

# 東通原子力発電所 基準津波の策定に関する 審査資料の修正について

---

2023年8月4日  
東北電力株式会社

## 過去審査資料の確認について

- 第1113回審査会合(2023.2.10)で説明した是正処置(専門的な観点によるチェックルールの明確化, 審査資料の重要性に係る教育の実施)を経て, 基準津波の策定に関する以下の審査資料について, 資料全体を改めて確認した。
- 確認の結果, 新規制基準への適合性に対する説明内容に影響は無かったが, 第1113回審査会合(2023.2.10)で報告済みの1件(3箇所)を含む, 計3件(6箇所)の記載を修正した。本資料においては, 修正前後の内容を示す。
- また, 他に誤字・脱字等を確認した。これらについては誤字・脱字等の正誤表と修正前後の内容を示す。

審査項目	確認資料	
津波の発生要因の選定(文献調査)	第358回 審査会合 (2016.4.28)	資料2-1 東通原子力発電所 基準津波の策定について
プレート間地震に起因する津波	第1068回 審査会合 (2022.9.2)	資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) 資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料)
海洋プレート内地震に起因する津波		
海域の活断層による地殻内地震に起因する津波		
地すべり等に起因する津波		
火山現象に起因する津波		
地震に起因する津波と地震以外に起因する津波の 組合せ		
津波評価手法及び評価条件	第358回 審査会合 (2016.4.28)	資料2-3 東通原子力発電所 基準津波の策定について(補足説明資料)
	第1068回 審査会合 (2022.9.2)	資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料)

## 過去審査資料の修正内容

No.	審査項目	修正資料		ページ	修正内容
1-1	プレート間地震に 起因する津波	第1068回 審査会合 (2022.9.2)	資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価 について(コメント回答)	262	破壊伝播速度, ライズタイムの変動幅の 修正
1-2				262	
2				262	
3-1	地すべり等に 起因する津波		資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価 について(コメント回答)(補足説明資料)	244	音波探査記録の修正 ※第1113回審査会合(2023.2.10)で報告 した内容
3-2				246	
3-3				269	

第1068回審査会合(2022.9.2)  
資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.262

- 概略・詳細パラメータスタディ方法の妥当性確認における破壊伝播速度とライズタイムの変動幅について、「±0.1m」と記載すべきところを「±0.2m」と誤って記載していた(No.1-1, 1-2)。
- 基準断層モデル③の破壊伝播速度による津波水位の変動幅を示す図を貼り付ける個所に、誤って基準断層モデル②のライズタイムによる変動幅を示す図を貼り付けていた(No.2)。

No.1-1  
破壊伝播速度の  
変動幅の修正

(誤) ±0.2m  
(正) ±0.1m

No.1-2  
ライズタイムの  
変動幅の修正

(誤) ±0.2m  
(正) ±0.1m

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p.241 一部修正 262

1.5 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

1.5.4 概略・詳細パラメータスタディ方法の妥当性確認: 基準断層モデル③(水位下降側)

- ・ 基準断層モデル③によるパラメータスタディ結果(最大水位下降量)を用いて、各パラメータが津波水位に与える影響について分析した。
- ・ 大すべり域の位置の変動幅が最も大きく、概略パラメータスタディとして考慮するパラメータとして設定することの妥当性を確認した。
- ・ また、詳細パラメータスタディで考慮した動的破壊特性に係る不確かさについて、各因子とも不確かさの変動幅は小さく、津波水位に与える影響についても有意な傾向は認められないが、ライズタイムについては基本ケース(60s)が最も保守的であることから、パラメータスタディ方法(破壊開始点⇒破壊伝播速度⇒ライズタイム)は妥当であることを確認した。

概略 パラメータ スタディ	項目	変動幅*	津波水位に与える影響
	大すべり域の位置	±0.4m	南側へ移動すると津波水位は小さくなる。

↓

詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅*	津波水位に与える影響
	破壊開始点	±0.1m	有意な傾向は認められない。
	破壊伝播速度	±0.2m	破壊伝播速度が遅くなると津波水位は小さくなるが、変動幅は小さい。
	ライズタイム	±0.2m	ライズタイムが長くなると津波水位は小さくなり、基本ケース(60s)は保守的である。

※: 変動幅は、(最大値 - 最小値) / 2より算出

No.2  
破壊伝播速度の  
変動幅を示す図  
の修正

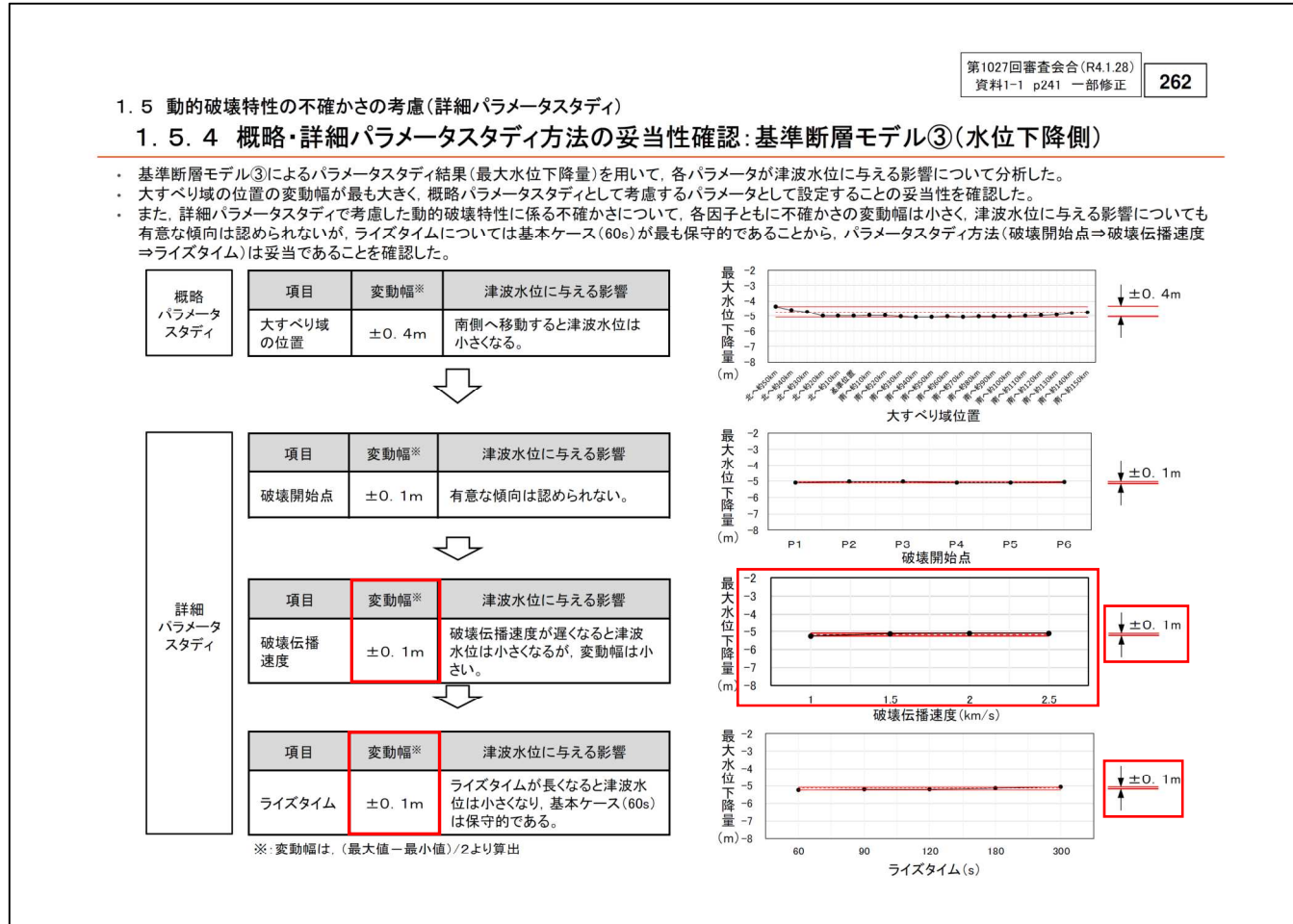
(誤)



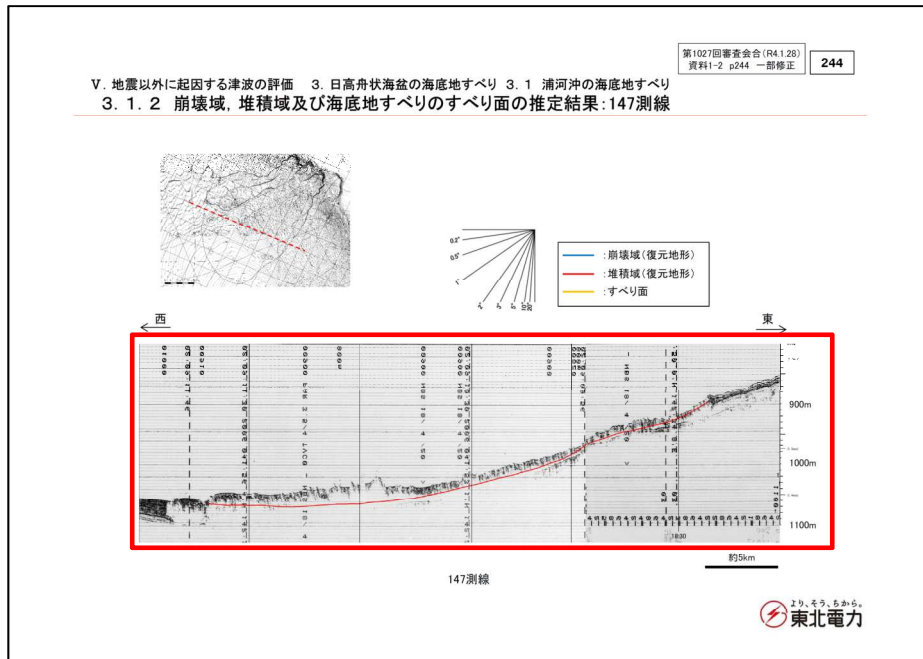
第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.262

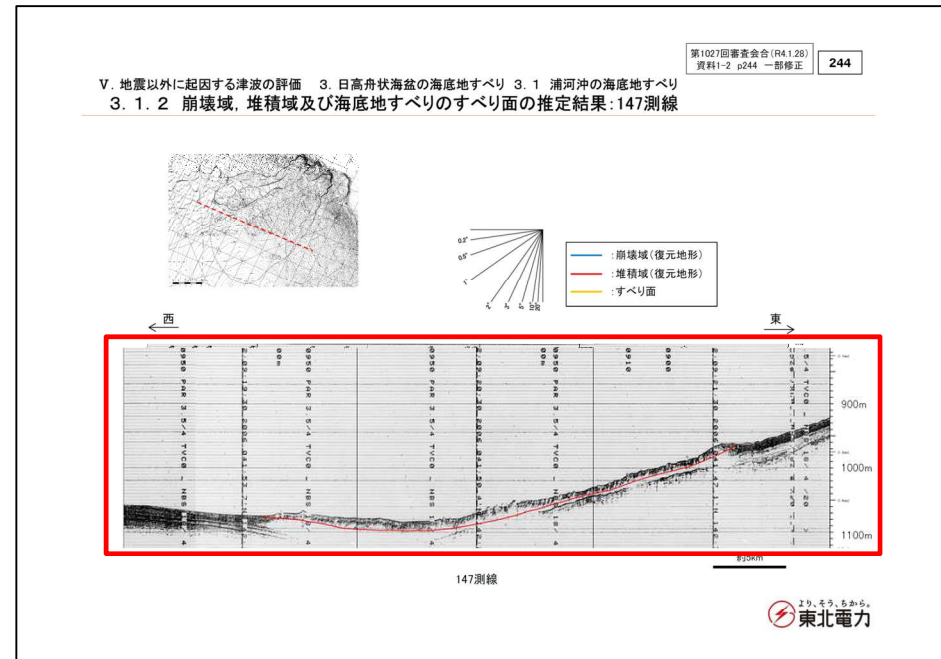
- 詳細パラメータスタディ方法(破壊開始点⇒破壊伝播速度⇒ライズタイム)の妥当性について、大すべり域の位置の変動幅(±0.4m)が最も大きいことに変更は無いとともに、各因子の変動幅は小さく、津波水位に与える影響にも変更は無い。以上より、新規基準への適合性審査に対する説明内容に影響は無い(No.1-1, 1-2)。
- パラメータスタディ方法の妥当性は、計算結果(数値)を用いて確認しており、図は計算結果を可視化した参考情報であることから、図の貼り間違いによる新規基準への適合性審査に対する説明内容に影響は無い(No.2)。



- 浦河沖の海底地すべりについて、147測線の音波探査記録を貼るべきところに146測線の記録が貼られていた。
- 音波探査記録は、審査の判断対象となる海底地すべりに起因する津波解析における、解析条件の設定に用いるものであるが、解析条件(海底地すべり前の復元地形)は、正しい情報に基づき作成していることから、津波解析への影響は無く、新規基準への適合性に対する説明内容に影響は無い。

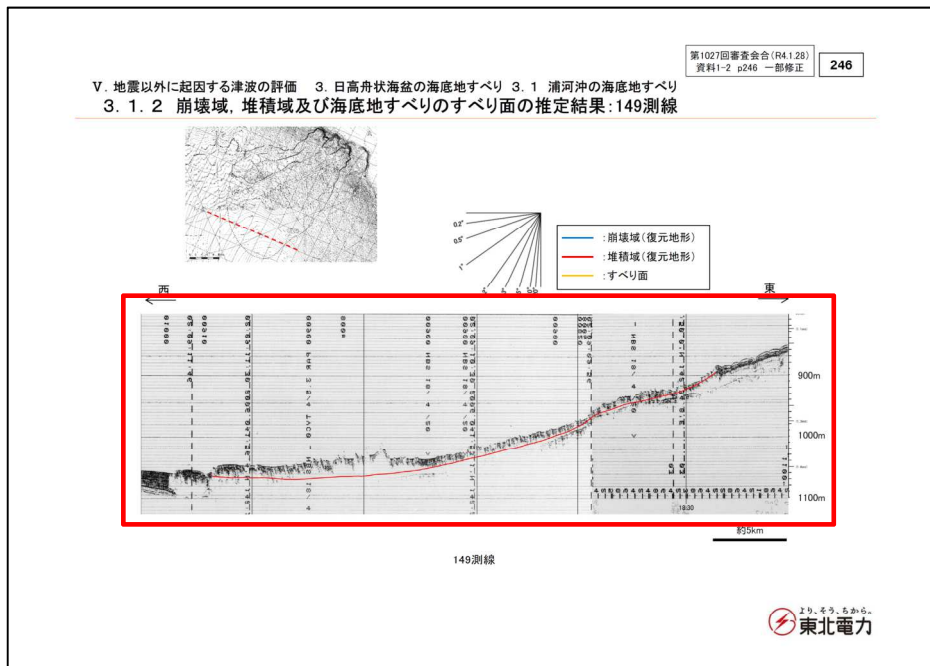


(誤)

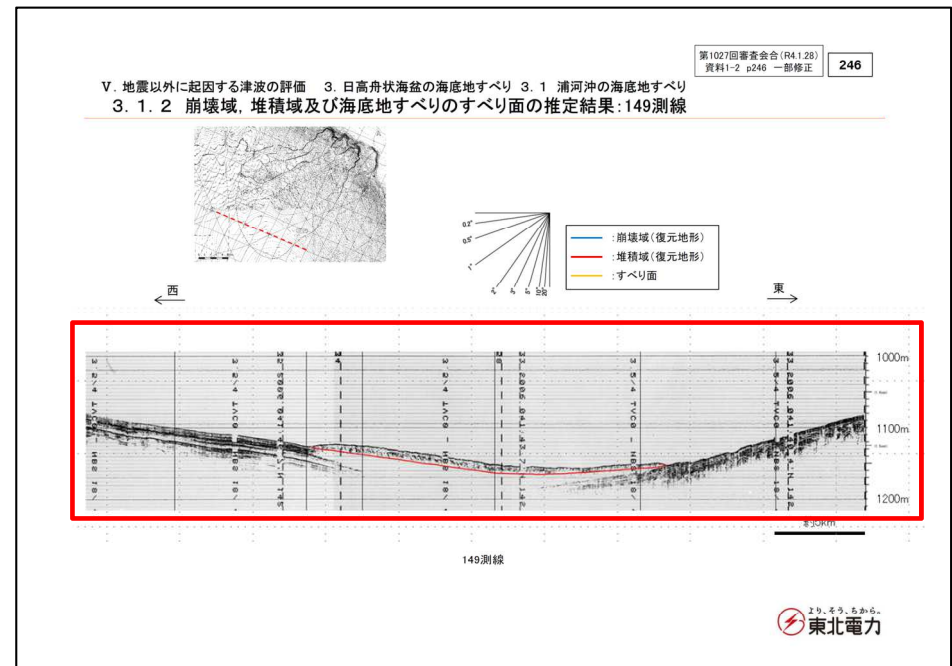


(正)

- 浦河沖の海底地すべりについて、149測線の音波探査記録を貼るべきところに146測線の記録が貼られていた。
- 音波探査記録は、審査の判断対象となる海底地すべりに起因する津波解析における、解析条件の設定に用いるものであるが、解析条件(海底地すべり前の復元地形)は、正しい情報に基づき作成していることから、津波解析への影響は無く、新規基準への適合性に対する説明内容に影響は無い。

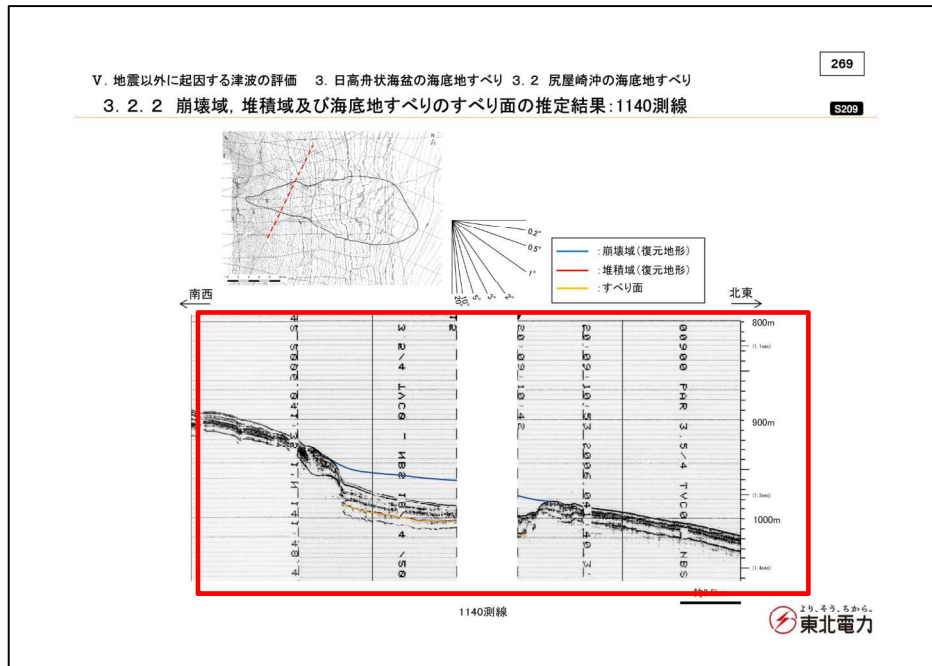


(誤)

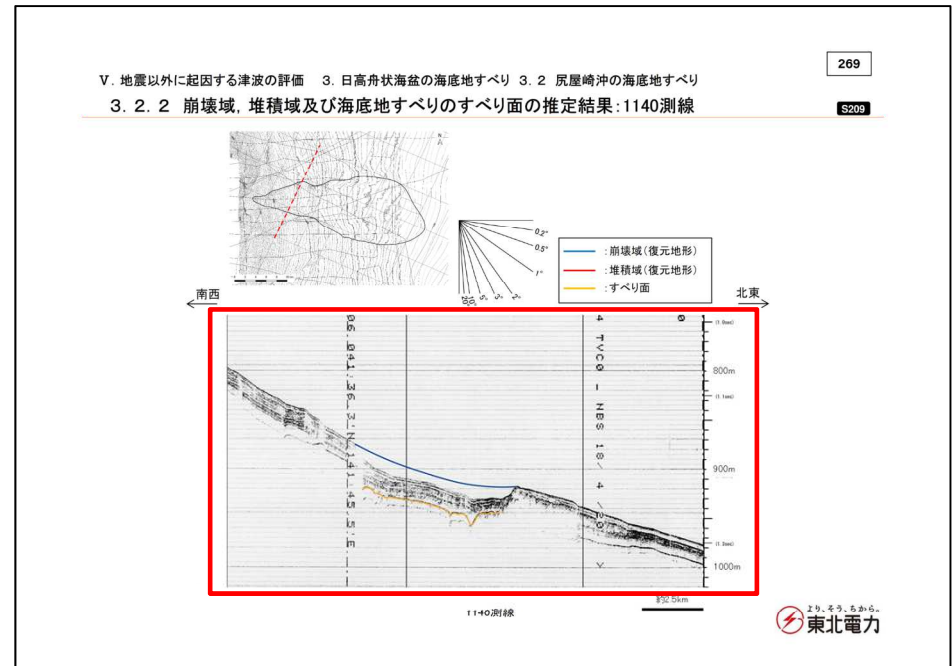


(正)

- 尻屋崎沖の海底地すべりについて、1140測線の音波探査記録を貼るべきところに1139測線の記録が貼られていた。
- 音波探査記録は、審査の判断対象となる海底地すべりに起因する津波解析の解析条件の設定に用いるものであるが、解析条件(海底地すべり前の復元地形)は、正しい情報に基づき作成していることから、津波解析への影響は無く、新規制基準への適合性に対する説明内容に影響は無い。



(誤)



(正)

## 誤字・脱字等の正誤表(1)

審査項目	修正資料	ページ	概要	誤	正				
津波の発生要因の選定(文献調査)	第358回 審査会合 (2016.4.28)	資料2-1 東通原子力発電所 基準津波の策定について	8	引用文献の発行年の誤り	文部科学省(2007)	文部科学省(2008)			
プレート間地震に起因する津波	第1068回 審査会合 (2022.9.2)	資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)	40,75,175,181,183,191	引用文献の発行年の誤り	文部科学省(2008)	文部科学省(2008a)			
			47,113	脱字	3.11地震津波	3.11地震に伴う津波			
			57	脱字	3.11地震のすべり量(m)	3.11地震のすべり量D(m)			
			59,71,79,138	引用文献の発行年の誤り	文部科学省(2007)	文部科学省(2008b)			
			122	誤字	イベント堆積物は分布は	イベント堆積物の分布は			
			122,129	誤字	AD1453-2003	AD1454-2003			
			187	誤字	造構性侵食作用	造構性侵食作用			
			187	不要な文字列	(p159再掲)	消去(該当ページ無し)			
			196	衍字	設定方針と共通	設定方針			
			230	脱字	認められない	認められない			
			235	注釈番号の誤り	※2	※3			
			241	脱字	大きいこと踏まえ	大きいことを踏まえ			
			244	引用文献の発行年の誤り	Lorito et al.(2010)	Lorito et al.(2011)			
			282	脱字	6. 3	1. 6. 3			
			287	ナンバリングの誤り	⑧概略パラメータスタディ	⑨概略パラメータスタディ			
			287	ナンバリングの誤り	⑨詳細パラメータスタディ	⑩詳細パラメータスタディ			
			300	誤字	中防防災会議	中央防災会議			
			304	誤字	補器冷却海水系取水口前面	補機冷却海水系取水口前面			
			309,310	脱字	認められない	認められない			
			海洋プレート内地震に起因する津波			317	ナンバリングの誤り	⑨傾斜角・断層上縁深さの不確かさ考慮	⑫傾斜角・断層上縁深さの不確かさ考慮
						332	衍字	不確かさを考慮を考慮	不確かさを考慮
						340,341	脱字	認められない	認められない
			海域の活断層による地殻内地震に起因する津波			356	脱字	敷地南東沖の小川原海底谷に沿う断層	敷地南東沖の小川原海底谷に沿う断層群
地すべり等に起因する津波			380	誤字	十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震	十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震			
			388	誤字	1.4.3	1.3.3			
			397	脱字	地形判読調査結果※	地形判読調査結果※ <sup>2</sup>			

## 誤字・脱字等の正誤表(2)

審査項目	修正資料	ページ (文献番号)	概要	誤	正
参考文献	第1068回 審査会合 (2022.9.2) 資料1-1 東通原子力発電 所 津波の評価について(コ メント回答)	464(27)	発行年の誤り	文部科学省(2008)	文部科学省(2008a)
		465(40)	ページ数の誤り	687-69	687-690
		467(66)	発行年の誤り	文部科学省(2007)	文部科学省(2008b)
		471(139)	ページ数の誤り	493521	493-521
		471(148)	発行年の誤り	S.Lorito, F.Romano, S.Atzori, X.Tong, A.Avallone, J.McCloskey, M.Cocco, E.Boschi and A.Piatanesi(2010)	S.Lorito, F.Romano, S.Atzori, X.Tong, A.Avallone, J.McCloskey, M.Cocco, E.Boschi and A.Piatanesi(2011)
		471(148)	DOIの誤り	NGEO107	NGEO1073
		472(161)	著者名の不足	Jean M. Johnson and Kenji Satake	Jean M. Johnson, Kenji Satake Sanford R. Holdahl and Jeanne Sauber
		472(169)	カンマの不足, 衍字, ページ数の不足	Tsunami Earthquake Encyclopedia of Complexity and Systems Science 200	Tsunami Earthquake, Encyclopedia of Complexity and Systems Science, 9577-9592
		475(236)	ページ数の誤り	pp.71-79	pp.71-80
プレート間地震 に起因する津波	資料1-2 東通原子力発電 所 津波の評価について(コ メント回答)(補足説明資料)	4	誤字	1975年~2011年	1973年~2011年
		17,18	衍字	調査測線と津波の高さ	調査測線
		108	脱字	巨大地震発生した	巨大地震が発生した
		136	衍字	基準断層モデル②及が	基準断層モデル②が
		141	誤字	大すべり域に近傍に	大すべり域の近傍に
		155	脱字	内閣府(2020)	内閣府(2020a)
		163	誤字	第12章 第2節	第13章 第2節
		184	誤字	前項(13.2~13.4)	前項(14.2~14.4)
		184	誤字	本項(13.5)	本項(14.5)
プレート間地震 に起因する津波		193	脱字	これら地震を	これらの地震を
津波評価手法 及び評価条件		299,302	マニングの粗度係数の 単位表記の誤り	$n=0.03m^{-1/3}/s$	$n=0.03m^{-1/3}s$
		299	引用文献の発行年の誤り	土木学会(2002)	土木学会(2016)
参考文献		313	脱字	起因津波	起因する津波
		328(59)	脱字	Narumi Takahash	Narumi Takahashi
		328(61)	ページ数の誤り	1426	1426-1429
		328(66)	出典名の誤り	地震2	地震 第2輯
		329(74)	出典名の誤り	Science 23	Science
		329(79)	ページ数の誤り	493521	493-521

※: 本正誤表の修正前後の内容については次頁以降に示す。



第358回審査会合(2016.4.28)

資料2-1 東通原子力発電所 基準津波の策定について p.8

引用文献の発行年の誤りの修正

文部科学省(2007)

(誤)

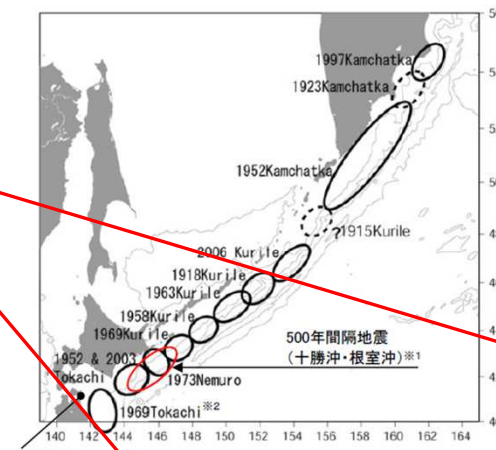
文部科学省(2008)

(正)

I. 地震に起因する津波の評価 1. 検討波源の選定

1.1 近地津波に関する文献調査: 千島海溝沿い①

- 千島海溝沿いで発生したM8クラス以上の既往津波による東通原子力発電所周辺の津波高さは全て4m以下である。



※1: 文部科学省(2012)で示されている17世紀巨大地震の断層モデルを基に記載。  
 ※2: 1968年Tokachi(=1968年十勝沖地震)の誤記と考えられる。

千島海溝沿いで発生した既往津波の津波高さ

既往地震			津波高さ	備考
発生場所	発生年	地震規模		
青森県東方沖	1968年	M7.9	泊(六ヶ所村): 2.5m	宇佐美ほか(2013)
十勝沖	1952年	M8.2	八戸: 2m	2003年の地震より規模が大きく、津波も大きい(宇佐美ほか(2013))。
根室沖	1973年	M7.4	花咲(根室市): 2.8m	宇佐美ほか(2013)
十勝沖・根室沖	17世紀	Mw8.6~8.8	東通村: 4m以下	地震規模: 中央防災会議(2005), 文部科学省(2012) 津波高さ: 中央防災会議(2005)
北海道東方沖	1969年	M7.8	八戸: 109cm	宇佐美ほか(2013)
択捉島沖	1998年	M8.1	花咲(根室市): 81cm	宇佐美ほか(2013)
択捉島沖	1963年	M8.1	八戸: 130cm	宇佐美ほか(2013)
ウルップ島沖	1918年	M8.2	函館: 50cm	渡辺(1998)
シムシル島沖	2006年	M8.1	八戸: 17cm	地震規模: 文部科学省(2007) 津波高さ: 気象庁(2007)
カムチャッカ半島南東沖	1952年	Mw9.0	函館: 0.5~1.5m	地震規模: 宇佐美ほか(2013) 津波高さ: 渡辺(1998)

引用文献の発行年の誤りの修正

文部科学省(2008)

(誤)

文部科学省(2008a)

(正)

1. 1 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

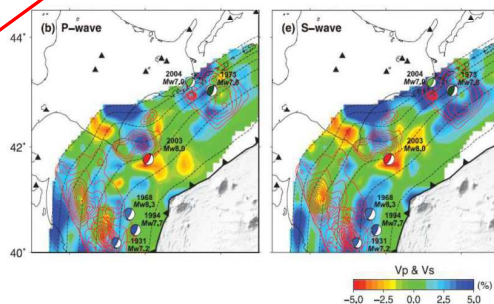
1. 1. 2 波源域及びすべり量に関する検討

1. 1. 2. 1 構造的特徴に関する検討: 日本海溝・千島海溝島弧会合部

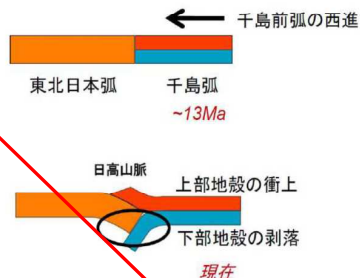
- Liu et al.(2013) 文部科学省(2008)は、地震波トモグラフィによる日本海溝と千島海溝の島弧会合部付近の3次元地殻不均質構造と既往地震発生領域の関係から、日高衝突帯における下部地殻の剥落に相当する低速度領域が、破壊のバリアになる可能性を示唆している。

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p26 再掲

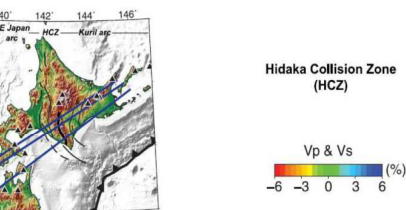
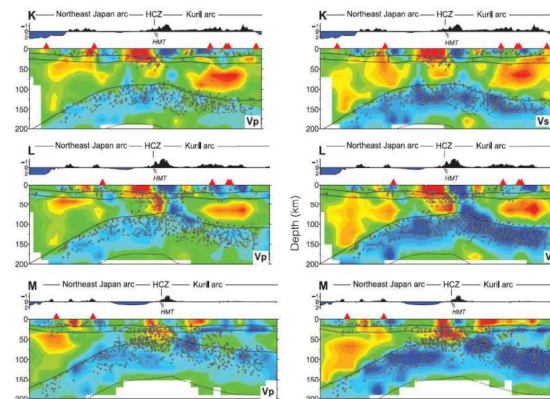
40



地震波トモグラフィと既往地震発生領域との関係 (Liu et al.(2013))



千島前弧の西進と東北日本弧との衝突による日高山脈形成過程の模式図(文部科学省(2008))



日高衝突帯における地震波トモグラフィ(鉛直分布) (Liu et al.(2013))

国内外で発生している巨大地震の破壊領域に関する知見から、日本海溝・千島海溝の島弧会合部は、巨大地震の破壊のバリアとなる地下構造の不連続性を示す構造的特徴と考えられる。



第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.75

引用文献の発行年の誤りの修正

文部科学省(2008)

(誤)

文部科学省(2008a)

(正)

1. 1 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

1. 1. 2 波源域及びすべり量に関する検討

1. 1. 2. 4 まとめ

・各検討結果(整理表)を以下に示す。

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p61 再掲

75

— 構造境界(破壊のバリア)  
— (参考)低地震活動域

		構造的特徴に関する検討		固着域、すべり量に関する検討		破壊伝播に関する検討	
地震本部の領域区分	テクトニクスの背景	構造的特徴		固着度*	すべり量	破壊伝播範囲	内容
千島海溝	陸側のプレートの下に、太平洋プレートが沈み込む。	①	①千島前弧スリバーの北東端 ・千島前弧スリバーの形成により、背弧側とは別の剛体運動をしている(Demets(1992)他)。 ・1963年の地震と2006年の地震の境界に一致(文部科学省(2012))。	—	—		
		②	②納沙布断裂帯 ・納沙布断裂帯の両側に堆積厚さが異なり、地下構造の不連続性を有する。これが地震活動ブロック構造(Barrier)を支配する要因の1つと考えられる(Kasahara et al.(1997))。	中	—		
	千島前弧スリバーが形成されている。	③	③日本海溝・千島海溝島弧会合部 ・日高衝突帯の下部地殻の剥落に相当する低速度領域が破壊のバリアになる可能性がある(Liu et al.(2013)、文部科学省(2008))。	大	地震学的・地質学的・測地学的見地から、17世紀の地震のすべり量は最大規模と評価。	超巨大地震(17世紀型)の波源域	・蓄積する歪みの量には限度があり、既往地震よりもさらに応力を高めることはできない。 ・スマトラ島沖で発生している巨大地震の破壊様式との類似性はない。
		⑤	⑤(参考)低地震活動域 ・非地震性のすべりにより歪みが解放される低地震活動域が存在する(Ye et al.(2012))。	中	地震学的・測地学的見地、並びに3.11地震時の宮城県沖のすべり様式との比較から、1969年十勝沖地震のすべり量は最大規模と評価。	青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震の波源域	蓄積する歪みの量には限度があり、既往地震よりもさらに応力を高めることはできない。
日本海溝	日本海溝・千島海溝島弧会合部(下部地殻の剥落)	④	④フィリピン海プレート北東端 ・テクトニクスの背景(地下構造の不連続性)が破壊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(Shinohara et al.(2011))。	小	—	超巨大地震(東北地方太平洋沖型)の波源域	プレート境界深部の低地震活動域が、隣接する領域からの破壊伝播を防ぐ。
	陸側のプレートの下に、太平洋プレートが沈み込む。	④	④(参考)低地震活動域 ・非地震性のすべりにより歪みが解放される低地震活動域が存在する(Ye et al.(2012))。	大	地震学的・地質学的・測地学的見地から、3.11地震のすべり量は最大規模と評価。		蓄積する歪みの量には限度があり、3.11地震よりもさらに応力を高めることはできない。
		④	④(参考)低地震活動域 ・非地震性のすべりにより歪みが解放される低地震活動域が存在する(Ye et al.(2012))。	小	—		
	陸側のプレートの下に、フィリピン海プレートが沈み込み、さらに下方に、太平洋プレートが沈み込む。	④	④(参考)低地震活動域 ・非地震性のすべりにより歪みが解放される低地震活動域が存在する(Ye et al.(2012))。	小	—		
		④	④(参考)低地震活動域 ・非地震性のすべりにより歪みが解放される低地震活動域が存在する(Ye et al.(2012))。	小	—		

※: M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着の強さに対する度合い(大小)。

引用文献の発行年の誤りの修正

文部科学省(2008)

(誤)

文部科学省(2008a)

(正)

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p162 再掲

175

1. 3 特性化モデルの設定 1. 3. 3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

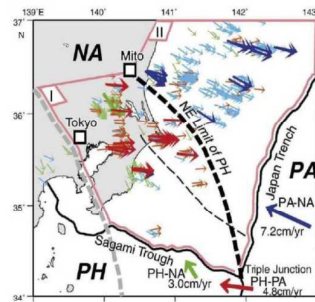
1. 3. 3. 4 大きなすべりが生じる構造的特徴

■ 3.11地震で破壊が停止した要因:房総沖におけるテクトニクスの背景とすべりの関係

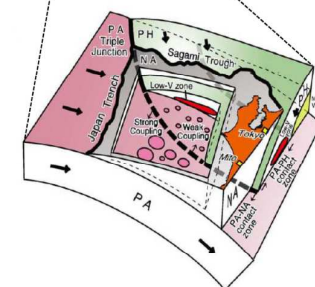
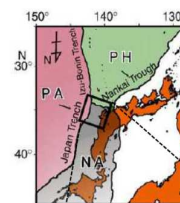
- ・ 房総沖の相模トラフ周辺では、陸側のプレートの下にフィリピン海プレートが、さらに下方には太平洋プレートが沈み込み、茨城県から千葉県沿岸の南東方向に向かってフィリピン海プレートの北東端が太平洋プレートに接している(Uchida et al.(2009)他)。
- ・ Uchida et al.(2009)は、地震学的見地から太平洋プレートの上盤側をなすプレートの違いによってカップリング率が大きく異なりとし、**文部科学省(2008)**は、プレート境界面上盤側の構造不均質がプレート間固着状態に強く影響を及ぼすとしている。
- ・ Shinohara et al.(2011)は、3.11地震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3.11地震の破壊域が一致するとしている。

NA: 陸側のプレート  
PA: 太平洋プレート  
PH: フィリピン海プレート

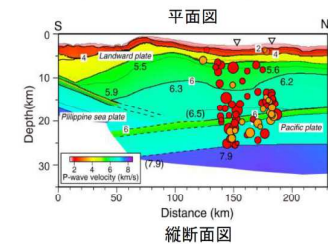
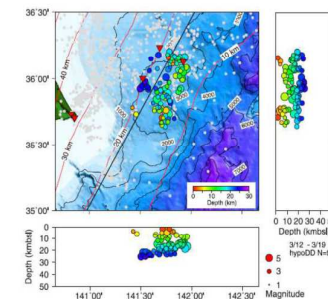
- PA-NAの相対運動方向とそれに対するスリップベクトル
- PA-PHの相対運動方向とそれに対するスリップベクトル
- PH-NAの相対運動方向とそれに対するスリップベクトル
- 微小繰り返し地震のスリップベクトル
- 低角逆断層地震のスリップベクトル



プレート上面における微小繰り返し地震・低角逆断層のすべり角とプレートの運動方向 (Uchida et al.(2009))



太平洋プレートの上盤のプレート構成及びカップリングの模式図 (Uchida et al.(2009))



3.11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))



1.3 特性化モデルの設定 1.3.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)  
1.3.3.5 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性

■島弧会合部のテクトニクス背景とM7~8クラスの地震発生領域の関係

- ・ **文部科学省(2008)**は、三陸沖北部から釧路・根室沖に至る海域で実施した海底地震観測データによる地震波速度構造から、千島弧と東北日本弧の衝突の結果剥落した下部地殻物質に対応すると考えられる顕著な低速度帯が認められ、この低速度帯と沈み込む太平洋スラブと接触する範囲を避けるようにプレート間地震の震源域が広がるとともに、1968年十勝沖地震の北西側のアスベリティや2003年および2004年にM7級のプレート境界地震を起こした領域は、明らかに高速度の前弧マンツルの直下に位置するとしている。
- ・ また、千島弧前弧から剥落した下部地殻物質とプレート境界の接触域において、ほとんど相似地震が発生していないことも含めると、接触域とその周囲は摩擦特性が異なり、接触域において地震性すべりはほとんど起こらないのかもしれないとしている。

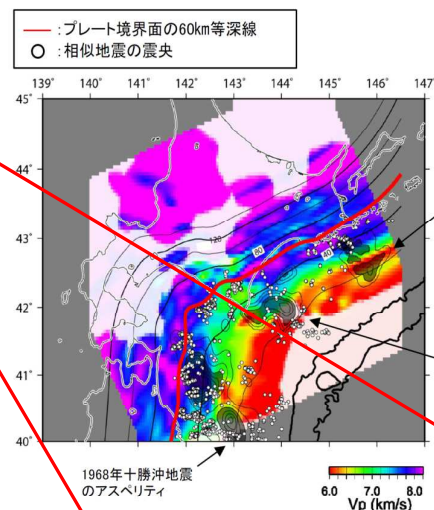
引用文献の発行年の誤りの修正

文部科学省(2008)

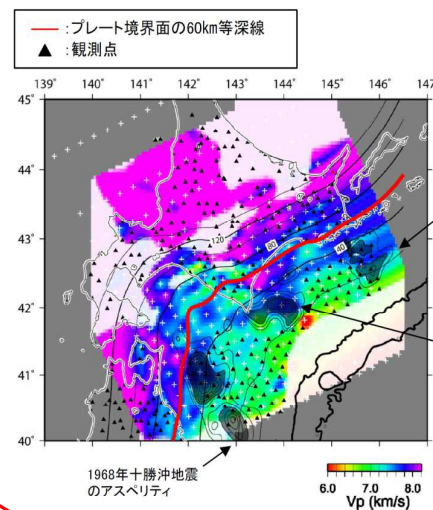
(誤)

文部科学省(2008a)

(正)



プレート境界面直上5kmにおけるVpの分布とプレート境界地震の破壊域、相似地震の震央の分布との比較  
(文部科学省(2008)一部加筆)



プレート境界面直下5kmにおけるVpの分布とプレート境界地震の破壊域、相似地震の震央の分布との比較  
(文部科学省(2008)一部加筆)



引用文献の発行年の誤りの修正

文部科学省(2008)

(誤)

文部科学省(2008a)

(正)

1. 3 特性化モデルの設定 1. 3. 3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

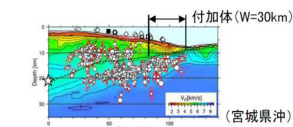
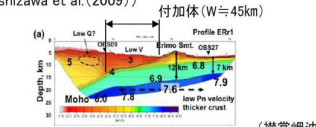
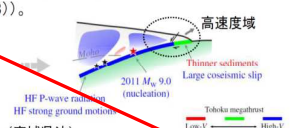
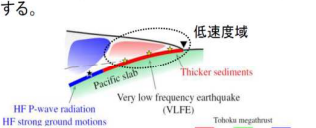
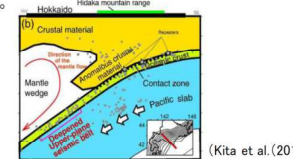
1. 3. 3. 5 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性

191

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p178 再掲

■まとめ

- 日本海溝・千島海溝島弧会合部は、そのテクトニクスの背景及び地震学的見地から、大すべりが発生するプレート境界の構造的特徴を有していないことから、3.11地震時に見られた大すべりが発生する可能性は極めて低いと考えられる。

	大すべり領域の構造的特徴	日本海溝・千島海溝島弧会合部	
		テクトニクスの背景	地震学的見地
浅部領域	<ul style="list-style-type: none"> <li>付加体の幅が狭いほど浅部のすべり量が增大する傾向があり(Kozdon and Dunham(2013))。宮城県沖の付加体(<math>V_0=3\sim 4\text{km/s}</math>以下)の幅は、他領域と比較して狭い(<math>W=30\text{km}</math>) (Tsuru et al.(2002))。</li> </ul>  <p>(宮城県沖)</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>襟裳岬沖には沈み込む海山が存在(木戸ほか(2002)他)。海山の沈み込みにより陸側斜面は不均質構造を呈する(Dominguez et al.(1998))。</li> <li>沈み込む海山の影響により、付加体の幅が広い(<math>W=45\text{km}</math>) (Nishizawa et al.(2009))</li> </ul>  <p>(襟裳岬沖)</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>沈み込んだ地殻と太平洋スラブが接する範囲は、房総沖と同様に上面地震の発生帯が局所的に深い(長谷川ほか(2012))。</li> <li>千島弧と東北日本弧の衝突により剥落した下部地殻物質に対応する低速度帯は、周囲と摩擦特性が異なり、地震性すべりはほとんど起こらない可能性がある(文部科学省(2008))。</li> <li>沈み込む海山の影響により、海溝軸陸側斜面で低周波地震が発生(Obara et al.(2004))。</li> <li>沈み込む海山はプレート境界深部から浅部への破壊伝播を防ぐ領域であることが示唆される(Okamura et al.(2008))</li> <li>深さ約20km以浅にスロー地震活動域が存在し、その活動域は、既往地震のアスペリティ分布、余震分布及び津波発生領域と一致しないと共に(Nishikawa et al.(2019), Tanaka et al.(2019), Okamura et al.(2008))。大きなすべり欠損も確認されないことから(Nishimura et al.(2004), Hashimoto et al.(2009))、茨城県沖と同様に、破壊を停止させる領域と考えられる。</li> </ul>
プレート境界	<ul style="list-style-type: none"> <li>比較的高速度域の島弧地殻が分布する(Liu and Zhao(2018))。</li> </ul>  <p>(宮城県沖)</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>沈み込む海山の影響により、比較的低速度域の島弧地殻が分布する。</li> </ul>  <p>(襟裳岬沖)</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>千島前弧スラブの衝突により沈み込んだ地殻の先端部は、直下の太平洋スラブと直接接し(Kita et al.(2010))。周囲と比較し、顕著な低速度帯が認められる(文部科学省(2008))。</li> <li>海溝軸陸側の上盤プレートは、沈み込む海山の影響により、不均質構造を呈する(Obara et al.(2004), Nishizawa et al.(2009))。</li> </ul>  <p>(Kita et al.(2010))</p>

1. 1 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

1. 1. 2 波源域及びすべり量に関する検討

1. 1. 2. 2 固着域、すべり量に関する検討:国内外で発生したM9クラスの巨大地震のすべり量に関する分析

■日本海溝沿い:3.11地震(宮城県沖)②

(2)過去の巨大地震の規模の比較

- 菅原ほか(2011,2013)は、「超巨大地震(東北地方太平洋沖型)」のうち869年の津波と3.11地震津波の仙台平野における浸水域の比較を行い、両者がほとんど重なることを示した。
- 石巻平野においても、869年の津波と3.11地震に伴う津波による津波堆積物の到達限界は、ほぼ同規模であり(澤井ほか(2007, 2008), 行谷ほか(2010), 宍倉ほか(2007, 2012)), 869年の津波堆積物は、3.11地震に伴う津波と同様、広範囲で確認されている(文部科学省 研究開発局ほか(2010))。
- 以上より、869年の地震発生後も3.11地震と同様に、宮城県沖の固着域に蓄積されていた歪みの大きな解放があったものと推定され、超巨大地震(東北地方太平洋沖型)がその都度歪みを解放し、すべり量に上限をもった地震と捉えることと整合する。

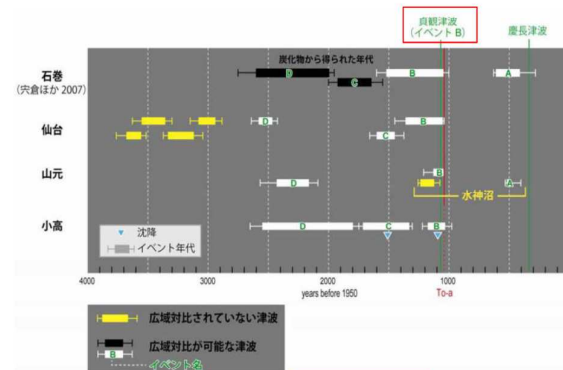
脱字の修正

3.11地震津波

(誤)

3.11地震に伴う津波

(正)



(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 研究開発局ほか(2010)に一部加筆)



仙台平野における869年の津波と3.11地震に伴う津波の浸水域の比較  
(菅原ほか(2013))

1. 1 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

1. 1. 3 地震発生履歴に関する検討

1. 1. 3. 2 津波堆積物調査:追加調査結果

- 東通村猿ヶ森周辺を対象に津波堆積物調査を実施した結果、津波起因の可能性が高い、もしくは津波起因の可能性のあるイベント堆積物が認められたものの、各イベント堆積物の堆積年代、並びに堆積環境(珪藻化石)は異なることを確認した。
- 3.11地震津波による津波堆積物は広域に亘って確認されていることを踏まえると※1、今回認められたイベント堆積物の成因は、M9クラスの巨大地震に伴う津波ではなく、M8クラスの地震に伴う津波、地震以外に起因する津波、もしくは洪水等津波以外の可能性がある。

※1:3.11地震に伴う津波による津波堆積物の分布範囲等に関する知見を整理した。整理結果の詳細は、補足説明資料「I.「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の運動型地震」に起因する津波の評価 2. 3.11地震に伴う津波による津波堆積物」に記載。

脱字の修正

3.11地震津波

(誤)

3.11地震に伴う津波

(正)

調査地点	イベント堆積物			イベント堆積物の分析結果			イベント堆積物の評価
	イベント堆積物の基底標高※2 (T.P.)	海岸線からの距離	堆積年代(年)	堆積学的特徴	海水生種または海水～汽水生種の珪藻化石	粒度・鉱物組成	
タテ沼付近	露頭 No.26e	約7.6m※3	約1.3km	A.D.1650年頃より後 斜交葉理発達、下面境界が明瞭	×	淡水生種のみ 砂丘堆積物に類似	▲
	露頭 No.27a	約11.8m	約1.1km	A.D.50年頃 斜交葉理(一部平行葉理)が存在、下面境界が明瞭	/	砂丘堆積物に類似	▲
猿ヶ森川	露頭 No.30d	約11.0m※3	約1.4km	A.D.1300年頃 斜交葉理、平行葉理が存在、下面境界がやや明瞭	○	海水～汽水生種 砂丘堆積物に類似	●
材木沢	露頭 No.32a	約7.6m	約1.2km	A.D.1500年頃 斜交葉理、平行葉理が存在、下面境界が明瞭	×	淡水生種のみ 砂丘堆積物に類似	▲
大川	露頭 No.35b	約6.8m	約1.2km	A.D.1450年頃より後 斜交葉理が存在、偽礫を含む、下面境界が明瞭	△	汽水生種 砂丘堆積物に類似	▲

(イベント堆積物の分析結果の凡例)

- :津波起因の可能性が高い △:津波起因の可能性のある
- ×
- △:津波起因の可能性が低い /:化石産出せず

(イベント堆積物の評価の凡例)

- :津波起因の可能性が高い ▲:津波起因の可能性のある
- ×
- △:津波起因の可能性が低い —:評価に適する堆積物が分布しない等評価できない

※2:イベント堆積物の分布範囲は必ずしも浸水範囲とは一致しない。

※3:イベント堆積物の基底標高を確認することは出来なかったことから、確認できた下限標高を記載。



1. 1 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

1. 1. 2 波源域及びすべり量に関する検討

1. 1. 2. 2 固着域, すべり量に関する検討: 青森県東方沖及び岩手県沖北部

■すべり量に関する検討結果の検証: ②プレート境界深部の固着の程度

- 地震学的見地から、青森県東方沖及び岩手県沖北部の固着の程度は宮城県沖と比較して小さく、3.11地震と同規模のすべりを発生させる固着域ではないと考えられるが、定量的に確認するため、スーパーサイクルの概念から算定される歪みの蓄積年数と国内外で発生している巨大地震の平均発生間隔を比較した。
- 青森県東方沖及び岩手県沖北部の各アスペリティ(左下図:A, B)について、プレートの沈み込み速度、すべり量及び平均発生間隔から算定されるすべり欠損を用いて、3.11地震のすべり量30~50mを生じるために必要な歪みの蓄積年数を算定すると、アスペリティAについてはすべり欠損がほぼ無く、アスペリティBについては約2100~3500年と非常に長いことから、約97.0年間隔で繰り返し発生する青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震でほぼ歪みを解放する領域と考えられる。
- 以上から、3.11地震と同規模のすべりを生じる可能性は低いと考えられる。

【3.11地震と同規模のすべりを生じるための歪みの蓄積年数の算定】

アスペリティ	すべり残り※1 S(cm/年)	3.11地震の すべり量(m)	すべりに必要な 歪みの蓄積年数 D/S(年)
A	0	30~50m	—
B	1.4		2140~3570

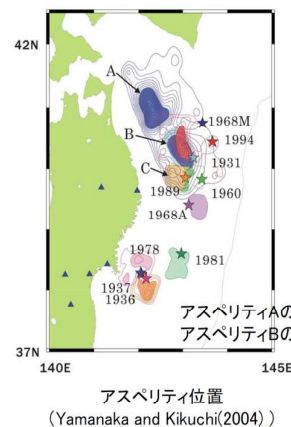
【国内外で発生している巨大地震の平均発生間隔】

	既往地震	平均発生間隔
日本海溝	3.11地震	約600年
チリ	1960年	約300年
カムチャッカ	1952年	約100~400年
スマトラ	2004年	約400~500年
カスケード	1700年	約500年
アラスカ・アリューシャン	1964年	約600~1000年

脱字の修正

3.11地震の  
すべり量(m)  
(誤)

3.11地震の  
すべり量D(m)  
(正)

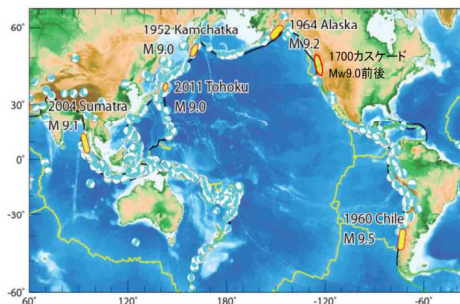


※1: すべり残りの算定

すべり残り(S)=プレートの沈み込み速度  
-(すべり量/平均発生間隔)

- ✓ プレートの沈み込み速度: 8.1 (cm/年) (McCaffrey(2008))
- ✓ すべり量(永井ほか(2001)):  
アスペリティA: 930cm  
アスペリティB: 650cm
- ✓ 平均発生間隔: 97(年) (地震調査研究推進本部(2019))

※2: アスペリティBは、1968年十勝沖地震以外の地震でもすべりを生じることから、アスペリティAと比較して、すべり量が小さい。



(佐竹(2013)に一部加筆)



## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.59

## 引用文献の発行年の誤りの修正

文部科学省(2007)

(誤)

文部科学省(2008b)

(正)

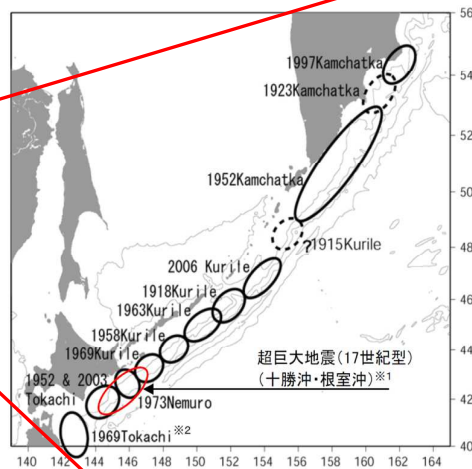
## 1. 1 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

## 1. 1. 2 波源域及びすべり量に関する検討

## 1. 1. 2. 2 固着域, すべり量に関する検討:千島海溝沿い

## ■ 既往地震の震源域(1)

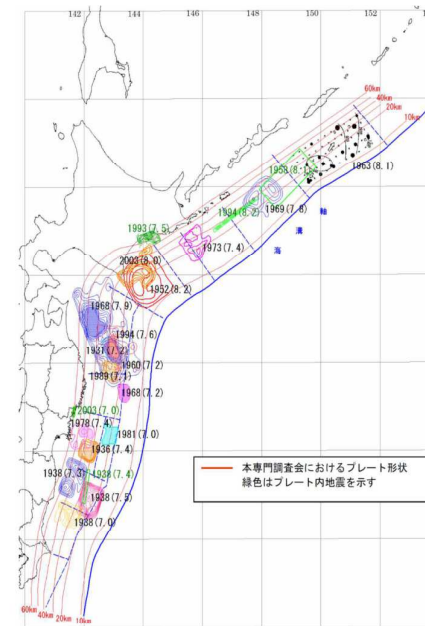
- 千島海溝沿いでは、ほぼ空白域無くM8クラス以上の地震が発生している(文部科学省(2007))。
- 日本海溝・千島海溝沿い(十勝沖～択捉島沖)のアスペリティ分布を右下図に示す(内閣府中央防災会議(2006))。



千島海溝沿いで発生した既往地震の震源域  
文部科学省(2007)に一部加筆

※1: 地震調査研究推進本部(2017a)で示されている17世紀の地震の震源域を基に記載。

※2: 1968Tokachi(=1968年十勝沖地震)の誤記と考えられる。



日本海溝・千島海溝沿い(十勝沖～択捉島沖)のアスペリティ分布  
(内閣府中央防災会議(2006))

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p45 再掲

59

## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.71

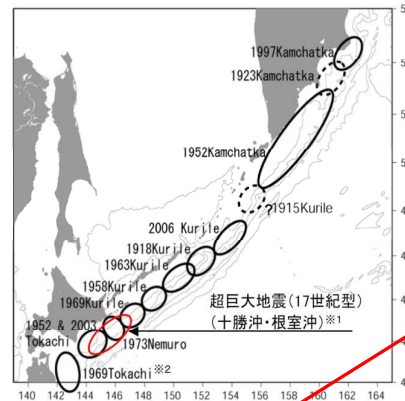
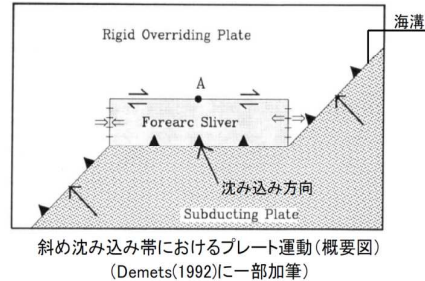
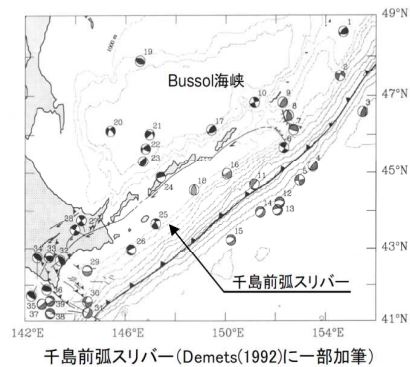
## 1. 1 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

## 1. 1. 2 波源域及びすべり量に関する検討

## 1. 1. 2. 3 破壊伝播に関する検討:2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討

## ■千島海溝沿いのテクトニクスの背景からの検討

- 日本海溝・千島海溝の島弧会合部は、巨大地震の破壊のバリアとなる地下構造の不連続性を示す構造的特徴を有する。
- また、十勝沖・根室沖の固着域(超巨大地震(17世紀型)の発生領域)は、千島前弧スリパーの運動方向の末端に位置し、前弧スリパーの運動方向への破壊伝播の可能性は低いと考えられる。



千島海溝沿いで発生した既往地震の震源域  
(文部科学省(2007)に一部加筆)

※1:地震調査研究推進本部(2017a)で示されている17世紀の地震の震源域を基に記載。

※2:1968Tokachi(=1968年十勝沖地震)の誤記と考えられる。

2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊様式と日本海溝・千島海溝のテクトニクスの背景の比較から、十勝沖・根室沖の固着域を起点(震源)とする破壊が、構造境界(破壊のバリア)を跨ぐ可能性は低いと考えられる。

第1027回審査会合(R4.1.28)

資料1-1 p57 再掲

71

引用文献の発行年の誤りの修正

文部科学省(2007)

(誤)

文部科学省(2008b)

(正)

第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.79

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p65 再掲

79

1. 1 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価  
1. 1. 3 地震発生履歴に関する検討  
1. 1. 3. 1 文献調査: 近地津波(千島海溝沿い)

- 千島海溝沿いで発生したM8クラス以上の既往津波による敷地周辺の津波高さは全て4m以下である。

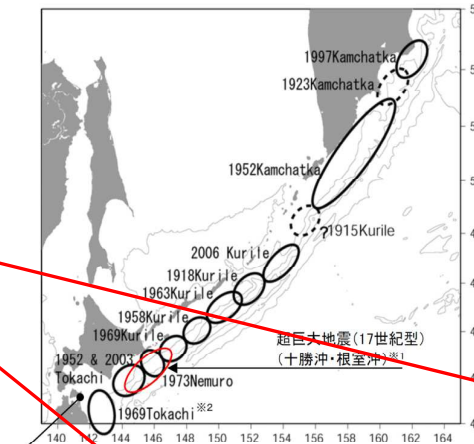
引用文献の発行年の誤りの修正

文部科学省(2007)

(誤)

文部科学省(2008b)

(正)



※1: 文部科学省(2012)で示されている超巨大地震(17世紀型)の地震の断層モデルを基に記載。  
※2: 1968Tokachi(=1968年十勝沖地震)の誤記と考えられる。

千島海溝沿いで発生した既往津波の津波高さ

既往地震			津波高さ	備考
発生場所	発生年	地震規模		
青森県東方沖	1968年	M7.9	泊(六ヶ所村): 2.5m	宇佐美ほか(2013)
十勝沖	1952年	M8.2	八戸: 2m	宇佐美ほか(2013)
根室沖	1973年	M7.4	花咲(根室市): 2.8m	宇佐美ほか(2013)
十勝沖・根室沖	17世紀	Mw8.6~8.8	東通村: 4m以下	地震規模: 中央防災会議(2005), 文部科学省(2012) 津波高さ: 中央防災会議(2005)
北海道東方沖	1969年	M7.8	八戸: 109cm	宇佐美ほか(2013)
択捉島沖	1958年	M8.1	花咲(根室市): 81cm	宇佐美ほか(2013)
択捉島沖	1963年	M8.1	八戸: 130cm	宇佐美ほか(2013)
ウルップ島沖	1918年	M8.2	函館: 50cm	渡辺(1998)
シムシル島沖	2006年	M8.1	八戸: 17cm	地震規模: 文部科学省(2007) 津波高さ: 気象庁(2007)
カムチャッカ半島南東沖	1952年	Mw9.0	函館: 0.5~1.5m	地震規模: 宇佐美ほか(2013) 津波高さ: 渡辺(1998)

以上から、日本海溝沿いで発生する津波と比較して、千島海溝沿いで発生する津波が発電所の津波高さに与える影響は小さい。

## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.138

## 引用文献の発行年の誤りの修正

文部科学省(2007)

(誤)

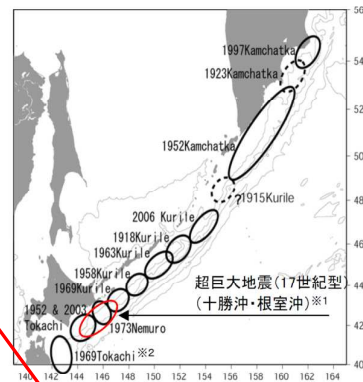
文部科学省(2008b)

(正)

## 1.2 想定波源域の設定

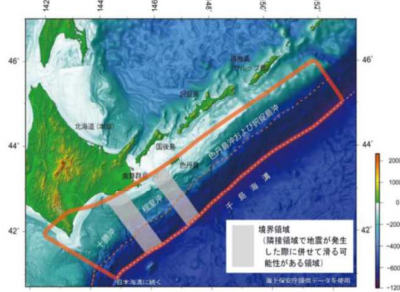
## 1.2.2 検討対象領域の選定:十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端

- 千島海溝沿いでは、ほぼ空白域無く既往地震が発生し、各セグメントにアスペリティが分布しているとともに、地震調査研究推進本部(2017a)では「現時点で解明されている知見の中で最大の地震は17世紀の地震(Mw8.8)であるが、北方領土における津波堆積物の分布が不明瞭であり、規模がより大きくなる可能性がある。」としていることを踏まえ、保守的設定の観点から、過去に発生した記録はないものの、納沙布断裂帯の破壊伝播を考慮した十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端を波源域とする連動型地震を想定した。



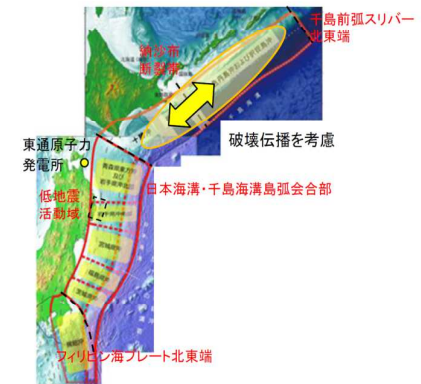
千島海溝沿いで発生した既往地震の震源域  
文部科学省(2007)に一部加筆

※1:地震調査研究推進本部(2017a)で示されている17世紀の地震の震源域を基に記載。  
※2:1968Tokachi(=1968年十勝沖地震)の誤記と考えられる。



千島海溝沿い(十勝沖～択捉島沖)の地震発生領域  
(地震調査研究推進本部(2017a))

検討対象領域  
(十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端)



検討対象領域  
～構造境界(破壊のバリア)の破壊伝播考慮範囲～  
(地震調査研究推進本部(2017a, 2019))に一部加筆



第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.122

誤字の修正

イベント堆積物は分布は

(誤)

イベント堆積物の分布は

(正)

誤字の修正

AD1453-2003

(誤)

AD1454-2003

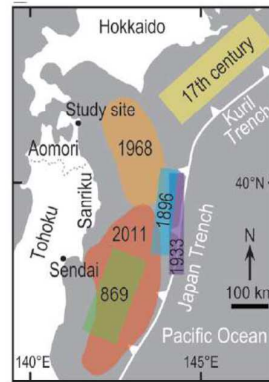
(正)

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p108 再掲

122

1. 1 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価  
1. 1. 3 地震発生履歴に関する検討  
1. 1. 3. 2 津波堆積物調査:まとめ

- ・ 歴史記録よりも過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性を検討するため、津波堆積物調査に関する文献調査を実施するとともに、文献調査結果を踏まえた津波堆積物調査を追加実施した。
- ・ 文献調査の結果、Minoura et al.(2013)、Tanigawa et al.(2014)は、東通村周辺で津波堆積物調査を実施し、認められた津波堆積物の堆積年代、標高、沿岸からの距離等から、1611年の津波(超巨大地震(17世紀型)、もしくはこれまで確認されていない巨大地震の発生可能性を指摘している。
- ・ 追加調査の結果、Minoura et al.(2013)の指摘するイベント堆積物は分布は限定的であり、3.11地震による津波堆積物のように、広域では確認できなかった
- ・ 上記知見を踏まえ、東通村周辺の津波堆積物で認められたイベント堆積物の成因について、計算に基づく水理学的特徴から検討した結果、成因を断定することは困難であるが、津波の場合、青森県東方沖及び岩手県沖北部で繰り返し発生しているM8クラスの地震に伴う津波の可能性が考えられ、津波以外の場合、田名部平野一帯の洪水の可能性が考えられる。



主な既往津波の波源域  
(Tanigawa et al. (2014))

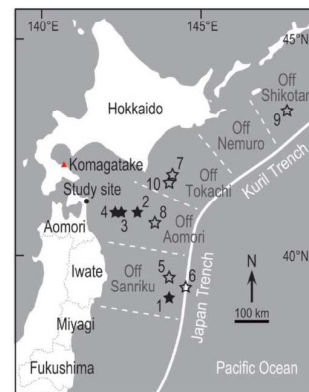


Figure 2. Estimated epicenters of historical and recent earthquakes. The numbered stars correspond to the numbers of the earthquakes listed in Table 1. The solid and open stars represent historical and recent earthquakes, respectively. The triangle (shown in red in the online graphic) represents Komagatake volcano (its eruption in AD 1640 caused a tsunami).

Table 1. Historical and recent tsunamis along the Pacific coast of Aomori between AD 1454 and 2003.

Ref. no. in Fig. 2	Date <sup>a</sup>	Name	Magnitude <sup>b</sup>	Epicentre <sup>c</sup> (N, E)	Tsunami height (m) along the Pacific coast of Aomori <sup>d</sup>	Tsunami-affected area in historical document <sup>e</sup>
Historical earthquakes (recorded in historical documents)						
N/A	12 December 1454	Kyotoku	N.D.	N.D.	N.D.	Somewhere in Aomori, Iwate, Miyagi, Fukushima
1	2 December 1611	Keicho	8.1	39, 144	N.D.	Hokkaido, Aomori, Iwate, Miyagi, Fukushima
2	13 April 1677	Empo	7.9	41, 143	N.D.	Aomori, Iwate, Miyagi, Fukushima
3	29 January 1763	Hōwaki	7.7	41, 142.5	N.D.	Aomori, Iwate
4	23 August 1856	Ansei	7.7	41, 142.3	N.D.	Hokkaido, Aomori, Iwate, Miyagi
Recent earthquakes (recorded by modern seismic observation)						
5	15 June 1896	Meiji-Sanriku	8.2	39.5, 144	S: 1	N/A
6	3 March 1933	Showa-Sanriku	8.1	39.23, 144.52	N: 1-3, S: 3-5	N/A
7	4 March 1952	Tokachi-oki	8.2	41.8, 144.13	S: 2	N/A
N/A	26 May 1960	Chile	9.5	-38.17, -72.57	N: 1-2, S: 1-5	N/A
8	16 May 1968	Tokachi-oki	7.9	40.73, 143.58	N: 1, S: 1-5	N/A
9	4 October 1994	Shikotan-oki	8.2	43.37, 147.68	N: 1, S: 1-2	N/A
10	26 September 2003	Tokachi-oki	8.0	41.78, 144.08	N: 1-2.5	N/A

<sup>a</sup>Based on Utsu (2004). <sup>b</sup>Tsunami heights (run-up or inundation heights) are based on the committee for field investigation of the Chilean tsunami of 1960 (1961), the 1960 Tokachi-oki earthquake investigation committee (1969), Watanabe (1998) and Tanaka et al. (2004). <sup>c</sup>Based on Tsuji and Ueda (1995), Watanabe (1998) and Namerigo and Yata (2014). We list five historical tsunamis for which damages in Aomori was documented, and seven recent tsunamis for which run-up heights of ≥1 m were recorded. Abbreviations: N, northern Pacific coast of Aomori; S, southern Pacific coast of Aomori; N.D., no data; N/A, not applicable.

AD1453-2003に青森県太平洋沿岸付近で発生した既往地震の震源(Tanigawa et al. (2014))

以上から、過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性は低いと評価する。



第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.129

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p115 再掲

129

1.1 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

1.1.4 波源域及び地震規模の評価

1.1.4.1 波源域及び地震規模の評価

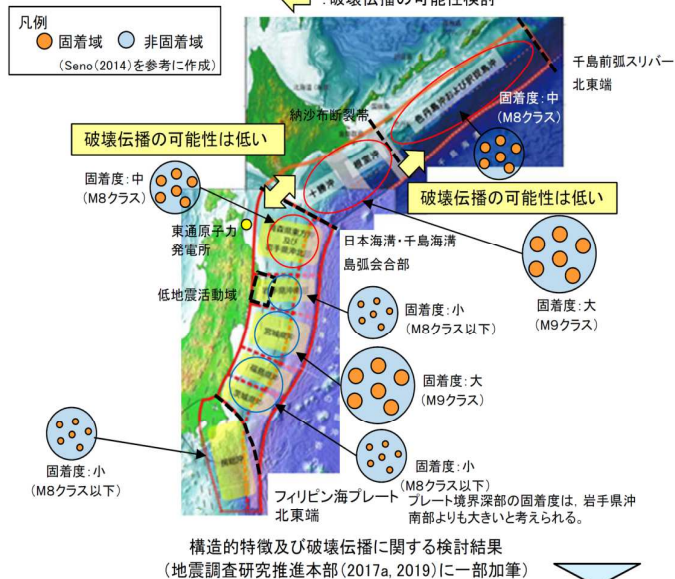
- ・ 敷地前面海域(青森県東方沖及び岩手県沖北部)では、M9クラスの巨大地震が発生した記録が無いことを踏まえ、①3.11地震、世界のプレート境界で発生している巨大地震に係る知見を収集・整理して、地震の発生機構、テクトニクスの背景等の類似性等から波源域及びすべり量について検討するとともに、②津波堆積物調査を踏まえた地震発生履歴に関する検討を実施した。

・ 各検討結果の概要を以下に示す。

【①波源域及びすべり量に関する検討結果】

- 構造的特徴、固着域、破壊伝播に関する検討から、青森県東方沖及び岩手県沖北部、十勝沖・根室沖の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)が、構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぎ、隣接するセグメントまで伝播する可能性は低いと評価。

← :破壊伝播の可能性検討



構造的特徴及び破壊伝播に関する検討結果  
(地震調査研究推進本部(2017a, 2019)に一部加筆)

以上から、日本海溝沿い、千島海溝沿いにおいて、既往地震の地震規模を大きく上回る規模の地震が発生する可能性は低いと評価する。

【②地震発生履歴に関する検討結果】

- 文献調査の結果から、敷地周辺に影響を及ぼす津波は日本海溝沿いの津波であり、津波堆積物調査及び数値解析結果から、過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性は低いと評価。

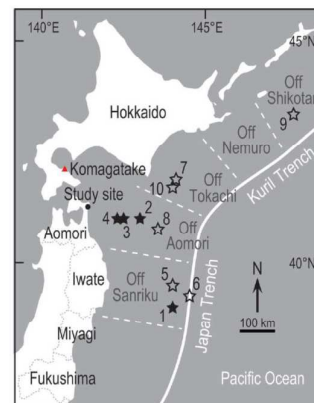


Figure 2. Estimated epicenters of historical and recent earthquakes. The numbered stars correspond to the numbers of the earthquakes listed in Table 1. The solid and open stars represent historical and recent earthquakes, respectively. The triangle (shown in red in the online graphic) represents Komagatake volcano (its eruption in AD 1640 caused a tsunami).

AD1453-2003は青森県太平洋沿岸付近で発生した既往地震の震源(Tanigawa et al.(2014))

誤字の修正

AD1453-2003

(誤)

AD1454-2003

(正)

第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.187

誤字の修正

造構成侵食作用

(誤)

造構性侵食作用

(正)

不要な文字列の修正

(p159再掲)

(誤)

消去(該当ページなし)

(正)

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p174 再掲

187

1.3 特性化モデルの設定 1.3.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

1.3.3.5 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性

■襟裳岬沖の沈み込む海山付近の地殻構造(2/2)

- 2003年十勝沖地震の余震のうち海溝軸付近の深さ5kmの位置で、逆断層型の低周波地震が発生したことについて、Obara et al.(2004)は、低周波地震(LF1, LF2)の震源位置は、海山の沈み込みによって影響を受けたプレート境界に対応しているとしている。
- また、日本海溝・千島海溝沿いは造構成侵食作用が卓越し付加体が未発達な沈み込み帯であるため、南海トラフに見られるような付加体内部の外縁隆起帯が形成されにくい。沈み込む海山の影響により、海溝軸陸側のプレートに地壘・地溝構造(normal faulting system)を形成するため、この領域で破壊速度が遅い逆断層型の低周波地震が発生したことが示唆されている。
- 以上から、襟裳岬沖の浅部領域は、沈み込む海山の影響により、茨城県沖と類似する比較的低速度域の島弧地殻が分布すると考えられる。

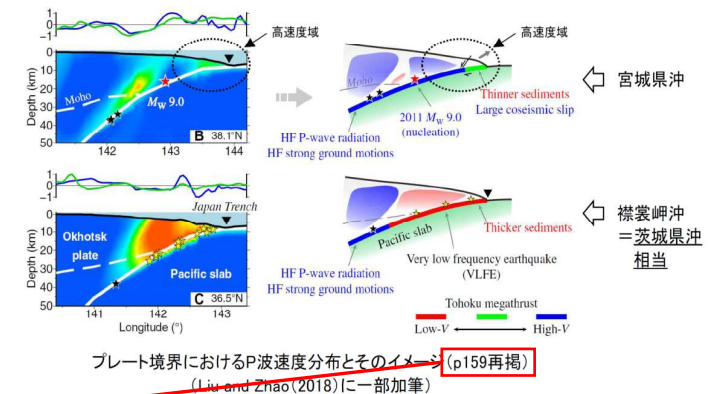
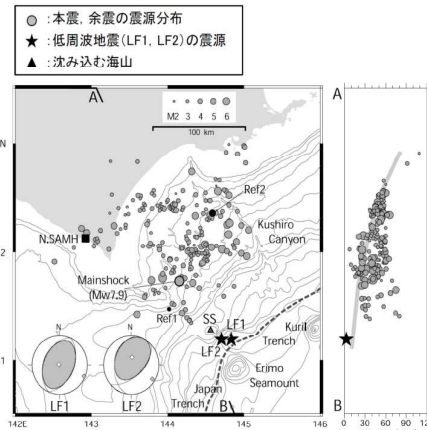


Fig. 1. (top) Hypocentral distribution of the main shock and aftershocks of the 2003 Tokachi-Oki earthquake and low-frequency (LF) earthquakes. Solid stars labeled LF1 and LF2 indicate the hypocentral location of LF events occurred at 3:37 am and 3:46 am, respectively. Aftershocks for the period of one month from the occurrence of the main shock are relocated by a homogeneous method with the fixed stations using stations of NIED Hi-net, JAMSTEC, Hokkaido University and JMA around the aftershock area. Well determined hypocenters with the horizontal error of less than 2 km and the vertical error less than 4 km are plotted on the bathymetric topographic map. Focal mechanisms of the LF events estimated by the moment tensor inversion analysis are shown in the lower left corner. Solid circles labeled with Ref1 and Ref2 are the normal aftershocks whose seismograms are shown in Fig. 3 and Fig. 4 as references compared with the LF events. The solid square symbol is the location of the station N.SAMH where observed seismograms are plotted in the Fig. 2 and Fig. 3. The triangle symbol labeled with SS indicates the swell produced by a subducted seamount in the inner trench slope. The dashed line indicates the axis of the Kuril Trench and the Japan Trench. Along the profile of AB, the cross sectional view of aftershocks is shown in the right side. Gray bold line is the plate boundary along the AB profile proposed by Earthquake Research Committee (2003). (Bottom) Time sequence of aftershock activity for 2003 Tokachi-Oki earthquake and LF earthquakes. Earthquakes listed in JMA catalog located in the rectangle area shown in top panel are plotted with the time duration of ten days. Circles indicate earthquakes, of which the magnitude is greater than 5.5. LF events are indicated by star symbols.

2003年十勝沖地震の本震、余震の震源分布及び低周波地震の震源位置他(Obara et al.(2004))



## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.196

## 衍字の修正

設定方針と共通

(誤)

設定方針

(正)

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p183 再掲

196

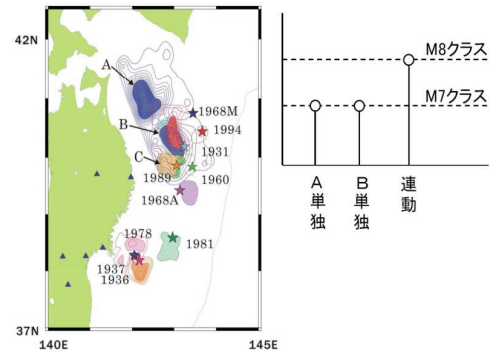
## 1.3 特性化モデルの設定

## 1.3.4 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル②, ③, ④)

## 1.3.4.2 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルの設定

■大すべり域・超大すべり域の位置(特性化モデル①のうち青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域の**設定方針と共通**)

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部について、Yamanaka and Kikuchi(2004)、永井ほか(2001)はアスペリティ分布の解析から、アスペリティ(左図:AとB)のうち、1968年の地震と1994年の地震の共通アスペリティBのカップリング率はほぼ100%に近く、個々のアスペリティが単独で動けばM7クラスの地震(=1994年)を、連動するとM8クラスの地震(=1968年)を引き起こすとしている。



青森県東方沖及び岩手県沖北部における  
アスペリティの活動パターンと地震規模の関係  
(Yamanaka and Kikuchi(2004)、永井ほか(2001))

以上の地震学的見地を踏まえ、大すべり域・超大すべり域を配置する。



第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.230

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p212 再掲

230

1.4 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

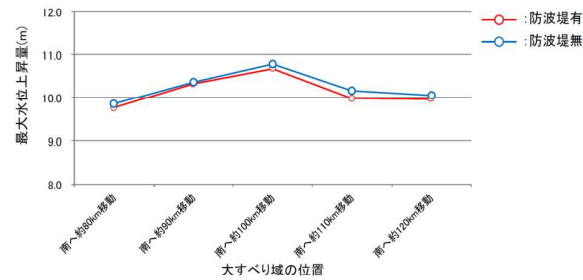
1.4.5 防波堤の影響検討:まとめ(1/3)

- 各基準断層モデルの解析結果を以下に示す。
- 防波堤無しの場合の地形を用いたパラメータスタディの結果、防波堤の有無が大すべり域の位置の選定に与える影響(傾向)に有意な差は認められないことを確認した。
- 以上より、基準断層モデル(大すべり域位置)の妥当性を確認した。

■基準断層モデル①(水位上昇側)

下線:最大ケース

特性化モデル	大すべり域位置	最大水位上昇量(m)							
		敷地前面		取水口前面		補機冷却海水系取水口前面		放水路護岸前面	
		防波堤有	防波堤無	防波堤有	防波堤無	防波堤有	防波堤無	防波堤有	防波堤無
特性化モデル②	南へ約80km移動	9.76	9.86	8.39	8.46	8.72	8.86	8.08	8.21
	南へ約90km移動	10.32	10.37	8.64	8.73	8.90	9.08	8.50	8.39
	南へ約100km移動 (基準断層モデル①)	10.68	10.79	8.86	8.95	9.06	9.22	8.69	8.66
	南へ約110km移動	9.98	10.16	8.73	8.35	8.99	8.70	8.23	7.97
	南へ約120km移動	9.97	10.05	8.28	8.07	8.60	8.50	8.04	7.91



敷地前面位置の比較(特性化モデル②)



脱字の修正

認めれない

(誤)

認められない

(正)

第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.235

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p215 修正

235

S213

1.5 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

1.5.1 検討方針

- ・ 波源特性の不確かさが津波高さに与える影響に関する知見を踏まえ、下記に示す手順にて概略・詳細パラメータスタディ<sup>※1</sup>を実施する。
- ・ 水位下降側の評価は、水位上昇側の評価と比較して防波堤の有無の影響が大きいことを踏まえ、基準断層モデルの設定及び詳細パラメータスタディの決定ケースの評価にあたっては、防波堤無しの場合での解析結果も考慮する<sup>※2</sup>。

※1: 基準断層モデルに選定した特性化モデル以外の特性化モデルの詳細パラメータスタディ結果については、補足説明資料「I. 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の運動型地震」に起因する津波の評価 10. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ」に記載。

※2: 水位下降側の評価方針の詳細は、補足説明資料「VII. 計算条件等 5. 水位下降側の評価方法」に記載。赤字: 変更箇所

基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

大すべり域位置の不確かさの考慮

- 各特性化モデルの大すべり域位置を南北約10km単位で移動させた概略パラメータスタディを実施。
- 水位下降側の評価については、最大水位下降量及び補機冷却海水取水口敷高を下回る継続時間を整理。

基準断層モデル(水位上昇側・下降側)の設定

- 発電所の津波高さ及び補機冷却海水取水口敷高を下回る継続時間に与える影響が大きい特性化モデルを基準断層モデルに設定。
- 基準断層モデル(水位下降側)の設定については、防波堤無しの場合での解析結果も考慮。

基準断層モデルの妥当性確認(大すべり域位置の妥当性確認)

- 基準断層モデルの大すべり域位置を、南北約20kmの範囲において10km単位で移動させたケースを対象に、防波堤の有無両条件で津波解析を実施し、防波堤が無い場合でも選定位置として妥当であるかを確認。

動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

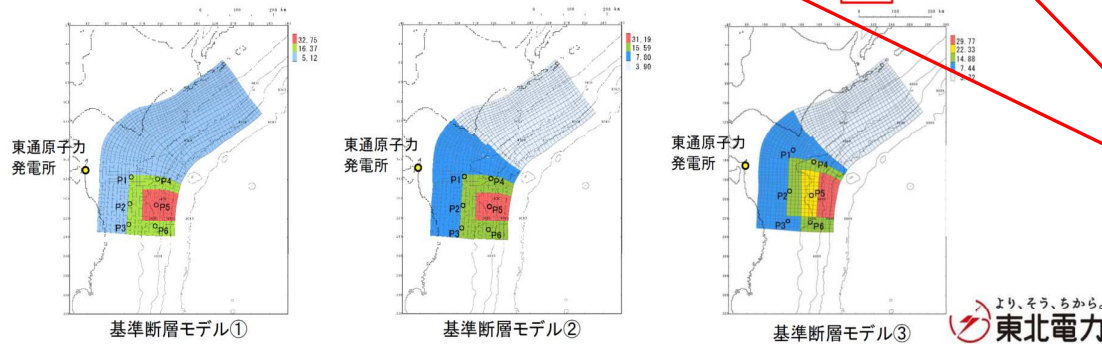
動的破壊特性に関する不確かさの考慮

- 動的破壊特性(破壊開始点、破壊伝播速度、ライズタイム)に関する知見を整理したうえで、詳細パラメータスタディを実施し、最大水位上昇量、最大水位下降量及び補機冷却海水取水口敷高<sup>※2</sup>を下回る継続時間を評価。
- 水位下降側の評価については、防波堤無しの場合での解析結果も考慮。
- 各不確かさが津波水位に与える影響について分析・整理し、パラメータスタディの方法の妥当性を確認する。

本節のご説明内容

※2: 補機冷却海水取水設備の詳細は、補足説明資料「VII. 計算条件等 4. 津波水位の評価位置」に記載。

□: 大すべり域等



注釈番号の誤りの修正

※2

(誤)

※3

(正)



## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.241

## 脱字の修正

大きいこと踏まえ

(誤)

大きいことを踏まえ

(正)

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p221 再掲

241

## 1.5 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

## 1.5.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

## ■破壊開始点の設定:まとめ

以上の検討を踏まえ、次のとおり破壊開始点を設定する。

- 破壊開始点の不確かさは沿岸の津波高さに与える影響が大きいこと踏まえ、保守的に大すべり域周辺及び超大すべり域内部に破壊開始点を設定する。破壊開始点の設定深さは、約15km、約30kmとする。
- M9クラスの巨大地震を含む国内外で発生した地震は断層端部から破壊が開始していないことを踏まえ(Mai et al.(2005), Raghukanth and Sangeetha(2016), Melgar and Hayes(2019)), 波源域の端部に大すべり域を配置するモデルについては、土木学会(2016)、内閣府(2020a)と同様に、断層端部に破壊開始点を設定しない。

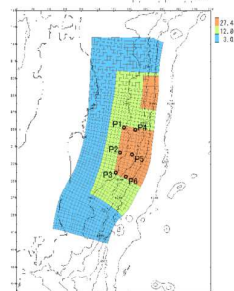
## 【特性化モデル①】

- ・ 杉野ほか(2017)の知見を踏まえ、超大すべり域周辺に破壊開始点を設定。
- ・ 波源域の端部に大すべり域を配置するモデルについては、断層端部に破壊開始点を設定しない。

## 【特性化モデル②③④(例:特性化モデル③)】

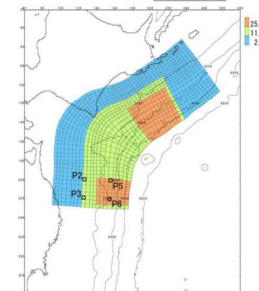
- ・ 破壊はアスペリティ付近(超大すべり域周辺)で開始すると考えられるが、保守的に大すべり域周辺及び超大すべり域内部に破壊開始点を設定。
- ・ 波源域の端部に大すべり域を配置するモデルについては、断層端部に破壊開始点を設定しない。

## 【基本形】



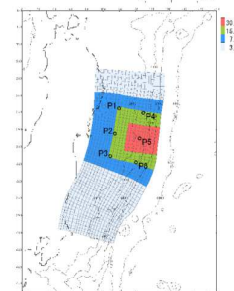
東北地方太平洋沖型の地震  
(広域の津波特性を考慮した  
特性化モデル)

## 【波源域の端部に大すべり域を配置】



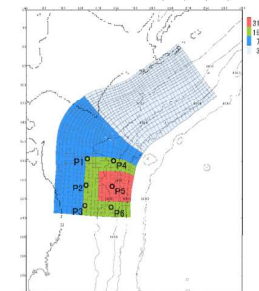
特性化モデル①  
(南へ50km移動)

## 【基本形】



東北地方太平洋沖型の地震  
(宮城県沖の大すべり域の破壊  
特性を考慮した特性化モデル)

## 【波源域の端部に大すべり域を配置】



特性化モデル③  
(南へ100km移動)

## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.244

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p224 再掲

244

## 1.5 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

## 1.5.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊伝播速度,ライズタイム

## ■破壊伝播速度及びライズタイムに係る知見:2010年チリ地震

- Lorito et al.(2010)は、津波波形のインバージョン解析を実施して、2010年チリ地震の再現モデルを策定している。
- 検討の結果、津波波形のデータセットには破壊伝播速度を決定できるほどの感度がないものの、地震動のインバージョン結果から、破壊伝播速度を2.25km/sとしている。

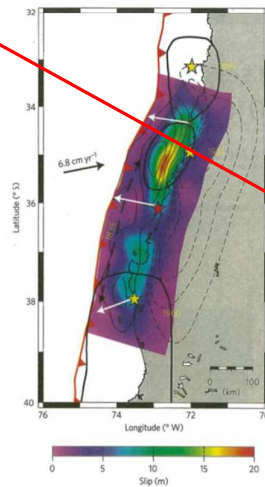


Figure 2 | Slip distribution of the 2010 Maule earthquake. Slip distribution for the 2010  $M_w$  8.8 Maule earthquake obtained from the joint inversion of tsunami and geodetic data, represented by colours according to the scale at the bottom. White arrows represent the slip direction (rake). Thin black contours indicate the associated surface vertical displacement (1-m-interval solid lines for uplift, 20-cm-interval dashed lines for subsidence). Epicentres and source zones are plotted only for major thrust earthquakes (compare Fig. 1).

2010年チリ地震の津波インバージョン結果(Lorito et al.(2010))

引用文献の発行年の  
誤りの修正

Lorito et al.(2010)

(誤)

Lorito et al.(2011)

(正)



## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.282

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p260 再掲

282

## 1.6 評価の妥当性確認

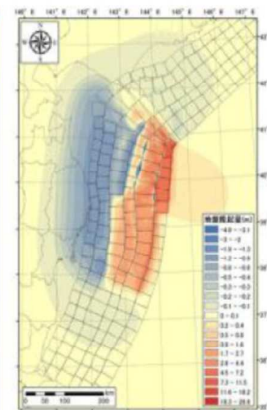
## 1.6.4 行政機関(青森県)による津波評価との比較

## ■青森県海岸津波対策検討会(2012)の津波評価(1/2)

- 青森県海岸津波対策検討会(2012)においては、太平洋沿岸に最大クラスの津波をもたらす地震として、中央防災会議「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」で検討された「三陸沖北部の地震(Mw8.4)」と「明治三陸タイプ地震(Mw8.6)」の領域を網羅する「H24青森県太平洋側独自断層モデル(Mw9.0)(以下、「青森県独自断層モデル」という。))を設定し、評価を実施している。
- 青森県独自断層モデルは、3.11地震から得られた知見を踏まえ、青森県東方沖及び岩手県沖北部の海溝沿いに大すべり域を設定している。
- なお、青森県(2021)では、青森県独自断層モデルに加え、内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデル、千島海溝(十勝・根室沖)モデルを用いた津波解析を実施し、それらの最大包絡から津波浸水想定を再評価しているが、内閣府(2020a)による津波評価との比較は、**1.6.3**「行政機関(内閣府)による津波評価との比較」で実施していることから、行政機関(青森県)による津波評価との比較は、青森県独自断層モデルの評価と比較する。

H24青森県太平洋側独自断層モデルの想定波源域  
(中央防災会議(2006)に一部加筆)

震源域



地盤変動量

H24青森県太平洋側独自断層モデル(Mw9.0)の震源域及び地盤変動量  
(青森県海岸津波対策検討会(2015))

## 脱字の修正

6.3

(誤)

1.6.3

(正)

第1068回審査会合(2022.9.2)

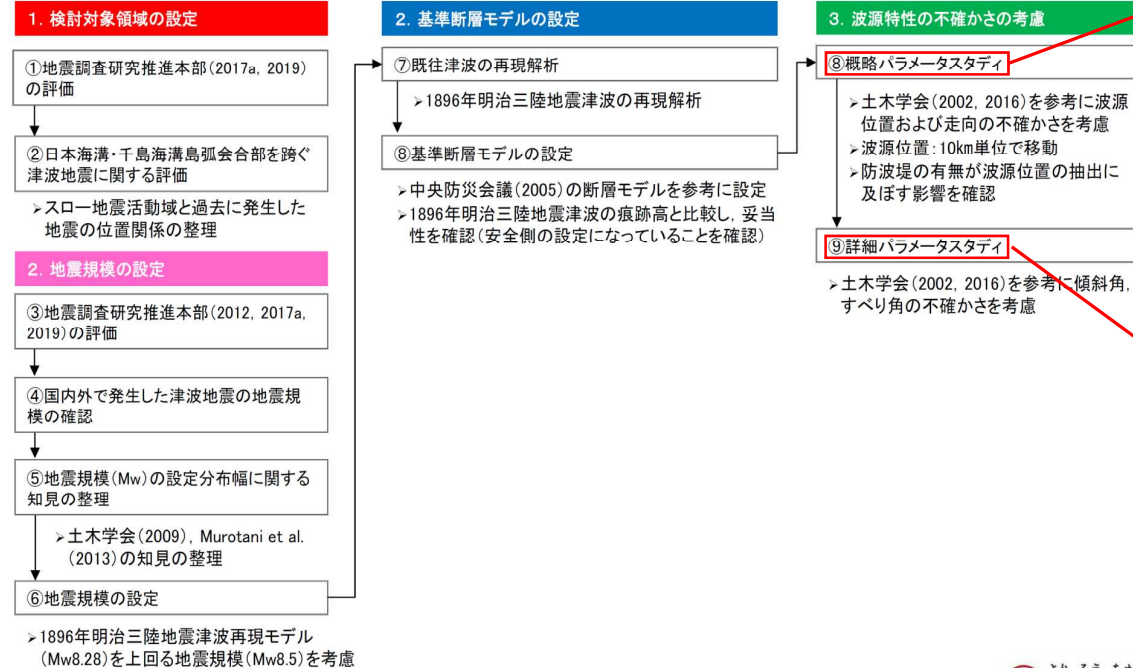
資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.287

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p266 再掲 287

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震  
2.1 評価フロー

・以下のフローに基づき評価を実施した。

【評価フロー】



ナンバリングの誤りの修正

⑧概略パラメータスタディ

(誤)

⑨概略パラメータスタディ

(正)

ナンバリングの誤りの修正

⑨詳細パラメータスタディ

(誤)

⑩詳細パラメータスタディ

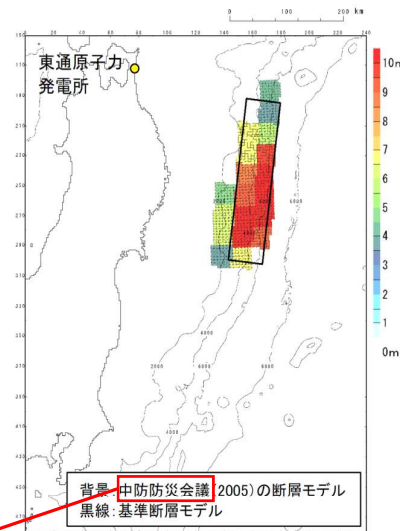
(正)

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.4 基準断層モデルの設定

■基準断層モデルの設定:長さ,幅,すべり量,剛性率,断層上縁深さ,傾斜角,ライズタイムの設定

- 既往津波(1896年明治三陸地震津波)の再現モデル,中央防災会議(2005)の断層モデルのすべり分布を参考に,土木学会(2002)に示されるMwに関連する断層パラメータのスケールリング則を適用して,長さ,幅,すべり量,剛性率,地震モーメント,傾斜角,ライズタイムを以下のとおり設定した。



基準断層モデル  
(波源位置:1896年明治三陸地震津波発生位置)

諸元

断層パラメータ		設定方法	設定値
モーメントマグニチュード	Mw	地震規模(Mw)の分布幅に関する知見,国内外で発生した最大規模の1896年明治三陸地震津波の地震規模を踏まえて設定	8.5
長さ	L(km)	中央防災会議(2005)のすべり分布を参考に,既往津波再現モデルに,Mwに関連する断層パラメータのスケールリング則(限界を設定しない)を適用して設定。	271
幅	W(km)		64
すべり量	D(m)		11.60
剛性率	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	既往津波再現モデルに基づき設定。	$3.5 \times 10^{10}$
地震モーメント	Mo(Nm)	$\mu$ LWD	$7.08 \times 10^{21}$
断層上縁深さ	d(km)		1
傾斜角	$\delta$ (°)	既往津波再現モデルに基づき設定。	20
すべり角	$\lambda$ (°)		75
ライズタイム	$\tau$ (s)	既往津波再現モデルに基づき設定。	60

1896年明治三陸地震津波の痕跡高と比較し,設定した断層モデルの妥当性を確認する。



誤字の修正

中防防災会議

(誤)

中央防災会議

(正)

第1068回審査会合(2022.9.2)  
資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.304

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p283 再掲 **304**

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震  
2.5 波源特性の不確かさの考慮

■波源特性の不確かさの考慮方法

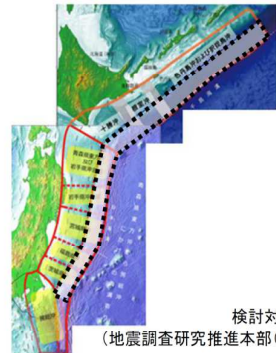
- 土木学会(2016)を参考として波源位置及び走向を変動させた概略パラメータスタディを実施し、敷地前面における水位上昇量及び補器冷却海水系取水口前面における水位下降量が最大となるケースを対象に、傾斜角及びすべり角を変動させた詳細パラメータスタディを実施した。
- 走向、傾斜角、すべり角の変動範囲については、土木学会(2002, 2016)を参考に設定<sup>※1</sup>した。

※1:土木学会(2002)では、走向については、日本海溝の形状を考慮して変動範囲を設定。傾斜角、すべり角については、プレート間逆断層地震のハードCMTによる発震機構解(1976.1~2000.1に発生したMw6.0以上、深さ60km以下の地震)及び既往津波の断層モデルのばらつきから変動範囲を設定。

【概略パラメータスタディ】

検討対象領域	変動範囲	
	位置	走向 <sup>※2</sup>
日本海溝沿い	基準(日本海溝北端) 南へ10km, 20km, 30km移動	基準, 基準±5°, 基準+10°
日本海溝~ 千島海溝沿い	基準(日本海溝北端)から 北東へ10km~260km移動(10km単位)	
千島海溝沿い	千島海溝南西端から北東へ10km, 20km, 30km, 40km, 50km移動	

※2:海溝軸を跨がない範囲で変動範囲を設定



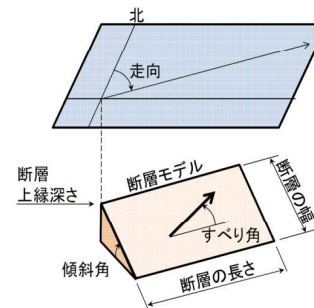
最大水位上昇量・  
下降量最大ケース



【詳細パラメータスタディ】

項目	変動範囲
傾斜角	基準, 基準±5°
すべり角	基準, 基準±10°

(参考)断層パラメータ



誤字の修正

補器冷却海水系取水口前面

(誤)

補機冷却海水系取水口前面

(正)



第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.309

脱字の修正

I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震

2.5 波源特性の不確かさの考慮

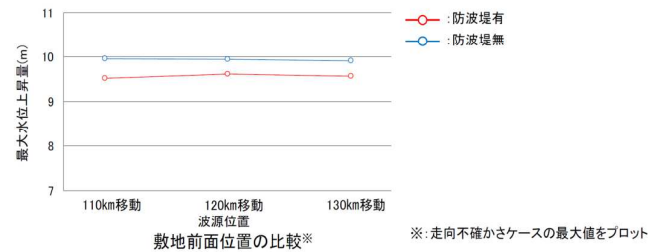
第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p288 再掲 309

■防波堤の影響検討:水位上昇側

- 防波堤無しの場合の地形を用いたパラメータスタディの結果、防波堤の有無が波源位置の選定に与える影響(傾向)に有意な差は認めれないことを確認した。

下線:最大ケース

		敷地前面		取水口前面		補機冷却海水系 取水口前面		放水路護岸前面	
		有り	無し	有り	無し	有り	無し	有り	無し
日本海溝北端から北東へ 110km移動	基準-5°	6.57	6.89	5.73	5.36	5.60	5.32	5.63	5.67
	基準	7.13	7.73	6.62	6.35	6.75	6.42	6.35	6.19
	基準+5°	8.14	9.10	7.63	7.39	7.58	7.22	7.32	7.61
	基準+10°	9.52	9.96	8.57	8.22	8.72	8.22	8.26	8.52
日本海溝北端から北東へ 120km移動 (水位上昇側決定位置)	基準-5°	6.63	6.92	5.82	5.51	5.78	5.46	5.73	5.84
	基準	7.29	7.85	6.80	6.49	6.89	6.53	6.47	6.32
	基準+5°	8.33	9.22	7.74	7.50	7.74	7.35	7.41	7.73
	基準+10°	9.62	9.94	8.62	8.21	8.76	8.25	8.35	8.52
日本海溝北端から北東へ 130km移動	基準-5°	6.71	7.11	5.98	5.74	6.04	5.80	5.85	6.02
	基準	7.44	8.00	6.99	6.71	7.02	6.68	6.64	6.52
	基準+5°	8.44	9.28	7.82	7.55	7.85	7.41	7.47	7.80
	基準+10°	9.57	9.91	8.55	8.10	8.68	8.13	8.28	8.39



認めれない

(誤)

認められない

(正)

第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.310

脱字の修正

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p289 再掲

310

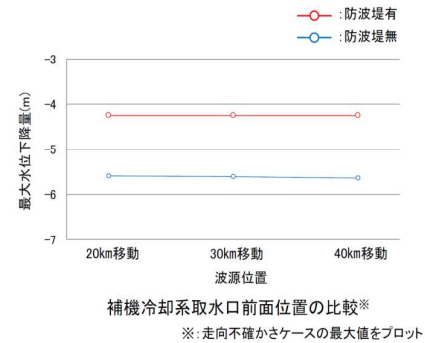
I. 地震に起因する津波の評価 2. 津波地震  
2.5 波源特性の不確かさの考慮

■防波堤の影響検討:水位下降側

- 防波堤無しの場合の地形を用いたパラメータスタディの結果、防波堤の有無が波源位置の選定に与える影響(傾向)に有意な差は認められないことを確認した。

下線:最大ケース

		補機冷却海水系取水口前面	
		有り	無し
日本海溝北端から北東へ 20km移動	基準-5°	-4.11	-5.50
	基準	-4.15	-5.59
	基準+5°	-4.19	-5.59
	基準+10°	-4.24	-5.59
日本海溝北端から北東へ 30km移動 (水位下降側決定位置)	基準-5°	-4.18	-5.52
	基準	-4.18	-5.61
	基準+5°	-4.18	-5.60
	基準+10°	-4.25	-5.60
日本海溝北端から北東へ 40km移動	基準-5°	-4.17	-5.54
	基準	-4.18	-5.61
	基準+5°	-4.19	-5.64
	基準+10°	-4.24	-5.61



認めれない

(誤)

認められない

(正)

第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.317

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

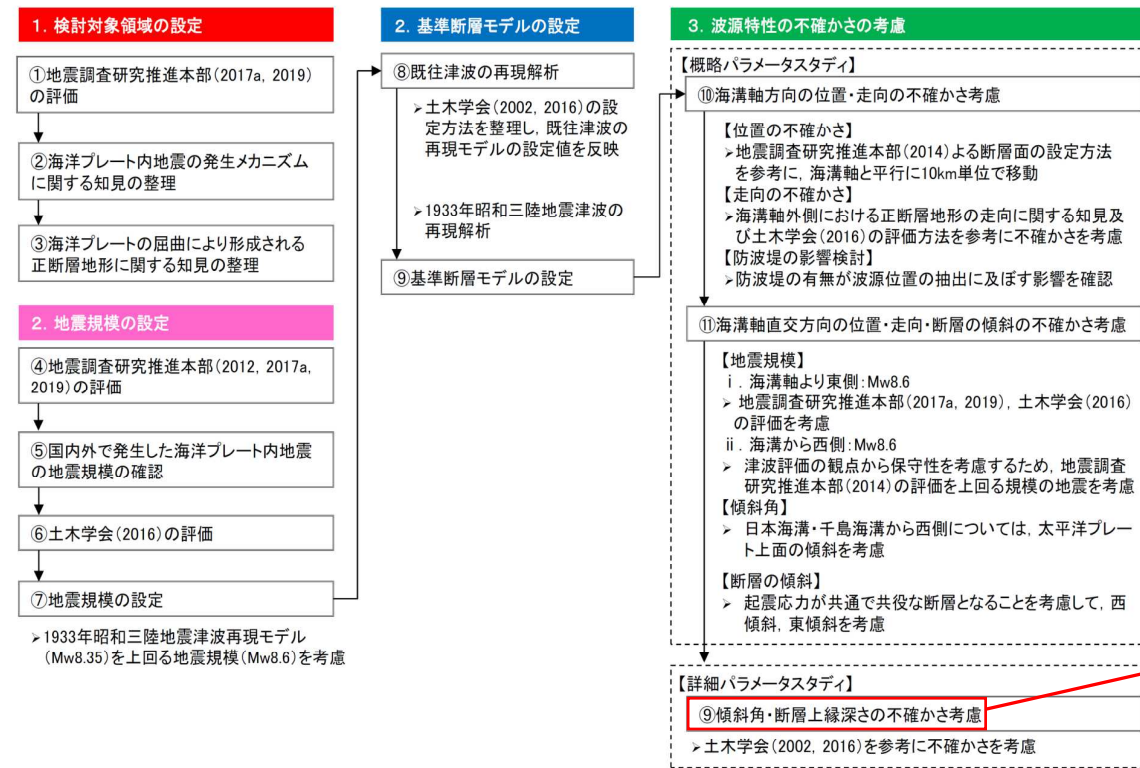
第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p298 再掲

317

3.1 評価フロー

以下のフローに基づき評価を実施した。

【評価フロー】



ナンバリングの誤りの修正

⑨傾斜角・断層上縁深さの不確かさ考慮

(誤)

⑫傾斜角・断層上縁深さの不確かさ考慮

(正)

第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.332

衍字の修正

不確かさを考慮を考慮

(誤)

不確かさを考慮

(正)

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震

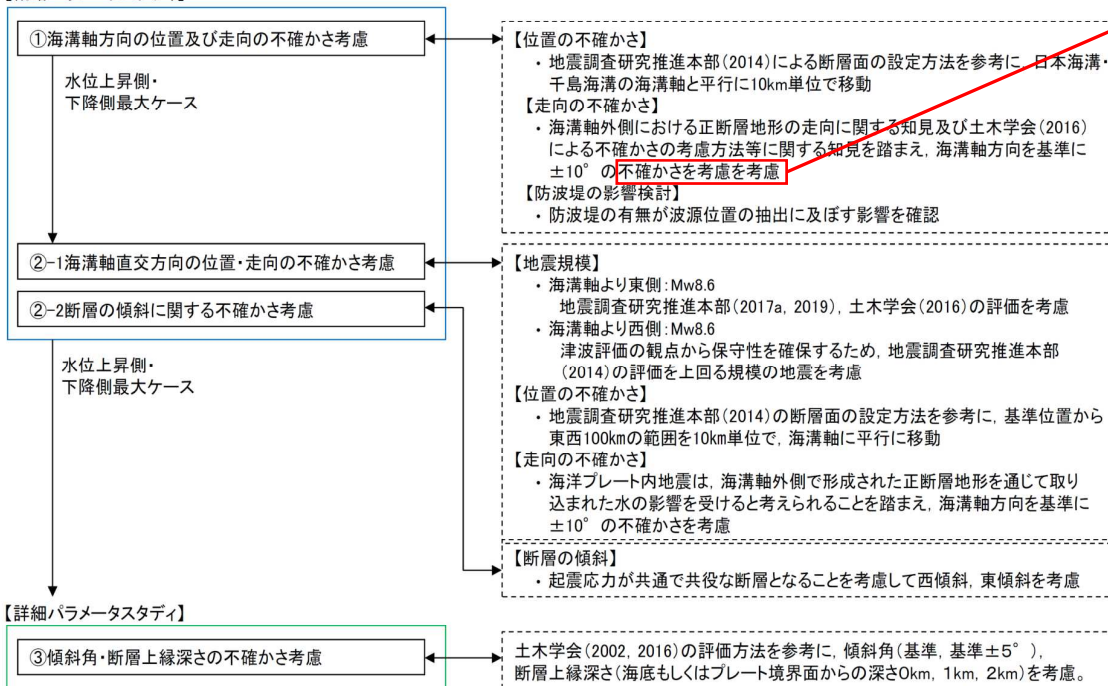
第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p313 再掲 332

3.5 波源特性の不確かさの考慮

■検討方針

- ・ 波源特性の不確かさの考慮方法を以下に示す。

【概略パラメータスタディ】



第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.340

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p321 一部修正

340

I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震  
3.5 波源特性の不確かさの考慮

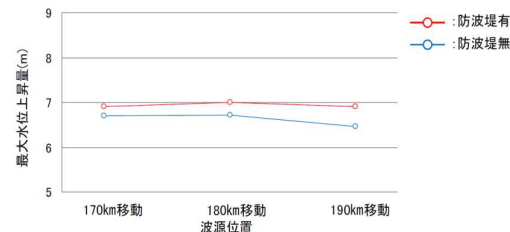
■防波堤の影響検討:水位上昇側

- 防波堤無しの場合を用いたパラメータスタディの結果、防波堤の有無が波源位置の選定に与える影響(傾向)に有意な差は認められないことを確認した。

下線:最大ケース

		敷地前面		取水口前面		補機冷却海水系取水口前面		放水路護岸前面	
		有り	無し	有り	無し	有り	無し	有り	無し
日本海溝北端から北東へ170km移動	基準-10°	5.67	4.86	3.09	4.50	3.05	5.11	1.45	5.66
	基準	6.46	4.70	3.09	4.88	<u>3.44</u>	4.97	<u>1.52</u>	5.09
	基準+10°	6.91	6.71	3.10	6.63	3.18	6.63	1.46	6.06
日本海溝北端から北東へ180km移動 (水位上昇側決定位置)	基準-10°	5.78	5.24	<u>3.23</u>	4.54	2.89	4.97	1.45	5.68
	基準	5.71	5.38	3.08	4.68	3.29	4.63	0.83	4.59
	基準+10°	<u>7.01</u>	<u>6.72</u>	3.13	<u>6.76</u>	3.16	<u>6.83</u>	1.42	6.07
日本海溝北端から北東へ190km移動	基準-10°	5.38	5.82	3.10	4.01	2.89	4.56	0.84	4.93
	基準	5.24	5.57	2.99	4.37	2.96	4.24	—*	3.76
	基準+10°	6.91	6.47	3.19	6.70	3.23	6.83	1.36	<u>6.28</u>

※:放水路護岸前面まで津波が到達しない。



敷地前面位置の比較※

※:走向不確かさケースの最大値をプロット



脱字の修正

認めれない

(誤)

認められない

(正)



第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.341

脱字の修正

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p322 再掲

341

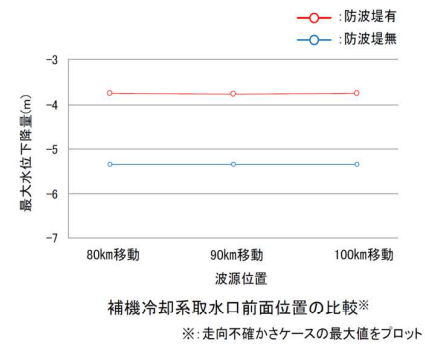
I. 地震に起因する津波の評価 3. 海洋プレート内地震  
3.5 波源特性の不確かさの考慮

■防波堤の影響検討:水位下降側

- 防波堤無しの地形を用いたパラメータスタディの結果、防波堤の有無が波源位置の選定に与える影響(傾向)に有意な差は認めれないことを確認した。

下線:最大ケース

		補機冷却海水系取水口前面	
		有り	無し
日本海溝北端から北東へ 80km移動	基準-10°	-3.63	-4.99
	基準	-3.75	-5.32
	基準+10°	-3.68	-5.34 (-5.342)
日本海溝北端から北東へ 90km移動 (水位下降側決定位置)	基準-10°	-3.63	-4.99
	基準	-3.76	-5.32
	基準+10°	-3.67	-5.34 (-5.340)
日本海溝北端から北東へ 100km移動	基準-10°	-3.64	-4.99
	基準	-3.75	-5.32
	基準+10°	-3.67	-5.34 (-5.338)



認めれない

(誤)

認められない

(正)

## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.356

脱字の修正

敷地南東沖の小川原  
海底谷に沿う断層

(誤)

敷地南東沖の小川原  
海底谷に沿う断層群

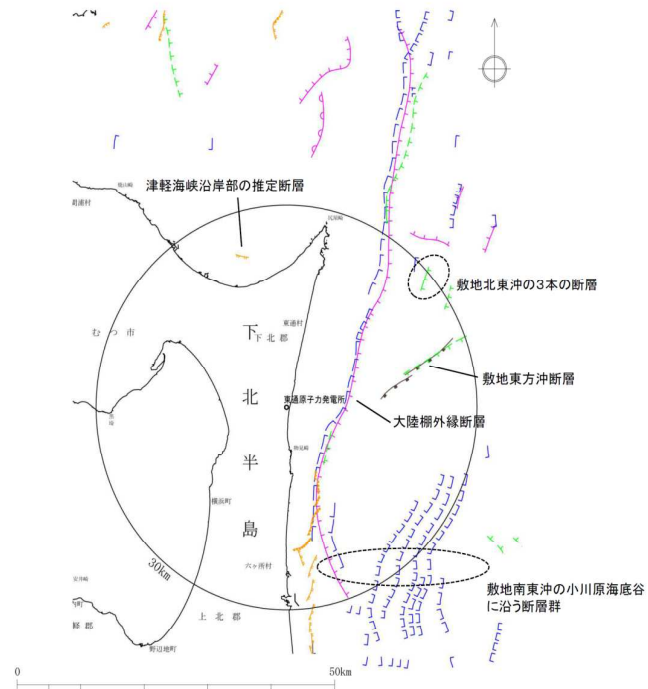
(正)

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p339 再掲

356

I. 地震に起因する津波の評価 4. 海域の活断層による地殻内地震  
4.2 文献調査(敷地を中心とする半径30km範囲)

- 文献調査結果を踏まえ、以下に示す5断層を活動性評価対象断層として抽出した。



文献による敷地周辺海域の断層分布図

## 【文献に記載されている活断層及び断層】

- 津軽海峡沿岸部の推定断層
- 敷地北東沖の3本の断層
- 敷地東方沖断層
- 大陸棚外縁断層
- 敷地南東沖の小川原海底谷に沿う断層

## 凡例

「新編」日本の活断層(活断層研究会, 1991)

- 活断層
- 活拗曲

20万分の1海洋地質図

- 「下北半島沖海底地質図」(地質調査所, 1993) \*1
- 「八戸沖海底地質図」(地質調査所, 1978) \*1

断層

- 断層
- 伏在断層

20万分の1海底地質構造図

- 「室蘭沖」(海上保安庁, 1975) 「日高舟状海盆」(海上保安庁, 1975)
- 「下北半島沖」(海上保安庁, 1975) 「八戸沖」(海上保安庁, 1973)

断層

- 断層
- 推定断層

5万分の1海底地質構造図

- 「鹿部」(海上保安庁, 2001) 「恵山岬」(海上保安庁, 1981)
- 「尻屋崎」(海上保安庁, 1998) 「むつ小川原」(海上保安庁, 1982)
- 「八戸」(海上保安庁, 1996) 「函館湾」(海上保安庁, 1999)

断層・拗曲

- 断層・拗曲
- 伏在断層
- 伏在推定断層・推定断層

## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.380

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p365 再掲

380

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.3 海底地すべりに起因する津波の評価  
1.3.3 局地的精査

【2011年東北地方太平洋沖地震に伴い日本海溝軸付近で発生した海底地すべり(Kawamura et al.(2012))】

- Kawamura et al.(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震による大きなプレートの運動(水平移動)によって、不安定な状態が潜在していた海底地すべりの活動が、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う巨大津波発生に寄与した可能性があるとしている。

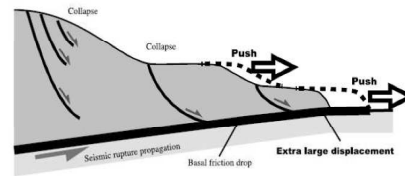
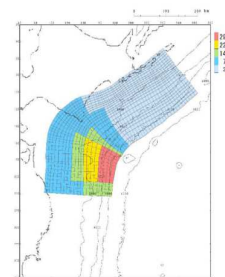


Figure 3. Schematic diagram of tsunamigenic slip at the toe of the trench slope. The submarine landslide was potentially under the instable conditions before the earthquake, and it was moved with rupture propagation along the thrust. The slip at the toe is accelerated by submarine landsliding. The many normal faults at the head of the submarine landslide originated as fault bifurcations.

海溝斜面先端部におけるすべりの模式図(Kawamura et al.(2012))

- ✓ 以上より、日本海溝軸付近で発生する海底地すべりは、地震に伴うプレート運動に起因して発生すると考えられる。
- ✓ 日本海溝軸付近の海底地すべりに起因する津波は、短周期の波を発生させる要因の1つと考えられることから、「十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震」のうち特性化モデル④にて、未知なる分岐断層や海底地すべり等の存在を適切に評価へ反映している。

十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震のうち  
特性化モデル④

## 誤字の修正

十勝沖・根室沖から三陸  
沖北部の連動型地震

(誤)

十勝沖・根室沖から岩手  
県沖北部の連動型地震

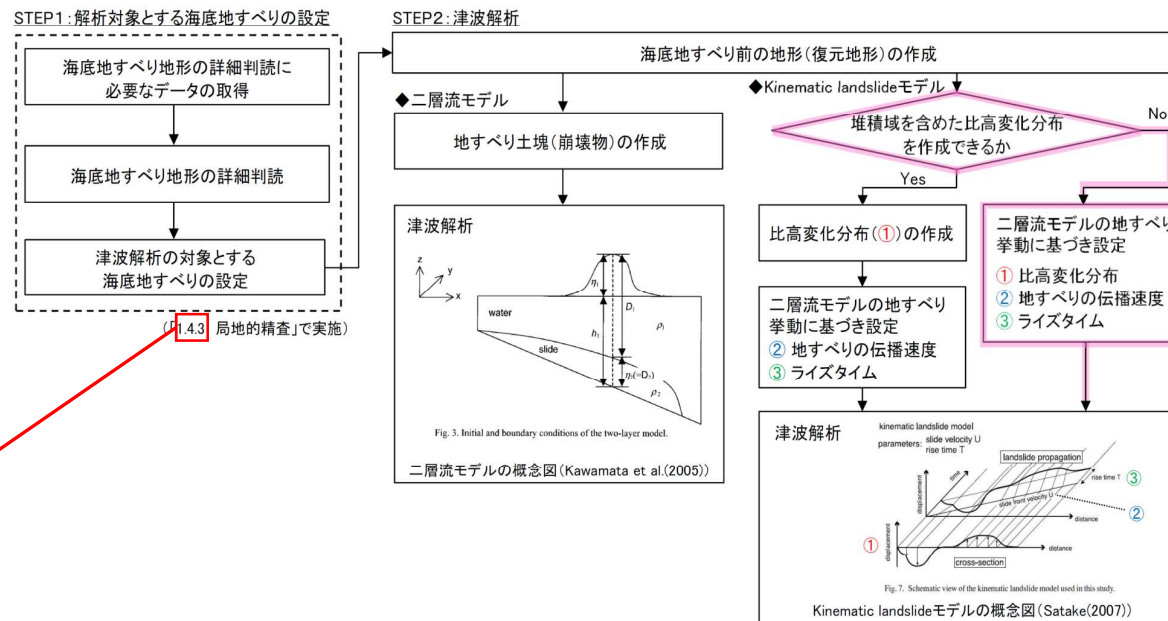
(正)

II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.3 海底地すべりに起因する津波の評価

1.3.5 下北太平洋側大陸棚外縁の海底地すべり

■検討概要

- 以下フローに基づき津波解析を実施した。
- Kinematic landslideモデルに用いる比高変化分布について、海底地すべり堆積域の海底地形データの解像度が低く、海底地形データから比高変化分布を作成できないため、二層流モデルから得られる地すべりの挙動に基づき設定した。解析に用いる比高変化分布、地すべり伝播速度及びライズタイムについては、二層流モデルによる地すべり挙動に基づき、水位への影響が大きくなるように保守的に設定した。



誤字の修正

1.4.3

(誤)

1.3.3

(正)

## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.397

脱字の修正

地形判読調査結果※

(誤)

地形判読調査結果※2

(正)

## II. 地震以外に起因する津波の評価 1. 地すべり及び斜面崩壊 1.3 海底地すべりに起因する津波の評価

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-1 p382 一部修正

397

## 1.3.6 日高舟状海盆の海底地すべり

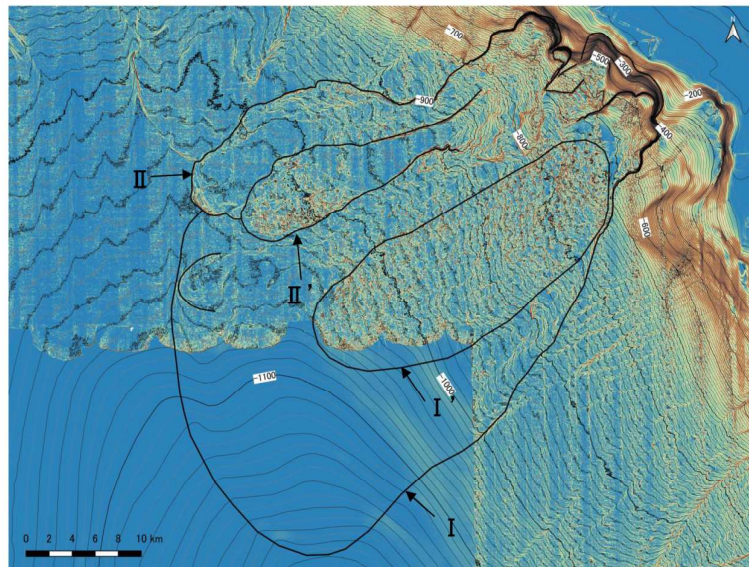
## 1.3.6.3 海底地すべり地形の詳細判読及び津波解析の対象とする海底地すべり

S209

## ■浦河沖の海底地すべり:海底地すべり地形の詳細判読

- ・ Noda et al.(2013)が指摘する浦河沖の海底地すべり(3箇所)について、同海域で取得されている海底地形データ、並びに音波探査記録を用いて、海底地すべり地形の詳細判読を実施した※1。
- ・ 詳細判読の結果、浦河沖の海底地すべりは、地すべりI、地すべりI'、地すべりII及び地すべりII'に区分され、全体として複数回の活動で形成された可能性があることを確認した。
- ・ 斜面上部の明瞭な滑落崖、音波探査記録から推定されるすべり面の形状及び地すべり土塊内部の複雑な変形から、発生形態は円弧すべり型であり、海底地すべり滑落崖(上流側)の傾斜は5~15°程度、滑落崖上部の水深は約200~400mである。

※1.詳細判読に用いた音波探査記録の詳細については、補足説明資料「V. 地震以外に起因する津波の評価 第3章 3.1 浦河沖の海底地すべり」に記載。



浦河沖の海底地すべり地形(傾斜量図)

## 【地形判読調査結果※】

- ✓ 「地すべりI」は、最も面積が大きい海底地すべりである。
- ✓ 「地すべりI」の上部には「地すべりI'」、「地すべりII」が形成され、「地すべりII」の上部には、さらに「地すべりII'」が形成されている。
- ✓ 「地すべりII'」の堆積部と滑落崖の対応関係は不明である。

## 【傾斜量※2】

- ・大陸棚:0.5°以下
- ・大陸棚縁辺斜面:2~4°程度
- ・海盆地:0.5~1°程度
- ・海底地すべり滑落崖:5~15°程度

※2:各評価は当社の解釈による



## 参考文献②

19. Roland Von Huene, John J. Miller, and Wilhelm Weinrebe (2012) : Subducting plate geology in three great earthquake ruptures of the western Alaska margin, Kodiak to Unimak, Geosphere, v.8, no. 3, p.628-644, doi:10.1130/GES00715
20. Ian Shennan, Natasha Barlow, Gary Carver, Frank Davies, Ed Garrett, and Emma Hocking (2014) : Great tsunamigenic earthquakes during the past 1000 yr on the Alaska megathrust, GEOLOGY, doi:10.1130/G35797.1
21. Richard W. Briggs, Simon E. Engelhart, Alan R. Nelson, Tina Dura, Andrew C. Kemp, Peter J. Haeussler, D. Reide Corbett, Stephen J. Angster, and Lee-Ann Bradley (2014) : Uplift and subsidence reveal a nonpersistent megathrust rupture boundary (Sitkinak Island, Alaska), Geophys. Res. Lett., 41, 2289-2296, doi:10.1002/2014GL059380.
22. Gene Ichinose, Paul Somerville, Hong Kie Thio, Robert Graves, and Dan O'Connell (2007) : Rupture process of the 1964 Prince William Sound, Alaska, earthquake from the combined inversion of seismic, tsunami, and geodetic data, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 112, B07306, doi:10.1029/2006JB004728
23. 長谷川昭・中島淳一・内田直希・弘瀬冬樹・北左枝子・松澤暢 (2010) : 日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動, 地学雑誌, 第119巻, 第2号, pp.190-204
23. 木村学 (2002) : プレート収束帯のテクトニクス学, 東京大学出版会
24. Charles Demets (1992) : Oblique Convergence and Deformation Along the Kuril and Japan Trenches, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, Vol.97, No.B12, pp.17,615-17,625
25. 伊藤谷生 (2000) : 日高衝突帯-前縁褶曲-衝上断層帯の地殻構造, 石油技術協会誌, 第65巻, 第1号, pp.103-109
26. Xin Liu, Dapeng Zhao and Sanzhong Li (2013) : Seismic heterogeneity and anisotropy of the southern Kuril arc: insight into megathrust earthquakes, Geophysical Journal International, 1069-1090, doi:10.1093/gji/ggt150
27. 文部科学省 (2008) : プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造の推定, 東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究, 平成20年度成果報告書, 3.1.1.2
28. JUNZO KASAHARA, TOSHINORI SATO, KIMIHIRO MOCHIZUKI AND KAZUO KOBAYASHI (1997) : Paleotectonic structures and their influence on recent seismo-tectonics in the south Kuril subduction zone, The Island Arc, 6, 267-280
29. 文部科学省 (2012) : 根室沖等の地震に関する調査研究 成果報告書 (平成23年度)
30. 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) : 千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第二版) について
31. 内閣府中央防災会議 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会 (2006) : 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告について
32. 文部科学省測地学分科会 (2013a) : 「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 (機関別), 課題番号1002, 北海道周辺の超巨大地震の発生サイクル及び震源過程の解明・プレート運動の解明による衝突帯モデルの構築
33. Kenji Satake, Kelin Wang, Brian F. Atwater (2003) : Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 108, NO. B11, 2535

## 発行年の誤りの修正

文部科学省 (2008)

(誤)

文部科学省 (2008a)

(正)

## 参考文献③

34. Robert C. Witter, Yinglong Zhang, Kelin Wang, Chris Goldfinger, George R. Priest and Jonathan C. Allan (2012): Coseismic slip on the southern Cascadia megathrust implied by tsunami deposits in an Oregon lake and earthquake-triggered marine turbidites, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.117, B10303
35. 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
36. Shinzaburo Ozawa, Takuya Nishimura, Hisashi Suito, Tomokazu Kobayashi, Mikio Tobita & Tetsuro Imakiire(2011): Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, nature LETTER
37. 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
38. Akira Hasegawa, Keisuke Yoshida, Youichi Asano, Tomomi Okada, Takeshi Iinuma, Yoshihiro Ito(2012): Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake, Earth and Planetary Science Letters 355-356, pp231-243
39. JAMSTEC(2013): 東北地方太平洋沖地震における巨大地震・津波発生メカニズムの解明～地球深部探査船「ちきゅう」の科学的成果が「SCIENCE」誌に3編同時掲載～, プレリリリース
40. Lin, W., M.Conin, J.C. Moore, F.M. Chester, Y. Nakamura, J.J. Mori, L. Anderson, E.E. Brodsky, N.Eguchi, B. Cook, T. Jeppson, M. Wolfson-Schwehr, Y.Sanada, S.Saito, Y.Kido, T.Hirose, J.H.Behrmann, M.Ikari, K.Ujiie, C.Rowe, J.Kirkpatrick, S.Bose, C.Regalla, F.Remitti, V. Toy, P. Fulton, T.Mishima, T. Yang, T. Sun, T. Ishikawa, J. Sample, K.Takai, J. Kameda, S.Toozko, L. Maeda, S.Kodaira, R.Hino, D.Saffer(2013): Stress state in the largest displacement area of the 2011 Tohoku-oki Earthquake, Science, Vol.339, 687-69
41. 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治(2011): 地質学的データを用いた西暦869年貞観地震津波の復元について, 自然災害科学, 29-4, pp.501-516
42. 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
43. 澤井祐紀・穴倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝(2007): ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亶理町・山元町)における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, No.7, pp.47-80
44. 澤井祐紀・穴倉正展・小松原純子(2008): ハンドコアラを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亶理町・山元町)における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, No.8, pp.17-70
45. 行谷佑一・佐竹健治・山本滋(2010): 宮城県石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における869年貞観地震津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, No.10, pp.1-21
46. 穴倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than TinAung・石山達也・藤原治・藤野滋弘(2007): 石巻平野における津波堆積物の分布と年代, 活断層・古地震研究報告, No.7, pp.31-46
47. 穴倉正展・藤原治・澤井祐紀・行谷佑一・谷川晃一郎(2012): 2011年東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の仙台・石巻平野における分布限界, 活断層・古地震研究報告, No.12, pp.45-61

## ページ数の誤りの修正

687-69

(誤)

687-690

(正)

## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.467

## 発行年の誤りの修正

文部科学省(2007)

(誤)

文部科学省(2008b)

(正)

467

## 参考文献⑤

66. 文部科学省(2007): 択捉島沖等の地震に関する調査研究成果報告書(平成19年度)
67. 内閣府中央防災会議 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会(2006): 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告について
68. Ioki, K. and Y. Tanioka, Y.(2016): Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data, Earth and Planetary Science Letters, 433, 133-138
69. 東北大学理学研究科(2012): 千島海溝沿い小繰り返し地震の解析結果について, 地震予知連絡会 会報, 第88巻, 12-3
70. 国土地理院(2012): 千島海溝沿いの滑り欠損速度分布について, 地震予知連絡会 会報, 第88巻, 12-2
71. Robert McCaffrey(2009): The Tectonic Framework of the Sumatran Subduction Zone, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Vol. 37, 345-366, DOI: 10.1146/annurev.earth.031208.100212
72. 遠田晋次(2004): 断層セグメントの多重破壊とスケーリング則, 月刊地球号外, 46, 168-174
73. Thorne Lay, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Meredith Nettles, Steven N. Ward, Richard C. Aster, Susan L. Beck, Susan L. Bilek, Michael R. Brudzinski, Rhett Butler, Heather R. DeShon, Goran Ekstrom, Kenji Satake, Stuart Sipkin(2005): The Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December 2004, SCIENCE, VOL 308, 1127-1133
74. Cecep Subarya, Mohamed Chlieh, Linette Prawirodirdjo, Jean-Philippe Avouac, Yehuda Bock, Kerry Sieh, Aron J. Meltzner, Danny H. Natawidjaja & Robert McCaffrey(2006): Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra-Andaman earthquake, ARTICLES, NATURE, Vol 440, doi:10.1038
75. Junji Koyama, Kazunori Yoshizawa, Kiyoshi Yomogida, and Motohiro Tsuzuki(2012): Variability of megathrust earthquakes in the world revealed by the 2011 Tohoku-oki Earthquake, Earth Planets Space, 64, pp.1189-1198
76. 小山順二・都筑基博・蓮田清(2012): 斜め衝突帯の巨大地震(1) 相模トラフ, 北海道大学地球物理学研究報告, No.75, pp.161-174
77. Lingling Ye, Thorne Lay, and Hiroo Kanamori(2012): The Sanriku-Oki low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Oki earthquake rupture, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B02305, doi:10.1029/2011JB008847
78. 羽鳥徳太郎(2000): 三陸沖歴史津波の規模の再検討, 津波工学研究報告17, pp.39-48
79. 佐竹健治・行谷佑一・山本滋(2008): 石巻・仙台平野における869年貞観津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, No.8, pp.71-89
80. 中央気象台(1933): 昭和八年三月三日三陸沖強震及津波報告, 験震時報, Vol.7, No.2別刷
81. 岸力(1969): 1968年十勝沖地震調査報告, 津波—北海道東北沿岸—, 1968年十勝沖地震調査委員会編『1968年十勝沖地震調査報告』, pp.207-256
82. 東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター(2004): 2003年十勝沖地震津波調査報告, 津波工学研究報告, 第21号, 第2編
83. 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループによるデータ(<http://www.coastal.jp/tjt/>), 2012/12/29
84. テリ津波合同調査班(1961): 1960年5月24日テリ地震津波に関する論文及び報告, 丸善

## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.471

## ページ数の誤りの修正

493521

(誤)

493-521

(正)

## 発行年の誤りの修正

S.Lorito, F.Romano, S.Atzori,  
X.Tong, A.Avallone,  
J.McCloskey, M.Cocco,  
E.Boschi and A.Piatanesi  
(2010)

(誤)

S.Lorito, F.Romano, S.Atzori,  
X.Tong, A.Avallone,  
J.McCloskey, M.Cocco,  
E.Boschi and A.Piatanesi  
(2011)

(正)

## DOIの誤りの修正

NGEO107

(誤)

NGEO1073

(正)

471

## 参考文献⑨

135. 内閣府中央防災会議 東南海、南海地震等に関する専門調査会(2003):東南海、南海地震等に関する専門調査会(第16回)、参考資料2 強震動と津波の高さの検討に関する資料集、8. 津波計算における震源破壊伝播速度の効果について
136. 杉野英治・岩淵洋子・阿部雄太(2017):破壊伝播特性の不確実さ影響を考慮した確率論的津波ハザード評価手法、日本地震工学会論文集 第17巻、第2号
137. 内閣府(2020a):日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について(概要報告)、日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会
138. Naoyuki Kato and Tetsuzo Seno(2003):Hypocenter depths of large interplate earthquakes and their relation to seismic coupling, Earth and Planetary Science Letters 210,53-63
139. S.T.G. RAGHUKANTH and S. SANGEETHA(2016):A stochastic model for earthquake slip distribution of large events, Geomatics, Natural Hazards and Risk, Vol. 7, No. 2, 493521, doi.org/10.1080/19475705.2014.941418
140. 内閣府(2020b):G空間情報センターHP、内閣府 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討会/津波断層モデル(3)津波断層パラメータ(最終更新2020年12月16日)、https://www.geospatial.jp/ckan/dataset/2-003
141. Aki Ito, Gou Fujie,TetsuroTsuru, Shuichi Kodaira, Ayako Nakanishi, Yoshiyuki Kaneda(2004):Fault plane geometry in the source region of the 1994 Sanriku-oki earthquake, Earth and Planetary Science Letters, 223, 163-175
142. P. Martin Mai, P. Spudich, and J. Boatwright(2005):Hypocenter Locations in Finite-Source Rupture Models, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 95, No. 3, pp. 965-980, doi: 10.1785/0120040111
143. Diego Melgar and Gavin P. Hayes(2019):The Correlation Lengths and Hypocentral Positions of Great Earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 109, No. 6, pp. 2582-2593, doi: 10.1785/0120190164
144. 社団法人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
145. 藤井雄士郎・佐竹健治:2011年東北地方太平洋沖地震の津波波源再現モデル、http://iisee.kenken.go.jp/staff/fujii/OffTohokuPacific2011/
146. 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
147. Kenji Hirata, Kenji Satake, Yuichiro Tanioka, Tsurane Kuragano, Yohei Hasegawa, Yutaka Hayashi, Nobuo Hamada(2006):The 2004 Indian Ocean tsunami: Tsunami source model from satellite altimetry, Earth Planets Space, 58, 195-201, 2006
148. S.Lorito, F.Romano, S.Atzori, X.Tong, A.Avallone, J.McCloskey, M.Cocco, E.Boschi and A.Piatanesi(2010): Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake,nature geoscience LETTERS, DOI:10.1038/NGEO107
149. 相田勇(1986):津波波源の推定、水工学シリーズ86-B-2、土木学会水理委員会
150. 地震調査研究推進本部(2017b):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レンビ」)
152. Mansinha, L. and D. E. Smylie(1971):The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol.61, No.5, pp.1433-1440
153. 青森県海岸津波対策検討会(2015):第7回資料(平成27年3月19日)



## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.472

## 著者名の不足の修正

Jean M. Johnson and  
Kenji Satake

(誤)

Jean M. Johnson, Kenji  
Satake, Sanford R. Holdahl  
and Jeanne Sauber

(正)

カンマの不足, 衍字,  
ページ数の不足の修正

Tsunami Earthquake  
Encyclopedia of Complexity  
and Systems Science 200

(誤)

Tsunami Earthquake,  
Encyclopedia of Complexity  
and Systems Science, 9577-  
9592

(正)

472

## 参考文献⑩

154. Goto, K., Chagué-Goff, C., Fujino, S., Goff, J., Jaffe, B., Nishimura, Y., Richmond, B., Sugawara, D., Szczuciński, W., Tappin, D.R., Witter, R. and Yulianto, E. (2011) : New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event. *Marine Geology*, 290, 46-50
155. 国土交通省・内閣府・文部科学省(2014) : 日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書
156. 小池一之・町田洋(2001) : 日本の海成段丘アトラス
157. Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975) : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65, 1073-1095.
158. Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999) : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, pp.59-80.
159. 入倉孝次郎(2004) : 強震動予測レシピ — 大地震による強震動の予測手法 —, 京大防災研究所年報 第47号 A
160. Satoko Muretani, Hiroe Miyake, and Kazuki Koketsu (2008) : Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, 987-991.
161. Jean M. Johnson and Kenji Satake (1996) : The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 101, NO. B1, PAGES 523-532
162. Johnson, J.M., Y. Tanioka, L. J. Ruff, K. Satake, H. Kanamori, and L. R. Sykes (1994) : The 1957 great Aleutian earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, 142, 3-28.
163. Jean M. Johnson and Kenji Satake (1999) : Asperity Distribution of the 1952 Great Kamchatka Earthquake and its Relation to Future Earthquake Potential in Kamchatka, *Pure and Applied Geophysics*, pp.541-553
164. 社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2009) : 確率論的津波ハザード解析の方法(案)
165. 青森県(2021) : 津波浸水想定について(解説)(令和3年5月27日)
166. 青森県海岸津波対策検討会(2012) : 青森県海岸津波対策検討会検討結果(平成24年10月)
167. 阿部勝征(2003) : 津波地震とは何か—総論—, 月刊地球, Vol.25, No.5, pp.337-342
168. 阿部勝征(1999) : 遡上高を用いた津波マグニチュードMtの決定—歴史津波への応用—, 地震第2輯, 第52巻, pp.369-377
169. JASCHA POLET and H. KANAMORI(2009) : *Tsunami Earthquake Encyclopedia of Complexity and Systems Science 200*
170. 伊木常誠(1897) : 三陸地方津浪実況取調報告, 震災予防調査会報告, 第11号, pp.5-34.
171. 松尾春雄(1933) : 三陸津浪調査報告, 内務省土木試験所報告, 第24号, pp.83-112
172. 伊藤潔・大東明子(1996) : 地殻および上部マントルにおける $V_p/V_s$ 比, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B83
173. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(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」)
174. Yuichiro Tanioka and Kenji Satake (1996) : Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, Vol.23, No.13, pp.1549-1552



## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-1 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答) p.475

475

## 参考文献⑬

217. 野田篤・片山肇(2014):20万分の1海洋地質図「日高舟状海盆表層堆積図」の出版,GSJ地質ニュース,Vol.3, No. 2
218. 野田篤・辻野匠・上嶋正人(2010):日高トラフにおける海底地すべり堆積物,日本地質学会,第117年学術大会, P-57
- 219.K.KAWAMATA, K.TAKAOKA, K.BAN, F.IMAMURA, S.YAMAKI AND E.KOBAYASHI(2005):MODEL OF TSUNAMI GENERATION BY COLLAPSE OF VOLCANIC ERUPTION:THE 1741 OSHIMA-OSHIRIMA TSUNAMI,Tsunamis:Case Studies and Recent Developments, pp.79-96
- 220.Kenji Satake(2007):Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea, Earth Planets Space, 59, 381-390
- 221.殿最浩司,志方建仁,村上嘉謙(2015):海底地すべりに伴う津波の各種計算モデルの再現性検討,土木学会論文集B3(海洋開発),第71巻 2号, pp.1,557-1,562
- 222.田近淳(1995):堆積岩を起源とする地すべり堆積物の内部構造と堆積相,地下資源調査所報告,第67号, pp.59-145
- 223.渡邊奈保子・田賀傑・西下厚志・河原木一・及川光弘・倉持幸志・泉紀明(2007):第1鹿島海山および襟裳海山周辺海域における精密地殻構造探査:DKr1およびERr1測線,海上保安庁,海洋情報部技報,Vol.25, pp.40-50
- 224.海上保安庁(1984):ナローマルチビーム測深機等による第1鹿島海山の調査結果,地震予知連絡会 会報,第32巻, 3-17
- 225.大島章一・荻野卓司・桂忠彦・池田清・内田摩利夫・永野真男・林田政和・宗田賢二・春日茂・谷伸(1985):第1鹿島海山の日本海溝陸側海溝斜面へのもぐり込み現象,海上保安庁,水路部研究報告,第20号, pp.25-46
- 226.藤岡換太郎・平朝彦(1987):海山・島弧の衝突と付加テクトニクス-第一鹿島海山の衝突・付加-,月刊海洋科学,Vol.19, No.7, pp.390-394
- 227.西澤あずさ(2012):平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の概要,海上保安庁,海洋情報部研究報告第49号, pp.1-14
- 228.飯山敏道・中村一明・小林和男(1984):日仏共同研究“海溝(KAIKO)計画”第1期調査の実施と結果,地学雑誌, 93-7, pp.30-42
- 229.佐竹健治(1997):ハワイの津波堆積物-アメリカ地質学会コルディレラ分科会および巡検に参加して-,地質ニュース518号, pp.21-28
- 230.Eakins, B. W., Robinson J. E., Kanamatsu, T., Naka, J., Smith, J. R., Takahashi, E., Clague, D. A.,(2003): Hawaii 's Volcanoes Revealed, U.S. Geological Survey Geologic Investigations Series I-2809,http://geopubs.wr.usgs.gov/i-map/i2809
- 231.羽鳥徳太郎(1976):1975年ハワイ島(Kalapana)津波と日本沿岸での挙動,地震第2輯,第29巻, pp.355-363. Nettles\_2004.BSSA
- 232.Nettles M. and Göran Ekström(2004):Long-Period Source Characteristics of the 1975 Kalapana, Hawaii, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 2, pp.422-429
- 233.Day, S. J., P. Watts, S. T. Grilland J. T. Kirby (2005):Mechanical models of the 1975 Kalapana, Hawaii earthquake and tsunami, Marine Geology, 215, pp.59-92
- 234.Ma, K-F., H. Kanamori and K. Satake (1999):Mechanism of the 1975 Kalapana, Hawaii, earthquake inferred from tsunami data, Journal of Geophysical Research, Vol. 104, Issue B6, pp.13153-13167
- 235.横瀬久芳(2007):ハワイ諸島における巨大海底地すべり,日本地質学会,第114年学術大会, S-10
- 236.横瀬久芳(2010):ハワイ諸島の巨大海底地すべり群と津波-一流山の高さ分布におけるフラクタル次元-,月刊地球,号外No.61, pp.71-79



## ページ数の誤りの修正

pp.71-79

(誤)

pp.71-80

(正)

## 誤字の修正

476

## 参考文献⑭

237. McMurtry G. M. P. Watts, S. T. Grilland J. T. Kirby (2004) : Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands, Marine Geology, Vol. 203, Issues 3-4, pp.219-233
- 238 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
239. Guillou, H., M-O. Garcia, L. Turpin (1997) : Unspiked K-Ar dating of young volcanic rocks from Loihi and Pitcairn hot spot sediments Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol.78, pp.239-249
- 240.海上保安庁: 海域火山データベース, 海洋情報部, (<https://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/list-2.htm>)
241. 佐竹健治・加藤幸弘(2002): 1741年寛保津波は渡島大島の山体崩壊によって生じた, 月刊海洋, 号外No.28, pp.150-160
- 242.S.Noda, K.Yashiro, K.Takahashi, M.Takemura, S.Ohno, M.Tohdo and T.Watanabe(2002): RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological SITES, OECD Data and Seismic Engineering Analysis. Oct.16-18, Istanbul

Unspiked K-Ar dating of young volcanic rocks from Loihi and Pitcairn hot spot sediments

(誤)

Unspiked K-Ar dating of young volcanic rocks from Loihi and Pitcairn hot spot seamounts

(正)

## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料) p.4

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-2 p4 再掲

4

## I. 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の運動型地震」に起因する津波の評価

## 1. 固着域, すべり量に関する検討

## 1.1 岩手県沖南部

- Ye et al. (2012)は、過去の地震発生履歴、すべり欠損分布及び2011年東北地方太平洋沖地震(以下、「3.11地震」という。)後の余震分布等の分析から、岩手県沖南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域(SLSR(Sanriku-Oki low-seismicity region))が存在することを明らかにしている。
- 地震調査研究推進本部(2012)は、過去の地震発生履歴から、蓄積されている地震モーメントを地震としてはほとんど解放しておらず、さらに、1989年、1992年、1994年の三陸沖の地震の後に非地震性すべりが起こったとし、カップリングは他の領域に比べると小さいと評価している。なお、すべり欠損分布及び3.11地震でのすべり分布から、M9の地震が発生した際にはある程度地震性のすべりを生じうると考えられるとしている。

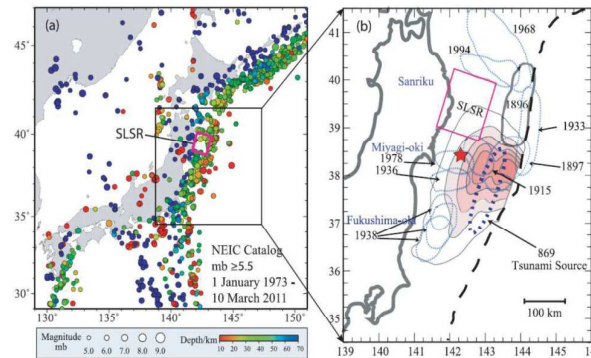


Figure 1. (a) Seismicity from the NEIC catalog around Japan from 1973 to 2011 prior to the 11 March 2011 Tohoku-Oki earthquake with  $m_b \geq 5.5$ . Hypocentral depths are indicated by the color scale, and symbol size increases with seismic magnitude. The magenta rectangular region indicates the SLSR. The black rectangle indicates the zoomed-in region in Figure 1b. (b) Map showing the location of the Sanriku low-seismicity region (SLSR), and schematic rupture zone of historic large earthquakes along the northeast Honshu coast [ERC, 1998] with blue dotted ellipsoidal shapes and a gray dotted shape for the 1896 tsunami earthquake source area [Tanioka and Satake, 1996] updip of the SLSR, respectively. Slip contours of 1, 10, 20, 30, 40, and 50 m for 2011 Tohoku-Oki rupture model of *Tue and Loy* [2011] are shown along with a red star for the USGS/NEIC epicentral location. The darkly dotted ellipse indicates the approximate location of the 896 Jogan tsunami source region [Minoura et al., 2001]. The dashed curve indicates the position of the trench.

1975年~2011年におけるM5.5以上の震源分布と低地震活動域(SLSR)の位置  
(Ye et al.(2012))

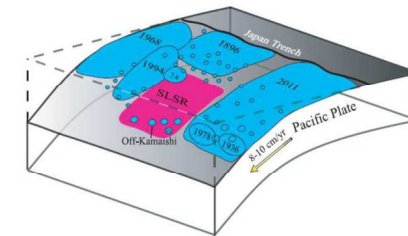


Figure 12. Schematic map of the Japan megathrust fault showing the distribution of rupture zone of historic large events and the 2011 Tohoku earthquake (large blue regions), and aftershocks (small blue regions) along the megathrust from Japan Trench. We plot the southern end of the 1896 rupture zone as extending to about 39°N, north of the aseismic zone seen in Figure 2e, consistent with the southern extent of the tsunami model of *Aida* [1977] and the region of strong inundation on the Iwate coast indicated by *Hatori* [1974]. The convergence velocity of the Pacific Plate is indicated by a yellow arrow. The magenta region highlights the SLSR on the megathrust. The SLSR is largely aseismic, but does have modest-size patches of seismogenic regions down dip, including the off-Kamaishi repeater zone. The shallower portion of the SLSR is almost devoid of moderate-size thrust events, but seismic activity is high in the 1896 rupture zone region further updip.

既往地震の震源概略図  
(Ye et al.(2012))



誤字の修正

1975年~2011年

(誤)

1973年~2011年

(正)

第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料) p.17

衍字の修正

- I. 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波の評価
- 2. 3.11地震に伴う津波による津波堆積物

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-2 p17 再掲

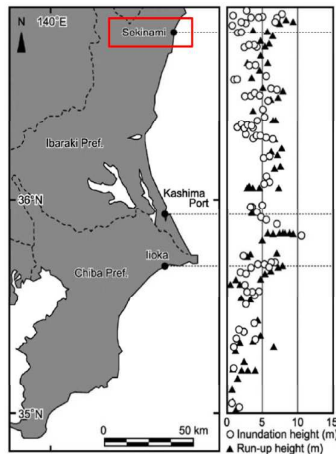
17

2.2 各地点で認められた津波堆積物

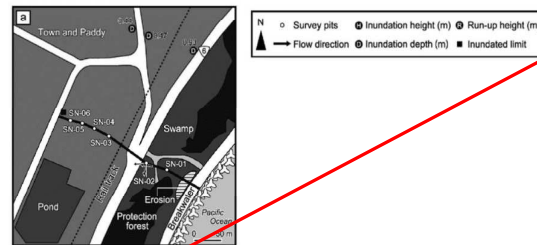
■茨城県北茨城市関南(山田・藤野(2013))

津波高さ	約6m(調査地域から約900m南の海岸付近)
堆積物の分布範囲	180m程度
最大層厚	約21.0cm

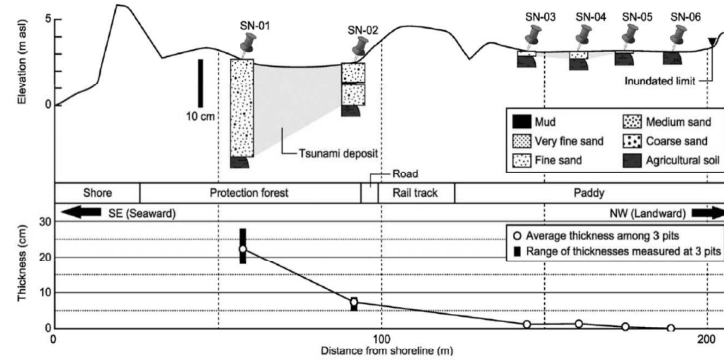
・ 内陸100m付近まで、数十cmの砂層の堆積が見られる。



調査地域と津波の高さ  
(山田・藤野(2013)に一部加筆)



調査測線と津波の高さ(山田・藤野(2013))



地形断面と層厚変化(山田・藤野(2013))

調査測線と津波の高さ

(誤)

調査測線

(正)

第1068回審査会合(2022.9.2)

資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料) p.18

桁字の修正

- 1. 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波の評価
- 2. 3.11地震に伴う津波による津波堆積物

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-2 p18 再掲

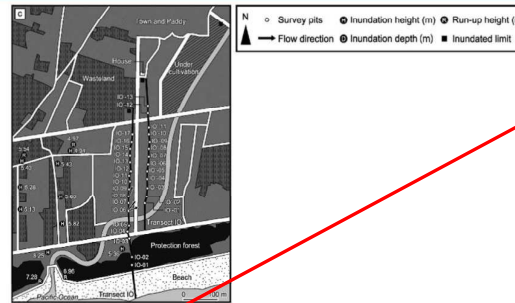
18

2.2 各地点で認められた津波堆積物

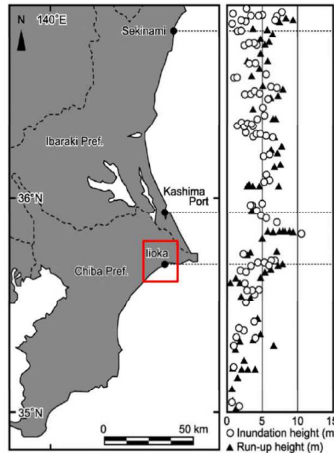
■千葉県旭市飯岡(山田・藤野(2013))

津波高さ	約8.25m(調査測線脇の川の河口付近)
堆積物の分布範囲	560m程度
最大層厚	25.0~30.0cm程度

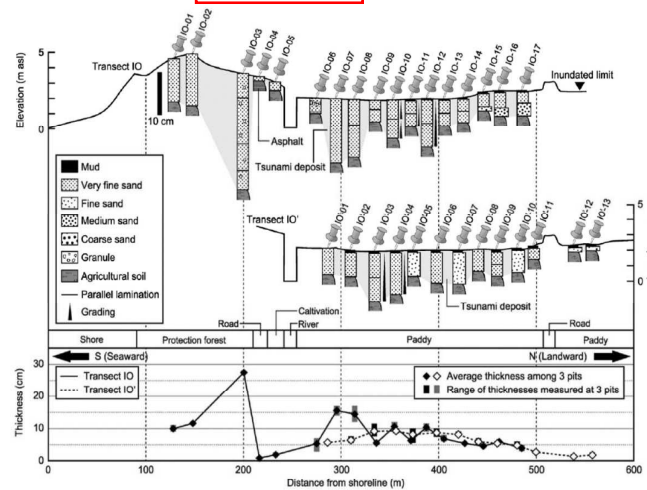
- ・ 内陸200m付近まで、数十cmの砂層の堆積が見られる。



調査測線と津波の高さ(山田・藤野(2013))



調査地域と津波の高さ  
(山田・藤野(2013)に一部加筆)



地形断面と層厚変化(山田・藤野(2013))

調査測線と津波の高さ

(誤)

調査測線

(正)



## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料) p.108

## 脱字の修正

巨大地震発生した

(誤)

巨大地震が発生した

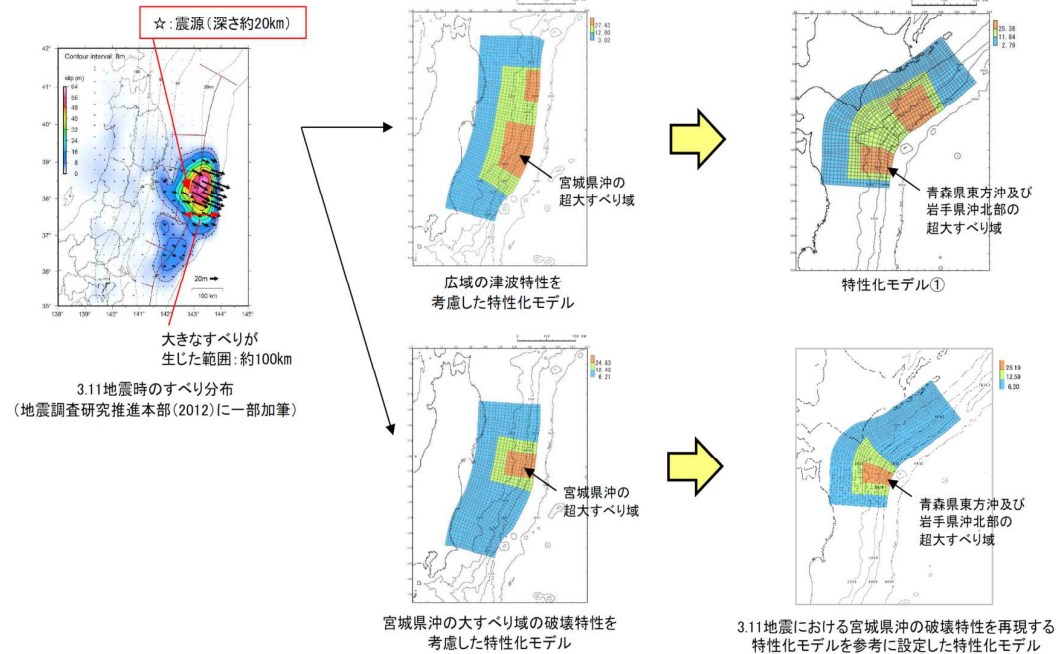
(正)

## I. 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波の評価

## 8. 超大すべり域のすべり分布の設定

## 8.1 設定内容

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部ではM9クラスの巨大地震発生した記録が無いことから、同領域に設定する超大すべり域のすべり分布は、日本海溝沿いで発生した3.11地震における宮城県沖の大きなすべりの発生要因を分析した上で、青森県東方沖及び岩手県沖北部との地震学的・地質学的特徴の類似性から、深さ約20km~0kmの範囲(幅:約100km)に設定した。
- 次頁以降に、各検討の詳細を示す。



## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料) p.136

## 衍字の修正

基準断層モデル②及が

(誤)

基準断層モデル②が

(正)

I. 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波の評価

10. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ

## 10.3 水位下降側:(参考)防波堤の有無が津波水位に及ぼす影響

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-2 p136 再掲

136

- 各特性化モデルの決定ケースを対象に、防波堤無し地形を用いた津波解析を実施した結果を以下に示す。
- 防波堤無しの条件下においては、**基準断層モデル②及が**発電所全体の津波高さに及ぼす影響が最も大きいことを確認した。

## ■最大水位下降量の比較

下線部:最大ケース(防波堤有り・無し)

特性化モデル	大すべり域の位置	破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	防波堤	補機冷却海水系 取水口前面
特性化モデル①	南へ約60km移動	P5	1.0	60	有り	-4.66
					無し	-6.22
特性化モデル②	南へ約60km移動	P4	2.5	60	有り	-4.88
					無し	-6.33
基準断層モデル② (特性化モデル③)	南へ約100km移動	P4	1.0	60	有り	-5.10
					無し	-6.55
基準断層モデル③ (特性化モデル④)	南へ約40km移動	P1	1.0	60	有り	-5.24
					無し	-6.15

誤字の修正

大すべり域に近傍に

(誤)

大すべり域の近傍に

(正)

I. 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の運動型地震」に起因する津波の評価

11. 破壊開始点に係る知見の整理・反映

11.1 アスぺリティと破壊開始点の位置関係に係る地震学的知見

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-2 p141 再掲

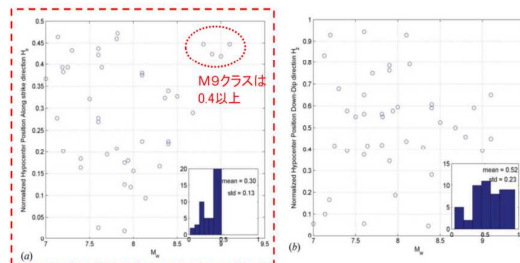
141

■破壊開始点と大すべり域の位置関係(2/2)

- Raghukanth and Sangeetha (2016) は、3.11地震を含む国内外で発生した巨大地震(Mw7-9.1, 33地震)の強震動インバージョンモデル(45モデル)から、震源は地震規模に関わらず大すべり域に近傍に位置するとしている。また、走向方向の震源位置について、Mw8.5以上の地震はほぼ断層中心に位置し、断層端部には位置しないとしている。
- Melgar and Hayes (2019) は、USGSの有限断層モデルデータベースに基づき(M7-9, 192モデル)、震源位置を確率モデル化し、震源は断層中心付近を最大とする確率分布を示し、震源は断層端部に位置しないとしている。



Figure 1. Large earthquakes used in this study (lines—plate boundaries from Bird (2003)).  
検討対象とした地震(Raghukanth and Sangeetha (2016))



走向方向の震源位置(端部を0, 断層中心を0.5として正規化)  
Figure 7. Normalized hypocentre position in (a) along-strike and (b) down-dip directions.

震源(破壊開始点)と震源域の位置関係(Raghukanth and Sangeetha (2016))

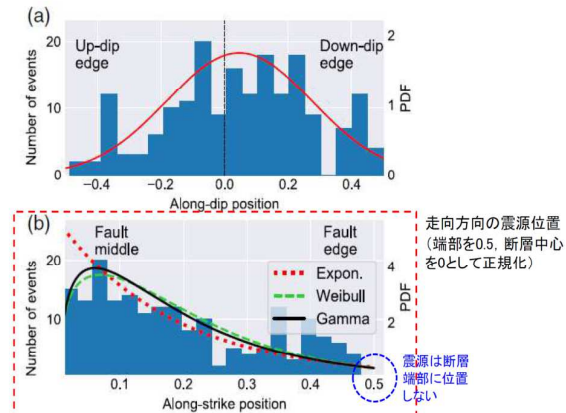


Figure 8. Hypocenter positions as a function of the (a) down-dip and (b) along-strike lengths. The histogram is the observed distribution. The lines are the best-fitting PDFs; we use a normal distribution for the along-dip position; and exponential, gamma, and Weibull for the along-strike position. Kolmogorov-Smirnov statistics for the data fits is in Table 1. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

震源(破壊開始点)と震源域の位置関係  
(Melgar and Hayes (2019))



## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料) p.155

I. 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波の評価  
12. 内閣府(2020)の津波評価第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-2 p155 再掲

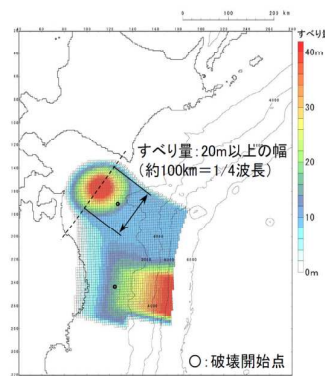
155

## 12.2 津波の伝播特性の比較

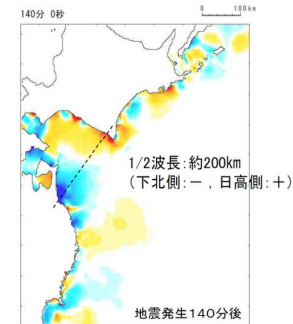
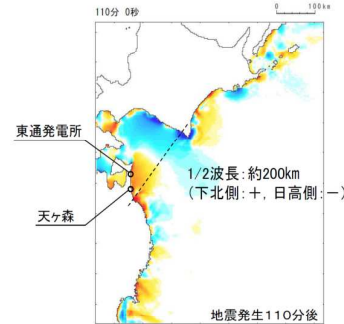
## ■内閣府(2020a)による津波波源モデル(4/4)

- 青森県以南から北海道日高沿岸に囲まれた海域の北東-南西方向に波長の長い(1/2波長=約200km)水位変動が繰り返し発生した要因について、青森県から北海道沿岸の閉鎖領域の中で、青森県沖のすべり域のすべりが発生し、同すべりによる隆起・沈降に伴う水位変動が増幅したものと考えられる。

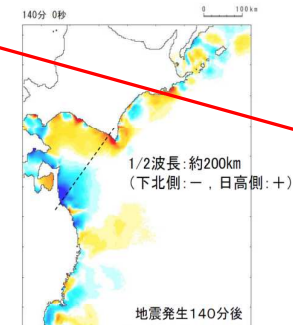
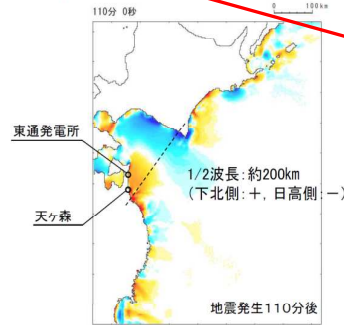
【内閣府(2020a)日本海溝(三陸・日高沖)モデル】



【内閣府(2020a)青森県沖破壊開始点ケース】



【内閣府(2020)岩手県沖破壊開始点ケース】



脱字の修正

内閣府(2020)

(誤)

内閣府(2020a)

(正)

## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料) p.163

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-2 p163 再掲

163

## I. 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波の評価

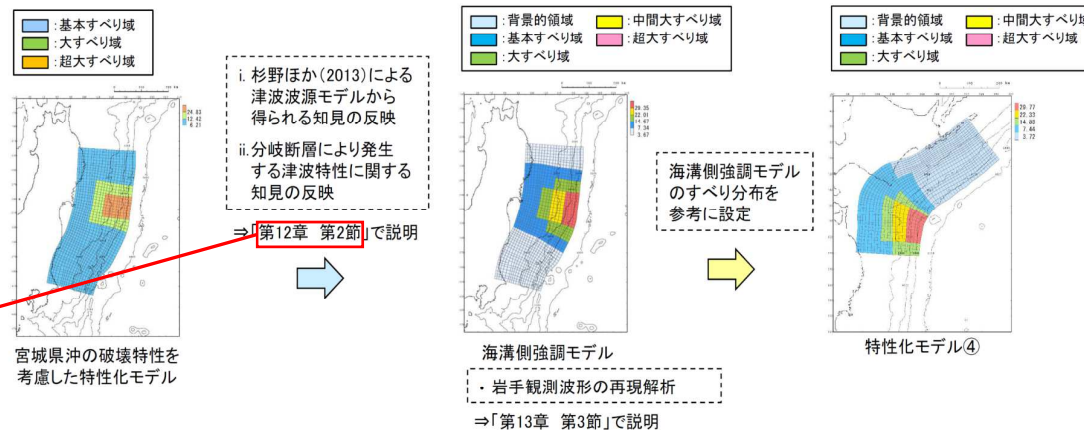
## 13. 特性化モデル④の周期特性

## 13.1 検討方針(2/2)

- 岩手観測波形で確認された短周期の波の発生要因について、3.11地震後の日本海溝付近における海底調査(JAMSTEC(2012))等から分岐断層によるものではないと考えられるものの、分岐断層や海底地すべりは短周期の波を発生させる要因の1つと考えられることから、未知なる分岐断層や海底地すべり等が存在する可能性を考慮した特性化モデル④を設定した。
- 具体的には、宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを基本として※、杉野ほか(2013)の津波波源モデルから得られる知見及び分岐断層により発生する津波特性に関する知見を反映して設定した海溝側強調モデルのすべり分布を参考とした。
- 本検討では、特性化モデル④のすべり分布のベースとした海溝側強調モデルが、岩手観測波形の特徴である長周期の波に加え、短周期の波も適切に考慮できているかを確認するため、岩手観測波形の再現解析を実施した。

※:モデルの詳細は「7. 3.11地震における宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル」に記載。

## 【特性化モデル④の設定フロー】



## 誤字の修正

第12章 第2節

(誤)

第13章 第2節

(正)



## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料) p.184

## 誤字の修正

前項(13.2~13.4)

(誤)

前項(14.2~14.4)

(正)

## 誤字の修正

本項(13.5)

(誤)

本項(14.5)

(正)

I. 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波の評価

14. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

14.5 発電所の津波高さに与える支配的な要因(1/5)

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-2 p184 再掲

184

## ■検討方針

- ・ 前項(13.2~13.4)における発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性の比較から、発電所の津波高さは、津波波源そのものの影響が支配的であり、発電所港湾施設や発電所周辺の微地形の影響は小さいことを確認した。
- ・ 本項(13.5)では、各特性化モデルの津波の特徴(波長、津波高さ(最高水位))から発電所の津波高さに与える支配的な要因について検討する。

## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料) p.193

脱字の修正

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-2 p194 再掲

193

## II. 「プレート間地震」に起因する津波の評価 1. 「プレート間地震」に起因する津波の評価

### 1.2 地震規模の設定

#### ■青森県東方沖及び岩手県沖北部のすべり量(歪み量)に関する検討(1/2)

- 1600年以降、M8クラスの地震が4回発生している(1677年, 1763年, 1856年, 1968年)。これら地震を、地震調査研究推進本部(2019)は、平均発生間隔約97.0年で繰り返し発生する地震として評価している。
- Yamanaka and Kikuchi(2004), 永井ほか(2001)は、アスペリティ分布の解析から、三陸沖北部のアスペリティ(下右図:AとB)のうち、1968年の地震と1994年の地震の共通アスペリティ(下右図:B)のカップリング率はほぼ100%であるとしている。また、個々のアスペリティが単独で動けばM7クラスの地震(=1994年)を、連動するとM8クラスの地震(=1968年)を引き起こすとしている。

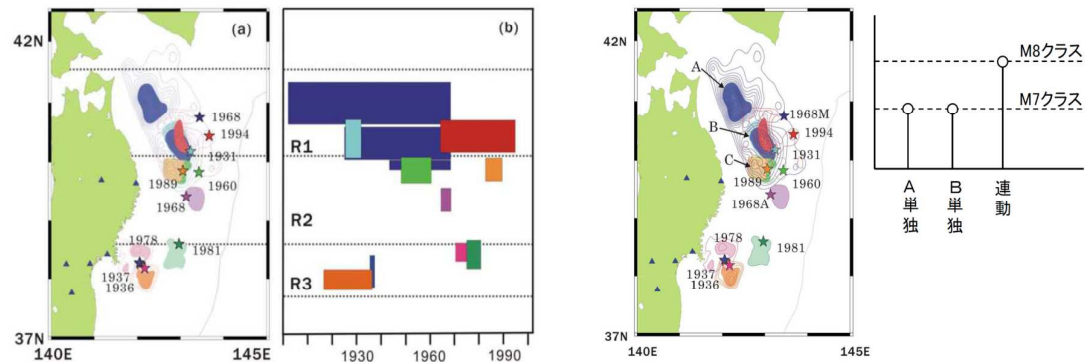


Figure 10. (a) Asperity map. (b) Space-time distribution of the seismic moment release based on the slip-predictable model. The width of the rectangle indicates the moment accumulation given by time  $D_a/V_{plate}$ , where  $D_a$  is the average seismic slip in asperities and  $V_{plate} = 0.1 \text{ m yr}^{-1}$ .

(Yamanaka and Kikuchi(2004))

アスペリティの活動パターンと地震規模の関係  
(Yamanaka and Kikuchi(2004), 永井ほか(2001))

これら地震を

(誤)

これらの地震を

(正)

## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料) p.299

マンニングの粗度係数の単位  
表記の誤りの修正

$$n=0.03\text{m}^{-1/3}/\text{s}$$

(誤)

$$n=0.03\text{m}^{-1/3}\text{s}$$

(正)

引用文献の発行年の誤りの  
修正

土木学会(2002)

(誤)

土木学会(2016)

(正)

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-2 p265 再掲

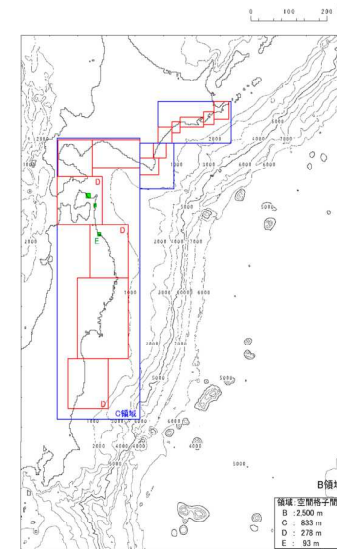
299

VII. 計算条件等 2. 津波計算条件  
2.1 計算条件

- ・ 津波予測計算は、次の計算条件等に基づき実施した。
- ・ なお、数値シミュレーションの手法の妥当性は、既往津波の再現性の評価を実施して確認した。

主な計算条件

	B領域	C領域	D領域	E領域	F領域	G領域	H領域	
空間格子間隔 $\Delta s$	2.5 km	833 m (2500/3)	278 m (2500/9)	93 m (2500/27)	31 m (2500/81)	10m (2500/243)	5m (2500/486)	
時間格子間隔 $\Delta t^{*1}$	0.1秒							
基礎方程式	線形 長波式	非線形長波式(浅水理論) <sup>*1</sup>						
沖側境界条件	自由透過	外側の大格子領域と水位・流量を接続						
陸側境界条件	完全反射	完全反射 (海底露出を考慮)	小谷ほか(1998)の遡上境界条件					
初期海面変動	波源モデルを用いてMansinha and Smitie(1971)の方法により計算される鉛直変位を海面上に与える							
海底摩擦	考慮 しない	マンニングの粗度係数 $n = 0.03\text{m}^{-1/3}/\text{s}$ [土木学会(2002)より]						
水平渦動粘性 係数	考慮しない							
潮位条件	T.P. ±0.0m							
計算時間	地震発生後4時間							

計算領域<sup>\*2</sup>とその水深及び格子分割

※1:土木学会(2016)では、水深200m以上の海域を目安に非線形長波式を適用するとしている。これを十分に満足するようC領域以下(水深1500m以上)で、非線形長波式(浅水理論)を適用した。

※2:計算領域範囲は、日本海溝沿い・千島海溝沿い(南部)の津波発生領域が含まれる範囲及び北海道・東日本沿岸からの反射波が発電所に与える影響を考慮して設定した。

## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料) p.302

マンニングの粗度係数の単位  
表記の誤りの修正

$$n=0.03\text{m}^{-1/3}/\text{s}$$

(誤)

$$n=0.03\text{m}^{-1/3}\text{s}$$

(正)

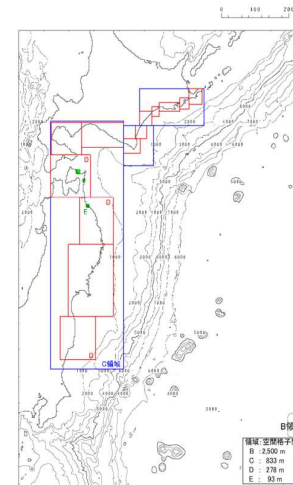
## VII. 計算条件等 3. 既往津波の再現解析

## 3.1 計算領域

- ・ 数値シミュレーションの手法の妥当性を確認するために、既往津波の再現解析を実施した。
- ・ 再現解析は、次の計算条件等に基づき実施した。

主な計算条件

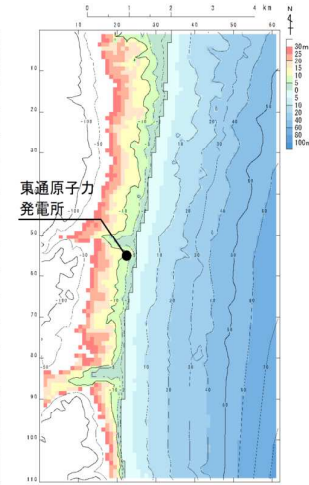
	B領域	C領域	D領域	E領域
空間格子間隔 $\Delta s$	2.5 km	833 m (2500/3)	278 m (2500/9)	93 m (2500/27)
時間格子間隔 $\Delta t$	1秒			
基礎方程式	線形長波式	非線形長波式(浅水理論)		
沖側境界条件	自由透過	外側の大格子領域と水位・流量を接続		
陸側境界条件	完全反射	完全反射 (海底露出を考慮)	小谷ほか (1998)の遡上境界条件	
初期海面変動	波源モデルを用いてMansinha and Smylie(1971)の方法により計算される鉛直変位を海面上に与える			
海底摩擦	考慮しない	マンニングの粗度係数 $n = 0.03\text{m}^{-1/3}/\text{s}$ (土木学会(2016)より)		
水平渦動粘性係数	考慮しない			
潮位条件	T.P. $\pm 0.0\text{m}$			
計算再現時間	地震発生後4時間			



計算領域とその水深及び格子分割

第1027回審査会合(R4.1.28)  
資料1-2 p268 再掲

302



敷地周辺の計算領域とその水深及び格子分割

## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料) p.313

脱字の修正

## VII. 計算条件等 5. 水位下降側の評価方法

313

## 5.2 水位下降量及び取水口敷高を下回る時間の比較

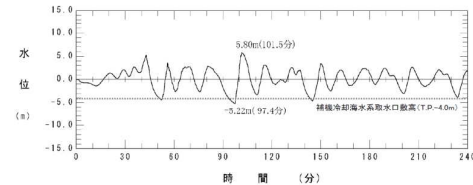
S213

- 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の運動型地震、津波地震及び海洋プレート内地震に起因津波について、補機冷却海水系取水口前面における最大水位下降量及び補機冷却海水系取水口の敷高を下回る継続時間の比較を以下に示す。
- 運動型地震に起因する津波は、津波地震、海洋プレート内地震と比較して、最大水位下降量が大きく、かつ津波の周期が長いことに起因し、補機冷却系海水系取水口敷高を下回る時間は長い※。

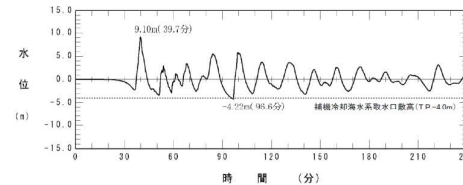
※:詳細は、本資料「I. 地震に起因する津波の評価 5. 地震に起因する津波の評価結果のまとめ 5.2 水位下降側」に記載。

波源モデル	補機冷却海水系取水口前面	
	最大水位下降量(m)	取水口敷高を下回る継続時間(分)
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の運動型地震 (基準断層モデル③)	-5.24	4.4
津波地震	-4.27	1.3
海洋プレート内地震(正断層型の地震)	-4.59	1.9

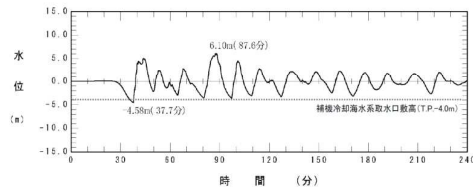
## ■十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の運動型地震



## ■津波地震



## ■海洋プレート内地震



起因津波

(誤)

起因する津波

(正)



## 第1068回審査会合(2022.9.2)

## 資料1-2 東通原子力発電所 津波の評価について(コメント回答)(補足説明資料) p.328

## 脱字の修正

Narumi Takahash

(誤)

Narumi Takahashi

(正)

## ページ数の誤りの修正

1426

(誤)

1426-1429

(正)

## 出典名の誤りの修正

地震2

(誤)

地震 第2輯

(正)

328

## 参考文献④

53. 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, pp.5070-5074
54. Toshiya Fujiwara, Shuichi Kodaira, Tetsuo No, Yuka Kaiho, Narumi Takahashi, Yoshiyuki Kaneda (2011): The 2011 Tohoku-Oki Earthquake: Displacement Reaching the Trench Axis, *SCIENCE*, VOL 334
55. 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
56. 東北電力株式会社(2011): 女川原子力発電所における平成23年東北地方太平洋沖地震により発生した津波の調査結果に関する報告書, 2011年7月
57. 長谷川昭(2015): 2011年東北沖地震の震源域で何が起きたか? - 東北沖地震の発生機構 -, *地震ジャーナル*, 60号
58. Tetsuro Tsuru, Jin-Oh Park, Seiichi Miura, Shuichi Kodaira, Yukari Kido, Tsutomu Hayashi (2002): Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 107, NO. B12, 2357, doi:10.1029/2001JB001664
59. Koichiro Obana, Shuichi Kodaira, Masanao Shinohara, Ryota Hino, Kenji Uehira, Hajime Shiobara, Kazuo Nakahigashi, Tomoaki Yamada, Hiroko Sugioka, Aki Ito, Yasuyuki Nakamura, Seiichi Miura, Tetsuo No, Narumi Takahashi (2013): Aftershocks near the updip end of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 382, 111-116, doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.007
60. 文部科学省測地学分科会(2014): 「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成25年度年次報告(機関別), 課題番号1205, アスベリティの特性解明に向けた観測研究
61. Satoshi Ide, Annemarie Baltay, Gregory C. Beroza (2011): Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, vol. 332, 1426, DOI:10.1126/science.1207020
62. 井出哲(2011): 東北沖地震の二面性-浅部のすべり過ぎと深部の高周波震動-, 東京大学大学院理学系学科, プレスリリース
63. Jeremy E. Kozdon and Eric M. Dunham (2013): Rupture to the Trench: Dynamic Rupture Simulations of the 11 March 2011 Tohoku Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.103, No.2B, pp.1275-1289, doi: 10.1785/0120120136
64. Aki Ito, Gou Fujie, Tetsuro Tsuru, Shuichi Kodaira, Ayako Nakanishi, Yoshiyuki Kaneda (2004): Fault plane geometry in the source region of the 1994 Sanriku-oki earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 163-175
65. Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2004): Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683
66. 永井理子・菊地正幸・山中佳子(2001): 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究-1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較-, *地震2*, 54, 267-280
67. Saeko Kita, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa, Tomomi Okada, Kei Katsumata, Youichi Asano and Takeshi Kimura (2014): Detailed seismic attenuation structure beneath Hokkaido, northeastern Japan: Arc-arc collision process, arc magmatism, and seismotectonics, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119(8), 6486-6511

## 参考文献⑤

68. Kazushige Obara, Yoshikatsu Haryu, Yoshihiro Ito, Katsuhiko Shiomi(2004): Low frequency events occurred during the sequence of aftershock activity of the 2003 Tokachi-Oki earthquake; a dynamic process of the tectonic erosion by subducted seamount, Earth Planets Space, 56, 347-351 Sachiko Tanaka, Takanori Matsuzawa, and Youichi Asano(2019): Shallow Low-Frequency Tremor in the Northern Japan Trench Subduction Zone, Geophysical Research Letters, Vol.46, Issue.10, pp.5217-5224
69. Yukinobu Okamura, Takumi Tsujino, Kohsaku Arai, Tomoyuki Sasaki, Kenji Satake and Masato Joshima (2008): Fore arc structure and plate boundary earthquake sources along the southwestern Kuril subduction zone, Journal of Geophysical Research, Vol.113, B06305
70. Sachiko Tanaka, Takanori Matsuzawa, and Youichi Asano(2019): Shallow Low-Frequency Tremor in the Northern Japan Trench Subduction Zone, Geophysical Research Letters, Vol.46, Issue.10, pp.5217-5224
71. Saeko Kita, Tomomi Okada, Akira Hasegawa, Junichi Nakajima, Toru Matsuzawa(2010): Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials, Earth and Planetary Science Letters 290, 415-426
72. 文部科学省(2008): プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造の推定, 東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究, 平成20年度成果報告書, 3.1.1.2
73. Azusa Nishizawa, Kentaro Kaneda, Naoko Watanabe, and Mitsuhiro Oikawa(2009): Seismic structure of the subducting seamounts on the trench axis: Erimo Seamount and Daiichi-Kashima Seamount, northern and southern ends of the Japan Trench, Earth Planets Space, 61, e5-e8
74. Tomoaki Nishikawa, Toru Matsuzawa, Kazuaki Ohta, Naoki Uchida, Takuya Nishimura, S. Ide(2019): The slow earthquake spectrum in the Japan Trench illuminated by the S-net seafloor observatories, Science 23, Vol. 365, Issue 6455, pp. 808-813
75. Takuya Nishimura, Tomowo Hirasawa, Shin'ichi Miyazaki, Takeshi Sagiya, Takashi Tada, Satoshi Miura and Kazuo Tanaka (2004): Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995-2002 estimated from continuous GPS observations, Geophysical Journal International, Vol.157, Issue 2, pp.901-916
76. Chihiro Hashimoto, Akemi Noda, Takeshi Sagiya and Mitsuhiro Matsu'ura (2009): Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, Nature Geoscience, Vol.2, pp.141-144
77. Naoyuki Kato and Tetsuzo Seno(2003): Hypocenter depths of large interplate earthquakes and their relation to seismic coupling, Earth and Planetary Science Letters 210,53-63
78. P. Martin Mai, P. Spudich, and J. Boatwright(2005): Hypocenter Locations in Finite-Source Rupture Models, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 95, No. 3, pp. 965-980, doi: 10.1785/0120040111
79. S.T.G. RAGHUKANTH and S. SANGEETHA(2016): A stochastic model for earthquake slip distribution of large events, Geomatics, Natural Hazards and Risk, Vol. 7, No. 2, 493521, doi.org/10.1080/19475705.2014.941418
80. Diego Melgar and Gavin P. Hayes(2019): The Correlation Lengths and Hypocentral Positions of Great Earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 109, No. 6, pp. 2582-2593, doi: 10.1785/0120190164

## 出典名の誤りの修正

Science 23

(誤)

Science

(正)

## ページ数の誤りの修正

493521

(誤)

493-521

(正)