

# 大洗研究所(南地区) 高速実験炉原子炉施設(「常陽」)

## 津波評価について

令和4年11月7日

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

# 審査を踏まえた検討・反映事項

## 津波評価

該当箇所

### ➤ 申請時の評価

#### ■地震に起因する津波

- 文献調査及び敷地周辺の活断層調査の結果より、海洋プレート内地震及び海域の活断層による地殻内地震については、想定される地震の規模及び波源位置等を考慮すると影響は十分小さいと判断されるため、敷地に与える影響が最も大きい波源として茨城県沖から房総沖のプレート間地震を選定した。また、杉野他(2014)の方法による設定の影響を確認した。
- 敷地に最も影響を及ぼす波源の評価において、断層モデルの大すべり域の位置と破壊開始点の関係が評価結果に与える影響を確認した。

#### ■地震以外に起因する津波

- 津波を引き起こす可能性がある陸上の地すべり、斜面崩壊の地形は認められず、敷地前面海岸に海底地すべりの可能性のある地形は認められない。敷地周辺に火山現象による歴史津波の記録はなく、海底火山の存在も認められないことから火山現象に起因する津波による敷地への影響はない。
- ハワイ諸島周辺の海底地すべり及び日本海溝の海溝軸よりも沖合にある海底火山(プチスポット)について、文献調査、海底地形判読等を踏まえて、それぞれに起因する津波を評価した結果、敷地への影響が小さいことを確認した。

#### ■津波遡上の評価

津波評価結果と敷地の立地的特徴を踏まえると、敷地(T.P.+約35m~40m)に津波は到達せず、津波の遡上に対して十分余裕がある。このため、改めて潮位のばらつき、高潮等の影響を加えた評価を実施し、施設への津波の到達可能性を検討した。

以上を踏まえた津波評価の結果、敷地前面海岸のT.P.+30m地点において、津波が到達する可能性はないことを確認した。「常陽」はT.P.+約35~40mに設置しており、津波による影響はない。



### ➤ 申請以降に実施した検討

- 申請以降に公表された新たな情報として、波源に関するものとして「アウターライズ地震」「房総沖の波源」、また行政機関による津波評価として「内閣府による評価」を確認した。これらの情報を踏まえても津波の波源設定や遡上評価に変更は生じないことを確認した。



### ➤ 最終評価

- 申請時の評価に変更はない。

5. 選定した波源の検証

補足説明資料 8.  
HTTR許可(2020年  
6月)後の知見の  
確認について

# 目 次

1. 評価方針	4
2. 地震に起因する津波の評価	7
3. 地震以外に起因する津波の評価	38
4. 施設への津波の遡上評価	57
5. 選定した波源の検証	59
6. 立地上の余裕に対する検討	65
参考文献	71

# 目 次

## 1. 評価方針

### 1.1 施設の立地的特徴

### 1.2 津波評価概要

## 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. 施設への津波の遡上評価

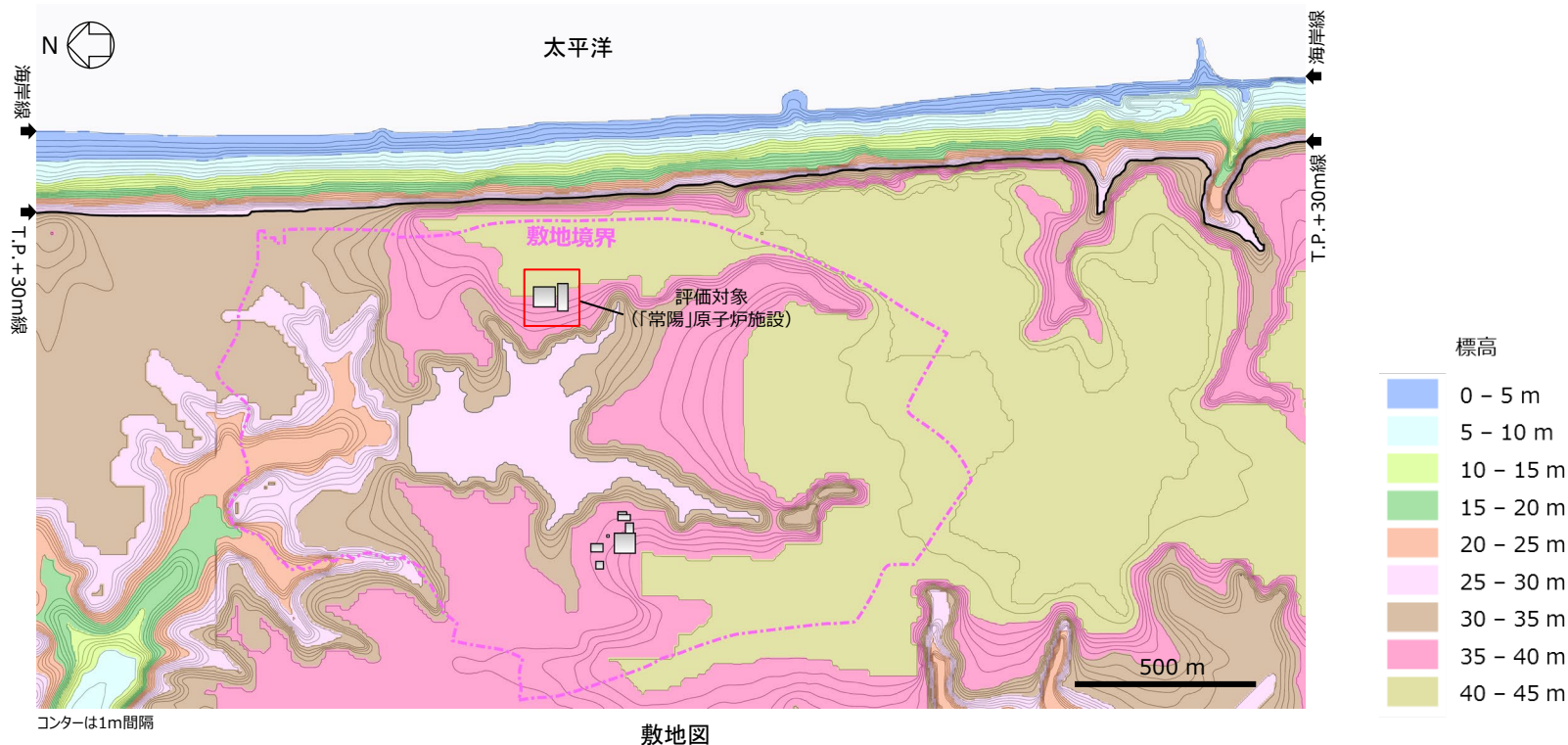
## 5. 選定した波源の検証

## 6. 立地上の余裕に対する検討

## 参考文献

## 1.1 施設の立地的特徴

- ・高速実験炉原子炉施設（以下、「常陽」）において、耐震Sクラス機器を保有する建物は、原子炉建物及び原子炉附属建物、主冷却機建物であり、T.P.+約35m～+約40mの高台に設置されている。
- ・「常陽」には海から取水するための取水設備はない。



### 【津波評価方針】

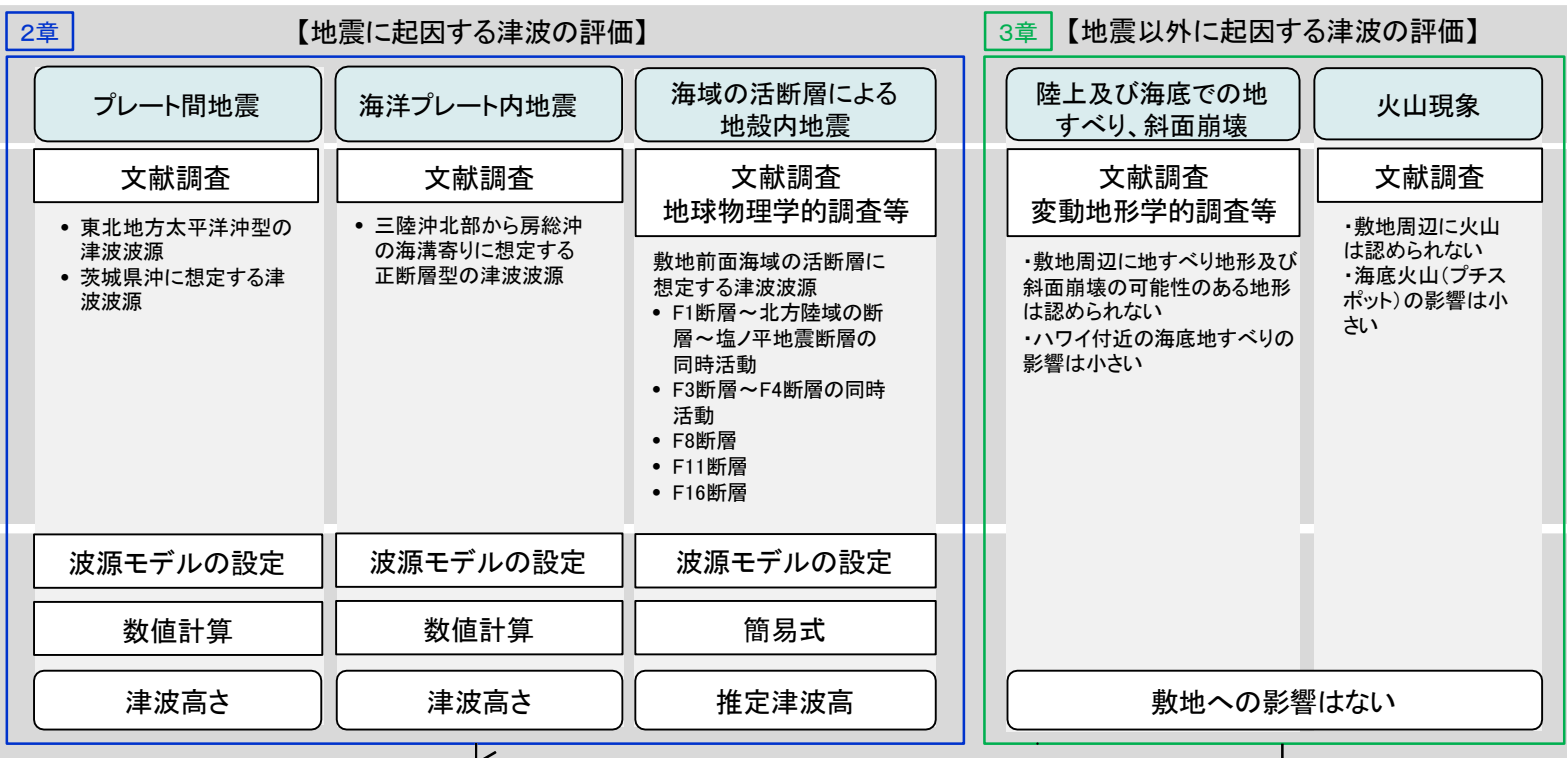
- ・津波評価は「常陽」を対象に実施する。
- ・「常陽」は海からの取水がなく、水位下降側の評価が不要であることから、水位上昇側の津波評価を行う。
- ・評価対象の「常陽」はT.P.+約35m～+約40m地点に位置するが、敷地前面には段丘崖（標高差30m以上）が分布することから、保守的に敷地前面海岸（T.P.+30m地点）への津波の遡上に着目して評価を実施する。

1. 評価方針

1.2 津波評価概要

- 試験研究炉規則解釈第5条を踏まえて津波評価を実施した。(第2・3章)
- 津波評価結果を用いて、津波が対象施設に与える影響を検討した結果、対象施設の立地は津波の遡上に対して余裕があり、津波が到達しないことを確認した。(第4章)
- 選定した波源は、地質学的証拠及び歴史記録等、行政機関による評価を上回ることを確認した。(第5章)
- 確認された施設の立地上の余裕に対し、潮位のばらつき、高潮の影響等を考慮しても、対象施設へ津波が到達しないことを確認した。(第6章)
- 以上より、対象施設に津波による影響はないことを確認した。

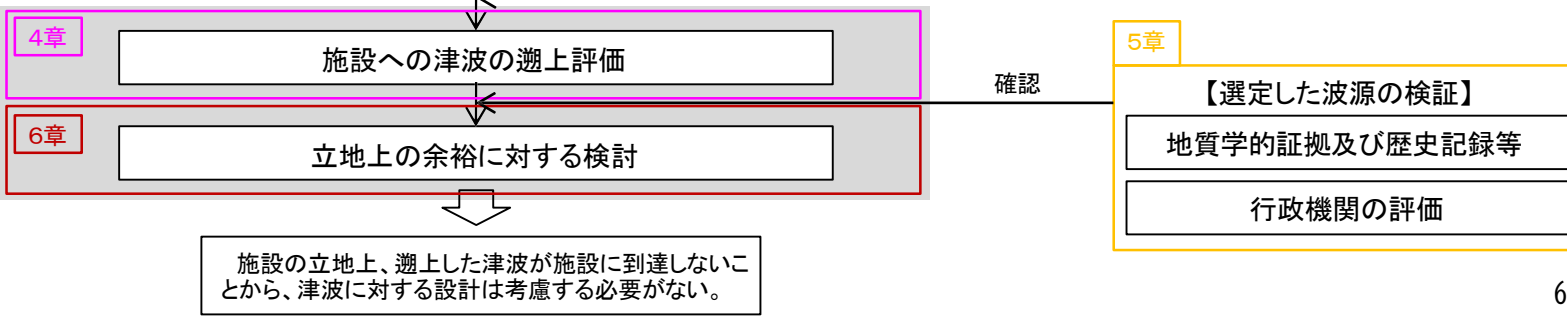
■津波の発生要因の選定



■津波波源の設定

■津波評価

■津波の到達可能性の評価



# 目 次

1. 評価方針
  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. 施設への津波の遡上評価
  5. 選定した波源の検証
  6. 立地上の余裕に対する検討
- 参考文献

# 2.1 プレート間地震に起因する津波(概要)

## 津波波源の設定

## 津波評価

### 1. 検討対象領域の選定

### 2. 想定津波の設定に反映する知見の分析

### 3. 想定波源領域の設定

### 4. 特性化波源モデルの設定

## 申請書から追記した事項

### 特性化波源モデル

・既往津波から検討波源領域を抽出

【2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見】

- ✓ 破壊領域
- ✓ すべり
- ✓ 地震の発生メカニズム

【東北地方太平洋沖型の津波波源】

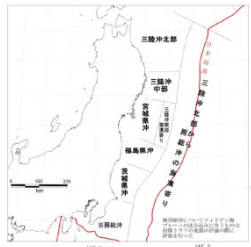


【想定津波の設定方針】

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

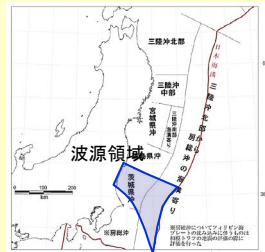
【検討波源領域】

- ・日本海溝沿い※1  
(三陸沖北部～房総沖)



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

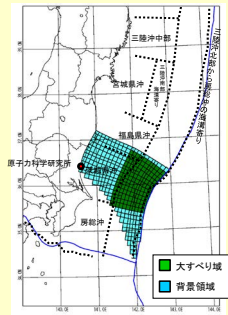
【茨城県沖に想定する津波波源】



茨城県沖に想定する津波波源については、固着の程度が小さい領域に大きなすべりを生じる津波波源を想定した。

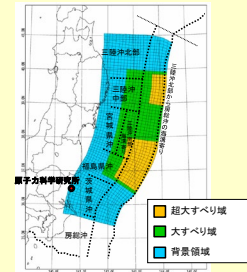
- ✓ 波源領域の南限については、北米プレートとフィリピン海プレートの境界とする。
- ✓ 波源領域の北限については、茨城県沖と福島県沖の境界を目安として、面積が大きくなるよう設定する。
- ✓ プレート間地震と津波地震の連動型地震を仮想的に考慮する。

波源領域：茨城県沖～房総沖の一部  
Mw=8.5



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

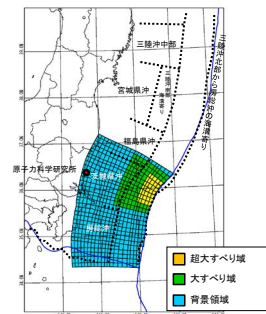
波源領域：三陸沖北部～茨城県沖  
Mw=9.1



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

【茨城県沖から房総沖に想定する津波波源】

検討波源：茨城県沖～房総沖  
Mw=8.7



1677年延宝房総沖地震津波の波源は、茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(プレート間地震と津波地震の連動型地震)に包含されている。

(地震調査研究推進本部(2012))

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



# 2.1 プレート間地震に起因する津波(概要)

## 津波評価

### 4. 特性化波源モデルの設定

### 5. 水位評価

#### 申請書から追記した事項

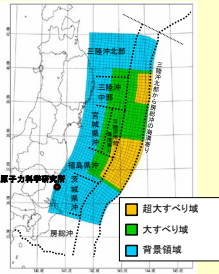
特性化波源モデル

大すべり域等の位置、形状の不確か  
さの考慮(断層は同時破壊とする)

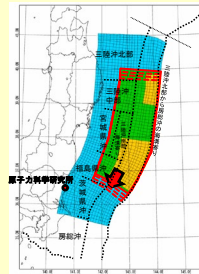
波源は原子力科学研究所での検討  
を踏まえて設定

遡上の検討

波源領域: 三陸沖北部~茨城県沖  
Mw=9.1

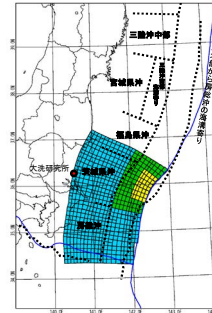


大すべり域、超大すべり域の  
位置を約10km単位で移動



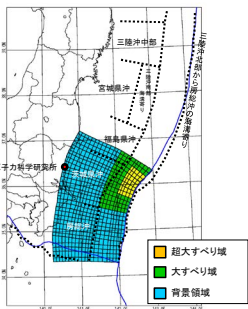
津波高さ  
(原科研2地点)  
T.P.+8.1 m

検討波源: 茨城県沖~房総沖  
Mw=8.7

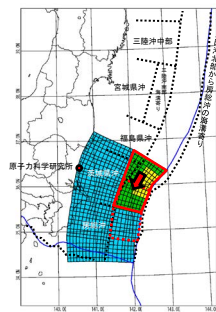


津波高さ  
(敷地前面海岸)  
T.P.+16.9m

検討波源: 茨城県沖~房総沖  
Mw=8.7



大すべり域、超大すべり域の  
位置を約10km単位で移動



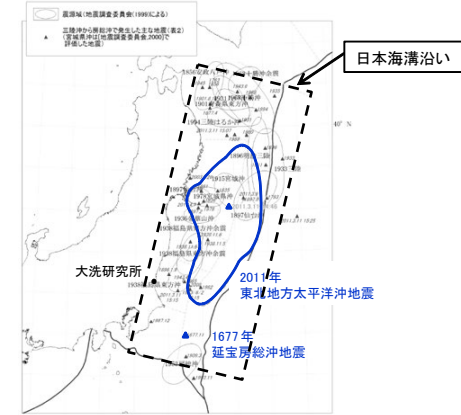
津波高さ  
(原科研2地点)  
T.P.+12.6m

茨城県~房総沖(Mw8.7)の津波波源によ  
る遡上波はT.P.+30mに到達しない。

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

## (1) 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: 磯浜村(現大洗町)5.0~6.0m以上
  - ✓ 2011年東北地方太平洋沖地震津波: 敷地近傍で約7m

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

領域	名称	波源域	地震規模		文献調査結果
			Mj	Mw	
近地津波 日本海溝沿い	869年の津波	三陸沖	8.3 ±1/4	—	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
	1611年の津波	三陸沖(海溝軸付近)	≒8.1	8.3	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
	1677年延宝房総沖地震津波	房総沖(海溝軸付近)	≒8.0	8.2	茨城県磯浜村(現大洗町)で5.0~6.0m以上
	1793年宮城県沖地震に伴う津波	三陸沖	8.0~ 8.4	—	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
	1896年明治三陸沖地震津波	三陸沖(海溝軸付近)	8・1/4	8.3	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
	2011年東北地方太平洋沖地震津波	三陸沖北部~茨城県沖及びその沖合の海溝軸付近	8.4	9.0	大洗研究所近傍で約7m
千島海溝沿い	1968年十勝沖地震に伴う津波	十勝沖	7.9	8.2	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
	17世紀初頭の地震(500年間隔地震)に伴う津波	十勝・根室沖	—	8.8※2	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
伊豆・小笠原海溝沿い	1972年八丈島東方沖地震津波	八丈島東方沖	7.2	M <sub>10</sub> 7.5	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
遠地津波	1700年カスケード地震津波	北米北西部沖	9クラス	8.9	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で約2m
	1952年カムチャッカ地震津波	カムチャッカ半島南東沖	—	9.0	福島県沿岸で約0.5~1.5m
	1960年チリ地震津波	チリ南部沖	—	9.5	茨城県久慈港で約2.3m
	1964年アラスカ地震津波	アラスカ湾	—	9.2	小名浜で0.35m、銚子で0.36m

※1 補足説明資料「1.1(2) 津波痕跡に関する文献調査」に記載

※2 Ioki and Tanioka (2016, in press)による。

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

## (2) 想定津波の設定に反映する知見の分析(まとめ)

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

※ 補足説明資料「1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見」に記載

### 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴

(破壊領域)

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

(すべり)

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

(地震の発生メカニズム)

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

### 2011年東北地方太平洋沖地震に関連する知見

- 固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっている。
- 北米プレートとフィリピン海プレートの境界が余震を含む破壊伝播のバリアとして作用している。

- 大きなすべりが生じた領域は、固着の程度が大きい領域に対応している。
- 海溝軸付近では大きなすべりを生じた(オーバーシュートが生じた)領域が見られ、遠洋性粘土層が連続的に分布している領域に対応している。

- 地震前後で、応力状態が圧縮状態から引張状態へ変化したことから、三陸沖中部～福島県沖に蓄積されていた巨大地震を引き起こす歪みはほぼ完全に解消された。

- 津波堆積物調査結果等から、過去に同規模の巨大地震が数百年間隔で発生している。

### 想定津波の設定方針

I.

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

II.

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

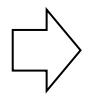
2.1 プレート間地震に起因する津波 2.1.1 津波波源の設定 (2) 想定津波の設定に反映する知見の分析(まとめ)  
**想定波源の領域の設定の考え方について(知見の整理)**

■追加調査対象

2011年東北地方太平洋沖地震に関連する知見の追加

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

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

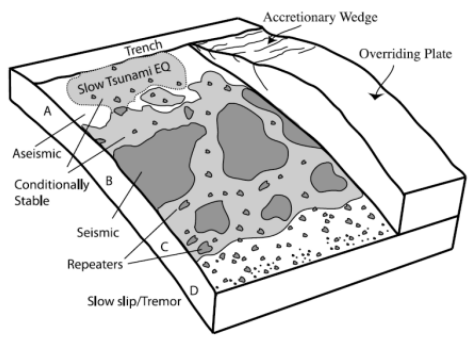
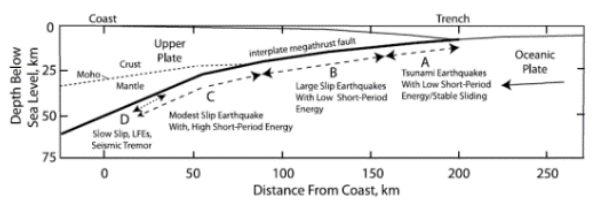


プレート間カップリング率の分布 (Loveless and Meade(2015))、すべり量分布 (Ozawa et al. (2012)) 等から、固着の程度とすべりの大きさがどのような関係となっていたのか確認

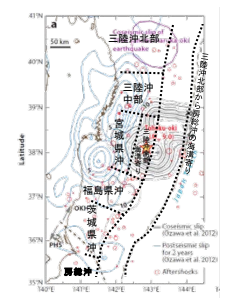
領域	固着の程度とすべりの関係に関する見解
領域A	<ul style="list-style-type: none"> <li>・すべりの大きさは固着の程度と対応している。(Ozawa et al. (2012), Loveless and Meade (2015)等)</li> <li>・すべりの大きさは固着の程度よりも大きくなる場合がある(ダイナミックオーバーシュート)。(Ide et al.(2011))</li> </ul>
領域B	<ul style="list-style-type: none"> <li>・すべりの大きさは固着の程度と対応している。(Ozawa et al. (2012),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



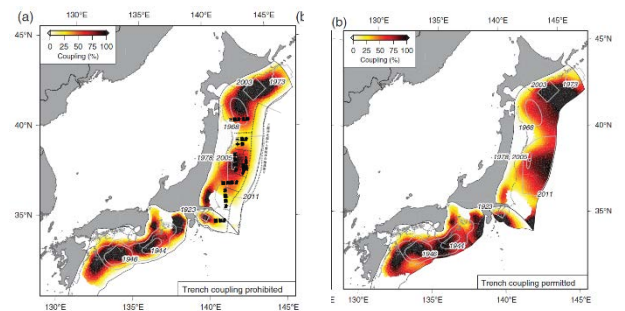
固着の程度とすべりの関係に関して、見解が分かれる領域Aを対象に、大きなすべりの発生要因について検討することとした。



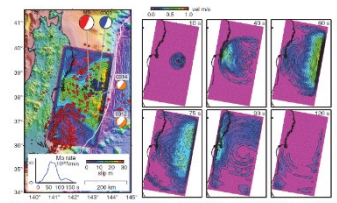
プレート境界の領域区分と特徴 (Lay et al.(2012))



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



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



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

# 東北地方太平洋沖型の津波波源の南限設定について

(茨城県沖における「海溝軸付近の大きなすべり」の発生可能性に関するまとめ)

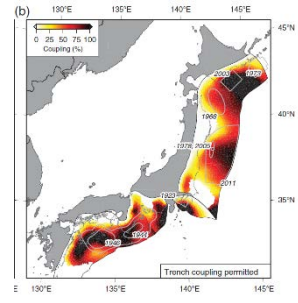
検討にあたっては、津波評価に与える影響が大きい“海溝軸付近(領域A)のすべりの大きさの支配的要因が固着の程度であることを前提にした場合”と“前提としない場合”に分けて整理した。

## 海溝軸付近のすべりの大きさの支配的要因

海溝軸付近のすべりの大きさは、固着の程度が支配的要因となっている。  
(蓄積したひずみの解放して大きなすべりが生じる。)

## 3.11地震との対応

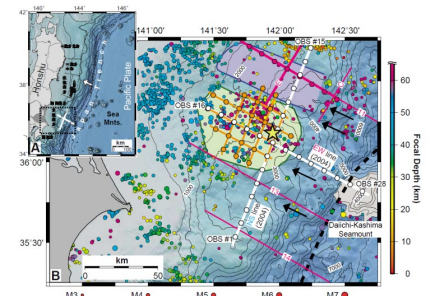
Loveless and Meade (2015)  
海溝軸付近のすべりの大きさは固着の程度と対応している。



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

## 茨城県沖の状況

Mochizuki et al. (2008) 及び望月 (2011)  
茨城県沖北端付近では、海溝軸から海山が沈み込んでいることが確認されており、このことが固着を弱くしている。



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))

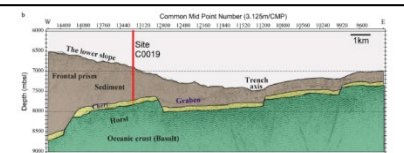
## 茨城県沖の海溝軸付近での大すべりの発生可能性

大すべりの発生可能性は極めて低い。

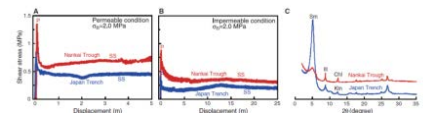
海溝軸付近のすべりの大きさは、固着の程度以外が支配的要因となっている。  
(蓄積したひずみの解放以上の大きなすべりが生じる。)

Tanikawa et al. (2013) 及び Ujiie et al. (2013)  

- 海溝軸付近のすべりの大きさは固着の程度よりも大きくなる場合がある(ダイナミックオーバーシュート)。
- ダイナミックオーバーシュートは、プレート境界面に存在する遠洋性粘土に起因する摩擦の低下 (thermal pressurization) による。

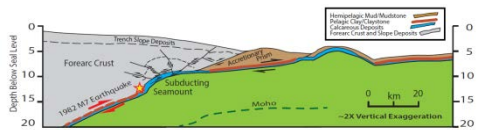


試料採取位置の分布 (Tanikawa et al. (2013))



すべり量とせん断応力の関係 (Ujiie et al. (2013))

Chester et al. (2013) 及び Moore et al. (2015)  
茨城県沖北端付近では、海溝軸から海山が沈み込んでいることが確認されており、沈み込んだ海山が遠洋性粘土層を分断している。



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

大すべりの発生可能性は極めて低い。

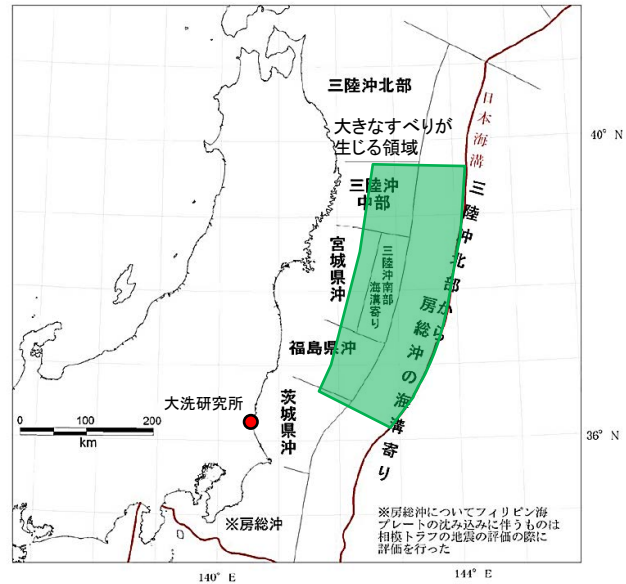
- 海溝軸付近のすべりの大きさを決める支配的要因については、固着の程度とする見解とオーバーシュートとする見解があるが、いずれの見解を前提とした場合であっても、茨城県沖の海溝軸付近で大すべりが発生する可能性は極めて低い。
- したがって、東北地方太平洋沖型の津波波源の大すべり域の南限を福島県沖までの領域とすることは妥当であると判断される。

### (3) 想定波源領域の設定

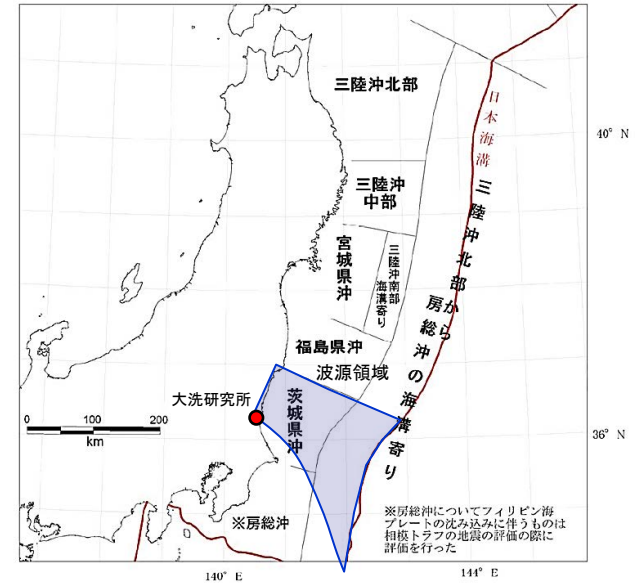
#### 想定津波の設定方針

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

【東北地方太平洋沖型の津波波源】

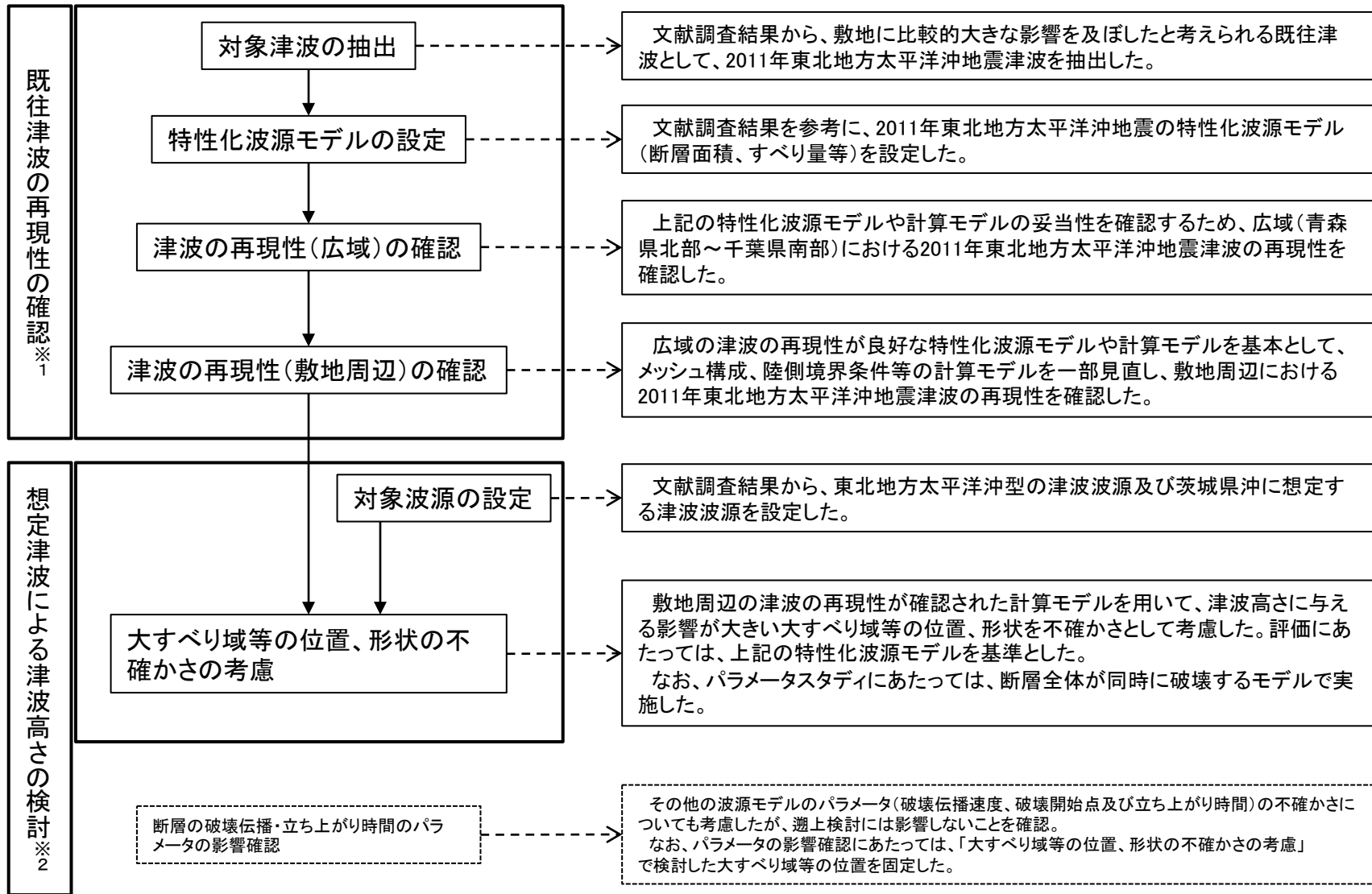


【茨城県沖に想定する津波波源】



(地震調査研究推進本部(2012)に加筆)

# 検討フロー



※1: 再現解析の津波高さ=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

※2: 津波予測解析の津波高さ=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

# 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)

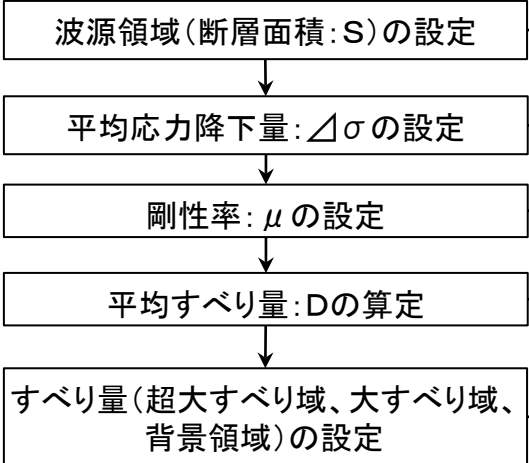
- 文献調査の結果から敷地に比較的大きな影響を及ぼしたと考えられる既往津波として、2011年東北地方太平洋沖地震津波を抽出した。
- 2011年東北地方太平洋沖地震の波源モデルについては、特性化波源モデルとした。

## 【設定フロー】

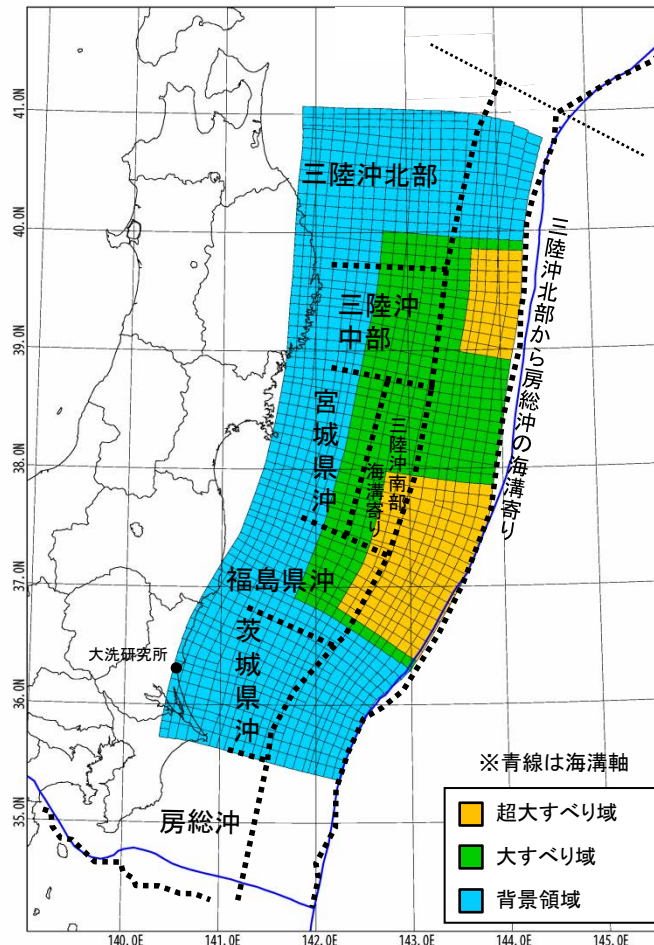
## 【設定根拠※1】

※1 補足説明資料「3.1.2 東北地方太平洋沖型の津波波源」に記載

### 波源モデルの設定



- 杉野他(2014)を参考に設定
- 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))
- 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
- 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
- 杉野他(2014)に基づき設定



特性化波源モデル(一例)

※青線は海溝軸

- 超大すべり域
- 大すべり域
- 背景領域

パラメータ	設定値
断層面積: S	134,733 km <sup>2</sup>
平均応力降下量: Δσ	3.0 MPa
剛性率: μ	4.7 × 10 <sup>10</sup> N/m <sup>2</sup>
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 <sub>0</sub>	6.1 × 10 <sup>22</sup> Nm

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

※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。

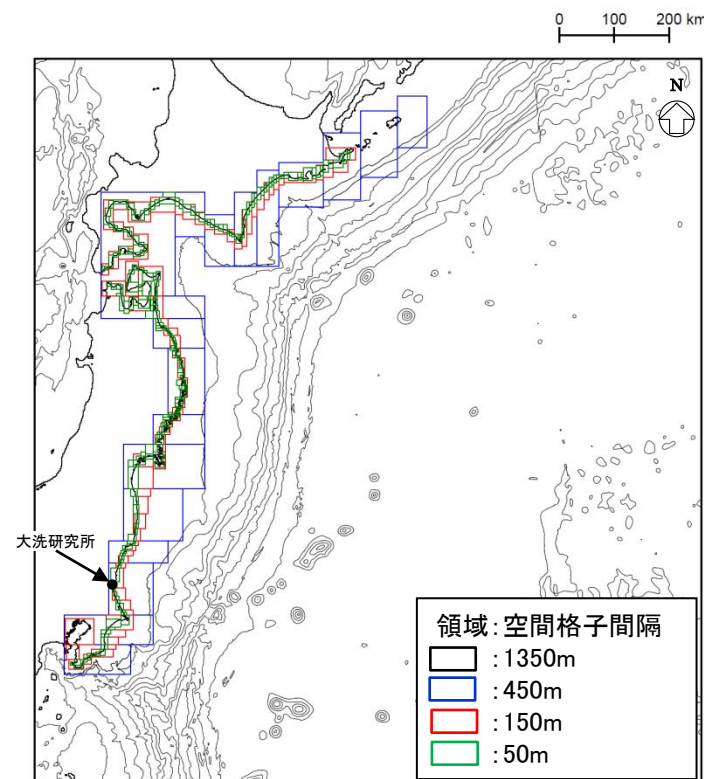


## 東北地方太平洋沖型の津波波源(広域の再現解析:計算条件及び計算領域)

- 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 (南北約1300km、東西約1200km)	
メッシュ構成	沖合1350m→450m→150m→沿岸50m	長谷川他(1987)
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982)の方法
計算スキーム	スタッガード格子、リーブ・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	立ち上がり時間30秒
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



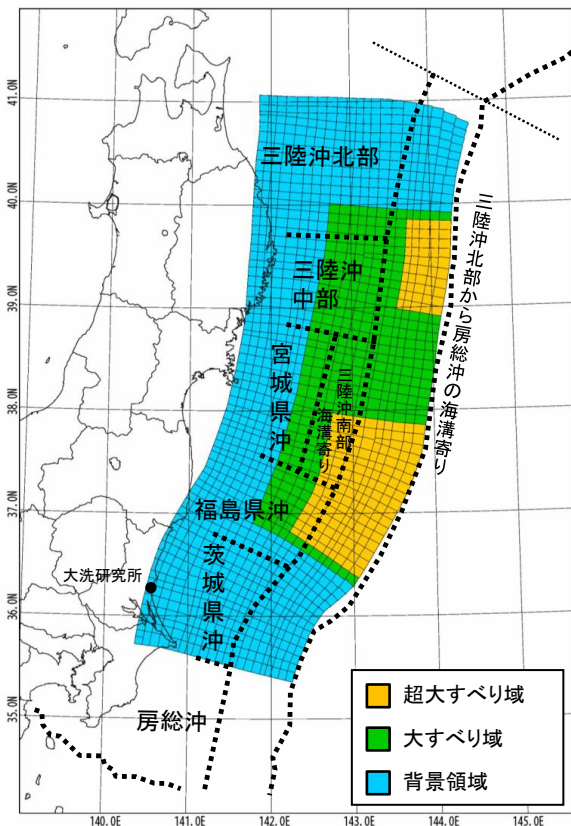
海域のコンター線は1000m間隔で表示

計算領域と格子分割

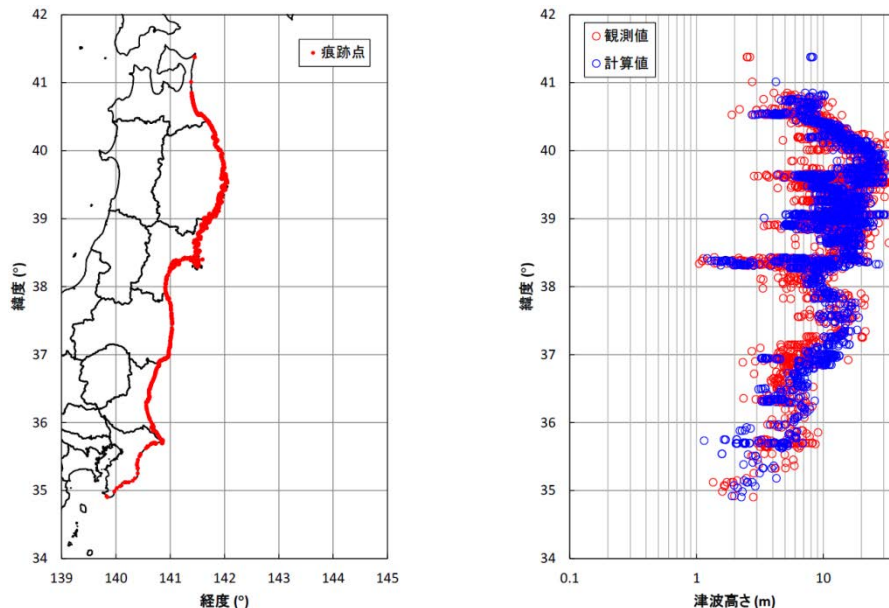
# 東北地方太平洋沖型の津波波源(再現性の確認結果)

- 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(2016)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 $\kappa$
2,772	0.93	1.42

【幾何平均 $K$ 及び幾何標準偏差 $\kappa$ の再現性の目安】

$$0.95 < K < 1.05$$

$$\kappa < 1.45$$

(土木学会(2016))

・大洗研究所は敷地標高が約35～40メートル、海岸からの距離が約200メートル以上あるため、2011年東北地方太平洋沖地震による津波は敷地に影響しておらず、敷地及びその周辺に詳細な痕跡高データがないことから、再現性は広域の再現性で確認した。

・なお、津波予測解析に使用する地形モデル・計算条件については、原子力科学研究所で再現解析を検討し、その妥当性を確認していることから、大洗研究所においても同様のものを使用することとした。

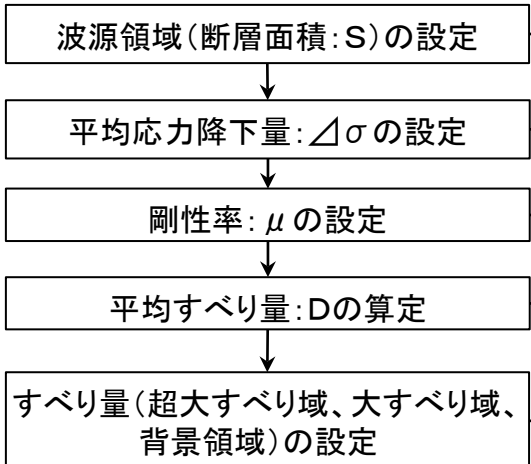
# 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(特性化波源モデル)

## 【設定フロー】

## 【設定根拠※1】

※補足説明資料「3.1.2 東北地方太平洋沖型の津波波源」に記載

### 波源モデルの設定

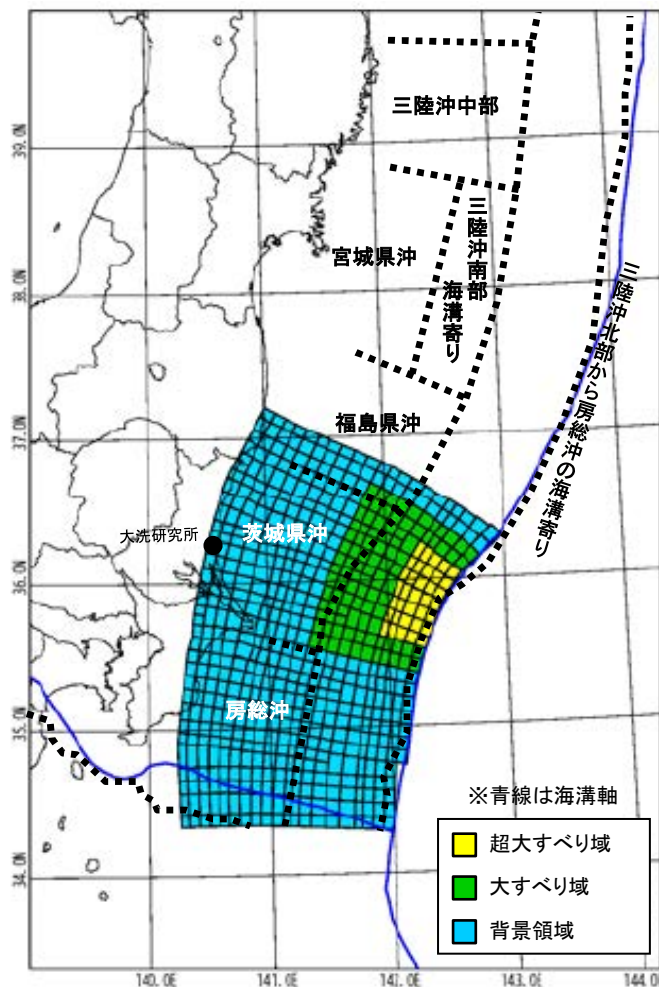


- 茨城県沖から房総沖に設定
- M7~M9クラスの地震の応力降下量のばらつきを考慮(内閣府(2012), Murotani et al.(2013))
- 2011年東北地方太平洋沖地震の再現モデルの剛性率を設定
- 地震の規模に関するスケーリング則と地震モーメントの定義式から算定
- 保守的に大すべり域及び超大すべり域のすべり量を割り増し



パラメータ	設定値
断層面積: S	53,684 km <sup>2</sup>
平均応力降下量: Δσ	3.0 MPa
剛性率: μ	4.7 × 10 <sup>10</sup> N/m <sup>2</sup>
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 <sub>0</sub>	1.5 × 10 <sup>22</sup> 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 <sup>2</sup> )※2
大すべり域	すべり量	12.1 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の15% (8,231 km <sup>2</sup> )※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 <sup>2</sup> )※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

## 東北地方太平洋沖型の津波波源(津波予測解析:計算条件)

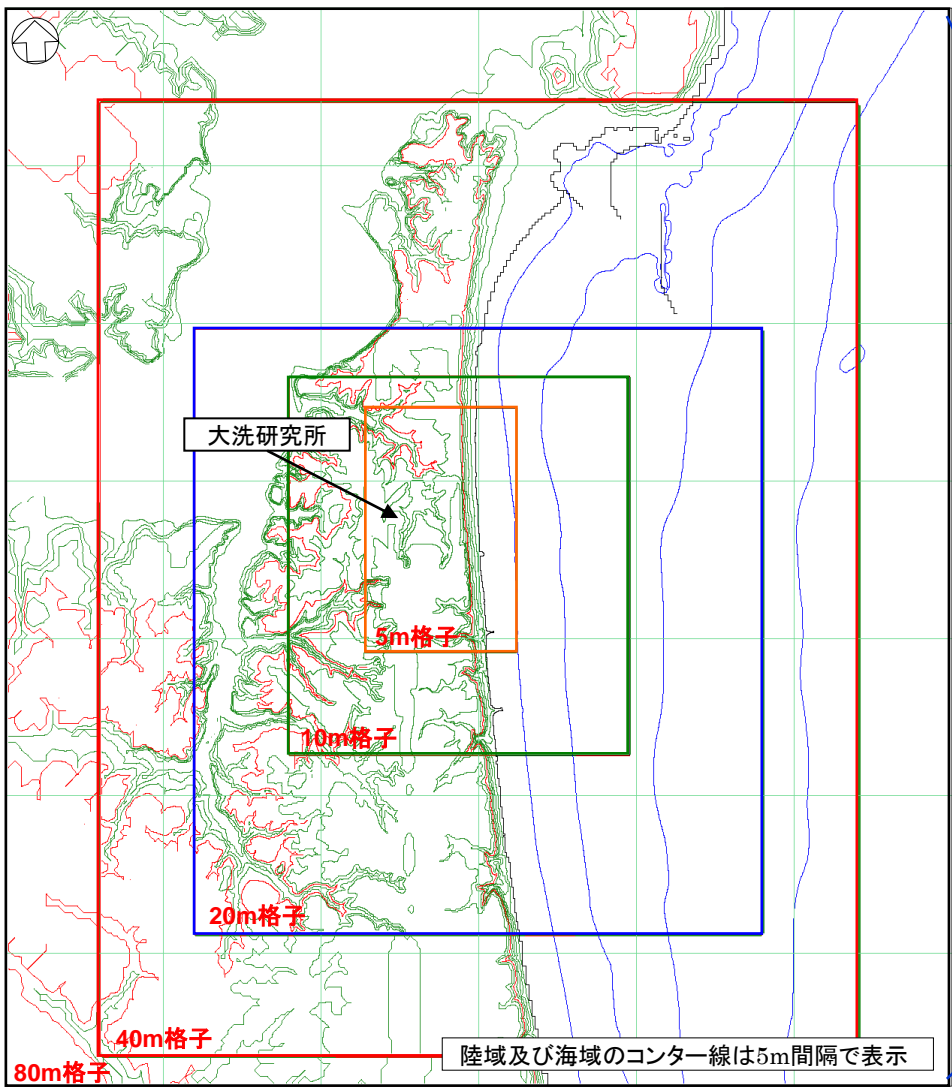
- 津波予測解析にあたっては、下記の計算条件を用いた。

主な計算条件

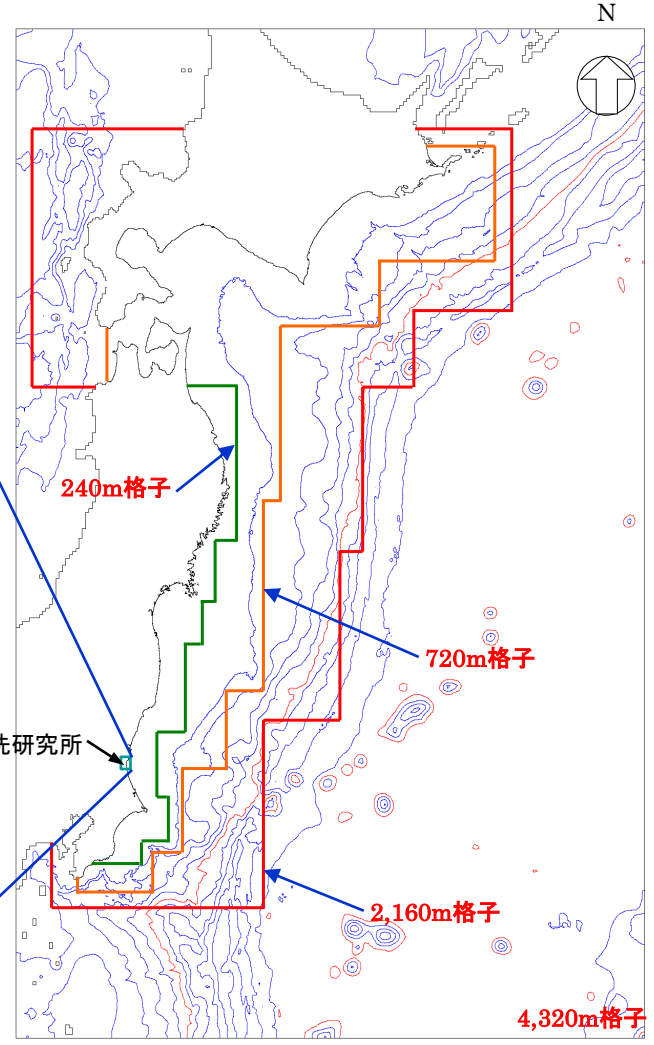
項目	条件	備考
解析領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋 (南北約1300km、東西約800km)	
メッシュ構成	沖合4320m→2160m→720m→沿岸域240m→敷地周辺 80m→40m→20m→10m→5m	長谷川他(1987)
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982)の方法
計算スキーム	スタaggerド格子、リーブ・フロッグ法	後藤・小川(1982)の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法	立ち上がり時間30秒
境界条件	沖側:後藤・小川(1982)の自由透過の条件 陸側:敷地周辺(計算格子間隔80m~5m)の領域は小谷他 (1998)の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件	
越流条件	防波堤:本間公式(1940) 護岸:相田公式(1977)	
海底摩擦係数	マニングの粗度係数( $n=0.03m^{-1/3}s$ )	
水平渦動粘性係数	考慮していない( $Kh=0$ )	
計算時間間隔	$\Delta t=0.05$ 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	朔望平均満潮位:T.P.+0.7m 「茨城沿岸津波対策検討委員会の検討結果について 平成24年8月24日 茨城県」 敷地の地盤沈降量:0.18m 「地理院地図 東北地方太平洋沖地震 地殻変動量」	

津波高さ=潮位+水位変動量+ 2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量 +津波予測解析による地殻変動量  
(設定根拠については補足説明資料「3.1.1 潮位条件」に記載)

2.1 プレート間地震に起因する津波 2.1.2 津波評価 (1) 特性化波源モデルの設定  
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(敷地周辺)



計算格子(沖合～沿岸域)

第452回審査会合  
資料3-4-1 再掲

2.1 プレート間地震に起因する津波 2.1.2 津波評価 (1) 特性化波源モデルの設定  
東北地方太平洋沖型の津波波源(津波高さの出力位置)

敷地前面海岸範囲

評価対象  
(「常陽」原子炉施設)

敷地境界

断面位置

海岸線

T.P.+30m線

コンターは1m間隔

敷地図

標高 (T.P. m)

距離 (m)

断面図

敷地前面海岸  
T.P.+30m

地形

- 敷地前面は段丘崖(標高差30m以上)が分布することから、保守的に敷地前面海岸(T.P.+30m地点)への津波の遡上に着目して評価を実施する。
- 津波高さの評価にあたっては、敷地前面海岸を評価範囲とし、範囲内の最大値とした。

22

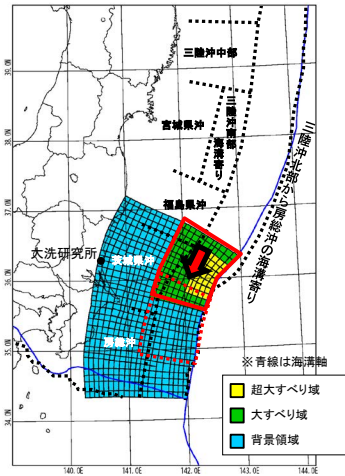
# 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(パラメータスタディ(波源位置)の設定及び評価結果)

- ・ 大すべり域の形状の違いが津波高さ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、敷地への津波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、敷地前面海岸の津波高さは、B-3位置でT.P.+16.9m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 : ∞

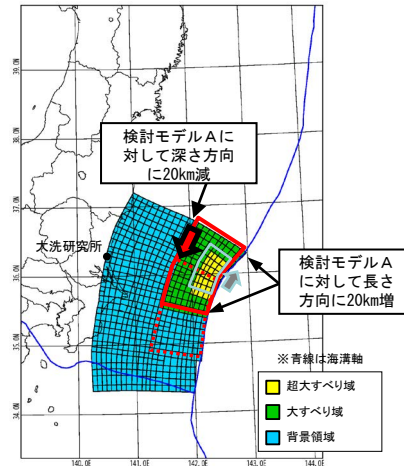
## 検討モデルA



検討モデルA

位置		敷地前面海岸 津波高さ(T.P. m)
基準	A-1	15.5
南へ10km移動	A-2	16.3
南へ20km移動	A-3	16.6
南へ30km移動	A-4	16.3
南へ40km移動	A-5	15.7
南へ50km移動	A-6	14.5
南へ60km移動	A-7	13.0
南へ70km移動	A-8	11.8
南へ80km移動	A-9	10.7
南へ90km移動	A-10	9.4

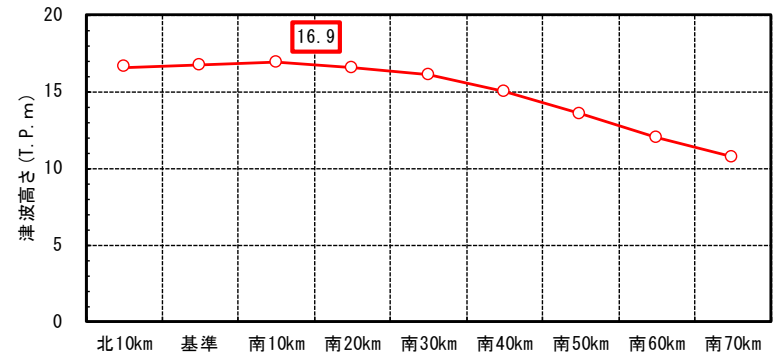
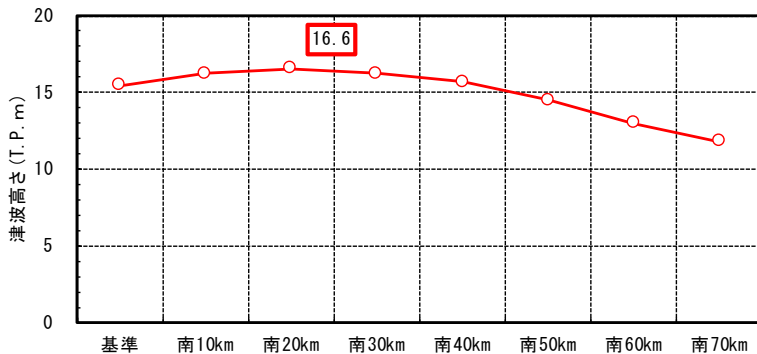
## 検討モデルB



検討モデルB

位置		敷地前面海岸 津波高さ(T.P. m)
北へ10km移動※	B-1	16.6
基準	B-2	16.7
南へ10km移動	B-3	16.9
南へ20km移動	B-4	16.6
南へ30km移動	B-5	16.1
南へ40km移動	B-6	15.0
南へ50km移動	B-7	13.6
南へ60km移動	B-8	12.0
南へ70km移動	B-9	10.7

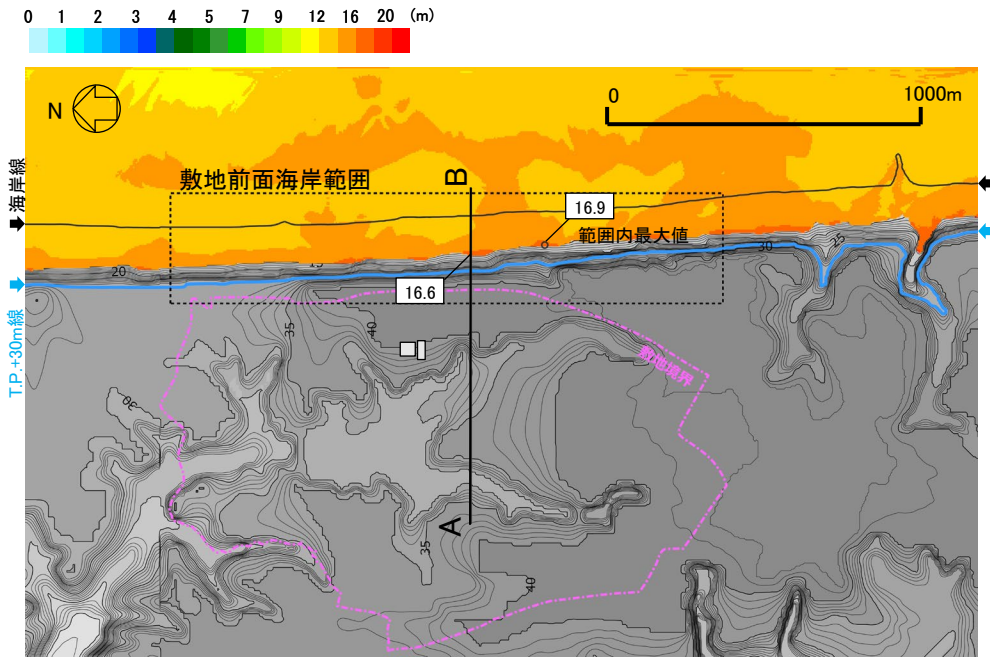
※大すべり域は基準の位置、  
超大すべり域のみ移動



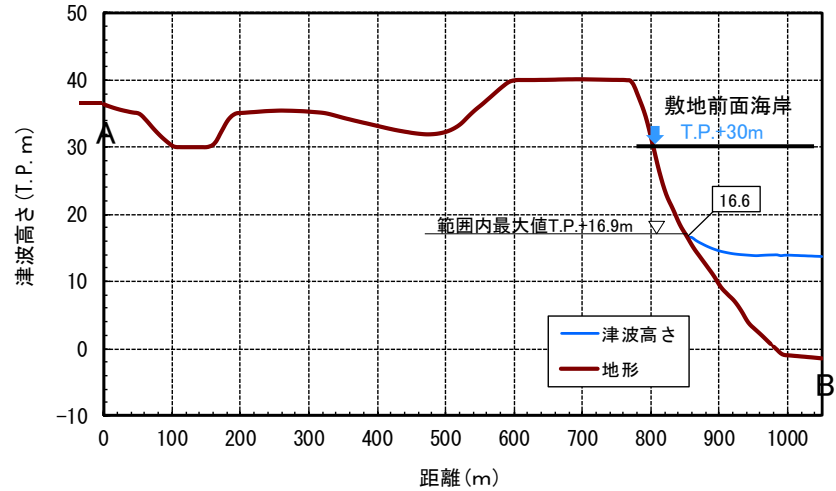
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(パラメータスタディ(波源位置)の設定及び評価結果)

■津波高さ分布

評価点	津波高さ	条件
敷地前面海岸	16.9	基準、破壊開始点：無し、破壊伝播速度： $\infty$ 、立ち上がり時間30秒



津波高さ分布図(位置:南へ10km移動)



断面図(位置:南へ10km移動)

● 遡上検討の津波高さはT.P.+16.6mである。\*

※断層の破壊伝播・立ち上がり時間のパラメータの影響確認については補足説明資料「3.1.4(4)パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の評価結果」に記載



# 目次

1. 評価方針
  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. 施設への津波の遡上評価
  5. 選定した波源の検証
  6. 立地上の余裕に対する検討
- 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年昭和三陸地震は、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 $\text{Nm}^{-2}$	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	$7.0 \times 10^{10}$	Kirby et al. (2008)
c	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	80	60	50	1.2	$7.0 \times 10^{10}$	Abe (1972)
d	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	40	30	50	6	$5.0 \times 10^{10}$	Beck and Christensen (1991)
e	19/08/1977	Sunda	8.2	200	70	40	45	3	$6.4 \times 10^{10}$	Gusman et al. (2009)
f	19/08/1977	Sunda	8.2	200	25	29	45	9	$4.0 \times 10^{10}$	Spence (1986), Lynnes and Lay (1988)
g	04/05/1990	Mariana	7.3	40	25	29	48	3.4	$4.0 \times 10^{10}$	Satake et al. (1992)
h	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	40	48	1.5	$4.0 \times 10^{10}$	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	$4.0 \times 10^{10}$	Fromm et al. (2006)
k	13/01/2007	Kuril	7.9	120	40	35	45	1.9	$5.0 \times 10^{10}$	Fujii and Satake (2008)
l	13/01/2007	Kuril	8.0	130	30	-	37	6.4	$4.0 \times 10^{10}$	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 <sup>注2</sup>	備考	評価の信頼度 <sup>注4</sup>
今後10年以内の発生確率# 今後20年以内の発生確率# 今後30年以内の発生確率# 今後40年以内の発生確率# 今後50年以内の発生確率# 今後100年以内の発生確率# 今後300年以内の発生確率#	1%~2% (0.3%~0.6%) 3%~5% (0.7%~1%) 4%~7% (1%~2%) 5%~10% (1%~2%) 6%~10% (2%~3%) 10%~20% (3%~6%) 30%~50% (10%~20%)	M8程度のプレート内正断層型地震については、三陸沖北部~房総沖の海溝寄り全体では過去400年間に1933年の三陸地震の1例しかないことと、三陸沖海溝外縁の断層地形及び正断層地震の総モーメントの推定から、同様の地震が400~750年に1回発生するものとして、ポアソン過程により三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのどこかで発生する確率を算出した。また、1933年の地震の断層長が三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体の0.25倍程度を占めることから、特定の海域では同様の地震が1600~3000年に1回発生するものとして、ポアソン過程から発生確率を算出した。  #三陸沖北部から房総沖の海溝寄り全体での発生確率を示す。()は特定の海域の値。	C
次の地震の規模	M8.2前後 <sup>注3</sup> Mt8.3前後	過去に発生した地震のM及びMtを参考にして判断した。	B

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

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

A：(信頼度が)高い B：中程度 C：やや低い D：低い

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

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

発生確率の評価の信頼度

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

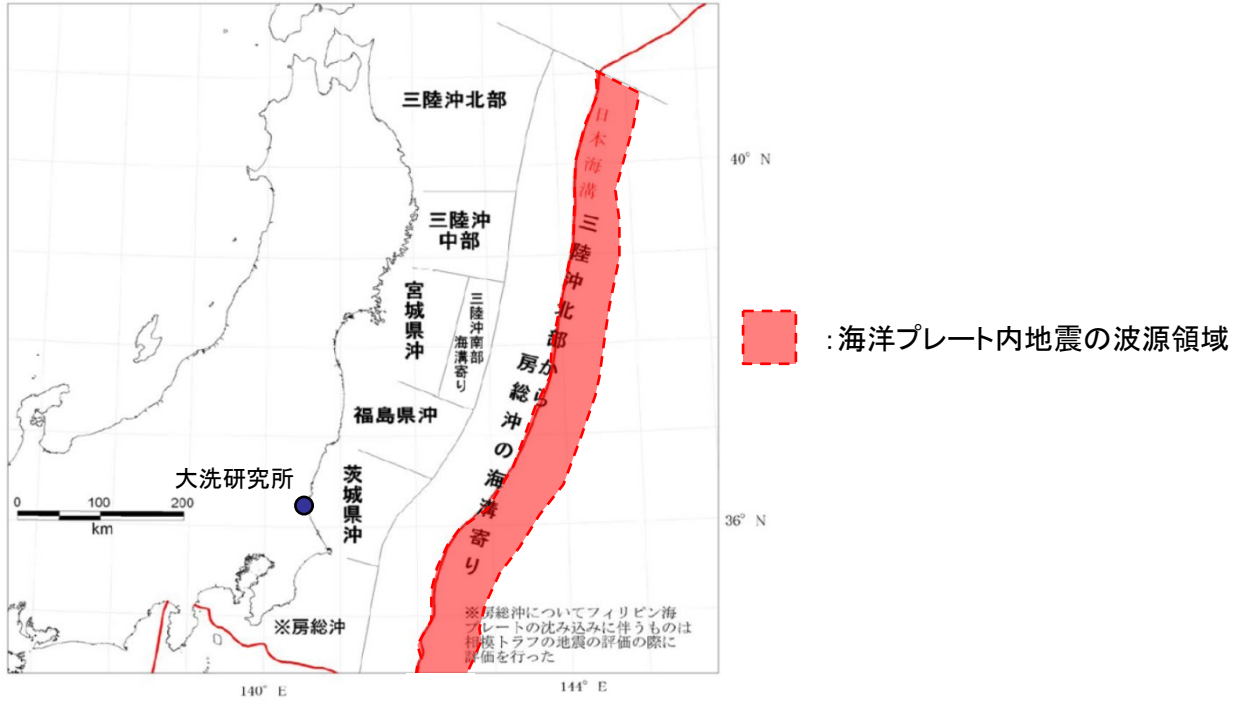
(地震調査研究推進本部(2012))

- 想定される海洋プレート内地震は国内外で最大規模の地震であること及び地震調査研究推進本部(2012)は、次の地震の規模を1933年昭和三陸地震と同等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年昭和三陸地震についてのモデル(kanamori,1971,1972;Ben-Menahe,1977;他)を参考にして、同様な地震は、三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域内のどこでも発生するとしている。

日本海溝沿いにどこでも発生し得るものとして波源を設定

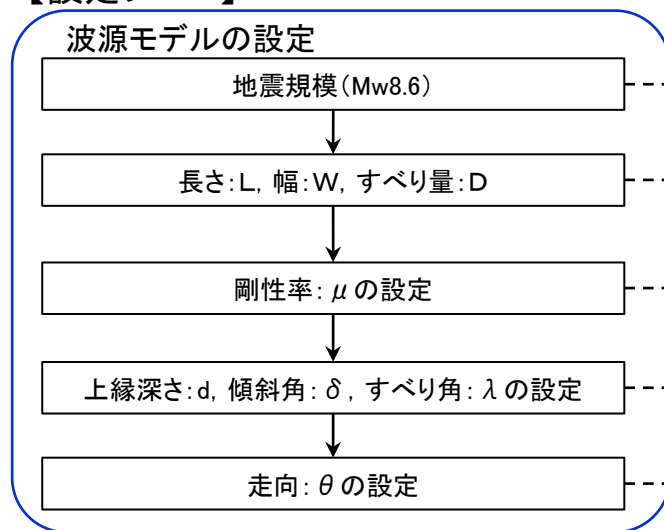


日本海溝沿いにおけるプレート間地震の地震発生領域区分  
(地震調査研究推進本部(2012)に加筆)

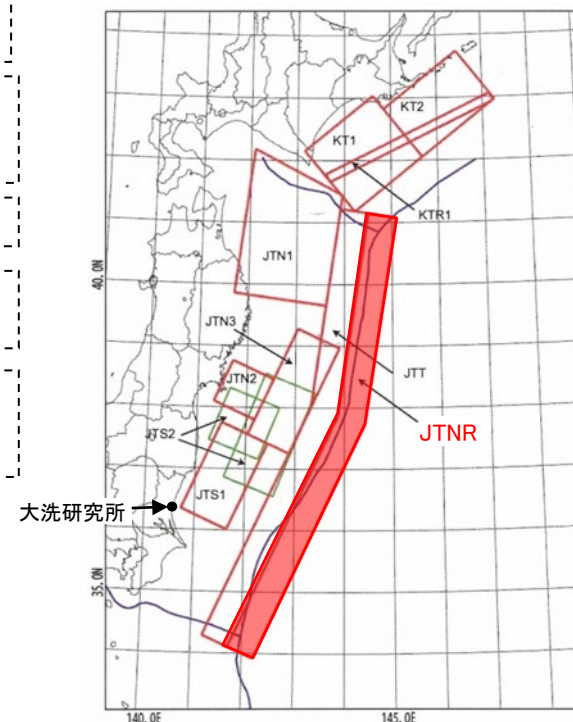
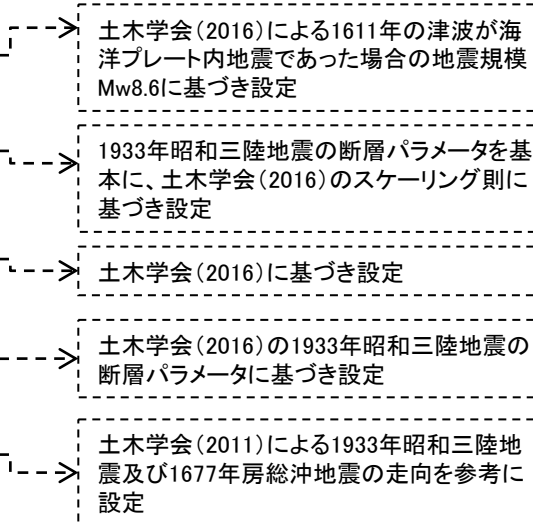
- 以上から、海洋プレート内地震津波の発生領域は、三陸沖北部から房総沖までとした。

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

## 【設定フロー】



## 【設定根拠※】※補足説明資料「3.2 海洋プレート内地震に起因する津波の評価」に記載



海洋プレート内地震の検討領域

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: $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$7.0 \times 10^{10}$
地震モーメント: $M_0$ (Nm)	$1.00 \times 10^{22}$
上縁深さ:d (m)	1.0
傾斜角: $\delta$ (°)	45
すべり角: $\lambda$ (°)	270
走向: $\theta$ (°)	180, 205

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

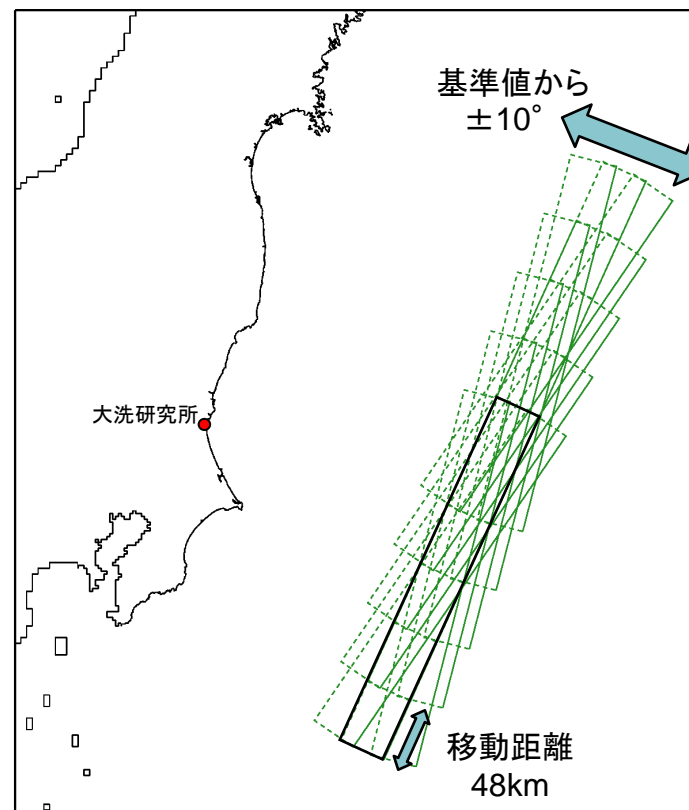
## 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに想定する正断層型の津波波源(パラメータスタディの設定)

## ■震源位置及び走向

- 土木学会(2016)を参考として、位置及び走向を変動させた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ずつ移動させて敷地への津波の影響が最も大きくなる波源モデルを検討した。

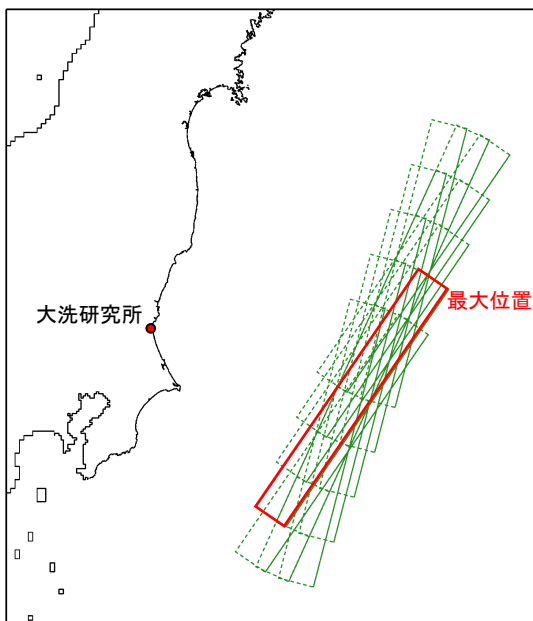
パラメータスタディ一覧

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	



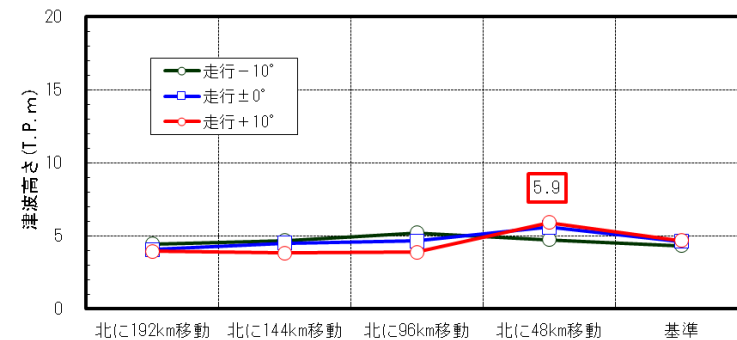
## 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに想定する正断層型の津波波源(パラメータスタディの評価結果)

- 敷地前面海岸の津波高さはT.P.+5.9mとなった。



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

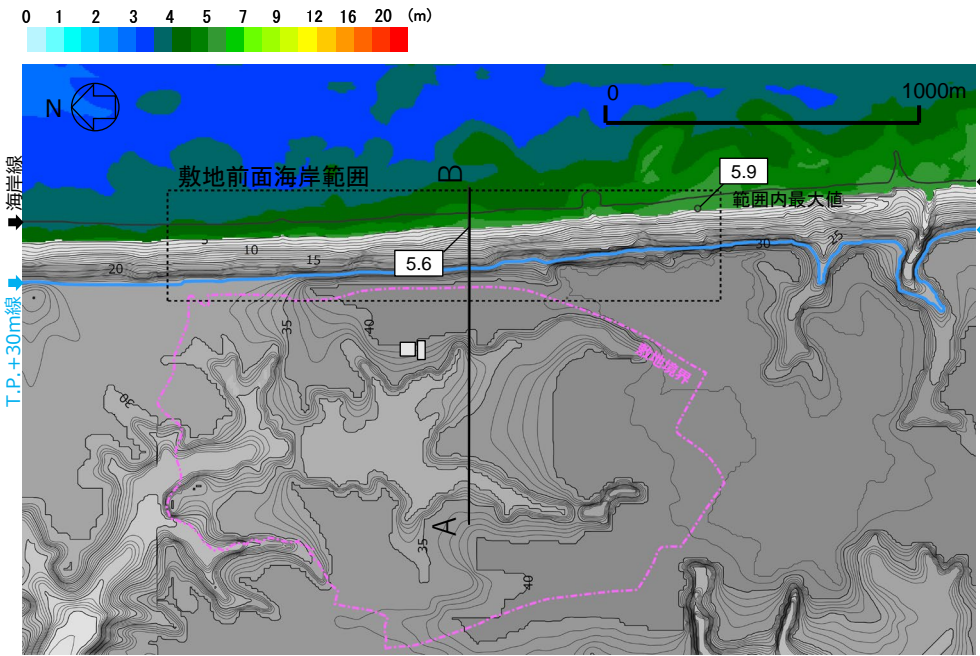
ケース		敷地前面海岸
位置	走向	津波高さ(T.P. m)
北へ192km移動	-10°	4.5
	±0°	4.1
	+10°	4.0
北へ144km移動	-10°	4.7
	±0°	4.5
	+10°	3.9
北へ96km移動	-10°	5.2
	±0°	4.7
	+10°	3.9
北へ48km移動	-10°	4.8
	±0°	5.6
	+10°	5.9
基準	-10°	4.4
	±0°	4.6
	+10°	4.7



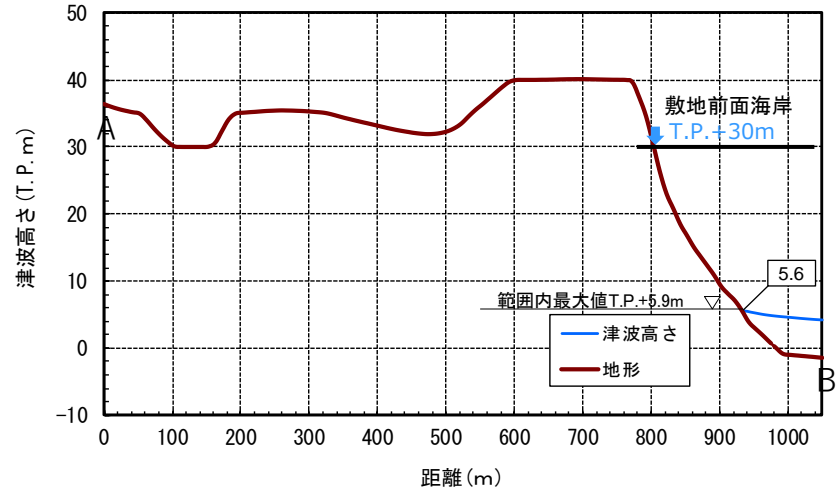
三陸沖北部から房総沖の海溝寄りに想定する正断層型の津波波源(パラメータスタディの評価結果)

■ 津波高さ分布

評価点	津波高さ	条件
敷地前面海岸	5.9m	北に48km移動、走行+10°、立ち上がり時間30秒



津波高さ分布図(北に48km移動)



断面図(北に48km移動)

● 遡上検討の津波高さはT.P.+5.6mである。



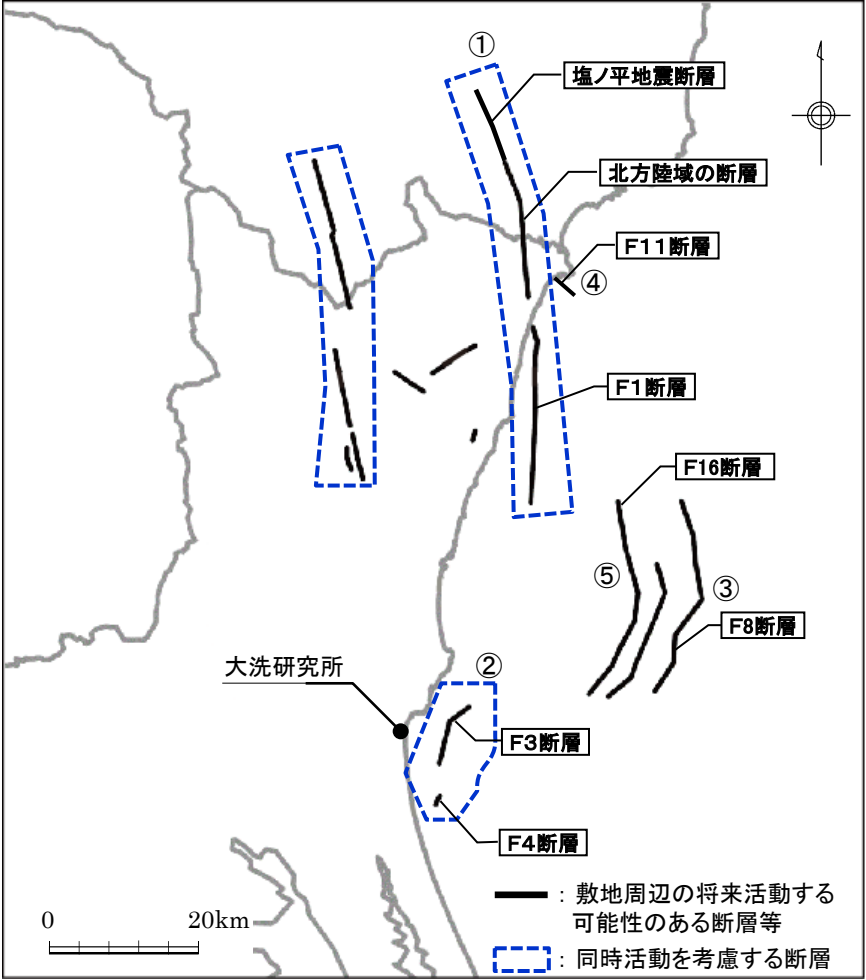
# 目次

1. 評価方針
  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. 施設への津波の遡上評価
  5. 選定した波源の検証
  6. 立地上の余裕に対する検討
- 参考文献

2.3 海域の活断層による地殻内地震に起因する津波

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高さの検討を行った。
- 津波高さの検討は、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

①	F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層の同時活動
②	F3断層～F4断層の同時活動
③	F8断層
④	F11断層
⑤	F16断層

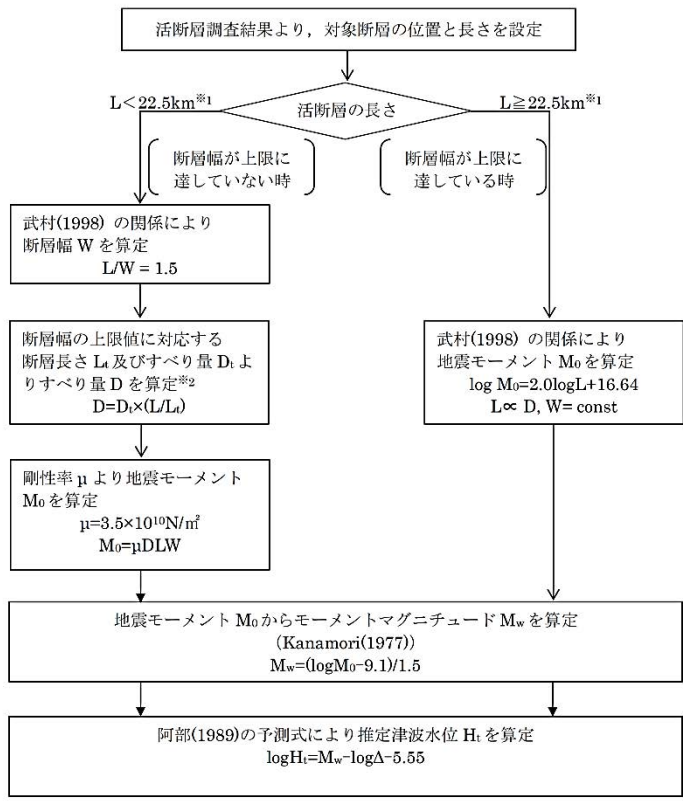
敷地周辺の活断層分布

2.3 海域の活断層による地殻内地震に起因する津波

2.3.2 津波評価

• 海域活断層で波高が最も高くなるのはF3断層、F4断層の連動と推定され、その推定津波高は2.9mである。

【検討フロー】



※1 断層幅の上限  $W_t$  は、地震発生層の厚さ  $H_s$  を 15km とし、傾斜角  $\delta$  を  $90^\circ(45 \sim 90^\circ)$  のうち  $M_w$  が最大となる値とした際には、 $W_t = H_s / \sin \delta = 15\text{km}$  となる。断層幅の上限に対応する断層長さ  $L_t$  は、 $L_t = 1.5 W_t = 22.5\text{km}$  となる。  
 ※2 断層幅の上限に対応するすべり量  $D_t$  は、モーメントマグニチュードを  $M_{w_t} = (0.9 \log L_t + 3.77) / 0.75 = 6.83$ 、地震モーメントを  $M_{0_t} = 10^{(1.5 M_{w_t} + 9.1)} = 2.21 \times 10^{19} \text{Nm}$ 、剛性率を  $H = 3.50 \times 10^{10} \text{N/m}^2$  とした際には、 $D_t = M_{0_t} / (\mu L_t W_t) = 1.87\text{m}$  となる。

	地震モデル	Mw	長さ: L (km)	幅: W (km)	すべり量: D (m)	地震モーメント: Mo (N・m)	敷地からの距離**: Δ (km)	推定津波高: Ht (m)
①	F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層の同時活動*	7.4	59	—	—	$1.52 \times 10^{20}$	63	1.2
②	F3断層～F4断層の同時活動*	6.6	18	12.0	1.50	$1.13 \times 10^{19}$	4	2.9
③	F8断層	6.9	26	—	—	$2.95 \times 10^{19}$	38	0.6
④	F11断層*	5.5	5	3.3	0.42	$2.43 \times 10^{17}$	63	0.1
⑤	F16断層	6.9	26	—	—	$2.95 \times 10^{19}$	32	0.7

\* 断層の長さについて、地質調査及び地震動評価を踏まえて見直した。  
 \*\* 断層中心から敷地までの平面距離。

海域活断層による地殻内地震に起因する津波の推定津波高は2.9mである。

# 目次

1. 評価方針
  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. 施設への津波の遡上評価
  5. 選定した波源の検証
  6. 立地上の余裕に対する検討
- 参考文献

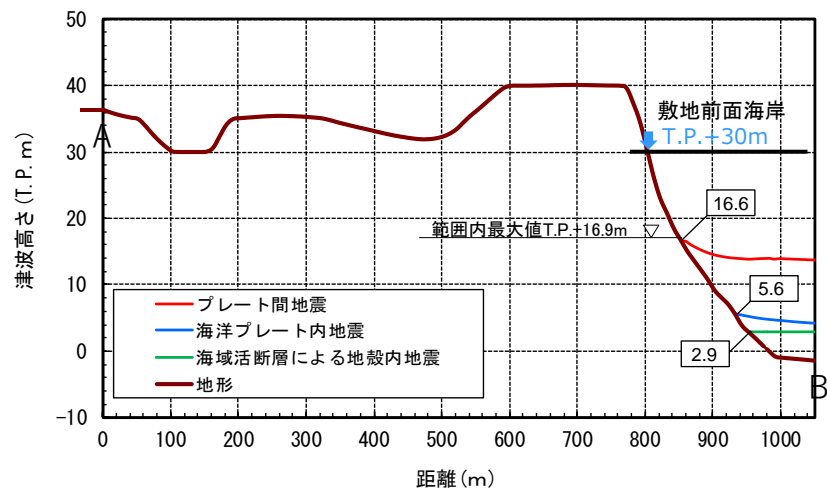
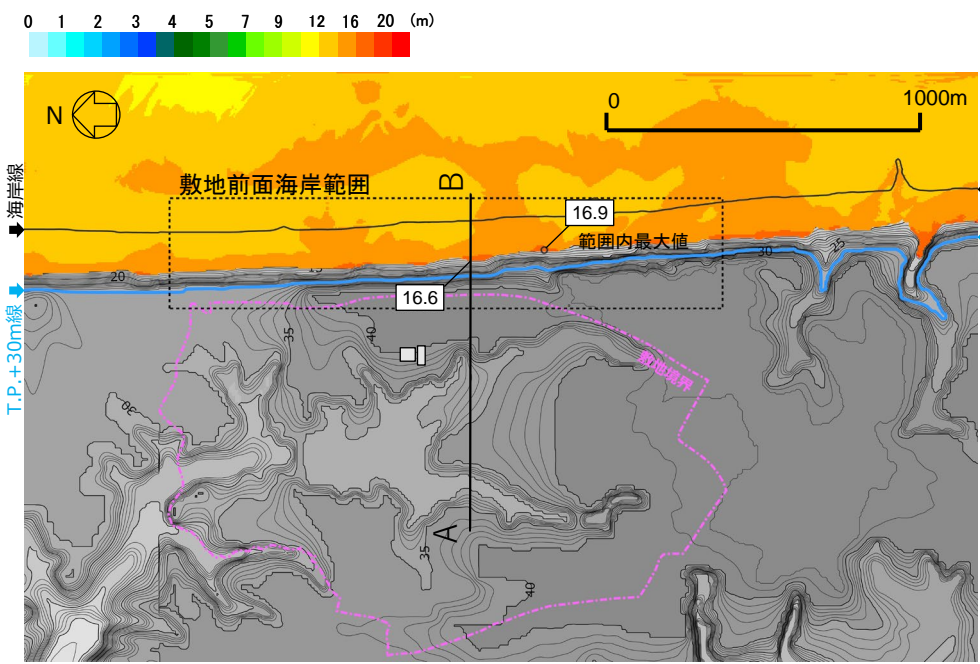
2. 地震に起因する津波の評価

2.4 評価結果のまとめ

- 地震に起因する津波のうち、敷地に最も影響を与える津波は、プレート間地震による津波である。

【評価結果】

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 (F3断層～F4断層の同時活動)
津波高さ(T.P. m) (敷地前面海岸)	16.9	5.9	2.9 (阿部(1989)の簡易予測式による推定津波高)
津波高さ(T.P. m) (遡上検討)	16.6	5.6	2.9 (阿部(1989)の簡易予測式による推定津波高)



津波高さ分布図

(プレート間地震: 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源)

断面図

# 目次

1. 評価方針
  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. 施設への津波の遡上評価
  5. 選定した波源の検証
  6. 立地上の余裕に対する検討
- 参考文献

## (1) 文献調査

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

### 【調査した文献】

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

## (2) 陸上地すべり及び斜面崩壊の評価(概要)

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

### 1. 陸上地すべり及び斜面崩壊の確認

#### ■文献

##### 文献調査

- 塩屋崎から犬吠崎の範囲において、文献の整理・検討を行い、地すべり地形及び斜面崩壊の地形を確認。

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

##### 地形判読

- 文献が指摘する地すべり地形について、空中写真※1.2及びDEM※3を用いて、地形判読を行い、地すべり及び斜面崩壊の地形の有無を確認。

陸上地すべり及び斜面崩壊の地形は認められない。

##### 現地調査

- 判読された地すべり地形について、現地において詳細な状況を把握。

#### ■機構

##### 地形判読

- 塩屋崎から犬吠崎の範囲において、敷地へ影響を及ぼす可能性のある沿岸陸域を対象に、空中写真※1.2及びDEM※3を用いて、地形判読を行い、地すべり地形及び斜面崩壊の地形の有無を確認。

沿岸部に津波を引き起こす可能性のある地すべり及び斜面崩壊の地形は判読されない。

##### 現地調査

- 判読された地すべり地形について、現地において詳細な状況を把握。

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

### 2. 規模評価

- 検討対象となる地すべり地形について、詳細な地形変化を把握。

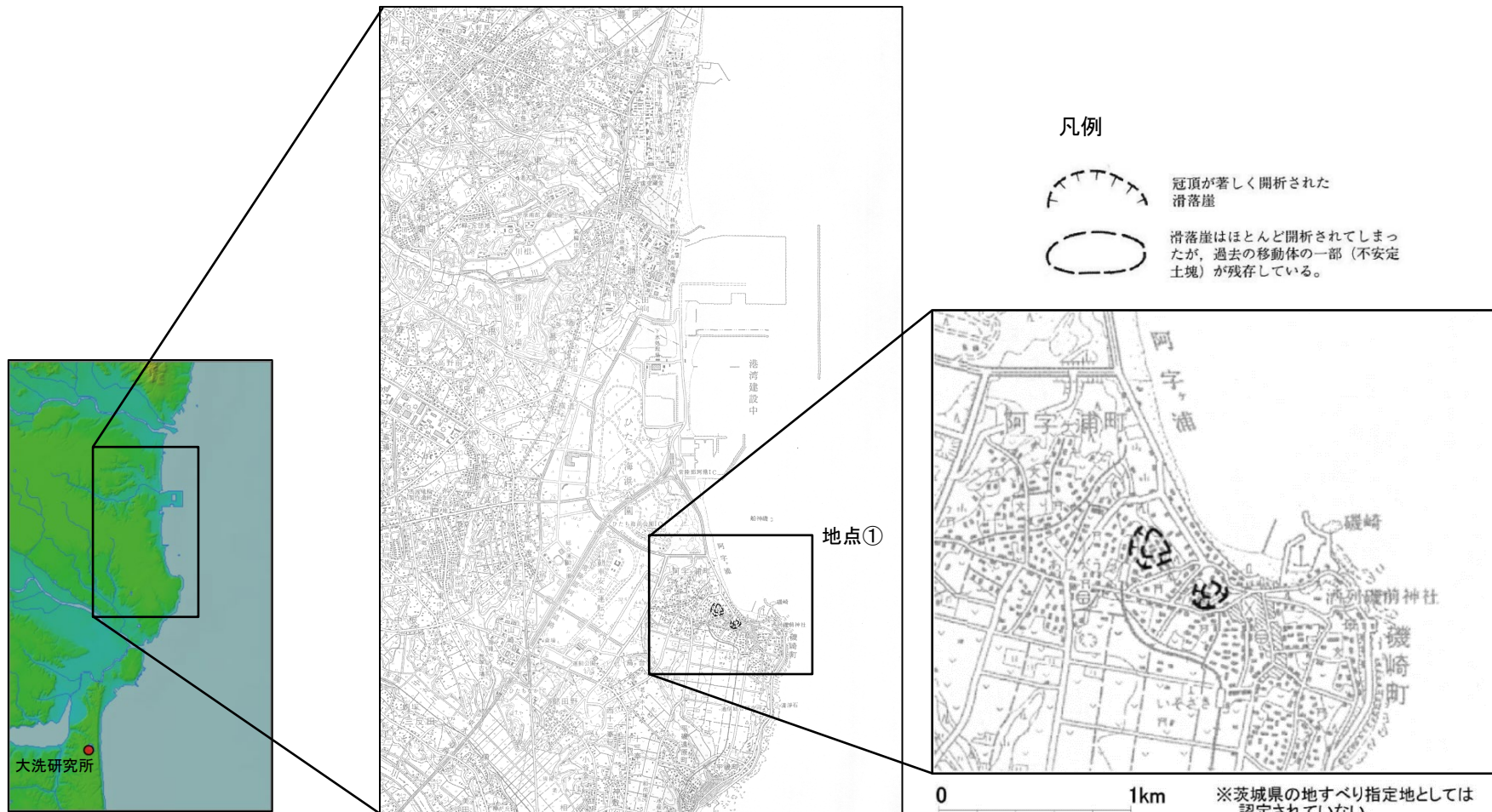
### 3. 津波解析

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



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

- 塩屋埼から犬吠埼の範囲において、文献調査及び空中写真判読により、敷地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、敷地の北方に地すべり地形を示している。

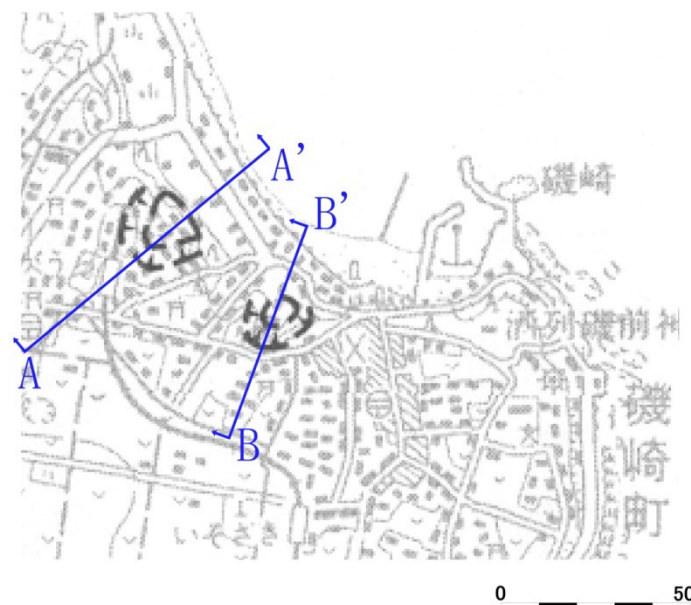


※国土地理院発行の2.5万分の1地形図に防災科学技術研究所の地すべり地形分布データを重ねて表示。

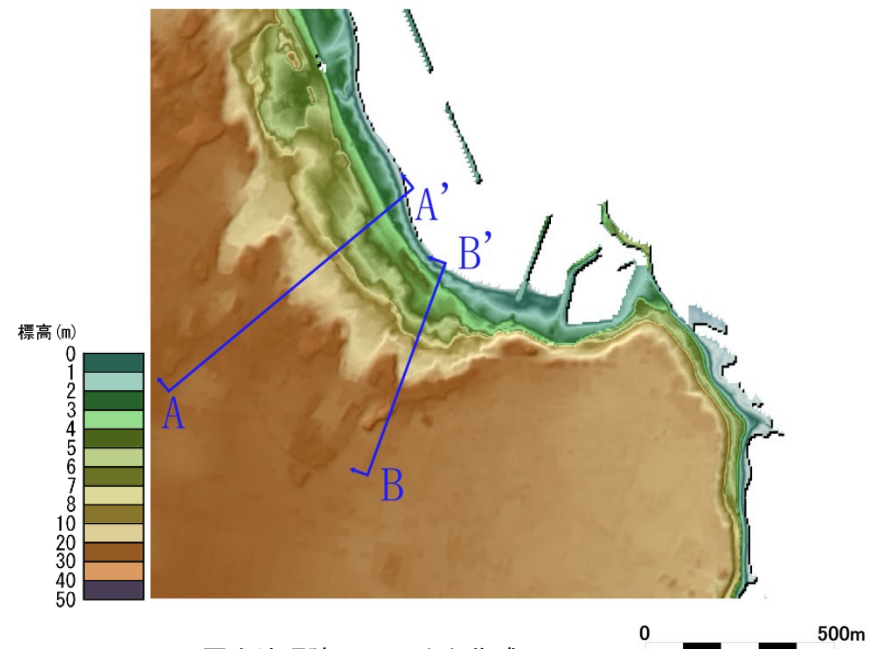
出典:地すべり地形分布図「白河・水戸」(防災科学技術研究所(2004))

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

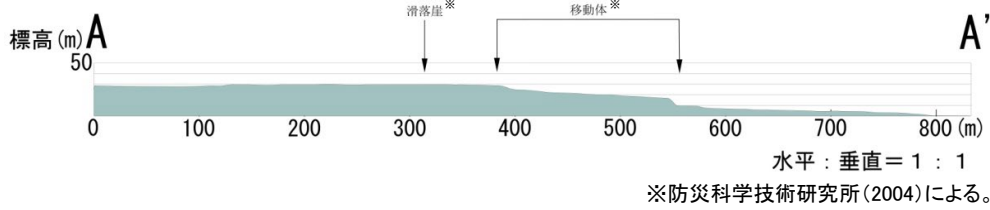
- 防災科学技術研究所(2004)で指摘する地すべり地形は、標高約30mの台地の縁に位置する。斜面の北東側は砂浜が分布している。
- 空中写真判読の結果、敷地付近の沿岸部に、地すべり及び斜面崩壊の地形は判読されない。
- 国土地理院5mDEMによる地形解析の結果、防災科学技術研究所(2004)が指摘する範囲に地すべり地形は認められない(A-A'、B-B'断面)。



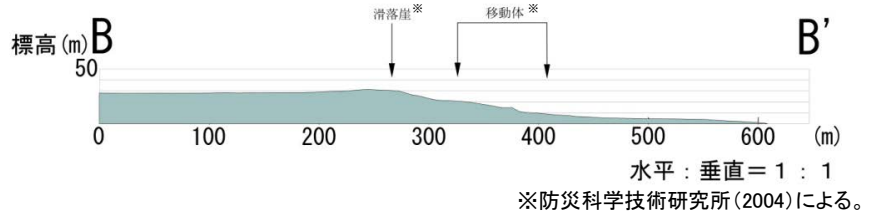
地すべり地形分布図「白河・水戸」(防災科学技術研究所(2004)に加筆)



国土地理院5mDEMから作成



A-A' 断面図



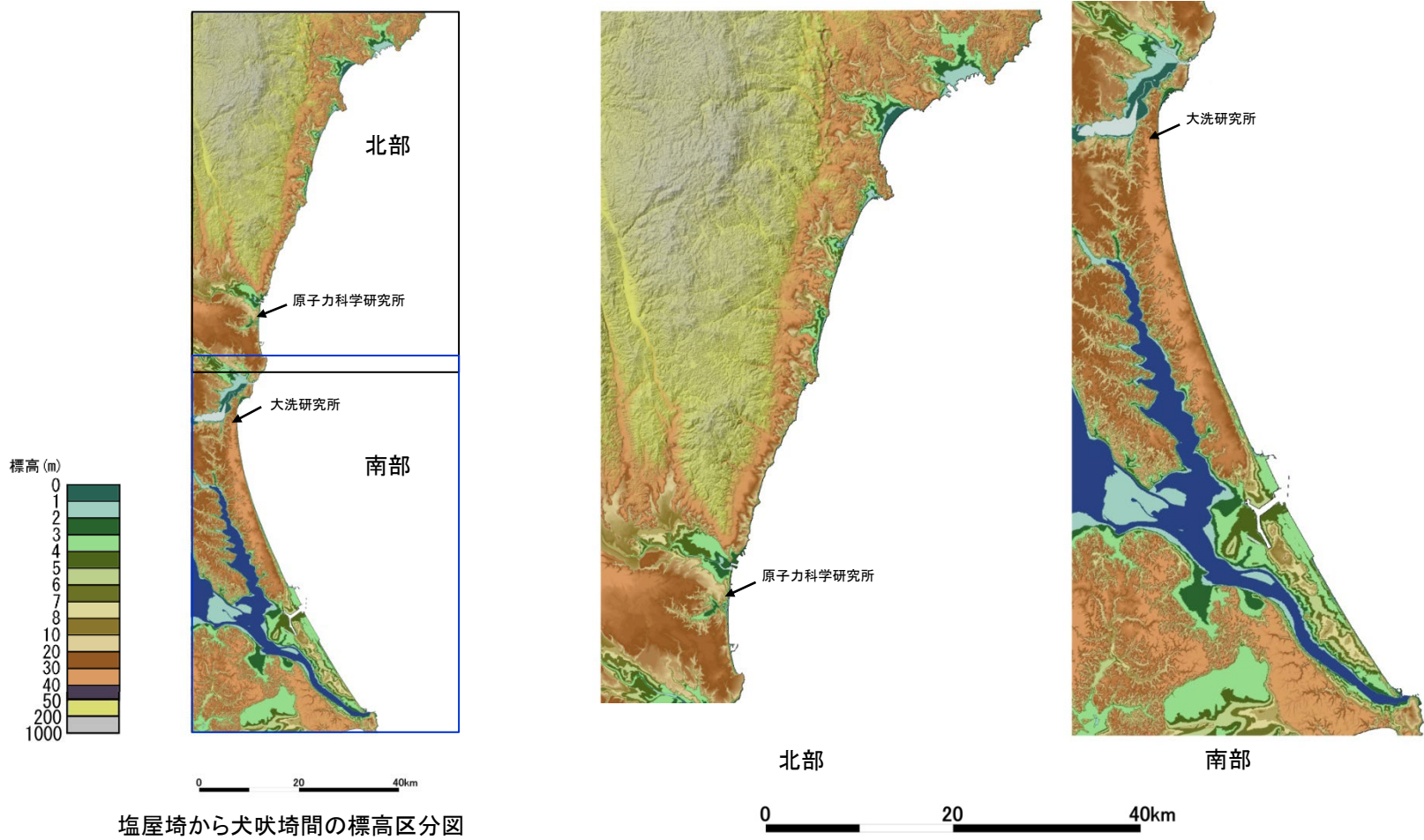
B-B' 断面図

※防災科学技術研究所(2004)による。

※防災科学技術研究所(2004)による。

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

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



塩屋埼から犬吠埼間の標高区分図

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

• 以上より、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、津波高さの検討を行った。

#### 1. 海底地すべりの確認

##### ■文献

###### 文献調査

- 文献の整理・検討を行い、海底地すべり地形の有無を確認。

いわきの沖合に海底地すべり地形が図示されている。(徳山他(2001))

###### 海底地形判読

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

海底地すべり地形は認められない。

###### 音波探査記録の検討

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

海底地すべりは認められない。

##### ■機構

###### 海底地形判読

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

海底地すべり地形は認められない。

###### 音波探査記録の検討

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

※ 一般財団法人 日本水路協会発行の海底地形デジタルデータ

#### 2. 規模評価

- 検討対象となる海底地すべりについて、詳細な地形変化を把握。

#### 3. 津波解析

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

### (3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認:文献調査(文献))

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

#### 【調査した文献】

以下の地図類文献を確認

徳山他(2001): 日本周辺海域の中新世最末期以降の構造発達史

- ・「日本周辺海域の第四紀地質構造図」

地質調査所 海洋地質図

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

地質調査所 日本地質アトラス(第2版)

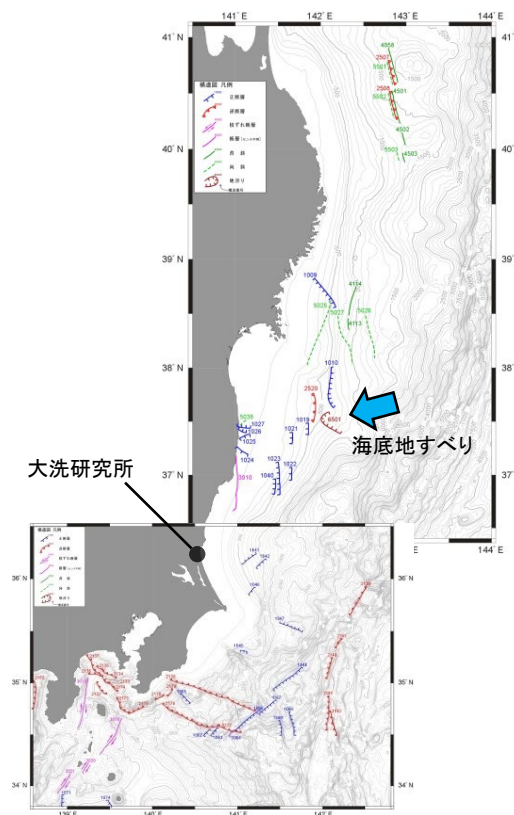
- ・脇田他(1992)「日本地質構造図」

海上保安庁 沿岸の海の基本図(海底地質構造図)

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

海上保安庁 大陸棚の海の基本図(海底地質構造図)

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



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

## (3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認:海底地形判読)

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

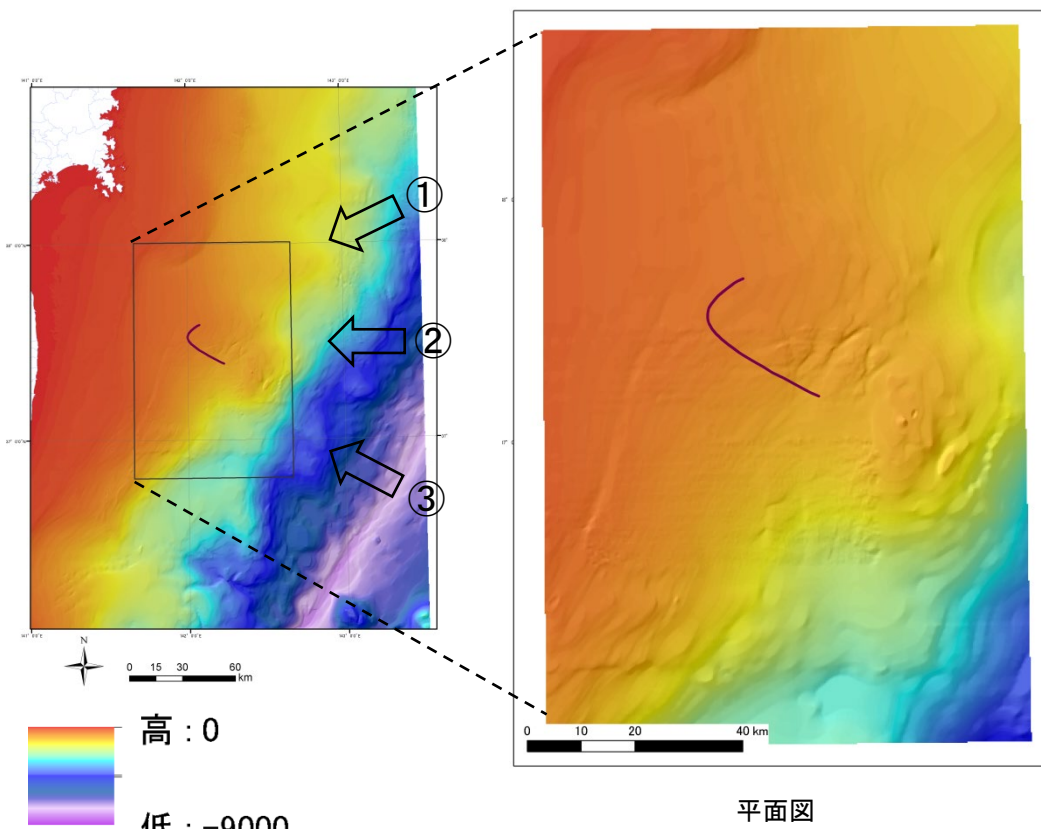
## ○海底地すべり地形の判断基準

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

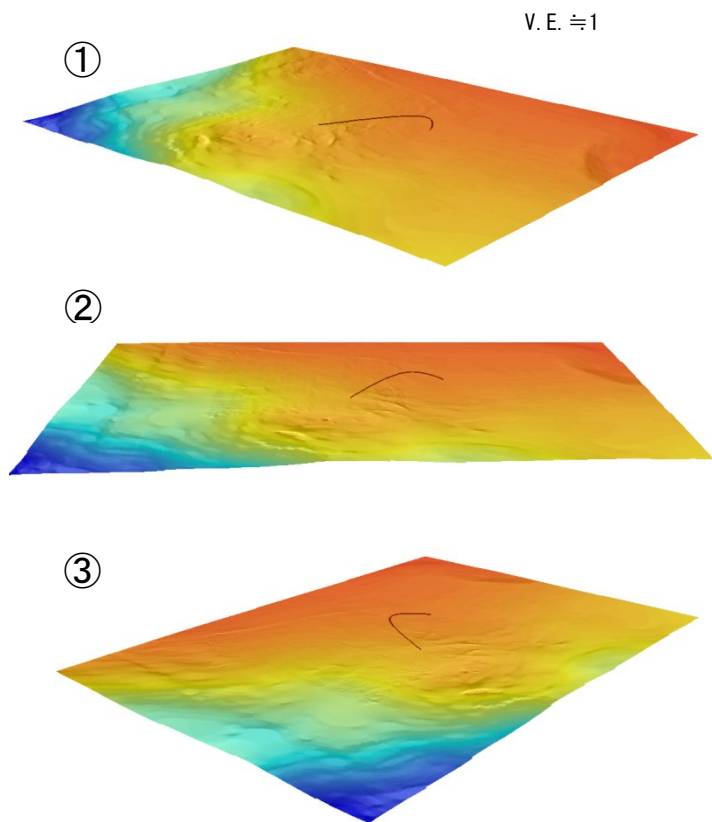
崩壊部 (滑落崖)	<ul style="list-style-type: none"> <li>馬蹄形、半円形、コの字形の平面形で、斜面下方へ開く急斜面。</li> <li>急斜面は平面的に出入りがなくスムーズな形状で、傾斜も一定傾向。また、地すべり土塊を囲んで側方にも連続することがある。</li> <li>下方に地すべり土塊が対をなして存在することが重要。</li> </ul>
堆積部 (地すべり土塊)	<ul style="list-style-type: none"> <li>滑落崖の基部にある扇状地状あるいは舌状の高まり。</li> <li>細長い舌状の場合や台地状を呈することもある。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

### (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。



高: 0  
低: -9000  
単位: (m)



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

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

#### 【層相の凡例】

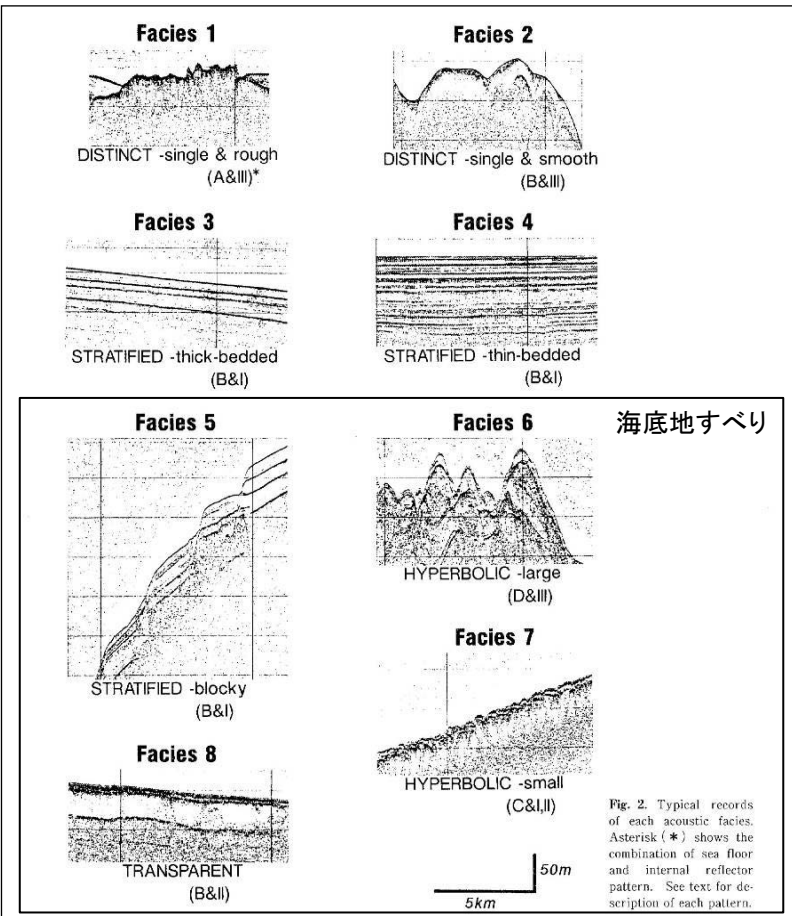


Fig. 2. Typical records of each acoustic facies. Asterisk (\*) shows the combination of sea floor and internal reflector pattern. See text for description of each pattern.

#### 【層相の区分詳細および特徴】

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

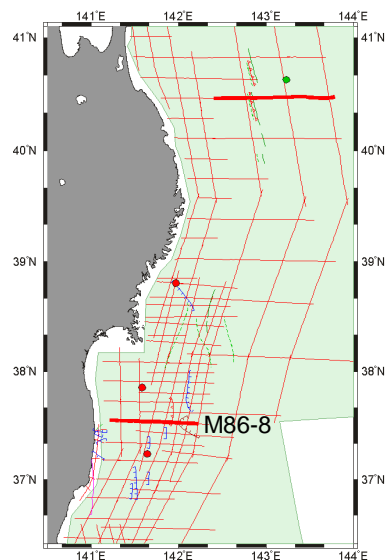
FACIES	ACOUSTIC CHARACTERS (combination of sea floor and internal reflector pattern*)	SEDIMENTS	INTERPRETATION	DISTRIBUTION
1 DISTINCT -single & rough	Strong bottom return, no or very poor internal return, rough bottom. (A&III)	Gravelly, rocky	Gravelly or rocky bottom	Oki Ridge N of Dogo
2 DISTINCT -single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

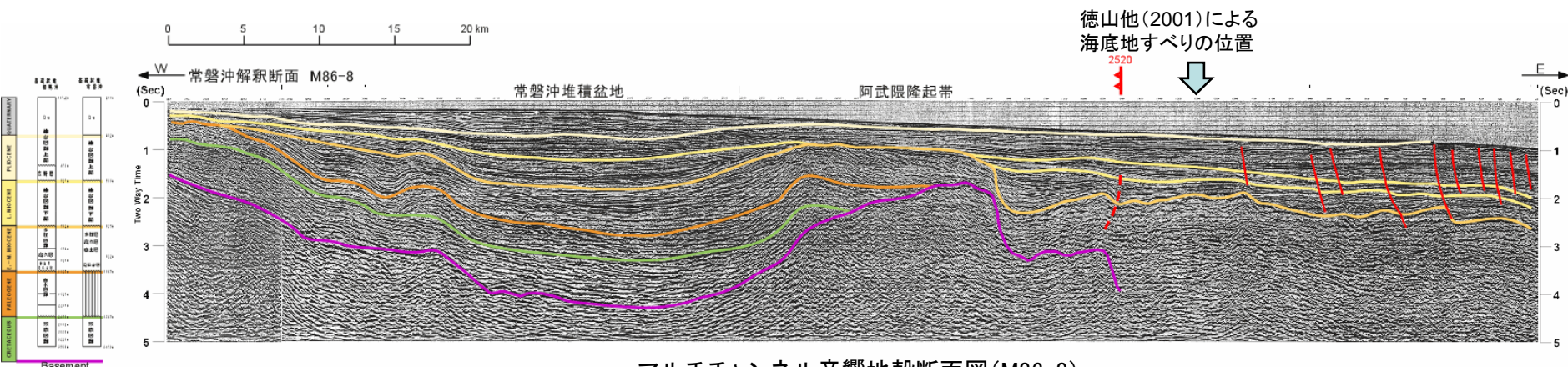


### (3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認:音波探査記録の検討(文献))

- 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。



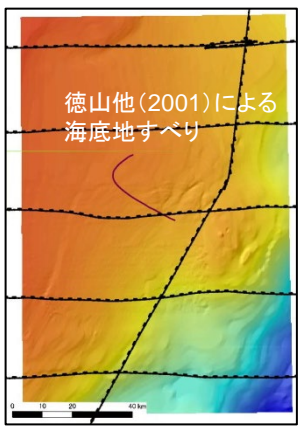
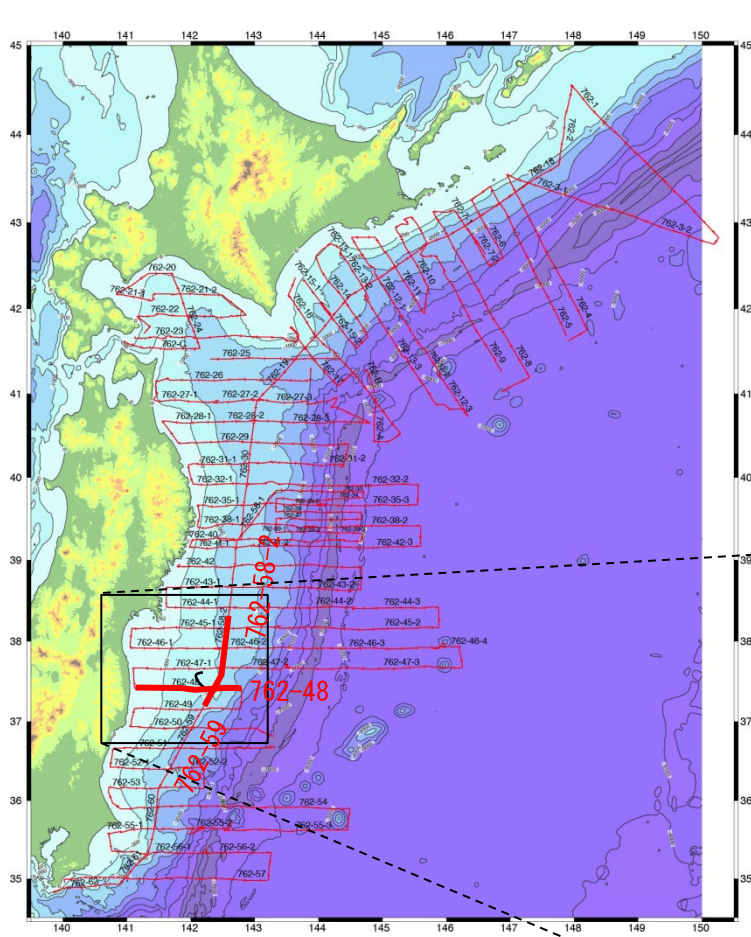
※マルチチャンネル音響地殻断面図(石油公団海上基礎物理探査, 昭和61年度「南三陸～鹿島沖」)



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

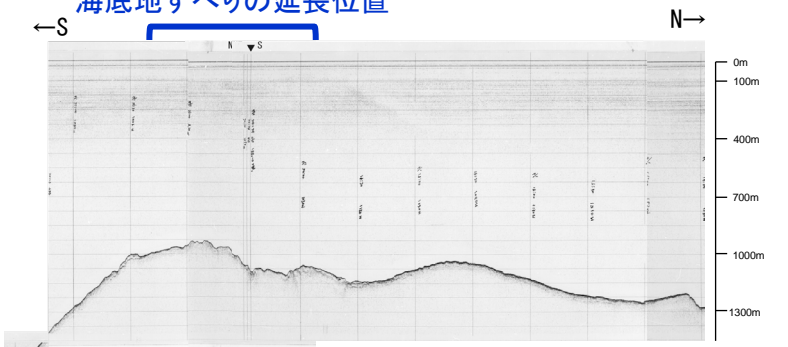
### (3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認:音波探査記録の検討(文献))

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

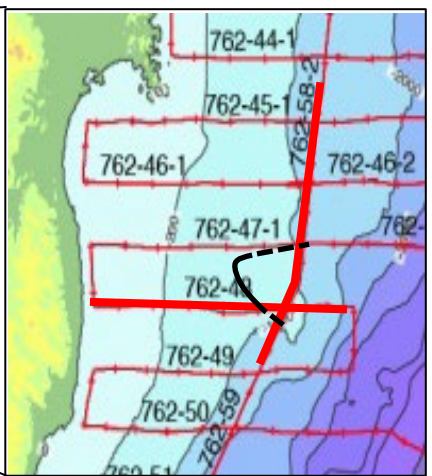


徳山地(2011)に示されている海底地すべり

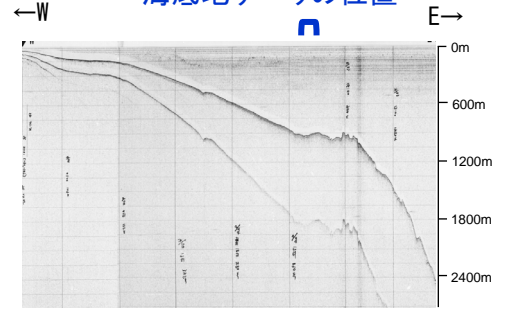
徳山地(2001)による  
海底地すべりの延長位置



V. E. ≒ 40



徳山地(2001)による  
海底地すべりの位置



V. E. ≒ 40

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

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

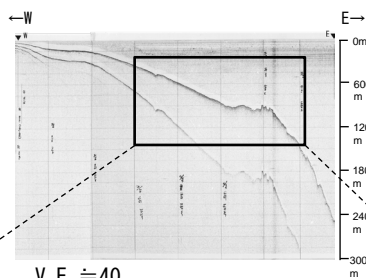
### (3) 海底地すべりの評価(海底地すべりの確認:音波探査記録の検討(文献))

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

762-59, 762-58-2

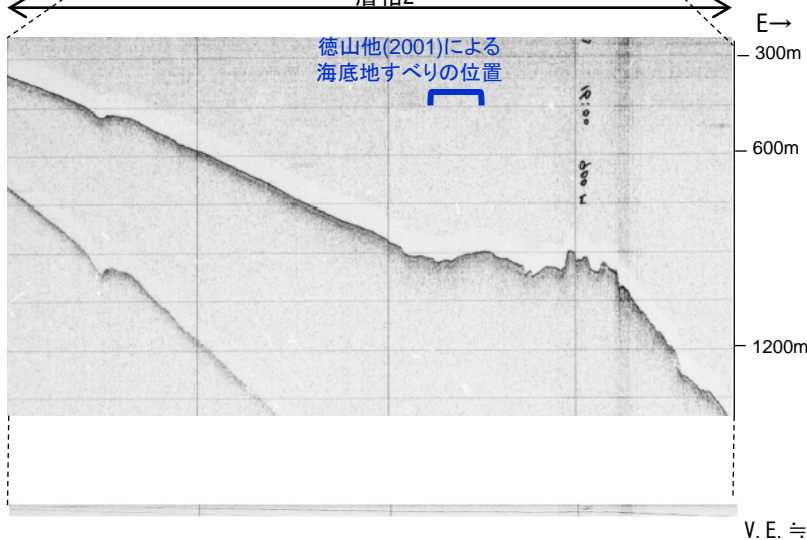
地調 1976

サブボトムプロファイラー



層相2

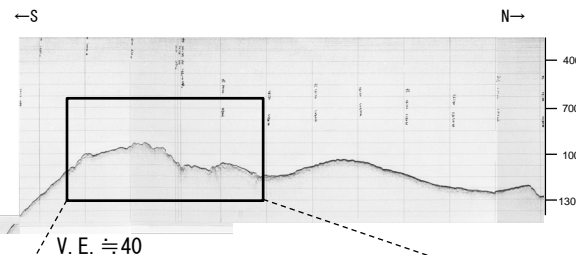
徳山他(2001)による  
海底地すべりの位置



762-48

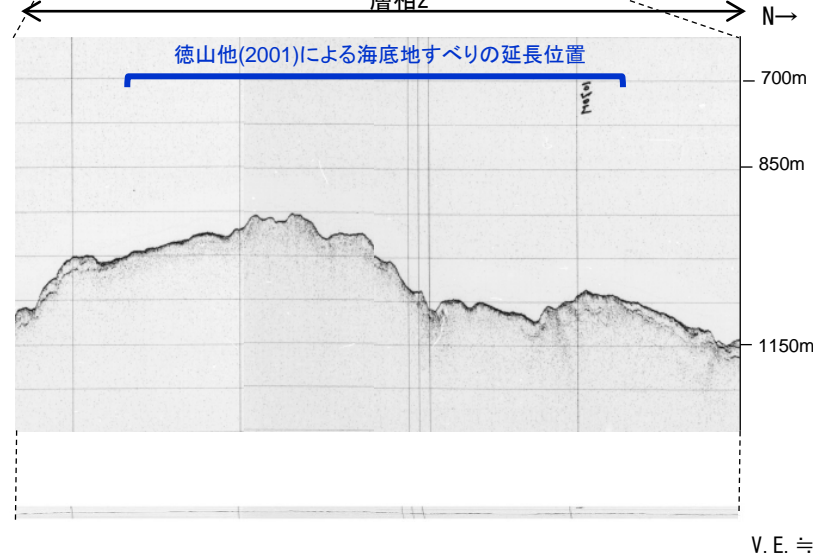
地調 1976

サブボトムプロファイラー



層相2

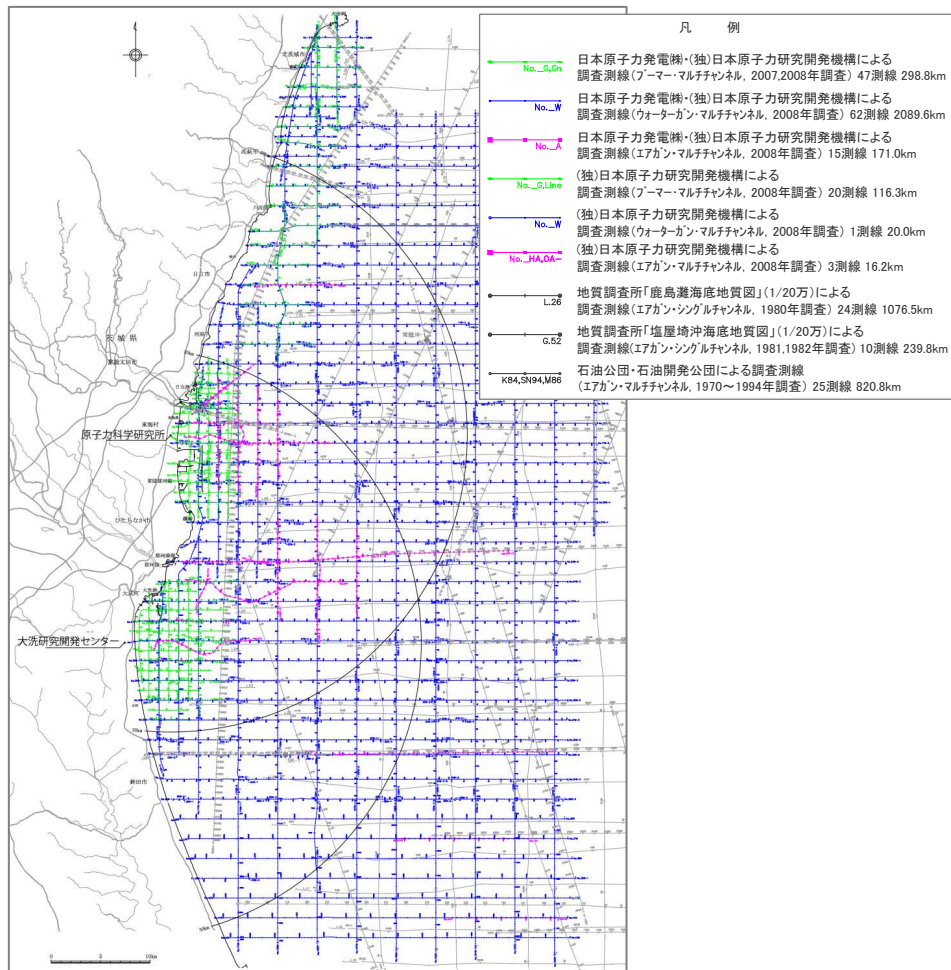
徳山他(2001)による海底地すべりの延長位置



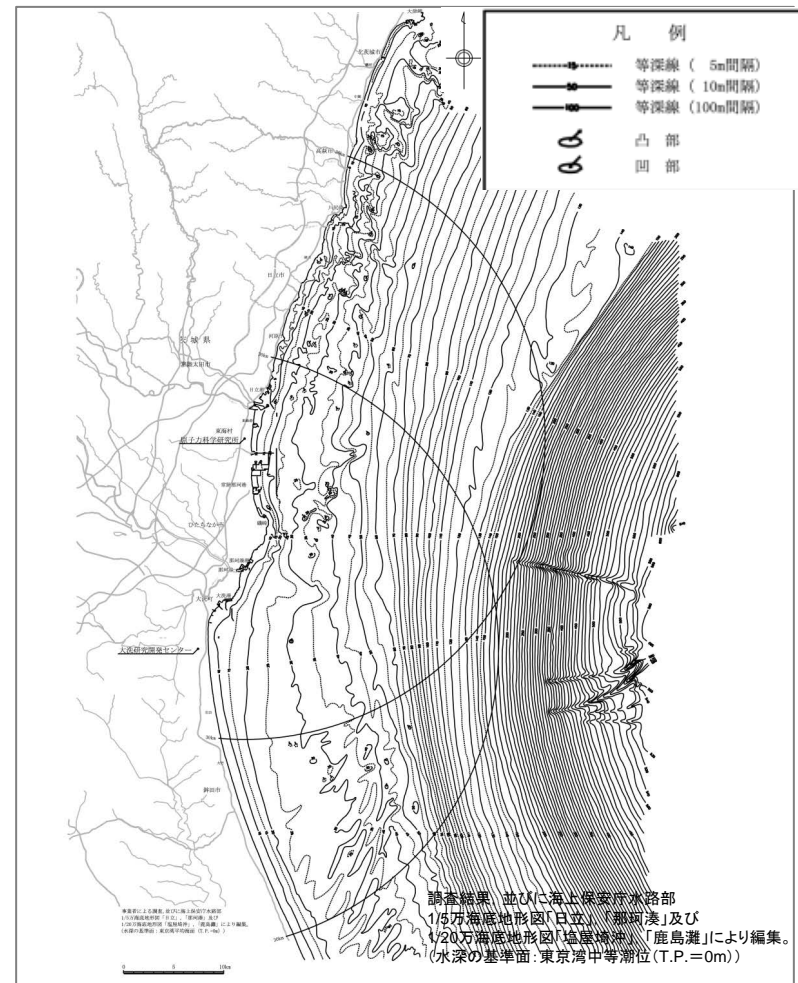
産業技術総合研究所 SBP音波探査記録  
(産業技術総合研究所(2015)に加筆)

### (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敷地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、機構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。

### (3) 海底地すべりの評価(ハワイ付近の海底地すべり)

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

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

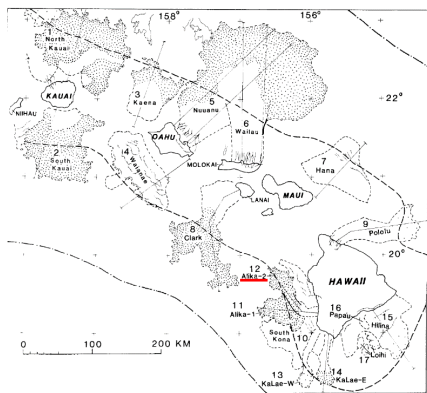
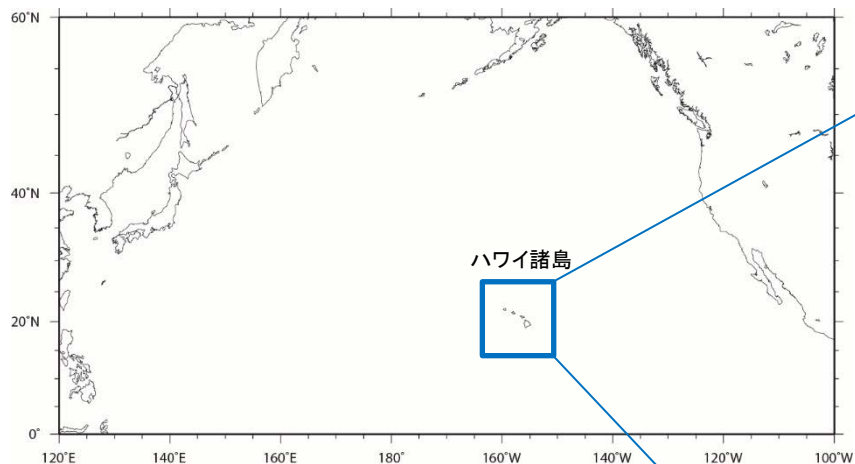
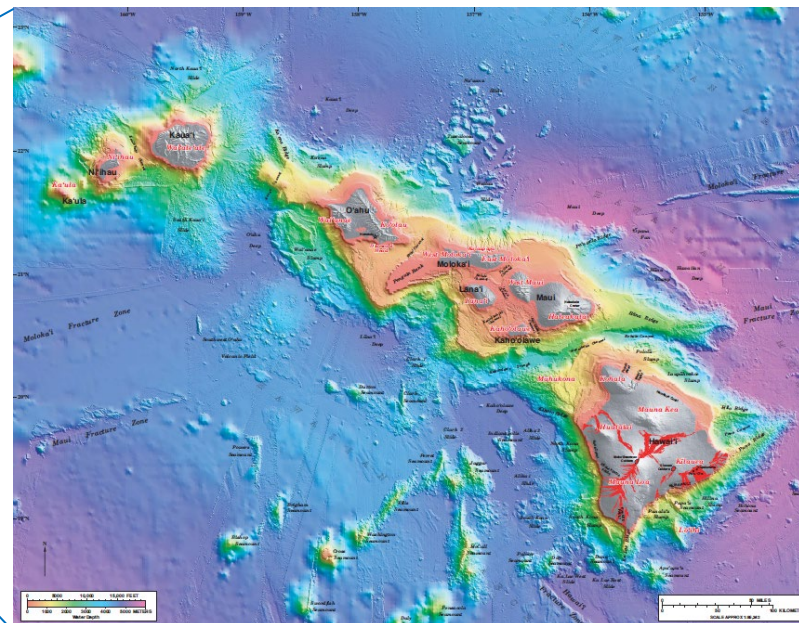


Fig. 2. Map of southeastern Hawaiian Ridge showing major faults bounded by dashed lines identified by number in text and Table 1; compare with Figure 1. Dotted area, hatched ground (exactly spaced where subside); hatched lines, scars; thin, down-slope directed lines, submarine canyons and their subparallel counterparts; heavy dashed line, axis of the Hawaiian Ridge; dash-dotted line, crest of the Hawaiian Arch.

ハワイ付近の海底地すべり地形分布図

(Moore et al. (1989))



(Eakins et. al.(2003))

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

# 目 次

1. 評価方針
  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. 施設への津波の遡上評価
  5. 選定した波源の検証
  6. 立地上の余裕に対する検討
- 参考文献

(1) 文献調査及び評価

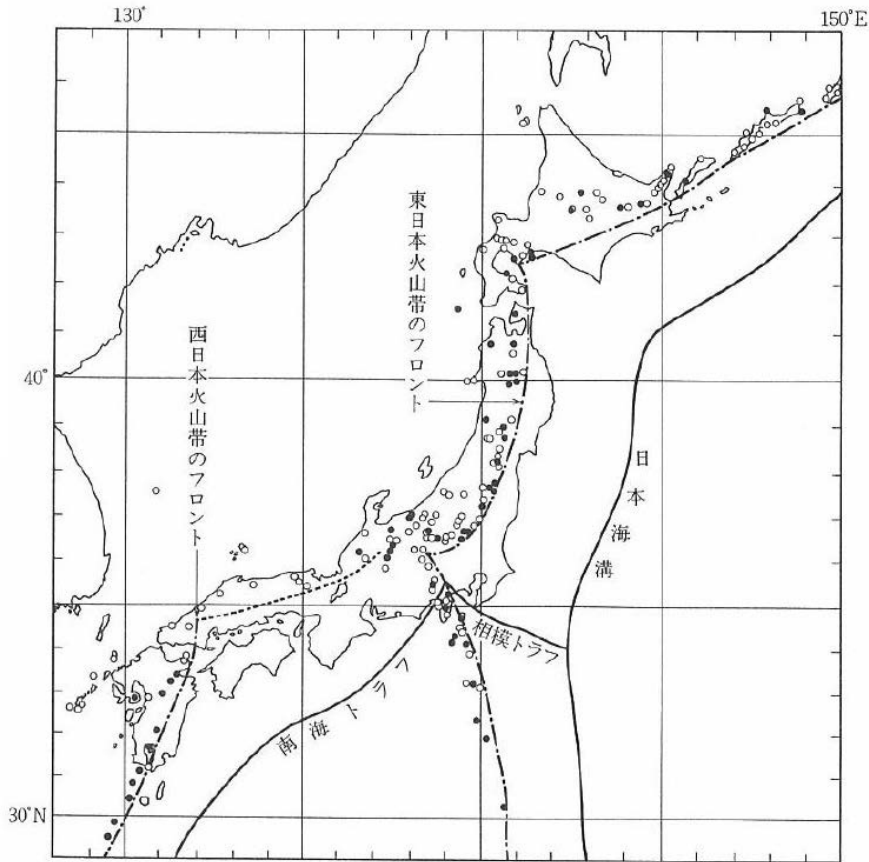
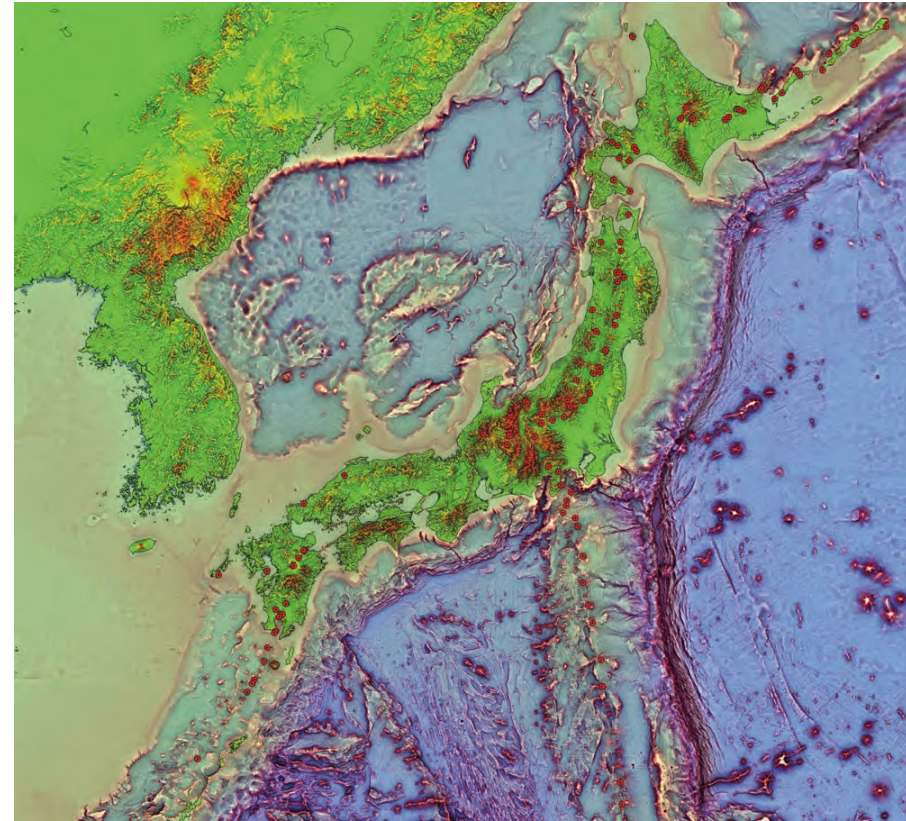


図 1.1.2 日本列島の火山帯と火山フロント [杉村, 1978] ●：活火山, ○：その他の第四紀火山。2つの火山帯のフロントは、海溝またはトラフの軸にほぼ平行に走っている。海溝などの軸は、プレートの境界に相当する。

杉村(1978)



日本付近の活火山の分布

●：活火山

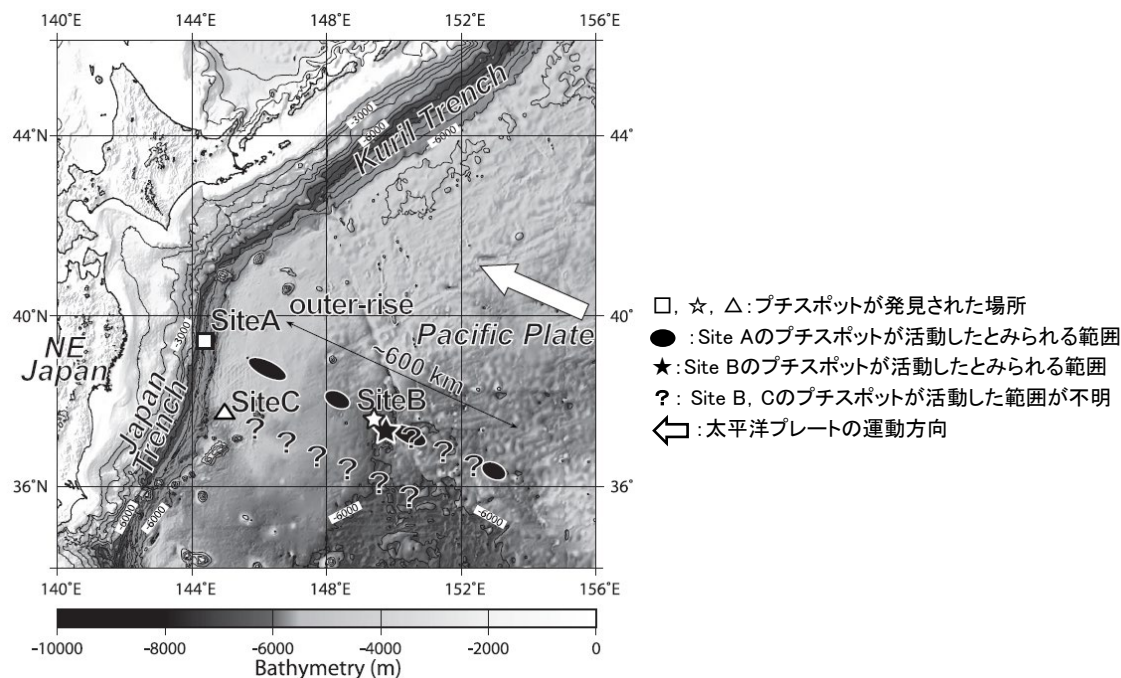
気象庁編(2013)

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

## (2) 評価(海底火山(プチスポット)に関する検討について)

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

※詳細な検討については、補足説明資料「4.2 海底火山(プチスポット)」に記載



プチスポットの位置  
(平野他(2010))

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



# 目 次

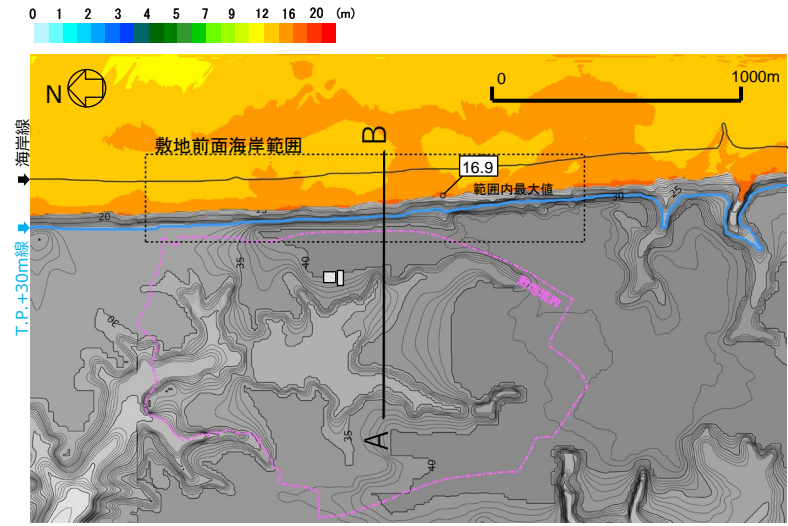
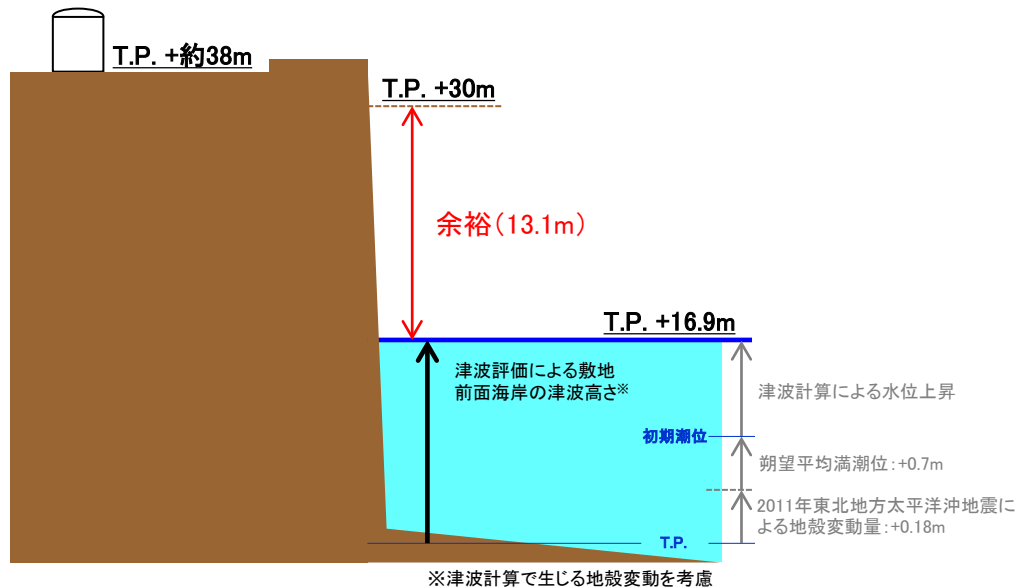
1. 評価方針
  2. 地震に起因する津波の評価
  3. 地震以外に起因する津波の評価
  4. 施設への津波の遡上評価
    - 4.1 施設への津波の到達可能性の検討とまとめ
  5. 選定した波源の検証
  6. 立地上の余裕に対する検討
- 参考文献

4. 施設への津波の遡上評価

4.1 施設への津波の到達可能性の検討とまとめ

- 2章及び3章の評価結果から、敷地に最も大きな影響を及ぼす津波波源はプレート間地震による「茨城県沖から房総沖に想定する津波」である。この波源による水位上昇側評価の津波高さは、敷地前面海岸範囲の最大値でT.P.+16.9mである。
- したがって、T.P.+30mまでの余裕は13.1mと評価される。

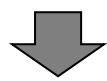
「常陽」原子炉施設



津波高さ分布図  
(プレート間地震: 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源)

(まとめ)

- 評価結果のT.P.+16.9mからT.P.+30m(敷地前面海岸の高さ)までの高さ13.1mを立地上の余裕として確認した。
- 検討の結果、T.P.+30mに津波が到達する可能性はないことを確認した。



「常陽」原子炉施設は、T.P.+約35～約40mに設置しており、津波による影響はない。

# 目 次

1. 評価方針
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. 施設への津波の遡上評価
5. 選定した波源の検証
  - 5.1 地質学的証拠及び歴史記録等による確認
  - 5.2 行政機関による既往評価との比較
6. 立地上の余裕に対する検討

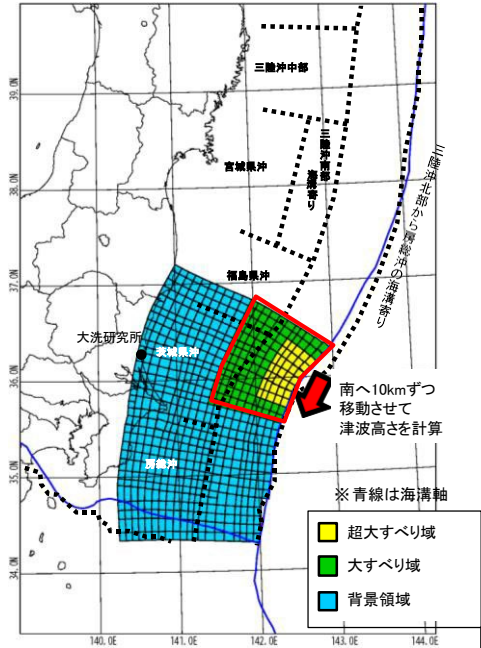
参考文献

5. 選定した波源の検証

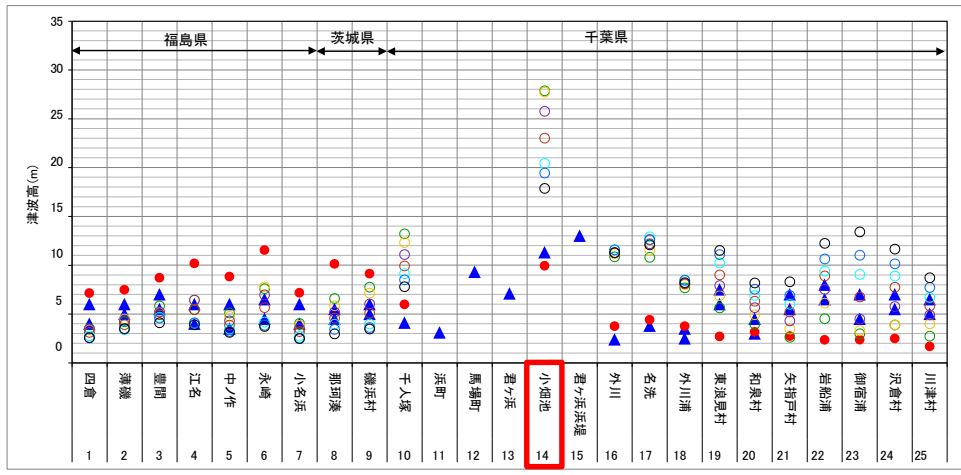
5.1 地質学的証拠及び歴史記録等による確認

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

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

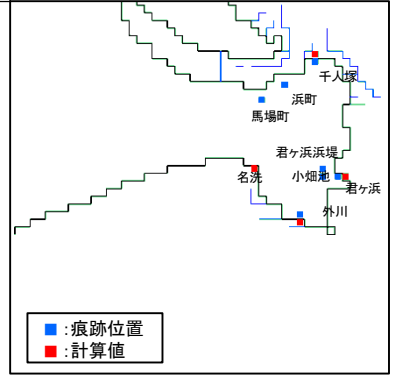


延宝房総沖地震津波の  
千葉県沿岸～福島県沿岸での痕  
跡高調査(竹内他(2007)に加筆)



□: 津波堆積物調査に基づき確認された痕跡高  
それ以外の地点については古文書による被害記録等により推定された津波浸水高(竹内他(2007)、Yanagisawa et al.(2016)に基づく)

※1 東海第二発電所の津波評価モデルによる  
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源<sup>※1</sup>  
(基準位置)



Yanagisawa et al.(2016) の痕跡データ(銚子市)

- ▲ 痕跡
- A-3
- A-7
- A-8
- A-9
- A-10
- A-11
- A-12
- A-13

	基準	A-8	南へ70km移動
A-1	基準	A-9	南へ80km移動
A-2	南へ10km移動	A-10	南へ90km移動
A-3	南へ20km移動	A-11	南へ100km移動
A-4	南へ30km移動	A-12	南へ110km移動
A-5	南へ40km移動	A-13	南へ120km移動
A-6	南へ50km移動	-	-
A-7	南へ60km移動	-	-

※2 灰色字ケースの評価は示していない

1677年延宝房総沖地震津波の痕跡高と津波高さの比較

5. 選定した波源の検証

5.1 地質学的証拠及び歴史記録等による確認

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

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

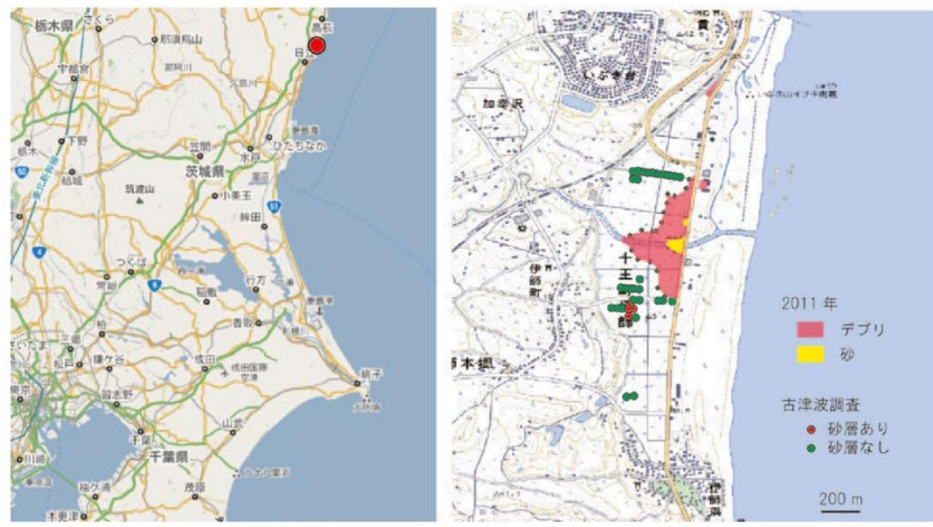
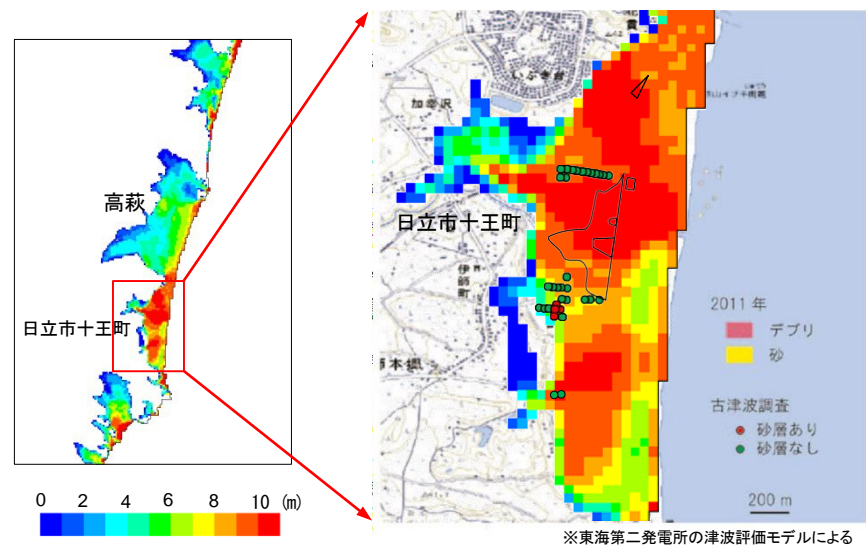


図1 調査地域を示した地図。左：赤丸で示した場所が対象地域。右：調査地域の詳細。デブリの分布によって推定された2011年の浸水範囲は赤で示されており、津波によって運搬された砂質堆積物は黄色で示している。2010年までに行っていた過去の津波堆積物に関する調査は、緑色および赤色の丸で示されている。赤い丸で示した場所で、過去の津波堆積物と考えられる砂層が見つかった。

(澤井(2012))



茨城県沖から房総沖に想定する津波波源による  
日立市十王町の最大浸水深分布

## 5.1 地質学的証拠及び歴史記録等による確認

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

- 大洗研究所において、影響の大きい波源として選定した茨城県沖から房総沖に想定する津波波源による敷地前面海岸での津波高さはT.P.+16.9mであり、過去に敷地周辺に襲来した津波の水位T.P.+約5～7mを上回っている。

項目	将来想定する津波	過去に襲来した津波※
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津波	2011年東北地方太平洋沖地震
津波高さ(敷地前面海岸)	T.P.+16.9m	T.P.+5m～7m

※1677年延宝房総沖地震津波は記録が少ないため対象外とした。

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

# 目 次

1. 評価方針
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. 施設への津波の遡上評価
5. 選定した波源の検証
  - 5.1 地質学的証拠及び歴史記録等による確認
  - 5.2 行政機関による既往評価との比較
6. 立地上の余裕に対する検討

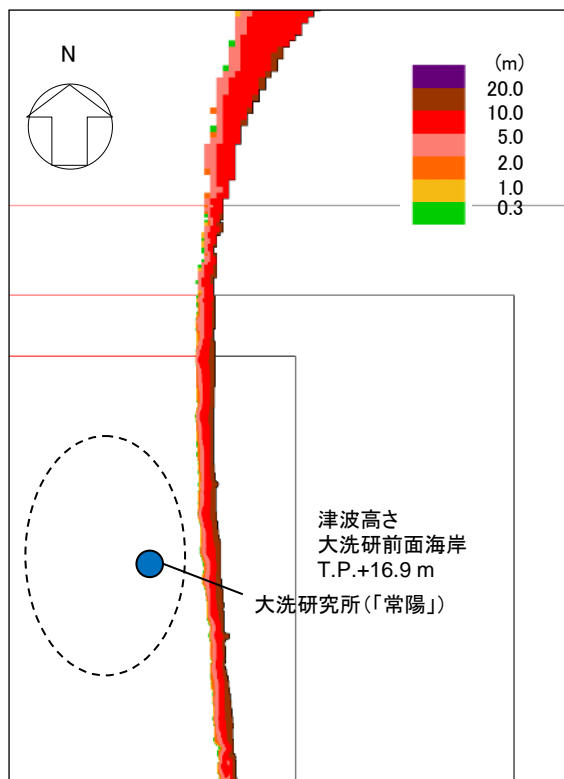
参考文献

## 5.2 行政機関による既往評価との比較

大洗研究所において選定した茨城県沖から房総沖に想定する津波波源による影響が、行政機関（茨城県、内閣府）による評価を上回る結果となっていることを確認した。

## 大洗研究所の津波評価

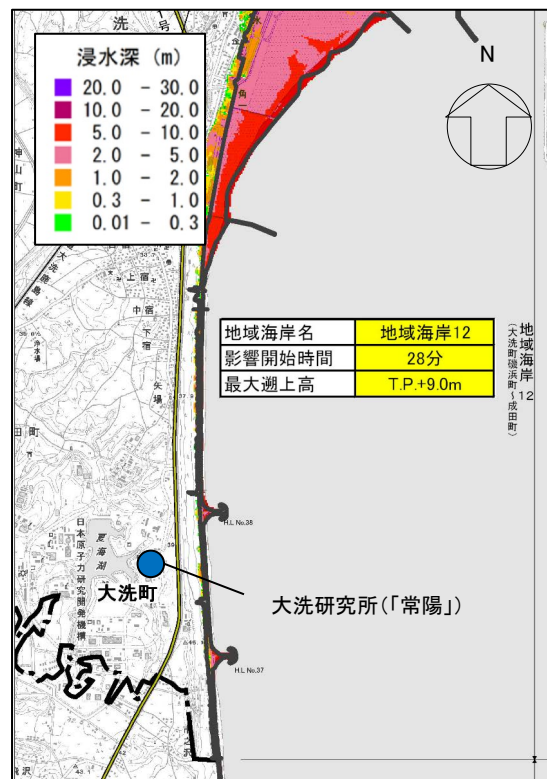
津波評価  
T.P.+16.9m



大洗研究所 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

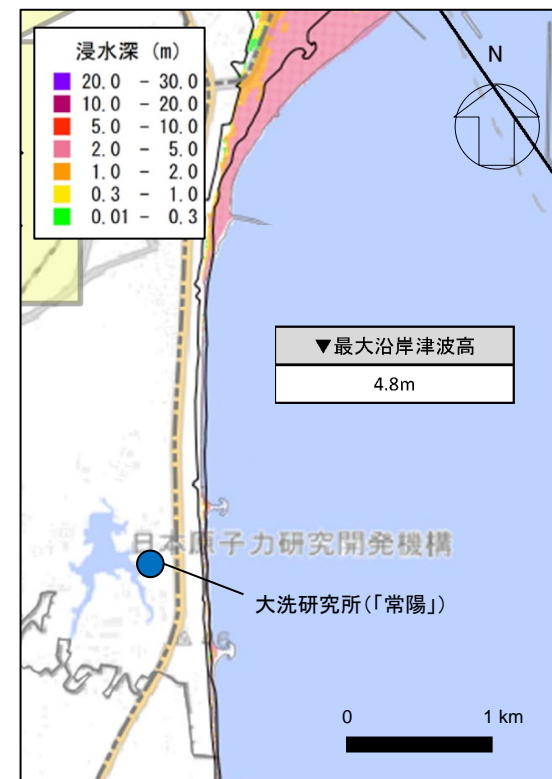
## 行政機関による津波評価

茨城県評価  
T.P.+9.0m



茨城沿岸津波対策検討委員会 津波浸水想定  
茨城県(2012)に一部加筆

内閣府評価  
T.P.+4.8m



日本海溝・千島海溝沿いの最大クラスの津波による浸水想定  
(内閣府(2020, 2022)に一部加筆)



# 目次

1. 評価方針
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. 施設への津波の遡上評価
5. 選定した波源の検証
6. 立地上の余裕に対する検討
  - 6.1 検討概要
  - 6.2 検討
  - 6.3 まとめ

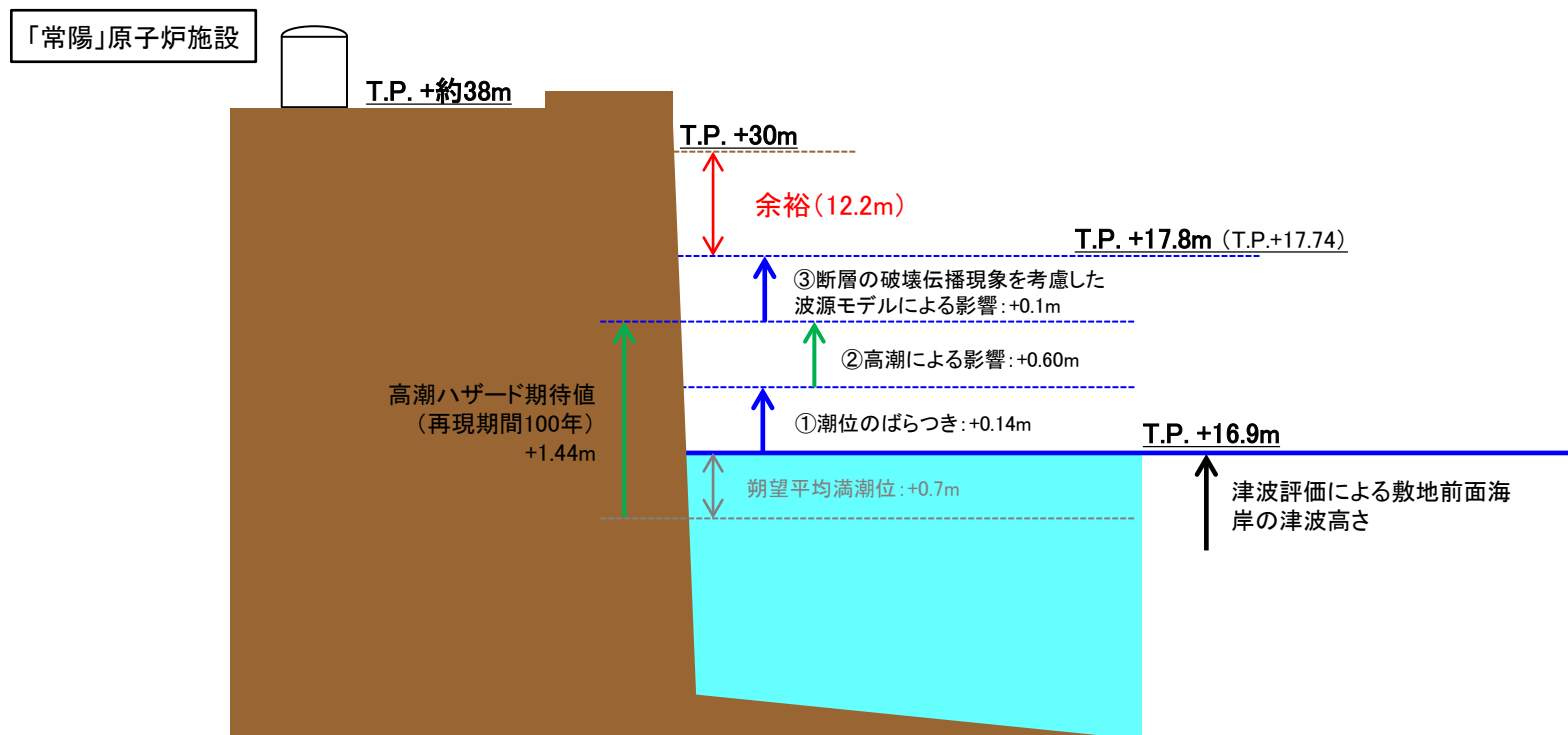
参考文献

## 6.1 検討概要

- 確認された立地上の余裕(13.1m)に対し、敷地に最も大きな影響を及ぼす津波波源として選定された「茨城県沖から房総沖に想定する津波波源」による水位上昇側の評価結果に以下の影響を考慮して、津波の到達可能性を検討した。

## □ 考慮する影響

- 「①潮位のばらつき」  
 期望平均満潮位について、ばらつきの影響を考慮する。
- 「②高潮による影響」  
 年最高潮位から求める高潮ハザード期待値(再現期間100年)の影響を考慮する。
- 「③断層の破壊伝播現象を考慮した波源モデルによる影響」  
 断破壊開始点、破壊伝播速度を設定して評価した場合の影響を考慮する。



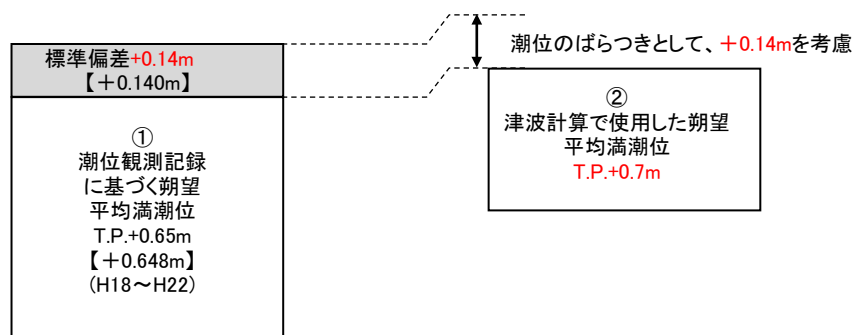
- 検討の結果、T.P.+30mに津波が到達する可能性はないことを確認した。

## 6.2 検討①潮位のばらつき

- 施設への津波の到達可能性の検討にあたり、潮位のばらつきについて検討した。

①潮位観測記録に基づく最近5年 (H18~H21)による期望平均満潮位※	②津波計算で使用した 期望平均満潮位※	潮位のばらつき (①の標準偏差)
T.P.+0.65m (標準偏差 0.14m)	T.P.+0.7m	+0.14m

※補足説明資料「3.1.1 潮位条件」を参照。



- 検討の結果、潮位のばらつきを+0.14mとして評価した。

6. 立地上の余裕に対する検討

6.2 検討②高潮の期待値(再現期間100年)

- 施設への津波の到達可能性の検討にあたり、高潮の影響について検討した。
- 日立港潮位データ40年分を用いて、極値統計解析により再現期間100年期待値を算出した。

表 年最高潮位 (日立港)

年	年	年最高潮位					潮位(m)
		月	日	時	分		
昭和46年	1971	9	1	15	0	0.89	
昭和47年	1972	11	21	15	0	0.80	
昭和48年	1973	10	28	16	0	0.73	
昭和49年	1974	1	10	16	30	0.85	
昭和50年	1975	9	8	17	10	0.76	
昭和51年	1976	9	28	17	50	0.83	
昭和52年	1977	9	19	19	30	0.86	
昭和53年	1978	9	17	3	40	0.79	
昭和54年	1979	10	7	16	40	1.00	
昭和55年	1980	12	24	16	40	1.11	
昭和56年	1981	10	2	17	40	0.78	
昭和57年	1982	10	20	6	0	0.80	
昭和58年	1983	9	9	5	0	0.75	
昭和59年	1984	10	27	16	40	0.79	
昭和60年	1985	8	31	4	0	0.87	
昭和61年	1986	11	14	15	50	0.87	
昭和62年	1987	10	8	17	40	0.94	
昭和63年	1988	9	17	21	0	0.74	
昭和64年	1989	2	4	7	40	0.74	
昭和63年	1988	9	16	17	50	0.94	
昭和64年	1989	8	6	18	50	0.99	
平成2年	1990	10	8	17	10	0.89	
平成3年	1991	10	13	17	50	1.00	
平成4年	1992	9	11	3	10	0.85	
平成5年	1993	11	14	15	10	0.69	
平成6年	1994	10	22	16	40	0.78	
平成7年	1995	11	24	16	0	0.75	
平成8年	1996	9	22	22	40	0.79	
平成9年	1997	9	19	17	20	0.91	
平成10年	1998	11	17	14	40	0.75	
平成11年	1999	10	27	17	0	0.83	
平成12年	2000	9	4	19	0	0.76	
平成13年	2001	12	11	15	0	0.76	
平成14年	2002	8	22	5	40	0.79	
平成15年	2003	10	1	21	40	1.10	
平成16年	2004	10	26	15	50	0.81	
平成17年	2005	9	30	4	50	0.78	
平成18年	2006	12	5	17	0	0.82	
平成19年	2007	10	7	3	35	1.44	
平成20年	2008	7	16	3	55	0.95	
平成21年	2009	12	14	15	50	0.78	
平成22年	2010	10	8	16	55	0.97	
平成22年	2010	9	25	16	25	0.89	

表 極値統計解析の結果

相関係数	r	極値Ⅱ型				GUMBEL	WEIBULL			
		k=2.50	k=3.33	k=5.00	k=10.00		k=0.75	k=1.00	k=1.40	k=2.00
再現確率 統計量	R= 2年	0.82	0.82	0.83	0.84	0.84	0.81	0.82	0.84	0.85
	R= 5年	0.90	0.92	0.94	0.95	0.96	0.93	0.95	0.96	0.97
	R= 10年	0.98	1.01	1.03	1.04	1.04	1.03	1.05	1.05	1.04
	R= 20年	1.08	1.11	1.12	1.13	1.12	1.14	1.14	1.13	1.10
	R= 50年	1.27	1.28	1.27	1.25	1.22	1.30	1.27	1.22	1.17
R= 100年	1.46	1.44	1.40	1.35	1.29	1.44	1.37	1.29	1.22	

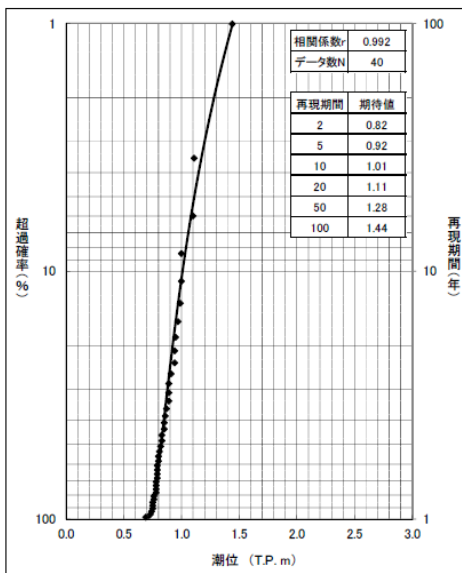


図 最高潮位の超過発生確率 (日立港)

観測記録データ期間	高潮の期待値 (再現期間100年)
S46-H22 (40年分)	T.P.+1.44m

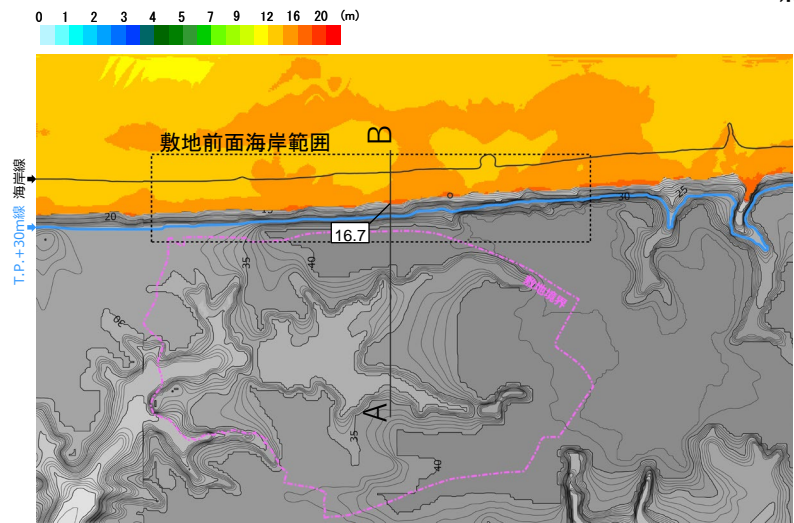
- 検討の結果、高潮の期待値について、+1.44mとして評価した。

6. 立地上の余裕に対する検討

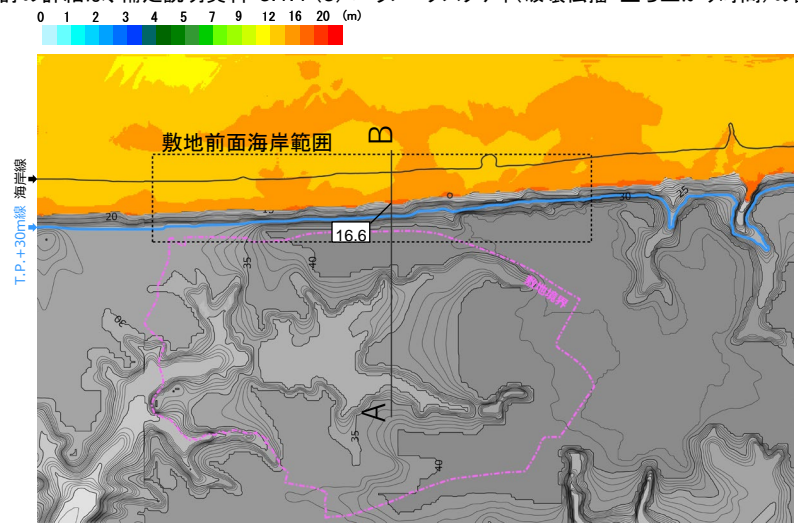
6.2 検討③断層の破壊伝播現象を考慮した波源による影響

施設への津波の到達可能性の検討にあたり、断層の破壊伝播現象を考慮した波源によるパラメータスタディ※を実施し、影響を検討した。

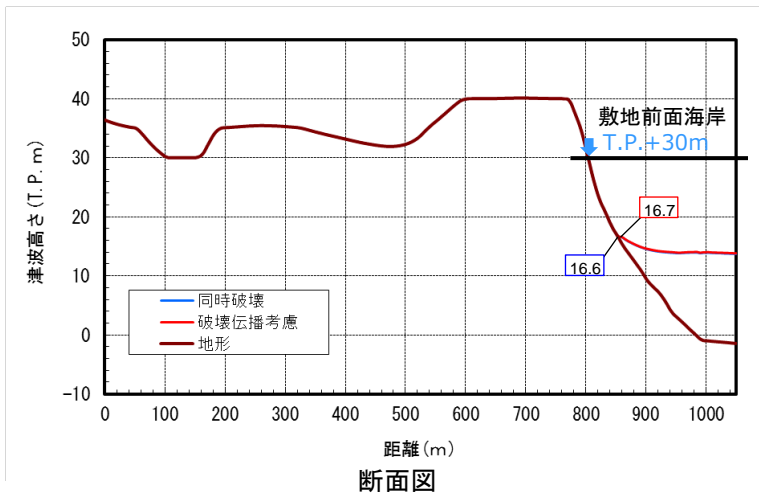
※検討の詳細は、補足説明資料「3.1.4 (3) パラメータスタディ(破壊伝播・立ち上がり時間)の設定を参照。



津波高さ分布図  
(断層の破壊伝播現象を考慮したモデル)



津波高さ分布図  
(断層の同時破壊モデル)



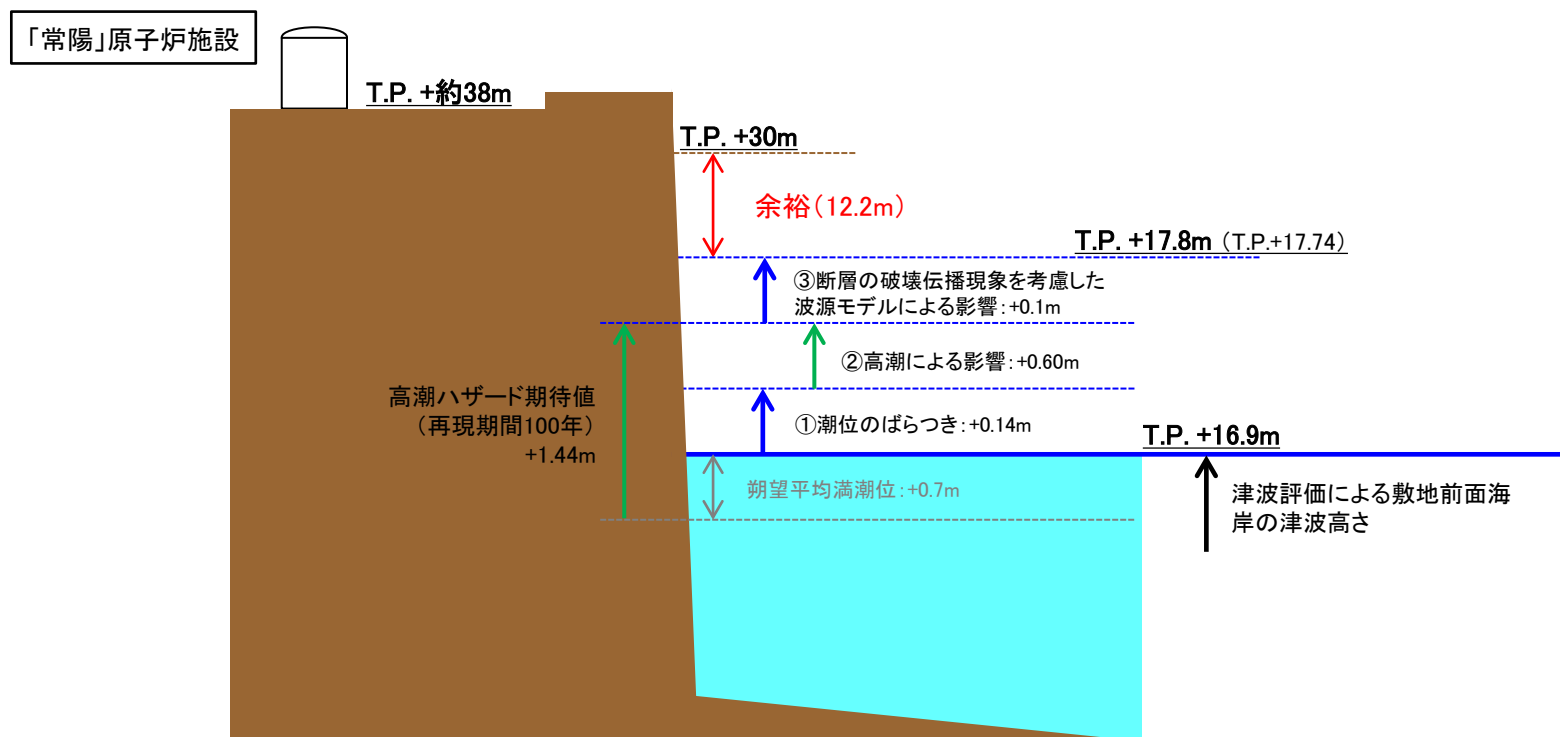
断面図

	断層の破壊伝播現象を考慮	断層の同時破壊	津波高さの差
津波高さ(遡上検討)	T.P.+16.7m	T.P.+16.6m	+0.1m

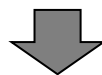
検討の結果、断層の破壊伝播現象を考慮した波源による影響は+0.1mとして評価した。

## 6.3 まとめ

- 確認された立地上の余裕(13.1m)に対し、以上の検討を行った結果、12.2mの余裕を確認した。



- 検討の結果、津波がT.P.+30m(敷地前面海岸の高さ)まで到達する可能性はない。



「常陽」原子炉施設は、T.P.+約38mに設置しており、津波による影響はない。

# 目 次

1. 評価方針
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. 施設への津波の遡上評価
5. 選定した波源の検証
6. 立地上の余裕に対する検討

## 参考文献

# 参考文献

- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012) : 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について
- Kei Ioki and Yuichiro Tanioka (2016): Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data., *Earth and Planetary Science Letters* 433 (2016) 133–138 .
- Lay, T., H. Kanamori, C. J. Ammon, K. D. Koper, A. R. Hutko, L. Ye, H. Yue, and T. M. Rushing(2012) : Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, *J. Geophys. Res.*, 117, B04311, doi:10.1029/2011JB009133.
- Loveless, J. P. and B. J. Meade (2015) : Kinematic Barrier Constraints on the Magnitudes of Additional Great Earthquakes Off the East Coast of Japan, *202 Seismological Research Letters Volume 86, Number 1 January/February 2015*, doi: 10.1785/0220140083.
- Ozawa, S., T. Nishimura, H. Munekane, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire (2012): Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, 117, B07404,doi:10.1029/2011JB009120.
- S. Ide, A. Baltay, and G. C. Beroza.(2011) :Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku–Oki Earthquake, *Science (Express)*, 2011.
- Mochizuki, K., T. Yamada, M. Shinohara, Y. Yamanaka and T. Kanazawa (2008) : Weak Interplate Coupling by Seamounts and Repeating  $M \sim 7$  Earthquakes, *Science*, Vol.321, pp.1194–1197. doi: 10.1126/science.1160250.
- 望月公廣(2011) : 茨城沖におけるアスペリティと地下構造, *地震予知連絡会会報*, 第85巻.
- Tanikawa W, Hirose T, Mukoyoshi H, Tadaï O, Lin W (2013) : Fluid transport properties in sediments and their role in large slip near the surface of the plate boundary fault in the Japan Trench, *Earth Planet Sci Lett* , 382, pp.150–160. doi:10.1016/j.epsl.2013.08.052
- Ujiie K, Tanaka H, Saito T, Tsutsumi A, Mori J, Kameda J, Brodsky EE, Chester FM, Eguchi N, Toczko S, Scientists of Expedition 343 and 343 T (2013) : Low coseismic shear stress on the Tohoku–oki megathrust determined from laboratory experiments. *Science*, 342, pp.1211–1214. doi:10.1126/science.1243485.
- Frederick M. Chester, Christie Rowe, Kohtaro Ujiie, James Kirkpatrick, Christine Regalla, Francesca Remitti, J. Casey Moore, Virginia Toy, Monica Wolfson–Schwehr, 9 Santanu Bose, Jun Kameda, James J. Mori, Emily E. Brodsky, Nobuhisa Eguchi, Sean Toczko, Expedition 343 and 343T Scientists (2013) : Structure and Composition of the Plate–Boundary Slip Zone for the 2011 Tohoku–Oki Earthquake, *SCIENCE* , VOL 342.
- J. Casey Moore, Terry A. Plank, Frederick M. Chester, Pratigya J. Polissar, and Heather M. Savage (2015) : Sediment provenance and controls on slip propagation: Lessons learned from the 2011 Tohoku and other great earthquakes of the subducting northwest Pacific plate, *Geosphere*, GES01099.1, first published on April 22, 2015, doi:10.1130/GES01099.1.



# 参考文献

- 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
- 内閣府(2012):南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告)巻末資料, 南海トラフの巨大地震モデル検討会
- Satoko Murotani, Kenji Satake, Yushiro Fujii(2013): Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction zone earthquakes, Geophysical Research Letters, Vol.40, 1-5, doi:10.1002/grl.50976.
- 長谷川賢一・鈴木孝夫・稲垣和男・首藤伸夫(1987):津波の数値実験における格子間隔と時間積分間隔に関する研究,土木学会論文集 第381号 / II-7, PP.111-120
- 後藤智明・小川由信 (1982):Leap-frog法を用いた津波の数値計算法, 東北大学工学部土木工学科, 52p.
- L. MANSINHA AND D. E. SMYLLIE (1971): THE DISPLACEMENT FIELDS OF INCLINED FAULTS, Bulletin of the Seismological Society of America. Vol.61, No5, PP1433-1440.
- 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫(1998): GISを利用した津波遡上計算と被害推定法, 海岸工学論文集, 第45巻, 土木学会, PP.356-360
- 本間仁(1940):低溢流堰堤の流量係数, 土木学会誌, 第26巻, pp635-645
- 相田勇(1977):陸上に溢れる津波の数値実験—高知県須崎および宇佐の場合—, 東京大学地震研究所彙報, Vol.52, pp.441-460.
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012): <http://www.coastal.jp/ttjt/>
- 土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会(2016):原子力発電所の津波評価技術2016
- 地震調査委員会(2009):付録3 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」) 平成21年12月21日改訂
- Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya(2013): Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 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
- 土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2011):確率論的津波ハザード解析の方法

# 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, No.1, p.27-53
- 池原研・佐藤幹夫・山本博文(1990):高分解能音波探査記録からみた隠岐トラフの堆積作用, 地質学雑誌 第96巻 第1号 37-39ページ, 1990年1月 Jour.Gcol.Soc.Japan.Vol.96, No.1 p.37-49, January 1990
- 棚橋 学・石原文実・駒沢正夫(2001):海洋地質図「塩屋埼沖海底地質図」(20万分の1)及び同説明書, 地質調査所
- 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)
- 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](https://gbank.gsj.jp/sbp_db/GH762HTML/pages/762.html)
- Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E. Torresan (1989): Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge, J. Geophys. Res., 94(B12), pp.17465-17484, doi:10.1029/JB094iB12p17465.
- Eakins, B. W., Robinson J. E., Kanamatsu, T., Naka, J., Smith, J. R., Takahashi, E., Clague, D. A., Hawaii 's Volcanoes Revealed, U.S. Geological Survey Geologic Investigations Series I-2809 (2003): <http://geopubs.wr.usgs.gov/i-map/i2809>.
- 杉村新(1978):島弧の大地形・火山・地震, 笠原慶一・杉村新編「岩波講座地球科学10 変動する地球I-現在および第四紀」岩波書店, pp164-165
- 気象庁編(2013):日本活火山総覧(第4版), 気象業務支援センター
- 阿部なつ江・平野直人(2007):新しい種類の火山活動ブチスポットを発見, 海と地球の情報誌2007年3-4月号, 1.
- 平野直人・阿部なつ江・町田嗣樹・山本順司(2010):ブチスポット火山から期待される海洋リソスフェアの包括的理解と地質学の新展開-超モホール計画の提案-. 地質学雑誌, 116, 1, 1-12.
- 竹内仁・藤良太郎・三村信男・今村文彦・佐竹健治・都司嘉宣・宝地兼次・松浦健郎(2007):延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸~福島県沿岸での痕跡高調査, 歴史地震, 第22号, P53-59
- H. Yanagisawa, K. Goto, D. Sugawara, K. Kanamaru, N. Iwamoto, and Y. Takamori (2016): Tsunami earthquake can occur elsewhere along the Japan Trench-Historical and geological evidence for the 1677 earthquake and tsunami.
- 澤井祐紀(2012):堆積物の記録から明らかになった日本海溝の巨大津波-茨城県における痕跡-, AFERC NEWS, No.39/2012年11月号
- 茨城県(2012):津波浸水想定について(解説)
- 内閣府(2020, 2022):日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会(概要報告2020年4月, 最終報告2022年3月)