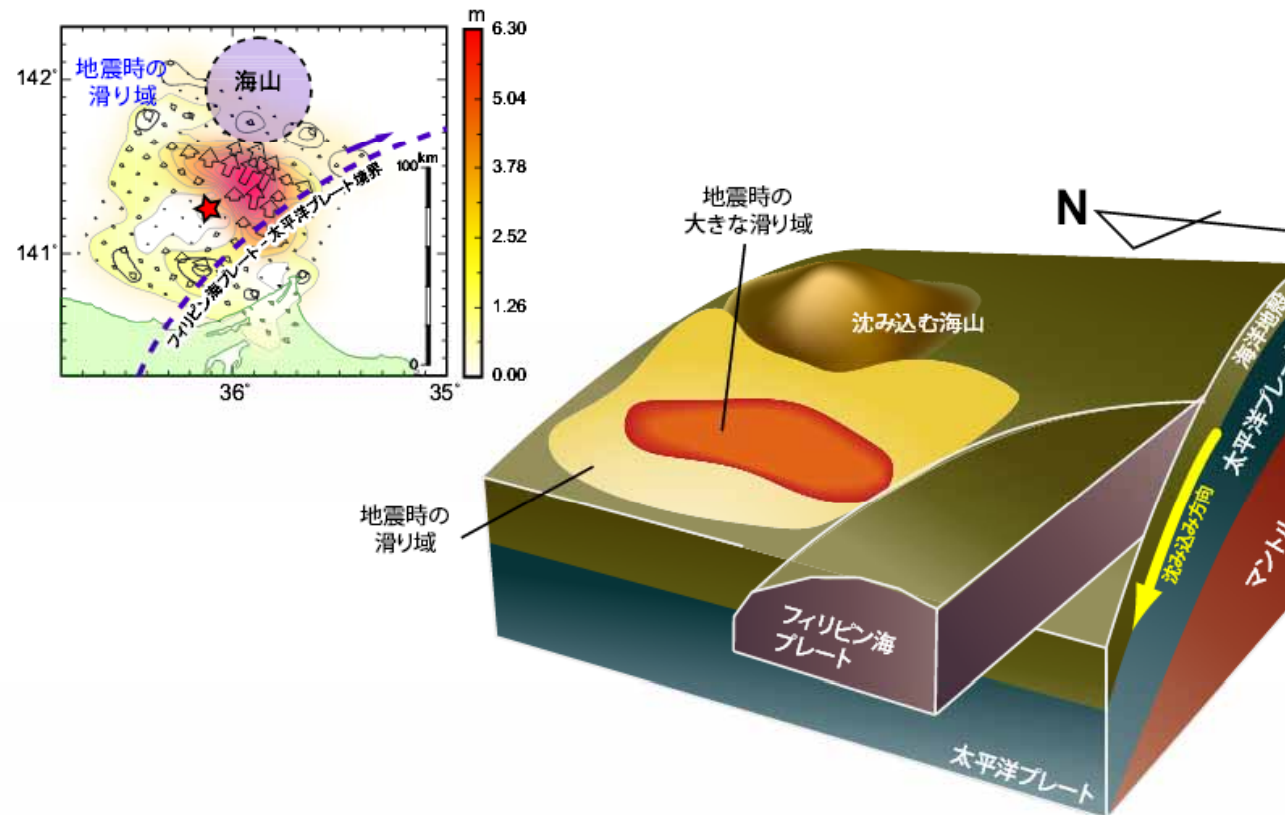


図12 (茨城県沖地震) 2011年茨城県沖の地震(M7.6)震源域の模式図。右上図は、近地強震波形とGNSSデータ解析から求められた断層面上における滑り分布。大きな滑り域が太平洋プレート/フィリピン海プレート境界(青点線)と太平洋プレートとともに沈み込む海山(紫点線)に挟まれた位置にあり、これらの構造の境界が滑りを止めた可能性が考えられる。

(文部科学省測地学分科会(2013))

2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

Wang and Bilek (2014)は、固着の程度と破壊領域について以下の見解を示している。

「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。」

- 機器観測された全ての巨大地震は、滑らかな地形が沈み込む海域で発生している。起伏の激しい地形を伴うプレート境界はクリープしており、超巨大地震を発生しない。
- 沈み込む海山は、起伏の激しい地形の典型例である。海山が沈み込む領域では中小規模の地震を伴うが、大地震を発生する証拠は得られていない。2011年東北地方太平洋沖地震の破壊の南側での停止は、フィリピン海プレートが下盤となる位置ではなく、海山が沈み込む領域で生じた。

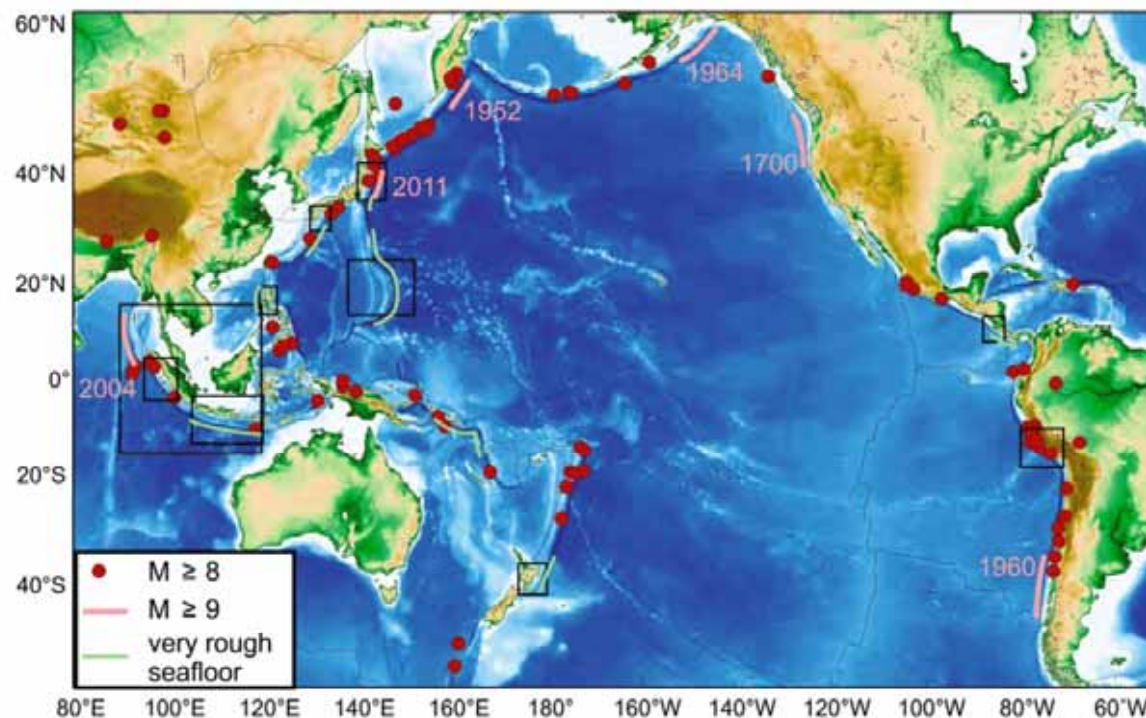


Fig. 1. World map showing general lack of correlation between rugged subducting seafloor and great megathrust earthquakes and showing locations of map areas of Fig. 2 through 10 and 14. Rupture extents of giant ($M_w \geq 9$) events are indicated with pink lines. Epicentre locations of other great ($M_w \geq 8$) events are from the USGS/NOAA catalogue for the time period of 1903–2012.

起伏の激しい海底と巨大地震の発生位置の分布

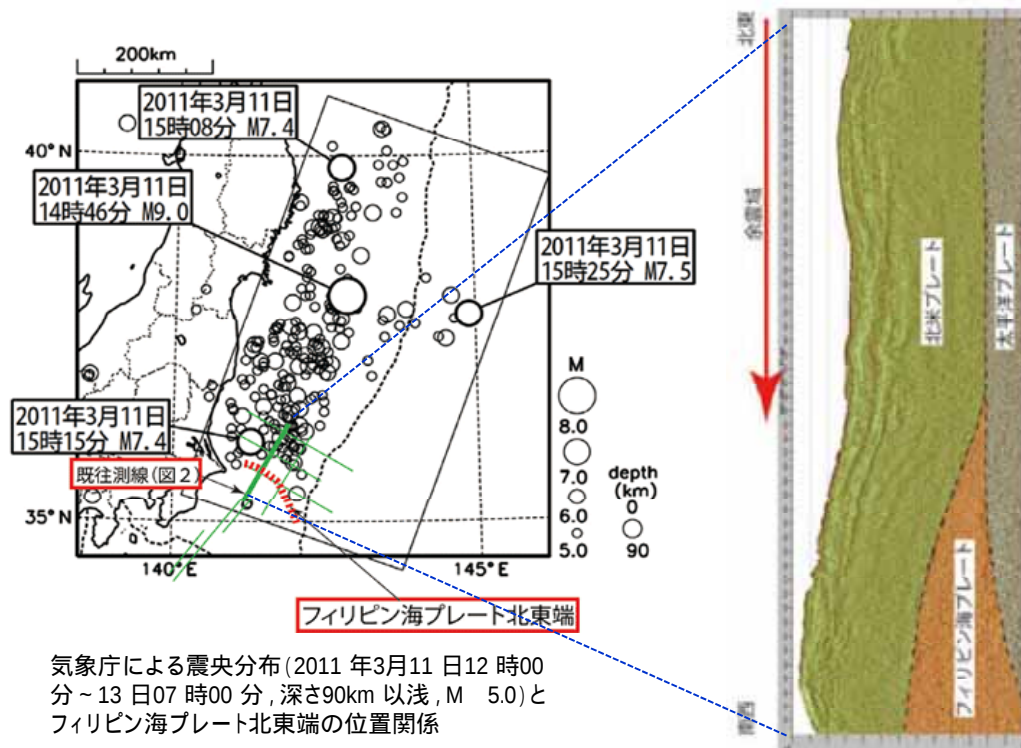
(Wang and Bilek (2014))

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)

海洋研究開発機構(2012) 及びShinohara et al.(2011) は、破壊領域について以下の見解を示している。

「プレート境界が破壊伝播のバリアとなっている。」

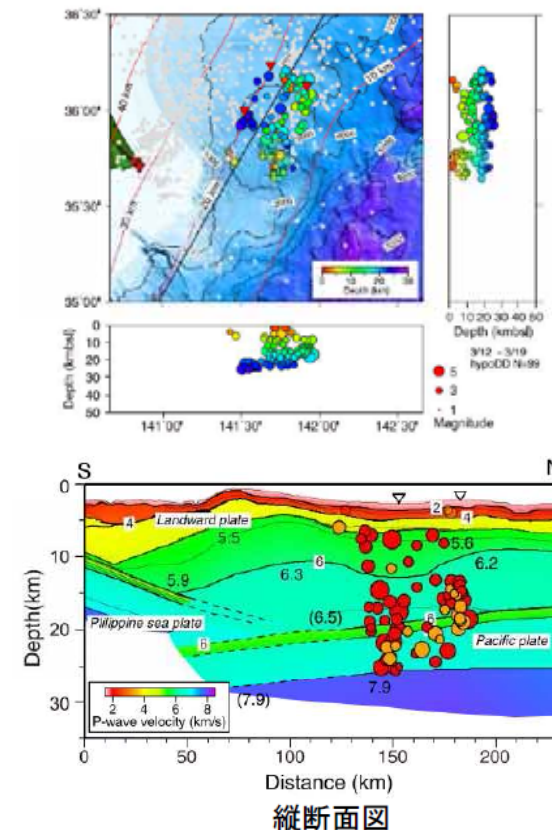
- 海洋研究開発機構(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布はフィリピン海プレート北東端をほぼ南限としており、沈み込む太平洋プレートの上にあるプレートが、北米プレートからフィリピン海プレートに変わる領域において、破壊の南への伝播が止められたとしている。
- Shinohara et al.(2011) は、2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布に関する分析から、フィリピン海プレート北東端の位置と破壊域が一致していることを明らかにするとともに、フィリピン海プレートは、破壊伝播のバリアとして作用する重要な役割を果たす可能性があるとしている。



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))

2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(地震のメカニズム)

Hasegawa et al. (2012) は, 地震のメカニズムについて以下の見解を示している。

「地震前後で, プレート境界上盤側の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～福島沖に蓄積されていた歪みはほぼ完全に解消された。」

- 2011年東北地方太平洋沖地震の発生前後で, 応力状態が変化していることにより, 三陸沖中部～福島沖に蓄積されていた歪みはほぼ完全に解消されたと考えられるとしている。

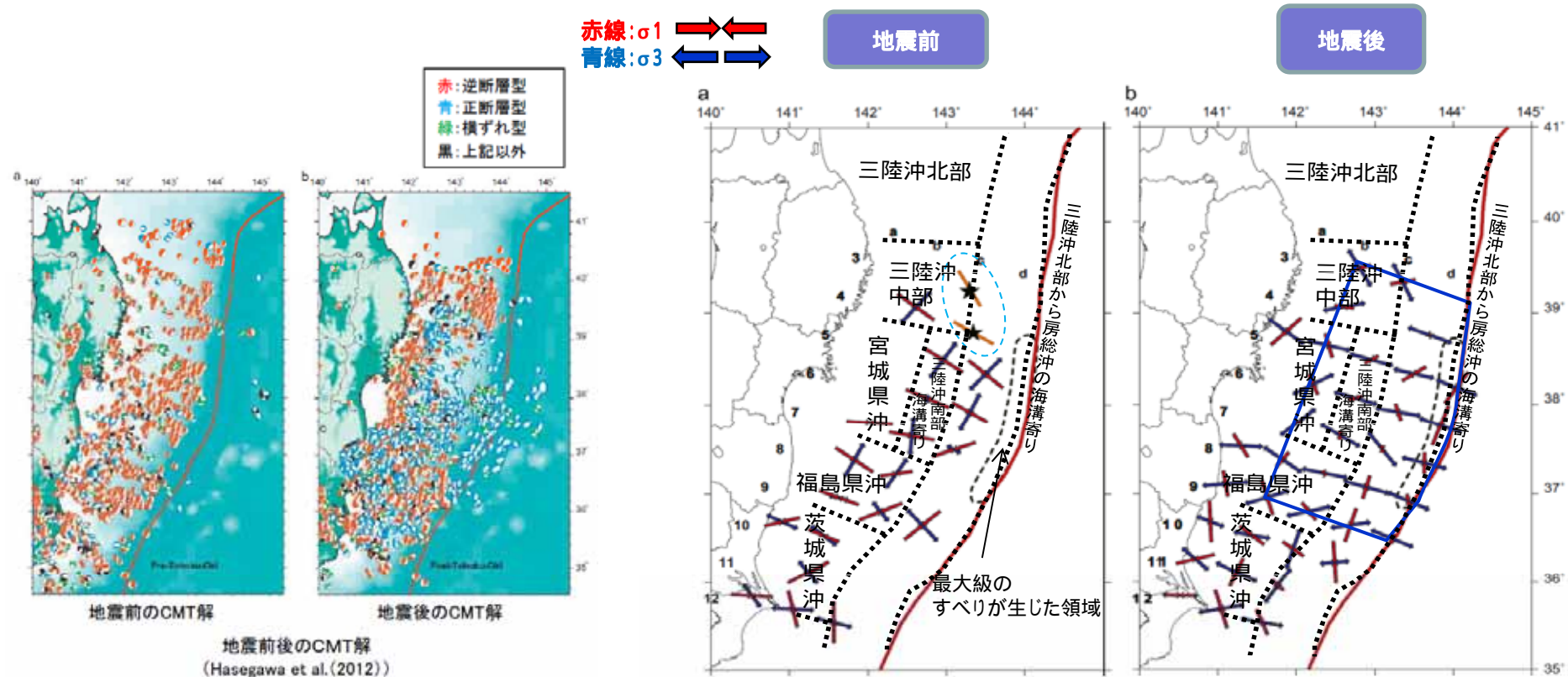


Fig. 6. Orientations of the best-fit σ_1 and σ_3 axes obtained by stress tensor inversions of upper plate events before (a) and after (b) the Tohoku-Oki earthquake. The σ_1 and σ_3 axes are indicated by red and blue arrows, respectively, at each grid node. The lengths of arrows correspond to the plunge of the principal stress axes. Orange bars with stars in (a) show the orientations of the maximum horizontal principal stress axis estimated from borehole breakout at two sites on ODP Leg 186 (Lin et al., 2011). The area of the estimated largest slip is enclosed by a dashed line near the trench axis.

(Hasegawa et al. (2012)に加筆)

2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(巨大地震の発生)

菅原他(2013)及び地震調査研究推進本部(2012)は、巨大地震の発生について以下の見解を示している。

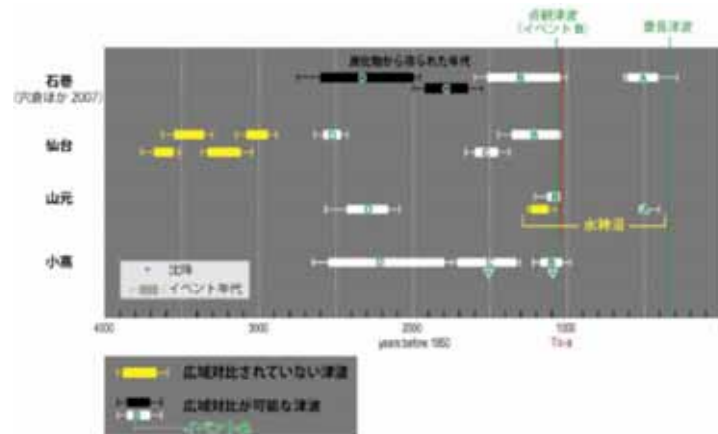
「過去に同規模の巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- 菅原他(2013)に基づけば、貞観869年の津波と2011年東北地方太平洋沖地震の仙台平野における浸水域や津波堆積物の到達限界は殆ど重なる。したがって、過去にも同じ海域で東北地方太平洋沖型の地震と同規模の地震が発生していたと推測される。
- 地震調査研究推進本部(2012)は、東北地方太平洋沖型の地震の特徴のひとつである広い浸水をもたらす津波は、過去2500年間で5回発生していたと確認され、これらの津波をもたらした地震が繰り返し発生したとするとその発生間隔は400年～800年程度で平均発生間隔は600年程度であるとしている。

表2 三陸沖～房総沖で発生した主な地震のマグニチュード等

地震発生領域	地震発生年月日	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 注3	9.0 注4	16,019 (行方不明 3,805)	6,121
	15世紀 869/ 7/13 14-5世紀 紀元前2-4世紀		8.3	9.4	8.4 注4	多数	—

(地震調査研究推進本部(2012))



(A)西暦1500年頃のイベント、(B)869年の津波
(C)西暦430年頃のイベント、(D)紀元前390年頃のイベント
石巻市、仙台市、山元町、相馬市で見られた津波堆積物の地域間対比
(文部科学省 研究開発局他(2010)に加筆)



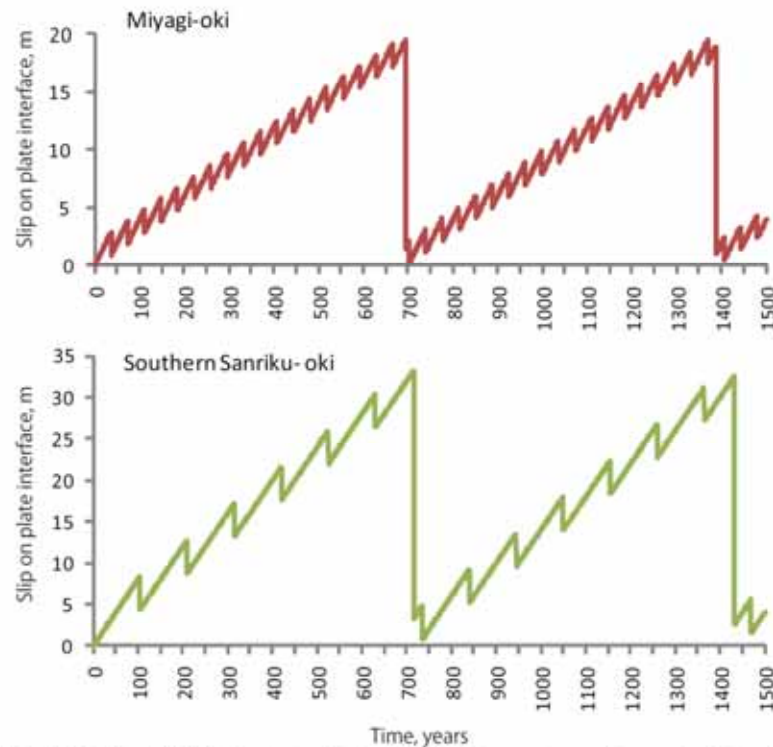
仙台平野における869年の津波と2011年東北地方太平洋沖地震津波の浸水域の比較
(菅原他(2013))

2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(巨大地震の発生)

佐竹(2011)は、巨大地震の発生について以下の見解を示している。

「巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- ・ 頻度の高い中規模地震と数百年に一度の大規模地震の組合せで、プレートの沈み込みに伴う歪みの解放を説明できるモデルを提示しており、すべり残しが2011年型の地震ですべて解放されると仮定すると、そのサイクル(スーパーサイクル)は約700年となるとしている。



第3図 宮城沖(上)と三陸沖南部(下)における地震発生サイクルのモデル。第2図のすべり残しが2011年型の地震ですべて解放されると仮定すると、そのサイクル(スーパーサイクル)は約700年となる。横軸は時間(年)、縦軸はプレート境界におけるすべり(m)を示す。

第1表 日本海溝沿いの各領域における固有地震と2011年型地震のすべり量と発生間隔

Table 1. Size and recurrence intervals of characteristic and 2011-type earthquakes along Japan Trench

地震調査委員会の領域	固有地震の発生間隔	固有地震のすべり量	すべり残し速度	2011年のすべり量	2011年型の発生間隔
Regions	Characteristic interval, R (year)	Characteristic coseismic slip, d (m)	Slip Deficit, S=d-R (cm/yr)	2011 slip, D(m)	Supercycle interval, D/S (year)
宮城沖	37	2	2.6	17	660
Miyagi-oki					
三陸沖南部海溝寄り	105	4	4.2	30	720
Southern Sanriku					
津波地震	530	6	6.9	45	660
Tsunami earthquakes					

(佐竹(2011)に加筆)

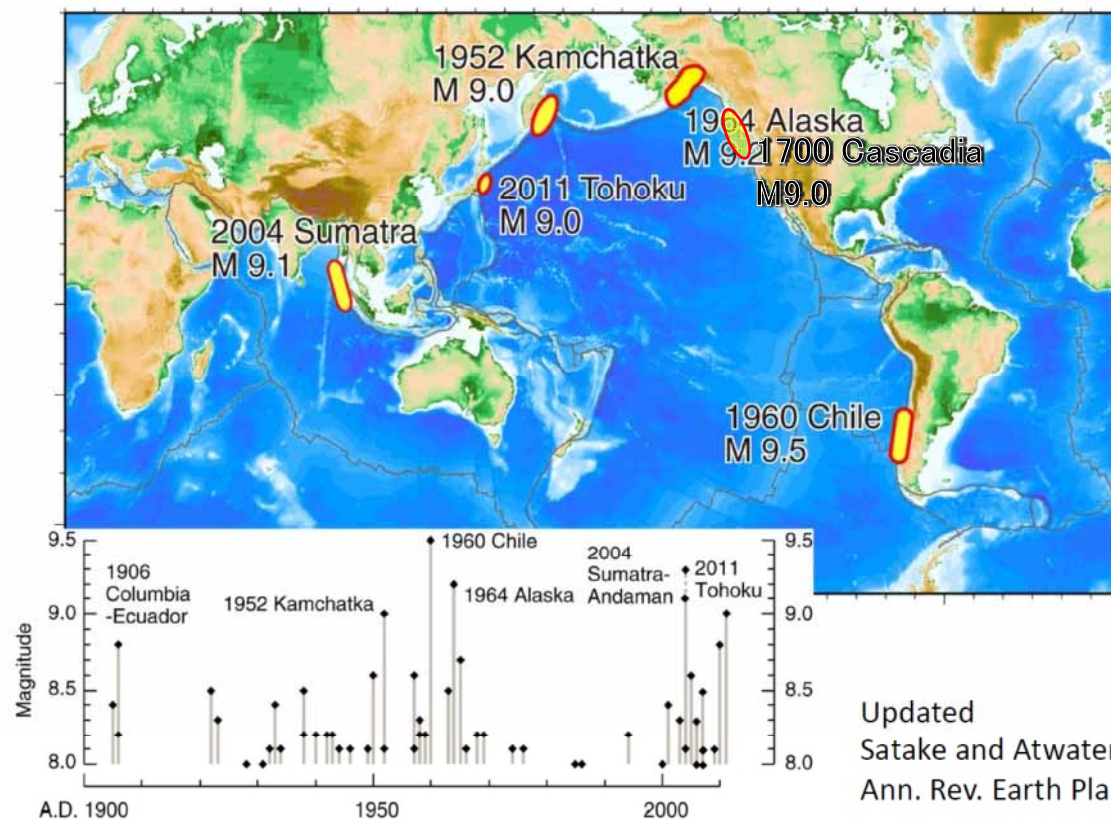
2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(巨大地震の発生)

他機関の文献^{1~6}に基づけば,巨大地震の発生について以下の傾向が見られる。

「過去に同規模の巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- ・ プレート間で発生するM9クラスの巨大地震については,数百年間隔で繰返し発生している。

	日本海溝沿いの 巨大地震 (2011年)	カスケード沈み込み帯の 巨大地震 (1700年)	カムチャッカ沖の 巨大地震 (1952年)	チリ沖の 巨大地震 (1960年)	アラスカ沖の 巨大地震 (1964年)	スマトラ沖の 巨大地震 (2004年)
M9クラスの巨大地震 の平均発生間隔	約600年 (1)	平均約500年(全域の破壊) (2)	平均100～400年 (3)	平均約300年 (4)	平均約600年 (5)	平均400～500年 (6)



1. 地震調査研究推進本部(2012)
2. 佐竹(2013)
3. 谷岡(2013)
4. 穴倉(2013)
5. Shennan et al. (2007)
6. Rajendran(2013)

2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(巨大地震の発生)

当社の検討結果に基づけば、巨大地震の発生について以下の傾向が見られる。

「巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- 他機関の文献で得られた知見に基づくM9クラスの巨大地震の平均発生間隔、プレート相対運動速度及びカップリング係数で概算したすべり量と地震時すべり量には調和的な関係がある。

	カスケード沈み込み帯の 巨大地震 (1700年)	カムチャッカ沖の巨大地震 (1952年)	チリ沖の 巨大地震 (1960年)	アラスカ沖の 巨大地震 (1964年)	スマトラ沖の 巨大地震 (2004年)
マグニチュード(M)	9.0	9.0	9.5	9.2	9.1
M9クラスの巨大地震の平均 発生間隔	平均約500年 (全域の破壊)	平均100～400年	平均約300年	平均約600年	平均400～500年
プレート相対運動速度	3.2～3.8cm/年	6.9～8.4cm/年	6.3～7.5cm/年	2.2～5.2cm/年	1.6～4.4cm/年
カップリング係数	1.0	0.5	1.0	0.6	0.5～1.0
概算のすべり量(A) (, , より算出)	500年間で16～19m	100年間で3.5～4.2m 400年間で14～17m	385年間で24～29m 128年間で8～10m	600年間で8～19m 1000年間で13～31m	500年間で4～22m



地震時すべり量(a)	最大19m 平均14m	最大11.4m 平均3.2m	最大25～30m 平均11m	最大22m 平均8.6m	最大23m 平均8.6m
------------	----------------	-------------------	-------------------	-----------------	-----------------

参考資料(19～25頁)に記載

(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。

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。

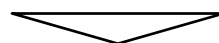
2011年東北地方太平洋沖地震に関連する知見

- 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。

- 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。

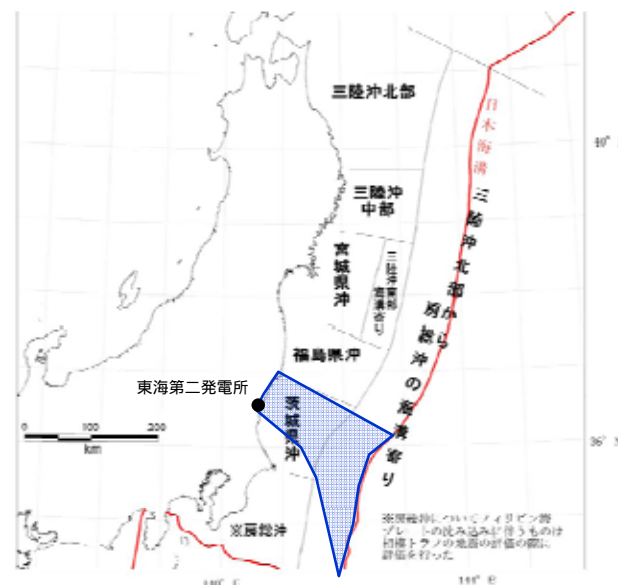


想定津波の設定方針

- ・ 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。
- ・ 茨城県沖に想定する津波波源の南限については、北米プレートとフィリピン海プレートの境界とする。
- ・ 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。

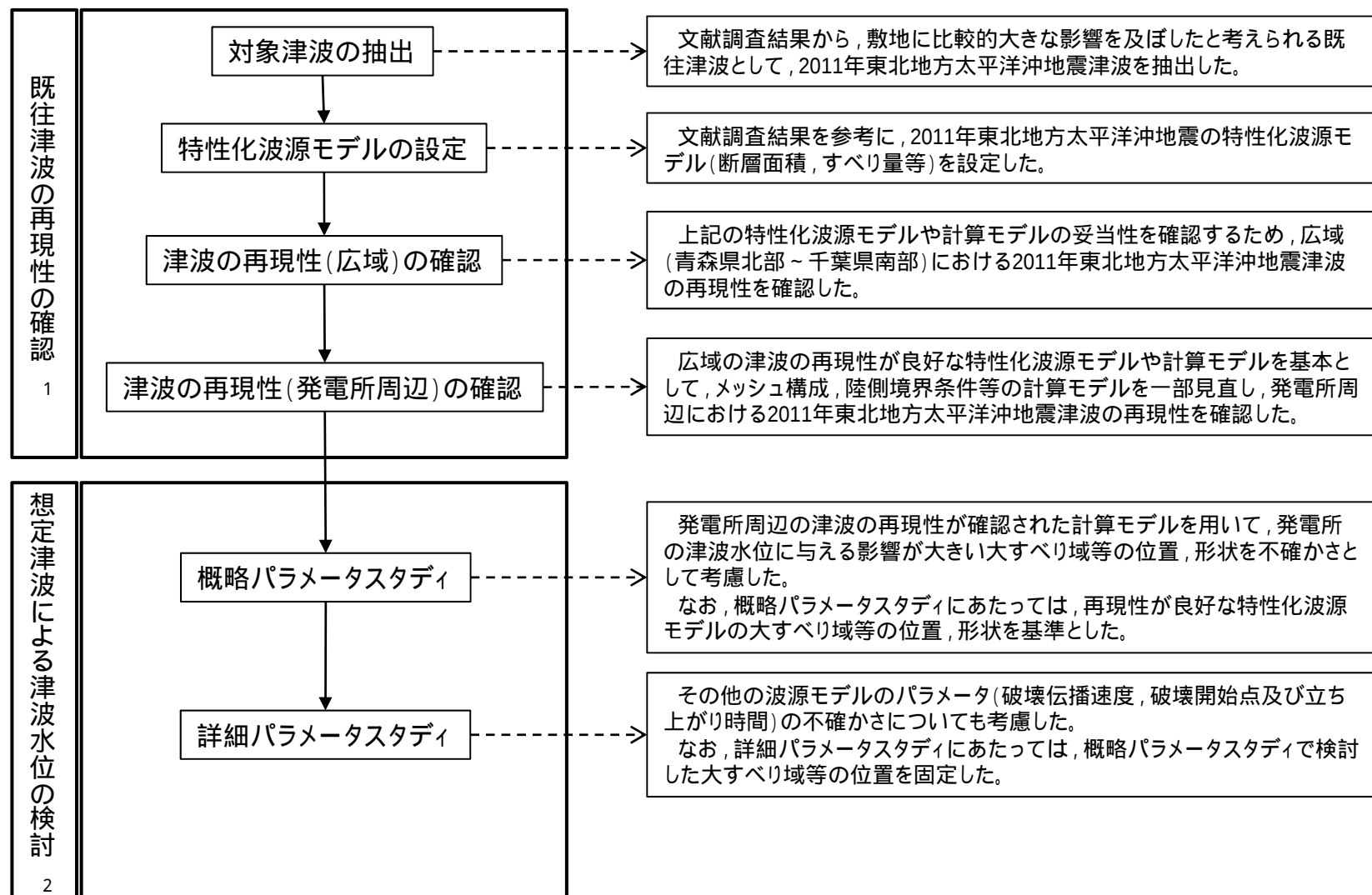
- ・東北地方太平洋沖型の津波波源で大きなすべりが生じる領域は、三陸沖中部から福島県沖及びその沖合の海溝軸付近の領域とする。
- ・茨城県沖に想定する津波波源の南限については、北米プレートとフィリピン海プレートの境界とする。
- ・2011年東北地方太平洋沖地震で応力を解放した領域では、東北地方太平洋沖型の地震津波の発生確率は極めて小さい。

【茨城県沖に想定する津波波源】



ギンズ

検討フロー



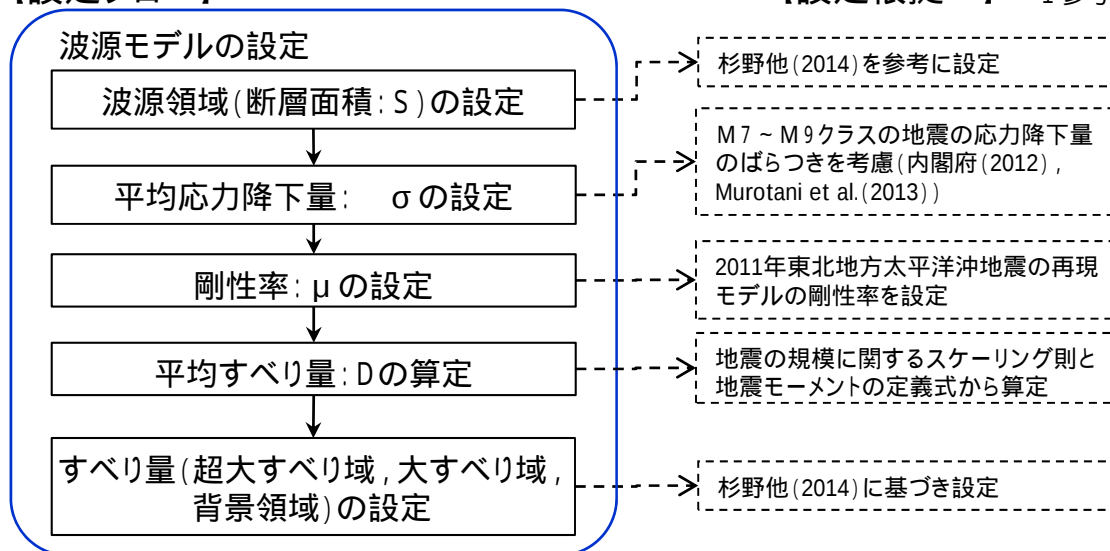
1: 再現解析の津波水位 = 潮位 + 水位変動量 + 2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量 (当該地震前の陸上地形で計算 (発電所の防潮堤なし))

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, 特性化波源モデルとした。

【設定フロー】

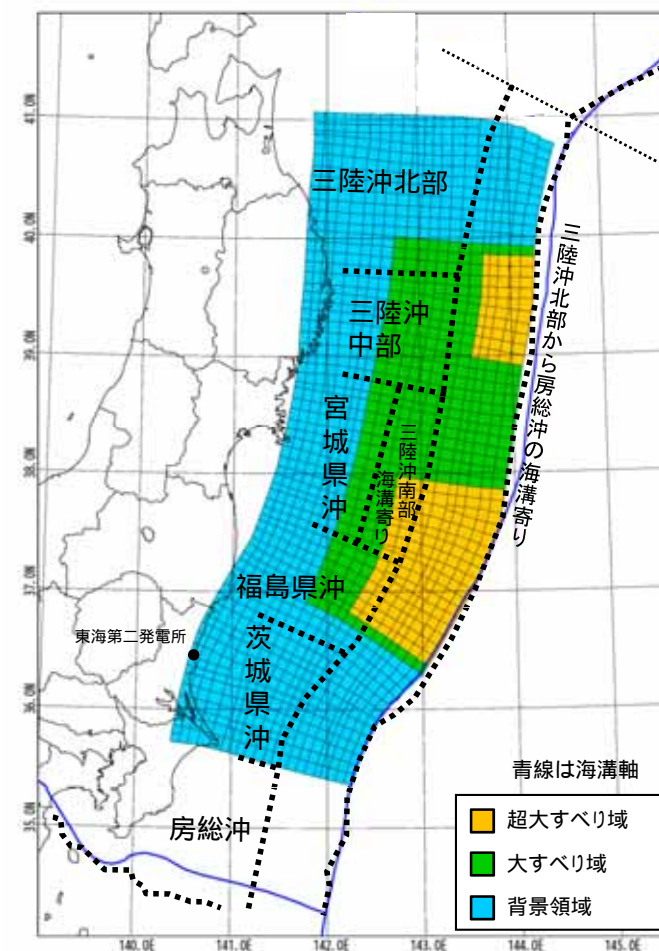


1 参考資料(39～46頁)に記載

パラメータ	設定値
断層面積: S	134,733 km ²
平均応力降下量: 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
大すべり域	面積比率(断層面積)
	全体面積の15% (20,010 km ²) ²
背景領域	すべり量
	13.5 m
背景領域	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
背景領域	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)

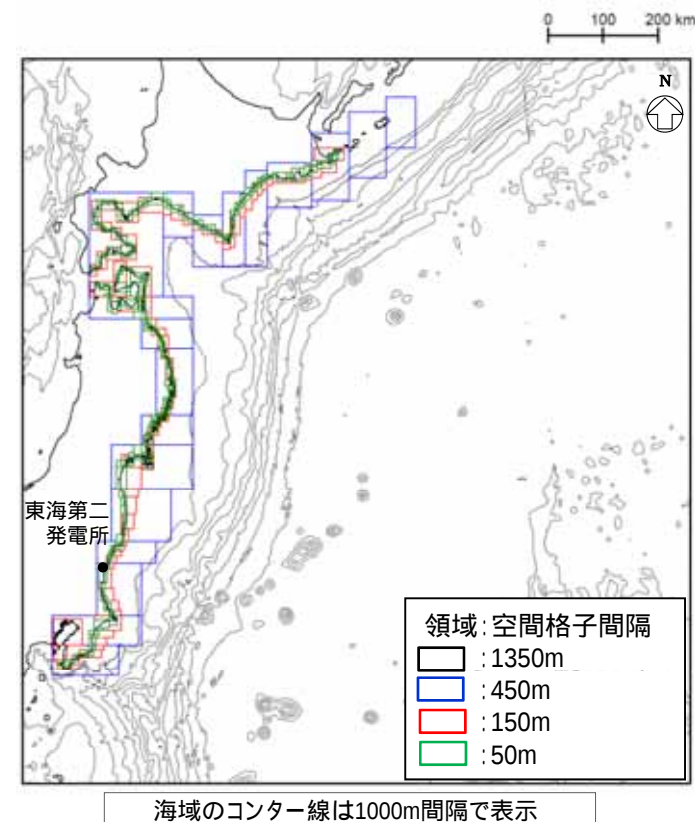
東北地方太平洋沖型の津波波源(広域の再現解析:計算条件及び計算領域)

- 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
解析領域	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

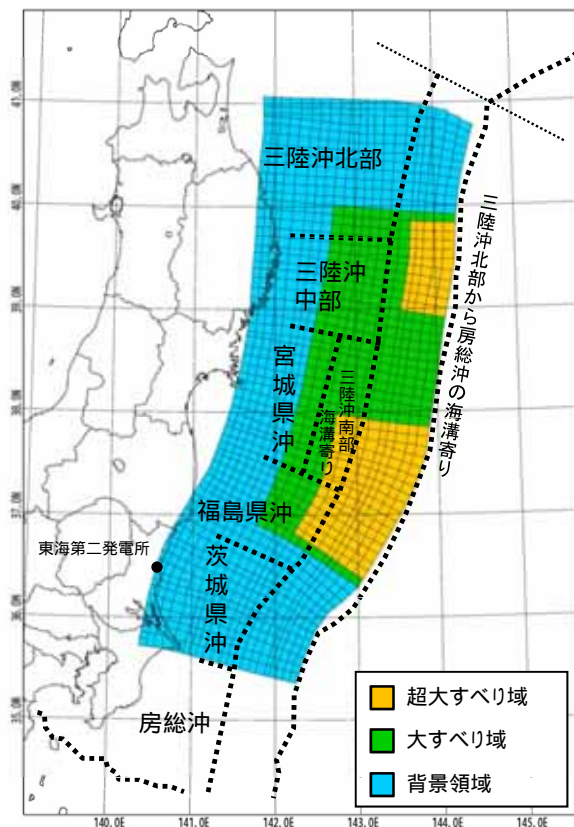
津波水位 = 潮位 + 水位変動量 + 2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量



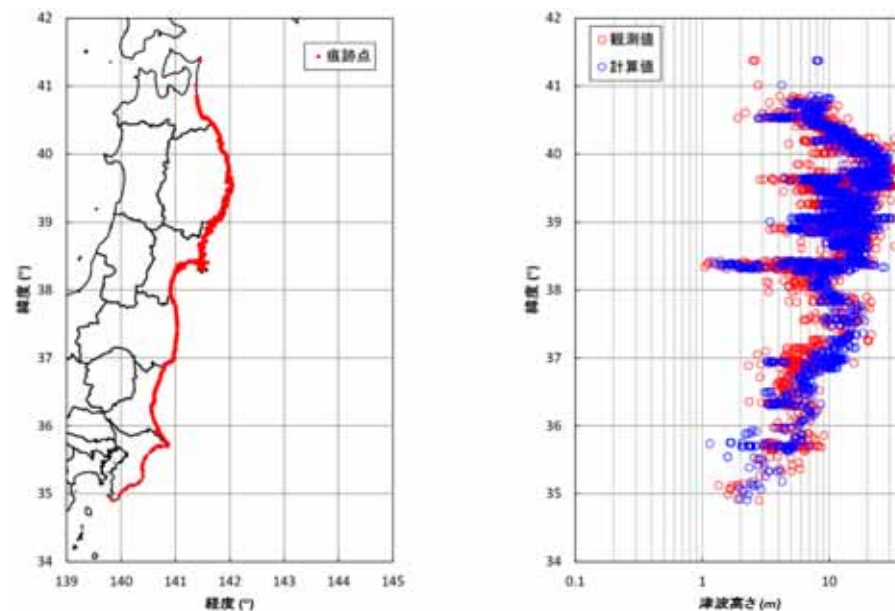
東北地方太平洋沖型の津波波源(広域の再現性の確認結果)

- 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 $K=0.93$), 幾何標準偏差($\kappa=1.42$)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】



【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	0.93	1.42

【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))

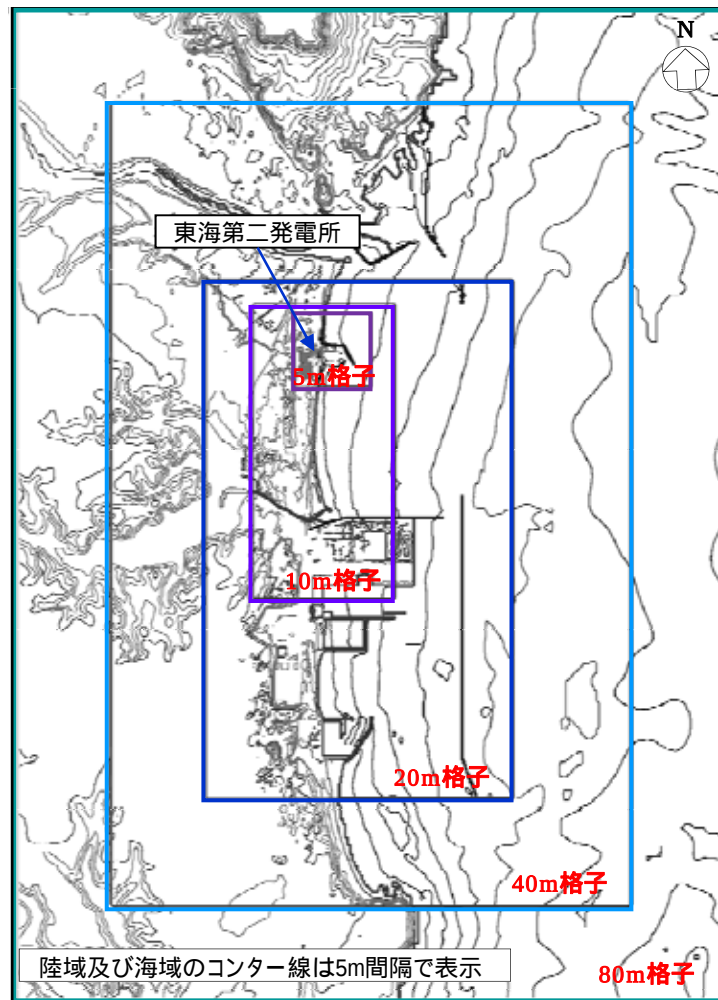
東北地方太平洋沖型の津波波源(発電所周辺の再現解析:計算条件)

発電所周辺の再現解析の計算条件

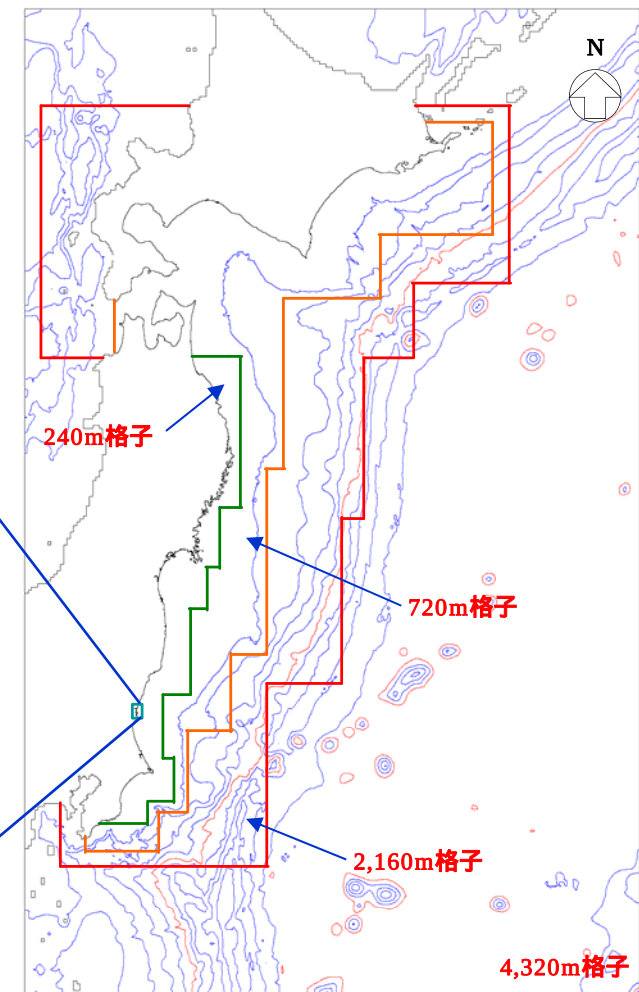
項目	条件	備考
解析領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋	
メッシュ構成	沖合4,320m→2,160m→720m→沿岸域240m→発電所周辺80m→40m→20m→10m→5m	長谷川他(1987)
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982)の方法
計算スキーム	スタaggered格子, リープ・フロッグ法	後藤・小川(1982)の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法	
境界条件	沖側:後藤・小川(1982)の自由透過の条件 陸側:敷地周辺(計算格子間隔80m~5m)の領域は小谷他(1998)の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件	
越流条件	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	$\Delta t = 0.05\text{秒}$	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)



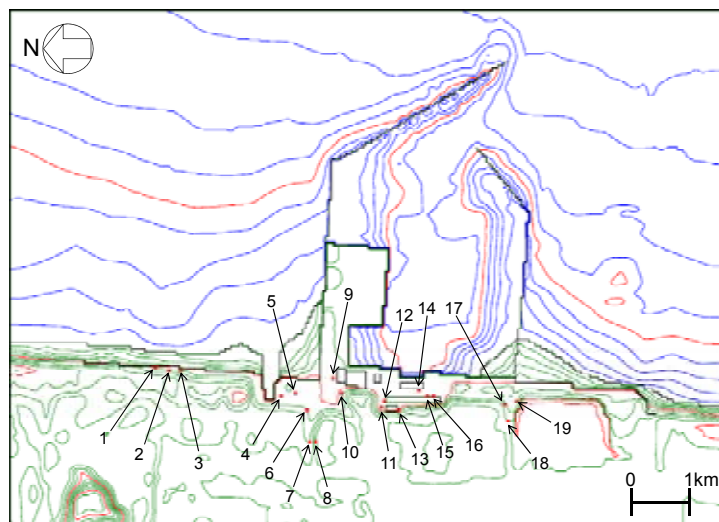
計算格子(発電所周辺)



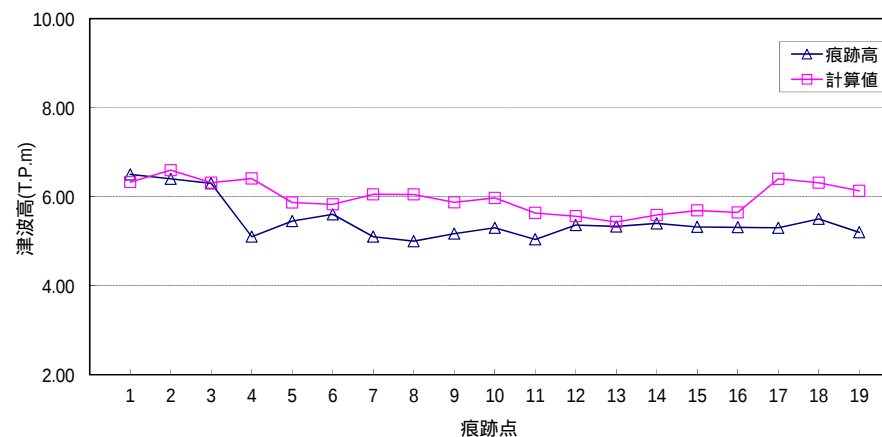
計算格子(沖合～沿岸域)

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 $K=0.91$), 幾何標準偏差($\kappa=1.07$)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	0.91	1.07

【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))

- 津波の計算条件及び東北地方太平洋沖型の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)

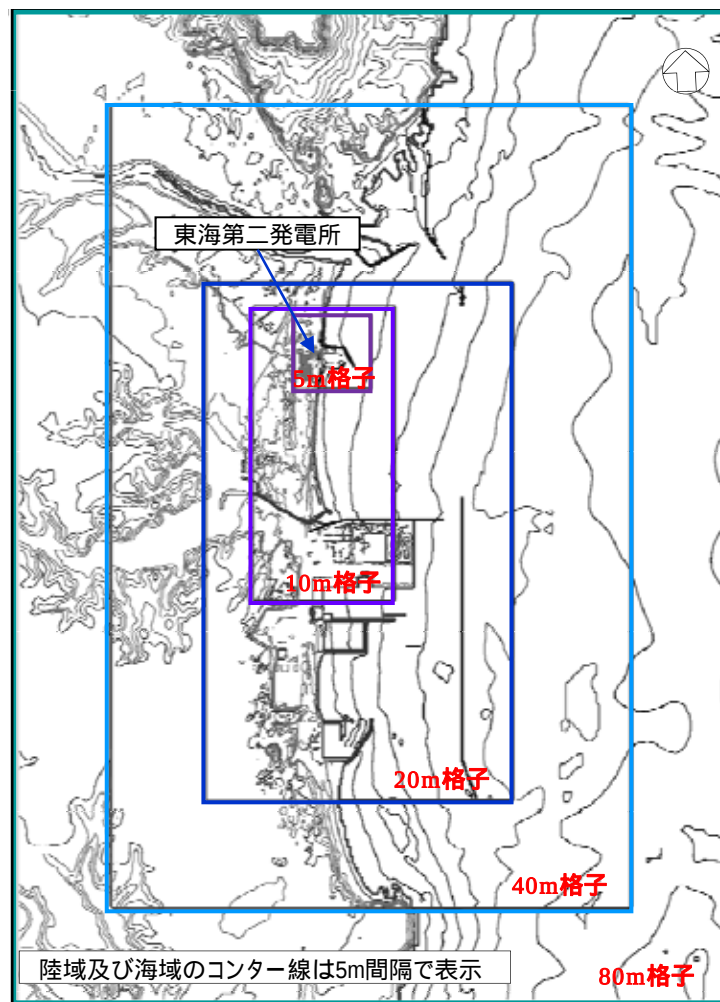
- 津波予測解析にあたっては、下記の計算条件を用いた。

津波予測解析の計算条件

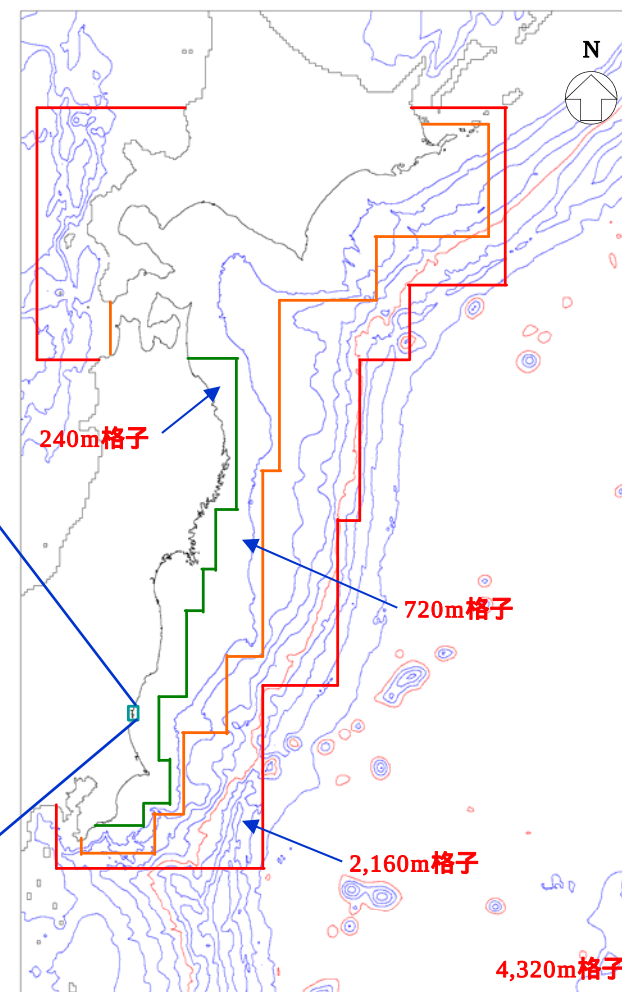
項目	条件		備考
解析領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋		
メッシュ構成	沖合4,320m→2,160m→720m→沿岸域240m→発電所周辺80m→40m→20m→10m→5m		長谷川他(1987)
基礎方程式	非線形長波理論		後藤・小川(1982)の方法
計算スキーム	スタガード格子, リープ・フロッグ法		後藤・小川(1982)の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法		
境界条件	沖側:後藤・小川(1982)の自由透過の条件 陸側:敷地周辺(計算格子間隔80m～5m)の領域は小谷他(1998)の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件		
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参考資料(36及び38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)

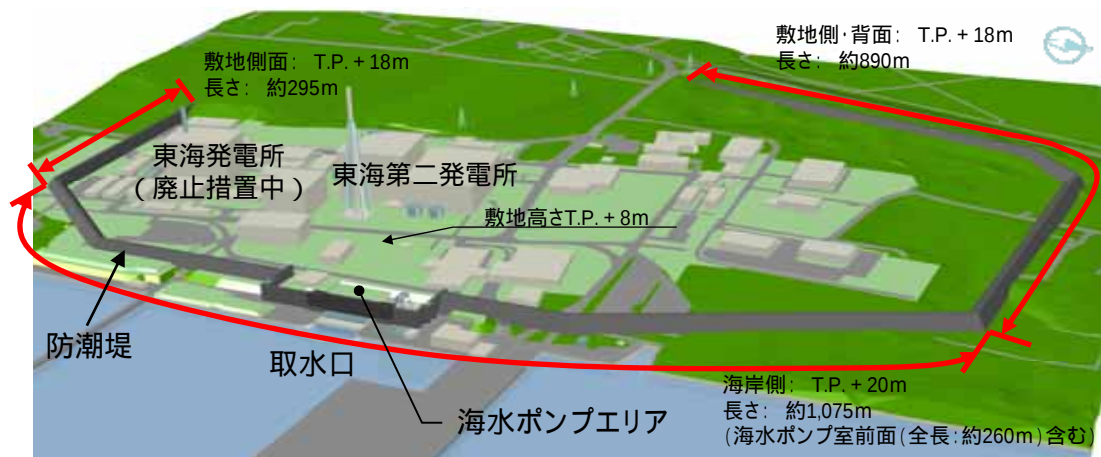


計算格子(発電所周辺)

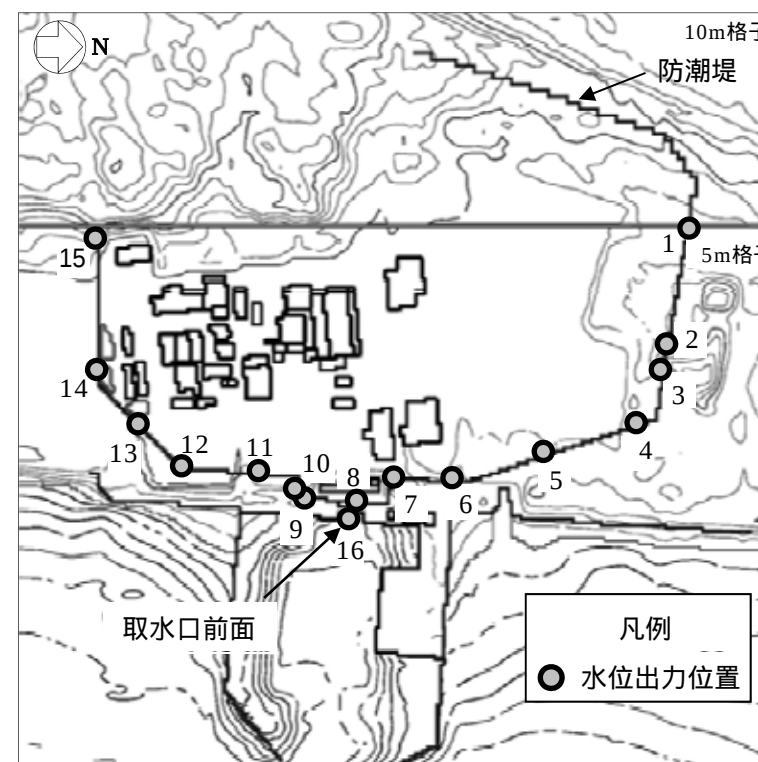


東北地方太平洋沖型の津波波源(津波水位の出力位置)

- 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。

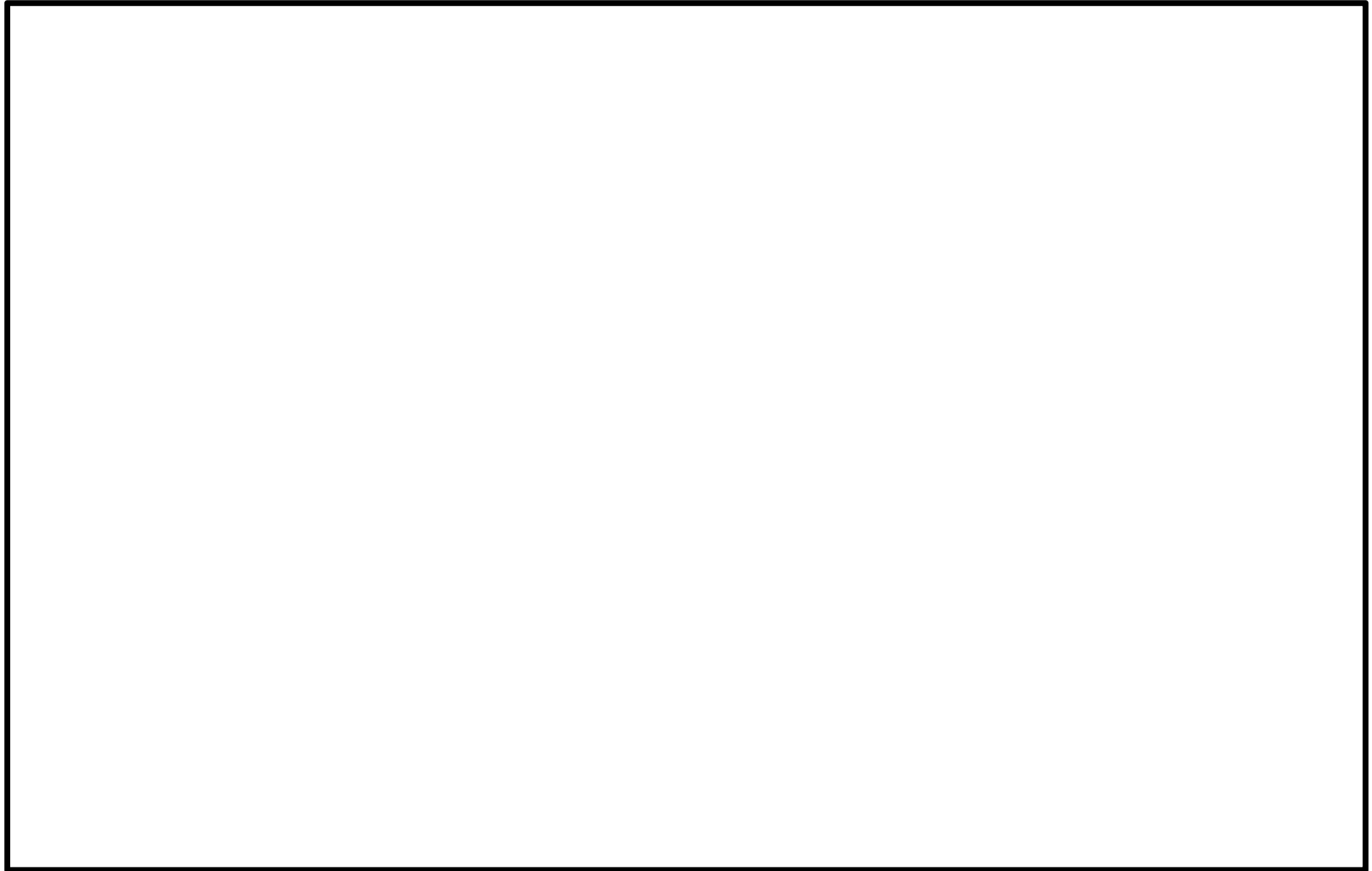


< 防潮堤の概要(イメージ図) >



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)

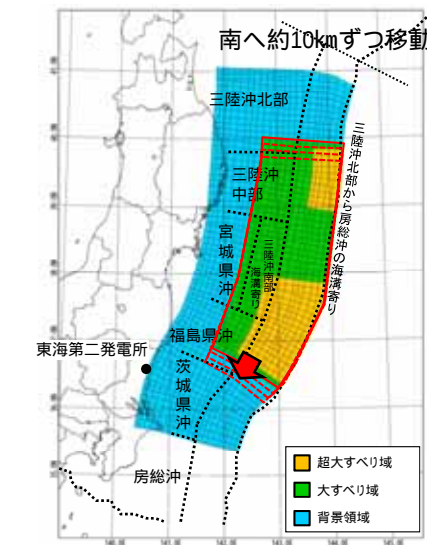


枠囲みの内容は商業機密又は防護上の観点から公開できません。

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。
- 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】



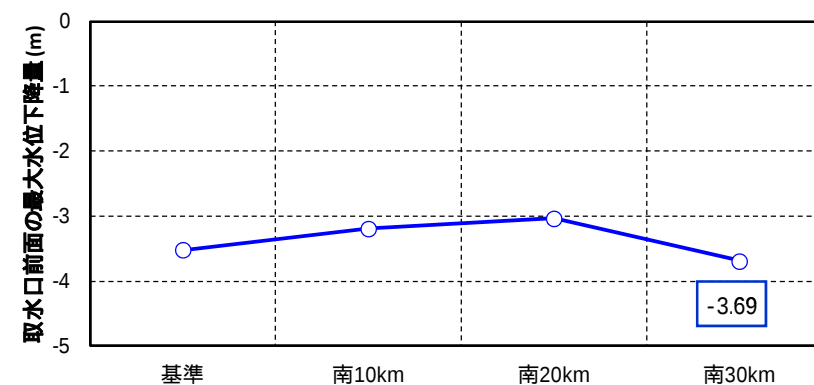
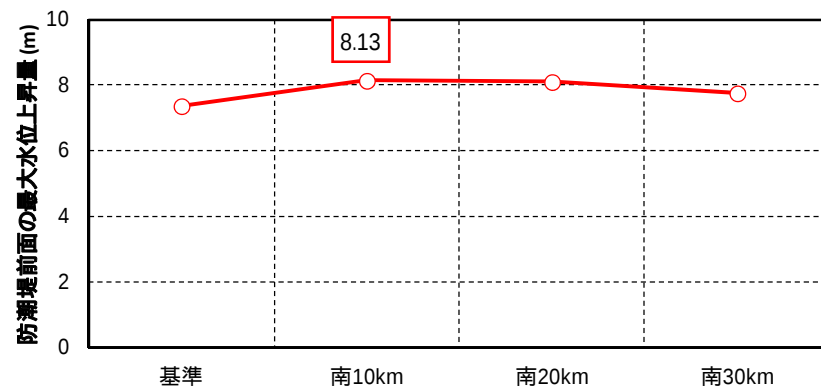
破壊開始点 : 無し
破壊伝播速度 : ∞

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参考資料(13及び14,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)

■ 最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布

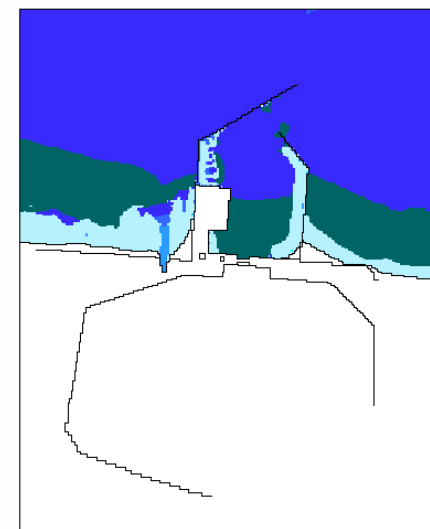


水位上昇量
0 1 2 3 4 5 7 9 12 16 20 (m)



最大水位上昇量分布(南10km)

水位下降量
0 -1 -2 -3 -4 -5 -7 -9 -12 -16 -20 (m)



最大水位下降量分布(南30km)

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 参考資料(39～46頁)に記載

2 参考資料(47～49頁)に記載

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

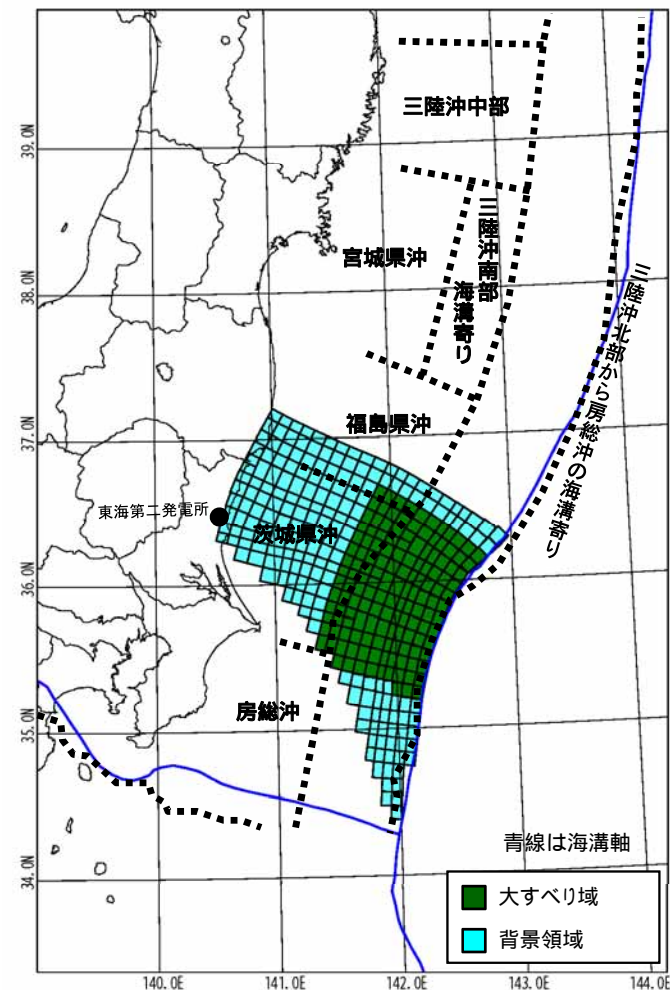
すべり量(大すべり域, 背景領域)の設定

杉野他(2014)に基づき設定



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: M_w	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)

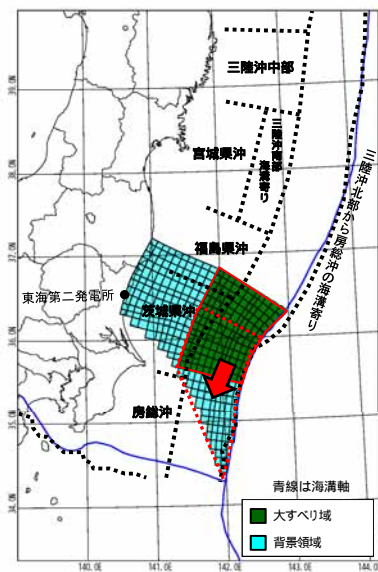
3 行政機関による既往評価で比較できるパラメータ(地震規模 M_w , すべり量等)も参考にして特性化波源モデルを設定
行政機関による既往評価については参考資料(13及び14頁)に記載

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

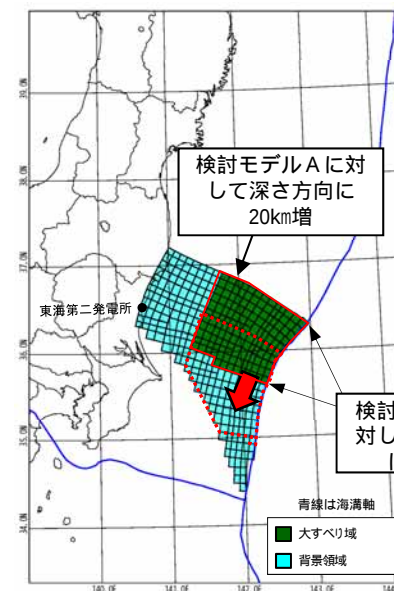
計算条件は東北地方太平洋沖型の津波波源(津波予測解析)と同様

茨城県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。
- 大すべり域を波源モデルの北限に配置したモデルを基準として、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8.17m、取水口前面の最大水位下降量の最大値は-4.52mとなることを確認した。



検討モデルA



検討モデルB

破壊開始点 : 無し
破壊伝播速度 : ∞

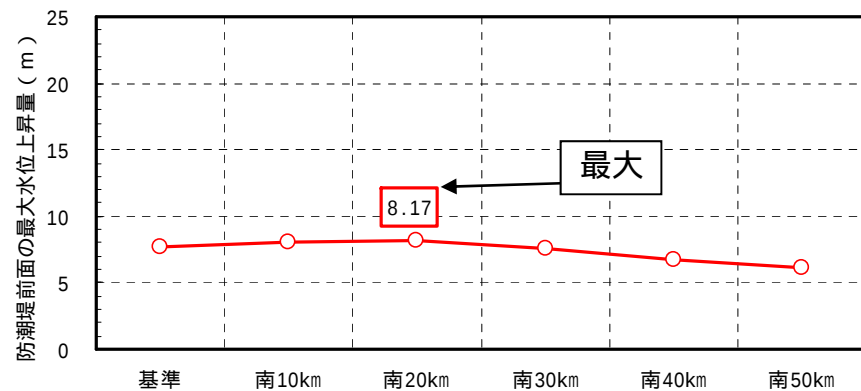
位置		防潮堤前面 最大水位上昇量(m)	取水口前面 最大水位下降量(m)
基準	A-1	7.71	-4.18
南へ10km移動	A-2	7.99	-4.35
南へ20km移動	A-3	8.17	-4.49
南へ30km移動	A-4	7.53	-4.52
南へ40km移動	A-5	6.69	-4.35
南へ50km移動	A-6	6.18	-4.08

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	5.70	-3.57
南へ10km移動	B-2	6.17	-3.88
南へ20km移動	B-3	6.27	-4.14
南へ30km移動	B-4	6.82	-4.27
南へ40km移動	B-5	6.32	-4.35
南へ50km移動	B-6	5.41	-3.90

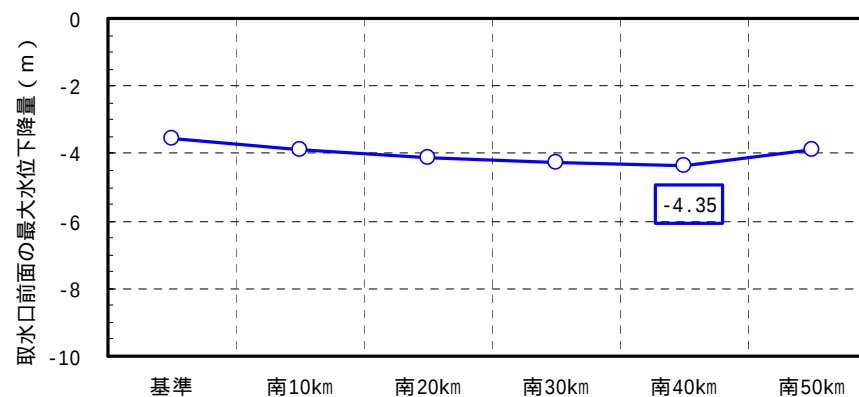
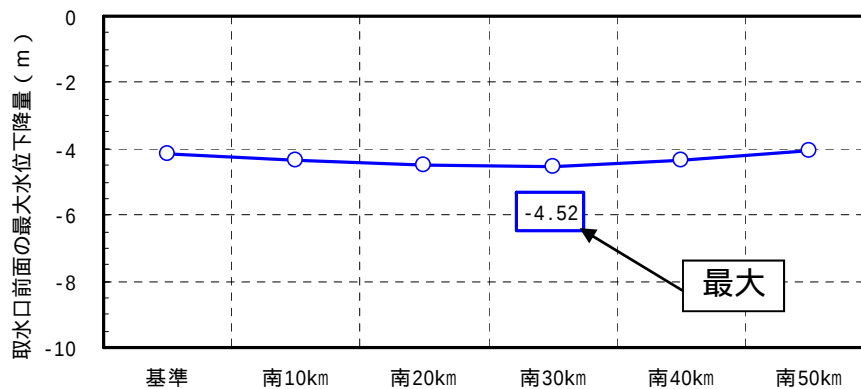
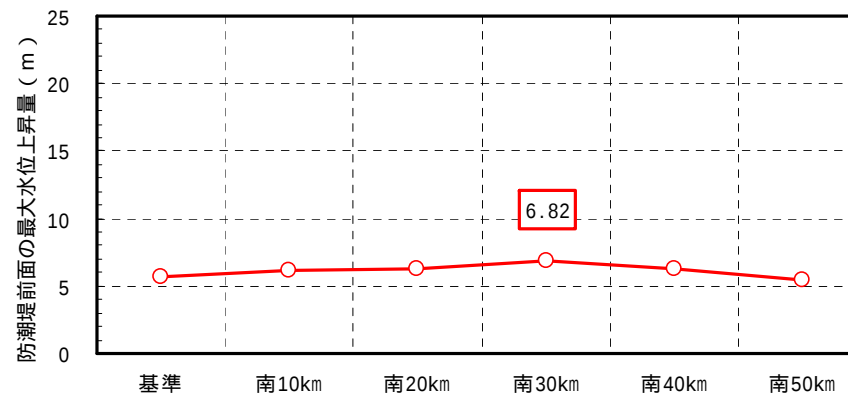
茨城県沖に想定する津波波源(概略パラメータスタディの評価結果)

■ 最大水位上昇量及び最大水位下降量

検討モデルA



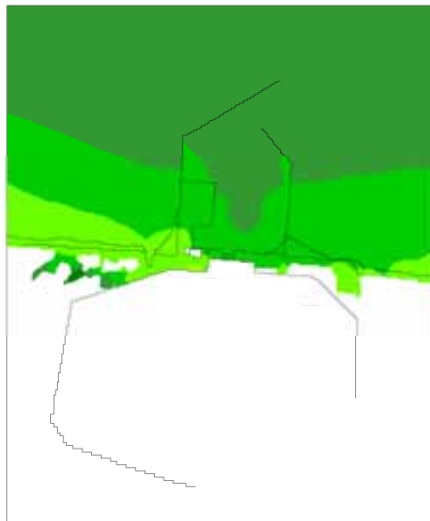
検討モデルB



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)

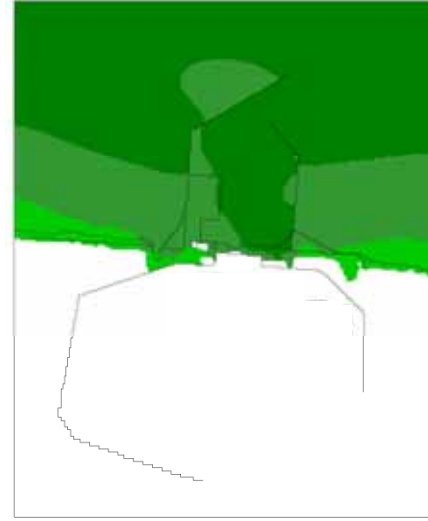
■ 最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布

検討モデルA

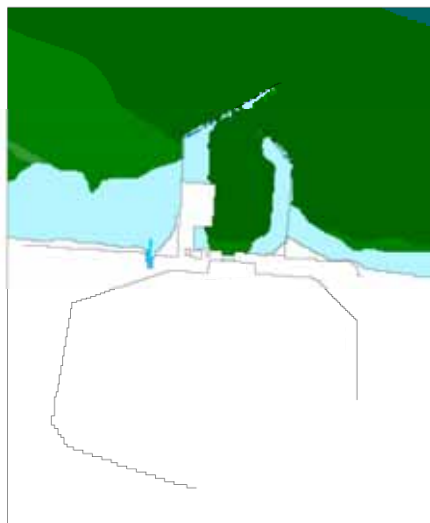
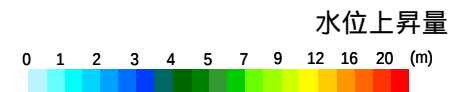


最大水位上昇量分布 (A - 3 : 南へ20km移動)

検討モデルB



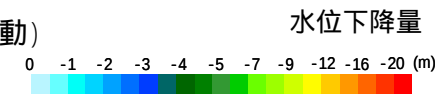
最大水位上昇量分布 (B - 4 : 南へ30km移動)



最大水位下降量分布 (A - 4 : 南へ30km移動)



最大水位下降量分布 (B - 5 : 南へ40km移動)



保守性を考慮した場合に津波水位が大きくなる津波波源の選定

- 概略パラメータスタディの結果より、東北地方太平洋沖型の津波波源と茨城県沖に想定する津波波源では、発電所での最大水位上昇量は同程度であるが、最大水位下降量がより大きく、また発電所の前面海域に位置する茨城県沖に想定する津波波源に対して、保守性を考慮することとした。
- 保守性の考え方については次頁に示す通り。

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
茨城県沖に想定する津波波源	8.17	-4.52

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。

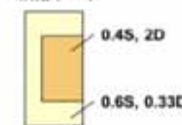
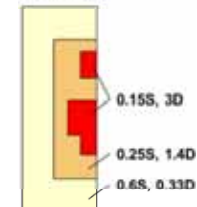
茨城県沖に想定する津波波源の諸元

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

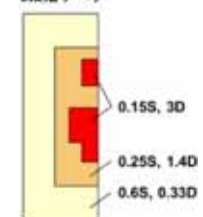
パラメータ		設定値
断層面積:S		53,684 km ²
モーメントマグニチュード:Mw		8.7
平均すべり量:D		6.1 m
すべり量	超大すべり域:4D (面積比率)	24.3 m (全体面積の5%)
	大すべり域:2D (面積比率)	12.1 m (全体面積の15%)
	背景領域:0.62D	3.8 m

保守的設定2. 超大すべり域を設定

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

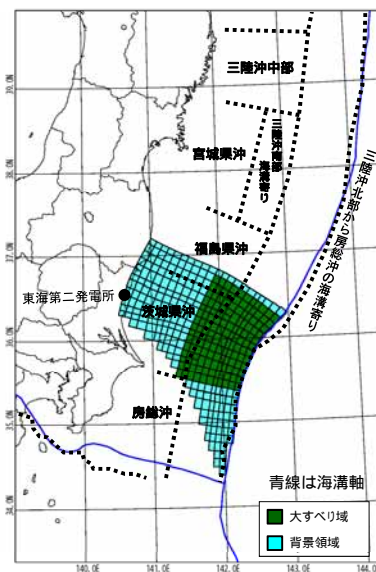
+

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

(杉野他(2014))

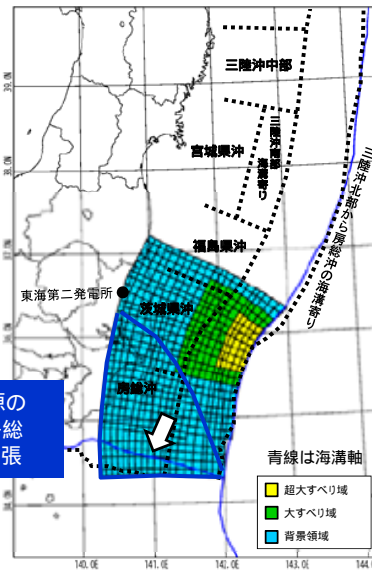
0.05S, 4D

0.15S, 2D



茨城県沖に想定する津波波源

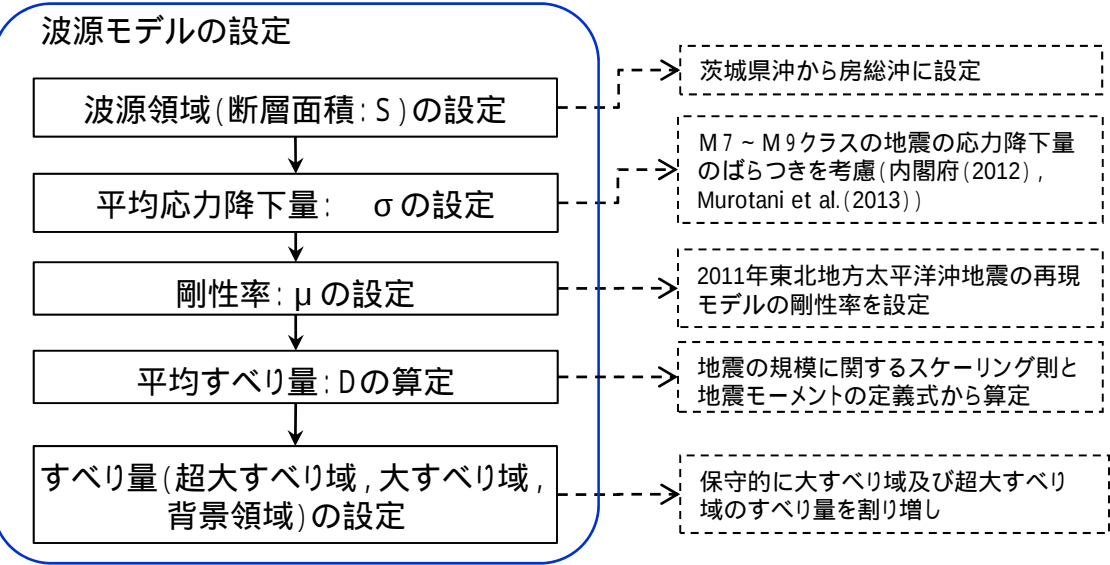
保守的設定1, 2, 3を考慮

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

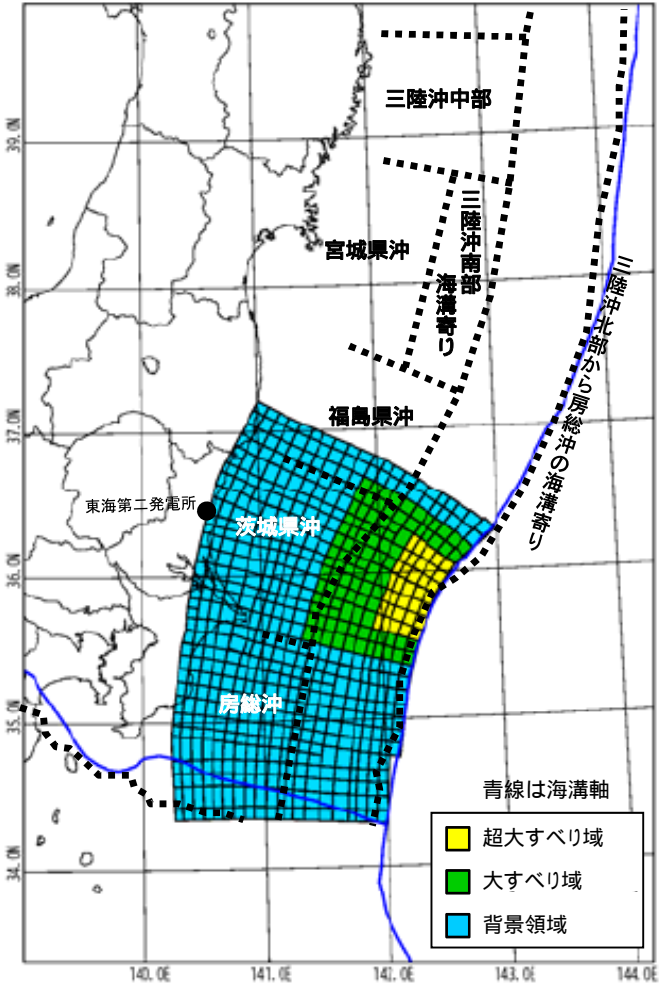
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(特性化波源モデル)

【設定フロー】 【設定根拠 ¹⁾ 1 参考資料(39～46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)

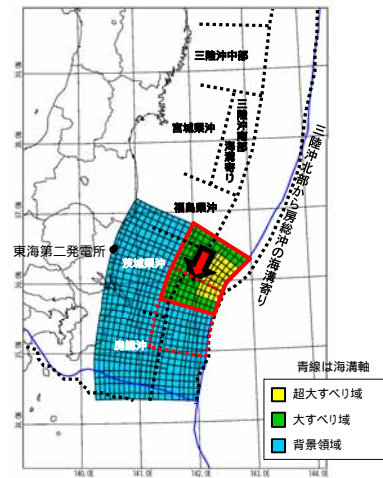
2 断層面積は右図の特性化波源モデル値
ただし, 超大すべり域, 大すべり域の位置により若干変動する

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)

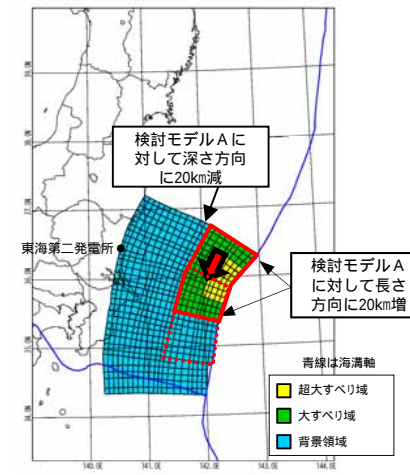
- ・ 大すべり域の形状の違いが津波水位変動量に与える影響を把握するため、大すべり域の形状を変えた2パターンのモデルについて検討した。
- ・ 波源モデルの北限を基準に、大すべり域、超大すべり域を茨城県沖から房総沖の範囲で南へ10kmずつ移動させて、発電所への津波水位の影響が最も大きくなる波源モデルを確認した。
- ・ その結果、防潮堤前面の最大水位上昇量の最大値は17.60m、取水口前面の最大水位下降量の最大値は-5.47mとなることを確認した。

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： ∞ 

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



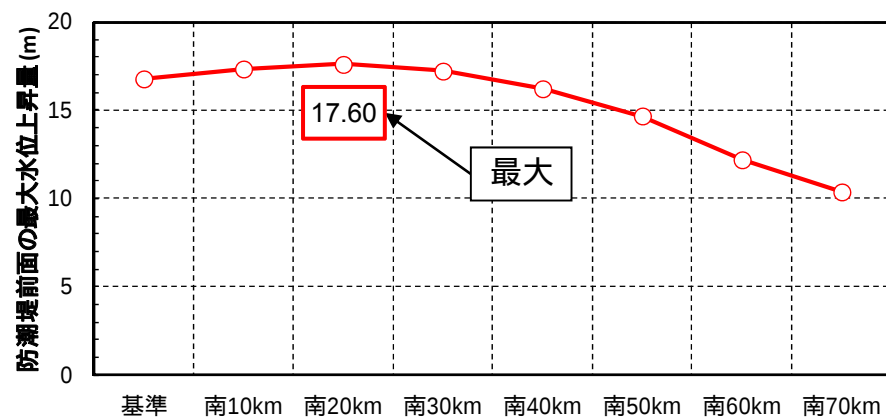
検討モデルB

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

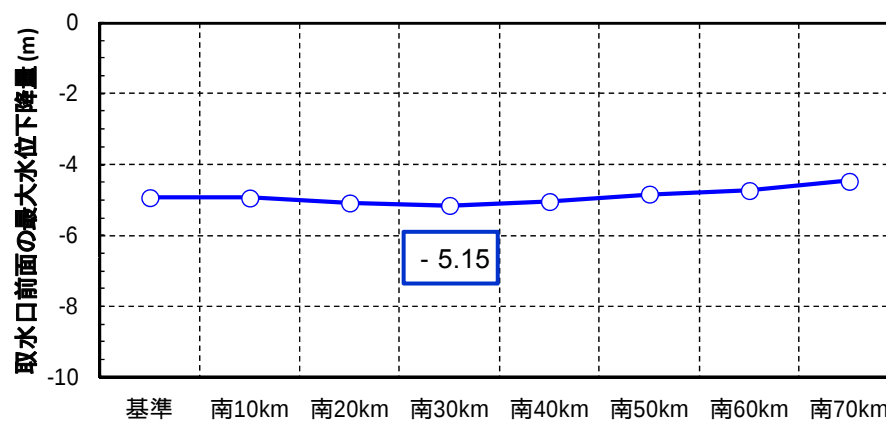
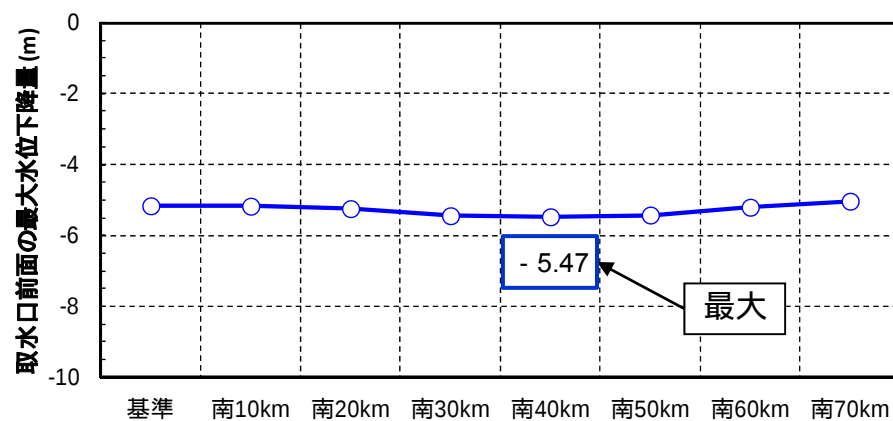
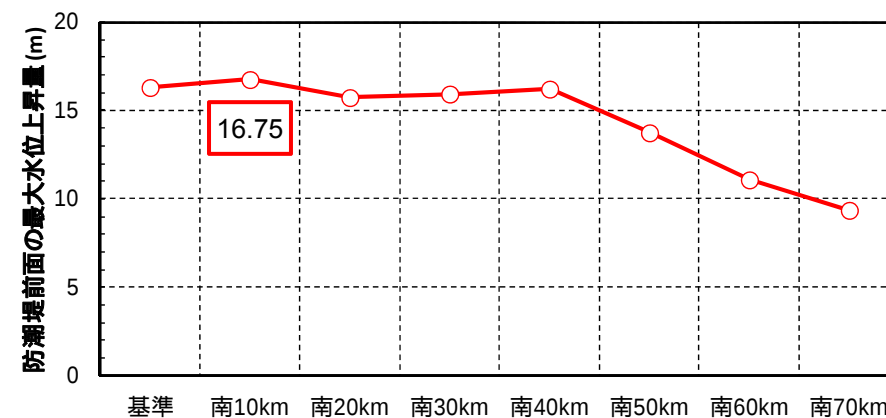
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(概略パラメータスタディの評価結果)

■ 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



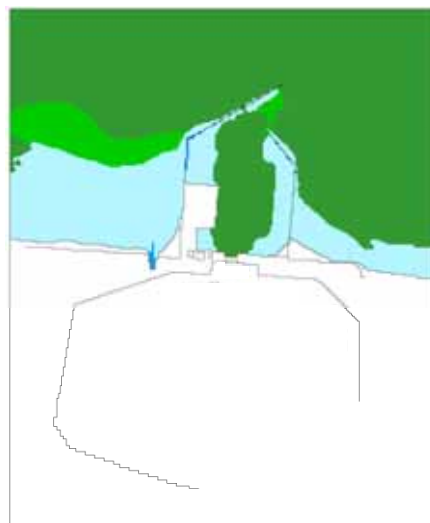
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(概略パラメータスタディの評価結果)

■ 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

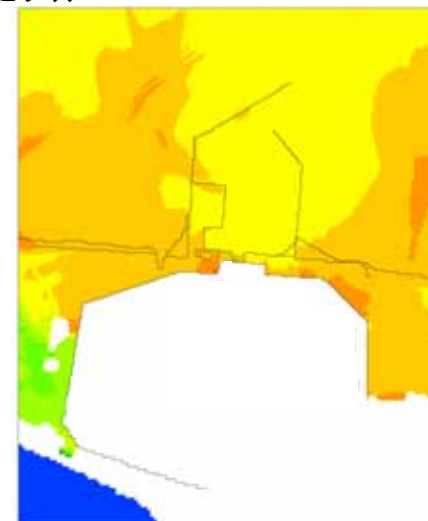


最大水位上昇量分布 (A - 3 : 南へ20km移動)



最大水位下降量分布 (A - 5 : 南へ40km移動)

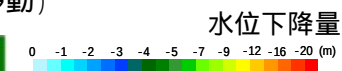
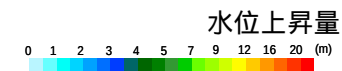
検討モデル B



最大水位上昇量分布 (B - 2 : 南へ10km移動)



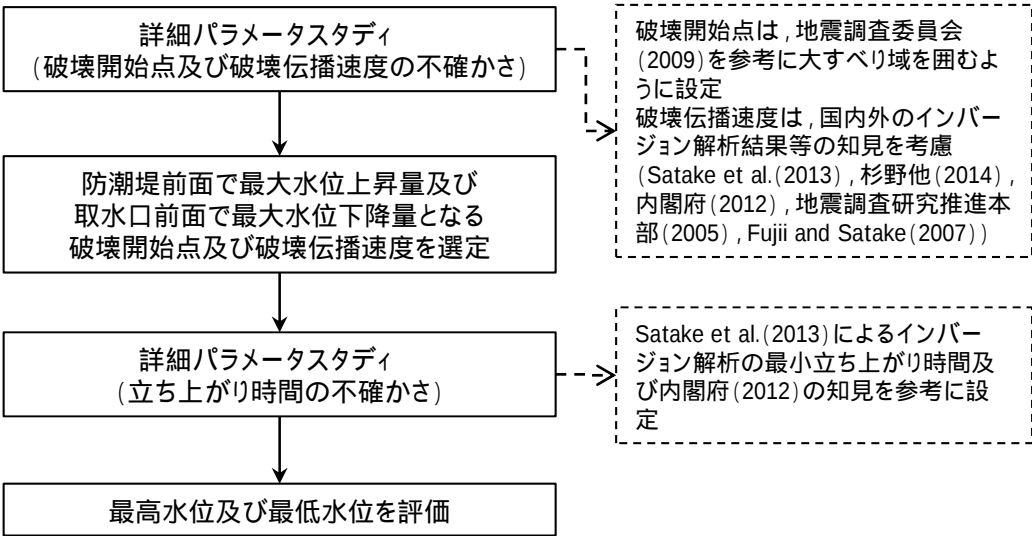
最大水位下降量分布 (B - 4 : 南へ30km移動)



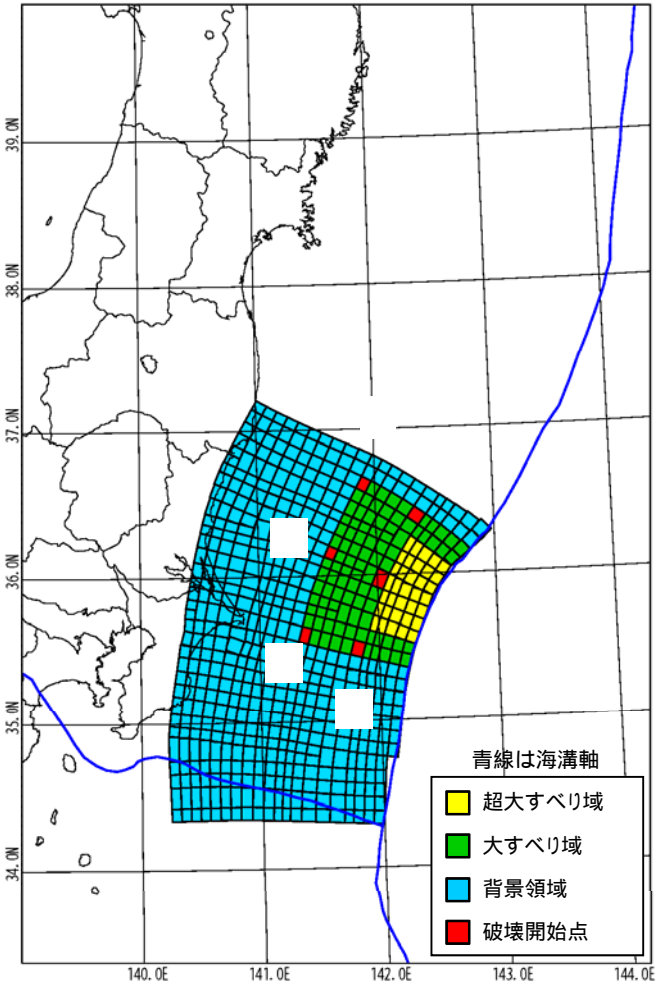
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(詳細パラメータスタディの設定)

【設定フロー】

【設定根拠】 参考資料(58～65頁)に記載



項目	設定値
破壊開始点	～ (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



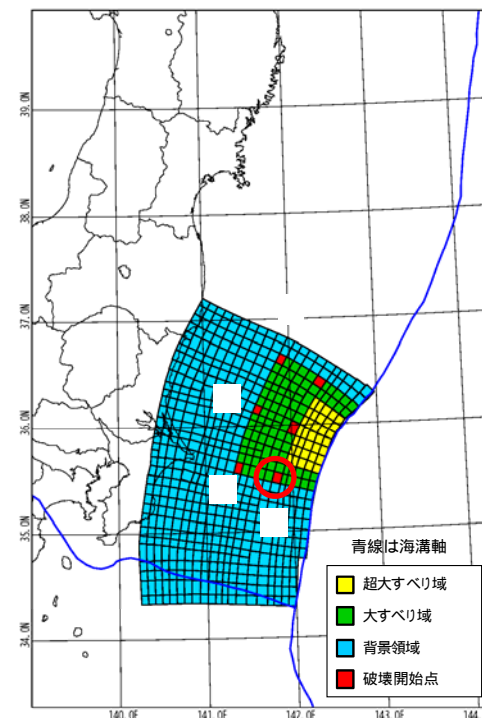
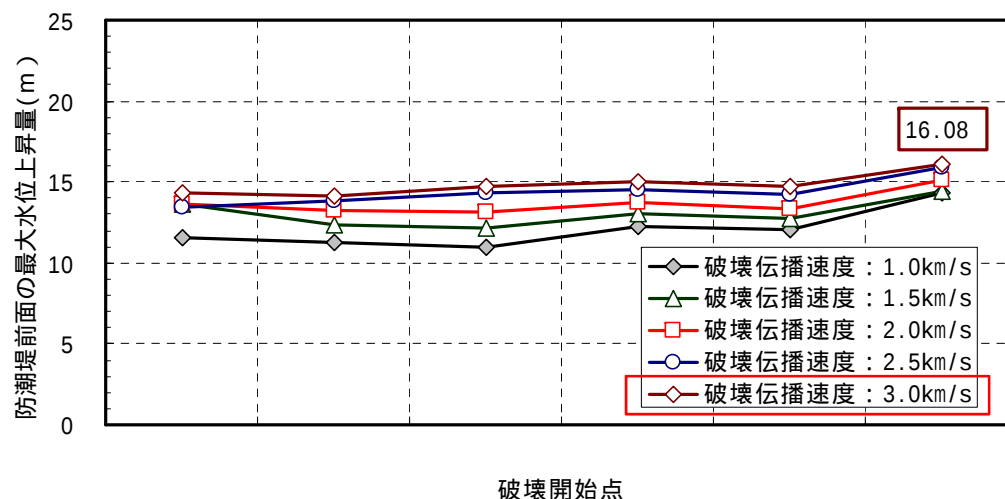
破壊開始点位置図

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
	11.52	13.66	13.62	13.46	14.36
	11.24	12.33	13.27	13.83	14.09
	11.01	12.20	13.14	14.28	14.76
	12.29	13.08	13.72	14.53	15.00
	12.01	12.74	13.36	14.22	14.68
	14.28	14.41	15.13	15.89	16.08 ²

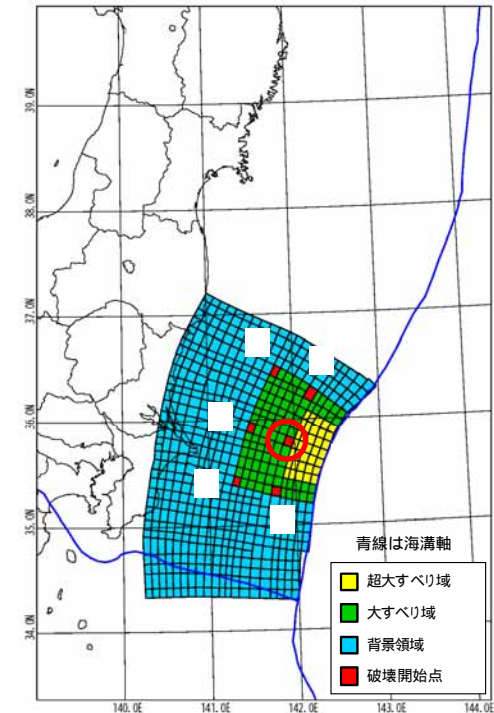
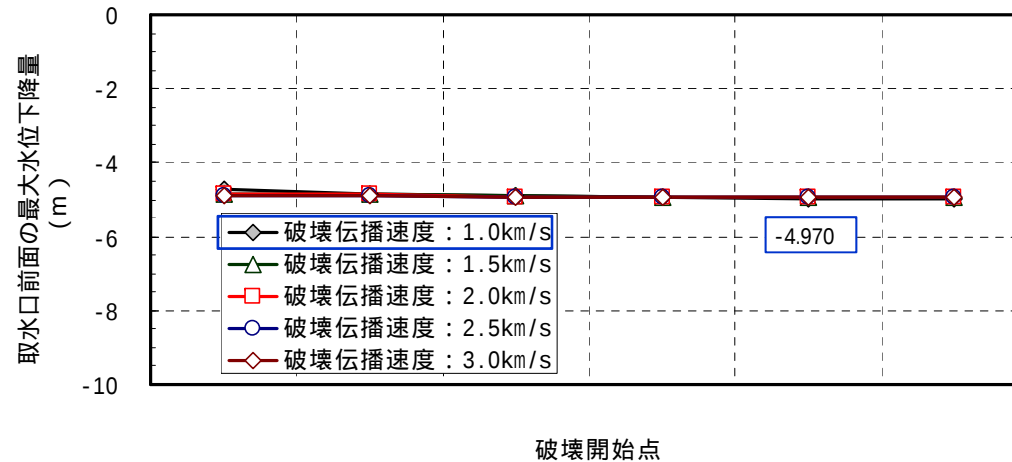
1 立ち上がり時間: 30秒

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

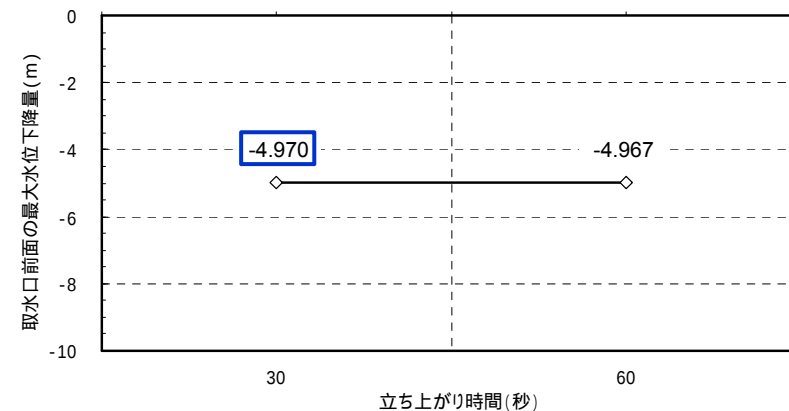
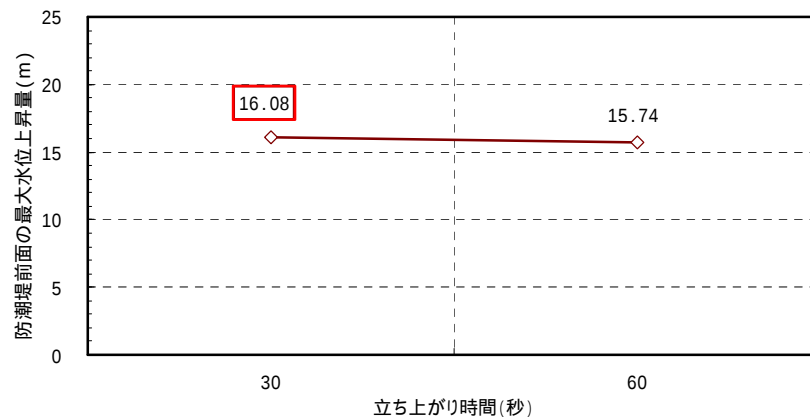
A-5	取水口前面の最大水位下降量 (m)				
	破壊伝播速度				
破壊開始点	1.0km/s	1.5km/s	2.0km/s	2.5km/s	3.0km/s
	-4.71	-4.83	-4.84	-4.88	-4.90
	-4.84	-4.85	-4.85	-4.88	-4.90
	-4.91	-4.91	-4.92	-4.92	-4.93
	-4.93	-4.92	-4.92	-4.92	-4.92
	-4.970	-4.95	-4.94	-4.94	-4.93
	-4.969	-4.96	-4.95	-4.94	-4.94

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。

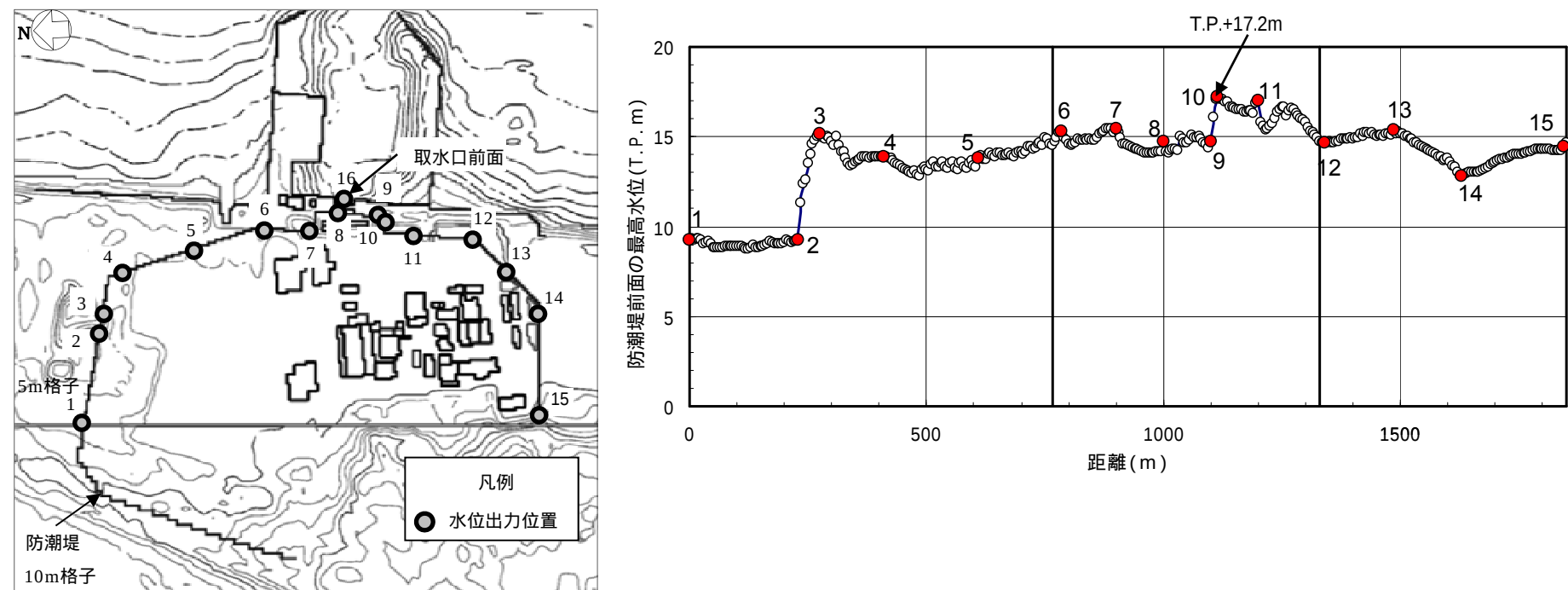


A-3	防潮堤前面の最大水位上昇量 (m)
	破壊開始点
立ち上がり時間 (秒)	破壊伝播速度: 3.0km/s
30	16.08
60	15.74

A-5	取水口前面の最大水位下降量 (m)
	破壊開始点
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。

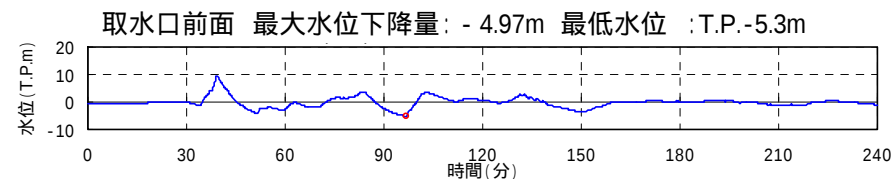
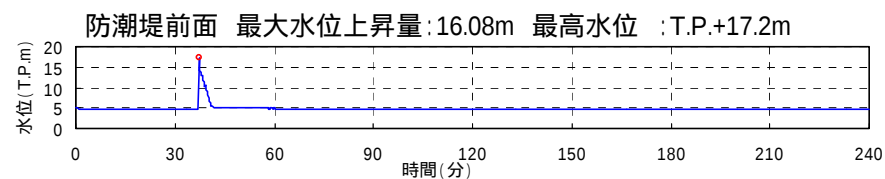


項目	水位	パラメータ
最高水位 ¹ (防潮堤前面)	T.P.+17.2m ²	A - 3,破壊開始点 ,破壊伝播速度3.0km/s及び立ち上がり時間30秒
最低水位 ¹ (取水口前面)	T.P.-5.3m	A - 5,破壊開始点 ,破壊伝播速度1.0km/s及び立ち上がり時間30秒

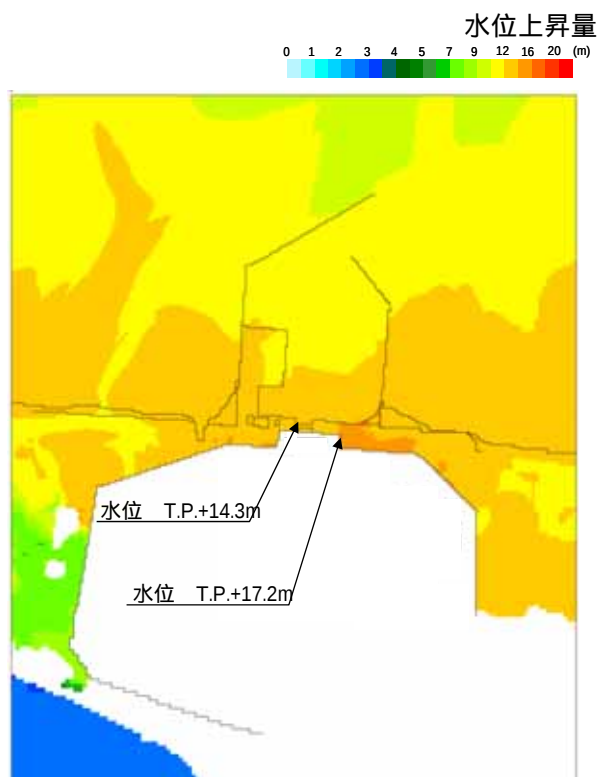
1 潮位及び地殻変動量(2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量も含む)を考慮
2 同パラメータによる取水口前面の最高水位はT.P.+14.3mである

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)

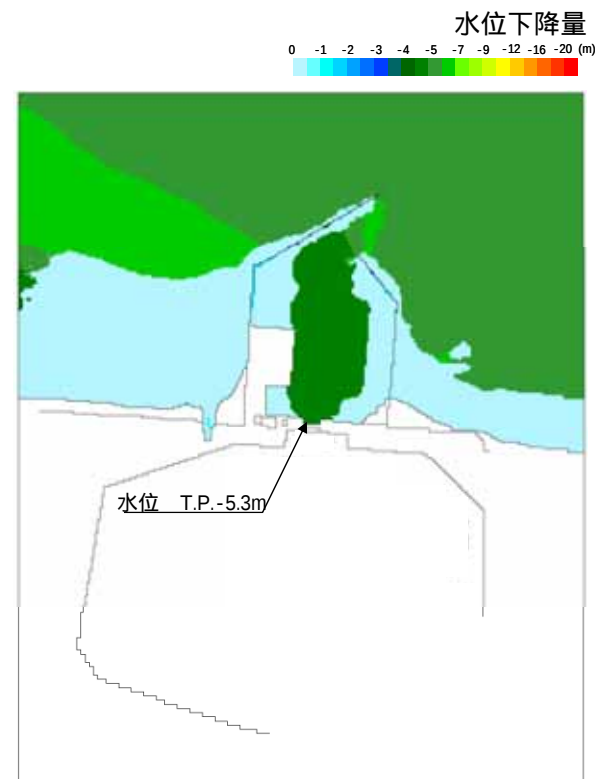
■ 最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布



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

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 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%)	MS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。0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、地震発生時の過渡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、必要に応じて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。

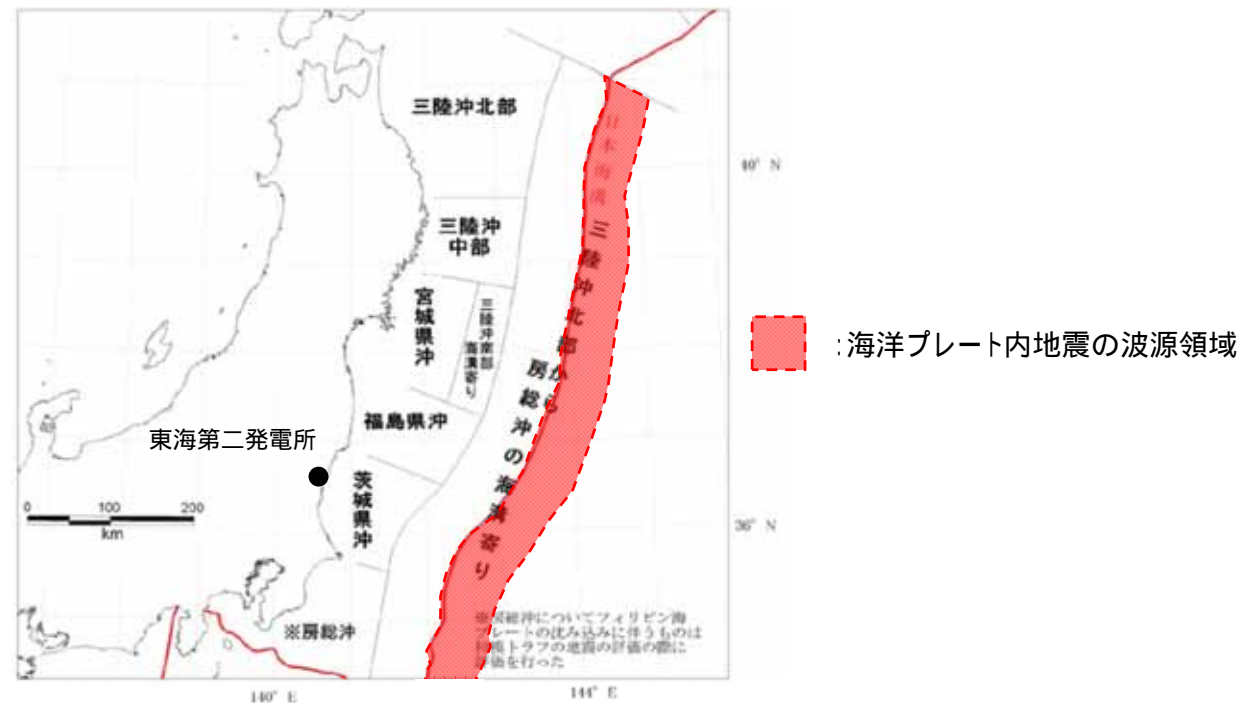
(地震調査研究推進本部(2012))

- 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

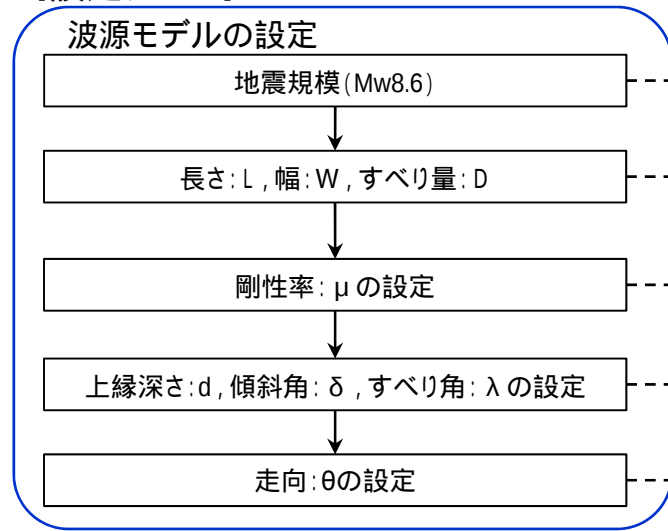


日本海溝沿いにおけるプレート間地震の地震発生領域区分
(地震調査研究推進本部(2012)に加筆)

- 以上より、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】

参考資料(74～77頁)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

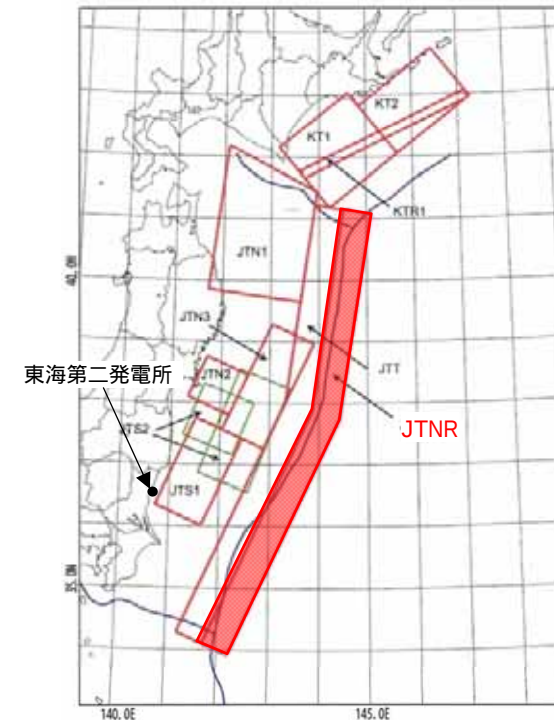
土木学会(2002)に基づき設定

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 (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

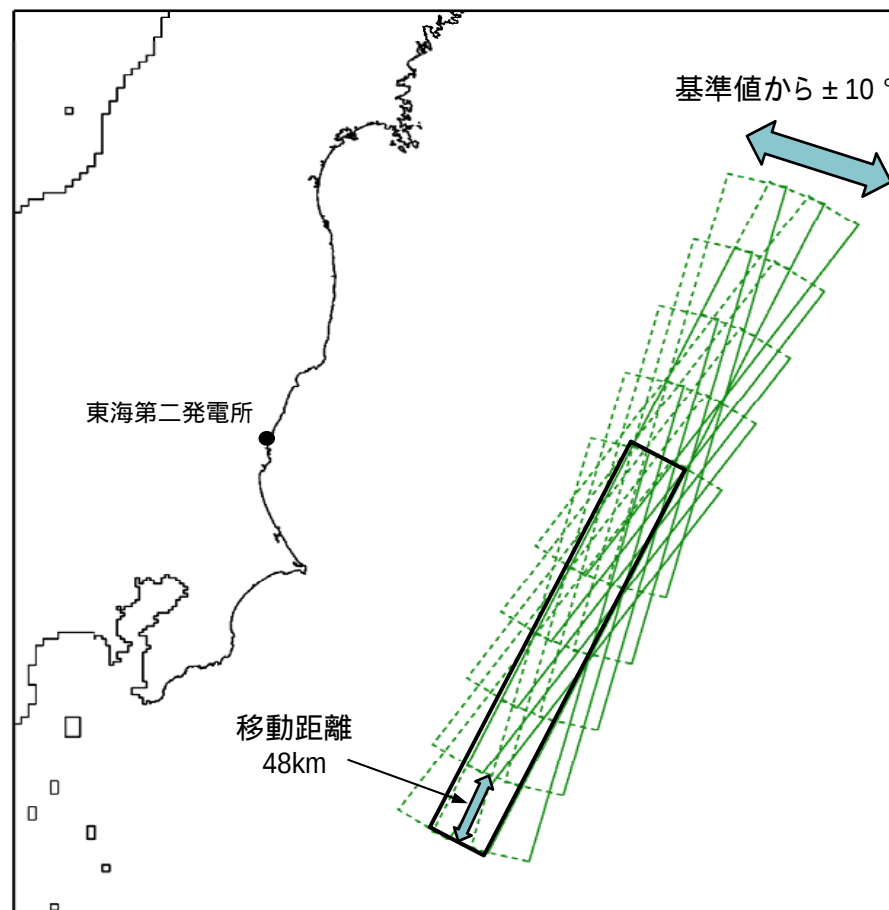
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに想定する正断層型の津波波源(概略パラメータスタディの設定)

■ 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。

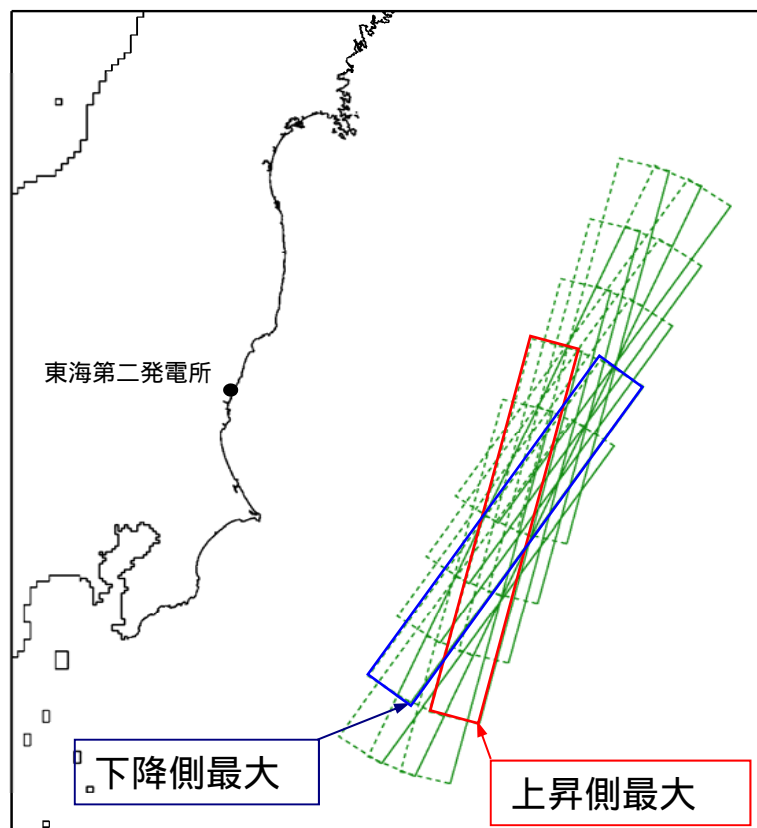
概略パラメータスタディ一覧

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	15
	走向	基準 $\pm 10^\circ$	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。

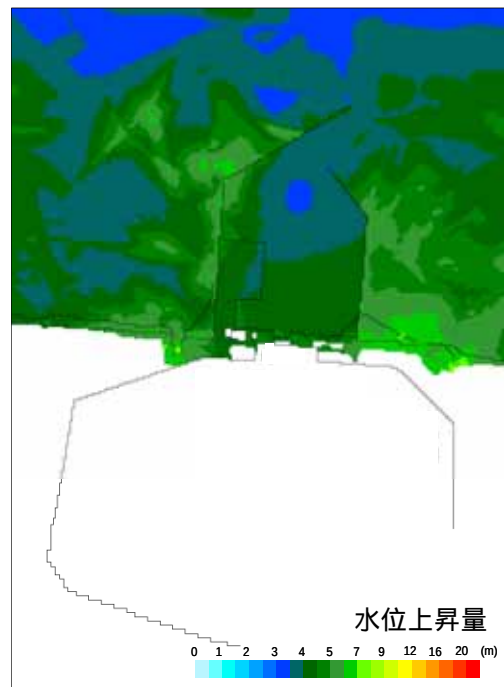
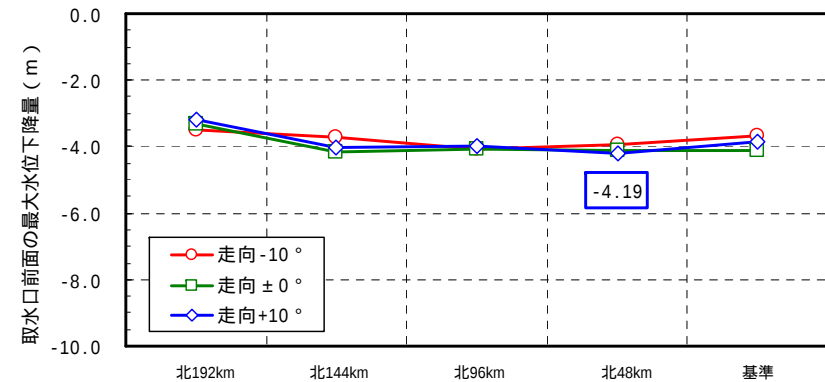
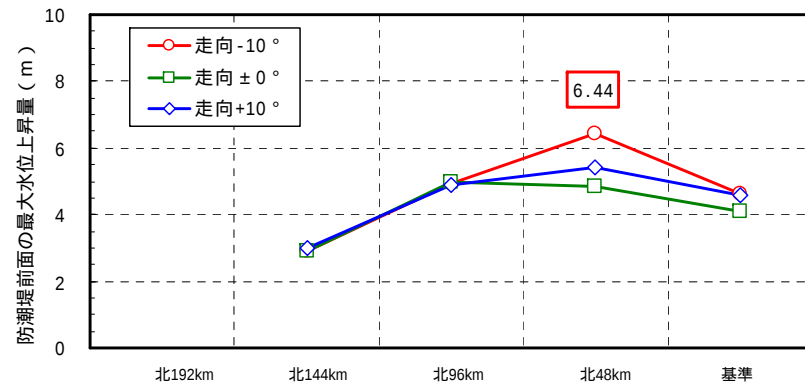


ケース		防潮堤前面	取水口前面
位置	走向	最大水位上昇量(m)	最大水位下降量(m)
北へ192km移動	- 10 °	-	-3.50
	± 0 °	-	-3.31
	+ 10 °	-	-3.17
北へ144km移動	- 10 °	2.90	-3.72
	± 0 °	2.90	-4.18
	+ 10 °	3.00	-4.01
北へ96km移動	- 10 °	4.92	-4.06
	± 0 °	4.99	-4.05
	+ 10 °	4.90	-3.98
北へ48km移動	- 10 °	6.44	-3.95
	± 0 °	4.84	-4.11
	+ 10 °	5.42	-4.19
基準	- 10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

■ 最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布



最大水位上昇量分布 (北に48km, 走向-10°)



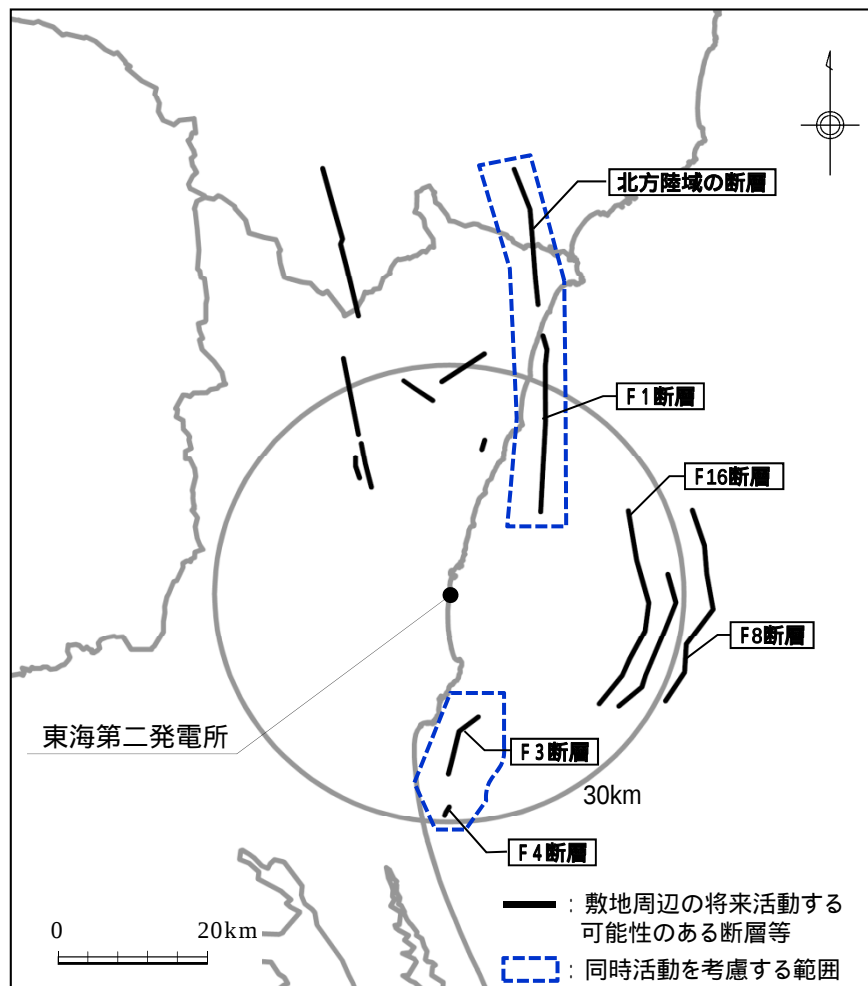
最大水位下降量分布 (北に48km, 走向+10°)

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。



敷地周辺の海域活断層

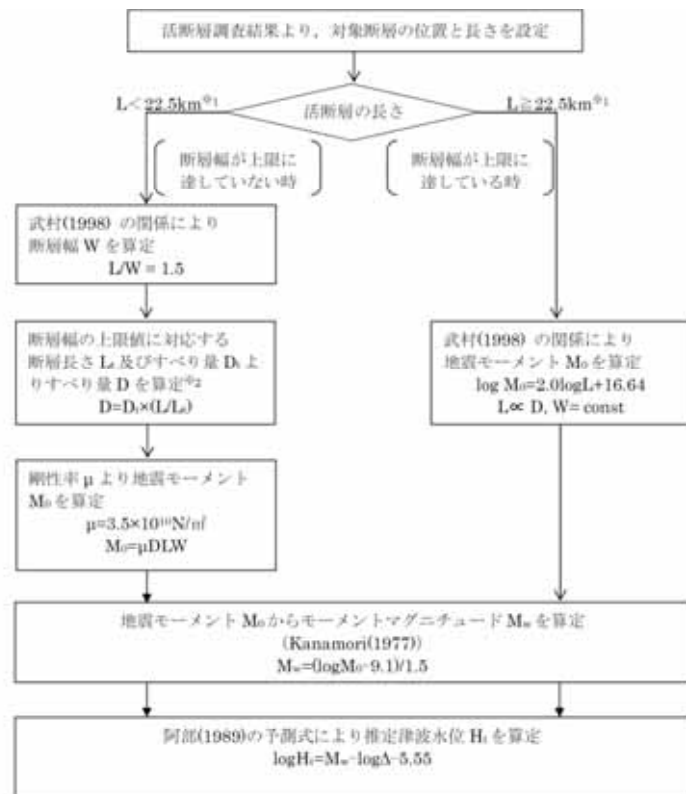
断層名	断層長さ	敷地からの距離 Δ
F1断層, 北方陸域の断層の連動	44km	33km
F3断層, F4断層の連動	16km	21km
F8断層	26km	28km
F16断層	26km	20km

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，北方陸域の断層の連動と推定され，その推定津波高は1.4mである。

【検討フロー】



※1 断層幅の上限 W_s は，地震発生の厚さ H_s を 15km とし，傾斜角 θ を $90^\circ(45 \sim 90^\circ)$ のうち M_w が最大となる傾とした際には， $W_s = H_s / \sin \theta = 15\text{km}$ 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 $M_{ws} = 0.5 \log L_s + 3.77 / 0.75 = 6.83$ ，地震モーメントを $M_{0s} = 10^{(1.5 \times 6.83 + 9.1) / 1.5} = 2.21 \times 10^{19} \text{Nm}$ ，剛性率を $\mu = 3.50 \times 10^{10} \text{N/m}$ とした際には， $D_s = M_{0s} / (\mu L_s W_s) = 1.87\text{m}$ 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)
F1断層, 北方陸域の断層の連動	7.2	44	—	—	8.45×10^{19}	33	1.4
F3断層, F4断層の連動	6.5	16	10.7	1.33	7.97×10^{18}	21	0.5
F8断層	6.9	26	—	—	2.95×10^{19}	28	0.8
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, 北方陸域の断層の連動)
最大水位上昇量 (防潮堤前面)	17.60m	6.44m	2.0m (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

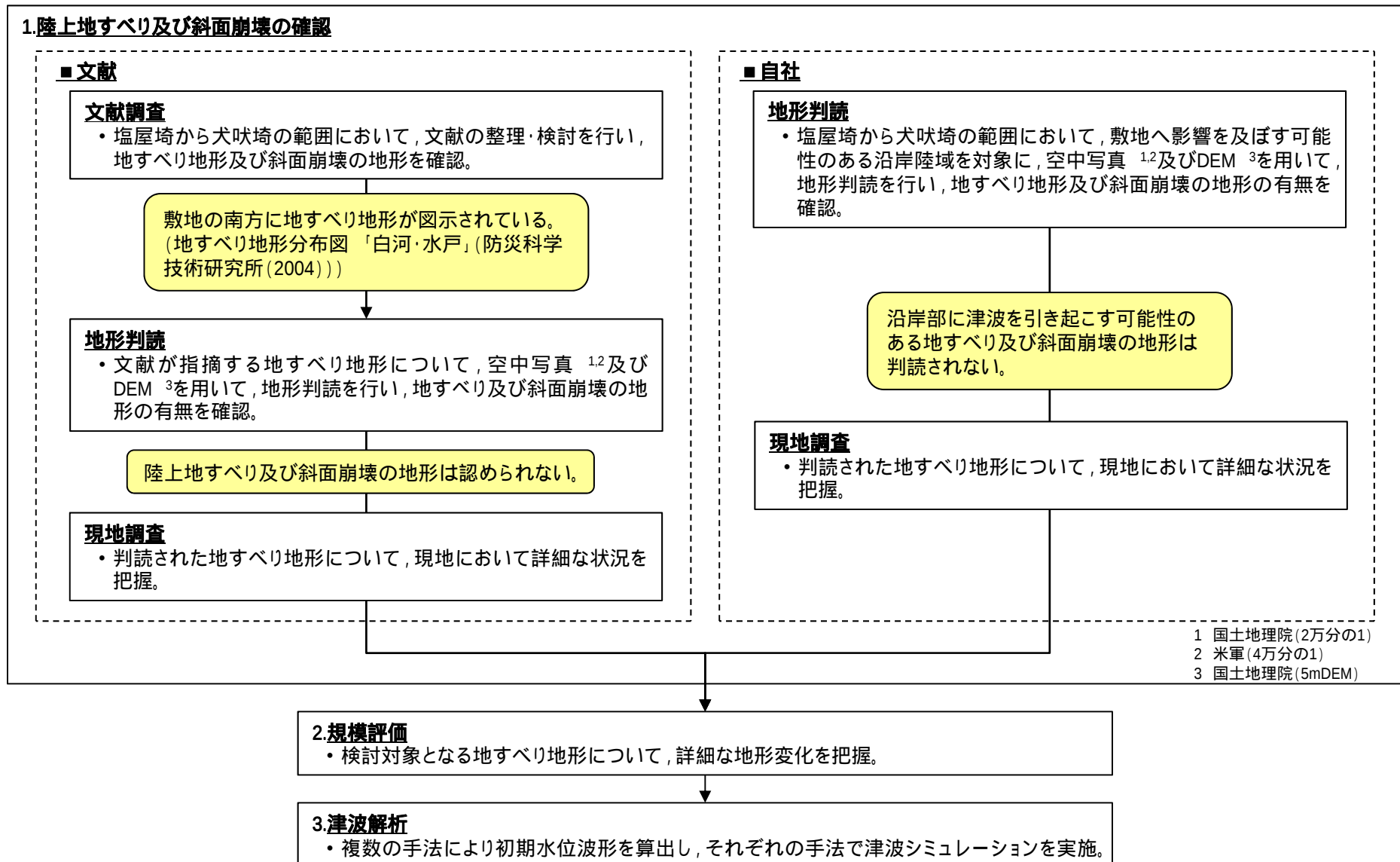
- 文献調査の結果、敷地周辺における陸上及び海底での地すべり並びに斜面崩壊による歴史津波の記録はない。

【調査した文献】

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

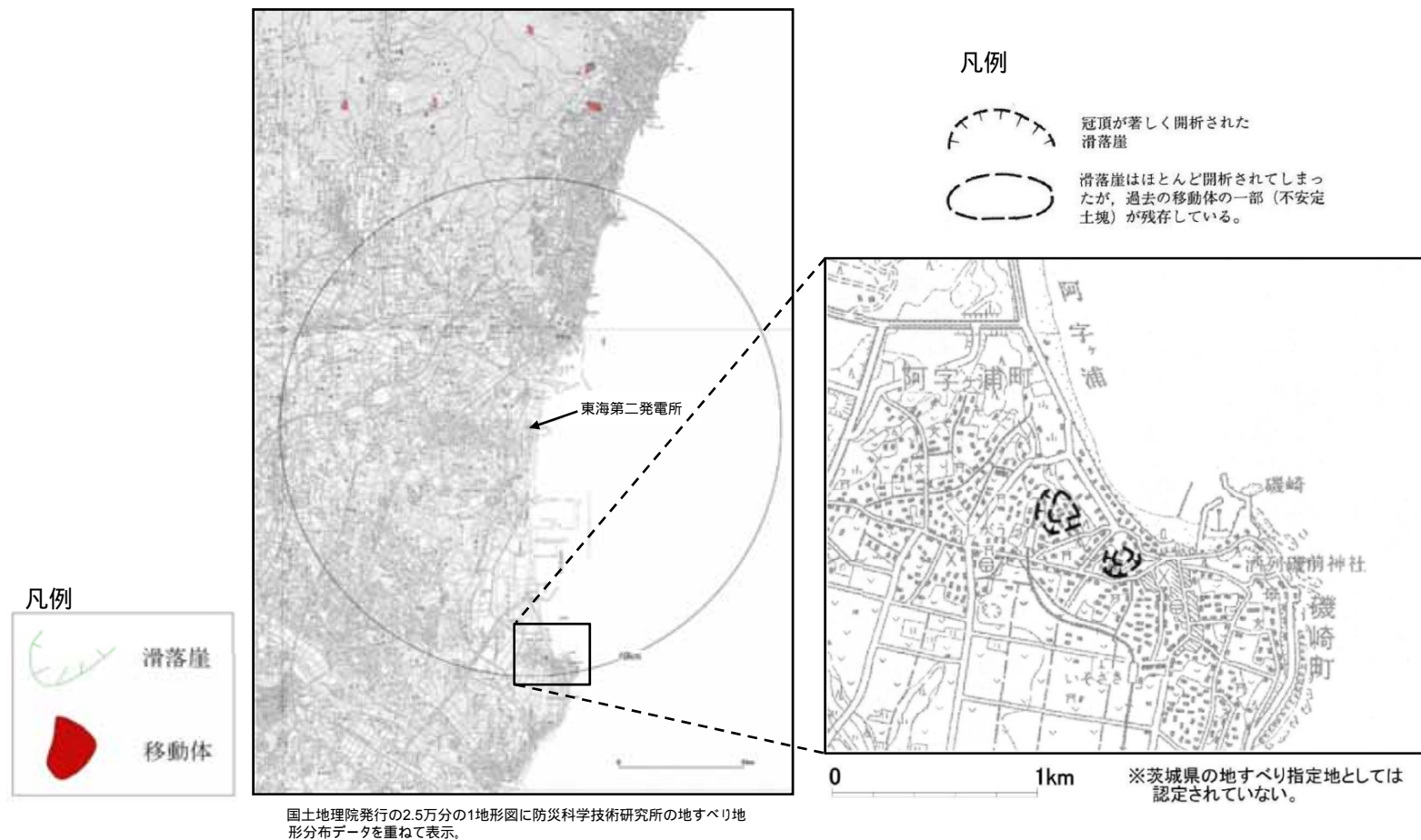
(2) 陸上地すべり及び斜面崩壊の評価(概要)

- 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。



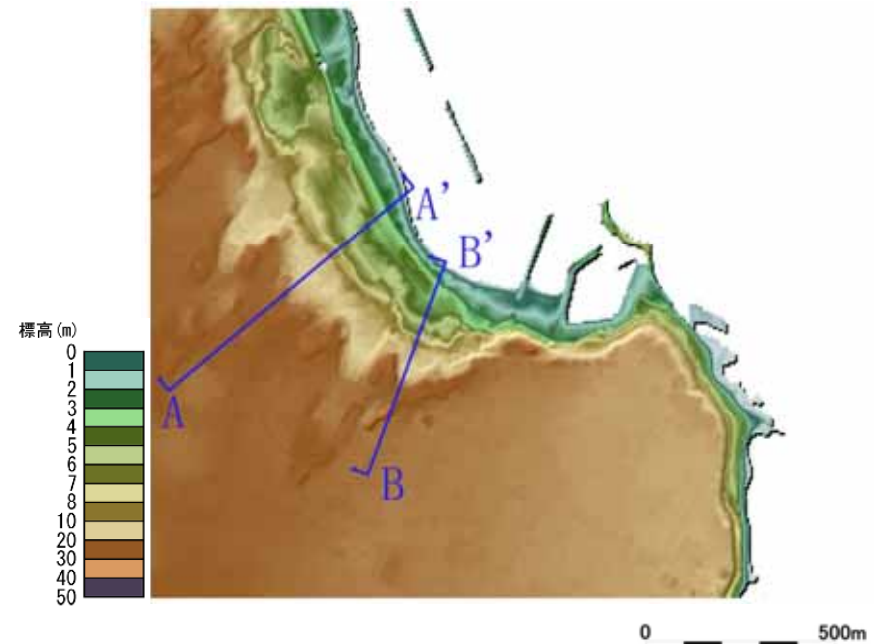
出典:地すべり地形分布図「白河・水戸」(防災科学技術研究所(2004)に加筆)

(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))

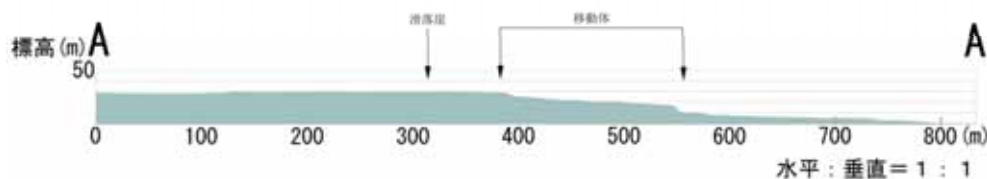
- ・ 防災科学技術研究所(2004)で指摘する地すべり地形は、標高約30mの台地の縁に位置する。斜面の北東側は砂浜が分布している。
- ・ 空中写真判読の結果、敷地付近の沿岸部に、地すべり及び斜面崩壊の地形は判読されない。
- ・ 国土地理院5mDEMによる地形解析の結果、防災科学技術研究所(2004)が指摘する範囲に地すべり地形は認められない(A-A', B-B' 断面)



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)

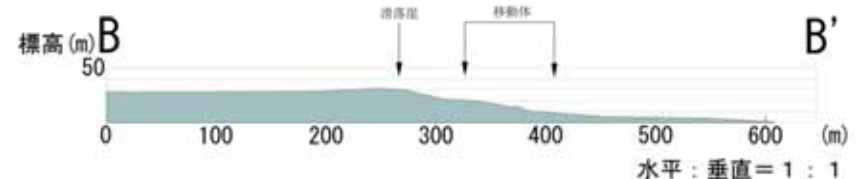


国土地理院5mDEMから作成



防災科学技術研究所(2004)による

A - A' 断面図

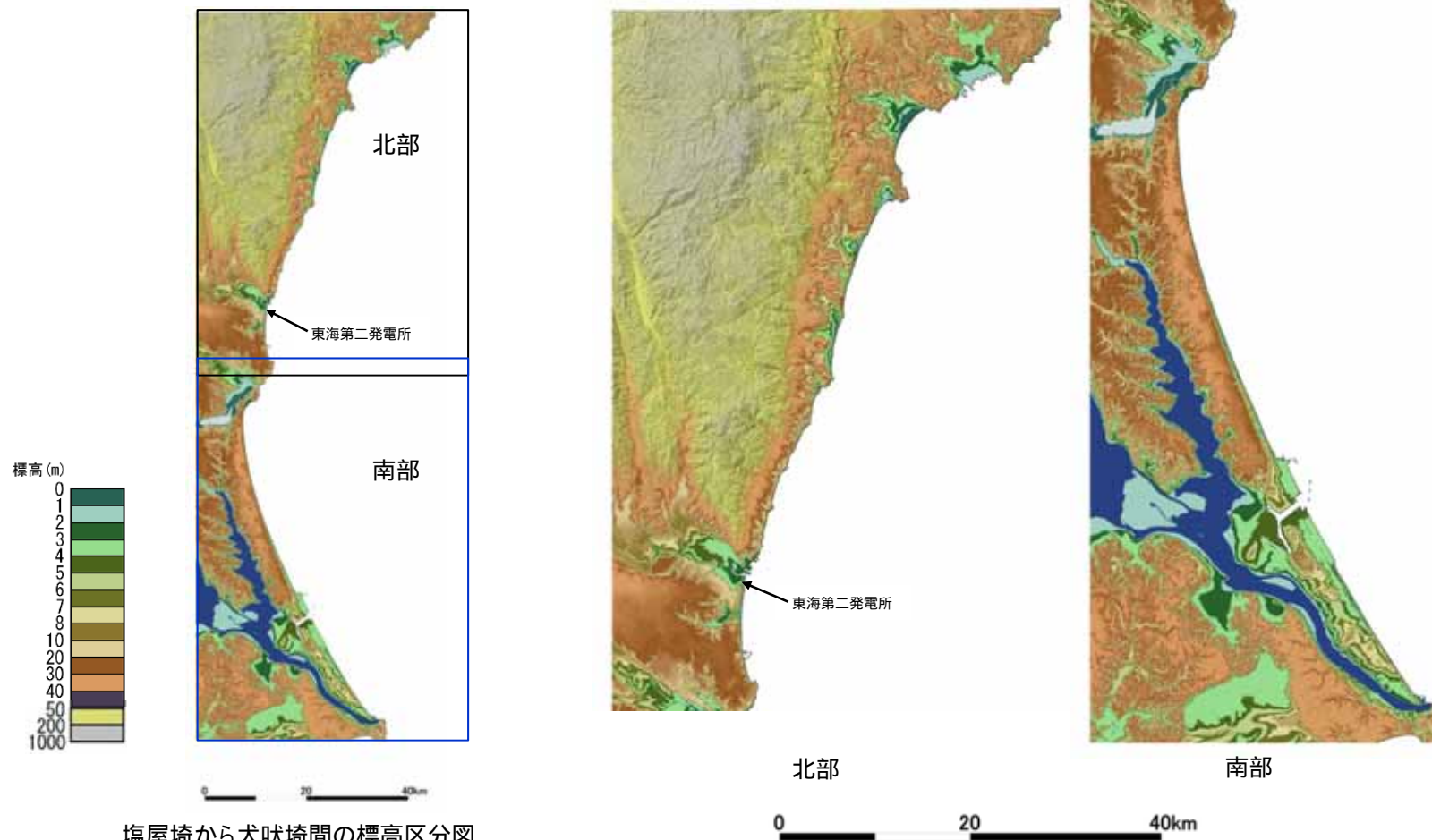


防災科学技術研究所(2004)による

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))

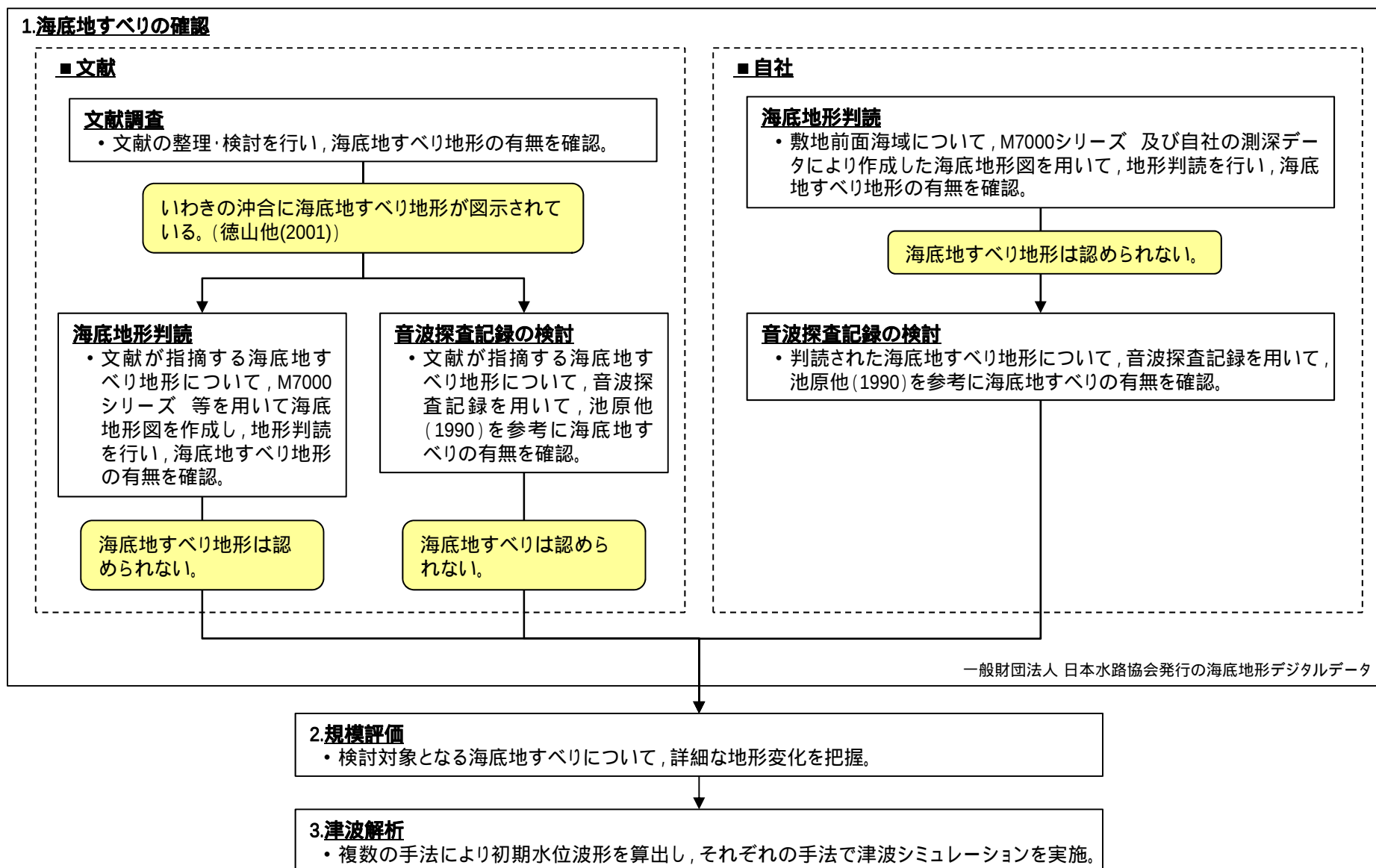
- 塩屋崎から犬吠埼の範囲において、地形判読により発電所に影響を及ぼす津波を引き起こす可能性のある地すべり及び斜面崩壊の地形を調査した。
- 地形判読の結果、沿岸部に津波を引き起こす可能性のある地すべり及び斜面崩壊の地形は判読されない。



- 以上より、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。



(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」

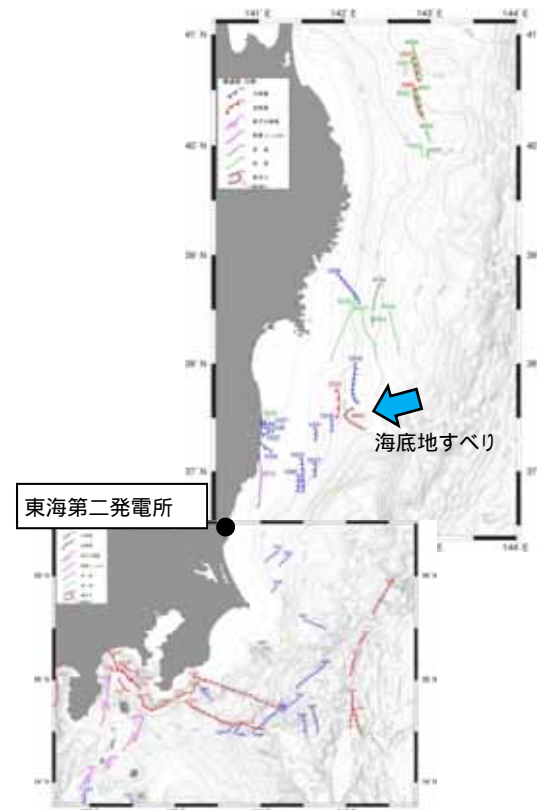
・海上保安庁(2000)「九十九里浜」

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。

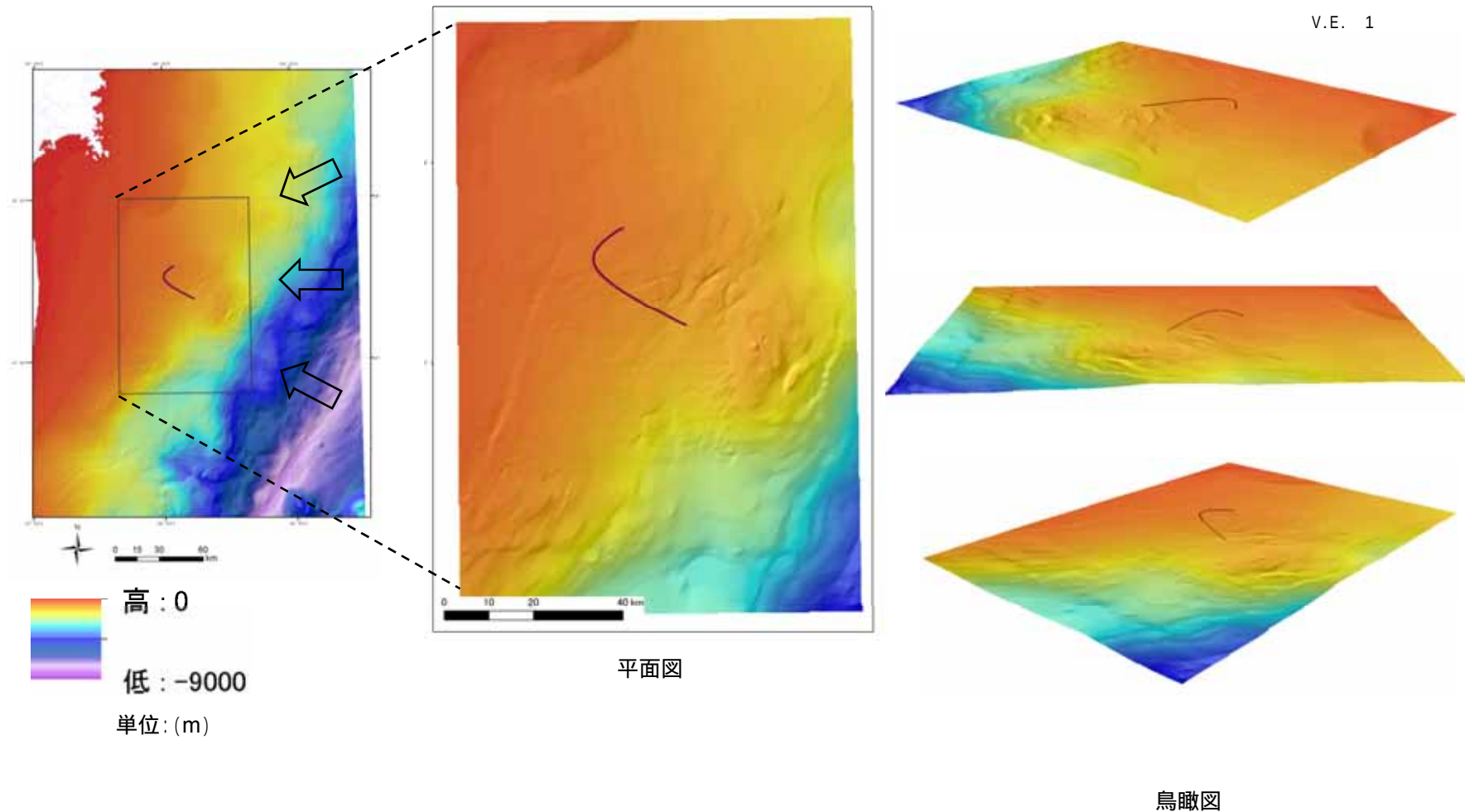
○海底地すべり地形の判断基準

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)	・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))

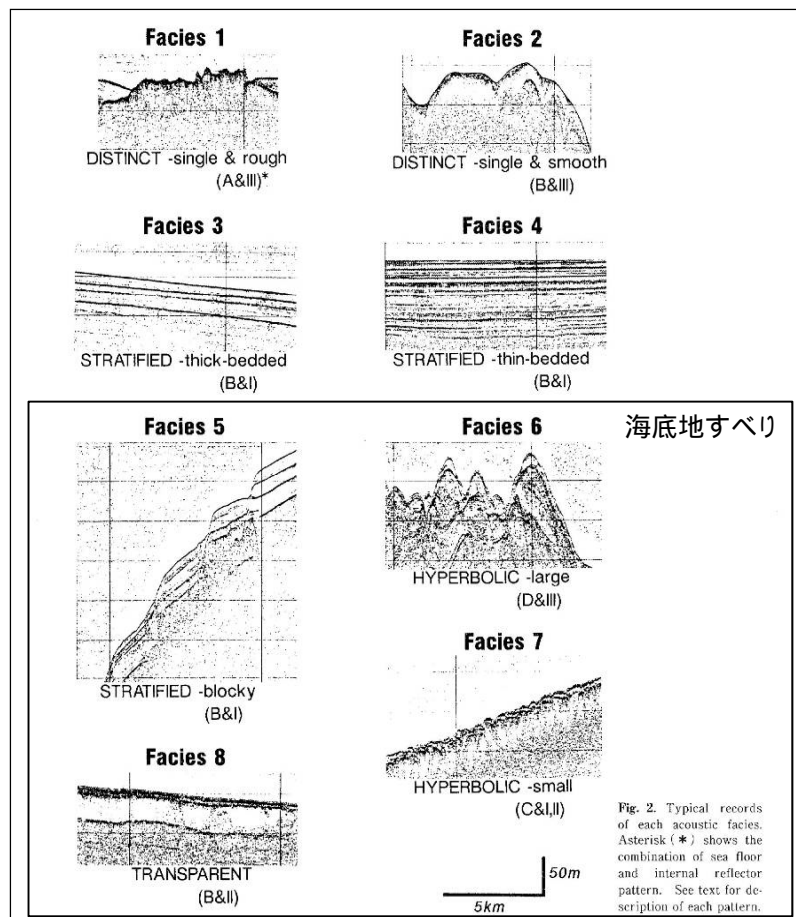
- 徳山他(2001)が示す地すべりを含む範囲について、一般財団法人日本水路協会発行の海底地形デジタルデータM7000シリーズを用いた150m DEMデータにより海底地すべり地形判読調査を実施した結果、海底地すべり地形は判読されない。



(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】



【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.

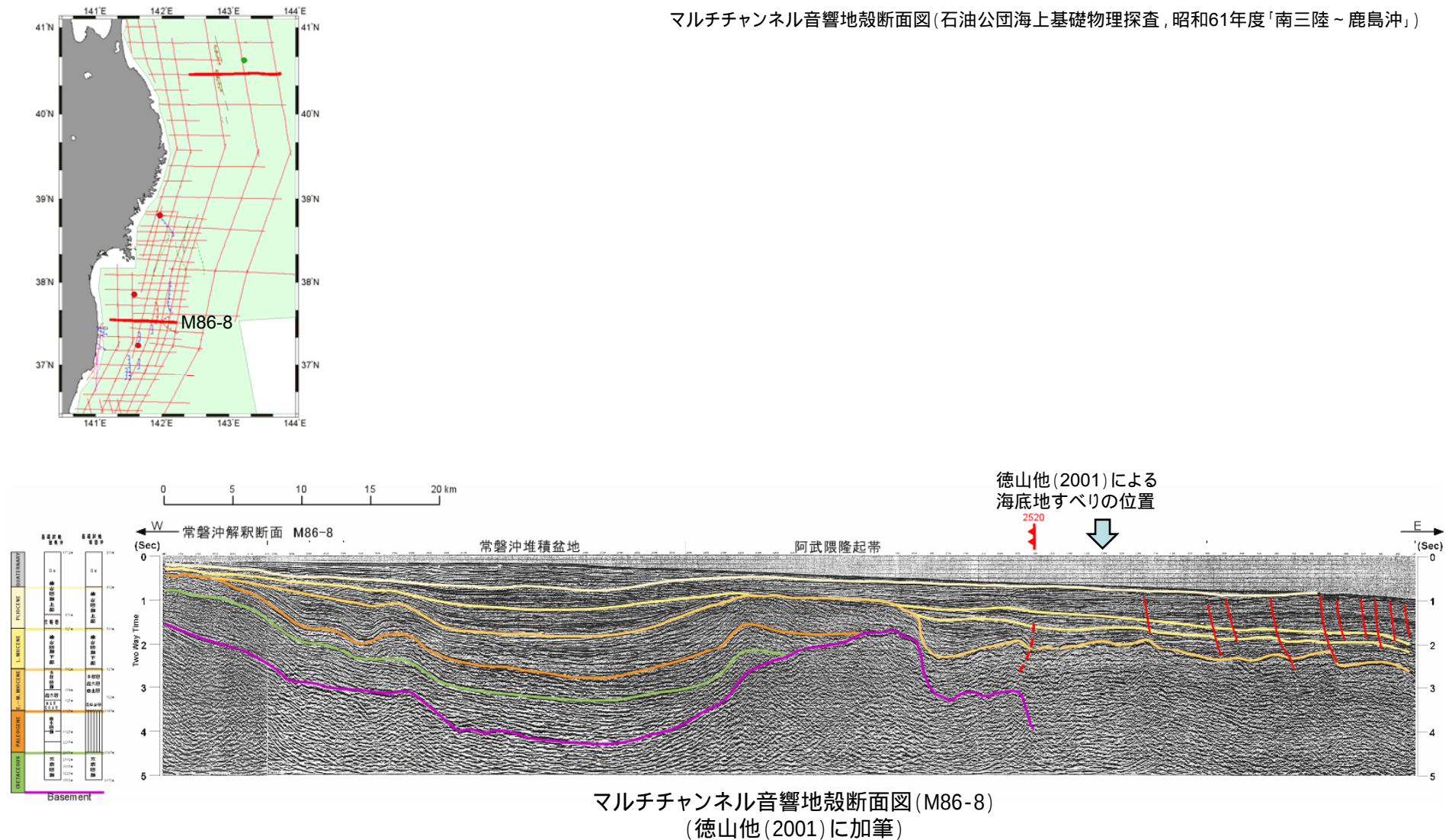
FACIES	ACOUSTIC CHARACTERS (combination of sea floor and internal reflector pattern*)	SEDIMENTS	INTERPRETATION	DISTRIBUTION
1 DISTINCT -single & rough	Strong bottom return, no or very poor internal return, rough bottom. (A&III)	Gravelly, rocky	Gravelly or rocky bottom	Oki Ridge N of Doko
2 DISTINCT -single & 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 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))

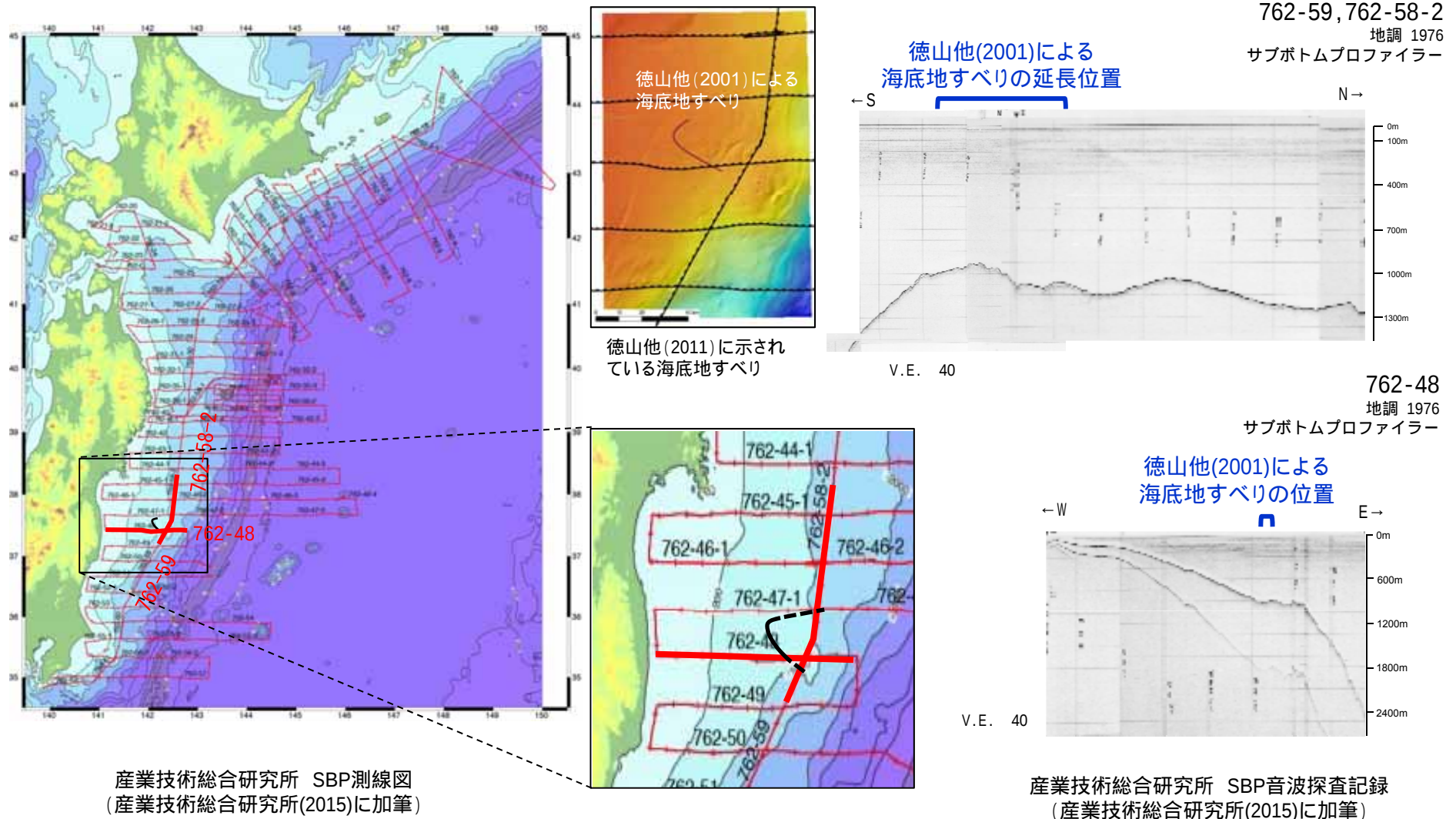
- 徳山他(2001)で示されている音波探査記録を用いて、海底地すべりの検討を実施した結果、表層部の分解能が低いことから、小規模な海底地すべりの有無については判断できない。

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」)



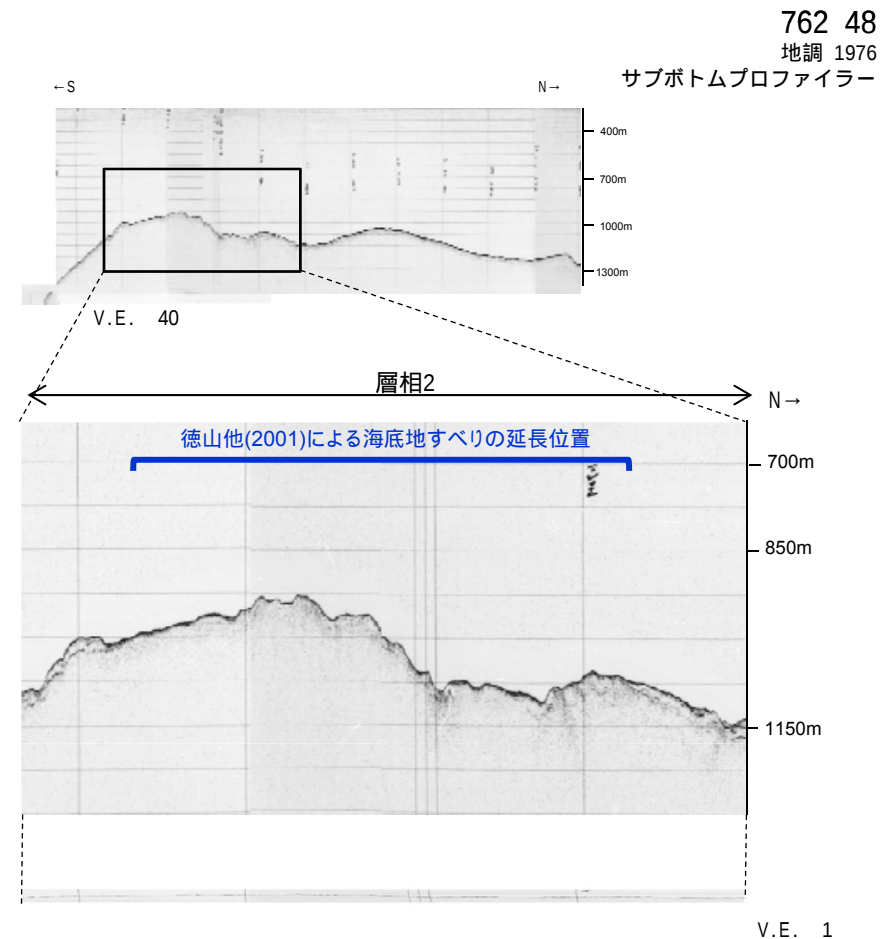
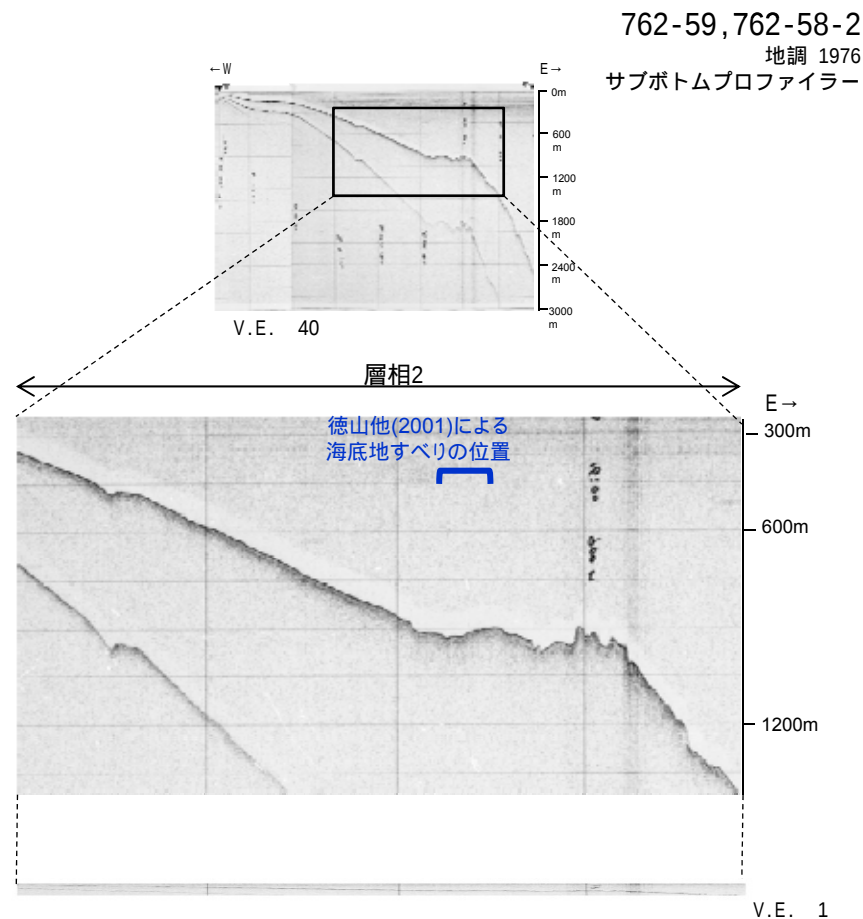
(3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認:音波探査記録の検討(文献))

- 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。



(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))

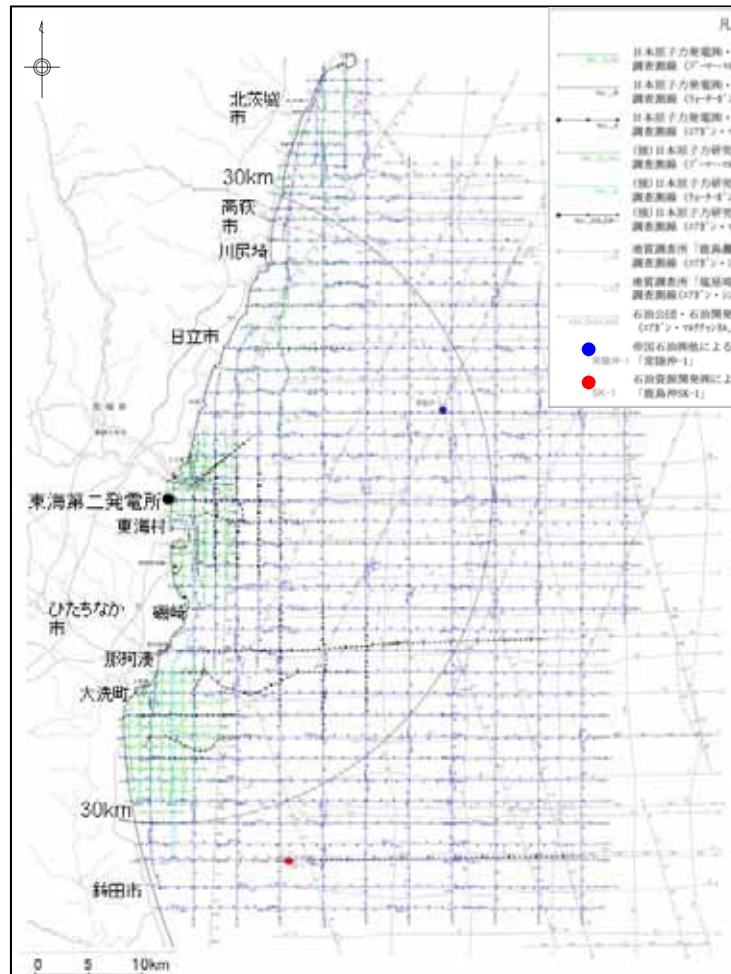
- 音波探査記録の検討の結果,徳山他(2001)に図示された海底地すべりは層相2(砂質堆積物)に区分され,海底地すべりを示唆する特徴的な構造は確認されなかった。
- したがって,徳山他(2001)に図示された位置に海底地すべりはないものと判断した。



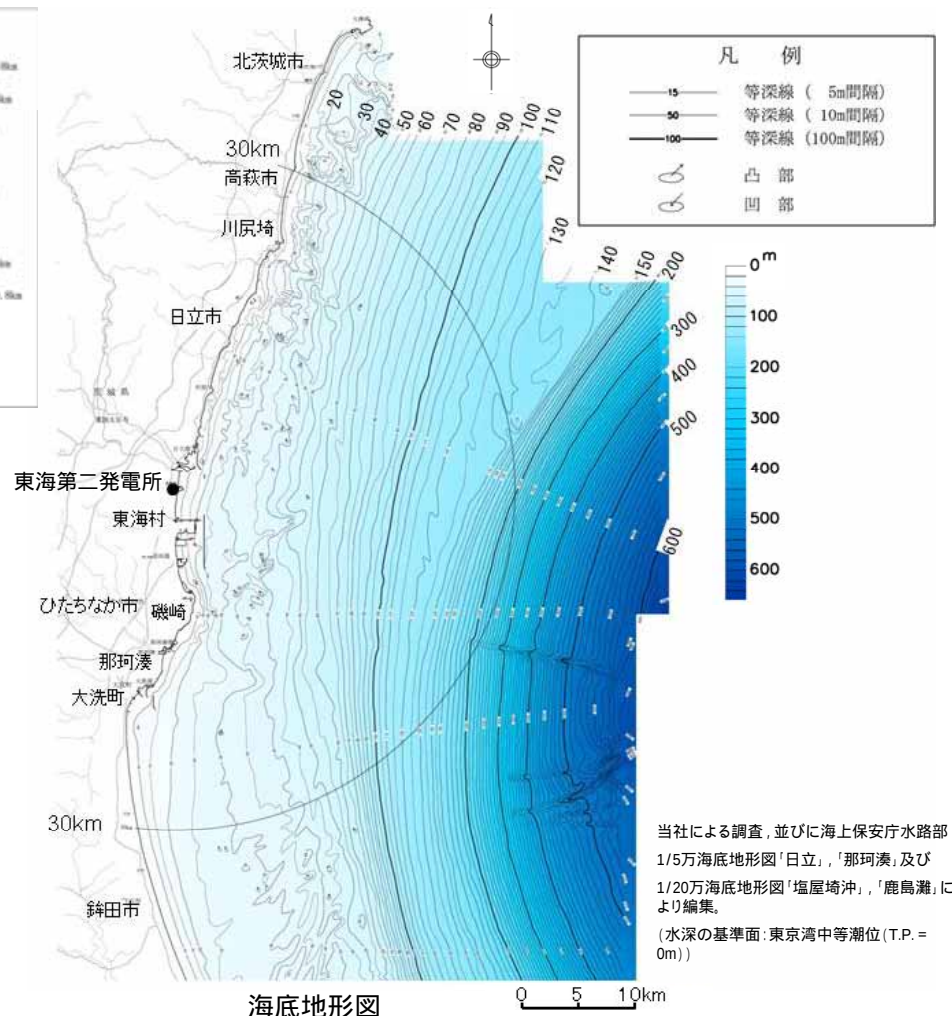
産業技術総合研究所 SBP音波探査記録
(産業技術総合研究所(2015)に加筆)

(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



海底地形図

- 以上より、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。

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

文献調査及び評価

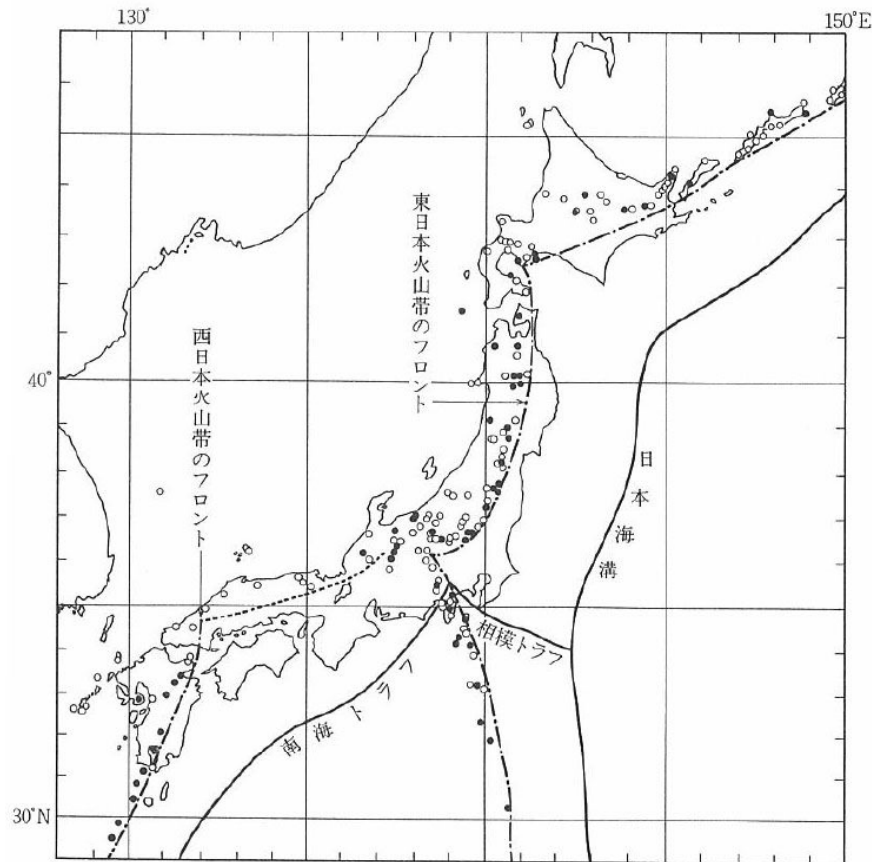
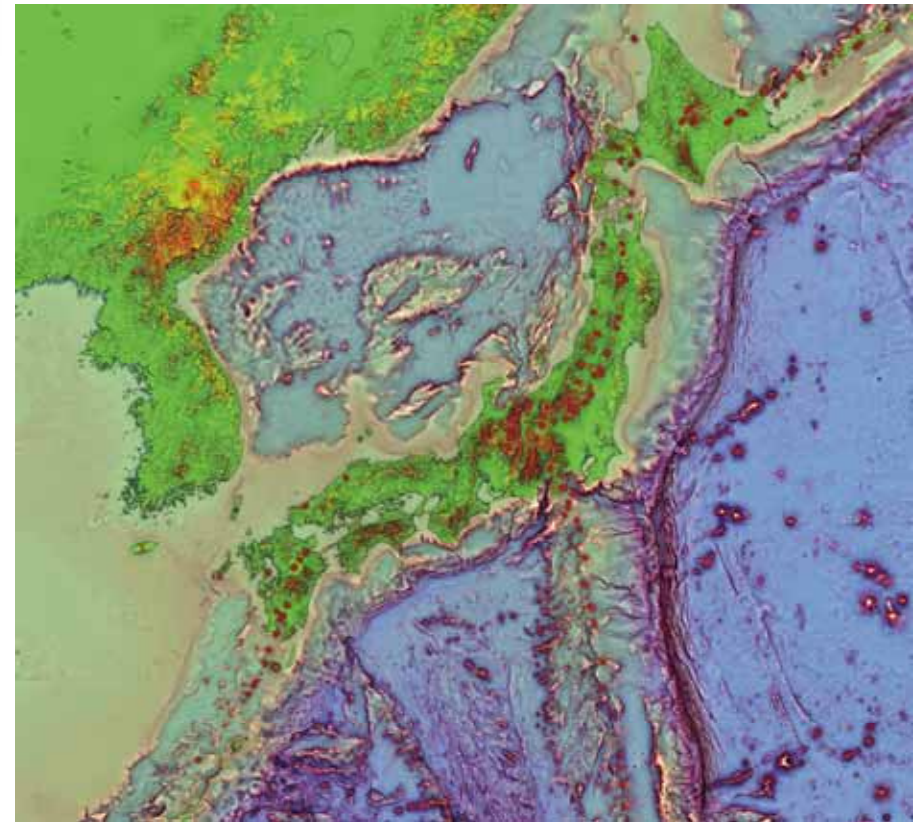


図 1.1.2 日本列島の火山帯と火山フロント [杉村, 1978] ●: 活火山, ○: その他の第四紀火山. 2つの火山帯のフロントは、海溝またはトラフの軸にほぼ平行に走っている。海溝などの軸は、プレートの境界に相当する。

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く、海底活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。

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。

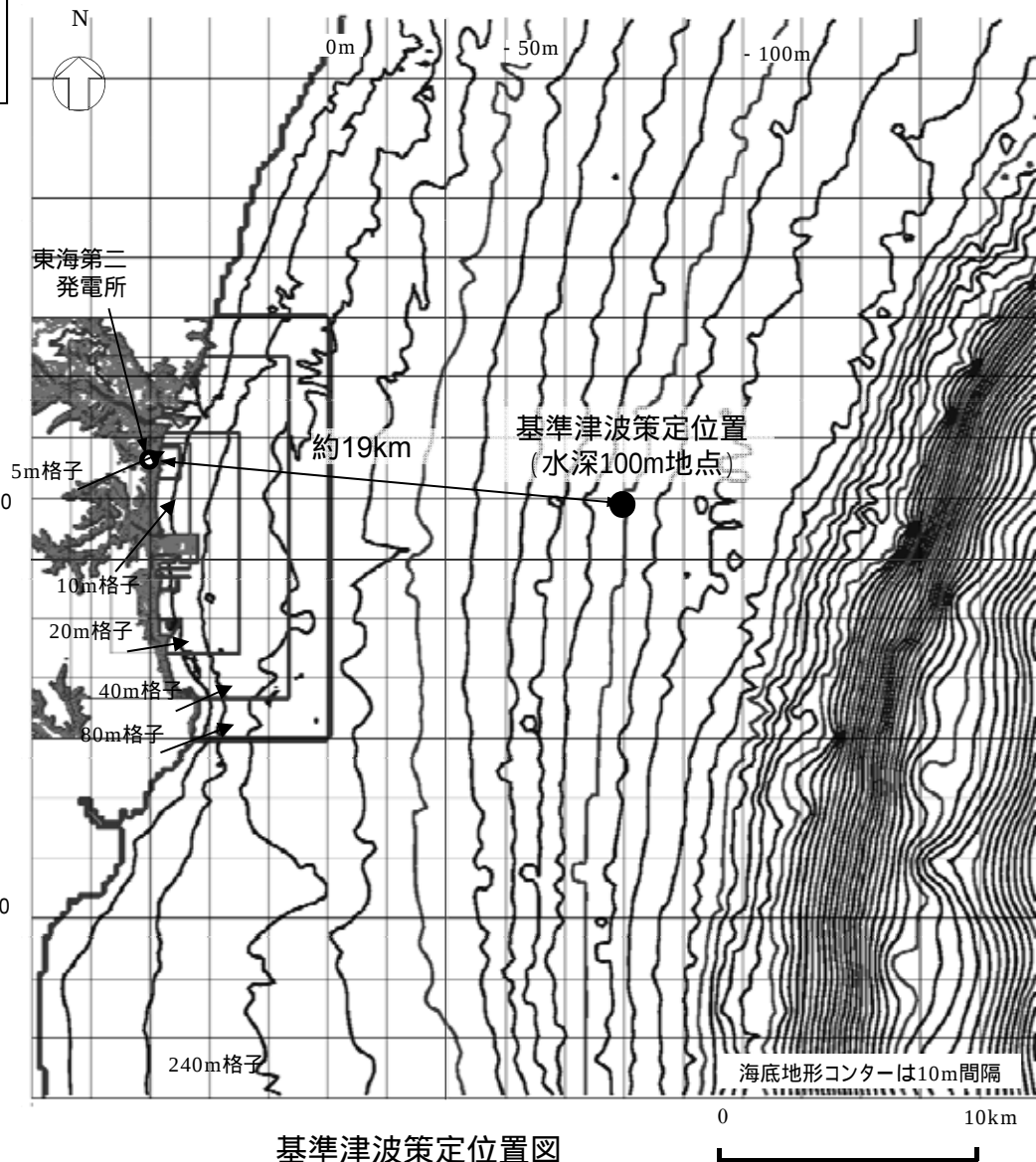
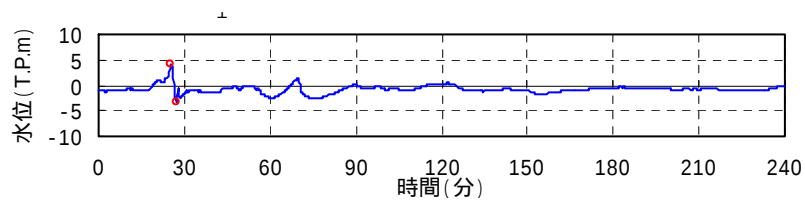
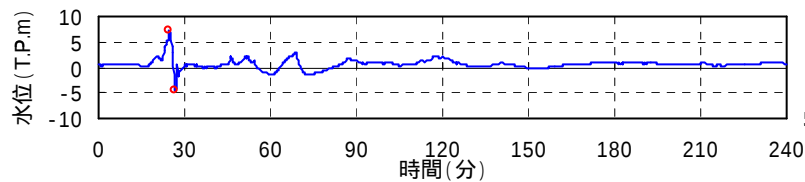
1 参考資料(78～82頁)に記載

項目	地震に起因する津波	地震以外に起因する津波
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.+17.2m	(該当なし)
最低水位 ² (取水口前面)	T.P.-5.3m	(該当なし)

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(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。



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.
- 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.
- Koketsu, K., Y. Yokota, N. Nishimura, Y. Yagi, S. Miyazaki, K. Satake, Y. Fujii, H. Miyake, S. Sakai, Y. Yamanaka, and T. Okada (2011) : A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, Earth and Planetary Science Letters, Volume 310, Issues 3-4, pp.480-487, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.009.
- 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
- 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
- Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato, and K. Tachibana (2006) : Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field, J. Geophys. Res., 111, B04402, doi:10.1029/2004JB003203.
- Loveless, J. P. and B. J. Meade (2010) : Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, J. Geophys. Res., 115, B02410, doi:10.1029/2008JB006248.
- Loveless, J. P. and B. J. Meade (2011) : Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 MW = 9.0 Tohoku-oki earthquake. GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 38, L17306, doi:10.1029/2011GL048561
- 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.
- 西村卓也 (2013) : 測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング, 地震予知連絡会会報, 第89巻, 12-15
- Ye, L., T. Lay, and H. Kanamori (2012) : The Sanriku-Oki low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Oki earthquake rupture, J. Geophys. Res., 117, B02305, doi:10.1029/2011JB008847.
- BHASKAR KUNDU, V. K. GAHALAUT and J. K. CATHERINE (2012) : Seamount Subduction and Rupture Characteristics of the March 11, 2011, Tohoku Earthquake, JOURNAL GEOLOGICAL SOCIETY OF INDIA Vol.79, March 2012, pp.245-251
- 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ベリティと地下構造, 地震予知連絡会会報, 第85巻.
- Nakatani, Y., K. Mochizuki, M. Shinohara, T. Yamada, R. Hino, Y. Ito, Y. Murai, and T. Sato (2015) : Changes in seismicity before and after the 2011 Tohoku earthquake around its southern limit revealed by dense ocean bottom seismic array data, Geophys. Res. Lett., 42, pp.1384-1389. doi: 10.1002/2015GL063140.

5. 参考文献

- 文部科学省 科学技術・学術審議会測地学分科会地震火山部会(2013):「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成24年度 年次報告(成果の概要)
- Kelin Wang , Susan L. Bilek (2014): Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief,Tectonophysics 610 (2014) 1-24
- 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.
https://www.jamstec.go.jp/donet/j/topics/201103tohoku_2/index.html
- 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.
- Hasegawa, A., K. Yoshida, Y. Asano, T. Okada, T. Iinuma, and Y. Ito (2012): Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake, Earth Planet. Sci. Lett., 355-356, pp.231-243, doi:10.1016/j.epsl.2012.08.042.
- 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治(2013): 貞観津波と東日本大震災の津波, 東日本大震災を分析する2 震災と人間・まち・記録, 明石書店, pp.179 - 188.
- 文部科学省 研究開発局・国立大学法人東北大学大学院 理学研究科・国立大学法人東京大学 地震研究所・独立行政法人産業技術総合研究所(2010): 宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書, 390pp
- 佐竹健治(2011): 日本海溝の巨大地震のスーパーサイクル, 地震予知連絡会会報, 第86巻, pp. 112-115.
- Satake(2012): Lessons learned regarding Tsunami Hazard assessment and protection against tsunami of nuclear installations., Regional Workshop on Site Evaluation and Safety Improvement focusing on the post-actions, 13 June 2012, Daejeon, Korea after Fukushima NPPs accident and Annual Meeting of the Siting Topical Group (STG)
- 佐竹健治(2013): カスケード沈み込み帯における巨大地震の発生履歴の研究史, 地震予知連絡会会報, 第89巻, pp.421-424
- 谷岡勇市郎(2013): アラスカ・アリューシャン・カムチャッカ沈み込み帯の巨大地震について, 地震予知連絡会会報, 第89巻, pp.425-428.
- 穴倉正展(2013): 1960 年チリ地震 (Mw 9.5) の履歴と余効変動, 地震予知連絡会会報, 89巻, pp.417-420.
- Shennan, I., A. Long , N. Barlow and R.A. Combellick (2007): Recurrent Holocene Paleoseismicity and Associated Land/Sea-Level Changes in South Central Alaska, Durham University., <http://www.geography.dur.ac.uk>
- Rajendran, K. (2013): On the Recurrence Of Great Subduction Zone Earthquakes, Current Science, Vol. 104, No. 7, pp.880-892.

5. 参考文献

- ・ 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 / -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.
- ・ 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
- ・ 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.
- ・ 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/tjt/>
- ・ 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(「レシビ」) 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 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
- ・ 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
- ・ 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
- ・ 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
- ・ HIROO KANAMORI (1972): MECHANISM OF TSUNAMI EARTHQUAKES, Reprinted from: 1972, Phys. Earth Planet. Interiors 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

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
- 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・栗田泰夫(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)
- 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
- 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
- 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