

大間原子力発電所審査資料	
資料番号	OM1-CA197-R00
提出年月日	2023年9月7日

大間原子力発電所  
基準津波策定のうち、  
地震による津波及び地震以外の要因による津波の  
コメント回答について  
(三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波ほか)

2023年9月

電源開発株式会社

大間原子力発電所

基準津波策定のうち、

地震による津波及び地震以外の要因による津波の

コメント回答について

(三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波ほか)

2023年9月7日

電源開発株式会社

○ 「第615回審査会合」及び「第646回審査会合」での資料の誤りに関わる対応を踏まえ、本資料にて過去の審査会合資料を引用する際の注記を下記のとおりとする。

・ 右上の注記

再掲：過去の審査会合資料を、そのまま引用する場合

一部修正：過去の審査会合資料の内容を、一部修正する場合

誤りを修正：過去の審査会合資料の誤りを、正しい記載とする場合

・ 左下の注記

修正した誤りの内容を記載（誤りの修正がある場合）

(余白)

# 指摘事項

 本資料でご説明


・本資料では、審査会合の指摘事項については、下表のとおり回答する。

No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所	
				概要	本編・補足
S5-57	三陸沖から根室沖	第1023回会合 (2021.12.24)	三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の想定波源域について、検討プロセスを記載する観点から、三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の基準波源モデル策定のフロー図において、「すべり領域の配置」として、超大すべり域が2つのケース及び1つのケースについて、「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖のモデル」を追記する等、記載を適正化すること。	(3), (7)	本編資料P.6, P.28, P.34, P.39, P.66, P.116
S5-58	三陸沖から根室沖	第1023回会合 (2021.12.24)	基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析について、時刻歴波形、パワースペクトル、スナップショットによる分析結果を有機的に用いて要因分析に関する説明を加えるとともに、以下を適正化すること。	—	補足説明資料 P.184, P.185, P.207
			(新納屋～六川目付近) ・最高水位が出ている時間付近のスナップショットを追加すること。	(4), (9)	補足説明資料 P.196, P.197
			(青森県から北海道沿岸の閉鎖領域において、青森県沖の大すべり域のすべりによる水位変動の増幅がみられ、それが増幅しているため後続波が最大水位になっていること。	(4), (9)	補足説明資料 P.191～P.195
			(岩屋付近及び大間東岸～易国間付近) ・これら付近の水位が大きくなるのは、各地点の立地特性や海底地形の影響等で励起された20分～30分程度の周期の影響であること。	(4), (10)	補足説明資料 P.199～P.202
			・内閣府(2020)による津波は、青森県沖の大すべり域の影響が大きく、波長の長い津波が伝搬するため、大間崎を回り込んだ大間崎以西の水位減衰傾向が小さくなること。	(4), (11), (12)	補足説明資料 P.190, P.203～P.206
S5-59	三陸沖から根室沖	第1023回会合 (2021.12.24)	基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルの比較のまとめ等の記載について、両モデルに対する分析結果を踏まえ、記載を適正化すること。	(5), (13)	本編資料P.149
S5-60	海底地すべり	第1023回会合 (2021.12.24)	海底地すべり地形の抽出に関して、北海道日高沖に海底地すべりが示されており、「敷地との距離、位置関係を考慮すると影響は小さいと考えられる」と記載されているが、「影響は小さい」とした根拠について説明すること。また、野田・片山(2013)以降も日高舟状海盆に係る知見が新たに出されていることから、併せて記載すること。	(6), (14)	本編資料P.156

(余白)

# I. 主な変更内容 (1 / 4)

## 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の基準波源モデル策定のフロー図の適正化

### 変更点の概要

- 第1023回審査会合資料から、三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の基準波源モデル策定のフロー図について、以下に示す記載の適正化を行う。

○第1023回審査会合 (2021年12月24日) (第1023回審査会合 資料1-1 P.3.2.1-6, P.3.2.1-28, P.3.2.1-34, P.3.2.1-39, P.3.2.1-66, P.3.2.1-116参照)

- 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の検討対象波源域の選定に係り、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」、「十勝沖・根室沖から色丹沖及び択捉島沖」の2つの領域を検討の結果、敷地に及ぼす影響の大きい想定波源域として選定された「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」を基準波源モデル策定のフロー図に記載していた。

○今回ご説明 (本編資料P.6, P.28, P.34, P.39, P.66, P.116 参照)

コメントNo.S5-57

- 「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」を影響検討用の波源域として扱うことが明確になるように、基準波源モデル策定のフロー図に「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖のモデル」を追記することにより、記載を適正化する。

# I. 主な変更内容 (2 / 4)

## 基準波源モデルと内閣府 (2020) モデルとの比較・分析の追加

### 変更点の概要

- 第1023回審査会合資料から、基準波源モデルと内閣府 (2020) モデルとの比較について、以下の内容を追加する。

### ○第1023回審査会合 (2021年12月24日) (第1023回審査会合 資料1-1 P. 3. 2. 2-15~P. 3. 2. 2-33参照)

- 基準波源モデル①~⑥と内閣府 (2020) モデルを対象に、時刻歴波形、パワースペクトル、スナップショットにより、波源域から敷地への影響を分析し、以下の結論としていた。
  - ✓ 基準波源モデル①~⑥についてはイベント堆積物が分布する沿岸に正対する海域で水域が高くなっていること、また、これらの想定津波群はイベント堆積物の分布標高を上回り、また想定津波群は内閣府 (2020) モデルの計算水位をおおむね上回る事等から、基準波源モデル③~⑥を含む、基準波源モデル①~⑥の設定は妥当であると判断できる。

### ○今回ご説明 (補足説明資料P. 184~P. 207 参照)

コメントNo.S5-58

- 基準波源モデル①~⑥と内閣府 (2020) モデルを対象に、時刻歴波形、パワースペクトル、スナップショットによる詳細な分析を追加し、以下の内容を追加する。
  - ✓ 内閣府 (2020) モデルは、青森県沖の大すべり域による影響で、長周期で津波変動量が大きい特徴を有する。この特徴による青森県から北海道沿岸の海域の津波水位増幅、及び大間崎を回り込んだ津軽海峡内の減衰傾向等の津波挙動について、基準波源モデル①~⑥との比較等により分析する。
  - ✓ 下北半島沿岸の津波挙動の特徴について記載を適正化する。(新納屋から六川目付近で内閣府 (2020) モデルの水位が高くなっている理由)
  - ✓ 津軽海峡内へ伝搬した津波挙動の特徴について記載を適正化する。(岩屋付近、大間東岸から易国間付近で内閣府 (2020) モデルの水位が高くなっている理由他)

# I. 主な変更内容（3 / 4）

## 内閣府（2020）モデルの反映方針の記載の適正化

### 変更点の概要

- 第1023回審査会合資料から、内閣府（2020）モデルの反映方針について、基準波源モデル①～⑥との相対比較を踏まえ、以下に示す記載の適正化を行う。

○第1023回審査会合（2021年12月24日）（第1023回審査会合 資料1-1 P. 3. 2. 2-13参照）

- 内閣府（2020）モデルの基準波源モデル策定に係る反映方針に関して、以下の記載としていた。

「内閣府（2020）モデルによる評価水位抽出位置による津波水位の下降量が、基準波源モデル①～⑥等の他の地震による津波水位の下降量を上回ることを踏まえ、安全側の評価を実施する観点から、内閣府（2020）モデルを敷地への影響が大きい波源モデルとして選定することとする。」

○今回ご説明（本編資料P. 149 参照）

コメントNo.S5-59

- 内閣府（2020）モデルの基準波源モデル策定に係る反映方針に関して、基準波源モデル①～⑥と内閣府（2020）モデルの比較結果を踏まえ、以下のとおり記載を適正化する。

「内閣府（2020）モデルによる敷地における津波水位が、基準波源モデル①～⑥による津波水位を上回ることを踏まえ、内閣府（2020）モデルによる敷地における影響が、他の地震による津波の影響と比較して大きい場合には、敷地への影響が大きい波源モデルとして選定することとする。」

# I. 主な変更内容 (4 / 4)

## 北海道日高沖の海底地すべりによる津波の敷地への影響に関する記載の適正化

### 変更点の概要

- 第1023回審査会合資料から、北海道日高沖の海底地すべりによる津波の敷地への影響について、以下に示す記載の適正化を行う。

### ○第1023回審査会合 (2021年12月24日) (第1023回審査会合 資料1-1 P.4.2-4参照)

- 北海道日高沖の海底地すべりによる津波の敷地への影響について、以下の記載としており、敷地への影響が小さいと考えた根拠について具体的な記載がなかった。

「・野田・片山(2013)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が小さいと考えられる。」

### ○今回ご説明 (本編資料P.156 参照)

コメントNo.S5-60

- 北海道日高沖の海底地すべりによる津波の敷地への影響が小さい根拠として、海底地すべりによる津波の特性及び敷地との位置関係の視点から、以下のとおり記載を適正化する。

「・野田・片山(2013)等では、北海道日高沖に海底地すべりが示されている。

- 海底地すべりに起因する津波は、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、仮に当該地点の海底地すべりが発生したとしても、敷地は津軽海峡内に位置しており波源に正対もしていないことを考慮すると、北海道日高沖の海底地すべりによる短周期の津波は屈折、反射等によりエネルギーが逸散し、減衰すると考えられる。
- 以上より、北海道日高沖の海底地すべりによる津波の敷地への影響は小さいと考えられる。」

# II. コメント回答の概要 (1 / 7)

コメントNo.S5-57



## コメントNo. S5-57

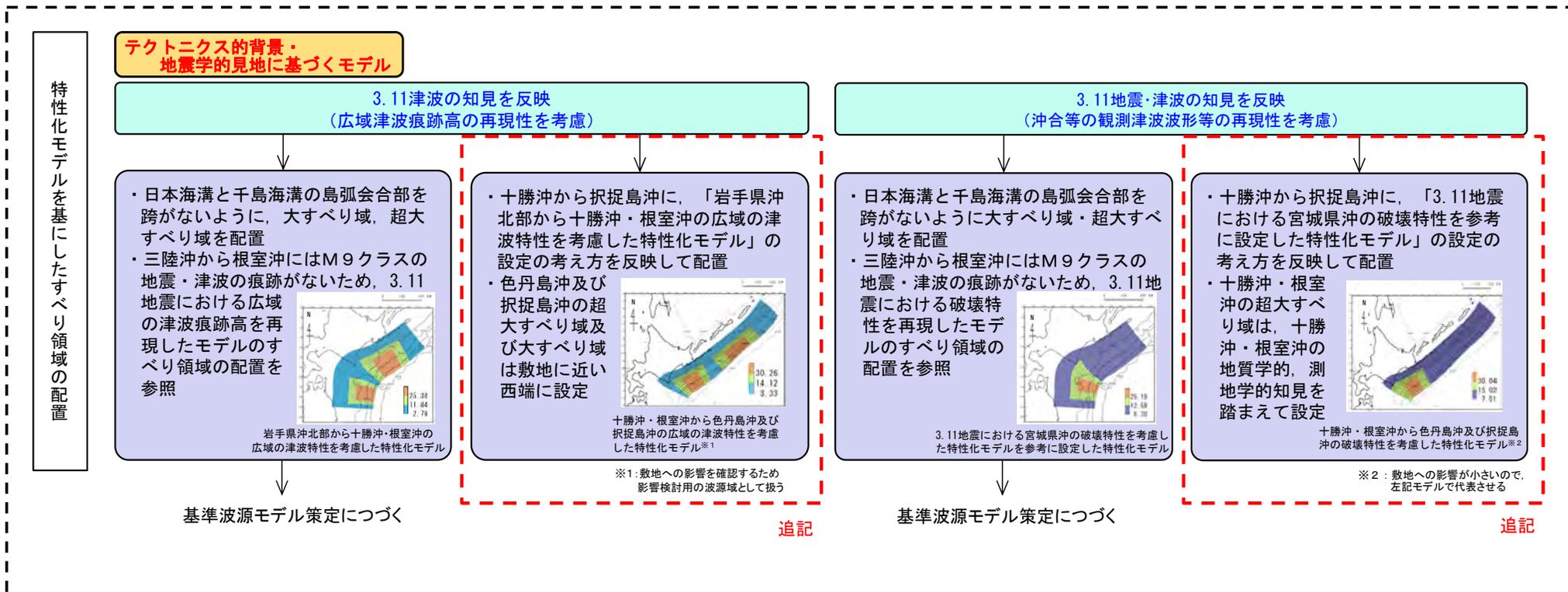
No.	項目	指摘時期	コメント内容
S5-57	三陸沖から根室沖	第1023回会合(2021.12.24)	三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の想定波源域について、検討プロセスを記載する観点から、三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の基準波源モデル策定のフロー図において、「すべり領域の配置」として、超大すべり域が2つのケース及び1つのケースについて、「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖のモデル」を追記する等、記載を適正化すること。

### 基準波源モデル策定の手順及び考え方

＜本編資料 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波＞より (本編資料P.6より)

- 検討対象波源域の検討に係り、「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」も検討対象とした上で、影響検討用の波源域等とするプロセスが明確になるように、基準波源モデル策定のフロー図等に「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖のモデル」を追記する。

### 基準波源モデル策定の手順及び考え方



(余白)

## II. コメント回答の概要 (2 / 7)

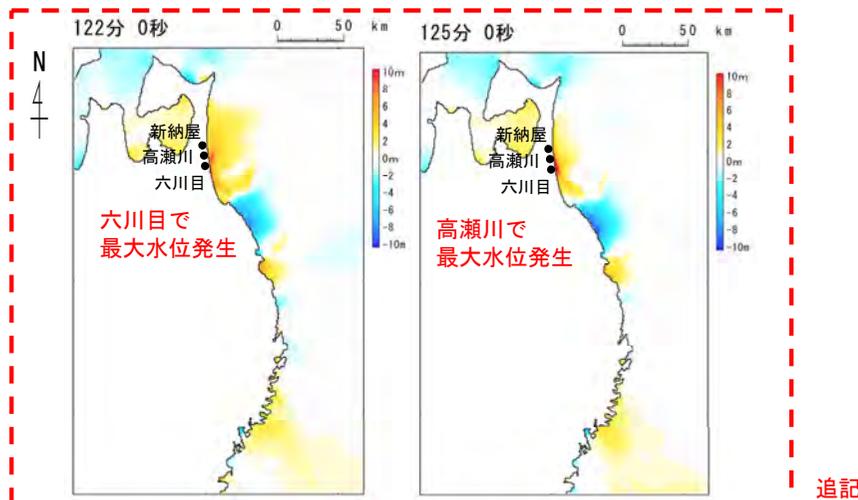
## コメントNo. S5-58 (1 / 4)

No.	項目	指摘時期	コメント内容
S5-58	三陸沖から根室沖	第1023回会合(2021.12.24)	<p>基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析について、時刻歴波形、パワースペクトル、スナップショットによる分析結果を有機的に用いて要因分析に関する説明を加えるとともに、以下を適正化すること。</p> <p>(新納屋～六川目付近)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・最高水位が出ている時間付近のスナップショットを追加すること。</li> <li>・青森県から北海道沿岸の閉鎖領域において、青森県沖の大すべり域のすべりによる水位変動の増幅がみられ、それが増幅しているため後続波が最大水位になっていること。</li> </ul>

## 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析

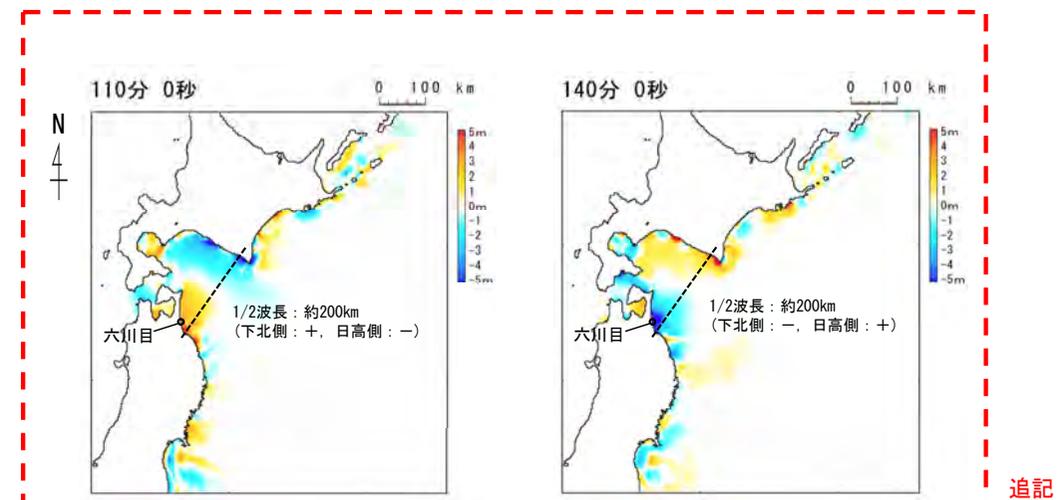
<補足説明資料(補足1)津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析>より  
(補足説明資料P.193, P.197より)

- ・内閣府(2020)モデルの(新納屋～六川目付近)の水位増幅の要因に係り、海岸線に沿って南から北へ伝播する短波長の水位変動と下北半島太平洋側における長波長の水位変動が重なった結果によって、後続波で最高水位が出ている時間付近のスナップショットを追加する。
- ・内閣府(2020)モデルを対象にした青森県から北海道沿岸の閉鎖領域のスナップショットから、同海域において青森県沖の大すべり域のすべりにより、青森県以南から北海道日高沿岸に囲まれた海域の北東-南西方向に波長が長い(1/2波長=約200km)水位変動の増幅がみられることを確認できる。
- ・以上より、高瀬川及び六川目では、青森県から北海道沿岸の閉鎖海域において青森県沖の大すべり域のすべりによる水位変動の増幅がみられ、それが増幅しているため後続波で最大水位になっていることが確認される。



追記

高瀬川、六川目の最大水位が出ている時間付近の津波伝播スナップショット



追記

青森県から北海道沿岸の閉鎖領域の津波伝播スナップショット



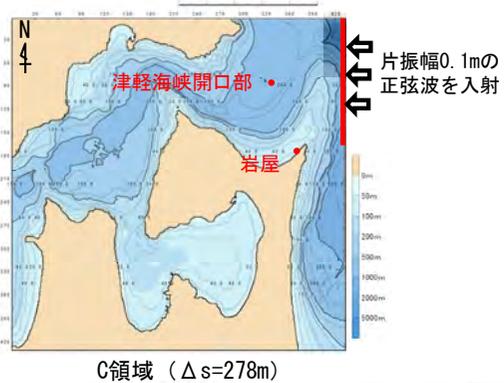
## コメントNo. S5-58 (2 / 4)

No.	項目	指摘時期	コメント内容
S5-58	三陸沖から根室沖	第1023回会合(2021.12.24)	基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析について、時刻歴波形、パワースペクトル、スナップショットによる分析結果を有機的に用いて要因分析に関する説明を加えるとともに、以下を適正化すること。 (岩屋付近及び大間東岸～易国間付近) ・これら付近の水位が大きくなるのは、各地点の立地特性や海底地形の影響等で励起された20分～30分程度の周期の影響であること。

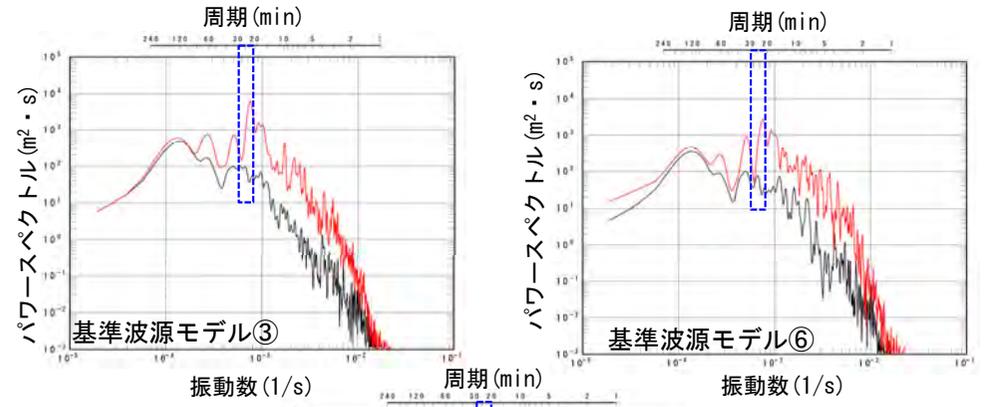
### 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析

<補足説明資料(補足1)津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析>より  
(補足説明資料P.200より)

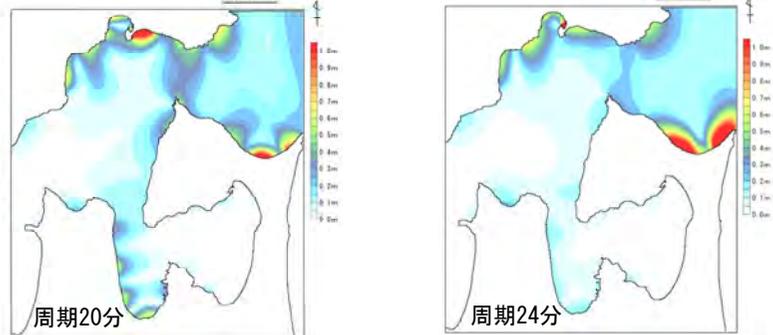
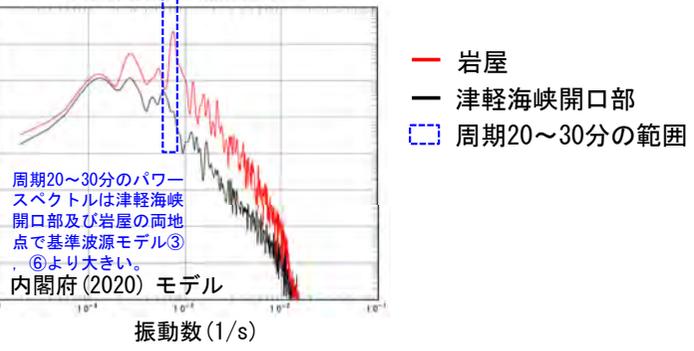
- 内閣府(2020)モデルの(岩屋付近及び大間東岸～易国間付近)の水位増幅の要因に係り、内閣府(2020)モデル及び基準波源モデル①～⑥(代表として③、⑥)を例示)のパワースペクトルを比較し、各地点の地形の影響について検討する。
- その結果、内閣府(2020)モデルの方が、基準波源モデル①～⑥に比べて、各地点で水位増幅が認められる周期20分～30分程度(岩屋付近:20分～24分、大間東岸:28分)のパワースペクトルが大きいことを確認した。
- 以上より、当該地点で内閣府(2020)モデルの水位が大きくなる要因は、当該地点が津軽海峡内に位置する立地特性や、海岸・海底地形の影響で励起された周期20分～30分程度の波の影響によるものと考えられる。



【岩屋付近の例示】



太平洋側から正弦波を入力した検討において、岩屋付近では20分～24分程度の周期で水位が増幅する傾向が確認される。



最大水位上昇量分布  
(津軽海峡太平洋側から正弦波を入力)

津軽海峡開口部と岩屋地点の津波波形スペクトルの比較



# Ⅱ. コメント回答の概要 (4 / 7)

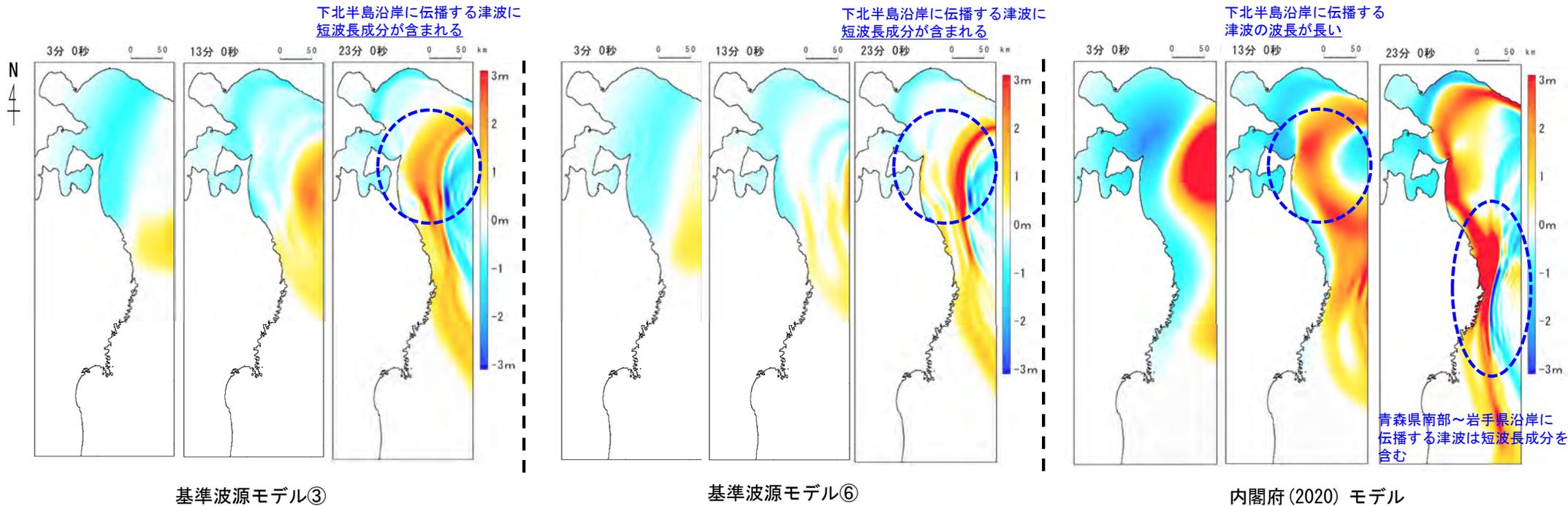
## コメントNo. S5-58 (3 / 4)

No.	項目	指摘時期	コメント内容
S5-58	三陸沖から根室沖	第1023回会合(2021.12.24)	<p>基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析について、時刻歴波形、パワースペクトル、スナップショットによる分析結果を有機的に用いて要因分析に関する説明を加えるとともに、以下を適正化すること。</p> <p>・内閣府(2020)による津波は、青森県沖の大すべり域の影響が大きく、波長の長い津波が伝搬するため、大間崎を回り込んだ大間崎以西の水位減衰傾向が小さくなること。</p>

### 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析

<補足説明資料 (補足1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析>より (補足説明資料P.190より)

- 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルに関し、波源域から敷地への影響について、下北半島周辺の津波伝播スナップショット等を比較する。
- 津軽海峡開口部に伝播してくる津波の特徴として、基準波源モデル①～⑥(代表として③, ⑥を例示)の津波は、相対的に短波長の波が卓越する。
- 一方、内閣府(2020)モデルの津波は、相対的に長波長の波が卓越する。この津波は、津軽海峡開口部の東方海域のプレート境界面深部に配置された大すべり域で発生した津波による影響が大きいと考えられる。



下北半島周辺の津波伝播スナップショット

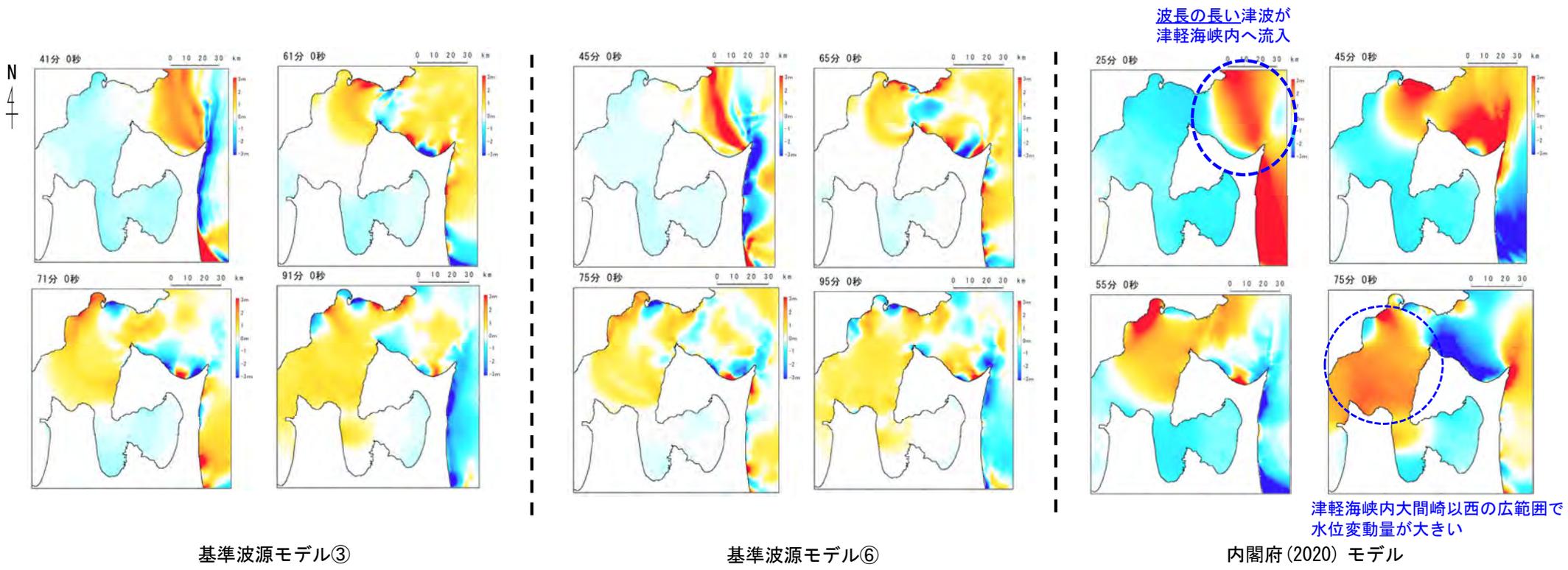


## コメントNo. S5-58 (4 / 4)

### 基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルとの比較・分析

<補足説明資料 (補足1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析>より (補足説明資料P. 204より)

- 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 (2020) モデルは波長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変動量が大きくなっている。
- このように, 内閣府 (2020) モデルによる津波は, 青森県東方沖の深部に配置された大すべり域の影響により, 波長が長く, 振幅が大きな津波が津軽海峡に伝播するため, 大間崎を回り込んだ後も水位減衰傾向が小さい。



### コメントNo. S5-59

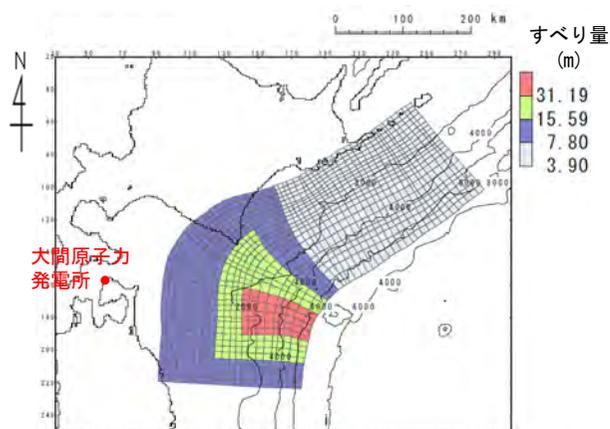
No.	項目	指摘時期	コメント内容
S5-59	三陸沖から根室沖	第1023回会合(2021.12.24)	基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルの比較のまとめ等の記載について、両モデルに対する分析結果を踏まえ、記載を適正化すること。

#### 内閣府(2020)モデルの反映方針

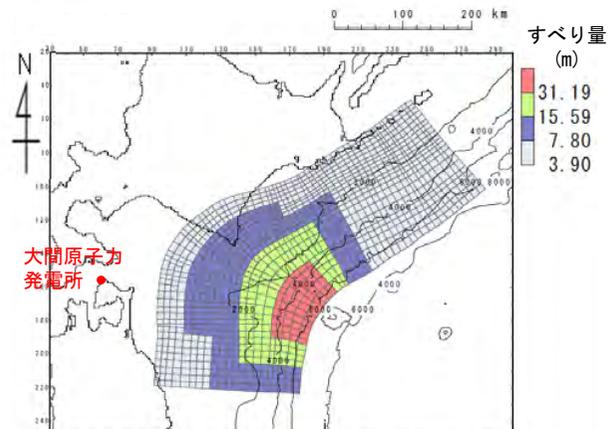
<本編資料 3-2-2. 内閣府(2020)モデルによる津波>より  
(本編資料P.149より)

- 内閣府(2020)モデルの基準波源モデル策定に係る反映方針に関して、基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルの比較結果を踏まえ、以下のとおり記載を見直す。

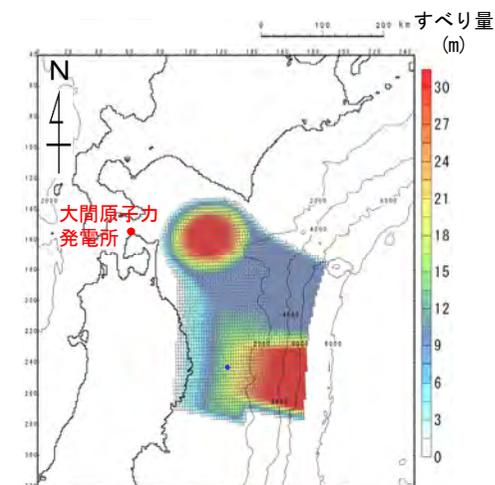
「内閣府(2020)モデルによる敷地における津波水位が、基準波源モデル①～⑥による津波水位を上回ることを踏まえ、内閣府(2020)モデルによる敷地における影響が、他の地震による津波の影響と比較して大きい場合には、敷地への影響が大きい波源モデルとして選定することとする。」



基準波源モデル③



基準波源モデル⑥



内閣府(2020)モデル

# Ⅱ. コメント回答の概要 (7/7)

## コメントNo. S5-60

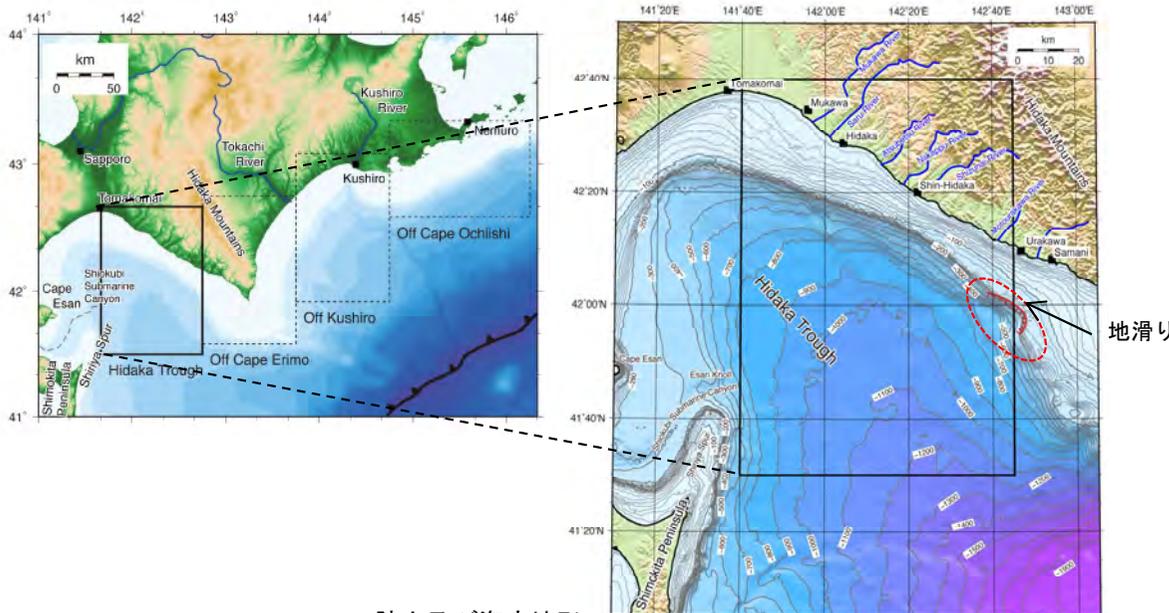
No.	項目	指摘時期	コメント内容
S5-60	海底地すべり	第1023回会合(2021.12.24)	海底地すべり地形の抽出に関して、北海道日高沖に海底地すべりが示されており、「敷地との距離、位置関係を考慮すると影響は小さいと考えられる」と記載されているが、「影響は小さい」とした根拠について説明すること。また、野田・片山(2013)以降も日高舟状海盆に係る知見が新たに出されていることから、併せて記載すること。

### 北海道日高沖の海底地すべりの影響

＜本編資料 4-2. 海底地すべりに起因する津波＞より  
(本編資料P.156より)

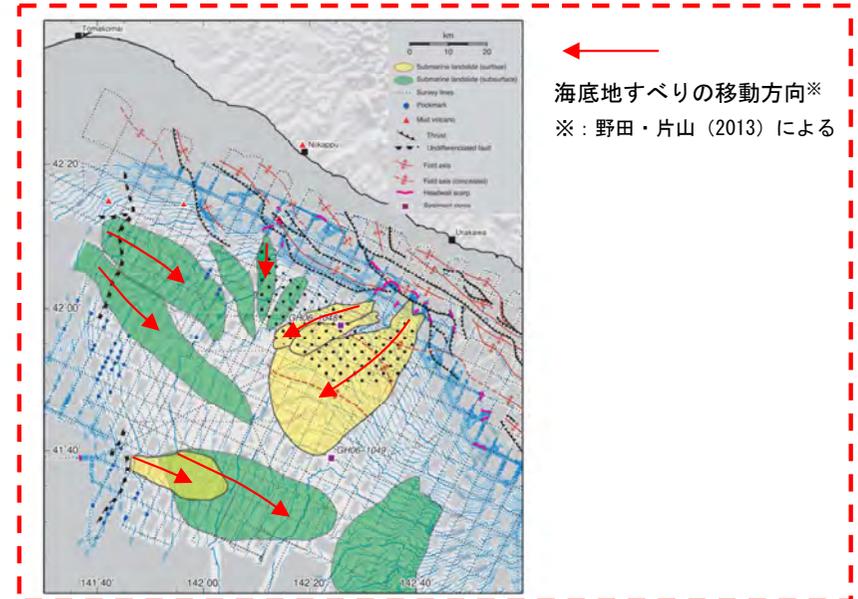
- ・北海道日高沖の海底地すべりによる津波の敷地への影響が小さい根拠として、海底地すべりによる津波の特性及び敷地との位置関係について、以下のとおり記載を見直すと共に、新たな知見を示す。
- 「・野田・片山(2013)等では、北海道日高沖に海底地すべりが示されている。
- ・海底地すべりに起因する津波は、地震による津波に比べて短波長成分が卓越するため減衰傾向が大きくなること、仮に当該地点の海底地すべりが発生したとしても、敷地は津軽海峡内に位置しており波源に正対もしていないことを考慮すると、北海道日高沖の海底地すべりによる短周期の津波は屈折、反射等によりエネルギーが逸散し、減衰すると思われる。
- ・以上より、北海道日高沖の海底地すべりによる津波の敷地への影響は小さいと考えられる。」

【敷地との距離、位置関係】



陸上及び海底地形  
(野田・片山(2013)に一部加筆)

【新たな知見】



日高舟状海盆の海底地すべり  
(野田・片山(2014)に一部加筆)

追記

# 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	1
3-2-2.	内閣府(2020)モデルによる津波	137
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	153
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	

(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



# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (1/128)

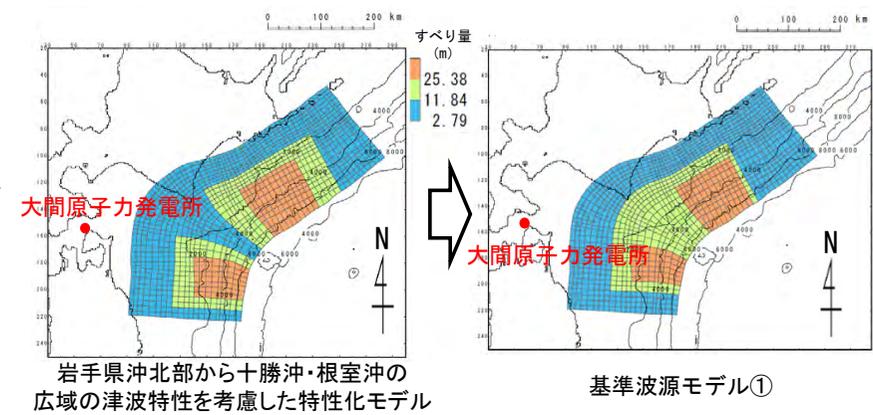
第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-3再掲

## 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の検討フロー

- 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波については、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえて、破壊領域の連動やすべりの不均質性を考慮の上、以下のフローを基本として検討を実施した。

### 基準波源モデルの設定

広域津波痕跡高の再現性を考慮 (P.6参照)



### 概略パラメータスタディ

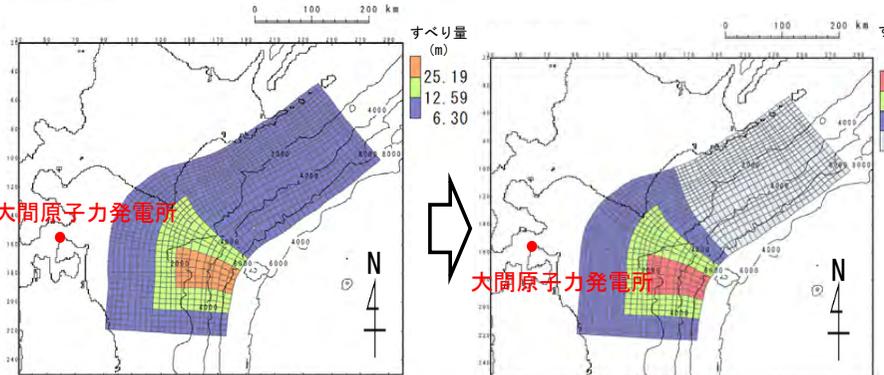
- #### 変動パラメータ※
- アスペリティの位置 (青森県東方沖及び岩手県北部の超大すべり域、十勝沖及び根室沖のそれぞれ、基準配置を10km<sup>2</sup> ヲツで移動)

### 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※
- 破壊開始点
  - 破壊伝播速度
  - ライズタイム

沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮 (P.6参照)



- #### 変動パラメータ※
- アスペリティの位置 (日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように基準配置を10km<sup>2</sup> ヲツで移動)

- #### 変動パラメータ※
- 破壊開始点
  - 破壊伝播速度
  - ライズタイム

※: 変動幅は敷地への影響及び科学的知見を考慮し設定。

**三陸沖から根室沖のプレート間地震**

- 東北地方太平洋沖地震津波の知見を参照し、プレート間地震と津波地震との連動型地震を考慮する。
- 津波地震の波源は本波源に包含される。

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（2/128）



### 三陸沖から根室沖のプレート間について

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-4再掲

- 日本海溝は、日本列島が位置する北米プレートの下方に、東方から太平洋プレートが沈み込んでいるプレート境界であるとされている。千島海溝は、日本列島が位置する北米プレートの下方に、南東方から太平洋プレートが沈み込んでいるプレート境界であるとされている。
- 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2011年東北地方太平洋沖地震やM8クラスの1896年明治三陸地震、1968年十勝沖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とされている。

地震調査研究推進本部（2019, 2017a）等による

(余白)

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（3/128）



#### 基準波源モデルの設定（基本方針）

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-5再掲

- 2011年東北地方太平洋沖地震（以下「3.11地震」という。）や世界のM9クラスの超巨大地震に関する科学的知見を検討※1の上、すべりの不均質性を考慮した「特性化波源モデル」※2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、地震調査研究推進本部（2019, 2017a）の評価対象領域を基本とし、固着と蓄積されるひずみに関する分析、及び破壊伝播の検討を踏まえ、3.11地震を踏まえた破壊領域の連動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、世界のM9クラスの超巨大地震を対象としたスケールリング則等の科学的知見を検討の上設定する。主な考え方は以下のとおり。
  - ✓ プレート境界が明瞭であるため、波源断層面はプレート境界面とする。
  - ✓ すべり量の設定については、3.11地震を含む世界のM9クラスの超巨大地震を参照して平均応力降下量を保守的に設定した上で、地震モーメントと波源断層面積の経験的關係を用いて地震モーメントを推定することで算定する。
  - ✓ すべりの不均質性の設定については、3.11地震を含む世界のM9クラスの超巨大地震のすべり量分布を参照して設定する。
- また、基準波源モデルは、「テクトニクス的背景・地震学的見地に基づくモデル」に加え、大間原子力発電所の立地特性を踏まえた保守的観点を考慮して「大間の立地特性を考慮したモデル」についても設定する。

※1：第1023回審査会合 資料1-2「3. 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとするM9クラスの超巨大地震から得られた知見」参照。

※2：波源の特性を主要なパラメータで表したモデル

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (4/128)

第1023回審査会合   
 資料1-1 P. 3. 2. 1-6一部修正 コメントNo.S5-57

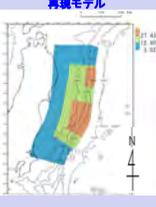
## 基準波源モデル策定の手順及び考え方

世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見 (3.11地震含む)

**3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比**

杉野ほか (2014) の知見 (P. 58参照)

- 背景領域：平均すべり量の0.33倍, 全体面積の60%程度
- 大すべり域：平均すべり量の1.4倍, 全体面積の25%程度
- 超大すべり域：平均すべり量の3倍, 全体面積の15%程度



知見を反映

3.11地震の広域の津波特性を再現できることを確認 (P. 58参照)

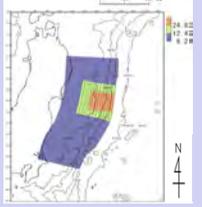
内閣府 (2012) の知見

- 大すべり域：平均すべり量の2倍, 全体面積の20%程度 (超大すべり域を含む)
- 超大すべり域：平均すべり量の4倍, 全体面積の5%程度

**3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比**

M9クラス地震の知見を分析・検討し、背景領域、大すべり域及び超大すべり域のすべり量を1:2:4となるような特性化を検討 (P. 83参照)

- 背景領域：基本すべり量, 全体面積の80%程度
- 大すべり域：基本すべり量の2倍, 全体面積の20%程度 (超大すべり域を含む)
- 超大すべり域：基本すべり量の4倍, 全体面積の5%程度



知見を反映

3.11地震における破壊特性を再現できることを確認 (P. 83参照)

テクニクスの背景・地震学的見地に基づくモデル

3.11津波の知見を反映 (広域津波痕跡高の再現性を考慮)

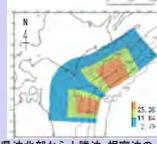
3.11地震・津波の知見を反映

3.11地震・津波の知見を反映 (沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮)

3.11地震・津波の知見を反映 (津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮)

日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように、大すべり域、超大すべり域を配置

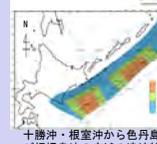
三陸沖から根室沖にはM9クラスの地震・津波の痕跡がないため、3.11地震における広域の津波痕跡高を再現したモデル (P. 58参照) のすべり領域の配置を参照



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

十勝沖から択捉島沖に、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置

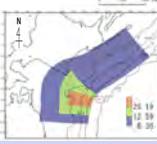
色丹島沖及び択捉島沖の超大すべり域及び大すべり域は敷地に近い西端に設定



十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル※3

日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように**大すべり域・超大すべり域**を配置

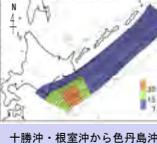
三陸沖から根室沖にはM9クラスの地震・津波の痕跡がないため、3.11地震における破壊特性を再現したモデル (P. 83参照) のすべり領域の配置を参照



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル

十勝沖から択捉島沖に、「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を参考に設定した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置

十勝沖・根室沖の超大すべり域は、十勝沖・根室沖の地質学的、測地的知見を踏まえて設定



十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※4

津軽海峡内の津波挙動への影響を考慮して大すべり域等を津軽海峡前面に配置

3.11地震で浅部海溝軸沿いにも大きなすべりが観測されたこと及び大間専用港湾では短周期の波で顕著な水位増幅特性が認められることを考慮し、津波工学的観点から超大すべり域を海溝軸沿い浅部のみに配置

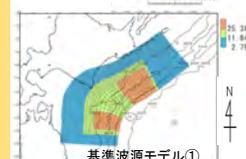
→比較的短周期の波が卓越するため、津軽海峡内の反射等による津波挙動の特徴や、専用港湾における水位増幅特性が現れやすい配置。 (P. 118, 「第1023回審査会合資料1-2 4-4-3. 基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①~④の関連性」参照)



基準波源モデル⑤

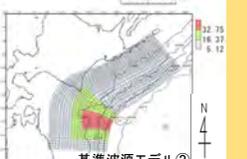
分岐断層・海底地すべりの考慮

島弧会合部に大すべり域を配置



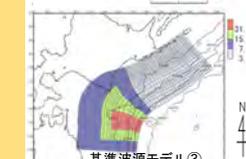
基準波源モデル①

※3: 敷地への影響を確認するため影響検討用の波源域として扱う



基準波源モデル②

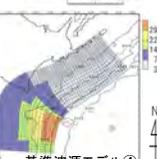
配置は同様に設定



基準波源モデル③

※4: 敷地への影響が小さいので、左記モデルで代表させる

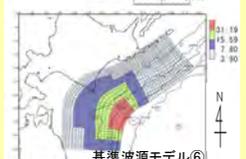
すべり量割り増し



基準波源モデル④

分岐断層・海底地すべりの考慮

すべり量割り増し



基準波源モデル⑥

概略パラスタ※1

概略パラスタ※1

概略パラスタ※1

概略パラスタ※1

概略パラスタ※1

概略パラスタ※1

概略パラスタ最大ケース ⇒ 基準波源モデル (再定義)

津軽海峡開口部付近の太平洋沿岸において、各基準波源モデルの計算津波高と既往津波高等とを比較

概略パラスタ最大ケース ⇒ 基準波源モデル (再定義)

詳細パラスタ※2

詳細パラスタ※2

基準津波の策定

設定した波源モデルによる計算津波高が津軽海峡沿岸の既往津波高等を上回っていることを確認

※1: 大すべり域・超大すべり域の位置を南北約10km単位で移動  
※2: 波源特性 (破壊開始点, 破壊伝播速度, ライズタイム) の不確かさの考慮

特性化モデル  
面積比設定  
すべり量・面積比

特性化モデルを基にしたすべり領域の配置

3.11地震を踏まえた更なる保守性考慮

不確かさの考慮

パラスタ 概略

パラスタ 詳細

注: 津軽海峡の津波特性を念頭に3.11地震・津波の知見を反映したモデル (基準波源モデル⑤⑥) と3.11地震・津波の知見を反映したモデル (基準波源モデル①~④) との関連性については、「第1023回審査会合資料1-2 4-4-3. 基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①~④の関連性」参照。

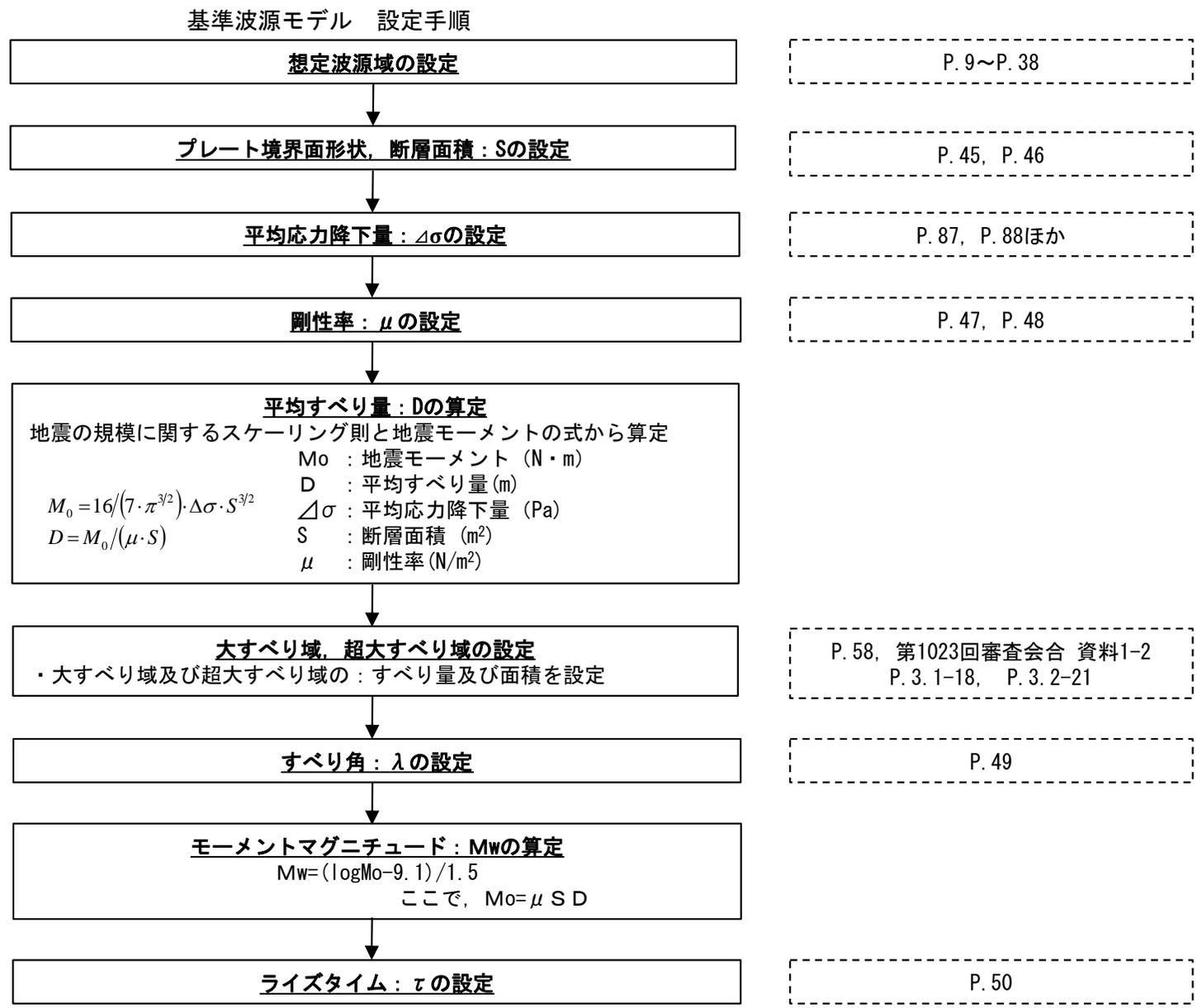


# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (5/128)

## 基準波源モデルの設定 (設定手順)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-7再掲

以下の手順に基づき、特性化モデルを検討の上、基準波源モデルを設定する。



(余白)

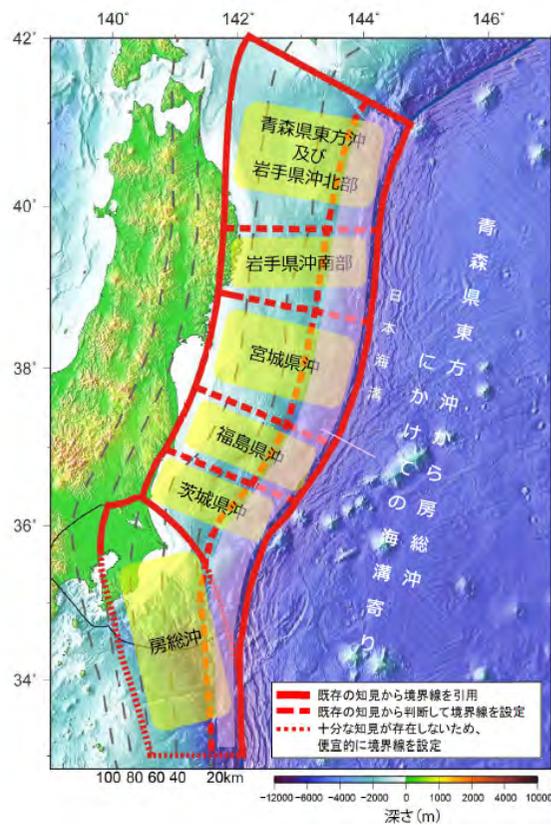
## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（6/128）



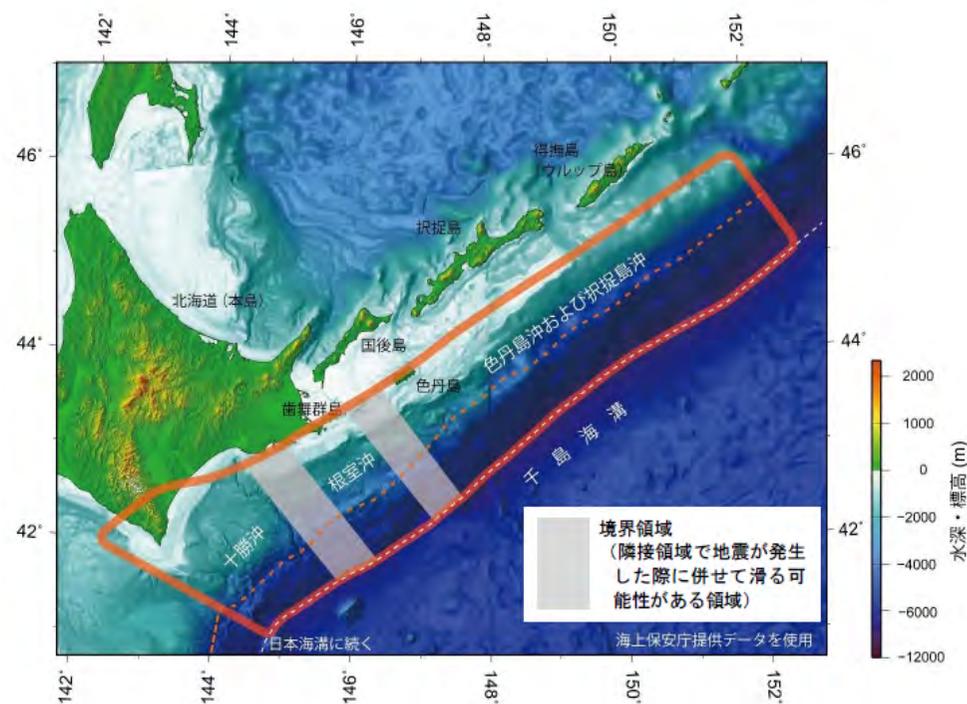
## 想定波源域の設定（1/30）：基本方針

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-9再掲

想定波源域は、地震・津波に対する防災の観点から、地震に関する調査や研究を政府として一元的に推進するために設置された政府の特別機関である地震調査研究推進本部が整理した、地震調査研究推進本部（2019, 2017a）の評価対象領域を基本とし、この評価対象領域に係る既往研究を参照（次ページ参照）して設定する。



三陸沖から房総沖にかけての評価対象領域の分け  
地震調査研究推進本部（2019）



千島海溝沿いの評価対象領域  
地震調査研究推進本部（2017a）

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（7/128）

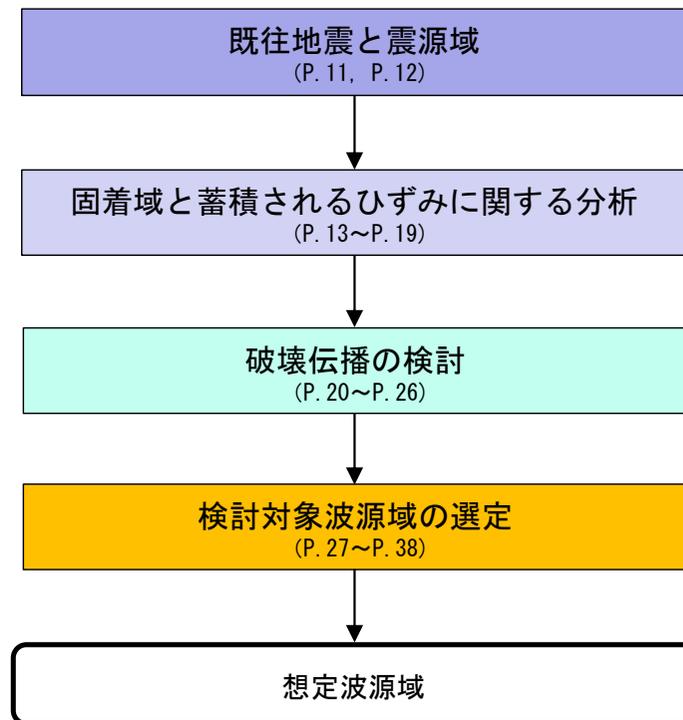


#### 想定波源域の設定（2/30）：既往研究

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-10再掲

想定波源域の設定に関わり参照する既往研究に関する内容、考え方及び検討イメージは以下のとおり。

- ✓ 既往地震と震源域（P. 11, P. 12）：既往地震発生範囲，地震調査研究推進本部の評価対象領域等の確認
- ✓ 固着域と蓄積されるひずみに関する分析（P. 13～P. 19）：地震発生箇所及び地震規模に係るひずみの蓄積状況の確認
- ✓ 破壊伝播の検討（P. 20～P. 26）：地震発生範囲に係る破壊の境界に関する情報の確認
- ✓ 検討対象波源域の選定（P. 27～P. 38）：敷地への影響を考慮した破壊領域の連動を考慮



想定波源域設定の検討イメージ

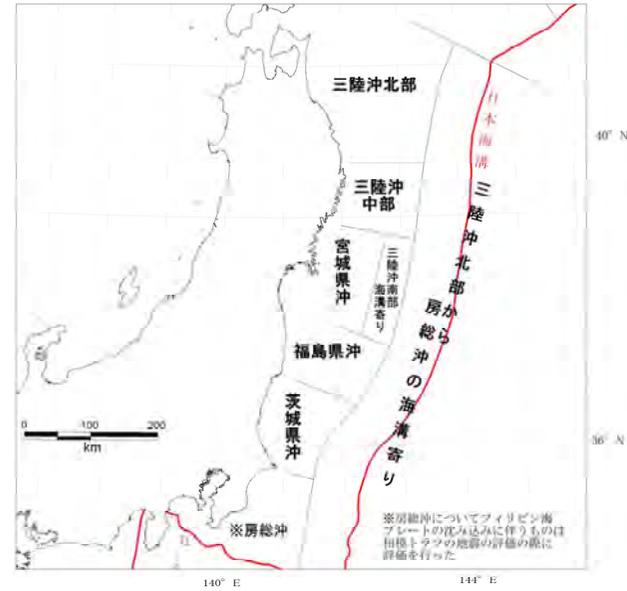
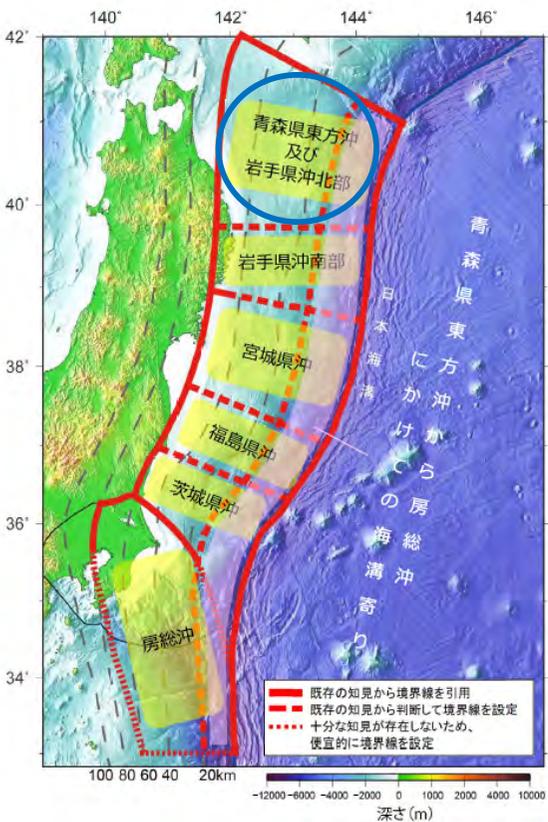
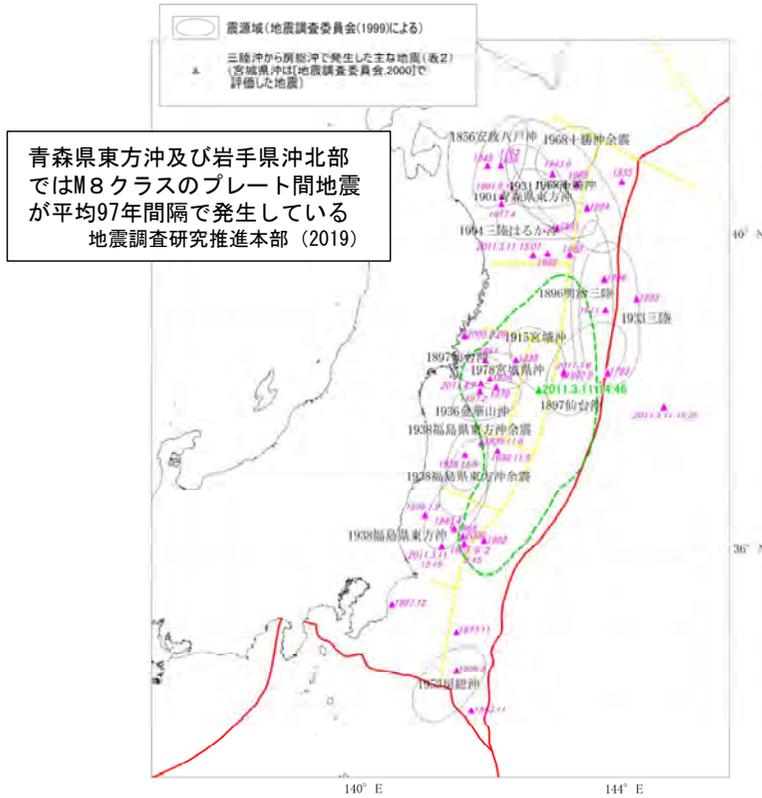
# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (8/128)



## 想定波源域の設定 (3/30) : 既往地震と震源域 (1/2)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-11再掲

### 三陸沖から房総沖



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

三陸沖から房総沖にかけての評価対象領域の区分け  
地震調査研究推進本部 (2019) に一部加筆

(参考) 三陸沖から房総沖にかけての評価対象領域の区分け  
地震調査研究推進本部 (2012)

- 地震調査研究推進本部 (2019) では、既往地震の震源域等を根拠とし、三陸沖から房総沖の震源域を上図 (中央) のような領域に分けて設定されており、青森県東方沖及び岩手県沖北部では、M8クラスの地震が平均97年間隔で発生しているとされている。
- 2011年東北地方太平洋沖地震は、岩手県沖南部～茨城県沖にかけての領域が連動したM9クラスの地震であり、おおむねその震源域は青森県東方沖及び岩手県沖北部には達していない。

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (9/128)



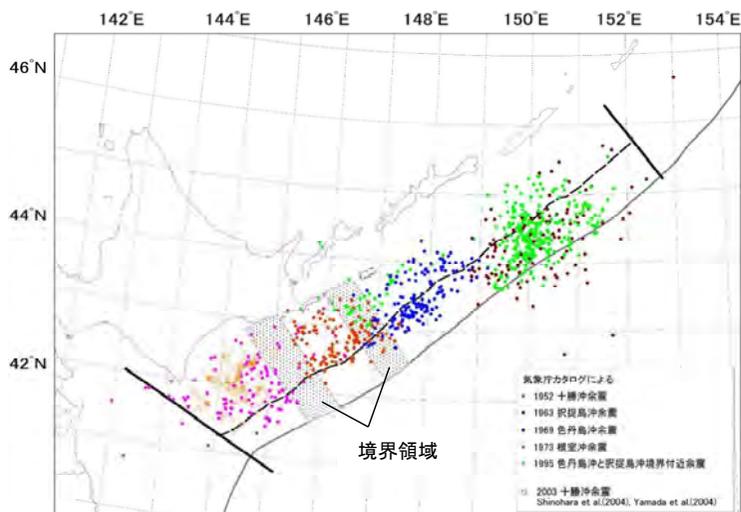
## 想定波源域の設定 (4/30) : 既往地震と震源域 (2/2)

第1023回審査会合

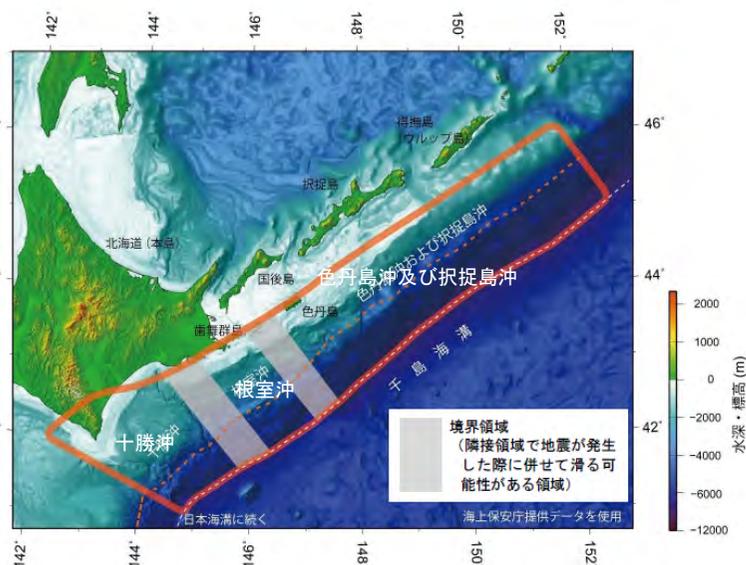
資料1-1 P.3.2.1-12再掲

## 十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖

プレート間巨大地震の発生間隔  
 十勝沖 : 80.3年  
 根室沖 : 65.1年  
 色丹島沖及び択捉島沖 : 35.5年  
 地震調査研究推進本部 (2017a)

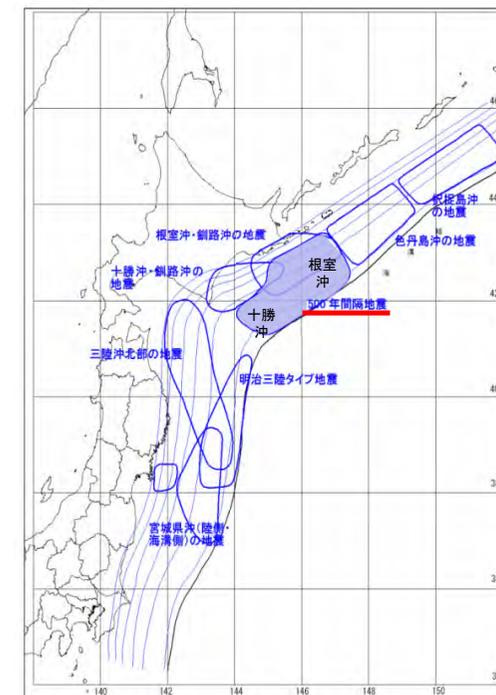


近年のプレート間巨大地震の余震分布  
 地震調査研究推進本部 (2017a) に一部加筆



千島海溝沿いの評価対象領域※  
 地震調査研究推進本部 (2017a) に一部加筆

※地震調査研究推進本部 (2017a) では、過去の地震の震源域の多様性を考慮し、十勝沖・根室沖・色丹島沖及び択捉島沖が連動する「超巨大地震 (17世紀型)」を評価している。



津波を発生させる断層領域の模式図  
 中央防災会議 (2006) に一部加筆

- 地震調査研究推進本部 (2017a) では、既往地震の巨大地震の震源域等を根拠とし、十勝沖、根室沖、及び色丹島沖及び択捉島沖の震源域を上図 (中央) のような領域に分けて設定されており、M8程度の地震が十勝沖・根室沖では約65年～80年間隔で発生しており、色丹島沖及び択捉島沖では約35年間隔で発生しているとされている。

以上から、十勝沖・根室沖では、連動型地震である“500年間隔地震”の間で、M8程度の地震が約65年～80年間隔で発生しており、中央防災会議 (2006) に示されるような“500年間隔地震”規模の地震を引き起こす連動型地震が存在すると考えられる。

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (10/128)



## 想定波源域の設定 (5/30) : 固着域と蓄積されるひずみに関する分析 (1/7)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-13再掲

## 青森県東方沖及び岩手県沖北部 (固着度)

- アスペリティ分布の解析から、青森県東方沖及び岩手県沖北部のアスペリティ (右図: AとB) のうち、1968年の地震と1994年の地震の共通アスペリティ (右図: B) のカップリング率はほぼ100%であるとされている。また、個々のアスペリティが単独で動けばM7クラスの地震 (=1994年) を、連動するとM8クラスの地震 (=1968年) を引き起こすとされている。  
Yamanaka and Kikuchi (2004), 永井ほか (2001) による
- 上記知見を引用し、3.11地震が青森県東方沖及び岩手県沖北部の手前で破壊が止まったのは、この領域では過去の大地震でひずみをほとんど解放してしまったためと考えれば説明可能とされている。地震調査研究推進本部 (2012) による

以上から、M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着度と比較して、青森県東方沖及び岩手県沖北部の固着度は大きくないと考えられる。

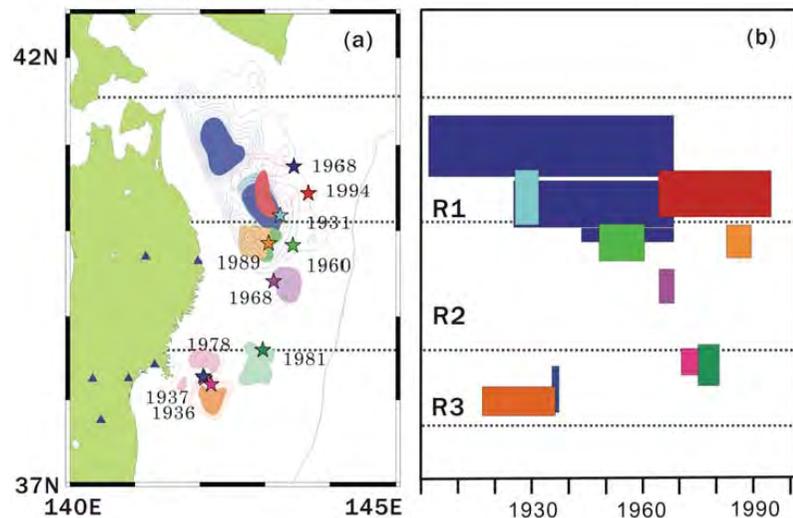


Figure 10. (a) Asperity map. (b) Space-time distribution of the seismic moment release based on the slip-predictable model. The width of the rectangle indicates the moment accumulation given by time  $D_a/V_{plate}$ , where  $D_a$  is the average seismic slip in asperities and  $V_{plate} = 0.1 \text{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

(a) アスペリティ位置

(b) プレートの沈み込み速度から  
推定される地震モーメント解放量  
Yamanaka and Kikuchi (2004)

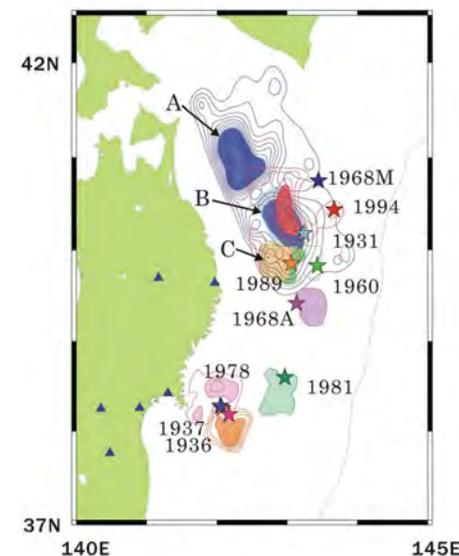


Figure 6. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan. Stars show the main shock epicenters. Contour lines show the moment release distribution. The interval of the contour lines is 0.5 m. Each earthquake is distinguished by color. We painted the area within the value of half the maximum slip as an asperity.

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

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (11/128)

## 想定波源域の設定 (6/30) : 固着域と蓄積されるひずみに関する分析 (2/7)

## 青森県東方沖及び岩手県沖北部 (蓄積されるひずみの量・すべり量)

## 【平均発生間隔】

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部の  
M8クラスのプレート間地震

対象地震及び発生領域	地震発生日時	地震の平均発生間隔等	地震規模 <sup>注1</sup>		
			M	Mt	Mw
青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震	1677/ 4/13	平均発生間隔は97.0年	7.9	7.7	
	1763/ 1/29		(7.3/4~8.0) <sup>注9</sup>	7.9	
	1856/ 8/23		(7.9) <sup>注9</sup>		
	1968/ 5/16 09:48		7.5	7.6	
			7.9	8.2	8.2

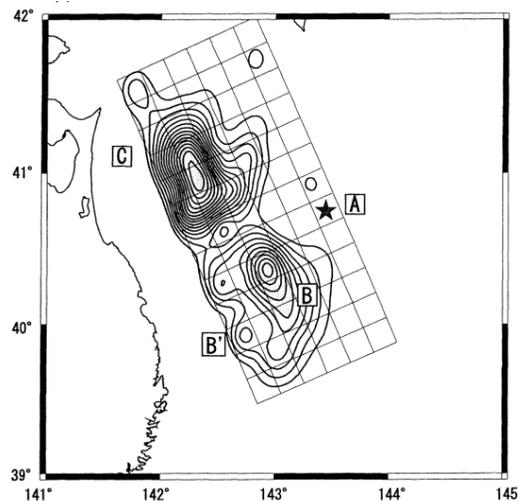
注9:宇佐美・他(2013)によれば、津波の記録等から、1677年、1763年、1856年のいずれの地震も1968年十勝沖地震に似ており、○内のMとなる可能性があることを指摘している。

※注1の解説については省略

地震調査研究推進本部 (2019) に一部加筆

## 【1968年地震のすべり量】

- 最大すべり量6.5~9.3m



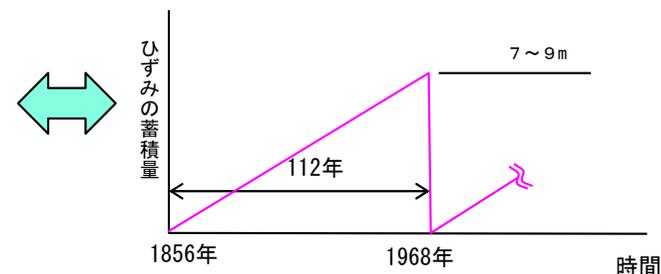
Contour of the moment release. The contour increment is  $3 \times 10^{16}$  Nm/km<sup>2</sup>. The source mainly consists of two asperities, the southwestern region B, and the northwestern region C.

## 1968年地震の応力解放量分布

永井ほか (2001)

## 【ひずみの蓄積量】

- ①プレートの沈み込み速度: 6.2~8.1cm/年 (McCaffrey, 2008)
- ②カップリング係数: 1.0 (地震学的)  
(Yamanaka and Kikuchi (2004))
- ③ひずみの蓄積量: ① (6.2~8.1cm/年) × 112年 (1968~1856)  
× ② (1.0) = **7~9m**



P.20で当該領域で蓄積されるひずみの量を中程度としているのは、カップリング係数が大きくても、プレートの沈み込み速度と地震の発生間隔との関係で、蓄積されるひずみの量が中程度になると考えられるため。

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部の領域におけるプレート間巨大地震のうち最大規模の地震は、1968年の地震Mw8.2であるため、当該地震を検討対象とするとされている。  
地震調査研究推進本部 (2019) による
- 1968年地震のインバージョン解析結果から、1968年地震の北側のアスペリティの最大すべり量は9.3m、南側のアスペリティの最大すべり量は6.5mであるとされている。  
永井ほか (2001) による

以上から、平均発生間隔・既往地震の最大すべり量の関係と、地震のプレートの沈み込み速度・カップリング係数・既往地震の発生間隔から算定されるひずみの蓄積量 (7~9m) には調和的な関係があると考えられる。

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (12/128)



## 想定波源域の設定 (7/30) : 固着域と蓄積されるひずみに関する分析 (3/7)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-15再掲

青森県東方沖及び岩手県沖北部 (付加体の幅とすべり量)

- 3.11地震ではプレート境界浅部でもすべりが発生したことに着目し、地震探査で得られた宮城県沖の地震波速度構造を模した沈み込みプレート境界モデルを用いた2次元動的破壊シミュレーションを実施して、付加体の幅の違いがプレート境界浅部のすべり量に与える影響を検討し、付加体の幅が小さいほどプレート境界浅部のすべり量が増大する傾向があるとされている。  
Kozdon and Dunham(2013) による
- 日本海溝の沈み込み帯におけるマルチチャネル反射法地震探査結果から、青森県東方沖及び岩手県沖北部の付加体 (P波速度: 3~4km/s以下の領域) の幅は宮城県沖よりも広いとされている。  
Tsuru et al. (2002) による

以上から、青森県東方沖及び岩手県沖北部においてダイナミックオーバーシュート (第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-6, P.3.1-7参照) が発生したとしても、そのすべり量は3.11地震のすべり量よりも小さいと考えられる。

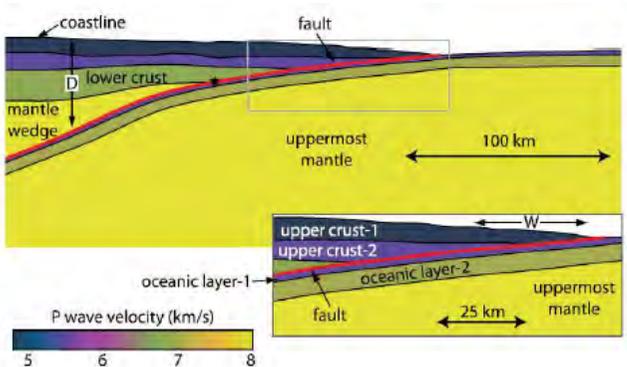


Figure 2. (a) P-wave velocity structure for the dynamic rupture simulations (no vertical exaggeration). The geometry and piecewise constant material properties are derived from Miura et al. (2001, 2005). The velocity-weakening region ( $b - a > 0$ ) starts updip at horizontal distance  $W$  from the trench and ends downdip at depth  $D$  below sea level. The nucleation location for all simulations is indicated with the black star. The inset shows the velocity structure near the trench axis, where the dip angle is  $6^\circ$  from horizontal and  $7^\circ$  from the seafloor.

宮城県沖のプレート境界モデル  
(2次元動的破壊シミュレーションモデル)  
Kozdon and Dunham (2013)

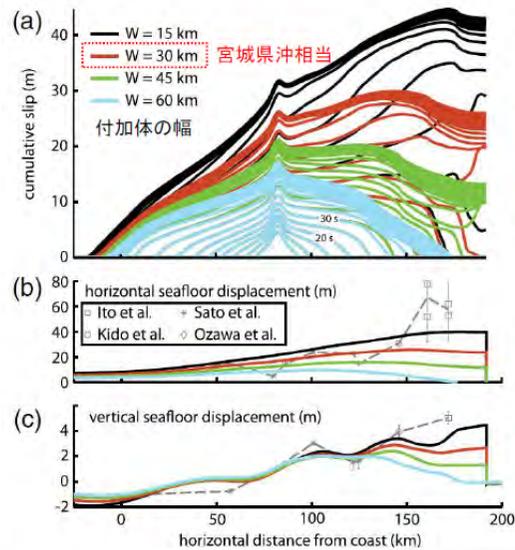


Figure 11. (a) Influence of horizontal extent  $W$  of shallow velocity-strengthening region on cumulative slip (plotted every 5 s). Shown for maximum effective normal stress  $\bar{\sigma}_{max} = 40$  MPa and seismogenic depth  $D = 45$  km. (b) Horizontal and (c) vertical seafloor displacement compared with various observations (dashed line). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

動的破壊シミュレーションによる付加体の幅と断層すべり量、水平・上下変位の関係  
Kozdon and Dunham (2013) に一部加筆

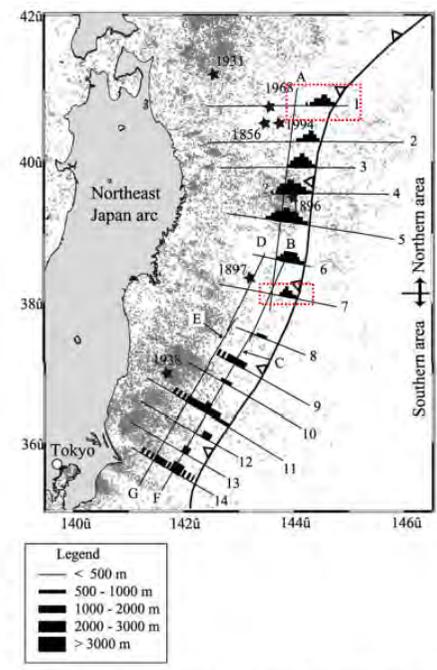


Figure 17. Map view of the low velocity sedimentary units observed on MCS sections in the Japan Trench margin. Small dots represent background seismicity taken from JMA (Japan Meteorological Agency) HypoCatalog.

日本海溝沿いにおける付加体 (低速度堆積物) の分布  
Tsuru et al. (2002) に一部加筆

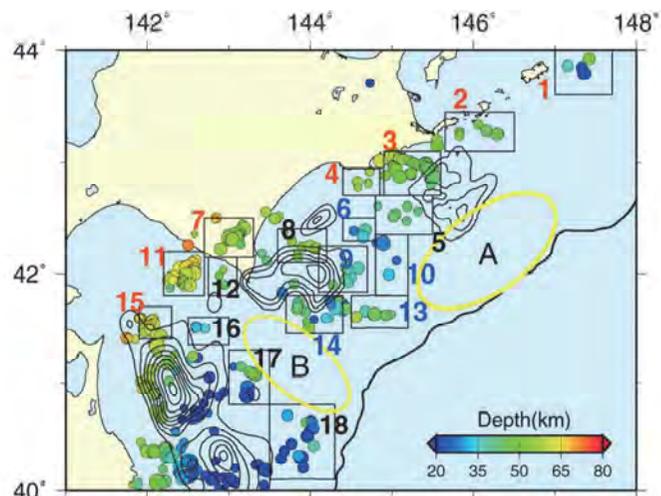
## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (13/128)

## 想定波源域の設定 (8/30) : 固着域と蓄積されるひずみに関する分析 (4/7)

## 十勝沖・根室沖 (固着度)

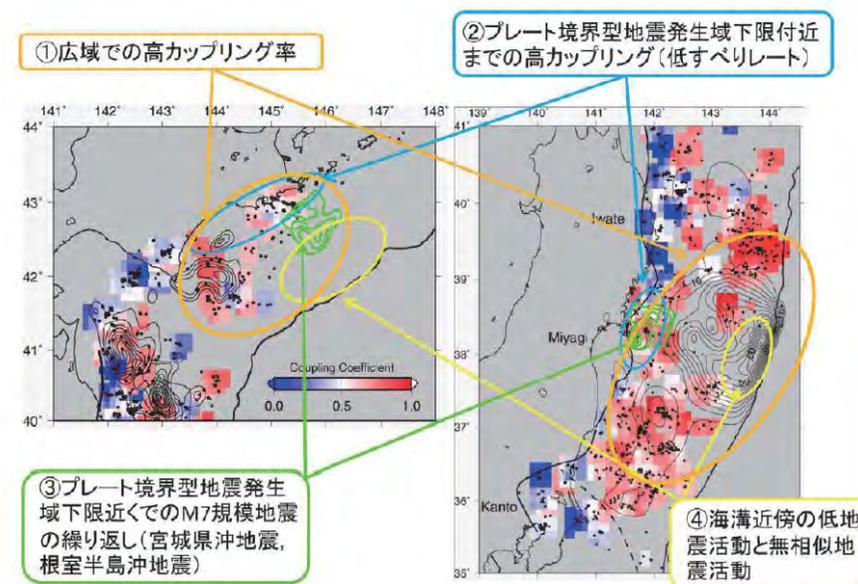
- 小繰り返し地震 (相似地震) の活動及びそれから推定されるプレート間地震すべりについて, 3.11地震で大きなすべりを生じた宮城県沖における特徴との類似性から, 十勝沖・根室沖で巨大地震が発生する可能性があると考えられている。
- また, 日本海溝・千島海溝島弧会合部付近の低地震活動 (左図: 空白域B) は, プレートの折れ曲がり影響している可能性も考えられるとされている。

東北大学 (2012) による



第1図. 北海道南東沖の小繰り返し地震グループの分布 (丸印). 丸の色はグループの地震の平均の深さを示す, コンターは Yamanaka and Kikuchi (2004) による M7 以上の地震のすべり量分布. 矩形は第3図で平均の積算すべりを推定した領域を示す. 黄色楕円は繰り返し地震活動が低い場所.

東北大学 (2012)



第2図. 北海道南東沖 (左) および東北地方東方沖 (右) の繰り返し地震分布 (黒丸) およびそれにより推定したプレート間カップリング率 (カラー) の比較. カップリング率は  $0.3^\circ \times 0.3^\circ$  のグリッドごとに, 3つ以上の小繰り返し地震グループが存在する場所について推定した. 緑および黒のコンターは M7 以上の地震すべり量分布. 関東地方の沖の破線は, フィリピン海プレートの北東限.

東北大学 (2012)

## 【宮城県沖における特徴】

- 特徴①: 大すべり域を中心とする広域で高いカップリング率が推定される。
- 特徴②: プレート境界型地震の発生域下限付近まで高カップリング領域が存在。
- 特徴③: プレート境界型地震の発生域下限付近での M7 クラスの地震 (の繰り返し) が存在。
- 特徴④: 海溝近傍の低地震活動と低繰り返し地震活動。

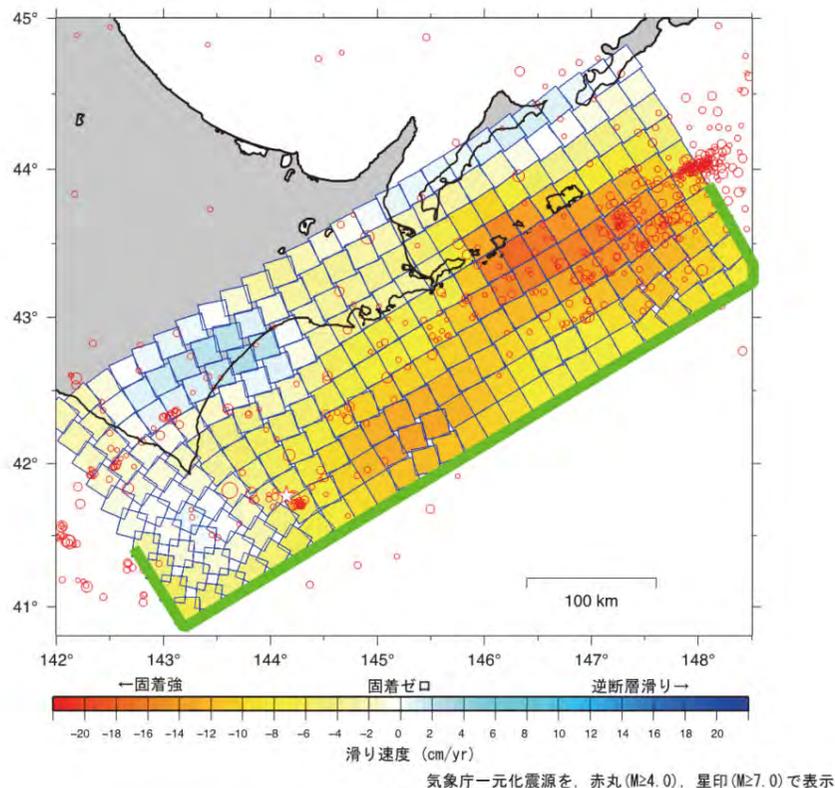
## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (14/128)



## 想定波源域の設定 (9/30) : 固着域と蓄積されるひずみに関する分析 (5/7)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-17再掲

## 十勝沖・根室沖 (蓄積されるひずみの量)



すべり欠損分布 (2007年3月~2011年2月)

国土地理院 (2012)

- GNSS連続観測結果による北海道地方の地殻変動から推定される北海道南東沖 (十勝沖・根室沖) のすべり欠損速度 (固着) の分析結果から、特に十勝沖~釧路沖の海溝寄りと根室沖の陸寄りにすべり欠損の大きな領域が存在しているとされている。これより、当該領域の固着は相対的に強く、大きなひずみが蓄積されていると推定されるとされている。

国土地理院 (2012) による

以上から、十勝沖・根室沖の領域は、500年間隔地震の震源域に相当すると考えられる。

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (15/128)

## 想定波源域の設定 (10/30) : 固着域と蓄積されるひずみに関する分析 (6/7)

## 十勝沖・根室沖 (蓄積されるひずみの量・すべり量)

## 【平均発生間隔】

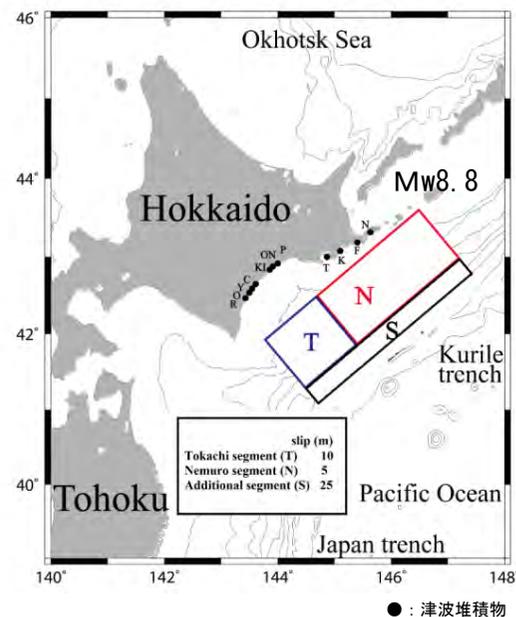
- ・十勝沖～根室沖の連動型地震
- ・約500年

十勝地域の津波		根室地域の津波	
発生時期 (cal.B.P.)	再来間隔 (年)	発生時期 (cal.B.P.)	発生時期 (cal.B.P.)
津波1	17世紀初頭	津波1	17世紀初頭
津波2	12～13世紀	津波2	12～13世紀
津波3	9世紀	津波3	9世紀
津波4	1630-(4世紀?)	津波4	1430+
津波5	AD/BC?	津波5	?
津波6	2590-	津波6	1930+
津波7	2870～2920	津波7, 8	?
津波8	3220～3460	津波9	2440+
津波9	3690～3720	津波10	300+
津波10	4200+	津波11	300+
津波11	4560	津波12	300～350
津波12	4860+	津波13	300
津波13	5000-	津波14	4930+
津波14	5640+	津波15	4980+
津波15	6370-	津波16	>600
		津波17	600
		津波18	?

中央防災会議 (2005)

## 【17世紀の地震のすべり量分布】

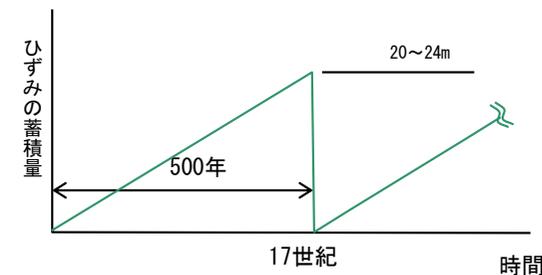
- ・最大すべり量25m



文部科学省 (2013)

## 【ひずみの蓄積量】

- ①プレートの沈み込み速度: 6.9-8.2cm/年 (McGaffrey, 2008)
- ②カップリング係数: 0.59 (地震学的) (Scholz and Campos, 2012)
- ③ひずみの蓄積量: ① (6.9-8.2cm) × 500年 × ② (=0.59) = **20~24m**



P. 20で当該領域で蓄積されるひずみの量を大としているのは、カップリング係数が0.6程度でも、プレートの沈み込み速度と地震の発生間隔との関係で、蓄積されるひずみの量が大きくなると考えられるため。

- ・前ページの検討を踏まえ、十勝沖・根室沖連動型地震である“500年間隔地震”のひずみに関する検討を行った。

以上から、文部科学省 (2013) による500年間隔地震の最大すべり量 (25m) と、プレートの沈み込み速度・カップリング係数・地震の発生間隔から算定されるひずみの蓄積量 (20~24m) には調和的な関係があると考えられる。

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（16/128）

想定波源域の設定（11/30）：固着域と蓄積されるひずみに関する分析（7/7）

#### まとめ

##### ◎青森県東方沖及び岩手県沖北部

- ・ M8クラスのプレート間地震が平均97年間隔で発生する。
- ・ プレートの沈み込み速度・カップリング係数・平均発生間隔から推定されるひずみの蓄積量は7～9m程度である。なお、津波地震との連動の有無やスーパーサイクルの存在に関する知見は得られていない。

##### ◎十勝沖・根室沖

- ・ 500年間隔の連動地震（Mw8.8）の間に、M8クラスの地震が平均65～80年間隔で発生していると考えられる。
- ・ プレートの沈み込み速度・カップリング係数・平均発生間隔から推定されるひずみの蓄積量は20～24m程度である。

##### ◎色丹島沖及び択捉島沖

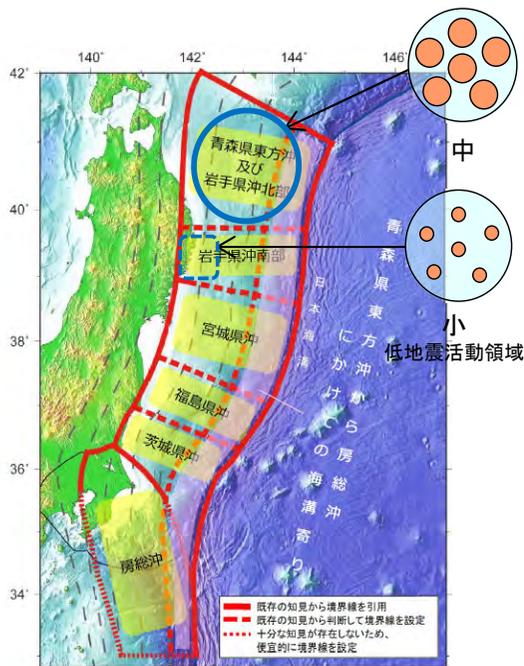
- ・ M8クラスの地震が平均35年間隔で発生する。

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（17/128）

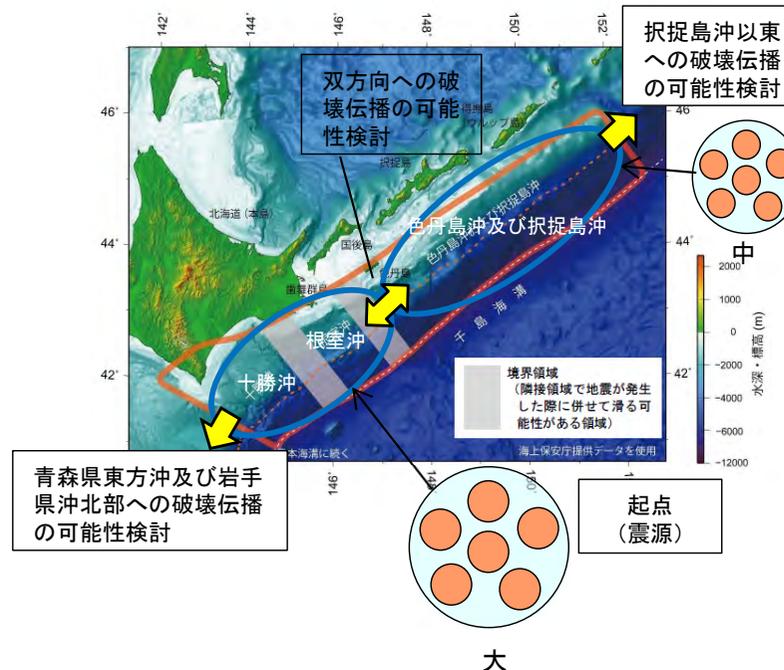
## 想定波源域の設定（12/30）：破壊伝播の検討（1/7）

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-20再掲

青森県東方沖及び岩手県沖北部・十勝沖・根室沖・色丹島沖及び択捉島沖

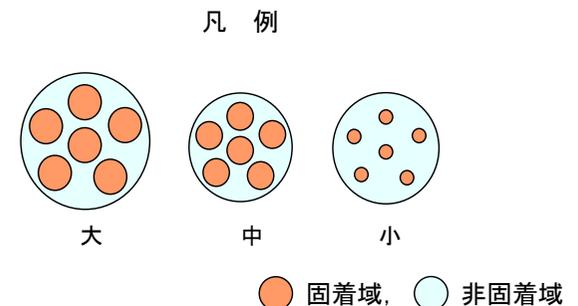


地震調査研究推進本部（2019）に一部加筆



地震調査研究推進本部（2017a）に一部加筆

M8クラスの地震が平均35年間隔で発生しており、蓄積されるひずみ量は十勝沖・根室沖に比べ小さいため「中」とした。

蓄積されるひずみ量のイメージ  
Seno (2014) を参考に作成

青森県東方沖及び岩手県沖北部，十勝沖・根室沖，色丹島沖及び択捉島沖に蓄積されるひずみの分析結果

- 3.11地震及び世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見より，固着と破壊伝播が関連していると考えられることより（第1023回審査会合 資料1-2 P.3.3-2参照），青森県東方沖及び岩手県沖北部，十勝沖・根室沖及び色丹島沖・択捉島沖の固着（蓄積されるひずみの量）について検討する。
- 前述（P.13～P.19）の青森県東方沖及び岩手県沖北部，十勝沖・根室沖及び色丹島沖・択捉島沖に対する固着域と蓄積されるひずみに関する分析結果から，青森県東方沖及び岩手県沖北部，色丹島沖・択捉島沖は，十勝沖・根室沖に比べ蓄積されるひずみ量が相対的に小さいと評価する。
- 岩手県沖南部には低地震活動領域が存在するためひずみは蓄積されにくく（第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-10，P.3.1-11参照），また，2011年東北地方太平洋沖地震の震源域の北端がおおむね岩手県沖南部であることを踏まえると，青森県東方沖及び岩手県沖北部からの破壊が南方の岩手県沖南部に伝播することはないと考えられる。



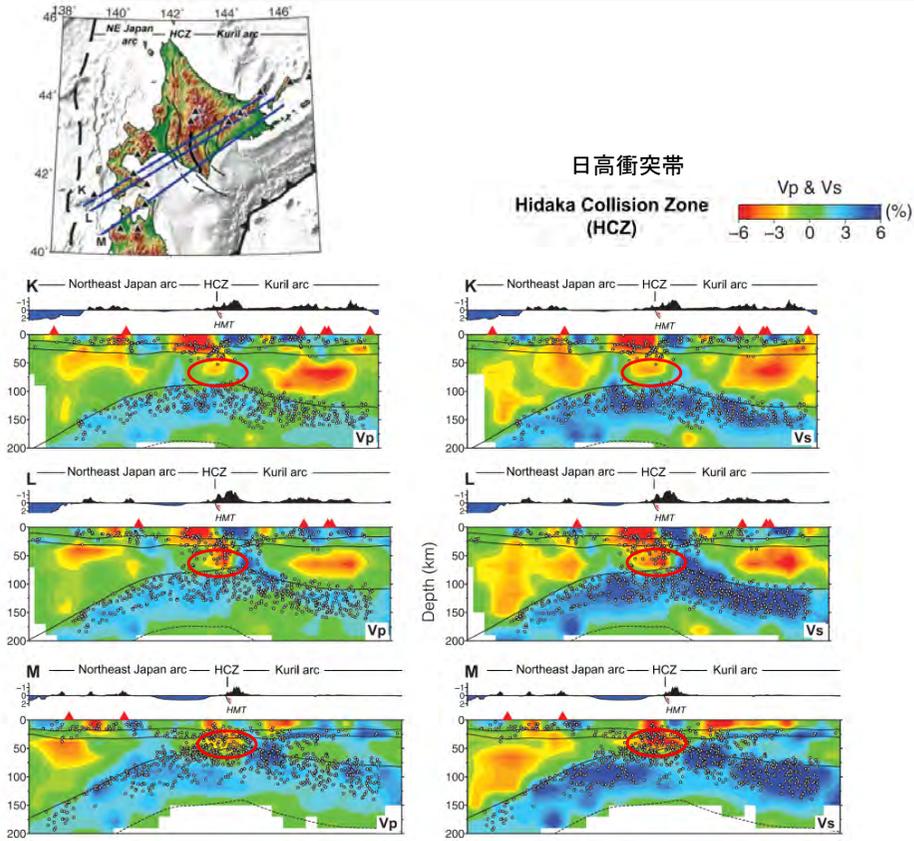
# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (19/128)



第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-22再掲

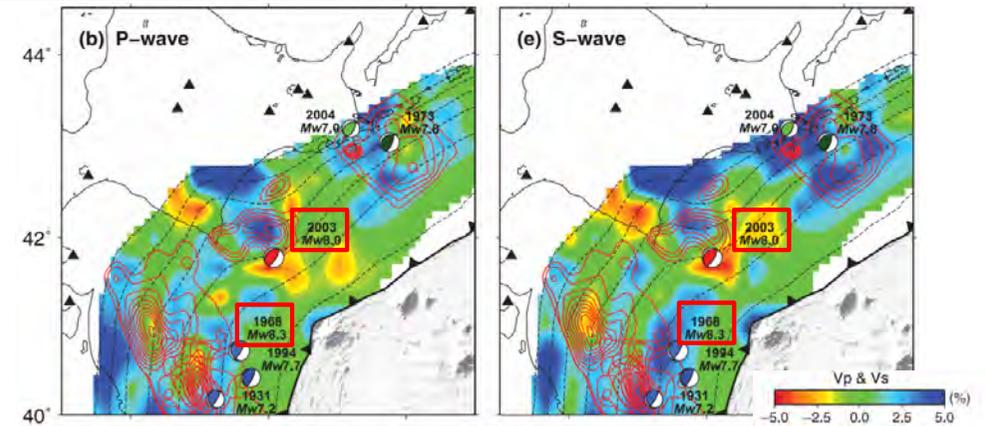
## 想定波源域の設定 (14/30) : 破壊伝播の検討 (3/7)

### 青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖との間に位置する島弧会合部 (2/2)



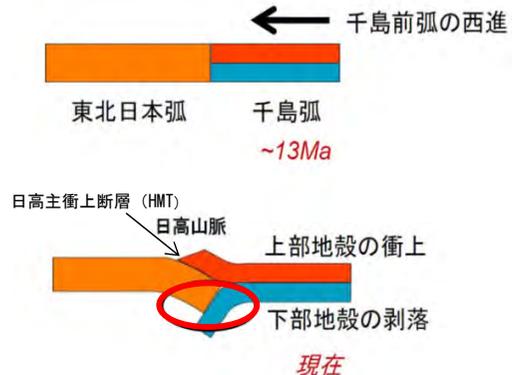
The red triangles denote active arc volcanoes. White dots denote the relocated earthquakes by this study within a 20 km width along each profile.

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



日本海溝・千島海溝島弧改造部付近の地震波トモグラフィと既往地震発生域の関係 Liu et al. (2013) に一部加筆

The red contour lines in (b) and (e) denote the coseismic slip distributions of the megathrust earthquakes in 1931, 1968 and 1994 (Nagai et al. 2001; Yamanaka & Kikuchi 2004), in 2003 (Yamanaka & Kikuchi 2003), and in 1973 and 2004 (Katsumata & Yamanaka 2006; Yamanaka 2006). The inner contour lines denote larger slips.



千島弧の前弧スリパーの西進、東北日本弧との衝突による日高山脈形成過程の模式図 日野ほか (2008) に一部加筆

- 千島弧と東北日本弧が衝突する日高衝突帯では、地震波速度の高速度域が、低速度域に押し付けられている形状を呈する。
- 千島弧と東北日本弧の衝突により、剥落した千島弧の地殻下部物質の剥落に相当する低速度領域 (左図赤○部) がプレート境界面と接している。
- 1968年十勝沖地震と2003年十勝沖地震の震源は、この接触領域によって隔てられている。

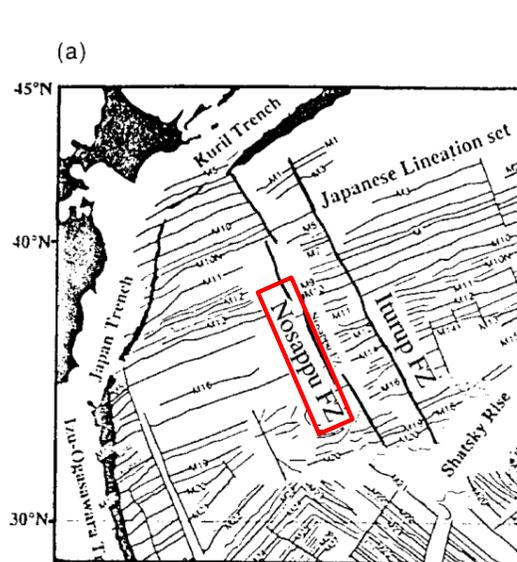
地震波トモグラフィによる青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖との間に位置する島弧会合部付近の3次元地殻不均質構造の分析と既往地震発生履歴の関係から、日高衝突帯における下部地殻の剥落に相当する低速度領域が、破壊 (地震) の構造境界になる可能性があると考えられている。 Liu et al. (2013), 日野ほか (2008) による

前ページ及び以上から、青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖との間に位置する島弧会合部は、破壊伝播の境界になる可能性があると考えられる。

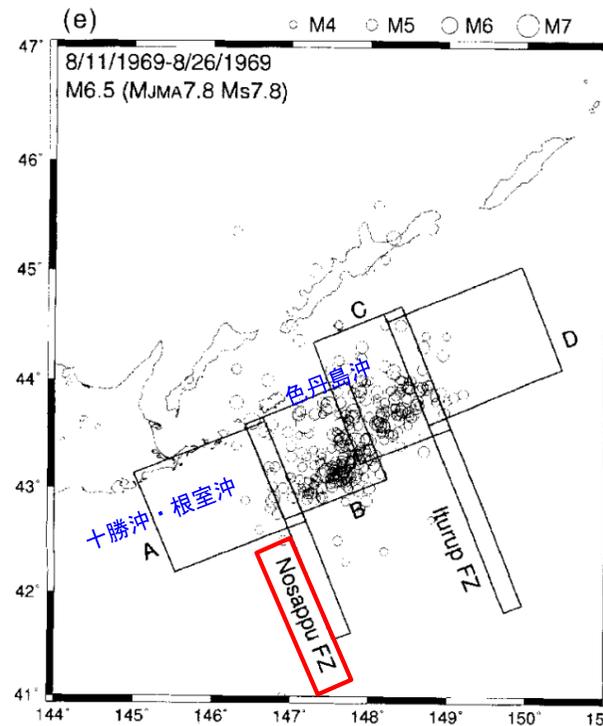
## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (20/128)

## 想定波源域の設定 (15/30) : 破壊伝播の検討 (4/7)

## 南千島沖 (1/2)

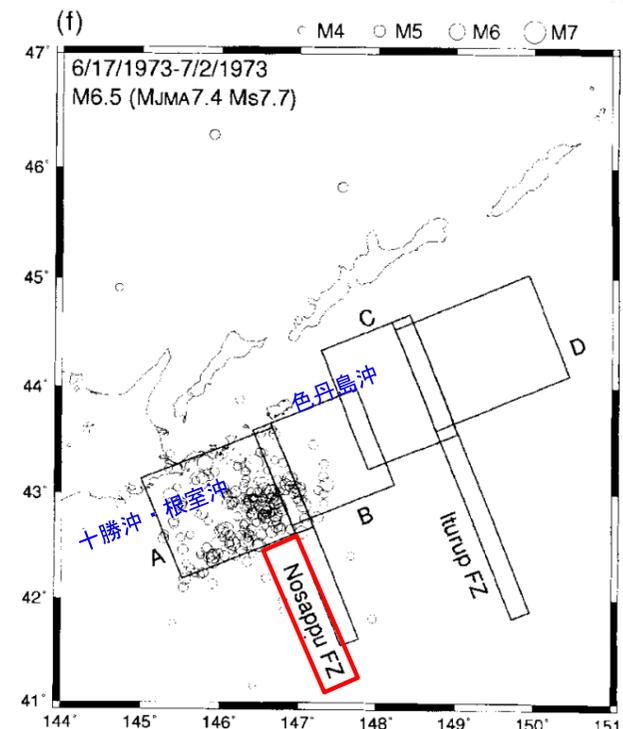


地磁気異常  
Kasahara et al. (1997) に一部加筆



1969年南千島沖地震の余震域

Kasahara et al. (1997) に一部加筆



1973年根室沖地震の余震域

- 3.11地震及び世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見より、構造境界と破壊伝播が関連していると考えられることより (第1023回審査会合 資料1-2 P. 3. 3-2参照), 南千島沖の構造境界について検討した。
- 南千島沖の太平洋プレート上には地磁気異常の縞模様にも明瞭な食い違いがあり、その食い違い境界に存在する納沙布断裂帯と呼ばれる断裂帯を挟んで両側で重力・地殻構造・堆積物の厚さが明瞭に変化しているとされている。また、この構造線の海溝側への延長線は最近数十年間に色丹島沖～択捉島沖に起きた地震活動のブロック境界と一致しており、古い海洋プレートの構造が現在の地震活動ブロック構造を支配する原因の一つと考えられるとされている。

Kasahara et al. (1997) による

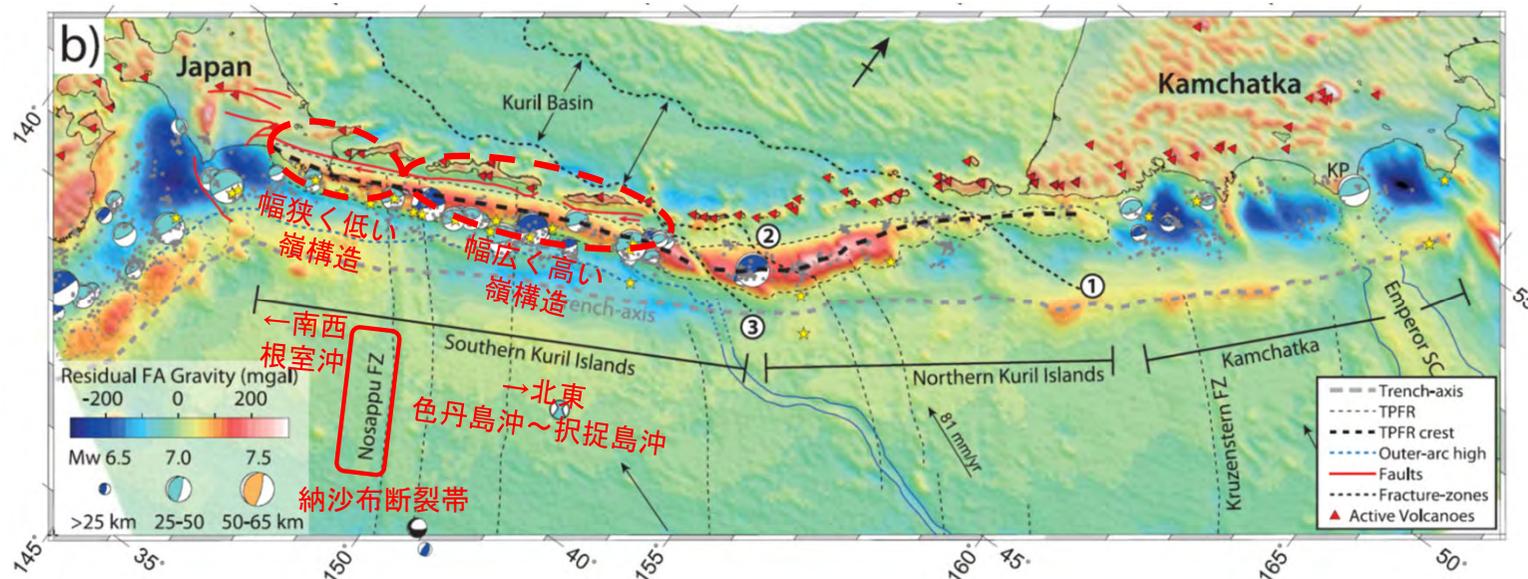
## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (21/128)

## 想定波源域の設定 (16/30) : 破壊伝播の検討 (5/7)

## 南千島沖 (2/2)

- Bassett and Watts (2015) では、「納沙布断裂帯が前弧地形の変化位置にあたり、以下のとおり、納沙布断裂帯の南西側で海溝軸に平行な嶺構造 (TPFR) の重力異常が狭く小さくなることや地震の分布を考慮すると、納沙布断裂帯の位置にテクトニックなセグメンテーションが生じているとみられる」とされている。
  - ✓ 海溝軸に平行な嶺構造 (TPFR) はプレート間の摩擦特性を反映しているため、長期的な地震活動に関する海溝軸方向の1次的なセグメンテーションに対応する。
  - ✓ そのうえで、納沙布断裂帯が (1) 前弧地形の変化位置にあたり、(2) 南西側でTPFRの重力異常が狭く弱くなることや、(3) 地震の分布に差異があることを考慮すると、2次的なセグメンテーション構造を形成している。

前ページ及び以上から、納沙布断裂帯は、十勝沖・根室沖で発生する地震の破壊領域の東の境界になると考えられる。



Bassett and Watts (2015) に一部加筆

千島～カムチャッカ沈み込み帯

(コンターは重力異常の短波長成分, 黒破線はTPFRの嶺, 灰色破線は海溝軸を表す。)

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (22/128)



第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-25再掲

## 想定波源域の設定 (17/30) : 破壊伝播の検討 (6/7)

### 千島前弧スリバー

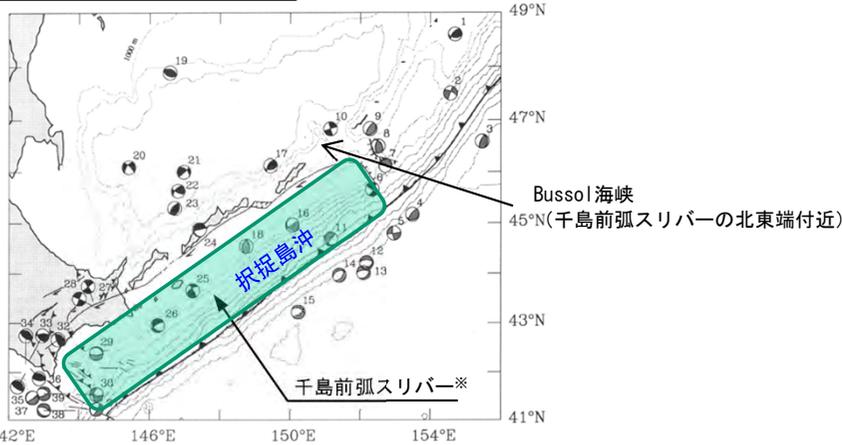
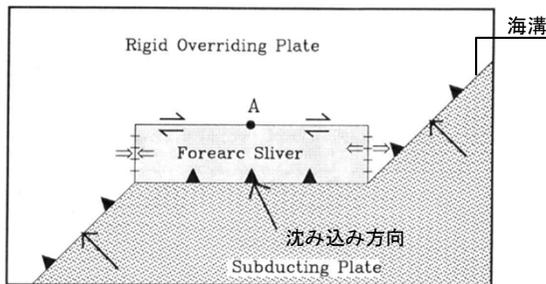
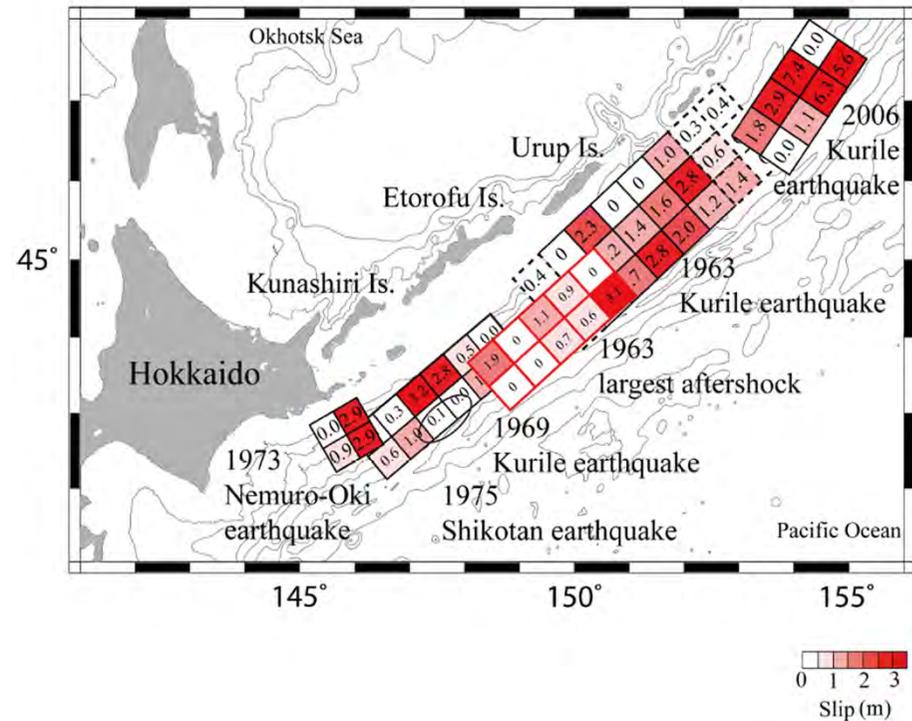


Fig. 6. Bathymetry and nonsubduction earthquakes in the vicinity of the southern Kuril forearc sliver. Epicentral parameters are given in Table 2. All published focal mechanisms for shallow nonthrust earthquakes are shown. Focal mechanisms with solid quadrants are believed to have occurred within the upper plate. Focal mechanisms with graytone quadrants record deformation with a less certain origin. Bathymetric contour intervals are 1000 m. All fault locations are taken from *Le Pichon et al. [1984] and Kimura [1986]*.

千島前弧スリバー (Demets (1992) に一部加筆)



斜め沈み込み帯におけるプレート運動 (概要図)  
(Demets (1992) に一部加筆)



津波波形インバージョンにより推定した根室半島沖～中千島沖で発生した地震のすべり分布

文部科学省 (2013)

※前弧スリバー: 島弧あるいは陸弧の前弧部分が、背弧及びそれから後方のプレートと独立して運動する部分。  
地学団体研究会編 (2000)

- 太平洋プレートは、千島海溝で斜めに沈み込んでおり、それに伴いBussol海峡～十勝沖の範囲において千島前弧スリバーが形成され、背弧側とは別の剛体運動をしているとされている。 Demets(1992) による
  - 千島前弧スリバーの北東端位置は、1963年の地震と2006年の地震の境界に一致するとされている。 文部科学省 (2013) による
- 以上から、千島前弧スリバー北東端は択捉島沖で発生する地震の破壊領域の北東の境界になると考えられる。

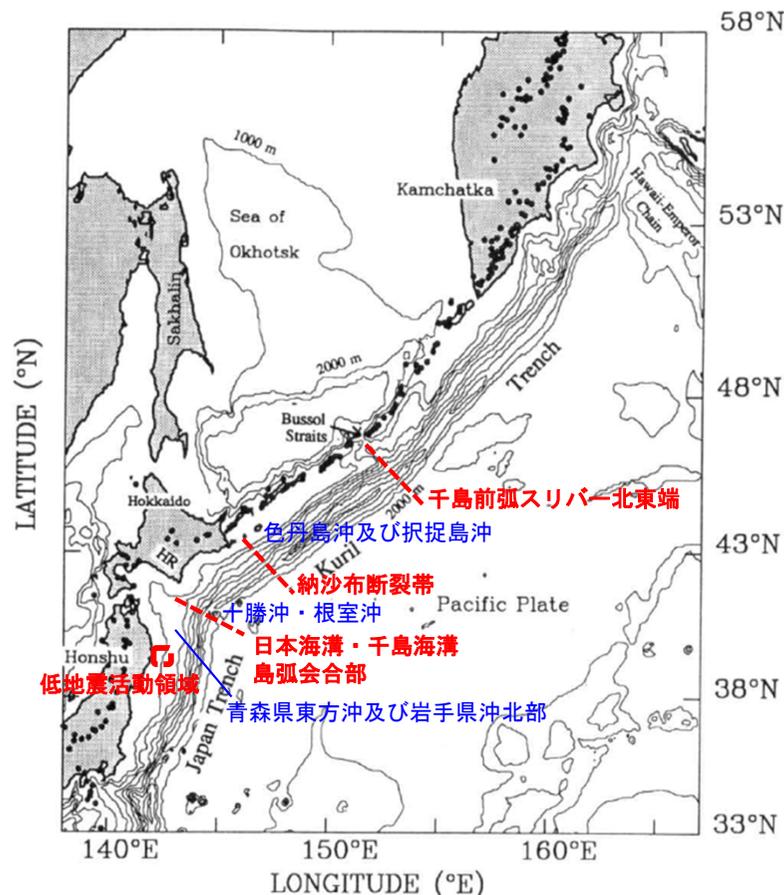
## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (23/128)



第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-26再掲

## 想定波源域の設定 (18/30) : 破壊伝播の検討 (7/7)

まとめ



青森県東方沖から千島海溝沿いにおける構造的特徴 (破壊のバリア) に関する検討結果

Demets (1992) に一部加筆

◎青森県東方沖及び岩手県沖北部は、M8クラスの地震で蓄積するひずみを解消すると考えられ、蓄積されるひずみの量は、十勝沖・根室沖に比べ小さい。また、さらに南方の岩手県沖南部では、ひずみは蓄積されにくく (低地震活動領域：第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-10, P.3.1-11参照)、2011年東北地方太平洋沖地震の破壊域であることを踏まえると、青森県東方沖及び岩手県沖北部の破壊がさらに南方の岩手県沖南部に伝播することはないと考えられるため、青森県東方沖及び岩手県沖北部と岩手県沖南部の境界を想定波源域の南の境界とする。

◎日本海溝と千島海溝の島弧会合部付近には地殻構造の不連続による破壊のバリアが存在すると考えられるため、青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖との境界は、破壊の境界となり得ると考えられる。

◎十勝沖・根室沖と色丹島沖及び択捉島沖との境界に存在する納沙布断裂帯は破壊の伝播を規制した破壊のバリアと考えられるため、納沙布断裂帯は、破壊の境界となると考えられる。

◎色丹島沖及び択捉島沖の北東に存在する千島前弧スリバーの北東端は破壊の伝播を規制した破壊のバリアと考えられるため、破壊の境界となると考えられる。

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（24/128）

### 想定波源域の設定（19/30）：検討対象波源域の選定（1/12）

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.2.1-27再掲

#### 検討概要

#### 【検討対象波源域の検討方針】 （第994回審査会合から変更なし）

- 基準波源モデルの設定に先立ち、検討対象とする海域を選定する目的で、検討対象波源域を検討する。ここでは、以下の2つの領域の連動を考慮したM9クラスの地震を考慮（P.29参照）。
  - ✓ 青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の連動
  - ✓ 十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の連動

#### 【検討手順】

- 敷地へ及ぼす影響の大きい海域（想定波源域）を選定するため、特性化モデルによる津波数値シミュレーションを実施する。 （第994回審査会合から変更なし）
- ここで、「テクトニクス的背景・地震学的見地に基づくモデル」に関する検討を基本とするように資料構成を見直したことに伴い、検討対象とする特性化モデルは以下の2種類とする（P.30参照）。
  - ✓ 広域の津波特性を考慮した特性化モデル：超大すべり域が2つのモデル
  - ✓ 大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル：超大すべり域が1つのモデル

#### 【検討結果】

- 超大すべり域が2つのモデルを対象とした想定波源域（P.33, P.34）
  - 岩手県沖北部から十勝沖・根室沖
- 超大すべり域が1つのモデルを対象とした想定波源域（P.37, P.38）
  - 岩手県沖北部から十勝沖・根室沖

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (25/128)



## 想定波源域の設定 (20/30) : 検討対象波源域の選定 (2/12)

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-28一部修正

コメントNo.S5-57

### 第994回審査会合と本検討との変更箇所と比較

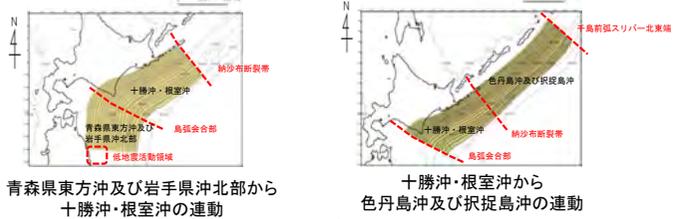
< 超大すべり域が2つのモデル >

第994回審査会合からの  
変更箇所

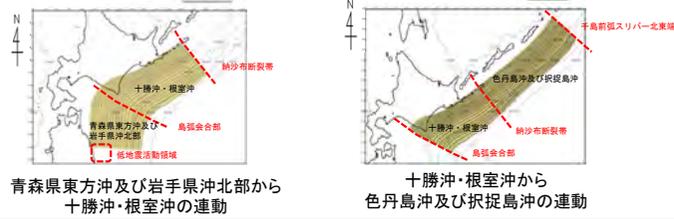
【第994回審査会合】

【本検討】

#### ○検討対象とする運動領域

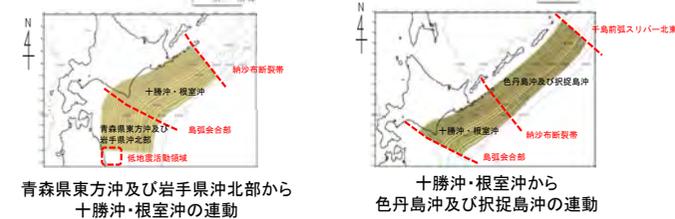


#### ○検討対象とする運動領域



< 超大すべり域が1つのモデル >  
【本検討】  
(第994回審査会合からの変更なし)

#### ○検討対象とする運動領域

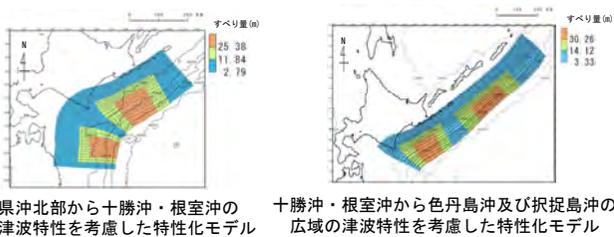


広域の津波特性を考慮

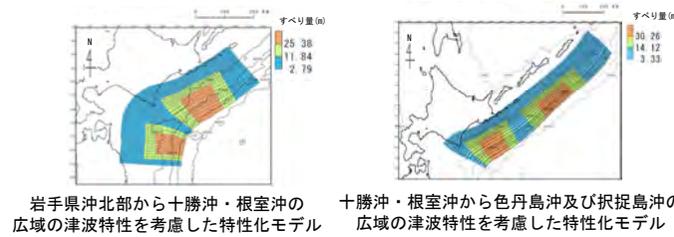
広域の津波特性を考慮

破壊特性を考慮

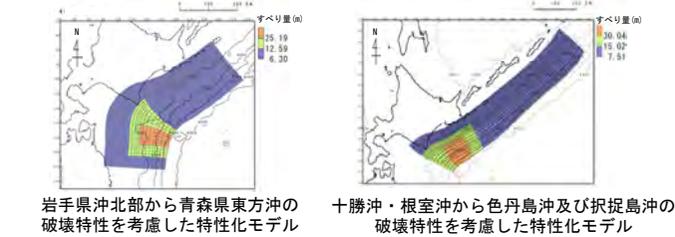
#### ○検討対象特性化モデル (超大すべり域が2つ)



#### ○検討対象特性化モデル (超大すべり域が2つ)



#### ○検討対象特性化モデル (超大すべり域が1つ)



#### ○敷地への影響検討 (超大すべり域が2つ)

✓ 超大すべり域が2つのモデルでは、上昇側は十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の津波の影響が大きく、下降側は岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の津波の影響が大きい。

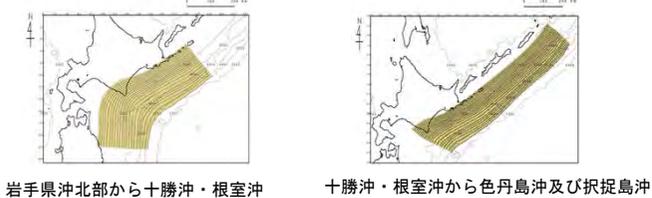
#### ○敷地への影響検討 (超大すべり域が2つ)

✓ 超大すべり域が2つのモデルでは、敷地付近も含めて考慮すると岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の津波の影響が大きい。なお、十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖は、影響検討用の波源域として扱う。(P. 33参照)

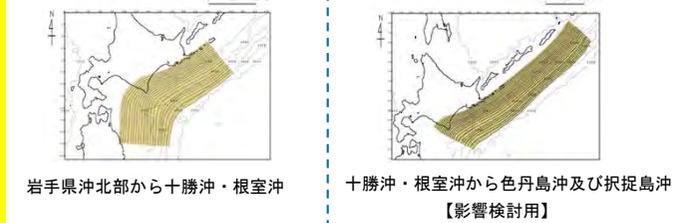
#### ○敷地への影響検討 (超大すべり域が1つ)

✓ 超大すべり域が1つのモデルでは、岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の津波の影響が大きい。(P. 37参照)。

#### ○検討対象波源域の選定 (超大すべり域が2つ)



#### ○検討対象波源域の選定 (超大すべり域が2つ)



#### ○検討対象波源域の選定 (超大すべり域が1つ)



# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (26/128)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-29再掲



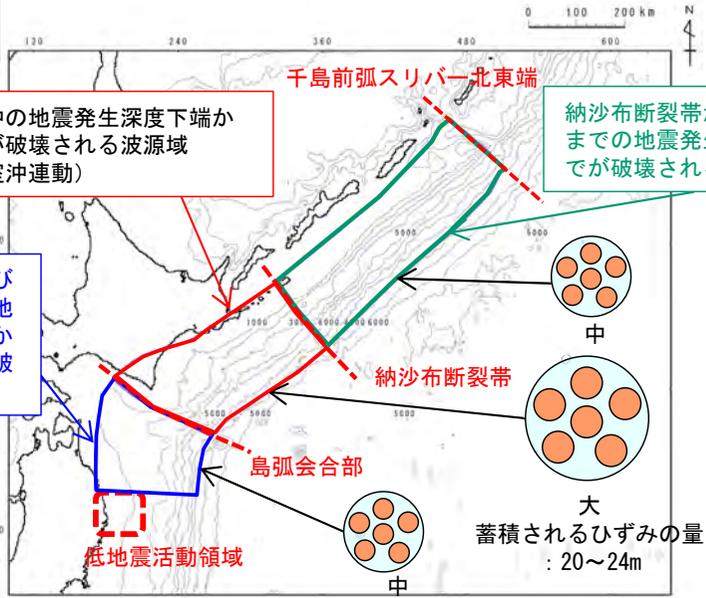
## 想定波源域の設定 (21/30) : 検討対象波源域の選定 (3/12)

### 検討方針

十勝沖・根室沖の地震発生深度下端から海溝軸までが破壊される波源域 (十勝沖・根室沖連動)

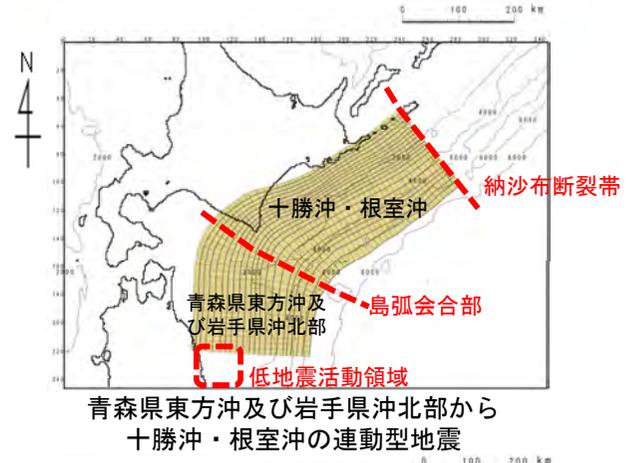
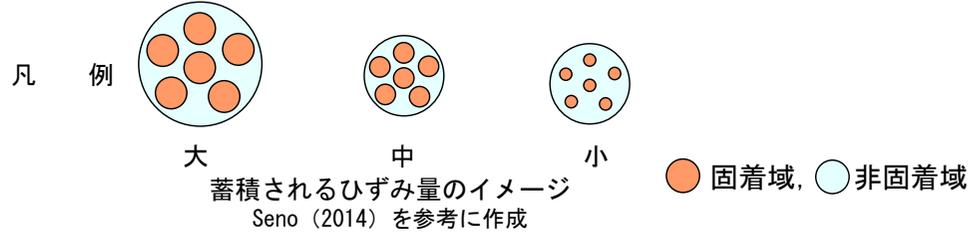
青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震発生深度下端から海溝軸までが破壊される波源域

納沙布断裂帯から前弧スリバー北東端までの地震発生深度下端から海溝軸までが破壊される波源域



青森県東方沖及び岩手県沖北部～色丹島沖・択捉島沖に亘る領域は、左図のとおり3つの波源域に分割できると考えられるが、安全評価上、右図のように破壊伝播の可能性が低いと評価される波源域の境界を一つ跨ぐ2つの領域の連動を考慮したM9クラス地震を考慮

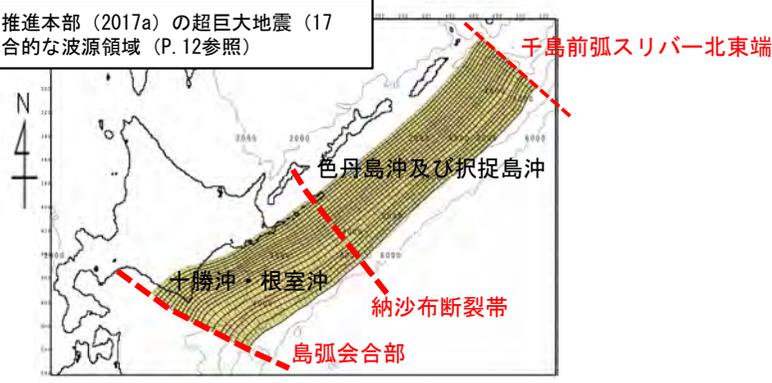
既往の知見を踏まえた波源領域とひずみ量



青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の連動型地震



地震調査研究推進本部 (2017a) の超巨大地震 (17世紀型) と整合的な波源領域 (P.12参照)



十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の連動型地震 安全評価上の波源領域

- 巨大地震想定に当たり、安全評価上の波源領域として以下のとおり想定することとした。
  - ✓ 青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖の間に位置する島弧会合部付近には地殻構造の不連続による破壊のバリアが存在すると考えられ、この境界を跨ぐ破壊伝播の可能性は低いと評価されるが、青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖が一連の波源域として連動することを想定したM9クラスの波源を設定する。
  - ✓ 十勝沖・根室沖と色丹島沖及び択捉島沖との境界に存在する納沙布断裂帯は破壊の伝播を規制した破壊のバリアと考えられ、この境界を跨ぐ破壊伝播の可能性は低いと評価されるが、十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖が一連の波源域として連動することを想定したM9クラスの波源を設定する。
  - ✓ なお、3.11地震では、津波地震の領域である付加体での大きなすべりが高い津波を発生させたことを踏まえ、プレート間地震と津波地震の連動を考慮する。

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (27/128)

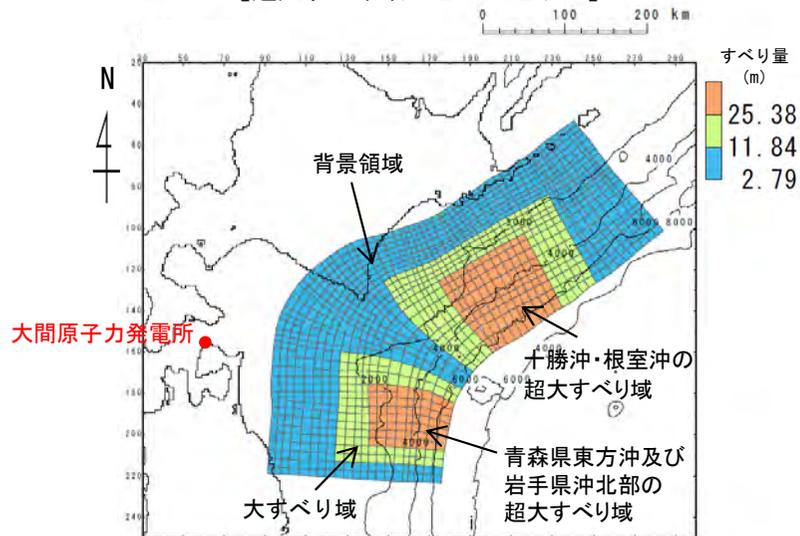
## 想定波源域の設定 (22/30) : 検討対象波源域の選定 (4/12)

## 検討対象モデル

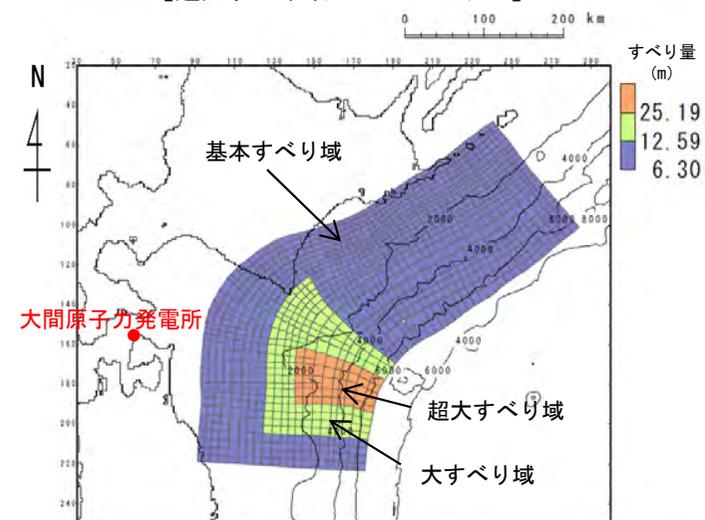
- 大間の基準波源モデル策定に係り、津波水位への影響が大きいすべり分布の観点では、超大すべり域の数が2つのモデルと1つのモデルとの2つのグループに分けることができる。
- 検討対象波源域の選定に係り、超大すべり域の数の影響を加味するため、以下の2種類のモデルを検討対象モデルに選定し、十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖にも、これらのモデルの設定の考え方を反映した特性化モデルを設定することとする。
  - ✓ 超大すべり域が2つのモデル：「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」  
(P. 31~P. 34, P. 51~P. 65参照)
  - ✓ 超大すべり域が1つのモデル：「岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」※  
(P. 35~P. 38, P. 83~P. 89参照)

※：「青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」と「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」の領域比較を明確にするために、ここ「検討対象波源域の選定」では「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル」を「岩手県沖から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」と称する。

【超大すべり域が2つのモデル】

岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の  
広域の津波特性を考慮した特性化モデル

【超大すべり域が1つのモデル】

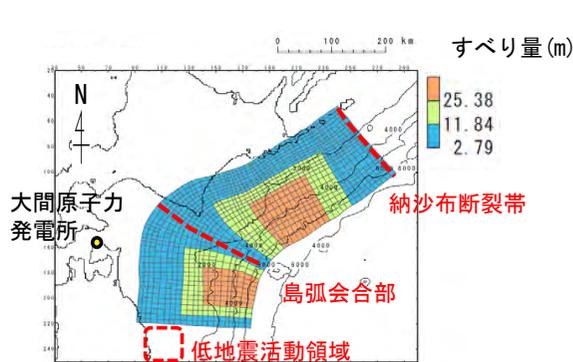
岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊  
特性を考慮した特性化モデル

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (28/128)

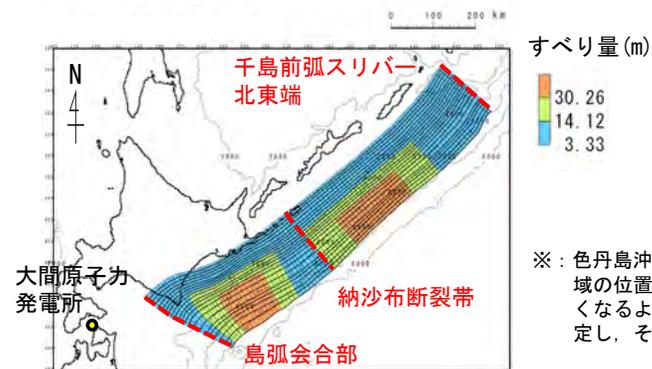
#### 想定波源域の設定 (23/30) : 検討対象波源域の選定 (5/12)

##### 超大すべり域が2つのモデル (1/4) : 特性化モデル設定方針

- 検討対象波源域の選定に関する超大すべり域が2つのモデルを対象とした検討は、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」及び十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖に、このモデルの設定の考え方を反映した特性化モデル「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」を比較することで実施した。  
(「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の設定の考え方は、P.65参照)



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル



十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル※

※：色丹島沖及び択捉島沖の超大すべり域の位置は、大すべり域が敷地に近くなるように想定波源域の西端に設定し、そのほぼ中央に配置

		岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル 【モデル化後の値】	備考 【設計値】
モーメントマグニチュード Mw		9.06	9.05
面積 S (km <sup>2</sup> )		110,472	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.27	3.1
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )		$5.0 \times 10^{10}$	—
地震モーメント Mo (N・m)		$4.93 \times 10^{22}$	$4.67 \times 10^{22}$
平均すべり量 D (m)		8.93	8.46
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (64,419km <sup>2</sup> , 58.3%)	2.79 (66,283km <sup>2</sup> , 60%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (26,782km <sup>2</sup> , 24.2%)	11.84 (27,618km <sup>2</sup> , 25%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (19,271km <sup>2</sup> , 17.5%)	25.38 (16,571km <sup>2</sup> , 15%)
ライズタイム $\tau$ (s)		60	—

		十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル 【モデル化後の値】	備考 【設計値】
モーメントマグニチュード Mw		9.21	9.20
面積 S (km <sup>2</sup> )		157,100	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.19	3.1
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )		$5.0 \times 10^{10}$	—
地震モーメント Mo (N・m)		$8.15 \times 10^{22}$	$7.92 \times 10^{22}$
平均すべり量 D (m)		10.38	10.09
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	3.33 (92,651km <sup>2</sup> , 59.0%)	3.33 (94,260km <sup>2</sup> , 60%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	14.12 (38,911km <sup>2</sup> , 24.8%)	14.12 (39,275km <sup>2</sup> , 25%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	30.26 (25,538km <sup>2</sup> , 16.2%)	30.26 (23,565km <sup>2</sup> , 15%)
ライズタイム $\tau$ (s)		60	—



### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (29/128)

#### 想定波源域の設定 (24/30) : 検討対象波源域の選定 (6/12)

#### 超大すべり域が2つのモデル (2/4) : 特性化モデル詳細パラメータ

#### 詳細パラメータ一覧

		岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の 広域の津波特性を考慮した 特性化モデル 【モデル化後の値】	備考 【設計値】	
モーメントマグニチュード <sup>*</sup> Mw		9.06	9.05	
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.27	3.1	
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )		$5.0 \times 10^{10}$	—	
地震モーメント <sup>*</sup> Mo (N・m)		$4.93 \times 10^{22}$	$4.67 \times 10^{22}$	
平均すべり量 D (m)		8.93	8.46	
波源全体	面積 S (km <sup>2</sup> )	110,472	—	
	すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (64,419km <sup>2</sup> , 58.3%)	2.79 (66,283km <sup>2</sup> , 60%)
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (26,782km <sup>2</sup> , 24.2%)	11.84 (27,618km <sup>2</sup> , 25%)
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (19,271km <sup>2</sup> , 17.5%)	25.38 (16,571km <sup>2</sup> , 15%)
青森県東 方沖北部 及び	面積 S (km <sup>2</sup> )	40,959	—	
	すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (23,827km <sup>2</sup> , 58.2%)	2.79 (24,575km <sup>2</sup> , 60%)
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (9,971km <sup>2</sup> , 24.3%)	11.84 (10,240km <sup>2</sup> , 25%)
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (7,161km <sup>2</sup> , 17.5%)	25.38 (6,144km <sup>2</sup> , 15%)
十勝沖・ 根室沖	面積 S (km <sup>2</sup> )	69,513	—	
	すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (40,592km <sup>2</sup> , 58.4%)	2.79 (41,708km <sup>2</sup> , 60%)
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (16,812km <sup>2</sup> , 24.2%)	11.84 (17,378km <sup>2</sup> , 25%)
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (12,109km <sup>2</sup> , 17.4%)	25.38 (10,427km <sup>2</sup> , 15%)

		十勝沖・根室沖から色丹島沖及び根 捉島沖の広域の津波特性を考慮した 特性化モデル 【モデル化後の値】	備考 【設計値】	
モーメントマグニチュード <sup>*</sup> Mw		9.21	9.20	
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.19	3.1	
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )		$5.0 \times 10^{10}$	—	
地震モーメント <sup>*</sup> Mo (N・m)		$8.15 \times 10^{22}$	$7.92 \times 10^{22}$	
平均すべり量 D (m)		10.38	10.09	
波源全体	面積 S (km <sup>2</sup> )	157,100	—	
	すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	3.33 (92,651km <sup>2</sup> , 59.0%)	3.33 (94,260km <sup>2</sup> , 60%)
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	14.12 (38,911km <sup>2</sup> , 24.8%)	14.12 (39,275km <sup>2</sup> , 25%)
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	30.26 (25,538km <sup>2</sup> , 16.2%)	30.26 (23,565km <sup>2</sup> , 15%)
十勝沖・ 根室沖	面積 S (km <sup>2</sup> )	69,513	—	
	すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	3.33 (40,592km <sup>2</sup> , 58.4%)	3.33 (41,708km <sup>2</sup> , 60%)
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	14.12 (16,812km <sup>2</sup> , 24.2%)	14.12 (17,378km <sup>2</sup> , 25%)
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	30.26 (12,109km <sup>2</sup> , 17.4%)	30.26 (10,427km <sup>2</sup> , 15%)
色丹島 捉島沖 及び	面積 S (km <sup>2</sup> )	87,587	—	
	すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	3.33 (52,059km <sup>2</sup> , 59.5%)	3.33 (52,552km <sup>2</sup> , 60%)
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	14.12 (22,099km <sup>2</sup> , 25.2%)	14.12 (21,897km <sup>2</sup> , 25%)
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	30.26 (13,429km <sup>2</sup> , 15.3%)	30.26 (13,138km <sup>2</sup> , 15%)

注: 各領域における面積比率は、その領域に対する面積比率を記載。

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (30/128)

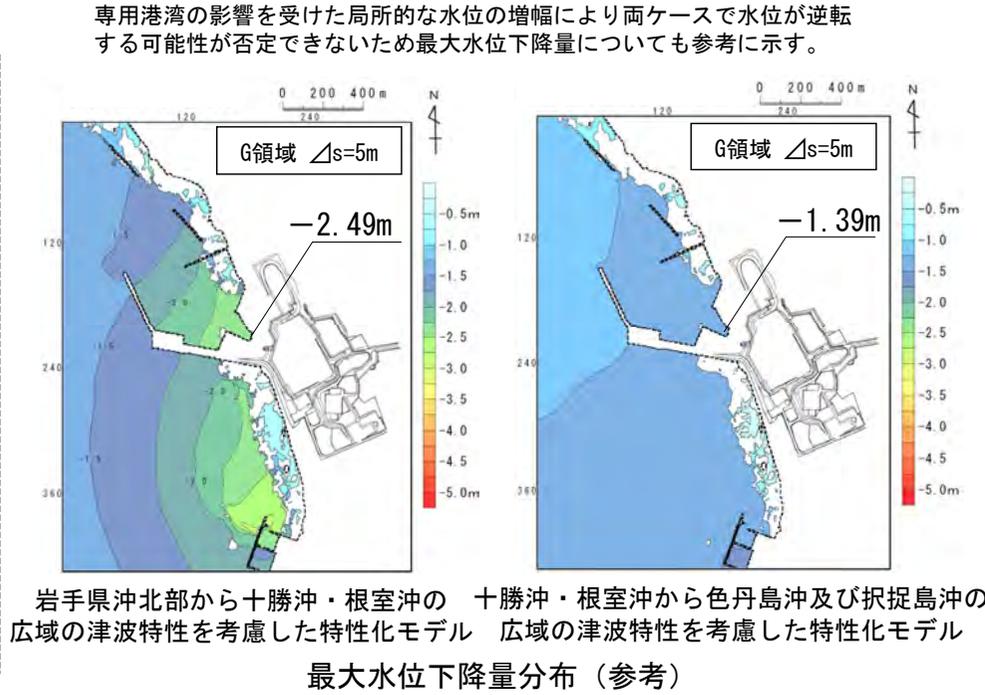
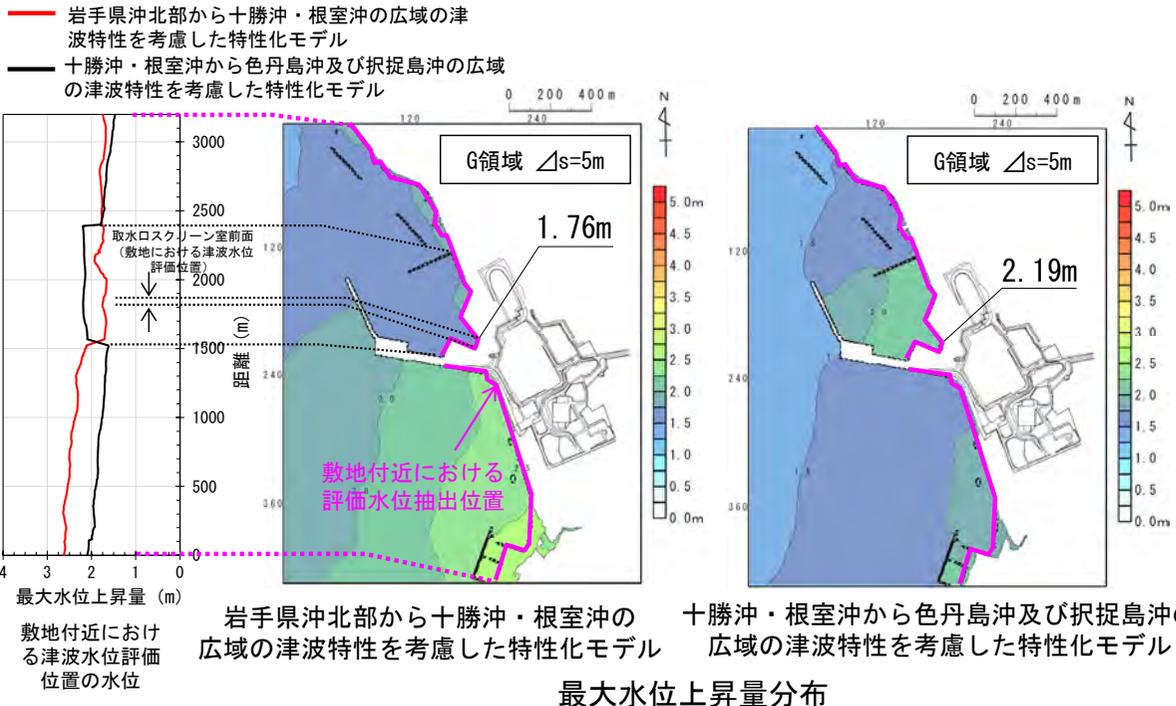


## 想定波源域の設定 (25/30) : 検討対象波源域の選定 (7/12)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-33再掲

### 超大すべり域が2つのモデル (3/4) : 検討結果

- 超大すべり域が2つのモデルに係る「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」及び「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」を対象とした、敷地へ及ぼす影響の大きな波源域の選定について、下記の数値シミュレーション結果①②を用いて検討する。(考え方: 第1023回審査会合 資料1-1 P.2.3-4参照)
- ① 敷地付近における津波水位評価位置である汀線沿いの最大水位上昇量を比較すると、専用港湾内を除いて「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の方が「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」に比べ最大水位上昇量が多い。
- ② 一方、敷地における津波水位評価位置である取水口スクリーン室前面においては、専用港湾内での増幅の影響により、「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」(最大水位上昇量2.19m)の方が「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」(最大水位上昇量1.76m)に比べ最大水位上昇量が多い。
- 上記のとおり、①と②において水位上昇量が多い波源が異なるため、①で水位が大きくなる「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」を敷地に及ぼす影響の大きな波源域として選定し、②で水位が大きくなる「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」を影響検討用の波源域とする。
- なお、影響検討用波源とした「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」に対し、概略パラメータスタディを行い、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」に対し保守性を考慮した基準波源モデル①(P.81)と比較を行った結果、基準波源モデル①の方が、上昇側、下降側共に敷地に与える影響が大きいことを確認した(第1023回審査会合 資料1-2「4-1. 検討対象波源域の選定」参照)。



## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (31/128)

## 想定波源域の設定 (26/30) : 検討対象波源域の選定 (8/12)

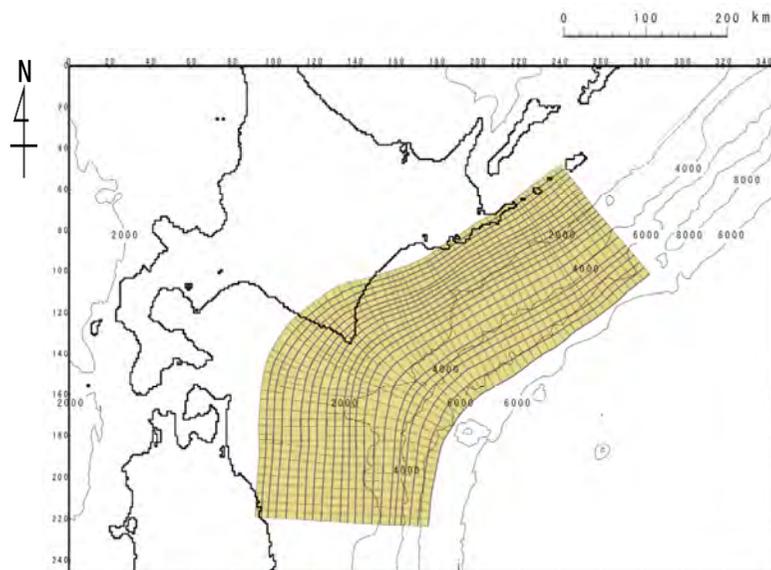
第1023回審査会合

コメントNo.S5-57

資料1-1 P.3.2.1-34一部修正

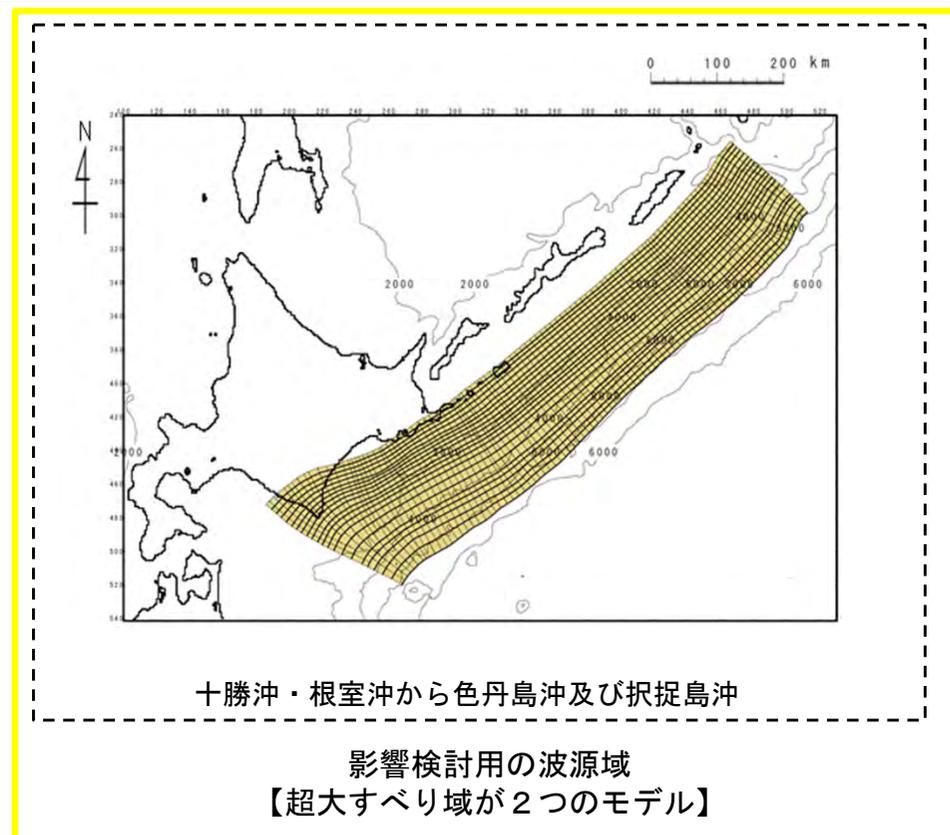
## 超大すべり域が2つのモデル (4/4) : まとめ

- 「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」, 「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」の波源域について, 超大すべり域が2つのモデルを対象に大間原子力発電所への津波の影響を検討した結果, 敷地付近も含めて考慮すると「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」に比べ, 「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の影響が大きいことが確認できたことから, 超大すべり域が2つのモデルを対象とした基準波源モデルの想定波源域は, 「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」とする。
- なお, 「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」は, 影響検討用の波源域として扱う (第1023回審査会合 資料1-2「4-1. 検討対象波源域の選定」参照)。



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖

基準波源モデルの想定波源域  
【超大すべり域が2つのモデル】



十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖

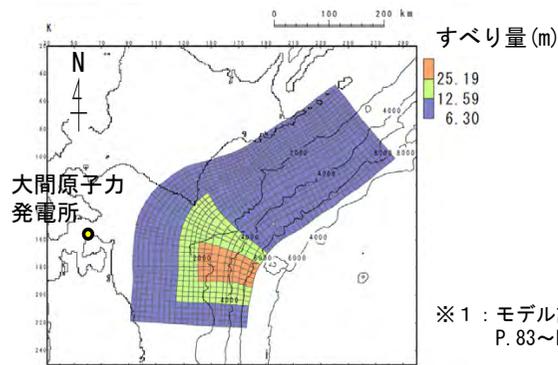
影響検討用の波源域  
【超大すべり域が2つのモデル】

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (32/128)

#### 想定波源域の設定 (27/30) : 検討対象波源域の選定 (9/12)

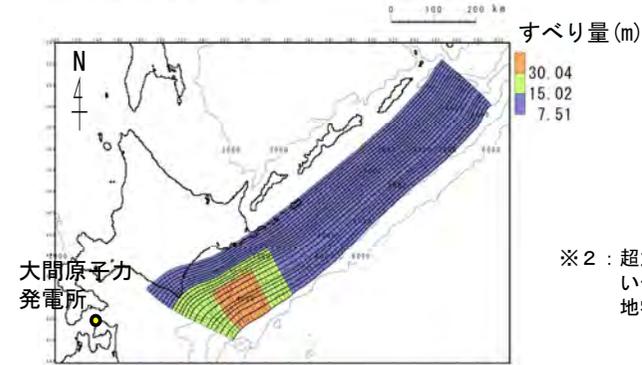
##### 超大すべり域が1つのモデル (1/4) : 特性化モデル設定方針

- 検討対象波源域の選定に関する超大すべり域が1つのモデルを対象とした検討は、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」及び十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖に、このモデルの設定の考え方を反映した特性化モデル「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」を比較することで実施した。



※1 : モデル設定の考え方は、P. 83~P. 89参照

岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※1



※2 : 超大すべり域の位置は、敷地に近い十勝沖・根室沖の地震学的、測地学的知見を踏まえて設定。

十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※2

		岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備考【設計値】
モーメントマグニチュード <sup>*</sup> Mw		9.04	9.04
面積 S (km <sup>2</sup> )		110,472	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.05	3
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )		$5.0 \times 10^{10}$	—
地震モーメント Mo (N・m)		$4.59 \times 10^{22}$	$4.52 \times 10^{22}$
平均すべり量 D (m)		8.31	8.19
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	6.30 (87,732km <sup>2</sup> , 79.4%)	6.30 (88,377km <sup>2</sup> , 80%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	12.59 (16,438km <sup>2</sup> , 14.9%)	12.59 (16,571km <sup>2</sup> , 15%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.19 (6,302km <sup>2</sup> , 5.7%)	25.19 (5,524km <sup>2</sup> , 5%)
ライズタイム $\tau$ (s)		60	—

		十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備考【設計値】
モーメントマグニチュード <sup>*</sup> Mw		9.20	9.19
面積 S (km <sup>2</sup> )		157,100	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.10	3
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )		$5.0 \times 10^{10}$	—
地震モーメント Mo (N・m)		$7.93 \times 10^{22}$	$7.67 \times 10^{22}$
平均すべり量 D (m)		10.10	9.76
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	7.51 (125,126km <sup>2</sup> , 79.6%)	7.51 (125,680km <sup>2</sup> , 80%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	15.02 (20,878km <sup>2</sup> , 13.3%)	15.02 (23,565km <sup>2</sup> , 15%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	30.04 (11,096km <sup>2</sup> , 7.1%)	30.04 (7,855km <sup>2</sup> , 5%)
ライズタイム $\tau$ (s)		60	—

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (33/128)

#### 想定波源域の設定 (28/30) : 検討対象波源域の選定 (10/12)

#### 超大すべり域が1つのモデル (2/4) : 特性化モデル詳細パラメータ

#### 詳細パラメータ一覧

		岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備考【設計値】	
モーメントマグニチュード Mw		9.04	9.04	
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.05	3	
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )		$5.0 \times 10^{10}$	—	
地震モーメント Mo (N・m)		$4.59 \times 10^{22}$	$4.52 \times 10^{22}$	
平均すべり量 D (m)		8.31	8.19	
波源全体	面積 S (km <sup>2</sup> )	110,472	—	
	すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	6.30 (87,732km <sup>2</sup> , 79.4%)	6.30 (88,377km <sup>2</sup> , 80%)
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	12.59 (16,438km <sup>2</sup> , 14.9%)	12.59 (16,571km <sup>2</sup> , 15%)
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.19 (6,302km <sup>2</sup> , 5.7%)	25.19 (5,524km <sup>2</sup> , 5%)
青森県東方沖北部及び	面積 S (km <sup>2</sup> )	40,959	—	
	すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	6.30 (23,789km <sup>2</sup> , 58.1%)	—
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	12.59 (10,868km <sup>2</sup> , 26.5%)	—
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.19 (6,302km <sup>2</sup> , 15.4%)	—
十勝沖・根室沖	面積 S (km <sup>2</sup> )	69,513	—	
	すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	6.30 (63,943km <sup>2</sup> , 92.0%)	—
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	12.59 (5,570km <sup>2</sup> , 8.0%)	—
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.19 (0km <sup>2</sup> , 0.0%)	—

		十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備考【設計値】	
モーメントマグニチュード Mw		9.20	9.19	
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.10	3	
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )		$5.0 \times 10^{10}$	—	
地震モーメント Mo (N・m)		$7.93 \times 10^{22}$	$7.67 \times 10^{22}$	
平均すべり量 D (m)		10.10	9.76	
波源全体	面積 S (km <sup>2</sup> )	157,100	—	
	すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	7.51 (125,126km <sup>2</sup> , 79.6%)	7.51 (125,680km <sup>2</sup> , 80%)
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	15.02 (20,878km <sup>2</sup> , 13.3%)	15.02 (23,565km <sup>2</sup> , 15%)
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	30.04 (11,096km <sup>2</sup> , 7.1%)	30.04 (7,855km <sup>2</sup> , 5%)
十勝沖・根室沖	面積 S (km <sup>2</sup> )	69,513	—	
	すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	7.51 (37,539km <sup>2</sup> , 54.0%)	—
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	15.02 (20,878km <sup>2</sup> , 30.0%)	—
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	30.04 (11,096km <sup>2</sup> , 16.0%)	—
色丹島沖及び択捉島沖	面積 S (km <sup>2</sup> )	87,587	—	
	すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	7.51 (87,587km <sup>2</sup> , 100.0%)	—
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	15.02 (0km <sup>2</sup> , 0.0%)	—
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	30.04 (0km <sup>2</sup> , 0.0%)	—

注: 波源全体として大すべり域及び超大すべり域を設定したため、設計値は波源全体として記載した。  
モデル化後の値は、青森県東方沖及び岩手県沖北部、十勝沖・根室沖、色丹島沖及び択捉島沖とに分けて記載した。

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (34/128)



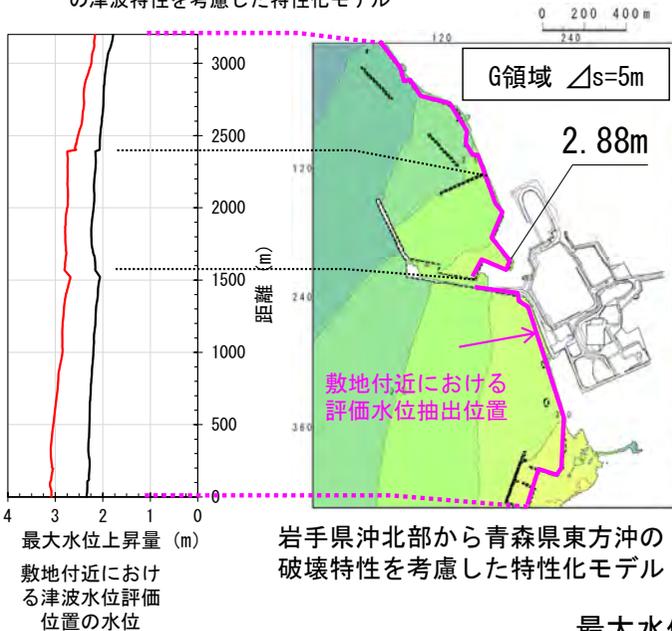
## 想定波源域の設定 (29/30) : 検討対象波源域の選定 (11/12)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-37再掲

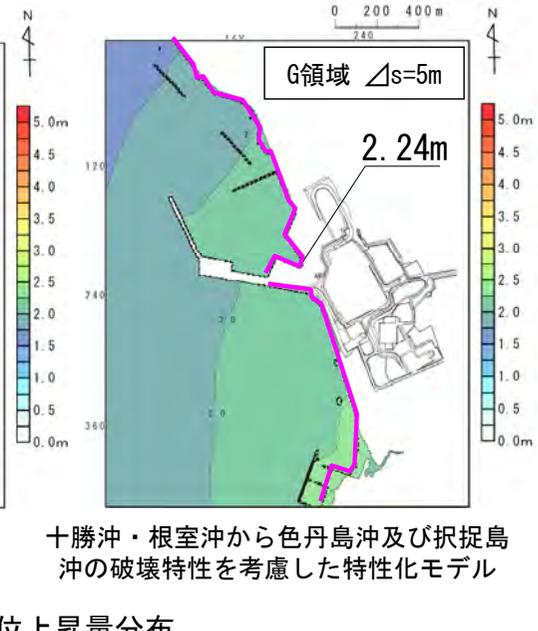
### 超大すべり域が1つのモデル (3/4) : 検討結果

- 超大すべり域が1つのモデルに係る「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」及び「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」を対象とした、敷地へ及ぼす影響の大きな波源域の選定について、下記の数値シミュレーション結果①②を用いて検討する。(考え方: 第1023回審査会合 資料1-1 P.2.3-4参照)
- ① 敷地付近における津波水位評価位置である汀線沿いの最大水位上昇量を比較すると、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」の方が「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」に比べて影響が大きい。
- ② また、敷地における津波水位評価位置である取水口スクリーン室前面においても、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」(最大水位上昇量2.88m)の方が「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」(最大水位上昇量2.24m)に比べ影響が大きい。
- 上記のとおり、①②共に水位上昇量が大きな波源が同じであるため、水位が大きくなる「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」を敷地に及ぼす影響の大きな波源域として選定する。

— 岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル  
— 十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

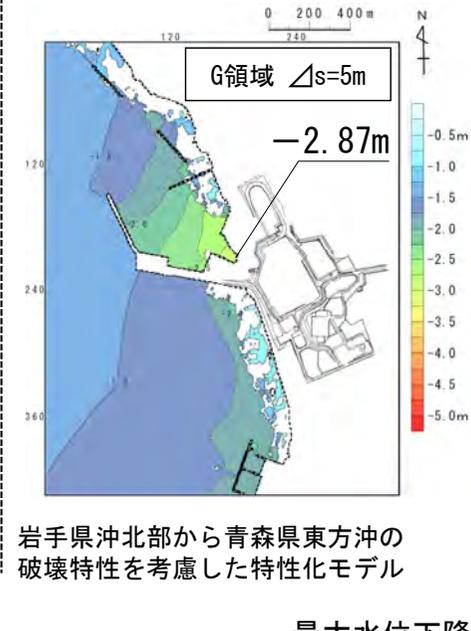


岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル

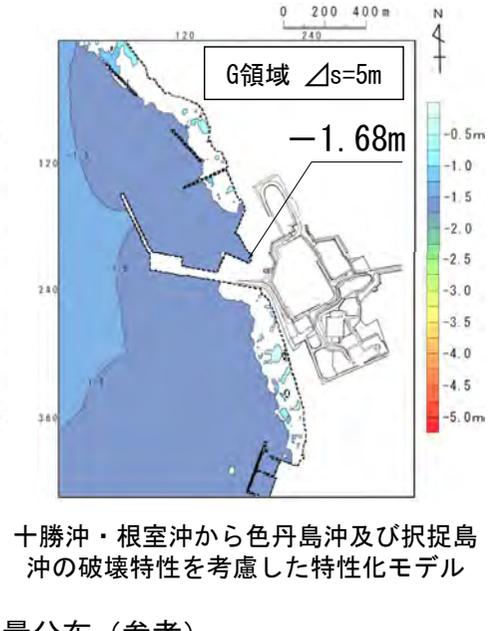


十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル

専用港湾の影響を受けた局所的な水位の増幅により両ケースで水位が逆転する可能性が否定できないため最大水位下降量についても参考に示す。



岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル



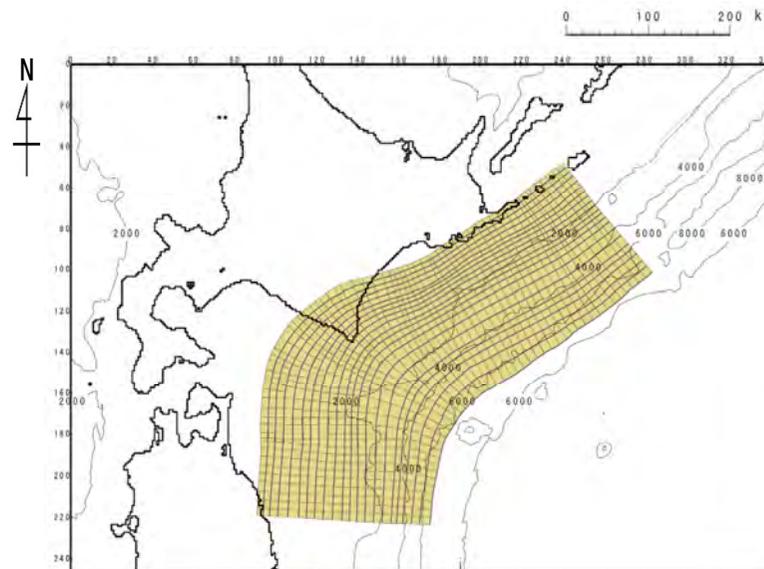
十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (35/128)

#### 想定波源域の設定 (30/30) : 検討対象波源域の選定 (12/12)

超大すべり域が1つのモデル (4/4) : まとめ

「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」, 「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」の波源域について, 超大すべり域が1つのモデルを対象に大間原子力発電所への津波の影響を検討した結果, 「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」に比べ, 「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」の影響が大きいことが確認できた (P.37) ことから, 超大すべり域が1つのモデルを対象とした基準波源モデルの想定波源域は, 「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」とする。



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖

基準波源モデルの想定波源域  
 【超大すべり域が1つのモデル】

## 基準波源モデル策定の手順及び考え方

世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見 (3.11地震含む)

**3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比**

杉野ほか (2014) の知見 (P. 58参照)

- 背景領域：平均すべり量の0.33倍, 全体面積の60%程度
- 大すべり域：平均すべり量の1.4倍, 全体面積の25%程度
- 超大すべり域：平均すべり量の3倍, 全体面積の15%程度

3.11地震の広域の津波特性を再現できることを確認 (P. 58参照)

内閣府 (2012) の知見

- 大すべり域：平均すべり量の2倍, 全体面積の20%程度 (超大すべり域を含む)
- 超大すべり域：平均すべり量の4倍, 全体面積の5%程度

**3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比**

M9クラス地震の知見を分析・検討し、背景領域、大すべり域及び超大すべり域のすべり量を1:2:4となるような特性化を検討 (P. 83参照)

- 背景領域：基本すべり量, 全体面積の80%程度
- 大すべり域：基本すべり量の2倍, 全体面積の20%程度 (超大すべり域を含む)
- 超大すべり域：基本すべり量の4倍, 全体面積の5%程度

テクニクスの背景・地震学的見地に基づくモデル

3.11津波の知見を反映 (広域津波痕跡高の再現性を考慮)

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように、大すべり域、超大すべり域を配置
- 三陸沖から根室沖にはM9クラスの地震・津波の痕跡がないため、3.11地震における広域の津波痕跡高を再現したモデル (P. 58参照) のすべり領域の配置を参照

岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

3.11地震・津波の知見を反映

- 十勝沖から択捉島沖に、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置
- 色丹島沖及び択捉島沖の超大すべり域及び大すべり域は敷地に近い西端に設定

十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル※3

3.11地震・津波の知見を反映 (沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮)

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように**大すべり域・超大すべり域**を配置
- 三陸沖から根室沖にはM9クラスの地震・津波の痕跡がないため、3.11地震における破壊特性を再現したモデル (P. 83参照) のすべり領域の配置を参照

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル

3.11地震・津波の知見を反映 (津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮)

- 津軽海峡内の津波挙動への影響を考慮して大すべり域等を津軽海峡前面に配置
- 3.11地震で浅部海溝軸沿いにも大きなすべりが観測されたこと及び大間専用港湾では短周期の波で顕著な水位増幅特性が認められることを考慮し、津波工学的観点から超大すべり域を海溝軸沿い浅部のみに配置
- 比較的短周期の波が卓越するため、津軽海峡内の反射等による津波挙動の特徴や、専用港湾における水位増幅特性が現れやすい配置。 (P. 118, 「第1023回審査会合資料1-2 4-4-3. 基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①～④の関連性」参照)

十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※4

3.11地震を踏まえた更なる保守性考慮

基準波源モデル①

概略パラスタ※1

基準波源モデル②

概略パラスタ※1

基準波源モデル③

概略パラスタ※1

基準波源モデル④

概略パラスタ※1

基準波源モデル⑤

概略パラスタ※1

基準波源モデル⑥

概略パラスタ※1

津軽海峡開口部付近の太平洋沿岸において、各基準波源モデルの計算津波高と既往津波高等とを比較

概略パラスタ最大ケース ⇒ 基準波源モデル (再定義)

詳細パラスタ※2

概略パラスタ最大ケース ⇒ 基準波源モデル (再定義)

詳細パラスタ※2

注：津軽海峡の津波特性を念頭に3.11地震・津波の知見を反映したモデル (基準波源モデル⑤⑥) と3.11地震・津波の知見を反映したモデル (基準波源モデル①～④) との関連性については、「第1023回審査会合 資料1-2 4-4-3. 基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①～④の関連性」参照。

※1：大すべり域・超大すべり域の位置を南北約10km単位で移動  
 ※2：波源特性 (破壊開始点, 破壊伝播速度, ライズタイム) の不確かさの考慮

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（37/128）

### 特性化モデルの検討

#### 基本方針&反映すべき3.11地震・津波等の知見

##### 【基本方針】

- 基準波源モデルの検討に先立ち，3.11地震及び津波等から得られた以下の知見を踏まえて特性化モデルを設定する。

##### 【3.11地震・津波等の知見】

- 3.11地震及び津波の杉野ほか（2013）等による再現モデルから得られた知見を整理した結果（P. 41～P. 43参照），3.11地震の地震特性を再現するモデル（震源断層モデル），津波特性を再現するモデル（津波波源モデル）の比較等から，特性化モデルの設定にあたって反映が必要な知見として，以下2点が挙げられる。
  - i. 地震特性（＝破壊メカニズム）を再現するモデルと，津波特性（＝広域沿岸部の痕跡高）を再現するモデルは異なる。（P. 41参照）  
杉野ほか（2013）による
  - ii. 広域に亘って，時間的・空間的に複雑なすべり分布の不均一性が見られたが，沿岸の津波高さに大きな影響を及ぼしたのは，正対する海域で生じた大きなすべり領域である。（P. 42，P. 43参照）  
Satake et al. (2013)，杉野ほか（2013）による
- 三陸沖から十勝沖・根室沖等のプレート間地震に係る特性化モデルの検討に資する地震学的知見等が得られている。

⇒特性化モデルの検討には，これらの知見を反映する。

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (38/128)

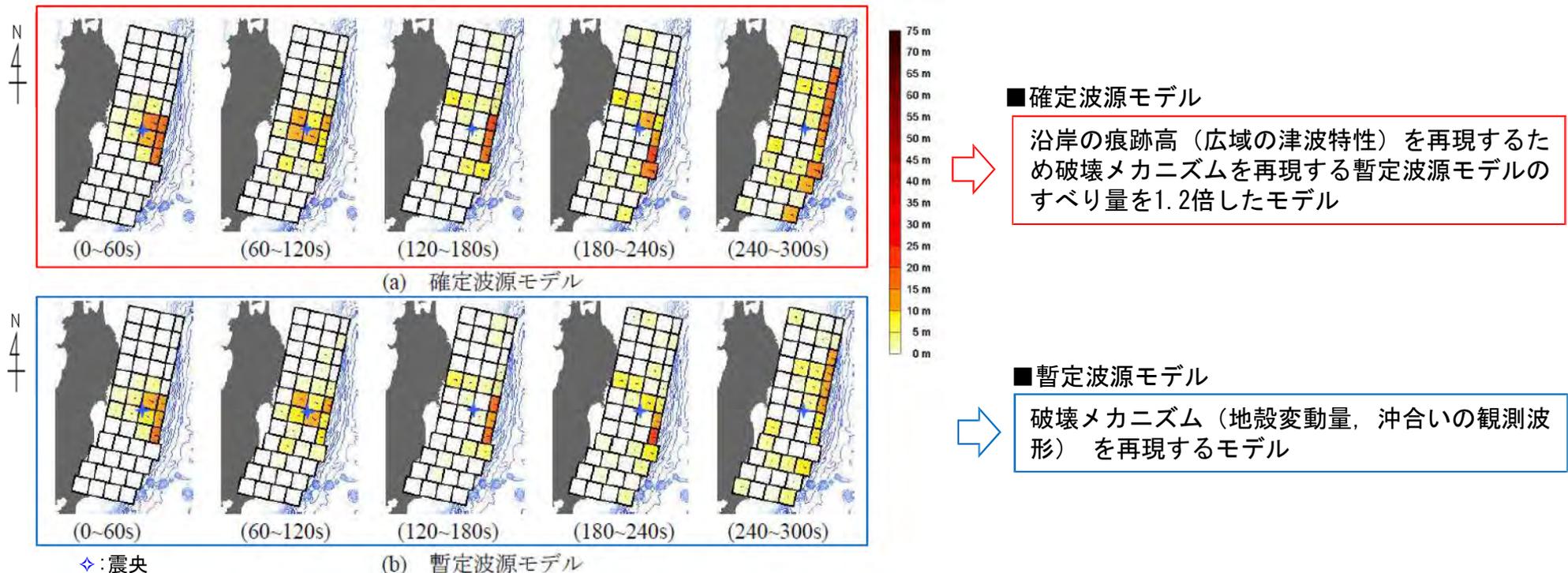
第1023回審査会合



資料1-1 P.3.2.1-41再掲

## 特性化モデルの検討：3.11地震・津波の知見 i

- 杉野ほか (2013) では、沿岸の痕跡高 (広域の津波特性) を再現するモデル (=確定波源モデル) と3.11地震の破壊メカニズム (地震特性) が現れる沖合いの観測波形及び観測地殻変動量をターゲットとしたインバージョン解析により求められたモデル (=暫定波源モデル) とを得ており、前者のモデルのすべり量は後者のモデルのすべり量の1.2倍とされている。
- 杉野ほか (2013) では、両者のモデルの意義を以下のとおり整理されている。
  - 確定波源モデルは、波源想定等の工学的側面において意義がある。
  - 暫定波源モデルは、実現象に近い破壊メカニズムを表していると考えられ、理学的側面において意義がある。
  - 理学・工学の両方の観点から全ての現象 (プレート境界の破壊, 津波伝播, 津波遡上) を共通のモデルでより良く説明・再現できることが理想であるが、両モデルの差を埋めるのは、今後検討すべき課題である。



3.11地震を再現する津波波源モデルのすべり分布の経時変化  
杉野ほか (2013) に一部加筆

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (39/128)



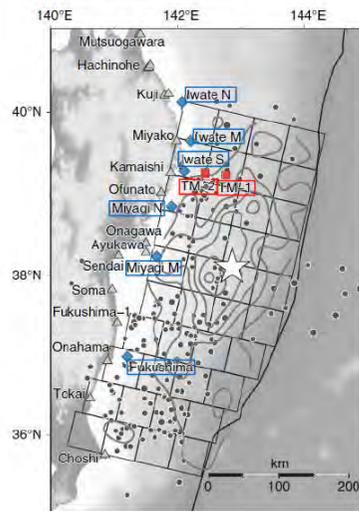
### 特性化モデルの検討 : 3.11地震・津波の知見 ii (1/2)

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.2.1-42再掲

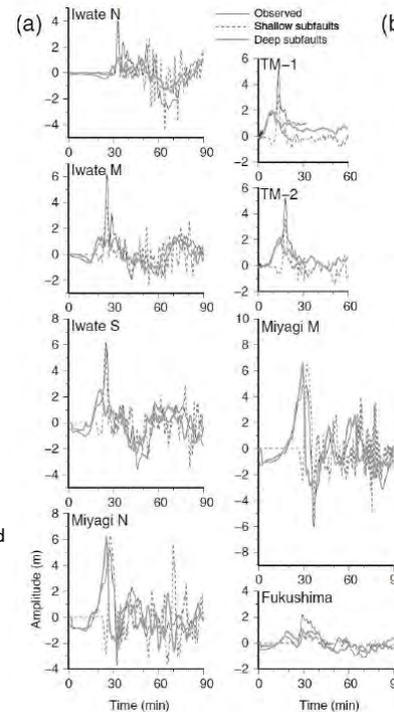
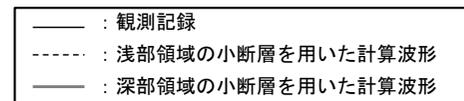
- 津波波形インバージョン解析から推定された断層モデルを用いて、宮城県沿岸、三陸沿岸の津波高さに寄与したすべり領域の分析を実施し、宮城県沿岸の津波高さに寄与したすべり領域は、869年貞観地震に伴う津波の発生領域であり、三陸沿岸の津波高さに寄与したすべり領域は、1896年明治三陸地震津波の発生領域であったとされている。

Satake et al. (2013) による

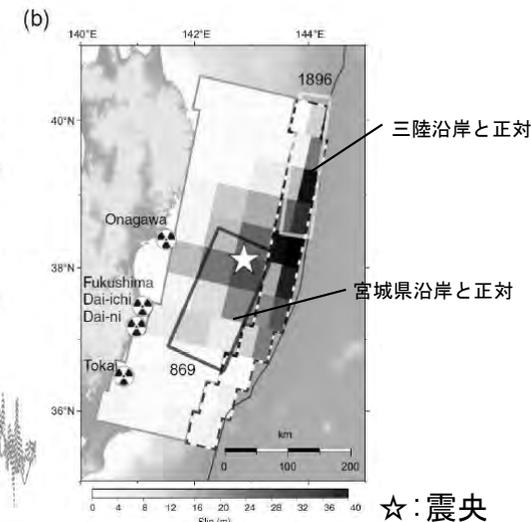


Aftershocks within one day located by JMA (solid circles) and the locations of OBP gauges (squares), GPS wave gauges (diamonds), and coastal tide or wave gauges (triangles)

津波波形の比較位置



観測波形と計算波形の比較  
3.11地震に伴う津波特性の分析  
Satake et al. (2013) に一部加筆



3.11地震に伴う津波と  
既往津波発生領域の比較

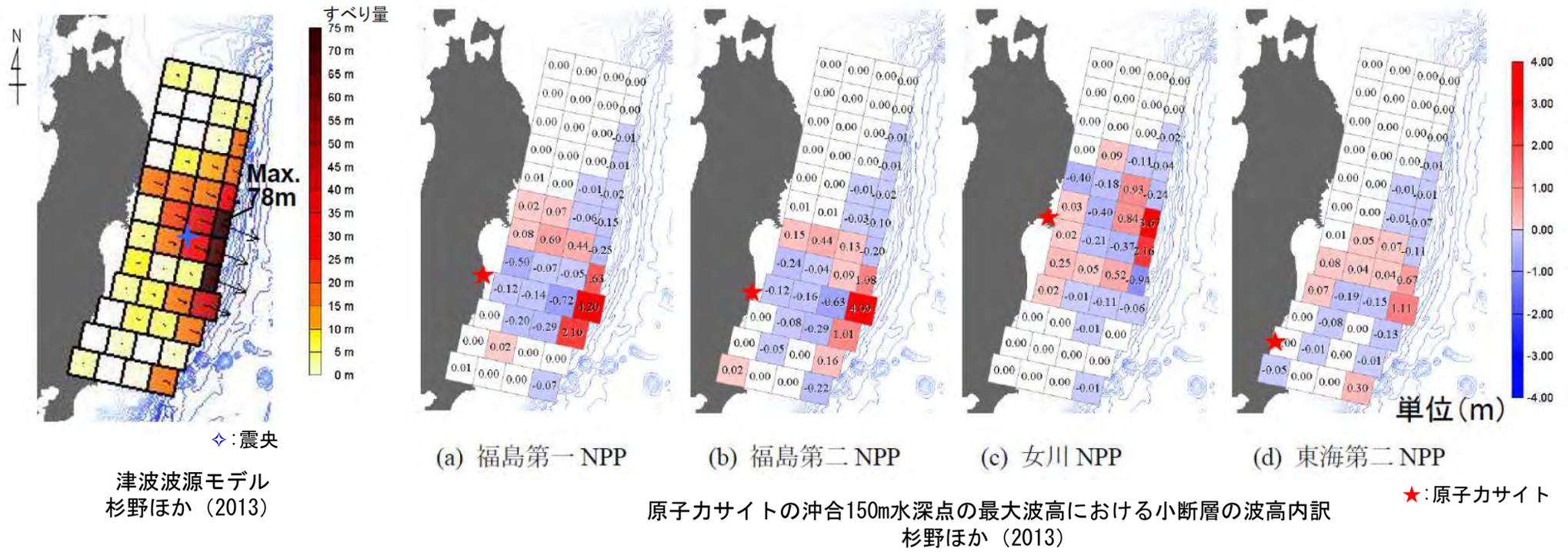
# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (40/128)



第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-43再掲

## 特性化モデルの検討：3.11地震・津波の知見 ii (2/2)

- 杉野ほか (2013) は、観測津波波形、観測地殻変動データ等を用いたジョイントインバージョン解析から推定された津波波源モデルを用いて、原子力サイト沖合150m水深点の最大津波高に寄与した3.11地震のすべり領域の分析を実施し、各サイトの津波高さに寄与したすべり領域は、ほぼ正対する海域のすべり領域であったことを示している。



## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (41/128)

第1023回審査会合



資料1-1 P.3.2.1-44再掲

## 特性化モデルの検討： 3.11地震・津波等の知見の反映方針

- 特性化モデルのパラメータの設定には、以下の知見を反映する。

## 【地震調査研究推進本部，内閣府等の知見の反映】

- ✓ プレート境界面の形状，剛性率，すべり角，ライズタイム (P.45～P.50)  
(超大すべり域が2つのモデル及び1つのモデルの両方に反映)

## 【杉野ほか (2013) 等の知見の反映】

大すべり域の配置，すべり分布，すべり量等の設定にあたり，杉野ほか (2013) 等の知見を反映する

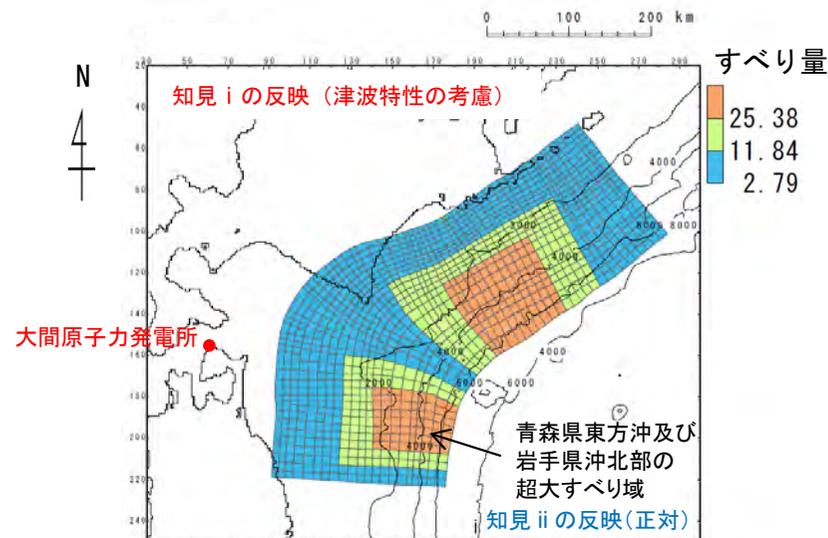
## ✓ 知見 i の反映

次の2つのモデルを基本として設定する。

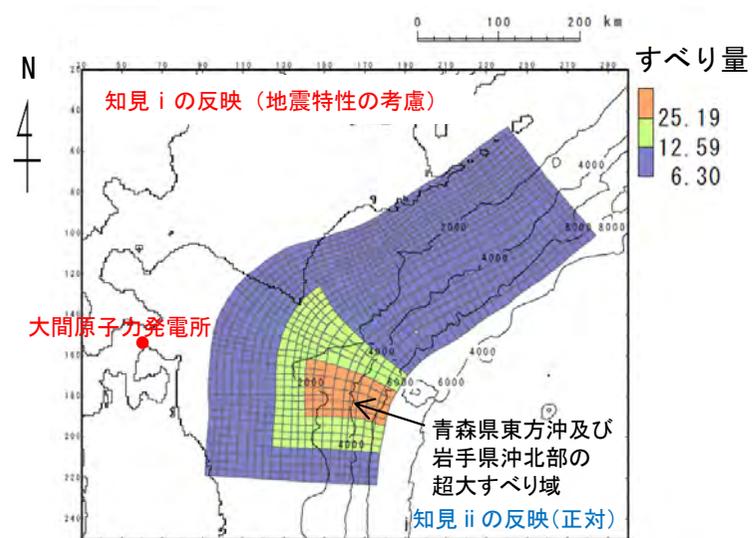
- 津波特性の考慮：広域の津波特性（沿岸部の痕跡高）を考慮した特性化モデル (P.51～P.65)  
(超大すべり域が2つのモデル)
- 地震特性の考慮：大すべり域（アスペリティ，固着等）の破壊特性を考慮した特性化モデル (P.83～P.89)  
(超大すべり域が1つのモデル)

## ✓ 知見 ii の反映

青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は，津軽海峡開口部前面とほぼ正対し，津軽海峡内に位置する発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえて設定する。(超大すべり域が2つのモデル及び1つのモデルの両方に反映)



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の  
広域の津波特性を考慮した特性化モデル  
(P.65)



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した  
特性化モデルを参考に設定した特性化モデル  
(P.89)

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (42/128)



## 特性化モデルの検討： 波源因子 (1/6)

プレート境界面形状 (プレート間地震の下限深さ)

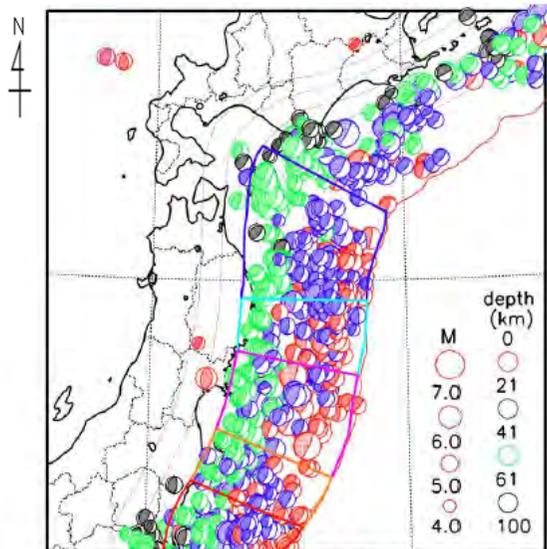
第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-45再掲

図4-2 プレート境界付近の低角逆断層型地震の分布 (気象庁資料)

震源データとして Global CMT を用いた。1977年1月から2016年7月までの地震について、太平洋プレート上面深さ±10kmの範囲で発生したものをプロットした。赤線は海溝軸、灰色線は横田・他(2017)による太平洋プレート上面の等深線(20km間隔)

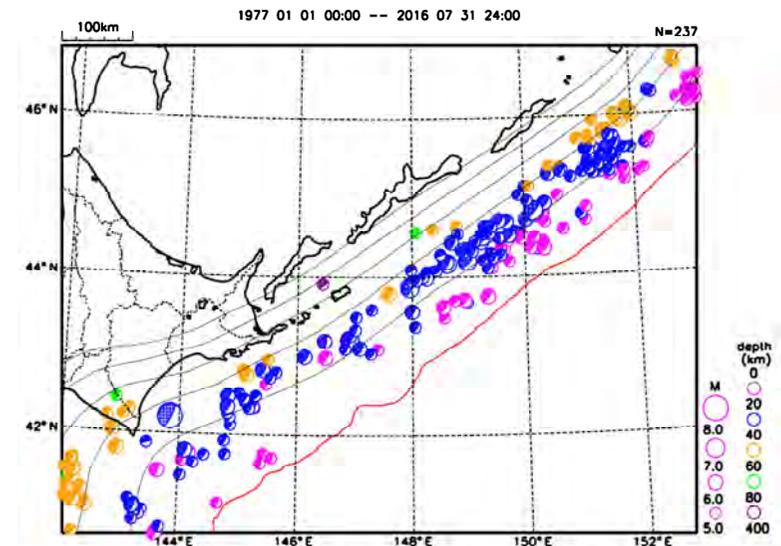


図4-1 プレート境界付近の低角逆断層型地震の分布。1977年1月から2016年7月までのMw5.0以上の地震について、太平洋プレートの上面深度から±10kmの範囲で発生したものをプロットした。震源球のサイズはM、色は震源の深さを表す。赤線は海溝軸、黒線は太平洋プレート上面の等深線(20km間隔)を示す。使用したプレートモデルは横田・他(2017)による(気象庁作成)。

## 低角逆断層型地震の分布 (1977年~2016年)

地震調査研究推進本部 (2019)

地震調査研究推進本部 (2017a)

- 地震調査研究推進本部(2017a, 2019)では、「深さ60km以深で発生した低角逆断層地震がわずかであるとの知見に基づき、プレート間地震が60kmより深い場所で発生する可能性は低いと考え、太平洋プレート上面の深さ60kmの等深線を深さ下限の境界」とされている。

以上から、三陸沖～択捉島沖のプレート間地震の下限深さは60km程度と考えられる。

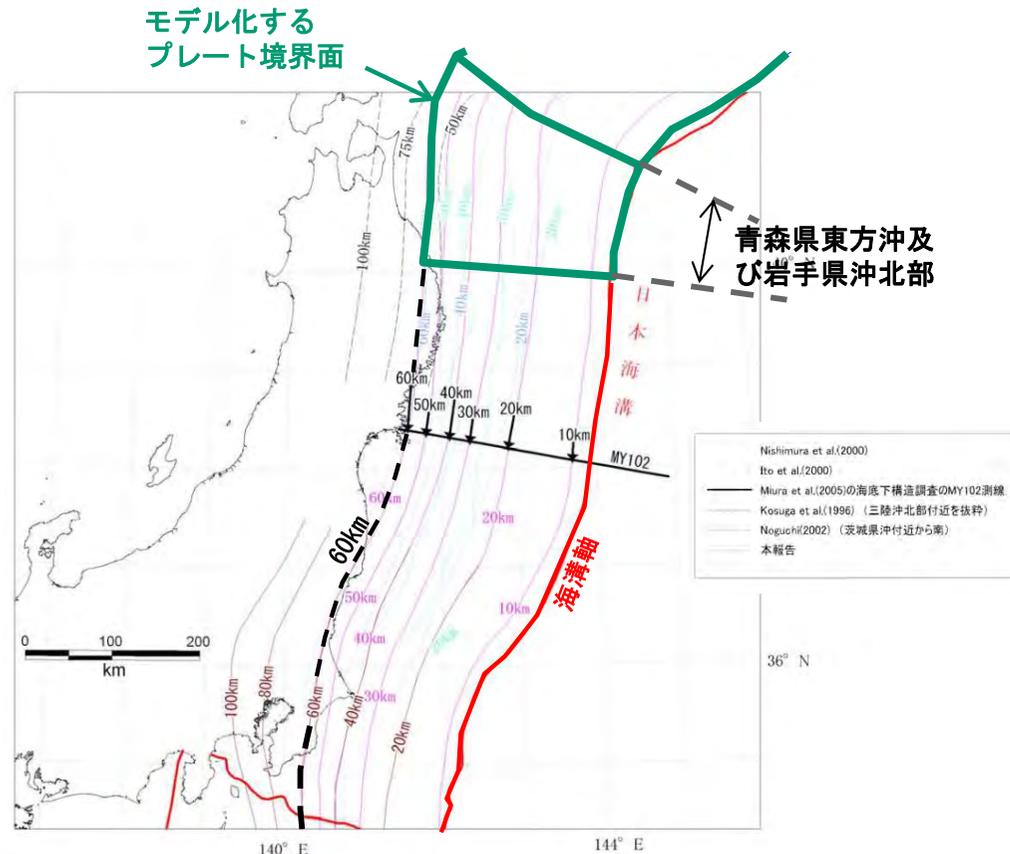
## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (43/128)



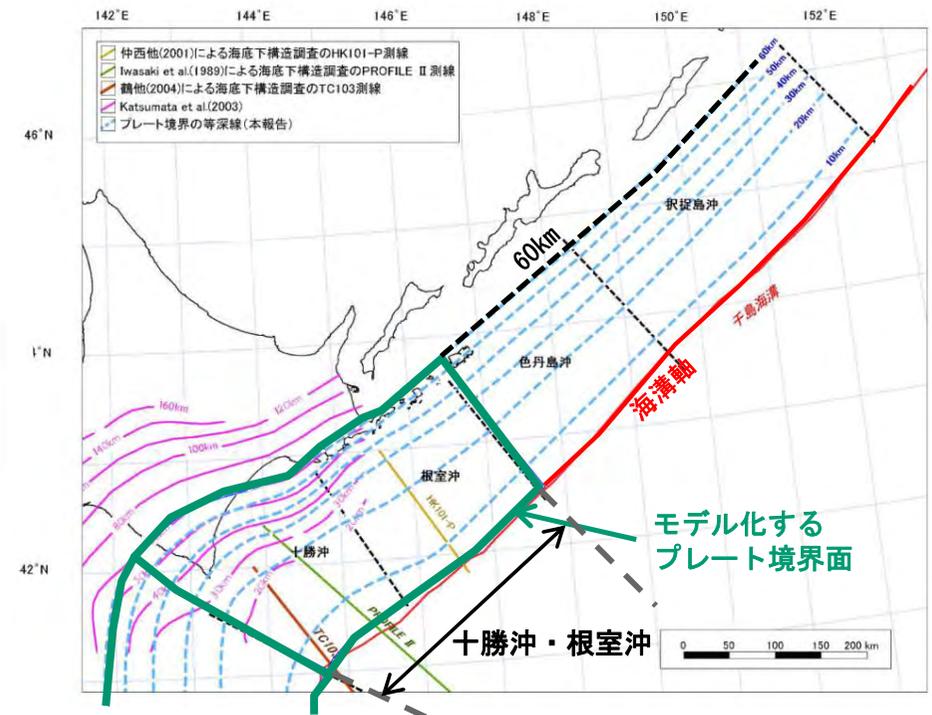
## 特性化モデルの検討： 波源因子 (2/6)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-46再掲

## プレート境界面形状，断層面積の設定



微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線（三陸沖～房総沖）  
地震調査研究推進本部（2012）に一部加筆



微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線（十勝沖～根室沖）  
地震調査研究推進本部（2004）に一部加筆

- ・ 地震調査研究推進本部（2004，2012）が示している微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線をプレート境界面の形状として，地震発生域の深さの下限（60km）から海溝軸までを波源域として考慮した。
- ・ これを基にモデル化し，断層面積を算出・設定した。

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (44/128)

#### 特性化モデルの検討：波源因子 (3/6)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-47再掲

#### 剛性率の設定 (1/2)

- 土木学会 (2016) 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 (断层面全体が深さ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 (断层面全体が深さ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 (断层面が深さ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。	$5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ $(5.0 \times 10^{11} \text{dyne/cm}^2)$

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（45/128）

#### 特性化モデルの検討：波源因子（4/6）

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-48再掲

#### 剛性率の設定（2/2）

- 地震調査研究推進本部（2017b）「津波レシピ」では、「全国1次地下構造モデル（暫定版）（地震調査委員会，2012）の物性に基づく日本周辺のプレート境界周辺の媒質の剛性率を記載しており，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。

前ページ及び以上から，想定した波源域は深さ20km以浅の浅部と以深の深部とを跨ぐことより，剛性率は $5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ と設定した。

日本周辺のプレート境界周辺の媒質の剛性率

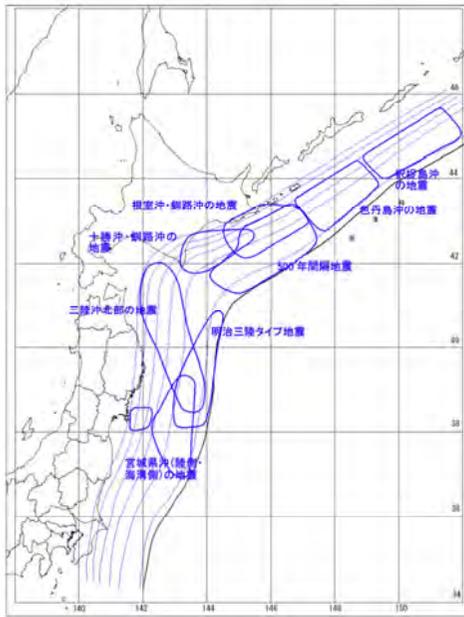
深さ（土木学会，2016の分類を参考）	全国1次地下構造モデル（暫定版）の物性値	剛性率
断層面全体が深さ20km以浅に存在する場合	上部地殻の物性値 $\beta = 3.4 \text{ km/s}$ $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$ $\Rightarrow \mu = 3.12 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ 下部地殻の物性値 $\beta = 3.8 \text{ km/s}$ $\rho = 2.8 \text{ g/cm}^3$ $\Rightarrow \mu = 4.04 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ この中間的値とする。	$3.5 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$
断層面全体が深さ20km以深に存在する場合	マントルの物性値 $\beta = 4.5 \text{ km/s}$ $\rho = 3.2 \text{ g/cm}^3$ $\Rightarrow \mu = 6.48 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$	$6.5 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$
断層面全体が深さ20km以浅と以深にまたがって存在する場合	上記の中間的な値とする。	$5.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (46/128)

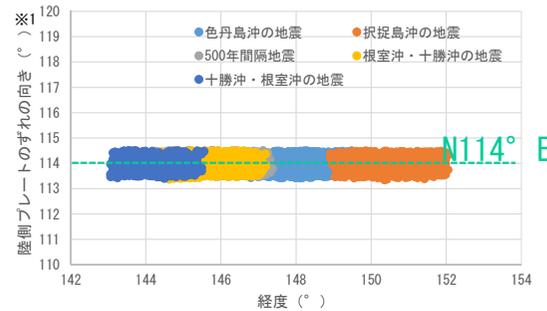
## 特性化モデルの検討： 波源因子 (5/6)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-49再掲

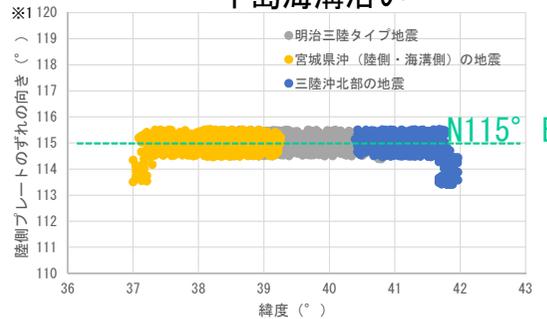
### すべり角の設定



津波を発生させる断層領域 (津波の断層域) の模式図  
中央防災会議 (2006)

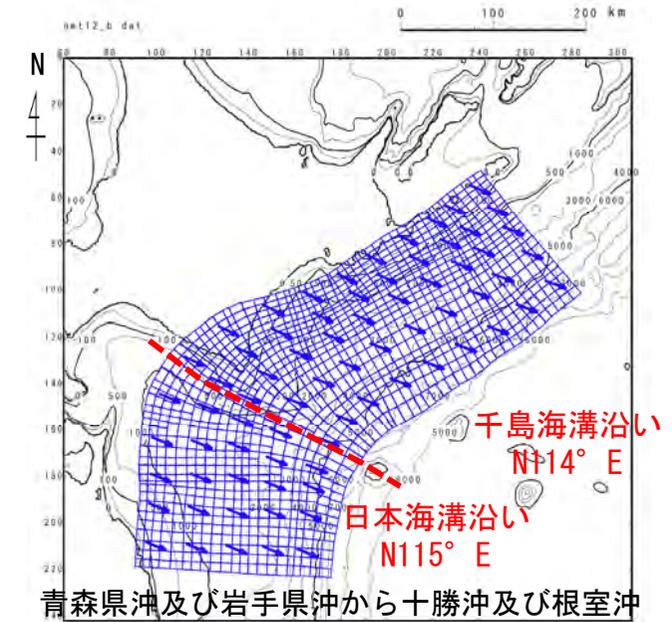


千島海溝沿い



日本海溝沿い

各断層モデルの陸側プレート (北米プレート) のずれの向きの分布  
中央防災会議 (2006) のデータを使用  
※1: 縦軸の角度は北から時計周り



青森県沖及び岩手県沖から十勝沖及び根室沖

基準波源モデル設定で考慮する  
陸側プレートのずれの向き ※2

※2: ずれの方向ベクトルは40km~60km間隔程度で表示

- 中央防災会議 (2006) では、日本海溝、千島海溝沿いの大きな地震 (M7程度以上) について、インバージョン手法によって波源モデルを設定しており、各波源モデルのすべり角はGPS観測によるプレート相対運動方向 (陸側プレートのずれの向き: 千島海溝沿い N114° E, 日本海溝沿い N115° E) と整合するように設定されている。

以上から、千島海溝沿い及び日本海溝沿いの陸側プレート (北米プレート) のずれの向きを、それぞれN114° E及びN115° Eに設定した。基準波源モデルの各要素のすべり角は、プレートの傾斜に応じて、陸側のプレートのずれの向きと整合するように設定した。

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（47/128）

#### 特性化モデルの検討：波源因子（6/6）

##### ライズタイムの設定

- 内閣府（2012）を参考に、ライズタイムは60秒間を基本とした。

##### ○破壊伝播速度及びライズタイム：

破壊伝播速度及びライズタイムについては、平均的に利用されている値を参考に、東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえ、次のとおりに設定する。なお、東北地方太平洋沖地震では、海溝沿いの破壊伝播速度は、それよりも深い場所に比べ遅いとの解析結果もあるが、トラフ沿いの領域の幅が狭く、5秒程度の差しか見込めないことから、今回の解析では、破壊速度は全域で同じとする。

破壊速度 : 2.5km/s

ライズタイム : 1分

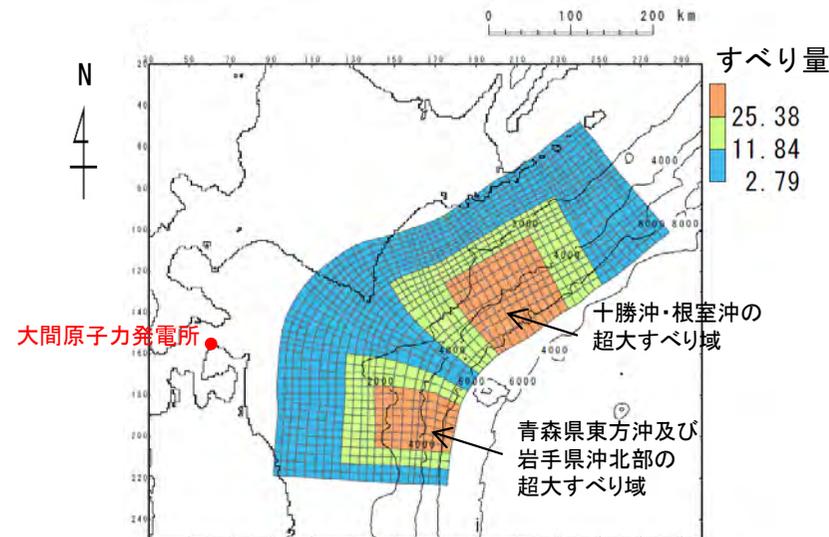
### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（48/128）

#### 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの超大すべり域の配置（1/6）

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-51再掲

##### 基本方針

- 岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定に係り、同海域では過去に「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の連動型地震」が発生した記録が無いことから、まず、同領域でM9クラスの巨大地震が発生した場合の津波の影響範囲と超大すべり域の配置の関係を整理するため、
    - ✓「3.11地震に伴う津波の影響範囲と超大すべり域位置の関係」（P.52参照）
    - ✓「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖で確認されている津波堆積物及びそれを再現する津波波源」（P.53～P.55参照）
- に関する知見を収集し、超大すべり域の配置を検討する（P.56参照）。



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の  
広域の津波特性を考慮した特性化モデル

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (49/128)

## 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの超大すべり域の配置 (2/6)

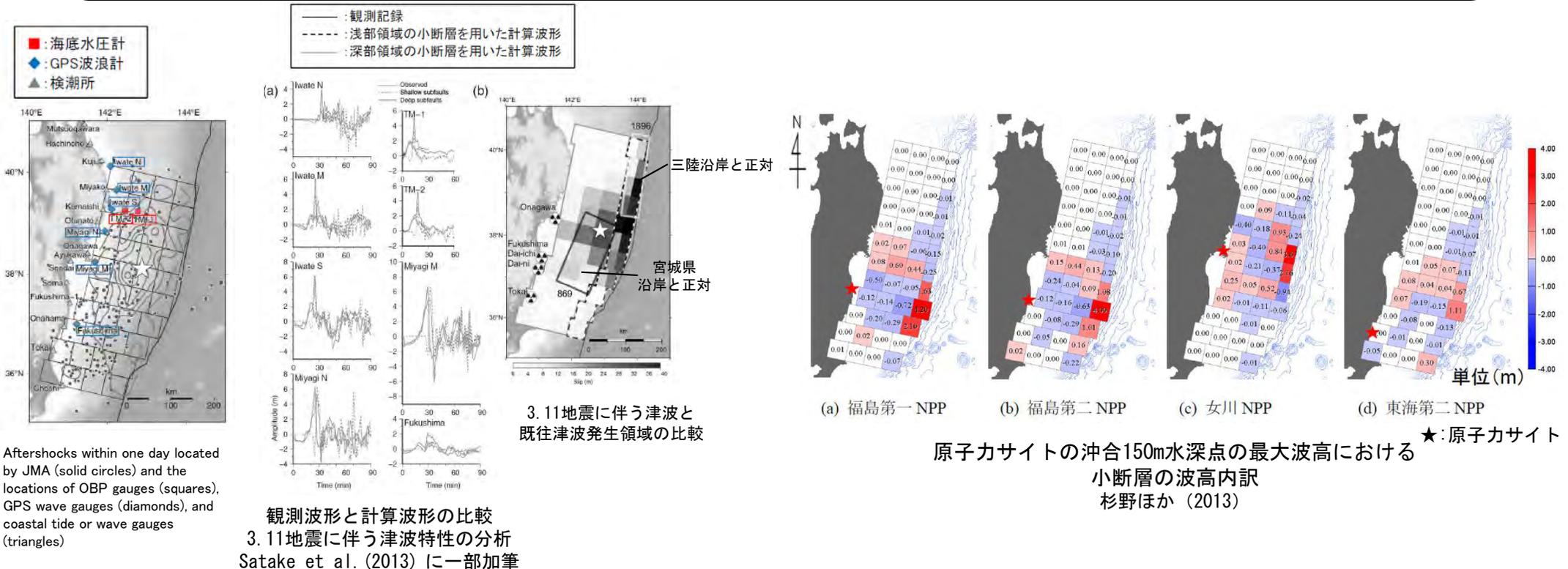
### 3.11地震に伴う津波の影響範囲と超大すべり域位置の関係

- 津波波形インバージョン解析から推定された断層モデルを用いて、宮城県沿岸、三陸沿岸の津波高さに寄与したすべり領域の分析を実施し、宮城県沿岸の津波高さに寄与したすべり領域は、869年貞観地震に伴う津波の発生領域であり、三陸沿岸の津波高さに寄与したすべり領域は、1896年明治三陸地震津波の発生領域であったとされている。

Satake et al. (2013) による

- 杉野ほか (2013) は、観測津波波形、観測地殻変動データ等を用いたジョイントインバージョン解析から推定された津波波源モデルを用いて、原子力サイト沖合150m水深点の最大津波高に寄与した3.11地震のすべり領域の分析を実施し、各サイトの津波高さに寄与したすべり領域は、ほぼ正対する海域のすべり領域であったことを示している。

以上から、3.11地震に伴う津波の沿岸の津波高さに影響を及ぼすすべり領域は、正対する海域で生じる大きなすべり領域であると考えられる。



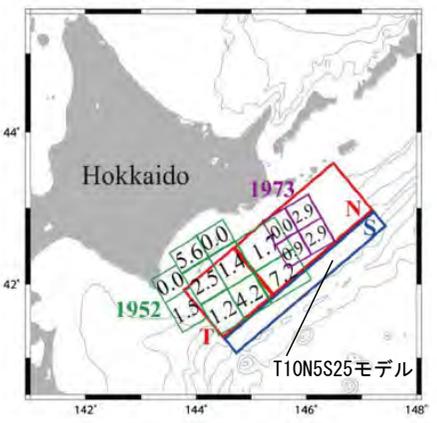
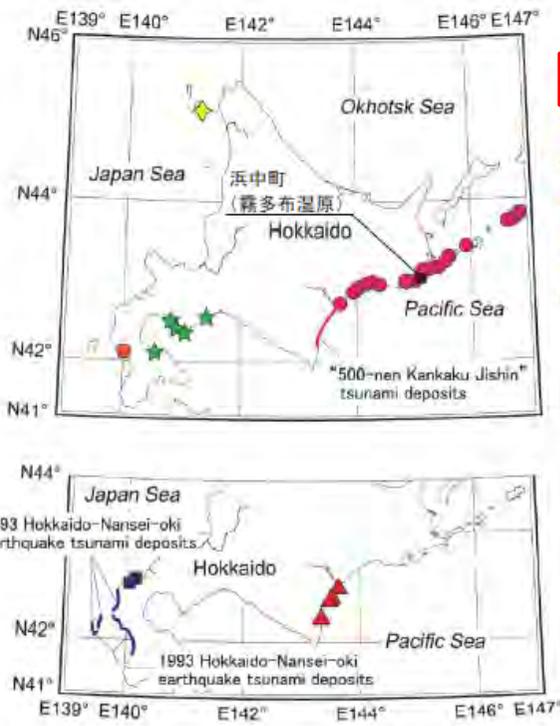
# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (50/128)

## 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの超大すべり域の配置 (3/6)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-53再掲

17世紀に発生した超巨大地震に伴う津波の津波堆積物及び再現モデル (十勝沖・根室沖)

- 17世紀の津波 (500年間隔地震津波) の津波堆積物分布を説明する断層モデルは複数提案されているが, 地震調査研究推進本部 (2017a), 佐竹 (2017) は, 津波堆積物の平面的な分布及び十勝海岸の津波高さを再現する波源モデルは, Ioki and Tanioka (2016) が提案するプレート間地震と津波地震の連動を考慮した波源モデル (T10N5S25モデル) であるとしている。



17世紀に発生した超巨大地震に伴う津波の再現モデル (Ioki and Tanioka (2016) によるT10N5S25モデル) 地震調査研究推進本部 (2017a) に一部加筆

17世紀に発生した超巨大地震に伴う津波の再現モデルの断層パラメータ Ioki and Tanioka (2016)

Table 1  
Fault models and their parameters of the 17th century great earthquake.

Fault model	Length (km)	Width (km)	Depth (km)	Strike (deg)	Dip (deg)	Rake (deg)	Slip (m)
T	100	100	14	228	15	90	10
N	200	100	14	228	15	90	5
S	300	30	6.7	228	15	90	0-35

北海道沿岸における津波堆積物の分布 高清水 (2013) に一部加筆

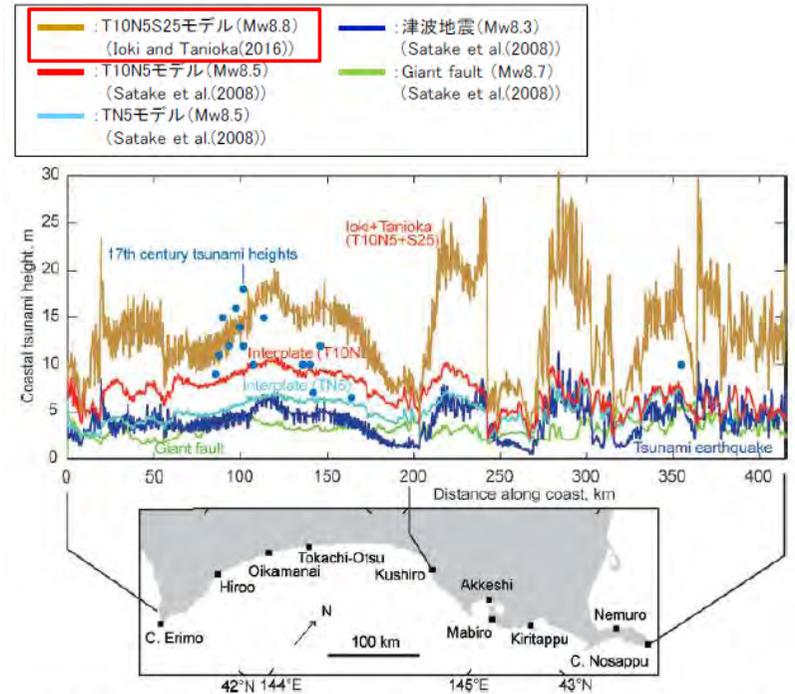


Fig. 12. Tsunami heights along the Pacific coast of Hokkaido (Satake et al. 2008; Ioki and Tanioka, 2016) from combined model of interplate and tsunami earthquakes (brown), giant fault (green), interplate earthquakes (red for T10N5, light blue for TN5) and tsunami earthquake model (dark blue). Coastal tsunami heights by Hirakawa et al. (2000) are also shown.

既往再現モデルによる北海道南東部沿岸での津波高さ 佐竹 (2017) に一部加筆

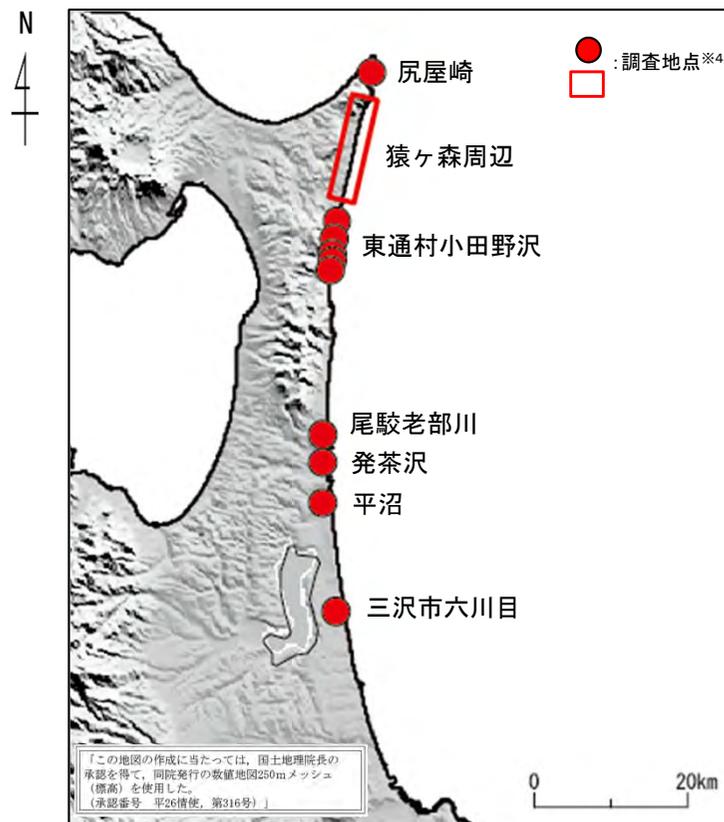
### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (51/128)

#### 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの超大すべり域の配置 (4/6)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-54再掲

#### 青森県北部太平洋沿岸の津波堆積物 (イベント堆積物)

- 文献調査結果によると、青森県北部太平洋沿岸を対象に実施された津波堆積物調査により、広範囲にわたり、津波起因の可能性のあるイベント堆積物が確認されている。



津波堆積物調査結果 (文献調査)

#### 青森県北部太平洋沿岸で確認された津波起因の可能性のあるイベント堆積物

調査地点		イベント堆積物		
		有無	基底標高(T.P.)	
尻屋崎		有	約8.1m <sup>※1</sup>	
猿ヶ森周辺		有	約6.8m～約11.8m <sup>※1, 2</sup>	
東通村 小田野沢	小田野沢	有	約4m <sup>※3</sup>	
	東京電力敷地内	有	約7.4m <sup>※3</sup>	
	東北電力敷地内	A測線	有	約6.1m <sup>※3</sup>
		B測線	人工改変	/
		C測線	有	約8.6m <sup>※3</sup>
D測線	有	約8.4m <sup>※3</sup>		
尾駈老部川		有	約1.9m <sup>※3</sup>	
発茶沢		有	約6.2m <sup>※3</sup>	
平沼		有	約1.6m <sup>※3</sup>	
三沢市六川目		有	約2.5m <sup>※3</sup>	

※1: 高橋ほか(2018)によるイベント堆積物の基底標高

※2: 猿ヶ森周辺の基底標高の最小値～最大値(6.8m, 7.6m, 7.6m, 11.0m, 11.8m)

※3: 東北電力株式会社(2014)によるイベント堆積物の基底標高

※4: 調査地点は、東北電力株式会社(2014)及び高橋ほか(2018)から推定して記載

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (52/128)

#### 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの超大すべり域の配置 (5/6)

#### 青森県北部太平洋沿岸の津波堆積物 (イベント堆積物) を再現する波源モデル

- 三陸沖から根室沖で発生した既往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1856年青森県東方沖津波の再現モデル (Mw8.35) ※<sup>1</sup>及び同モデルを基本に地震規模の不確かさを考慮した津波波源モデル (①②) を設定して、 $\pm 10^\circ$  の走向の不確かさを考慮した数値シミュレーションを実施した結果、 $K$ ,  $\kappa$  の値から青森県北部太平洋沿岸に分布する津波堆積物 (イベント堆積物) の分布をおおむね再現できることを確認した。

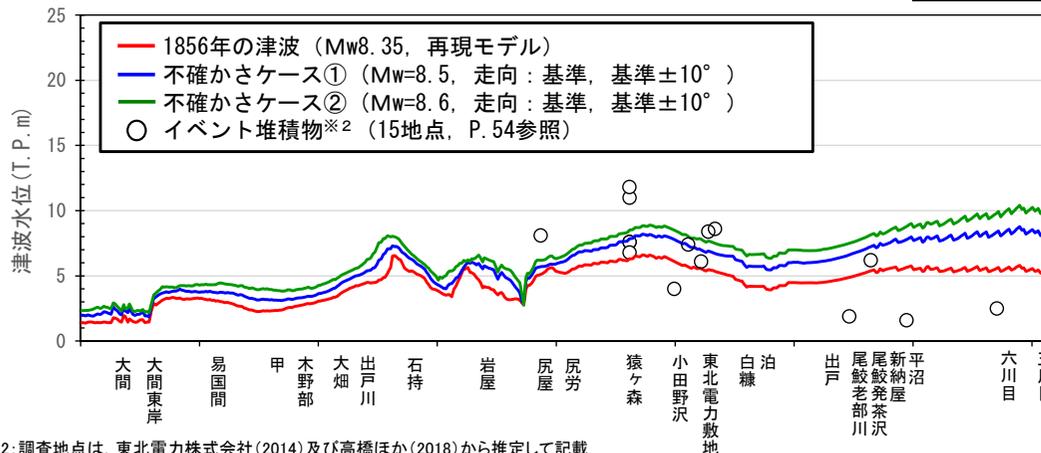
【津波波源モデル】



波源位置

主な断層パラメータ

断層パラメータ		1856年の津波 【再現モデル】	1856年の津波の不確かさケース ① 【基準】	1856年の津波の不確かさケース ② 【基準】
モントマギニチュート*	Mw	8.35	8.5	8.6
長さ	L (km)	120	143	160
幅	W (km)	70	83	93
走向	$\theta$ (°)	205	205	205
断層上縁深さ	d (km)	26	26	26
傾斜角	$\delta$ (°)	20	20	20
すべり角	$\lambda$ (°)	90	90	90
すべり量	D (m)	10.0	11.90	13.35



※2:調査地点は、東北電力株式会社(2014)及び高橋ほか(2018)から推定して記載

再現性の確認結果

波源モデル	K	$\kappa$	n
1856年の津波の再現モデル	1.00	1.76	15
1856年の津波の不確かさケース① (不確かさを考慮した想定津波群※ <sup>3</sup> )	0.78	1.85	
1856年の津波の不確かさケース② (不確かさを考慮した想定津波群※ <sup>3</sup> )	0.71	1.88	

K:幾何平均,  $\kappa$ :幾何標準偏差, n:イベント堆積物の個数

※<sup>1</sup>:再現モデルの再現性の確認結果は、第1023回審査会合 資料1-1 P.2.2-8参照。

※<sup>3</sup>:想定津波群の作成方法は、第1023回審査会合 資料1-2 P.12.1-2参照。

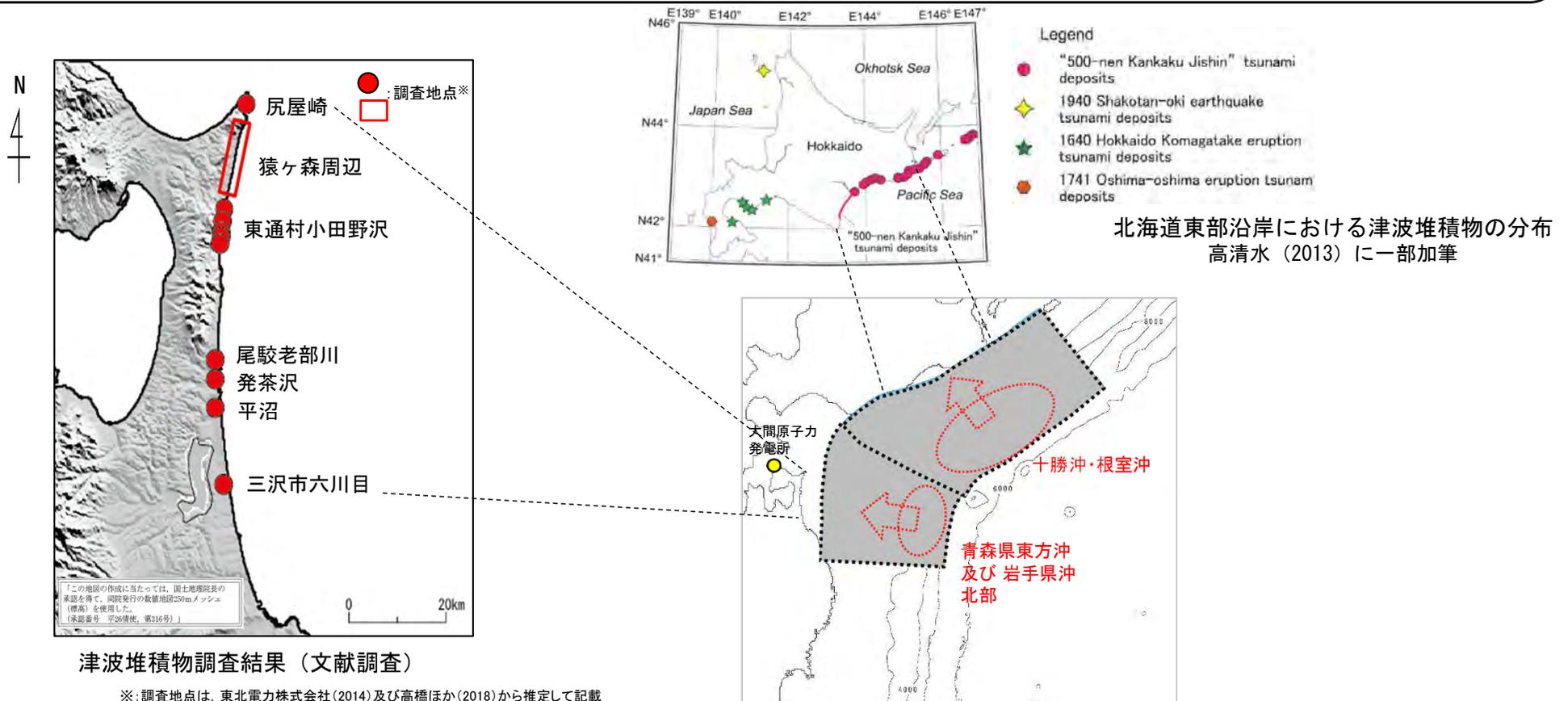
## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (53/128)

## 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの超大すべり域の配置 (6/6)

## まとめ

- M9クラスの巨大地震が発生した場合の津波の影響範囲と超大すべり域の配置の関係を整理するため、「3.11地震に伴う津波の影響範囲と超大すべり域位置の関係」、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖で確認されている津波堆積物及びそれを再現する津波波源」に関する知見を収集した。
- 3.11地震に伴う津波は広範囲に影響を及ぼしたが沿岸部の津波高さに大きく寄与したのは、正対する海域の大きなすべりであるとともに、北海道東部沿岸、青森県北部太平洋沿岸の津波堆積物の分布を再現する津波波源は、3.11地震と同様に、正対する海域で発生した津波によるものであることを確認した。

以上から、岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデルの超大すべり域は、青森県東方沖及び岩手県沖北部、十勝沖・根室沖の各領域に配置する。



(余白)

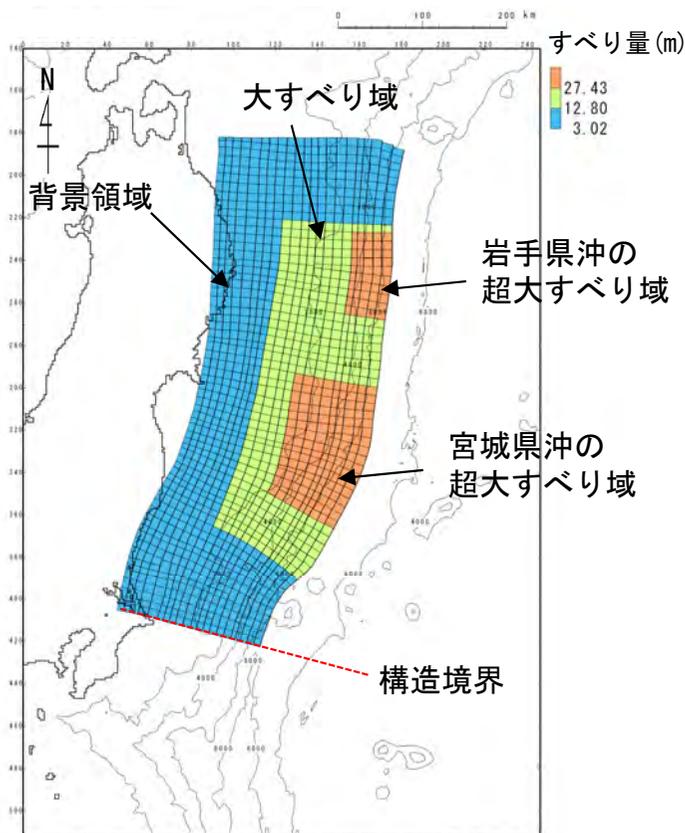
## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (54/128)

## 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定 (1/8)

## 設定方針

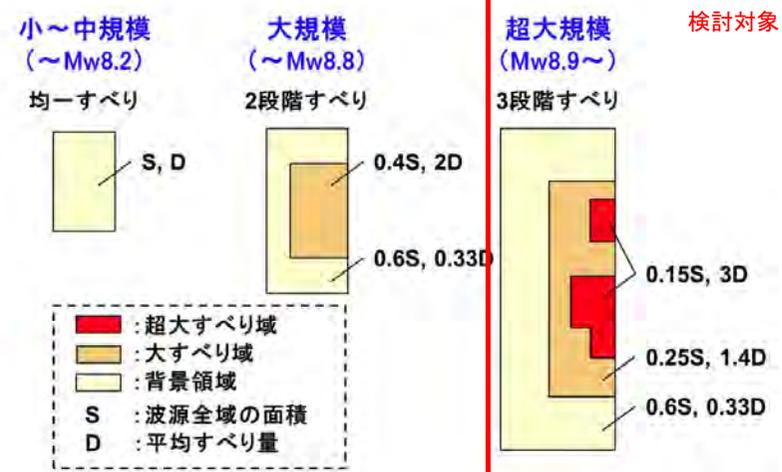
第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-58再掲

- 岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデルは、3.11地震における広域の津波特性（痕跡高）を考慮した特性化モデル※から得られた下記の知見、及び3.11地震における大すべりの発生形態から得られた知見（P.62参照）を反映して設定する。



【3.11地震における広域の津波特性（痕跡高）を考慮した特性化モデルから得られた知見の反映】

- 超大すべり域の位置の設定に反映**  
超大すべり域を複数配置することで広域の津波痕跡を再現でき、その位置はアスペリティ、固着等の地震学的・測地学的知見を踏まえて配置する。
- 大すべり域・超大すべり域のすべり量の設定に反映**  
杉野ほか（2014）に示されるすべり量比率、面積比率を踏まえて設定する。



微視的波源特性に係る波源領域内の空間的すべり分布の設定方法  
杉野ほか（2014）に一部加筆

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル※

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (55/128)

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.2.1-59再掲



## 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定 (2/8)

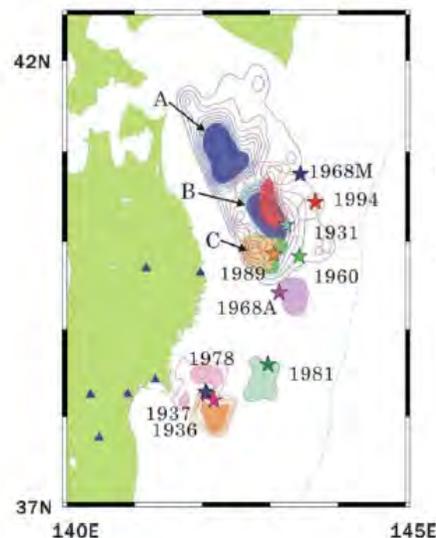
超大すべり域の位置：十勝沖・根室沖，青森県東方沖及び岩手県沖北部におけるアスペリティと地震活動パターン

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

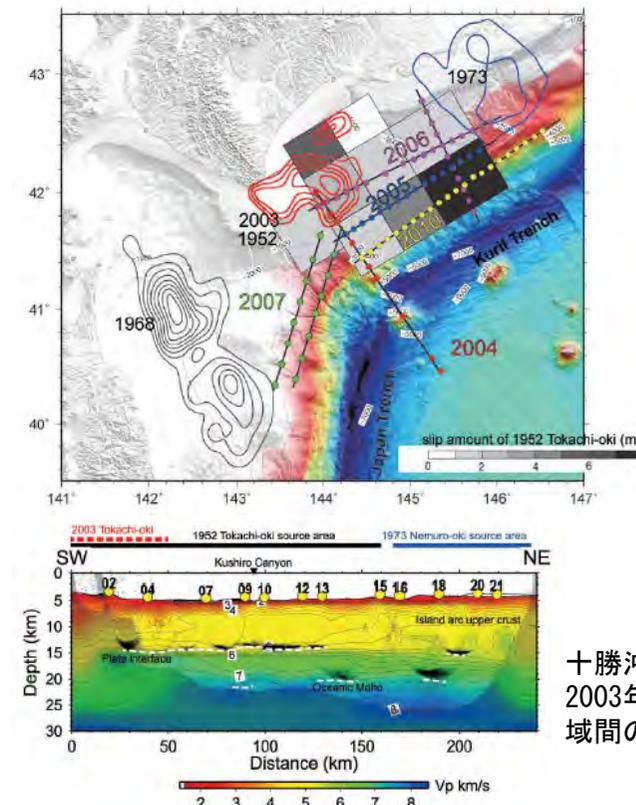
Yamanaka and Kikuchi (2004), 永井ほか (2001) による

- 十勝沖・根室沖について，2003年十勝沖と1973年根室沖の両地震の地震時すべり域，両震源域間の空白域（1952年十勝沖地震震源域）の各領域のP波速度構造から，プレート境界面からの反射波が2003年と1973年のアスペリティ内で観測されず，空白域で強反射が観測されたことから，この領域のすべり様式は，地震時に特定の条件下で十勝沖または根室沖のアスペリティに同期してすべるが，地震間は基本的に単独では地震性すべりを起こさない条件付き安定すべり域である可能性が示唆されるとされている。

Azuma et al. (2012), 東 (2012) による



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



十勝沖・根室沖におけるアスペリティと2003年十勝沖～1973年根室沖の震源域間のP波速度構造（2010年測線）  
東 (2012)

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (56/128)



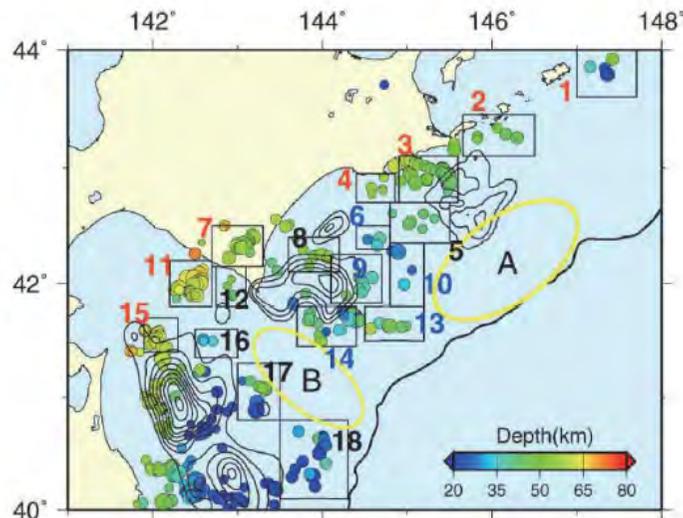
#### 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定 (3/8)

超大すべり域の位置：十勝沖・根室沖における地震学的見地

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-60再掲

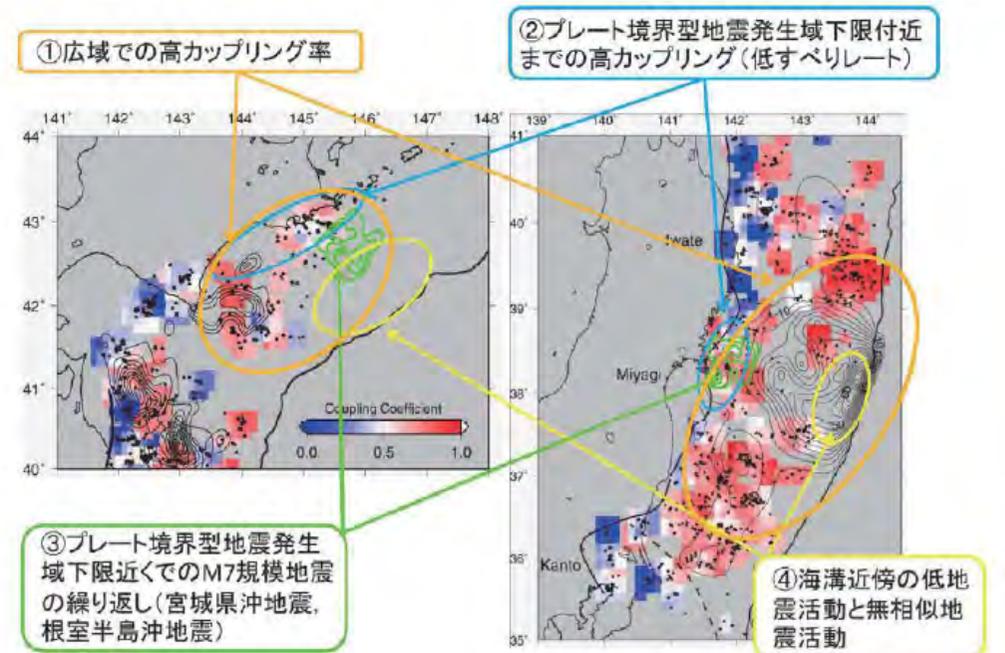
- 小繰り返し地震（相似地震）の活動及びそれから推定されるプレート間地震すべりについて、3.11地震で大きなすべりを生じた宮城県沖における特徴との類似性から、十勝沖・根室沖で巨大地震が発生する可能性があるとされている。

東北大学 (2012) による



第1図. 北海道南東沖の小繰り返し地震グループの分布 (丸印). 丸の色はグループの地震の平均の深さを示す。コンターはYamanaka and Kikuchi (2004) によるM7以上の地震すべり量分布。矩形は第3図で平均の積算すべりを推定した領域を示す。黄色楕円は繰り返し地震活動が低い場所。

東北大学 (2012)



第2図. 北海道南東沖(左)および東北地方東方沖(右)の繰り返し地震分布(黒丸)およびそれにより推定したプレート間カップリング率(カラー)の比較。カップリング率は $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ のグリッドごとに、3つ以上の小繰り返し地震グループが存在する場所について推定した。緑および黒のコンターはM7以上の地震すべり量分布。関東地方の沖の破線は、フィリピン海プレートの北東限。

東北大学 (2012)

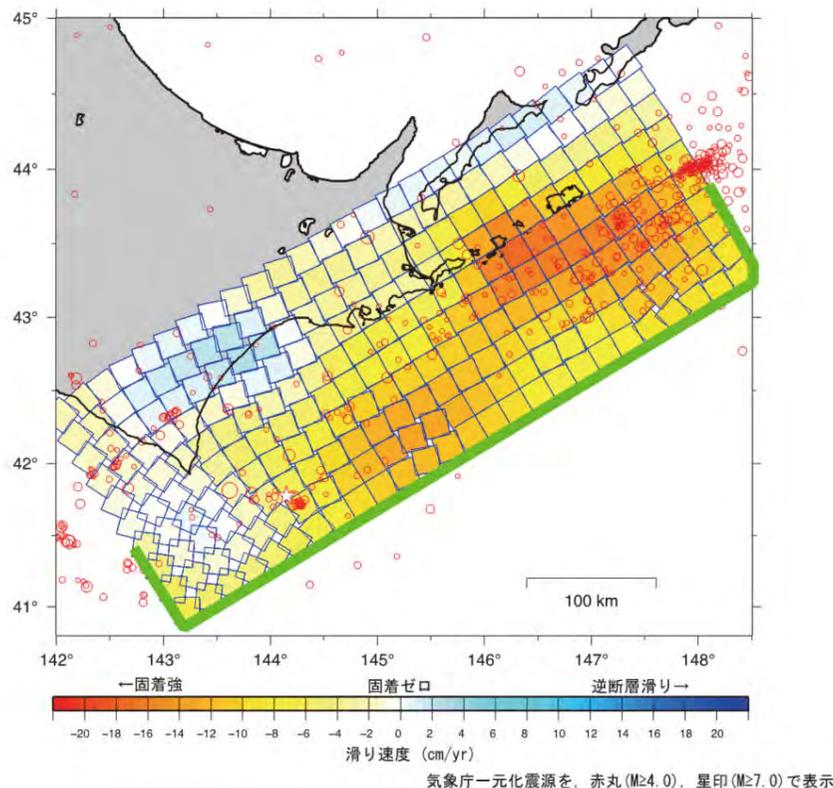
#### 【宮城県沖における特徴】

- 特徴①：大すべり域を中心とする広域で高いカップリング率が推定される。
- 特徴②：プレート境界型地震の発生域下限付近まで高カップリング領域が存在。
- 特徴③：プレート境界型地震の発生域下限付近でのM7クラスの地震（の繰り返し）が存在。
- 特徴④：海溝近傍の低地震活動と低繰り返し地震活動。

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (57/128)

#### 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定 (4/8)

超大すべり域の位置：十勝沖・根室沖における測地学的見地



すべり欠損分布 (2007年3月~2011年2月)

国土地理院 (2012)

- GNSS連続観測結果による北海道地方の地殻変動から推定される北海道南東沖 (十勝沖・根室沖) のすべり欠損速度 (固着) の分析結果から、特に十勝沖~釧路沖の海溝寄りと根室沖の陸寄りにすべり欠損の大きな領域が存在している。これより、当該領域の固着は相対的に強く、大きなひずみが蓄積されていると推定される。 国土地理院 (2012) による
- この領域は、500年間隔地震の震源域とほぼ同じと考えられる。

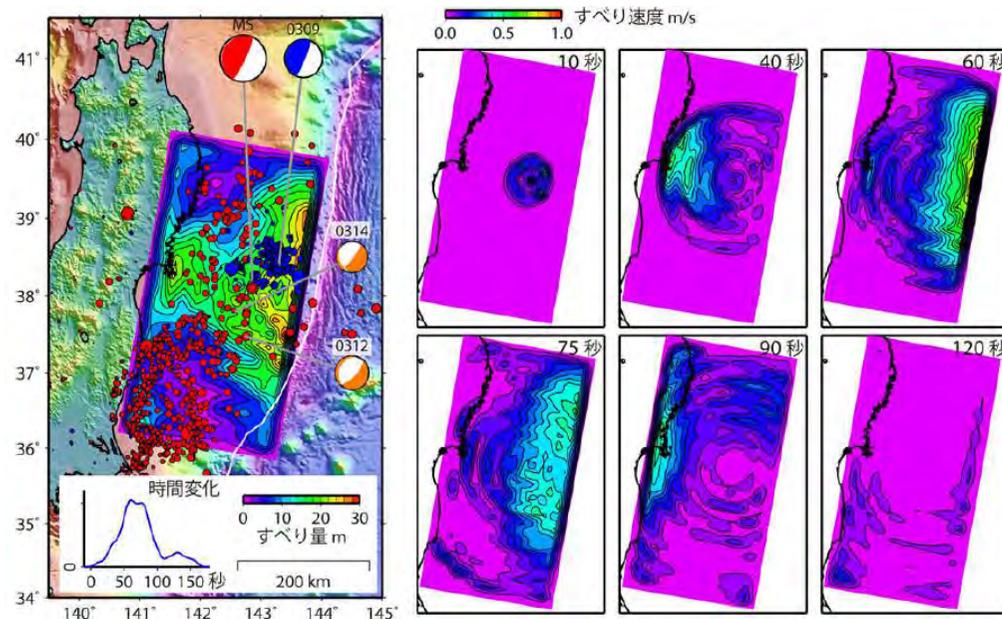
## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (58/128)

## 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定 (5/8)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-62再掲

## 3.11地震における大すべりの発生形態に係る知見

- 岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定に反映する3.11地震における大すべりの発生形態に係る知見は以下のとおり。
  - ✓ 超大すべり域のすべり量分布の設定に反映する知見
    - 宮城県沖における浅部領域の大きなすべりの発生要因である深部の破壊を起点としたダイナミックオーバーシュート（下図及び第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-6, P.3.1-7参照）を踏まえた、3.11地震の広域の津波特性を考慮した特性化モデルのうち宮城県沖のすべり量分布
    - 十勝沖・根室沖，青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震学的・測地学的知見（アスペリティ，固着等）



（左図）コンター：総すべり量の分布，0309：前震（Mw7.3）のメカニズム，MS：本震のメカニズム，0312及び0314：余震（それぞれMw6.5, Mw6.1）のメカニズム，青点：前震の震央，赤点：余震の震央，グラフ：地震モーメントの放出速度の推移  
（右図）すべり速度分布のスナップショット

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (59/128)

## 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定 (6/8)

## 大すべりの発生形態を踏まえた超大すべり域の位置

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-63再掲

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生している既往地震の震源深さ(約20km)は、3.11地震時に宮城県沖の浅部領域をオーバーシュートさせた(破壊の起点となった)震源深さと同程度である。

地震調査研究推進本部(2012), Yamanaka and Kikuchi(2004)による

- 十勝沖・根室沖における高カップリング領域及び小繰り返し地震(相似地震)の活動領域は、3.11地震で大きなすべりを生じた宮城県沖における特徴と類似する。

東北大学(2012)による

以上から、3.11地震の広域の津波特性を考慮した特性化モデルにおける宮城県沖の超大すべり域のすべり量分布位置を各領域に設定する。

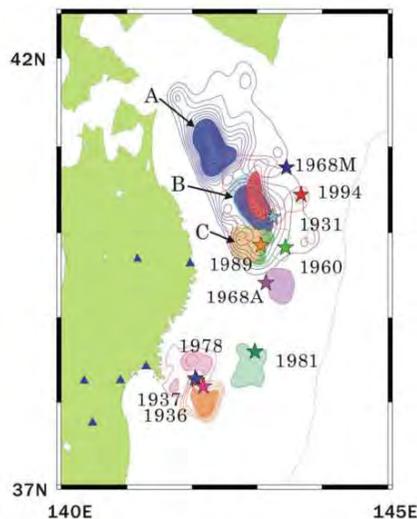
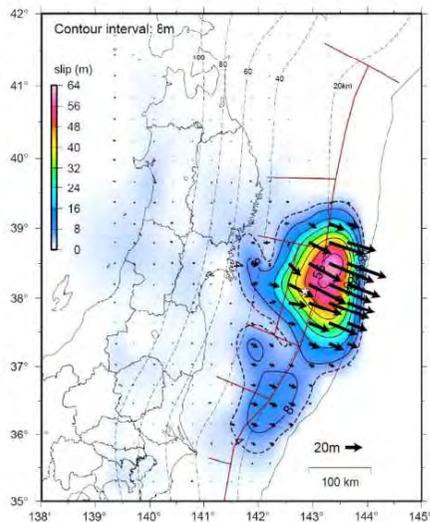
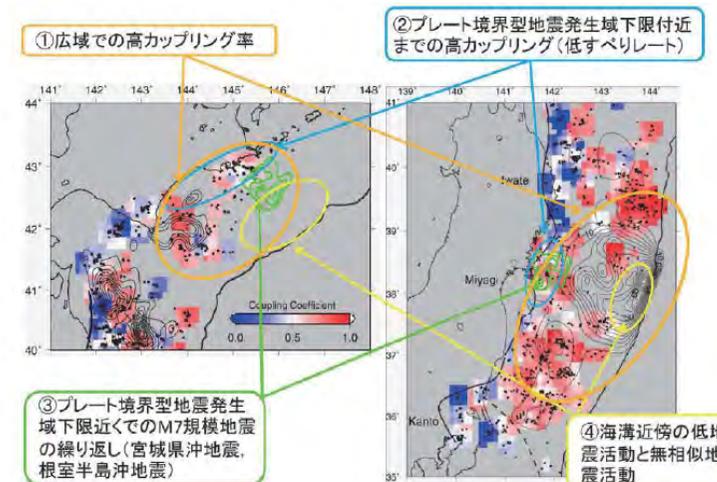


Figure 6. Aspect map along the subduction zone in northeastern Japan. Stars show the main shock epicenters. Contour lines show the moment release distribution. The interval of the contour lines is 0.5 m. Each earthquake is distinguished by color. We painted the area within the value of half the maximum slip as an aspect.

青森県東方沖及び岩手県沖北部におけるアスペリティ分布, 既往地震の震源  
Yamanaka and Kikuchi(2004)



第2図. 北海道南東沖(左)および東北地方東方沖(右)の繰り返し地震分布(黒丸)およびそれにより推定したプレート間カップリング率(カラー)の比較. カップリング率は $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ のグリッドごとに、3つ以上の小繰り返し地震グループが存在する場所について推定した. 緑および黒のコンターはM7以上の地震すべり量分布. 関東地方の沖の破線は、フィリピン海プレートの北東限。

## 【宮城県沖における特徴】

- 特徴①: 大すべり域を中心とする広域で高いカップリング率が推定される。
- 特徴②: プレート境界型地震の発生域下限付近まで高カップリング領域が存在。
- 特徴③: プレート境界型地震の発生域下限付近でのM7クラスの地震(の繰り返し)が存在。
- 特徴④: 海溝近傍の低地震活動と低繰り返し地震活動。

十勝沖・根室沖と宮城県沖のカップリング領域及び地震活動の比較  
東北大学(2012)

3.11地震時の震源位置とすべり分布  
地震調査研究推進本部(2012)

星印は本震の震央, 点線はプレート境界面の深さ, ベクトル(→)は計算によって求めた地下のプレート境界面上でのすべりを示す。

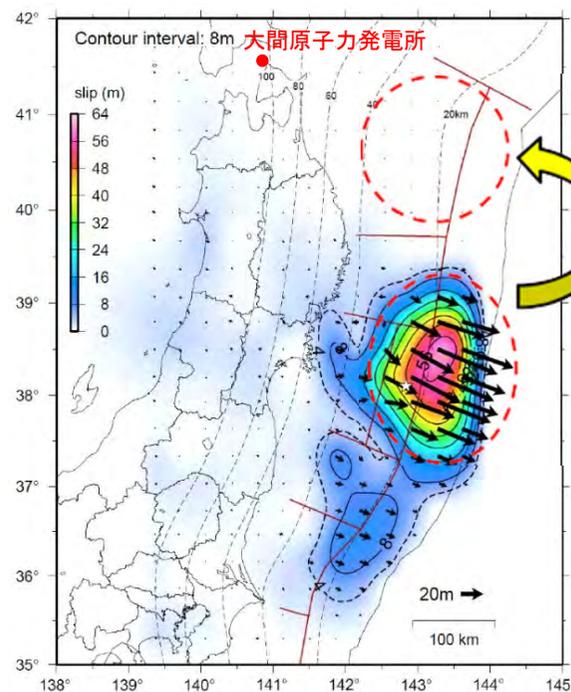
## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（60/128）

### 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定（7/8）

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-64再掲

超大すべり域のすべり量：青森県東方沖及び岩手県沖北部

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部については、1968年十勝沖地震に伴うすべり量（7m～9m程度）が最大規模と評価される（P.13, P.14参照）。
- しかし、津軽海峡開口部前面とほぼ正対する青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は、発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりとして、3.11地震時における宮城県沖のすべりと同規模のすべりを考慮する。



3.11地震における宮城県沖のすべりと同規模のすべり量考慮

星印は本震の震央、点線はプレート境界面の深さ、ベクトル(→)は計算によって求めた地下のプレート境界面上でのすべりを示す。

3.11地震時のすべり分布  
地震調査研究推進本部（2012）に一部加筆  
大すべり域・超大すべり域の設定（概念）

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (61/128)

## 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定 (8/8)

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.2.1-65再掲

## 岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の特性化モデル

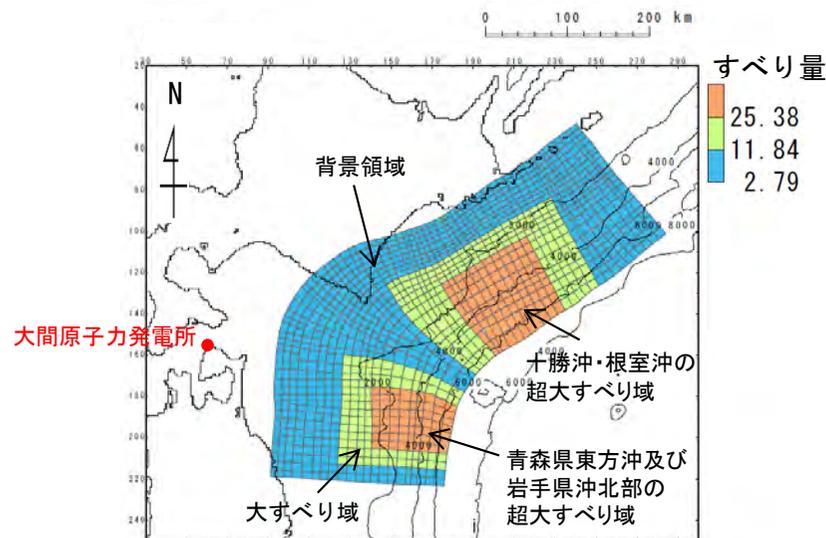
3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル及び3.11地震における大すべりの発生形態から得られた知見を踏まえて、岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデルの大すべり域及び超大すべり域については以下のとおり設定した。

## 【青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域・超大すべり域】

- ・ 超大すべり域の位置：アスぺリティ分布及び1968年十勝沖地震の震源位置を踏まえて設定。
- ・ 超大すべり域のすべり量：1968年十勝沖地震に伴うすべりが最大規模と評価されるが、津軽海峡開口部前面の超大すべり域は発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、保守的に3.11地震時における宮城県沖と同規模のすべりを考慮。すべり量は杉野ほか(2014)を踏まえて設定。
- ・ 超大すべり域のすべり量分布：3.11地震の震源深さと類似性を考慮し、3.11地震の広域の津波特性を考慮した特性化モデルの宮城県沖の超大すべり域のすべり量分布を参考に設定。
- ・ 大すべり域・超大すべり域の面積：青森県東方沖及び岩手県沖北部の断層面積を基に、杉野ほか(2014)に示される面積比率を踏まえて設定。

## 【十勝沖・根室沖の大すべり域・超大すべり域】

- ・ 超大すべり域の位置：地震学的、測地学的知見を踏まえて設定。
- ・ 超大すべり域のすべり量：すべり量は杉野ほか(2014)を踏まえて設定。500年間隔地震を再現するモデルのすべり量と同等であることを確認(P.18参照)。
- ・ 超大すべり域のすべり量分布：宮城県沖の高カップリング領域及び小繰り返し地震(相似地震)の活動領域との類似性を考慮し、3.11地震の広域の津波特性を考慮した特性化モデルの宮城県沖の超大すべり域のすべり量分布を参考に設定。
- ・ 大すべり域・超大すべり域の面積：十勝沖から根室沖の断層面積を基に、杉野ほか(2014)に示される面積比率を踏まえて設定。



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の  
広域の津波特性を考慮した特性化モデル

		岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル【モデル化後の値】	備考【設計値】
モーメントマグニチュード $M_w$		9.06	9.05
面積 $S$ ( $\text{km}^2$ )		110,472	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.27	3.1
剛性率 $\mu$ ( $\text{N}/\text{m}^2$ )		$5.0 \times 10^{10}$	—
地震モーメント $M_0$ ( $\text{N} \cdot \text{m}$ )		$4.93 \times 10^{22}$	$4.67 \times 10^{22}$
平均すべり量 $D$ (m)		8.93	8.46
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (64,419 $\text{km}^2$ , 58.3%)	2.79 (66,283 $\text{km}^2$ , 60%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (26,782 $\text{km}^2$ , 24.2%)	11.84 (27,618 $\text{km}^2$ , 25%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (19,271 $\text{km}^2$ , 17.5%)	25.38 (16,571 $\text{km}^2$ , 15%)
ライズタイム $\tau$ (s)		60	—

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (62/128)

第1023回審査会合



資料1-1 P.3.2.1-66一部修正

コメントNo.S5-57

## 基準波源モデル策定の手順及び考え方

世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見 (3.11地震含む)

**3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比**

杉野ほか (2014) の知見 (P.58参照)

- 背景領域：平均すべり量の0.33倍, 全体面積の60%程度
- 大すべり域：平均すべり量の1.4倍, 全体面積の25%程度
- 超大すべり域：平均すべり量の3倍, 全体面積の15%程度

3.11地震の広域の津波特性を再現できることを確認 (P.58参照)

内閣府 (2012) の知見

- 大すべり域：平均すべり量の2倍, 全体面積の20%程度 (超大すべり域を含む)
- 超大すべり域：平均すべり量の4倍, 全体面積の5%程度

**3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現したモデル**

3.11地震における破壊特性を再現できることを確認 (P.83参照)

**3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比**

M9クラス地震の知見を分析・検討し、背景領域、大すべり域及び超大すべり域のすべり量を1:2:4となるような特性化を検討 (P.83参照)

- 背景領域：基本すべり量, 全体面積の80%程度
- 大すべり域：基本すべり量の2倍, 全体面積の20%程度 (超大すべり域を含む)
- 超大すべり域：基本すべり量の4倍, 全体面積の5%程度

テクニクスの背景・地震学的見地に基づくモデル

3.11津波の知見を反映 (広域津波痕跡高の再現性を考慮)

3.11地震・津波の知見を反映

3.11地震・津波の知見を反映 (沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮)

3.11地震・津波の知見を反映 (津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮)

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように、大すべり域、超大すべり域を配置
- 三陸沖から根室沖にはM9クラスの地震・津波の痕跡がないため、3.11地震における広域の津波痕跡高を再現したモデル (P.58参照) のすべり領域の配置を参照

岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

- 十勝沖から択捉島沖に、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置
- 色丹島沖及び択捉島沖の超大すべり域は敷地に近い西端に設定

十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル※3

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように**大すべり域・超大すべり域**を配置
- 三陸沖から根室沖にはM9クラスの地震・津波の痕跡がないため、3.11地震における破壊特性を再現したモデル (P.83参照) のすべり領域の配置を参照

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル

- 十勝沖から択捉島沖に、「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を参考に設定した特性化モデル」の設定の考え方を反映して配置
- 十勝沖・根室沖の超大すべり域は、十勝沖・根室沖の地質学的、測地的知見を踏まえて設定

十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※4

- 津軽海峡内の津波挙動への影響を考慮して大すべり域等を津軽海峡前面に配置
- 3.11地震で浅部海溝軸沿いにも大きなすべりが観測されたこと及び大間専用港湾では短周期の波で顕著な水位増幅特性が認められることを考慮し、津波工学的観点から超大すべり域を海溝軸沿い浅部のみに配置
- 比較的短周期の波が卓越するため、津軽海峡内の反射等による津波挙動の特徴や、専用港湾における水位増幅特性が現れやすい配置。 (P.118, 「第1023回審査会合資料1-2 4-4-3. 基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①~④の関連性」参照)

分岐断層・海底地すべりの考慮

島弧会合部に大すべり域を配置

基準波源モデル①

※3: 敷地への影響を確認するため影響検討用の波源域として扱う

基準波源モデル②

配置は同様に設定

基準波源モデル③

※4: 敷地への影響が小さいので、左記モデルで代表させる

すべり量割り増し

基準波源モデル④

分岐断層・海底地すべりの考慮

すべり量割り増し

基準波源モデル⑤

概略パラスタ※1

津軽海峡開口部付近の太平洋沿岸において、各基準波源モデルの計算津波高と既往津波高等とを比較

概略パラスタ最大ケース ⇒ 基準波源モデル (再定義)

詳細パラスタ※2

概略パラスタ※1

津軽海峡開口部付近の太平洋沿岸において、各基準波源モデルの計算津波高と既往津波高等とを比較

概略パラスタ最大ケース ⇒ 基準波源モデル (再定義)

詳細パラスタ※2

特性化モデル

すべり量・面積比設定

特性化モデルを基にしたすべり領域の配置

基準波源モデル

3.11地震を踏まえた更なる保守性考慮

パラスタ 概略

パラスタ 詳細

不確かさの考慮

注：津軽海峡の津波特性を念頭に3.11地震・津波の知見を反映したモデル (基準波源モデル⑤⑥) と3.11地震・津波の知見を反映したモデル (基準波源モデル①~④) との関連性については、「第1023回審査会合資料1-2 4-4-3. 基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①~④の関連性」参照。

基準津波の策定

設定した波源モデルによる計算津波高が津軽海峡沿岸の既往津波高等を上回っていることを確認

※1：大すべり域・超大すべり域の位置を南北約10km単位で移動  
 ※2：波源特性 (破壊開始点, 破壊伝播速度, ライズタイム) の不確かさの考慮

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（63/128）



### 基準波源モデル①：（1/15）

#### 基本方針

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-67再掲

- 基準波源モデル①は、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」を対象として広域の津波特性を考慮した特性化モデルに対し保守性を考慮して設定することを基本とする。（P.68～P.81）

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（64/128）



#### 基準波源モデル①：（2/15）

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.2.1-68再掲

#### 設定方針

- 3.11地震時に大きなすべりが生じた宮城県沖のテクトニクス的背景及び地震学的知見等から、大きなすべりが生じる構造的特徴を整理し（P.69～P.73）、日本海溝・千島海溝島弧会合部のテクトニクス的背景等の類似性及び地震学的見地から、同領域で3.11地震時で見られた大きなすべりが発生する可能性を検討する（P.74～P.79）。
- 上記検討から得られた知見を踏まえ、岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデルに保守性を考慮した基準波源モデル①を設定する。

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (65/128)

## 基準波源モデル① (3/15) : 大きなすべりが生じる構造的特徴 (1/5)

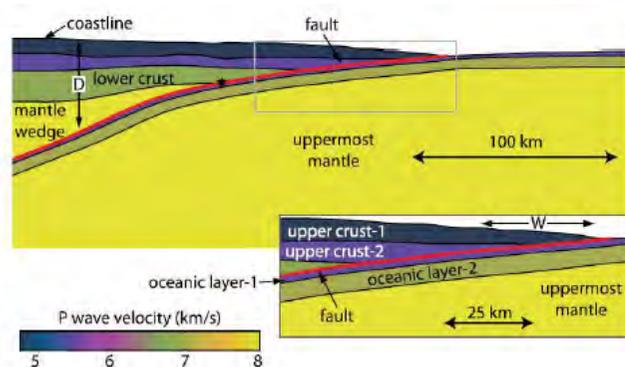
第1023回審査会合

資料1-1 P. 3. 2. 1-69再掲

## 付加体の幅

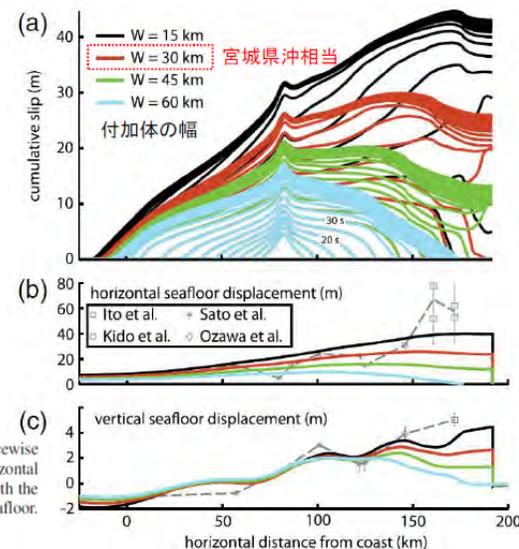
- 3.11地震ではプレート境界浅部でもすべりが発生したことに着目し、地震探査で得られた宮城県沖の地震波速度構造を模した沈み込みプレート境界モデルを用いた2次元動的破壊シミュレーションを実施して、付加体の幅の違いがプレート境界浅部のすべり量に与える影響を検討し、付加体の幅が小さいほどプレート境界浅部のすべり量が増大する傾向があるとされている。 Kozdon and Dunham (2013) による
- 日本海溝の沈み込み帯におけるマルチチャンネル反射法地震探査結果から、3.11地震で大きなすべりが発生した宮城県沖における付加体 (P波速度: 3~4km/s以下の領域) の幅は、他領域と比べて狭いとされている。 Tsuru et al. (2002) による

以上から、付加体の幅が狭いほど大きなすべりが発生すると考えられる。



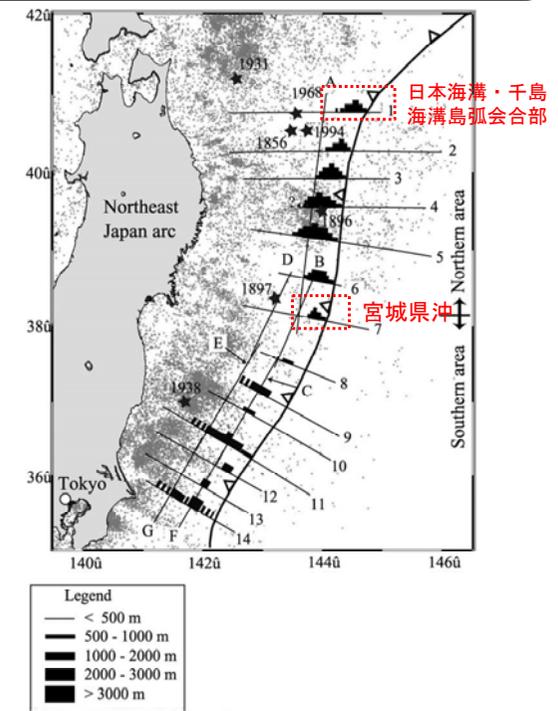
**Figure 2.** (a) P-wave velocity structure for the dynamic rupture simulations (no vertical exaggeration). The geometry and piecewise constant material properties are derived from Miura et al. (2001, 2005). The velocity-weakening region ( $b - a > 0$ ) starts up dip at horizontal distance  $W$  from the trench and ends down dip at depth  $D$  below sea level. The nucleation location for all simulations is indicated with the black star. The inset shows the velocity structure near the trench axis, where the dip angle is  $6^\circ$  from horizontal and  $7^\circ$  from the seafloor.

宮城県沖のプレート境界モデル  
(2次元動的破壊シミュレーションモデル)  
Kozdon and Dunham (2013)



**Figure 11.** (a) Influence of horizontal extent  $W$  of shallow velocity-strengthening region on cumulative slip (plotted every 5 s). Shown for maximum effective normal stress  $\bar{\sigma}_{max} = 40$  MPa and seismogenic depth  $D = 45$  km. (b) Horizontal and (c) vertical seafloor displacement compared with various observations (dashed line). The color version of this figure is available only in the electronic edition.

動的破壊シミュレーションによる付加体の幅と  
断層すべり量、水平・上下変位の関係  
Kozdon and Dunham (2013) に一部加筆



**Figure 17.** Map view of the low velocity sedimentary units observed on MCS sections in the Japan Trench margin. Small dots represent background seismicity taken from JMA (Japan Meteorological Agency) HypoCatalog.

日本海溝沿いにおける付加体 (低速度堆積物) の分布  
Tsuru et al. (2002) に一部加筆

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (66/128)



## 基準波源モデル① (4/15) : 大きなすべりが生じる構造的特徴 (2/5)

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-70再掲

## 海溝軸付近における島弧地殻の地震波速度

- 地震波トモグラフィの結果から、3.11地震で大きなすべりが発生した宮城県沖に顕著な高速度域があることを確認し、海溝軸付近に比較的高速度域の島弧地殻が分布することと3.11地震の大きなすべりには関連があるとされている。

Liu and Zhao (2018) による

以上から、海溝軸付近に比較的高速度域の島弧地殻が分布する箇所で大きなすべりが発生すると考えられる。

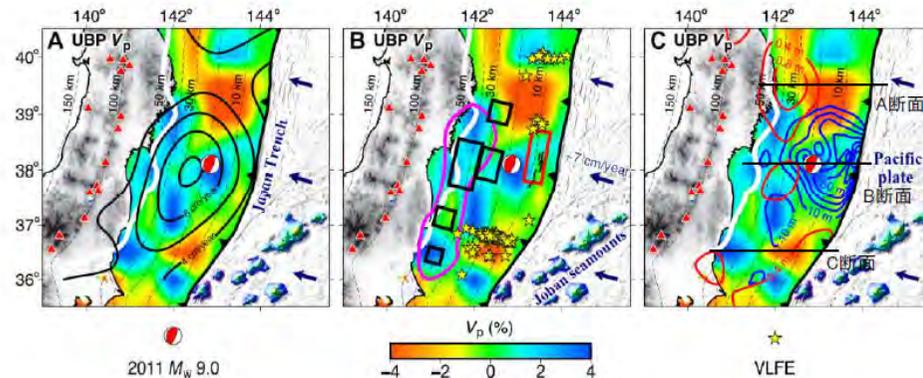


Fig. 4.  $V_p$  tomography and characteristics of the 2011 Tohoku-oki earthquake. The colors in (A) to (C) show  $V_p$  tomography along the UBP obtained by this study. Black bold contour lines in (A) denote the back-slip rate (5). In (B), the yellow stars mark epicenters of very low frequency earthquakes (VLFs) (24); the red rectangle denotes a slow slip event (22) preceding the 2011 Tohoku-oki earthquake; the black rectangles show locations of coseismic strong ground motions (39); the magenta contour line marks the site of coseismic high-frequency P-wave radiation with a relatively low seismic moment during the 2011 Tohoku-oki earthquake (40); and the black short lines near the trench indicate seafloor traces of normal faults (34). The blue and red contour lines in (C) denote the coseismic slip (2) and the afterslip (43), respectively. The other labeling is the same as that in Fig. 2.

P波速度分布と3.11地震のすべり量分布等との関係  
Liu and Zhao (2018) に一部加筆

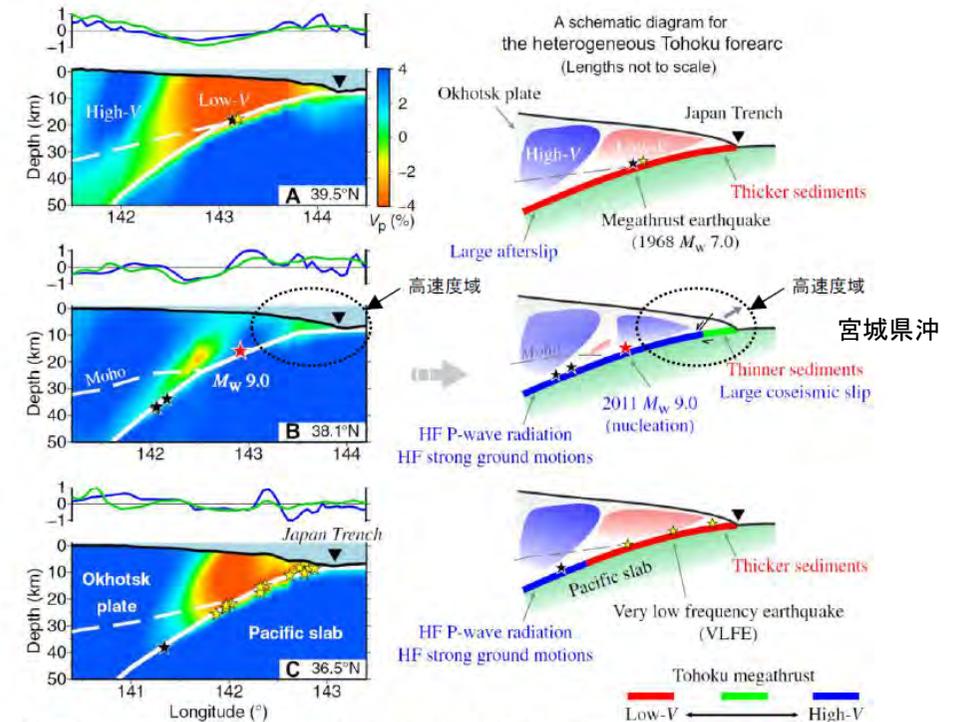


Fig. 5. Vertical cross sections of  $V_p$  tomography (left) and corresponding cartoons (right). The east-west vertical cross sections are along the three profiles shown in Fig. 1C. The normalized residual topography (blue line) and gravity (green line) along each profile are shown at top each cross section. The red and blue colors in (A) to (C) denote low and high  $V_p$  perturbations, respectively, whose scale is shown beside (A). The white bold and dashed lines in (A) to (C) denote the UBP and the forearc Moho, respectively. The red star denotes the mainshock hypocenter of the 2011 Tohoku-oki earthquake ( $M_w$  9.0). The black and yellow stars indicate other megathrust earthquakes ( $M_w$  7.0 to 8.0) during 1917 to 2017 and the VLFs (24) within a 40-km width of each profile, respectively. Note that the hypocenters of the VLFs and the megathrust earthquakes are set on the UBP, because their accurate focal depths are unclear for most of them. The reverse triangle denotes the Japan Trench axis. HF, high frequency. In the right panels, the red, green, and blue lines denote low-, normal-, and high- $V_p$  anomalies atop the subducting Pacific plate, respectively, according to the tomographic results of this study. The gray dashed line denotes the forearc Moho.

プレート境界におけるP波速度分布とそのイメージ  
Liu and Zhao (2018) に一部加筆

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (67/128)

## 基準波源モデル① (5/15) : 大きなすべりが生じる構造的特徴 (3/5)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-71再掲

## プレート境界の構造的特徴

- 機器観測された全ての巨大地震は、滑らかな地形が沈み込む海域で発生し、起伏の激しい地形を伴うプレート境界ではクリープしており、超巨大地震は発生していないとされている。
- また、沈み込む海山は、起伏の激しい地形の典型例であり、海山が沈み込む領域では中小規模の地震を伴うが、大地震を発生する証拠は得られておらず、3.11地震の破壊の南側の停止は、フィリピン海プレートが下盤となる位置ではなく、海山が沈み込む領域で生じたとされている。  
Wang and Bilek (2014) による

以上から、プレート境界が滑らかな形状を呈する沈み込む海域で大きなすべりが発生すると考えられる。

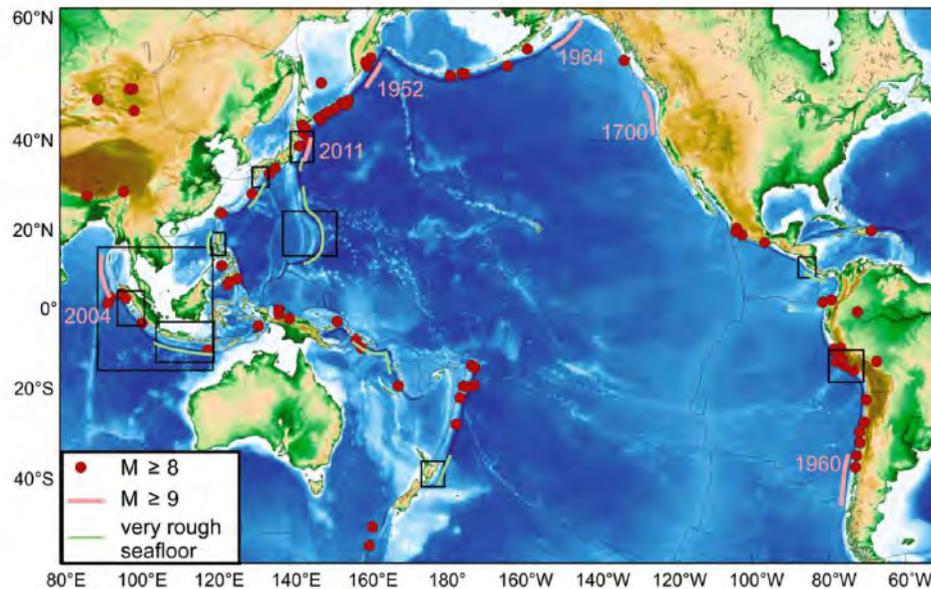


Fig. 1. World map showing general lack of correlation between rugged subducting seafloor and great megathrust earthquakes and showing locations of map areas of Fig. 2 through 10 at 14. Rupture extents of giant ( $M_w \geq 9$ ) events are indicated with pink lines. Epicentre locations of other great (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

起伏の激しい海底と巨大地震の発生位置の分布  
Wang and Bilek (2014)

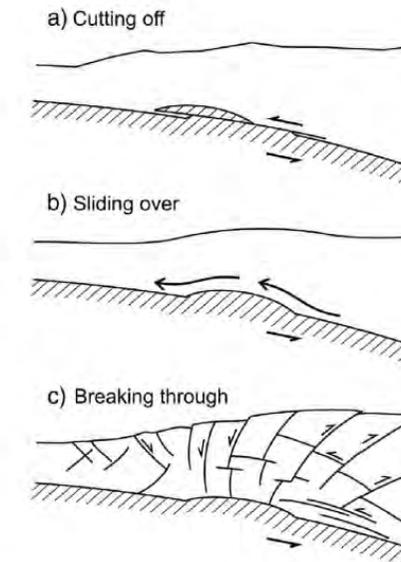


Fig. 11. Scenarios of seamount subduction seen in the literature. (a) "Cutting off": The top part of the entire seamount is sheared off. (b) "Sliding over": The upper plate frictionally slides over the seamount without severe internal damage. (c) "Breaking through": The seamount forces its way through by severely damaging its surrounding and itself (modified from Wang and Bilek (2011)). We consider (a) unlikely and (b) mechanically impossible. Scenario (c) is supported by field observations and sandbox experiments.

沈み込む海山とプレート境界上盤のシナリオ  
Wang and Bilek (2014)

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (68/128)

## 基準波源モデル① (6/15) : 大きなすべりが生じる構造的特徴 (4/5)

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.2.1-72再掲

## スロー地震活動域

- 防災科学技術研究所のS-netによる地震記録や、その他の地震学的及び測地学的な観測記録を使用して、日本海溝沿いで発生している地震現象（テクトニック微動、超低周波地震、スロースリップ、群発地震、小繰り返し地震）の空間分布から、スロー地震多発域（三陸沖北部、茨城県沖）と3.11地震の破壊が停止した領域が一致する一方で、3.11地震で大きなすべりが生じた宮城県沖のスロー地震活動は低調であったとされている。
- また、スロー地震が多発している茨城県沖は、沈み込む海山等の不均質な地質構造に対応していることから、同領域は周囲との摩擦特性が異なり、2012年にコスタリカで発生した地震（Mw7.6）や2016年にエクアドルで発生した地震（Mw7.8）のように、地震の破壊を妨げる領域の可能性があるとされている。

Nishikawa et al. (2019) による

以上から、スロー地震が低調である箇所では大きなすべりが発生すると考えられる。

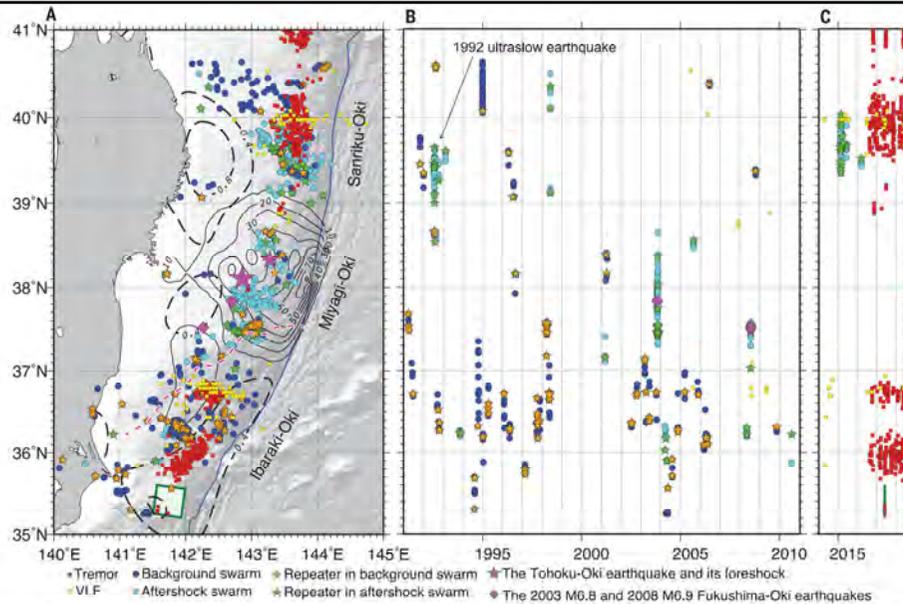


Fig. 3. Slow earthquake activity in the Japan Trench. (A) Epicenters of the tectonic tremors, VLFs, and earthquake swarms containing repeaters. Red squares indicate tremors with a duration of 80 s or longer. Yellow squares denote VLFs. Blue circles represent events of background swarms containing repeaters (orange stars). Cyan circles are events of afterswarm swarms containing repeaters (green stars). The green square denotes the June 2017 SSE. Magenta diamonds indicate the 2003 M 6.8 and 2008 M 6.9 Fukushima-Oki earthquakes. Magenta large stars

denote the epicenters of the Tohoku-Oki earthquake and its largest foreshock (M<sub>w</sub> 7.3). The solid and dashed black contours indicate the coseismic slip (17) and afterslip (20) distributions of the Tohoku-Oki earthquake at 10-m and 0.4-m intervals, respectively. The magenta dashed line indicates the forearc segment boundary (24). (B and C) Space-time distributions of the tectonic tremors, VLFs, and earthquake swarms containing repeaters during the 1991–2010 and 2014–2018 time periods, respectively.

日本海溝におけるスロー地震活動  
Nishikawa et al. (2019)

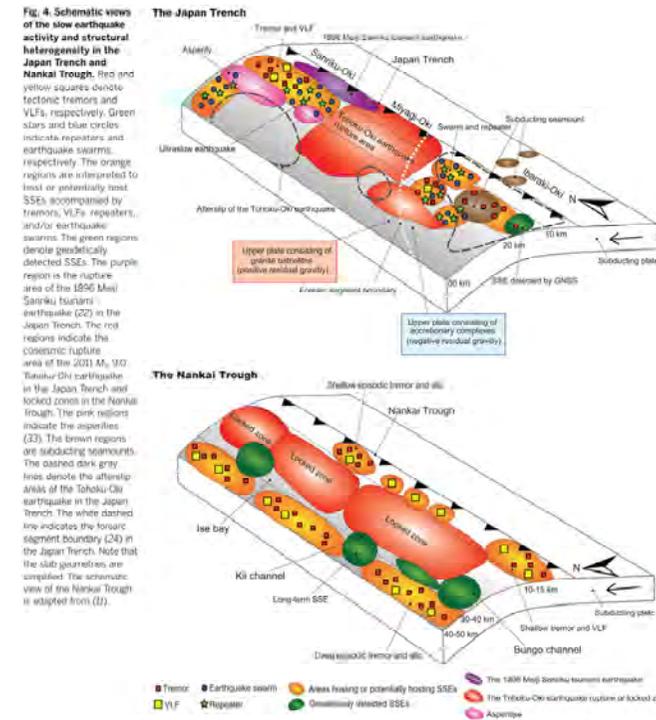


Fig. 4. Schematic views of the slow earthquake activity and structural heterogeneity in the Japan Trench and Nankai Trough. Green stars and blue circles indicate repeaters and earthquake swarms, respectively. The orange regions are interpreted to host or potentially host SSEs accompanied by tremors, VLFs, repeaters, and/or earthquake swarms. The green regions denote geologically detected SSEs. The purple region is the rupture area of the 1896 Meiji Sanriku tsunami earthquake (22) in the Japan Trench. The red regions indicate the coseismic rupture area of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake in the Japan Trench and locked zones in the Nankai Trough. The pink regions indicate the asperities (23). The brown regions are subducting seamounts. The dashed dark gray lines denote the afterslip area of the Tohoku-Oki earthquake in the Japan Trench. The white dashed line indicates the forearc segment boundary (24) in the Japan Trench. Note that the site geometries are completed. The schematic view of the Nankai Trough is adapted from (22).

日本海溝および南海トラフにおけるスロー地震活動と  
構造的不均質性の関係 (概略図)  
Nishikawa et al. (2019)

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（69/128）

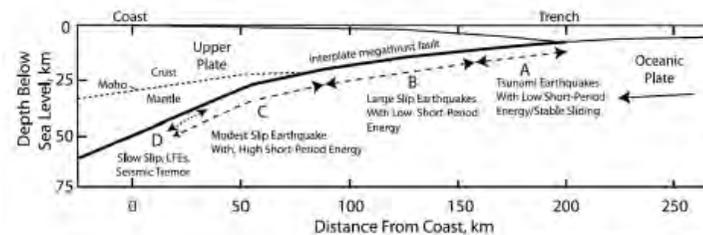
### 基準波源モデル①（7/15）：大きなすべりが生じる構造的特徴（5/5）

第1023回審査会合

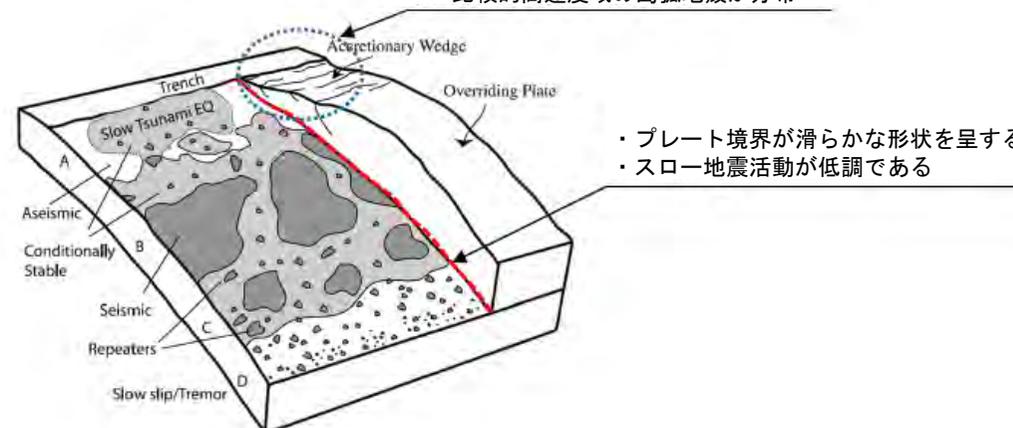
資料1-1 P. 3. 2. 1-73再掲

#### まとめ

- 3.11地震時に大きなすべりが生じた宮城県沖のテクトニクスの背景及び地震学的見地等から、大きなすべりが生じるプレート境界は以下の構造的特徴を有するものと考えられる。
  - ✓ 付加体の幅が狭い。（P. 69）
  - ✓ 海溝軸付近には比較的高速度域の島弧地殻が分布する。（P. 70）
  - ✓ プレート境界が滑らかな形状を呈する。（P. 71）
  - ✓ スロー地震活動が低調である。（P. 72）



- ・付加体の幅が狭い
- ・比較的高速度域の島弧地殻が分布



- ・プレート境界が滑らかな形状を呈する
- ・スロー地震活動が低調である

大きなすべりを発生させるプレート境界の構造的特徴※

※：Lay et al. (2012) によるプレート境界の領域区分図を引用

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (70/128)

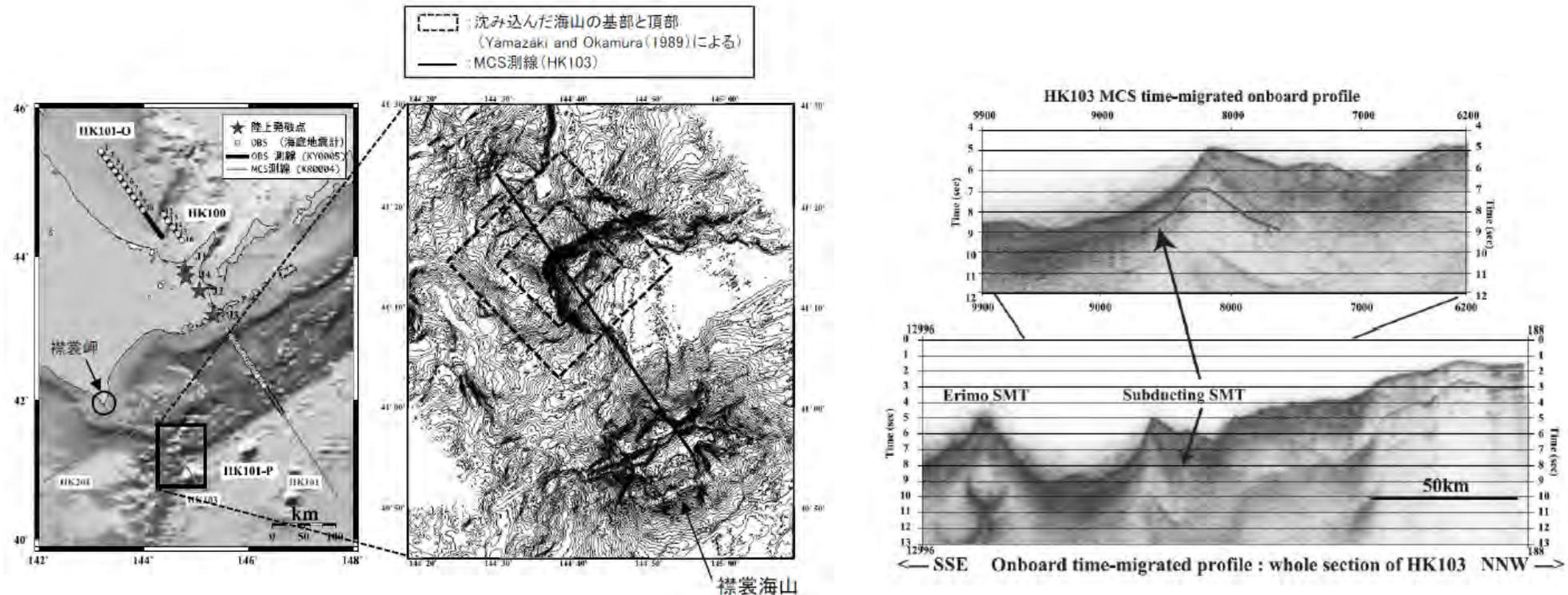


基準波源モデル① (8/15) : 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性 (1/6)

襟裳岬沖の沈み込む海山

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-74再掲

- 襟裳岬沖の海溝軸海側には襟裳海山が存在し、その陸側斜面下には、地磁気異常から沈み込んだ海山が存在するとされている。  
Yamazaki and Okamura (1989) による
- 襟裳海山周辺を対象としたマルチチャンネル反射法探査、海底地形精査・地磁気・重力異常探査を実施し、海底地形図（下：中央図）、襟裳海山及び沈み込む海山直上を北西-南東に横切るMCS処理記録（下：右図）から、沈み込む海山を明瞭にイメージされている。  
木戸ほか (2002) による



沈み込んだ海山付近の海底地形  
木戸ほか (2002) に一部加筆

襟裳海山及び沈み込む海山直上のプロファイル  
(MCS処理記録 (測線: HK103))  
木戸ほか (2002)

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (71/128)

基準波源モデル① (9/15) : 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性 (2/6)

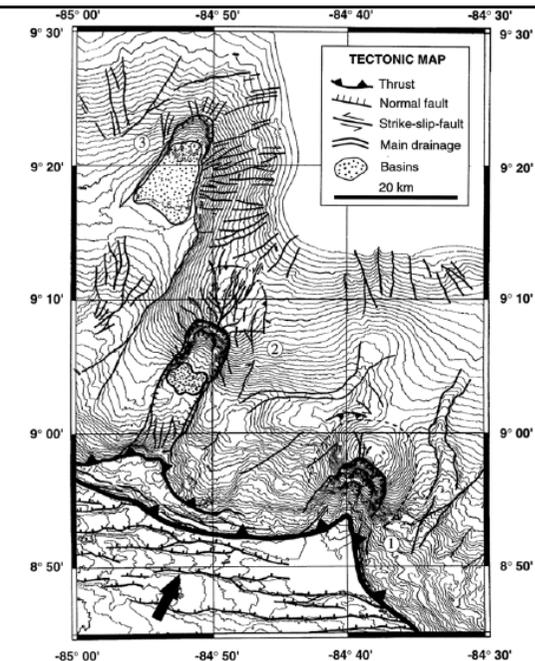
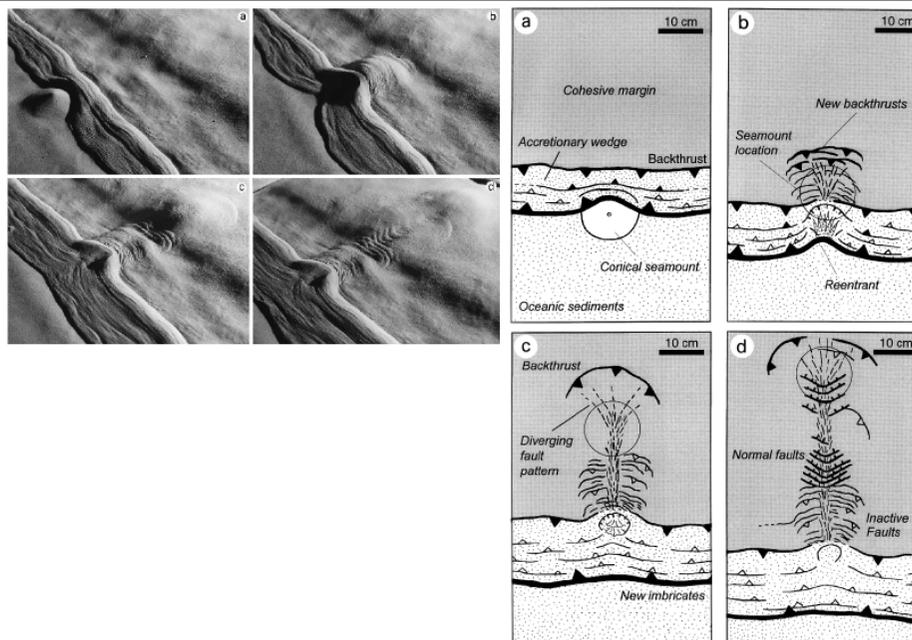
沈み込む海山と上盤プレートの相互作用

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-75再掲

• Dominguez et al. (1998) は、海山の沈み込みによる陸側斜面の構造的特徴について、海山の沈み込みを模した砂箱実験とコスタリカ沖中米海溝陸側斜面の実地形との比較から、次のとおり整理している。

- ✓ 沈み込んでいく海山の前面には、海側に傾斜するバックスラストが形成され、海山の進行とともに新たに陸側に形成されるとともに、沈み込んでいる海山の頂上付近から陸側のバックスラストへ発散していく横ずれ断層のネットワークが形成される。
- ✓ 海山が完全に沈み込み、海山の海側で再び付加体が形成され始め、沈み込む堆積物の底付けが行われるようになると、海山の海側には陸側に傾斜する正断層群が形成される。

前頁及び以上から、日本海溝・千島海溝島弧会合部付近には襟裳岬沖に沈み込む海山が存在し、この海側で付加帯が形成されると考えられる。



砂箱を用いた実験に基づく沈み込む海山による陸側斜面の変形構造 (左: 実験, 右: 模式図)  
Dominguez et al. (1998)

コスタリカ沖の海底地形図 (○数字: 沈み込む海山位置)  
Dominguez et al. (1998)

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (72/128)



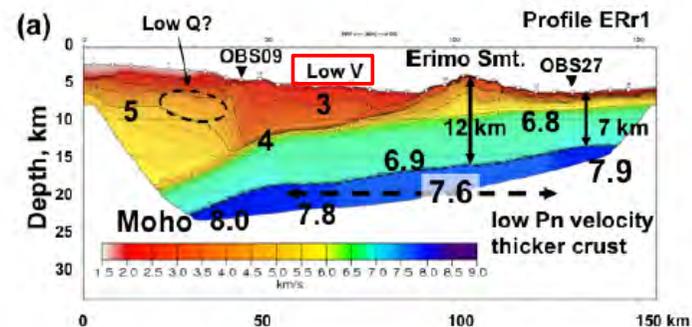
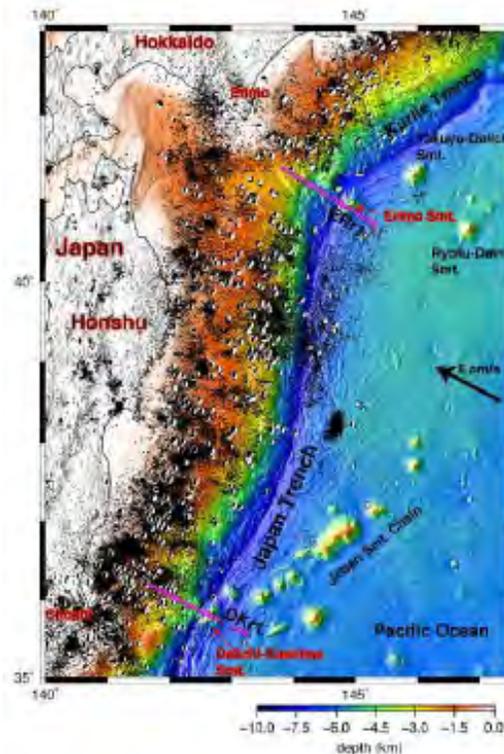
基準波源モデル① (10/15) : 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性 (3/6)

襟裳岬沖の沈み込む海山付近の地殻構造

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-76再掲

- 襟裳海山とその陸側に沈み込む海山を横切る地震波トモグラフィーから、典型的なプレート境界の構造と比較して、襟裳海山は地殻が厚く、海溝軸付近の陸側のプレートについては、沈み込む海山の影響により低速度の島弧地殻が分布するとされている。  
Nishizawa et al. (2009) による

以上から、日本海溝・千島海溝島弧会合部付近の海溝軸付近の陸側のプレートには沈み込む海山の影響による低速度の島弧地殻が分布すると考えられる。



襟裳海山 (a) とその陸側に沈み込む海山を横切る地震波トモグラフィー (Vp)  
Nishizawa et al. (2009)

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (73/128)



#### 基準波源モデル① (11/15) : 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性 (4/6)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-77再掲

#### 島弧会合部のテクトニクス背景

- 千島海溝南西端は、日本海溝との島弧会合部に位置し、その会合部（衝突帯）では、日高山脈が形成されている（日高造山運動）。
- 千島弧はその下部地殻内で上下に裂けて分離（デラミネーション）するとともに、上部地殻を含めて上半分は日高主衝上断層によって西側に衝上し、上部マントルを含めて下半分は下降する。一方、東北日本弧側はデラミネーションした千島弧のなかに楔（ウェッジ）状に突入する。

以上から、日本海溝・千島海溝島弧会合部付近のプレート境界は複雑な形状を呈すると考えられる。

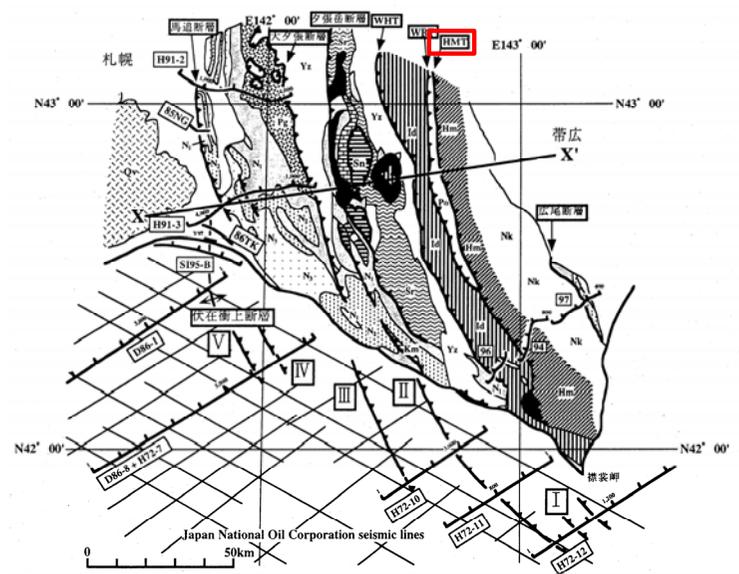


図1 日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地質概略と主な反射法地震探査測線図。X-X'は図2の断面位置を示す。伊藤ら(1999)を改変。  
 【地質】主として、地質調査所(1982, 1996)による。Nk: 中の川層群, Hm: 日高変成岩類(主帯), Po: ボロシリ・オフィオライト(西帯), Id: イドンナップ帯, Yz: 蝦夷層群, Sr: 空知層群, Km: 神威古潭変成岩類, Sn: 沙流川層一ニセウ層, Pg: 古第三系, N1~N3: 地質調査所(1982)に同じ。Qv: 第四紀火山岩類。  
 【測線】94・96・97: 日高深部構造反射法探査, 85NG・86TK: 浅野ら(1990), Y97: 佐藤ら(1998), その他の測線は石油公団(1973, 1987, 1993, 1996)。

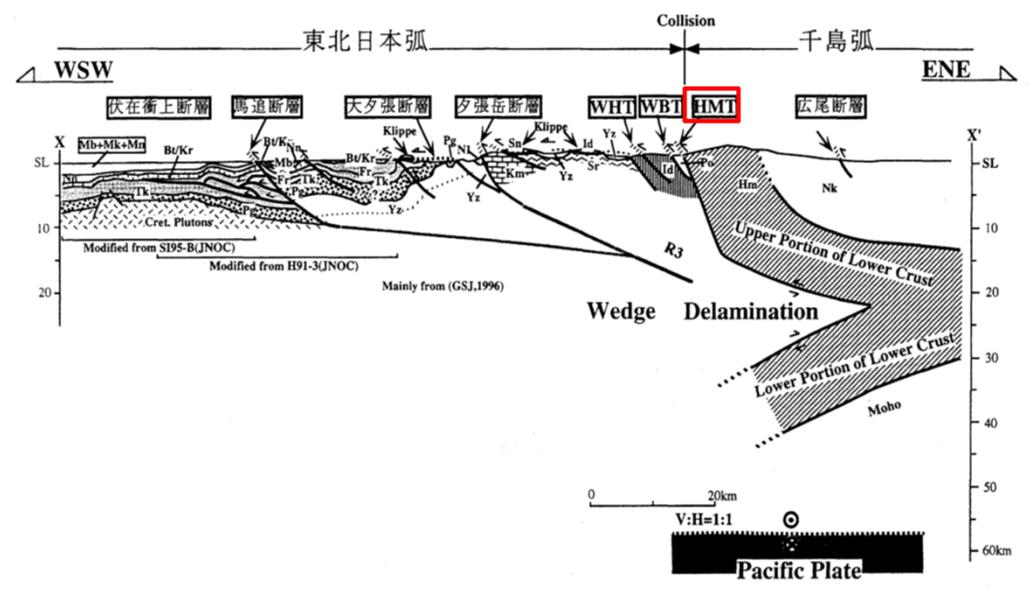


図2 日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造断面図。断面線の位置は図1のX-X'。断面図下に主要な出典を示した。略称は図1に同じ。Ito et al. (1998) および伊藤ら(1999)を改変。  
 伊藤(2000)に一部加筆

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (74/128)



## 基準波源モデル① (12/15) : 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性 (5/6)

## スロー地震活動域

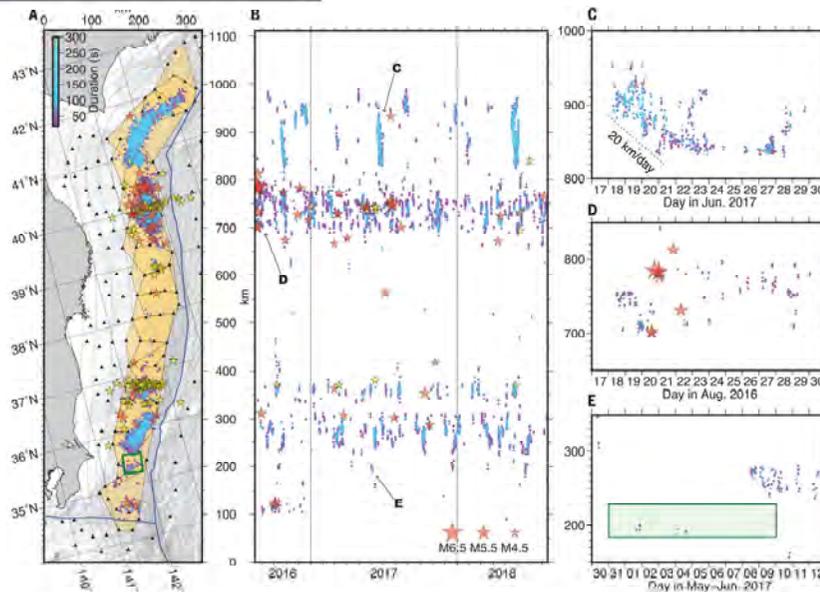
第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-78再掲

- 防災科学技術研究所のS-netによる地震記録から日本海溝及び千島海溝（南部）沿いで発生している地震現象を整理し、島弧会合部付近における浅部領域（深さ約20km以浅）にスロー地震活動域が存在するとされている。

Nishikawa et al. (2019), Tanaka et al. (2019) による

以上から、日本海溝・千島海溝島弧会合部付近の浅部領域にスロー地震活動域が存在すると考えられる。

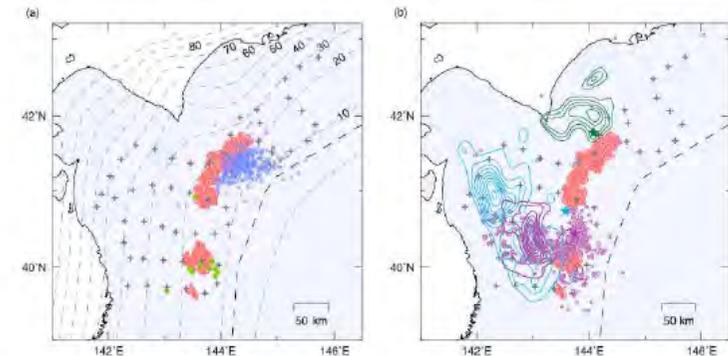
●～●: スロー地震発生位置  
☆: 超低周波地震, 地震 (M>4.5) 発生位置



**Fig. 1. Tremor activity in the Japan Trench.** (A) Epicenters of the tectonic tremors. Dots indicate the epicenters of the tremors, which are colored according to their duration (see the color scale). Yellow and red stars are VLFs and M > 4.5 ordinary earthquakes, respectively, with the ordinary earthquake epicenters taken from the Japan Meteorological Agency (JMA) catalog. Black triangles are S-net observatories. The green square denotes the June 2017 SSE that was detected by our GNSS analysis.

The orange shaded polygons indicate the 18 overlapping subregions used for our tremor detection. The top of the Pacific Plate is indicated by the black contours at 10-km depth intervals. (B) Space-time distribution of the tectonic tremors. We used Japanese Standard Time (JST, UTC + 9 hours). The vertical lines indicate 1 January 2017 and 1 January 2018. (C to E) Enlarged views of (B). The green shaded region in (E) denotes the spatiotemporal extent of the June 2017 SSE.

○: テクニック微動活動発生位置  
◆, ×: 超低周波地震発生位置  
+: 観測機器設置位置  
—: 1968年十勝沖地震のアスぺリティ  
—: 1994年三陸沖地震のアスぺリティ  
○: 余震  
—: 2003年十勝沖地震のアスぺリティ  
☆: 各地震の震央



**Figure 3.** Locations of tremor sources determined in this study (red circles). (a) Comparison with locations of very low frequency earthquakes determined by an array signal processing method (blue crosses; Asano et al., 2008) and a cross-correlation analysis (light green diamonds; Matsuzawa et al., 2015) using land-based stations. Broken lines indicate contours of the depths to the plate interface at 10-km intervals defined by Kita et al. (2010) and Nakajima and Hasegawa (2006). (b) Comparison with the epicenters (stars) and slip distributions (contours) of the 1968 Tokachi-Oki (light blue; Yamanaka & Kikuchi, 2004), 1994 Sanriku-Oki (purple; Nagai et al., 2001), and 2003 Tokachi-Oki earthquakes (green; Yamanaka & Kikuchi, 2003). Purple circles denote 7-day aftershocks ( $M \geq 3.0$ ) of the 1994 Sanriku-Oki earthquake listed in the Japan Meteorological Agency earthquake catalog. Plus signs indicate the stations used in the analysis.

島弧会合部付近におけるスロー地震活動域と  
既往地震のアスぺリティ分布の比較  
Tanaka et al. (2019)

日本海溝及び千島海溝（南部）のスロー地震活動  
Nishikawa et al. (2019)

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（75/128）



基準波源モデル①（13/15）：日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性（6/6）

まとめ

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-79再掲

- 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性について検討した結果、日本海溝・千島海溝島弧会合部付近は、そのテクトニクス背景及び地震学的見地から、大すべりが発生するプレート境界の構造的特徴を有していないことから、3.11地震時に見られたような大すべりが発生する可能性は極めて低いと考えられる。

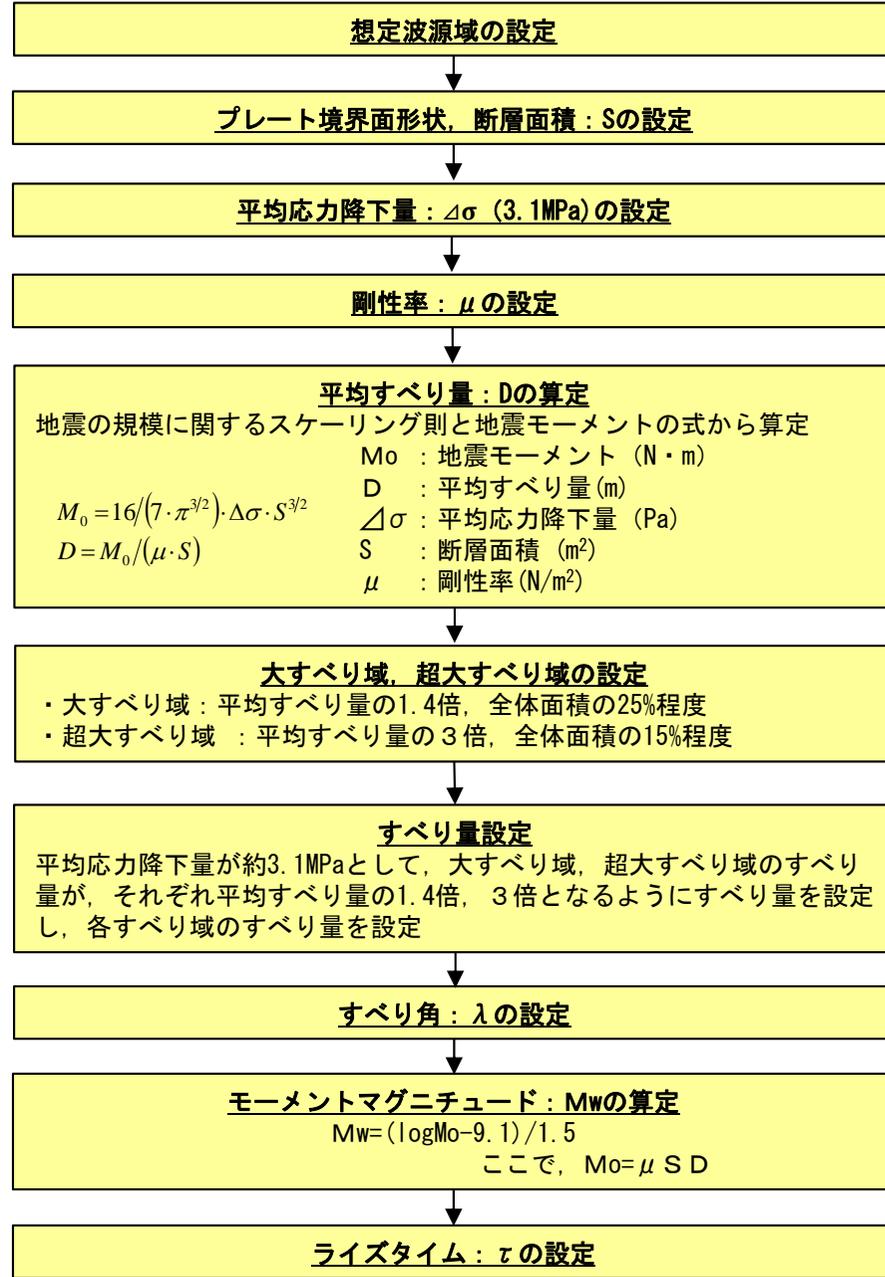
大きなすべりが生じる 3.11地震等のプレート境界の構造的特徴 (P. 73)	比較 ⇔	日本海溝・千島海溝島弧会合部付近の テクトニクス背景及び地震学的見地
<ul style="list-style-type: none"> <li>付加体の幅が狭い。</li> </ul>	整合しない	<ul style="list-style-type: none"> <li>付加体の幅が広い。(P. 69)</li> <li>襟裳岬沖に沈み込む海山が存在し、この海側で付加帯が形成される。(P. 74, P. 75)</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>海溝軸付近には比較的高速度域の島弧地殻が分布する。</li> </ul>	整合しない	<ul style="list-style-type: none"> <li>海溝軸付近の陸側のプレートには沈み込む海山の影響による低速度の島弧地殻が分布する。(P. 76)</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>プレート境界が滑らかな形状を呈する。</li> </ul>	整合しない	<ul style="list-style-type: none"> <li>プレート境界は複雑な形状を呈する。(P. 77)</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>スロー地震活動が低調である。</li> </ul>	整合しない	<ul style="list-style-type: none"> <li>浅部領域にスロー地震活動域が存在する。(P. 78)</li> </ul>

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (76/128)

## 基準波源モデル① (14/15) : まとめ (1/2)

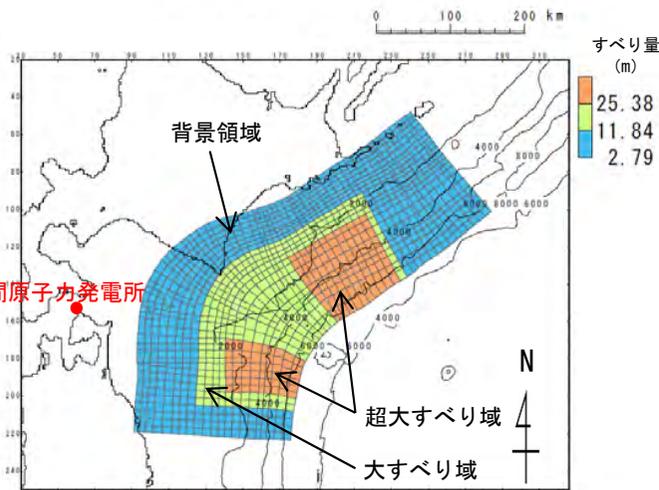
- 右のフロー及び設定根拠に基づき、3.11地震・津波の知見を反映（広域津波痕跡高の再現性を考慮）した岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の基準波源モデルを設定した。（基準波源モデル①）

### 3.11地震・津波の知見を反映（広域津波痕跡高の再現性を考慮）した基準波源モデル (P.6参照) の設定フロー



#### 設定根拠

- 既往地震, 固着及び破壊伝播に関する検討に基づき, 青森県東方沖及び岩手県沖北部から根室沖に設定 →P.9~P.38
- 地震調査研究推進本部 (2004, 2012) の微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線より, 地震発生域の深さの下限 (60km) から海溝軸までを考慮 →P.45, P.46
- 杉野ほか (2014) に基づき, 平均応力降下量3.1MPaを考慮
- 地震波速度や密度に関する既往研究に基づき  $5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$  に設定 (土木学会 (2016) 等) →P.47, P.48
- 杉野ほか (2014) に基づき設定 →P.58
- すべり角は, 陸側プレートのずれの向きに基づいて設定 (中央防災会議 (2006)) →P.49
- 平均的に利用されている値を参考に 3.11地震の解析結果も踏まえ60sに設定 (内閣府 (2012)) →P.50



3.11地震・津波の知見を反映（広域津波痕跡高の再現性を考慮）した基準波源モデル

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (77/128)

第1023回審査会合



資料1-1 P.3.2.1-81再掲

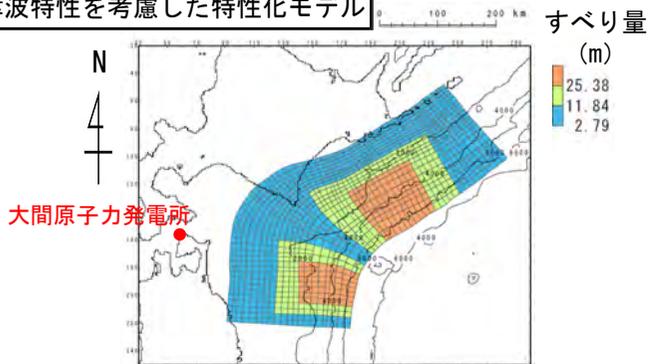
## 基準波源モデル① (15/15) : まとめ (2/2)

- 基準波源モデル①は、岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル (P.65参照) に対し、以下の保守性を考慮して設定する。
  - ✓ 日本海溝・千島海溝島弧会合部は、そのテクトニクス背景及び地震学的見地から、3.11地震で見られた大きなすべりが発生する可能性は極めて低いと考えられるため超大すべり域は配置しないが、保守的観点から同領域に大すべり域を設定する。なお、この際、杉野ほか (2014) の面積比率を保持する位置に超大すべり域及び大すべり域を移動させた。

基準波源モデル①のパラメータ

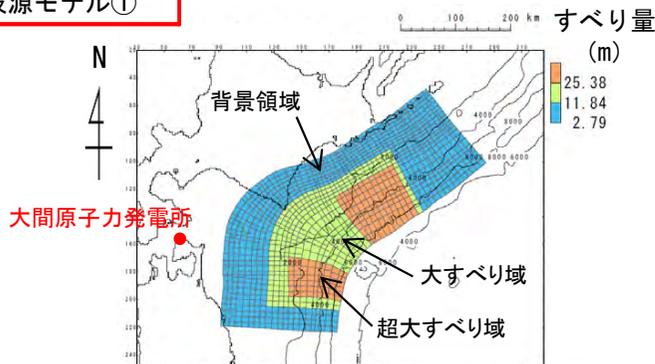
項目	基準波源モデル① 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備考 【設計値】
モーメントマグニチュード Mw	9.06	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	9.05
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—
断層面積 S (km <sup>2</sup> )	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.26	杉野ほか (2014) (設計値3.1MPa)	3.1
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$	土木学会 (2016)	—
地震モーメント Mo (N・m)	$4.92 \times 10^{22}$	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	$4.67 \times 10^{22}$
平均すべり量 D (m)	8.90	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	8.46
すべり量	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (63,895km <sup>2</sup> , 57.8%)	2.79 (66,283km <sup>2</sup> , 60%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (27,829km <sup>2</sup> , 25.2%)	11.84 (27,618km <sup>2</sup> , 25%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (18,748km <sup>2</sup> , 17.0%)	25.38 (16,571km <sup>2</sup> , 15%)
すべり角 $\lambda$ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—
ライズタイム $\tau$ (s)	60	内閣府 (2012)	—

岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル



保守性を考慮

基準波源モデル①

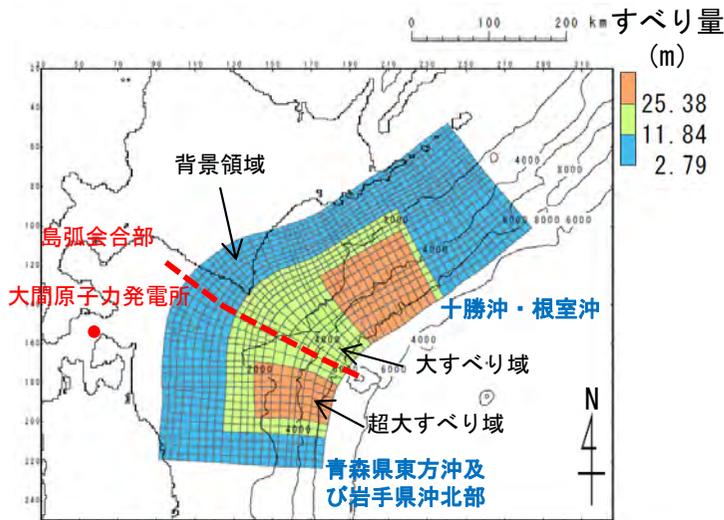


### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (78/128)

#### 基準波源モデル①：まとめ (補足)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-82再掲

基準波源モデル①の詳細パラメータ



基準波源モデル①

		基準波源モデル① 【モデル化後の値】	備考 【設計値】	
モーメントマグニチュード Mw		9.06	9.05	
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.26	3.1	
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )		$5.0 \times 10^{10}$	—	
地震モーメント $M_0$ (N・m)		$4.92 \times 10^{22}$	$4.67 \times 10^{22}$	
平均すべり量 D (m)		8.90	8.46	
波源全体	面積 S (km <sup>2</sup> )	110,472	—	
	すべり量	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (63,895km <sup>2</sup> , 57.8%)	2.79 (66,283km <sup>2</sup> , 60%)
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (27,829km <sup>2</sup> , 25.2%)	11.84 (27,618km <sup>2</sup> , 25%)
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (18,748km <sup>2</sup> , 17.0%)	25.38 (16,571km <sup>2</sup> , 15%)
青森県 手県東方沖及び び岩	面積 S (km <sup>2</sup> )	40,959	—	
	すべり量	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (23,789km <sup>2</sup> , 58.1%)	2.79 (24,575km <sup>2</sup> , 60%)
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (10,531km <sup>2</sup> , 25.7%)	11.84 (10,240km <sup>2</sup> , 25%)
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (6,639km <sup>2</sup> , 16.2%)	25.38 (6,144km <sup>2</sup> , 15%)
十勝沖・ 根室沖	面積 S (km <sup>2</sup> )	69,513	—	
	すべり量	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (40,106km <sup>2</sup> , 57.7%)	2.79 (41,708km <sup>2</sup> , 60%)
		大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (17,298km <sup>2</sup> , 24.9%)	11.84 (17,378km <sup>2</sup> , 25%)
		超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (12,109km <sup>2</sup> , 17.4%)	25.38 (10,427km <sup>2</sup> , 15%)

注：各領域における面積比率はその領域面積に対する比率を記載

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（79/128）



## 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（1/7）

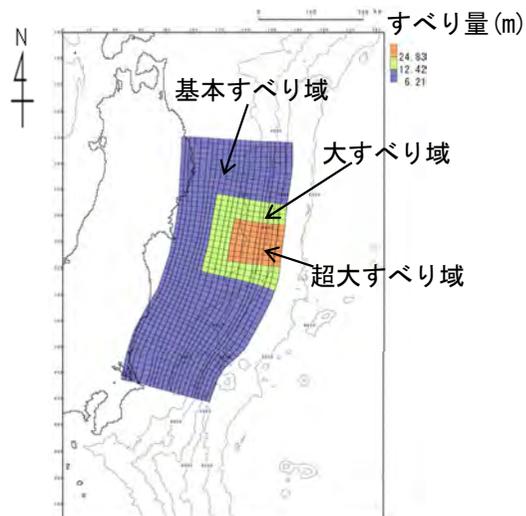
## 設定方針

 第1023回審査会合  
 資料1-1 P.3.2.1-83再掲

- 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※から得られた知見，及び3.11地震における大すべりの発生形態から得られた知見（＝広域の津波特性を考慮した特性化モデルと共通）（P.62参照）を踏まえ，青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルを設定する。
- なお，青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ，保守性を確保する観点から，最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりを考慮して特性化モデルを設定する。

## [3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルから得られた知見]

- 大すべり域・超大すべり域のすべり量等：内閣府（2012）に示されるすべり量，面積比率を踏まえて設定する。
  - ✓ 大すべり域：津波断層の基本すべり量の2倍，全体面積の20%程度（超大すべり域を含む）
  - ✓ 超大すべり域：津波断層の基本すべり量の4倍，全体面積の5%程度
- 大すべり域・超大すべり域の設定に伴う地震モーメントの調整方法：3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現するためには，波源領域全体でMwを調整する必要がある。



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル

## 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのパラメータ

		宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化波源モデル【モデル化後の値】	備考【設計値】
モーメントマグニチュード <sup>*</sup> Mw		9.04	9.02
面積 S (km <sup>2</sup> )		107,357	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)		3.13	3
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )		$5.0 \times 10^{10}$	—
地震モーメント Mo (N・m)		$4.52 \times 10^{22}$	$4.33 \times 10^{22}$
平均すべり量 D (m)		8.43	8.07
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	6.21 (85,165km <sup>2</sup> , 79.3%)	6.21 (85,885km <sup>2</sup> , 80%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	12.42 (14,114km <sup>2</sup> , 13.2%)	12.42 (16,104km <sup>2</sup> , 15%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	24.83 (8,078km <sup>2</sup> , 7.5%)	24.83 (5,368km <sup>2</sup> , 5%)
ライズタイム $\tau$ (s)		60	—

※第1023回審査会合 資料1-2 「4-2-2.2011年東北地方太平洋沖地震による津波等の再現性確認」参照

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（80/128）



## 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（2/7）

## 大すべり域・超大すべり域の位置

（基準波源モデル①のうち青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域の設定方針と共通）

第1023回審査会合

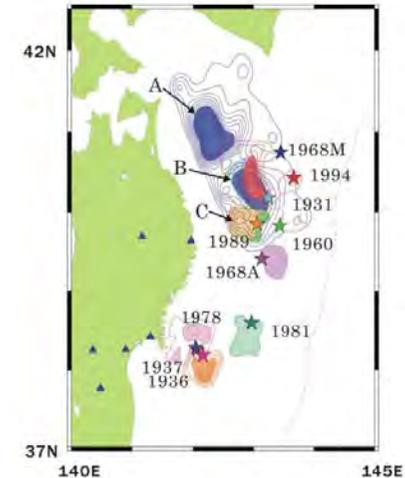
資料1-1 P.3.2.1-84再掲

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

以上の地震学的見地を踏まえ、大すべり域・超大すべり域を配置する。

## 【超大すべり域が1つのケースの位置の設定について】

- 広域の津波特性を考慮した特性化モデル（P. 65）については、超大すべり域が2つであるため、北海道東部沿岸と青森県北部太平洋沿岸の津波堆積物を考慮し、これらに正対する海域にそれぞれ超大すべり域を設定した。
- 一方、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定する特性化モデル（P. 89）は、超大すべり域が1つであり、日本海溝・千島海溝島弧会合部を跨がずに設定するものであるため、北海道東部沿岸と青森県北部太平洋沿岸の津波堆積物のうち、敷地に与える影響が大きい沿岸に正対する位置に配置する。
- 島弧会合部は、北海道の襟裳岬から東南東方の海域へ続いていることを考慮すると、津軽海峡開口部（津軽海峡への入り口）が位置する海域と同じ海域である青森県東部沿岸に正対する海域に超大すべり域を配置することが、大間地点の敷地へ及ぼす津波高の影響が大きくなると考えられる。
- なお、第1023回審査会合 資料1-2 P. 4. 3-8に示すとおり、超大すべり域の形状はやや異なるものの、青森県東部沿岸の沖合から北海道東部沿岸の沖合に超大すべり域の位置を移動させた場合の、敷地に及ぼす津波高の検討を行った結果、青森県東部沿岸の沖合に超大すべり域を配置（S1配置）したケースのスペクトル強度がほぼ全ての周期で上回っており、超大すべり域を青森県東部沿岸の沖合いに配置することは妥当と考えられる。



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

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（81/128）



#### 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（3/7）

大すべり域・超大すべり域のすべり量分布

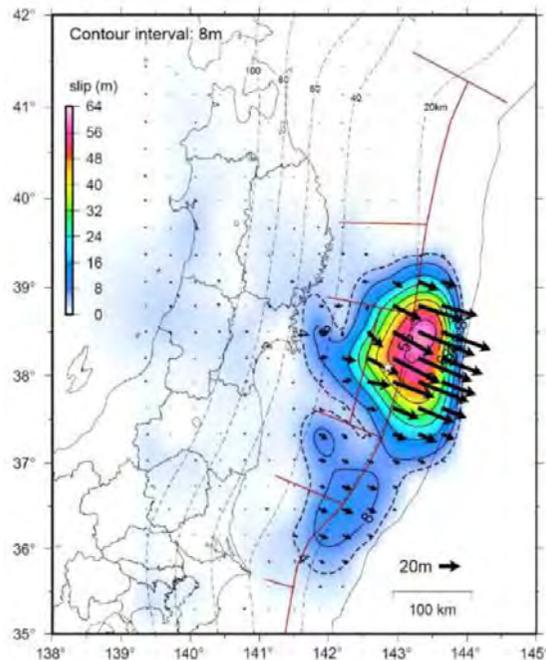
（基準波源モデル①のうち青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域の設定方針と共通）

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-85再掲

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生している既往地震の震源深さ（約20km）は、3.11地震時に宮城県沖の浅部領域をオーバーシュートさせた（破壊の起点となった）震源深さと同程度である。

地震調査研究推進本部（2012），Yamanaka and Kikuchi(2004) による

以上から、3.11地震における宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量分布を設定する。



星印は本震の震央、点線はプレート境界面の深さ、ベクトル(→)は計算によって求めた地下のプレート境界面上でのすべりを示す。

3.11地震時の震源位置とすべり分布  
地震調査研究推進本部（2012）

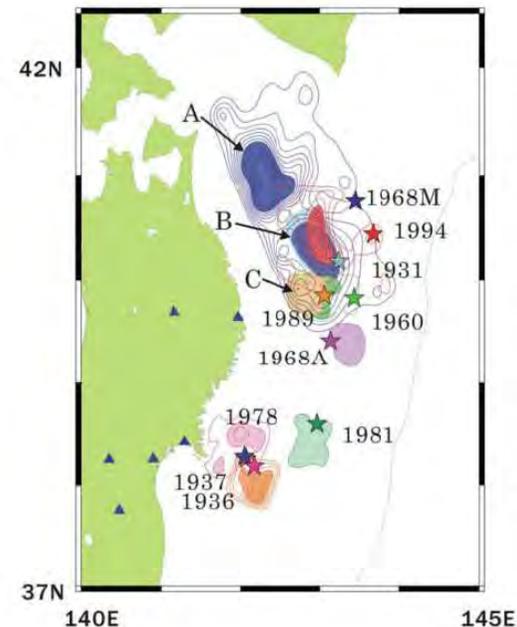


Figure 6. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan. Stars show the main shock epicenters. Contour lines show the moment release distribution. The interval of the contour lines is 0.5 m. Each earthquake is distinguished by color. We painted the area within the value of half the maximum slip as an asperity.

青森県東方沖及び岩手県沖北部における  
アスペリティ分布、既往地震の震源  
Yamanaka and Kikuchi (2004)

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（82/128）



### 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル（4/7）

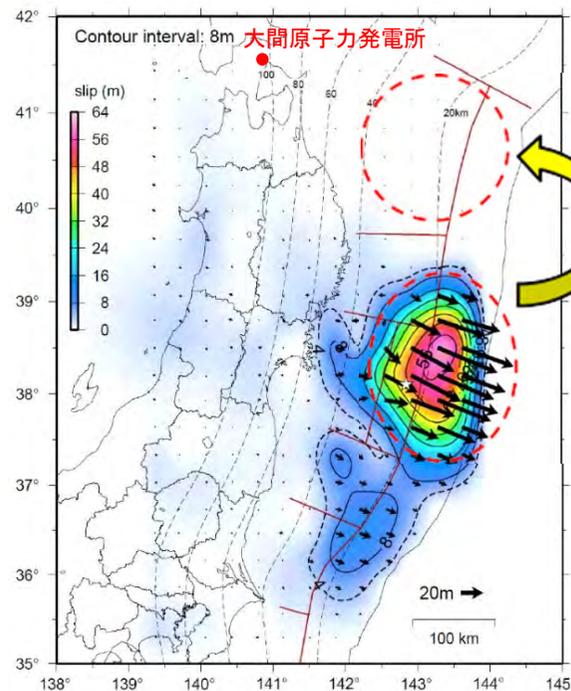
大すべり域・超大すべり域のすべり量

（基準波源モデル①のうち青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域の設定方針と共通）（P. 64再掲）

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部については、1968年十勝沖地震に伴うすべり量（7m～9m程度）が最大規模と評価される（P. 13, P. 14参照）。
- しかし、津軽海峡開口部前面とほぼ正対する青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は、発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、保守性確保の観点から最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりとして、3.11地震時における宮城県沖のすべり量と同規模のすべり量を考慮する。

第1023回審査会合

資料1-1 P. 3. 2. 1-86再掲



3.11地震における宮城県沖のすべりと同規模のすべり量考慮

星印は本震の震央、点線はプレート境界面の深さ、ベクトル(→)は計算によって求めた地下のプレート境界面上でのすべりを示す。

3.11地震時のすべり分布  
地震調査研究推進本部（2012）に一部加筆

大すべり域・超大すべり域の設定（概念）

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (83/128)



## 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル (5/7)

平均応力降下量 (1/2)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-87再掲

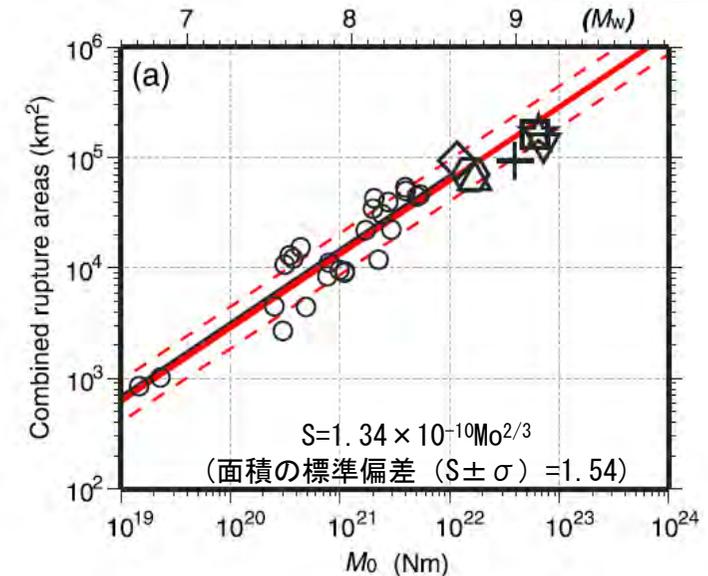
津波観測データを用いた解析による平均応力降下量の整理

Earthquake	Reference	data	Mo (N m)	Mw	S (km <sup>2</sup> )	σ (MPa)	log <sub>10</sub> (Δσ)	地震別中央値
2003 Tokachi-oki	Tanioka et al. (2004)	Tu	1.00E+21	8	9600	2.6	0.41	0.41
1946 Nankai	Satake (1993)	Tu, G	3.90E+21	8.3	59400	0.7	-0.15	-0.05
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	4.00E+21	8.3	54000	0.8	-0.10	
	Tanioka and Satake (2001a)	Tu	5.30E+21	8.4	52650	1.1	0.04	
	Baba et al. (2002)	Tu	4.90E+21	8.4	52650	1	0.00	
1944 Tonankai	Satake (1993)	Tu, G	2.00E+21	8.1	48600	0.5	-0.30	-0.22
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	2.80E+21	8.2	43200	0.8	-0.10	
	Tanioka and Satake (2001b)	Tu	2.00E+21	8.1	42525	0.6	-0.22	
東北地方太平洋沖地震	内閣府	Tsunami+GPS	4.21E+22	9.0	1.20E+05	2.5	0.39	0.39
2010年チリ地震	Lorito et al.(2011)	GPS+Tsunami+InSAR	1.55E+22	8.8	130000	0.8	-0.08	-0.08
2004年スマトラ地震	Lorito et al.(2010)	GPS+Tsunami+衛星	6.63E+22	9.15	315000	0.9	-0.03	0.07
	Fujii and Satake	Tsunami+衛星	6.00E+22	9.12	220000	1.5	0.16	

Mo: 地震モーメント, Mw: モーメントマグニチュード, S: 断層面積, σ: 応力降下量

	中央値の平均値
log <sub>10</sub> (Δσ)	0.09
Δσ	1.2
+標準偏差	2.2

内閣府(2012) に一部加筆

破壊領域 (S) と Mo の関係  
Murotani et al. (2013) に一部加筆

平均応力降下量 Δσ = 1.57 MPa  
 S + σ 時の平均応力降下量 Δσ = 0.82 MPa  
 S - σ 時の平均応力降下量 Δσ = 3.00 MPa

- 内閣府(2012)では、「巨大地震の津波断層モデルの平均応力降下量の平均値は1.2MPaであり、平均値に標準偏差を加えた値は2.2MPaであること等を踏まえ保守的に、南海トラフにおける巨大地震の津波断層モデルで用いる平均応力降下量として3.0MPa」を採用されている。
- Murotani et al. (2013)によると、日本付近で発生したM7~8クラスの11個のプレート境界地震及び7つの巨大地震※1の津波断層モデルを説明するスケーリング則において、円形破壊面を仮定したスケーリング則※2から、S-Moの関係式の平均応力降下量 Δσ を算定すると1.57MPaであり、面積の標準偏差 (S ± σ) を考慮すると、平均応力降下量 Δσ は最大で3.0MPa程度となる。

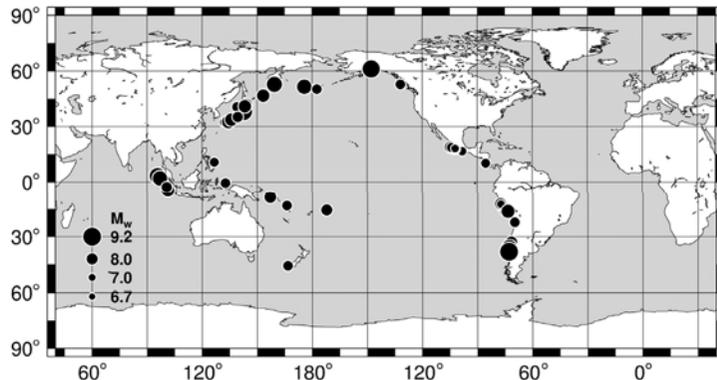
※1: 2011年東北地方太平洋沖地震, 2010年チリ地震, 2004年スマトラ地震, 1964年アラスカ・アリューシャン地震, 1960年チリ地震, 1957年アリューシャン地震, 1952年カムチャツカ地震

※2:  $Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (84/128)

## 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル (6/7)

平均応力降下量 (2/2)



分析に使用した地震の発生位置

導出した回帰係数及び既往文献との比較

Table 3

Self-Similar Scaling Relations, Regression Coefficients, and Standard Deviations

	$M_0$ -Rupture Area ( $S$ )		$M_0$ -Average Slip ( $D$ )		$M_0$ -Total Asperity Area ( $S_a$ )		$S - S_a$		$M_0 - D_{max}$	
	$c_2$	$\sigma$	$c_1$	$\sigma$	$c_2$	$\sigma$	$C_1$	$\sigma$	$c_2$	$\sigma$
Present study	$1.77 \times 10^{-10}$	1.498	$1.23 \times 10^{-07}$	1.527	$4.16 \times 10^{-11}$	1.613	0.24	1.40	$5.00 \times 10^{-07}$	1.508
Murotani et al. (2013)	$1.34 \times 10^{-10}$	1.540	$1.66 \times 10^{-07}$	1.640	$2.81 \times 10^{-11}$	1.720	0.20	1.41	—	—
Murotani et al. (2008)	$1.48 \times 10^{-10}$	1.610	$1.48 \times 10^{-07}$	1.720	$2.89 \times 10^{-11}$	1.780	0.20	1.41	—	—
Somerville et al. (2002)	$2.41 \times 10^{-10}$	—	$1.14 \times 10^{-07}$	—	$5.62 \times 10^{-11}$	—	0.25	—	—	—

The equations used in the regressions are  $\log(D) = \log(c_1) + \frac{1}{3}\log(M_0)$ ,  $\log(S) = \log(c_2) + \frac{2}{3}\log(M_0)$ .

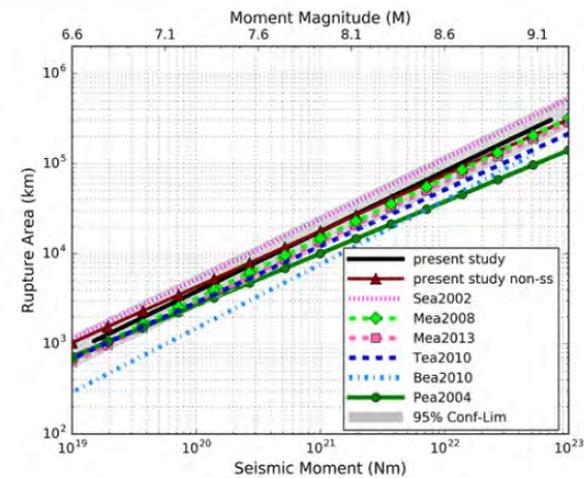


Figure 6. Scaling relations of the rupture area from various studies with respect to seismic moment (Sea2002, Somerville et al., 2002; Mea2013, Murotani et al., 2013; Mea2008, Murotani et al., 2008; Tea2010, Strasser et al., 2010; Bea2010, Blaser et al., 2010; and Pea2004, Papazachos et al., 2004). The shaded area indicates the  $\pm 1$  standard deviation limits of this study's self-similar model. The color version of this figure is available only in the electronic edition.

破壊領域 ( $S$ ) と  $M_0$  の関係

Skarlatoudis et al. (2016)

平均応力降下量  $\Delta\sigma = 1.03\text{MPa}$   
 $S + \sigma$  時の平均応力降下量  $\Delta\sigma = 0.56\text{MPa}$   
 $S - \sigma$  時の平均応力降下量  $\Delta\sigma = 1.90\text{MPa}$

- Skarlatoudis et al. (2016) では、世界の沈み込み帯で発生したプレート間地震44個 (Mw6.75-9.1) の不均質断層モデルを分析し、地震動及び津波の予測に用いるためのスケーリング関係を導出されている。
- ここで得られた  $S-M_0$  関係に円形破壊面を仮定したスケーリング則\*を適用すると、面積の標準偏差 ( $\pm\sigma$ ) の範囲で、平均応力降下量  $\Delta\sigma$  は最大で1.9MPa程度となり、Murotani et al. (2013) で求められた応力降下量より小さい (P. 87参照)。

前ページ及び以上から、平均応力降下量は、保守的設定として3.0MPaに設定した。

\*:  $M_0 = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (85/128)



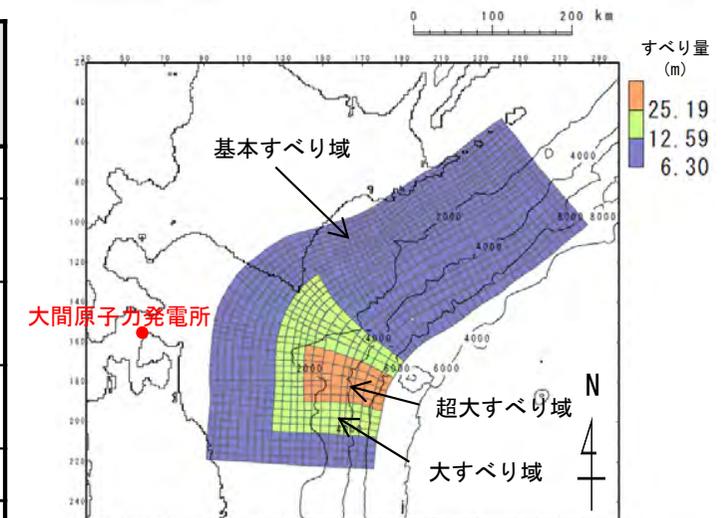
## 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル (7/7)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-89再掲

- 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデルは、最新の科学的・技術的知見から想定されるすべり量を上回る規模のすべり量を考慮することとし、大すべり域・超大すべり域の設定に伴う地震モーメントの調整は、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に波源領域全体で実施して設定する。

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した  
特性化モデルを参考に設定した特性化モデルのパラメータ

項目	3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル【モデル化後の値】	主な設定根拠	備考【設計値】
モーメントマグニチュード Mw	9.04	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	9.04
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—
断層面積 S (km <sup>2</sup> )	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.05	内閣府 (2012) 等 (設計値 3 MPa)	3
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$	土木学会 (2016) 等	—
地震モーメント Mo (N・m)	$4.59 \times 10^{22}$	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	$4.52 \times 10^{22}$
平均すべり量 D (m)	8.31	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	8.19
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	6.30 (87,732km <sup>2</sup> , 79.4%)	3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル(P.83, 第1023回審査会合資料1-2 P.3.1-18, P.3.2-21参照)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	12.59 (16,438km <sup>2</sup> , 14.9%)	
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.19 (6,302km <sup>2</sup> , 5.7%)	
すべり角 $\lambda$ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—
ライズタイム $\tau$ (s)	60	内閣府 (2012)	—



3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (86/128)

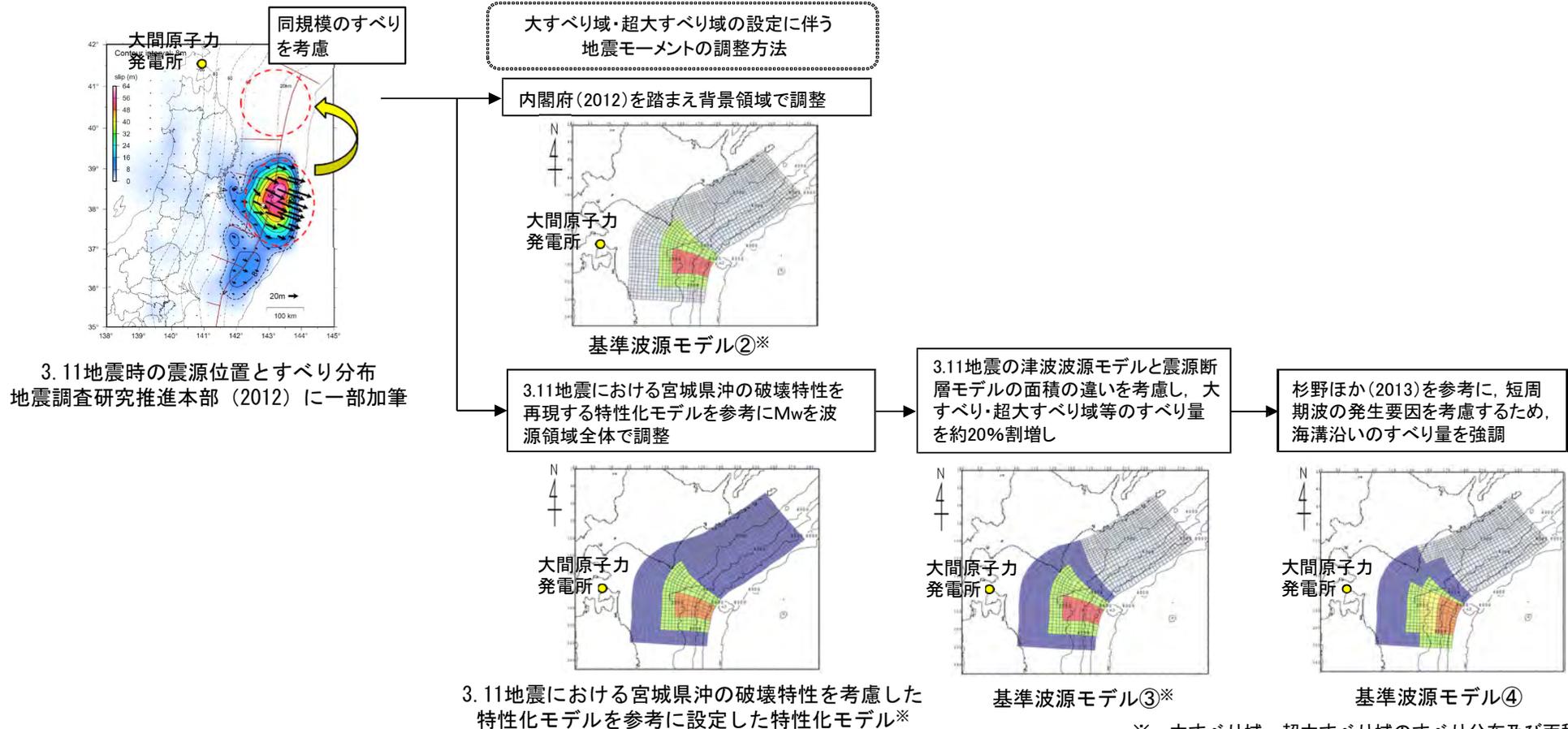
## 基準波源モデル②, ③, ④

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.2.1-90再掲

## 設定概要

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルとして、青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりを考慮する。基準波源モデルは、大すべり域・超大すべり域のすべり量、すべり分布が異なる複数の波源モデルを設定することとし、内閣府(2012)の知見を踏まえた基準波源モデル②、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデルを参考に設定した特性化モデルを基に、すべり量を約20%割増した基準波源モデル③及び杉野ほか(2013)を参考に、短周期の波の発生要因を考慮した基準波源モデル④を設定した。
- なお、岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の各基準波源モデルの超大すべり域の位置は、アスペリティ分布及び1968年の地震の震源位置を踏まえて設定した(基準波源モデル①と同様)。

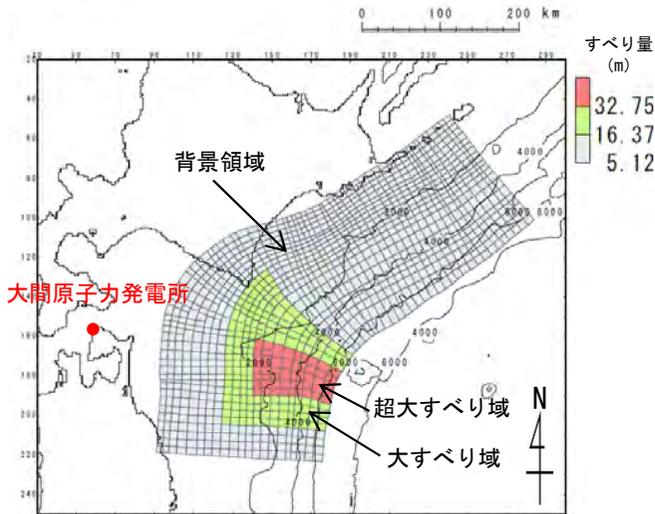


# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (87/128)

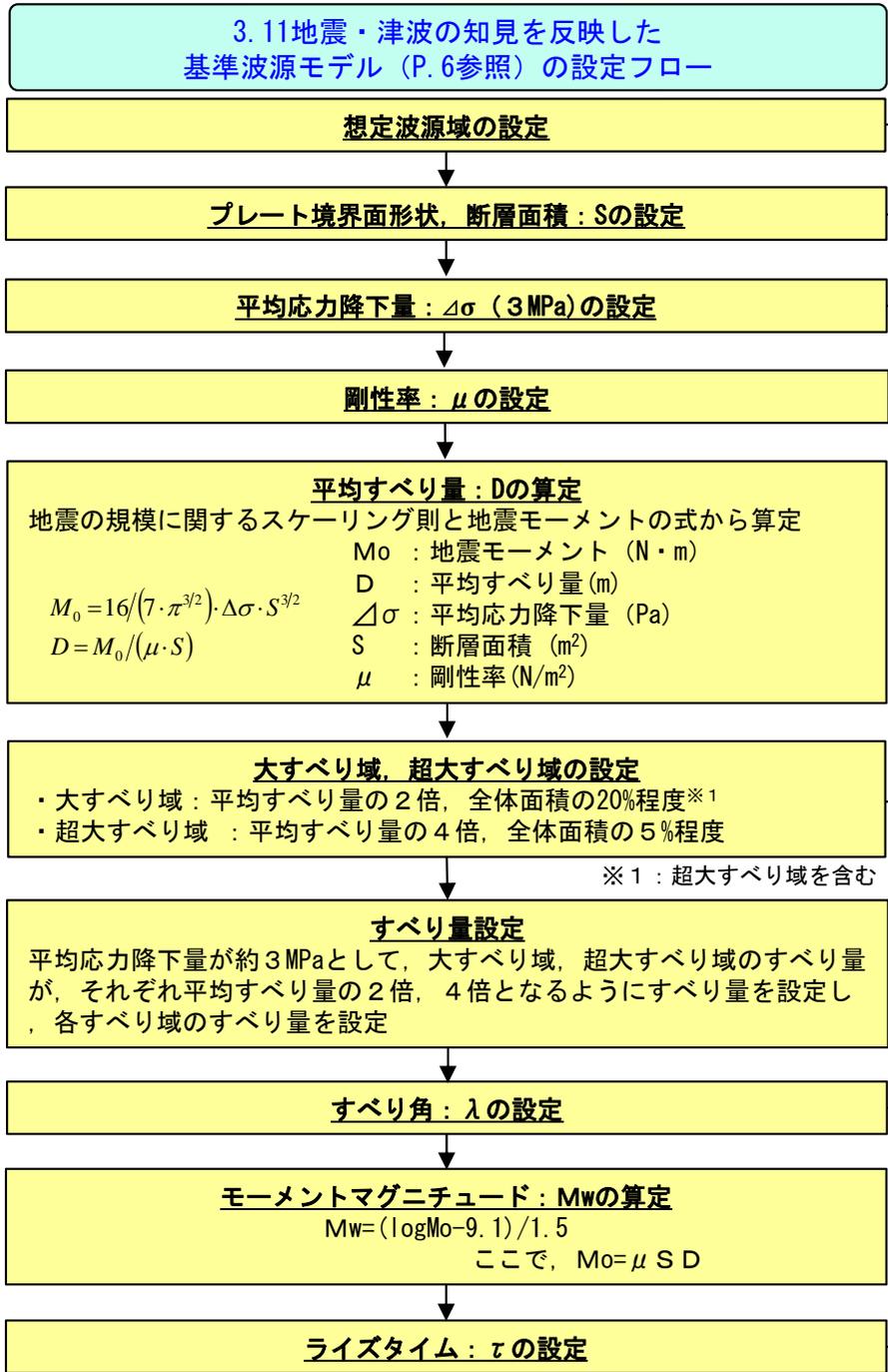
## 基準波源モデル②

: まとめ (1/2)

右のフロー及び設定根拠に基づき、3.11地震・津波の知見を反映した基準波源モデルを設定した。



3.11地震・津波の知見を反映した基準波源モデル



- 設定根拠
- 既往地震, 固着及び破壊伝播に関する検討に基づき, 青森県東方沖及び岩手県沖北部から根室沖に設定 →P.9~P.38
  - 地震調査研究推進本部 (2004, 2012) の微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線より, 地震発生域の深さの下限 (60km) から海溝軸までを考慮 →P.45, P.46
  - 3.11地震を含む世界の巨大地震のばらつきを考慮した平均応力降下量 3MPaを考慮 (内閣府 (2012) 等) →P.87, P.88
  - 地震波速度や密度に関する既往研究に基づき  $5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$  に設定 (土木学会 (2016) 等) →P.47, P.48
  - 3.11地震を含む世界の巨大地震の大すべり域を参照して設定 (内閣府 (2012)) →第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-18, P.3.2-21参照
  - すべり角は, 陸側プレートのずれの向きに基づいて設定 (中央防災会議 (2006)) →P.49
  - 平均的に利用されている値を参考に 3.11地震の解析結果も踏まえ 60s に設定 (内閣府 (2012)) →P.50

※1: 超大すべり域を含む

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (88/128)



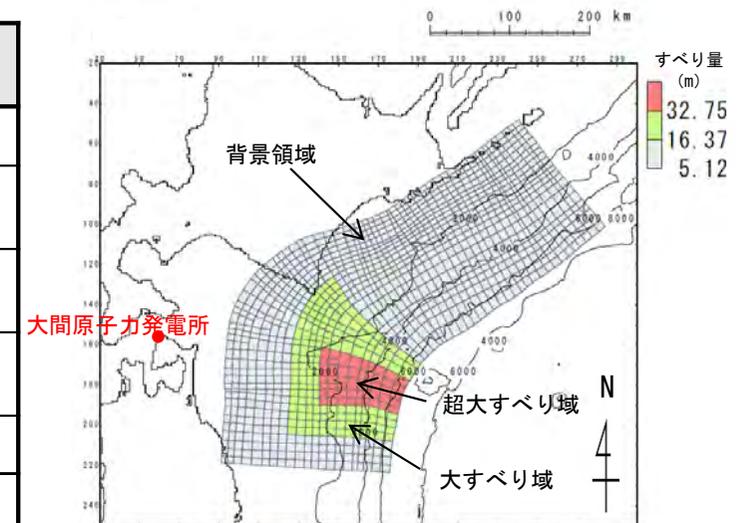
第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-92再掲

#### 基準波源モデル②：まとめ (2/2)

- 基準波源モデル②は、最新の科学的・技術的知見から想定されるすべり量を上回る規模のすべり量を考慮することとし、大すべり域・超大すべり域の設定に伴う地震モーメントの調整は、内閣府(2012)を踏まえ、背景領域で実施して設定する。

基準波源モデル②のパラメータ

項目	基準波源モデル② 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備考 【設計値】
モーメントマグニチュード Mw	9.04	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	9.04
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—
断層面積 S (km <sup>2</sup> )	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.07	内閣府(2012)等 (設計値3MPa)	3
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$	土木学会(2016)等	—
地震モーメント Mo (N・m)	$4.62 \times 10^{22}$	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	$4.52 \times 10^{22}$
平均すべり量 D (m)	8.37	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	8.19
すべり量	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	5.12 (87,732km <sup>2</sup> , 79.4%)	5.12 (88,377km <sup>2</sup> , 80%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	16.37 (16,438km <sup>2</sup> , 14.9%)	16.37 (16,571km <sup>2</sup> , 15%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	32.75 (6,302km <sup>2</sup> , 5.7%)	32.75 (5,524km <sup>2</sup> , 5%)
すべり角 $\lambda$ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議(2006)	—
ライズタイム $\tau$ (s)	60	内閣府(2012)	—



基準波源モデル②

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (89/128)

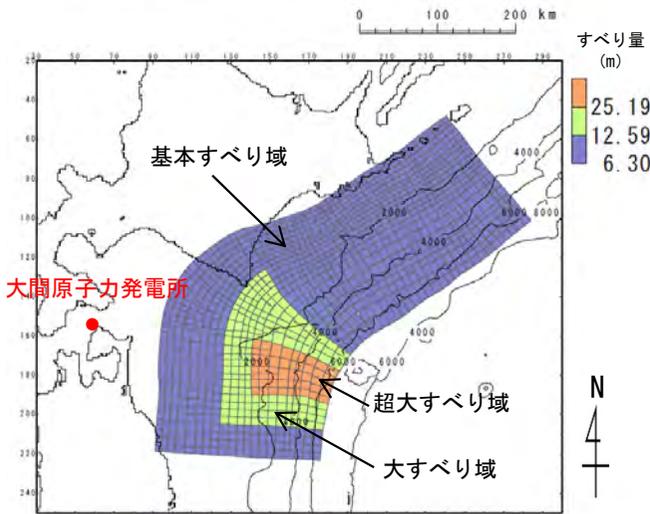


第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-93再掲

## 基準波源モデル③④

: まとめ

右のフロー及び設定根拠に基づき、3.11地震・津波の知見を反映（沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮）した波源モデルを設定した。



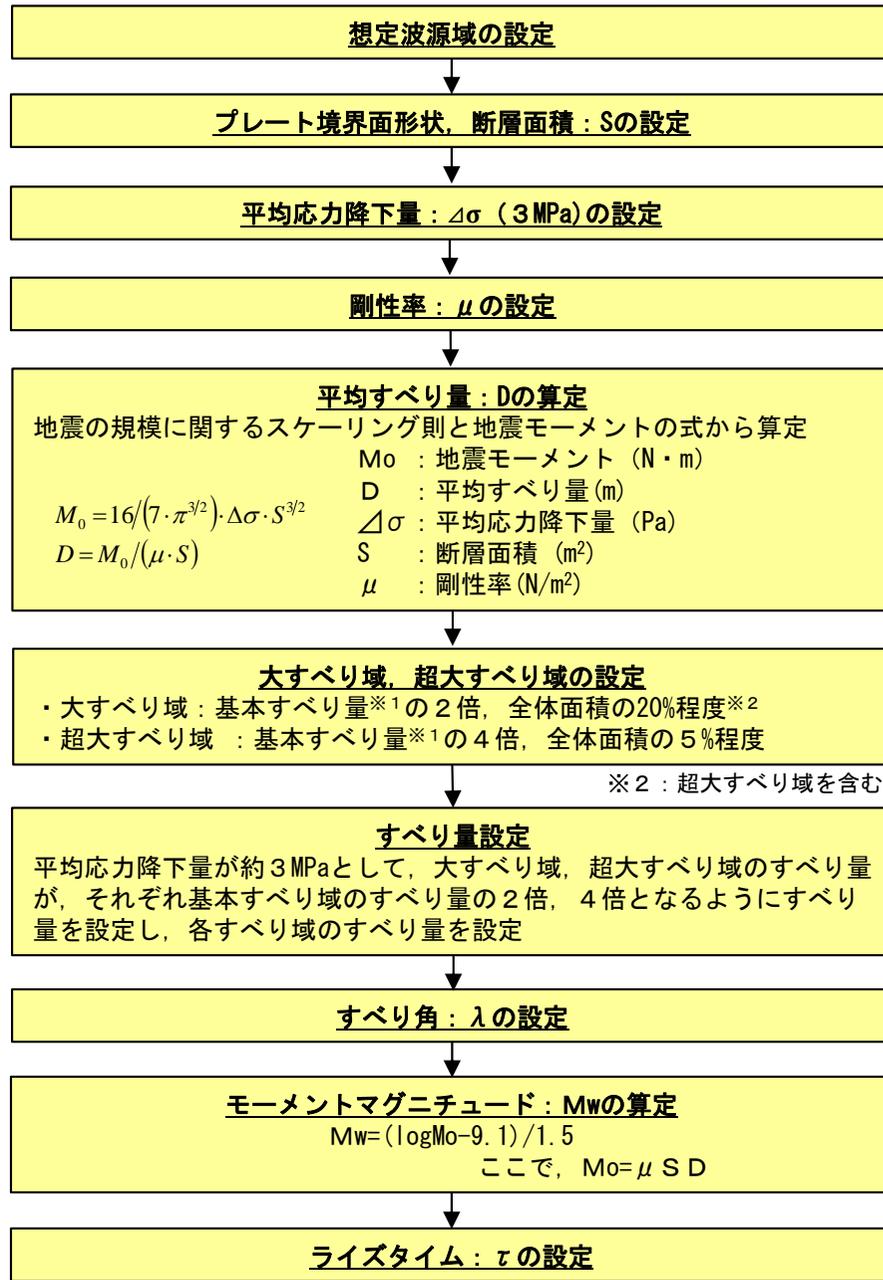
3.11地震・津波の知見を反映（沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮）した波源モデル

※1：基本すべり域、大すべり域及び超大すべり域のすべり量が1：2：4となるように設定した基本すべり域のすべり量 ( $D_1$ )  
基本すべり量 ( $D_1$ )は、以下の関係式を満足する条件として設定した。

$$M_0 = M_{01} + M_{02} + M_{04}$$

> 地震モーメント ( $M_{01} = \mu \cdot S_1 \cdot D_1$ ,  $M_{02} = \mu \cdot S_2 \cdot D_2$ ,  $M_{04} = \mu \cdot S_4 \cdot D_4$ )  
> 断層面積 ( $S_1, S_2, S_4$ )  
> すべり量 ( $D_1, D_2 (2 \cdot D_1), D_4 (4 \cdot D_1)$ )  
ここで、下付き数字1は基本すべり域、2は大すべり域、4は超大すべり域を表す。

3.11地震・津波の知見を反映（沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮）した波源モデル (P. 6参照) の設定フロー



設定根拠

既往地震、固着及び破壊伝播に関する検討に基づき、青森県東方沖及び岩手県沖北部から根室沖に設定  
→P. 9~P. 38

地震調査研究推進本部 (2004, 2012) の微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線より、地震発生域の深さの下限 (60km) から海溝軸までを考慮  
→P. 45, P. 46

3.11地震を含む世界の巨大地震のばらつきを考慮した平均応力降下量 3MPa を考慮 (内閣府 (2012) 等)  
→P. 87, P. 88

地震波速度や密度に関する既往研究に基づき  $5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$  に設定 (土木学会 (2016) 等)  
→P. 47, P. 48

3.11地震を含む世界の巨大地震の大すべり域を参照して設定 (内閣府 (2012) ほか)  
→第1023回審査会合 資料1-2 P. 3. 1-18, P. 3. 2-21参照

すべり角は、陸側プレートのずれの向きに基づいて設定 (中央防災会議 (2006) )  
→P. 49

平均的に利用されている値を参考に3.11地震の解析結果も踏まえ60sに設定 (内閣府 (2012) )  
→P. 50

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (90/128)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-94再掲

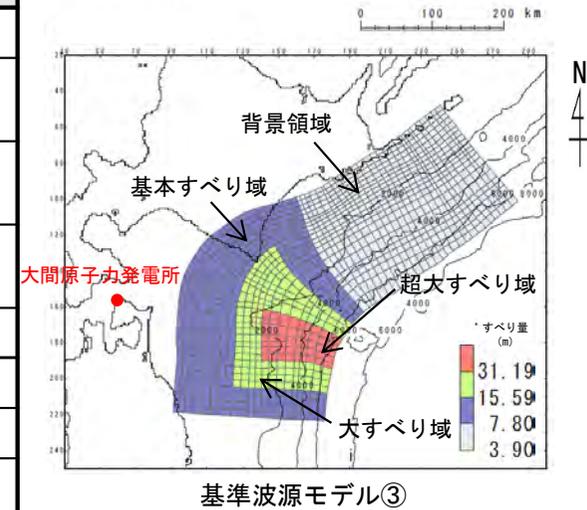


## 基準波源モデル③ (1/2)

• 基準波源モデル③は、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル (P.89参照) に対し、すべりの不確かさを踏まえ、より保守側の設定として大すべり域・超大すべり域等のすべり量が約20%割増し (P.95参照) になるように、背景的領域にすべり量が小さな領域として、基本すべり域のすべり量の半分のすべり量を全体面積の50%に対して考慮し設定する。

基準波源モデル③のパラメータ

項目	基準波源モデル③ 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備考 【設計値】	
モーメントマグニチュード Mw	9.05	$Mw = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	9.04	
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—	
断層面積 S (km <sup>2</sup> )	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—	
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.14	内閣府 (2012) 等 (設計値 3 MPa)	3	
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$	土木学会 (2016) 等	—	
地震モーメント $M_0$ (N・m)	$4.73 \times 10^{22}$	$M_0 = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	$4.52 \times 10^{22}$	
平均すべり量 D (m)	8.57	$D = M_0 / (\mu \cdot S)$	8.19	
すべり量	基本すべり域 (m) (全体面積の30%)	7.80 (38,853km <sup>2</sup> , 35.2%)	すべりの不確かさを踏まえ、より保守側の設定として超大すべり域等のすべり量が約20%割増し (P.95参照) になるように、背景的領域にすべり量が小さな領域として、基本すべり域のすべり量の半分のすべり量を全体面積の50%に対して考慮し設定	7.80 (33,141km <sup>2</sup> , 30%)
	背景領域 (m) (基本すべり域のすべり量の0.5倍, 全体面積の50%程度)	3.90 (48,879km <sup>2</sup> , 44.2%)		3.90 (55,236km <sup>2</sup> , 50%)
	大すべり域 (m) (基本すべり域のすべり量の2倍, 全体面積の15%程度)	15.59 (16,438km <sup>2</sup> , 14.9%)		15.59 (16,571km <sup>2</sup> , 15%)
	超大すべり域 (m) (基本すべり域のすべり量の4倍, 全体面積の5%程度)	31.19 (6,302km <sup>2</sup> , 5.7%)		31.19 (5,524km <sup>2</sup> , 5%)
すべり角 $\lambda$ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—	
ライズタイム $\tau$ (s)	60	内閣府 (2012)	—	



### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (91/128)

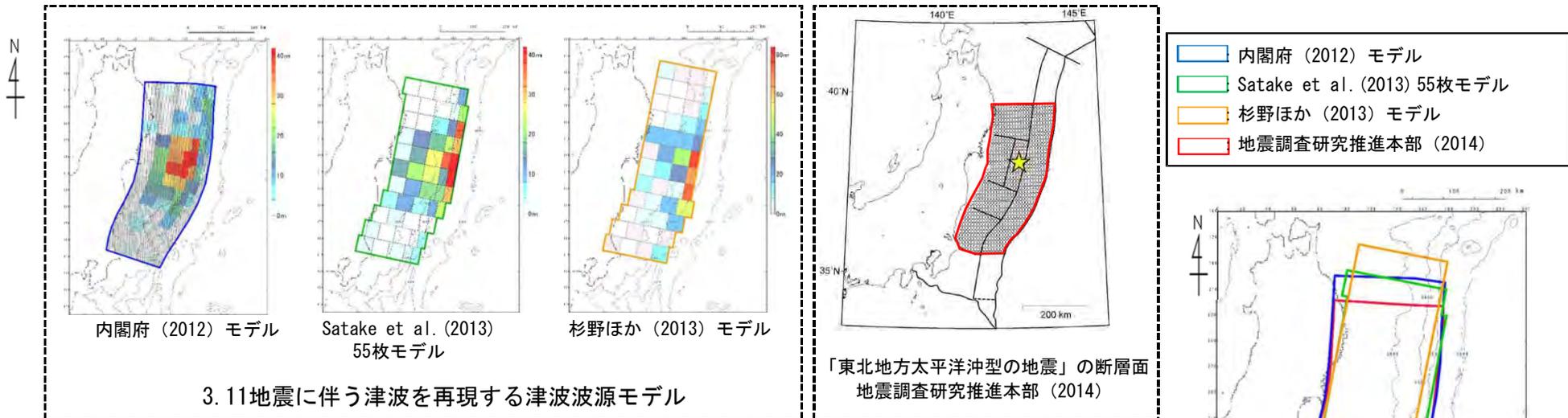
第1023回審査会合

資料1-1 P.3.2.1-95再掲



#### 基準波源モデル③ (2/2) : すべり量の割増しに係る3.11地震・津波の知見

- 3.11地震に伴う津波を広域に再現するモデルの断層面積は、地震調査研究推進本部 (2014) が評価した「東北地方太平洋沖型の地震」の断層面積と比較して約10%~20%大きい。
- 断層面積の違いは、発電所の津波高さに大きな影響を与える大すべり域・超大すべり域等のすべり量の算定に直接的に関係することを踏まえ、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデルの大すべり域・超大すべり域等のすべり量を約20%割増しする。



3.11地震・津波特性を再現する断層モデルのモーメントマグニチュード及び面積

モデル	Mw	断層面積
内閣府(2012)モデル	9.0	119,974(km <sup>2</sup> )
Satake et al.(2013) 55枚モデル	9.0	110,000(km <sup>2</sup> )
杉野ほか(2013)モデル	9.1	112,000(km <sup>2</sup> )
地震調査研究推進本部(2014)	9.0	約10万(km <sup>2</sup> )

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (92/128)

第1023回審査会合



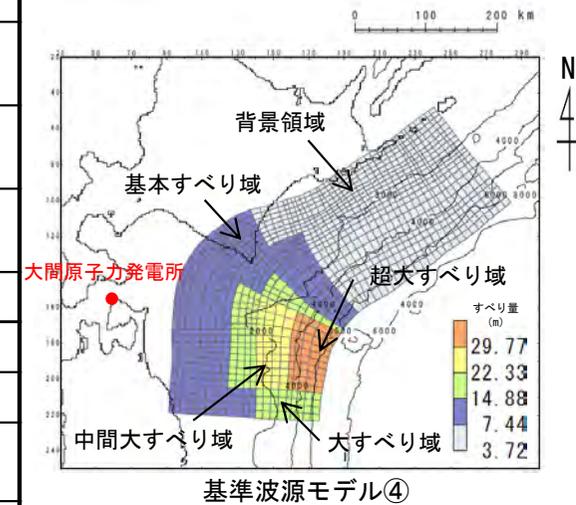
資料1-1 P.3.2.1-96再掲

## 基準波源モデル④ (1/2)

- 基準波源モデル④は、基準波源モデル③ (P.94参照) に対し、海底地すべりや分岐断層の影響 (P.97参照) を考慮して設定した。

基準波源モデル④のパラメータ

項目	基準波源モデル④ 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備考 【設計値】
モーメントマグニチュード Mw	9.04	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	9.04
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—
断層面積 S (km <sup>2</sup> )	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.08	内閣府 (2012) 等 (設計値 3 MPa)	3
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$	土木学会 (2016) 等	—
地震モーメント Mo (N・m)	$4.65 \times 10^{22}$	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	$4.52 \times 10^{22}$
平均すべり量 D (m)	8.42	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	8.19
すべり量	基本すべり域 (m) (全体面積の30%)	7.44 (35,022km <sup>2</sup> , 31.7%)	7.44 (33,141km <sup>2</sup> , 30%)
	背景領域 (m) (基本すべり域のすべり量の0.5倍, 全体面積の50%程度)	3.72 (52,259km <sup>2</sup> , 47.3%)	3.72 (55,236km <sup>2</sup> , 50%)
	大すべり域 (m) (基本すべり域のすべり量の2倍, 全体面積の10%程度)	14.88 (11,477km <sup>2</sup> , 10.4%)	14.88 (11,047km <sup>2</sup> , 10%)
	中間大すべり域 (m) (基本すべり域のすべり量の3倍, 全体面積の5%程度)	22.33 (6,018km <sup>2</sup> , 5.4%)	22.33 (5,524km <sup>2</sup> , 5%)
	超大すべり域 (m) (基本すべり域のすべり量の4倍, 全体面積の5%程度)	29.77 (5,696km <sup>2</sup> , 5.2%)	29.77 (5,524km <sup>2</sup> , 5%)
すべり角 $\lambda$ (°)	陸側プレートのずれの 向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—
ライズタイム $\tau$ (s)	60	内閣府 (2012)	—



## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (93/128)



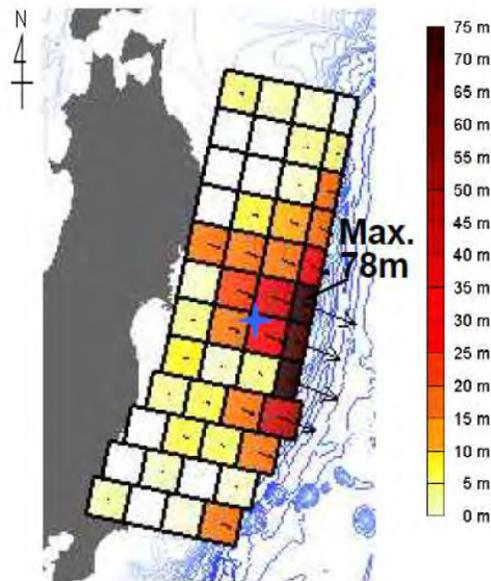
第1023回審査会合

資料1-1 P. 3. 2. 1-97再掲

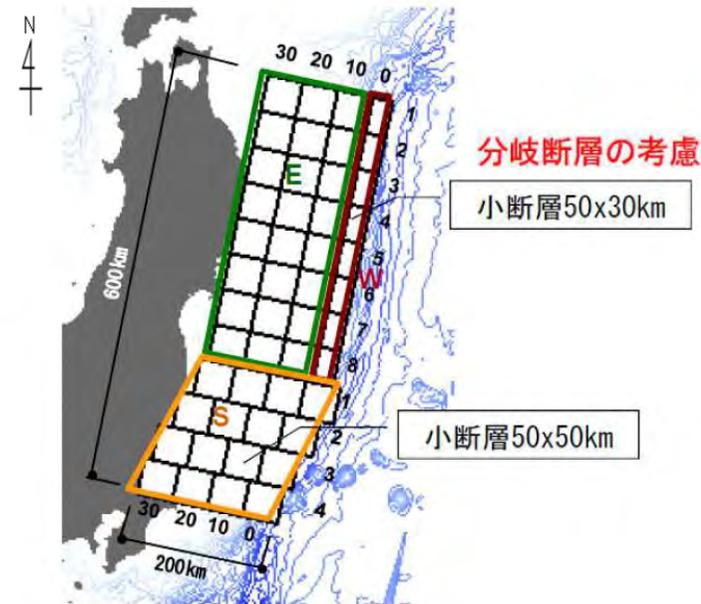
## 基準波源モデル④ (2/2) : 3.11地震から得られた知見の反映

- 杉野ほか (2013) では, 3.11地震に伴う津波の沖合い観測波形に見られた短周期と長周期の異なる性質の波の発生要因を分岐断層の活動によるものと仮定して, 浅部海溝軸沿いに分岐断層を考慮する大きなすべり領域を配置した津波波源モデルを設定している\*。

※「ただし, 最新の調査によるとこの部分ではプレート境界が滑ったとする報告があり, 分岐断層によるものではない可能性もあることを付け加えておく。」とも記載されている。



☆: 震央  
すべり量分布 (合計)



津波波源モデルの小断層の配置

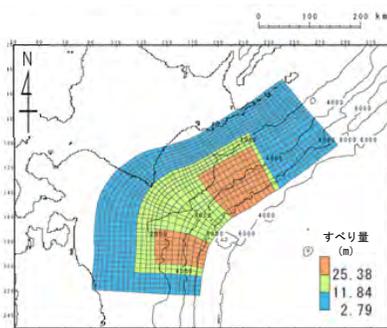
杉野ほか (2013) モデル

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (94/128)

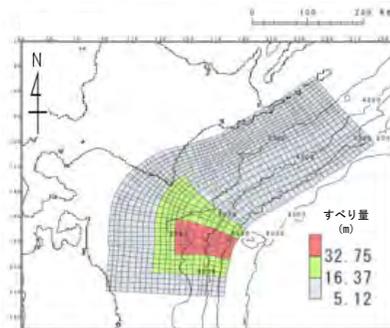
第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-98再掲

## 3.11地震・津波の再現性等を考慮した基準波源モデル

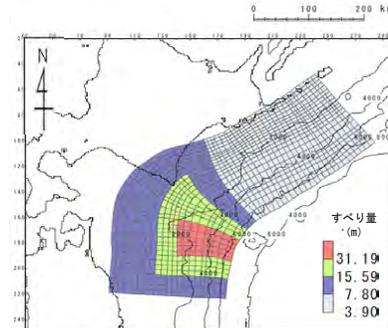
・ 設定した3.11地震・津波の再現性等を考慮した基準波源モデル (基準波源モデル①～④) は以下のとおり。



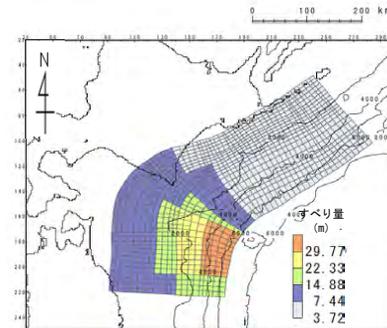
基準波源モデル①



基準波源モデル②



基準波源モデル③



基準波源モデル④

基準波源モデル①～④のパラメータ

諸元	基準波源モデル①	基準波源モデル②	基準波源モデル③	基準波源モデル④	
モーメントマグニチュード (Mw)	9.06	9.04	9.05	9.04	
断層面積 (S)	110,472 (km <sup>2</sup> )	110,472 (km <sup>2</sup> )	110,472 (km <sup>2</sup> )	110,472 (km <sup>2</sup> )	
平均応力降下量 ( $\Delta\sigma$ )	3.26 (MPa)	3.07 (MPa)	3.14 (MPa)	3.08 (MPa)	
地震モーメント (Mo)	$4.92 \times 10^{22}$ (N・m)	$4.62 \times 10^{22}$ (N・m)	$4.73 \times 10^{22}$ (N・m)	$4.65 \times 10^{22}$ (N・m)	
すべり量	背景領域 (背景的領域) (面積及び面積比率)	2.79 (m) (63,895 (km <sup>2</sup> ), 57.8%)	5.12 (m) (87,732 (km <sup>2</sup> ), 79.4%)	3.90 (m) (48,879 (km <sup>2</sup> ), 44.2%)	3.72 (m) (52,259 (km <sup>2</sup> ), 47.3%)
	基本すべり域 (面積及び面積比率)	/		7.80 (m) (38,853 (km <sup>2</sup> ), 35.2%)	7.44 (m) (35,022 (km <sup>2</sup> ), 31.7%)
	大すべり域 (面積及び面積比率)	11.84 (m) (27,829 (km <sup>2</sup> ), 25.2%)	16.37 (m) (16,438 (km <sup>2</sup> ), 14.9%)	15.59 (m) (16,438 (km <sup>2</sup> ), 14.9%)	14.88 (m) (11,477 (km <sup>2</sup> ), 10.4%)
	中間大すべり域 (面積及び面積比率)	/		/	
	超大すべり域 (面積及び面積比率)	25.38 (m) (18,748 (km <sup>2</sup> ), 17.0%)	32.75 (m) (6,302 (km <sup>2</sup> ), 5.7%)	31.19 (m) (6,302 (km <sup>2</sup> ), 5.7%)	29.77 (m) (5,696 (km <sup>2</sup> ), 5.2%)
	平均すべり量	8.90 (m)	8.37 (m)	8.57 (m)	8.42 (m)

注：表中の値はモデル化後の値

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (95/128)

第1023回審査会合

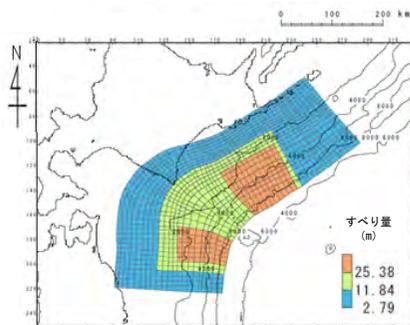


資料1-1 P.3.2.1-99再掲

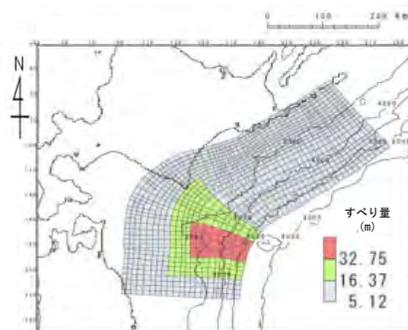
#### パラメータスタディ：基準波源モデル①～④

○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。

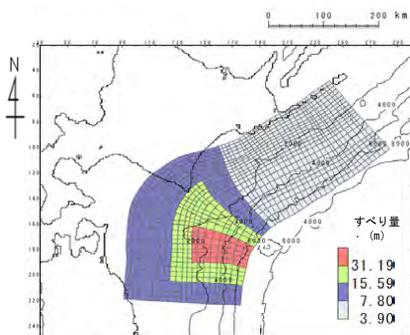
- 概略パラスタのステップとして、各基準波源モデルに対しアスペリティの位置を変化させる検討を実施した。
- 詳細パラスタとして、概略パラスタにおける最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる2つの波源モデルを対象に、破壊様式の不確かさの考慮として、破壊開始点、破壊伝播速度及びライズタイムを組合せた検討を実施した。



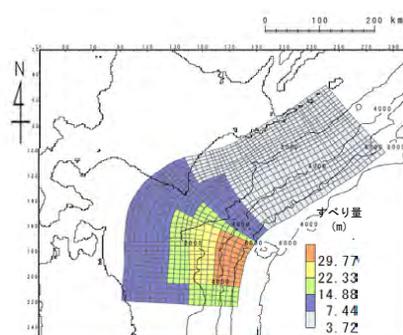
基準波源モデル①



基準波源モデル②



基準波源モデル③



基準波源モデル④

#### 概略パラメータスタディ

基準波源モデル	変動範囲	ケース数
基準波源モデル①	両方の超大すべり域に対し基準を10kmピッチで移動。移動範囲は、青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域：北方へ10km (N1), 20km (N2), 南方へ10km (S1)。十勝沖及び根室沖の超大すべり域：東方へ10km (E1), 西方へ10km (W1), 20km (W2)。	16
基準波源モデル②	基準を10kmピッチで移動。移動範囲は、北方へ10km (N1) ~50km (N5), 南方へ10km (S1) ~50km (S5)。	11
基準波源モデル③	基準を10kmピッチで移動。移動範囲は、北方へ10km (N1) ~50km (N5), 南方へ10km (S1) ~50km (S5)。	11
基準波源モデル④	基準を10kmピッチで移動。移動範囲は、北方へ10km (N1) ~50km (N5), 南方へ10km (S1)。	7

#### 詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数	
破壊開始点	大すべり域の南端、北端、中央部（超大すべり域深部下端に相当）及び超大すべり域中央部	4	計 13
破壊伝播速度	1.0km/s, 2.0km/s, 2.5km/s, ∞※（基準：概略パラスタケース） ※∞は全域同時に破壊開始	4	
ライズタイム	60s（基準：概略パラスタケース）	1	

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（96/128）

#### 基準波源モデル①の諸元及びパラメータスタディ整理表

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-100再掲

基準波源モデル①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①		パラメータスタディ		
	諸元 【設計値】	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 <sup>*</sup> Mw	9.05	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	—	—	他諸元からの算定値
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部（2017a, 2019）	—	—	各調査により地震発生域が明確
断層面積 S (km <sup>2</sup> )	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—	—	安全評価上、2つの領域の連動を考慮
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.1	杉野ほか（2014）	—	—	既往巨大地震の応力降下量に保守性を考慮。杉野ほか（2014）を考慮。
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$	土木学会（2016）	—	—	既往の地下構造情報を基に設定
地震モーメント Mo (N・m)	$4.67 \times 10^{22}$	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	—	—	他諸元からの算定値
平均すべり量 D (m)	8.46	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	—	—	他諸元からの算定値
すべり量	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	2.79 (66,283km <sup>2</sup> , 60%)	—	—	すべり量： 既往研究による知見を反映した他諸元からの設定値 面積： 安全評価上、2つの領域の連動を考慮した上で、既往研究による設定値を考慮
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	11.84 (27,618km <sup>2</sup> , 25%)			
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.38 (16,571km <sup>2</sup> , 15%)			
すべり角 $\lambda$ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議（2006）	—	—	観測データを基に設定
ライズタイム $\tau$ (s)	60	内閣府（2012）等	—	—	感度解析により保守的設定であることを確認（第1023回審査会合 資料1-2「4-2-1. ライズタイムの影響検討」参照）
アスペリティの位置	下北半島太平洋沖 北海道東部太平洋沖	両海域のアスペリティ分布等を踏まえて配置	概略パラスタ	10km <sup>2</sup> 以上	10km <sup>2</sup> 以上で位置の影響がほぼ無いことを確認。（第1023回審査会合 資料1-2 P.4.3-4参照）
破壊開始点	—	—	—	—	概略パラスタで、基準波源モデル②～④に比べて、影響が小さいことを確認
破壊伝播速度	$\infty$	—	—	—	

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (97/128)

## 基準波源モデル②③④の諸元及びパラメータスタディ整理表

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-101再掲

基準波源モデル②③④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②③④ (基準波源モデル③を代表とする)		パラメータスタディ		
	諸元 【設計値】	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 <sup>*</sup> Mw	9.04	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	—	—	他諸元からの算定値
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—	—	各調査により地震発生域が明確
断層面積 S (km <sup>2</sup> )	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—	—	安全評価上、2つの領域の連動を考慮
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3	内閣府 (2012) 等	—	—	既往巨大地震の応力降下量に保守性を考慮
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$	土木学会 (2016)	—	—	既往の地下構造情報を基に設定
地震モーメント Mo (N・m)	$4.52 \times 10^{22}$	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	—	—	他諸元からの算定値
平均すべり量 D (m)	8.19	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	—	—	他諸元からの算定値
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	7.80 (33,141km <sup>2</sup> , 30%)	—	—	すべり量： 既往研究による知見を反映した他諸元からの設定値 面積： 安全評価上、2つの領域の連動を考慮した上で、既往研究による設定値を考慮
	背景領域 (m) (面積及び面積比率)	3.90 (55,236km <sup>2</sup> , 50%)			
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	15.59 (16,517km <sup>2</sup> , 15%)			
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	31.19 (5,524km <sup>2</sup> , 5%)			
すべり角 $\lambda$ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—	—	観測データを基に設定
ライズタイム $\tau$ (s)	60	内閣府 (2012) 等	—	—	感度解析により保守的な設定であることを確認 (第1023回審査会合 資料1-2「4-2-1. ライズタイムの影響検討」参照)
アスペリティの位置	下北半島太平洋沖	青森県東方沖及び岩手県沖北部のアスペリティ分布を踏まえて配置	概略パラスタ	10km <sup>2</sup> 以上	10km <sup>2</sup> 以上で位置の影響がほぼ無いことを確認。 (第1023回審査会合 資料1-2 P.4.3-4参照)
破壊開始点	—	—	詳細パラスタ	大すべり域周辺に配置	プレート境界面深度、大すべり域の配置を考慮
破壊伝播速度	$\infty$	—	詳細パラスタ	1.0, 2.0, 2.5km/s	既往巨大津波研究

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（98/128）



第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-102再掲

## 基準波源モデル①～④ パラスタ因子の妥当性について

- 三陸沖から根室沖のプレート間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）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。

注）P. 123に示す基準波源モデル⑤⑥のパラスタ因子についても同様。

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

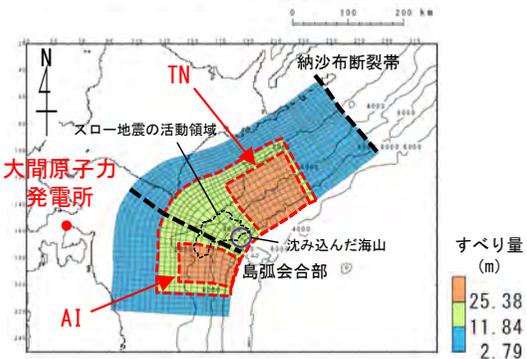
土木学会（2016）に一部加筆

(余白)

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (99/128)

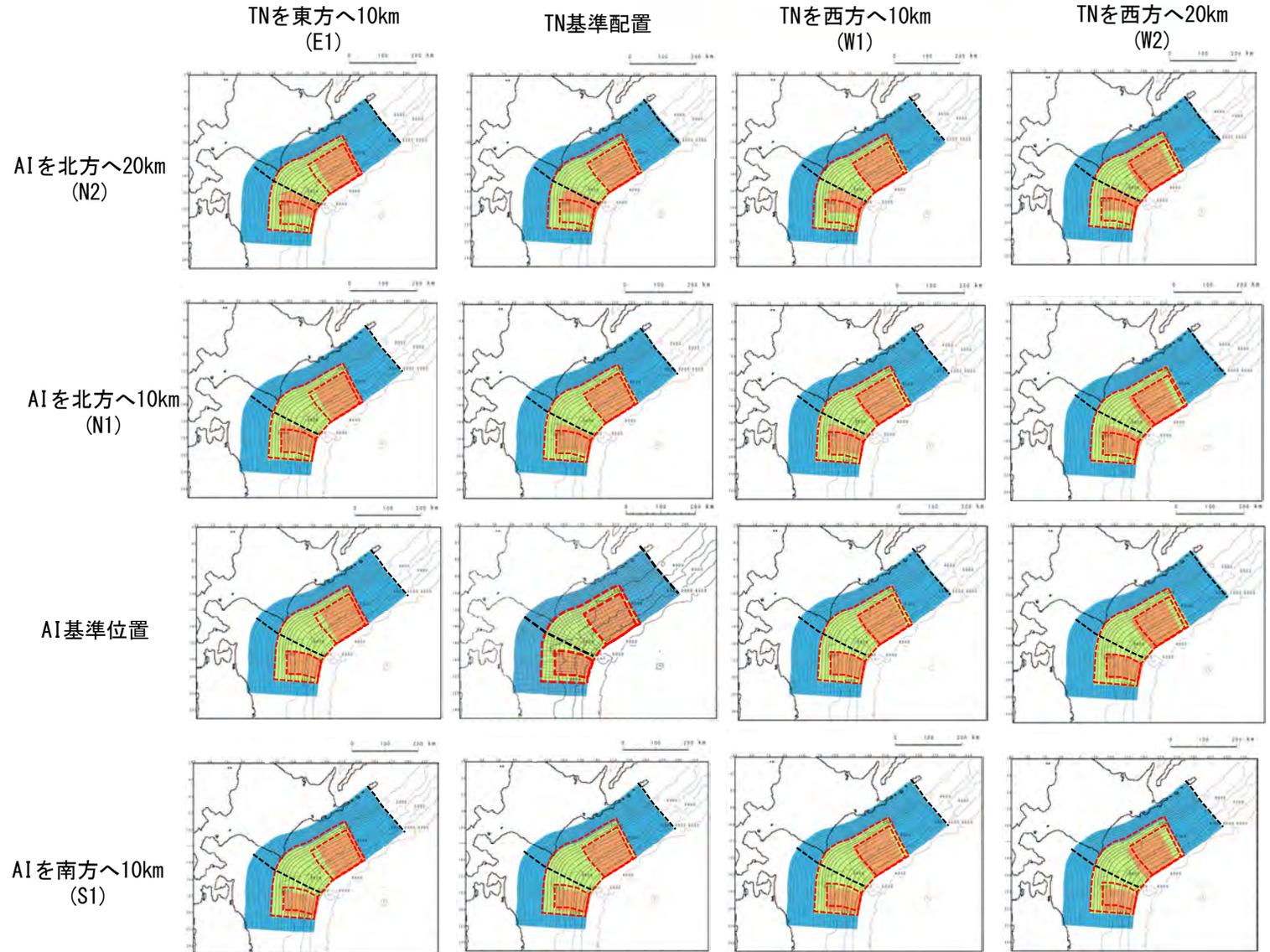
第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-104再掲

#### 概略パラメータスタディ (1/7) : アスペリティ位置の不確かさく基準波源モデル①>



基準波源モデル①  
基準配置

AI : 青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域  
TN : 十勝沖及び根室沖の超大すべり域



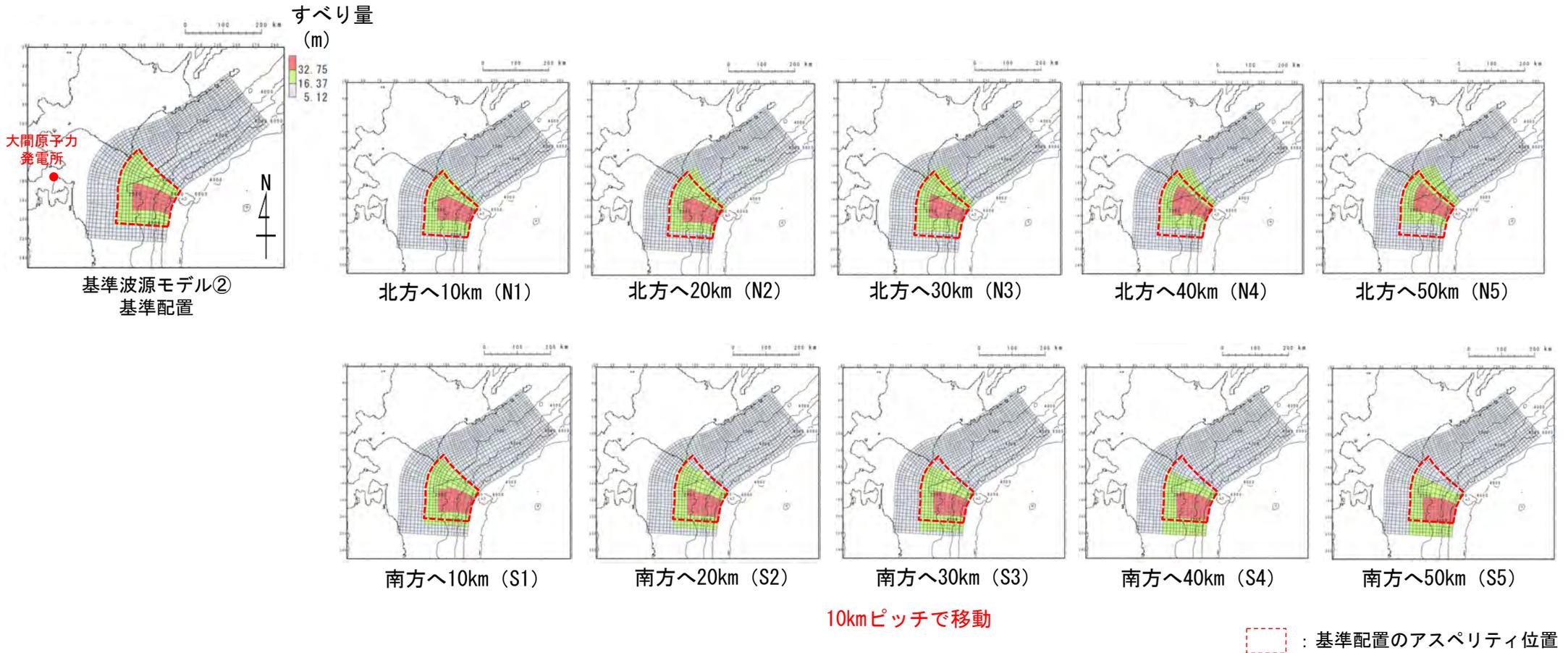
超大すべり域等の位置の不確かさの考慮    : 基準配置のアスペリティ位置

- 概略パラメータスタディとして、超大すべり域の位置の不確かさの考慮のため、基準波源モデル①に対して、十勝沖・根室沖の超大すべり域の位置を固定せず、位置のパラメータスタディ (16パターン) を実施した。

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (100/128)

#### 概略パラメータスタディ (2/7) : アスペリティ位置の不確かさく基準波源モデル②>

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-105再掲

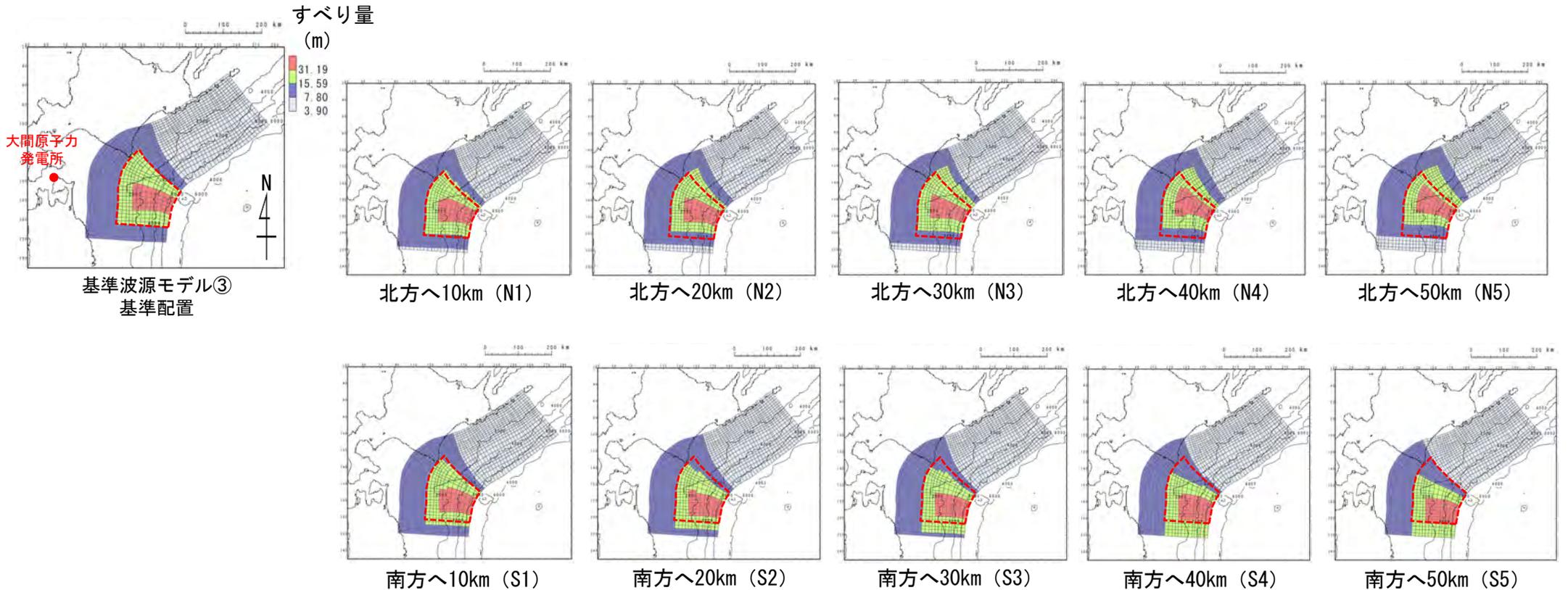


- 概略パラメータスタディとして、大すべり域等の位置の不確かさの考慮のため、基準波源モデル②に対して、位置のパラメータスタディ (11パターン) を実施した。

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (101/128)

#### 概略パラメータスタディ (3/7) : アスペリティ位置の不確かさく基準波源モデル③>

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-106再掲



10kmピッチで移動

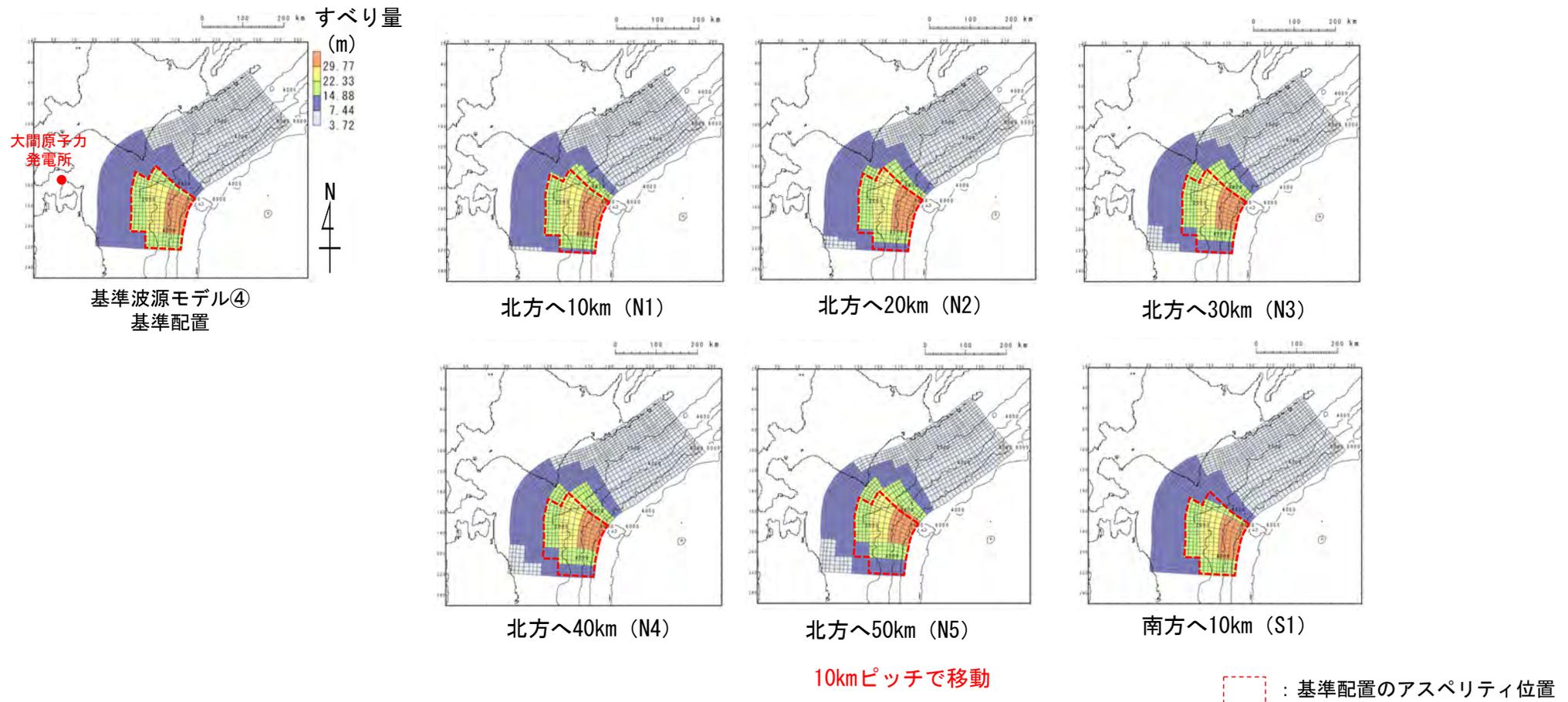
⋯ : 基準配置のアスペリティ位置

- 概略パラメータスタディとして、大すべり域等の位置の不確かさの考慮のため、基準波源モデル③に対して、位置のパラメータスタディ (11パターン) を実施した。

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (102/128)

#### 概略パラメータスタディ (4/7) : アスペリティ位置の不確かさを基準波源モデル④>

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-107再掲



- 概略パラメータスタディとして、大すべり域等の位置の不確かさの考慮のため、基準波源モデル④に対して、位置のパラメータスタディ (7パターン) を実施した。

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (103/128)

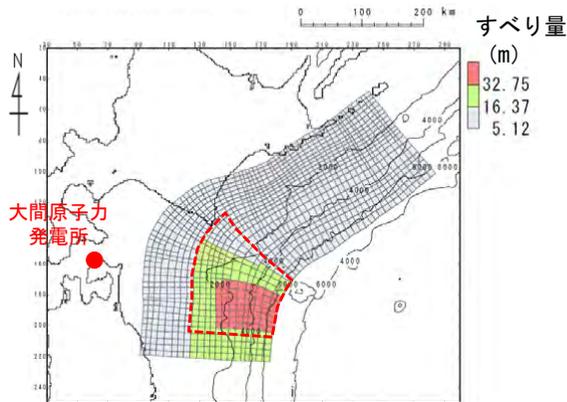
## 概略パラメータスタディ (5/7) : 検討結果<基準波源モデル①~④>

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-108再掲

- 基準波源モデル①~④に対する概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

### 最大水位上昇ケース

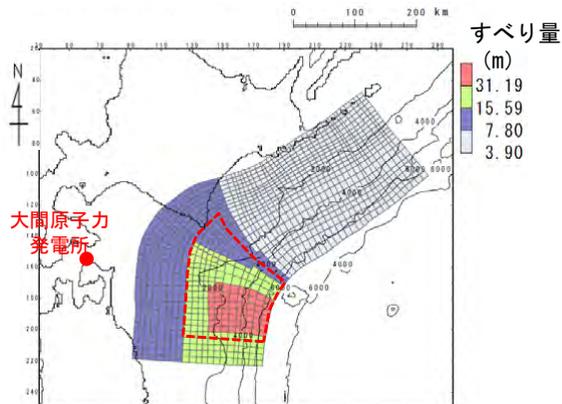
- 基準波源モデル②
- アスペリティ位置：南方へ40km移動



(基準波源モデル②)

### 最大水位下降ケース

- 基準波源モデル③
- アスペリティ位置：南方へ40km移動



(基準波源モデル③)

### 最大ケースの波源モデル

：基準配置のアスペリティ位置

### 概略パラメータスタディ結果一覧

基準波源モデル	アスペリティの位置※		最大水位上昇量	最大水位下降量
	AI	TN		
基準波源モデル①	北方へ約20km	東方へ10km	2.43m	-2.07m
		基準位置	2.49m	-1.88m
		西方へ10km	2.55m	-1.80m
		西方へ20km	2.53m	-1.92m
	北方へ約10km	東方へ10km	2.30m	-2.00m
		基準位置	2.39m	-1.97m
		西方へ10km	2.50m	-2.04m
		西方へ20km	2.51m	-2.15m
	基準位置	東方へ10km	2.15m	-1.96m
		基準位置	2.26m	-1.92m
		西方へ10km	2.30m	-1.95m
		西方へ20km	2.29m	-2.03m
南方へ約10km	東方へ10km	2.06m	-2.05m	
	基準位置	2.17m	-1.92m	
	西方へ10km	2.07m	-2.00m	
	西方へ20km	2.22m	-2.07m	

基準波源モデル	アスペリティの位置※	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル②	北方へ50km	2.98m	-2.22m
	北方へ40km	3.18m	-2.24m
	北方へ30km	3.43m	-2.70m
	北方へ20km	3.49m	-2.81m
	北方へ10km	3.50m	-2.90m
	基準位置	3.52m	-3.01m
	南方へ10km	3.48m	-2.95m
	南方へ20km	3.50m	-3.01m
	南方へ30km	3.55m	-3.01m
	南方へ40km	3.62m	-3.04m
	南方へ50km	3.57m	-2.93m
	基準波源モデル③	北方へ50km	3.08m
北方へ40km		3.15m	-2.63m
北方へ30km		3.22m	-2.92m
北方へ20km		3.29m	-3.09m
北方へ10km		3.29m	-3.24m
基準位置		3.33m	-3.36m
南方へ10km		3.50m	-3.43m
南方へ20km		3.57m	-3.41m
南方へ30km		3.56m	-3.44m
南方へ40km		3.50m	-3.49m
南方へ50km		3.34m	-3.28m
基準波源モデル④		北方へ50km	3.17m
	北方へ40km	3.34m	-3.35m
	北方へ30km	3.48m	-3.37m
	北方へ20km	3.55m	-3.47m
	北方へ10km	3.57m	-3.38m
	基準位置	3.57m	-3.24m
	南方へ10km	3.57m	-3.26m

：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

※：アスペリティの位置についてはP. 104~P. 107に示す。

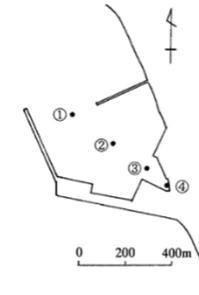
# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (104/128)



第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-109再掲

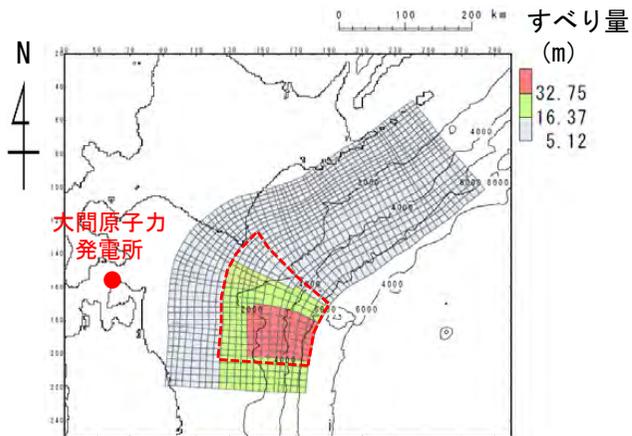
## 概略パラメータスタディ (6/7) : 最大水位上昇ケース検討結果<基準波源モデル①~④>

- 基準波源モデル①~④に対する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。



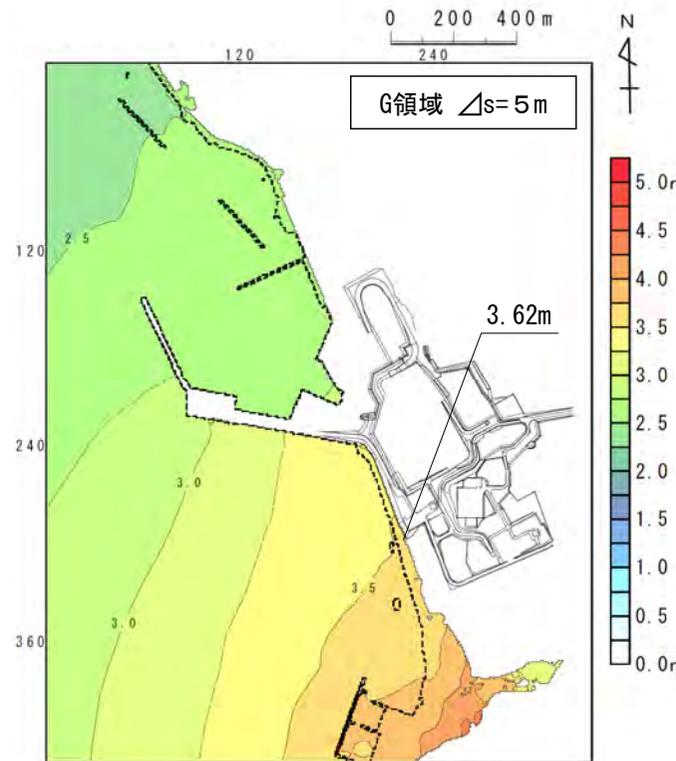
**最大水位上昇ケース**

- 基準波源モデル②
- アスペリティ位置 : 南方へ40km移動



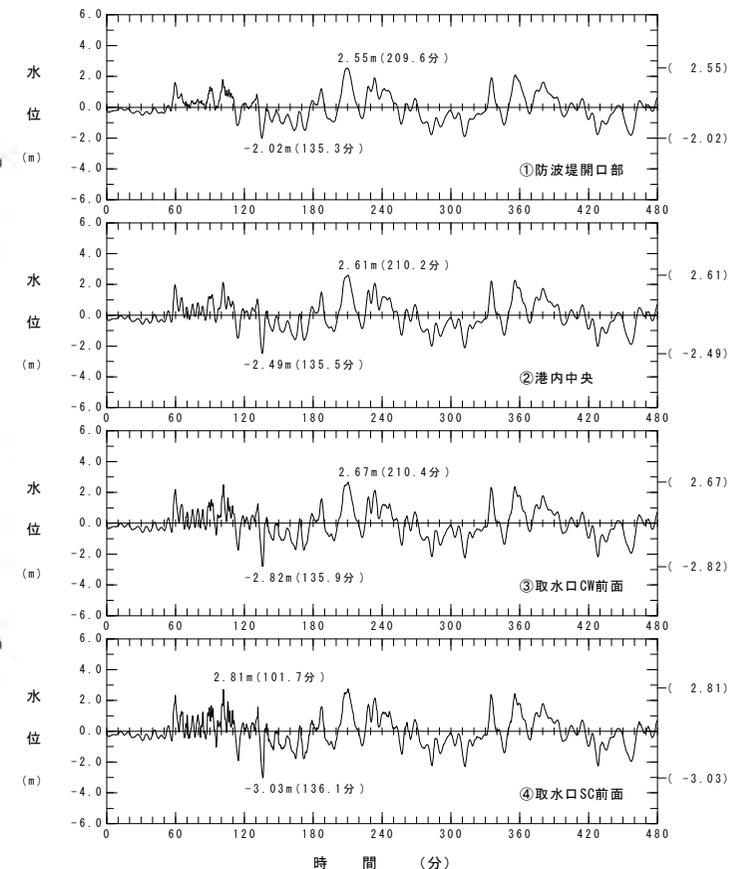
最大水位上昇ケースの波源モデル

⬜ : 基準配置のアスペリティ位置



最大水位上昇量分布

最大水位上昇ケース  
(基準波源モデル②)

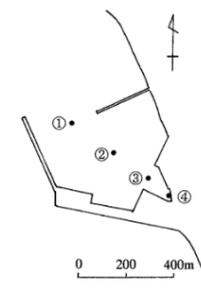


水位時刻歴波形

## 概略パラメータスタディ (7/7) : 最大水位下降ケース検討結果<基準波源モデル①~④>

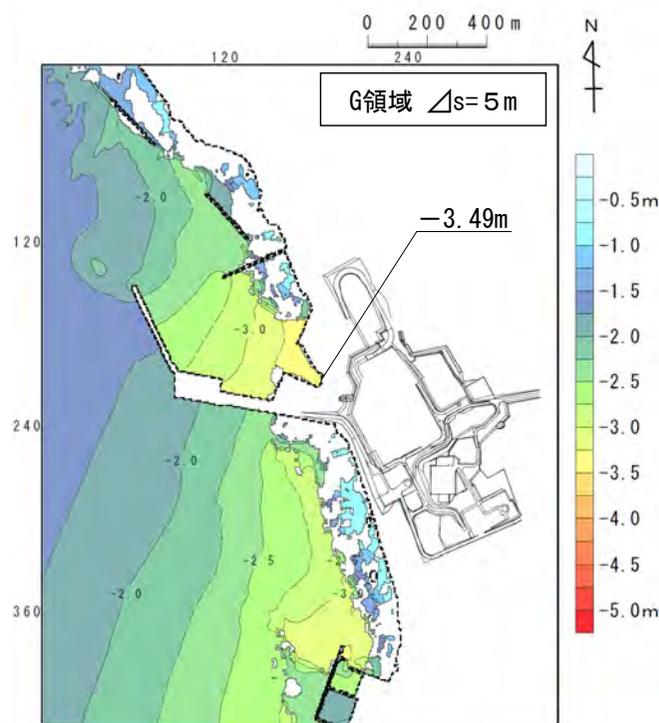
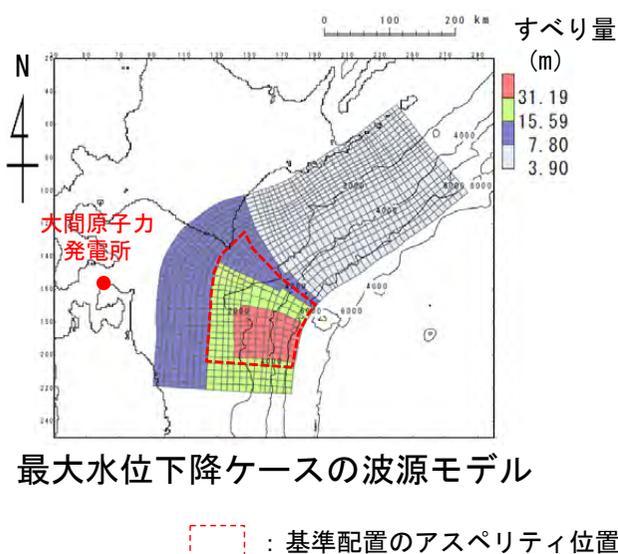
第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-110再掲

- 基準波源モデル①~④に対する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。

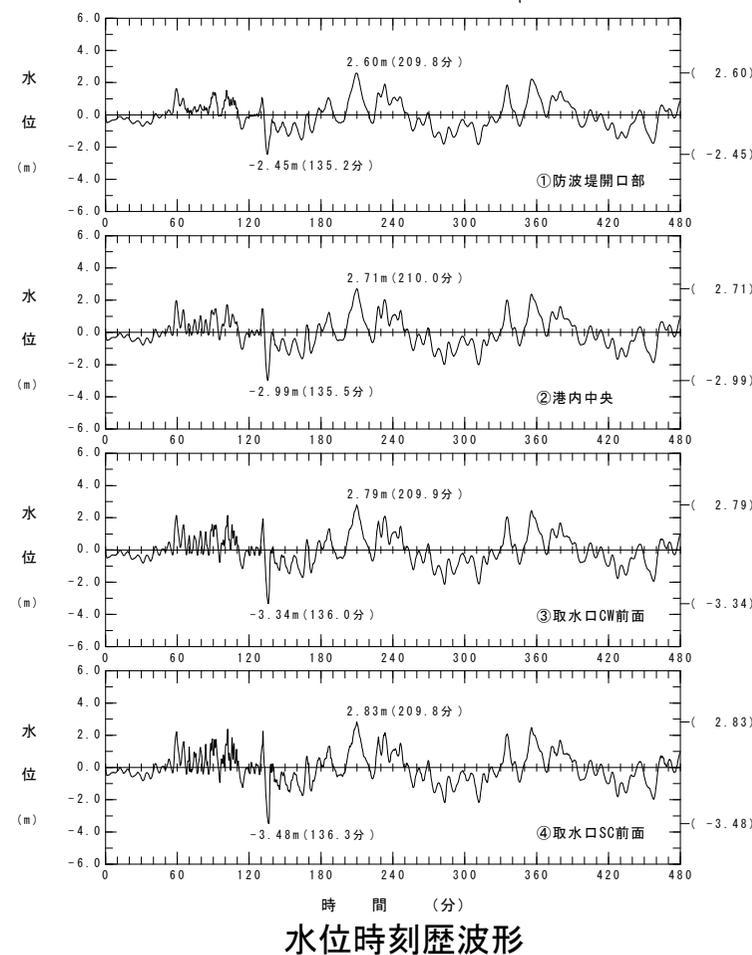


### 最大水位下降ケース

- 基準波源モデル③
- アスペリティ位置：南方へ40km移動



最大水位下降ケース  
(基準波源モデル③)



### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (106/128)

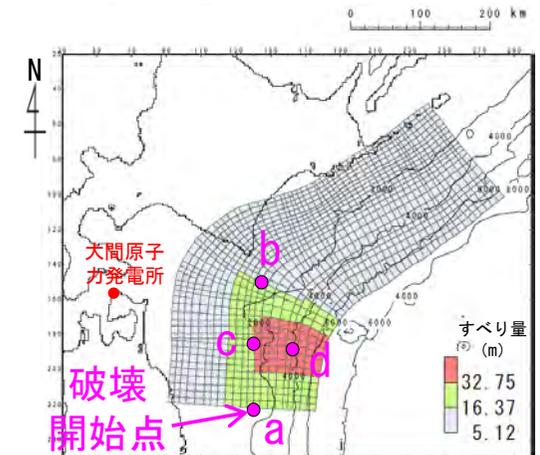
#### 詳細パラメータスタディ (1/4) : 破壊開始点・破壊伝播速度・ライズタイム<基準波源モデル①~④>

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-111再掲

- 基準波源モデル①~④に対し、以下に示す破壊開始点、破壊伝播速度及びライズタイムを組合せた検討を実施した。

#### 詳細パラメータスタディ

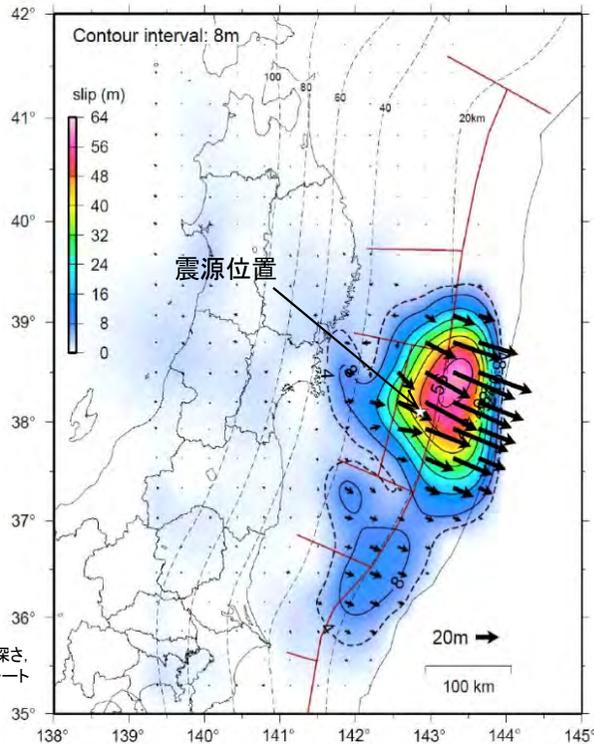
項目	変動範囲	備考
破壊開始点	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓プレート境界面深度20kmを基本として、大すべり域の「南端:a」, 「北端:b」, 「中央部:c」(超大すべり域深部下端に相当)の3箇所配置</li> <li>✓不確かさ考慮として、「超大すべり域中央部:d」に1箇所配置</li> </ul>	右図のとおり設定 (P. 112参照)
破壊伝播速度	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 1.0km/s</li> <li>• 2.0km/s</li> <li>• 2.5km/s</li> <li>• ∞※ (基準: 概略パラスタケース)</li> <li>※: ∞は全域同時に破壊開始</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>1.0km/s: Fujii and Satake (2007) による2004年インド洋津波を再現する最適値</li> <li>2.0km/s: Satake et al. (2013) による2011年東北地方太平洋沖地震再現モデル</li> <li>2.5km/s: 内閣府 (2012) の南海トラフ大地震モデル</li> </ul>
ライズタイム	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 60s (基準: 概略パラスタケース)</li> </ul>	<p>世界のM9クラスの超巨大地震から得られたライズタイムに関する知見及びそれらを踏まえた影響検討を考慮して60秒固定とした。 (第1023回審査会合 資料1-2「4-2-1. ライズタイムの影響検討」参照)</p>



基準波源モデル①~④  
概略パラスタ最大ケース  
(基準波源モデル②)  
※代表として上昇側を例示

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (107/128)

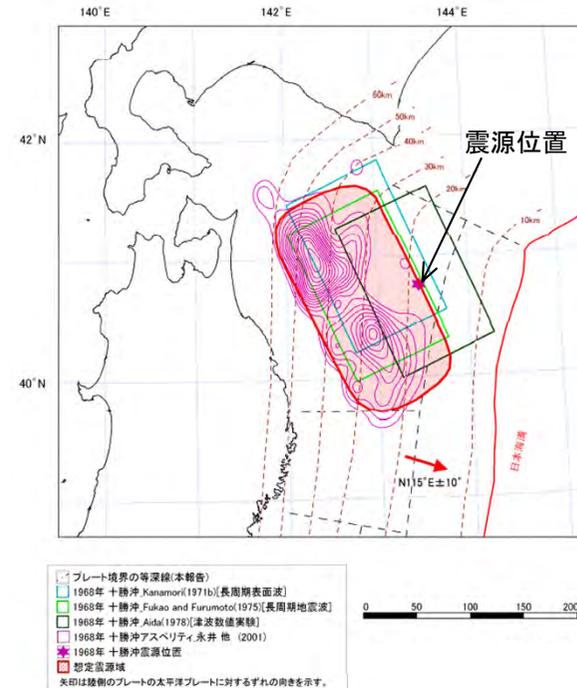
#### 詳細パラメータスタディ (2/4) : 破壊開始点の不確かさ



星印は本震の震央、点線はプレート境界面の深さ、ベクトル(→)は計算によって求めた地下のプレート境界面上でのすべりを示す。

東北地方太平洋沖地震の震源域

地震調査研究推進本部 (2012) に一部加筆



青森県東方沖及び岩手県沖北部の想定震源域

地震調査研究推進本部 (2012) に一部加筆

- 2011年東北地方太平洋沖地震の震源位置はプレート境界面等深線20km付近である。
  - 1968年十勝沖地震の震源位置はプレート境界面等深線20km付近である。
- 地震調査研究推進本部 (2012) による
- プレート境界面等深線20kmに破壊開始点を設定することを基本として、不確かさの考慮として破壊開始点を複数ケース設定した。

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（108/128）

#### 詳細パラメータスタディ（3/4）：破壊伝播速度の不確かさ

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-113再掲

- 破壊伝播速度の設定は、以下に示すM9クラスの地震を対象に設定された津波モデルの破壊伝播速度を参照して、1.0km/s、2.0km/s及び2.5km/sを検討対象に設定した。

#### M9クラスの地震を対象として設定された破壊伝播速度

地震	文献	破壊伝播速度 (km/s)	設定根拠
2004年 スマトラ～アンダマン地震	Fujii and Satake. (2007)	1.0	津波波形を用いたインバージョン
2011年 東北地方太平洋沖地震	Satake et al. (2013)	2.0	津波波形等を用いたインバージョン
南海トラフ巨大地震	内閣府 (2012)	2.5	平均的に利用されている値を参考に、東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえて設定。

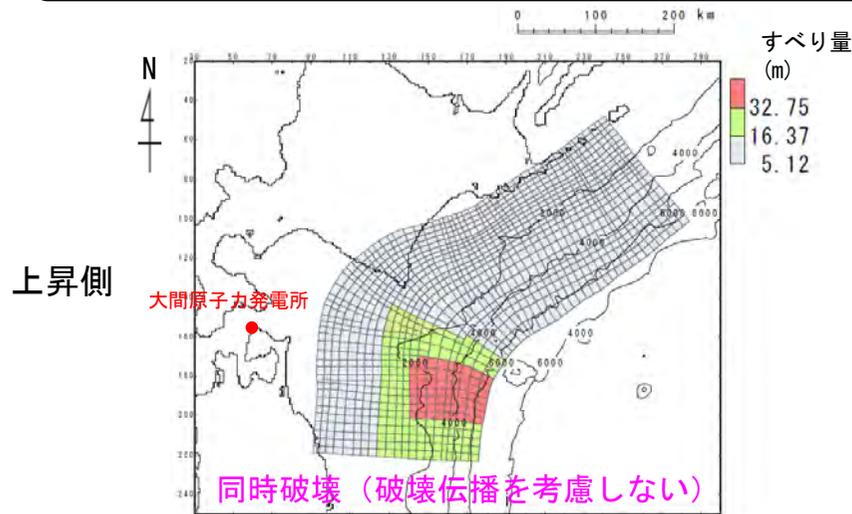
### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (109/128)

#### 詳細パラメータスタディ (4/4) : 検討結果<基準波源モデル①~④>

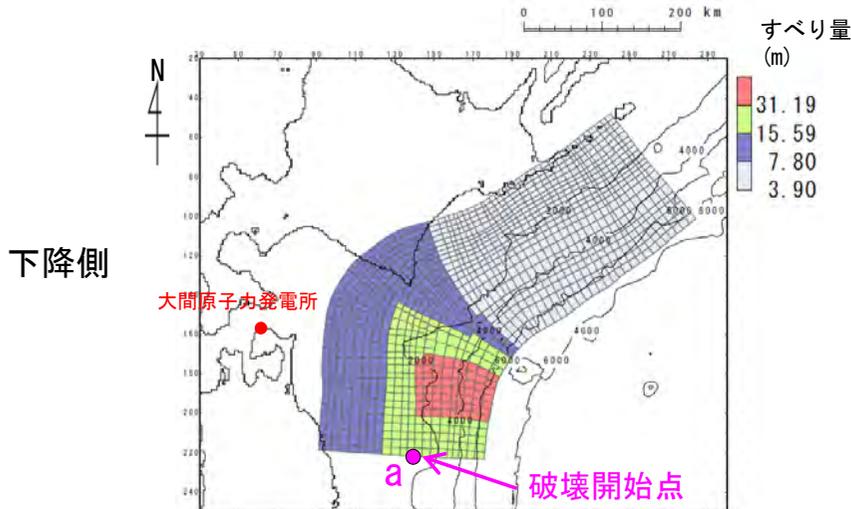
第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-114再掲

• 基準波源モデル①~④に対する詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

詳細パラメータスタディ結果一覧



基準波源モデル②



基準波源モデル③

最大ケースの波源モデル

上昇側

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル②	基準配置を南方へ40km	60s	1.0km/s	a	3.22m	-2.89m
				b	3.10m	-2.48m
				c	3.12m	-2.83m
				d	3.36m	-2.38m
			2.0km/s	a	3.48m	-2.99m
				b	3.37m	-2.68m
				c	3.31m	-2.86m
				d	3.53m	-2.33m
			2.5km/s	a	3.50m	-3.00m
				b	3.39m	-2.74m
				c	3.39m	-2.86m
				d	3.56m	-2.48m
-	-	-	∞	-	3.62m	-3.04m

下降側

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル③	基準配置を南方へ40km	60s	1.0km/s	a	3.25m	-3.42m
				b	3.00m	-2.74m
				c	3.04m	-3.06m
				d	3.31m	-2.36m
			2.0km/s	a	3.47m	-3.53m
				b	3.28m	-3.13m
				c	3.32m	-3.26m
				d	3.44m	-3.11m
			2.5km/s	a	3.49m	-3.52m
				b	3.34m	-3.21m
				c	3.35m	-3.29m
				d	3.47m	-3.21m
-	-	-	∞	-	3.50m	-3.49m

■ : 上昇側・下降側最大ケース

(余白)

## 基準波源モデル策定の手順及び考え方

世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見 (3.11地震含む)

**3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比**

杉野ほか (2014) の知見 (P.58参照)

- ・背景領域：平均すべり量の0.33倍, 全体面積の60%程度
- ・大すべり域：平均すべり量の1.4倍, 全体面積の25%程度
- ・超大すべり域：平均すべり量の3倍, 全体面積の15%程度

3.11地震の広域の津波特性を再現できることを確認 (P.58参照)

内閣府 (2012) の知見

- ・大すべり域：平均すべり量の2倍, 全体面積の20%程度 (超大すべり域を含む)
- ・超大すべり域：平均すべり量の4倍, 全体面積の5%程度

**3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比**

M9クラス地震の知見を分析・検討し、背景領域、大すべり域及び超大すべり域のすべり量を1:2:4となるような特性化を検討 (P.83参照)

- ・背景領域：基本すべり量, 全体面積の80%程度
- ・大すべり域：基本すべり量の2倍, 全体面積の20%程度 (超大すべり域を含む)
- ・超大すべり域：基本すべり量の4倍, 全体面積の5%程度

3.11地震における破壊特性を再現できることを確認 (P.83参照)

特性化モデル

すべり量・面積比設定

基準波源モデル

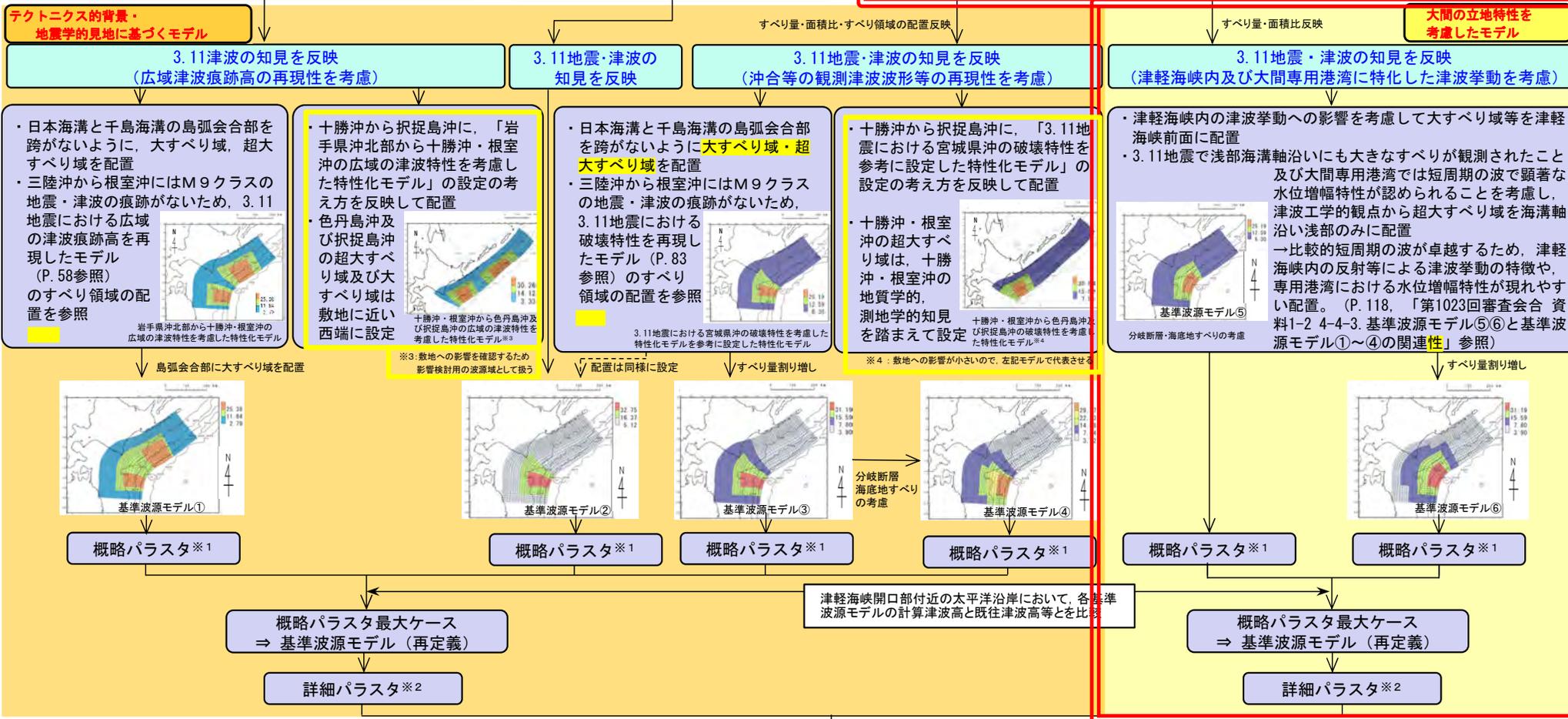
特性化モデルを基にしたすべり領域の配置

3.11地震を踏まえた更なる保守性考慮

概略パラスタ

不確かさの考慮

詳細パラスタ



注：津軽海峡の津波特性を念頭に3.11地震・津波の知見を反映したモデル (基準波源モデル⑤⑥) と3.11地震・津波の知見を反映したモデル (基準波源モデル①～④) との関連性については、「第1023回審査会合 資料1-2 4-4-3. 基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①～④の関連性」参照。

基準津波の策定

設定した波源モデルによる計算津波高が津軽海峡沿岸の既往津波高等を上回っていることを確認

※1: 大すべり域・超大すべり域の位置を南北約10km単位で移動  
 ※2: 波源特性 (破壊開始点, 破壊伝播速度, ライズタイム) の不確かさの考慮

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（111/128）

#### 津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮した基準波源モデルの設定（1/2）

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-117再掲

##### 基本方針

- 大間原子力発電所の立地特性を踏まえた保守的観点を考慮して、津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮した基準波源モデルを設定する。
  - 【大間の立地特性】：津軽海峡内に位置する。
    - i：太平側から伝播してくる津波は津軽海峡開口部から津軽海峡内に侵入する。
    - ii：津軽海峡は、北海道と本州に挟まれたほぼ閉じた海域であるため、陸奥湾を含む海峡内の反射等により局所的に津波水位が増幅する可能性がある（第1023回審査会合 資料1-2 P. 11. 3-2参照）。
  - 【大間の立地特性を踏まえた保守的観点】：すべり領域を保守的な位置に配置する。
    - i：津波高さに与える影響が大きい大すべり域等を津軽海峡前面（津軽海峡開口部に正対する位置）に配置する。
    - ii：津軽海峡及び大間専用港湾の津波挙動並びに3.11地震・津波の知見を踏まえて、超大すべり域を浅部海溝軸沿いに配置する（詳細次頁参照）。
- なお、基準波源モデル①～④の検討において、敷地への影響が、3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルを参考に設定したモデルに比べて、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定したモデルの方が大きかったことを踏まえ、すべり量・面積比については3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比を反映することとする。

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（112/128）

### 津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮した基準波源モデルの設定（2/2）

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-118再掲

#### すべり領域の配置

- 以下の知見及び検討結果を反映して、津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮した基準波源モデルのすべり領域の配置を設定する。

#### 【津軽海峡及び大間専用港湾の津波挙動】

- 基準津波策定位置では、周期30分の波に水位の増幅が認められる（第1023回審査会合 資料1-2 P.11.3-3参照）。
- 取水口スクリーン室前面では、周期7分及び10分の波に顕著な水位の増幅が認められる（第1023回審査会合 資料1-2 P.11.3-3参照）。

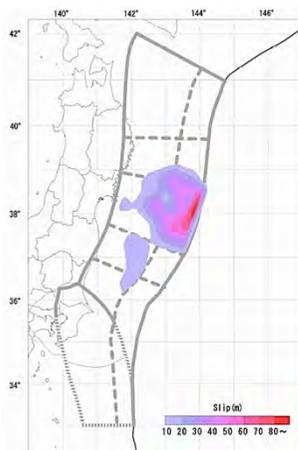
#### 【3.11地震・津波の知見】

- 3.11地震で大きなすべりは浅部海溝軸沿いにも分布する（左図）。
- 岩手県南部沖GPS波浪計では、まず長周期の津波波形が観測され、その後に短周期で高い水位の津波が観測された（右図）。

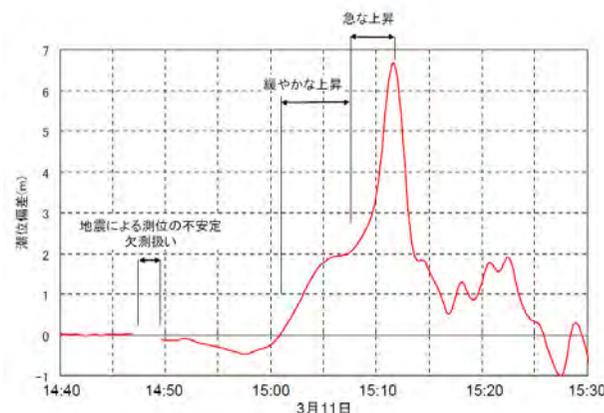
⇒ 上記より、以下の2点を考慮して大間の立地特性を踏まえた保守的観点から、超大すべり域を浅部海溝軸沿いに配置する。

- ✓ 津軽海峡内及び大間専用港湾の津波挙動を念頭に、比較的短周期の津波を考慮する。
- ✓ 3.11地震において岩手県南部沖GPS波浪計では、まず長周期の津波波形が観測されたものの、その後に短周期で高い津波が観測されたことから、大間の立地特性を考慮して短周期の波に着目する。

【3.11地震の知見】



東北地方太平洋沖地震の地震時のすべり量の分布  
地震調査研究推進本部（2019）



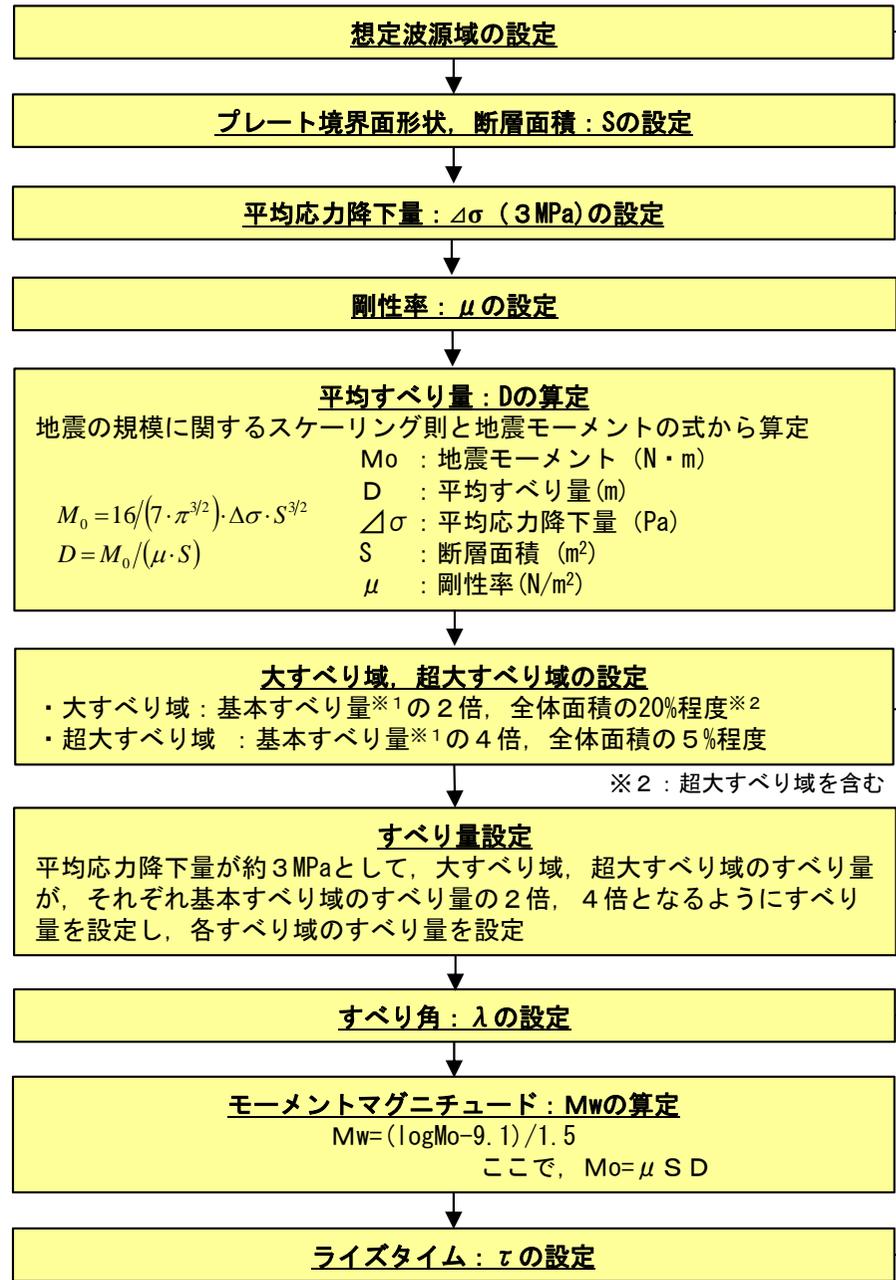
岩手南部沖GPS波浪計が捉えた津波の第一波  
港湾空港技術研究所（2011）

基準波源モデル⑤⑥

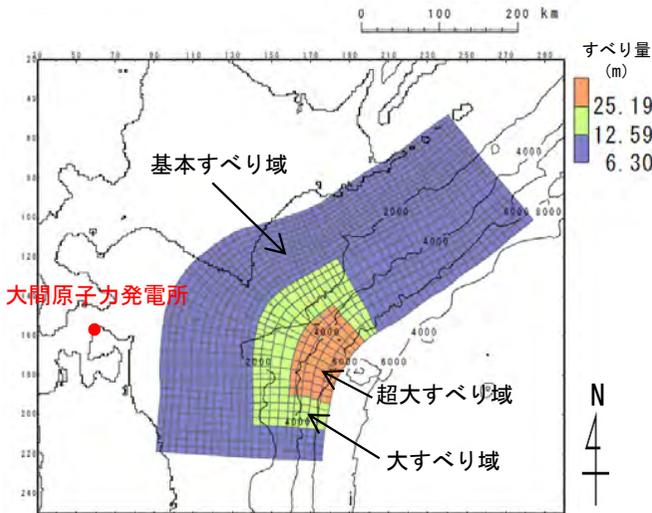
：まとめ

右のフロー及び設定根拠に基づき、3.11地震・津波の知見を反映（津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮）した基準波源モデルを設定した。

3.11地震・津波の知見を反映（津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮）した基準波源モデル（P.6参照）の設定フロー



- 設定根拠
- 既往地震, 固着及び破壊伝播に関する検討に基づき, 青森県東方沖及び岩手県沖北部から根室沖に設定 →P.9~P.38
  - 地震調査研究推進本部 (2004, 2012) の微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線より, 地震発生域の深さの下限 (60km) から海溝軸までを考慮 →P.45, P.46
  - 3.11地震を含む世界の巨大地震のばらつきを考慮した平均応力降下量 3 MPa を考慮 (内閣府 (2012) 等) →P.87, P.88
  - 地震波速度や密度に関する既往研究に基づき  $5.0 \times 10^{10} \text{N/m}^2$  に設定 (土木学会 (2016) 等) →P.47, P.48
  - 3.11地震を含む世界の巨大地震の大すべり域を参照して設定 (内閣府 (2012) ほか) →第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-18, P.3.2-21参照
  - すべり角は, 陸側プレートのずれの向きに基づいて設定 (中央防災会議 (2006)) →P.49
  - 平均的に利用されている値を参考に 3.11地震の解析結果も踏まえ 60s に設定 (内閣府 (2012)) →P.50



3.11地震・津波の知見を反映（津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮）した基準波源モデル

※1：基本すべり域, 大すべり域及び超大すべり域のすべり量が 1 : 2 : 4 となるように設定した基本すべり域のすべり量 ( $D_1$ )  
基本すべり量 ( $D_1$ ) は, 以下の関係式を満足する条件として設定した。

$M_0 = M_{01} + M_{02} + M_{04}$   
 > 地震モーメント ( $M_{01} = \mu \cdot S_1 \cdot D_1$ ,  $M_{02} = \mu \cdot S_2 \cdot D_2$ ,  $M_{04} = \mu \cdot S_4 \cdot D_4$ )  
 > 断層面積 ( $S_1, S_2, S_4$ )  
 > すべり量 ( $D_1, D_2 (2 \cdot D_1), D_4 (4 \cdot D_1)$ )  
 ここで, 下付き数字1は基本すべり域, 2は大すべり域, 4は超大すべり域を表す。

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (114/128)



第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-120再掲

## 基準波源モデル⑤

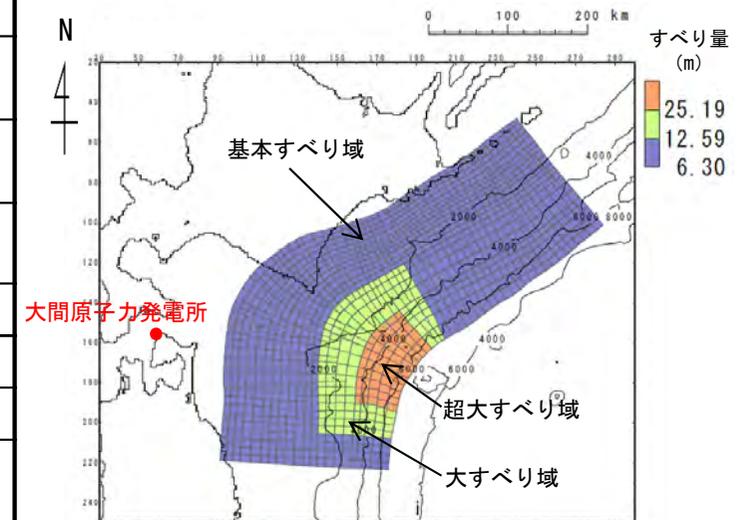
- 基準波源モデル⑤は、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比※<sup>1</sup>を反映し、すべり領域の配置は、大間原子力発電所の立地特性を踏まえた保守的観点で配置 (P.117, P.118参照) して設定する。
- なお、超大すべり域を浅部海溝軸沿いに配置し比較的短周期の波を卓越させることにより、未知なる海溝軸付近の海底地すべりや分岐断層※<sup>2</sup>の影響も考慮されている。

※1：大すべり域・超大すべり域の設定に伴う地震モーメントの調整は、波源領域全体で実施。

※2：第1023回審査会合 資料1-2 「4-2-3. 分岐断層に関する検討」参照。

## 基準波源モデル⑤のパラメータ

項目	基準波源モデル⑤ 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備考 【設計値】
モーメントマグニチュード Mw	9.04	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	9.04
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—
断層面積 S (km <sup>2</sup> )	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.08	内閣府 (2012) 等	3
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$	土木学会 (2016) 等	—
地震モーメント Mo (N・m)	$4.64 \times 10^{22}$	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	$4.52 \times 10^{22}$
平均すべり量 D (m)	8.41	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	8.19
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデル (P.83, 第1023回審査会合 資料1-2 P.3.1-18, P.3.2-21参照)	6.30 (88,377km <sup>2</sup> , 80%)
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)		12.59 (16,571km <sup>2</sup> , 15%)
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)		25.19 (5,524km <sup>2</sup> , 5%)
すべり角 $\lambda$ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—
ライズタイム $\tau$ (s)	60	内閣府 (2012)	—



基準波源モデル⑤

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (115/128)

第1023回審査会合

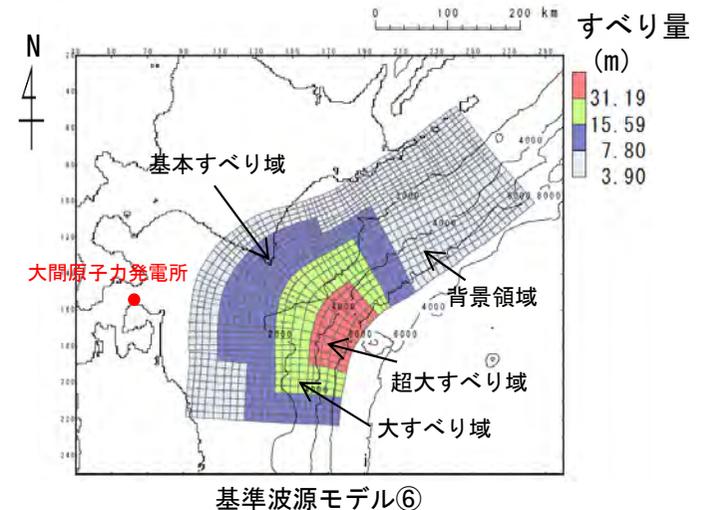
資料1-1 P. 3. 2. 1-121再掲

## 基準波源モデル⑥

- 基準波源モデル⑥は、基準波源モデル⑤ (P. 120参照) に対し、すべりの不確かさを踏まえ、より保守側の設定として大すべり域・超大すべり域等のすべり量が約20%割増し (P. 95参照) になるように、背景領域にすべり量が小さな領域として、基本すべり域のすべり量の半分のすべり量を全体面積の50%に対して考慮し設定する。

基準波源モデル⑥のパラメータ

項目	基準波源モデル⑥ 【モデル化後の値】	主な設定根拠	備考 【設計値】
モーメントマグニチュード $M_w$	9.04	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	9.04
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—
断層面積 $S$ (km <sup>2</sup> )	110,472	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3.08	内閣府 (2012) 等 (設計値 3 MPa)	3
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$	土木学会 (2016) 等	—
地震モーメント $M_0$ (N・m)	$4.64 \times 10^{22}$	$M_0 = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	$4.52 \times 10^{22}$
平均すべり量 $D$ (m)	8.40	$D = M_0 / (\mu \cdot S)$	8.19
すべり量	基本すべり域 (m) (全体面積の30%)	7.80 (30,619km <sup>2</sup> , 27.7%)	7.80 (33,141km <sup>2</sup> , 30%)
	背景領域 (m) (基本すべり域のすべり量の 0.5倍, 全体面積の50%程度)	3.90 (56,997km <sup>2</sup> , 51.6%)	3.90 (55,236km <sup>2</sup> , 50%)
	大すべり域 (m) (基本すべり域のすべり量の 2倍, 全体面積の15%程度)	15.59 (15,790km <sup>2</sup> , 14.3%)	15.59 (16,571km <sup>2</sup> , 15%)
	超大すべり域 (m) (基本すべり域のすべり量の 4倍, 全体面積の5%程度)	31.19 (7,066km <sup>2</sup> , 6.4%)	31.19 (5,524km <sup>2</sup> , 5%)
すべり角 $\lambda$ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—
ライズタイム $\tau$ (s)	60	内閣府 (2012)	—



(余白)

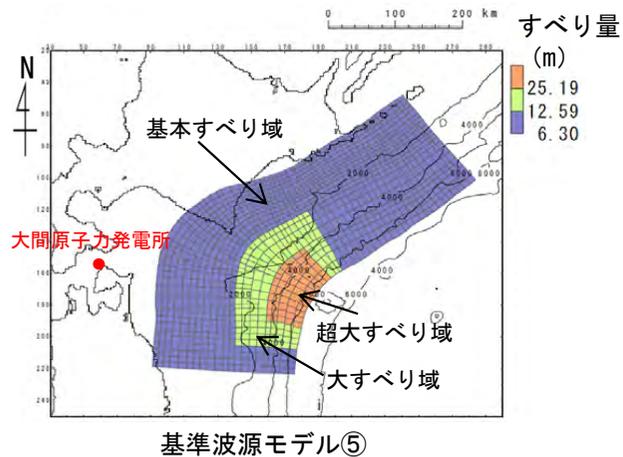
## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (116/128)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-123再掲

## パラメータスタディ：基準波源モデル⑤⑥

○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（第1023回審査会合 資料1-2 P.4.3-3 ~P.4.3-7参照）。パラスタ詳細は以下のとおり。

- 概略パラスタのステップ1として、各基準波源モデルに対しアスペリティの位置を変化させる検討を実施した。
- 概略パラスタのステップ2として、ステップ1における各基準波源モデル毎の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、アスペリティをさらに細かく移動さ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、破壊様式の不確かさの考慮として、破壊開始点、破壊伝播速度、ライズタイムを組合せた検討を実施した。

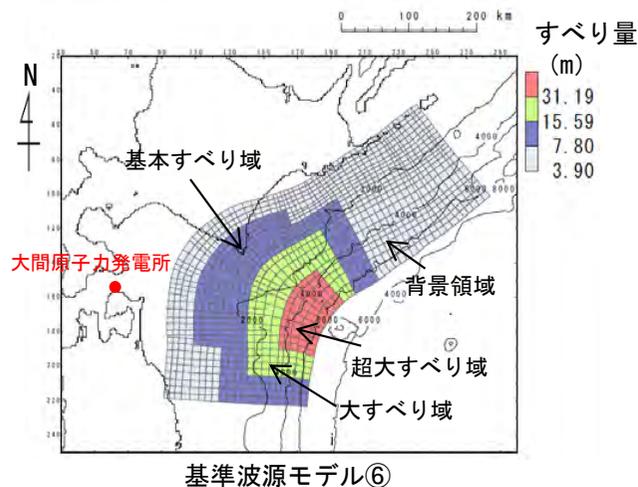


## 概略パラメータスタディ (ステップ1)

項目	変動範囲	ケース数	
アスペリティの位置	基準, 北方へ40km (N1), 80km (N2), 200km (N3), 南方へ40km (S1)	5	計 5

## 概略パラメータスタディ (ステップ2)

項目	変動範囲	ケース数	
アスペリティの位置	S1(ステップ1), S1を北方へ約10km, 20km, 30km移動 (約10kmステップで移動)	4	計 4



## 詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数	
破壊開始点	大すべり域深部の南端, 北端, 超大すべり域背後及び日本海溝と千島海溝の境界上大すべり域中央部	5	計 16
破壊伝播速度	1.0km/s, 2.0km/s, 2.5km/s, ∞※ (基準: 概略パラスタケース) ※: ∞は全域同時に破壊開始	4	
ライズタイム	60s (基準: 概略パラスタケース)	1	

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (117/128)

#### 基準波源モデル⑤⑥の諸元及びパラメータスタディ整理表

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-124再掲

基準波源モデル⑤⑥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⑤⑥ (基準波源モデル⑤を代表とする)		パラメータスタディ		
	諸元 【設計値】	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 <sup>*</sup> Mw	9.04	$Mw = (\log Mo - 9.1) / 1.5$	—	—	他諸元からの算定値
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	地震調査研究推進本部 (2017a, 2019)	—	—	各調査により地震発生域が明確
断層面積 S (km <sup>2</sup> )	110,472	青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖	—	—	安全評価上、2つの領域の連動を考慮
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	3	内閣府 (2012) 等	—	—	既往巨大地震の応力降下量に保守性を考慮
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$5.0 \times 10^{10}$	土木学会 (2016)	—	—	既往の地下構造情報を基に設定
地震モーメント Mo (N・m)	$4.52 \times 10^{22}$	$Mo = 16 / (7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	—	—	他諸元からの算定値
平均すべり量 D (m)	8.19	$D = Mo / (\mu \cdot S)$	—	—	他諸元からの算定値
すべり量	基本すべり域 (m) (面積及び面積比率)	6.30 (88,377km <sup>2</sup> , 80%)	—	—	すべり量： 既往研究による知見を反映した他諸元からの設定値 面積： 安全評価上、2つの領域の連動を考慮した上で、既往研究による設定値を考慮
	大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	12.59 (16,571km <sup>2</sup> , 15%)			
	超大すべり域 (m) (面積及び面積比率)	25.19 (5,524km <sup>2</sup> , 5%)			
すべり角 $\lambda$ (°)	陸側プレートのずれの向きに基づいて設定	中央防災会議 (2006)	—	—	観測データを基に設定
ライズタイム $\tau$ (s)	60	内閣府 (2012) 等	—	—	感度解析により保守的設定であることを確認 (第1023回審査会合 資料1-2「4-2-1. ライズタイムの影響検討」参照)
アスペリティの位置	津軽海峡前面に配置	敷地への影響が大きな位置	概略パラスタ	200km～10kmt <sup>*</sup> ヅチ	10kmt <sup>*</sup> ヅチで位置の影響がほぼ無いことを確認。 (第1023回審査会合 資料1-2 P. 4. 3-4参照)
破壊開始点	—	—	詳細パラスタ	大すべり域周辺に配置	プレート境界面深度、大すべり域の配置を考慮
破壊伝播速度	$\infty$	—	詳細パラスタ	1.0, 2.0, 2.5km/s	既往巨大津波研究

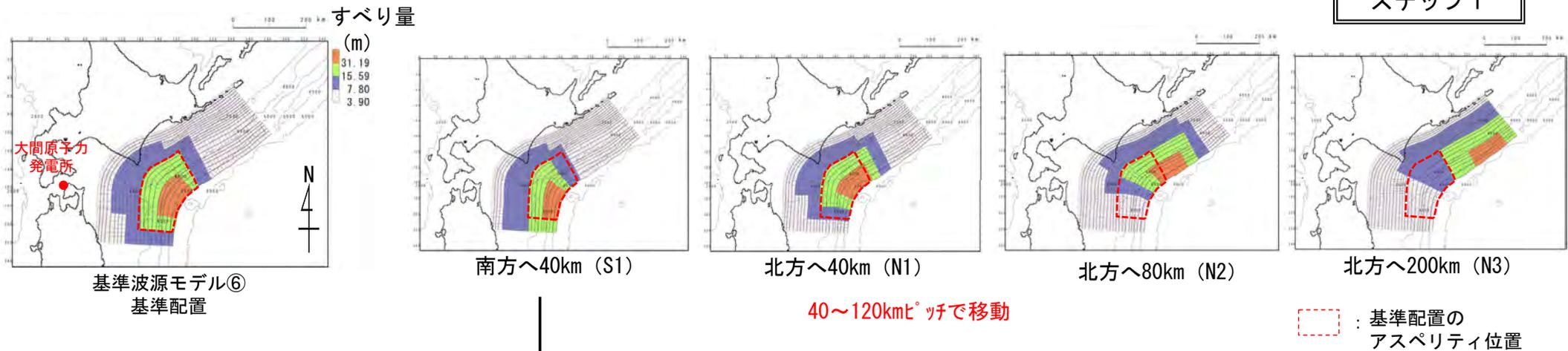
# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (118/128)



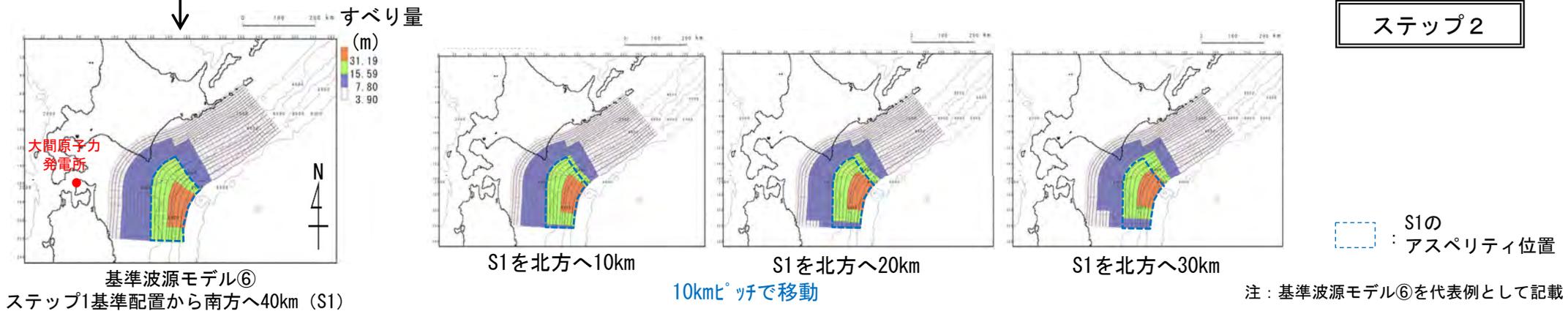
第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-125再掲

## 概略パラメータスタディ (1/4) : アスペリティ位置の不確かさを基準波源モデル⑤⑥>

ステップ1



ステップ2



- 概略パラメータスタディ (ステップ1) として、大すべり域等の位置の不確かさの考慮のため、各基準波源モデルに対して、位置のパラメータスタディ (各5パターン) を実施した。
- 概略パラメータスタディ (ステップ2) として、ステップ1における各基準波源モデル毎の最大水位変動ケースの波源モデルを対象に、最大となったアスペリティ位置S1を北方へ約10kmピッチで移動させた場合の検討を実施した※。

※：アスペリティ位置の影響に関わる周期特性の検討は、第1023回審査会合 資料1-2 P. 4. 3-8, P. 4. 3-9に示す。

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (119/128)

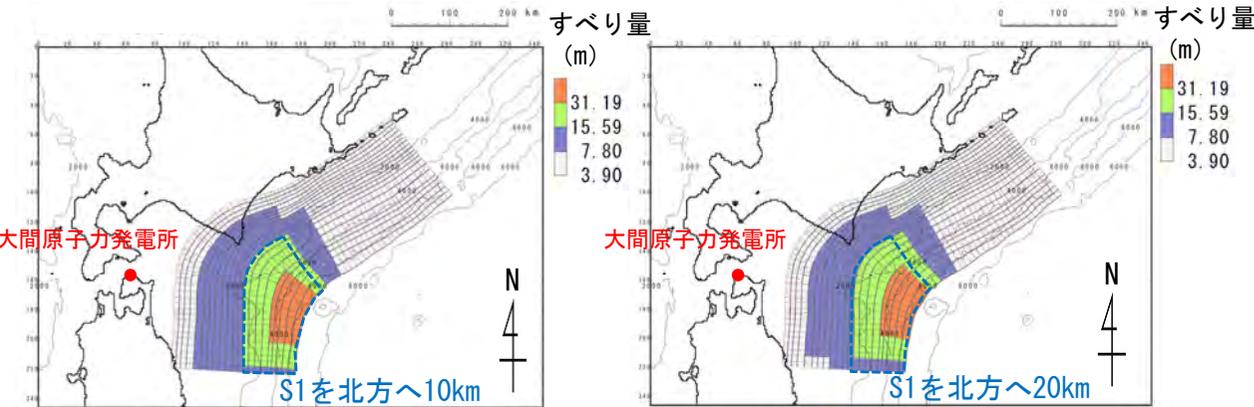
## 概略パラメータスタディ (2/4) : 検討結果<基準波源モデル⑤⑥>

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-126再掲

基準波源モデル⑤⑥に対する概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。

**最大水位上昇ケース**  
 ・基準波源モデル⑥  
 ・アスペリティ位置：S1を北方へ10km移動

**最大水位下降ケース**  
 ・基準波源モデル⑥  
 ・アスペリティ位置：S1を北方へ20km移動



最大ケースの波源モデル (基準波源モデル⑥)

S1の  
アスペリティ位置

- : 概略パラスタ (ステップ1) 最大水位上昇/下降ケース
- : 概略パラスタ (ステップ2) 最大水位上昇ケース
- : 概略パラスタ (ステップ2) 最大水位下降ケース

概略パラメータスタディ (ステップ1) 結果一覧

	アスペリティの位置※1	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑤	北方へ200km (N3)	1.59m	-1.38m
	北方へ80km (N2)	1.53m	-1.54m
	北方へ40km (N1)	2.04m	-2.26m
	基準	2.83m	-2.88m
	南方へ40km (S1)	3.47m	-2.55m
基準波源モデル⑥	北方へ200km (N3)	1.36m	-1.21m
	北方へ80km (N2)	1.47m	-1.51m
	北方へ40km (N1)	2.18m	-2.24m
	基準	3.21m	-2.74m
	南方へ40km (S1)	3.50m	-2.91m

概略パラメータスタディ (ステップ2) 結果一覧

	アスペリティの位置※1	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑥	S1を北方へ30km	3.44m	-2.94m
	S1を北方へ20km	3.55m	-2.94m※2
	S1を北方へ10km	3.59m	-2.82m
	S1	3.50m	-2.91m

※1: アスペリティの位置についてはP. 125に示す。

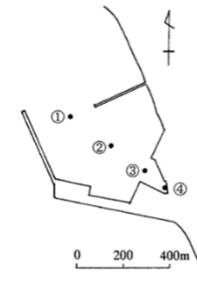
※2: 小数第3位まで考慮すると、S1を北方へ20kmで最大。

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (120/128)

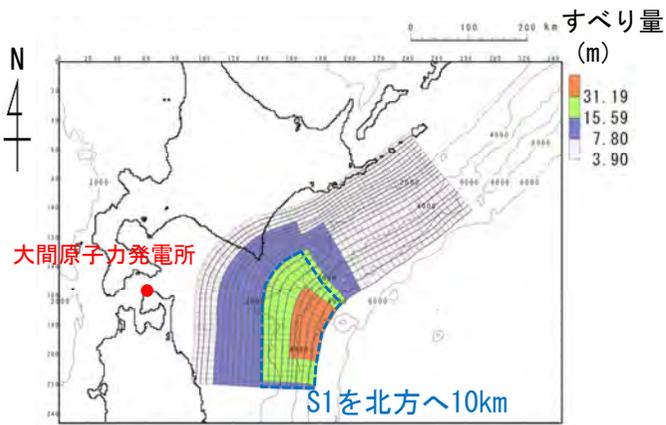
## 概略パラメータスタディ (3/4) : 最大水位上昇ケース検討結果<基準波源モデル⑤⑥>

第1023回審査会  
資料1-1 P. 3. 2. 1-127再掲

基準波源モデル⑤⑥に対する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。

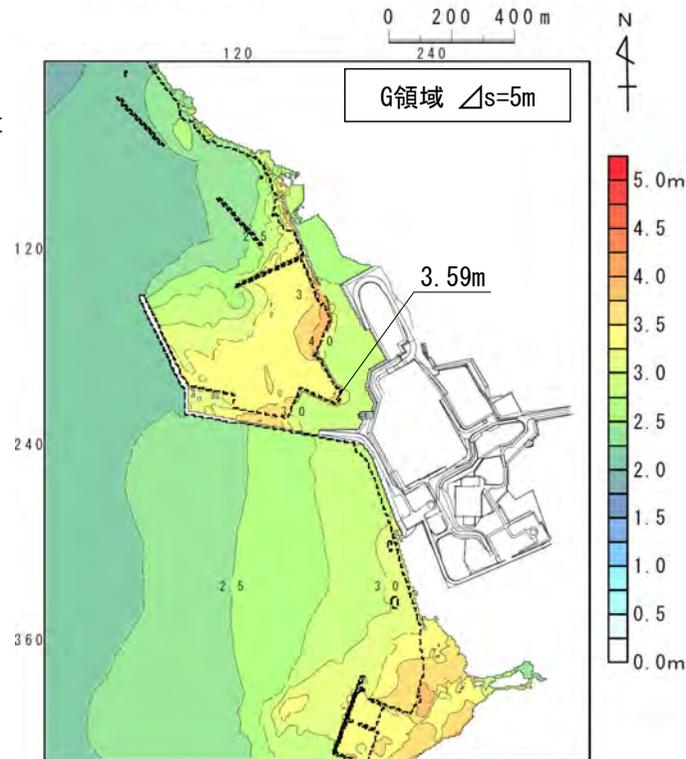


**最大水位上昇ケース**  
・基準波源モデル⑥  
・アスペリティ位置 : S1を北方へ10km移動



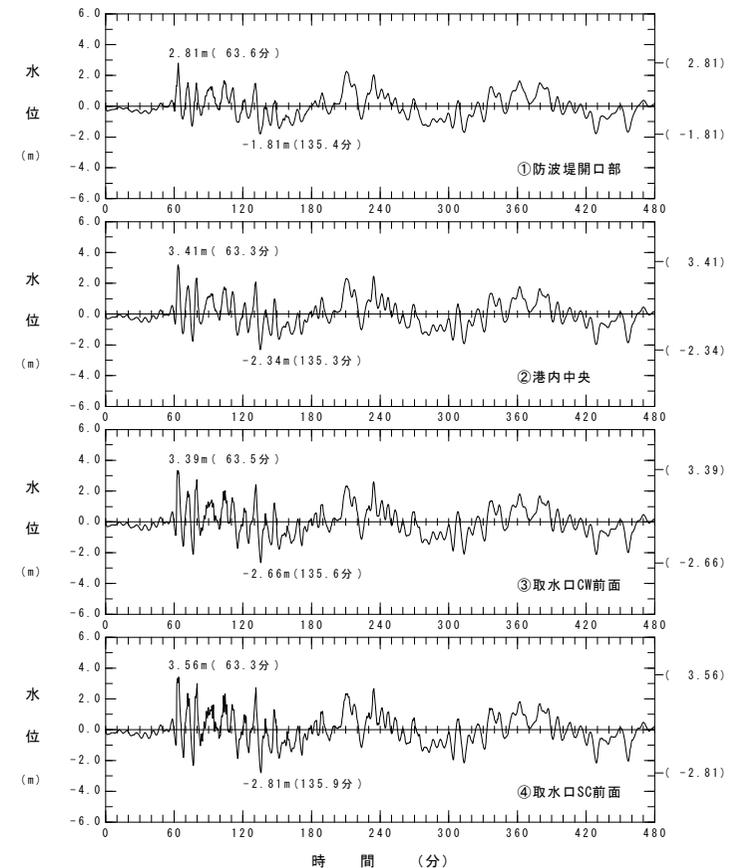
波源モデル

□ S1の  
アスペリティ位置



最大水位上昇量分布

最大水位上昇ケース  
(基準波源モデル⑥)

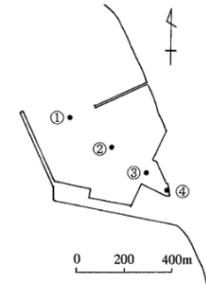


水位時刻歴波形

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (121/128)

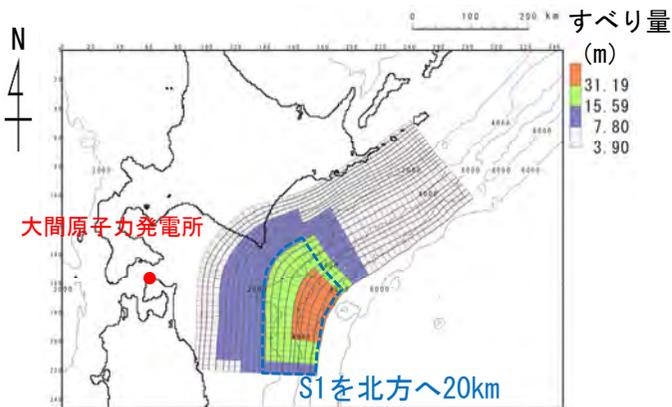
#### 概略パラメータスタディ (4/4) : 最大水位下降ケース検討結果<基準波源モデル⑤⑥>

- 基準波源モデル⑤⑥に対する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。



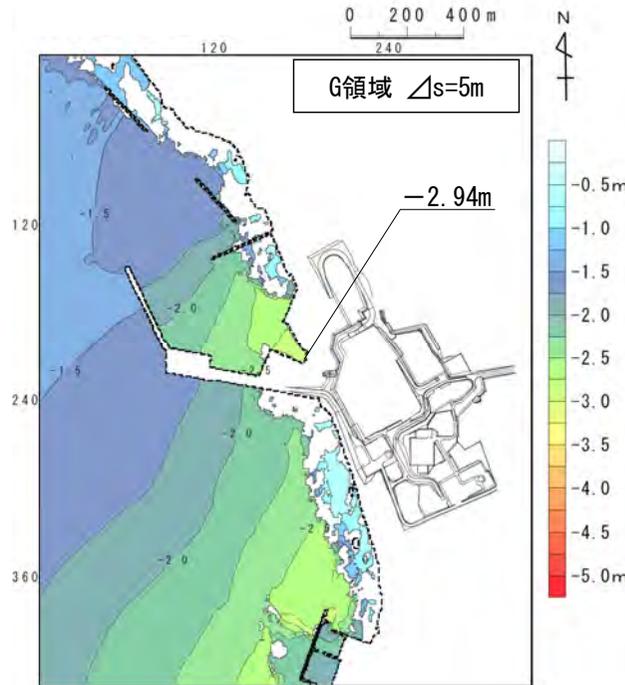
#### 最大水位下降ケース

- 基準波源モデル⑥
- アスペリティ位置 : S1を北方へ20km移動



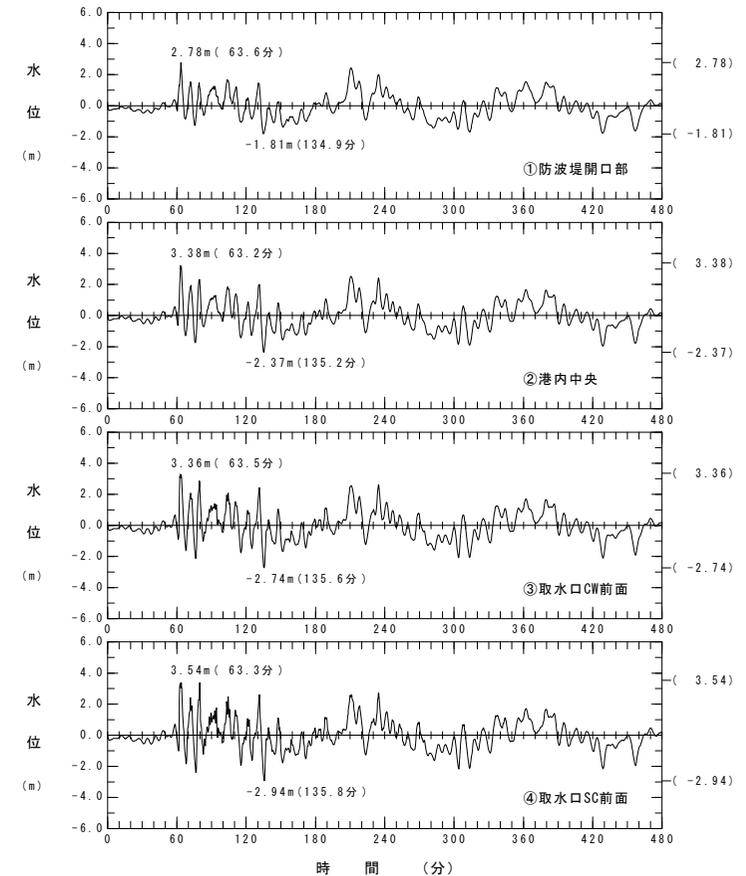
波源モデル

S1の  
アスペリティ位置



最大水位下降量分布

最大水位下降ケース  
(基準波源モデル⑥)



水位時刻歴波形

## 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (122/128)

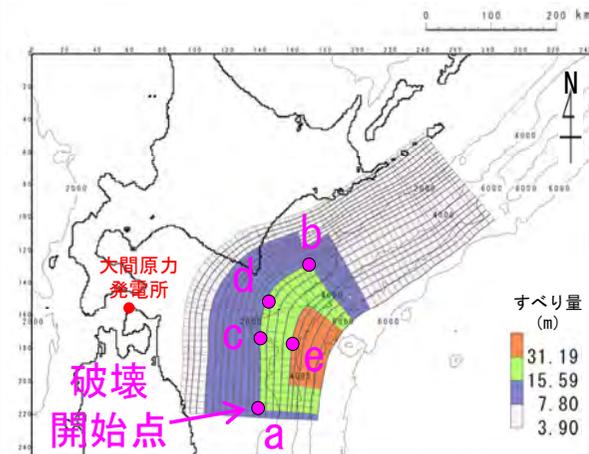
## 詳細パラメータスタディ (1/2) : 破壊開始点・破壊伝播速度・ライズタイム&lt;基準波源モデル⑤, ⑥&gt;

- 基準波源モデル⑤, ⑥に対し, 以下に示す破壊開始点, 破壊伝播速度及びライズタイムを組合せた検討を実施した。

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-129再掲

## 詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	備考
破壊開始点	<ul style="list-style-type: none"> <li>✓プレート境界面深度20km (大すべり域深部下端に相当) を基本として, 大すべり域深部下端の「南端:a」, 「北端:b」, 「超大すべり域背後:c」, 「日本海溝と千島海溝の境界上:d」の4箇所配置</li> <li>✓不確かさ考慮として, 「大すべり域中央部:e」に1箇所 (超大すべり域深部下端に相当) 配置</li> </ul>	右図のとおり設定 (P.112参照)
破壊伝播速度	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 1.0km/s</li> <li>• 2.0km/s</li> <li>• 2.5km/s</li> <li>• ∞※ (基準: 概略パラスタケース)</li> <li>※: ∞は全域同時に破壊開始</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>1.0km/s: Fujii and Satake (2007) による2004年インド洋津波を再現する最適値</li> <li>2.0km/s: Satake et al. (2013) による2011年東北地方太平洋沖地震再現モデル</li> <li>2.5km/s: 内閣府 (2012) の南海トラフ大地震モデル</li> </ul>
ライズタイム	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 60s (基準: 概略パラスタケース)</li> </ul>	<p>世界のM9クラスの超巨大地震から得られたライズタイムに関する知見及びそれらを踏まえた影響検討を考慮して60秒固定とした。 (第1023回審査会合 資料1-2「4-2-1. ライズタイムの影響検討」参照)</p>



基準波源モデル⑤, ⑥  
概略パラスタ最大ケース  
(基準波源モデル⑥)  
※代表として上昇側を例示

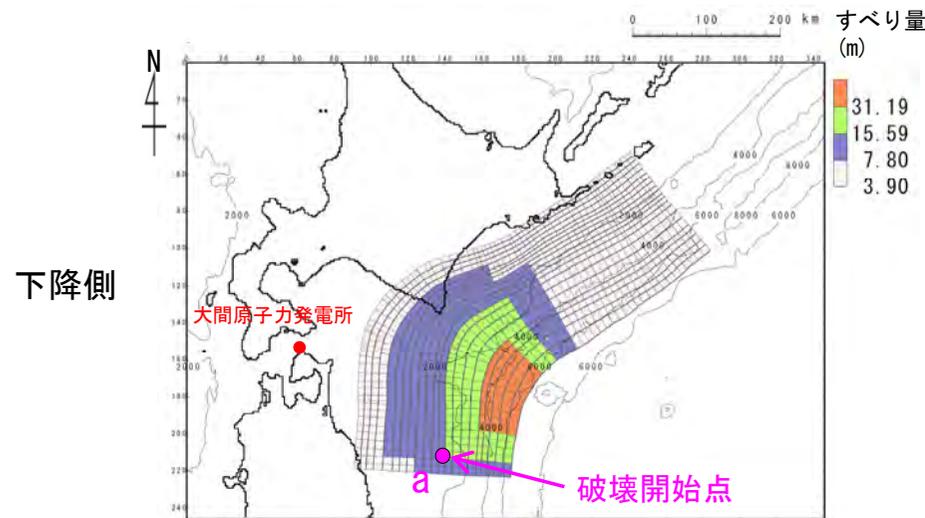
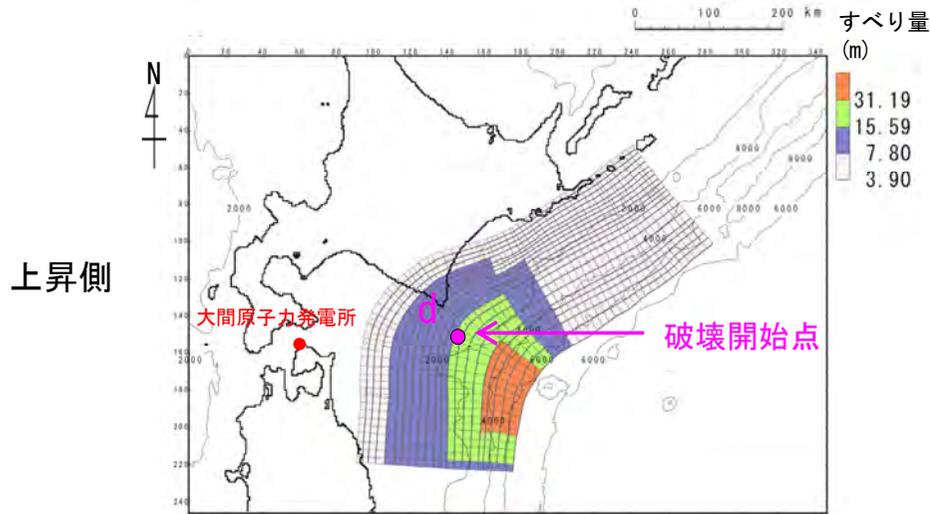
### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (123/128)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-130再掲



#### 詳細パラメータスタディ (2/2) : 検討結果<基準波源モデル⑤, ⑥>

基準波源モデル⑤, ⑥に対する詳細パラメータスタディの結果は以下のとおりである。



最大ケースの波源モデル  
(基準波源モデル⑥)

#### 上昇側 詳細パラメータスタディ結果一覧

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑥	S1を北方へ10km	60s	1.0km/s	a	3.22m	-3.13m
				b	3.38m	-2.10m
				c	3.36m	-2.32m
				d	3.11m	-2.22m
				e	2.98m	-2.69m
			2.0km/s	a	3.46m	-3.03m
				b	3.63m	-2.31m
				c	3.63m	-2.56m
				d	3.69m	-2.39m
				e	3.53m	-2.70m
			2.5km/s	a	3.47m	-2.99m
				b	3.57m	-2.40m
				c	3.60m	-2.61m
				d	3.67m	-2.47m
				e	3.54m	-2.72m
∞	-	3.59m	-2.82m			

#### 下降側

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑥	S1を北方へ20km	60s	1.0km/s	a	2.97m	-3.00m
				b	3.61m	-2.26m
				c	3.22m	-2.45m
				d	3.28m	-2.35m
				e	3.03m	-2.78m
			2.0km/s	a	3.36m	-3.11m*
				b	3.50m	-2.60m
				c	3.61m	-2.74m
				d	3.63m	-2.67m
				e	3.53m	-2.81m
			2.5km/s	a	3.41m	-3.11m*
				b	3.46m	-2.67m
				c	3.59m	-2.79m
				d	3.61m	-2.73m
				e	3.54m	-2.83m
∞	-	3.55m	-2.94m			

■ : 上昇側・下降側最大ケース

※: 小数第3位まで考慮すると2.0km/sで最大。

基準波源モデル①~④の詳細パラメータスタディとの比較はP. 131, P. 132参照。

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (124/128)

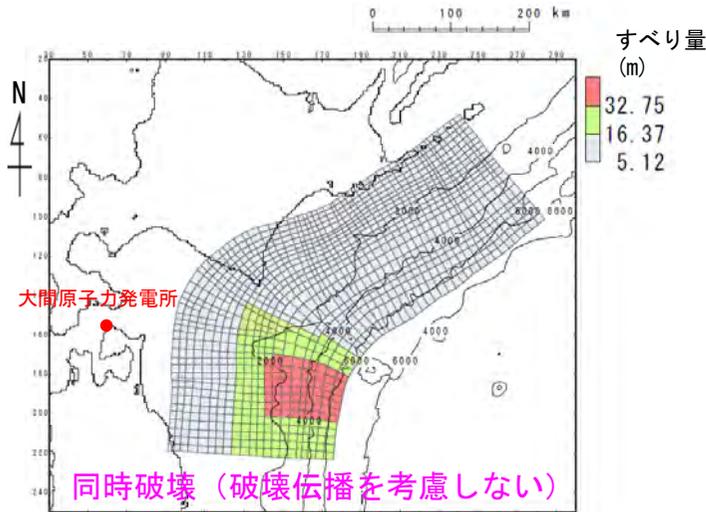
第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-131再掲



## まとめ (1/4) : 最大水位上昇ケースの選定

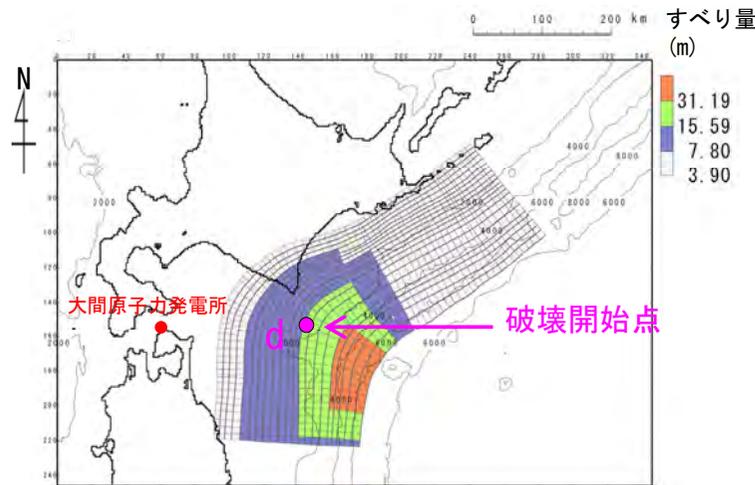
最大水位上昇ケースを選定するために、基準波源モデル①～④と基準波源モデル⑤、⑥の上昇側の詳細パラメータスタディ結果を比較した。

基準波源モデル①～④に対する  
最大水位上昇ケース



(基準波源モデル②)

基準波源モデル⑤、⑥に対する  
最大水位上昇ケース



(基準波源モデル⑥)

## 上昇側詳細パラメータスタディ結果一覧

タイプ	アスペリティ の位置	ライズ タイム	破壊伝播 速度	破壊 開始点	最大水位 上昇量	最大水位 下降量
基準波源モデル②	基準配置を 南方へ 40km	60s	1.0km/s	a	3.22m	-2.89m
				b	3.10m	-2.48m
				c	3.12m	-2.83m
				d	3.36m	-2.38m
			2.0km/s	a	3.48m	-2.99m
				b	3.37m	-2.68m
				c	3.31m	-2.86m
				d	3.53m	-2.33m
			2.5km/s	a	3.50m	-3.00m
				b	3.39m	-2.74m
				c	3.39m	-2.86m
				d	3.56m	-2.48m
∞	-	3.62m	-3.04m			

タイプ	アスペリティ の位置	ライズ タイム	破壊伝播 速度	破壊 開始点	最大水位 上昇量	最大水位 下降量
基準波源モデル⑥	S1を 北方へ 10km	60s	1.0km/s	a	3.22m	-3.13m
				b	3.38m	-2.10m
				c	3.36m	-2.32m
				d	3.11m	-2.22m
				e	2.98m	-2.69m
			2.0km/s	a	3.46m	-3.03m
				b	3.63m	-2.31m
				c	3.63m	-2.56m
				d	3.69m	-2.39m
				e	3.53m	-2.70m
			2.5km/s	a	3.47m	-2.99m
				b	3.57m	-2.40m
				c	3.60m	-2.61m
				d	3.67m	-2.47m
e	3.54m	-2.72m				
∞	-	3.59m	-2.82m			

■ : 基準波源モデル①～④の最大水位上昇ケース

■ : 基準波源モデル①～⑥の最大水位上昇ケース

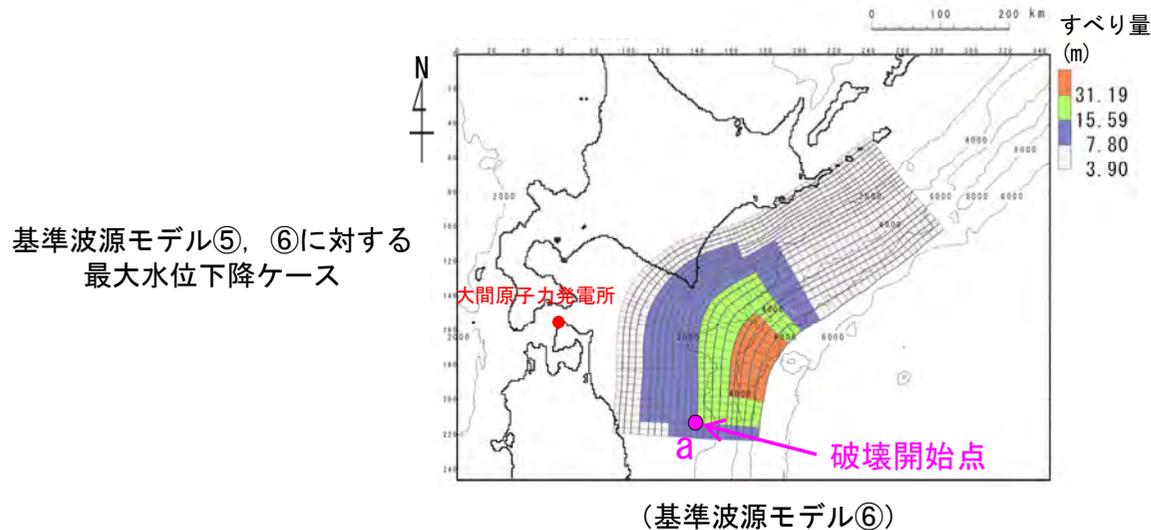
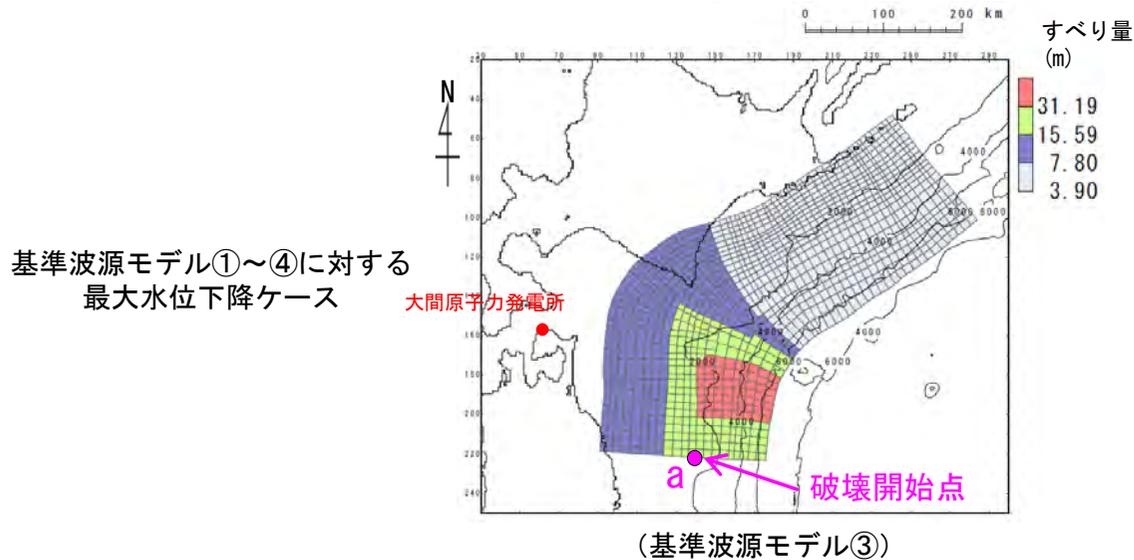
### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (125/128)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.1-132再掲



#### まとめ (2/4) : 最大水位下降ケースの選定

最大水位下降ケースを選定するために、基準波源モデル①～④と基準波源モデル⑤⑥の下降側の詳細パラメータスタディ結果を比較した。



#### 下降側詳細パラメータスタディ結果一覧

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル③	基準配置を南方へ40km	60s	1.0km/s	a	3.25m	-3.42m
				b	3.00m	-2.74m
				c	3.04m	-3.06m
				d	3.31m	-2.36m
			2.0km/s	a	3.47m	-3.53m
				b	3.28m	-3.13m
				c	3.32m	-3.26m
				d	3.44m	-3.11m
			2.5km/s	a	3.49m	-3.52m
				b	3.34m	-3.21m
				c	3.35m	-3.29m
				d	3.47m	-3.21m
∞	-	3.50m	-3.49m			

タイプ	アスペリティの位置	ライズタイム	破壊伝播速度	破壊開始点	最大水位上昇量	最大水位下降量
基準波源モデル⑥	S1を北方へ20km	60s	1.0km/s	a	2.97m	-3.00m
				b	3.61m	-2.26m
				c	3.22m	-2.45m
				d	3.28m	-2.35m
				e	3.03m	-2.78m
			2.0km/s	a	3.36m	-3.11m*
				b	3.50m	-2.60m
				c	3.61m	-2.74m
				d	3.63m	-2.67m
				e	3.53m	-2.81m
			2.5km/s	a	3.41m	-3.11m*
				b	3.46m	-2.67m
				c	3.59m	-2.79m
				d	3.61m	-2.73m
				e	3.54m	-2.83m
∞	-	3.55m	-2.94m			

※: 小数第3位まで考慮すると2.0km/sで最大。

- : 基準波源モデル①～⑥の最大水位下降ケース
- : 基準波源モデル⑤⑥の最大水位下降ケース

# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (126/128)

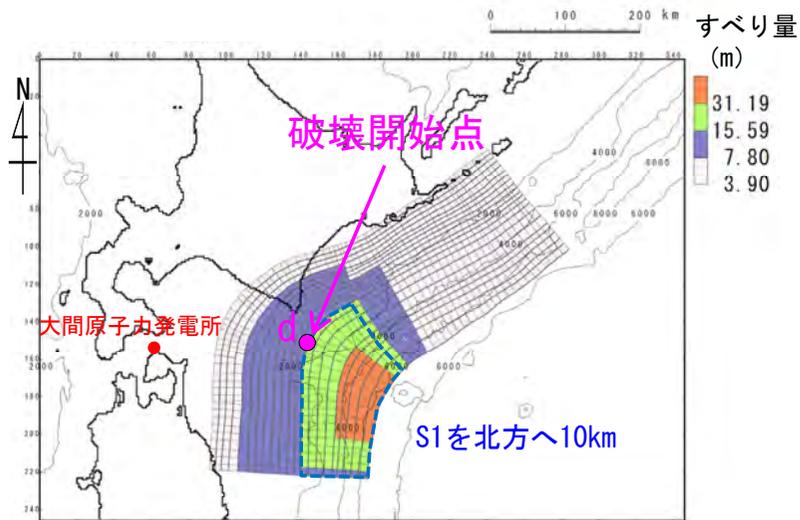
## まとめ (3/4) : 最大水位上昇ケース

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-133再掲

敷地における最大水位上昇ケース検討結果は以下のとおりである。

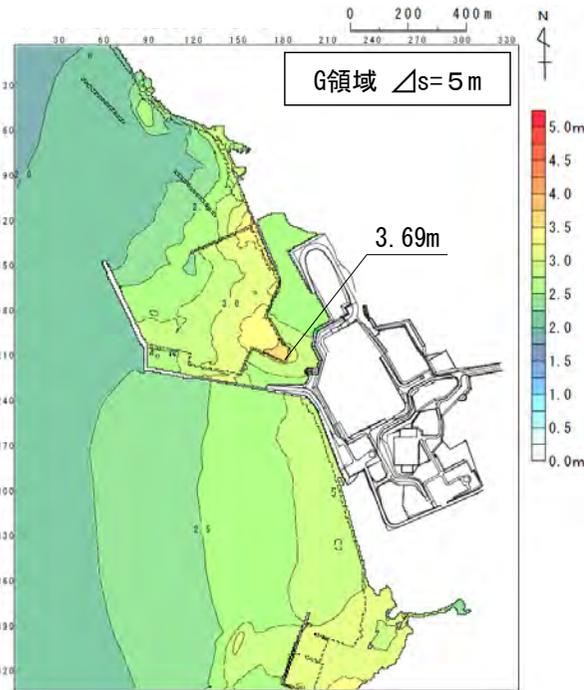
### 最大水位上昇ケース

- ・基準波源モデル⑥
- ・アスペリティ位置：S1を北方へ10km移動
- ・破壊開始点d
- ・ライズタイム60s
- ・破壊伝播速度2.0km/s



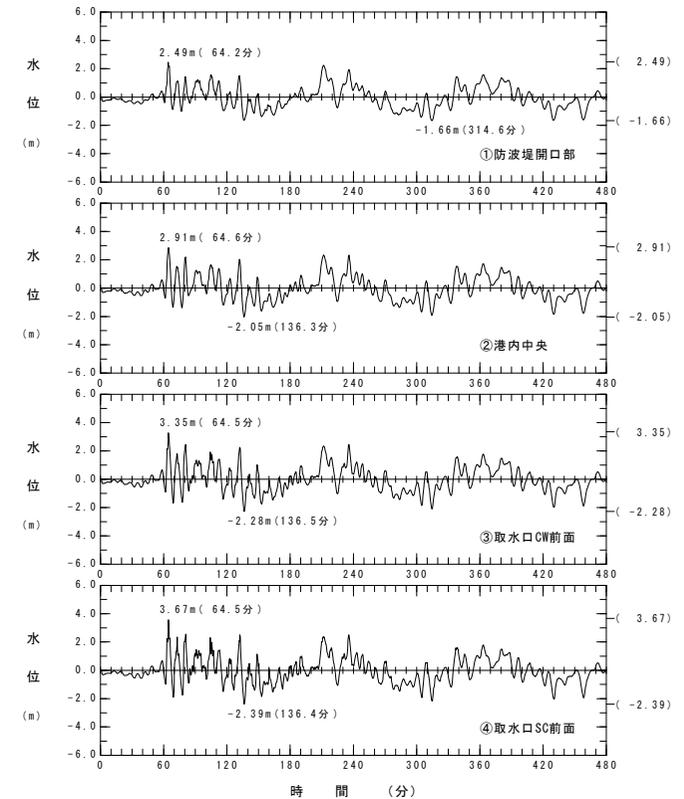
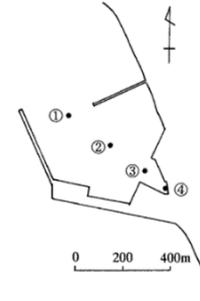
波源モデル

S1の  
アスペリティ位置



最大水位上昇量分布

最大水位上昇ケース  
(基準波源モデル⑥)



水位時刻歴波形

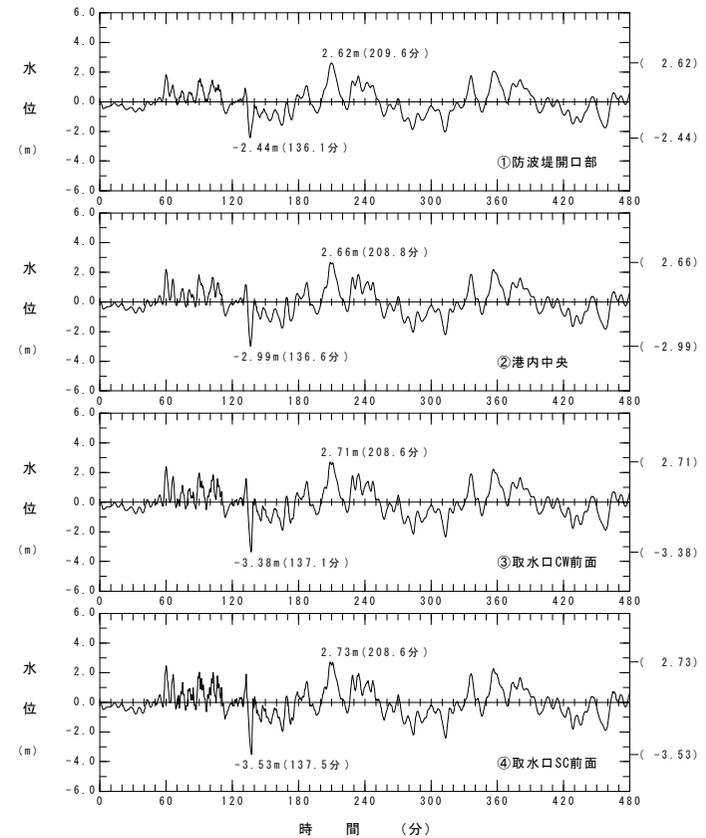
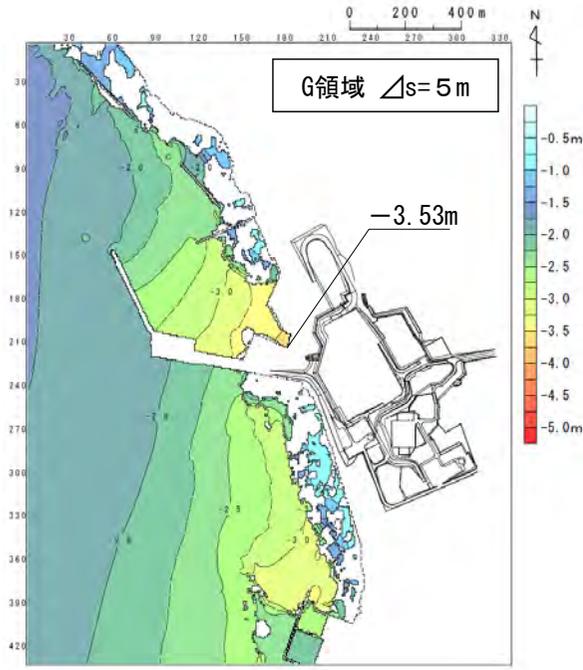
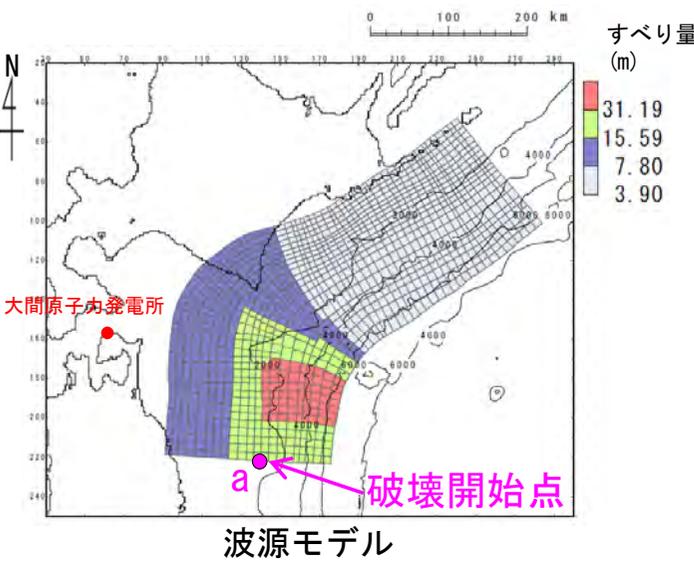
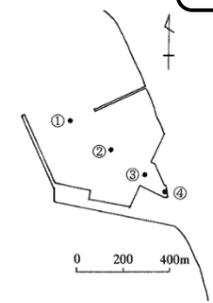
# 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (127/128)

## まとめ (4/4) : 最大水位下降ケース

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-134再掲

取水口スクリーン室前面における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**
- ・ 基準波源モデル③
  - ・ アスペリティ位置：基準配置を南方へ40km移動
  - ・ 破壊開始点a
  - ・ ライズタイム60s
  - ・ 破壊伝播速度2.0km/s



最大水位下降ケース  
(基準波源モデル③)

最大水位下降量分布

水位時刻歴波形

### 3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（128/128）

#### 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波検討結果

第1023回審査会合  
資料1-1 P. 3. 2. 1-135再掲

三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の検討結果は下表のとおりである。

#### 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波検討結果

モデル	パラメータスタディ	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
3.11地震・津波の再現性等を 考慮した基準波源モデル (基準波源モデル①②③④)	概略パラメータスタディ※	3.62m	-3.49m
	詳細パラメータスタディ	3.62m	-3.53m (基準波源モデル③)
津軽海峡内及び大間専用港湾 に特化した津波挙動を考慮した 基準波源モデル (基準波源モデル⑤⑥)	概略パラメータスタディ※	3.59m	-2.94m
	詳細パラメータスタディ	3.69m (基準波源モデル⑥)	-3.11m

※内閣府（2020a）等との比較を「補足説明資料（補足1）津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析」に示す。  
評価水位抽出位置における水位分布の比較は「第1023回審査会合 資料1-2 4-4-2. 基準波源モデル①～⑥の水位分布比較」参照。

(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

## 3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（1／13）



第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-2再掲

### 検討方針

- 第1023回審査会合 資料1-1「1-3. 行政機関による既往評価の整理」において、内閣府（2020）の津波モデルによる大間町への津波の影響は、沿岸で10m程度に達し、他の行政機関の津波モデルに比べて顕著に大きいことを確認した。
- 上記より、内閣府（2020）モデルの検討概要、敷地への影響、位置づけ及び反映方針について検討する。

## 3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（2／13）

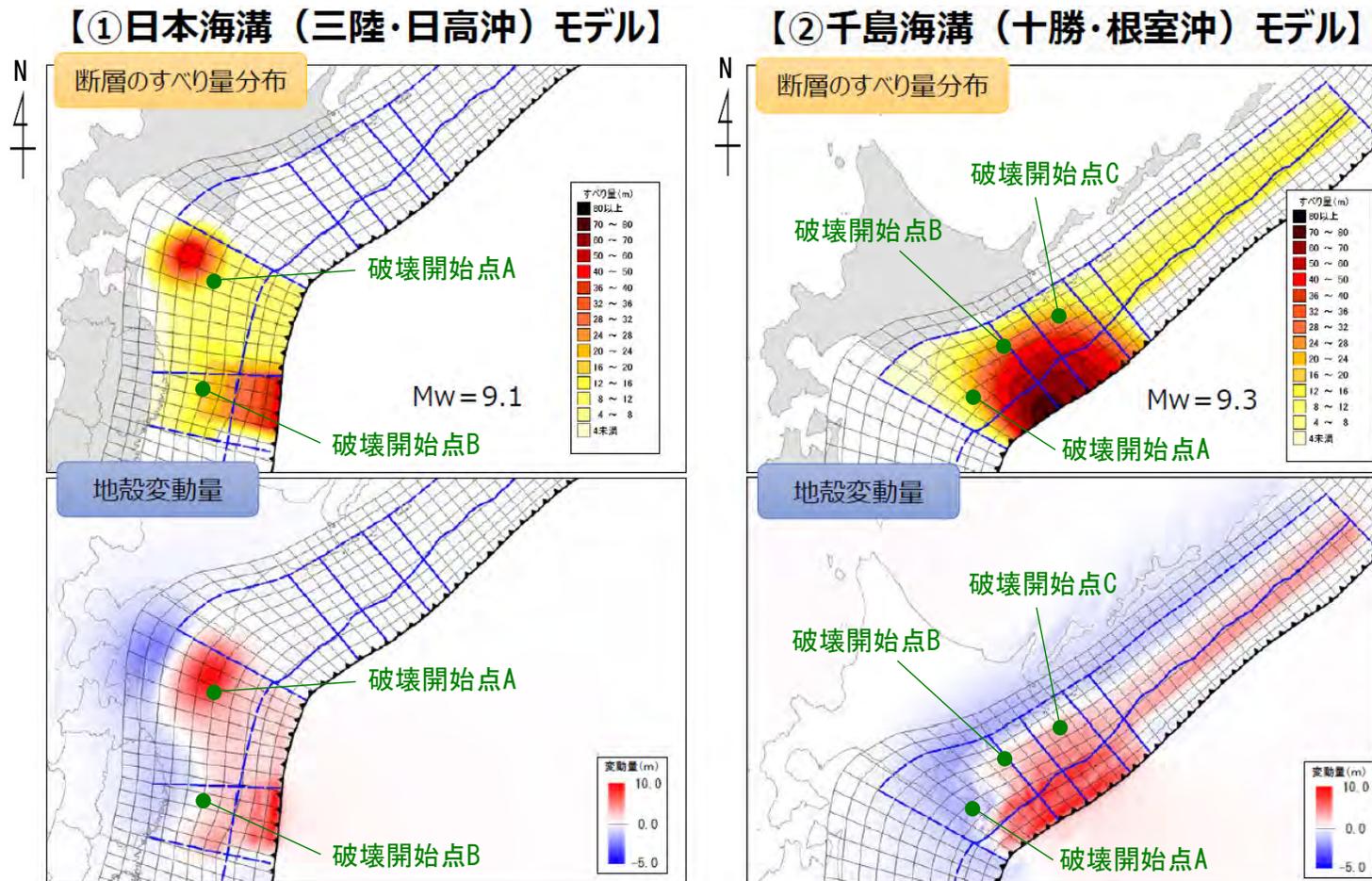


第1023回審査会合

資料1-1 P.3.2.2-3再掲

## 内閣府（2020）による検討概要（1／3）

- 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）において、東日本大震災の教訓を踏まえ、津波堆積物調査などの科学的な知見をベースに、あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波に関する検討が実施された。
- 内閣府（2020a）で示された最大クラスの津波断層モデルは以下の2つである。
- これらの中から、大間原子力発電所への影響が比較的大きい津波断層モデルを抽出して、数値シミュレーションを実施し、敷地における水位変動量を算定する。



内閣府（2020a）に一部加筆

内閣府（2020a）による最大クラスの津波断層モデル

### 3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（3／13）



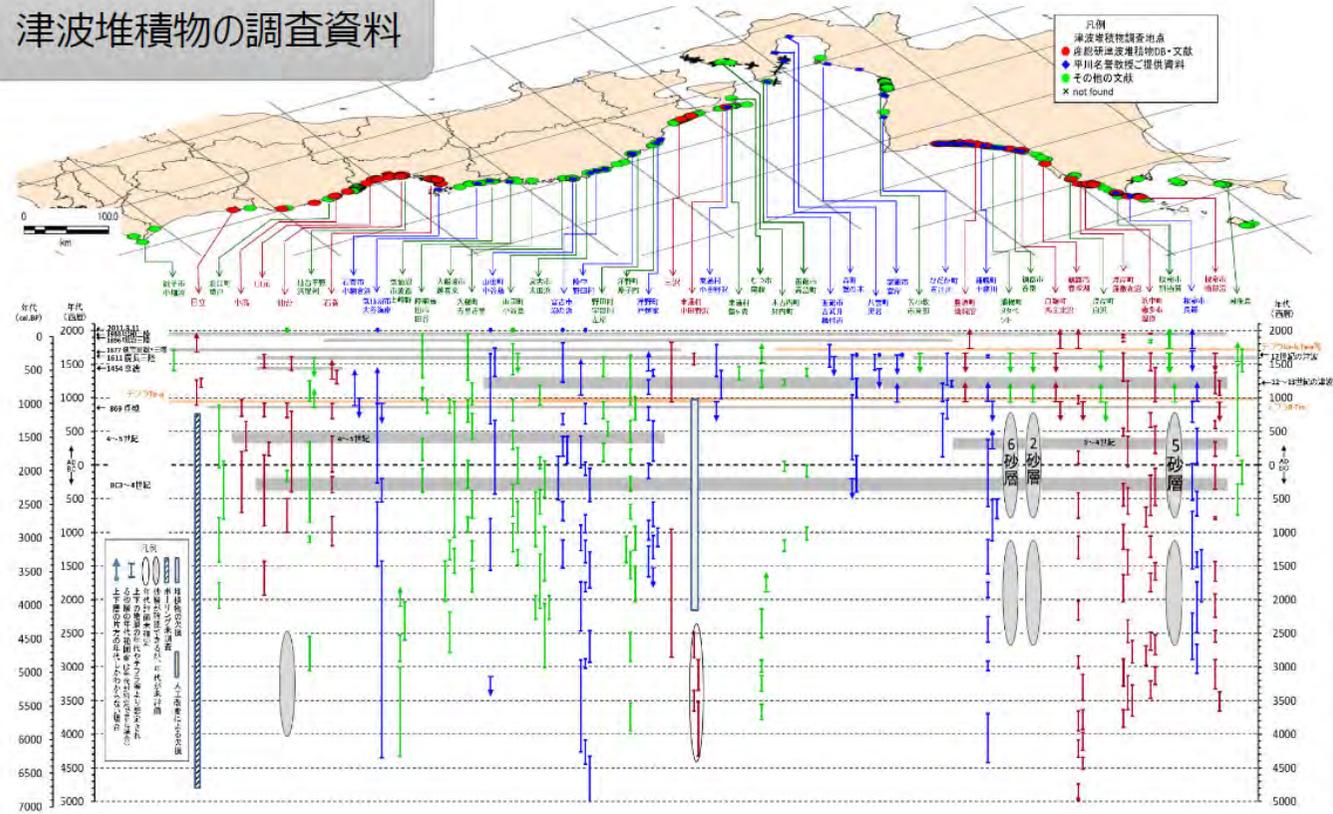
第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-4再掲

### 内閣府（2020）による検討概要（2／3）

内閣府（2020a）で示された最大クラスの津波断層モデルの主な設定根拠は以下のとおりである。

- ✓ おおむね過去6,000年間の津波堆積物等の調査資料を活用
- ✓ 内陸部での津波堆積物分布位置における浸水深は津波堆積物分布標高+2～3mとして取り扱い（第9回議事要旨より）
- ✓ 防災上の観点から高い津波高のデータのみを使用（第13回議事要旨より）
- ✓ 津波堆積物について堆積年代を区別することなく再現する（津波堆積物の地点まで津波を浸水させる）津波断層モデルを逆解析により設定

### 津波堆積物の調査資料



内閣府（2020a）

津波堆積物の調査資料

### 3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（4/13）

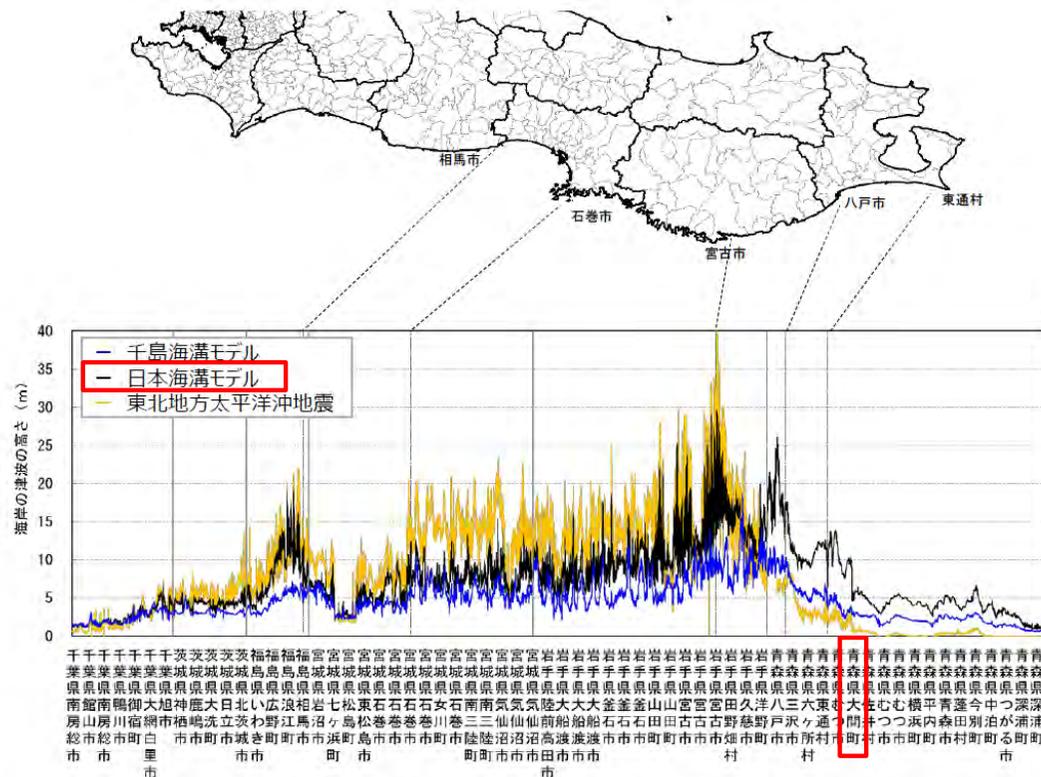


第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-5再掲

#### 内閣府（2020）による検討概要（3/3）

- 内閣府（2020a）で示された想定される沿岸での津波の高さは以下のとおりであり、大間町における津波の高さは、日本海溝（三陸・日高沖）モデルの影響が大きい。
- また、内閣府（2020a）では、「今回の検討対象領域で地震が発生した場合、海域で発生した津波は、震源域に面した海岸に大きな津波として伝播する特性を持つことから、東北地方の沖合で発生した地震による津波は、東北地方の海岸では大きいのに比して、北海道の襟裳岬より東の海岸への影響は小さく、逆に、北海道東部の太平洋沿岸で発生した地震による津波は、北海道東部の太平洋の海岸では大きいのに比して、東北地方の海岸、北海道の日高支庁以西の海岸への影響は小さい。」とされている。

以上より、内閣府（2020a）の2つのモデルのうち、ここでの検討対象は日本海溝（三陸・日高沖）モデルとする。



想定される沿岸での津波の高さ（青森県以南）

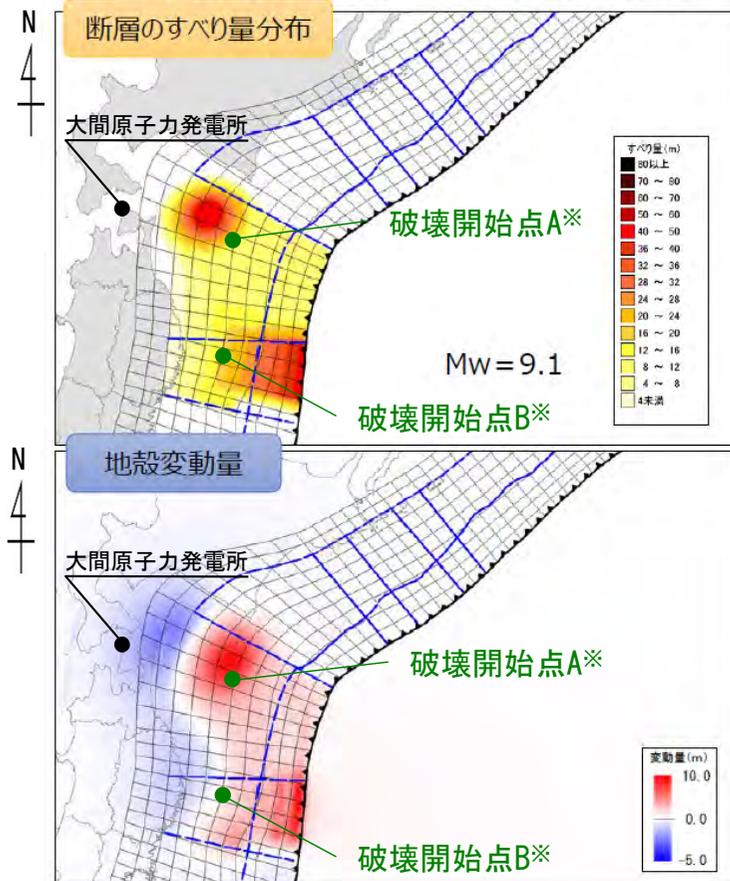
内閣府（2020a）に一部加筆

### 3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（5/13）

#### 内閣府（2020）の波源モデルによる検討

- 検討対象とする内閣府（2020）の日本海溝（三陸・日高沖）モデルの波源パラメータは以下のとおりである。

#### 【①日本海溝（三陸・日高沖）モデル】



内閣府（2020a）に一部加筆

日本海溝（三陸・日高沖）モデルの波源パラメータ

	日本海溝 (三陸・日高沖) モデル	設定根拠	備考
モーメントマグニチュード $M_w$	9.08	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	内閣府（2020b）及び内閣府開示データに基づき算定
面積 $S$ (km <sup>2</sup> )	76,332	内閣府（2020b）	—
平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	6.02	$\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$	内閣府（2020b）及び内閣府開示データに基づき算定
剛性率 $\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$4.63 \times 10^{10}$	内閣府開示データ	—
地震モーメント $M_0$ (N・m)	$5.21 \times 10^{22}$	$M_0 = \mu SD$	内閣府（2020b）及び内閣府開示データに基づき算定
平均すべり量 $D$ (m)	14.76	内閣府（2020b）	—
最大すべり量 $D_{max}$ (m)	40.00	内閣府（2020b）	—
破壊伝播速度 (km/s)	2.5	内閣府（2020a）	—
ライズタイム $\tau$ (s)	60	内閣府（2020a）	—

※：内閣府（2020b）では、日本海溝（三陸・日高沖）モデルに対し破壊開始点A、Bの2点設定している。

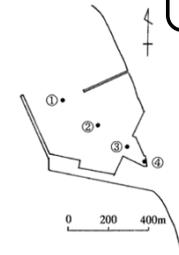
### 3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（6/13）



第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-7再掲

#### 内閣府（2020）の波源モデルによる検討結果（上昇側）

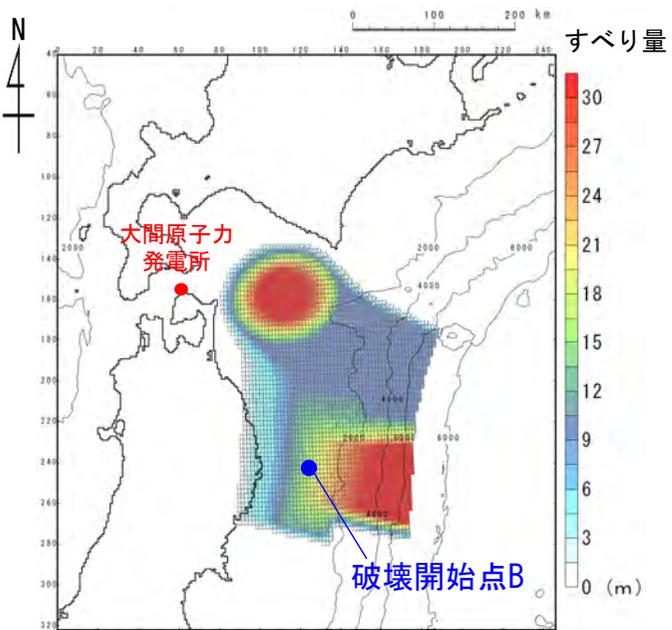
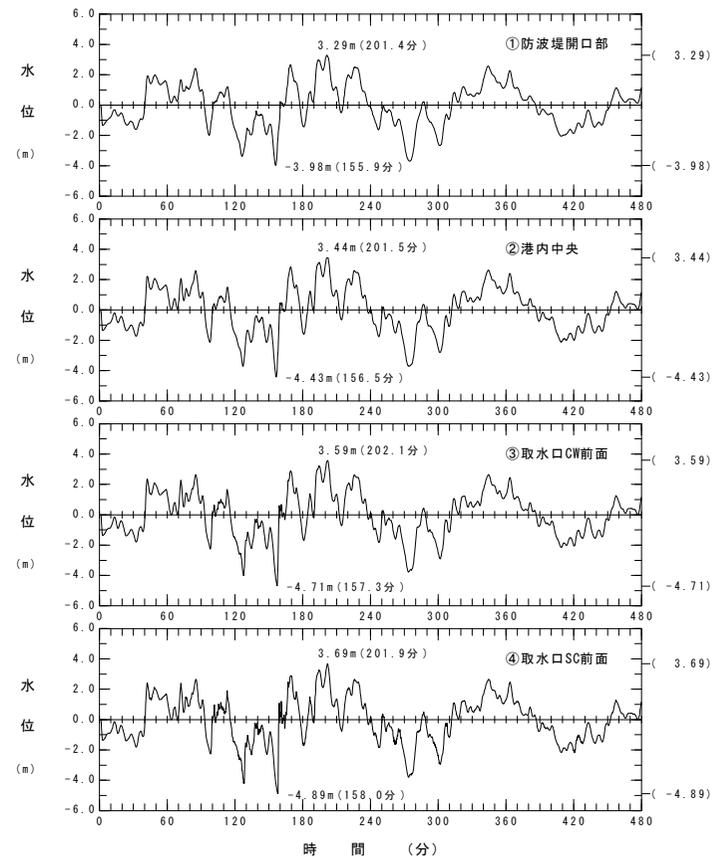
- 内閣府（2020）の波源モデルによる検討結果（上昇側）は以下のとおりである。



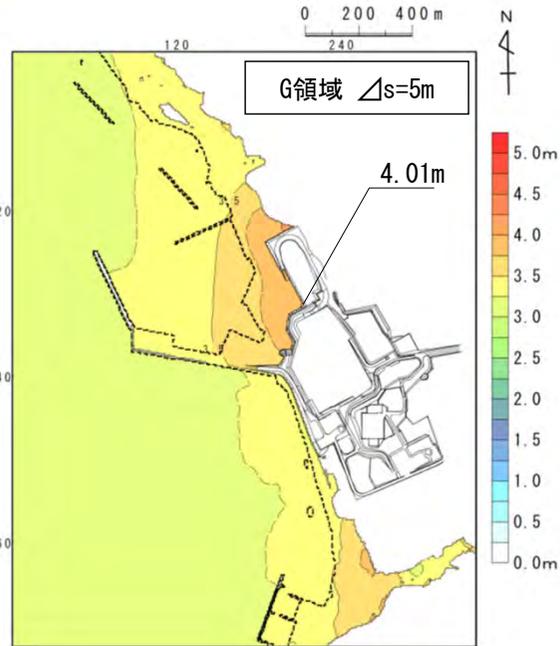
#### 内閣府（2020）の上昇側最大ケース

モデル	破壊開始点	敷地における最大水位上昇量
日本海溝（三陸・日高沖）モデル	A	3.96m
	B	4.01m

水位時刻歴波形出力点



波源モデル（すべり量分布）  
内閣府（2020b）に基づき作成



最大水位上昇量分布

#### 内閣府（2020）の上昇側最大ケース

水位時刻歴波形

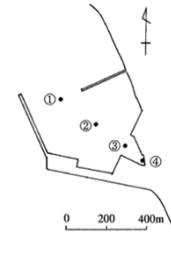
### 3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（7/13）



第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-8再掲

#### 内閣府（2020）の波源モデルによる検討結果（下降側）

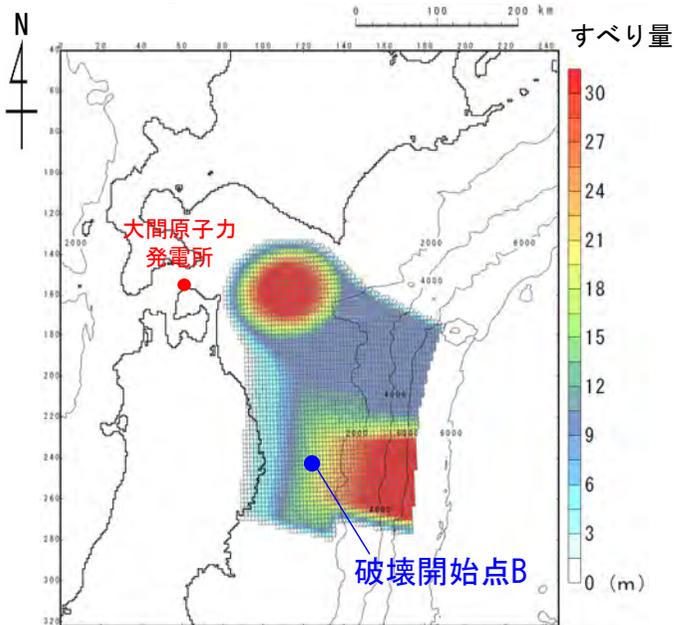
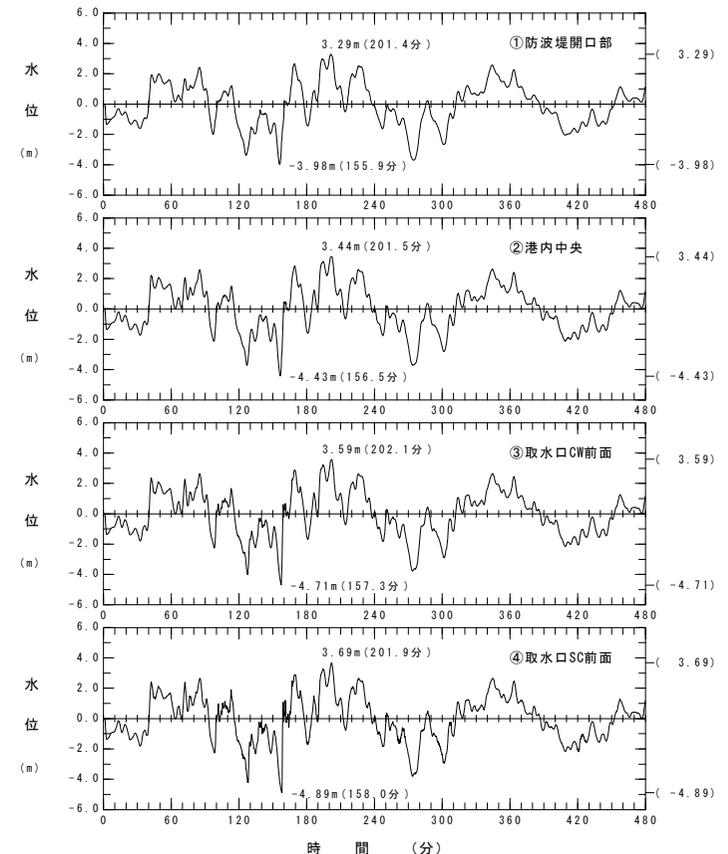
- 内閣府（2020）の波源モデルによる検討結果（下降側）は以下のとおりである。



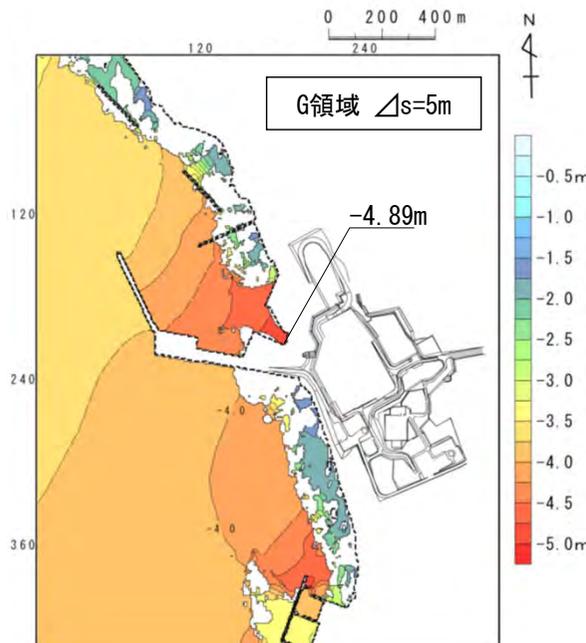
#### 内閣府（2020）の下降側最大ケース

モデル	破壊開始点	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
日本海溝（三陸・日高沖）モデル	A	-4.58m
	B	-4.89m

水位時刻歴波形出力点



波源モデル（すべり量分布）  
内閣府（2020b）に基づき作成



最大水位下降量分布

#### 内閣府（2020）の下降側最大ケース

水位時刻歴波形

### 3-2-2. 内閣府 (2020) モデルによる津波 (8/13)



第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-9再掲

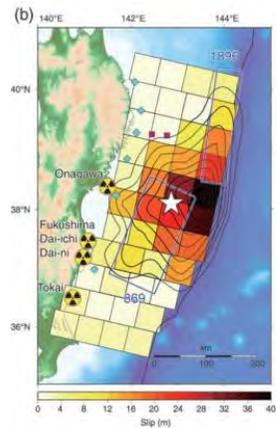
#### 内閣府 (2020) の位置づけ (1/4) : 既往の大規模地震との比較 (1/3)

- Murotani et al. (2013) は、プレート境界地震のスケーリング関係について、日本付近で発生したM7~8クラスのプレート境界地震 (Murotani et al. (2008) ) に、7つの巨大地震 (2011年東北地方太平洋沖地震, 2010年チリ地震, 2004年スマトラ地震, 1964年アラスカ地震, 1960年チリ地震, 1957年アリューシャン地震, 1952年カムチャッカ地震) を追加し、M7~9クラスまでに適用可能なスケーリング則を提案している。
- Murotani et al. (2013) で整理されているM9クラスの巨大地震の断層モデルと内閣府 (2020) の日本海溝 (三陸・日高沖) モデルの地震規模 (Mw), 断層面積 (S), 地震モーメント (Mo), 平均すべり量 (D) 及び平均応力降下量 ( $\Delta\sigma$ ) の比較を以下に示す。
- 日本海溝 (三陸・日高沖) モデルの平均すべり量 (D) は14.76 (m), 平均応力降下量 ( $\Delta\sigma$ ) は約6 (MPa) であり、M9クラスの巨大地震の平均すべり量及び平均応力降下量を大きく上回ることを確認した。

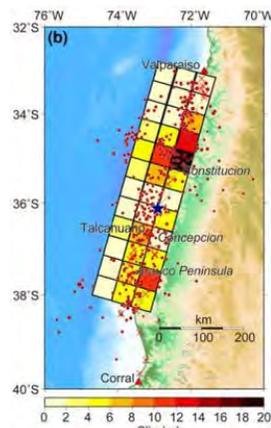
地震	地震規模 Mw	断層面積 S (10 <sup>3</sup> km <sup>2</sup> )	地震モーメント Mo (10 <sup>22</sup> Nm)	平均すべり量 D (m)	平均応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	備考
2011年東北地方太平洋沖地震	9.0	110	3.9	10.6	2.60	Satake et al.(2013)
2010年チリ地震	8.8	90	1.7	5.4	1.53	Fujii and Satake(2013)
2004年スマトラ地震	9.1	220	6.0	7.5	1.42	Fujii and Satake(2007)
1964年アラスカ地震	9.1	184.16	6.5	9.9	2.00	Johnson et al.(1996)
1960年チリ地震	9.2	135	7.2	10.6	3.54	Fujii and Satake(2013)
1957年アリューシャン地震	8.6	172.5	1.2	3.1	0.41	Johnson et al.(1994)
1952年カムチャッカ地震	8.7	120	1.5	5.5	0.88	Johnson and Satake(1999)
日本海溝 (三陸・日高沖) モデル	9.1	76.3	5.2	14.76	6.02	内閣府 (2020)

■ Murotani et al.(2013)で用いた巨大地震 (代表例)

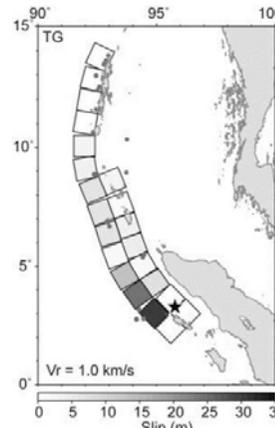
■ 内閣府 (2020)



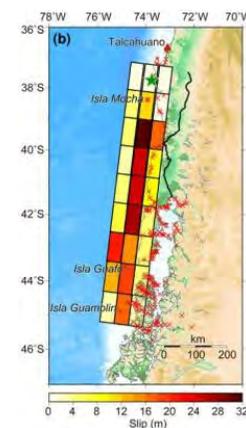
2011年東北地方太平洋沖地震



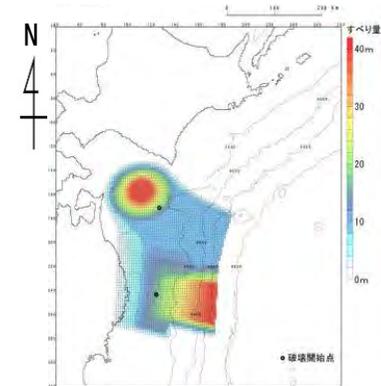
2010年チリ地震



2004年スマトラ地震



1960年チリ地震

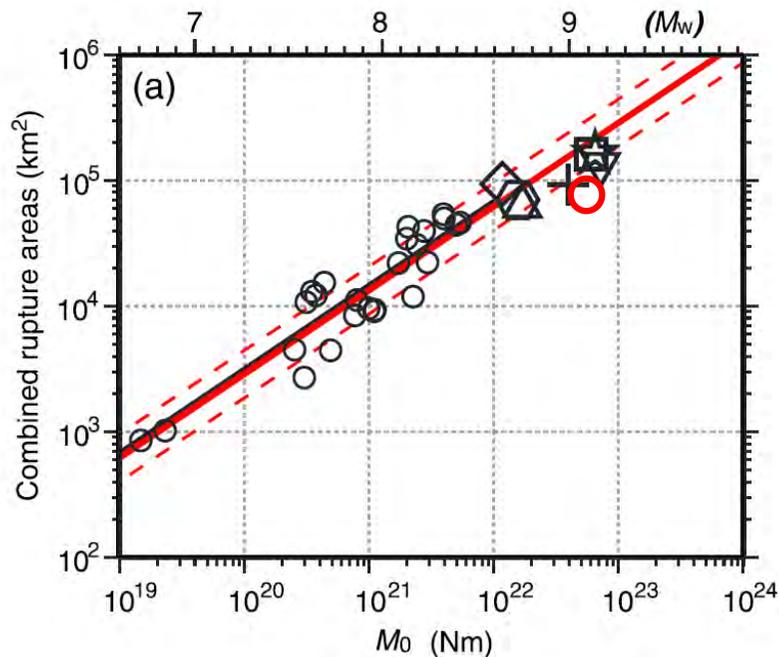


日本海溝 (三陸・日高沖) のモデル

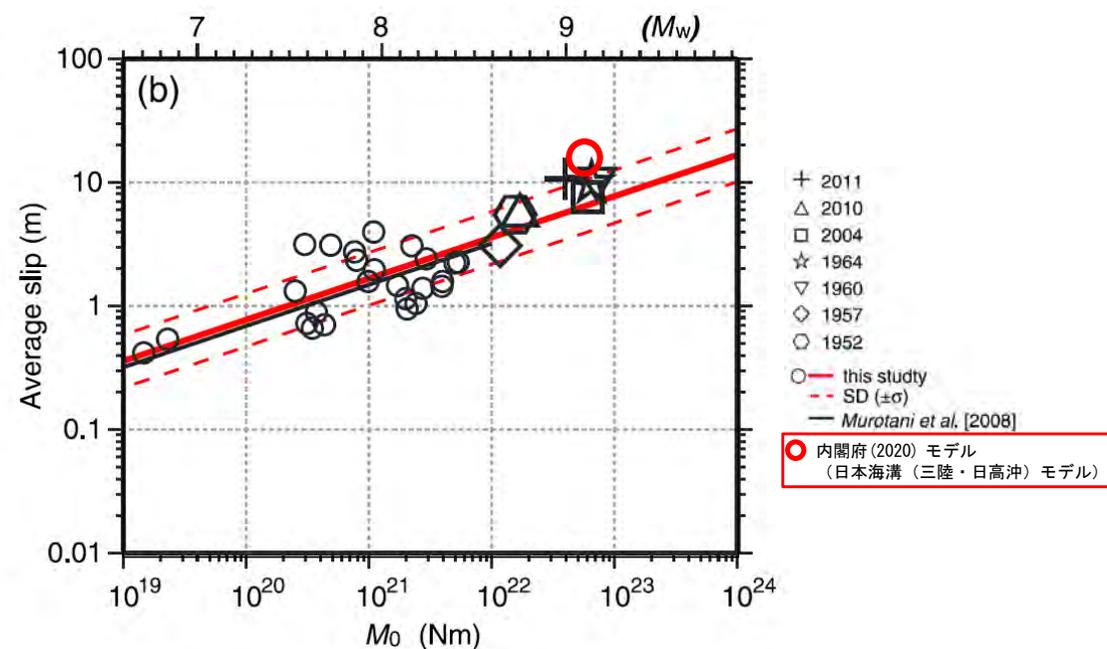
## 3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（9/13）

## 内閣府（2020）の位置づけ（2/4）：既往の大規模地震との比較（2/3）

- Murotani et al. (2013) に示されるスケーリング則のうち破壊領域 (S) と $M_0$ の関係及び平均すべり量 (D) と $M_0$ の関係に、内閣府（2020）モデル（日本海溝（三陸・日高沖）モデル）を追加し、その関係を比較した。
- その結果、内閣府（2020）モデルは既往の大規模地震に比べると、地震規模に対して、 $1\sigma$ 以上破壊領域の面積が小さく、かつ $1\sigma$ 以上平均すべり量が大きい設定となっていることが確認できた。

破壊領域 (S) と $M_0$ の関係※

Murotani et al. (2013) に一部加筆

平均すべり量 (D) と $M_0$ の関係※

Murotani et al. (2013) に一部加筆

※：内閣府（2020b）及び内閣府開示データに基づき算定

## 3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（10／13）

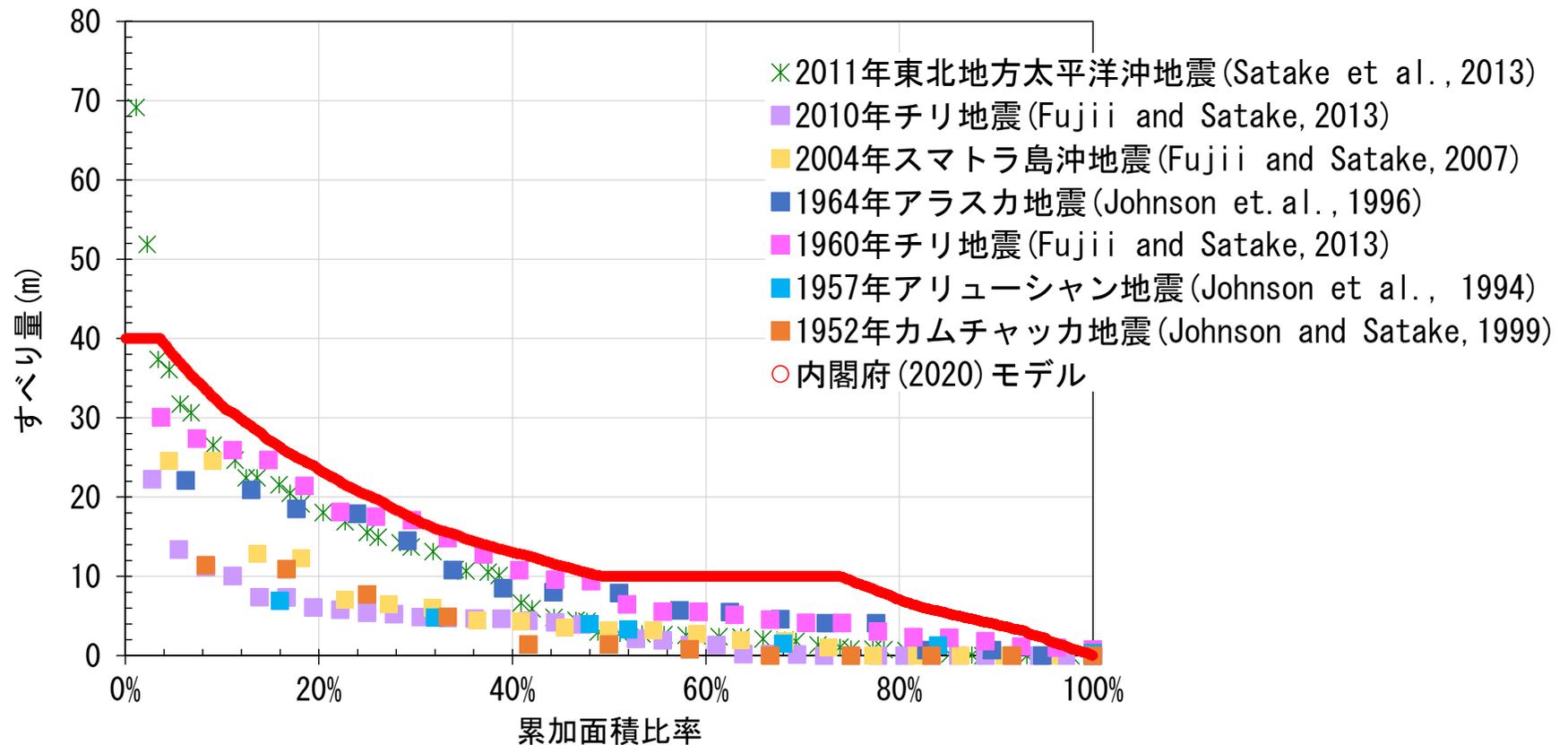


第1023回審査会合

資料1-1 P.3.2.2-11再掲

## 内閣府（2020）の位置づけ（3／4）：既往の大規模地震との比較（3／3）

- Murotani et al. (2013) で整理されているM9クラスの巨大地震の断層モデルと内閣府（2020）の日本海溝（三陸・日高沖）モデルを対象に、すべり量と累加面積比率の関係を比較した。
- その結果、内閣府(2020)モデルは、2011年東北地方太平洋沖地震の海溝軸付近に設定された大きなすべり量を除いて、波源全体にわたり過去の超巨大地震に比べすべり量が大きく設定されていることが確認できた。



超巨大地震におけるすべり量と  
累加面積比率の分布

## 3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（11／13）

## 内閣府（2020）の位置づけ（4／4）：まとめ

- 内閣府（2020）モデルの特徴をまとめると、以下のとおりである。
  - ✓ 2011年東北地方太平洋沖地震・津波の教訓を踏まえ、今後の地震・津波対策の想定は、「あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な地震・津波を検討していくべきである」とし、「最大クラスの津波に対しては、避難を軸に総合的な津波対策をする必要がある」と提言している中央防災会議「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会」報告（平成23年9月）を踏まえた検討であるとされており、これは住民等の生命を守ることを最優先とした検討であると考えられる。
  - ✓ 高い津波高（津波堆積物の分布高さ＋浸水深）のデータを対象とし堆積年代を区別することなく、一つのモデルで、それら全てを包絡するように設定されていることから、当該モデルの水位分布はいわば、津波の発生メカニズムに因らず、パラメータスタディを含めたあらゆるモデルの想定津波群に相当すると考えられる。（P.141参照）
  - ✓ 既往の大規模地震に比べ、その破壊領域の面積の割に大きなすべり量、応力降下量が設定されており、地震規模に係るスケーリング則に合わない。（P.145～P.147参照）

地震	地震規模※ Mw	平均すべり量※ D(m)	平均応力降下量※ $\Delta\sigma$ (Mpa)	断層面積※ S(10 <sup>3</sup> km <sup>2</sup> )	平均すべり量／断層面積 D(m)／S(10 <sup>3</sup> km <sup>2</sup> )	平均応力降下量／断層面積 $\Delta\sigma$ (Mpa)／S(10 <sup>3</sup> km <sup>2</sup> )
2011年東北地方太平洋沖地震	9.0	10.6	2.60	110	0.096	0.024
2010年チリ地震	8.8	5.4	1.53	90	0.060	0.017
2004年スマトラ地震	9.1	7.5	1.42	220	0.034	0.006
1964年アラスカ地震	9.1	9.9	2.00	184.16	0.054	0.011
1960年チリ地震	9.2	10.6	3.54	135	0.079	0.026
1957年アリューシャン地震	8.6	3.1	0.41	172.5	0.018	0.002
1952年カムチャッカ地震	8.7	5.5	0.88	120	0.046	0.007



地震	地震規模※ Mw	平均すべり量※ D(m)	平均応力降下量※ $\Delta\sigma$ (Mpa)	断層面積※ S(10 <sup>3</sup> km <sup>2</sup> )	平均すべり量／断層面積 D(m)／S(10 <sup>3</sup> km <sup>2</sup> )	平均応力降下量／断層面積 $\Delta\sigma$ (Mpa)／S(10 <sup>3</sup> km <sup>2</sup> )
日本海溝(三陸・日高沖)モデル	9.1	14.76	6.02	76.3	0.193	0.079

※：P.145参照

### 3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（12／13）

#### 内閣府（2020）モデルの反映方針

コメントNo.S5-59

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-13一部修正

- 内閣府（2020）の最大クラスの津波断層モデルは、津波堆積物について堆積年代を区別することなく再現する逆解析により設定されており、破壊領域の面積の割に大きなすべり量が設定されている。このすべり量は、スケーリング則を用いて策定される最大すべり量を大幅に上回る設定である。
- このため、内閣府（2020）の最大クラスの津波断層モデルのすべり量等のパラメータ及びこれらの設定に用いたモデル化の手法については、「3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波」の波源モデルの検討には採用しない。
- ただし、内閣府（2020）モデルによる敷地における津波水位（P.143, P.144参照）が、基準波源モデル①～⑥による津波水位（P.135参照）を上回ることを踏まえ、内閣府（2020）モデルによる敷地における影響が、他の地震による津波の影響と比較して大きい場合には、敷地への影響が大きい波源モデルとして選定することとする（P.151参照）。

## 3-2-2. 内閣府（2020）モデルによる津波（13／13）

内閣府（2020）の波源モデルによる検討結果第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-14再掲

- 内閣府（2020）モデルによる津波の検討結果は下表のとおりである。

## 各パラメータスタディの最大ケース一覧表

	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
内閣府（2020）モデルによる津波	4.01m	-4.89m



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（2020）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※1

	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	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※2による地震)	2.25m	-2.46m

※1：地震による津波の水位は、第1023回審査会合 資料1-1 P.3.5-2参照

※2：国交省ほか（2014）のF18断層の位置で評価

(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

## 4-2. 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. 156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. 155参照）

- ・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

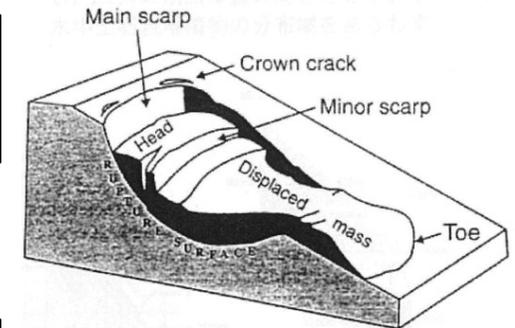
- ステップ1で抽出した海底地すべり地形のうち発電所に影響のある津波を発生させる可能性がある海底地すべり地形を以下を基本方針として抽出
- ・隣接する海底地すべりについては、安全評価上、同時崩壊するものとする。

【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)

○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. 156参照)

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. 157, P. 158参照)

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. 160~P. 164参照)

【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. 165参照)

信頼性の高い海底地すべり地形を抽出する。

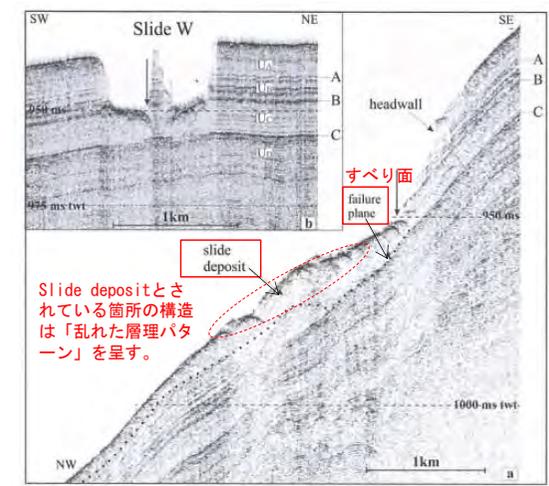


Fig. 15.5 (a) Topographic map perpendicular to the contours showing the slide scar and deposits of slide SLW. (b) The line along the slope indicates that horizon C represents the main glide plane. The arrows show the intersection of the lines

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

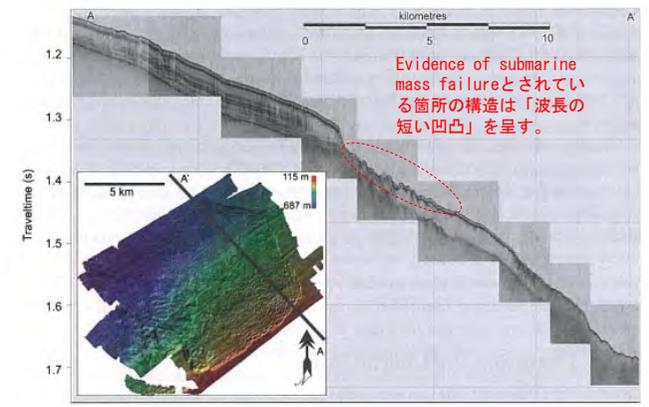


Fig. 13.5 Chirp profile with accompanying multibeam image showing evidence of submarine mass failure on the modern seafloor. See Fig. 13.1 for location

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

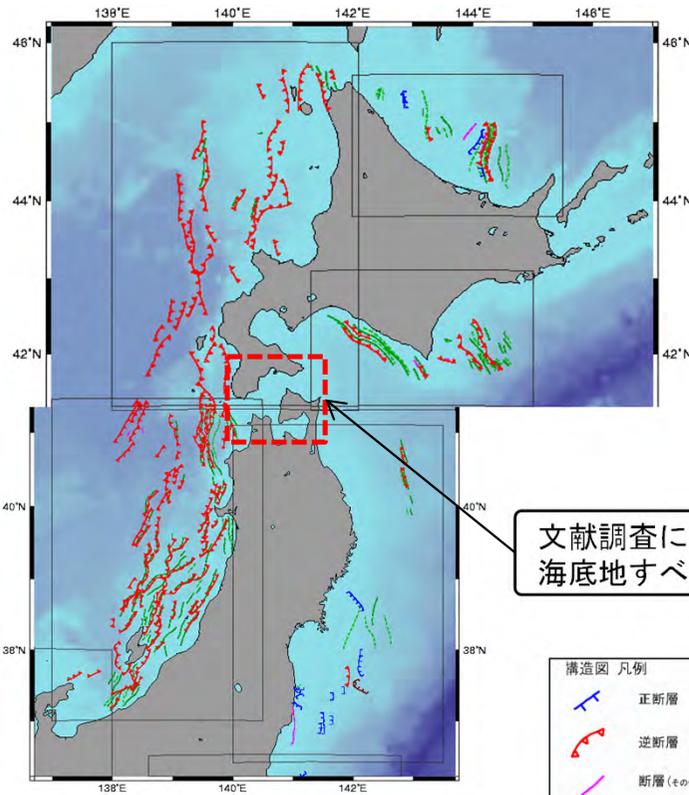
※音波探査記録における海底地すべりを示唆する構造 (例)



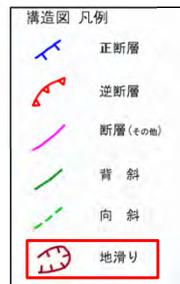
コメントNo.S5-60

## 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

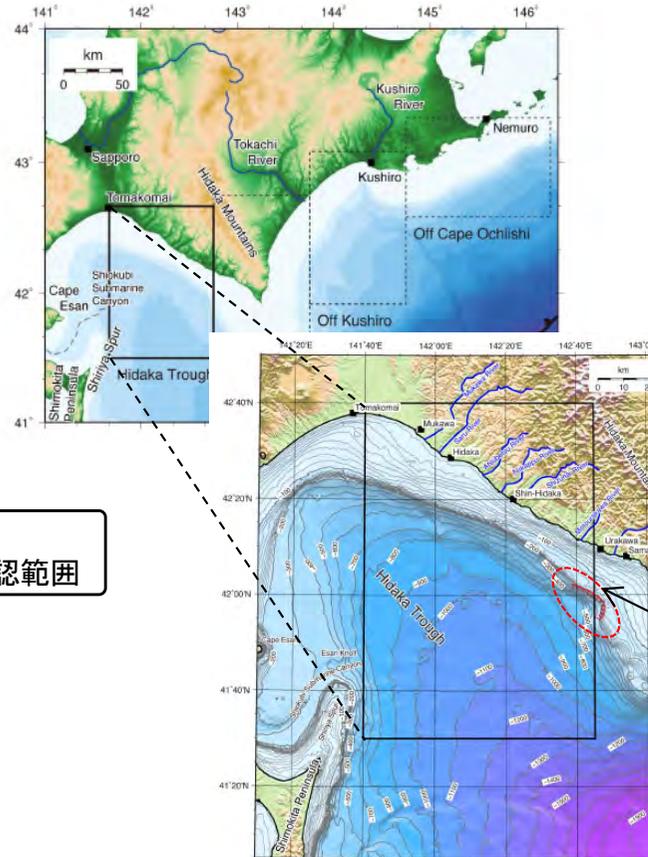
- ・徳山ほか (2001) 等※1の文献調査によると、津軽海峡内及びその周辺の海域に海底地すべり地形は認められない。
- ・なお、野田・片山 (2013) 等※2では、北海道日高沖に海底地すべりが示されている。
- ・海底地すべりに起因する津波は、地震による津波に比べて短波長成分が卓越するため減衰傾向が大きくなること、仮に当該地点の海底地すべりが発生したとしても、敷地は津軽海峡内に位置しており波源に正対もしていないことを考慮すると、北海道日高沖の海底地すべりによる短周期の津波は屈折、反射等によりエネルギーが逸散し、減衰すると考えられる。
- ・以上より、北海道日高沖の海底地すべりによる津波の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



徳山ほか (2001) に一部加筆

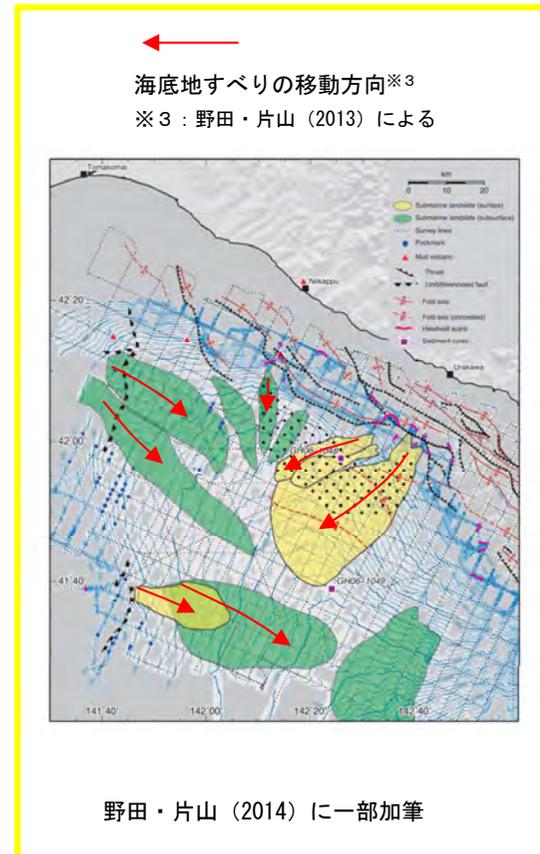


陸上及び海底地形

野田・片山 (2013) に一部加筆

※1 : 徳山ほか (2001), 地質調査所 (1987), 地質調査所 (1993), 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)

※2 : 野田・片山 (2013), Noda et al. (2013), 野田・片山 (2014), 野田ほか (2010)



海底地すべりの移動方向※3  
※3 : 野田・片山 (2013) による

野田・片山 (2014) に一部加筆



## 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（2009）のM7000シリーズ海底地形データ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>

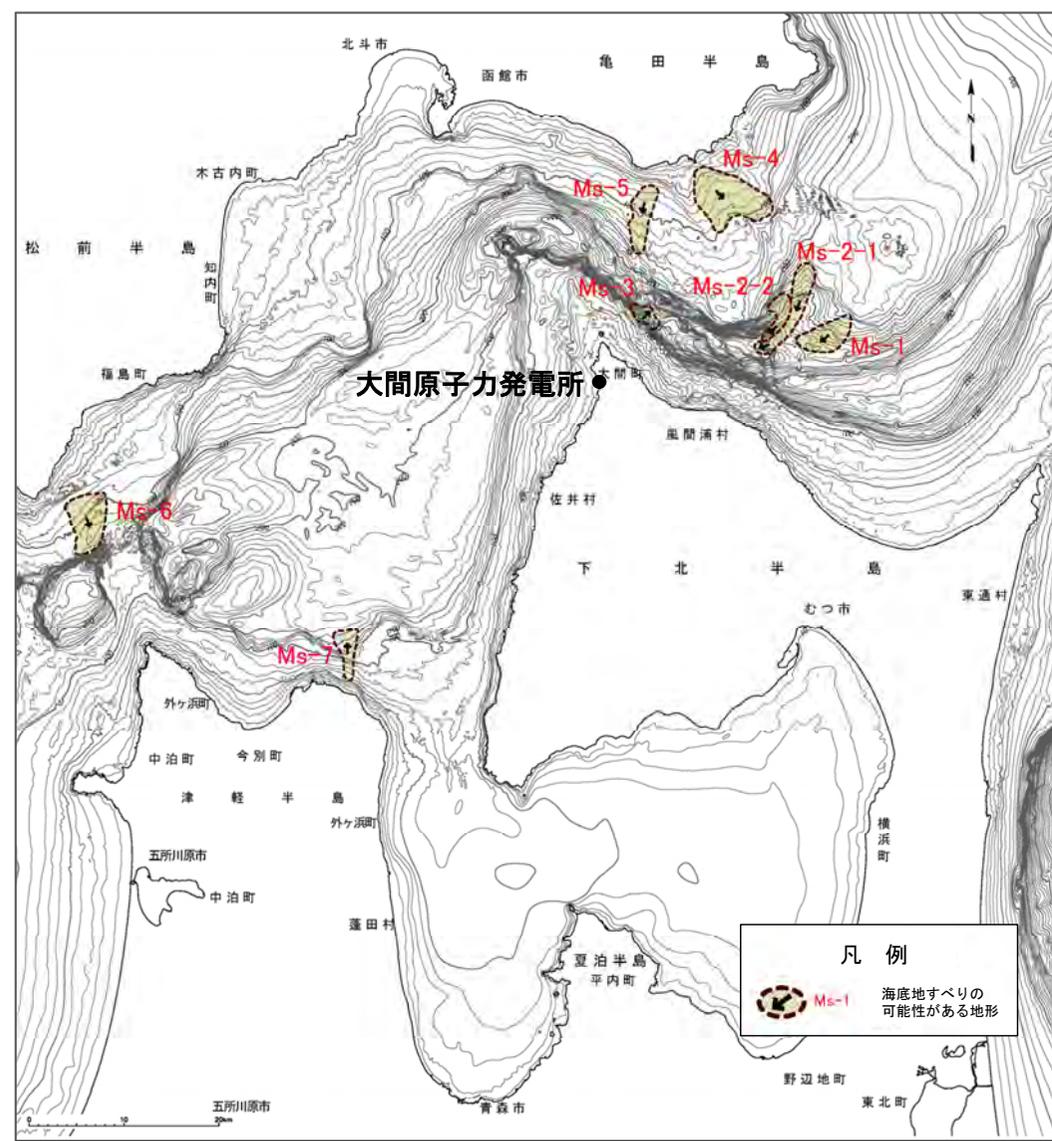
※Hampton and Lee(1996)等を参照し作成。



## 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、第1023回審査会合 資料1-2「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.158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)</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)</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)</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)</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)</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)</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)</li> </ul>	海底地すべりによる地形ではない。



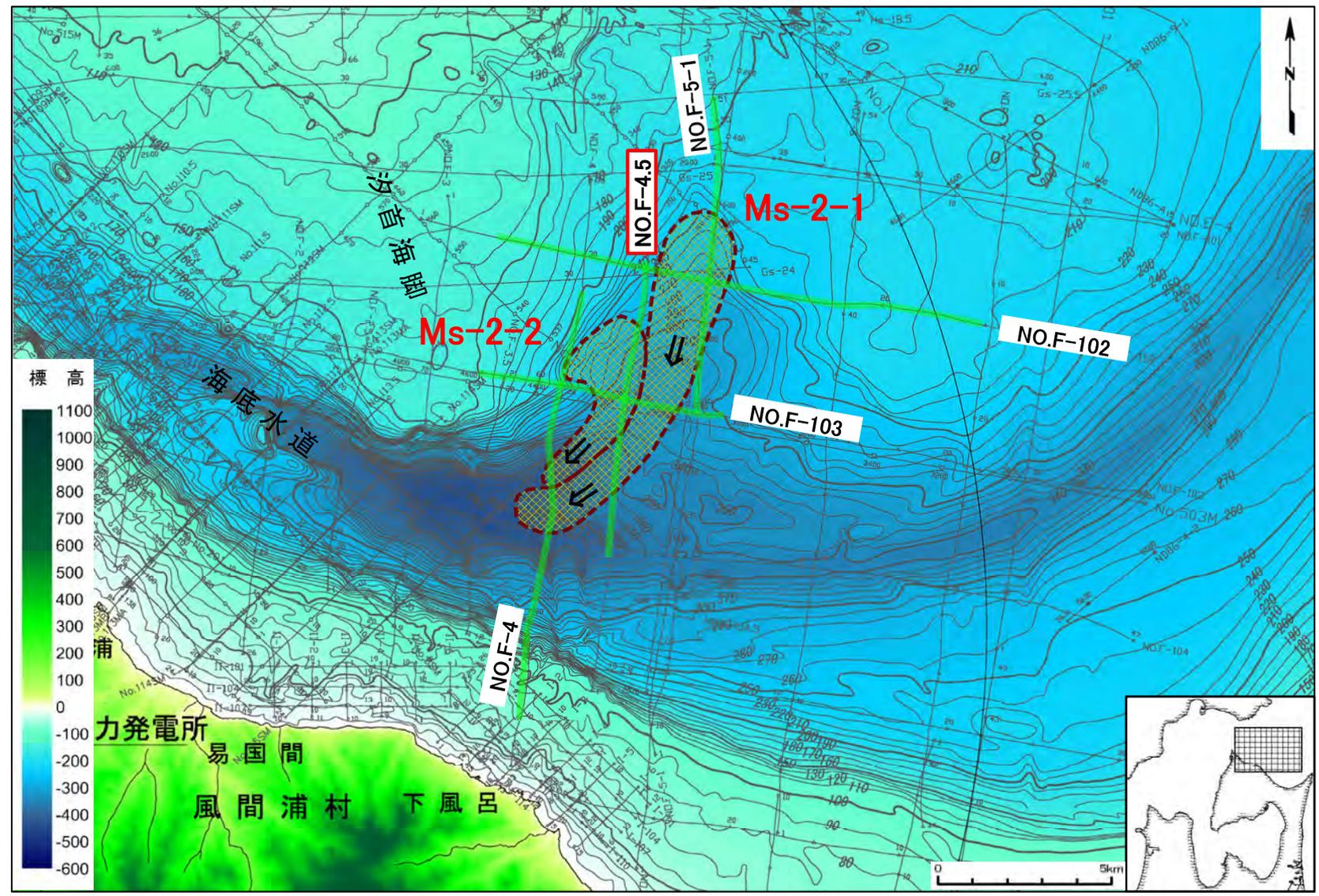
# 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (7/26)

## 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。

音波探査記録  
の添付範囲

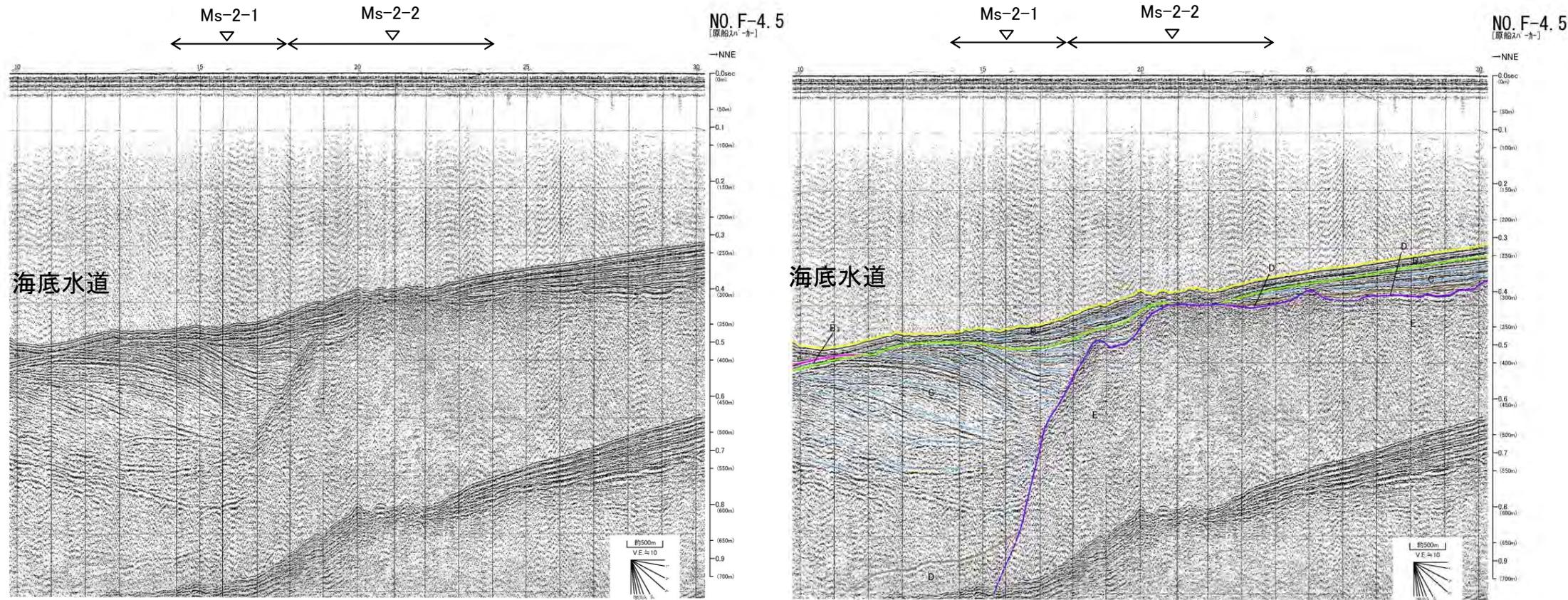




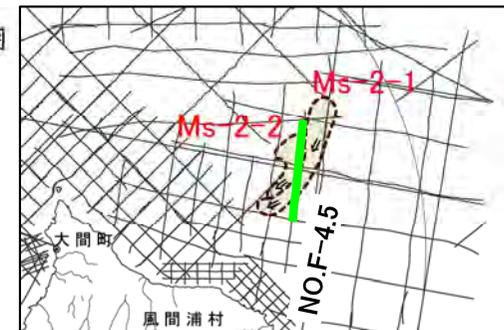
## 津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-3】 (7/10) : 音波探査記録の確認【例①】 (2/2)

### 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 <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	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。

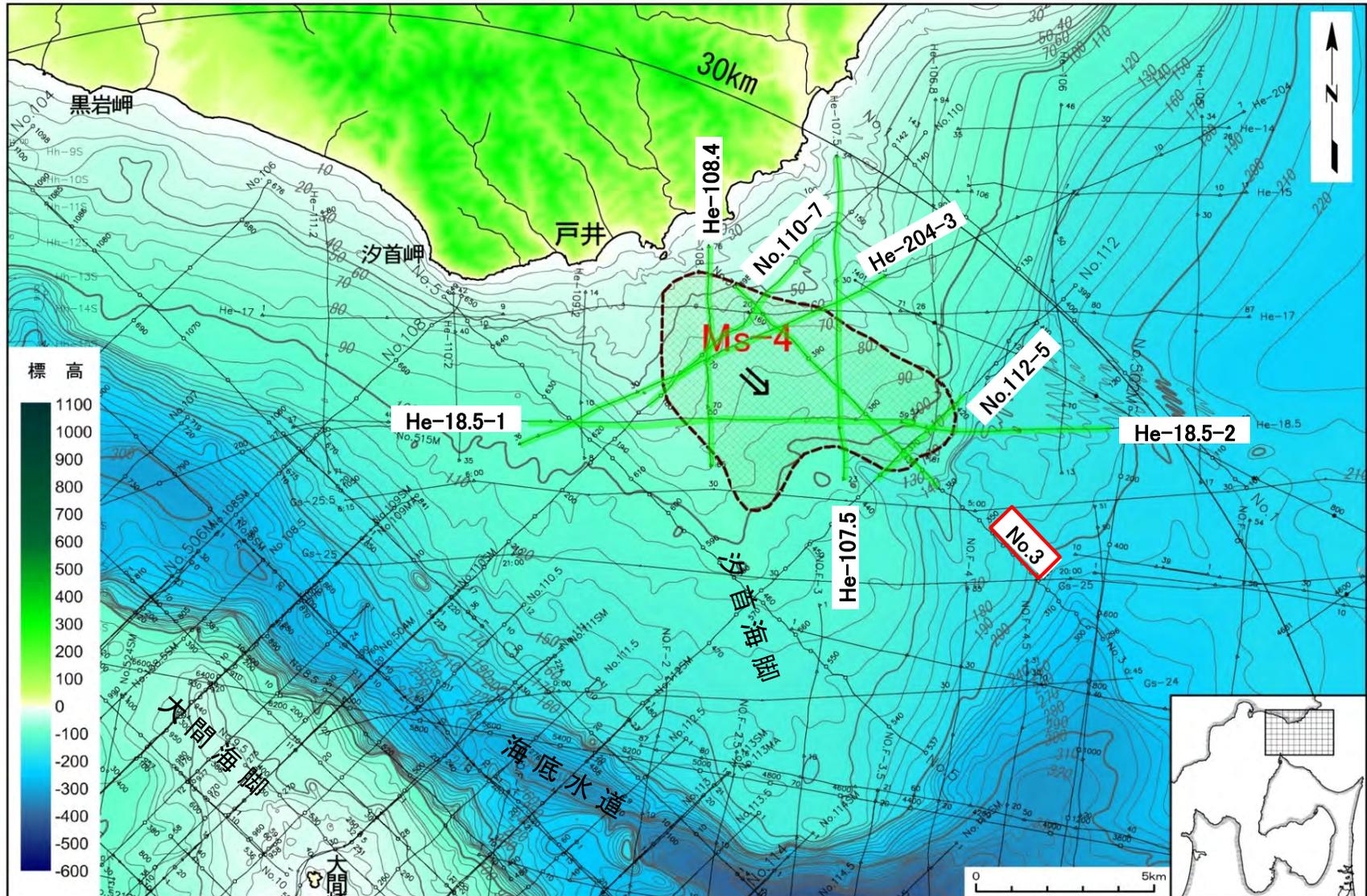


## 4-2. 海底地すべりに起因する津波（9 / 26）

### 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。



音波探査記録  
の添付範囲

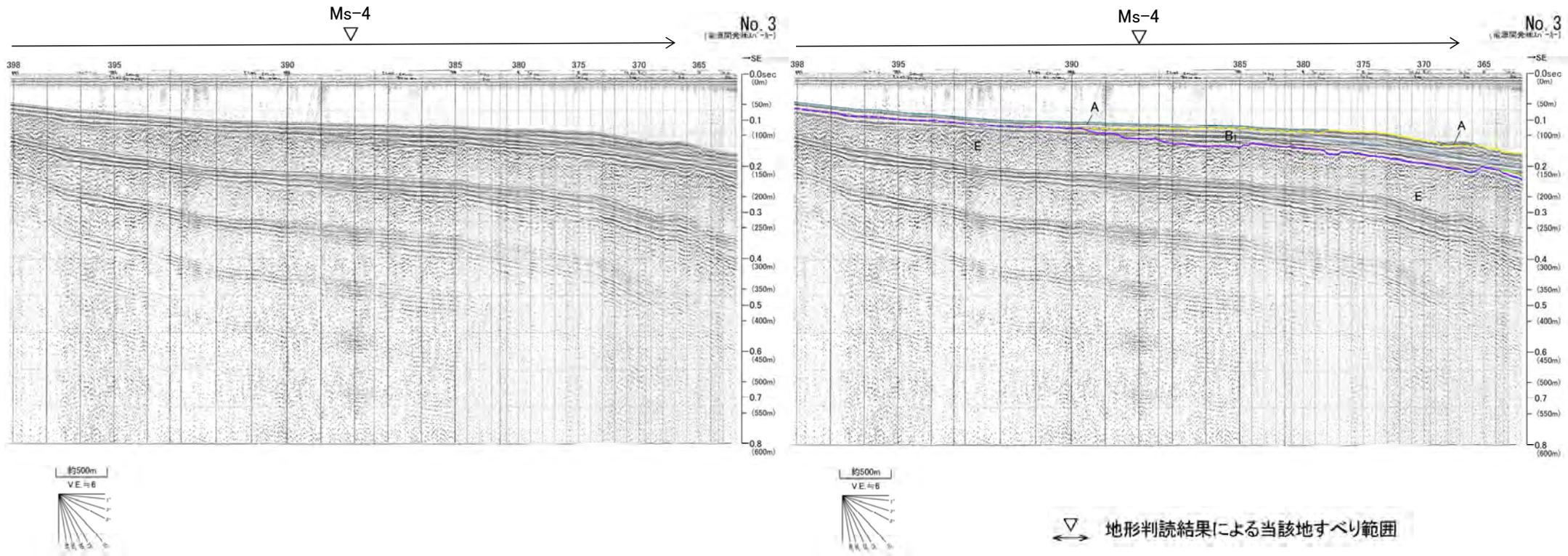




## 津軽海峡内海底地すべり地形の抽出【ステップ1-3】 (9/10) : 音波探査記録の確認【例②】 (2/2)

### 海底地すべり Ms-4

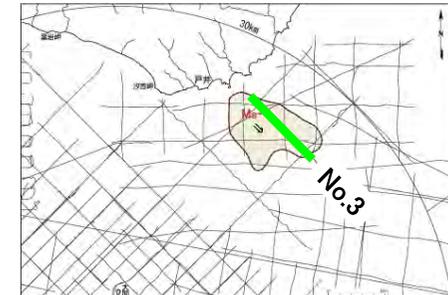
### No.3測線(反射断面図・解釈断面図)



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。

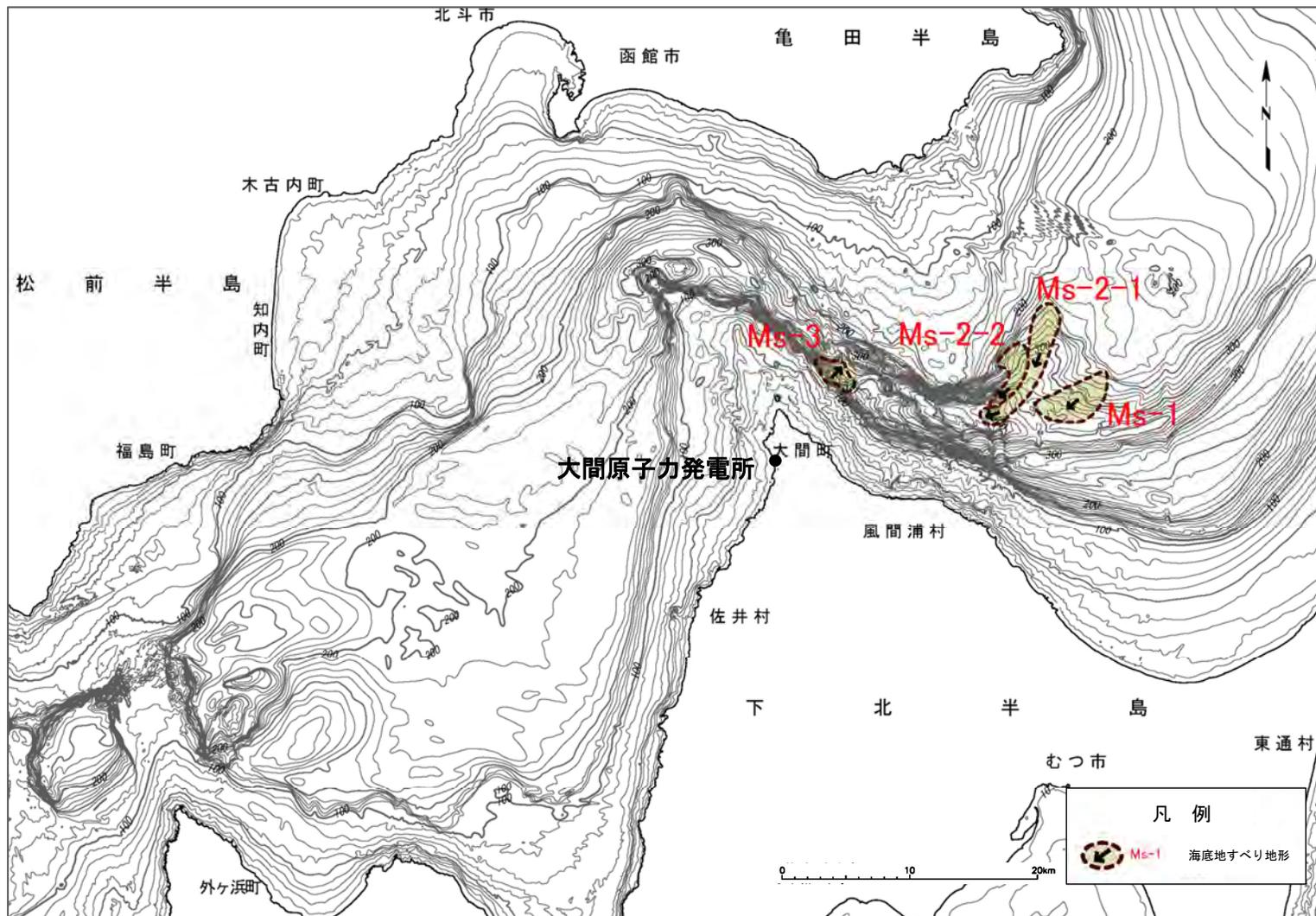
地質時代	数地前面海域	
第四紀	完新世	A層
	更新世 後期	B <sub>1</sub> 層
		B <sub>2</sub> 層
	更新世 中期	B <sub>3</sub> 層
更新世 前期	C層	
新第三紀	鮮新世	D層
	中新世	E層
	先新第三紀	





## 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。

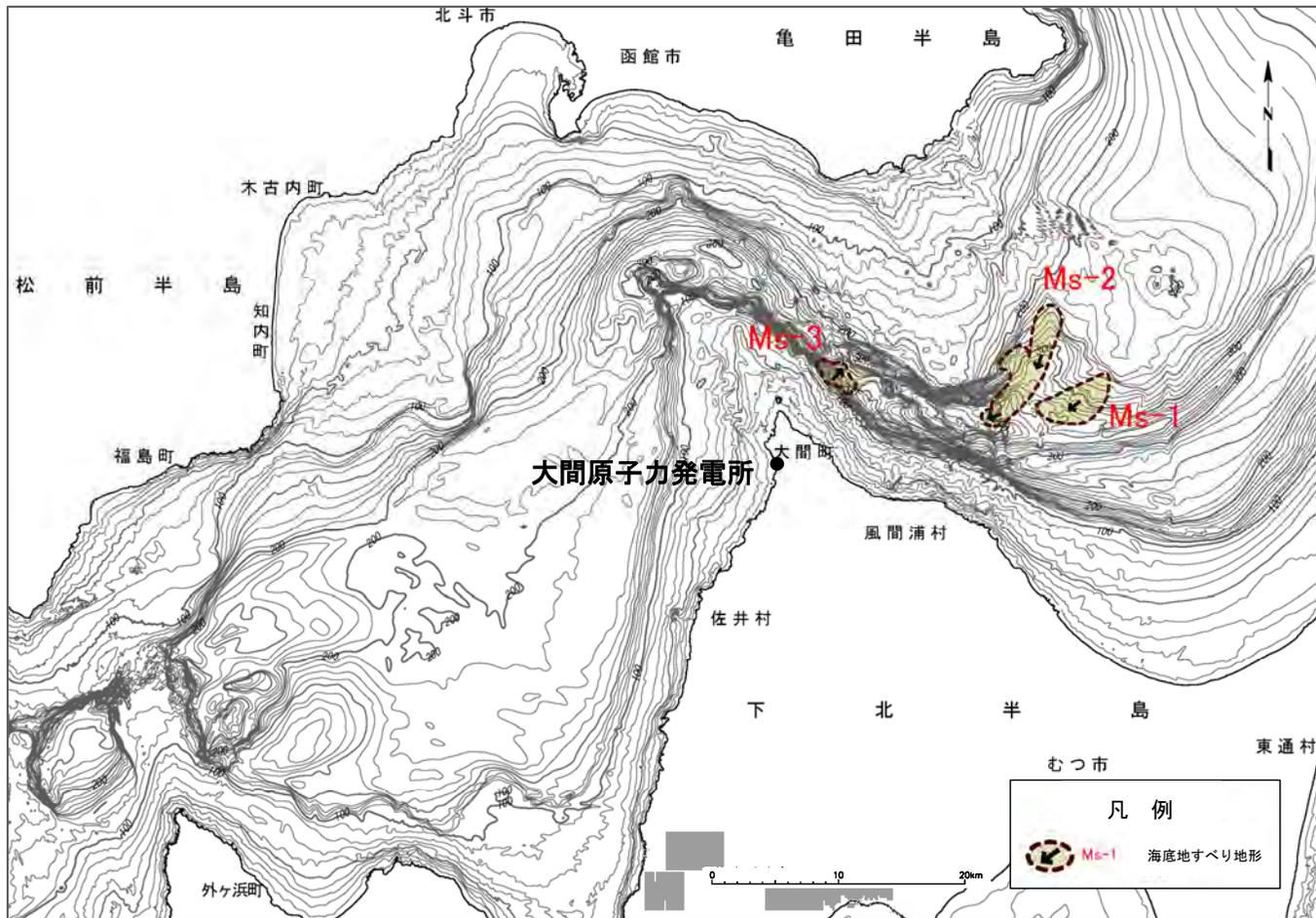


海底地すべり地形



## 4-2. 海底地すべりに起因する津波（12/26）

### 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

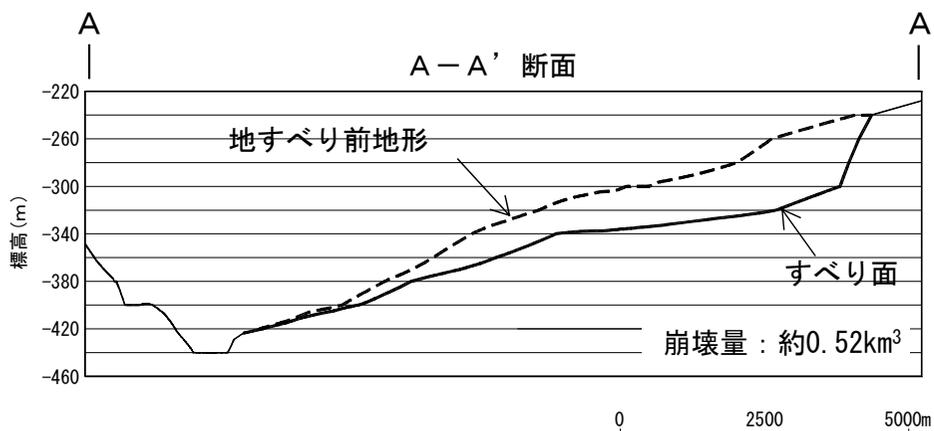
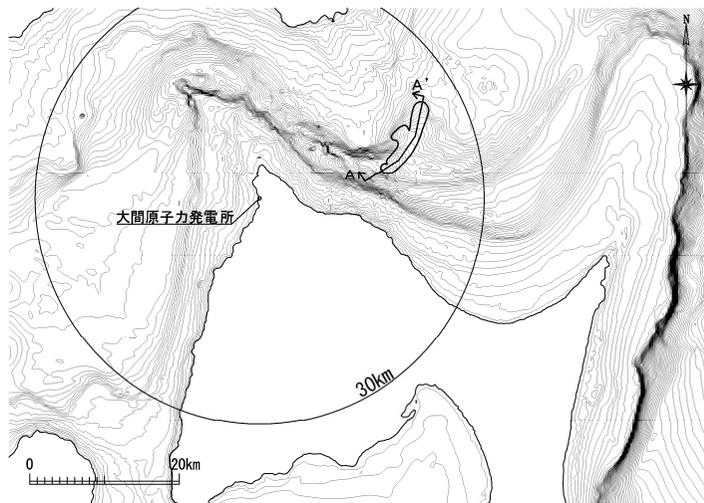
※地すべり地形パラメータの詳細情報は（P.178～P.180）参照



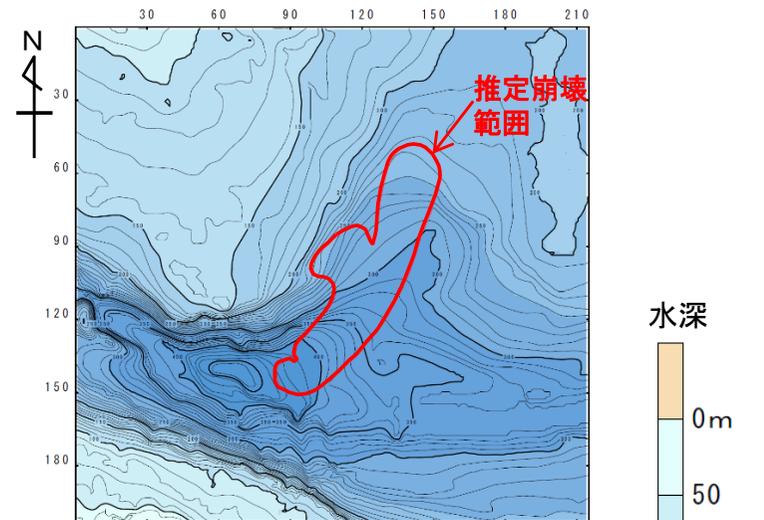
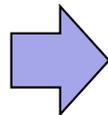
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (1/8) : 解析モデル①<二層流モデル> (1/4)

### すべり面及び崩壊量の設定【Ms-2】

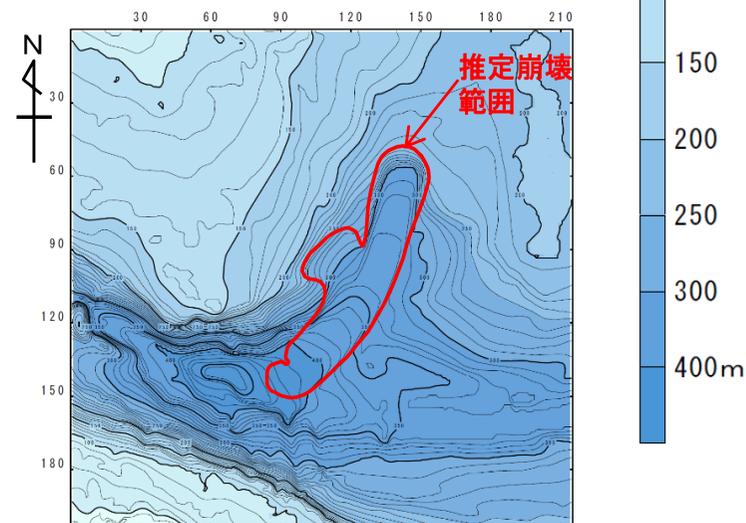
- ・ 解析モデル①として二層流モデルを採用した
- ・ 地すべり前地形とすべり面より算出した崩壊量は $0.52\text{km}^3$ ※ である。



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



※ : 第1023回審査会合 資料1-2 「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）

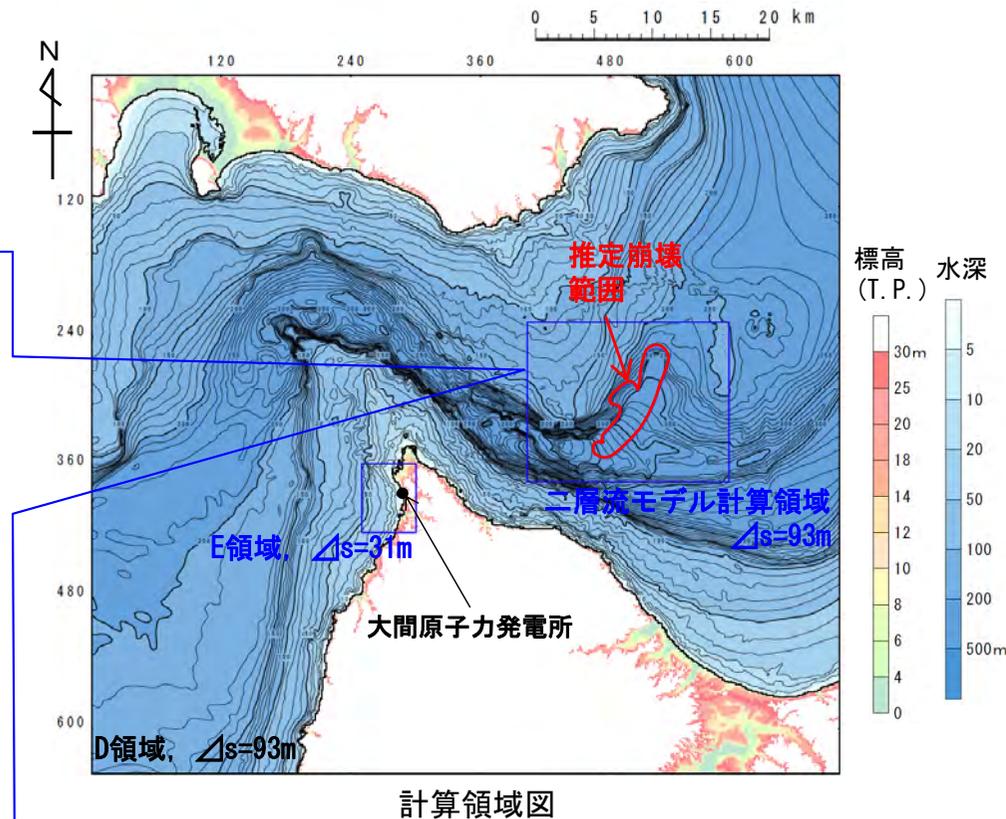
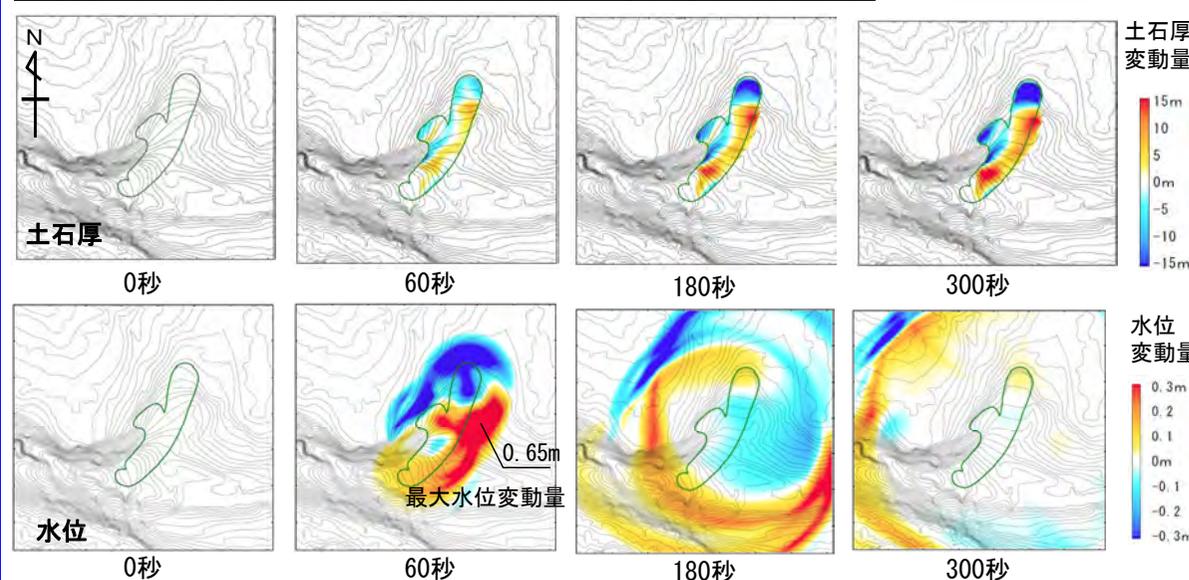
#### 計算条件【Ms-2】

- 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) 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)	
計算時間間隔	$\Delta t=1.0 \times 10^{-5}$ (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））





# 4-2. 海底地すべりに起因する津波（17/26）

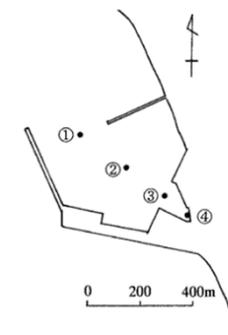
## 数値シミュレーション【ステップ4】（3/8）：解析モデル①<二層流モデル>（3/4）

計算結果【Ms-2】

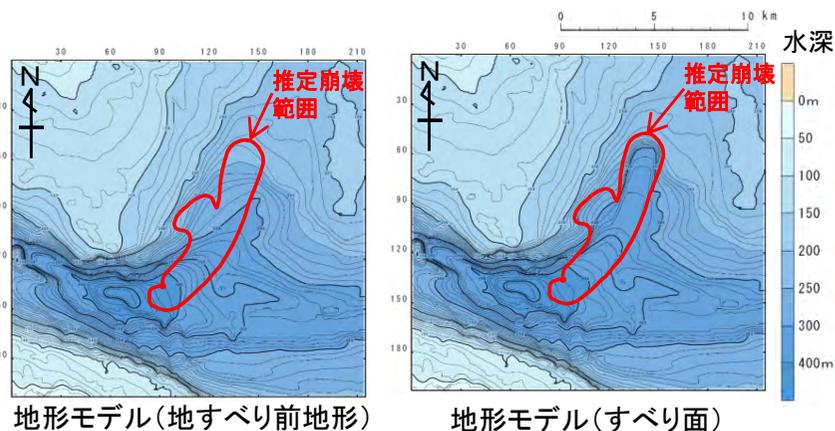
海底地すべりに起因する津波の二層流モデルによる計算結果（上昇側）は下表のとおりである。

海底地すべりに起因する津波検討結果(上昇側)

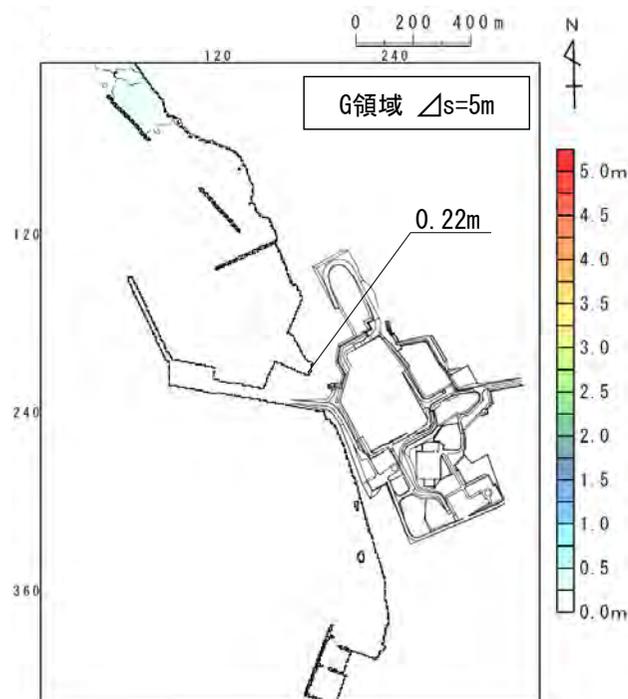
検討対象	解析モデル	敷地における最大水位上昇量
海底地すべり地形 Ms-2	二層流モデル	0.22m



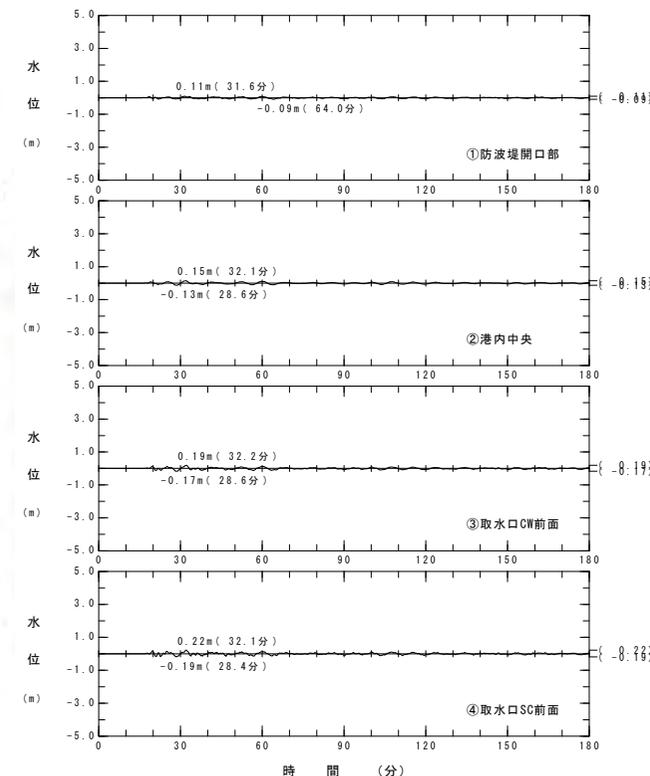
水位時刻歴波形出力点



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)



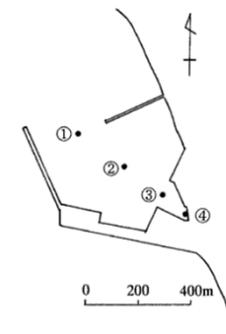
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (4/8) : 解析モデル①<二層流モデル> (4/4)

計算結果【Ms-2】

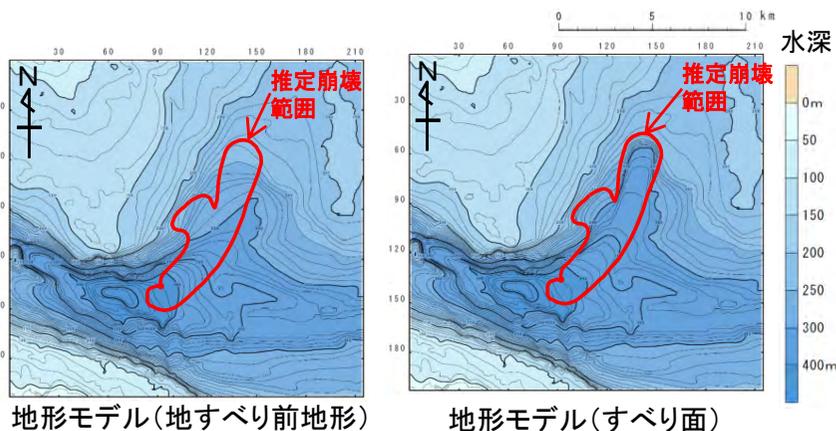
海底地すべりに起因する津波の二層流モデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

海底地すべりに起因する津波検討結果 (下降側)

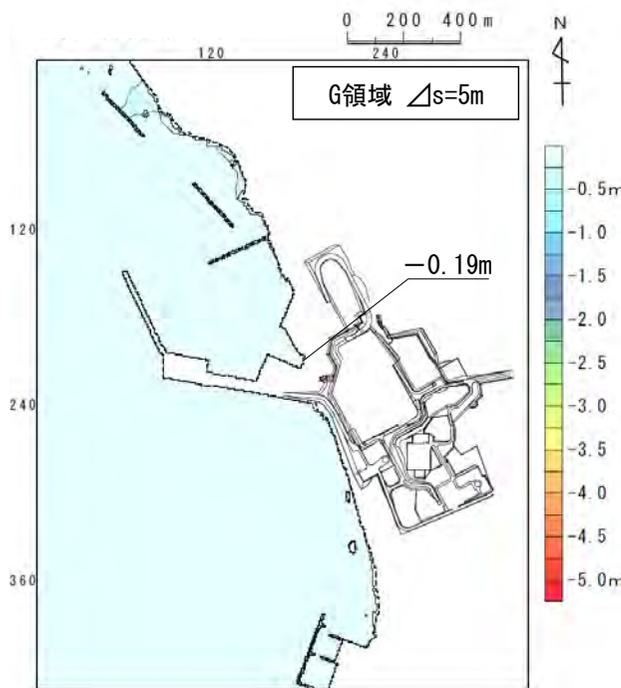
検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
海底地すべり地形 Ms-2	二層流モデル	-0.19m



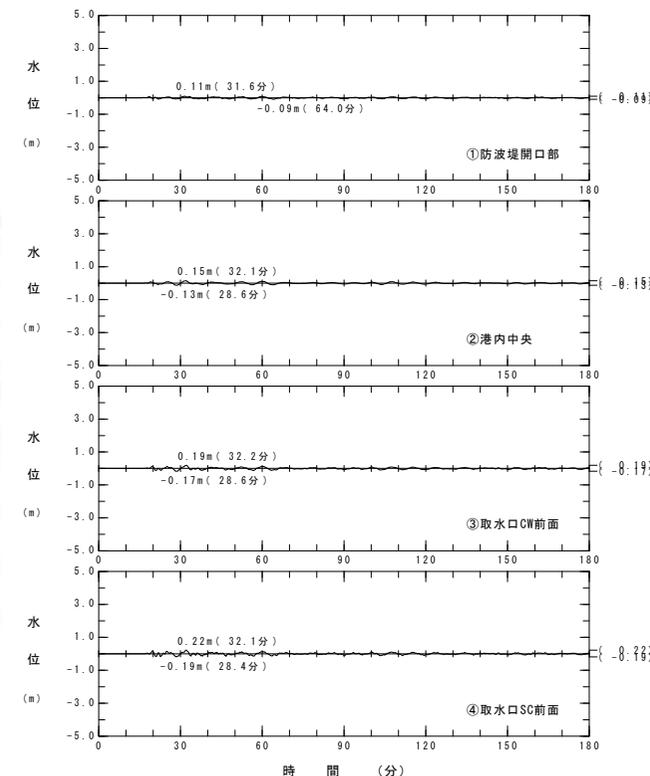
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位下降量分布



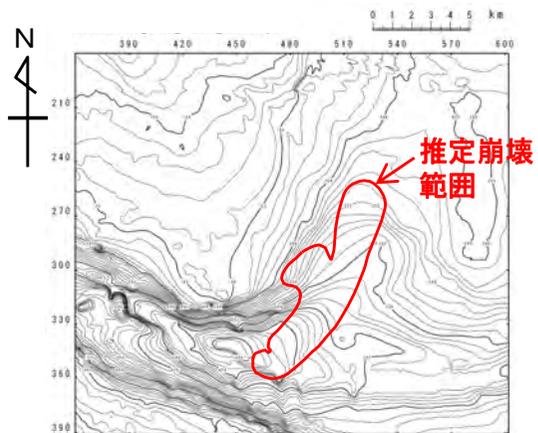
水位時刻歴波形

## 4-2. 海底地すべりに起因する津波（19/26）

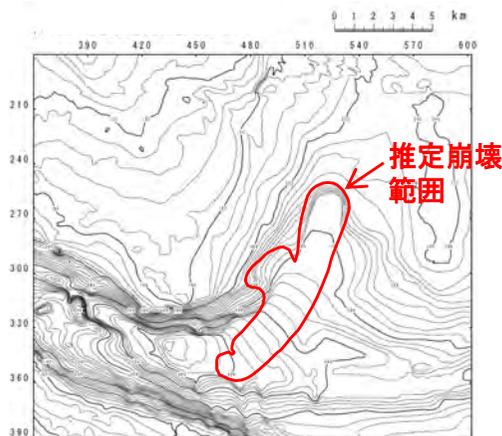
### 数値シミュレーション【ステップ4】（5/8）：解析モデル②<kinematic landslideモデル>（1/4）

#### 崩壊地形データの作成【Ms-2】

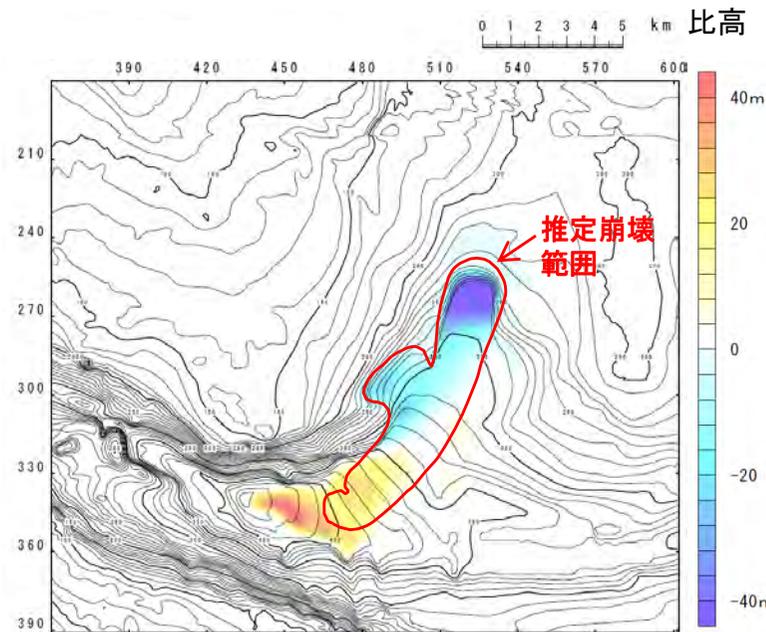
- ・解析モデル②としてkinematic landslideモデルを採用した。
- ・kinematic landslideモデルの崩壊地形データ（比高分布）は、地すべり前地形と二層流モデルにより得られた崩壊後地形から作成した。



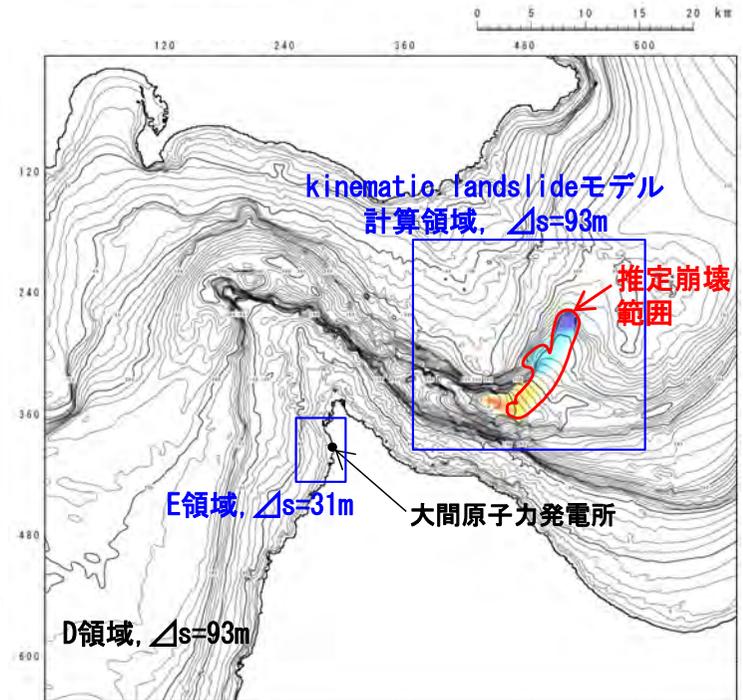
a. 地すべり前地形



b. 二層流モデルにより得られた崩壊後地形



崩壊に伴う地形変化 (b-a)  
(比高分布)



計算領域図



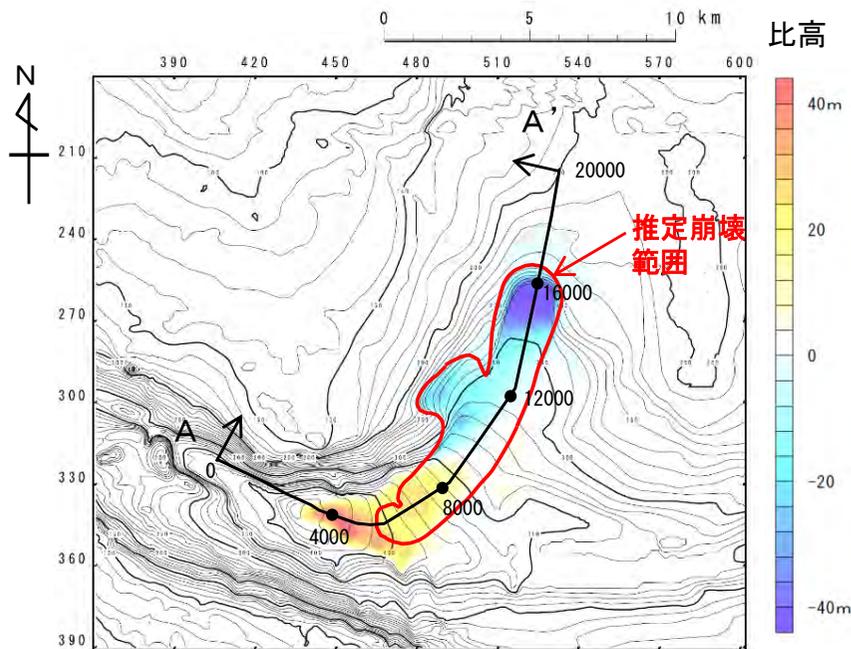
## 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (20/26)

### 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)

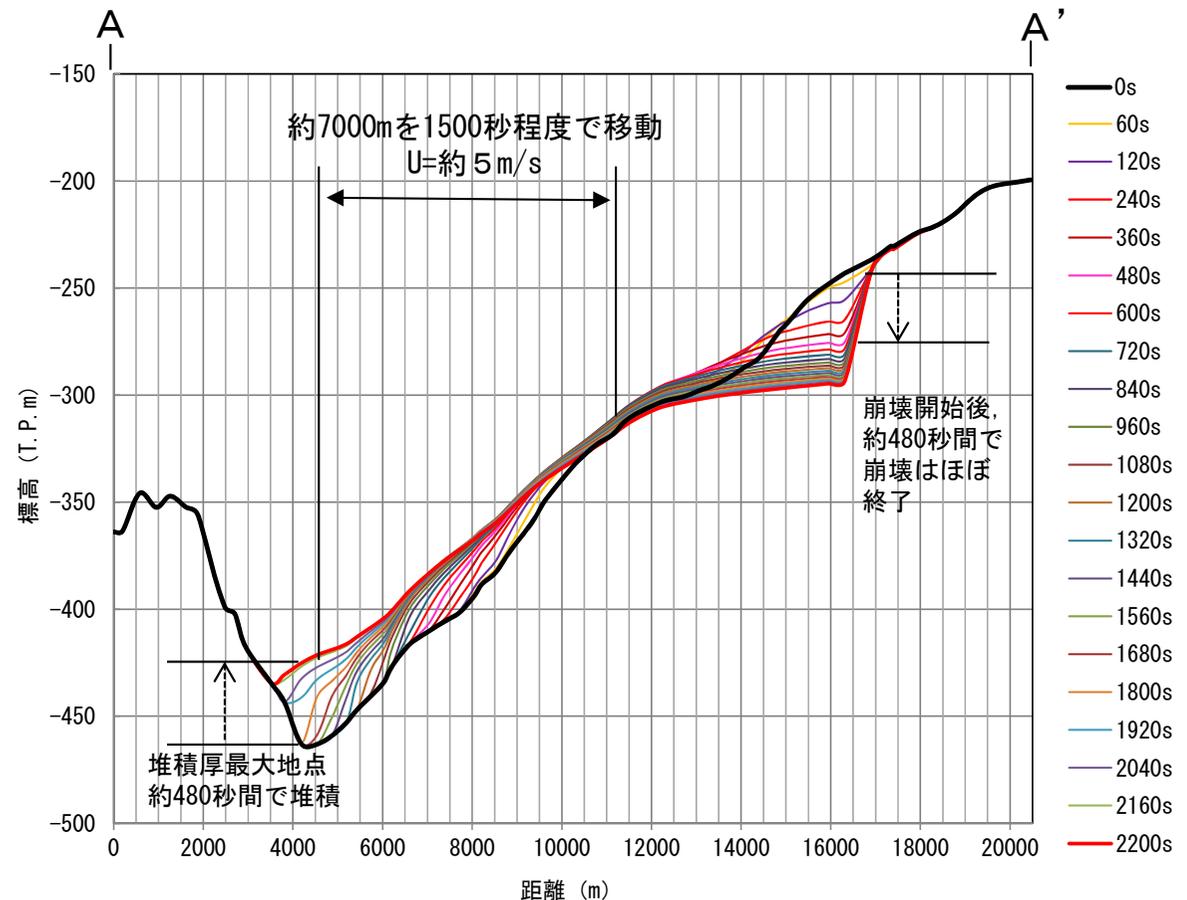
#### パラメータの設定【Ms-2】

- 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 $U$  : 5 m/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)

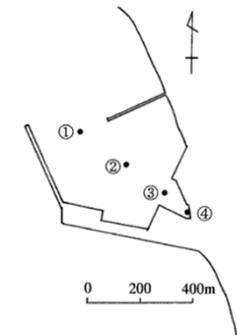
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (7/8) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (3/4)

計算結果【Ms-2】

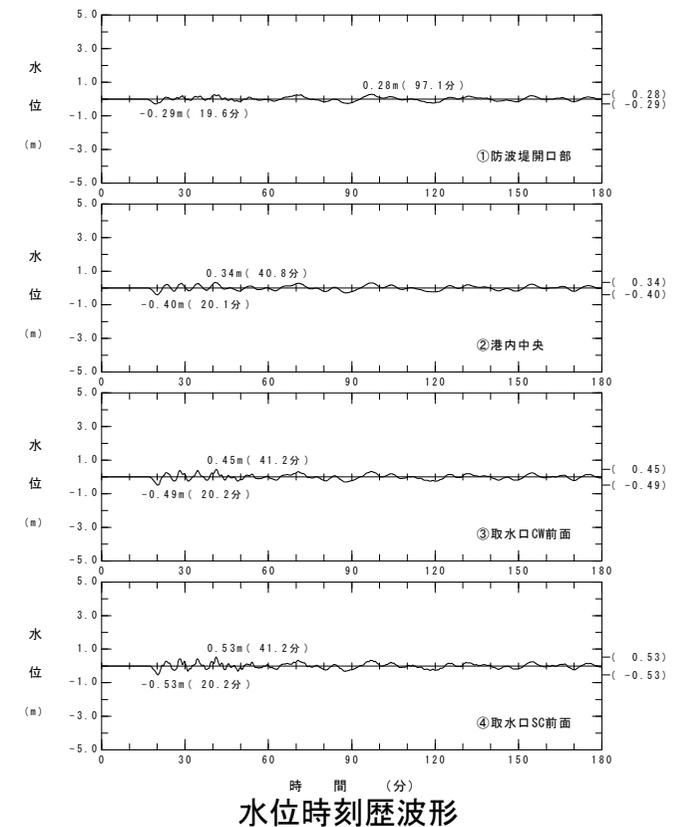
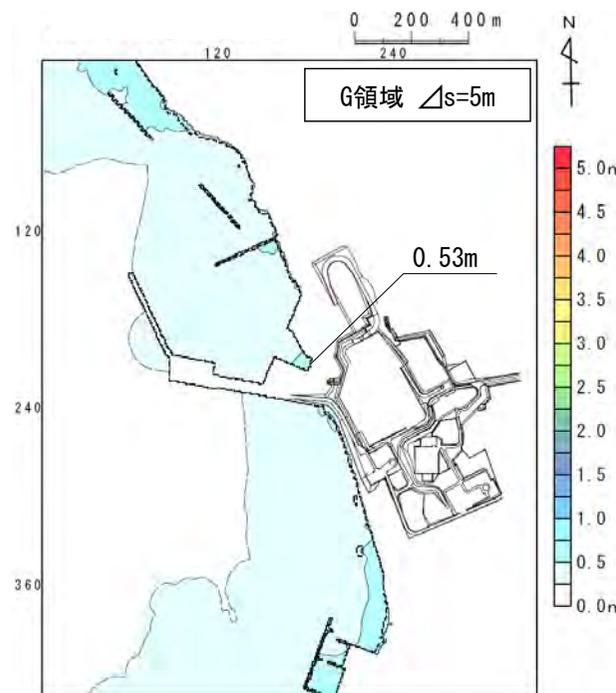
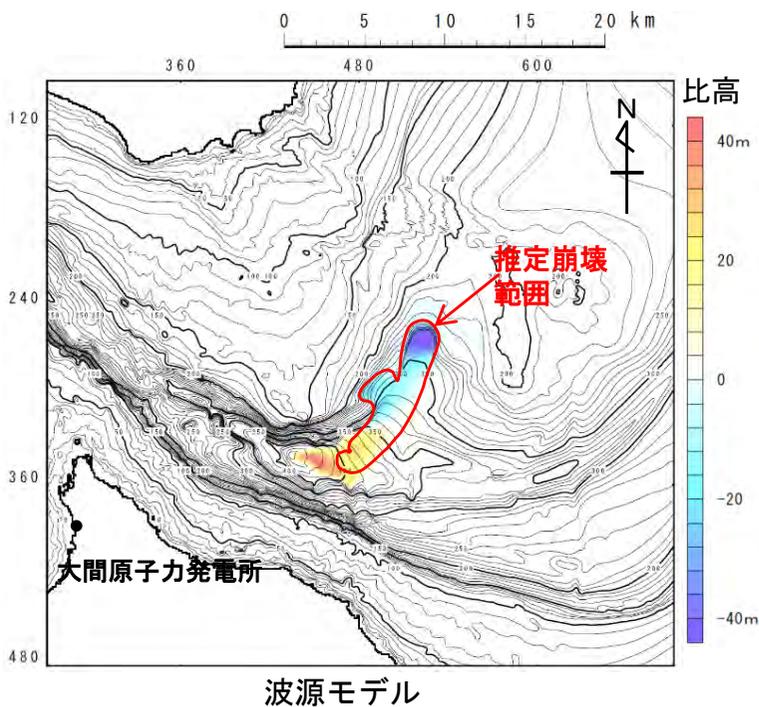
海底地すべりに起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (上昇側) は下表のとおりである。

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





# 4-2. 海底地すべりに起因する津波 (22/26)

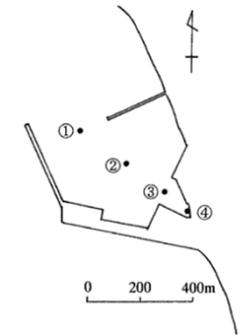
## 数値シミュレーション【ステップ4】 (8/8) : 解析モデル②<kinematic landslideモデル> (4/4)

### 計算結果【Ms-2】

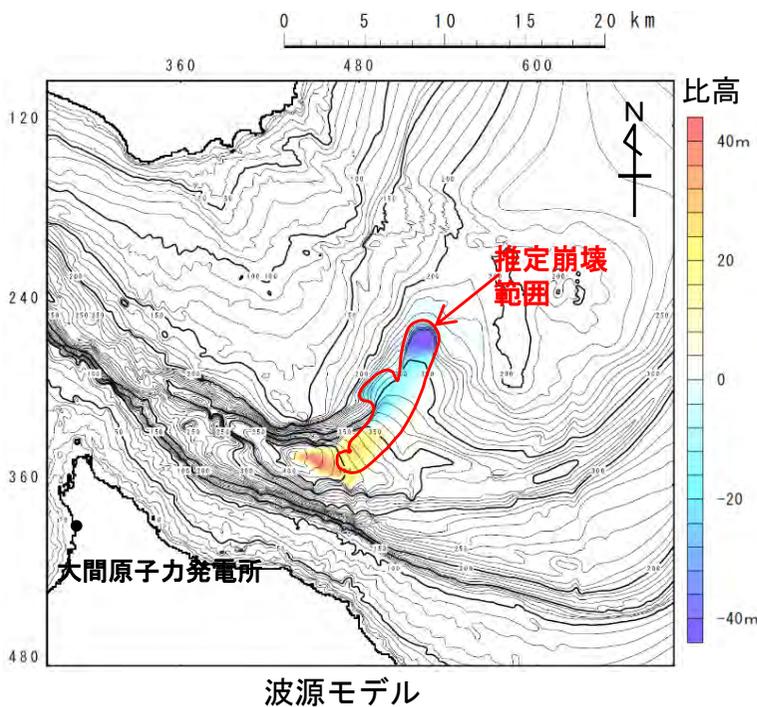
海底地すべりに起因する津波のkinematic landslideモデルによる計算結果 (下降側) は下表のとおりである。

海底地すべりに起因する津波検討結果 (下降側)

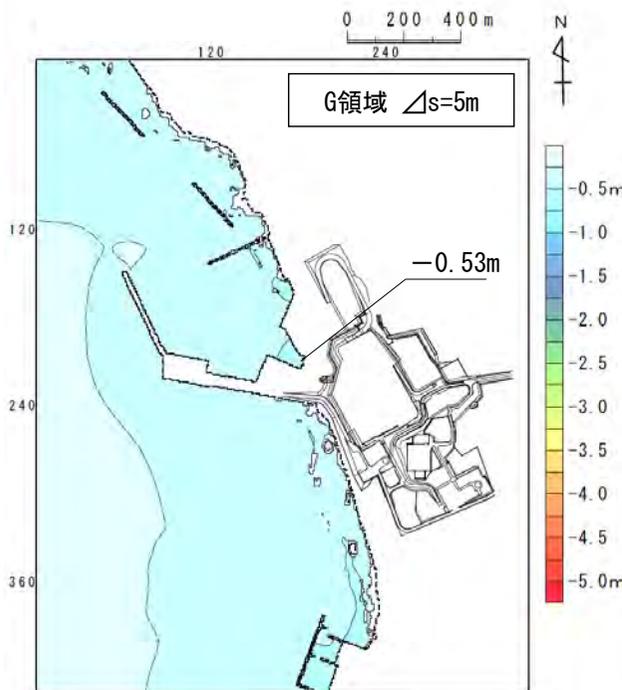
検討対象	解析モデル	取水口スクリーン室前面における最大水位下降量
海底地すべり地形 Ms-2	kinematic landslide モデル	-0.53m



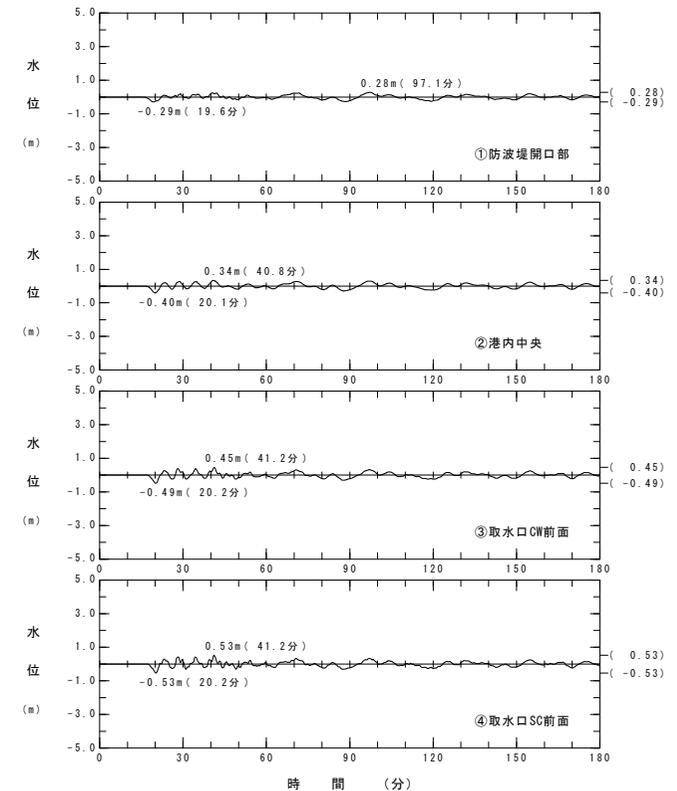
水位時刻歴波形出力点



波源モデル



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形



## 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。

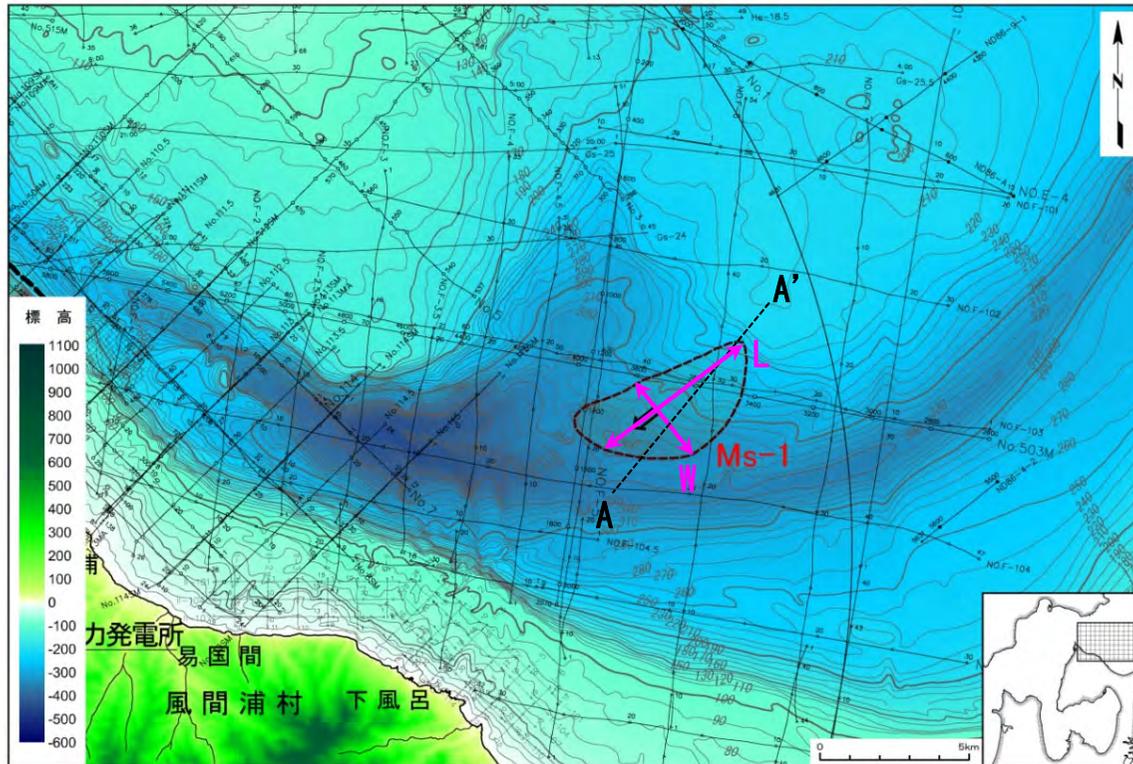
海底地すべりに起因する津波

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



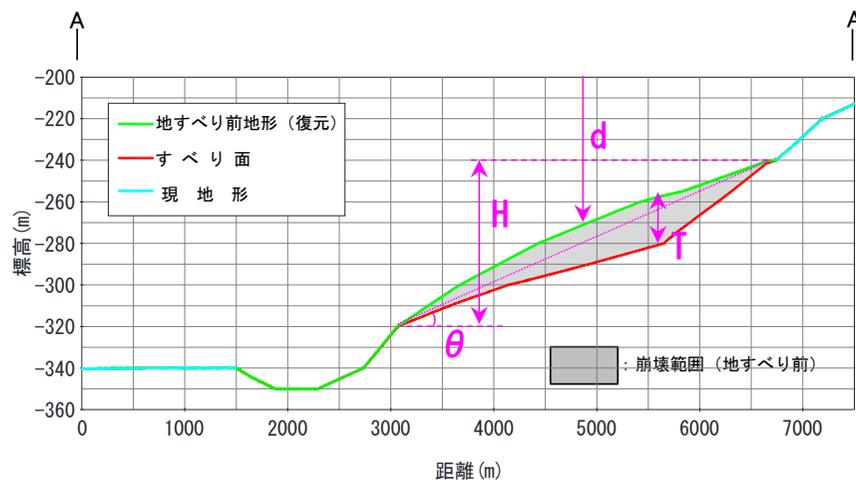
## (参考) 検討対象海底地すべり地形の選定【ステップ3】：地すべり地形パラメータ (1 / 3)

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

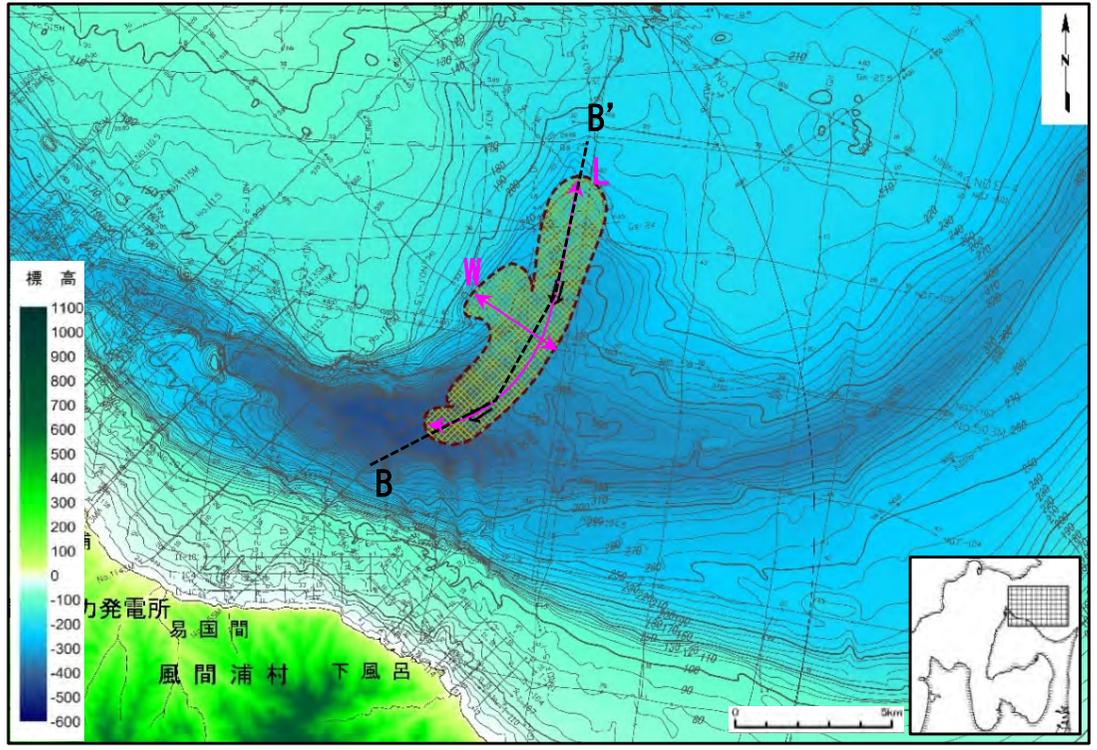


- すべり面等の設定は、第1023回審査会合 資料1-2「8-3. 海底地すべり地形崩壊量算定」参照
- 対象断面測線は地すべりブロックの中央付近のものを使用
- 水深dは地すべり前ブロック中央部で計測



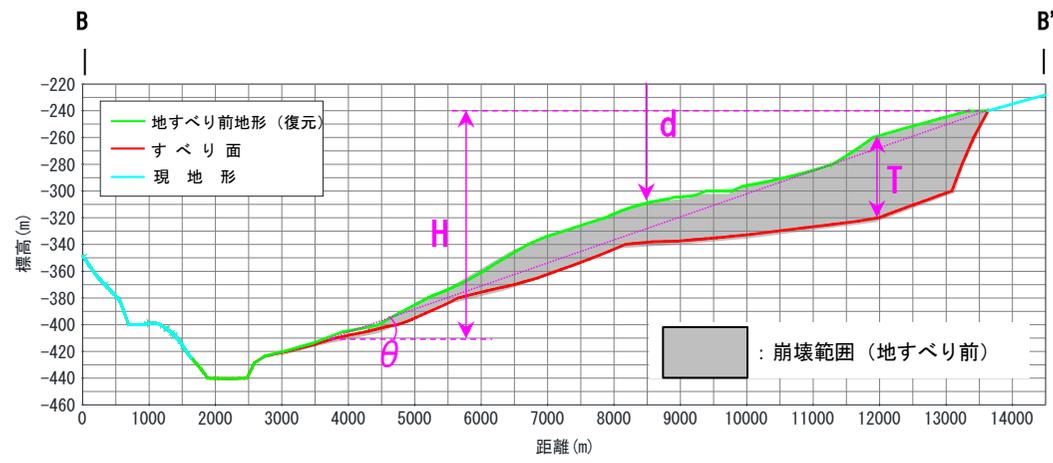
## (参考) 検討対象海底地すべり地形の選定【ステップ3】：地すべり地形パラメータ (2/3)

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

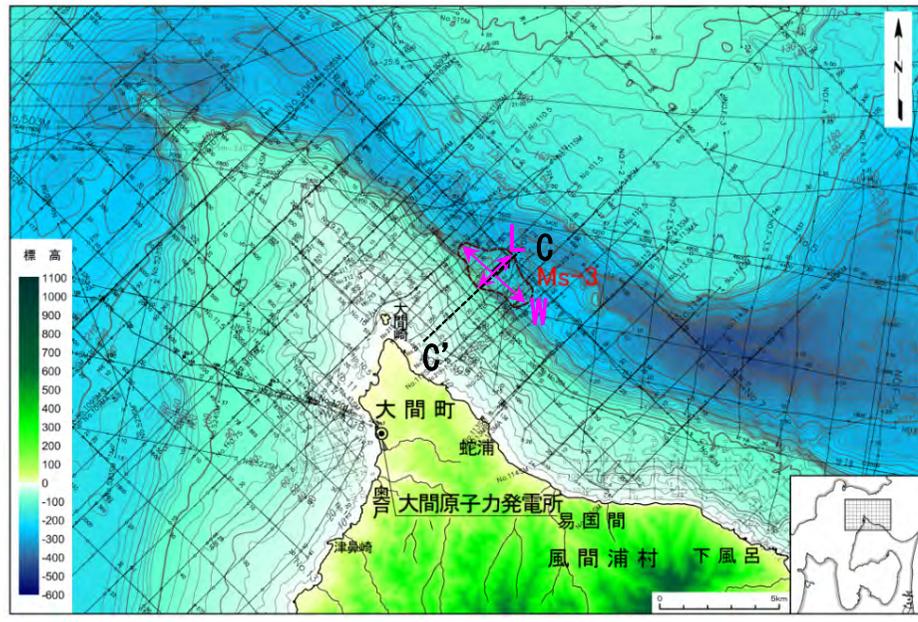


- すべり面等の設定は、第1023回審査会合 資料1-2「8-3. 海底地すべり地形崩壊量算定」参照
- 対象断面測線は地すべりブロックの中央付近のものを使用
- 水深dは地すべり前ブロック中央部で計測



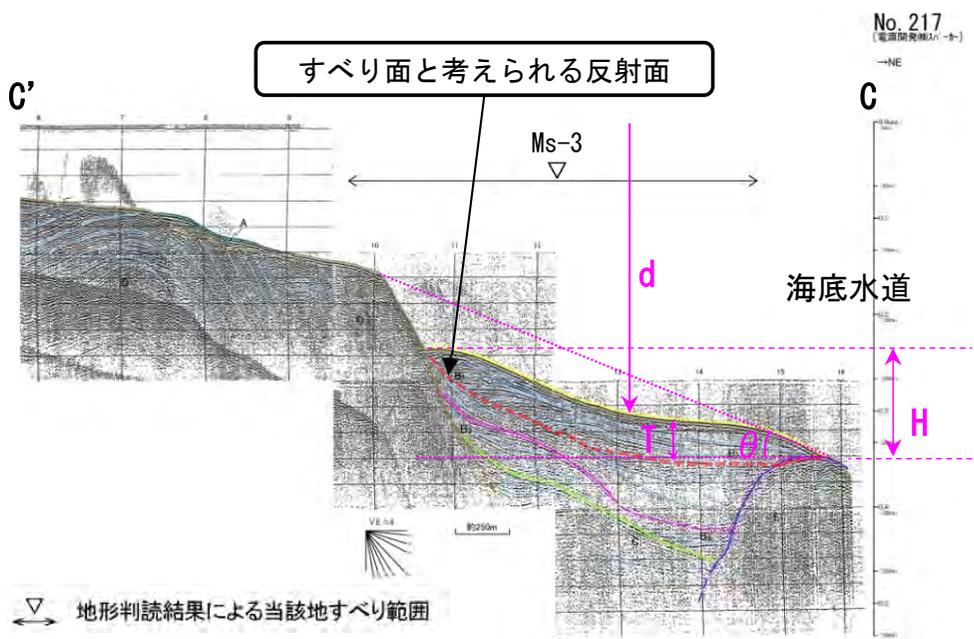
## (参考) 検討対象海底地すべり地形の選定【ステップ3】：地すべり地形パラメータ (3 / 3)

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

## 補足説明資料

# 目次

(補足1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析 .....	183
(補足2) 大間崎付近から敷地の分析 .....	209

# 目次

- (補足 1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析
- (補足 2) 大間崎付近から敷地の分析

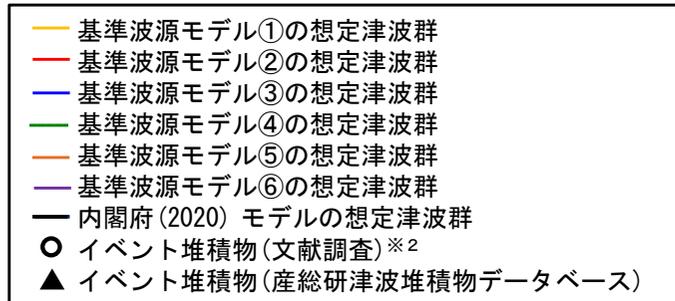


コメントNo.S5-58

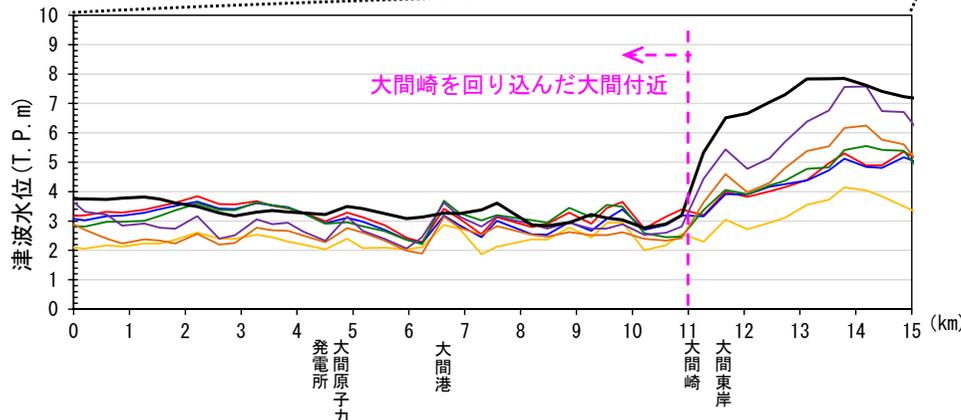
津軽海峡開口部付近沿岸における想定津波群の比較 (概略パラメータスタディ)

- 大間から津軽海峡開口部付近の沿岸における基準波源モデル①～⑥の想定津波群※1 (概略パラメータスタディ), イベント堆積物の分布, 及び内閣府 (2020) モデルの想定津波群※1を比較した結果は以下のとおり。
  - 基準波源モデル①～⑥の想定津波群の最高値 (包絡線) は, イベント堆積物の分布標高を上回る。
  - 基準波源モデル①～⑥については, 超大すべり域に正対する青森県北部太平洋沿岸では, イベント堆積物が分布する沿岸に正対する海域で水位が高くなっている。また, 基準波源モデル①～⑥の想定津波群の最高値 (包絡線) は, 「新納屋～六川目付近」, 「岩屋付近」及び「大間東岸～易国間付近」を除いて, イベント堆積物を上回るように設定された内閣府 (2020) モデルの計算水位を上回る。
  - また, 大間崎を回り込んだ大間付近では, 基準波源モデル①～⑥に比べて内閣府 (2020) モデルが相対的に高い傾向にある。
- 上記に係り, 基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルとの津波挙動をP. 185～P. 207で詳細に比較・分析する。

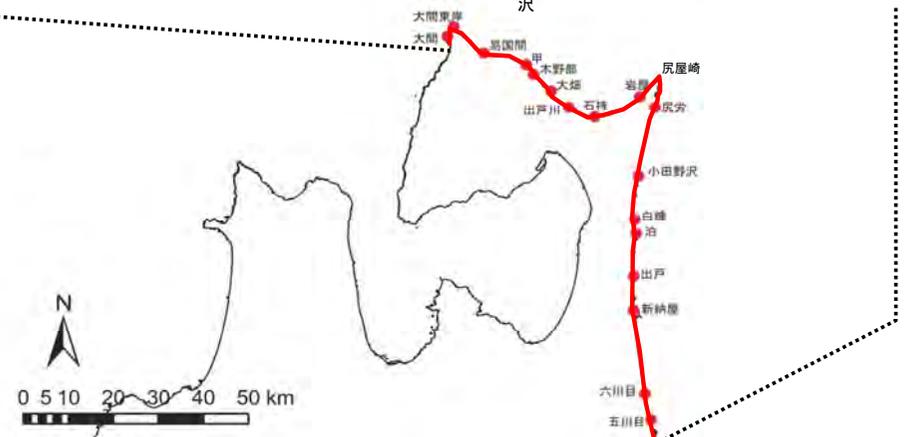
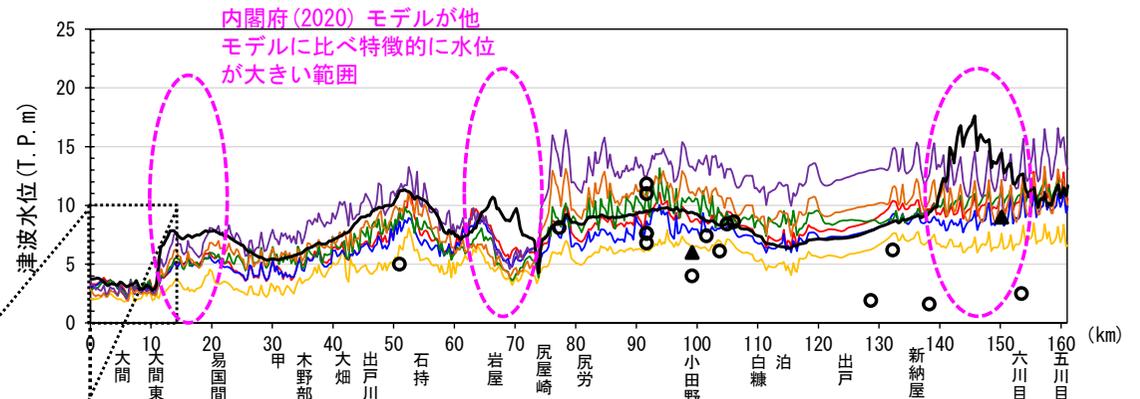
※1: 想定津波群の作成方法は, 第1023回審査会合 資料1-2「12-1. 想定津波群の作成方法」参照。



※2: 調査地点は, 東北電力株式会社 (2014) 及び高橋ほか (2018) から推定して記載



津軽海峡開口部付近沿岸における基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルの想定津波群との比較 (大間周辺)



津軽海峡開口部付近沿岸における基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルの想定津波群との比較

## 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (1 / 23)

### 基本方針

- 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルを対象に、以下の比較・分析を実施する。
  - ✓ 内閣府(2020)モデルは、津波堆積物について堆積年代を区別することなく再現する逆解析により設定されたモデルであり、津軽海峡開口部東方海域のプレート境界面深部に円形の大すべり域が配置されている特徴を有する。この特徴を念頭に、津軽海峡開口部付近における内閣府(2020)モデルによる津波の特徴を把握するため、津波の周期特性について基準波源モデル①～⑥との比較・分析を実施する。(P.186～P.195参照)
  - ✓ その上で、下北半島沿岸の津波挙動の特徴を分析する。(新納屋から六川目付近で内閣府(2020)モデルの水位が高くなっている理由)(P.184, P.196, P.197参照)
  - ✓ 更に、津軽海峡内へ伝搬した津波挙動の特徴を分析する。(岩屋付近、大間東岸から易国間付近で内閣府(2020)モデルの水位が高くなっている理由ほか)(P.184, P.198～P.206参照)

基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルとの比較・分析 (2 / 23)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-17再掲

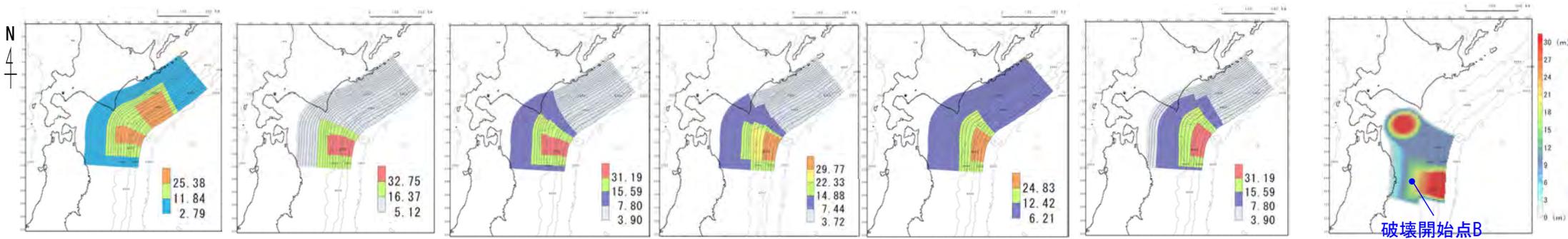
波源モデル (すべり分布・地盤変動量分布) の比較

【すべり分布】

- 基準波源モデル①～⑥は、海溝軸からプレート境界面の比較的浅い範囲に大すべり域及び超大すべり域が配置されている。一方、内閣府 (2020) モデルは、基準波源モデル①～⑥と同様比較的浅い範囲に加えて、津軽海峡開口部東方海域のプレート境界面の深部に大すべり域が配置されている。

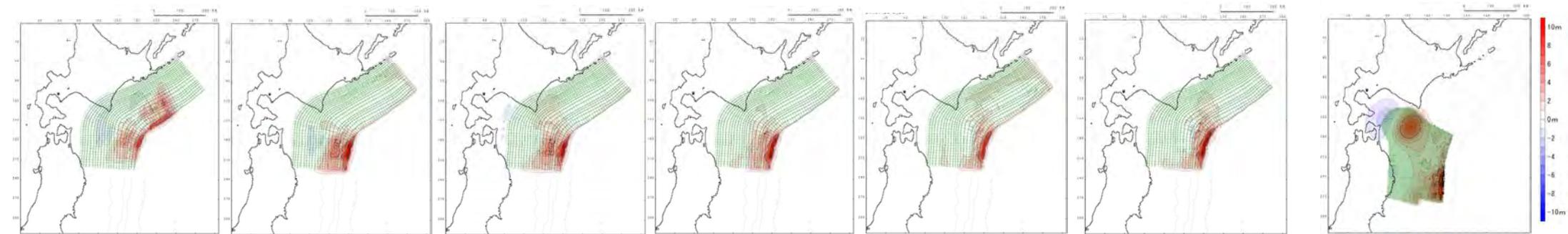
【地盤変動量分布】

- 基準波源モデルから算定される地盤変動量分布は、すべり分布と整合し、基準波源モデル①～⑥では海溝軸付近で大きな上昇側の変動が生じている。一方、内閣府 (2020) モデルは津軽海峡開口部東側で大きな上昇側の変動が生じ、その西側から津軽海峡内にかけて下降側の変動が生じている。



基準波源モデル① 基準波源モデル② 基準波源モデル③ 基準波源モデル④ 基準波源モデル⑤ 基準波源モデル⑥ 内閣府 (2020) モデル

概略パラメータスタディ上昇側最大ケースのすべり量分布



基準波源モデル① 基準波源モデル② 基準波源モデル③ 基準波源モデル④ 基準波源モデル⑤ 基準波源モデル⑥ 内閣府 (2020) モデル

概略パラメータスタディ上昇側最大ケースの地盤変動量分布



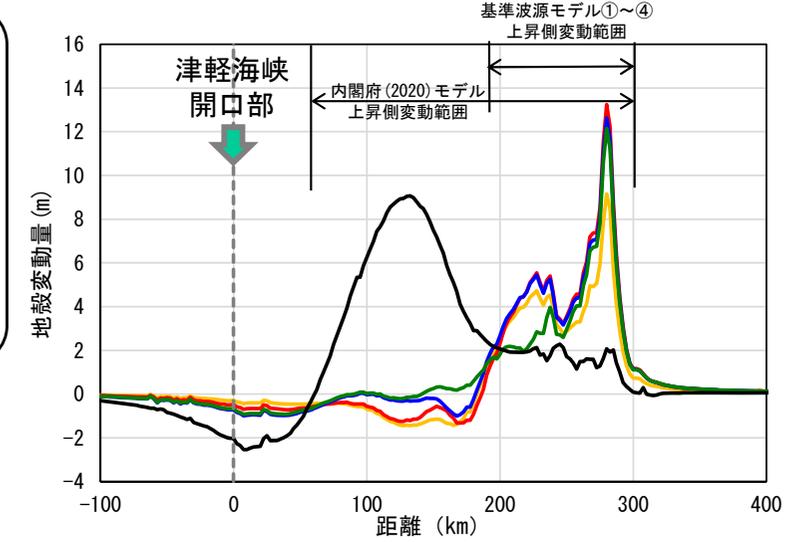
第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-18再掲

基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (3 / 23)

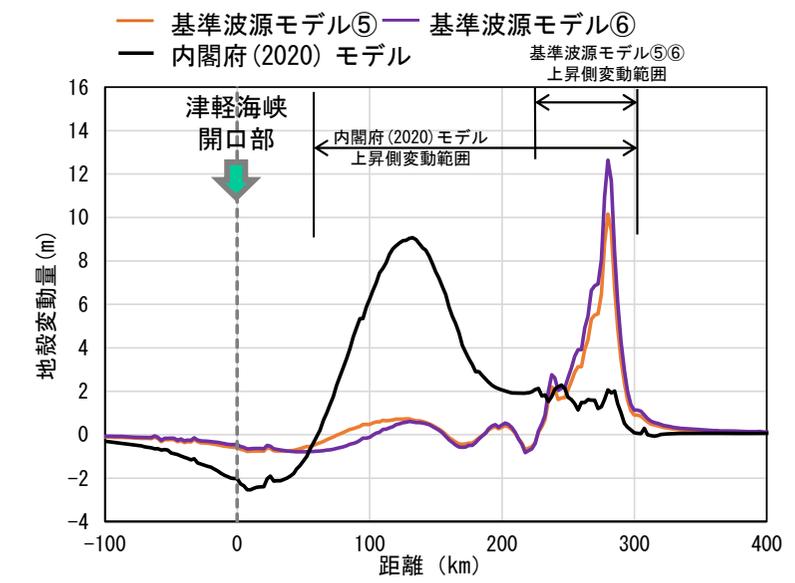
波源域の地盤変動量の比較

- 津軽海峡開口部と各波源モデルの上昇側の地盤変動量ピーク位置を通する測線上の地盤変動量分布を比較した。
- 津軽海峡開口部東側でプレート境界の比較的浅部に大きなすべり域が配置されている基準波源モデル①～⑥は、内閣府(2020)モデルに比べて上昇側のピークが大きいが、ピーク発生位置は内閣府(2020)モデルが基準波源モデル①～⑥に比べて津軽海峡開口部に近い。
- 内閣府(2020)モデルは基準波源モデル①～⑥に比べ上昇側の変動範囲幅が広いので、波長(周期)が長い津波が発生しやすい。

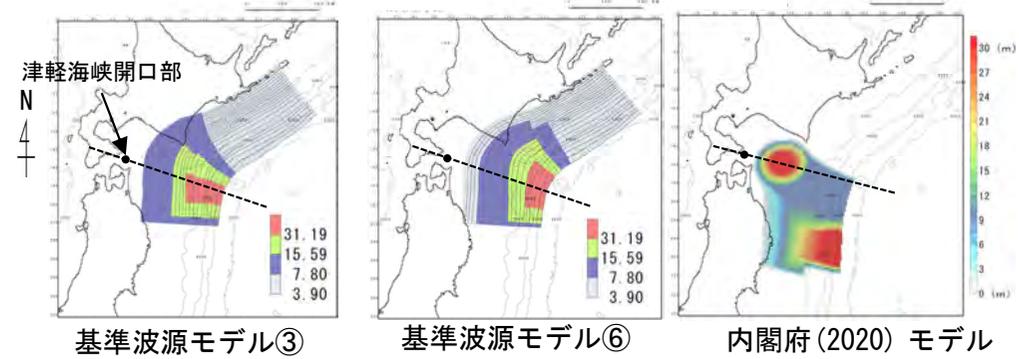
— 基準波源モデル① — 基準波源モデル②  
— 基準波源モデル③ — 基準波源モデル④ — 内閣府(2020)モデル



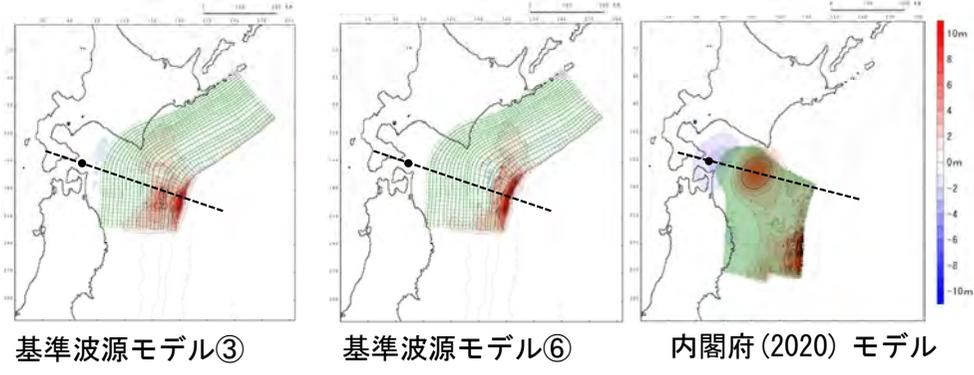
地盤変動量断面図 (基準波源モデル①～④, 内閣府(2020)モデル)



地盤変動量断面図 (基準波源モデル⑤⑥, 内閣府(2020)モデル)



概略パラメータスタディ上昇側最大ケースのすべり量分布 (基準波源モデル③と⑥を代表として例示\*)



概略パラメータスタディ上昇側最大ケースの地盤変動量分布 (基準波源モデル③と⑥を代表として例示\*)

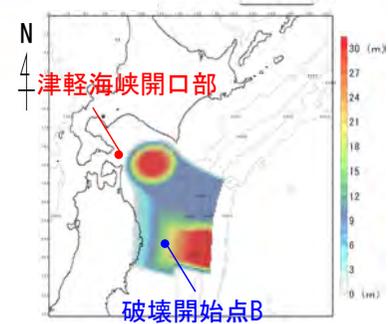
※基準波源モデル③は、「テクトニクス背景・地震学的見地に基づくモデル」であり、水位下降量が最も大きくなるケース。基準波源モデル⑥は、「大間の立地特性を考慮したモデル」であり、水位上昇量が最も大きくなるケース。



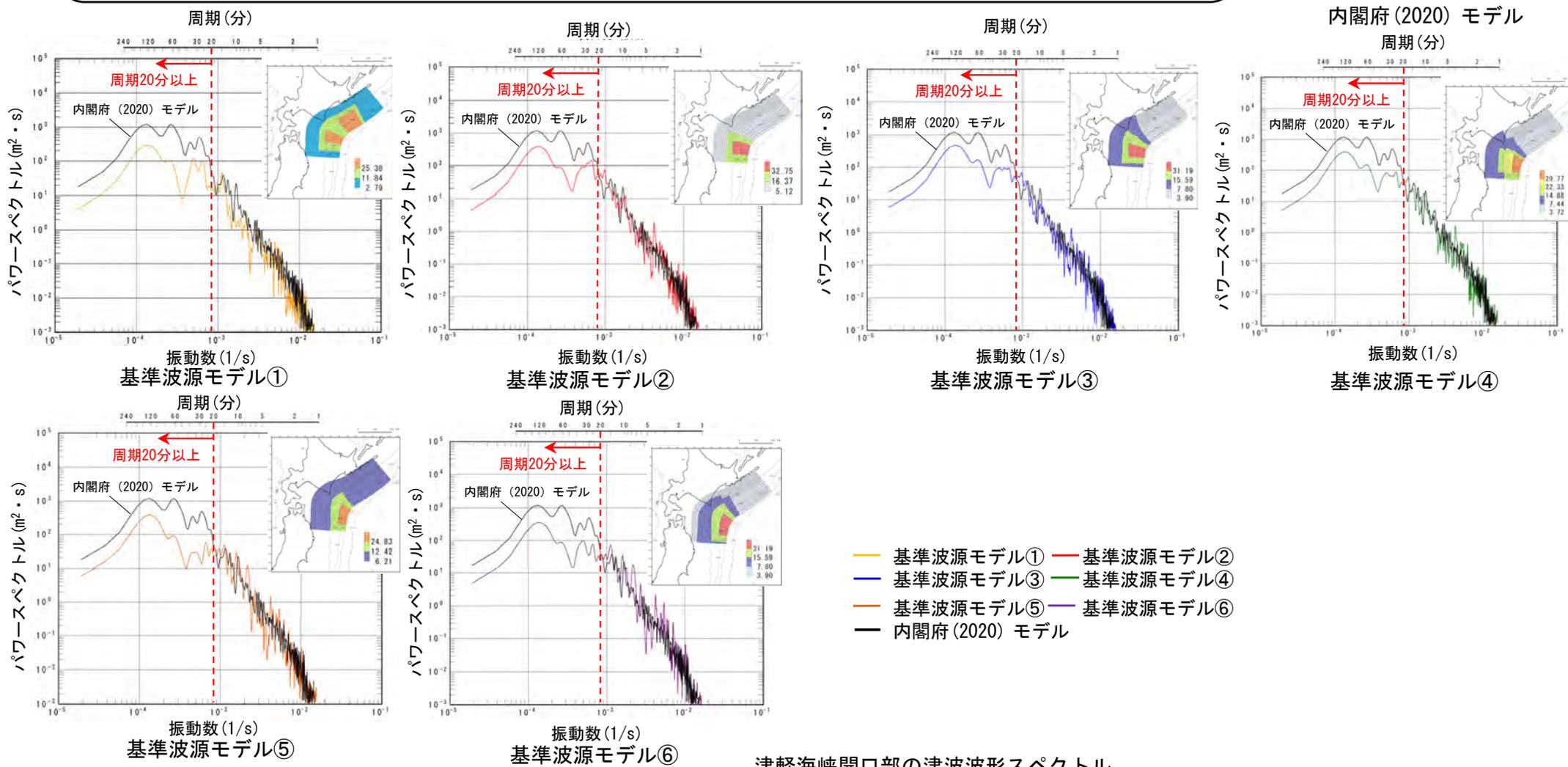
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (4 / 23)

津軽海峡開口部の津波水位の比較：パワースペクトル

- 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルの津軽海峡開口部における津波波形スペクトルを比較した。
- 内閣府(2020)モデルは基準波源モデル①～⑥に比べて長周期に相当する周期20分程度以上のパワースペクトルが大きい。



内閣府(2020)モデル  
周期(分)



- 基準波源モデル①
- 基準波源モデル②
- 基準波源モデル③
- 基準波源モデル④
- 基準波源モデル⑤
- 基準波源モデル⑥
- 内閣府(2020)モデル

津軽海峡開口部の津波波形スペクトル

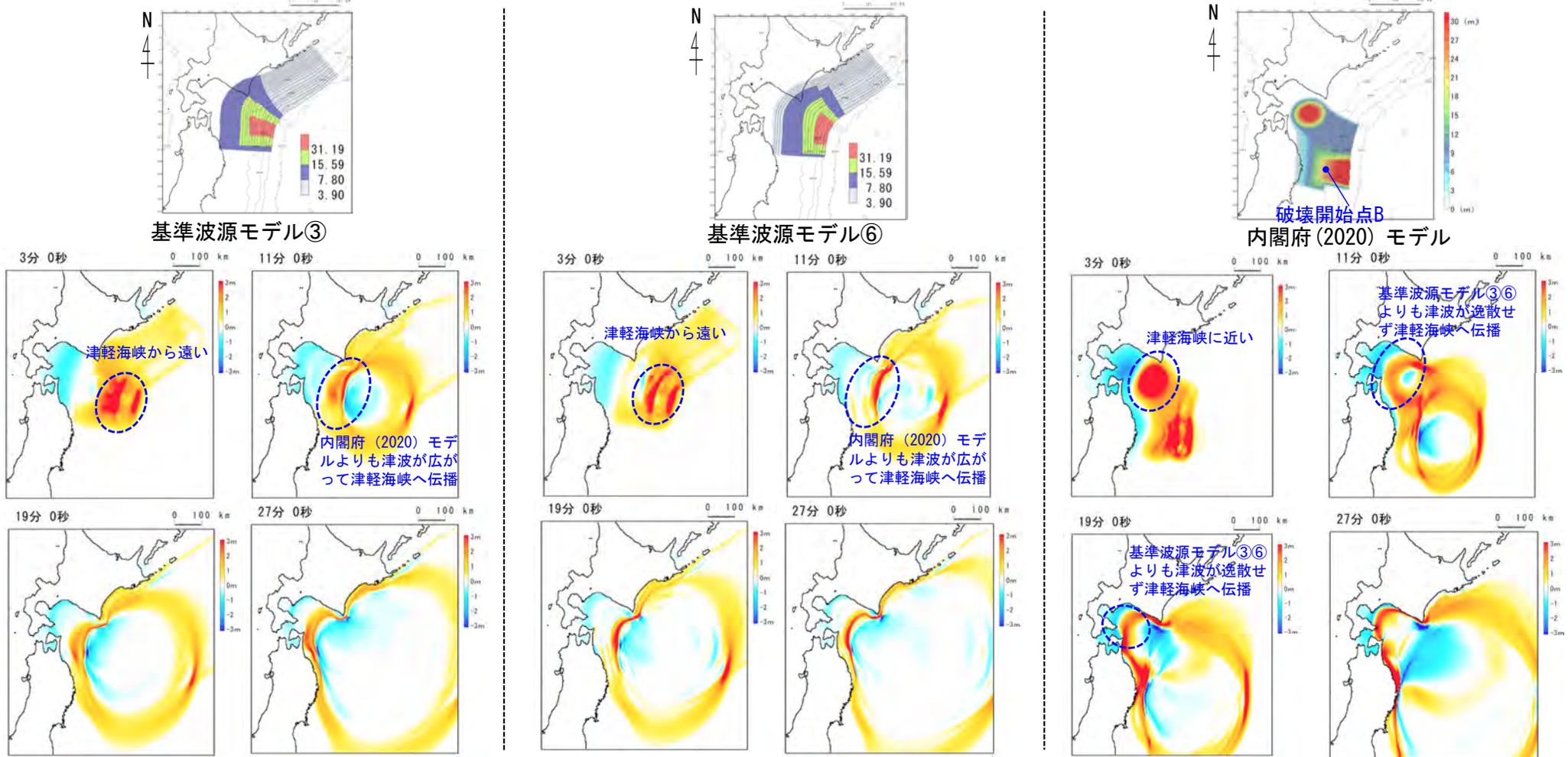
(補足 1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析 (6 / 24)

基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルとの比較・分析 (5 / 23)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-20再掲

波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播の比較：津波伝播形態スナップショット (1 / 2)

- 波源域から津軽海峡開口部までの津波伝播形態をスナップショットにより比較した。
- 基準波源モデル①～⑥ (代表として③, ⑥を例示) は津軽海峡開口部から遠い位置で大きい水位変動が発生する。一方, 内閣府 (2020) モデルは津軽海峡開口部に近い位置で大きい水位変動が発生する。基準波源モデル①～⑥では津軽海峡までの伝播距離が長いから, 伝播の過程で広域に津波が広がりながら津軽海峡へ伝播する。一方, 内閣府 (2020) モデルは津軽海峡までの伝播距離が短いから, 津波が逸散せずに津軽海峡へ伝播する。



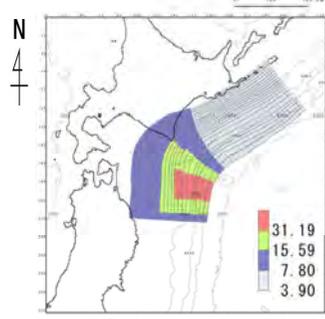
波源域からの津波伝播スナップショット (基準波源モデル③と⑥を例示)

基準波源モデル①～⑥と内閣府 (2020) モデルとの比較・分析 (6 / 23)

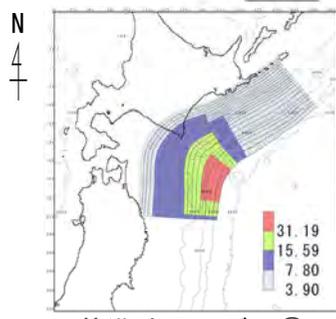
第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-21一部修正

波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播の比較：津波伝播形態スナップショット (2 / 2)

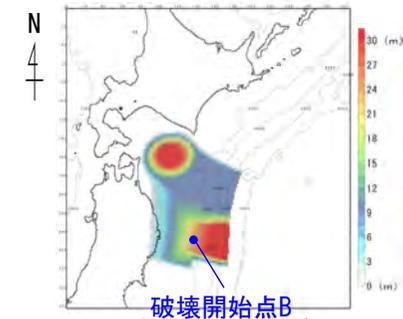
- 津軽海峡開口部への津波伝播形態をスナップショットにより比較した。
- 津軽海峡開口部に伝播してくる津波の特徴として、基準波源モデル①～⑥（代表として③，⑥を例示）の津波は、相対的に短波長の波が卓越する。一方、内閣府(2020)モデルの津波は、相対的に長波長の波が卓越する。この津波は、津軽海峡開口部の東方海域のプレート境界面深部に配置された大すべり域で発生した津波による影響が大きいと考えられる。
- 青森県南部～岩手県沿岸に伝播してくる津波の特徴として、内閣府(2020)モデルの津波は、比較的短波長である。この津波は岩手県沖のプレート境界面浅部に配置された大すべり域で発生した津波による影響が大きいと考えられる。



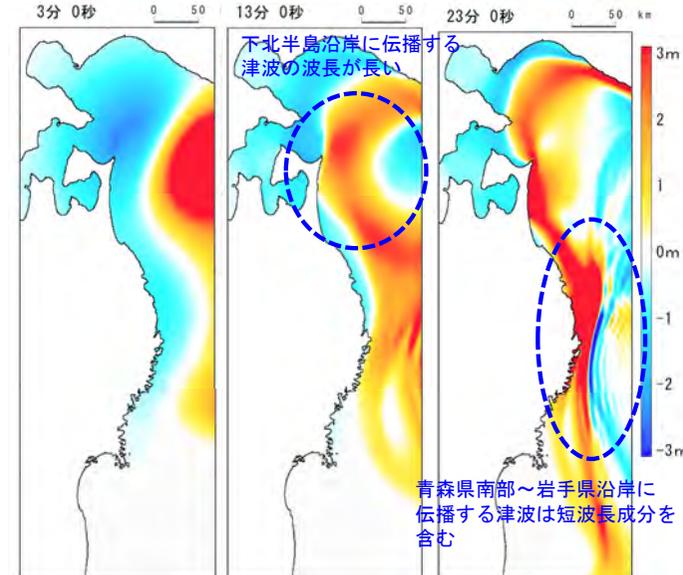
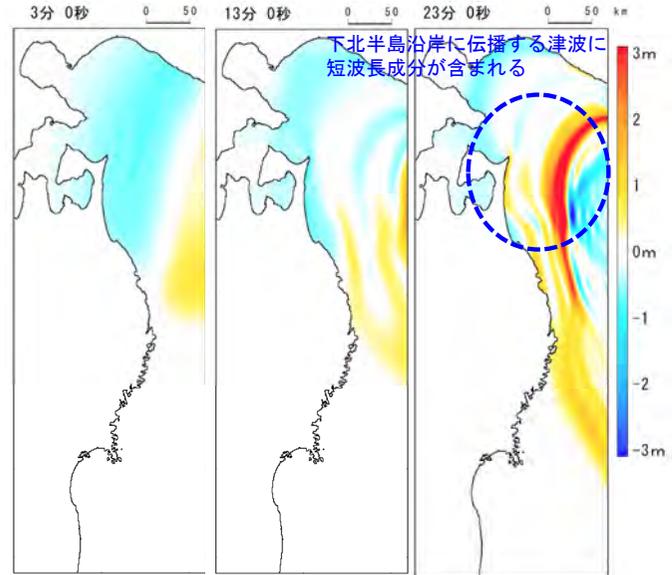
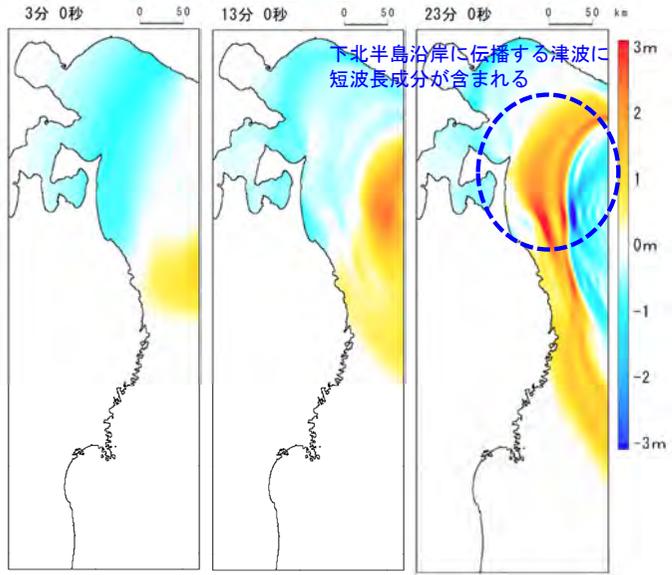
基準波源モデル③



基準波源モデル⑥



破壊開始点B  
内閣府(2020)モデル



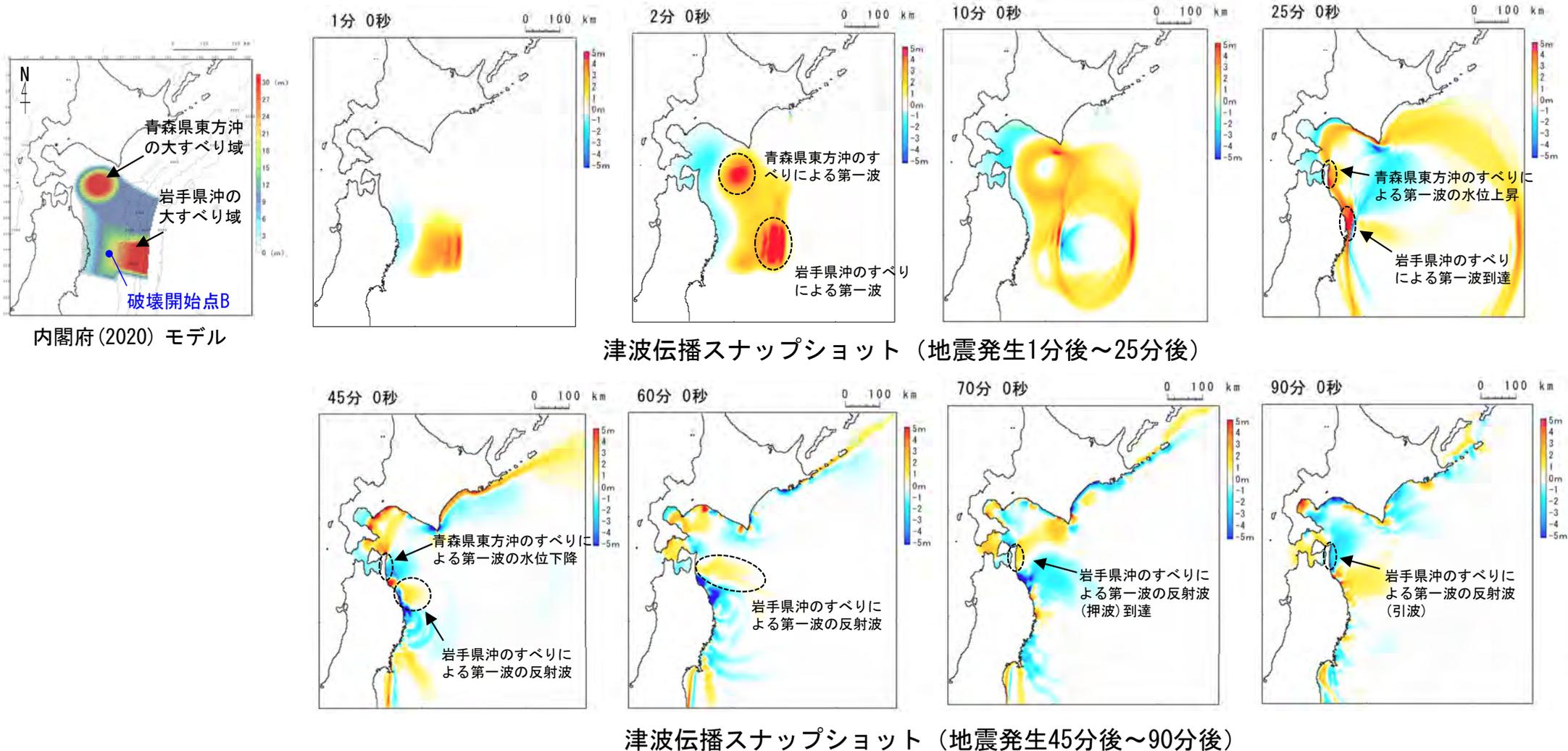
下北半島周辺の津波伝播スナップショット  
(基準波源モデル③と⑥を例示)

## (補足1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析 (8 / 24)

## 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (7 / 23)

## 波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播：内閣府(2020)モデル (1 / 3)

- 内閣府(2020)モデルによる波源域から津軽海峡開口部までの津波伝播についてスナップショットにより詳細に確認した。
- 地震発生1分後～25分後では、青森県東方沖、岩手県沖の大すべり域のすべりによる第一波が太平洋沿岸に到達する状況が確認できる。
- 地震発生45分後～90分後では、岩手県沖の大すべり域のすべりによる第一波の反射波が下北半島沿岸に到達する状況が確認できる。

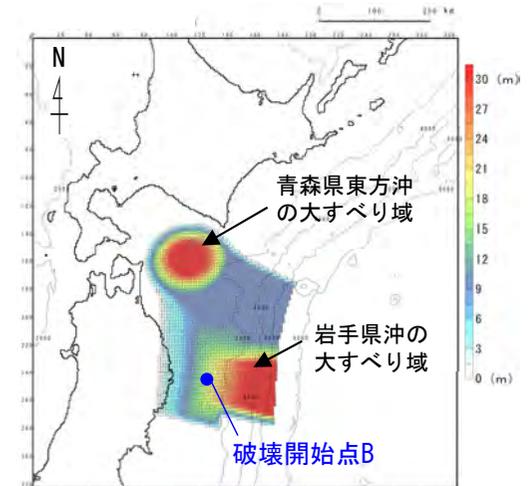


## (補足1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析 (9/24)

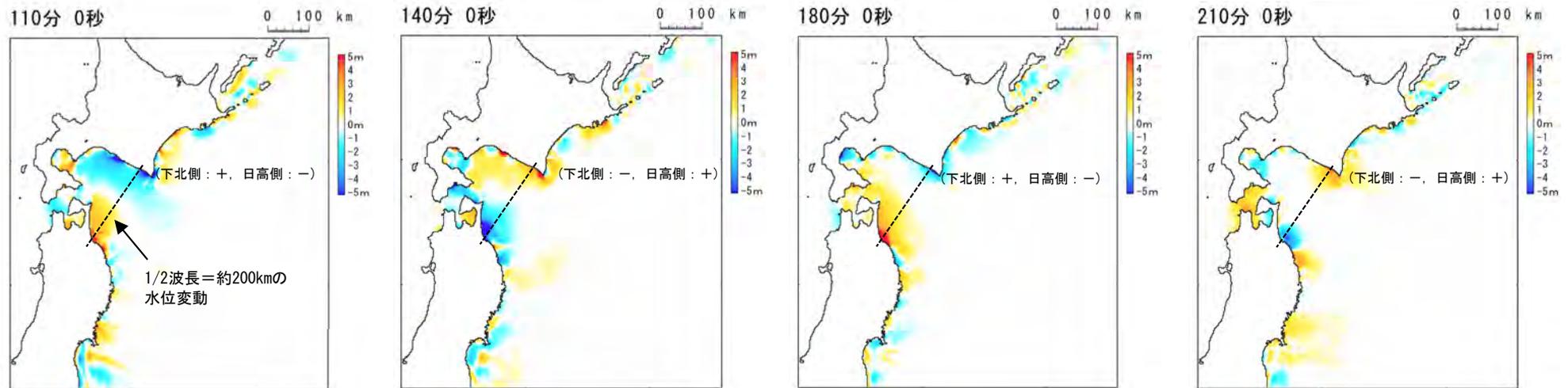
## 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (8/23)

## 波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播：内閣府(2020)モデル (2/3)

- 地震発生110分後～210分後では、青森県以南から北海道日高沿岸に囲まれた海域の北東-南西方向に波長が長い(1/2波長=約200km)水位変動が、70分程度の周期で繰り返し発生する状況が確認できる。



内閣府(2020)モデル

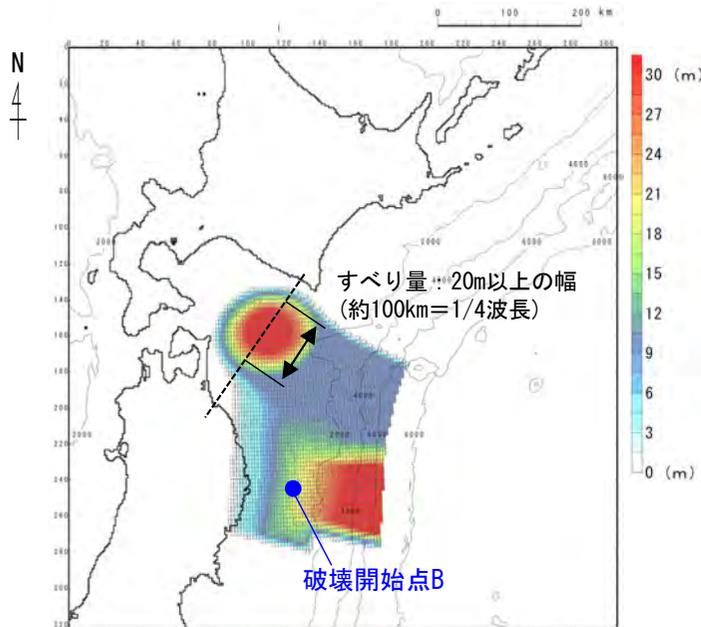


津波伝播スナップショット(地震発生110分後～210分後)

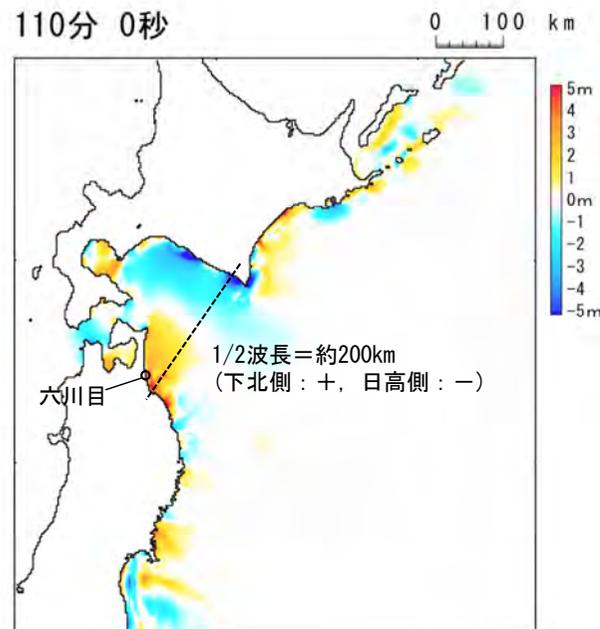
## 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (9/23)

波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播：内閣府(2020)モデル (3/3)

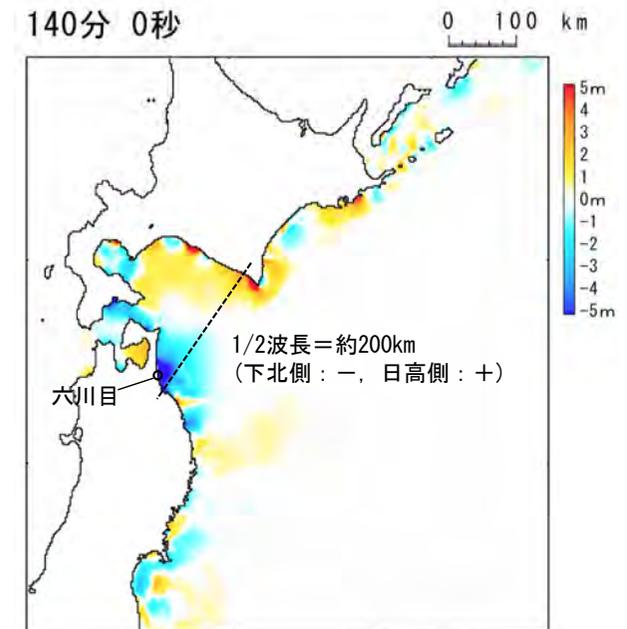
- 前頁で示した青森県以南から北海道日高沿岸に囲まれた海域の北東-南西方向に波長の長い(1/2波長=約200km)水位変動が繰り返し発生した要因は、青森県から北海道沿岸の閉鎖領域の中で、青森県東方沖の大すべり域(すべり量20m以上の幅約100km=1/4波長)のすべりが発生し、同すべりによる隆起・沈降に伴う水位変動が増幅したものと考えられる。



内閣府(2020)モデル



津波伝播スナップショット



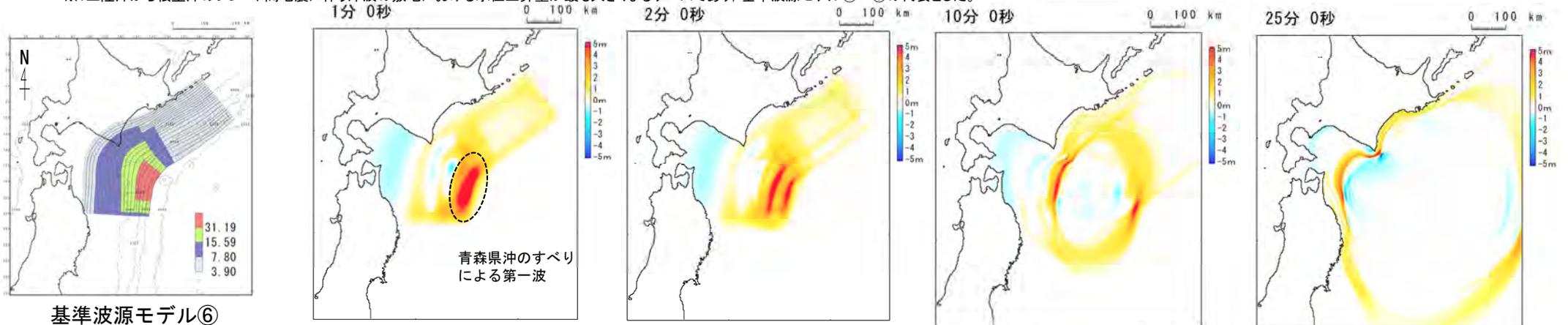
## (補足1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析 (11/24)

## 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (10/23)

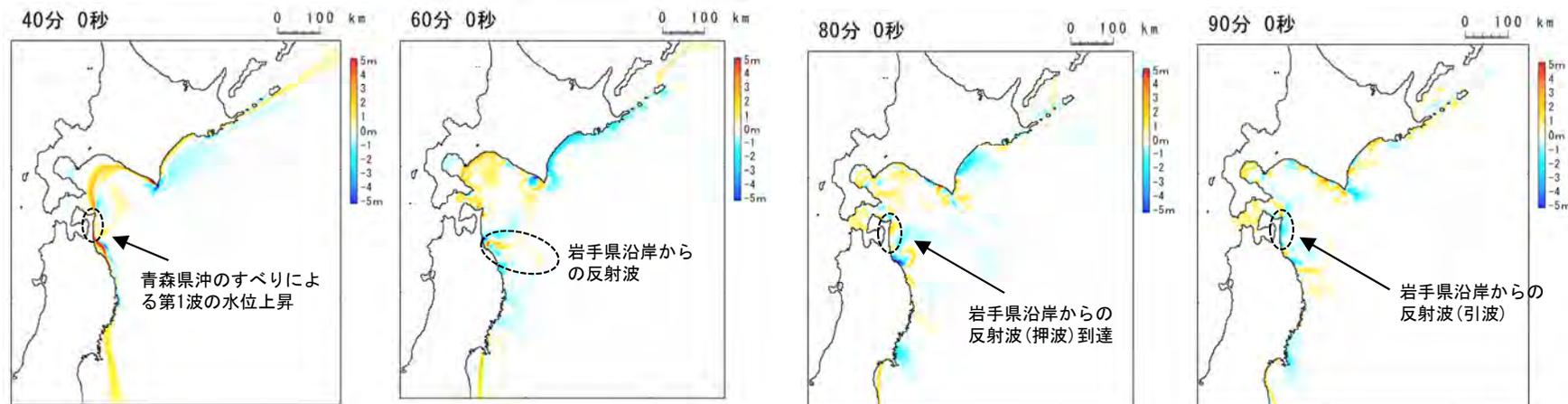
## 波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播：基準波源モデル①～⑥ (1/2)

- 基準波源モデル⑥※による波源域から津軽海峡開口部までの津波伝播についてスナップショットにより詳細に確認した。
- 地震発生1分後～25分後では、青森県沖の大すべり域のすべりによる第一波が太平洋沿岸に到達する状況を確認できる。
- 地震発生40分後～90分後では、第一波が最も早く到達した岩手県沿岸からの反射が、下北半島沿岸に到達(80分付近)する状況を確認できる。

※：三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の敷地における水位上昇量が最も大きくなるケースであり、基準波源モデル①～⑥の代表とした。

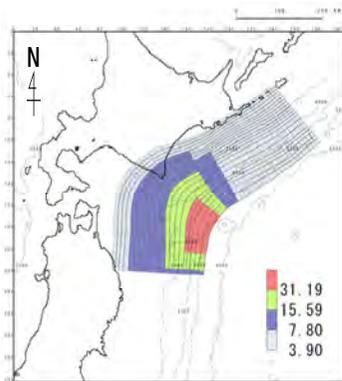


津波伝播スナップショット (地震発生1分後～25分後)



津波伝播スナップショット (地震発生40分後～90分後)

基準波源モデル⑥  
概略パラメータスタディ  
上昇側最大ケース



## (補足1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析 (12/24)

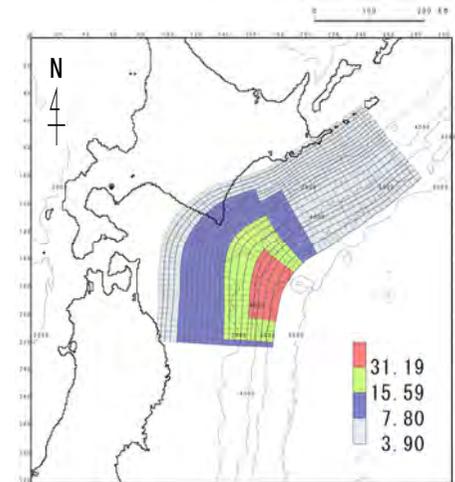


コメントNo.S5-58

## 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (11/23)

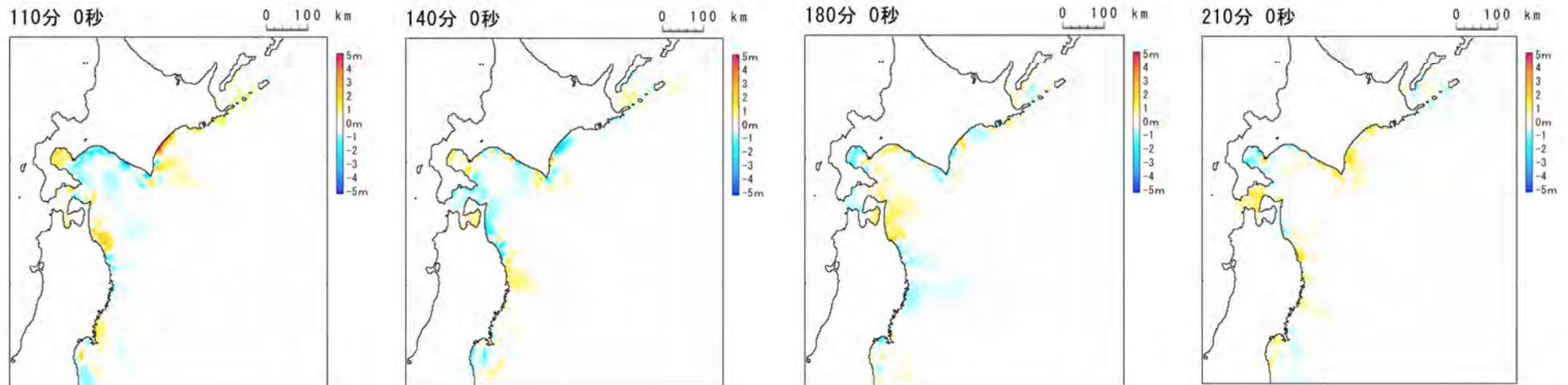
## 波源域からの津軽海峡開口部までの津波伝播：基準波源モデル①～⑥ (2/2)

- 地震発生110分後～210分後では、青森県周辺海域からの反射波が下北半島沿岸に繰り返し到達する状況が確認できる。
- なお、内閣府(2020)モデルで認められた青森県以南から北海道日高沿岸に囲まれた海域の北東-南西方向の波長が長い顕著な水位変動は確認されない。



基準波源モデル⑥

(概略パラメータスタディ上昇側最大ケース)



津波伝播スナップショット (地震発生110分後～210分後)

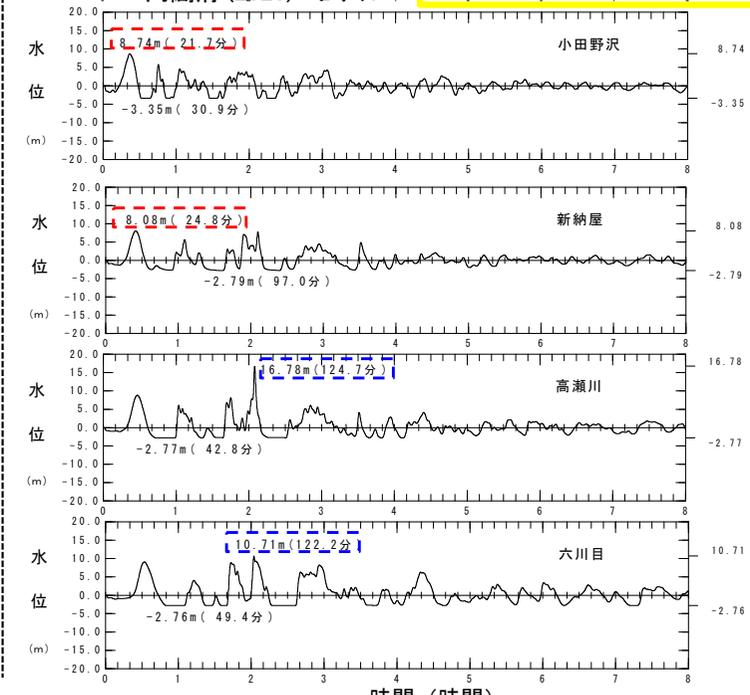
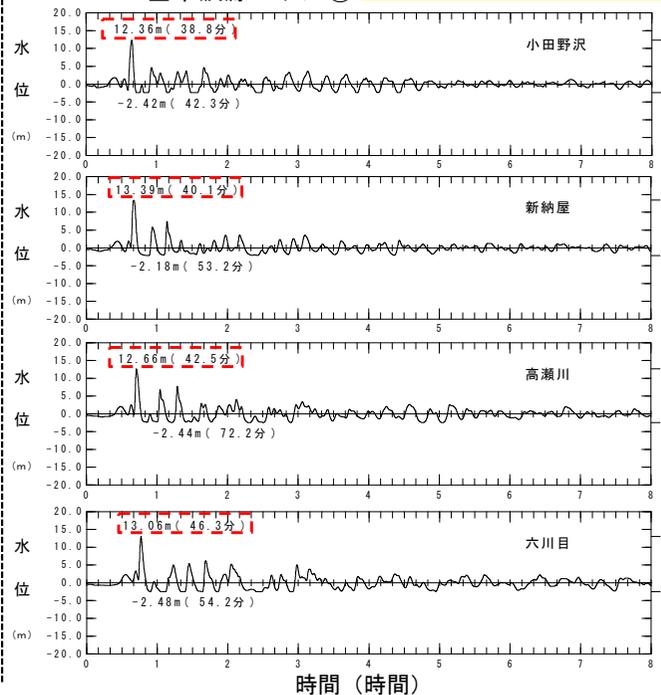
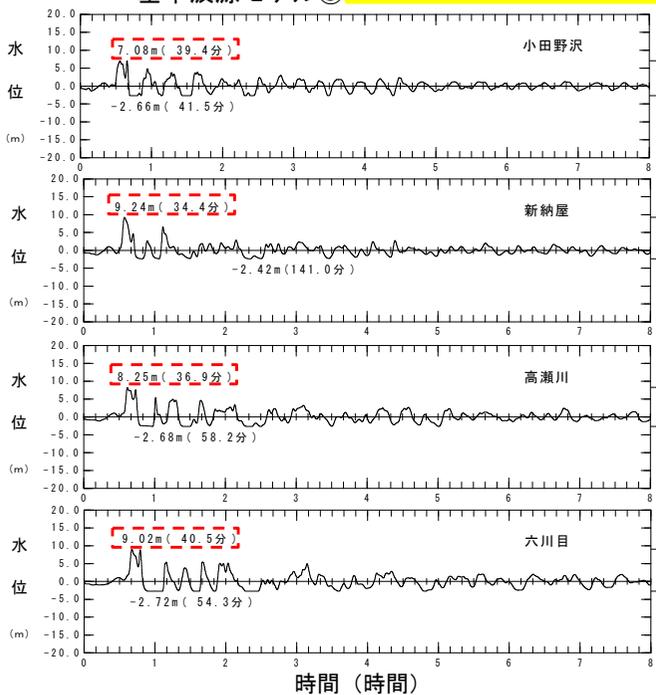
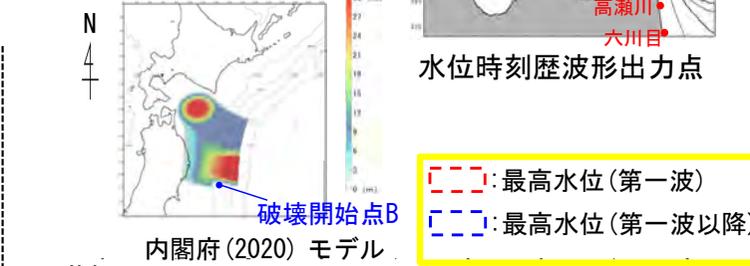
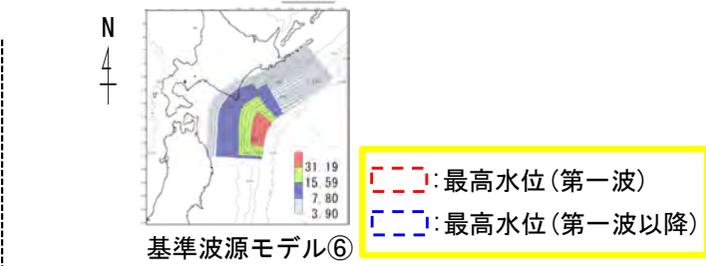
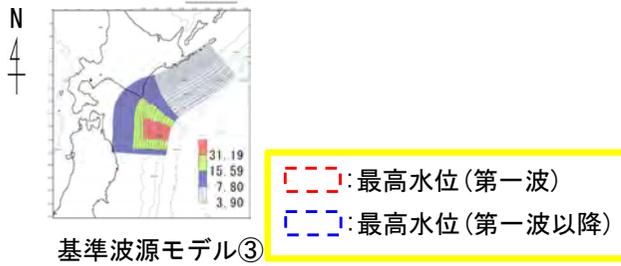
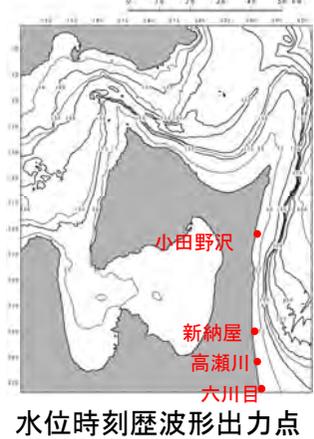


コメントNo.S5-58

基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (12 / 23)

下北半島沿岸の津波水位の比較：時刻歴波形

- 下北半島沿岸の4地点(小田野沢, 新納屋, 高瀬川及び六川目)の時刻歴波形を比較した。
- 基準波源モデル①～⑥(代表として③, ⑥を例示)では, 4地点の最大水位上昇量は第一波で発生している。内閣府(2020)モデルでは, 小田野沢・新納屋では第一波で最大水位上昇量が発生しているが, 高瀬川・六川目では計算開始から約2時間後の後続の津波により最大水位上昇量が発生している。その時刻は, 前述(P.192, P.193)した青森県以南から北海道日高沿岸に囲まれた海域の北東-南西方向に波長の長い水位変動が発生している時刻(110分)の直後である。
- 一方で, 高瀬川ではパルス的な短波長の津波による水位上昇も見られる。



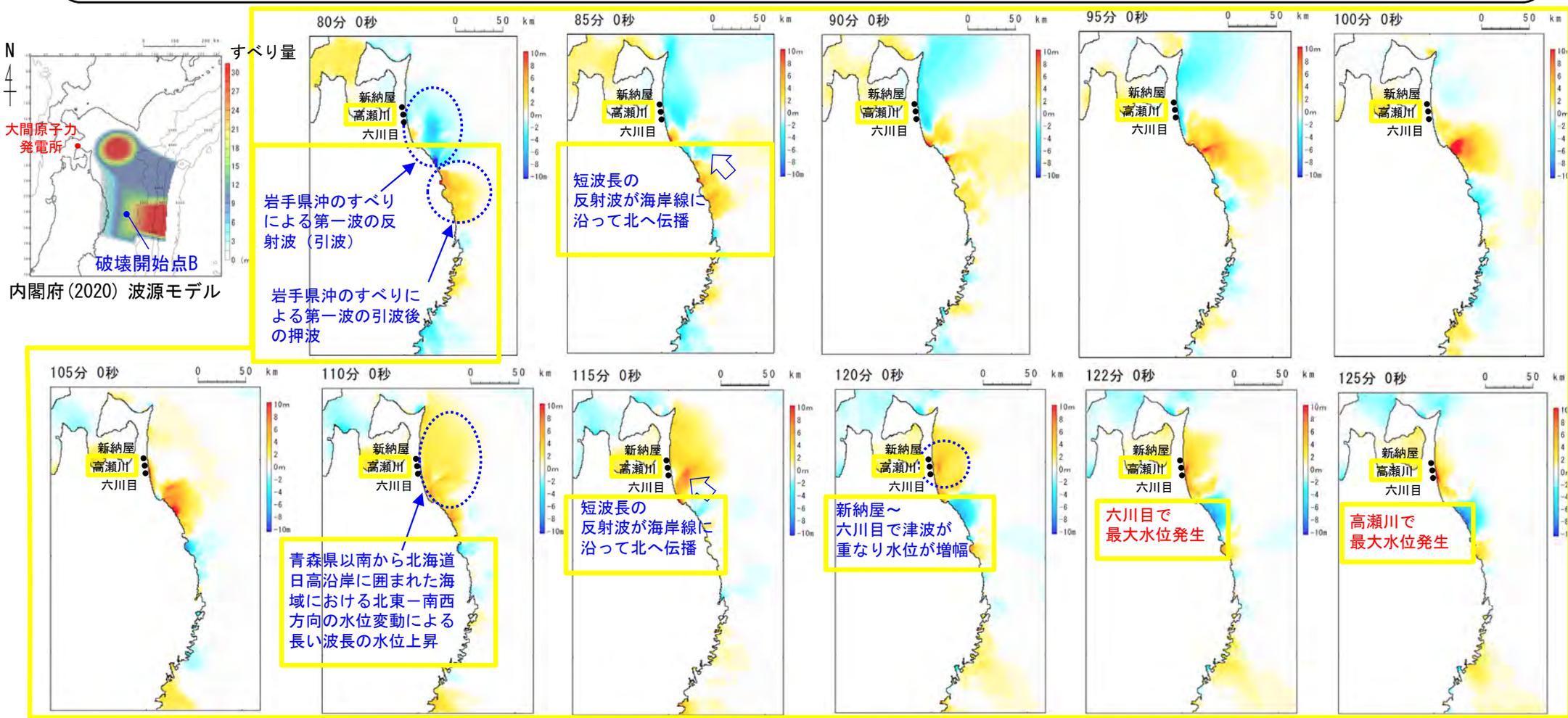


コメントNo.S5-58

基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (13/23)

下北半島沿岸の津波水位の比較：内閣府(2020)モデルの新納屋～六川目の最大水位上昇量

- 内閣府(2020)モデルについて基準波源モデル①～⑥に比べて特徴が異なり、水位が大きくなる新納屋～六川目付近(P.184参照)の津波の伝播形態をスナップショットにより確認した。
- 新納屋～六川目付近の局所的な水位上昇は、海岸線に沿って南から北へ伝播する短波長の水位変動と下北半島太平洋側における長波長の水位変動が重なった結果によって発生している。
- 南側からの短波長の津波は岩手県沖の大すべり域で発生する津波によるものであると考えられる。



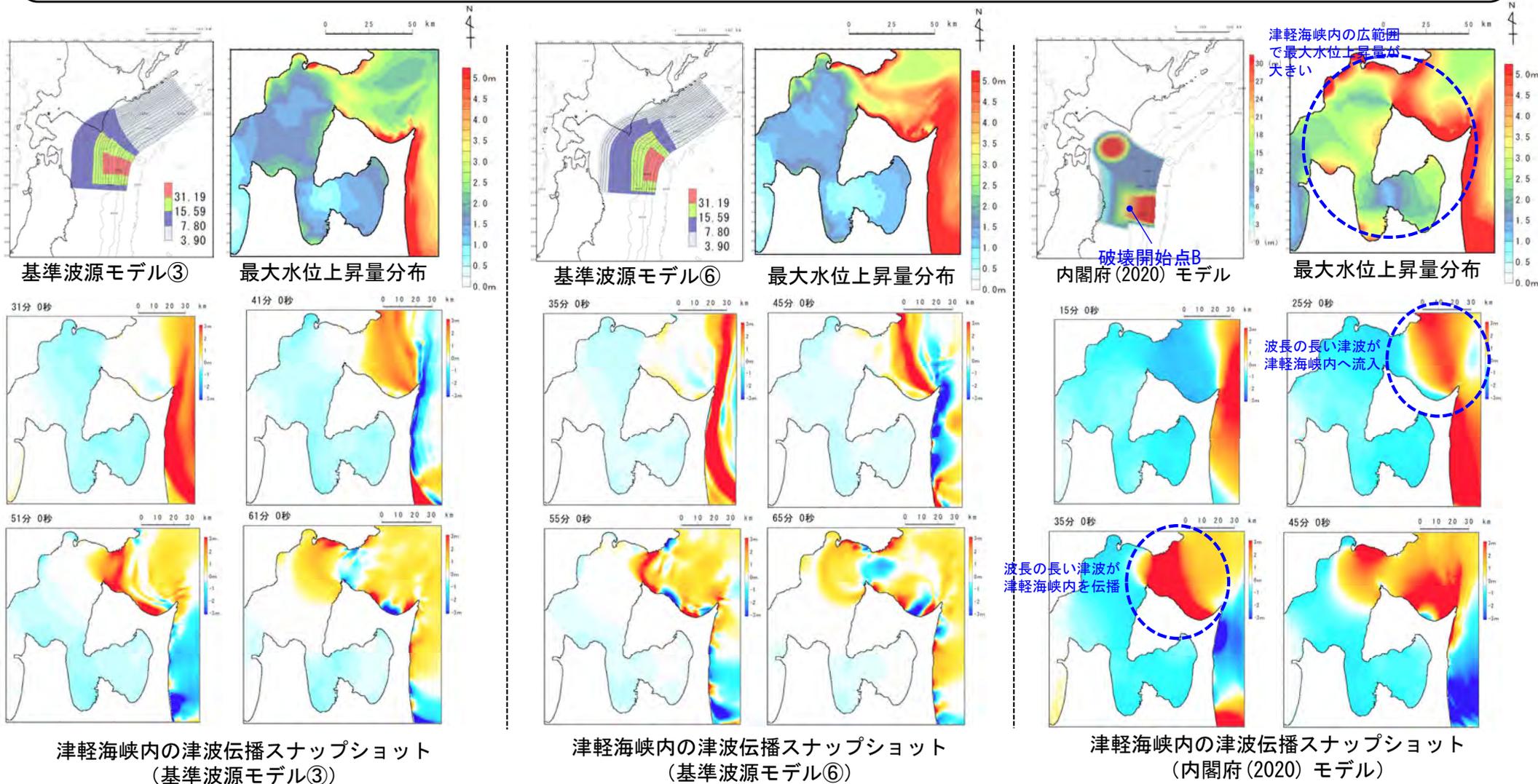
下北半島周辺の津波伝播スナップショット (内閣府(2020)モデル)

基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (14/23)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-24一部修正

津軽海峡内の津波水位の比較：スナップショット

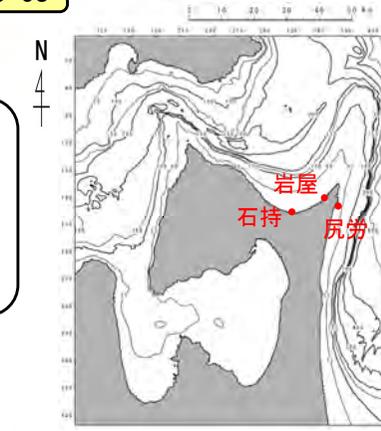
- 津軽海峡内の津波伝播形態をスナップショット等により比較した。
- 内閣府(2020)モデルの津軽海峡開口部の東方海域の円形の大すべり域から相対的に**長波長**の津波が津軽海峡内を伝播する。そのため波長の長い津波挙動によって、内閣府(2020)モデルは基準波源モデル①～⑥(代表として③, ⑥を例示)に比べ津軽海峡内の広範囲で最大水位上昇量が大きくなっている。





基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (15/23)

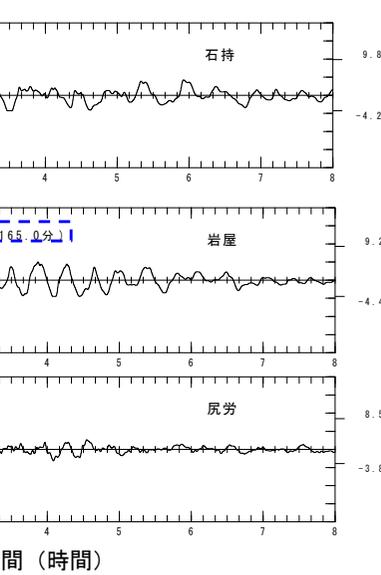
コメントNo.S5-58



水位時刻歴波形出力点

---: 最高水位(第一波)  
---: 最高水位(第一波以降)

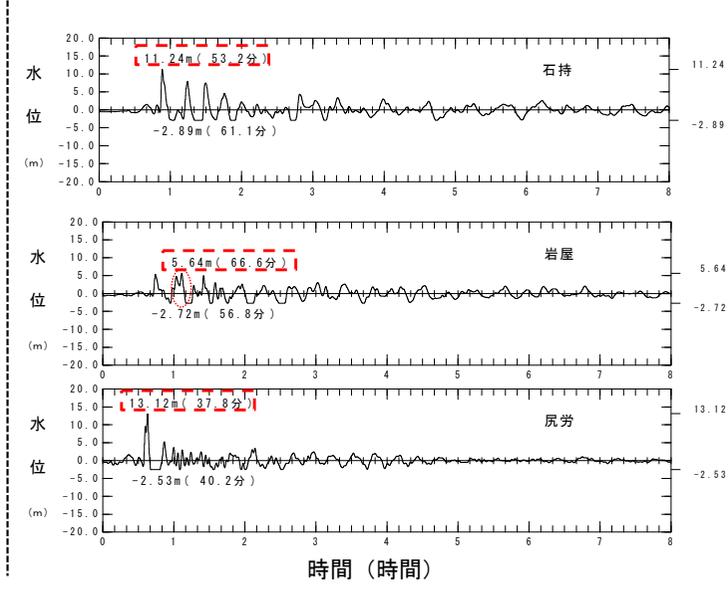
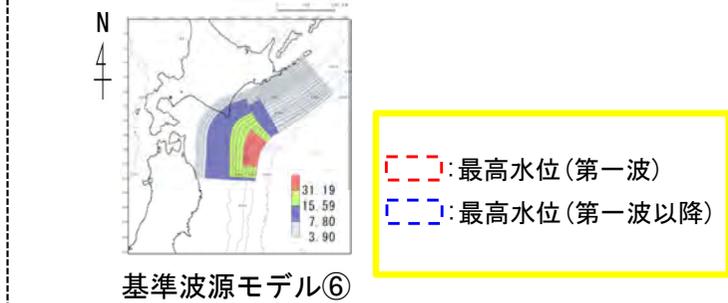
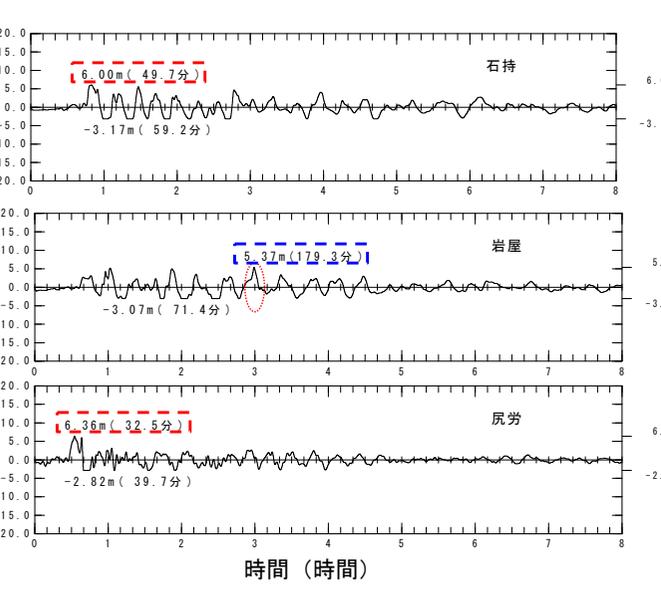
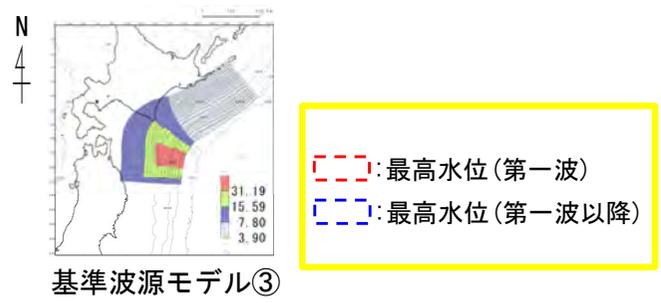
●: 破壊開始点B



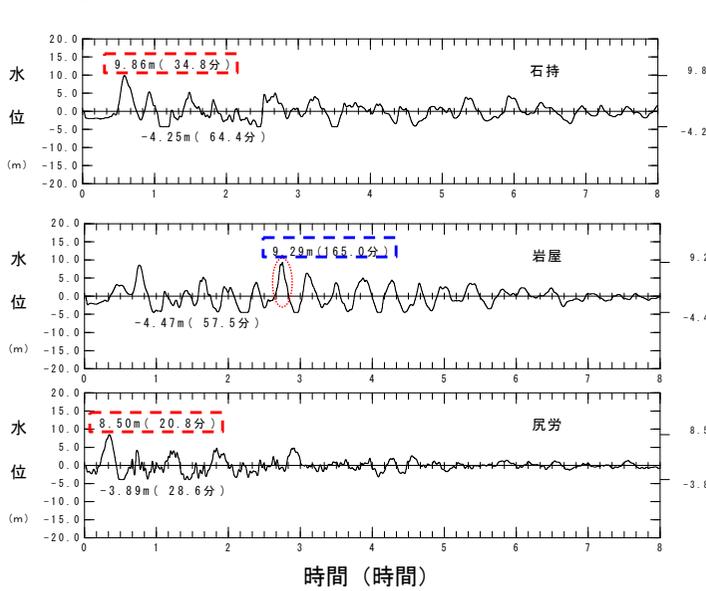
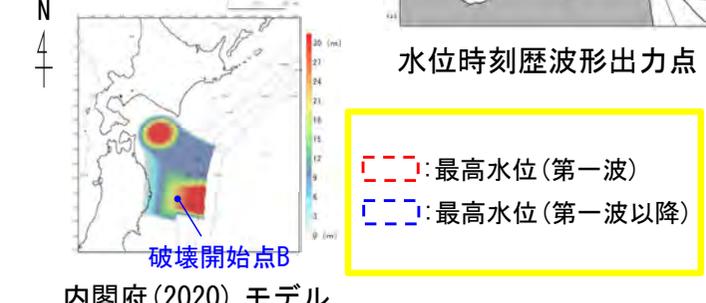
水位時刻歴波形

津軽海峡内(岩屋付近)の津波水位の比較: 時刻歴波形

- 津軽海峡内, 岩屋付近の3地点(石持, 岩屋, 尻労(しつかり))の時刻歴波形を比較した。
- 石持と尻労地点では, 基準波源モデル①～⑥(代表として③, ⑥を例示)及び内閣府(2020)モデルにおいては, 第一波の押波により最大水位上昇量が発生しており, 岩屋地点では後続の津波により最大水位上昇量が発生している。
- 以上より, 岩屋付近の内閣府(2020)モデルによる津波には, 当該地点が津軽海峡内に位置する立地特性や海岸・海底地形の影響等による水位増幅が推定される。



水位時刻歴波形



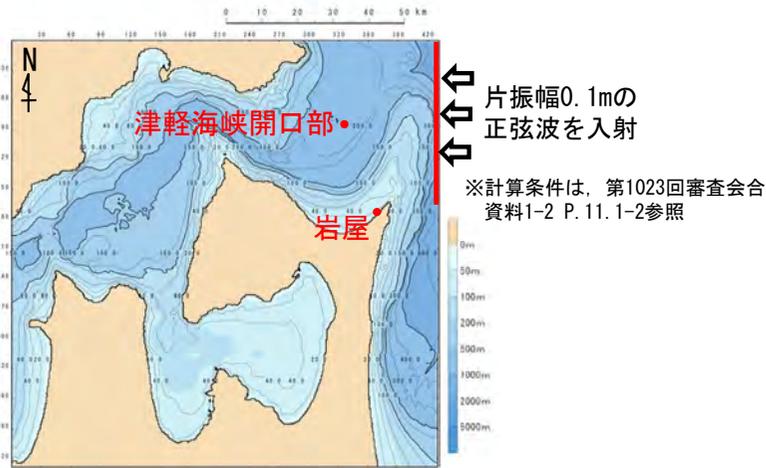
水位時刻歴波形



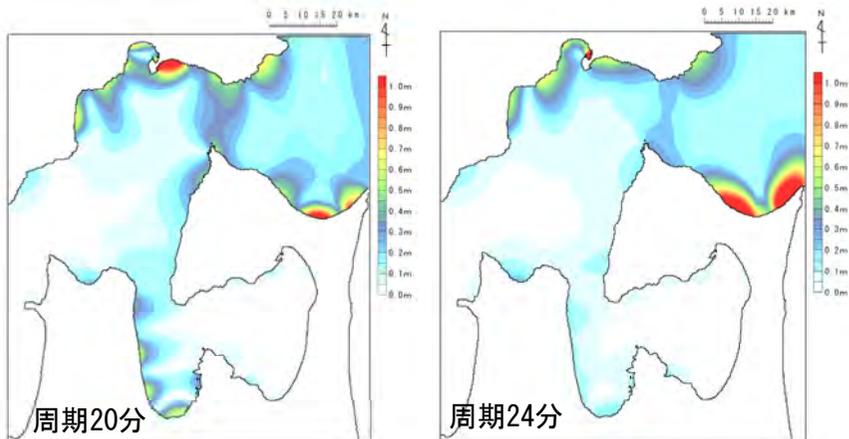
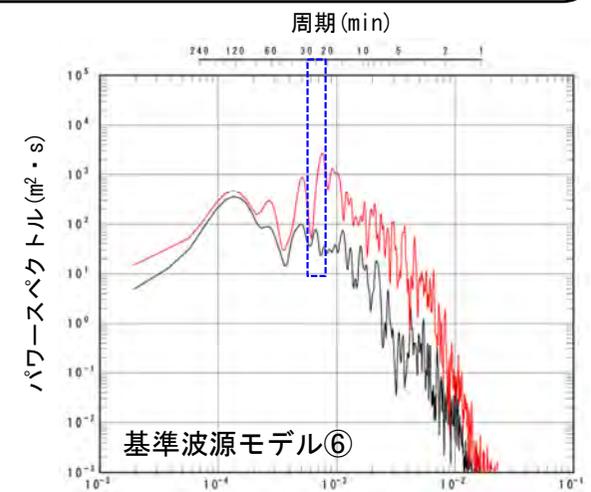
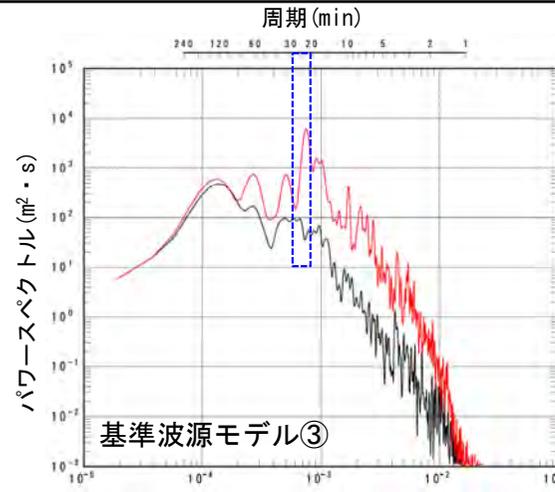
### 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (16/23)

#### 津軽海峡内(岩屋付近)の津波水位の比較: パワースペクトル

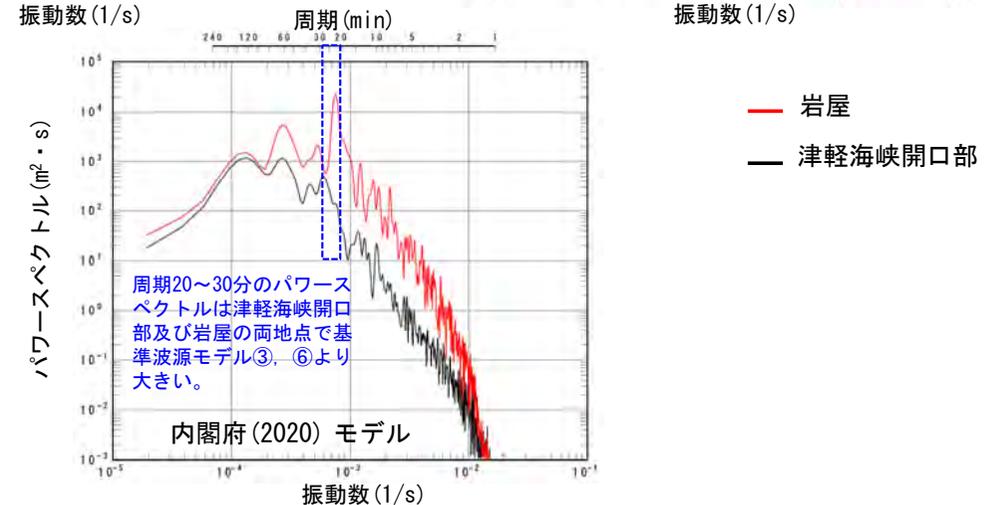
- 内閣府(2020)モデルについて基準波源モデル①～⑥に比べて特徴が異なり、水位が大きくなる岩屋付近(P.184参照)の津波について周期特性を比較した。
- 太平洋側から正弦波を入力した検討※において、**岩屋付近では20分～24分程度の周期で水位が増幅する傾向が確認される。**
- 津波の波形スペクトルによれば、津軽海峡開口部及び岩屋地点では共に、内閣府(2020)モデルの方が、基準波源モデル①～⑥(代表として③、⑥を例示)に比べて周期20分～30分程度のパワースペクトルが大きい。
- 以上より、内閣府(2020)モデルの岩屋付近での水位の増幅の要因は、当該地点が津軽海峡内に位置する立地特性や、**海岸・海底地形の影響で励起された周期20分～30分程度の波の影響によるもの**と考えられる。



C領域 (Δs=278m)



最大水位上昇量分布  
(津軽海峡太平洋側から正弦波を入力)



津軽海峡開口部と岩屋地点の津波波形スペクトルの比較

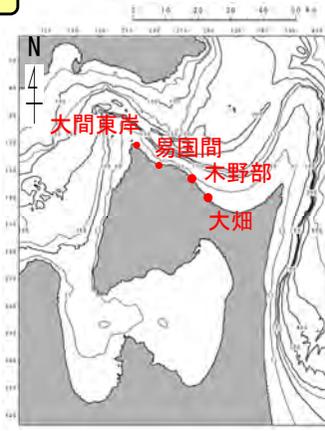


基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (17/23)

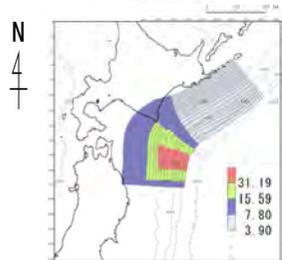
コメントNo.S5-58

津軽海峡内(大間東岸～易国間)の津波水位の比較：時刻歴波形

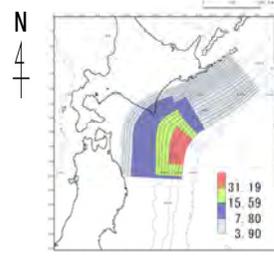
- 津軽海峡内の4地点(大間東岸, 易国間, 木野部(きのっぶ)及び大畑)の時刻歴波形を比較した。
- 基準波源モデル③では, 大間東岸から大畑の間の4地点の最大水位上昇量は5m未満と小さい。
- 基準波源モデル⑥と内閣府(2020)モデルでは, どちらも4地点の最大水位上昇量は第一波の押波で発生しているが, 基準波源モデル⑥の場合は大畑(8m程度)から大間東岸(5m程度)の間での水位上昇量の減衰傾向が大きく, 内閣府(2020)モデルの場合は, 大畑(7m程度)から大間東岸(6m程度)の間での水位上昇量の減衰傾向が小さい。



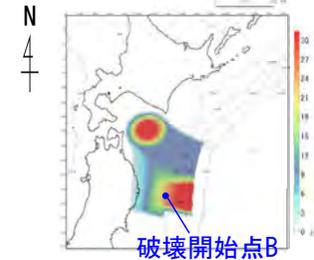
水位時刻歴波形出力点



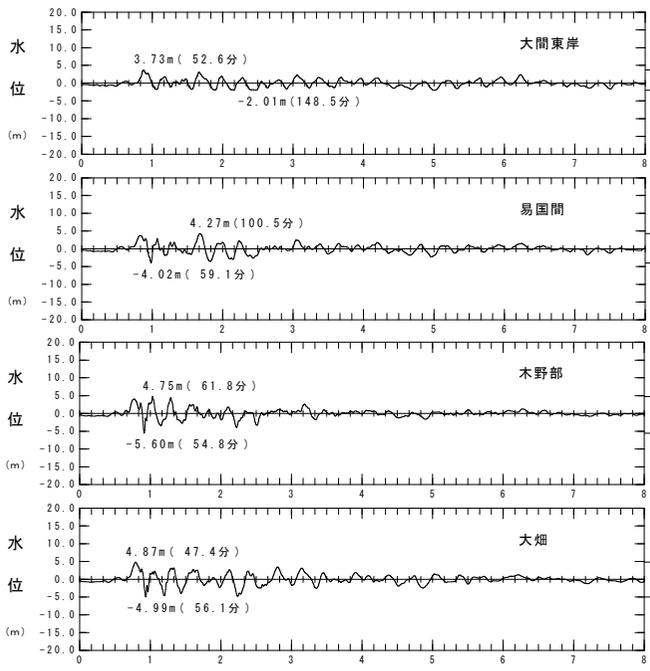
基準波源モデル③



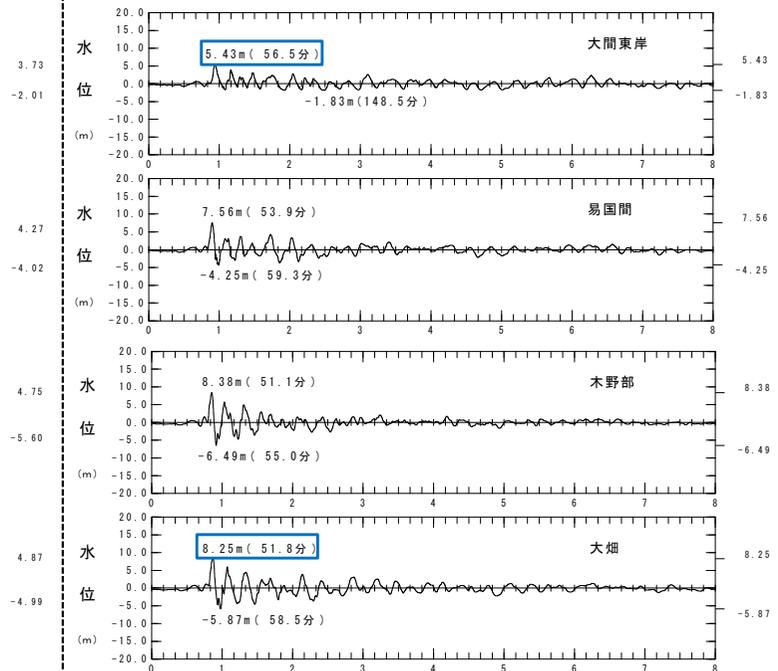
基準波源モデル⑥



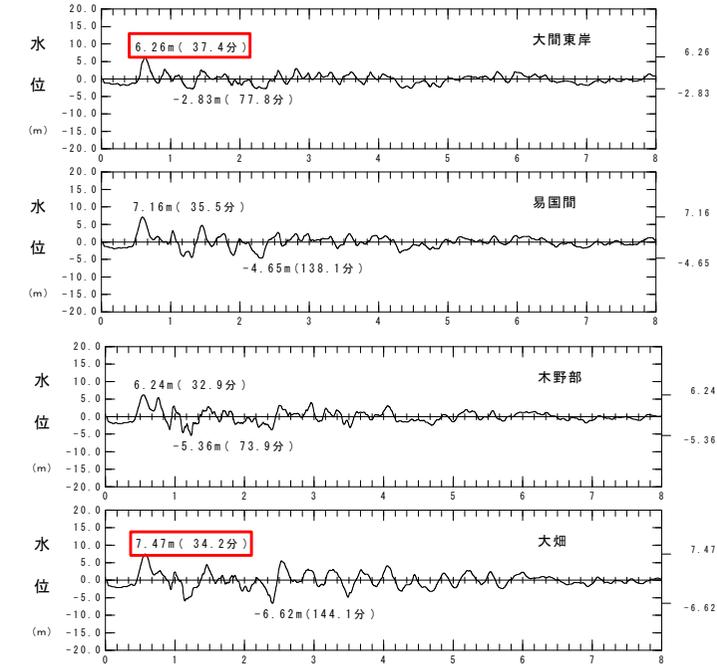
内閣府(2020)モデル



時間 (時間)



時間 (時間)  
水位時刻歴波形



時間 (時間)

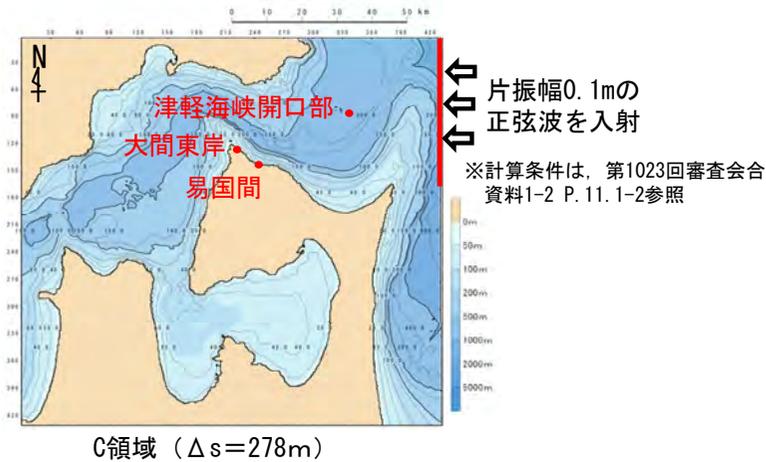


コメントNo.S5-58

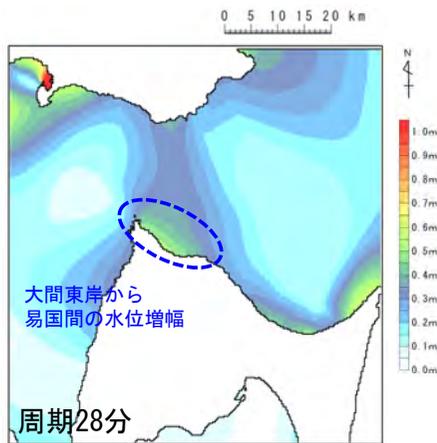
### 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (18/23)

#### 津軽海峡内(大間東岸～易国間)の津波水位の比較：パワースペクトル

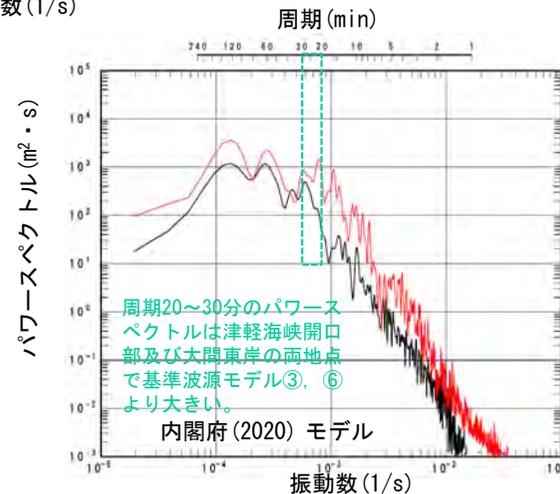
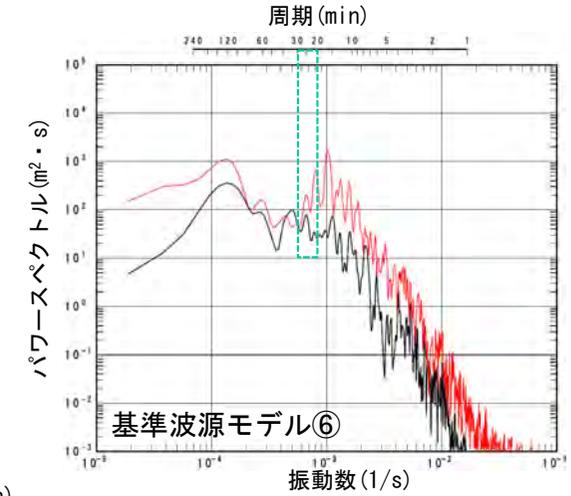
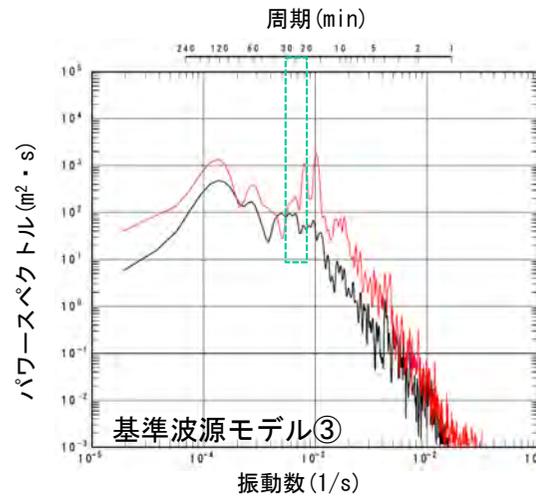
- 内閣府(2020)モデルについて基準波源モデル①～⑥に比べて特徴が異なり、水位が大きくなる大間東岸～易国間付近(P.184参照)の津波について周期特性により比較した。
- 太平洋側から正弦波を入力した検討※において、大間東岸から易国間の範囲では28分程度の周期で水位が増幅する傾向が確認される。
- 津波の波形スペクトルによれば、津軽海峡開口部及び大間東岸地点では共に、内閣府(2020)モデルの方が、基準波源モデル①～⑥(代表として③、⑥を例示)に比べて周期20分～30分程度のパワースペクトルが大きい。
- 以上より、内閣府(2020)モデルの大間東岸から易国間付近での水位の増幅の要因は、当該地点が津軽海峡内に位置する立地特性や、海岸・海底地形の影響で励起された周期20分～30分程度の波の影響によるものと考えられる。



C領域 (Δs=278m)



最大水位上昇量分布  
(津軽海峡太平洋側から正弦波を入力)



津軽海峡開口部と大間東岸地点の津波波形スペクトルの比較

— 大間東岸  
— 津軽海峡開口部

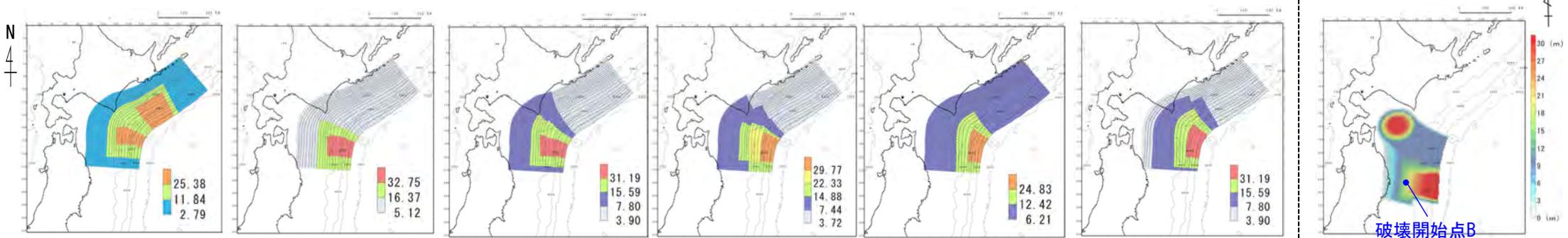


基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (19/23)

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-29再掲

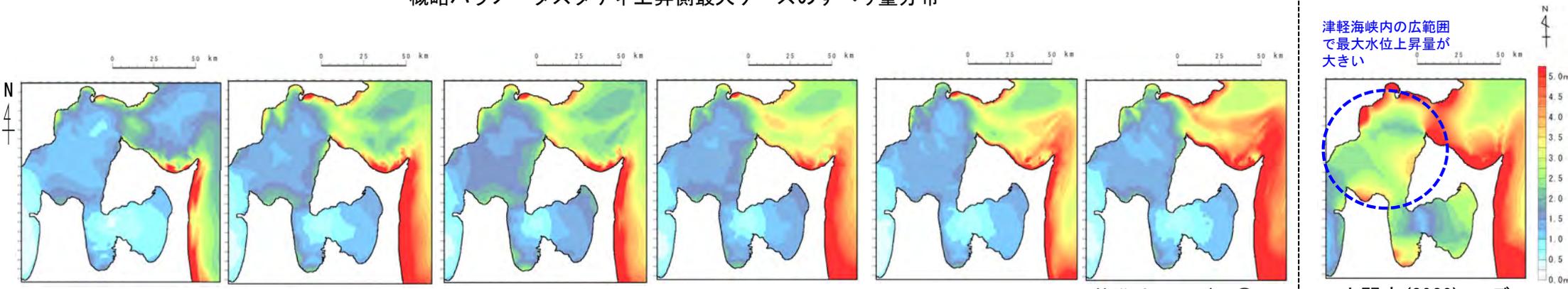
津軽海峡内(大間崎以西)の津波水位の比較: 最大水位上昇量分布

- 基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルの津軽海峡内(大間崎以西)における最大水位上昇量を比較した。
- 基準波源モデル①～⑥に比べて内閣府(2020)モデルでは、大間崎以西の海域全体の最大水位上昇量が大きい。



基準波源モデル① 基準波源モデル② 基準波源モデル③ 基準波源モデル④ 基準波源モデル⑤ 基準波源モデル⑥ 内閣府(2020)モデル

概略パラメータスタディ上昇側最大ケースのすべり量分布



基準波源モデル① 基準波源モデル② 基準波源モデル③ 基準波源モデル④ 基準波源モデル⑤ 基準波源モデル⑥ 内閣府(2020)モデル

概略パラメータスタディ上昇側最大ケースの津軽海峡内の最大水位上昇量分布

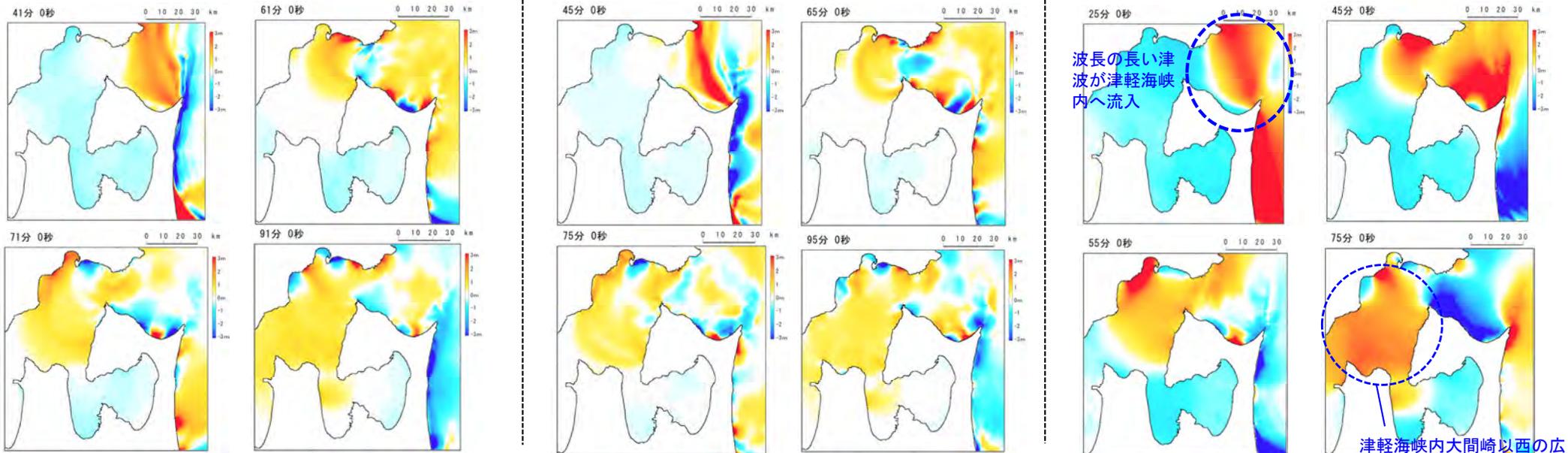
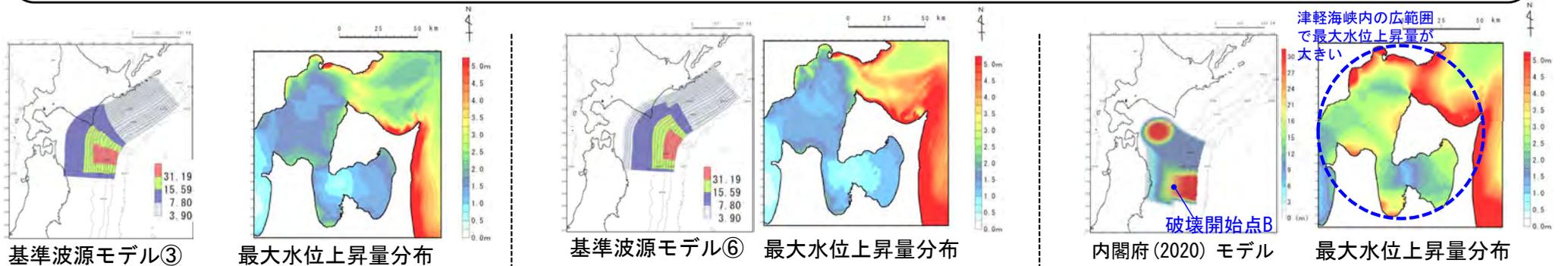


基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (20/23)

津軽海峡内(大間崎以西)の津波水位の比較: スナップショット

第1023回審査会合  
資料1-1 P.3.2.2-30一部修正

- 津軽海峡内(大間崎以西)の津波伝播形態をスナップショット等により比較した。
- 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(2020)モデルは波長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最大水位変動量が大きくなっている。



津軽海峡内の津波伝播スナップショット (基準波源モデル③)

津軽海峡内の津波伝播スナップショット (基準波源モデル⑥)

津軽海峡内の津波伝播スナップショット (内閣府(2020)モデル)

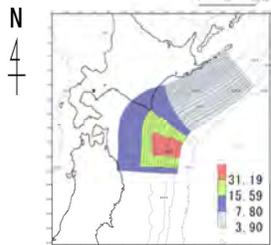
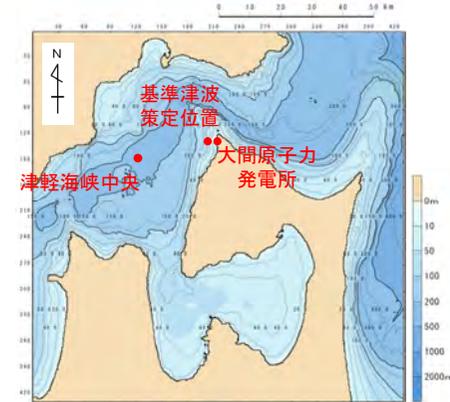


コメントNo.S5-58

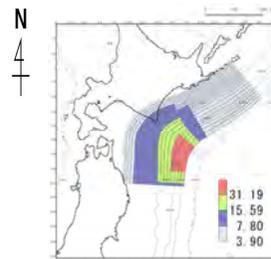
基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (21/23)

津軽海峡内(大間崎以西)の津波水位の比較:時刻歴波形

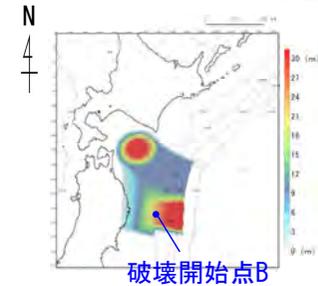
- 大間崎以西の2地点(津軽海峡中央, 及び基準津波策定位置)の時刻歴波形を比較した。
- 「津軽海峡中央」においては, 基準波源モデル①～⑥(代表として③, ⑥を例示)に比べて, 内閣府(2020)モデルの振幅が大きい。(これらの波形に現れる津軽海峡内の挙動の特徴について次頁で検討した。)
- また, いずれのモデルも「津軽海峡中央」では長周期成分が顕著であり, 「基準津波策定位置」に近づくほど, 浅水変形の影響により津波水位が増幅される。



基準波源モデル③

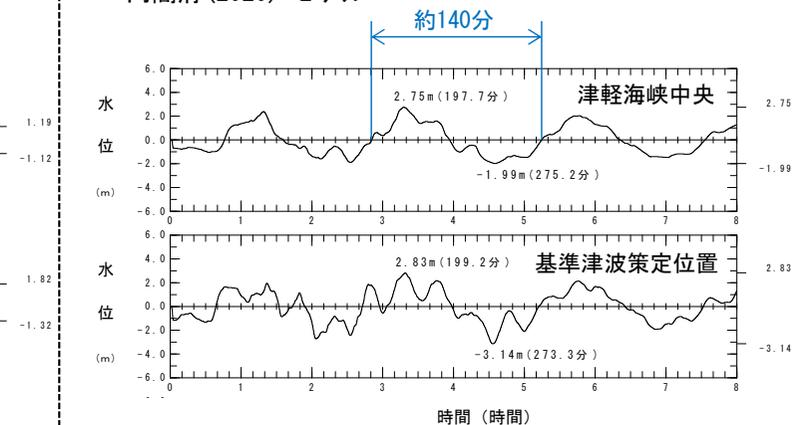
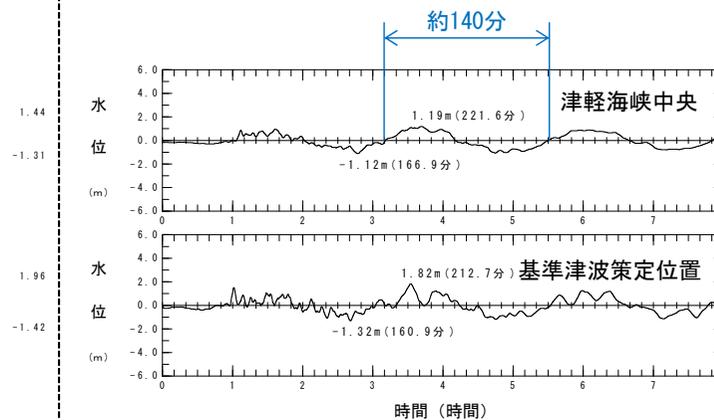
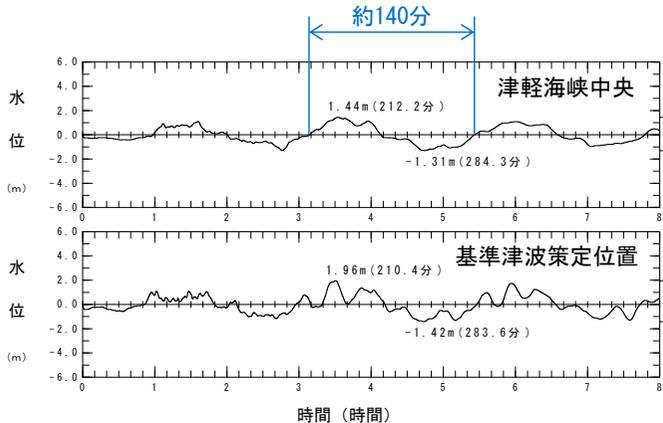


基準波源モデル⑥



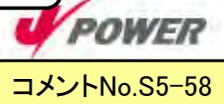
内閣府(2020)モデル

C領域 (Δs=278m)



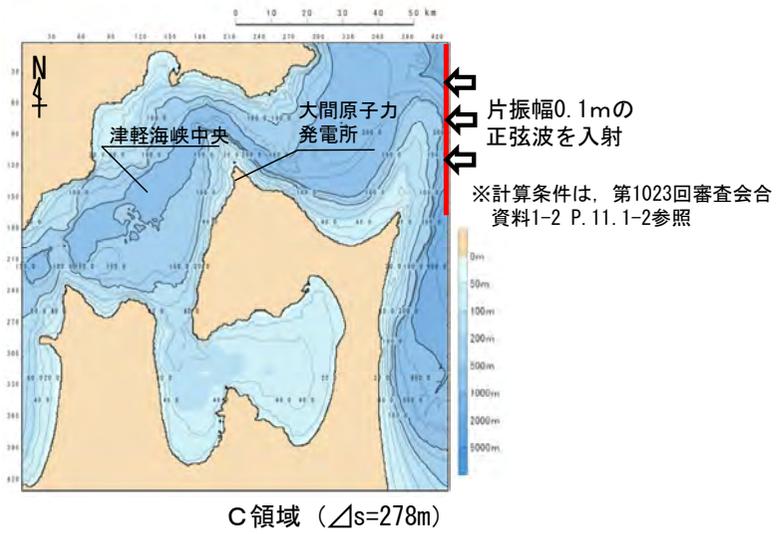
水位時刻歴波形

基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (22 / 23)

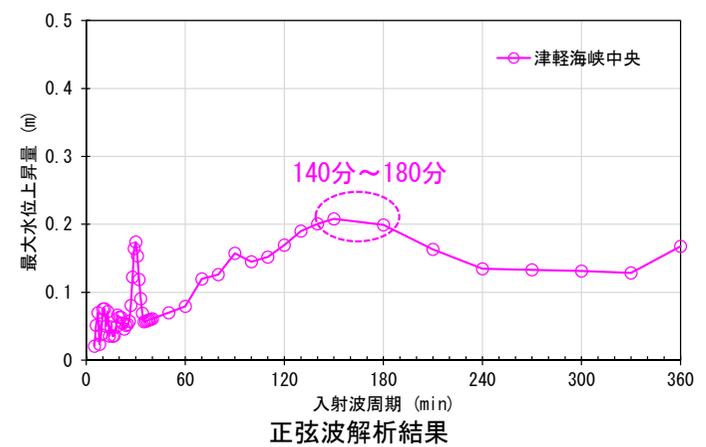


津軽海峡の固有周期の影響

- 津軽海峡中央部は、太平洋側から正弦波を入力した検討※において、140分～180分程度の周期で水位が増幅する傾向が確認できる。
- 津軽海峡中央における津波の周期は、基準波源モデル①～⑥(代表として③, ⑥を例示)及び内閣府(2020)モデル共に約140分である(P.205参照)。
- 以上より、津軽海峡中央部では、基準波源モデル①～⑥及び内閣府(2020)モデルの双方共、津軽海峡の地形の影響を受けているものと考えられる。



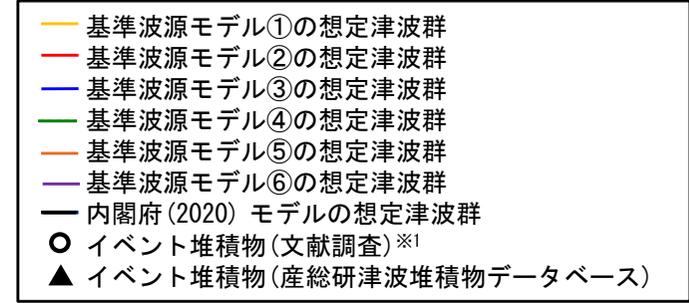
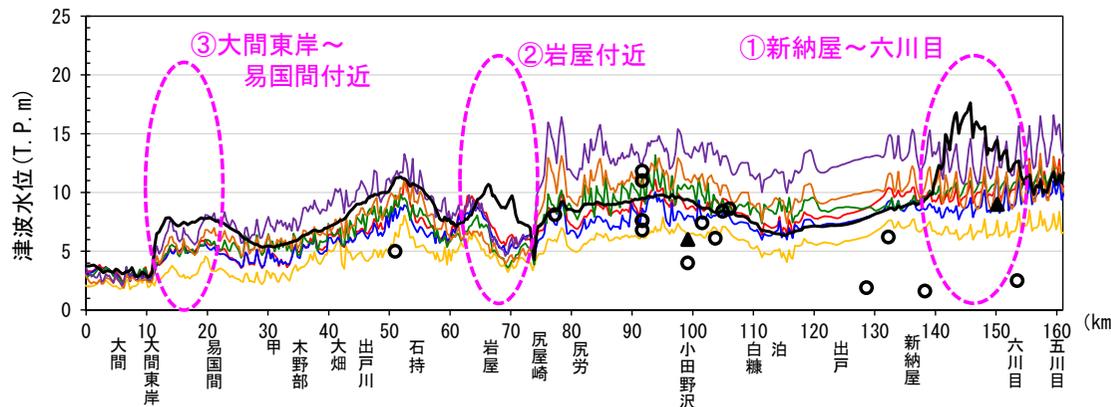
正弦波入力位置と評価地点



基準波源モデル①～⑥と内閣府(2020)モデルとの比較・分析 (23 / 23)

まとめ

- 基準波源モデル①～⑥及び内閣府(2020)モデルについて波源域から敷地への影響を分析した結果は以下のとおり。
  - ✓ 基準波源モデル①～⑥の想定津波群の最高値(包絡線)は、イベント堆積物の分布標高を上回る。(P.184)
  - ✓ 基準波源モデル①～⑥については、超大すべり域に正対する青森県北部太平洋沿岸では、イベント堆積物が分布する沿岸に正対する海域で水位が高くなっている。また、基準波源モデル①～⑥の想定津波群の最高値は、イベント堆積物を上回るように設定された内閣府(2020)モデルの計算水位を、以下の地点を除いて上回る。(P.184)
  - ✓ 内閣府(2020)モデルについて基準波源モデル①～⑥とは特徴が異なり、水位が大きくなる「新納屋～六川目付近」、「岩屋付近」、「大間東岸～易国間付近」について、その津波挙動の要因は以下(下図を含む)のとおり、津波堆積物について堆積年代を区別することなく再現する逆解析により設定された内閣府(2020)モデルの津軽海峡開口部東方海域のプレート境界面深部に設定された大すべり域が関連していることを確認した。(P.196～P.206)
    - ①「新納屋～六川目」：海岸線に沿って南から北へ伝播する短波長の水位変動と下北半島太平洋側における長波長の水位変動の重なり
    - ②「岩屋付近」：岩屋地点が津軽海峡内に位置する立地特性や、海岸・海底地形の影響で励起された周期20分～30分程度の波の影響
    - ③「大間東岸～易国間付近」：大間東岸が津軽海峡内に位置する立地特性や、海岸・海底地形の影響で励起された周期20分～30分程度の波の影響
  - ✓ 内閣府(2020)モデルによる津波は、青森県東方沖の深部に配置された大すべり域の影響により、波長が長く、振幅が大きな津波が津軽海峡に伝播するため、大間崎を回り込んでも水位減衰傾向が小さい。このため大間崎を西方に回り込んだ敷地付近では、基準波源モデル①～⑥に比べて内閣府(2020)モデルによる津波水位が相対的に高い傾向となる。



※1:調査地点は、東北電力株式会社(2014)及び高橋ほか(2018)から推定して記載

内閣府(2020)モデルが他モデルに比べ特徴的に水位が大きい範囲

(余白)

## 目 次

---

- (補足 1) 津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析
- (補足 2) 大間崎付近から敷地の分析



## (補足2) 大間崎付近から敷地の分析 (1 / 9)

### 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、**本編資料P. 151**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(2020)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(2020)モデルによる津波の挙動  
(P. 211~P. 213参照)
  - ✓ 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(2020)モデルによる津波の挙動 (P. 214~P. 218参照)



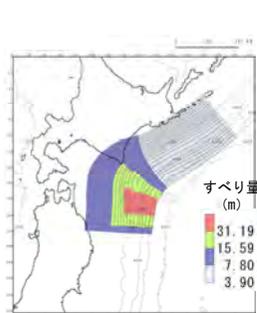
(補足2) 大間崎付近から敷地の分析 (2 / 9)

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 (2020) モデルによる津波の挙動 (1 / 3)

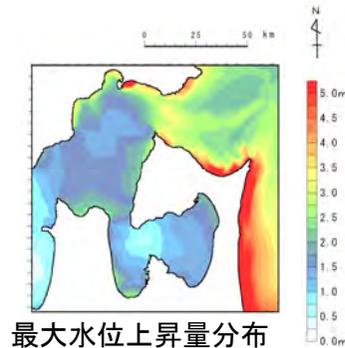
津軽海峡内から敷地前面海域の津波水位の比較：最大水位上昇量分布

- 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 (2020) 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。

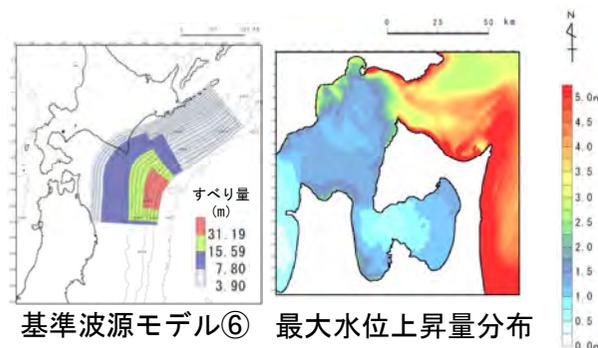
※基準波源モデル③は, 「テクトニクス背景・地震学的見地に基づくモデル」であり, 水位下降量が最も大きくなるケース。  
基準波源モデル⑥は, 「大間の立地特性を考慮したモデル」であり, 水位上昇量が最も大きくなるケース。



基準波源モデル③

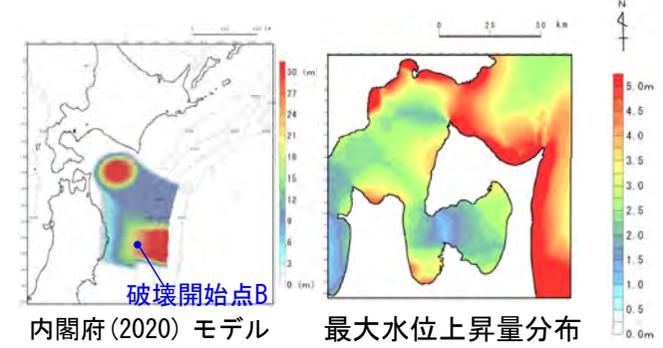


最大水位上昇量分布



基準波源モデル⑥

最大水位上昇量分布



内閣府 (2020) モデル

最大水位上昇量分布

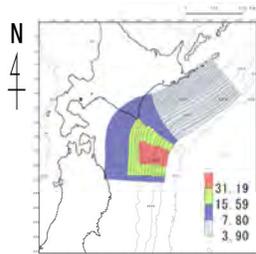
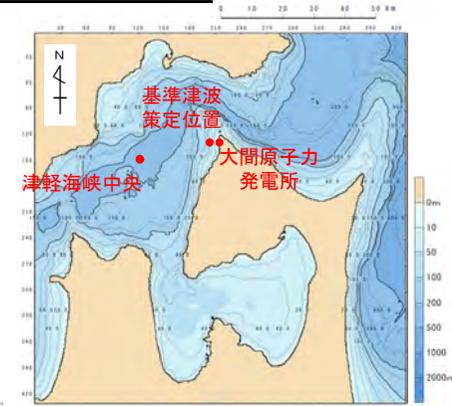


(補足2) 大間崎付近から敷地の分析 (3 / 9)

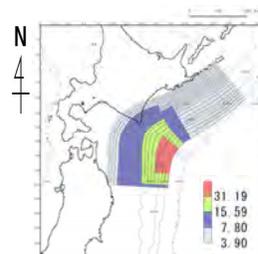
三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波と内閣府 (2020) モデルによる津波の挙動 (2 / 3)

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

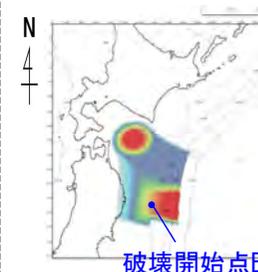
- 大間崎以西の3地点 (津軽海峡中央, 基準津波策定位置及び取水口スクリーン室前面) の時刻歴波形を比較した。
- 「津軽海峡中央」においては, 長周期成分が顕著であり, 基準波源モデル①~⑥ (代表として③, ⑥を例示) に比べて, 内閣府 (2020) モデルの振幅が大きい。
- いずれのモデルも「津軽海峡中央」から「基準津波策定位置」, 「取水口スクリーン室前面」と陸地に近づくほど, 海岸形状や港湾構造物の影響により短周期成分が増幅される。



基準波源モデル③

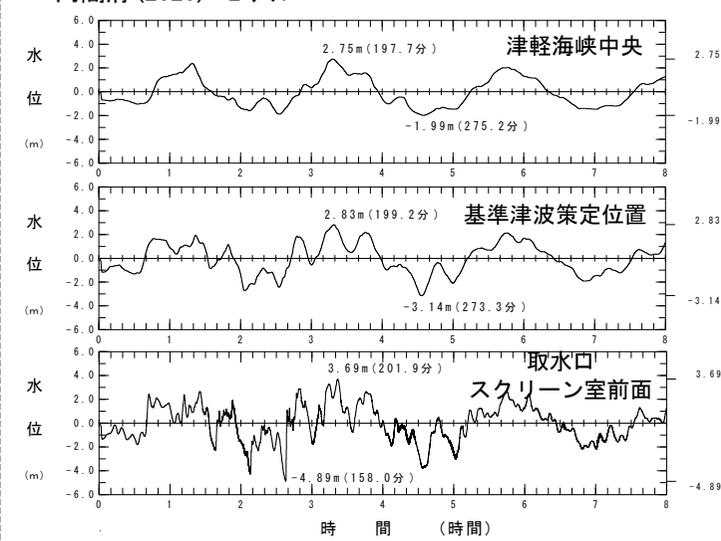
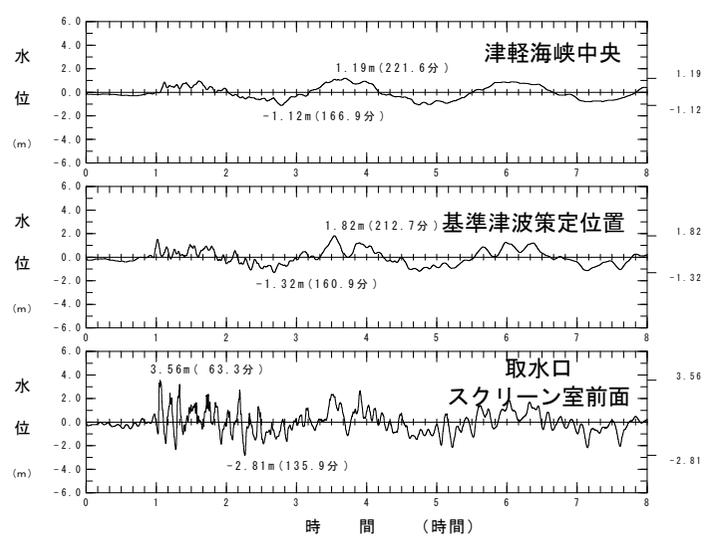
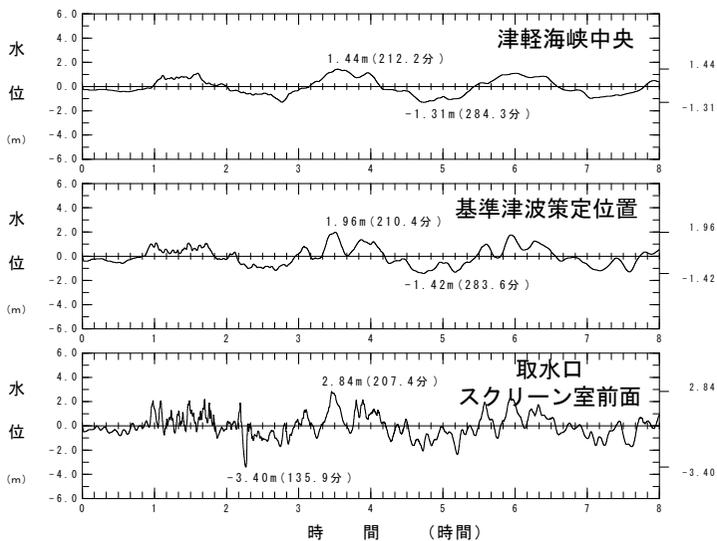


基準波源モデル⑥



内閣府 (2020) モデル

C領域 (Δs=278m)



水位時刻歴波形

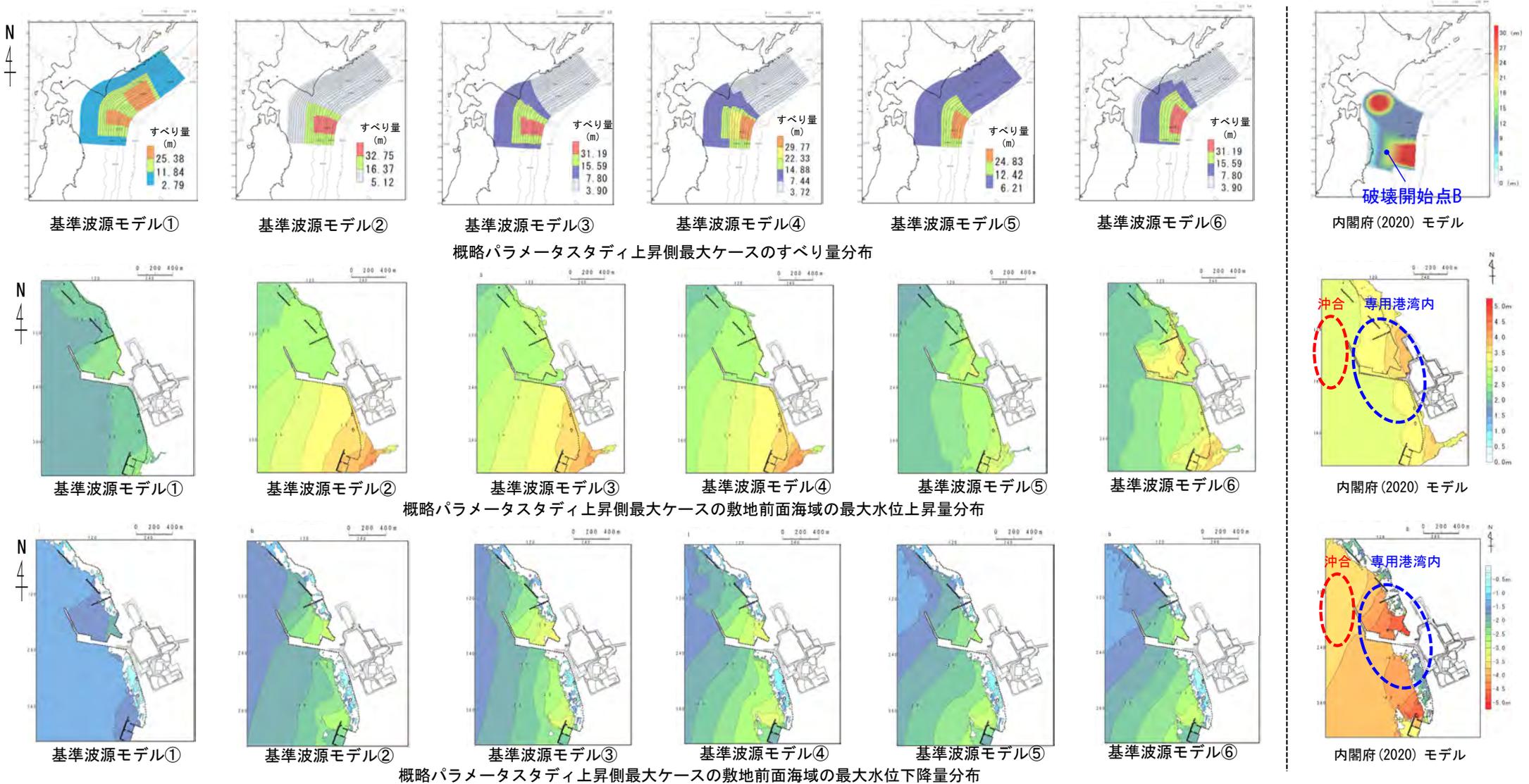


(補足2) 大間崎付近から敷地の分析 (4 / 9)

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(2020)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(2020)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(2020)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(2020)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。



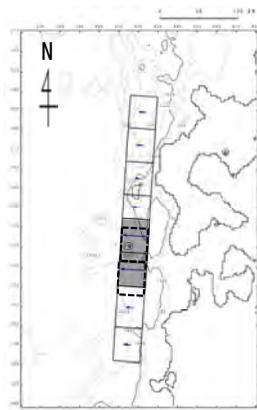


## (補足2) 大間崎付近から敷地の分析 (5 / 9)

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

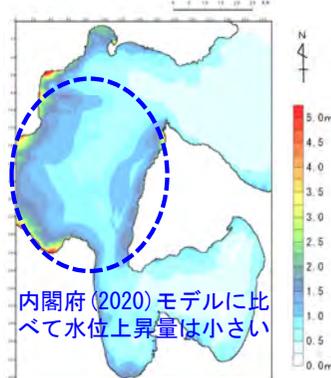
#### 津軽海峡内から敷地前面海域の津波水位の比較

- 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伴う津波は、内閣府 (2020) モデルによる津波に比べ、津軽海峡内全体 (G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伴う津波は、内閣府 (2020) 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 (2020) モデルが日本海東縁部に想定される地震に伴う津波に比べ、水位下降量が大きい。

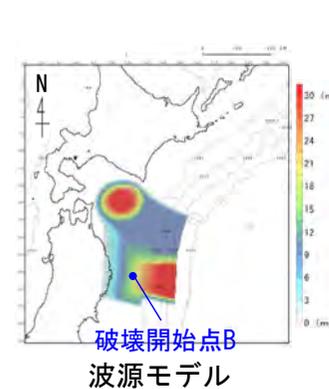


波源モデル

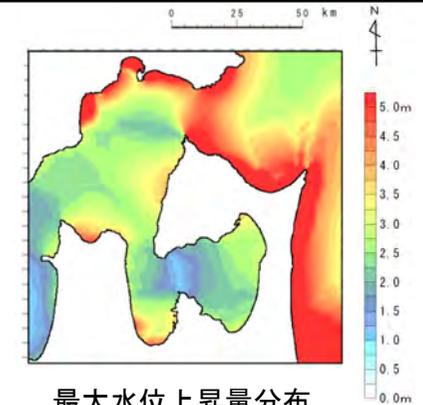
すべり量  
■ : 12m  
□ : 4m



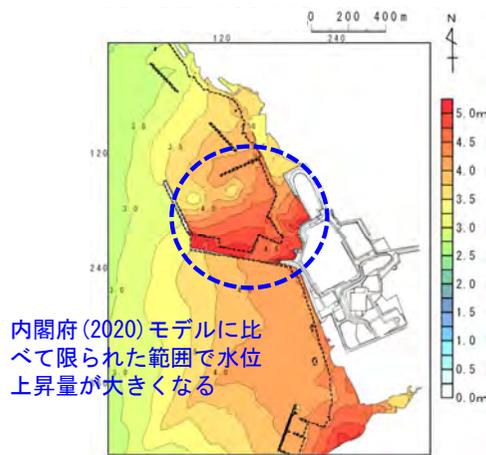
最大水位上昇量分布  
(G領域, 計算格子サイズ278m)



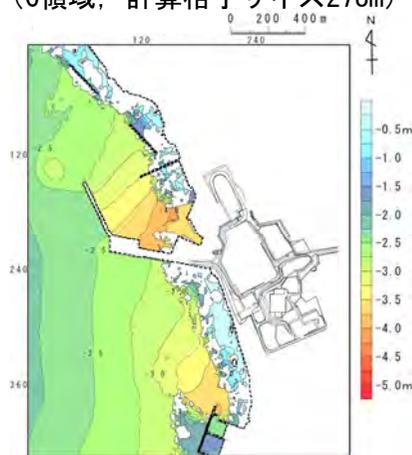
波源モデル



最大水位上昇量分布  
(G領域, 計算格子サイズ278m)

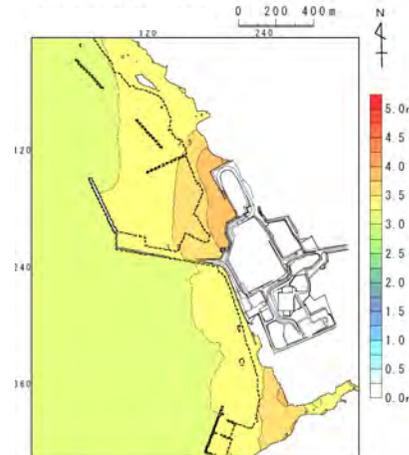


最大水位上昇量分布  
(G領域, 計算格子サイズ5m)

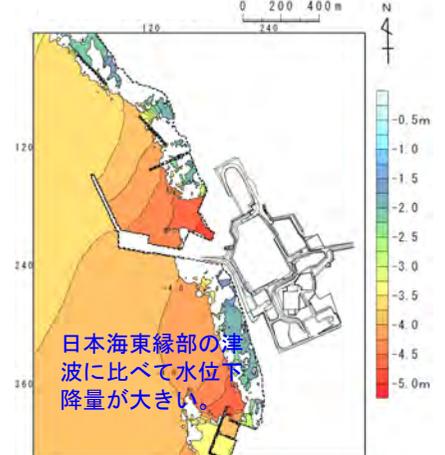


最大水位下降量分布  
(G領域, 計算格子サイズ5m)

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (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)

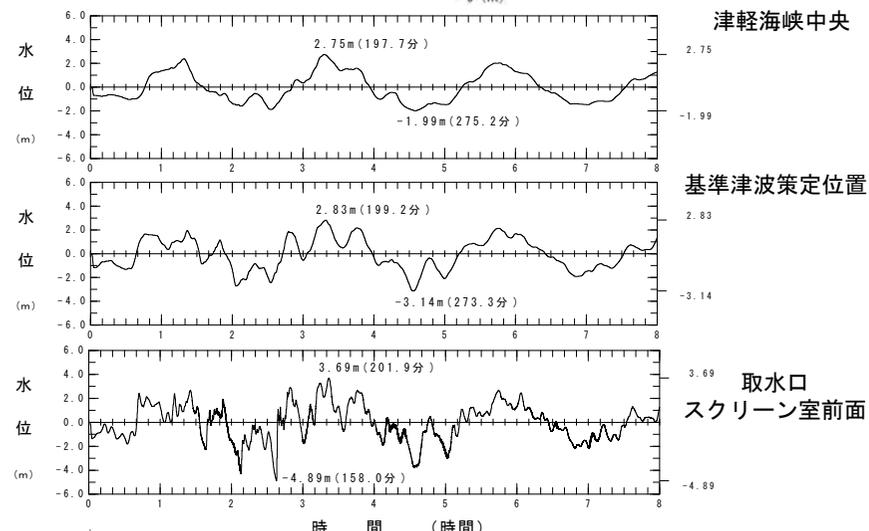
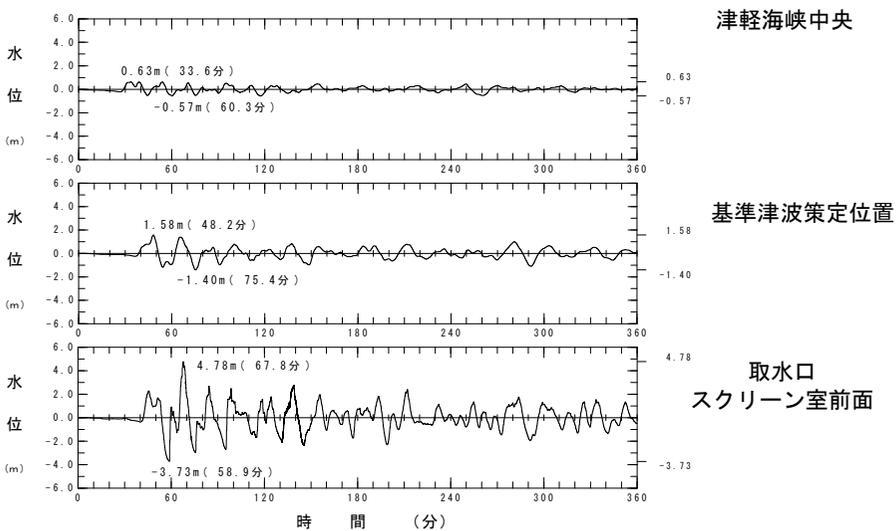
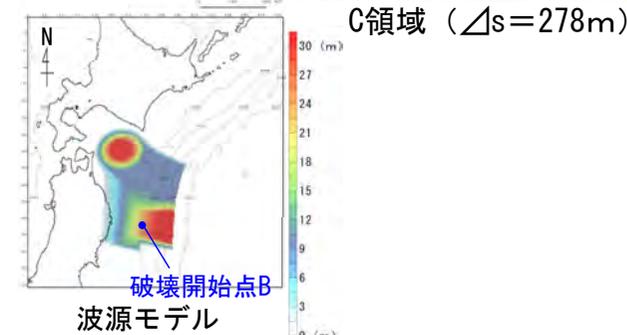
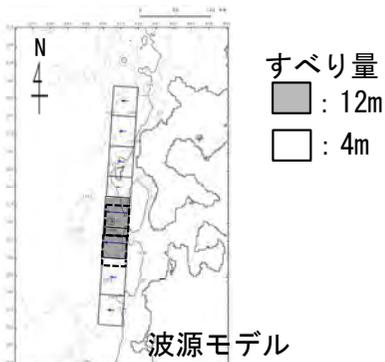
内閣府 (2020) モデルによる津波 (上昇側最大ケース)



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府 (2020) 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，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伴う津波は，比較的短周期であり，内閣府 (2020) 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伴う津波は，内閣府 (2020) 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 (2020) 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伴う津波 (上昇側最大ケース)

内閣府 (2020) モデルによる津波 (上昇側最大ケース)

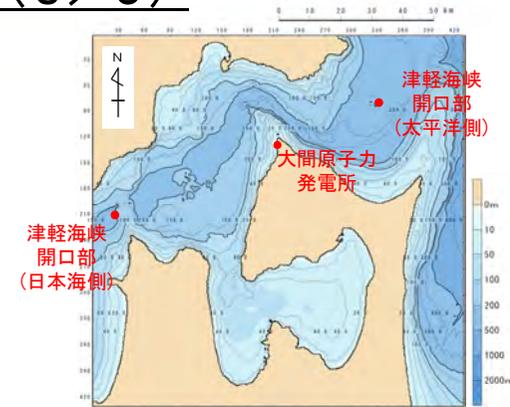


(補足2) 大間崎付近から敷地の分析 (7/9)

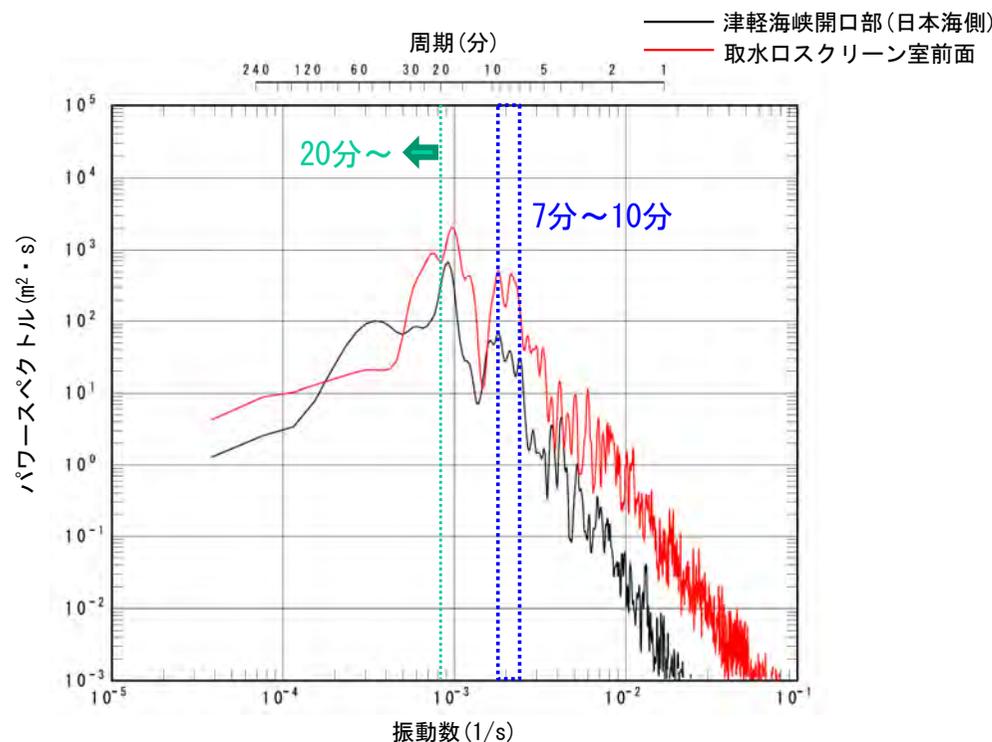
日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府(2020)モデルによる津波の挙動 (3/5)

水位上昇側の分析

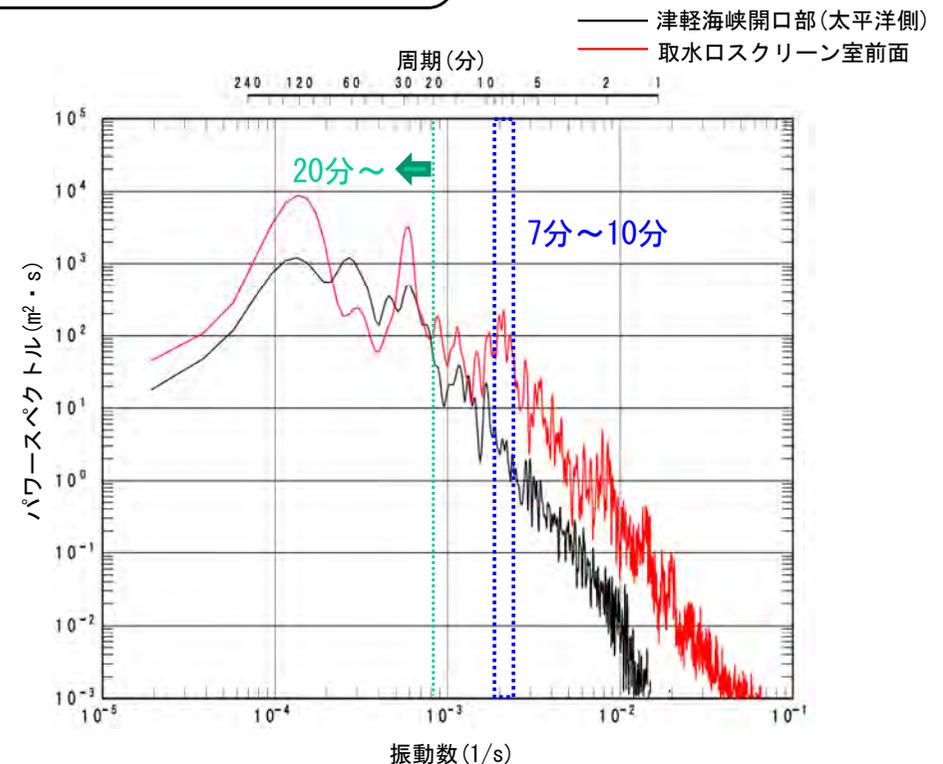
- 津軽海峡開口部及び取水口スクリーン室前面におけるパワースペクトルを比較した。
- 津軽海峡開口部において日本海東縁部に想定される地震に伴う津波は内閣府(2020)モデルによる津波と異なり、周期20分以上のパワースペクトルが小さい。一方、取水口スクリーン室前面で顕著な水位増幅が生じる7~10分の周期のパワースペクトル(第1023回審査会合 資料1-2 P.11.2-3, P.11.3-3参照)は大きい。
- そのため、取水口スクリーン室前面では日本海東縁部に想定される地震に伴う津波は内閣府(2020)モデルによる津波に比べ、7分~10分の周期の津波が増幅し、敷地前面の最大水位上昇量が大きくなったものと推定される。(P.214参照)



C領域 (Δs=278m)



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (上昇側最大ケース)



内閣府(2020)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口スクリーン室前面の津波波形スペクトルの重ね合わせ

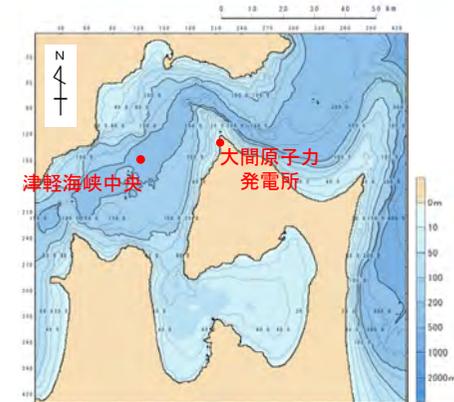


(補足2) 大間崎付近から敷地の分析 (8/9)

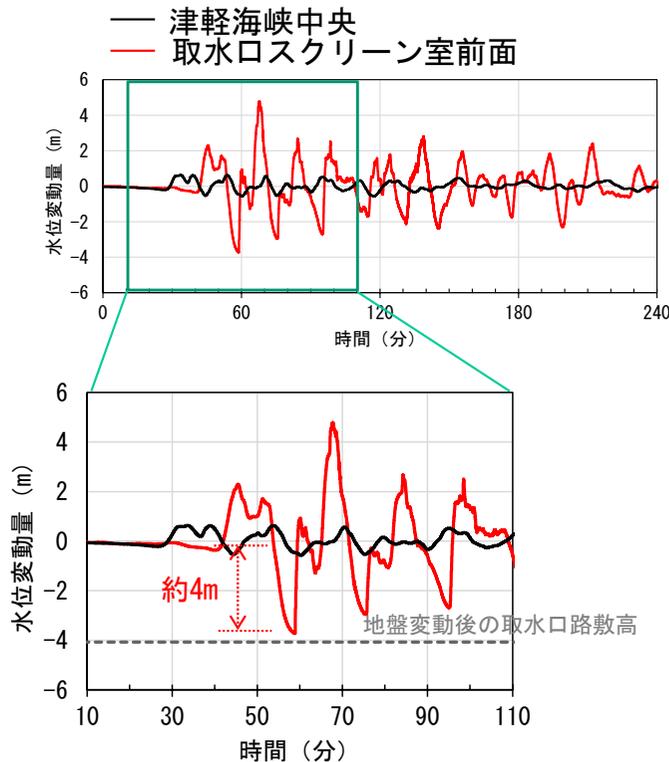
日本海東縁部に想定される地震に伴う津波と内閣府(2020)モデルによる津波の挙動 (4/5)

水位下降側の分析

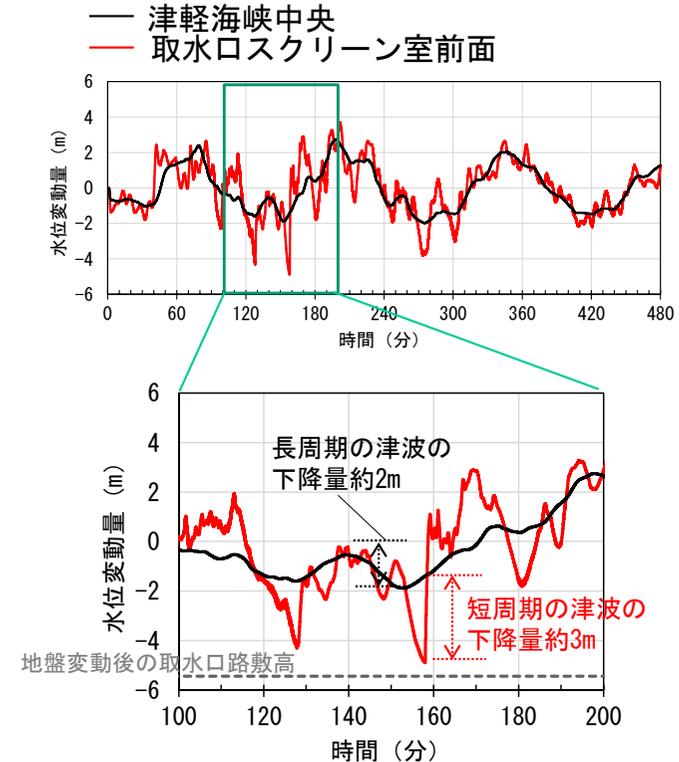
- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波では、内閣府(2020)モデルによる津波と異なり、敷地周辺および専用港湾における水位変動の増幅が顕著で、取水口スクリーン室の津波の短周期成分のみの下降量は内閣府(2020)モデルによる津波の約3m程度よりも大きく、約4m程度である。
- しかしながら、内閣府(2020)モデルによる津波では、津軽海峡全体の振幅が大きい要因となる長周期の津波の水位下降量(約2m程度)と敷地前面の短周期の津波(約3m程度)が重なることで、最大水位下降量が日本海東縁部の地震に伴う津波よりも大きくなったと考えられる。(P.214参照)



C領域 (Δs=278m)



日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (上昇側最大ケース)



内閣府(2020)モデルによる津波 (上昇側最大ケース)

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



## (補足2) 大間崎付近から敷地の分析 (9 / 9)

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

#### 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 (2020) 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 (2020) モデルによる津波の水位上昇量を上回った。(P.216参照)

#### ✓下降側

内閣府 (2020) 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下降量を上回った。(P.217参照)

## 【本編資料】

### 3. 地震による津波(1/3)

- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 高橋潤,平田一穂,斉藤和秀(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.
- 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).
- 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.
- 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.
- 杉野英治,岩渕洋子,橋本紀彦,松末和之,蛭澤勝三,亀田弘行,今村文彦(2014):プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案,日本地震工学会論文集,第14巻,第5号.
- 内閣府(2012):南海トラフの巨大地震モデル検討会(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.
- 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.
- 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.
- R. McCaffrey(2008):Global Frequency of Magnitude 9 Earthquakes, The Geological Society of America.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Tetsuzo Seno(2014):Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where Mw 9 earthquakes can occur, Tectonophysics, 621 (2014), pp. 198-210.
- 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.
- 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.
- 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.

## 【本編資料】

### 3. 地震による津波(2/3)

- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 地学団体研究会編 (2000) : 新版地学事典, 701p.
- 杉野英治, 呉長江, 是永眞理子, 根本信, 岩淵洋子, 蛭沢勝三 (2013) : 原子カサイトにおける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) .
- 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.
- 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.
- 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 (津波レシピ) , 33p.
- 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.
- 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.
- 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 ( $M_w = 8.1$ ) 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:10.1029/2012GC004135.
- 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.
- 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.
- 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.
- Kelin Wang and Susan L. Bilek (2014) : Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief, *Tectonophysics*, 610, 1-24.
- 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.
- 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.
- TOSHITSUGU YAMAZAKI and YUKINOBU OKAMURA (1989) : Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan, *Tectonophysics*, 160, 207-229.

## 【本編資料】

### 3. 地震による津波(3/3)

- 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.
- S. Dominguez, S.E. Lallemand, J. Malavieille and R. vonHueneb (1998) : Upper plate deformation associated with seamount subduction, Tectonophysics, 293, 207-224.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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>.
- 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>.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Satoko Murotani, Hiroe Miyake, and Kazuki Koketsu (2008) : Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, Earth Planets Space, 60, 987-991.

### 4. 地震以外の要因による津波(1/2)

- 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).
- 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.
- Monty A. Hampton, Homa J. Lee(1996) : Submarine landslides, Reviews of Geophysics, 34, 1.

## 【本編資料】

### 4. 地震以外の要因による津波(2/2)

- 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.
- 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.
- 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.
- 地質調査所 (1987) : 西津軽海盆海底地質図 (20万分の1) .
- 地質調査所 (1993) : 下北半島沖海底地質図 (20万分の1) .
- 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.
- 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.
- Noda, A., Tuzino, T., Joshima, M. and Goto, S. (2013) : Mass transport-dominated sedimentation in a foreland basin, the Hidaka Trough, northern Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, no. 8, pp. 2638-2660.
- 野田篤・片山肇 (2014) : 20万分の1 海洋地質図「日高舟状海盆表層堆積図」の出版, *GSJ地質ニュース*, Vol.3, No.2.
- 野田篤・辻野匠・上嶋正人 (2010) : 日高トラフにおける海底地すべり堆積物, *日本地質学会*, 第117年学術大会, P-57.

## 【補足説明資料】

### (補足1)津軽海峡開口部付近沿岸から大間崎付近の分析

- 内閣府 (2020) : 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) .
- 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.
- 高橋潤, 平田一穂, 斉藤和秀 (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.

### (補足2)大間崎付近から敷地の分析

- 内閣府 (2020) : 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) .