

## 8. 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

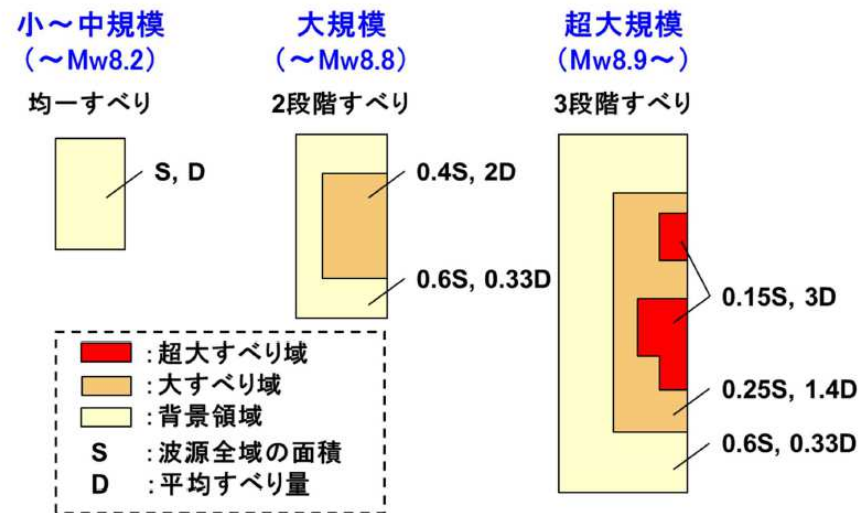
---

- 8. 1 大すべり域・超大すべり域の設定
- 8. 2 設定フロー
- 8. 3 妥当性の確認

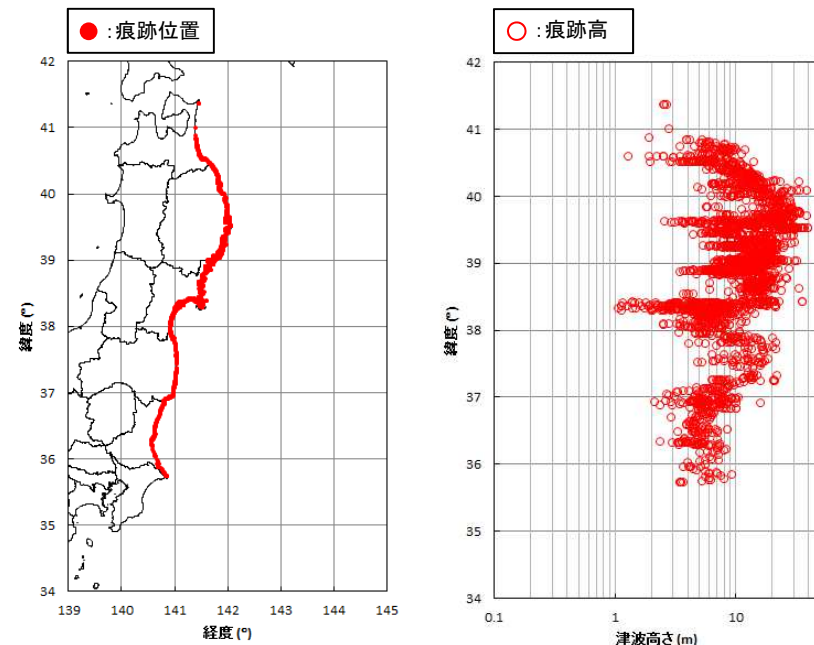
## 8. 3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル

### 8. 1 大すべり域・超大すべり域の設定①

- 広域の津波特性(痕跡高)を考慮するため、内閣府(2012)で示されている大すべり域・超大すべり域の面積よりも大きい面積を示している杉野ほか(2014)を参考として、特性化モデルを設定した。
  - 大すべり域:津波断層の平均すべり量の1.4倍,全体面積の40%程度(超大すべり域を含む)
  - 超大すべり域:津波断層の平均すべり量の3倍,全体面積の15%程度
- なお、福島県沿岸には10m以上の痕跡高が多数見られることを踏まえ、設定する特性化モデルの大すべり域・超大すべり域の面積は、杉野ほか(2014)に示されている面積比率よりも大きく設定<sup>※1</sup>した。  
<sup>※1</sup>:大すべり域:43.5%(超大すべり域を含む), 超大すべり域:16.0%



杉野ほか(2014)によるMw8.9以上の規模の地震の  
大すべり域・超大すべり域の設定方法  
(杉野ほか(2014))



青森県北部～茨城県南部における3.11地震に伴う津波の痕跡高<sup>※2</sup>  
(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012))

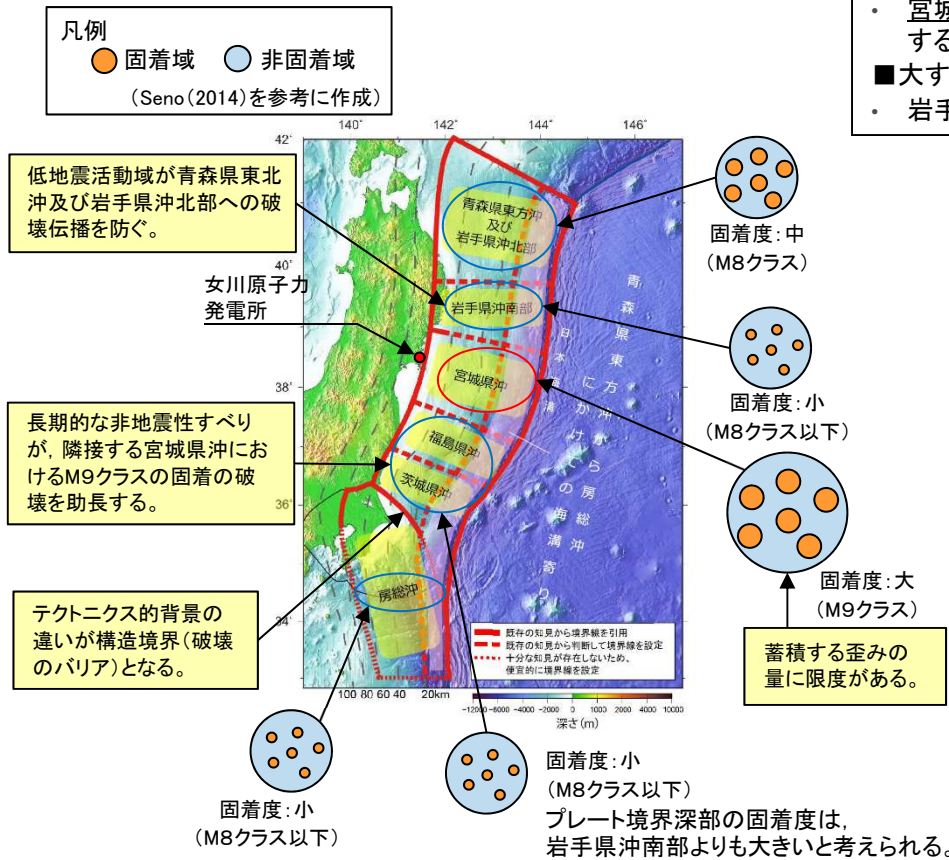
<sup>※2</sup>: 海岸線からの距離1000m以内, 信頼度Aのデータ(総数: 2,686)

### 8. 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

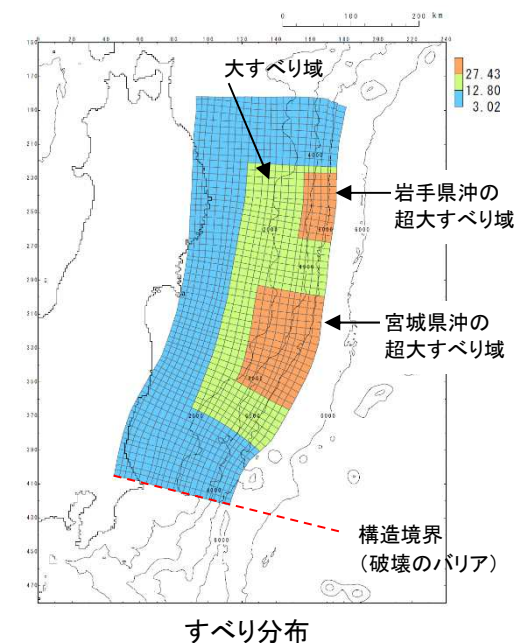
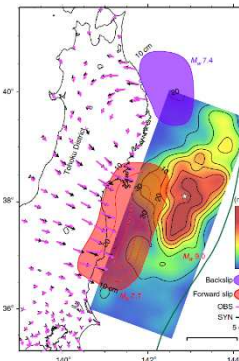
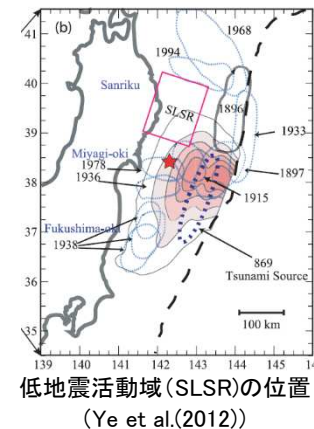
## 8. 1 大すべり域・超大すべり域の設定②

- 3.11地震から得られた知見, 世界のプレート境界面で発生しているM9クラスの巨大地震に係る最新の科学的・技術的知見に基づく, 各領域の固着等に関する分析結果を踏まえて設定した。

- 超大すべり域の設定
  - 岩手県沖: 低地震活動域を考慮して, プレート間地震発生領域の浅部に設定。
  - 宮城県沖: 3.11地震時のすべり分布形状, 同領域の固着度並びに固着の破壊を助長する長期的な非地震性すべりの発生領域を考慮して, 福島県沖を含む範囲に設定。
- 大すべり域の設定
  - 岩手県沖・宮城県沖の超大すべり域を取り囲むように設定。



各領域の固着等に関する分析結果  
 (地震調査研究推進本部 (2019)に一部加筆)



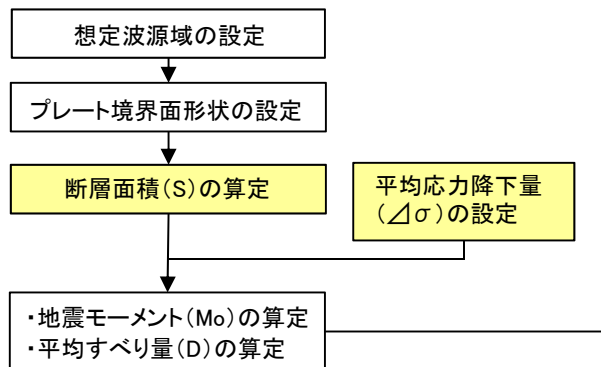
長期的なスロースリップの発生領域  
 (Yokota and Koketsu (2015))

## 8. 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

### 8. 2 設定フロー

■ : 与条件

#### 1. 巨視的波源特性の設定



➢ スケーリング則の適用  
(円形破壊面を仮定した関係式)



プレート境界面

約10km四方の小断層(総数:1317)でプレート境界面を近似。

各パラメーター一覧

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S)	青森県東方沖～茨城県沖	129,034(km <sup>2</sup> )
地震発生深さ	地震調査研究推進本部(2012)	海溝軸～深さ60km
平均応力降下量(Δσ)	杉野ほか(2014)	3.1(MPa)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント(Mo)	16/(7π <sup>3/2</sup> ) · Δσ · S <sup>3/2</sup>	5.90 × 10 <sup>22</sup> (Nm)
平均すべり量(D)	16/(7π <sup>3/2</sup> ) · Δσ · S <sup>1/2</sup> / μ	9.14(m)

#### 2. 微視的波源特性の設定

大すべり域・超大すべり域・背景領域の設定

➢ 各領域のすべり量の算定

##### ■ 大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
すべり量(D <sub>1</sub> )	平均すべり量(D)の1.4倍 <sup>※1</sup> 杉野ほか(2014)	12.80(m)

##### ■ 超大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
すべり量(D <sub>2</sub> )	平均すべり量(D)の3倍 <sup>※2</sup> 杉野ほか(2014)	27.43(m)

##### ■ 背景領域

パラメータ	設定方法	設定値
すべり量(D <sub>b</sub> )	平均すべり量(D)の0.33倍 <sup>※3</sup> 杉野ほか(2014)	3.02(m)

※1: 全体面積の40%(超大すべり域を含む)に相当するすべり量

※2: 全体面積の15%に相当するすべり量

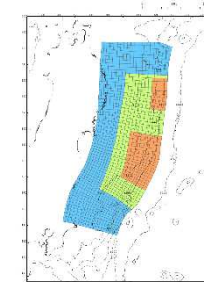
※3: 全体面積の60%に相当するすべり量

#### 3. 基準断層モデルの設定

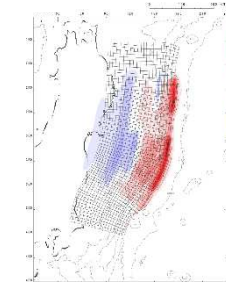
断層モデルへの微視的波源特性の反映

➢ 設定したプレート境界面に微視的波源特性を反映。

モーメントマグニチュード(Mw)の算定



すべり量分布



地殻変動量分布

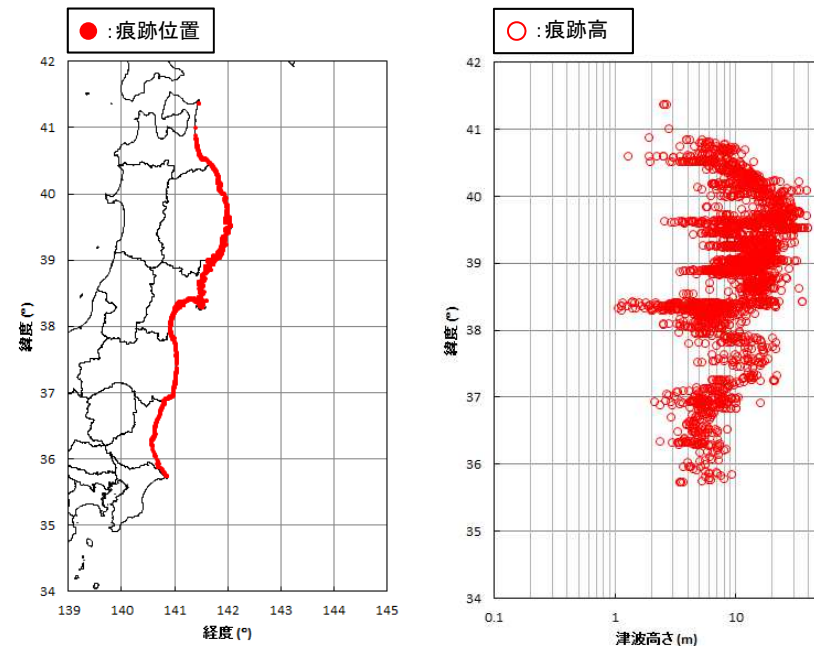
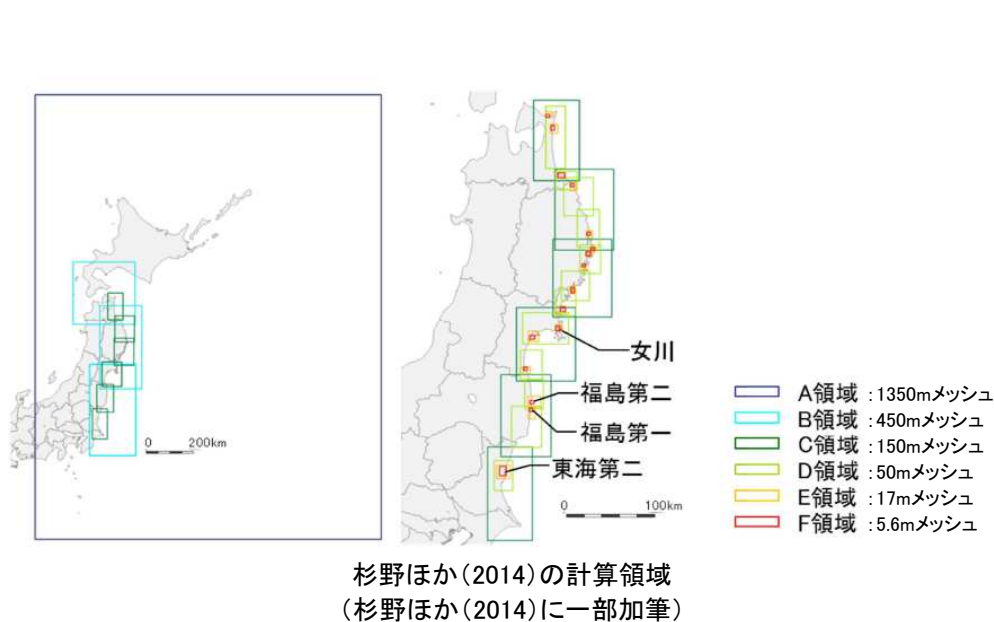
モーメントマグニチュード(Mw)	9.13	背景領域	すべり量	3.02(m)
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km		断層面積(面積比率)	72,841(km <sup>2</sup> ) (56.5%)
断層面積(S)	129,034(km <sup>2</sup> )	大すべり域	すべり量	12.80(m)
地震モーメントMo (=Mob+Mo1+Mo2)	6.21 × 10 <sup>22</sup> (Nm)		断層面積 <sup>※</sup> (面積比率)	35,497(km <sup>2</sup> ) (27.5%)
平均応力降下量(Δσ) (=7/16 · Mo · (S/π) <sup>-3/2</sup> )	3.26(MPa)	超大すべり域	すべり量	27.43(m)
剛性率(μ)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )		断層面積(面積比率)	20,696(km <sup>2</sup> ) (16.0%)
平均すべり量(D) (=16/(7π <sup>3/2</sup> ) · Δσ · S <sup>1/2</sup> / μ)	9.62(m)		地震モーメントMo1	2.27 × 10 <sup>22</sup> (Nm)
すべり角λ	太平洋プレートの運動方向に基づいて設定		地震モーメントMo2	2.84 × 10 <sup>22</sup> (Nm)
ライズタイムτ	60(s)	※: 超大すべり域を除いた面積比率		

※: 超大すべり域を除いた面積比率

## 8. 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

### 8.3 妥当性の確認:基本方針

- 杉野ほか(2014)を参考に, 3.11地震の津波波源に直接面した沿岸の青森県北部~茨城県南部の痕跡高の再現性を確認し, 広域の津波の特性を適切に考慮しているかを確認する。



青森県北部~茨城県南部における3.11地震に伴う津波の痕跡高※  
(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012))

※:原子力発電所の立地条件, 津波特性を把握するために十分な痕跡数を確保する観点から, 海岸線沿いから1000m以内, 信頼度Aのデータ(痕跡数:2,686地点)を用いる。

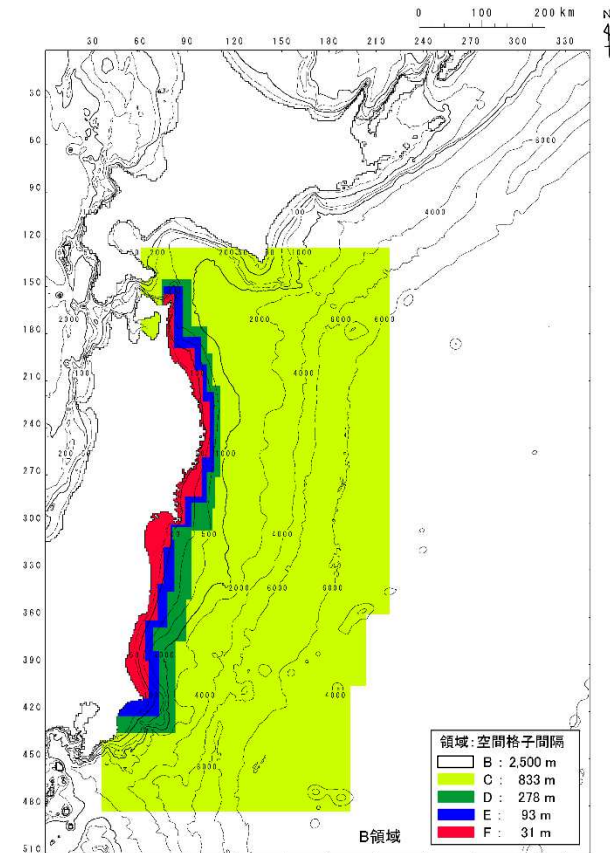
8. 3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル

8. 3 妥当性の確認: 解析条件

- 再現性を確認する青森県北部～茨城県南部の最小空間格子間隔を31mに設定した。

主な計算条件

	B領域	C領域	D領域	E領域	F領域
空間格子間隔 $\Delta s$	2.5 km	833 m (2500/3)	278 m (2500/9)	93 m (2500/27)	31 m (2500/81)
時間格子間隔 $\Delta t$	0.1秒				
基礎方程式	線形 長波式	非線形長波式 (浅水理論)			
沖側境界条件	自由透過	外側の格子領域と水位・流量を接続			
陸側境界条件	完全反射	完全反射 (海底露出を考慮)	小谷ほか(1998)の遡上境界条件		
初期海面変動	波源モデルを用いてMansinha and Smylie(1971)の方法により計算される鉛直変位を海面上に与える				
海底摩擦	考慮しない	マンニングの粗度係数 $n = 0.03\text{m}^{-1/3}\text{s}$ (土木学会(2016)より)			
水平渦動粘性係数	考慮しない				
潮位条件	T.P.-0.40m (地震発生時の潮位)				
計算再現時間	地震発生後4時間				



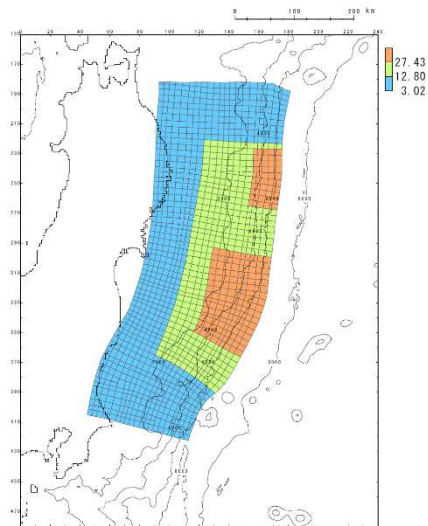
計算領域とその水深及び格子分割

## 8. 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

### 8. 3 妥当性の確認: 痕跡高の再現性確認

- ・ 設定した特性化モデルは、土木学会(2016)の再現性の目安を満足するとともに、津波高が大きい岩手県沿岸～福島県沿岸の痕跡高を良好に再現しており、広域の津波特性を適切に考慮していることを確認した。
- ・ さらに、女川地点を含む宮城県周辺(北緯39°～北緯38°)については、痕跡高に対して計算値の方が大きく( $K=0.86$ ,  $\kappa=1.36$ ,  $n=836$ )、安全側のモデルになっていることを確認した。

【広域の津波特性を考慮した特性化モデル】

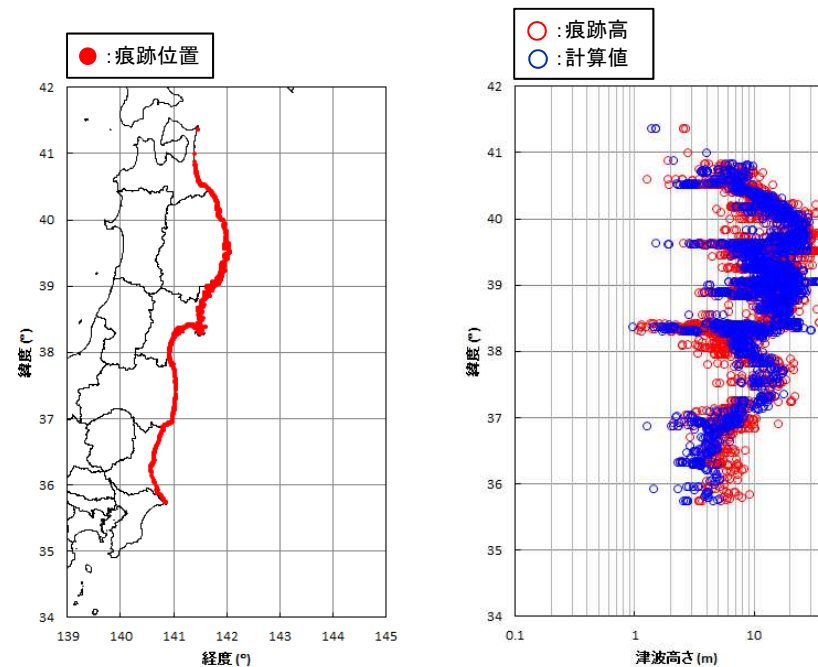


すべり量分布

【痕跡高の再現性の確認結果】

基準断層モデル	K	$\kappa$	n
広域の津波特性を考慮した特性化モデル	0.98	1.39	2,686

※: 再現性の目安  $0.95 < K < 1.05$ ,  $\kappa < 1.45$  (土木学会(2016))



痕跡高と計算値の比較

以上から、設定した特性化モデルは、3.11地震の広域の津波特性を適切に考慮していることを確認した。

## 9. 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

---

- 9. 1 基本方針
- 9. 2 想定波源域及び大すべり域・超大すべり域の設定
- 9. 3 設定フロー
- 9. 4 妥当性の確認



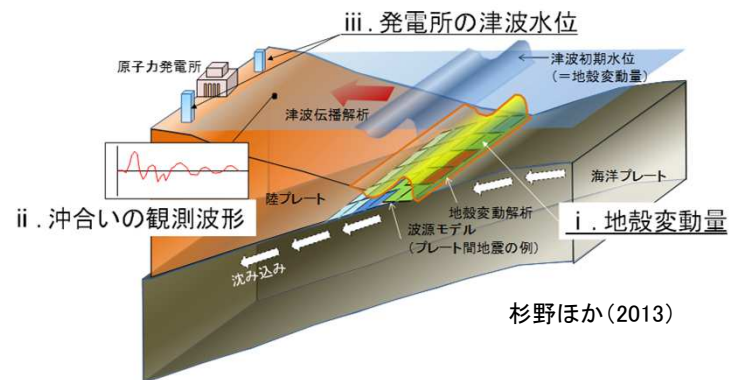
## 9. 3.11地震における宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルの設定

### 9. 1 基本方針

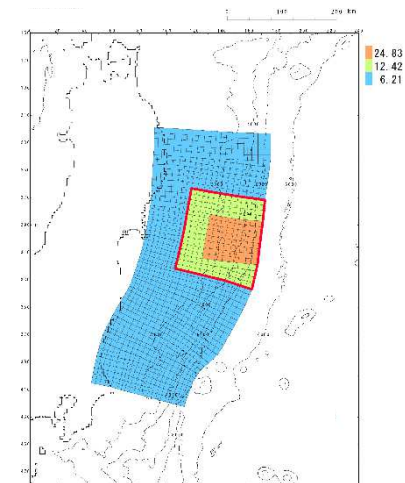
- 宮城県沖における大すべり域の破壊特性を適切に考慮するため、杉野ほか(2013)を参考に、破壊特性が表れる地殻変動量(プレート境界の破壊)、沖合いの観測波形(津波伝播)及び女川原子力発電所の津波水位(津波遡上)について、3.11地震の実現象を再現する特性化モデルを設定する。

#### 【確認項目】

- 地殻変動量(プレート境界の破壊)
- 沖合いの観測波形(津波伝播)
- 発電所の津波水位(津波遡上)



□ : 大すべり域の位置



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

## 9. 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設定

### 9. 2 想定波源域及び大すべり域・超大すべり域の設定

#### ■ 想定波源域の設定

- 宮城県沖の大すべり域の破壊特性(地震特性)を特性化モデルに反映する観点から、想定波源域は、地震調査研究推進本部(2019)による超巨大地震(東北地方太平洋沖型)の想定波源域と同様に、岩手県沖南部～茨城県沖に設定した。

#### ■ 大すべり域・超大すべり域の設定

- 国内外の巨大地震の解析事例の調査に基づき大すべり域・超大すべり域のすべり量及び全体面積に占める面積比率を示している内閣府(2012)を参考に設定した。
  - 大すべり域:津波断層の平均すべり量の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:津波断層の平均すべり量の4倍,全体面積の5%程度
- なお,設定した特性化モデルの大すべり域・超大すべり域の面積は,震源の全体的な破壊の動きを捉えていると考えられる長周期観測地震動に基づいて推定された震源断層モデル(Wu et al.(2012))のすべり分布を参考として(杉野ほか(2013)),内閣府(2012)に示されている面積比率よりも大きく設定<sup>※1</sup>した。

※1:大すべり域:20.7%(超大すべり域を含む),超大すべり域:7.5%

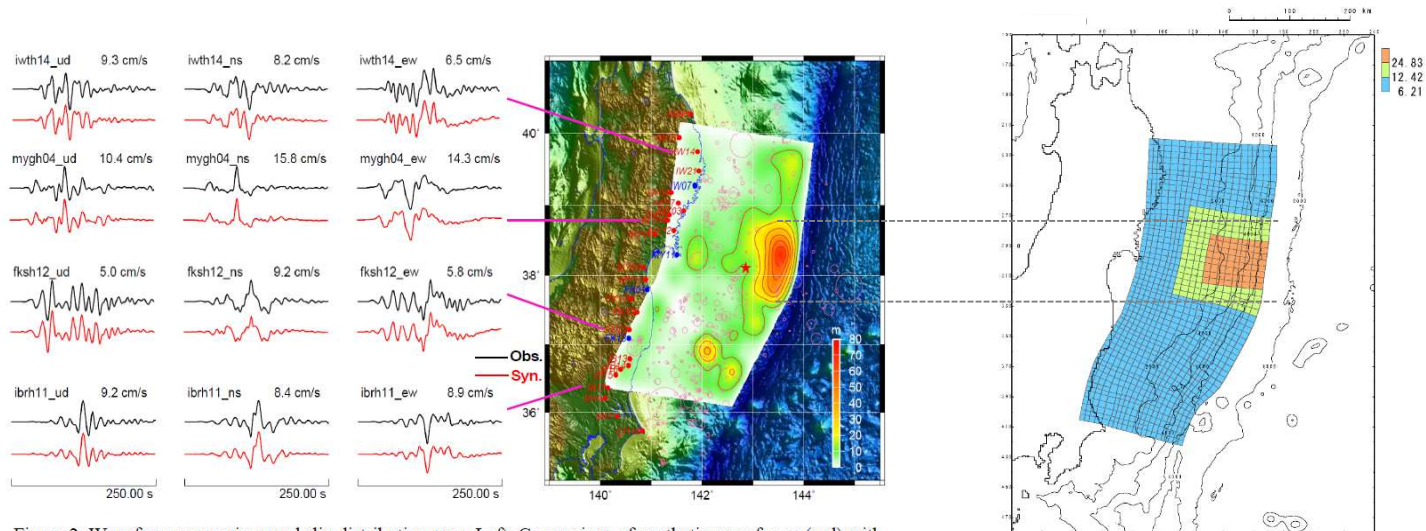


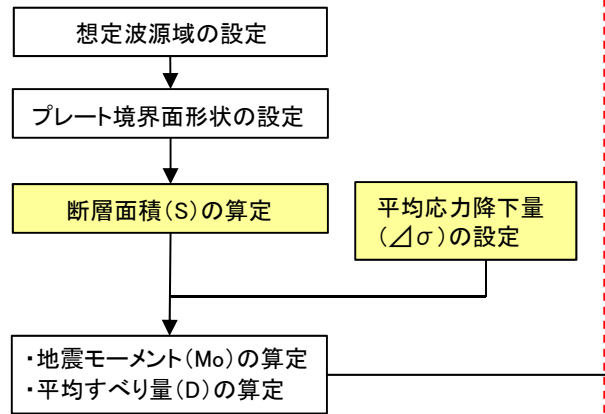
Figure 2. Waveform comparison and slip distribution map. Left: Comparison of synthetic waveforms (red) with the observation data (black); Right: Slip distribution inferred from the long-period seismic waves (<math><0.1\text{Hz}</math>).

長周期地震動に基づくすべり分布(Wu et al.(2012)に一部加筆)

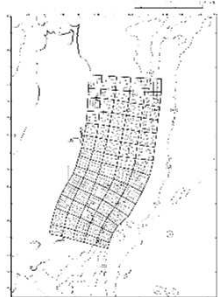
宮城県沖の大すべり域の破壊特性  
を考慮した特性化モデルのすべり分布

9. 3 設定フロー

1. 巨視的波源特性の設定



スケールリング則の適用 (円形破壊面を仮定した関係式)



- 約10km四方の小断層(総数:1107)でプレート境界面を近似。
- すべり分布の設定にあたっては、小断層を約40km四方にブロック化(総数:70)し、各ブロックのすべり量を同一に与える。

プレート境界面 (すべり分布のブロック割図)

各パラメーター一覧

パラメーター	設定方法	設定値
断層面積(S)	岩手県沖南部~茨城県沖	107,357(km <sup>2</sup> )
地震発生深さ	地震調査研究推進本部(2012)	海溝軸~深さ60km
平均応力降下量(Δσ)	内閣府(2012), Murotani et al.(2013)	3(MPa)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント(Mo)	16/(7π <sup>3/2</sup> ) · Δσ · S <sup>3/2</sup>	4.33 × 10 <sup>22</sup> (Nm)
平均すべり量(D)	16/(7π <sup>3/2</sup> ) · Δσ · S <sup>1/2</sup> / μ	8.07(m)

2. 微視的波源特性の設定

(1) 大すべり域・超大すべり域の設定

- 断層面積(S<sub>2</sub>, S<sub>4</sub>)の算定
- すべり量(D<sub>2</sub>, D<sub>4</sub>)の算定
- 地震モーメント(M<sub>o2</sub>, M<sub>o4</sub>)の算定

■ 大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S <sub>2</sub> )	断層面積(S)の15% ※	16,104(km <sup>2</sup> )
すべり量(D <sub>2</sub> )	平均すべり量(D)の2倍 内閣府(2012)	16.14(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント(M <sub>o2</sub> )	μ · S <sub>2</sub> · D <sub>2</sub>	1.30 × 10 <sup>22</sup> (Nm)

■ 超大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S <sub>4</sub> )	断層面積(S)の5%	5,368(km <sup>2</sup> )
すべり量(D <sub>4</sub> )	平均すべり量(D)の4倍 内閣府(2012)	32.28(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント(M <sub>o4</sub> )	μ · S <sub>4</sub> · D <sub>4</sub>	8.66 × 10 <sup>21</sup> (Nm)

※: 大すべり域と超大すべり域をあわせた領域の面積比率は20%。

(2) 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

(2)-1 基本すべり域の設定

■ 基本すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S <sub>b</sub> )	断層面積の80%	85,885(km <sup>2</sup> )
すべり量(D <sub>b</sub> )	平均すべり量(D)	8.07(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント(M <sub>ob</sub> )	μ · S <sub>b</sub> · D <sub>b</sub>	3.47 × 10 <sup>22</sup> (Nm)

(2)-2 各領域の地震モーメント(合計)の算定

Mo' = Mo2 + Mo4 + Mob' = 5.63 × 10<sup>22</sup>(Nm)

(2)-3 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

- Mo/Mo' = 4.33 × 10<sup>22</sup>(Nm) / 5.63 × 10<sup>22</sup>(Nm) = 0.77
- 上記倍率を用いて、基準断層モデルに反映する各領域のすべり量を一律に調整する。

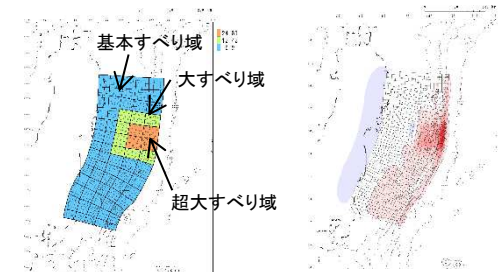
	調整前	調整後
基本すべり域	8.07(m)	6.21(m)
大すべり域	16.14(m)	12.42(m)
超大すべり域	32.28(m)	24.83(m)

3. 基準断層モデルの設定

断層モデルへの微視的波源特性の反映

- 設定したプレート境界面(すべり分布のブロック割図)に微視的波源特性を反映。

モーメントマグニチュード(Mw)の算定



すべり量分布

地震変動量分布

モーメントマグニチュード(Mw)	9.04	基本すべり域	すべり量	6.21(m)
地震発生深さ	海溝軸~深さ60km	断層面積(面積比率)	85,165(km <sup>2</sup> ) (79.3%)	
断層面積(S)	107,357(km <sup>2</sup> )	大すべり域	すべり量	12.42(m)
平均応力降下量(Δσ) (=7/16 · Mo · (S/π) <sup>-3/2</sup> )	3.13(MPa)	断層面積(面積比率) ※	22,192(km <sup>2</sup> ) (20.7%)	
剛性率(μ)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )	超大すべり域	すべり量	24.83(m)
地震モーメントMo	4.52 × 10 <sup>22</sup> (Nm)	断層面積(面積比率)	8,078(km <sup>2</sup> ) (7.5%)	
すべり角λ	太平洋プレートの運動方向に基づいて設定	平均すべり量D	8.43(m)	
ライズタイムτ	60(s)			

※: 大すべり域と超大すべり域をあわせた領域の面積比率

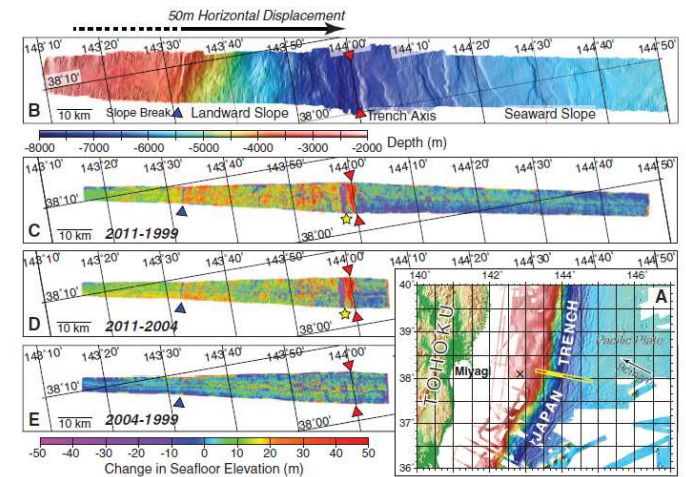
与条件

### 9. 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設定

## 9. 4 妥当性の確認:地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較①

#### ■3.11地震の地殻変動量(地球物理学的知見)

- Fujiwara et al.(2011)は、3.11地震前後の海底地形データの比較から、宮城県沖の海溝軸付近において、水平方向に50~56m、上下方向(水平変位に伴う鉛直変位も含む)に11m( $\sigma=8.53$ )~16m( $\sigma=9.35$ )の変位が生じたとしている。



**Fig. 1.** Changes in sea-floor elevation between bathymetric data before and after the 2011 Tohoku-Oki earthquake. (A) Location map with bathymetric survey track shown as yellow line. Coseismic horizontal displacement is estimated over the landward slope indicated by solid portion of yellow line. Cross shows the epicenter. (B) Multibeam bathymetry collected in 2011. Red triangles mark the trench axis; the blue triangle marks the landward slope break. Change in sea-floor elevation by subtracting the 1999 bathymetric data from the 2011 data (C), the 2004 data from the 2011 data (D), and the 1999 data from the 2004 data (E). The yellow star marks location of probable submarine landslide.

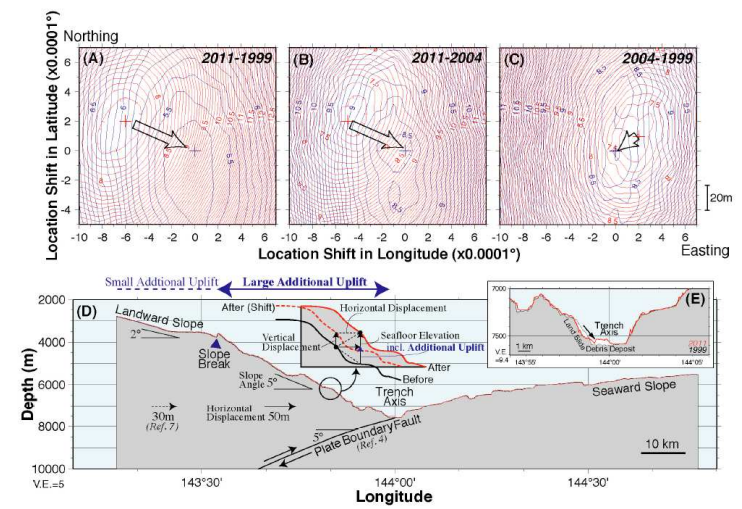
調査位置図(Fujiwara et al.(2011))

陸側斜面及び海側斜面の地震時の変位  
(Fujiwara et al.(2011))

**Table S1.**

Estimated coseismic displacements caused by the 11 March 2011 Tohoku-Oki Earthquake in the outermost landward slope area, off Miyagi in the Tohoku district.

Survey Years	Landward Slope					Seaward Slope
	Horizontal Displacement		Seafloor Elevation (Fig. 1)	Vertical Displacement	Additional Uplift	Seafloor Elevation
	Distance	Direction				
2011-1999	56 m	113°	+16 m ( $\sigma=9.35$ )	+10 m ( $\sigma=7.50$ )	+6 m	$\pm 0$ m ( $\sigma=5.32$ )
2011-2004	50 m	117°	+11 m ( $\sigma=8.53$ )	+7 m ( $\sigma=7.22$ )	+4 m	$\pm 0$ m ( $\sigma=8.42$ )
2004-1999	20 m	235°	$\pm 0$ m ( $\sigma=7.44$ )	+1 m ( $\sigma=7.26$ )	-1 m	$\pm 0$ m ( $\sigma=8.17$ )



**Fig. S1.**

Contour maps showing standard deviations (~variances) of depth differences between different surveys for given shifted locations. (A) Comparison between 1999 and 2011 data, (B) comparison between 2004 and 2011 data, and (C) comparison between 2004 and 1999 data, respectively. Red and blue contours show standard deviations of the landward slope and the seaward slopes, respectively. Crosses indicate the minimum peaks of the standard deviations. Arrows show vectors of horizontal shifts from landward to seaward. (D) Schematic cross-section showing coseismic displacement. A sum of a vertical displacement and an additional uplift for a sloping seafloor correspond the observed seafloor elevation changes shown in Fig. 1. The inset is for illustrative purposes (not to scale). (E) Bathymetric cross section at the trench. Red and black indicate 2011 and 1999 data.

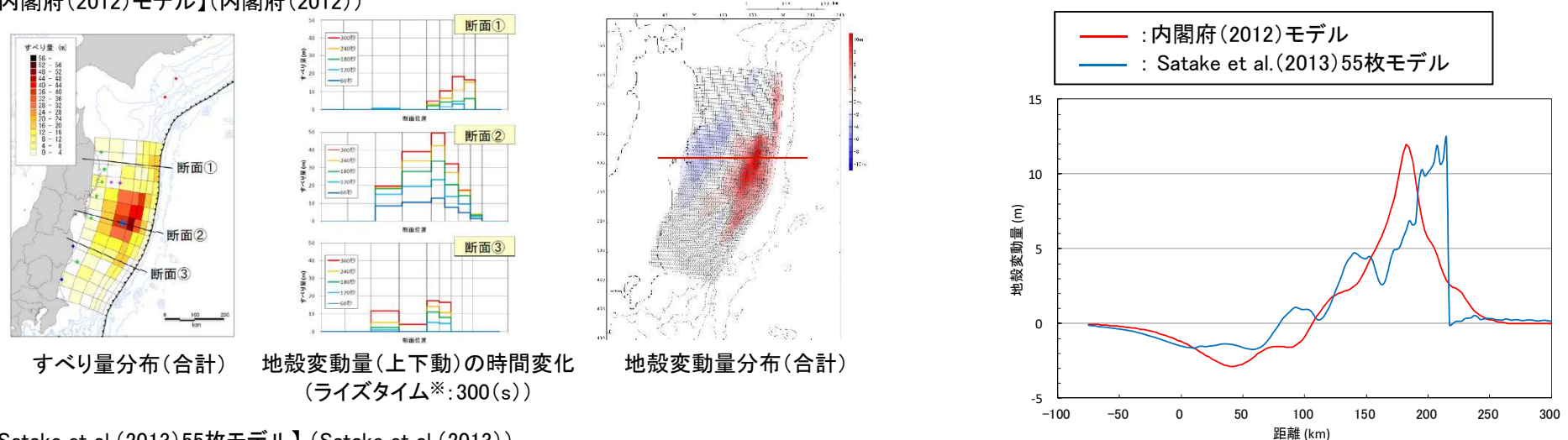
地震時変位の概略断面図(図:(D))  
(Fujiwara et al.(2011))

9. 4 妥当性の確認:地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較②

■3.11地震の地殻変動量(3.11地震に伴う津波の再現モデル)

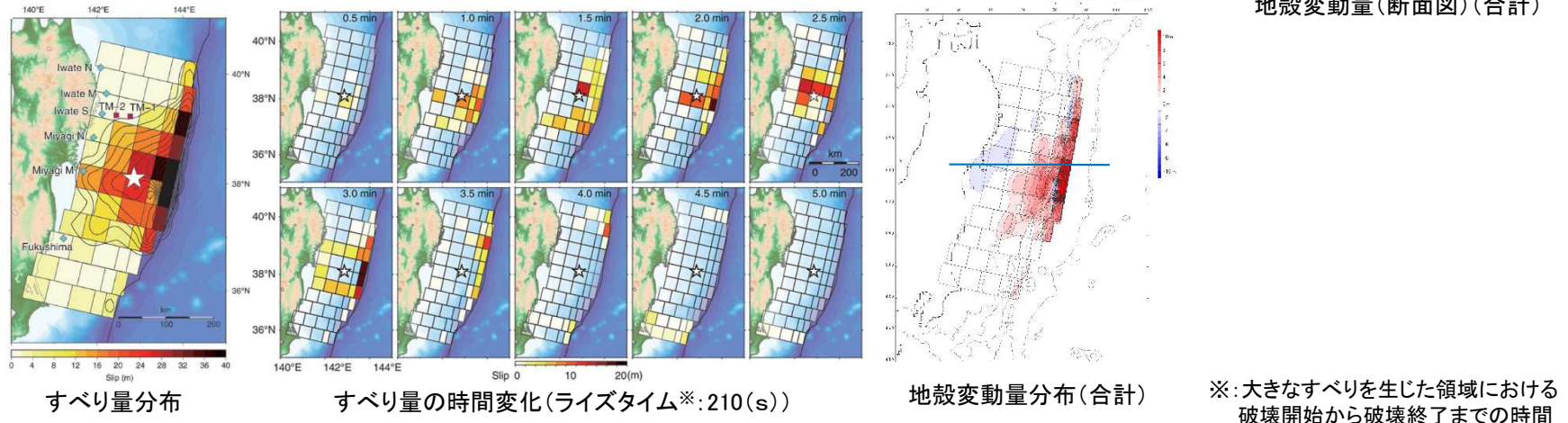
- 各機関等で提案されている3.11地震に伴う津波の再現モデルのうち、津波波形等をインバージョンした内閣府(2012)モデル, Satake et al.(2013) 55枚モデルの地殻変動量から、津波特性を良好に再現する最大鉛直変位は12m程度であることが確認される。

【内閣府(2012)モデル】(内閣府(2012))



地殻変動量(断面図)(合計)

【Satake et al.(2013)55枚モデル】(Satake et al.(2013))



以上の地球物理学的知見及び再現モデルによる地殻変動量から、3.11地震による最大鉛直変位は12m程度と考えられる。

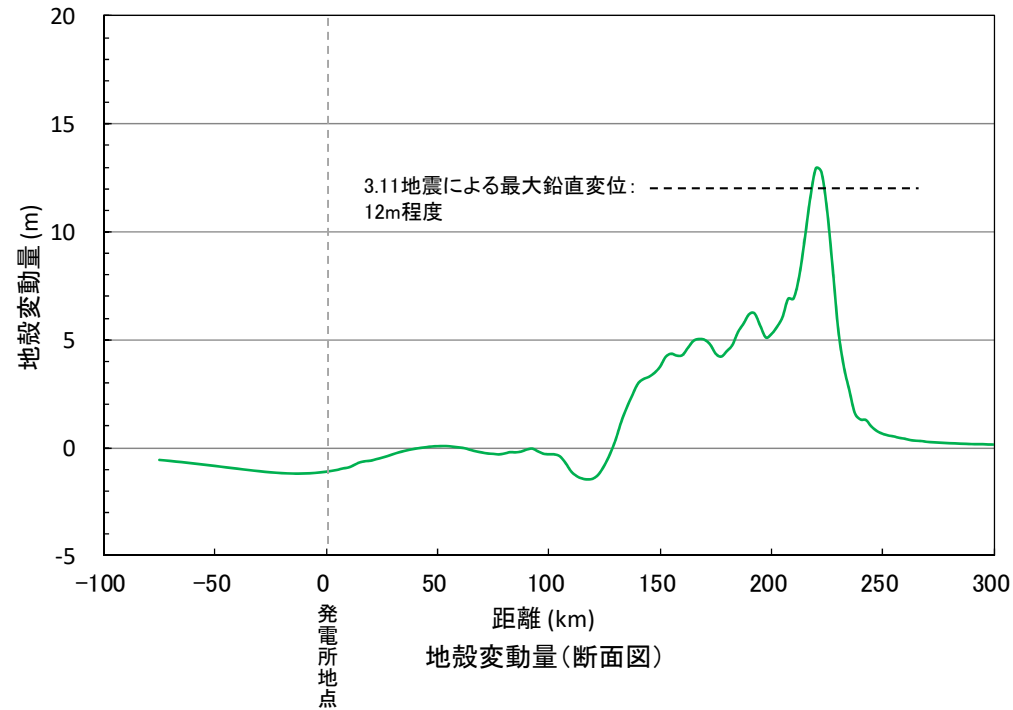
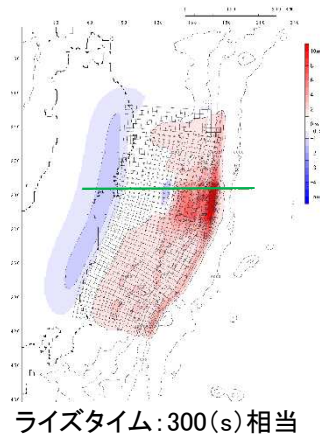
### 9. 3.11地震における宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルの設定

## 9. 4 妥当性の確認:地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較③

#### ■地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較

- 設定した特性化モデルの内閣府(2012)モデルと同様の条件下で算定される最大鉛直変位は13m程度であり, 3.11地震による最大鉛直変位と整合的であることを確認した。

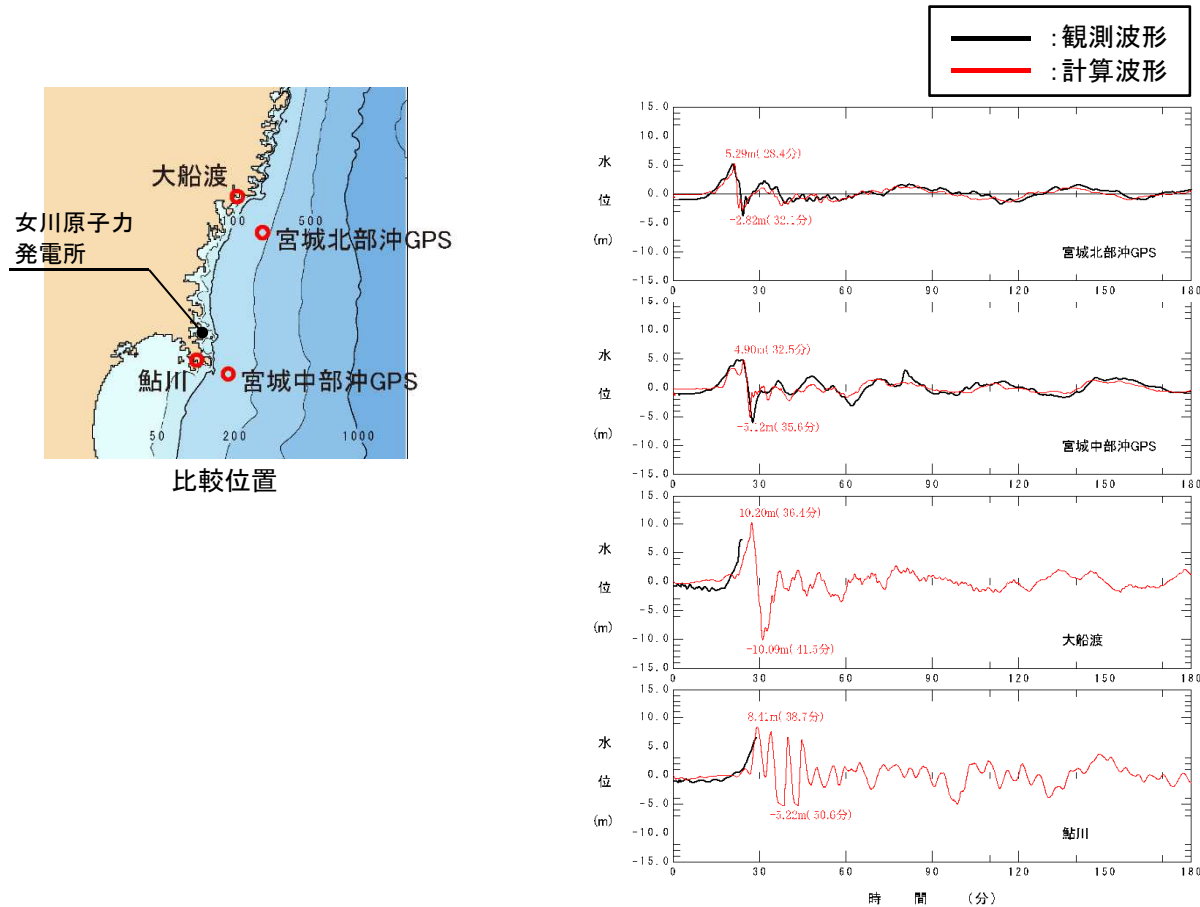
【宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルの地殻変動量分布】



### 9. 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設定

## 9. 4 妥当性の確認: 沖合いの観測波形(津波伝播)の比較

- 設定した特性化モデルによる計算波形は、女川原子力発電所前面海域の観測波形に見られる津波特性(津波水位, 周期, 津波の到達時間)と整合的であることを確認した。



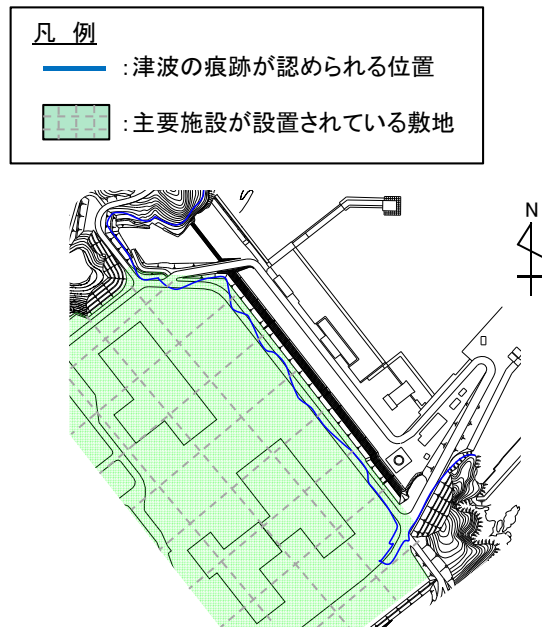
宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル

## 9. 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設定

### 9. 4 妥当性の確認: 女川原子力発電所の津波水位(津波遡上)の比較

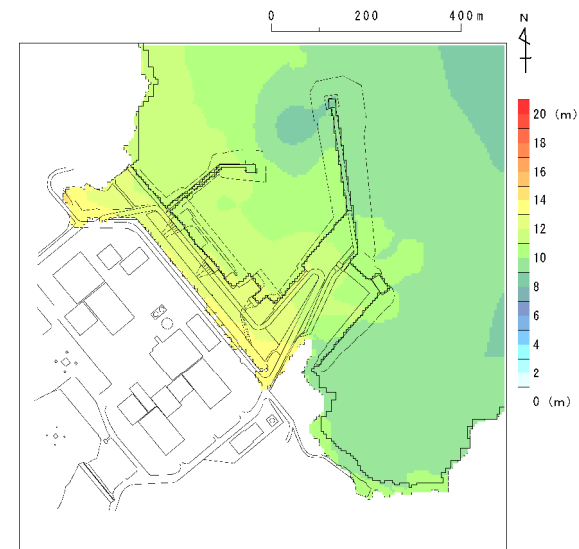
- 設定した特性化モデルによる女川原子力発電所敷地における最大水位上昇量分布は、実際の現象と整合的であることを確認した。

【女川原子力発電所敷地における痕跡調査結果】



東北電力(2011)を一部修正

【最大水位上昇量分布】



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

以上から、設定した特性化モデルは、3.11地震時の地殻変動量(プレート境界の破壊)、沖合いの観測波形(津波伝播)及び発電所の津波水位(津波遡上)を良好に再現しており、宮城県沖大すべり域の破壊特性を適切に考慮していることを確認した。



## 10. 超大すべり域のすべり分布の設定

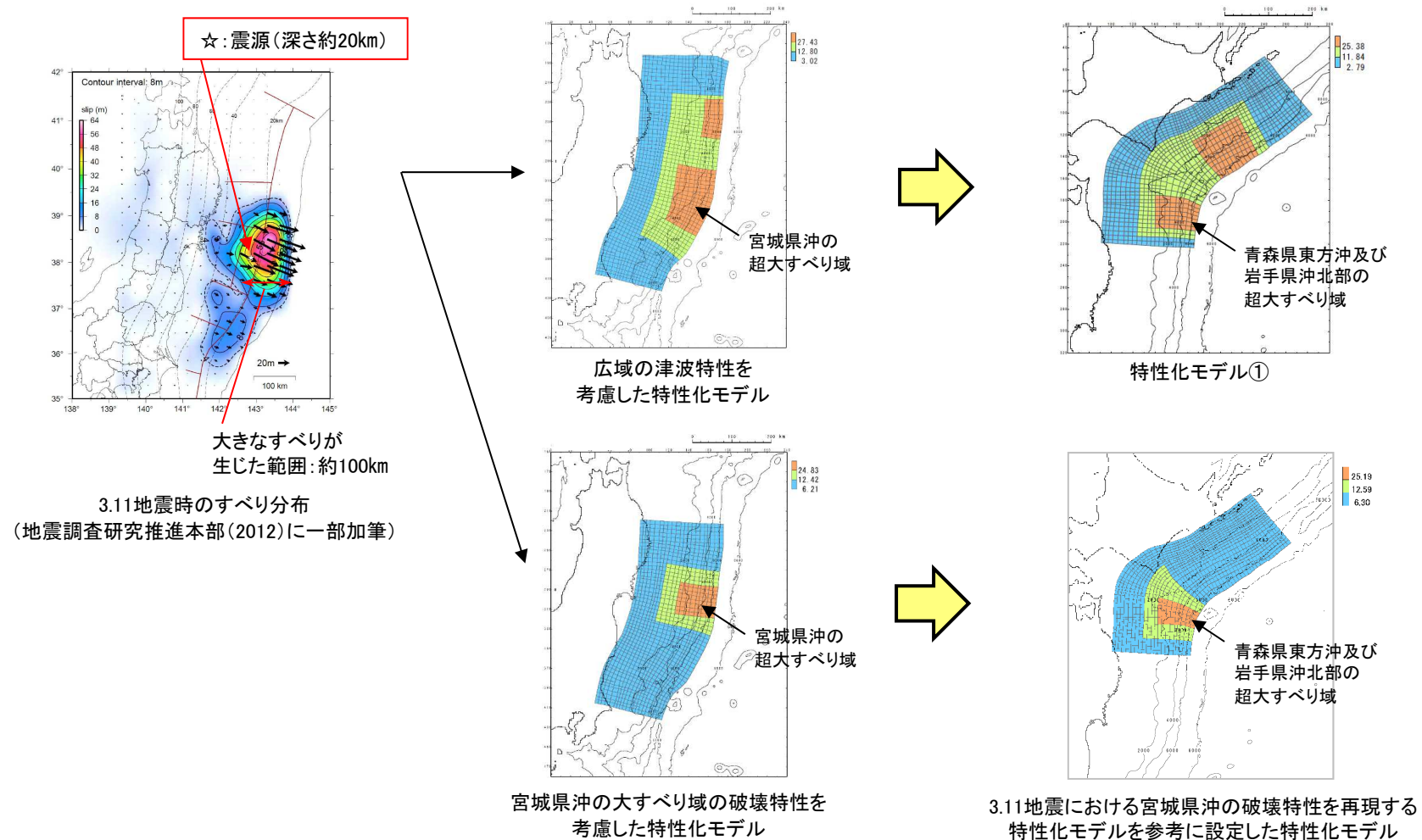
---

- 10. 1 設定内容
- 10. 2 3.11地震における宮城県沖の大きなすべりの発生要因
- 10. 3 青森県東方沖及び岩手県沖北部の地質学的・地震学的特徴
- 10. 4 まとめ

## 10. 超大すべり域のすべり分布の設定

### 10. 1 設定内容

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



## 10. 超大すべり域のすべり分布の設定

### 10. 2 3.11地震における宮城県沖の大きなすべりの発生要因(1/4)

#### ■ダイナミックオーバーシュート(1/2)

- 3.11地震で大きなすべりを生じた要因について、長谷川(2015)は、「①プレート境界最浅部は剛性率が小さい付加体であり、この付加体の幅は宮城県沖が最も狭いととも(Tsuru et al.(2002)), ②海底地震計による余震分布(Obana et al.(2013), 下図)等から、海溝軸から陸側に少なくとも30~35km程度までは固着は強くないと考えられる。したがって、宮城県沖の大きなすべりは、本震による断層面での食い違いに伴う弾性的な静的応答のみでなく、その他の非弾性的な応答や動的応答も含まれたものであることを示唆する。」としている。
- また、文部科学省(2014)は、「3.11地震の際に大きく滑った海溝軸近傍のプレート境界で、本震の前後ともに小地震の活動が見られないことは、そこで自発的な震源核形成が起こらないことを示唆する。」としている。

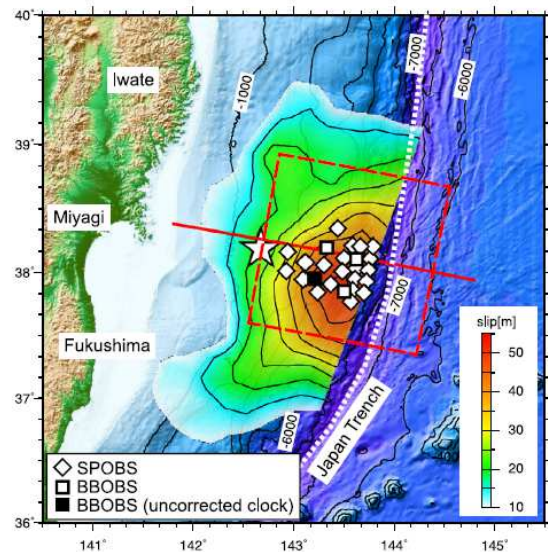


Fig. 1. Bathymetric map showing the locations of ocean bottom seismographs (OBSs) used in this study and total slip distribution larger than 10 m of the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Yagi and Fukahata, 2011). The star is the initial rupture location of the Tohoku-Oki earthquake (Chu et al., 2011). The open diamonds and the open squares are the location of short-period OBS (SPOBS) and broad-band OBS (BBOBS), respectively, used in this work. The BBOBS with uncorrected clock is indicated by the solid square. The red dashed rectangle indicates the grid-search area for the hypocenter locations. The red solid line is the survey line for the crustal structure (Ito et al., 2005; Kodaira et al., 2012) and the differential topography (Fujiwara et al., 2011). The dotted line indicates the axis of the Japan Trench.

海底地震計の設置位置と3.11地震のすべり分布  
(Obana et al.(2013))

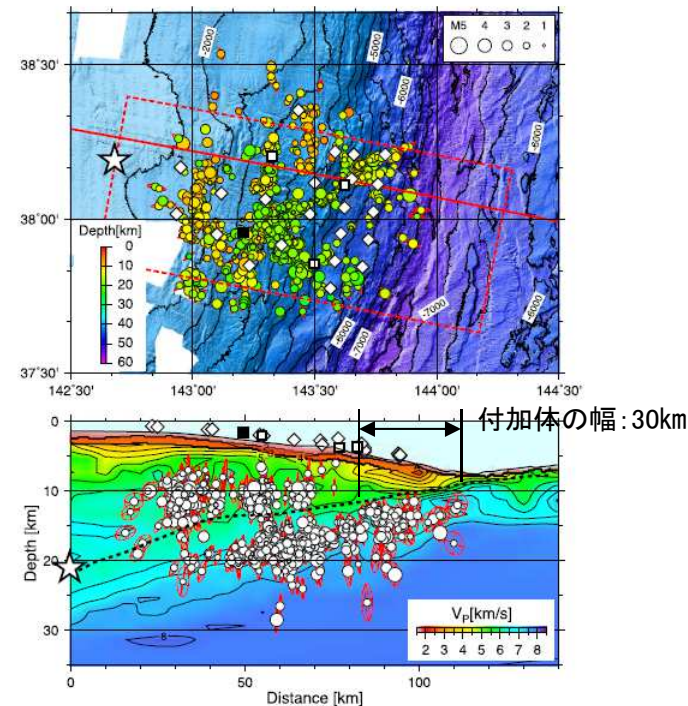


Fig. 2. Hypocenters and error ellipsoids of the earthquakes. Earthquakes within the red dotted rectangle on the map were projected onto the P-wave velocity model used for locating earthquakes (Ito et al., 2005). The top of the oceanic crust is indicated by the dotted line on the cross section. Symbols are the same as Fig. 1.

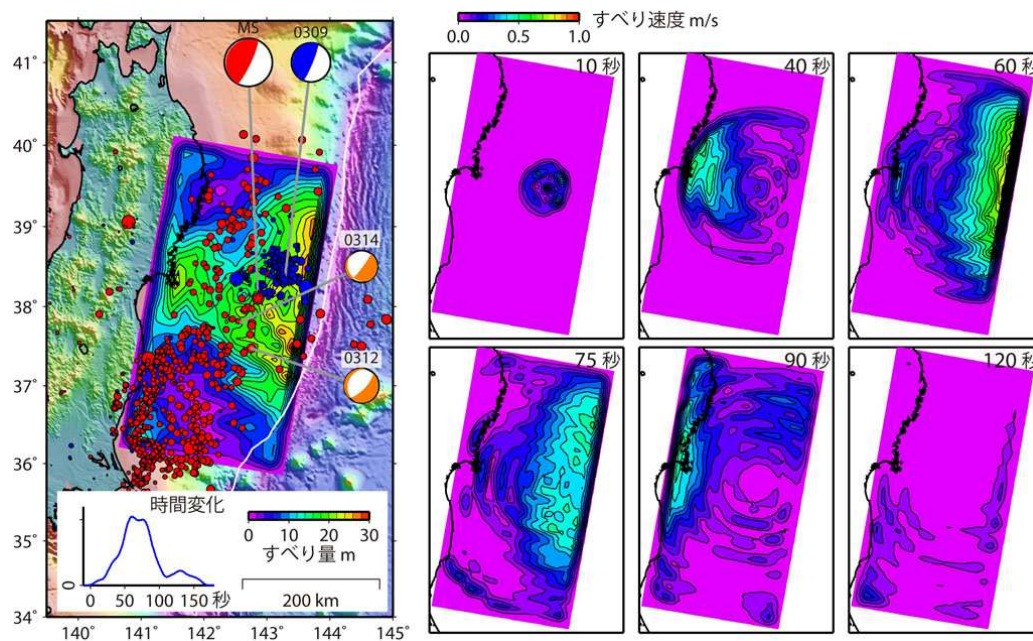
3.11地震の余震分布とP波速度構造の関係  
(Obana et al.(2013))に一部加筆)

## 10. 超大すべり域のすべり分布の設定

### 10.2 3.11地震における宮城県沖の大きなすべりの発生要因(2/4)

#### ■ダイナミックオーバーシュート(2/2)

- Ide et al.(2011)は、3.11地震の地震波の解析に基づき、以下の見解を示している。
  - ✓ 3.11地震は、①浅部の比較的静かなすべり、②深部における高周波を放射する破壊の2つの破壊モードからなる。
  - ✓ このうち、①のすべりは地震以前に蓄えられていたひずみを解放するだけでなく、さらにすべり過ぎたことが、地震直後に陸側プレート内で正断層地震が発生したことから推定される。これがダイナミックオーバーシュート(動的過剰すべり)と呼ばれる現象である。
  - ✓ 浅部のダイナミックオーバーシュートは、それに先立つ深部のエネルギーッシュな破壊により励起された。深部側の破壊が存在しなければ、巨大な津波は発生しなかった。



(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

(Ide et al.(2011))

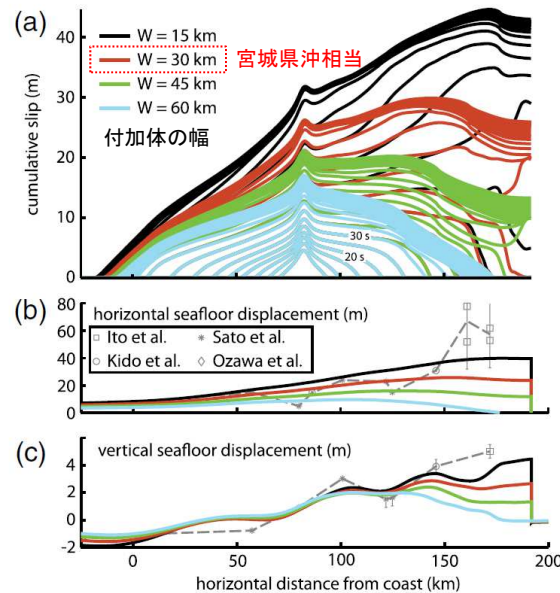
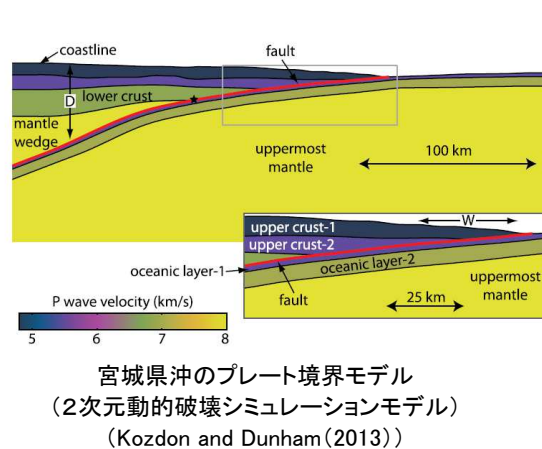
時間毎の破壊過程の模式図(井出(2011))

## 10. 超大すべり域のすべり分布の設定

### 10.2 3.11地震における宮城県沖の大きなすべりの発生要因(3/4)

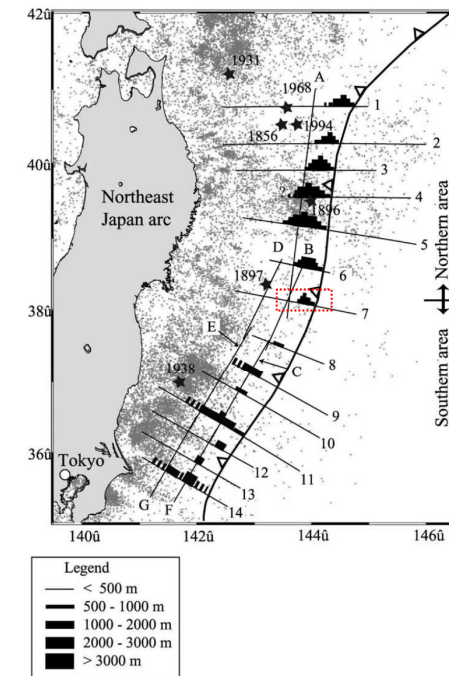
#### ■付加体の幅とすべり量の関係

- Kozdon and Dunham(2013)は、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から、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している。
- 宮城県沖の付加体の幅は、日本海溝沿いの他領域と比較して狭い(Tsuru et al.(2002))。



**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)

## 10. 超大すべり域のすべり分布の設定

### 10. 2 3.11地震における宮城県沖の大きなすべりの発生要因(4/4)

---

#### ■まとめ

##### 【地質学的特徴】

- ・ 宮城県沖のプレート境界浅部には、自発的な震源核形成が起こらない付加体が分布し(文部科学省(2014)), その幅は約30kmである(Obana et al.(2013))。
- ・ また、宮城県沖の付加体の幅は、日本海溝沿いの他領域と比較して狭い(Tsuru et al.(2002))。

##### 【地震学的特徴(大きなすべりの発生要因)】

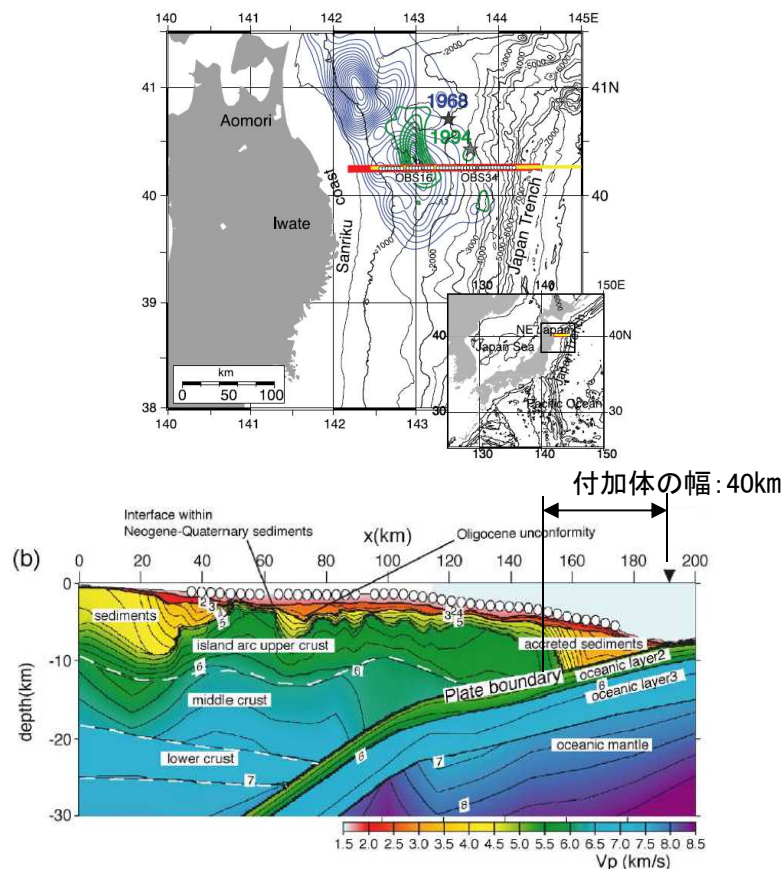
- ・ 3.11地震の大きなすべりは、深部の破壊を起点としたダイナミックオーバーシュートによるものであり(長谷川(2015), Ide et al.(2011)), 付加体の幅が狭いほどすべり量は大きい(Kozdon and Dunham(2013))。

## 10. 超大すべり域のすべり分布の設定

### 10.3 青森県東方沖及び岩手県沖北部の地質学的・地震学的特徴

#### ■地質学的特徴

- 1994年三陸はるか沖地震の震源付近のプレート境界浅部には、幅約40kmの付加体が分布する(Ito et al.(2004))。
- 同付加体の範囲では、1994年三陸はるか沖地震の余震は発生していないことから、3.11地震で大きなすべりを生じた宮城県沖の付加体と同様に自発的な震源核形成を起こさない領域と考えられる。



1994年三陸はるか沖地震震源域付近の地質構造  
(Ito et al.(2004))

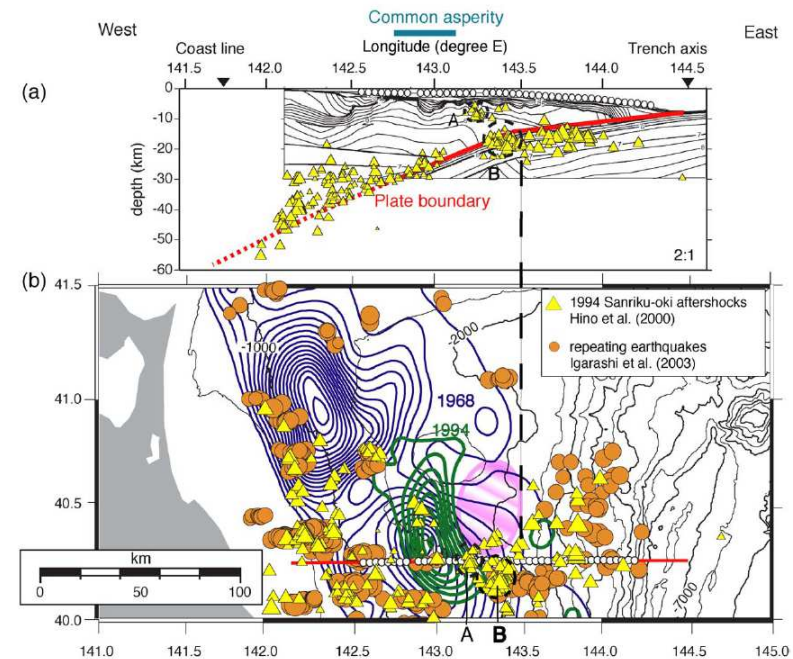


Fig. 5. (a) Model with iso-velocity contours as for Fig. 3a, superimposed on focal depths of aftershocks of the 1994 earthquake [10] projected onto the vertical cross section off-eastern Aomori forearc region. The horizontal axis indicated in the upper part shows the east longitude ( $^{\circ}$  E) corresponding to the position of our profile, and vertical axis is depth below sea level (km). Yellow triangles show focal depths of the 1994 aftershocks. Black dashed circles labeled A and B denote clusters of aftershocks discussed in the text. The red thick line and the black thick vertical dashed line mark location of the plate boundary and the location of bending point revealed by this study, respectively. The blue bar in the upper part shows the location of common asperity of the 1968 and the 1994 earthquakes, from Nagai et al. [4]. Open circles are OBS deployment positions. Vertical exaggeration is 2 times. (b) Spatial distribution of repeating earthquakes from Igarashi et al. [28]. Orange circles show the repeating earthquakes for the period from April 1992 to July 2000 ( $M=3$  or larger). The red line indicates the location of the seismic refraction profile and white circles are OBS locations for this study. Blue and green contours denote the large moment release areas, as in Fig. 1 [4]. Seafloor topography is contoured at 500-m intervals.

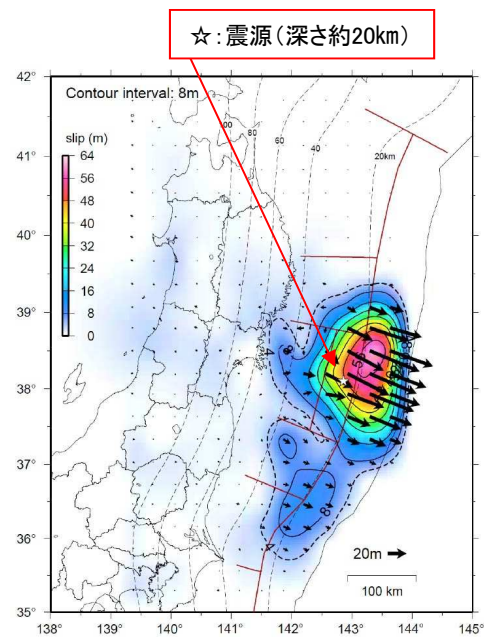
1994年三陸はるか沖地震の余震分布と地質構造の関係  
(Ito et al.(2004))

## 10. 超大すべり域のすべり分布の設定

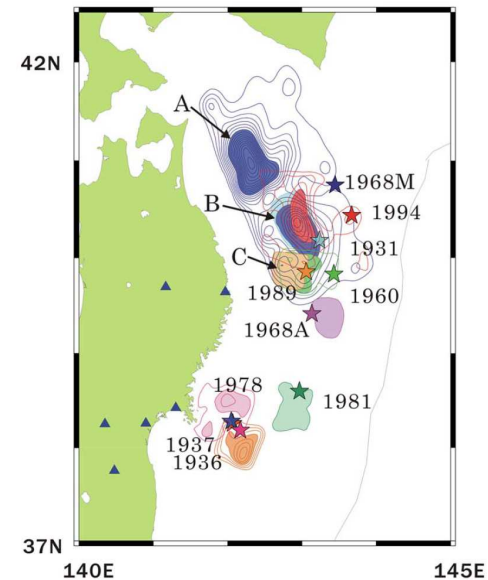
### 10.3 青森県東方沖及び岩手県沖北部の地質学的・地震学的特徴

#### ■地震学的特徴

- 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は、3.11地震の震源と同様に深さ約20kmであり、その深部にはカップリング率がほぼ100%に近いアスペリティが分布する(Yamanaka and Kikuchi(2004), 永井ほか(2001))。



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)



青森県東方沖及び岩手県沖北部における  
既往地震の震源位置及びアスペリティ分布  
(Yamanaka and Kikuchi(2004), 永井ほか(2001))

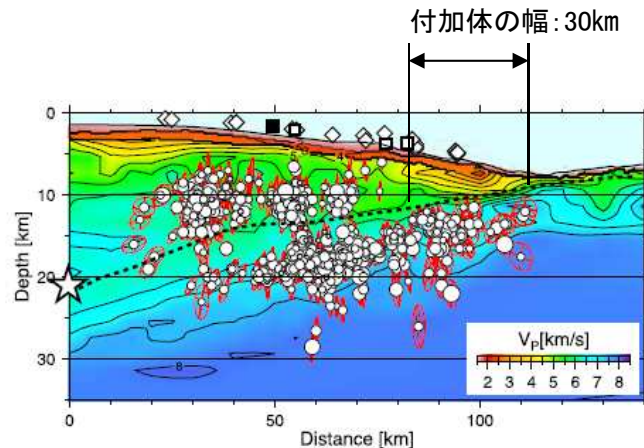


## 10. 超大すべり域のすべり分布の設定

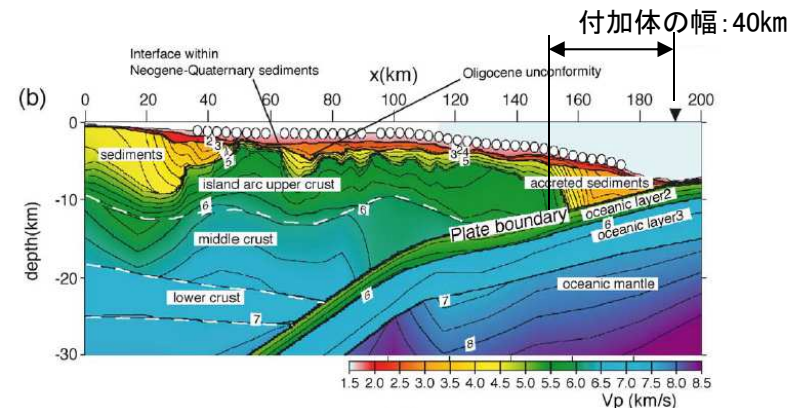
### 10.4 まとめ

#### ■地質学的特徴の類似性

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート境界浅部には、宮城県沖と同様に自発的な震源核形成を起こさない付加体が存在すると考えられる。
- 付加体の幅(約40km)は宮城県沖(30km)よりも広いことから、3.11地震規模のすべりを生じるためには、3.11地震以上のエネルギー(固着)が必要と考えられる。



3.11地震の余震分布とP波速度構造の関係  
(Obana et al.(2013))



1994年三陸はるか沖地震震源域付近の地質構造  
(Ito et al.(2004))

#### ■地震学的特徴の類似性

- 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は宮城県沖と同様の約20kmであり、その深部にはカップリング率がほぼ100%に近いアスペリティが分布する。



- 宮城県沖と青森県東方沖及び岩手県沖北部の地質学的・地震学的特徴には類似性があり、青森県東方沖及び岩手県沖北部に分布する付加体の幅は宮城県沖よりも広いことを踏まえれば、3.11地震規模のすべりが発生するとした場合、その発生要因は、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によるものと考えられる。
- 以上から、各特性化モデルに反映する超大すべり域のすべり分布は、宮城県沖と同様に深部の破壊を含む深さ約20km~0kmの範囲(幅:約100km)に設定する。

## 11. 十勝沖・根室沖の超大すべり域が発電所の津波高さに及ぼす影響

---

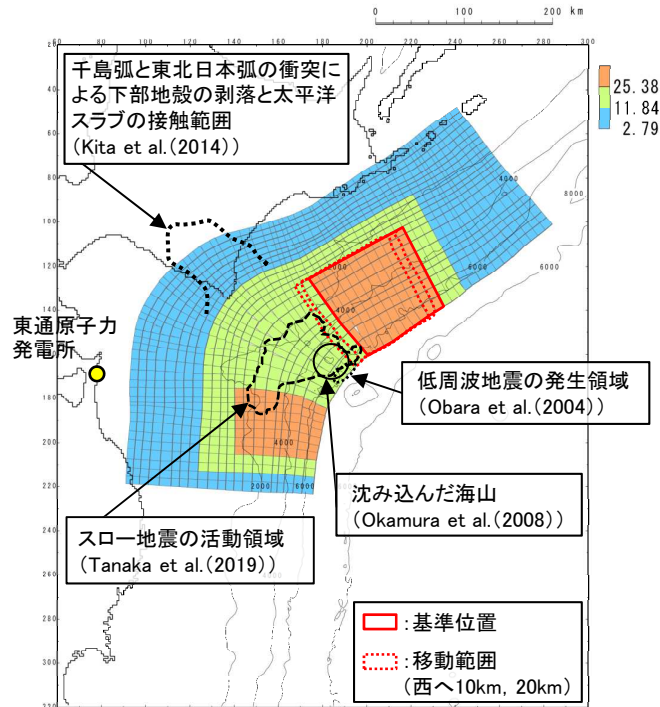
- 11. 1 検討方針
- 11. 2 超大すべり域位置の影響
- 11. 3 破壊の時間差の影響
- 11. 4 まとめ

### 11.1 検討方針

- ・ 超大すべり域位置の不確かさの考慮(概略パラメータスタディ)は、発電所の津波高さに及ぼす影響が大きい青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域を対象に実施しているが、特性化モデル①は、地震学的・測地学的見地から十勝沖・根室沖にも超大すべり域を設定していることから、十勝沖・根室沖の超大すべり域が発電所の津波高さに及ぼす影響を確認するため、同領域の「超大すべり域位置(検討1)」, 並びに「青森県東方沖及び岩手県沖北部に設定した超大すべり域との破壊の時間差(検討2)」に係る検討を実施する。
- ・ なお、本検討は、基準ケース(超大すべり域※:基準位置), 並びに水位上昇側決定ケース(超大すべり域※:南へ50km移動)を対象に実施する。  
※:青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域

#### 【検討1】十勝沖・根室沖の超大すべり域位置の影響

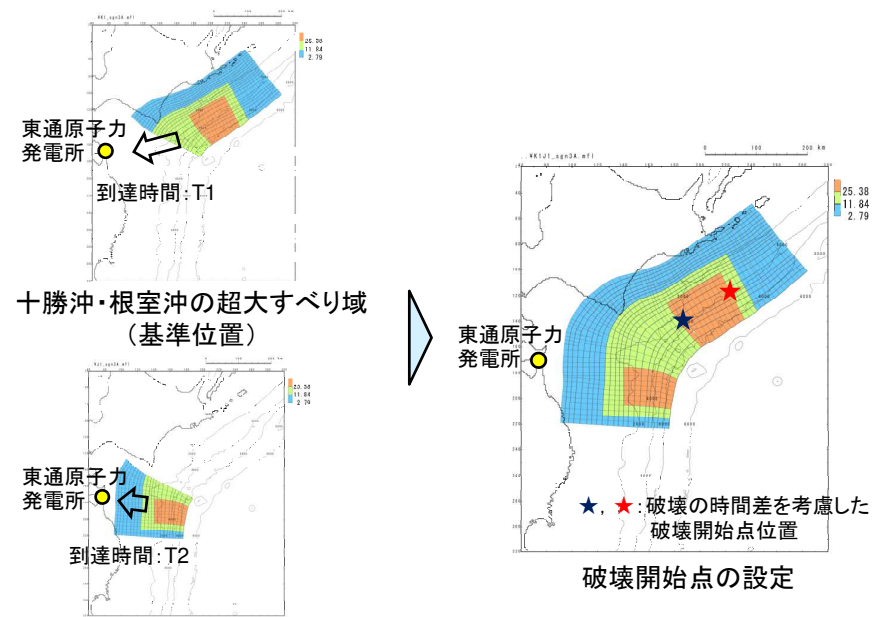
- ✓ 最新の科学的・技術的知見から、島弧会合部は3.11地震時に見られた大きなすべりが発生する可能性は極めて低いと考えられるが、発電所の津波高さに与える影響を確認する観点から津波解析を実施する。



島弧会合部における構造的特徴と超大すべり域変動範囲の関係 (特性化モデル①, 超大すべり域位置: 基準)

#### 【検討2】青森県東方沖及び岩手県沖北部に設定した超大すべり域との破壊の時間差の影響

- ✓ 「十勝沖・根室沖」, 並びに「青森県東方沖及び岩手県沖北部」の超大すべり域から発生する第一波ピークの発生時間差(破壊の時間差)を確認する。
- ✓ 上記時間差を考慮できる位置に破壊開始点を設定し、津波解析を実施する。



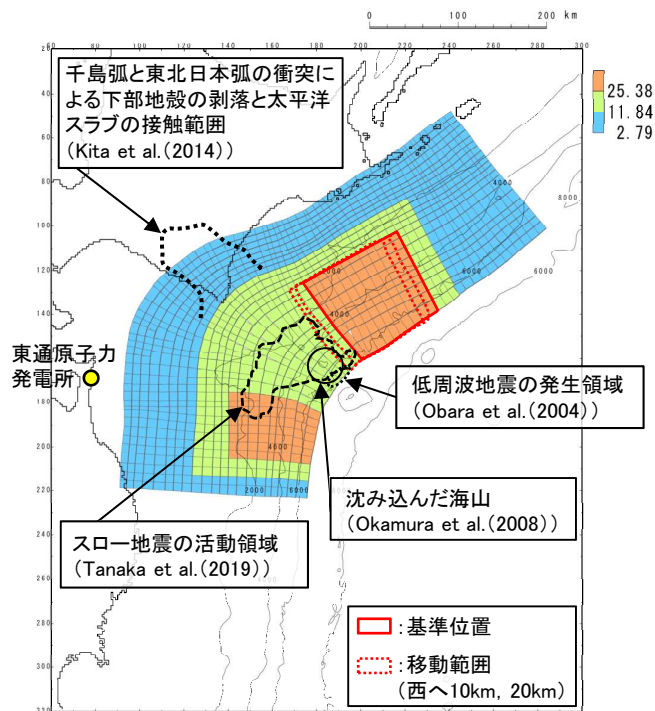
青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域(基準位置)

## 11. 十勝沖・根室沖の超大すべり域が発電所の津波高さに及ぼす影響

### 11.2 超大すべり域位置の影響①

#### ■解析結果①

- 島弧会合部における構造的特徴から(下図), 島弧会合部(基準位置よりも西側)で3.11地震時に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が, 発電所の津波高さに与える影響を確認する観点から, 津波解析を実施した。
- 検討の結果, 超大すべり域を西側へ移動させると, 最大水位上昇量が低減することを確認した。



島弧会合部における構造的特徴と  
津波解析範囲の関係  
(特性化モデル①, 超大すべり域位置: 基準)

#### 【解析結果(敷地前面における最大水位上昇量)】

青森県東方沖及び岩手県沖の超大すべり域	十勝沖・根室沖の超大すべり域		
	西へ約20km	西へ約10km	基準
基準	7.93m	7.97m	7.98m
南へ約50km移動 (水位上昇側決定ケース)	9.98m	10.28m	10.45m

#### 【(参考)十勝沖・根室沖におけるテクトニクス的背景及び地震学的見地】

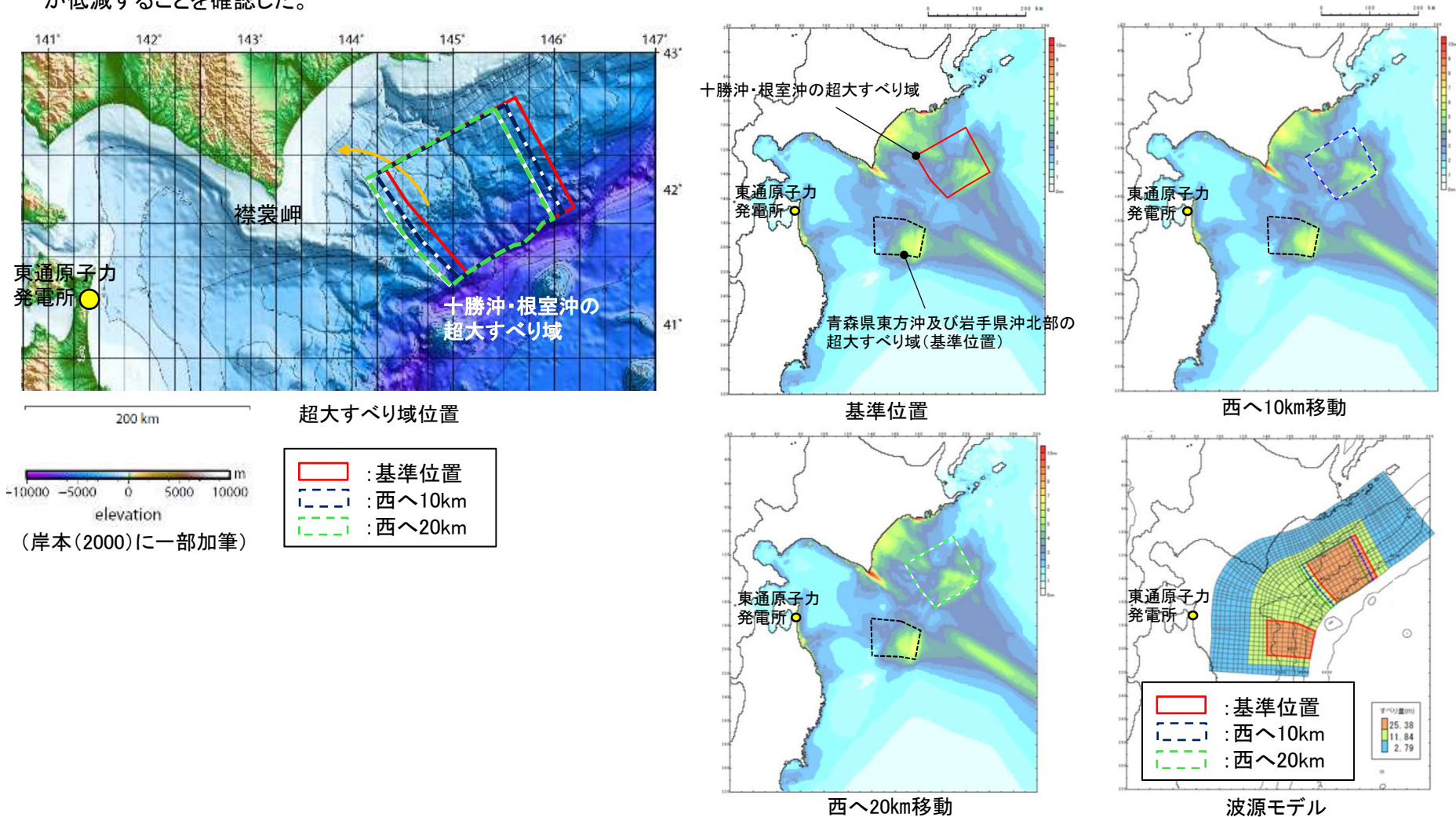
項目	西へ約20km～	西へ約10km	基準位置
テクトニクス背景	<ul style="list-style-type: none"> <li>千島前弧スリバーの衝突により沈み込んだ地殻の先端部と太平洋スラブは直接接し(Kita et al.(2010)), 顕著な低速度帯が分布(文部科学省(2008))。</li> <li>沈み込む海山の影響により, 付加体の幅が広く, 海溝軸付近に比較的低速度域の島弧地殻が分布。また, 上盤プレートは不均質構造を呈する(Obara et al.(2004), Nishizawa et al.(2009))。</li> </ul>		
地震学的見地	<ul style="list-style-type: none"> <li>千島前弧スリバーの衝突により剥落した下部地殻に対応する低速度帯は周囲と摩擦特性が異なり, 地震性すべりは生じない可能性がある(文部科学省(2008))。</li> <li>沈み込む海山はプレート境界深部から浅部への破壊伝播を防ぐ領域が示唆される(Okamura et al.(2008))。</li> <li>深さ約20km以浅にスロー地震活動域が存在し, 既往地震のアスペリティ分布, 余震分布及び津波発生領域と一致しないと共に(Nishikawa et al.(2019), Tanaka et al.(2019), Okamura et al.(2008)), 大きなすべり欠損も確認されないことから(Nishimura et al.(2004), Hashimoto et al.(2009)), 茨城県沖と同様に, 破壊を停止させる領域と考えられる。</li> </ul>		

## 11. 十勝沖・根室沖の超大すべり域が発電所の津波高さに及ぼす影響

### 11.2 超大すべり域位置の影響②

#### ■解析結果②

- 十勝沖・根室沖の超大すべり域を基準位置から西へ移動した各ケースの最大水位上昇量分布を以下に示す。
- 基準位置から西側へ移動すると、襟裳岬周辺の大陸棚(海底地形)の影響から、襟裳岬に伝播する津波が卓越し、発電所の津波高さに及ぼす影響が低減することを確認した。



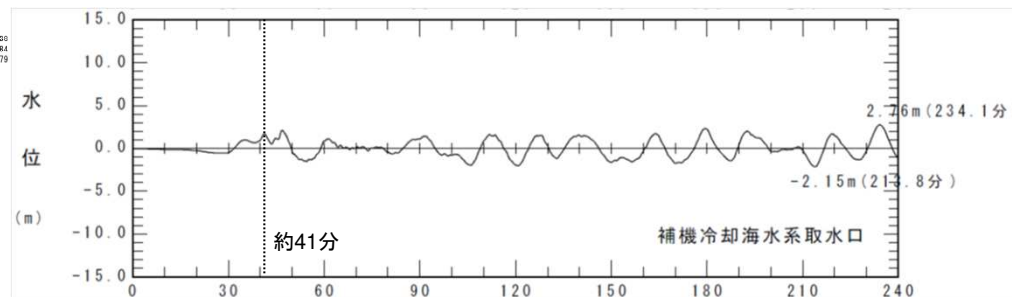
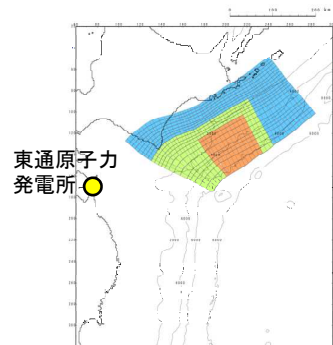
十勝沖・根室沖の超大すべり域位置と最大水位上昇量分布の関係

### 11.3 破壊の時間差の影響①

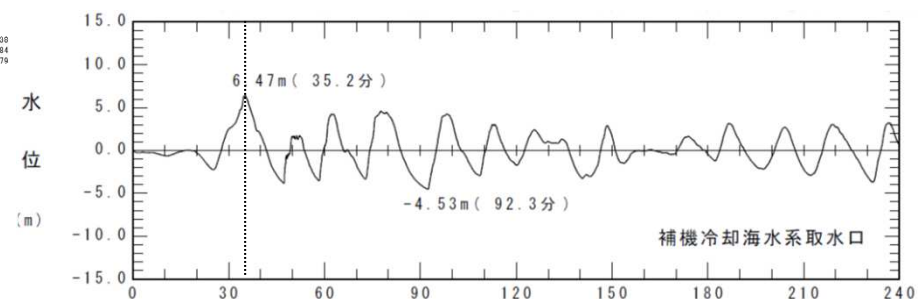
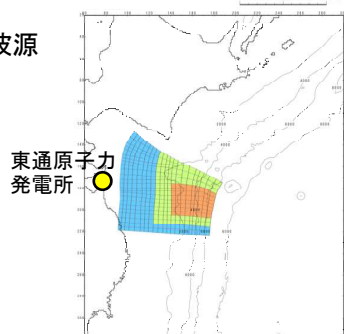
■ 超大すべり域から発生する津波到達の時間差 (破壊の時間差) の確認

- 十勝沖・根室沖と青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域から発生する津波到達の時間差 (破壊の時間差) を確認するため、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震の波源を以下の通り分割し、解析を実施した。
- 解析の結果、十勝沖・根室沖の超大すべり域から発生する第一波のピーク発生時間 (T1) は地震発生から約41分、青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域については、基準位置 (T2) で約35分、南へ50km (T2') で約40分であり、それぞれの時間差 (T1-T2, T1-T2') は6分、1分である。

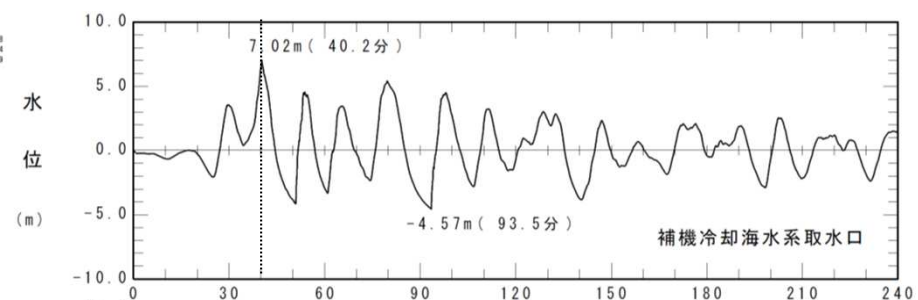
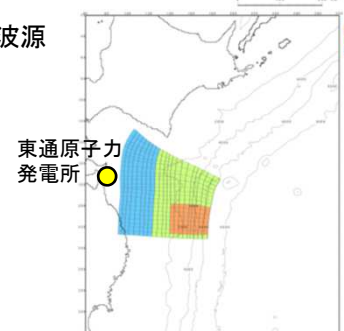
① 十勝沖・根室沖の波源  
(超大すべり域位置: 基準)  
T1=約41分



② 青森県東方沖及び岩手県沖北部の波源  
(超大すべり域位置: 基準)  
T2=約35分



③ 青森県東方沖及び岩手県沖北部の波源  
(超大すべり域位置: 南へ50km)  
T2' =約40分



波源モデル

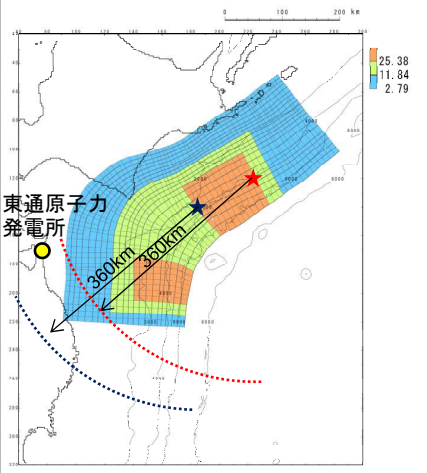
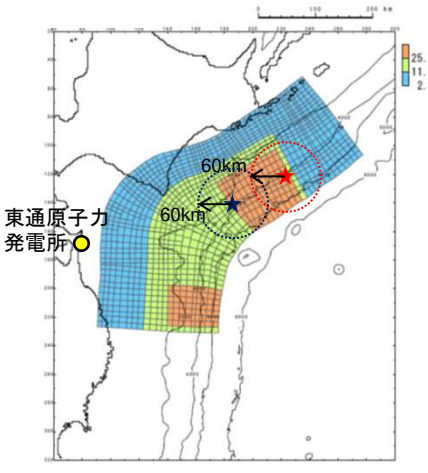
時間(分)

11.3 破壊の時間差の影響②

■解析結果

- 十勝沖・根室沖、青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域から発生する津波到達の時間差(破壊の時間差)を考慮し、十勝沖・根室沖の超大すべり域西端及び東端に破壊開始点 (Vr=1.0km/s)を設定し、解析を実施した。
- 青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべりが基準位置の場合、同領域から到達する津波の第一波と十勝沖・根室沖の超大すべり域から発生する津波が重なり合うため、同時破壊と比較して0.8m程度水位が上昇することを確認した。
- 一方、南へ50kmの場合(上昇側決定ケース)、各領域の超大すべり域から発生する津波到達の時間差は約1分とほぼ時間差がないため、破壊時間差を考慮すると、先行して千島海溝沿いで発生する津波が敷地に到達するため、津波は重なり合わず、同時破壊と比較して水位が低減することを確認した。

破壊開始点設定位置

ケース	青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域	
	基準	南へ50km(上昇側決定ケース)
破壊開始点 設定位置		
各領域の超大すべり域から発生する津波到達の時間差(Δt)	6分 (T1-T2)	1分 (T1-T2')
Δtにて破壊開始点から破壊のフロントが到達する距離L (L=Δt / Vr)	360km	60km

敷地前面における最大水位上昇量(m)

ケース	基準位置	南へ50km
同時破壊	7.98	10.45
破壊開始点★	8.79	7.51
破壊開始点★	8.28	6.91

破壊時間差を考慮することにより津波水位が上昇する超大すべり域位置の関係が存在するが、発電所の津波高さに与える影響が大きい青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域の決定位置は南へ約50km位置であり、破壊の時間差を考慮すると水位が低減することを確認した(破壊の時間差は、超大すべり域位置の不確かさに包含されることを確認した)。

## 11. 十勝沖・根室沖の超大すべり域が発電所の津波高さに及ぼす影響

### 11.4 まとめ

- ・ 特性化モデル①で設定している十勝沖・根室沖の超大すべり域位置が発電所の津波高さに及ぼす影響を確認するため、同領域の「超大すべり域位置(検討1)」, 並びに「青森県東方沖及び岩手県沖北部に設定した超大すべり域との破壊の時間差(検討2)」に係る検討を実施した。
- ・ 十勝沖・根室沖の超大すべり域の位置の影響について、十勝沖・根室沖の超大すべり域位置を基準位置から西側へ移動すると、襟裳岬周辺の大陵棚(海底地形)の影響から、襟裳岬に伝播する津波が卓越し、発電所の津波水位は低下することを確認した。
- ・ 青森県東方沖及び岩手県沖北部に設定した超大すべり域と破壊時間差の影響について、破壊時間差を考慮することにより津波水位が上昇する超大すべり域位置の関係が存在するが、発電所の津波高さに与える影響が大きい青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域の決定位置は南へ約50km位置であり、破壊の時間差を考慮すると水位が低減することを確認した(破壊の時間差は、超大すべり域位置の不確かさに包含されることを確認した)。
- ・ 以上より、概略パラメータスタディを実施する際の十勝沖・根室沖の超大すべり域位置は、発電所に与える影響が最も大きい基準位置(現状の設定位置)とする。



## 12. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ

---

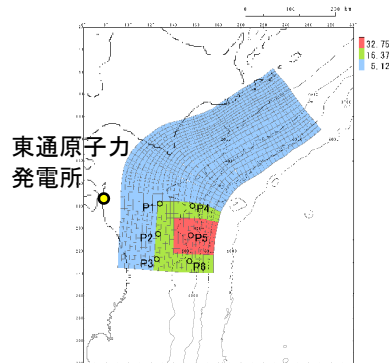
- 12. 1 検討概要
- 12. 2 水位上昇側
- 12. 3 水位下降側
- 12. 4 まとめ

## 12. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ

### 12.1 検討概要

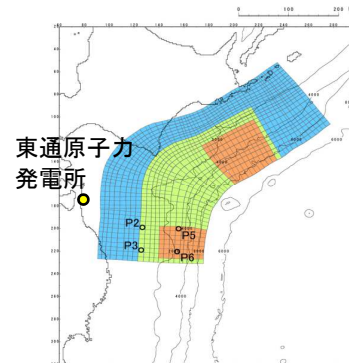
- 大すべり域の位置の不確かさを考慮した概略パラメータスタディにより基準断層モデルを選定することの妥当性を確認するため、各特性化モデルを対象に、動的破壊特性の不確かさを考慮した詳細パラメータスタディを実施した。

#### ■ 基準断層モデル(水位上昇側)

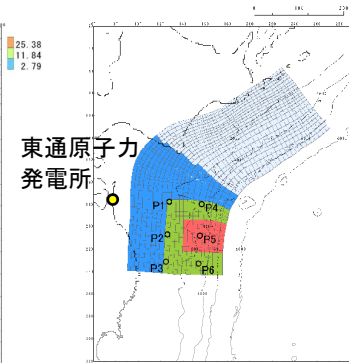


基準断層モデル①  
(特性化モデル②)  
(南へ約100km移動)

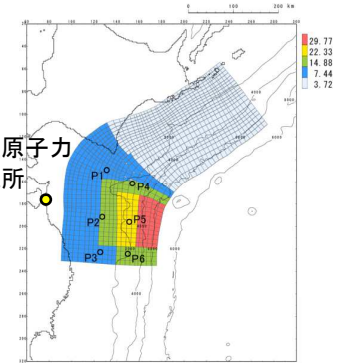
#### ■ 検討対象とする特性化モデル(水位上昇側)



特性化モデル①  
(南へ約50km移動)

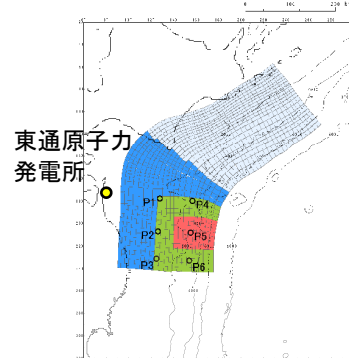


特性化モデル③  
(南へ約100km移動)

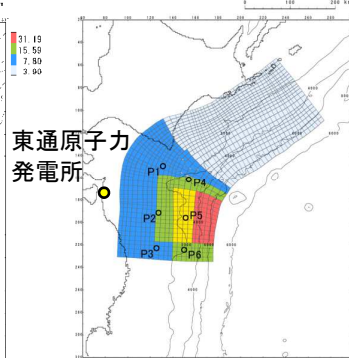


特性化モデル④  
(南へ約40km移動)

#### ■ 基準断層モデル(水位下降側)

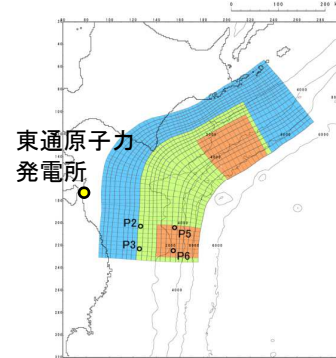


基準断層モデル②  
(特性化モデル③)  
(南へ約100km移動)

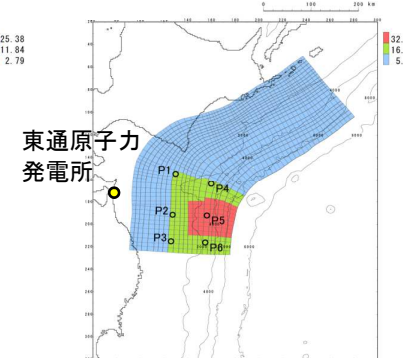


基準断層モデル③  
(特性化モデル④)  
(南へ約40km移動)

#### ■ 検討対象とする特性化モデル(水位下降側)



特性化モデル①  
(南へ約60km移動)

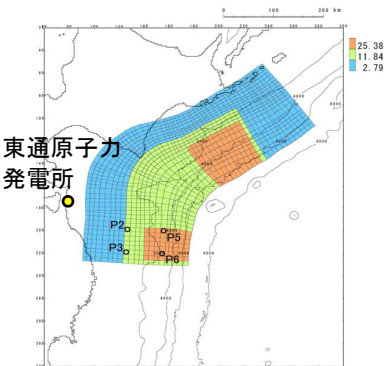


特性化モデル②  
(南へ約60km移動)

12. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ

12. 2 水位上昇側: 特性化モデル①

S191

項目	解析条件
破壊開始点	・同時破壊 ・大すべり域の周辺 (P1~P6)
破壊伝播速度	1.0, 1.5, 2.0, 2.5km/s
ライズタイム	60, 90, 120, 180, 300s
波源モデル	

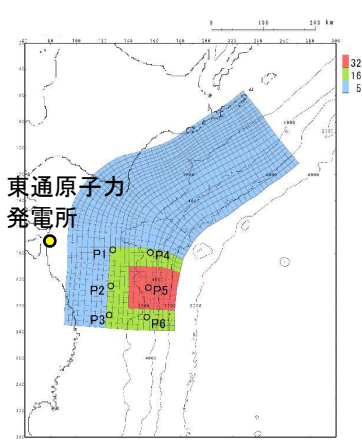
破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
同時破壊	∞	60	10.45
P2	2.0		9.75
P3			9.54
P5			9.23
P6			9.93

下線部: 最大ケース

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
P6	1.0	60	7.93
	1.5		8.64
	2.0		9.93
	2.5		10.26

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
P6	2.5	60	10.26
		90	10.06
		120	9.58
		180	8.70
		300	6.98

12. 2 水位上昇側: 基準断層モデル①(特性化モデル②)

項目	解析条件
破壊開始点	・同時破壊 ・大すべり域の周辺(P1~P6)
破壊伝播速度	1.0, 1.5, 2.0, 2.5km/s
ライズタイム	60, 90, 120, 180, 300s
基準断層モデル①	 <p>東通原子力発電所</p>

下線部: 最大ケース

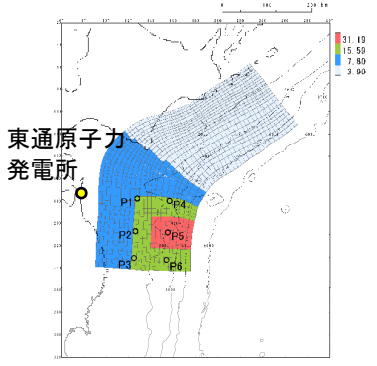
破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
同時破壊	∞	60	10.68
P1	2.0		9.91
P2			9.78
P3			10.06
P4			9.01
P5			9.00
P6			<u>11.18</u>

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
P6	1.0	60	11.06
	1.5		11.15
	<u>2.0</u>		<u>11.18</u>
	2.5		11.05

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
P6	2.0	60	<u>11.18</u>
		90	10.62
		120	10.01
		180	9.12
		300	8.49

## 12. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ

### 12.2 水位上昇側: 特性化モデル③

項目	解析条件
破壊開始点	・同時破壊 ・大すべり域の周辺(P1~P6)
破壊伝播速度	1.0, 1.5, 2.0, 2.5km/s
ライズタイム	60, 90, 120, 180, 300s
波源モデル	

下線部: 最大ケース

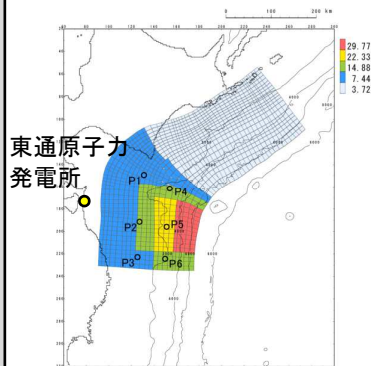
破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
同時破壊	∞	60	9.80
P1	2.0		9.07
P2			9.10
P3			9.19
P4			8.14
P5			7.68
P6			10.34

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
P6	1.0	60	10.47
	1.5		10.40
	2.0		10.34
	2.5		10.23

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
P6	1.0	60	10.47
		90	9.98
		120	9.55
		180	8.79
		300	8.71

12. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ

12.2 水位上昇側: 特性化モデル④

項目	解析条件
破壊開始点	・同時破壊 ・大すべり域の周辺(P1~P6)
破壊伝播速度	1.0, 1.5, 2.0, 2.5km/s
ライズタイム	60, 90, 120, 180, 300s
波源モデル	 <p>東通原子力発電所</p> <p>特性化モデル④ (南へ約40km移動)</p>

下線部: 最大ケース

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
同時破壊	∞	60	10.45
P1	2.0		8.97
P2			9.60
P3			10.00
P4			8.42
P5			8.95
P6			10.82

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
P6	1.0	60	10.22
	1.5		10.59
	2.0		10.82
	2.5		10.79

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量 (m)
			敷地前面
P6	2.0	60	10.82
		90	10.17
		120	9.54
		180	7.32
		300	6.29

12.2 水位上昇側:まとめ

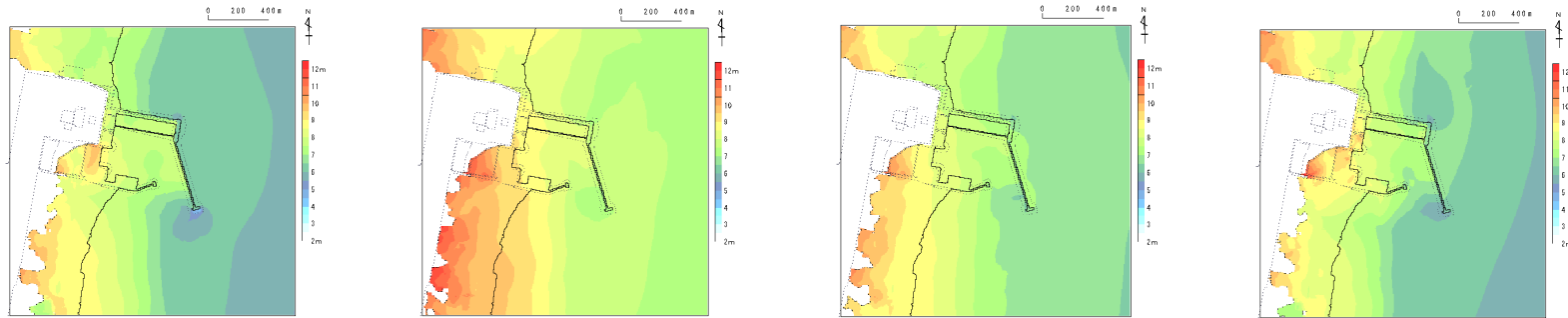
- 基準断層モデル①が発電所全体の津波高さに及ぼす影響が最も大きいことを確認した。

■最大水位上昇量の比較

下線部:最大ケース

特性化モデル	大すべり域の位置	破壊開始点	破壊伝播速度(km/s)	ライズタイム(s)	敷地前面
特性化モデル①	南へ約50km移動	P6	2.5	60	10.26
基準断層モデル① (特性化モデル②)	南へ約100km移動	P6	2.0	60	<u>11.18</u>
特性化モデル③	南へ約100km移動	P6	1.0	60	10.47
特性化モデル④	南へ約40km移動	P6	2.0	60	10.82

■最大水位上昇量分布の比較



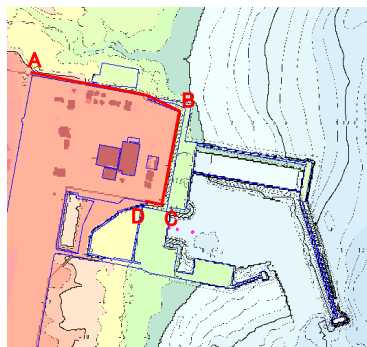
特性化モデル①

基準断層モデル①  
(特性化モデル②)

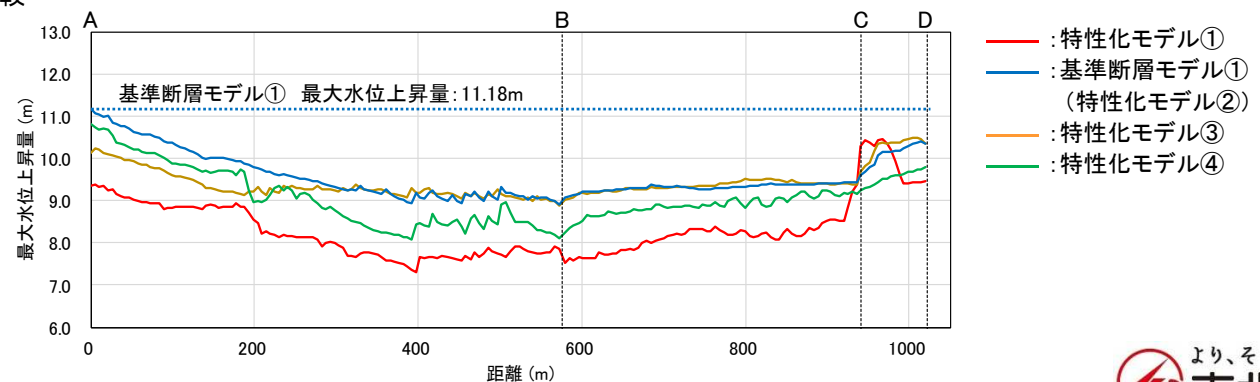
特性化モデル③

特性化モデル④

■敷地前面における最大水位上昇量の比較



最大水位上昇量の比較範囲



## 12. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ

## 12.2 水位上昇側:(参考)防波堤の有無が津波水位に及ぼす影響

- ・ 各特性化モデルの決定ケースを対象に、防波堤無し地形を用いた津波解析を実施した結果を以下に示す。
- ・ 防波堤無しの条件下においても、基準断層モデル①が発電所全体の津波高さに及ぼす影響が最も大きいことを確認した。

## ■最大水位上昇量の比較

下線部:最大ケース(防波堤有り・無し)

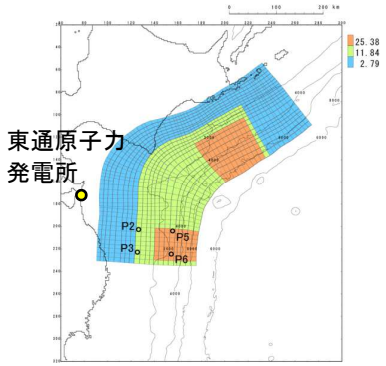
特性化モデル	大すべり域の位置	破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	防波堤	敷地前面
特性化モデル①	南へ約50km移動	P6	2.5	60	有り	10.26
					無し	9.39
基準断層モデル① (特性化モデル②)	南へ約100km移動	P6	2.0	60	有り	<u>11.18</u>
					無し	<u>11.17</u>
特性化モデル③	南へ約100km移動	P6	1.0	60	有り	10.47
					無し	10.38
特性化モデル④	南へ約40km移動	P6	2.0	60	有り	10.82
					無し	10.88



## 12. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ

## 12.3 水位下降側: 特性化モデル①

S191

項目	解析条件
破壊開始点	・同時破壊 ・大すべり域の周辺(P1~P6)
破壊伝播速度	1.0, 1.5, 2.0, 2.5km/s
ライズタイム	60, 90, 120, 180, 300s
波源モデル	 <p>東通原子力発電所</p>

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量(m)	
			補機冷却海水系取水口前面	
同時破壊	∞	60	-4.59	
P2	2.0		-4.62	
P3			-4.59	
P5			-4.64	
P6			-4.58	

下線部: 最大ケース

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量(m)	
			補機冷却海水系取水口前面	
P5	1.0	60	-4.66	
	1.5		-4.63	
	2.0		-4.64	
	2.5		-4.61	

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量(m)	
			補機冷却海水系取水口前面	
P5	1.0	60	-4.66	
		90	-4.65	
		120	-4.65	
		180	-4.62	
		300	-4.59	

## 12. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ

### 12.3 水位下降側: 特性化モデル②

項目	解析条件
破壊開始点	・同時破壊 ・大すべり域の周辺(P1~P6)
破壊伝播速度	1.0, 1.5, 2.0, 2.5km/s
ライズタイム	60, 90, 120, 180, 300s
波源モデル	<p>東通原子力発電所</p>

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量 (m)
			補機冷却海水系取水口前面
同時破壊	∞	60	-4.89
P1	2.0		-4.80
P2			-4.74
P3			-4.78
P4			-4.87
P5			-4.86
P6			-4.85

下線部: 最大ケース

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量 (m)
			補機冷却海水系取水口前面
P4	1.0	60	-4.84
	1.5		-4.86
	2.0		-4.87
	2.5		-4.88

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量 (m)
			補機冷却海水系取水口前面
P4	2.5	60	-4.88
		90	-4.87
		120	-4.87
		180	-4.85
		300	-4.83

12.3 水位下降側: 基準断層モデル②(特性化モデル③)

項目	解析条件
破壊開始点	・同時破壊 ・大すべり域の周辺(P1~P6)
破壊伝播速度	1.0, 1.5, 2.0, 2.5km/s
ライズタイム	60, 90, 120, 180, 300s
基準断層モデル②	

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量 (m)
			補機冷却海水系取水口前面
同時破壊	∞		-5.097
P1	2.0	60	-5.06
P2			-5.03
P3			-5.03
P4			<u>-5.100</u>
P5			-5.08
P6			-5.07

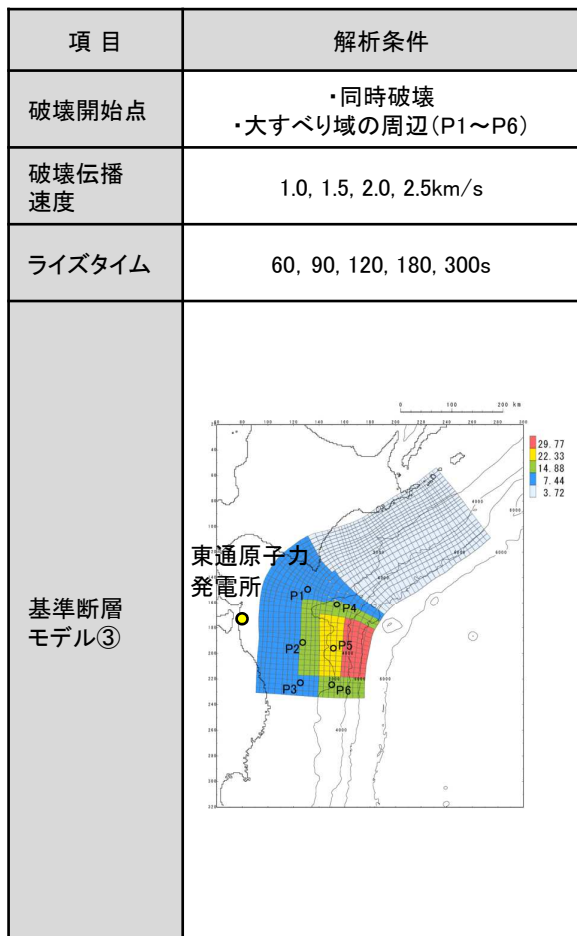
下線部: 最大ケース

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量 (m)
			補機冷却海水系取水口前面
P4	1.0	60	<u>-5.101</u>
	1.5		-5.100
	2.0		-5.100
	2.5		-5.099

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量 (m)
			補機冷却海水系取水口前面
P4	1.0	60	<u>-5.101</u>
		90	-5.10
		120	-5.09
		180	-5.07
		300	-5.02

12.3 水位下降側: 基準断層モデル③(特性化モデル④)

S191



破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量 (m)
			補機冷却海水系 取水口前面
同時破壊	∞		-5.09
P1	2.0	60	<u>-5.099</u>
P2			-5.04
P3			-5.04
P4			-5.097
P5			-5.09
P6			-5.07

下線部: 最大ケース

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量 (m)
			補機冷却海水系 取水口前面
P1	1.0	60	<u>-5.24</u>
	1.5		-5.11
	2.0		-5.10
	2.5		-5.09

破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量 (m)
			補機冷却海水系 取水口前面
P1	1.0	60	<u>-5.24</u>
		90	-5.20
		120	-5.20
		180	-5.14
		300	-5.06

## 12. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ

## 12.3 水位下降側:まとめ

- 基準断層モデル②及び基準断層モデル③が港湾内全体の津波高さに及ぼす影響が大きいことを確認した。

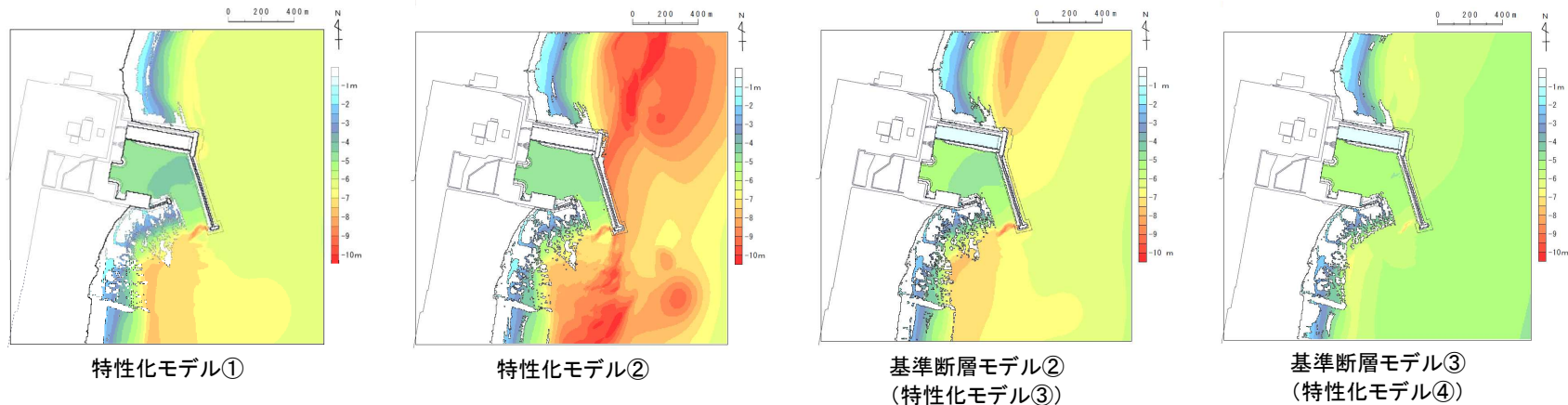
## ■最大水位下降量及び取水口敷高を下回る時間の比較

下線部:最大ケース

特性化モデル	大すべり域位置	破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	補機冷却海水系取水口前面	
					最大水位下降量(m)	取水口敷高※を下回る時間(分)
特性化モデル①	南へ約60km移動	P5	1.0	60	-4.66	2.6
特性化モデル②	南へ約60km移動	P4	2.5	60	-4.88	3.6
基準断層モデル② (特性化モデル③)	南へ約100km移動	P4	1.0	60	-5.10	4.2
基準断層モデル③ (特性化モデル④)	南へ約40km移動	P1	1.0	60	<u>-5.24</u>	<u>4.4</u>

※:補機冷却海水系取水設備の詳細は、補足説明資料「5.3 津波水位の評価位置」に記載。

## ■最大水位下降量分布の比較



## 12. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ

## 12.3 水位下降側:(参考)防波堤の有無が津波水位に及ぼす影響

S191

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

## ■最大水位下降量の比較

下線部:最大ケース(防波堤有り・無し)

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

## 12. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ

### 12. 4 まとめ

- ・ 大すべり域の位置の不確かさを考慮した概略パラメータスタディにより基準断層モデルを選定することの妥当性を確認するため、各特性化モデルを対象に、動的破壊特性の不確かさを考慮した詳細パラメータスタディを実施した。
- ・ 検討の結果、水位上昇側、水位下降側ともに、選定した基準断層モデルが発電所の津波高さに与える影響が大きいことを確認した。

## 13. 破壊開始点に係る知見の整理・反映

---

- 13. 1 アスペリティと破壊開始点の位置関係に係る地震学的知見
- 13. 2 破壊開始点の設定方法に係る知見
- 13. 3 破壊開始点の設定



## 13. 破壊開始点に係る知見の整理・反映

## 13. 1 アスペリティと破壊開始点の位置関係に係る地震学的知見

S192

## ■カップリング率と破壊開始点の関係

- Kato and Seno (2003) は、国内外で発生した  $M_w \geq 7.5$  のプレート間地震 (26地震) のカップリング率と震源位置 (破壊開始点) の関係を分析し、カップリング率が 0.5 よりも小さくなると、震源位置は主破壊領域の内部にも存在し、その位置はばらつく傾向があるが、カップリング率が 1 に近い場合、震源位置は主破壊領域の下端付近に存在する傾向があるとしている。

プレート間地震 ( $M_w \geq 7.5$ ) の相対的な震源位置 ( $d$ ) とカップリング ( $\alpha$ )  
(Kato and Seno (2003))

Table 1  
Relative depths  $d$  of large interplate earthquakes ( $M_w \geq 7.5$ ) at subduction zones and the seismic coupling coefficient  $\alpha$

Event	Subduction zone	Date	$M_w$	$d$	$\alpha$ (PS)	$\alpha$ (PSS)	Reference
Tonankai	Nankai	12/07/1944	7.9	1.0	1.00 <sup>a</sup>	–	[30,31]
Nankai	Nankai	12/20/1946	8.2	0.1	1.00 <sup>a</sup>	–	[32,33]
Kamchatka	Kamchatka	11/04/1952	9.0	1.0	0.67	0.39	[14]
Andreanof Is.	Aleutian, east	03/09/1957	9.1	0.9	0.84	0.35	[14]
Guerrero	Mexico	07/28/1957	7.7	1.0	0.38	0.24	[14,34]
Chile	Chile, south	05/22/1960	9.5	1.0	1.57	–	[35]
Kuril	Kuriles, south	10/13/1963	8.3	0.9	0.36	1.45	[14]
Alaska	Alaska	03/28/1964	9.2	1.0	0.77	–	[36]
Rat Island	Aleutian, west	03/09/1965	8.7	0.7	0.31	1.12	[14]
Vanuatu	Vanuatu	08/01/1965	7.5	0.0	0.16	0.15	[37]
Oaxaca	Mexico	08/23/1965	7.5	0.95	0.38	0.24	[6]
Peru	Peru, south	10/17/1966	8.2	0.5	0.16	–	[38]
Tokachi-oki	Japan	05/16/1968	8.3	0.0	0.24	0.22	[5]
Kuril	Kuriles, south	08/11/1969	8.2	0.95	0.36	1.45	[14]
Varparaiso	Chile, central	07/08/1971	7.7	1.0	0.14	0.16	[39]
Kuril	Kuriles, south	06/17/1973	7.8	1.0	0.36	1.45	[14]
Oaxaca	Mexico	11/29/1978	7.6	0.5	0.38	0.24	[6]
Colombia	Colombia	12/12/1979	8.2	0.8	0.33	–	[40]
Varparaiso	Chile, central	03/03/1985	8.0	0.8	0.14	0.16	[39]
Michoacan	Mexico	09/19/1985	8.0	0.8	0.38	0.24	[14]
Andreanof Is.	Aleutian, east	05/07/1986	7.9	1.0	0.84	–	[14]
Antofagasta	Chile, central	03/05/1987	7.5	0.8	0.14	0.16	[39]
Sanriku-oki	Japan	12/28/1994	7.7	0.0	0.24	0.22	[5]
Antofagasta	Chile, central	07/30/1995	8.0	0.7	0.14	0.16	[39]
Peru	Peru, south	11/12/1996	7.7	0.3	0.16	–	[41]
Peru	Peru, south	06/23/2001	8.2	0.55	0.16	–	[42]

$\alpha$ (PS) and  $\alpha$ (PSS) are from Peterson and Seno [7] and Pacheco et al. [15], respectively.

References are for the moment magnitudes  $M_w$ , epicentral locations, and rupture areas of the large earthquakes.

<sup>a</sup>  $\alpha$  value for the Nankai subduction zone is revised. See text.

$d$  : 相対的な震源位置 (= 震源の破壊領域端からの距離:  $D$  / 破壊領域の幅:  $W$ )

$\alpha$  : カップリング係数

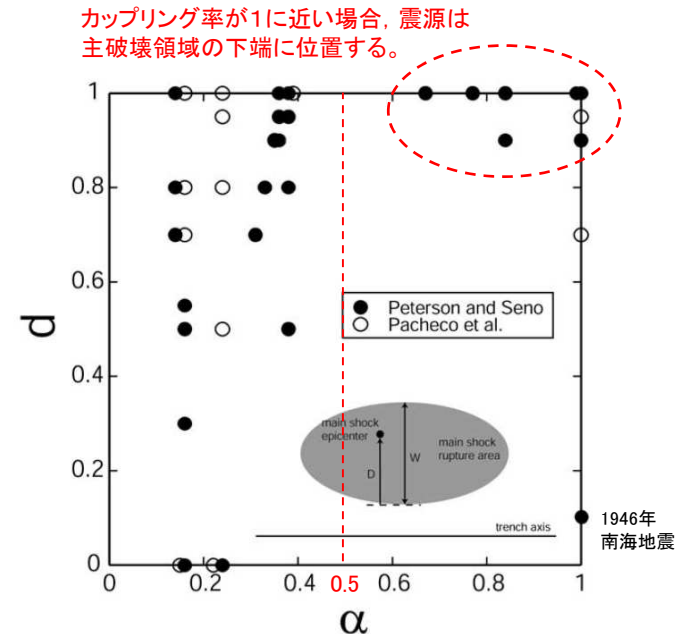


Fig. 1. The relative hypocentral depth  $d$  versus the seismic coupling coefficient  $\alpha$  obtained for large interplate earthquakes at subduction zones (Table 1). Solid and open circles stand for  $\alpha$  values from Peterson and Seno [7] and from Pacheco et al. [15], respectively. When  $\alpha$  is estimated to be greater than 1 (Table 1), it is reduced to 1. The relative hypocentral depth  $d$  is defined by  $D/W$ , where  $D$  is the distance from the trenchward edge of the rupture area to the epicenter and  $W$  is the width of the rupture area in the direction perpendicular to the trench axis (inset).

相対的な震源位置 ( $d$ ) とカップリング ( $\alpha$ ) の関係図  
(Kato and Seno (2003) に一部加筆)

13. 1 アスペリティと破壊開始点の位置関係に係る地震学的知見

■破壊開始点と大すべり域の位置関係(1/2)

- Mai et al.(2005)は、国内外で発生した内陸地殻内及び沈み込み帯浅部で発生した地震(逆断層型, 正断層型)(Mw4.1-8.1, 50地震以上)の強震動インバージョンモデル(80モデル以上)から破壊開始点と大すべり域等の位置関係を分析し、震源は断層上にランダムに位置するのではなく、大すべり域内もしくはその近くに位置するとしている。
- また、走向方向(震源域全体)の震源位置について、震源は断層中心部付近に位置し、断層端部には位置しないとしている。

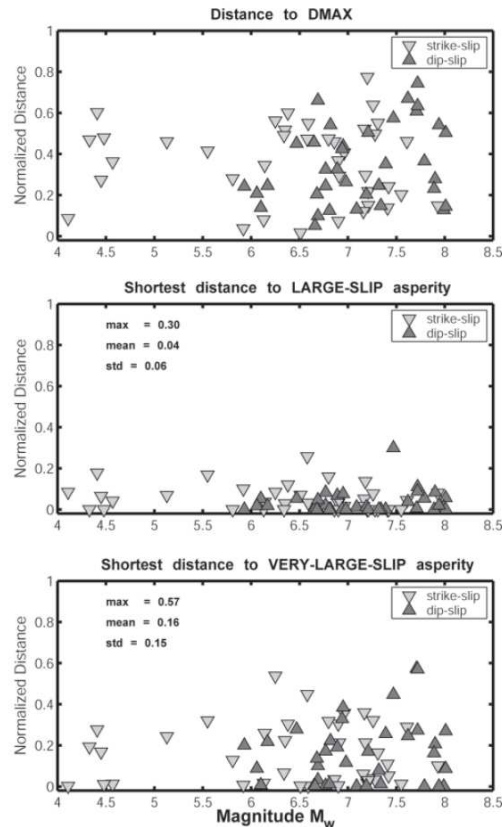


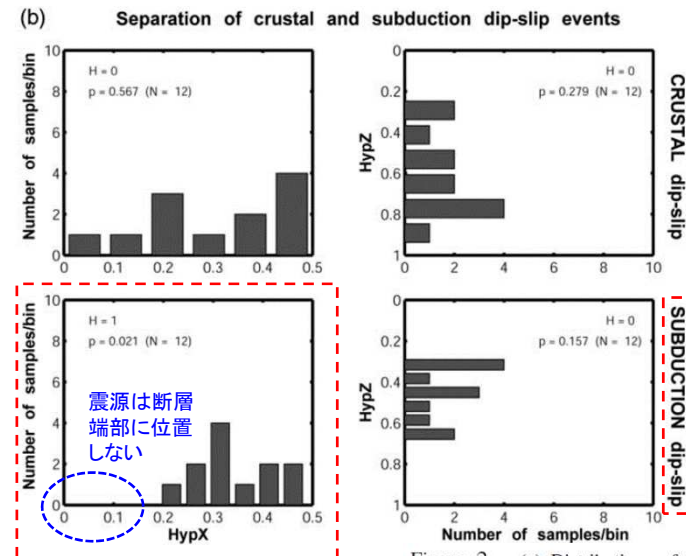
Figure 9. Shortest distances between hypocenter and point of maximum displacement (top), hypocenter and closest large-slip asperity (middle), and hypocenter and closest very-large-slip asperity (bottom) separated into strike-slip and dip-slip earthquakes.

震源(破壊開始点)と大すべり域等の位置関係 (Mai et al.(2005))

最大すべり位置( $D_{MAX}$ )との位置関係  
⇒破壊開始点と最大すべり位置は一致しない。

大すべり域( $1/3D_{MAX} < D < 2/3D_{MAX}$ )との位置関係  
⇒破壊開始点は、大すべり域の近傍に位置する。

超大すべり域( $D \geq 2/3D_{MAX}$ )との位置関係  
⇒破壊開始点から最大破壊位置の60%以内に超大すべり域が位置する。



走向方向の震源位置 (端部を0, 断層中心を0.5として正規化)

Figure 2. (a) Distributions of hypocenter position HypX (left column) and HypZ (right column) for all source models combined (top) and separated into strike-slip (middle) and dip-slip earthquakes (bottom). Kolmogorov-Smirnov (KS) test statistics for these distributions indicate that uniformity can be rejected for all distributions except for the down-dip hypocenter position for dip-slip earthquakes. The small insets display the corresponding quantile plots that qualitatively confirm the inferences based on the KS statistics. (b) Distributions of HypX and HypZ for crustal dip-slip earthquakes (top) and subduction events (bottom), showing that these two populations are statistically different.

国内外の沈み込み帯で発生した地震の震源(破壊開始点)と震源域の位置関係 (Mai et al.(2005))



13. 破壊開始点に係る知見の整理・反映

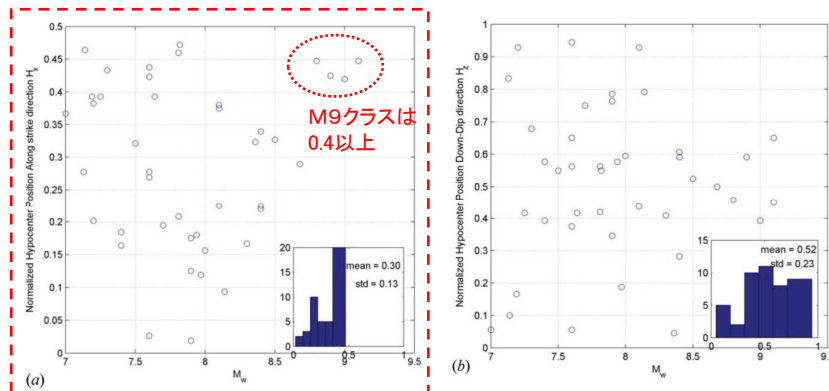
13. 1 アスペリティと破壊開始点の位置関係に係る地震学的知見

■破壊開始点と大すべり域の位置関係(2/2)

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

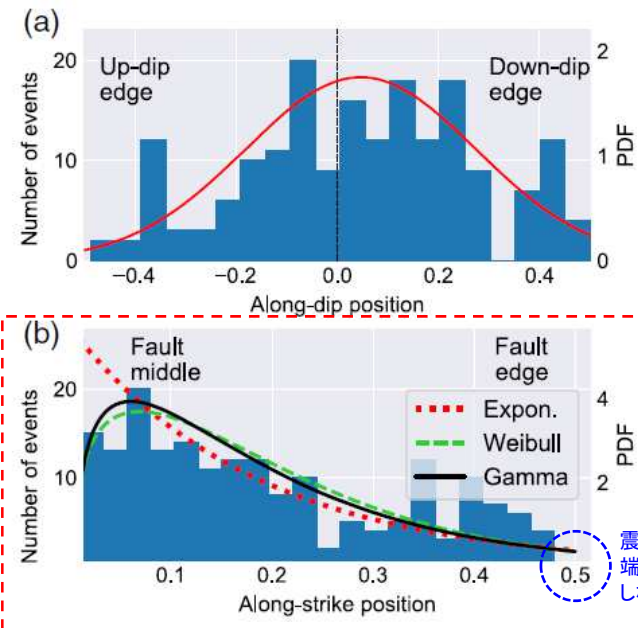


Figure 1. Large earthquakes used in this study (lines—plate boundaries from Bird (2003)).  
検討対象とした地震(Raghukanth and Sangeetha (2016))



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

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



走向方向の震源位置(端部を0.5, 断層中心を0として正規化)

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

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

## 13. 破壊開始点に係る知見の整理・反映

### 13. 1 アスペリティと破壊開始点の位置関係に係る地震学的知見

#### ■まとめ

- ・ 大すべり域(アスペリティ)に対する破壊開始点(震源)の位置について、破壊開始点位置はアスペリティのカップリング率に関係し、断層上にランダムに位置するのではなく、大すべり域内もしくは大すべり域近傍に位置する。  
(Kato and Seno(2003), Mai et al.(2005), Raghukanth and Sangeetha(2016))。
- ・ 走向方向に対する破壊開始点(震源)の位置について、破壊開始点はほぼ断層中心部付近に位置し、少なくともM8-9クラスの地震については、断層端部に位置しない(断層端部から破壊は開始しない)。  
(Mai et al.(2005), Raghukanth and Sangeetha(2016), Melgar and Hayes(2019))。

## 13. 破壊開始点に係る知見の整理・反映

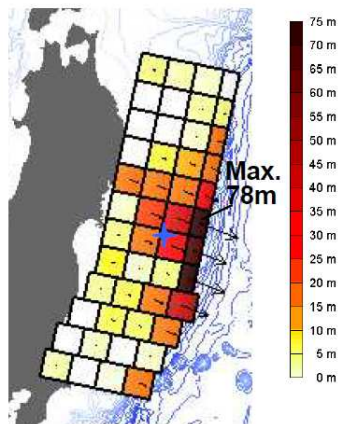
## 13. 2 破壊開始点の設定方法に係る知見

S192

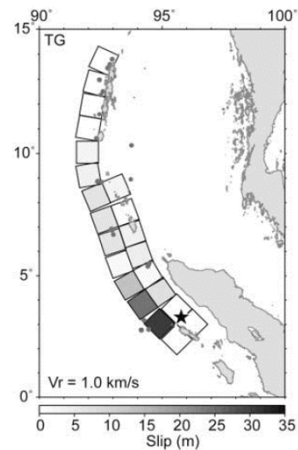
## ■M9クラスの巨大地震を対象とした特性化モデルに対する破壊開始点の設定方法(1/2)

- 杉野ほか(2017)は、3.11地震、2004年スマトラ～アンダマン地震及び1960年チリ地震津波の各津波波源モデルにおいて、破壊開始点がすべりの大きい領域に近接していることを考慮し、Mw8.9以上の巨大地震については、超大すべり域の下端に破壊開始点を設定している。

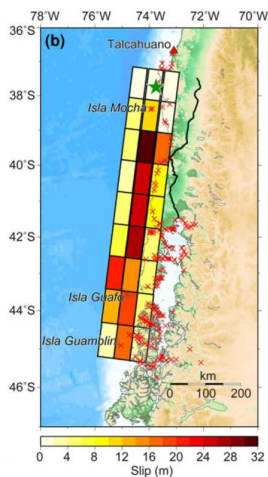
## 【杉野ほか(2017)で引用している津波波源モデル】



3.11地震 (杉野ほか(2013))



2004年スマトラ～アンダマン地震 (Fujii and Satake (2007))



1960年チリ地震 (Fujii and Satake (2013))

## 【杉野ほか(2017)による破壊開始点の設定方法】

表3 不均一すべり分布の配置パターンと破壊開始点の設定概要

地震規模	小～中規模 (~Mw8.2)	大規模 (~Mw8.8)	超大規模 (Mw8.9～)
津波波源モデルのイメージ			
不均一すべりの配置	—	1パターン	3パターン
破壊開始点	—	2パターン	4パターン
破壊伝播速度	—	2種類 (1.5km/s, 3.0km/s)	

■ : 超大すべり域  
■ : 大すべり域  
■ : 背景領域  
☆ : 破壊開始点

- 大すべり域: 津波断層の平均すべり量の1.4倍
- 超大すべり域: 津波断層の平均すべり量の3倍

## 13. 破壊開始点に係る知見の整理・反映

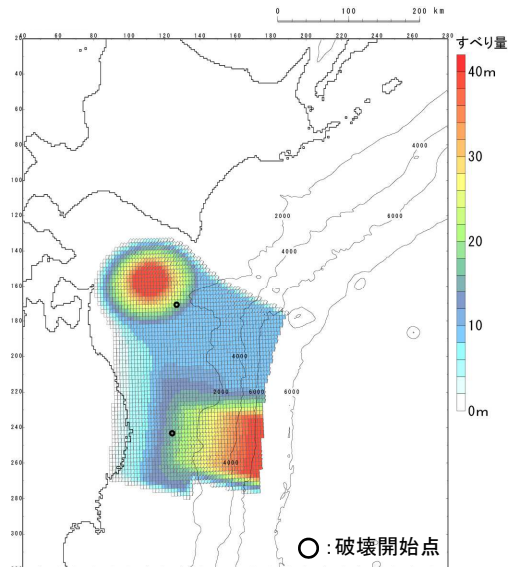
### 13.2 破壊開始点の設定方法に係る知見

S192

#### ■M9クラスの巨大地震を対象とした特性化モデルに対する破壊開始点の設定方法(2/2)

- ・ 内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデル, 千島海溝(十勝・根室沖)モデルともに, 大すべり域周辺に破壊開始点を設定し, その深さは約20km~30kmの位置に設定している。
- ・ 千島海溝(十勝・根室沖)モデルについて, 大すべり域を波源域の南西端に配置しているが, 破壊開始点は波源域の端部に設定していない。

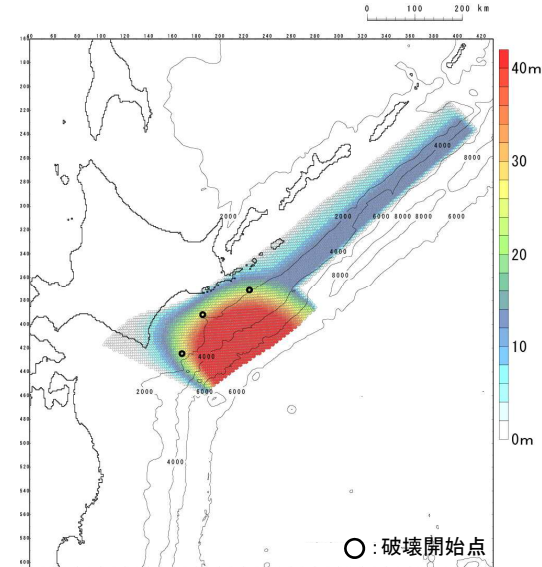
【日本海溝(三陸・日高沖)モデル】



すべり量分布(合計)及び破壊開始点位置※

- 破壊開始点: 深さ約30km

【千島海溝(十勝・根室沖)モデル】



すべり量分布(合計)及び破壊開始点位置※

- 破壊開始点: 深さ約20~30km

※:内閣府(2020b)に基づき作成

### 13. 破壊開始点に係る知見の整理・反映

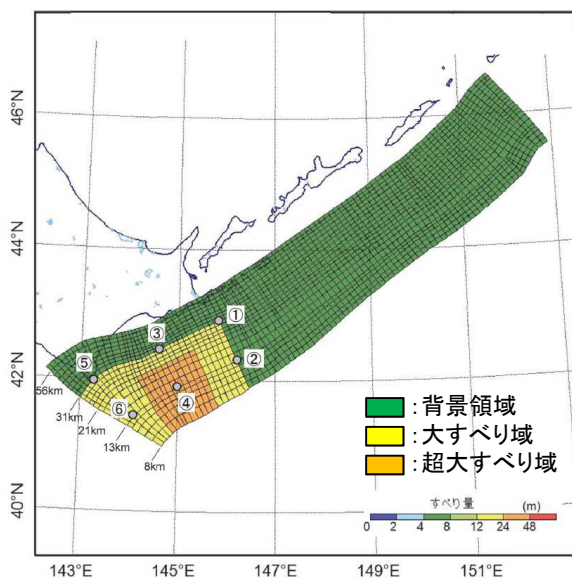
## 13. 2 破壊開始点の設定方法に係る知見

S192

#### ■津波のディレクティビティ効果を考慮した(保守性を考慮した)破壊開始点の設定方法

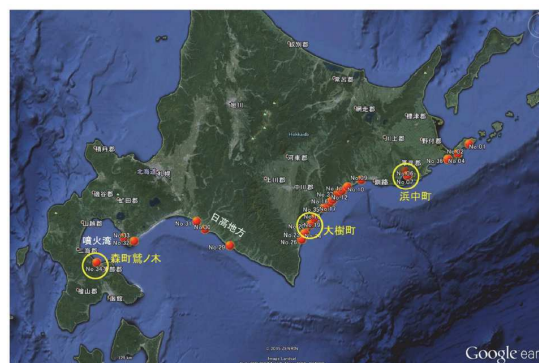
- 土木学会(2016)は、津波のディレクティビティ効果を考慮し、大すべり域を取り囲むように破壊開始点を設定するとともに、大すべり域下端のみならず、プレート境界浅部(深さ約15km)ならびに超大すべり域内部にも破壊開始点を設定している。
- 大すべり域・超大すべり域を波源域の南西端に配置しているが、破壊開始点は波源域の端部に設定していない。

【土木学会(2016)による破壊開始点の設定方法】



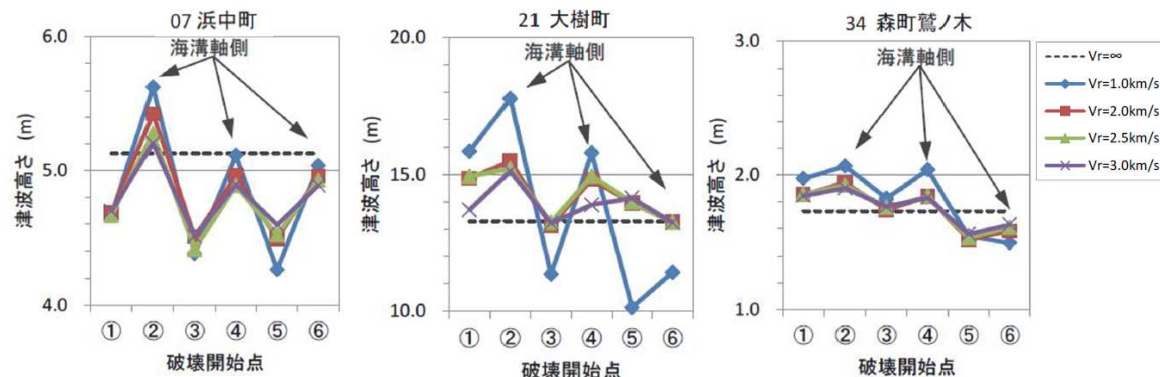
- 大すべり域: 津波断層の平均すべり量の2倍
- 超大すべり域: 津波断層の平均すべり量の4倍
- 破壊開始点: 深さ13km, 31km

【破壊開始点が津波高さに与える影響(土木学会(2016))】



比較地点(浜中町, 大樹町, 森町鷺ノ木)

プレート境界浅部(深さ約15km)に設定した破壊開始点(②④⑥)は、津波のディレクティビティ効果により、深部(深さ約30km)に設定した破壊開始点(①③⑤)よりも、津波高さが大きくなる。



同時破壊と破壊開始点を考慮した津波高さの比較結果

### 13. 破壊開始点に係る知見の整理・反映

## 13. 2 破壊開始点の設定方法に係る知見

#### ■まとめ

- ・ M9クラスの巨大地震を対象とした特性化モデルに対する破壊開始点の設定方法について、杉野ほか(2017)、内閣府(2020a)は、超大すべり域周辺に破壊開始点を設定している。また、土木学会(2016)、内閣府(2020a)は、大すべり域を波源域の端部に配置しているが、破壊開始点は波源域の端部に設定していない。
- ・ 上記知見の設定方法は、アスペリティと破壊開始点の位置関係に係る地震学的知見と整合することを確認した。
- ・ 土木学会(2016)は、津波のディレクティビティ効果を考慮し、大すべり域を取り囲むように破壊開始点を設定するとともに、大すべり域下端のみならず、プレート境界浅部(深さ約15km)ならびに超大すべり域内部にも破壊開始点を設定している。



## 13. 破壊開始点に係る知見の整理・反映

### 13. 3 破壊開始点の設定

#### ■設定方針

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部の地質学的・地震学的特徴を整理し、①アスペリティと破壊開始点の位置関係に係る地震学的知見、②破壊開始点の設定方法に係る知見との比較から、保守的となる位置に破壊開始点を設定する。

#### 【①アスペリティと破壊開始点の位置関係に係る地震学的知見】

- 大すべり域(アスペリティ)に対する破壊開始点(震源)の位置について、破壊開始点位置はアスペリティのカップリング率に関係する。(Kato and Seno(2003))
- また、断層上にランダムに位置するのではなく、大すべり域内もしくは大すべり域近傍に位置する。(Mai et al.(2005), Raghukanth and Sangeetha(2016))
- 走向方向に対する破壊開始点の位置について、破壊開始点はほぼ断層中心部付近に位置し、断層端部に位置しない(断層端部から破壊は開始しない)。(Mai et al.(2005), Raghukanth and Sangeetha(2016), Melgar and Hayes(2019))。

#### 【②破壊開始点の設定方法に係る知見】

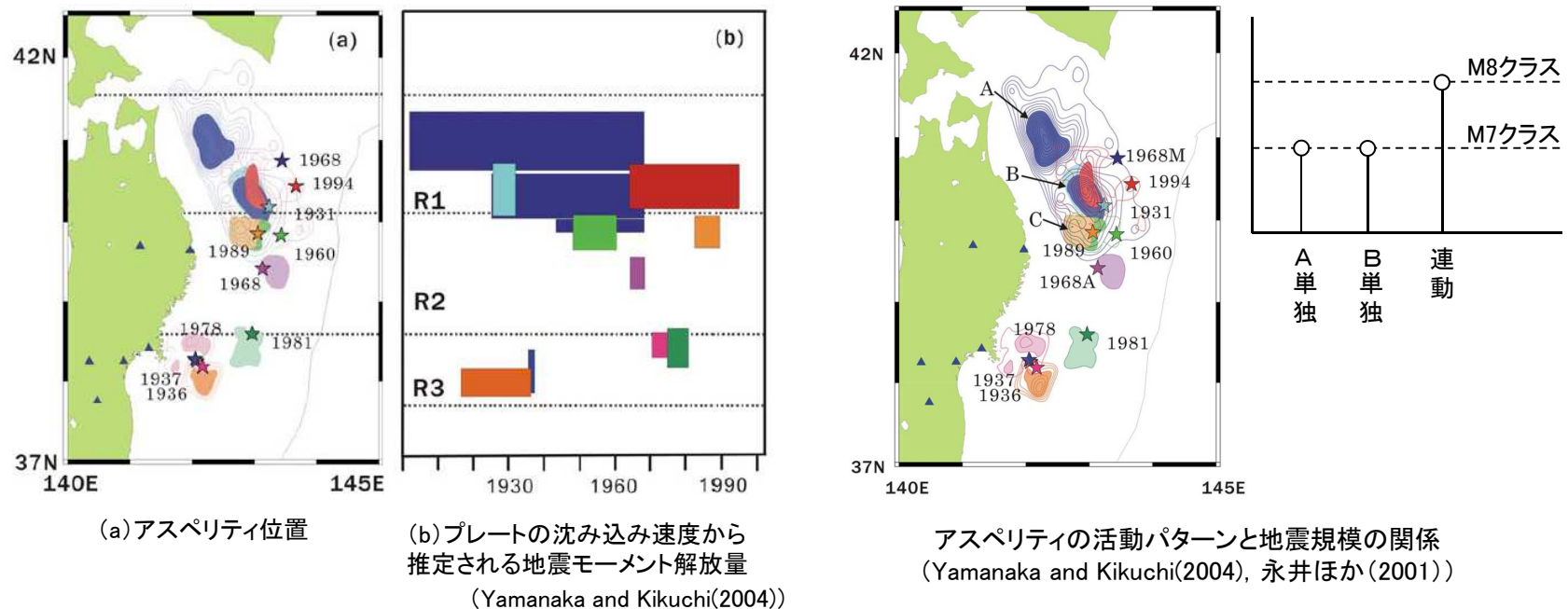
- 杉野ほか(2017)、内閣府(2020a)は、超大すべり域周辺に破壊開始点を設定している。
- 土木学会(2016)、内閣府(2020a)は、大すべり域を波源域の端部に配置しているが、破壊開始点は波源域の端部に設定していない。
- 土木学会(2016)は、津波のディレクティビティ効果を考慮し、大すべり域を取り囲むように破壊開始点を設定するとともに、大すべり域下端のみならず、プレート境界浅部(深さ約15km)ならびに超大すべり域内部にも破壊開始点を設定している。

## 13. 破壊開始点に係る知見の整理・反映

### 13.3 破壊開始点の設定

#### ■青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震学的特徴(カップリング率)

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部では、平均発生間隔約97.0年で繰り返しM8クラスの地震が発生している(1677年, 1763年, 1856年, 1968年)(地震調査研究推進本部(2019))。
- Yamanaka and Kikuchi(2004), 永井ほか(2001)は、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%であるとしている。また、アスペリティは初期破壊から離れた位置にある傾向があるとしている。



- 青森県東方沖及び岩手県沖北部のアスペリティのカップリング率はほぼ100%であり、アスペリティと破壊開始点の位置関係に係る地震学的知見から、破壊はアスペリティ付近(超大すべり域周辺)で開始すると考えられる。
- ただし、破壊開始点の不確かさは沿岸の津波高さに与える影響が大きいため、保守的に大すべり域周辺及び超大すべり域内部に破壊開始点を設定する。

### 13. 破壊開始点に係る知見の整理・反映

#### 13.3 破壊開始点の設定

#### ■青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震学的特徴(地質構造と1968年の地震, 1994年の地震の余震分布の関係)

- 1968年十勝沖地震と1994年の地震の共通アスペリティ付近のプレート境界浅部には, 日本海溝軸から深さ約10kmの範囲に付加体が分布する(Ito et al.(2004))。
- 1968年の地震, 1994年の地震の震源は深さ約15km~20kmであり, 両地震の余震については震源付近のほか, 深さ約30km以深においても多く発生している(永井ほか(2001), Ito et al.(2004))。
- 内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデルでは深さ約30km位置に破壊開始点を設定しており, 青森県東方沖の地質学的・地震学的知見と整合することを確認した。

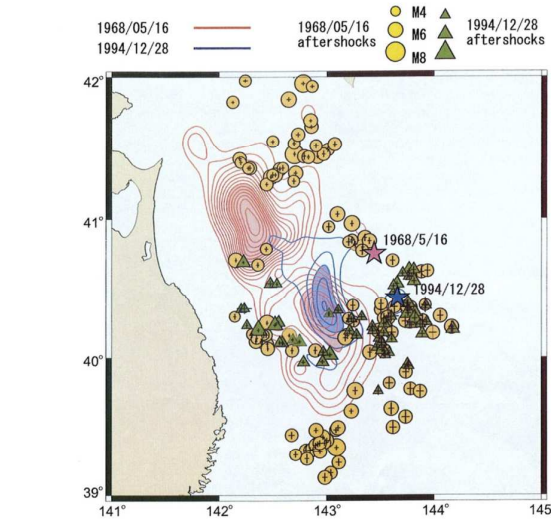
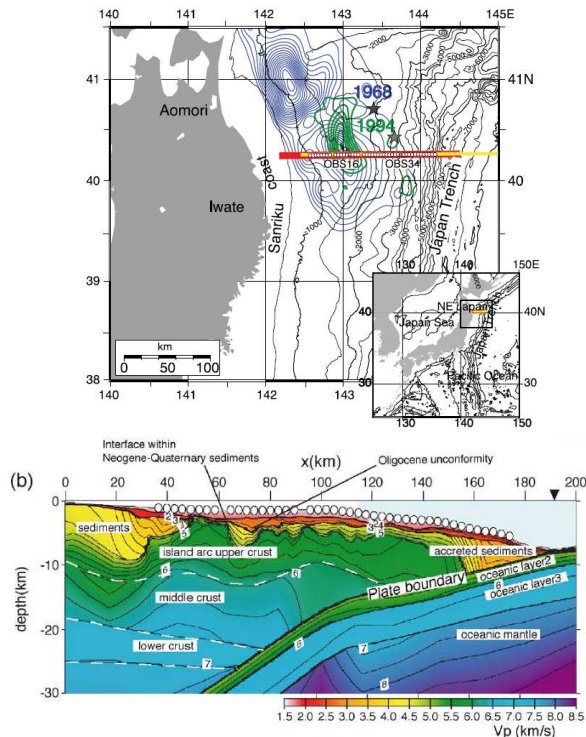


Fig. 13. Comparison between the moment release and the aftershocks both in the 1968 Tokachi-oki and the 1994 Sanriku-oki events. Red lines indicate the moment release of the 1968 event, and blue lines indicate that of the 1994 event. The contour interval is  $3 \times 10^{16}$  [Nm/km<sup>2</sup>]. Circles denote the aftershocks of the 1968 event, and triangles those of the 1994 event.

1968年の地震と1994年の地震の余震分布 (永井ほか(2001))

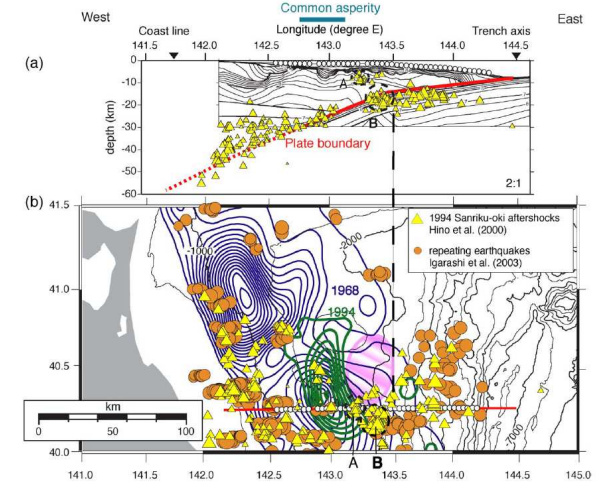


Fig. 5. (a) Model with iso-velocity contours as for Fig. 3a, superimposed on focal depths of aftershocks of the 1994 earthquake [10] projected onto the vertical cross section off-eastern Aomori forearc region. The horizontal axis indicated in the upper part shows the east longitude (° E) corresponding to the position of our profile, and vertical axis is depth below sea level (km). Yellow triangles show focal depths of the 1994 aftershocks. Black dashed circles labeled A and B denote clusters of aftershocks discussed in the text. The red thick line and the black thick vertical dashed line mark location of the plate boundary and the location of bending point revealed by this study, respectively. The blue bar in the upper part shows the location of common asperity of the 1968 and the 1994 earthquakes, from Nagai et al. [4]. Open circles show OBS deployment positions. Vertical exaggeration is 2 times. (b) Spatial distribution of repeating earthquakes for Igarashi et al. [28]. Orange circles show the repeating earthquakes for the period from April 1992 to July 2000 ( $M \geq 3$  or larger). The red line indicates the location of the seismic refraction profile and white circles are OBS locations for this study. Blue and green contours denote the large moment release areas, as in Fig. 1 [4]. Seafloor topography is contoured at 500-m intervals.

1994年の地震の余震分布と地質構造の関係 (Ito et al.(2004))

1968年の地震と1994年の地震の共通アスペリティ付近の地質構造(Ito et al.(2004))



青森県東方沖及び岩手県沖北部のアスペリティ付近の地質学的・地震学的特徴及び内閣府(2020a)の知見を踏まえ, 深さ約15km, 約30kmに破壊開始点を設定する。

## 14. 内閣府(2020)による津波波源モデル

---

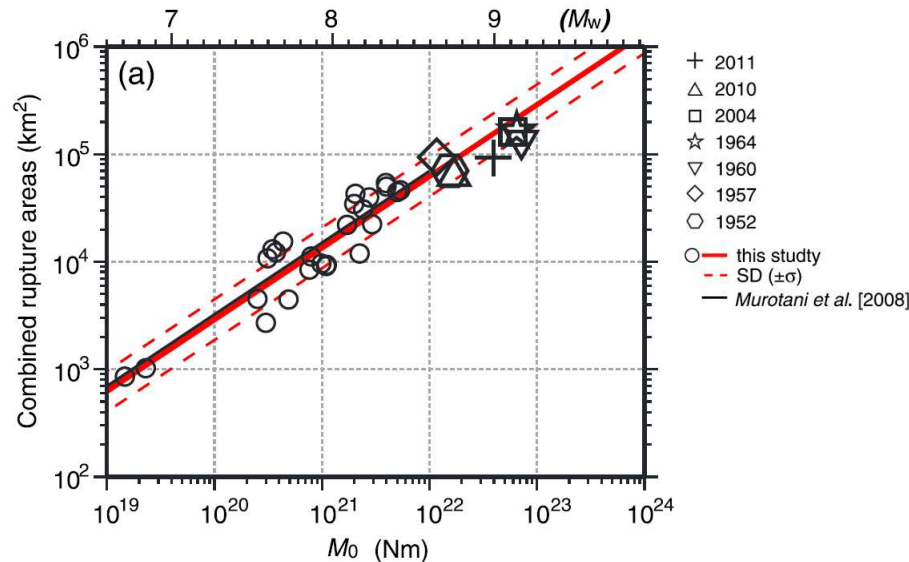
- 14. 1 検討概要
- 14. 2 内閣府(2020)による津波波源モデルの断層諸元
- 14. 3 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の平均応力降下量との比較
- 14. 4 国内外で発生したM7～8クラスの地震の断層面積と地震モーメントの関係等との比較
- 14. 5 まとめ

## 14. 内閣府(2020)による津波波源モデル

### 14.1 検討概要

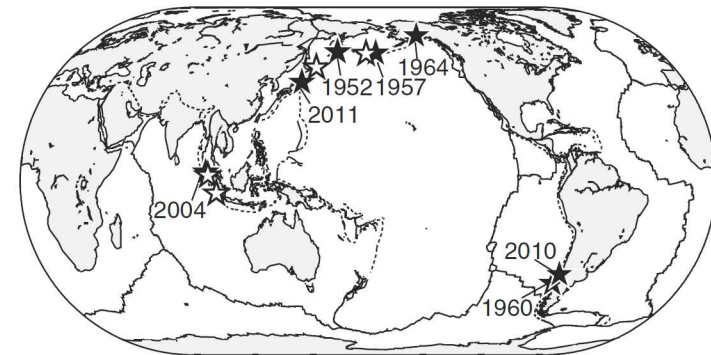
- 震源の断層面積( $S$ )と地震モーメント( $M_0$ )は自己相似の関係があり(例えば, Kanamaori and Anderson(1975), Somerville et al.(1999)), この関係は円形破壊面を仮定した場合, 断層面全体における平均応力降下量( $\Delta\sigma$ )は地震規模( $M_w$ )に依らず一定であることに対応する(入倉(2004))。
- Murotani et al.(2013)は, 国内外で発生したM9クラスの巨大地震\*の地震モーメントと断層面積の関係は, 日本付近で発生したM7~8クラスのプレート境界地震の関係(Murotani et al.(2008))と同様であり, その平均応力降下量は0.82MPa~3.00MPaの範囲にあるとしている。
- 以上を踏まえ, 特性化モデル①~④は, 内閣府(2012), 杉野ほか(2014)と同様に, 円形破壊面を仮定したスケーリング則を用いて設定している。
- 本検討では, 内閣府(2020)による津波波源モデルと国内外で発生したM9クラスの巨大地震の平均応力降下量及びスケーリング則との比較から, 同モデルの評価への反映方法を整理する。

※: 3.11地震, 2020年チリ地震, 2004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



平均応力降下量  $\Delta\sigma = 1.57 \text{ MPa}$   
 $S + \sigma$  時の平均応力降下量  $\Delta\sigma = 0.82 \text{ MPa}$   
 $S - \sigma$  時の平均応力降下量  $\Delta\sigma = 3.00 \text{ MPa}$

M7~9クラスの地震の断層面積( $S$ )と地震モーメントの関係  
(Murotani et al.(2013))



**Figure 1.** Plate-boundary earthquakes of  $M_w \geq 8.5$  (white stars) that have occurred since 1950 from USGS and the seven earthquakes compiled in this paper (black stars). Solid lines indicate transform and spreading plate boundaries. Dashed lines represent subduction boundaries.

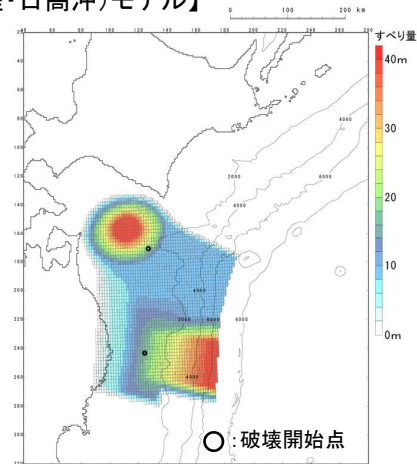
M9クラスの巨大地震発生域  
(Murotani et al.(2013))

## 14. 内閣府(2020)による津波波源モデル

## 14.2 内閣府(2020)による津波波源モデルの断層諸元

- 各モデルのすべり量分布及び断層諸元を以下に示す。
- 破壊開始点について、日本海溝(三陸・日高沖)モデルは青森県、岩手県沖の大すべり域に各々1箇所、千島海溝(十勝・根室沖)モデルについては十勝沖・根室沖の大すべり域周辺に3箇所設定している。

【日本海溝(三陸・日高沖)モデル】

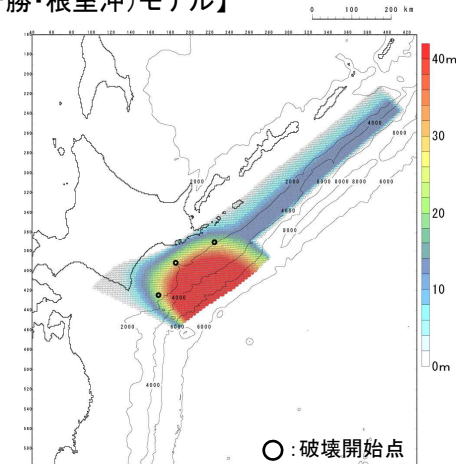


すべり量分布(合計)及び破壊開始点位置※1

主な断層諸元

パラメータ	設定値	備考(設定内容)
モーメントマグニチュード(Mw)	9.08※2	(logMo-9.1)/1.5
断層面積(S)	76,332 (km <sup>2</sup> )	内閣府(2020b)
平均すべり量(D)	14.76 (m)	内閣府(2020b)
最大すべり量(D <sub>max</sub> )	40.00 (m)	内閣府(2020b)
剛性率(μ)	4.63 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )	内閣府開示データ
地震モーメント(Mo)	5.21 × 10 <sup>22</sup> (Nm)※2	μ · S · D
平均応力降下量(Δσ)	6.02 (MPa)※2	7/16 · Mo · (S/π) <sup>-3/2</sup>
破壊伝播速度(Vr)	2.5 (km/s)	内閣府(2020a)
ライズタイム(τ)	60 (s)	内閣府(2020a)

【千島海溝(十勝・根室沖)モデル】



すべり量分布(合計)及び破壊開始点位置※1

主な断層諸元

パラメータ	設定値	備考(設定内容)
モーメントマグニチュード(Mw)	9.29※2	(logMo-9.1)/1.5
断層面積(S)	123,141 (km <sup>2</sup> )	内閣府(2020b)
平均すべり量(D)	18.77 (m)	内閣府(2020b)
最大すべり量(D <sub>max</sub> )	78.09 (m)	内閣府(2020b)
剛性率(μ)	4.63 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )	内閣府開示データ
地震モーメント(Mo)	1.07 × 10 <sup>23</sup> (Nm)※2	μ · S · D
平均応力降下量(Δσ)	6.03 (MPa)※2	7/16 · Mo · (S/π) <sup>-3/2</sup>
破壊伝播速度(Vr)	2.5 (km/s)	内閣府(2020a)
ライズタイム(τ)	60 (s)	内閣府(2020a)

※1: 内閣府(2020b)に基づき作成

※2: 内閣府(2020b)及び内閣府開示データに基づき算定

## 14. 内閣府(2020)による津波波源モデル

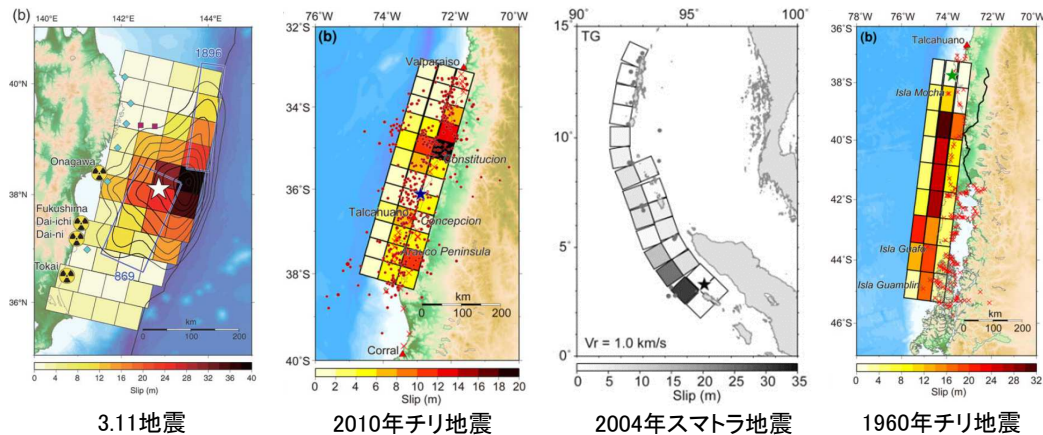
## 14.3 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の平均応力降下量との比較

S194

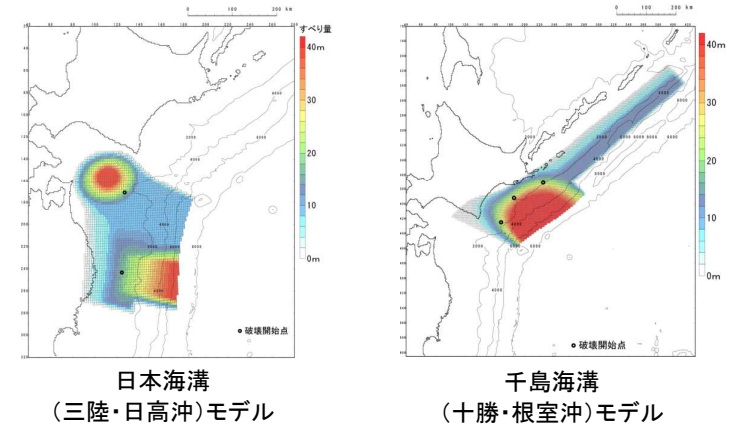
- Murotani et al.(2013)で整理されているM9クラスの巨大地震の断層モデルと内閣府(2020)の日本海溝(三陸・日高沖)モデル及び千島海溝(十勝・根室沖)モデルの地震規模( $M_w$ ), 断層面積( $S$ ), 地震モーメント( $M_0$ )及び平均応力降下量( $\Delta\sigma$ )の比較を以下に示す。
- 日本海溝(三陸・日高沖)モデル, 千島海溝(十勝・根室沖)モデルの平均応力降下量( $\Delta\sigma$ )は約6(MPa)であり, M9クラスの巨大地震の平均応力降下量を大きく上回ることを確認した。

地震	地震規模 $M_w$	断層面積 $S(10^3\text{km}^2)$	地震モーメント $M_0(10^{22}\text{Nm})$	平均応力降下量 $\Delta\sigma(\text{MPa})$	備考
3.11地震	9.0	110	3.9	2.60	Satake et al.(2013)
2010年チリ地震	8.8	90	1.7	1.53	Fujii and Satake(2013)
2004年スマトラ地震	9.1	220	6.0	1.42	Fujii and Satake(2007)
1964年アラスカ地震	9.1	184.16	6.5	2.00	Johnson et al.(1996)
1960年チリ地震	9.2	135	7.2	3.54	Fujii and Satake(2013)
1957年アリューシャン地震	8.6	172.5	1.2	0.41	Johnson et al.(1994)
1952年カムチャッカ地震	8.7	120	1.5	0.88	Johnson and Satake(1999)
日本海溝(三陸・日高沖)モデル	9.1	76.3	5.2	6.02	内閣府(2020a)
千島海溝(十勝・根室沖)モデル	9.3	123.14	10.7	6.03	内閣府(2020a)

■ Murotani et al.(2013)で用いた巨大地震(代表例)



■ 内閣府(2020a)

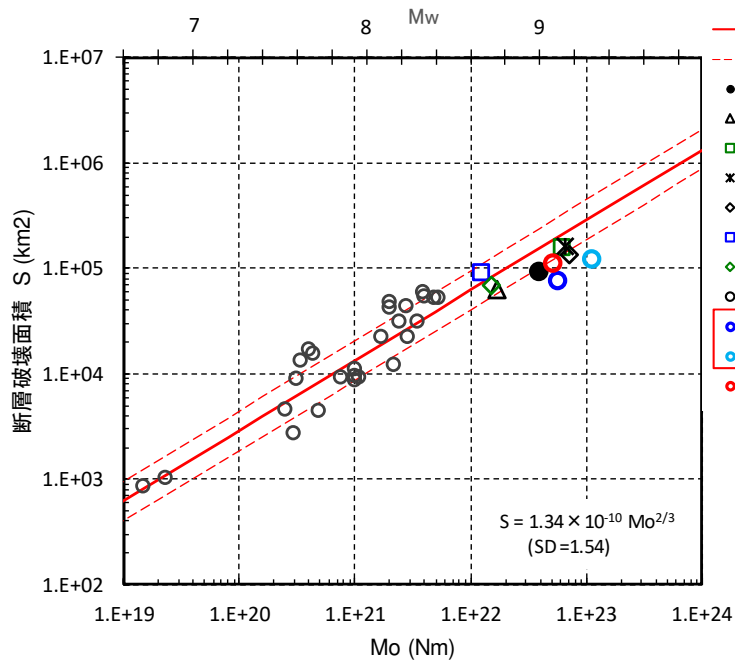


14. 内閣府(2020)による津波波源モデル

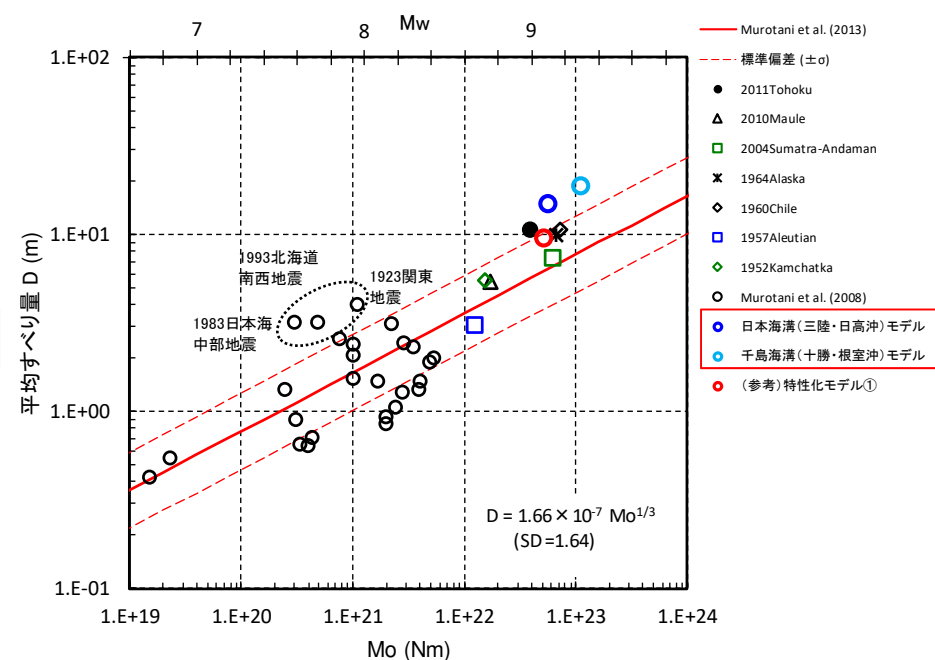
14.4 国内外で発生したM7~9クラスの地震の断層面積と地震モーメントの関係等との比較

S194

- Murotani et al.(2013)によるM7~9クラスの地震の断層面積(S)と地震モーメント( $M_0$ ), 平均すべり量(D)と地震モーメント( $M_0$ )の関係に対する内閣府(2020)による日本海溝(三陸・日高沖)モデル, 千島海溝(十勝・根室沖)モデルの比較を以下に示す。
- 内閣府(2020)モデルは, 断層面積に対して地震モーメント, 平均すべり量が大きく, 過去に発生した巨大地震のスケーリング則から大きく外れることを確認した。



断層面積(S)と地震モーメント( $M_0$ )の関係  
(Murotani et al.(2013)一部修正・加筆)



平均すべり量(D)と地震モーメント( $M_0$ )の関係  
(Murotani et al.(2013)一部修正・加筆)



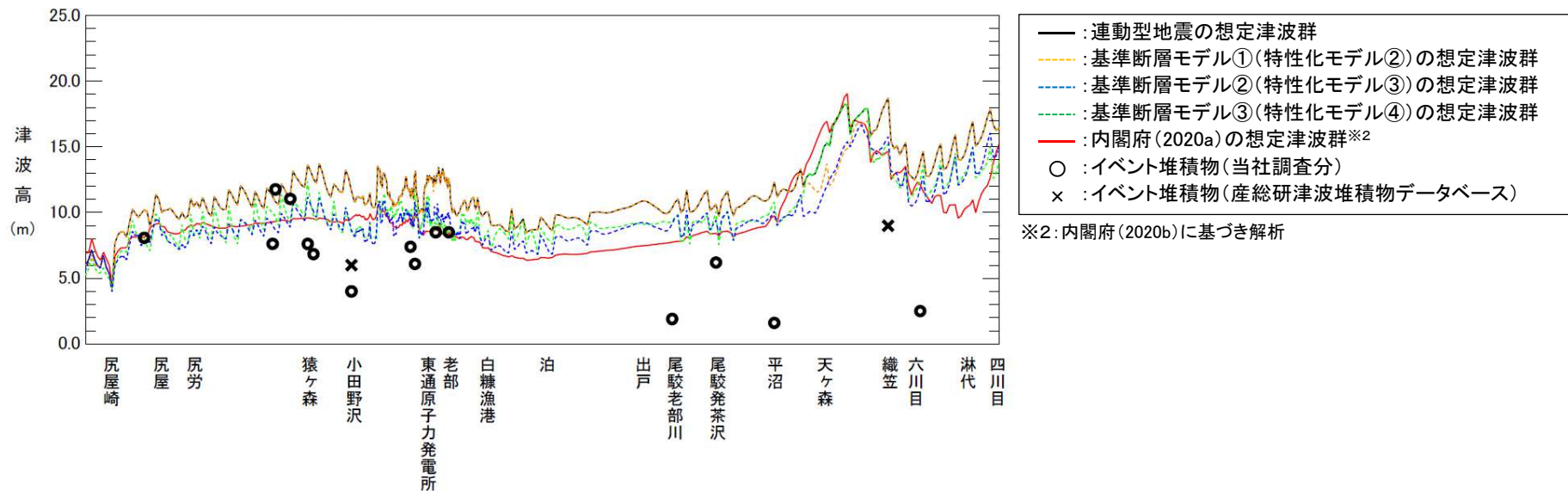
## 14. 内閣府(2020)による津波波源モデル

## 14.5 まとめ

S194

- ・ 内閣府(2020a)による津波波源モデルの評価上の反映方法を整理するため、国内外で発生したM7～9クラスの地震の平均応力降下量, Murotani et al.(2013)による断層面積(S)と地震モーメント( $M_0$ ), 平均すべり量(D)と地震モーメント( $M_0$ )の関係と比較した。
- ・ 検討の結果, 内閣府(2020a)による津波波源モデル※は, そのモデル設定の特性から, 過去に発生した巨大地震の平均応力降下量を大きく上回るとともに, スケーリング則から大きく外れることを確認した。
- ・ 内閣府(2012), 杉野ほか(2014)と同様に円形破壊面を仮定したスケーリング則を用いて特性化モデルを設定し, 大すべり域位置及び動的破壊特性の不確かさを考慮した連動型地震の想定津波群は, 内閣府(2020)の想定津波群を上回ることが確認された(適切に不確かさを考慮することで, 沿岸の津波高さを保守的に評価できることを確認した)。
- ・ 以上から, 内閣府(2020a)による津波波源モデルは, 連動型地震に起因する津波評価及び基準津波評価の妥当性確認用として位置付ける。

※: 岩手県から北海道太平洋沿岸地域における過去約6000年間の津波堆積物資料を基に推定されたモデル



青森県北部太平洋沿岸の汀線位置における十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震の想定津波群とイベント堆積物及び内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデルの想定津波群の比較

## 15. 特性化モデル④の周期特性

---

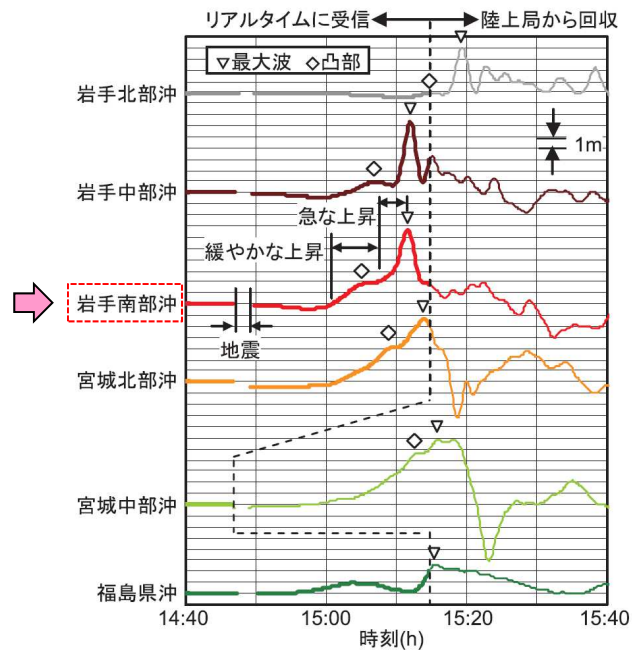
- 15. 1 検討方針
- 15. 2 特性化モデル④の設定根拠(海溝側強調モデルの設定)
- 15. 3 岩手県南部沖GPS波浪計で取得した3.11地震津波波形の再現解析

## 15. 特性化モデル④の周期特性

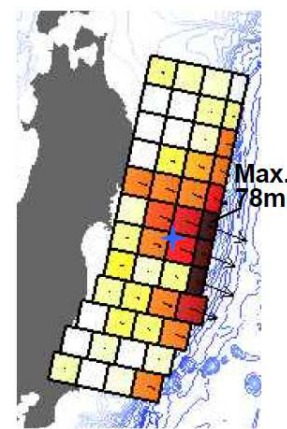
### 15.1 検討方針(1/2)

- 3.11地震に伴う津波波形については、東北地方沿岸の各GPS波浪計で記録されている。そのうち岩手南部沖GPS波浪計では、長周期の波と短周期の波の重畳波形が観測\*された。
- 杉野ほか(2013)は、岩手県南部沖GPS波浪計で取得した津波波形(以下、「岩手観測波形」という。)のうち、短周期の波の発生要因を分岐断層によるものと仮定した津波波源モデルを設定し、岩手観測波形を良好に再現している。

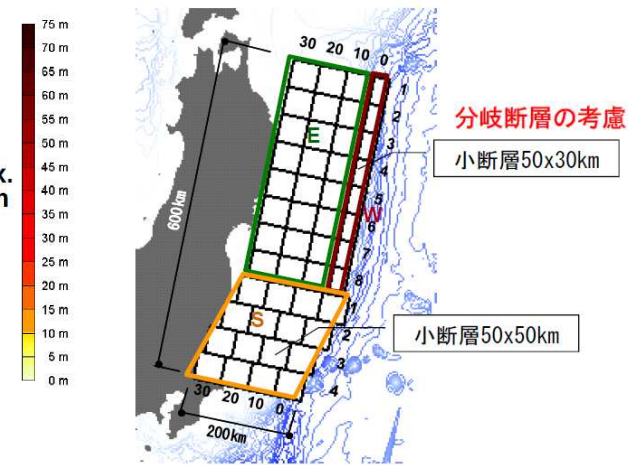
※:2011年3月11日15時01分から6分間で約2m緩やかに上昇し、続く4分間ではさらに4m以上も急に上昇(河合ほか(2011))。



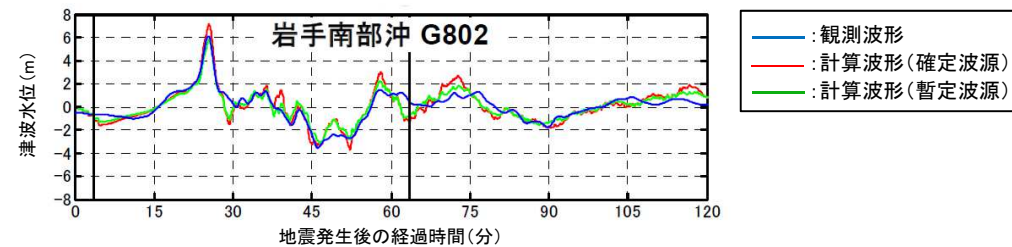
岩手南部沖GPS波浪計で取得した3.11地震に伴う津波の観測波形  
(河合ほか(2011)に一部加筆)



すべり量分布(合計)



津波波源モデルの小断層の配置



岩手南部沖GPS波浪計で記録した観測波形の再現性

杉野ほか(2013)の津波波源モデル及び岩手観測波形の再現性

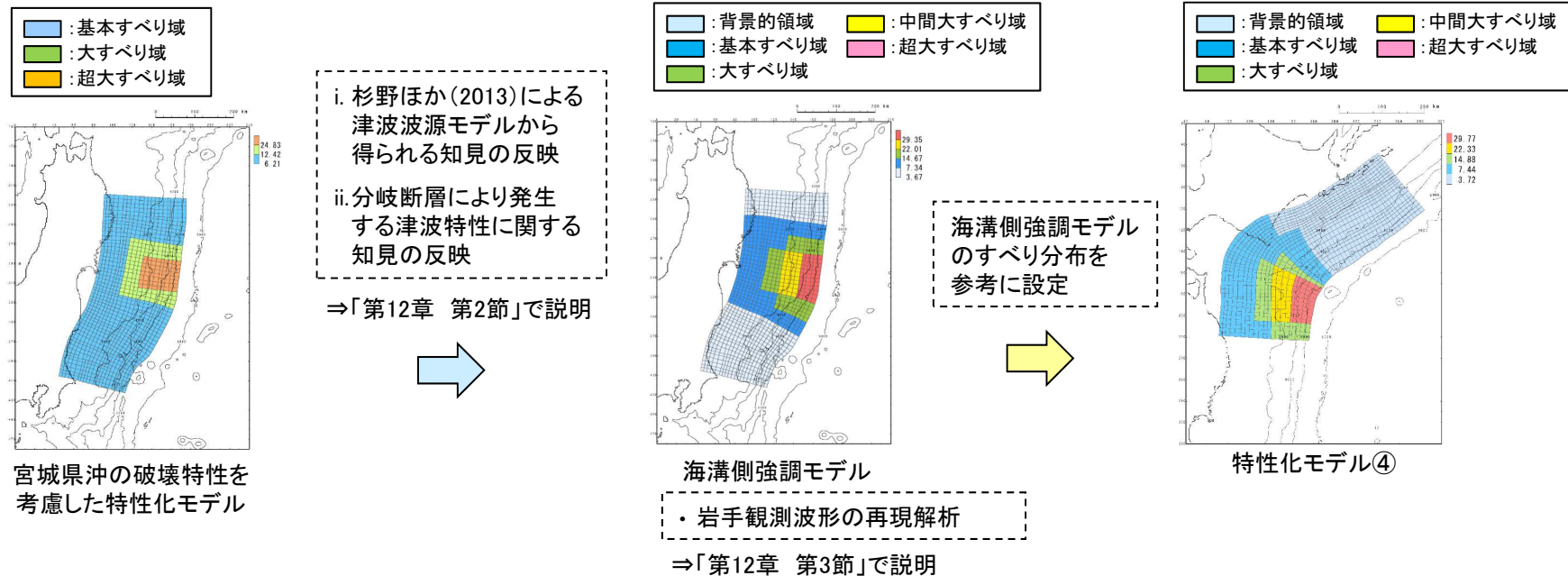
## 15. 特性化モデル④の周期特性

### 15. 1 検討方針(2/2)

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

※:モデルの詳細は、「9. 3.11地震における宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル」に記載。

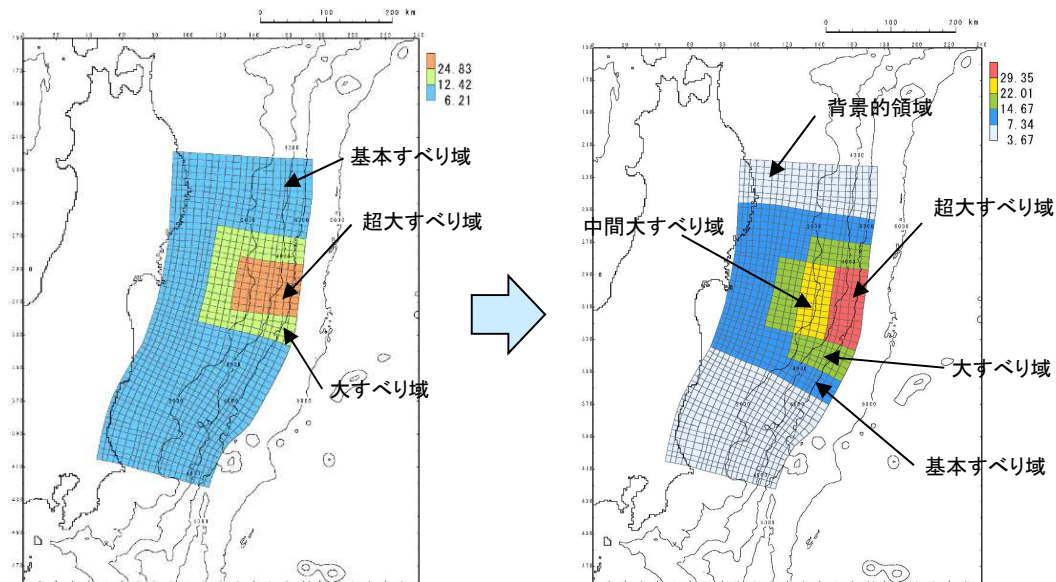
#### 【特性化モデル④の設定フロー】



## 15. 特性化モデル④の周期特性

### 15.2 特性化モデル④の設定根拠(海溝側強調モデルの設定)(1/6)

- 海溝側強調モデルは、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基本として、杉野ほか(2013)の津波波源モデル及び分岐断層により発生する津波特性に関する知見を反映して設定した。
- 杉野ほか(2013)の津波波源モデルから得られる知見、分岐断層により発生する津波特性に関する知見及び海溝側強調モデルの設定フローを次頁以降に示す。



宮城県沖の破壊特性を考慮した  
特性化モデル

海溝側強調モデル

海溝側強調モデルの諸元

断層パラメータ		設定値
モーメントマグニチュード (Mw)		9.04
断層面積 (S)		107,357 (km <sup>2</sup> )
平均応力降下量 ( $\Delta\sigma$ )		3.17 (MPa)
地震モーメント (M <sub>0</sub> )		4.58 × 10 <sup>22</sup> (Nm)
剛性率 ( $\mu$ )		5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
すべり量	平均すべり量	8.53 (m)
	基本すべり域 (面積及び面積比率) <sup>※1</sup>	7.34 (m) (56,675(km <sup>2</sup> ), 52.8%)
	背景領域 (面積及び面積比率)	3.67 (m) (50,682(km <sup>2</sup> ), 47.2%)
	大すべり域 (面積及び面積比率) <sup>※2</sup>	14.67 (m) (24,875(km <sup>2</sup> ), 23.2%)
	中間大すべり域 (面積及び面積比率) <sup>※3</sup>	22.01 (m) (11,732(km <sup>2</sup> ), 10.9%)
	超大すべり域 (面積及び面積比率)	29.35 (m) (6,201(km <sup>2</sup> ), 5.8%)
ライズタイム ( $\tau$ )		60 (s)

※1: 大すべり域、中間大すべり域及び超大すべり域をあわせた領域の面積比率

※2: 中間大すべり域、超大すべり域をあわせた領域の面積比率

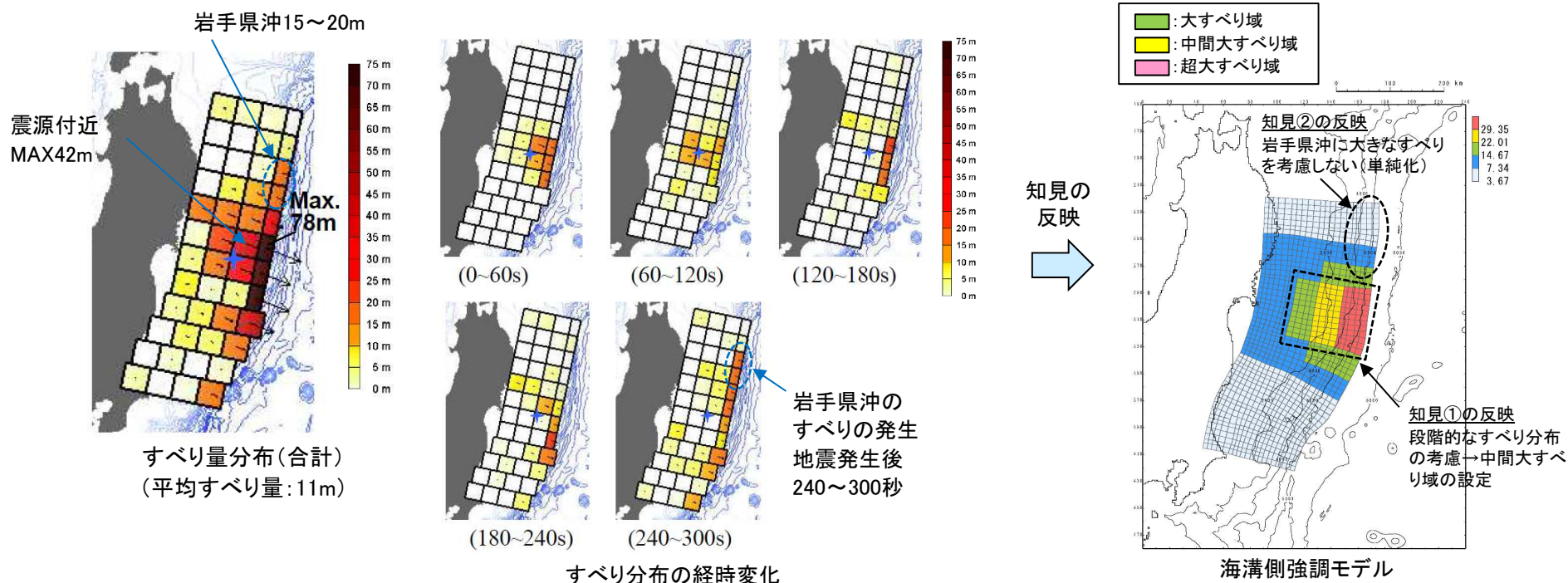
※3: 超大すべり域をあわせた領域の面積比率

15. 2 特性化モデル④の設定根拠(海溝側強調モデルの設定)(2/6)

■杉野ほか(2013)の津波波源モデルから得られる知見の反映

- ・ 杉野ほか(2013)は、岩手観測波形の短周期の波の発生要因を分岐断層によるものと仮定した津波波源モデルを示している。
- ・ 以下に、同モデルから得られる知見、並びに海溝側強調モデルの設定に反映した内容(下線部)示す。

- ① 宮城県沖のすべりについて、震源付近の最大すべり量(42m)は平均すべり量(11m)の約4倍に相当するが、分岐断層を仮定した範囲のすべり量は最大78mであり、プレート境界深部から浅部にかけて段階的なすべり分布を示す。  
 ⇒ 段階的なすべり分布を考慮するため、大すべり域、超大すべり域に加えて、中間大すべり域を設定する。
- ② 岩手県沖のすべり量(15~20m)は宮城県沖の最大すべり量(78m)と比較して小さいとともに、すべりの発生時間は地震発生240秒~300秒後と遅い。  
 ⇒ 段階的なすべり分布を考慮すれば(上記①の知見をモデルに反映すれば)、岩手県沖に大きなすべりを考慮しなくても(単純化しても)長周期の波と短周期の波の重畳を考慮できる。



杉野ほか(2013)の津波波源モデル

## 15. 特性化モデル④の周期特性

### 15.2 特性化モデル④の設定根拠(海溝側強調モデルの設定)(3/6)

#### ■分岐断層により発生する津波特性に関する知見(1/2)

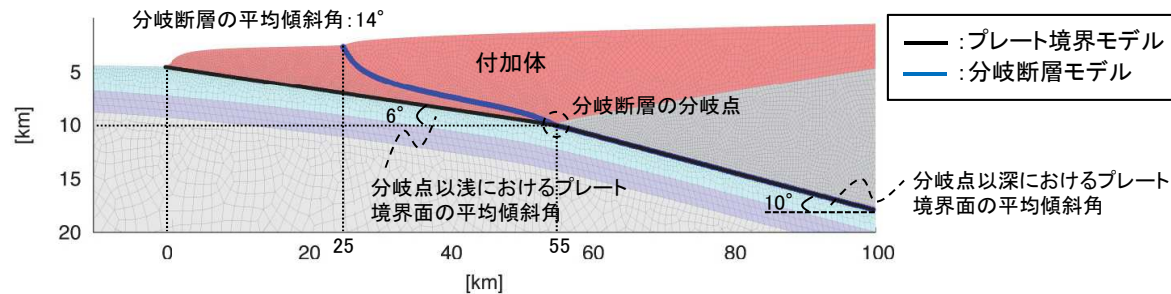
- 奥村・後藤(2013)は、南海トラフの熊野灘外縁部に認められる地質構造をモデル化して、①プレート境界と分岐断層が各々単独で破壊する場合を想定した断層破壊シミュレーション※1を実施して両者の力学的な違いを考察するとともに、②同シミュレーションから得られる地殻変動を用いた津波伝播シミュレーション※2から、津波特性の違いを以下のとおり考察している。

- ① プレート境界に破壊が伝播する場合の方が、相対的に大きな最終すべり量が生じる。
- ② 分岐断層の破壊シナリオは、大きな津波が沿岸に到達したとしても、周期が比較的短く、陸域への総流入量は大きくなりにくい。一方、プレート境界による破壊シナリオは、地殻変動がトラフ沿いの水深の深い海域まで生じるため、沿岸に到達する津波は大きく増幅され、より大きな水位変動をもたらす可能性がある。

※1: 動力学モデル(断層に働く応力状態、断層面の摩擦特性をモデル化し、すべりそのものを力学に基づいて発生させる方法)を用いて実施。

※2: 非線形長波理論を用いて実施。空間格子間隔: 50m, 時間格子間隔: 0.1秒, 計算時間: 1.5時間。

#### 【地質構造モデル(奥村・後藤(2013)に一部加筆)】

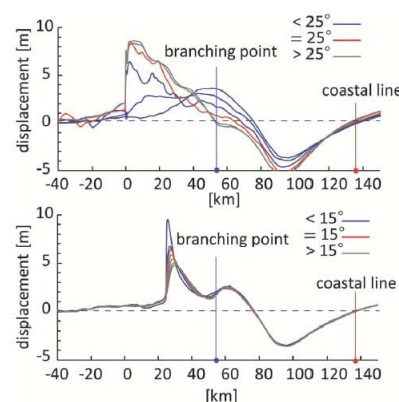


#### 【津波伝播シミュレーション※2結果(奥村・後藤(2013))】

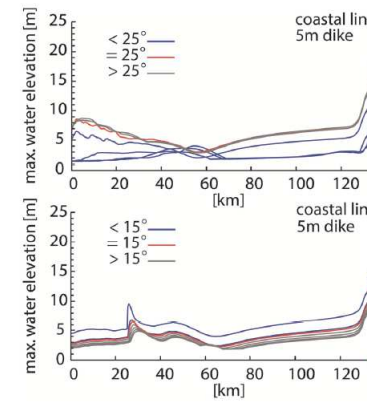
上: プレート境界の破壊シナリオ  
下: 分岐断層の破壊シナリオ  
角度: 最大主応力方向

※3: 横軸は、地質構造モデルの横軸に対応する距離。

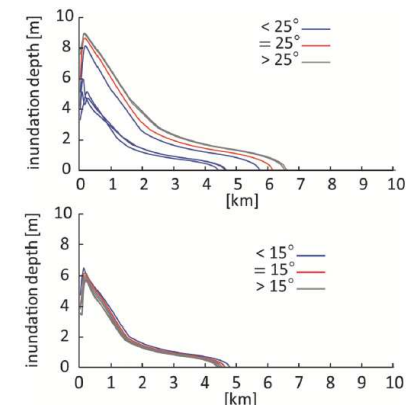
※4: 横軸は、海岸線から内陸方向への距離。



地殻の上下変動の比較※3



海面の最大変位分布※3



津波の浸水深の比較※4

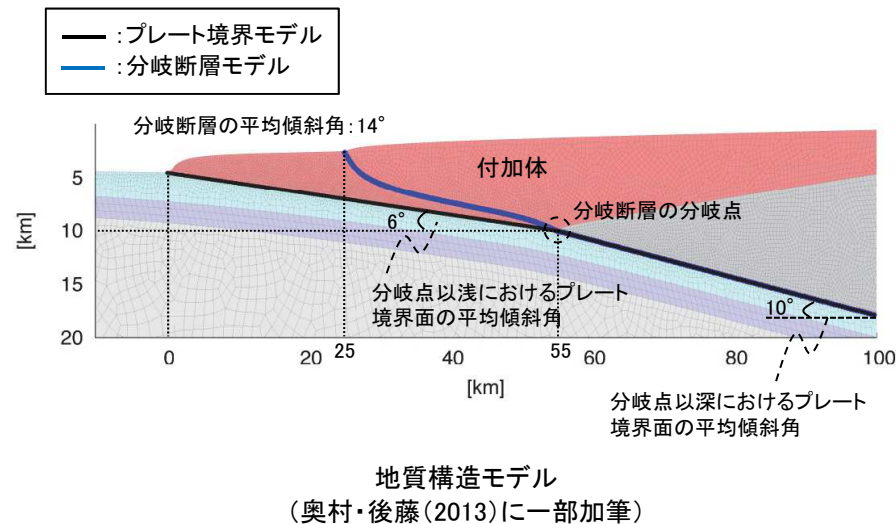
## 15. 特性化モデル④の周期特性

### 15.2 特性化モデル④の設定根拠(海溝側強調モデルの設定)(4/6)

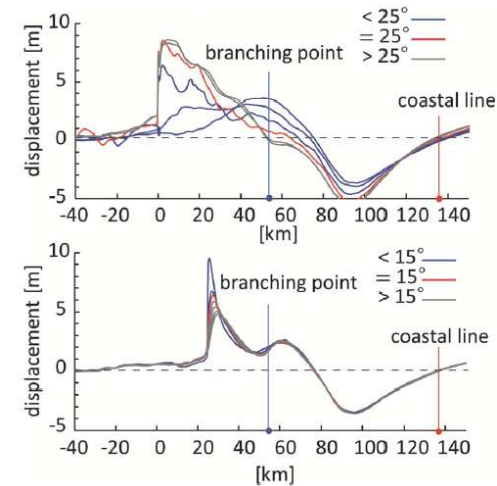
#### ■分岐断層により発生する津波特性に関する知見(2/2)

- 奥村・後藤(2013)を踏まえた南海トラフ沿いの分岐断層により発生する津波・地殻変動の特性の整理結果を以下に示す。

- 分岐断層による破壊シナリオに伴う津波は、プレート境界による破壊シナリオに伴う津波よりも周期が短い。
- これは、分岐断層による破壊シナリオの方が、周期特性が現れる海溝沿いにおける隆起域の距離が短い(断層幅が小さい)ためと考えられる。



上: プレート境界の破壊シナリオ  
 下: 分岐断層の破壊シナリオ  
 角度: 最大主応力方向



分岐断層により発生する津波は、周期特性が現れる海溝沿いにおける隆起域の幅が狭いため、短周期の波が卓越する津波特性を有する。



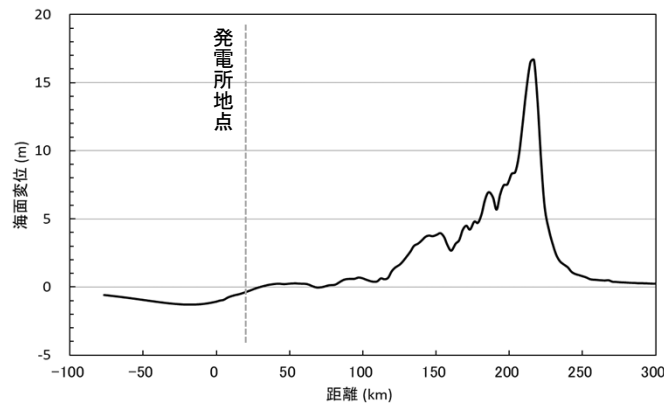
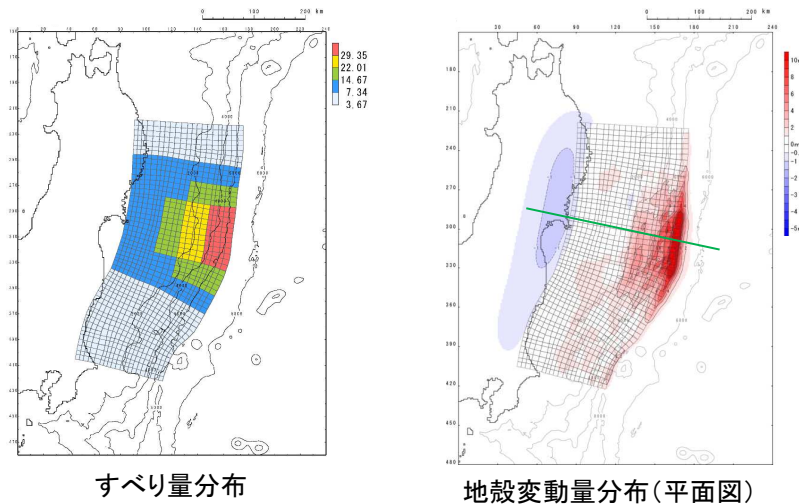
## 15. 特性化モデル④の周期特性

### 15.2 特性化モデル④の設定根拠(海溝側強調モデルの設定)(5/6)

#### ■分岐断層により発生する津波特性に関する知見の反映

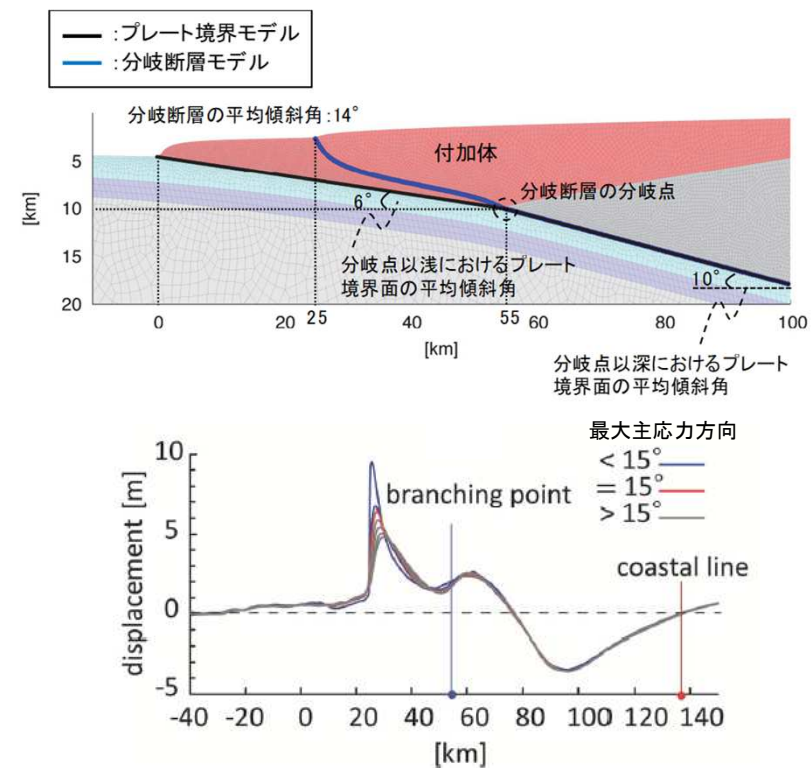
- 海溝側強調モデルの地殻変動量分布と奥村・後藤(2013)に示される南海トラフ沿いにおける分岐断層の地殻変動量分布の比較を以下に示す。
- 海溝側強調モデルの海溝軸沿いの地殻変動について、分岐断層の地殻変動と同様に隆起域の幅が狭いことから、短周期の波が卓越する分岐断層の津波特性を有していることを確認した。

#### 【海溝側強調モデルのすべり量分布と地殻変動量分布】



地殻変動量分布(断面図)

#### 【南海トラフ沿いにおける分岐断層の地殻変動量分布】



上:地質構造モデル  
下:分岐断層による地殻変動分布  
(奥村・後藤(2013))

15. 2 特性化モデル④の設定根拠(海溝側強調モデルの設定)(6/6)

1. 巨視的波源特性の設定

■ : 与条件

各パラメーター一覧

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S)	岩手県沖南部～茨城県沖	107,357 (km <sup>2</sup> )
地震発生深さ	地震調査研究推進本部 (2012)	海溝軸～深さ60km
平均応力降下量(Δσ)	内閣府(2012), Murotani et al.(2013)	3 (MPa)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント(M <sub>0</sub> )	16/(7π <sup>3/2</sup> ) · Δσ · S <sup>3/2</sup>	4.33 × 10 <sup>22</sup> (Nm)
平均すべり量(D)	16/(7π <sup>3/2</sup> ) · Δσ · S <sup>1/2</sup> / μ	8.07 (m)

■ 背景領域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S <sub>0.5</sub> )	断層面積(S)の50%	53,678 (km <sup>2</sup> )
すべり量(D <sub>0.5</sub> )	平均すべり量(D)の0.5倍	4.04 (m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント(M <sub>00.5</sub> )	μ · S <sub>0.5</sub> · D <sub>0.5</sub>	1.08 × 10 <sup>22</sup> (Nm)

■ 中間大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S <sub>3</sub> )	断層面積(S)の5%	5,368 (km <sup>2</sup> )
すべり量(D <sub>3</sub> )	平均すべり量(D)の3倍	24.21 (m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント(M <sub>03</sub> )	μ · S <sub>3</sub> · D <sub>3</sub>	6.50 × 10 <sup>21</sup> (Nm)

	調整前	調整後
背景領域	4.04 (m)	3.67 (m)
基本すべり域	8.07 (m)	7.34 (m)
中間大すべり域	16.14 (m)	14.67 (m)
大すべり域	24.21 (m)	22.01 (m)
超大すべり域	32.28 (m)	29.35 (m)

2. 微視的波源特性の設定

(1) 大すべり域・超大すべり域・背景領域・中間大すべり域の設定

- 断層面積(S<sub>2</sub>, S<sub>4</sub>, S<sub>0.5</sub>, S<sub>3</sub>)の算定
- すべり量(D<sub>2</sub>, D<sub>4</sub>, D<sub>0.5</sub>, D<sub>3</sub>)の算定
- 地震モーメント(M<sub>02</sub>, M<sub>04</sub>, M<sub>00.5</sub>, M<sub>03</sub>)の算定

■ 大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S)	断層面積(S)の10%	10,736 (km <sup>2</sup> )
すべり量(D)	平均すべり量(D)の2倍 内閣府(2012)	16.14 (m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント(M <sub>2</sub> )	μ · S <sub>2</sub> · D <sub>2</sub>	8.66 × 10 <sup>21</sup> (Nm)

■ 超大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S)	断層面積(S)の5%	5,368 (km <sup>2</sup> )
すべり量(D <sub>4</sub> )	平均すべり量(D)の4倍 内閣府(2012)	32.28 (m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント(M <sub>4</sub> )	μ · S <sub>4</sub> · D <sub>4</sub>	8.66 × 10 <sup>21</sup> (Nm)

(2) 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

(2)-1 基本すべり域の設定

■ 基本すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S <sub>1</sub> )	断層面積の30%	32,207 (km <sup>2</sup> )
すべり量(D <sub>1</sub> )	平均すべり量(D)	8.07 (m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント(M <sub>01</sub> )	μ · S <sub>1</sub> · D <sub>1</sub>	1.30 × 10 <sup>22</sup> (Nm)

(2)-2 各領域の地震モーメント(合計)の算定

$$M_o' = M_{02} + M_{04} + M_{00.5} + M_{03} + M_{01} = 4.77 \times 10^{22} \text{ (Nm)}$$

(2)-3 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

$$M_o / M_o' = 4.33 \times 10^{22} \text{ (Nm)} / 4.77 \times 10^{22} \text{ (Nm)} = 0.91$$

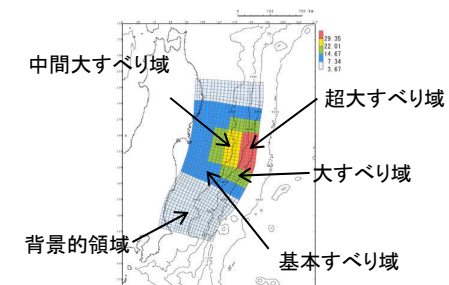
- 上記倍率を用いて、基準断層モデルに反映する各領域のすべり量を一律に調整する。

3. 海溝側強調モデルの設定

断層モデルへの微視的波源特性の反映

- 設定したプレート境界面(すべり分布のブロック割図)に微視的波源特性を反映。

モーメントマグニチュード(M<sub>w</sub>)の算定



モーメントマグニチュード(M <sub>w</sub> )	9.04	基本すべり域	すべり量 7.34 (m) 断層面積 56,675 (km <sup>2</sup> ) (面積比率) ※1 (52.8%)
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	背景領域	すべり量 3.67 (m) 断層面積 50,682 (km <sup>2</sup> ) (面積比率) (47.2%)
断層面積(S)	107,357 (km <sup>2</sup> )	大すべり域	すべり量 14.67 (m) 断層面積 24,875 (km <sup>2</sup> ) (面積比率) ※2 (23.2%)
平均応力降下量(Δσ) (=7/16 · M <sub>0</sub> · (S/π) <sup>-3/2</sup> )	3.17 (MPa)	中間大すべり域	すべり量 22.01 (m) 断層面積 11,732 (km <sup>2</sup> ) (面積比率) ※3 (10.9%)
剛性率(μ)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )	超大すべり域	すべり量 29.35 (m) 断層面積 6,201 (km <sup>2</sup> ) (面積比率) (5.8%)
地震モーメントM <sub>0</sub>	4.58 × 10 <sup>22</sup> (Nm)	平均すべり量D	8.53 (m)
すべり角	太平洋プレートの運動方向に基づいて設定		
ライズタイムτ	60 (s)		

- ※1: 大すべり域、中間大すべり域及び超大すべり域をあわせた領域の面積比率
- ※2: 中間大すべり域・超大すべり域をあわせた領域の面積比率
- ※3: 超大すべり域をあわせた領域の面積比率

## 15. 特性化モデル④の周期特性

### 15.3 岩手県南部沖GPS波浪計で取得した3.11地震津波波形の再現解析(1/3)

#### ■検討方針

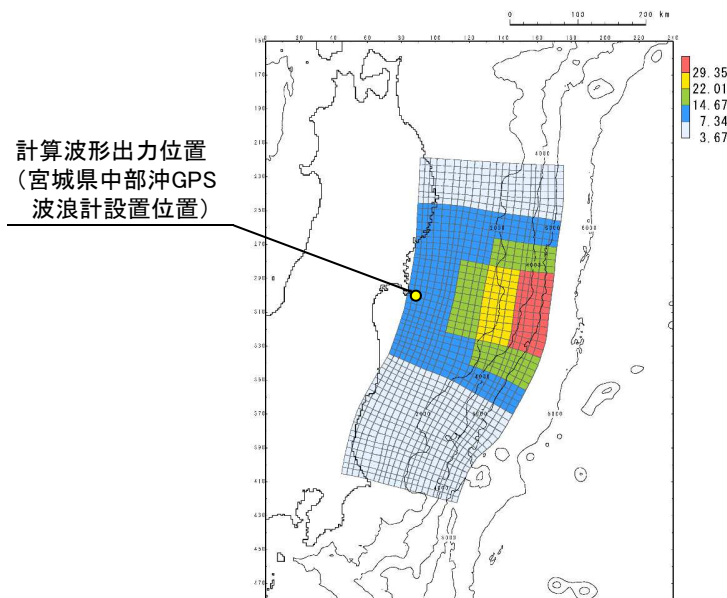
- 岩手観測波形の特徴である長周期の波と短周期の波の重畳の再現性の確認は、以下の2ケースにより行う。

#### 【海溝側強調モデル(ケース①)】

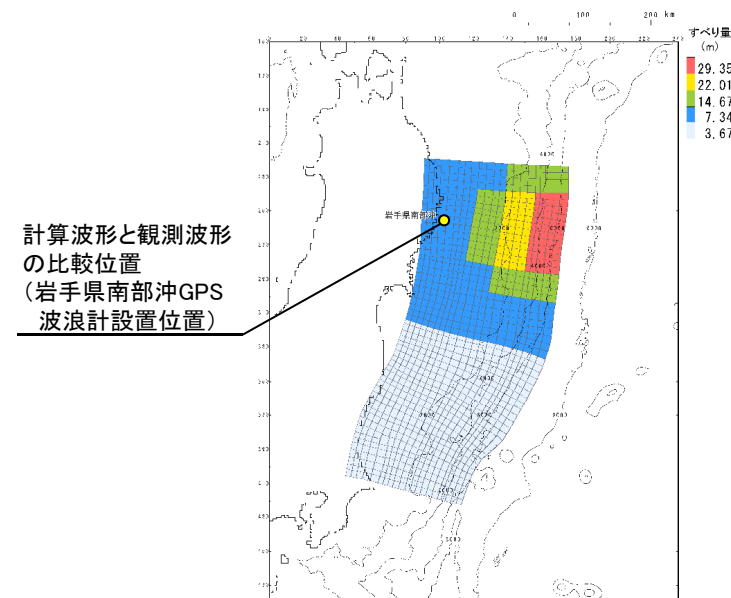
- 大すべり域等に正対し、岩手県南部沖GPS波浪計設置位置の沿岸の距離及び水深と類似性がある宮城県中部GPS波浪計設置位置における計算波形が、岩手観測波形の特徴を有しているかを確認する。

#### 【海溝側強調モデルの大すべり域等を北へ約150km移動したモデル(ケース②)】

- 海溝側強調モデルの大すべり域等を岩手県南部沖GPS波浪計設置位置に正対する位置に移動(北へ約150km)させたモデルを設定し、岩手県南部沖GPS波浪計設置位置の計算波形と観測波形を比較し、岩手観測波形の再現性を確認する。



海溝側強調モデル  
(ケース①)



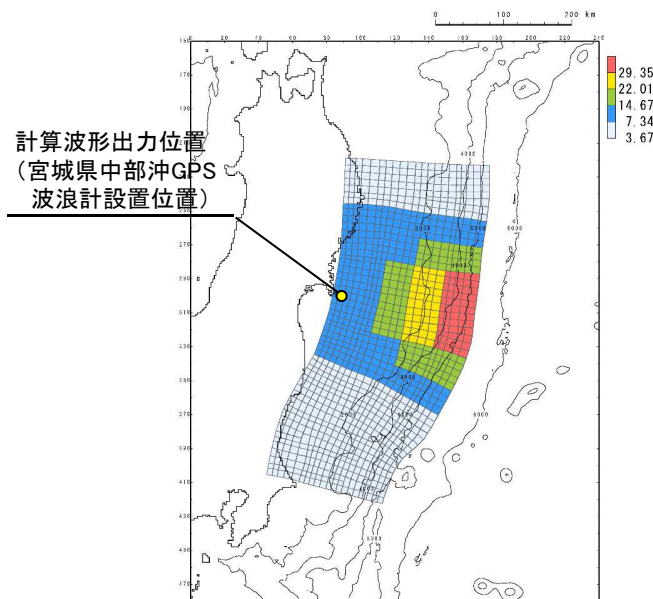
海溝側強調モデルの大すべり域等  
を北へ約150km移動したモデル  
(ケース②)

## 15. 特性化モデル④の周期特性

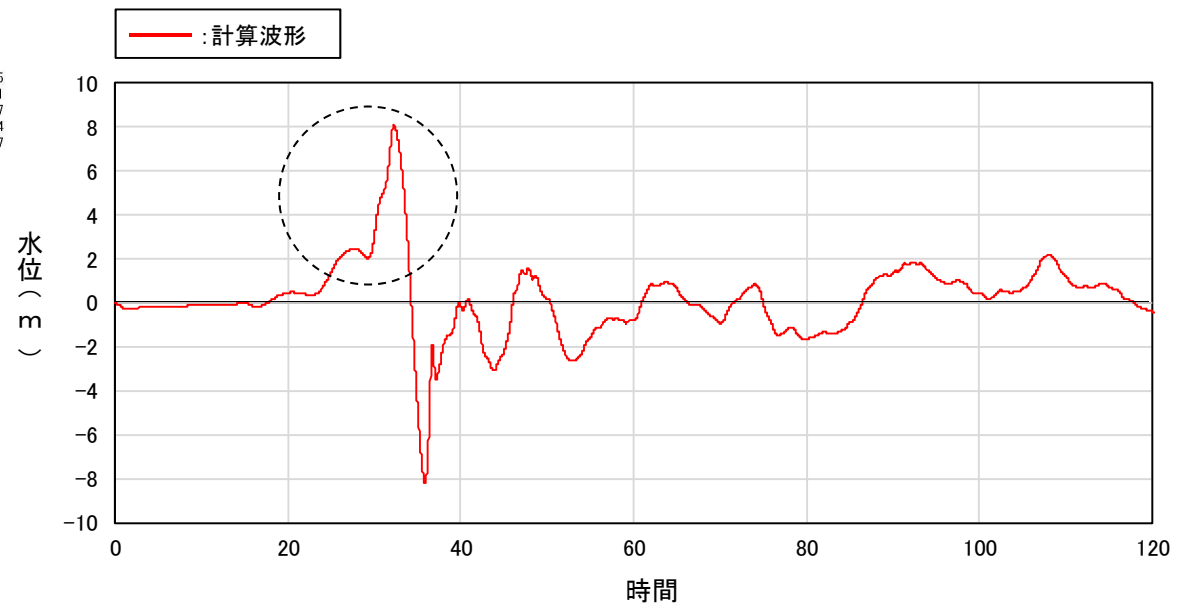
### 15.3 岩手県南部沖GPS波浪計で取得した3.11地震津波波形の再現解析(2/3)

#### ■再現解析結果(1/2):海溝側強調モデル(ケース①)

- ・ 海溝側強調モデルの計算波形(宮城県中部沖GPS波浪計設置位置)を以下に示す。
- ・ 海溝側強調モデルの第1波は、岩手観測波形の特徴である長周期の波と短周期の波を良好に再現していることを確認した。



海溝側強調モデル  
(ケース①)



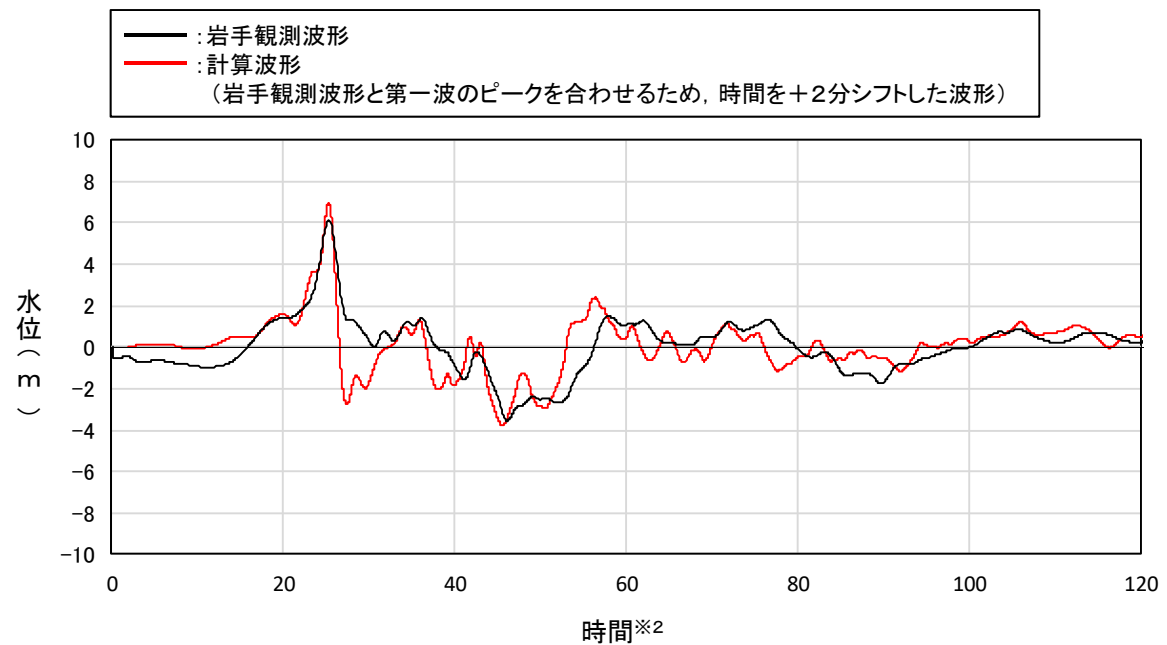
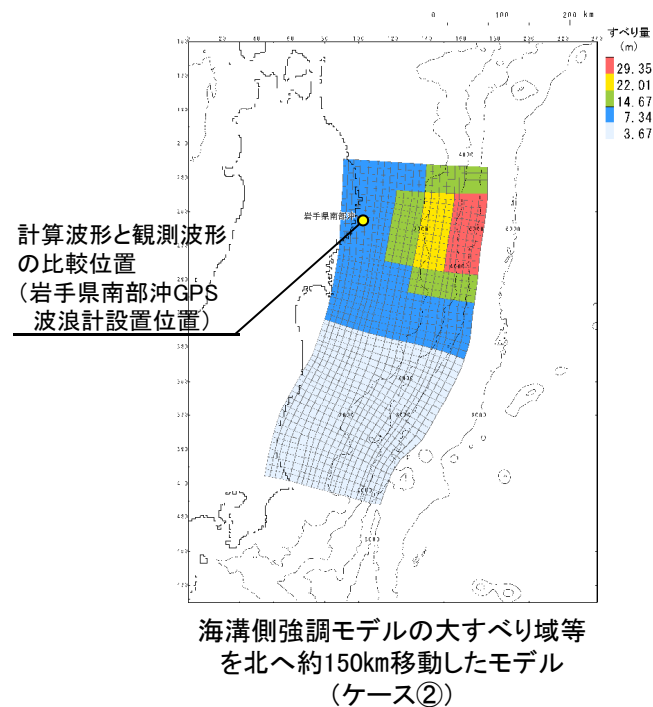
海溝側強調モデルの計算波形

## 15. 特性化モデル④の周期特性

### 15.3 岩手県南部沖GPS波浪計で取得した3.11地震津波波形の再現解析(3/3)

#### ■再現解析結果(2/2):海溝側強調モデルの大すべり域等を北へ約150km移動したモデル(ケース②)

- ・ 岩手観測波形と海溝側強調モデルの大すべり域等を北へ約150km移動したモデルによる計算波形の比較を以下に示す。
- ・ 計算波形の第1波は岩手観測波形を良好に再現していることを確認した。



※2: 地震発生時間を0分とする。

以上から、海溝側強調モデルのすべり分布等を参考に設定した特性化モデル④は、正対する沿岸に対して、長周期の波に加え短周期の波も適切に考慮できるモデルであることを確認した。

## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

---

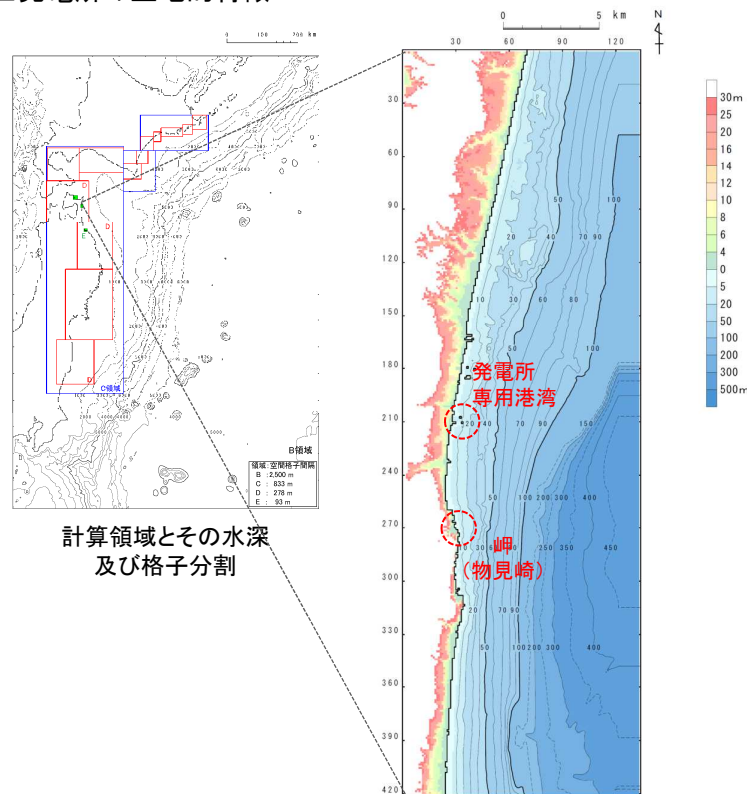
- 16. 1 検討方針
- 16. 2 計算条件
- 16. 3 発電所周辺地形が有する周期特性
- 16. 4 津波の周期特性
- 16. 5 発電所の津波高さに与える支配的な要因
- 16. 6 まとめ

## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

### 16. 1 検討方針

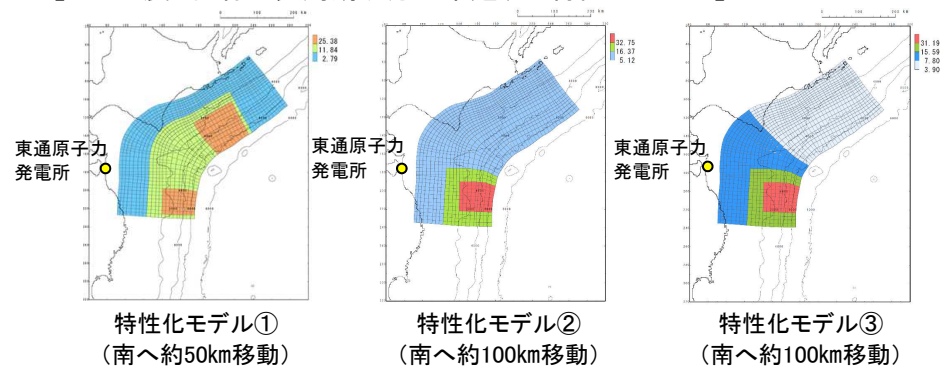
- 沿岸域の津波高さには、地震規模や波源位置等の津波波源そのものの影響に加えて、湾・入り江地形等の発電所周辺の地形や港湾施設等との共振の影響が含まれる。
- 発電所の立地的特徴について、発電所周辺はリアス海岸のような複雑な地形を呈しておらず比較的平坦な海岸線に立地するが、発電所港湾施設や岬(物見崎)等の微地形を要因とした固有周期が、発電所の津波高さに影響を与える可能性がある。
- 連動型津波の評価にあたっては、3.11地震と同様に長周期成分が卓越する特性化モデル①②③、杉野ほか(2013)を参考に長周期に加えて、短周期の波の発生要因も考慮した特性化モデル④と周期特性が異なる複数の特性化モデルを設定しているが、上記発電所の立地的特徴を踏まえた津波評価にあたって、周期特性の観点から特性化モデル①～④の評価で妥当であるか(充足しているか)の確認を行う。

#### ■ 発電所の立地的特徴

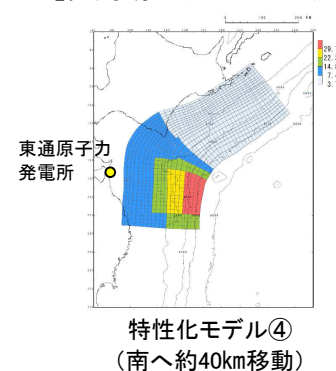


#### ■ 特性化モデル(大すべり域・超大すべり域の位置の不確かさ水位上昇側決定ケース)

##### 【3.11地震と同様に長周期成分が卓越する特性化モデル】



##### 【長周期の波に加えて短周期の波の発生要因も考慮した特性化モデル】

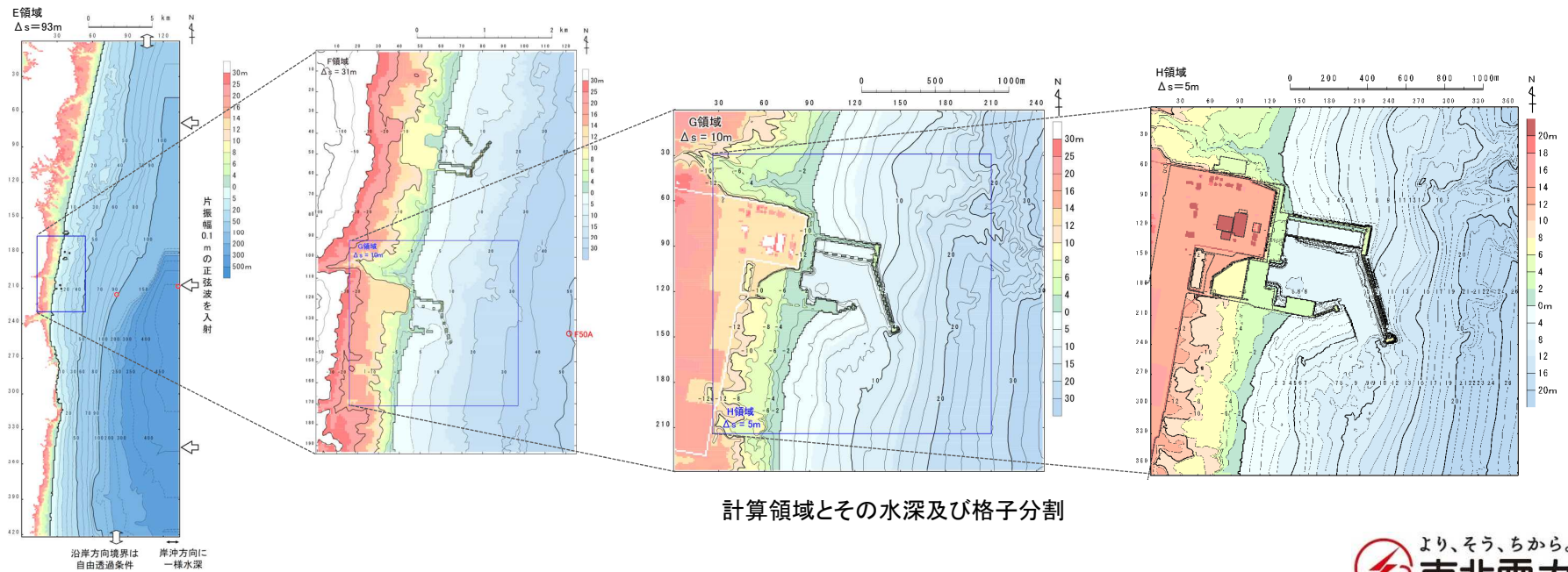


16. 2 計算条件

- 周期を変化させた正弦波による津波解析を実施して、発電所周辺地形の周期特性を把握する。下記に主な計算条件を示す。

主な計算条件

	E領域	F領域	G領域	H領域
空間格子間隔 $\Delta s$	93 m(2500/27)	31 m(2500/81)	10m(2500/243)	5m(2500/486)
時間格子間隔 $\Delta t$	0.1秒			
基礎方程式	非線形長波式(浅水理論)			
入射波	正弦波:10波以上, 振幅:0.1m, 周期:1分~30分(1分ピッチ), 20分~60分(5分ピッチ)			
沖側境界条件	<ul style="list-style-type: none"> <li>沖側境界: 正弦波による水位変動を流量として入射し, 岸からの反射波については自由透過させる。</li> <li>側面水域境界: 自由透過</li> </ul>			
陸側境界条件	小谷ほか(1998)の遡上境界条件			
海底摩擦	マンシングの粗度係数 $n = 0.03\text{m}^{-1/3}\text{s}$ (土木学会(2016)より)			
計算時間	3時間を基本とし, 入射波周期が18分より長いケースは10波相当の時間とする。			



計算領域とその水深及び格子分割

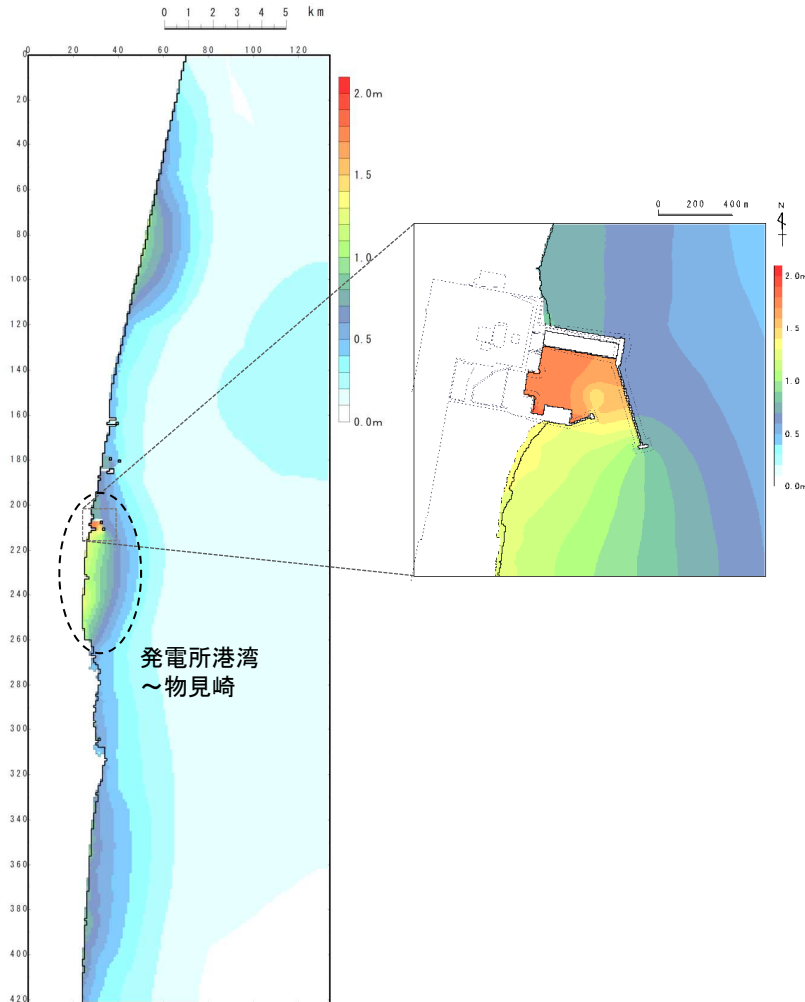


## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

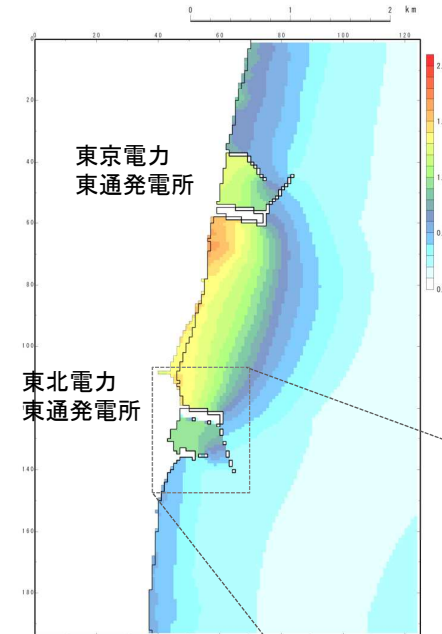
### 16.3 発電所周辺地形が有する周期特性: 検討結果

- 発電所港湾施設や岬(物見崎)等の微地形を要因とする固有周期(最大水位上昇量分布)を以下に示す。

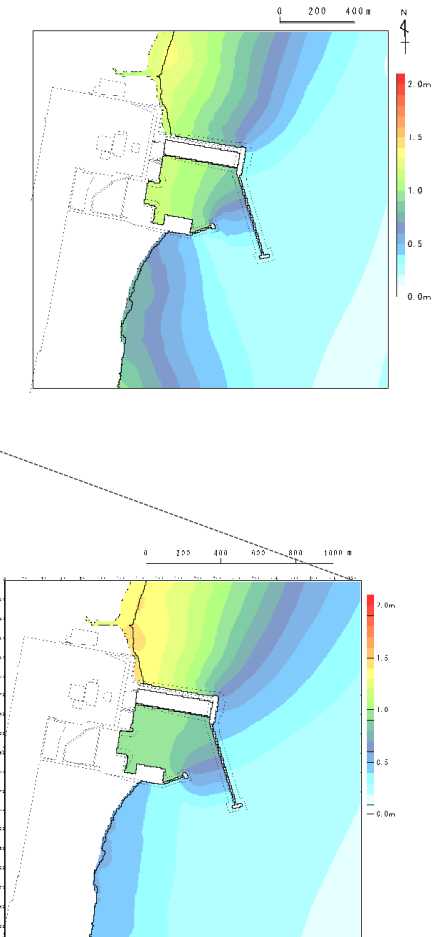
■ 発電所港湾～物見崎  
(入射波周期: 12分)



■ 発電所北～東京東通  
(入射波周期: 8分)



■ 発電所港湾  
(入射波周期: 7分)



## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

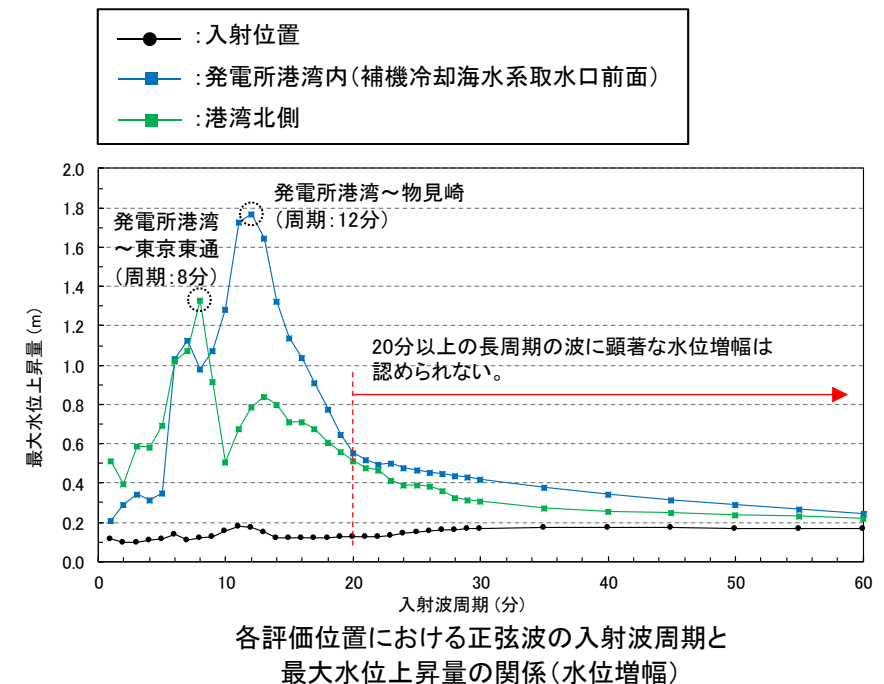
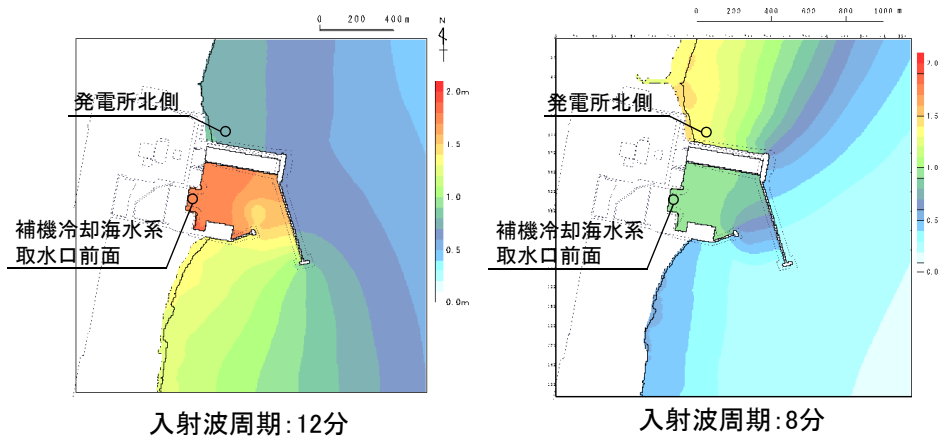
### 16.3 発電所周辺地形が有する周期特性:まとめ

- ・ 発電所の津波高さに影響を与える周辺地形(固有周期)を確認するため、正弦波の入射位置と発電所港湾内(補機冷却海水系取水口前面)及び発電所北側の最大水位上昇量の関係(水位増幅)を整理した。
- ・ 検討の結果、発電所港湾内については発電所港湾～物見崎を節とする固有周期(12分)の影響が大きく、発電所北側については発電所港湾～東京東通を節とする固有周期(8分)の影響が大きいことを確認した。
- ・ なお、20分以上の長周期の波については、周辺地形の影響による顕著な水位増幅は認められないことを確認した。

#### ■ 発電所周辺地形で確認された固有周期

周辺地形	固有周期	備考
発電所港湾～物見崎	12分	下左図(発電所位置拡大)
発電所港湾～東京東通	8分	下右図(発電所位置拡大)
発電所港湾	7分	

#### ■ 発電所位置における最大水位上昇量分布

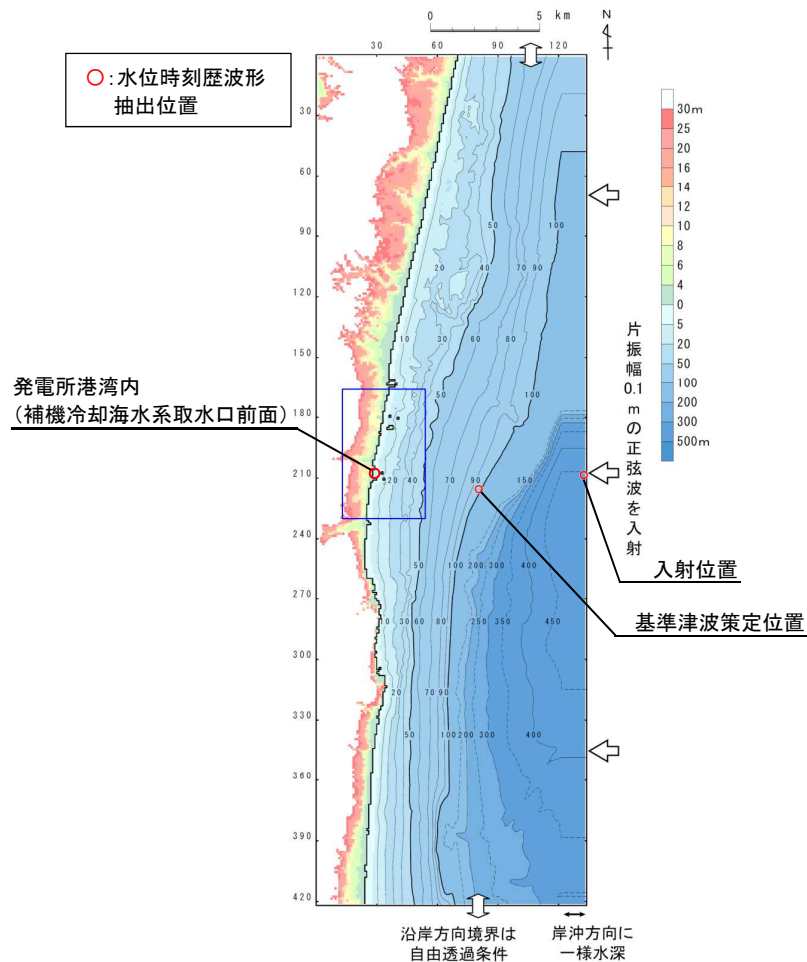


## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

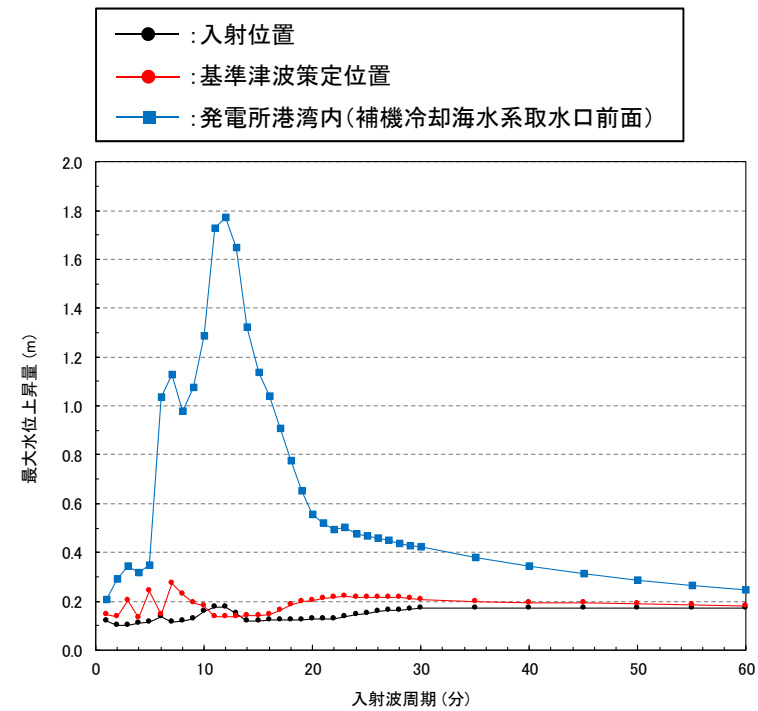
### 16.4 津波の周期特性(1/2)

#### ■検討方針

- 津波波源そのものが有する周期特性及び発電所の津波高さに影響を与えている支配的な要因を確認するため、基準津波策定位置及び発電所の津波高さに与える影響が大きい(水位増幅率が大きい)発電所港湾内(補機冷却海水系取水口前面)の水位時刻歴波形を用いてスペクトル解析を実施した。



基準津波策定位置と正弦波の入射位置



各評価位置における正弦波の入射波周期と最大水位上昇量の関係

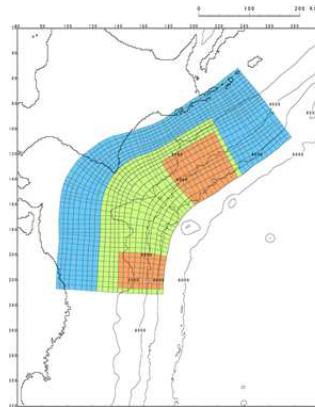
## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

### 16.4 津波の周期特性(2/2)

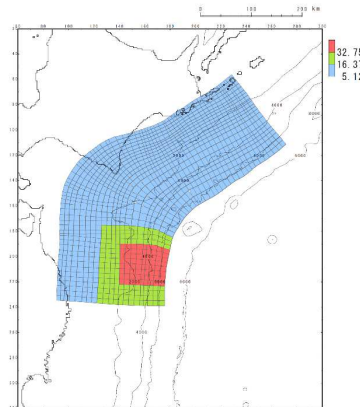
#### ■ 検討対象津波の選定

- ・ 発電所の津波高さに与える支配的な要因を確認する観点から、各特性化モデルの大すべり域・超大すべり域位置の不確かさケースのうち水位上昇側決定ケースを対象に検討を実施する。
- ・ 検討に用いる各特性化モデル及び各特性化モデルの最大水位上昇量分布を以下に示す。

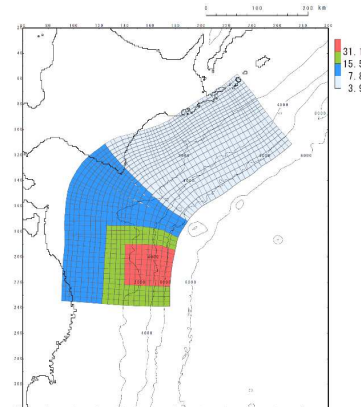
【各特性化モデル(大すべり域・超大すべり域の位置の不確かさを考慮した水位上昇側決定ケース)】



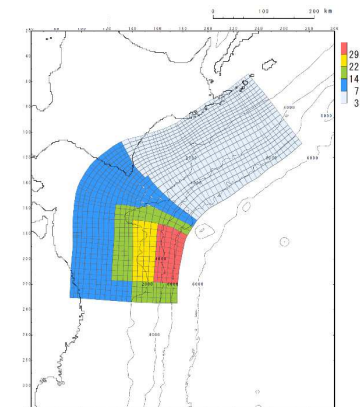
特性化モデル①  
(南へ約50km移動)



特性化モデル②  
(南へ約100km移動)

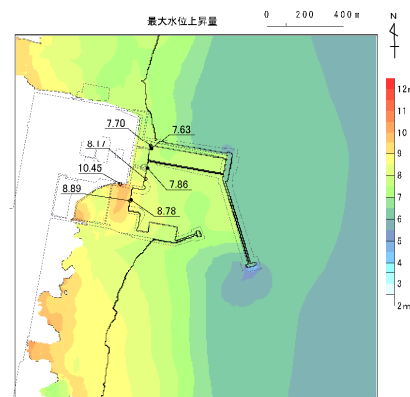


特性化モデル③  
(南へ約100km移動)

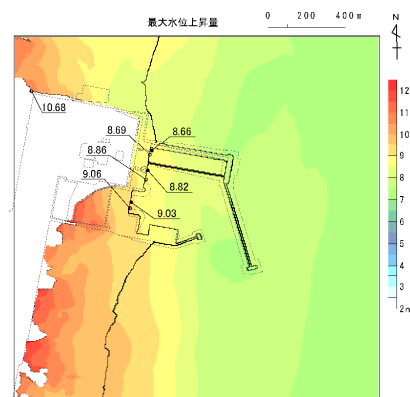


特性化モデル④  
(南へ約40km移動)

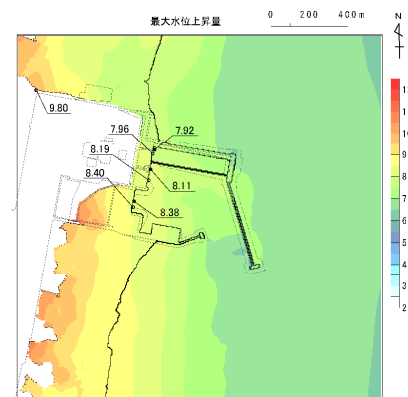
【各特性化モデルの最大水位上昇量分布】



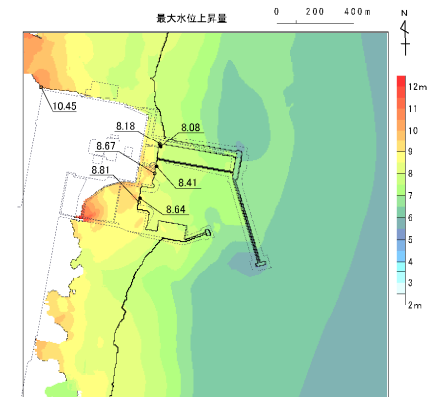
特性化モデル①



特性化モデル②



特性化モデル③



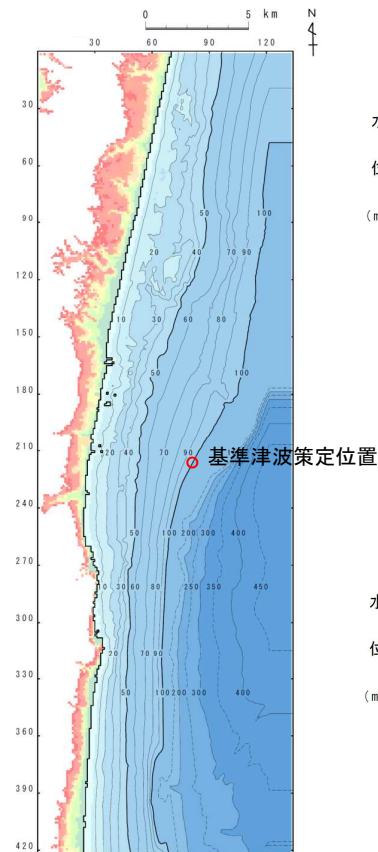
特性化モデル④

## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

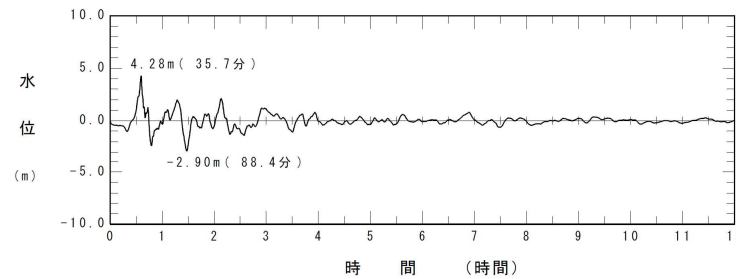
### 16.4 津波の周期特性: 各特性化モデルの周期特性(1/2)

#### ■ スペクトル解析に用いる基準津波策定位置の水位時刻歴波形

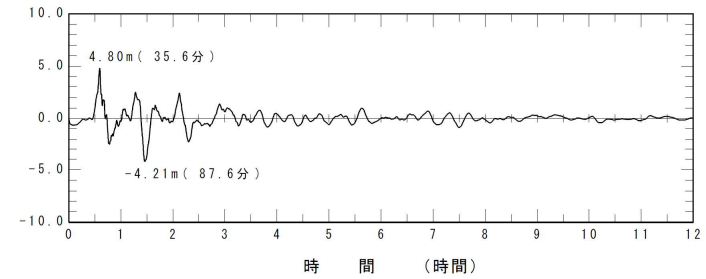
- 基準津波策定位置における水位時刻歴波形(12時間)を用いて、スペクトル解析を実施した。



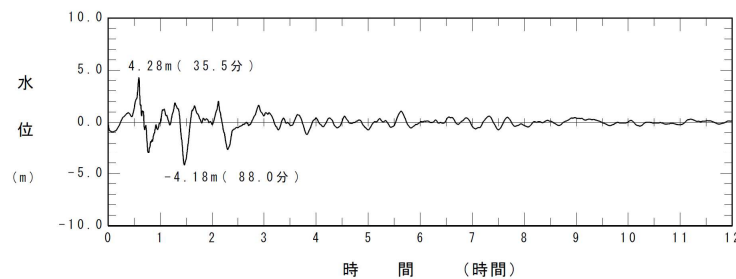
水位時刻歴波形抽出位置  
(基準津波策定位置)



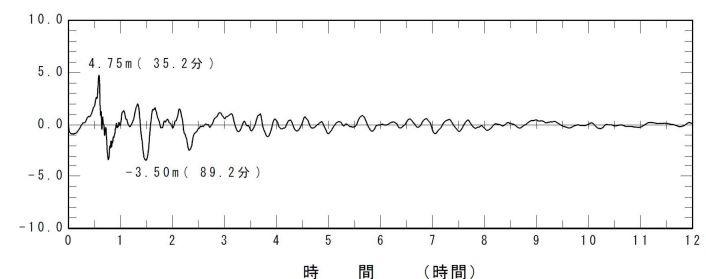
特性化モデル①



特性化モデル②



特性化モデル③



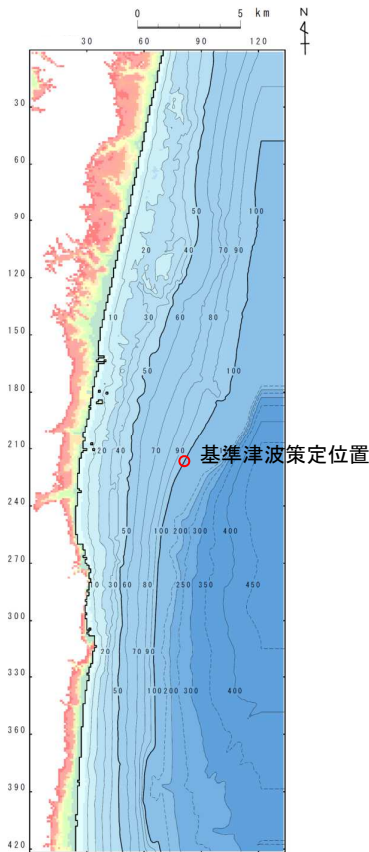
特性化モデル④

16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

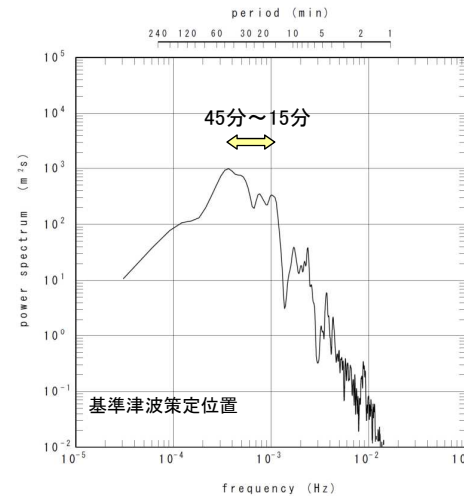
16.4 津波の周期特性: 各特性化モデルの周期特性 (2/2)

■ スペクトル解析結果: 津波の周期特性

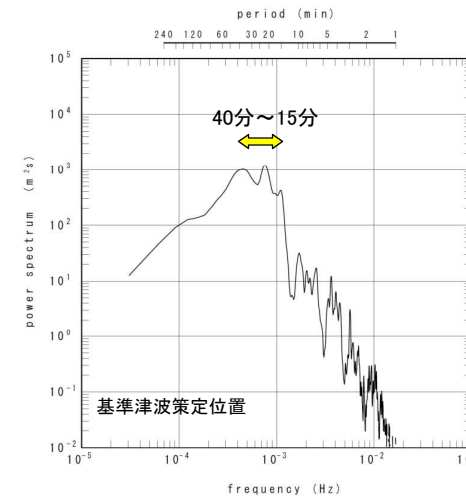
- ・ 基準津波策定位置のスペクトル解析結果を以下に示す。
- ・ 各特性化モデルともに、津波波源そのものの周期は15分～40分程度の長周期成分が卓越することを確認した。



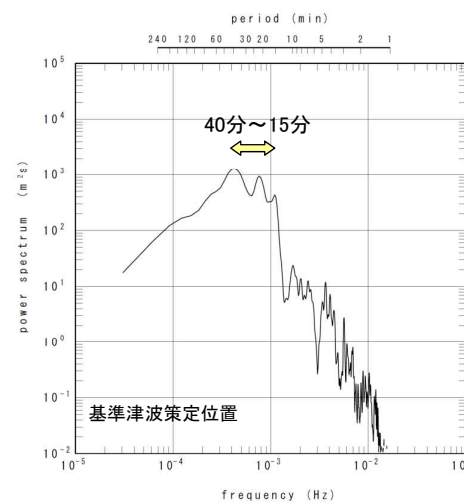
スペクトル解析位置  
(基準津波策定位置)



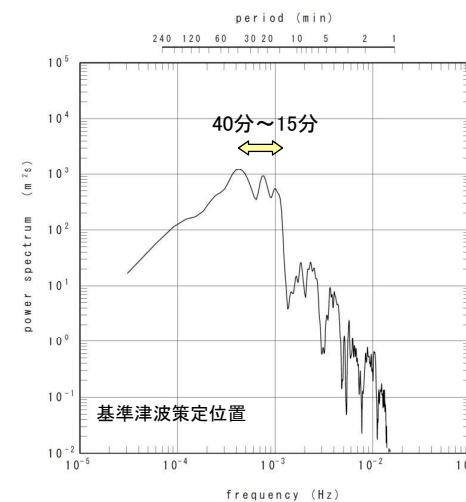
特性化モデル①



特性化モデル②



特性化モデル③



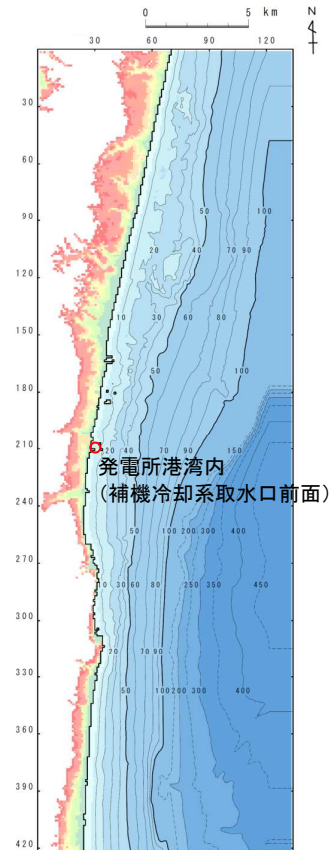
特性化モデル④

## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

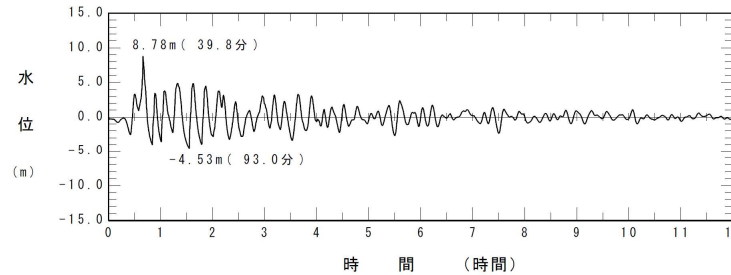
### 16.4 津波の周期特性: 発電所地点における津波の周期特性(1/2)

#### ■スペクトル解析に用いる発電所港湾内(補機冷却海水系取水口前面)の水位時刻歴波形

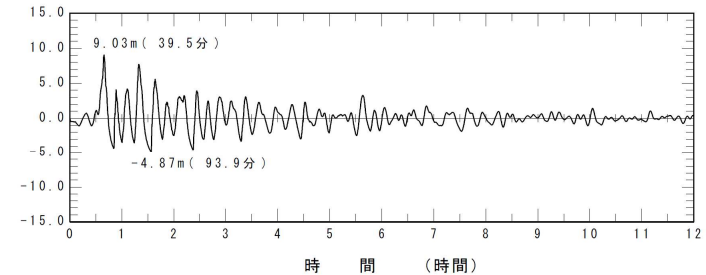
- 発電所港湾内(補機冷却海水系取水口前面)における水位時刻歴波形(12時間)を用いて、スペクトル解析を実施した。



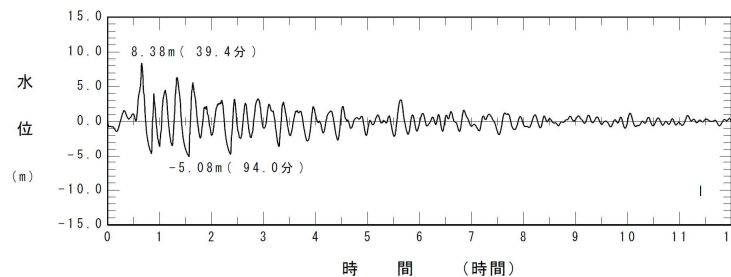
水位時刻歴波形抽出位置  
(発電所港湾内)



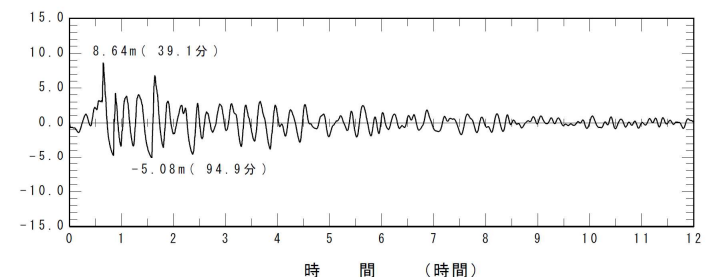
特性化モデル①



特性化モデル②



特性化モデル③



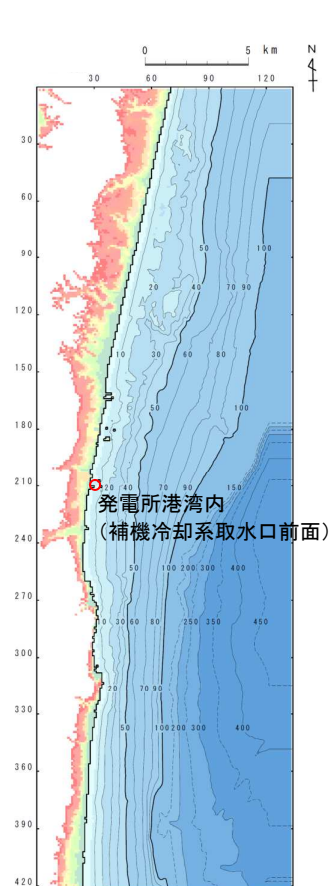
特性化モデル④

## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

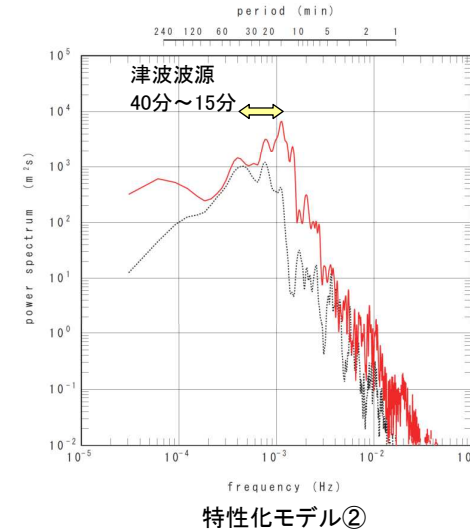
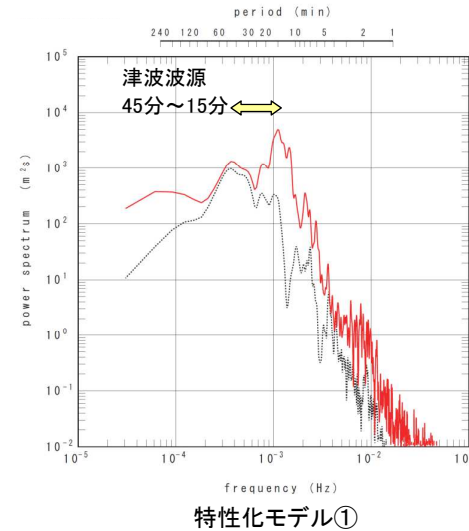
### 16.4 津波の周期特性: 発電所地点における津波の周期特性(2/2)

#### ■スペクトル解析結果: 発電所地点における津波の周期特性

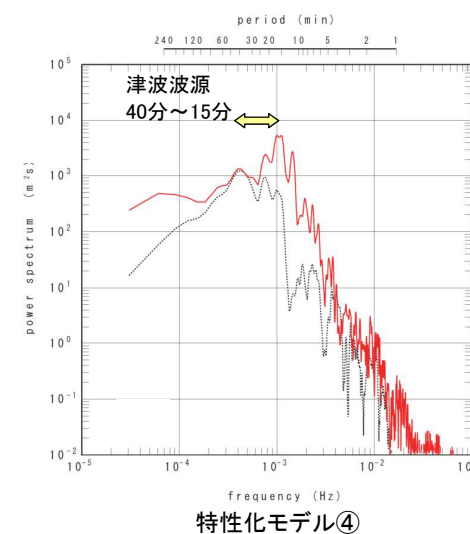
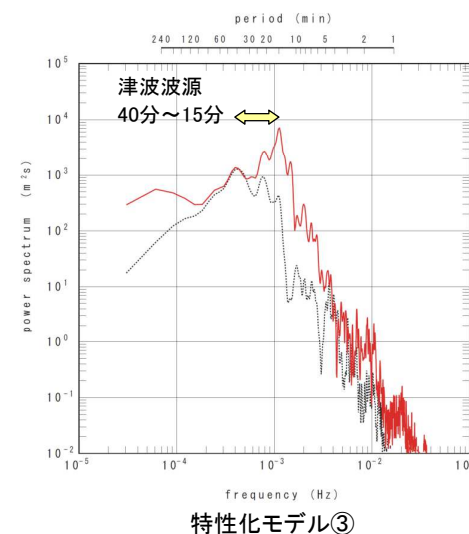
- 各特性化モデルの発電所港湾内のパワースペクトルを以下に示す。
- パワースペクトルから、発電所の津波高さは津波波源そのものが有する長周期の影響が支配的であり、発電所港湾施設や発電所周辺の微地形が有する固有周期の顕著な影響は見られないことを確認した。



水位時刻歴波形抽出位置  
(発電所港湾内)



— : 発電所港湾内  
..... : 基準津波策定位置



— : 発電所港湾内  
..... : 基準津波策定位置



## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

### 16.5 発電所の津波高さに与える支配的な要因(1/5)

---

#### ■検討方針

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

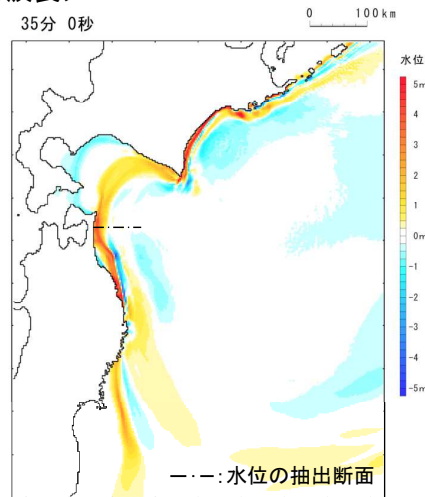
## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

### 16.5 発電所の津波高さに与える支配的な要因(2/5)

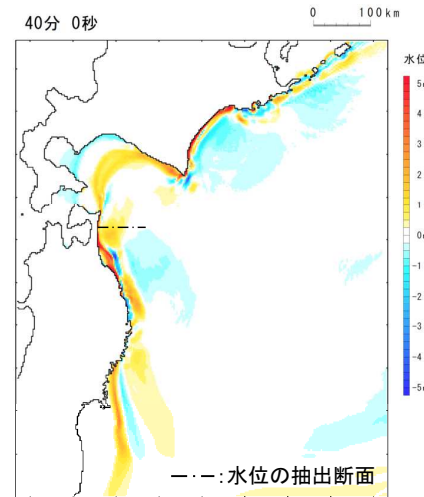
#### ■特性化モデル①の津波特性

- ①発電所港湾施設(取水口～防波堤堤頭部)のスケールは1km程度であるのに対して(p150), 最高水位を決定する第1波の波長は基準津波策定位置で40km程度, 発電所港湾内で24km程度と長いとともに, ②発電所防波堤の天端高(4～6m程度)に対して, 発電所地点の津波高さは10m程度と高い。
- 以上から, 特性化モデル①については, 発電所港湾施設や発電所周辺の微地形に対する周期特性(短周期)の影響は小さいと考えられる。

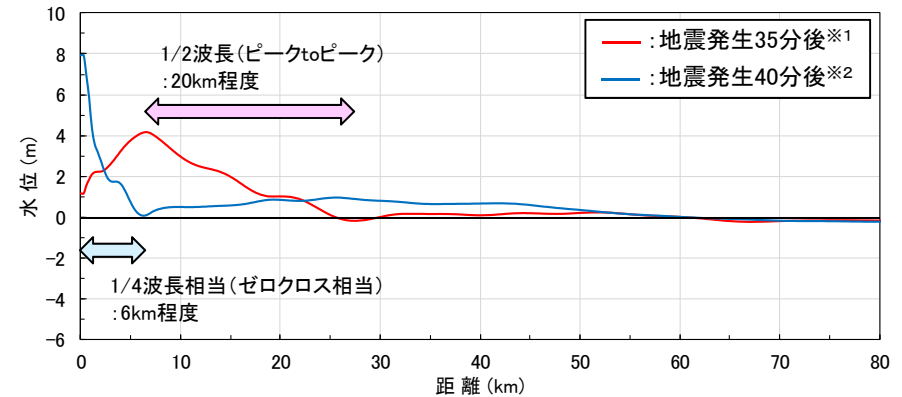
#### <①波長>



地震発生35分後※1の  
スナップショット



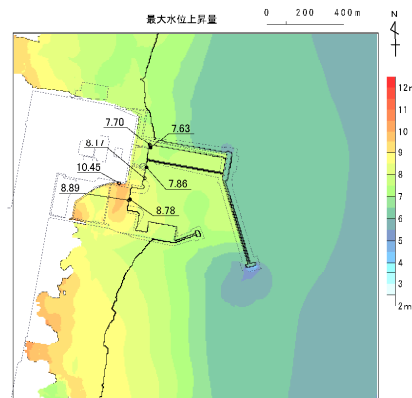
地震発生40分後※2の  
スナップショット



水位断面図

※1: 基準津波策定位置における最高水位発生時間  
※2: 発電所地点における最高水位発生時間

#### <②発電所地点の津波高さ(最大水位上昇量分布)>



※1: 基準津波策定位置における  
最高水位発生時間  
※2: 発電所地点における最高水位  
発生時間

(参考) 水深と周期から算定される波長※3

	周期(T)	波長(λ)	1/2波長	1/4波長
基準津波策定位置 (水深:H≒100m)	15分	28.2km	14.1km	7.0km
	40分	75.1km	37.6km	18.8km
発電所港湾内 (水深:H≒10m)	15分	8.9km	4.5km	2.2km
	40分	23.8km	11.9km	5.9km

※3: 算定式  $\lambda = \sqrt{(gH)} \times T$

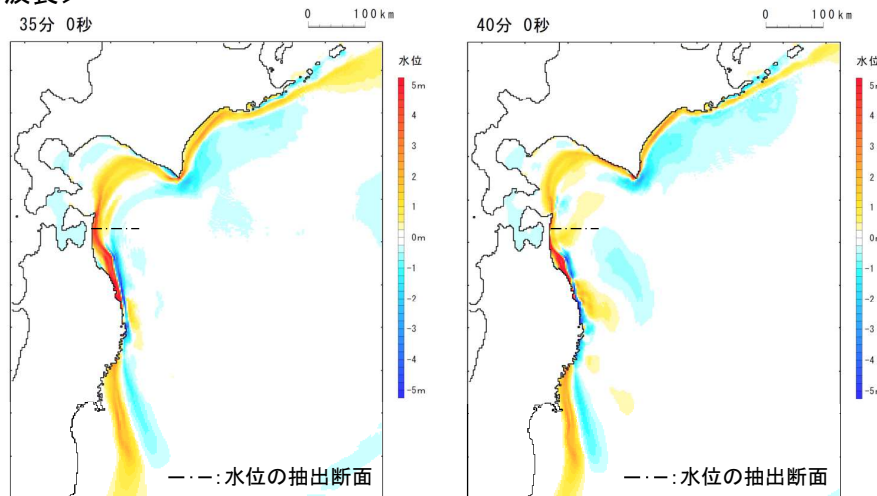
## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

### 16.5 発電所の津波高さに与える支配的な要因(3/5)

#### ■特性化モデル②の津波特性

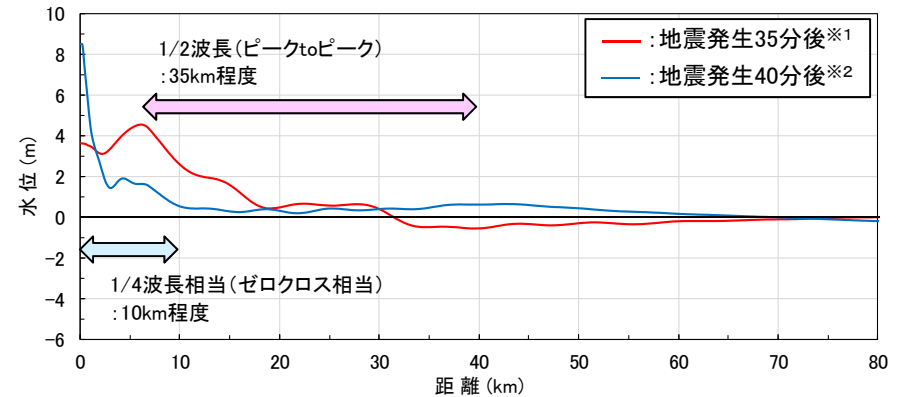
- ①発電所港湾施設(取水口～防波堤堤頭部)のスケールは1km程度であるのに対して(p150), 最高水位を決定する第1波の波長は基準津波策定位置で70km程度, 発電所港湾内で40km程度と長いとともに, ②発電所防波堤の天端高(4～6m程度)に対して, 発電所地点の津波高さは10m程度と高い。
- 以上から, 特性化モデル②については, 発電所港湾施設や発電所周辺の微地形に対する周期特性(短周期)の影響は小さいと考えられる。

#### <①波長>



地震発生35分後※1の  
スナップショット

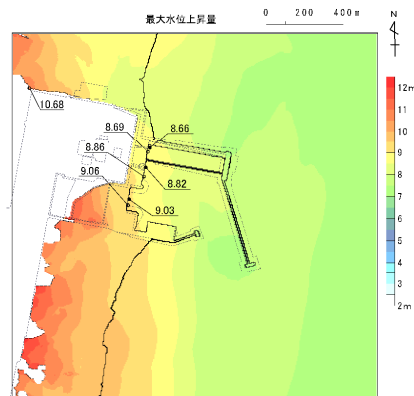
地震発生40分後※2の  
スナップショット



水位断面図

※1: 基準津波策定位置における最高水位発生時間  
※2: 発電所地点における最高水位発生時間

#### <②発電所地点の津波高さ(最大水位上昇量分布)>



※1: 基準津波策定位置における  
最高水位発生時間  
※2: 発電所地点における最高水位  
発生時間

(参考) 水深と周期から算定される波長※3

	周期(T)	波長(λ)	1/2波長	1/4波長
基準津波策定位置 (水深:H≒100m)	15分	28.2km	14.1km	7.0km
	40分	75.1km	37.6km	18.8km
発電所港湾内 (水深:H≒10m)	15分	8.9km	4.5km	2.2km
	40分	23.8km	11.9km	5.9km

※3: 算定式  $\lambda = \sqrt{(gH)} \times T$

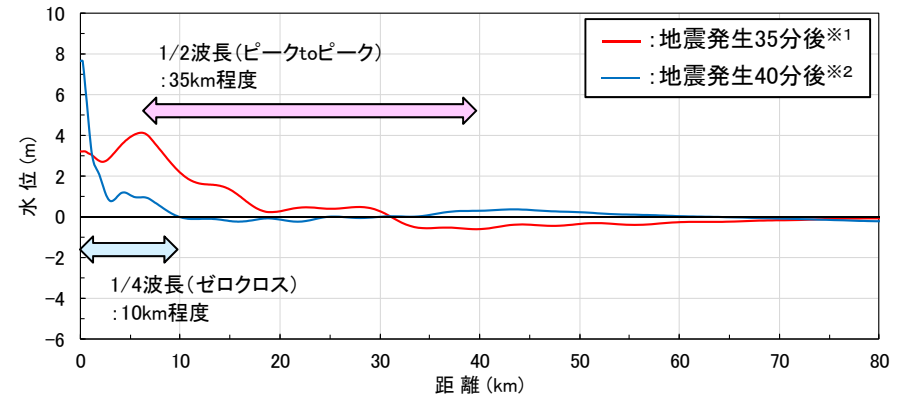
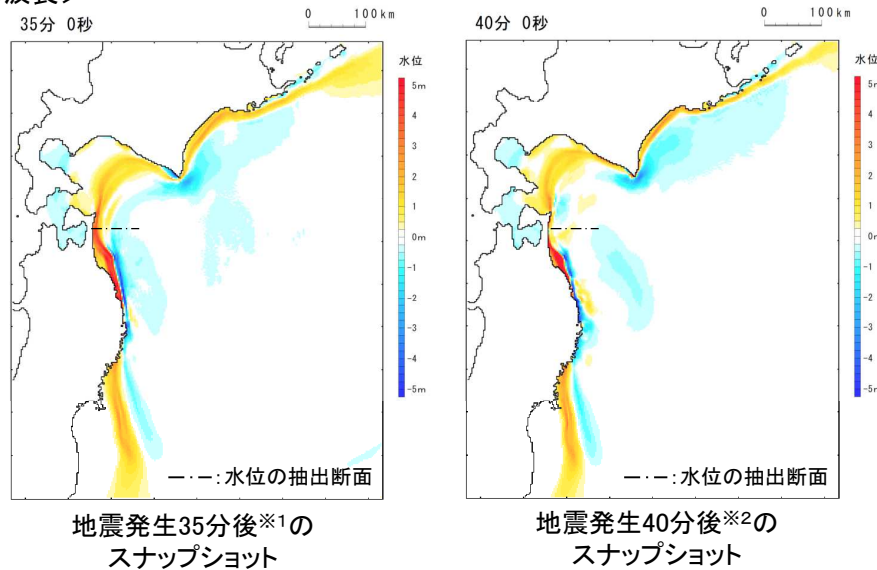
## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

### 16.5 発電所の津波高さに与える支配的な要因(4/5)

#### ■特性化モデル③の津波特性

- ①発電所港湾施設(取水口～防波堤堤頭部)のスケールは1km程度であるのに対して(p150), 最高水位を決定する第1波の波長は基準津波策定位置で70km程度, 発電所港湾内で40km程度と長いとともに, ②発電所防波堤の天端高(4～6m程度)に対して, 発電所地点の津波高さは10m程度と高い。
- 以上から, 特性化モデル③については, 発電所港湾施設や発電所周辺の微地形に対する周期特性(短周期)の影響は小さいと考えられる。

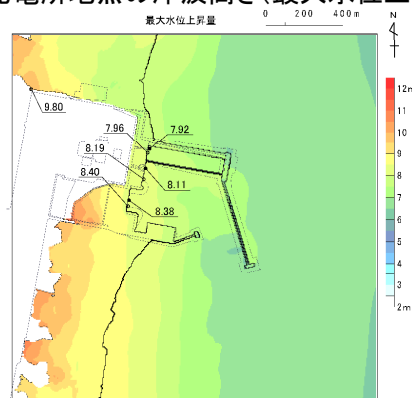
#### <①波長>



水位断面図

※1: 基準津波策定位置における最高水位発生時間  
※2: 発電所地点における最高水位発生時間

#### <②発電所地点の津波高さ(最大水位上昇量分布)>



※1: 基準津波策定位置における  
最高水位発生時間  
※2: 発電所地点における最高水位  
発生時間

(参考) 水深と周期から算定される波長※3

	周期(T)	波長(λ)	1/2波長	1/4波長
基準津波策定位置 (水深:H≒100m)	15分	28.2km	14.1km	7.0km
	40分	75.1km	37.6km	18.8km
発電所港湾内 (水深:H≒10m)	15分	8.9km	4.5km	2.2km
	40分	23.8km	11.9km	5.9km

※3: 算定式  $\lambda = \sqrt{(gH)} \times T$

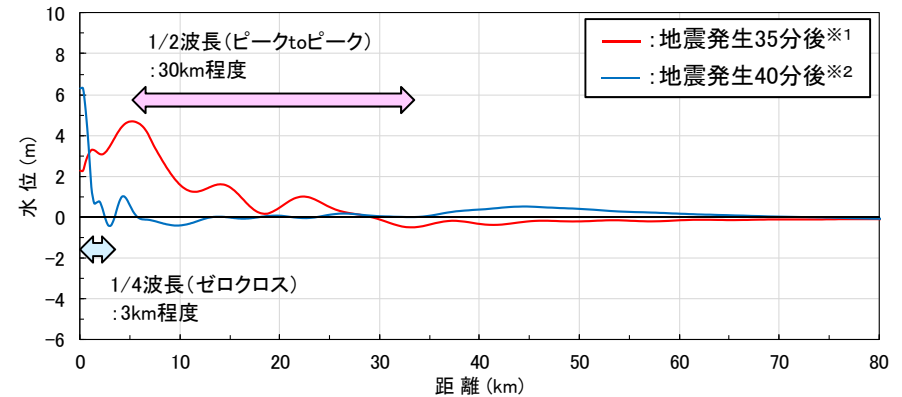
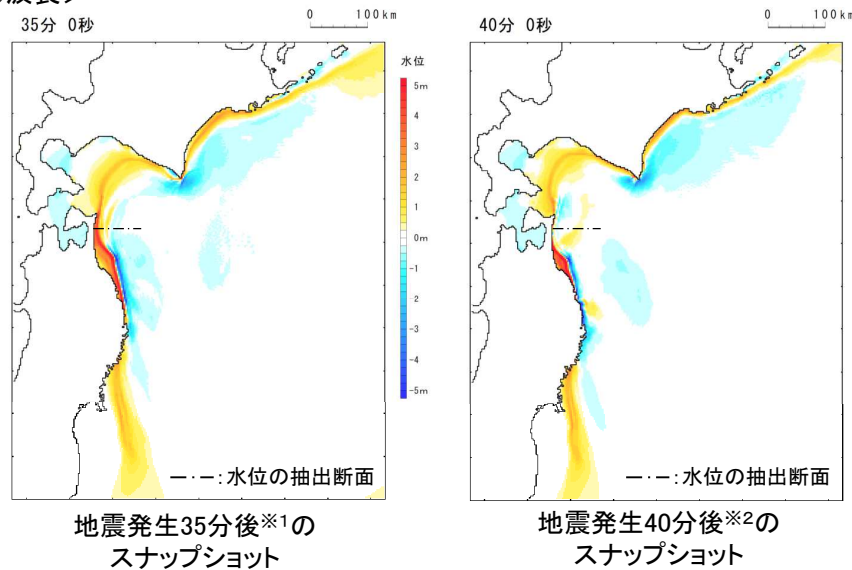
## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

### 16.5 発電所の津波高さに与える支配的な要因(5/5)

#### ■特性化モデル④の津波特性

- ①発電所港湾施設(取水口～防波堤堤頭部)のスケールは1km程度であるのに対して(p150), 最高水位を決定する第1波の波長は基準津波策定位置で60km程度, 発電所港湾内で12km程度と長いとともに, ②発電所防波堤の天端高(4～6m程度)に対して, 発電所地点の津波高さは10m程度と高い。
- 以上から, 特性化モデル④については, 発電所港湾施設や発電所周辺の微地形に対する周期特性(短周期)の影響は小さいと考えられる。

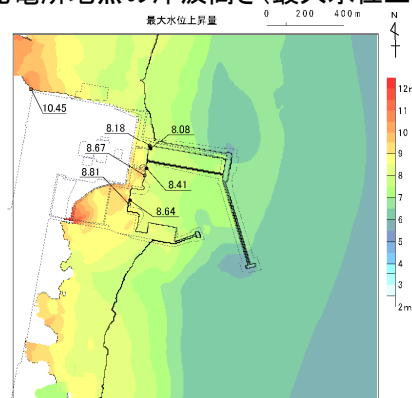
#### <①波長>



水位断面図

※1: 基準津波策定位置における最高水位発生時間  
※2: 発電所地点における最高水位発生時間

#### <②発電所地点の津波高さ(最大水位上昇量分布)>



※1: 基準津波策定位置における  
最高水位発生時間  
※2: 発電所地点における最高水位  
発生時間

(参考) 水深と周期から算定される波長※3

	周期(T)	波長(λ)	1/2波長	1/4波長
基準津波策定位置 (水深:H≒100m)	15分	28.2km	14.1km	7.0km
	40分	75.1km	37.6km	18.8km
発電所港湾内 (水深:H≒10m)	15分	8.9km	4.5km	2.2km
	40分	23.8km	11.9km	5.9km

※3: 算定式  $\lambda = \sqrt{(gH)} \times T$

## 16. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

### 16. 6 まとめ

---

- ・ 発電所周辺はリアス海岸のような複雑な地形を呈しておらず比較的平坦な海岸線に立地するが、発電所は専用港湾施設を有するとともに、発電所周辺には岬(物見崎)等の微地形が存在する。
- ・ 連動型津波の評価にあたっては、3.11地震と同様に長周期成分が卓越する特性化モデル①②③、杉野ほか(2013)を参考に長周期に加えて、短周期の波の発生要因も考慮した特性化モデル④と周期特性が異なる複数の特性化モデルを設定しているが、上記発電所の立地的特徴を踏まえた津波評価として、周期特性の観点から特性化モデル①～④の評価で妥当であるか(充足しているか)を確認するため、発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性の比較から検討した。
- ・ 検討の結果、発電所の津波高さは津波波源そのものの影響が支配的であり、発電所港湾施設や発電所周辺の微地形の影響は小さいことを確認した。これは、①発電所は比較的平坦な海岸線に立地するとともに、②最高水位を決定する第1波の波長は長く、かつ津波高さが10m程度と高いためと考えられる。
- ・ 以上から、発電所の立地的特徴を踏まえた津波評価にあたっては、特性化モデル①～④による評価で妥当である(充足している)ことを確認した。

## 17. 津波伝播特性の検討

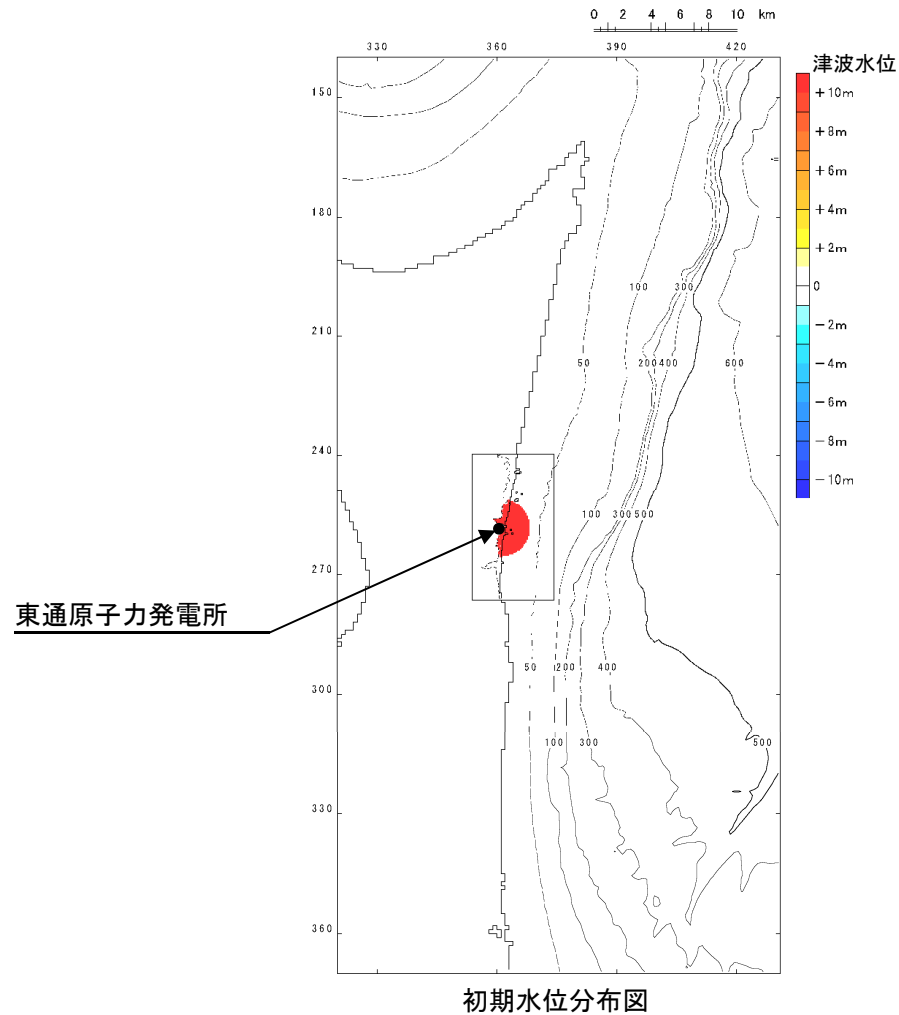
---

- 17. 1 検討方針
- 17. 2 最大水位上昇量分布
- 17. 3 津波の伝播状況

## 17. 津波伝播特性の検討

### 17.1 検討方針

- ・ 発電所を津波波源と仮定した場合の数値シミュレーションにより、津波の伝播特性の大きな傾向の把握を行った。
- ・ 津波波源は、発電所を中心とする半径2kmの円を設定し、一律10mの初期水位を与えた。



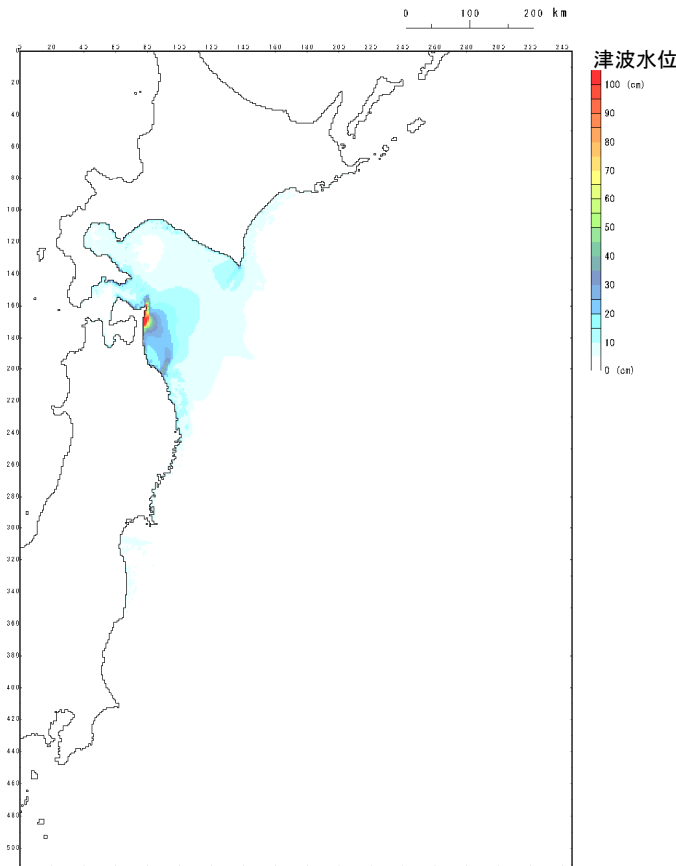


## 17. 津波伝播特性の検討

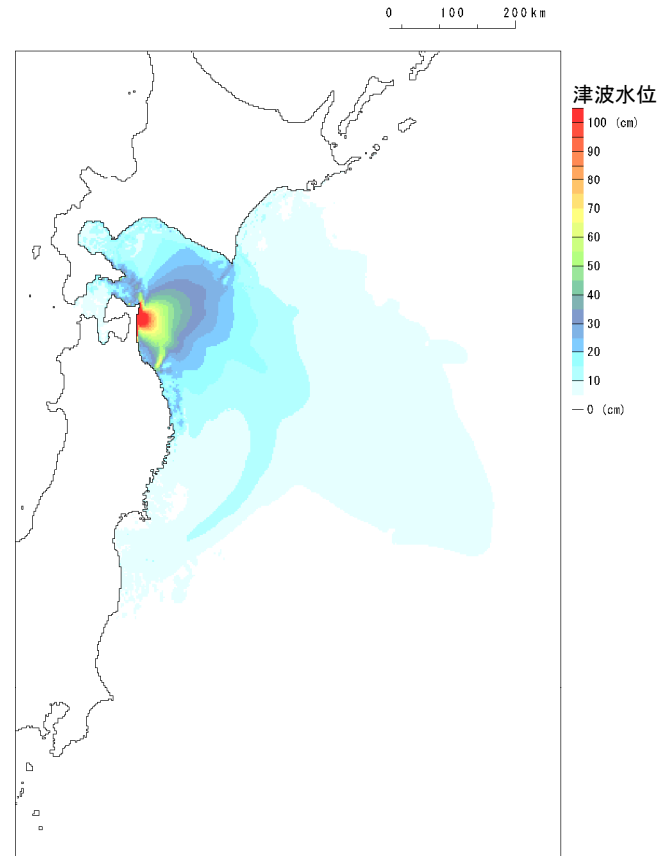
### 17.2 最大水位上昇量分布

- 水深による津波振幅への影響を軽減するため、「グリーンの法則」を用いて最大水位上昇量を補正※した。

※: 波源位置の水深を $h_0 (=10\text{m})$ , 沖合地点の水深を $h$ として, 数値シミュレーションで得られる各格子の最大水位上昇量を「 $(h_0/h)^{1/4}$ 」で除して補正。



水位補正前

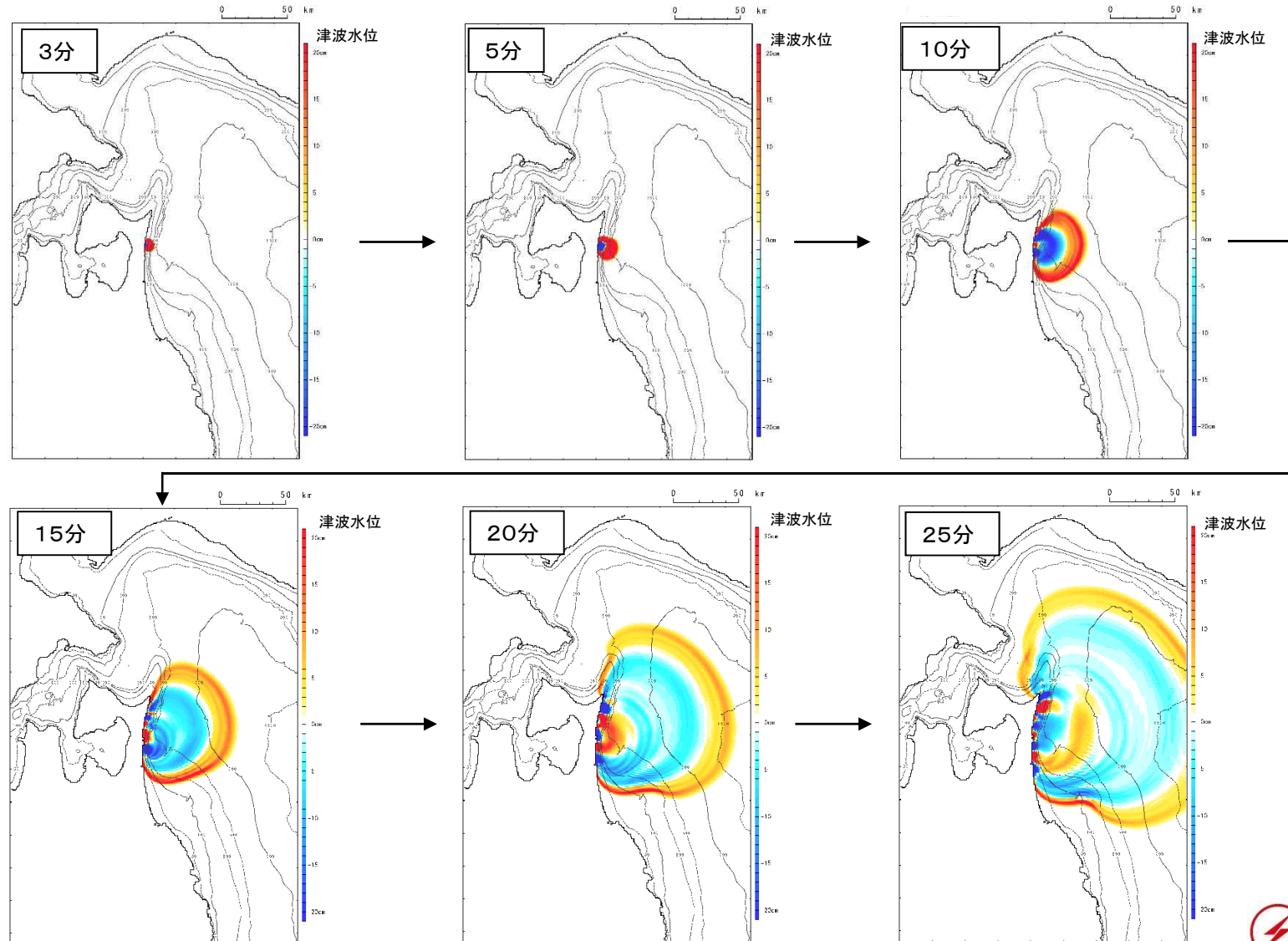


水位補正後

## 17. 津波伝播特性の検討

### 17.3 津波の伝播状況: 敷地近傍 (3~25分後)

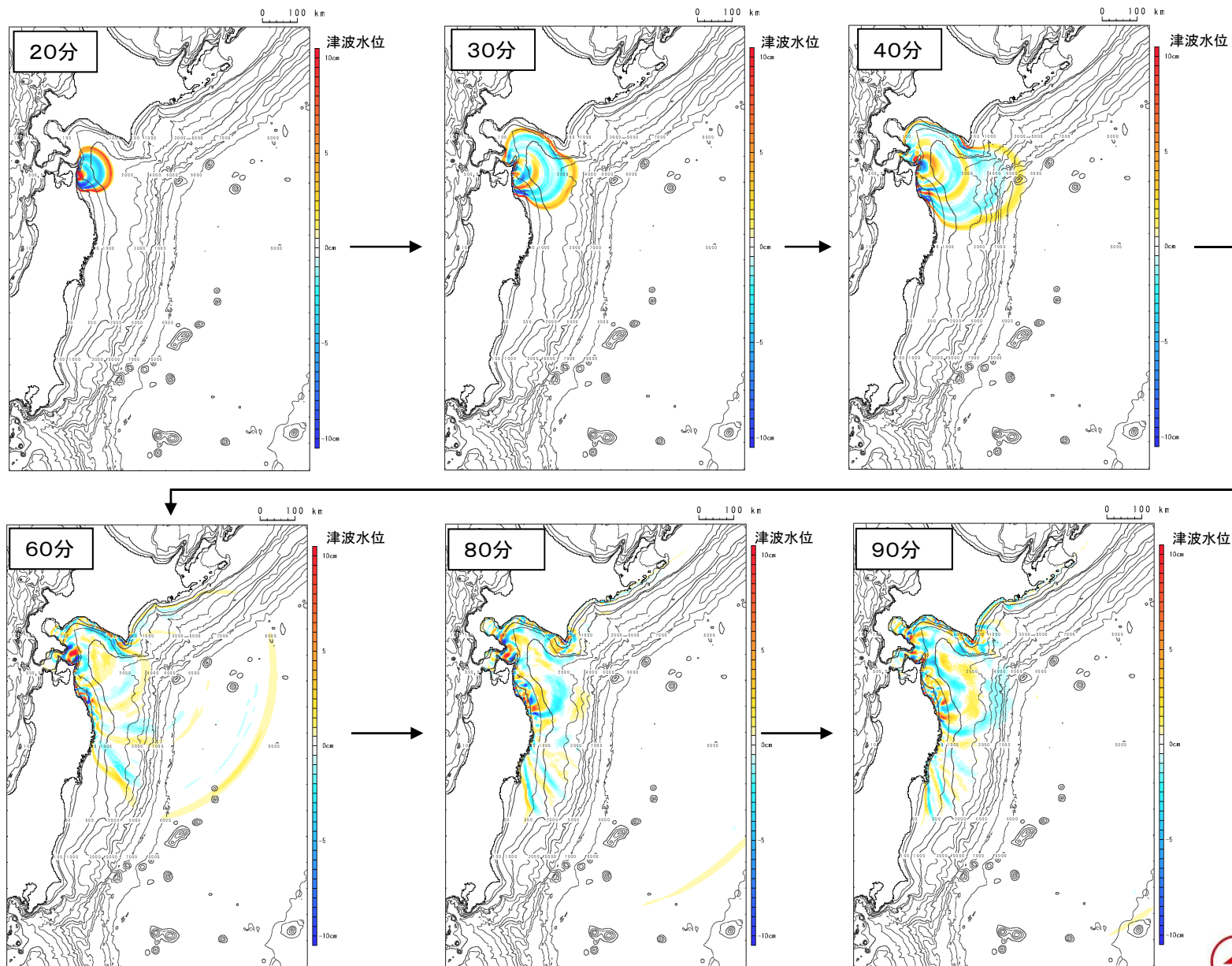
- 波源域から敷地前面海域に向かって、同心円状に津波が伝播する過程が確認される。



## 17. 津波伝播特性の検討

### 17.3 津波の伝播状況: 広域(20~90分後)

- ・ 沖合に向かって、同心円状に津波が伝播する過程が確認される。



## 参考文献

---

## 参考文献①

1. Lingling Ye, Thorne Lay, and Hiroo Kanamori (2012) : The Sanriku-Oki low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Oki earthquake rupture, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B02305, doi:10.1029/2011JB008847
2. 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
3. Naoki Uchida and Toru Matsuzawa (2011) : Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data, Earth Planets Space, 63, 675-679
4. 気象庁(2009) : 2008年7月19日福島県沖の地震(M6.9)について, 地震予知連絡会 会報, 第81巻, 3-21
5. 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(第三版)
6. 文部科学省研究開発局・国立大学法人東北大学大学院理学研究科・国立大学法人東京大学地震研究所・独立法人産業技術総合研究所(2010) : 宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書, 390pp
7. 佐竹健治・行谷佑一・山木滋(2008) : 石巻・仙台平野における869年貞観津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, No.8, pp.71-89
8. 西村卓也(2012) : 測地観測データに基づく東北日本の最近120年間の地殻変動, 地質学雑誌, 第118巻, 第5号, pp.278-293
9. Shinzaburo Ozawa, Takuya Nishimura, Hiroshi Munekane, Hisashi Suito, Tomokazu Kobayashi, Mikio Tobita and Tetsuro Imakiire (2012) : Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, Journal of Geophysical Research, Vol.177, B07404, DOI: 10.1029/2011JB009120
10. Yusuke Yokota, Kazuki Koketsu (2015) : A very long-term transient event preceding the 2011 Tohoku earthquake, NATURE COMMUNICATIONS, DOI: 10.1038/ncomms6934
11. Naoki Uchida and Toru Matsuzawa (2011) : Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data, Earth Planets Space, 63, 675-679
12. Naoki Uchida, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa, Toru Matsuzawa (2009) : What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone, Earth and Planetary Science Letters 283, 111-121
13. Masanao Shinohara, Tomoaki Yamada, Kazuo Nakahigashi, Shin'ichi Sakai, Kimihiro Mochizuki, Kenji Uehira, Yoshihiro Ito, Ryusuke Azuma, Yuka Kaiho, Tetsuo No, Hajime Shiobara, Ryota Hino, Yoshio Murai, Hiroshi Yakiwara, Toshinori Sato, Yuya Machida, Takashi Shinbo, Takehi Isse, Hiroki Miyamachi, Koichiro Obana, Narumi Takahashi, Shuichi Kodaira, Yoshiyuki Kaneda, Kenji Hirata, Sumio Yoshikawa, Kazushige Obara, Takaya Iwasaki, and Naoshi Hirata (2011) : Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network, Earth Planets Space, 63, 835-840
14. Tomoya Abe, Kazuhisa Goto, Daisuke Sugawara (2012) : Relationship between the maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan, Sedimentary Geology 282, 142-150, doi:10.1016/j.sedgeo.2012.05.004
15. 後藤和久・箕浦幸治(2012) : 2011年東北地方太平洋沖地震津波の反省に立った津波堆積学の今後のあり方, 堆積学研究, 第71巻, 第2号, 105-117
16. 中村有吾・西村裕一・伊尾木圭衣・プルナ スラスティア プトラ・アディティア グスマン(2011) : 北海道および青森県における東北地方太平洋沖地震津波の実態に関する野外調査, 東北地方太平洋沖地震津波に関する合同調査報告会 予稿集

## 参考文献②

17. 山田昌樹・藤野滋弘(2013):2011年東北地方太平洋沖地震津波により茨城県・千葉県沿岸低地に形成された津波堆積物の堆積学的特徴, 堆積学研究, 第72巻, 第1号, 13-25
18. 後藤和久・菅原大助・西村裕一・藤野滋弘・小松原純子・澤井祐紀・清水康博(2017):津波堆積物の認定手順, 津波工学研究報告, 第33号, p.45-54
19. 内閣府(2020a):日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について(概要報告), 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会
20. 内閣府(2020b):G空間情報センターHP, 内閣府 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討会/津波断層モデル(3)津波断層パラメータ(最終更新2020年12月16日), <https://www.geospatial.jp/ckan/dataset/2-003>
21. 公益社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会(2016):原子力発電所の津波評価技術2016
22. 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫(1998):GISを利用した津波遡上計算と被害推定法, 海岸工学論文集, 第45巻, pp.356-360
23. Mansinha, L. and D. E. Smylie(1971):The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol.61, No.5, pp.1433-1440
24. 相田勇(1977):三陸沖の古い津波のシミュレーション, 東京大学地震研究所彙報, Vol.52, pp.71-101
25. 羽鳥徳太郎(2000):三陸沖歴史津波の規模の再検討, 津波工学研究報告17, pp.39-48
26. 伊木常誠(1897):三陸地方津浪実況取調報告, 震災予防調査会報告, 第11号, pp.5-34
27. 松尾春雄(1933):三陸津浪調査報告, 内務省土木試験所報告, 第24号, pp.83-112
28. 地震研究所(1934):昭和8年3月3日三陸地方津波に関する論文及報告, 東京帝国大学地震研究所彙報, 別冊第1号
29. 岸力(1969):1968年十勝沖地震調査報告, 津波—北海道東北沿岸—, 1968年十勝沖地震調査委員会編『1968年十勝沖地震調査報告』, (pp.207-256)
30. 岸本清行(2000):海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成:Japan250m.grd, 地質調査所研究資料集353, 地質調査所
31. 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
32. 内閣府(2012):南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告) 巻末資料, 南海トラフの巨大地震モデル検討会
33. 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループによるデータ(<http://www.coastal.jp/tjt/>), 2012/12/29
34. Tetsuzo Seno (2014):Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where Mw 9 earthquakes can occur , Tectonophysics 621 , 198-210
35. 杉野英治・呉長江・是永真理子・根本信・岩渕洋子・蛭沢勝三(2013):原子力サイトにおける2011東北地震津波の検証, 日本地震工学会論文集, 第13巻, 第2号(特集号)
36. Changjiang Wu, Hideaki Tsutsumi, Hongjun Si, Yusuke Saijo(2012): Rupture Process of the 2011 Mw9.0 Tohoku Earthquake And Strong Motion Simulation from the Viewpoint of NPP Seismic Design,15th World Conference on Earthquake Engineering
37. Satoko Murotani, Kenji Satake , Yushiro Fujii(2013): Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip and asperity size for M~9 subduction zoneearthquakes, Geophysical Research Letters,Vol.40,pp.5070-5074

## 参考文献③

38. Toshiya Fujiwara, Shuichi Kodaira, Tetsuo No, Yuka Kaiho, Narumi Takahashi, Yoshiyuki Kaneda (2011) : The 2011 Tohoku-Oki Earthquake: Displacement Reaching the Trench Axis, *SCIENCE*, VOL 334
39. Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya (2013) : Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473-1492, doi:10.1785/0120120122
40. 東北電力株式会社 (2011) : 女川原子力発電所における平成23年東北地方太平洋沖地震により発生した津波の調査結果に関わる報告書, 2011年7月
41. 長谷川昭 (2015) : 2011年東北沖地震の震源域で何が起きたか? - 東北沖地震の発生機構 -, *地震ジャーナル*, 60号
42. 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
43. Koichiro Obana, Shuichi Kodaira, Masanao Shinohara, Ryota Hino, Kenji Uehira, Hajime Shiobara, Kazuo Nakahigashi, Tomoaki Yamada, Hiroko Sugioka, Aki Ito, Yasuyuki Nakamura, Seiichi Miura, Tetsuo No, Narumi Takahashi (2013) : Aftershocks near the updip end of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 382, 111-116, doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.007
44. 文部科学省測地学分科会 (2014) : 「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成25年度年次報告 (機関別), 課題番号1205, アスペリティの特性解明に向けた観測研究
45. 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
46. 井出哲 (2011) : 東北沖地震の二面性 - 浅部のすべり過ぎと深部の高周波震動 -, *東京大学大学院理学系学科*, プレスリリース
47. 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
48. Aki Ito, Gou Fujie, Tetsuro Tsuru, Shuichi Kodaira, Ayako Nakanishi, Yoshiyuki Kaneda (2004) : Fault plane geometry in the source region of the 1994 Sanriku-oki earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 163-175
49. Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2004) : Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683
50. 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*, 54, 267-280
51. Saeko Kita, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa, Tomomi Okada, Kei Katsumata, Youichi Asano and Takeshi Kimura (2014) : Detailed seismic attenuation structure beneath Hokkaido, northeastern Japan: Arc-arc collision process, arc magmatism, and seismotectonics, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119(8), 6486-6511
52. Kazushige Obara, Yoshikatsu Haryu, Yoshihiro Ito, Katsuhiko Shiomi (2004) : Low frequency events occurred during the sequence of aftershock activity of the 2003 Tokachi-Oki earthquake; a dynamic process of the tectonic erosion by subducted seamount, *Earth Planets Space*, 56, 347-351

## 参考文献④

53. 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
54. Yukinobu Okamura, Takumi Tsujino, Kohsaku Arai, Tomoyuki Sasaki, Kenji Satake and Masato Joshima (2008): Fore arc structure and plate boundary earthquake sources along the southwestern Kuril subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, Vol.113, B06305
55. Saeko Kita, Tomomi Okada, Akira Hasegawa, Junichi Nakajima, Toru Matsuzawa(2010) : Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials, *Earth and Planetary Science Letters* 290, 415–426
56. 文部科学省(2008) : プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造の推定, 東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究, 平成20年度成果報告書, 3.1.1.2
57. 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
58. Tomoaki Nishikawa, Toru Matsuzawa, Kazuaki. Ohta, Naoki Uchida, Takuya. Nishimura, S. Ide(2019): The slow earthquake spectrum in the Japan Trench illuminated by the S-net seafloor observatories, *Science* 23, Vol. 365, Issue 6455, pp. 808–813
59. Takuya Nishimura, Tomowo Hirasawa, Shin'ichi Miyazaki, Takeshi Sagiya, Takashi Tada, Satoshi Miura and Kazuo Tanaka (2004) : Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995–2002 estimated from continuous GPS observations, *Geophysical Journal International*, Vol.157, Issue 2, pp.901–916
60. Chihiro Hashimoto, Akemi Noda, Takeshi Sagiya and Mitsuhiro Matsu'ura (2009) : Interplate seismogenic zones along the Kuril–Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, Vol.2, pp.141–144
61. Naoyuki Kato and Tetsuzo Seno(2003) : Hypocenter depths of large interplate earthquakes and their relation to seismic coupling, *Earth and Planetary Science Letters* 210,53–63
62. P. Martin Mai, P. Spudich, and J. Boatwright(2005) : Hypocenter Locations in Finite-Source Rupture Models, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 3, pp. 965–980, doi: 10.1785/0120040111
63. S.T.G. RAGHUKANTH and S. SANGEETHA(2016) : A stochastic model for earthquake slip distribution of large events, *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, Vol. 7, No. 2, 493521, doi.org/10.1080/19475705.2014.941418
64. Diego Melgar and Gavin P. Hayes(2019) : The Correlation Lengths and Hypocentral Positions of Great Earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 109, No. 6, pp. 2582–2593, doi: 10.1785/0120190164
65. 杉野英治・岩渕洋子・阿部雄太(2017) : 破壊伝播特性の不確かさ影響を考慮した確率論的津波ハザード評価手法, *日本地震工学会論文集* 第17巻, 第2号
66. Yushiro Fujii and Kenji Satake(2007) : Tsunami Source of the 2004 Sumatra–Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 97, No. 1A, pp. S192–S207, doi: 10.1785/0120050613



## 参考文献⑤

---

67. 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 and Applied Geophysics, DOI 10.1007/s00024-012-0524-2
68. Kanamori, H. and D.L. Anderson (1975) : Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bulletin of the Seismological Society of America, 65, 1073-1095.
69. Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999) : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, 70, 59-80.
70. 入倉孝次郎 (2004) : 強震動予測レシピ — 大地震による強震動の予測手法 —, 京都大学防災研究所年報 第47号 A
71. Satoko Murotani, Hiroe Miyake, and Kazuki Koketsu (2008) : Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, Earth Planets Space, 60, 987-991.
72. Jean M. Johnson and Kenji Satake (1996) : The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 101, NO. BI, PAGES 523-532
73. Johnson, J.M., Y. Tanioka, L. J. Ruff, K. Satake, H. Kanamori, and L. R. Sykes (1994) : The 1957 great Aleutian earthquake, Pure Appl. Geophys., 142, 3-28.
74. 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, 541-553
75. 河合弘泰・佐藤真・川口浩二・関克己 (2011) : GPS波浪計で捉えた平成23年東北地方太平洋沖地震津波, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.67, No.2, I\_1291-I\_1295
76. JAMSTEC (2012) : 海溝軸まで及んだ東北地方太平洋沖地震の地震断層を確認, プレスリリース
77. 奥村与志弘・後藤浩之 (2013) : 海溝型地震の分岐断層破壊シナリオで発生する津波の特徴に関する一考察, 土木学会論文集A1(構造・地震工学), Vol.69, No.4(地震工学論文集第32巻), I\_750-I\_757