

東通原子力発電所 基準津波の策定のうち  
「十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震」  
に起因する津波の評価について

---

平成28年4月28日  
東北電力株式会社

## 目次

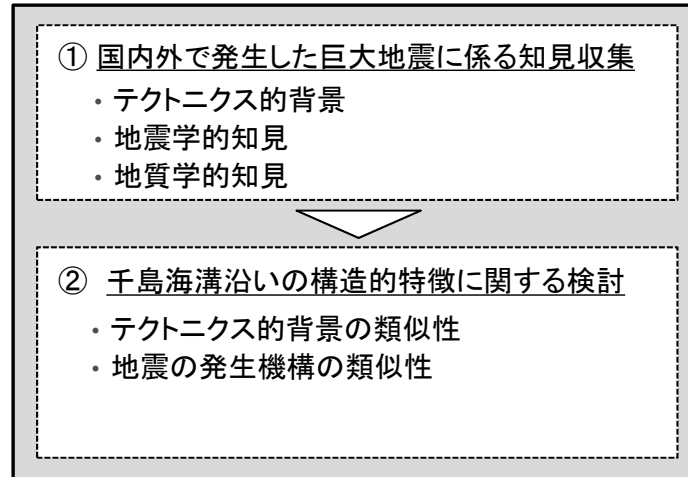
---

1. 評価方針	p2
2. 評価概要	p3
3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価	p4
4. 基準断層モデルの設定	p35
5. 波源特性の不確かさの考慮方法	p40
6. 津波予測計算	p47

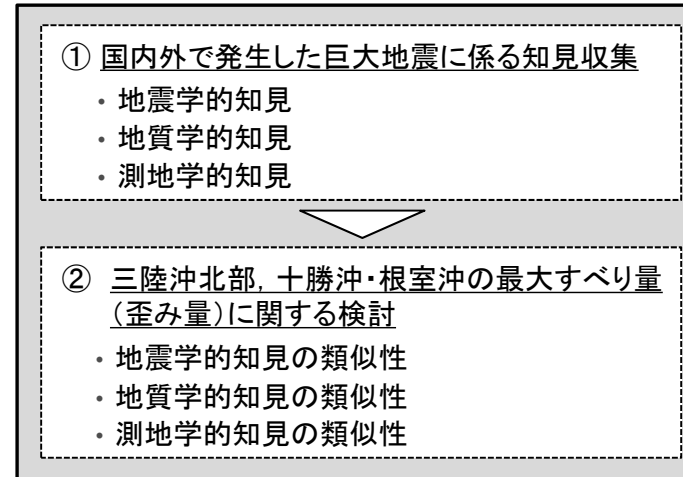
## 1. 評価方針

- 国内外で発生した大規模な地震(津波事例)を踏まえ、地震(津波)の発生機構やテクトニクス背景の類似性を考慮した上で、最新の科学的・技術的知見から想定される地震規模及び波源域を評価する。

### 【構造的特徴に関する検討】



### 【すべり量(歪み量)に関する検討】



最新の科学的・技術的知見から想定される地震規模及び波源域の評価

### ■ 基準断層モデルの設定(保守性の確保)

- 東通原子力発電所 敷地前面海域(三陸沖北部)では、M9クラスの巨大地震が発生した記録が無いことに鑑みて、基準断層モデルの設定にあたっては、上記、最新の科学的・技術的知見から想定される地震規模及び波源域を上回る地震を考慮する(保守的設定を組合せていく)。

### ■ 波源特性の不確かさの考慮(さらなる保守性の確保)

- 基準断層モデルの保守性に加え、発電所の津波水位に与える影響が大きい大すべり域・超大すべり域のすべり量・すべり分布の不確かさを考慮するとともに、その位置や、巨大地震特有の不確かさである破壊伝播特性(破壊開始点)の不確かさを考慮して、基準津波を評価する。

※:以下、2011年東北地方太平洋沖地震を「3.11地震」という。

## 2. 評価概要

最新の科学的・技術的知見から想定される地震規模及び波源域の評価

### 【構造的特徴に関する検討】

#### 構造的特徴

- ・千島前弧スリバー北東端
- ・納沙布断裂帯
- ・日本海溝・千島海溝 島弧会合部

(参考)低地震活動域

- ・三陸沖中部

### 【すべり量(歪み量)に関する検討】

#### 三陸沖北部

- ・1968年十勝沖地震に伴うすべりは最大規模
- 十勝沖・根室沖

- ・17世紀の地震に伴うすべりは最大規模

(参考)宮城県沖

- ・3.11地震に伴うすべりは最大規模

#### 日本海溝沿い

- 三陸沖北部の地震 (Mw8.4※)
- 東北地方太平洋沖型の地震 (Mw9.0)
- 千島海溝沿い(南部)
- 500年間隔地震 (Mw8.8)

※: 1968年十勝沖地震に伴う津波再現モデルの地震規模



### 基準断層モデルの設定

#### 保守的設定①

#### 想定波源域

十勝沖・根室沖と三陸沖北部で発生する地震の連動を考慮。  
→島弧会合部の破壊伝播を考慮。

#### 保守的設定②

#### 大すべり域・超大すべり域

1968年十勝沖地震に伴うすべりを上回る規模のすべりを考慮。→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。

#### 保守的設定③

#### すべり量

発電所の津波水位に与える影響が大きい大すべり域・超大すべり域のすべり量をさらに1.2倍。

#### 保守的設定④

#### すべり分布

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。

十勝沖・根室沖から三陸沖北部を波源とする地震の考慮 (Mw9.0)。

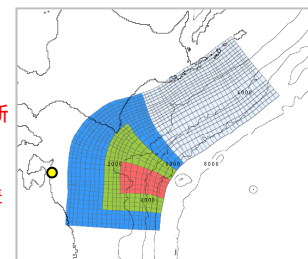
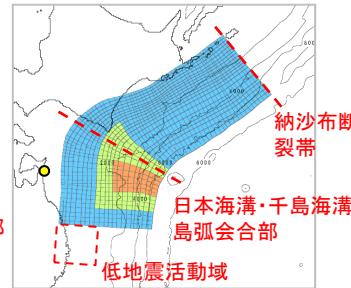
3.11地震時における宮城県沖の破壊特性を再現する大すべり域・超大すべり域を三陸沖北部に配置。

大すべり域・超大すべり域のすべり量を1.2倍したモデルの設定。

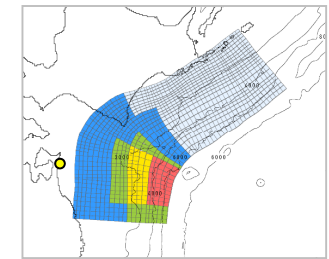
杉野ほか(2013)を参考に、短周期の波の発生要因を考慮したモデルの設定。



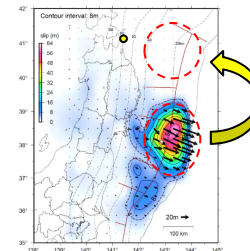
□: 十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震



すべり量割増モデル



海溝側強調モデル



3.11地震時のすべり分布  
(地震本部(2012)に一部加筆)

上記に追加して、さらに、以下の不確かさを考慮。

- ✓ 大すべり域・超大すべり域の位置
- ✓ 破壊開始点の位置

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

---

- 3. 1 評価方針 ..... p5
- 3. 2 構造的特徴に関する検討 ..... p6
- 3. 3 すべり量(歪み量)に関する検討 ..... p20
- 3. 4 地震規模と波源域の評価 ..... p32

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.1 評価方針

- 国内外で発生した大規模な地震(津波事例)を踏まえ、地震(津波)の発生機構やテクトニクスの背景の類似性を考慮した上で、最新の科学的・技術的知見から想定される地震規模及び波源域を評価する。

#### ■国内外で発生した大規模な地震(津波事例):日本海溝沿い(3.11地震)

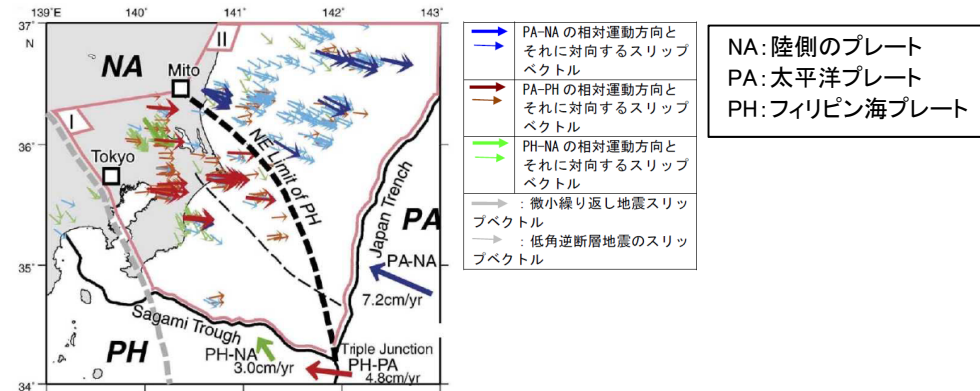
##### 【破壊の伝播範囲(南端)】

- フィリピン海プレート北東端の位置と3.11地震の破壊域は一致する(Shinohara et al.(2011)他)。
- 日本海溝沿いでテクトニクスの背景が異なるフィリピン海プレートは、破壊伝播のバリアとして作用する重要な役割を果たす可能性がある(Shinohara et al.(2011))。

##### 【宮城県沖のすべり量(歪み量)】

- 3.11地震の発生により、それを引き起こした歪みはほぼ解放した(Hasegawa et al.(2012)他)。
- 869年の津波による浸水域の比較(菅原ほか(2011)他)、スーパーサイクルに関する知見(佐竹ほか(2011a,b))から、宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量には限度があり、3.11地震のすべりは最大規模である。

##### ✓ フィリピン海プレート北東端の位置



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))

#### ■評価概要

##### 【構造的特徴に関する検討】

##### ① 国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

- テクトニクスの背景
- 地震学的知見
- 地質学的知見

##### ② 千島海溝沿いの構造的特徴に関する検討

- テクトニクスの背景
- 地震の発生機構の類似性

##### 【すべり量(歪み量)に関する検討】

##### ① 国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

- 地震学的知見
- 地質学的知見
- 測地学的知見

##### ② 三陸沖北部、十勝沖・根室沖の最大すべり量(歪み量)に関する検討

- 地震学的知見, 地質学的知見, 測地学的知見の類似性

最新の科学的・技術的知見から想定される地震規模及び波源域の評価

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

---

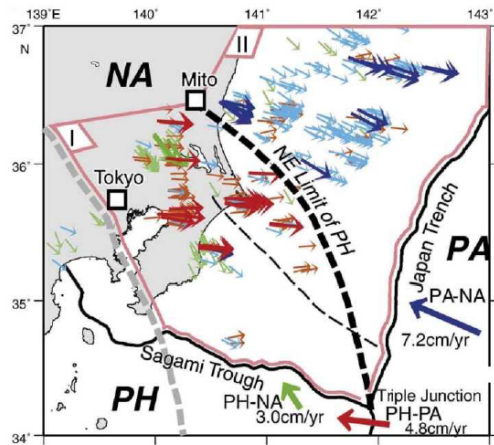
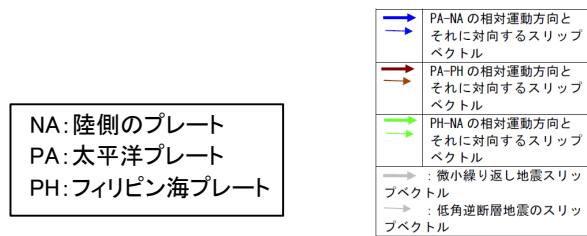
3. 1	評価方針	.....	p5
3. 2	構造的特徴に関する検討	.....	p6
3. 3	すべり量(歪み量)に関する検討	.....	p20
3. 4	地震規模と波源域の評価	.....	p32

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

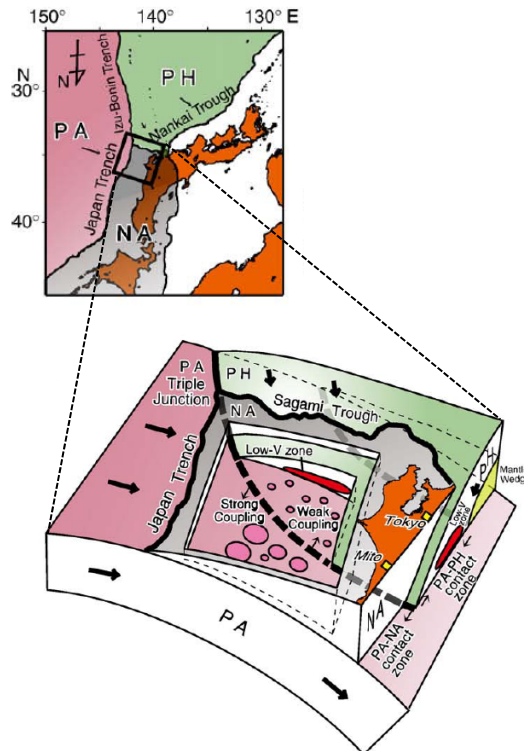
## 3.2 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集①

#### ■日本海溝沿い:3.11地震

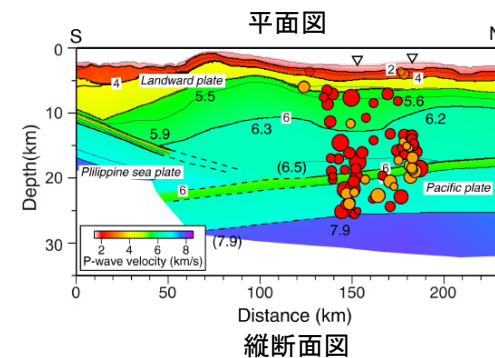
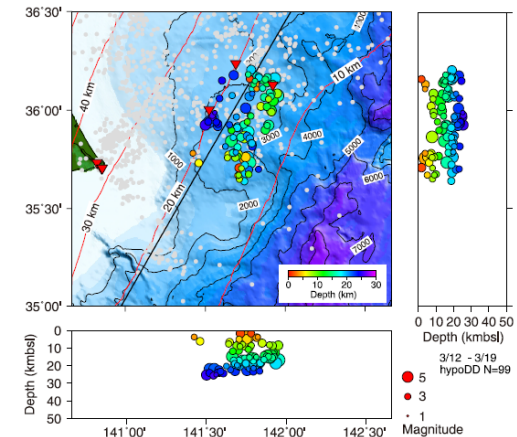
- 房総沖の相模トラフ周辺では、陸側のプレートの下にフィリピン海プレートが、さらに下方には太平洋プレートが沈み込み、茨城県から千葉県沿岸の南東方向に向かってフィリピン海プレートの北東端が太平洋プレートに接している(Uchida et al.(2009), Shinohara et al.(2011) 他)。
- Uchida et al.(2009)は、地震学的見地から、太平洋プレートの上盤側をなすプレートの違いによってカップリング率が大きく異なるとし、茨城県沖よりも固着が弱いとしている。
- Shinohara et al.(2011)は、3.11地震の余震分布に関する分析から、フィリピン海プレート北東端の位置と3.11地震の破壊域が一致していることを明らかにするとともに、フィリピン海プレートは、破壊伝播のバリアとして作用する重要な役割を果たす可能性があるとしている。



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))

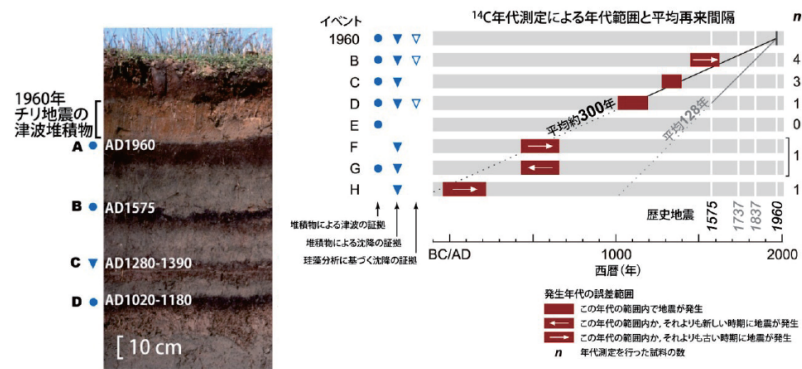


### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

## 3.2 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集②

### ■南米チリ沖①

- 1960年チリ地震(Mw9.5)の発生領域では、津波堆積物調査の結果から、約300年間隔で繰り返し巨大地震が発生しており(宍倉(2013)), 同領域で発生している過去の地震(1737年, 1837年)も含めて、各地震の破壊領域の北端は概ね一致している(Rajendran(2013))。



第2図 Maullinにおいて観察される津波堆積物とその履歴. Cisternas et al. (2005)<sup>3)</sup>に基づく.  
Figure 2. Tsunami deposit observed in Maullin and its history. Based on Cisternas et al. (2005).

### チリ沖における津波堆積物とその履歴 (宍倉(2013))

1960年チリ地震発生  
領域で発生した地震の  
破壊領域の北端

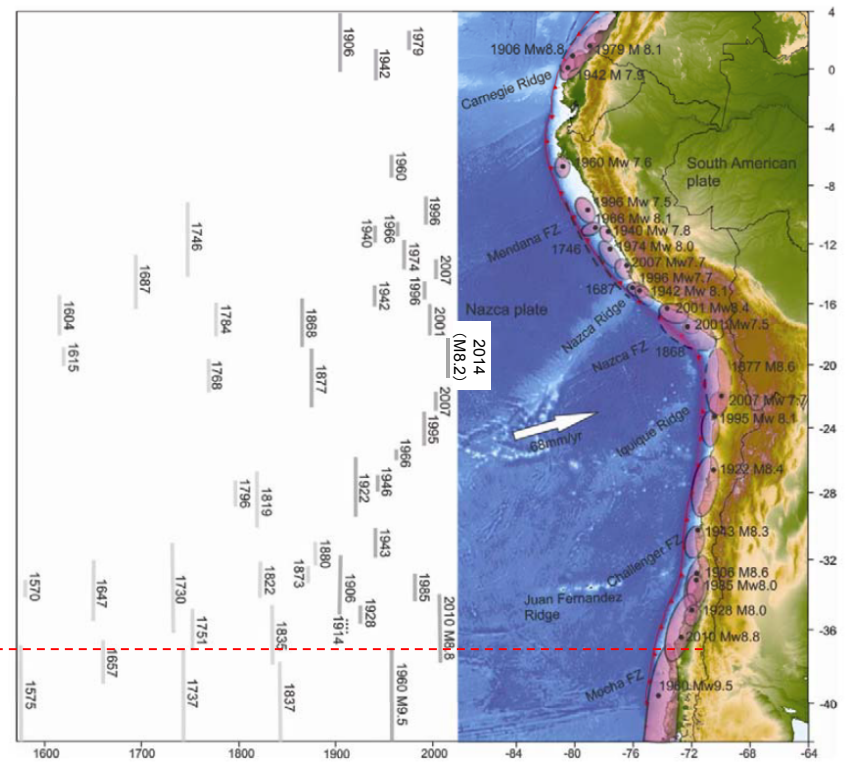


Figure 8. (Right) Seismotectonic setting of the South American subduction zone showing locations (filled black circles) and rupture areas (ellipses) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates (modified after refs 17 and 52).

### チリ～ペルー沖における地震発生履歴 (Rajendran(2013)に一部加筆)

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

## 3.2 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集②

### ■南米チリ沖②

- Melnick et al.(2009)は、南米チリ沖で発生している地震発生履歴，テクトニクス背景及び地震学的見地等から、1960年チリ地震の発生領域で発生する地震の破壊領域について考察している。

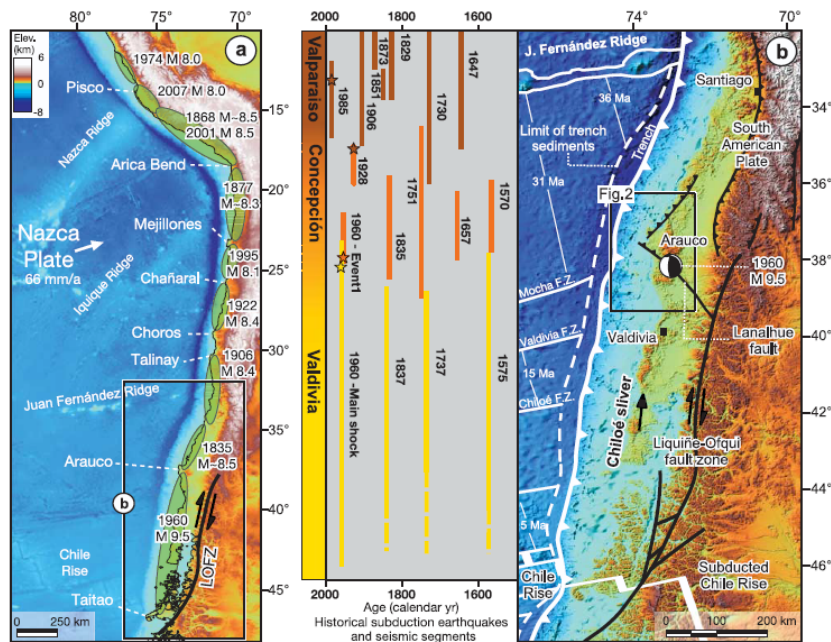


Figure 1. Index maps. (a) Major seismotectonic features of the central and south-central Andean forearc. Rupture segment of most recent, major ( $M \geq 8$ ) subduction earthquake [Beck and Ruff, 1989; Come and Pardo, 1991; Lomnitz, 1970, and references therein]. Note that distinct promontories seem to occur systematically at rupture segment boundaries. LOFZ, Liquiñe-Ofqui fault zone. (b) Location of the Arauco peninsula and study area. Major Quaternary faults compiled from references in text. Seismotectonic segments, rupture zones of historical subduction earthquakes, and main tectonic features of the south-central Andean convergent margin. Earthquake ruptures were compiled from Campos et al. [2002], Come et al. [1986], Kelleher [1972], and Lomnitz [2004]. Dashed white line denotes edge of  $>1.5$  km thick sediment fill in the trench. Data on Nazca plate and trench from Bangs and Cande [1997] and Tebbens and Cande [1997]. Segments of the Chile Rise subducted at 3 and 6 Ma from Cande and Leslie [1986].

南米チリ沖におけるテクトニクス背景と地震発生履歴の対応  
(Melnick et al.(2009))

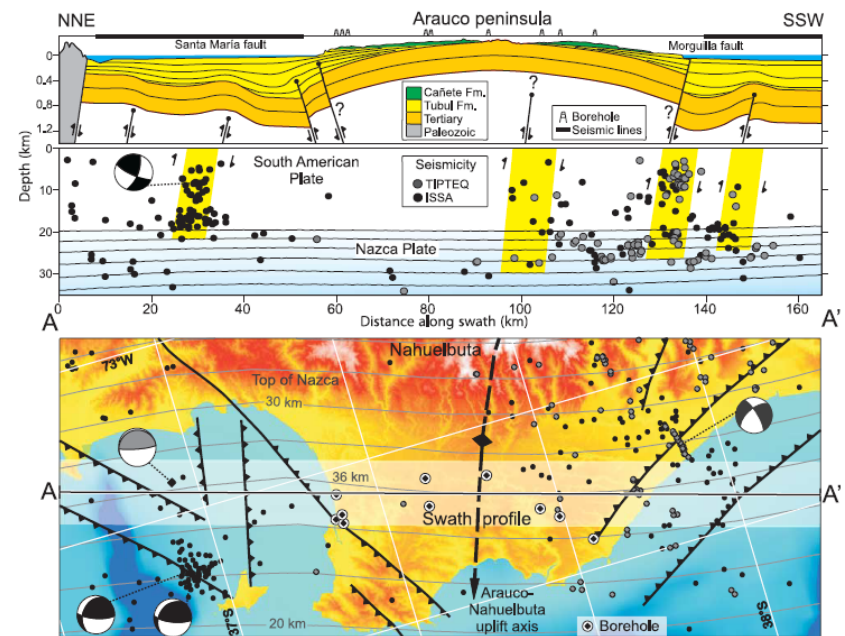


Figure 8. Profile of surface and crustal structure along the Arauco peninsula. Surface profile with maximum topography along swath shown by shaded rectangle in the center of the map. Fault dips are only apparent because of vertical exaggeration. Seismicity and focal mechanisms of the ISSA [Bohm, 2004; Bohm et al., 2002; Bruhn, 2003] and TIPTEQ [Haberland et al., 2006] local networks. Depth of the Tubul and Cañete formations from ENAP boreholes and exposed sections in the field (see Figure 6). Contours in the blue region labeled Nazca plate represent the top of the slab projected from 10 km spaced, parallel lines in the area of the map (2 km contours also shown in the map). Slab geometry from Tassara et al. [2006]. Shallow structures from the northern sector integrated from seismic reflection profiles described by Melnick et al. [2006a]; southern sector from profile ENAP 28 (Figure 7). Gray focal mechanism from U.S. Geological Survey National Earthquake Information Center catalog (21 May 1990,  $M_w$  6.3, 5 km depth).

アラウコ半島の地表面並びに地下構造  
(Melnick et al.(2009))

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

## 3.2 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集②

### ■南米チリ沖③

- 1960年チリ地震発生領域付近では、アラウコ半島を境に、バルディビアセグメント(1960年チリ地震の発生領域)、バルパライソセグメントに分かれる。バルディビアセグメントにおける陸のプレートではチロエマイクロプレート(前弧スリバー)が形成されており、横ずれ断層に沿って移動し、アラウコ地域で部分的に内部へ沈み込んでいる。
- Melnick et al.(2009)は、上記テクトニクス的背景と1960年チリ地震発生領域で発生する地震の境界が一致することから、これが破壊のバリアとして作用する可能性があるとしている。

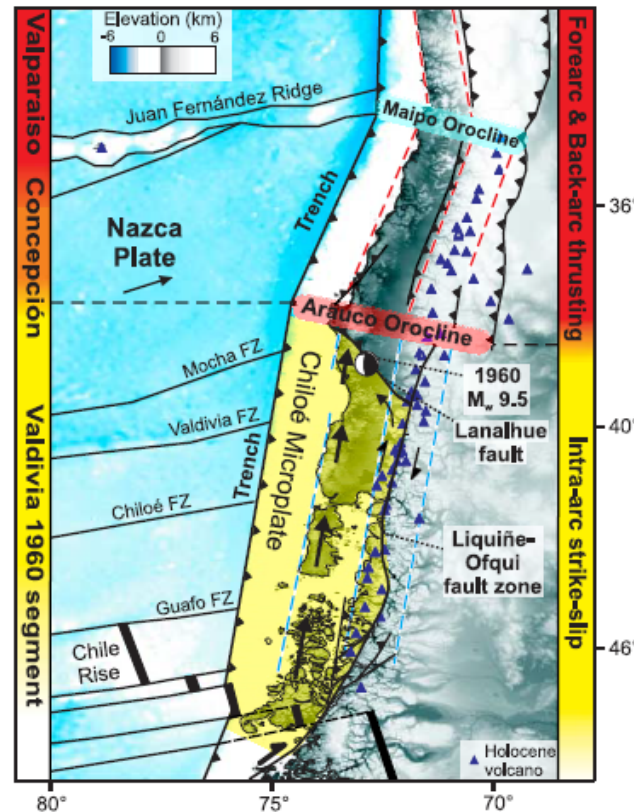


Figure 10. Seismotectonic model. Oblique plate convergence and subduction of the Chile Rise leads to decoupling of the Chiloé fore-arc sliver along the Liquiñe-Ofqui fault zone. Margin-parallel northward motion is partly accommodated internally along the sliver and by NNE–SSW shortening in the Arauco region, resulting in doming of the Nahuelbuta ranges and emergence of the Arauco peninsula. As a result of this collision, the entire orogen bends eastward at the Arauco Orocline, which also marks a boundary between deformation styles in the intra-arc and foreland regions. The coincidence between the extent of the Valdivia 1960 rupture segment and the Chiloé fore-arc sliver suggests that here the fore-arc structure controls the extent of megathrust rupture segments.

1960年チリ地震発生領域における地震地体構造モデル  
(Melnick et al.(2009))

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

## 3.2 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集③

### ■スマトラ島沖①

- 2004年スマトラ～アンダマン地震(Mw9.1～9.3)の発生領域では、津波堆積物調査の結果から、約500年間隔で繰り返し巨大地震が発生しており、その破壊領域の南端は概ね一致している(Rajendran(2013))。

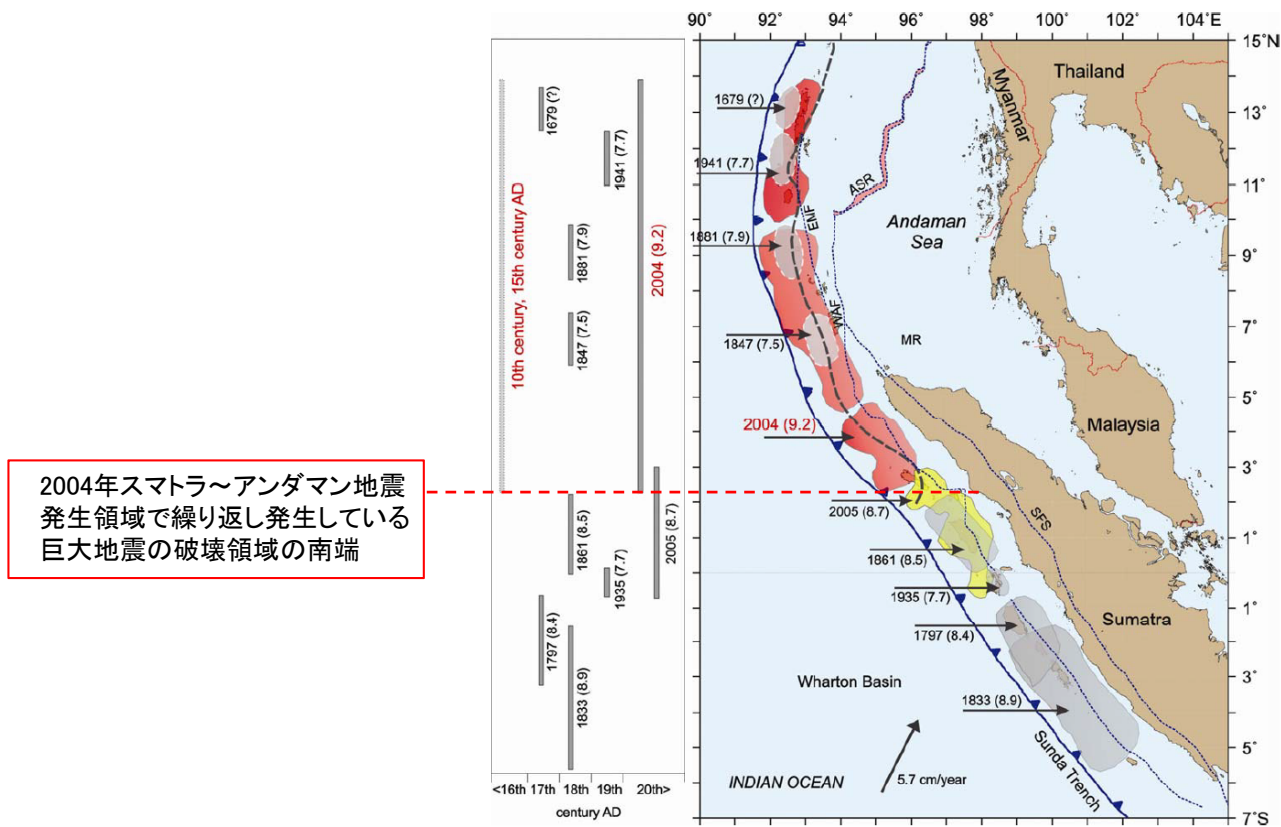


Figure 9. (Right) Seismotectonic setting of the Sumatra-Andaman subduction zone showing rupture areas (shaded) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates. Faults marked on the overriding plate are EMF, WAF, SFS and ASR (from Natawidjaja<sup>35</sup>). Historical earthquake ruptures are shaded in grey (from refs 18, 53 and 55); the 2004 and 2005 ruptures are in red and yellow respectively (from Chlieh *et al.*<sup>6</sup>). EMF, Eastern Margin Fault; WAF, West Andaman Fault; ASR, Andaman Spreading Ridge; SFS, Sumatra Fault System.

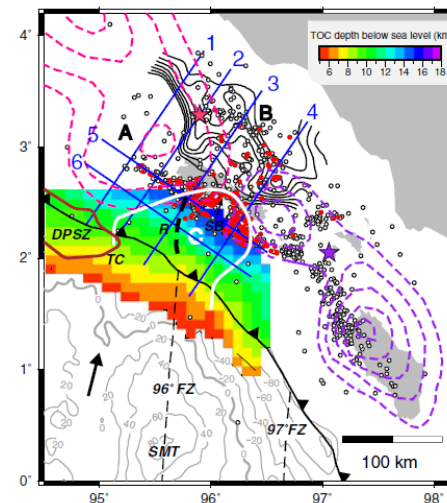
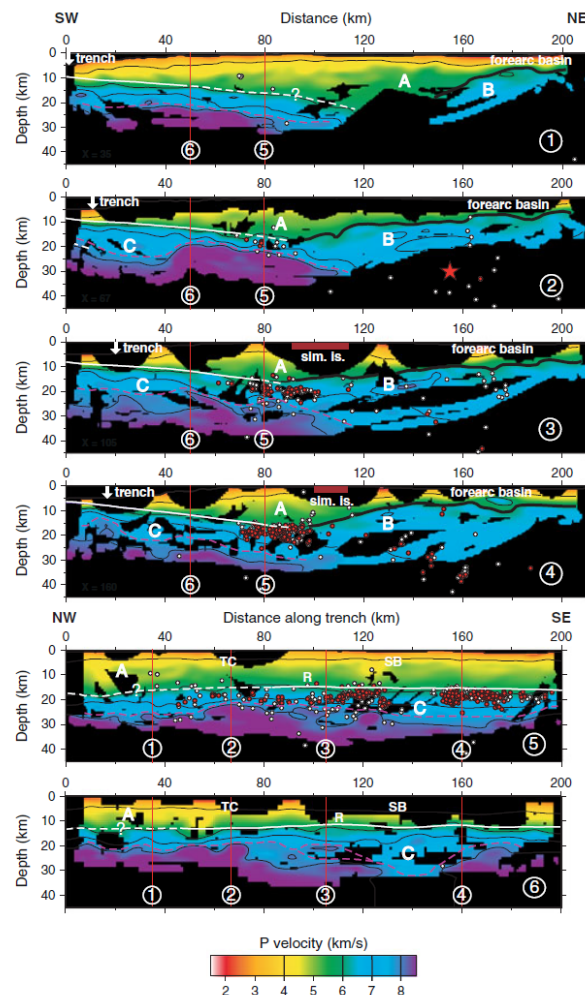
スマトラ島～アンダマン諸島沖における過去の地震発生履歴  
(Rajendran (2013))

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

## 3.2 構造的特徴に関する検討：国内外で発生した巨大地震に係る知見収集③

### ■スマトラ島沖②

- Tang et al.(2013)は、2004年スマトラ～アンダマン地震の発生領域と2005年の地震の発生領域の境界部の地下構造について、P波速度構造による分析から、当該範囲には厚い海洋性地殻が存在し、これが破壊伝播のバリアとして作用する可能性があるとしている。



測線位置  
(Tang et al.(2013))

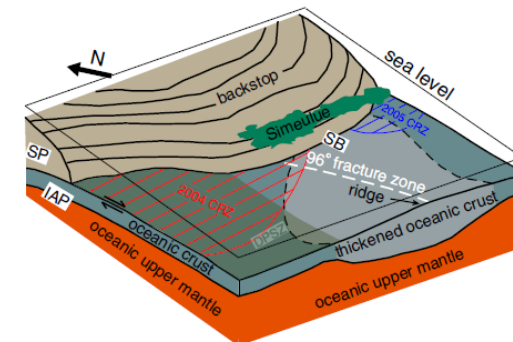


Figure 4. Cartoon illustrating the segmentation of the 2004–2005 megathrust rupture in the Sumatra subduction zone around Simeulue Island. The accretionary complex removed for simplicity. CRZ: coseismic rupture zone; SP: Sunda plate. Other labels same as in Figures 2 and 3.

地下構造の模式図  
(Tang et al.(2013))

Figure 3. Velocity cross-sections extracted from the velocity model inverted from the first-arrival travel-time tomography (contoured at 4, 6, 7, and 8 km/s). Relocated earthquake locations are plotted within  $\pm 10$  km of Line 1–4 and  $\pm 5$  km of Line 5–6. Thick black lines: top of the backstop; Solid white lines: the TOC constrained by the MCS data; Dashed white lines: unconstrained TOC; Dashed purple lines: possible oceanic Moho interface approximated by the 7.6 km/s velocity contours; Thin red lines: intersection location of velocity cross-sections; 'sim. is.' = Simeulue Island, SB = segment boundary. Other symbols and labels same as in Figure 2.

P波速度構造(Tang et al.(2013))

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

## 3.2 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集④

---

#### ■まとめ

- 日本海溝沿い、南米チリ沖及びスマトラ島沖で発生している巨大地震の破壊領域(破壊の伝播範囲)に関する知見から、同一のプレート境界面でも、地下構造に不連続性が認められる場合、それが破壊のバリアとして作用すると考えられる。
- 上記知見を参考に、千島海溝沿いにおけるテクトニクス的背景、並びに地震の発生機構の類似性から、千島海溝沿いの構造的特徴に関する検討を行う。

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.2 構造的特徴に関する検討: 千島海溝沿いのテクトニクス背景①

- 日本列島は、主に陸のプレートである北米プレートとユーラシアプレートに位置し、太平洋プレートは東南東の方向から年間約8cmの速さで千島海溝、日本海溝及び伊豆・小笠原海溝から沈み込んでいる。
- 太平洋プレートは、千島海溝の南半分(Bussol海峡～北海道中央部)で斜めに沈み込んでおり、それに伴い千島前弧スリバーが形成されている(木村(2002), Demets(1992)他)。

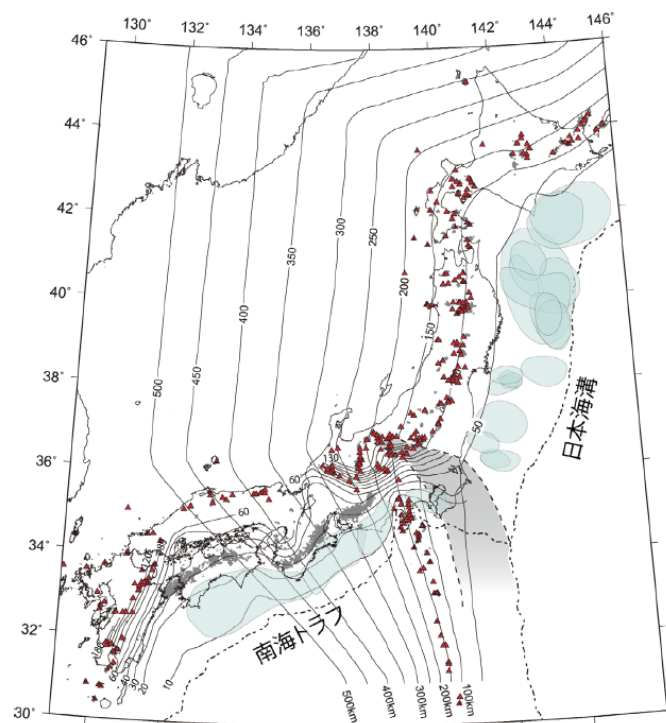


図1 日本列島下に沈み込む太平洋プレートおよびフィリピン海プレートの形状 (Nakajima and Hasegawa, 2007; Hirose *et al.*, 2008; Nakajima *et al.*, 2009a; Kita *et al.*, 2010). 太平洋プレートおよびフィリピン海プレート上面の深さをコンターで示す。二本の破線で囲った灰色の領域は太平洋プレートとフィリピン海プレートの接触域。プレート境界大地震の想定震源域あるいは余震域(文科省, <http://www.jishin.go.jp/main/index.html> [Cited 2009/09/09]; Wald and Somerville, 1995; Umino *et al.*, 1990) を水色の楕円で示す。赤三角は第四紀火山、黒点は深部低周波地震。

日本列島下に沈み込む太平洋プレート及びフィリピン海プレートの形状  
(長谷川ほか(2010))

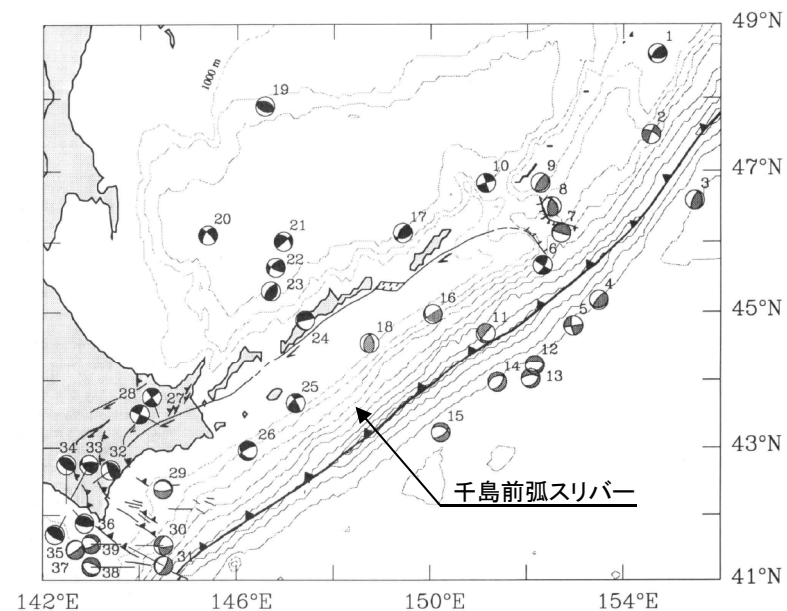


Fig. 6. Bathymetry and nonsubduction earthquakes in the vicinity of the southern Kuril forearc sliver. Epicentral parameters are given in Table 2. All published focal mechanisms for shallow nonthrust earthquakes are shown. Focal mechanisms with solid gray quadrants are believed to have occurred within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

千島前弧スリバー  
(Demets(1992)に一部加筆)

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.2 構造的特徴に関する検討：千島海溝沿いのテクトニクス背景②

- 千島海溝南西端は、日本海溝との島弧会合部に位置し、その会合部（衝突帯）では、日高山脈が形成されている（日高造山運動）（木村(2002)）。
- 日高山脈の地下深部において、千島弧は、下部地殻内で上下に裂けて分離（デラミネーション）し、上部地殻を含めた上半分は日高主衝上断層によって西側に衝上し、上部マントルを含めた下半分は下降している。また、東北日本弧は、その分離（デラミネーション）した千島弧の中へウェッジ状に突入している（伊藤(2000)）。

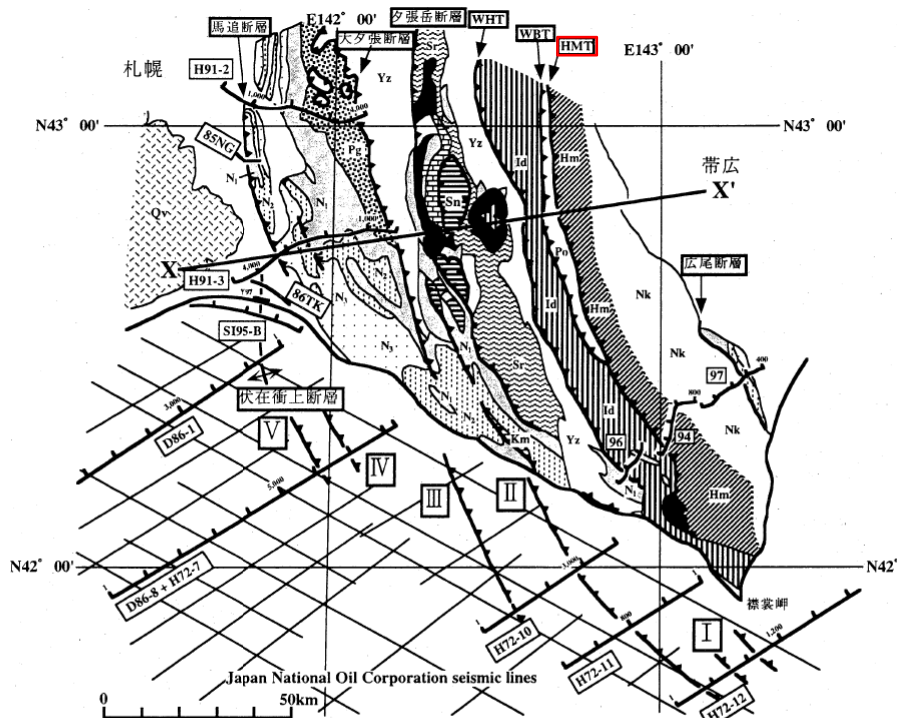


図1 日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地質概略と主な反射法地震探査測線図。X-X'は図2の断面位置を示す。伊藤ら(1999)を改変。

【地質】主として、地質調査所(1982, 1996)による。Nk：中の川層群、Hm：日高変成岩類（主帯）、Po：ポロシリ・オフィオライト（西帯）、Id：イドンナップ帯、Yz：蝦夷層群、Sr：空知層群、Km：神威古潭変成岩類、Sn：沙流川層一セウ層、Pg：古第三系、N1～N3：地質調査所(1982)と同じ。Qv：第四紀火山岩類。**HMT**：日高主衝上断層、**WBT**：西縁衝上断層、**WHT**：日高西部断層群  
 【測線】94・96・97：日高深部構造反射法探査、85NG・86TK：浅野ら(1990)、Y97：佐藤ら(1998)、その他の測線は石油公団(1973, 1987, 1993, 1996)。

(伊藤(2000)に一部加筆)

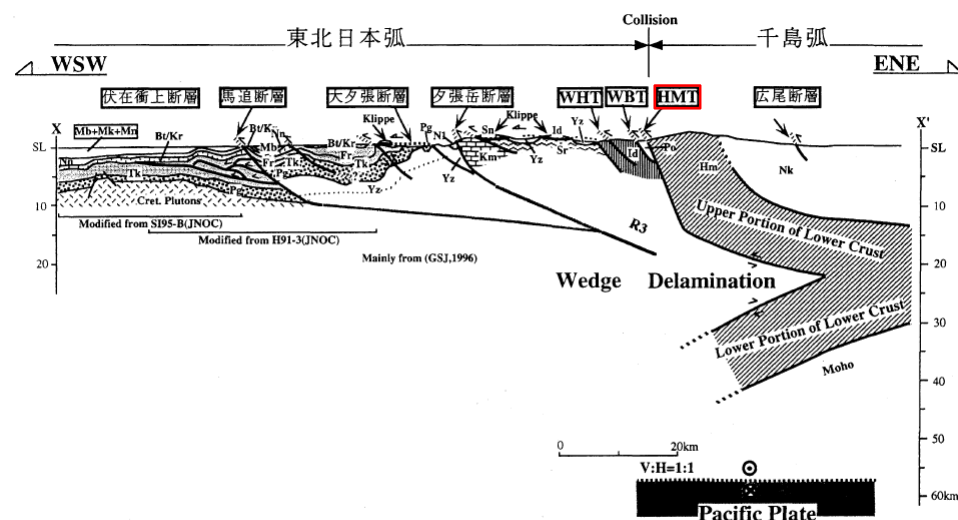


図2 日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造断面図。断面線の位置は図1のX-X'。断面図下に主要な出典を示した。略称は図1と同じ。Ito et al. (1998) および伊藤ら(1999)を改変。

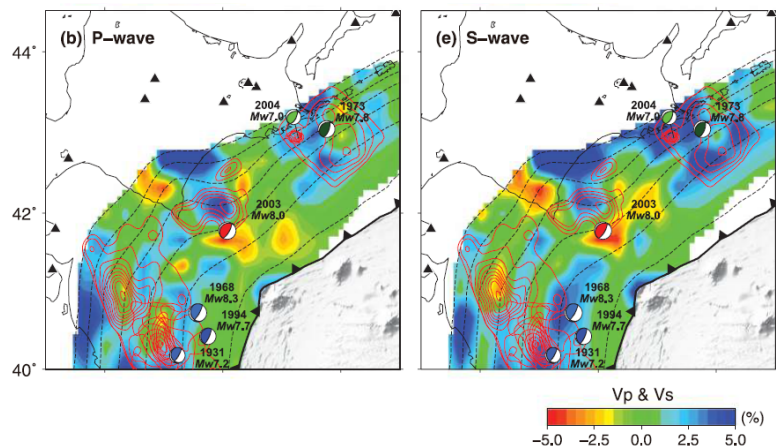
(伊藤(2000)に一部加筆)



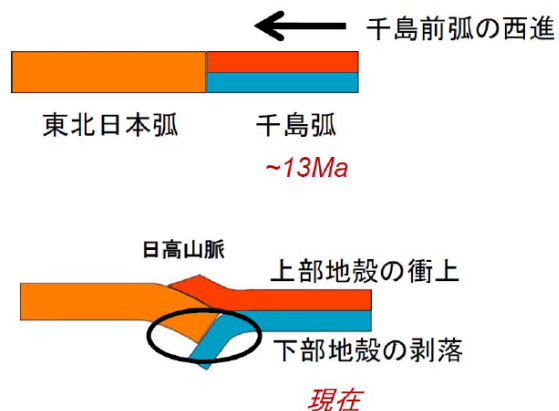
### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.2 構造的特徴に関する検討: 日本海溝・千島海溝島弧会合部

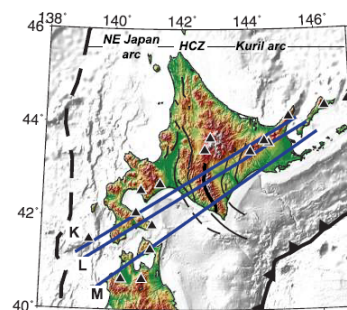
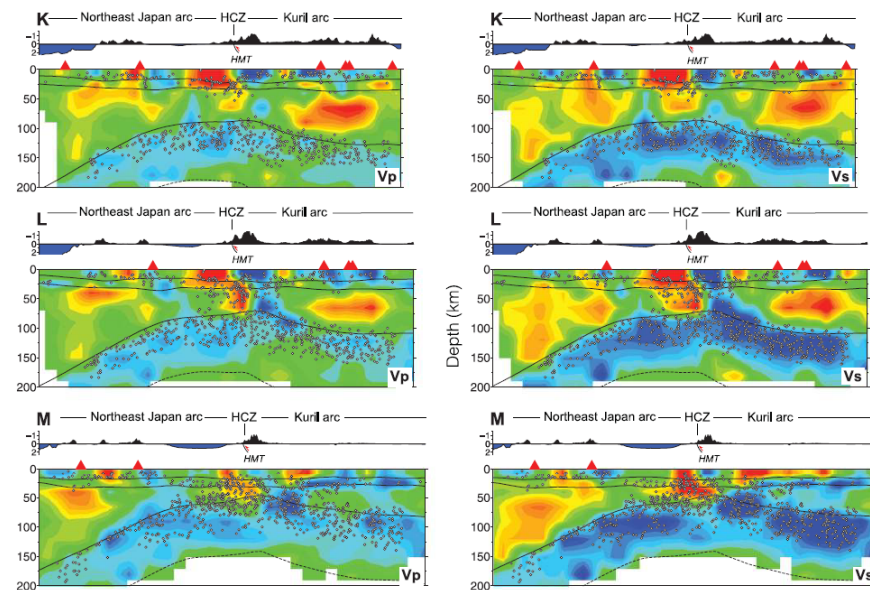
- Liu et al.(2013), 文部科学省(2008)は、地震波トモグラフィによる日本海溝と千島海溝の島弧会合部付近の3次元地殻不均質構造と既往地震発生領域の関係から、日高衝突帯における下部地殻の剥落に相当する低速度領域が、破壊のバリアになる可能性を示唆している。



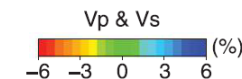
地震波トモグラフィと既往地震発生領域との関係 (Liu et al.(2013))



千島前弧の西進と東北日本弧との衝突による日高山脈形成過程の模式図(文部科学省(2008))



Hidaka Collision Zone (HCZ)



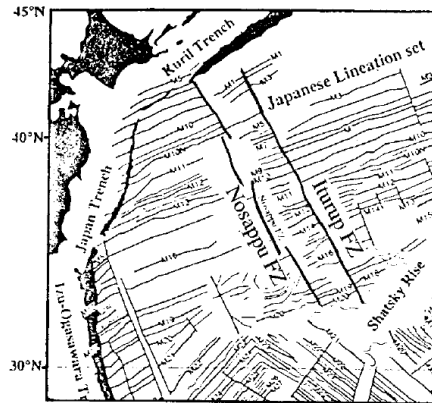
日高衝突帯における地震波トモグラフィ(鉛直分布) (Liu et al.(2013))

国内外で発生している巨大地震の破壊領域に関する知見から、日本海溝・千島海溝の島弧会合部は、巨大地震の破壊のバリアとなる地下構造の不連続性を示す構造的特徴と考えられる。

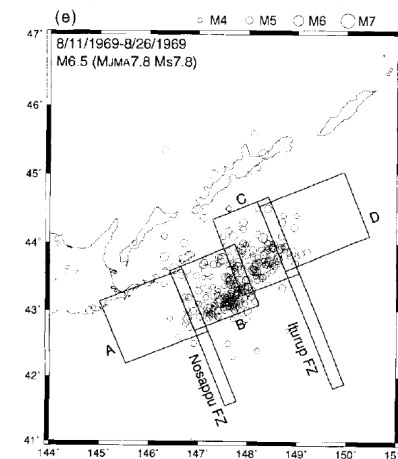
### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.2 構造的特徴に関する検討: 納沙布断裂帯

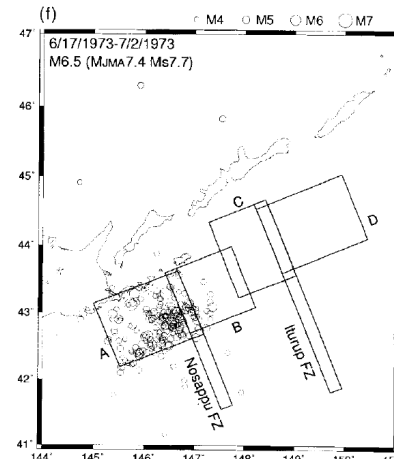
- Kasahara et al.(1997)は、南千島沖の領域では、納沙布断裂帯 (Nosappu FZ) 及び択捉断裂帯 (Iturup FZ) と呼ばれる構造線が存在し、これらを境界として、地磁気線状配列や正断層系が異なる特徴が確認されるとしている。また、納沙布断裂帯では、その両側で堆積厚さが異なるとともに、地下構造の不連続性が見られることから、この古い海洋プレートの構造が現在の地震活動ブロック構造 (Barrier) を支配する要因の1つと考えられているとしている。



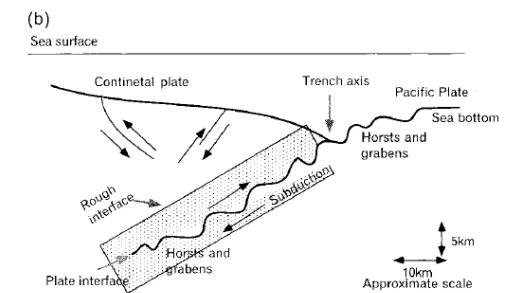
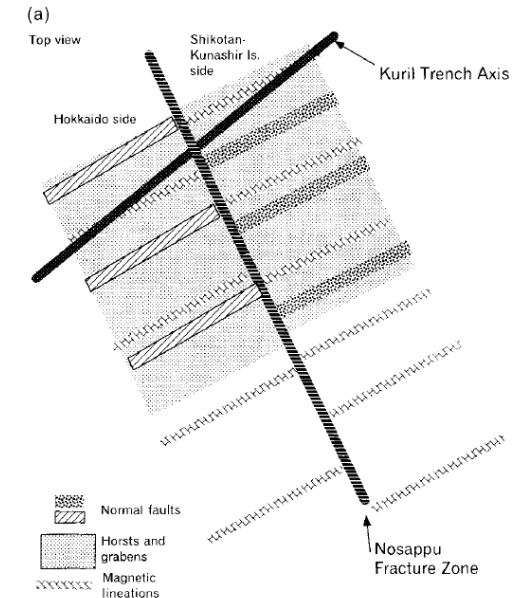
地磁気異常マップ  
(Kasahara et al.(1997))



1969年色丹島沖地震の余震分布  
(Kasahara et al.(1997))



1973年色丹島沖地震の余震分布  
(Kasahara et al.(1997))



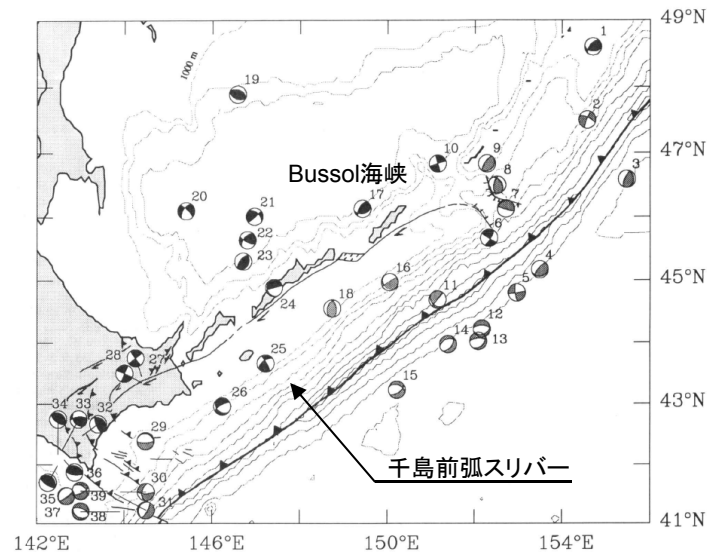
納沙布断裂帯の模式図 (Barrier model)  
(Kasahara et al.(1997))

国内外で発生している巨大地震の破壊領域に関する知見から、納沙布断裂帯は、巨大地震の破壊のバリアとなる地下構造の不連続性を示す構造的特徴と考えられる。

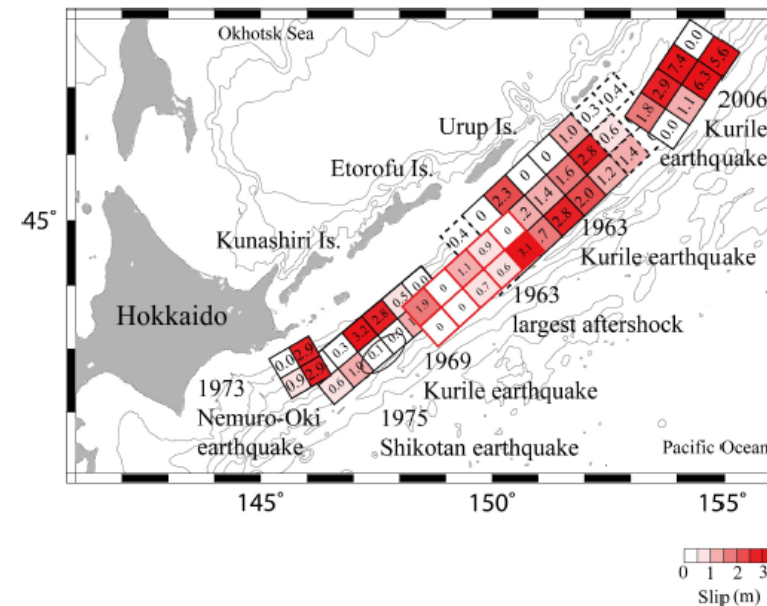
### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.2 構造的特徴に関する検討: 千島前弧スリバー

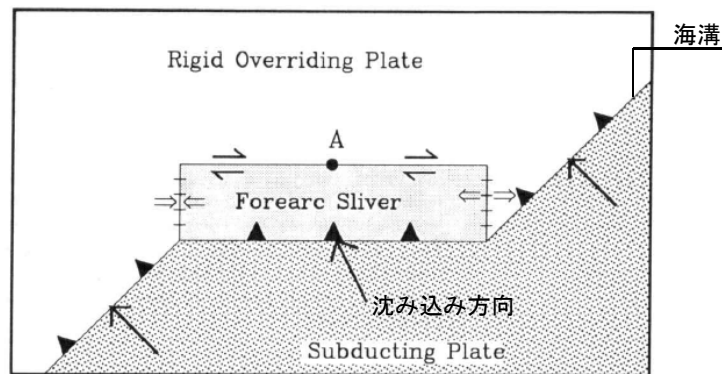
- 太平洋プレートは、千島海溝に斜めに沈み込んでおり、それに伴いBussol海峡～十勝沖の範囲において千島前弧スリバーが形成され、背弧側とは別の剛体運動をしている(Demets(1992)他)。
- 千島前弧スリバーの北端位置は、1963年の地震と2006年の地震の境界に一致する(文部科学省(2013))。



千島前弧スリバー (Demets(1992)に一部加筆)



津波波形インバージョンにより推定した根室半島沖～中千島沖で発生した地震のすべり分布  
(文部科学省(2013))



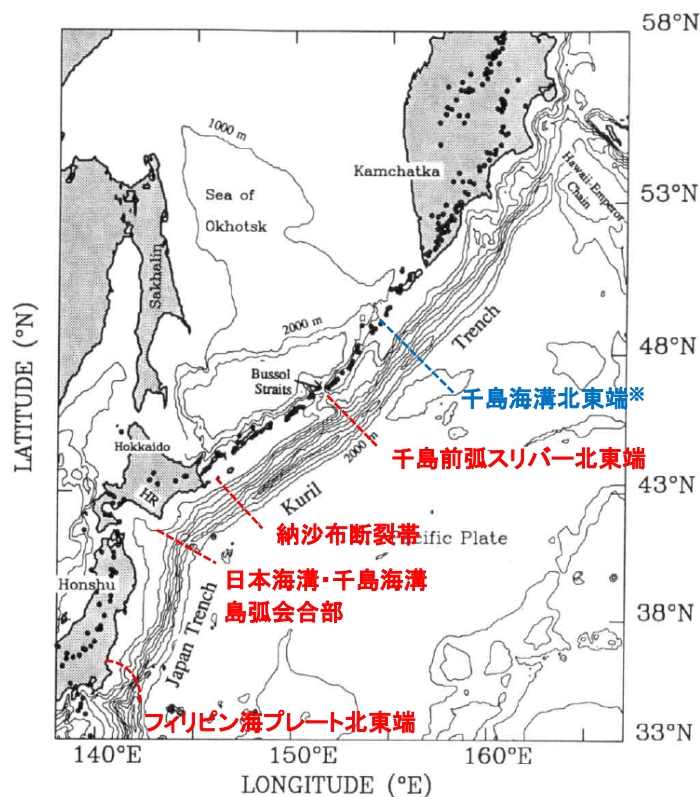
斜め沈み込み帯におけるプレート運動(概要図)  
(Demets(1992)に一部加筆)

国内外で発生している巨大地震の破壊領域に関する知見から、千島前弧スリバー北東端は、巨大地震の破壊のバリアとなる地下構造の不連続性を示す構造的特徴と考えられる。

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

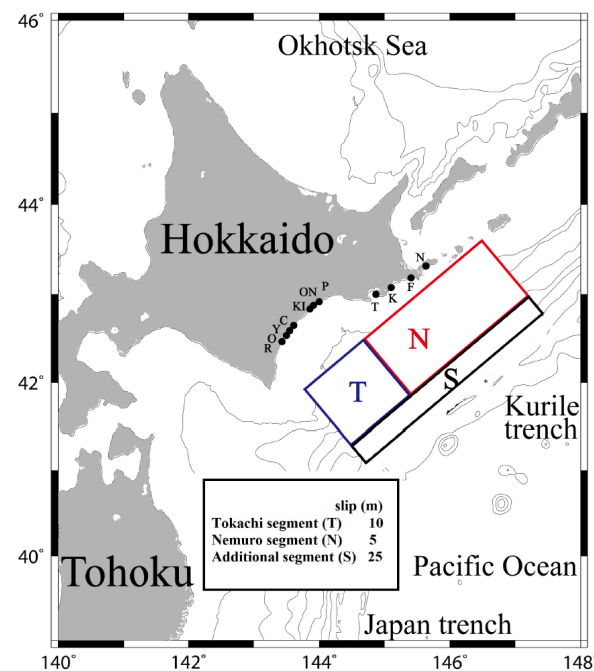
#### 3.2 構造的特徴に関する検討:まとめ

- 国内外で発生している巨大地震の破壊領域に関する知見, 並びに千島海溝沿いのテクトニクス背景, 地震の発生機構の類似性から考えられる構造的特徴に関する検討結果を左下図に示す。
- なお, 千島海溝沿いの構造的特徴のうち, 日本海溝・千島海溝島弧会合部～納沙布断裂帯の領域は, 地震調査研究推進本部(2004), 内閣府中央防災会議(2006), 文部科学省(2012)が評価した「500年間隔地震」の波源域(十勝沖～根室沖)(右下図)と整合的である。



日本海溝から千島海溝沿いにおける構造的特徴  
に関する検討結果  
(Demets(1992)に一部加筆)

※:審査ガイドに示される千島海溝北東端位置



17世紀巨大地震の断層モデル(Mw8.8)  
(文部科学省(2012))

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

---

- 3. 1 評価方針 ..... p5
- 3. 2 構造的特徴に関する検討 ..... p6
- 3. 3 すべり量(歪み量)に関する検討 ..... p20
- 3. 4 地震規模と波源域の評価 ..... p32

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

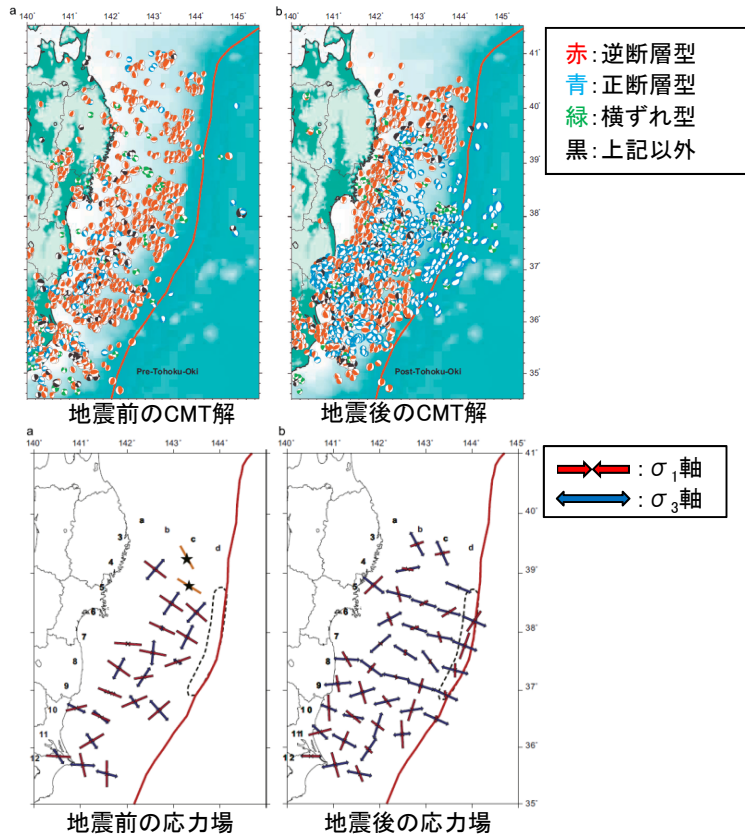
#### 3.3 すべり量(歪み量)に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見①

##### ■日本海溝沿い:3.11地震(宮城県沖)①

##### (1)3.11地震後の応力状態

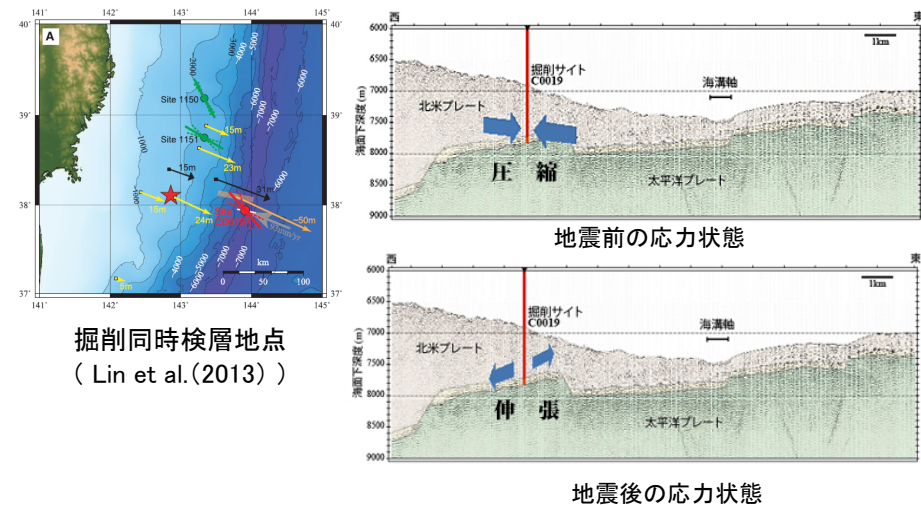
- 地震学的・地球物理学的見地から、3.11地震の発生により、それを引き起こした歪みはほぼ解放されたと考えられることから(Hasegawa et al. (2012), JAMSTEC(2013)他),東北地方太平洋沖型の地震は、その繰り返し間隔から、地震発生の都度歪みを解放する(すべり量に上限をもった)地震と捉えることが可能と考えられる。

##### 【地震学的見地】



応力テンソルインバージョンから得られた陸のプレートの応力場の変化  
(Hasegawa et al.(2012))

##### 【地球物理学的見地】



3.11地震震源域の応力状態の変化  
(JAMSTEC(2013))

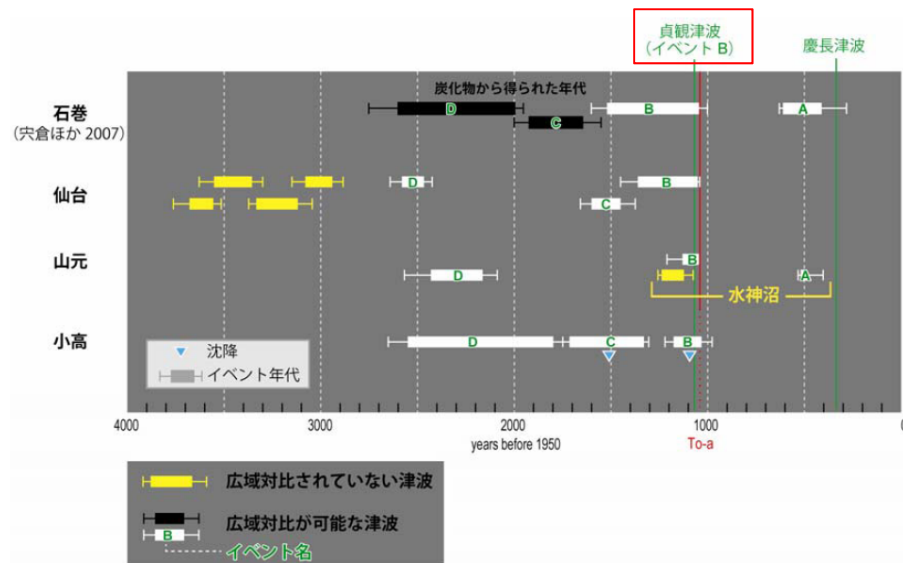
### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.3 すべり量(歪み量)に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見①

##### ■日本海溝沿い:3.11地震(宮城県沖)②

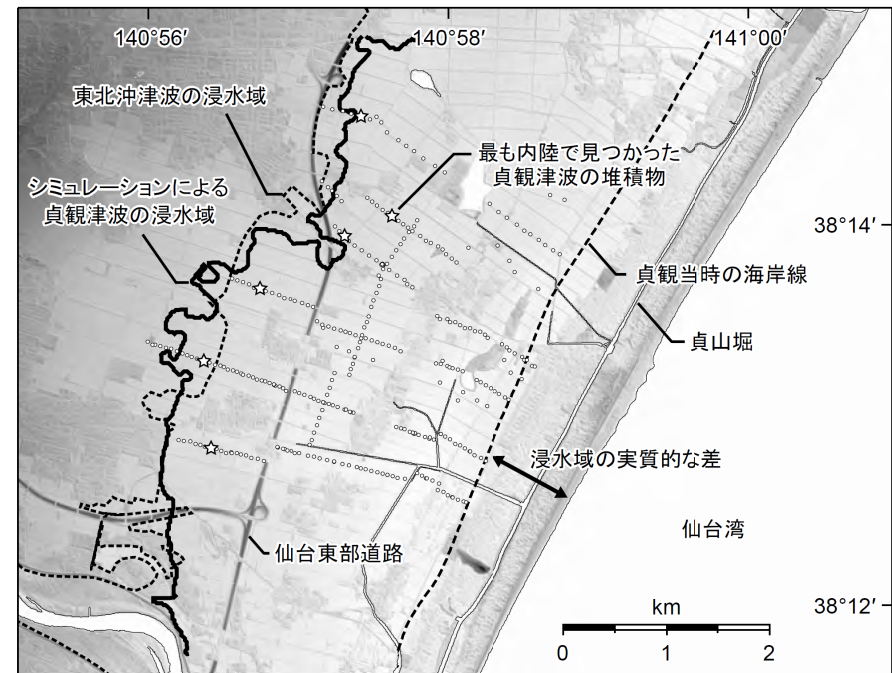
##### (2)過去の巨大地震の規模の比較

- 菅原ほか(2011,2013)は、「東北地方太平洋沖型の地震」のうち869年の津波と3.11地震の仙台平野における浸水域の比較を行い、両者が殆ど重なることを示した。
- また、石巻平野においても、869年の津波と3.11地震に伴う津波による津波堆積物の到達限界は、ほぼ同規模である(澤井ほか(2007, 2008), 行谷ほか(2010), 宍倉ほか(2007, 2012))。
- 以上より、869年の地震発生後も3.11地震と同様に、宮城県沖の固着域に蓄積されていた歪みの大きな解放があったものと推定され、東北地方太平洋沖型の地震がその都度歪みを解放し、すべり量に上限をもった地震と捉えることと整合する。



(A) 西暦1500年頃のイベント, (B) 869年の津波  
(C) 西暦430年頃のイベント, (D) 紀元前390年頃のイベント

石巻市, 仙台市, 山元町, 相馬市で見られた津波堆積物の地域間対比  
(文部科学省 研究開発局ほか(2010)に一部加筆)



仙台平野における869年の津波と3.11地震に伴う津波の浸水域の比較  
(菅原ほか(2013))

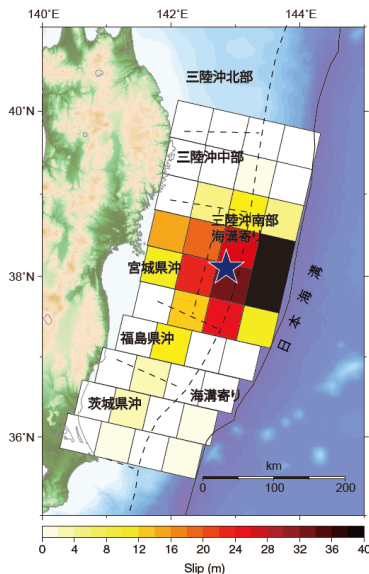
### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.3 すべり量(歪み量)に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見①

##### ■日本海溝沿い:3.11地震(宮城県沖)③

##### (3)スーパーサイクル

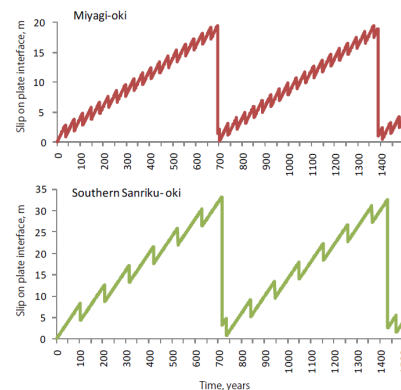
- 佐竹(2011a, b)は、3.11地震のすべり量分布と、地震調査研究推進本部(2002)が想定していた固有地震(宮城県沖, 三陸沖南部海溝寄り)の平均発生間隔及びすべり量から、固有地震のすべり残しがプレート間の固着として蓄積され、より長い間隔で超巨大地震として解放されると考えると、宮城県沖や三陸沖では従来の地震サイクルの上に、より長い周期のサイクル(スーパーサイクル)があるとしている。



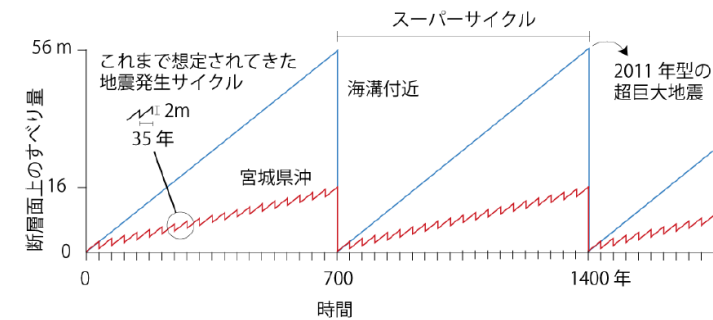
津波波形のインバージョンによる  
3.11地震のすべり量分布  
(佐竹(2011a))

日本海溝沿いの各領域における固有地震と3.11地震のすべり量と発生間隔

地震調査委員会の領域 Regions	固有地震の発生 間隔 Characteristic interval, R (year)	固有地震のすべり 量 Characteristic coseismic slip, d (m)	すべり残し 速度 Slip Deficit, S=8 - d/R (cm/yr)	2011年の すべり量 2011 slip, D(m)	2011年型の 発生間隔 Supercycle interval, D/S (year)
宮城県沖 Miyagi-oki	37	2	2.6	17	660
三陸沖南部海溝寄り Southern Sanriku	105	4	4.2	30	720
津波地震 Tsunami earthquakes	530	6	6.9	45	660



宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り  
における地震発生サイクルのモデル  
(佐竹(2011a))



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))

以上から、日本海溝沿いにおいて約600年間隔で繰り返しM9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着域で蓄積する歪みの量には限度があり、3.11地震に伴う大きなすべり量は最大規模と評価される。



3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

3.3 すべり量(歪み量)に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見②

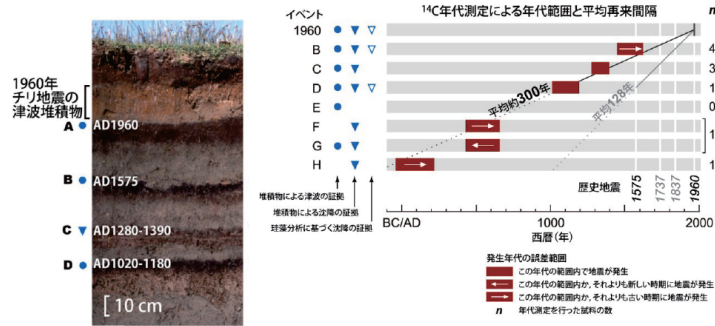
■世界①

(1)地震学的・地質学的・測地学的見地からの検討

- プレート境界毎にM9クラスの巨大地震の平均発生間隔(A)・既往地震のすべり量(B)の関係と各プレートの沈み込み速度・カップリング係数から算定されるすべり(歪み)の蓄積量(C)を比較した結果、両者には調和的な関係があり、M9クラスの巨大地震を発生させるすべり(歪み)の蓄積量には限度があると考えられる。

【チリにおける分析結果】

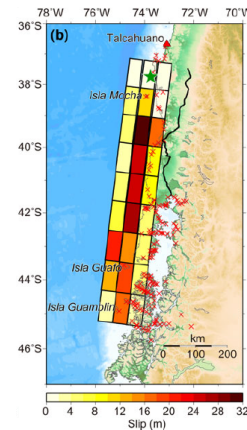
✓ 平均発生間隔(A)



第2図 Maullinにおいて観察される津波堆積物とその履歴。Cisternas et al. (2005)<sup>3)</sup>に基づく。Figure 2. Tsunami deposit observed in Maullin and its history. Based on Cisternas et al. (2005).

(宍倉 (2013))

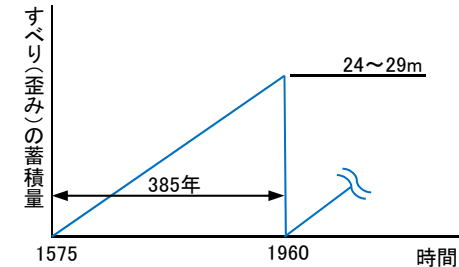
✓ 1960年のすべり量分布(B)



(Fujii and Satake (2012))

✓ すべり(歪み)の蓄積量(C)

- ①プレートの沈み込み速度: 6.3-7.5cm/年 (McCaffrey(2008))
- ②カップリング係数: 0.82~1.0(地震学的) 0.96(測地学的) (Scholz and Campos(2012))
- ③すべり(歪み)の蓄積量: ①(6.3-7.5cm/年) × 385年(1960-1575) × ②(=1.0とする) = 24~29m



	チリ	カムチャッカ	スマトラ	カスケード	アラスカ・アリユーション	備考
平均発生間隔 (A)	約300年	約100~400年	約400~500年	約500年	約600~1000年	地震学的・地質学的知見から得られる平均発生間隔
既往地震の最大すべり量 (B)	既往地震:1960年 すべり量:25~30m	既往地震:1952年 すべり量:11.4m	既往地震:2004年 すべり量:23m	既往地震:1700年 すべり量:19m	既往地震:1964年 すべり量:22m	地震学的・地質学的知見から得られる最大すべり量
	⇕	⇕	⇕	⇕	⇕	調和的な関係がある。
すべり(歪み)の蓄積量 (C)	385年間で 24~29m	400年間で 14~17m	500年間で 4~22m	500年間で 16~19m	1000年間で 13~31m	プレートテクトニクス, 地震学的・測地学的知見から得られるすべり(歪み)の蓄積量

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

### 3.3 すべり量(歪み量)に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見②

#### ■世界②

#### (2)巨大地震発生領域の時空間分布

- 世界のM9クラスの巨大地震発生領域は互いに重複せず、各プレート境界面の限定的な領域において数百年間隔で繰り返し発生している。

#### 【環太平洋全域】

- 環太平洋全域におけるプレート境界面で1906年から2012年に発生したM8.5以上の巨大地震の発生領域は互いに重複していない。

Sl. no.	Region	Year	Magnitude
1	Ecuador	1906	8.5
2	Kamchatka	1923	8.5
3	Banda Sea	1938	8.5
4	Unimak Island	1946	8.5
5	Kamchatka	1952	9.0
6	Andreasof Islands	1957	8.6
7	Chile	1960	9.5
8	Kuril Islands	1963	8.5
9	Alaska	1964	9.4
10	Rat Islands	1965	8.7
11	Sumatra	2004	9.2
12	Sumatra	2005	8.7
13	Samoa-Tonga	2009	8.0
14	Chile	2010	8.8
15	Japan	2011	9.0

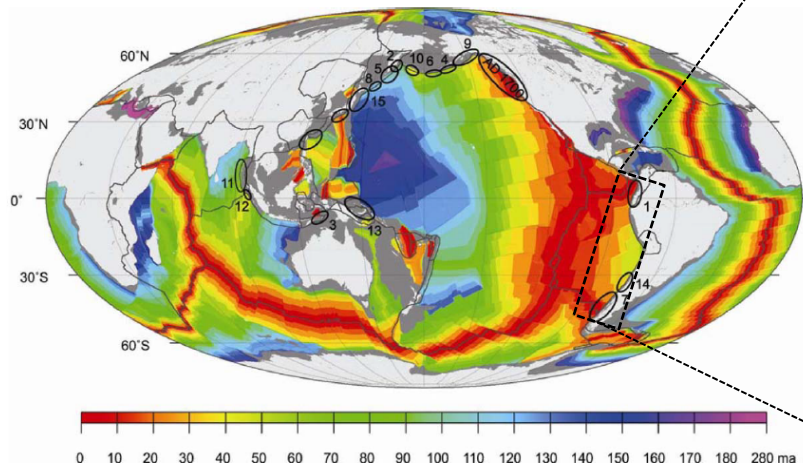


Figure 1. World map centred along the 180th meridian, marking the ruptures of interplate earthquakes ( $M \geq 8.5$ ) from 1906 to 2012, numbered chronologically and listed in Table 1 (data source for earthquake ruptures: NEIC, IRIS; ocean floor age data modified from Muller *et al.*<sup>65</sup>).

1906年から2012年に発生したM8.5以上の地震の発生領域  
(Rajendran(2013)に一部加筆)

#### 【チリ〜ペルー沖】

- セグメント毎に数十年以上の間隔で繰り返し地震が発生しており、1940年以降発生したM8〜9クラスの地震の発生領域は互いに重複していない。また、M9クラスの巨大地震は、限定的な領域において約300年間隔で繰り返し発生している(1575年,1960年)。

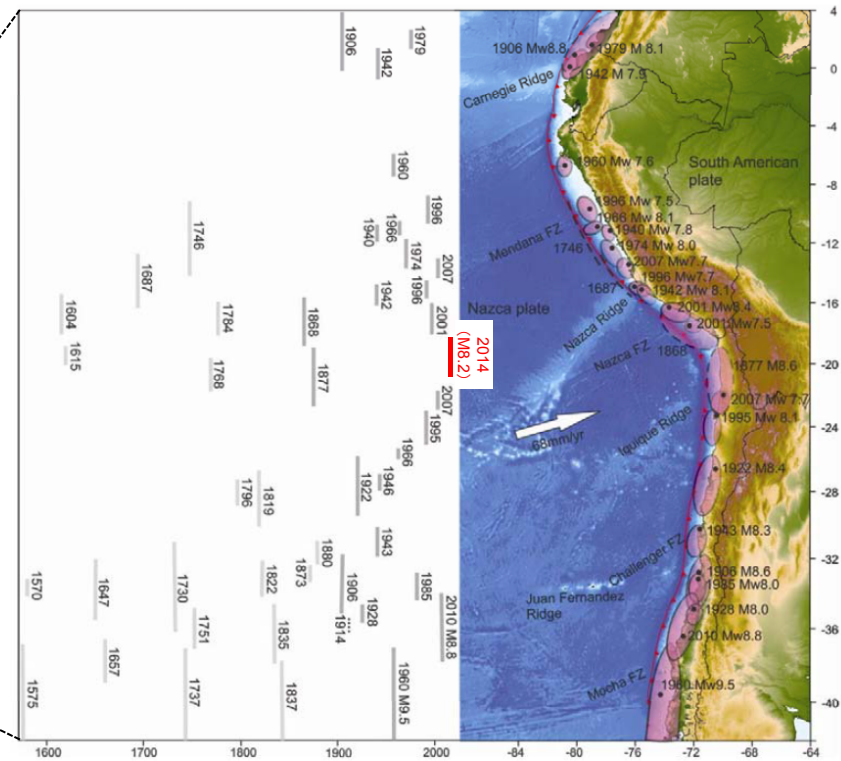


Figure 8. (Right) Seismotectonic setting of the South American subduction zone showing locations (filled black circles) and rupture areas (ellipses) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates (modified after refs 17 and 52).

チリ〜ペルー沖における地震発生履歴  
(Rajendran(2013)に一部加筆)

以上から、世界のM9クラスの巨大地震はそれぞれ限定的な領域で発生しており、各固着域で蓄積する歪みの量は、宮城県沖と同様に限度があると考えられる。

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.3 すべり量(歪み量)に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見③

---

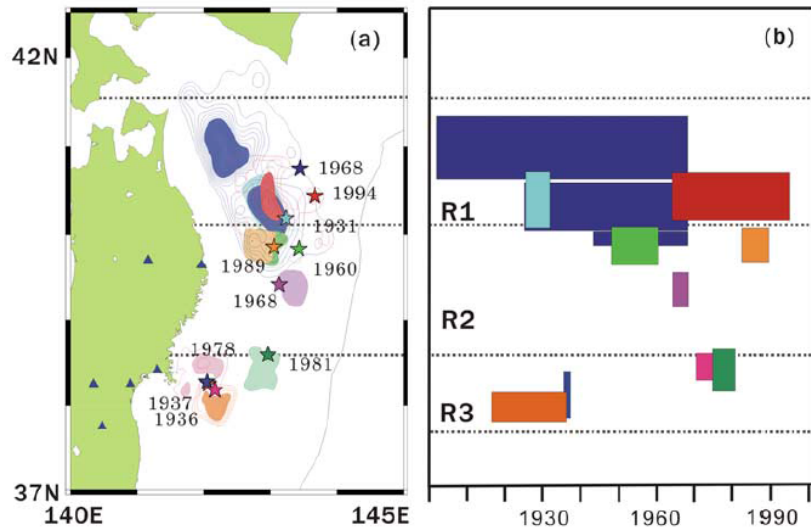
##### ■まとめ

- 地震学的・地質学的・測地学的知見から、国内外で発生しているM9クラスの巨大地震は、限定的な領域で発生し、各固着域で蓄積する歪み量(すべり量)には限度があると考えられる。
- 上記知見を参考に、三陸沖北部、十勝沖・根室沖の固着域で蓄積する歪み量(すべり量)に関する検討を行う。

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.3 すべり量(歪み量)に関する検討:三陸沖北部①

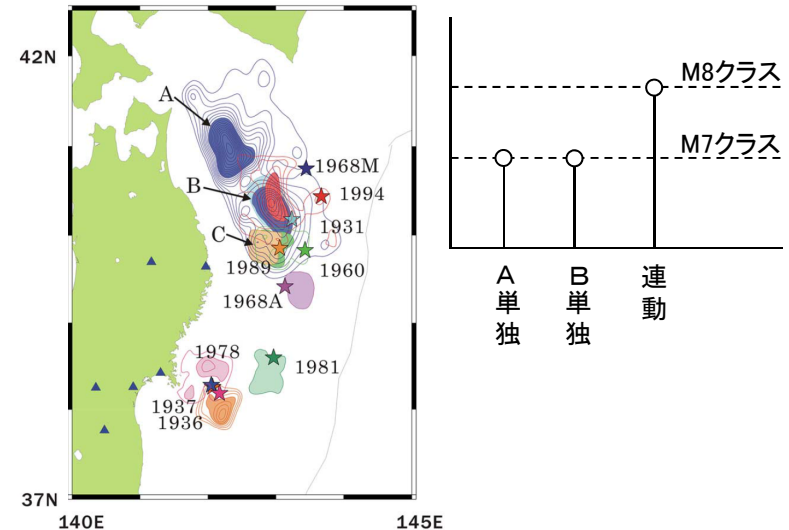
- 1600年以降, M8クラスの地震が4回発生している(1677年, 1763年, 1856年, 1968年)。これら地震を, 地震調査研究推進本部(2012)は, 平均発生間隔約97.0年で繰り返し発生する地震として評価している。
- Yamanaka and Kikuchi(2004), 永井ほか(2001)は, アスペリティ分布の解析から, 三陸沖北部のアスペリティ(下右図:AとB)のうち, 1968年の地震と1994年の地震の共通アスペリティ(下右図:B)のカップリング率はほぼ100%であるとしている。また, 個々のアスペリティが単独で動けばM7クラスの地震(=1994年)を, 連動するとM8クラスの地震(=1968年)を引き起こすとしている。



(a)アスペリティ位置

(b)プレートの沈み込み速度から推定される地震モーメント解放量

(Yamanaka and Kikuchi(2004))



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

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.3 すべり量(歪み量)に関する検討:三陸沖北部②

- 三陸沖北部で繰り返し発生するM8クラスの地震の平均発生間隔(A)・既往地震のすべり量(B)の関係と、プレートの沈み込み速度・カップリング係数から算定されるすべり(歪み)の蓄積量(C)を比較した結果、両者には調和的な関係がある。

#### 【平均発生間隔(A)】

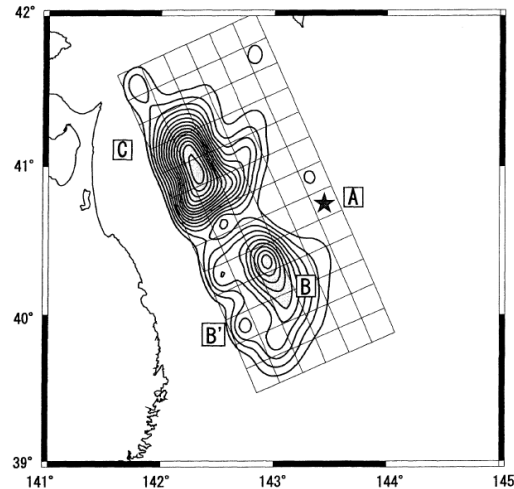
- 約97.0年

三陸沖北部の繰り返し発生するプレート間地震の発生間隔等(地震調査研究推進本部(2012))

項目	特性	根拠	評価の信頼度 <sup>(1)</sup>
(1)地震の発生領域の目安	図2-2の塗りつぶした領域。	震源域は、1968年の「十勝沖地震」についてのアスペリティモデル(永井ほか,2011)、過去の他の震源モデル、余震分布等を参照して、総合的に判断した。	A
(2)震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。		
(3)震源域	図2-2(深さは、沿岸寄りでは約60km、日本海溝寄りでは約10km。)		
(4)地震時における陸のプレートの震源断層面における平均的なすべりの向き	約N115°E±10°(陸側のプレートの太平洋プレートに対するすべりの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに対する相対運動方向(瀬野,1993;Seno <i>et al.</i> ,1996)から推定した。	
(5)発生間隔等	平均発生間隔 約97.0年 最新発生時期(1968年5月16日)から2012年1月1日現在までの経過時間 43.6年	1677年・1763年・1856年・1968年に当該領域において発生した、津波被害を伴った地震について、平均発生間隔を算術平均で求めた。	

#### 【1968年十勝沖地震のすべり量分布(B)】

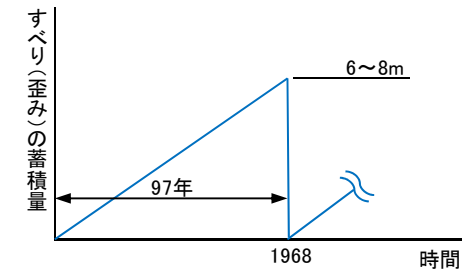
- アスペリティB:6.5m
- アスペリティC:9.3m



モーメント解放量分布(永井ほか(2001))

#### 【すべり(歪み)の蓄積量(C)】

- ①プレートの沈み込み速度:6.2-8.1cm/年(McCaffrey(2008))
- ②カップリング係数:1.0(地震学的)(Yamanaka and Kikuchi(2004))
- ③すべり(歪み)の蓄積量:①(6.2-8.1cm/年)×97年  
×②(=1)=6~8m



以上から、三陸沖北部の固着域で蓄積する歪みの量は、国内外で発生している巨大地震と同様に限度があると考えられ、三陸沖北部で繰り返し発生するM8クラスの地震のうち1968年十勝沖地震に伴うすべり量は最大規模と評価される。

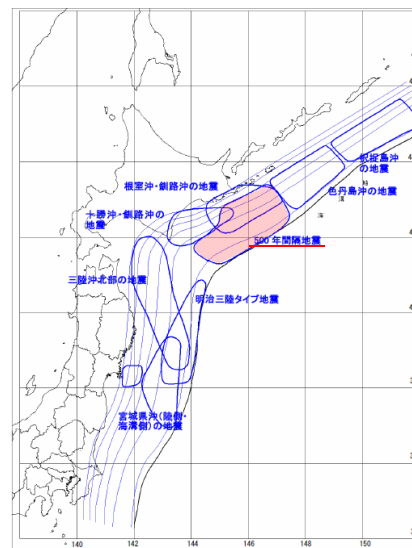
### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.3 すべり量(歪み量)に関する検討: 十勝沖・根室沖①

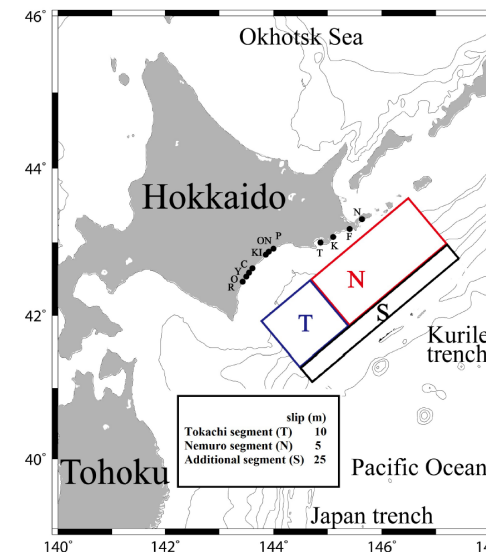
- 北海道太平洋岸での津波堆積物調査から、十勝沖から根室沖にかけて巨大津波が発生しており、最新の事例としては17世紀に発生。これ以外にも、過去6500年の間に10数回の発生が確認されており、地震調査研究推進本部(2004)では、十勝沖の地震と根室沖の地震が400~500年程度の間隔で連動することによって発生する地震と評価し、内閣府中央防災会議(2006)では、十勝沖~根室沖の領域に繰り返し発生する「500年間隔地震」と見なし、その地震規模をMw8.6と評価している。
- 文部科学省(2012)では、最新の津波堆積物調査結果(調査地点: 浦幌, キナシベツ, 音別, 厚岸, 根室, 根室海峡沿岸の別海)を踏まえた17世紀に発生した巨大地震の断層モデルの検討を行い、波源域を十勝沖~根室沖、地震規模をMw8.8と評価している。

十勝地域の津波			根室地域の津波		
発生時期 (cal.B.P.)	再来間隔 (年)		発生時期 (cal.B.P.)		
津波1	17世紀初頭		津波1		
津波2	12~13世紀	400~500	津波2		
津波3	9世紀	300~400	津波3		
津波4	1630-(4世紀?)	500	津波4	1430+	
津波5	AD/BC?	(300+)	津波5	?	
津波6	2590-	(500+)	津波6	1930+	
津波7	2870~2920	300+	津波7, 8	?	
津波8	3220~3460	400+	津波9	2440+	
津波9	3690~3720	400	津波10	3830+	
津波10	4200+	500+	津波11	4300+	
津波11	4580	300~350	津波12	4700+	
津波12	4860+	300	津波13	4930+	
津波13	5000-	100	津波14	4980+	
津波14	5640+	>600	津波15	?	
津波15	6370-	600	津波16		
			津波17		
			津波18		

北海道太平洋岸の津波堆積物  
に基づく巨大津波の履歴



津波を発生させる断層領域の  
模式図



文部科学省(2012)による17世紀巨大地震の  
断層モデル(Mw8.8)(文部科学省(2012))

内閣府中央防災会議(2006)の評価  
(内閣府中央防災会議(2006)に一部加筆)

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.3 すべり量(歪み量)に関する検討:十勝沖・根室沖②

- 「500年間隔地震」の平均発生間隔(A)・既往地震のすべり量(B)の関係と, プレートの沈み込み速度・カップリング係数から算定されるすべり(歪み)の蓄積量(C)を比較した結果, 両者には調和的な関係がある。

#### 【平均発生間隔(A)】

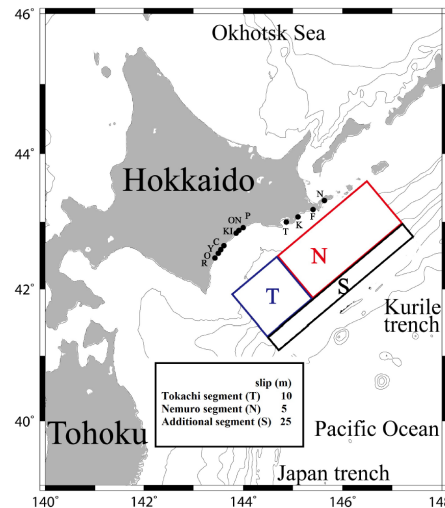
- 約500年

十勝地域の津波		根室地域の津波		
発生時期 (cal.B.P.)	再来間隔 (年)	発生時期 (cal.B.P.)	発生時期 (cal.B.P.)	
津波1	17世紀初頭	400~500	津波1	
津波2	12~13世紀	300~400	津波2	
津波3	9世紀	500	津波3	
津波4	1630-(4世紀?)	1430+ ?	津波4	
津波5	AD/BC?	(300+)	津波5	
津波6	2590-	(500+)	1930+ ?	津波6
津波7	2870~2920	300+	2440+	津波7, 8
津波8	3220~3460	400+	津波9	
津波9	3690~3720	400	津波10	
津波10	4200+	500+	3340+	津波11
津波11	4580	300~350	4300+	津波12
津波12	4860+	300	4700+	津波13
津波13	5000-	100	4930+	津波14
津波14	5640+	>600	4980+	津波15
津波15	6370-	600	?	津波16
				津波17
				津波18

(内閣府中央防災会議(2006))

#### 【17世紀の地震のすべり量分布(B)】

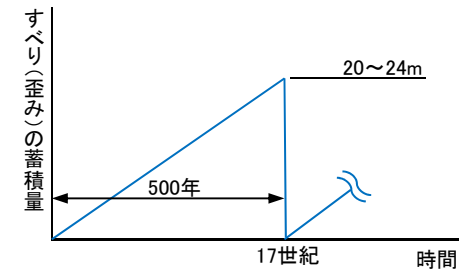
- 最大すべり量25m



(文部科学省(2012))

#### 【すべり(歪み)の蓄積量(C)】

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



以上から, 十勝沖・根室沖の固着域で蓄積する歪みの量は, 国内外で発生しているM9クラスの巨大地震と同様に限度があると考えられ, 「500年間隔地震」のうち17世紀の巨大地震に伴うすべり量は最大規模と評価される。

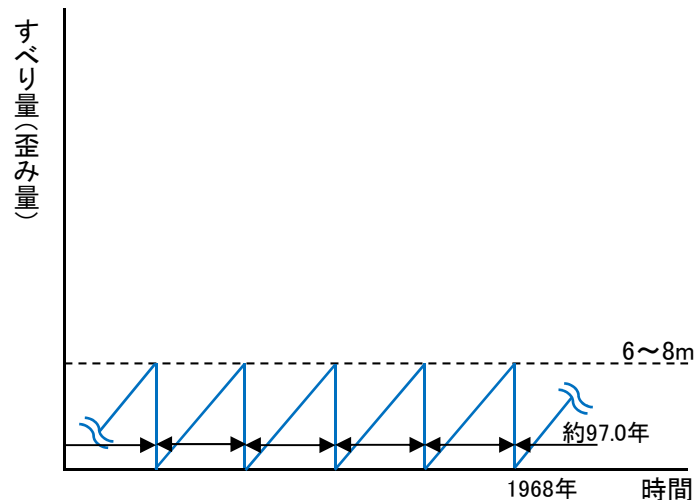
### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.3 すべり量(歪み量)に関する検討:まとめ

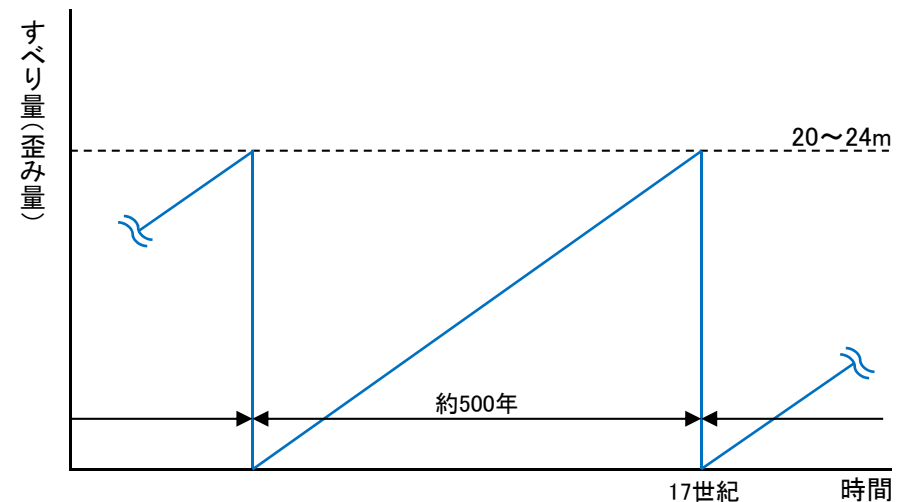
- 地震学的・地質学的・測地学的知見から、国内外で発生しているM9クラスの巨大地震は、限定的な領域で発生し、各固着域で蓄積する歪み量(すべり量)には限度があると考えられる。
- 上記知見を参考として、三陸沖北部、十勝沖・根室沖の分析を実施した結果、同様の傾向が見られ、三陸沖北部については、1968年十勝沖地震に伴うすべり量は最大規模であり、十勝沖・根室沖については、「500年間隔地震」のうち17世紀の地震に伴う津波のすべり量は最大規模と評価される。

#### ■すべり量(歪み量)に関する分析結果

##### 【三陸沖北部】



##### 【十勝沖・根室沖】





### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

---

3. 1	評価方針	.....	p5
3. 2	構造的特徴に関する検討	.....	p6
3. 3	すべり量(歪み量)に関する検討	.....	p20
3. 4	地震規模と波源域の評価	.....	p32

## 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

## 3.4 地震規模と波源域の評価①

- ・ 構造的特徴, 並びにすべり量(歪み量)に関する検討結果を以下に示す。

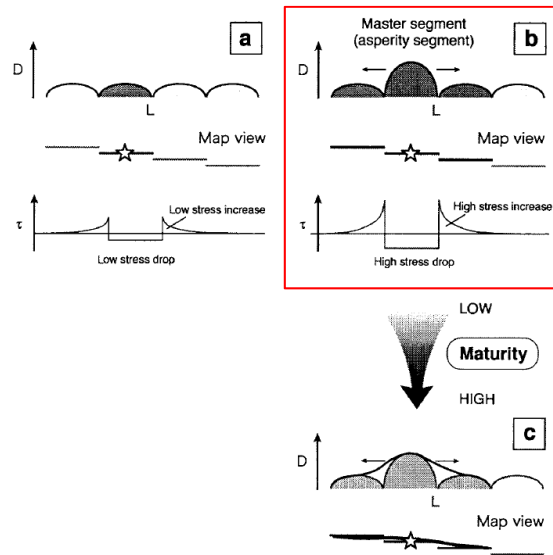
— : 構造境界(破壊のバリア)  
— : (参考)低地震活動域

		構造的特徴に関する検討		すべり量(歪み量)に関する検討					
	地震本部の領域区分	テクトニクス的背景	構造的特徴	地震発生履歴	固着域で蓄積する歪みの量				
千島海溝		陸側のプレートの下に, 太平洋プレートが沈み込む。	①	①千島前弧スリバーの北東端 ・ 千島前弧スリバーの形成により, 背弧側とは別の剛体運動をしている(Demets(1992)他)。 ・ 1963年の地震と2006年の地震の境界に一致(文部科学省(2013))。	—	—			
	択捉島沖	千島前弧スリバーが形成されている。	②	②納沙布断裂帯 ・ 納沙布断裂帯の両側で堆積厚さが異なり, 地下構造の不連続性を有する。これが地震活動ブロック構造(Barrier)を支配する要因の1つと考えられる(Kasahara et al.(1997))。	—	—			
	色丹島沖				—	—			
	根室沖				—	Mw8.6~8.8の巨大地震が約500年間隔で繰り返し発生。(=「500年間隔地震」)	蓄積する歪みの量には限度があり, 17世紀の地震のすべり量は最大規模。		
	十勝沖				③	③日本海溝・千島海溝島弧会合部 ・ 日高衝突帯の下部地殻の剥落に相当する低速度領域が破壊のバリアになる可能性がある(Liu et al.(2013), 文部科学省(2013))。	M8クラスの地震が約97.0年間隔で繰り返し発生。	蓄積する歪みの量には限度があり, 1968年十勝沖地震のすべり量は最大規模。	
日本海溝	三陸沖北部	日本海溝・千島海溝島弧会合部(下部地殻の剥落)	⑤	④フィリピン海プレート北東端 ・ テクトニクス背景(地下構造の不連続性)が破壊のバリアとして作用する重要な役割を果たす可能性がある(Shinohara et al.(2011))。	Mw9の巨大地震が約600年間隔で繰り返し発生。(=「東北地方太平洋沖型の地震」)	—			
	三陸沖中部	陸側のプレートの下に, 太平洋プレートが沈み込む。	④			(参考)⑤低地震活動域 ・ 非地震性のすべりにより歪みが解放される低地震活動域が存在する(Ye et al.(2012))。	—	蓄積する歪みの量には限度があり, 3.11地震のすべり量は最大規模。	
	宮城県沖			④	—				—
	福島県沖~茨城県沖								
	房総沖	陸側のプレートの下に, フィリピン海プレートが沈み込み, さらに下方に, 太平洋プレートが沈み込む。	—	—					

### 3. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた地震規模と波源域の評価

#### 3.4 地震規模と波源域の評価②

- 活断層の連動時における断層セグメント間の相互作用に関する知見(遠田(2004))を踏まえると、歪みを蓄積する量に限度がある三陸沖北部、十勝沖・根室沖の固着域が、両領域で発生した既往最大規模の地震(すべり)よりもさらに応力を高めて、破壊のバリア(日本海溝・千島海溝の島弧会合部)を跨ぎ、隣接するセグメントの固着域の活動を巻き込む可能性は低いと考えられる。
- 以上から、日本海溝沿い、並びに千島海溝沿い(南部)において、最新の科学的・技術的知見から想定される地震規模と波源域は、以下のとおり評価される。



a) 平均変位量の小さなセグメントによる単独破壊

b) 変位量大きな特異なセグメント(マスターセグメント)が存在する場合の連動破壊→マスターセグメントの応力変化量が大きいため、近傍のセグメントの活動を巻き込む。

c) b)が時間・変位累積とともに成熟し、3つのセグメントが1つになる。これにより活動セグメント長が長くなるとともに応力降下量が低下し、変位量の頭打ちにもつながる。

断層セグメント間の相互作用に関する模式図  
(遠田(2004)に一部加筆)

#### ■ 日本海溝沿い、千島海溝沿い(南部)で発生する地震規模と波源域の評価結果

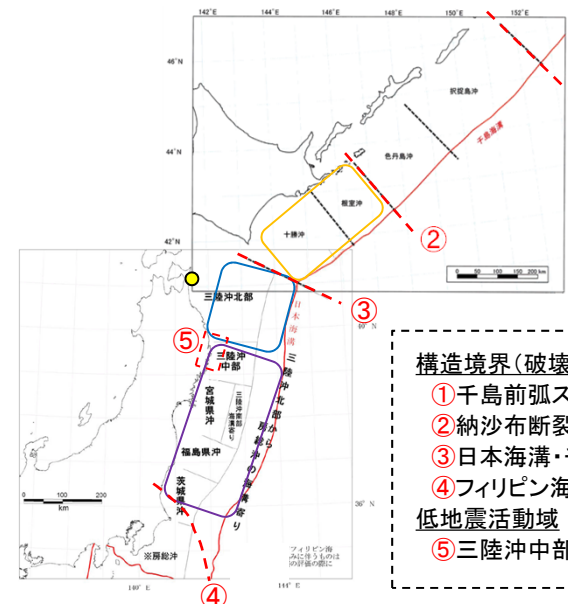
##### ▶ 日本海溝沿い

- : 三陸沖北部の地震 (Mw8.4※)
- : 東北地方太平洋沖型の地震 (Mw9.0)

##### ▶ 千島海溝沿い(南部)

- : 500年間隔地震 (Mw8.8)

※: 1968年十勝沖地震に伴う津波の再現モデルの地震規模



##### 構造境界(破壊のバリア)

- ① 千島前弧スリバー北東端
- ② 納沙布断裂帯
- ③ 日本海溝・千島海溝 島弧会合部
- ④ フィリピン海プレート北東端

##### 低地震活動域

- ⑤ 三陸沖中部

## 4. 基準断層モデルの設定

---

- 4. 1 基本方針 ..... p36
- 4. 2 想定波源域の設定(保守的設定①) ..... p37
- 4. 3 大すべり域・超大すべり域の設定(保守的設定②) ..... p38
- 4. 4 基準断層モデルの設定 ..... p39

## 4. 基準断層モデルの設定

### 4.1 基本方針

- 東通原子力発電所 敷地前面海域(三陸沖北部)では, M9クラスの巨大地震が発生した記録が無いことに鑑みて, 基準断層モデルの設定にあたっては, 最新の科学的・技術的知見から想定される地震規模及び波源域を上回る地震を考慮する(保守的設定を組合せていく)。
- 想定波源域の保守的設定としては, 構造境界(破壊のバリア)を跨ぐ地震を考慮することとし, 十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動を考慮する(日本海溝・千島海溝島弧会合部の破壊伝播を考慮)。
- 大すべり域・超大すべり域の保守的設定としては, 1968年十勝沖地震に伴うすべりを上回る規模のすべりを考慮することとし, 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。

#### 最新の科学的・技術的知見から想定される地震規模及び波源域の評価

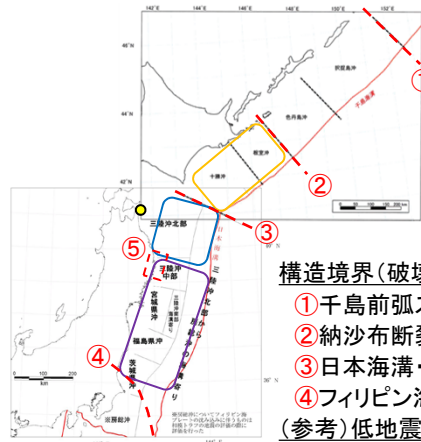
##### 日本海溝沿い

三陸沖北部の地震(Mw8.4※)(下図: )  
東北地方太平洋沖型の地震(Mw9.0)(下図: )

##### 千島海溝沿い(南部)

500年間隔地震(Mw8.8)(下図: )

※: 1968年十勝沖地震に伴う津波の再現モデルの地震規模



##### 構造境界(破壊のバリア)

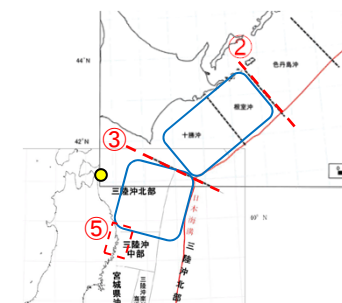
- ① 千島前弧スリバー北東端
  - ② 納沙布断裂帯
  - ③ 日本海溝・千島海溝 島弧会合部
  - ④ フィリピン海プレート北東端
- (参考) 低地震活動域
- ⑤ 三陸沖中部

#### 基準断層モデルの設定

##### 保守的設定①

##### 想定波源域

十勝沖・根室沖と三陸沖北部で発生する地震の連動を考慮。  
⇒ 島弧会合部の破壊伝播を考慮。

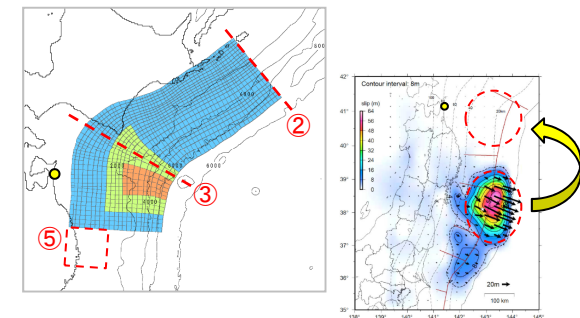


: 十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震

##### 保守的設定②

##### 大すべり域・超大すべり域

1968年十勝沖地震に伴うすべりを上回る規模のすべりを考慮。  
⇒ 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。



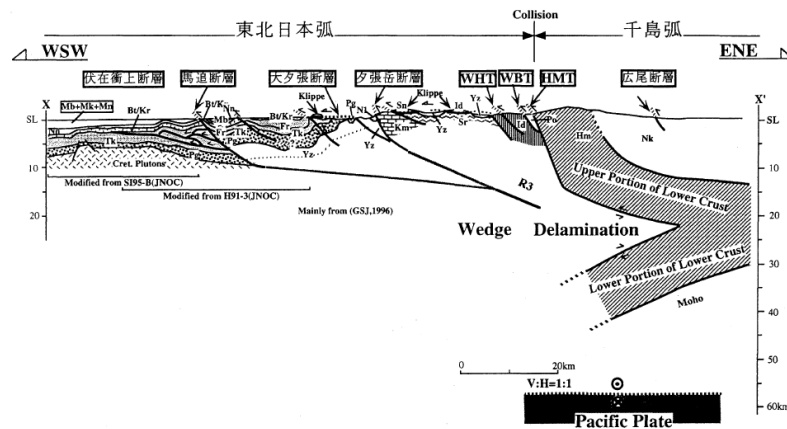
3.11地震時のすべり分布  
(地震本部(2012)に一部加筆)

#### 4. 基準断層モデルの設定

### 4.2 想定波源域の設定(保守的設定①)

- 日本海溝・千島海溝の島弧会合部は、テクトニクス背景(下図参照)、並びに地震学的知見(p16)から、破壊のバリアとなる地下構造の不連続性を示す構造的特徴(構造境界)を有するが、基準断層モデルの保守性の観点から、構造境界(破壊のバリア)を跨ぐ地震として、十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動を考慮する。

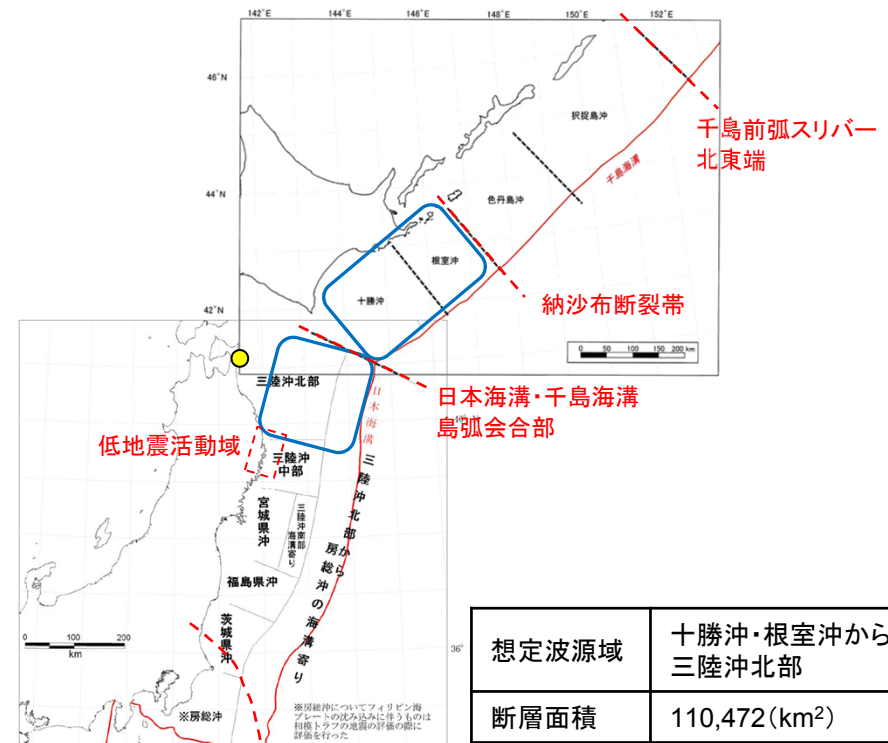
#### ■ 日本海溝・千島海溝の島弧会合部のテクトニクス背景



日高衝突帯並びに前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造断面図 (伊藤(2000))

#### ■ 想定波源域の設定

□ : 連動範囲



想定波源域	十勝沖・根室沖から 三陸沖北部
断層面積	110,472(km <sup>2</sup> )

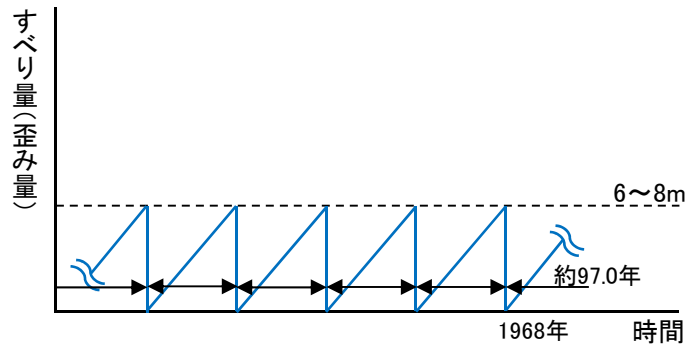
フィリピン海プレート  
北東端

#### 4. 基準断層モデルの設定

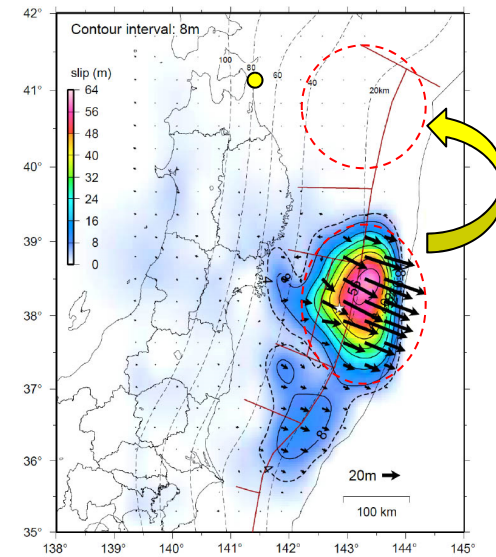
### 4.3 大すべり域・超大すべり域の設定(保守的設定②)

- 国内外で発生している巨大地震の地震学的・地質学的・測地的知見から、三陸沖北部については、1968年十勝沖地震に伴うすべりは最大規模と評価されるが、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。

■三陸沖北部におけるすべり量(歪み量)

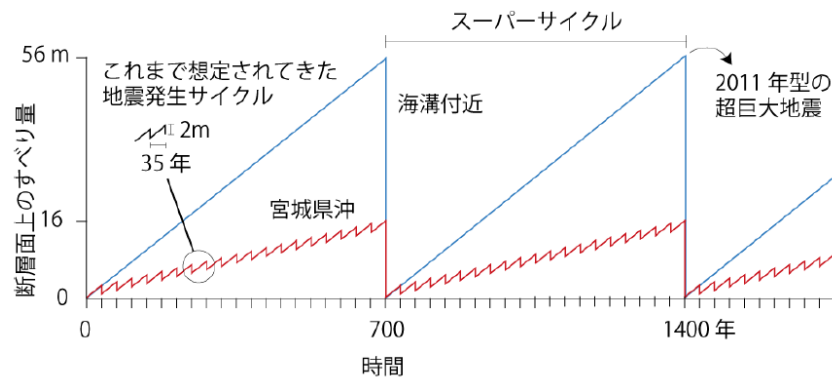


■大すべり域・超大すべり域の設定(概念)



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))

# 4. 基準断層モデルの設定

## 4.4 基準断層モデルの設定

### 1. 巨視的波源特性の設定

想定波源域の設定

プレート境界面形状の設定

断層面積(S)の算定

平均応力降下量( $\Delta\sigma$ )の設定

地震モーメント( $M_0$ )の算定  
平均すべり量(D)の算定

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)	根室沖～三陸沖北部	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( $\Delta\sigma$ )	内閣府(2012), Murotani et al.(2013)	3(MPa)
剛性率( $\mu$ )	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10}$ (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント( $M_0$ )	$16 / (7\pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$	$4.52 \times 10^{22}$ (Nm)
平均すべり量(D)	$16 / (7\pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{1/2} / \mu$	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( $S_2, S_4$ )の算定
- すべり量( $D_2, D_4$ )の算定
- 地震モーメント( $M_{o2}, M_{o4}$ )の算定

■ 大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積( $S_2$ )	断層面積(S)の15%*	16,571(km <sup>2</sup> )
すべり量( $D_2$ )	平均すべり量(D)の2倍 内閣府(2012)	16.37(m)
剛性率( $\mu$ )	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10}$ (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント( $M_{o2}$ )	$\mu \cdot S_2 \cdot D_2$	$1.36 \times 10^{22}$ (Nm)

### ■ 超大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積( $S_4$ )	断層面積(S)の5%	5,524(km <sup>2</sup> )
すべり量( $D_4$ )	平均すべり量(D)の4倍 内閣府(2012)	32.75(m)
剛性率( $\mu$ )	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10}$ (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント( $M_{o4}$ )	$\mu \cdot S_4 \cdot D_4$	$9.04 \times 10^{21}$ (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( $S_b'$ )	断層面積の80%	88,378(km <sup>2</sup> )
すべり量( $D_b'$ )	平均すべり量(D)	8.19(m)
剛性率( $\mu$ )	土木学会(2002)	$5.0 \times 10^{10}$ (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント( $M_{ob}'$ )	$\mu \cdot S_b' \cdot D_b'$	$3.62 \times 10^{22}$ (Nm)

#### (2)-2 各領域の地震モーメント(合計)の算定

$M_o' = M_{o2} + M_{o4} + M_{ob}' = 5.88 \times 10^{22}$ (Nm)

#### (2)-3 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

- $M_o / M_o' = 4.52 \times 10^{22}$ (Nm) /  $5.88 \times 10^{22}$ (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)

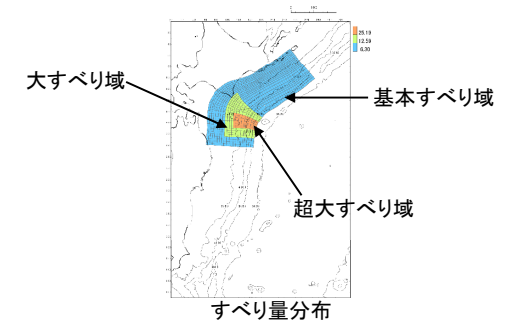
### 3. 基準断層モデルの設定

■ : 与条件

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( $M_w$ )の算定



諸元	内容	諸元	内容
モーメントマグニチュード( $M_w$ )	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	基本すべり域	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( $\Delta\sigma$ ) ( $= 7 / 16 \cdot M_o \cdot (S / \pi)^{-3/2}$ )	3.05(MPa)	大すべり域	断層面積(面積比率)* 22,740(km <sup>2</sup> ) (20.6%)
剛性率( $\mu$ )	$5.0 \times 10^{10}$ (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 $M_o$	$4.59 \times 10^{22}$ (Nm)	超大すべり域	断層面積(面積比率) 6,302(km <sup>2</sup> ) (5.7%)
すべり角 $\lambda$	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 $\tau$	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

※: 各パラメータ設定に用いた知見の詳細は、「原子力発電所」資料2ー3「3. 連動型地震に起因する津波の特性化モデル設定に用いた知見」に記載。



## 5. 波源特性の不確かさの考慮方法

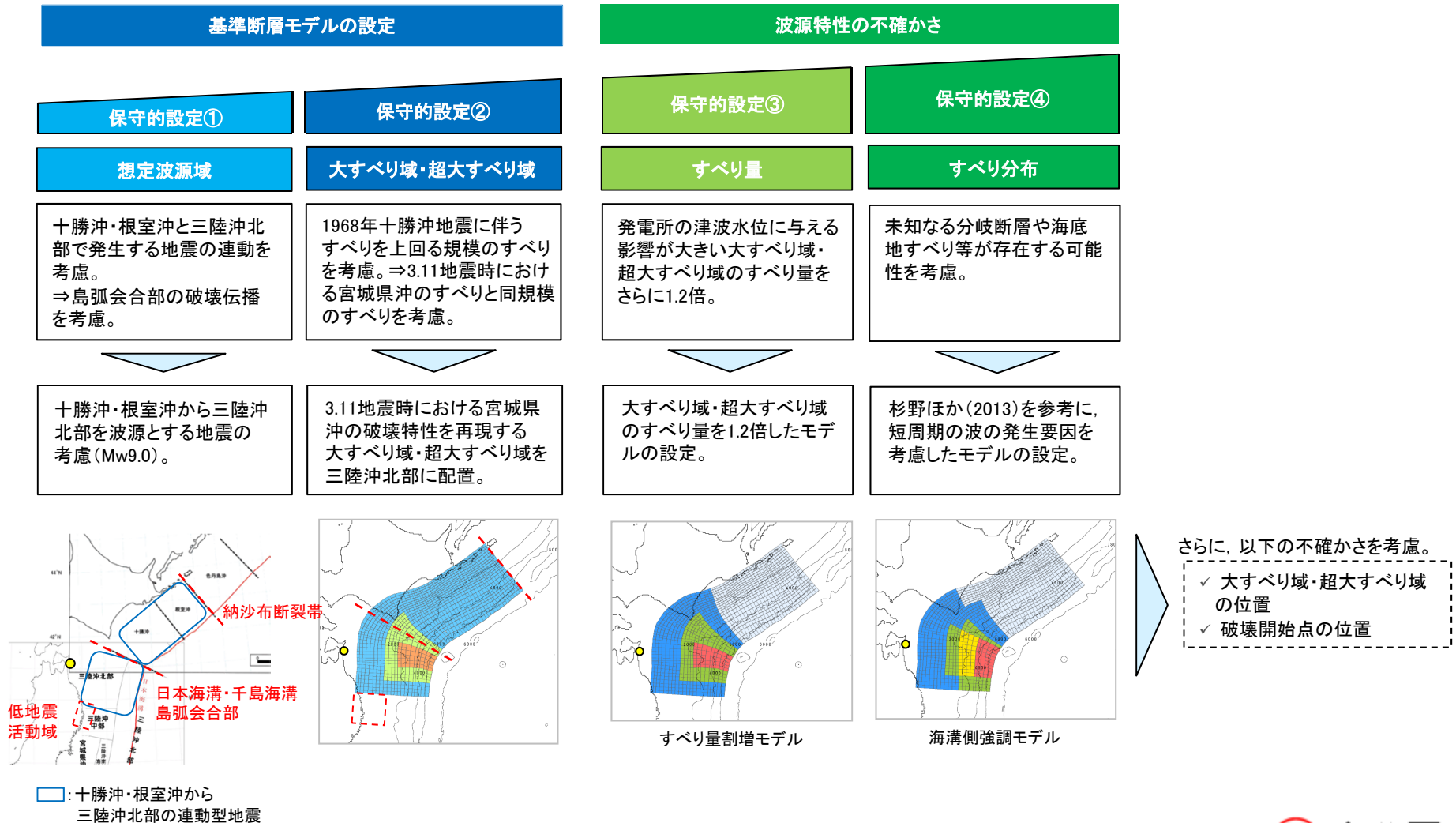
---

5. 1 基本方針	.....	p41
5. 2 すべり量割増モデルの設定(保守的設定③)	.....	p42
5. 3 海溝側強調モデルの設定(保守的設定④)	.....	p44
5. 4 波源特性の不確かさの考慮方法	.....	p46

## 5. 波源特性の不確かさの考慮

### 5.1 基本方針

- 基準断層モデルの保守性に加え、発電所の津波水位に与える影響が大きい大すべり域・超大すべり域のすべり量・すべり分布の不確かさを考慮するとともに、その位置や巨大地震特有の不確かさである破壊伝播特性(破壊開始点)の不確かさを考慮して、基準津波を評価する。

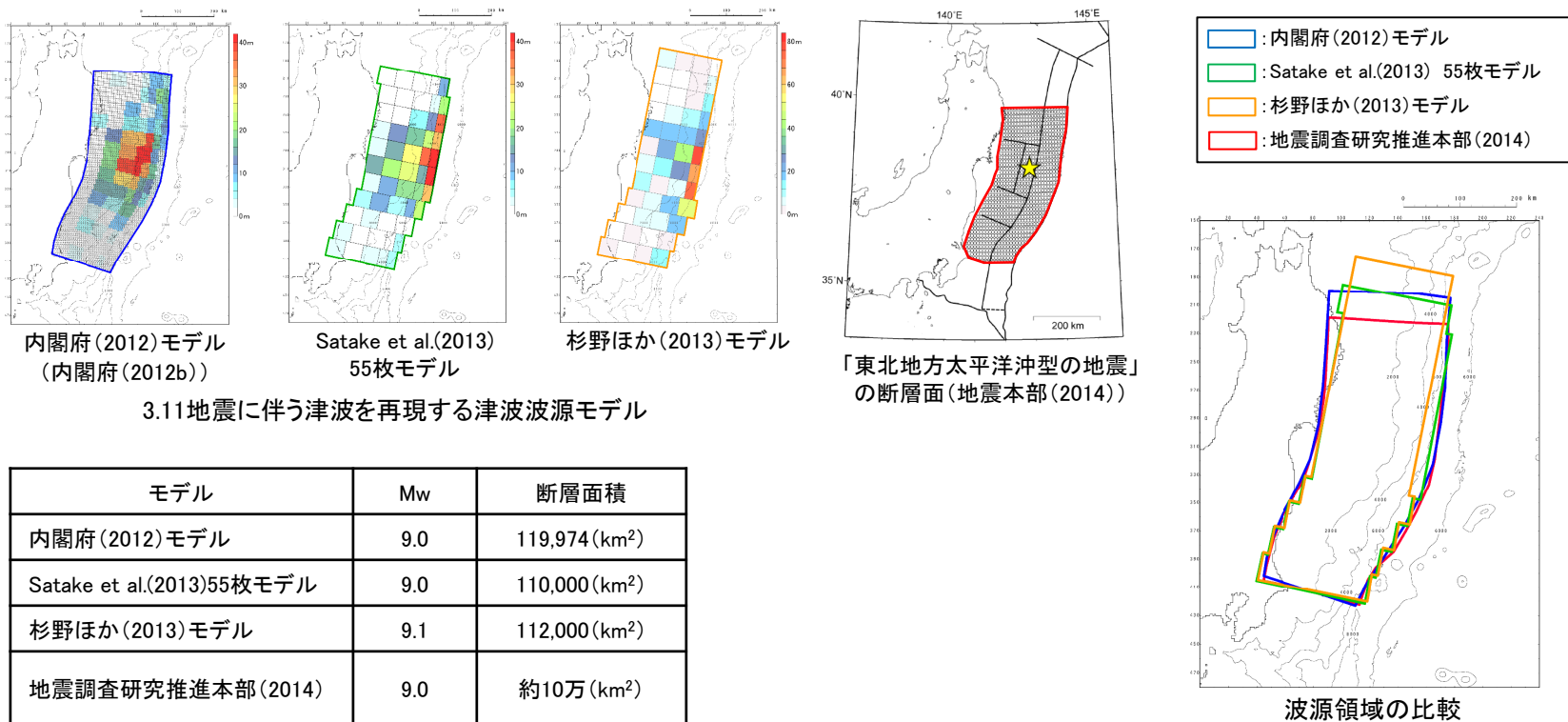


## 5. 波源特性の不確かさの考慮

### 5.2 すべり量割増モデルの設定(保守的設定③)

#### ■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(不確かさ)は、発電所の津波高さに与える影響が大きい大すべり域・超大すべり域のすべり量に直接関係することを踏まえ、さらなる保守性確保の観点から、大すべり域・超大すべり域のすべり量を約20%割増したすべり量割増モデルを設定する。



# すべり量割増モデルの設定フロー

■ : 与条件

## 1. 巨視的波源特性の設定

- 基準断層モデルと共通のため、詳細は記載省略 (p39参照)

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)	根室沖～三陸沖北部	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 (2002)	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 (2002)	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 (2002)	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 (2002)	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 (2002)	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

$$M_o' = M_{02} + M_{04} + M_{00.5} + M_{01} = 4.75 \times 10^{22} \text{ (Nm)}$$

#### (2)-3 地震モーメントの調整 (すべり量の調整)

- $M_o / M_o' = 4.52 \times 10^{22} \text{ (Nm)} / 4.75 \times 10^{22} \text{ (Nm)} = 0.95$
- 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。

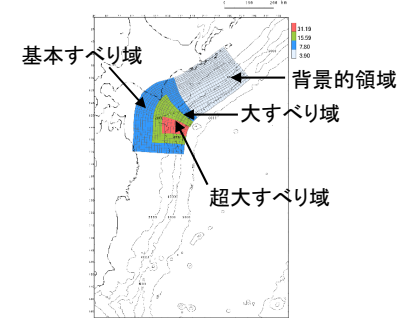
	調整前	調整後
背景的領域	4.09 (m)	3.90 (m)
基本すべり域	8.19 (m)	7.80 (m)
大すべり域	16.37 (m)	15.59 (m)
超大すべり域	32.75 (m)	31.19 (m)

## 3. 基準断層モデルの設定

### 断層モデルへの微視的波源特性の反映

- 設定したプレート境界面に微視的波源特性を反映。

### モーメントマグニチュード (Mw) の算定



すべり量分布

諸元	内容	諸元	内容
モーメントマグニチュード (Mw)	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%)

<sup>\*1</sup>: 大すべり域と超大すべり域をあわせた領域の面積比率  
<sup>\*2</sup>: 超大すべり域をあわせた領域の面積比率

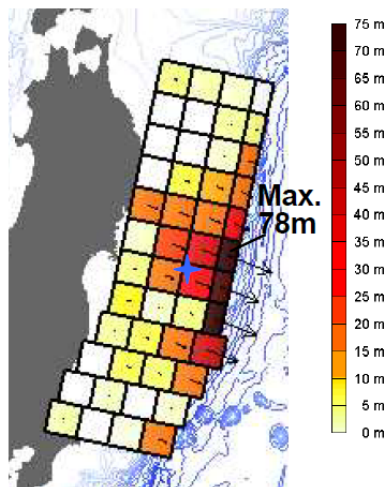
## 5. 波源特性の不確かさの考慮

### 5.3 海溝側強調モデルの設定(保守的設定④)

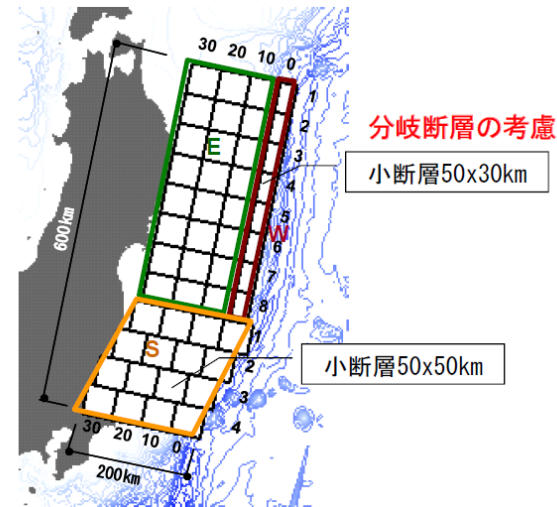
#### ■3.11地震から得られた知見の反映

- ・ 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や、3.11地震の各種のすべり分布モデル等から、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。
- ・ 以上を踏まえ、さらなる保守性確保の観点から、すべり量割増モデルを基本として、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海溝側強調モデルを設定する。

【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

# 海溝側強調モデルの設定フロー

## 1. 巨視的波源特性の設定

■ : 与条件

- 基準断層モデルと共通のため、詳細は記載省略 (p39参照)

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)	根室沖～三陸沖北部	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 (2002)	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)

### ■ 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 (2002)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント (M <sub>0.5</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 (2002)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント (M <sub>0.3</sub> )	μ · S <sub>3</sub> · D <sub>3</sub>	6.78 × 10 <sup>21</sup> (Nm)

	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)

## 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>0.2</sub>, M<sub>0.4</sub>, M<sub>0.5</sub>, M<sub>0.3</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 (2002)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント (M <sub>0.2</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 (2002)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント (M <sub>0.4</sub> )	μ · S <sub>4</sub> · D <sub>4</sub>	9.04 × 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 (2002)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )
地震モーメント (M <sub>0.1</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

$$M_o' = M_{0.2} + M_{0.4} + M_{0.5} + M_{0.3} + M_{0.1} = 4.97 \times 10^{22} \text{ (Nm)}$$

(2)-3 地震モーメントの調整 (すべり量の調整)

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

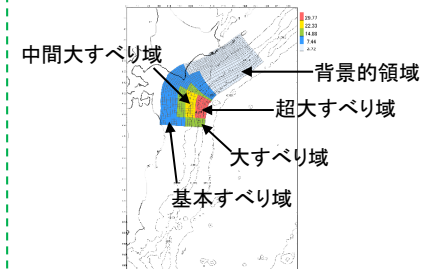
- 上記倍率を用いて、基準断層モデルに反映する各領域のすべり量を一律に調整する。

## 3. 基準断層モデルの設定

断層モデルへの微視的波源特性の反映

- 設定したプレート境界面に微視的波源特性を反映。

モーメントマグニチュード (Mw) の算定



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)
地震発生深さ	海溝軸～深さ60km		断層面積 (面積比率) <sup>※1</sup> 58,213 (km <sup>2</sup> ) (52.7%)
断層面積 (S)	110,472 (km <sup>2</sup> )	背景的領域	すべり量 3.72 (m)
平均応力降下量 (Δσ) (=7/16 · Mo · (S/π) <sup>-3/2</sup> )	3.08 (MPa)		断層面積 (面積比率) 52,259 (km <sup>2</sup> ) (47.3%)
剛性率 (μ)	5.0 × 10 <sup>10</sup> (N/m <sup>2</sup> )	大すべり域	すべり量 14.88 (m)
地震モーメント Mo	4.65 × 10 <sup>22</sup> (Nm)		断層面積 (面積比率) <sup>※2</sup> 23,191 (km <sup>2</sup> ) (21.0%)
すべり角 λ	太平洋プレートの運動方向に基づいて設定	中間大すべり域	すべり量 22.33 (m)
ライズタイム τ	60 (s)		断層面積 (面積比率) <sup>※3</sup> 11,714 (km <sup>2</sup> ) (10.6%)
		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%)

※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

## 5. 波源特性の不確かさの考慮

### 5.4 波源特性の不確かさの考慮方法

- すべり量・すべり分布の不確かさに加え、さらに、大すべり域の位置、破壊に時間差があることに伴う津波の増幅を考慮するため破壊開始点の不確かさを考慮する。

**保守的設定③**

**すべり量**

すべり量割増モデルの設定

**保守的設定④**

**すべり分布**

海溝側強調モデルの設定

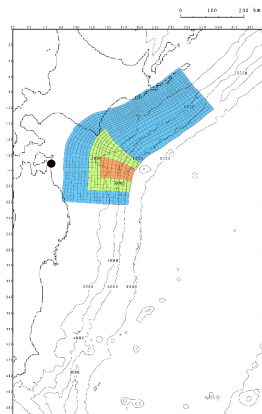
**さらなる保守性の確保**

**大すべり域の位置**

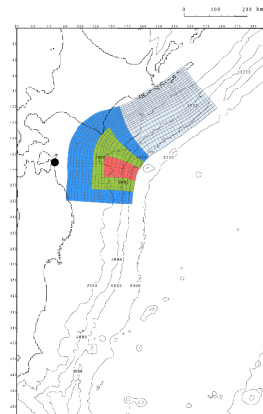
- ・北へ約50km
- ・南へ約50km, 約100km, 約150km

**破壊開始点の位置**

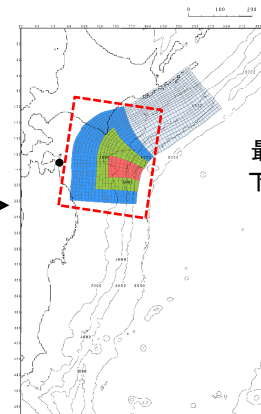
- ・位置: P1~P6
- ・破壊伝播速度: 2km/s



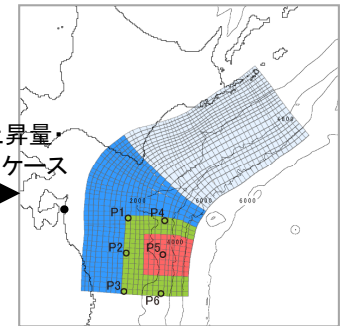
基準断層モデル



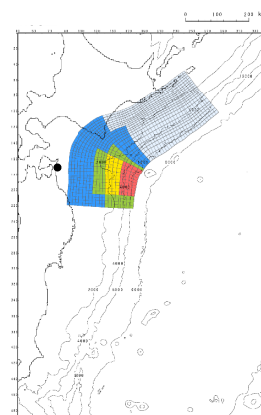
すべり量割増モデル



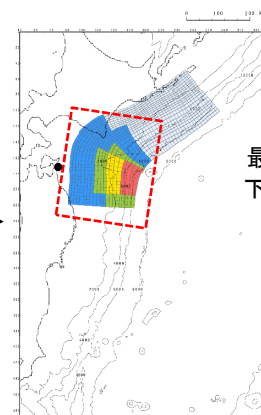
⋯: 大すべり域



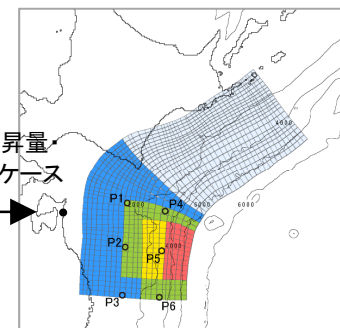
○: 破壊開始点位置  
(同心円状に破壊)



海溝側強調モデル



⋯: 大すべり域



○: 破壊開始点位置  
(同心円状に破壊)

## 6. 津波予測計算

---

6. 1 水位上昇側	.....	p48
6. 2 水位下降側	.....	p54



## 6. 津波予測計算

## 6.1 水位上昇側:大すべり域・超大すべり域の位置に関する不確かさの考慮

- 各評価位置における最大水位上昇量を以下に示す。

【基準断層モデル】

(単位:m)

	敷地前面	取水口前面	放水路護岸前面	備考
基準位置	7.38	6.88	6.78	

【すべり量割増モデル】

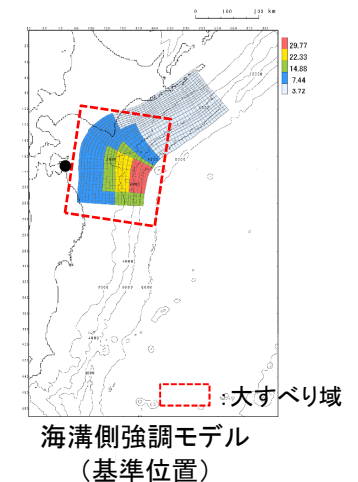
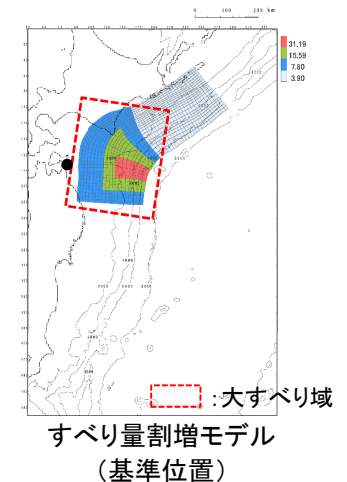
(単位:m)

位置	敷地前面	取水口前面	放水路護岸前面	備考
北へ約50km移動	5.95	5.45	5.37	
基準位置	8.85	7.98	7.81	
南へ約50km移動	8.08	7.00	6.97	
南へ約100km移動	9.80	8.19	7.94	破壊開始点位置の不確かさ 検討ケース①
南へ約150km移動	8.53	6.48	6.23	

【海溝側強調モデル】

(単位:m)

位置	敷地前面	取水口前面	放水路護岸前面	備考
北へ約50km移動	7.78	7.34	6.91	
基準位置	9.76	8.42	8.05	破壊開始点位置の不確かさ 検討ケース②
南へ約50km移動	10.41	7.58	7.46	破壊開始点位置の不確かさ 検討ケース③
南へ約100km移動	8.76	6.78	6.62	
南へ約150km移動	6.04	4.54	4.68	



## 6. 津波予測計算

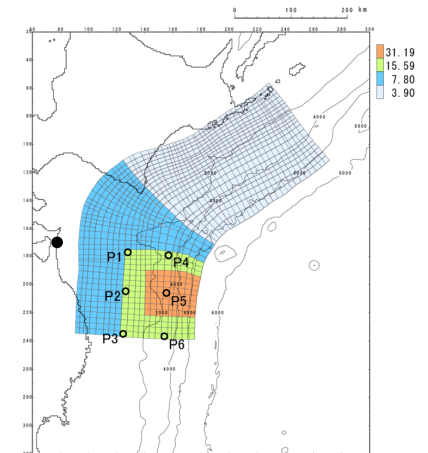
## 6.1 水位上昇側:破壊開始点位置に関する不確かさの考慮①

- 各評価位置における最大水位上昇量を以下に示す。

【検討ケース①】すべり量割増モデル, 大すべり域・超大すべり域位置:南へ約100km移動

(単位:m)

破壊開始点	敷地前面	取水口前面	放水路護岸前面	備考
基準(同時破壊)	9.80	8.19	7.94	
P1	9.01	7.44	6.92	
P2	9.10	7.26	6.91	
P3	9.57	7.98	7.87	
P4	8.23	6.87	6.54	
P5	7.82	6.90	6.81	
P6	10.63	8.83	8.73	取水口前面, 放水路護岸前面 決定ケース

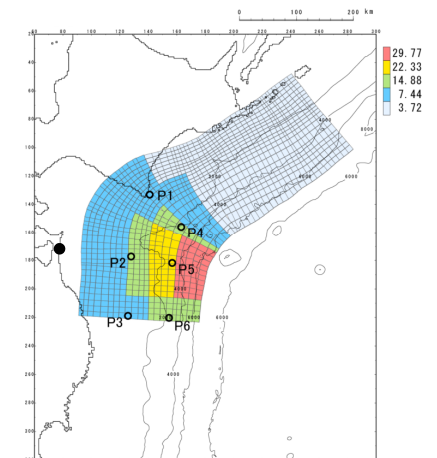


すべり量割増モデル  
破壊開始点位置  
(破壊伝播速度:2.0(km/s))

【検討ケース②】海溝側強調モデル, 大すべり域・超大すべり域位置:基準位置

(単位:m)

破壊開始点	敷地前面	取水口前面	放水路護岸前面	備考
基準(同時破壊)	9.76	8.42	8.05	
P1	7.01	6.74	6.30	
P2	7.00	5.97	5.92	
P3	7.41	6.20	6.19	
P4	7.45	6.96	6.45	
P5	6.52	6.21	5.89	
P6	9.19	7.80	7.91	



海溝側強調モデル  
破壊開始点位置  
(破壊伝播速度:2.0(km/s))

## 6. 津波予測計算

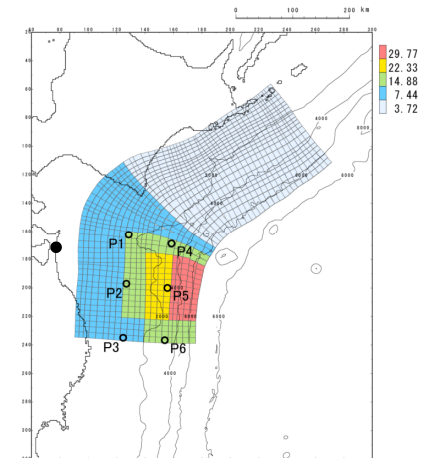
## 6.1 水位上昇側:破壊開始点位置に関する不確かさの考慮②

- 各評価位置における最大水位上昇量を以下に示す。

【検討ケース③】海溝側強調モデル, 大すべり域・超大すべり域位置:南へ約50km移動

(単位:m)

破壊開始点	敷地前面	取水口前面	放水路護岸前面	備考
基準(同時破壊)	10.41	7.58	7.46	
P1	8.59	6.92	6.66	
P2	8.88	6.84	6.72	
P3	9.94	7.60	7.52	
P4	7.35	6.93	6.51	
P5	8.05	6.77	6.22	
P6	10.95	8.74	8.52	敷地前面決定ケース



海溝側強調モデル  
破壊開始点位置  
(破壊伝播速度:2.0(km/s))

## 6. 津波予測計算

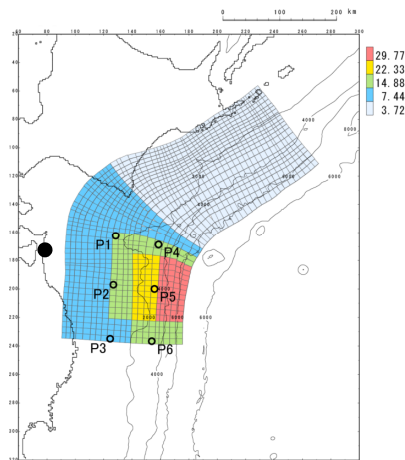
## 6. 1 水位上昇側:津波予測計算結果(まとめ)①

モデル	波源特性の不確かさ		最大水位上昇量(m)		
	大すべり域・ 超大すべり域の位置	破壊開始点	敷地前面	取水口前面	放水路護岸前面
すべり量割増モデル	南へ約100km移動	P6	10.63	8.83	8.73
海溝側強調モデル	南へ約50km移動	P6	10.95	8.74	8.52

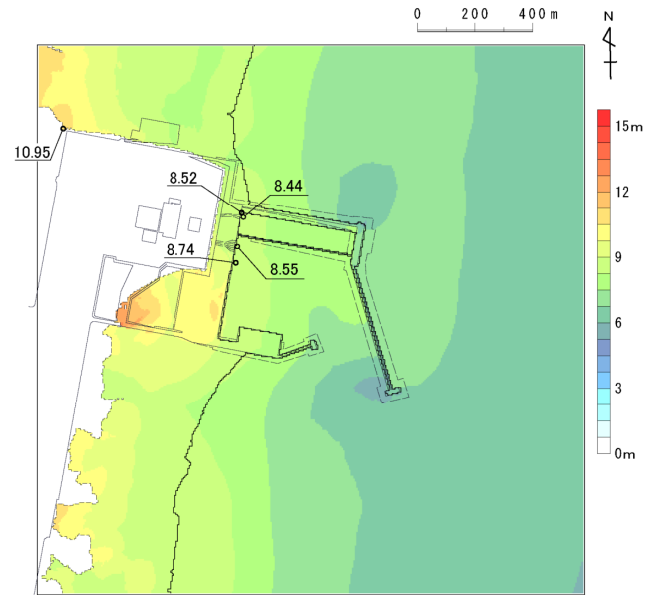
6. 津波予測計算

6.1 水位上昇側:津波予測計算結果(まとめ)②

評価位置	モデル	大すべり域・超大すべり域の位置	破壊開始点
敷地前面	海溝側強調モデル	南へ約50km移動	P6



すべり分布  
(破壊開始点位置)

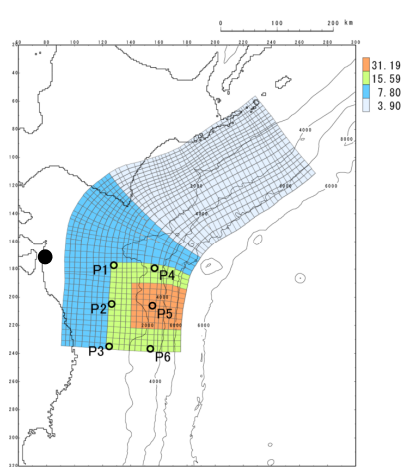


最大水位上昇量分布

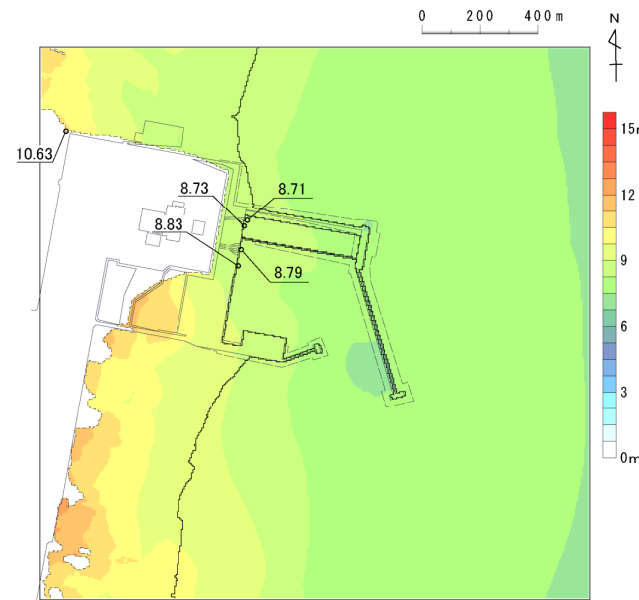
## 6. 津波予測計算

## 6.1 水位上昇側:津波予測計算結果(まとめ)③

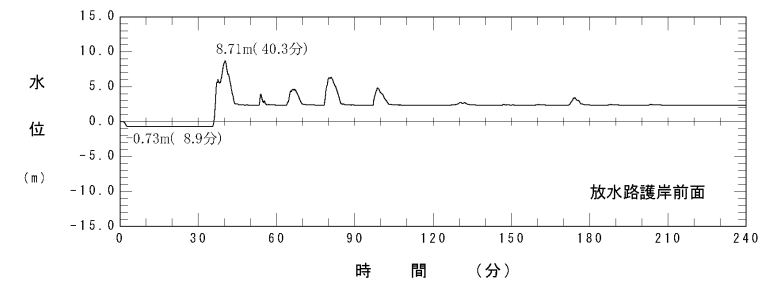
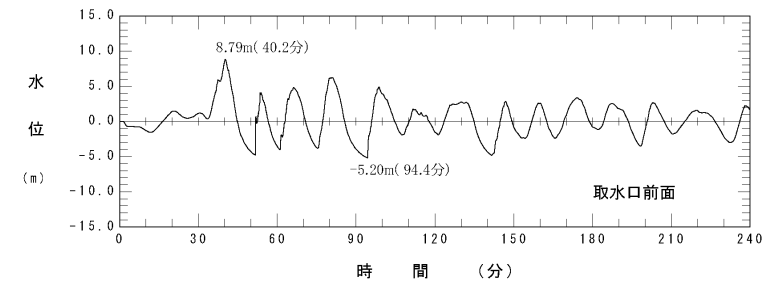
評価位置	モデル	大すべり域・超大すべり域の位置	破壊開始点
取水口前面 放水路護岸前面	すべり量割増モデル	南へ約100km移動	P6



すべり分布  
(破壊開始点位置)



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形  
(上図:取水口前面, 下図:放水路護岸前面)

## 6. 津波予測計算

## 6.2 水位下降側:大すべり域・超大すべり域の位置に関する不確かさの考慮

- 各評価位置における最大水位下降量を以下に示す。

## 【基準断層モデル】

(単位:m)

	取水口前面	備考
基準位置	-4.52	

## 【すべり量割増モデル】

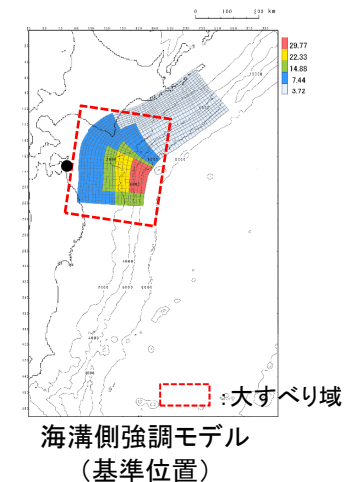
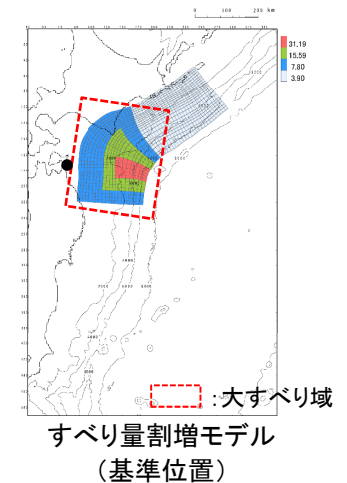
(単位:m)

位置	取水口前面	備考
北へ約50km移動	-4.37	
基準位置	-4.87	
南へ約50km移動	-5.15	
南へ約100km移動	-5.25	破壊開始点位置の不確かさ 検討ケース①
南へ約150km移動	-5.02	

## 【海溝側強調モデル】

(単位:m)

位置	取水口前面	備考
北へ約50km移動	-4.50	
基準位置	-5.08	
南へ約50km移動	-5.22	破壊開始点位置の不確かさ 検討ケース②
南へ約100km移動	-5.18	
南へ約150km移動	-4.94	



## 6. 津波予測計算

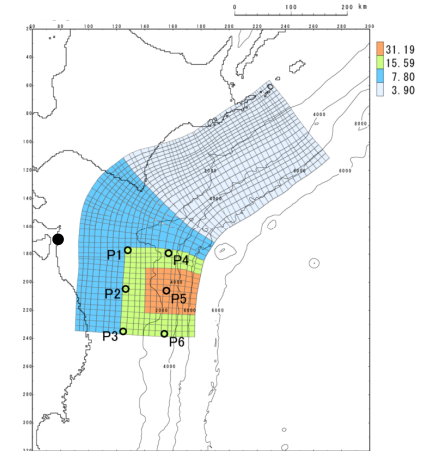
## 6.2 水位下降側:破壊開始点位置に関する不確かさの考慮

- 各評価位置における最大水位下降量を以下に示す。

【検討ケース①】すべり量割増モデル, 大すべり域・超大すべり域位置:南へ約100km移動

(単位:m)

破壊開始点	取水口前面	備考
基準(同時破壊)	-5.25	
P1	-5.22	
P2	-5.19	
P3	-5.19	
P4	-5.27	取水口前面決定ケース
P5	-5.25	
P6	-5.21	

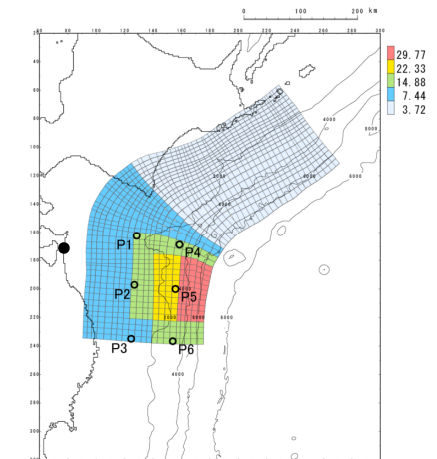


すべり量割増モデル  
破壊開始点位置  
(破壊伝播速度:2.0(km/s))

【検討ケース②】海溝側強調モデル, 大すべり域・超大すべり域位置:南へ約50km移動

(単位:m)

破壊開始点	取水口前面	備考
基準(同時破壊)	-5.22	
P1	-5.24	
P2	-5.21	
P3	-5.20	
P4	-5.250	
P5	-5.246	
P6	-5.20	



海溝側強調モデル  
破壊開始点位置  
(破壊伝播速度:2.0(km/s))



## 6. 津波予測計算

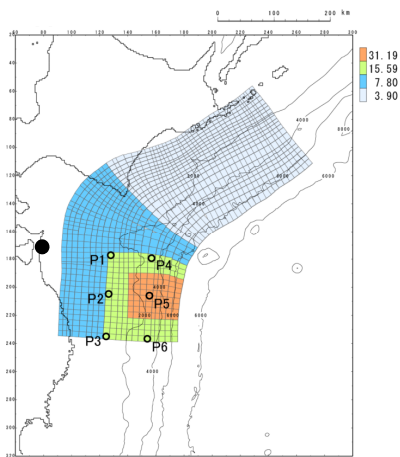
## 6.2 水位下降側:津波予測計算結果(まとめ)①

モデル	波源特性の不確かさ		最大水位下降量(m)
	大すべり域・ 超大すべり域の位置	破壊開始点	取水口前面
すべり量割増モデル	南へ約100km移動	P4	-5.27
海溝側強調モデル	南へ約50km移動	P4	-5.25

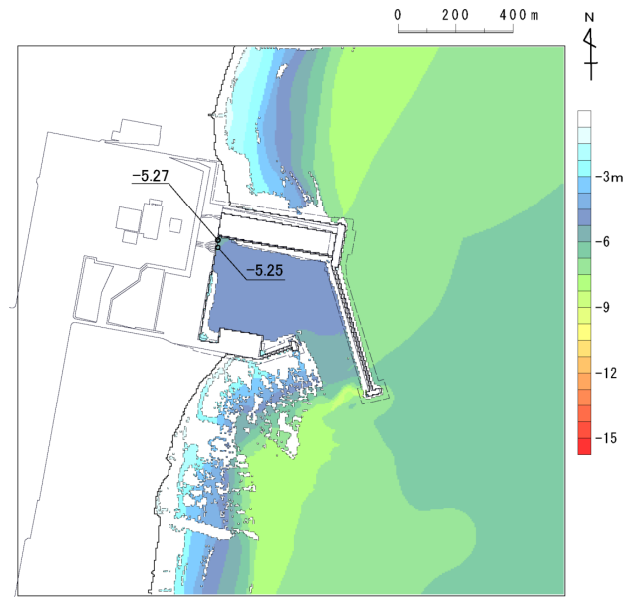
## 6. 津波予測計算

## 6.2 水位下降側:津波予測計算結果(まとめ)②

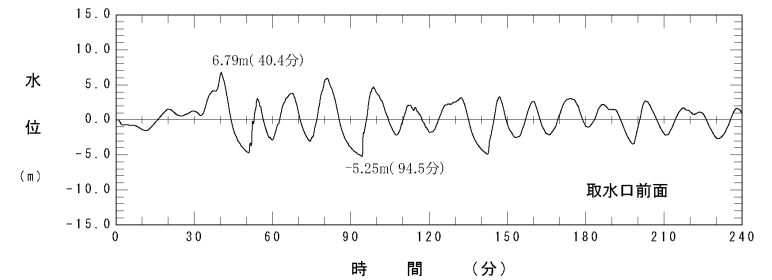
評価位置	モデル	大すべり域・超大すべり域の位置	破壊開始点
取水口前面	すべり量割増モデル	南へ約100km移動	P4



すべり分布  
(破壊開始点位置)



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形  
(取水口前面)

## 参考文献

---

## 参考文献①

- (1) 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)
- (2) 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について
- (3) 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
- (4) 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
- (5) 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
- (6) 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
- (7) 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
- (8) 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
- (9) 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
- (10) Kusala Rajendran(2013): On the recurrence of great subduction zone earthquakes, CURRENT SCIENCE, VOL.104, NO.7, pp.880-892
- (11) 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
- (12) 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
- (13) 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
- (14) 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
- (15) 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

## 参考文献②

- (16)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
- (17)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
- (18)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
- (19)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
- (20)文部科学省(2013):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)
- (21)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
- (22)内閣府中央防災会 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
- (23)文部科学省測地学分科会(2012):「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1006,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
- (24)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～,プレリリース
- (25)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* 339,687-690
- (26)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
- (27)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
- (28)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
- (29)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

## 参考文献③

- (30) 穴倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than Tin Aung・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
- (31) 穴倉正展・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
- (32) 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・独立行政法人産業技術総合研究所(2010): 宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書, 390pp
- (33) 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
- (34) YUSHIRO FUJII and KENJI SATAKE(2012): 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
- (35) R. McCaffrey(2008): Global Frequency of Magnitude 9 Earthquakes, Geology, DR2008063
- (36) 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
- (37) 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
- (38) 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
- (39) 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
- (40) 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
- (41) 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
- (42) 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
- (43) 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
- (44) 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
- (45) 内閣府(2012b): 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第12回), 参考資料1 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の津波断層モデルについて
- (46) Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya(2013): Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473-1492, doi: 10.1785/0120120122
- (47) 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