

# 目次

1. 既往津波等の検討
  - 1-1. 既往津波の文献調査
  - 1-2. 津波堆積物調査
  - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
  - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
  - 2-1. 津波の計算条件
  - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
  - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. 地震による津波
  - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
  - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
    - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
    - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波
    - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
  - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波**
  - 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
  - 3-5. 地震による津波のまとめ
4. 地震以外の要因による津波
  - 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 4-2. 海底地すべりに起因する津波
  - 4-3. 火山現象に起因する津波
  - 4-4. 地震以外の要因による津波のまとめ
5. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 5-1. 組合せ対象の選定
  - 5-2. 津波発生要因の組合せ
6. 防波堤等の影響検討
  - 6-1. 地震による津波
  - 6-2. 地震以外の要因による津波
  - 6-3. 津波発生要因の組合せ
7. 基準津波の策定
  - 7-1. 基準津波の選定
  - 7-2. 基準津波選定結果の検証
    - 7-2-1. 既往津波との比較
    - 7-2-2. 行政機関による既往評価との比較
8. 基準津波

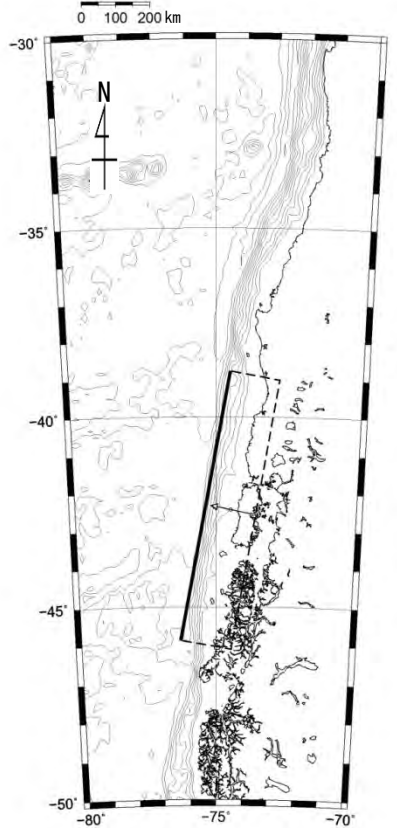




## チリ沖に想定される地震に伴う津波の検討フロー

チリ沖に想定される地震に伴う津波については、1960年チリ地震津波が当該海域における最大規模の津波であることを踏まえ、既往津波高を再現する波源モデルを基本として、以下のフローで検討を実施した。

### 基準波源モデルの設定



### 概略パラメータスタディ

変動パラメータ※
・断層の位置
・走向

### 詳細パラメータスタディ

概略パラメータスタディにおいて最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる2つの波源モデルを詳細パラメータスタディの検討対象とする。

変動パラメータ※
・傾斜角
・上縁深さ

※：変動幅は敷地への影響及び科学的知見を考慮し設定。



#### チリ沖について

- ペルー・チリ海溝は、南アメリカプレートの下方に、西方からナスカプレートが沈み込んでいるプレート境界である。
- プレート境界が固着していることにより、沈み込みに伴って、両プレートの境界にはひずみが蓄積されており、過去にはM9クラスの1960年チリ地震等、このひずみを解放する巨大地震及び津波が発生している。



#### 基準波源モデルの設定（基本方針）

- チリ沖に想定される地震に伴う津波の検討に当たっては、1960年チリ地震津波が当該海域における最大規模の津波であること、及び当該海域で発生する津波の敷地への影響が大きいと考えられること※を踏まえ、1960年チリ地震津波の波源モデルを基準波源モデルとして設定する。
- 想定波源域については、既往の知見を基に太平洋を取り巻くプレート間のうち大間原子力発電所への影響が最も大きくなる位置及びチリ沖の破壊伝播の検討を考慮して設定する。
- 基準波源モデルのパラメータに関しては、歴史上最大規模の1960年チリ地震津波の波源モデルを基本とし設定する。なお、遠地からの津波は日本に到達するまでに短周期成分が逸散するため、長周期成分が卓越するように均質モデルとして検討する。

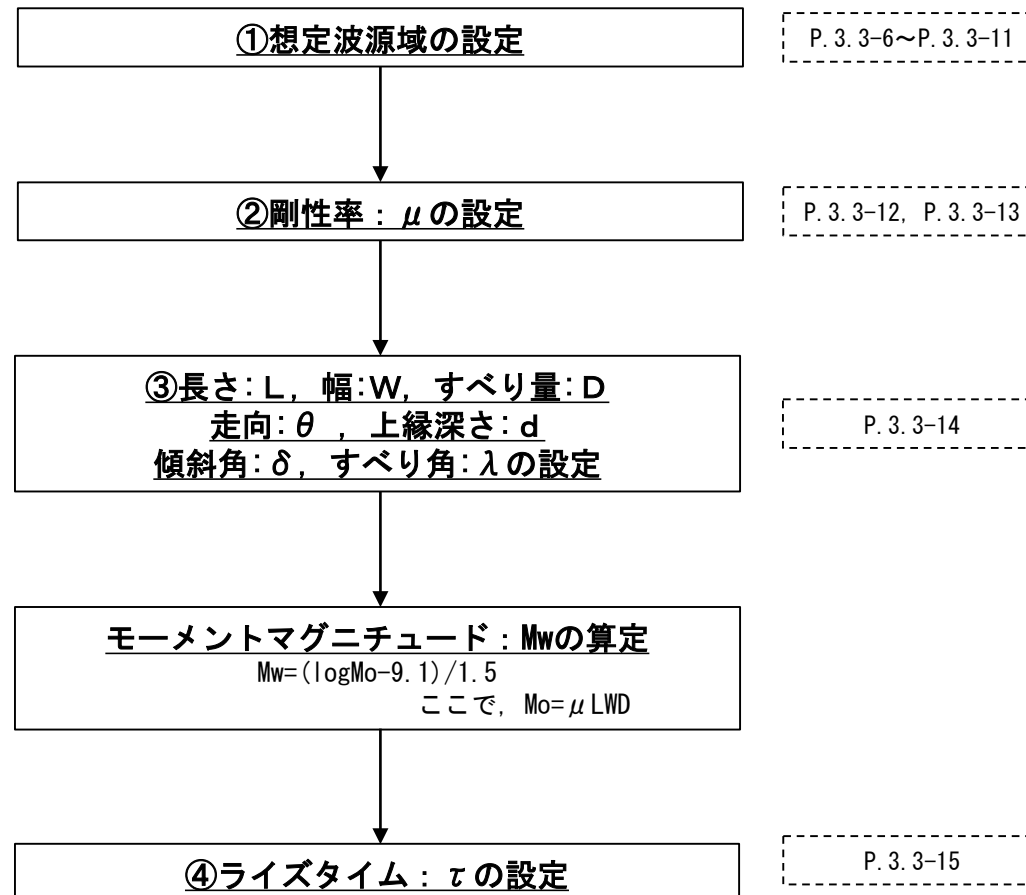
※：補足説明資料「6. チリ沖に想定される地震に伴う津波の影響検討」参照。

### 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波（4 / 28）

#### 基準波源モデルの設定（設定手順）

以下の手順に基づき、基準波源モデルを設定する。

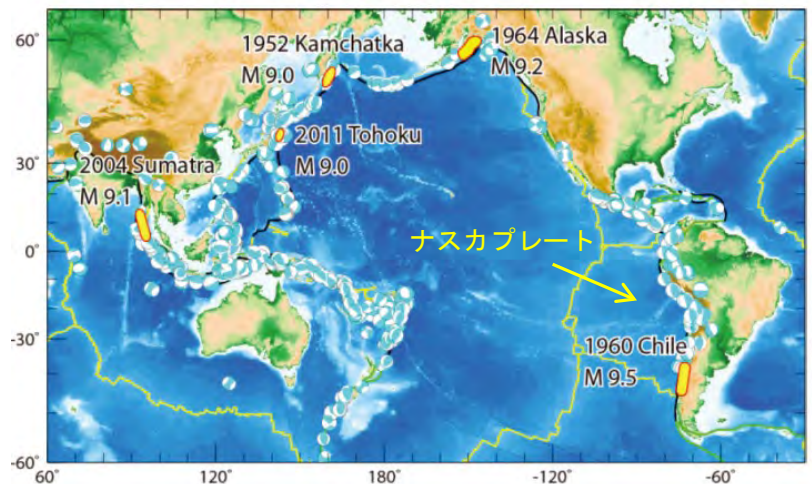
#### 基準波源モデル 設定手順





# 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波 (5 / 28)

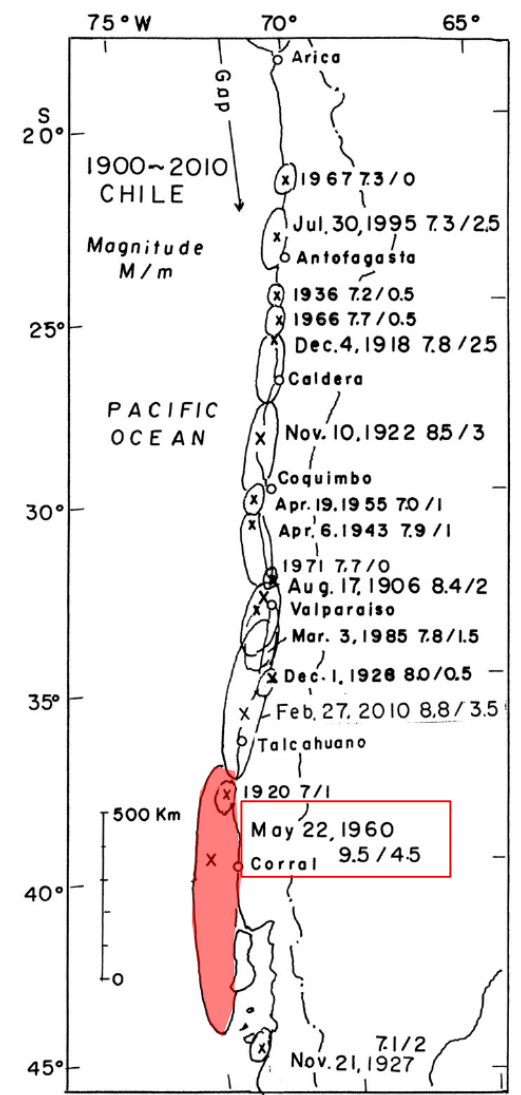
## ① 想定波源域の設定 (1 / 6) : 既往地震の発生履歴



佐竹 (2013) (142) に一部加筆

環太平洋の大地震の分布

- 1960年チリ地震は、チリ沖合の海溝沿いにおけるナスカプレートの沈み込みによって発生したプレート間地震であり、歴史上最大の地震 (M 9.5) である。
- 文献調査から、チリ沖の波源域で発生した津波のうち、津軽海峡沿岸及び敷地に最も影響を及ぼしたと考えられる津波としても、1960年チリ地震津波を抽出している。



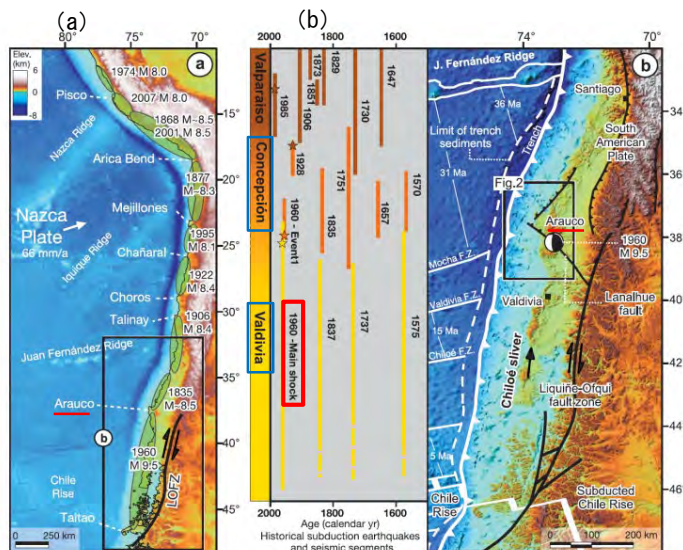
チリ沿岸の津波波源域分布 (1900-2010)

羽鳥 (2011) (14) に一部加筆



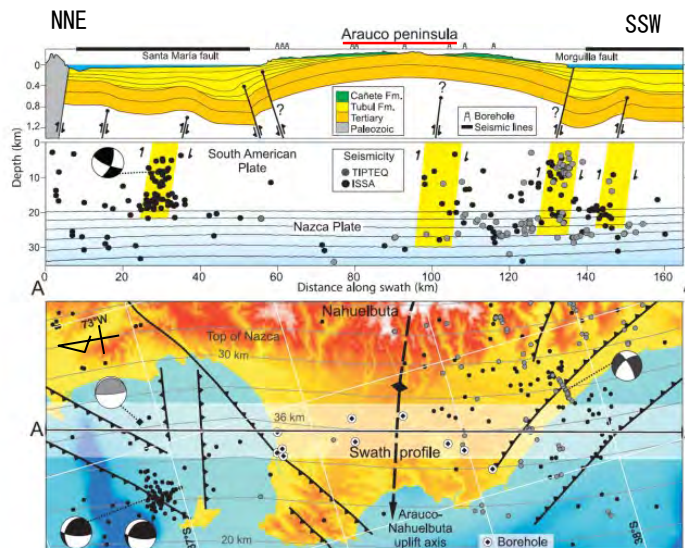
## ① 想定波源域の設定 (2/6) : 破壊伝播の検討 (1/4)

### チリ沖 (北端)



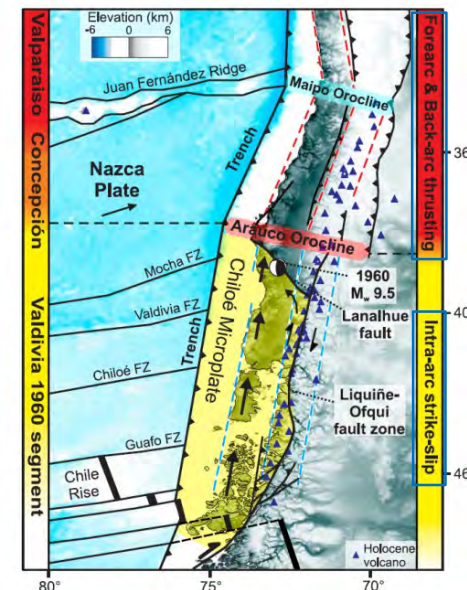
(a) 主要なM8以上の沈み込み地震のセグメント  
(b) Arauco半島の位置と主要な歴史地震の領域の関係

Valdivia沖に位置する1960年チリ地震の発生領域とConcepcion沖の既往地震発生領域とは別領域であり、これら領域の境界は、Arauco半島の沖合とほぼ一致する。



Arauco半島沿いの地殻構造の縦断面図

Arauco半島には東西方向に背斜軸が存在する。



地震構造モデル

Arauco半島以南の地震構造モデルを Intra-arc strike-slip, 以北の地震構造モデルをForearc & Back-arc thrustingに区分しており、Arauco半島を挟んで運動形態が異なる。

Melnick et al. (2009) <sup>(143)</sup> に一部加筆

・ チリ沖の地震発生範囲に係る破壊の境界に関する知見について確認した。(P. 3.3-7~P. 3.3-10)

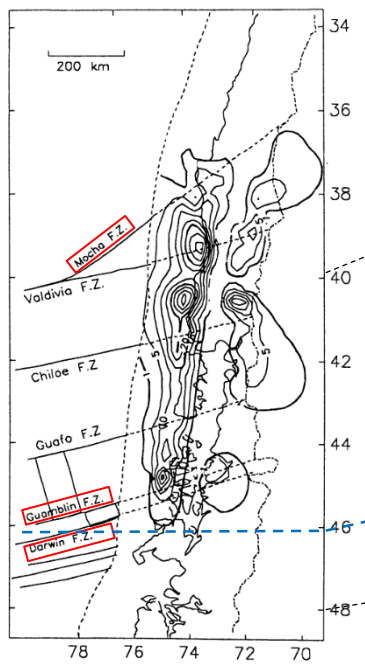
・ チリ沖で約300年間隔で繰り返し発生させるM9クラスの巨大地震領域の北端は、Arauco半島の地下構造が不連続な位置と一致していることが示されている。  
Melnick et al. (2009) <sup>(143)</sup> による



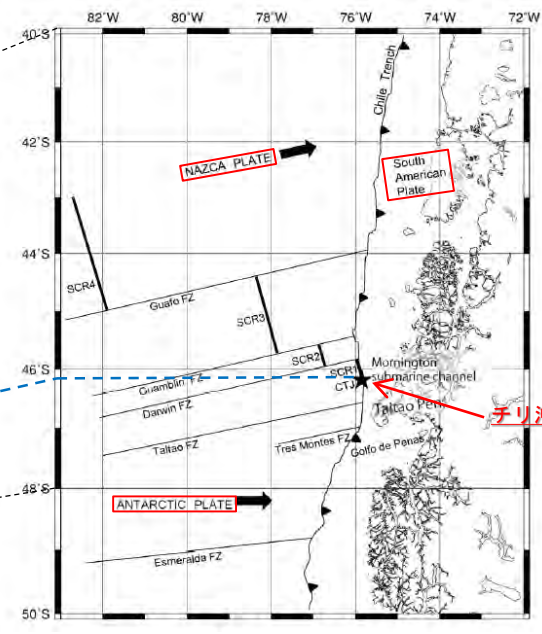
## ① 想定波源域の設定 (3/6) : 破壊伝播の検討 (2/4)

チリ沖(南端)

1960年チリ地震の地殻変動データをもとに、インバージョン法によりすべり量分布を推定した結果、1960年チリ地震の北端はMocha断裂帯、南端はGuamblin断裂帯とDarwin断裂帯の位置と一致している。



Barrientos and Ward (1990) (144) による1960年チリ地震のすべり量分布の南端の位置と「チリ沖三重会合点」はほぼ一致している。



南米チリ沖の46° 30' S付近はナスカプレート、南極プレート、南米プレートの境界である「チリ沖三重会合点」が存在する。

1960年チリ地震の地殻変動データを基にしたインバージョン解析により得られたすべり分布と主要な断裂帯の位置関係

Barrientos and Ward (1990) (144) に一部加筆

チリ沖三重会合点 (CTJ)

松本ほか (2010) (145) に一部加筆

- 1960年チリ地震の南端は、主要な断裂帯及びプレート境界が破壊伝播のバリアとなっている可能性があると考えられる。



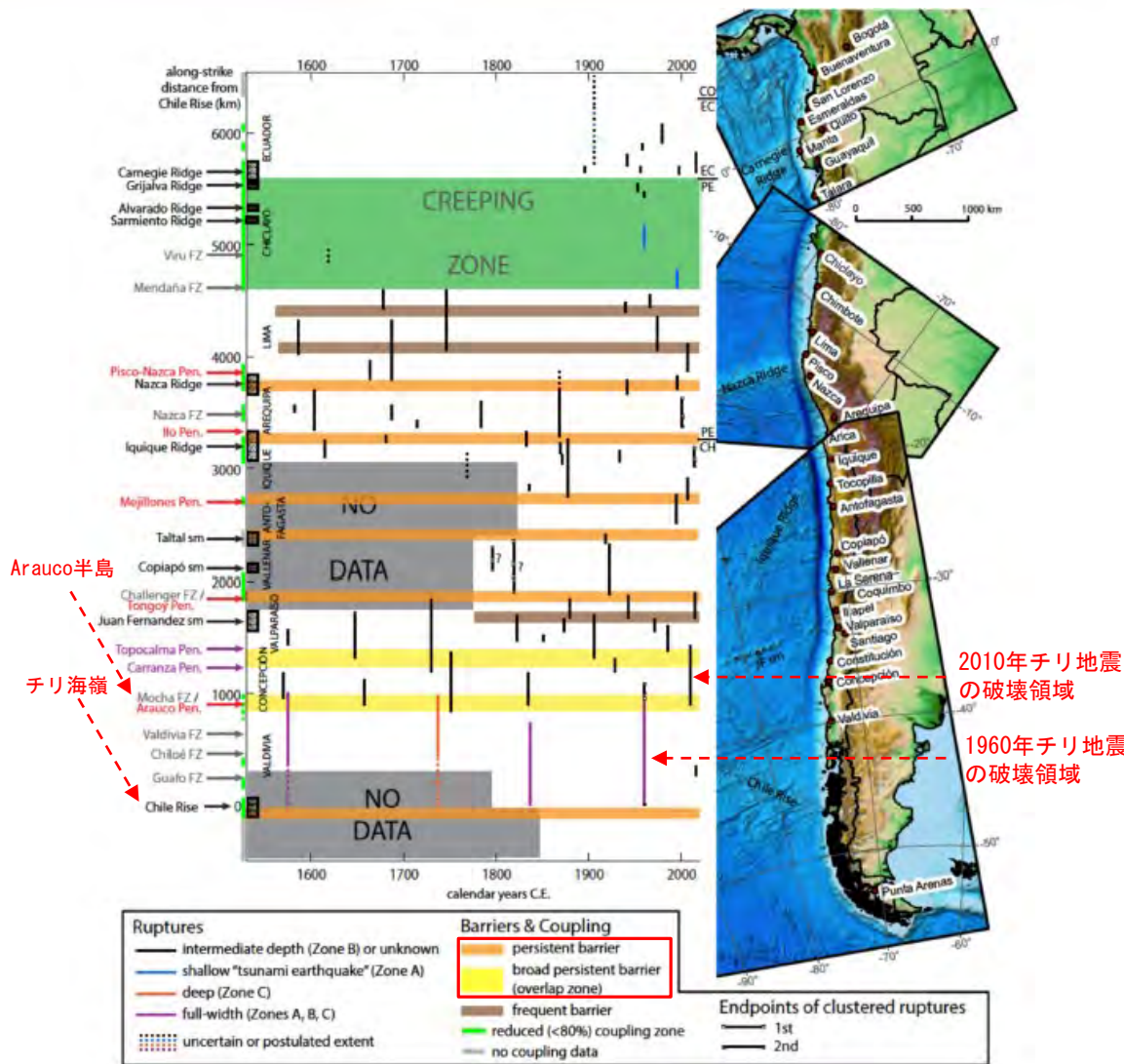


## ① 想定波源域の設定 (4/6) : 破壊伝播の検討 (3/4)

### チリ沖(北端及び南端)

- 1960年チリ地震の破壊領域北端に関する知見
  - ✓ Philibosian and Meltzner (2020) (146) では、「Arauco半島沖は、地震の履歴からみて南北両方向からの破壊が及ぶ(2010年チリ地震(Mw8.8)等は北方から破壊が到達している)が、それより先に破壊が進行しない「恒常的なバリア」※である」と示されている。
  - ✓ Dura et al. (2017) (147) では、「地質及び生物化石調査によれば、過去600年間で7回の巨大地震がArauco半島沖で破壊を停止している」とされている。
- 1960年チリ地震の破壊領域南端に関する知見
  - ✓ Philibosian and Meltzner (2020) (146) では、「チリ海嶺が沈み込む南側(三重会合点付近)は、プレートの収束速度が小さく、M7.5以上の地震も発生していないことから、「恒常的なバリア」※であろう」とされている。

※: 恒常的なバリア (persistent barrier)  
Philibosian and Meltzner (2020) (146) では、「その場所を通過した破壊がひとつも知られていないもの」を指す。



巨大地震の破壊記録 (空間的&時間的)



#### ① 想定波源域の設定（5／6）：破壊伝播の検討（4／4）

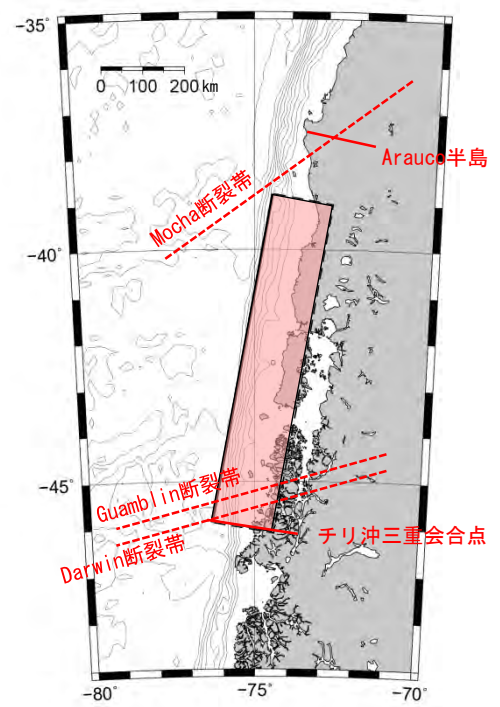
##### 破壊伝播の検討のまとめ

- ・ 1960年チリ地震の北端及び南端にはそれぞれ構造境界が存在すると考えられる。
- ・ 1960年チリ地震では、この構造境界のほぼ全域が破壊したと考えられる。



### 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波（10／28）

#### ① 想定波源域の設定（6／6）：安全評価上の想定波源域の考え方



修正K&CモデルMw=9.4

1960年チリ地震では構造境界のほぼ全域が破壊したと考えられることから、安全評価上の想定波源域として、1960年チリ地震津波を再現するモデルの範囲とした。



### 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波（11 / 28）

#### ② 剛性率の設定（1 / 2）

- 土木学会（2016）<sup>(43)</sup>では、「地震波速度や密度に関する既往研究に基づき、海域毎に標準値が設定されており、断層全体が深さ20km以浅と以深にまたがって存在する場合の剛性率は $5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ 」とされている。

震源付近の媒質の剛性率の標準値

海 域	根 拠	剛性率
<ul style="list-style-type: none"> <li>・西南日本陸側プレート内</li> <li>・日本海東縁部</li> <li>・プレート境界浅部（断層面全体が深さ20km以浅に存在する場合）</li> </ul>	$V_p=6.0\text{km/s}$ $V_p/V_s=1.6\sim 1.7$ $\rho=2.7\sim 2.8\text{g/cm}^3$ とすれば、 $\mu=3.36 \times 10^{10} \sim 3.94 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$3.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ ( $3.5 \times 10^{11} \text{dyne/cm}^2$ )
<ul style="list-style-type: none"> <li>・海洋プレート内</li> <li>・プレート境界深部（断層面全体が深さ20km以深に存在する場合）</li> </ul>	$V_p=8.0\sim 8.1\text{km/s}$ $V_p/V_s=1.75\sim 1.80$ $\rho=3.2\sim 3.5\text{g/cm}^3$ とすれば、 $\mu=6.31 \times 10^{10} \sim 7.50 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$7.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ ( $7.0 \times 10^{11} \text{dyne/cm}^2$ )
<ul style="list-style-type: none"> <li>・プレート境界中央部（断層面が深さ20km以浅と以深にまたがって存在する場合）</li> </ul>	浅部と深部の中間的値とする。	$5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ ( $5.0 \times 10^{11} \text{dyne/cm}^2$ )

土木学会（2016）<sup>(43)</sup>に一部加筆



### 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波（12／28）

#### ② 剛性率の設定（2／2）

- 1960年チリ地震の断層モデルを検討した文献において採用された剛性率を調査した※。
- その結果、いずれのモデルにおいても剛性率 $5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ が採用されており、この値は当該海域で発生するプレート間巨大地震の剛性率として妥当であると考えられる。

前ページ及び以上から、剛性率は $5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ とした。

※：Fujii and Satake (2013) <sup>(127)</sup> に記載された津波または地殻変動を再現する1960年チリ地震のモデルのうち、剛性率が記載されているものを対象とした。

The total seismic moments from the tsunami and joint inversion results are 7.3 and  $7.2 \times 10^{22} \text{ Nm}$  ( $M_w = 9.2$ ), respectively, assuming rigidity of  $5.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$  for all subfaults. The fault length

Fujii and Satake (2013) <sup>(127)</sup>

The best USP fault (Fig. 4) dips  $20^\circ \text{E}$  and extends 850 km south from the Arauco Peninsula. The best southern endpoint is near the Taito Peninsula. This point is not well constrained due to the lack of information south of  $45.3^\circ \text{S}$ ; however, reports of uplift in the northern edge of the Peninsula (CERESIS 1986) suggest that faulting reached at least that far south. Seventeen metres of displacement on the 130 km wide fault contributed to a USP moment of  $9.4 \times 10^{22} \text{ N m}$  ( $\lambda = \mu = 5 \times 10^{10} \text{ Pa}$ ). Our best USP fault does not differ notably from Plafker's (1972) model. Fig. 5

Barrientos and Ward (1990) <sup>(144)</sup>



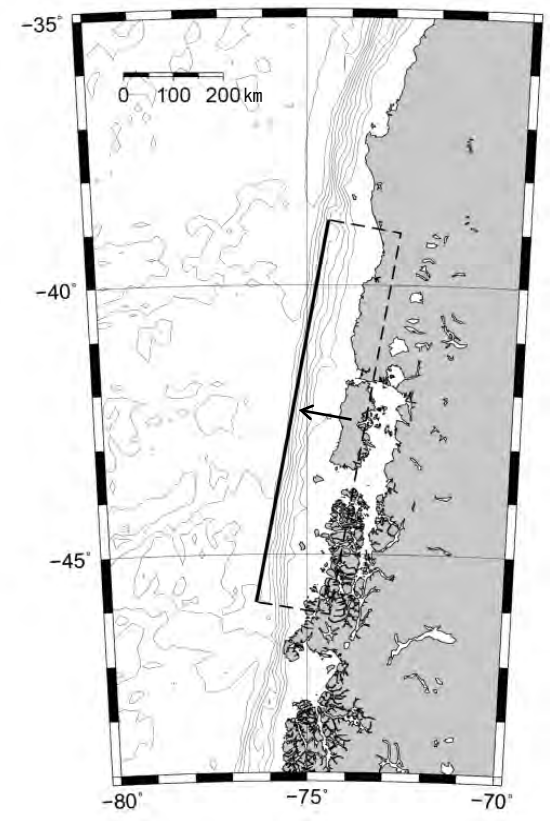
## ③ 長さ・幅・すべり量・走向・上縁深さ・傾斜角・すべり角の設定

• 波源のパラメータの長さL, 幅W, すべり量D, 走向 $\theta$ , 上縁深さd, 傾斜角 $\delta$ 及びすべり角 $\lambda$ は, 歴史記録上最大の地震である1960年チリ地震津波の既往津波高の再現性が高いモデル※のパラメータを採用した。

設定パラメータ

項目	諸元	設定根拠
長さ L (km)	800	1960年チリ地震津波の既往津波高の再現性が高いモデルのパラメータを採用
幅 W ※ (km)	150 (200)	
すべり量 D ※ (m)	28.8 (24.0)	
走向 $\theta$ (°)	10	
上縁深さ d (km)	1	
傾斜角 $\delta$ (°)	10	
すべり角 $\lambda$ (°)	90	

※Kanamori and Cipar (1974) <sup>(54)</sup> の幅及びすべり量を修正して設定。  
諸元の( ): 修正前の値。



修正K&Cモデル (Mw=9.4)



### 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波（14／28）

#### ④ ライズタイムの設定

• 後藤・佐藤（1993）<sup>(148)</sup> の1960年チリ地震津波の津波痕跡高さ再現モデルでは、「海底の変位を海面上に与える際には、変動全体が瞬時に完了するもの」とされている。

以上より、ライズタイムは0秒（瞬時に変位完了）とした。

	明治29年	昭和8年	昭和43年	チリ津波	備考
モデル	相田(1977) MJ-6	相田(1977) ST-3	相田(1978) D2	Kanamori	
長さ (km)	210	185	150	800	
幅 (km)	50	50	100	200	
上端の深さ(km)	1	1	1	53	
傾斜角 (°)	20	45	20	10	
傾斜方向	S66° W	N90° W	S66° W	S80° E	
すべり量					
縦ずれ (m)	-10.6	6.6	-2.5	-24.0	+: 正断層
横ずれ (m)	-6.7	0.0	-3.2	0.0	+: 左ずれ
断層の 左上	緯度 40° 57' 経度 143° 18'	緯度 40° 10' 経度 144° 30'	緯度 41° 35' 経度 143° 35'	—	
断層の 左下	緯度 39° 14' 経度 144° 15'	緯度 38° 30' 経度 144° 30'	緯度 40° 19' 経度 144° 13'	—	

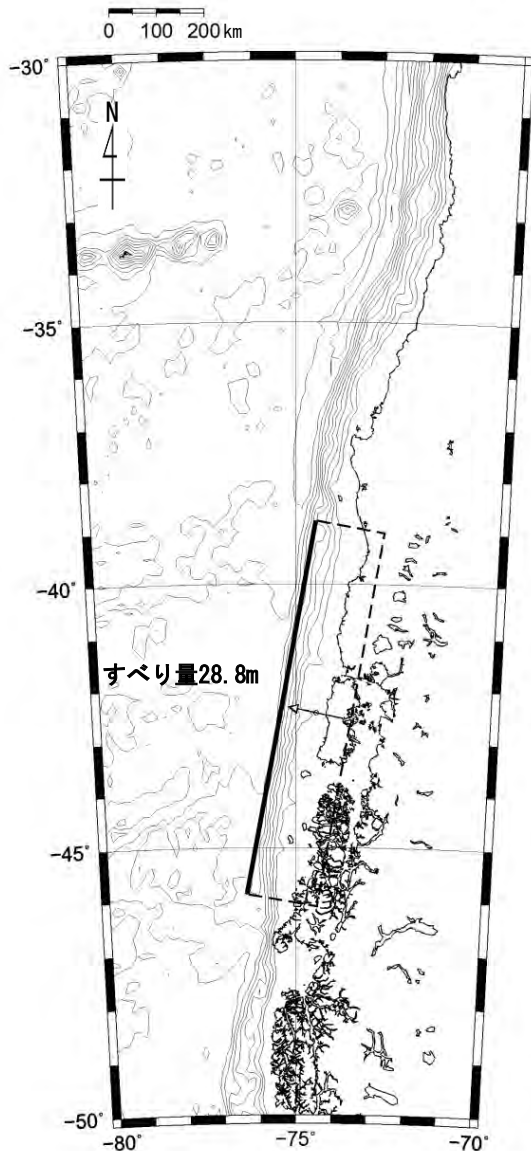
上記の断層パラメータが与えられると、断層近傍の海底面（地表面）での鉛直変位分布は弾性論を基礎とした Mansinha and Smylie<sup>10)</sup> の方法により計算で求めることができる。この鉛直変位を海面の水位として与えて、津波数値計算の初期条件とする。

海底の変位を海面上に与える際には、変動全体が瞬時に完了するものとしている。実際の地震断層運動においては、変動は瞬間的に生じるのではなく、数秒から100秒程度の継続時間を持つことが知られているが、津波の発生時の水位変動としては、瞬間的に海面上に変化が生じた場合と、1から2分の立ち上がり時間で完了させた場合とでは、ほとんど差がないことが確認されている<sup>11)</sup>。

後藤・佐藤(1993)<sup>(148)</sup> に一部加筆

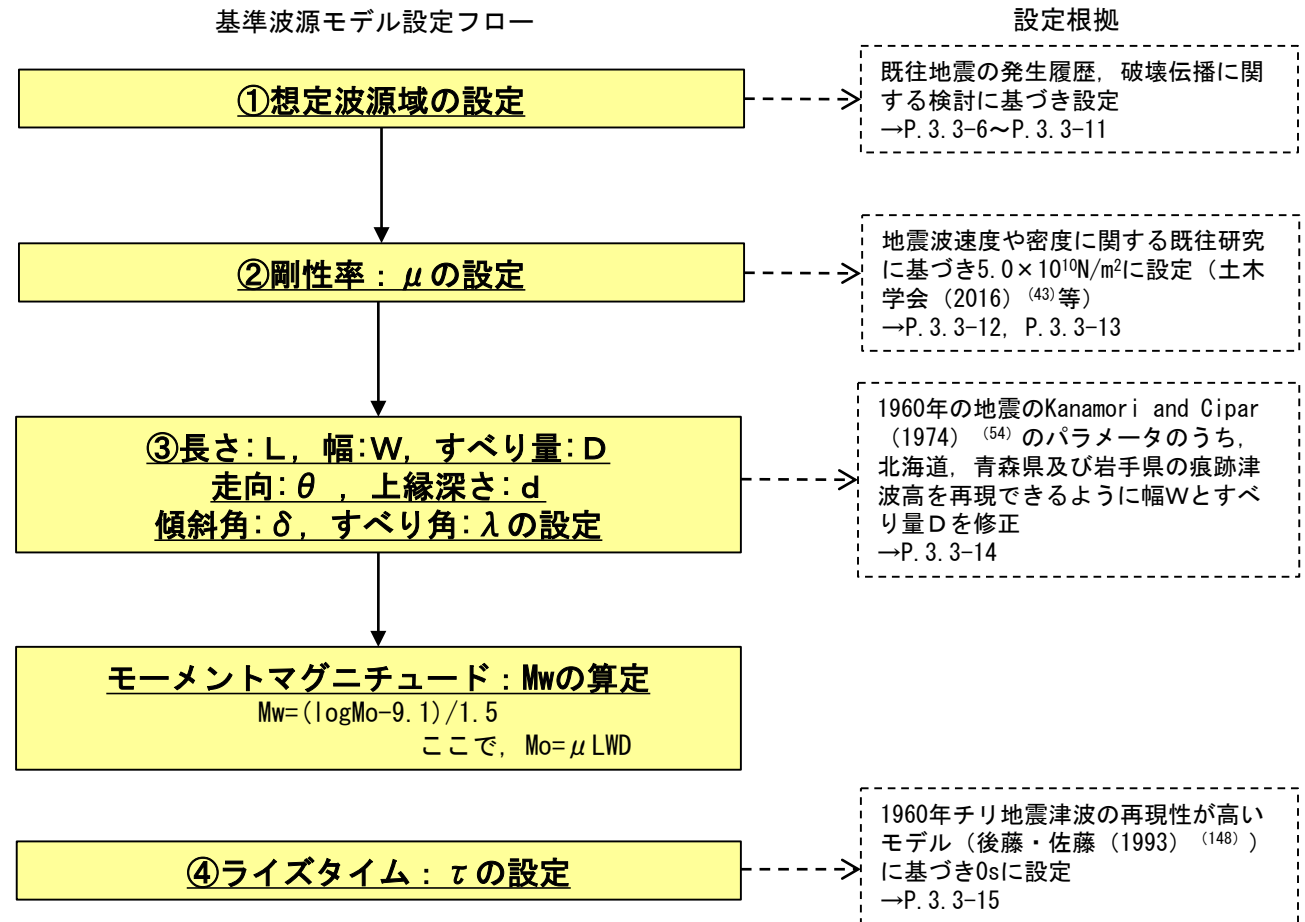


## 基準波源モデルの設定：まとめ (1 / 2)



基準波源モデル (修正K&CモデルMw=9.4)

以下のフロー及び設定根拠に基づき、基準波源モデルを設定した。







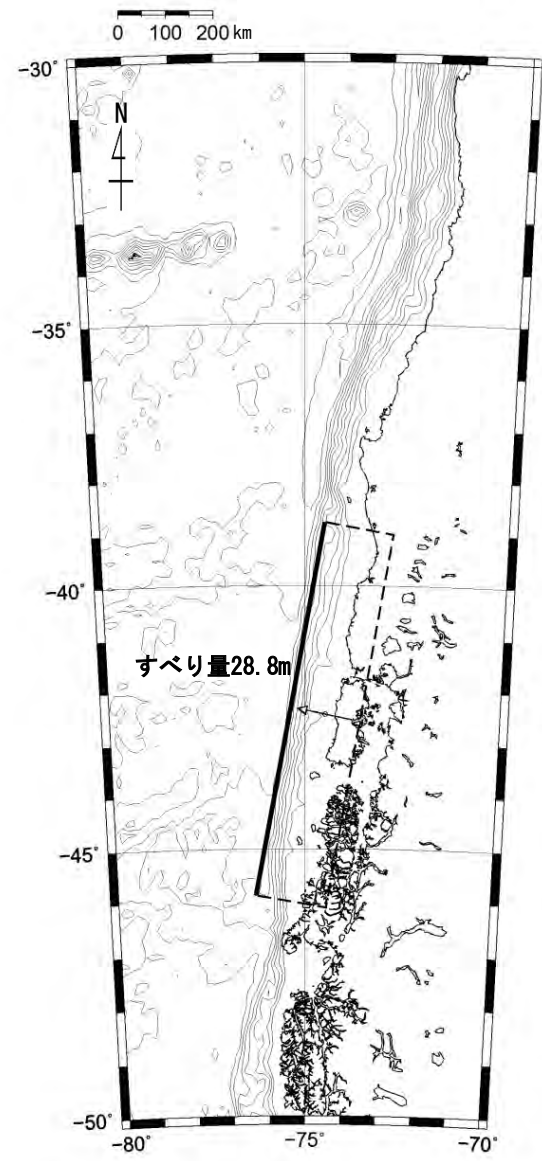
## 基準波源モデルの設定：まとめ (2/2)

- 想定波源域及び地震規模は、1960年チリ地震津波の既往津波高を再現するモデル※を参照し設定した。

基準波源モデルのパラメータ

項目	諸元	主な設定根拠
モーメントマグニチュード $M_w$	9.43 (9.46)	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$
長さ $L$ (km)	800	1960年チリ地震津波の痕跡高の再現性が高いモデル
幅 $W^*$ (km)	150 (200)	1960年チリ地震津波の痕跡高の再現性が高いモデルを基本とし、再現性が確認できる量に修正
すべり量 $D^*$ (m)	28.8 (24.0)	同上
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$	土木学会 (2016) (43)等
地震モーメント $M_0$ (N・m)	$1.73 \times 10^{23}$ ( $1.92 \times 10^{23}$ )	$M_0 = \mu LWD$
走向 $\theta$ (°)	10	1960年チリ地震津波の痕跡高の再現性が高いモデル
上縁深さ $d$ (km)	1	
傾斜角 $\delta$ (°)	10	
すべり角 $\lambda$ (°)	90	
ライズタイム $\tau$ (s)	0	

※ : Kanamori and Cipar (1974) (54) の幅及びすべり量を修正して設定。  
( ) : 修正前の値。



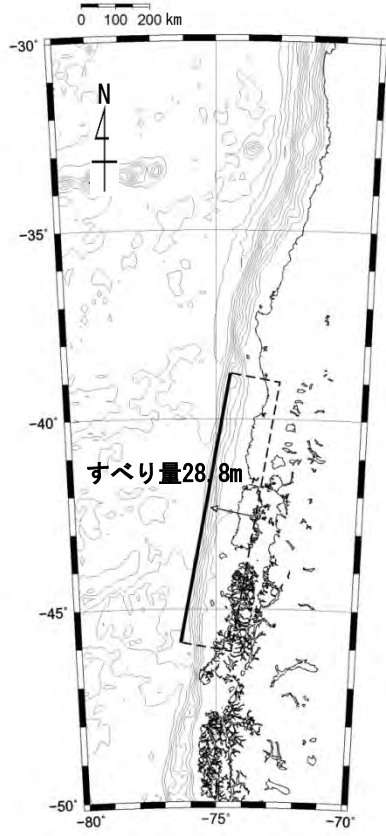
基準波源モデル



## パラメータスタディ

○パラメータスタディは、概略と詳細の2段階で実施するものとし、概略パラスタは津波水位に対して支配的因子、詳細パラスタは津波水位に対して従属的因子の位置づけである。パラスタ詳細は以下のとおり。

- 概略パラスタとして、断層の位置、及び走向を組合せた検討を実施した。
- 詳細パラスタとして、概略パラスタにおける最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる2つの波源モデルを対象に、傾斜角及び上縁深さを組合せた検討を実施した。



基準波源モデル

### 概略パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数	
断層の位置	基準, 北方へ100km, 200km	3	計 9
走向	基準 (10°), 基準±5°	3	

### 詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数	
傾斜角	基準 (10° : 概略パラスタケース), 基準±5°	3	計 9
上縁深さ	0 km, 1 km (基準 : 概略パラスタケース), 2 km	3	



# 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波（18／28）

## 基準波源モデルの諸元及びパラメータスタディ整理表

・ 基準波源モデルの各パラメータに対し、パラスタ実施の考え方について以下のとおり整理した。

項目	基準波源モデル		パラメータスタディ		
	諸元	主な設定根拠	概略/ 詳細パラスタ	変動幅	根拠又は パラスタ未実施の理由
モーメントマグニチュード Mw	9.4	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	—	—	他諸元からの算定値
長さ L (km)	800	1960年チリ地震津波の痕跡高の再現性が高いモデル	—	—	既往最大規模の地震津波の再現モデルを適用
幅 W (km)	150 (200)	1960年チリ地震津波の痕跡高の再現性が高いモデルを基本とし、再現性が確認できる量に修正	—	—	
すべり量 D (m)	28.8 (24.0)		—	—	
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$	土木学会 (2016) <sup>(43)</sup>	—	—	既往の地下構造情報及び既往モデルを基に設定
地震モーメント Mo (N・m)	$1.73 \times 10^{23}$	$Mo = \mu LWD$	—	—	他諸元からの算定値
走向 $\theta$ (°)	10	1960年チリ地震津波の痕跡高の再現性が高いモデル	概略パラスタ	± 5°	海溝軸から大きくはみ出さない範囲
上縁深さ d (km)	1		詳細パラスタ	± 1 km	再現モデルを参照し前後 1 km とした
傾斜角 $\delta$ (°)	10		詳細パラスタ	± 5°	土木学会 (2002) <sup>(53)</sup> の日本海溝・千島海溝の標準偏差を参照
すべり角 $\lambda$ (°)	90		—	—	鉛直変位量が最大となる設定
ライズタイム $\tau$ (s)	0		—	—	既往津波を再現する設定かつ津波高さが大きくなる設定
断層の位置	1960年チリ地震津波を再現するモデルの範囲		概略パラスタ	北方へ100km, 200km	プレート境界や構造境界を考慮して波源長さの1/10程度



## パラスタ因子の妥当性について

チリ沖に想定される地震に伴う津波に関するパラメータスタディ検討因子は、土木学会（2016）<sup>(43)</sup>におけるパラメータスタディを原則実施する因子ともおおむね整合する。

表 3.1-1 パラメータスタディの因子（○：パラメータスタディを原則実施する因子）

海域または地震のタイプ	静的パラメータ							動的パラメータ		
	位置	大すべり領域位置	走向	傾斜角	傾斜方向	すべり角	上縁深さ	破壊開始点	破壊伝播速度	ライズタイム
プレート間逆断層地震と津波地震の連動	○ <sup>※1</sup>	○	—	—	—	○ <sup>※2</sup>	—	○	○	○
プレート間逆断層地震 (不均質モデルの場合)	○ <sup>※1</sup>	○	—	—	—	○ <sup>※2</sup>	—	○	○	○
プレート間逆断層地震 (均質モデルの場合)	○ <sup>※1</sup>	—	○	○	—	○ <sup>※2</sup>	○	—	—	—
日本海溝沿い (プレート内正断層)	○	—	○	○	—	— (270度固定)	○	—	—	—
日本海溝沿い、(津波地震) (均質モデルの場合)	○	—	○	○	—	○ <sup>※2</sup>	○	—	—	—
日本海東縁部 (地殻内地震)	○	○	○	○	○ <sup>※4</sup>	— (90度固定)	○	—	—	—
海域活断層 (上部地殻内地震)	—	○ <sup>※5</sup>	—	○ <sup>※5</sup>	○ <sup>※6</sup>	○ <sup>※3</sup>	○	—	—	—

- ※1 基本断層モデルを地震活動域全体に設定する場合を除く
- ※2 すべり方向のばらつきを考慮して走向に連動
- ※3 応力場のばらつきを考慮して傾斜角に連動
- ※4 西傾斜，東傾斜
- ※5 調査により明確な場合は固定
- ※6 不明な断層は両方向

土木学会（2016）<sup>(43)</sup>に一部加筆

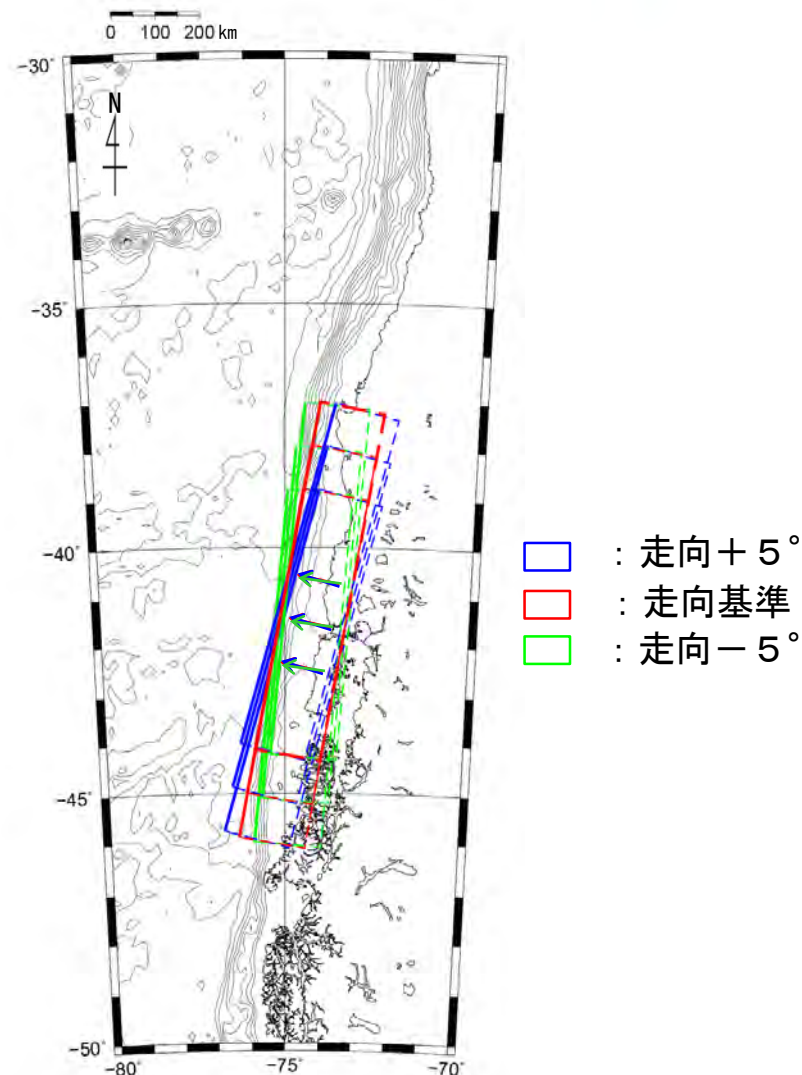


## 概略パラメータスタディ (1/4) : 断層の位置・走向変化ケース

断層の位置と走向を変化させる検討を実施した。

概略パラメータスタディ

項目	値の範囲	備考
断層の位置	基準 北方へ100km 北方へ200km	プレート境界 (S46° 付近) や構造境界 (S37° 付近) を考慮して波源長さ (800km) の1/10程度を移動。
走向	基準 (10° ) 基準±5°	海溝軸から大きくはみ出さない範囲で設定。



- : 走向+5°
- : 走向基準
- : 走向-5°

概略パラメータスタディ

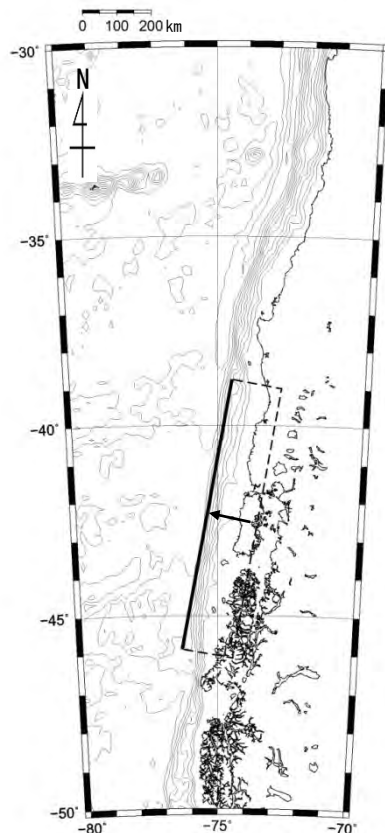


## 概略パラメータスタディ (2 / 4) : 検討結果

概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

### 最大水位上昇及び最大水位下降ケース

- ・位置：基準
- ・走向：基準



最大ケースの波源モデル

概略パラメータスタディ結果一覧

南北位置	走向	最大水位上昇量	最大水位下降量
北方へ+200km	-5°	2.07m	-2.48m
	基準	1.99m	-2.39m
	+5°	1.87m	-2.00m
北方へ+100km	-5°	2.18m	-2.71m
	基準	2.14m	-2.69m
	+5°	2.00m	-2.11m
基準	-5°	2.34m	-2.68m
	基準	2.34m <sup>※</sup>	-2.79m
	+5°	1.95m	-2.34m

※: 小数第3位まで考慮すると基準走向で最大。

: 概略パラスタ 最大水位上昇ケース

: 概略パラスタ 最大水位下降ケース

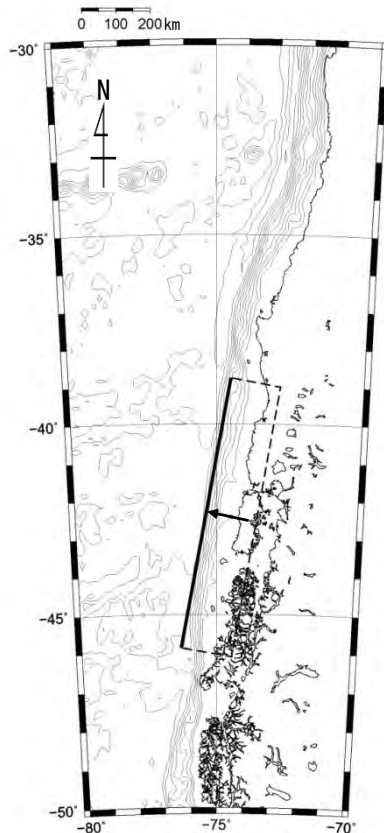
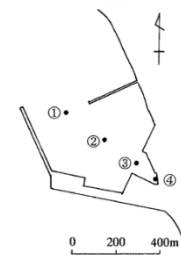


## 概略パラメータスタディ (3/4) : 最大水位上昇ケース検討結果

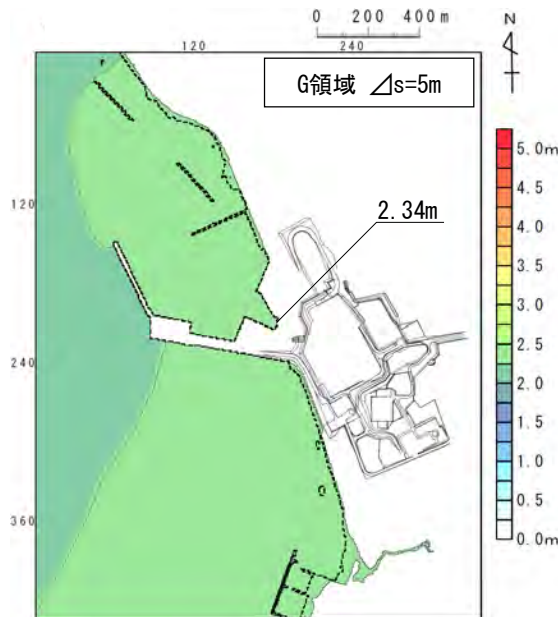
敷地における概略パラメータスタディの最大水位上昇ケース検討結果は以下のとおりである。

### 最大水位上昇ケース

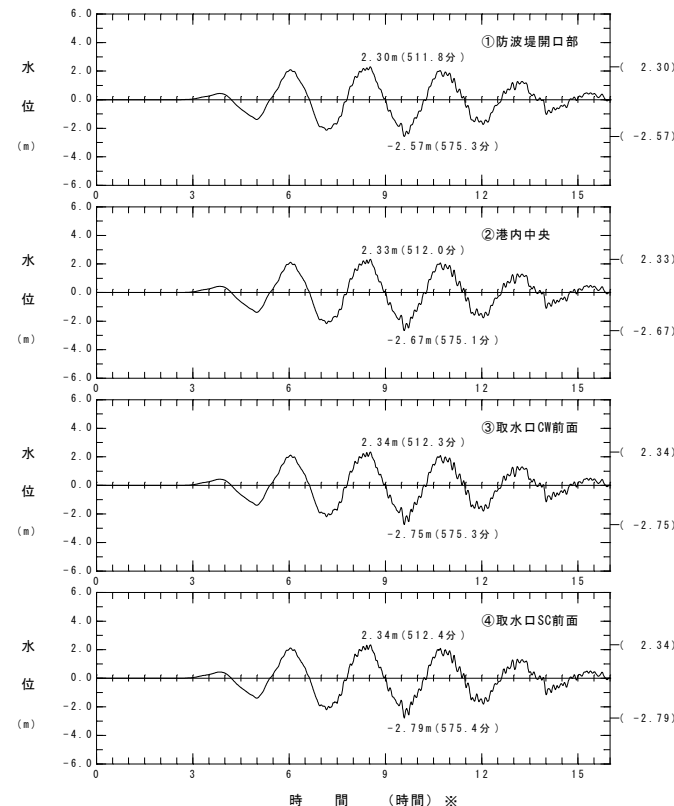
- ・位置：基準
- ・走向：基準



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形

※：地震発生20時間後を0時間としている。

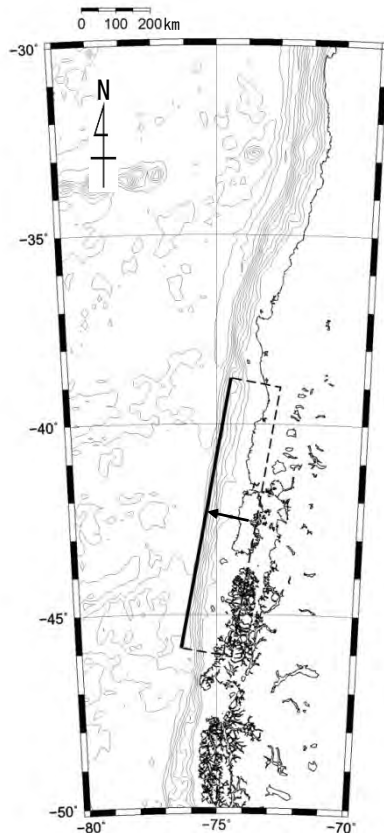


## 概略パラメータスタディ (4 / 4) : 最大水位下降ケース検討結果

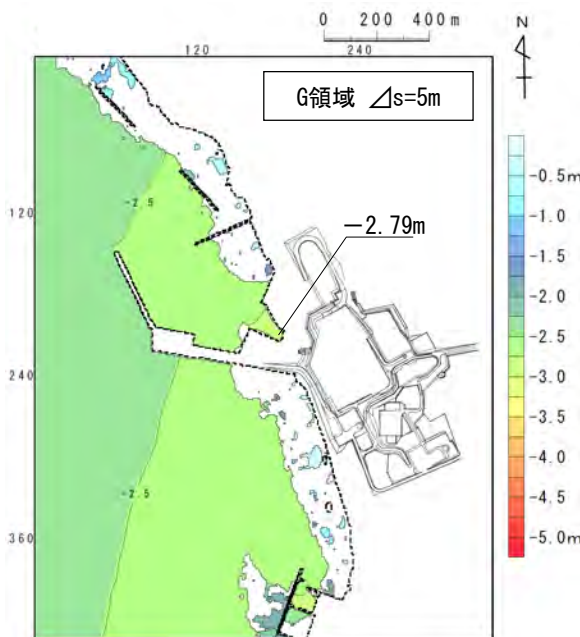
取水口スクリーン室前面における概略パラメータスタディの最大水位下降ケース検討結果は以下のとおりである。

### 最大水位下降ケース

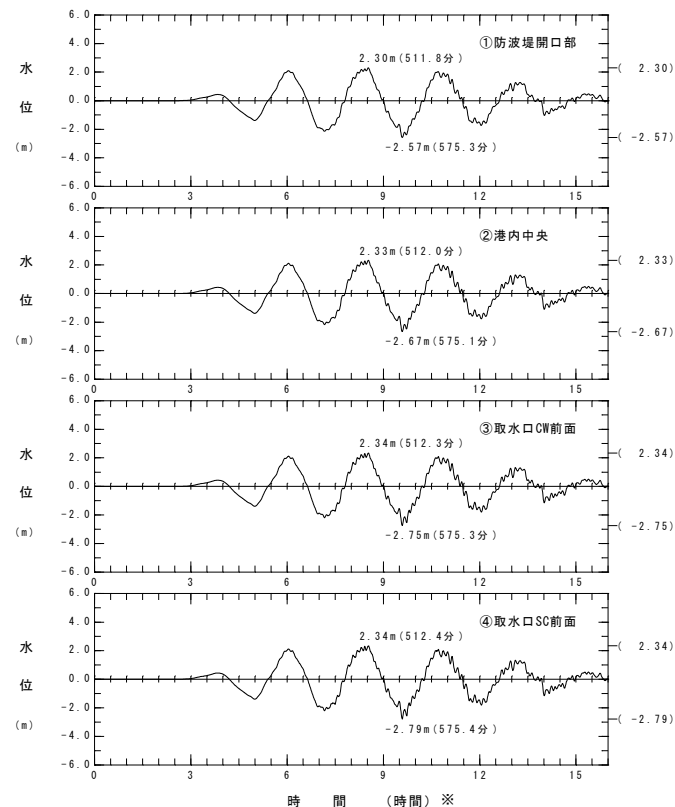
- ・位置：基準
- ・走向：基準



波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

※地震発生20時間後を0時間としている。





## 詳細パラメータスタディ（1 / 4）：傾斜角・上縁深さ変化ケース

傾斜角と上縁深さを変化させる検討を実施した。

詳細パラメータスタディ

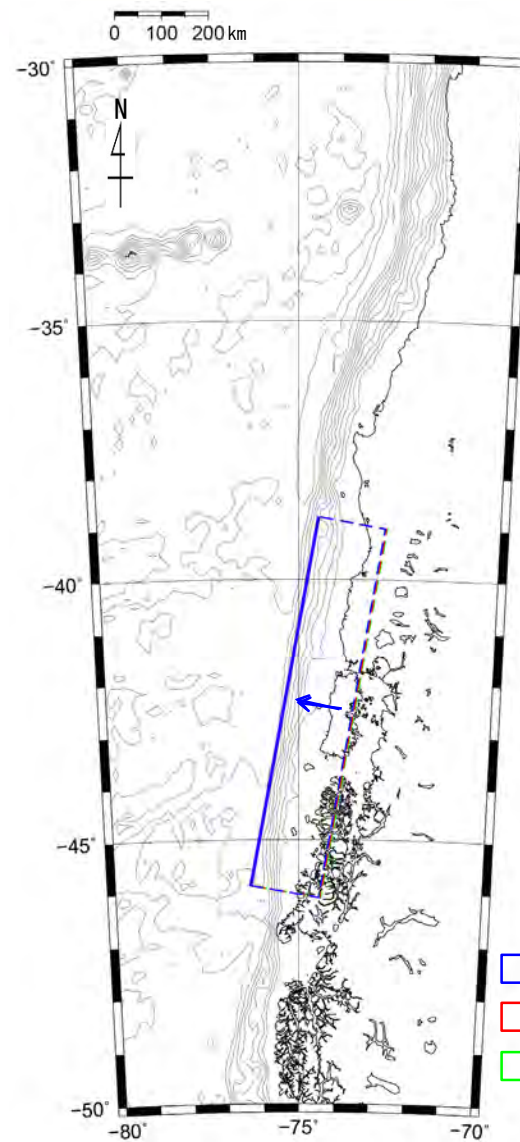
項目	値の範囲	備考
傾斜角	基準（10°） 基準±5°	土木学会（2002） <sup>(53)</sup> の日本海溝・千島海溝の標準偏差を参照した。
上縁深さ	基準（1 km） 基準±1 km	再現モデルが1 kmであることから、ごく浅いと想定し、±1 kmとした。

既存断層パラメータのばらつきの評価結果

海域大区分	海域小区分	萩原マップで対応する海域区分	解析対象データ	データ数	走向(°)		すべり方向(°)		すべり角(°)		傾斜角(°)		
					平均	標準偏差	平均	標準偏差	平均	標準偏差	平均	標準偏差	
日本海溝・千島海溝(南部)	千島海溝南部	41°N以北	G1	43	222.3	14.1	304.3	10.8			21.7	6.4	
	日本海溝北部	38~41°N	G2	29	185.4	12.1	295.0	7.7			16.0	5.7	
	日本海溝南部	35.3~38°N	G3	14	204.2	13.5	292.3	12.2			21.1	5.1	
日本海東縁部	北部	40°N以北	F	断層モデル	6(3)	-2.7	9.6			91.7	11.3	43.3	14.0
	南部	40°N以南 138°E以东			5(3)	25.2	6.3			96.0	13.4	57.0	6.7

- (注)・日本海溝および千島海溝(南部)沿い海域では、ハーバードCMTによる発震機構解(1976年1月~2000年1月に発生した $M_w$ 6.0以上、深さ60km以下の地震)を解析対象とした。  
 ・日本海東縁部では、発震機構解の節面の特定が困難であるため、津波の痕跡高を説明できる断層モデルのパラメータを用いてばらつきを評価した。  
 ・「すべり方向」は、スリップベクトルの水平投影が真北から時計回りになす角度である。  
 ・日本海東縁部のデータ数のうち括弧内の値は、走向に対して適用した1枚断層換算のモデル数である。  
 ・日本海東縁部(南部)の新潟地震モデルにはNoguera and Abe (1992)を採用している。天保山形沖地震(1833)は沖合・沿岸近くの両モデルを採用している。  
 ・萩原マップは萩原尊禮編(1991)による。

土木学会(2002)<sup>(53)</sup>に一部加筆



- : 傾斜角+5°
- : 傾斜角基準
- : 傾斜角-5°

詳細パラメータスタディ

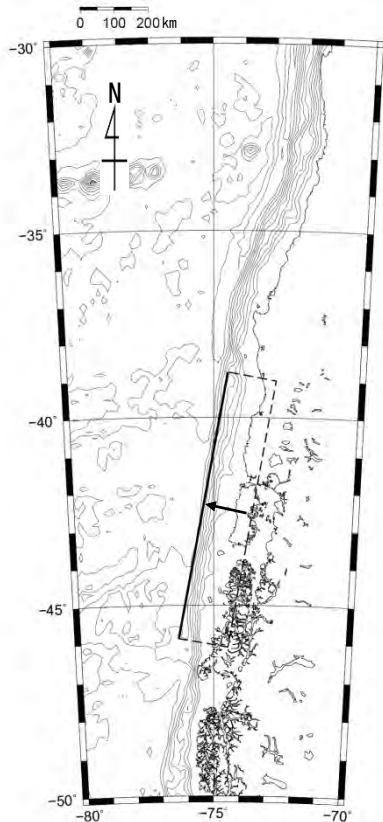


## 詳細パラメータスタディ (2 / 4) : 検討結果

詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

### 最大水位上昇及び最大水位下降ケース

- ・位置：基準
- ・走向：基準
- ・傾斜角：+5°
- ・上縁深さ：2 km



最大ケースの波源モデル

### 詳細パラメータスタディ結果一覧

南北位置	走向	傾斜角	上縁深さ	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準	基準	-5°	0 km	1.39m	-1.73m
			1 km	1.38m	-1.74m
			2 km	1.43m	-1.83m
		基準	0 km	2.35m	-2.79m
			1 km	2.34m	-2.79m
			2 km	2.37m	-2.86m
		+5°	0 km	3.04m	-3.43m
			1 km	3.02m	-3.43m
			2 km	3.06m	-3.48m

: 詳細パラスタ 最大水位上昇ケース

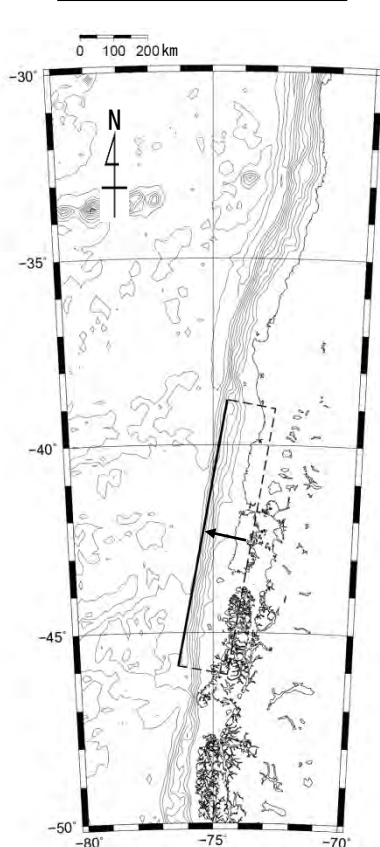
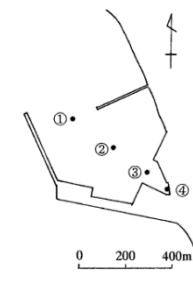
: 詳細パラスタ 最大水位下降ケース



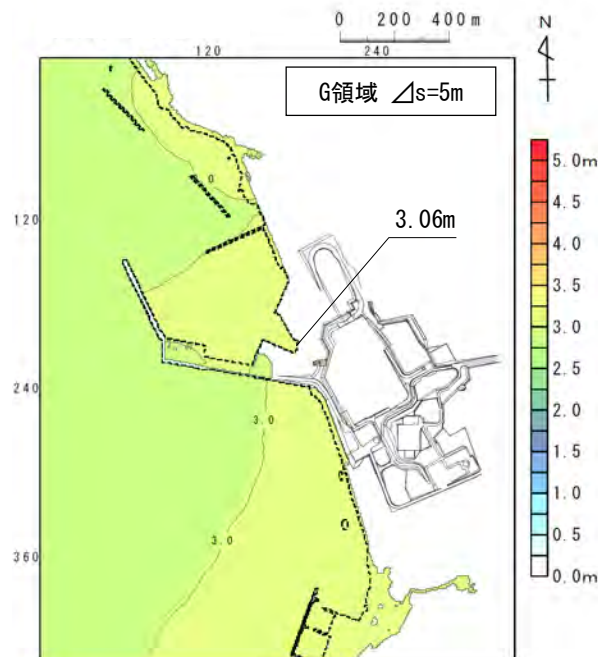
## 詳細パラメータスタディ (3/4) : 最大水位上昇ケース検討結果

敷地における詳細パラメータスタディの最大水位上昇ケース検討結果は以下のとおりである。

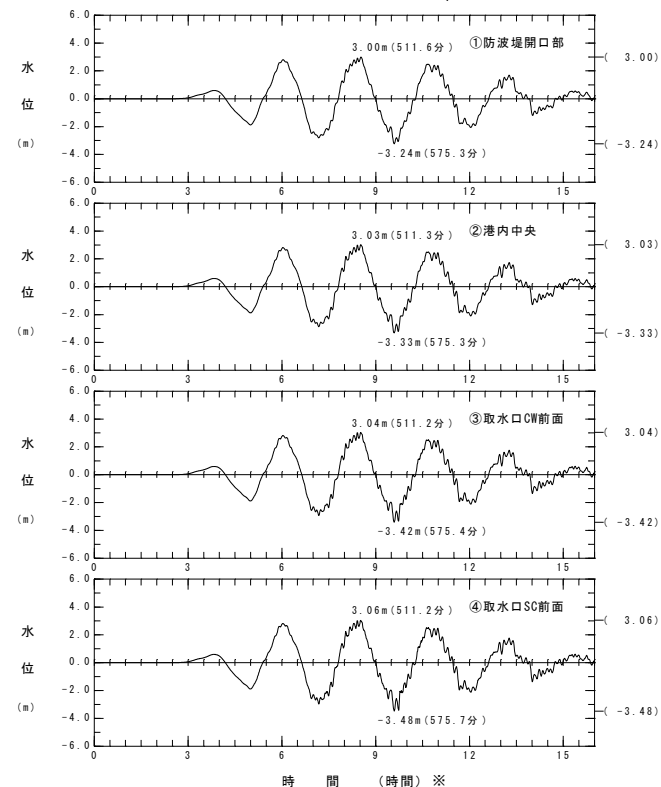
- 最大水位上昇ケース**
- ・位置：基準
  - ・走向：基準
  - ・傾斜角：+5°
  - ・上縁深さ：2 km



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形

※：地震発生20時間後を0時間としている。

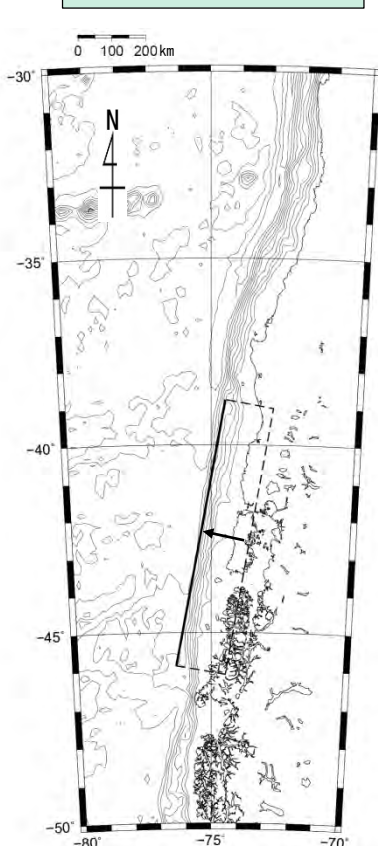
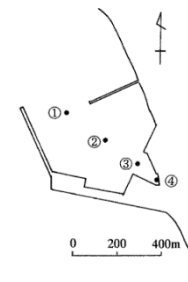


## 詳細パラメータスタディ (4 / 4) : 最大水位下降ケース検討結果

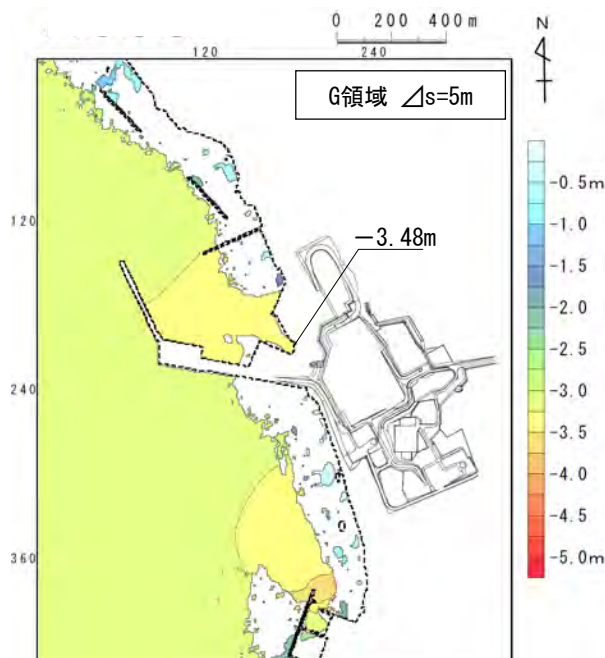
取水口スクリーン室前面における詳細パラメータスタディの最大水位下降ケース検討結果は以下のとおりである。

### 最大水位下降ケース

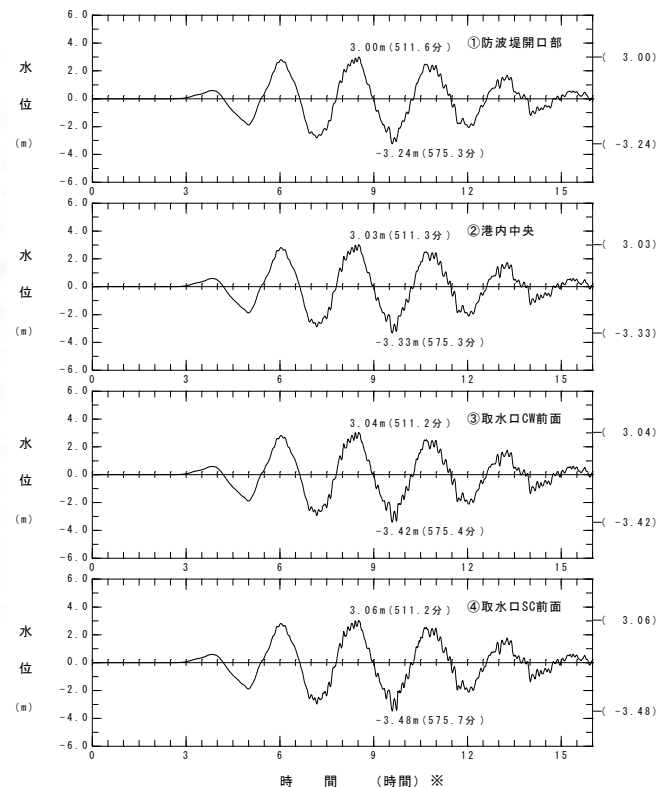
- ・ 位置 : 基準
- ・ 走向 : 基準
- ・ 傾斜角 : +5°
- ・ 上縁深さ : 2 km



波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

※地震発生20時間後を0時間としている。



### チリ沖に想定される地震に伴う津波検討結果

チリ沖に想定される地震に伴う津波の検討結果は下表のとおりである。

#### チリ沖に想定される地震に伴う津波検討結果

	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における 最大水位下降量
概略パラメータスタディ	2.34m	-2.79m
詳細パラメータスタディ	3.06m	-3.48m

(余白)

# 目次

1. 既往津波等の検討
  - 1-1. 既往津波の文献調査
  - 1-2. 津波堆積物調査
  - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
  - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
  - 2-1. 津波の計算条件
  - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
  - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. **地震による津波**
  - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
  - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
    - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
    - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波
    - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
  - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波
  - 3-4. **海域活断層に想定される地震に伴う津波**
  - 3-5. 地震による津波のまとめ
4. 地震以外の要因による津波
  - 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 4-2. 海底地すべりに起因する津波
  - 4-3. 火山現象に起因する津波
  - 4-4. 地震以外の要因による津波のまとめ
5. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 5-1. 組合せ対象の選定
  - 5-2. 津波発生要因の組合せ
6. 防波堤等の影響検討
  - 6-1. 地震による津波
  - 6-2. 地震以外の要因による津波
  - 6-3. 津波発生要因の組合せ
7. 基準津波の策定
  - 7-1. 基準津波の選定
  - 7-2. 基準津波選定結果の検証
    - 7-2-1. 既往津波との比較
    - 7-2-2. 行政機関による既往評価との比較
8. 基準津波



## 対象活断層及び評価方針

- 地震規模及び敷地との距離・位置関係を考慮し、津軽海峡周辺において活動が後期更新世以降に及んでいることを否定できない断層のうち主要なものを対象とした。
- さらに、大間付近の仮想的な隆起域を説明する仮想的な活断層（隆起再現断層）についてもその影響を確認する。（P. 3.4-3参照）
- 阿部（1989）<sup>(149)</sup>の簡易予測式を用いた推定津波高を基に以下のとおりスクリーニングを実施する。
  - ✓推定津波高さが $2.90\text{m}^{\ast 1}$ 未満の場合は推定津波高さを採用する。
  - ✓推定津波高さが $2.90\text{m}^{\ast 1}$ 以上の場合は、数値シミュレーションにより敷地への影響を確認する。

※1：各検討対象海域の津波による敷地における最大水位上昇量のうち最低値（三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波の敷地における最大水位上昇量）。また、下表のとおり津波波高2m～4m程度では鉄筋コンクリートビルに被害は生じないという知見も参照した。

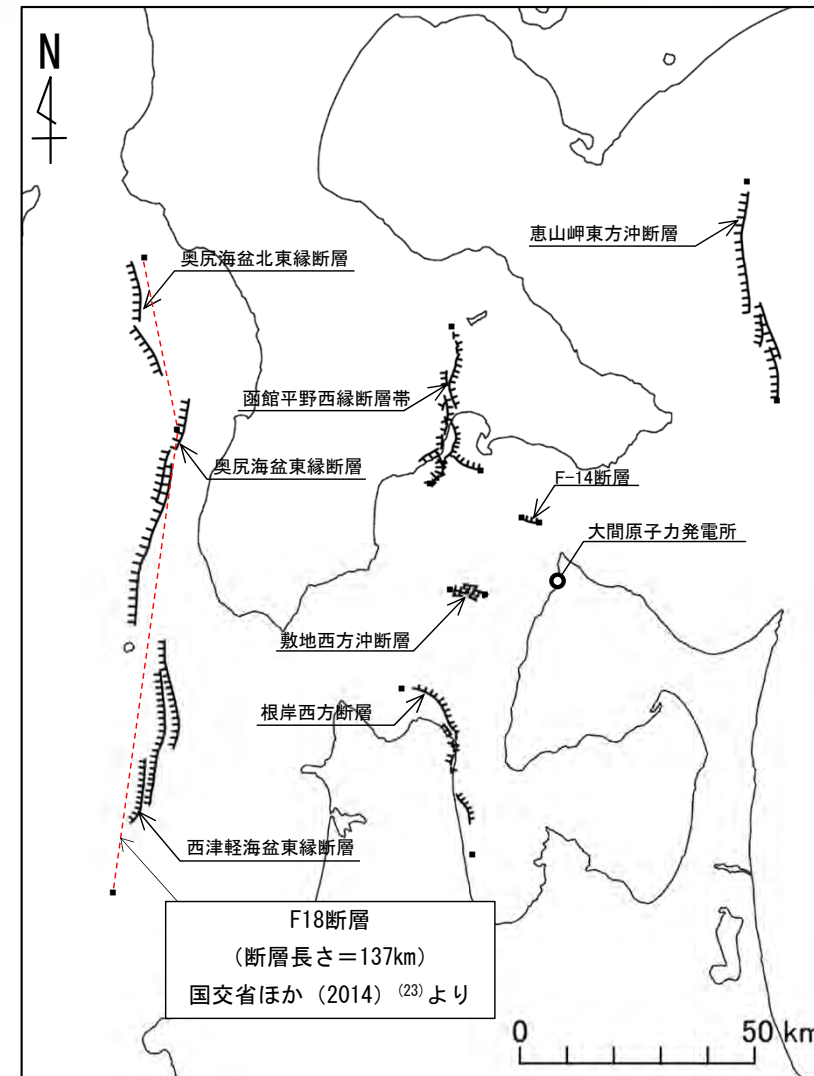
津波波高(m)	1	2	4	8	16	32
木造家屋	部分的破壊	全面破壊				
石造家屋	持ちこたえる			全面破壊		
鉄筋コンクリートビル	持ちこたえる					全面破壊

【気象庁HPより：津波の高さによってどのような被害が発生するのですか？】

## 対象断層

場所	名称	断層長さ L (km)	津波の伝播距離 Δ (km)	
津軽海峡内	F-14断層	3.4	12	
	敷地西方沖断層	7.2	20	
	函館平野西縁断層帯	海域南西延長部を含む	33	36
		海域南東延長部を含む	31	33
	根岸西方断層	38	49	
太平洋側	恵山岬東方沖断層	47	74	
日本海側	奥尻海盆北東縁断層～ 奥尻海盆東縁断層～ 西津軽海盆東縁断層の連動※2	137	90	

※2：国交省ほか（2014）<sup>(23)</sup>のF18断層の位置で評価



## 凡例

- (---) : 主な活断層（撓曲）
- : 断層の端点
- (短線または矢印は落ちの方向を示す)

## 活断層分布



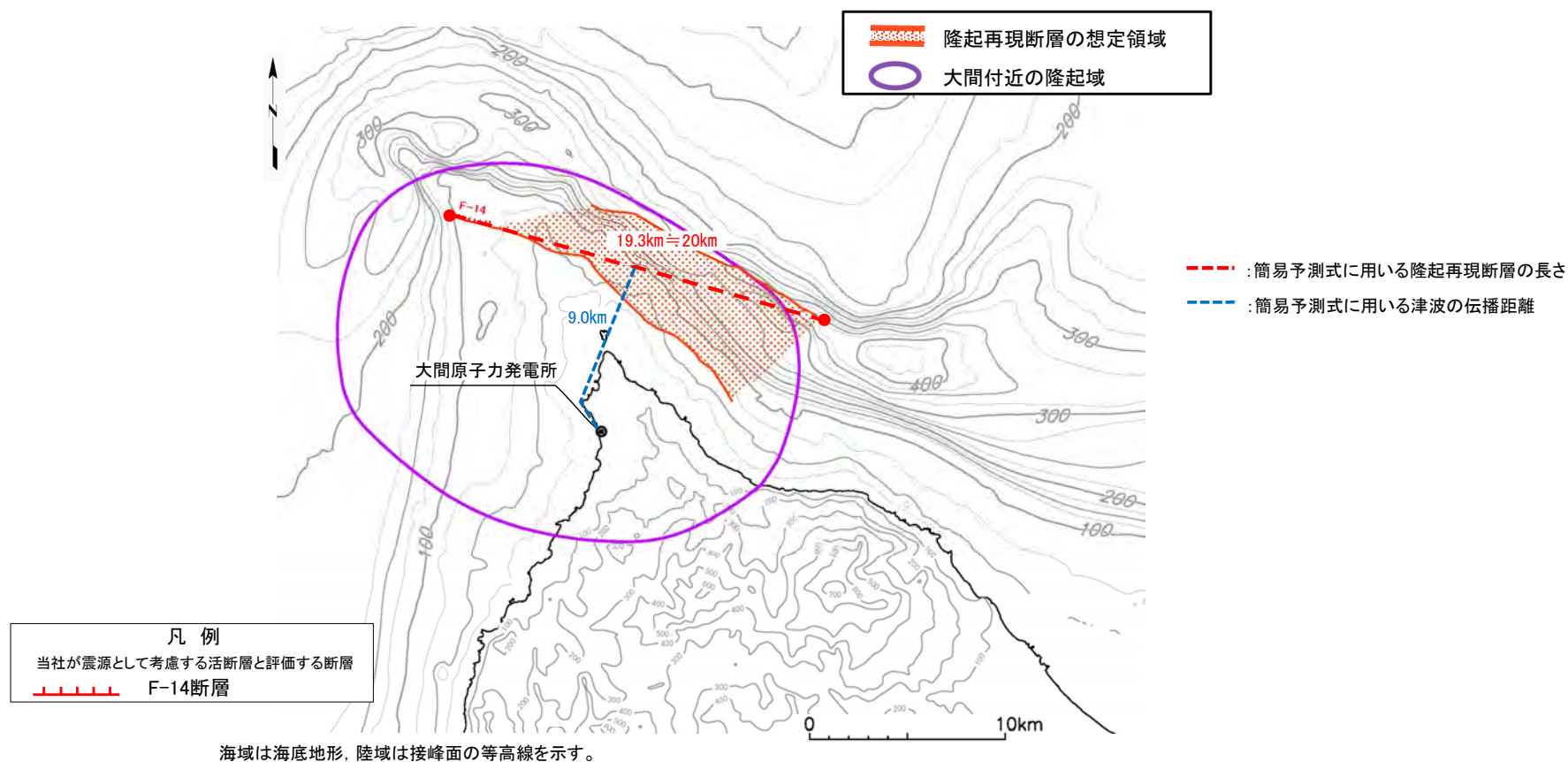
## 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波 (2 / 5)



コメントNo.S5-56

## 隆起再現断層の設定※

- 第922回審査会合において、以下に示すF-14断層を起点とする仮想的な活断層を想定する領域を示した。
- ここでは、隆起再現断層を対象に阿部（1989）<sup>(149)</sup>の簡易予測式を用いた推定津波高を保守的に評価できるよう隆起再現断層の長さ及び津波の伝播距離を以下のとおり設定する。
  - ✓ 隆起再現断層の長さ：F-14断層及び隆起再現断層の想定領域を考慮し最も長くなるようにF-14断層西端から隆起再現断層の想定領域の北東端を結ぶ直線の長さとする（19.3km≒20km）
  - ✓ 津波の伝播距離：大間原子力発電所から隆起再現断層中心までの最短距離とする（9.0km）



※敷地周辺及び敷地近傍の地質・地質構造に関する審議内容を反映して作成。今後、内陸地殻内地震の地震動評価に係る審議において、上記の検討条件が変更となった場合には、本資料に反映する。

# 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波 (3 / 5)

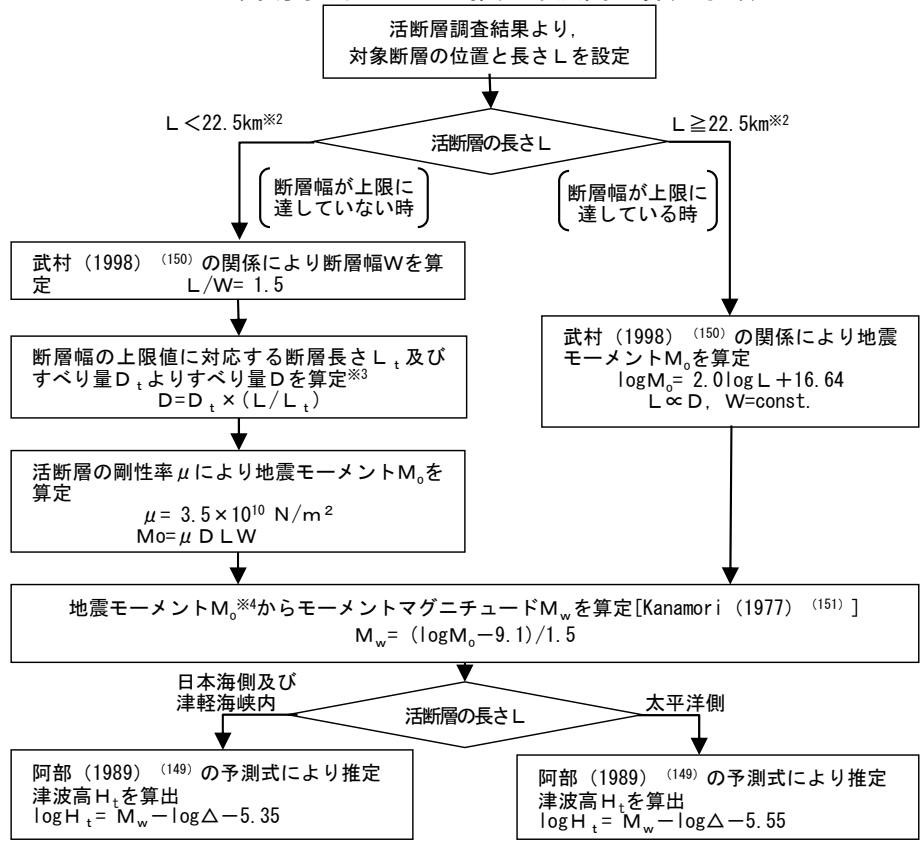


コメントNo.S5-56

## 検討結果

- 海域活断層に想定される地震に伴う津波の推定津波高は、最大で奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動※1（以下「奥尻海盆東縁断層等の連動」という。）の3.9mである。
- 奥尻海盆東縁断層等の連動による推定津波高さが2.90mを上回ったため、奥尻海盆東縁断層等の連動による影響評価について数値シミュレーションによる詳細検討を実施する。（P.3.4-5, P.3.4-6参照）

簡易予測式による推定津波高の算定手順



簡易予測式による推定津波高の算定結果

場所	名称	断層長さ L (km)	断層幅 W (km)	すべり量 D (m)	地震モーメント Mo (N·m)	海域部の断層長さ L' (km)	海域部の地震モーメント Mo' (N·m)	津波の伝播距離 Δ (km)	海域部のモーメントマグニチュード Mw	推定津波高 Ht (m)	
津軽海峡内	F-14断層	3.4	2.3	0.28	7.66 × 10 <sup>16</sup>	3.4	7.66 × 10 <sup>16</sup>	12	5.2	0.1	
	敷地西方沖断層	7.2	4.8	0.60	7.26 × 10 <sup>17</sup>	7.2	7.26 × 10 <sup>17</sup>	20	5.8	0.1	
	函館平野帯 西縁断層帯	海域南西延長部を含む	33	15	2.74	4.75 × 10 <sup>19</sup>	15	2.16 × 10 <sup>19</sup>	36	6.8	0.8
		海域南東延長部を含む	31	15	2.58	4.19 × 10 <sup>19</sup>	14	1.89 × 10 <sup>19</sup>	33	6.8	0.9
	根岸西方断層	38	15	3.16	6.30 × 10 <sup>19</sup>	32	5.31 × 10 <sup>19</sup>	49	7.1	1.1	
太平洋側	恵山岬東方沖断層	47	15	3.91	9.65 × 10 <sup>19</sup>	47	9.65 × 10 <sup>19</sup>	74	7.3	0.8	
日本海側	奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動※1	137	15	11.4	8.19 × 10 <sup>20</sup>	137	8.19 × 10 <sup>20</sup>	90	7.9	3.9	
津軽海峡内	隆起再現断層※5	20	13.3	1.66	1.55 × 10 <sup>19</sup>	20	1.55 × 10 <sup>19</sup>	9	6.7	2.5	

※1：国交省ほか（2014）<sup>(23)</sup>のF18断層の位置で評価

※5：敷地周辺及び敷地近傍の地質・地質構造に関する審議内容を反映して作成。今後、内陸地殻内地震の地震動評価に係る審議において、上記の検討条件が変更となった場合には、本資料に反映する。

※2：断層幅の上限Wtは、地震発生層の厚さHsを15kmとし、傾斜角δを90°（45°～90°のうちMwが最大となる値）とした際には、 $Wt = Hs / \sin \delta = 15 \text{ km}$ となる。また、断層幅の上限に対応する断層長さLtは、 $Lt = 1.5Wt = 22.5 \text{ km}$ となる。  
 ※3：断層幅の上限に対応するすべり量Dtは、モーメントマグニチュードを $Mwt = (\log Lt + 3.77) / 0.75 = 6.83$ 、地震モーメントを $Mo = 10^{(1.5Mwt + 9.1)} = 2.21 \times 10^{19} \text{ N} \cdot \text{m}$ 、剛性率を $\mu = 3.50 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ とした際には、 $Dt = Mo / (\mu Lt Wt) = 1.87 \text{ m}$ となる。  
 ※4：対象となる活断層が海域と陸地に連続して分布する場合には、Moを海域部の断層長さLsと全体の断層長さLとの比で按分した値を用いている。  
 【土木学会（2016）<sup>(43)</sup>を参考に作成】

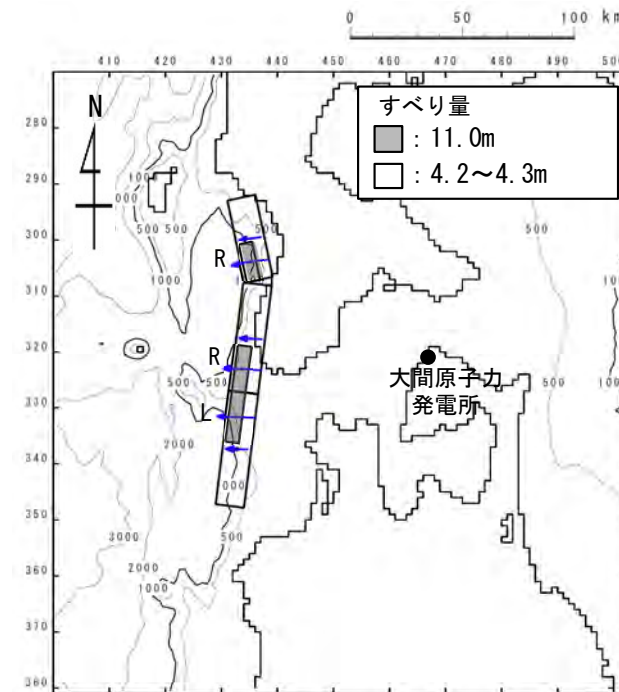


## 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動による津波の敷地への影響について (1 / 2)

- ・奥尻海盆東縁断層等の連動は、国交省ほか (2014) <sup>(23)</sup> (日本海における大規模地震に関する調査検討会) において検討されたF18断層の位置で評価した。
- ・したがって、F18断層の断層パラメータを用いて奥尻海盆東縁断層等の連動による津波の敷地への影響について検討する。

検討会公表パラメータ

津波断層モデル	M <sub>w</sub>	上縁深さ (T. P. -km)	下縁深さ (T. P. -km)	走向 (°)	傾斜 (°)	すべり角 (°)	断層長さ (km)	断層幅 (km)	平均すべり量 (m)
F18	7.71	2.2	15.0	348	45	87	37.4	18.1	5.52
				7	45	95	100.0	18.1	



波源モデル

注：検討の詳細は「第994回審査会合 資料3-1 2-6. 行政機関が想定する波源モデルによる津波」参照。



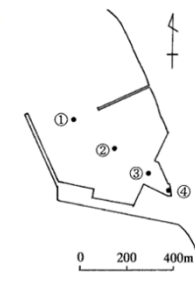
## 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動による津波の敷地への影響について (2 / 2)

・奥尻海盆東縁断層等の連動による津波の検討結果は以下のとおりである。

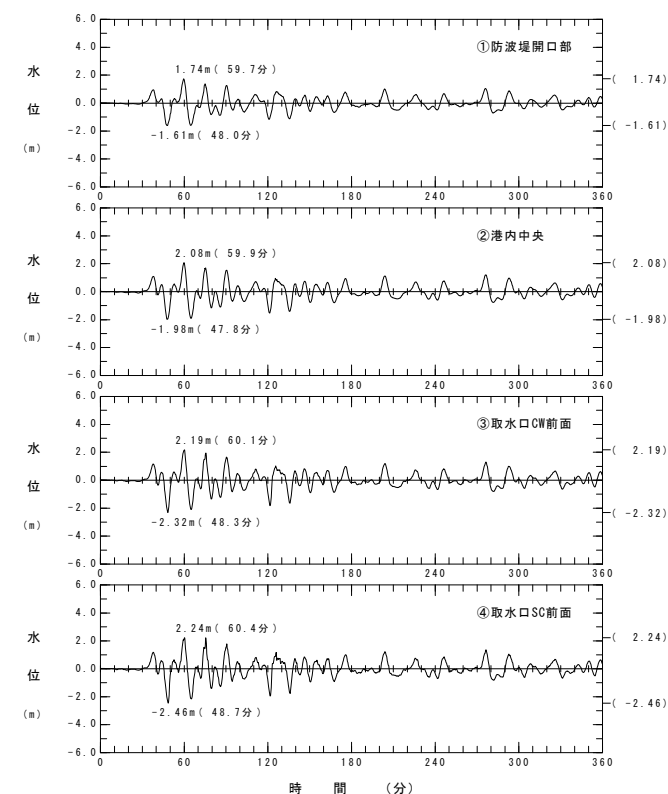
奥尻海盆東縁断層等の連動による津波検討結果

	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における 最大水位下降量
奥尻海盆東縁断層等の 連動※による津波	2.25m	-2.46m

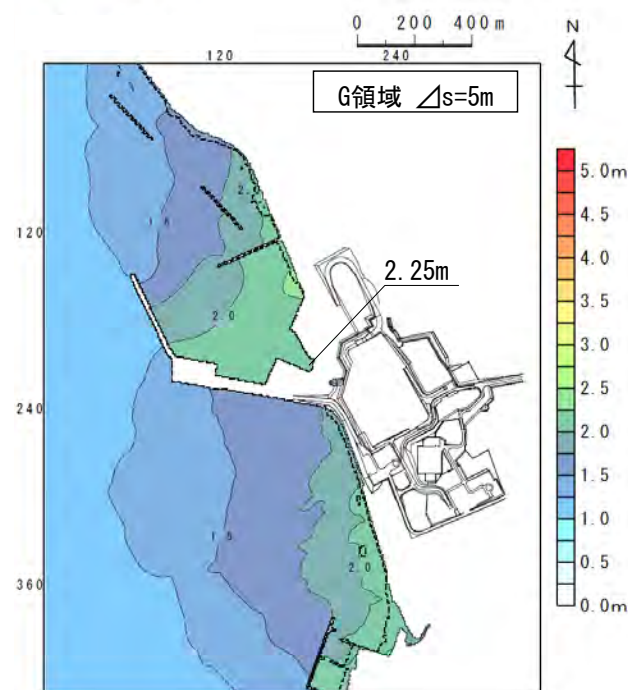
※：国交省ほか（2014）<sup>(23)</sup>のF18断層の位置で評価



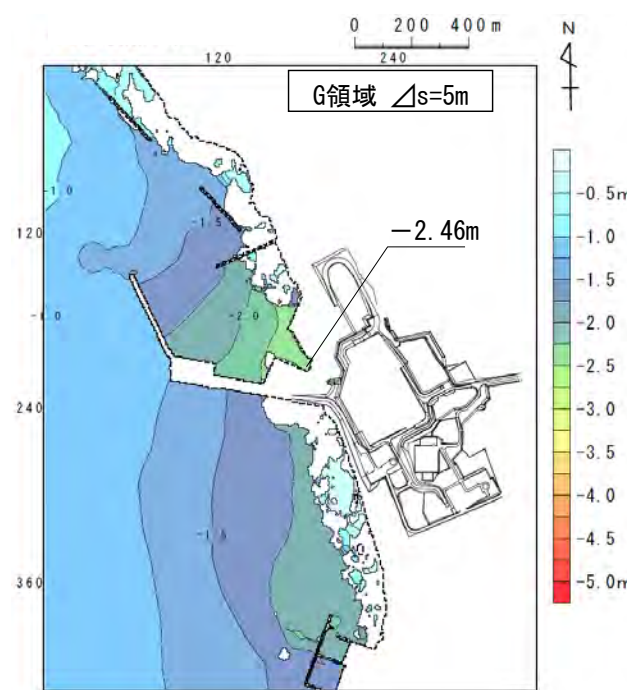
水位時刻歴波形出力点



水位時刻歴波形



最大水位上昇量分布



最大水位下降量分布

注：検討の詳細は「第994回審査会合 資料3-1 2-6. 行政機関が想定する波源モデルによる津波」参照。

# 目 次

1. 既往津波等の検討
  - 1-1. 既往津波の文献調査
  - 1-2. 津波堆積物調査
  - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
  - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
  - 2-1. 津波の計算条件
  - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
  - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. **地震による津波**
  - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
  - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
    - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
    - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波
    - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
  - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波
  - 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
  - 3-5. **地震による津波のまとめ**
4. 地震以外の要因による津波
  - 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 4-2. 海底地すべりに起因する津波
  - 4-3. 火山現象に起因する津波
  - 4-4. 地震以外の要因による津波のまとめ
5. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 5-1. 組合せ対象の選定
  - 5-2. 津波発生要因の組合せ
6. 防波堤等の影響検討
  - 6-1. 地震による津波
  - 6-2. 地震以外の要因による津波
  - 6-3. 津波発生要因の組合せ
7. 基準津波の策定
  - 7-1. 基準津波の選定
  - 7-2. 基準津波選定結果の検証
    - 7-2-1. 既往津波との比較
    - 7-2-2. 行政機関による既往評価との比較
8. 基準津波



## 3-5. 地震による津波のまとめ (1 / 10)

地震による津波の検討結果によると、敷地において上昇側は日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の影響が最も大きく、下降側は内閣府（2020a）<sup>(39)</sup>の波源モデルによる津波の影響が最も大きい。

### 地震による津波の検討結果一覧

	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における 最大水位下降量
日本海東縁部に想定される地震に伴う津波	5.85m	-3.78m
三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波	3.69m	-3.53m
内閣府（2020）モデルによる津波 （内閣府（2020a） <sup>(39)</sup> の波源モデル）	4.01m	-4.89m
三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波	2.90m	-2.57m
チリ沖に想定される地震に伴う津波	3.06m	-3.48m
海域活断層に想定される地震に伴う津波 （奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～ 西津軽海盆東縁断層の連動※による地震）	2.25m	-2.46m

※：国交省ほか（2014）<sup>(23)</sup>のF18断層の位置で評価

## 3-5. 地震による津波のまとめ (2 / 10)

### 影響検討方針

- 敷地における地震による津波の検討結果は、前項のとおり上昇側は日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の影響が最も大きく、下降側は内閣府 (2020a) <sup>(39)</sup> の波源モデルによる津波の影響が最も大きい。
- これらの津波の影響が敷地において最も大きくなる要因について、以下の事項を比較の上、分析する。
  - ✓ 敷地前面海域における三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波と内閣府 (2020a) <sup>(39)</sup> モデルによる津波の挙動 (P. 3. 5-4~P. 3. 5-6参照)
  - ✓ 敷地前面海域及び敷地 (取水口スクリーン室前面) における日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府 (2020a) <sup>(39)</sup> モデルによる津波の挙動 (P. 3. 5-7~P. 3. 5-11参照)

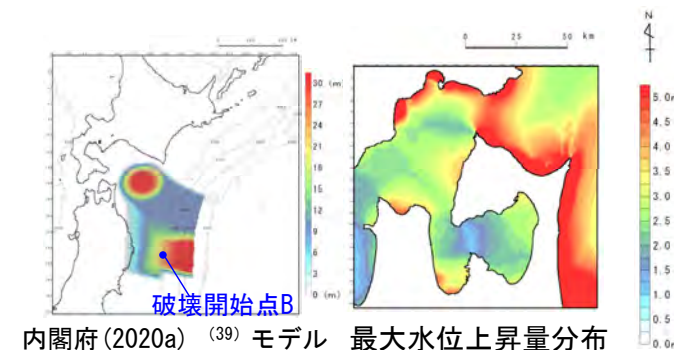
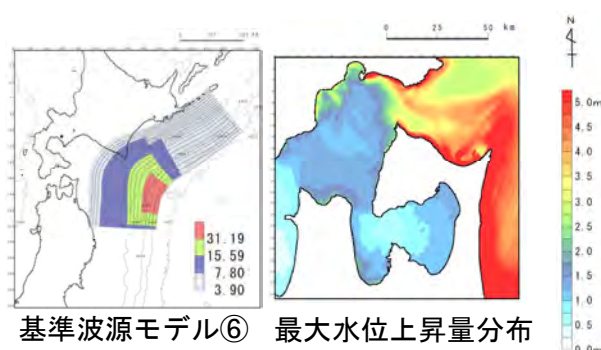
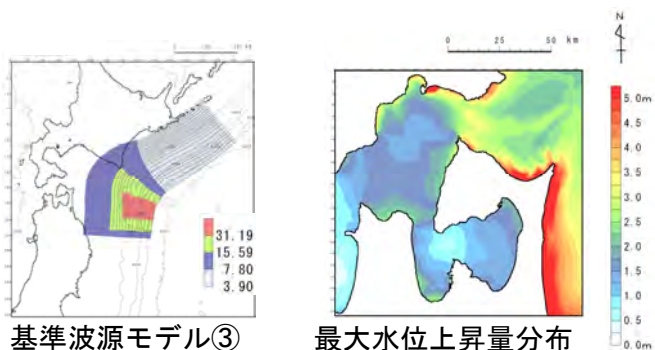


## 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波と内閣府 (2020a) モデルによる津波の挙動 (1 / 3)

### 津軽海峡内から敷地前面海域の津波水位の比較：最大水位上昇量分布

- 津軽海峡内（大間崎以西）の津波伝播形態を最大水位上昇量分布により比較した。
- 基準波源モデル①～⑥（代表として③，⑥を例示※）に比べて，内閣府 (2020a) <sup>(39)</sup> モデルは波長（周期）が長く水位変動量が大きな津波が津軽海峡内に伝播しているため，大間崎を回り込んだ大間崎以西での水位の減衰傾向が小さく，津軽海峡内の広範囲で水位が高い傾向が認められる。

※基準波源モデル③は，「テクトニクス背景・地震学的見地に基づくモデル」であり，水位下降量が最も大きくなるケース。  
 基準波源モデル⑥は，「大間の立地特性を考慮したモデル」であり，水位上昇量が最も大きくなるケース。



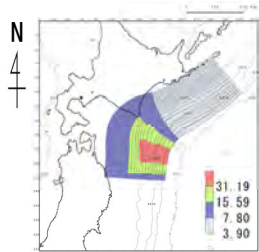
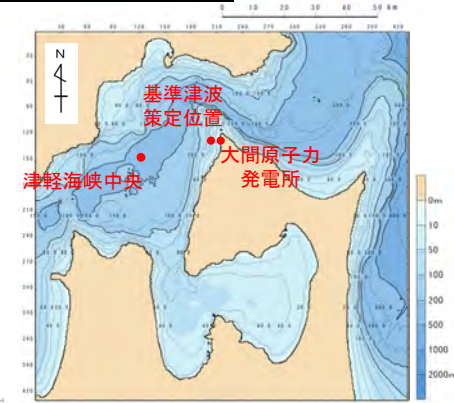




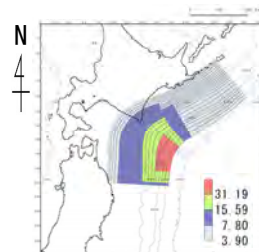
## 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波と内閣府 (2020a) モデルによる津波の挙動 (2 / 3)

### 津軽海峡内から敷地前面海域の津波水位の比較：時間波形

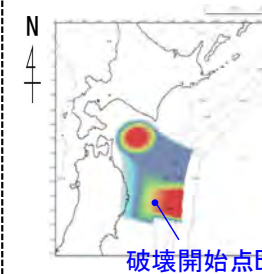
- 大間崎以西の3地点（津軽海峡中央，基準津波策定位置及び取水口スクリーン室前面）の時刻歴波形を比較した。
- 「津軽海峡中央部」においては，長周期成分が顕著であり，基準波源モデル①～⑥（代表として③，⑥を例示）に比べて，内閣府 (2020a) (39) モデルの振幅が大きい。
- いずれのモデルも「津軽海峡中央」から「基準津波策定位置」，「取水口スクリーン室前面」と陸地に近づくほど，海岸形状や港湾構造物の影響により短周期成分が増幅される。



基準波源モデル③

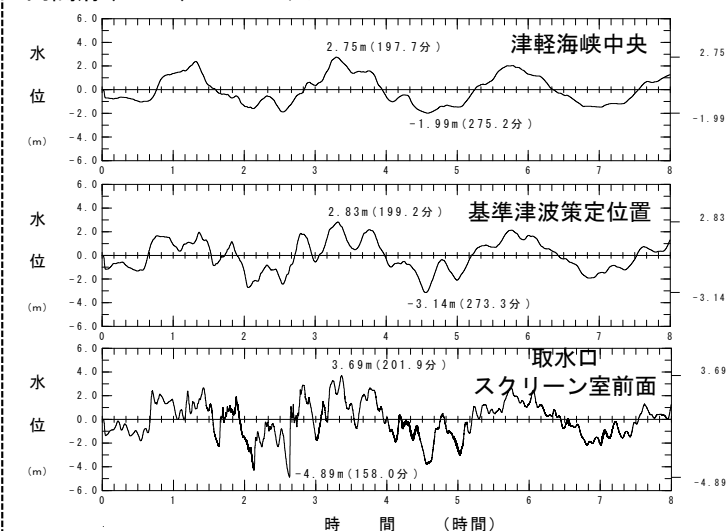
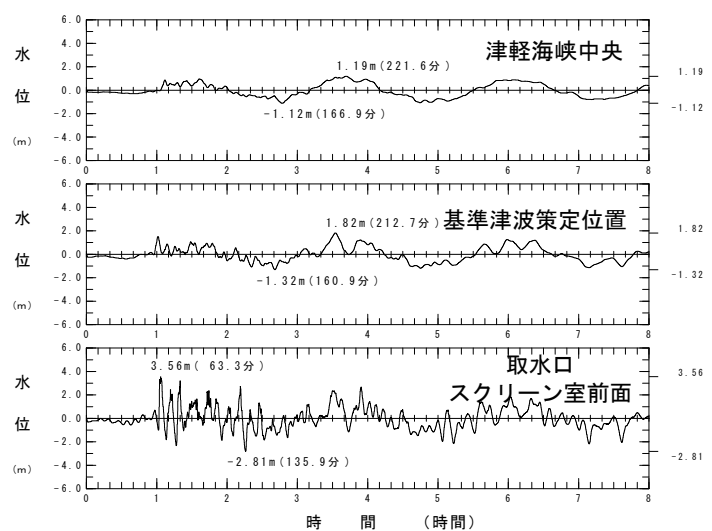
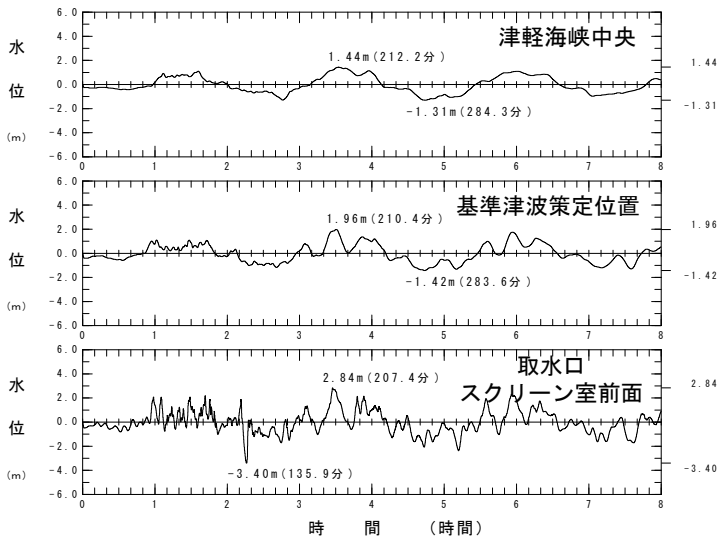


基準波源モデル⑥



C領域 (Δs=278m)

内閣府 (2020a) (39) モデル



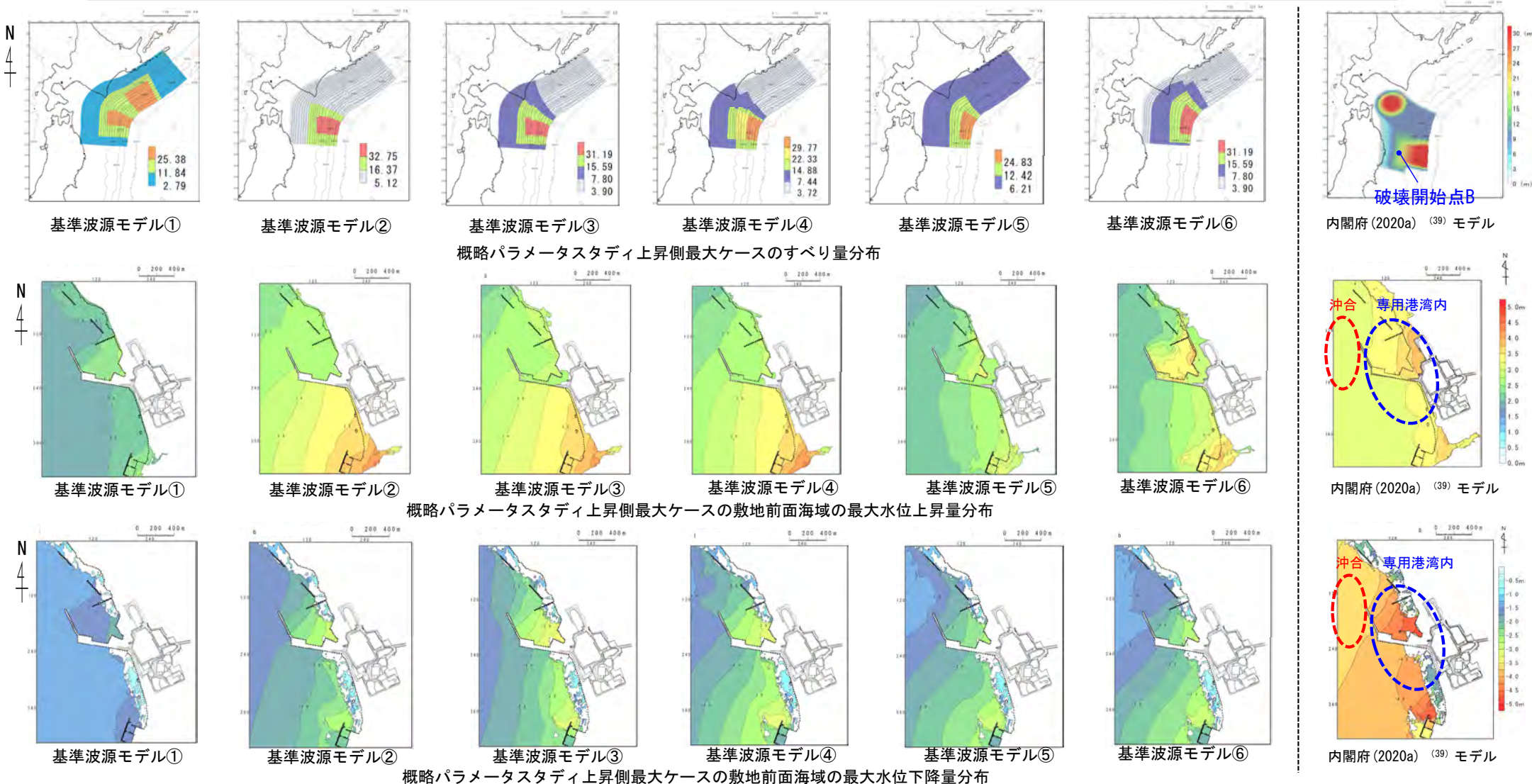
水位時刻歴波形



## 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波と内閣府 (2020a) モデルによる津波の挙動 (3 / 3)

### 敷地前面海域の津波水位の比較：最大水位上昇量・下降量分布

- 基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020a) <sup>(39)</sup> モデルの敷地前面海域における最大水位変動量を比較した。
- 敷地前面の沖合では、内閣府 (2020a) <sup>(39)</sup> モデルが、基準波源モデル①～⑥に比べて影響が大きい。
- 敷地の津波評価に影響のある専用港湾内及びその南部においては、内閣府 (2020a) <sup>(39)</sup> モデルが、基準波源モデル①～⑥に比べて上昇側、下降側共に最大水位変動量が大きい。



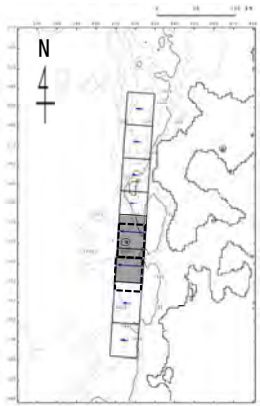
# 3-5. 地震による津波のまとめ (6 / 10)

## 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府 (2020a) モデルによる津波の挙動 (1 / 5)

コメントNo.S5-54

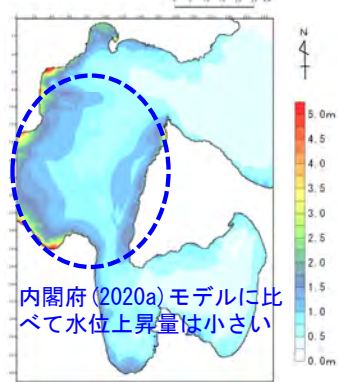
### 津軽海峡内から敷地前面海域の津波水位の比較

- 津軽海峡内から敷地前面海域を対象に最大水位変動量を比較した。
- 日本海東縁部に想定される地震による津波は、内閣府 (2020a) (39) モデルによる津波に比べ、津軽海峡内全体 (C領域) の最大水位上昇量は小さい。
- 日本海東縁部に想定される地震による津波は、内閣府 (2020a) (39) モデルによる津波に比べ、最大水位上昇量は専用港湾内の限られた範囲で大きくなる。
- 一方、G領域では内閣府 (2020a) (39) モデルが日本海東縁部に想定される地震による津波に比べ、水位下降量が大きい。



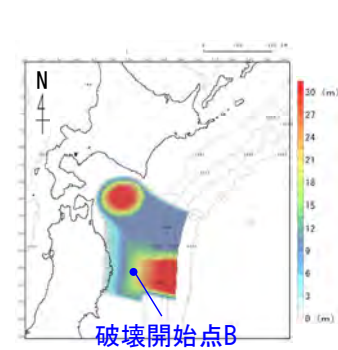
波源モデル

すべり量  
 ■ : 12m  
 □ : 4m

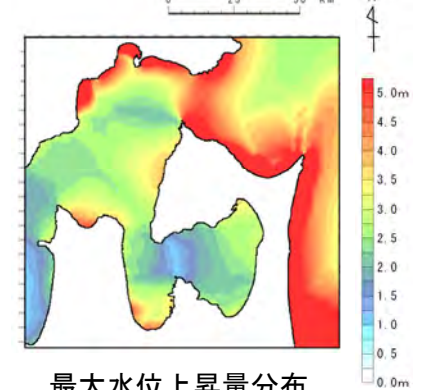


最大水位上昇量分布  
 (C領域, 計算格子サイズ278m)

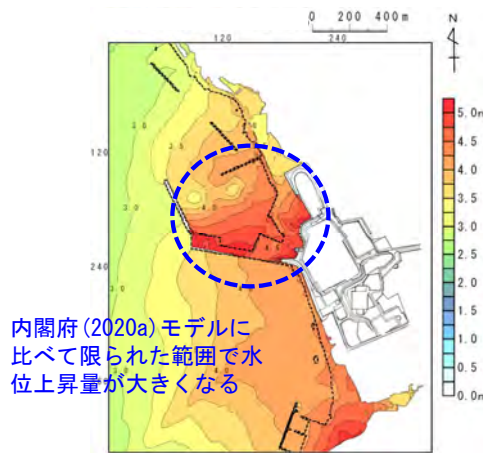
内閣府 (2020a) モデルに比べて水位上昇量は小さい



破壊開始点B  
 波源モデル

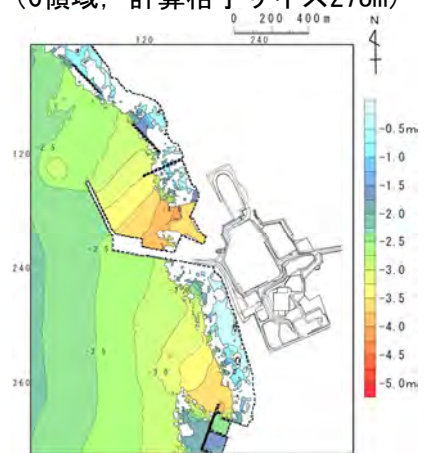


最大水位上昇量分布  
 (C領域, 計算格子サイズ278m)



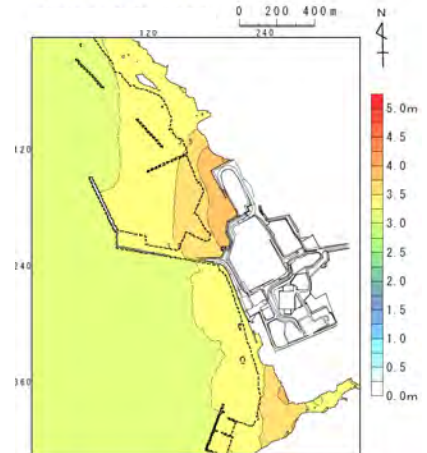
最大水位上昇量分布  
 (G領域, 計算格子サイズ5m)

内閣府 (2020a) モデルに比べて限られた範囲で水位上昇量が大きくなる

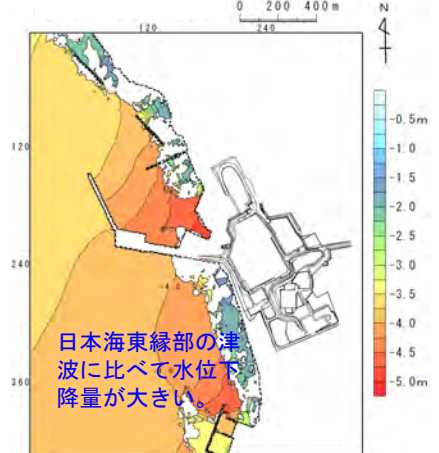


最大水位下降量分布  
 (G領域, 計算格子サイズ5m)

日本海東縁部に想定される地震による津波 (上昇側最大ケース)



最大水位上昇量分布  
 (G領域, 計算格子サイズ5m)



最大水位下降量分布  
 (G領域, 計算格子サイズ5m)

内閣府 (2020a) (39) モデルによる津波 (上昇側最大ケース)

# 3-5. 地震による津波のまとめ (7 / 10)

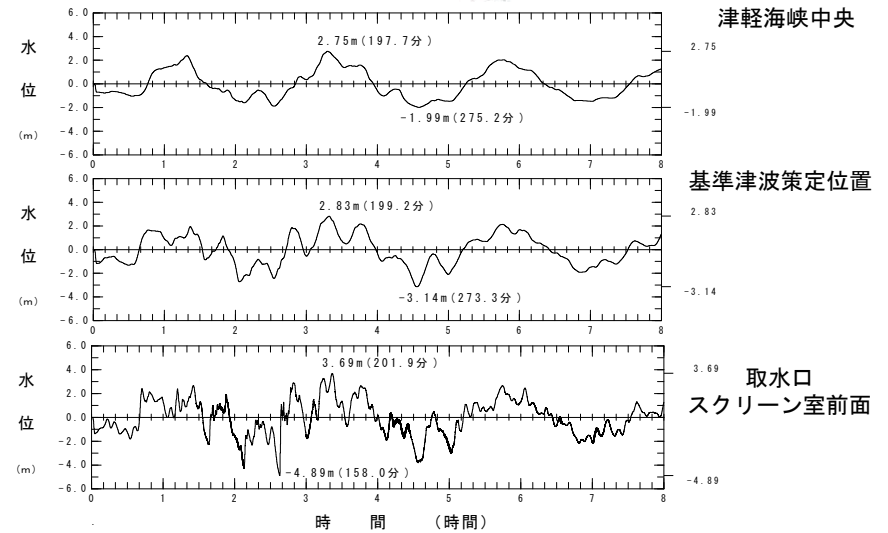
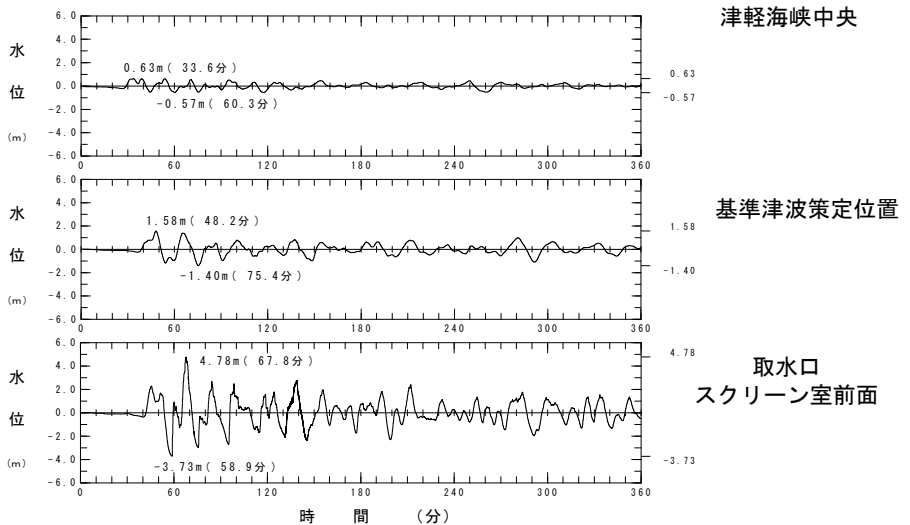
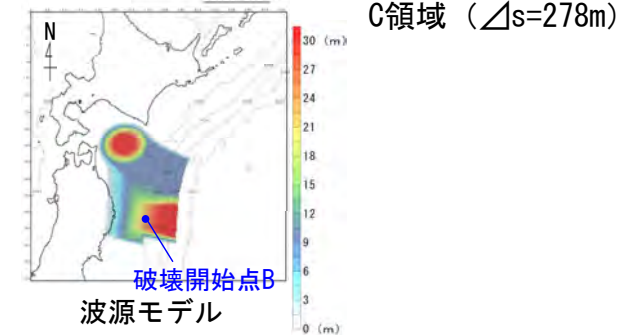
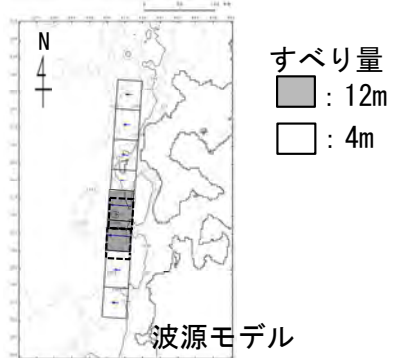


コメントNo.S5-54

## 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府 (2020a) モデルによる津波の挙動 (2 / 5)

津軽海峡内から敷地前面海域の津波水位の比較：時間波形

- 津軽海峡中央部，基準津波策定位置及び取水口スクリーン室前面の3地点を対象に，時刻歴波形を比較した。
- 日本海東縁部に想定される地震による津波は，比較的短周期であり，内閣府 (2020a) (39) モデルによる津波に認められるような長い周期の水位変動が認められない。
- 日本海東縁部に想定される地震による津波は，内閣府 (2020a) (39) モデルによる津波に比べて，津軽海峡中央→基準津波策定位置→取水口スクリーン室前面に津波が進行する過程で水位変動量の増幅が大きい。
- 一方，内閣府 (2020a) (39) モデルは，取水口スクリーン室前面において，水位の下降量が大きい。



日本海東縁部に想定される地震による津波 (上昇側最大ケース)

内閣府 (2020a) (39) モデルによる津波 (上昇側最大ケース)

# 3-5. 地震による津波のまとめ (8 / 10)

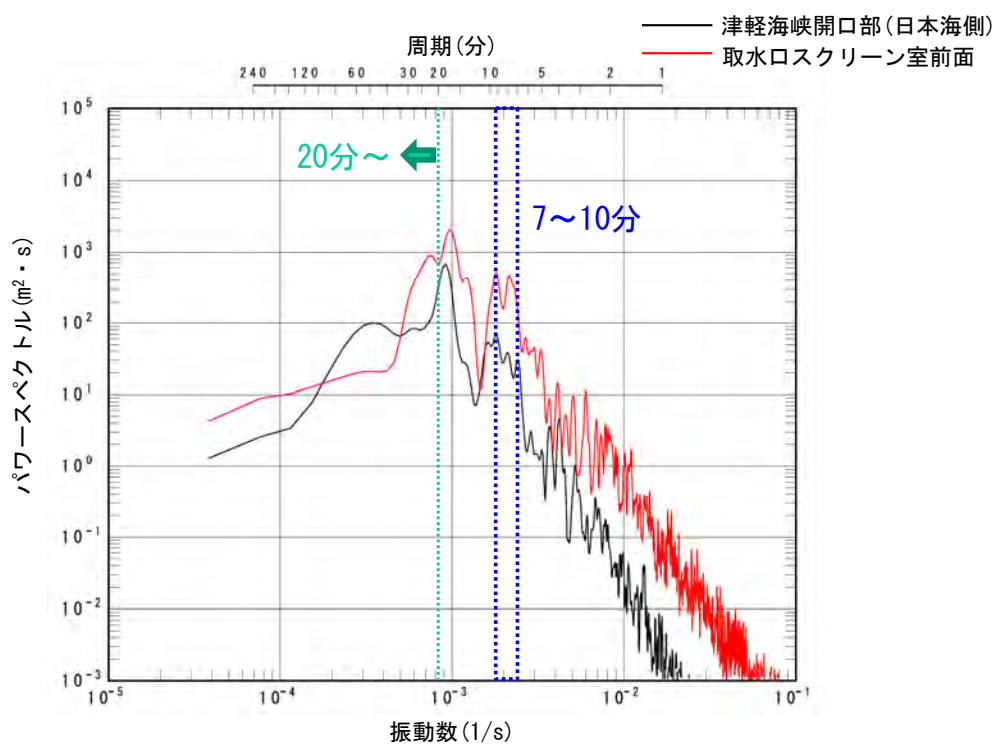
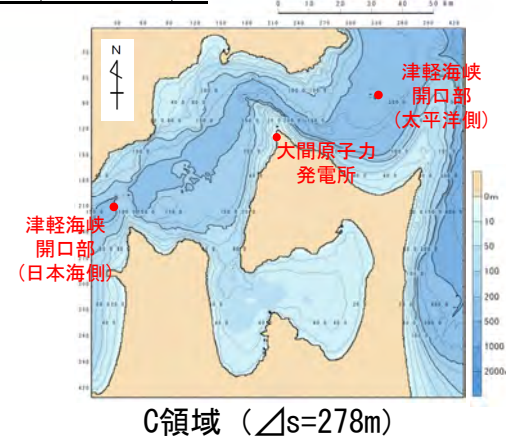


コメントNo.S5-54

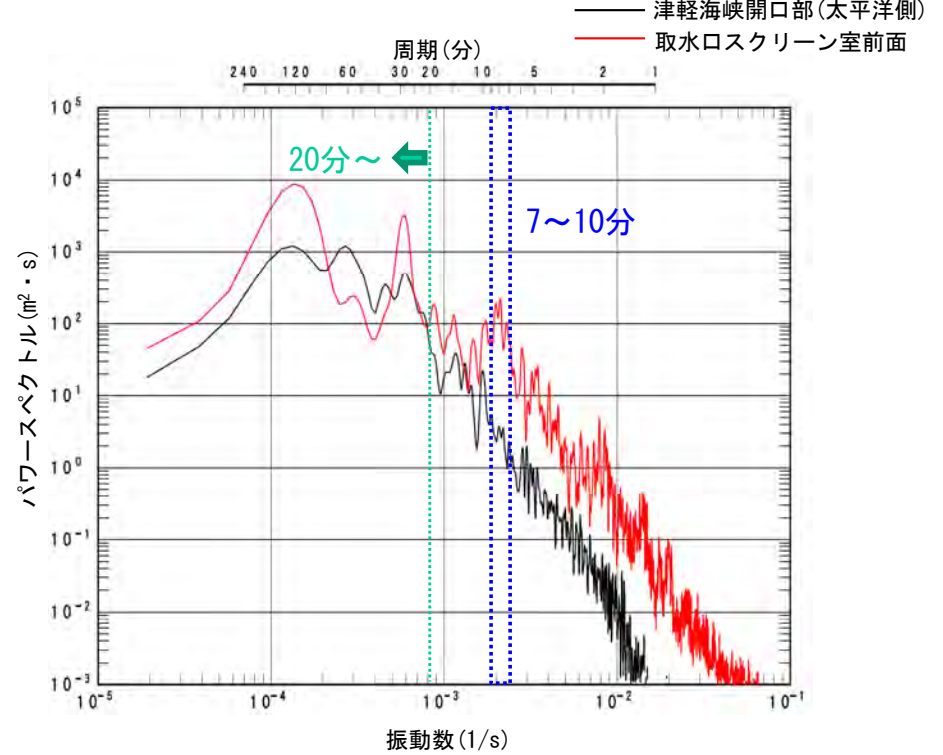
## 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府 (2020a) モデルによる津波の挙動 (3 / 5)

### 水位上昇側の分析

- 津軽海峡開口部及び取水ロスクリン室前面におけるパワースペクトルを比較した。
- 津軽海峡開口部において日本海東縁部に想定される地震に伴う津波は内閣府 (2020a) (39) モデルによる津波と異なり、周期20分以上のパワースペクトルが小さい。一方、取水ロスクリン室前面で顕著な水位増幅が生じる7~10分の周期のパワースペクトル (補足説明資料P. 11. 2-3, P. 11. 3-3参照) は大きい。
- そのため、取水ロスクリン室前面では日本海東縁部に想定される地震に伴う津波は内閣府 (2020a) (39) モデルによる津波に比べ、7分~10分の周期の津波が増幅し、敷地前面の最大水位上昇量が大きくなったものと推定される。(P. 3. 5-7参照)



日本海東縁部に想定される地震による津波 (上昇側最大ケース)



内閣府 (2020a) (39) モデルによる津波 (上昇側最大ケース)

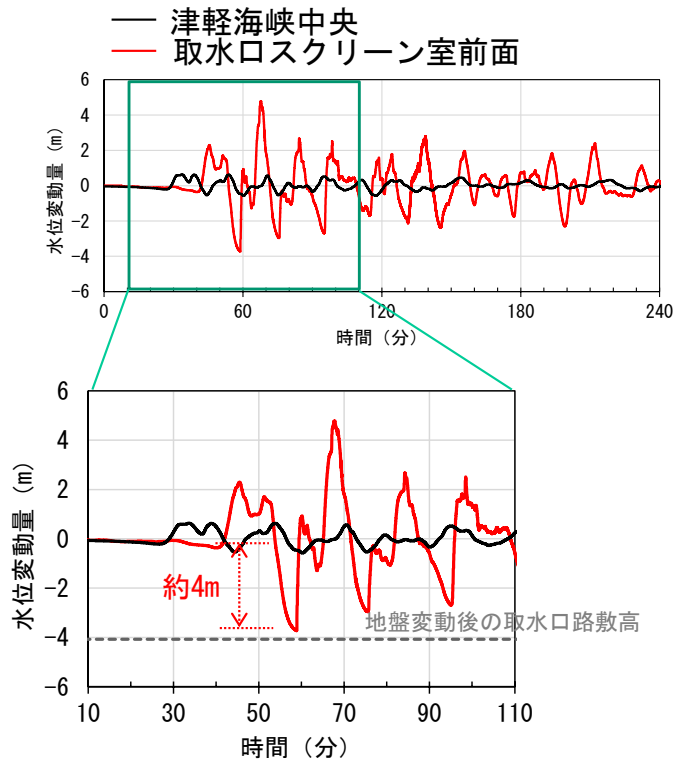
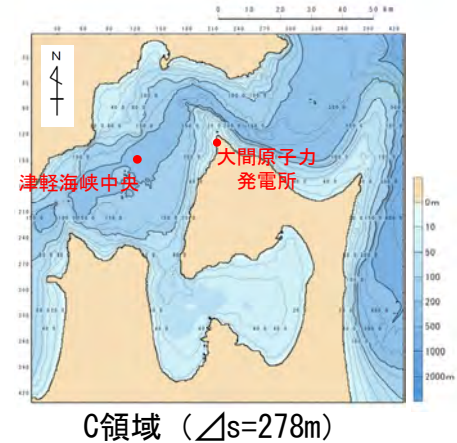
津軽海峡開口部と取水ロスクリン室前面の津波波形スペクトルの重ね合わせ

# 3-5. 地震による津波のまとめ (9 / 10)

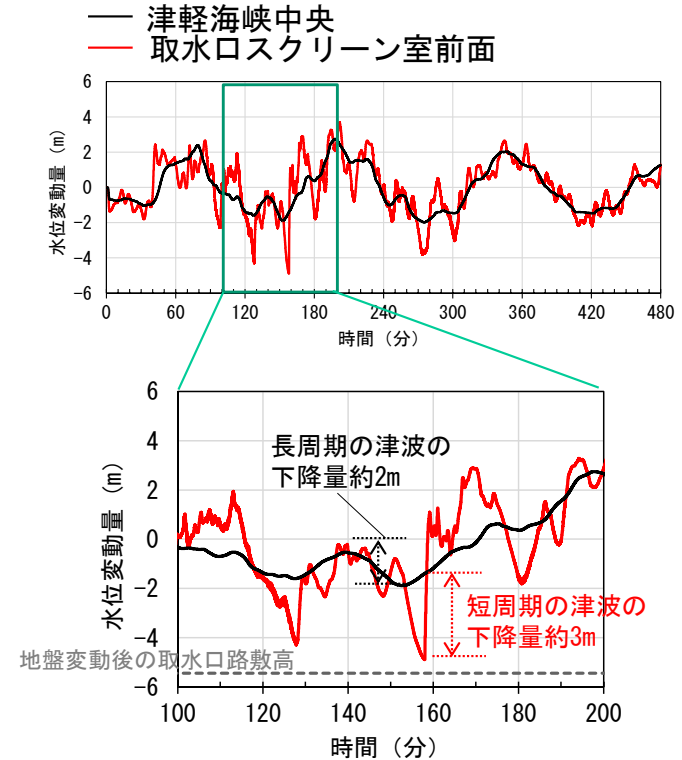
## 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府 (2020a) モデルによる津波の挙動 (4 / 5)

### 水位下降側の分析

- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波では、内閣府 (2020a) <sup>(39)</sup> モデルによる津波と異なり、敷地周辺および専用港湾における水位変動の増幅が顕著で、取水口スクリーン室の津波の短周期成分のみの下降量は内閣府 (2020a) <sup>(39)</sup> モデルによる津波の約3m程度よりも大きく、約4m程度である。
- しかしながら、内閣府 (2020a) <sup>(39)</sup> モデルによる津波では、津軽海峡全体の振幅が大きい要因となる長周期の津波の水位下降量 (約2m程度) と敷地前面の短周期の津波 (約3m程度) が重なることで、最大水位下降量が日本海東縁部の地震に伴う津波よりも大きくなったと考えられる。(P. 3.5-7参照)



日本海東縁部に想定される地震による津波 (上昇側最大ケース)



内閣府 (2020a) <sup>(39)</sup> モデルによる津波 (上昇側最大ケース)

津軽海峡中央部と取水口スクリーン室前面津波時刻歴波形の重ね合わせ (下降側)

## 3-5. 地震による津波のまとめ (10 / 10)

### 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府 (2020a) モデルによる津波の挙動 (5 / 5)

コメントNo.S5-54

#### まとめ

- 地震による津波の敷地における検討結果について、上昇側は日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の影響が最も大きく、下降側は内閣府 (2020a) <sup>(39)</sup> の波源モデルによる津波の影響が最も大きくなる要因について分析した結果は以下のとおり。
  - ✓ 上昇側  
日本海東縁部に想定される地震に伴う津波は、周期7分~10分の津波が取水口スクリーン室前面で増幅され、内閣府 (2020a) <sup>(39)</sup> モデルによる津波の水位上昇量を上回った。(P. 3.5-9参照)
  - ✓ 下降側  
内閣府 (2020a) <sup>(39)</sup> モデルによる津波は、津軽海峡全体に認められる振幅が大きい要因となる長周期の津波の下降量と敷地前面の短周期の津波の下降側のピークが重なることにより、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の水位低下量を上回った。(P. 3.5-10)

(余白)



# 目 次

1. 既往津波等の検討
  - 1-1. 既往津波の文献調査
  - 1-2. 津波堆積物調査
  - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
  - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
  - 2-1. 津波の計算条件
  - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
  - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. 地震による津波
  - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
  - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
    - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
    - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波
    - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
  - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波
  - 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
  - 3-5. 地震による津波のまとめ
4. **地震以外の要因による津波**
  - 4-1. **陸上の斜面崩壊に起因する津波**
  - 4-2. 海底地すべりに起因する津波
  - 4-3. 火山現象に起因する津波
  - 4-4. 地震以外の要因による津波のまとめ
5. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 5-1. 組合せ対象の選定
  - 5-2. 津波発生要因の組合せ
6. 防波堤等の影響検討
  - 6-1. 地震による津波
  - 6-2. 地震以外の要因による津波
  - 6-3. 津波発生要因の組合せ
7. 基準津波の策定
  - 7-1. 基準津波の選定
  - 7-2. 基準津波選定結果の検証
    - 7-2-1. 既往津波との比較
    - 7-2-2. 行政機関による既往評価との比較
8. 基準津波



# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波（1 / 27）

## 陸上の斜面崩壊に起因する津波の検討フロー

陸上の斜面崩壊に起因する津波は、地震による津波に比べて短波長成分が卓越するため減衰傾向が大きくなること、及び津軽海峡の外で発生する陸上の斜面崩壊の崩壊方向を考慮すると津軽海峡内に入りにくいことより、陸上の斜面崩壊に起因する津波については、津軽海峡内を検討対象とし、以下のフローで検討を実施した。

### 検討フロー

#### 【ステップ1】：津軽海峡内地すべり地形の抽出

防災科学技術研究所（以下「防災科研」という。）による地すべり地形分布図データベースに示されている地すべり地形のうち、津軽海峡内の地すべり地形を対象として抽出

#### 【ステップ2】：発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出 及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定

- ・ステップ1で抽出した地すべり地形のうち発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形を以下を基本方針として抽出し、エリア毎に検討対象地すべり地形を選定
  - 海沿いにあり、滑落した場合に海に突入する可能性がある。（小規模なものは除く。）
  - 隣接する地すべり群のうち、地すべり土塊頂部が接する、或いは頂部が重複するものは、保守側の設定として、一塊の地すべりとして考慮※1

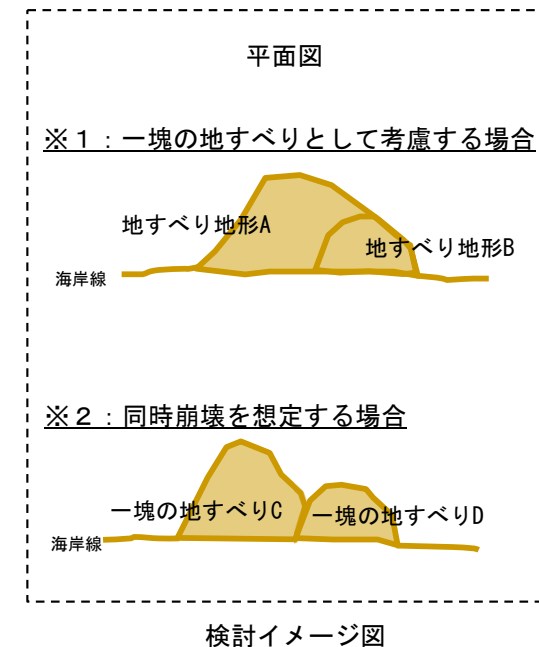
➢なお、上記の一塊の地すべりが近接し、崩壊方向が同方向の場合、安全評価上、これらの同時崩壊（連動）を想定※2

#### 【ステップ3】：検討対象地すべり地形の選定

ステップ2でエリア毎に抽出した地すべり地形から、崩壊規模、敷地との距離・位置関係等を考慮して敷地への影響が最も大きくなる地すべり地形を選定

#### 【ステップ4】：数値シミュレーションの実施

数値シミュレーションにより敷地への影響を評価  
（二層流モデル及びkinematic landslideモデルを用いて総合的に評価）



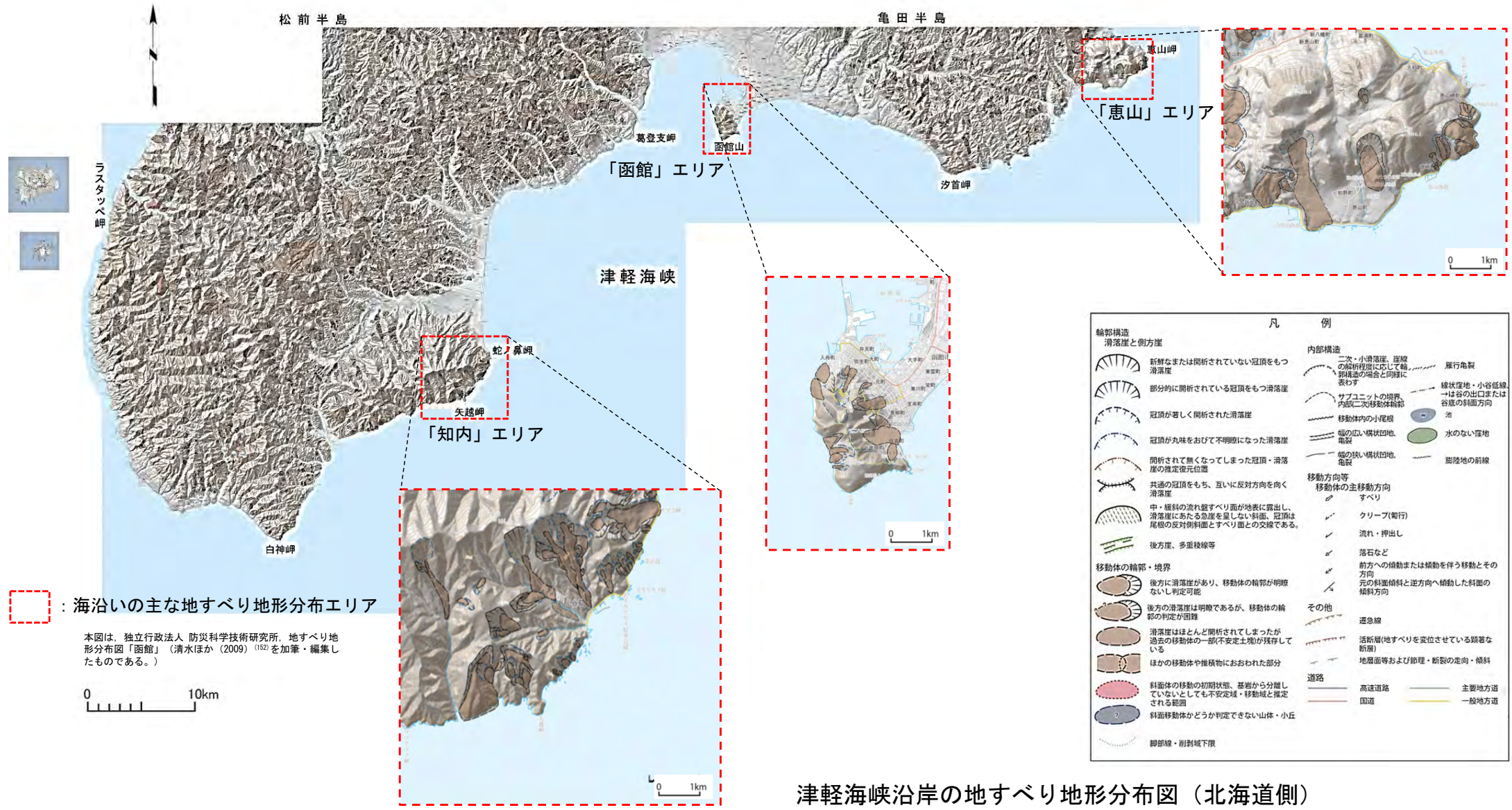


# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (2 / 27)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出【ステップ1】 (1 / 2) : 地すべり地形分布図 (北海道側)

防災科研による地すべり地形分布図データベースに示されている地すべり地形を確認した結果※, 「恵山」, 「函館」及び「知内」エリアの海沿いに比較的規模の大きな地すべり地形が認められた。

※詳細情報は「補足説明資料P. 7.1-3~P. 7.1-9」参照



津軽海峡沿岸の地すべり地形分布図 (北海道側)

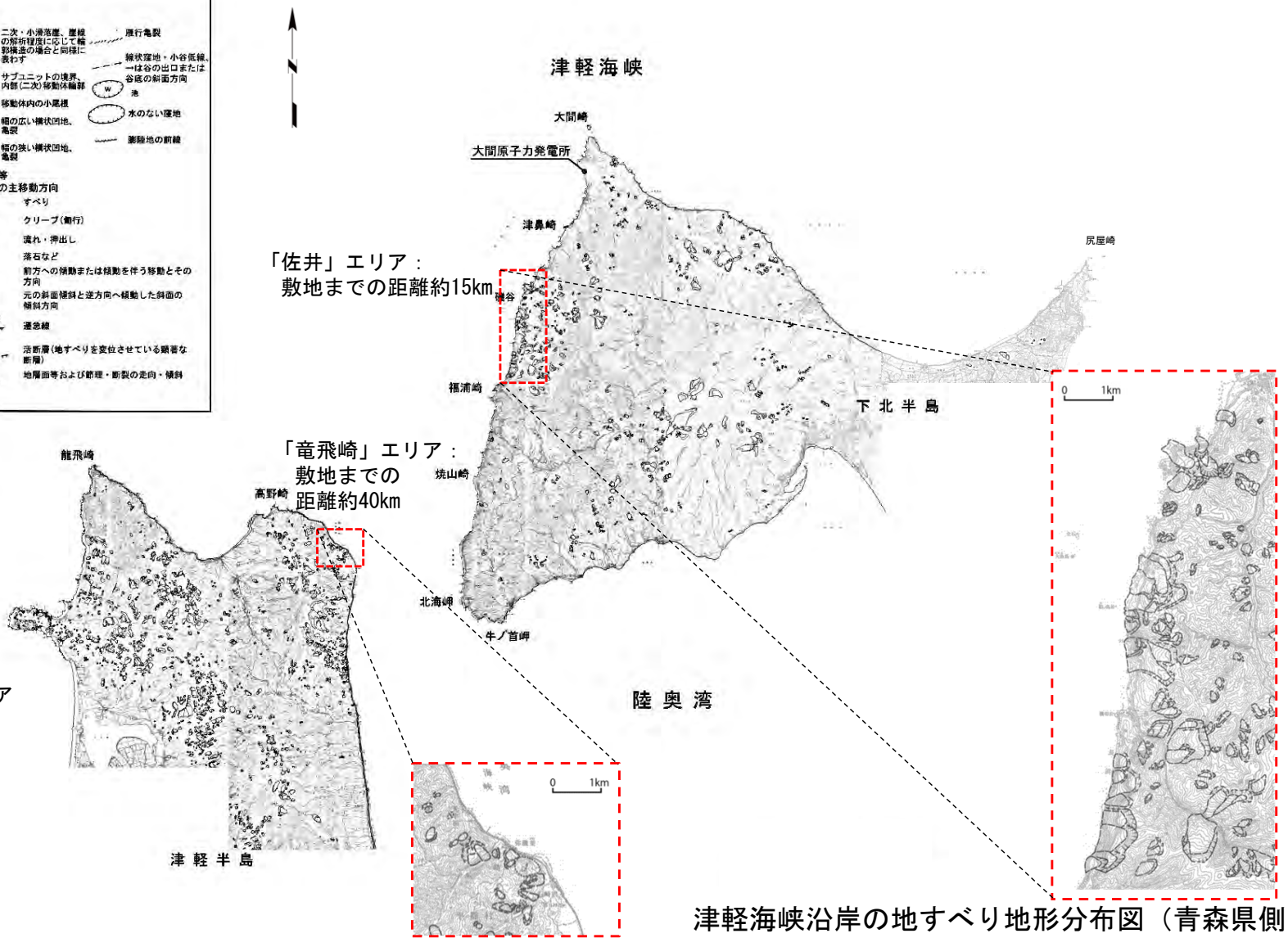
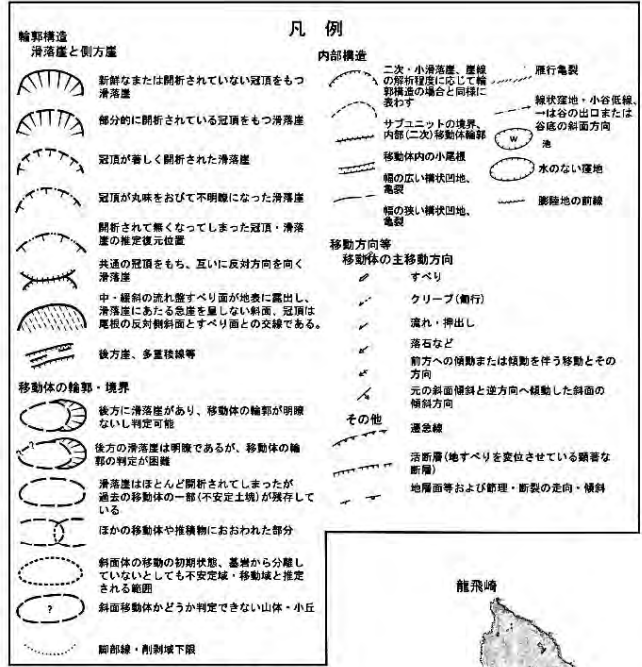


# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (3 / 27)

## 津軽海峡内地すべり地形の抽出【ステップ1】 (2 / 2) : 地すべり地形分布図 (青森県側)

防災科研による地すべり地形分布図データベースに示されている地すべり地形を確認した結果※, 「佐井」及び「竜飛崎」エリアの海沿いに比較的規模の大きな地すべり地形が認められた。

※詳細情報は「補足説明資料P. 7. 1-10~P. 7. 1-16」参照



海沿いの主な地すべり地形分布エリア

津軽海峡沿岸の地すべり地形分布図 (青森県側)

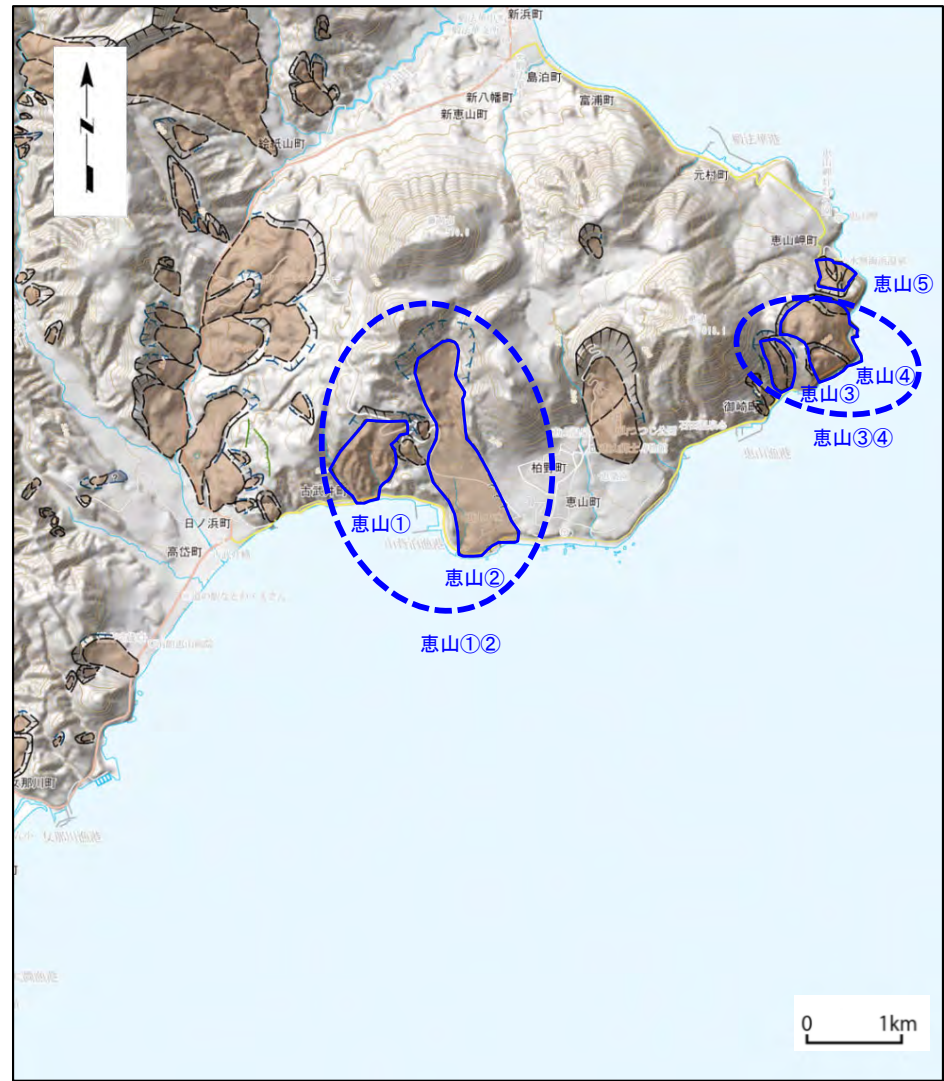
本図は、独立行政法人 防災科学技術研究所、地すべり地形分布図「野辺地・八戸」(清水ほか(2009)<sup>(153)</sup>及び「青森・仙台」(清水・大八木(1987)<sup>(154)</sup>を基に、編集したものである。)

(余白)



# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波（4 / 27）

## 発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出 及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定【ステップ2】（1 / 7）：（北海道側・恵山）



- ・ 恵山エリアの検討対象地すべり地形の抽出に係り、防災科研地すべり地形分布図に記載されている地すべり地形より、発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形として左記に示す3つのブロックを抽出した。
- ・ 恵山エリアの地すべりブロックを比較した結果、地すべりブロック「恵山①②」の概算体積が最も大きいことより、「恵山①②」を恵山エリアの検討対象地すべり地形に選定する。

地すべりブロックの概算体積の比較

ブロック	一塊の地すべりとして考慮※1						同時崩壊（連動）を想定※2	
	A 面積 (m <sup>2</sup> )	L 長さ (m)	W 平均幅 (m)	n※3 係数	D 厚さ (D=W×n) (m)	V (A×D) 概算体積 (一塊) (m <sup>3</sup> )	ブロック	V (A×D) 概算体積 (同時崩壊) (m <sup>3</sup> )
恵山①	423,892	852	674	1/10	67	2.84 × 10 <sup>7</sup>	恵山①②	8.41 × 10 <sup>7</sup>
恵山②	1,031,468	2,103	542	1/10	54	5.57 × 10 <sup>7</sup>		
恵山③	132,247	566	278	1/7	40	5.29 × 10 <sup>6</sup>	恵山③④	3.63 × 10 <sup>7</sup>
恵山④	449,789	902	691	1/10	69	3.10 × 10 <sup>7</sup>		
恵山⑤	96,771	310	364	1/10	36	3.48 × 10 <sup>6</sup>	—	—

※1 隣接する地すべり群のうち、地すべり土塊頂部が接する、或いは頂部が重複するものは、一塊の地すべりとして考慮  
 ※2 一塊の地すべりが近接し、崩壊方向が同方向の場合、これらの同時崩壊（連動）を想定  
 ※3 地すべりの厚さの係数nは、高速道路調査会(1985)<sup>(155)</sup>に従い下記のとおりとした。

幅：W	係数：n
50～100m	幅の1/5～1/7
200m前後	幅の1/7～1/10
300m以上	幅の1/10～1/15



# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (5 / 27)

## 発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出 及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定【ステップ2】 (2 / 7) : (北海道側・函館)



- ・函館エリアの検討対象地すべり地形の抽出に係り、防災科研地すべり地形分布図に記載されている地すべり地形より、発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形として左記に示す3つのブロックを抽出した。
- ・函館エリアの地すべりブロックを比較した結果、地すべりブロック「函館①」の概算体積が最も大きいことより、「函館①」を函館エリアの検討対象地すべり地形に選定する。

地すべりブロックの概算体積の比較

一塊の地すべりとして考慮※1

同時崩壊（連動）を想定※2

ブロック	A 面積 (m <sup>2</sup> )	L 長さ (m)	W 平均幅 (m)	n <sup>※3</sup> 係数	D 厚さ (D=W×n) (m)	V (A×D) 概算体積 (一塊) (m <sup>3</sup> )	ブロック	V (A×D) 概算体積 (同時崩壊) (m <sup>3</sup> )
函館①-1	315,591	911	380	1/10	38	1.20 × 10 <sup>7</sup>	函館①	1.74 × 10 <sup>7</sup>
函館①-2	71,384	344	263	1/7	38	2.71 × 10 <sup>6</sup>		
函館①-3	77,824	427	240	1/7	34	2.65 × 10 <sup>6</sup>		
函館②	118,669	343	406	1/10	41	4.87 × 10 <sup>6</sup>	函館②③	1.11 × 10 <sup>7</sup>
函館③	115,803	268	536	1/10	54	6.25 × 10 <sup>6</sup>		
函館④	70,433	363	285	1/7	41	2.89 × 10 <sup>6</sup>	函館④⑤⑥	5.59 × 10 <sup>6</sup>
函館⑤	55,520	449	146	1/7	21	1.17 × 10 <sup>6</sup>		
函館⑥	51,369	336	207	1/7	30	1.54 × 10 <sup>6</sup>		

※1 隣接する地すべり群のうち、地すべり土塊頂部が接する、或いは頂部が重複するものは、一塊の地すべりとして考慮  
 ※2 一塊の地すべりが近接し、崩壊方向が同方向の場合、これらの同時崩壊（連動）を想定  
 ※3 地すべりの厚さの係数nは、高速道路調査会(1985)<sup>(155)</sup>に従い下記のとおりとした。

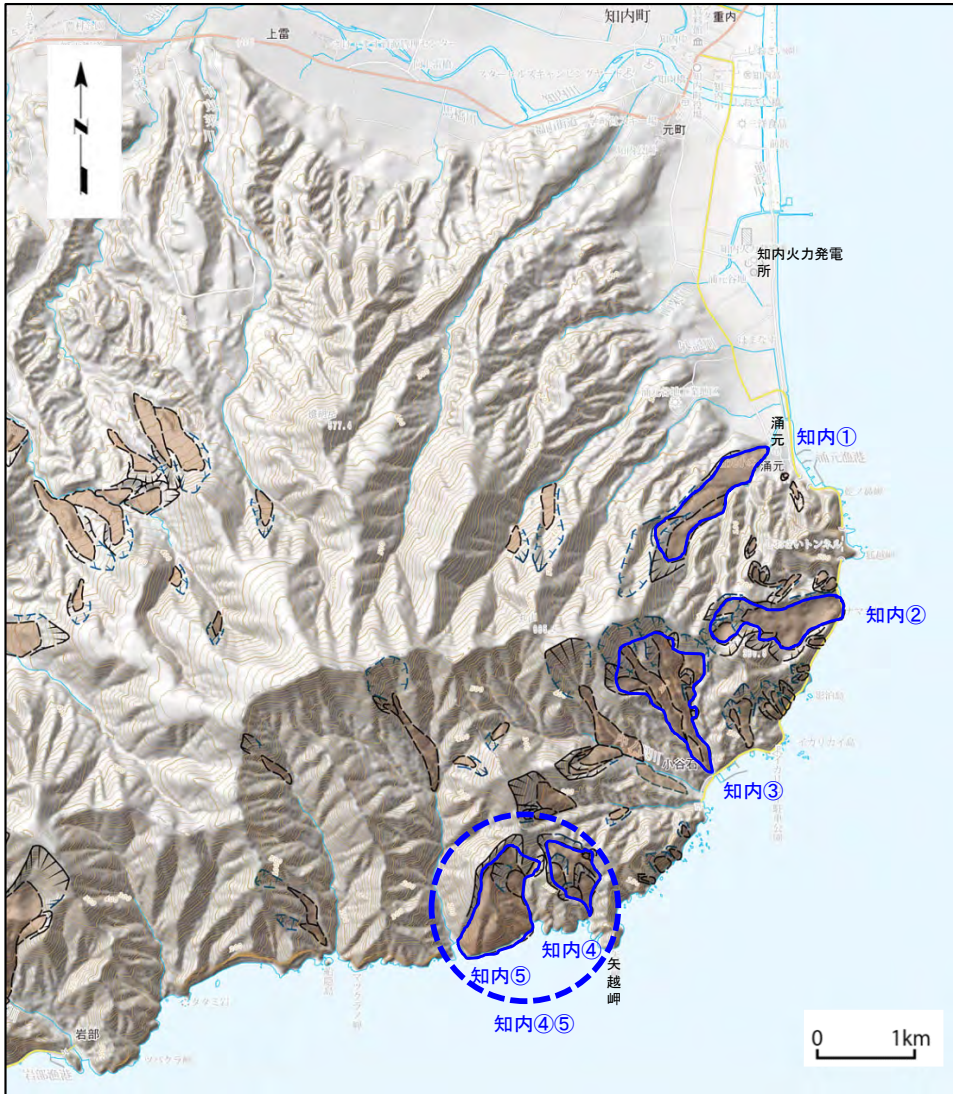
幅 : W	係数 : n
50~100m	幅の1/5~1/7
200m前後	幅の1/7~1/10
300m以上	幅の1/10~1/15



# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波（6 / 27）

## 発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出

### 及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定【ステップ2】（3 / 7）：（北海道側・知内）



- ・ 知内エリアの検討対象地すべり地形の抽出に係り、防災科研地すべり地形分布図に記載されている地すべり地形より、発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形として左記に示す4つのブロックを抽出した。
- ・ 知内エリアの地すべりブロックを比較した結果、地すべりブロック「知内④⑤」の概算体積が最も大きいことより、「知内④⑤」を知内エリアの検討対象地すべり地形に選定する。

地すべりブロックの概算体積の比較

一塊の地すべりとして考慮※1

同時崩壊（連動）を想定※2

ブロック	A 面積 (m <sup>2</sup> )	L 長さ (m)	W 平均幅 (m)	n <sup>※3</sup> 係数	D 厚さ (D=W×n) (m)	V (A×D) 概算体積 (一塊) (m <sup>3</sup> )	ブロック	V (A×D) 概算体積 (同時崩壊) (m <sup>3</sup> )
知内①	430,006	1,533	341	1/10	34	1.46 × 10 <sup>7</sup>	—	—
知内②	451,699	1,350	465	1/10	47	2.12 × 10 <sup>7</sup>	—	—
知内③	647,199	1,557	445	1/10	45	2.91 × 10 <sup>7</sup>	—	—
知内④	244,337	792	447	1/10	45	1.10 × 10 <sup>7</sup>	知内④⑤	4.26 × 10 <sup>7</sup>
知内⑤	564,304	919	561	1/10	56	3.16 × 10 <sup>7</sup>		

※1 隣接する地すべり群のうち、地すべり土塊頂部が接する、或いは頂部が重複するものは、一塊の地すべりとして考慮

※2 一塊の地すべりが近接し、崩壊方向が同方向の場合、これらの同時崩壊（連動）を想定

※3 地すべりの厚さの係数nは、高速道路調査会(1985)<sup>(155)</sup>に従い下記のとおりとした。

幅：W	係数：n
50～100m	幅の1/5～1/7
200m前後	幅の1/7～1/10
300m以上	幅の1/10～1/15

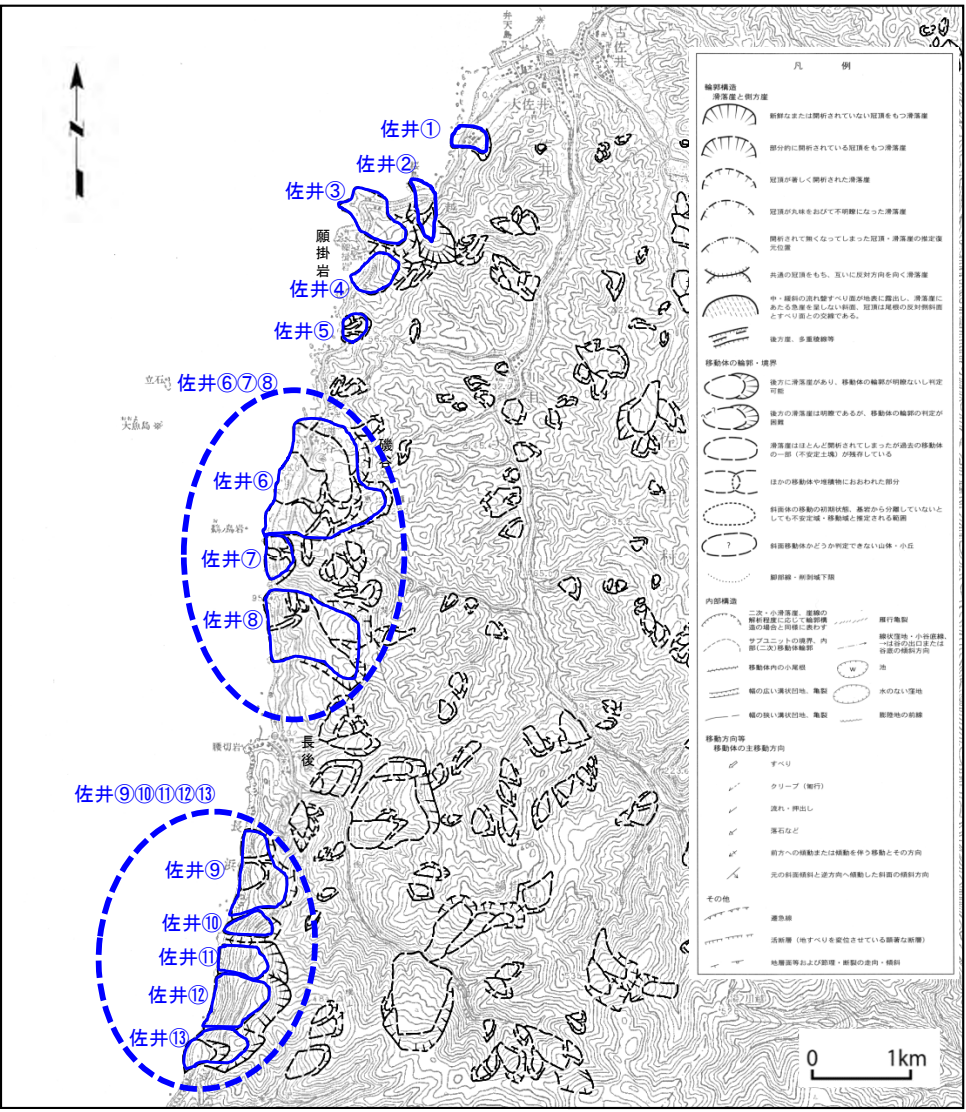




# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波（7/27）

## 発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出 及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定【ステップ2】（4/7）：（青森県側・佐井）

- ・ 佐井エリアの検討対象地すべり地形の抽出に係り、防災科研地すべり地形分布図に記載されている地すべり地形より、発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形として左記に示す7つのブロックを抽出した。
- ・ 佐井エリアの地すべりブロックを比較した結果、地すべりブロック「佐井⑥⑦⑧」は概算体積が最も大きいこと及び、その量はより大間側に位置する地すべりブロック「佐井①～⑤」に比べ1オーダー以上大きいことより、「佐井⑥⑦⑧」を佐井エリアの検討対象地すべり地形に選定する。



地すべりブロックの概算体積の比較  
一塊の地すべりとして考慮※1

ブロック	A 面積 (m <sup>2</sup> )	L 長さ (m)	W 平均幅 (m)	n※3 係数	D 厚さ (D=W×n) (m)	V (A×D) 概算体積 (一塊) (m <sup>3</sup> )
佐井①	73,479	370	220	1/7	31	2.28 × 10 <sup>6</sup>
佐井②	105,395	640	200	1/7	29	3.06 × 10 <sup>6</sup>
佐井③	212,478	720	370	1/10	37	7.86 × 10 <sup>6</sup>
佐井④	134,744	500	360	1/10	36	4.85 × 10 <sup>6</sup>
佐井⑤	55,539	270	240	1/7	34	1.89 × 10 <sup>6</sup>
佐井⑥	1,045,718	1,220	1,150	1/10	115	1.20 × 10 <sup>8</sup>
佐井⑦	94,847	250	430	1/10	43	4.08 × 10 <sup>6</sup>
佐井⑧	602,174	960	710	1/10	71	4.28 × 10 <sup>7</sup>
佐井⑨	324,323	500	920	1/10	92	2.98 × 10 <sup>7</sup>
佐井⑩	91,810	450	240	1/7	34	3.12 × 10 <sup>6</sup>
佐井⑪	140,255	500	300	1/10	30	4.21 × 10 <sup>6</sup>
佐井⑫	263,699	540	550	1/10	55	1.45 × 10 <sup>7</sup>
佐井⑬	189,042	630	330	1/10	33	6.24 × 10 <sup>6</sup>

同時崩壊（連動）を想定※2

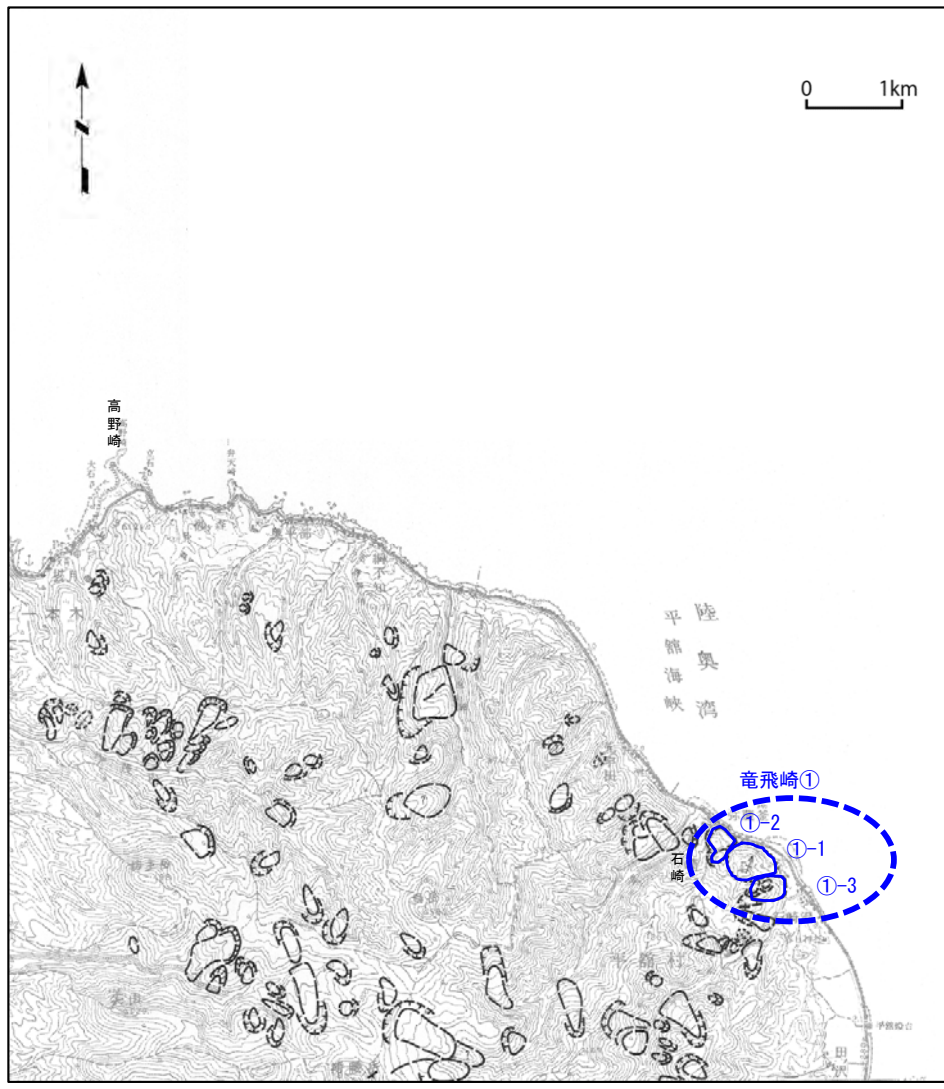
ブロック	V (A×D) 概算体積 (同時崩壊) (m <sup>3</sup> )
—	—
—	—
—	—
—	—
—	—
—	—
佐井⑥⑦⑧	1.67 × 10 <sup>8</sup>
佐井⑨⑩⑪⑫⑬	5.79 × 10 <sup>7</sup>

※1 隣接する地すべり群のうち、地すべり土塊頂部が接する、或いは頂部が重複するものは、一塊の地すべりとして考慮  
 ※2 一塊の地すべりが近接し、崩壊方向が同方向の場合、これらの同時崩壊（連動）を想定  
 ※3 地すべりの厚さの係数nは、高速道路調査会（1985）<sup>(155)</sup>に従い下記のとおりとした。

幅：W	係数：n
50～100m	幅の1/5～1/7
200m前後	幅の1/7～1/10
300m以上	幅の1/10～1/15



## 発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出 及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定【ステップ2】 (5 / 7) : (青森県側・竜飛崎)



- ・ 竜飛崎エリアの検討対象地すべり地形の抽出に係り、防災科研地すべり地形分布図に記載されている地すべり地形より、発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形として左記に示す1つのブロックを抽出した。
- ・ 「竜飛崎①」を竜飛崎エリアの検討対象地すべり地形に選定する。

地すべりブロックの概算体積の比較

一塊の地すべりとして考慮※1

同時崩壊 (連動) を想定※2

ブロック	A 面積 (m <sup>2</sup> )	L 長さ (m)	W 平均幅 (m)	n <sup>※3</sup> 係数	D 厚さ (D=W×n) (m)	V (A×D) 概算体積 (一塊) (m <sup>3</sup> )	ブロック	V (A×D) 概算体積 (同時崩壊) (m <sup>3</sup> )
竜飛崎①-1	162,650	400	513	1/10	51	8.30×10 <sup>6</sup>	竜飛崎①	1.37×10 <sup>7</sup>
竜飛崎①-2	63,701	363	273	1/7	39	2.48×10 <sup>6</sup>		
竜飛崎①-3	83,911	384	245	1/7	35	2.94×10 <sup>6</sup>		

※1 隣接する地すべり群のうち、地すべり土塊頂部が接する、或いは頂部が重複するものは、一塊の地すべりとして考慮  
 ※2 一塊の地すべりが近接し、崩壊方向が同方向の場合、これらの同時崩壊 (連動) を想定  
 ※3 地すべりの厚さの係数nは、高速道路調査会(1985)<sup>(155)</sup>に従い下記のとおりとした。

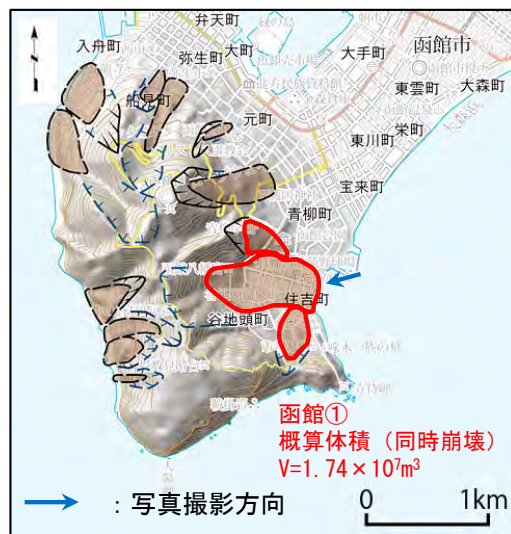
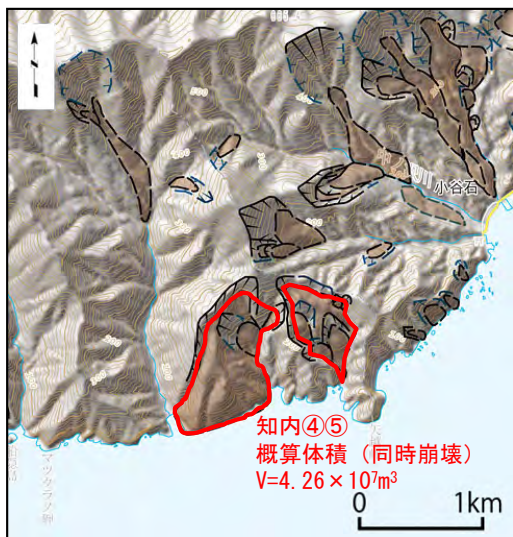
幅: W	係数: n
50~100m	幅の1/5~1/7
200m前後	幅の1/7~1/10
300m以上	幅の1/10~1/15

# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (9 / 27)



発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出  
及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定【ステップ2】 (6 / 7) : 各エリアの検討対象地すべり地形の比較 (1 / 2)

各エリア毎に選定した検討対象地すべり地形は以下のとおりである。



防災科学技術研究所 (2009) (152) に一部加筆



「国土地理院の空中写真」

「知内」エリア



既に地すべり後の凹地形を呈している

「函館」エリア



「国土地理院の空中写真」



「国土地理院の空中写真」

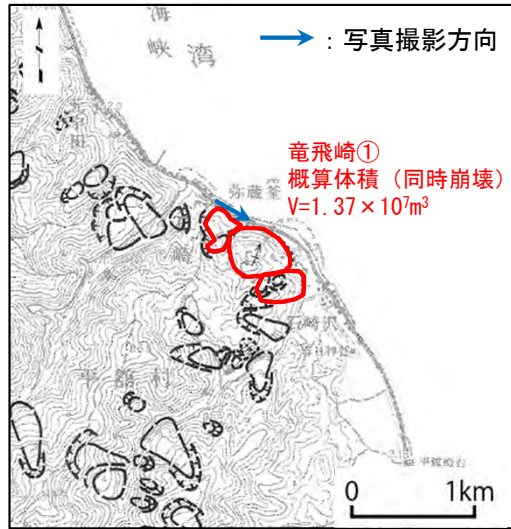
「恵山」エリア

# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (10/27)

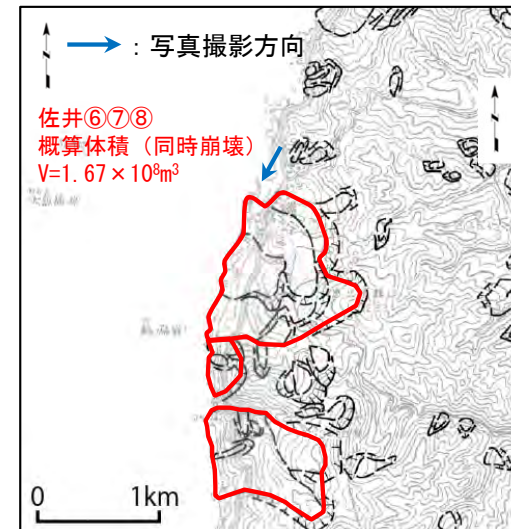


発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある地すべり地形の抽出  
及びエリア毎の検討対象地すべり地形の選定【ステップ2】 (7/7) : 各エリアの検討対象地すべり地形の比較 (2/2)

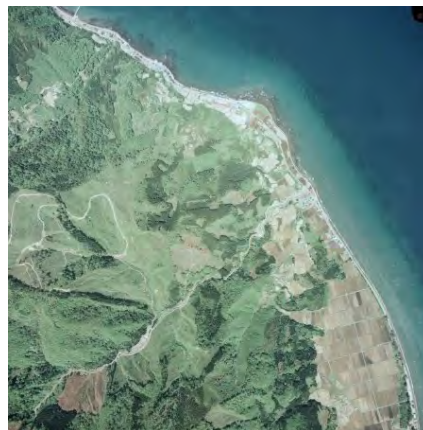
各エリア毎に選定した検討対象地すべり地形は以下のとおりである。



防災科学技術研究所 (1987) (154) に一部加筆

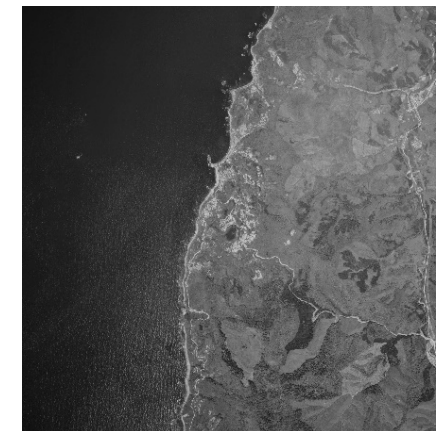


防災科学技術研究所 (2009) (153) に一部加筆



「国土地理院の空中写真」

「竜飛崎」エリア

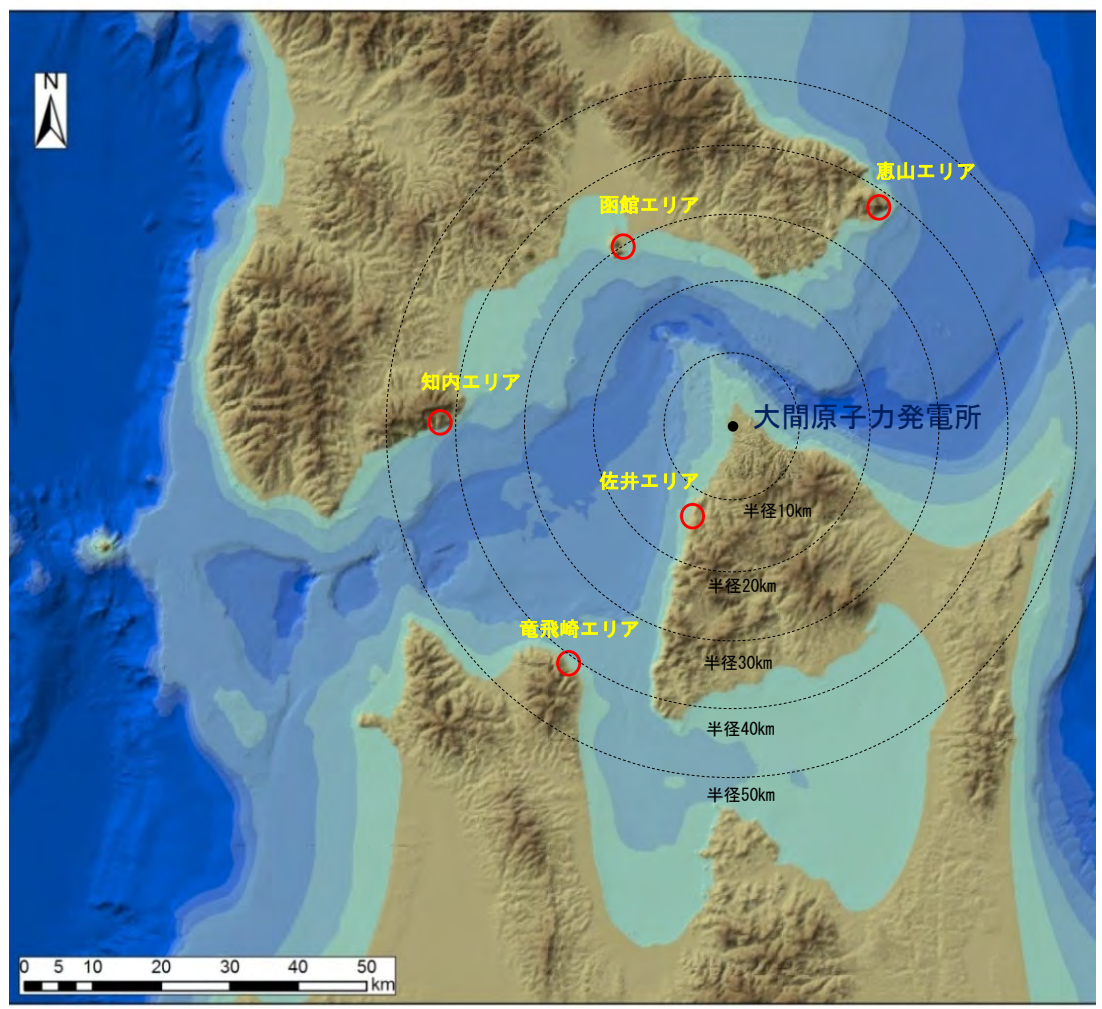


「国土地理院の空中写真」

「佐井」エリア



## 検討対象地すべり地形の選定【ステップ3】



各エリア検討対象地すべり地形 地すべり規模

エリア	概算体積	敷地までの距離
恵山	$8.41 \times 10^7 \text{m}^3$	約40km
函館	$1.74 \times 10^7 \text{m}^3$	約30km
知内	$4.26 \times 10^7 \text{m}^3$	約40km
佐井	$1.67 \times 10^8 \text{m}^3$	約15km
竜飛崎	$1.37 \times 10^7 \text{m}^3$	約40km

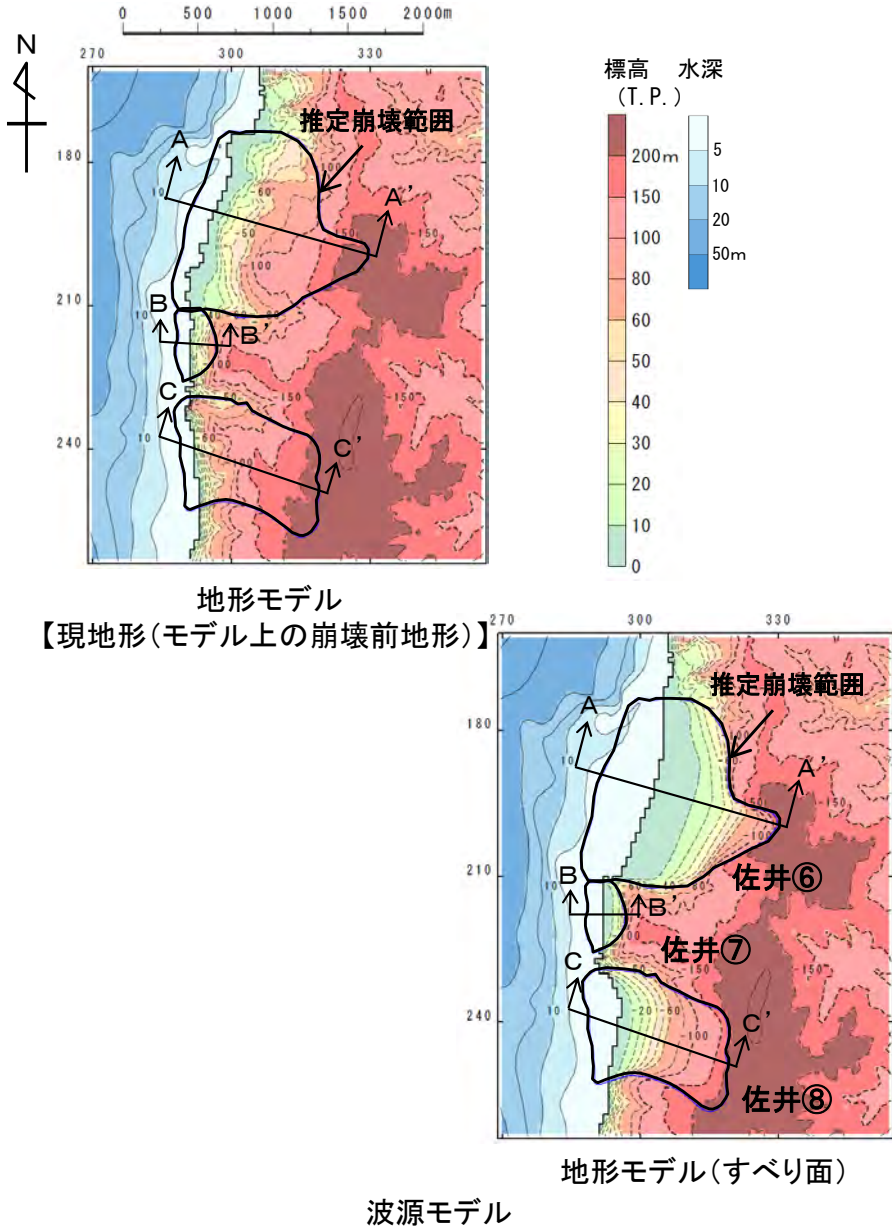
各エリア検討対象地すべり地形位置

各エリアの検討対象地すべり地形のうち、佐井エリアの検討対象地すべり地形が、概算体積が最も大きいこと、敷地までの距離が最も近いこと、及び概略影響比較 (P. 4. 1-27~P. 4. 1-30参照) を踏まえ、佐井エリアの検討対象地すべり地形を全体の検討対象地すべり地形として選定した。



## 数値シミュレーション【ステップ4】 (1/11) : 解析モデル①<二層流モデル> (1/7)

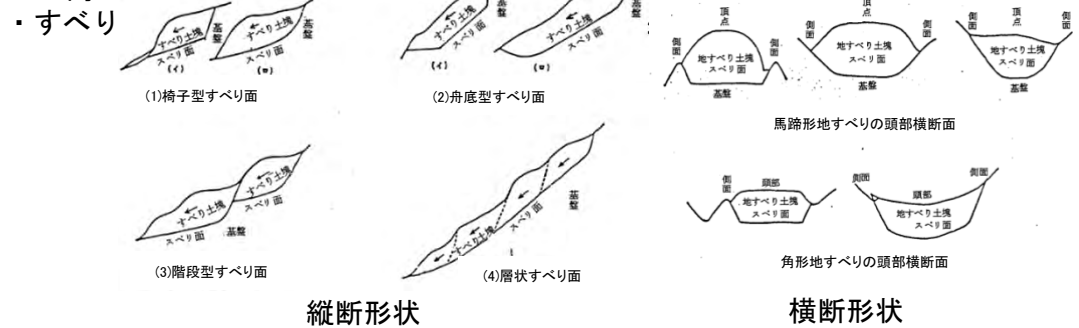
### すべり面及び崩壊量の設定【佐井エリアの地すべり地形】



数値シミュレーションは、詳細な崩壊地形を対象として実施するため、ここでは、すべり面及び崩壊量を設定する。

- 解析モデル①として二層流モデルを採用した※。
- 検討対象地すべり地形の推定すべり面は、高速道路調査会(1985)<sup>(155)</sup>等を参照し、以下の考えに基づき設定した(P.4.1-15~P.4.1-17参照)。

- ・推定された地すべり厚さDが地すべりブロック中央部付近の代表的な厚さとする。
- ・地すべりブロック縦断方向に対しては、ブロック中央部付近でおおむね一定勾配を呈し、ブロック頭部に向かって漸増的に急勾配化させる。ブロック端部では、頭部とは逆に中央部から末端部に向かって徐々に緩勾配化させる。
- ・横断方向に対しては、ブロック中央部付近では一定勾配を呈し、ブロック側方境界部に向か



すべり面形状例 高速道路調査会(1985)<sup>(155)</sup>に一部加筆

- 現地形を解析モデル上の崩壊前地形と設定した。
- 作成した現地形モデルとすべり面モデルより算出した佐井エリアの検討対象地すべり地形(佐井⑥⑦⑧)の崩壊量は $7.74 \times 10^7 \text{m}^3$ である。

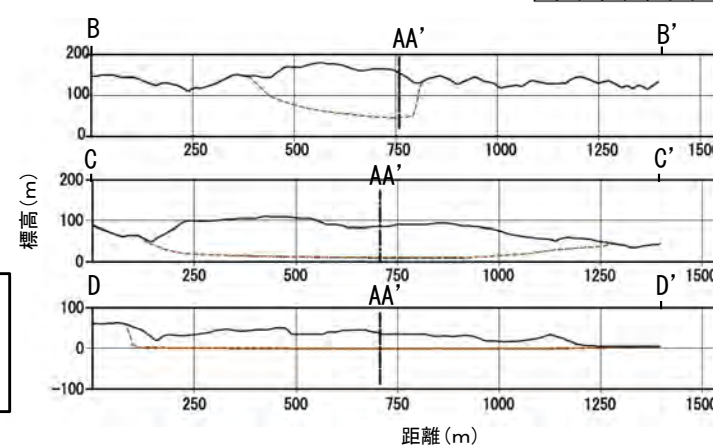
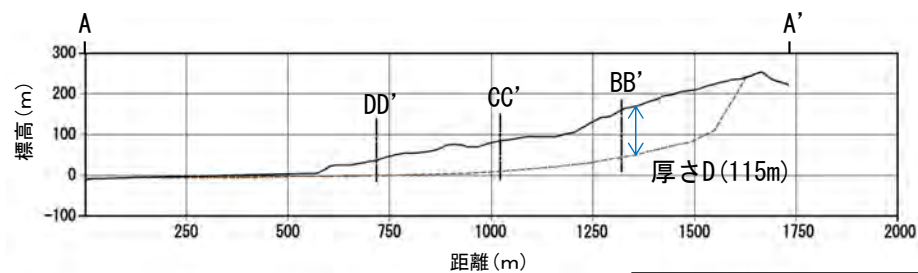
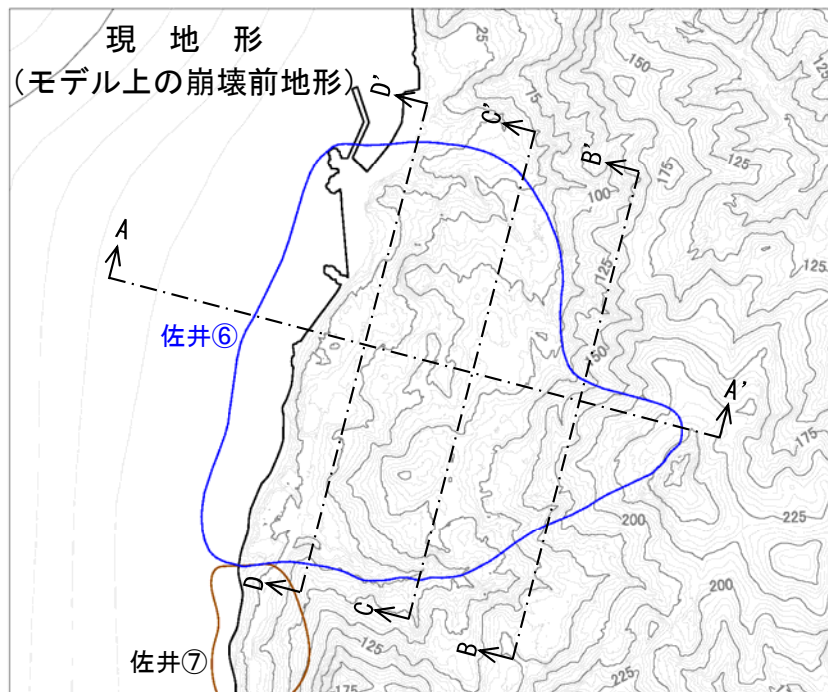
※：補足説明資料「7-2. 二層流モデルの適用性について」参照。

# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (13/27)



## 数値シミュレーション【ステップ4】 (2/11) : 解析モデル①<二層流モデル> (2/7)

検討対象地すべり地形 縦断面図 (1/3) 【ブロック佐井⑥】



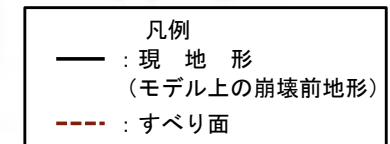
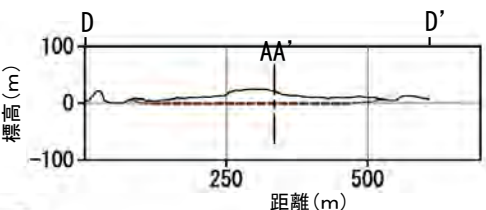
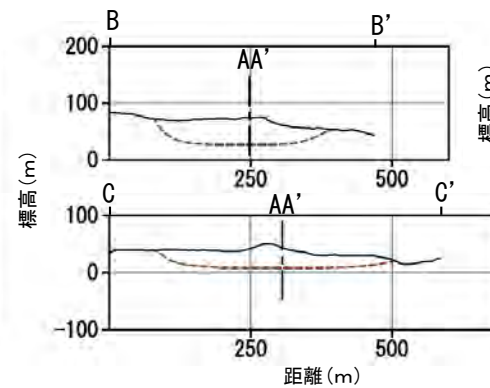
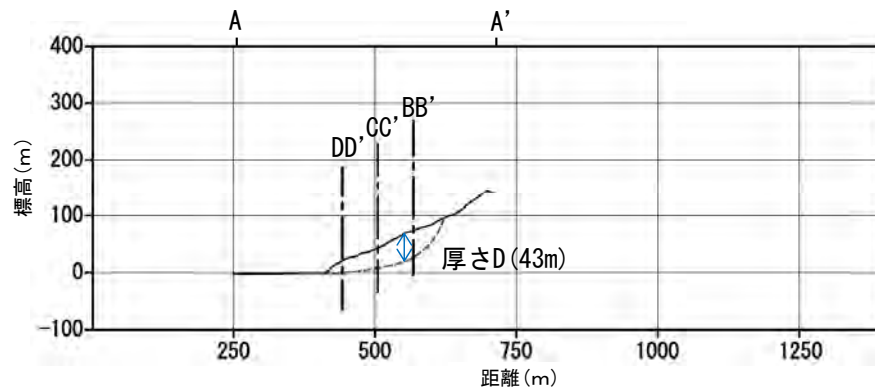
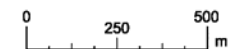
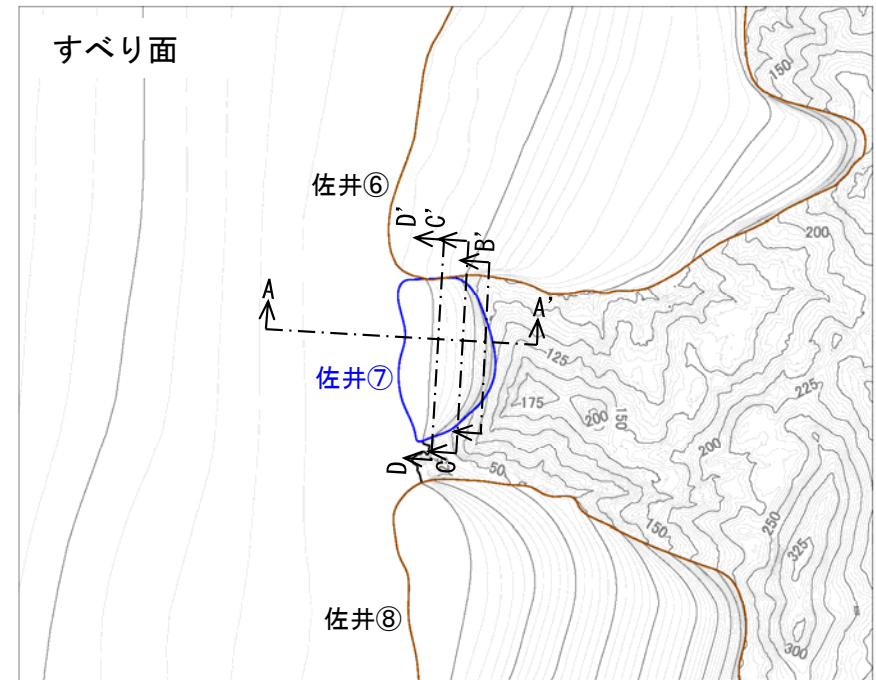
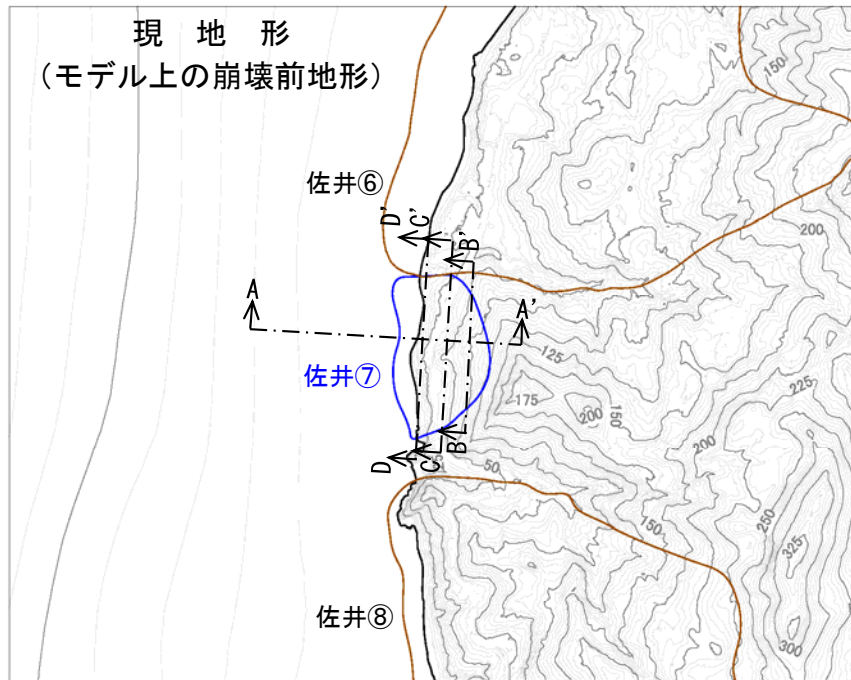
凡例  
 — : 現地形  
 (モデル上の崩壊前地形)  
 - - - : すべり面

# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (14/27)



## 数値シミュレーション【ステップ4】 (3/11) : 解析モデル①<二層流モデル> (3/7)

検討対象地すべり地形 縦断面図 (2/3) 【ブロック佐井⑦】



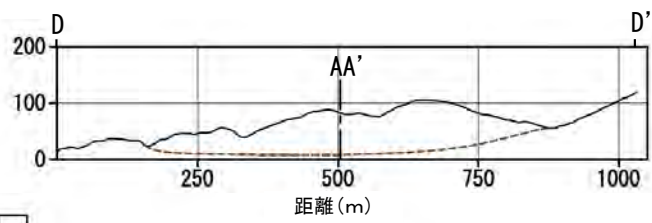
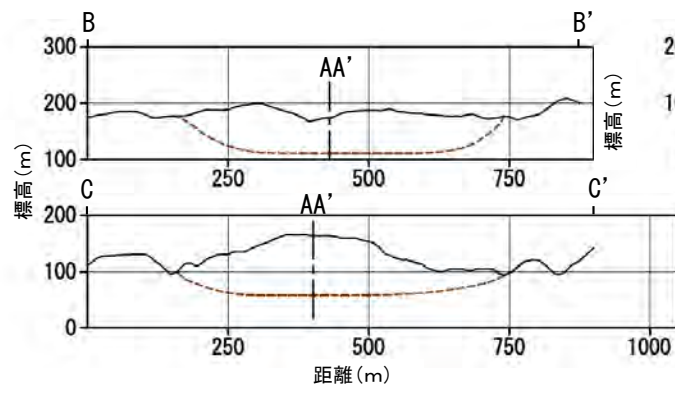
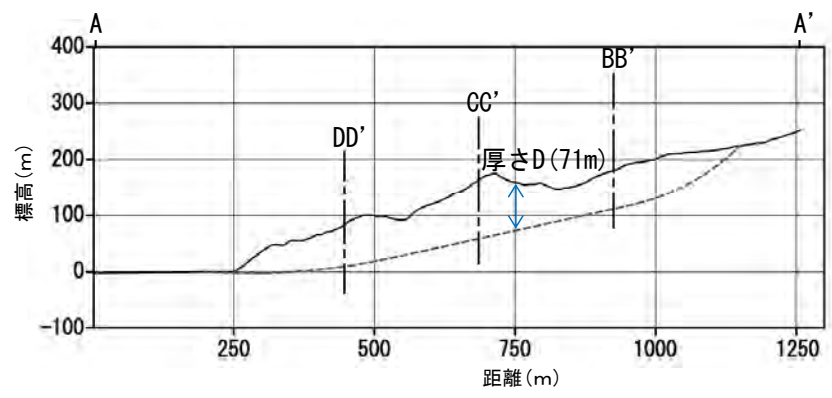
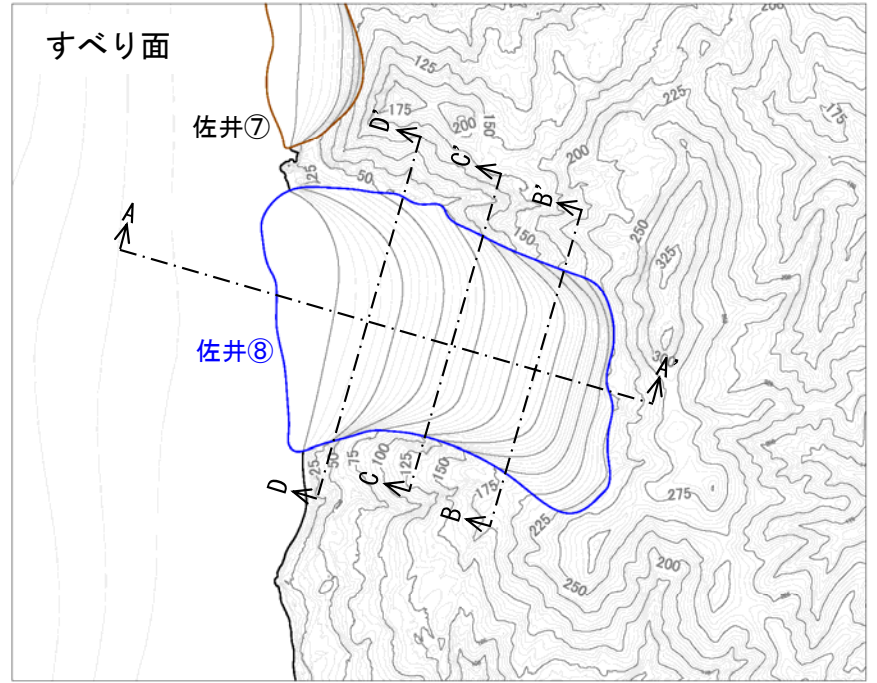
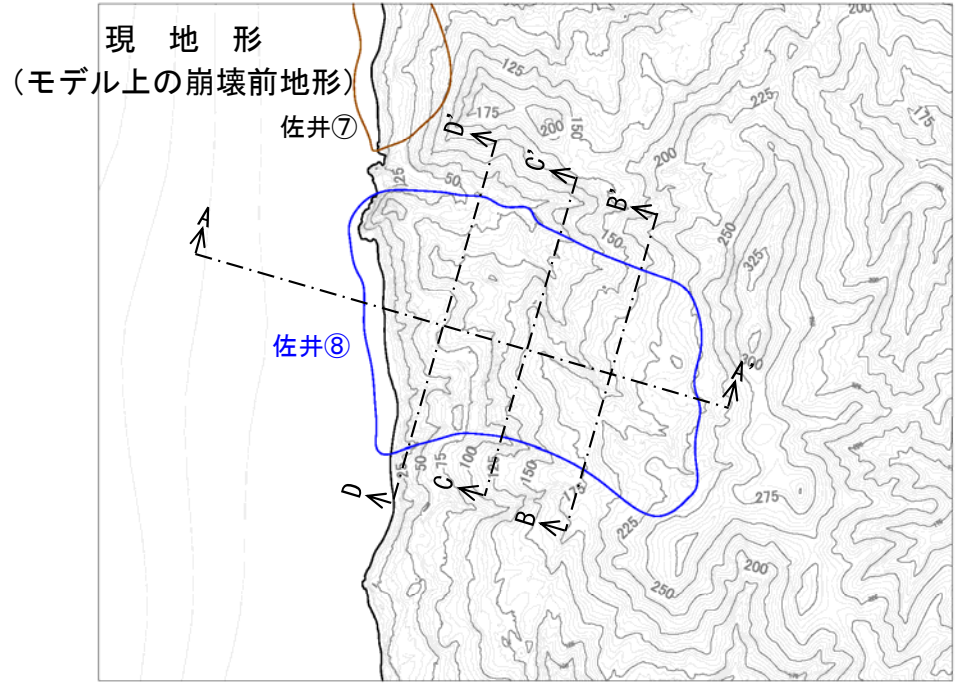


# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (15 / 27)



## 数値シミュレーション【ステップ4】 (4 / 11) : 解析モデル①<二層流モデル> (4 / 7)

検討対象地すべり地形 縦断面図 (3 / 3) 【ブロック佐井⑧】



- 凡例
- : 現地形 (モデル上の崩壊前地形)
  - - - : すべり面



# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (16 / 27)

## 数値シミュレーション【ステップ4】 (5 / 11) : 解析モデル①<二層流モデル> (5 / 7)

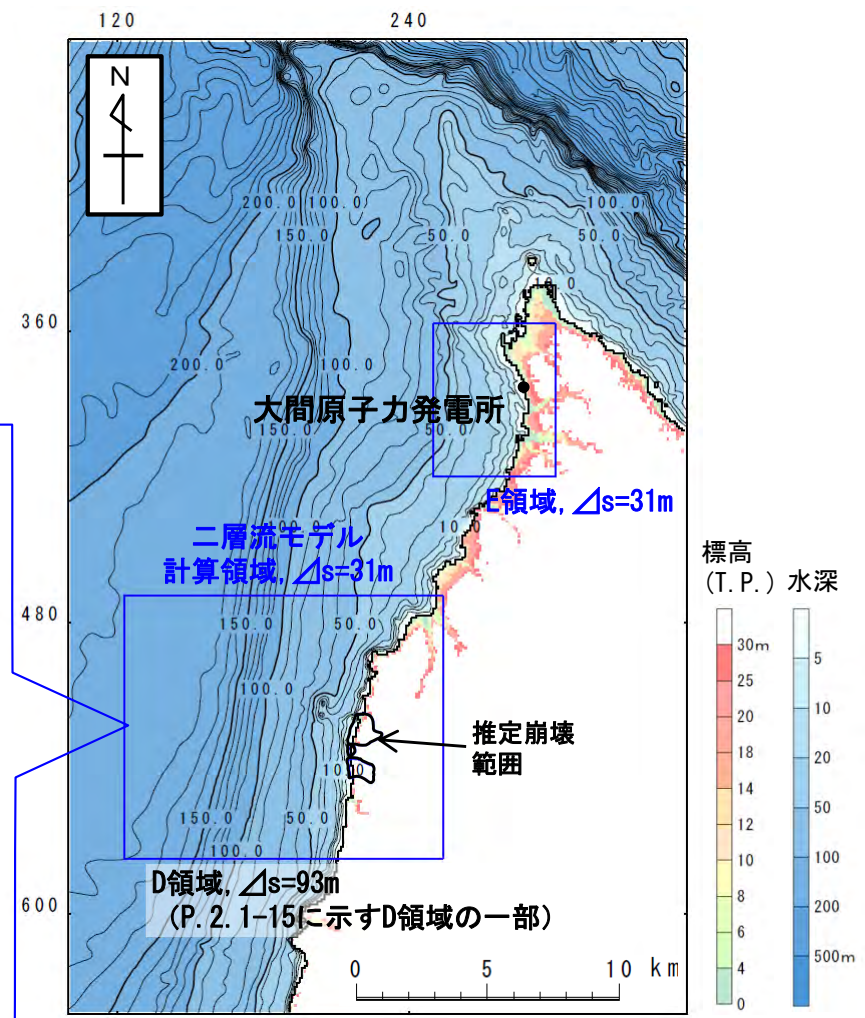
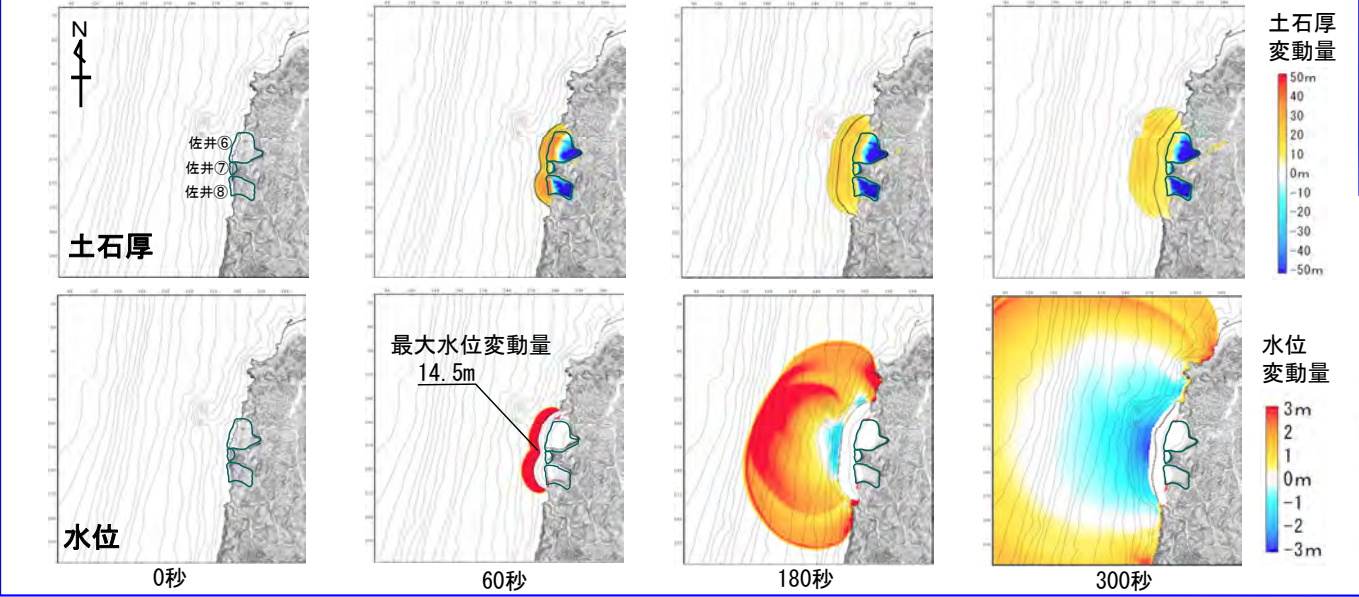
### 計算条件【佐井エリアの地すべり地形】

- 二層流モデルの計算条件は下表のとおりである。なお、佐井⑥⑦⑧が同時に崩壊開始（同時に海域に突入）するものとした。
- 敷地への津波の伝播シミュレーションは、二層流モデル計算領域の境界部で得られた時刻歴波形を津波伝播計算領域に接続して実施した。

主な計算条件

項目	内容	設定根拠
海水密度	$\rho_1 = 1.03 \text{ (g/cm}^3\text{)}$	一般値
崩壊物の密度	$\rho_2 = 2.0 \text{ (g/cm}^3\text{)}$	
上層(水)の粗度係数	$n = 0.025 \text{ (s/m}^{1/3}\text{)}$	Kawamata et al. (2005) (50) で1741年渡島大島火山津波を再現された値
下層(土砂)の粗度係数	$n = 0.4 \text{ (s/m}^{1/3}\text{)}$	
抗力係数	$C_D = 2.0$	
水平拡散係数	$\nu = 0.1 \text{ (m}^2\text{/s)}$	
計算時間間隔	$\Delta t = 1.0 \times 10^{-5} \text{ (s)}$	計算の安定性を考慮して設定

二層流モデル計算結果 (土石厚分布 (上段), 水位分布 (下段))





# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (17 / 27)

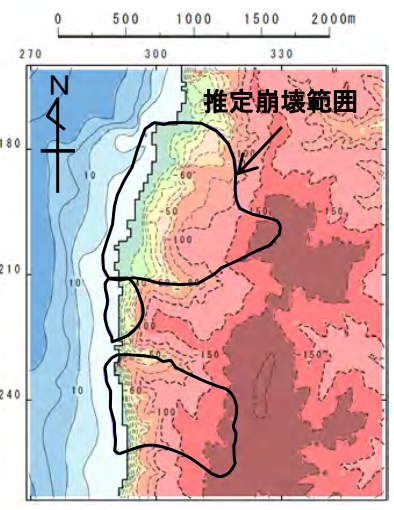
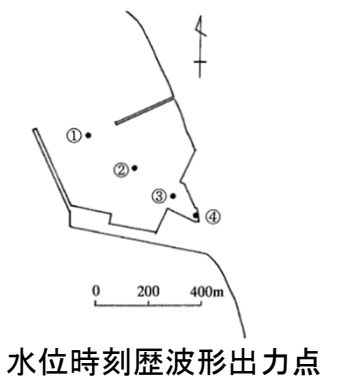
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (6 / 11) : 解析モデル①<二層流モデル> (6 / 7)

計算結果【佐井エリアの地すべり地形】

陸上の斜面崩壊に起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

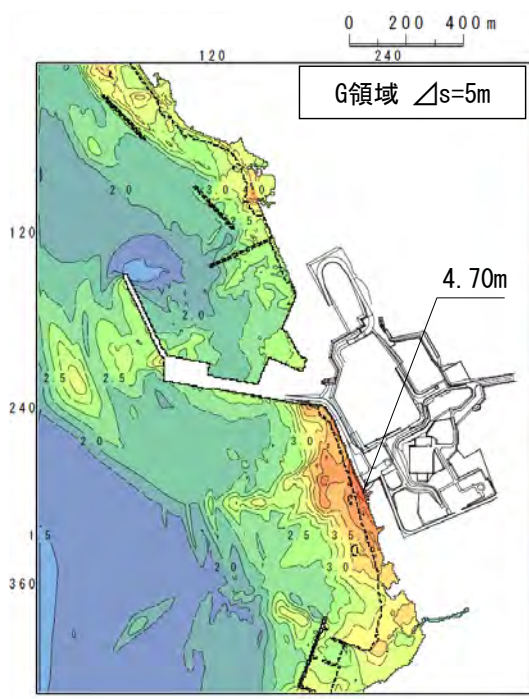
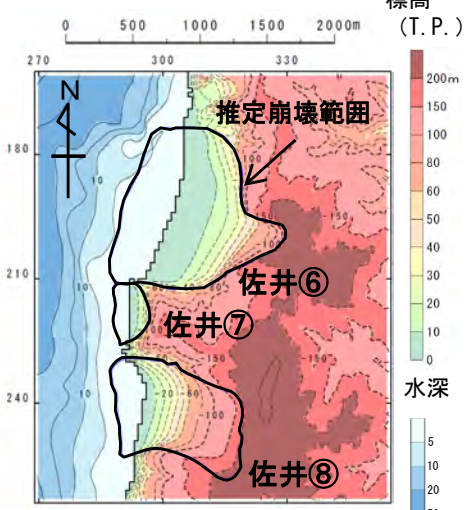
陸上の斜面崩壊に起因する津波検討結果 (上昇側)

検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
佐井エリアの地すべり地形	二層流モデル	4.70m

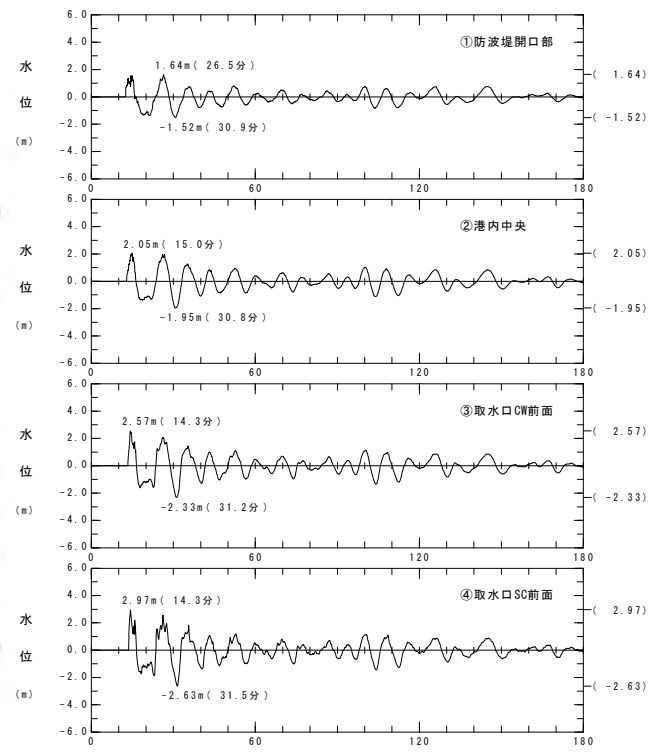


【現地形(モデル上の崩壊前地形)】

波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形



# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (18/27)

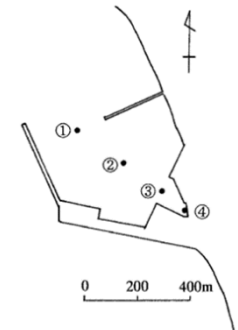
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (7/11) : 解析モデル①<二層流モデル> (7/7)

計算結果【佐井エリアの地すべり地形】

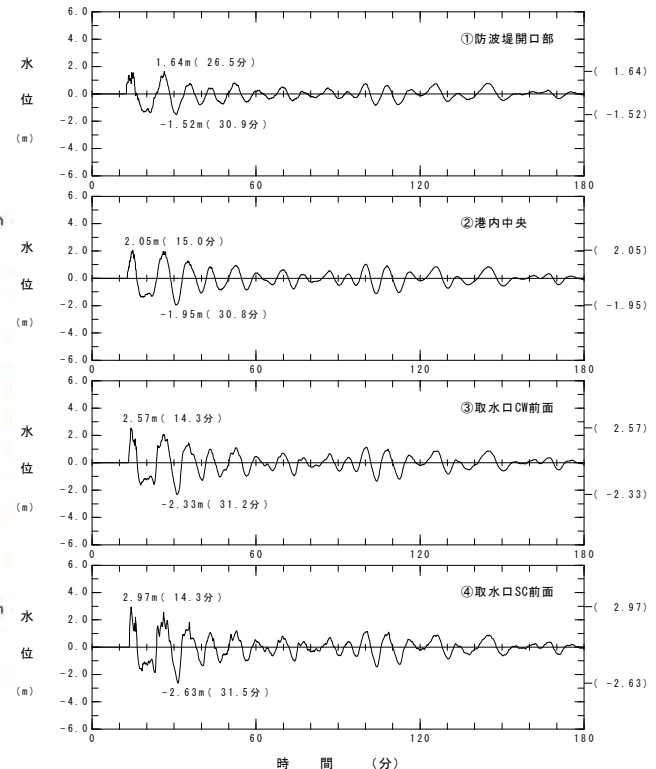
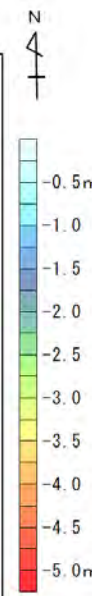
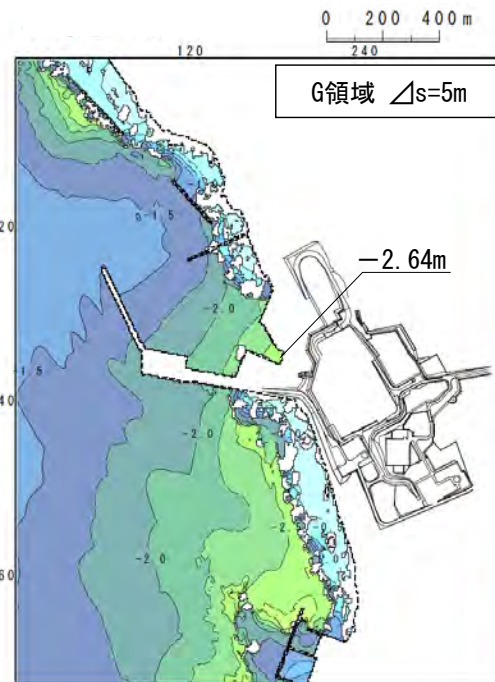
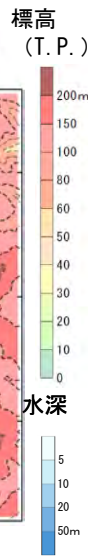
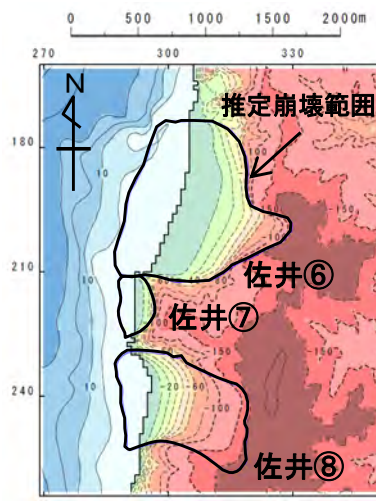
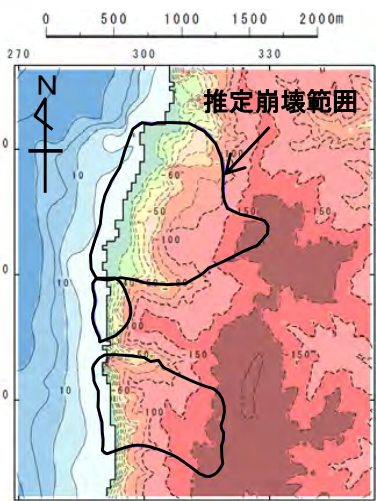
陸上の斜面崩壊に起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

陸上の斜面崩壊に起因する津波検討結果(下降側)

検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
佐井エリアの地すべり地形	二層流モデル	-2.64m



水位時刻歴波形出力点



水位時刻歴波形

地形モデル  
【現地形(モデル上の崩壊前地形)】

地形モデル(すべり面)

最大水位下降量分布

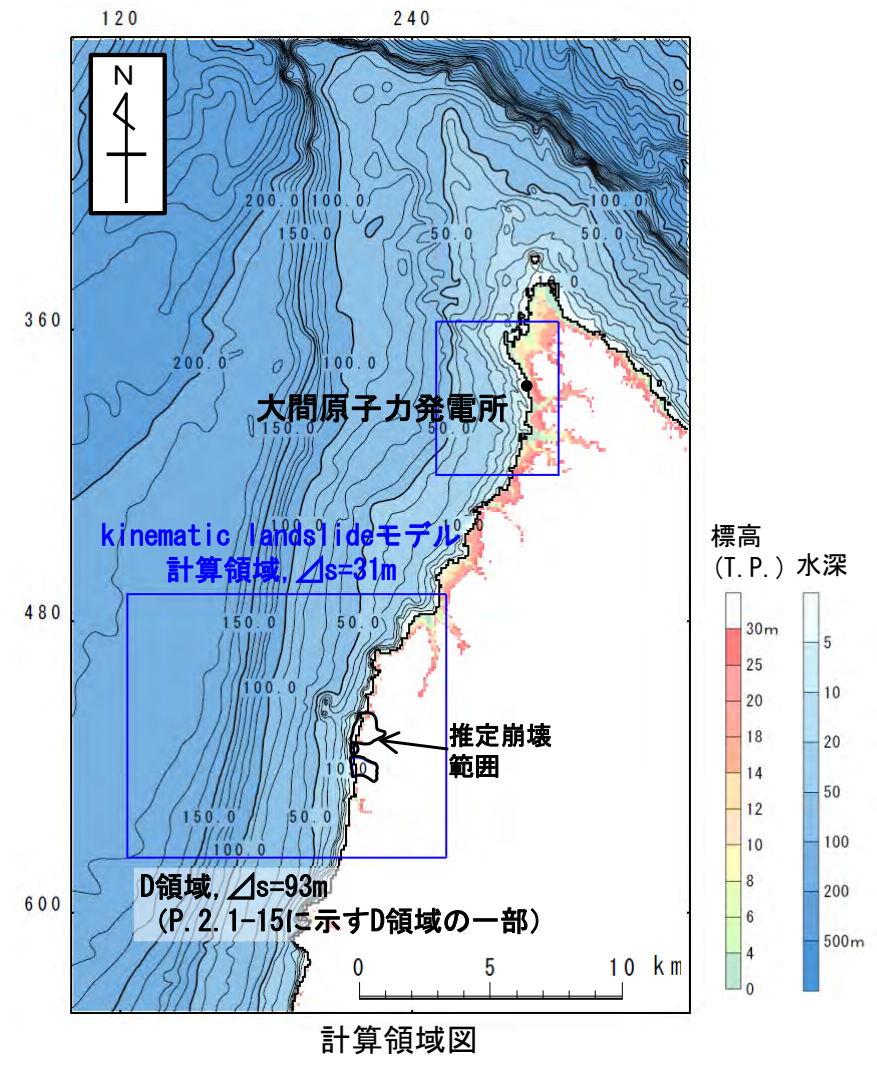
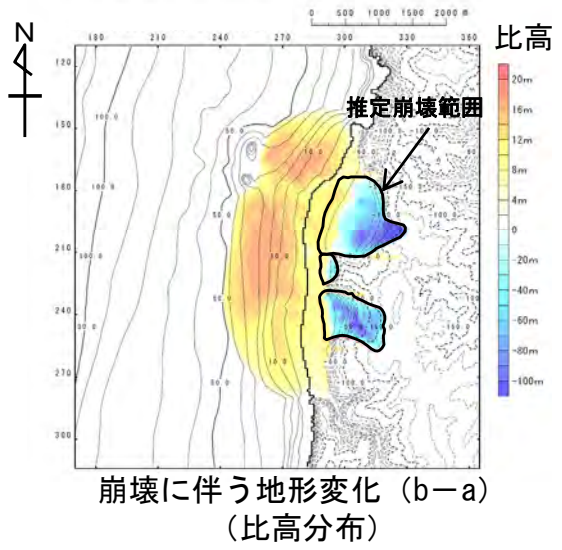
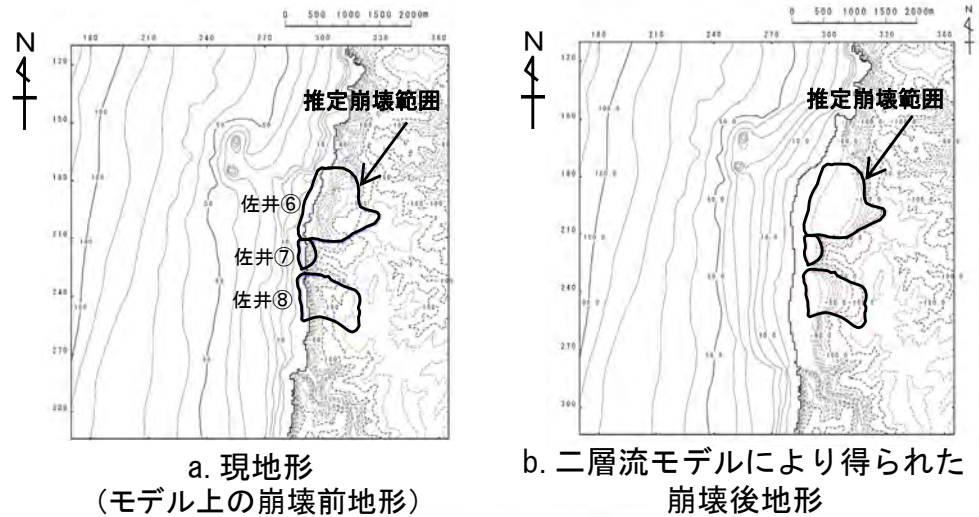


# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (19/27)

## 数値シミュレーション【ステップ4】 (8/11) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (1/4)

### 崩壊地形データの作成【佐井エリアの地すべり地形】

- ・ 解析モデル②としてkinematic landslideモデルを採用した。
- ・ kinematic landslideモデルの崩壊地形データ (比高分布) は、現地形 (モデル上の崩壊前地形) と二層流モデルにより得られた崩壊後地形から作成した。なお、佐井⑥⑦⑧の崩壊物が同時に海域に突入するものとした。





# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (20/27)

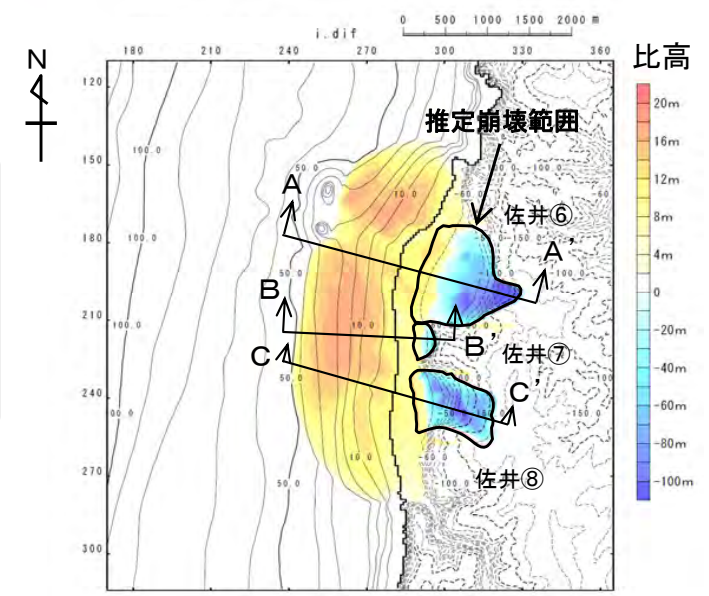
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (9/11) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (2/4)

### パラメータの設定【水平移動速度・比高変化継続時間】

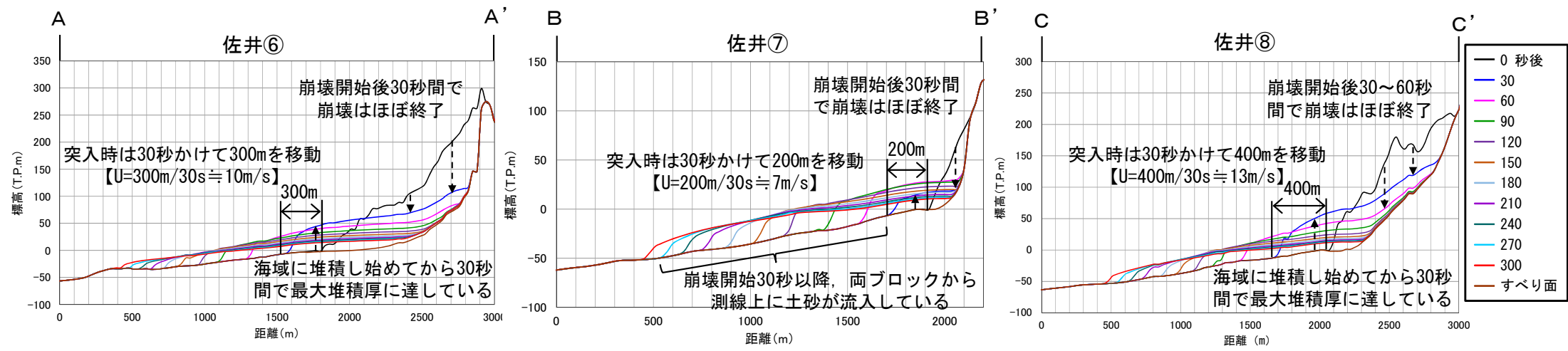
kinematic landslideモデルで考慮する水平移動速度Uおよび比高変化継続時間Tは、二層流モデル解析で得られた崩壊測線上の崩壊物の移動状況より下記のとおり設定した。

水平移動速度  $U_1$  : 10m/s (佐井⑥)  
 $U_2$  : 7m/s (佐井⑦)  
 $U_3$  : 13m/s (佐井⑧)

比高変化継続時間T : 30秒



kinematic landslideモデルに用いる比高分布



kinematic landslideモデルに用いるU及びT

(二層流モデル解析による崩壊測線上の崩壊物の移動状況より設定)



# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (21 / 27)

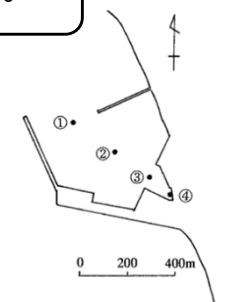
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (10 / 11) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (3 / 4)

計算結果【佐井エリアの地すべり地形】

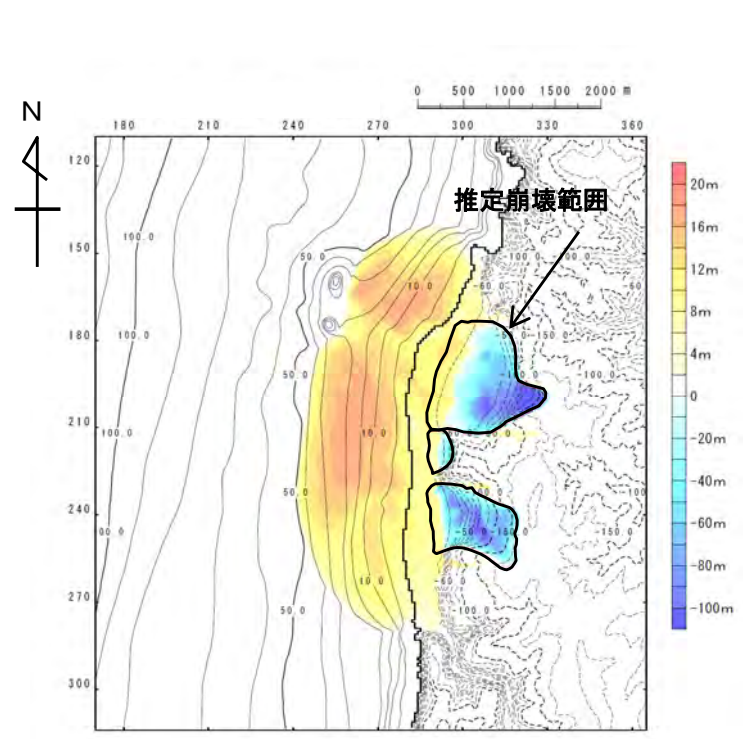
陸上の斜面崩壊に起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

陸上の斜面崩壊に起因する津波検討結果 (上昇側)

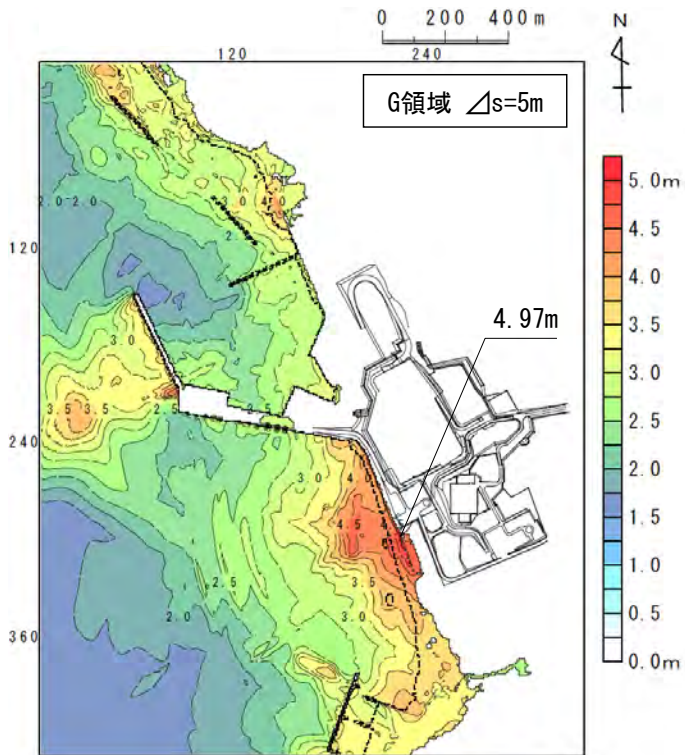
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
佐井エリアの地すべり地形	kinematic landslideモデル	4.97m



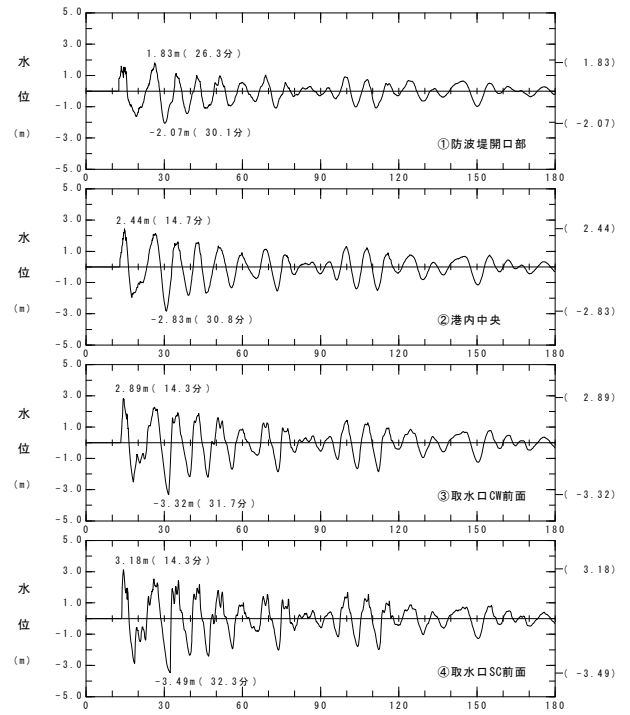
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形



# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (22/27)

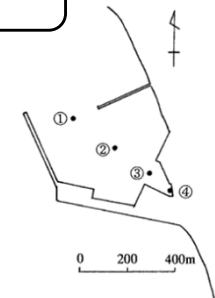
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (11/11) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (4/4)

計算結果【佐井エリアの地すべり地形】

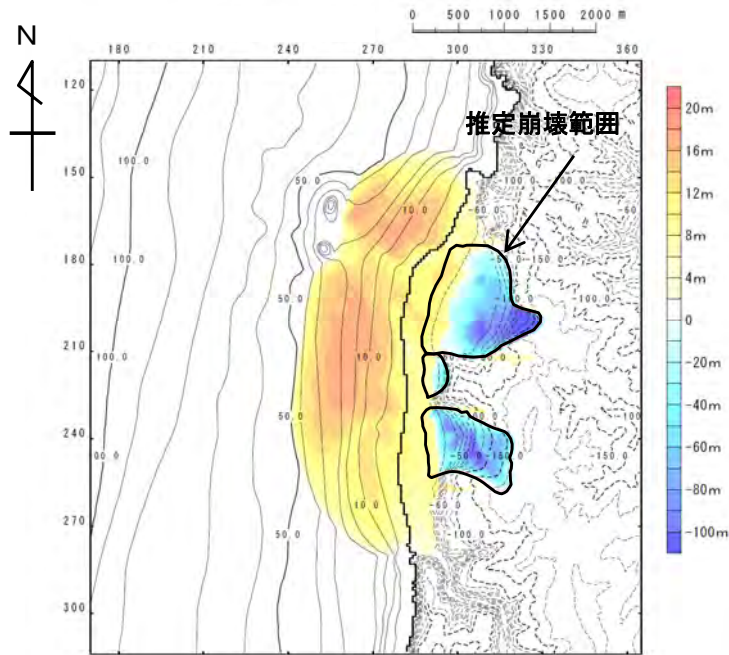
陸上の斜面崩壊に起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

陸上の斜面崩壊に起因する津波検討結果(下降側)

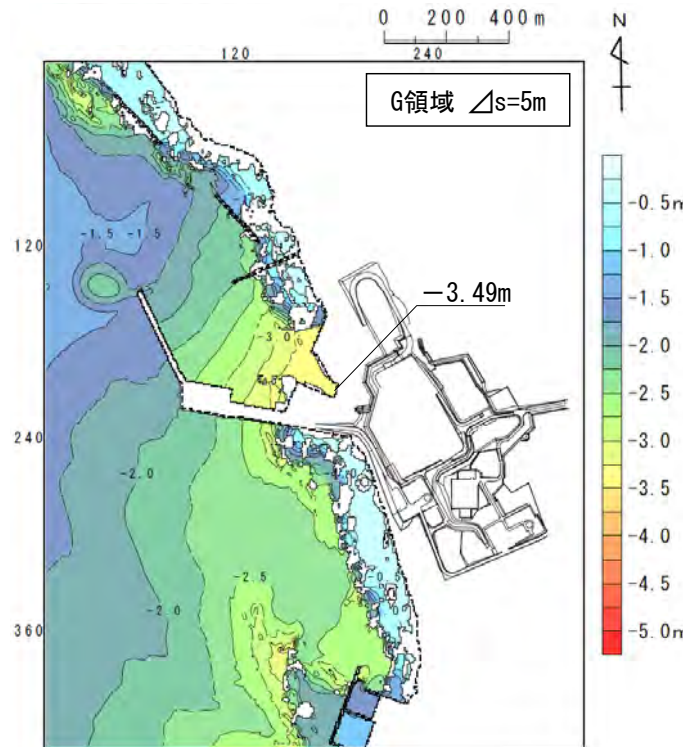
検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
佐井エリアの地すべり地形	kinematic landslideモデル	-3.49m



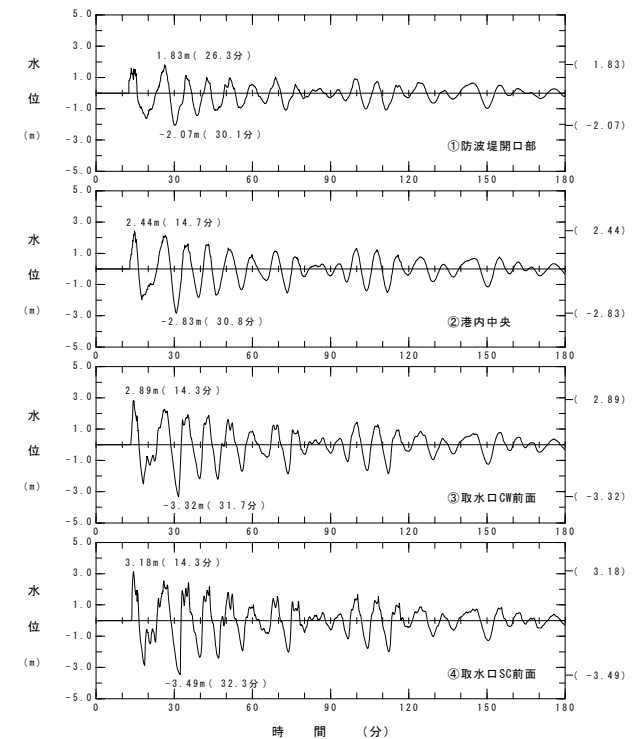
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形





## 陸上の斜面崩壊に起因する津波検討結果

- 陸上の斜面崩壊に起因する津波の検討結果は以下のとおりである。

陸上の斜面崩壊に起因する津波

区分	解析モデル	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面 における 最大水位下降量
陸上の斜面崩壊に起因する津波	kinematic landslideモデル	4.97m	-3.49m

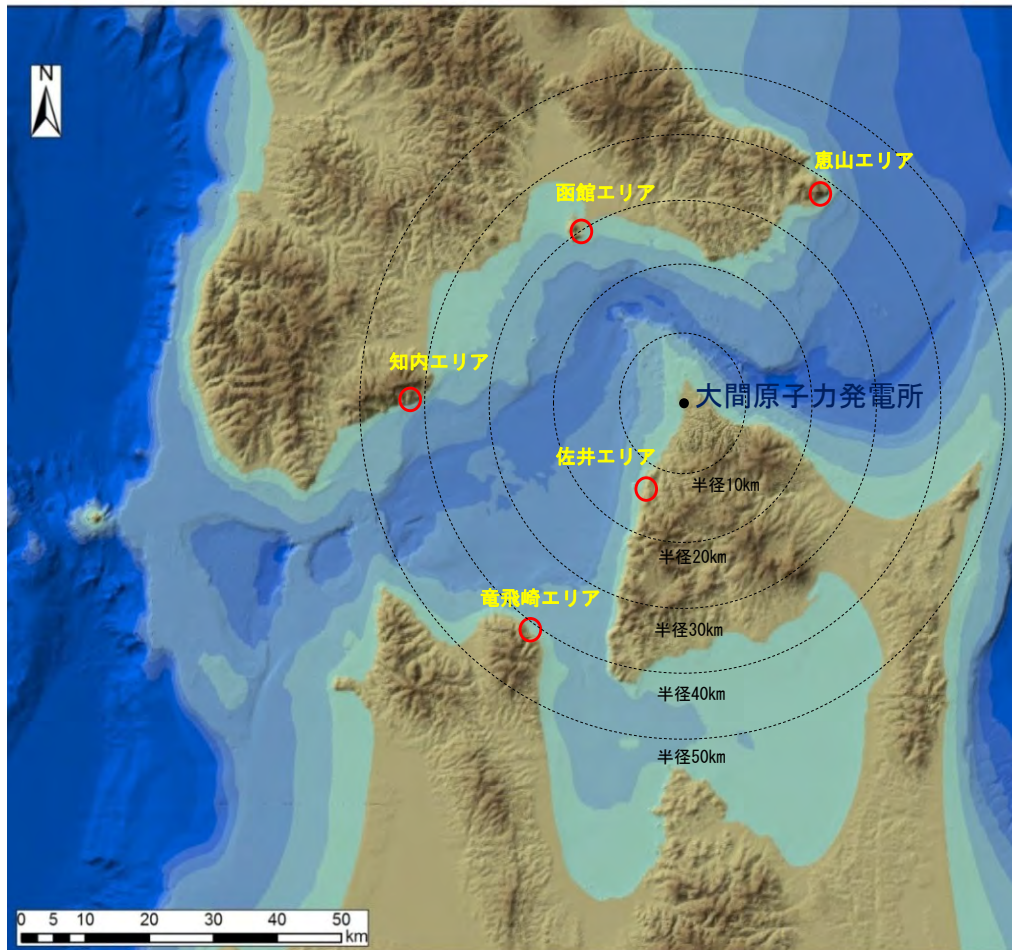
(余白)



## 検討対象地すべり地形の選定【ステップ3】の追加検討：概略影響比較（1 / 4）

### 検討方針

- P. 4.1-13では、概算体積及び敷地までの距離を参照し、検討対象地すべりを選定したが、これらの斜面崩壊に起因する津波を想定比較できる簡易予測式は無いため、ここでは二層流モデルによる検討結果を用いて、検討対象地すべり地形の選定に係る概略影響検討を実施する。
- 概略影響検討は、各エリアの検討対象地すべり地形について、概略的に発電所への津波影響を比較することを目的として、仮想的な崩壊後の堆積域・堆積厚さを仮定し、海面にその堆積厚さ分布を与えることによる津波伝播解析を実施する。



各エリア検討対象地すべり地形位置

各エリア検討対象地すべり地形 地すべり規模

エリア	概算体積	敷地までの距離
恵山	$8.41 \times 10^7 \text{m}^3$	約40km
函館	$1.74 \times 10^7 \text{m}^3$	約30km
知内	$4.26 \times 10^7 \text{m}^3$	約40km
佐井	$1.67 \times 10^8 \text{m}^3$	約15km
竜飛崎	$1.37 \times 10^7 \text{m}^3$	約40km



# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (25 / 27)

## 検討対象地すべり地形の選定【ステップ3】の追加検討：概略影響比較 (2 / 4)

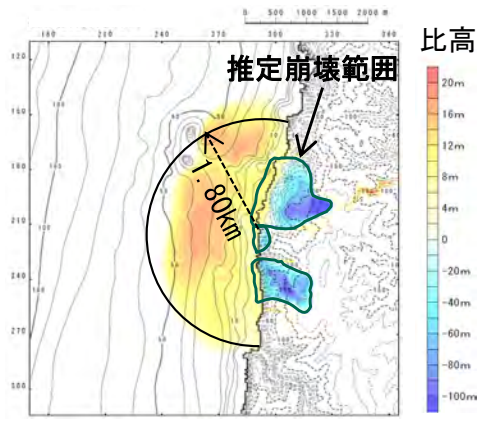
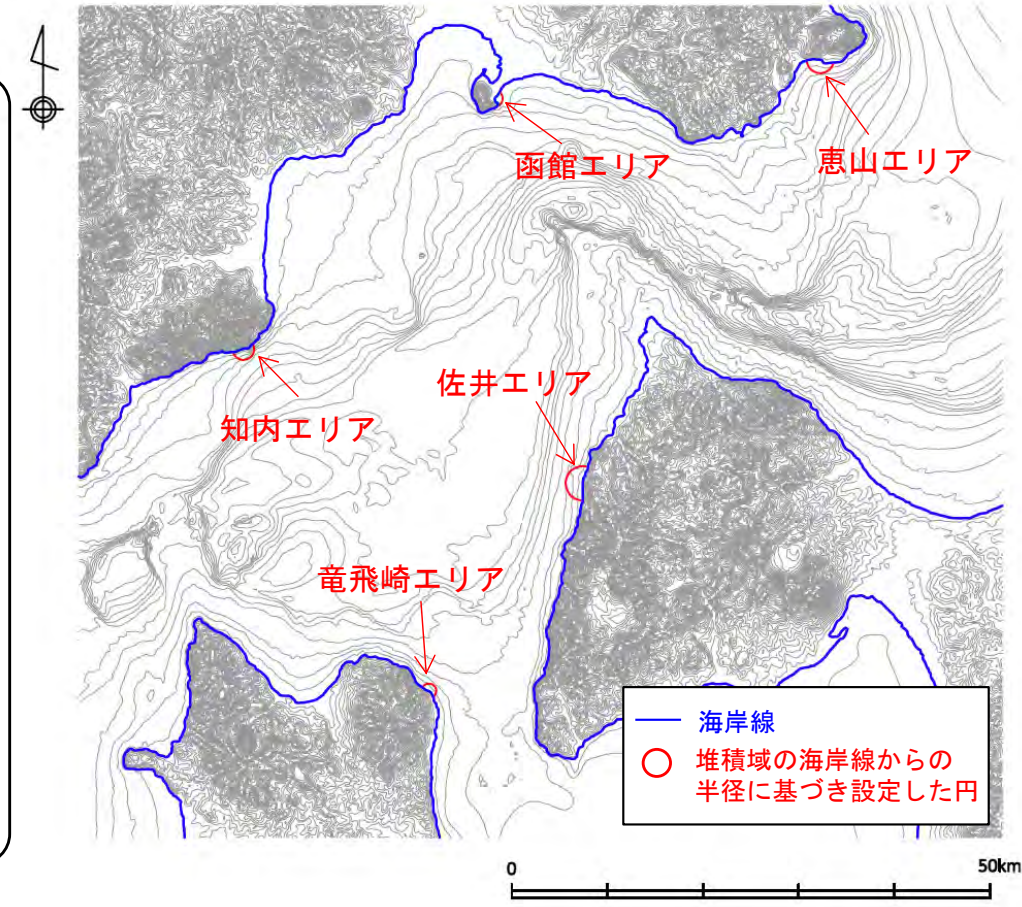
### 検討パラメータの設定

・概略影響評価上の堆積範囲・堆積厚さ及び比高変化継続時間は以下のとおり設定した。

- ①堆積範囲は、各崩壊体積に応じた半円を仮定し、それぞれの堆積範囲の半径  $r$  は佐井エリアを対象に実施した二層流モデル解析結果（下図参照）の堆積範囲を基に設定する。
- ②堆積厚さは、概算崩壊体積が全て海域に流入するものとして、半径  $r$  の半円の範囲に、堆積厚さ一定で堆積すると仮定する。
- ③比高変化継続時間は、各崩壊体積に比例すると仮定し、佐井エリアを対象に実施した二層流モデルの解析結果（下図参照）の比高変化継続時間を基に、以下のとおり設定する。

$$r = r_s \times \sqrt[3]{\frac{V}{V_s}} \qquad T = T_s \times \frac{V}{V_s}$$

$r$  : 検討対象地すべり地形の堆積範囲の海岸線からの半径 (km)  
 $r_s$  : 佐井エリアの堆積範囲の海岸線からの半径 (二層流モデルから得られた1.8km)  
 $T$  : 検討対象地すべり地形の比高変化継続時間 (s)  
 $T_s$  : 佐井エリアの比高変化継続時間 (二層流モデルから得られた300s)  
 $V$  : 対象斜面崩壊の概算体積 (m<sup>3</sup>)  
 $V_s$  : 佐井エリアの概算体積 (1.67 × 10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>)



佐井エリアの二層流モデル解析で得られた比高分布

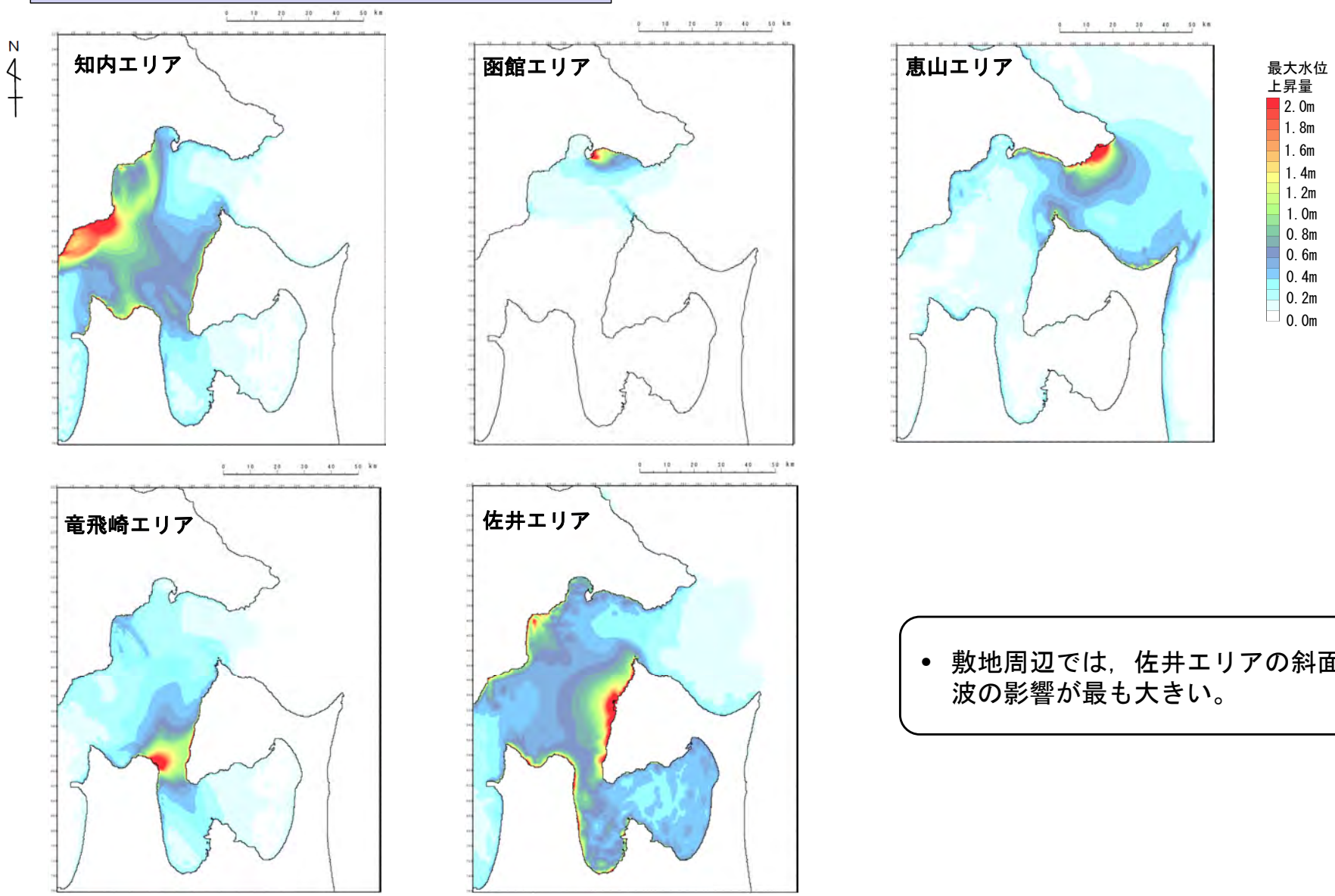
検討パラメータ

エリア	概算体積 $V$ (m <sup>3</sup> )	堆積範囲の半径 $r$ (km)	堆積厚さ $H$ (m)	比高変化継続時間 $T$ (s)
恵山	$8.41 \times 10^7$	1.43	26	151
函館	$1.74 \times 10^7$	0.85	15	31
知内	$4.26 \times 10^7$	1.14	21	77
佐井	$1.67 \times 10^8$	1.80	33	300
竜飛崎	$1.37 \times 10^7$	0.78	14	25



## 検討対象地すべり地形の選定【ステップ3】の追加検討：概略影響比較（3 / 4）

検討結果（津軽海峡内の最大水位上昇量分布）



• 敷地周辺では、佐井エリアの斜面崩壊による津波の影響が最も大きい。

津軽海峡内の最大水位上昇量分布



# 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波 (27 / 27)

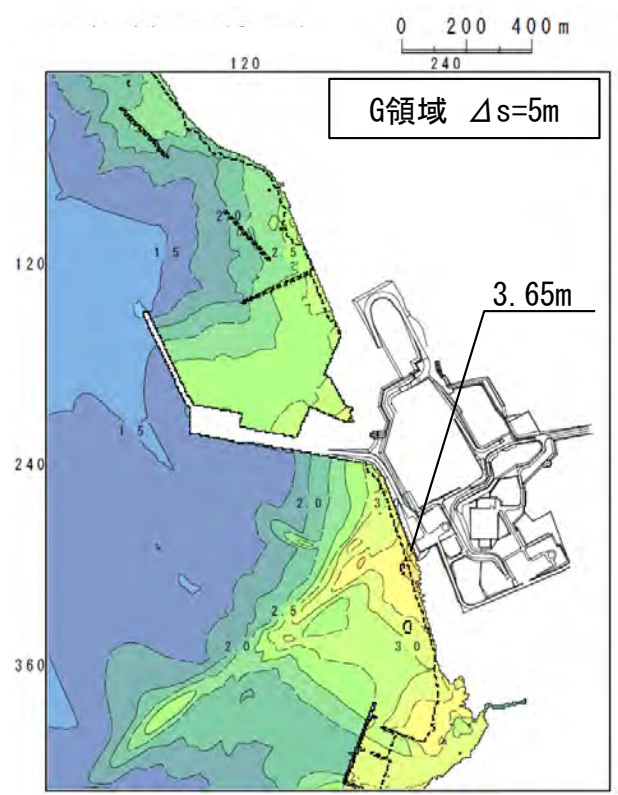
## 検討対象地すべり地形の選定【ステップ3】の追加検討：概略影響比較 (4 / 4)

### 検討結果 (敷地における最大水位変動量)

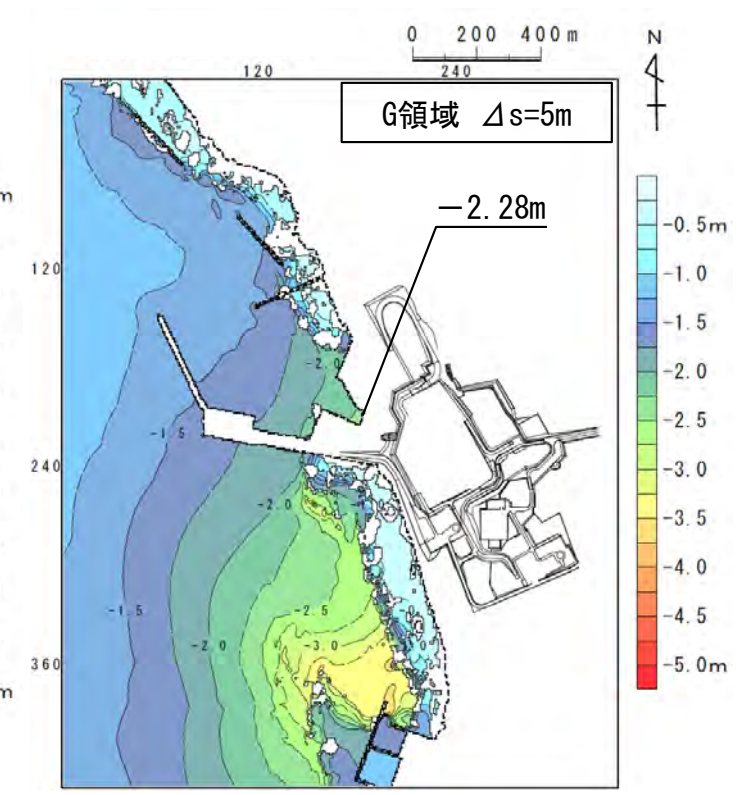
- 概略影響検討の結果、敷地における津波の影響は、佐井エリアの斜面崩壊による津波が最も大きい。

計算結果一覧

エリア	最大水位 上昇量	最大水位 下降量
恵山	1.33m	-2.16m
函館	0.35m	-0.39m
知内	1.59m	-2.06m
佐井	3.65m	-2.28m
竜飛崎	0.92m	-1.42m



最大水位上昇量分布 (佐井エリア)



最大水位下降量分布 (佐井エリア)

# 目 次

1. 既往津波等の検討
  - 1-1. 既往津波の文献調査
  - 1-2. 津波堆積物調査
  - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
  - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
  - 2-1. 津波の計算条件
  - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
  - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. 地震による津波
  - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
  - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
    - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
    - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波
    - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
  - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波
  - 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
  - 3-5. 地震による津波のまとめ
4. **地震以外の要因による津波**
  - 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 4-2. **海底地すべりに起因する津波**
  - 4-3. 火山現象に起因する津波
  - 4-4. 地震以外の要因による津波のまとめ
5. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 5-1. 組合せ対象の選定
  - 5-2. 津波発生要因の組合せ
6. 防波堤等の影響検討
  - 6-1. 地震による津波
  - 6-2. 地震以外の要因による津波
  - 6-3. 津波発生要因の組合せ
7. 基準津波の策定
  - 7-1. 基準津波の選定
  - 7-2. 基準津波選定結果の検証
    - 7-2-1. 既往津波との比較
    - 7-2-2. 行政機関による既往評価との比較
8. 基準津波



# 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (1 / 26)

## 海底地すべりに起因する津波の検討フロー

海底地すべりに起因する津波については、文献調査によると津軽海峡内及びその周辺の海域に海底地すべり地形は認められない※ものの、陸上の斜面崩壊と同様に津軽海峡内を検討対象とし、以下のフローで検討を実施した。

※ : P. 4. 2-4文献調査参照

### 全体検討フロー

【ステップ1】 : 津軽海峡内海底地すべり地形の抽出 (詳細検討フロー : P. 4. 2-3参照)

- ・ 海底地すべりに関する文献調査を実施
- ・ 海上保安庁水路部のM7000シリーズ海底地形データを用いた海底地形判読を実施し、さらに音波探査記録により海底地すべりの有無について確認して、海底地すべり地形を抽出

【ステップ2】 : 発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形の抽出

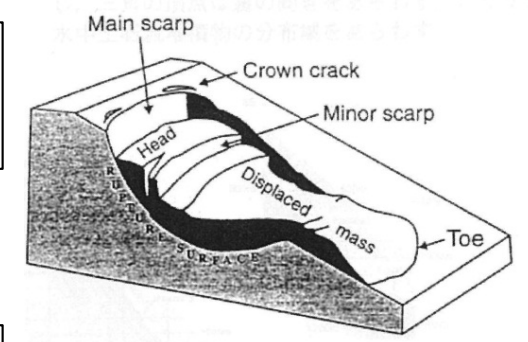
- ステップ1で抽出した海底地すべり地形のうち発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形を以下を基本方針として抽出
- ・ 隣接する海底地すべりについては、安全評価上、同時崩壊するものとする。

【ステップ3】 : 検討対象海底地すべり地形の選定

- ステップ2で抽出した発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形から、崩壊規模、敷地との距離・位置関係等を考慮して敷地への影響が最も大きくなる海底地すべり地形を検討対象海底地すべり地形として選定する。

【ステップ4】 : 数値シミュレーションの実施

- 数値シミュレーションにより敷地への影響を評価  
(二層流モデル及びkinematic landslideモデルを用いて総合的に評価)



海底地すべり模式図  
Hampton and Lee (1996) (156)

○海底地すべり地形の特徴  
馬蹄形あるいはコの字型の滑落崖があり、これに対をなして、その下方に舌状の緩斜面の土塊がある。



## 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (2 / 26)

### 海底地すべりに起因する津波の検討フロー (1 / 10) : 【ステップ1】の詳細検討フロー

津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1】は、以下のフローで検討を実施した。

#### 【ステップ1】詳細検討フロー

##### 【ステップ1-1】 : 文献調査 (P. 4. 2-4参照)

文献調査により津軽海峡内及びその周辺の海底地すべり地形を確認する。

##### 【ステップ1-2】 : 海底地形判読 (P. 4. 2-5, P. 4. 2-6参照)

海底地形図等の判読により、津軽海峡内に海底地すべりの可能性がある地形を抽出する。

##### 【ステップ1-3】 : 音波探査記録の確認 (P. 4. 2-8~P. 4. 2-12参照)

【ステップ1-2】で抽出した海底地すべりの可能性がある地形について、それぞれの地形を横断する音波探査記録を対象として地すべりを示唆する構造※の有無を確認する。

##### 【ステップ1-4】 : 海底地すべり地形の抽出 (P. 4. 2-13参照)

信頼性の高い海底地すべり地形を抽出する。

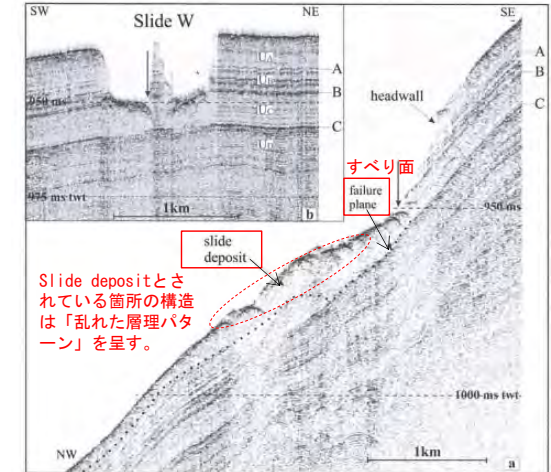


Fig. 15.5 (a) Topographic map perpendicular to the contours showing the slide scar and deposits of slide SLW. (b) The line along the slope indicates that horizon C represents the main glide plane. The arrows show the intersection of the lines

ノルウェー沖の海底地すべりの事例  
Rise et al. (2012) (157)に一部加筆

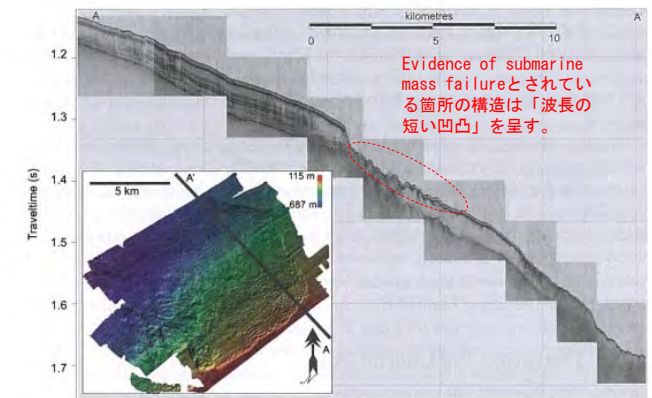


Fig. 13.5 Chirp profile with accompanying multibeam image showing evidence of submarine mass failure on the modern seafloor. See Fig. 13.1 for location

北極海の海底地すべりの事例  
Mosher et al. (2012) (158)に一部加筆

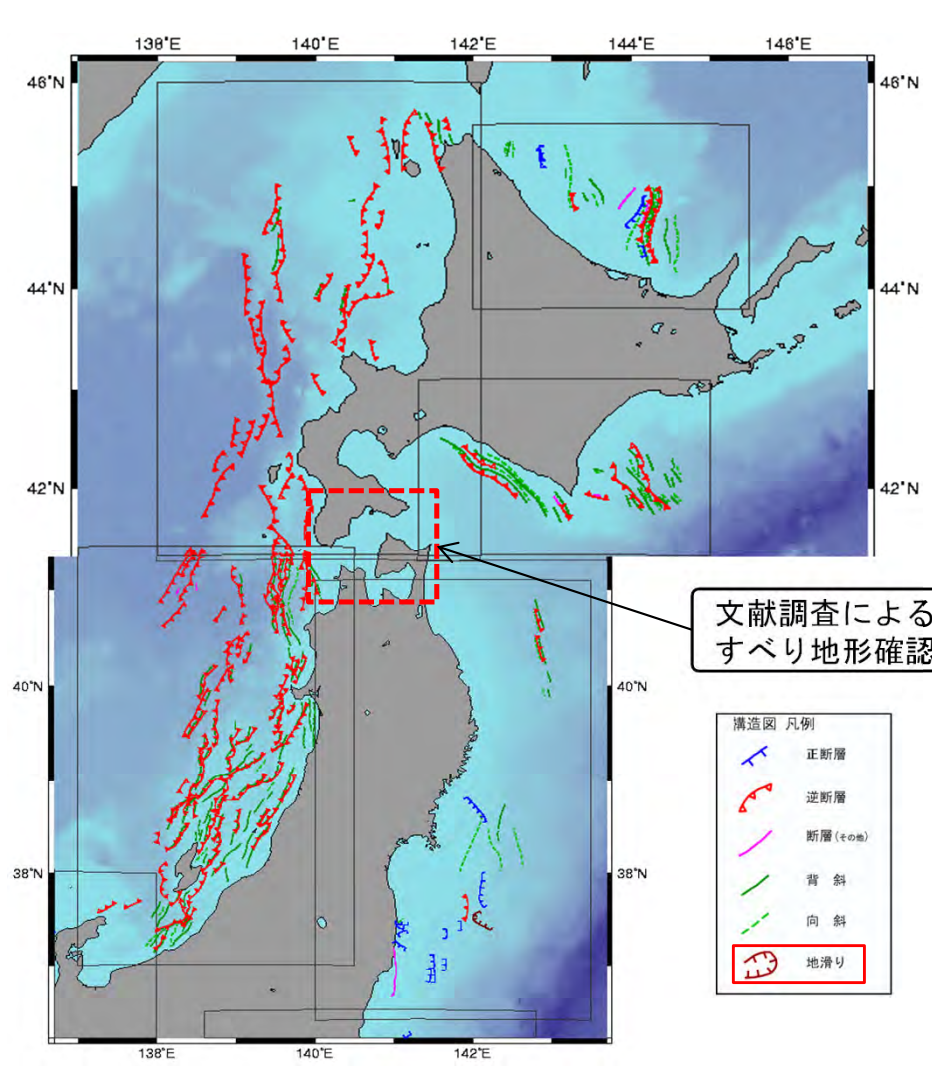
※音波探査記録における海底地すべりを示唆する構造 (例)



# 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (3 / 26)

## 津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-1】 (2 / 10) : 文献調査

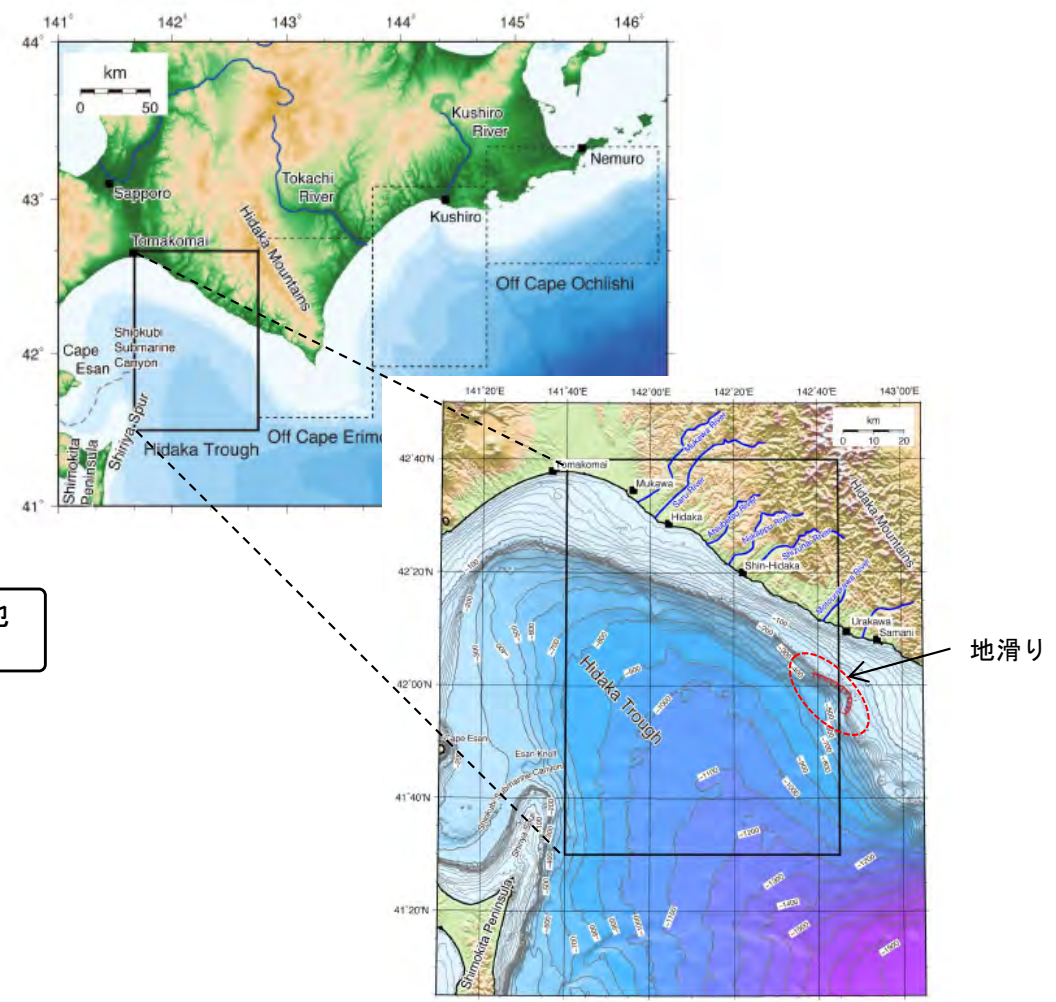
- ・ 徳山ほか (2001) 等<sup>(159)~(162)</sup>の文献調査によると、津軽海峡内及びその周辺の海域に海底地すべり地形は認められない。
- ・ なお、野田・片山 (2013)<sup>(163)</sup>では、北海道日高沖に海底地すべりが示されているが、敷地との距離、位置関係を考慮すると敷地への影響は小さいと考えられる。



文献調査による海底地すべり地形確認範囲

構造図 凡例

	正断層
	逆断層
	断層(その他)
	背斜
	向斜
	地滑り



陸上及び海底地形

徳山ほか (2001) <sup>(159)</sup>に一部加筆

野田・片山 (2013) <sup>(163)</sup>に一部加筆



## 4-2. 海底地すべりに起因する津波（4 / 26）

### 津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-2】（3 / 10）：海底地形判読基準

- ・日本水路協会のM7000シリーズ海底地形データ<sup>(46)</sup>を用いて津軽海峡内の海底地形図，実体視画像を作成し，海底地すべりの可能性がある地形を判読した。
- ・海底地形図の判読にあたっては，以下の判読基準により海底地すべりの可能性がある地形を抽出した。

海底地すべりの可能性がある地形判読基準※

ポイント	典型的特徴
地形	<ul style="list-style-type: none"> <li>・地すべり地形としては滑落崖とその下部にある地すべり土塊（滑落土塊）が対をなす。</li> <li>・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。</li> </ul>
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。</li> <li>・下方に地すべり土塊が対をなして存在すると確実度が上がる。</li> </ul>
地すべり土塊	<ul style="list-style-type: none"> <li>・滑落崖の下部にある扇状地状，舌状の高まり及び台地状を呈す。</li> <li>・典型的な場合には，土塊の表面に不規則な凹凸，低崖，凹地があり，全体として上に凸形の斜面を呈す。</li> </ul>

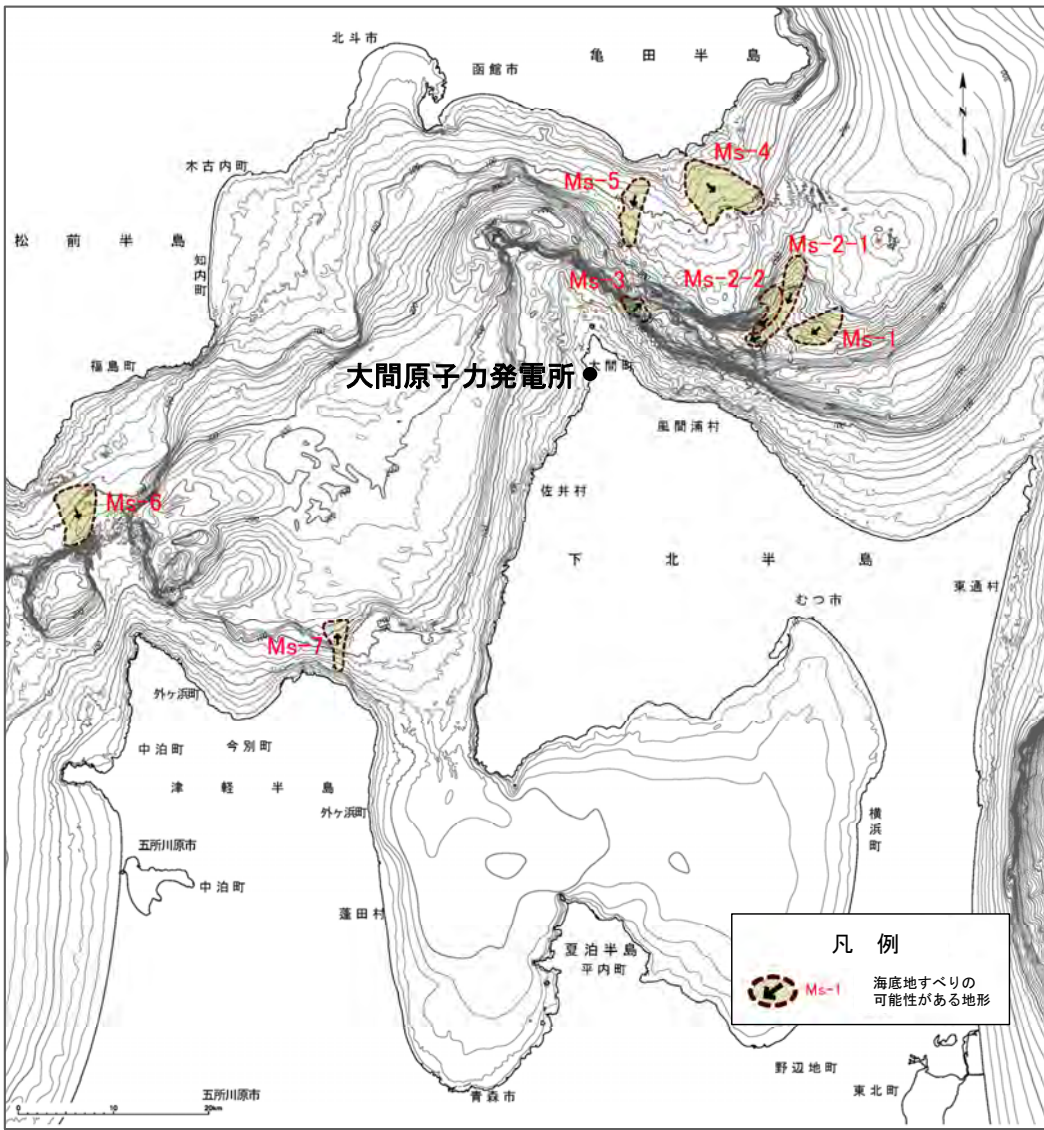
※Hampton and Lee(1996)<sup>(156)</sup>等を参照し作成。



# 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (5 / 26)

## 津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-2】 (4 / 10) : 海底地形判読結果

・海底地形図及び実体視画像の判読により、Ms-1～Ms-7の海底地すべりの可能性がある地形を抽出した※。



地すべり地形の可能性がある地形	地形判読結果
Ms-1	<ul style="list-style-type: none"> <li>水深240m～340mに幅広い緩斜面がある。</li> <li>頂部には馬蹄形の急斜面があり、凹み地形を呈す。</li> <li>下部の斜面は台地状を呈す。</li> </ul>
Ms-2-1 Ms-2-2	<ul style="list-style-type: none"> <li>水深240m～420mに幅広い海底谷の谷底斜面がある。</li> <li>頂部には半円形の滑落崖が認められ、末端部は舌状に長く伸びる高まりを呈し、表面が不規則な凹凸を呈す。</li> <li>別の地すべり地形が西側から合流する。</li> </ul>
Ms-3	<ul style="list-style-type: none"> <li>水深200m～300mの大陸棚外縁斜面の下端部に位置する。</li> <li>明瞭な滑落崖はないが、大陸棚外縁斜面を削り込む半円形の凹み地形とその下部に凸状の緩斜面が認められる。</li> </ul>
Ms-4	<ul style="list-style-type: none"> <li>水深40m～100mの大陸棚にある緩斜面である。</li> <li>斜面の両側面には急斜面や尾根が認められ、急斜面は頂部にも連なり、全体で不明瞭な馬蹄形を呈す。</li> </ul>
Ms-5	<ul style="list-style-type: none"> <li>水深70m～150mで、大陸棚の上にある凹凸を伴う緩傾斜な尾根地形である。</li> <li>頂部には馬蹄形の急斜面があり、凹み地形を呈す。</li> </ul>
Ms-6	<ul style="list-style-type: none"> <li>水深80m～120mの大陸棚の上にある緩い斜面である。</li> <li>頂部がコの字状を呈し、下部に不規則な尾根群と凹地群が認められる。</li> </ul>
Ms-7	<ul style="list-style-type: none"> <li>水深50m～160mの大陸棚の上にある浅く広い海底谷である。</li> <li>東側側面は急斜面で谷地形を呈す。谷地形の出口は大陸棚外縁斜面の下端部にあり扇状地状の地形を呈す。</li> </ul>

※：海底地形の急傾斜部を対象とした地すべり地形の確認結果については補足説明資料「8-1. 急傾斜部を対象とした地形判読」参照

(余白)



## 4-2. 海底地すべりに起因する津波（6 / 26）

### 津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-3】（5 / 10）：音波探査記録の確認

・海底地形図の判読により抽出した海底地すべりの可能性がある地形Ms-1～Ms-7について、それぞれの地形を横断する音波探査記録を確認した結果は下表のとおりである。

地すべり地形の可能性のある地形	地形判読結果(P.4.2-6再掲)	主な音波探査記録の確認結果※	海底地すべり地形の評価
Ms-1	<ul style="list-style-type: none"> <li>水深240m～340mに幅広い緩斜面がある。</li> <li>頂部には馬蹄形の急斜面があり、凹み地形を呈す。</li> <li>下部の斜面は台地状を呈す。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>当該範囲は、北海道側の大陸棚沖合いの斜面下部に位置し、その海底面は、B<sub>1</sub>層の層理構造を切って広く浅い凹地を形成し、凹地の一部では波長の短い凹凸が認められる。(No. F-5-1測線、補足説明資料P. 8. 2-4参照)</li> </ul>	海底地すべり跡と考えられる。
Ms-2-1 Ms-2-2	<ul style="list-style-type: none"> <li>水深240m～420mに幅広い海底谷の谷底斜面がある。</li> <li>頂部には半円形の滑落崖が認められ、末端部は舌状に長く伸びる高まりを呈し、表面が不規則な凹凸を呈す。</li> <li>別の地すべり地形が西側から合流する。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>当該範囲は、北海道側の大陸棚沖合いの斜面下部～中部に位置し、その海底面は、波長の短い凹凸が認められ、海底水道側は浅い凹地が形成されている。(No. F-4. 5測線、P. 4. 2-9, P. 4. 2-10及び補足説明資料P. 8. 2-11参照)</li> </ul>	海底地すべり跡及び移動体の一部と考えられる。
Ms-3	<ul style="list-style-type: none"> <li>水深200m～300mの大陸棚外縁斜面の下端部に位置する。</li> <li>明瞭な滑落崖はないが、大陸棚外縁斜面を削り込む半円形の凹み地形とその下部に凸状の緩斜面が認められる。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>当該範囲は、大陸棚沖合いの斜面中部に位置し、斜面中央部付近からB<sub>1</sub>層中に延びる反射面が認められる。本反射面の上位は、やや乱れた層理パターンを示す。(No. 111SM-1測線、補足説明資料P. 8. 2-16参照)</li> </ul>	海底地すべり跡及び移動体と考えられる。
Ms-4	<ul style="list-style-type: none"> <li>水深40m～100mの大陸棚にある緩斜面である。</li> <li>斜面の両側面には急斜面や尾根が認められ、急斜面は頂部にも連なり、全体で不明瞭な馬蹄形を呈す。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>当該範囲は、E層が海底下浅部に分布し、E層は緩やかな谷状に削剥されており、これを埋めるようにB<sub>1</sub>層及びA層が堆積している。B<sub>1</sub>層には、おおむね平行な層理パターンが認められる。</li> <li>地すべりを示唆する堆積構造は認められない。(No. 3測線、P. 4. 2-11, P. 4. 2-12及び補足説明資料P. 8. 2-28参照)</li> </ul>	海底地すべりによる地形ではない。
Ms-5	<ul style="list-style-type: none"> <li>水深70m～150mで、大陸棚の上にある凹凸を伴う緩傾斜な尾根地形である。</li> <li>頂部には馬蹄形の急斜面があり、凹み地形を呈す。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>当該範囲は、E層が海底面に露出しており、おおむね平坦である。</li> <li>地すべりを示唆する堆積構造は認められない。(He-110. 2測線、補足説明資料P. 8. 2-39参照)</li> </ul>	海底地すべりによる地形ではない。
Ms-6	<ul style="list-style-type: none"> <li>水深80m～120mの大陸棚の上にある緩い斜面である。</li> <li>頂部がコの字状を呈し、下部に不規則な尾根群と凹地群が認められる。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>当該範囲は、E層が広く海底に露出している。</li> <li>地すべりを示唆する堆積構造は認められない。(No. 27-1測線、補足説明資料P. 8. 2-43, P. 8. 2-44参照)</li> </ul>	海底地すべりによる地形ではない。
Ms-7	<ul style="list-style-type: none"> <li>水深50m～160mの大陸棚の上にある浅く広い海底谷である。</li> <li>東側側面は急斜面で谷地形を呈す。谷地形の出口は大陸棚外縁斜面の下端部にあり扇状地状の地形を呈す。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>当該範囲では、海底面は西に向かって緩く傾斜し、最上位のB<sub>1</sub>層は平行な層理パターンを示す。</li> <li>地すべりによるものと考えられる堆積構造は認められない。(Gb-(6B)測線、補足説明資料P. 8. 2-53, P. 8. 2-54参照)</li> </ul>	海底地すべりによる地形ではない。

※詳細情報は「補足説明資料 8-2. 海底地すべり海上音波探査記録」参照

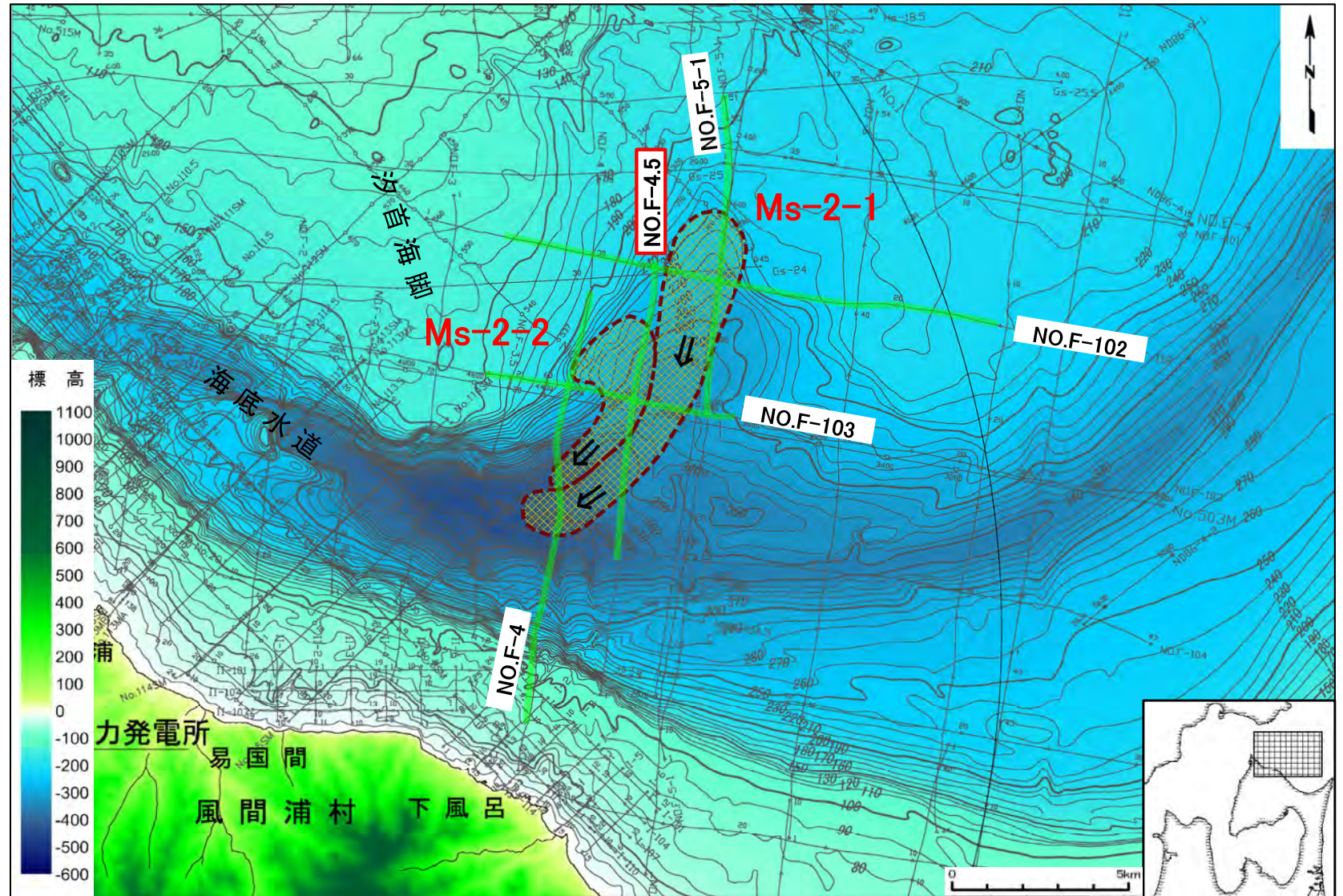


## 4-2. 海底地すべりに起因する津波（7 / 26）

### 津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-3】（6 / 10）：音波探査記録の確認【例①】（1 / 2）

#### 海底地すべり Ms-2

- ・海底地すべりの可能性のある地形のうち、海底地すべり地形として評価したものの例として、Ms-2に対する音波探査記録の確認について示す。

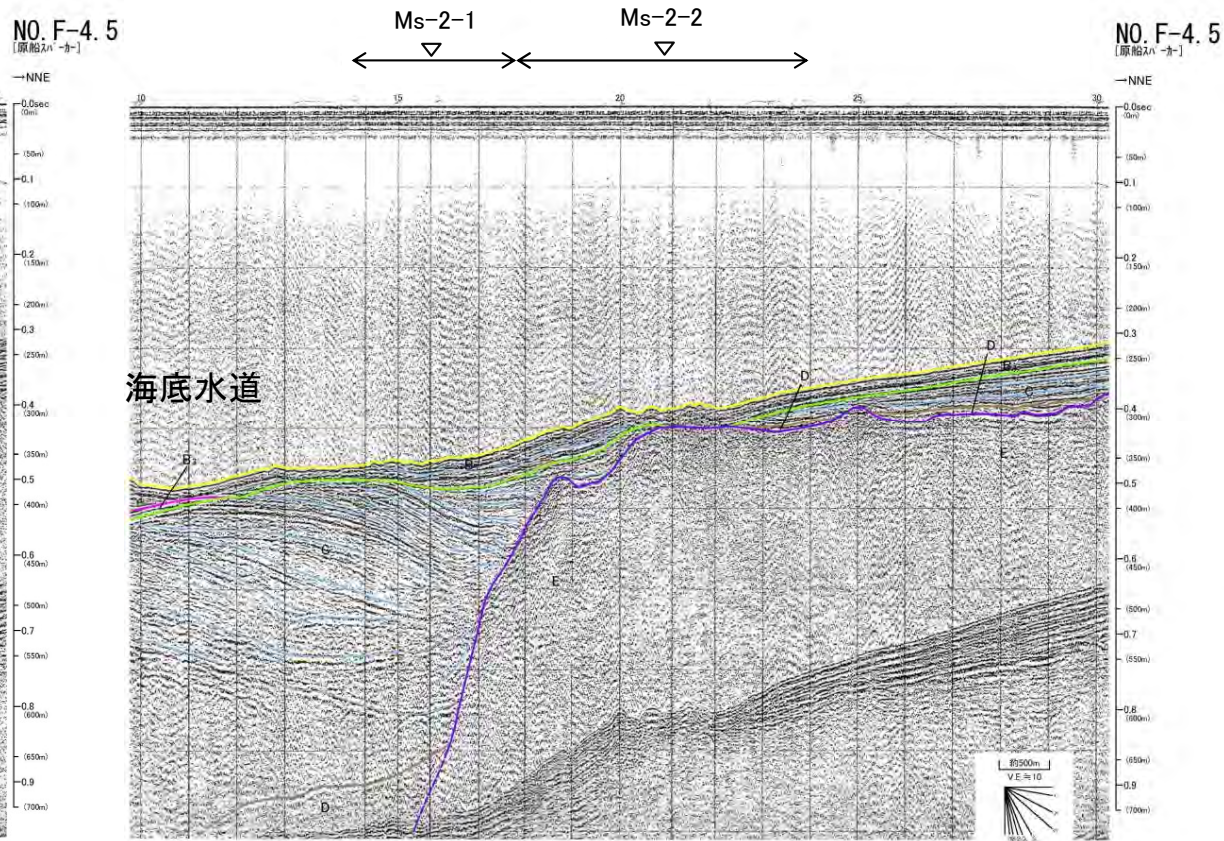
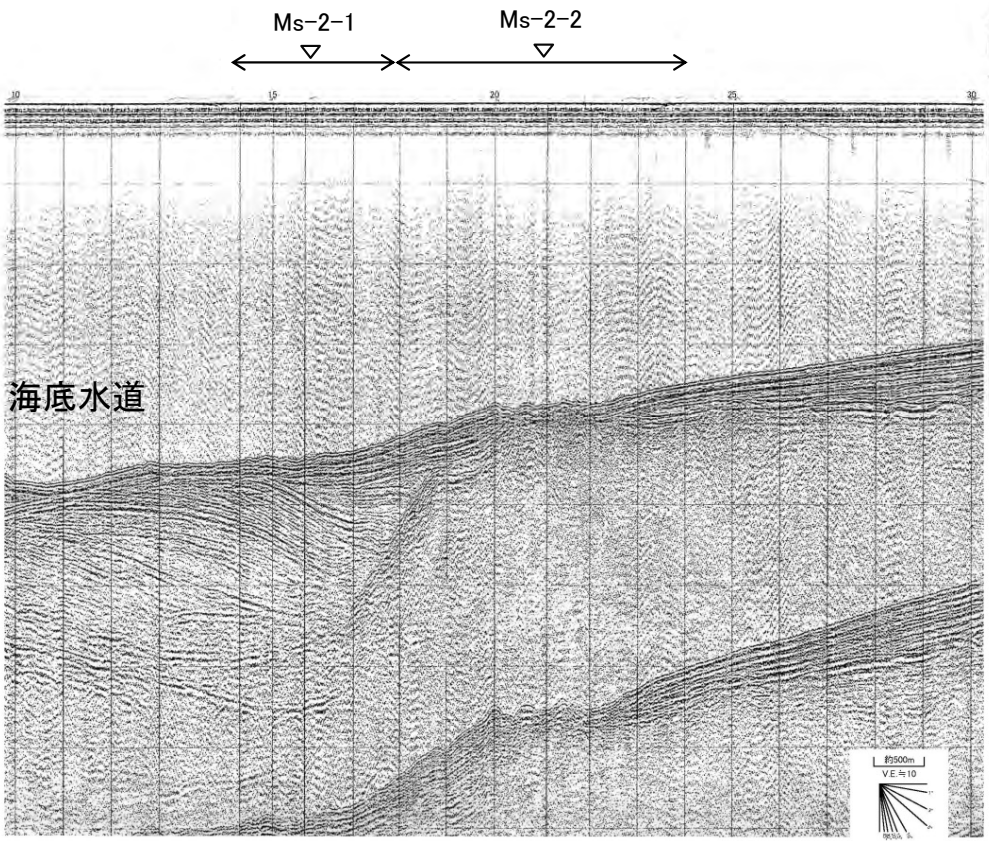




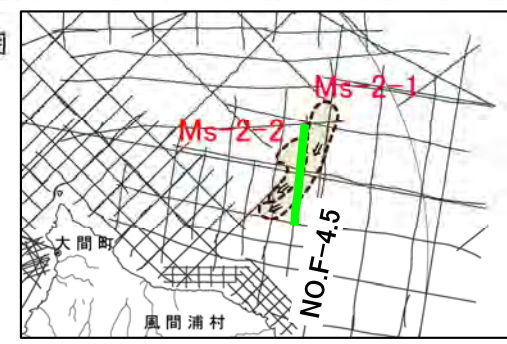
## 津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-3】 (7/10) : 音波探査記録の確認【例①】 (2/2)

### 海底地すべり Ms-2

#### NO.F-4.5測線(反射断面図・解釈断面図)



地形判読結果による当該地すべり範囲



地質時代	堆積前面海層	
第四紀	完新世	A層
	更新世 後期	B層
	更新世 中期	B <sub>2</sub> 層
	更新世 前期	B <sub>1</sub> 層
新第三紀	鮮新世	D層
	中新世	E層
先新第三紀		

- 当該範囲は、北海道側の大陸棚沖合いの斜面下部～中部に位置し、その海底面は、波長の短い凹凸が認められ、海底水道側は浅い凹地が形成されている。
- 本構造は、海底地すべりによる削剥及び地すべり移動体によるものと考えられる。



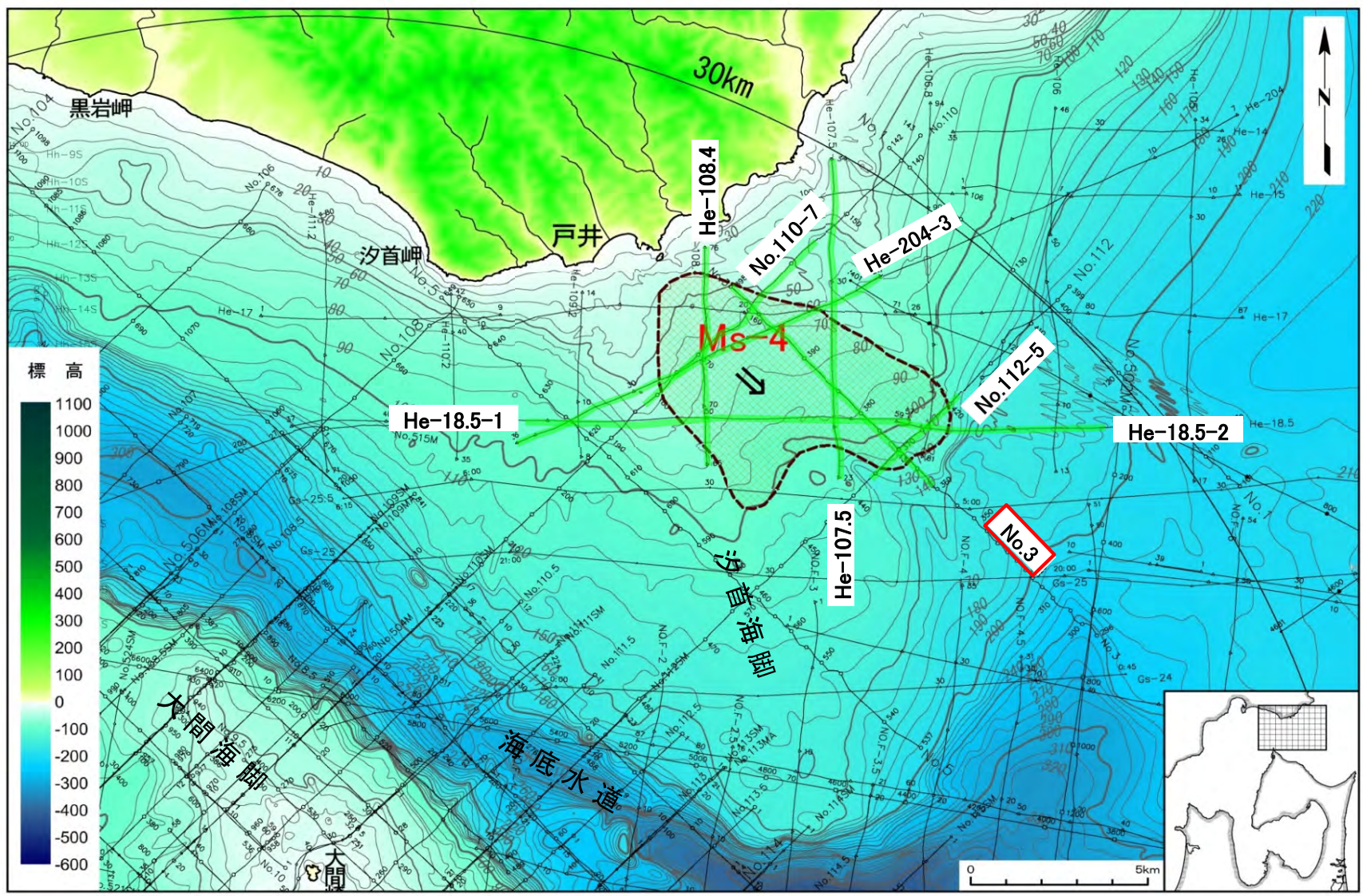


# 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (9 / 26)

## 津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-3】 (8 / 10) : 音波探査記録の確認【例②】 (1 / 2)

### 海底地すべり Ms-4

・海底地すべりの可能性のある地形のうち、海底地すべり地形として評価しなかったものの例として、Ms-4に対する音波探査記録の確認について示す。

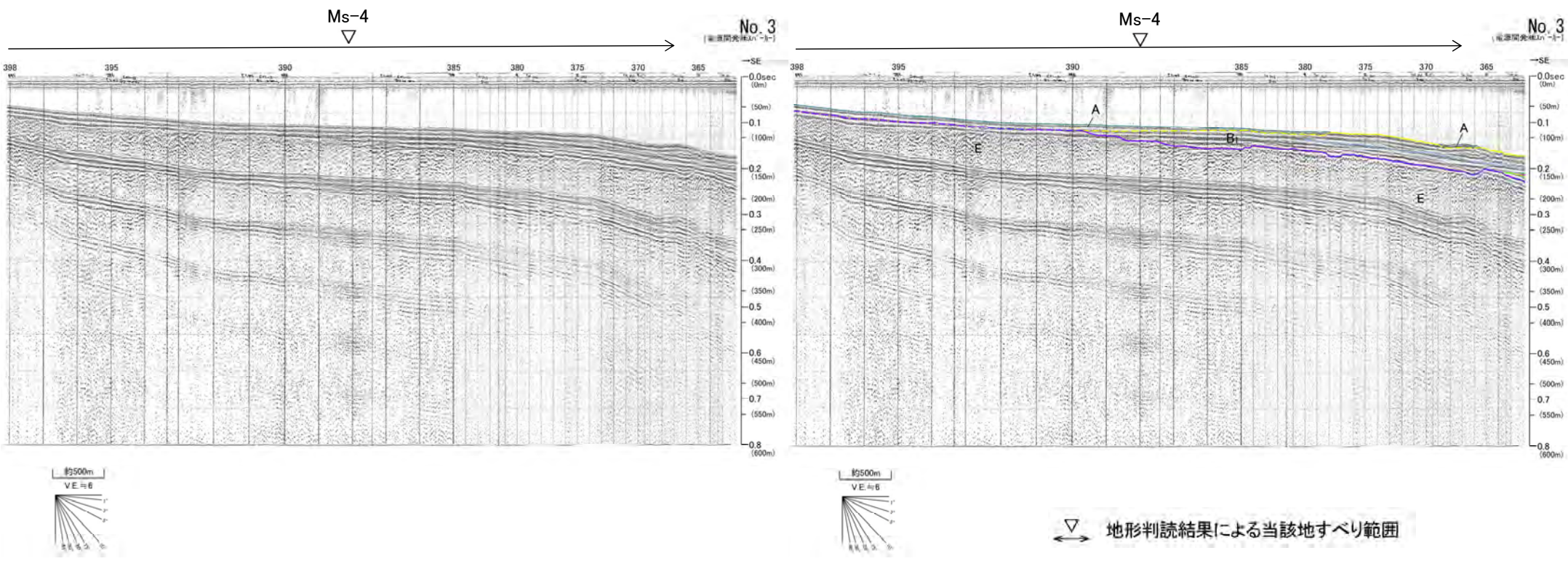




## 津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-3】 (9/10) : 音波探査記録の確認【例②】 (2/2)

### 海底地すべり Ms-4

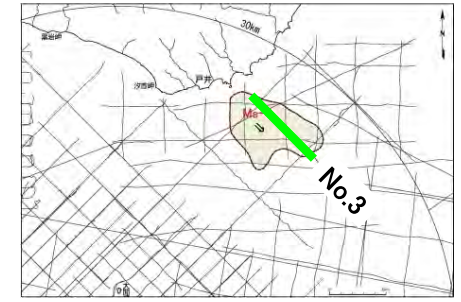
### No.3測線(反射断面図・解釈断面図)



地形判読結果による当該地すべり範囲

- 当該範囲は、E層が海底下浅部に分布し、E層は緩やかな谷状に削剥されており、これを埋めるようにB<sub>1</sub>層及びA層が堆積している。
- B<sub>1</sub>層には、おおむね平行な層理パターンが認められる。
- 地すべりを示唆する堆積構造は認められない。

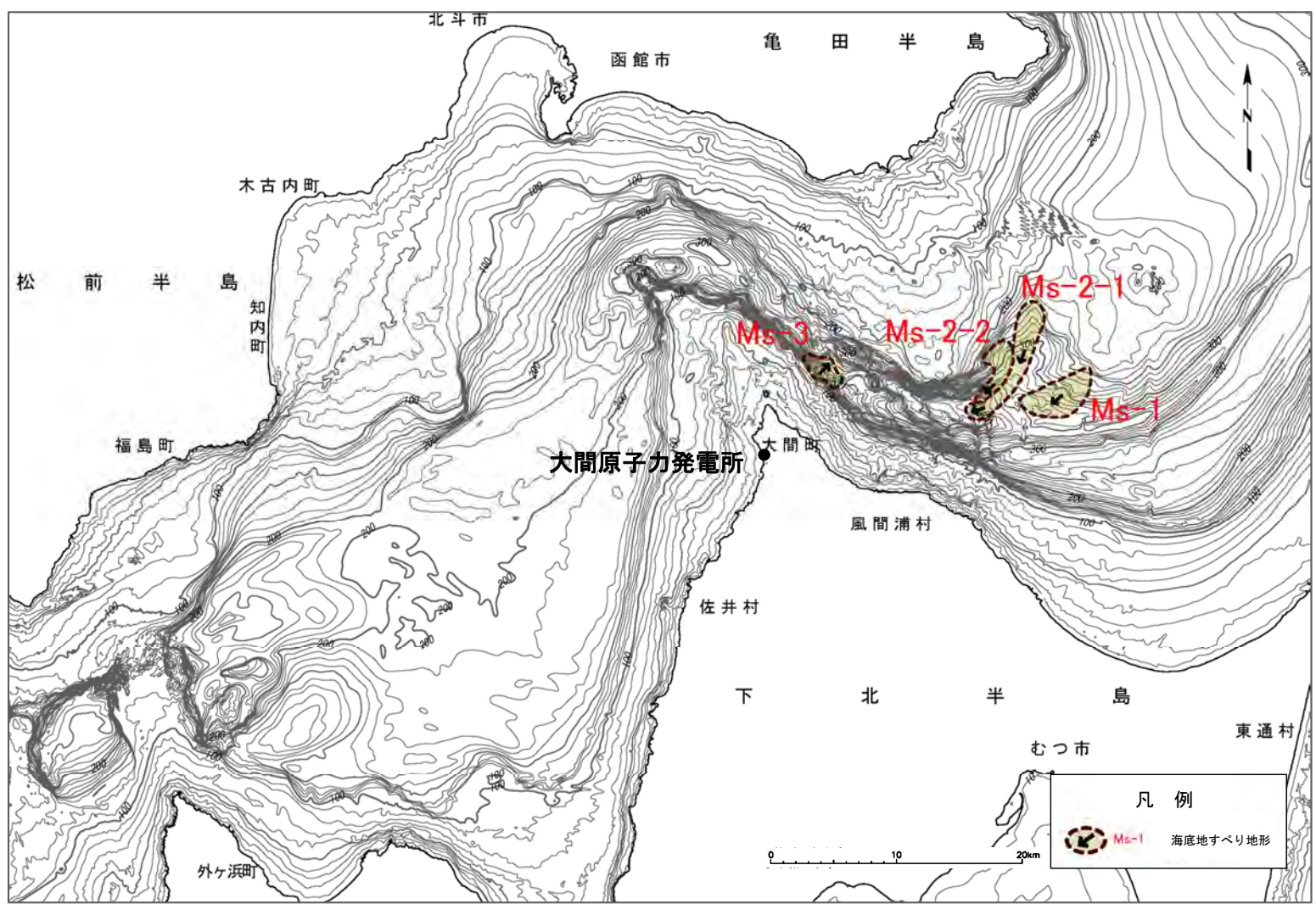
地質時代	数地前面海域	
第四紀	完新世	A層
	後期	B <sub>1</sub> 層
	中期	B <sub>2</sub> 層
	前期	B <sub>3</sub> 層
新第三紀	鮮新世	C層
	中新世	D層
先新第三紀		E層





## 津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-4】 (10/10) :まとめ

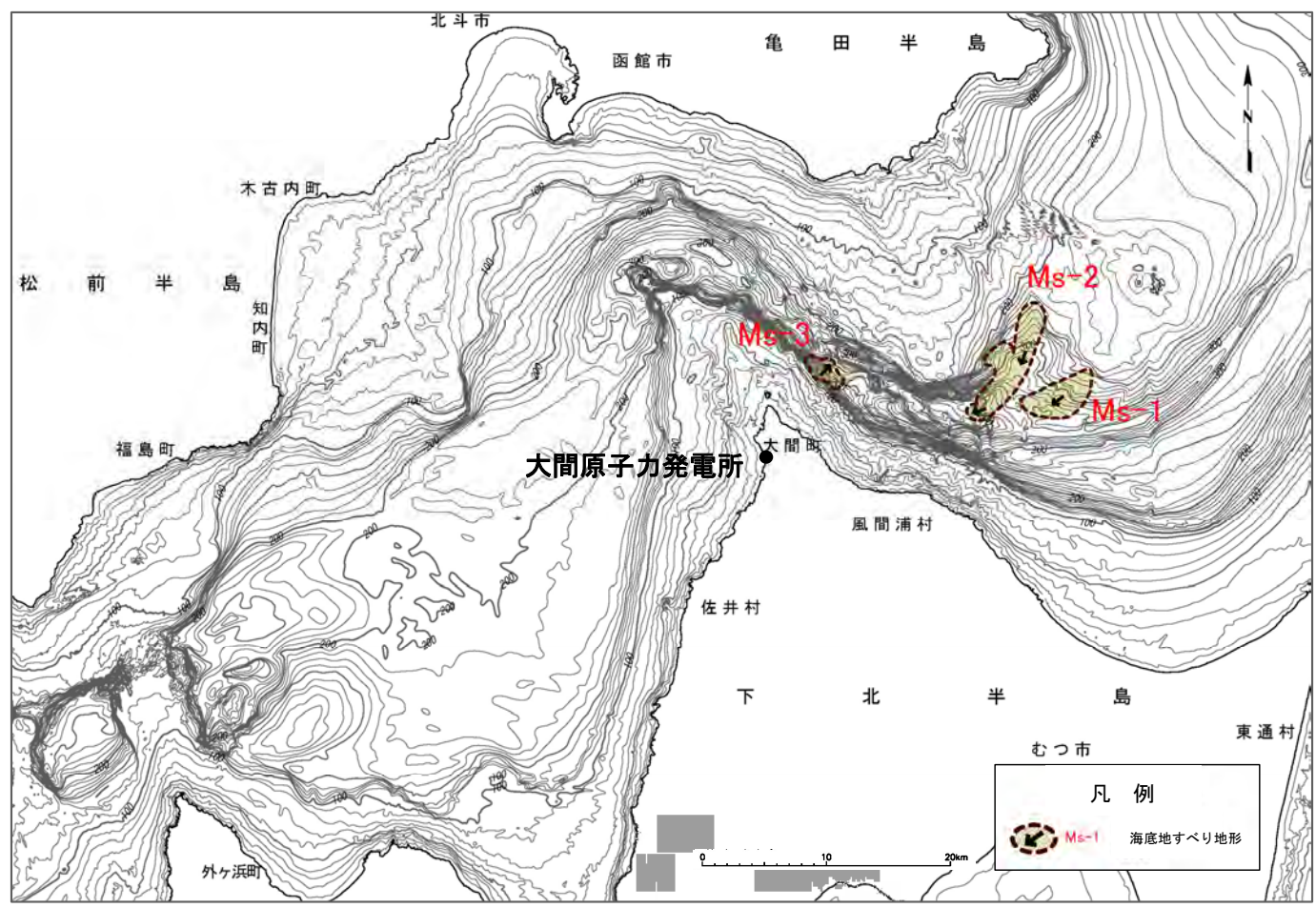
文献調査, 海底地形判読及び音波探査記録の確認より抽出される津軽海峡内の海底地すべり地形は, Ms-1~Ms-3である。



海底地すべり地形



## 発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形の抽出【ステップ2】



- ・海底地形判読及び音波探査記録により、発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形を以下を基本方針として抽出した。
  - 隣接する海底地すべりについては、安全評価上、同時崩壊するものとする。\*

※地形判読による海底地すべり地形の平面形状から、Ms-2-1とMs-2-2は別の地すべり地形として判読したが、隣接しているため、安全評価上、同時崩壊するものとして考慮する。

- ・抽出した発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべりはMs-1～Ms-3の3箇所である。

発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形



## 検討対象海底地すべり地形の選定【ステップ3】（1 / 2）：海底地すべり地形崩壊量算定フロー

- 抽出した発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形（Ms-1～Ms-3）の崩壊量の算定については、以下の検討方針に基づき算定した。検討フローは以下のとおり。
  - ✓ 原則として、地すべり前地形を復元し、すべり面との差分から算定する。また、すべり面は保守側に乱れた地層の下限とする。
  - ✓ なお、音波探査記録で、すべり面が明瞭で、かつ削剥が殆ど認められず地すべり移動体が保存されている場合（Ms-3）は、地すべり後の地形から算定する。

### 検討フロー

#### 【ステップ3-1】：推定崩壊範囲（平面形状）の設定

・地形判読により海底地すべりの痕跡を抽出して設定

音波探査記録で、すべり面が明瞭で、かつ削剥が殆ど認められず地すべり移動体が保存されているか？

YES

Ms-3

NO

Ms-1  
Ms-2

#### 【ステップ3-2】：地すべり前地形（復元）の設定

・現地形から判読される凹み地形を埋め戻す等により地すべり前地形を再現して設定

#### 【ステップ3-3】：すべり面の設定

・音波探査記録に明瞭なすべり面が認められる場合はすべり面を、一方、明瞭なすべり面が認められない場合は地層の乱れを地すべり土塊と想定し地すべり土塊の下限※を、それぞれすべり面に設定

※音波探査記録に乱れた地層の下限が認められない場合は、安全側の評価となるよう音波探査記録の地層境界をすべり面に設定。

#### 【ステップ3-4】：崩壊量算定

・地すべり前地形（復元）とすべり面との差分を崩壊土塊として3D CADでモデル化して算定

#### 【ステップ3-4'】：崩壊量算定

・崩壊後の地すべり移動体の面積を基に平均断面法により算定



## 4-2. 海底地すべりに起因する津波（14 / 26）

### 検討対象海底地すべり地形の選定【ステップ3】（2 / 2）：崩壊量等の比較

発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形Ms-1，Ms-2及びMs-3のうち，崩壊量が最も大きく，崩壊方向が敷地向きであること等を踏まえ，Ms-2を検討対象海底地すべり地形として選定した。

○崩壊量およびその他のパラメータ

海底地すべり地形	崩壊量 (km <sup>3</sup> )	長さ※ (m)	幅※ (m)	厚さ※ (m)	比高※ (m)	傾斜※ (°)	水深※ (m)	敷地からの距離 (km)
Ms-1	0.09	5,900	3,000	20	80	1.2	290	28
Ms-2	0.52	11,300	3,510	60	170	1.0	310	24
Ms-3	0.20	1,880	3,200	30	80	4.0	230	9

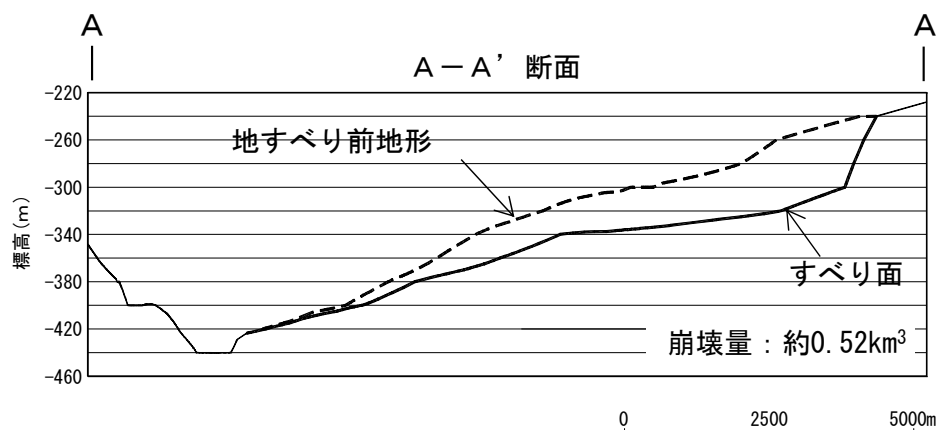
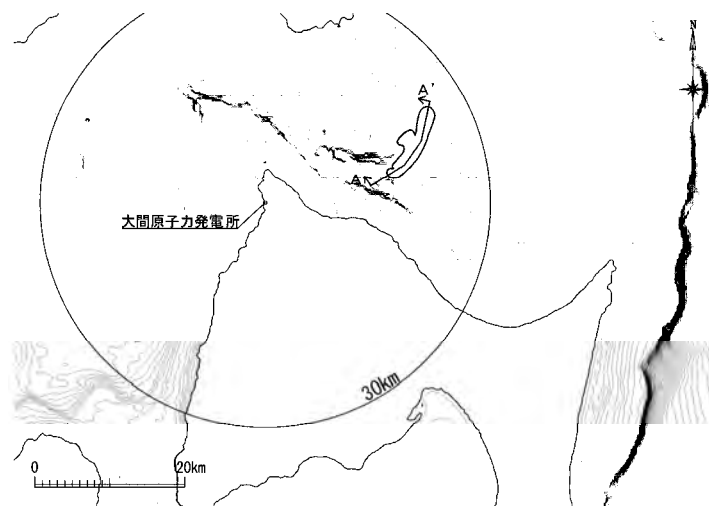
※地すべり地形パラメータの詳細情報は（P. 4.2-26～P. 4.2-28）参照



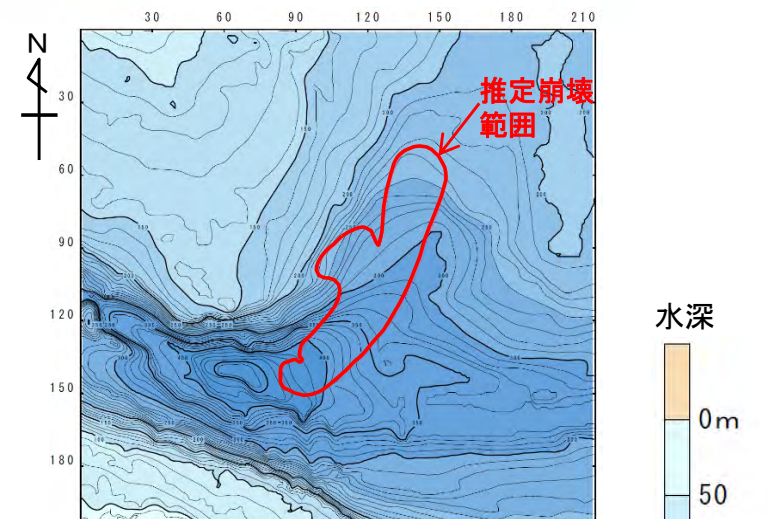
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (1/8) : 解析モデル①<二層流モデル> (1/4)

### すべり面及び崩壊量の設定【Ms-2】

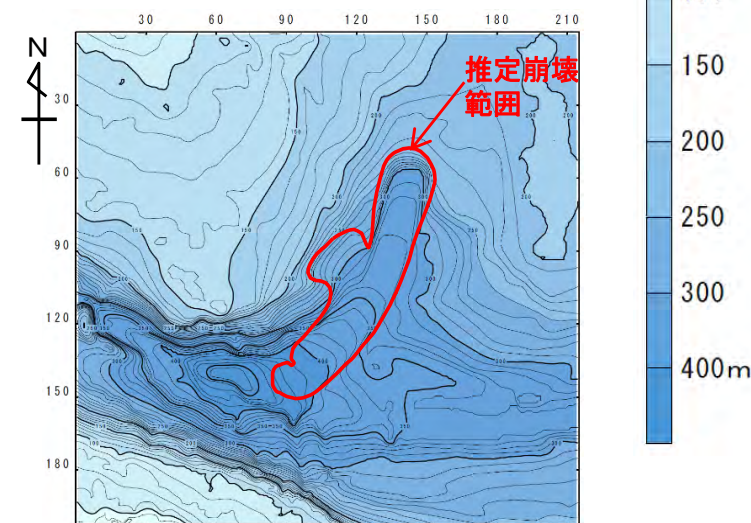
- ・ 解析モデル①として二層流モデルを採用した
- ・ 地すべり前地形とすべり面より算出した崩壊量は $0.52\text{km}^3$ ※ である。



海底地すべり地形 (Ms-2)

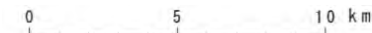


地形モデル(地すべり前地形)



地形モデル(すべり面)

波源モデル



※ : 補足説明資料「8-3. 海底地すべり地形崩壊量算定」参照。



# 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (16/26)

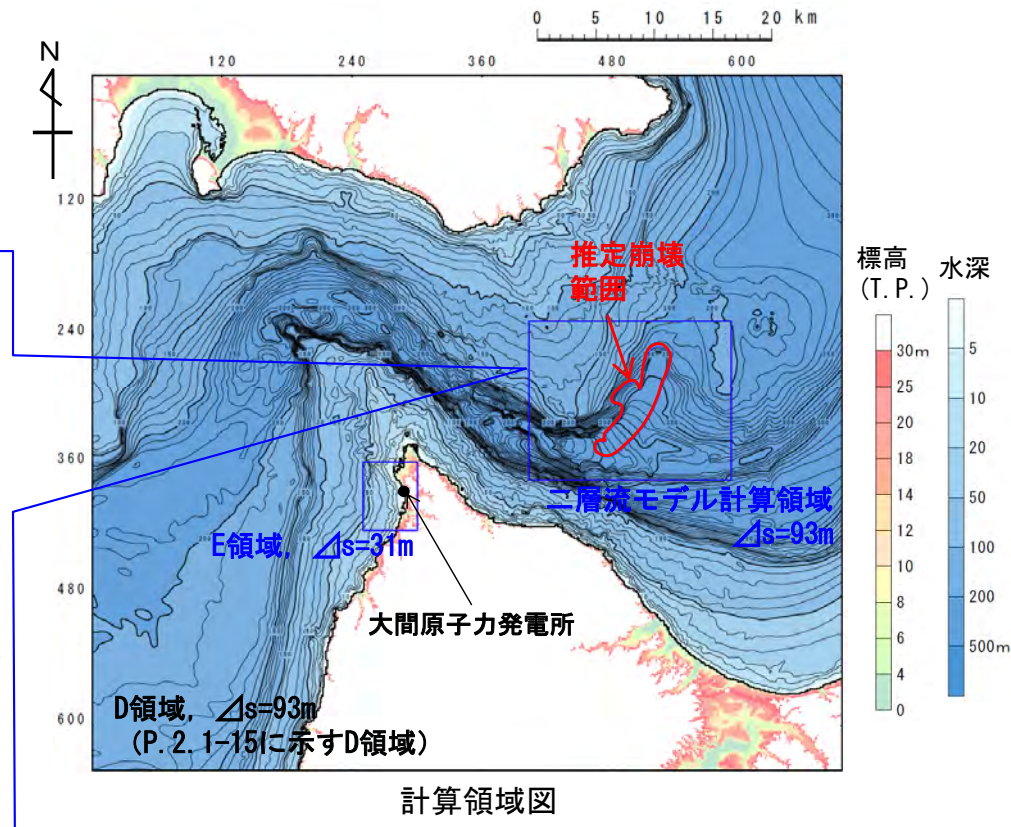
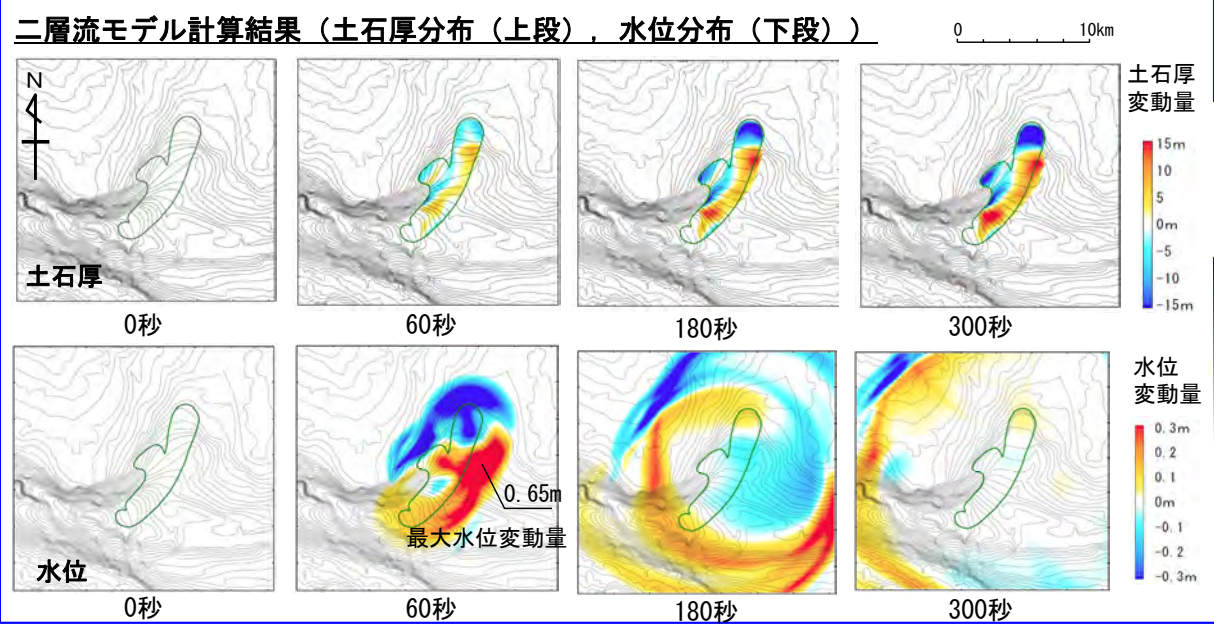
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (2/8) : 解析モデル①<二層流モデル> (2/4)

### 計算条件【Ms-2】

- 二層流モデルの計算条件は下表のとおりである。
- 敷地への津波の伝播シミュレーションは、二層流モデル計算領域の境界部で得られた時刻歴波形を津波伝播計算領域に接続して実施した。

主な計算条件

項目	内容	設定根拠
海水密度	$\rho_1=1.03$ (g/cm <sup>3</sup> )	一般値
崩壊物の密度	$\rho_2=2.0$ (g/cm <sup>3</sup> )	Kawamata et al. (2005) <sup>(50)</sup> で1741年渡島大島火山津波を再現された値
上層(水)の粗度係数	$n=0.025$ (s/m <sup>1/3</sup> )	
下層(土砂)の粗度係数	$n=0.4$ (s/m <sup>1/3</sup> )	
抗力係数	$C_b=2.0$	
水平拡散係数	$\nu=0.1$ (m <sup>2</sup> /s)	計算の安定性を考慮して設定
計算時間間隔	$\Delta t=1.0 \times 10^{-5}$ (s)	



計算領域図





# 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (17/26)

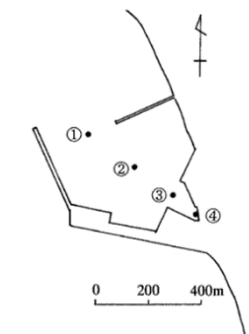
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (3/8) : 解析モデル①<二層流モデル> (3/4)

計算結果【Ms-2】

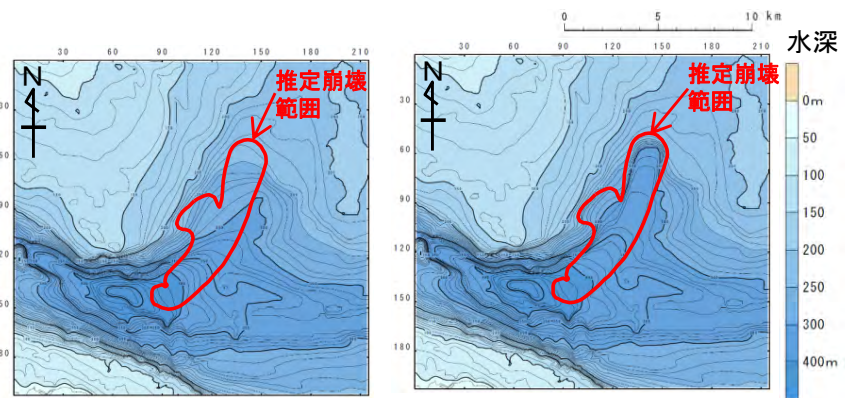
海底地すべりに起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

海底地すべりに起因する津波検討結果(上昇側)

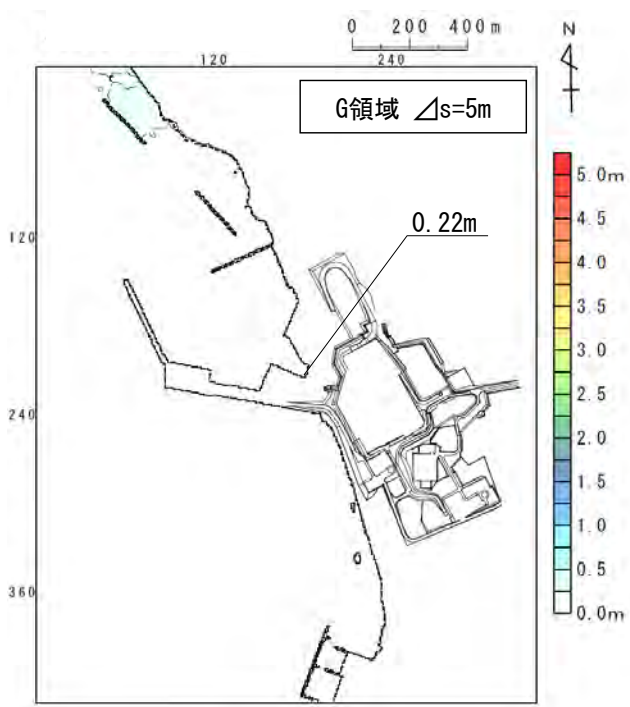
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
海底地すべり地形 Ms-2	二層流モデル	0.22m



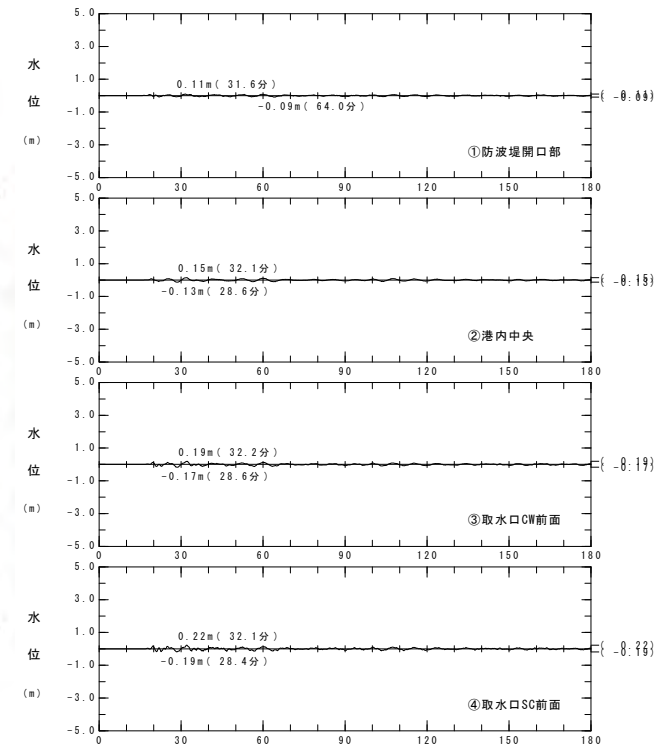
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形

# 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (18/26)



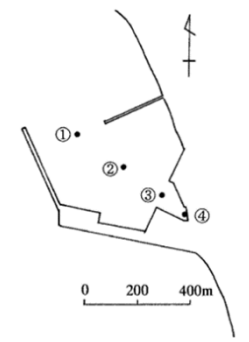
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (4/8) : 解析モデル①<二層流モデル> (4/4)

計算結果【Ms-2】

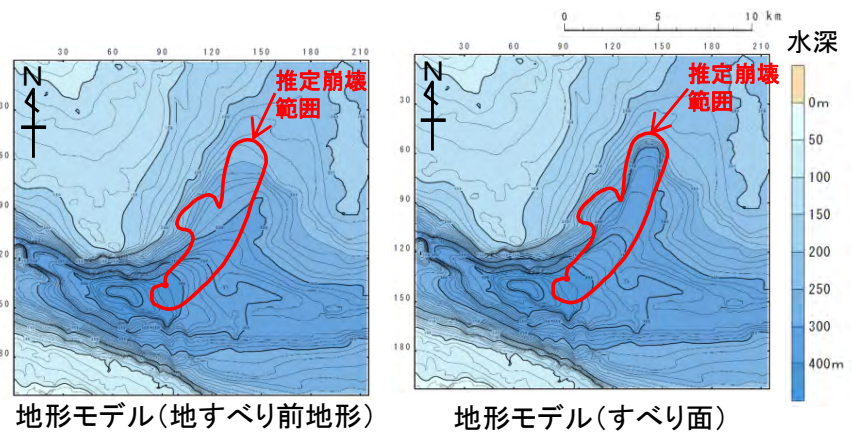
海底地すべりに起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

海底地すべりに起因する津波検討結果 (下降側)

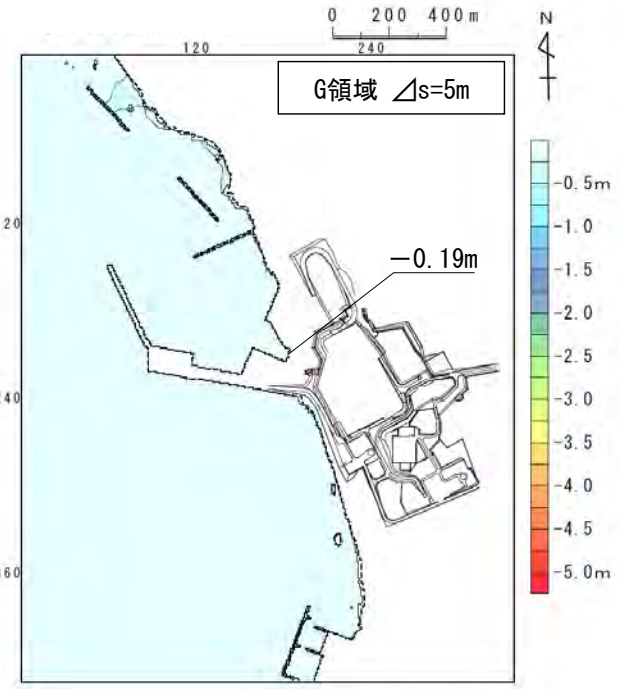
検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
海底地すべり地形 Ms-2	二層流モデル	-0.19m



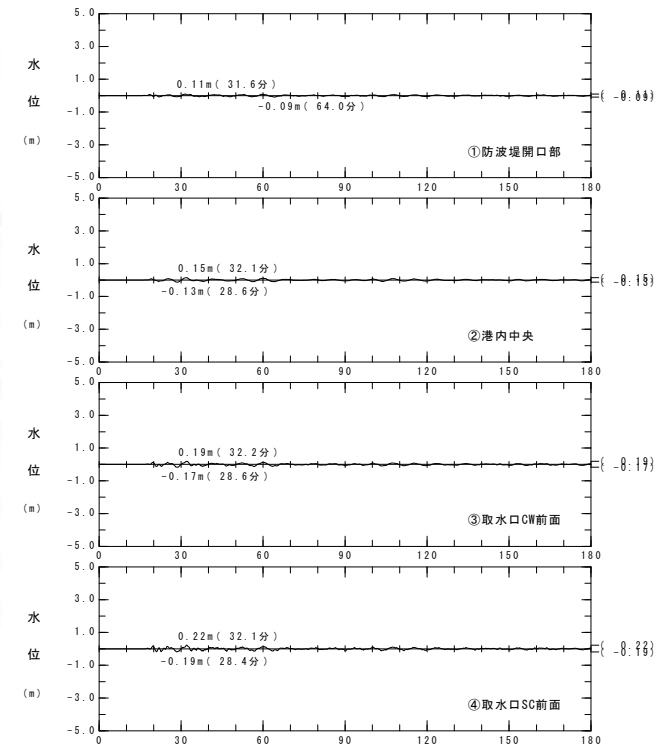
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形

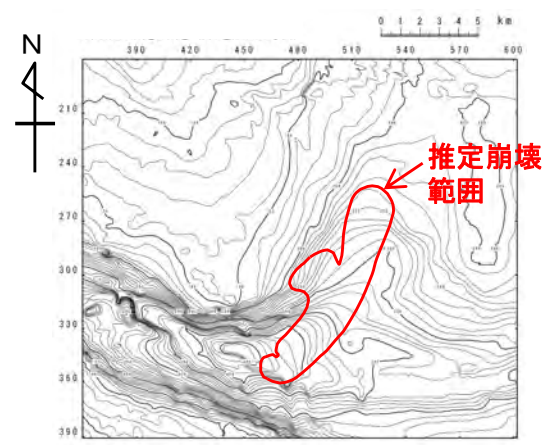


# 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (19/26)

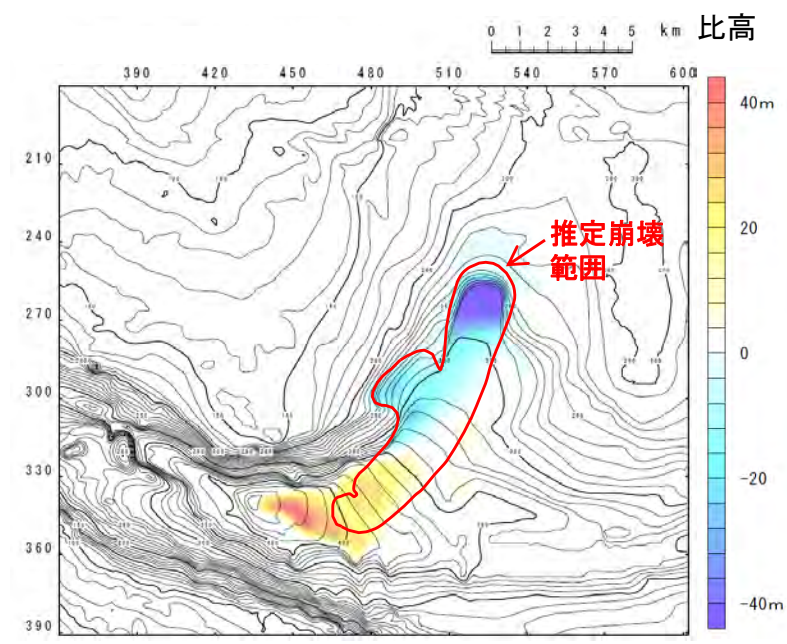
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (5/8) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (1/4)

### 崩壊地形データの作成【Ms-2】

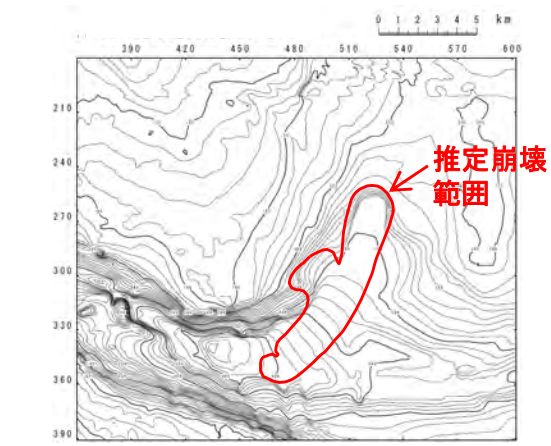
- ・解析モデル②としてkinematic landslideモデルを採用した。
- ・kinematic landslideモデルの崩壊地形データ (比高分布) は、地すべり前地形と二層流モデルにより得られた崩壊後地形から作成した。



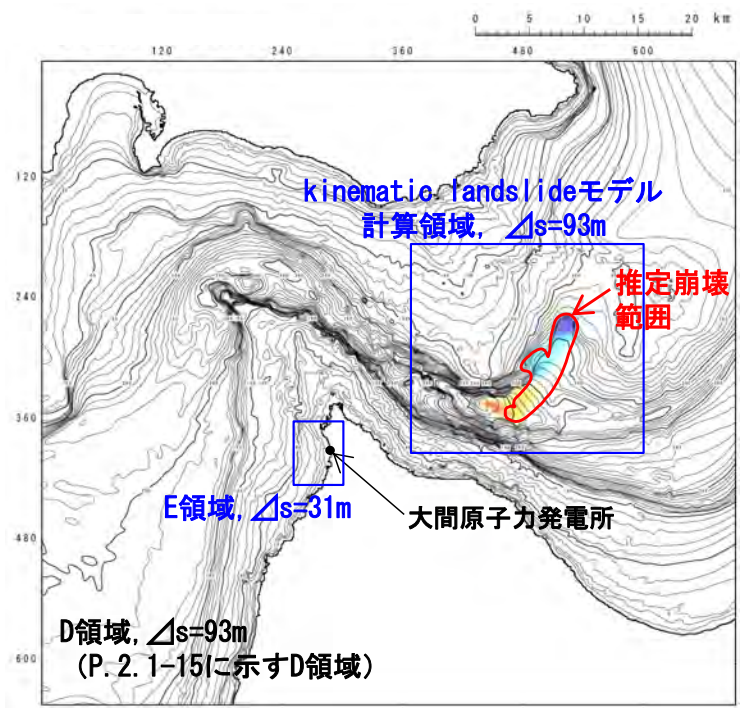
a. 地すべり前地形



崩壊に伴う地形変化 (b-a)  
(比高分布)



b. 二層流モデルにより得られた  
崩壊後地形



計算領域図

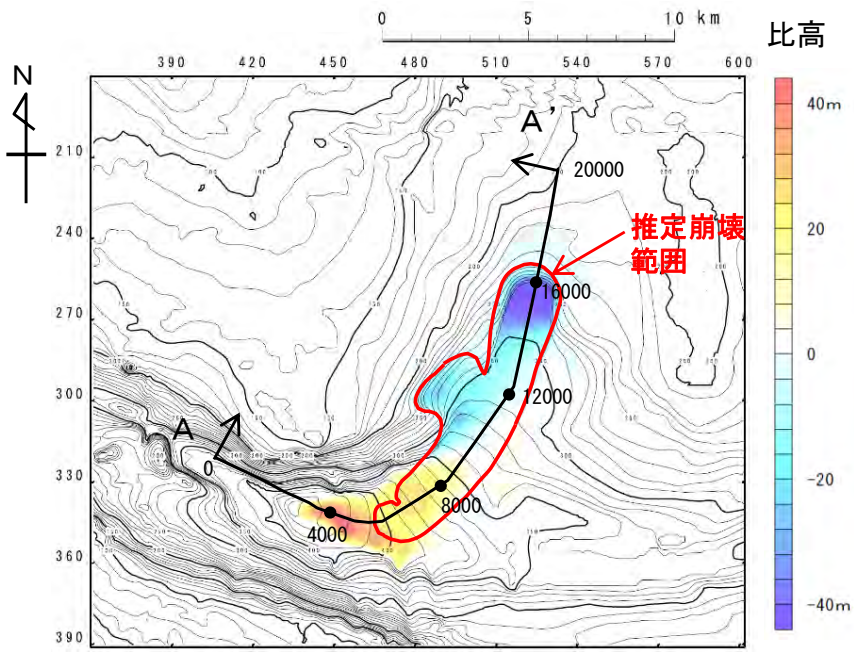


# 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (20/26)

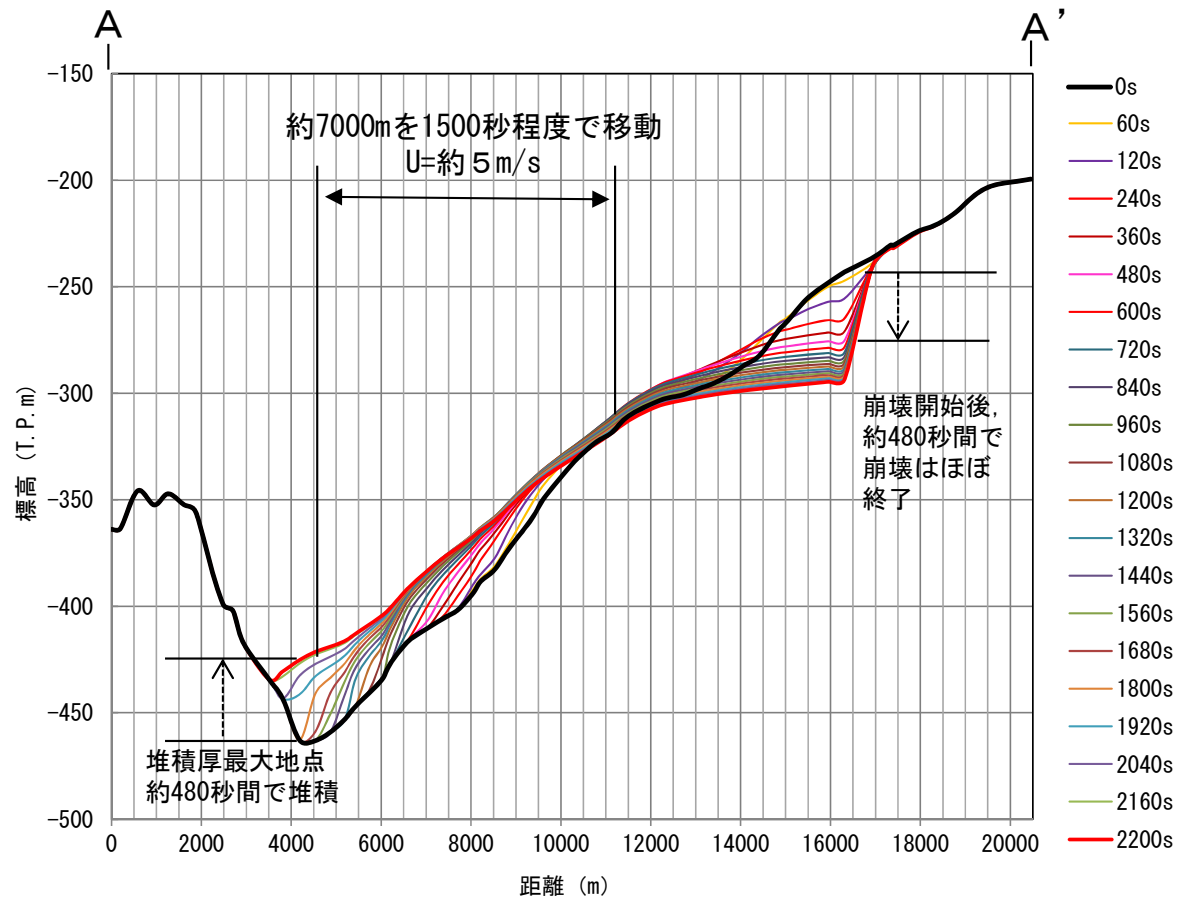
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (6/8) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (2/4)

### パラメータの設定【Ms-2】

- kinematic landslideモデルで考慮する水平移動速度Uおよび比高変化継続時間Tは、二層流モデル解析で得られた崩壊測線上の崩壊物の移動状況より下記のとおり設定した。  
水平移動速度U : 5m/s, 比高変化継続時間T : 480秒



kinematic landslideモデルに用いる  
比高分布



kinematic landslideモデルに用いるU及びT  
(二層流モデル解析による崩壊測線上の崩壊物の移動状況より設定)



# 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (21/26)

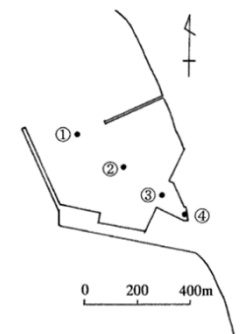
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (7/8) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (3/4)

計算結果【Ms-2】

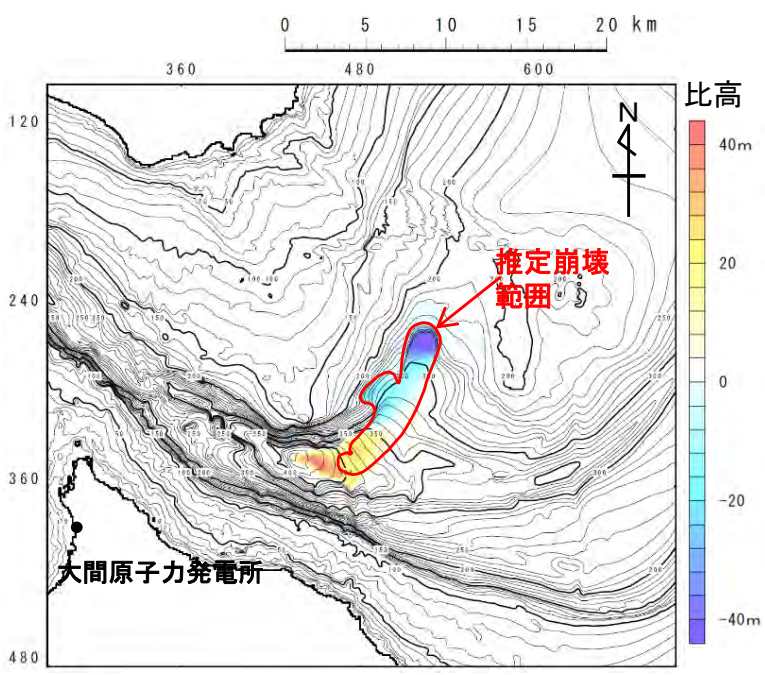
海底地すべりに起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

海底地すべりに起因する津波検討結果(上昇側)

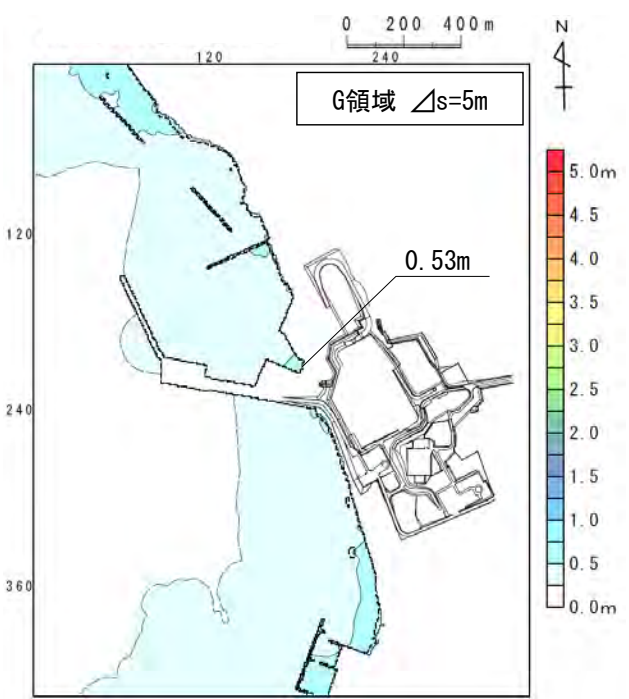
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
海底地すべり地形 Ms-2	kinematic landslide モデル	0.53m



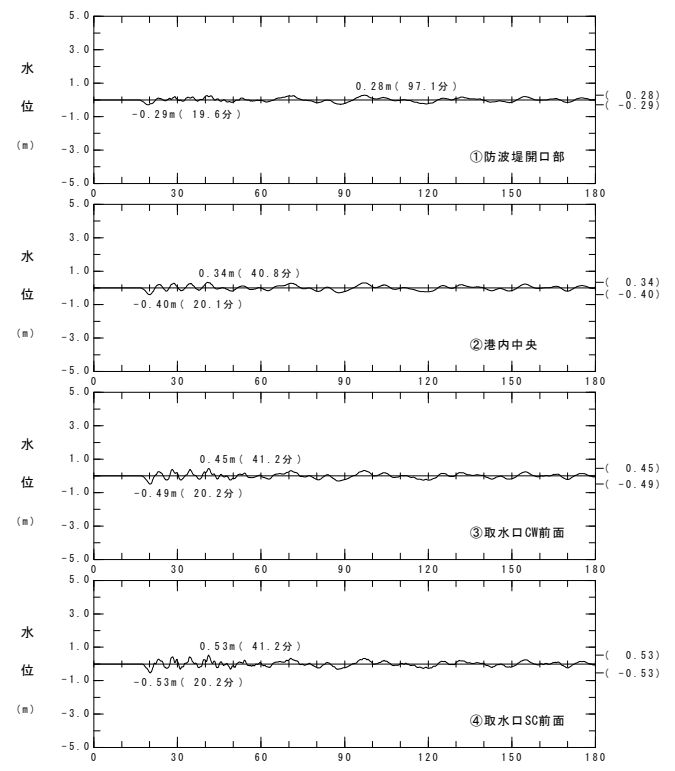
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形



# 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (22/26)

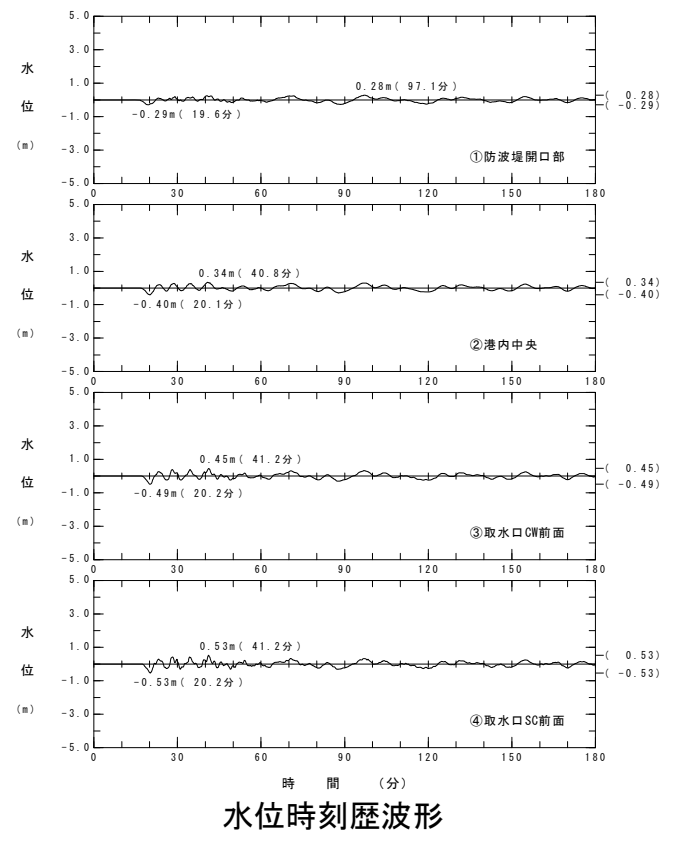
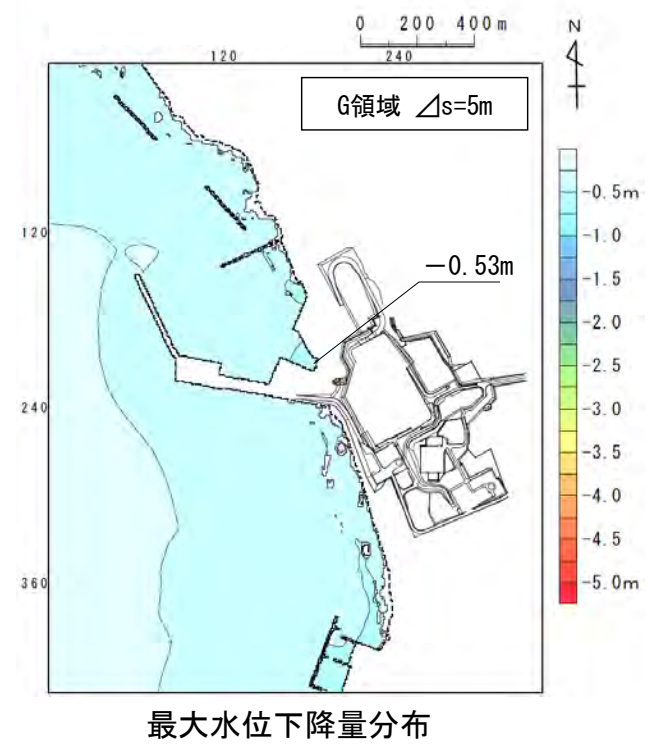
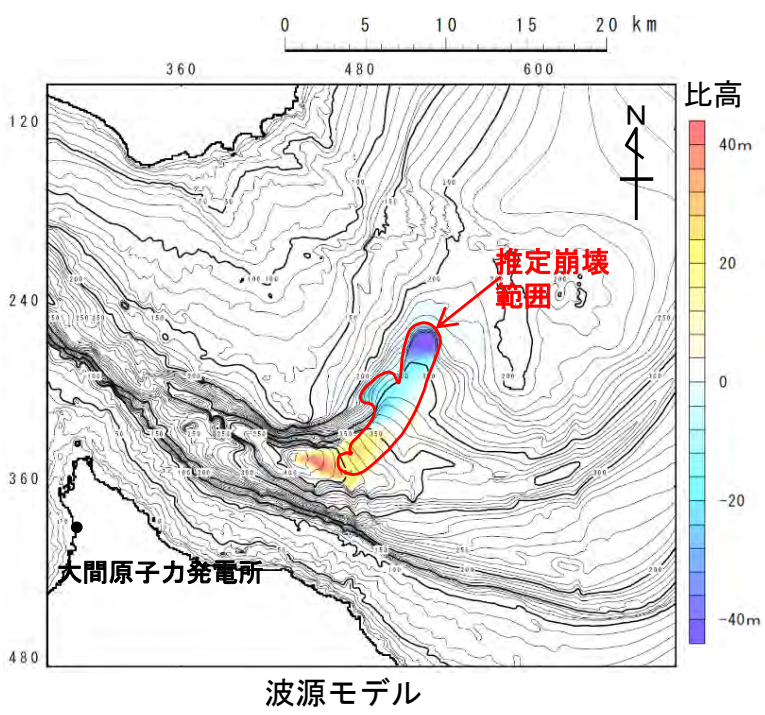
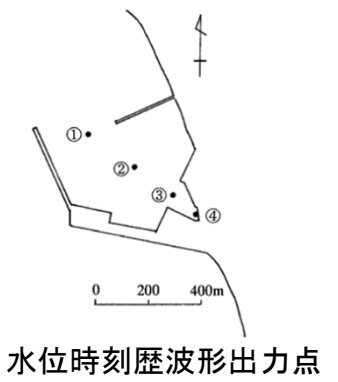
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (8/8) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (4/4)

計算結果【Ms-2】

海底地すべりに起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

海底地すべりに起因する津波検討結果 (下降側)

検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
海底地すべり地形 Ms-2	kinematic landslide モデル	-0.53m





## 海底地すべりに起因する津波検討結果

海底地すべりに起因する津波の検討結果は以下のとおりである。

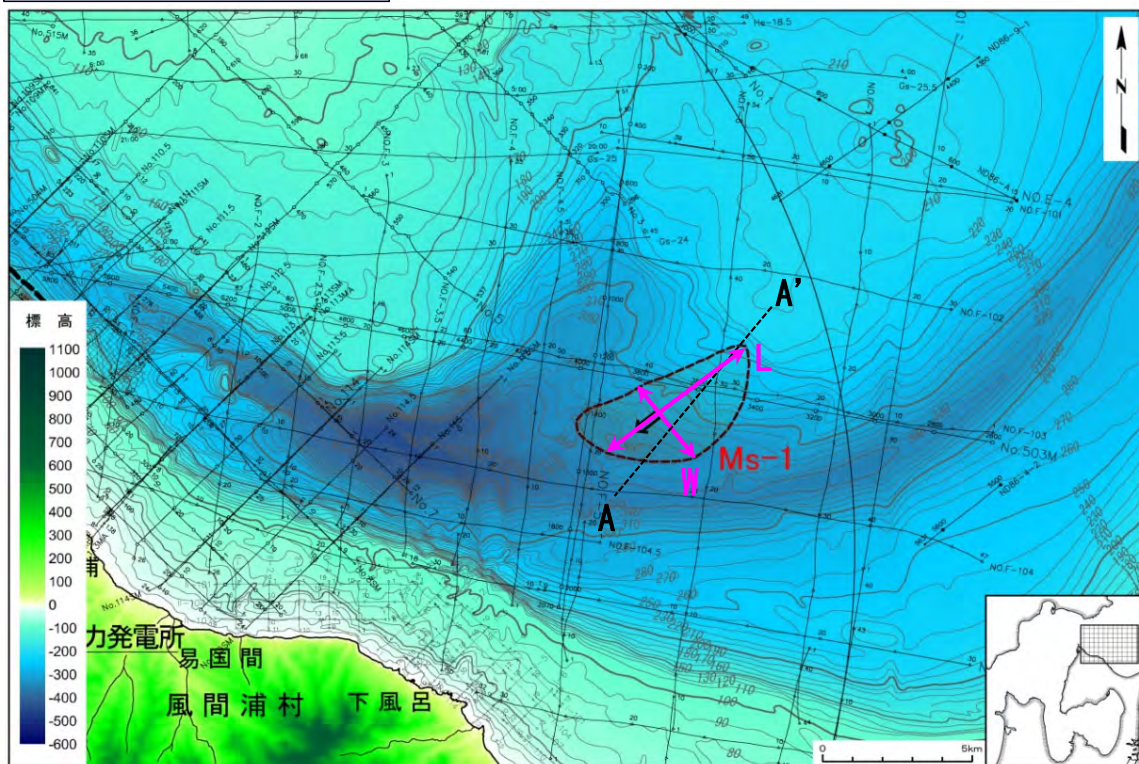
海底地すべりに起因する津波

区分	解析モデル	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面 における 最大水位下降量
海底地すべりに起因する津波	kinematic landslideモデル	0.53m	-0.53m



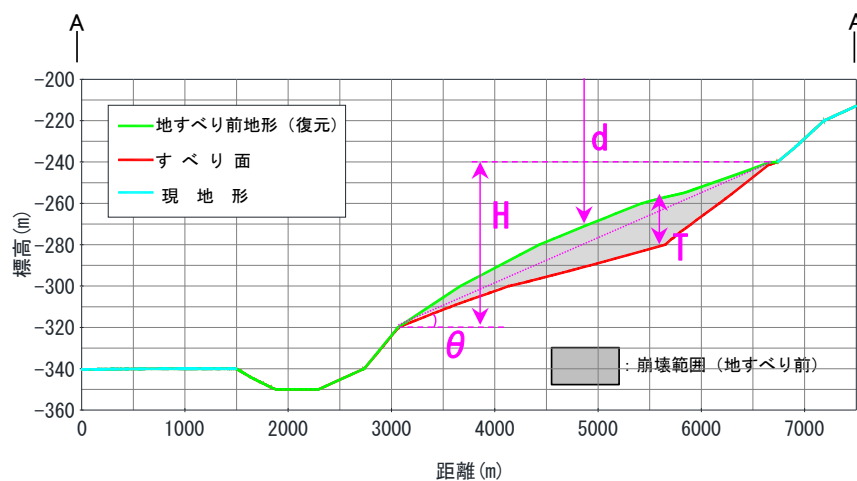
## (参考) 検討対象海底地すべり地形の選定【ステップ3】：地すべり地形パラメータ (1 / 3)

Ms-1 設定パラメータ



海底地すべり地形Ms-1の地形パラメータは以下のとおり。

項目	設定値	備考
L 崩壊部長さ (m)	5,900	海底地形図
W 崩壊部幅 (m)	3,000	海底地形図
T 崩壊部厚さ (m)	20	海底地形断面図
H 比高 (m)	80	海底地形断面図
$\theta$ 斜面勾配 (°)	1.2	海底地形断面図
d 崩壊部水深 (m)	290	海底地形断面図



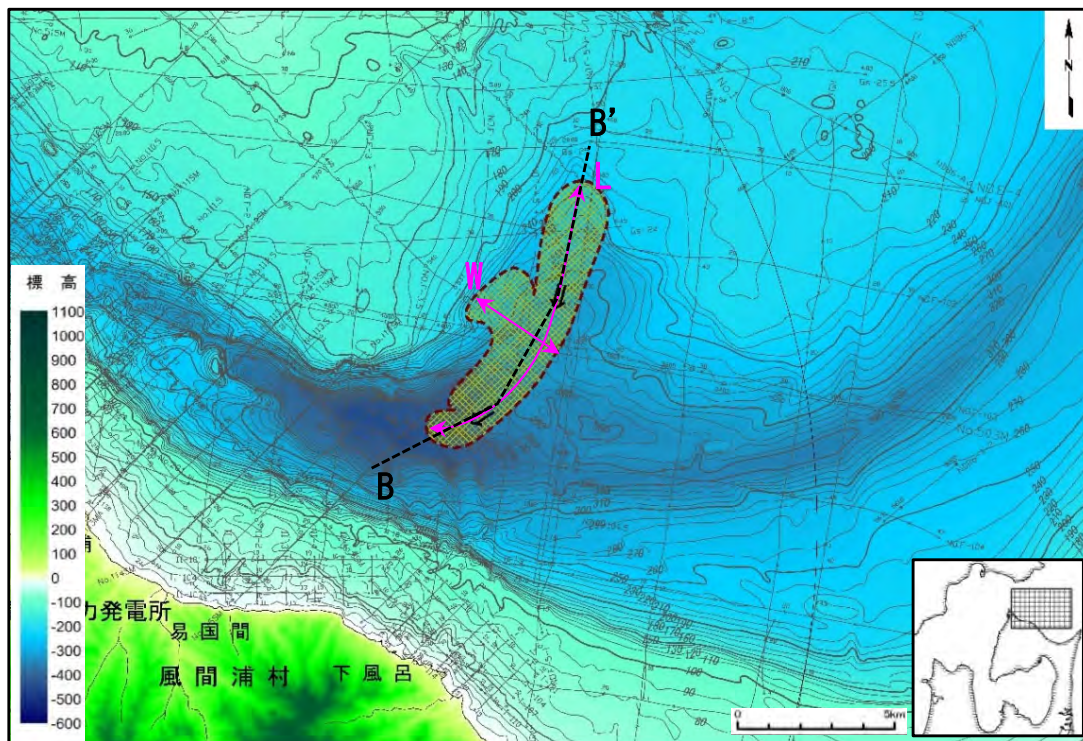
- すべり面等の設定は、補足説明資料「8-3. 海底地すべり地形崩壊量算定」参照
- 対象断面測線は地すべりブロックの中央付近のものを使用
- 水深dは地すべり前ブロック中央部で計測





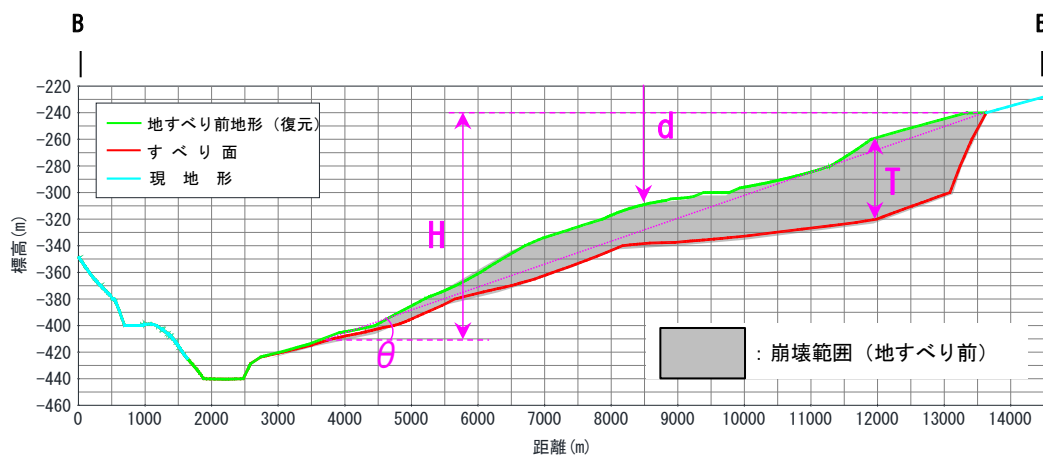
## (参考) 検討対象海底地すべり地形の選定【ステップ3】：地すべり地形パラメータ (2/3)

Ms-2 設定パラメータ



海底地すべり地形Ms-2の地形パラメータは以下のとおり。

項目	設定値	備考
L 崩壊部長さ (m)	11,300	海底地形図
W 崩壊部幅 (m)	3,510	海底地形図
T 崩壊部厚さ (m)	60	海底地形断面図
H 比高 (m)	170	海底地形断面図
$\theta$ 斜面勾配 (°)	1.0	海底地形断面図
d 崩壊部水深 (m)	310	海底地形断面図

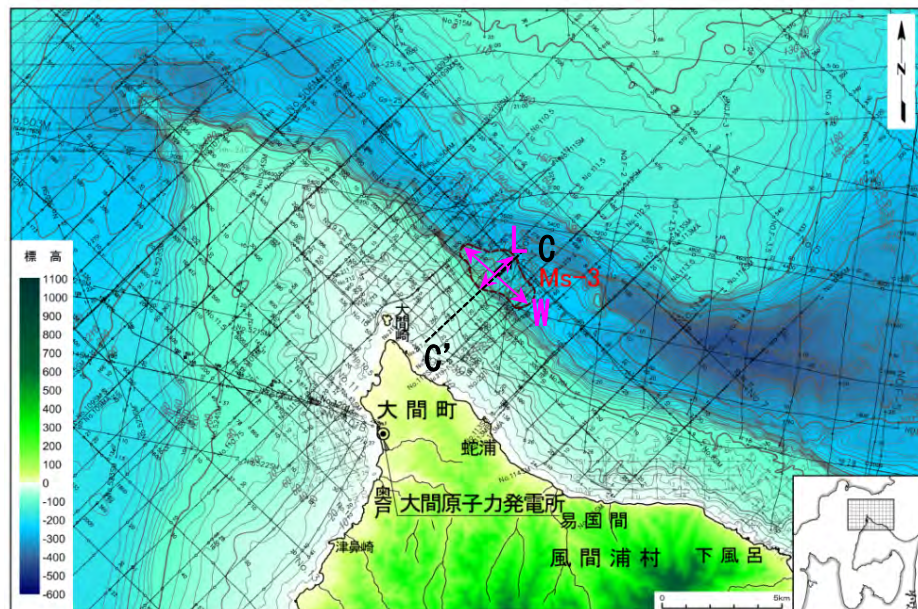


- すべり面等の設定は、補足説明資料「8-3. 海底地すべり地形崩壊量算定」参照
- 対象断面測線は地すべりブロックの中央付近のものを使用
- 水深dは地すべり前ブロック中央部で計測



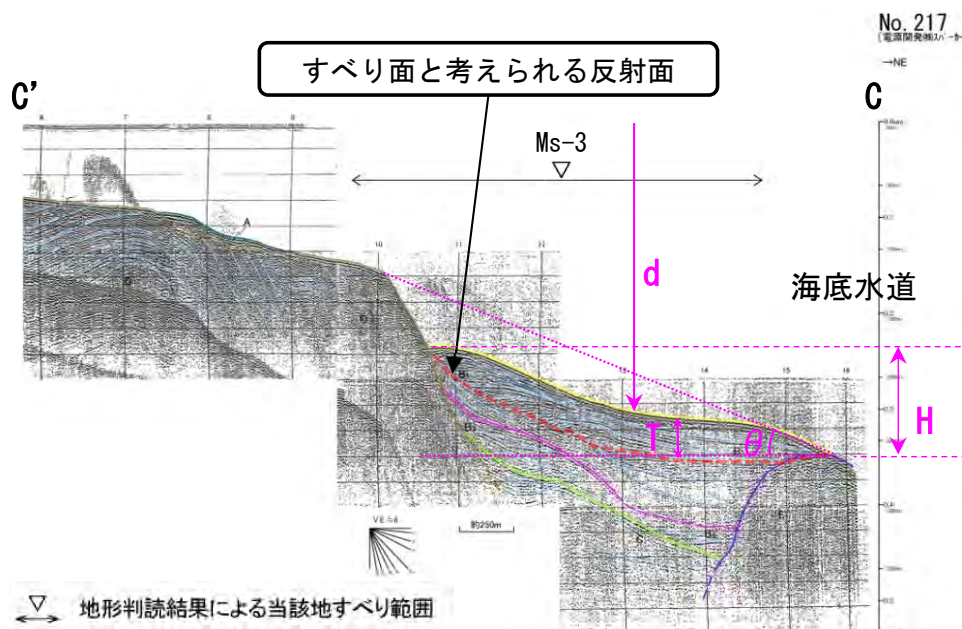
## (参考) 検討対象海底地すべり地形の選定【ステップ3】：地すべり地形パラメータ (3 / 3)

### Ms-3 設定パラメータ



海底地すべり地形Ms-3の地形パラメータは以下のとおり。

項目	設定値	備考
L 崩壊部長さ (m)	1,880	海底地形図
W 崩壊部幅 (m)	3,200	海底地形図
T 崩壊部厚さ (m)	30	海底地形断面図
H 比高 (m)	80	海底地形断面図
$\theta$ 斜面勾配 (°)	4.0	海底地形断面図
d 崩壊部水深 (m)	230	海底地形断面図



- 対象断面測線は地すべりブロックの中央付近の測線を使用
- 水深dは地すべり後ブロック中央部で計測

# 目 次

1. 既往津波等の検討
  - 1-1. 既往津波の文献調査
  - 1-2. 津波堆積物調査
  - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
  - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
  - 2-1. 津波の計算条件
  - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
  - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. 地震による津波
  - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
  - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
    - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
    - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波
    - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
  - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波
  - 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
  - 3-5. 地震による津波のまとめ
4. **地震以外の要因による津波**
  - 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 4-2. 海底地すべりに起因する津波
  - 4-3. **火山現象に起因する津波**
  - 4-4. 地震以外の要因による津波のまとめ
5. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 5-1. 組合せ対象の選定
  - 5-2. 津波発生要因の組合せ
6. 防波堤等の影響検討
  - 6-1. 地震による津波
  - 6-2. 地震以外の要因による津波
  - 6-3. 津波発生要因の組合せ
7. 基準津波の策定
  - 7-1. 基準津波の選定
  - 7-2. 基準津波選定結果の検証
    - 7-2-1. 既往津波との比較
    - 7-2-2. 行政機関による既往評価との比較
8. 基準津波



## 4-3. 火山現象に起因する津波（1 / 1 2）

### 火山現象に起因する津波の検討フロー

火山現象に起因する津波については、以下のフローで検討を実施した。

#### 検討フロー

#### 【ステップ1】：発電所に影響がある津波を発生させる可能性がある火山現象の評価

「将来の活動可能性が否定できない火山（35火山）」※のうち、津軽海峡周辺で津波を発生させる可能性がある火山現象を評価

※「平成26年12月16日原子炉設置変更許可申請書 添付書類六 7. 火山」参照

#### 【ステップ2】：検討対象火山現象の選定

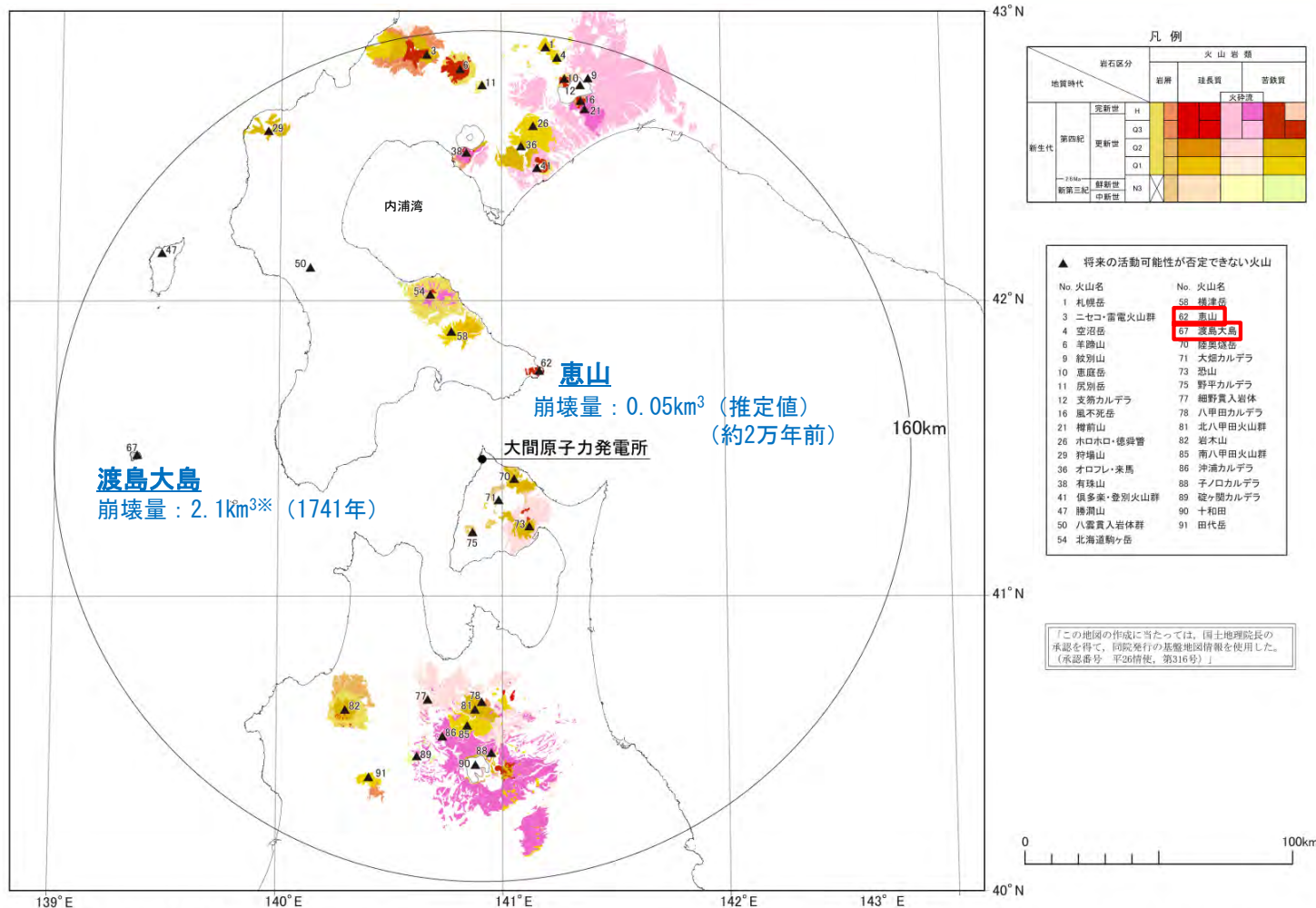
ステップ1で評価した火山現象から、崩壊規模、敷地との距離・位置関係等を考慮して敷地への影響が最も大きくなる火山現象を選定

#### 【ステップ3】：数値シミュレーションの実施

数値シミュレーションにより敷地への影響を評価  
(二層流モデル及びkinematic landslideモデルを用いて総合的に評価)



## 発電所に影響がある津波を発生させる可能性がある火山現象の評価【ステップ1】



将来の活動可能性が否定できない火山

※: Kawamata et al. (2005) (50)による


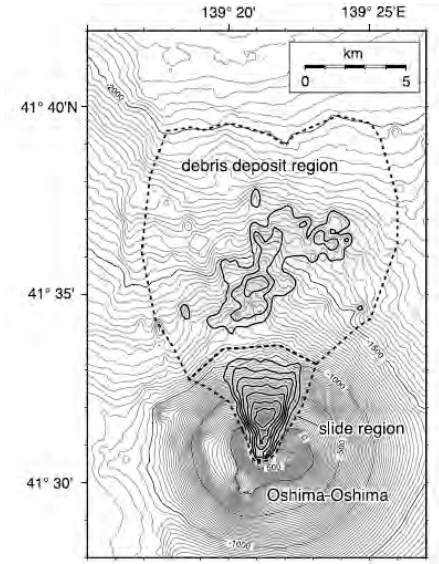
本図は、地質調査総合センター編 (2010) (164)に基づき作成したものである。

- 「将来の活動可能性が否定できない火山 (35火山)」のうち、津軽海峡周辺で海に面していることを前提に、斜面の傾斜・勾配及び既往津波の発生状況を考慮し、恵山及び渡島大島の山体崩壊を発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある火山現象として評価した。
- なお、1640年北海道駒ヶ岳では山体崩壊による津波が発生したが、この津波の痕跡は内浦湾周辺のみで確認されており、津軽海峡沿岸及び敷地への影響は小さいと考えられる。



# 4-3. 火山現象に起因する津波 (3 / 1 2)

## 検討対象火山現象の選定【ステップ2】 (1 / 2) : 恵山・渡島大島の比較

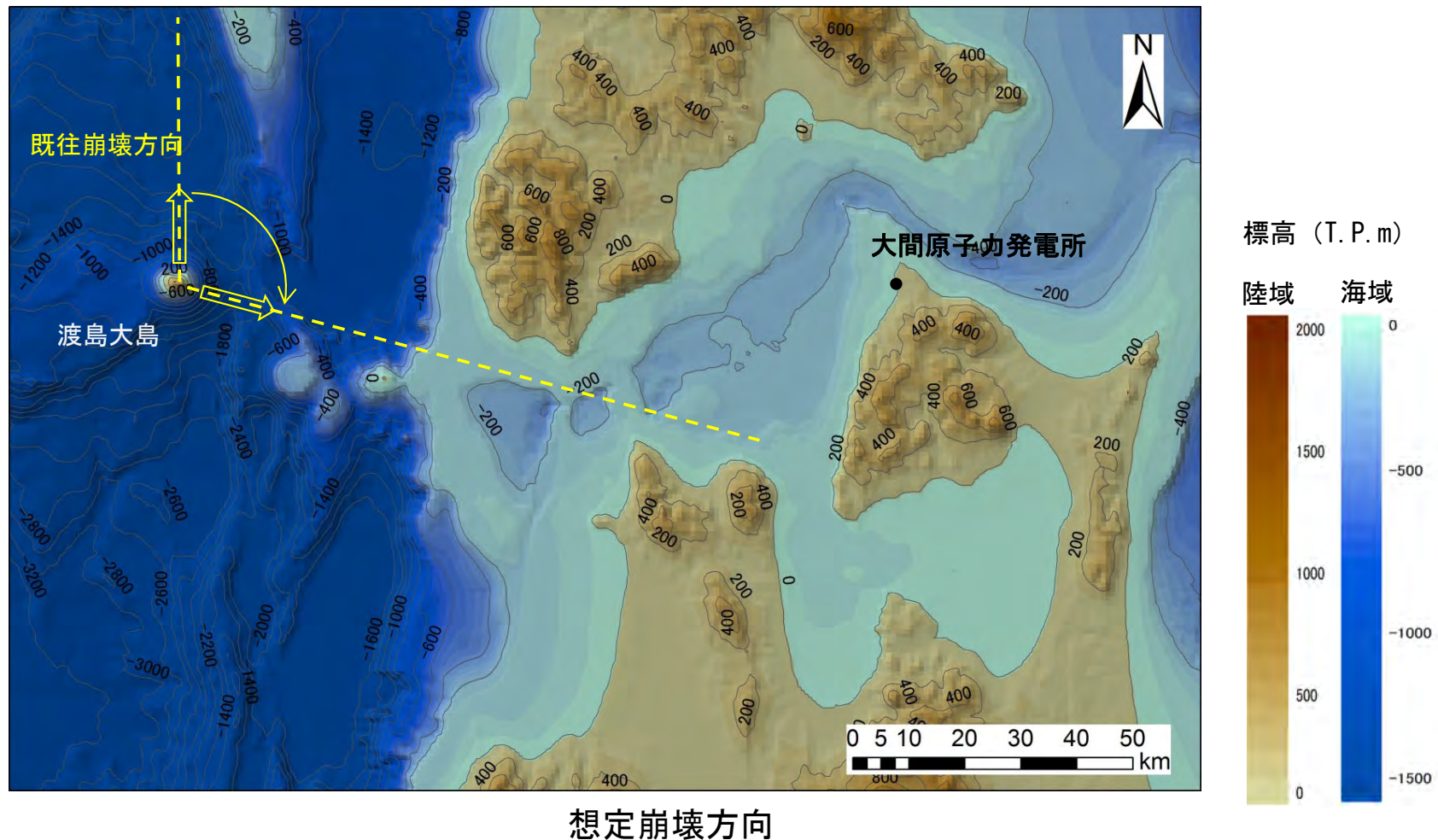
	恵山	渡島大島
直径	3,000m (推定)	18,000m <sup>(165)</sup>
比高	618m (推定)	2,450m <sup>(165)</sup>
体積	1.5km <sup>3</sup> [山体を円錐と仮定し算出]	207.8km <sup>3</sup> [山体を円錐と仮定し算出]
敷地からの距離 (直線距離)	39km	129km
既往の山体崩壊 & 津波発生状況	 <p>既往最大山体崩壊 (2万年前) : 山体崩壊量 約0.05km<sup>3</sup> (推定) : 津波が発生した記録はない。</p>	 <p>既往最大山体崩壊 (1741年) : 山体崩壊量 約2.1km<sup>3</sup> (Kawamata et al. (2005) (50)) : 津波痕跡高: 4 ~ 6 m [津軽沿岸] (Satake (2007) (51))</p>

・ 渡島大島は恵山に比べ敷地からの距離は遠いものの、山体の体積は100倍以上、既往の山体崩壊量は約50倍であり、圧倒的に規模が大きいため、渡島大島の山体崩壊を検討対象火山現象として選定する。

## 4-3. 火山現象に起因する津波（4 / 1 2）

### 検討対象火山現象の選定【ステップ2】（2 / 2）：渡島大島崩壊方向の設定

- 1741年に発生した渡島大島の山体崩壊は北側への崩壊であるとされている。
- 新たな山体崩壊の想定としては、敷地への影響を考慮して、津軽海峡開口部へ向かう方向と設定した。



(余白)

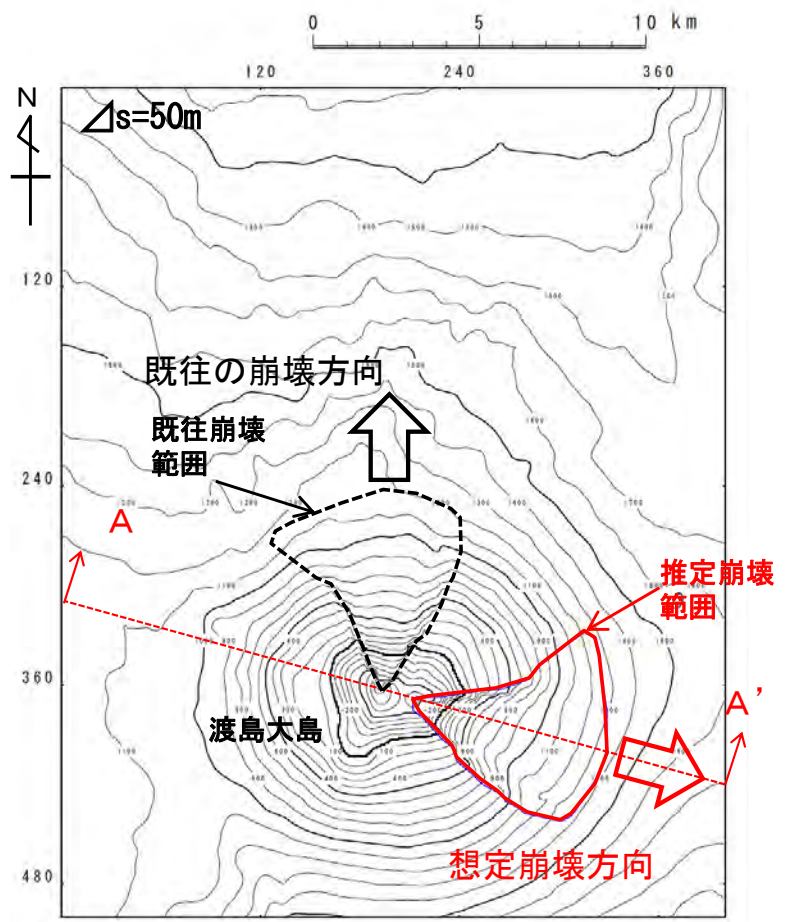




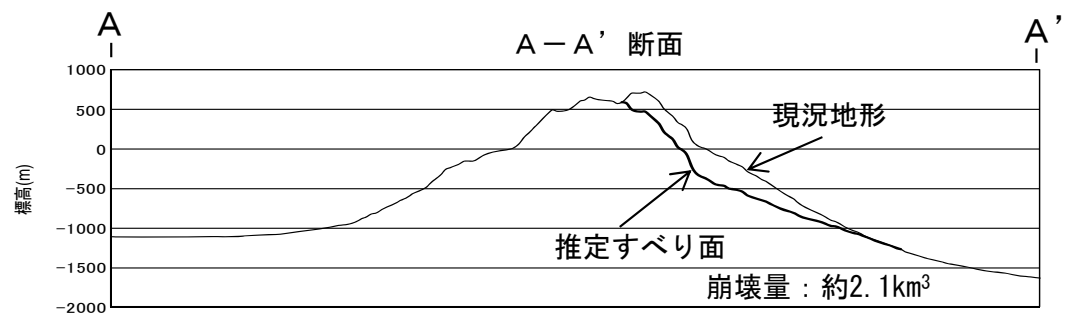
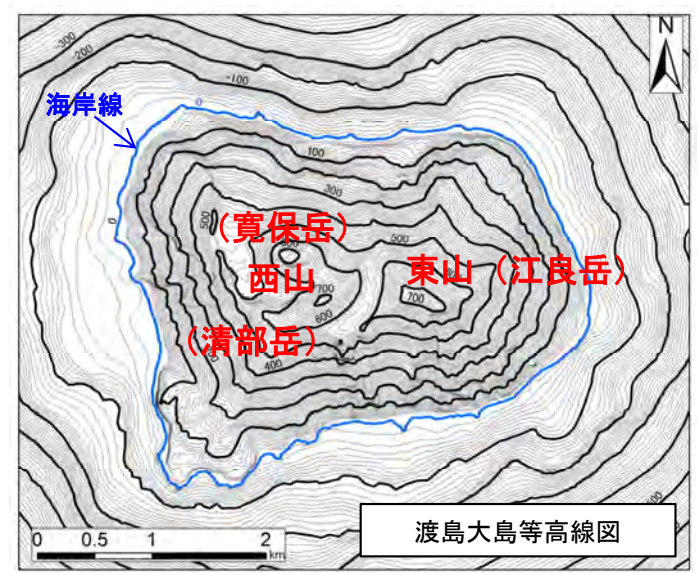
# 4-3. 火山現象に起因する津波 (5 / 1 2)

## 数値シミュレーション【ステップ3】 (1 / 7) : 解析モデル①<二層流モデル> (1 / 4)

- 解析モデル①として二層流モデルを採用した。
- 西山 (寛保岳・清部岳) と東山 (江良岳) のうち, 1741 年の崩壊は西山が崩壊したとされている。新たな想定としては, 敷地への影響を考慮して, 東山 (江良岳) を頂点とした崩壊を想定した。
- Kawamata et al. (2005) <sup>(50)</sup> を参照し, 既往最大規模と同程度の規模となるようにすべり面を想定した。



崩壊方向・崩壊地形



渡島大島山体崩壊地形



# 4-3. 火山現象に起因する津波 (6 / 12)

## 数値シミュレーション【ステップ3】 (2 / 7) : 解析モデル①<二層流モデル> (2 / 4)

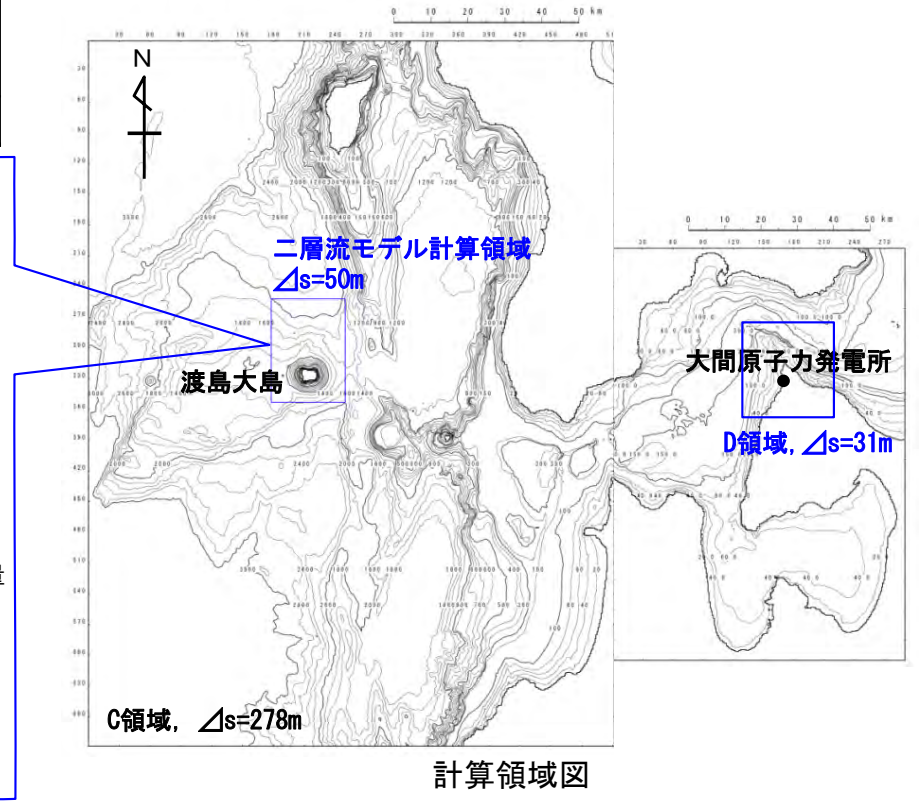
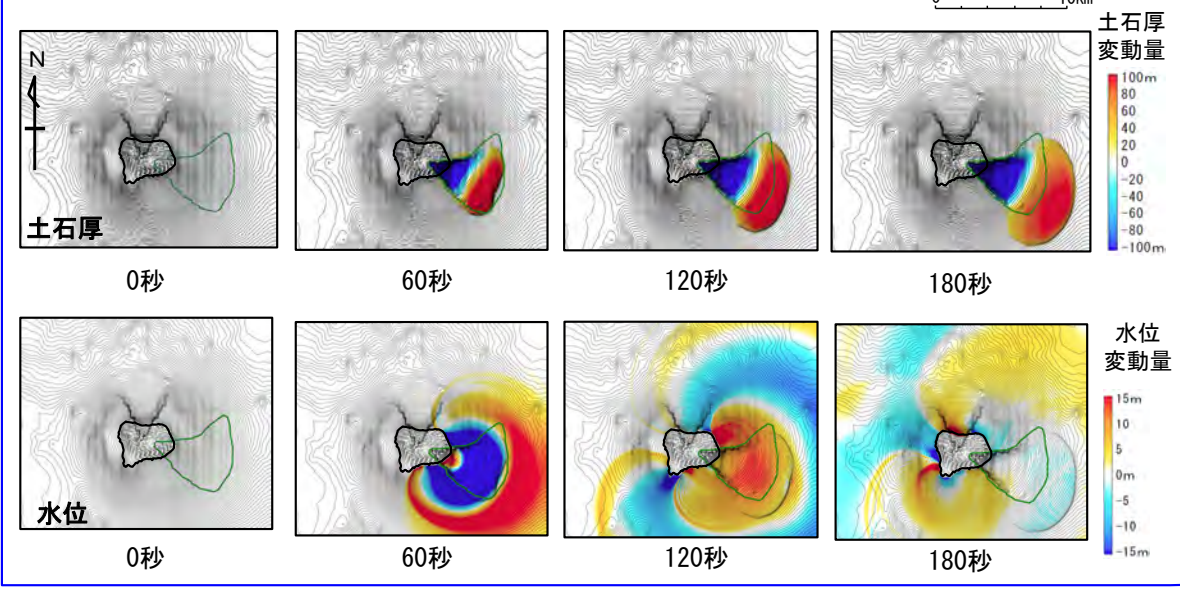
### 計算条件【渡島大島山体崩壊】

- 二層流モデルの計算条件は下表のとおりである。
- 敷地への津波の伝播シミュレーションは、二層流モデル解析領域の境界部で得られた時刻歴波形を津波伝播計算領域に接続する。

主な計算条件

項目	内容	設定根拠
海水密度	$\rho_1 = 1.03 \text{ (g/cm}^3\text{)}$	Kawamata et al. (2005) <sup>(50)</sup> で1741年渡島大島火山津波を再現された値
崩壊物の密度	$\rho_2 = 2.0 \text{ (g/cm}^3\text{)}$	
上層(水)の粗度係数	$n = 0.025 \text{ (s/m}^{1/3}\text{)}$	
下層(土砂)の粗度係数	$n = 0.4 \text{ (s/m}^{1/3}\text{)}$	
抗力係数	$C_D = 2.0$	
水平拡散係数	$\nu = 0.1 \text{ (m}^2\text{/s)}$	
計算時間間隔	$\Delta t = 5.0 \times 10^{-4} \text{ (s)}$	計算の安定性を考慮して設定

二層流モデル計算結果 (土石厚分布 (上段), 水位分布 (下段))





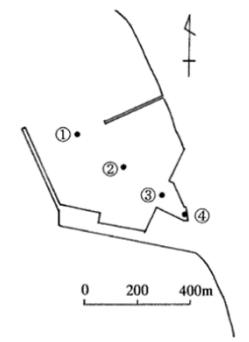
# 4-3. 火山現象に起因する津波 (7 / 12)

## 数値シミュレーション【ステップ3】 (3 / 7) : 解析モデル①<二層流モデル> (3 / 4)

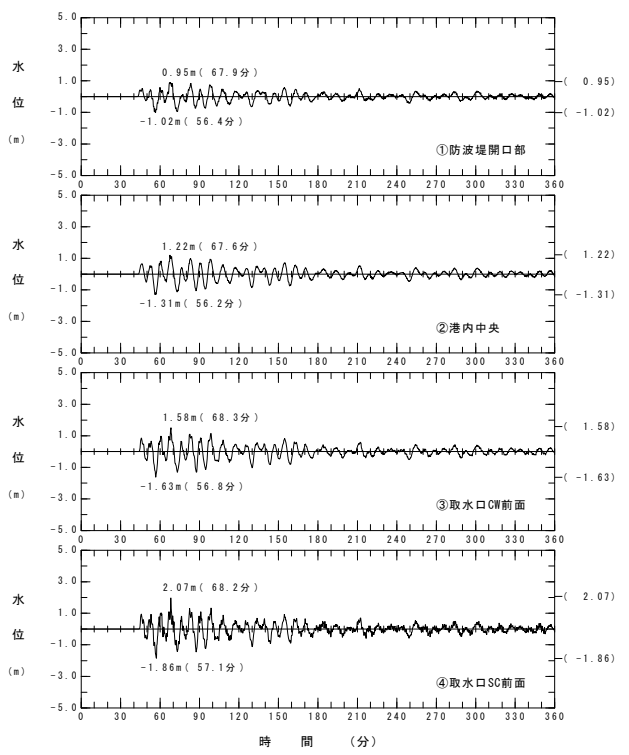
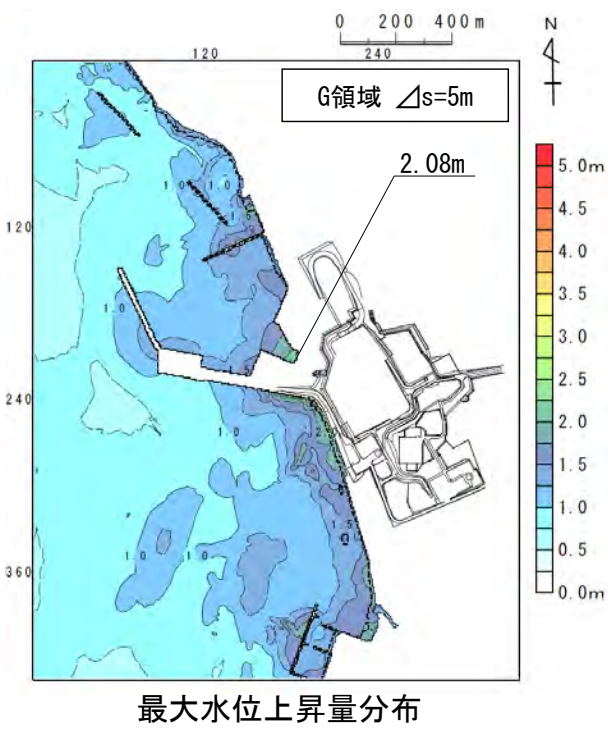
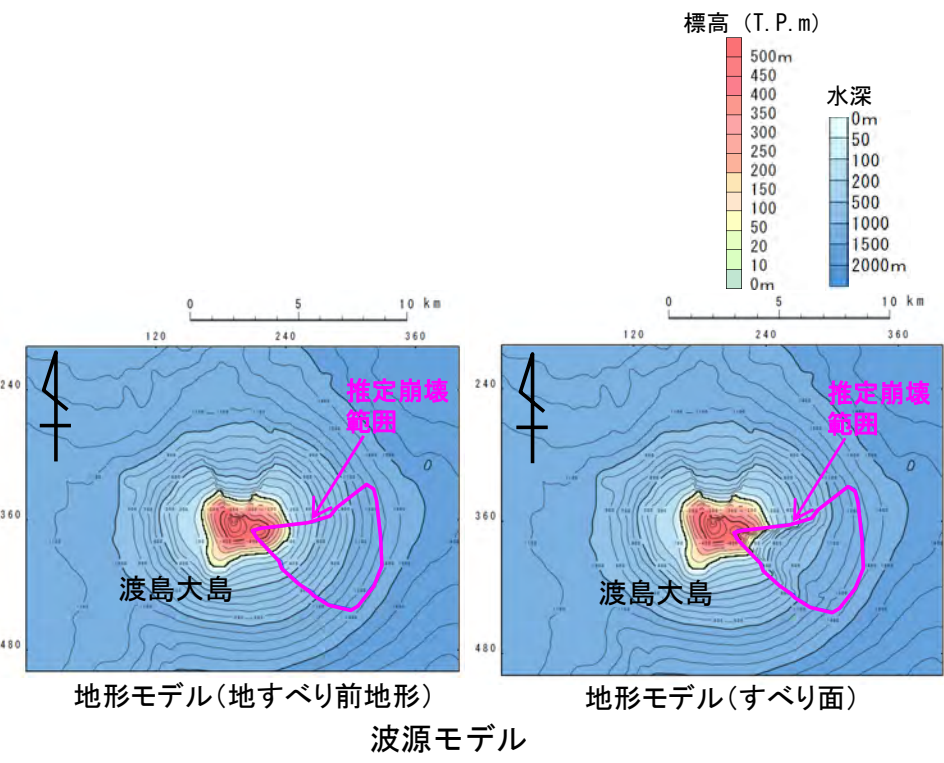
計算結果【渡島大島山体崩壊】

火山現象に起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

火山現象に起因する津波検討結果(上昇側)		
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
渡島大島山体崩壊 (津軽海峡方向への崩壊)	二層流モデル	2.08m



水位時刻歴波形出力点





# 4-3. 火山現象に起因する津波 (8 / 12)

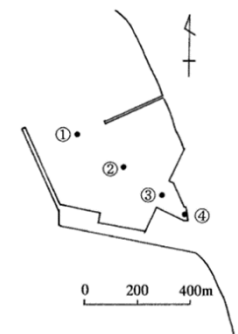
## 数値シミュレーション【ステップ3】 (4 / 7) : 解析モデル①<二層流モデル> (4 / 4)

計算結果【渡島大島山体崩壊】

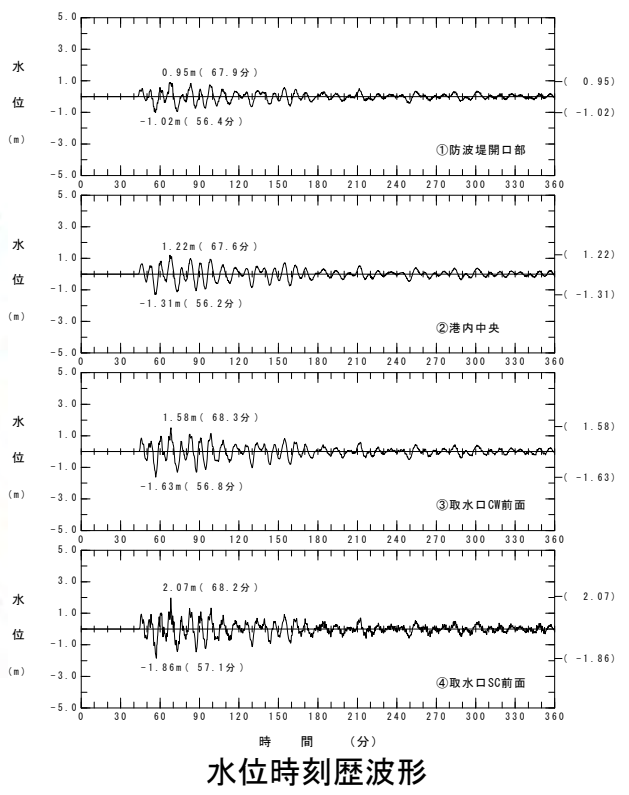
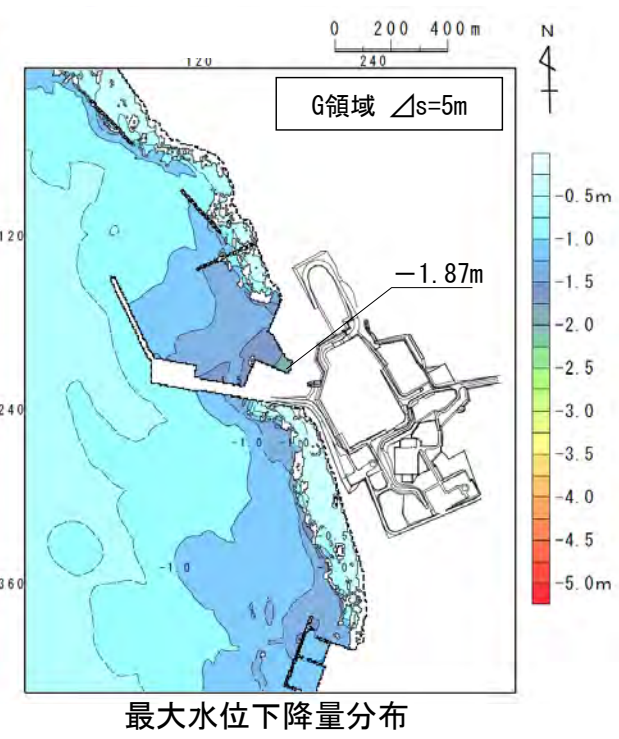
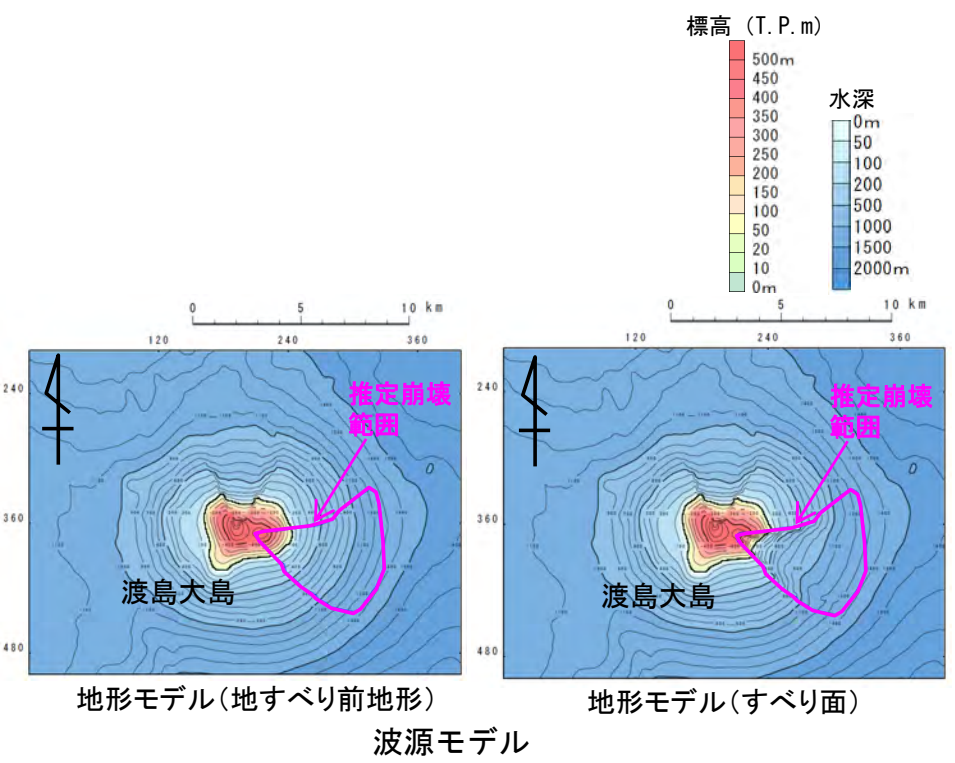
火山現象に起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

火山現象に起因する津波検討結果(下降側)

検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
渡島大島山体崩壊 (津軽海峡方向への崩壊)	二層流モデル	-1.87m



水位時刻歴波形出力点



(余白)

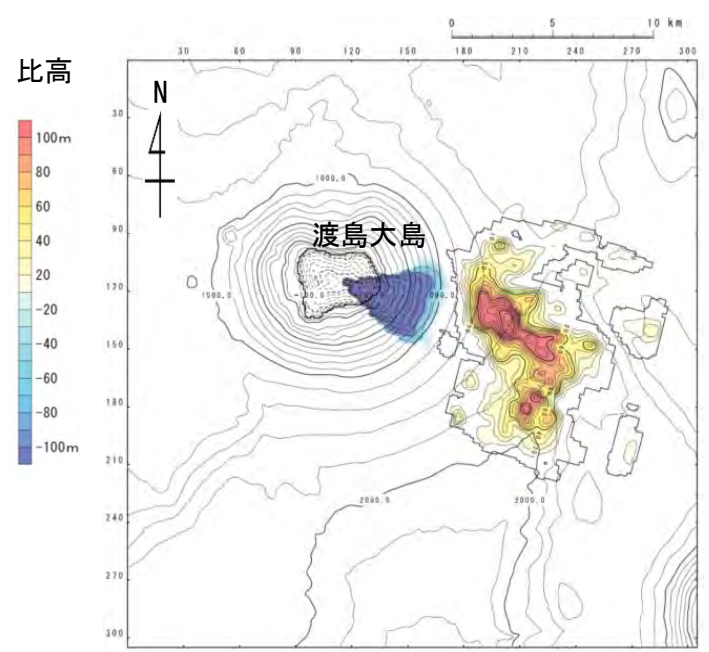


# 4-3. 火山現象に起因する津波 (9 / 12)

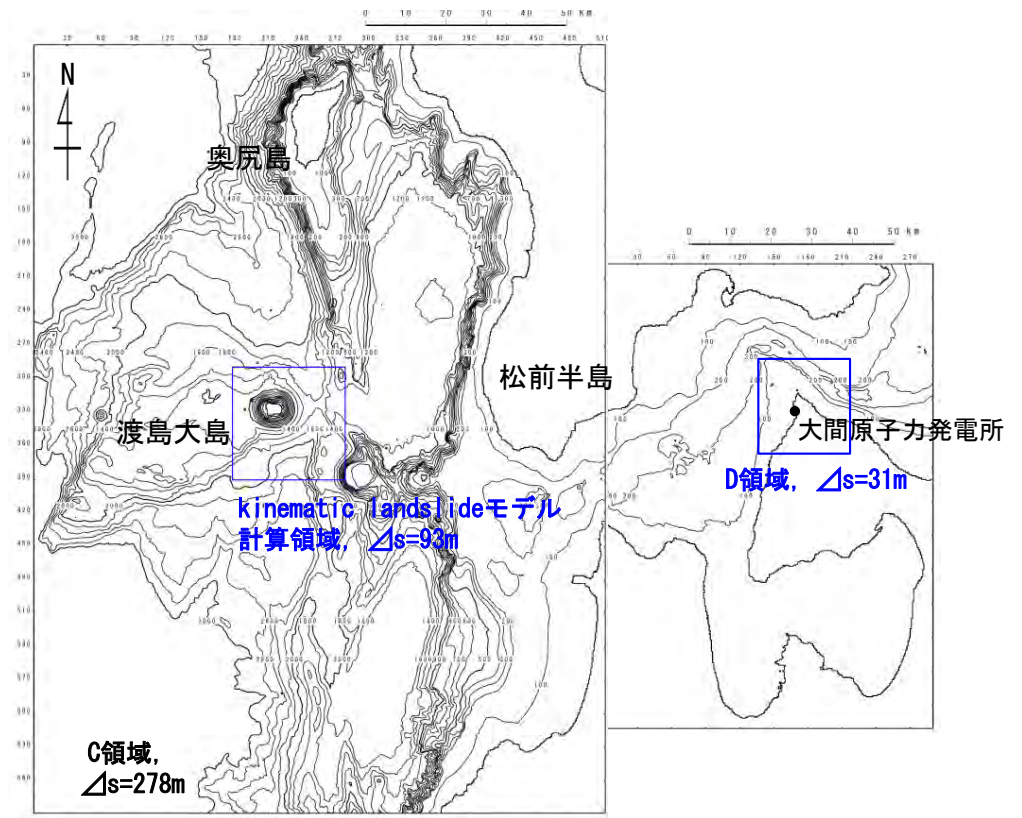
## 数値シミュレーション【ステップ3】 (5 / 7) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (1 / 3)

### 崩壊地形データの作成及びパラメータの設定【渡島大島山体崩壊】

- 解析モデル②としてkinematic landslide モデルを採用した。
- Satake (2007) <sup>(51)</sup> に示されている渡島大島周辺の測深図に基づく地形変化から推定された1741年山体崩壊の比高分布を津軽海峡開口部の方向に設定した。
- Satake (2007) <sup>(51)</sup> の1741年崩壊津波の再現性評価結果に基づき、水平移動速度Uは40m/s, 比高変化継続時間Tは120sとした※。(P. 2. 2-5, P. 2. 2-6参照)



kinematic landslideモデルに用いる  
比高分布



計算領域図

※ : 二層流モデル解析結果を反映した検討については補足説明資料「9-1. kinematic landslideモデルによる追加検討」参照

# 4-3. 火山現象に起因する津波 (10 / 12)

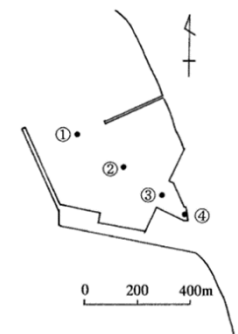


## 数値シミュレーション【ステップ3】 (6 / 7) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (2 / 3)

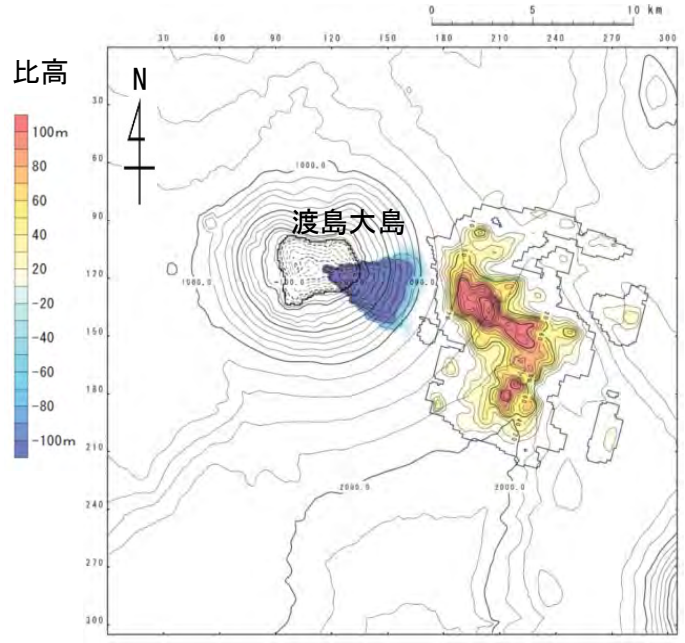
計算結果【渡島大島山体崩壊】

火山現象に起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

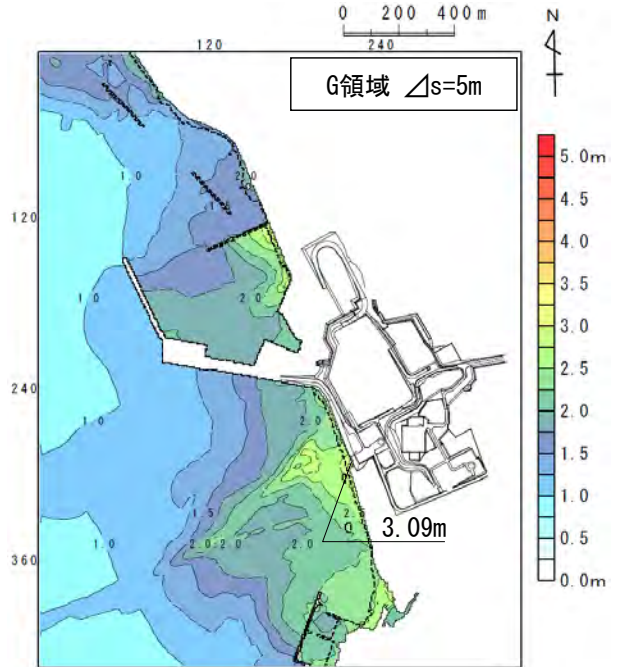
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
渡島大島山体崩壊 (津軽海峡方向への崩壊)	kinematic landslideモデル	3.09m



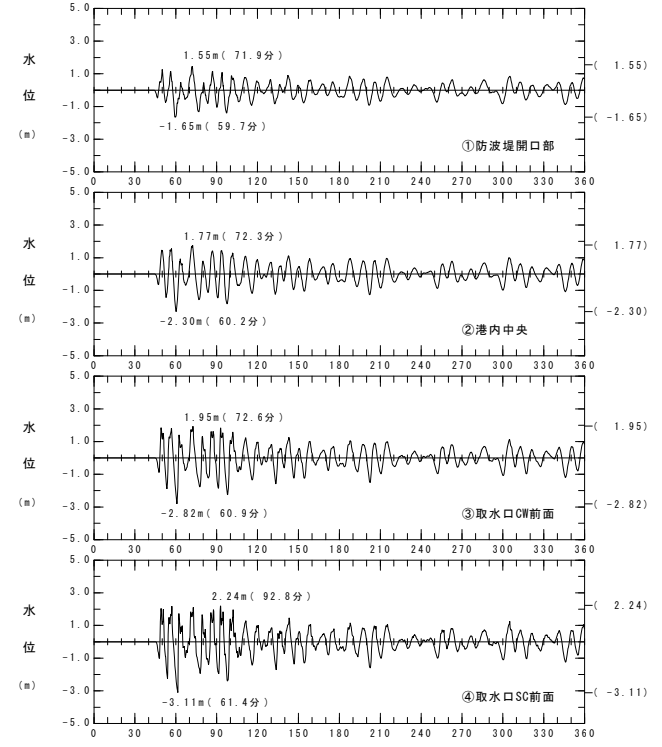
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形



# 4-3. 火山現象に起因する津波 (11 / 12)

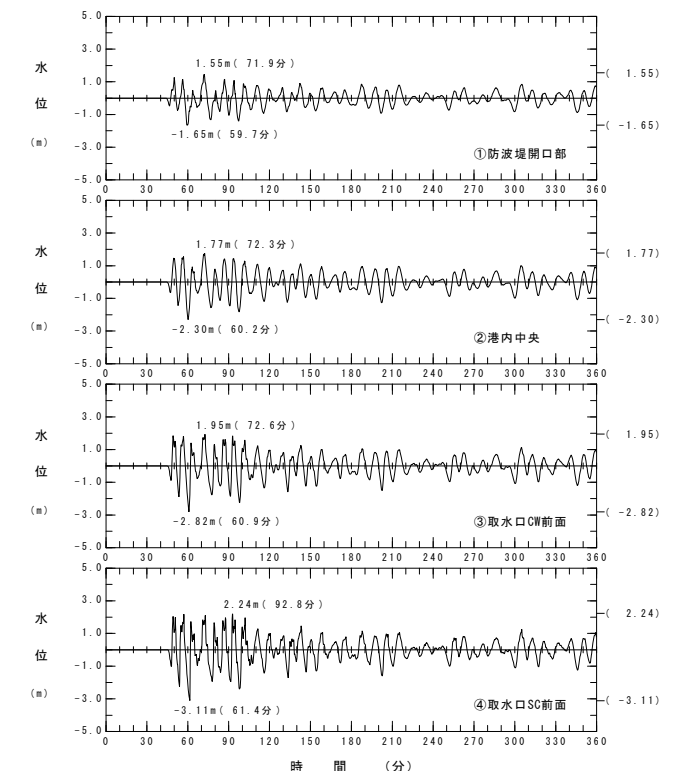
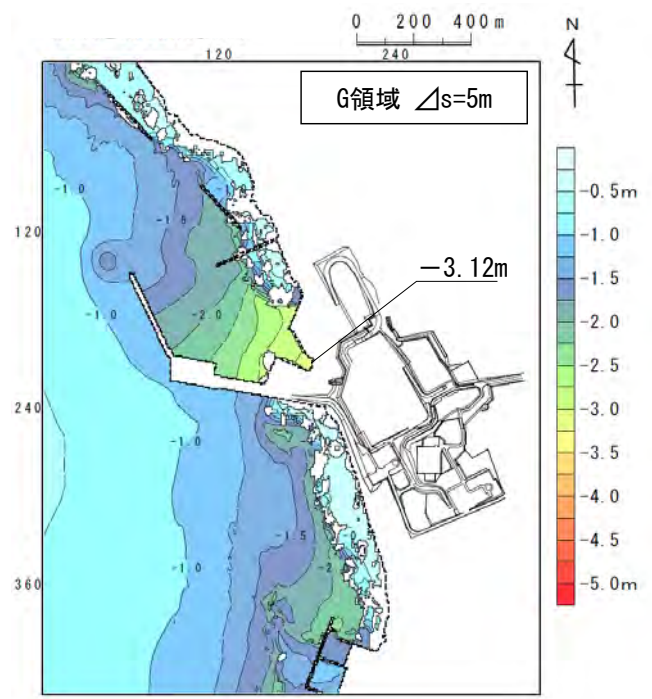
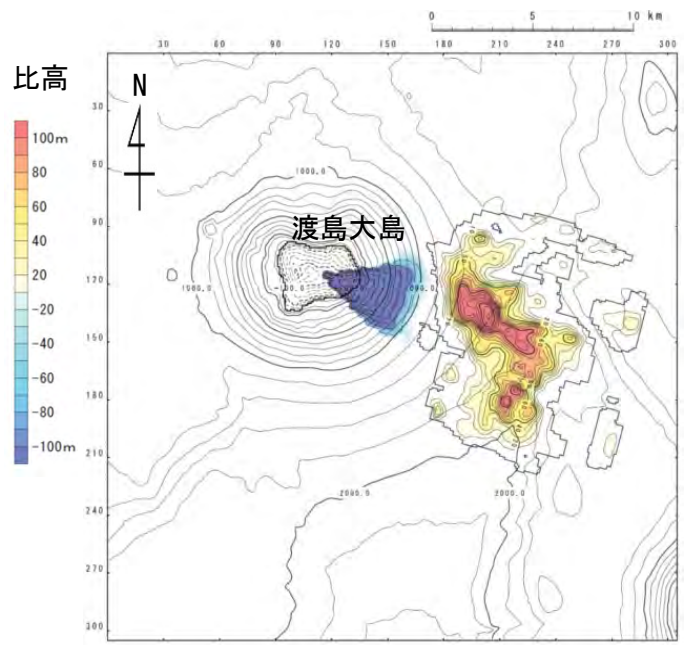
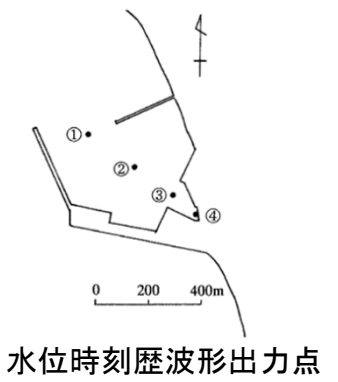
## 数値シミュレーション【ステップ3】 (7 / 7) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (3 / 3)

計算結果【渡島大島山体崩壊】

火山現象に起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

火山現象に起因する津波検討結果 (下降側)

検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
渡島大島山体崩壊 (津軽海峡方向への崩壊)	kinematic landslide モデル	-3.12m



水位時刻歴波形



## 4-3. 火山現象に起因する津波（12 / 12）



### 火山現象に起因する津波検討結果

火山現象に起因する津波の検討結果は以下のとおりである。

火山現象に起因する津波

区分	解析モデル	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面 における 最大水位下降量
火山現象に起因する津波	kinematic landslideモデル	3.09m	-3.12m

(余白)

# 目 次

1. 既往津波等の検討
  - 1-1. 既往津波の文献調査
  - 1-2. 津波堆積物調査
  - 1-3. 行政機関による既往評価の整理
  - 1-4. 既往津波等の検討のまとめ
2. 数値シミュレーション
  - 2-1. 津波の計算条件
  - 2-2. 数値シミュレーションモデルの妥当性検討
  - 2-3. 敷地及び敷地付近における評価方針
3. 地震による津波
  - 3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波
  - 3-2. 三陸沖から根室沖に想定される地震に伴う津波
    - 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波
    - 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波
    - 3-2-3. 三陸沖の海洋プレート内地震に伴う津波
  - 3-3. チリ沖に想定される地震に伴う津波
  - 3-4. 海域活断層に想定される地震に伴う津波
  - 3-5. 地震による津波のまとめ
4. **地震以外の要因による津波**
  - 4-1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波
  - 4-2. 海底地すべりに起因する津波
  - 4-3. 火山現象に起因する津波
  - 4-4. **地震以外の要因による津波のまとめ**
5. 津波発生要因の組合せに関する検討
  - 5-1. 組合せ対象の選定
  - 5-2. 津波発生要因の組合せ
6. 防波堤等の影響検討
  - 6-1. 地震による津波
  - 6-2. 地震以外の要因による津波
  - 6-3. 津波発生要因の組合せ
7. 基準津波の策定
  - 7-1. 基準津波の選定
  - 7-2. 基準津波選定結果の検証
    - 7-2-1. 既往津波との比較
    - 7-2-2. 行政機関による既往評価との比較
8. 基準津波



- 地震以外の要因による津波に対して以下の3要因によって発生する津波の敷地での水位変動量を以下のとおり比較した。
  1. 陸上の斜面崩壊に起因する津波の検討
  2. 海底地すべりに起因する津波の検討
  3. 火山現象に起因する津波の検討
- 地震以外の要因による津波の検討結果によると、敷地において上昇側・下降側共に、陸上の斜面崩壊に起因する津波の影響が最も大きい。

地震以外の要因による津波の検討結果

津波を発生させる要因	敷地における最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
陸上の斜面崩壊 【佐井エリアの地すべり地形】	4.97m	-3.49m
海底地すべり 【海底地すべり地形Ms-2】	0.53m	-0.53m
火山現象 【渡島大島の山体崩壊】	3.09m	-3.12m

# 参考文献



- (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, 694p.
- (2) 羽鳥徳太郎(1984) : 日本海の歴史津波, 月刊海洋科学, Vol. 16, pp. 538-545.
- (3) 国立天文台編(2013) : 理科年表 平成26年, 丸善, 1018p.
- (4) 渡辺偉夫(1998) : 日本被害津波総覧【第2版】, 東京大学出版会, 238p.
- (5) 羽鳥徳太郎(1994) : 1993年北海道南西沖地震津波の規模および波源域, 地震第2輯, 第47巻, pp. 1-9.
- (6) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012) : 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ現地調査結果, 2012/12/29.
- (7) 羽鳥徳太郎(1975) : 三陸沖歴史津波の規模と推定波源域, 東京大学地震研究所彙報, Vol. 50, pp. 397-414.
- (8) 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, 173p.
- (9) 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), 81p.
- (10) 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.
- (11) 平川一臣・中村有吾・西村裕一(2005) : 北海道太平洋沿岸の完新世巨大津波 -2003十勝沖地震津波との比較を含めて-, 月刊地球号外, No. 49, pp. 173-180.
- (12) 相田勇(1977) : 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 東京大学地震研究所彙報, Vol. 52, pp. 71-101.
- (13) Abe, K. (1979) : Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, J. Geophys. Res., Vol. 84, No. B4, pp. 1561-1568.
- (14) 羽鳥徳太郎(2011) : 2010年チリ中部地震津波の規模と伝搬の様相, 津波工学研究報告, 第28号 5~10.
- (15) 今村文彦・高橋重雄・藤間功司・富田孝史・有川太郎(2010) : 2010年チリ地震津波の被害調査報告, 土木学会震災報告デジタルアーカイブ.
- (16) 都司嘉宣・大年邦雄・中野晋・西村裕一・藤間功司・今村文彦・柿沼太郎・中村有吾・今井健太郎・後藤和久・行谷佑一・鈴木進吾・城下英行・松崎義孝(2010) : 2010年チリ中部地震による日本での津波被害に関する広域現地調査, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol. 66, No. 1, pp. 1346-1350.
- (17) 谷川晃一郎・澤井祐紀・宍倉正展・藤原治・行谷佑一(2014) : 青森県三沢市で検出されたイベント堆積物, 第四紀研究, 53(1), pp. 55-62.
- (18) 東北電力株式会社(2014) : 原子炉設置変更許可申請書, 平成26年6月.
- (19) 北海道(2012) : 太平洋沿岸に係る津波浸水予測図作成業務 報告書, 北海道総務部危機対策局危機対策課, 57p.
- (20) 西村裕一・宮地直道(1998) : 北海道駒ヶ岳噴火津波(1640)の波高分布について, 火山, 第43巻, pp. 239-242.
- (21) 高清水康博・嵯峨山積・仁科健二・岡孝雄・中村有吾・西村裕一(2007) : 北海道胆振海岸東部から確認された17世紀の津波堆積物, 第四紀研究, 46(2), pp. 119-130.
- (22) 北海道(2013) : 日本海沿岸の津波浸水想定の特検・見直し報告書, 北海道に津波被害をもたらす想定地震の再検討ワーキンググループ, 13p.
- (23) 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, 日本海における大規模地震に関する調査検討会.
- (24) 佐藤裕・箕浦幸治(1987) : 津軽地方の歴史地震津波-湖沼底堆積物による歴史地震の研究-, 月刊地球, Vol. 9, pp. 225-228.
- (25) 箕浦幸治・中谷周(1990) : 津軽十三湖及び周辺湖沼の成り立ち, 地質学論集, 第36号, pp. 71-87.
- (26) 箕浦幸治(1990) : 東北日本における巨大津波の発生と周期, 歴史地震, 第6号, pp. 61-76.
- (27) 小岩直人・菊地恒佑・葛西未央(2013) : 青森県鰯ヶ沢町鳴沢川下流部に認められる歴史時代の津波堆積物, 日本第四紀学会講演要旨集, 43, pp. 14-15.
- (28) 熊谷秀平・梅田浩司・鎌滝孝信・小岩直人・藤田奈津子(2017) : 青森県鰯ヶ沢町にみられるイベント堆積物, 東北地域災害科学研究, 第53巻, pp. 7-13.
- (29) リサイクル燃料貯蔵株式会社(2014) : リサイクル燃料備蓄センター使用済み燃料貯蔵事業変更許可申請書, 平成26年1月.
- (30) Tanigawa, K., Y. Sawai, M. Shishikura, Y. Namegawa(2014) : Geological evidence for an unusually large tsunami on the Pacific coast of Aomori, Northern Japan, Journal of Quaternary Science, Vol. 29(2), pp. 200-208.
- (31) Kawakami, G., K. Nishina, Y. Kase, J. Tajika, K. Hayashi, W. Hirose, T. Sagayama, T. Watanabe, S. Ishimaru, K. Koshimizu, R. Takahashi, K. Hirakawa(2017) : Stratigraphic records of tsunamis along the Japan Sea, southwest Hokkaido, northern Japan, Island Arc 2017;26:e12197.
- (32) 加瀬善洋, 仁科健二, 川上源太郎, 林圭一, 高清水康博, 廣瀬亘, 嵯峨山積, 高橋良, 渡邊達也, 輿水健一, 田近淳, 大津直, 卜部厚志, 岡崎紀俊, 深見浩司, 石丸聡(2016) : 北海道南西部奥尻島で発見された津波堆積物, 地質学雑誌, 122, pp. 587-602.

# 参考文献



- (33) 加瀬善洋, 卜部厚志, 川上源, 仁科健二, 小安 浩理 (2018) : 北海道檜山沿岸域における津波波源の活動履歴予察, 第125回 日本地質学会学術大会講演要旨.
- (34) 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所 (2019) : 日本海地震・津波調査プロジェクト 平成30年度 成果報告書, pp. 95-112.
- (35) 北海道地質研究所 (2015) : 北海道立総合研究機構 地質研究所 (2015) : 北海道の日本海・オホーツク海沿岸における津波履歴, 重点研究「北海道の津波災害履歴の研究—未解明地域を中心に—」成果報告書, 218p.
- (36) 高橋潤, 平田一穂, 齊藤和秀 (2018) : 東通原子力発電所敷地周辺における津波堆積物の成因に関する考察, No. 394, 電力土木, 2018. 3, pp. 62-66.
- (37) 青森県 (2015) : 第7回青森県海岸津波対策検討会資料.
- (38) 北海道 (2017) : 北海道日本海沿岸の津波浸水想定について, 北海道防災会議地震火山対策部会地震専門委員会北海道に津波被害をもたらす想定地震の再検討ワーキンググループ.
- (39) 内閣府 (2020a) : 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会日本海溝・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) .
- (40) 青森県 (2021) : 第9回青森県海岸津波対策検討会資料.
- (41) 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.
- (42) Mansinha, L. and Smylie, D.E. (1971) : The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 61, No. 5, pp. 1433-1440.
- (43) 社団法人土木学会 原子力土木委員会 津波小委員会 (2016) : 原子力発電所の津波評価技術 2016.
- (44) 日本水路協会 (2005) : 海底地形デジタルデータ (M7000シリーズ), M7004 (鹿島灘), M7011 (佐渡).
- (45) 日本水路協会 (2008) : 海底地形デジタルデータ (M7000シリーズ), M7007 (釧路沖), M7009 (北海道西部), M7010 (秋田沖), M7012 (若狭湾), M7013 (隠岐).
- (46) 日本水路協会 (2009) : 海底地形デジタルデータ (M7000シリーズ), M7005 (三陸沖), M7006 (津軽海峡東部) .
- (47) 日本水路協会 (2003) : 日本近海30秒グリッド水深データ (JTOP030), M1406, M1407, M1408.
- (48) National Oceanic and Atmospheric Administration (2010) : Global Relief Model (ETOPO1).
- (49) 国土地理院 (2001) : 数値地図50mメッシュ (標高) 日本-I.
- (50) Kawamata, K., K. Takaoka, K. Ban, F. Imamura, S. Yamaki, E. Kobayashi (2005) : Model of tsunami generation by collapse of volcanic eruption: the 1741 Oshima-Oshima tsunami, K. Satake (ed), Tsunamis: Case Studies and Recent Developments, pp. 79-96.
- (51) Satake, K. (2007) : Volcanic origin of the 1741 Oshima-Oshima tsunami in the Japan Sea, Earth Planets Space, Vol. 59, pp. 381-390.
- (52) 高橋武之・高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫 (1995) : 北海道南西沖地震津波の波源の再検討, 土木学会東北支部技術研究発表会講演概要 (平成6年度), pp. 180-181.
- (53) 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, 321p.
- (54) Kanamori, H. and Cipar, J. J. (1974) : Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, Phys. Earth Planet. Interiors, Vol. 9, pp. 128-136.
- (55) 大竹政和・平朝彦・太田洋子編 (2002) : 日本海東縁部の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, 201p.
- (56) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003) : 日本海東縁部の地震活動の長期評価について, 62p.
- (57) 岡村行信 (2019) : 日本海における活断層の分布と今後の課題, 地震第2輯, 第71巻, pp. 185-199.
- (58) 岡村行信・宮下由香里・内出崇彦 (2019) : 令和元年 (2019年) 6月18日山形県沖の地震と日本海東縁ひずみ集中帯, GJSJ地質ニュース, Vol. 8, No. 8 (2019年8月), pp. 199-203.
- (59) 小平秀一 (2013) : 2-2 マルチチャンネル等による海域地殻構造調査, ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究統括成果報告書, 独立行政法人防災科学技術研究所, pp. 65-72.
- (60) 根本信, 高瀬嗣郎, 長谷部大輔, 横田崇 (2009) : 日本海におけるアスペリティを考慮した津波波源モデルの検討, 土木学会論文集B2 (海岸工学), Vol. B2-65, No. 1, 2009, 346-350.
- (61) 社団法人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.
- (62) 海野徳仁, 長谷川昭, 小原一成, 松沢暢, 清水洋, 高木章雄, 田中和夫, 小菅正裕 (1985) : 1983年日本海中部地震の前震と余震の震源分布, 地震第2輯, 第38巻399-410項.

# 参考文献



- (63) 日野亮太, 金沢敏彦, 末広潔, 佐藤利典, 島村英紀(1994) : 海底地震計郡列による1993年北海道南西沖地震の余震分布, 月刊 海洋, 号外No. 7.
- (64) 岡村行信, 倉本真一, 佐藤幹夫(1998) : 日本海東縁海域の活構造およびその地震との関係, 地質調査所月報, 第49巻 第1号, pp. 1-18.
- (65) 岡村行信, 倉本真一(1999) : 日本海東縁~北海道西方海域のネオテクトニクス, 地質ニュース, 541号, 32-39項.
- (66) Tamao Sato, Masahiro Kosuga, Kazuo Tanaka, and Hiroshi Sato (1986) : AFTERSHOCK DISTRIBUTION OF THE 1983 NIHONKAICHUBU (JAPAN SEA) EARTHQUAKE DETERMINED FROM RELOCATED HYPOCENTERS, J. Phys. Earth, 34, pp203-223.
- (67) 海上保安庁水路部 (2001) : 日本海東縁部の海底地形と活構造, 地震予知連絡会会報, 66, pp. 100-104.
- (68) Tetsuo No, Takeshi Sato, Shuichi Kodaira, Tatsuya Ishiyama, Hiroshi Sato, Narumi Takahashi, Yoshiyuki Kaneda (2014) : The source fault of the 1983 Nihonkai-Cubu earthquake revealed by seismic imaging, Earth and Planetary Science Letters, 400(2014), PP. 14-25.
- (69) 内田淳一・岩渕洋子・杉野英治 (2019) : 日本海東縁部における広域的地殻構造境界の津波波源の設定—認識論的不確実さ要因の一つとして—, 日本地震工学会論文集, 第19巻, 第4号, 2019, pp. 122-155.
- (70) Murotani, S., Matsushima, S., Azuma, T., Irikura, K. and Kitagawa, S. (2015) : Scaling Relations of Source Parameters of Earthquakes Occurring on Inland Crustal Mega-Fault Systems, Pure and Applied Geophysics, Vol.172, pp.1371-1381.
- (71) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2016) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」) .
- (72) Paul Somerville, Kojiro Irikura, Robert Graves, Sumio Sawada, David Wald, Norman Abrahamson, Yoshinori Iwasaki, Takao Kagawa, Nancy Smith, Akira Kowada (1999) : Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground Motion, Seismological Research Letters, Volume70, Number1, January/February 1999, pp. 59-80.
- (73) 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, pp. 849-875.
- (74) 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・Modesto Ortiz (1994) : 津波を説明するための北海道南西沖地震断層モデル, 海岸工学講演会論文集, 第41巻, pp. 251-255.
- (75) Anne Van Horne, Hiroshi Sato, Tatsuya Ishiyama (2017) : Evolution of the Sea of Japan back-arc and some unsolved issues, Tectonophysics 710-711 (2017), pp. 6-20.
- (76) Takeshi Sato, Narumi Takahashi, Seiichi Miura, and Gou Fujie, Dong-Hyo Kang, Shuichi Kodaira and Yoshiyuki Kaneda (2006) : Last stage of the Japan Sea back-arc opening deduced from the seismic velocity structure using wide-angle data, Geochemistry Geophysics Geosystems, Volume 7, Number 6, 15p.
- (77) Thomas M. Brocher (2005) : Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 95, No. 6, pp. 2081-2092.
- (78) 相田勇 (1984) : 1983年日本海中部地震津波の波源数値モデル, 東京大学地震研究所彙報, 第59冊第1号, pp. 93-104.
- (79) 首藤伸夫 (1996) : 北海道南西沖地震による津波とその防災手法に関する研究, 平成6, 7年度科学研究費補助金(総合研究A)研究成果報告書.
- (80) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2019) : 日本海溝沿いの地震活動の長期評価, 144p.
- (81) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2017a) : 千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第三版), 130p.
- (82) 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.
- (83) 内閣府(2012) : 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告) 津波断層モデル編—津波断層モデルと津波高・浸水域等について—, 南海トラフの巨大地震モデル検討会, 100p.
- (84) Yoshiko Yamanaka and Masayuki Kikuchi (2004) : Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683.
- (85) 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—, 地震第2輯, 第54巻, 267-280項.
- (86) R. McCaffrey(2008) : Global Frequency of Magnitude 9 Earthquakes, The Geological Society of America.

- (87) 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.
- (88) 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.
- (89) 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.
- (90) 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, 国土地理院2012地震予知.
- (91) 中央防災会議 (2005) : 強震動及び津波高さの推計について, 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」第10回.
- (92) 文部科学省 (2013) : 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, 文部科学省2013\_h25年度成果報告.
- (93) Christopher H. Scholz and Jaime Campos (2012) : The seismic coupling of subduction zones revisited, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 117, B05310, doi:10.1029/2011JB009003, 2012.
- (94) Tetsuzo Seno (2014) : Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where Mw 9 earthquakes can occur, *Tectonophysics*, 621 (2014) 198-210.
- (95) 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.
- (96) 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.
- (97) Xin Liu, Dapeng Zhao and Sanzhong Li (2013) : Seismic heterogeneity and anisotropy of the southern Kuril arc: insight into megathrust earthquakes, *Geophysical Journal International*, doi:10.1093/gji/ggt150.
- (98) 日野亮太, 松澤暢, 中島淳一, 伊藤喜宏 (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, h19年度成果報告\_地殻不均質構造.
- (99) Junzo Kasahara, Toshinori Sato, Kimihiro Mochizuki and Kazuo Kobayashi (1997) : Paleotectonic structures and their influence on recent seismotectonics in the south Kuril subduction zone, *The Island Arc*, (1997) 6, 267-280.
- (100) Dan Bassett and Anthony B. Watts (2015) : Gravity anomalies, crustal structure, and seismicity at subduction zones: 2. Interrelationships between fore-arc structure and seismogenic behavior, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16, 1541-1576, doi:10.1002/2014GC005685.
- (101) Charles Demets (1992) : Oblique Convergence and Deformation Along the Kuril and Japan Trenches, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, Vol.97, No.B12, Pages 17, 615-17, 625.
- (102) 地学団体研究会編 (2000) : 新版地学事典, 701p.
- (103) 杉野英治, 呉長江, 是永真理子, 根本信, 岩渕洋子, 蛭沢勝三 (2013) : 原子力サイトにおける2011 東北地震津波の検証, 日本地震工学会論文集, 第13巻, 第2号 (特集号) .
- (104) 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, May 2013, doi: 10.1785/0120120122.
- (105) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2017b) : 波源断層を特性化した津波の予測手法 (津波レシポ) , 33p.
- (106) 佐竹健治 (2017) : 17 世紀に千島・日本海溝で発生した巨大地震, 地震研究所彙報, Vol.92, pp. 31-47.
- (107) 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.
- (108) 高清水康博 (2013) : 北海道の津波堆積物研究の現状と課題 : 17 世紀巨大津波による堆積物の研究を中心に, 地質学雑誌, 119(9) , pp.599-612.



- (109) Ryosuke Azuma, Yoshio Murai, Kei Katsumata, Yuichi Nishimura, Takuji Yamada, Kimihiro Mochizuki, Masanao Shinohara (2012) : Was the 1952 Tokachi-oki earthquake (Mw = 8.1) a typical underthrust earthquake?: Plate interface reflectivity measurement by an air gun-ocean bottom seismometer experiment in the Kuril Trench, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(8), Q08015, doi.org/10.1029/2012GC004135.
- (110) 東龍介 (2012) : 北海道太平洋沖海底構造調査結果及び海底地震観測レビュー, 地震予知連絡会会報, 第88巻, 12-7.
- (111) 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.
- (112) Xin Liu and Dapeng Zhao (2018) : Upper and lower plate controls on the great 2011 Tohoku-oki earthquake, *SCIENCE ADVANCES*, Vol.4, No. 6, pp.1-7.
- (113) Kelin Wang and Susan L. Bilek (2014) : Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief, *Tectonophysics*, 610, 1-24.
- (114) T. Nishikawa, T. Matsuzawa, K. Ohta, N. Uchida, T. Nishimura, S. Ide (2019) : The slow earthquake spectrum in the Japan Trench illuminated by the S-net seafloor observatories, *Science* 23 Aug 2019:, Vol. 365, Issue 6455, pp.808-813.
- (115) Thorne Lay, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Keith D. Koper, Alexander R. Hutko, Lingling Ye, Han Yue, Teresa M. Rushing (2012) : Depthvarying rupture properties of subduction zone megathrust faults, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 117, B04311, doi:10.1029/2011JB009133.
- (116) TOSHITSUGU YAMAZAKI and YUKINOBU OKAMURA (1989) : Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan, *Tectonophysics*, 160, 207-229.
- (117) 木戸ゆかり・小角幸代・仲西理子・鶴哲郎・金田義行 (2002) : 日本海溝と千島海溝の接合点付近に沈み込む海山の地球物理学的特徴—地磁気およびアドミッタンス関数を用いた重力解析—, *情報地質*, 第13巻, 第3号, pp.141-151.
- (118) S. Dominguez, S.E. Lallemand, J. Malavieille and R. vonHueneb (1998) : Upper plate deformation associated with seamount subduction, *Tectonophysics*, 293, 207-224.
- (119) 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.
- (120) 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.
- (121) Satoko Murotani, Kenji Satake, and Yushiro Fujii (2013) : Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M<sup>9</sup> subduction-zone earthquakes, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 40, 1-5, doi:10.1002/grl.50976.
- (122) A. A. Skarlatoudis, P. G. Somerville, and H. K. Thio (2016) : Source-Scaling Relations of Interface Subduction Earthquakes for Strong Ground Motion and Tsunami Simulation, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 106, No. 4, pp. 1652-1662, August 2016, doi:10.1785/0120150320.
- (123) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2014) : 全国地震動予測地図2014年版～全国の地震動ハザードを概観して～付録-1.
- (124) 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.
- (125) 港湾空港技術研究所 (2011) : 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震による津波のGPS波浪計による観測結果について, プレスリリース, <https://www.pari.go.jp/info/tohoku-eq/20110328pari.html>.
- (126) 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>.

# 参考文献



- (127) Yushiro Fujii and Kenji Satake (2013) : Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data, *Pure Appl. Geophys.* 170, pp.1493-1509.
- (128) Jean M. Johnson, Kenji Satake, Sanford R Holdahl, Jeanne Sauber (1996) : The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 101, NO. B1, pp. 523-532.
- (129) JEAN M. JOHNSON, YUICHIRO TANIOKA, LARRY J. RUFF, KENJI SATAKE, HIROO KANAMORI and LYNN R. SYKES, The 1957 Great Aleutian Earthquake, *PAGEOPH*, Vol. 142, No. 1 (1994), pp.1-28.
- (130) 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.
- (131) Satoko Murotani, Hiroe Miyake, and Kazuki Koketsu (2008) : Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, 987-991.
- (132) Thorne Lay, Charles J. Ammon, Hiroo Kanamori, Marina J. Kim, and Lian Xue (2011) : Outer trench-slope faulting and the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 713-718.
- (133) José A. Álvarez-Gómez, Omar Q. Gutiérrez Gutiérrez, Íñigo Aniel-Quiroga, M. González (2012) : Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America, *Tectonophysics*, 574-575 (2012) 133-143.
- (134) F Romano, S Lorito, and A Piatanesi (2020) : Fifteen Years of (Major to Great) Tsunamigenic Earthquakes, *Earth Systems and Environmental Sciences*, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.11767-1>, pp.1-13.
- (135) Kuniaki ABE (1978) : A dislocation model of the 1933 Sanriku earthquake consistent with the tsunami waves, *J. Phys. Earth*, 26, pp.381-396.
- (136) Hiroo Kanamori (1971) : Seismological evidence for a lithospheric normal faulting the sanriku earthquake of 1933, *Earth planet, interiors* 4, pp. 289-300.
- (137) 佐藤編 (1989) : 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会, 390P.
- (138) Yushiro Fujii and Kenji Satake (2008) : Tsunami Sources of the November 2006 and January 2007 Great Kuril Earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 98, No. 3, pp. 1559-1571, June 2008, doi: 10.1785/0120070221.
- (139) 郷右近英臣, 越村俊一, 今井健太郎 (2011) : 2009年米領サモア地震・津波の発生メカニズムの検討, *土木学会論文集B2 (海岸工学)*, Vol. 67, No. 2, 2011, pp. I\_211-I\_215.
- (140) 中西正男 (2017) : 北西太平洋の海溝付近における海洋プレートの屈曲によって生じる断層地形, *地学雑誌*, 126 (2), pp. 125-146, doi:10.5026/jgeography.126.125.
- (141) Tetsuro Tsuru and Jin-Oh Park (2000) : Tectonic features of the Japan Trench convergent margin off Sanriku, northeastern Japan, revealed by multichannel seismic reflection data, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 105, NO. B7, PAGES 16, pp. 403-16, 413, JULY 10.
- (142) 佐竹健治 (2013) : 第197回地震予知連絡会重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要, pp. 414-416.
- (143) Daniel Melnick, Bodo Bookhagen, Manfred R. Strecker, Helmut P. Echtler (2009) : Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 114, B01407.
- (144) Sergio E. Barrientos and Steven N. Ward (1990) : The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation, *Geophys. J. Int.*, 103, pp. 589-598.
- (145) 松本剛・土井明日加・喜瀬慎一郎・阿部なつ江 (2010) : 海洋地球物理観測データに基づくチリ三重点のテクトニクス, *極域科学・宙空圏・気水圏・生物・地学シンポジウム講演予稿集*.

- (146) Belle Philibosian, Aron J. Meltzner (2020) : Segmentation and supercycles: A catalog of earthquake rupture patterns from the Sumatran Sunda Megathrust and other well-studied faults worldwide, *Quaternary Science Reviews* 241 (2020) 106390, pp.1-43.
- (147) Tina Dura, Benjamin P. Horton, Marco Cisternas, Lisa L. Ely, Isabel Hong, Alan R. Nelson, Robert L. Wesson, Jessica E. Pilarczyk, Andrew C. Parnell, Daria Nikitina (2017) : Subduction zone slip variability during the last millennium, south-central Chile, *Quaternary Science Reviews* 175 (2017) , pp.112-137.
- (148) 後藤智明, 佐藤一央 (1993) : 三陸沿岸を対象とした津波数値計算システムの開発, 港湾技術研究所報告第32巻第2号, pp.3-44.
- (149) 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.
- (150) 武村雅之 (1998) : 日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—, 地震第2輯, 第51巻, pp.221-228.
- (151) Kanamori, H. (1977) : The energy release in great earthquakes, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, Vol.82, No.20, pp.2981-2987.
- (152) 清水文健・井口隆・大八木規夫 (2009) : 地すべり地形分布図第43集「函館」, 防災科学技術研究所研究資料.
- (153) 清水文健・井口隆・大八木規夫 (2009) : 地すべり地形分布図第42集「野辺地・八戸」, 防災科学技術研究所研究資料.
- (154) 清水文健・大八木規夫 (1987) : 地すべり地形分布図第5集「青森・仙台」, 防災科学技術研究所研究資料.
- (155) 財団法人高速道路調査会 (1985) : 地すべり地形の安定度評価に関する研究報告, pp.33-36.
- (156) Monty A. Hampton, Homa J. Lee (1996) : Submarine landslides, *Reviews of Geophysics*, 34, 1.
- (157) Rise, L., S. Chand, H. Haflidason, J. S. L'Heureux, B. O. Hjelstuen, V. Belles, O. Longva, J. Brendryen, M. Vanneste, R. Bøe (2012) : Investigations of Slides at the Upper Continental Slope Off Vesterålen, North Norway, *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 31, pp.167-176.
- (158) Mosher, D. C, J. Shimeld, D. Hutchinson, N. Lebedeva-Ivanova, C. B. Chapman (2012) : Submarine Landslides in Arctic Sedimentation: Canada Basin, *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 31, pp.147-157.
- (159) 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・野原壯・阿部寛信・坂井真一・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, 海洋調査技術.
- (160) 地質調査所 (1987) : 西津軽海盆海底地質図 (20万分の1) .
- (161) 地質調査所 (1993) : 下北半島沖海底地質図 (20万分の1) .
- (162) 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター (2013) : 奥尻海盆表層堆積図付図1 3.5kHzサブボトムプロファイラー層相区分図.
- (163) 野田篤・片山肇 (2013) : 日高舟状海盆表層堆積図 (20万分の1) , 海洋地質図, 81号, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- (164) 地質調査総合センター編 (2010) : 20万分の1日本シームレス地質図データベース, 2014年7月1日版, 産業技術総合研究所研究情報公開データベースDB084, 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- (165) 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.