



目次

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

 : 本資料の掲載範囲

 : 本資料での主なご説明範囲

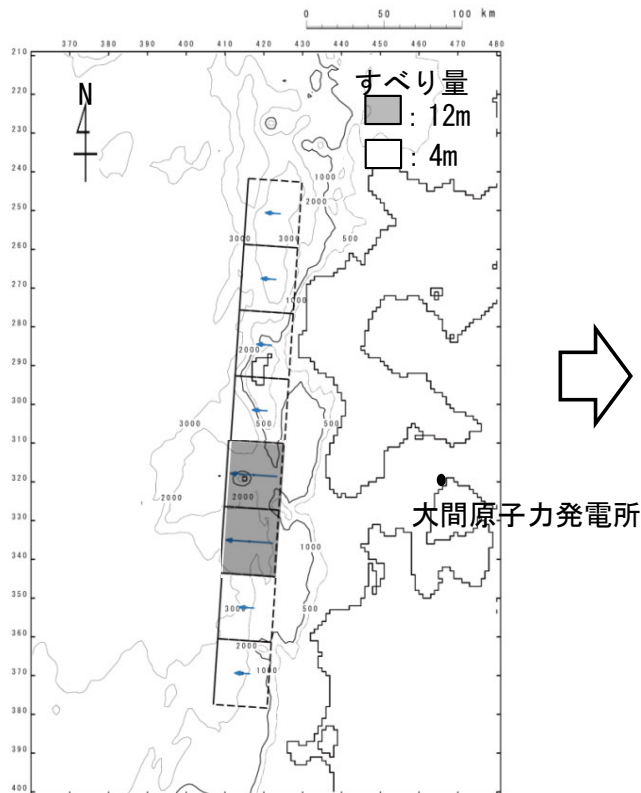
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（1 / 65）

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の検討フロー

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-2再掲

- 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波については、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえて、破壊領域の連動やすべりの不均質性を考慮の上、以下のフローで検討を実施した。

基準波源モデルの設定



概略パラメータスタディ

(ステップ1)

変動パラメータ※1

- 東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向
- アスペリティ※2位置 (断層長さの約1/10を考慮して約40km² ヲチで移動)

(ステップ2)

変動パラメータ※1

- アスペリティ※2位置 (ステップ1で影響が大きい位置をさらに細かく約10km² ヲチで移動)

※1：変動幅は敷地への影響及び科学的知見を考慮し設定。

※2：「大すべり域」を以下「アスペリティ」という。

詳細パラメータスタディ

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

変動パラメータ※1

- 走向
- アスペリティ数※2及び位置
- 上縁深さ

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（2 / 65）



日本海東縁部について（1 / 6）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-3再掲

- 日本海東縁部はひずみ集中帯であり，明瞭なプレート境界が存在しない一方で，M7クラスの地震に伴い1983年日本海中部地震津波，1993年北海道南西沖地震津波等の津波が発生している。
- 日本海東縁部は明瞭なプレート境界が形成されていないことから地震の発生メカニズムが複雑であるため，基準波源モデルの設定に先立ち，テクトニクスと地震メカニズム，ひずみ集中帯，地殻構造と大地震の関係に関する既往の知見を整理する。

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（3 / 65）

日本海東縁部について（2 / 6）

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.1-4再掲

テクトニクスと地震メカニズム

- 日本海東縁部で発生する地震の特性及び様式を把握することを目的として、「テクトニクスと地震メカニズム」に関する知見を整理する。
 - ✓ 現在の日本海の地形と地質構造は、3000-1500万年前の日本海形成時に作られた構造（日本列島の大陸からの分離、日本海盆における海洋性地殻の形成等）と、約1000万年前より以降の変動によって形成された構造（日本列島に沿った縁辺部の地殻変動）が重なり合っているとされている。
大竹ほか編（2002）による
 - ✓ 日本海東縁部の北海道西方沖から新潟県沖には、多くの断層・褶曲が分布した「ひずみ集中帯」と呼ばれている領域があるとされている。
「ひずみ集中帯」は、西に位置するユーラシアプレート（若しくはアムールプレート）と東に位置する北米プレート（若しくはオホーツクプレート）の幅の広いプレート境界とされている。
国交省ほか（2014）による
 - ✓ 日本海東縁部で発生する地震は、主としてプレート相対運動に伴う東西方向からの圧縮力を受けて発生するとされている。明瞭なプレート境界が存在する太平洋側の海溝沿いとは異なり、日本海東縁部では、プレート境界が南北方向に分布する何条かの断層・褶曲帯（「ひずみ集中帯」）より成り、幅をもった領域全体で圧縮力によるひずみを解消するものとされている。
地震調査研究推進本部（2003）による
 - ✓ 日本海ではマグニチュード7前後からそれ以上の大地震が繰り返し発生してきたが、それらは活断層の破壊によって発生したとされている。
岡村（2019）による
 - ✓ 日本海東縁部で発生する地震は、内陸の活断層タイプの地震と同様の発生メカニズムを持つとされている。日本海東縁部では逆断層タイプの地震が発生するとされている。
国交省ほか（2014）による

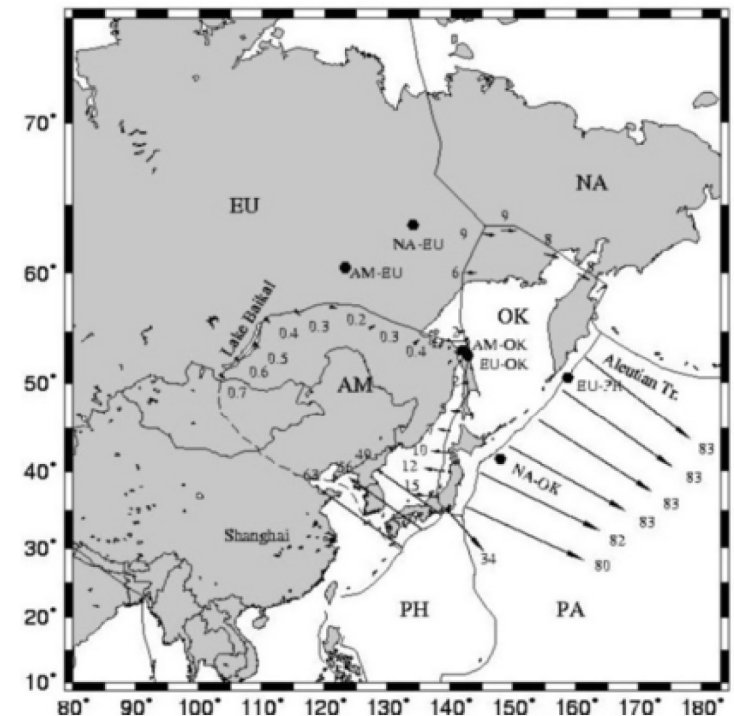


図3 日本列島周辺のプレート運動 (Wei and Seno (1998))

EU: ユーラシアプレート, NA: 北米プレート, OK: オホーツクプレート,
AM: アムールプレート, PA: 太平洋プレート, PH: フィリピン海プレート

国交省ほか（2014）

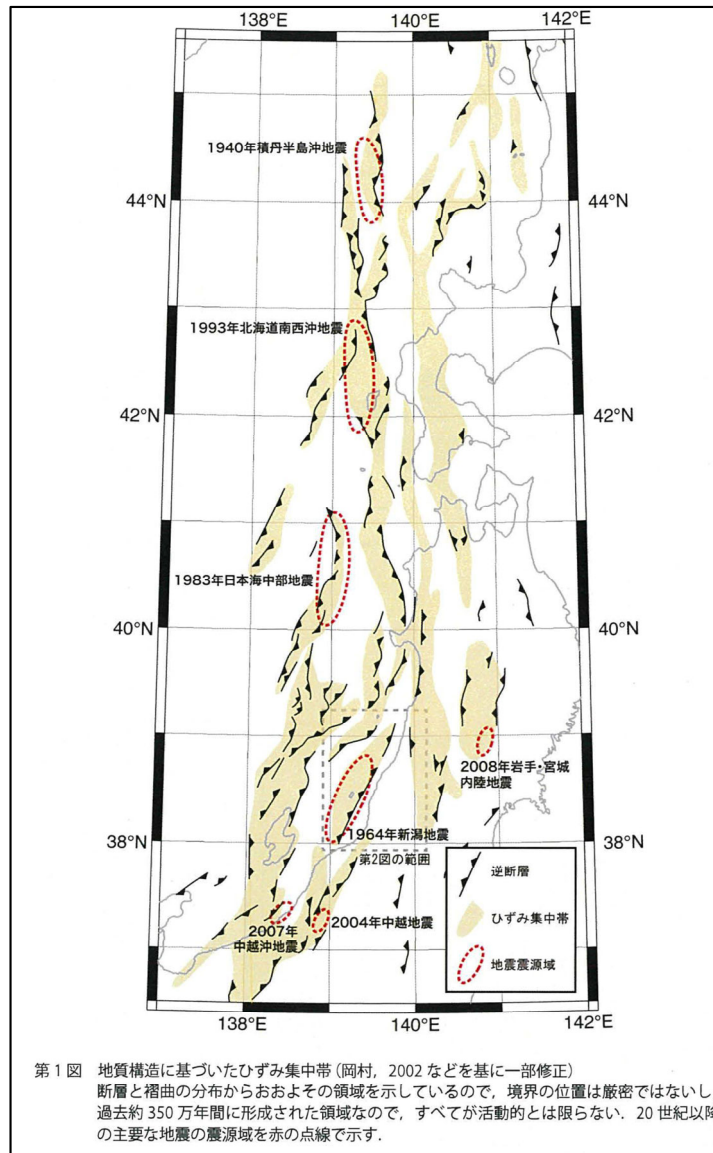
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (4 / 6 5)

日本海東縁部について (3 / 6)

地質構造に基づいたひずみ集中帯

- 日本海東縁部で発生する地震の発生範囲を把握することを目的として、「ひずみ集中帯」に関する知見を整理する。
- ✓ 日本海東縁部は、1500万年以上前の日本海の拡大時に、正断層が発達しリフトが多数形成され、その後、約300万年前以降の東西圧縮応力により、それらの古い正断層が逆断層として再活動していると考えられている。
- ✓ 日本海東縁部には背斜構造と逆断層が連続する断層、褶曲帯がいくつも発達している。一方、断層や褶曲が全く見られないゾーンも断層、褶曲の間に分布する。このことは、日本海東縁部では地殻のひずみは断層、褶曲帯に集中してきたことを示しており、断層、褶曲帯は約300万年間に地殻の短縮ひずみが集中した場所であるとされている。
- ✓ 日本海東縁部の背斜構造を断層関連褶曲と考えることにより、上部地殻を切る逆断層の位置を大まかに推定し、最近約300万年間に変位が蓄積されてきた場所で、地質学的な時間スケールでみた地殻のひずみ集中帯の分布として、背斜構造全体の幅がマッピングされている。

大竹ほか編 (2002) による

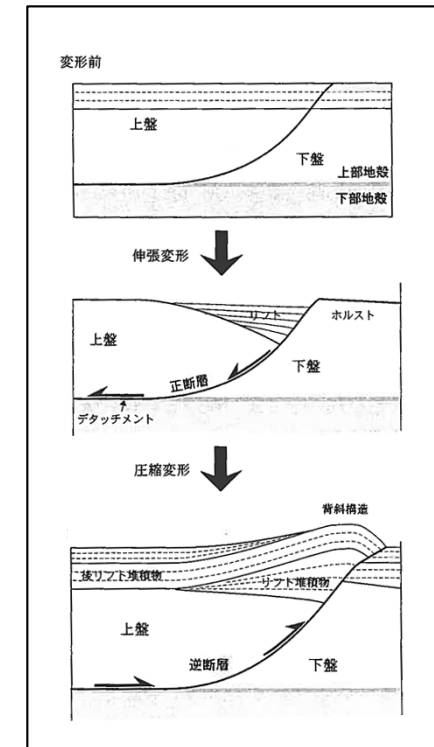


地質構造に基づいたひずみ集中帯

岡村ほか (2019)

(大竹ほか編 (2002) などを基に一部修正)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-5再掲



圧縮応力場及び伸張応力場で形成される模式的な断層とそれに伴う構造

大竹ほか編 (2002) に一部加筆

伸張応力場では上盤が沈降し、堆積盆地 (リフト) が形成される。一方、断層の下盤はほとんど変動しないため、相対的な高まり (ホルスト) として残る。伸張応力場から圧縮応力場に転じた場合には、正断層が逆断層として再活動し、堆積盆地を含む上盤が隆起し、非対称な背斜構造が形成される。

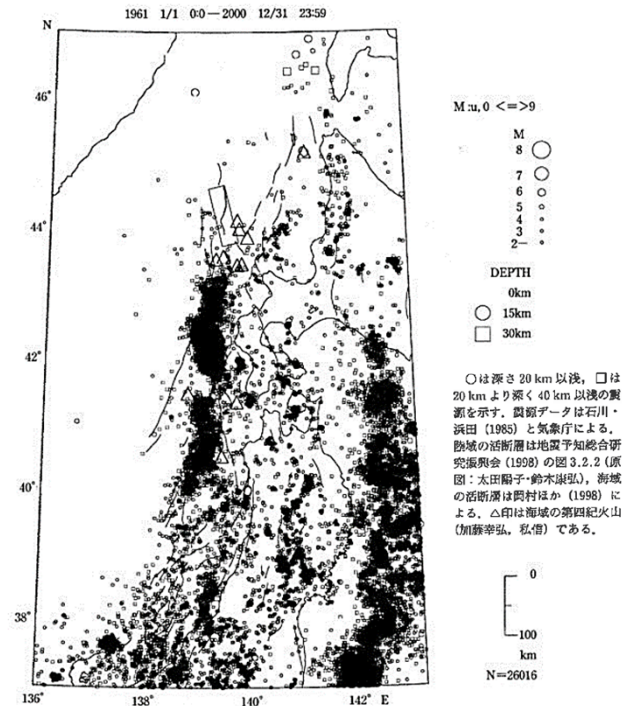
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (5 / 6 5)

日本海東縁部について (4 / 6)

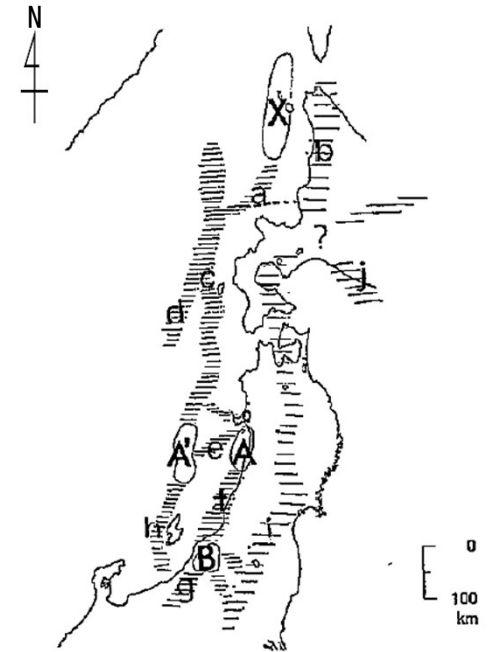
地震活動からみたひずみ集中帯

- 日本海東縁部で発生する地震の発生範囲を把握することを目的として、「地震活動からみたひずみ集中帯」に関する知見を整理する。
- 積丹半島北西沖から男鹿半島沖では、ほぼ東経139°線に沿う海域の地震帯が明瞭で近年の大地震は、北から1940年積丹半島沖地震(M7.5), 1993年北海道南西沖地震(M7.8), 1983年日本海中部地震(M7.7)の順に配列し、南北走向の震源の並びが鮮明に浮かび上がっているとされている。
- このほぼ南北走向の地震帯は、数十kmの幅をもつ1本の明瞭な帯で特徴づけられ、西側に接する海底は、日本海で最も深い水深3000m級の日本海盆であり、日本海の拡大期に海洋性リソスフェアとして形成されたと推定されるため、この地域だけが島弧プレートと背弧の海洋プレートの境界が明瞭で、その境界域にひずみと変動が集中しているものと考えられるとされている。
- 右図は、地震活動からみた日本海東縁部のひずみ集中帯の分布図であり、日本海の東縁では、南北走向に近いいくつかのひずみ集中帯が枝分かれたり、合流したりしながら全体の変動帯を構成しているとされている。

大竹ほか編 (2002) による



日本海東縁の浅い地震(深さ30km以浅)の震源(1961-2000年)と活断層の分布



地震活動からみた日本海東縁部のひずみ集中帯と地震空白域(長円で囲んだ領域, AかA' とB, X)

英小文字で示したaからjは震源が密集して帯を形成している地震帯とみられる地帯で特徴的な部分をそれぞれ記号で示している。主に海域に分布する横棒線の密度の濃い帯は日本海東縁の新生プレート境界に関連するもので、荒い横棒線は陸域の地震帯に関係するもの。

大竹ほか編 (2002) に一部加筆

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-6再掲

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（6 / 65）

日本海東縁部について（5 / 6）

地殻構造と大地震との関係

- 日本海東縁部の断層の分布箇所及び深さ方向の特性を把握することを目的として、「地殻構造と大地震との関係」に関する知見を整理する。
- ✓ 富山湾より北東側の日本海東縁部では、ほぼ南北方向に伸びる断層の集中帯とそれに斜交する北東-南西方向の断層帯が認められるとされている。
- ✓ 南北方向の断層集中帯は規模の大きな断層が重複して分布するのに対して、北東-南西方向の断層帯では断層規模はやや小さく、断層の集中度も低いとされている。
- ✓ 断層面の傾斜は東傾斜と西傾斜が交互に現れるとされている。
- ✓ 過去に発生した規模の大きい地震は、南北方向の断層集中帯に沿って発生しているとされている。

岡村（2019）による

- ✓ 地殻構造調査に基づき、地震波速度や厚さに基づく地殻構造の区分がなされてきている。日本海東縁で過去に生じた被害地震は、地殻構造内で発生したものと、地殻構造の境界で発生したものとされている。

小平（2013）による

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.1-7再掲

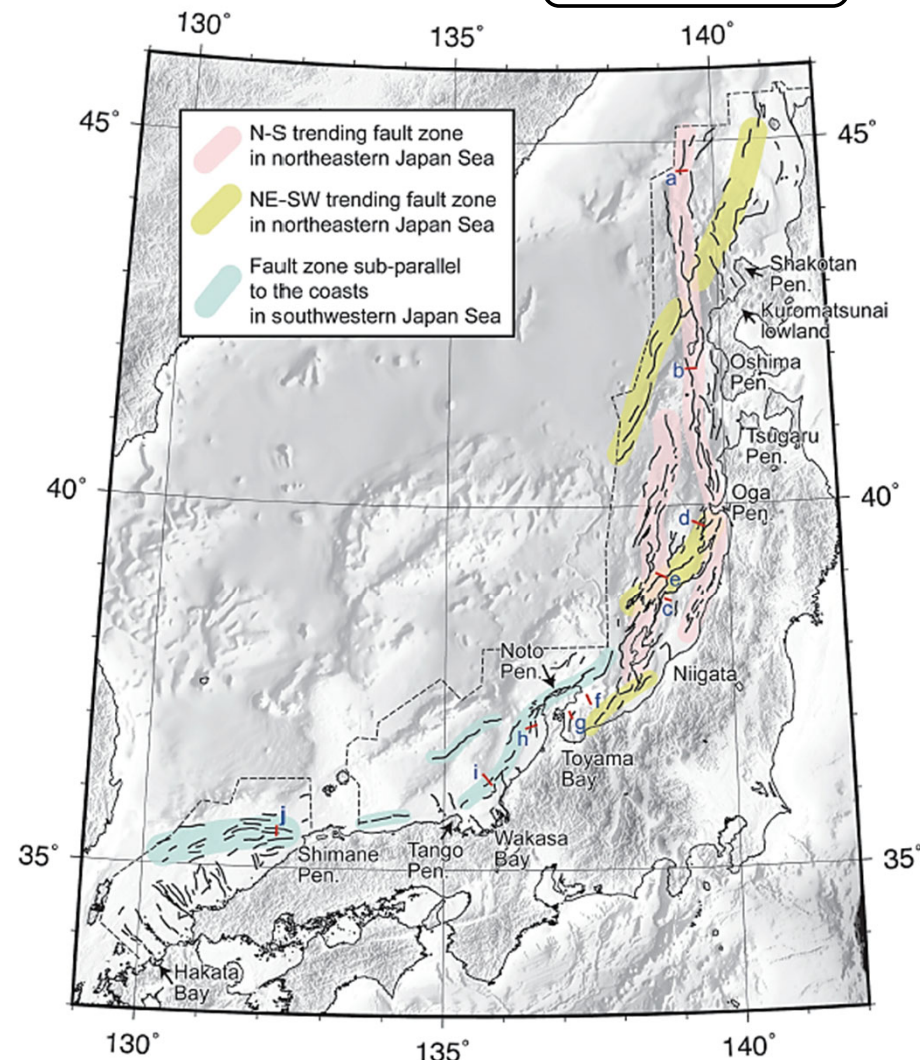


Fig. 4. Map showing major active faults in Japan Sea
Active faults are shown by solid black lines. Red bars and small capitals are locations of the seismic profiles shown in Fig. 3. Broken lines indicate the outline of the areas covered with dense seismic survey lines. Faults are concentrated in colored zones.

岡村（2019）

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（7 / 6 5）

日本海東縁部について（6 / 6）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-8再掲

以上より、基準波源モデル設定に係る主な日本海東縁部の特性は以下のとおり纏められる。

- ✓ ユーラシアプレートと北米プレートの間には、明瞭なプレート境界が存在せず、東西方向に数十km程度の幅をもち南北方向に伸びるひずみ集中帯でM7クラスの地震が発生する。
- ✓ 内陸の活断層タイプの地震と同様の発生メカニズムを持つ。
- ✓ プレートの相対運動に伴う東西圧縮力によるひずみを解消することで逆断層タイプの地震が発生する。
- ✓ 日本海の拡大時に形成された古い正断層が逆断層として再活動している。
- ✓ 活断層タイプで断層面は東傾斜及び西傾斜の双方が存在する。

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（8／65）

基準波源モデルの設定（基本方針）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-9再掲

- 波源モデルの各諸元の検討においては、日本海東縁部における科学的知見を検討の上、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえたすべりの不均質性を考慮した「特性化波源モデル」※を基準波源モデルとして設定する。
- 想定波源域については、地震調査研究推進本部（2003）の評価対象領域を基本とし、既往地震、ひずみ集中帯、海底地形、余震分布、地殻構造等を踏まえ評価対象領域を策定し、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた破壊領域の連動を考慮して設定する。
- 基準波源モデルのパラメータに関しては、既往津波の波源モデル、国交省ほか（2014）のスケーリング則等の科学的知見を検討の上設定する。主な考え方は以下のとおり。
 - ✓ 日本海東縁部にはプレート間のように明瞭なプレート境界が存在せず、一意的に断層面が想定できないことから、ひずみ集中帯という日本海東縁部の特性を踏まえ、想定波源域の中に逆断層タイプの東傾斜及び西傾斜の双方が存在することを考慮する。
 - ✓ すべり量の設定については、活断層などの内陸地震の断層面積と地震モーメントの経験的關係式によると、地震規模が一定以上の場合平均すべり量は一定値となることを参照し、最大すべり量に関する知見を整理の上、保守的に設定した最大すべり量を各波源モデルに適用することとする。
 - ✓ すべりの不均質性については、日本海東縁部の既往津波に対して、すべりの不均質性を考慮し、既往津波の再現性がおおむね確認されている根本ほか（2009）の知見を対象とし、その内容及び妥当性について確認の上適用する。

※：波源の特性を主要なパラメータで表したモデル

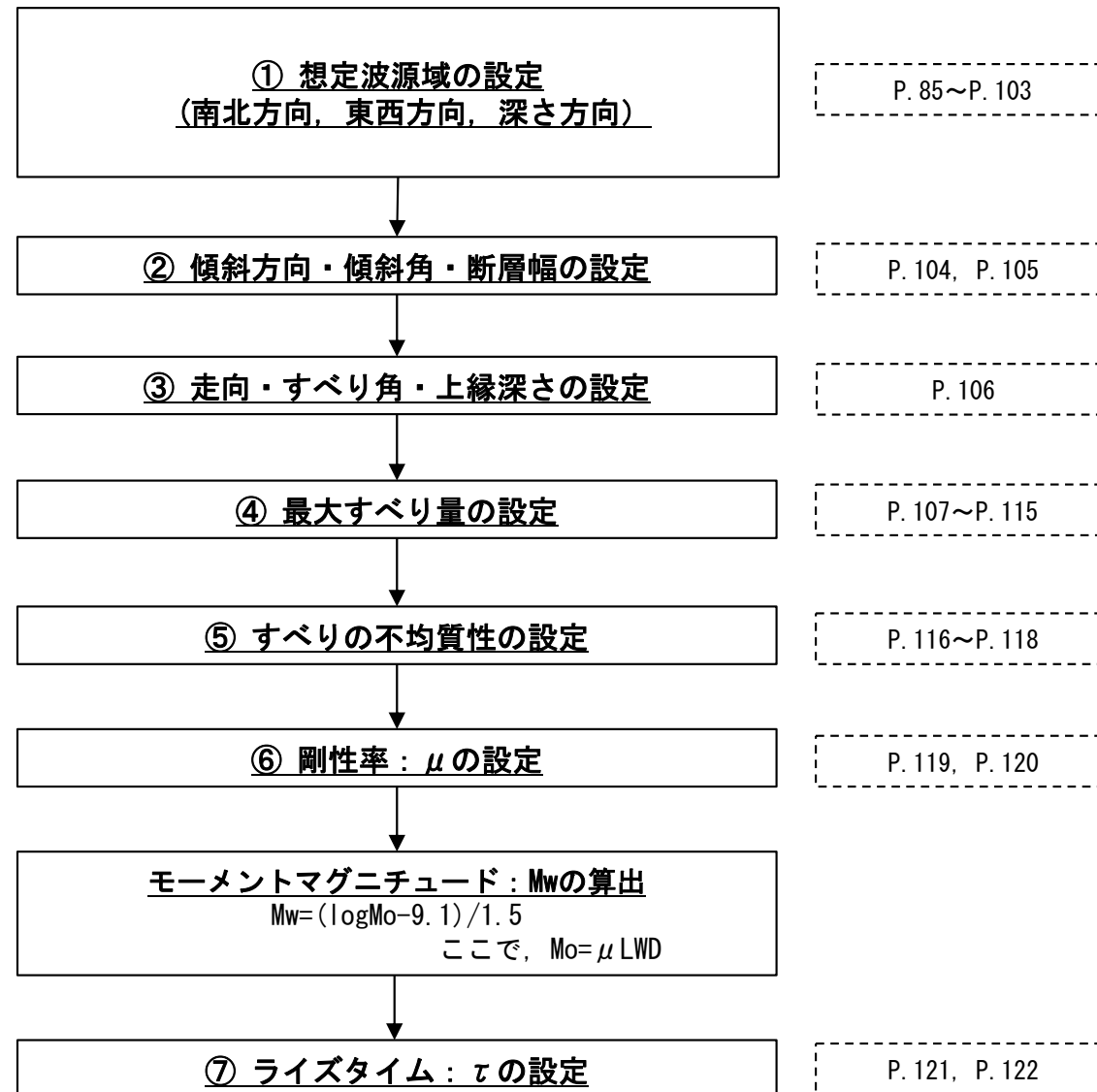
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (9/65)

基準波源モデルの設定 (設定手順)

第1023回審査会合
資料1-1 P. 3. 1-10再掲

以下の手順に基づき、基準波源モデルを設定する。

基準波源モデル 設定手順



3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（10/65）

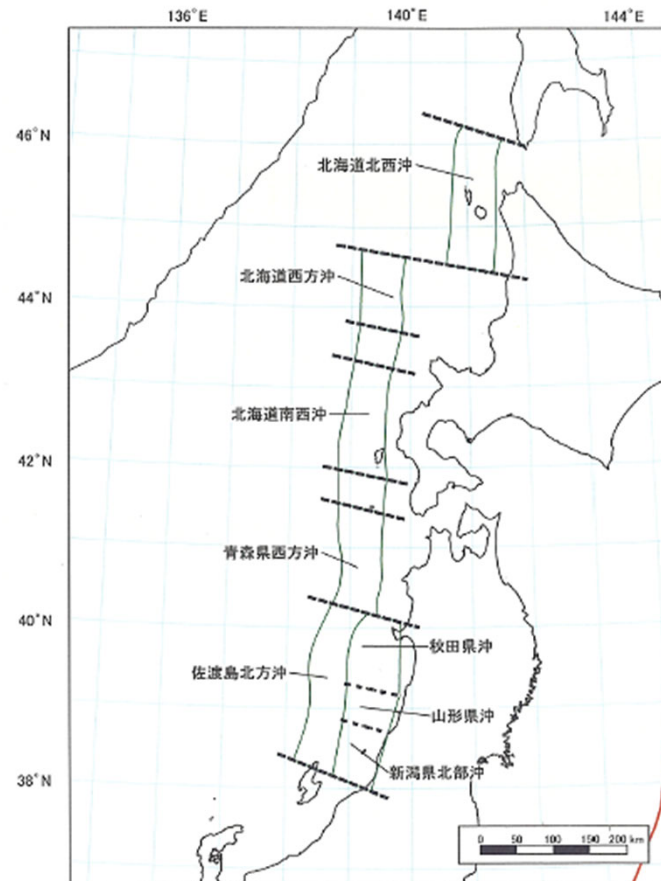
① 想定波源域の設定（1/19）

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.1-11再掲

基本方針

想定波源域は、地震・津波に対する防災の観点から、地震に関する調査や研究を政府として一元的に推進するために設置された政府の特別機関である地震調査研究推進本部が整理した地震調査研究推進本部（2003）の評価対象領域を基本とし、この評価対象領域に係る既往研究を参照（次ページ参照）して設定する。



日本海東縁部の評価対象領域

日本海東縁部で発生する地震は、主としてプレート相対運動に伴う東西方向からの圧縮力を受けて発生するとされている。明瞭なプレート境界が存在する太平洋側の海溝沿いとは異なり、日本海東縁部では、プレート境界が南北方向に分布する何条かの断層・褶曲帯（以下、「ひずみ集中帯」という。）より成り、幅をもった領域全体で圧縮力によるひずみを解消するものとされている。

地震調査研究推進本部（2003）による

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（11/65）

① 想定波源域の設定（2/19）

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

【南北・東西方向共通】

- ✓ 既往地震の規模（P. 87）
：断層面積（断層分布範囲）に関連する地震規模の確認
- ✓ 既往地震の波源域（P. 88）：既往地震の発生範囲の確認
- ✓ ひずみ集中帯内における既往地震規模の偏り（P. 89）
：将来の地震の発生範囲及び規模の推定

【南北方向】

- ✓ 余震分布に関する知見（P. 90～P. 92）
：既往地震の発生場所の確認
- ✓ 海底地形に関する知見（P. 93）
：火山、海台等の破壊のバリアとなり得る海底地形と既往地震の関係の確認

【東西方向】

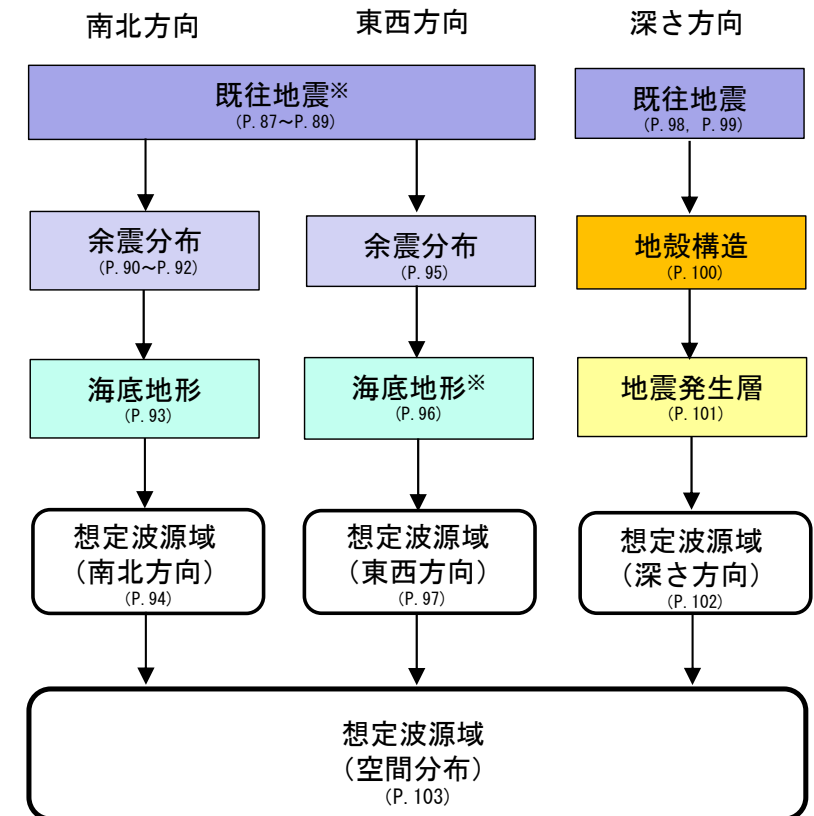
- ✓ 余震分布に関する知見（P. 95）：既往地震の発生場所の確認
- ✓ 地形・ひずみ集中帯に関する知見（P. 96）
：将来の地震の発生範囲の推定

【深さ方向】

- ✓ 地殻構造と既往大地震の断層面の関係（P. 98, P. 99）
：既往地震の断層下端とモホ面の関係確認
- ✓ 地殻構造に基づく波源モデルの設定（P. 100）
：地殻構造調査結果に基づく地殻厚さ評価の確認
- ✓ 地震発生層の知見（P. 101）：地震発生層の厚さに関する知見の確認

第1023回審査会合

資料1-1 P. 3. 1-12再掲



※ひずみ集中帯の知見も含む

想定波源域設定の検討イメージ

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (12/65)



① 想定波源域の設定 (3/19) : 南北・東西方向 (1/3)

既往地震の規模

日本海東縁部の大地震活動域の既往最大Mw

海域	発生年	既往最大Mw (=Mmax)	地震発生間隔
北海道北西沖	なし	—	3900年程度
北海道西方沖	1940	7.7	1400~3900年程度
<u>北海道南西沖</u>	1993	<u>7.8</u>	500~1400年程度
<u>青森県西方沖</u>	1983	<u>7.7</u>	500~1400年程度
秋田県沖	なし	—	1000年程度以上
山形県沖	1833	7.8	1000年程度以上
新潟県北部沖	1964	7.5	1000年程度以上
佐渡島北方沖	なし	—	500~1000年程度

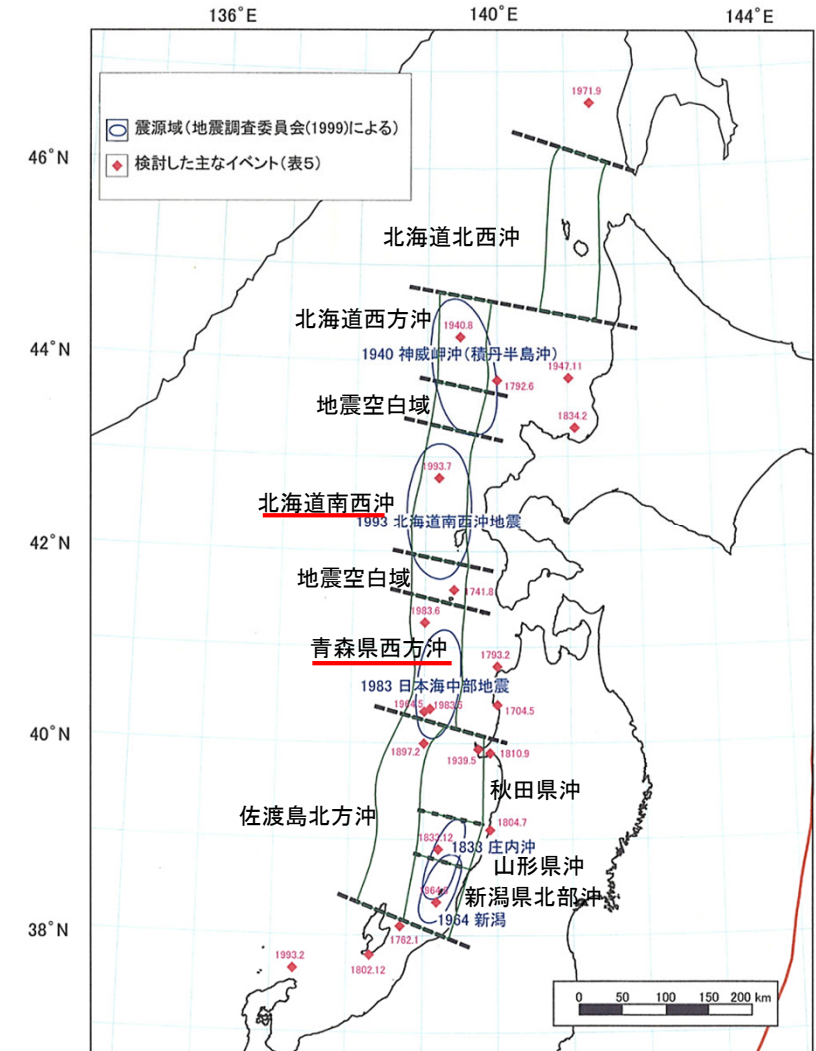
土木学会 (2011) より作成

- 地震規模は、断層面積（断層分布範囲）に関連するため、既往地震の規模について整理した。
- 日本海東縁部において敷地への津波の影響が大きいと考えられる北海道南西沖及び青森県西方沖で発生した既往地震津波のうち、最も地震規模が大きいものは1993年北海道南西沖地震津波 (Mw=7.8) とされている。

地震調査研究推進本部 (2003) による

以上から、既往地震の最大規模はMw7.8 である。

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-13再掲



日本海東縁部における主な地震の震源域と
地震調査研究推進本部 (2003) で検討対象としたイベント

地震調査研究推進本部 (2003) に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (13/65)



① 想定波源域の設定 (4/19) : 南北・東西方向 (2/3)

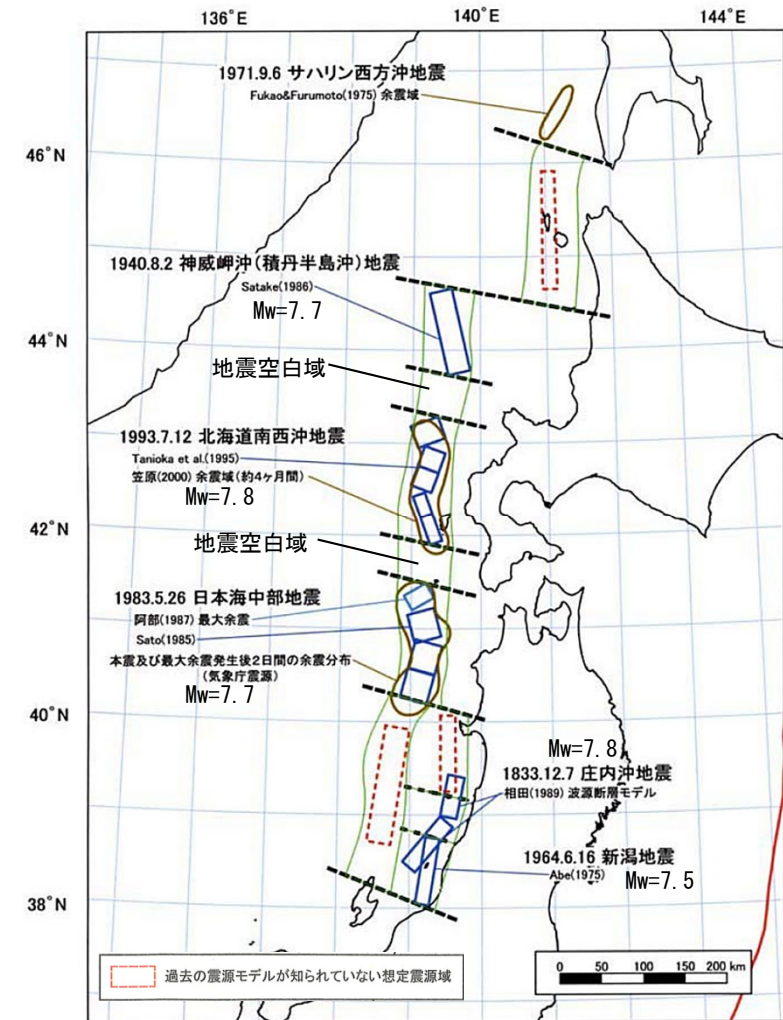
第1023回審査会合
資料1-1 P. 3. 1-14再掲

既往地震の波源域

- 「ひずみ集中帯」で東西方向から圧縮する力を受けて繰り返し地震が発生するものと考え、M7.5以上の地震の発生したことが地震観測及び歴史記録から知られている領域別に想定震源域が区分されている。
- 地震観測及び歴史記録からはM7.5以上の大地震の発生が確認されていない残りの海域（「地震空白域」）が分布しているが、北海道西方沖・北海道南西沖・青森県西方沖の狭間にある空白域は、その大きさからM7.5以上の大地震は発生する可能性が低いと考えられるとされており、検討対象とされていない。

地震調査研究推進本部（2003）による

以上から、日本海東縁部にはM7.5以上の地震が発生した領域と地震空白域とが南北に交互に分布する。



過去の震源モデル・余震域，及び想定震源域

地震調査研究推進本部（2003）に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (14/65)

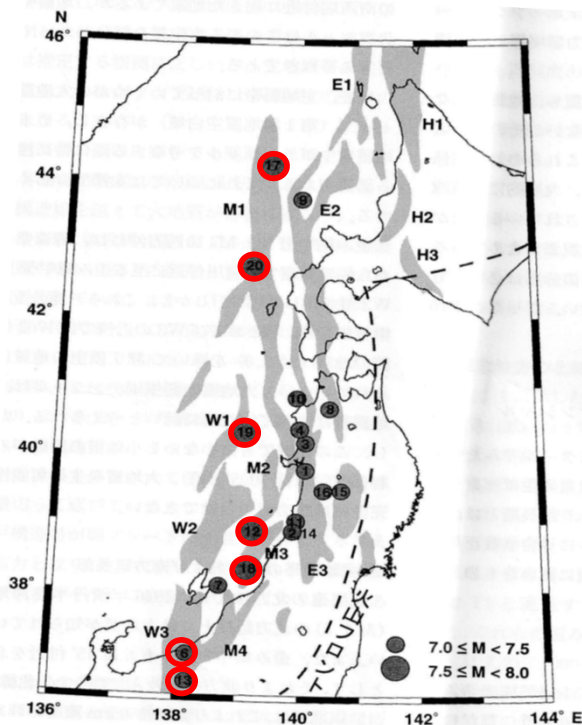
① 想定波源域の設定 (5/19) : 南北・東西方向 (3/3)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-15再掲

ひずみ集中帯内における既往地震規模の偏り

- ひずみ集中帯のうち、主地震帯（特に大きな地震）とそれ以外の領域に明瞭な地域差が認められる。後者に属する地震は最大でもM7.5を超えないとされている。大竹ほか編（2002）による
- 地震調査研究推進本部（2003）では、「ひずみ集中帯を構成する海底断層や褶曲帯は、約300万年間に地殻の短縮ひずみが集中した場所であると考えられるので、将来発生する地震の位置は、現在の地震活動の状況も併せて参照した。」とされている。地震調査研究推進本部（2003）による

以上から、地震調査研究推進本部（2003）の評価対象領域は、大竹ほか編（2002）の主地震帯のみならず、M7.5を超えない地震の発生領域も含んだ領域であると考えられる。



EHMW:説明の便宜上、ひずみ集中帯に付された符号

表 12.1 日本海東縁に発生した浅発大地震 (M ≥ 7)

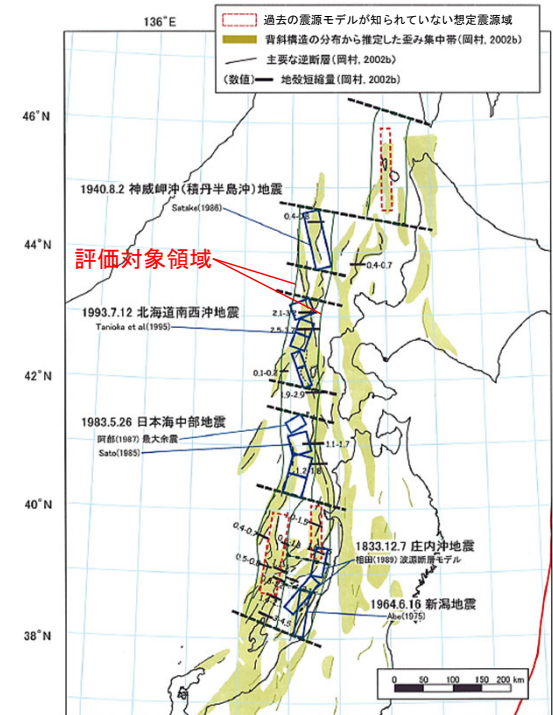
番号	年	地域/地震名	緯度 (°N)	経度 (°E)	M	備考
1	830	出羽	39.8	140.1	7.0-7.5	S
2	850	出羽	38.9	139.9	7.0	S
3	1694	能代地方	40.2	140.1	7.0	S
4	1704	羽後・津軽	40.4	140.0	7.0±½	S
5	1741	渡島大島	41.6	139.4	(6.9)	M(噴火?)
6	1751	越後・越中	37.1	138.2	7.0-7.4	M
7	1762	佐渡	38.1	138.7	7.0	S
8	1766	津軽	40.7	140.5	7½±½	S
9	1792	後志沖	43½	140.0	7.1	S
10	1793	鎌ヶ沢地震	40.85	139.95	6.9-7.1	S
11	1804	象潟地震	39.05	139.95	7.0±0.1	S
12	1833	庄内沖	38.9	139.25	7½±½	M
13	1847	善光寺地震	36.7	138.2	7.4	M
14	1894	庄内地震	38.9	139.9	7.0	S
15	1896	陸羽地震	39.5	140.7	7.2±0.2	S
16	1914	秋田仙北地震	39.5	140.4	7.1	S
17	1940	積丹半島沖地震	44.25	139.47	7.5	M
18	1964	新潟地震	38.35	139.18	7.5	M
19	1983	日本海中部地震	40.36	139.08	7.7	M
20	1993	北海道南西沖地震	42.78	139.18	7.8	M

(注1) 糸魚川-静岡構造線以東、火山フロント以西で発生したM7以上の大地震を表示。
 (注2) 震源要素は原則として宇佐美（1996）および気象庁の地震カタログによる。ただし、No.2の震央は萩原（1989）に従って庄内平野東縁断層帯の観音寺断層付近とした。
 (注3) 備考欄のMは主地震帯に発生したもの、Sはそれ以外の地震。

備考欄のMを主地震帯の地震、Sをその他の地震としている

「主地震帯」で発生した地震 (○印)

大竹ほか編（2002）に一部加筆



ひずみ集中帯と想定震源域の分布

地震調査研究推進本部（2003）に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（15/65）



① 想定波源域の設定（6/19）：南北方向（1/5）

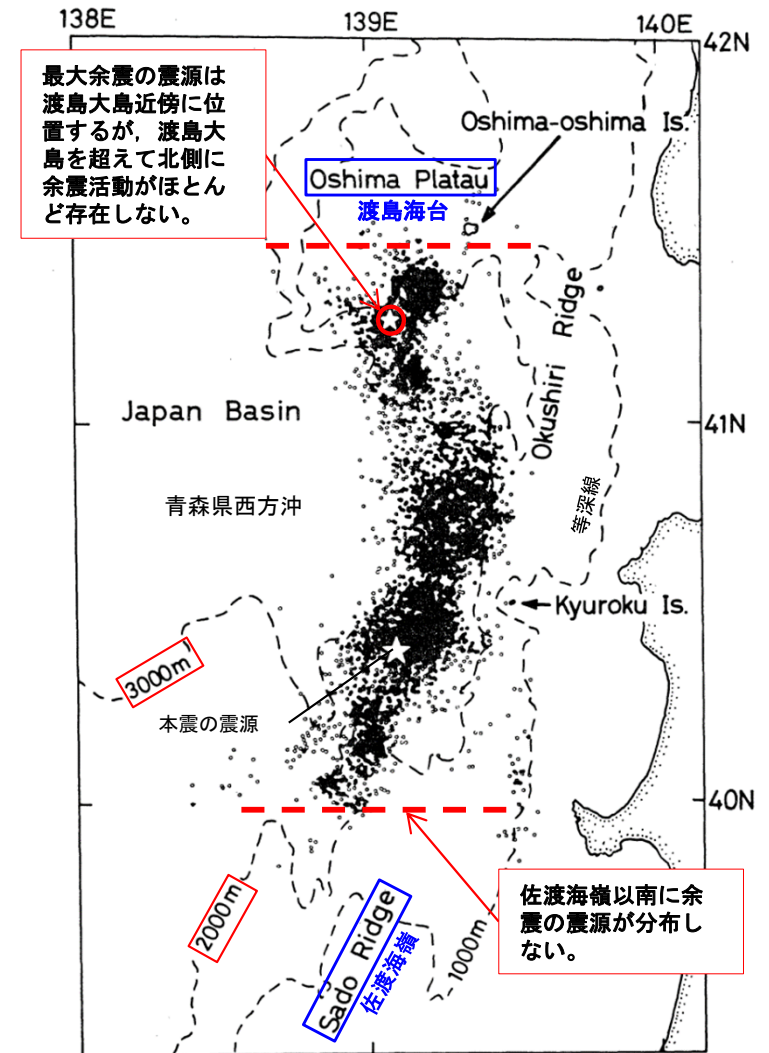
第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-16再掲

余震分布に関する知見（青森県西方沖）

- 青森県西方沖で発生した1983年日本海中部地震の余震域は、海深2,000mと3,000mの等深線に沿ってほぼ南北に長くのびて、北端は渡島海台（松前海台）、南端は佐渡海嶺で区切られるとされている。
- 1983年6月21日に発生した最大余震（右図の赤○印）に伴う二次余震の余震域も、渡島大島の南西の領域までしか広がっていないとされている。

海野ほか（1985）による

以上から、青森県西方沖で発生した1983年日本海中部地震の活動域は、余震の震源分布から海底地形と強い関連性を持ち、その結果、北端は渡島海台（松前海台）、南端は佐渡海嶺で区切られる範囲になったと考えられる。



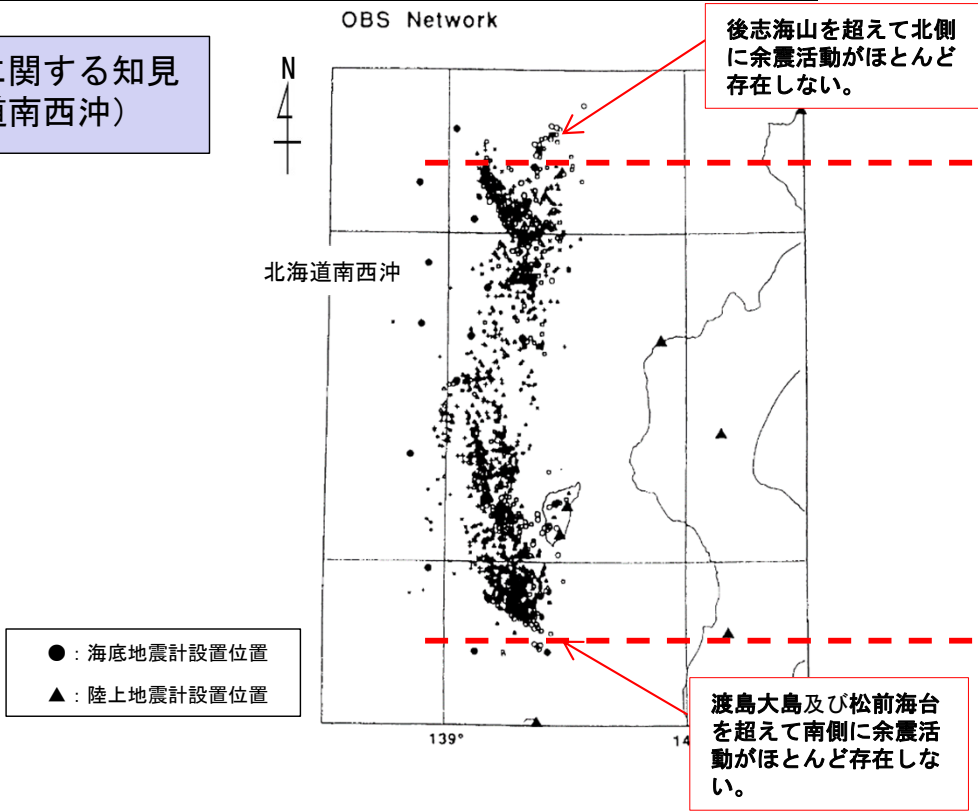
1983年日本海中部地震の余震分布

海野ほか（1985）に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (16/65)

① 想定波源域の設定 (7/19) : 南北方向 (2/5)

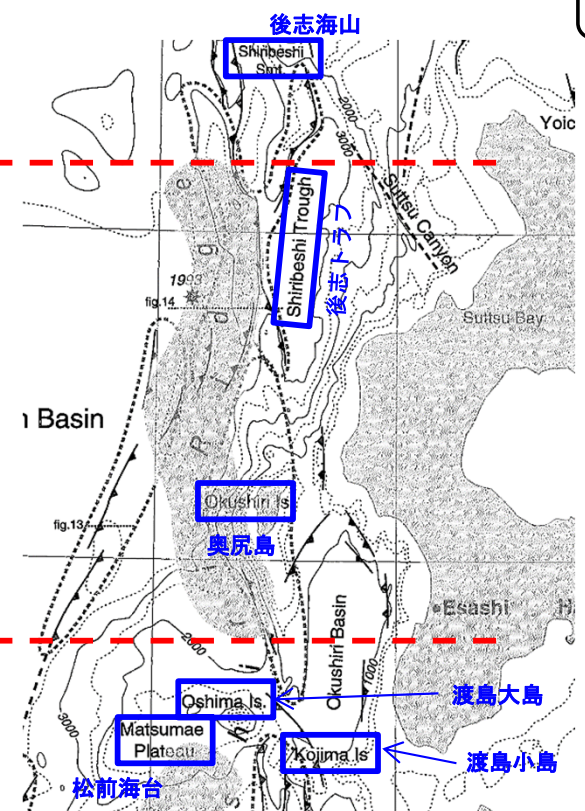
余震分布に関する知見
(北海道南西沖)



● : 海底地震計設置位置
▲ : 陸上地震計設置位置

93. 7.21 12:00 - 93. 8.16 23:59
1993年北海道南西沖地震の余震分布

日野ほか (1994) に一部加筆



北海道南西沖の活構造

岡村ほか (1998) に一部加筆

グレーの領域は1993年北海道南西沖地震の余震域。破線で囲った範囲は主要な隆起帯。

- 1993年北海道南西沖地震の余震域は、後志トラフ西方から奥尻島南方の松前海台北方で止まっていることが示されている。
日野ほか (1994) による
 - 北海道南西沖地震の破壊域と日本海中部地震の破壊域の間には、渡島大島・渡島小島などの活火山が分布している。また、北海道南西沖地震の破壊域と積丹沖地震の破壊域との間には、後志海山が分布する。これらの火山周辺では活断層の規模が明らかに小さくなっている。そのことから、火山の存在が断層破壊領域を規制する可能性があると考えられている。
岡村・倉本 (1999) による
- 以上から、北海道南西沖で発生した1993年北海道南西沖地震の活動域は、余震の震源分布から火山等の分布域には到達せずに、北端は後志海山、南端は渡島大島及び松前海台で区切られる範囲になったと考えられる。

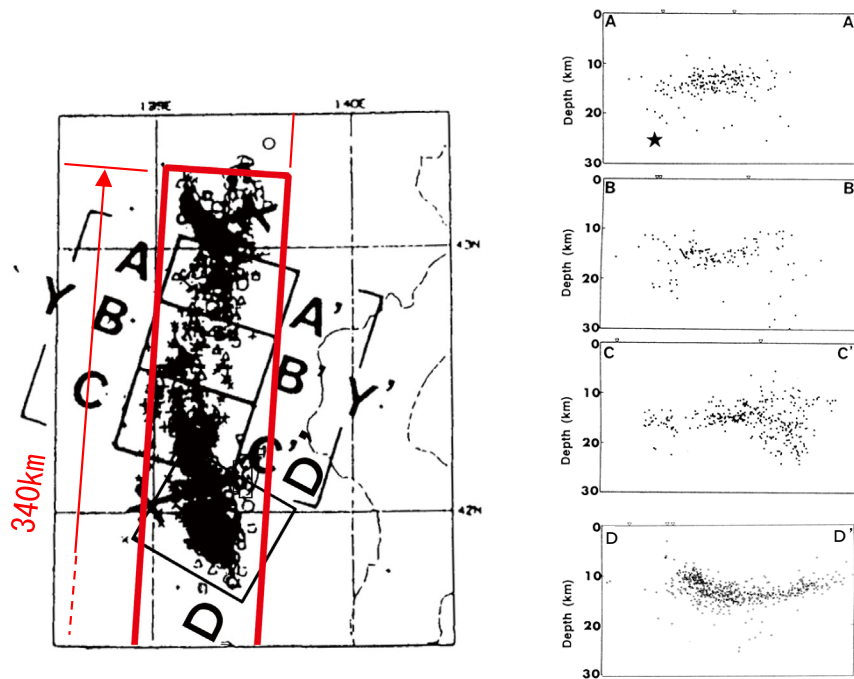
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (17/65)

① 想定波源域の設定 (8/19) : 南北方向 (3/5)

第1023回審査会合
資料1-1 P. 3. 1-18再掲

余震分布に関する知見

- 日野ほか (1994) では、「余震の震源が集中しているそれぞれの面は、本震を構成するいくつかのサブイベントの破壊面に対応するものであり、得られた余震分布はこうした破壊群の詳細な空間分布を示すものである可能性が高い。」とされている。
- 1983年日本海中部地震及び1993年北海道南西沖地震の余震分布域 (深さ方向も含む3次元的分布域) は、おおむね南北方向340kmの範囲に包含されることが確認できた。



1993年北海道南西沖地震の余震分布

日野ほか (1994) に一部加筆

図3 海底地震観測による、1993年北海道南西沖地震の余震域のうち「中部」での余震分布 (7月21日～8月16日)。★印は北海道大学理学部 (1993) による本震の位置。

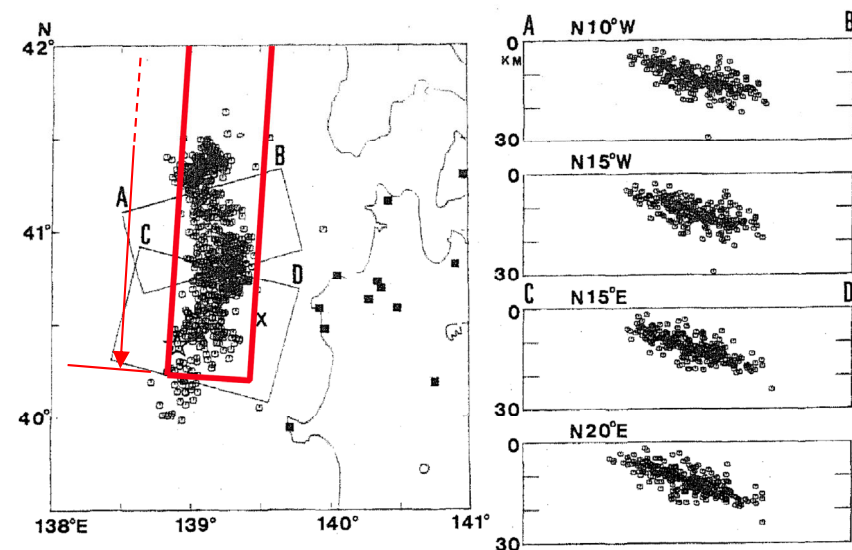


Fig. 8. Aftershock distribution determined for Model I-1. Epicenter distribution is shown on the left and depth distributions on the right, projected on the cross sections perpendicular to the directions of N10°W and N15°W for the northern sampling block and N15°E and N20°E for the southern sampling block. Squares indicate the seismograph stations. A star indicates the epicenter of the main shock (KOSUGA *et al.*, 1984). A cross marks the location of Kyuroku Island.

1983年日本海中部地震の余震分布

Sato *et al.* (1986) に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（18/65）



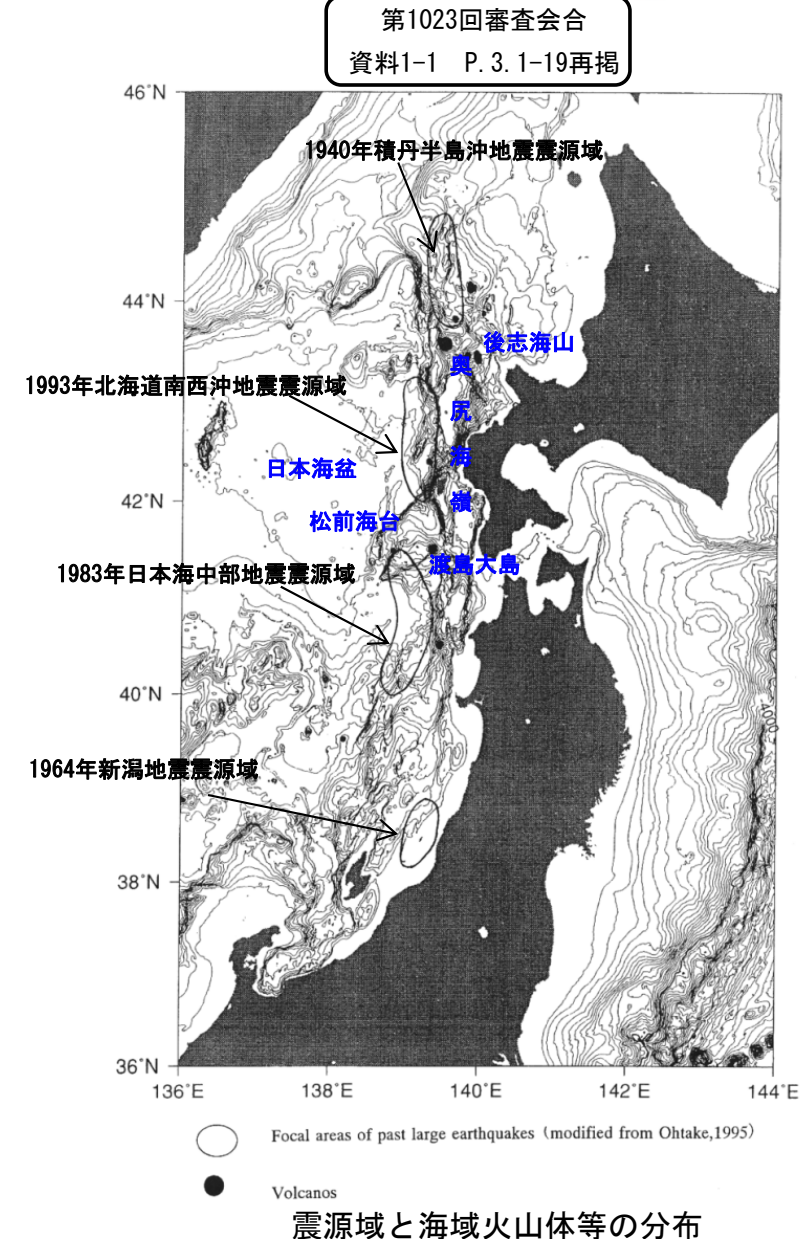
① 想定波源域の設定（9/19）：南北方向（4/5）

海底地形に関する知見（北海道南西沖～青森県西方沖）

- 1940年積丹半島沖地震と1993年北海道南西沖地震の間のギャップ（空白域）には後志海山等の海底火山体が複数分布し、両方の震源域は分かるとされている。
- 1993年北海道南西沖地震と1983年日本海中部地震の間のギャップ（空白域）には渡島大島や渡島小島等の火山体及び日本海拡大時に形成されたホルストである松前海台が存在し、両方の震源域は分かるとされている。

海上保安庁水路部（2001）による

以上から、日本海東縁部（北海道南西沖～青森県西方沖）で発生した過去の地震の震源域は海山・火山、海台等により区分され、震源域の間にはギャップ（空白域）が存在し、南北に連続的に分布しないものと考えられる。



海上保安庁水路部（2001）に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（19/65）

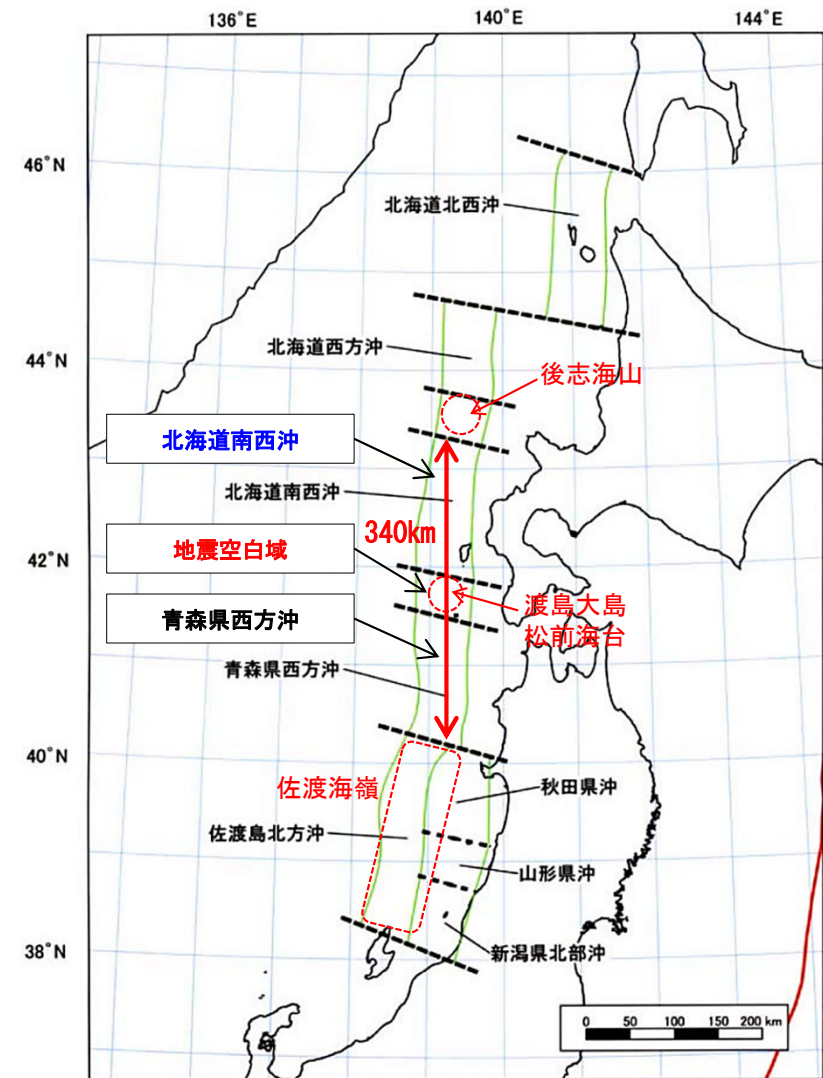


① 想定波源域の設定（10/19）：南北方向（5/5）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-20再掲

想定波源域（南北方向）の考え方

- 日本海東縁部で発生した既往地震津波のうち最も地震規模の大きいものは1993年北海道南西沖地震津波（ $M_w=7.8$ ）である。
- 「既往地震に関する知見」，「余震分布に関する知見」，「海底地形に関する知見」から，地震調査研究推進本部（2003）の評価対象領域をまたぎ，既往地震規模を上回る連動地震が発生する可能性は低いものと考えられる。
- しかし，2011年東北地方太平洋沖地震では，広い領域で地震が連動したことを踏まえ，青森県西方沖とその北方に隣接する地震空白域及び北海道南西沖との連動の可能性は低いと考えられるが，青森県西方沖から北海道南西沖が連動するものとして，安全評価上，深さ方向を含めた $L=340\text{km}$ を想定波源域の南北方向範囲に設定した。



日本海東縁部の想定波源域（南北方向）

地震調査研究推進本部（2003）に一部加筆

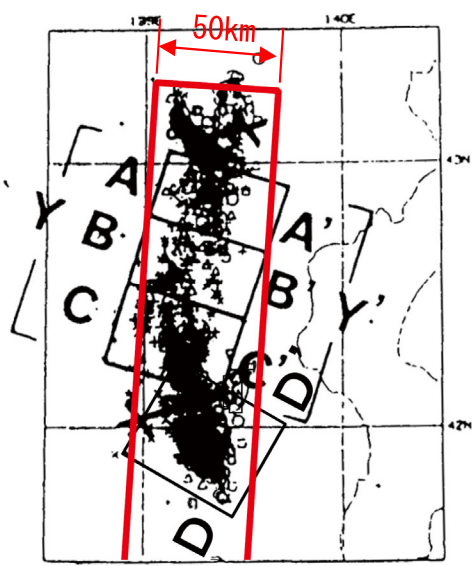
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (20/65)

① 想定波源域の設定 (11/19) : 東西方向 (1/3)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-21再掲

余震分布に関する知見

- 日野ほか (1994) では、「余震の震源が集中しているそれぞれの面は、本震を構成するいくつかのサブイベントの破壊面に対応するものであり、得られた余震分布はこうした破壊群の詳細な空間分布を示すものである可能性が高い。」とされている。
- 1983年日本海中部地震及び1993年北海道南西沖地震の余震分布域 (深さ方向も含む3次元的分布域) は、おおむね東西方向50kmの範囲に包含されることが確認できた。



1993年北海道南西沖地震の余震分布

日野ほか (1994) に一部加筆

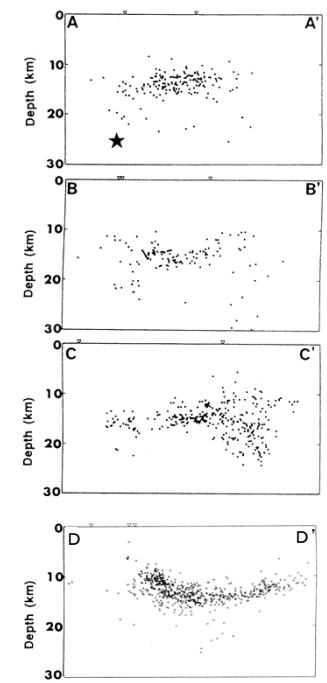


図3 海底地震観測による、1993年北海道南西沖地震の余震域のうち「中部」での余震分布 (7月21日~8月16日)。★印は北海道大学理学部 (1993) による本震の位置。

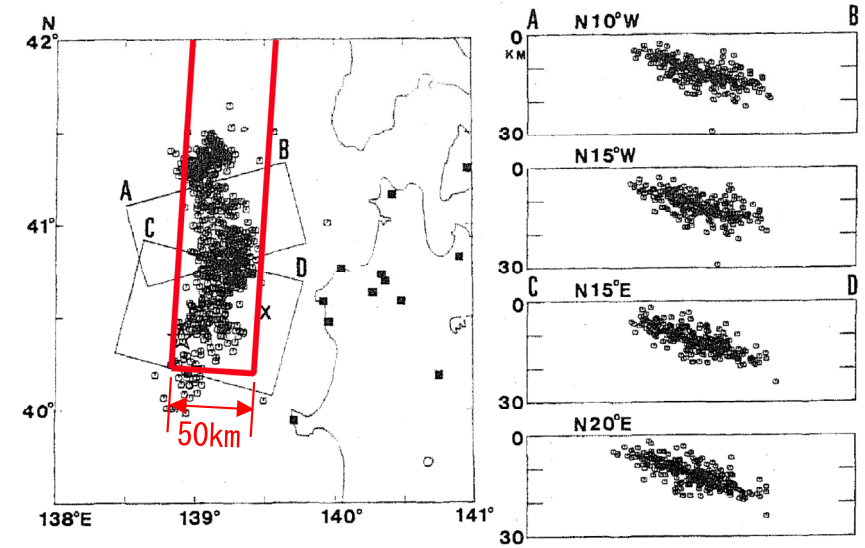


Fig. 8. Aftershock distribution determined for Model I-1. Epicenter distribution is shown on the left and depth distributions on the right, projected on the cross sections perpendicular to the directions of N10°W and N15°W for the northern sampling block and N15°E and N20°E for the southern sampling block. Squares indicate the seismograph stations. A star indicates the epicenter of the main shock (KOSUGA *et al.*, 1984). A cross marks the location of Kyuroku Island.

1983年日本海中部地震の余震分布

Sato *et al.* (1986) に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (21/65)



① 想定波源域の設定 (12/19) : 東西方向 (2/3)

第1023回審査会合

資料1-1 P. 3. 1-22再掲

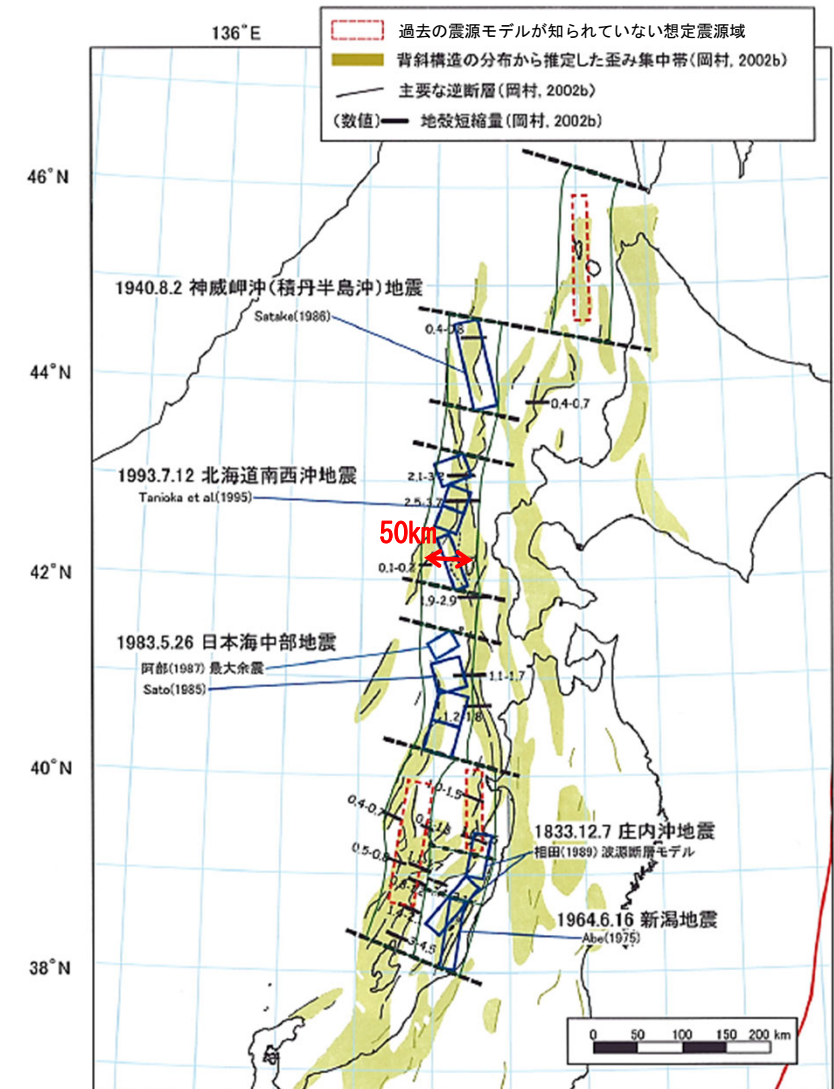
地形・ひずみ集中帯に関する知見

- 日本海東縁で起こった大地震のうち、最大級のものは海洋性地殻を有する日本海盆底（ほぼ3,000m以深の水深に相当する。）と東北日本島弧縁辺部が接するところで起こっているとされている。日本海盆の縁辺に東方に傾斜した逆断層からなる変形フロントが認められ、その東側の変形帯は東西幅で約50km程度の範囲を占めるとされている。

大竹ほか編 (2002) による

- 地震調査研究推進本部 (2003) では、「ひずみ集中帯の分布及び現在の地震活動の状況も併せて設定された想定波源域の幅は、おおむね50km程度」で示されている。
- また、地震調査研究推進本部 (2003) では、「日本海東縁部における地震の発生位置及び震源域は、過去の震源モデルや微小地震等に基づく地殻構造の推定に関する調査研究成果を参照して推定した。各領域の区域分けについては、過去の大地震の震源モデル・余震域及びひずみ集中帯の空間的な分布を参考にした。」とされており、この震源域の幅は深さ方向の範囲としても適用できると考えられる。

以上から、深さ方向を含む東西方向の幅は50km程度と考えられる。



想定震源域及びひずみ集中帯の分布

地震調査研究推進本部 (2003) に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（22/65）

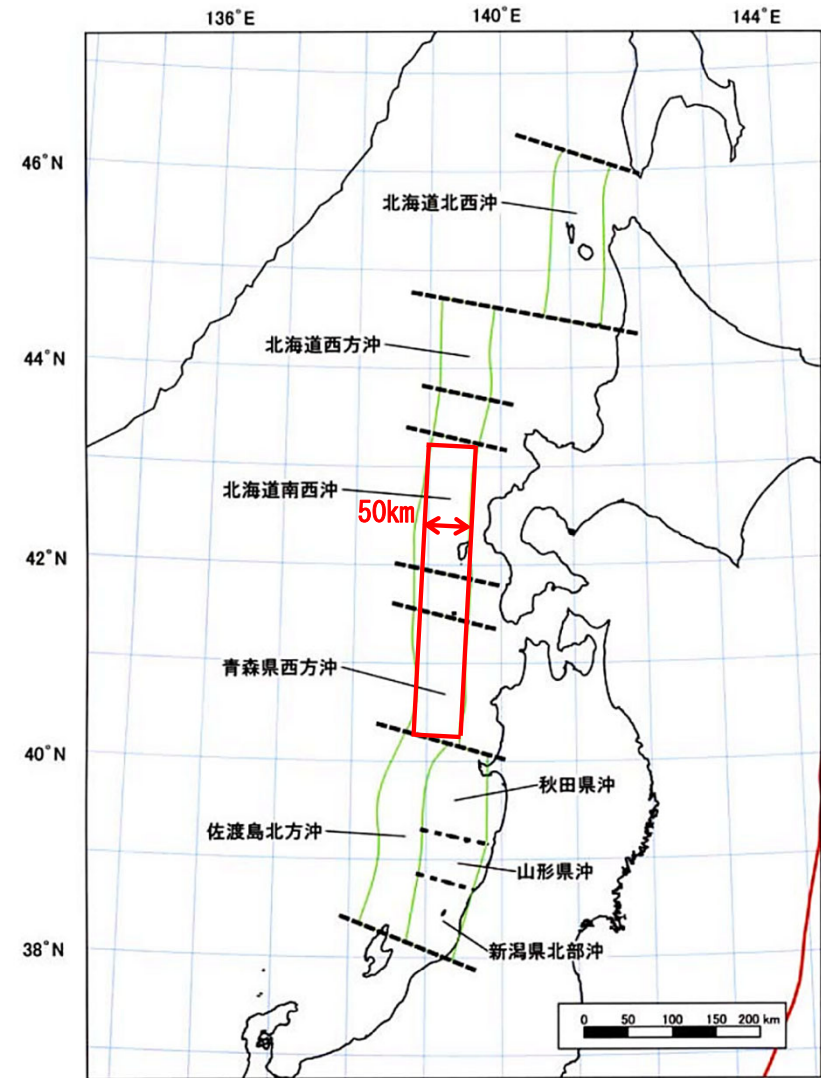


① 想定波源域の設定（13/19）：東西方向（3/3）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-23再掲

想定波源域（東西方向）の考え方

- 「余震分布に関する知見」，「地形・ひずみ集中帯に関する知見」を踏まえ，深さ方向も含めた幅50kmの範囲を想定波源域の東西方向範囲とし，おおむね地震調査研究推進本部（2003）の想定震源域内の50kmの範囲に設定した。
- なお，幅50kmの本想定波源域よりも東側については，海域活断層に想定される地震に伴う津波の検討領域として考慮することとし，西側については，敷地への影響を考慮し検討は不要とする。



日本海東縁部の想定波源域（東西方向）

地震調査研究推進本部（2003）に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (23/65)

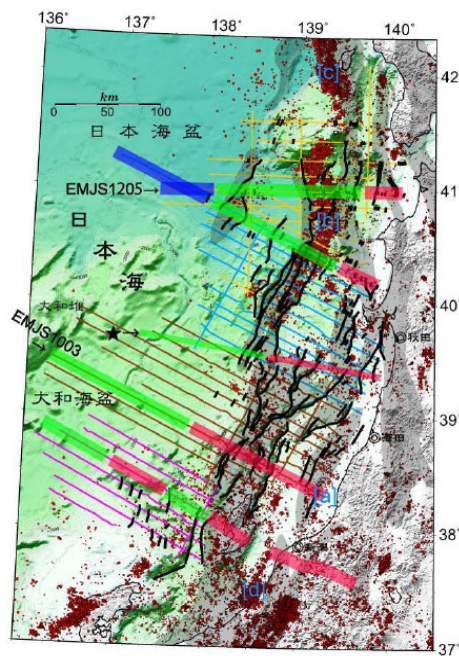
① 想定波源域の設定 (14/19) : 深さ方向 (1/5)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-24再掲

地殻構造と既往大地震の断層面の関係 (1/2)

- 1983年日本海中部地震は、島弧地殻と遷移地殻の境界で生じた。震源域の西端に東傾斜の逆断層を伴う非対称な背斜が認められる（この断層はモホ面付近まで達している）とされている。
小平 (2013) による
- また、1983年日本海中部地震震源付近のモホ面は、海底面から20km以浅に分布することが示されている。
小平 (2013) 及びNo et al. (2014) による

以上から、1983年日本海中部地震発生領域付近における地震発生層である地殻の厚さは20km程度であると考えられる。



日本海東縁部の地殻分類
(厚さと地震波速度から分類)

赤太線: 島弧地殻, 緑太線: 遷移地殻, 青太線: 海洋地殻

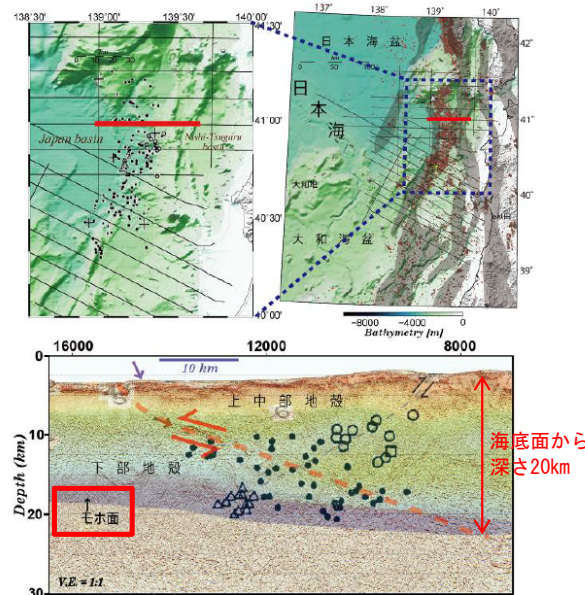


図5 (上) 測線図。赤線の範囲を下図に表示しました。右上図の震源分布は気象庁一元化震源と地震年報²³⁾による震源(深さ:0~50 km、期間:2000~2011年、マグニチュード: $M_j > 1$)。左上図の震源分布は海底地震観測と陸上観測網の統合処理で得られた余震分布²¹⁾。(下) マルチチャンネル反射法地震探査によって得られた深度断面と海底地震計による地震波速度構造と海陸統合処理によって得られた余震分布²¹⁾の結果との比較。

- : 日本海中部地震直後に得られた震源
- △, ○: 震源域東側に形成させている背斜に関連した西傾斜の逆断層によるものと推定されるクラスター状の震源

小平 (2013) に一部加筆

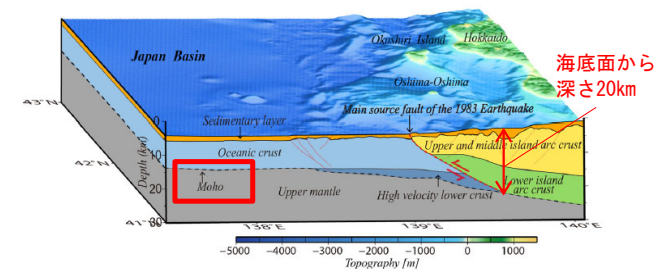


Fig. 10. Perspective image of the relationship between the source faults, crustal structure, and topography within the study area.

1983年日本海中部地震の震源断層の模式図

No et al. (2014) に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (24/65)



① 想定波源域の設定 (15/19) : 深さ方向 (2/5)

第1023回審査会合
資料1-1 P. 3.1-25再掲

地殻構造と既往大地震の断層面の関係 (2/2)

- 大竹ほか編(2002)では、1993年北海道南西沖地震の破壊領域について以下のとおりとされている。
 - ✓ OBS (海底地震計) 観測結果に基づく1993年北海道南西沖地震の余震分布によると震源深さは20km程度まで達している。
 - ✓ 同地震は異なる構造の地殻の境界付近で生じたことが推定される。
 - ✓ 測線Bの西端の日本海盆下では、典型的な海洋地殻の性質を示し、厚さも8km程度と薄い。測線の東端付近に近づくと、厚さも20km程度と厚くなる。
 - ✓ 1993年北海道南西沖地震は地殻の厚さが急変する場所を破壊するように発生した。
- また、1993年北海道南西沖地震震源付近のモホ面は、海底面から20km以浅に分布することが示されている。
大竹ほか編(2002)による

以上から、1993年北海道南西沖地震発生領域付近における地震発生層である地殻の厚さは20km程度であると考えられる。

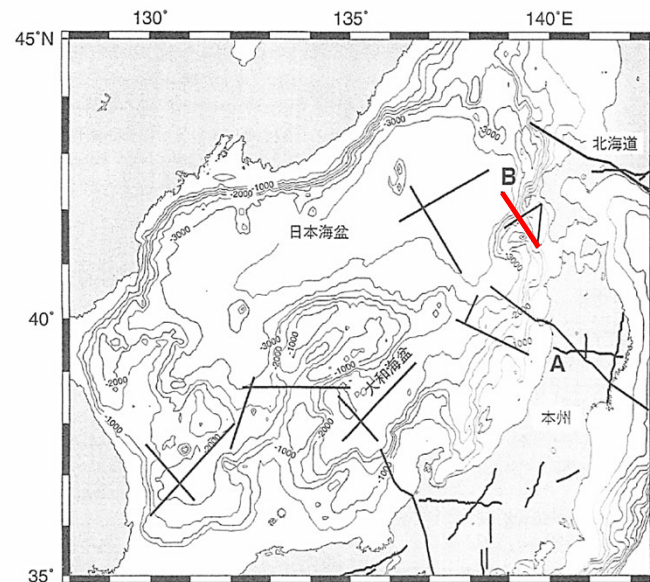


図3.1 これまでに実施された地殻構造探査の測線位置
水深を500mごとのコンターで示す (Nishizawa and Asada, 1999 に加添、陸上の探査測線の中心、1994 による)。

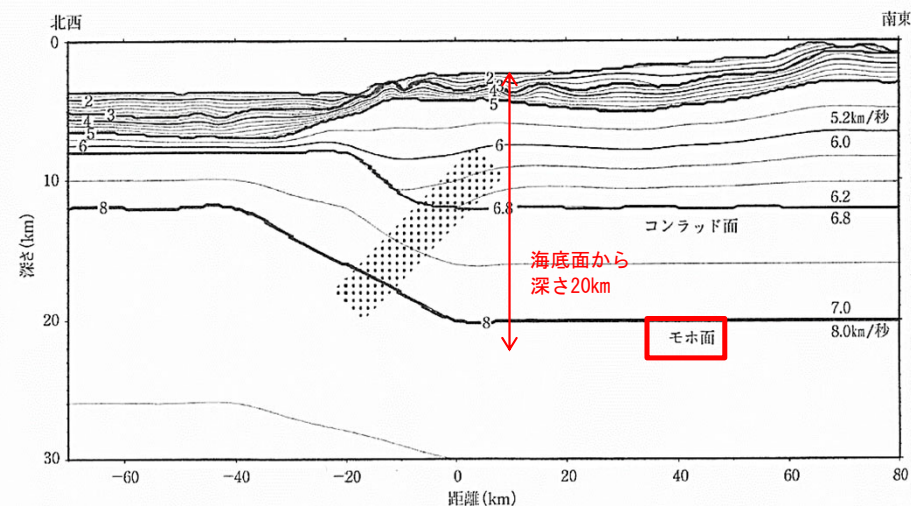


図3.3 日本海盆から沿岸付近に至る測線 (図3.1のB) に沿った地殻構造 (日野ほか, 1995)
P波速度を0.1 km/秒ごとのコンターで示す。ハッチは1993年北海道南西沖地震 (M7.8) の断層面。

地殻構造探査の測線位置と測線Bに沿ったP波速度構造と1993年北海道南西沖地震の断層面

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (25/65)

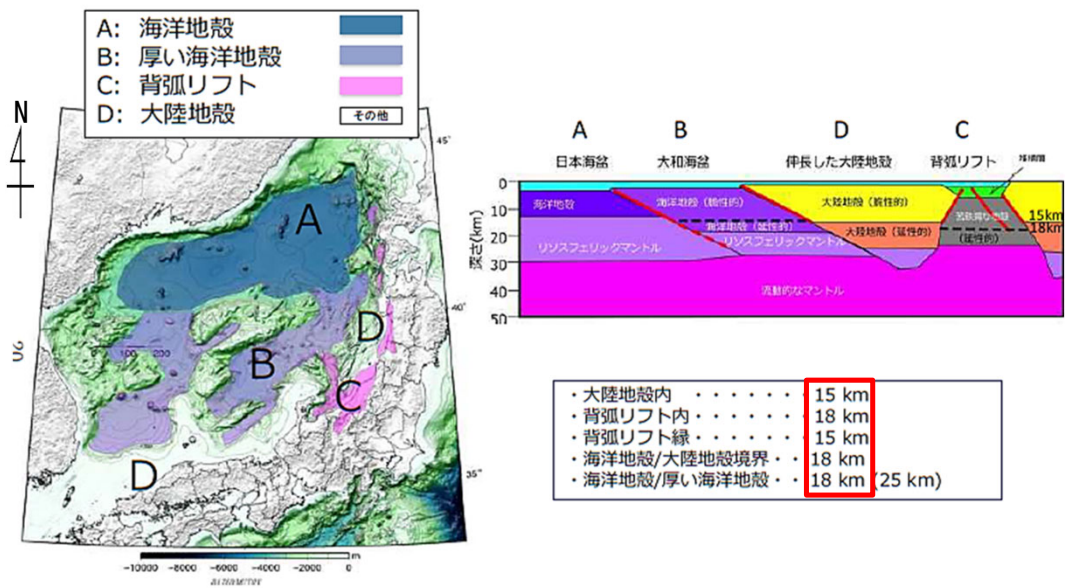
① 想定波源域の設定 (16/19) : 深さ方向 (3/5)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-26再掲

地殻構造に基づく波源モデルの設定

- 国交省ほか (2014) では、地殻構造調査等に基づき、断層下端の深さを以下のように設定されている。
 - ✓ 海洋地殻と大陸地殻の境界に位置する断層及び海洋地殻と厚い海洋地殻の境界に位置する断層下端の深さは海面下 18km, 他の断層は15km。
- 内田ほか (2019) では、「ひずみ集中帯プロジェクトの成果に基づき、遷移地殻の日本海中部地震の震源域での断層モデルの下端 (モホ面) を海底下16km」に設定されている。

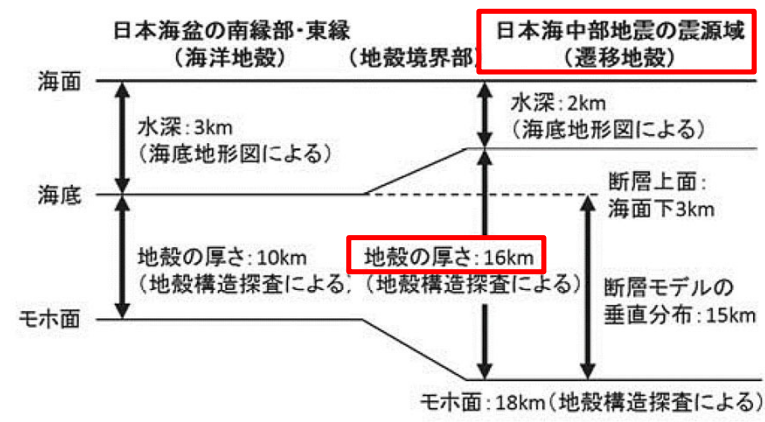
以上から、日本海東縁部における断層下端の深さは、20km以浅に設定されていることが確認できた。



地震発生層の深さ推定のための地殻区分

日本海東縁部の地震発生層 (断層の深さ) の概念図

国交省ほか (2014) に一部加筆



日本海東縁部における地殻構造の概念図

内田ほか (2019) に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（26／65）

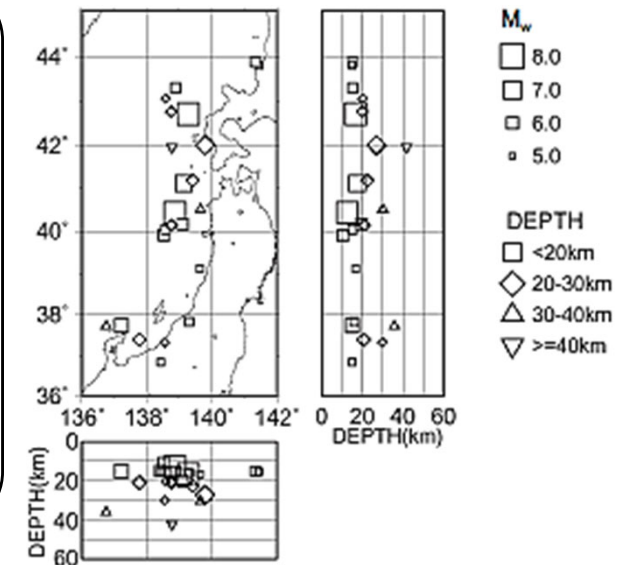
① 想定波源域の設定（17／19）：深さ方向（4／5）

地震発生層の知見

- 土木学会（2016）では、「ハーバードCMT解より、1976年1月～2000年1月に発生したMw5.0以上、深さ60km以下の地震を抽出した結果、震源深さは、おおむね15km～20kmに集中しており、地震発生層の厚さに上限がある」とされている。
- 地震調査研究推進本部（2003）では、「日本海東縁部で発生した地震の余震分布等に関わる知見を基に評価対象地震の深さは20km程度以浅」と設定されている。
- 根本ほか（2009）のアスペリティモデルは、「地震調査研究推進本部（2003）に従い地震発生層厚さを20km」と設定されている。

以上から、日本海東縁部における地震発生層の厚さは、20km程度以下と考えられる。

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-27再掲



ハーバードCMT解の深さ分布

土木学会（2016）

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（27／65）

① 想定波源域の設定（18／19）：深さ方向（5／5）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-28再掲

想定波源域（深さ方向）の考え方

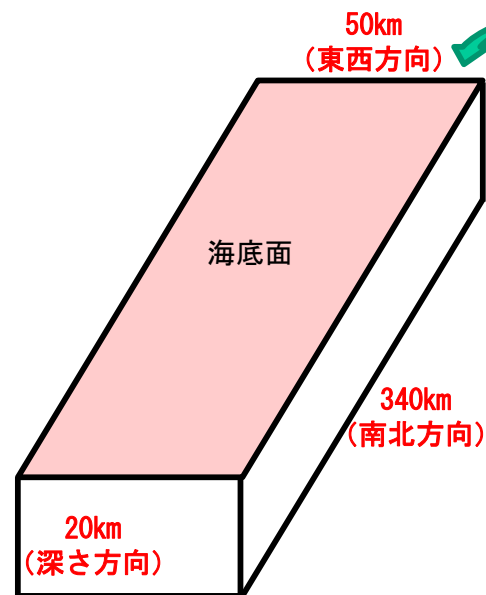
- 「地殻構造と既往大地震の断層面の関係」，「地殻構造に基づく波源モデルの設定」及び「地震発生層の知見」を踏まえると，検討対象である北海道南西沖～青森県西方沖において地震が発生する範囲は，海底下20km以浅であると考えられるため，深さ方向の想定波源域は海底下20kmの範囲と設定した。

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（28／65）

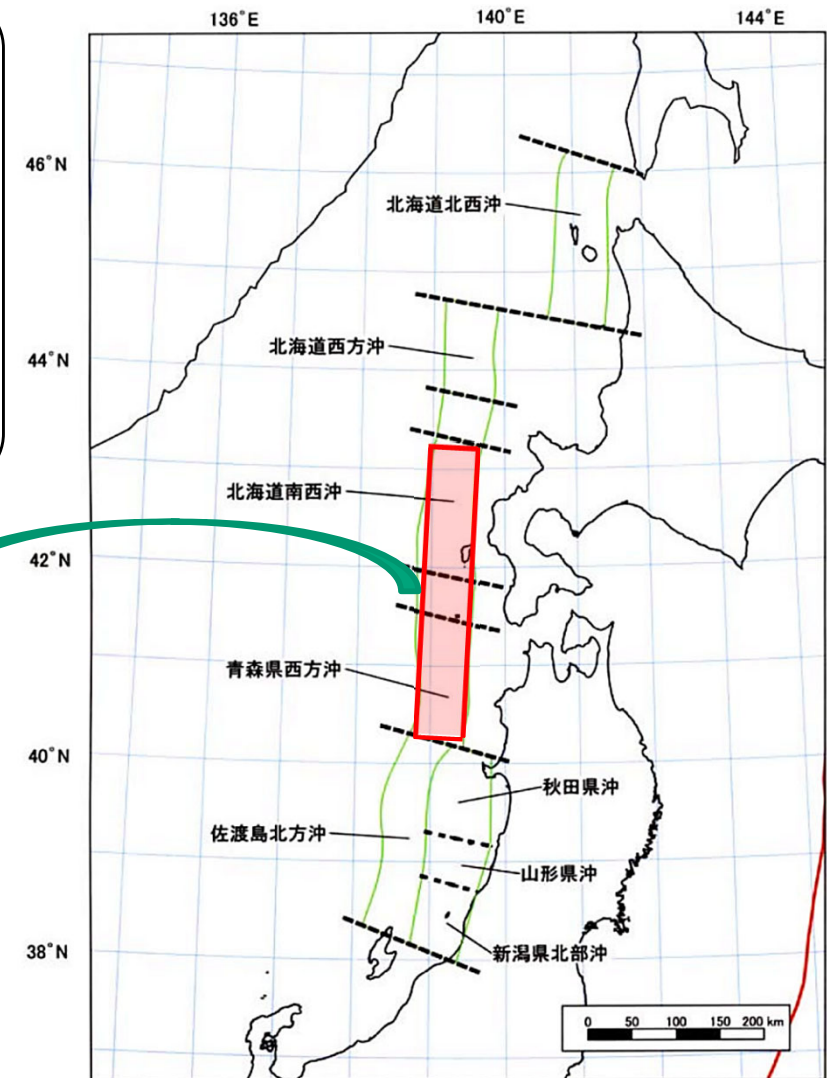
① 想定波源域の設定（19／19）：まとめ

第1023回審査会合
資料1-1 P. 3. 1-29再掲

- 想定波源域は、地震調査研究推進本部（2003）の評価対象領域を基本とし、この評価対象領域に係る既往研究を参照して以下のとおり設定する。
南北方向：北海道南西沖～青森県西方沖の340kmの範囲（深さ方向含む）
(P. 94参照)
- 東西方向：想定震源域内の50kmの範囲（深さ方向含む）
(P. 97参照)
- 深さ方向：海底から海底下20kmまでの範囲
(P. 102参照)



想定波源域3Dイメージ



日本海東縁部の想定波源域

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（29/65）

② 傾斜方向・傾斜角・断層幅の設定（1/2）

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.1-30再掲

- 傾斜方向・傾斜角・断層幅の設定に関わる既往の知見について整理する。
 - 断層面の傾斜は東傾斜と西傾斜が交互に現れるとされている。岡村（2019）による
 - 東北日本海沖の活断層の傾斜角は、形成時は正断層のため高角であったものが、日本海の拡大による地殻の伸展変形の進行に伴って回転（傾斜）した結果、45° 前後の傾斜を示すものが多く見られるとされている。

国交省ほか（2014）による
 - 既往津波の断層モデルの傾斜角・傾斜方向の分析結果から、日本海東縁部では既往地震の断層傾斜方向が一定でなく、西傾斜・東傾斜の双方が発生しており、傾斜角はおおむね30°～60°の範囲で痕跡高を説明することができるとされており、鉛直断面内の断層形状として東西両方向傾斜、傾斜角30°及び60°の8パターン（次ページ参照）が提示されている。

土木学会（2016）による

既往津波の再現性が確認されている断層モデル

対象津波	モデル M_w	面積 (km^2)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (度)	δ (度)	λ (度)	データ 数	K	κ	備考
1833年天保山形沖(A)	7.82	1250	50	25	6.4	0	10	60	90	27	1.04	1.42	土木学会(2002) (相田(1989)を修正;陸岸近く)
		1750	70	25	6.4	0	40	60	120				
1833年天保山形沖(B)	7.76	3960	132	30	4.0	0	208	45	90	27	1.17	1.28	土木学会(2002)(沖合)
1940年積丹沖	7.70	4050	135	30	3.2	0	347	40	90	20	1.02	1.42	土木学会(2002) (Satake(1986)を修正)
1964年新潟	7.35	900	45	20	3.3	1	202	60	90	検潮	-	-	Noguera and Ku.Abe(1992)
		300	20	15	3.0	1	189	60	90				
同上	7.51	813	32.5	25	5.3	0	200	60	52	検潮	-	-	加藤・安藤(1995)
		813	32.5	25	2.9	0	200	60	90				
1983年日本海中部	7.74	1200	40	30	7.6	2	22	40	90	218	1.12	1.46	相田(1984) Model-10
		1800	60	30	3.05	3	355	25	80				
1993年北海道南西沖	7.84	2250	90	25	5.71	10	188	35	80	249	0.96	1.51	高橋武之ら(1995) DCRC-26モデル
		650	26	25	4.00	5	175	60	105				
		458	30.5	15	12	5	150	60	105				

L:断層長さ, W:断層幅, D:すべり量, d:上縁深さ, θ :走向, δ :傾斜角, λ :すべり角, K:幾何平均値, κ :幾何標準偏差

土木学会（2016）に一部加筆

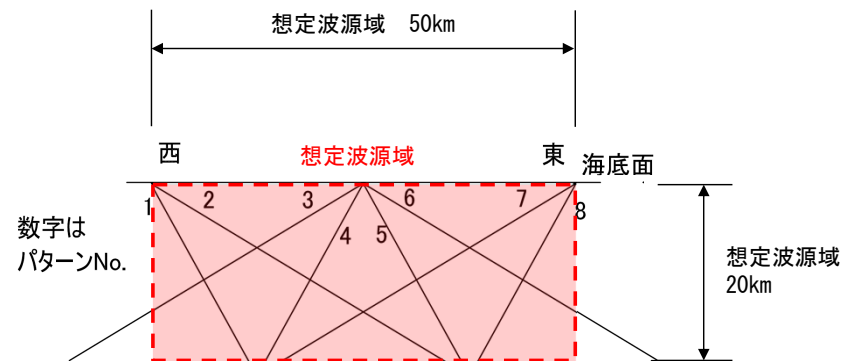
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（30／65）

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.1-31再掲

② 傾斜方向・傾斜角・断層幅の設定（2／2）

- 傾斜角に関する前ページの知見を踏まえると傾斜角は、 45° 前後であり、おおむね $30^\circ \sim 60^\circ$ の範囲と考えられるが、以下の考えに基づき津波評価上、保守側の設定を想定し 30° と 60° の2ケースについて検討することとする。
 - ✓ 初期水位（鉛直地盤変動量）が最も高くなるのは高角ケース（ 60° ）である。
 - ✓ 地殻変動により移動する水の量が最も多くなるのは低角ケース（ 30° ）である。
- 上記より、前ページの知見及び上記の考えとも整合し、傾斜方向・傾斜角の検討パターンを体系的に提示している土木学会（2016）の8パターンを想定波源域（東西方向50km、深さ方向20km）に当てはめたケースを傾斜方向・傾斜角の検討対象とする。ここで、断層幅は、傾斜角を考慮の上、深さ方向の想定波源域20kmを飽和するように設定する。
- 傾斜方向・傾斜角の検討対象と想定波源域（東西方向50km、深さ方向20km）との関係は下図のとおりである。ここで、検討8パターンの断層位置は断層上端を想定波源域の西端、中央、東端とし、傾斜角は 60° 東傾斜・西傾斜、及び 30° 東傾斜・西傾斜の断層を、位置の不確かさを考慮して、それぞれ2ケースずつ考慮することとし、検討8パターンの断層を想定波源域とおおむね合致する範囲に配置している※。



鉛直面内の断層形状

土木学会（2016）に一部加筆

※：すべての断層が想定波源域内に収まることを基本とするが、本配置においてパターン6及び3は下部で想定波源域からはみ出す。パターン6及び3を除外すると、 30° 東傾斜・西傾斜の断層位置の不確かさを考慮できなくなる。また、パターン6のケースは津波水位評価上、敷地に与える影響が保守側の設定になる（第1023回審査会合 資料1-2 「2-1-1. 傾斜方向・傾斜角パターン影響検討」参照）ことから許容することとし、これ以上の想定波源域を大きくはみ出すパターンは検討対象としない。

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (31/65)

第1023回審査会合
資料1-1 P. 3. 1-32再掲

③ 走向・すべり角・上縁深さの設定

- 以下の知見を基に走向, すべり角及び上縁深さをそれぞれ設定した。

[走向] 海底地形の等水深線の走向に基づき 3.8° 及び 183.8° と設定

- ✓ ハーバードCMT解による走向と等水深線の走向の関係の分析結果から, 走向は等水深線に沿って南北に分布しているとされている (左下図参照)。

土木学会 (2016) による

[すべり角] 90° に設定

- ✓ ハーバードCMT解による日本海東縁部の断層のすべり角は, 90° 程度であるとされている (中央下図参照)。
- ✓ 東北地方から北海道地方の沿岸にかけては, 90° に近い断層すべり角となったとされている (右図参照)。
- ✓ すべり角 90° で津波の初期水位が最大になると考えられる。

土木学会 (2016) による

国交省ほか (2014) による

[上縁深さ] 1 kmに設定

- ✓ 日本海東縁部の既往津波に対して, すべりの不均質性を考慮し, 既往津波の再現性がおおむね確認されている根本ほか (2009) のアスペリティモデルは, 日本海東縁部の地震発生層の上限深さを考慮して海底面より深さ 1 kmに上縁深さが設定されている。

根本ほか (2009) による

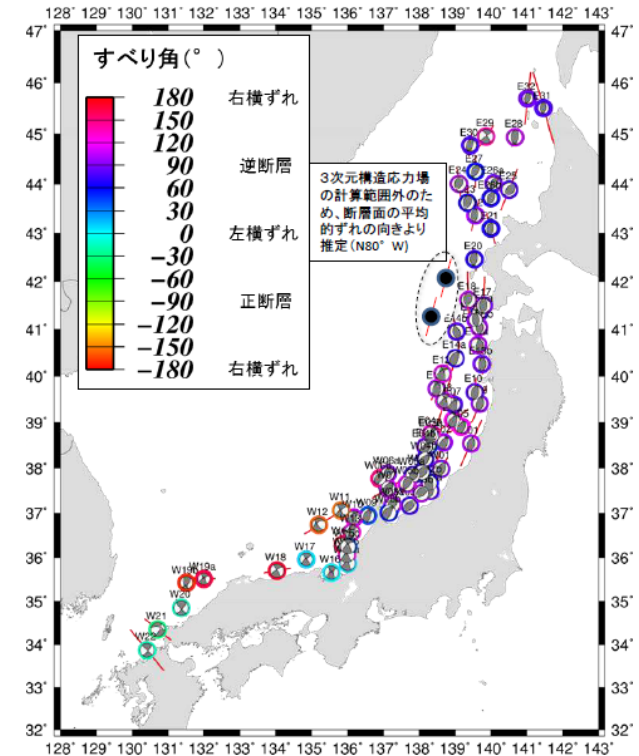
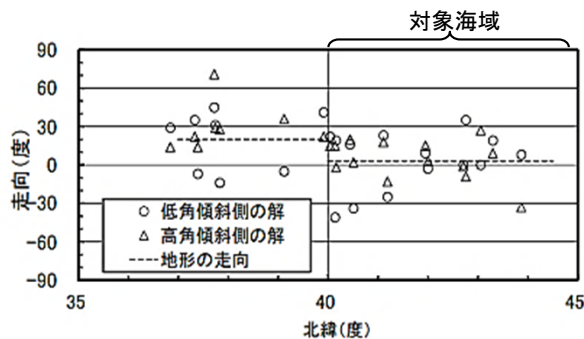
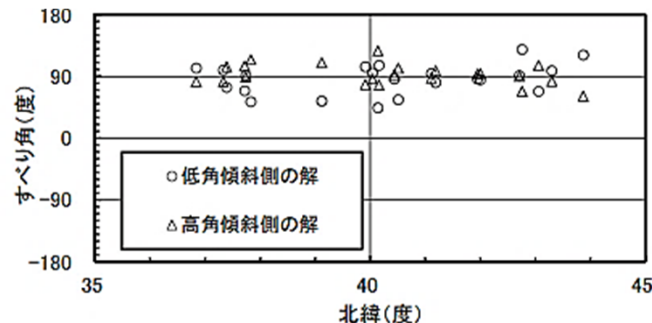


図32 3次元構造応力場により推定したすべり角の分布 (佐藤・他, 2014)

国交省ほか (2014)



ハーバードCMT解による断層走向と地形走向
土木学会 (2016) に一部加筆



ハーバードCMT解による断層のすべり角
土木学会 (2016)

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（32/65）

④ 最大すべり量の設定（1/9）

第1023回審査会合
資料1-1 P. 3. 1-33再掲

基本方針

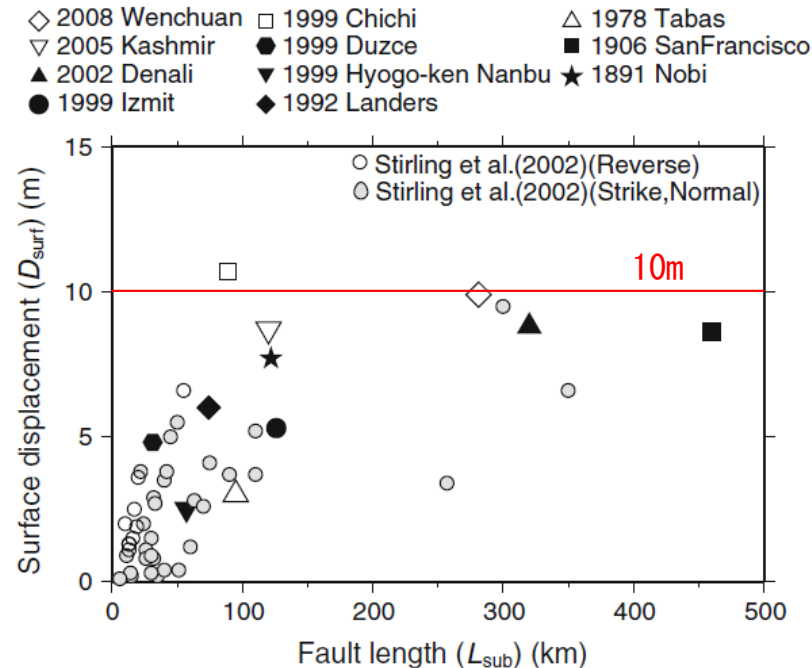
- 最大すべり量は、既往地震、スケーリング則及び既往津波の再現モデルの科学的知見を整理の上、安全評価上保守側の設定とする。具体的には以下のとおり。
 - ✓ 日本海東縁部の地震と同様のタイプ（活断層タイプ）である世界の内陸で発生した地震の最大すべり量の知見（P. 108参照）
 - ✓ 日本海東縁部及び活断層で発生する地震規模に係るスケーリング則から設定される最大すべり量の知見（P. 109～P. 112参照）
 - ✓ 日本海東縁部で発生した既往津波の断層モデルのすべり量（P. 113, P. 114参照）

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (33/65)

④ 最大すべり量の設定 (2/9)

第1023回審査会合
資料1-1 P. 3. 1-34再掲

既往地震に関する検討



断層長さと最大地表変位量との比較

Murotani et al. (2015) に一部加筆

- 日本海東縁部は、明瞭なプレート境界が形成されておらず、地震の発生様式は内陸地殻内地震と同様なものと考えられる。このため、世界の内陸地殻内地震のすべり量の知見を参照する。
- 世界の内陸で発生した地震を分析した結果、地表で観測された最大変位量は、震源断層での最大すべり量と1:1の比例関係にあり、震源断層長さが約100km以上の場合、地表最大変位量は10m程度で飽和するとされている。

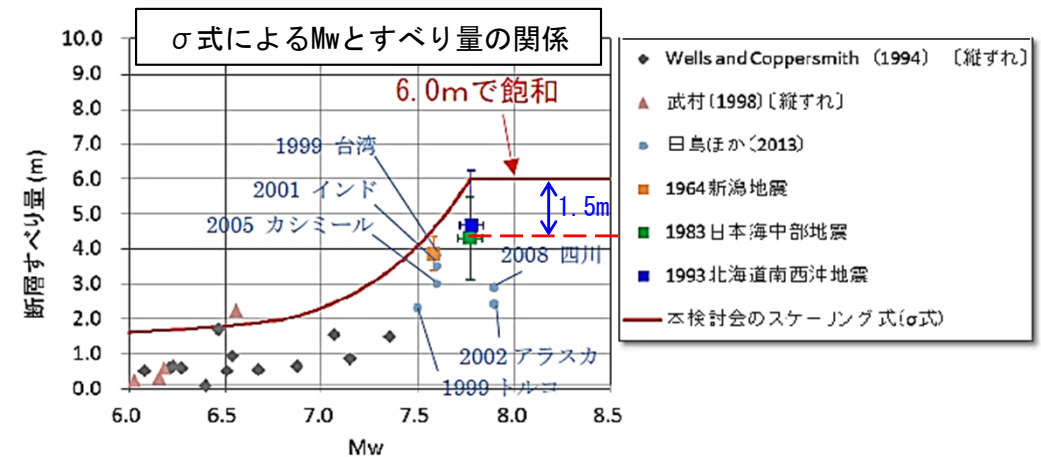
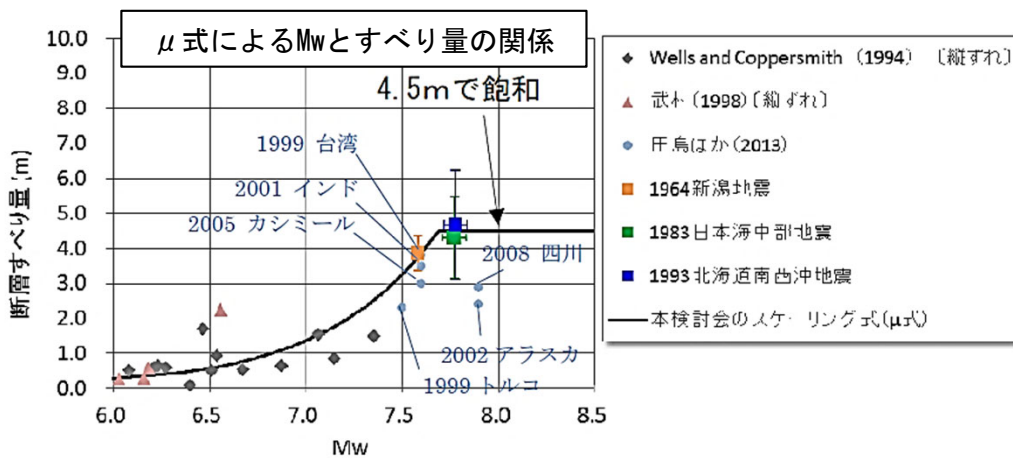
Murotani et al. (2015) による

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（34/65）

④ 最大すべり量の設定（3/9）

第1023回審査会合
資料1-1 P. 3. 1-35再掲

スケーリング則①：国交省ほか（2014）



地震規模とすべり量の関係（日本海における大規模地震に関する調査検討会）

国交省ほか（2014）に一部加筆

- 国交省ほか（2014）では、「スケーリング則として平均的なモデルであるμ式と、すべりのばらつきを考慮したσ式の2つを用いており、μ式の飽和平均すべり量（ D_μ ）4.5mに標準偏差（ σ ）1.5mを加算して、σ式の飽和平均すべり量（ D_σ ）を6.0m」と設定されている。
- また、大すべり域のすべり量は、平均すべり量の2倍とされており、σ式における大すべり域のすべり量は最大12mとなる。

国交省ほか（2014）による

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (35/65)

④ 最大すべり量の設定 (4/9)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-36再掲

スケーリング則②：地震調査研究推進本部 (2016)

- 地震調査研究推進本部 (2016) 『レシピ』の方法では、「活断層で発生する地震の地震規模 (地震モーメント M_0 (N・m)) を震源断層の面積 S (km²) との経験的關係より算出するとし、地震の規模に応じて3段階で S - M_0 關係式を使い分ける」とされている。
- 日本海東縁部に想定した基準波源モデルは $M_w=8.1$, 8.2 であり、地震規模 ($7.4 < M_w$) の關係式が適用される。
- この關係式から算出される平均すべり量は 2.86m となる。また、アスペリティのすべり量は、震源断層全体の平均すべり量の2倍とされており 5.72m となる。

【地震調査研究推進本部 (2016) 『レシピ』の S - M_0 關係式】

$$M_0 = (S/2.23 \times 10^{15})^{3/2} \times 10^{-7} \quad (M_w < 6.5) \quad \text{Somerville et al. (1999) の式}$$

$$M_0 = (S/4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7} \quad (6.5 \leq M_w \leq 7.4) \quad \text{入倉・三宅 (2001) の式}$$

$$M_0 = S \times 10^{17} \quad (7.4 < M_w) \quad \text{Murotani et al. (2015) の式}$$

M_0 : 地震モーメント (N・m) S : 断層面積 (km²)

M_w : モーメントマグニチュード

→ 上記 S - M_0 關係式に以下を代入して算出した平均すべり量 D は、 2.86m (面積によらず一定) となる。

- 平均すべり量 : $D = M_0 / \mu S$
- 基準波源モデルの面積 : $S = 7.9 \times 10^3 \text{km}^2$, $13.6 \times 10^3 \text{km}^2$
- 剛性率 : $\mu = 3.5 \times 10^{10} \text{ (N/m}^2 \text{)}$ (土木学会 (2016))

【アスペリティのすべり量】

$$D_a = 5.72\text{m} \quad (\text{平均すべり量の2倍})$$

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (36/65)

④ 最大すべり量の設定 (5/9)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-37再掲

スケーリング則③：土木学会 (2016)

- 土木学会 (2016) では、「国交省ほか (2014) を参照して、日本海東縁部の地震規模 (地震モーメント M_0 (N・m)) を断層面積 S (m²) との経験的關係式より算出するとし、地震の規模に応じて3段階で S - M_0 關係式を使い分ける検討例」が示されている。
- 日本海東縁部に想定した基準波源モデルは $M_w=8.1$, 8.2 であり、地震規模 ($7.7 \leq M_w$) の關係式が適用される。
- この關係式から算出される平均すべり量は 4.5m となる。また、アスペリティのすべり量は、平均すべり量の2倍とされており 9.0m となる。

【土木学会 (2016) の S - M_0 關係式】

$$M_0 = (S/2.23 \times 10^9)^{3/2} \times 10^{-7} \quad (M_w < 6.5) \quad \text{Somerville et al. (1999) の式}$$

$$M_0 = (S/4.24 \times 10^5)^2 \times 10^{-7} \quad (6.5 \leq M_w < 7.7) \quad \text{入倉・三宅 (2001) の式}$$

$$M_0 = 1.575 \times S \times 10^{11} \quad (7.7 \leq M_w^*) \quad \text{日本海東縁部の既往地震の平均すべり量 } 4.5\text{m} \text{ で頭打ちとなる關係式 (剛性率 } \mu : 3.5 \times 10^{10} \text{ (N/m}^2\text{))}$$

M_0 : 地震モーメント (N・m) S : 断層面積 (m²)

M_w : モーメントマグニチュード

※ : 世界の地殻内地震の地震規模と地殻厚さを検討した結果、地殻厚さが 40km 未満の領域では $M_w 8.0$ を超える地震が発生していないことを踏まえ、 M_w の上限は 8.0 とされている。

→ 上記 S - M_0 關係式に以下を代入して算出した平均すべり量 D は、 4.5m (面積によらず一定) となる。

- 平均すべり量 : $D = M_0 / \mu S$
- 基準波源モデルの面積 : $S = 7.9 \times 10^3 \text{km}^2$, $13.6 \times 10^3 \text{km}^2$
- 剛性率 : $\mu = 3.5 \times 10^{10} \text{ (N/m}^2\text{)}$ (土木学会 (2016))

【アスペリティのすべり量】

$$D_a = 9.0\text{m} \quad (\text{平均すべり量の2倍})$$

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（37／65）

④ 最大すべり量の設定（6／9）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-38再掲

スケーリング則：まとめ

国交省ほか（2014）、地震調査研究推進本部（2016）及び土木学会（2016）のそれぞれのスケーリング則に基づき設定される最大すべり量は下表のとおりであり、その最大値は12mである。

スケーリング則に基づく最大すべり量

	国交省ほか（2014）	地震調査研究推進本部 （2016）	土木学会（2016）
最大すべり量	12.0m	5.72m	9.0m

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（38／65）

④ 最大すべり量の設定（7／9）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-39再掲

既往津波の再現性が確認されている断層モデルの検討

- 日本海東縁部で発生した既往津波の波源モデルのうち、すべり量の最大値は、1993年北海道南西沖地震津波の再現モデルDCRC-26モデルの12mである。

土木学会（2016）による

既往津波の再現性が確認されている断層モデル

対象津波	モデル M_w	面積 (km^2)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (度)	δ (度)	λ (度)	データ 数	K	κ	備考
1833年天保山形沖(A)	7.82	1250	50	25	6.4	0	10	60	90	27	1.04	1.42	土木学会(2002) (相田(1989)を修正;陸岸近く)
		1750	70	25	6.4	0	40	60	120				
1833年天保山形沖(B)	7.76	3960	132	30	4.0	0	208	45	90	27	1.17	1.28	土木学会(2002)(沖合)
1940年積丹沖	7.70	4050	135	30	3.2	0	347	40	90	20	1.02	1.42	土木学会(2002) (Satake(1986)を修正)
1964年新潟	7.35	900	45	20	3.3	1	202	60	90	検潮	-	-	Noguera and Ku.Abe(1992)
		300	20	15	3.0	1	189	60	90				
同上	7.51	813	32.5	25	5.3	0	200	60	52	検潮	-	-	加藤・安藤(1995)
		813	32.5	25	2.9	0	200	60	90				
1983年日本海中部	7.74	1200	40	30	7.6	2	22	40	90	218	1.12	1.46	相田(1984) Model-10
		1800	60	30	3.05	3	355	25	80				
1993年北海道南西沖	7.84	2250	90	25	5.71	10	188	35	80	249	0.96	1.51	高橋武之ら(1995) DCRC-26モデル
		650	26	25	4.00	5	175	60	105				
		458	30.5	15	12	5	150	60	105				

L:断層長さ, W:断層幅, D:すべり量, d:上縁深さ, θ :走向, δ :傾斜角, λ :すべり角, K:幾何平均値, κ :幾何標準偏差

土木学会（2016）に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（39/65）

④ 最大すべり量の設定（8/9）

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.1-40再掲

DCRC-26モデルのすべり量

- 高橋ほか（1994）では、高橋ほか（1995）DCRC-26モデルの先行モデルであるDCRC-17aモデル（最大すべり量12m）の構築で重視した考え方として「奥尻島初松前での20mにも達する高い打ち上げ高を再現できなくてはならない。」とされている。
- 一方、高橋ほか（1995）によると、DCRC-26モデルによる北海道南西岸の津波打ち上げ高分布によると、江差以南では津波痕跡高に比べて計算津波高が大きい（右下図参照）。

以上から、DCRC-26モデルの最大すべり量12mは、奥尻島の特定地点で観測された津波の高い打ち上げ高さの再現を目的として設定された値であり、特に北海道南西岸では計算津波高が大きくなることから、大間の津波評価に対しては、保守的設定であると考えられる。

表 1 DCRC-26 モデルの断層パラメータ

Fault	North	Central	South
Width (km)	25.0	25.0	15.0
Length (km)	90.0	26.0	30.5
Strike (°)	188	175	150
Dip Angle (°)	35	60	60
Slip Angle (°)	80	105	105
Depth (km)	10	5	5
Dislocation (m)	5.71	4.00	12.00
M_0 ($\times 10^{27}$ dyne \cdot cm)	3.85	0.78	1.65

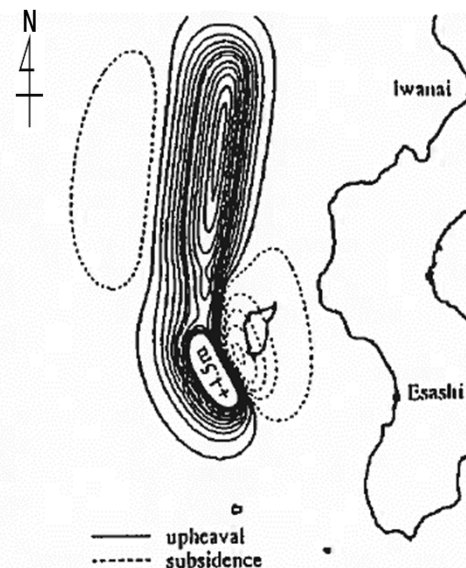


図 1 DCRC-26 モデルにおける地震変位

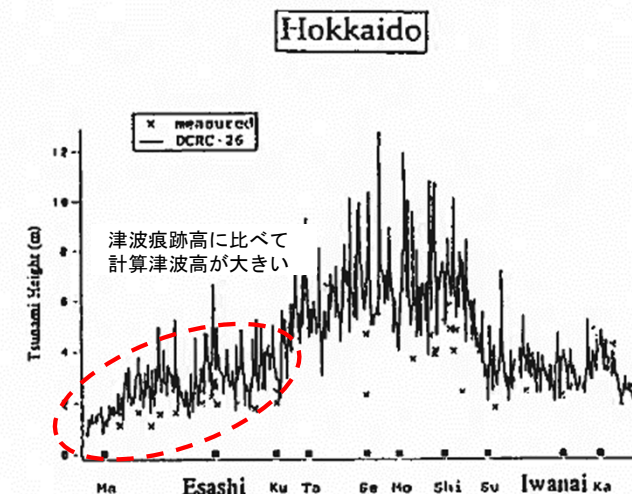


図 3 DCRC-26 モデルにおける津波打ち上げ高分布

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（40／65）

④ 最大すべり量の設定（9／9）

第1023回審査会合

資料1-1 P. 3. 1-41再掲

まとめ

- 波源モデルの最大すべり量として、Murotani et al. (2015) によると最大すべり量が約10mで飽和すること（P. 108参照）、国交省ほか（2014）等のスケーリング則に基づく最大すべり量の最大値が12mであること（P. 112参照）、また、北海道南西沖地震津波の局所的に大きな津波を再現する波源モデルの最大すべり量が12mであること（P. 113, P. 114参照）を考慮し、最大すべり量は、それらを包絡するように安全評価上12mと設定する。

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (41/65)

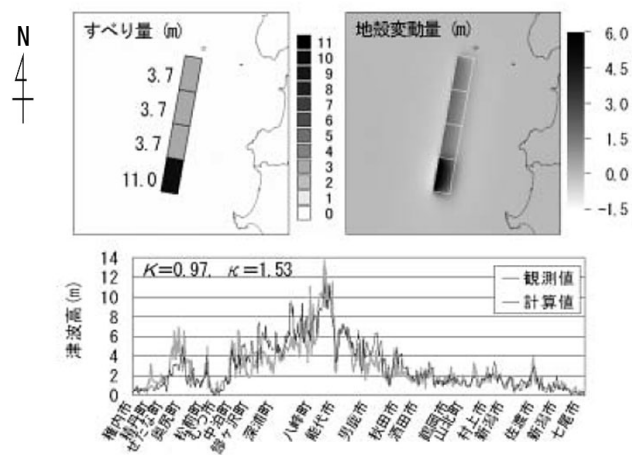
⑤ すべりの不均質性の設定 (1/3)

第1023回審査会合

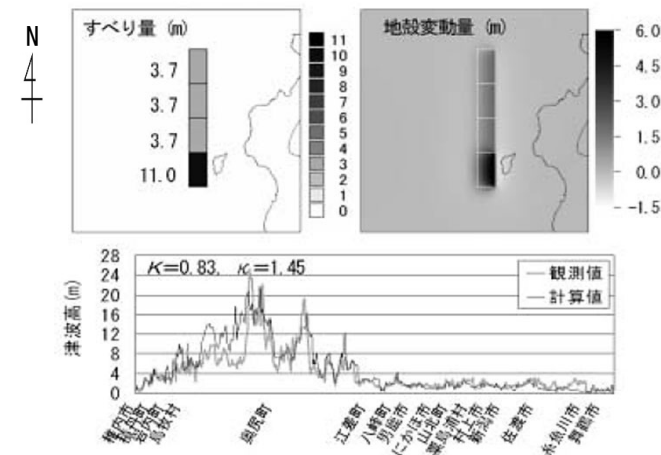
資料1-1 P. 3.1-42再掲

根本ほか (2009)

- 2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえてすべりの不均質性を考慮し、敷地への津波の影響評価として津軽海峡入口に津波が集中するようなすべり分布を検討することを目的とし、アスペリティと背景領域との面積比及びすべり量比を設定する。
- 日本海東縁部の既往津波に対して、すべりの不均質性を考慮し、既往津波の再現性がおおむね確認されている根本ほか (2009) の知見の適用を念頭におき、その内容及び妥当性について整理する。(P. 117, P. 118参照)
- 根本ほか (2009) では、「アスペリティモデルは、アスペリティ位置の推定が困難な地震空白域等に適用する場合に、4つのセグメントのいずれかがアスペリティに相当するセグメントと考えて、アスペリティ (平均すべり量の2倍のすべり量) 位置を変化させた4ケースの計算を行えば、4ケースの計算による最大値が観測値 (既往津波高) をほぼ包含することができる。」とされている。
- 根本ほか (2009) による 不均質モデルの設定は以下のとおり。
 - ✓ 断層面を4セグメントに分割して、そのうち1セグメントをアスペリティ領域、残りの3セグメントを背景領域とする。
 - ✓ アスペリティ領域のすべり量は平均すべり量の2倍とする。
 - ✓ 背景領域のすべり量は平均すべり量の2/3倍とする。



アスペリティモデルの断層モデルと計算津波高
【1983年日本海中部地震】



アスペリティモデルの断層モデルと計算津波高
【1993年北海道南西沖地震】

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（42/65）

⑤ すべりの不均質性の設定（2/3）：根本ほか（2009）の妥当性確認

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-43再掲

根本ほか（2009）の不均質すべりモデルのスケーリング則の妥当性

- 根本ほか（2009）の不均質モデルのスケーリング則の妥当性を確認するため、大すべり域の面積比及びすべり量比について、根本ほか（2009）と日本海における最大クラスの津波断層モデルの設定に関する検討である国交省ほか（2014）とを比較した。
- その結果、根本ほか（2009）と国交省ほか（2014）のスケーリング則はおおむね整合的であることが確認できた。

以上から、日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の波源モデルの設定に根本ほか（2009）のスケーリング則を適用することは妥当と考えられる。

根本ほか（2009）及び国交省ほか（2014）のスケーリング則の比較

文献	大すべり域面積／全体面積	大すべり域すべり量／平均すべり量
根本ほか（2009）	0.25	2.0
国交省ほか（2014）	0.20	2.0

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（43/65）

⑤ すべりの不均質性の設定（3/3）

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.1-44再掲

まとめ

- 2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえてすべりの不均質性を考慮し、敷地への津波の影響評価として津軽海峡入口に津波が集中するようなすべり分布を検討する。
- 日本海東縁部の地震に関するすべりの不均質性に係る知見として、既往津波（1983年日本海中部地震津波、1993年北海道南西沖地震津波）の再現性が確認され、すべりの不均質性に係るその他のスケーリング則（国交省ほか（2014））とも整合する根本ほか（2009）に基づく設定が妥当であると考え、アスペリティの配置及びすべり量を以下のとおり設定する。
 - ✓ 根本ほか（2009）のセグメント長さを考慮し、8つのセグメントに分割して、アスペリティ領域と背景領域の面積比を1：3とする。
 - ✓ アスペリティ領域のすべり量は平均すべり量の2倍とする。
 - ✓ 背景領域のすべり量は平均すべり量の2/3倍とする。

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（44/65）

⑥ 剛性率の設定（1/2）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-45再掲

土木学会（2016）

- 土木学会（2016）では、「地震波速度や密度に関する既往研究に基づき、海域毎に標準値が設定されており、日本海東縁部の剛性率は $3.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ 」とされている。

震源付近の媒質の剛性率の標準値

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

土木学会（2016）に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (45/65)

⑥ 剛性率の設定 (2/2)

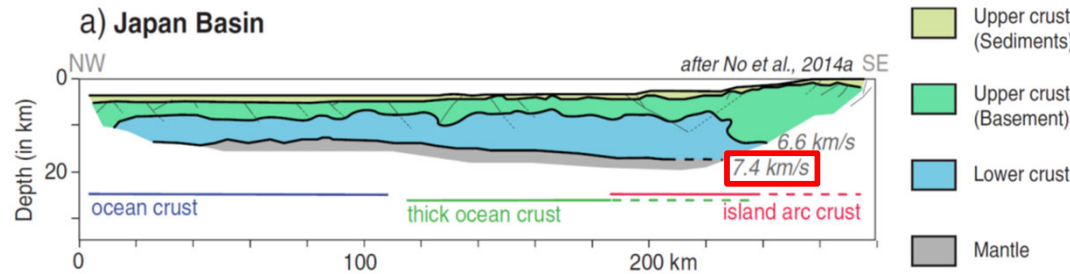
第1023回審査会合
資料1-1 P. 3.1-46再掲

P波速度の範囲から推定される剛性率

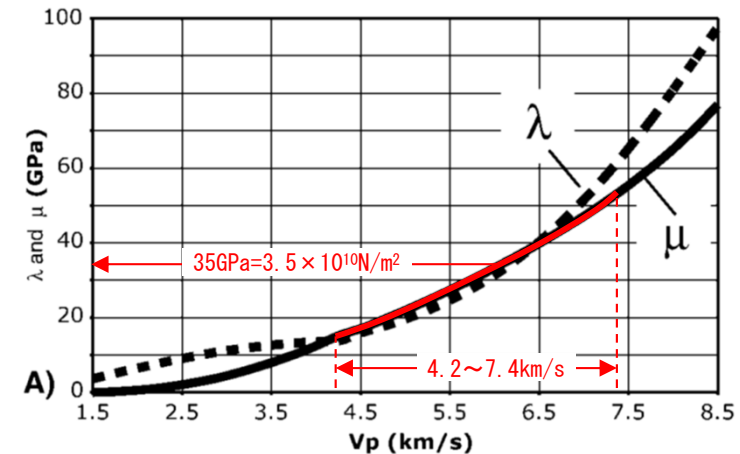
- Van Horne et al. (2017) 及び Sato et al. (2006) によると、「反射法及び海底地震計を用いた地震探査によれば、日本海東縁部北部の上部地殻～下部地殻におけるP波速度はおおむね4.2～7.4km/sの範囲内にあると推定される」とされている。
 - このP波速度の範囲をBrocher (2005) ※1による経験的關係に当てはめると、剛性率の中間的値は約 $3.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ となる。
- 前ページ及び以上から、剛性率は $3.5 \times 10^{10} \text{N/m}^2$ とした。

青森県～秋田県沖 (日本海盆～1983年日本海中部地震震源域)

※1: Brocher(2005)は、様々な環境におけるポアホールデータ、地震波トモグラフィデータ、実験データ等を集約し、堆積層～上部マントルにおけるP波速度と密度等の経験式關係を提示している。



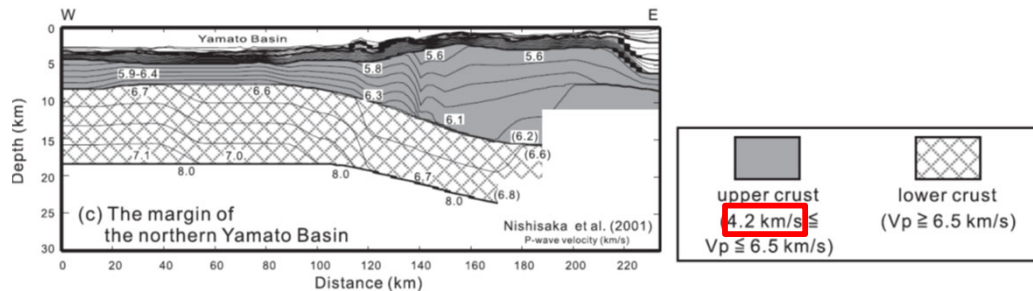
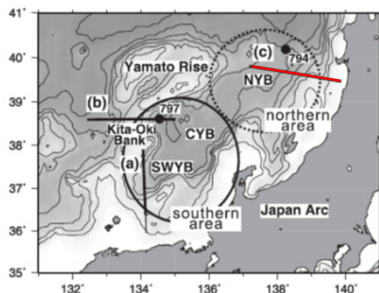
Van Horne et al. (2017) に一部加筆



Brocher (2005) に一部加筆

P波速度とラメ定数の経験的關係※2

秋田県沖 (大和海盆～最上トラフ)



Sato et al. (2006) に一部加筆

反射法及び海底地震計による日本海東縁部のP波速度構造

※2: 上図はP波速度とラメ定数(λ, μ)の關係を示しており、このうちμは剛性率である。

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (46/65)



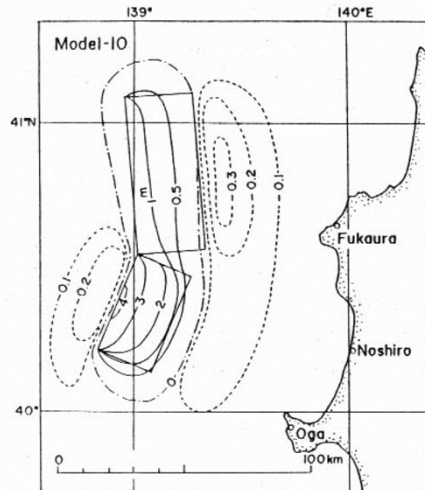
第1023回審査会合

資料1-1 P. 3. 1-47再掲

⑦ ライズタイムの設定 (1/2)

- 日本海東縁部で至近に発生し、観測データが充実している1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖津波を対象に、その再現モデルのライズタイムを参照する。
- 土木学会 (2016) には1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖津波の痕跡高を説明できる断層モデルとして、それぞれ、相田 (1984) のモデル、高橋ほか (1995) のモデルが示されている。
- これらのモデルでは、断層モデルから計算された地盤変位を初期条件としていることから、ライズタイムは考慮していない (0秒) と推定される。
- 首藤 (1996) は、1993年北海道南西沖地震津波に関し、検潮記録と解析波形の比較を行っており、波源域近傍の江差地点の解析波形は、計算開始 (0秒) から地殻変動を考慮し、海面に水位変動が与えられていることから、ライズタイムは考慮していない (0秒) と推定される。

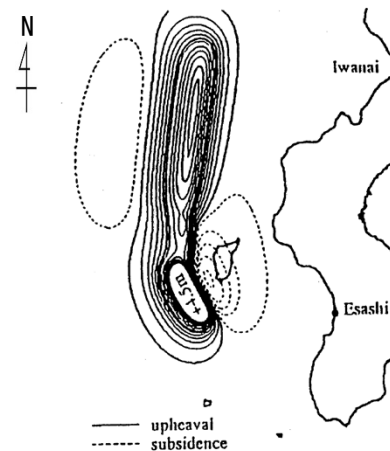
また波源としては断層モデルを仮定し、そのパラメータから MANSINHA and SMYLIE (1971) の方法によって海底の鉛直変位を計算し、それを水位の初期条件として与えた。



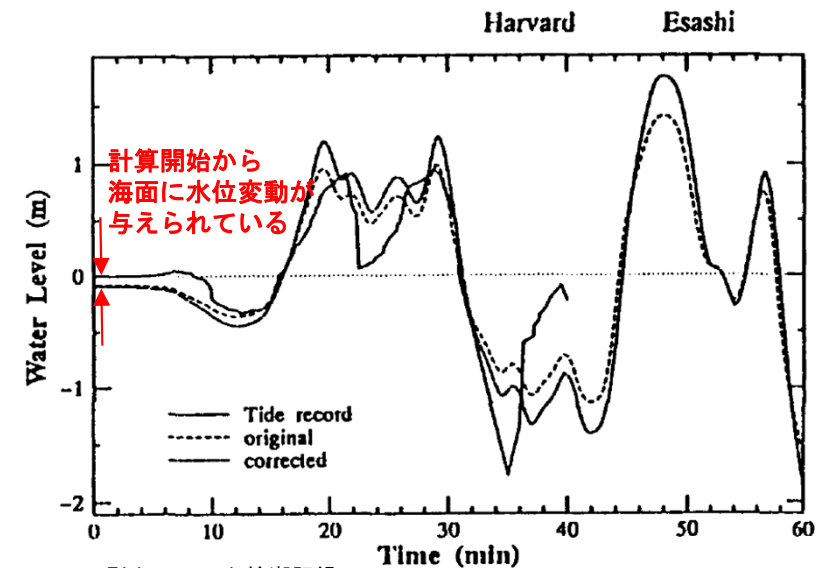
1983年日本海中部地震津波
断層モデル
相田 (1984) に一部加筆

図 1に DCRC-26 モデルによる地盤変位を示す。奥尻島は沈降領域に入っており、表 2に示した沈降量も GPS による実測結果³⁾を満足している。

この地盤変位を初期条件とし、線形長波理論により計算を行った。ただし、沖側境界としては自由透過、陸側境界としては最低水深 10m の完全反射条件を用いた。また、空間格子間隔は 450m、時間間隔は 1 秒とした。



1993年北海道南西沖地震津波
断層モデル
高橋ほか (1995) に一部加筆



Tide record: 検潮記録
original: 解析波形

1993年北海道南西沖地震津波
江差地点の検潮記録と解析波形の比較
首藤 (1996) に一部加筆

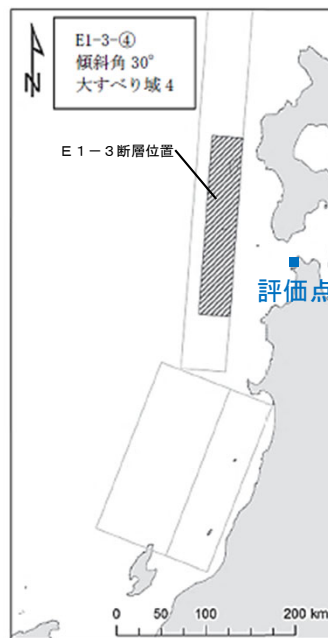
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（47/65）

⑦ ライズタイムの設定（2/2）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-48再掲

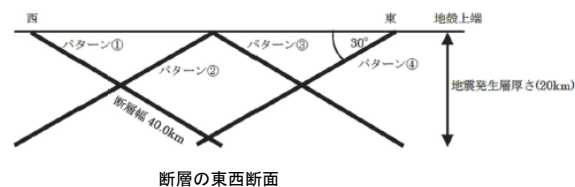
- 土木学会（2016）では、日本海東縁部を対象とした不均質モデルによる決定論的津波評価の適用事例を示しており、その中で、ライズタイム0秒、10秒、30秒及び60秒とした場合の津波水位（評価地点：青森県十三湖）の比較を行っている。
- その結果、「ライズタイム0秒のケースで津波水位が最大になる」とされている。

前ページ及び以上から、ライズタイムは、保守的設定として0秒とした。



ライズタイムに関するパラメータスタディの結果

ライズタイム (秒)	領域	南北位置 ※南から 1-6	東西位置・傾斜方向 傾斜パターン①～④	傾斜角 (度)	大すべり域位置 ※北から 1-4	位置詳細	上縁深度 (km)	水位 (m)
0	E1	3	④	37.5	4	基本	0	7.89
10	E1	3	④	37.5	4	基本	0	7.81
30	E1	3	④	37.5	4	基本	0	7.51
60	E1	3	④	37.5	4	基本	0	7.31



検討波源位置図

注：右表の検討ケースと傾斜角は異なる

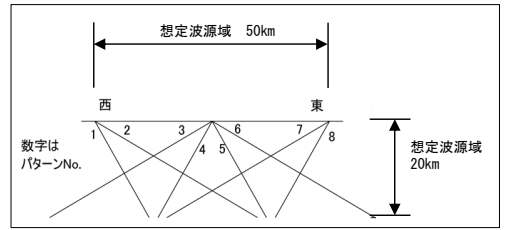
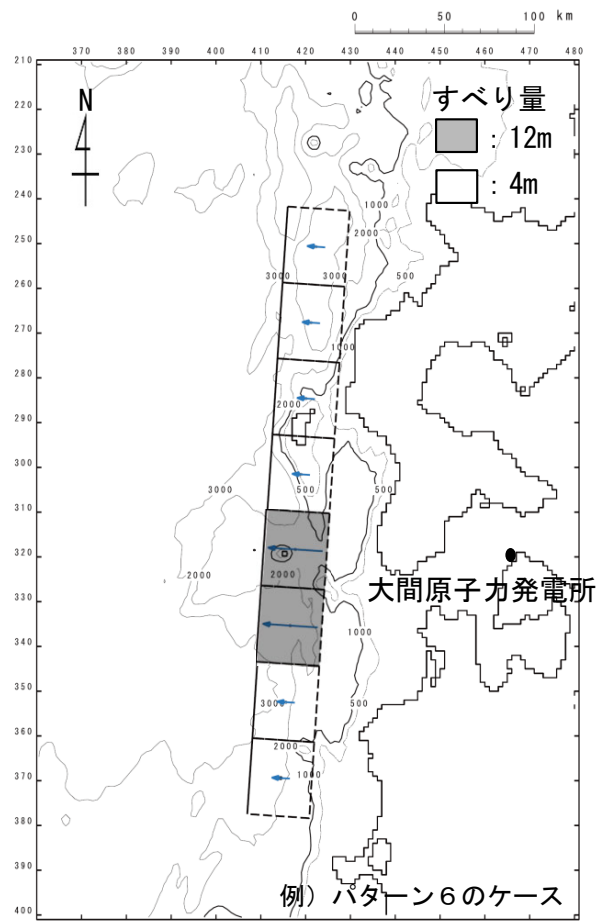
土木学会（2016）に一部加筆

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (48/65)



基準波源モデルの設定：まとめ (1/2)

以下のフロー及び設定根拠に基づき、基準波源モデルを設定した。

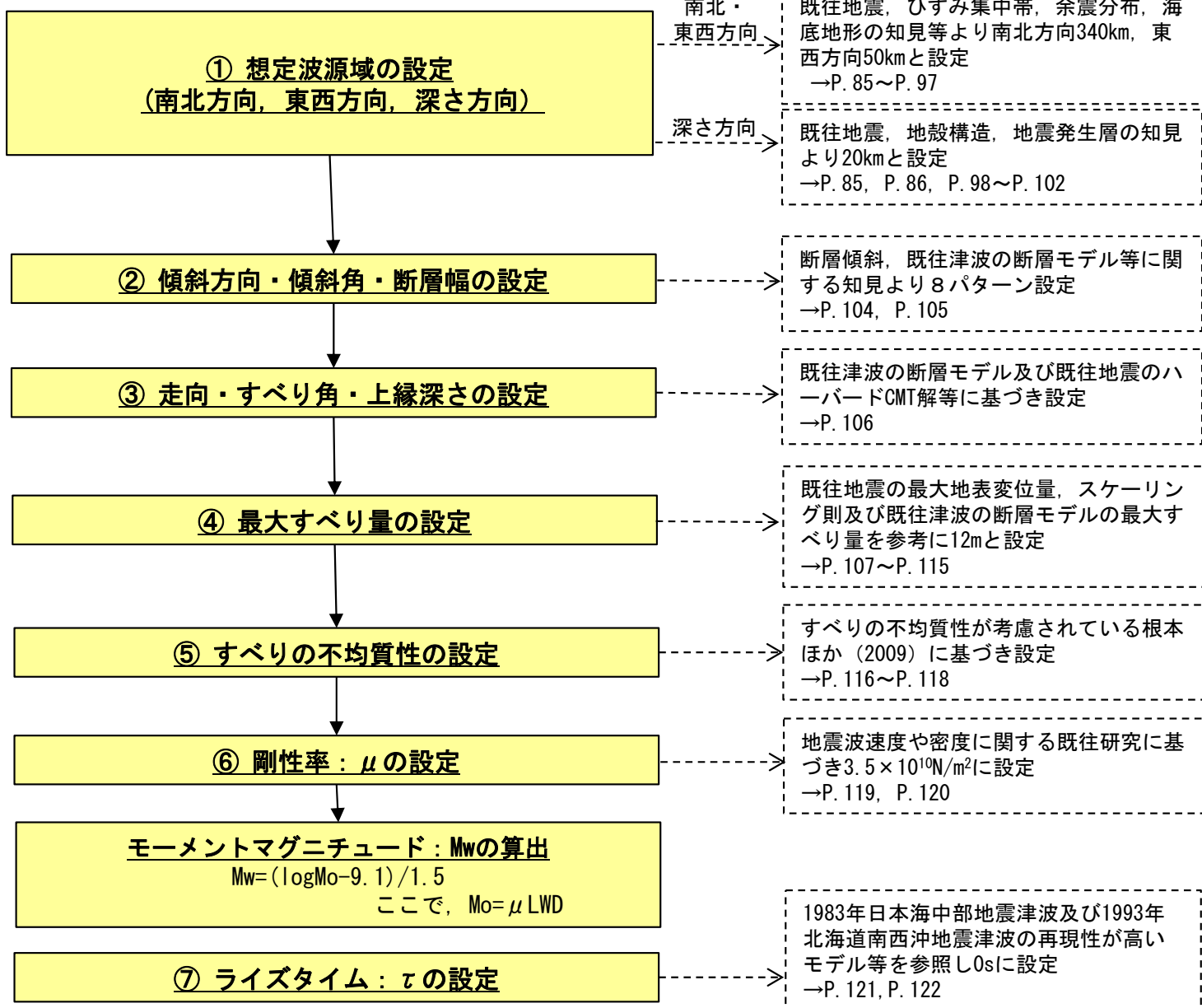


東西位置、傾斜角パターン
土木学会 (2016) に一部加筆

基準波源モデル

基準波源モデル設定フロー

設定根拠



3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (49/65)

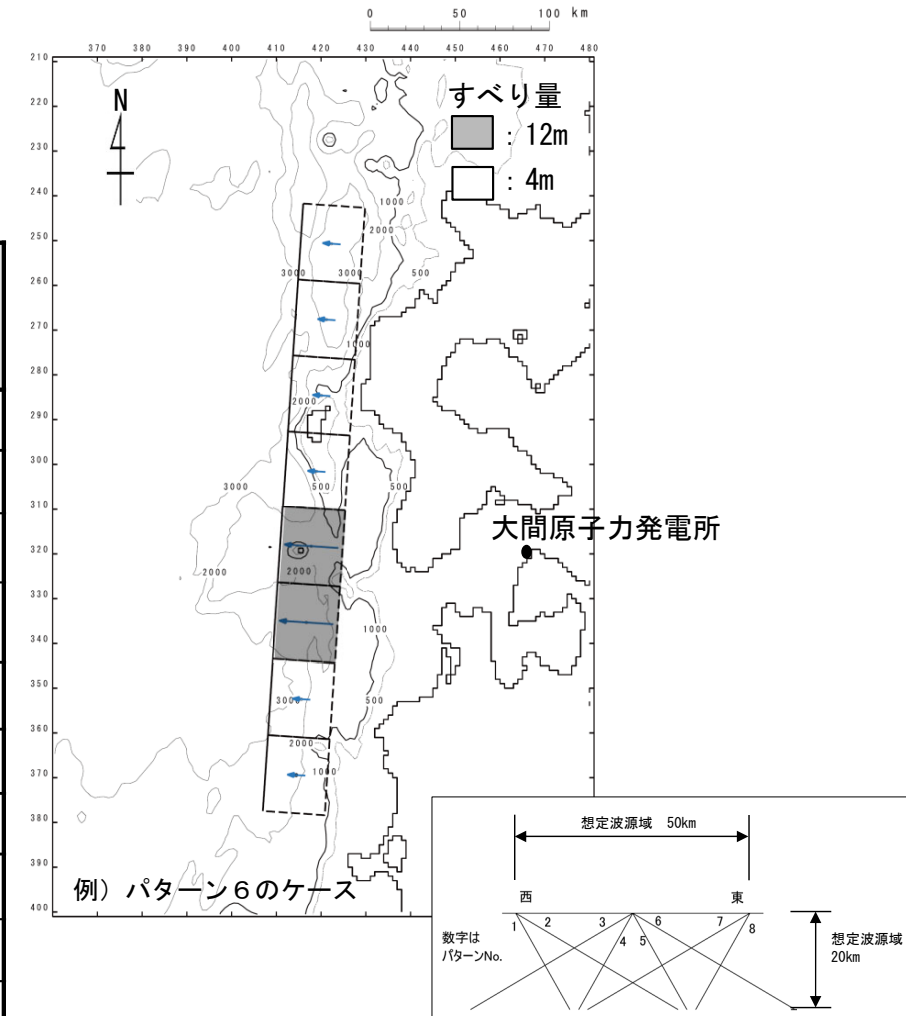
基準波源モデルの設定：まとめ (2/2)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-50再掲

- 想定波源域は、安全評価上、青森県西方沖から北海道南西沖が連動するものとして、 $L=340\text{km}$ の領域とした。
- すべりの不均質性を考慮し、アスペリティ領域と背景領域を設定した。

基準波源モデルのパラメータ

項目	諸元		主な設定根拠
	高角断層 (傾斜角 60°)	低角断層 (傾斜角 30°)	
モーメントマグニチュード M_w	8.1	8.2	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$
長さ L (km)	340		青森県西方沖から北海道南西沖
幅 W (km)	23.1	40.0	想定波源域厚さ (20km), 傾斜角
すべり量 D (m)	12.0 (アスペリティ領域：全面積の25%) 4.0 (背景領域：全面積の75%)		既往地震の知見, 根本ほか (2009) 等
剛性率 μ (N/m^2)	3.5×10^{10}		土木学会 (2016) 等
地震モーメント M_0 ($\text{N} \cdot \text{m}$)	1.65×10^{21}	2.86×10^{21}	$M_0 = \mu LWD$
走向 θ ($^\circ$)	東傾斜：3.8, 西傾斜：183.8		海底地形の等水深線の走向
上縁深さ d (km)	1		根本ほか (2009) 等
傾斜角 δ ($^\circ$)	60	30	土木学会 (2016) 等
すべり角 λ ($^\circ$)	90		土木学会 (2016) 等
ライズタイム τ (s)	0		1993年北海道南西沖地震津波の痕跡高の再現性が高いモデル等



基準波源モデル

東西位置, 傾斜角パターン
土木学会 (2016) に一部加筆

(余白)

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (50/65)

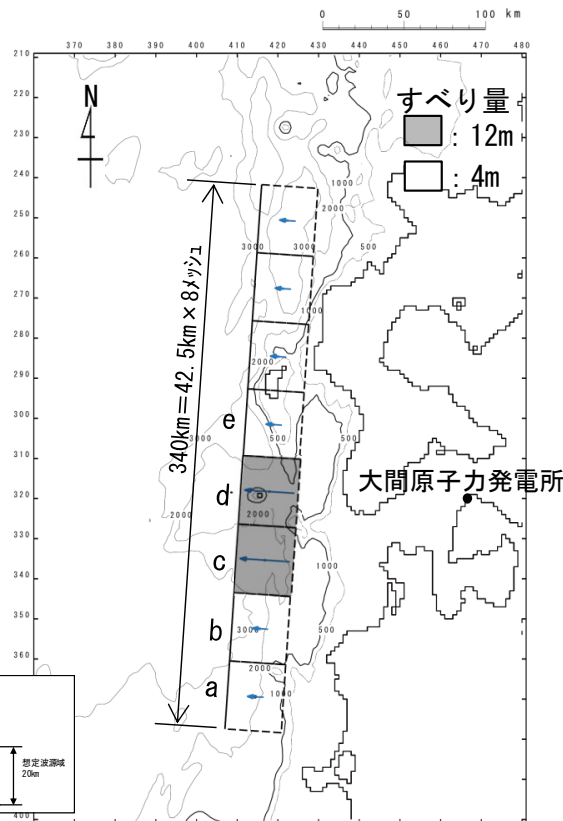


第1023回審査会合
資料1-1 P. 3. 1-52再掲

パラメータスタディ

○パラメータスタディは、概略と詳細の2段階で実施するものとし、概略パラスタは津波水位に対して支配的因子、詳細パラスタは津波水位に対して従属的因子の位置づけである（第1023回審査会合 資料1-2 P. 2. 2-2~P. 2. 2-7参照）。パラスタ詳細は以下のとおり。

- ・概略パラスタのステップ1として、東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向並びにアスペリティ位置を組合せた検討を実施した。
- ・概略パラスタのステップ2として、ステップ1における最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる2つの波源モデルを対象に、アスペリティをさらに細かく移動させた検討を実施した。
- ・詳細パラスタとして、概略パラスタにおける最大水位上昇ケース及び最大水位下降ケースとなる2つの波源モデルを対象に、走向、アスペリティ数及び位置、並びに上縁深さを変化させる検討をそれぞれ実施した。



東西位置、傾斜角パターン
土木学会 (2016) に一部加筆

基準波源モデル

概略パラメータスタディ (ステップ1)

項目	変動範囲	ケース数	
東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向	東西幅50kmの中で8ケース	8	計 32
アスペリティ位置	ab, bc, cd, deの4ケース (約40km ² で移動)	4	

概略パラメータスタディ (ステップ2)

項目	変動範囲	ケース数	
アスペリティ位置	cd(ステップ1), cdを北方及び南方へ約10km~30km (約10km ² で移動)	7	計 14

詳細パラメータスタディ

項目	変動範囲	ケース数	
走向	断層を南北に2分割し、分割した断層が独立し連動する 基準 (概略パラスタケース), 基準±10°	3	計 36
アスペリティ数及び位置	概略パラスタケース, アスペリティを南北に2分割し、片方を固定しもう片方を移動 (北方及び南方へ約10km~40km (約10km ² で移動))	9	
上縁深さ	0 km, 1 km (基準: 概略パラスタケース), 2 km, 3 km, 4 km, 5 km	6	

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (51/65)

基準波源モデルの諸元及びパラメータスタディ整理表

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-53再掲

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

項 目	基準波源モデル			パラメータスタディ		
	諸 元		主な設定根拠	概略/ 詳細パラスタ	変 動 幅	根拠又は パラスタ未実施の理由
	高角断層 (傾斜角60°)	低角断層 (傾斜角30°)				
モーメントマグニチュード Mw	8.1	8.2	$M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$	—	—	保守的に設定した 他諸元からの算定値
長さ L (km)	340		青森県西方沖から 北海道南西沖	—	—	保守的に想定波源域の 南北方向全域を考慮
幅 W (km)	23.1	40.0	想定波源域厚さ (20km) , 傾斜角	—	—	保守的に想定波源域の 深さ方向全域を考慮
すべり量 D (m)	12.0 (アスペリティ領域 : 全面積の25%) 4.0 (背景領域 : 全面積の75%)		既往地震の知見, 根本ほか (2009) 等	—	—	既往の知見に照らして保守的に すべり量の上限を考慮
剛性率 μ (N/m ²)	3.5×10^{10}		土木学会 (2016) 等	—	—	すべり量を最大で固定している ため、剛性率の値が津波評価に 影響しない
地震モーメント Mo (N・m)	1.65×10^{21}	2.86×10^{21}	$M_0 = \mu LWD$	—	—	保守的に設定した 他諸元からの算定値
走向 θ (°)	東傾斜 : 3.8, 西傾斜 : 183.8		海底地形の等水深線の走向	詳細パラスタ	$\pm 10^\circ$	既存断層パラメータの走向の標 準偏差相当
上縁深さ d (km)	1		根本ほか (2009) 等	詳細パラスタ	0 ~ 5 km	想定波源域及び既往津波の波源 モデルの変動幅
断 層 面	傾斜角 δ (°)	60	30	概略パラスタ	60°, 30°	既往津波の波源モデルの変動幅
	傾斜方向	東傾斜, 西傾斜		概略パラスタ	東傾斜, 西傾斜	日本海東縁部の特性を考慮
	東西方向位置	東西方向25km [±] ヅ		概略パラスタ	東西方向25km [±] ヅ	想定波源域の範囲を考慮
すべり角 λ (°)	90		土木学会 (2016) 等	—	—	初期水位が最大となる設定
ライズタイム τ (s)	0		1993年北海道南西沖地震津 波の痕跡高の再現性が高い モデル等	—	—	既往津波を再現する設定かつ津 波高さが大きくなる設定
アスペリティ位置 (個数を含む)	断層長さ方向に8分割し、そのうち2セ グメントを津軽海峡前面に配置		根本ほか (2009)	概略パラスタ 詳細パラスタ	南北方向40km及び10km [±] ヅ 一つ及び二つ	根本ほか (2009) の配置に対し てさらに細かい配置を考慮

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（52/65）

パラメータスタディ因子の妥当性について

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-54再掲

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波に関するパラメータスタディ検討因子は、土木学会（2016）におけるパラメータスタディを原則実施する因子とも整合する。

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

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

※1 基本断層モデルを地震活動域全体に設定する場合を除く

※2 すべり方向のばらつきを考慮して走向に連動

※3 応力場のばらつきを考慮して傾斜角に連動

※4 西傾斜，東傾斜

※5 調査により明確な場合は固定

※6 不明な断層は両方向

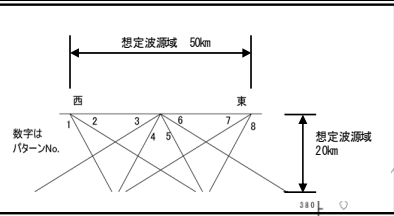
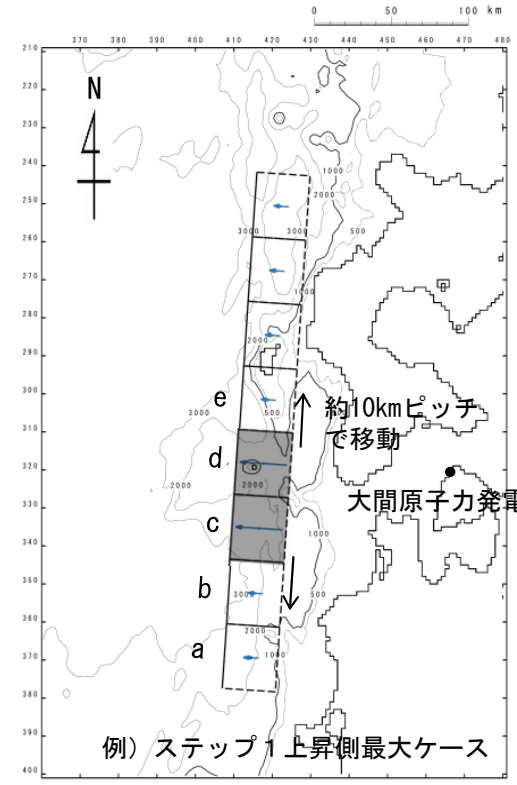
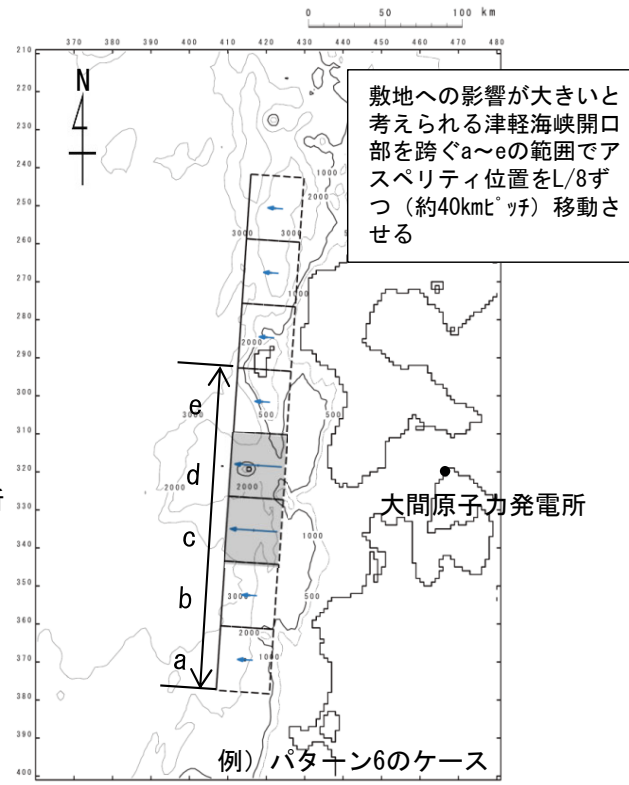
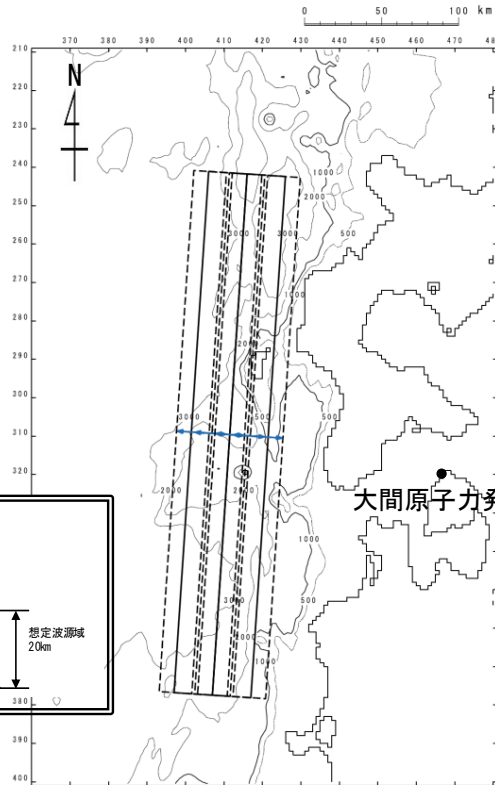
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (53/65)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-55再掲

概略パラメータスタディ (1/4)

: 東西方向位置・傾斜角・傾斜方向, アスペリティ位置変化ケース

すべり量
■ : 12m
□ : 4m



東西位置, 傾斜角パターン
土木学会 (2016) に一部加筆

東西方向位置・傾斜角・傾斜方向変化ケース

(ステップ1)

アスペリティ位置変化ケース (例)

アスペリティ位置変化ケース (例)

(ステップ2)

- 概略パラメータスタディ (ステップ1) として, 東西方向位置・傾斜角及び傾斜方向並びにアスペリティ位置を組合せた検討を実施した。なお, アスペリティ位置は, 敷地への影響が大きいと考えられる津軽海峡開口部を跨ぐa~eの範囲で移動させた。
- 概略パラメータスタディ (ステップ2) として, 津波の津軽海峡への入射の影響をさらに細かく検討するために, ステップ1における最大水位変動ケースの波源モデルを対象に, 最大となったアスペリティ位置cdを北方及び南方へ約10km (隣接セグメントをさらに4分割した距離) ピッチで移動させた場合の検討を実施した。

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（54/65）

概略パラメータスタディ（2/4）：検討結果

第1023回審査会合

資料1-1 P.3.1-56再掲


概略パラメータスタディの結果は以下のとおりである。


概略パラメータスタディ（ステップ1）結果一覧


アスペリティ位置	東西位置, 傾斜パターン	傾斜角	最大水位上昇量	最大水位下降量
de	1	60°	3.31m	-3.14m
	2	30°	4.07m	-3.62m
	3		4.02m	-3.66m
	4	60°	3.57m	-3.20m
	5		3.15m	-2.99m
	6	30°	3.78m	-3.52m
	7		3.98m	-3.60m
	8	60°	3.59m	-3.34m
cd	1	60°	3.71m	-3.36m
	2	30°	4.63m	-3.68m
	3		4.42m	-3.72m
	4	60°	3.54m	-3.46m
	5		4.00m	-3.53m
	6	30°	5.43m	-3.72m
	7		5.28m	-3.76m
	8	60°	4.32m	-3.59m
bc	1	60°	3.18m	-2.52m
	2	30°	3.93m	-3.33m
	3		3.84m	-3.50m
	4	60°	2.78m	-2.56m
	5		3.21m	-2.77m
	6	30°	3.88m	-3.44m
	7		3.86m	-3.62m
	8	60°	2.89m	-2.85m
ab	1	60°	1.99m	-1.85m
	2	30°	2.46m	-2.30m
	3		2.65m	-2.71m
	4	60°	1.80m	-1.79m
	5		1.78m	-1.69m
	6	30°	2.17m	-1.92m
	7		2.18m	-2.37m
	8	60°	1.76m	-1.86m

概略パラメータスタディ（ステップ2）結果一覧

概略パラスタ (ステップ1)	東西位置, 傾斜パターン	傾斜角	アスペリティ位置	最大水位上昇量	最大水位下降量
上昇側	6	30°	北方へ30km	4.58m	-3.61m
			北方へ20km	5.21m	-3.70m
			北方へ10km	5.59m	-3.72m
			cd	5.43m	-3.72m
			南方へ10km	5.19m	-3.71m
			南方へ20km	4.73m	-3.68m
			南方へ30km	4.08m	-3.64m
			北方へ30km	4.67m	-3.69m
下降側	7	30°	北方へ20km	5.32m	-3.72m
			北方へ10km	5.37m	-3.74m
			cd	5.28m	-3.76m
			南方へ10km	5.16m	-3.73m
			南方へ20km	4.73m	-3.71m
			南方へ30km	4.13m	-3.69m

 : 概略パラスタ（ステップ1） 最大水位上昇/下降ケース

 : 概略パラスタ（ステップ2） 最大水位上昇ケース

 : 概略パラスタ（ステップ2） 最大水位下降ケース

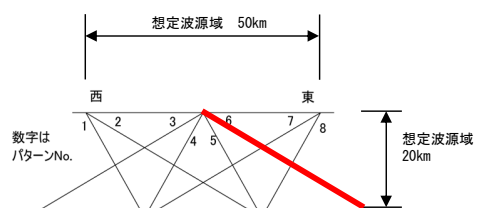
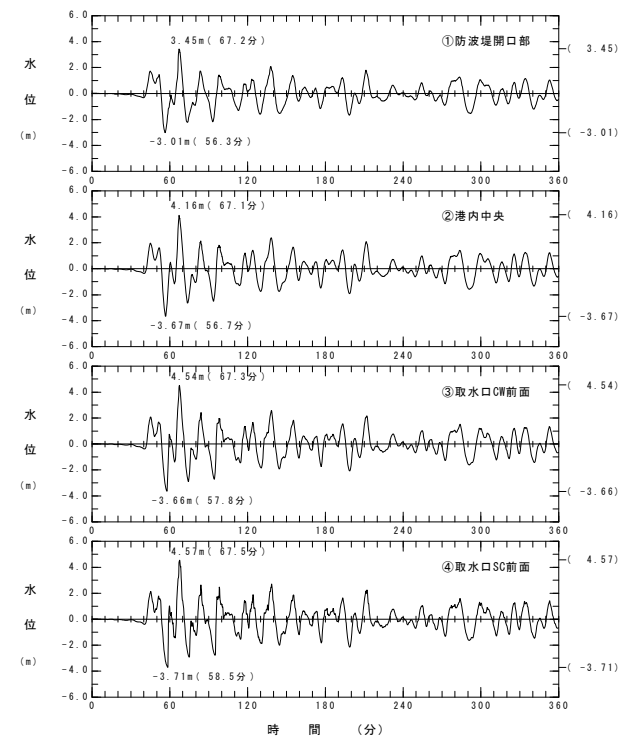
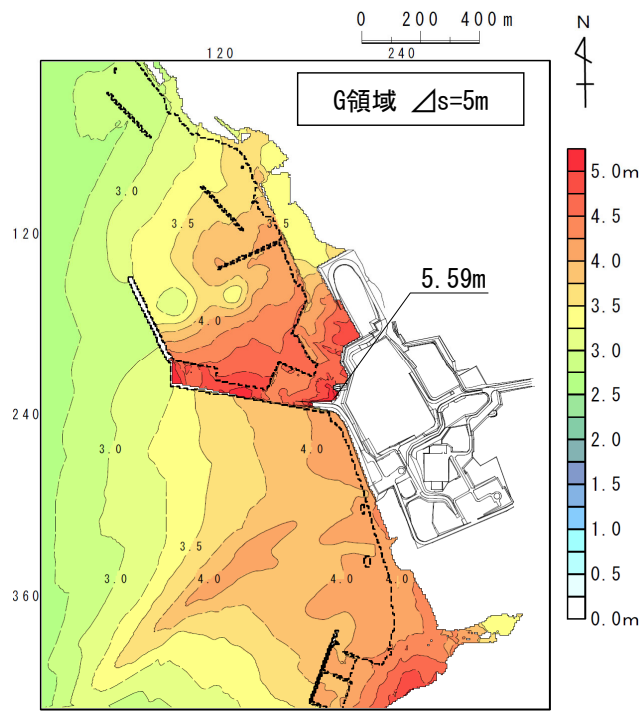
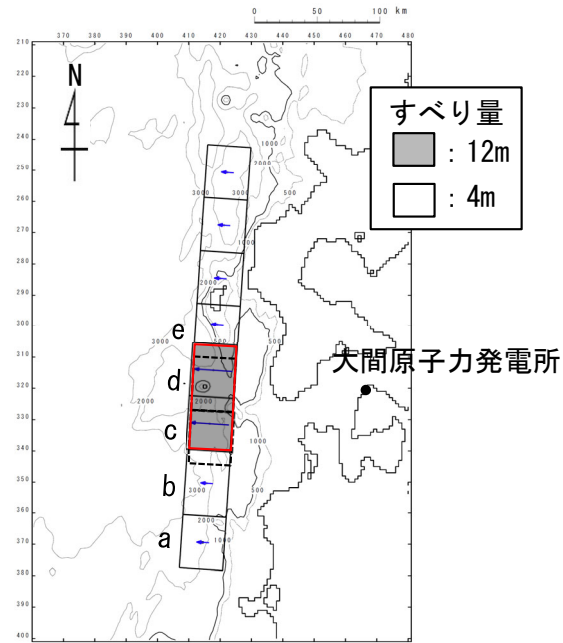
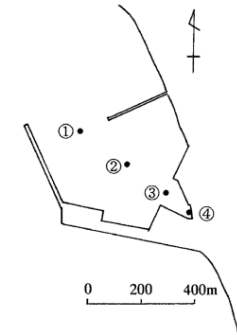
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (55/65)

概略パラメータスタディ (3/4) : 最大水位上昇ケース検討結果

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-57再掲

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

最大水位上昇ケース
東西方向中央, 東傾斜 ($\delta=30^\circ$) の
W=40.0km, アスペリティ位置c+dを
北方へ10km移動



波源モデル

最大水位上昇量分布

水位時刻歴波形

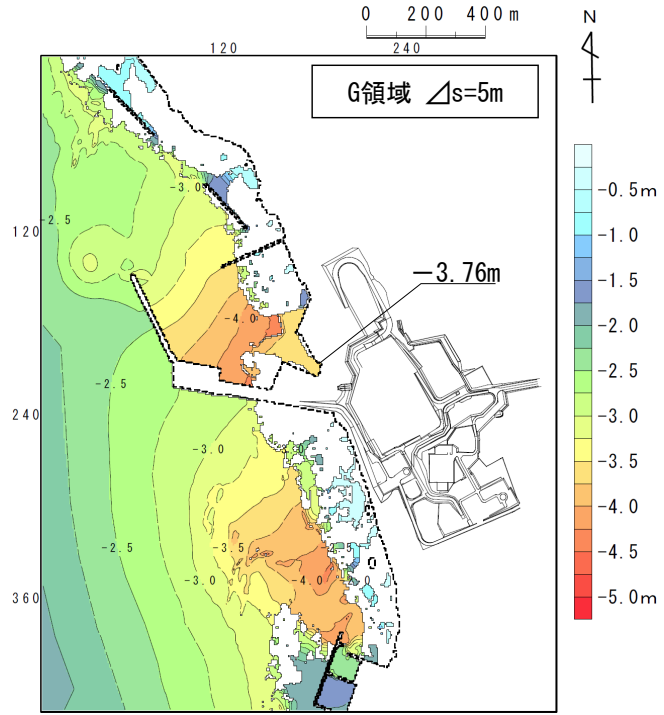
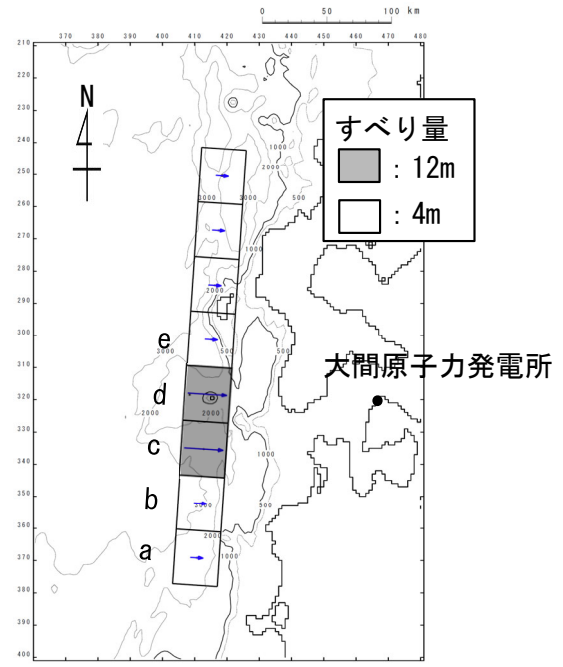
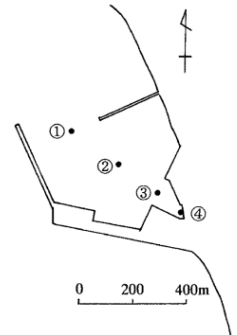
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (56 / 65)

概略パラメータスタディ (4 / 4) : 最大水位下降ケース検討結果

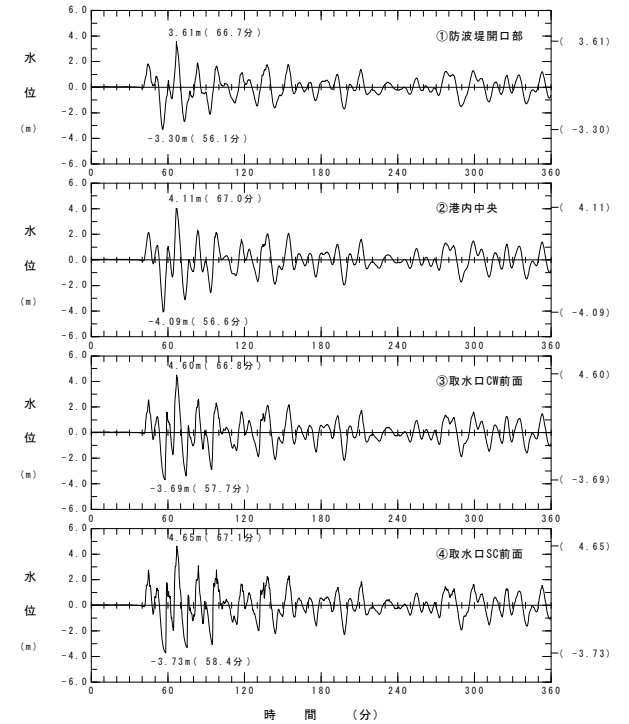
第1023回審査会合
資料1-1 P. 3.1-58再掲

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

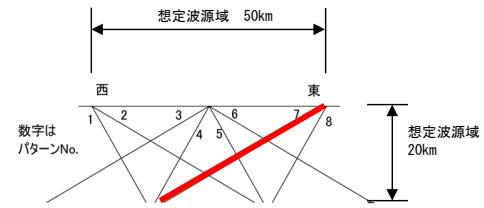
最大水位下降ケース
東西方向東端, 西傾斜 ($\delta = 30^\circ$) の
W=40.0km, アスペリティ位置c+d



最大水位下降量分布



水位時刻歴波形



波源モデル

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (57/65)

詳細パラメータスタディ (1/8) : (i) 走向変化ケース

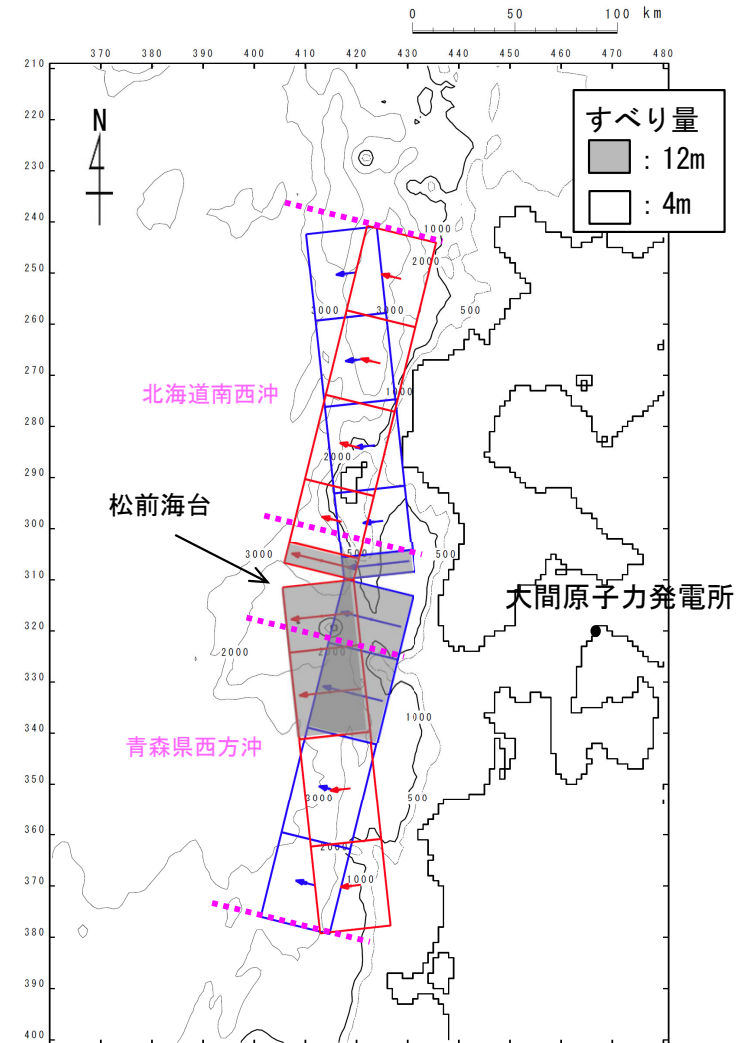
第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-59再掲

- 走向を変化させる検討を実施した。
- 走向の変動は、土木学会（2002）の既往の断層モデルにおける走向のばらつきに関する標準偏差に基づき±10° とした。
- 断層長が340kmと超大であり、既往地震においても走向は必ずしも一定でないことを考慮して、既往地震の空白域である松前海台付近で南北に2分割 (L=170km×2) し、分割した断層がそれぞれ異なる走向を有しながら連動することを想定した。

海域大区分	海域小区分	萩原マップで対応する海域区分	解析対象データ	データ数	走向(°)		すべり方向(°)		すべり角(°)		傾斜角(°)	
					平均	標準偏差	平均	標準偏差	平均	標準偏差	平均	標準偏差
日本海溝千島海溝(南部)	千島海溝南部	41°N以北	G1	43	222.3	14.1	304.3	10.8			21.7	6.4
	日本海溝北部	38~41°N	G2	29	185.4	12.1	295.0	7.7			16.0	5.7
	日本海溝南部	35.3~38°N	G3	14	204.2	13.5	292.3	12.2			21.1	5.1
日本海東縁部	北部	40°N以北	F	断層モデル	6(3)	-2.7	9.6		91.7	11.3	43.3	14.0
	南部	40°N以南 138°E以东			5(3)	25.2	6.3		96.0	13.4	57.0	6.7

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

土木学会 (2002) に一部加筆



詳細パラメータスタディ
走向変化ケース (例示)

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (58/65)

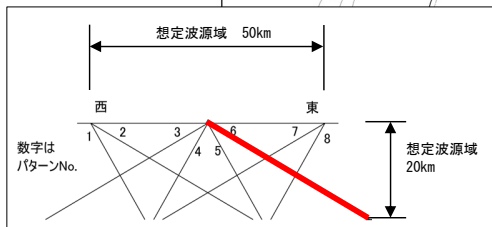
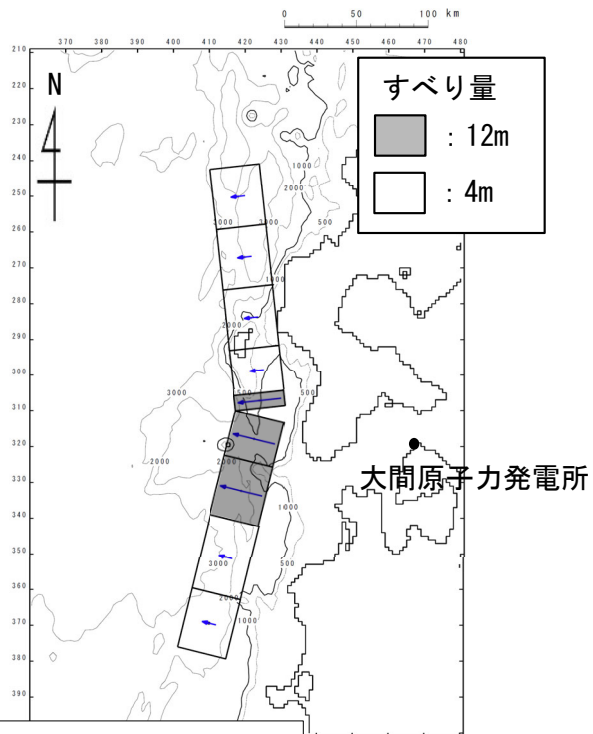
詳細パラメータスタディ (2/8) : (i) 走向変化ケースの検討結果

第1023回審査会合
資料1-1 P. 3. 1-60再掲

詳細パラメータスタディの検討結果 (走向変化ケース) は以下のとおりである。

例示ケース

東西方向中央, 東傾斜 ($\delta=30^\circ$) の
W=40.0km, アスペリティ位置c+dを北方
へ10km移動, 北 -10° , 南 $+10^\circ$



例示ケースの波源モデル

詳細パラメータスタディ結果一覧 (走向変化ケース)

概略パラスタ	アスペリティ位置	東西位置, 傾斜パターン	傾斜角	走向	最大水位上昇量	最大水位下降量	備考
上昇側	cdを北方へ10km移動	6	30°	北+10° 南-10°	4.53m	-3.62m	
				北±0° 南±0°	5.59m	-3.72m	P. 131 参照
				北-10° 南+10°	5.50m	-3.71m	例示ケース
下降側	cd	7	30°	北+10° 南-10°	4.52m	-3.70m	
				北±0° 南±0°	5.28m	-3.76m	P. 132 参照
				北-10° 南+10°	5.29m	-3.72m	

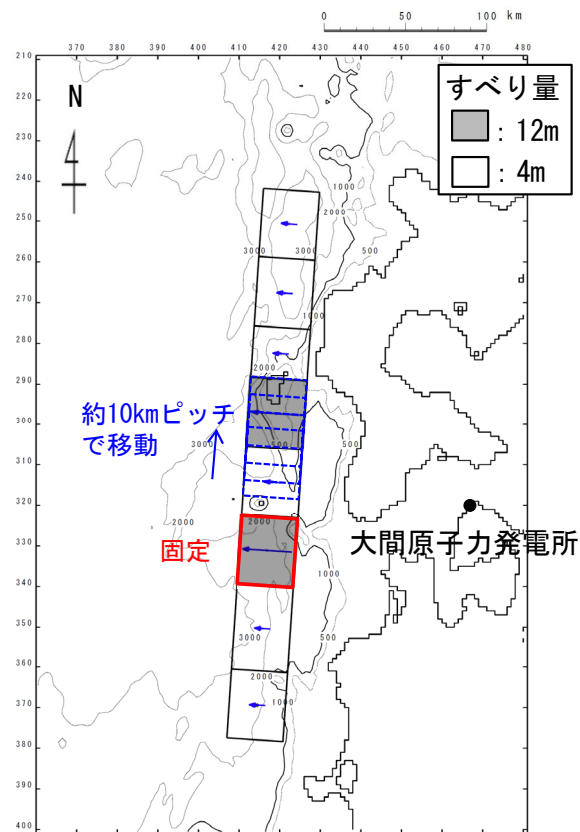
: 詳細パラスタ (走向変化ケース) 最大水位上昇ケース
 : 詳細パラスタ (走向変化ケース) 最大水位下降ケース

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（59／65）

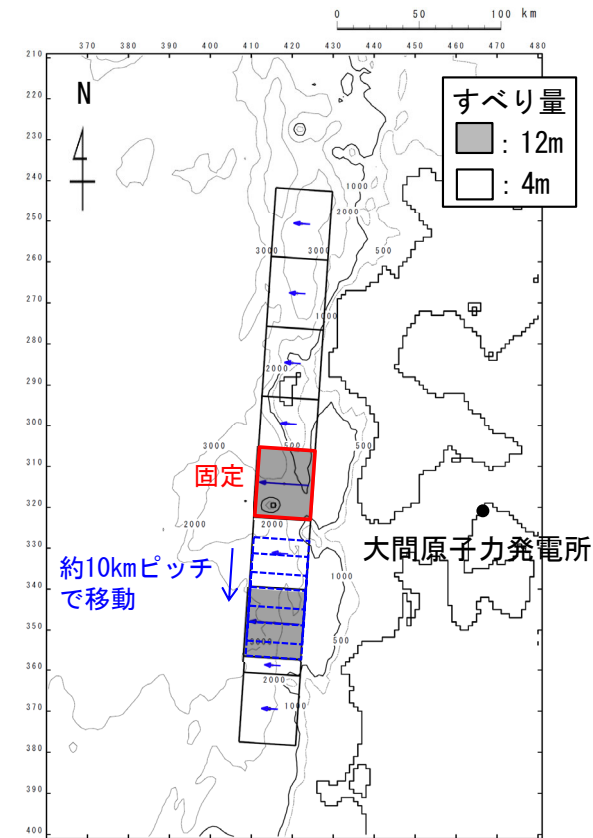
詳細パラメータスタディ（3／8）：(ii)アスペリティ数及び位置の変化ケース

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-61再掲

- ・ アスペリティ数及び位置に関する不確かさとして、アスペリティが2つのケースについて検討を実施した。
- ・ アスペリティを南北に2分割し、片方のアスペリティ位置を固定して、もう片方を北方及び南方へ約10km～40km（約10kmピッチ）移動させた場合の検討を実施した。



詳細パラメータスタディ
アスペリティ数及び位置の変化ケース
(例:北側を北方へ移動)



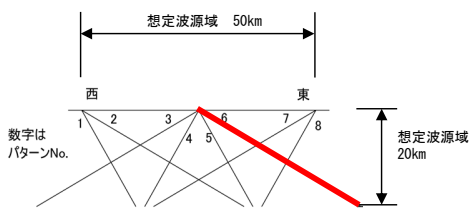
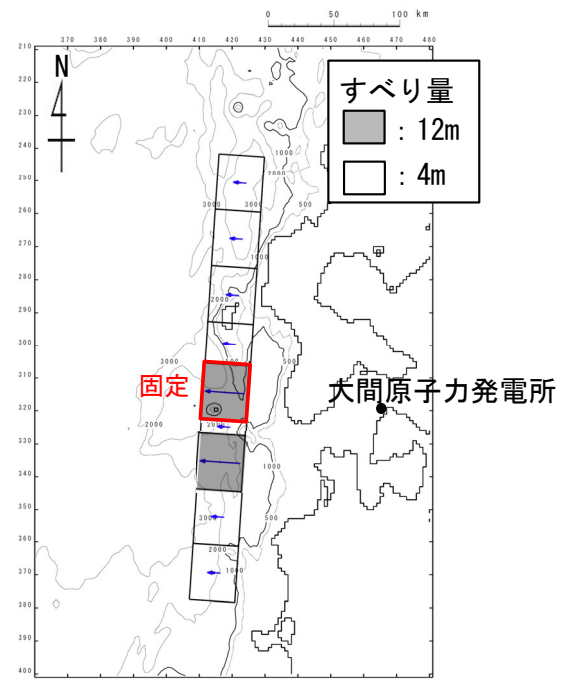
詳細パラメータスタディ
アスペリティ数及び位置の変化ケース
(例:南側を南方へ移動)

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（60／65）

詳細パラメータスタディ（4／8）：(ii)アスペリティ数及び位置の変化ケース検討結果

詳細パラメータスタディの検討結果（アスペリティ数及び位置の変化ケース）は以下のとおりである。

例示ケース
東西方向中央，東傾斜（ $\delta=30^\circ$ ）の
W=40.0km，アスペリティ位置は基準（c+dを
北方へ10km移動）の南側を南方へ10km移動



例示ケースの波源モデル

詳細パラメータスタディ結果一覧
（アスペリティ数及び位置の変化ケース）

概略パラスタ	東西位置，傾斜パターン	傾斜角	アスペリティ位置		最大水位上昇量	最大水位下降量	備考	
			北側	南側				
上昇側	6	30°	北方へ40km	基準	3.83m	-3.00m		
			北方へ30km		3.94m	-3.03m		
			北方へ20km		4.46m	-3.30m		
			北方へ10km		5.12m	-3.66m		
				基準	南方へ10km	5.59m	-3.72m	P.131参照
					南方へ20km	5.28m	-3.70m	例示ケース
					南方へ30km	5.03m	-3.69m	
					南方へ40km	4.73m	-3.67m	
下降側	7	30°	北方へ40km	基準	3.95m	-2.99m		
			北方へ30km		4.15m	-3.48m		
			北方へ20km		4.64m	-3.68m		
			北方へ10km		5.18m	-3.73m		
				基準	南方へ10km	5.28m	-3.76m	P.132参照
					南方へ20km	5.26m	-3.73m	
					南方へ30km	5.01m	-3.72m	
					南方へ40km	4.43m	-3.71m	
		南方へ40km	3.74m	-3.69m				

: 詳細パラスタ（アスペリティ数及び位置の変化ケース） 最大水位上昇ケース
 : 詳細パラスタ（アスペリティ数及び位置の変化ケース） 最大水位下降ケース

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (61/65)



詳細パラメータスタディ (5/8) : (iii) 上縁深さ変化ケース

 第1023回審査会合
 資料1-1 P. 3. 1-63再掲

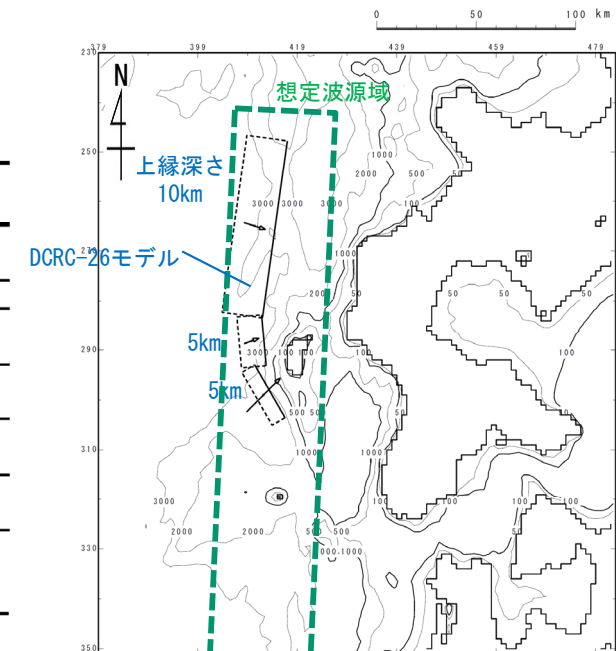
- 想定波源域の設定において、深さ方向の想定波源域（地震発生層）は海底下20kmの範囲と設定した。（P. 103参照）
- 断層幅は、傾斜角を考慮の上で、この想定波源域を飽和するように設定しており、断層下端を海底下20km以深に設定する必要はないと考えられるが、上縁深さの違いが津波水位に与える影響を考慮することを目的とし、上縁深さを変化させる検討を実施した。
- 上縁深さの変動幅は、土木学会（2016）の再現性が確認されている断層モデルの上縁深さ及び断層下端深さを参照し、0 km～5 km（1 kmピッチ）を考慮した。下記の2点により、これ以上のパラスタ検討は不要と判断する。
 - ✓ 既往津波の再現性が確認されている断層モデルの上縁深さは、おおむね0 km～5 kmである。
 - ✓ 既往津波の再現性が確認されている断層モデルのうち、上縁深さが10kmとされている1993年北海道南西沖地震津波に関するDCRC-26モデルの北側断層の断層下端深さは海底下24.34kmであり、パラスタで上縁深さ5 kmを考慮することでこの断層下端深さよりも深部の海底下25kmまで検討することになる（第1023回審査会合 資料1-2 P. 2. 1. 2-2参照）。

既往津波の再現性が確認されている断層モデルの上縁深さ

対象津波	モデル M_w	面積 (km^2)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (度)	δ (度)	λ (度)	データ 数	K	κ	備考
1833年天保山形沖(A)	7.82	1250	50	25	6.4	0	10	60	90	27	1.04	1.42	土木学会(2002) (相田(1989)を修正;陸岸近く)
		1750	70	25	6.4	0	40	60	120				
1833年天保山形沖(B)	7.76	3960	132	30	4.0	0	208	45	90	27	1.17	1.28	土木学会(2002)(沖合)
1940年積丹沖	7.70	4050	135	30	3.2	0	347	40	90	20	1.02	1.42	土木学会(2002) (Satake(1986)を修正)
1964年新潟	7.35	900	45	20	3.3	1	202	60	90	検潮	-	-	Noguera and Ku.Abe(1992)
		300	20	15	3.0	1	189	60	90				
同上	7.51	813	32.5	25	5.3	0	200	60	52	検潮	-	-	加藤・安藤(1995)
		813	32.5	25	2.9	0	200	60	90				
1983年日本海中部	7.74	1200	40	30	7.6	2	22	40	90	218	1.12	1.46	相田(1984) Model-10
		1800	60	30	3.05	3	355	25	80				
1993年北海道南西沖	7.84	2250	90	25	5.71	10	188	35	80	249	0.96	1.51	高橋武之ら(1995) DCRC-26モデル
		650	26	25	4.00	5	175	60	105				
		458	30.5	15	12	5	150	60	105				

 L:断層長さ, W:断層幅, D:すべり量, d:上縁深さ, θ :走向, δ :傾斜角, λ :すべり角, K:幾何平均値, κ :幾何標準偏差

土木学会 (2016) に一部加筆



1993年北海道南西沖地震波源モデル (DCRC-26モデル) と想定波源域

3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (62/65)

詳細パラメータスタディ (6/8) : (iii) 上縁深さ変化ケース検討結果

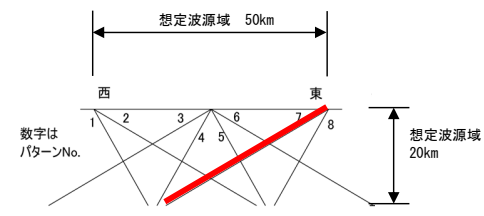
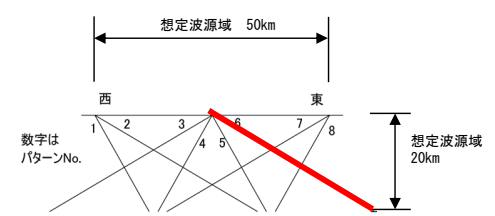
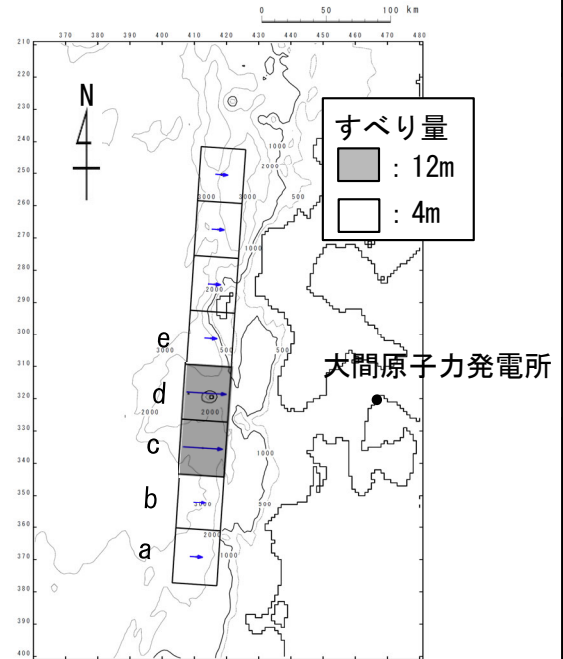
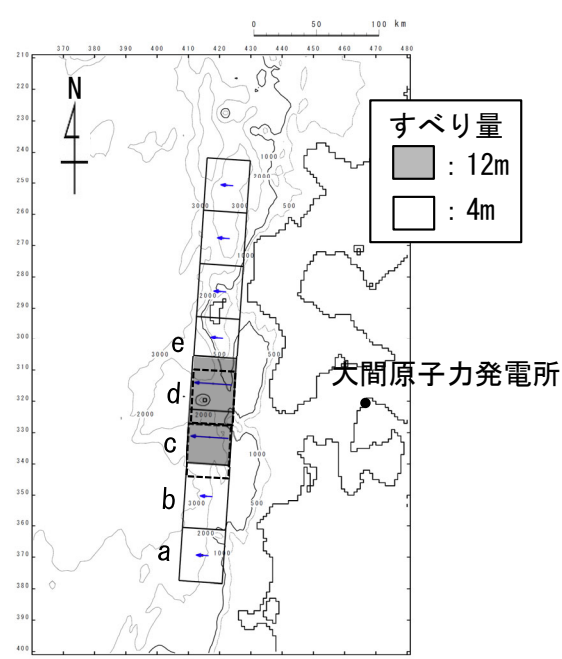
第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-64再掲

詳細パラメータスタディ結果 (上縁深さ変化ケース) は以下のとおりである。

最大水位上昇ケース
東西方向中央, 東傾斜 ($\delta=30^\circ$) の
W=40.0km, アスペリティ位置c+d
を北方へ10km移動, 上縁深さ5km

最大水位下降ケース
東西方向東端, 西傾斜 ($\delta=30^\circ$) の
W=40.0km, アスペリティ位置c+d
上縁深さ4km

詳細パラメータスタディ結果一覧
(上縁深さ変化ケース)



最大ケースの波源モデル

概略パラスタ	傾斜パターン	傾斜角	上縁深さ	最大水位上昇量	最大水位下降量	備考
上昇側	6	30°	0 km	5.32m	-3.71m	
			1 km	5.59m	-3.72m	P.131参照
			2 km	5.59m	-3.72m	
			3 km	5.69m	-3.73m	
			4 km	5.77m	-3.73m	
下降側	7	30°	5 km	5.85m	-3.73m	
			0 km	5.14m	-3.75m	
			1 km	5.28m	-3.76m	P.132参照
			2 km	5.48m	-3.78m	
			3 km	5.63m	-3.78m	
			4 km	5.74m	-3.78m [※]	
	5 km	5.82m	-3.77m			

※: 小数第3位まで考慮すると, 上縁深さ4kmで最大。

■ : 詳細パラスタ (上縁深さ変化ケース) 最大水位上昇ケース
■ : 詳細パラスタ (上縁深さ変化ケース) 最大水位下降ケース

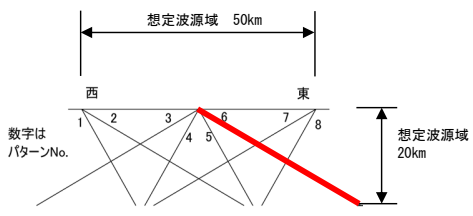
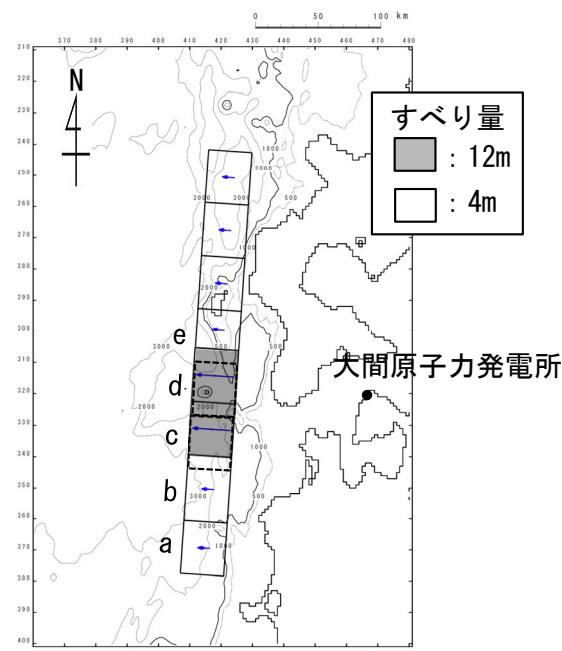
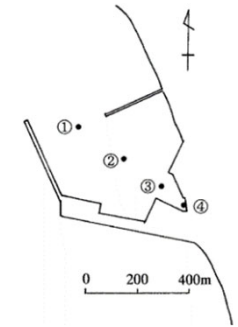
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (63/65)

詳細パラメータスタディ (7/8) : 最大水位上昇ケース検討結果

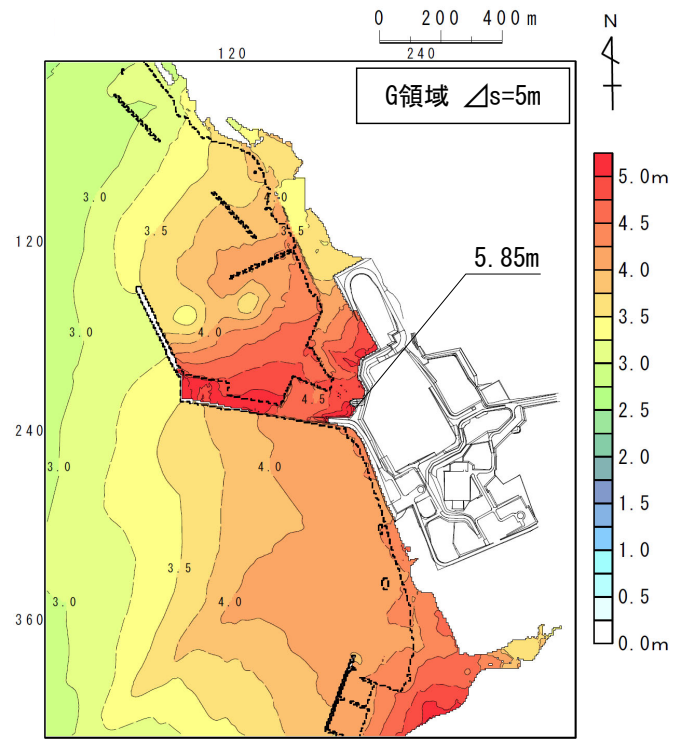
第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-65再掲

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

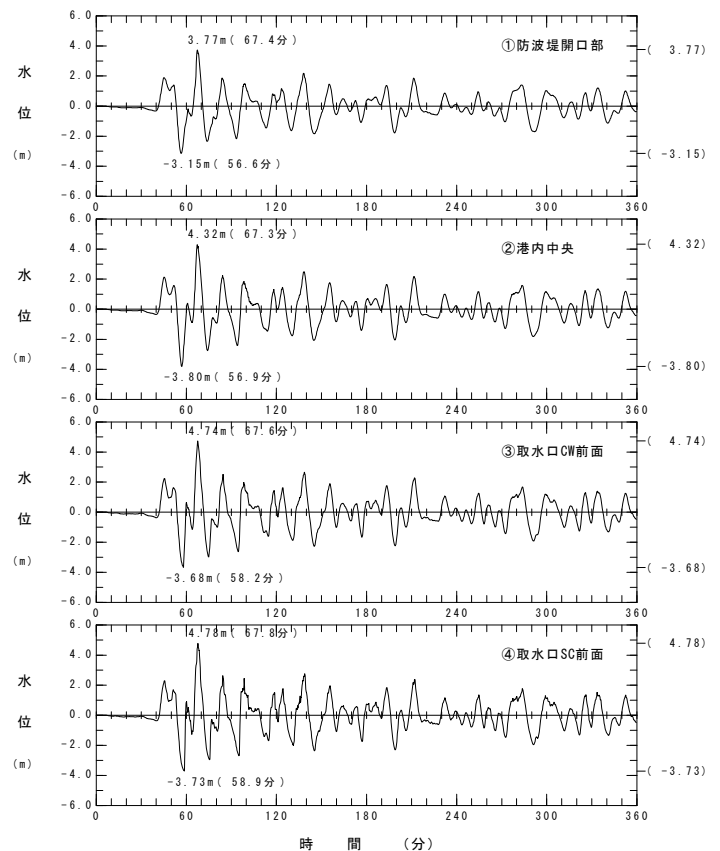
最大水位上昇ケース
東西方向中央, 東傾斜 ($\delta=30^\circ$) の
W=40.0km, アスぺリティ位置c+dを北
方へ10km移動, 上縁深さ5km



波源モデル



最大水位上昇量分布



水位時刻歴波形



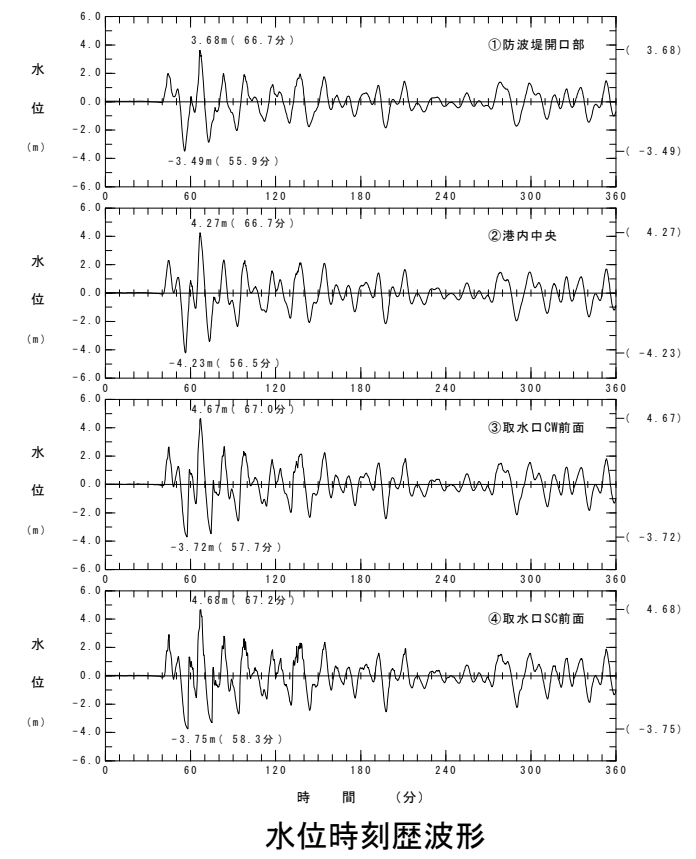
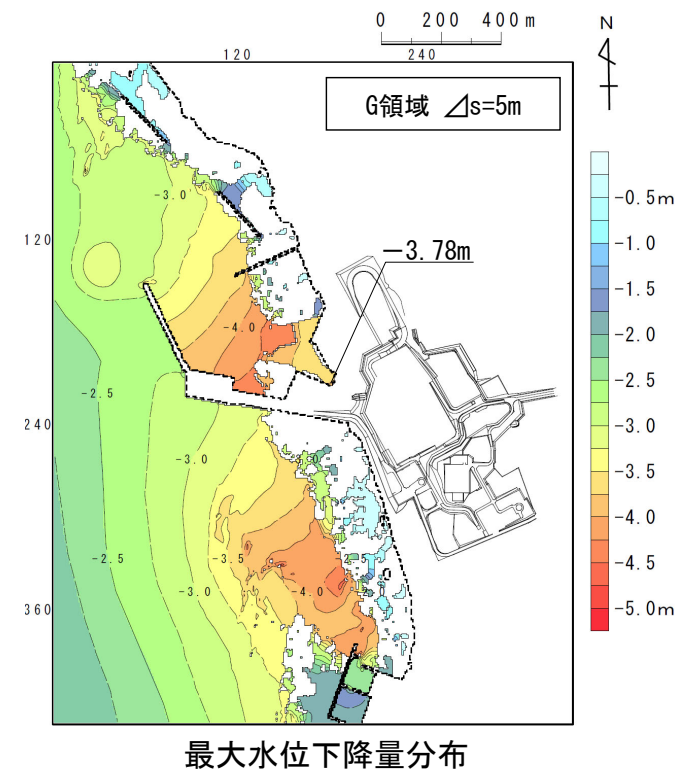
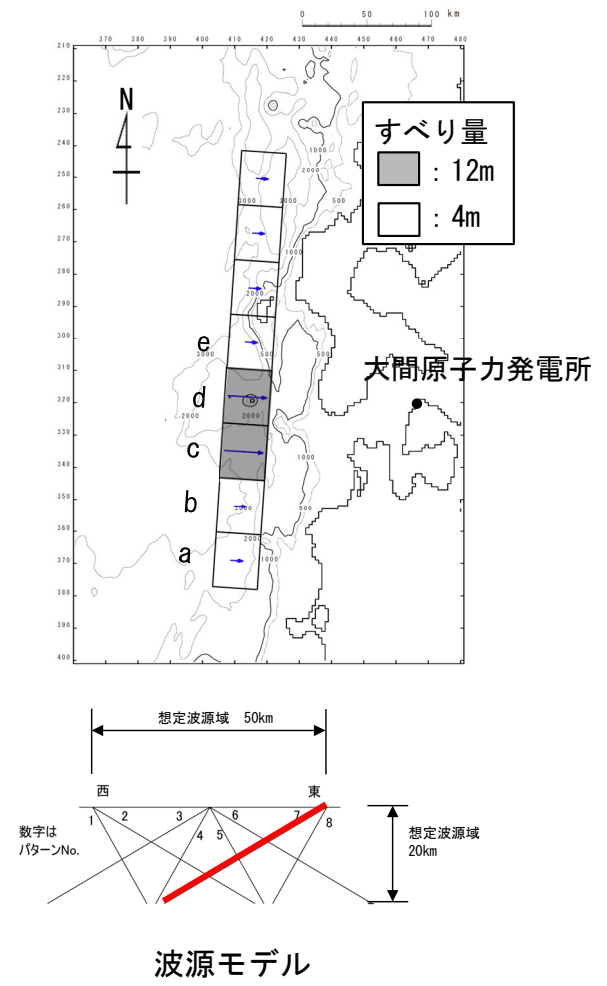
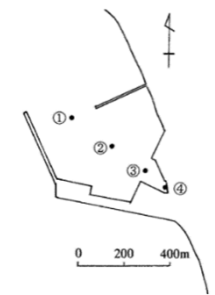
3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波 (64/65)

詳細パラメータスタディ (8/8) : 最大水位下降ケース検討結果

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-66再掲

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

最大水位下降ケース
東西方向東端, 西傾斜 ($\delta=30^\circ$) の
W=40.0km, アスペリティ位置c+d
上縁深さ4 km



3-1. 日本海東縁部に想定される地震に伴う津波（65／65）

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波検討結果

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.1-67再掲

日本海東縁部に想定される地震に伴う津波の検討結果は下表のとおりである。

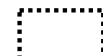
各パラメータスタディの最大ケース一覧表


	敷地における 最大水位上昇量	取水口スクリーン室前面における 最大水位下降量
概略パラメータスタディ	5.59m	-3.76m
詳細パラメータスタディ (上縁深さ変化ケース)	5.85m	-3.78m

(余白)

目次

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

 : 本資料の掲載範囲

 : 本資料での主なご説明範囲

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (1/128)

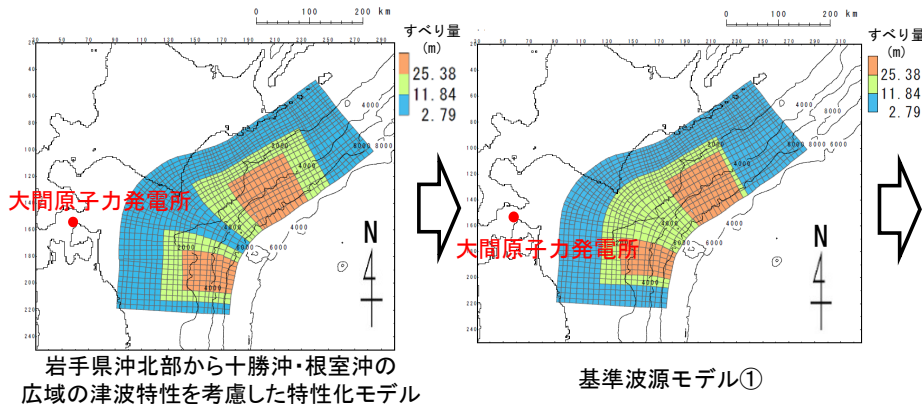
三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波の検討フロー

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-3再掲

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

基準波源モデルの設定

広域津波痕跡高の再現性を考慮 (P.148参照)



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

基準波源モデル①

概略パラメータスタディ

詳細パラメータスタディ

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

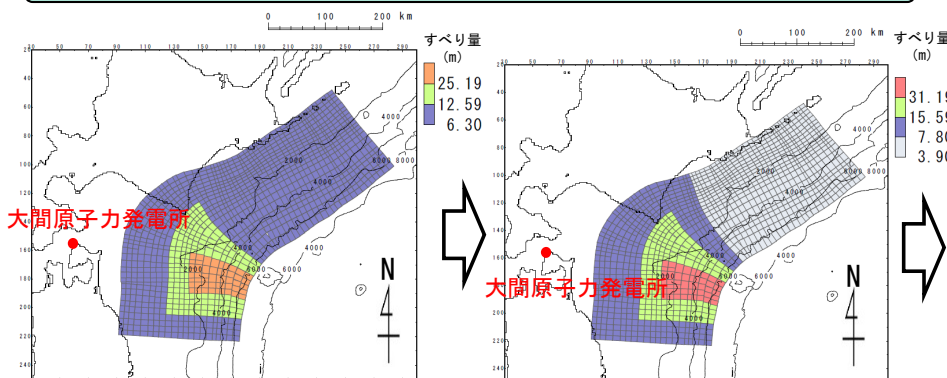
変動パラメータ※

- アスペリティの位置 (青森県東方沖及び岩手県北部の超大すべり域、十勝沖及び根室沖のそれぞれ、基準配置を10km² ヲツで移動)

変動パラメータ※

- 破壊開始点
- 破壊伝播速度
- ライズタイム

沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮 (P.148参照)



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

基準波源モデル②, ③, ④のうち基準波源モデル③を代表例として記載

変動パラメータ※

- アスペリティの位置 (日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように基準配置を10km² ヲツで移動)

変動パラメータ※

- 破壊開始点
- 破壊伝播速度
- ライズタイム

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

※: 変動幅は敷地への影響及び科学的知見を考慮し設定。

三陸沖から根室沖のプレート間地震

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

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (2/128)

三陸沖から根室沖のプレート間について

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-4再掲

- 日本海溝は、日本列島が位置する北米プレートの下方に、東方から太平洋プレートが沈み込んでいるプレート境界であるとされている。千島海溝は、日本列島が位置する北米プレートの下方に、南東方から太平洋プレートが沈み込んでいるプレート境界であるとされている。
- プレート境界が固着していることにより、沈み込みに伴って、両プレートの境界にはひずみが蓄積されており、過去にはM9クラスの2011年東北地方太平洋沖地震やM8クラスの1896年明治三陸地震、1968年十勝沖地震等このひずみを解放する巨大地震及び津波が発生しているとされている。

地震調査研究推進本部 (2019, 2017a) 等による

(余白)

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（3/128）

基準波源モデルの設定（基本方針）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-5再掲

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

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

※2：波源の特性を主要なパラメータで表したモデル

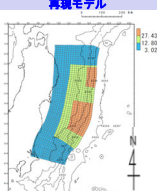
基準波源モデル策定の手順及び考え方

世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見 (3.11地震含む)

3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデルのすべり量・面積比

杉野ほか (2014) の知見 (P. 200参照)

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



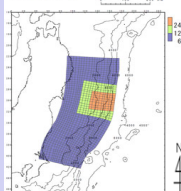
知見を反映

3.11地震の広域の津波特性を再現できることを確認 (P. 200参照)

内閣府 (2012) の知見

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

3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現したモデル



知見を反映

3.11地震における破壊特性を再現できることを確認 (P. 225参照)

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

M9クラス地震の知見を分析・検討し、背景領域、大すべり域及び超大すべり域のすべり量を1:2:4となるような特性化を検討 (P. 225参照)

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

テクニクスの背景・地震学的見地に基づくモデル

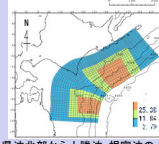
3.11津波の知見を反映 (広域津波痕跡高の再現性を考慮)

3.11地震・津波の知見を反映

3.11地震・津波の知見を反映 (沖合等の観測津波波形等の再現性を考慮)

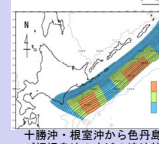
3.11地震・津波の知見を反映 (津軽海峡内及び大間専用港湾に特化した津波挙動を考慮)

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように、大すべり域、超大すべり域を配置
- 三陸沖から根室沖にはM9クラスの地震・津波の痕跡がないため、3.11地震における広域の津波痕跡高を再現したモデル (P. 200参照) のすべり領域の配置を参照



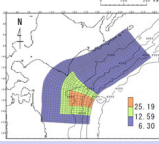
岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル

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



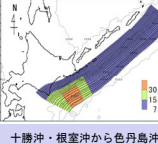
十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル※3

- 日本海溝と千島海溝の島弧会合部を跨がないように**大すべり域・超大すべり域**を配置
- 三陸沖から根室沖にはM9クラスの地震・津波の痕跡がないため、3.11地震における破壊特性を再現したモデル (P. 225参照) のすべり領域の配置を参照



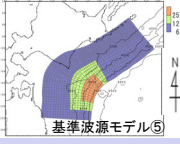
3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを参考に設定した特性化モデル

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



十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※4

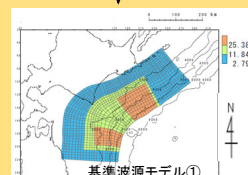
- 津軽海峡内の津波挙動への影響を考慮して大すべり域等を津軽海峡前面に配置
- 3.11地震で浅部海溝軸沿いにも大きなすべりが観測されたこと及び大間専用港湾では短周期の波で顕著な水位増幅特性が認められることを考慮し、津波工学的観点から超大すべり域を海溝軸沿い浅部のみに配置
→比較的短周期の波が卓越するため、津軽海峡内の反射等による津波挙動の特徴や、専用港湾における水位増幅特性が現れやすい配置。(P. 260, 「第1023回審査会合資料1-2 4-4-3. 基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①~④の関連性」参照)



基準波源モデル⑤

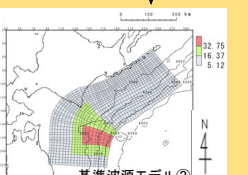
分岐断層・海底地すべりの考慮

島弧会合部に大すべり域を配置



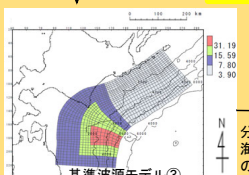
基準波源モデル①

※3: 左記モデルとの比較の結果、敷地の訂線沿いにおいては最大水位上昇量が小さいものの、取水ロススクリーン室前においては最大水位上昇量が大きいため、影響検討用の波源域として扱う



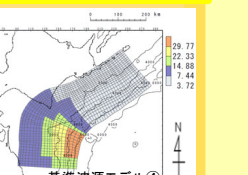
基準波源モデル②

配置は同様に設定



基準波源モデル③

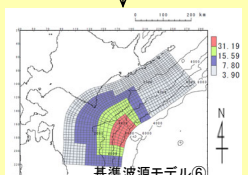
すべり量割り増し



基準波源モデル④

分岐断層・海底地すべりの考慮

すべり量割り増し



基準波源モデル⑥

概略パラスタ※1

概略パラスタ※1

概略パラスタ※1

概略パラスタ※1

概略パラスタ※1

概略パラスタ※1

概略パラスタ最大ケース ⇒ 基準波源モデル (再定義)

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

概略パラスタ最大ケース ⇒ 基準波源モデル (再定義)

詳細パラスタ※2

詳細パラスタ※2

基準津波の策定

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

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

特性化モデル

すべり量・面積比設定

特性化モデルを基にしたすべり領域の配置

基準波源モデル

3.11地震を踏まえた更なる保守性考慮

概略

パラスタ

不確かさの考慮

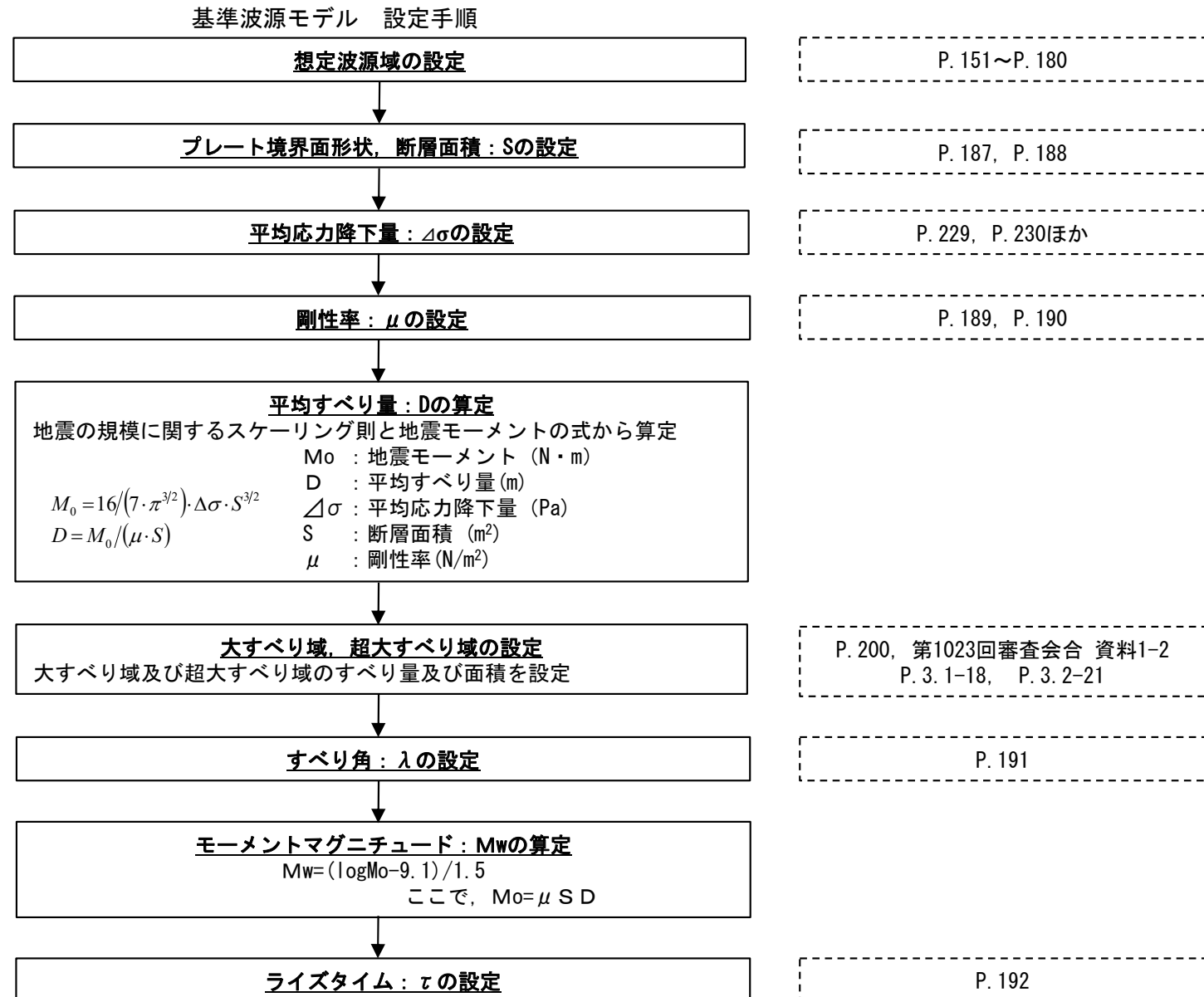
注: 津軽海峡の津波特性を念頭に3.11地震・津波の知見を反映したモデル (基準波源モデル⑤⑥) と3.11地震・津波の知見を反映したモデル (基準波源モデル①~④) との関連性については、「第1023回審査会合資料1-2 4-4-3. 基準波源モデル⑤⑥と基準波源モデル①~④の関連性」参照。

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (5/128)

基準波源モデルの設定 (設定手順)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-7再掲

以下の手順に基づき、特性化モデルを検討の上、基準波源モデルを設定する。



(余白)

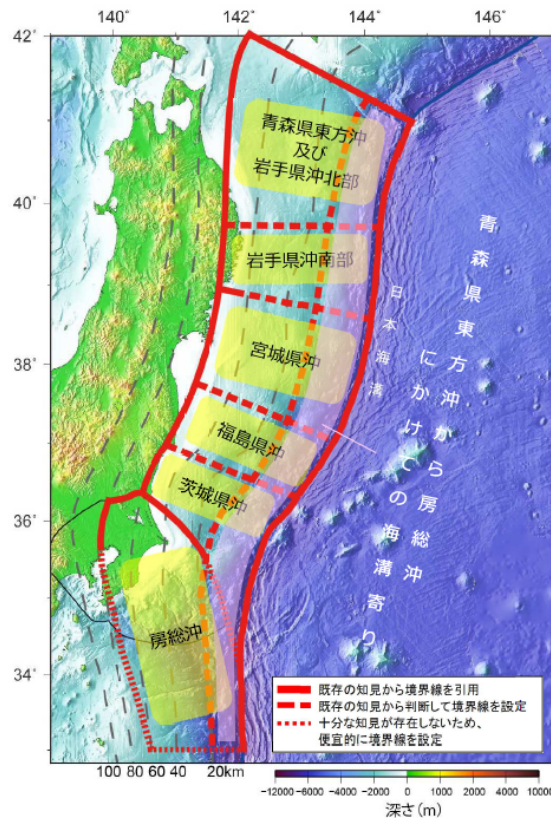
3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（6/128）

想定波源域の設定（1/30）：基本方針

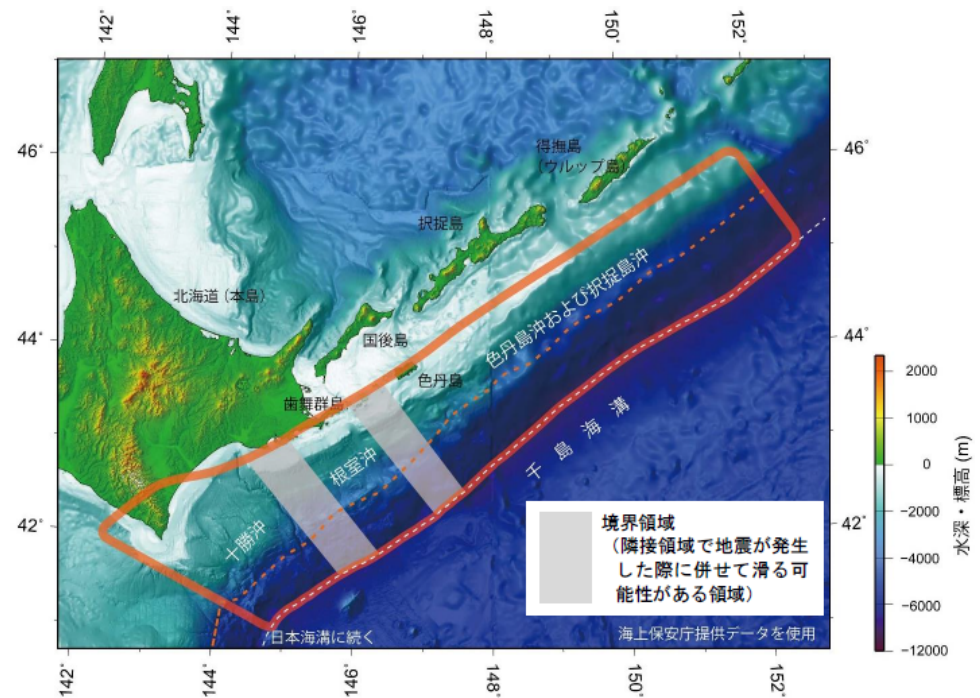
第1023回審査会合

資料1-1 P.3.2.1-9再掲

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



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



千島海溝沿いの評価対象領域
地震調査研究推進本部（2017a）

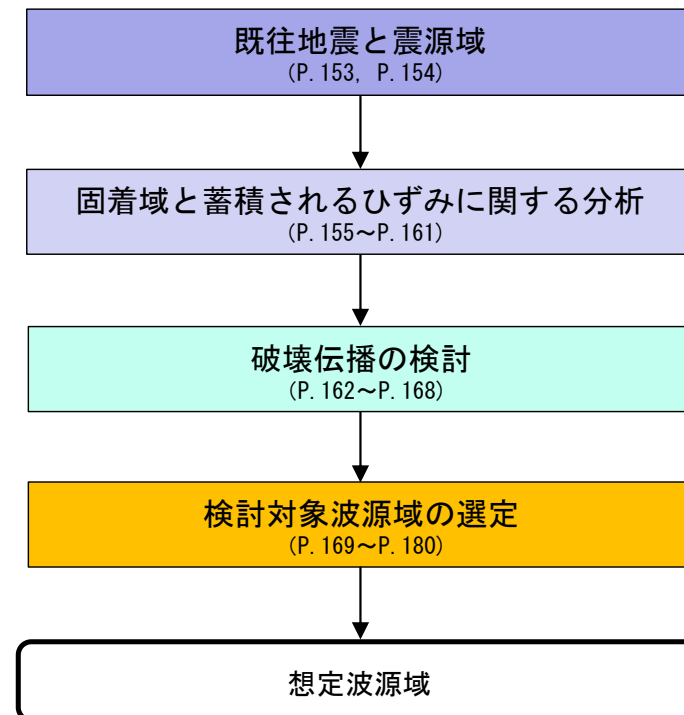
3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（7/128）

想定波源域の設定（2/30）：既往研究

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-10再掲

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

- ✓ 既往地震と震源域（P. 153, P. 154）：既往地震発生範囲，地震調査研究推進本部の評価対象領域等の確認
- ✓ 固着域と蓄積されるひずみに関する分析（P. 155～P. 161）：地震発生箇所及び地震規模に係るひずみの蓄積状況の確認
- ✓ 破壊伝播の検討（P. 162～P. 168）：地震発生範囲に係る破壊の境界に関する情報の確認
- ✓ 検討対象波源域の選定（P. 169～P. 180）：敷地への影響を考慮した破壊領域の連動を考慮



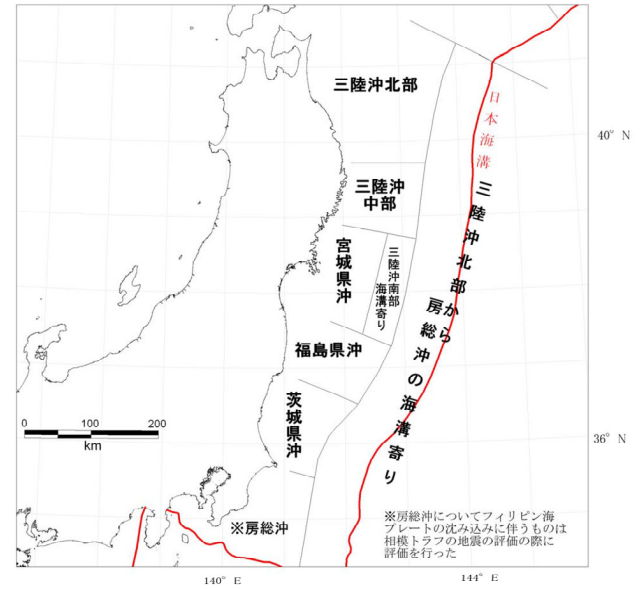
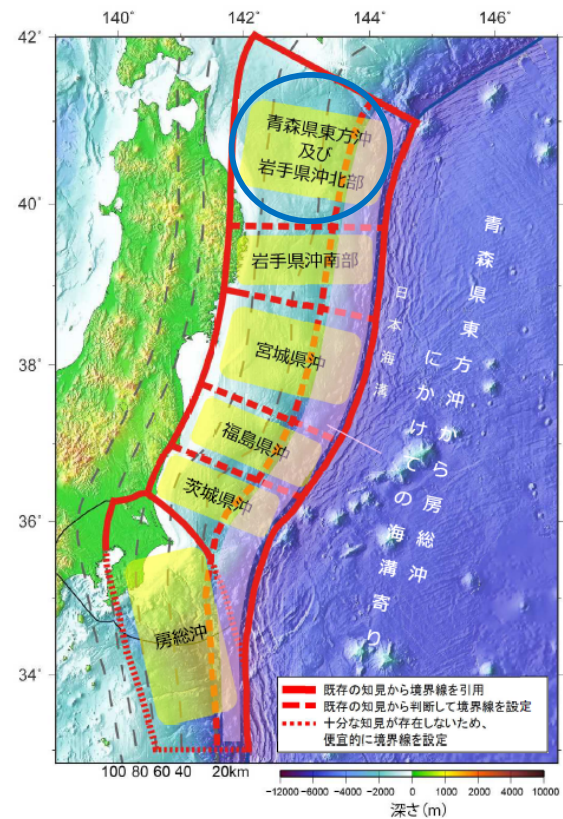
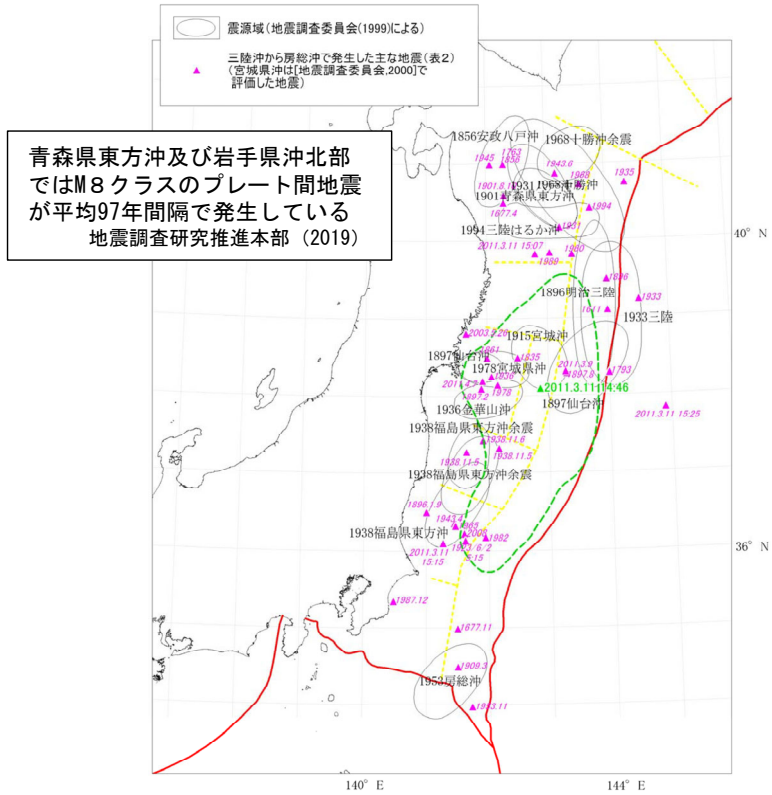
想定波源域設定の検討イメージ

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (8/128)

想定波源域の設定 (3/30) : 既往地震と震源域 (1/2)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-11再掲

三陸沖から房総沖



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

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

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

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

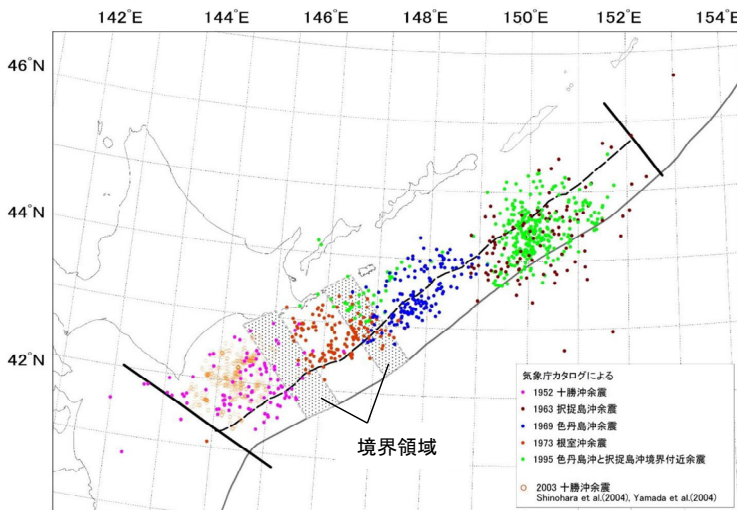
3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (9/128)

想定波源域の設定 (4/30) : 既往地震と震源域 (2/2)

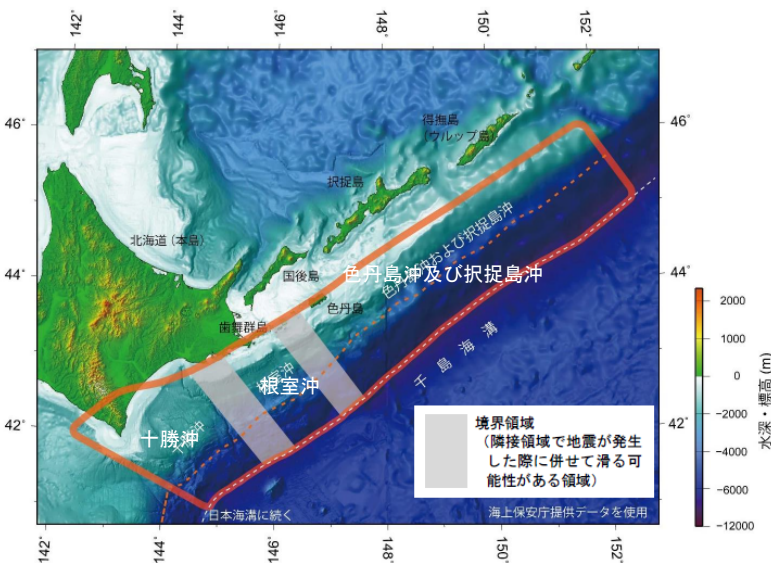
第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-12再掲

十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖

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

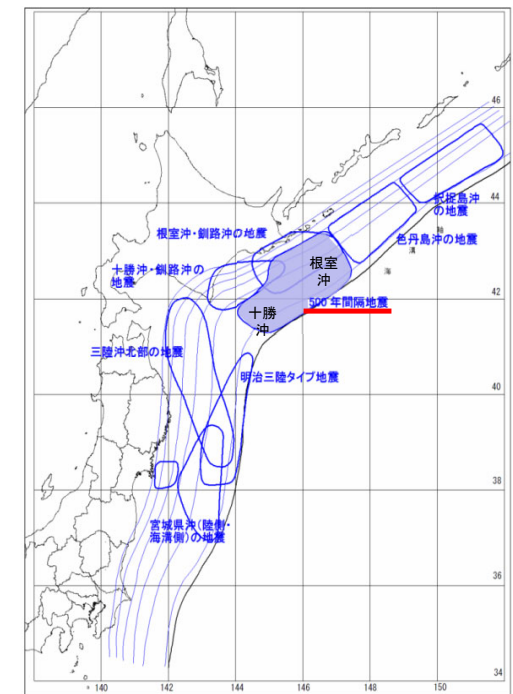


近年のプレート間巨大地震の余震分布
地震調査研究推進本部 (2017a) に一部加筆



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

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



津波を発生させる断層領域の模式図
中央防災会議 (2006) に一部加筆

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

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

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (10/128)

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

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-13再掲

青森県東方沖及び岩手県沖北部 (固着度)

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

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

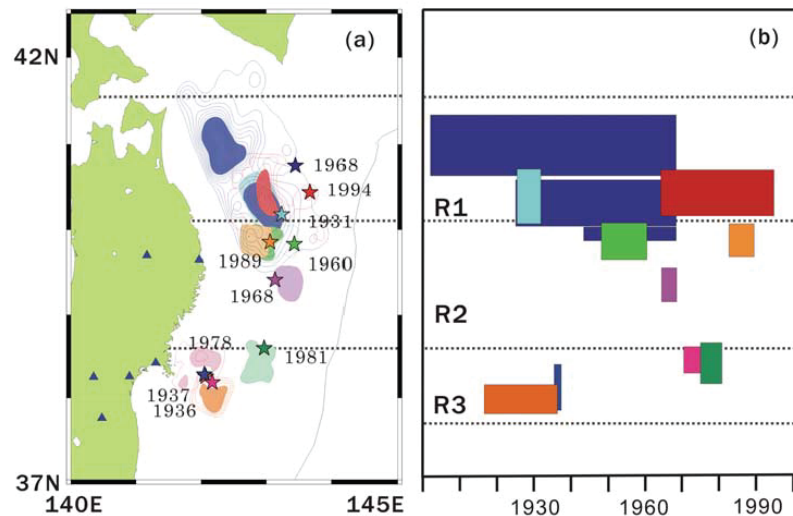


Figure 10. (a) Asperity map. (b) Space-time distribution of the seismic moment release based on the slip-predictable model. The width of the rectangle indicates the moment accumulation given by time D_a/V_{plate} , where D_a is the average seismic slip in asperities and $V_{plate} = 0.1 \text{ m yr}^{-1}$.

(a) アスペリティ位置

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

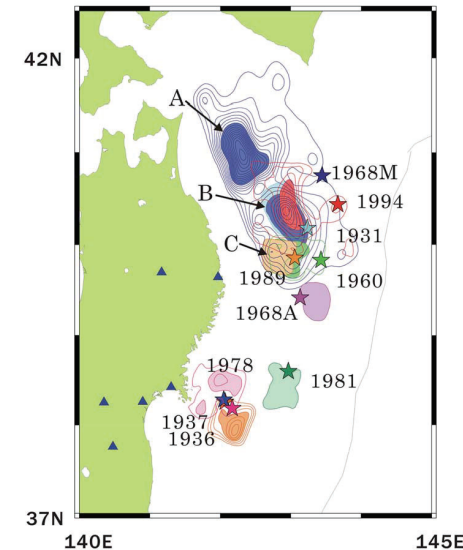


Figure 6. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan. Stars show the main shock epicenters. Contour lines show the moment release distribution. The interval of the contour lines is 0.5 m. Each earthquake is distinguished by color. We painted the area within the value of half the maximum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

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

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (11/128)

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

青森県東方沖及び岩手県沖北部 (蓄積されるひずみの量・すべり量)

【平均発生間隔】

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部の M8クラスのプレート間地震

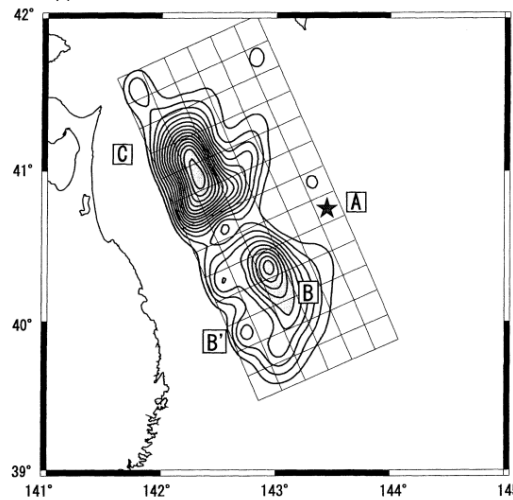
対象地震及び発生領域	地震発生日時	地震の平均発生間隔等	地震規模 ^{注1}		
			M	Mt	Mw
青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震	1677/ 4/13	平均発生間隔は97.0年	7.9	7.7	
	1763/ 1/29		(7.3/4~8.0) ^{注9}		
	1856/ 8/23		7.4	7.9	
	1968/ 5/16 09:48		(7.9) ^{注9}		
			7.5	7.6	
			(7.8~8.0) ^{注9}		
			7.9	8.2	8.2

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

※注1の解説については省略 地震調査研究推進本部(2019)に一部加筆

【1968年地震のすべり量】

- 最大すべり量6.5~9.3m



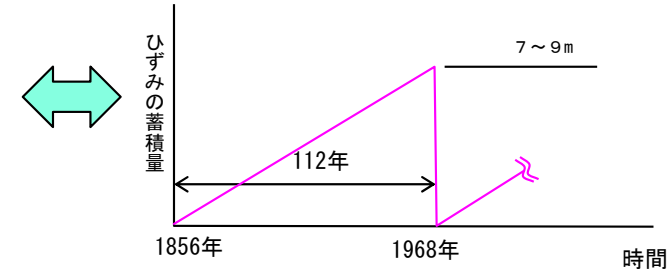
Contour of the moment release. The contour increment is 3×10^{16} Nm/km². The source mainly consists of two asperities, the southwestern region B, and the northwestern region C.

1968年地震の応力解放量分布

永井ほか(2001)

【ひずみの蓄積量】

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



P.162で当該領域で蓄積されるひずみの量を中程度としているのは、カップリング係数が大きくても、プレートの沈み込み速度と地震の発生間隔との関係で、蓄積されるひずみの量が中程度になると考えられるため。

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

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

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (12/128)



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

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-15再掲

青森県東方沖及び岩手県沖北部 (付加体の幅とすべり量)

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

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

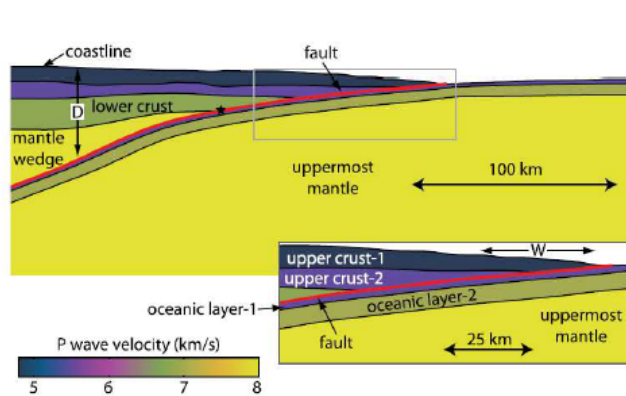


Figure 2. (a) P-wave velocity structure for the dynamic rupture simulations (no vertical exaggeration). The geometry and piecewise constant material properties are derived from Miura *et al.* (2001, 2005). The velocity-weakening region ($b - a > 0$) starts updip at horizontal distance W from the trench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

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

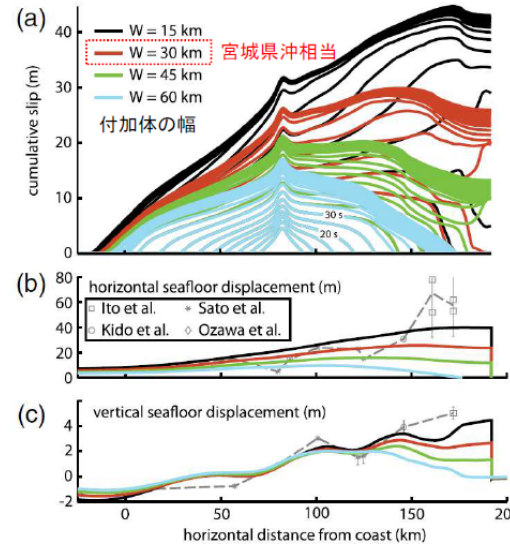


Figure 11. (a) Influence of horizontal extent W of shallow velocity-strengthening region on cumulative slip (plotted every 5 s). Shown for maximum effective normal stress $\bar{\sigma}_{max} = 40$ MPa and seismogenic depth $D = 45$ km. (b) Horizontal and (c) vertical seafloor displacement compared with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

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

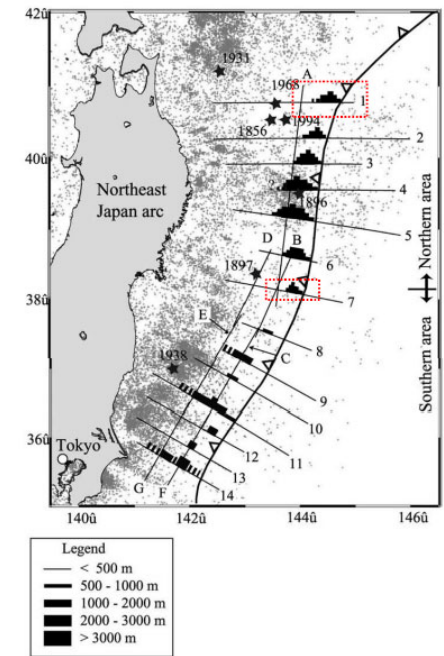


Figure 17. Map view of the low velocity sedimentary units observed on MCS sections in the Japan Trench margin. Small dots represent background seismicity taken from JMA (Japan Meteorological Agency) HypoCatalog.

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

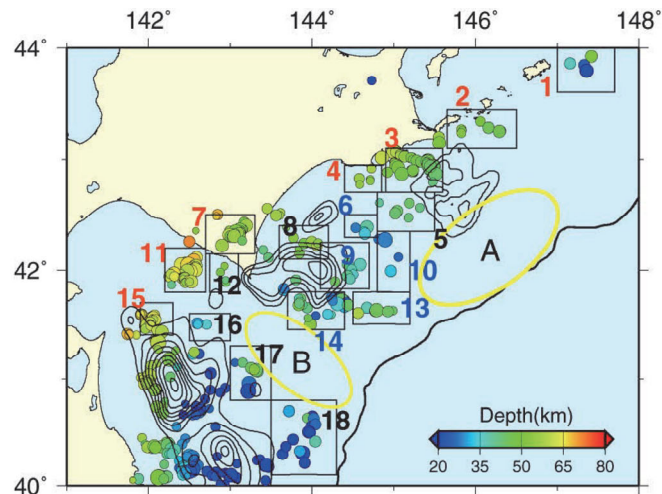
3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (13/128)

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

十勝沖・根室沖 (固着度)

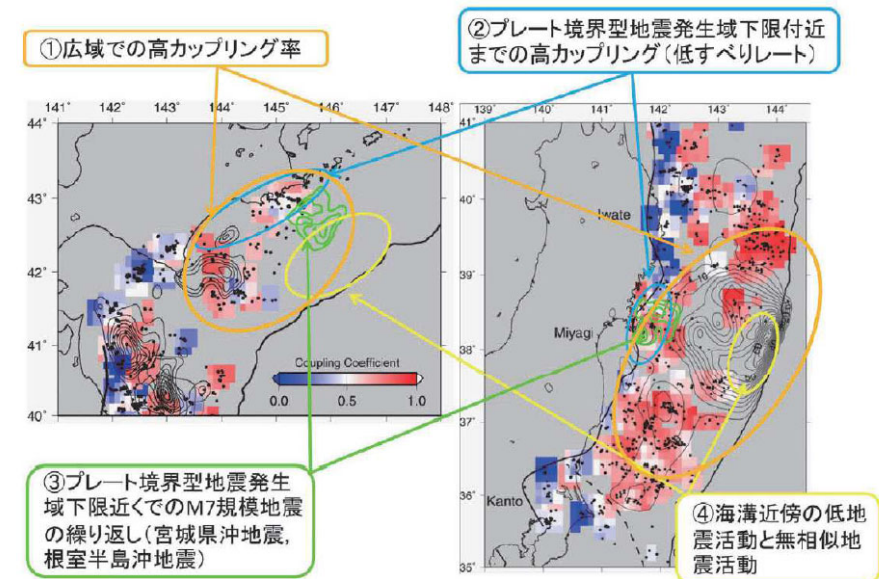
- 小繰り返し地震 (相似地震) の活動及びそれから推定されるプレート間地震すべりについて, 3.11地震で大きなすべりを生じた宮城県沖における特徴との類似性から, 十勝沖・根室沖で巨大地震が発生する可能性があると考えられている。
- また, 日本海溝・千島海溝島弧会合部付近の低地震活動 (左図: 空白域B) は, プレートの折れ曲がり影響している可能性も考えられるとされている。

東北大学 (2012) による



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

東北大学 (2012)



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

東北大学 (2012)

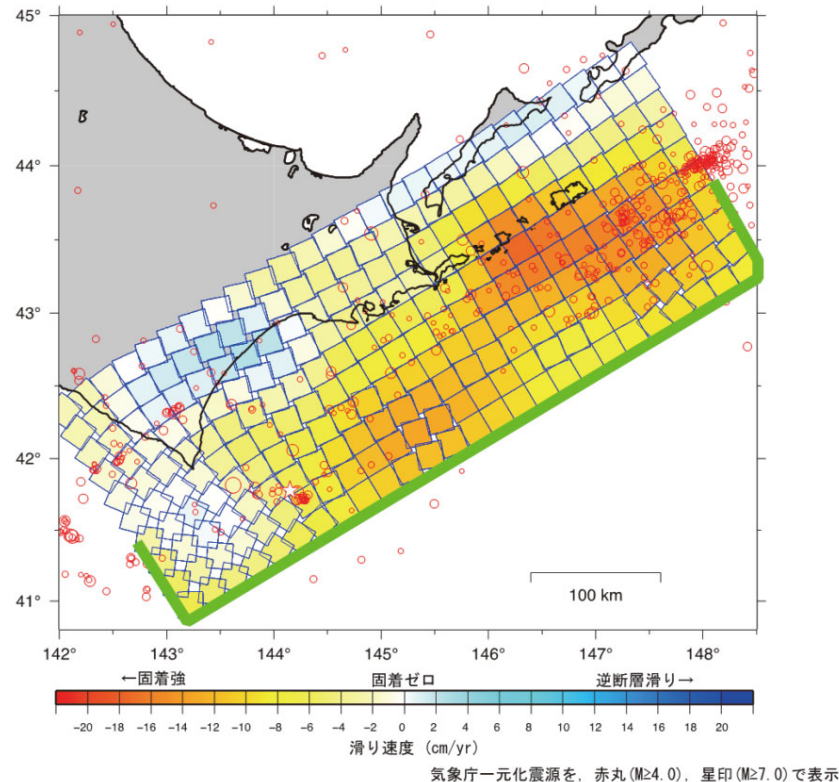
【宮城県沖における特徴】

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

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (14/128)

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

十勝沖・根室沖 (蓄積されるひずみの量)



すべり欠損分布 (2007年3月~2011年2月)

国土地理院 (2012)

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

国土地理院 (2012) による

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

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (15/128)

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

十勝沖・根室沖 (蓄積されるひずみの量・すべり量)

【平均発生間隔】

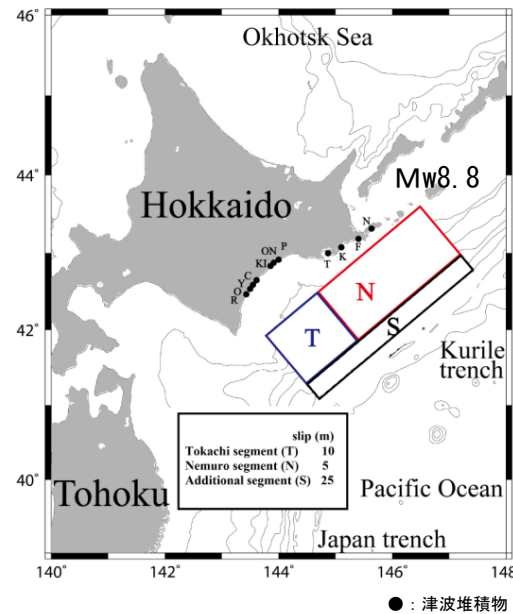
- ・ 十勝沖～根室沖の連動型地震
- ・ 約500年

十勝地域の津波		根室地域の津波	
発生時期 (cal.B.P.)	再来間隔 (年)	発生時期 (cal.B.P.)	
津波1	17世紀初頭	津波1	
津波2	12～13世紀	津波2	
津波3	9世紀	津波3	
津波4	1630-(4世紀?)	津波4	1430+
津波5	AD/BC?	津波5	?
津波6	2590-	津波6	1930+
津波7	2870～2920	津波7, 8	?
津波8	3220～3460	津波9	2440+
津波9	3690～3720	津波10	300+
津波10	4200+	津波11	300+
津波11	4560	津波12	300～350
津波12	4860+	津波13	300
津波13	5000-	津波14	100
津波14	5640+	津波15	>600
津波15	6370-	津波16	600
		津波17	?
		津波18	?

中央防災会議 (2005)

【17世紀の地震のすべり量分布】

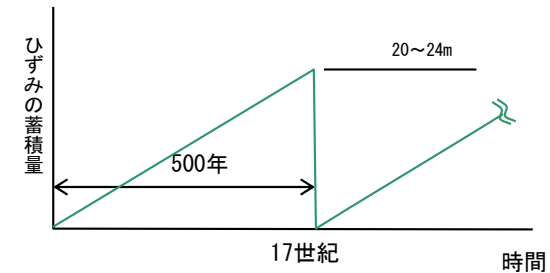
- ・ 最大すべり量25m



文部科学省 (2013)

【ひずみの蓄積量】

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



P. 162で当該領域で蓄積されるひずみの量を大としているのは、カップリング係数が0.6程度でも、プレートの沈み込み速度と地震の発生間隔との関係で、蓄積されるひずみの量が大きくなると考えられるため。

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

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

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（16／128）

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

まとめ

◎青森県東方沖及び岩手県沖北部

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

◎十勝沖・根室沖

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

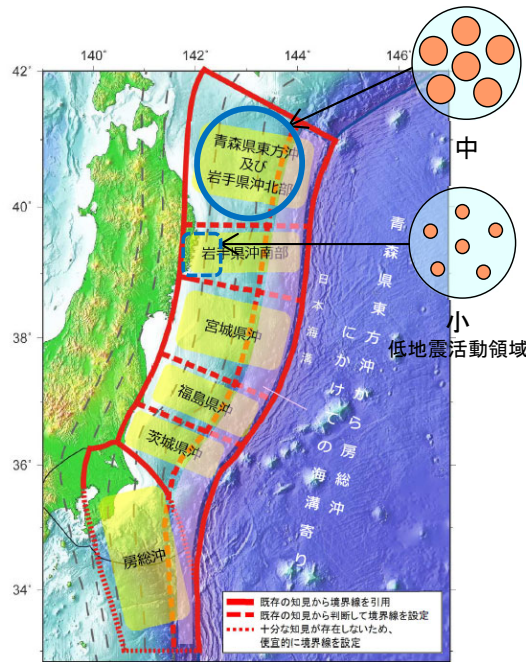
◎色丹島沖及び択捉島沖

- ・ M8クラスの地震が平均35年間隔で発生する。

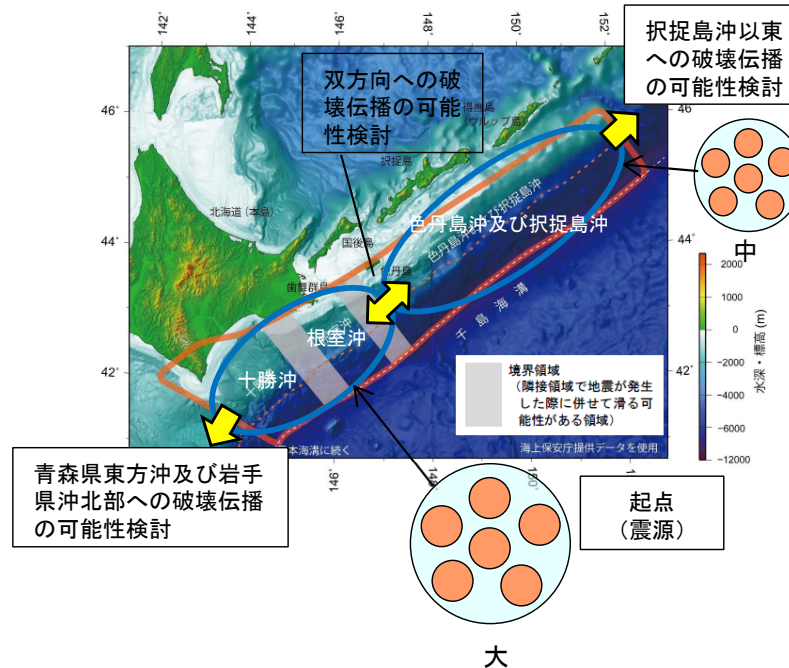
3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (17/128)

想定波源域の設定 (12/30) : 破壊伝播の検討 (1/7)

青森県東方沖及び岩手県沖北部・十勝沖・根室沖・色丹島沖及び択捉島沖

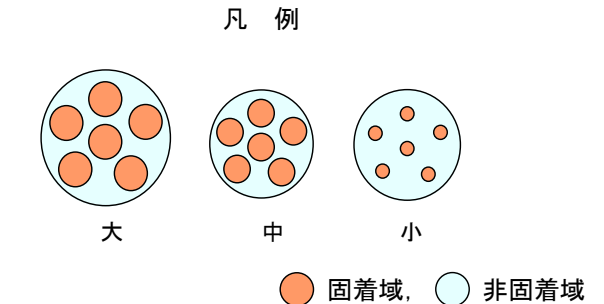


地震調査研究推進本部 (2019) に一部加筆



地震調査研究推進本部 (2017a) に一部加筆

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



蓄積されるひずみ量のイメージ
Seno (2014) を参考に作成

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

- 3.11地震及び世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見より、固着と破壊伝播が関連していると考えられることより (第1023回審査会合 資料1-2 P. 3. 3-2参照), 青森県東方沖及び岩手県沖北部, 十勝沖・根室沖及び色丹島沖・択捉島沖の固着 (蓄積されるひずみの量) について検討する。
- 前述 (P. 155~P. 161) の青森県東方沖及び岩手県沖北部, 十勝沖・根室沖及び色丹島沖・択捉島沖に対する固着域と蓄積されるひずみに関する分析結果から, 青森県東方沖及び岩手県沖北部, 色丹島沖・択捉島沖は, 十勝沖・根室沖に比べ蓄積されるひずみ量が相対的に小さいと評価する。
- 岩手県沖南部には低地震活動領域が存在するためひずみは蓄積されにくく (第1023回審査会合 資料1-2 P. 3. 1-10, P. 3. 1-11参照), また, 2011年東北地方太平洋沖地震の震源域の北端がおおむね岩手県沖南部であることを踏まえると, 青森県東方沖及び岩手県沖北部からの破壊が南方の岩手県沖南部に伝播することはないと考えられる。

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (18/128)

想定波源域の設定 (13/30) : 破壊伝播の検討 (2/7)

青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖との間に位置する島弧会合部 (1/2)

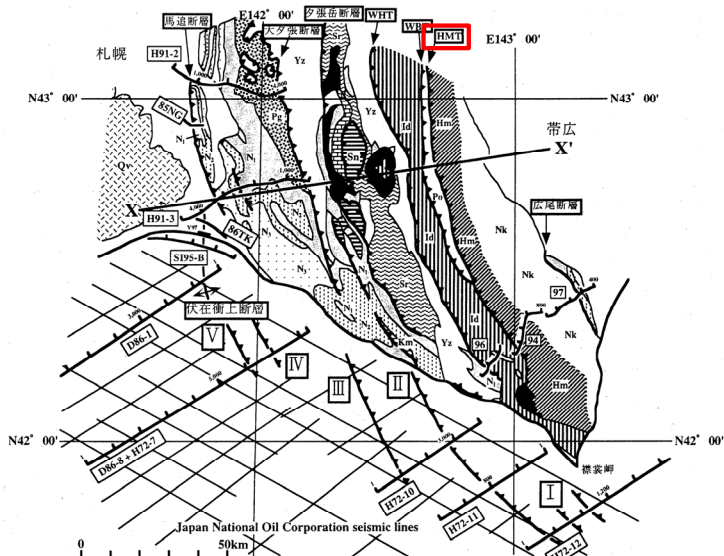


図1 日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地質概略と主な反射法地震探査測線図。X-X'は図2の断面位置を示す。伊藤ら(1999)を改変。
 【地質】主として、地質調査所(1982, 1996)による。Nk: 中の川層群, Hm: 日高変成岩類(主帯), Po: ポロシリ・オフィオライト(西帯), Id: イドナップ帯, Yz: 蝦夷層群, Sr: 空知層群, Km: 神威占潭変成岩類, Sn: 沙流川層ニセウ層, Pg: 古第三系, N1~N3: 地質調査所(1982)に同じ。Qv: 第四紀火山岩類。
 【測線】94・96・97: 日高深部構造反射法探査, 85NG・86TK: 浅野ら(1990),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

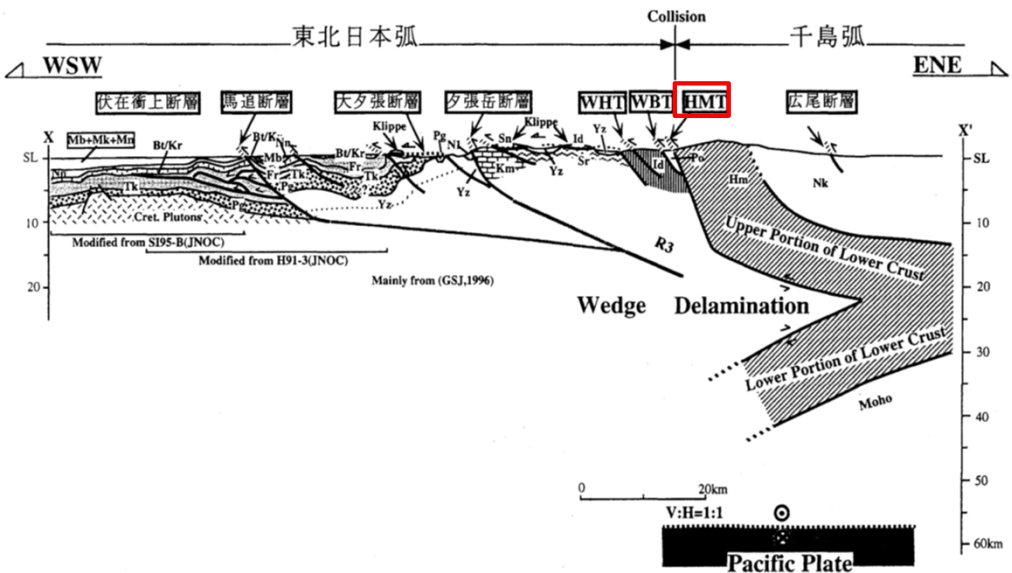


図2 日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造断面図。
 断面線の位置は図1のX-X'。断面図下に主要な出典を示した。略称は図1に同じ。Ito et al. (1998) および伊藤ら(1999)を改変。
 伊藤(2000)に一部加筆

- 3.11地震及び世界のM9クラスの超巨大地震から得られた知見より、構造境界と破壊伝播が関連していると考えられることより(第1023回審査会合 資料1-2 P.3.3-2参照)、青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖との間に位置する島弧会合部について検討した。
- 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とされている。(日高造山運動)。木村(2002)による
- 千島弧はその下部地殻内で上下に裂けて分離(デラミネーション)するとともに、上部地殻を含めて上半分は日高主衝上断層によって西側に衝上し、上部マントルを含めて下半分は下降する。一方、東北日本弧側はデラミネーションした千島弧のなかに楔(ウェッジ)状に突入するとされている。伊藤(2000)による

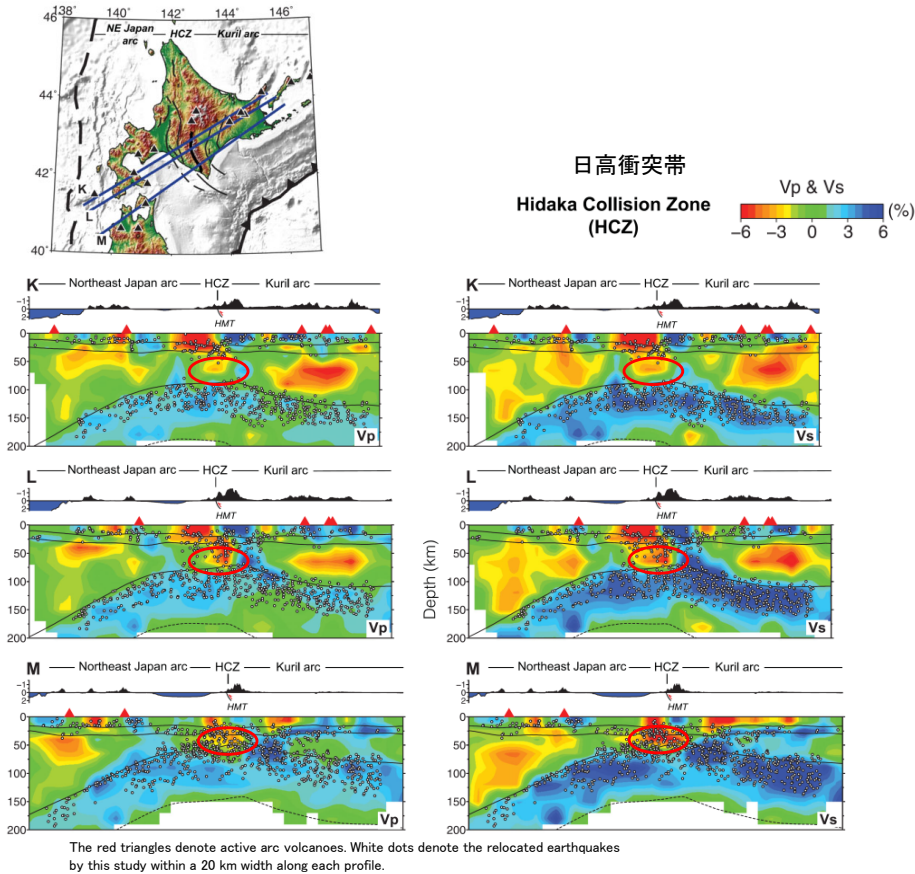
3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (19/128)



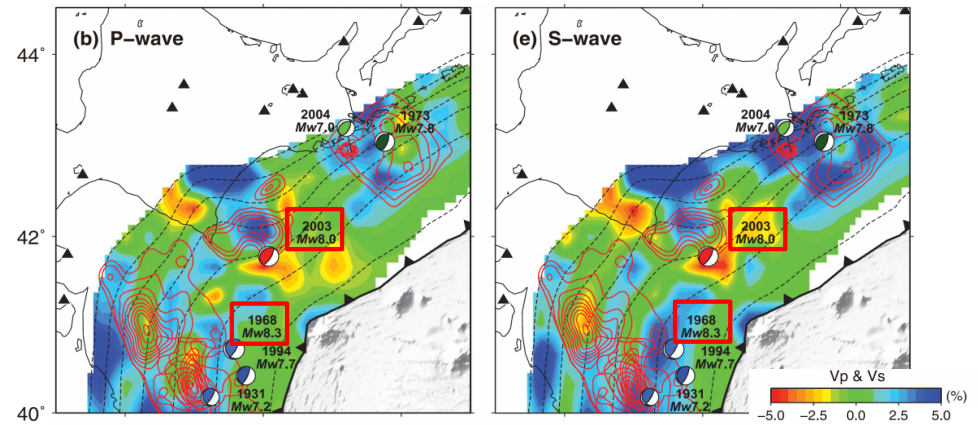
第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-22再掲

想定波源域の設定 (14/30) : 破壊伝播の検討 (3/7)

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

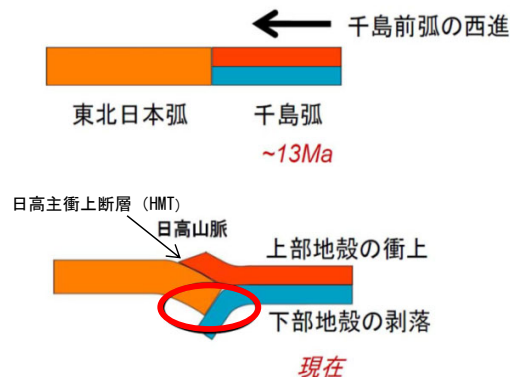


日高衝突帯における地震波トモグラフィ鉛直分布 (HMT: Hidaka main thrust) Liu et al. (2013)



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

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



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

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

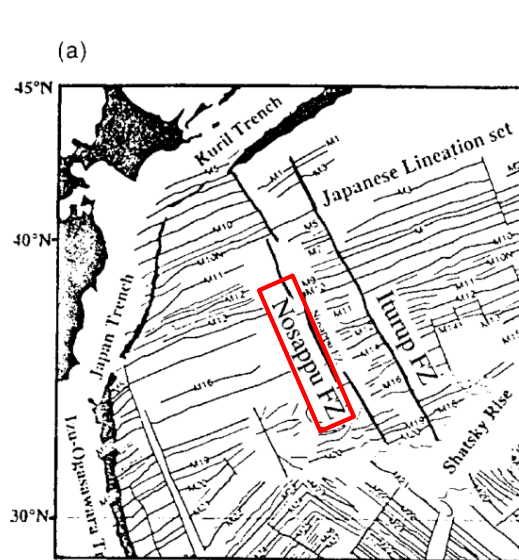
地震波トモグラフィによる青森県東方沖及び岩手県沖北部と十勝沖・根室沖との間に位置する島弧会合部付近の3次元地殻不均質構造の分析と既往地震発生履歴の関係から、日高衝突帯における下部地殻の剥落に相当する低速度領域が、破壊 (地震) の構造境界になる可能性があると考えられている。 Liu et al. (2013), 日野ほか (2008) による

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

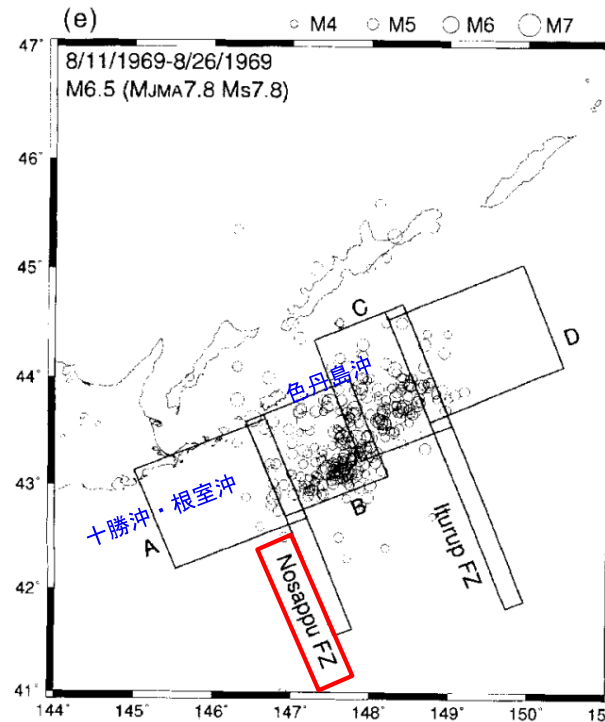
3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (20/128)

想定波源域の設定 (15/30) : 破壊伝播の検討 (4/7)

南千島沖 (1/2)

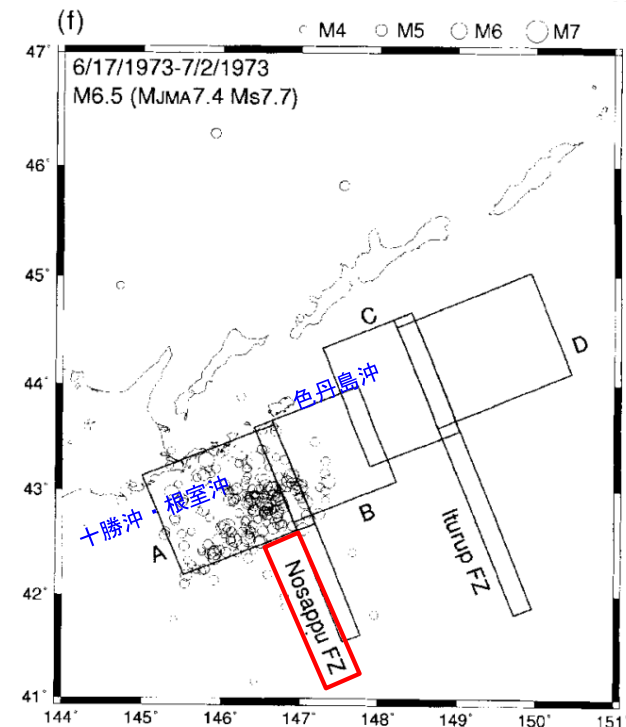


地磁気異常
Kasahara et al. (1997) に一部加筆



1969年南千島沖地震の余震域

Kasahara et al. (1997) に一部加筆



1973年根室沖地震の余震域

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

Kasahara et al. (1997) による

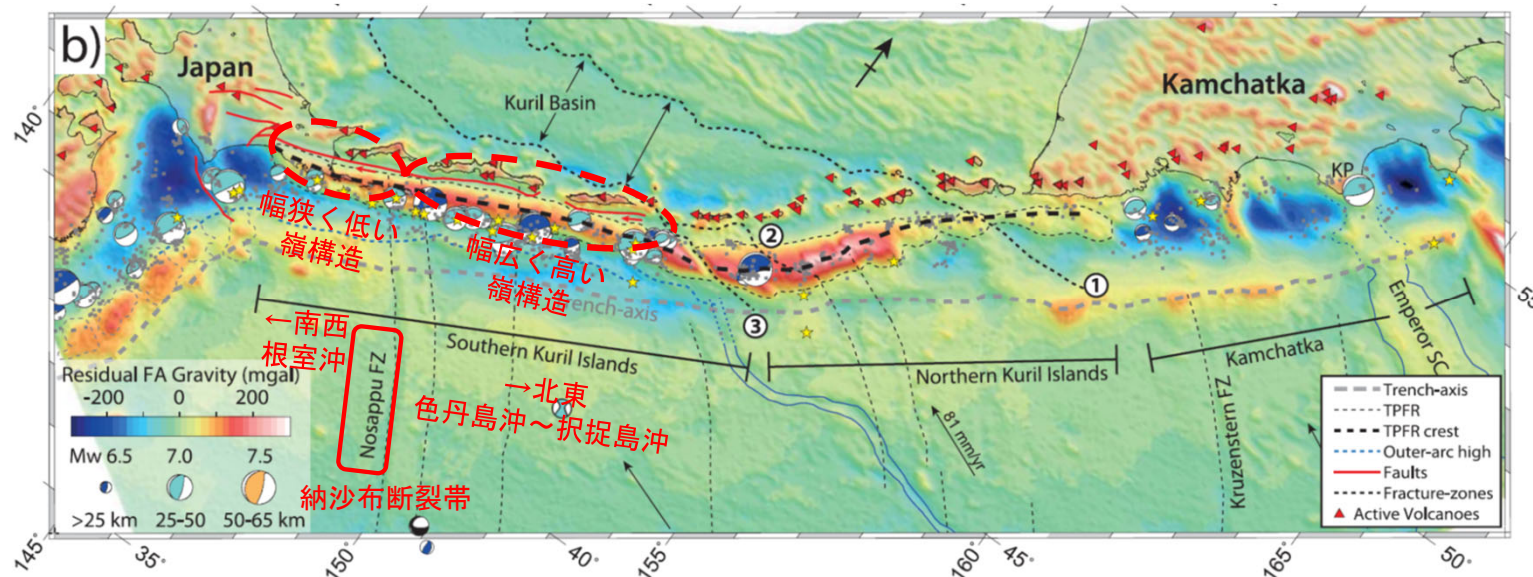
3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (21/128)

想定波源域の設定 (16/30) : 破壊伝播の検討 (5/7)

南千島沖 (2/2)

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

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



Bassett and Watts (2015) に一部加筆

千島～カムチャッカ沈み込み帯

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

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (22/128)

想定波源域の設定 (17/30) : 破壊伝播の検討 (6/7)

千島前弧スリバー

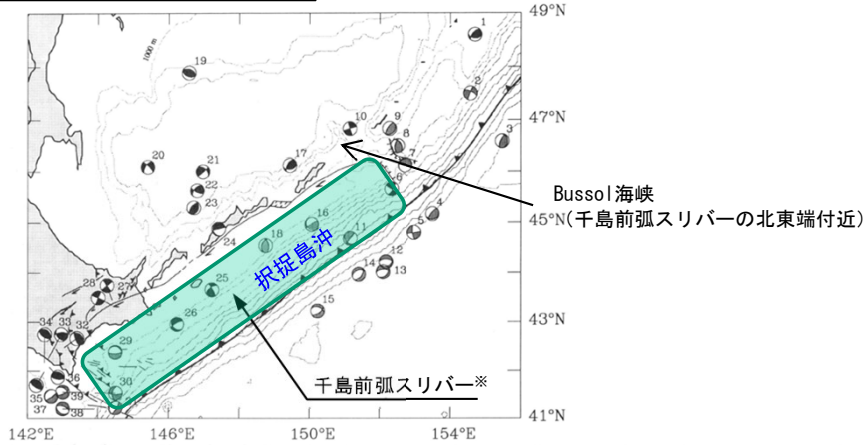
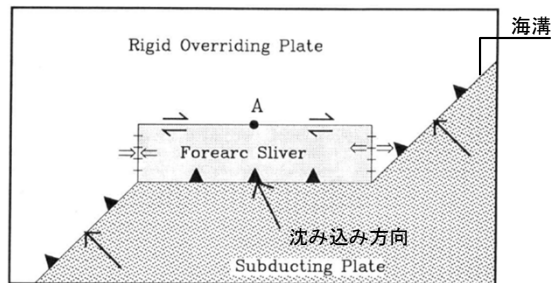
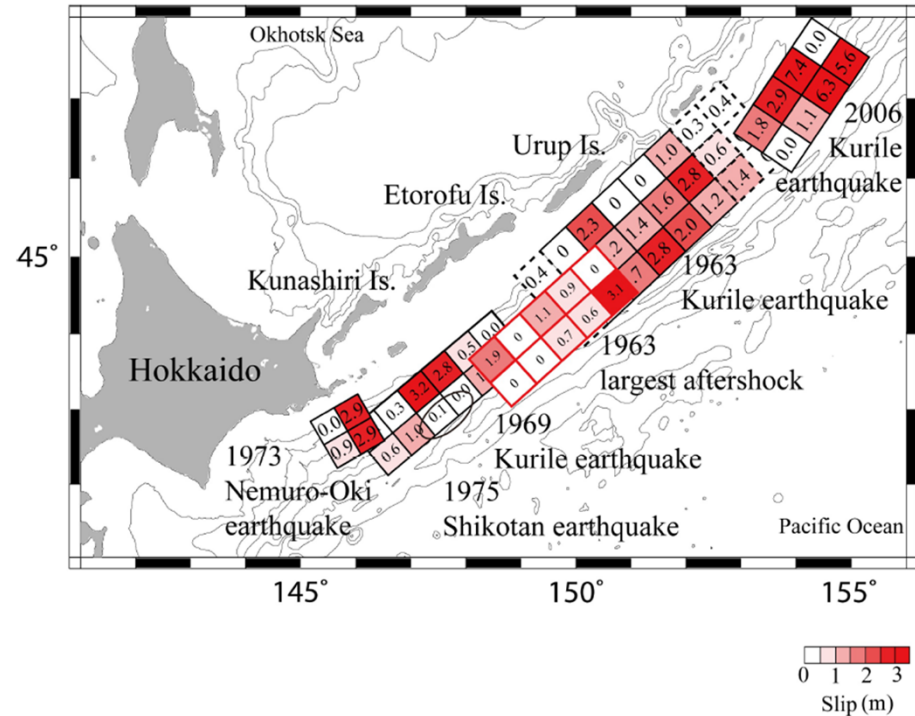


Fig. 6. Bathymetry and nonsubduction earthquakes in the vicinity of the southern Kuril forearc sliver. Epicentral parameters are given in Table 2. All published focal mechanisms for shallow nonthrust earthquakes are shown. Focal mechanisms with solid quadrants are believed to have occurred within the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

千島前弧スリバー (Demets (1992) に一部加筆)



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



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

文部科学省 (2013)

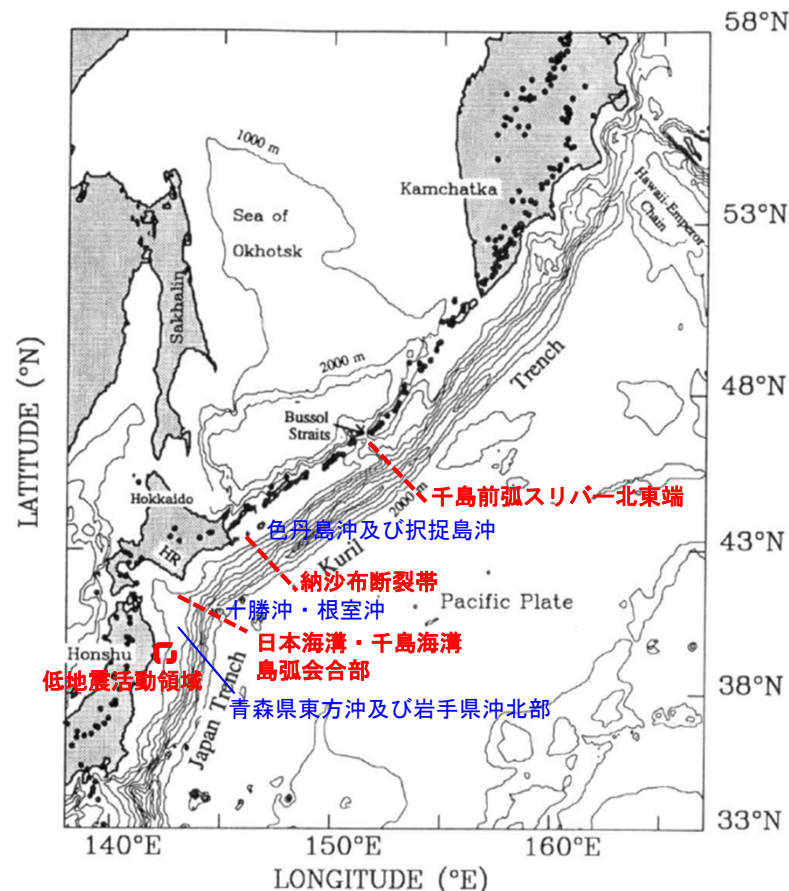
※前弧スリバー： 島弧あるいは陸弧の前弧部分が、背弧及びそれから後方のプレートと独立して運動する部分。
地学団体研究会編 (2000)

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

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (23/128)

想定波源域の設定 (18/30) : 破壊伝播の検討 (7/7)

まとめ



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

Demets (1992) に一部加筆

◎青森県東方沖及び岩手県沖北部は、M8クラスの地震で蓄積するひずみを解消すると考えられ、蓄積されるひずみの量は、十勝沖・根室沖に比べ小さい。また、さらに南方の岩手県沖南部では、ひずみは蓄積されにくく (低地震活動領域：第1023回審査会合 資料1-2 P. 3. 1-10, P. 3. 1-11参照)、2011年東北地方太平洋沖地震の破壊域であることを踏まえると、青森県東方沖及び岩手県沖北部の破壊がさらに南方の岩手県沖南部に伝播することはないと考えられるため、青森県東方沖及び岩手県沖北部と岩手県沖南部の境界を想定波源域の南の境界とする。

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

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

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

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波（24/128）

想定波源域の設定（19/30）：検討対象波源域の選定（1/12）

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-27再掲

検討概要

【検討対象波源域の検討方針】（第994回審査会合から変更なし）

- 基準波源モデルの設定に先立ち、検討対象とする海域を選定する目的で、検討対象波源域を検討する。ここでは、以下の2つの領域の連動を考慮したM9クラスの地震を考慮（P.171参照）。
 - ✓ 青森県東方沖及び岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の連動
 - ✓ 十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の連動

【検討手順】

- 敷地へ及ぼす影響の大きい海域（想定波源域）を選定するため、特性化モデルによる津波数値シミュレーションを実施する。（第994回審査会合から変更なし）
- ここで、「テクトニクス的背景・地震学的見地に基づくモデル」に関する検討を基本とするように資料構成を見直したことに伴い、検討対象とする特性化モデルは以下の2種類とする（P.172参照）。
 - ✓ 広域の津波特性を考慮した特性化モデル：超大すべり域が2つのモデル
 - ✓ 大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル：超大すべり域が1つのモデル

【検討結果】

- 超大すべり域が2つのモデルを対象とした想定波源域（P.175, P.176）
 - 岩手県沖北部から十勝沖・根室沖
- 超大すべり域が1つのモデルを対象とした想定波源域（P.179, P.180）
 - 岩手県沖北部から十勝沖・根室沖

想定波源域の設定 (20/30) : 検討対象波源域の選定 (2/12)

第1023回審査会合
資料1-1 P. 3. 2. 1-28一部修正

コメントNo.S5-57

第994回審査会合と本検討との変更箇所と比較

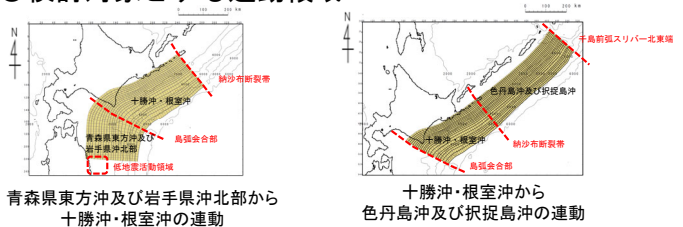
< 超大すべり域が2つのモデル >

第994回審査会合からの
変更箇所

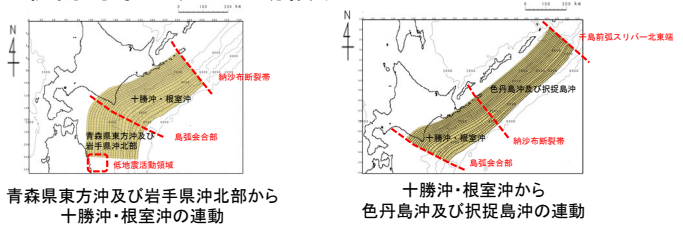
【第994回審査会合】

【本検討】

○検討対象とする運動領域

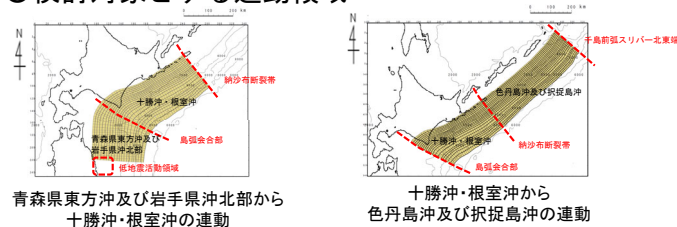


○検討対象とする運動領域



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

○検討対象とする運動領域

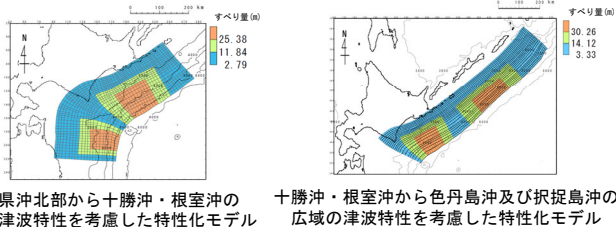


広域の津波特性を考慮

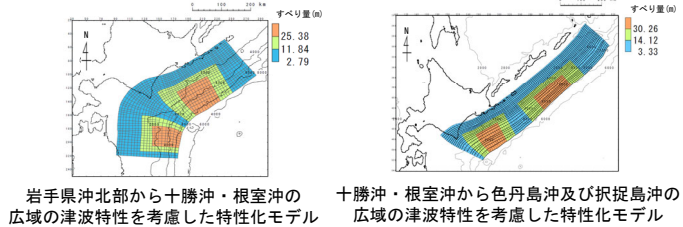
広域の津波特性を考慮

破壊特性を考慮

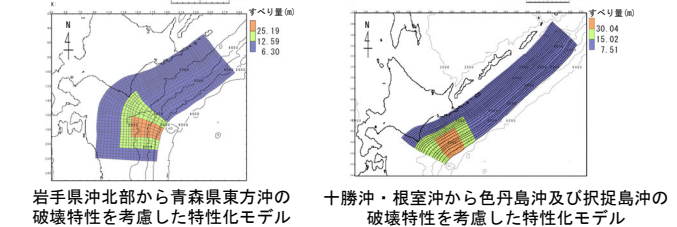
○検討対象特性化モデル (超大すべり域が2つ)



○検討対象特性化モデル (超大すべり域が2つ)



○検討対象特性化モデル (超大すべり域が1つ)



○敷地への影響検討 (超大すべり域が2つ)

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

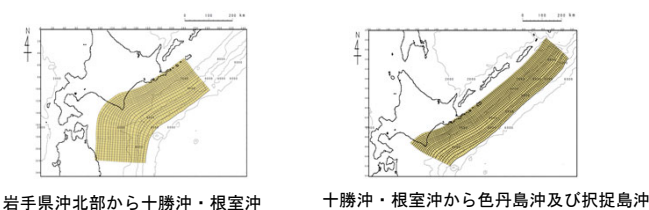
○敷地への影響検討 (超大すべり域が2つ)

✓ 超大すべり域が2つのモデルでは、敷地付近も含めて考慮すると岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の津波の影響が大きい。なお、十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖は、影響検討用の波源域として扱う。(P.175参照)

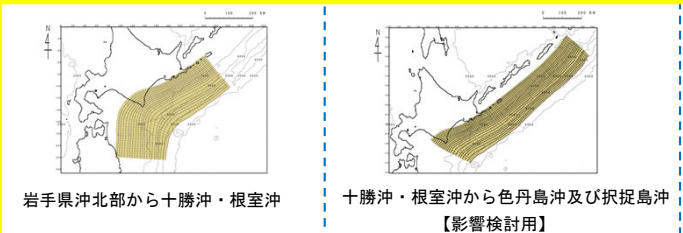
○敷地への影響検討 (超大すべり域が1つ)

✓ 超大すべり域が1つのモデルでは、岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の津波の影響が大きい。(P.179参照)。

○検討対象波源域の選定 (超大すべり域が2つ)



○検討対象波源域の選定 (超大すべり域が2つ)



○検討対象波源域の選定 (超大すべり域が1つ)

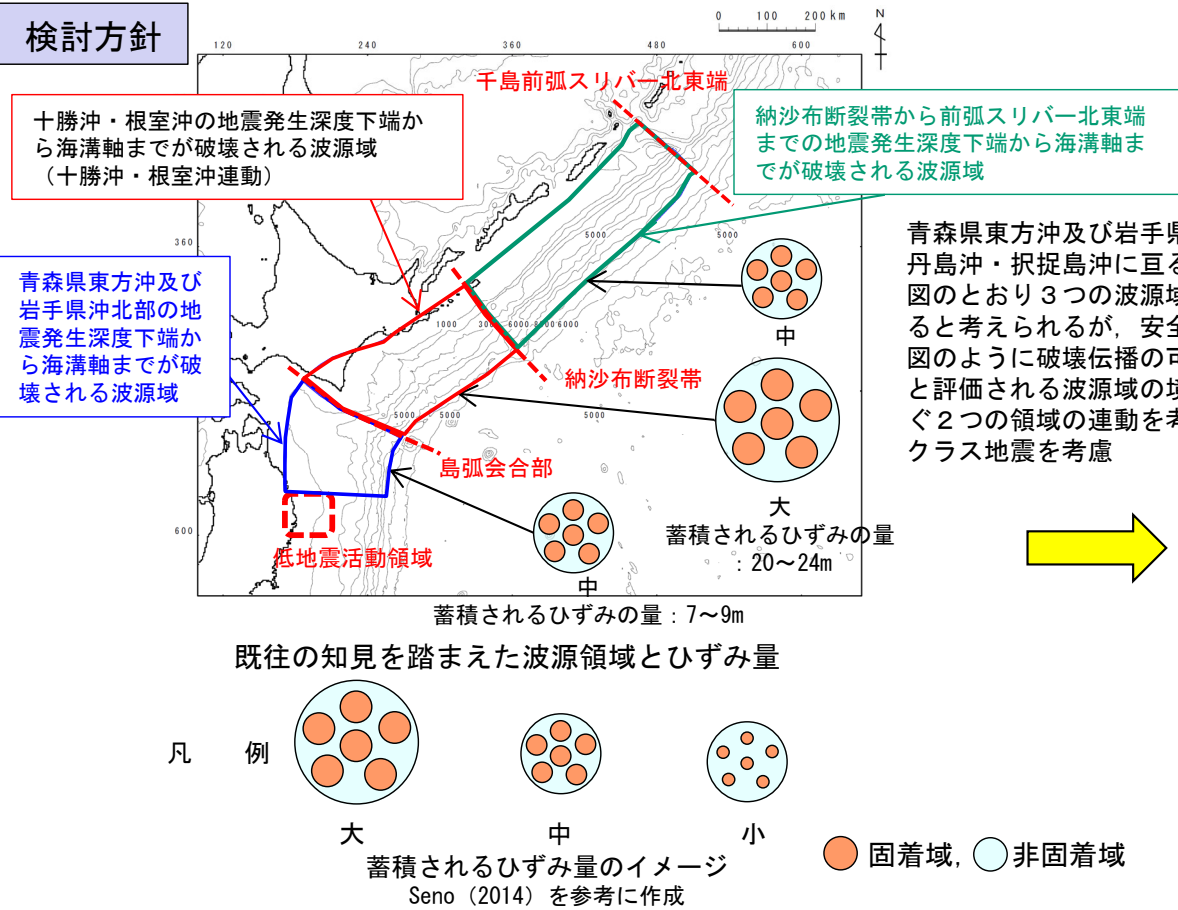


3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (26/128)

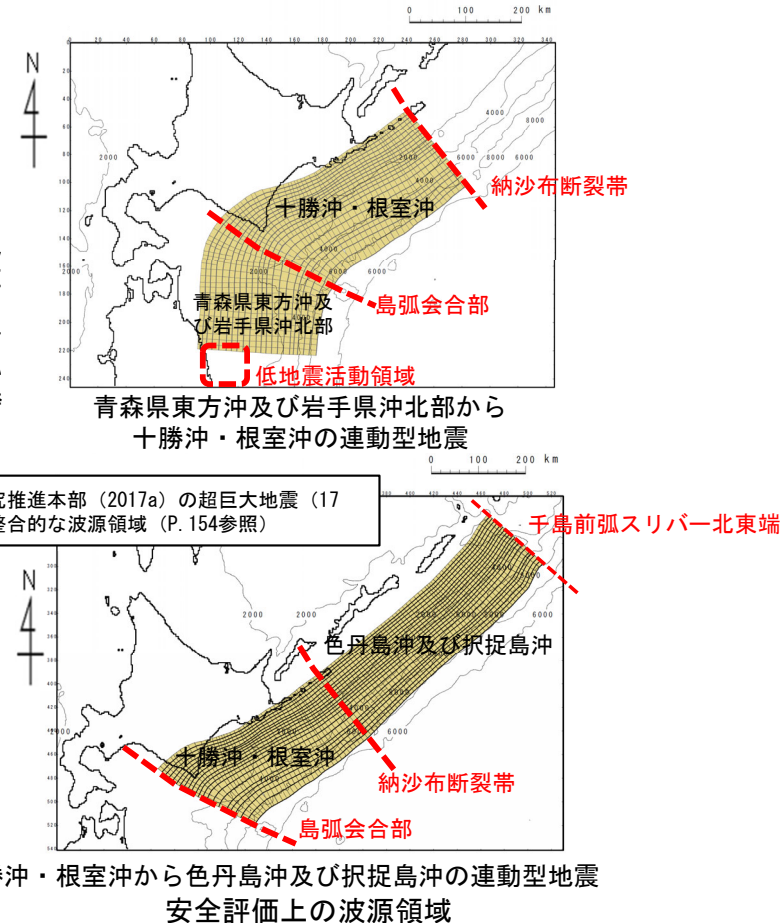
第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-29再掲



想定波源域の設定 (21/30) : 検討対象波源域の選定 (3/12)



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



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

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (27/128)

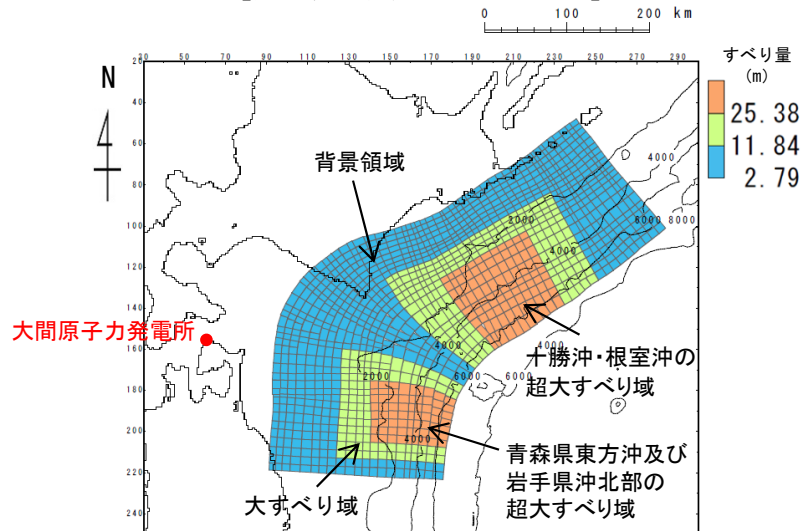
想定波源域の設定 (22/30) : 検討対象波源域の選定 (4/12)

検討対象モデル

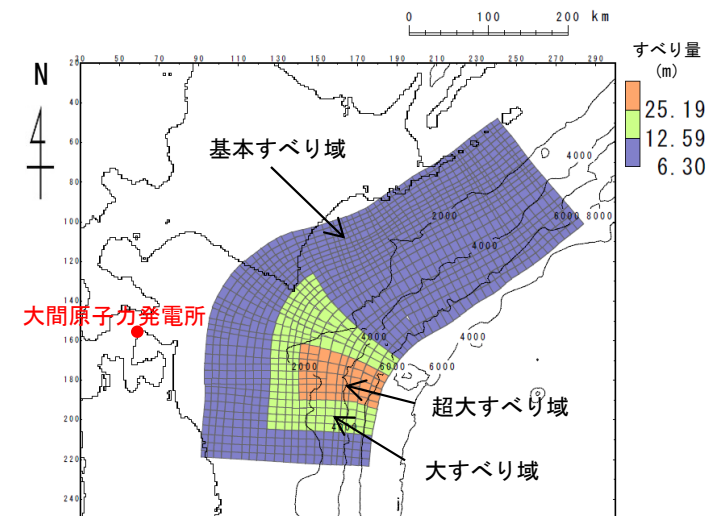
- 大間の基準波源モデル策定に係り、津波水位への影響が大きいすべり分布の観点では、超大すべり域の数が2つのモデルと1つのモデルとの2つのグループに分けることができる。
- 検討対象波源域の選定に係り、超大すべり域の数の影響を加味するため、以下の2種類のモデルを検討対象モデルに選定し、十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖にも、これらのモデルの設定の考え方を反映した特性化モデルを設定することとする。
 - ✓ 超大すべり域が2つのモデル：「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」
(P. 173~P. 176, P. 193~P. 207参照)
 - ✓ 超大すべり域が1つのモデル：「岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」※
(P. 177~P. 180, P. 225~P. 231参照)

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

【超大すべり域が2つのモデル】

岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の
広域の津波特性を考慮した特性化モデル

【超大すべり域が1つのモデル】

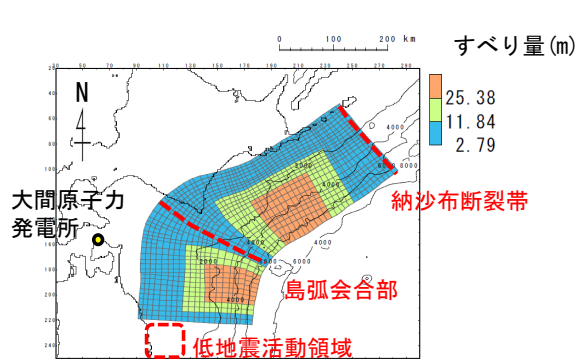
岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊
特性を考慮した特性化モデル

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (28/128)

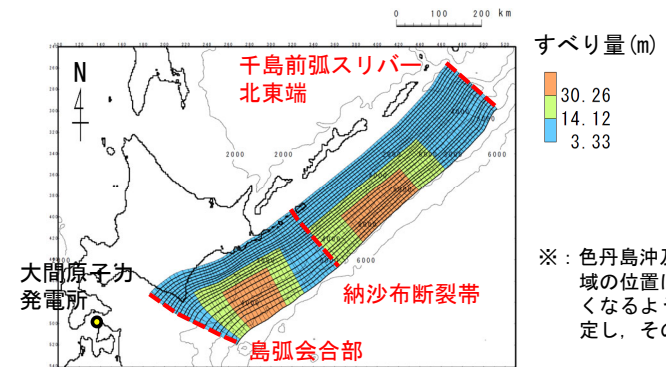
想定波源域の設定 (23/30) : 検討対象波源域の選定 (5/12)

超大すべり域が2つのモデル (1/4) : 特性化モデル設定方針

- 検討対象波源域の選定に関する超大すべり域が2つのモデルを対象とした検討は、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」及び十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖に、このモデルの設定の考え方を反映した特性化モデル「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」を比較することで実施した。
(「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の設定の考え方は、P.207参照)



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル



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

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

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

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

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (29/128)

想定波源域の設定 (24/30) : 検討対象波源域の選定 (6/12)

超大すべり域が2つのモデル (2/4) : 特性化モデル詳細パラメータ

詳細パラメータ一覧

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

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

注: 各領域における面積比率は、その領域に対する面積比率を記載。

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (30/128)

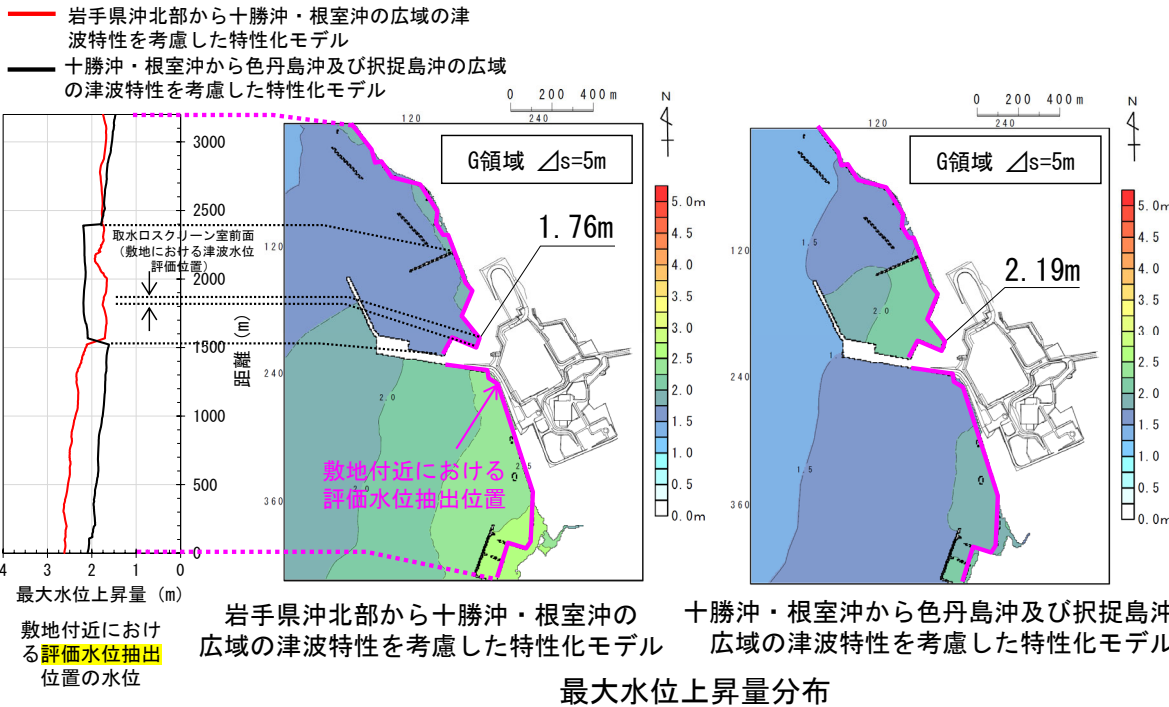


想定波源域の設定 (25/30) : 検討対象波源域の選定 (7/12)

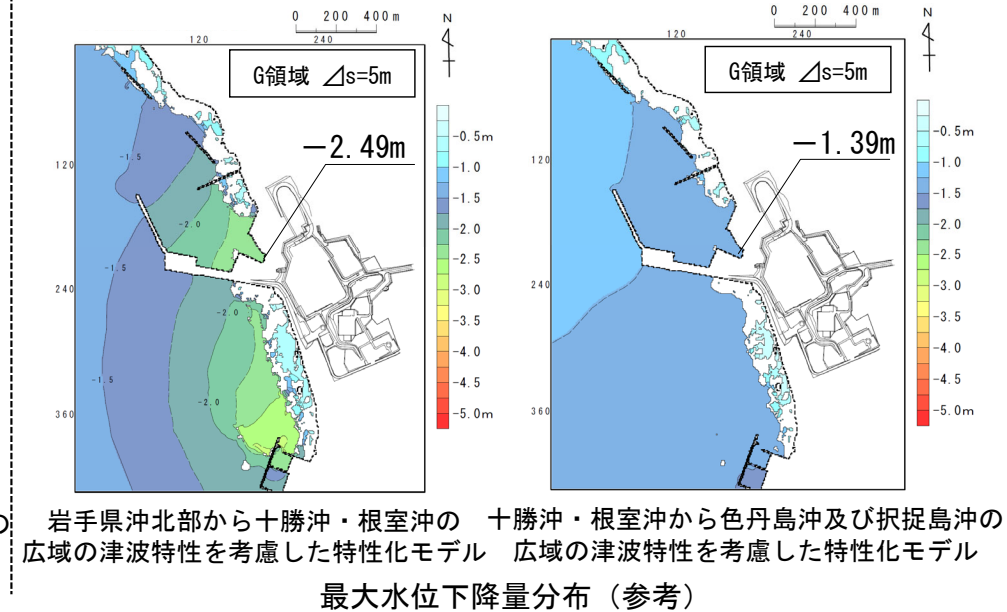
第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-33一部修正

超大すべり域が2つのモデル (3/4) : 検討結果

- 超大すべり域が2つのモデルに係る「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」及び「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」を対象とした、敷地へ及ぼす影響の大きな波源域の選定について、下記の数値シミュレーション結果①②を用いて検討する。(考え方:P.72参照)
- ① 敷地付近における津波水位評価位置である汀線沿いの最大水位上昇量を比較すると、専用港湾内を除いて「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」の方が「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」に比べ最大水位上昇量が多い。
- ② 一方、敷地における津波水位評価位置である取水口スクリーン室前面においては、専用港湾内での増幅の影響により、「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」(最大水位上昇量2.19m)の方が「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」(最大水位上昇量1.76m)に比べ最大水位上昇量が多い。
- 上記のとおり、①と②において水位上昇量が多い波源が異なるため、①で水位が大きくなる「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」を敷地に及ぼす影響の大きな波源域として選定し、②で水位が大きくなる「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」を影響検討用の波源域とする。
- なお、影響検討用波源とした「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」に対し、概略パラメータスタディを行い、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の広域の津波特性を考慮した特性化モデル」に対し保守性を考慮した基準波源モデル①(P.223)と比較を行った結果、基準波源モデル①の方が、上昇側、下降側共に敷地に与える影響が大きいことを確認した(第1023回審査会合 資料1-2「4-1. 検討対象波源域の選定」参照)。



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



3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (31/128)

想定波源域の設定 (26/30) : 検討対象波源域の選定 (8/12)

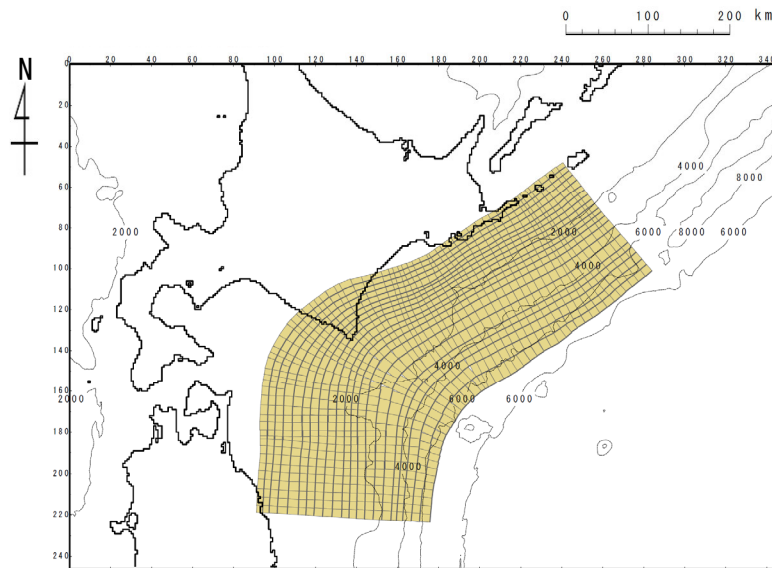
第1023回審査会合

コメントNo.S5-57

資料1-1 P.3.2.1-34一部修正

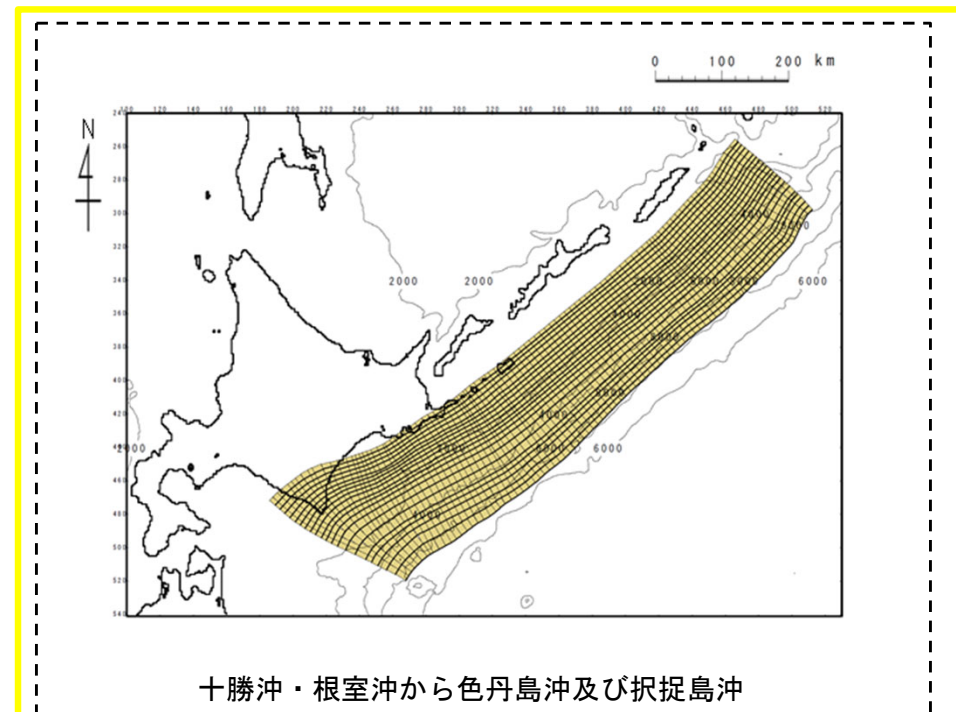
超大すべり域が2つのモデル (4/4) : まとめ

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



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖

基準波源モデルの想定波源域
【超大すべり域が2つのモデル】



十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖

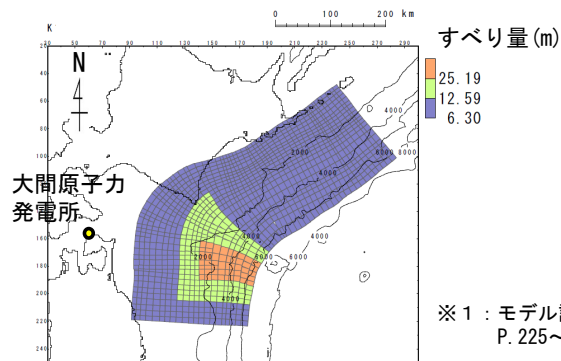
影響検討用の波源域
【超大すべり域が2つのモデル】

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (32/128)

想定波源域の設定 (27/30) : 検討対象波源域の選定 (9/12)

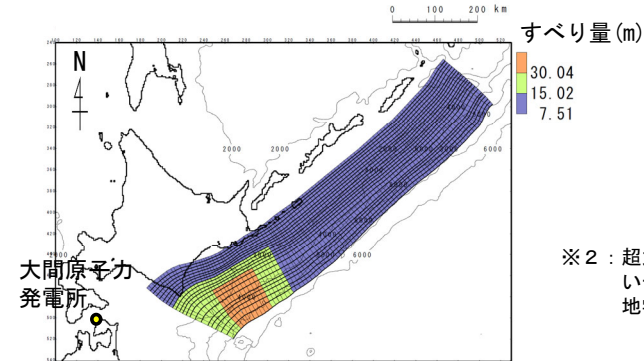
超大すべり域が1つのモデル (1/4) : 特性化モデル設定方針

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



※1 : モデル設定の考え方は、P.225~P.231参照

岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※1



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

十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル※2

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

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

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (33/128)

想定波源域の設定 (28/30) : 検討対象波源域の選定 (10/12)

超大すべり域が1つのモデル (2/4) : 特性化モデル詳細パラメータ

詳細パラメータ一覧

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

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

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

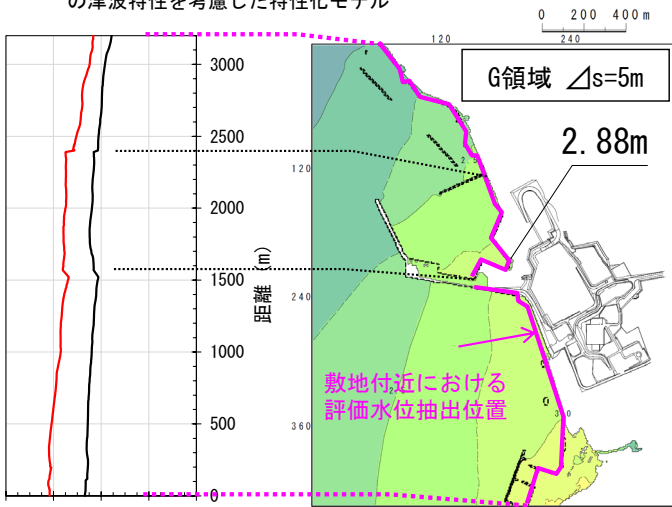
想定波源域の設定 (29/30) : 検討対象波源域の選定 (11/12)

第1023回審査会合
資料1-1 P.3.2.1-37一部修正

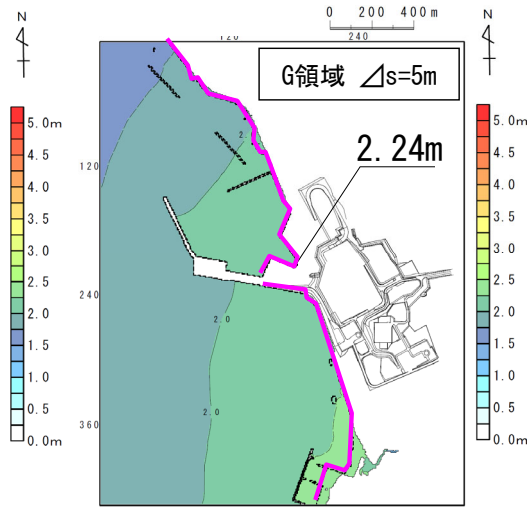
超大すべり域が1つのモデル (3/4) : 検討結果

- 超大すべり域が1つのモデルに係る「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」及び「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」を対象とした、敷地へ及ぼす影響の大きな波源域の選定について、下記の数値シミュレーション結果①②を用いて検討する。(考え方:P.72参照)
- ① 敷地付近における津波水位評価位置である汀線沿いの最大水位上昇量を比較すると、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」の方が「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」に比べて影響が大きい。
- ② また、敷地における津波水位評価位置である取水口スクリーン室前面においても、「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」(最大水位上昇量2.88m)の方が「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」(最大水位上昇量2.24m)に比べ影響が大きい。
- 上記のとおり、①②共に水位上昇量が大きな波源が同じであるため、水位が大きくなる「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」を敷地に及ぼす影響の大きな波源域として選定する。

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



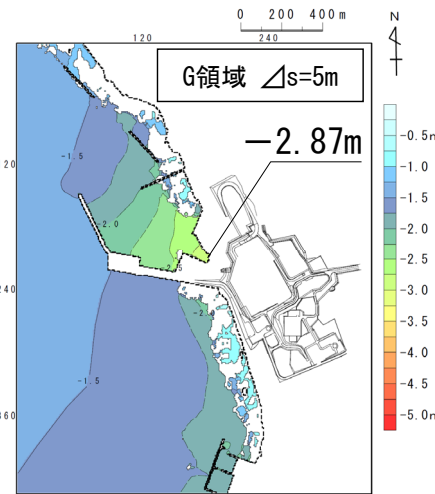
岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル



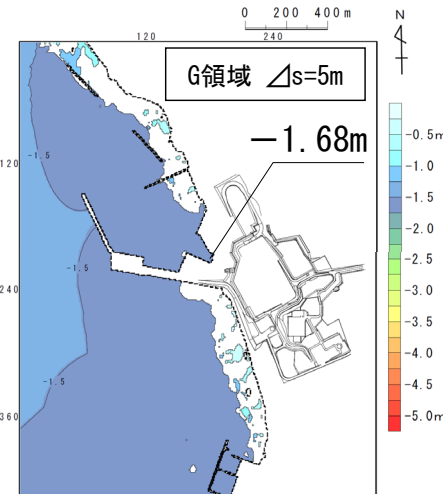
十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル

最大水位上昇量分布

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



岩手県沖北部から青森県東方沖の破壊特性を考慮した特性化モデル



十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル

最大水位下降量分布 (参考)

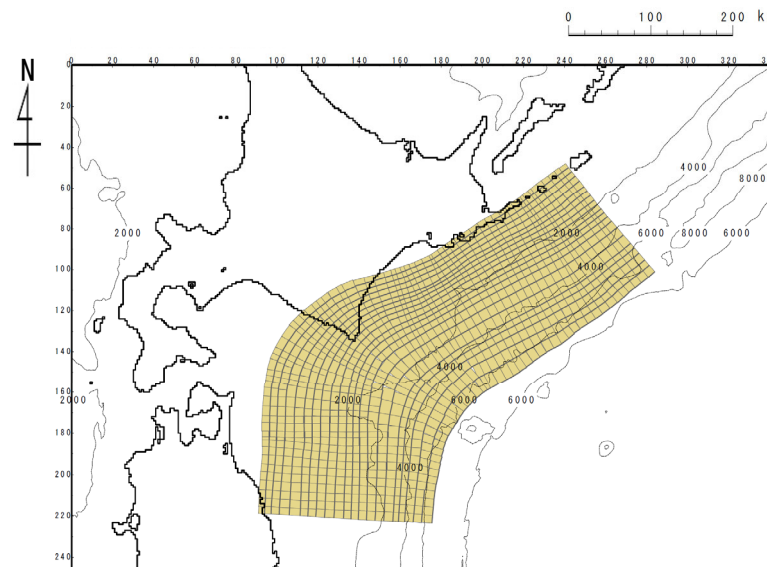
最大水位上昇量 (m)
敷地付近における評価水位抽出位置の水位

3-2-1. 三陸沖から根室沖のプレート間地震に伴う津波 (35/128)

想定波源域の設定 (30/30) : 検討対象波源域の選定 (12/12)

超大すべり域が1つのモデル (4/4) : まとめ

「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」, 「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖」の波源域について, 超大すべり域が1つのモデルを対象に大間原子力発電所への津波の影響を検討した結果, 「十勝沖・根室沖から色丹島沖及び択捉島沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」に比べ, 「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖の破壊特性を考慮した特性化モデル」の影響が大きいことが確認できた (P. 179) ことから, 超大すべり域が1つのモデルを対象とした基準波源モデルの想定波源域は, 「岩手県沖北部から十勝沖・根室沖」とする。



岩手県沖北部から十勝沖・根室沖

基準波源モデルの想定波源域
 【超大すべり域が1つのモデル】