

## 4. 特性化モデルの設定

---

- 4. 1 3.11地震から得られた知見の整理
- 4. 2 基本方針(設定フロー)
- 4. 3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)
- 4. 4 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル  
(特性化モデル②, ③, ④)
- 4. 5 まとめ

## 4. 特性化モデルの設定

### 4.1 3.11地震から得られた知見の整理

---

- ・ 特性化モデル設定にあたり, 3.11地震から得られた知見を整理した。
- ・ 3.11地震の地震特性を再現するモデル(震源断層モデル), 津波特性を再現するモデル(津波波源モデル)の比較等から, 特性化モデルの設定にあたって反映が必要な知見は, 以下のとおり整理される。

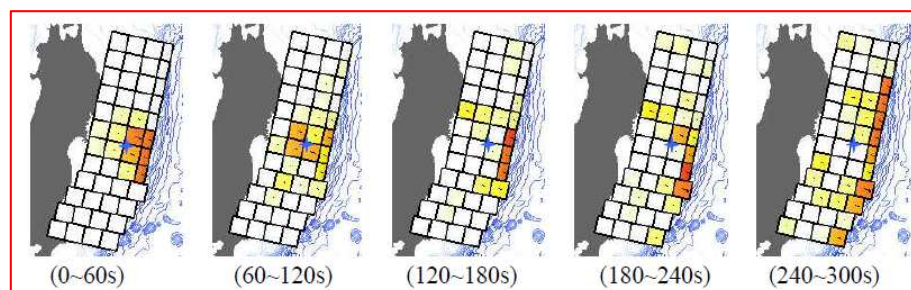
- i. 地震特性(=実現象に近い破壊メカニズム)を再現するモデルと, 津波特性(=広域沿岸部の痕跡高)を再現するモデルは異なり, 両モデルの差を埋めるのは, 今後検討すべき課題である(杉野ほか(2013))。
- ii. 広域に亘って, 時間的・空間的に複雑なすべり分布の不均一性が見られたが, 沿岸の津波高さに大きな影響を及ぼしたのは, 正対する海域で生じた大きなすべり領域である(Satake et al.(2013), 杉野ほか(2013))。

## 4. 特性化モデルの設定

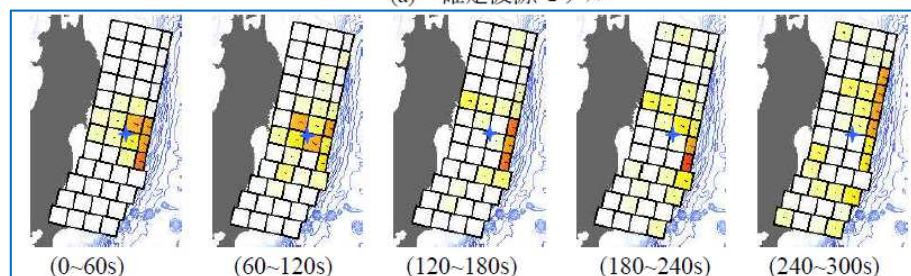
### 4.1 3.11地震から得られた知見の整理(知見:i)

i. 地震特性(=実現象に近い破壊メカニズム)を再現するモデルと、津波特性(=広域沿岸部の痕跡高)を再現するモデルは異なり、両モデルの差を埋めるのは、今後検討すべき課題である。

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



(a) 確定波源モデル



(b) 暫定波源モデル

#### ■ 確定波源モデル

沿岸の痕跡高(広域の津波特性)を再現するため破壊メカニズムを再現する暫定波源モデルのすべり量を1.2倍したモデル

#### ■ 暫定波源モデル

破壊メカニズム(地殻変動量, 沖合いの観測波形)を再現するモデル

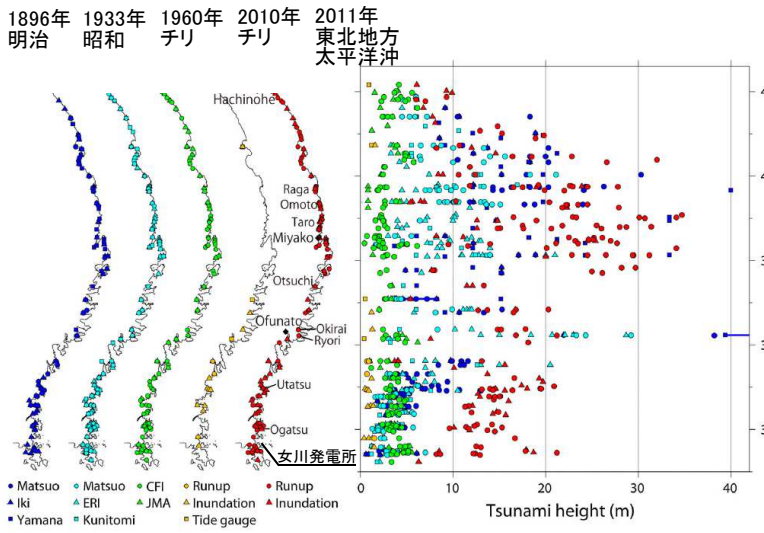
3.11地震を再現する津波波源モデルのすべり分布の経時変化  
(杉野ほか(2013)に一部加筆)

### 4. 特性化モデルの設定

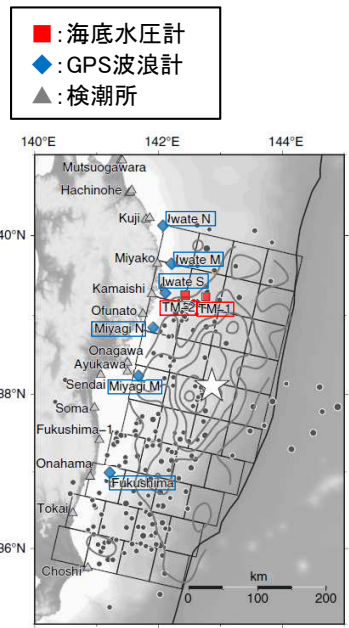
#### 4.1 3.11地震から得られた知見の整理(知見: ii)(1/2)

ii. 広域に亘って、時間的・空間的に複雑なすべり分布の不均一性が見られたが、沿岸の津波高さに大きな影響を及ぼしたのは、正対する海域で生じた大きなすべり領域である。

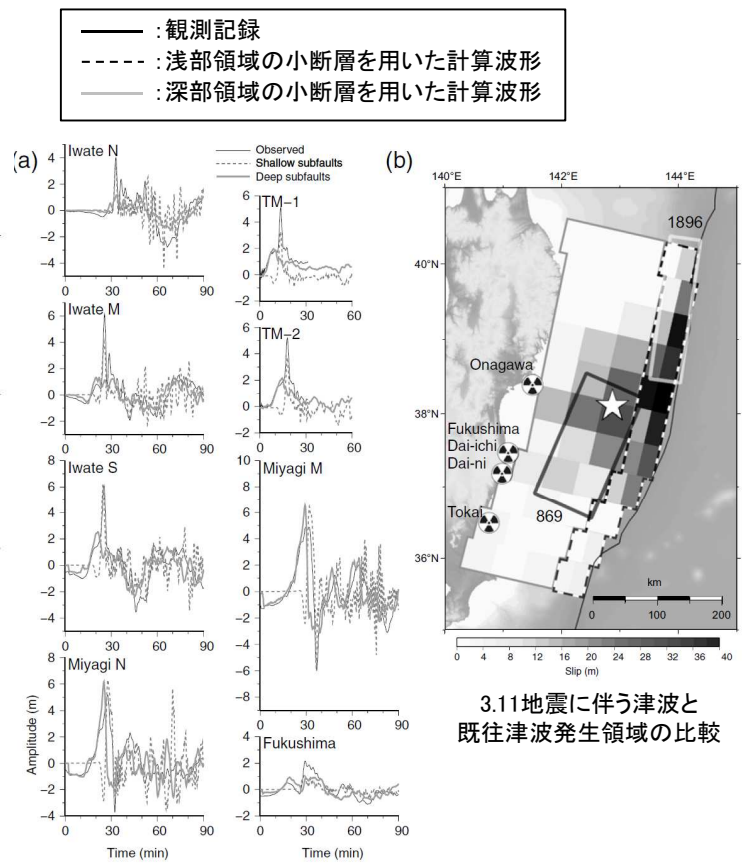
- Satake et al.(2013)は、津波波形インバージョン解析から推定された断層モデルを用いて、宮城県沿岸、三陸沿岸の津波高さに寄与したすべり領域の分析を実施し、宮城県沿岸の津波高さに寄与したすべり領域は、869年の地震に伴う津波の発生領域であり、三陸沿岸の津波高さに寄与したすべり領域は、1896年明治三陸地震津波の発生領域であったとしている。



1960年及び2010年チリ津波と日本海溝沿いで発生した  
主な津波の津波高さの比較  
(Tsuji et al.(2014)に一部加筆)



津波波形の比較位置



観測波形と計算波形の比較

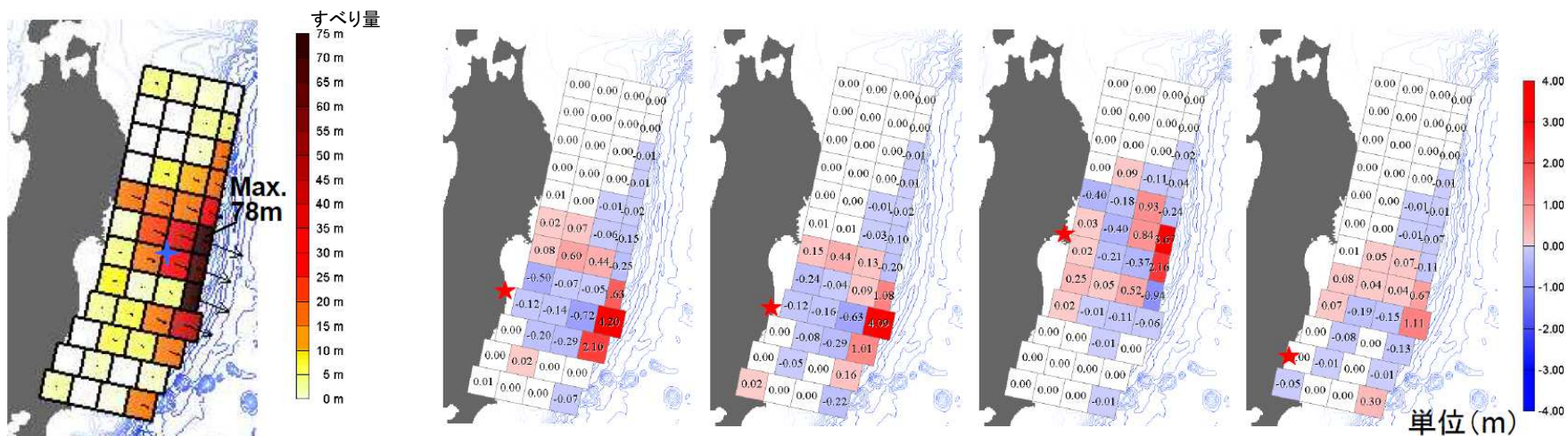
3.11地震に伴う津波特性の分析  
(Satake et al.(2013)に一部加筆)



#### 4. 特性化モデルの設定

### 4.1 3.11地震から得られた知見の整理(知見: ii)(2/2)

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



津波波源モデル  
(杉野ほか(2013))

(a) 福島第一 NPP      (b) 福島第二 NPP      (c) 女川 NPP      (d) 東海第二 NPP

原子力サイトの沖合150m水深点の最大波高における小断層の波高内訳  
(杉野ほか(2013))

# 4. 特性化モデルの設定

## 4.2 基本方針(設定フロー)

- 3.11地震から得られた知見を踏まえ、広域の津波特性及び地震特性を考慮した複数の特性化モデルを設定する。

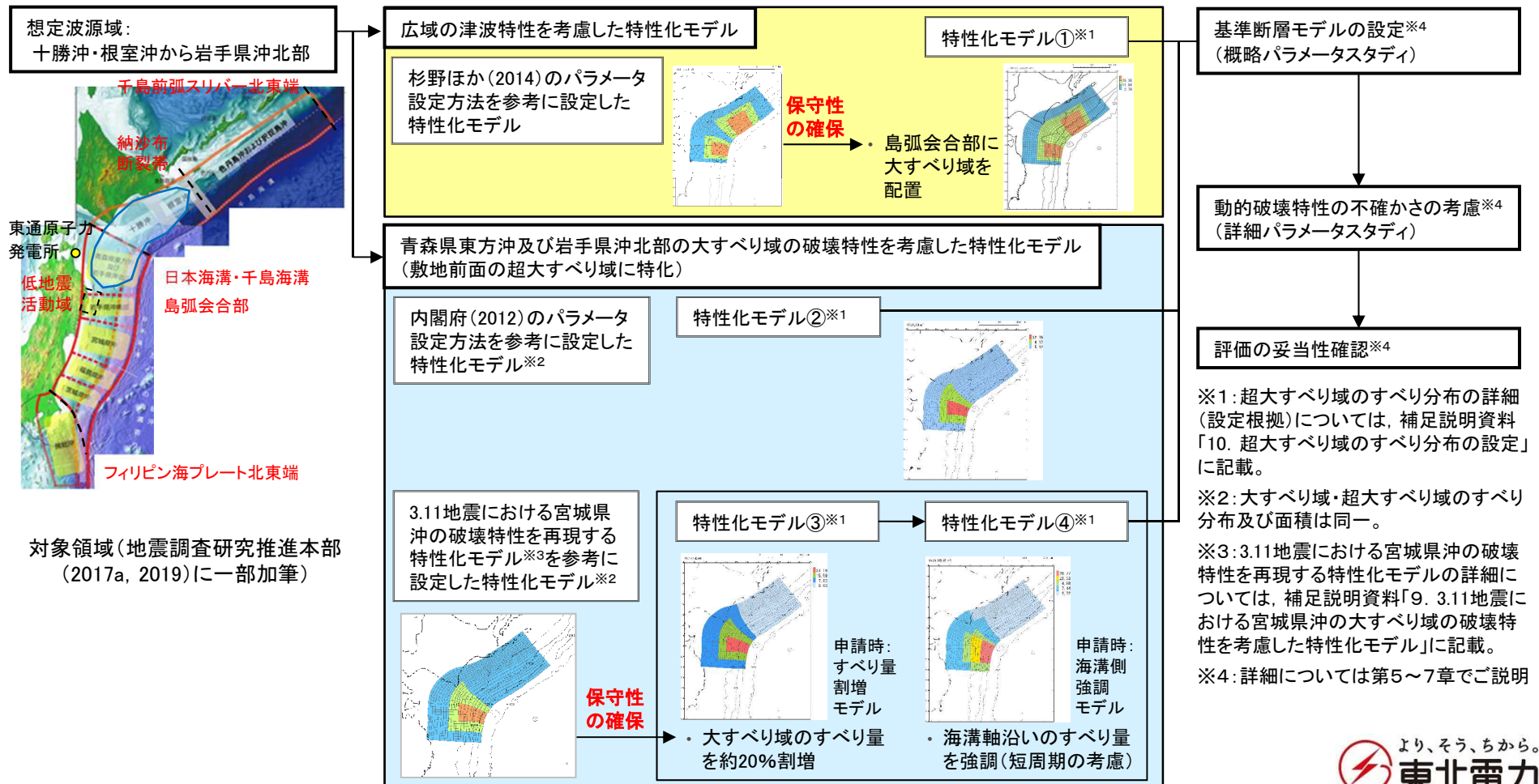
### (A) 知見 i の反映

次の2つのモデルを基本として設定する。

- 津波特性の観点: 広域の津波特性(沿岸部の痕跡高)を考慮した特性化モデル
- 地震特性の観点: 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域(アスペリティ, 固着等)の破壊特性を考慮した特性化モデル

### (B) 知見 ii の反映

青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は、発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、大すべり域のすべり量, すべり領域について保守性を確保する(科学的想像力の発揮)。



## 4. 3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

---

- 4. 3. 1 超大すべり域の配置
- 4. 3. 2 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定
- 4. 3. 3 特性化モデル①の設定方針
- 4. 3. 4 大きなすべりが生じる構造的特徴
- 4. 3. 5 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性
- 4. 3. 6 特性化モデル①の設定

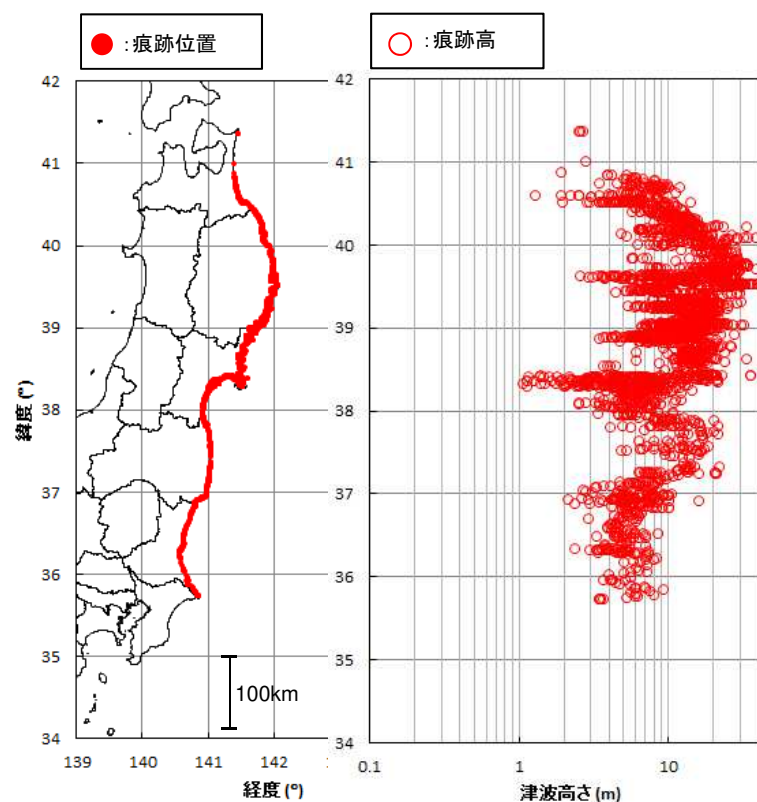
余白

## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.1 超大すべり域の配置

#### ■基本方針

- 3.11地震に伴う津波により、青森県北部から茨城県南部に至る広範囲で津波被害が確認された。
- 過去に「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」が発生した記録が無いことから、同領域でM9クラスの巨大地震が発生した場合の津波の影響範囲と超大すべり域の配置の関係を整理するため、「3.11地震に伴う津波の影響範囲と超大すべり域位置の関係」、「根室沖から岩手県沖北部で確認されている津波堆積物及びそれを再現する津波波源」に関する知見を収集し、超大すべり域を配置する。



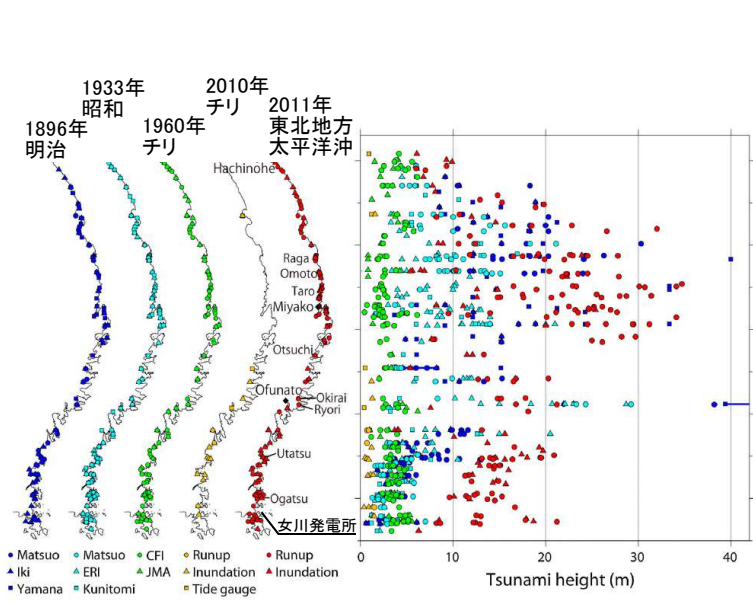
青森県北部～茨城県南部における3.11地震に伴う津波の痕跡高※  
(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012))  
※: 海岸線からの距離1000m以内, 信頼度Aのデータ(総数:2,686)



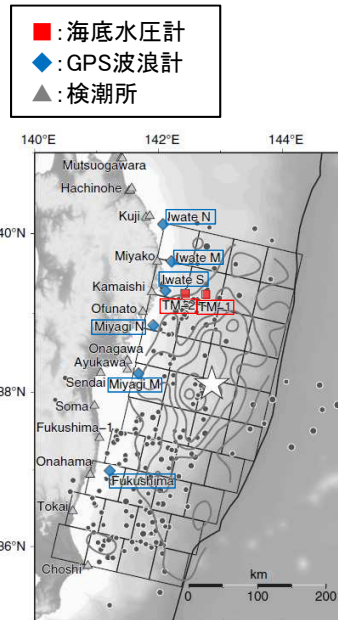
### 4.3.1 超大すべり域の配置

#### ■3.11地震に伴う津波の影響範囲と超大すべり域位置の関係

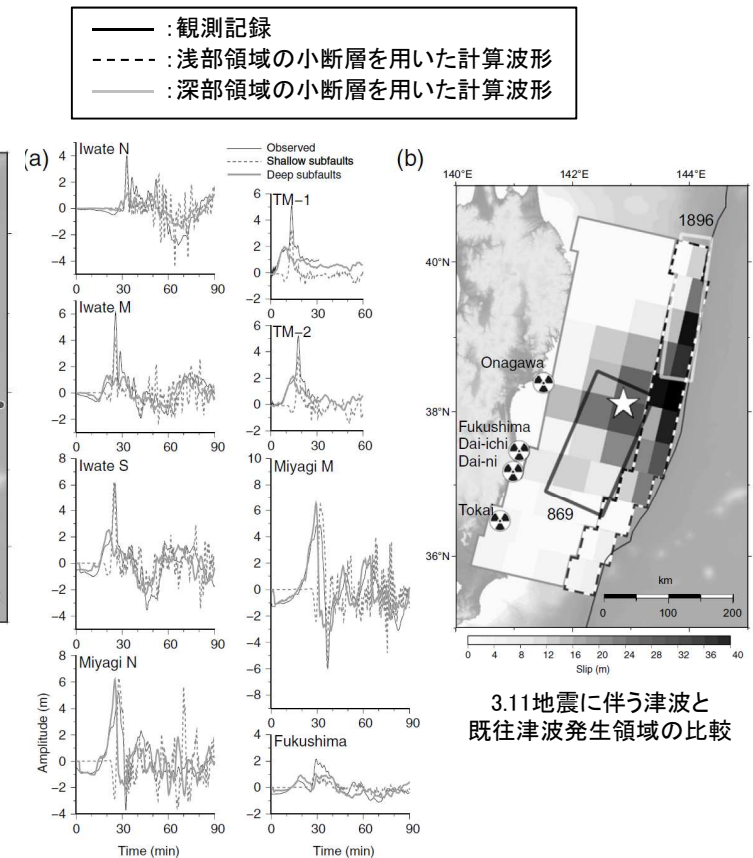
- 3.11地震に伴う津波は、青森県北部から茨城県南部に至る広範囲で被害が確認されているが、震源域に位置する宮城県沿岸の津波高さ(痕跡高)よりも、三陸沿岸の津波高さ(痕跡高)の方が高かったことが特徴的である(Tsuji et al.(2014))。
- Satake et al.(2013)は、津波波形インバージョン解析から推定された断層モデルを用いて、宮城県沿岸、三陸沿岸の津波高さに寄与したすべり領域の分析を実施し、宮城県沿岸の津波高さに寄与したすべり領域は、869年の地震に伴う津波の発生領域であり、三陸沿岸の津波高さに寄与したすべり領域は、1896年明治三陸地震津波の発生領域であったとしている。



1960年及び2010年チリ津波と日本海溝沿いで発生した  
主な津波の津波高さの比較  
(Tsuji et al.(2014)に一部加筆)



津波波形の比較位置



観測波形と計算波形の比較

3.11地震に伴う津波特性の分析 (Satake et al.(2013)に一部加筆)

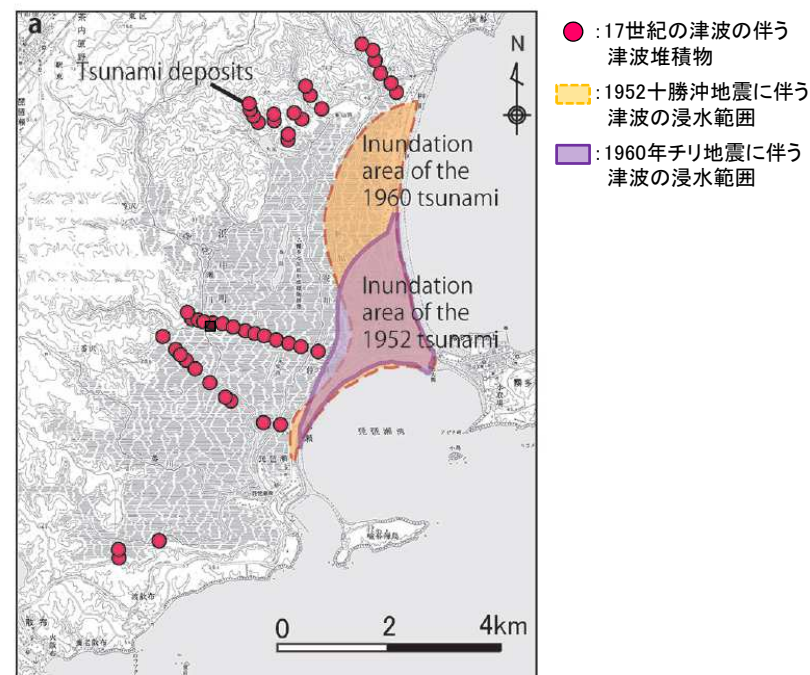
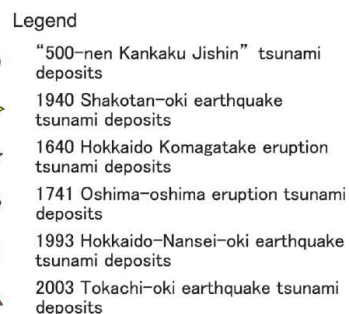
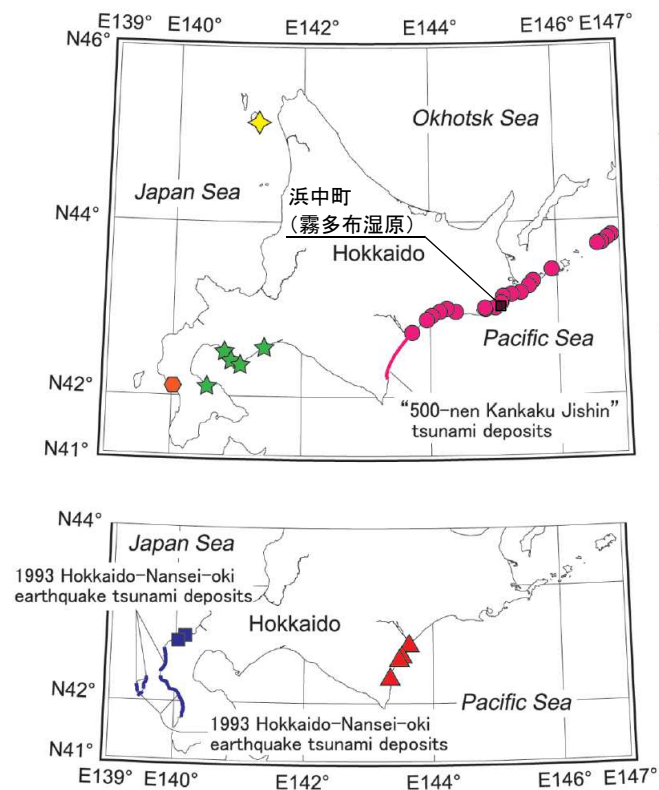
以上の知見から、沿岸の津波高さに影響を及ぼすすべり領域は、正対する海域で生じる大きなすべり領域である。

## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.1 超大すべり域の配置

#### ■根室沖から岩手県沖北部における既往津波: 17世紀に発生した超巨大地震に伴う津波の津波堆積物(十勝沖・根室沖)

- 17世紀に発生した超巨大地震に伴う津波の津波堆積物は、根室から十勝地域まで沿岸約200kmで確認され、北海道浜中町の霧多布湿原では、1952年十勝沖地震に伴う津波や1960年チリ地震に伴う津波の遡上距離は海岸から1~2km程度であるのに対し、17世紀の津波に伴う津波堆積物は、現海岸線から最低でも内陸へ3km以上に渡って分布する(高清水(2013), 地震調査研究推進本部(2017a), 佐竹(2017))。



浜中町(霧多布湿原)における17世紀の津波に伴う津波堆積物の分布と既往津波の浸水範囲の比較 (佐竹(2017))

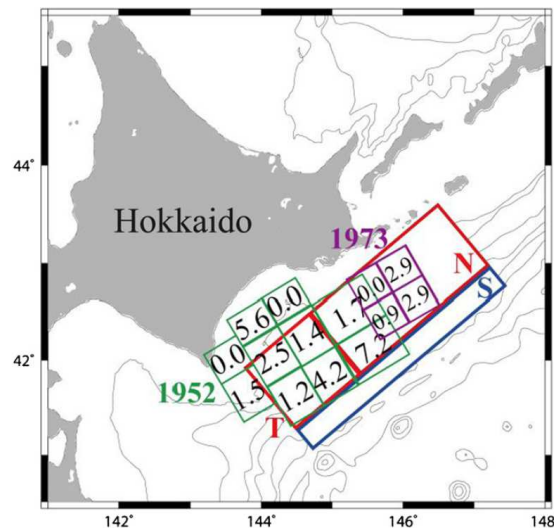
北海道沿岸における津波堆積物の分布 (高清水(2013)に一部加筆)

### 4.3.1 超大すべり域の配置

■根室沖から岩手県沖北部における既往津波: 17世紀に発生した超巨大地震に伴う津波の津波堆積物を再現する波源モデル(十勝沖・根室沖)

- 17世紀の津波の津波堆積物分布を説明する断層モデルは複数提案されているが、地震調査研究推進本部(2017a)、佐竹(2017)は、津波堆積物の平面的な分布及び十勝海岸の津波高さを再現する波源モデルは、Ioki and Tanioka(2016)が提案するプレート間地震と津波地震の連動を考慮した波源モデル(T10N5S25モデル※)であるとしている。
- なお、地震調査研究推進本部(2017a)は、17世紀の津波は、超巨大地震だったと推定されているにも関わらず、歴史記録では東北地方以南への影響は見られないとともに、17世紀ごろの年代を示す津波堆積物は、下北半島(Tanigawa et al.(2017))や三陸海岸(高田ほか(2016))で分布が確認されているが、それが17世紀の津波か1611年慶長三陸地震の津波かは判断できず、両者の関係解明は今後の課題としている。

※: T=十勝沖, N=根室沖, S=海溝寄り



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

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

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

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

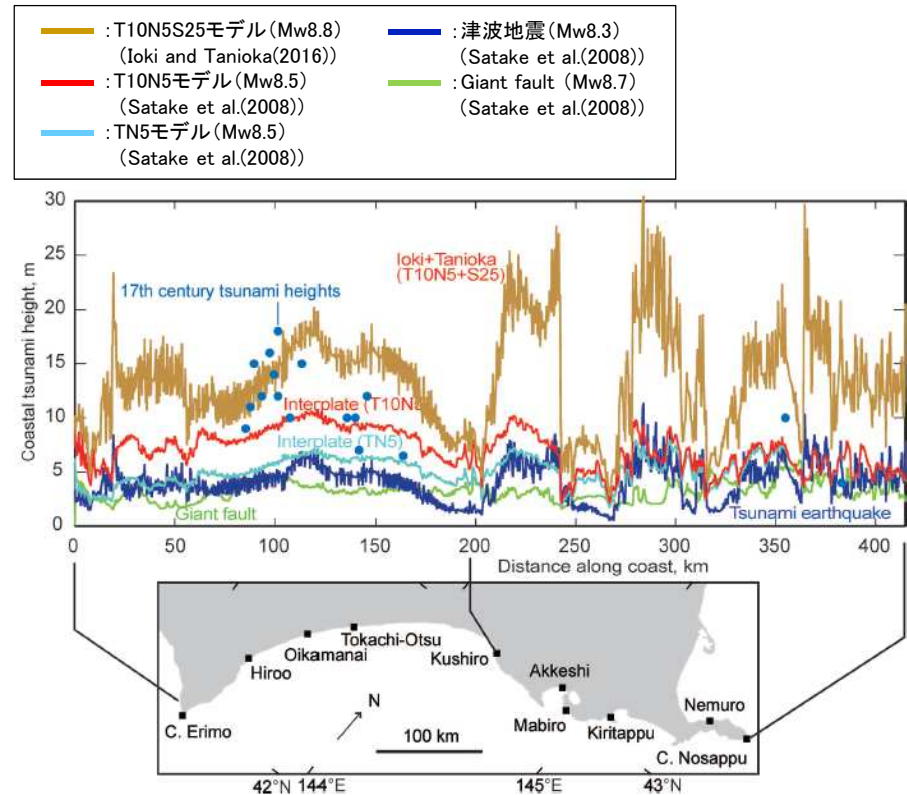


Fig. 12. Tsunami heights along the Pacific coast of Hokkaido (Satake et al., 2008; Ioki and Tanioka, 2016) from combined model of interplate and tsunami earthquakes (brown), giant fault (green), inter plate earthquakes (red for T10N5, light blue for TN5) and tsunami earthquake model (dark blue). Coastal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

既往再現モデルによる北海道南東部沿岸での津波高さ (佐竹(2017))



## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.1 超大すべり域の配置

#### ■根室沖から岩手県沖北部における既往津波: 青森県北部太平洋沿岸の津波堆積物(イベント堆積物)

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部では、過去にM9クラスの巨大地震に伴う津波が発生した記録がないことを踏まえ、青森県北部太平洋沿岸を対象に津波堆積物調査を実施し、広範囲にわたり、津波起因の可能性のあるイベント堆積物が分布することを確認した。



調査位置図

青森県北部太平洋沿岸で確認されたイベント堆積物

調査地点		イベント堆積物※1		
		有無	基底標高(T.P.)	推定年代(年)
尻屋崎		有	約8.1m	A.D.190年頃
猿ヶ森周辺	タテ沼付近①	有	約7.6m※2	A.D.1650年頃より後
	タテ沼付近②	有	約11.8m	A.D.50年頃
	猿ヶ森川	有	約11.0m※2	A.D.1300年頃
	材木沢	有	約7.6m	A.D.1550年頃
	大川	有	約6.8m	A.D.1450年頃より後
小田野沢		有	約4m	A.D.1700年頃
東京電力敷地内		有	約7.4m	A.D.1400年頃
東北電力敷地内	A測線	有	約6.1m	B.C.500年頃
	B測線	人工改変	/	/
	C測線	有	約8.6m	B.C.750年頃
	D測線	有	約8.4m	B.C.2800年頃
尾駮老部川		有	約1.9m	B.C.2000年頃
尾駮発茶沢		有	約6.2m	B.C.2950年頃
平沼		有	約1.6m	A.D.550年頃
六川目		有	約2.5m	B.C.4700年頃以前

※1: 各イベント堆積物の詳細は、補足説明資料「3. 津波堆積物調査」に記載。

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

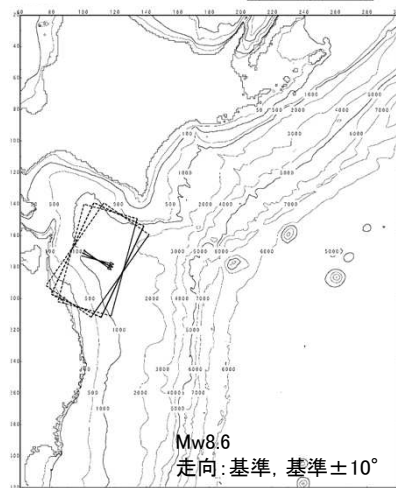
### 4.3.1 超大すべり域の配置

■根室沖から岩手県沖北部における既往津波: 青森県北部太平洋沿岸の津波堆積物(イベント堆積物)を再現する波源モデル

- 1856年の津波の再現モデル(Mw8.35)及び同モデルを基本に地震規模及び走向の不確かさを考慮した津波波源モデル※1を設定して数値シミュレーションを実施した結果, 青森県東方沖及び岩手県沖北部に分布する津波堆積物(イベント堆積物)の分布を概ね再現できることを確認した。

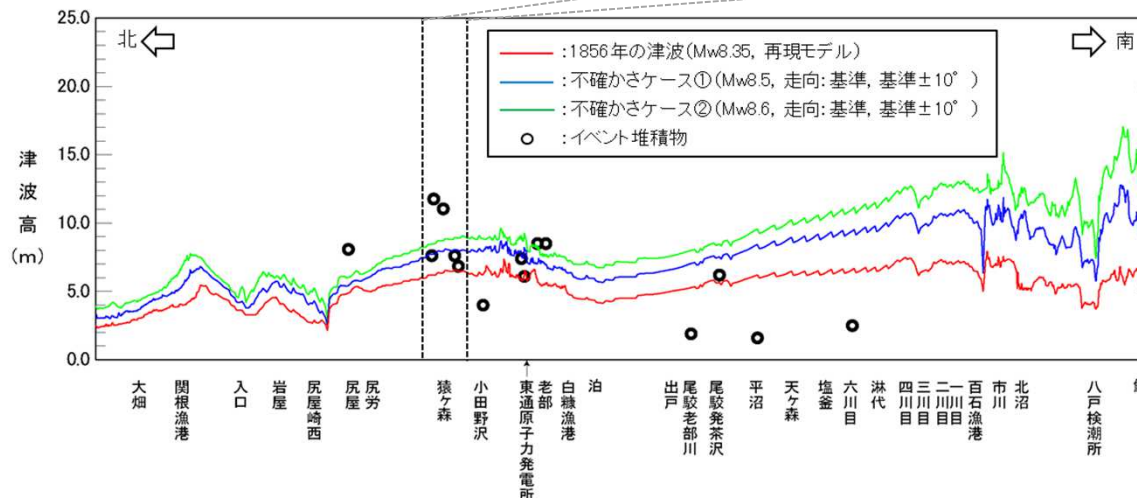
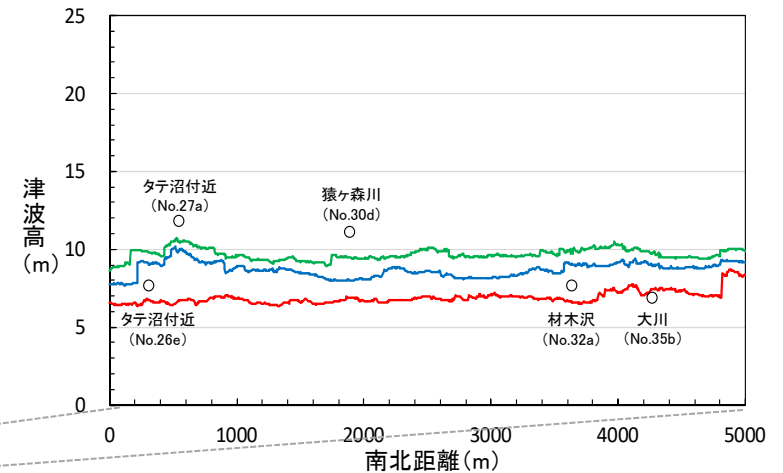
※1: 再現解析の詳細は, 本資料「2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び津波規模の評価」に記載。

【津波波源モデル】



主な断層パラメータ

断層パラメータ		1856年の津波	1856年の津波の不確かさケース
モーメントマグニチュード*	Mw	8.35	8.6
長さ	L(km)	120	160
幅	W(km)	70	93
走向	$\theta$ (°)	205	205
断層上縁深さ	d(km)	26	26
傾斜角	$\delta$ (°)	20	20
すべり角	$\lambda$ (°)	90	90
すべり量	D(m)	10.0	13.35



猿ヶ森周辺における想定津波群(空間格子間隔5m, 遡上高)とイベント堆積物の比較※3

※3: イベント堆積物が堆積した年代の汀線位置, 陸域地形を復元して数値シミュレーションを実施すれば, 遡上高は高くなる(想定津波群は高くなる)と考えられる。

再現性の確認結果

	K	$\kappa$	n
1856年の津波の再現モデル	0.91	1.84	15
1856年の津波の不確かさケース	0.64	1.87	

汀線位置における想定津波群(空間格子間隔278m※2)とイベント堆積物の比較

※2: 発電所周辺については空間格子間隔31m(遡上高)



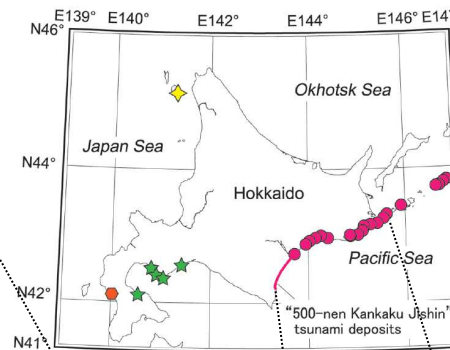
### 4.3.1 超大すべり域の配置

■まとめ

- ・ M9クラスの巨大地震が発生した場合の津波の影響範囲と超大すべり域の配置の関係を整理するため、「3.11地震に伴う津波の影響範囲と超大すべり域位置の関係」、「根室沖から岩手県沖北部で確認されている津波堆積物及びそれを再現する津波波源」に関する知見を収集した。
- ・ 3.11地震に伴う津波は広範囲に影響を及ぼしたが沿岸部の津波高さに大きく寄与したのは、正対する海域の大きなすべりであるとともに、北海道東部沿岸、青森県東方沖及び岩手県沖北部沿岸の津波堆積物の分布を再現する津波波源は、3.11地震と同様に、正対する海域で発生した津波によるものであることを確認した。
- ・ 以上から、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の広域の津波特性を考慮した特性化モデルを設定する際には、十勝沖・根室沖、青森県東方沖及び岩手県沖北部の各領域に超大すべり域を配置する必要がある。

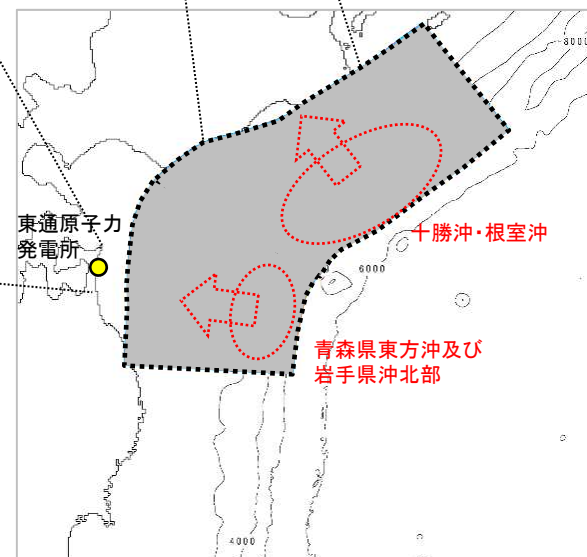


この地図は、国土地理院長の承認を得て、数値地図200000(地図画像)を複製したものである。(承認番号 平26情復, 第5号)



- Legend
- "500-nen Kankaku Jishin" tsunami deposits
  - ◆ 1940 Shakotan-oki earthquake tsunami deposits
  - ★ 1640 Hokkaido Komagatake eruption tsunami deposits
  - 1741 Oshima-oshima eruption tsunami deposits

北海道東部沿岸における津波堆積物の分布  
(高清水(2013)に一部加筆)



青森県北部太平洋沿岸における津波堆積物の分布(調査位置)

## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.2 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定

#### ■設定方針①

- 3.11地震の広域の津波特性(痕跡高)を考慮した特性化モデル※並びに3.11地震における大すべりの発生形態から得られた知見を踏まえ、「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」の広域の津波特性を考慮した特性化モデルを設定する。

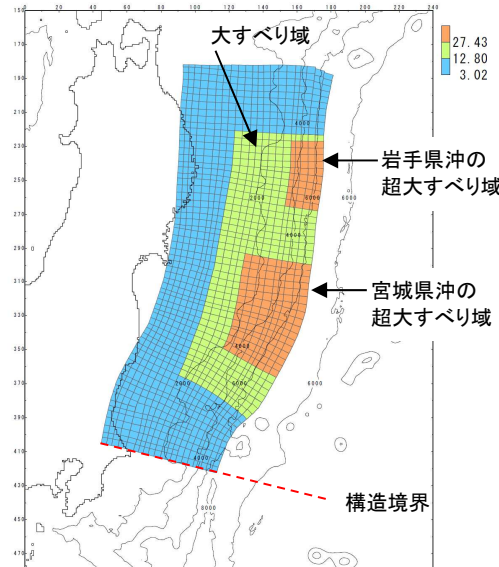
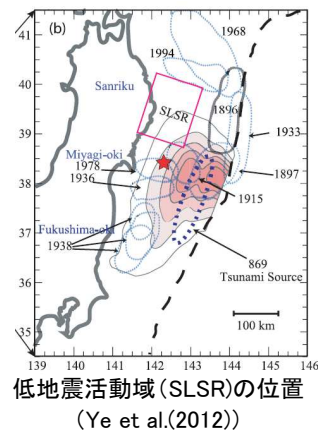
※:3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定方法の詳細は、補足説明資料「8. 3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル」に記載。

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

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

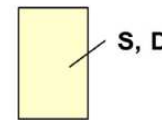
#### ■超大すべり域の設定

- 岩手県沖: 低地震活動域を考慮して、典型的なプレート間地震の発生領域を除く範囲に設定。
- 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。



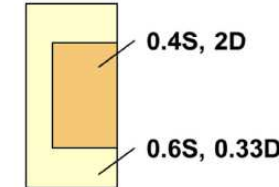
小～中規模  
(~Mw8.2)

均一すべり



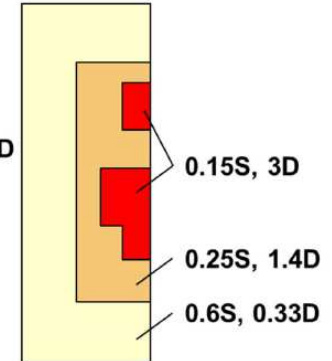
大規模  
(~Mw8.8)

2段階すべり



超大規模  
(Mw8.9~)

3段階すべり



- : 超大すべり域
- : 大すべり域
- : 背景領域
- S : 波源全域の面積
- D : 平均すべり量

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

3.11地震の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.2 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定

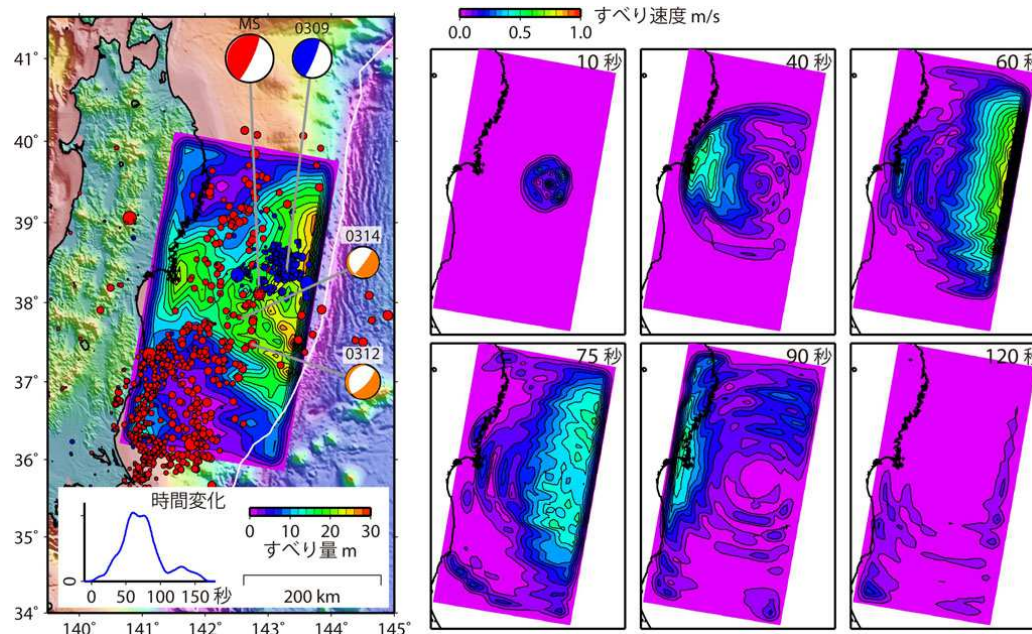
#### ■設定方針②

##### 【3.11地震における大すべりの発生形態に係る知見】

iii. 超大すべり域のすべり量分布: 宮城県沖における浅部領域の大きなすべりの発生要因(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)を踏まえ、3.11地震の広域の津波特性を考慮した特性化モデルのうち宮城県沖のすべり量分布並びに十勝沖・根室沖、青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震学的・測地学的知見(アスペリティ、固着等)を踏まえて設定する。

##### ■ダイナミックオーバーシュート(Ide et al.(2011))

- ✓ 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的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))

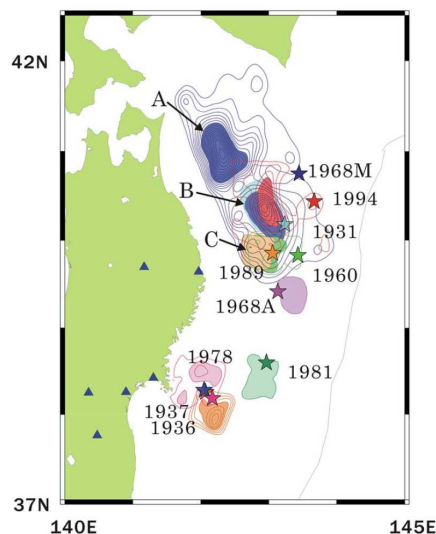


## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

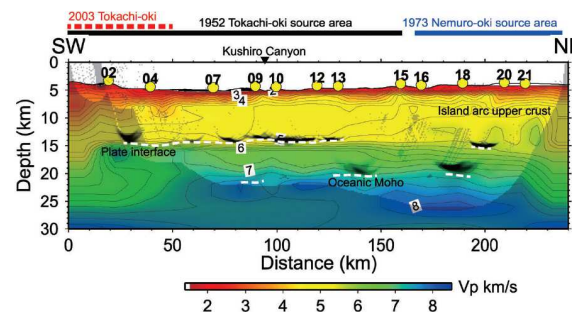
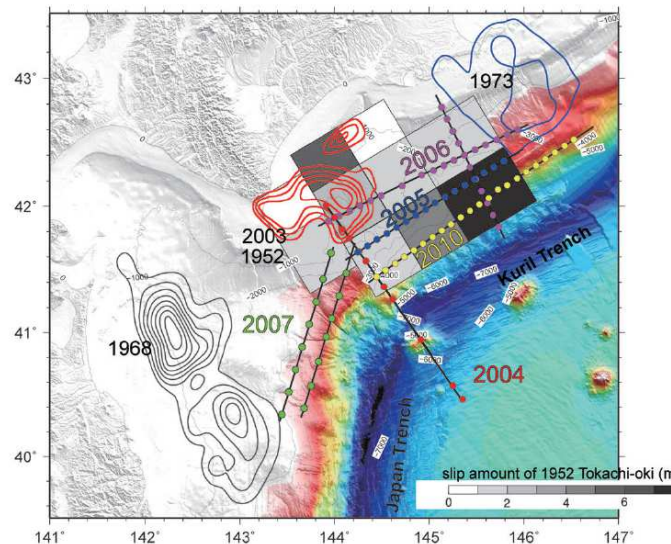
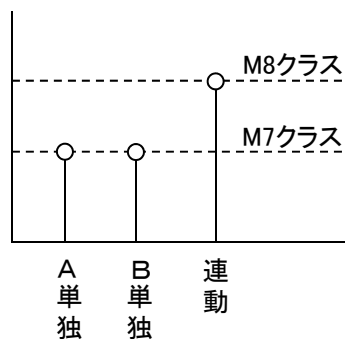
### 4.3.2 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定

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

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部について, Yamanaka and Kikuchi(2004), 永井ほか(2001)はアスペリティ分布の解析から, アスペリティ(左図:AとB)のうち, 1968年の地震と1994年の地震の共通アスペリティBのカップリング率はほぼ100%に近く, 個々のアスペリティが単独で動けばM7クラスの地震(=1994年)を, 連動するとM8クラスの地震(=1968年)を引き起こすとしている。
- 十勝沖・根室沖について, Azuma et al.(2012), 東(2012)は, 2003年十勝沖と1973年根室沖の両地震の地震時すべり域, 両震源域間の空白域(1952年十勝沖地震震源域)の各領域のP波速度構造から, プレート境界面からの反射波が2003年と1973年のアスペリティ内で観測されず, 空白域で強反射が観測されたことから, この領域のすべり様式は, 地震時に特定の条件下で十勝沖または根室沖のアスペリティに同期してすべるが, 地震間は基本的に単独では地震性すべりを起こさない条件付き安定すべり域である可能性が示唆されるとしている。



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



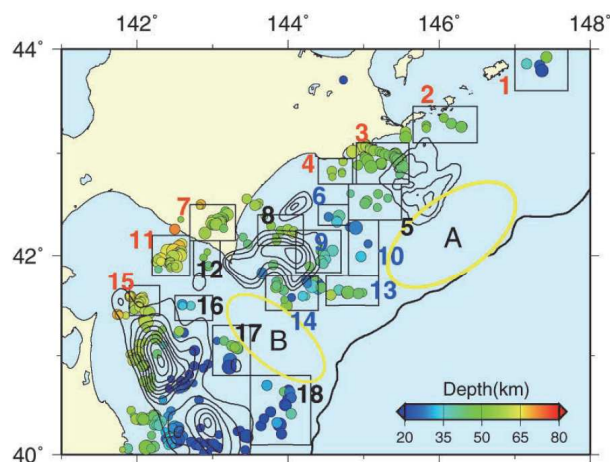
十勝沖・根室沖におけるアスペリティと2003年十勝沖～1973年根室沖の震源域間のP波速度構造(2010年測線) (東(2012))

## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.2 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定

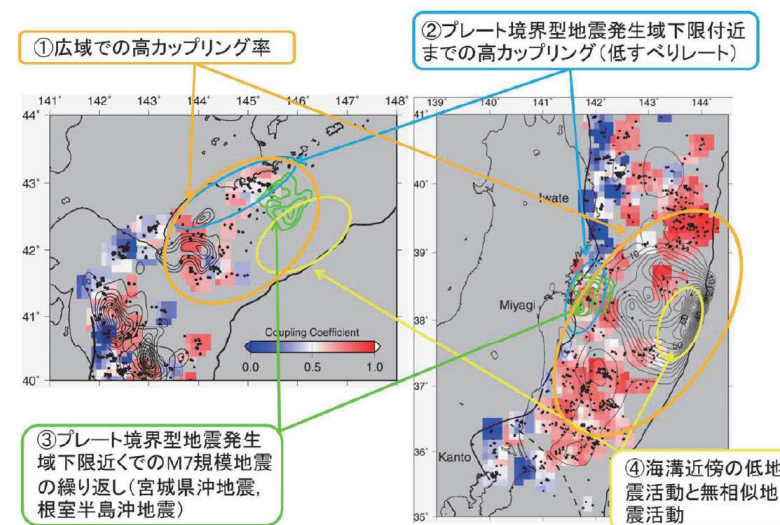
#### ■ 超大すべり域の位置: 十勝沖・根室沖における地震学的見地

- 東北大学(2012)は、小繰り返し地震(相似地震)の活動及びそれから推定されるプレート間地震すべりについて、3.11地震で大きなすべりを生じた宮城県沖における特徴との類似性から十勝沖・根室沖で巨大地震が発生する可能性があるとしている。
- なお、日本海溝・千島海溝島弧会合部付近の低地震活動(下図: 第1図空白域B)は、プレートの折れ曲がり影響している可能性も考えられるとしている。



第1図. 北海道南東沖の小繰り返し地震グループの分布(丸印). 丸の色はグループの地震の平均の深さを示す. コンターはYamanaka and Kikuchi (2004)<sup>6)</sup>によるM7以上の地震のすべり量分布. 矩形は第3図で平均の積算すべりを推定した領域を示す. 黄色楕円は繰り返し地震活動が低い場所.

東北大学(2012)



第2図. 北海道南東沖(左)および東北地方東方沖(右)の繰り返し地震分布(黒丸)およびそれにより推定したプレート間カップリング率(カラー)の比較. カップリング率は $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ のグリッドごとに、3つ以上の小繰り返し地震グループが存在する場所について推定した. 緑および黒のコンターはM7以上の地震のすべり量分布(Yamanaka and Kikuchi, 2004<sup>6)</sup>; Iinuma et al., 2012<sup>7)</sup>). 関東地方の沖の破線は、フィリピン海プレートの北東限(Uchida et al., 2009<sup>8)</sup>).

東北大学(2012)

#### 【宮城県沖における特徴】

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

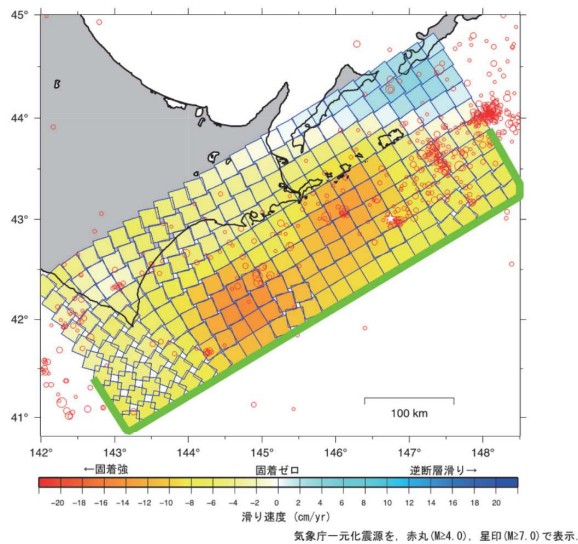


## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

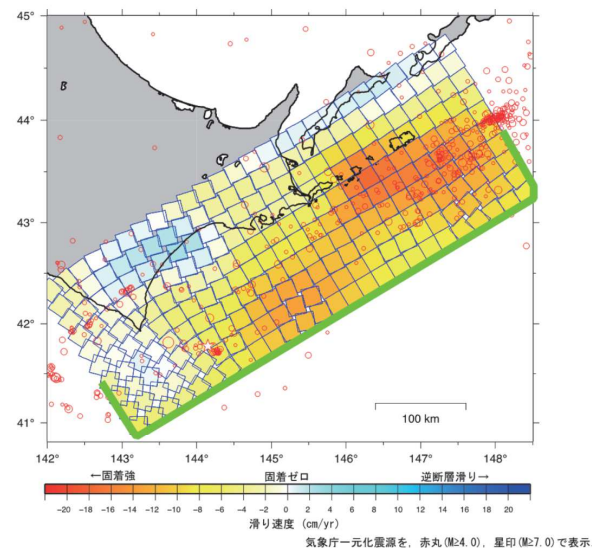
### 4.3.2 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定

#### ■ 超大すべり域の位置: 十勝沖・根室沖における測地学的見地

- 国土地理院(2012)は、1999年9月から2003年8月までと2007年3月から2011年2月までのすべり欠損速度分布から、両期間で、釧路沖の海溝寄りと根室沖の陸寄りに強い固着領域が推定され、その広がりから巨大地震の潜在的発生可能性を有する地域とすることができるとしている。



第2図 1999年9月から2003年8月までの平均的な滑り欠損速度分布.  
Fig. 2 Distribution of slip-deficit rate from September, 1999 to August, 2003.



第3図 2007年3月から2011年2月までの平均的な滑り欠損速度分布.  
Fig. 3 Distribution of slip-deficit rate from March, 2007 to February, 2011.

国土地理院(2012)

以上の地震学的・測地学的知見を踏まえ、超大すべり域を配置する。

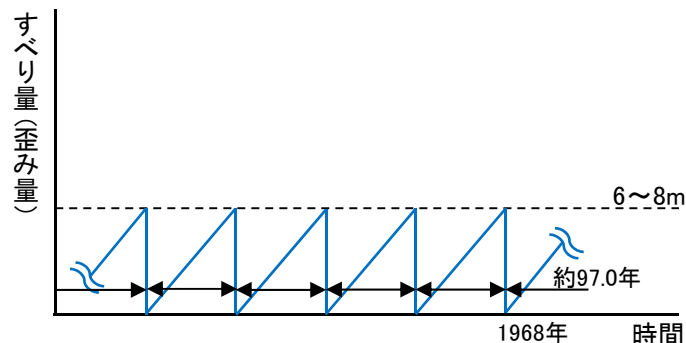
4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

4.3.2 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定

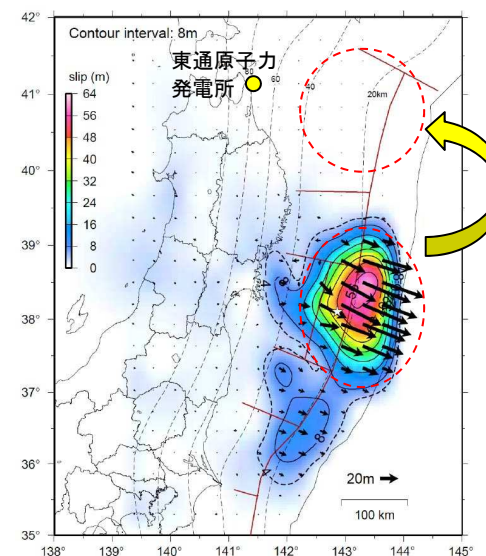
■ 超大すべり域のすべり量: 青森県東方沖及び岩手県沖北部

- 国内外で発生している巨大地震の地震学的・地質学的・測地学的知見から、青森県東方沖及び岩手県沖北部については、1968年十勝沖地震に伴うすべりが最大規模と評価される。

■ 青森県東方沖及び岩手県沖北部におけるすべり量(歪み量)

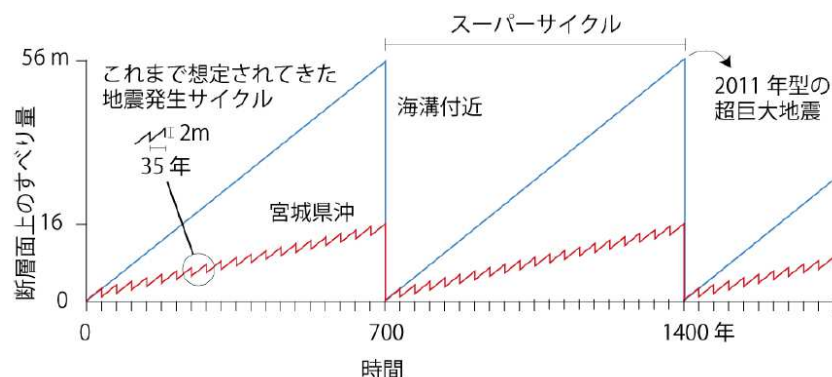


■ 大すべり域・超大すべり域の設定(概念)



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)

■ 宮城県沖におけるすべり量(歪み量)



宮城県沖と海溝軸周辺における地震のサイクルとすべり量モデル  
(佐竹(2011b))

敷地前面海域である青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は、発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりとして、3.11地震時における宮城県沖のすべりと同規模のすべりを考慮する。

## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.2 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定

#### ■ 超大すべり域のすべり量分布

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生している既往地震の震源深さ(約20km)は、3.11地震時に宮城県沖の浅部領域をオーバーシュートさせた(破壊の起点となった)震源深さと同程度である。
- 十勝沖・根室沖における高カップリング領域並びに小繰り返し地震(相似地震)の活動領域は、3.11地震で大きなすべりを生じた宮城県沖における特徴と類似する(東北大学(2012))。

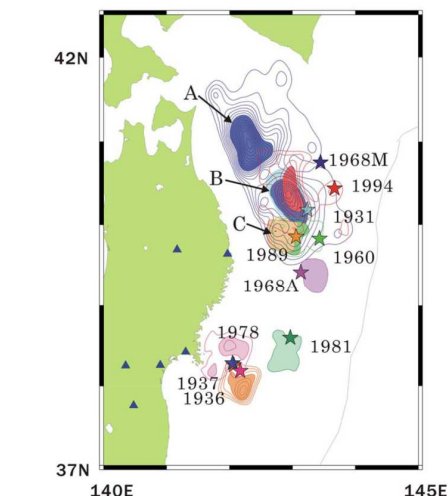
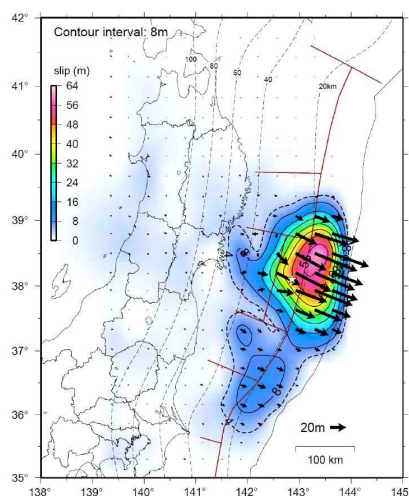
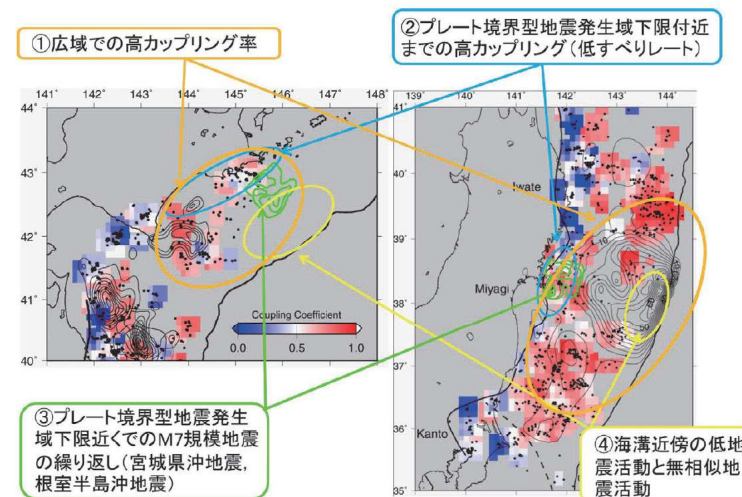


Figure 6. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan. Stars show the main shock epicenters. Contour lines show the moment release distribution. The interval of the contour lines is 0.5 m. Each earthquake is distinguished by color. We painted the area within the value of half the maximum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

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

3.11地震時の震源位置とすべり分布  
(地震調査研究推進本部(2012))



第2図. 北海道南東沖(左)および東北地方東方沖(右)の繰り返し地震分布(黒丸)およびそれにより推定したプレート間カップリング率(カラー)の比較. カップリング率は  $0.3^{\circ} \times 0.3^{\circ}$  のグリッドごとに、3つ以上の小繰り返し地震グループが存在する場所について推定した. 緑および黒のコンターはM7以上の地震のすべり量分布 (Yamanaka and Kikuchi, 2004<sup>6)</sup>; Iinuma et al., 2012<sup>7)</sup>). 関東地方の沖の破線は、フィリピン海プレートの北東限 (Uchida et al., 2009<sup>8)</sup>).

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

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

青森県東方沖及び岩手県沖北部, 十勝沖・根室沖と宮城県沖の地震学的な類似性を踏まえ, 3.11地震の広域の津波特性を考慮した特性化モデルにおける宮城県沖の超大すべり域のすべり量分布を各領域に設定する。



## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.2 広域の津波特性を考慮した特性化モデルの設定

#### ■ まとめ

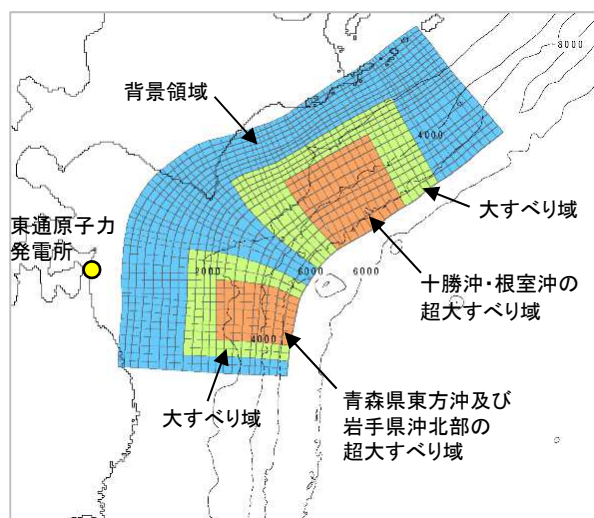
- 3.11地震の広域の津波特性を考慮した特性化モデル並びに3.11地震における大すべりの発生形態から得られた知見を踏まえて設定した特性化モデルを以下に示す。

#### 【青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域・超大すべり域】

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

#### 【十勝沖・根室沖の大すべり域・超大すべり域】

- 超大すべり域の位置: 地震学的, 測地学的知見を踏まえて設定。
- 超大すべり域のすべり量: すべり量は杉野ほか(2014)を踏まえて設定。超巨大地震(17世紀型)を再現するモデルのすべり量と同等であることを確認。
- 超大すべり域のすべり量分布: 宮城県沖の高カップリング領域並びに小繰り返し地震(相似地震)の活動領域との類似性を考慮し、3.11地震の広域の津波特性を考慮した特性化モデルの宮城県沖の超大すべり域のすべり量分布を参考に設定。
- 大すべり域・超大すべり域の面積: 十勝沖から根室沖の断層面積を基に、杉野ほか(2014)に示される面積比率を踏まえて設定。



十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の  
広域の津波特性を考慮した特性化モデル

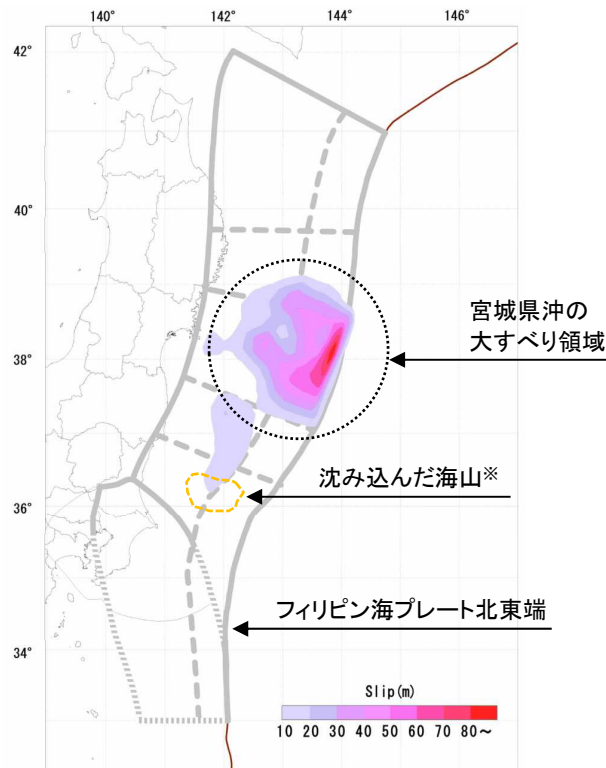
諸元		広域の津波特性を考慮した 特性化モデル
モーメントマグニチュード(Mw)		9.06
断層面積(S)		110,472(km <sup>2</sup> )
平均応力降下量( $\Delta\sigma$ )		3.1(MPa)
地震モーメント(Mo)		$4.93 \times 10^{22}$ (Nm)
平均すべり量		8.93(m)
すべり量	背景領域(0.33D) (面積及び面積比率)	2.79(m) (64,419(km <sup>2</sup> ), 58.3%)
	大すべり域(1.4D) (面積及び面積比率)*	11.84(m) (26,783(km <sup>2</sup> ), 24.3%)
	超大すべり域(3D) (面積及び面積比率)	25.38(m) (19,271(km <sup>2</sup> ), 17.4%)

※: 超大すべり域を含まない面積及び面積比率

## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

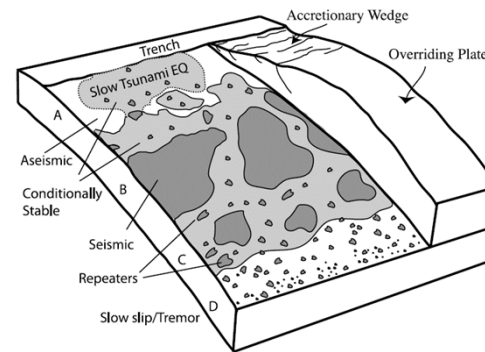
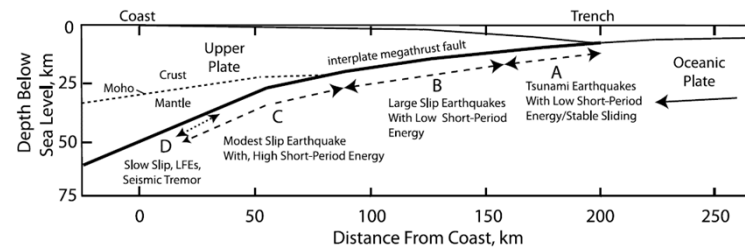
### 4.3.3 特性化モデル①の設定方針

- 3.11地震時に大きなすべりが生じた宮城県沖と破壊が停止した茨城県沖・房総沖のテクトニクス的背景及び地震学的知見から、大きなすべりが生じる構造的特徴を整理した上で、日本海溝・千島海溝島弧会合部のテクトニクス的背景等の類似性及び地震学的見地から、同領域で3.11地震時で見られた大きなすべりが発生する可能性を検討する。
- 上記検討から得られた知見を踏まえ、広域の津波特性を考慮した特性化モデルに保守性を考慮した特性化モデル①を設定する。



3.11地震時のすべり量分布  
(地震調査研究推進本部(2019)に一部加筆)

※: 沈み込んだ海山の位置等については、Kundu et al.(2012)に基づき記載。



プレート境界の領域区分と特徴  
(Lay et al.(2012))

**Figure 15.** Cut-away schematic characterization of the megathrust frictional environment, related to domains A, B, C and D defined in Figure 6. Regions of unstable frictional sliding are dark regions labeled “seismic.” Regions of aseismic stable or episodic sliding are white regions labeled “aseismic.” Medium gray areas are conditional stability regions, which displace aseismically except when accelerated by failure of adjacent seismic patches. Domain A is at shallow depth where sediments and pore fluids cause very slow rupture expansion even if large displacements occur in tsunami earthquakes. Domain B has large, relatively uniform regions of stable sliding that can have large slip, but generate modest amounts of short-period radiation upon failure. Domain C has patchy, smaller scale regions of stable sliding surrounded by conditionally stable areas. When these areas fail, coherent short-period radiation is produced. Small, isolated patches may behave as repeaters when quasi-static sliding of surrounding regions regularly load them to failure. Domain D is dominated by aseismic sliding, but many small unstable patches can rupture in seismic tremor when slow slip events occur or when dynamically loaded by tides or shaking from passing seismic waves.

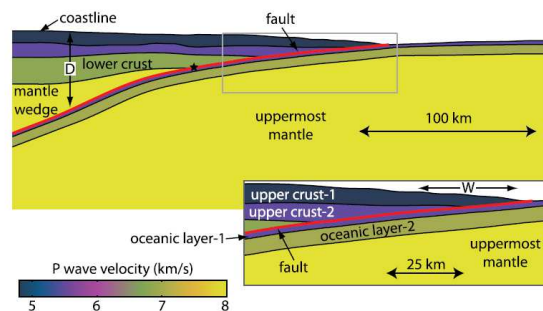


## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

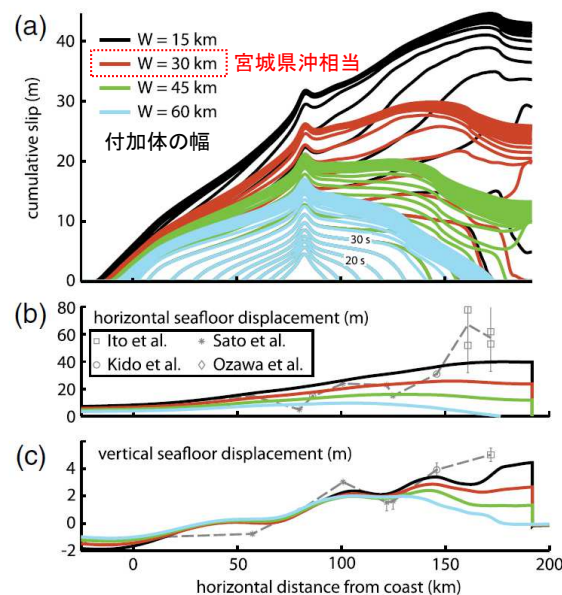
### 4.3.4 大きなすべりが生じる構造的特徴

#### ■ 3.11地震で大きなすべりを生じた要因: 宮城県沖における付加体の幅

- Kozdon and Dunham(2013)は、3.11地震ではプレート境界浅部でもすべりが発生したことに着目し、地震探査で得られた宮城県沖の地震波速度構造を模した沈み込みプレート境界モデルを用いた2次元動的破壊シミュレーションから、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、3.11地震で大きなすべりが発生した宮城県沖における付加体(P波速度:3~4km/s以下の領域)の幅は、他領域と比較して狭い(Tsuru et al.(2002))。

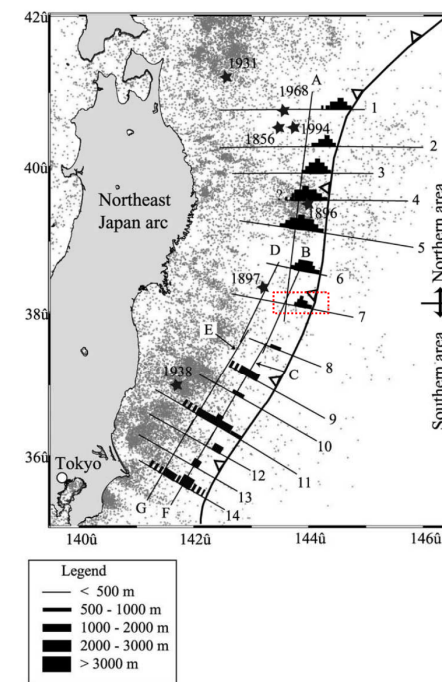


宮城県沖のプレート境界モデル  
(2次元動的破壊シミュレーションモデル)  
(Kozdon and Dunham(2013))



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

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



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

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

## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.4 大きなすべりが生じる構造的特徴

#### ■ 3.11地震で大きなすべりを生じた要因: 宮城県沖の海溝軸付近における島弧地殻の地震波速度

- Liu and Zhao (2018) は、地震波トモグラフィーの結果から、3.11地震で大きなすべりが発生した宮城県沖に顕著な高速度域があることを確認し、海溝軸付近に比較的高速度域の島弧地殻が分布することと3.11地震の大きなすべりには関連があるとしている。

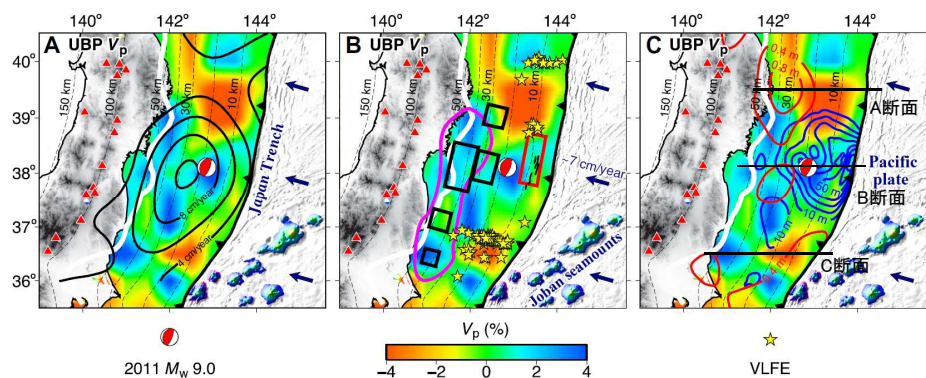


Fig. 4.  $V_p$  tomography and characteristics of the 2011 Tohoku-oki earthquake. The colors in (A to C) show  $V_p$  tomography along the UBPs obtained by this study. Black bold contour lines in (A) denote the back-slip rate (5). In (B), the yellow stars mark epicenters of very low frequency earthquakes (VLFs) (24); the red rectangle denotes a slow slip event (22) preceding the 2011 Tohoku-oki earthquake; the black rectangles show locations of coseismic strong ground motions (39); the magenta contour line marks the site of coseismic high-frequency P-wave radiation with a relatively low seismic moment during the 2011 Tohoku-oki earthquake (40); and the black short lines near the trench indicate seafloor traces of normal faults (34). The blue and red contour lines in (C) denote the coseismic slip (1) and the afterslip (43), respectively. The other labeling is the same as that in Fig. 2.

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

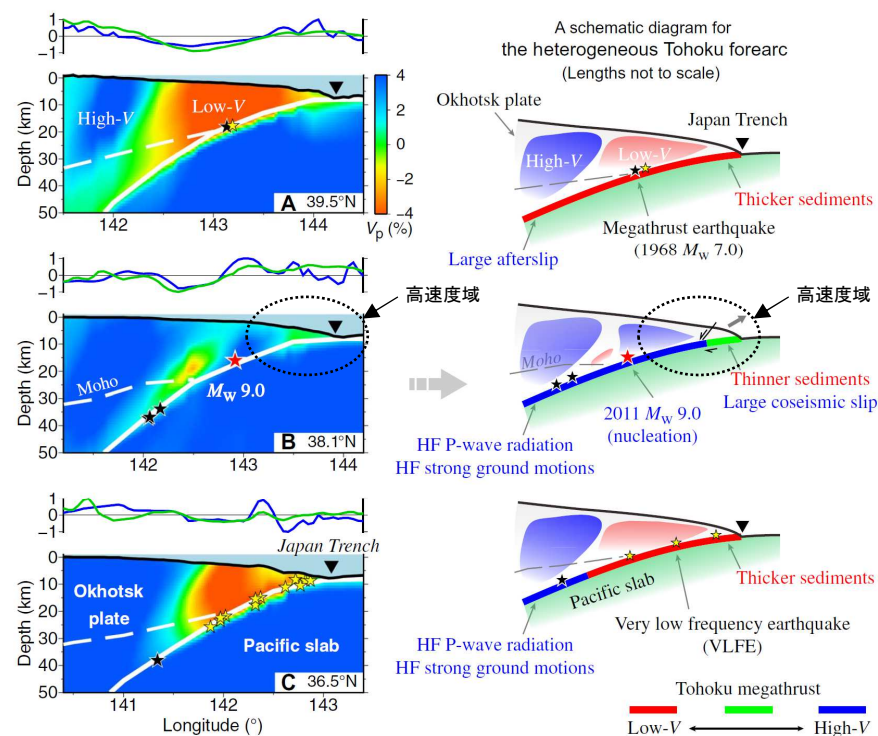


Fig. 5. Vertical cross sections of  $V_p$  tomography (left) and corresponding cartoons (right). The east-west vertical cross sections are along the three profiles shown in Fig. 1C. The normalized residual topography (blue line) and gravity (green line) along each profile are shown atop each cross section.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

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



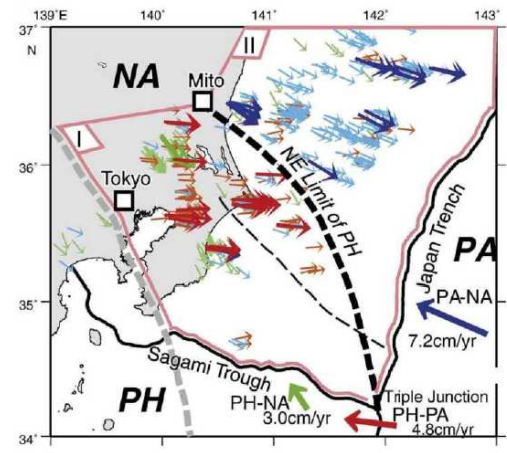
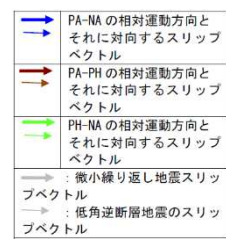
## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.4 大きなすべりが生じる構造的特徴

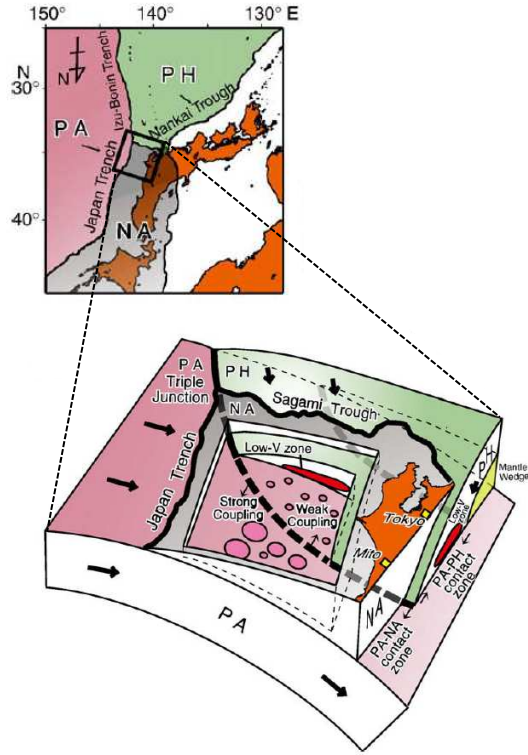
#### ■ 3.11地震で破壊が停止した要因:房総沖におけるテクトニクスの背景とすべりの関係

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

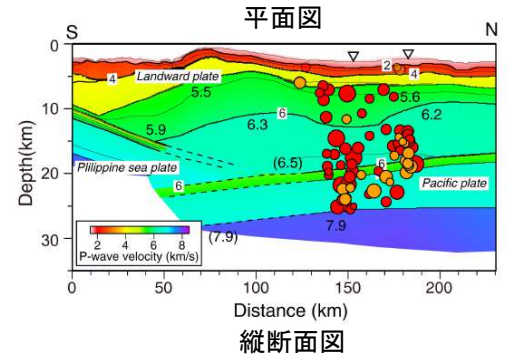
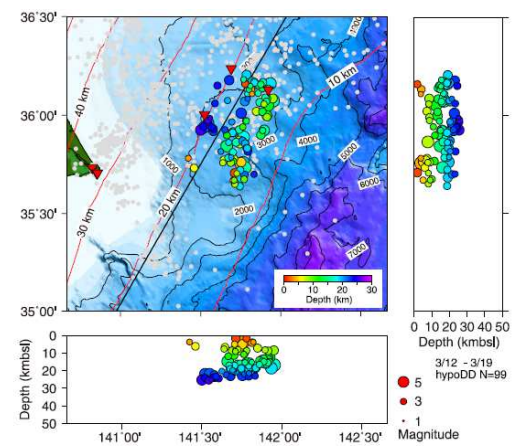
NA: 陸側のプレート  
PA: 太平洋プレート  
PH: フィリピン海プレート



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



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



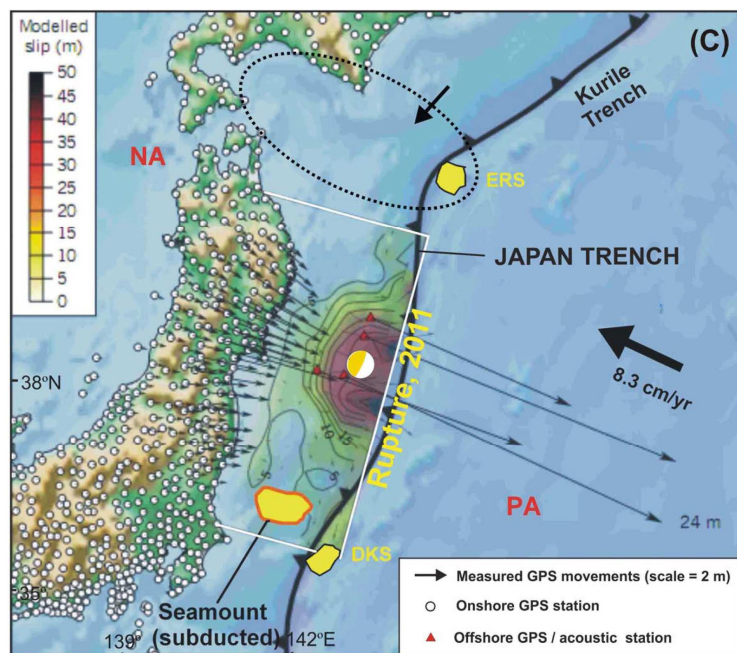
3.11地震の余震分布(3月12日-19日)とプレート境界面の位置関係(Shinohara et al.(2011))

#### 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

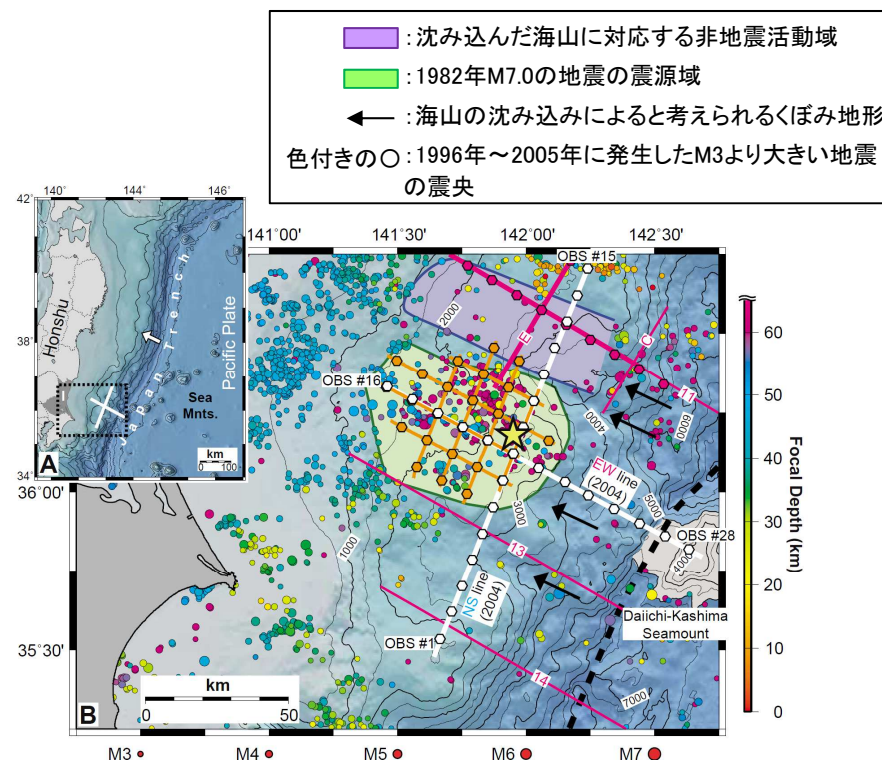
#### 4.3.4 大きなすべりが生じる構造的特徴

##### ■ 3.11地震で破壊が停止した要因:茨城県沖における沈み込む海山とすべりの関係①

- 茨城県沖では、海溝軸から海山が沈み込んでいることが確認されており、Kundu et al.(2012)は、3.11地震の大きなすべり領域 (high slip patch) の南限では、沈み込む海山がプレート間のカップリングを弱め、3.11地震の破壊のバリアとして作用したとしている。
- Mochizuki et al.(2008)、望月(2011)は、茨城県沖に非地震活動域が存在する要因について、複数の海山の沈み込みによってプレート境界に接する下部地殻が削り取られ、そこに堆積した堆積物がプレート境界における固着を弱くしている(過去に海山の通った痕跡がアスぺリティの境界になっている)可能性が考えられるとしている。また、南側の沈み込む海山上のプレート境界において地震が発生せず、海山の麓周辺でM7程度の地震が集中的に発生している要因について、海山の沈み込みによって上盤側底部が破壊され、歪エネルギーが蓄積できないために地震活動が非活発である可能性が考えられるとしている。



3.11地震の破壊領域(矩形), 陸上及び海域のGPSより推定したすべり量分布(コンター)及び海山の配置 (Kundu et al.(2012))



複数の海山が沈み込んだ領域と地形及び地震活動の関係 (Mochizuki et al.(2008))



#### 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.4 大きなすべりが生じる構造的特徴

#### ■ 3.11地震で破壊が停止した要因:茨城県沖における沈み込む海山とすべりの関係②

- 文部科学省(2013b)は、茨城県沖において発生した3.11地震の余震(M7.5)のすべり領域はフィリピン海プレートの北東限と沈み込む海山に囲まれた範囲に位置するため、この地震の破壊伝播がフィリピン海プレートと海山によって止められたように見え、大地震の発生場所と規模(震源域の広がり)は海底地形やプレート構造等の地学的要因と関係する可能性があることが分かったとしている。

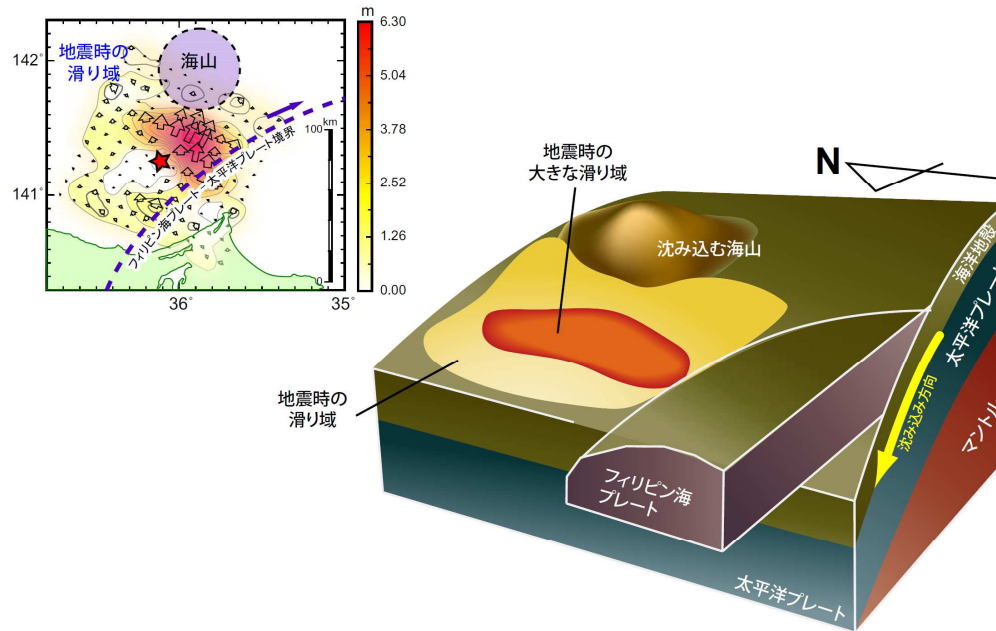


図12 (茨城県沖地震) 2011年茨城県沖の地震 (M7.6) 震源域の模式図。右上図は、近地強震波形とGNSSデータ解析から求められた断層面上におけるすべり分布。大きなすべり域が太平洋プレート/フィリピン海プレート境界(青点線)と太平洋プレートとともに沈み込む海山(紫点線)に挟まれた位置にあり、これらの構造の境界がすべりを止めた可能性が考えられる。

#### 茨城県沖の地震(2011年3月11日)※の断層面上におけるすべり分布 (文部科学省(2013b))

※: 3.11地震の本震から30分後に茨城県沖において発生したM7.6の余震

## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.4 大きなすべりが生じる構造的特徴

#### ■ 3.11地震で破壊が停止した要因:国内外における巨大地震が発生していないプレート境界の構造的特徴

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

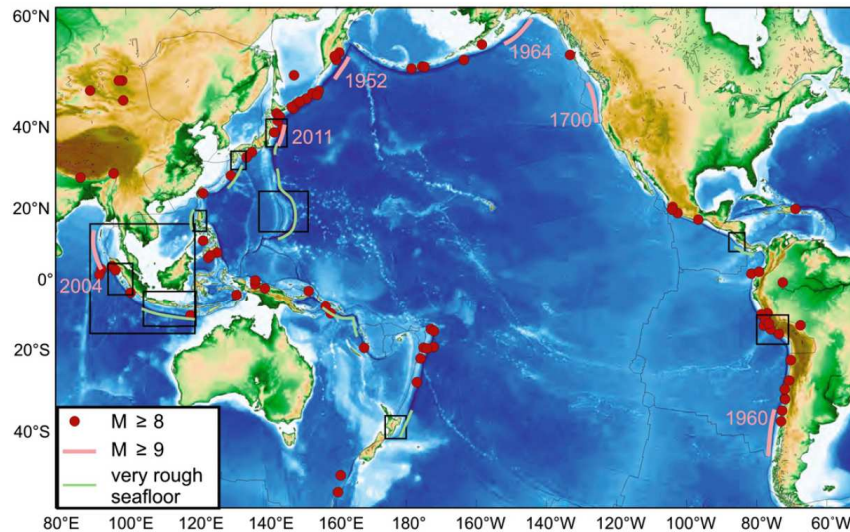


Fig. 1. World map showing general lack of correlation between rugged subducting seafloor and great megathrust earthquakes and showing locations of map areas of Fig. 2 through 10 at 14. Rupture extents of giant ( $M_w \geq 9$ ) events are indicated with pink lines. Epicentre locations of other great (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

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

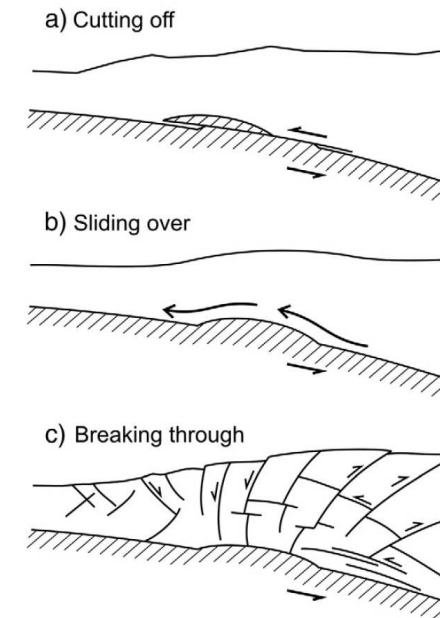


Fig. 11. Scenarios of seamount subduction seen in the literature. (a) "Cutting off": The top part of or the entire seamount is sheared off. (b) "Sliding over": The upper plate frictionally slides over the seamount without severe internal damage. (c) "Breaking through": The seamount forces its way through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

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

## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.4 大きなすべりが生じる構造的特徴

#### ■ 3.11地震で破壊が停止した要因:スロー地震活動域(青森県東方沖及び岩手県沖北部, 茨城県沖・房総沖)

- Nishikawa et al.(2019)は、防災科学技術研究所のS-netによる地震記録や、その他の地震学的及び測地学的な観測記録を使用して、日本海溝沿いで発生している地震現象(テクトニック微動, 超低周波地震, スローリップ, 群発地震, 小繰り返し地震)の空間分布から、スロー地震多発域(三陸沖北部, 茨城県沖)と3.11地震の破壊が停止した領域が一致する一方で、3.11地震で大きなすべりが生じた宮城県沖のスロー地震活動は低調であったとしている。
- また、スロー地震が多発している茨城県沖は、沈み込む海山等の不均質な地質構造に対応していることから、同領域は周囲との摩擦特性が異なり、2012年にコスタリカで発生した地震(Mw7.6)や2016年にエクアドルで発生した地震(Mw7.8)のように、地震の破壊を妨げる領域の可能性があるとされている。

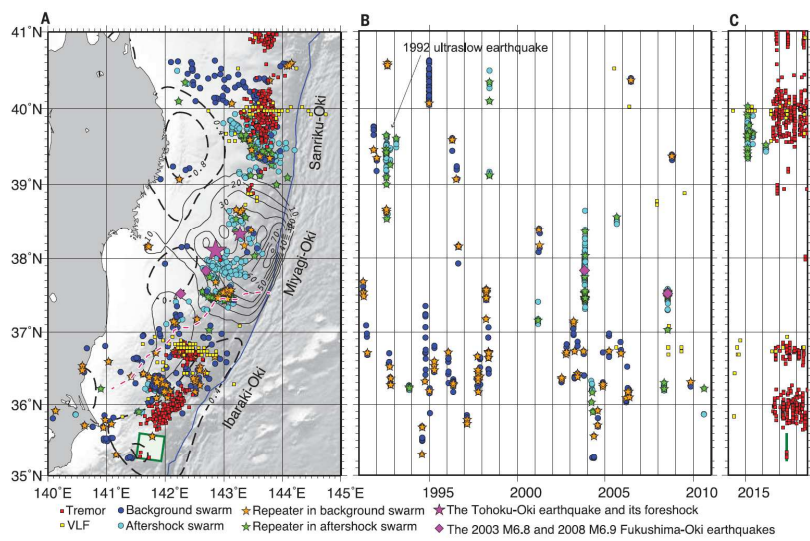
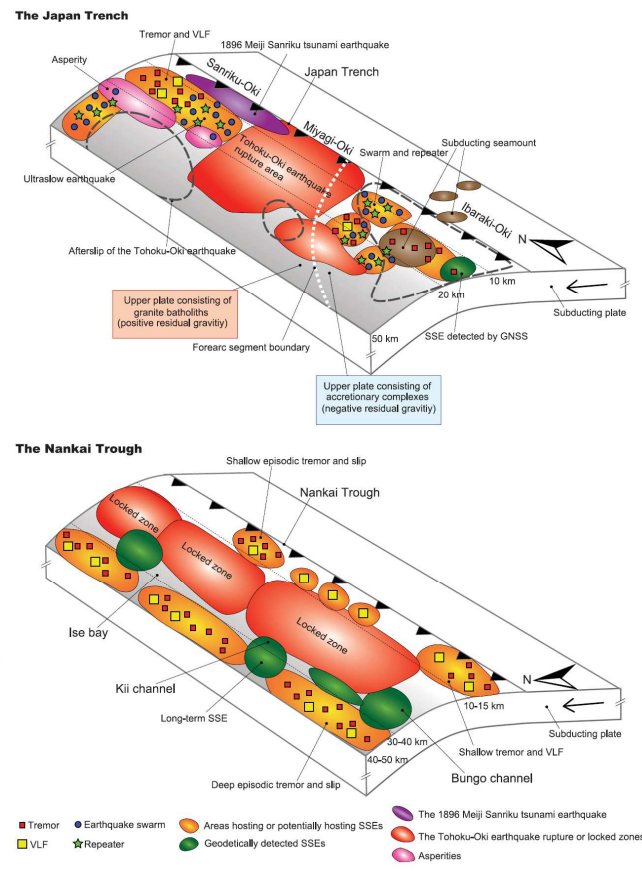


Fig. 3. Slow earthquake activity in the Japan Trench. (A) Epicenters of the tectonic tremors, VLFs, and earthquake swarms containing repeaters. Red squares indicate tremors with a duration of 80 s or longer. Yellow squares denote VLFs. Blue circles represent events of background swarms containing repeaters (orange stars). Cyan circles are events of aftershock swarms containing repeaters (green stars). The green square denotes the June 2017 SSE. Magenta diamonds indicate the 2003 M 6.8 and 2008 M 6.9 Fukushima-Oki earthquakes. Magenta large stars denote the epicenters of the Tohoku-Oki earthquake and its largest foreshock ( $M_w$  7.3). The solid and dashed black contours indicate the coseismic slip (17) and afterslip (20) distributions of the Tohoku-Oki earthquake at 10-m and 0.4-m intervals, respectively. The magenta dashed line indicates the forearc segment boundary (24). (B and C) Space-time distributions of the tectonic tremors, VLFs, and earthquake swarms containing repeaters during the 1991–2010 and 2014–2018 time periods, respectively.

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

Fig. 4. Schematic views of the slow earthquake activity and structural heterogeneity in the Japan Trench and Nankai Trough. Red and yellow squares denote tectonic tremors and VLFs, respectively. Green stars and blue circles indicate repeaters and earthquake swarms, respectively. The orange regions are interpreted to host or potentially host SSEs accompanied by tremors, VLFs, repeaters, and/or earthquake swarms. The green regions denote geodetically detected SSEs. The purple region is the rupture area of the 1896 Meiji Sanriku tsunami earthquake (22) in the Japan Trench. The red regions indicate the coseismic rupture area of the 2011  $M_w$  9.0 Tohoku-Oki earthquake in the Japan Trench and locked zones in the Nankai Trough. The pink regions indicate the asperities (33). The brown regions are subducting seamounts. The dashed dark gray lines denote the afterslip areas of the Tohoku-Oki earthquake in the Japan Trench. The white dashed line indicates the forearc segment boundary (24) in the Japan Trench. Note that the slab geometries are simplified. The schematic view of the Nankai Trough is adapted from (11).



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



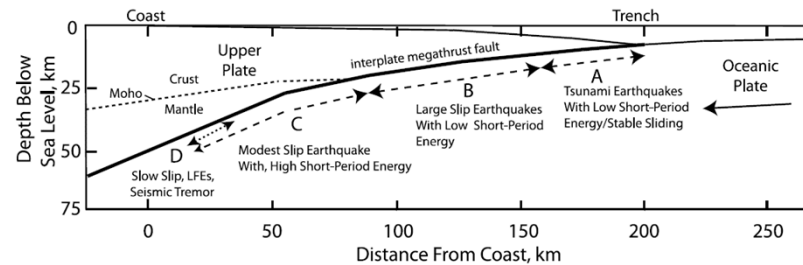
## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.4 大きなすべりが生じる構造的特徴

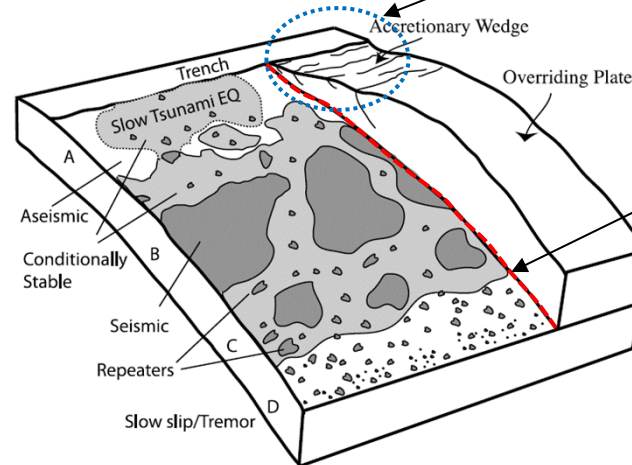
#### ■ まとめ

- 3.11地震時に大きなすべりが生じた宮城県沖と破壊が停止した茨城県沖・房総沖のテクトニクス背景及び地震学的見地から、大きなすべりが生じるプレート境界は以下の構造的特徴を有するものと考えられる。

- 付加体の幅が狭く、海溝軸付近には比較的高速度域の島弧地殻が分布する。
- プレート境界周囲(上盤, 下盤)は均質な構造を呈するとともに、スロー地震活動が低調である。



付加体の幅が狭く、海溝軸付近に比較的高速度域の島弧地殻が分布する。



プレート境界周囲(上盤, 下盤)は均質な構造を呈するとともに、スロー地震活動が低調である。

大きなすべりを発生させるプレート境界の構造的特徴※

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



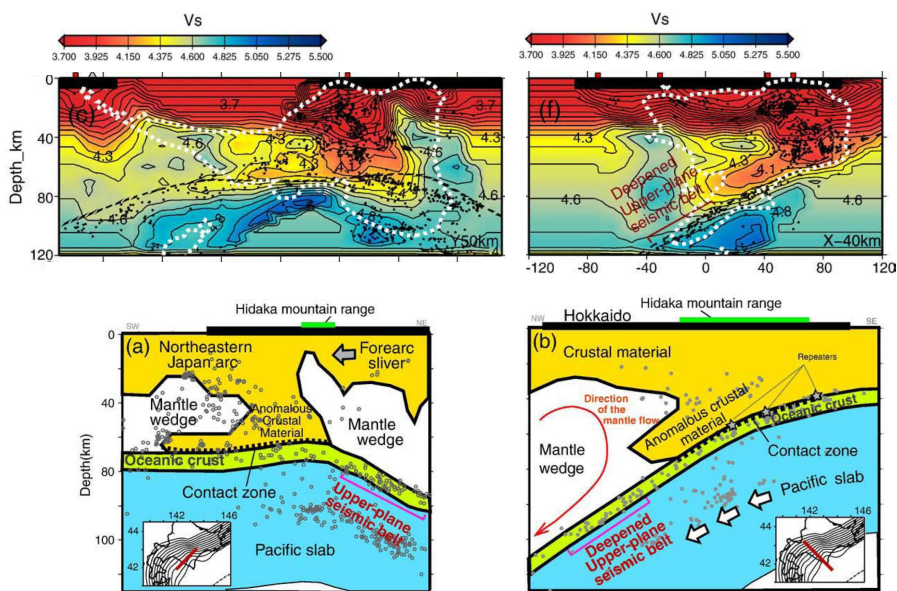


## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

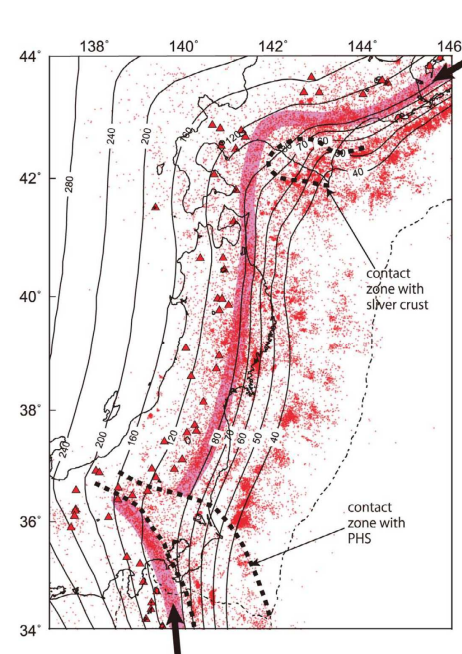
### 4.3.5 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性

#### ■ 島弧会合部のテクトニクス背景②

- 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は、直下の太平洋スラブ上面にまで達している(Kita et al.(2010))。
- 長谷川ほか(2012)は、太平洋スラブ地殻内の二重深発地震面のうち上面の地震の空間分布とプレート構造には明瞭な対応関係があるとし、房総沖における太平洋スラブの直上に重なって沈み込むフィリピン海スラブの範囲と同様に、島弧会合部における沈み込んだ地殻と太平洋スラブが接する範囲では、そのテクトニクス背景から上面地震の発生帯が局所的に深くなっているとしている。



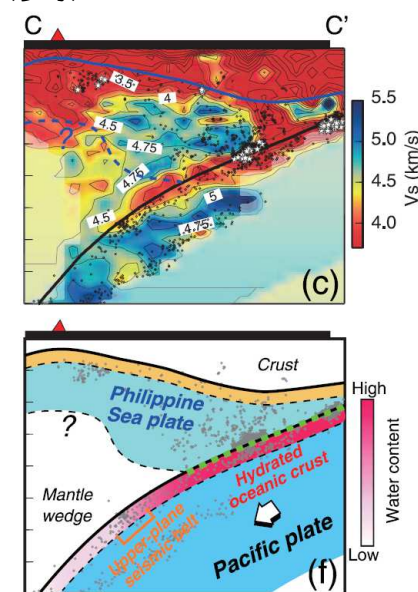
島弧会合部における沈み込んだ地殻と太平洋スラブの接触の様子  
(上:地震波トモグラフィ, 下:模式図)  
(Kita et al.(2010))



太平洋スラブ地殻内の地震の分布  
(長谷川ほか(2012))

赤点:プレート境界から下方に0~10kmの範囲の地震  
ピンク色の網目:上面地震帯  
黒線:太平洋スラブ上部境界面の形状  
黒点線:太平洋スラブが直上のフィリピン海スラブ及び前弧スリバー地殻と接触している領域

(参考)



房総沖におけるフィリピン海スラブ地殻と太平洋スラブの接触の様子  
(上:地震波トモグラフィ, 下:模式図)  
(Nakajima et al.(2009))

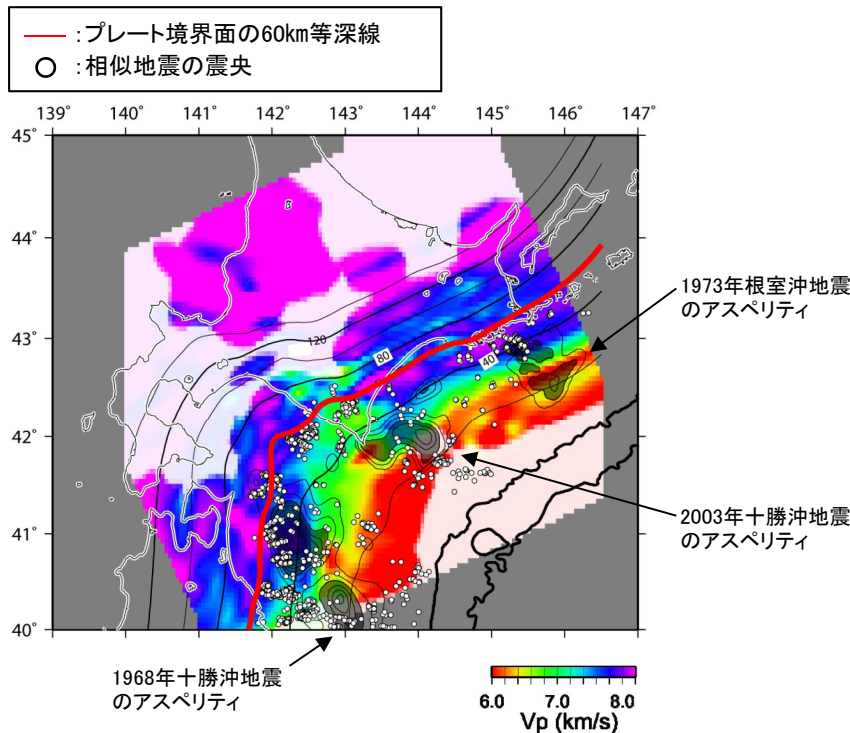


4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

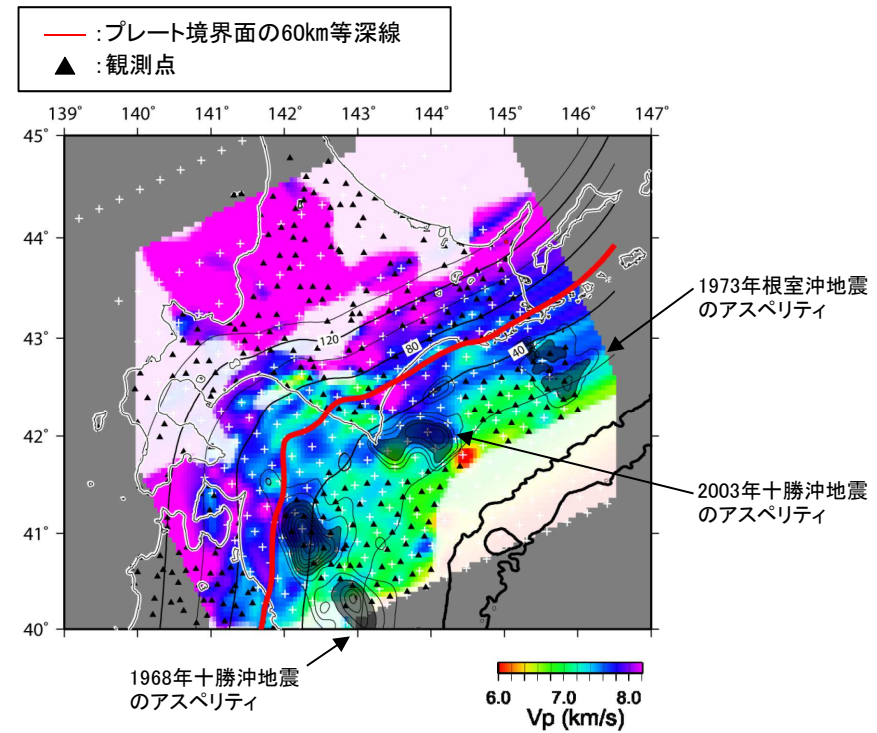
4.3.5 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性

■ 島弧会合部のテクトニクス背景とM7～8クラスの地震発生領域の関係

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



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



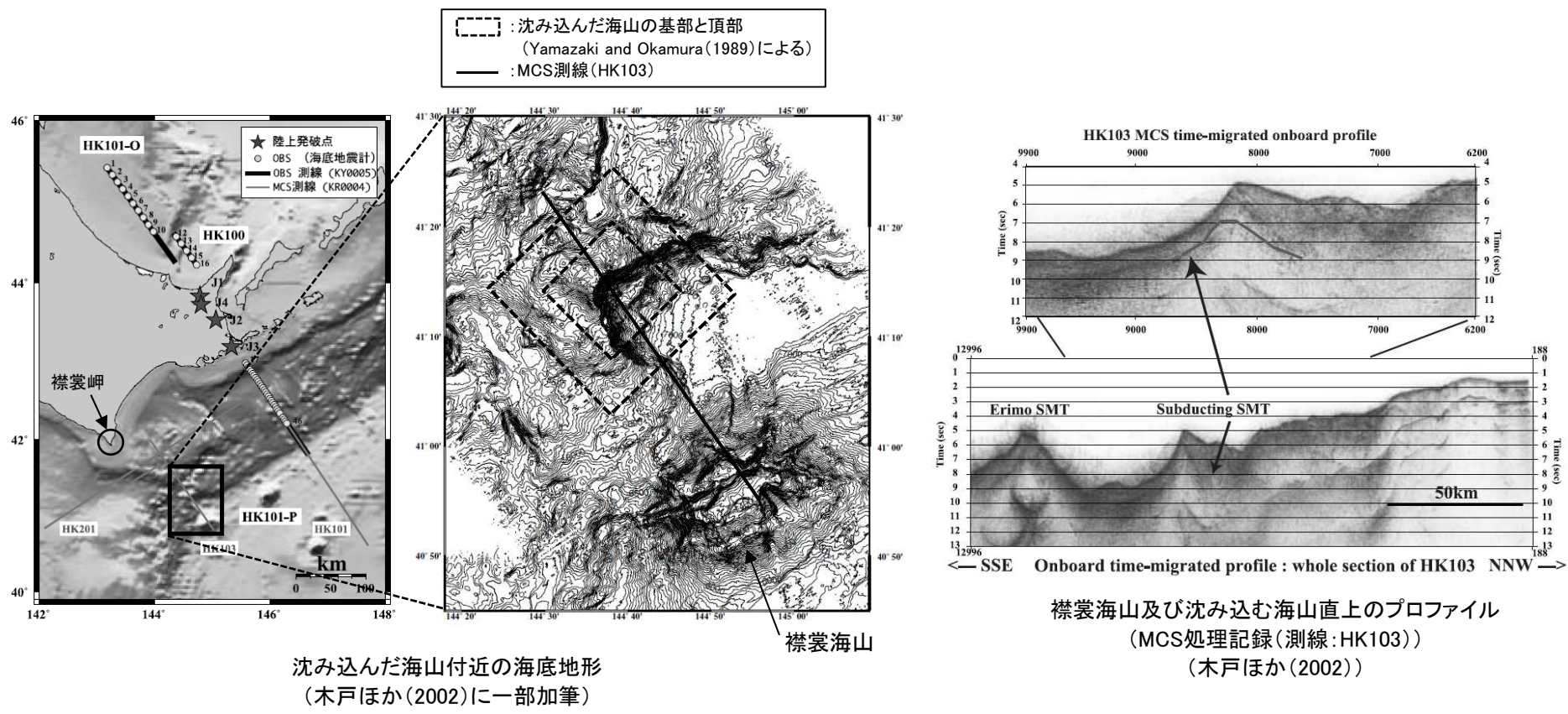
プレート境界面直下5kmにおけるVpの分布とプレート境界地震の破壊域、相似地震の震央の分布との比較  
(文部科学省(2008)一部加筆)

### 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

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

### ■襟裳岬沖の沈み込む海山

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





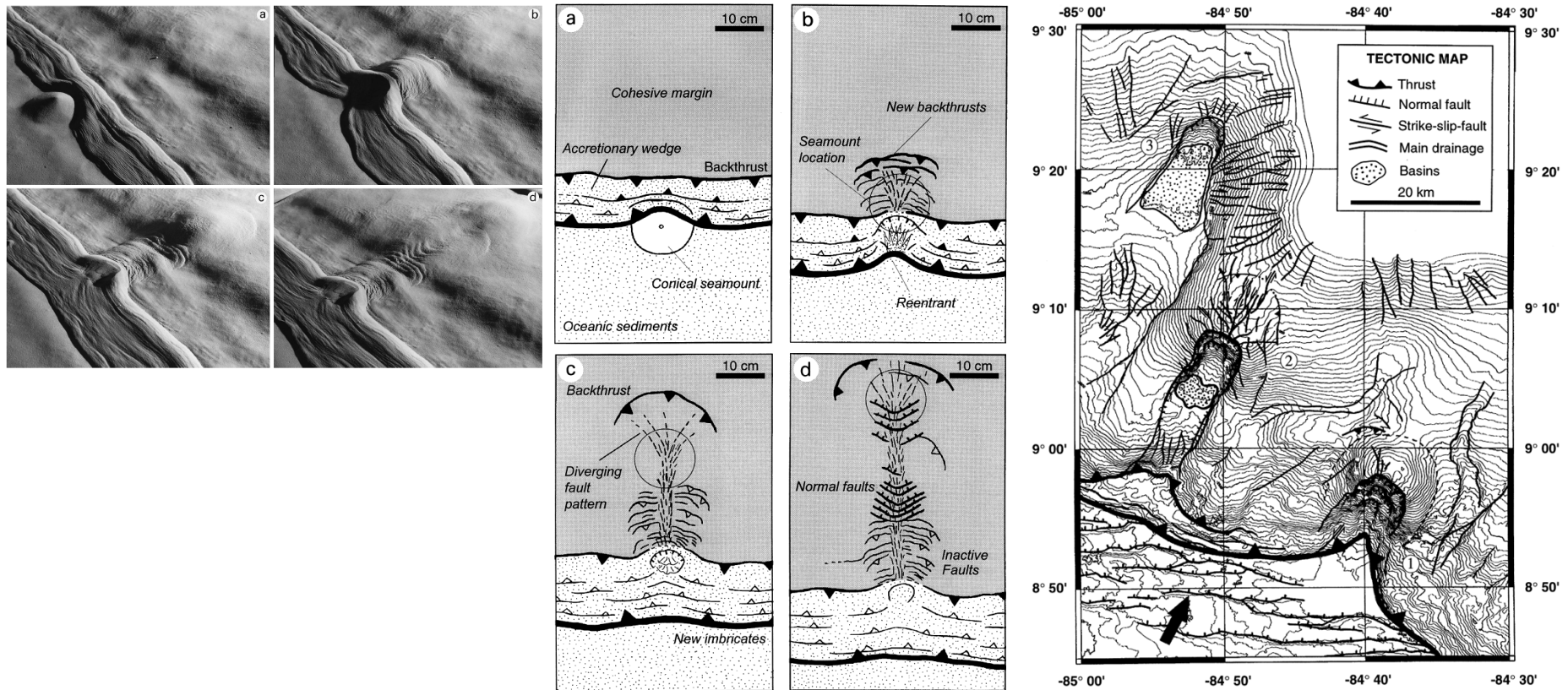
4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

4.3.5 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性

■沈み込む海山と上盤プレートの相互作用

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

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



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

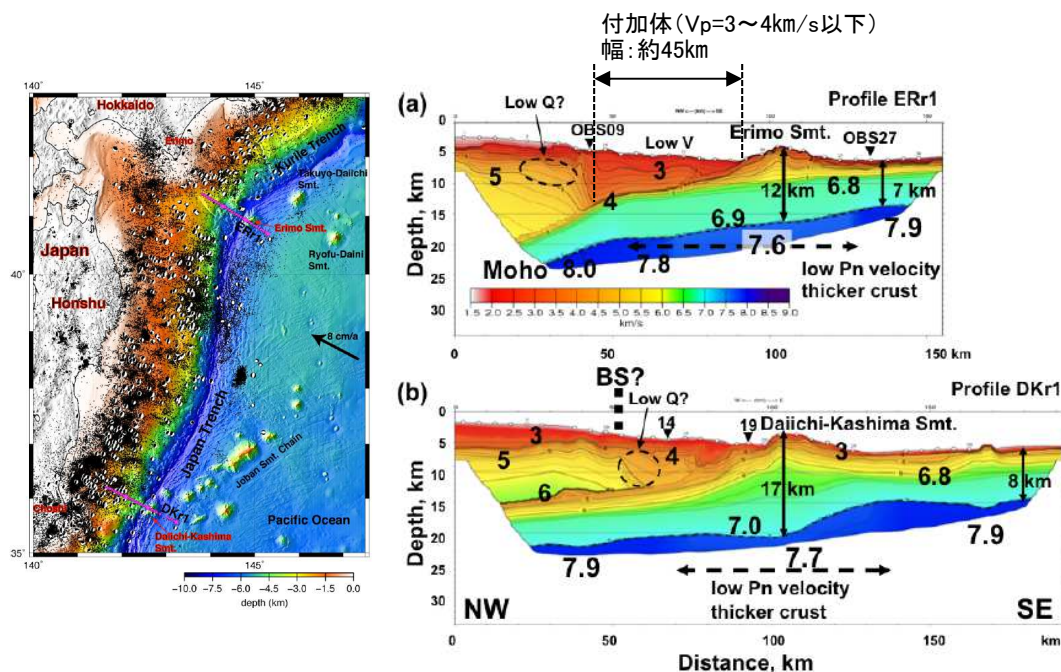
コスタリカ沖の海底地形図(○数字:沈み込む海山位置)  
(Dominguez et al.(1998))

#### 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

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

#### ■ 襟裳岬沖の沈み込む海山付近の地殻構造(1/2)

- Nishizawa et al.(2009)は、襟裳海山及び第1鹿島海山とその陸側に沈み込む海山を横切る地震波トモグラフィーから、典型的なプレート境界の構造と比較して、襟裳海山及び第1鹿島海山位置は地殻が厚く、海溝軸付近の陸側のプレートについては、沈み込む海山の影響により低速度の島弧地殻が分布するとしている。



襟裳海山(a)第1鹿島海山(b)とその陸側に沈み込む海山を横切る地震波トモグラフィー( $V_p$ ) (Nishizawa et al.(2009)に一部加筆)

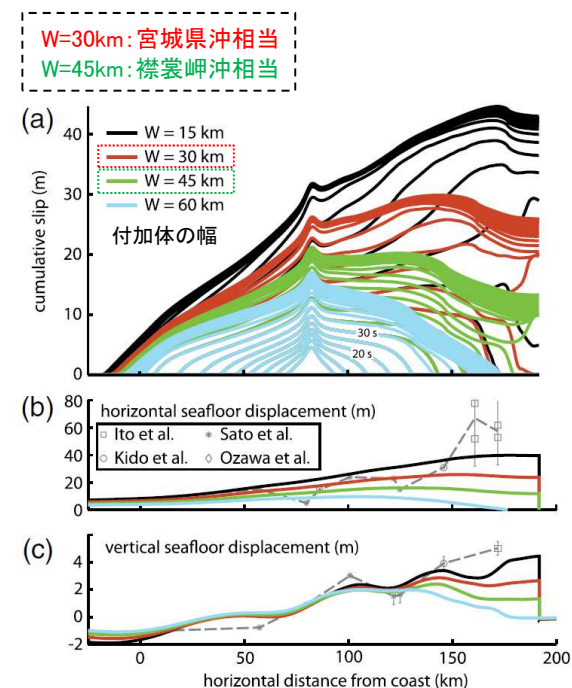


Figure 11. (a) Influence of horizontal extent  $W$  of shallow velocity-strengthening region on cumulative slip (plotted every 5 s). Shown for maximum effective normal stress  $\bar{\sigma}_{max} = 40$  MPa and seismogenic depth  $D = 45$  km. (b) Horizontal and (c) vertical seafloor displacement compared 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)

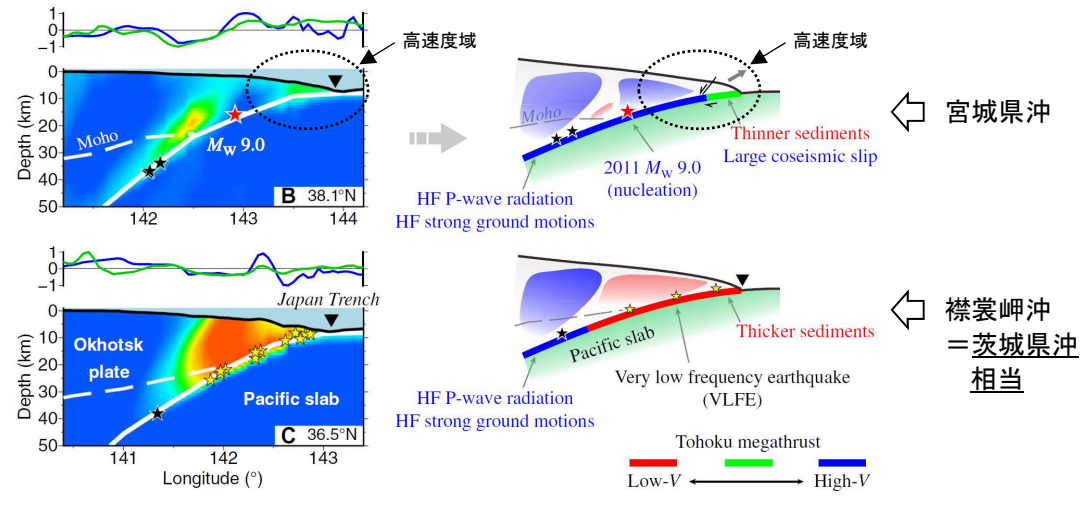
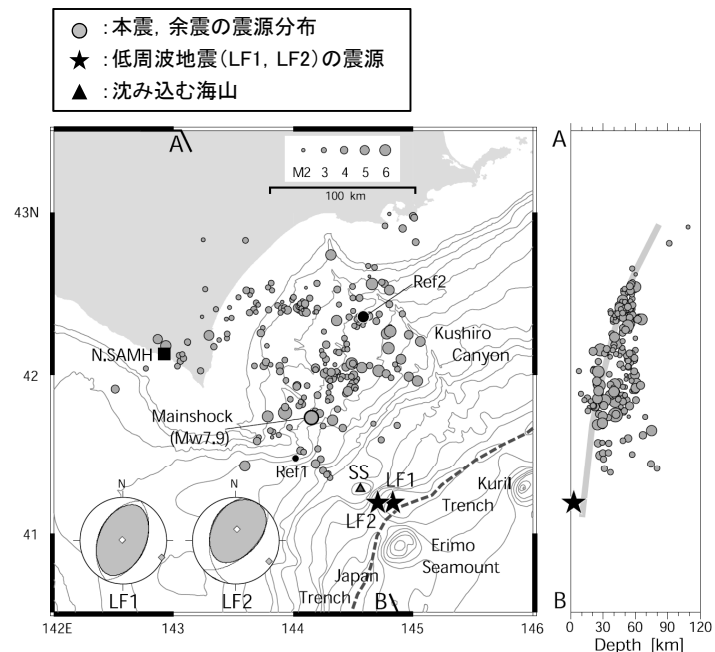


### 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

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

### ■襟裳岬沖の沈み込む海山付近の地殻構造(2/2)

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



プレート境界におけるP波速度分布とそのイメージ (p159再掲)  
(Liu and Zhao(2018)に一部加筆)

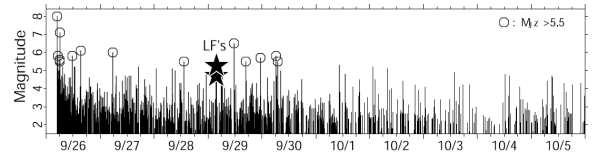


Fig. 1. (top) Hypocentral distribution of the main shock and aftershocks of the 2003 Tokachi-Oki earthquake and low-frequency (LF) earthquakes. Solid stars labeled LF1 and LF2 indicate the hypocentral location of LF events occurred at 3:37 am and 3:46 am, respectively. Aftershocks for the period of one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

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





#### 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

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

#### ■ 島弧会合部付近における地震学的見地: スロー地震活動域

- Nishikawa et al.(2019), Tanaka et al.(2019)は、防災科学技術研究所のS-netによる地震記録から日本海溝及び千島海溝(南部)沿いで発生している地震現象を整理し、島弧会合部付近における浅部領域(深さ約20km以浅)にスロー地震活動域が存在するとしている。
- Tanaka et al.(2019)は、スロー地震活動域と既往地震(1968年, 1994年, 2003年)のアスペリティ分布やその余震活動域の関係を整理し、スロー地震活動域は地震活動域を避けるように相補的に発生していることから、各活動域の摩擦特性には違いがあるとしている。

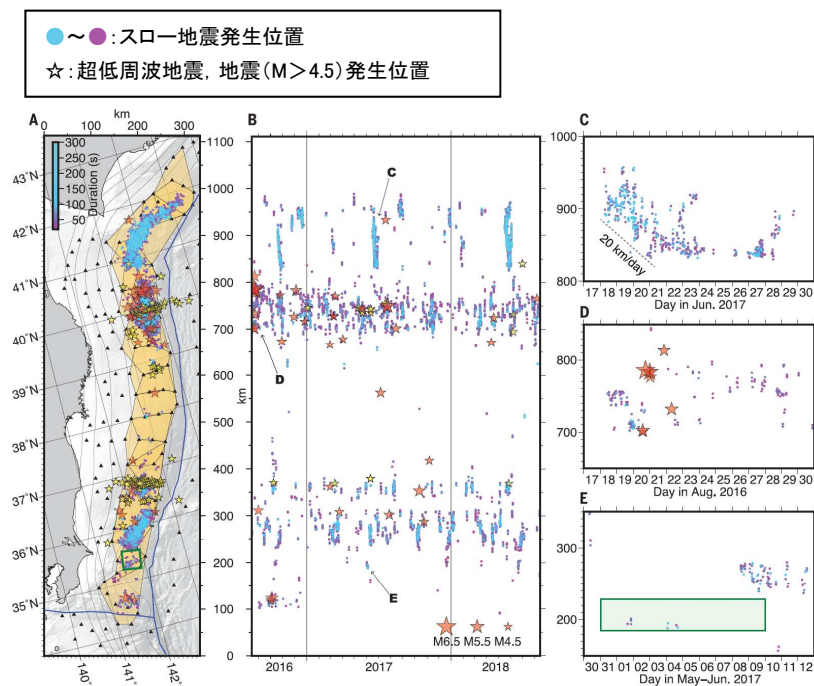


Fig. 1 Tremor activity in the Japan Trench. (A) Epicenters of the tectonic tremors. Dots indicate the epicenters of the tremors, which are colored according to their duration (see the color scale). Yellow and red stars are VLFs and  $M > 4.5$  ordinary earthquakes, respectively, with the ordinary earthquake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

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

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

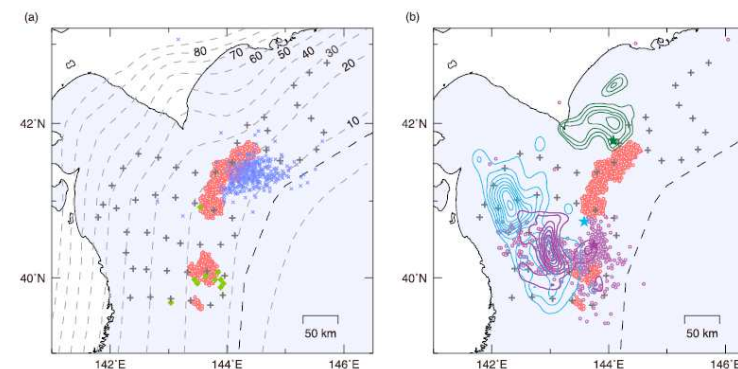
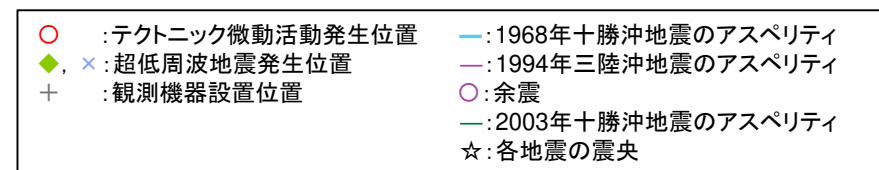


Figure 3. Locations of tremor sources determined in this study (red circles). (a) Comparison with locations of very low frequency earthquakes determined by an array signal processing method (blue crosses; Asano et al., 2008) and a cross-correlation analysis (light green diamonds; Matsuzawa et al., 2015)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

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

## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

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

#### ■ 島弧会合部付近における地震学的見地: 沈み込む海山及びスロー地震活動域と津波発生領域の関係

- Okamura et al.(2008)は、千島海溝南西部の地質構造と1952年、2003年十勝沖地震に伴う津波の発生領域(同津波の再現モデルのすべり分布)の比較から、沈み込む海山はプレート境界深部から浅部への破壊伝播を防ぐ領域であることが示唆されるとしている。
- また、島弧会合部付近のスロー地震活動域(Tanaka et al.(2019))は、1952年十勝沖地震に伴う津波の発生領域(Okamura et al.(2008))を避けるように相補的に発生していることから、既往地震(1968年、1994年、2003年)のアスペリティ分布やその余震活動域との摩擦特性に違いがある(Okamura et al.(2008))ことを含めて、同活動域は、茨城県沖のスロー地震活動域と同様に、破壊を停止させる領域と考えられる。

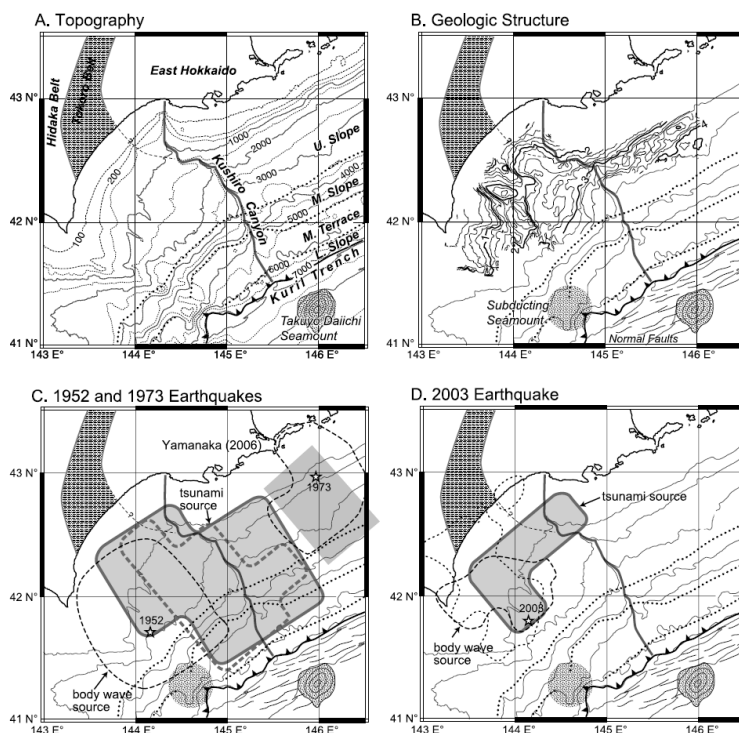
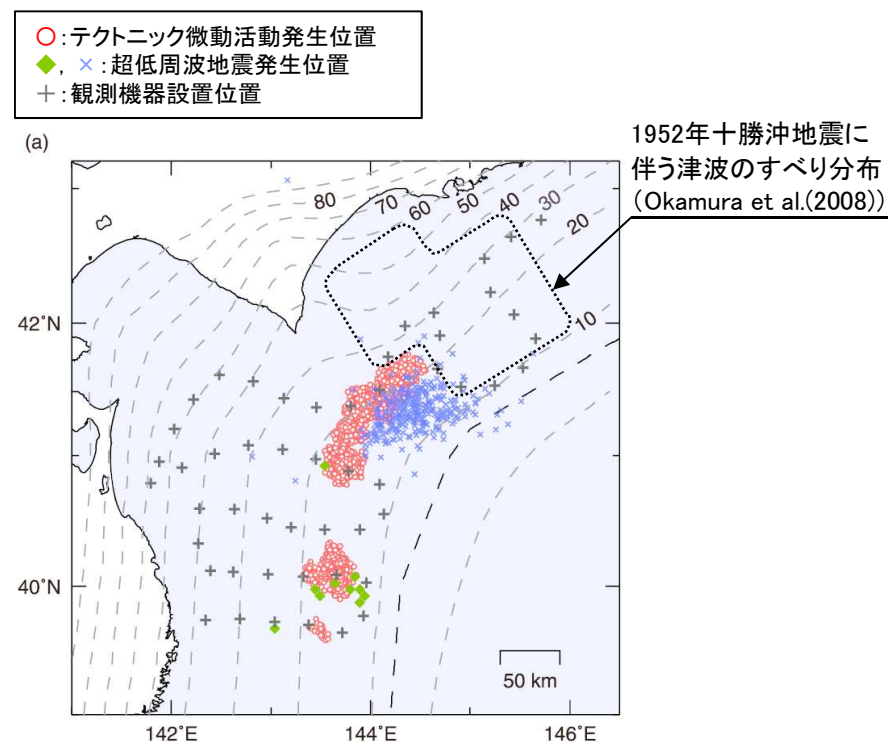


Figure 5. Comparison of topography, geologic structure, earthquake and tsunami sources, and geophysical data. (a) Bathymetric contour map, (b) depth contour map at the base of Pliocene sediments (contour interval of 0.2 s in two-way travelttime), (c) and (d) seismic and tsunami sources defined as the areas with slip larger than 1 m for Yamanaka and Kikuchi [2003], Tanioka et al. [2004], and Satake et al. [2006] and 1.2 m for Yagi [2004], (e) magnetic anomaly [Joshima, 2005] (contour interval of 50 nT), and (f) gravity anomaly [Joshima, 2005] (contour interval of 10 mGal).

地質構造と津波発生領域の比較(Okamura et al.(2008))



1952年の地震に伴う津波のすべり分布とスロー地震活動域の関係  
(Tanaka et al.(2019))に一部加筆)

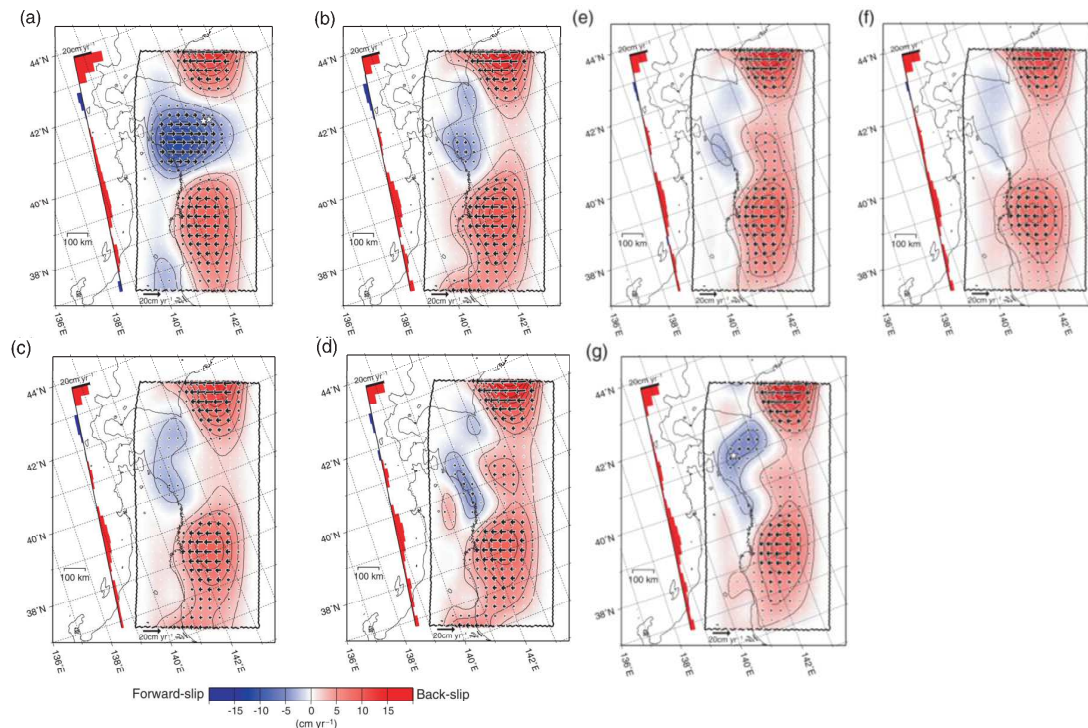


## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

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

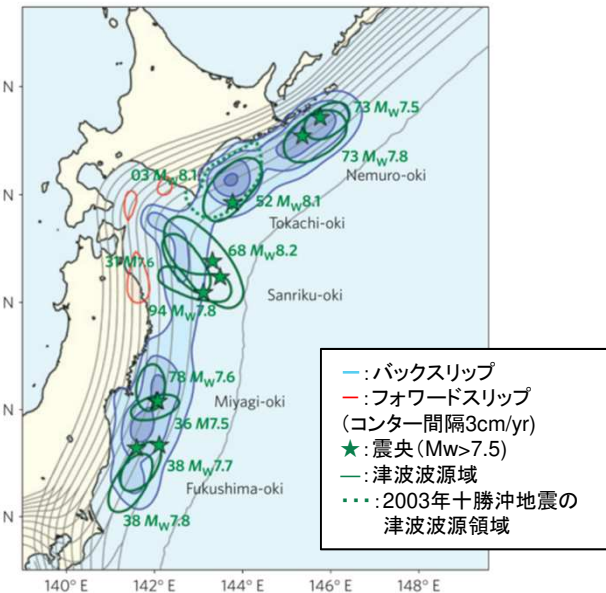
#### ■ 島弧会合部付近における地震学的見地: すべり欠損速度分布とスロー地震活動域との関係

- Nishimura et al.(2004)は、1995年から2002年のGPSデータを用いて福島県沖から十勝沖までのすべり欠損速度の空間分布と時間変化を整理し、宮城県沖及び十勝沖では、いずれの期間も強い固着が見られるとしている。また、Hashimoto et al.(2009)は1996年から2000年のGPSデータを用いて日本海溝から千島海溝のすべり欠損速度分布を整理し、深さ10km~40km範囲に6つの強い固着域が存在し、それらは既往地震発生領域と良く対応するとしている。
- 島弧会合部付近のスロー地震活動域のすべり欠損(Nishimura et al.(2004))は、宮城県沖や十勝沖等のすべり欠損と比較して十分小さい。



**Figure 6.** Annual slip distribution on the two plate boundaries. The thick rectangle on the Pacific side is the region of a model fault of the subducting Pacific Plate. Red and blue areas indicate the region of back-slip and forward-slip, respectively. Contour interval is  $2 \text{ cm yr}^{-1}$ . Vectors represent motion of the hanging wall relative to the footwall. The length of red bars right of the line in the sea of Japan means collision rates at the plate boundary modelled by the virtual tensile fault. Stars are epicentres of large ( $M > 6$ ) earthquakes near the plate boundaries. (a) 1995 April to 1996 March. (b) 1996 April to 1997 March. (c) 1997 April to 1998 March. (d) 1998 April to 1999 March. (e) 1999 April to 2000 March. (f) 2000 April to 2001 March. (g) 2001 April to 2002 March.

福島県沖から十勝沖のすべり欠損分布(Nishimura et al.(2004))



**Figure 4 | Comparison of slip-deficit zones and tsunami source regions.**

The blue and red contours indicate, respectively, the slip-deficit and slip-excess rates at intervals of  $3 \text{ cm yr}^{-1}$ . The green stars and the green ellipses indicate the epicentres and the tsunami source regions, respectively, for the large interplate earthquakes ( $M_w \geq 7.5$ ) that occurred in the past century. The green dotted ellipse indicates the tsunami source region of the 2003 Tokachi-oki earthquake.

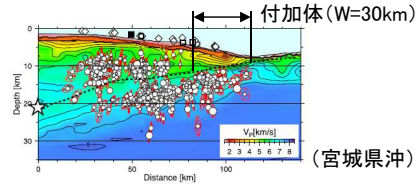
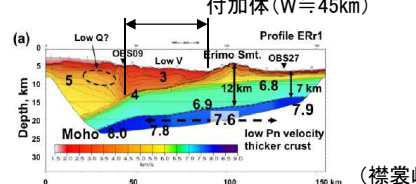
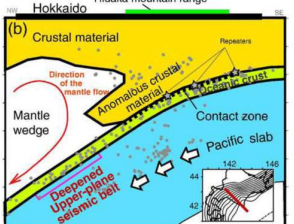
1996年~2000年における日本海溝から千島海溝のすべり欠損分布(Hashimoto et al.(2009))



4.3.5 日本海溝・千島海溝島弧会合部における大きなすべりの発生可能性

■まとめ

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

	大すべり領域の構造的特徴	日本海溝・千島海溝島弧会合部	
		テクトニクス背景	地震学的見地
浅部領域	<ul style="list-style-type: none"> <li>付加体の幅が狭いほど浅部のすべり量が増大する傾向があり(Kozdon and Dunham (2013)), 宮城県沖の付加体 (<math>V_p=3\sim 4\text{km/s}</math>以下)の幅は、他領域と比較して狭い (<math>W=30\text{km}</math>) (Tsuru et al. (2002))。</li> </ul>  <p>(宮城県沖)</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>襟裳岬沖には沈み込む海山が存在(木戸ほか(2002)他)。海山の沈み込みにより陸側斜面は不均質構造を呈する(Dominguez et al. (1998))。</li> <li>沈み込む海山の影響により、付加体の幅が広い(<math>W=45\text{km}</math>) (Nishizawa et al. (2009))</li> </ul>  <p>(襟裳岬沖)</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>沈み込んだ地殻と太平洋スラブが接する範囲は、房総沖と同様に上面地震の発生帯が局所的に深い(長谷川ほか(2012))。</li> <li>千島弧と東北日本弧の衝突により剥落した下部地殻物質に対応する低速度帯は、周囲と摩擦特性が異なり、地震性すべりはほとんど起こらない可能性がある(文部科学省(2008))。</li> <li>沈み込む海山の影響により、海溝軸陸側斜面で低周波地震が発生(Obara et al. (2004))。</li> <li>沈み込む海山はプレート境界深部から浅部への破壊伝播を防ぐ領域であることが示唆される(Okamura et al. (2008))</li> <li>深さ約20km以浅にスロー地震活動域が存在し、その活動域は、既往地震のアスペリティ分布、余震分布及び津波発生領域と一致しないと共に(Nishikawa et al. (2019), Tanaka et al. (2019), Okamura et al. (2008)), 大きなすべり欠損も確認されないことから(Nishimura et al. (2004), Hashimoto et al. (2009)), 茨城県沖と同様に、破壊を停止させる領域と考えられる。</li> </ul>
プレート境界	<p>【破壊停止領域の特徴】</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>フィリピン海プレートの北東端と3.11地震の破壊停止領域は一致(Shinohara et al. (2011))。</li> <li>茨城県沖の沈み込む海山による上盤側底部の破壊がカップリングを弱め、3.11地震の破壊が停止(Kundu et al. (2012), 文部科学省(2013)他)。</li> <li>国内外において、起伏の激しい地形を伴うプレート境界で巨大地震は未発生(Wang et al. (2014))。</li> <li>不均質な地質構造に対応したスロー地震活動域は破壊を妨げる領域の可能性があると(Nishikawa et al. (2019))。</li> </ul> <p>▽</p> <p>【大すべり領域の特徴】</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>大きなすべりを生じるプレート境界(上盤, 下盤)は均質な構造を呈するとともに、スロー地震活動が低調である。</li> </ul>	<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は、直下の太平洋スラブと直接接し(Kita et al. (2010)), 周囲と比較し、顕著な低速度帯が認められる(文部科学省(2008))。</li> <li>海溝軸陸側の上盤プレートは、沈み込む海山の影響により、不均質構造を呈する(Obara et al. (2004), Nishizawa et al. (2009))。</li> </ul>  <p>(Kita et al. (2010))</p>	

## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.6 特性化モデル①の設定

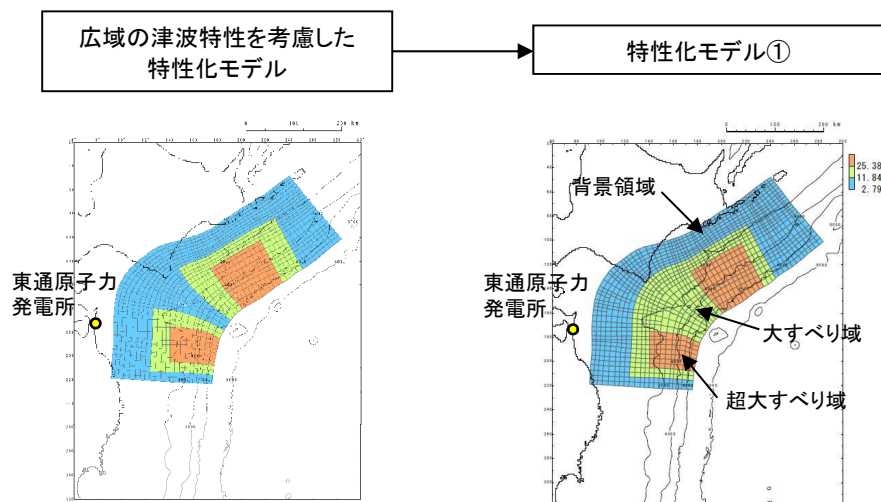
#### ■設定概要(まとめ)

##### (A)3.11地震から得られた知見 i の反映

- 過去に「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」が発生した記録が無いことから、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部で確認されている津波堆積物及びそれを再現する津波波源に関する知見及び地震学的・測地的知見を踏まえ、十勝沖・根室沖、青森県東方沖及び岩手県沖北部のそれぞれに超大すべり域を配置した。

##### (B)3.11地震から得られた知見 ii の反映(保守性の確保(科学的想像力の発揮))

- 敷地前面海域である青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は、発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりとして、3.11地震時における宮城県沖のすべりと同規模のすべりを考慮した。
- 日本海溝・千島海溝島弧会合部は、そのテクトニクスの背景及び地震学的見地から、3.11地震で見られた大きなすべりが発生する可能性は極めて低いと考えられるが、特性化モデル①の保守性を確保する観点から、同領域に大すべり域を設定した。



断層諸元

諸元	広域の津波特性を考慮した特性化モデル	特性化モデル①
モーメントマグニチュード(Mw)	9.06	9.08
断層面積(S)	110,472(km <sup>2</sup> )	110,472(km <sup>2</sup> )
平均応力降下量(Δσ)	3.27(MPa)	3.45(MPa)
地震モーメント(Mo)	4.93 × 10 <sup>22</sup> (Nm)	5.19 × 10 <sup>22</sup> (Nm)
平均すべり量	8.93(m)	9.40(m)
すべり量	背景領域(0.33D) (面積及び面積比率)	2.79(m) (64,419(km <sup>2</sup> ), 58.3%)
	大すべり域(1.4D) (面積及び面積比率)※	11.84(m) (26,782(km <sup>2</sup> ), 24.2%)
	超大すべり域(3D) (面積及び面積比率)	25.38(m) (19,271(km <sup>2</sup> ), 17.5%)
		2.79(m) (58,609(km <sup>2</sup> ), 53.1%)
		11.84(m) (32,593(km <sup>2</sup> ), 29.5%)
		25.38(m) (19,271(km <sup>2</sup> ), 17.4%)

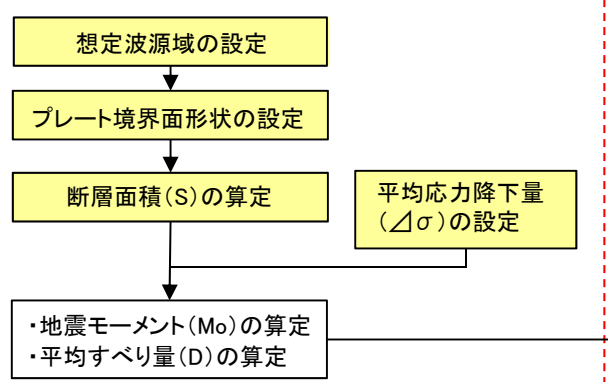
※: 超大すべり域を除いた面積比率

## 4. 特性化モデルの設定 4.3 広域の津波特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル①)

### 4.3.6 特性化モデル①の設定(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)

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)	十勝沖・根室沖～岩手県沖北部	110,472(km <sup>2</sup> )
地震発生深さ	地震調査研究推進本部(2004,2012)	海溝軸～深さ60km
平均応力降下量(Δσ)	内閣府(2012), 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>	4.67 × 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	8.46(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)	11.84(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)	25.38(m)

##### ■背景領域

パラメータ	設定方法	設定値
すべり量(D <sub>0</sub> )	平均すべり量(D)の0.33倍 <sup>※3</sup> 杉野ほか(2014)	2.79(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

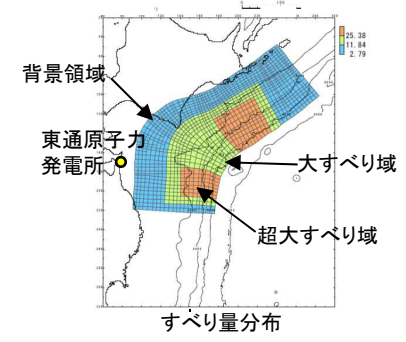
※3: 全体面積の60%に相当するすべり量

#### 3. 特性化モデルの設定

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



諸元	内容
モーメントマグニチュード(Mw)	9.08
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km
断層面積(S)	110,472(km <sup>2</sup> )
平均応力降下量(Δσ) (=7/16 · Mo · (S/π) <sup>-3/2</sup> )	3.45(MPa)
剛性率(μ)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメントMo	5.19 × 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

諸元	内容
すべり量	2.79(m)
背景領域 断層面積 (面積比率)	58,609(km <sup>2</sup> ) (53.1%)
大すべり域 すべり量	11.84(m)
大すべり域 断層面積 (面積比率) <sup>※</sup>	32,593(km <sup>2</sup> ) (29.5%)
超大すべり域 すべり量	25.38(m)
超大すべり域 断層面積 (面積比率)	19,271(km <sup>2</sup> ) (17.4%)
ライズタイムτ	60(s)

※: 超大すべり域を除いた面積比率



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

---

- 4. 4. 1 設定方針
- 4. 4. 2 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルの設定
- 4. 4. 3 特性化モデル②, ③, ④の設定概要
- 4. 4. 4 特性化モデル②の設定
- 4. 4. 5 特性化モデル③の設定
- 4. 4. 6 特性化モデル④の設定

## 4. 特性化モデルの設定

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

#### 4.4.1 設定方針

- 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデル\*から得られた知見, 並びに3.11地震における大すべりの発生形態から得られた知見(=広域の津波特性を考慮した特性化モデルと共通)を踏まえ, 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルを設定する。
- なお, 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ, 保守性を確保する観点から, 最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりを考慮するとともに, すべり量及びすべり分布が異なる複数の波源モデルを設定する。

※:3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデルの設定方法の詳細は, 補足説明資料「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。

#### 【3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデルから得られた知見】

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

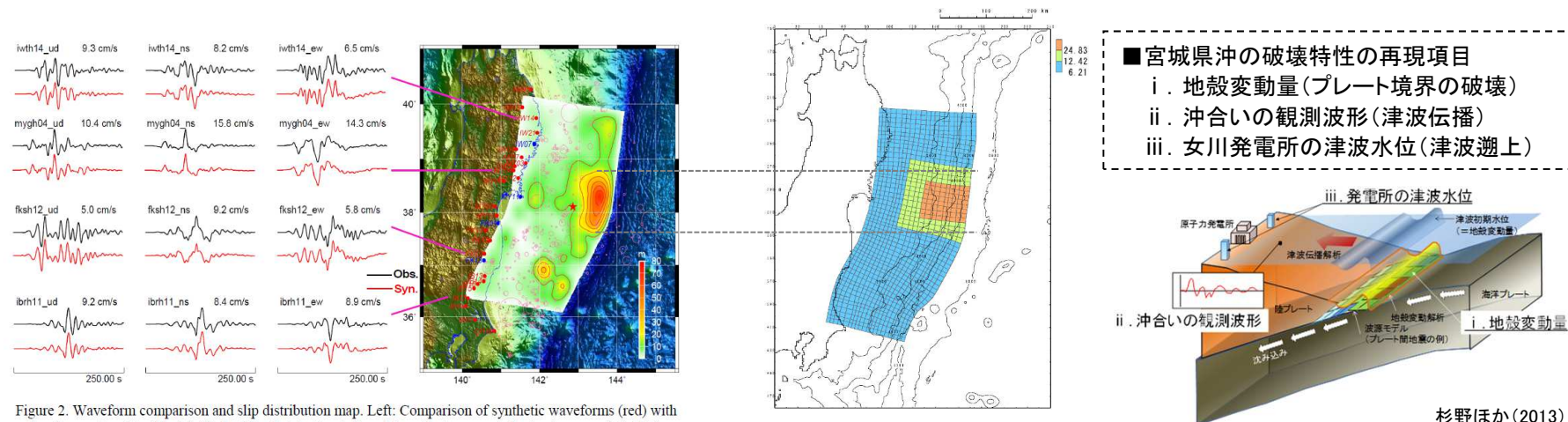


Figure 2. Waveform comparison and slip distribution map. Left: Comparison of synthetic waveforms (red) with the observation data (black); Right: Slip distribution inferred from the long-period seismic waves (<math>< 0.1\text{Hz}</math>).

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

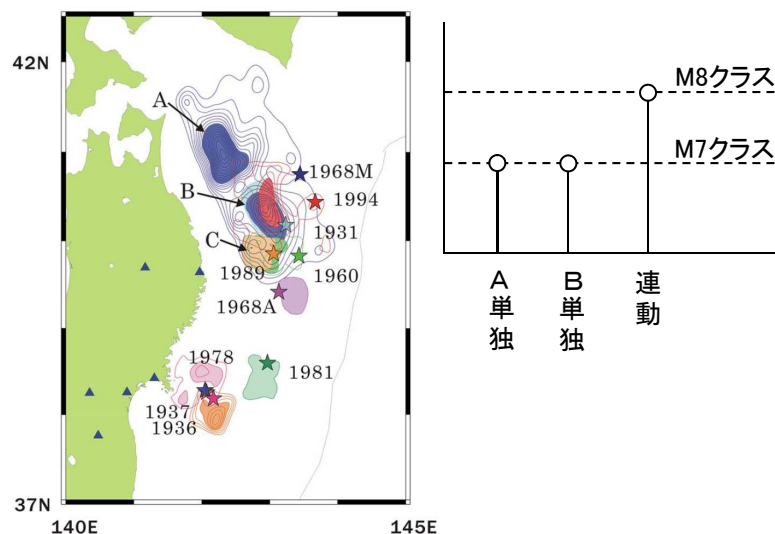
## 4. 特性化モデルの設定

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

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

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

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



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



以上の地震学的見地を踏まえ、大すべり域・超大すべり域を配置する。



#### 4. 特性化モデルの設定

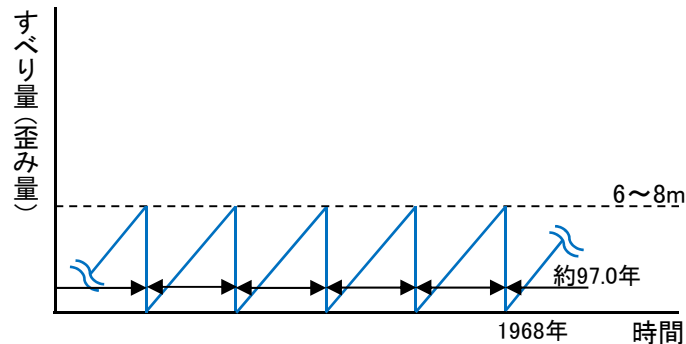
#### 4.4 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル②, ③, ④)

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

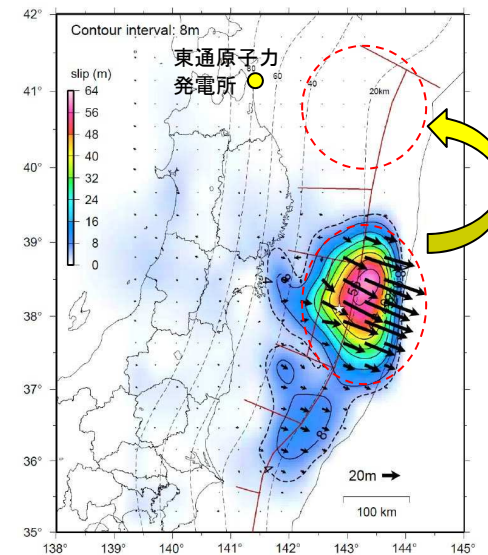
#### ■大すべり域・超大すべり域のすべり量(特性化モデル①のうち青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域の設定方針と共通)

- 国内外で発生している巨大地震の地震学的・地質学的・測地学的知見から、青森県東方沖及び岩手県沖北部については、1968年十勝沖地震に伴うすべりが最大規模と評価される。

#### ■青森県東方沖及び岩手県沖北部におけるすべり量(歪み量)

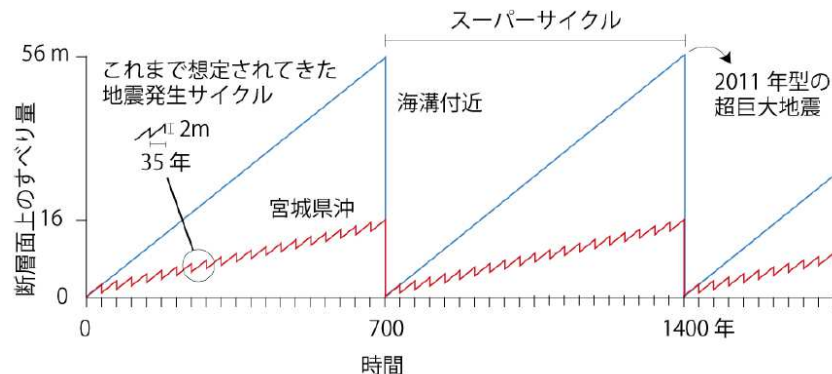


#### ■大すべり域・超大すべり域の設定(概念)



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)

#### ■宮城県沖におけるすべり量(歪み量)



宮城県沖と海溝軸周辺における地震のサイクルとすべり量モデル  
(佐竹(2011b))

敷地前面海域である青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域は、発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、最新の科学的・技術的知見から想定されるすべりを上回る規模のすべりとして、3.11地震時における宮城県沖のすべりと同規模のすべりを考慮する。

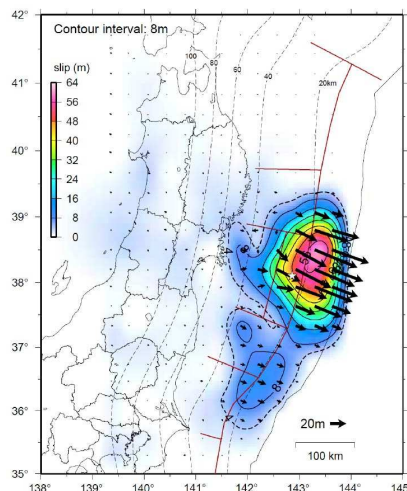
## 4. 特性化モデルの設定

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

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

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

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



3.11地震時の震源位置とすべり分布  
(地震調査研究推進本部(2012))

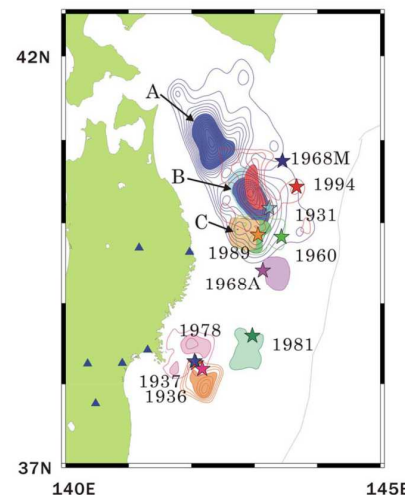


Figure 6. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan. Stars show the main shock epicenters. Contour lines show the moment release distribution. The interval of the contour lines is 0.5 m. Each earthquake is distinguished by color. We painted the area within the value of half the maximum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

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

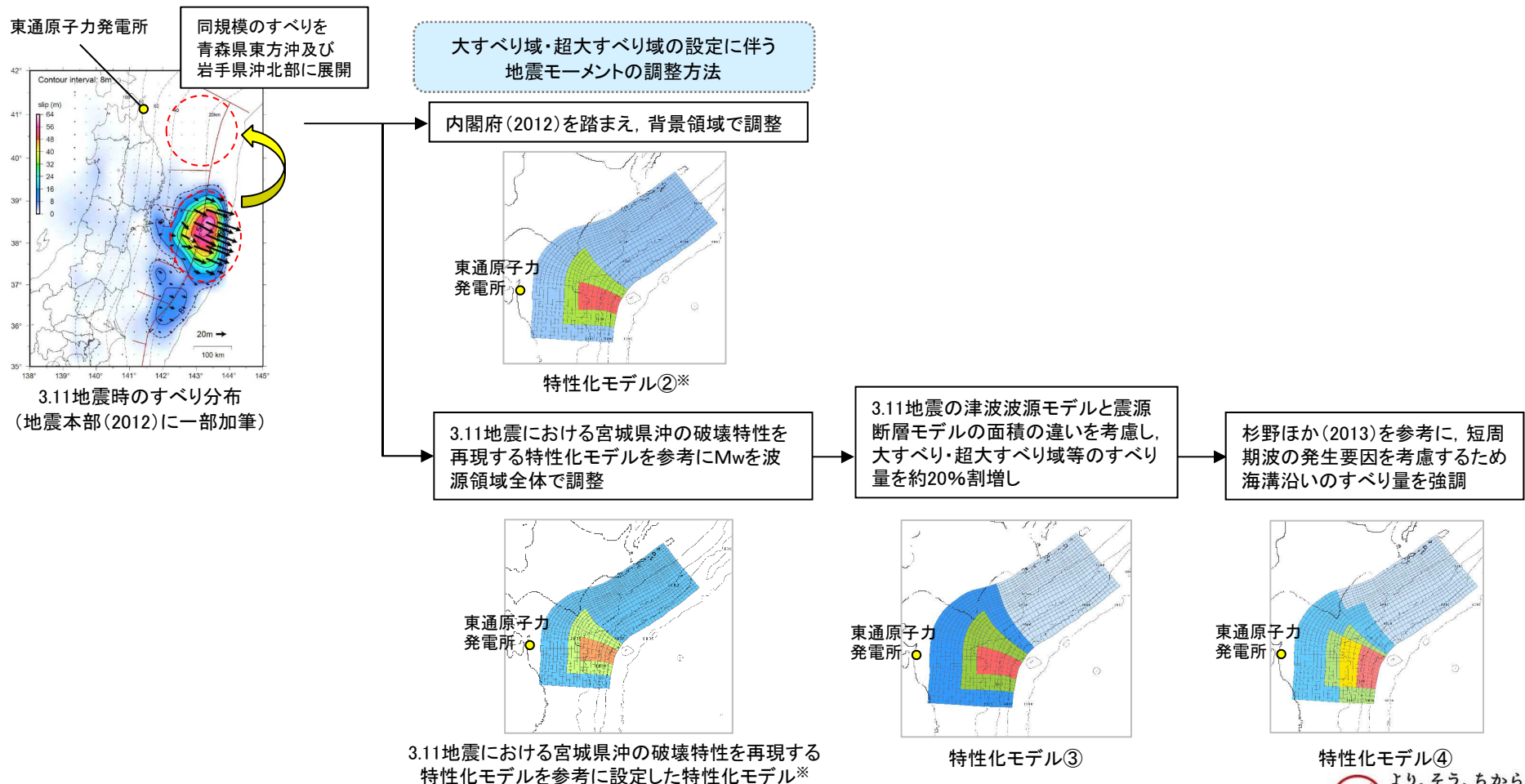
青森県東方沖及び岩手県沖北部と宮城県沖の地震学的な類似性を踏まえ、3.11地震における宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルのすべり量分布を各領域に設定する。

## 4. 特性化モデルの設定

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

#### 4.4.3 特性化モデル②, ③, ④の設定概要

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



※: 大すべり域・超大すべり域のすべり分布及び面積は同一。

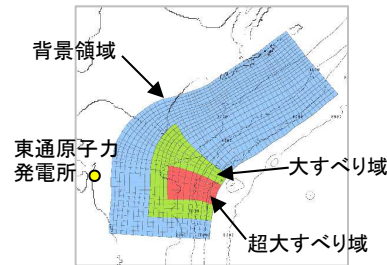


## 4. 特性化モデルの設定

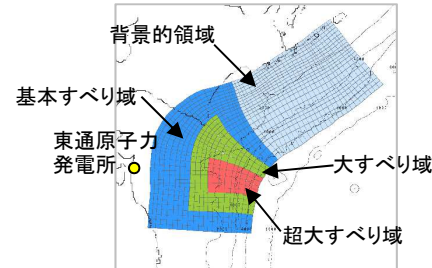
### 4.4 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル②, ③, ④)

#### 4.4.3 特性化モデル②, ③, ④の設定概要

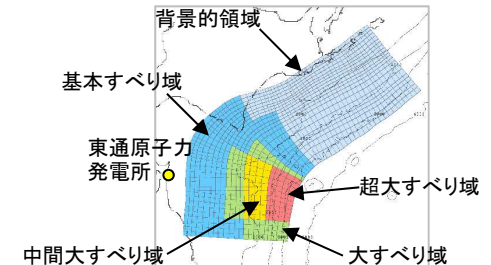
- 各特性化モデルのすべり分布及び主要な断層パラメータを以下に示す。また、各特性化モデルの断層パラメータの設定方法、並びに設定に反映した知見等の詳細を次頁以降に示す。



特性化モデル②



特性化モデル③



特性化モデル④

諸元		特性化モデル②	特性化モデル③	特性化モデル④
モーメントマグニチュード(Mw)		9.04	9.05	9.04
断層面積(S)		110,472(km <sup>2</sup> )	110,472(km <sup>2</sup> )	110,472(km <sup>2</sup> )
平均応力降下量(Δσ)		3.07(MPa)	3.14(MPa)	3.08(MPa)
地震モーメント(Mo)		4.62 × 10 <sup>22</sup> (Nm)	4.73 × 10 <sup>22</sup> (Nm)	4.65 × 10 <sup>22</sup> (Nm)
すべり量	背景領域(背景的領域) (面積及び面積比率)	5.12(m) (87,732(km <sup>2</sup> ), 79.4%)	3.90(m) (48,879(km <sup>2</sup> ), 44.2%)	3.72(m) (52,259(km <sup>2</sup> ), 47.3%)
	基本すべり域 (面積及び面積比率)		7.80(m) (61,593(km <sup>2</sup> ), 55.8%※1)	7.44(m) (58,213(km <sup>2</sup> ), 52.7%※3)
	大すべり域 (面積及び面積比率)	16.37(m) (22,740(km <sup>2</sup> ), 20.6%※1)	15.59(m) (22,740(km <sup>2</sup> ), 20.6%※2)	14.88(m) (23,191(km <sup>2</sup> ), 21.0%※4)
	中間大すべり域 (面積及び面積比率)			22.33(m) (11,714(km <sup>2</sup> ), 10.6%※2)
	超大すべり域 (面積及び面積比率)	32.75(m) (6,302(km <sup>2</sup> ), 5.7%)	31.19(m) (6,302(km <sup>2</sup> ), 5.7%)	29.77(m) (5,696(km <sup>2</sup> ), 5.2%)
	平均すべり量	8.37(m)	8.57(m)	8.42(m)

※1: 大すべり域・超大すべり域をあわせた領域の面積比率, ※2: 超大すべり域をあわせた領域の面積比率

※3: 大すべり域・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, ※4: 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

## 4. 特性化モデルの設定

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

#### 4.4.4 特性化モデル②の設定(設定フロー)

■ : 与条件

#### 1. 巨視的波源特性の設定

▶ 特性化モデル①と共通のため、詳細は記載省略

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)	十勝沖・根室沖～岩手県沖北部	110,472 (km <sup>2</sup> )
地震発生深さ	地震調査研究推進本部 (2004,2012)	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>	4.52 × 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	8.19 (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>02</sub>, M<sub>04</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% ※	16,571 (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)	16.37 (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>02</sub> )	μ · S <sub>2</sub> · D <sub>2</sub>	1.36 × 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%	5,524 (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)	32.75 (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>04</sub> )	μ · S <sub>4</sub> · D <sub>4</sub>	9.04 × 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(背景領域の設定)

##### ■ 背景領域

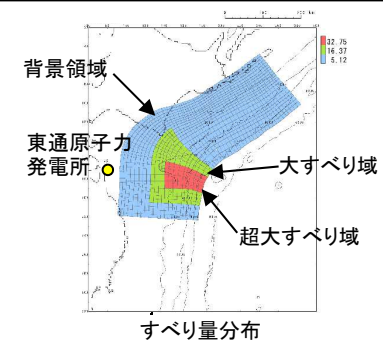
パラメータ	設定方法	設定値
地震モーメント (M <sub>0b</sub> )	M <sub>0b</sub> = (M <sub>02</sub> + M <sub>04</sub> )	2.26 × 10 <sup>22</sup> (Nm)
断層面積 (S <sub>b</sub> )	断層面積の80%	88,378 (km <sup>2</sup> )
剛性率 (μ)	土木学会 (2016)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
すべり量 (D <sub>b</sub> )	M <sub>0b</sub> / S <sub>b</sub> / μ	5.12 (m)

#### 3. 特性化モデルの設定

##### 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 (M<sub>w</sub>) の算定



諸元	内容	諸元	内容	
モーメントマグニチュード (M <sub>w</sub> )	9.04	背景領域	すべり量	5.12 (m)
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km		断層面積 (面積比率)	87,732 (km <sup>2</sup> ) (79.4%)
断層面積 (S)	110,472 (km <sup>2</sup> )	大すべり域	すべり量	16.37 (m)
平均応力降下量 (Δσ) (=7/16 · M <sub>0</sub> · (S/π) <sup>-3/2</sup> )	3.07 (MPa)		断層面積 (面積比率) ※	22,740 (km <sup>2</sup> ) (20.6%)
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	32.75 (m)
地震モーメント M <sub>0</sub>	4.62 × 10 <sup>22</sup> (Nm)		断層面積 (面積比率)	6,302 (km <sup>2</sup> ) (5.7%)
すべり角 λ	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)	

※: 大すべり域と超大すべり域をあわせた領域の面積比率

## 4. 特性化モデルの設定

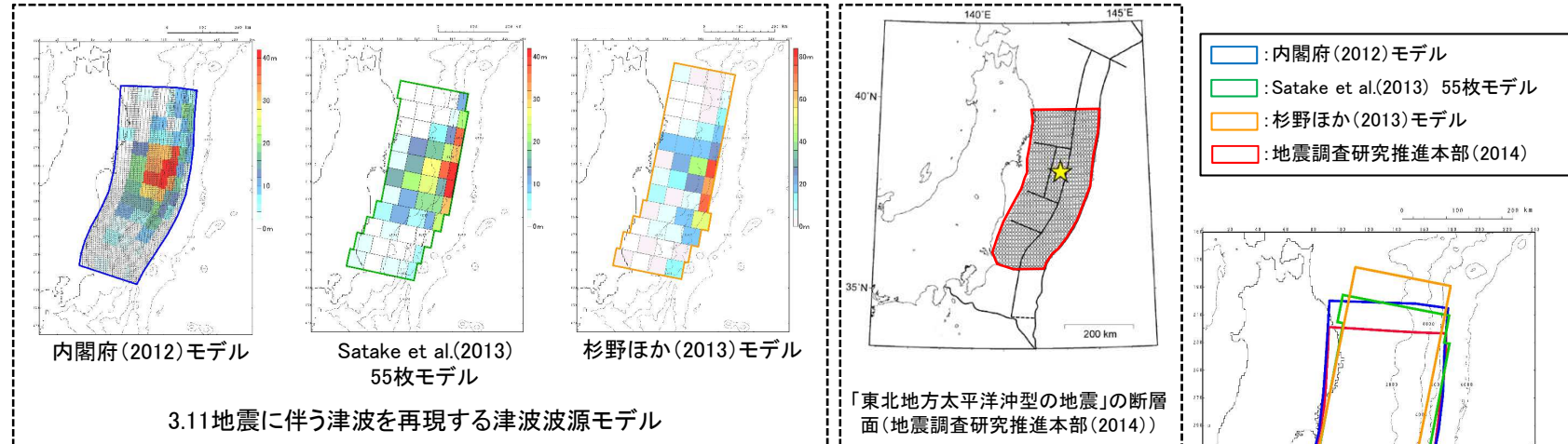
### 4.4 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル②, ③, ④)

#### 4.4.5 特性化モデル③の設定

##### ■3.11地震から得られた知見の反映

- 3.11地震に伴う津波を広域に再現するモデルの断層面積は、地震調査研究推進本部(2014)が評価した「東北地方太平洋沖型の地震」の断層面積と比較して大きい。
- 断層面積の違いは、発電所の津波高さに大きな影響を与える大すべり域・超大すべり域等のすべり量の算定に直接的に関係することを踏まえ、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデルを参考に設定した特性化モデルの大すべり域・超大すべり域等のすべり量を約20%割増した。
- 「3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデルを参考に設定した特性化モデル」及び「特性化モデル③」の設定フローを次頁に示す。

##### 【3.11地震に伴う津波を広域に再現するモデル】



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

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

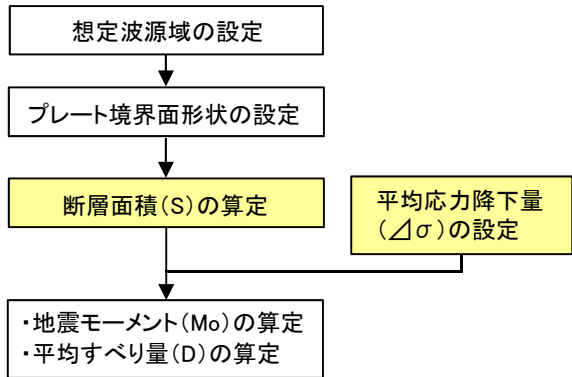


4. 特性化モデルの設定 4.4 青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル(特性化モデル②, ③, ④)

4.4.5 特性化モデル③の設定

(3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデルを参考に設定した特性化モデルの設定フロー)

1. 巨視的波源特性の設定



スケール則の適用  
(円形破壊面を仮定した関係式)

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)	十勝沖・根室沖～岩手県沖北部	110,472(km <sup>2</sup> )
地震発生深さ	地震調査研究推進本部(2004,2012)	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>	4.52 × 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	8.19(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% ※	16,571(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)	16.37(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>	1.36 × 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%	5,524(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)	32.75(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>	9.04 × 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%	88,378(km <sup>2</sup> )
すべり量(D <sub>b</sub> )	平均すべり量(D)	8.19(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>	3.62 × 10 <sup>22</sup> (Nm)

(2)-2 各領域の地震モーメント(合計)の算定

Mo' = Mo<sub>2</sub> + Mo<sub>4</sub> + Mo<sub>b</sub> = 5.88 × 10<sup>22</sup>(Nm)

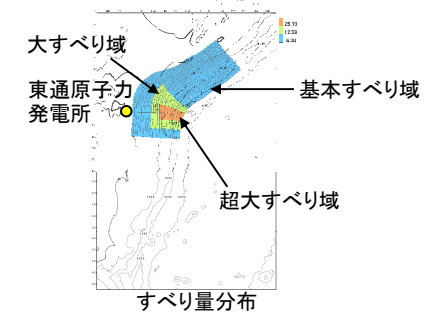
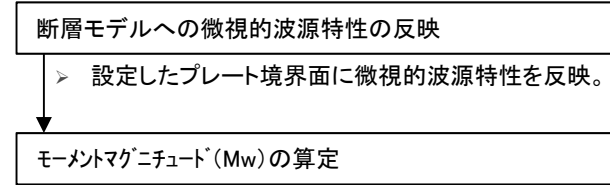
(2)-3 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

- Mo/Mo' = 4.52 × 10<sup>22</sup>(Nm) / 5.88 × 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	8.19(m)	6.30(m)
大すべり域	16.37(m)	12.59(m)
超大すべり域	32.75(m)	25.19(m)

3. 基準断層モデルの設定

与条件



諸元	内容	諸元	内容
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 6.30(m)
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	断層面積(面積比率)	87,732(km <sup>2</sup> ) (79.4%)
断層面積(S)	110,472(km <sup>2</sup> )	大すべり域	すべり量 12.59(m)
平均応力降下量(Δσ) (=7/16・Mo・(S/π) <sup>-3/2</sup> )	3.05(MPa)	断層面積(面積比率)※	22,740(km <sup>2</sup> ) (20.6%)
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 25.19(m)
地震モーメントMo	4.59 × 10 <sup>22</sup> (Nm)	断層面積(面積比率)	6,302(km <sup>2</sup> ) (5.7%)
すべり角λ	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)

※: 大すべり域と超大すべり域をあわせた領域の面積比率

4. 特性化モデルの設定

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

4.4.5 特性化モデル③の設定(設定フロー)

1. 巨視的波源特性の設定

特性化モデル①と共通のため、詳細は記載省略

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)	十勝沖・根室沖～岩手県沖北部	110,472 (km <sup>2</sup> )
地震発生深さ	地震調査研究推進本部 (2004,2012)	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>	4.52 × 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	8.19 (m)

2. 微視的波源特性の設定

(1) 大すべり域・超大すべり域・背景的領域の設定

- 断層面積 (S<sub>2</sub>, S<sub>4</sub>, S<sub>0.5</sub>) の算定
- すべり量 (D<sub>2</sub>, D<sub>4</sub>, D<sub>0.5</sub>) の算定
- 地震モーメント (M<sub>02</sub>, M<sub>04</sub>, M<sub>00.5</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%	16,571 (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)	16.37 (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>02</sub> )	μ · S <sub>2</sub> · D <sub>2</sub>	1.36 × 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%	5,524 (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)	32.75 (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>04</sub> )	μ · S <sub>4</sub> · D <sub>4</sub>	9.04 × 10 <sup>21</sup> (Nm)

■背景的領域

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%	55,236 (km <sup>2</sup> )
すべり量 (D <sub>0.5</sub> )	平均すべり量 (D) の0.5倍	4.09 (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>	1.13 × 10 <sup>22</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 (S) の30%	33,142 (km <sup>2</sup> )
すべり量 (D <sub>1</sub> )	平均すべり量 (D)	8.19 (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>	1.36 × 10 <sup>22</sup> (Nm)

(2)-2 各領域の地震モーメント(合計)の算定

➢ M<sub>0'</sub> = M<sub>02</sub> + M<sub>04</sub> + M<sub>00.5</sub> + M<sub>01</sub> = 4.75 × 10<sup>22</sup> (Nm)

(2)-3 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

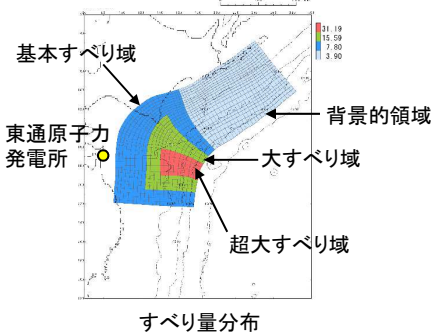
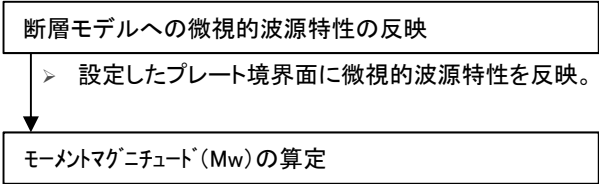
➢ M<sub>0</sub>/M<sub>0'</sub> = 4.52 × 10<sup>22</sup> (Nm) / 4.75 × 10<sup>22</sup> (Nm) = 0.95

➢ 上記倍率を用いて、特性化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
背景的領域	4.09 (m)	3.90 (m)
基本すべり域	8.19 (m)	7.80 (m)
大すべり域	16.37 (m)	15.59 (m)
超大すべり域	32.75 (m)	31.19 (m)

3. 特性化モデルの設定

□ : 与条件



諸元	内容	諸元	内容
モーメントマグニチュード (M <sub>w</sub> )	9.05	基本すべり域	すべり量 7.80 (m)
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	断層面積 (面積比率) <sup>※1</sup>	61,593 (km <sup>2</sup> ) (55.8%)
断層面積 (S)	110,472 (km <sup>2</sup> )	背景的領域	すべり量 3.90 (m)
平均応力降下量 (Δσ) (=7/16 · M <sub>0</sub> · (S/π) <sup>-3/2</sup> )	3.14 (MPa)	断層面積 (面積比率)	48,879 (km <sup>2</sup> ) (44.2%)
剛性率 (μ)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )	大すべり域	すべり量 15.59 (m)
地震モーメント M <sub>0</sub>	4.73 × 10 <sup>22</sup> (Nm)	断層面積 (面積比率) <sup>※2</sup>	22,740 (km <sup>2</sup> ) (20.6%)
すべり角 λ	太平洋プレートの運動方向に基づいて設定	超大すべり域	すべり量 31.19 (m)
ライズタイム τ	60 (s)	断層面積 (面積比率)	6,302 (km <sup>2</sup> ) (5.7%)

※1: 大すべり域と超大すべり域をあわせた領域の面積比率  
※2: 超大すべり域をあわせた領域の面積比率

## 4. 特性化モデルの設定

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

#### 4.4.6 特性化モデル④の設定

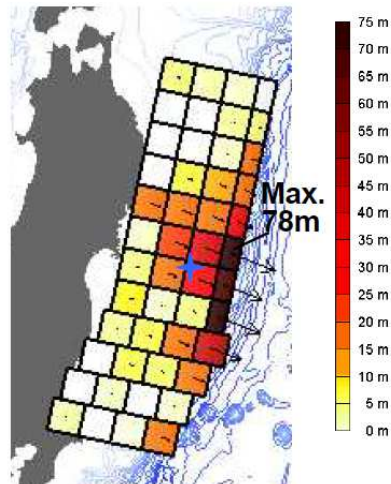
第949回審査会合 (R3.2.19)  
資料1-1 p192 再掲

#### ■特性化モデル④: 3.11地震から得られた知見の反映

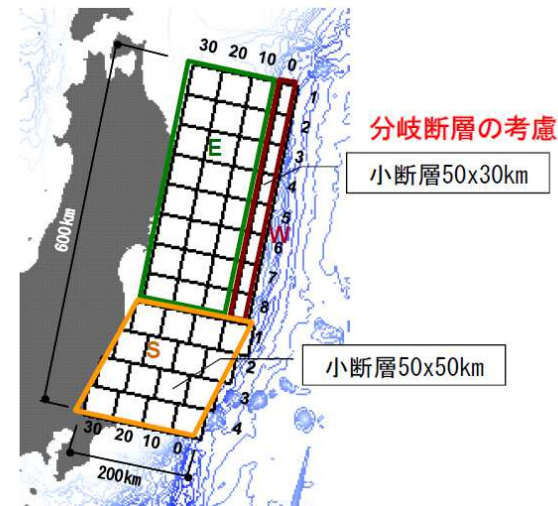
- ・ 杉野ほか(2013)では, 3.11地震に伴う津波の沖合い観測波形に見られた短周期と長周期の異なる性質の波の発生要因を分岐断層の活動によるものと仮定して津波波源モデルを設定している。
- ・ 3.11地震後の日本海溝付近における海底調査(JAMSTEC(2012))や, 3.11地震の各種すべり分布モデル(内閣府(2012), Satake et al.(2013)他)から, 上記要因は分岐断層によるものではないと考えられるが, 分岐断層や日本海溝付近の海底地すべりは短周期の波を発生させる要因の1つと考えられる。
- ・ 以上の知見を踏まえ, 特性化モデル③を基本として, 未知なる分岐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。

※: 特性化モデル④の周期特性の詳細については, 補足説明資料「14.特性化モデル④の周期特性」に記載。

【杉野ほか(2013)モデル】



すべり量分布(合計)



津波波源モデルの小断層の配置



### 4.4.6 特性化モデル④の設定(設定フロー)

#### 1. 巨視的波源特性の設定

特性化モデル①と共通のため、詳細は記載省略

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)	十勝沖・根室沖～岩手県沖北部	110,472(km <sup>2</sup> )
地震発生深さ	地震調査研究推進本部(2004,2012)	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>o</sub> )	16/(7π <sup>3/2</sup> ) · Δσ · S <sup>3/2</sup>	4.52 × 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	8.19(m)

#### 2. 微視的波源特性の設定

(1) 大すべり域・超大すべり域・背景的領域・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>o2</sub>, M<sub>o4</sub>, M<sub>o0.5</sub>, M<sub>o3</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10%	11,047(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)	16.37(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>	9.04 × 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 <sub>4</sub> )	断層面積(S)の5%	5,524(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)	32.75(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>	9.04 × 10 <sup>21</sup> (Nm)

##### ■背景的領域

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%	55,236(km <sup>2</sup> )
すべり量(D <sub>0.5</sub> )	平均すべり量(D)の0.5倍	4.09(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>o0.5</sub> )	μ · S <sub>0.5</sub> · D <sub>0.5</sub>	1.13 × 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%	5,524(km <sup>2</sup> )
すべり量(D <sub>3</sub> )	平均すべり量(D)の3倍	24.56(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>o3</sub> )	μ · S <sub>3</sub> · D <sub>3</sub>	6.78 × 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(S)の30%	33,142(km <sup>2</sup> )
すべり量(D <sub>1</sub> )	平均すべり量(D)	8.19(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>o1</sub> )	μ · S <sub>1</sub> · D <sub>1</sub>	1.36 × 10 <sup>22</sup> (Nm)

(2)-2 各領域の地震モーメント(合計)の算定

$$M_o' = M_{o2} + M_{o4} + M_{o0.5} + M_{o3} + M_{o1} = 4.97 \times 10^{22} \text{ (Nm)}$$

(2)-3 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

$$M_o / M_o' = 4.52 \times 10^{22} \text{ (Nm)} / 4.97 \times 10^{22} \text{ (Nm)} = 0.91$$

- 上記倍率を用いて、特性化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
背景的領域	4.09(m)	3.72(m)
基本すべり域	8.19(m)	7.44(m)
大すべり域	16.37(m)	14.88(m)
中間大すべり域	24.56(m)	22.33(m)
超大すべり域	32.75(m)	29.77(m)

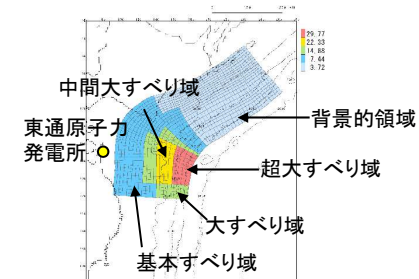
■ : 与条件

#### 3. 特性化モデルの設定

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



諸元	内容	諸元	内容
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 7.44(m) 断層面積 (面積比率) <sup>※1</sup> 58,213(km <sup>2</sup> ) (52.7%)
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km	背景的領域	すべり量 3.72(m) 断層面積 (面積比率) 52,259(km <sup>2</sup> ) (47.3%)
断層面積(S)	110,472(km <sup>2</sup> )	大すべり域	すべり量 14.88(m) 断層面積 (面積比率) <sup>※2</sup> 23,191(km <sup>2</sup> ) (21.0%)
平均応力降下量(Δσ) (=7/16 · Mo · (S/π) <sup>-3/2</sup> )	3.08(MPa)	中間大すべり域	すべり量 22.33(m) 断層面積 (面積比率) <sup>※3</sup> 11,714(km <sup>2</sup> ) (10.6%)
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 29.77(m) 断層面積 (面積比率) 5,696(km <sup>2</sup> ) (5.2%)
地震モーメントMo	4.65 × 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		
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

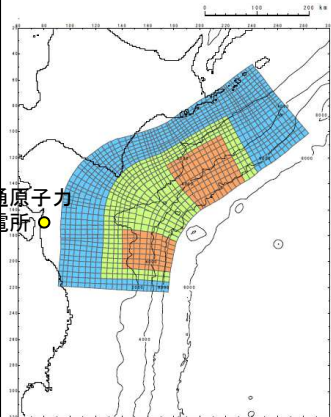
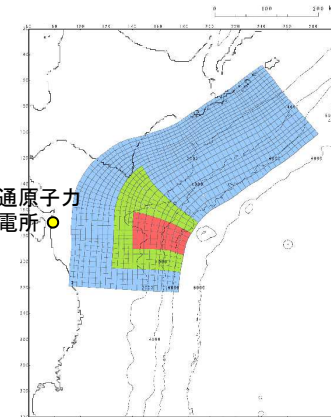
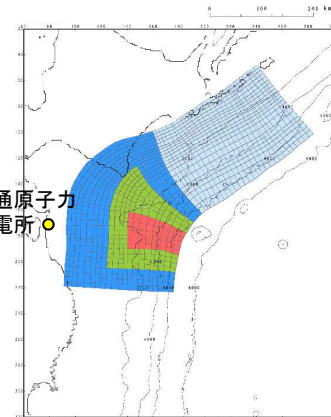
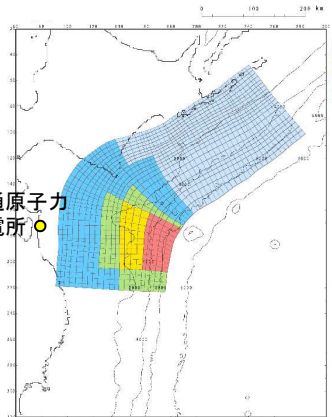
※2: 中間大すべり域・超大すべり域をあわせた領域の面積比率

※3: 超大すべり域をあわせた領域の面積比率

## 4. 特性化モデルの設定

### 4.5 まとめ

- 設定した4つの特性化モデルを以下に示す。

諸元		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
すべり量分布					
	モーメントマグニチュード(Mw)	9.08	9.04	9.05	9.04
断層面積(S)	110,472 (km <sup>2</sup> )	110,472 (km <sup>2</sup> )	110,472 (km <sup>2</sup> )	110,472 (km <sup>2</sup> )	
平均応力降下量(Δσ)	3.45 (MPa)	3.07 (MPa)	3.14 (MPa)	3.08 (MPa)	
地震モーメント(Mo)	5.19 × 10 <sup>22</sup> (Nm)	4.62 × 10 <sup>22</sup> (Nm)	4.73 × 10 <sup>22</sup> (Nm)	4.65 × 10 <sup>22</sup> (Nm)	
すべり量	背景領域(背景的領域) (面積及び面積比率)	2.79 (m) (58,609 (km <sup>2</sup> ), 53.1%)	5.12 (m) (87,732 (km <sup>2</sup> ), 79.4%)	3.90 (m) (48,879 (km <sup>2</sup> ), 44.2%)	3.72 (m) (52,259 (km <sup>2</sup> ), 47.3%)
	基本すべり域 (面積及び面積比率)			7.80 (m) (61,593 (km <sup>2</sup> ), 55.8% <sup>※1</sup> )	7.44 (m) (58,213 (km <sup>2</sup> ), 52.7% <sup>※3</sup> )
	大すべり域 (面積及び面積比率)	11.84 (m) (32,593 (km <sup>2</sup> ), 29.5%)	16.37 (m) (22,740 (km <sup>2</sup> ), 20.6% <sup>※1</sup> )	15.59 (m) (22,740 (km <sup>2</sup> ), 20.6% <sup>※2</sup> )	14.88 (m) (23,191 (km <sup>2</sup> ), 21.0% <sup>※4</sup> )
	中間大すべり域 (面積及び面積比率)				22.33 (m) (11,714 (km <sup>2</sup> ), 10.6% <sup>※2</sup> )
	超大すべり域 (面積及び面積比率)	25.38 (m) (19,271 (km <sup>2</sup> ), 17.4%)	32.75 (m) (6,302 (km <sup>2</sup> ), 5.7%)	31.19 (m) (6,302 (km <sup>2</sup> ), 5.7%)	29.77 (m) (5,696 (km <sup>2</sup> ), 5.2%)
	平均すべり量	9.40 (m)	8.37 (m)	8.57 (m)	8.42 (m)

※1: 大すべり域・超大すべり域をあわせた領域の面積比率, ※2: 超大すべり域をあわせた領域の面積比率

※3: 大すべり域・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, ※4: 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

## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

---

- 5. 1 検討方針
- 5. 2 概略・詳細パラメータスタディ方法の検討
- 5. 3 概略パラメータスタディ
- 5. 4 基準断層モデルの設定
- 5. 5 防波堤の影響検討



## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

### 5.1 検討方針

S191

- 下に示す手順にて概略・詳細パラメータスタディを実施する。

#### 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

##### 大すべり域位置の不確かさの考慮

- 波源特性の不確かさが津波高さに与える影響に関する知見を整理し、概略・詳細パラメータスタディ方法を検討。
- 検討結果を踏まえ、各特性化モデルの大すべり域位置を南北約10km単位で移動させた概略パラメータスタディを実施。

##### 基準断層モデルの設定

- 発電所の津波高さに与える影響が大きい特性化モデルを基準断層モデル(水位上昇側・下降側)に設定。

##### 防波堤が津波水位に与える影響を確認

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

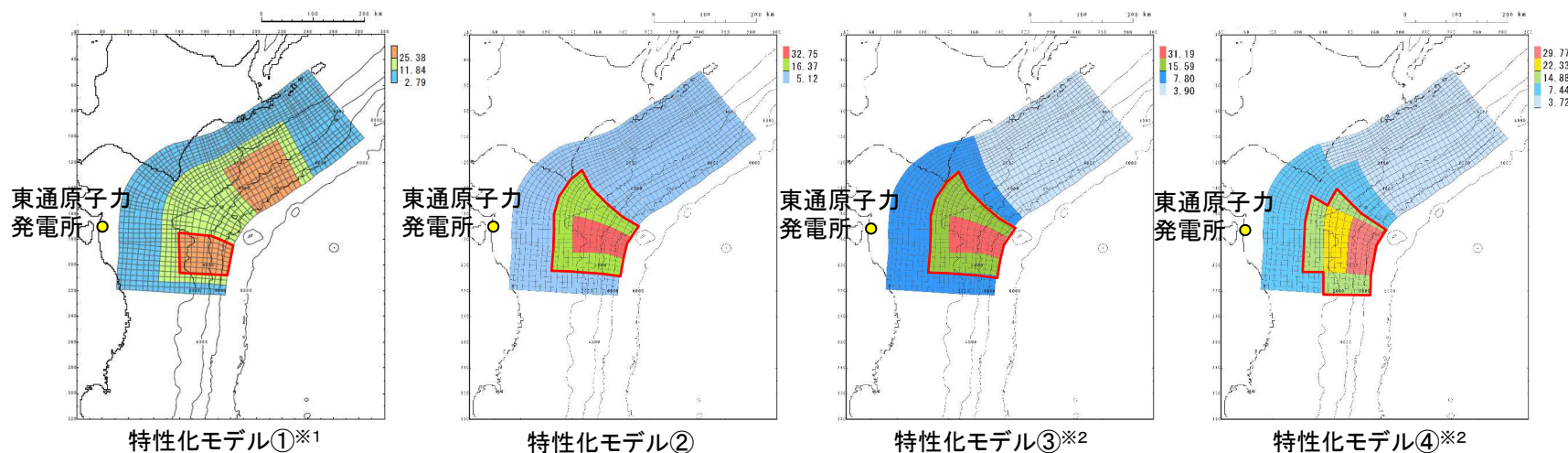
#### 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

##### 動的破壊特性に関する不確かさの考慮

- 動的破壊特性(破壊開始点、破壊伝播速度、ライズタイム)に関する知見を整理したうえで、詳細パラメータスタディを実施し、最大水位上昇量・下降量を評価。
- 各不確かさが津波水位に与える影響について分析・整理し、パラメータスタディの方法の妥当性を確認する。

本章でのご説明内容

: 大すべり域等



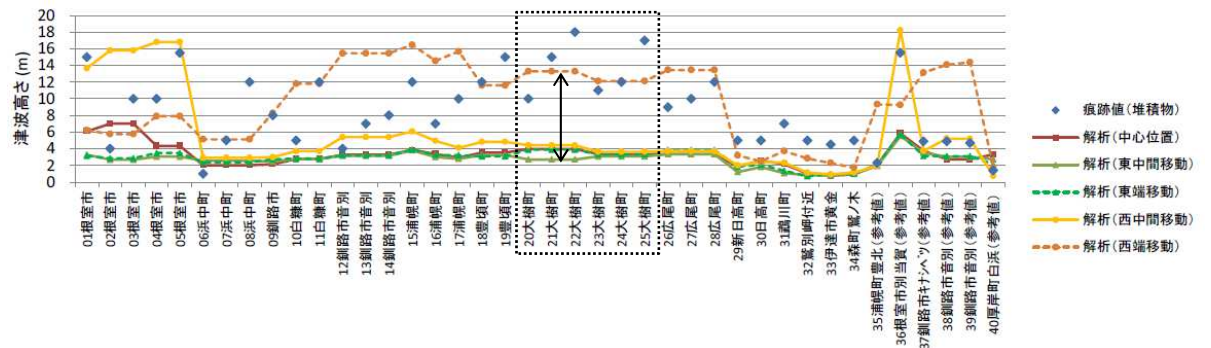
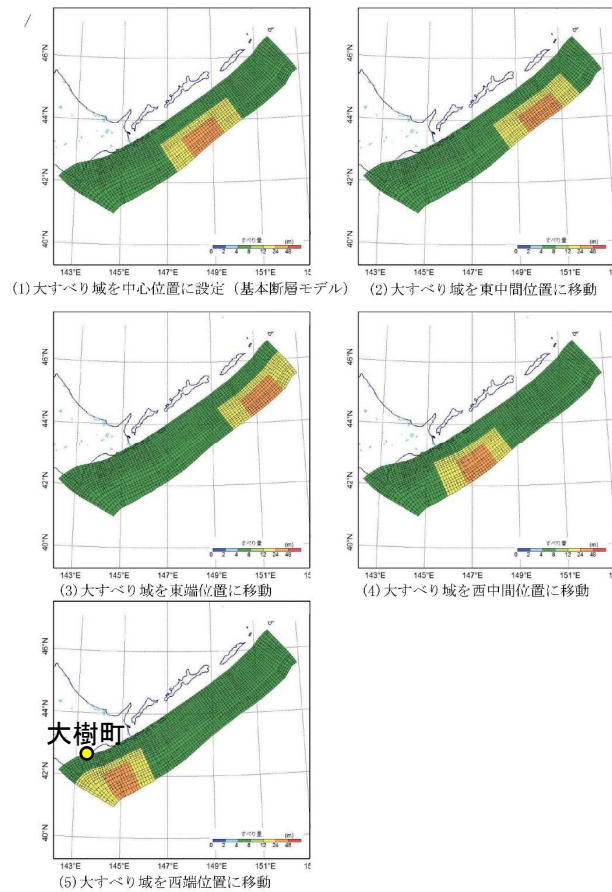
※1: 千島海溝沿いの超大すべり域位置が発電所の津波高さに与える影響については、補足説明資料「11. 十勝沖・根室沖の超大すべり域の不確かさが発電所の津波高さに及ぼす影響」に記載。

※2: 大すべり域等に合わせて、基本すべり域も移動させる。

## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

### 5.2 概略・詳細パラメータスタディ方法の検討(1/2)

- 土木学会(2016)では、波源特性の不確かさに関する検討として、千島海溝沿いに波源を想定し、概略パラメータスタディ(大すべり域位置)及び詳細パラメータスタディ(破壊開始点、破壊伝播速度、ライズタイム)を実施し、各因子が津波水位に与える影響について分析を行っている。
- 大すべり域の位置を左下図のように東西に移動させた5ケースについて解析(概略パラメータスタディ)を実施したところ、大樹町において、敷地前面に大すべり域が位置するケースで水位が最大となり、各ケースで最大水位上昇量に約3~13mのばらつきが見られた。



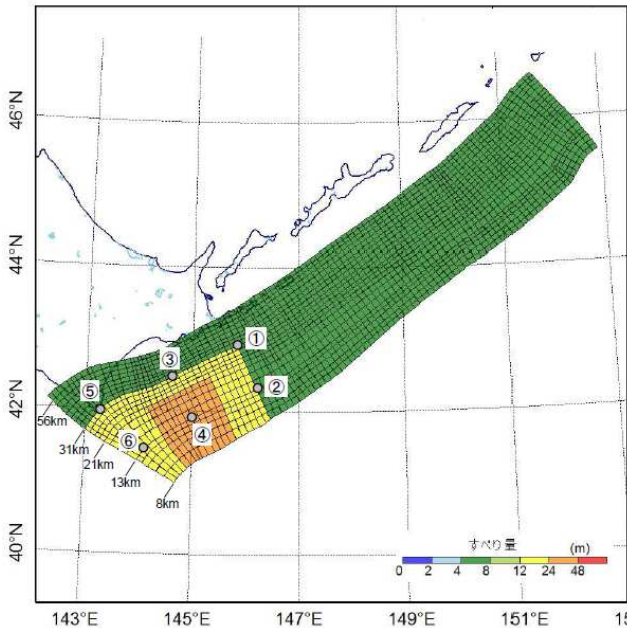
概略パラメータスタディ(大すべり域の位置)による北海道太平洋沿岸での最大津波高さ  
(土木学会(2016)に一部加筆)

千島海溝沿いの概略パラメータスタディの断層モデル  
(土木学会(2016)に一部加筆)

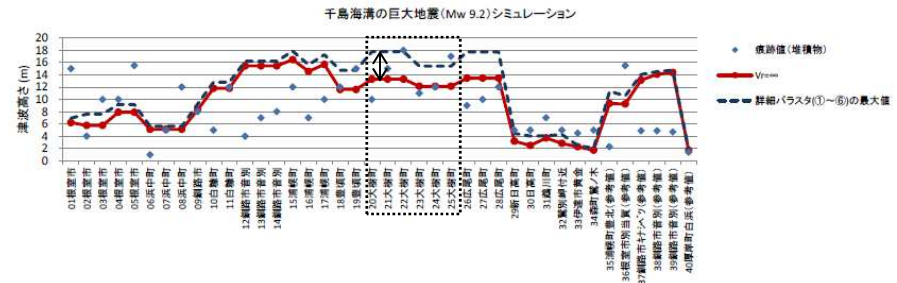
## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

### 5.2 概略・詳細パラメータスタディ方法の検討(2/2)

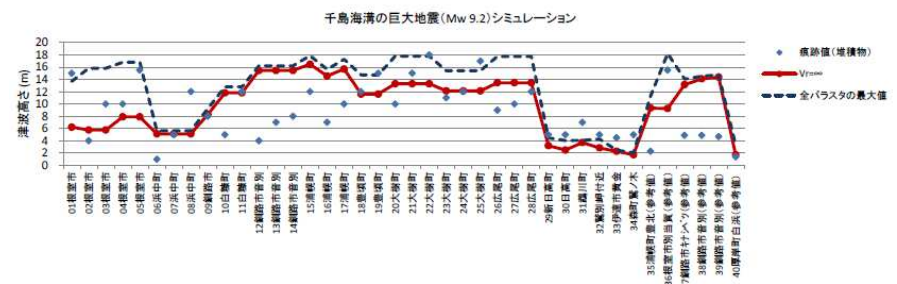
- 概略パラメータスタディの結果、大樹町で津波水位が最も大きくなる大すべり域を西端に配置したモデルを対象に、破壊開始点を大すべり域の周辺5ヶ所と超大すべり域の中心1ヶ所に設定し、更に破壊伝播速度を1.0, 2.0, 2.5, 3.0km/sとした詳細パラメータスタディを実施している。
- 同時破壊ケースに対し、詳細パラメータスタディを行った場合の最高津波高さを比較すると、大樹町において約4mの上昇が見られた。
- 土木学会(2016)ではパラメータスタディの手順として、「より支配的と考えられる因子に関するパラメータスタディを行った後、その中で敷地にもっとも影響を与えた断層モデルを用いて、その他の従属的な因子に関するパラメータスタディを行うことを基本とする。」としている。



詳細パラメータスタディに用いる破壊開始点  
(土木学会(2016)に一部加筆)



(1) 詳細パラメータスタディの結果



(2) 全パラメータスタディ(概略+詳細)の結果  
同時破壊ケースと詳細パラメータスタディ最大ケースの最高津波高さの比較  
(土木学会(2016)に一部加筆)

以上を踏まえ、各特性化モデルを対象に、概略パラメータスタディ(大すべり域位置)を実施し、発電所に及ぼす影響が最も大きいモデルを基準断層モデルを設定する。次に、詳細パラメータスタディ(破壊開始点、破壊伝播速度、ライズタイム)を実施する。

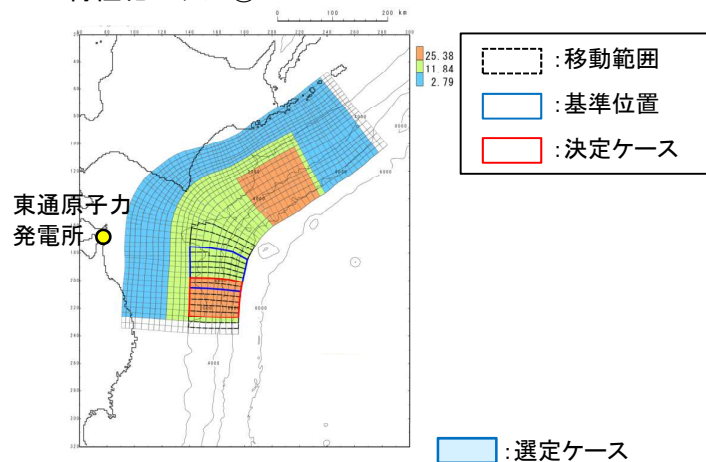


## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

### 5.3 概略パラメータスタディ:水位上昇側(1)

- 大すべり域等の位置を南北約10km単位で移動させて、敷地への影響が最も大きい特性化モデルを以下のとおり選定した。

■特性化モデル①



位置	敷地前面 最大水位上昇量(m)
北へ約30km	8.13
北へ約20km	8.56
北へ約10km	8.32
基準位置	7.98
南へ約10km	7.35
南へ約20km	7.92
南へ約30km	8.20
南へ約40km	10.10
南へ約50km	10.45
南へ約60km	9.61
南へ約70km	7.74

■特性化モデル②



位置	敷地前面 最大水位上昇量(m)
北へ約50km	6.66
北へ約40km	7.71
北へ約30km	8.61
北へ約20km	8.95
北へ約10km	9.25
基準位置	10.06
南へ約10km	10.01
南へ約20km	10.20
南へ約30km	10.03
南へ約40km	9.80
南へ約50km	9.13

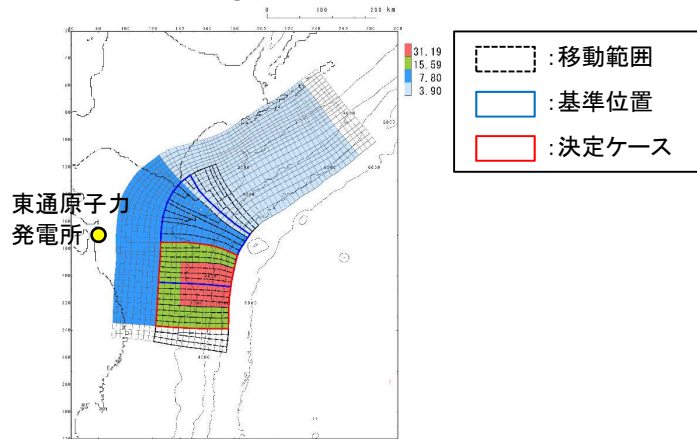
位置	敷地前面 最大水位上昇量(m)
南へ約60km	9.41
南へ約70km	8.88
南へ約80km	9.76
南へ約90km	10.32
南へ約100km	10.68
南へ約110km	9.98
南へ約120km	9.97
南へ約130km	9.78
南へ約140km	9.53
南へ約150km	9.54

## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

### 5.3 概略パラメータスタディ:水位上昇側(2)

- 大すべり域等の位置を南北約10km単位で移動させて、敷地への影響が最も大きい特性化モデルを以下のとおり選定した。

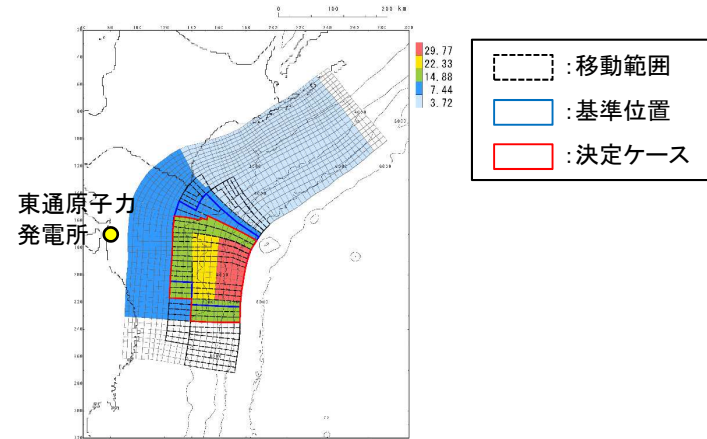
■特性化モデル③



■ : 選定ケース

位置	敷地前面 最大水位上昇量(m)
北へ約50km	6.05
北へ約40km	7.27
北へ約30km	7.78
北へ約20km	8.09
北へ約10km	8.21
基準位置	8.80
南へ約10km	8.73
南へ約20km	8.94
南へ約30km	8.95
南へ約40km	8.66
南へ約50km	8.10

■特性化モデル④



■ : 選定ケース

位置	敷地前面 最大水位上昇量(m)
北へ約50km	7.87
北へ約40km	7.55
北へ約30km	7.90
北へ約20km	9.70
北へ約10km	10.28
基準位置	9.72
南へ約10km	9.80
南へ約20km	10.26
南へ約30km	10.15
南へ約40km	10.45
南へ約50km	10.42

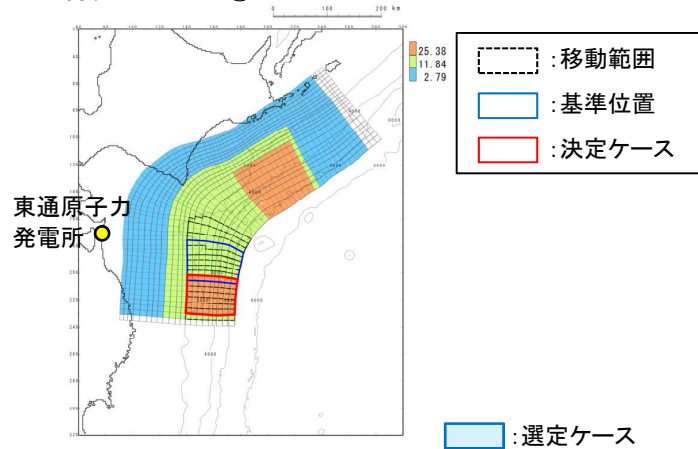
位置	敷地前面 最大水位上昇量(m)
南へ約60km	10.00
南へ約70km	9.39
南へ約80km	9.25
南へ約90km	9.37
南へ約100km	8.76
南へ約110km	8.52
南へ約120km	7.38
南へ約130km	6.33
南へ約140km	5.89
南へ約150km	6.04

## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

### 5.3 概略パラメータスタディ:水位下降側(1)

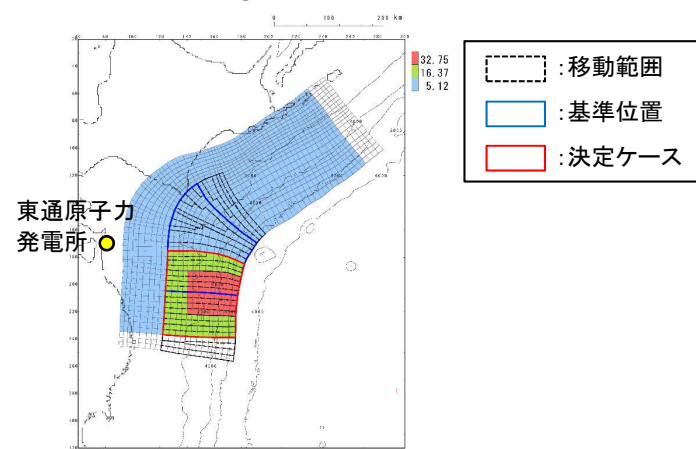
- 大すべり域等の位置を南北約10km単位で移動させて、敷地への影響が最も大きい特性化モデルを以下のとおり選定した。

■特性化モデル①



位置	補機冷却海水系 取水口前面 最大水位下降量(m)
北へ約30km	-4.34
北へ約20km	-4.51
北へ約10km	-4.50
基準位置	-4.45
南へ約10km	-4.40
南へ約20km	-4.44
南へ約30km	-4.42
南へ約40km	-4.50
南へ約50km	-4.54
南へ約60km	-4.59
南へ約70km	-4.58

■特性化モデル②



位置	補機冷却海水系 取水口前面 最大水位下降量(m)
北へ約50km	-4.72
北へ約40km	-4.76
北へ約30km	-4.54
北へ約20km	-4.68
北へ約10km	-4.69
基準位置	-4.73
南へ約10km	-4.82
南へ約20km	-4.83
南へ約30km	-4.85
南へ約40km	-4.86
南へ約50km	-4.85

位置	補機冷却海水系 取水口前面 最大水位下降量(m)
南へ約60km	-4.89
南へ約70km	-4.88
南へ約80km	-4.85
南へ約90km	-4.87
南へ約100km	-4.87
南へ約110km	-4.87
南へ約120km	-4.85
南へ約130km	-4.79
南へ約140km	-4.72
南へ約150km	-4.69

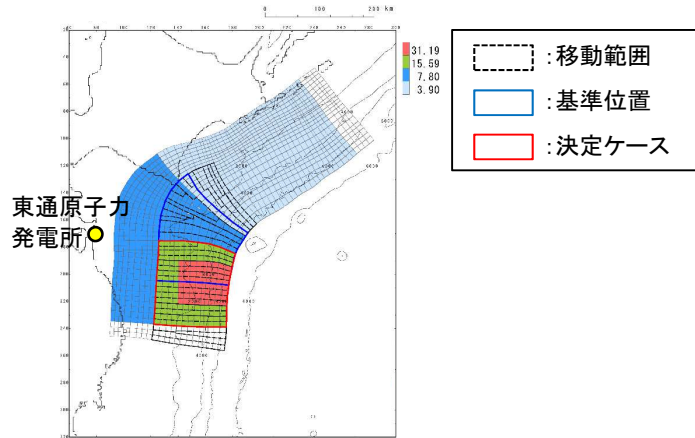


## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

### 5.3 概略パラメータスタディ:水位下降側(2)

- 大すべり域等の位置を南北約10km単位で移動させて、敷地への影響が最も大きい特性化モデルを以下のとおり選定した。

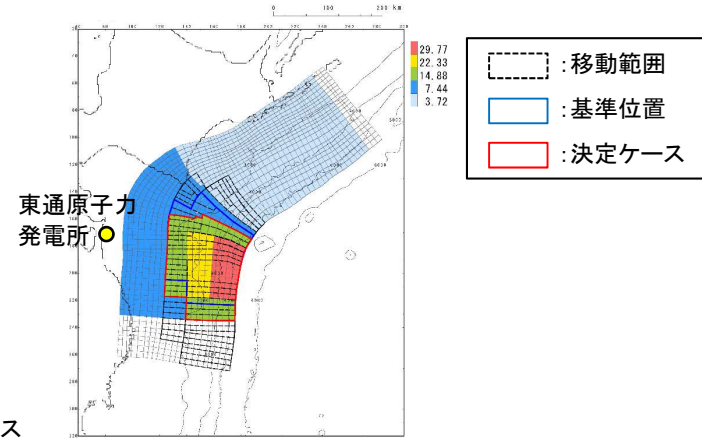
■特性化モデル③



■ : 選定ケース

位置	補機冷却海水系 取水口前面 最大水位下降量(m)
北へ約50km	-4.22
北へ約40km	-4.34
北へ約30km	-4.46
北へ約20km	-4.62
北へ約10km	-4.64
基準位置	-4.74
南へ約10km	-4.76
南へ約20km	-4.87
南へ約30km	-4.90
南へ約40km	-5.02
南へ約50km	-4.99

■特性化モデル④



■ : 選定ケース

位置	補機冷却海水系 取水口前面 最大水位下降量(m)
北へ約50km	-4.38
北へ約40km	-4.60
北へ約30km	-4.73
北へ約20km	-4.99
北へ約10km	-5.02
基準位置	-5.02
南へ約10km	-4.96
南へ約20km	-4.98
南へ約30km	-5.06
南へ約40km	-5.09
南へ約50km	-5.08

位置	補機冷却海水系 取水口前面 最大水位下降量(m)
南へ約60km	-5.04
南へ約70km	-5.07
南へ約80km	-5.04
南へ約90km	-5.04
南へ約100km	-5.03
南へ約110km	-5.02
南へ約120km	-4.98
南へ約130km	-4.92
南へ約140km	-4.81
南へ約150km	-4.76

## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

### 5.3 概略パラメータスタディ:まとめ

- 各特性化モデルを対象に、大すべり域等の位置を南北約10km単位で移動させた検討を踏まえ以下のとおり基準断層モデルを選定した※。
- 発電所の津波高さに与える影響が大きい特性化モデルは、水位上昇側で特性化モデル②、水位下降側で特性化モデル③及び特性化モデル④であることを確認した。

※: 基準断層モデルに選定した特性化モデル以外の特性化モデルの詳細パラメータスタディ結果については、補足説明資料「12. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ」に記載。

#### 【水位上昇側】

特性化モデル			最大水位上昇量(m)				備考
			敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面	
広域の津波特性を考慮したモデル	特性化モデル①	南へ約50km移動	10.45	8.17	8.89	7.70	
青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮したモデル	特性化モデル②	南へ約100km移動	10.68	8.86	9.06	8.69	基準断層モデル①
	特性化モデル③	南へ約100km移動	9.80	8.19	8.40	7.96	
	特性化モデル④	南へ約40km移動	10.45	8.67	8.81	8.18	

#### 【水位下降側】

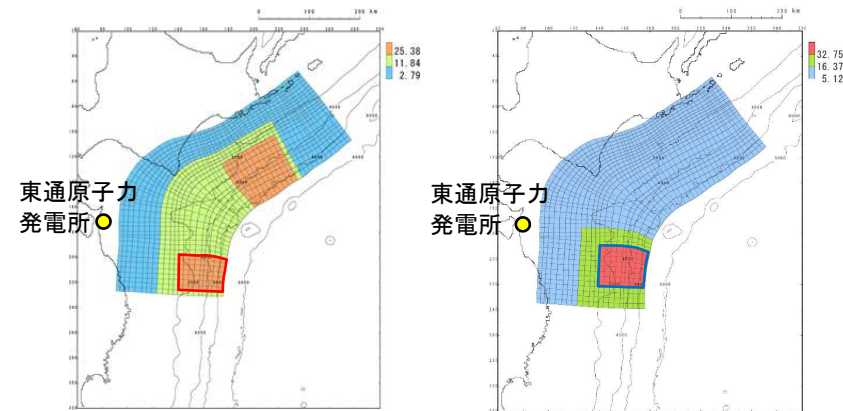
特性化モデル			最大水位下降量(m)	備考
			補機冷却海水系取水口前面	
広域の津波特性を考慮したモデル	特性化モデル①	南へ約60km移動	-4.59	
青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮したモデル	特性化モデル②	南へ約60km移動	-4.89	
	特性化モデル③	南へ約100km移動	-5.10	基準断層モデル②
	特性化モデル④	南へ約40km移動	-5.09	基準断層モデル③

次に、各特性化モデルの大すべり域の位置ならびに津波の遡上分布(最大水位上昇量・下降量分布)の比較を行い、上記特性化モデルを基準断層モデルとして設定することの妥当性を確認する。

## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

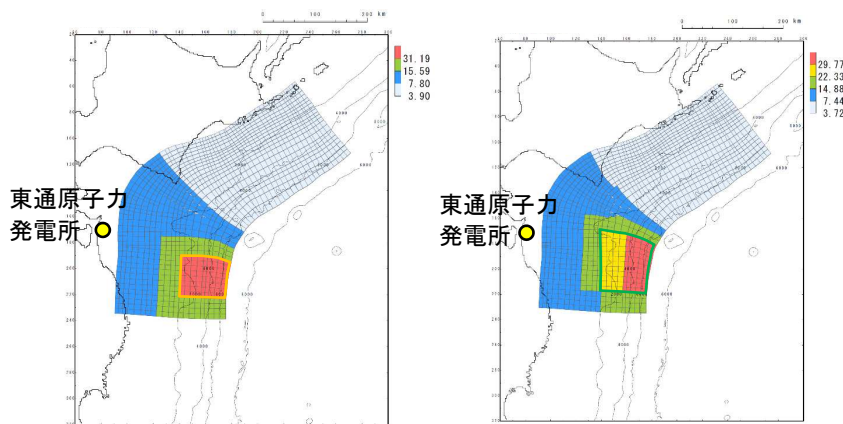
### 5.4 基準断層モデルの設定:大すべり域の位置の比較

- 各特性化モデルの最大水位上昇ケースの大すべり域位置と津波伝播特性の検討結果の比較を以下に示す。
- 発電所の津波高さに与える影響が大きい大すべり域は、各特性化モデルでほぼ同様の位置(発電所南側)であり、津波伝播特性の検討結果と調和的であり、発電所に与える影響が大きい大すべり域を設定していることを確認した。



特性化モデル①  
(南へ約50km移動)

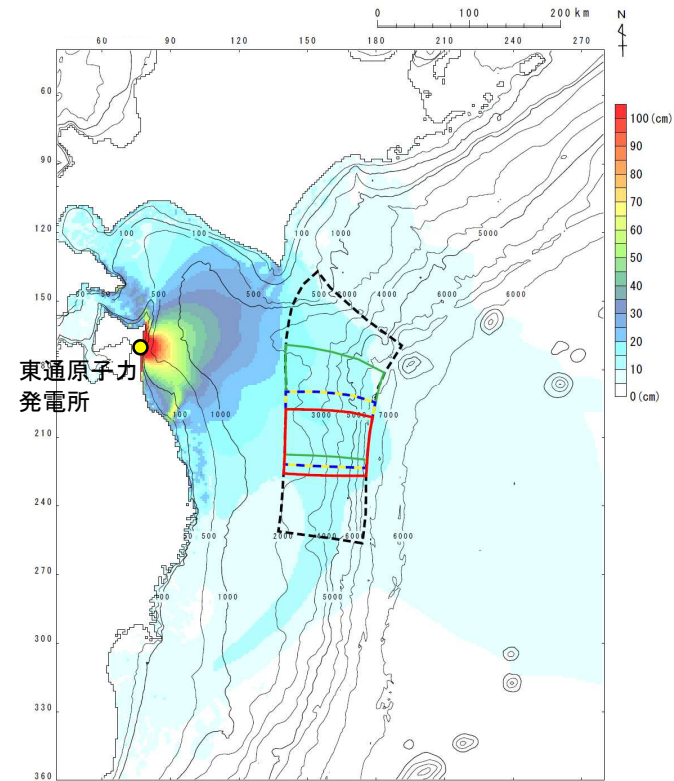
特性化モデル②  
(南へ約100km移動)



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)

- 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)
- 大すべり域の移動範囲



大すべり域の重ね合わせ図※

※: 背景は津波伝播特性の検討結果



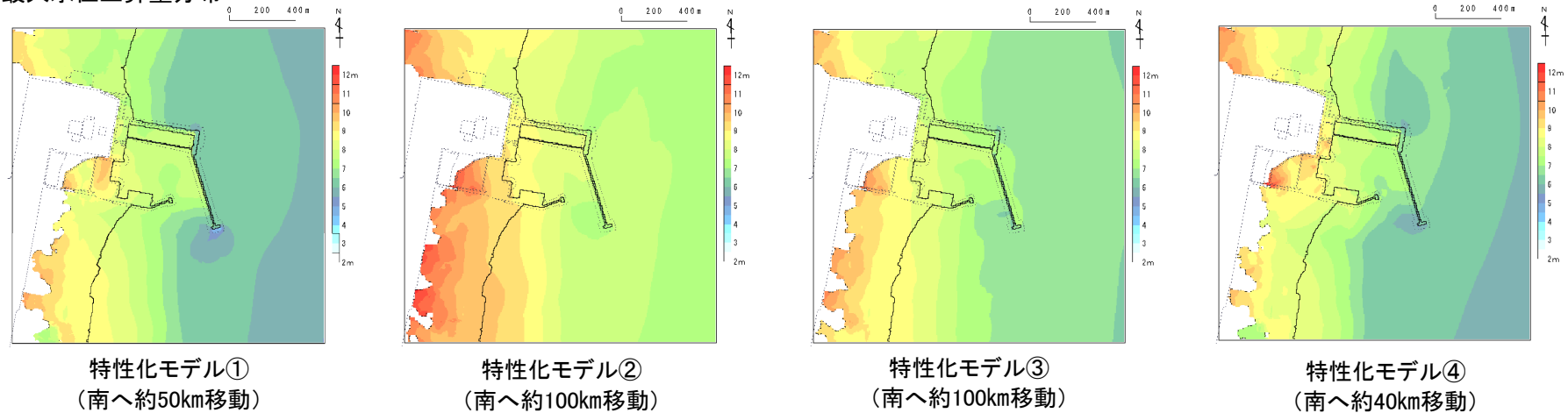
## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

### 5.4 基準断層モデルの設定:水位上昇側

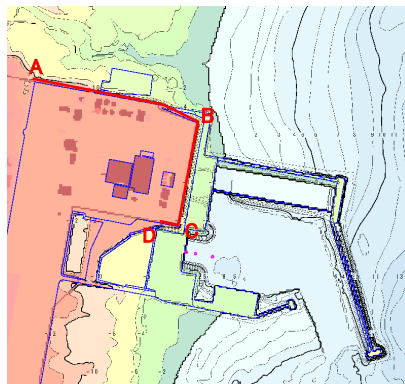
- 各特性化モデルの最大水位上昇量分布及び敷地前面における最大水位上昇量の比較を以下に示す。
- 特性化モデル②は、発電所全体の津波高さに及ぼす影響が大きいことを確認した。
- なお、発電所港湾施設や発電所周辺の微地形が、発電所の津波高さに与える影響は小さいことを確認した※。

※:発電所港湾施設や発電所周辺の微地形が発電所の津波高さに与える影響に係る検討の詳細については、補足説明資料「15.発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性」に記載。

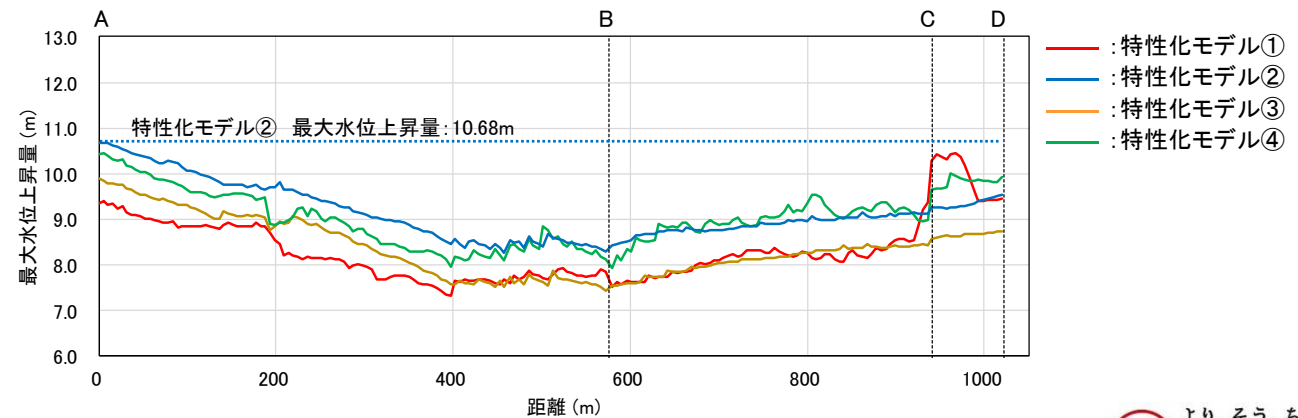
#### ■最大水位上昇量分布



#### ■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



敷地前面における最大水位上昇量の比較

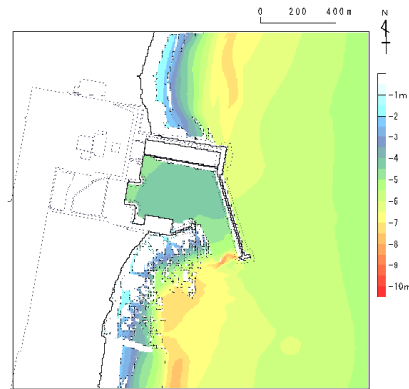
## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

### 5.4 基準断層モデルの設定:水位下降側

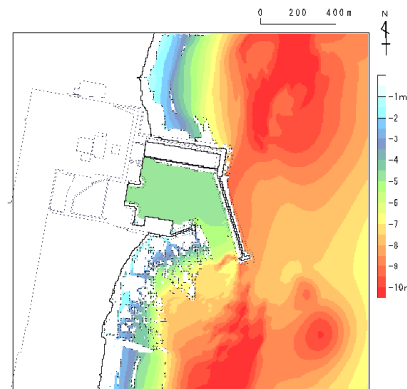
S191

- 各特性化モデルの最大水位下降量分布を以下に示す。
- 水位下降側について、特性化モデル③及び特性化モデル④は、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。

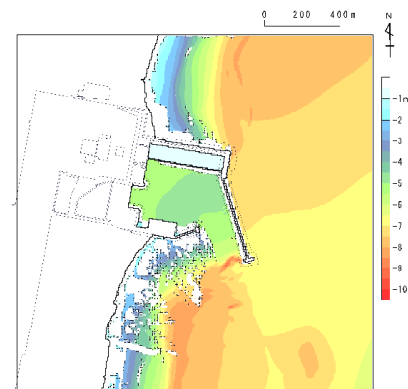
#### ■最大水位下降量分布



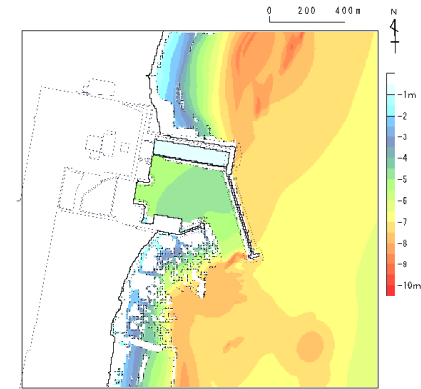
特性化モデル①  
(南へ約60km移動)



特性化モデル②  
(南へ約60km移動)



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)

## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

### 5.4 基準断層モデルの設定:まとめ

S191

- 基準断層モデルを以下のとおり設定する。

#### ■ 基準断層モデル①(水位上昇側)

特性化モデル	大すべり域位置	最大水位上昇量(m)			
		敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
特性化モデル②	南へ約100km移動	10.68	8.86	9.06	8.69

#### ■ 基準断層モデル②(水位下降側)

特性化モデル	大すべり域位置	最大水位下降量(m)
		補機冷却海水系取水口前面
特性化モデル③	南へ約100km移動	-5.10

#### ■ 基準断層モデル③(水位下降側)

特性化モデル	大すべり域位置	最大水位下降量(m)
		補機冷却海水系取水口前面
特性化モデル④	南へ約40km移動	-5.09

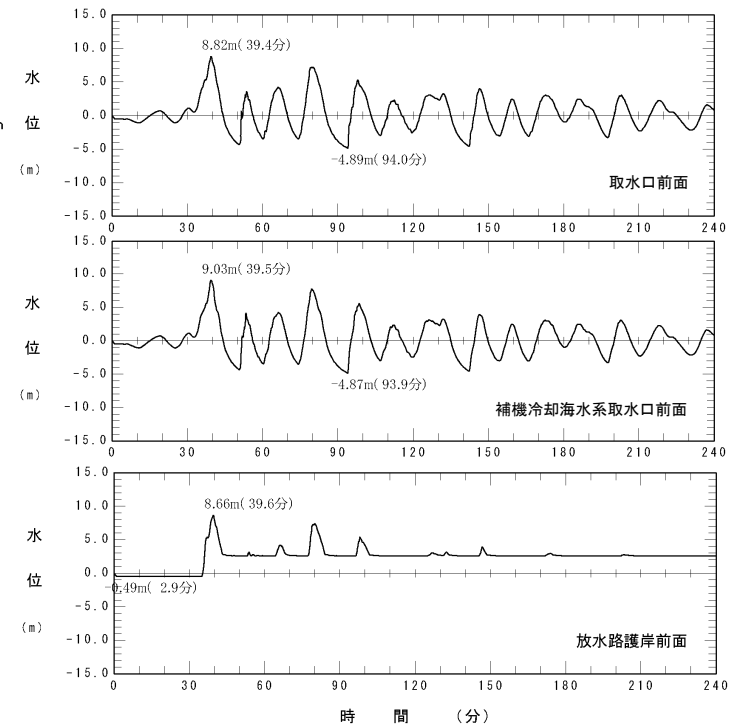
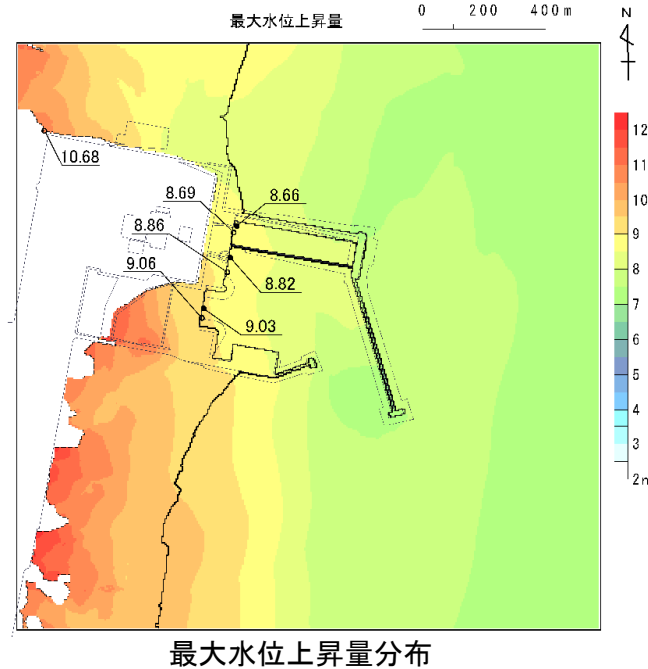
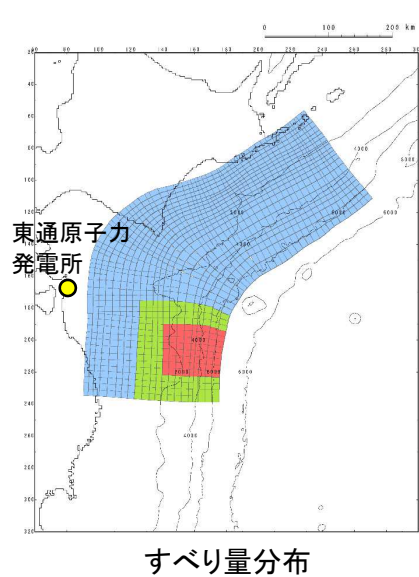


5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

5.4 基準断層モデルの設定: 基準断層モデル①(水位上昇側)

■ 基準断層モデル①(水位上昇側)

特性化モデル	大すべり域位置	最大水位上昇量(m)			
		敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
特性化モデル②	南へ約100km移動	10.68	8.86	9.06	8.69



取水口前面, 補機冷却海水系取水口前面, 放水路護岸前面における水位時刻歴波形※

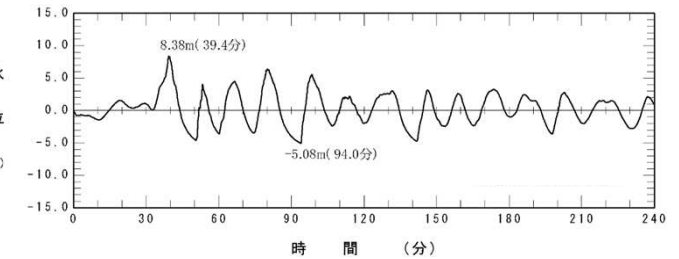
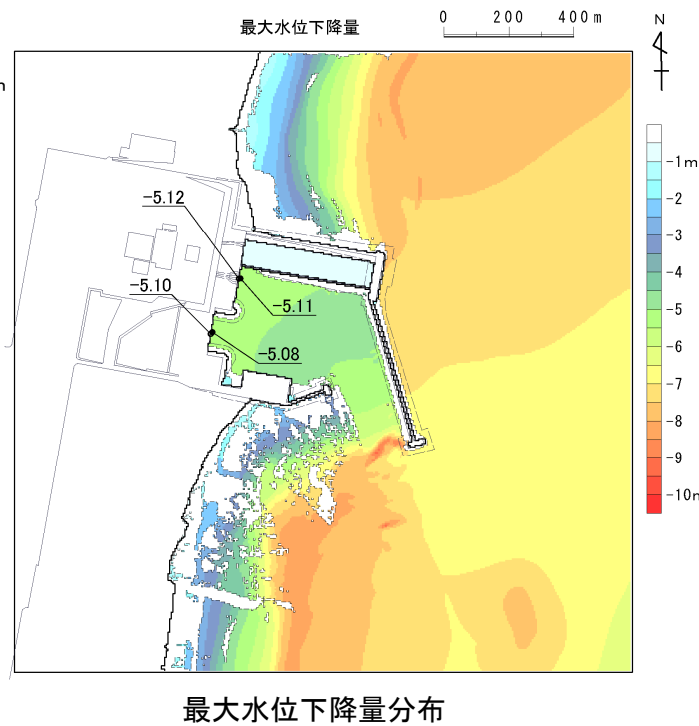
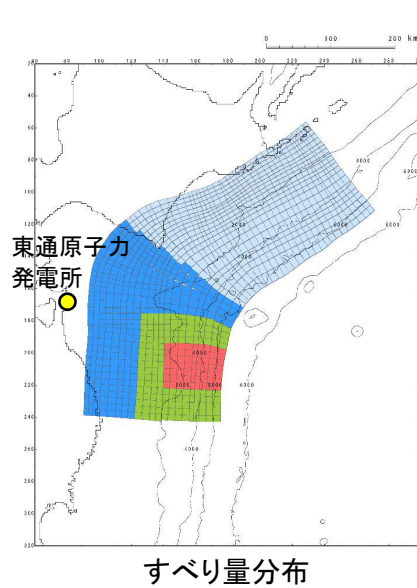
※: 水位時刻歴波形は, 各取放水設備前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は, 補足説明資料「5. 3 津波水位の評価位置」に記載)

## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

### 5.4 基準断層モデルの設定: 基準断層モデル②(水位下降側)

#### ■ 基準断層モデル②(水位下降側)

特性化モデル	大すべり域位置	最大水位下降量(m)
		補機冷却海水系取水口前面
特性化モデル③	南へ約100km移動	-5.10



※: 水位時刻歴波形は、補機冷却海水系取水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、補足説明資料「5.3 津波水位の評価位置」に記載)

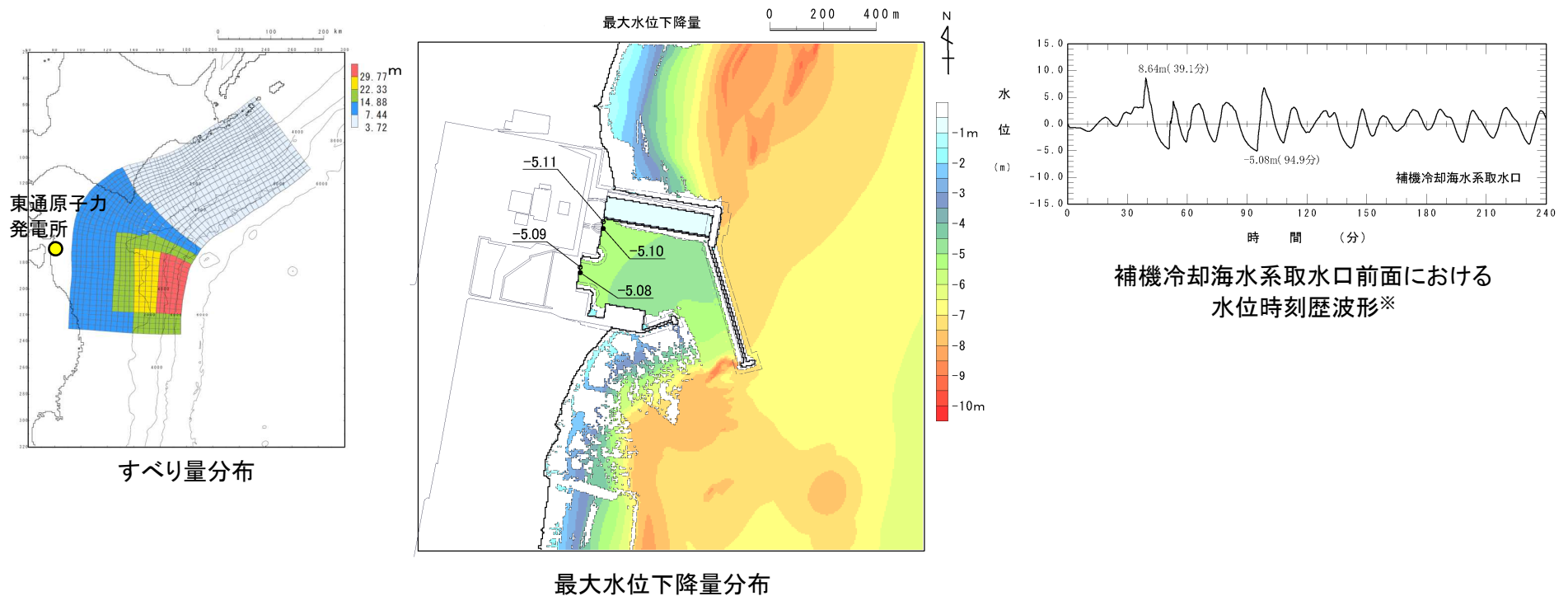
## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

## 5.4 基準断層モデルの設定: 基準断層モデル③(水位下降側)

S191

## ■ 基準断層モデル③(水位下降側)

特性化モデル	大すべり域位置	最大水位下降量(m)
		補機冷却海水系取水口前面
特性化モデル③	南へ約100km移動	-5.09



※: 水位時刻歴波形は、補機冷却海水系取水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、補足説明資料「5.3 津波水位の評価位置」に記載)



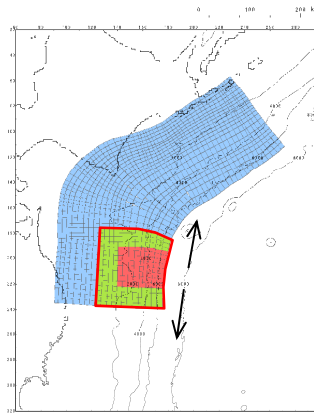
## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

### 5.5 防波堤の影響検討

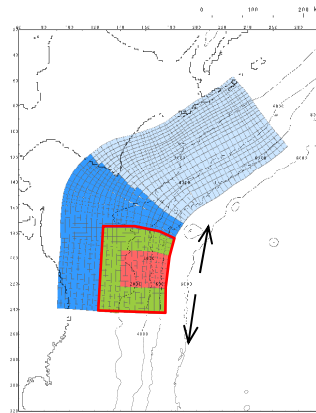
S191

- 概略パラメータスタディで抽出した大すべり域位置が、防波堤が無い場合でも選定位置として妥当であるかを確認するため、各基準断層モデルの大すべり域位置の前後20kmの範囲を対象に防波堤無し地形を用いてパラメータスタディを実施した。
- 各基準断層モデルのすべり量分布及び数値解析に用いた地形を以下に示す。

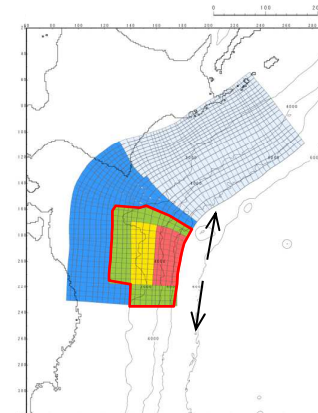
#### ■ 基準断層モデル



基準断層モデル①(水位上昇側)



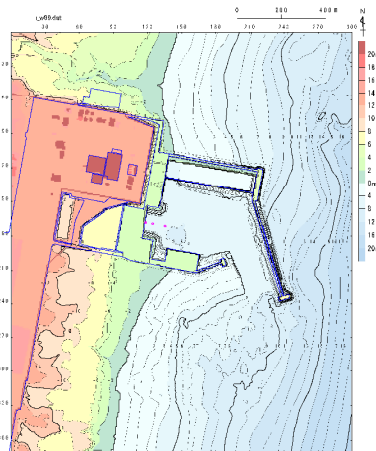
基準断層モデル②(水位下降側)



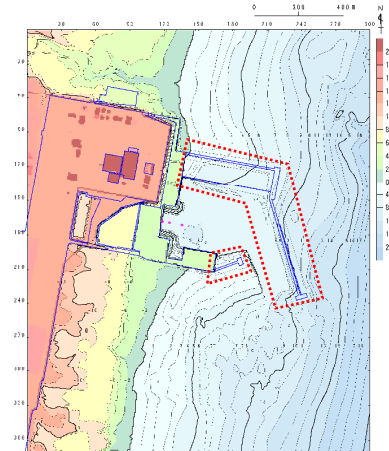
基準断層モデル③(水位下降側)

□ : 大すべり域等

#### ■ 解析地形



防波堤有り



防波堤無し

## 5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

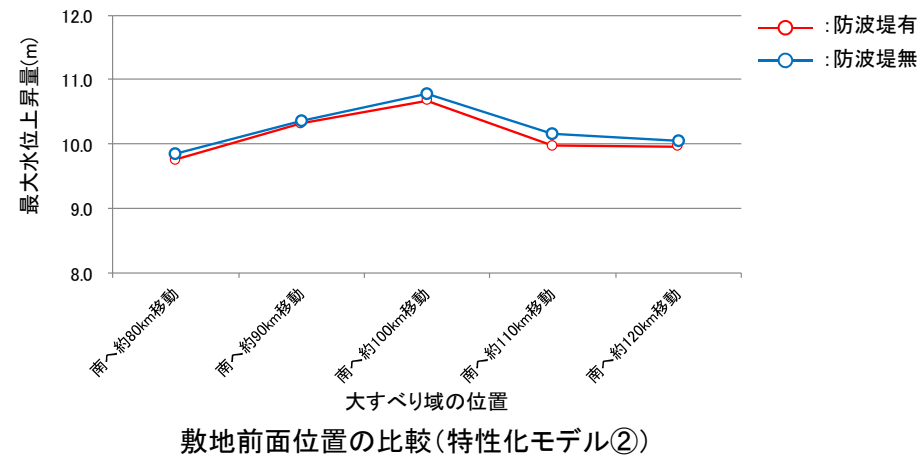
### 5.5 防波堤の影響検討:まとめ

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

#### ■基準断層モデル①(水位上昇側)

下線:最大ケース

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



5. 基準断層モデルの設定(概略パラメータスタディ)

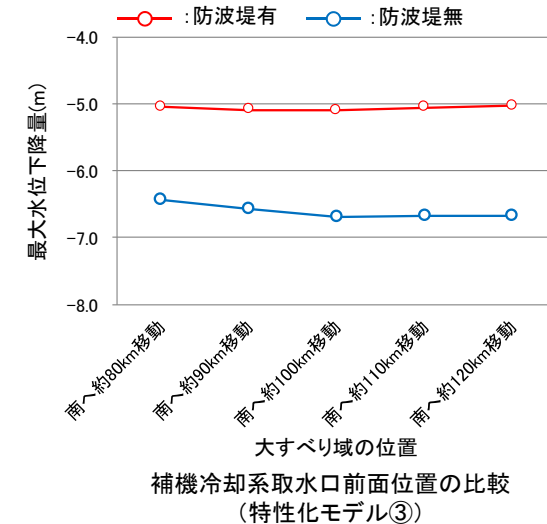
5.5 防波堤の影響検討:まとめ

S191

■基準断層モデル②(水位下降側)

下線:最大ケース

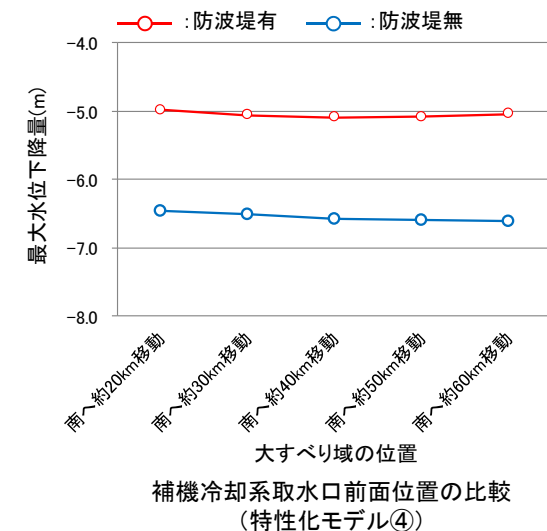
特性化モデル	大すべり域位置	最大水位下降量 (m)	
		補機冷却海水系取水口前面	
		防波堤有	防波堤無
特性化モデル③	南へ約80km移動	-5.05	-6.43
	南へ約90km移動	-5.09	-6.57
	南へ約100km移動 (基準断層モデル②)	<u>-5.10</u>	<u>-6.70</u>
	南へ約110km移動	-5.06	-6.67
	南へ約120km移動	-5.03	-6.67



■基準断層モデル③(水位下降側)

下線:最大ケース

特性化モデル	大すべり域位置	最大水位下降量 (m)	
		補機冷却海水系取水口前面	
		防波堤有	防波堤無
特性化モデル④	南へ約20km移動	-4.98	-6.45
	南へ約30km移動	-5.06	-6.51
	南へ約40km移動 (基準断層モデル③)	<u>-5.09</u>	-6.57
	南へ約50km移動	-5.08	-6.59
	南へ約60km移動	-5.04	<u>-6.60</u>



## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

---

- 6. 1 検討方針
- 6. 2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理
- 6. 3 詳細パラメータスタディ
- 6. 4 概略・詳細パラメータスタディ方法の妥当性確認



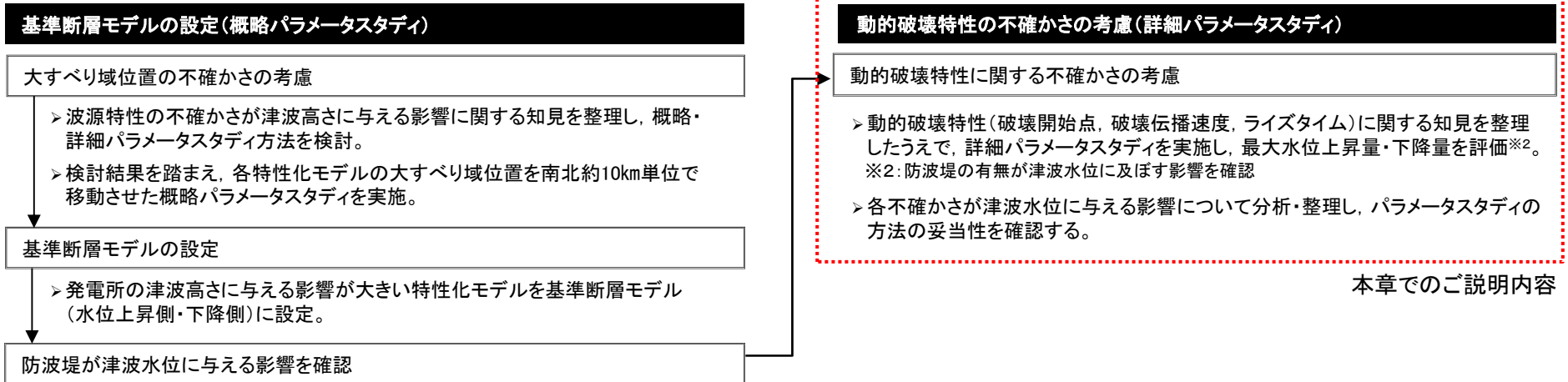
## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

### 6.1 検討方針

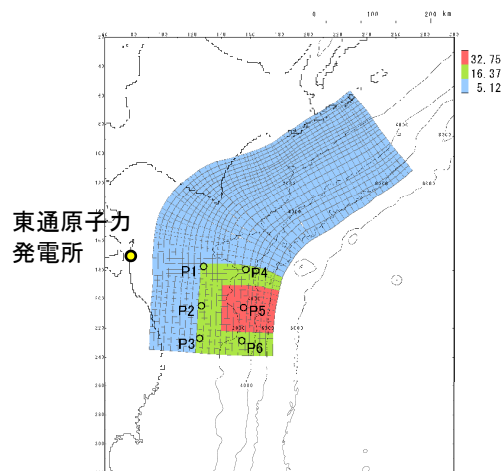
S191 S192

- 下記に示す手順にて概略・詳細パラメータスタディ※1を実施する。

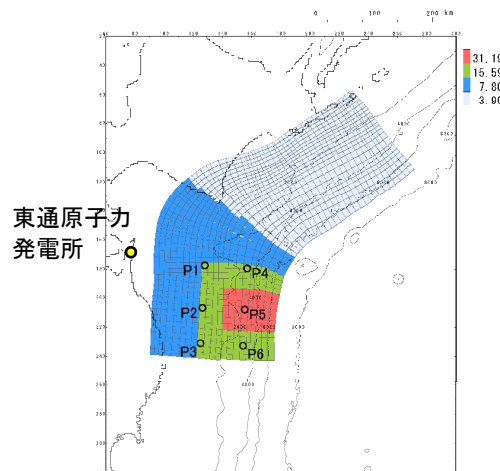
※1: 基準断層モデルに選定した特性化モデル以外の特性化モデルの詳細パラメータスタディ結果については、補足説明資料「12. 基準断層モデル選定と詳細パラメータスタディ」に記載。



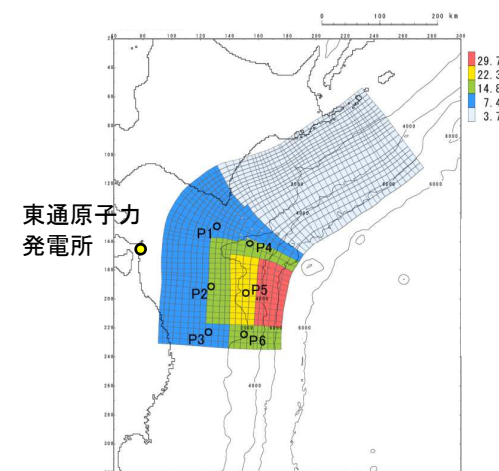
- 基準断層モデルの大すべり域位置を、南北約20kmの範囲において10km単位で移動させたケースを対象に、防波堤の有無両条件で数値解析を実施し、防波堤が無い場合でも選定位置として妥当であるかを確認。



基準断層モデル①



基準断層モデル②



基準断層モデル③

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

### 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

S192

#### ■検討方針

- 動的破壊特性である破壊開始点, 破壊伝播速度, ライズタイムのうち, 破壊開始点の不確かさは津波のディレクティブティ効果から沿岸の津波高さに与える影響が大きい(内閣府中央防災会議(2003), 土木学会(2016))。
- 上記を踏まえ, ①国内外で発生した地震の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を収集のうえ, 青森県東方沖及び岩手県沖北部の地質学的・地震学的特徴を踏まえて, 保守的となる位置に破壊開始点を設定する。

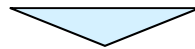
#### 【知見収集】

##### 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

- カップリング率と破壊開始点の関係に関する知見の収集
- 破壊開始点の大すべり域(アスペリティ)の位置関係に関する知見の収集

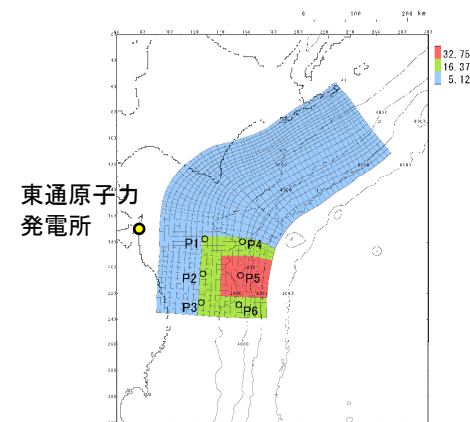
##### ② 破壊開始点の設定方法に係る知見

- 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係る知見: 杉野ほか(2017), 内閣府(2020a)
- 津波のディレクティブ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に係る知見: 土木学会(2016)



#### 【設定方針】

- 青森県東方沖から岩手県沖北部の地質学的・地震学的特徴を整理し, 科学的に妥当と考えられる破壊開始点位置を検討する。
- 破壊開始点は沿岸の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ, 一定の保守性を考慮した位置に破壊開始点を設定する。



基準断層モデル①

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

### 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

S192

#### ■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：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Mw7.5以上のプレート間地震(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(Mw $\geq$ 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

カップリング率が1に近い場合、震源は主破壊領域の下端に位置する。

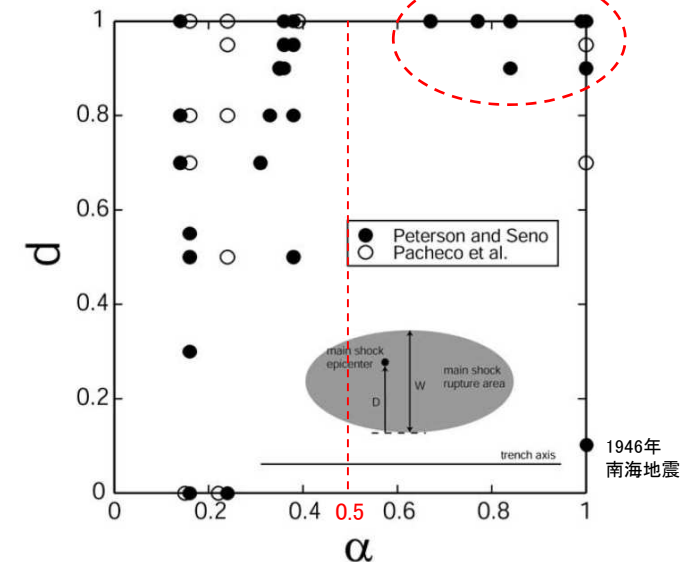


Fig. 1. The relative hypocentral depth  $d$  versus the seismic coupling coefficient  $\alpha$  obtained for large interplate earthquakes at subduction zones (Table 1). Solid and open circles stand for  $\alpha$  values from Peterson and Seno [7] and from Pacheco et al. [15], respectively. When  $\alpha$  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)

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

## 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

## ■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。

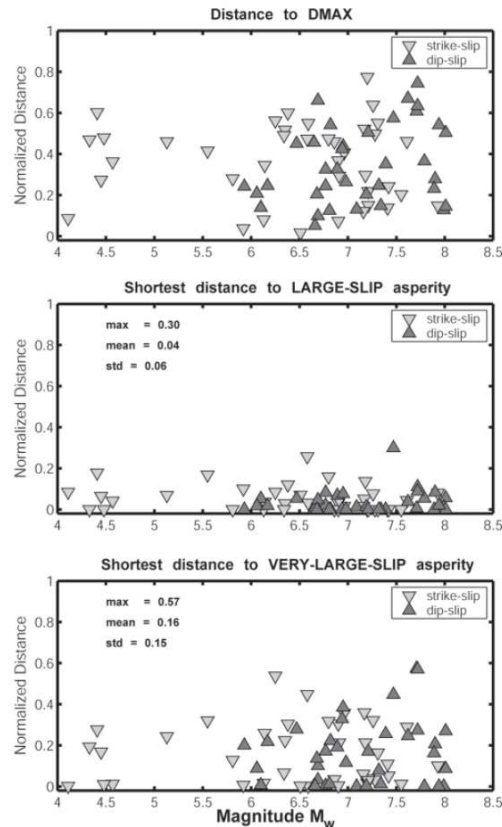


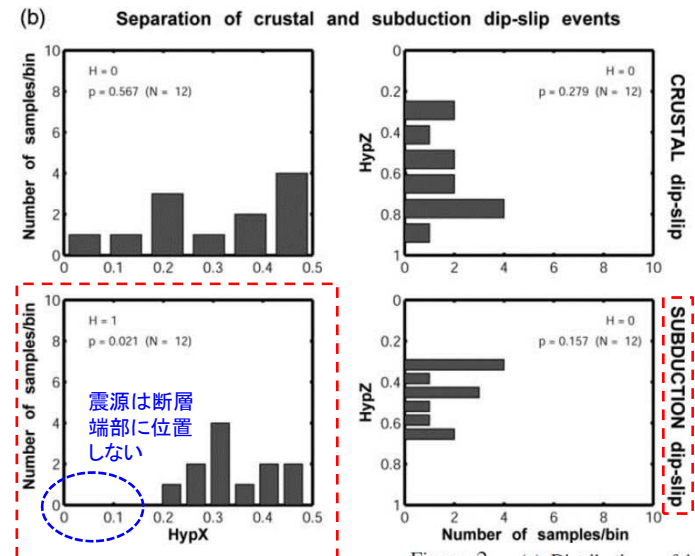
Figure 9. Shortest distances between hypocenter and point of maximum displacement (top), hypocenter and closest large-slip asperity (middle), and hypocenter and closest very-large-slip asperity (bottom) separated into strike-slip and dip-slip earthquakes.

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))



## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

### 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

#### ■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。

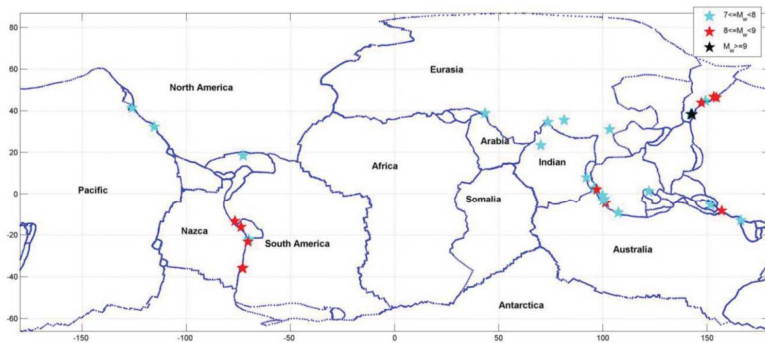
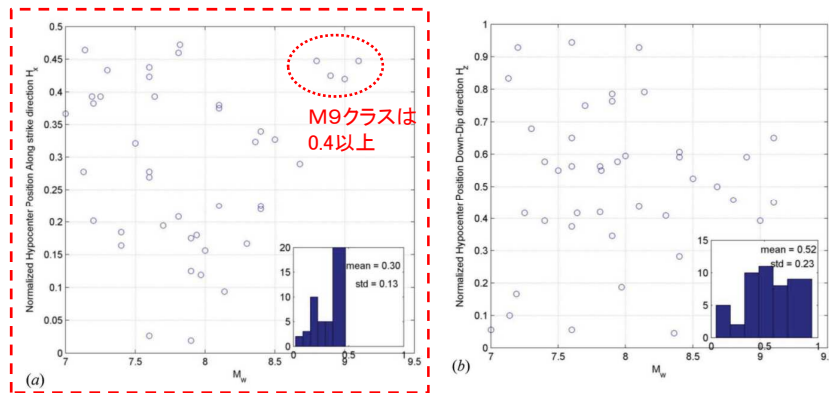


Figure 1. Large earthquakes used in this study (lines—plate boundaries from Bird (2003)).  
検討対象とした地震(Raghukanth and Sangeetha (2016))



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))

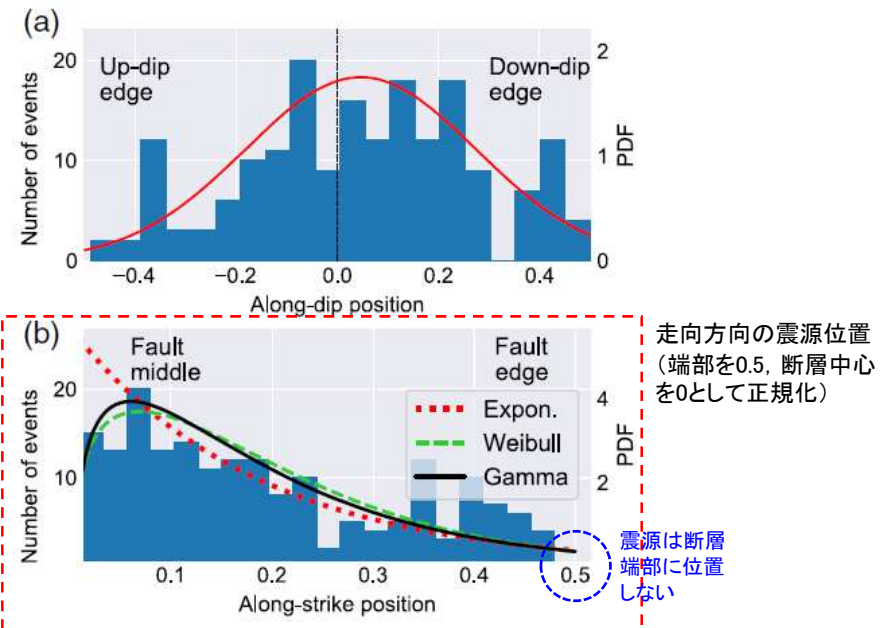


Figure 8. Hypocenter positions as a function of the (a) down-dip and (b) along-strike lengths. The histogram is the observed distribution. The lines are the best-fitting PDFs; we use a normal distribution for the along-dip position; and exponential, gamma, and Weibull for the along-strike position. Kolmogorov-Smirnov 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))

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

### 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

#### ■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))。
- なお、上記については、土木学会(2016)、杉野ほか(2017)及び内閣府(2020a)による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と整合する(詳細は、次節で説明)。

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

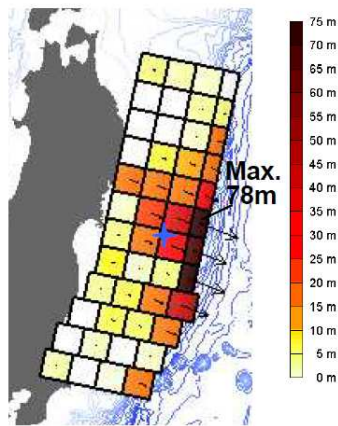
### 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

S192

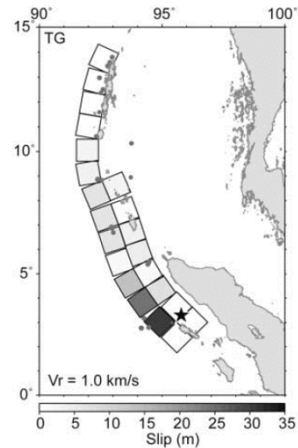
#### ■破壊開始点の設定方法に係る知見：M9クラスの巨大地震を対象とした特性化モデルに対する破壊開始点の設定方法(1/2)

- 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。

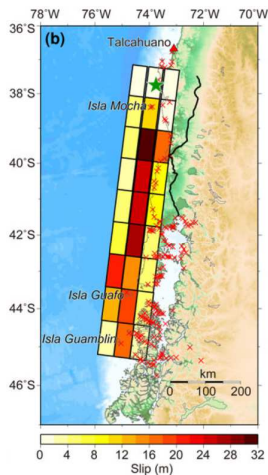
#### 【杉野ほか(2017)で引用している津波波源モデル】



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

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

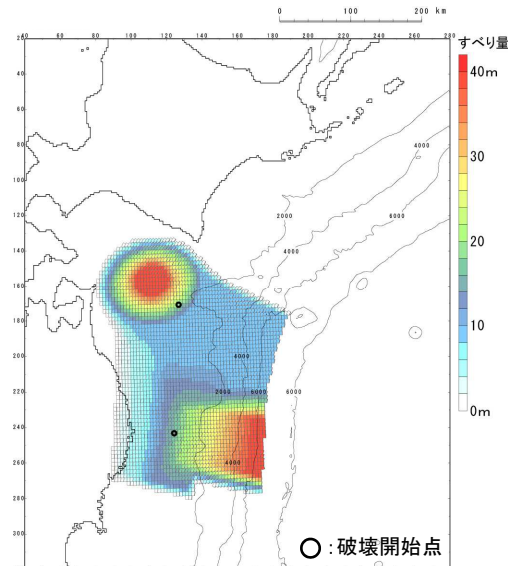
### 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

S192

#### ■破壊開始点の設定方法に係る知見：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。

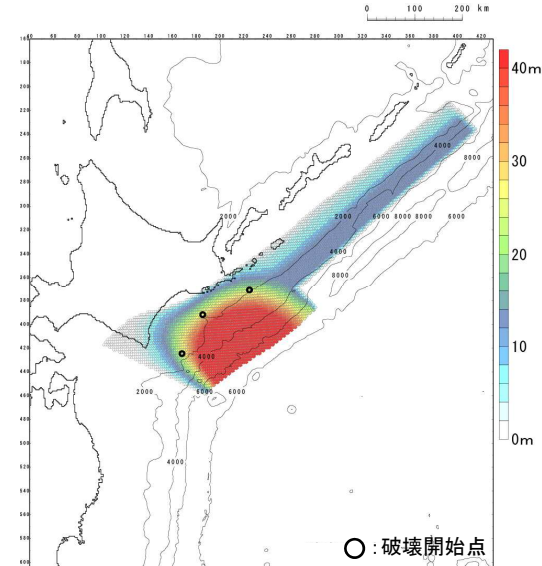
【日本海溝(三陸・日高沖)モデル】



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



## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

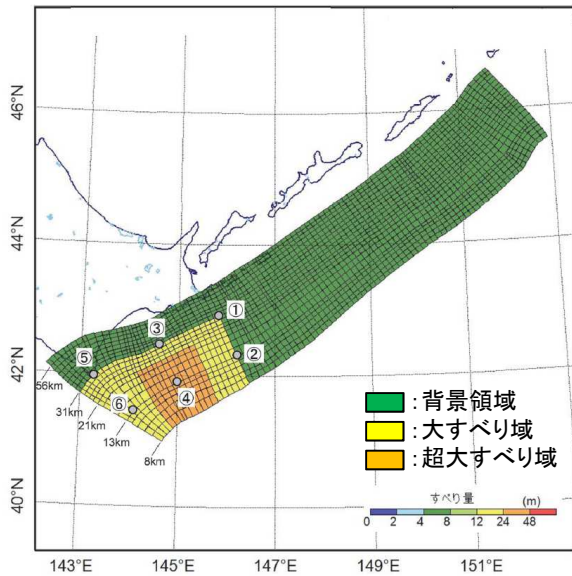
### 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

S192

#### ■破壊開始点の設定方法に係る知見：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

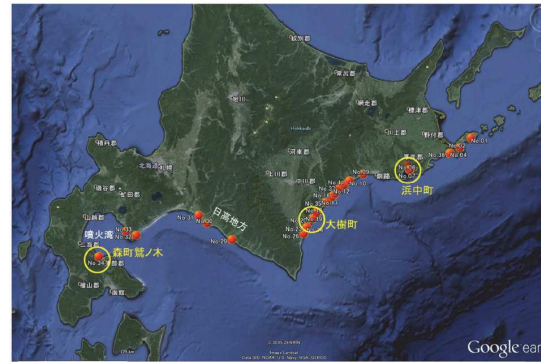
- 土木学会(2016)は、津波のディレクティビティ効果を考慮し、大すべり域を取り囲むように破壊開始点を設定するとともに、大すべり域下端のみならず、プレート境界浅部(深さ約15km)ならびに超大すべり域内部にも破壊開始点を設定している。
- 大すべり域・超大すべり域を波源域の南西端に配置しているが、破壊開始点は波源域の端部に設定していない。

#### 【土木学会(2016)による破壊開始点の設定方法】



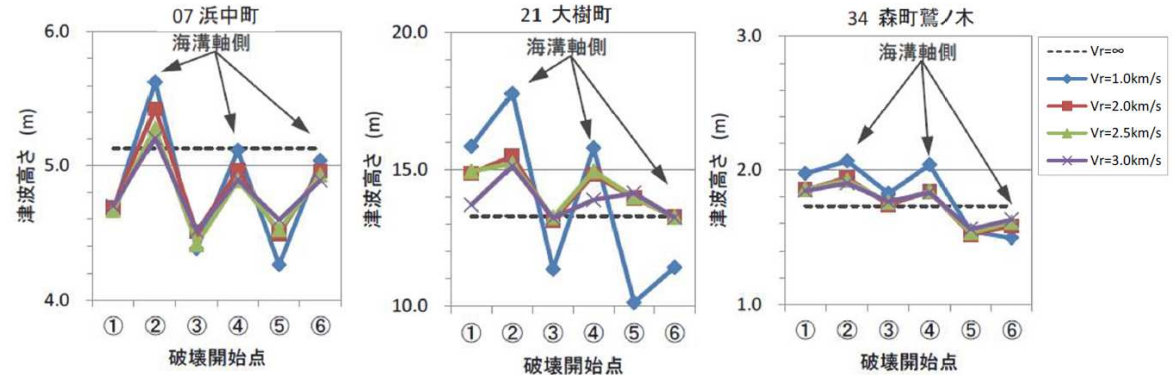
- 大すべり域: 津波断層の平均すべり量の2倍
- 超大すべり域: 津波断層の平均すべり量の4倍
- 破壊開始点: 深さ13km, 31km

#### 【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

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

### 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

#### ■破壊開始点の設定方法に係る知見：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。

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

### 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

#### ■破壊開始点の設定: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。

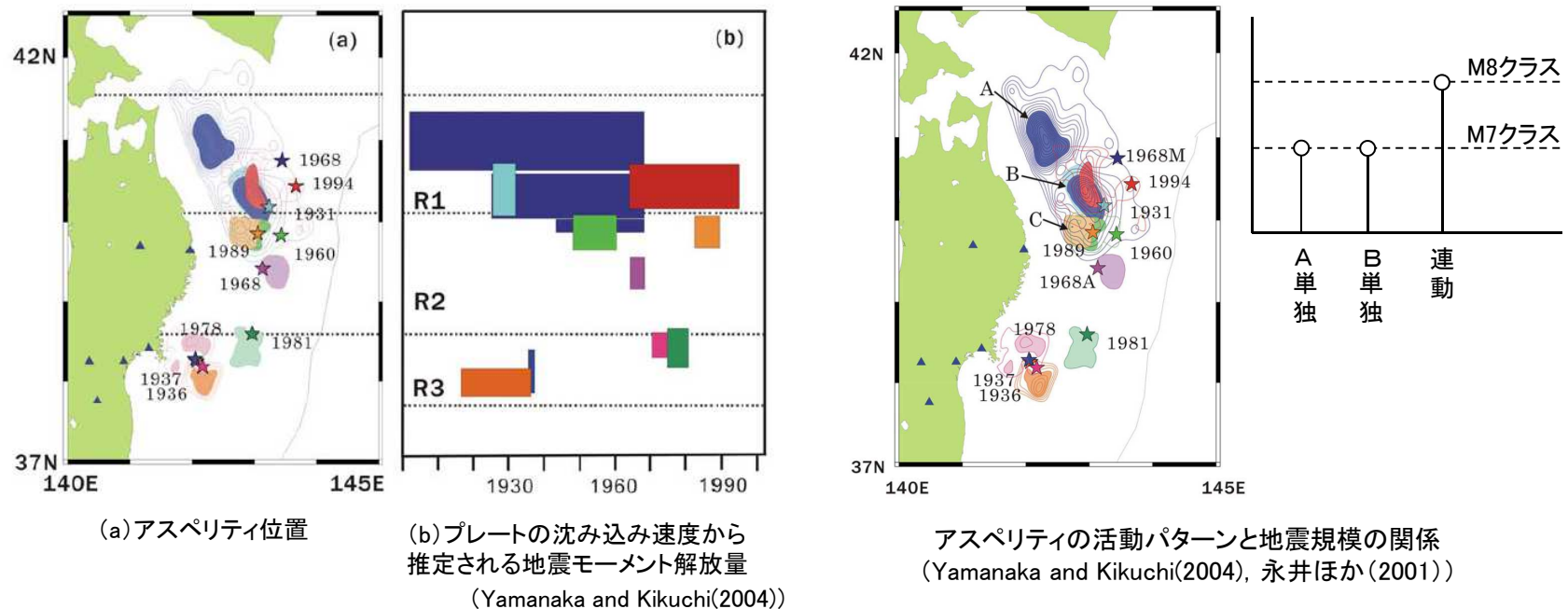
## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

### 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

S192

#### ■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。

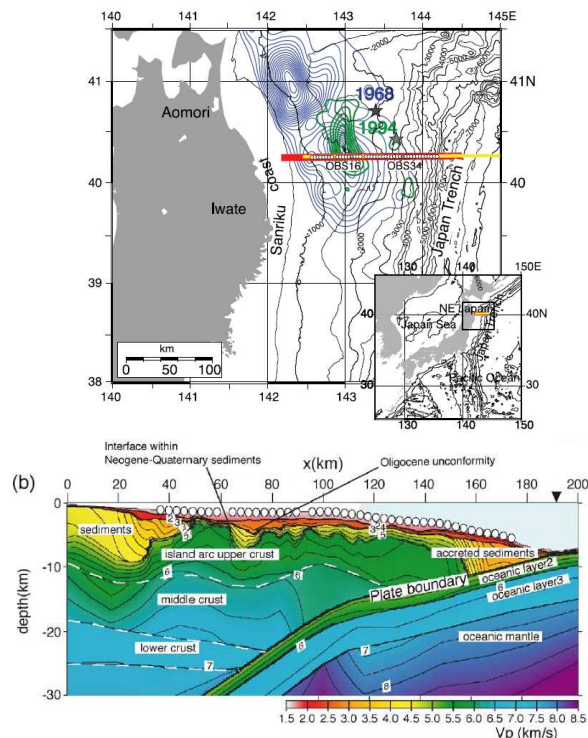


## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

### 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

#### ■破壊開始点の設定: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。



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))

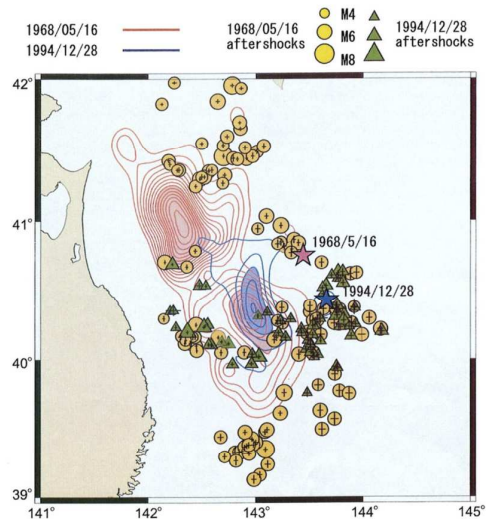


Fig. 13. Comparison between the moment release and the aftershocks both in the 1968 Tokachi-oki and the 1994 Sanriku-oki events. Red lines indicate the moment release of the 1968 event, and blue lines indicate that of the 1994 event. The contour interval is  $3 \times 10^{16}$  [Nm/km<sup>2</sup>]. Circles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

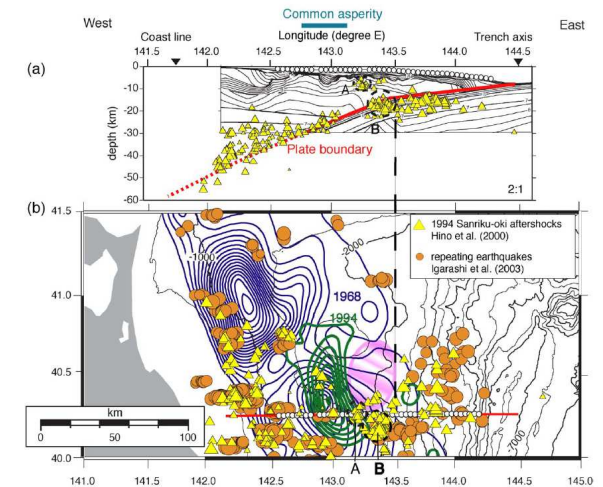


Fig. 5. (a) Model with iso-velocity contours as for Fig. 3a, superimposed on focal depths of aftershocks of the 1994 earthquake [10] projected onto the vertical cross section off-eastern Aomori forearc region. The horizontal axis indicated in the upper part shows the east longitude ( $^{\circ}$  E) corresponding 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 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年の地震の余震分布と地質構造の関係  
(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。

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

### 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊開始点

#### ■破壊開始点の設定:まとめ

- 以上の検討を踏まえ、次のとおり破壊開始点を設定する。

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

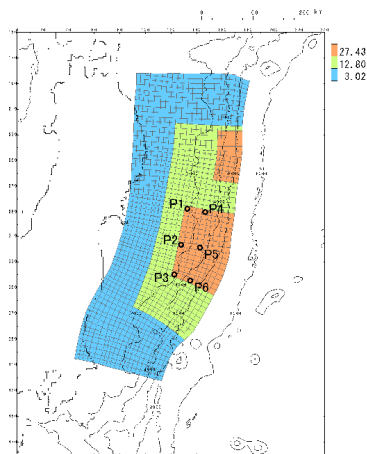
#### 【特性化モデル①】

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

#### 【特性化モデル②③④(例:特性化モデル③)】

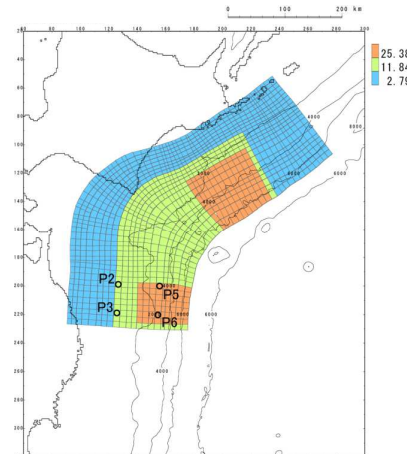
- 破壊はアスペリティ付近(超大すべり域周辺)で開始すると考えられるが、保守的に大すべり域周辺及び超大すべり域内部に破壊開始点を設定。
- 波源域の端部に大すべり域を配置するモデルについては、断層端部に破壊開始点を設定しない。

#### 【基本形】



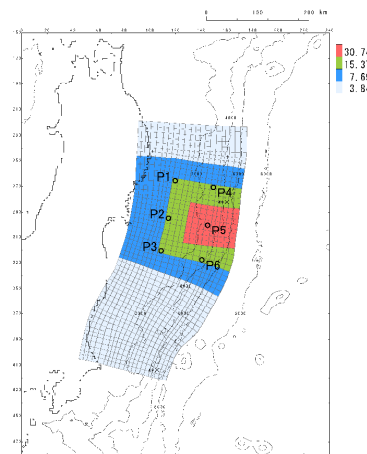
東北地方太平洋沖型の地震  
(広域の津波特性を考慮した  
特性化モデル)

#### 【波源域の端部に大すべり域を配置】



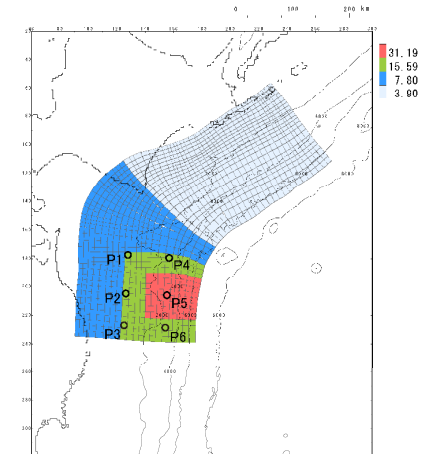
特性化モデル①  
(南へ50km移動)

#### 【基本形】



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

#### 【波源域の端部に大すべり域を配置】

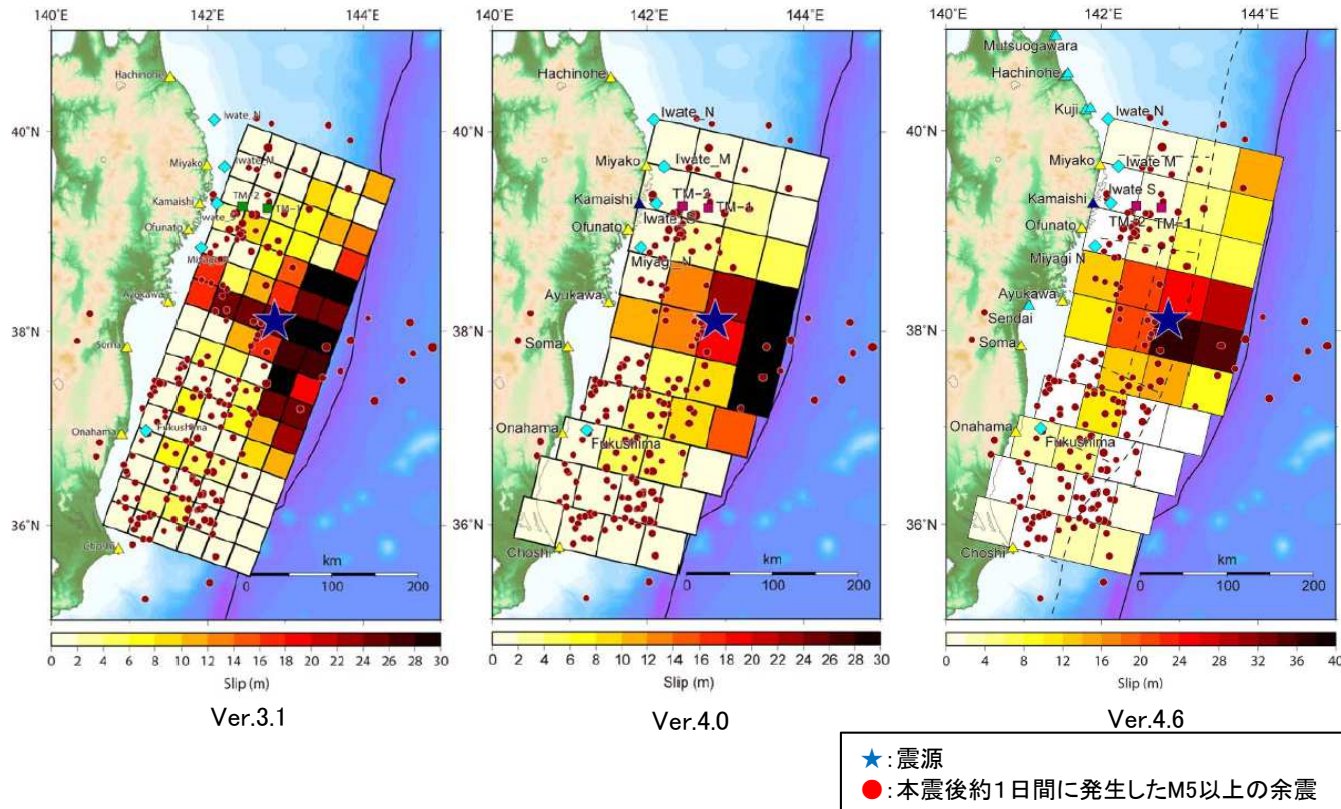


特性化モデル③  
(南へ100km移動)

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

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

- M8クラスの地震の破壊継続時間は数10~120秒(土木学会(2002))であるのに対し, M9クラスの3.11地震に伴う津波を再現する内閣府(2012)モデルの破壊継続時間は300秒, 平均破壊伝播速度は約2km/sである。また, 藤井・佐竹による再現モデル(ver.3.1,ver.4.0,ver.4.6)では, 破壊伝播速度を2.0km/sと設定している。



藤井・佐竹による3.11地震の津波波源の再現モデル



## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

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

- Fujii and Satake (2007)は、破壊伝播速度(0.5km/s~3.0km/s), ライズタイム(60s~180s)を変化させた津波波形のインバージョン解析を実施し、2004年スマトラ~アンダマン地震の再現モデルを検討している。検討の結果、破壊伝播速度を1.0km/s, ライズタイム<sup>※1</sup>を180sとした場合に、観測値と解析値が最も整合するとしている。
- Hirata et al.(2006)は2004年スマトラ~アンダマン地震に起因する津波の、衛星観測による海面測量データを用い、津波波形のインバージョン解析を実施し、破壊伝播速度を0.7km<sup>※2</sup>, ライズタイムを150sとした場合に観測値と解析値が最も整合するとしている。

※1:各断層ブロックの破壊開始から破壊終了までの時間, ※2:Lay et al.(2005)によると、北側のセグメントが非常にゆっくりすべたとされている

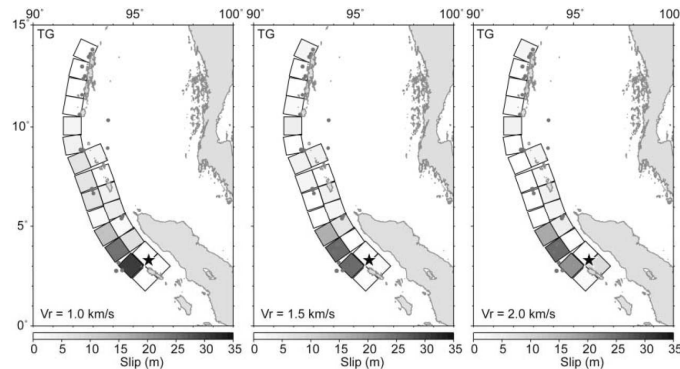


Figure 7. Slip distribution estimated by inversion of tide gauge (TG) data. Rupture velocity is 1.0 (left), 1.5 (center) and 2.0 (right) km/sec. Rise time for each subfault is 3 min.

Table 4

Variance Reductions (%) for Three Different Inversions with Different Rupture Velocities and Rise Times

$V_r$ (km/sec)	Tide Gauge Data			Satellite Altimeter Data			TG+SA Data		
	1 min	2 min	3 min	1 min	2 min	3 min	1 min	2 min	3 min
0.5	23.1	20.8	18.8	27.8	29.5	31.0	22.0	20.1	18.3
1.0	32.8	33.4	34.2	33.8	36.4	38.2	29.8	31.0	32.1
1.5	29.3	29.5	29.8	31.1	33.8	35.5	26.8	27.3	27.8
2.0	30.2	29.9	29.7	29.7	32.3	34.2	27.2	27.3	27.4
2.5	28.4	28.2	28.3	28.4	30.6	32.9	25.0	25.2	25.6
3.0	28.5	28.4	28.5	27.4	29.7	31.9	24.9	25.2	25.6

2004年スマトラ~アンダマン地震の津波インバージョン結果  
(Fujii and Satake (2007))に一部加筆)

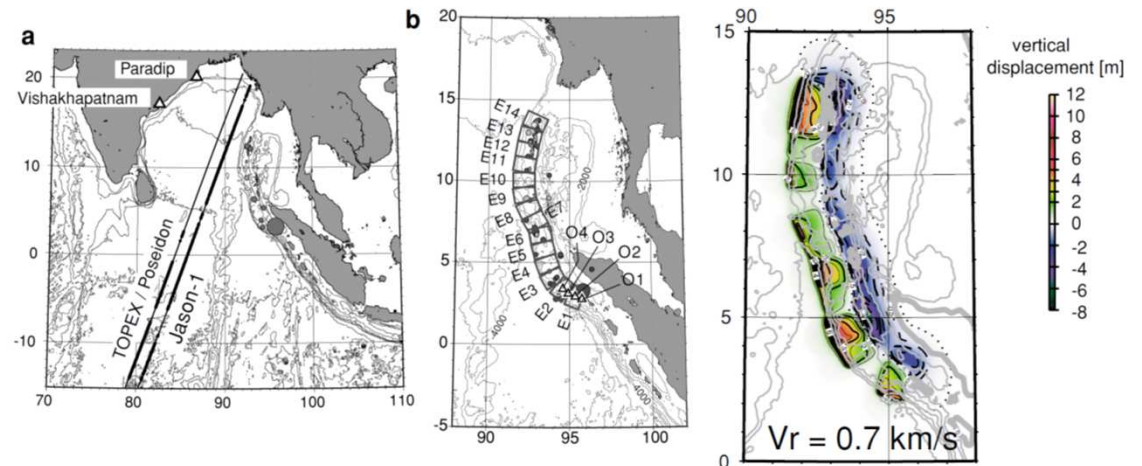


Fig. 1. (a) Ground tracks of satellite altimetry with Jason-1 and TOPEX/Poseidon (thin lines). Two satellites passed across the Indian Ocean two hours after the occurrence of the great Sumatra earthquake (Gower, 2005; JPL/NASA, 2005). Closed circles on the ground tracks indicate the points that sea surface height (SSH) difference from two successive cycles before and after the great Sumatra earthquake can be defined. The epicenters of mainshock and aftershocks two hours after the great event are also shown. (b) Subfault setting for the inversion in this study. We model the entire aftershock zone, with a length of 1400 km along the northern Sumatra-Nicobar-Andaman trench, using 14 subfaults placed parallel to the trench (E1-E14). O<sub>1</sub> to O<sub>4</sub> (triangles) indicate possible rupture initiation points. Aftershock distribution, including the mainshock epicenter, within 1 day after the occurrence of the mainshock is also shown.

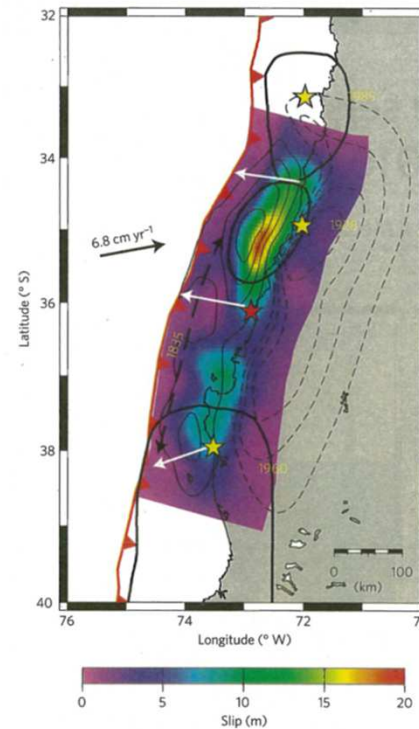
2004年スマトラ~アンダマン地震津波発生時の衛星軌道(左)及び  
数値モデルによる海底地形変化(右)  
(Hirata et al.(2006))



## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

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

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



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

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

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

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

- ・ 内閣府(2012)は南海トラフで発生する巨大地震に起因する津波の評価を実施している。
- ・ 破壊伝播速度及びライズタイムは、平均的に利用されている値を参考に3.11地震の解析結果も踏まえ、破壊伝播速度2.5km/s, ライズタイム60sと設定している。

#### ○破壊伝播速度及びライズタイム:

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

破壊速度 : 2.5km/s

ライズタイム : 1分

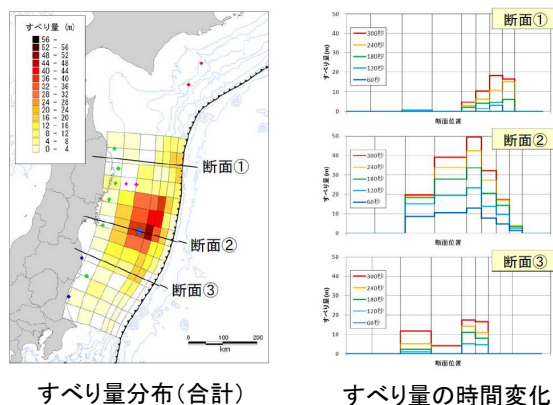
内閣府(2012)の南海トラフにおける最大クラスの波源モデルの破壊伝播速度及びライズタイム

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

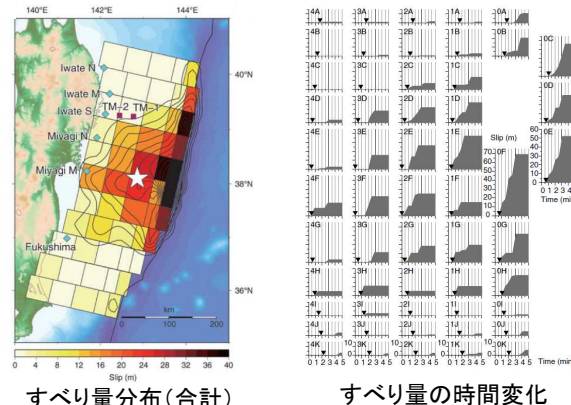
### 6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:破壊伝播速度, ライズタイム

- 3.11地震に伴う津波を再現する波源モデルのうち, 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, 杉野ほか(2013)モデルの破壊伝播速度, ライズタイムは以下のとおりである。

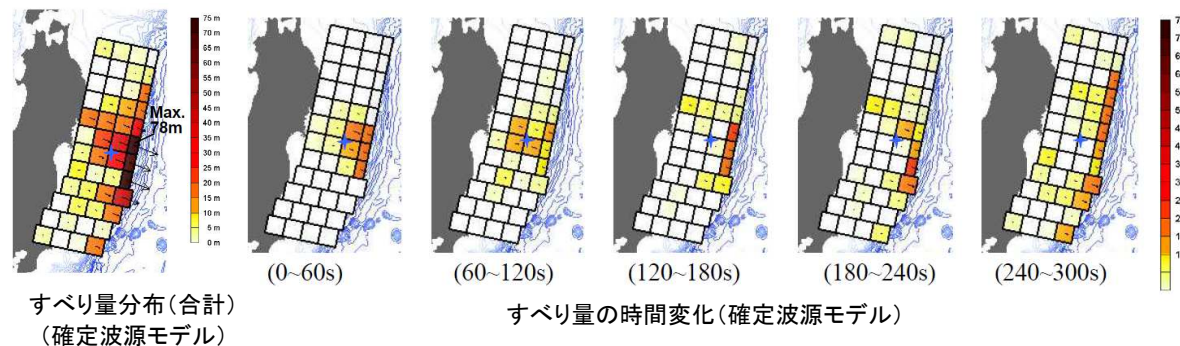
【内閣府(2012)モデル】



【Satake et al.(2013)55枚モデル】



【杉野ほか(2013)モデル】



【3.11地震に伴う津波再現モデルの破壊伝播速度及びライズタイム】

出典	破壊伝播速度(km/s)	ライズタイム(s)
内閣府(2012)モデル	2.0 <sup>※1</sup>	300
Satake et al.(2013) 55枚モデル	2.0	210
杉野ほか(2013)モデル	1.5 <sup>※1, 2</sup>	300

※1:破壊開始点と各小断層の中心点との距離を各小断層の最初のすべりが現れる時間で除した破壊伝播速度から算定した平均破壊速度(杉野ほか(2013), 杉野ほか(2014))。

※2:杉野ほか(2013)は, 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))の破壊伝播速度は約1.8(km/s)であり, 再現モデルの破壊伝播速度1.5(km/s)と, ほぼ整合するとしている。

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

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

- 3.11地震の津波波形等をインバージョンした再現モデルから, 3.11地震で大きなすべりを生じた領域におけるライズタイムは210s~300sであり, M8クラスの地震のライズタイム(数秒から1分程度(相田(1986)))と比較して長い特徴がある。
- 相田(1986)では, M8クラスの地震を対象としたライズタイム※1を60sとしている。

#### ■相田(1986)による津波解析上の変動時間(初期変位分布のライズタイム)の設定方法

- 実際の地震の震源過程(=初期破壊から震源域全体に破壊が及ぶ過程)が終了するのに要する時間が数秒から1分程度であることに対して, 相田(1986)は津波初期変位分布のライズタイムの設定方法を以下のとおり示している。

$$\text{津波初期変位分布のライズタイム(s)} = (L(\text{km}) / V_r(\text{km/s})) + \tau(\text{s})$$

ここで,

L : 断層長さ(km)

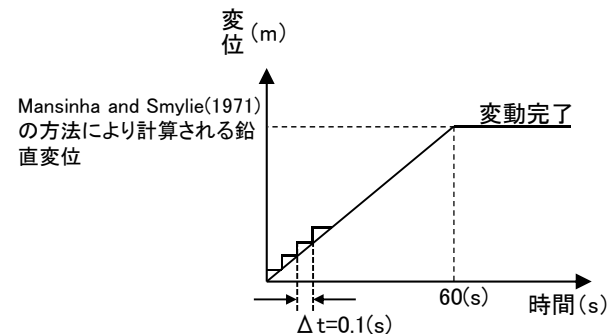
$V_r$  : 破壊伝播速度(km/s)

$\tau$  : ある1点で断層ずれを形成する時間(=立上り時間)(s)

- 日本海溝沿いで発生しているM8クラスの地震の断層長さL: 150(km)~200(km)程度(土木学会(2016)), 破壊伝播速度 $V_r$ : 2.4(km/s)~3.0(km/s)(地震調査研究推進本部(2017b)), ある1点で断層ずれを形成する時間(=立上り時間) $\tau$ : 5(s)程度(相田(1986))とすると, 津波初期変位分布のライズタイムは, 55(s)~88(s)程度となる。

#### ※1: 津波解析上におけるライズタイムの考慮方法

Mansinha and Smylie(1971)の方法により計算される各グリッドにおける初期水位変位を, 変動開始から終了までの時間を60sとして津波解析と同様の時間格子間隔 $\Delta t$ : 0.1sを用いて階段状に与えている。



解析上のライズタイムの考慮方法(概念)



## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

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

- 国内外で発生した巨大地震の破壊伝播特性に関する知見収集結果を踏まえ, 破壊伝播速度, ライズタイムのパラメータスタディ範囲を設定した。

巨大地震の波源モデルにおける破壊伝播特性の設定例

地震	破壊伝播速度	ライズタイム	備考
3.11地震	1.5~2.0km/s	210~300s	大きなすべりを生じた領域における破壊開始から破壊終了までの時間
2004年スマトラ~アンダマン地震	0.7※~1.0km/s	150~180s	各断層ブロックの破壊開始から破壊終了までの時間
2010年チリ地震	2.25km/s	—	
南海トラフの巨大地震	2.5km/s	60s	

※:Lay et al.(2005)によると, 北側のセグメントが非常にゆっくりすべたとされている



#### ■パラメータスタディ範囲の設定

- 国内外の巨大地震の検討事例を参考に, 以下のとおり詳細パラメータスタディ範囲を設定した。

パラメータスタディ範囲の設定

	基本ケース	パラメータスタディ範囲
破壊伝播速度	2.0km/s	1.0, 1.5, 2.5km/s
ライズタイム	60s	90, 120, 180, 300s

6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

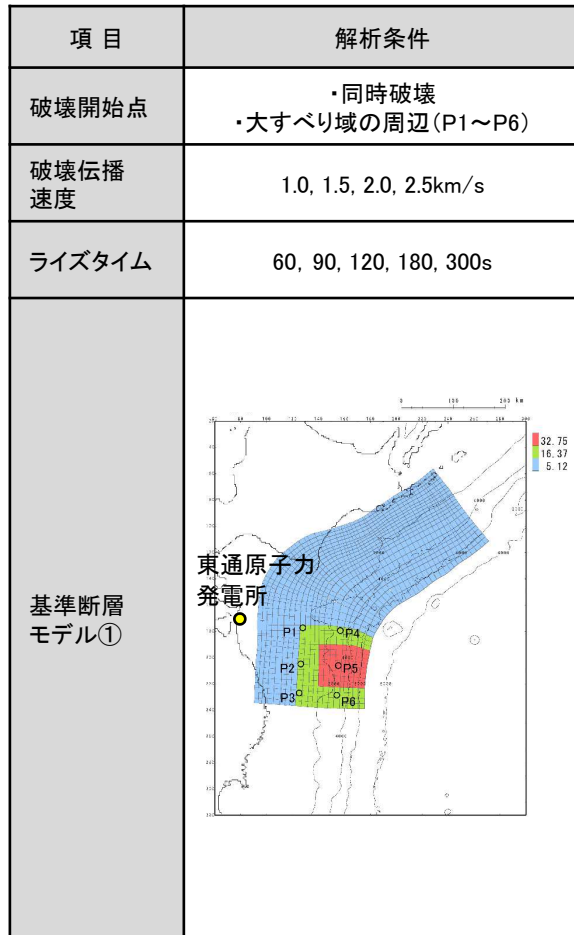
6.2 動的破壊特性の不確かさに関する知見の整理:まとめ

- 以上を踏まえ、各基準断層モデルを対象に下記に示すフローにて詳細パラメータスタディを実施した。

		(1)破壊開始点	(2)破壊伝播速度	(3)ライズタイム
破壊開始点		・同時破壊 ・大すべり域の周辺(P1~P6)	敷地への影響が最大となる破壊開始点	敷地への影響が最大となる破壊開始点
破壊伝播速度		2.0km/s(基本ケース)	1.0, 1.5, 2.0, 2.5km/s	敷地への影響が最大となる破壊伝播速度
ライズタイム		60s(基本ケース)	60s(基本ケース)	60, 90, 120, 180, 300s
波源モデル	基準断層モデル①			
	基準断層モデル②			
	基準断層モデル③			

6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

6.3 詳細パラメータスタディ:基準断層モデル①



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>

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	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	<u>60</u>	<u>11.18</u>
		90	10.62
		120	10.01
		180	9.12
		300	8.49

6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

6.3 詳細パラメータスタディ:基準断層モデル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

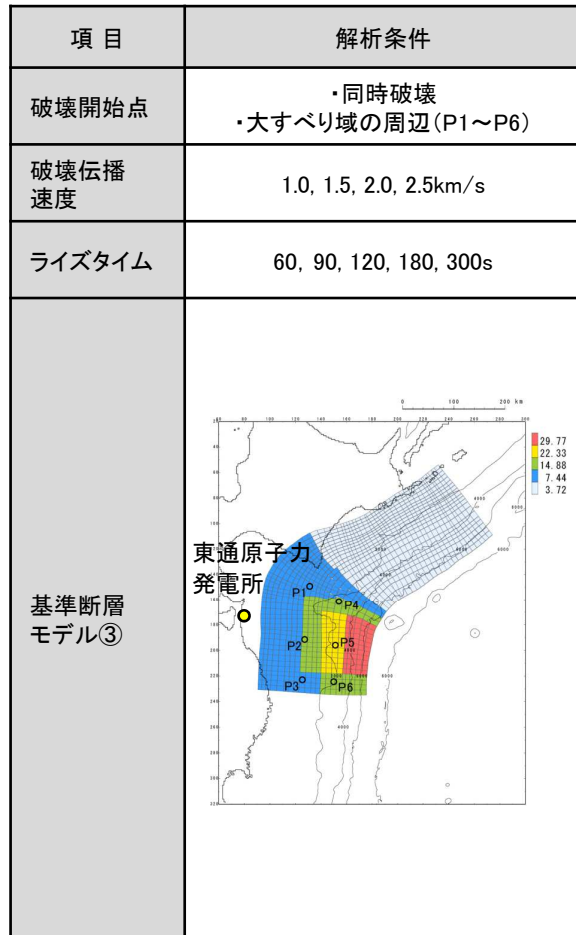
破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量(m)
			補機冷却海水系取水口前面
P4	1.0	60	<u>-5.101</u>
	1.5		-5.100
	2.0		-5.100
	2.5		-5.099

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



6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

6.3 詳細パラメータスタディ: 基準断層モデル③



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

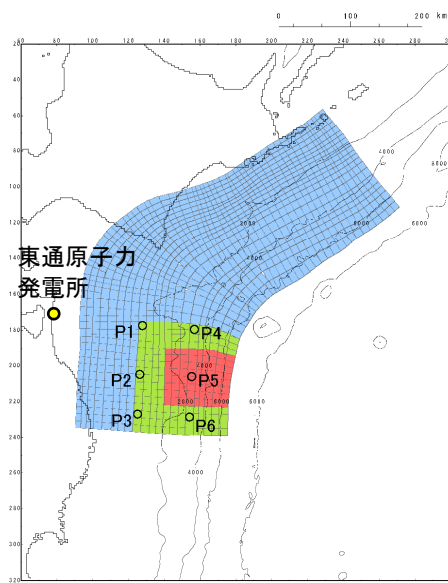
破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量 (m)	
			補機冷却海水系取水口前面	
P1	1.0	60	<u>-5.24</u>	
	1.5		-5.11	
	2.0		-5.10	
	2.5		-5.09	

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	

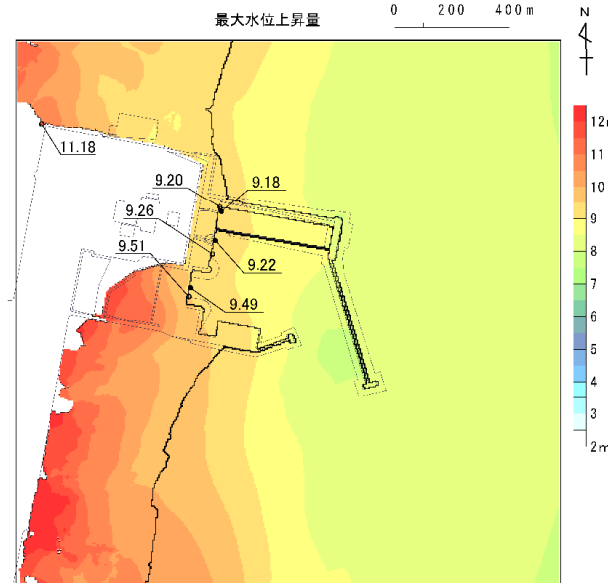
6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

6.3 詳細パラメータスタディ: 基準断層モデル①

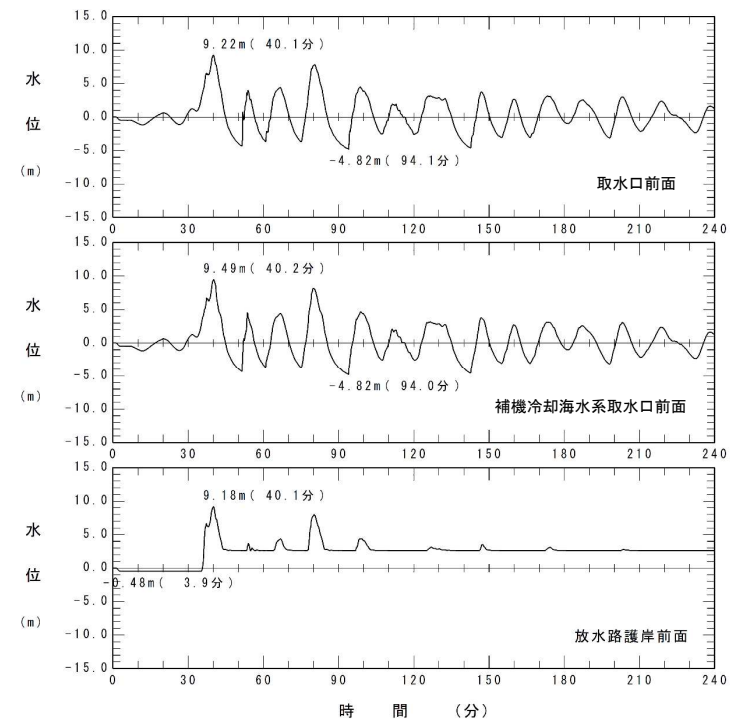
波源モデル	破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位上昇量(m)			
				敷地前面	取水口 前面	補機冷却海水 系取水口前面	放水路 護岸前面
基準断層モデル①	P6	2.0	60	11.18	9.26	9.51	9.20



すべり量分布



最大水位上昇量分布



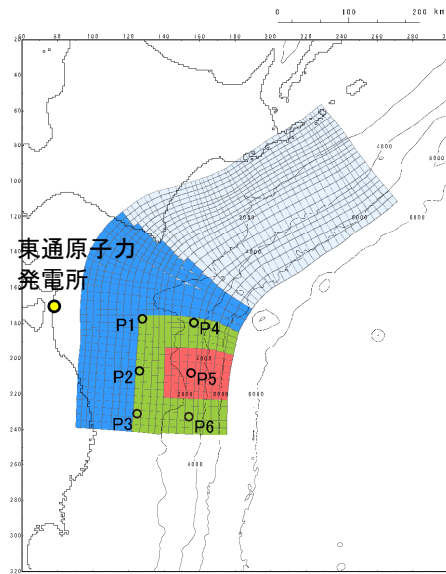
取水口前面, 補機冷却海水系取水口前面, 放水路護岸前面における水位時刻歴波形※

※: 水位時刻歴波形は, 各取放水設備前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は, 補足説明資料「5.3 津波水位の評価位置」に記載)

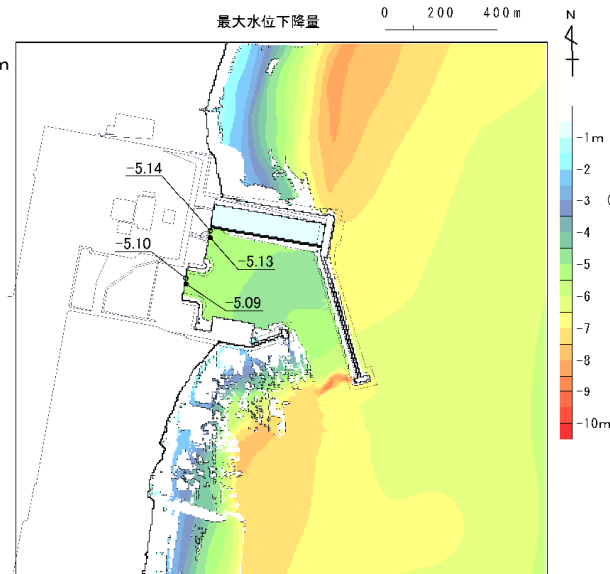
6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

6.3 詳細パラメータスタディ: 基準断層モデル②

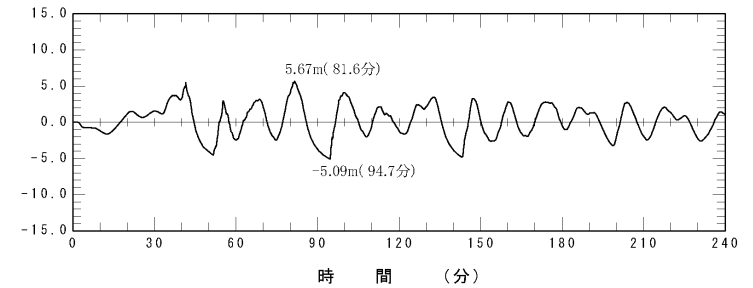
波源モデル	破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量(m)
				補機冷却海水系取水口前面
基準断層モデル②	P4	1.0	60	-5.10



すべり量分布



最大水位下降量分布



補機冷却海水系取水口前面における  
水位時刻歴波形\*

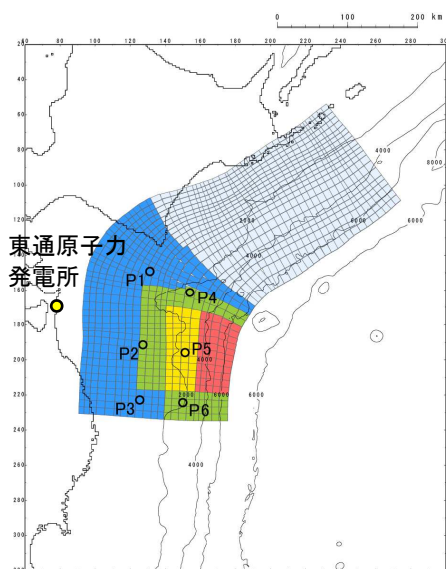
※: 水位時刻歴波形は、補機冷却海水系取水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、補足説明資料「5.3 津波水位の評価位置」に記載)

6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

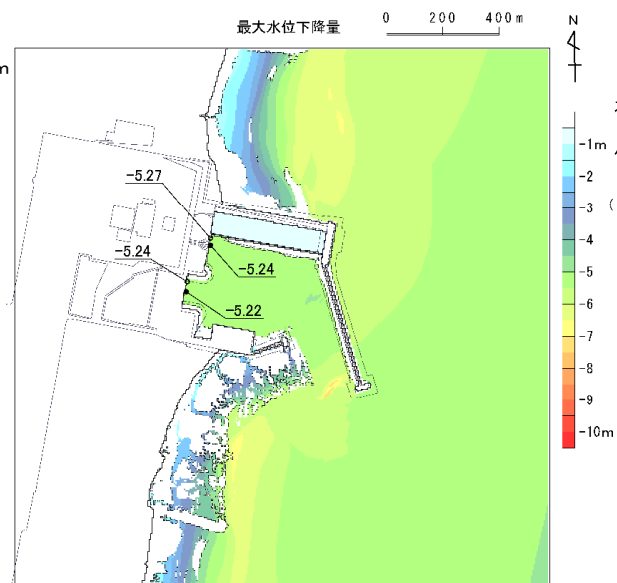
6.3 詳細パラメータスタディ: 基準断層モデル③

S191

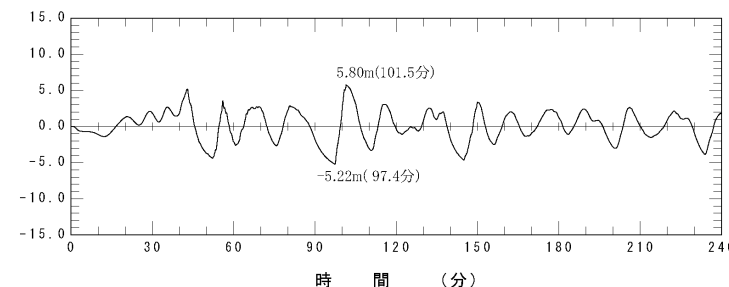
波源モデル	破壊開始点	破壊伝播速度 (km/s)	ライズタイム (s)	最大水位下降量 (m)
				補機冷却海水系取水口前面
基準断層モデル③	P1	1.0	60	-5.24



すべり量分布



最大水位下降量分布



補機冷却海水系取水口前面における  
水位時刻歴波形\*

※: 水位時刻歴波形は、補機冷却海水系取水口前面の中央位置に該当するメッシュで抽出(抽出位置は、補足説明資料「5.3 津波水位の評価位置」に記載)



## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

### 6.3 詳細パラメータスタディ:まとめ

S191

- 各評価位置における水位上昇側, 下降側の評価水位を以下に示す。

#### ■水位上昇側

波源モデル	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)	最大水位上昇量(m)			
					敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
基準断層モデル①	南へ 約100km移動	P6	2.0	60	11.18	9.26	9.51	9.20
《参考》申請時 (敷地前面最大ケース) 海溝側強調モデル	南へ 約50km移動	P6	2.0	60	10.95	8.83		8.73

#### ■水位下降側

波源モデル	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)	最大水位下降量(m)
					補機冷却海水系取水口前面
基準断層モデル②	南へ 約100km移動	P4	1.0	60	-5.10
基準断層モデル③	南へ 約40km移動	P1	1.0	60	-5.24
《参考》申請時 (取水口前面最大ケース) すべり量割増モデル	南へ 約100km移動	P4	2.0	60	

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

## 6.3 詳細パラメータスタディ:(参考)防波堤の有無が津波水位に及ぼす影響

S191

- 各基準断層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。
- 水位上昇側は、防波堤の有無が津波水位に及ぼす影響は小さいものの、水位下降側については、その影響が大きいことを確認した。

## ■水位上昇側

波源モデル	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)	防波堤の有無	最大水位上昇量(m)			
						敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面
基準断層モデル①	南へ約100km移動	P6	2.0	60	有り	11.18	9.26	9.51	9.20
					無し	11.17	9.42	9.73	9.32

## ■水位下降側

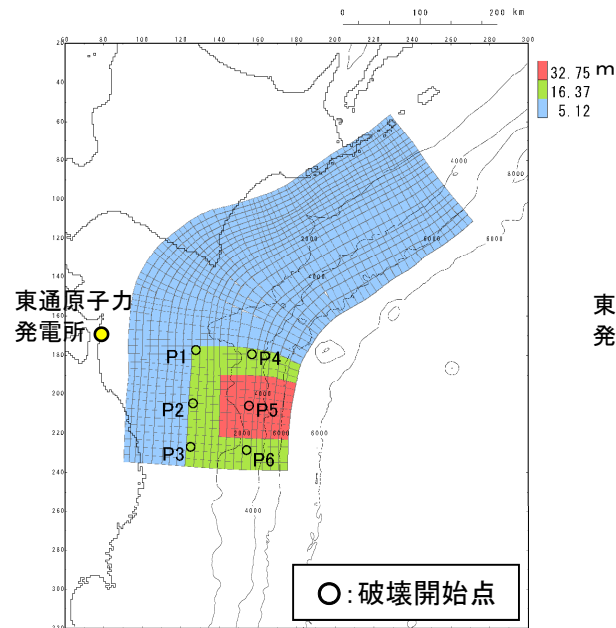
波源モデル	大すべり域位置	破壊開始点	破壊伝播速度(km/s)	ライズタイム(s)	防波堤の有無	最大水位下降量(m)
						補機冷却海水系取水口前面
基準断層モデル②	南へ約100km移動	P4	1.0	60	有り	-5.10
					無し	-6.55
基準断層モデル③	南へ約40km移動	P1	1.0	60	有り	-5.24
					無し	-6.15

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

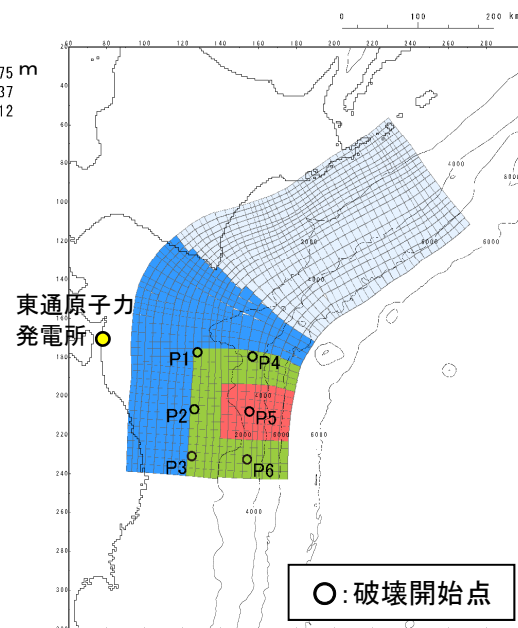
### 6.4 概略・詳細パラメータスタディ方法の妥当性確認

S191

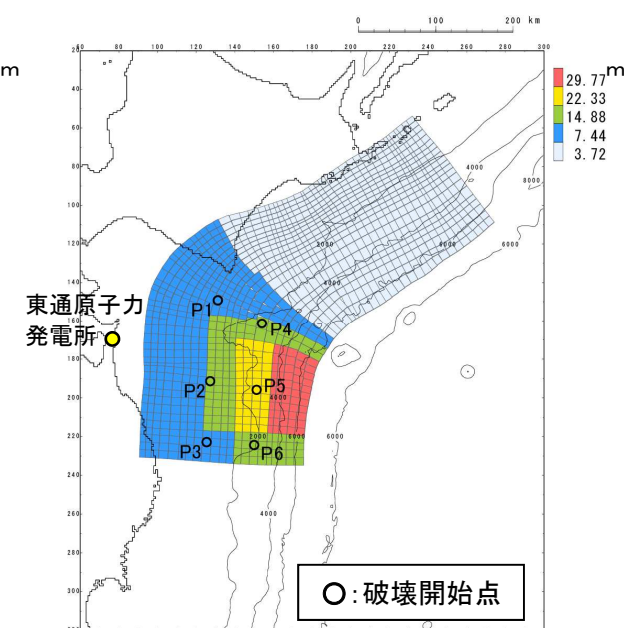
- 概略・詳細パラメータスタディは、土木学会(2016)の方法を踏まえ、概略パラメータスタディとして、津波水位に与える影響が大きい大すべり域の不確かさを考慮し、発電所に及ぼす影響が最も大きいモデルを対象に、詳細パラメータスタディとして、動的破壊特性に係る不確かさを考慮した(順序:破壊開始点⇒破壊伝播速度⇒ライズタイム)。
- 上記、パラメータスタディ方法の妥当性を確認するため、各パラメータが水位上昇側及び水位下降側の津波水位に与える影響を分析した。



基準断層モデル①



基準断層モデル②



基準断層モデル③

基準断層モデル①, ②, ③のすべり量分布及び破壊開始点

## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

### 6.4 概略・詳細パラメータスタディ方法の妥当性確認: 基準断層モデル①(水位上昇側)

- ・ 基準断層モデル①によるパラメータスタディ結果(最大水位上昇量)を用いて、各パラメータが津波水位に与える影響について分析した。
- ・ 大すべり域の位置の変動幅が最も大きく、概略パラメータスタディとして考慮するパラメータとして設定することの妥当性を確認した。
- ・ また、詳細パラメータスタディで考慮した動的破壊特性に係る不確かさについて、破壊開始点及びライズタイムの不確かさの変動幅が大きいが、ライズタイムについては基本ケース(60s)が最も保守的であることから、パラメータスタディ方法(破壊開始点⇒破壊伝播速度⇒ライズタイム)は妥当であることを確認した。

概略 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	大すべり域の位置	±2.1m	南側へ移動すると津波水位は大きくなる。



詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	破壊開始点	±1.1m	発電所から離れた位置で、かつプレート境界面の浅部に設定すると津波水位は大きくなる。

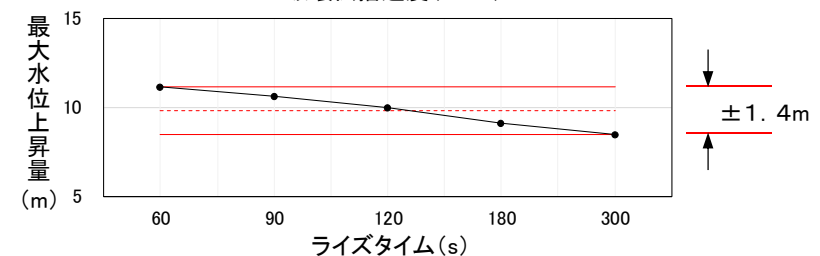
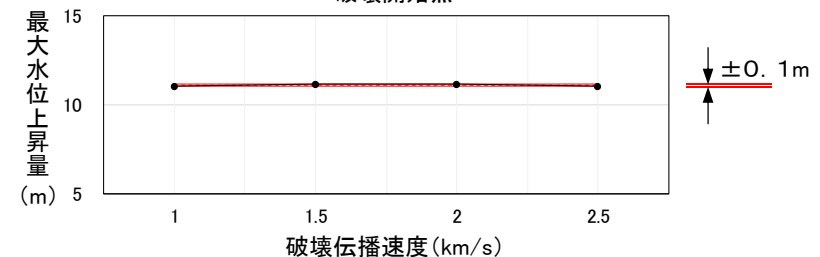
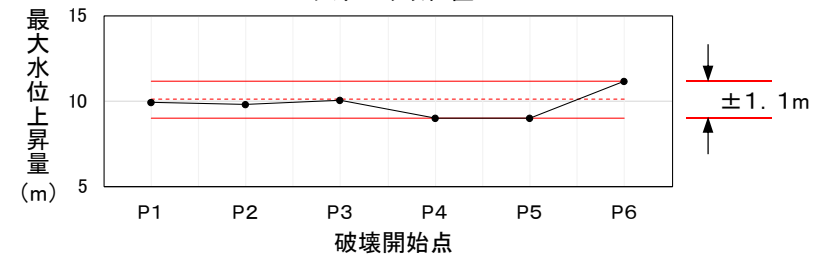
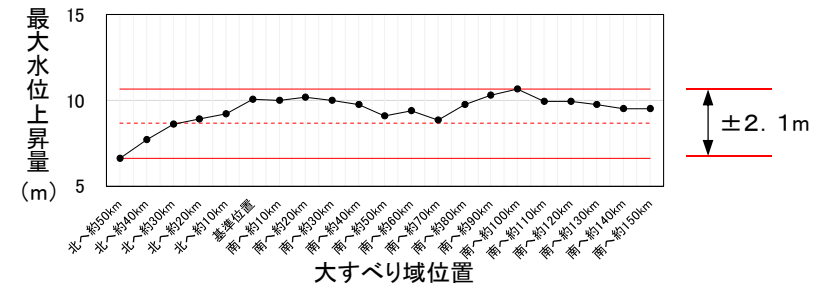


詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	破壊伝播速度	±0.1m	有意な傾向は認められないが、基本ケース(2.0km/s)の津波水位が最も大きい。



詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	ライズタイム	±1.4m	ライズタイムが長くなると津波水位は小さくなり、基本ケース(60s)は保守的である。

※:変動幅は、(最大値-最小値)/2より算出





## 6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

### 6.4 概略・詳細パラメータスタディ方法の妥当性確認: 基準断層モデル②(水位下降側)

- ・ 基準断層モデル②によるパラメータスタディ結果(最大水位下降量)を用いて、各パラメータが津波水位に与える影響について分析した。
- ・ 大すべり域の位置の変動幅が最も大きく、概略パラメータスタディとして考慮するパラメータとして設定することの妥当性を確認した。
- ・ また、詳細パラメータスタディで考慮した動的破壊特性に係る不確かさについて、各因子とも不確かさの変動幅は小さく、津波水位に与える影響についても有意な傾向は認められないが、ライズタイムについては基本ケース(60s)が最も保守的であることから、パラメータスタディ方法(破壊開始点⇒破壊伝播速度⇒ライズタイム)は妥当であることを確認した。

概略 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	大すべり域の位置	±0.5m	南側へ移動すると津波水位は大きくなる。



詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	破壊開始点	±0.1m	有意な傾向は認められない。

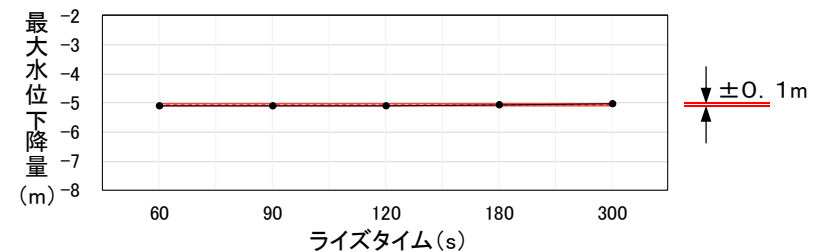
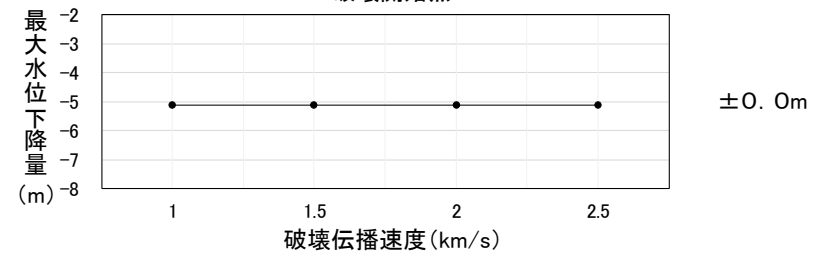
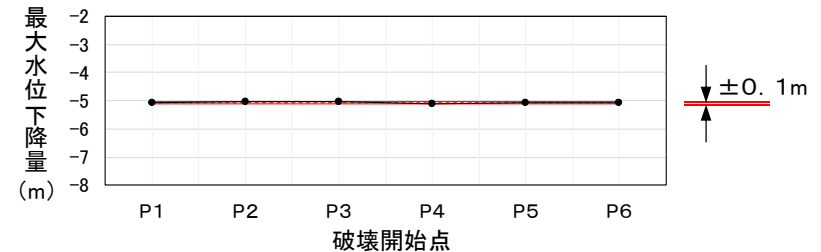
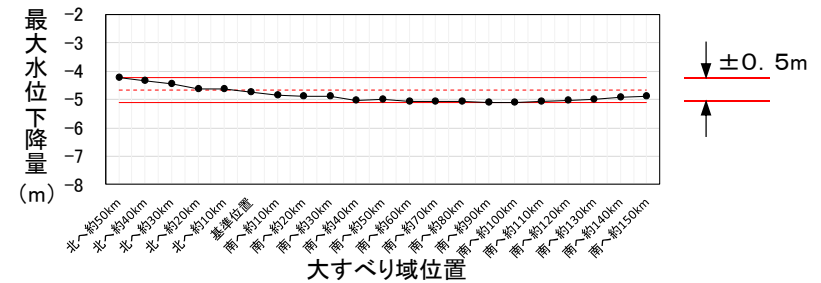


詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	破壊伝播速度	±0.0m	津波水位に与える影響はほとんどない。



詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	ライズタイム	±0.1m	ライズタイムが長くなると水位下降量は小さくなり、基本ケース(60s)は保守的である。

※: 変動幅は、(最大値-最小値)/2より算出



6. 動的破壊特性の不確かさの考慮(詳細パラメータスタディ)

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

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

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



詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	破壊開始点	±0.1m	有意な傾向は認められない。

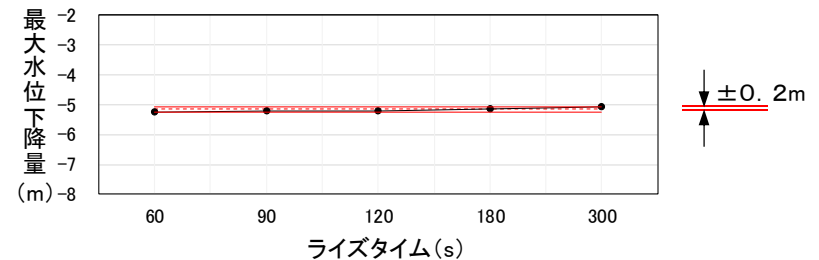
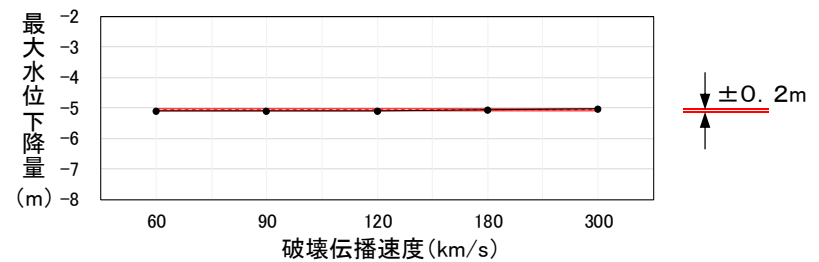
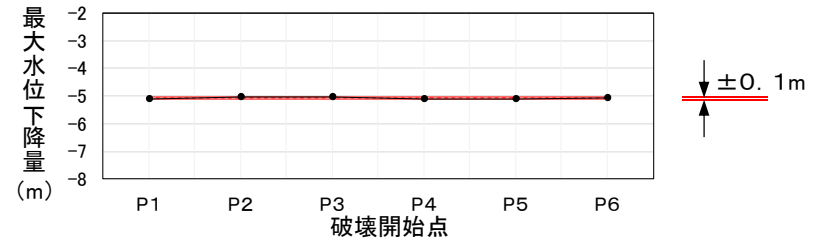
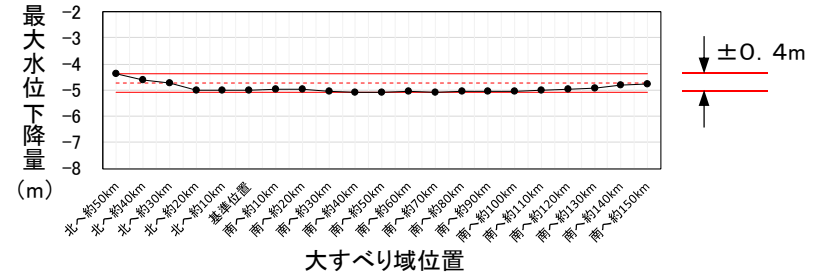


詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	破壊伝播速度	±0.2m	破壊伝播速度が遅くなると津波水位は小さくなるが、変動幅は小さい。



詳細 パラメータ スタディ	項目	変動幅※	津波水位に与える影響
	ライズタイム	±0.2m	ライズタイムが長くなると津波水位は小さくなり、基本ケース(60s)は保守的である。

※: 変動幅は、(最大値-最小値)/2より算出



## 7. 評価の妥当性確認

---

- 7. 1 検討方針
- 7. 2 イベント堆積物との比較
- 7. 3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較
- 7. 4 行政機関(青森県)による津波評価との比較
- 7. 5 まとめ

## 7. 評価の妥当性確認

### 7.1 検討方針

- 敷地前面海域(青森県東方沖及び岩手県沖北部)ではM9クラスの巨大地震が発生した記録がないことを踏まえ、保守的設定の観点から、最新の科学的・技術的知見から想定される波源域及び地震規模を上回る地震を考慮することを基本とし、想定波源域の設定にあたっては、構造境界(破壊のバリア)の破壊伝播を考慮した十勝沖・根室沖と青森県東方沖及び岩手県沖北部の連動を考慮するとともに、大すべり域・超大すべり域の設定にあたっては、3.11地震における宮城県沖のすべり量と同規模のすべり量を考慮した。
- また、波源特性の不確かさの考慮にあたっては、国内外のプレート境界で発生している巨大地震に係る知見等を収集・整理し、保守的設定となるように破壊開始点、破壊伝播速度及びライズタイムの不確かさを組み合わせた。
- 今回評価した津波が十分保守的になっているかを確認するため、青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物ならびに行政機関(内閣府、青森県)の津波評価との比較を行う。

【青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物】

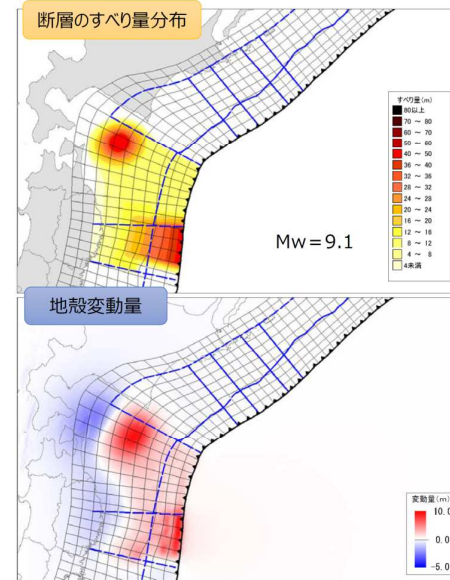


調査地点	イベント堆積物※1		
	有無	基底標高(T.P.)	
尻屋崎	有	約8.1m	
猿ヶ森周辺	タテ沼付近①	有	約7.6m※2
	タテ沼付近②	有	約11.8m
	猿ヶ森川	有	約11.0m※2
	材木沢	有	約7.6m
	大川	有	約6.8m
小田野沢	有	約4m	
東京電力敷地内	有	約7.4m	
東北電力敷地内	A測線	有	約6.1m
	B測線	人工改変	/
	C測線	有	約8.6m
	D測線	有	約8.4m
尾駮老部川	有	約1.9m	
尾駮発茶沢	有	約6.2m	
平沼	有	約1.6m	
六川目	有	約2.5m	

※1:各イベント堆積物の詳細は、補足説明資料「3.津波堆積物調査」に記載。

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

【行政機関(内閣府、青森県)の津波評価】



内閣府の津波波源モデル  
日本海溝(三陸・日高沖)モデル(Mw9.1)  
(内閣府(2020a))



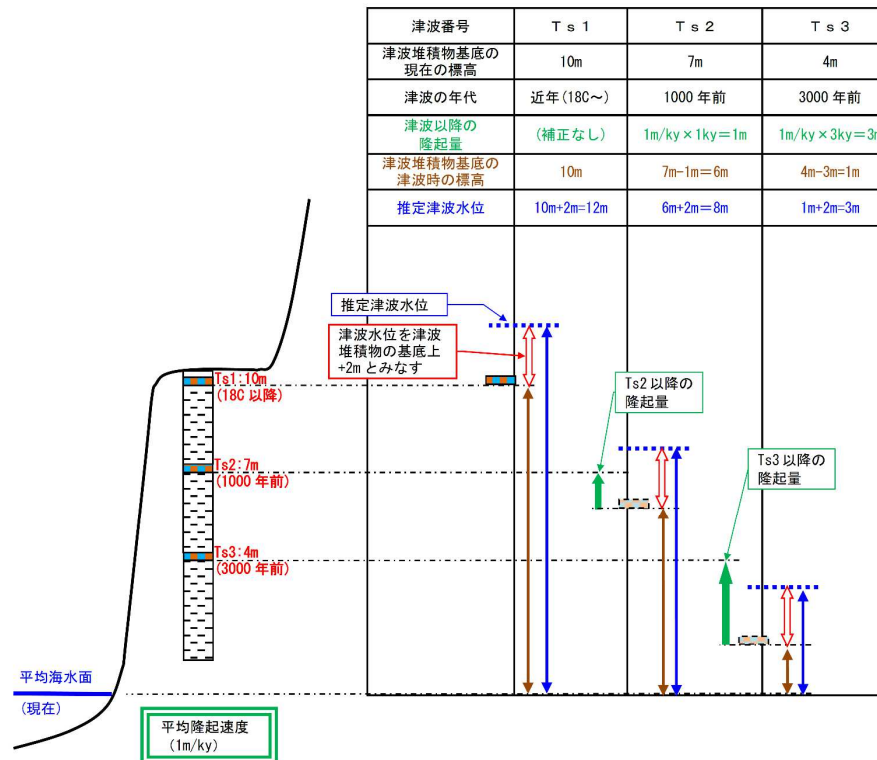
青森県の想定波源域(Mw9.0)  
(青森県海岸津波対策検討会  
(2015))



## 7. 評価の妥当性確認

### 7.2 イベント堆積物との比較: 津波堆積物と津波評価についての知見

- 津波堆積物と数値シミュレーションを組み合わせることで歴史津波の波源を推定する取り組みが行われているものの(菅原ほか(2013)他), それらの評価の多くは堆積物分布と浸水域が一致すると仮定している。
- 一方, Goto et al.(2011)は, 津波堆積物の分布と浸水域とは必ずしも一致せず, 従来の評価手法による推定では津波を過小評価してしまう可能性を指摘している。
- 国土交通省・内閣府・文部科学省(2014)は, 上記知見を踏まえ, 津波堆積物を用いて津波の評価を行う際, 堆積物の基底標高(地盤変動補正後)に2mを加えた値を推定津波水位として評価を行っている。



津波水位推定の考え方(国土交通省・内閣府・文部科学省(2014))

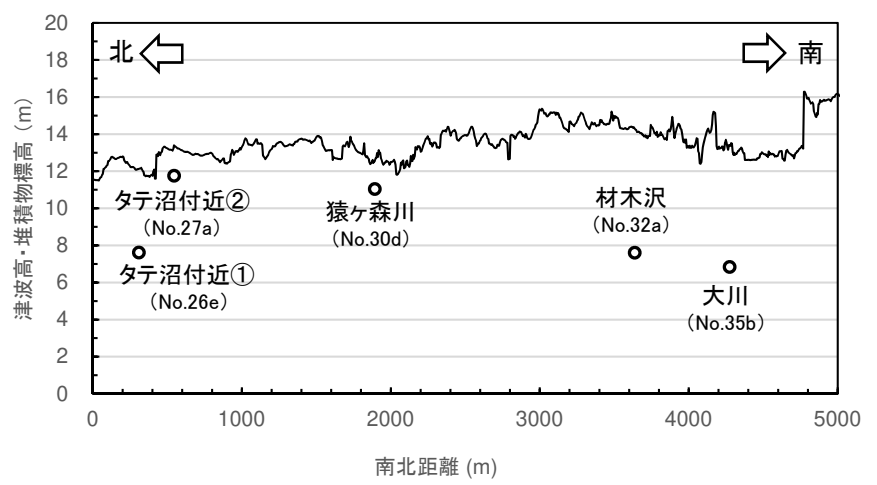
以上の知見を踏まえ, 数値シミュレーションによる津波水位がイベント堆積物の基底標高を2m以上上回ることを確認する。

## 7. 評価の妥当性確認

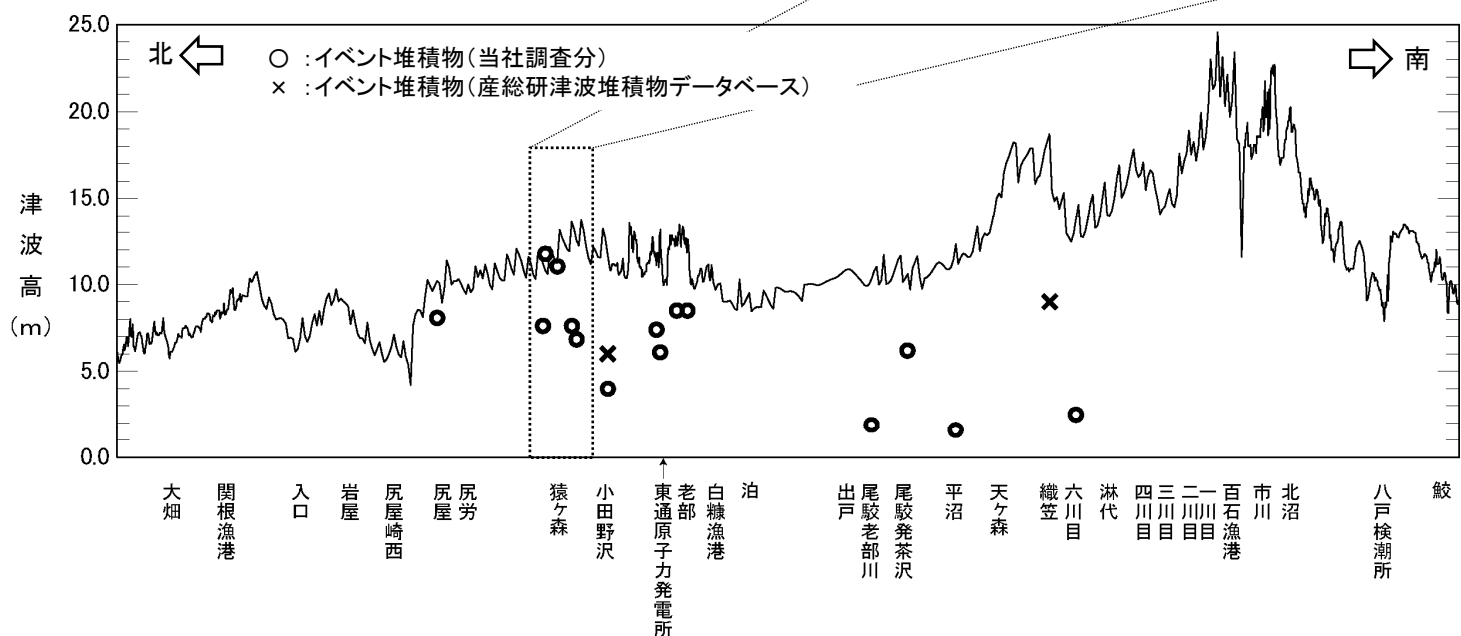
### 7.2 イベント堆積物との比較

- ・ 連動型地震による想定津波群<sup>※1</sup>とイベント堆積物の比較を以下に示す。
- ・ 連動型地震による想定津波群は、猿ヶ森周辺のタテ沼付近<sup>②</sup>を除くイベント堆積物の基底標高を2m以上上回っていることを確認した。
- ・ なお、想定津波群とタテ沼付近<sup>②</sup>の関係について、津波高さは13.4m、イベント堆積物の基底標高は11.8mであるが、(1)解析に用いた地形データは現状の地形であり、猿ヶ森川のイベント堆積物が堆積した以降に形成された砂丘を考慮していること、(2)タテ沼付近<sup>②</sup>の堆積年代(A.D.50年頃)当時の汀線位置<sup>※2</sup>及び標高<sup>※3</sup>を考慮すれば、十分2m以上上回るものと考えられる。

※1: 想定津波群の詳細は、補足説明資料「4. 想定津波群の作成方法」に記載。  
 ※2: Tanigawa et al. (2014)は小田野沢付近で津波堆積物調査を実施し、海岸付近の浜堤列と最も上位にあるイベント堆積物の堆積年代(180年~470年前)の関係から、当該イベント堆積物が堆積した当時の海岸線位置は、現在の海岸線から内陸約200mの位置と評価している。  
 ※3: 下北半島は、隆起速度: <math>< 0.5\text{m/ka}</math>の曲動地域のため(小池・町田(2001)), 堆積当時の標高は、現在の標高よりも低い。



猿ヶ森周辺における想定津波群(空間格子間隔5m)とイベント堆積物の比較



汀線位置における想定津波群(空間格子間隔278m)とイベント堆積物の比較

## 7. 評価の妥当性確認

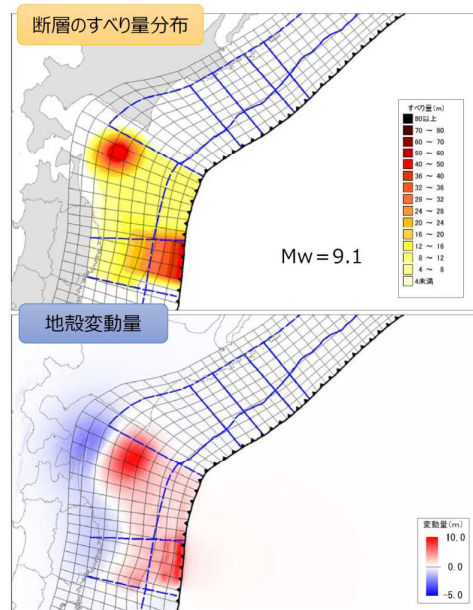
### 7.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

S194

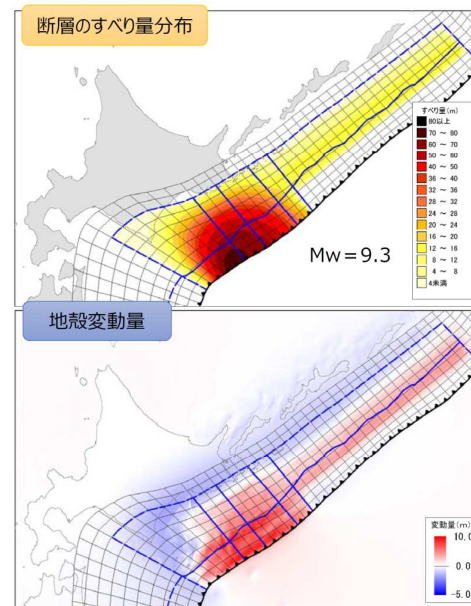
#### ■内閣府(2020a)の津波評価(1/5)

- ・ 内閣府(2020a)は、東日本大震災の教訓を踏まえ、津波堆積物調査等の科学的な知見をベースに、あらゆる可能性を考慮した最大クラスの巨大な津波を検討している※。
- ・ 津波断層モデルの構築について、岩手県から北海道の太平洋沿岸地域における津波堆積物資料を基に推定することを基本とし、東北地方～北海道日高支庁以西及び北海道東部の各海岸での津波堆積物は、その海岸に面した海域で発生した津波によるものと考え、大きな津波を発生させる地震の領域を、岩手県沖から北海道日高地方の沖合の日本海溝沿いの領域「日本海溝(三陸・日高沖)モデル」と、襟裳岬から東の千島海溝沿いの領域「千島海溝(十勝・根室沖)モデル」とに区別している。
- ・ なお、日本海溝沿いと千島海溝沿いの地震の連動性について、「津波堆積物の年代資料からは詳細な分析は困難であるが、日本海溝(三陸・日高沖)モデルと千島海溝(十勝・根室沖)モデルのそれぞれから推計される津波は、二つの領域での地震が連動したか否かに関わらず、それぞれの領域における最大の津波によると考えられる津波堆積物を説明するモデルとなっている。」としている。

※: 評価への反映方法に関する整理の詳細は、補足説明資料「13. 内閣府(2020)による津波波源モデル」に記載。



日本海溝(三陸・日高沖)モデル  
(内閣府(2020a))



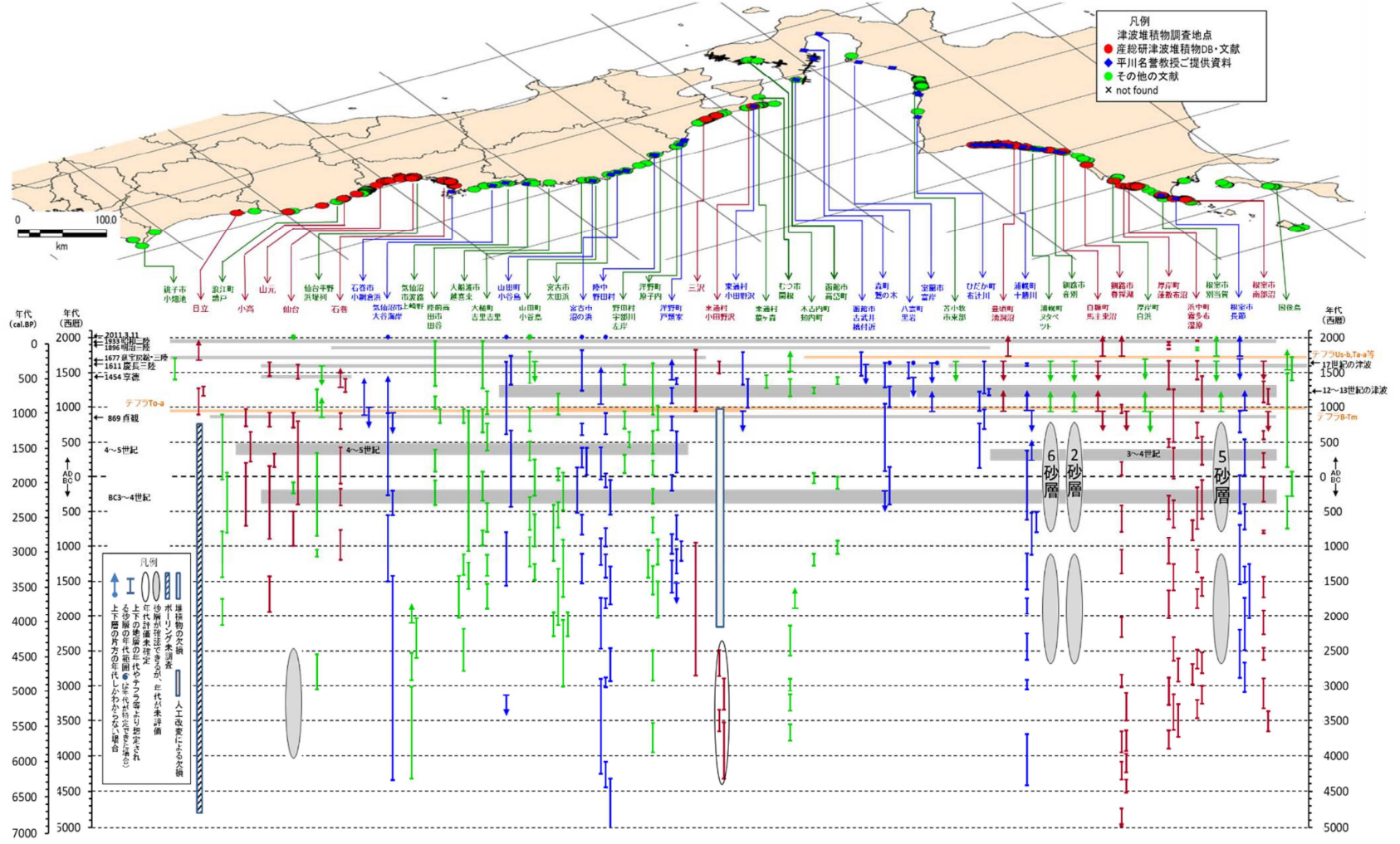
千島海溝(十勝・根室沖)モデル  
(内閣府(2020a))

### 7. 評価の妥当性確認

## 7.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

### ■内閣府(2020a)の津波評価(2/5)

- 内閣府(2020a)は、岩手県から北海道太平洋沿岸地域における津波堆積物資料(産総研津波堆積物データベース, 各種文献等)から, 最大の津波によると考えられる津波堆積物は, 岩手県から北海道の日高支庁以西の海岸領域では, 12~13世紀あるいは1611年慶長三陸地震または17世紀に発生した津波によるものが相当し, 北海道の十勝支庁から根室支庁にかけての海岸領域では, 12~13世紀あるいは17世紀に発生した津波によるものとしている。



津波断層モデルの構築に用いた津波堆積物の調査資料(内閣府(2020a))



## 7. 評価の妥当性確認

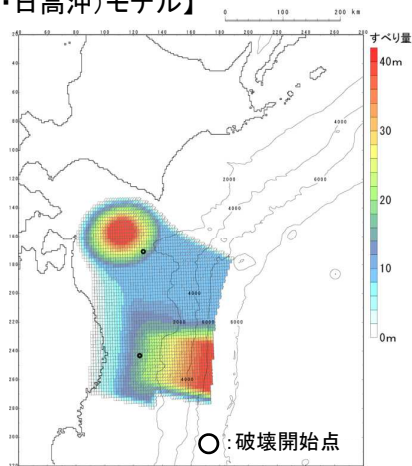
### 7.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

#### ■内閣府(2020a)の津波評価(3/5)

- 各モデルのすべり量分布, 破壊開始点位置及び主な断層諸元を以下に示す※1。
- 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。

※1:内閣府(2020a)の津波波源モデルに係る分析内容の詳細は, 補足説明資料「13. 内閣府(2020)による津波波源モデル」に記載。

【日本海溝(三陸・日高沖)モデル】

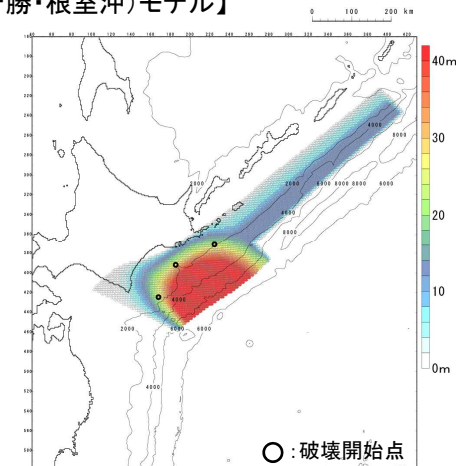


すべり量分布(合計)及び破壊開始点位置※2

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※3	(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)※3	μ・S・D
平均応力降下量(Δσ)	6.02(MPa)※3	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※2

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※3	(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)※3	μ・S・D
平均応力降下量(Δσ)	6.03(MPa)※3	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)

※2:内閣府(2020b)に基づき作成

※3:内閣府(2020b)及び内閣府開示データに基づき算定

## 7. 評価の妥当性確認

### 7.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

#### ■内閣府(2020a)の津波評価(4/5)

- ・ 解析条件を以下に示す。

項目	本検討での計算条件
支配方程式	非線形長波式
初期水位	断層モデルから計算される鉛直変位に水平変位の寄与を加算し、Kajiuraフィルターを適用 ※地殻変動計算は東京大学地震研究所で開発された有限要素コードを用いて海洋研究開発機構で計算された結果を使用
動的断層パラメータの設定	破壊伝播速度 2.5km/s ライズタイム 60秒 ※破壊開始点については日本海溝モデルで2パターン、千島海溝モデルで3パターン考慮。今回示す計算結果はこれらを含めて表示。
潮位条件	朔望平均満潮位
計算格子間隔	陸域：10m 海域：10 m～3,240 m (ネスティング)
境界条件	陸側：小谷ほか(1998) 沖側：完全無反射
地震による地盤変動	<p>海域：隆起・沈降を考慮 陸域：沈降のみ考慮</p> <p>※海岸での津波の高さは陸域の沈降量を加算</p> <p>陸域の隆起量をゼロとし、海岸からの距離が10kmの範囲で海底の隆起量を低減しスムーズに接続</p>
計算時間	12時間
計算時間間隔	C.F.L.条件を満たすとともに計算の安定性等を考慮して設定
打ち切り水深	1cm
堤防等施設	<ul style="list-style-type: none"> <li>・津波が越流した段階で破堤</li> <li>・地震動による影響(破壊・沈下)は震度6弱以上のエリアを対象とし、地震発生から2分後に破壊・沈下とした。</li> </ul> <p>※過去の被害等を参考に震度6弱を閾値としたが、実際にはこれより小さな震度でも地盤条件等により影響が出る場合もあることに留意。 なお、沈下量は各道県で浸水想定が作成された際のデータを参考に設定。なお、若手・宮城については今回は耐震性が図られていると仮定。</p>

- ・各種データについては、各機関でとりまとめられた成果を収集するとともに、各道県からも津波浸水想定に用いているデータ等を提供いただいた。
- ・なお、宮城県については最新の堤防データ等が未整備のため、震災前のデータを用いて計算を行った。



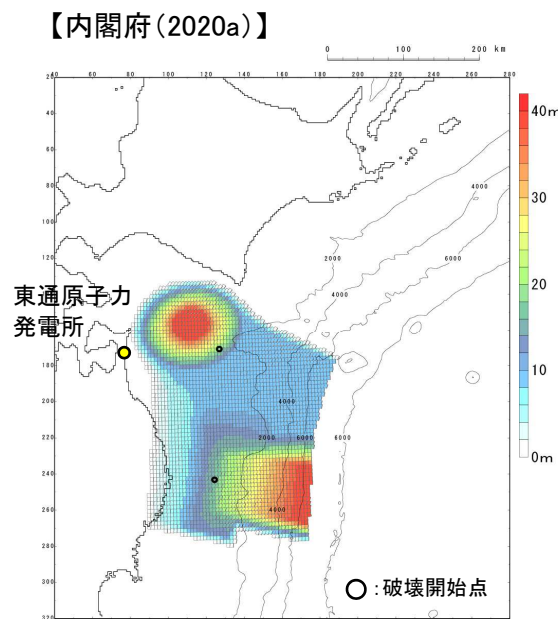
## 7. 評価の妥当性確認

### 7.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

#### ■十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による津波評価と内閣府(2020a)による津波評価の比較(1/4)

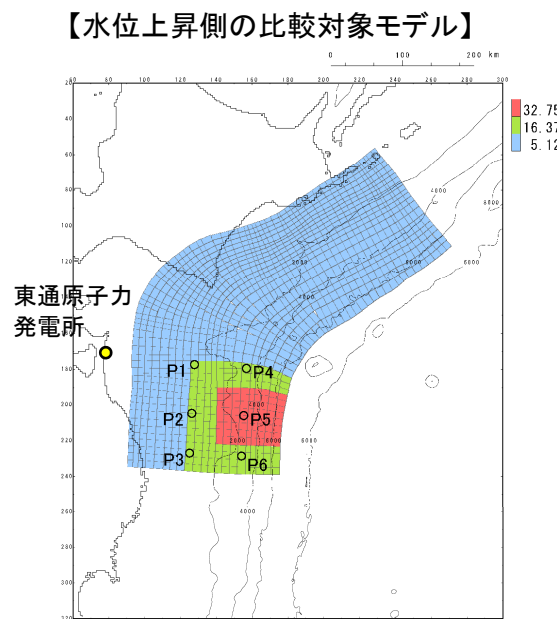
- 内閣府(2020a)による津波評価は、発電所の津波水位に与える影響が大きい日本海溝(三陸・日高沖)モデルの断層諸元に基づき実施する<sup>※1</sup>。比較検討に用いる地形は、内閣府(2020a)の解析条件にあわせ、防波堤無し地形を用いる。
- 内閣府(2020a)との水位下降側の比較は、防波堤無し地形での影響が大きい基準断層モデル<sup>②</sup>とする。

※1: 津波解析条件の詳細は、補足説明資料「5. 津波解析条件」に記載。



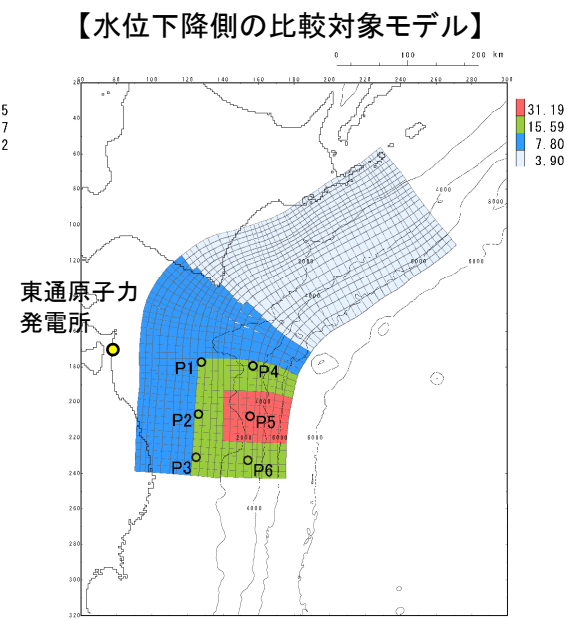
日本海溝(三陸・日高沖)モデル<sup>※2</sup>

※2: 内閣府(2020b)に基づき作成



基準断層モデル<sup>①</sup>

- 破壊開始点: P6
- 破壊伝播速度: 2.0(km/s)
- ライズタイム: 60(s)



基準断層モデル<sup>②</sup>

- 破壊開始点: P4
- 破壊伝播速度: 1.0(km/s)
- ライズタイム: 60(s)



## 7. 評価の妥当性確認

### 7.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

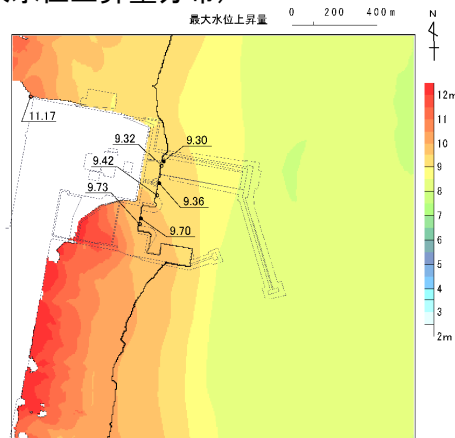
#### ■ 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による津波評価と内閣府(2020a)による津波評価の比較(2/4)

- ・ 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震と内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデルの水位上昇側の評価結果の比較を以下に示す。
- ・ 比較の結果, 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震の評価結果は, 内閣府(2020a)の評価結果を上回っていることを確認した。

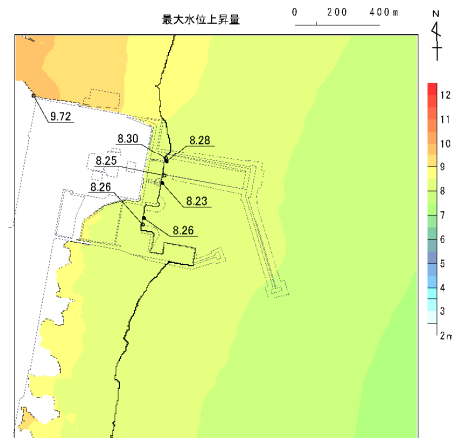
#### 【水位上昇側】

波源モデル		最大水位上昇量(m)				備考
		敷地前面	取水口前面	補機冷却海水系取水口前面	放水路護岸前面	
十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震	基準断層モデル①	11.17	9.42	9.73	9.32	防波堤無し
日本海溝(三陸・日高沖)モデル※	青森県沖に破壊開始点を設定したケース	9.72	8.25	8.26	8.30	同上
	岩手県沖に破壊開始点を設定したケース	8.98	7.75	7.74	7.80	同上

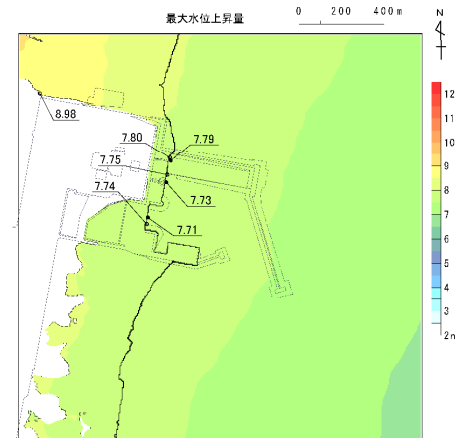
#### (最大水位上昇量分布)



十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震(基準断層モデル①)



日本海溝(三陸・日高沖)モデル※  
(青森県沖に破壊開始点を設定したケース)



日本海溝(三陸・日高沖)モデル※  
(岩手県沖に破壊開始点を設定したケース)

※:内閣府(2020b)に基づき解析

## 7. 評価の妥当性確認

### 7.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

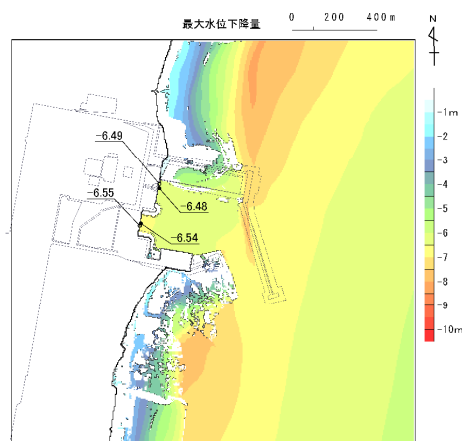
#### ■十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による津波評価と内閣府(2020a)による津波評価の比較(3/4)

- ・ 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震と内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデルの水位下降側の評価結果の比較を以下に示す。
- ・ 比較の結果、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震の評価結果は、内閣府(2020a)の評価結果を上回っていることを確認した。

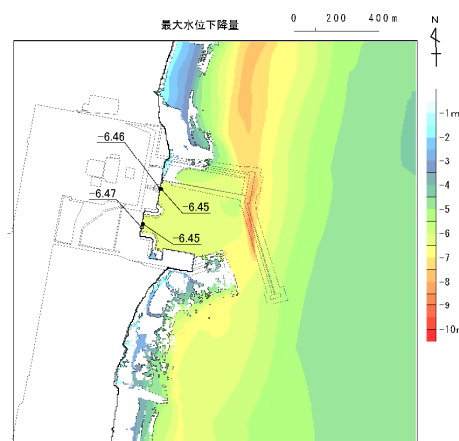
#### 【水位下降側】

波源モデル		最大水位下降量(m)	備考
		補機冷却海水系取水口前面	
十勝沖・根室沖から 岩手県沖北部の連動型地震	基準断層モデル②	-6.55	防波堤無し
日本海溝(三陸・日高沖) モデル※	青森県沖に破壊開始点を 設定したケース	-6.47	同上
	岩手県沖に破壊開始点を 設定したケース	-6.08	同上

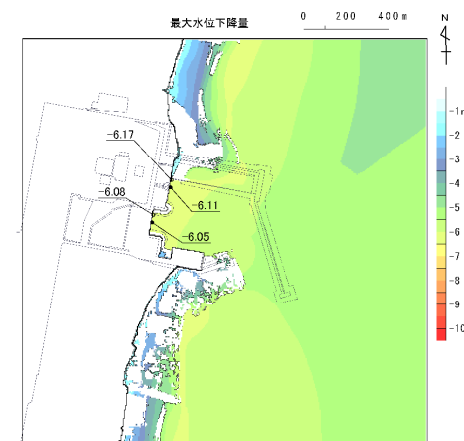
#### (最大水位下降量分布)



十勝沖・根室沖から岩手県沖北部  
の連動型地震(基準断層モデル②)



日本海溝(三陸・日高沖)モデル※  
(青森県沖に破壊開始点を  
設定したケース)



日本海溝(三陸・日高沖)モデル※  
(岩手県沖に破壊開始点を  
設定したケース)

※:内閣府(2020b)に基づき解析

## 7. 評価の妥当性確認

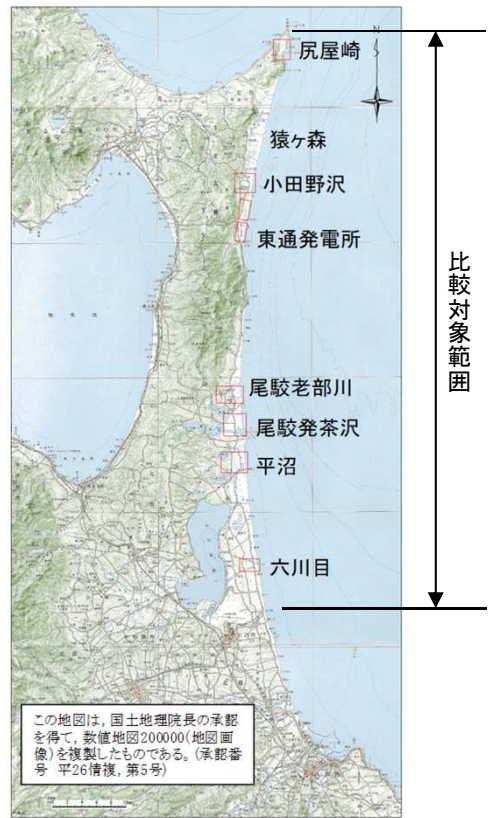
### 7.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較

#### ■十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による津波評価と内閣府(2020a)による津波評価の比較(4/4)

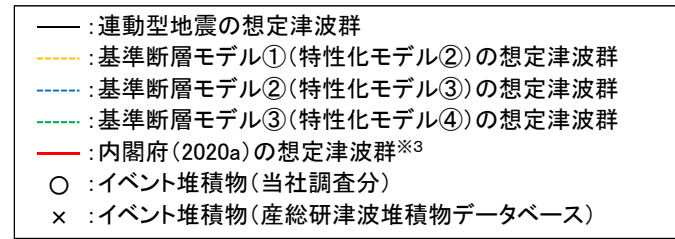
- 青森県北部太平洋沿岸の汀線位置(空間格子間隔278m)における十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震の想定津波群<sup>※1</sup>と内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデルの想定津波群<sup>※2</sup>の比較を以下に示す。
- 比較の結果, 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震の評価結果は, 内閣府(2020a)の評価結果を上回っていることを確認した。

※1: 連動型地震の想定津波群の詳細については, 補足説明資料「4. 想定津波群の作成方法」に記載

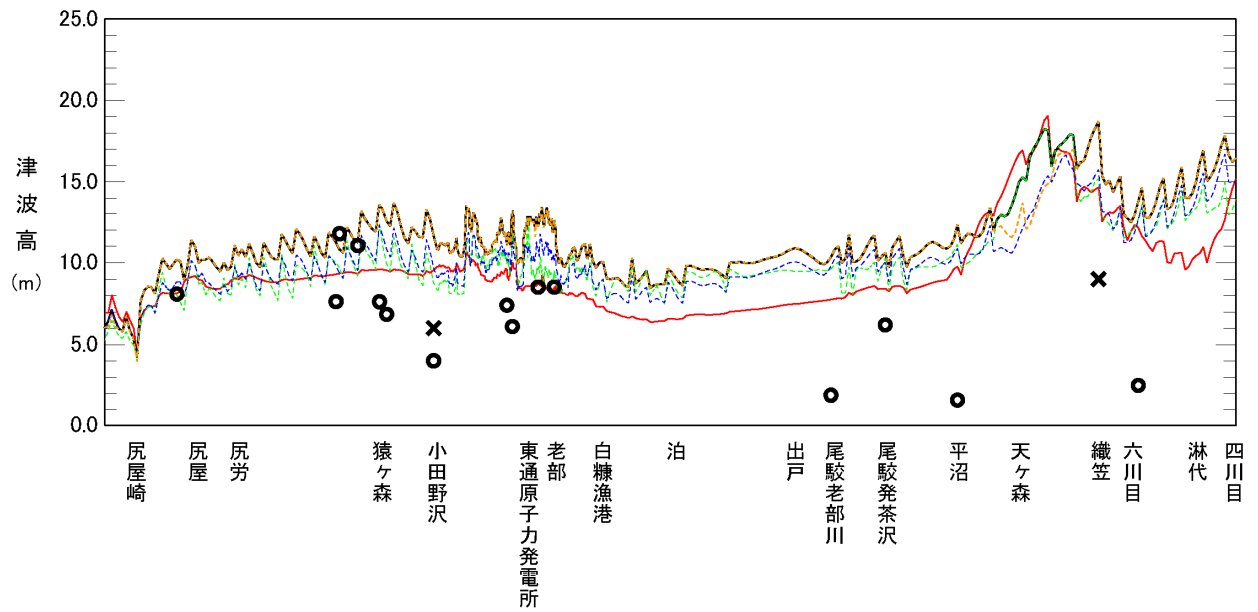
※2: 内閣府(2020a)の想定津波群の詳細については, 補足説明資料「4. 想定津波群の作成方法」に記載



比較対象範囲



※3: 内閣府(2020b)に基づき解析



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<sup>※4</sup>

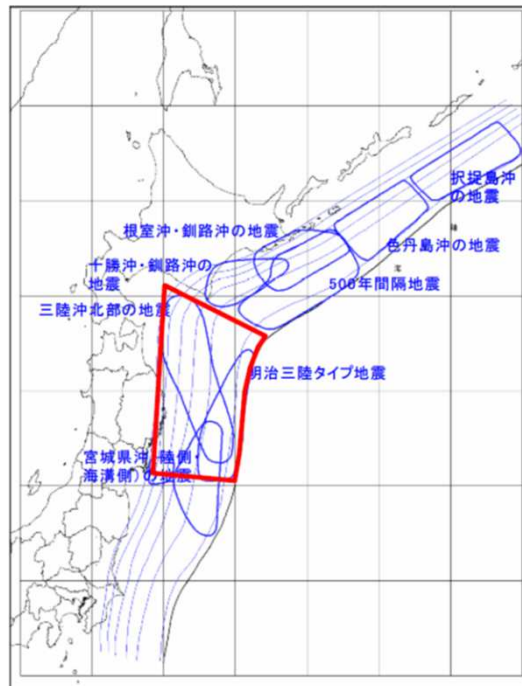
※4: 基準断層モデル以外の特性化モデルを対象に実施した詳細パラメータスタディを考慮した想定津波群とイベント堆積物及び内閣府(2020a)の想定津波群の比較の結果については, 補足説明資料「4. 想定津波群の作成方法」に記載。

## 7. 評価の妥当性確認

### 7.4 行政機関(青森県)による津波評価との比較

#### ■青森県海岸津波対策検討会(2012)の津波評価(1/2)

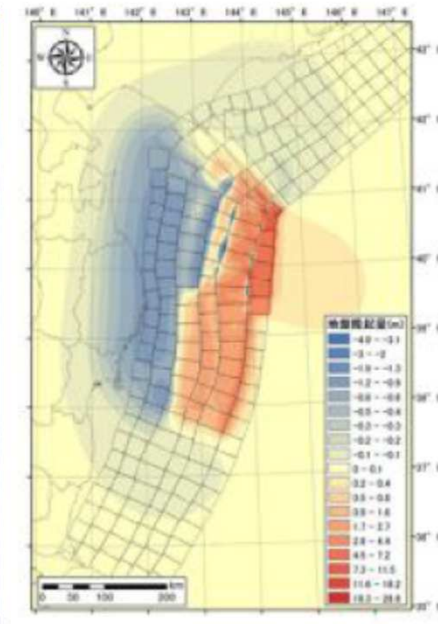
- 青森県海岸津波対策検討会(2012)においては、太平洋沿岸に最大クラスの津波をもたらす地震として、中央防災会議「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」で検討された「三陸沖北部の地震(Mw8.4)」と「明治三陸タイプ地震(Mw8.6)」の領域を網羅する「H24青森県太平洋側独自断層モデル(Mw9.0)(以下、「青森県独自断層モデル」という。)」を設定し、評価を実施している。
- 青森県独自断層モデルは、3.11地震から得られた知見を踏まえ、青森県東方沖及び岩手県沖北部の海溝沿いに大すべり域を設定している。
- なお、青森県海岸津波対策検討会(2021)では、青森県独自断層モデルに加え、内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデル、千島海溝(十勝・根室沖)モデルを用いた津波解析を実施し、それらの最大包絡から津波浸水想定を再評価しているが、内閣府(2020a)による津波評価との比較は、「7.3 行政機関(内閣府)による津波評価との比較」で実施していることから、行政機関(青森県)による津波評価との比較は、青森県独自断層モデルの評価と比較する。



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



震源域



地盤変動量

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

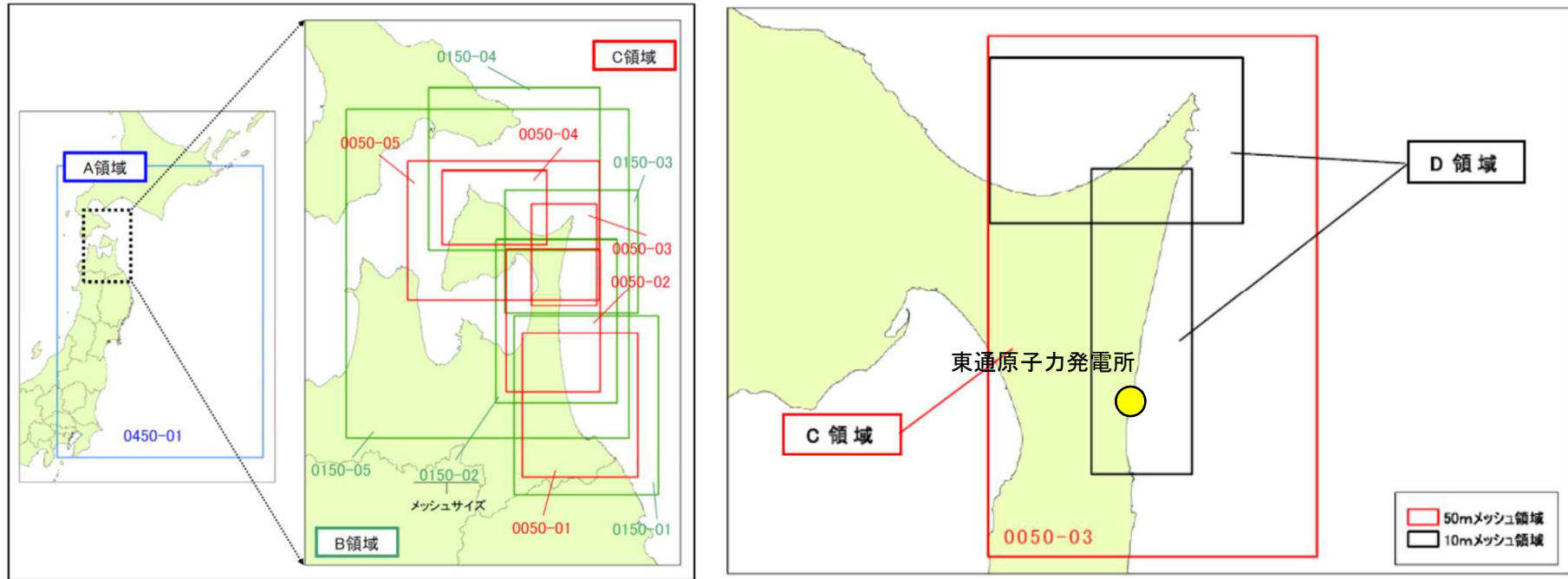


## 7. 評価の妥当性確認

### 7.4 行政機関(青森県)による津波評価との比較

#### ■青森県海岸津波対策検討会(2012)の津波評価(2/2)

- 解析条件を以下に示す。



解析領域(青森県海岸津波対策検討会(2012)に一部加筆)

#### 解析条件

計算格子間隔	A領域: 450m, B領域: 150m, C領域: 50m, D領域: 10m
初期潮位	T.P.+0.681m
計算時間	4時間
計算時間間隔	0.1秒

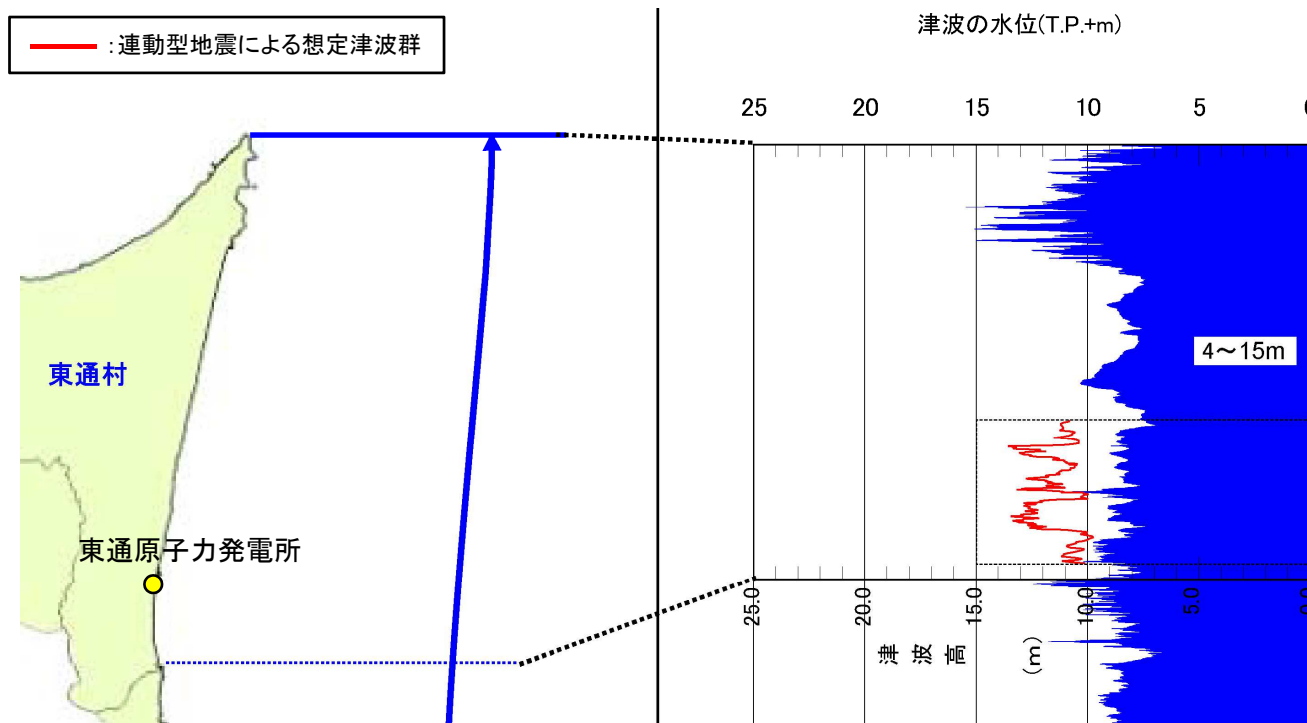
## 7. 評価の妥当性確認

### 7.4 行政機関(青森県)による津波評価との比較

#### ■十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による津波評価と青森県海岸津波対策検討会(2012)による津波評価の比較(3/3)

- ・ 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による想定津波群<sup>※1</sup>と青森県海岸津波対策検討会(2012)による東通村周辺の海岸線上の津波水位の比較を以下に示す。
- ・ 比較の結果、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震の評価結果は、青森県海岸津波対策検討会(2012)の評価結果を上回っていることを確認した。

※1:連動型地震の想定津波群の詳細については、補足説明資料「4. 想定津波群の作成方法」に記載



十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による想定津波群の包絡線と  
青森県海岸津波対策検討会(2012)による東通村周辺の海岸線上の津波水位の比較<sup>※2</sup>  
(青森県海岸津波対策検討会(2012)に一部加筆)

※2:青森県評価では朔望平均満潮位を考慮しているのに対し、想定津波群では未考慮

## 7. 評価の妥当性確認

### 7.5 まとめ

---

- ・ 今回評価した津波が十分保守的になっているかを確認するため、青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物ならびに行政機関(内閣府, 青森県)の津波評価との比較を行った。
- ・ 比較の結果, 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震による津波水位は, 青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物ならびに行政機関(内閣府, 青森県)の津波水位を上回ることを確認した。
- ・ 以上から, 「十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震」に起因する津波評価の妥当性を確認した。

## 参考文献

---



## 参考文献①

1. 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
2. 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
3. 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
4. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014):全国地震動予測地図 2014年版 ~全国の地震動ハザードを概観して~ 付録-1
5. 杉野英治・呉長江・是永眞理子・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)
6. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2017a):千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)
7. 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)
8. 杉野英治・岩渕洋子・橋本紀彦・松末和之・蛭沢勝三・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
9. 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
10. Aaron G. Wech(2016): Extending Alaska's plate boundary: Tectonic tremor generated by Yakutat subduction, GEOLOGY, v.44, no.7, p.587-590, doi:10.1130/G37817.1
11. Gene Ichinose, Paul Somerville, Hong Kie Thio, Robert Graves, and Dan O'Connell(2007): Rupture process of the 1964 Prince William Sound, Alaska, earthquake from the combined inversion of seismic, tsunami, and geodetic data, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 112, B07306, doi:10.1029/2006JB004728
12. 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
13. Koji Minoura, Shinichi Hirano, Tsutomu Yamada(2013): Identification and possible recurrence of an oversized tsunami on the Pacific coast of northern Japan, Nat Hazards 68:631-643, Springer, DOI 10.1007/s11069-013-0640-z
14. 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
15. 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
16. 宍倉正展(2013):1960年チリ地震(Mw 9.5)の履歴と余効変動, 地震予知連絡会 会報, 第89巻, 12-7
17. Kusala Rajendran(2013): On the recurrence of great subduction zone earthquakes, CURRENT SCIENCE, VOL.104, NO.7, pp.880-892
18. Daniel Melnick, Bodo Bookhagen, Manfred R. Strecker, and Helmut P. Echtler(2009): Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 114, B01407, doi:10.1029/2008JB005788

## 参考文献②

19. Genyang Tang, Penny J. Barton, Lisa C. McNeill, Timothy J. Henstock, Frederik Tilmann, Simon M. Dean, Muhammad D. Jusuf, Yusuf S. Djajadihardja, Haryadi Permana, Frauke Klingelhoefer, and Heidrun Kopp (2013) : 3-D active source tomography around Simeulue Island offshore Sumatra: Thick crustal zone responsible for earthquake segment boundary, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 40, 48–53, doi:10.1029/2012GL054148
20. Emily S. Finzel, Jeffrey M. Trop, Kenneth D. Ridgway, Eva Enkelmann (2011) : Upper plate proxies for flat-slab subduction processes in southern Alaska, *Earth and Planetary Science Letters* 303,348–360, doi:10.1016/j.epsl.2011.01.014
21. Roland Von Huene, John J. Miller, and Wilhelm Weinrebe (2012) : Subducting plate geology in three great earthquake ruptures of the western Alaska margin, Kodiak to Unimak, *Geosphere*, v.8, no. 3, p.628–644, doi:10.1130/GES00715
22. Ian Shennan, Natasha Barlow, Gary Carver, Frank Davies, Ed Garrett, and Emma Hocking (2014) : Great tsunamigenic earthquakes during the past 1000 yr on the Alaska megathrust, *GEOLOGY*, doi:10.1130/G35797.1
23. Richard W. Briggs, Simon E. Engelhart, Alan R. Nelson, Tina Dura, Andrew C. Kemp, Peter J. Haeussler, D. Reide Corbett, Stephen J. Angster, and Lee-Ann Bradley (2014) : Uplift and subsidence reveal a nonpersistent megathrust rupture boundary (Sitkinak Island, Alaska), *Geophys. Res. Lett.*, 41, 2289–2296, doi:10.1002/2014GL059380.
24. 長谷川昭・中島淳一・内田直希・弘瀬冬樹・北左枝子・松澤暢 (2010) : 日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動, *地学雑誌*, 第119巻, 第2号, pp.190–204
25. 木村学 (2002) : プレート収束帯のテクトニクス学, 東京大学出版会
26. Charles Demets (1992) : Oblique Convergence and Deformation Along the Kuril and Japan Trenches, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, Vol.97, No.B12, pp.17,615–17,625
27. 伊藤谷生 (2000) : 日高衝突帯一前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造, *石油技術協会誌*, 第65巻, 第1号, pp.103–109
28. Xin Liu, Dapeng Zhao and Sanzhong Li (2013) : Seismic heterogeneity and anisotropy of the southern Kuril arc: insight into megathrust earthquakes, *Geophysical Journal International*, 1069–1090, doi:10.1093/gji/ggt150
29. 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
30. JUNZO KASAHARA, TOSHINORI SATO, KIMIHIRO MOCHIZUKI AND KAZUO KOBAYASHI (1997) : Paleotectonic structures and their influence on recent seismo-tectonics in the south Kuril subduction zone, *The Island Arc*, 6, 267–280
31. 文部科学省 (2012) : 根室沖等の地震に関する調査研究 成果報告書 (平成23年度)
32. 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) : 千島海溝沿いの地震活動の長期評価 (第二版) について
33. 内閣府中央防災会議 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会 (2006) : 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告について
34. 文部科学省測地学分科会 (2013a) : 「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成24年度年次報告 (機関別), 課題番号1002, 北海道周辺の超巨大地震の発生サイクル及び震源過程の解明・プレート運動の解明による衝突帯モデルの構築
35. 佐竹建治 (2013) : 第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要, *地震予知連絡会 会報*, 第89巻, 12–6

## 参考文献③

36. Kenji Satake, Kelin Wang, Brian F. Atwater(2003): Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 108, NO. B11, 2535
37. Robert C. Witter, Yinglong Zhang, Kelin Wang, Chris Goldfinger, George R. Priest and Jonathan C. Allan (2012): Coseismic slip on the southern Cascadia megathrust implied by tsunami deposits in an Oregon lake and earthquake-triggered marine turbidites, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.117, B10303
38. Shinzaburo Ozawa, Takuya Nishimura, Hisashi Suito, Tomokazu Kobayashi, Mikio Tobita & Tetsuro Imakiire(2011): Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, nature LETTER
39. 西村卓也(2013): 測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング, 地震予知連絡会 会報, 第89巻, 12-15
40. Akira Hasegawa, Keisuke Yoshida, Youichi Asano, Tomomi Okada, Takeshi Iinuma, Yoshihiro Ito(2012): Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake, Earth and Planetary Science Letters 355-356, pp231-243
41. JAMSTEC(2013): 東北地方太平洋沖地震における巨大地震・津波発生メカニズムの解明～地球深部探査船「ちきゅう」の科学的成果が「SCIENCE」誌に3編同時掲載～, プレリリリース
42. Lin, W., M.Conin, J.C. Moore, F.M. Chester, Y. Nakamura, J.J. Mori, L. Anderson, E.E. Brodsky, N.Eguchi, B. Cook, T.Jeppson, M. Wolfson-Schwehr, Y.Sanada, S.Saito, Y.Kido, T.Hirose, J.H.Behrmann, M.Ikari, K.Ujii, C.Rowe, J.Kirkpatrick, S.Bose, C.Regalla, F.Remitti, V. Toy, P. Fulton, T.Mishima, T. Yang, T. Sun, T. Ishikawa, J. Sample, K.Takai, J. Kameda, S.Toczko, L. Maeda, S.Kodaira, R.Hino, D.Saffer(2013): Stress state in the largest displacement area of the 2011 Tohoku-oki Earthquake, Science, Vol.339, 687-690
43. 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治(2011): 地質学的データを用いた西暦869年貞観地震津波の復元について, 自然災害科学, 29-4, pp.501-516
44. 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治(2013): 貞観津波と東日本大震災の津波, 東日本大震災を分析する2 震災と人間・まち・記録, 明石書店, pp.179-188
45. 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝(2007): ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町)における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, No.7, pp.47-80
46. 澤井祐紀・宍倉正展・小松原純子(2008): ハンドコアラを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町)における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, No.8, pp.17-70
47. 行谷佑一・佐竹健治・山木滋(2010): 宮城県石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における869年貞観地震津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, No.10, pp.1-21
48. 宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than TinAung・石山達也・藤原治・藤野滋弘(2007): 石巻平野における津波堆積物の分布と年代, 活断層・古地震研究報告, No.7, pp.31-46
49. 宍倉正展・藤原治・澤井祐紀・行谷佑一・谷川晃一郎(2012): 2011年東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の仙台・石巻平野における分布限界, 活断層・古地震研究報告, No.12, pp.45-61
50. 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」, p.390

## 参考文献④

51. 佐竹健治(2011a):日本海溝の巨大地震のスーパーサイクル, 地震予知連絡会 会報, 第86巻, 3-15
52. 佐竹健治(2011b):東北地方太平洋沖地震の断層モデルと巨大地震発生のスーパーサイクル, 科学, Vol.81, No.10
53. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について
54. R. McCaffrey(2008): Global Frequency of Magnitude 9 Earthquakes, *Geology*, DR2008063
55. 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
56. Christopher H. Scholz and Jaime Campos(2012): The seismic coupling of subduction zones revisited, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 117, B05310, doi:10.1029/2011JB009003
57. Tetsuzo Seno (2014): Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where Mw 9 earthquakes can occur, *Tectonophysics* 621, 198-210
58. 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
59. 永井理子・菊地正幸・山中佳子(2001):三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究－1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較－, *地震*2, 54, 267-280
60. 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
61. 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
62. 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
63. 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
64. 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
65. 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
66. 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
67. 文部科学省(2007):択捉島沖等の地震に関する調査研究成果報告書(平成19年度)
68. Ioki, K. and Y. Tanioka, Y(2016): Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data, *Earth and Planetary Science Letters*, 433, 133-138



## 参考文献⑤

69. 東北大学理学研究科(2012):千島海溝沿い小繰り返し地震の解析結果について,地震予知連絡会 会報,第88巻,12-3
70. 国土地理院(2012):千島海溝沿いの滑り欠損速度分布について,地震予知連絡会 会報,第88巻,12-2
71. Robert McCaffrey(2009):The Tectonic Framework of the Sumatran Subduction Zone, Annual Review of Earth and Planetary Sciences,Vol. 37,345-366,DOI:10.1146/annurev.earth.031208.100212
72. 遠田晋次(2004):断層セグメントの多重破壊とスケーリング則,月刊地球号外,46,168-174
73. Thorne Lay, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Meredith Nettles, Steven N. Ward, Richard C. Aster, Susan L. Beck, Susan L. Bilek, Michael R. Brudzinski, Rhett Butler, Heather R. DeShon, Goran Ekstrom, Kenji Satake, Stuart Sipkin(2005):The Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December 2004, SCIENCE, VOL 308, 1127-1133
74. Cecep Subarya, Mohamed Chlieh, Linette Prawirodirdjo, Jean-Philippe Avouac, Yehuda Bock, Kerry Sieh, Aron J. Meltzner, Danny H. Natawidjaja & Robert McCaffrey(2006): Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra-Andaman earthquake, ARTICLES, NATURE, Vol 440, doi:10.1038
75. Junji Koyama, Kazunori Yoshizawa, Kiyoshi Yomogida, and Motohiro Tsuzuki(2012): Variability of megathrust earthquakes in the world revealed by the 2011 Tohoku-oki Earthquake, Earth Planets Space, 64, pp.1189-1198
76. 小山順二・都筑基博・蓬田清(2012):斜め衝突帯の巨大地震(1)相模トラフ,北海道大学地球物理学研究報告, No.75, pp.161-174
77. Lingling Ye, Thorne Lay, and Hiroo Kanamori(2012):The Sanriku-Oki low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Oki earthquake rupture, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B02305, doi:10.1029/2011JB008847
78. 羽鳥徳太郎(2000):三陸沖歴史津波の規模の再検討,津波工学研究報告17, pp.39-48
79. 佐竹健治・行谷佑一・山木滋(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
80. 中央気象台(1933):昭和八年三月三日三陸沖強震及津波報告, 験震時報, Vol.7, No.2別刷
81. 岸力(1969):1968年十勝沖地震調査報告,津波—北海道東北沿岸—,1968年十勝沖地震調査委員会編『1968年十勝沖地震調査報告』, pp.207-256
82. 東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター(2004):2003年十勝沖地震津波調査報告,津波工学研究報告,第21号,第2編
83. 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループによるデータ(<http://www.coastal.jp/ttjt/>), 2012/12/29
84. チリ津波合同調査班(1961):1960年5月24日チリ地震津波に関する論文及び報告,丸善
85. 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧 599-2012,東京大学出版会
86. 内閣府中央防災会議事務局(2005):資料1 中央防災会議 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会(第10回)強震動及び津波高さの推計について
87. 渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧[第2版],東京大学出版会
88. 気象庁(2007):千島列島東方の地震について(2006年11月15日Mj7.9 および2007年1月13日Mj8.2),地震予知連絡会 会報,第78巻,2-4

## 参考文献⑥

89. 都司嘉宣・上田和枝・佐竹健治(1998):日本で記録された1700年1月(元禄十二年十二月)北米巨大地震による津波,地震第2輯,第51巻,pp.1-17
90. 菅原大助(2014):津波堆積物と津波の規模について,地学雑誌,123(6),797-812
91. 文部科学省測地学分科会(2013b):「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成24年度年次報告(成果の概要)
92. KOICHIRO TANIGAWA,YUKI SAWAI, MASANOBU SHISHIKURA, YUICHI NAMEGAYA and DAN MATSUMOTO(2014): Geological evidence for an unusually large tsunami on the Pacific coast of Aomori, Northern Japan, JOURNAL OF QUATERNARY SCIENCE, 29(2), 200-208, DOI: 10.1002/jqs.2690
93. 岡村行信・行谷佑一(2011):17世紀に発生した千島海溝の運動型地震の再検討,活断層・古地震研究報告, No.11, p.15-20
94. 鎌田隆史・菅原大助・箕浦幸治・根本直樹・山田努(2015):猿ヶ森砂丘に挟在する再堆積層の成因:下北半島後期完新世砂丘の起源の考察,日本地質学会第122年学術大会,講演要旨, R21-O-4
95. 町田洋・新井房夫(2003):新編 火山灰アトラス[日本列島とその周辺]について,東京大学出版会, p.336
96. Koji Minoura, Shu Nakaya and Masao Uchida(1994):Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, northeast Japan, Sedimentary Geology,89, 25-31
97. 谷川晃一郎・澤井祐紀・宍倉正展・藤原治・行谷佑一・松本弾(2013):青森県太平洋岸で検出された津波堆積物,日本第四紀学会講演要旨集, No.43, 16-17
98. 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター:津波堆積物データベース, [https://gbank.gsj.jp/tsunami\\_deposit\\_db](https://gbank.gsj.jp/tsunami_deposit_db)
99. 谷川晃一郎(2017):青森県六ヶ所村平沼における津波堆積物調査,活断層・古地震研究報告, No.17, p.1-14
- 100.谷川晃一郎・澤井祐紀・宍倉正展・藤原治・行谷佑一(2014):青森県三沢市で検出されたイベント堆積物,第四紀研究, 53(1), p.55-62
- 101.藤原治・鎌滝孝信・田村亨(2003):内湾における津波堆積物の粒度分布と津波波形との関連-房総半島南端の完新統の例-, 第四紀研究, 42(2), p.67-81
- 102.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・高清水康博(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
- 103.千釜章・多田省一郎・青沼正光(1998):下北半島における津波の伝承の解釈と埋没ヒバ林の成因,地震,第2輯,第51巻,61-73頁
- 104.小池一之(1974):砂浜海岸線の変化について(予報),地理学評論,47-11
- 105.西村裕一(2009):津波堆積物の時空間分布に基づく古地震の調査研究,地震,第2輯,第61巻特集号, S497-S508
- 106.石村大輔,市原季彦,阪田知洋,大畑雅彦,高田裕哉(2015):高密度群列ハンディジオスライサー調査による津波堆積物の連続性と地層対比:岩手県山田町小谷島を例として,活断層研究,43号,53-60
- 107.Takumi Yoshii, Shiro Tanaka, Masafumi Matsuyama(2017):Tsunami deposits in a super-large wave flume, Marine Geology, No.391, 98-107
- 108.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
- 109.Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada and Yuichi Namegaya(2013): Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as 1 Inferred from Tsunami Waveform Data, Bulletin of the Seismological Society of America, 103 (2B): 1473-1492

## 参考文献⑦

110. YOSHINOBU TSUJI, KENJI SATAKE, TAKEO ISHIBE, TOMOYA HARADA, AKIHITO NISHIYAMA, and SATOSHI KUSUMOTO(2014): Tsunami Heights along the Pacific Coast of Northern Honshu Recorded from the 2011 Tohoku and Previous Great Earthquakes, *Pure and Applied Geophysics*
111. 高清水康博(2013): 北海道の津波堆積物研究の現状と課題: 17世紀巨大津波による堆積物の研究を中心に, *地質学雑誌*, 119(9), pp.599-612
112. 佐竹健治(2017): 17世紀に千島・日本海溝で発生した巨大地震, *地震研究所彙報*, Vol.92, pp. 31-47
113. 高田圭太・宍倉正展・今井健太郎・蝦名裕一・後藤和久・越谷信・山本英和・五十嵐厚夫・市原季彦・木下博久・池田哲哉・岩手県県土整備部河川課(2016): 岩手県沿岸における津波堆積物の分布とその年代, *活断層・古地震研報*, Vol.16, pp.1-52
114. K.Satake, F.Nanayama and S.Yamaki: (2008) Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kuril trench, *Earth Planets Space*, 60, 925-935
115. Ryosuke Azuma, Yoshio Murai, Kei Katsumata, Yuichi Nishimura, Takuji Yamada, Kimihiro Mochizuki, Masanao Shinohara (2012): Was the 1952 Tokachi-oki earthquake (Mw = 8.1) a typical underthrust earthquake?: Plate interface reflectivity measurement by an air gun-ocean bottom seismometer experiment in the Kuril Trench, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(8), Q08015, doi.org/10.1029/2012GC004135
116. 東龍介(2012): 北海道太平洋沖海底構造調査結果及び海底地震観測レビュー, *地震予知連絡会 会報*, 第88巻, 12-7
117. BHASKAR KUNDU, V. K. GAHALAUT and J. K. CATHERINE(2012): Seamount Subduction and Rupture Characteristics of the March 11, 2011, Tohoku Earthquake, *JOURNAL GEOLOGICAL SOCIETY OF INDIA* Vol.79, pp.245-251
118. Thorne Lay, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Keith D. Koper, Alexander R. Hutko, Lingling Ye, Han Yue, Teresa M. Rushing(2012): Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 117, B04311, doi:10.1029/2011JB009133
119. Xin Liu and Dapeng Zhao(2018): Upper and lower plate controls on the great 2011 Tohoku-oki earthquake, *SCIENCE ADVANCES*, Vol.4, No.6, pp.1-7
120. Kimihiro Mochizuki, Tomoaki Yamada, Masanao Shinohara, Yoshiko Yamanaka, Toshihiko Kanazawa(2008): Weak Interplate Coupling by Seamounts and Repeating M ~7 Earthquakes, *SCIENCE*, VOL 321, 1194-1197
121. 望月公廣(2011): 茨城沖におけるアスペリティと地下構造, *地震予知連絡会 会報*, 第85巻, 12-17
122. Kelin Wang and Susan L. Bilek(2014): Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief, *Tectonophysics*, 610, 1-24
123. T. Nishikawa, T. Matsuzawa, K. Ohta, N. Uchida, T. Nishimura, S. Ide(2019): The slow earthquake spectrum in the Japan Trench illuminated by the S-net seafloor observatories, *Science* 23 Aug 2019., Vol. 365, Issue 6455, pp.808-813
124. 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
125. 長谷川昭・中島淳一・内田直希・梁田高広・岡田知己・趙大鵬・松澤暢・海野徳仁(2012): 沈み込み帯の地震の発生機構—地殻流体に規定されて発生する沈み込み帯の地震—, *地学雑誌*, 121(1), pp.128-160
126. Junichi Nakajima, Yusuke Tsuji, Akira Hasegawa(2009): Seismic evidence for thermally-controlled dehydration reaction in subducting oceanic crust, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 36, L03303, doi:10.1029/2008GL036865

## 参考文献⑧

127. TOSHITSUGU YAMAZAKI and YUKINOBU OKAMURA (1989) : Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan, *Tectonophysics*, 160, 207–229
128. 木戸ゆかり・小角幸代・仲西理子・鶴哲郎・金田義行(2002) : 日本海溝と千島海溝の接合点付近に沈み込む海山の地球物理学的特徴—地磁気およびアドミッタンス関数を用いた重力解析—, *情報地質*, 第13巻, 第3号, pp.141–151
129. S. Dominguez, S.E. Lallemand, J. Malavieille and R. vonHueneb(1998) : Upper plate deformation associated with seamount subduction, *Tectonophysics*, 293,207–224
130. 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
131. 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
132. 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
133. 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
134. 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
135. 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
136. Changjiang Wu, Hideaki Tsutsumi, Hongjun Si, Yusuke Saijo (2012) : Rupture Process of the 2011Mw9.0 Tohoku Earthquake And Strong Motion Simulation from the Viewpoint of NPP Seismic Design, 15th World Conference on Earthquake Engineering
137. Satoko Murotani, Kenji Satake , Yushiro Fujii (2013) : Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction-zone earthquakes, *Geophysical Research Letters*, Vol.40, pp.5070–5074
138. 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
139. 内閣府中央防災会議 東南海、南海地震等に関する専門調査会(2003) : 東南海、南海地震等に関する専門調査会(第16回), 参考資料2 強震動と津波の高さの検討に関する資料集, 8. 津波計算における震源破壊伝播速度の効果について
140. 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
141. 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



## 参考文献⑨

142. P. Martin Mai, P. Spudich, and J. Boatwright (2005) : Hypocenter Locations in Finite-Source Rupture Models, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 3, pp. 965-980, doi: 10.1785/0120040111
143. 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
144. 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
145. 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>
146. 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
147. 藤井雄士郎・佐竹健治 : 2011年東北地方太平洋沖地震の津波波源再現モデル, <http://iisee.kenken.go.jp/staff/fujii/OffTohokuPacific2011/>
148. 社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価部会 (2002) : 原子力発電所の津波評価技術
149. 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
150. Kenji Hirata, Kenji Satake, Yuichiro Tanioka, Tsurane Kuragano, Yohei Hasegawa, Yutaka Hayashi, Nobuo Hamada (2006) : The 2004 Indian Ocean tsunami: Tsunami source model from satellite altimetry, *Earth Planets Space*, 58, 195-201, 2006
151. S.Lorito, F.Romano, S.Atzori, X.Tong, A.Avallone, J.McCloskey, M.Cocco, E.Boschi and A.Piatanesi (2010) : Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake, *nature geoscience LETTERS*, DOI:10.1038/NGEO1073
152. 相田勇 (1986) : 津波波源の推定, 水工学シリーズ86-B-2, 土木学会水理委員会
153. 地震調査研究推進本部 (2017b) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
152. Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971) : The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, Vol.61, No.5, pp.1433-1440
153. 青森県海岸津波対策検討会 (2015) : 第7回資料 (平成27年3月19日)
154. Goto, K., Chagué-Goff, C., Fujino, S., Goff, J., Jaffe, B., Nishimura, Y., Richmond, B., Sugawara, D., Szczuciński, W., Tappin, D.R., Witter, R. and Yulianto, E. (2011) : New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event. *Marine Geology*, 290, 46-50
155. 国土交通省・内閣府・文部科学省 (2014) : 日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書
156. 小池一之・町田洋 (2001) : 日本の海成段丘アトラス
157. 青森県海岸津波対策検討会 (2012) : 青森県海岸津波対策検討会検討結果 (平成24年10月)
158. 青森県海岸津波対策検討会 (2021) : 第9回資料 (令和3年3月26日)