

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

平成29年8月10日
東北電力株式会社

審査会合におけるコメント①

No.	コメント時期	コメント内容	説明資料
S29	平成28年4月28日 第358回審査会合	連動型地震による津波波源の北限を納沙布断裂帯と設定していることについて、納沙布断裂帯が破壊のバリアになるとは限らないことも踏まえ、地震学・測地学的知見を収集し、波源領域の考え方を再検討すること。	第2章 第3章
S30	平成28年4月28日 第358回審査会合	連動型地震による津波波源の設定にあたり、東北地方太平洋沖地震による津波の影響を検討すること。	第3章
S31	平成28年4月28日 第358回審査会合	広域の痕跡高に着目した基準断層モデルについて検討すること。	次回以降ご説明
S32	平成28年4月28日 第358回審査会合	特性化モデルの設定方法のうち、大すべり域・超大すべり域を設定することによるMwの調整を波源域全体で調整しているが、他機関の手法との比較等を行い、モデル設定の妥当性・保守性を示すこと。	次回以降ご説明
S33	平成28年4月28日 第358回審査会合	特性化モデルの大すべり域が、最も厳しい位置となっているか確認すること。	次回以降ご説明
S34	平成28年4月28日 第358回審査会合	特性化モデルの破壊伝播速度およびライズタイムの不確かさを考慮した場合の影響を検討すること。	次回以降ご説明
S35	平成28年4月28日 第358回審査会合	防波堤の有無が、基準津波の水位に与える影響について検討すること。	次回以降ご説明
S36	平成28年4月28日 第358回審査会合	青森県の津波評価を踏まえて、基準津波高さの妥当性を確認すること。	次回以降ご説明
S37	平成28年4月28日 第358回審査会合	海底地すべり地形調査において、日高舟状海盆付近の海底地すべりに関する知見を加えること。	次回以降ご説明
S38	平成28年4月28日 第358回審査会合	島弧会合部周辺で発生した1964年のアラスカ地震に関する知見を収集・分析し、構造的特徴に関する説明性向上を図ること。	第2章

審査会合におけるコメント②

No.	コメント時期	コメント内容	説明資料
S39	平成28年8月26日 第394回審査会合	津波地震について、地震規模の不確かさを考慮する方法と、土木学会(2002)を参考として波源特性の不確かさを考慮する方法の両方を示した上で、地震規模の設定について再度説明すること。	次回以降ご説明
S40	平成28年8月26日 第394回審査会合	千島海溝沿いで発生する津波地震を考慮する必要性について検討すること。	次回以降ご説明
S41	平成28年8月26日 第394回審査会合	海洋プレート内地震の波源位置の不確かさについて、現状、アウターライズ領域での南北方向の検討を実施しているが、東西方向(海溝軸直交方向)の検討も実施すること。合わせて、起震応力が共通で共役な断層となることも踏まえた検討も実施すること(西落ち傾斜, 東落ち傾斜)。	次回以降ご説明
S42	平成28年8月26日 第394回審査会合	海洋プレート内地震の断層上縁深さの設定根拠を説明すること。	次回以降ご説明
S43	平成28年8月26日 第394回審査会合	各断層モデルによる計算結果の比較から、プレート間地震は連動型地震に包含されるため、その位置付けを整理すること。	次回以降ご説明
S44	平成28年8月26日 第394回審査会合	海域活断層による地殻内地震の選定プロセスを明確にすること。	次回以降ご説明
S45	平成28年8月26日 第394回審査会合	連動型地震に起因する津波が最も影響が大きいことを確認するため、沖合地点の水位時刻歴波形を示すこと。	次回以降ご説明
S46	平成28年8月26日 第394回審査会合	日本海溝海側の海山付近における海底地すべりについて、最新の知見を収集すること。	次回以降ご説明
S47	平成28年8月26日 第394回審査会合	ハワイ諸島付近の海底地すべりについて、情報を収集し、発電所に与える影響を検討すること。	次回以降ご説明

審査会合におけるコメント③

No.	コメント時期	コメント内容	説明資料
S48	平成28年8月26日 第394回審査会合	海底地すべりに起因する津波の評価において抽出した海底地すべりの厚さの算定根拠を資料に明記すること。	次回以降ご説明
S49	平成28年8月26日 第394回審査会合	津波堆積物調査に関して、各ボーリング孔等で確認したイベント堆積物について津波起因の可能性の有無を判断した根拠を詳細に説明すること。その際、断層調査関連で実施しているボーリング調査やトレンチ調査についてもイベント堆積物の有無を確認すること。	補足説明資料 第3章
S50	平成28年8月26日 第394回審査会合	津波堆積物調査に関して、東京電力敷地内のボーリングコア写真のイベント堆積物が確認できるよう、工夫すること。	補足説明資料 第3章

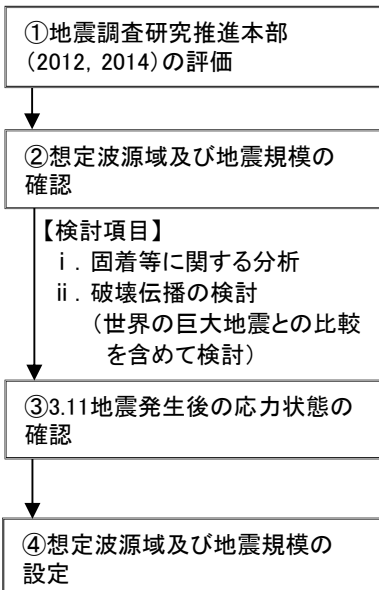
余白

本説明(コメント回答)の基本方針

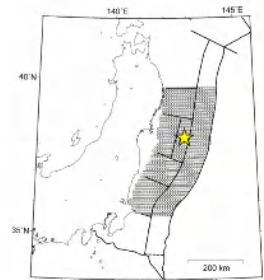
(参考)女川原子力発電所2号機 「東北地方太平洋沖型の地震」に起因する津波の評価概要

日本海溝沿いで発生したM9クラスの巨大地震である「東北地方太平洋沖型の地震」に起因する津波の評価内容を参考に、発電所の立地特性を踏まえた追加検討等を実施して、「十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震」に起因する津波を評価する。

1. 想定波源域及び地震規模の設定

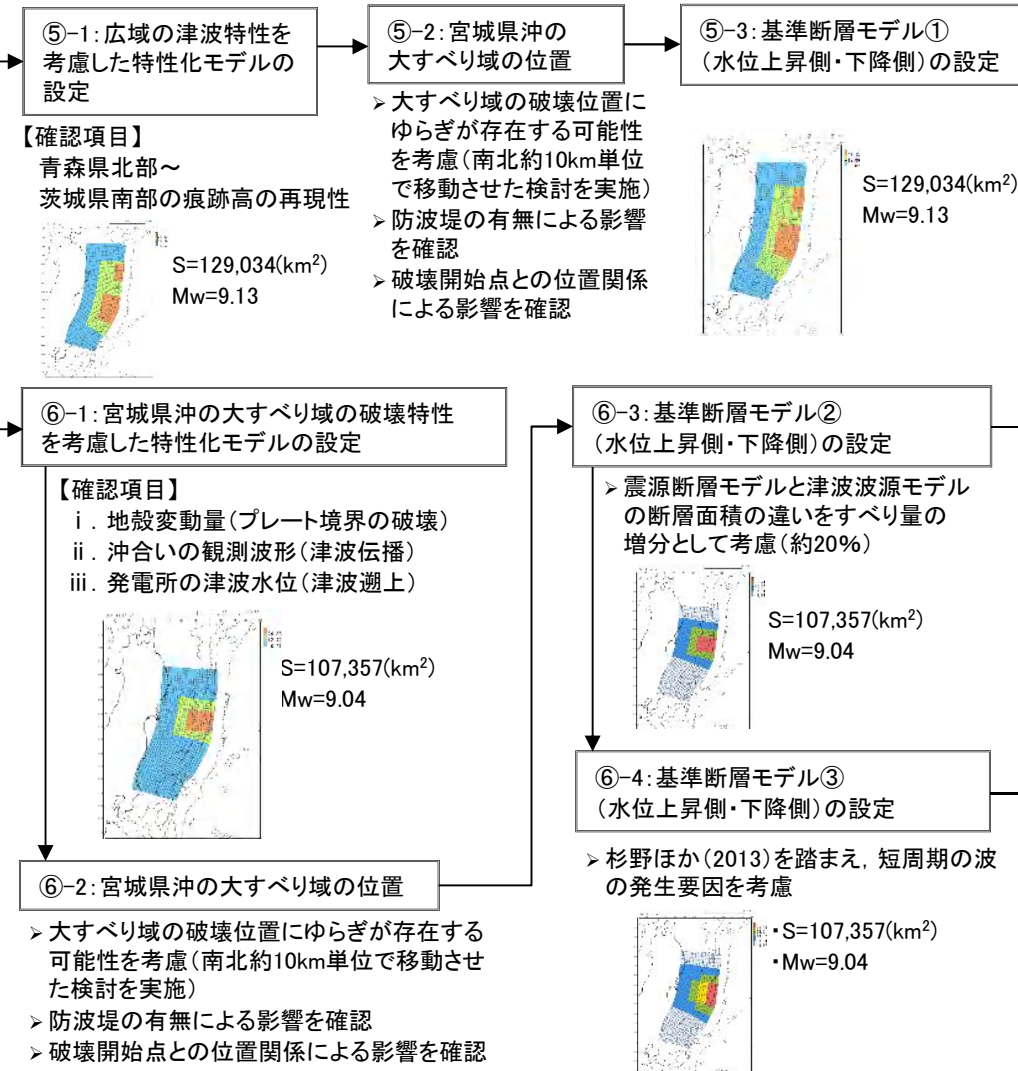


・想定波源域: 三陸沖中部～茨城県沖
・地震規模: Mw9.0

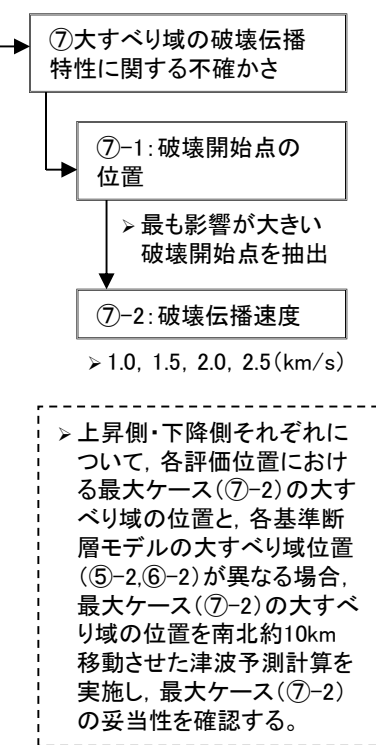


東北地方太平洋沖型の地震 (地震調査研究推進本部(2014))

2. 基準断層モデルの設定



3. 波源特性の不確かさの考慮



本説明(コメント回答)と評価概要の関係

- 波源域及び地震規模の評価について、島弧会合部周辺で発生した1964年のアラスカ地震に関する知見を収集・分析して、構造的特徴に関する説明性向上を図るとともに、津波堆積物調査等を踏まえた地震発生履歴に関する検討を追加実施した。評価の妥当性については、青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物の再現性により確認した。
- 基準断層モデルの設定にあたり、想定波源域に関する検討として、千島海溝沿いで発生する津波、東北地方太平洋沖型の地震に伴う津波が発電所の津波高さに与える影響を確認して、十勝沖・根室沖から三陸沖北部の領域を想定波源域に設定することの妥当性を確認した。

1. 最新の科学的・技術的知見から想定される波源域及び地震規模の評価

(1) 波源域及びすべり量に関する検討

【検討項目】 **S29** **S38**

- i. 構造的特徴に関する検討
- ii. 固着域に関する検討
- iii. 破壊伝播に関する検討

(2) 地震発生履歴に関する検討

【検討項目】

- i. 文献調査
- ii. 津波堆積物調査

(3) 最新知見から想定される波源域及び地震規模の評価

【検討項目】

- > (1), (2) の検討から、波源域及び地震規模を以下のとおり評価。
- > 評価の妥当性については、青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物(分布標高)の再現性により確認。



2. 想定波源域の設定

(4) 想定波源域に関する検討

【基本方針】

- > 基準断層モデルの保守性を確保する観点から、最新知見から想定される波源域及び地震規模を上回る地震を考慮することとし、構造境界(破壊のバリア)を跨ぐ連動型地震を想定。
- > 発電所の津波高さに与える影響が最も大きい領域を想定津波波源域に設定。

【検討対象領域】

- i. 十勝沖・根室沖から千島前弧スリパー北東端 **S29**
- ii. 十勝沖・根室沖から三陸沖北部
- iii. 東北地方太平洋沖型の地震 **S30**

次回以降ご説明

3. 基準断層モデルの設定

広域の津波特性を考慮した特性化モデル

(5) 津波波源モデル①

> 杉野ほか(2014)の知見を踏まえた特性化モデル (**S31**)

三陸沖北部の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル

(6) 津波波源モデル②

> 内閣府(2012)の知見を踏まえた特性化モデル (**S32**)

(7-1) 津波波源モデル③ (変更前: すべり量割増モデル)

(7-2) 津波波源モデル④ (変更前: 海溝側強調モデル)

> 3.11地震における宮城県沖の破壊特性を再現する特性化モデルを参考に、設定した特性化モデル

次回以降ご説明

3. 基準断層モデルの設定

(8) 基準断層モデルの設定

【検討項目】 (**S33**)

- > 大すべり域の位置を南北約10km単位で移動させ、水位上昇側、水位下降側各々で発電所に与える影響が大きい検討用モデルを基準断層モデルに設定。

4. 波源特性の不確かさの考慮

(9) 防波堤の有無が大すべり域・超大すべり域の位置に与える影響確認

(**S35**)

(10) 大すべり域の破壊伝播特性に関する不確かさの考慮

(**S34**)

5. 評価の妥当性確認

【検討項目】

- > 想定津波群の包絡線が、青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物の分布標高を上回ることを確認。
- > 行政機関(青森県)の津波評価水位を上回ることを確認。

(**S36**)

目次

1. 本説明(コメント回答)の基本方針	8
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価	11
3. 想定波源域の設定	126

1. 本説明(コメント回答)の基本方針

- 1. 1 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 9
- 1. 2 想定波源域の設定 10

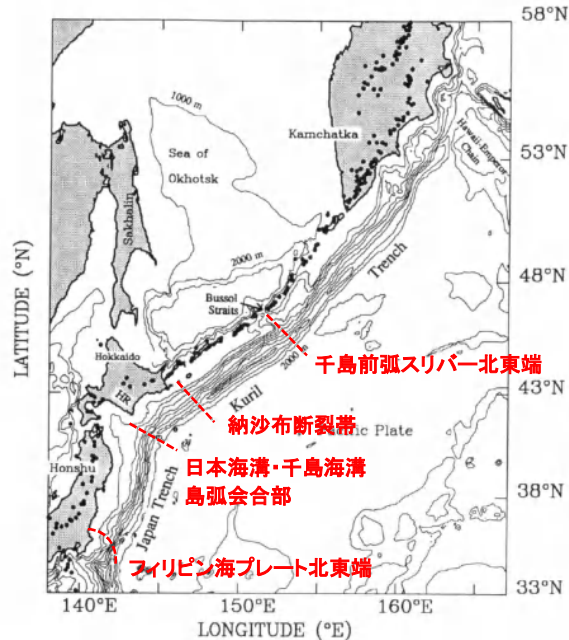
1. 本説明(コメント回答)の基本方針

1.1 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

No.	コメント時期	コメント内容
S29	平成28年4月28日 第358回審査会合	連動型地震による津波波源の北限を納沙布断裂帯と設定していることについて、納沙布断裂帯が破壊のバリアになるとは限らないことも踏まえ、地震学・測地学的知見を収集し、波源領域の考え方を再検討すること。
S38	平成28年4月28日 第358回審査会合	島弧会合部周辺で発生した1964年のアラスカ地震に関する知見を収集・分析し、構造的特徴に関する説明性向上を図ること。

■第358回審査会合での説明

- 日本海溝沿い、南米チリ沖及びスマトラ島沖で発生した巨大地震の破壊領域(破壊伝播範囲)に関する知見から、同一のプレート境界面でも、地下構造に不連続性が認められる場合、それが破壊のバリアとして作用すると考えられる。
- 千島海溝沿いにおけるテクトニクスの背景、並びに地震の発生機構の類似性から、日本海溝から千島海溝沿いにおける構造的特徴(破壊のバリア)を以下のとおり評価。



日本海溝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)

■本説明(コメント回答)の基本方針

- アラスカ・アリューシャンのテクトニクスの背景、1964年のアラスカ地震等の破壊領域(破壊伝播範囲)に関する知見を追加収集し、日本海溝・千島海溝沿いの構造的特徴(破壊のバリア)に関する検討結果の説明性向上を図る。

1. 本説明(コメント回答)の基本方針

1.2 想定波源域の設定

No.	コメント時期	コメント内容
S29	平成28年4月28日 第358回審査会合	連動型地震による津波波源の北限を納沙布断裂帯と設定していることについて、納沙布断裂帯が破壊のバリアになるとは限らないことも踏まえ、地震学・測地学的知見を収集し、波源領域の考え方を再検討すること。
S30	平成28年4月28日 第358回審査会合	連動型地震による津波波源の設定にあたり、東北地方太平洋沖地震による津波の影響を検討すること。

■第358回審査会合での説明

- ・ 発電所前面海域(三陸沖北部)では、M9クラスの巨大地震が発生した記録が無いことに鑑みて、基準断層モデルの設定にあたっては、最新知見から想定される波源域及び地震規模を上回る地震を考慮(保守的設定を組み合わせる)。
- ・ 想定波源域の保守的設定としては、構造境界(破壊のバリア)を跨ぐ地震を考慮することとし、日本海溝・千島海溝島弧会合部の破壊伝播を考慮。

保守的設定①

想定波源域

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

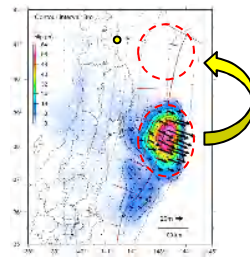


(地震調査研究推進本部(2004, 2012)に一部加筆)

保守的設定②

大すべり域・超大すべり域

1968年十勝沖地震に伴うすべりを上回る規模のすべりを考慮。
⇒3.11地震時における宮城県沖のすべりと同規模のすべりを考慮。



3.11地震時のすべり分布

(地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)

■本説明(コメント回答)の基本方針

【基本方針】

- ・ 十勝沖・根室沖から三陸沖北部が発電所に与える影響が最も大きい領域であることを確認するため、千島海溝沿いで発生する津波、東北地方太平洋沖型の地震に伴う津波の影響を確認する。

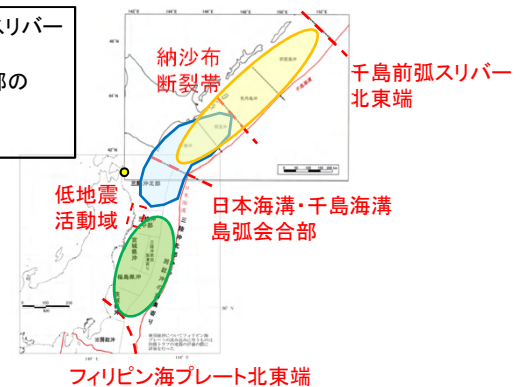
【S29への対応】

- ・ 十勝沖・根室沖の固着を起点とする破壊が構造境界(破壊のバリア)を跨ぐ可能性は低いと考えられるが、千島海溝沿いではほぼ空白域が無く既往地震が発生しているとともに、各セグメントにアスペリティが分布することを踏まえ、保守的設定として、納沙布断裂帯を跨ぐ十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震を考慮する。

【S30への対応】

- ・ 3.11地震に伴う津波の痕跡高を再現する特性化モデルを用いて、発電所への影響を確認する。

- : 十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震
- : 十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震
- : 東北地方太平洋沖型の地震



フィリピン海プレート北東端

(地震調査研究推進本部(2004, 2012)に一部加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

- 2. 1 本説明(コメント回答)の基本方針 12
- 2. 2 評価概要 13
- 2. 3 波源域及びすべり量に関する検討 14
- 2. 4 地震発生履歴に関する検討 67
- 2. 5 波源域及び地震規模の評価 119

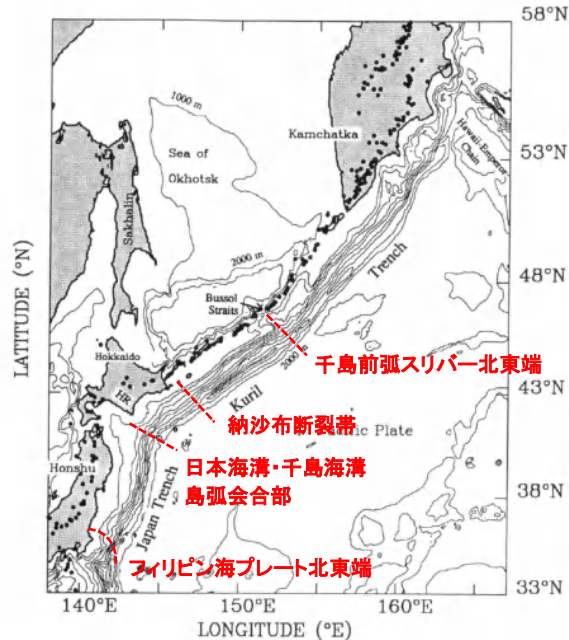
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.1 本説明(コメント回答)の基本方針

No.	コメント時期	コメント内容
S29	平成28年4月28日 第358回審査会合	連動型地震による津波波源の北限を納沙布断裂帯と設定していることについて、納沙布断裂帯が破壊のバリアになるとは限らないことも踏まえ、地震学・測地学的知見を収集し、波源領域の考え方を再検討すること。
S38	平成28年4月28日 第358回審査会合	島弧会合部周辺で発生した1964年のアラスカ地震に関する知見を収集・分析し、構造的特徴に関する説明性向上を図ること。

■第358回審査会合での説明

- 日本海溝沿い、南米チリ沖及びスマトラ島沖で発生した巨大地震の破壊領域(破壊伝播範囲)に関する知見から、同一のプレート境界面でも、地下構造に不連続性が認められる場合、それが破壊のバリアとして作用すると考えられる。
- 千島海溝沿いにおけるテクトニクス背景、並びに地震の発生機構の類似性から、日本海溝から千島海溝沿いにおける構造的特徴(破壊のバリア)を以下のとおり評価。



日本海溝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)

■本説明(コメント回答)の基本方針

- アラスカ・アリューシャンのテクトニクス背景、1964年のアラスカ地震等の破壊領域(破壊伝播範囲)に関する知見を追加収集し、日本海溝・千島海溝沿いの構造的特徴(破壊のバリア)に関する検討結果の説明性向上を図る。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

● : 審査会合コメントNo.

2.2 評価概要

- 発電所前面海域(三陸沖北部)では、M9クラスの巨大地震が発生した記録が無いことを踏まえ、基準断層モデル設定の事前検討として、2011年東北地方太平洋沖地震(以下、「3.11地震」という。), 世界のプレート境界で発生している巨大地震に係る知見を収集・整理して、地震の発生機構、並びにテクトニクス的背景の類似性等から波源域及びすべり量について検討するとともに、津波堆積物調査も踏まえた地震発生履歴に関する検討を実施して、日本海溝沿い、並びに千島海溝沿い(南部)における最新の科学的・技術的知見から想定される波源域及び地震規模を評価した。

1. 波源域及びすべり量に関する検討

(1) 構造的特徴に関する検討

【検討内容】

- 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の発生領域とテクトニクス的背景等から破壊のバリアとなる構造的特徴を整理。
 - ✓ 日本海溝沿い(3.11地震)
 - ✓ 南米チリ
 - ✓ スマトラ
 - ✓ アラスカ・アリューシャン(追加検討)

【検討結果】

- 日本海溝・千島海溝沿いの地震発生履歴、テクトニクス的背景等の類似性から、破壊のバリアとなる構造的特徴を評価。
 - ✓ 千島前弧スリバー北東端
 - ✓ 納沙布断裂帯
 - ✓ 日本海溝・千島海溝島弧会合部

S29 S38

(2) 固着域、すべり量に関する検討(追加検討)

【検討内容】

- 3.11地震から得られた知見、国内外で発生したM9クラスの巨大地震に関する地震学的・地質学的・測地学的知見から、巨大地震を発生させる固着域、最大すべり量に関する知見を整理。

【検討結果】

- 地震学的・測地学的知見、並びに3.11地震から得られた知見を踏まえ三陸沖北部、十勝沖・根室沖の固着度、最大すべり量を評価。
 - ✓ 三陸沖北部 固着度: 中, 最大すべり量: 1968年十勝沖地震に伴う津波
 - ✓ 十勝沖・根室沖 固着度: 大, 最大すべり量: 17世紀の地震

(3) 破壊伝播に関する検討(追加検討)

【検討内容】

- 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の破壊過程に関する知見を整理。

【検討結果】

- 断層セグメント間の相互作用に関する検討、2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討から、三陸沖北部、十勝沖・根室沖の固着域を起点とする破壊が構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぐ可能性は低いと評価。

2. 地震発生履歴に関する検討

(1) 文献調査

【検討内容】

- 日本海溝沿い、千島海溝沿いで発生した津波(近地津波)、遠地津波に関する文献調査を実施。

【検討結果】

- 発電所に影響を及ぼした津波は、日本海溝沿いの津波であり、敷地周辺に最も影響を及ぼした津波を1856年の津波と評価。

(2) 津波堆積物調査(追加検討)

【検討内容】

- 歴史記録よりも過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性を検討するため、同規模の地震発生の可能性を指摘する知見(Minoura et al.(2013)他)を整理。
 - ✓ 1611年の津波
 - ✓ 500年間隔地震
 - ✓ 上記地震を上回る巨大地震の可能性
- 東通村周辺における津波堆積物調査を新たに実施。

【検討結果】

- 調査結果、並びに数値シミュレーションに基づく水理学的特徴から、過去にM9クラスの巨大地震による津波が襲来した可能性は低いと評価。

- 以上の検討から、日本海溝沿い、並びに千島海溝沿い(南部)における最新の科学的・技術的知見から想定される波源域及び地震規模を以下のとおり評価した。

- ✓ 日本海溝沿い: 三陸沖北部の地震, 東北地方太平洋沖型の地震
- ✓ 千島海溝沿い(南部): 500年間隔地震

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討	15
2.3.2 固着域, すべり量に関する検討	33
2.3.3 破壊伝播に関する検討	56
2.3.4 まとめ	66

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討

SO : 審査会合コメントNo.

1. 波源域及びすべり量に関する検討

(1) 構造的特徴に関する検討

【検討内容】

- 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の発生領域とテクトニクス背景等から破壊のバリアとなる構造的特徴を整理。
 - ✓ 日本海溝沿い(3.11地震)
 - ✓ 南米チリ
 - ✓ スマトラ
 - ✓ アラスカ・アリューシャン (追加検討)

【検討結果】

- 日本海溝・千島海溝沿いの地震発生履歴、テクトニクス背景等の類似性から、破壊のバリアとなる構造的特徴を評価。
 - ✓ 千島前弧スリバー北東端
 - ✓ 納沙布断裂帯
 - ✓ 日本海溝・千島海溝島弧会合部

S29 S38

(2) 固着域、すべり量に関する検討(追加検討)

【検討内容】

- 3.11地震から得られた知見、国内外で発生したM9クラスの巨大地震に関する地震学的・地質学的・測地学的知見から、巨大地震を発生させる固着域、最大すべり量に関する知見を整理。

【検討結果】

- 地震学的・測地学的知見、並びに3.11地震から得られた知見を踏まえ三陸沖北部、十勝沖・根室沖の固着度、最大すべり量を評価。
 - ✓ 三陸沖北部 固着度: 中, 最大すべり量: 1968年十勝沖地震に伴う津波
 - ✓ 十勝沖・根室沖 固着度: 大, 最大すべり量: 17世紀の地震

(3) 破壊伝播に関する検討(追加検討)

【検討内容】

- 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の破壊過程に関する知見を整理。

【検討結果】

- 断層セグメント間の相互作用に関する検討、2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討から、三陸沖北部、十勝沖・根室沖の固着域を起点とする破壊が構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぐ可能性は低いと評価。

2. 地震発生履歴に関する検討

(1) 文献調査

【検討内容】

- 日本海溝沿い、千島海溝沿いで発生した津波(近地津波)、遠地津波に関する文献調査を実施。

【検討結果】

- 発電所に影響を及ぼした津波は、日本海溝沿いの津波であり、敷地周辺に最も影響を及ぼした津波を1856年の津波と評価。

(2) 津波堆積物調査(追加検討)

【検討内容】

- 歴史記録よりも過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性を検討するため、同規模の地震発生の可能性を指摘する知見(Minoura et al.(2013)他)を整理。
 - ✓ 1611年の津波
 - ✓ 500年間隔地震
 - ✓ 上記地震を上回る巨大地震の可能性
- 東通村周辺における津波堆積物調査を新たに実施。

【検討結果】

- 調査結果、並びに数値シミュレーションに基づく水理学的特徴から、過去にM9クラスの巨大地震による津波が襲来した可能性は低いと評価。

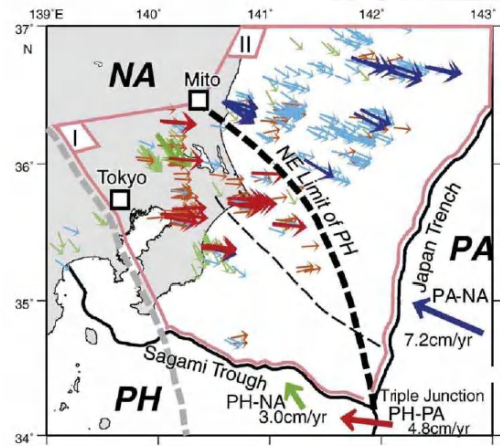
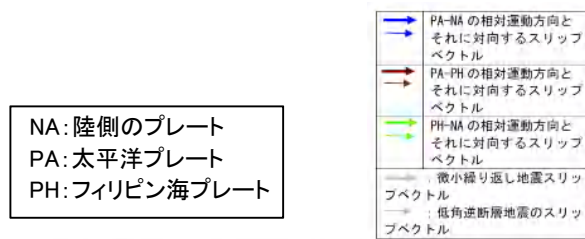
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

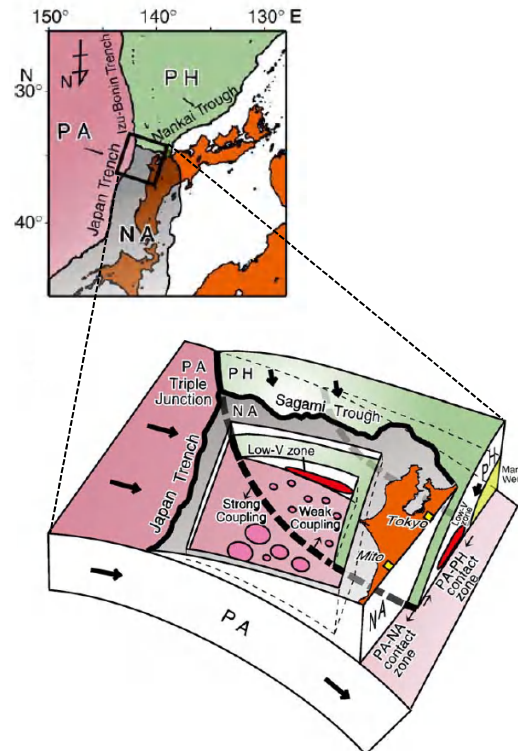
2.3.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■日本海溝沿い:3.11地震

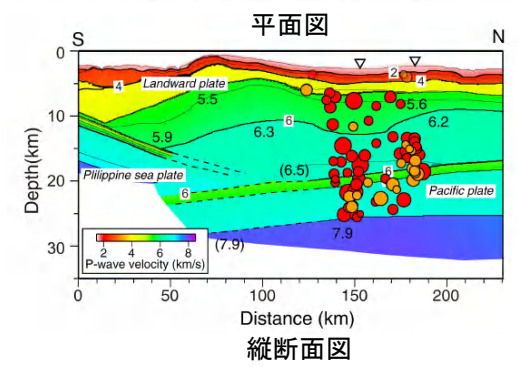
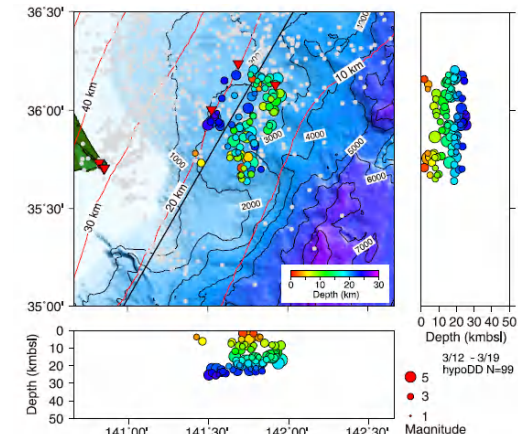
- 房総沖の相模トラフ周辺では、陸側のプレートの下にフィリピン海プレートが、さらに下方には太平洋プレートが沈み込み、茨城県から千葉県沿岸の南東方向に向かってフィリピン海プレートの北東端が太平洋プレートに接している (Uchida et al.(2009), Shinohara et al.(2011) 他)。
- Uchida et al.(2009)は、地震学的見地から、太平洋プレートの上盤側をなすプレートの違いによってカップリング率が大きく異なりとし、茨城県沖よりも固着が弱いとしている。
- Shinohara et al.(2011)は、3.11地震の余震分布に関する分析から、フィリピン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



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



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



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

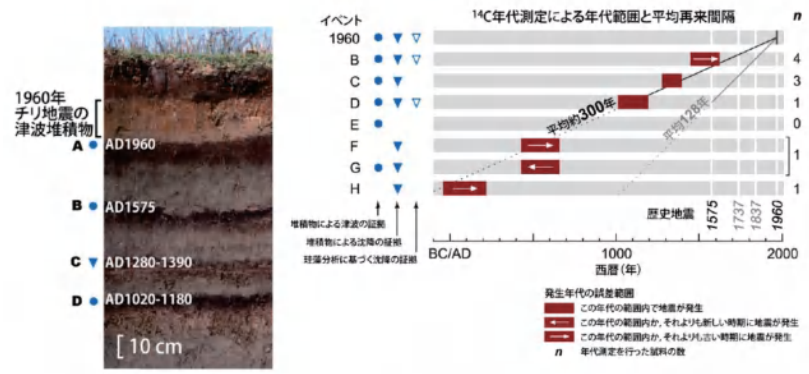
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■南米チリ沖①

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



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

チリ沖における津波堆積物とその履歴
(宍倉(2013))

1960年チリ地震発生
領域で発生した地震の
破壊領域の北端

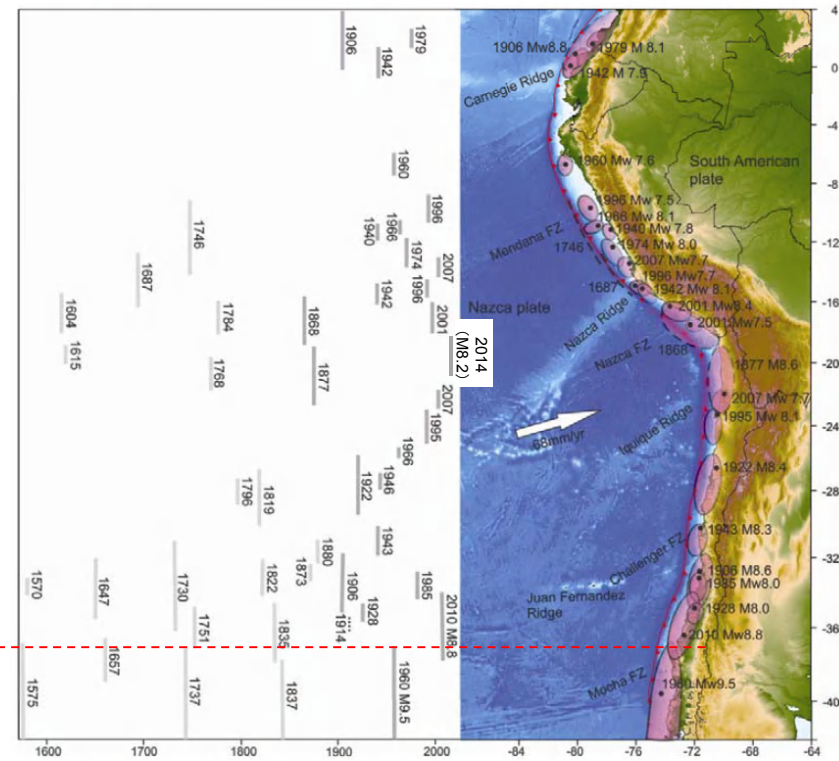


Figure 8. (Right) Seismotectonic setting of the South American subduction zone showing locations (filled black circles) and rupture areas (ellipses) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates (modified after refs 17 and 52).

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

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■南米チリ沖②

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

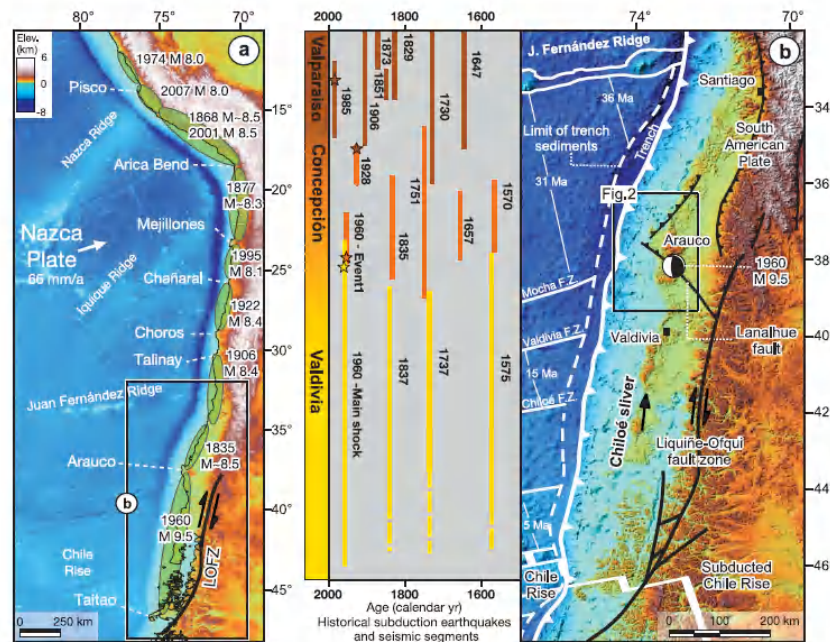


Figure 1. Index maps. (a) Major seismotectonic features of the central and south-central Andean forearc. Rupture segment of most recent, major ($M \geq 8$) subduction earthquake [Beck and Ruff, 1989; Comte and Pardo, 1991; Lomnitz, 1970, and references therein]. Note that distinct promontories seem to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

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

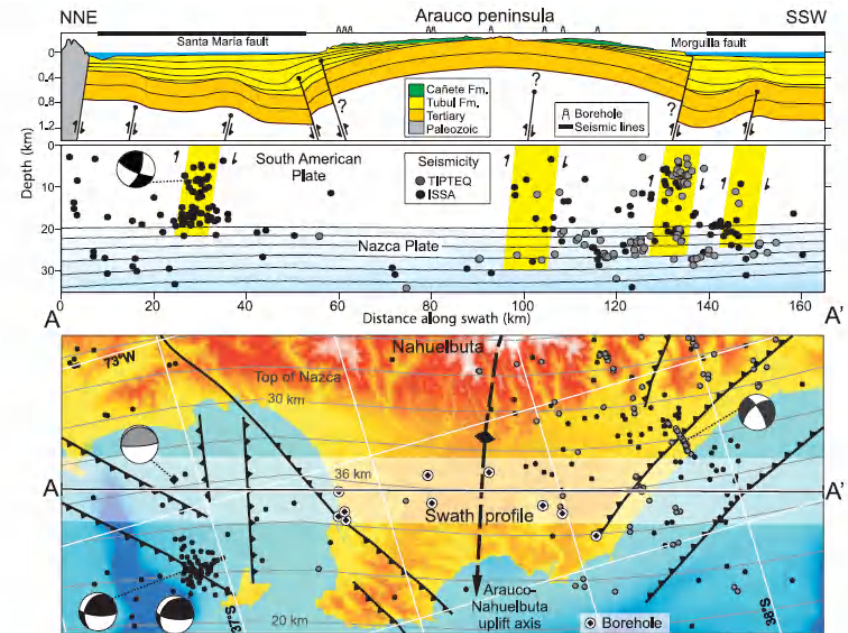


Figure 8. Profile of surface and crustal structure along the Arauco peninsula. Surface profile with maximum topography along swath shown by shaded rectangle in the center of the map. Fault dips are only apparent because of vertical exaggeration. Seismicity and focal mechanisms of the ISSA [Bohm, 2004;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

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

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■南米チリ沖③

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

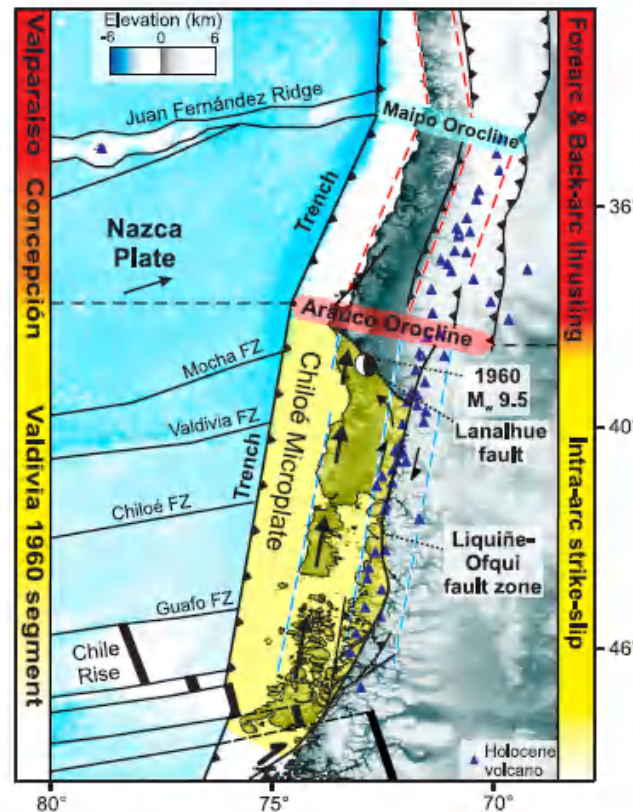


Figure 10. Seismotectonic model. Oblique plate convergence and subduction of the Chile Rise leads to decoupling of the Chiloé fore-arc sliver along the Liquiñe-Ofqui fault zone. Margin-parallel northward motion is partly accommodated internally along the sliver and by NNE-SSW shortening in the Arauco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

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

余白

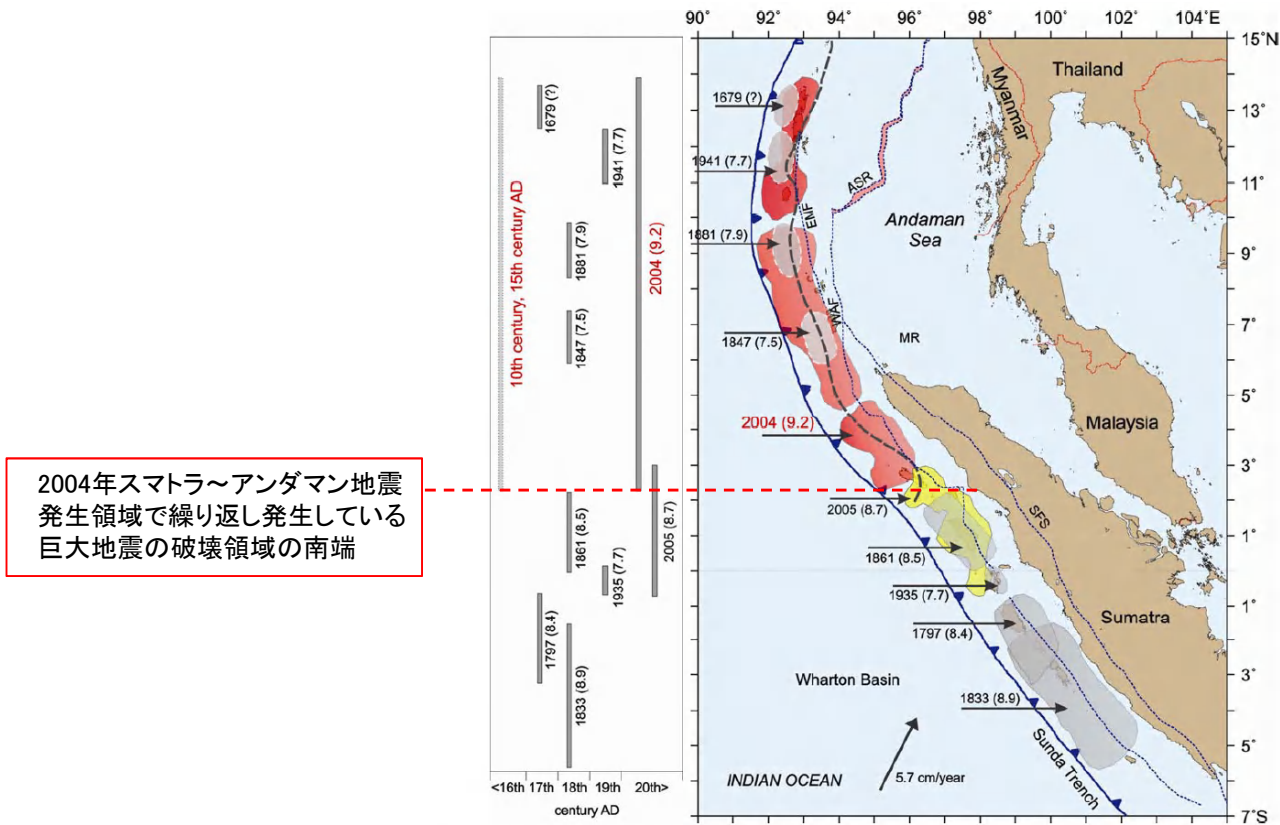
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■スマトラ島沖①

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



2004年スマトラ～アンダマン地震
発生領域で繰り返し発生している
巨大地震の破壊領域の南端

Figure 9. (Right) Seismotectonic setting of the Sumatra-Andaman subduction zone showing rupture areas (shaded) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates. Faults marked on the overriding plate are EMF, WAF, SFS and ASR (from Natawidjaja⁵³). Historical earthquake ruptures are shaded in grey (from refs 18, 53 and 55); the 2004 and 2005 ruptures are in red and yellow respectively (from Chlieh *et al.*⁵¹). EMF, Eastern Margin Fault; WAF, West Andaman Fault; ASR, Andaman Spreading Ridge; SFS, Sumatra Fault System.

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

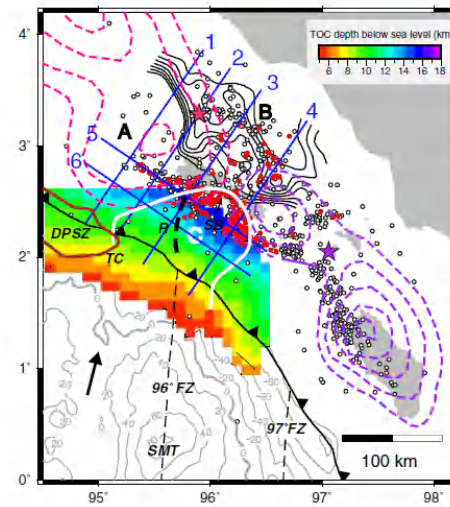
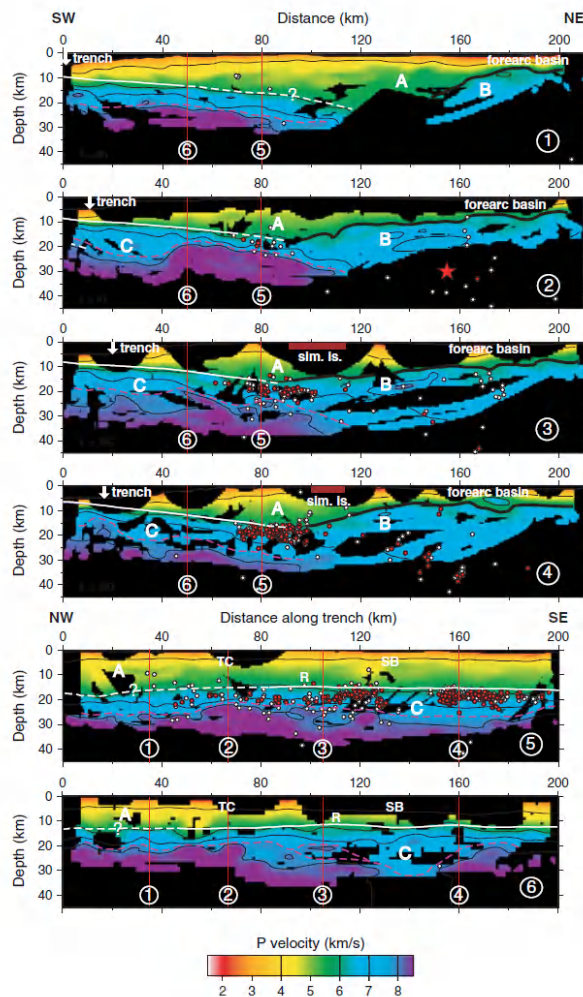
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

■スマトラ島沖②

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



測線位置
(Tang et al.(2013))

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

P波速度構造 (Tang et al.(2013))

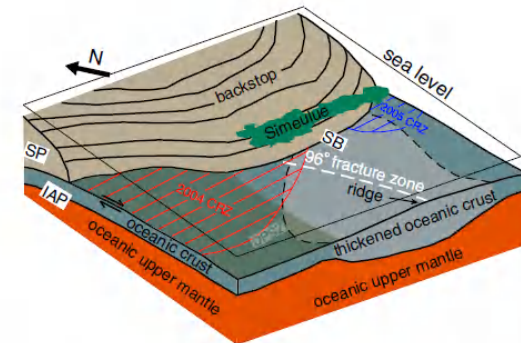


Figure 4. Cartoon illustrating the segmentation of the 2004–2005 megathrust rupture in the Sumatra subduction zone around Simeulue Island. The accretionary complex removed for simplicity. CRZ: coseismic rupture zone; SP: Sunda plate. Other labels same as in Figures 2 and 3.

2004年と2005年の地震の境界部における
地下構造の模式図
(Tang et al.(2013))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

コメントNo.38

■アラスカ・アリューシャン: 島弧会合部のテクトニクス的背景

- アラスカ南部では、太平洋プレートが北米プレートに北～北西方向に沈み込んでおり(～51mm/年)、会合部ではYakutatマイクロプレートが形成されている(Finzel et al.(2011)他)。
- Finzel et al.(2011)は、深さ50km以上のスラブ内地震の分布から、沈み込んだYakutatマイクロプレートの範囲を推定するとともに、その地震分布から、プレートの沈み込み形状が東から西へフラットに遷移する特徴があるとしている。

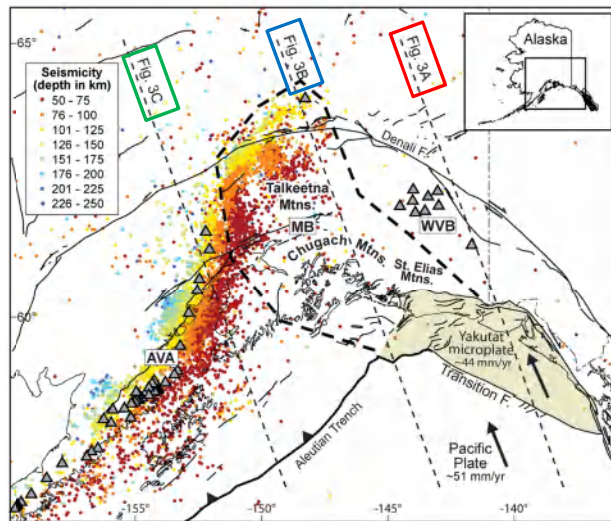


Fig. 2. Map of southern Alaska illustrating slab seismicity (>50 km depth; Alaska Earthquake Information Center catalog) and locations of transects shown in Fig. 3. Additional symbols are the same as in Fig. 1. Note the northeastward increase in the gap between slab seismicity and the trench as well as the paucity of seismicity deeper than 50 km along the northeastern edge of the slab.

アラスカ南部における深さ50km以上のスラブ地震の平面分布
(Finzel et al.(2011)に一部加筆)

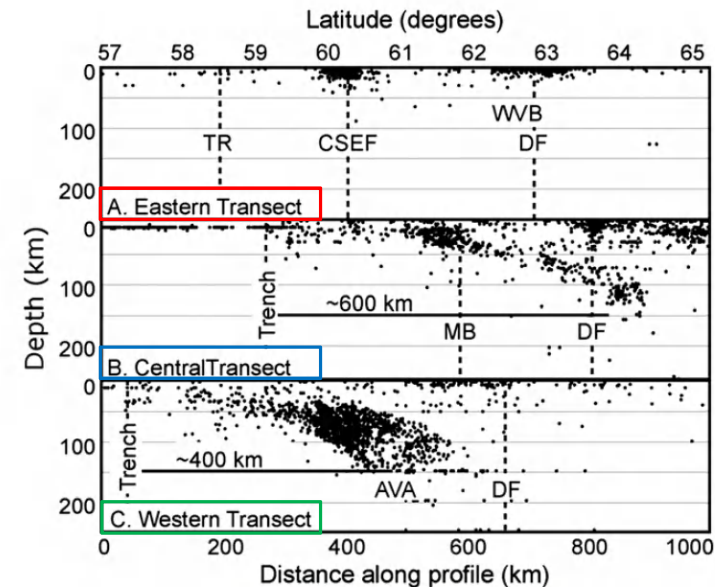


Fig. 3. Cross-sections showing changes in seismicity (within ~50 km of each transect) between eastern, central, and western transects across southern Alaska (Alaska Earthquake Information Center catalog). Locations of transects shown on Fig. 2. Note that seismicity from all depths is shown and transects are aligned parallel with present-day plate motions. DF—Denali fault; TR—Transition fault; see Fig. 1 for additional abbreviations. Default depths of 10 km and 33 km are assigned for events with poorly constrained depths in oceanic and continental areas, respectively.

アラスカ南部における深さ50km以上のスラブ地震の断面分布
(Finzel et al.(2011)に一部加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

コメントNo.38

■ アラスカ・アリューシャン: 島弧会合部と1964年アラスカ地震の破壊領域(北東端)の関係

- Wech(2016)は、アラスカ南部のテクトニクス背景、火山の配列、微小地震分布等から島弧会合部の地下構造を推定し、同会合部が1964年アラスカ地震の破壊領域の端部(北東端)になっていることを示している。

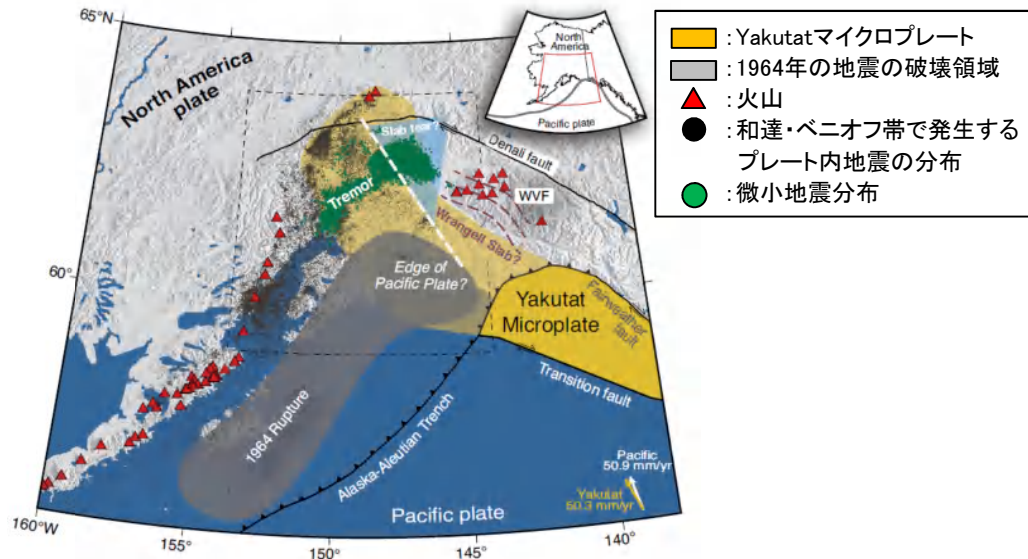


Figure 1. Tectonic setting in south-central Alaska (USA) with volcanoes (red triangles), Wadati-Benioff zone seismicity >30 km depth (black dots), A.D. 1964 rupture patch (Plafker et al., 1994a), subducted Yakutat terrane (Eberhart-Phillips et al., 2006), Wrangell volcanic field (WVF), and observed tectonic tremor activity (green circles). Dashed box refers to map in Figure 2. Velocity vectors are taken from Elliott et al. (2010). Previously proposed slab tear (Fuis et al., 2008) and Wrangell slab (Stephens et al., 1984) are drawn as a light blue triangle and dashed purple lines, respectively.

アラスカ南部のテクトニクス背景と
1964年アラスカ地震の破壊領域等の関係
(Wech(2016))

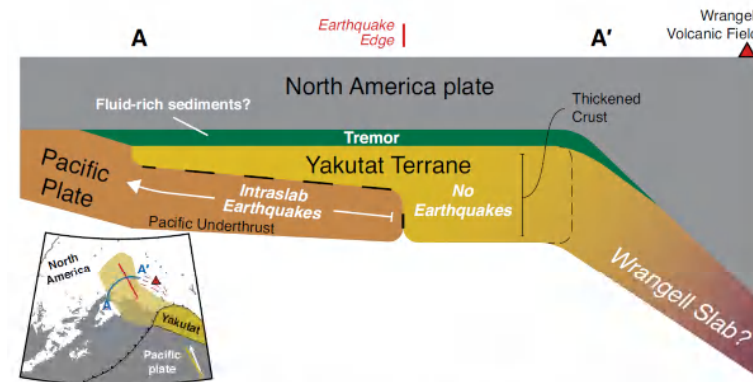


Figure 4. Schematic along-strike cross section of potential configuration of Pacific plate, Yakutat terrane, North America plate, and Wrangell slab. Intralab seismicity is limited to Pacific plate. Tremor occurs at the Yakutat–North America interface. Wrangell slab is an obliquely subducting extension of the Yakutat microplate causing Wrangell volcanism.

太平洋プレート、Yakutat terrane、北米プレート等の模式図
(Wech(2016))

⇒ ほぼ海洋性のマイクロプレートであるYakutat terrane(テライン;周囲と地質形成の過程が異なる地殻の層)は部分的に太平洋プレートと結合し、アラスカ・アリューシャン沈み込み帯の端部で太平洋プレートに乗り上げている(Wech(2016))。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

コメントNo.38

■アラスカ・アリューシャン: 断裂帯と1964年アラスカ地震の破壊領域(南西端)の関係

- Von Huene et al.(2012)は、1964年アラスカ地震の破壊領域の端部と、Patton-Murray ridge, Aja Fracture Zoneの沈み込み部は一致することから、これらプレート境界面の起伏が破壊のバリアとして作用する可能性があるとしている。
 - なお、Patton-Murray ridge, Aja Fracture Zoneの沈み込み部は、既往地震(A.D.1440-1620, A.D.1788※)の端部とも一致している(Shennan et al.(2014))。
- ※: A.D.1788の地震は1938年の地震の震源域とする知見もあるが(Briggs et al.(2014)), どちらにしても、Patton-Murray ridge, Aja Fracture Zoneは破壊領域の端部と一致している。

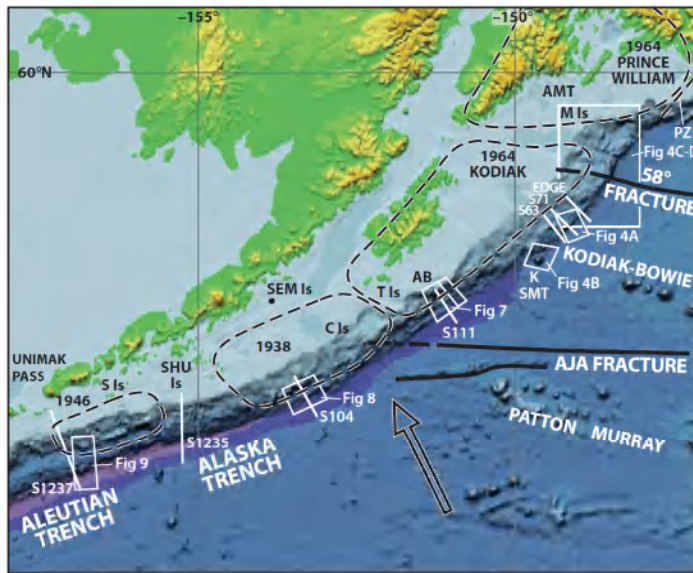
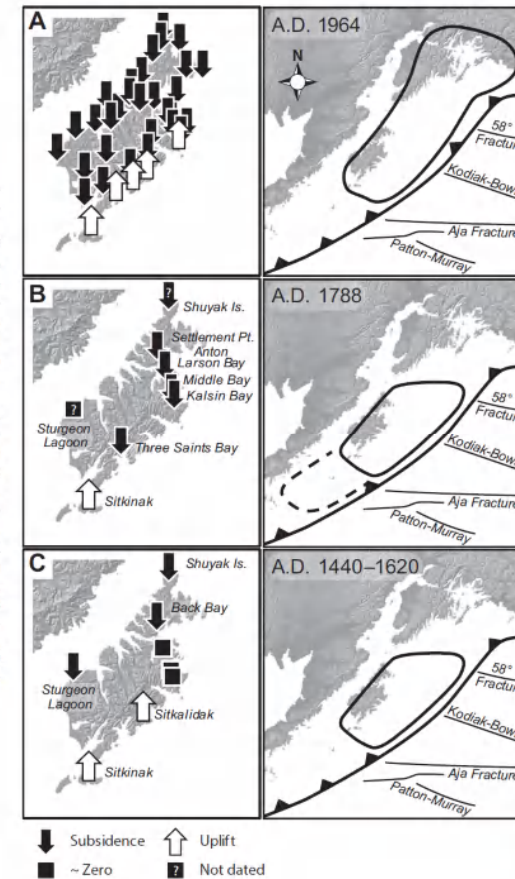


Figure 1. Map of the western Gulf of Alaska ocean basin and the Alaska convergent margin. Dashed lines enclose aftershock areas of the 1938, 1946, and 1964 great earthquakes. The Prince William and Kodiak ruptures are separated to emphasize the two main asperities of the 1964 event. The width of the Kodiak margin from the trench to the volcanic arc narrows southwest from the Kenai Peninsula to one-third this width at Sanak Island. The wider subducted plate is ~10 m.y. old beneath the northeastern volcanoes, whereas in the southwest it is only ~3.5 m.y. old. Large arrow indicates convergence vector at 64 mm/yr. S prefix is given to seismic lines and original cruise line numbers. Seismic data of lines 1237 and 1235 were acquired by RV Ewing; seismic data of lines 111, 71, and 63 were acquired by RV Lee. Field data for both is archived at the US Geological Survey in Menlo Park, California, USA. M Is—Middleton Island; K SMT—Kodiak Seamount; C Is—Chirikof Island; T Is—Trinity Islands; SEM Is—Semidi Island; SHU Is—Shumagin Islands; S Is—Sanak Island; AMT—Amatuli Trough; AB—Albatross Bank; PZ—general area of the Pamplona zone.

アラスカのテクトニクス的背景と既往地震の破壊領域の関係
(Von Huene et al.(2012))

Figure 3. Summary of co-seismic land motion, inferred segment ruptures, and selected features of subducting lower-plate relief that may influence earthquake rupture on Kodiak Island, Alaska (von Huene et al., 2012). A: A.D. 1964 (observations from Plafker, 1969). B: A.D. 1788. C: A.D. 1440-1620. Relative ground motions are inferred from sediment stratigraphy and microfossil analyses where present (see Fig. 2B) and from Sitkinak Island (Briggs et al., 2014). Extent of Kodiak segment (solid outline) is from von Huene et al. (2012); dashed line for the 1788 rupture indicates alternative interpretation (e.g., Briggs et al., 2014) of historical documentary evidence.



1964年アラスカ地震の震源域における既往地震の発生領域
(Shennan et al.(2014))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討:国内外で発生した巨大地震に係る知見収集

コメントNo.38

■まとめ

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

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討: 千島海溝沿いのテクトニクス背景

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

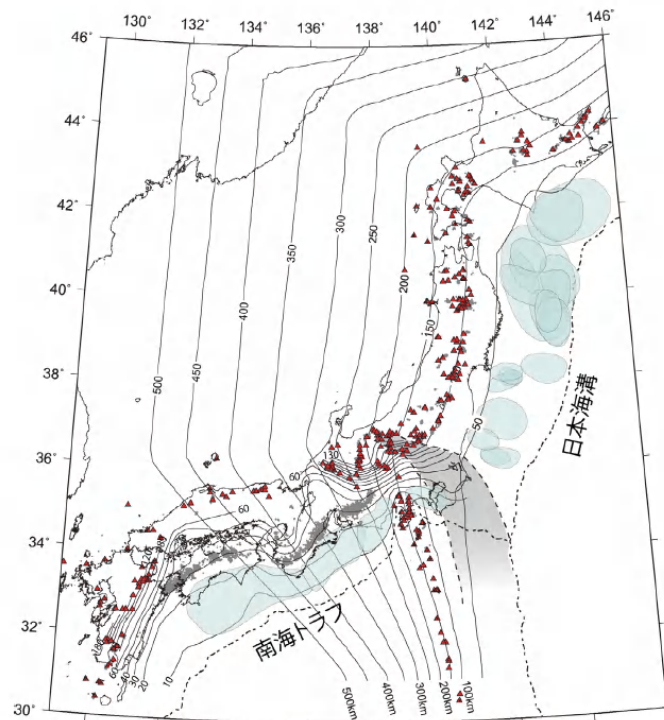


図 1 日本列島下に沈み込む太平洋プレートおよびフィリピン海プレートの形状 (Nakajima and Hasegawa, 2007; Hirose *et al.*, 2008; Nakajima *et al.*, 2009a; Kita *et al.*, 2010). 太平洋プレートおよびフィリピン海プレート上面の深さをコンターで示す。二本の破線で囲った灰色の領域は太平洋プレートとフィリピン海プレートの接触域。プレート境界大地震の想定震源域あるいは余震域 (文科省, <http://www.jishin.go.jp/main/index.html> [Cited 2009/09/09];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

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

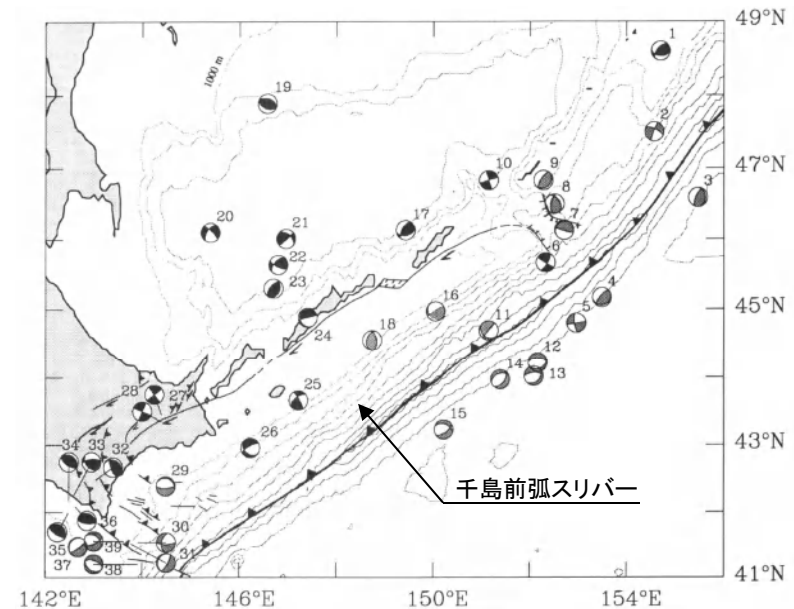


Fig. 6. Bathymetry and nonsubduction earthquakes in the vicinity of the southern Kuril forearc sliver. Epicentral parameters are given in Table 2. All published focal mechanisms for shallow nonthrust earthquakes are shown. Focal mechanisms with solid quadrants are believed to have occurred within the 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)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討: 千島海溝沿いのテクトニクス背景

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

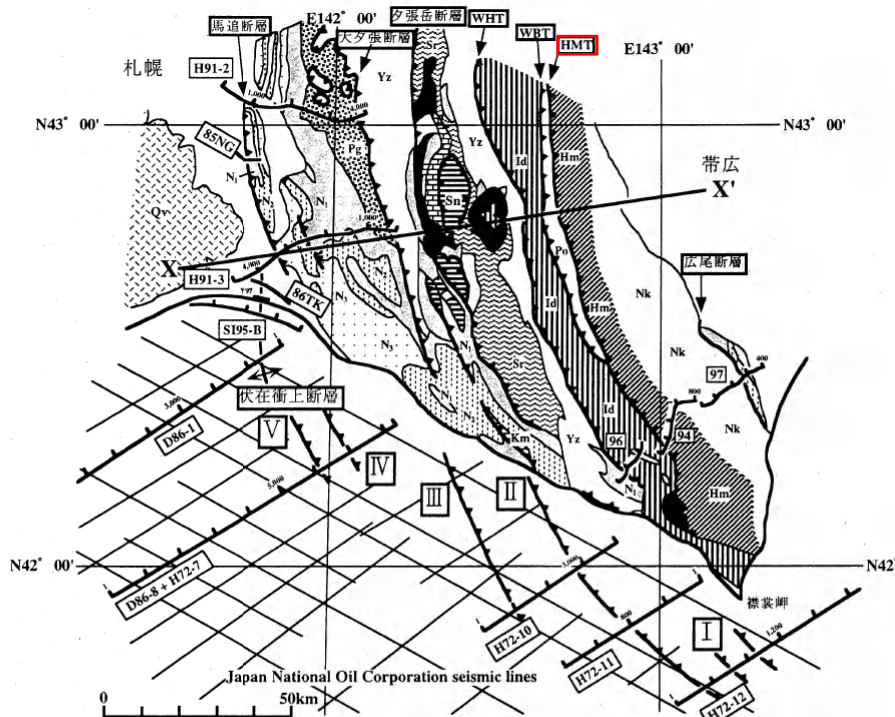


図1 日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地質概略と主な反射法地震探査測線図。X-X'は図2の断面位置を示す。伊藤ら(1999)を改変。

【地質】主として、地質調査所(1982, 1996)による。Nk: 中の川層群, Hm: 日高変成岩類(主帯), Po: ポロシリ・オフィオライト(西帯), Id: イドンナップ帯, Yz: 蝦夷層群, Sr: 空知層群, Km: 神威古潭変成岩類, Sn: 沙流川層—セウ層, Pg: 古第三系, N1~N3: 地質調査所(1982)と同じ。Qv: 第四紀火山岩類。HMT: 日高主衝上断層, WBT: 西縁衝上断層, WHT: 日高西部断層群

【測線】94・96・97: 日高深部構造反射法探査, 85NG・86TK: 浅野ら(1990), Y97: 佐藤ら(1998), その他の測線は石油公団(1973, 1987, 1993, 1996)。

(伊藤(2000)に一部加筆)

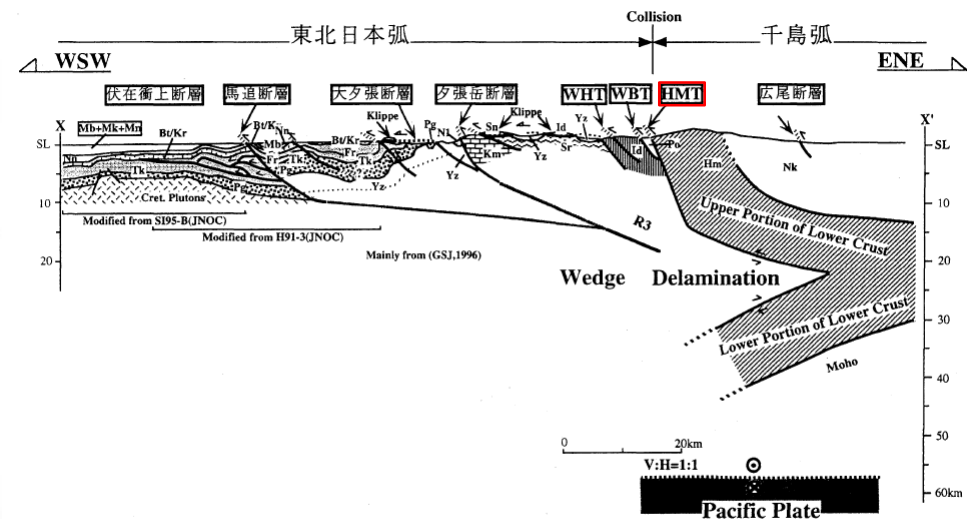


図2 日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造断面図。断面線の位置は図1のX-X'。断面図下に主要な出典を示した。略称は図1と同じ。Ito et al. (1998) および伊藤ら(1999)を改変。

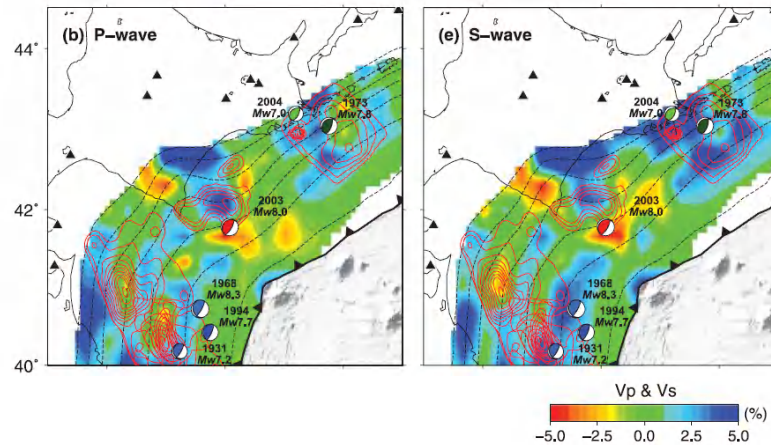
(伊藤(2000)に一部加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

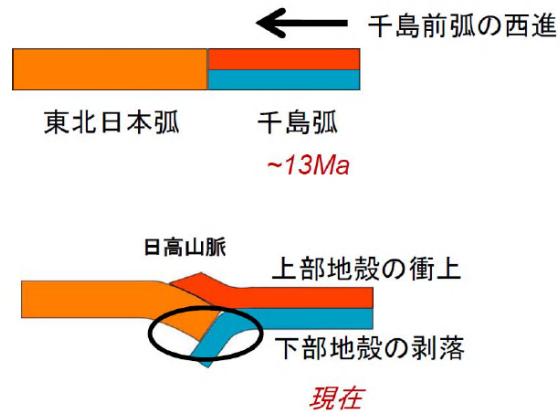
2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討: 日本海溝・千島海溝島弧会合部

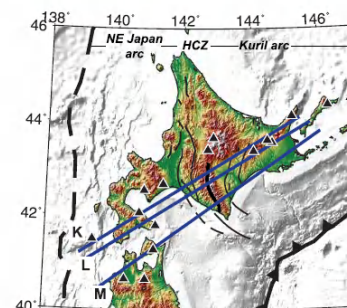
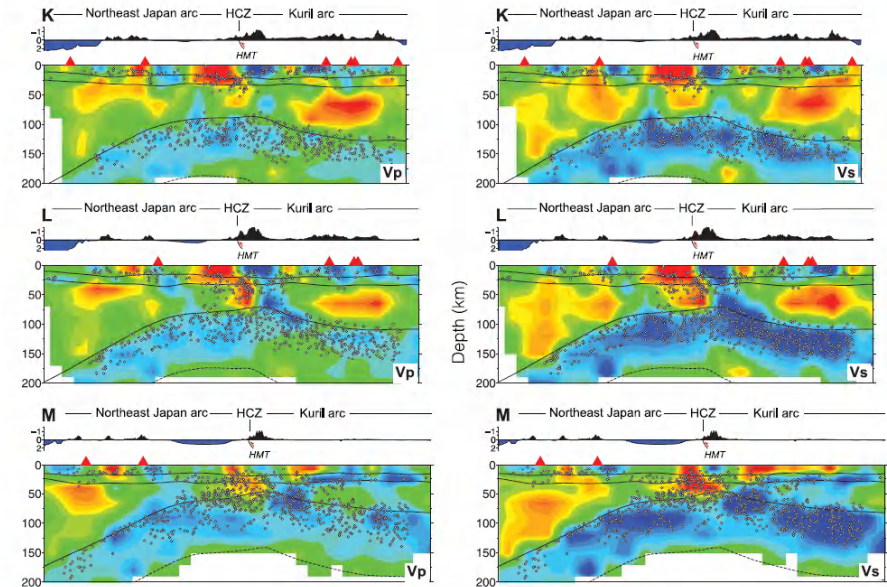
- Liu et al.(2013), 文部科学省(2008)は, 地震波トモグラフィによる日本海溝と千島海溝の島弧会合部付近の3次元地殻不均質構造と既往地震発生領域の関係から, 日高衝突帯における下部地殻の剥落に相当する低速度領域が, 破壊のバリアになる可能性を示唆している。



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



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



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

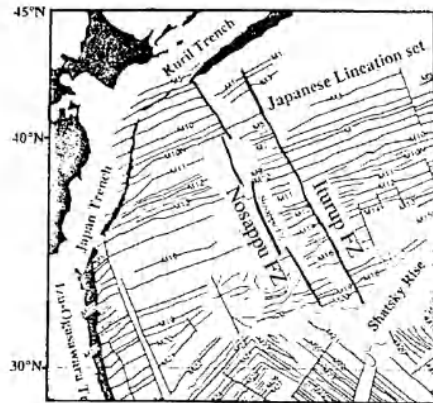
国内外で発生している巨大地震の破壊領域に関する知見から, 日本海溝・千島海溝の島弧会合部は, 巨大地震の破壊のバリアとなる地下構造の不連続性を示す構造的特徴と考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

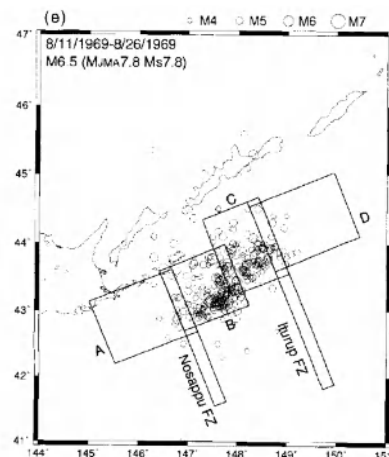
2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討: 納沙布断裂帯

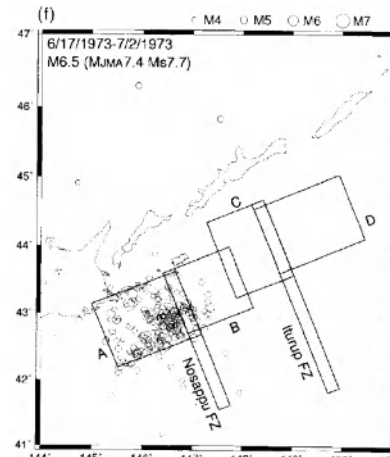
- Kasahara et al.(1997)は、南千島沖の領域では、納沙布断裂帯(Nosappu FZ)及び択捉断裂帯(Iturup FZ)と呼ばれる構造線が存在し、これらを境界として、地磁気線状配列や正断層系が異なる特徴が確認されるとしている。また、納沙布断裂帯では、その両側で堆積厚さが異なるとともに、地下構造の不連続性が見られることから、この古い海洋プレートの構造が現在の地震活動ブロック構造(Barrier)を支配する要因の1つと考えられるとしている。



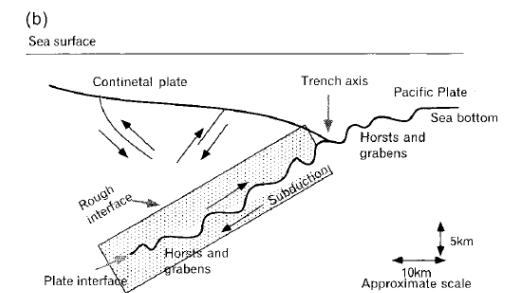
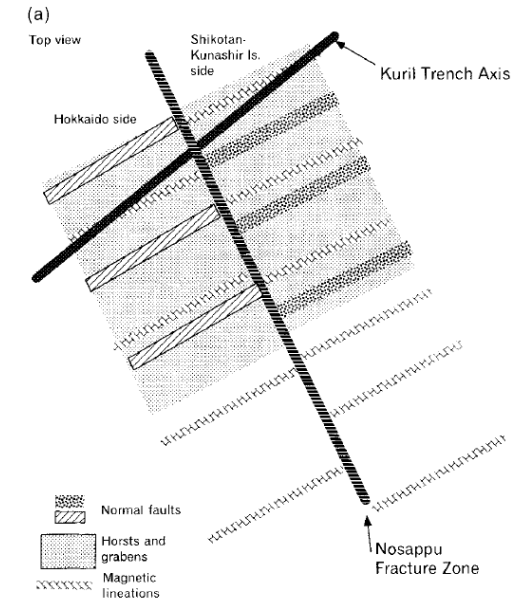
地磁気異常マップ
(Kasahara et al.(1997))



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



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



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

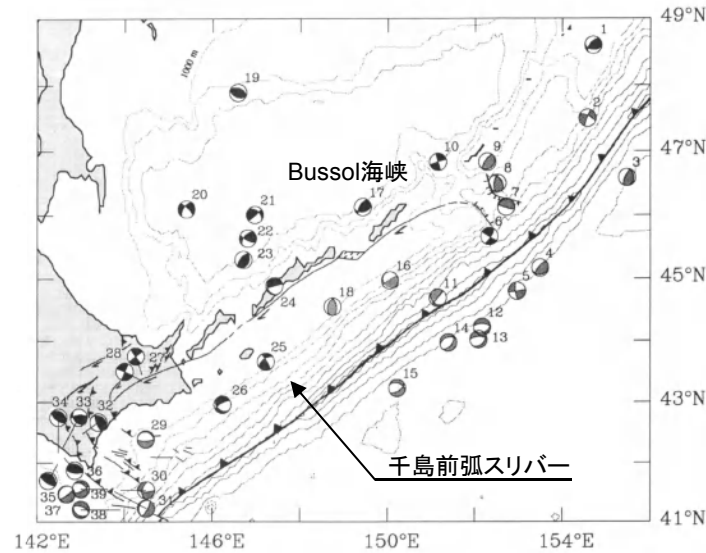
国内外で発生している巨大地震の破壊領域に関する知見から、納沙布断裂帯は、巨大地震の破壊のバリアとなる地下構造の不連続性を示す構造的特徴と考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

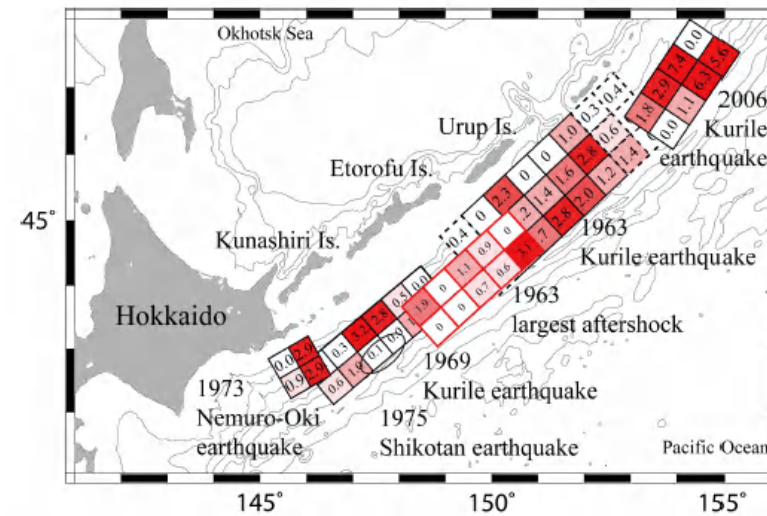
2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討: 千島前弧スリバー

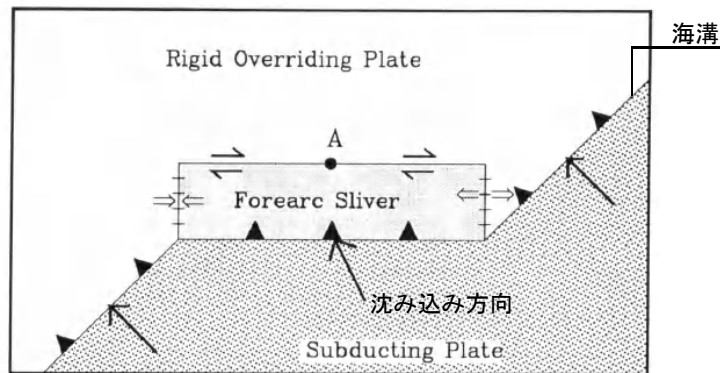
- 太平洋プレートは、千島海溝に斜めに沈み込んでおり、それに伴いBussol海峡～十勝沖の範囲において千島前弧スリバーが形成され、背弧側とは別の剛体運動をしている(Demets(1992)他)。
- 千島前弧スリバーの北端位置は、1963年の地震と2006年の地震の境界に一致する(文部科学省(2013))。



千島前弧スリバー (Demets(1992)に一部加筆)



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



斜め沈み込み帯におけるプレート運動(概要図)

(Demets(1992)に一部加筆)

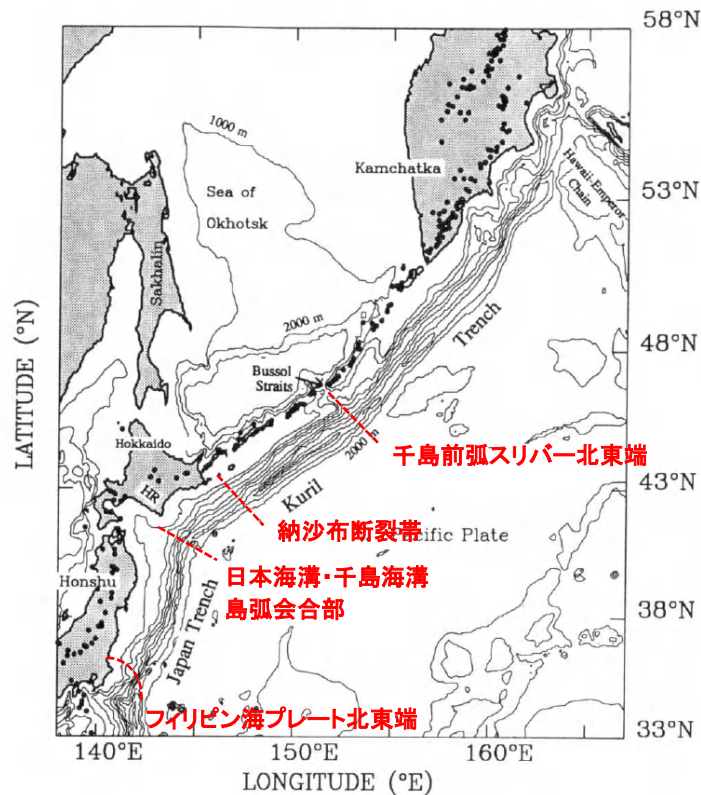
国内外で発生している巨大地震の破壊領域に関する知見から、千島前弧スリバー北東端は、巨大地震の破壊のバリアとなる地下構造の不連続性を示す構造的特徴と考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

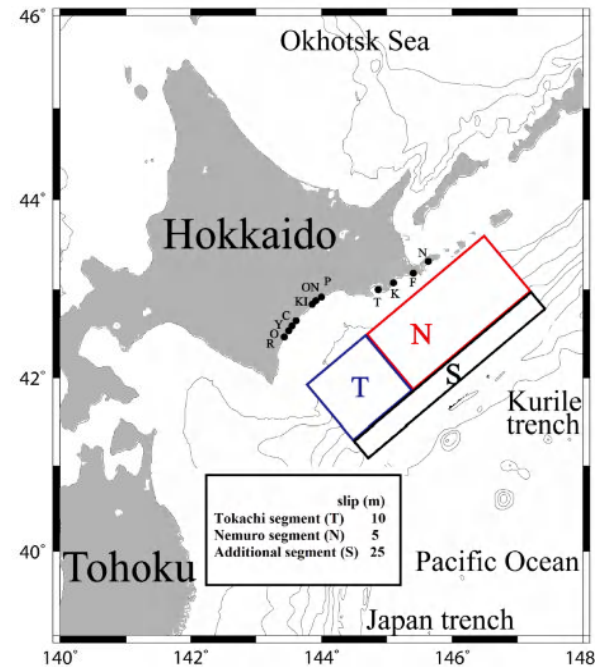
2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.1 構造的特徴に関する検討:まとめ

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



日本海溝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)



17世紀の地震の断層モデル(Mw8.8) (文部科学省(2012))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討

SO : 審査会合コメントNo.

1. 波源域及びすべり量に関する検討

(1) 構造的特徴に関する検討

【検討内容】

- 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の発生領域とテクトニクス背景等から破壊のバリアとなる構造的特徴を整理。
 - ✓ 日本海溝沿い(3.11地震)
 - ✓ 南米チリ
 - ✓ スマトラ
 - ✓ アラスカ・アリューシャン(追加検討)

【検討結果】

- 日本海溝・千島海溝沿いの地震発生履歴, テクトニクス背景等の類似性から, 破壊のバリアとなる構造的特徴を評価。
 - ✓ 千島前弧スリバー北東端
 - ✓ 納沙布断裂帯
 - ✓ 日本海溝・千島海溝島弧会合部

S29 S38

(2) 固着域, すべり量に関する検討(追加検討)

【検討内容】

- 3.11地震から得られた知見, 国内外で発生したM9クラスの巨大地震に関する地震学的・地質学的・測地学的知見から, 巨大地震を発生させる固着域, 最大すべり量に関する知見を整理。

【検討結果】

- 地震学的・測地学的知見, 並びに3.11地震から得られた知見を踏まえ三陸沖北部, 十勝沖・根室沖の固着度, 最大すべり量を評価。
 - ✓ 三陸沖北部 固着度: 中, 最大すべり量: 1968年十勝沖地震に伴う津波
 - ✓ 十勝沖・根室沖 固着度: 大, 最大すべり量: 17世紀の地震

(3) 破壊伝播に関する検討(追加検討)

【検討内容】

- 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の破壊過程に関する知見を整理。

【検討結果】

- 断層セグメント間の相互作用に関する検討, 2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討から, 三陸沖北部, 十勝沖・根室沖の固着域を起点とする破壊が構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぐ可能性は低いと評価。

2. 地震発生履歴に関する検討

(1) 文献調査

【検討内容】

- 日本海溝沿い, 千島海溝沿いで発生した津波(近地津波), 遠地津波に関する文献調査を実施。

【検討結果】

- 発電所に影響を及ぼした津波は, 日本海溝沿いの津波であり, 敷地周辺に最も影響を及ぼした津波を1856年の津波と評価。

(2) 津波堆積物調査(追加検討)

【検討内容】

- 歴史記録よりも過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性を検討するため, 同規模の地震発生の可能性を指摘する知見(Minoura et al.(2013)他)を整理。
 - ✓ 1611年の津波
 - ✓ 500年間隔地震
 - ✓ 上記地震を上回る巨大地震の可能性
- 東通村周辺における津波堆積物調査を新たに実施。

【検討結果】

- 調査結果, 並びに数値シミュレーションに基づく水理学的特徴から, 過去にM9クラスの巨大地震による津波が襲来した可能性は低いと評価。

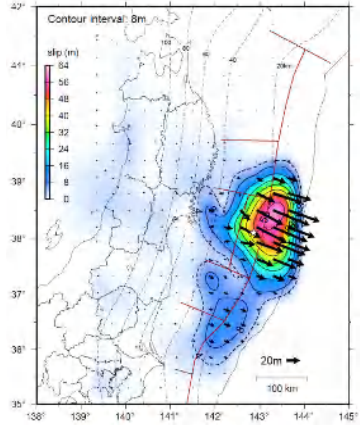
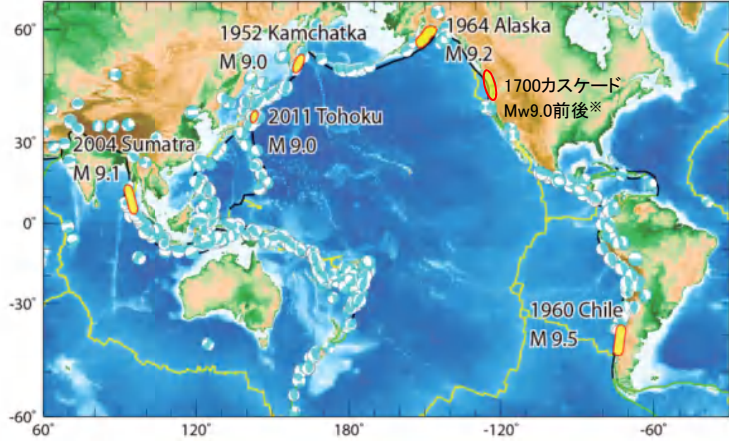
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討:M9クラスの巨大地震を発生させる固着域に関する分析

■地震学的, 地質学的見地からの検討

- 地震発生履歴, 津波堆積物調査等の知見収集の結果, 世界のプレート境界面では複数の領域を震源域とするM9クラスの巨大地震が, 百年～千年間隔で繰り返し発生している。

沈み込み帯	日本海溝	チリ	カムチャッカ	スマトラ	カスケード	アラスカ・アリューシャン
地震学的・地質学的見地	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=東北地方太平洋沖型の地震)。 三陸沖中部～茨城県沖の領域を震源として, 約600年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1960年)。 約300年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1952年)。 約100～400年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=2004年)。 約400～500年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1700年)。 約500年間隔で繰り返し発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> 過去にM9クラスの巨大地震が発生(=1964年)。 600年～1000年間隔で繰り返し発生している。
震源域	 <p>(地震調査研究推進本部(2012))</p>	 <p>(佐竹(2013)に一部加筆)</p>				
<p>※: 1700年カスケードの地震規模については, Satake et al.(2003), Witter et al.(2012)を参考に記載。</p>						

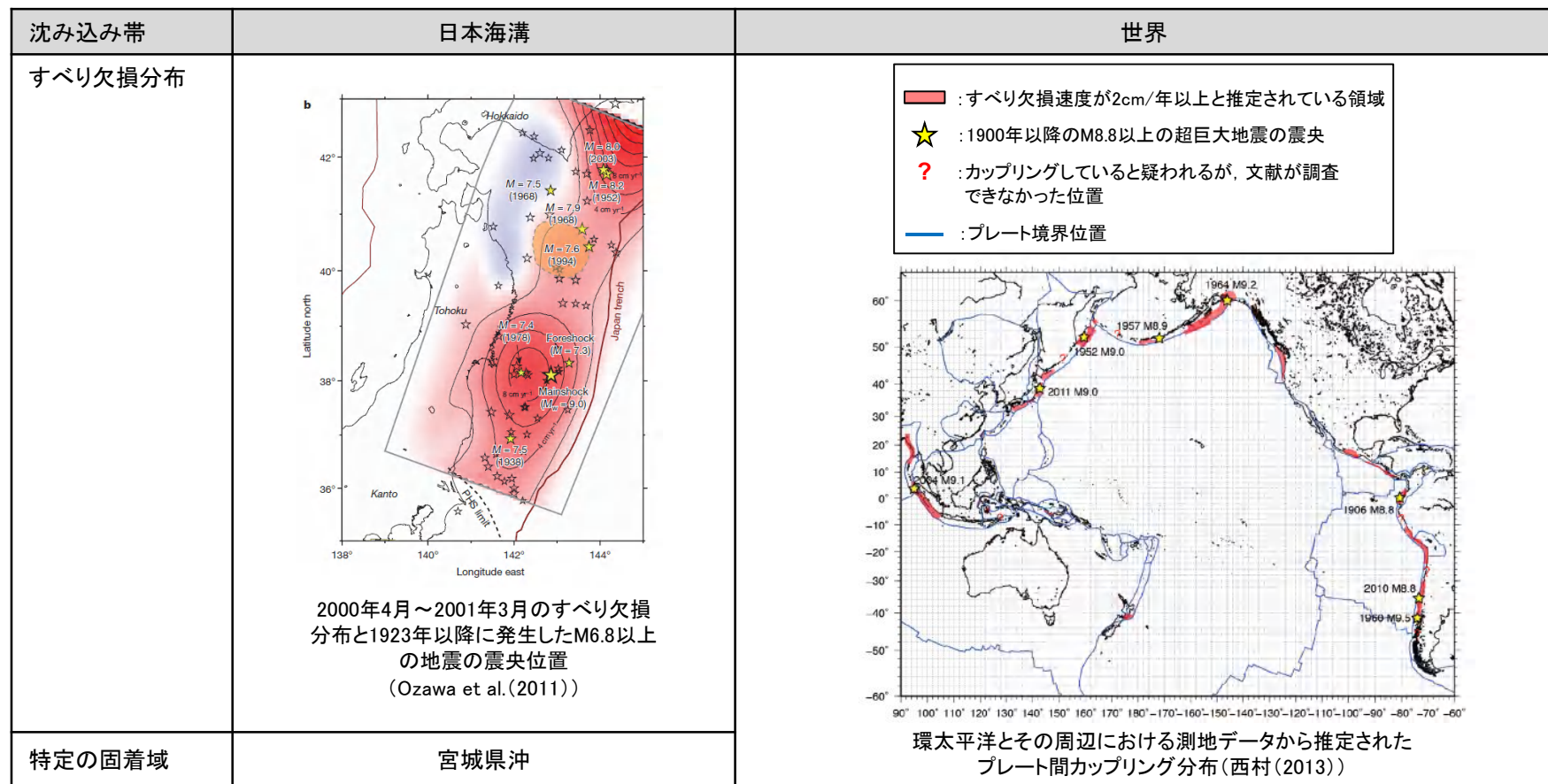
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討:M9クラスの巨大地震を発生させる固着域に関する分析

■測地的見地からの検討

- 日本海溝沿いで比較的長期にわたって認められる特徴としては、宮城県沖のすべり欠損速度が他領域と比較して大きく固着が強い(カップリングが大きい)傾向にあり、かつM9クラスの巨大地震の震源域と調和的である(地震調査研究推進本部(2012), Ozawa et al.(2011))。
- 西村(2013)は、固着が強いプレート境界と20世紀以降の巨大地震の発生域の関係を整理し、M9クラスの巨大地震は、全てカップリング係数*が中程度以上の特定の地域で発生していることを示している。*:すべり欠損速度をプレート相対運動速度で割ったもの。



以上から、世界のプレート境界面には、数百年間隔で繰り返しM9クラスの巨大地震を発生させる(歪みを蓄積する)特定の固着域が存在する。

余白

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

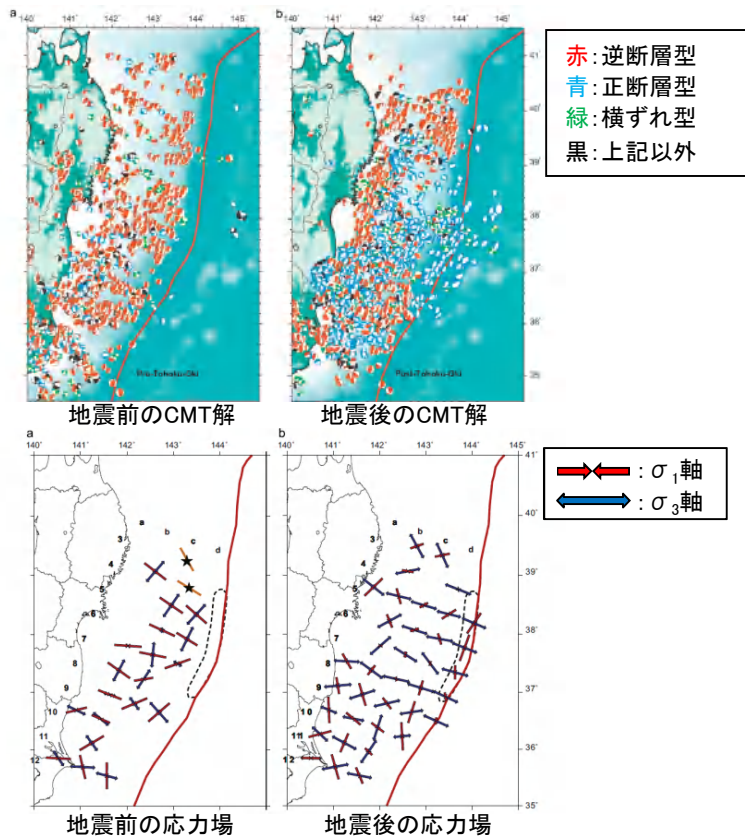
2.3.2 固着域, すべり量に関する検討:国内外で発生したM9クラスの巨大地震のすべり量に関する分析

■日本海溝沿い:3.11地震(宮城県沖)①

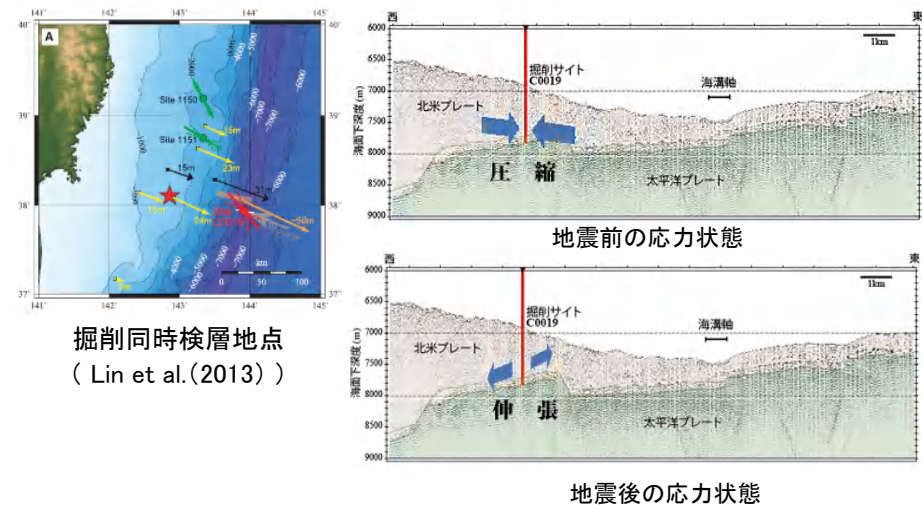
(1)3.11地震後の応力状態

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

【地震学的見地】



【地球物理学的見地】



3.11地震震源域の応力状態の変化
(JAMSTEC(2013))

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

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

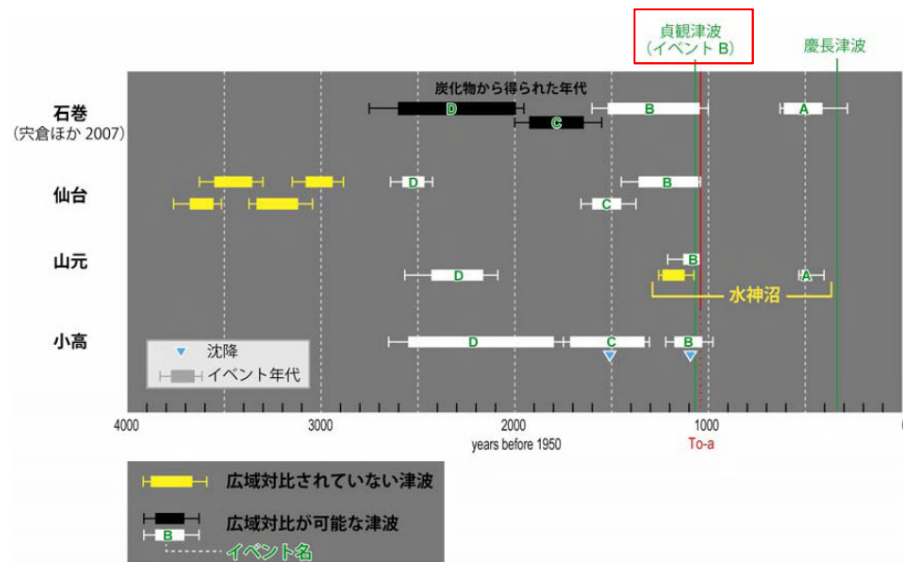
2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 国内外で発生したM9クラスの巨大地震のすべり量に関する分析

■ 日本海溝沿い: 3.11地震(宮城県沖)②

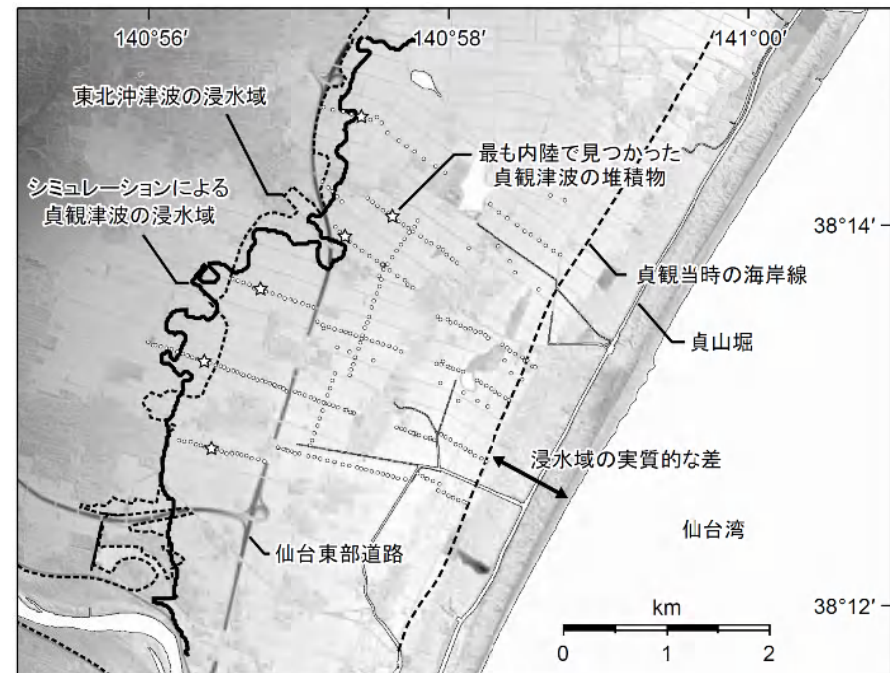
(2) 過去の巨大地震の規模の比較

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



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

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



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

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

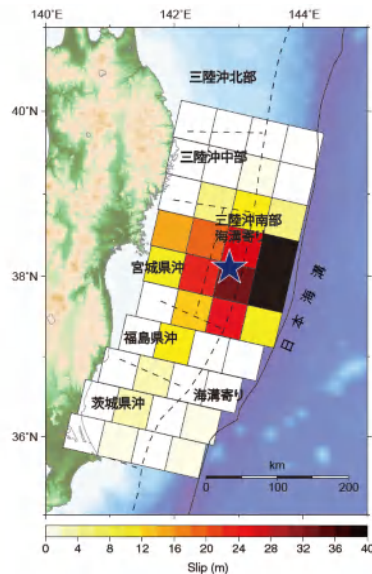
2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 国内外で発生したM9クラスの巨大地震のすべり量に関する分析

■ 日本海溝沿い: 3.11地震(宮城県沖)③

(3) スーパーサイクル

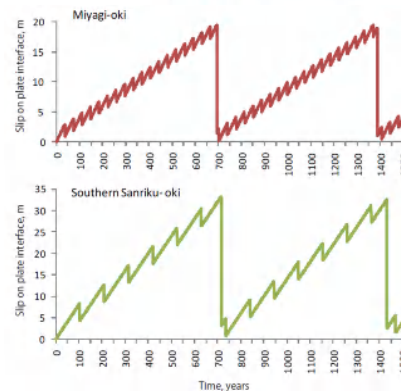
- 佐竹(2011a, b)は, 3.11地震のすべり量分布と, 地震調査研究推進本部(2002)が想定していた固有地震(宮城県沖, 三陸沖南部海溝寄り)の平均発生間隔及びすべり量から, 固有地震のすべり残しがプレート間の固着として蓄積され, より長い間隔で超巨大地震として解放されると考えると, 宮城県沖や三陸沖では従来の地震サイクルの上に, より長い周期のサイクル(スーパーサイクル)があるとしている。



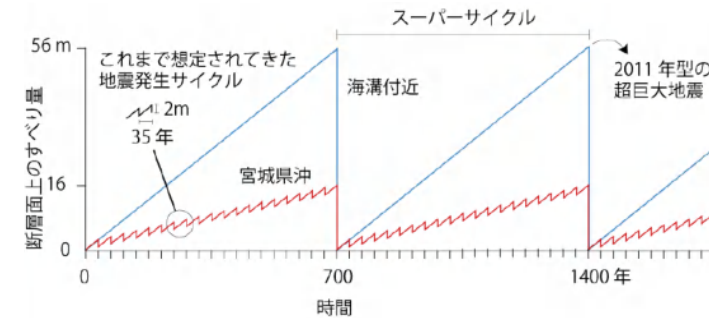
津波波形のインバージョンによる
3.11地震のすべり量分布
(佐竹(2011a))

日本海溝沿いの各領域における固有地震と3.11地震のすべり量と発生間隔

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



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



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

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

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 国内外で発生したM9クラスの巨大地震のすべり量に関する分析

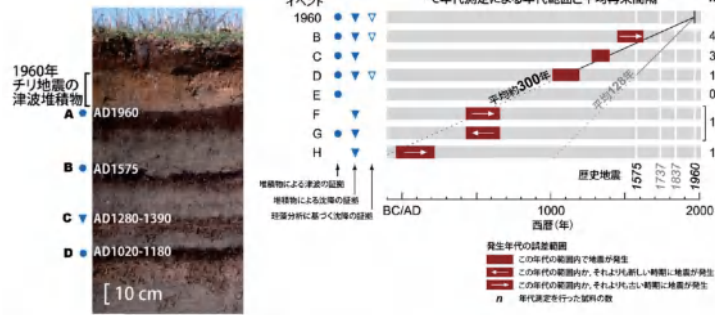
■世界①

(1) 地震学的・地質学的・測地学的見地からの検討

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

【チリにおける分析結果】

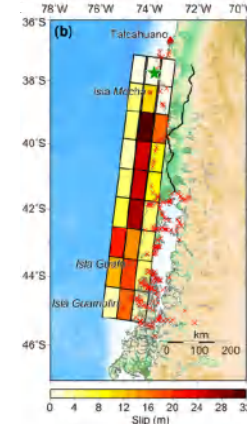
✓ 平均発生間隔(A)



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

(丸倉 (2013))

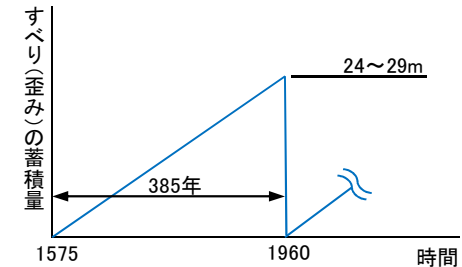
✓ 1960年のすべり量分布(B)



(Fujii and Satake (2012))

✓ すべり(歪み)の蓄積量(C)

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



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

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価
2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 国内外で発生したM9クラスの巨大地震のすべり量に関する分析

■世界②

(2) 巨大地震発生領域の時空間分布

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

【環太平洋全域】

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

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

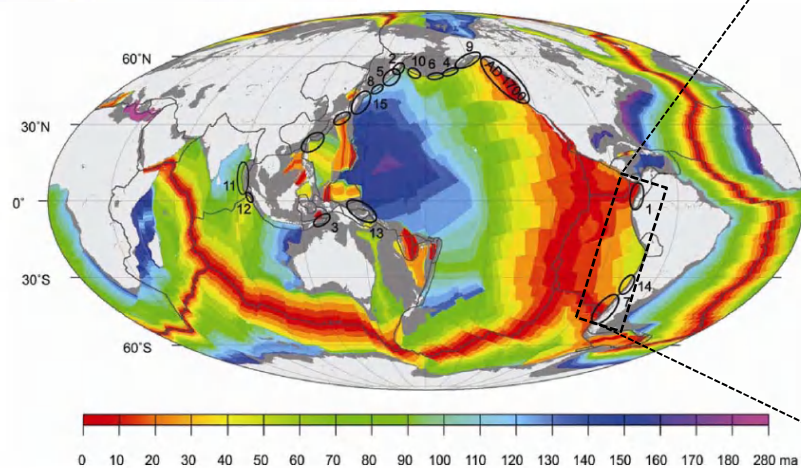


Figure 1. World map centred along the 180th meridian, marking the ruptures of interplate earthquakes ($M \geq 8.5$) from 1906 to 2012, numbered chronologically and listed in Table 1 (data source for earthquake ruptures: NEIC, IRIS; ocean floor age data modified from Muller *et al.*⁶⁵).

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

【チリ～ペルー沖】

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

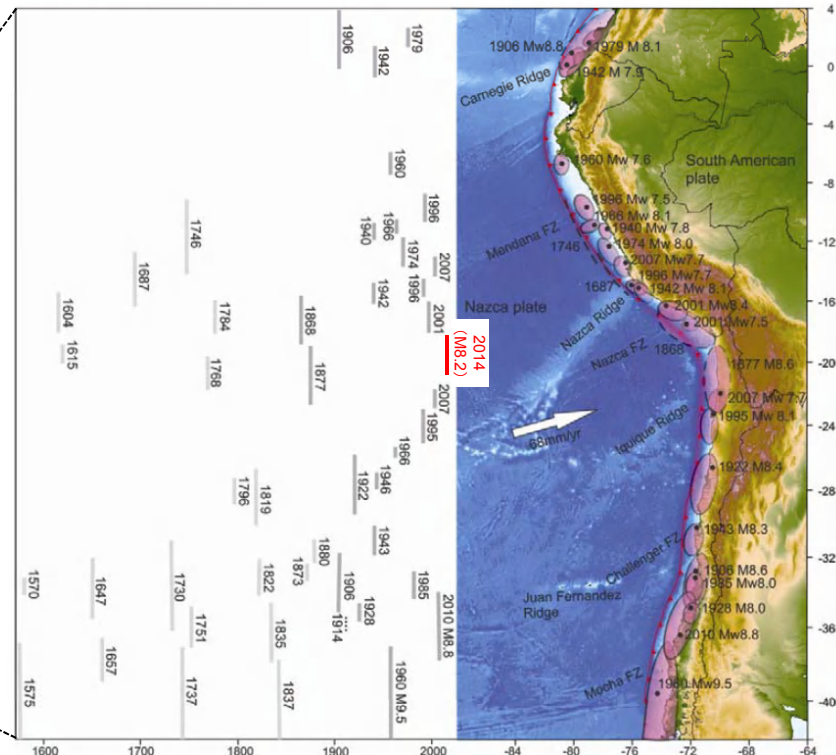


Figure 8. (Right) Seismotectonic setting of the South American subduction zone showing locations (filled black circles) and rupture areas (ellipses) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates (modified after refs 17 and 52).

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

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

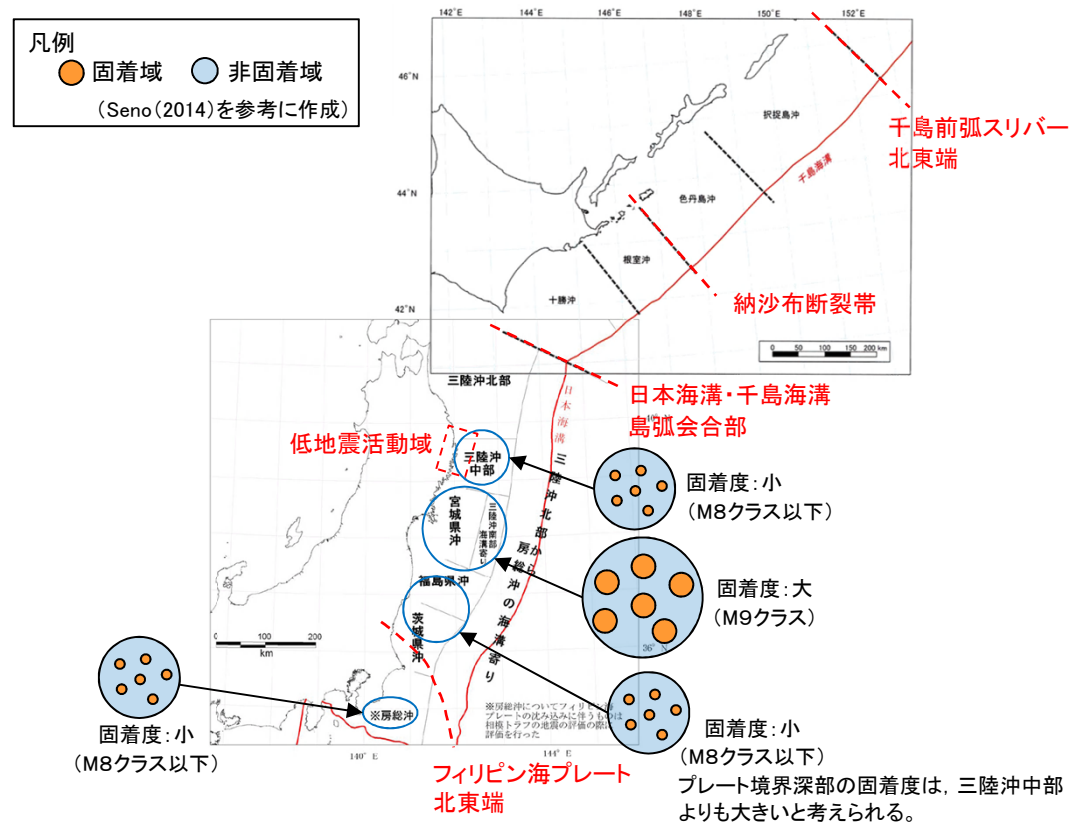
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 国内外で発生したM9クラスの巨大地震のすべり量に関する分析

■まとめ

- 地震学的・地質学的・測地学的知見から, 国内外で発生しているM9クラスの巨大地震は, 限定的な領域で発生し, 各固着域で蓄積する歪み量(すべり量)には限度があると考えられる。
- 上記知見を参考に, 三陸沖北部, 千島海溝沿いにおける固着の程度, 並びに三陸沖北部, 十勝沖・根室沖で発生し得る最大すべり量について検討する。



検討範囲※

(地震調査研究推進本部(2004, 2012)に一部加筆)

※: 三陸沖中部, 福島県沖・茨城県沖, 房総沖の固着域に関する検討結果の詳細は, 補足説明資料「1. 固着域, すべり量に関する検討」に記載。

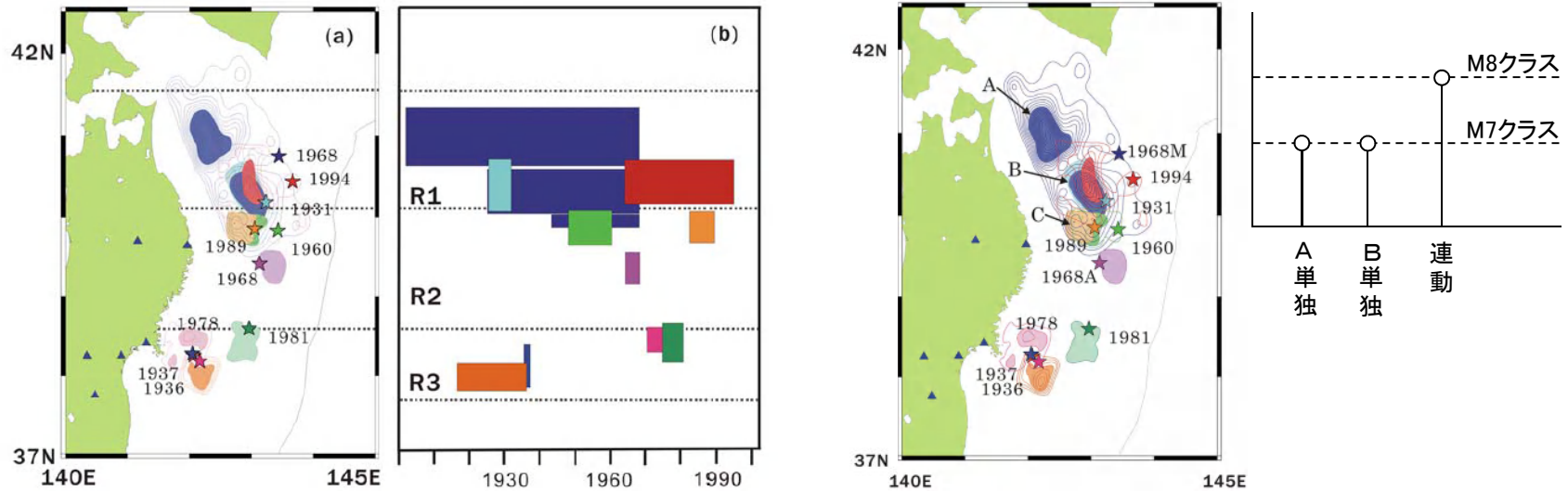
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 三陸沖北部

■ 固着度に関する検討

- 三陸沖北部では、平均発生間隔約97.0年で繰り返しM8クラスの地震が発生している(1677年, 1763年, 1856年, 1968年)(地震調査研究推進本部(2012))。
- Yamanaka and Kikuchi(2004), 永井ほか(2001)は、アスペリティ分布の解析から、三陸沖北部のアスペリティ(右図:AとB)のうち、1968年の地震と1994年の地震の共通アスペリティ(右図:B)のカップリング率はほぼ100%であるとしている。また、個々のアスペリティが単独で動けばM7クラスの地震(=1994年)を、連動するとM8クラスの地震(=1968年)を引き起こすとしている。
- 地震調査研究推進本部(2012)は、上記知見を引用し、3.11地震が三陸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歪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している。



(a) アスペリティ位置

(b) プレートの沈み込み速度から推定される地震モーメント解放量

(Yamanaka and Kikuchi(2004))

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

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、三陸沖北部の固着度は小さいと考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 三陸沖北部

■すべり量に関する検討: 地震学的・測地学的見地

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

【平均発生間隔(A)】

- 約97.0年

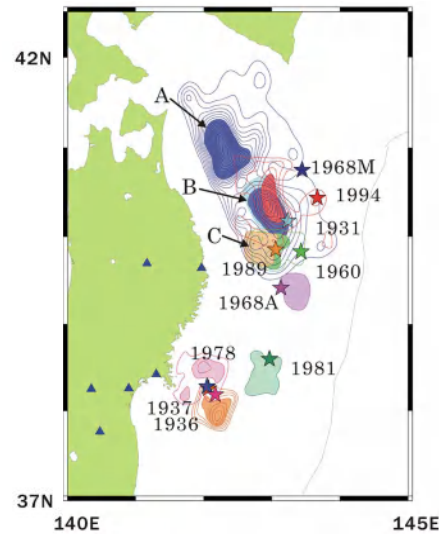
三陸沖北部の繰り返し発生するプレート間地震の発生間隔等(地震調査研究推進本部(2012))

項目	特性	根拠	評価の信頼度
(1)地震の発生領域の目安	図2-2の塗りつぶした領域	震源域は、1968年の「十勝沖地震」についてのアスペリティモデル(永井ほか, 2001)、震央の軌跡モデル、余震分布等を参照して、総合的に判断した。	A
(2)震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。英貞逆断層型。		
(3)震源域	図2-2(深さは、沿岸寄りでは約60km、日本海寄りでは約10km。)		
(4)地震時における陸のプレートの震源断层面における平均的なずれの向き	約N116°E-10°E (陸側のプレートの太平洋プレートに対するずれの向き)	太平洋プレートの陸側のプレートに87°の相対運動方向(飯島, 1993; Seta <i>et al.</i> , 1999)から推定した。	
(5)発生間隔等	平均発生間隔 約97.0年 (BPT分布モデルを仮定した場合におけるばらつき α は0.11)	1677年・1765年・1856年・1968年に当該領域において発生した、津波被害を伴った地震について、平均発生間隔を算出平均で求めた。	
	最新発生時期(1968年5月18日)から2012年1月1日現在までの経過時間 43.6年		

【1968年十勝沖地震のすべり量(B)】

各アスペリティのすべり量(永井ほか(2001))

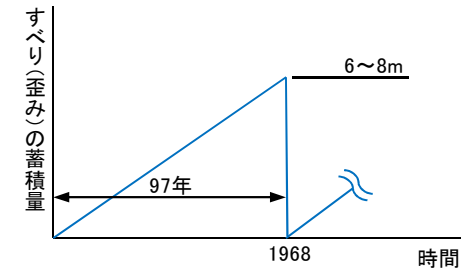
- アスペリティA: 9.3m
- アスペリティB: 6.5m*



アスペリティ位置
(Yamanaka and Kikuchi(2004))

【すべり(歪み)の蓄積量(C)】

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



※: アスペリティBは、1968年十勝沖地震以外の地震でもすべりを生じることからアスペリティAと比較して、すべり量が小さい。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

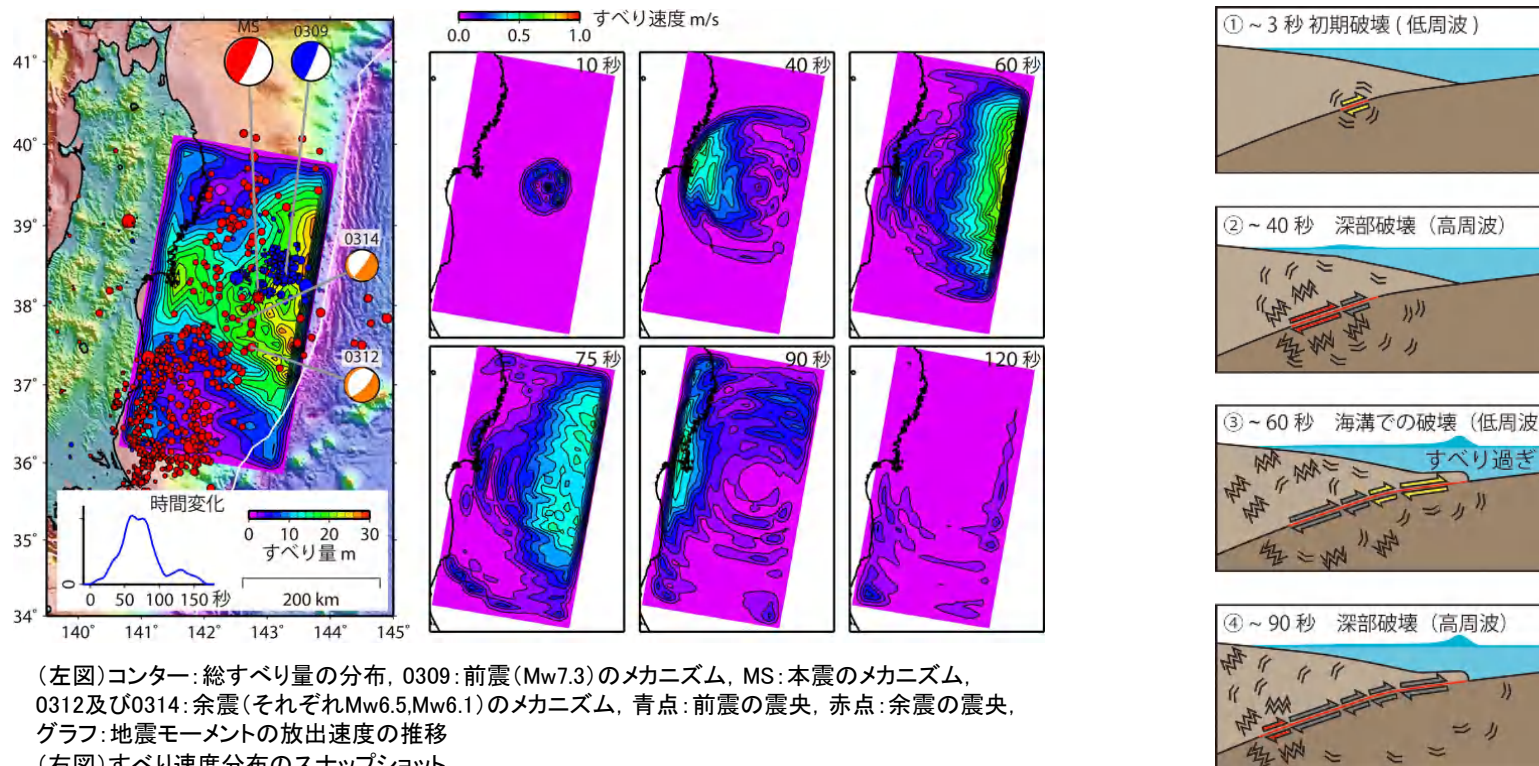
2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 三陸沖北部

- 1968年十勝沖地震に伴うすべり量を上回るすべりが生じる可能性について、3.11地震時に見られた宮城県沖のすべり様式に関する知見のうちダイナミックオーバーシュート(動的過剰すべり)(Ide et al.(2011)他)の観点から検証した。

【ダイナミックオーバーシュート(動的過剰すべり)】

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



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

(Ide et al.(2011))

時間毎の破壊過程の模式図(井出(2011))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 三陸沖北部

■ すべり量に関する検討結果の検証: ダイナミックオーバーシュート

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

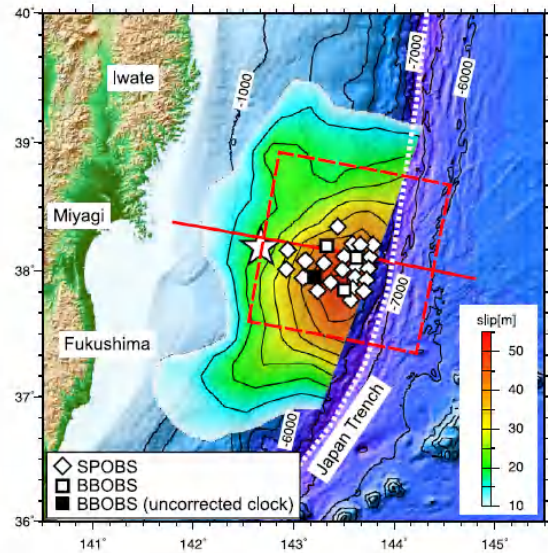


Fig. 1. Bathymetric map showing the locations of ocean bottom seismographs (OBS) used in this study and total slip distribution larger than 10 m of the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Yagi and Fukahata, 2011). The star is the initial rupture location of the Tohoku-Oki earthquake (Chu et al., 2011). The open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

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

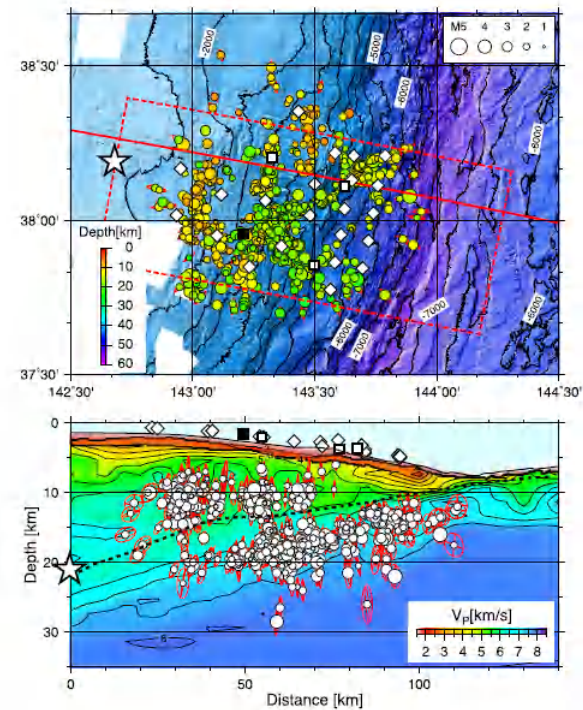


Fig. 2. Hypocenters and error ellipsoids of the earthquakes. Earthquakes within the red dotted rectangle on the map were projected onto the P-wave velocity model used for locating earthquakes (Ito et al., 2005). The top of the oceanic crust is indicated by the dotted line on the cross section. Symbols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

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

以上から、3.11地震の大きなすべりは、①付加体の幅、②プレート境界深部の固着の程度と関係していると考えられる。

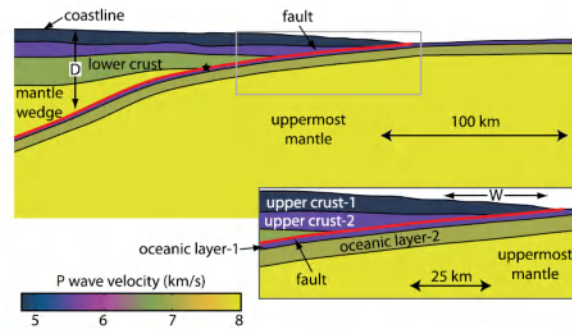
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 三陸沖北部

■ すべり量に関する検討結果の検証: ①付加体の幅とすべり量の関係

- Kozdon and Dunham(2013)は、地震探査で得られた宮城県沖の地震波速度構造を模した沈み込みプレート境界モデルを用いた二次元動的破壊シミュレーションから付加体の幅の違いがプレート境界浅部のすべり量に影響を与えることを示している。
- 三陸沖北部の付加体の幅は、宮城県沖よりも広いことから(Tsuru et al.(2002)), 仮に三陸沖北部において、深部のすべりを起因とするダイナミックオーバーシュート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。



宮城県沖のプレート境界モデル
(二次元動的破壊シミュレーションモデル)
(Kozdon and Dunham(2013))

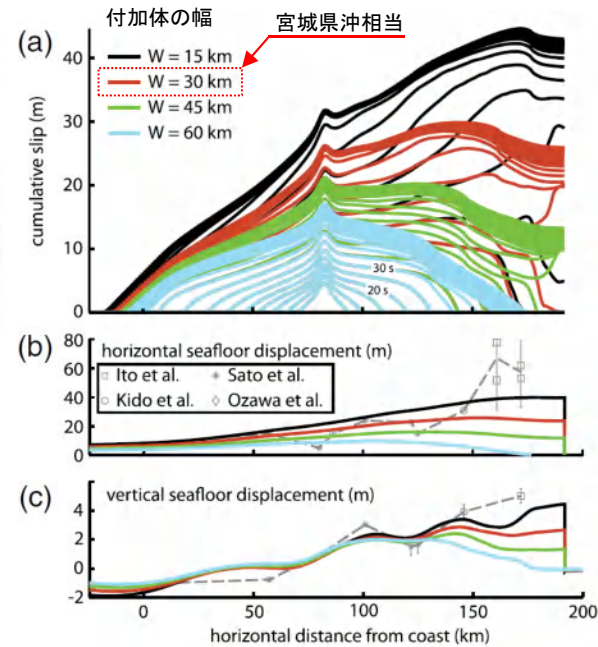


Figure 11. (a) Influence of horizontal extent W of shallow velocity-strengthening region on cumulative slip (plotted every 5 s). Shown for maximum effective normal stress $\bar{\sigma}_{\max} = 40$ MPa and seismogenic depth $D = 45$ km. (b) Horizontal and (c) vertical seafloor displacement compared with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

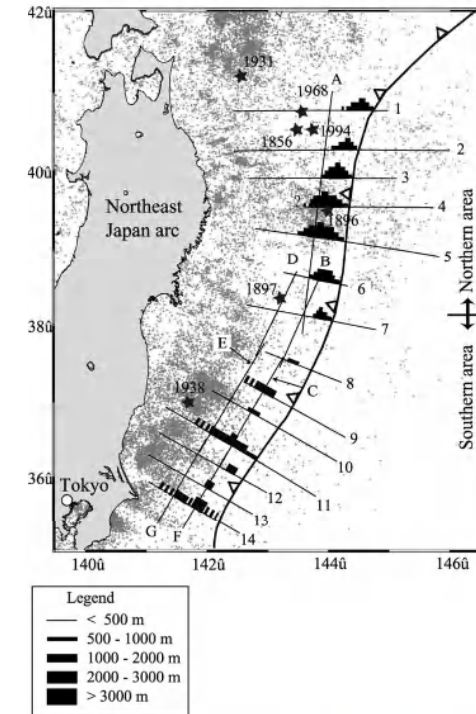


Figure 17. Map view of the low velocity sedimentary units observed on MCS sections in the Japan Trench margin. Small dots represent background seismicity taken from *JMA (Japan Meteorological Agency) HypoCatalog*.

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))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 三陸沖北部

■すべり量に関する検討結果の検証: ②プレート境界深部の固着の程度

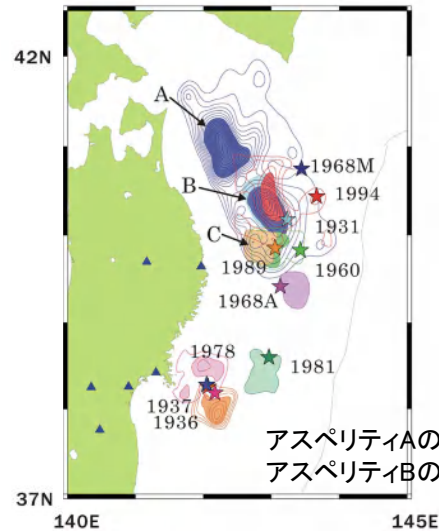
- 地震学的見地から、三陸沖北部の固着の程度は宮城県沖と比較して小さく、3.11地震と同規模のすべりを発生させる固着域ではないと考えられるが(p43)、定量的に確認するため、スーパーサイクルの概念(p39)から算定される歪みの蓄積年数と国内外で発生している巨大地震の平均発生間隔を比較した。
- 三陸沖北部の各アスペリティ(左下図:A, B)について、プレートの沈み込み速度、すべり量及び平均発生間隔から算定されるすべり欠損を用いて、3.11地震のすべり量30~50mを生じるために必要な歪みの蓄積年数を算定すると、アスペリティAについてはすべり欠損がほぼ無く、アスペリティBについては約2100~3500年と非常に長いことから、約97.0年間隔で繰り返し発生する三陸沖北部の地震でほぼ歪みを解放する領域と考えられる。
- 以上から、3.11地震と同規模のすべりを生じる可能性は低いと考えられる。

【3.11地震と同規模のすべりを生じるための歪みの蓄積年数の算定】

アスペリティ	すべり欠損※1 S(cm/年)	3.11地震の すべり量(m)	すべりに必要な 歪みの蓄積年数 D/S(年)
A	0	30~50m	—
B	1.4		2140~3570

【国内外で発生している巨大地震の平均発生間隔】

	既往地震	平均発生間隔
日本海溝	3.11地震	約600年
チリ	1960年	約300年
カムチャッカ	1952年	約100~400年
スマトラ	2004年	約400~500年
カスケード	1700年	約500年
アラスカ・アリューシャン	1964年	約600~1000年



アスペリティAのすべり量: 9.3m
アスペリティBのすべり量: 6.5m※2

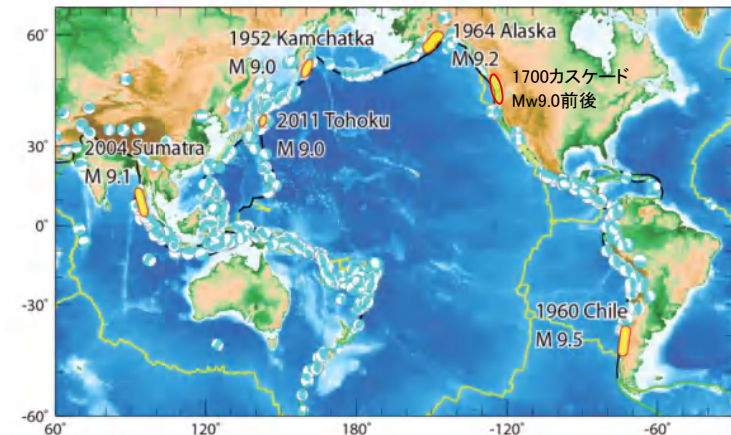
アスペリティ位置
(Yamanaka and Kikuchi(2004))

※1: すべり欠損の算定

すべり欠損(S) = プレートの沈み込み速度
- (すべり量/平均発生間隔)

- ✓ プレートの沈み込み速度: 8.1 (cm/年) (McCaffrey(2008))
- ✓ すべり量(永井ほか(2001)):
アスペリティA: 930cm
アスペリティB: 650cm
- ✓ 平均発生間隔: 97(年)(地震調査研究推進本部(2012))

※2: アスペリティBは、1968年十勝沖地震以外の地震でもすべりを生じることから、アスペリティAと比較して、すべり量が小さい。



(佐竹(2013)に一部加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 三陸沖北部

■すべり量に関する検討結果の検証:まとめ

- ・ 1968年十勝沖地震に伴うすべり量を上回るすべりが生じる可能性について, 3.11地震時に見られた宮城県沖のすべり様式に関する知見のうちダイナミックオーバーシュートの観点から検証した。
- ・ 検討の結果, 1968年十勝沖地震に伴うすべり量を上回るすべりが生じる可能性は低く, 同地震に伴うすべり量を最大規模と評価することの妥当性を確認した。

検討結果の概要

3.11地震の大きなすべりの要因	三陸沖北部
付加体の幅	宮城県沖と比較して付加体の幅が広く, 仮に深部のすべりを起因とするダイナミックオーバーシュート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。
プレート境界深部の固着の程度	国内外で発生した巨大地震の平均発生間隔から, 3.11地震と同規模のすべり(30m~50m)を生じるための歪みは蓄積できない(三陸沖北部の地震でほぼ歪みは解放する)。

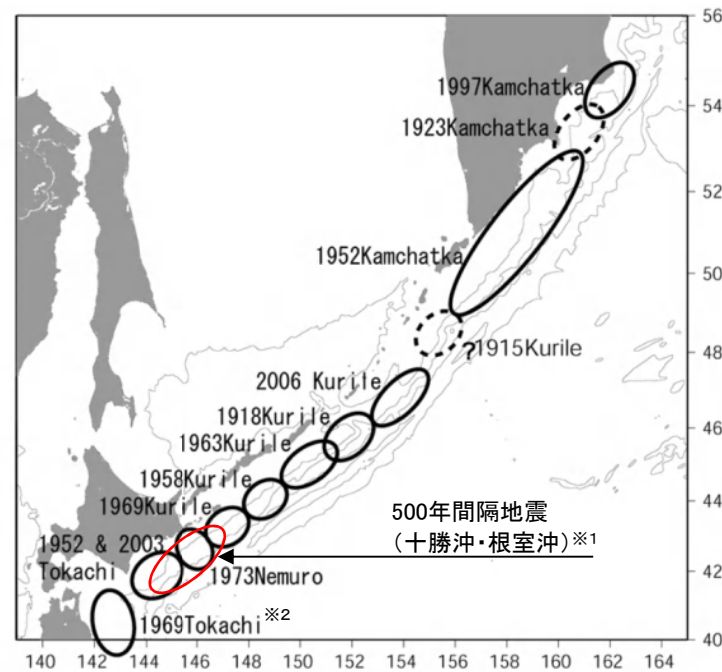
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 千島海溝沿い

■ 既往地震の震源域

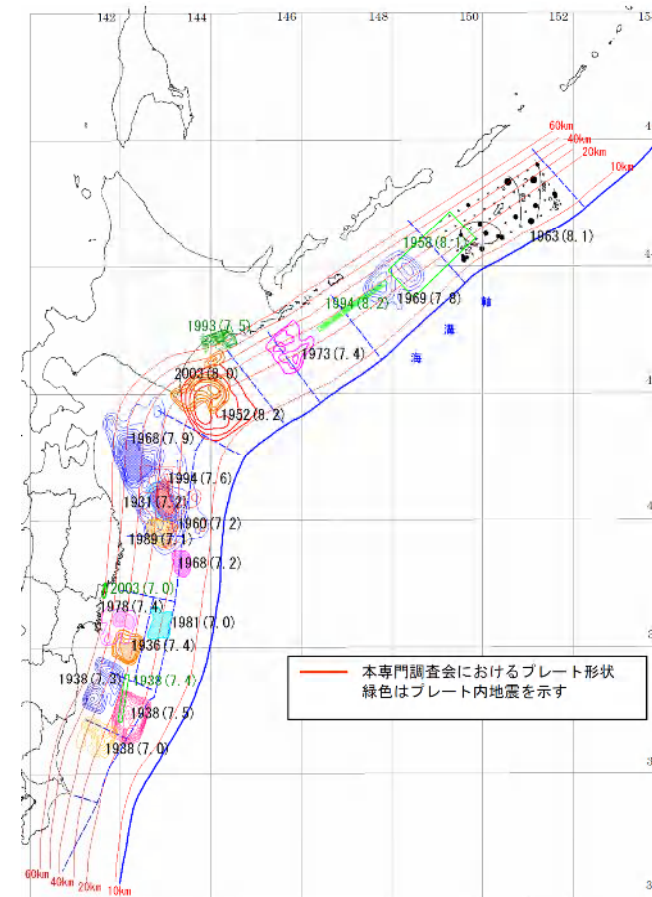
- 千島海溝沿いでは、ほぼ空白域無くM8クラス以上の地震が発生している(文部科学省(2007))。日本海溝・千島海溝沿い(十勝沖～択捉島沖)のアスペリティ分布を右下図に示す(内閣府中央防災会議(2006))。
- 千島海溝沿いのうち十勝沖・根室沖・色丹島沖・択捉島沖の地震について、地震調査研究推進本部(2004)では、1839年より後の歴史資料と近代地震観測から、各領域でM8程度のプレート間地震が繰り返し発生するとし、それらの平均発生間隔を一律に72.2年と評価している。



千島海溝沿いで発生した既往地震の震源域
(文部科学省(2007)に一部加筆)

※1: 文部科学省(2012)で示されている17世紀の地震の断層モデルを基に記載。

※2: 1968年Tokachi(=1968年十勝沖地震)の誤記と考えられる。



日本海溝・千島海溝沿い(十勝沖～択捉島沖)のアスペリティ分布
(内閣府中央防災会議(2006))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

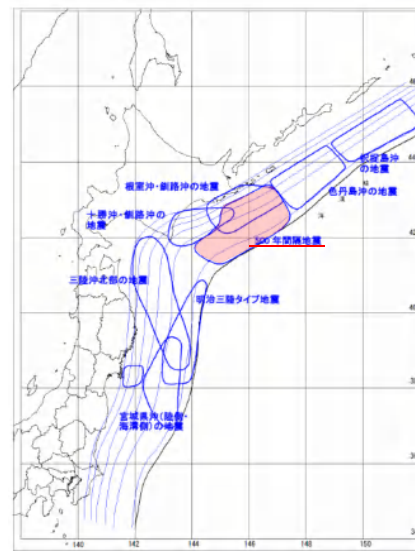
2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 千島海溝沿い

■固着度に関する検討: 地震学的・地質学的見地

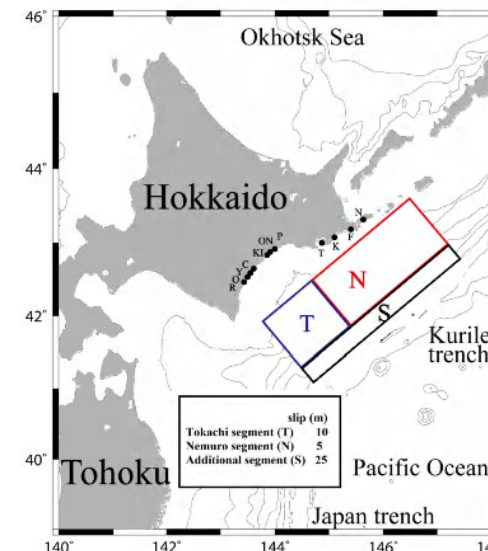
- 千島海溝沿いのうち十勝沖から根室沖の領域については、津波堆積物調査から巨大津波が発生していることが確認され、最新の事例としては17世紀に発生。これ以外にも、過去6500年の間に10数回の発生が確認されている。
- 地震調査研究推進本部(2004)では、十勝沖の地震と根室沖の地震が400~500年程度の間隔で連動することによって発生する地震と評価し、内閣府中央防災会議(2006)では、十勝沖~根室沖の領域に繰り返し発生する「500年間隔地震」と見なし、その地震規模をMw8.6と評価している。
- 文部科学省(2012)では、最新の津波堆積物調査結果(調査地点: 浦幌, キナシベツ, 音別, 厚岸, 根室, 根室海峡沿岸の別海)を踏まえた17世紀に発生した巨大地震の断層モデルの再検討を行い、波源域を十勝沖~根室沖, 地震規模をMw8.8と評価している。

十勝地域の津波			根室地域の津波	
津波	発生時期 (cal.B.P.)	再来間隔 (年)	津波	発生時期 (cal.B.P.)
津波1	17世紀初頭	400~500	津波1	
津波2	12~13世紀	300~400	津波2	
津波3	9世紀	500	津波3	
津波4	1630-(4世紀?)	(300+)	津波4	1430+
津波5	AD/BC?	(500+)	津波5	?
津波6	2590-	300+	津波6	1930+
津波7	2870~2920	400+	津波7, 8	?
津波8	3220~3460	400	津波9	2440+
津波9	3690~3720	500+	津波10	
津波10	4200+	300~350	津波11	
津波11	4560	300	津波12	
津波12	4860+	100	津波13	
津波13	5000-	>600	津波14	
津波14	5640+	600	津波15	
津波15	6370-		津波16	
			津波17	
			津波18	

北海道太平洋岸の津波堆積物
に基づく巨大津波の履歴



津波を発生させる断層領域の
模式図



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

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

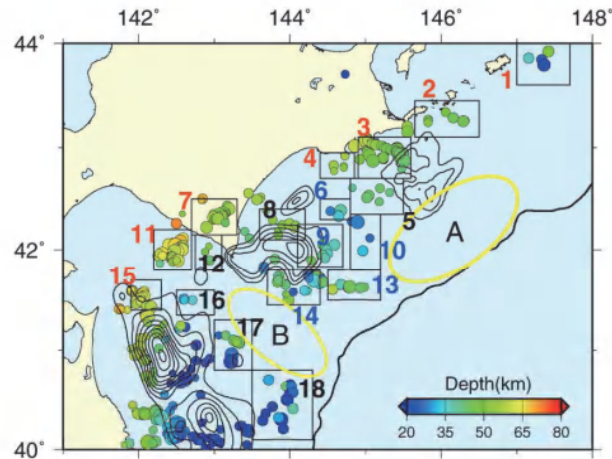
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 千島海溝沿い

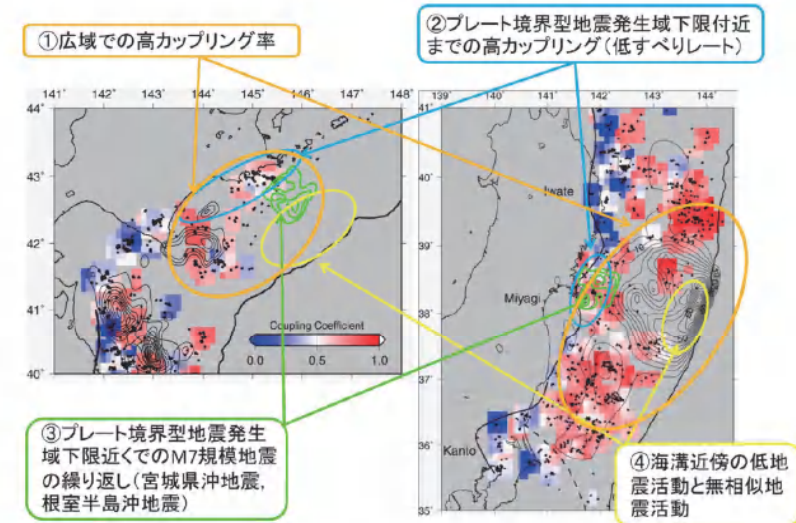
■固着度に関する検討: 地震学的見地

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



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

東北大学(2012)



第2図. 北海道南東沖(左)および東北地方東方沖(右)の繰り返し地震分布(黒丸)およびそれにより推定したプレート間カップリング率(カラー)の比較. カップリング率は $0.3^{\circ} \times 0.3^{\circ}$ のグリッドごとに、3つ以上の小繰り返し地震グループが存在する場所について推定した. 緑および黒のコンターはM7以上の地震のすべり量分布(Yamanaka and Kikuchi, 2004⁶⁾; Iinuma et al., 2012⁷⁾). 関東地方の沖の破線は、フィリピン海プレートの北東限(Uchida et al., 2009⁸⁾).

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

東北大学(2012)

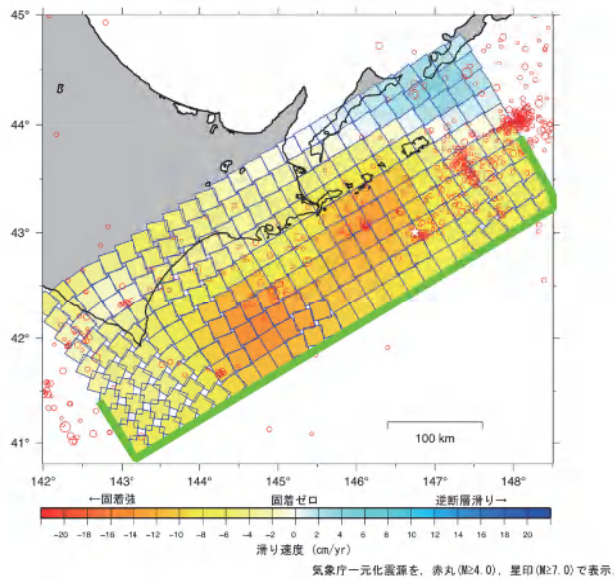
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

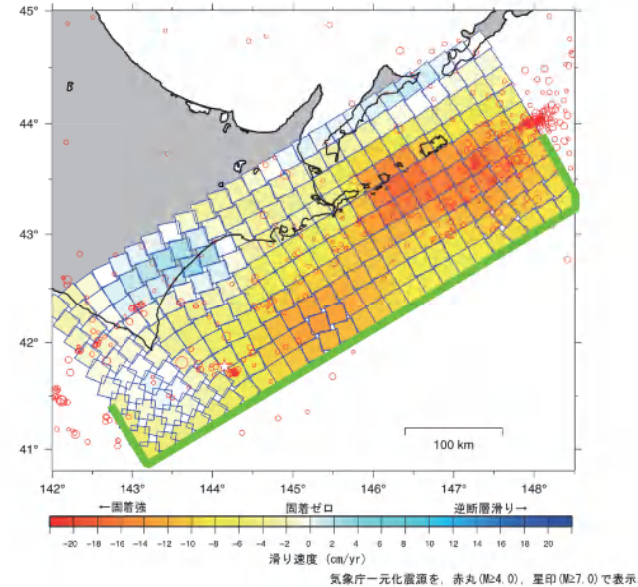
2.3.2 固着域、すべり量に関する検討：千島海溝沿い

■固着度に関する検討：測地学的見地

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



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



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

国土地理院(2012)

以上から、十勝沖・根室沖の固着度は、M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖と同程度と考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.2 固着域, すべり量に関する検討: 千島海溝沿い

■すべり量に関する検討: 地震学的・測地学的見地

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

【平均発生間隔(A)】

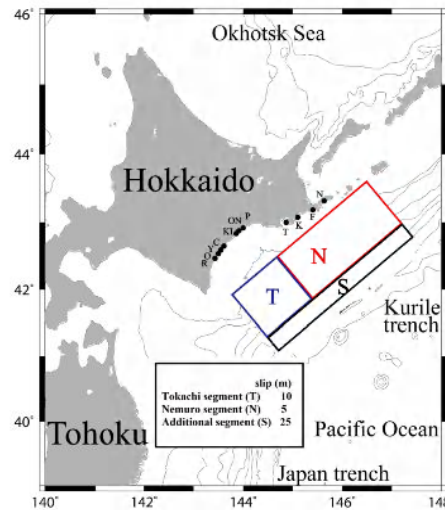
- 約500年

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

(内閣府中央防災会議(2006))

【17世紀の地震のすべり量分布(B)】

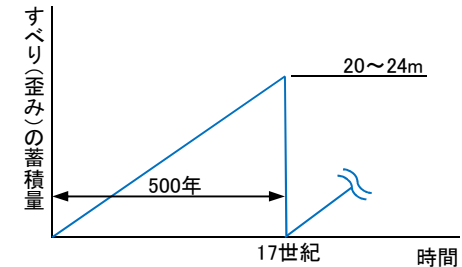
- 最大すべり量25m



(文部科学省(2012))

【すべり(歪み)の蓄積量(C)】

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



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

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.3 破壊伝播に関する検討

SO : 審査会合コメントNo.

1. 波源域及びすべり量に関する検討

(1) 構造的特徴に関する検討

【検討内容】

- 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の発生領域とテクトニクス背景等から破壊のバリアとなる構造的特徴を整理。
 - ✓ 日本海溝沿い(3.11地震)
 - ✓ 南米チリ
 - ✓ スマトラ
 - ✓ アラスカ・アリューシャン(追加検討)

【検討結果】

- 日本海溝・千島海溝沿いの地震発生履歴、テクトニクス背景等の類似性から、破壊のバリアとなる構造的特徴を評価。
 - ✓ 千島前弧スリバー北東端
 - ✓ 納沙布断裂帯
 - ✓ 日本海溝・千島海溝島弧会合部

S29 S38

(2) 固着域、すべり量に関する検討(追加検討)

【検討内容】

- 3.11地震から得られた知見、国内外で発生したM9クラスの巨大地震に関する地震学的・地質学的・測地学的知見から、巨大地震を発生させる固着域、最大すべり量に関する知見を整理。

【検討結果】

- 地震学的・測地学的知見、並びに3.11地震から得られた知見を踏まえ三陸沖北部、十勝沖・根室沖の固着度、最大すべり量を評価。
 - ✓ 三陸沖北部 固着度: 中, 最大すべり量: 1968年十勝沖地震に伴う津波
 - ✓ 十勝沖・根室沖 固着度: 大, 最大すべり量: 17世紀の地震

(3) 破壊伝播に関する検討(追加検討)

【検討内容】

- 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の破壊過程に関する知見を整理。

【検討結果】

- 断層セグメント間の相互作用に関する検討、2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討から、三陸沖北部、十勝沖・根室沖の固着域を起点とする破壊が構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぐ可能性は低いと評価。

2. 地震発生履歴に関する検討

(1) 文献調査

【検討内容】

- 日本海溝沿い、千島海溝沿いで発生した津波(近地津波)、遠地津波に関する文献調査を実施。

【検討結果】

- 発電所に影響を及ぼした津波は、日本海溝沿いの津波であり、敷地周辺に最も影響を及ぼした津波を1856年の津波と評価。

(2) 津波堆積物調査(追加検討)

【検討内容】

- 歴史記録よりも過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性を検討するため、同規模の地震発生の可能性を指摘する知見(Minoura et al.(2013)他)を整理。
 - ✓ 1611年の津波
 - ✓ 500年間隔地震
 - ✓ 上記地震を上回る巨大地震の可能性
- 東通村周辺における津波堆積物調査を新たに実施。

【検討結果】

- 調査結果、並びに数値シミュレーションに基づく水理学的特徴から、過去にM9クラスの巨大地震による津波が襲来した可能性は低いと評価。

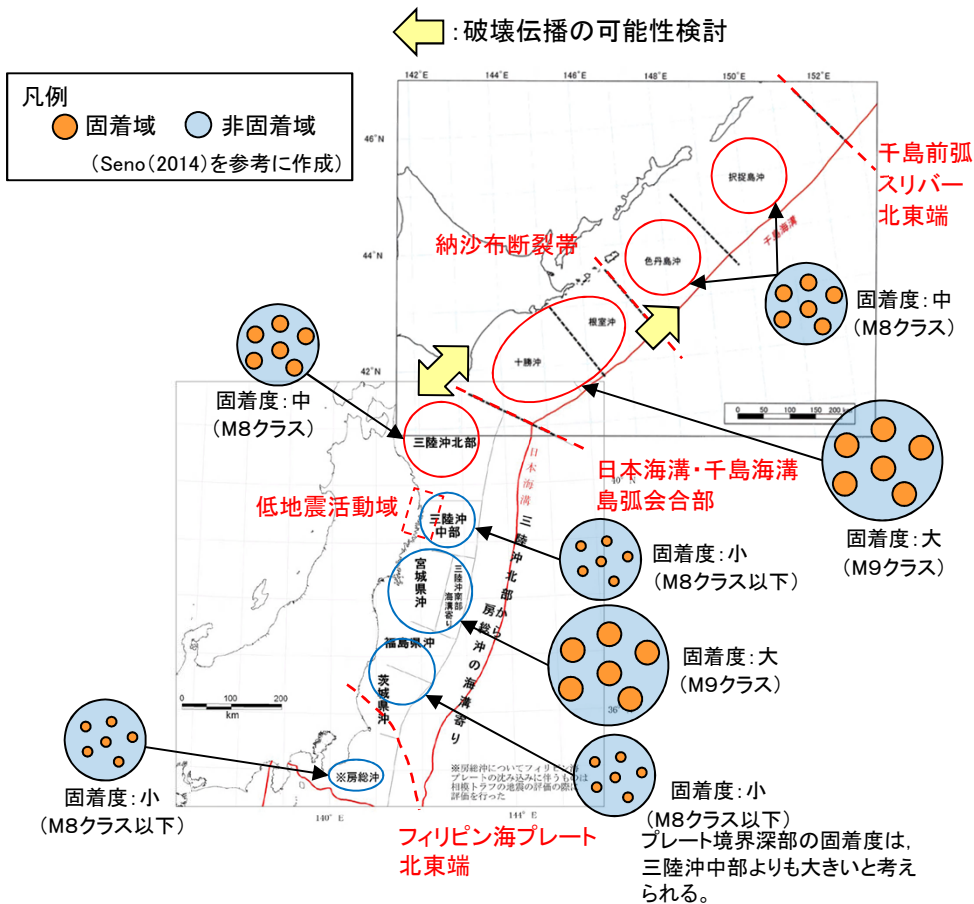
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.3 破壊伝播に関する検討: 検討方針

- 三陸沖北部, 十勝沖・根室沖の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)が, 構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぎ, 隣接するセグメントまで伝播する可能性について, ①断層セグメント間の相互作用に関する検討, ②2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式*を踏まえた検討から評価する。

*:スマトラ島沖は, 千島海溝沿いと様様にほぼ空白域無く既往地震が発生している沈み込み帯であり, 2004年スマトラ～アンダマン地震は, スマトラを起点(震源)として隣接するセグメントへ破壊が伝播した巨大地震である。



各領域における固着度に関する検討結果
 (地震調査研究推進本部(2004, 2012)に一部加筆)

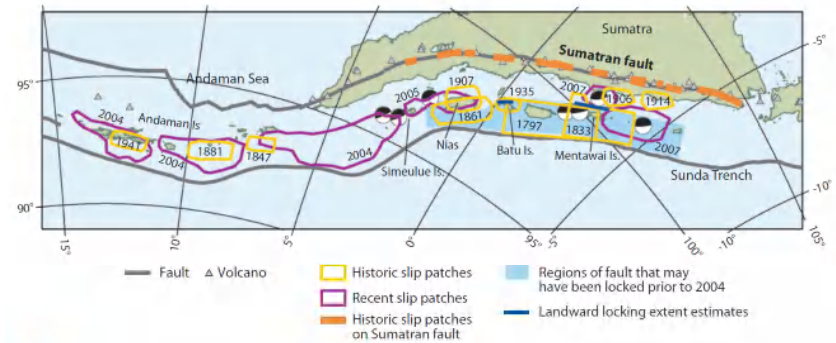


Figure 10

Map of the Sunda margin showing approximate regions of coseismic slip and regions where the subduction fault may have been locked prior to 2004. Slip patches are labeled by year of earthquake occurrence. Regions of fault that may have been locked prior to 2004 are compiled from Prawirodirdjo et al. (1997) and McCaffrey (2002). Landward (downdip) locking extent estimates (thick blue lines) are from Zachariassen et al. (1999) and Natawidjaja et al. (2007) for the Mentawai Islands region and from Natawidjaja et al. (2004) for the Batu Islands region. Earthquake slip sources: 1847, 1881, and 1947 Andaman from Bilham et al. (2005); 1861, 1906, 1907, and 1914 Sumatran forearc from Newcomb & McCann (1987); 1797 and 1833 from Natawidjaja et al. (2006); 2004 slip from Subarya et al. (2006); 2005 slip from Briggs et al. (2006); 2007 slip from USGS seismological slip models at <http://earthquake.usgs.gov/regional/world/historical.php>. Historic slip patches on the Sumatran fault are from Sorensen (2008).

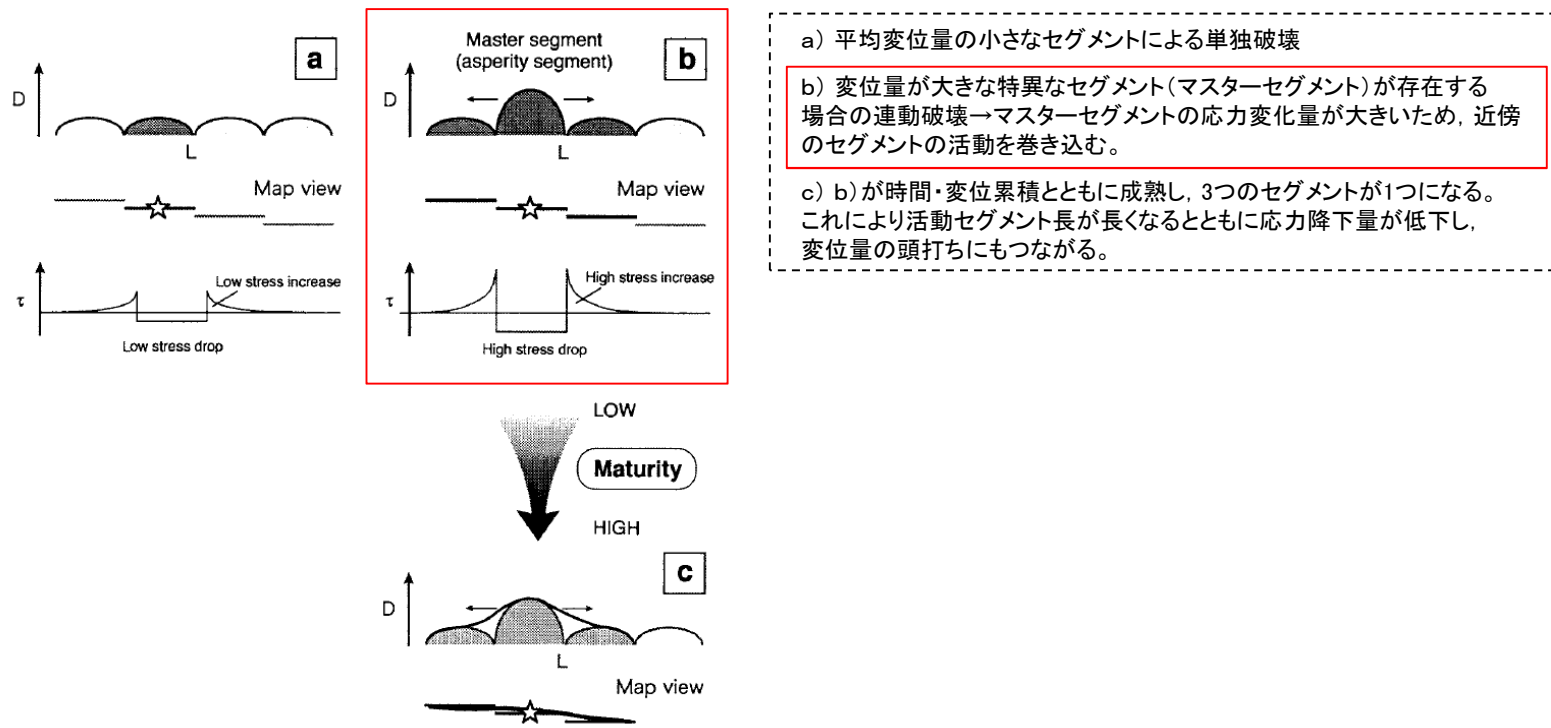
スマトラ島沖における既往地震の発生領域
 (McCaffrey (2009))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.3 破壊伝播に関する検討: 断層セグメント間の相互作用に関する検討

- 活断層の連動時における断層セグメント間の相互作用に関する知見(遠田(2004))を踏まえると、歪みを蓄積する量に限度がある三陸沖北部、十勝沖・根室沖の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)が、既往最大規模の地震よりもさらに応力を高め、構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぎ、隣接するセグメントまで伝播する(活動を巻き込む)可能性は低いと考えられる。



断層セグメント間の相互作用に関する模式図
(遠田(2004)に一部加筆)

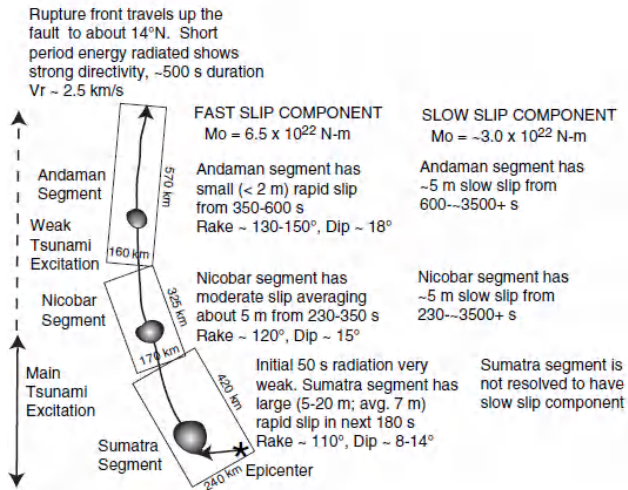
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

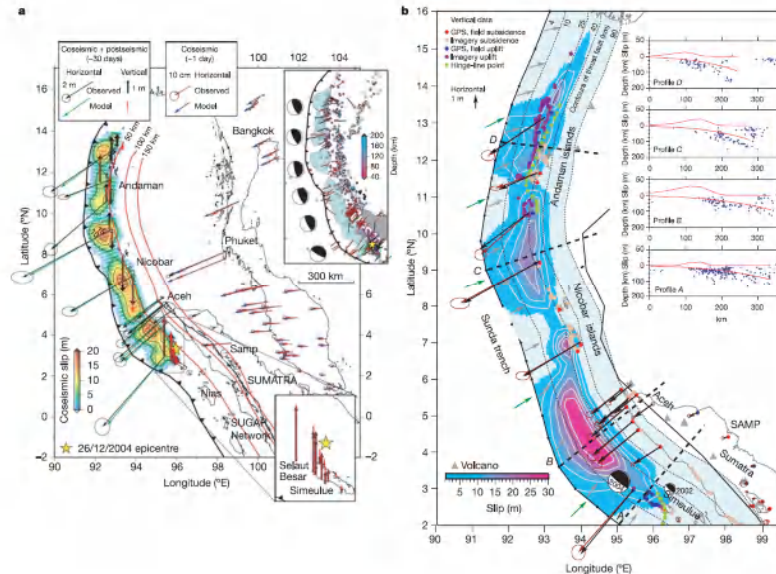
2.3.3 破壊伝播に関する検討: 2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討

■ 2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊現象

- 2004年スマトラ～アンダマン地震は、スマトラ島沖を震源としてアンダマン諸島沖へ約1300km破壊が伝播したMw9.1～9.3の巨大地震であり、そのメカニズム解は、低角の逆断層地震である(Lay et al.(2005))。
- なお、同地震のすべり分布は、震源となったスマトラが最も大きく、北へ行くにつれて小さくなるものの、震源域全体に亘ってすべりが生じており(Lay et al.(2005), Subarya et al.(2006))、大きなすべりが生じた領域が限定的であった3.11地震と対照的である。



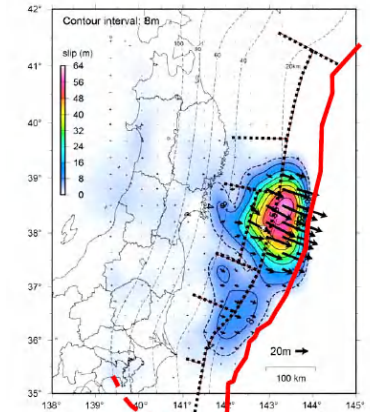
2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊過程 (Lay et al.(2005))



a. 地震すべり及び地震後1ヶ月の余効すべりによる測地データから算定されたすべり分布

b. 地震前後の地震すべりによる測地データから算定されたすべり分布

測地データから算定された2004年スマトラ～アンダマン地震のすべり分布 (Subarya et al.(2006))



GPS+海底基準点 国土地理院・海上保安庁作成

GPSデータから算定された3.11地震のすべり分布 (地震調査研究推進本部(2012))

M9クラスの巨大地震を発生させる固着域が存在する十勝沖・根室沖を起点(震源)として、千島海溝沿いに破壊伝播する可能性について(2004年スマトラ～アンダマン地震と同様の破壊現象が生じる可能性について)、①テクトニクス背景と破壊現象、②巨大地震の破壊様式の分類の観点から検討する。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.3 破壊伝播に関する検討: 2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討

■スマトラ島沖のテクトニクス背景と破壊領域の端部(南東端)の関係

- 2004年スマトラ～アンダマン地震の震源域は、約500年間隔で繰り返し巨大地震が発生しており、いずれの地震も震源域の南に位置する構造的特徴(破壊のバリア、詳細はp22に記載)を跨ぐ破壊伝播は生じていない。

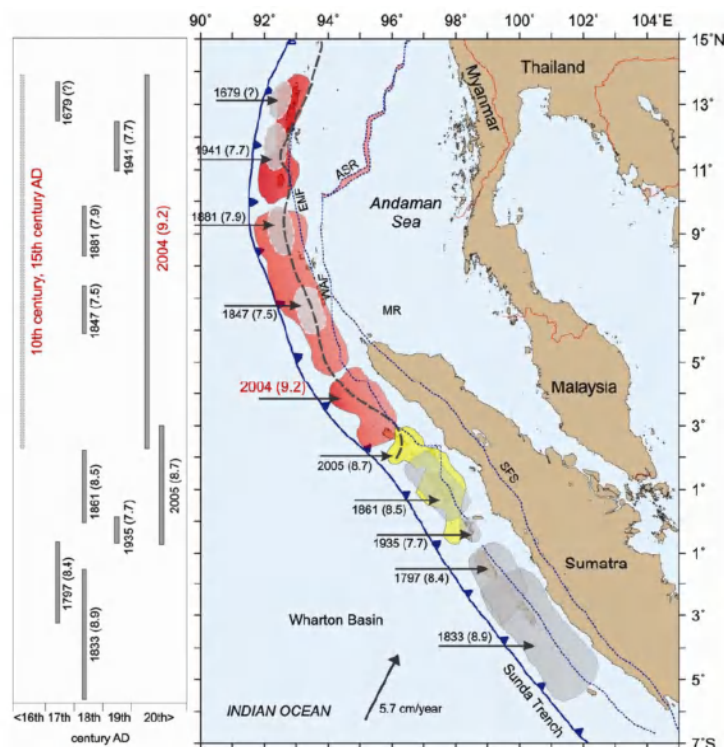


Figure 9. (Right) Seismotectonic setting of the Sumatra-Andaman subduction zone showing rupture areas (shaded) of significant earthquakes. (Left) Their spatial and temporal rupture estimates. Faults marked on the overriding plate are EMF, WAF, SFS and ASR (from Natawidjaja³¹). Historical earthquake ruptures are shaded in grey (from refs 18, 53 and 55); the 2004 and 2005 ruptures are in red and yellow respectively (from Chlieh *et al.*³²). EMF, Eastern Margin Fault; WAF, West Andaman Fault; ASR, Andaman Spreading Ridge; SFS, Sumatra Fault System.

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

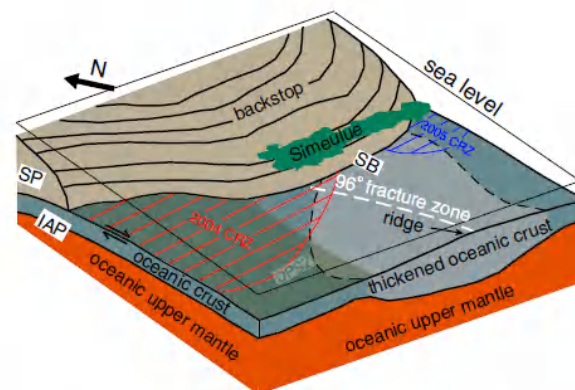


Figure 4. Cartoon illustrating the segmentation of the 2004–2005 megathrust rupture in the Sumatra subduction zone around Simeulue Island. The accretionary complex removed for simplicity. CRZ: coseismic rupture zone; SP: Sunda plate. Other labels same as in Figures 2 and 3.

2004年と2005年の地震の境界部における地下構造の模式図
(Tang *et al.*(2013))

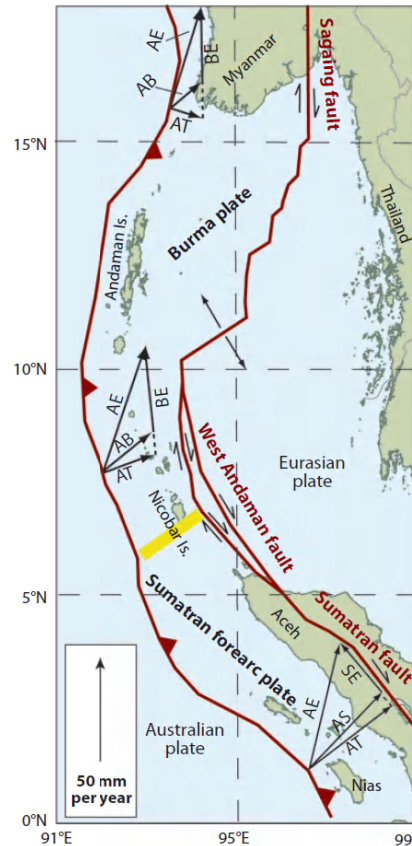
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

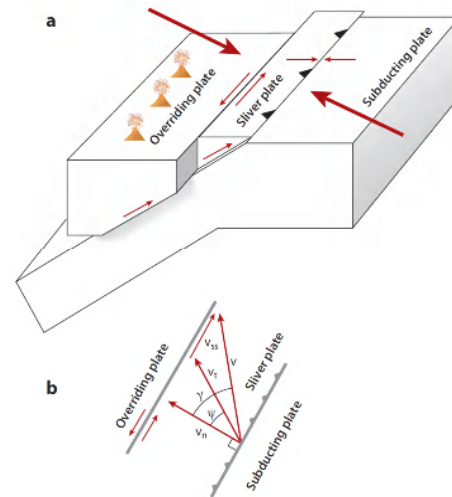
2.3.3 破壊伝播に関する検討:2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討

■スマトラ島沖のテクトニクス背景と破壊伝播方向の関係

- スマトラ島～アンダマン諸島沖は、インド・オーストラリアプレートがユーラシアプレートに斜めに沈み込むことにより、スマトラマイクロプレート、ビルママイクロプレートが形成されており、2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊の伝播方向は、前弧スリバーの運動方向と一致している(MaCaffrey(2009), Lay et al.(2005))。



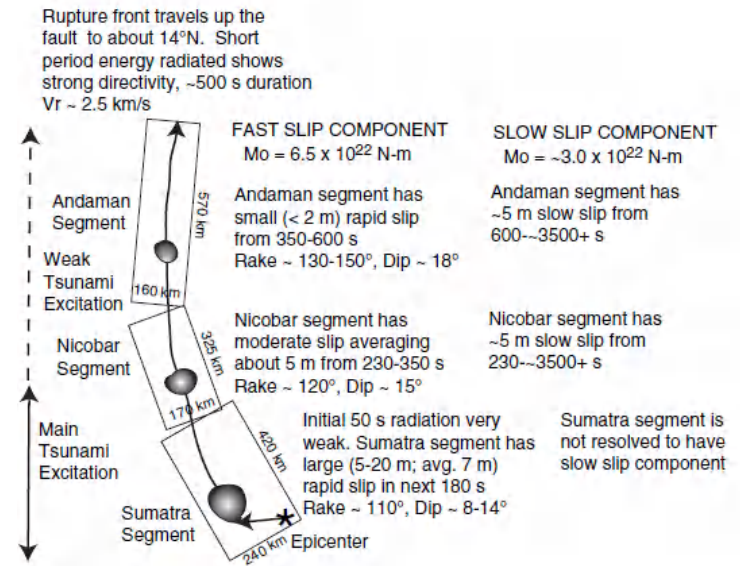
スマトラマイクロプレートとビルママイクロプレートの運動方向
(MaCaffrey(2009))



前弧スリバーの形状と斜め沈み込みによる
プレート運動(概要図)
(MaCaffrey(2009))

Abbreviations

AB: Australian-Burma motion
AE: Australian-Eurasian motion
AS: Australian-Sumatran forearc motion
AT: Australian-Trench motion (component of convergence across subduction zone)
BE: Burma-Eurasian motion
SE: Sumatran forearc-Eurasian motion



2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊過程
(Lay et al.(2005))

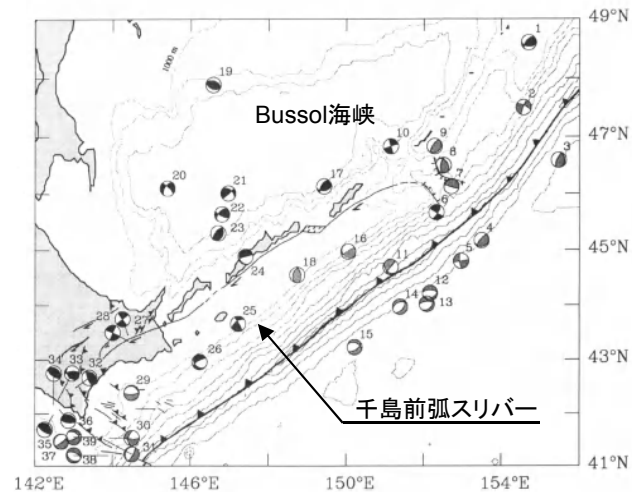
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

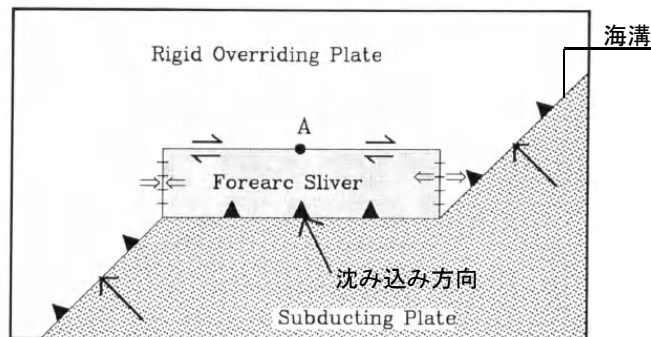
2.3.3 破壊伝播に関する検討: 2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討

■ 千島海溝沿いのテクトニクス背景からの検討

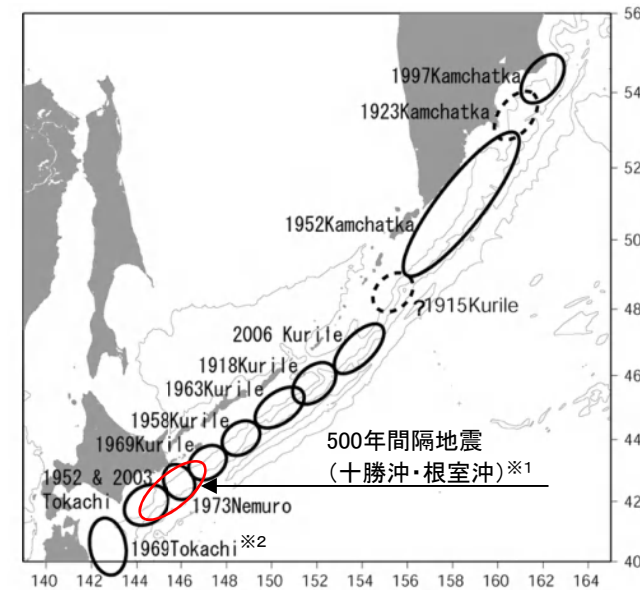
- ・ 日本海溝・千島海溝の島弧会合部は、巨大地震の破壊のバリアとなる地下構造の不連続性を示す構造的特徴を有する。
- ・ また、十勝沖・根室沖の固着域は(500年間隔地震の発生領域は)、千島前弧スリバーの運動方向の末端に位置し、前弧スリバーの運動方向への破壊伝播の可能性は低いと考えられる。



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)



千島海溝沿いで発生した既往地震の震源域
(文部科学省(2007))に一部加筆)

※1: 文部科学省(2012)で示されている17世紀の地震の断層モデルを基に記載。

※2: 1968年Tokachi(=1968年十勝沖地震)の誤記と考えられる。

2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊様式と日本海溝・千島海溝のテクトニクス背景の比較から、十勝沖・根室沖の固着域を起点(震源)とする破壊が、構造境界(破壊のバリア)を跨ぐ可能性は低いと考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.3 破壊伝播に関する検討: 2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討

■巨大地震の破壊様式の分類からの検討①

- Koyama et al.(2012), 小山ほか(2012)は, 3.11地震のほか, 世界でM9クラスの巨大地震が発生している各海域の地震活動(セグメンテーション), メカニズム解, 破壊パターン, テクトニクス背景等から, 以下に示すとおり各巨大地震の破壊様式を分類している。

【地震活動(セグメンテーション)】

①along-dip double segmentation(ダブルセグメント)

- 島弧沿いに並んだ活発な地震活動と海溝沿いの不活発な地震活動帯が海溝軸に並行に二重に存在し, 主要な破壊(大きなすべり)は海溝軸直交方向に進行する地震活動を示す。
- 海溝から島弧まで幅が広く, 震源域を取り囲むような領域で, 大きな地震前に地震活動が活発化する。
- 3.11地震, 1964年アラスカ・アリューシャン地震, 1952年カムチャッカ地震がこのタイプに分類される(詳細は, 次頁に示す)。

②along-strike single segmentation(シングルセグメント)

- プレート境界の浅部がほぼ100%固着し, 海溝に沿って破壊が広がる地震活動を示す。
- 地震活動の幅が狭く, 巨大地震が発生する前に震源域全体が鎮静化するseismic gap(地震空白域)が顕著に現れる。
- 2004年スマトラ～アンダマン地震, 1960年チリ地震, 2010年チリ地震がこのタイプに分類される(詳細は, 次頁に示す)。

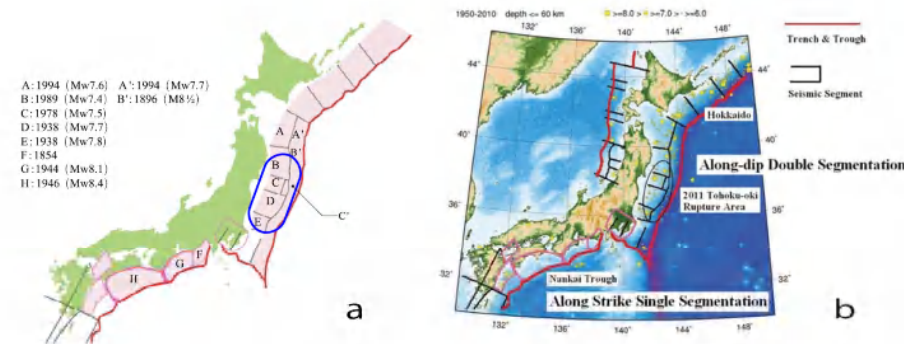


Fig. 1. Seismic activity in Japan and its vicinity. a: Seismic segmentation used in the official earthquake forecasting⁴ of the Evaluation of Major Subduction Zone Earthquakes by the Headquarters for Earthquake Research Promotion. The historically largest earthquake in each segment is indicated. b: Epicenters of earthquakes (yellow symbols classified by magnitude) from 1950 to 2010 with magnitudes given by Japan Meteorological Agency equal to, or larger than, 6.0 and focal depths equal to, or shallower than, 60 km. Trenches and troughs near Japan are illustrated by red curves. The 2011 Tohoku-oki megathrust earthquake ruptured the area circled by the solid ellipse, where along-dip double segmentation (ADDS) is obvious. Along-strike single segmentation (ASSS) can be found in the Nankai Trough, where little recent seismic activity has been observed. Such regions are often called seismic gaps. ⁴<http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/?lang=en> (2010).

日本周辺の地震活動(Koyama et al.(2012))

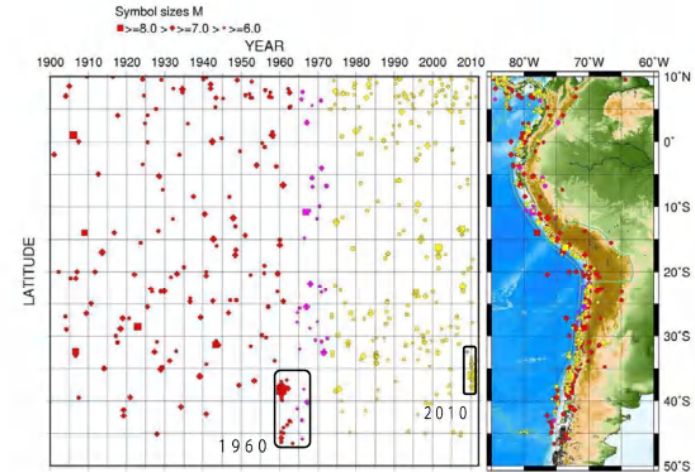


Fig. 2. Seismic activity along the Chilean subduction zone. We notice sparse seismicity prior to the 1960 and 2010 great earthquakes (seismic gap) and a narrow seismically active area along the subduction zone. These are typical characteristics of ASSS. Epicenters relocated by Engdahl *et al.* (1998) are used from 1900 to 1972. From 1973 to July 2011, the USGS NEIC database⁵ has been analyzed. ⁵http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/cqarchives/epic/epic_global.php.

チリの沈み込み帯における地震活動(Koyama et al.(2012))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.3 破壊伝播に関する検討:2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討

■ 巨大地震の破壊様式の分類からの検討②

- 世界の巨大地震は、地震活動(セグメンテーション)、テクトニクス的背景の比較から、(1)1960年チリ型、(2)1964年アラスカ型、(3)2004年スマトラ型、(4)2011年東北沖型の4つの破壊様式に分類され(Koyama et al.(2012))、千島海溝のテクトニクス的背景は、スマトラ島沖と同じ斜め沈み込み帯であるが、破壊現象に大きな影響を及ぼす地震活動(セグメンテーション)は異なる。

世界で発生した巨大地震の比較(Koyama et al.(2012)に一部加筆)

Event	Overriding Plate	Segmentation	Remarks
2004 Sumatra*	Continental Margin	Single	Oblique
1957 Andeanof	Continental Margin	Single	Oblique
1960 Rat Island	Continental Margin	Single	Oblique
1060 Chile	Continent	Single	Cordilleran Orogeny ⁷
2010 Chile	Continent	Single	Cordilleran Orogeny
1964 Alaska	Continent	Double	Cordilleran Orogeny
1952 Kamchatka	Continental Margin	Double	Cordilleran Orogeny
2011 Tohoku-oki	Continental Margin	Double	Pacific-type Orogeny ⁸

*Boldface indicates a typical end-member characterized by the category of single/double segmentation, orthogonal/oblique subduction and type of overriding plate/orogeny. ⁷: Uyeda (1982); ⁸: Maruyama (1997).

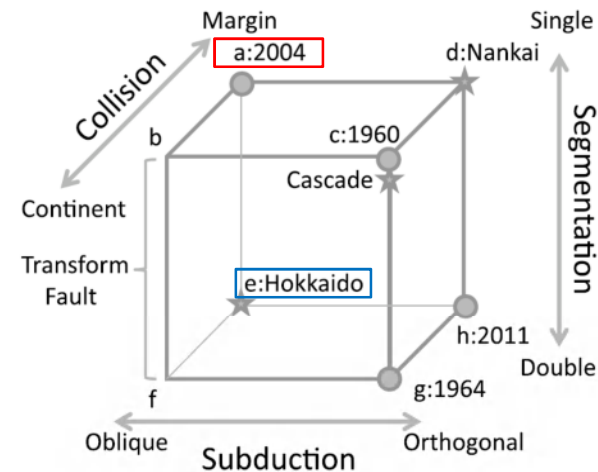


Fig. 7. Variability of megathrust earthquakes in terms of seismic segmentation (along-strike single segmentation, ASSS or along-dip double segmentation, ADDS), subduction zone geometry (orthogonal or oblique) and collision with continental plate or continental margin. Typical end-members of great earthquakes are plotted by solid circles with their year of occurrences. Possible future large earthquakes in Hokkaido and Nankai Trough (Fig. 1(b)) and the Cascade subduction zone are indicated by stars.

巨大地震の破壊様式の分類(Koyama et al.(2012) に一部加筆)



以上から、十勝沖・根室沖の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)は、2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊現象とは異なると考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価
2.3 波源域及びすべり量に関する検討

2.3.4 まとめ

・各検討結果(整理表)を以下に示す。

— : 構造境界(破壊のバリア)
— : (参考)低地震活動域

		構造的特徴に関する検討		固着域, すべり量に関する検討		破壊伝播に関する検討		
	地震本部の領域区分	テクトニクス背景	構造的特徴	固着度*	すべり量	破壊伝播範囲	内容	
千島海溝		陸側のプレートの下に、太平洋プレートが沈み込む。	①千島前弧スリバーの北東端 ・千島前弧スリバーの形成により、背弧側とは別の剛体運動をしている(Demets(1992)他)。 ・1963年の地震と2006年の地震の境界に一致(文部科学省(2013))。 ②納沙布断裂帯 ・納沙布断裂帯の両側で堆積厚さが異なり、地下構造の不連続性を有する。これが地震活動ブロック構造(Barrier)を支配する要因の1つと考えられる(Kasahara et al.(1997))。 ③日本海溝・千島海溝島弧会合部 ・日高衝突帯の下部地殻の剥落に相当する低速度領域が破壊のバリアになる可能性がある(Liu et al.(2013), 文部科学省(2013))。 ④フィリピン海プレート北東端 ・テクトニクス背景(地下構造の不連続性)が破壊のバリアとして作用する重要な役割を果たす可能性がある(Shinohara et al.(2011))。 (参考)⑤低地震活動域 ・非地震性のすべりにより歪みが解放される低地震活動域が存在する(Ye et al.(2012))。	—	—			
	択捉島沖	千島前弧スリバーが形成されている。		①	中	—		
	色丹島沖			②	中	—		
	根室沖			③	大	地震学的・地質学的・測地学的見地から、17世紀の地震のすべり量は最大規模と評価。	500年間隔地震の波源域	・蓄積する歪みの量には限度があり、既往地震よりもさらに応力を高めることはできない。 ・スマトラ島沖で発生している巨大地震の破壊様式との類似性はない。
	十勝沖			⑤	中	地震学的・測地学的見地、並びに3.11地震時の宮城県沖のすべり様式との比較から、1968年十勝沖地震のすべり量は最大規模と評価。	三陸沖北部の地震の波源域	蓄積する歪みの量には限度があり、既往地震よりもさらに応力を高めることはできない。
日本海溝	三陸沖北部	日本海溝・千島海溝島弧会合部(下部地殻の剥落)	⑤	小	—	東北地方太平洋沖型の地震の波源域	プレート境界深部の低地震活動域が、隣接する領域からの破壊伝播を防ぐ。	
	三陸沖中部	陸側のプレートの下に、太平洋プレートが沈み込む。	④	大	地震学的・地質学的・測地学的見地から、3.11地震のすべり量は最大規模と評価。		蓄積する歪みの量には限度があり、3.11地震よりもさらに応力を高めることはできない。	
	宮城県沖		④	小	—			
	福島県沖～茨城県沖		④	小	—			
	房総沖	陸側のプレートの下に、フィリピン海プレートが沈み込み、さらに下方に、太平洋プレートが沈み込む。		小	—		フィリピン海プレートの北東端が、隣接する領域からの破壊のバリアとなる。	

*: M9クラスの巨大地震を発生させる宮城県沖の固着の強さに対する度合い(大小)。

2. 4 地震発生履歴に関する検討

- 2. 4. 1 文献調査 68
- 2. 4. 2 津波堆積物調査 75
- 2. 4. 3 まとめ 118

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.1 文献調査

SO : 審査会合コメントNo.

1. 波源域及びすべり量に関する検討

(1) 構造的特徴に関する検討

【検討内容】

- 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の発生領域とテクトニクス背景等から破壊のバリアとなる構造的特徴を整理。
- ✓ 日本海溝沿い(3.11地震)
- ✓ 南米チリ
- ✓ スマトラ
- ✓ アラスカ・アリューシャン(追加検討)

【検討結果】

- 日本海溝・千島海溝沿いの地震発生履歴、テクトニクス背景等の類似性から、破壊のバリアとなる構造的特徴を評価。
- ✓ 千島前弧スリパー北東端
- ✓ 納沙布断裂帯
- ✓ 日本海溝・千島海溝島弧会合部

S29 S38

(2) 固着域、すべり量に関する検討(追加検討)

【検討内容】

- 3.11地震から得られた知見、国内外で発生したM9クラスの巨大地震に関する地震学的・地質学的・測地学的知見から、巨大地震を発生させる固着域、最大すべり量に関する知見を整理。

【検討結果】

- 地震学的・測地学的知見、並びに3.11地震から得られた知見を踏まえ三陸沖北部、十勝沖・根室沖の固着度、最大すべり量を評価。
- ✓ 三陸沖北部 固着度:中, 最大すべり量:1968年十勝沖地震に伴う津波
- ✓ 十勝沖・根室沖 固着度:大, 最大すべり量:17世紀の地震

(3) 破壊伝播に関する検討(追加検討)

【検討内容】

- 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の破壊過程に関する知見を整理。

【検討結果】

- 断層セグメント間の相互作用に関する検討、2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討から、三陸沖北部、十勝沖・根室沖の固着域を起点とする破壊が構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぐ可能性は低いと評価。

2. 地震発生履歴に関する検討

(1) 文献調査

【検討内容】

- 日本海溝沿い、千島海溝沿いで発生した津波(近地津波)、遠地津波に関する文献調査を実施。

【検討結果】

- 発電所に影響を及ぼした津波は、日本海溝沿いの津波であり、敷地周辺に最も影響を及ぼした津波を1856年の津波と評価。

(2) 津波堆積物調査(追加検討)

【検討内容】

- 歴史記録よりも過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性を検討するため、同規模の地震発生の可能性を指摘する知見(Minoura et al.(2013)他)を整理。
- ✓ 1611年の津波
- ✓ 500年間隔地震
- ✓ 上記地震を上回る巨大地震の可能性
- 東通村周辺における津波堆積物調査を新たに実施。

【検討結果】

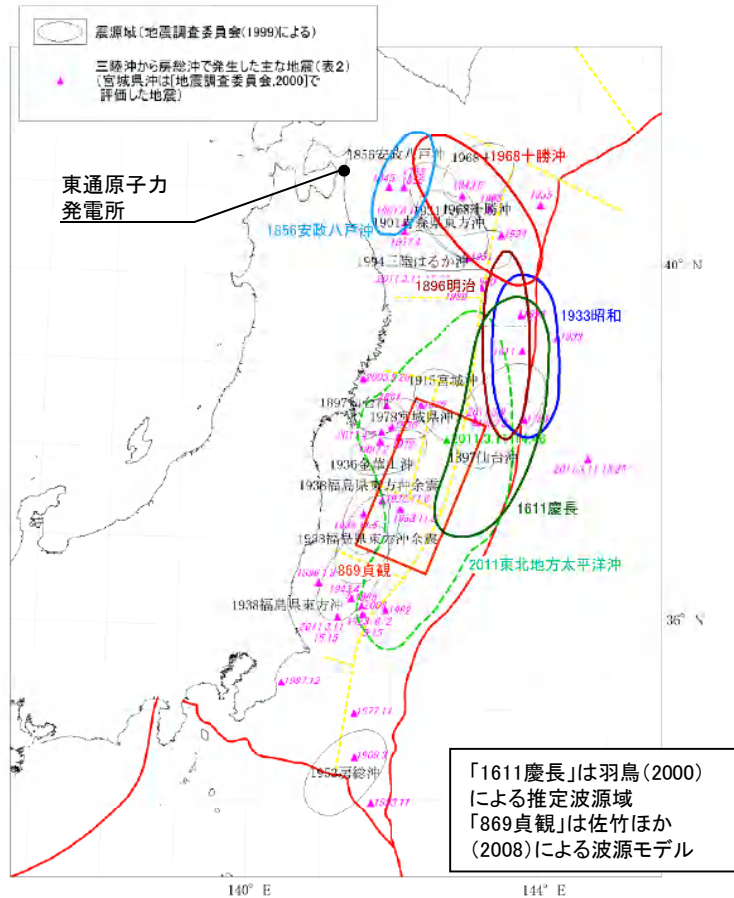
- 調査結果、並びに数値シミュレーションに基づく水理学的特徴から、過去にM9クラスの巨大地震による津波が襲来した可能性は低いと評価。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.1 文献調査: 近地津波(日本海溝沿い)

- 既往津波のうち、津波の大きさ、波源からの伝播距離及び津波被害の大きさから、下北半島に影響を及ぼしたと考えられる津波として、日本海溝沿いで発生した以下の7つの津波が抽出される。



- 1611年の津波
- 1677年の津波
- 1856年の津波
- 1896年明治三陸地震津波
- 1933年昭和三陸地震津波
- 1968年十勝沖地震に伴う津波
- 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波

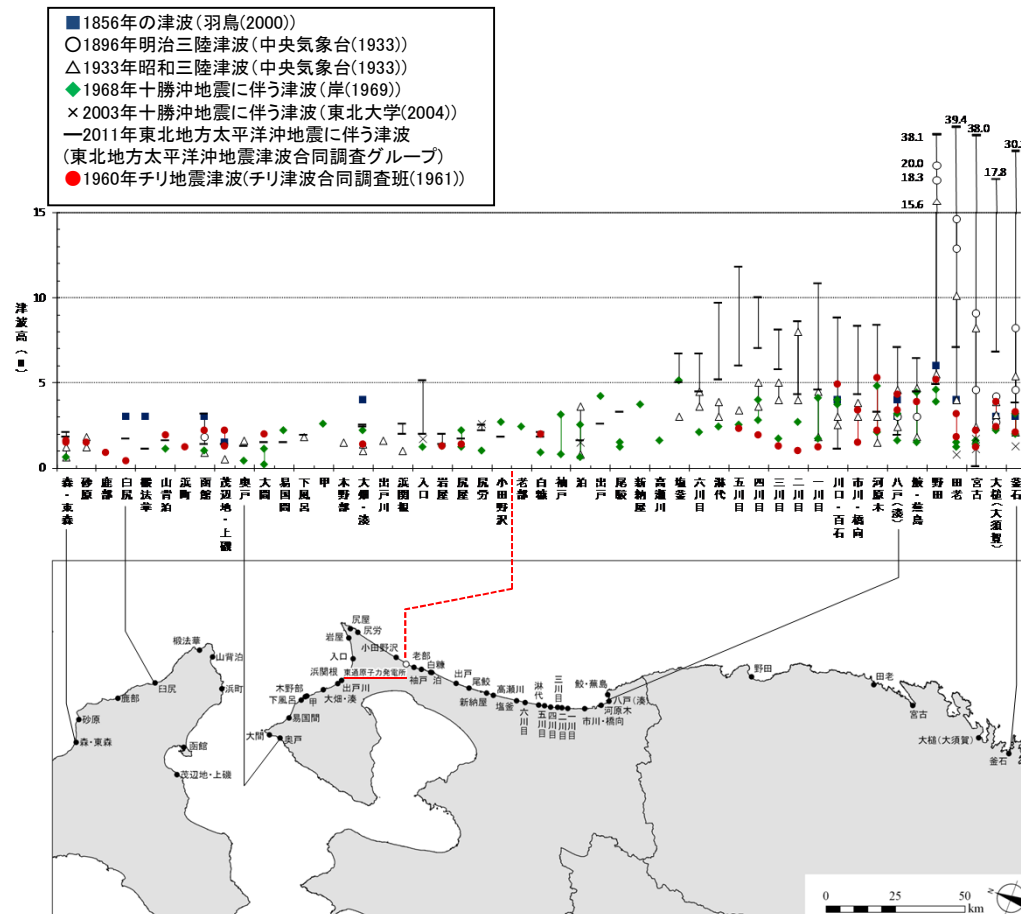
青森県東方沖から三陸沖で発生した津波の推定波源域
(地震調査研究推進本部(2012)に加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

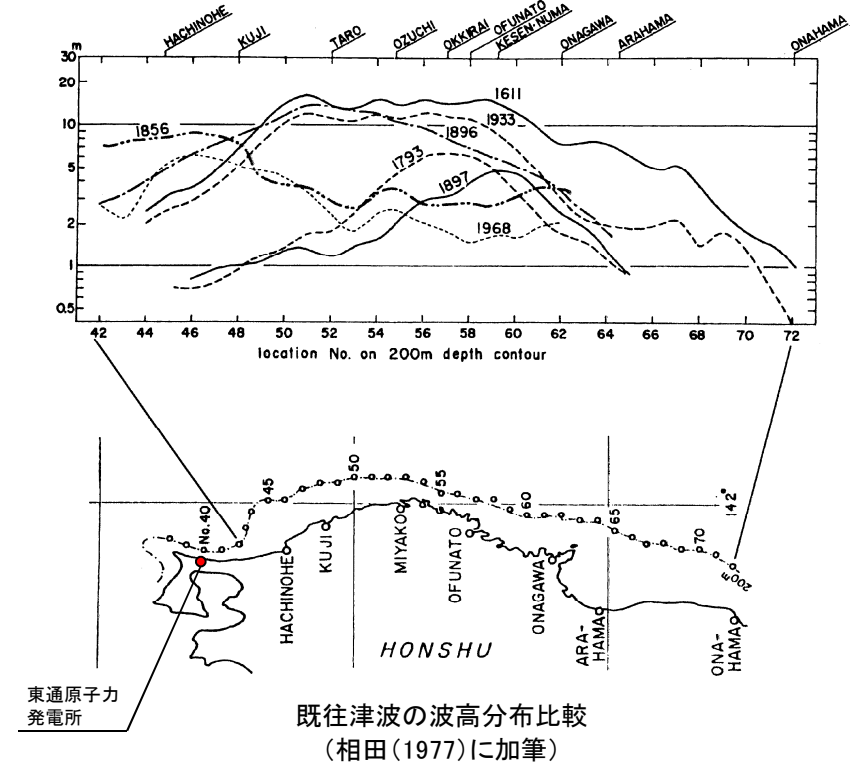
2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.1 文献調査: 近地津波(日本海溝沿い)

- 既往津波高, 相田(1977)による数値シミュレーションによる200m等深線上の波高の比較から, 敷地周辺に最も影響を及ぼしたと考えられる津波は, 1856年の津波と評価される。



主な既往津波高とその位置



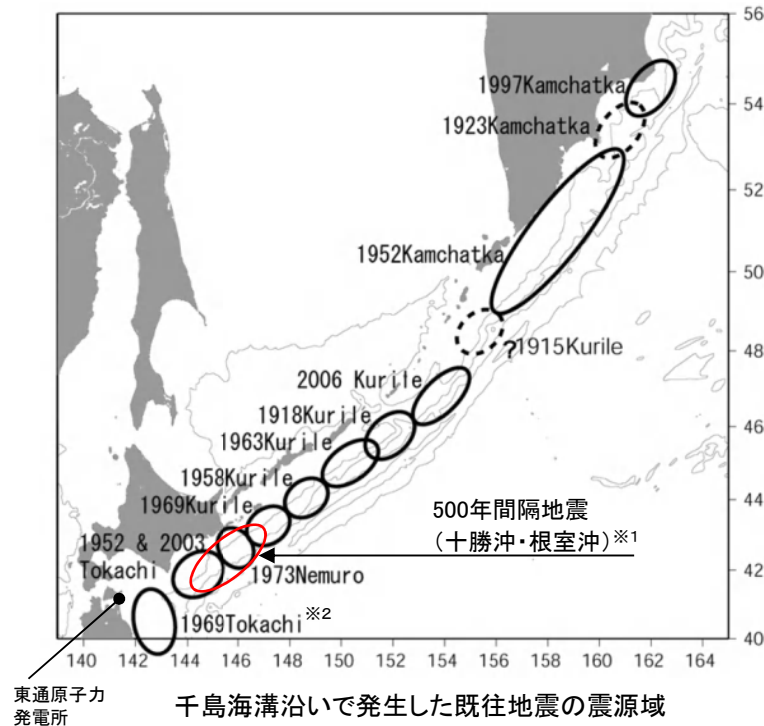
既往津波の波高分布比較
(相田(1977)に加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.1 文献調査: 近地津波(千島海溝沿い)

- 千島海溝沿いで発生したM8クラス以上の既往津波による東通原子力発電所周辺の津波高さは全て4m以下である。



※1: 文部科学省(2012)で示されている17世紀の地震の断層モデルを基に記載。

※2: 1968年Tokachi(=1968年十勝沖地震)の誤記と考えられる。

千島海溝沿いで発生した既往津波の津波高さ

既往地震			津波高さ	備考
発生場所	発生年	地震規模		
青森県東方沖	1968年	M7.9	泊(六ヶ所村): 2.5m	宇佐美ほか(2013)
十勝沖	1952年	M8.2	八戸: 2m	宇佐美ほか(2013)
根室沖	1973年	M7.4	花咲(根室市): 2.8m	宇佐美ほか(2013)
十勝沖・根室沖	17世紀	Mw8.6~8.8	東通村: 4m以下	地震規模: 中央防災会議(2005), 文部科学省(2012) 津波高さ: 中央防災会議(2005)
北海道東方沖	1969年	M7.8	八戸: 109cm	宇佐美ほか(2013)
択捉島沖	1958年	M8.1	花咲(根室市): 81cm	宇佐美ほか(2013)
択捉島沖	1963年	M8.1	八戸: 130cm	宇佐美ほか(2013)
ウルップ島沖	1918年	M8.2	函館: 50cm	渡辺(1998)
シムシル島沖	2006年	M8.1	八戸: 17cm	地震規模: 文部科学省(2007) 津波高さ: 気象庁(2007)
カムチャッカ半島南東沖	1952年	Mw9.0	函館: 0.5~1.5m	地震規模: 宇佐美ほか(2013) 津波高さ: 渡辺(1998)

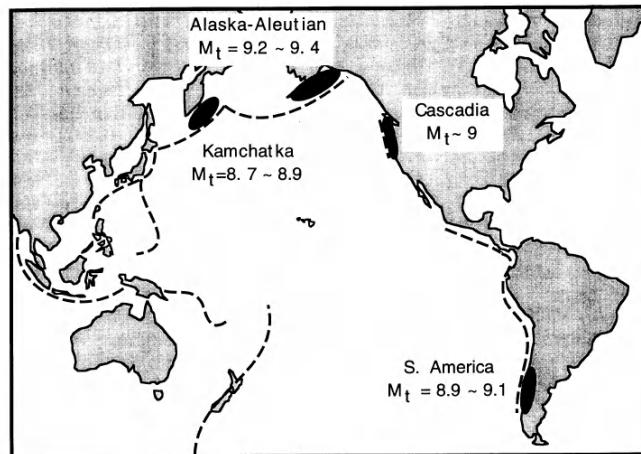
以上から、日本海溝沿いで発生する津波と比較して、千島海溝沿いで発生する津波が発電所の津波高さに与える影響は小さい。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

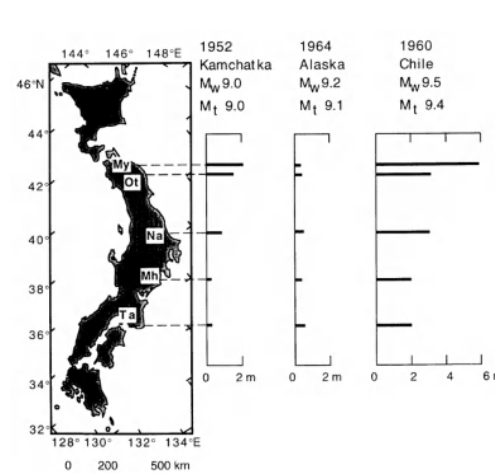
2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.1 文献調査:遠地津波

- 過去に世界で発生したM9クラスの巨大地震のうち三陸沿岸に最も影響を及ぼした遠地津波は、1960年チリ地震に伴う津波であり、敷地周辺における津波高さは、白糠(東通村)で、T.P.+2mが記録されている。
- 以上より、遠地津波で最大と考えられる1960年チリ地震に伴う津波における敷地への影響は、既往最大の近地津波である1856年の津波の津波高さを上回るものではないと評価される。

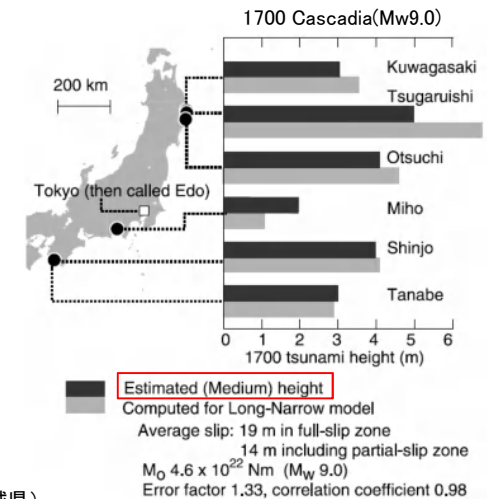


M9クラスの巨大地震発生位置
(都司ほか(1998))



My: 宮古(岩手県), Ot: 大槌(岩手県), Na: 那珂湊(茨城県)
Mh: 三保(静岡県), Ta: 田辺(和歌山県)

都司ほか(1998)



Estimated (Medium) height
Computed for Long-Narrow model
Average slip: 19 m in full-slip zone
14 m including partial-slip zone
 M_0 4.6×10^{22} Nm (M_w 9.0)
Error factor 1.33, correlation coefficient 0.98

Satake et al.(2003)に一部加筆

三陸沿岸に影響を及ぼしたM9クラスの巨大地震に伴う津波高さの比較



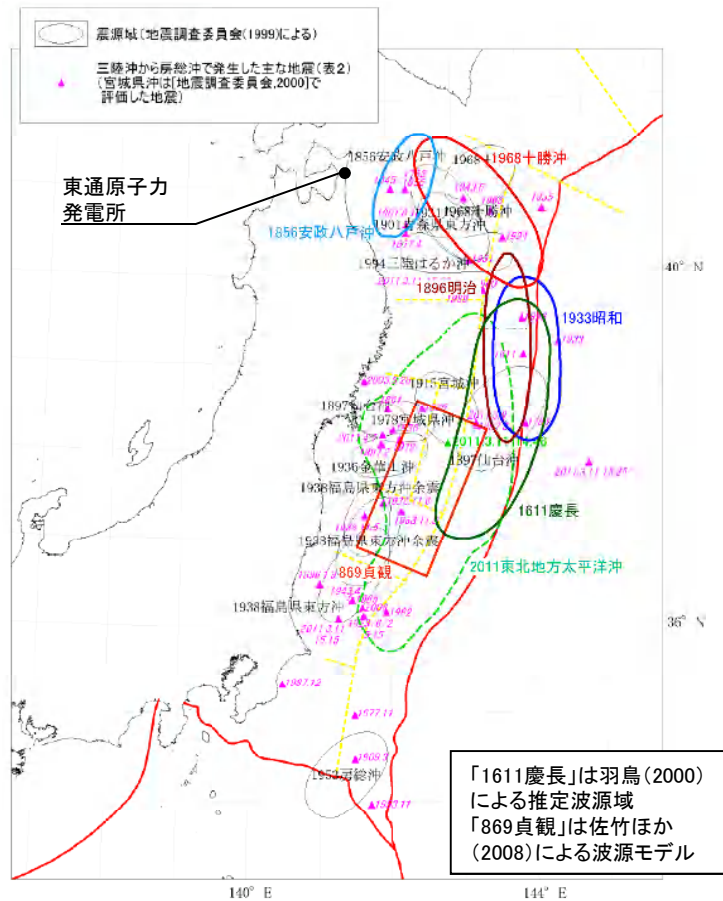
以上から、日本海溝沿いで発生する津波と比較して、遠地津波が発電所の津波高さに与える影響は小さい。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.1 文献調査:まとめ

- 日本海溝沿い・千島海溝沿いで発生した既往津波、遠地津波に関する文献調査の結果、発電所に影響を及ぼした津波は、日本海溝沿いの津波であり、敷地周辺に最も影響を及ぼした津波を1856年の津波と評価した。



青森県東方沖から三陸沖で発生した津波の推定波源域
(地震調査研究推進本部(2012)に加筆)

余白

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査

SO : 審査会合コメントNo.

1. 波源域及びすべり量に関する検討

(1) 構造的特徴に関する検討

【検討内容】

- 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の発生領域とテクトニクス背景等から破壊のバリアとなる構造的特徴を整理。

- ✓ 日本海溝沿い(3.11地震)
- ✓ 南米チリ
- ✓ スマトラ
- ✓ アラスカ・アリューシャン(追加検討)

【検討結果】

- 日本海溝・千島海溝沿いの地震発生履歴、テクトニクス背景等の類似性から、破壊のバリアとなる構造的特徴を評価。

- ✓ 千島前弧スリパー北東端
- ✓ 納沙布断裂帯
- ✓ 日本海溝・千島海溝島弧会合部

S29 S38

(2) 固着域、すべり量に関する検討(追加検討)

【検討内容】

- 3.11地震から得られた知見、国内外で発生したM9クラスの巨大地震に関する地震学的・地質学的・測地学的知見から、巨大地震を発生させる固着域、最大すべり量に関する知見を整理。

【検討結果】

- 地震学的・測地学的知見、並びに3.11地震から得られた知見を踏まえ三陸沖北部、十勝沖・根室沖の固着度、最大すべり量を評価。
- ✓ 三陸沖北部 固着度:中, 最大すべり量:1968年十勝沖地震に伴う津波
- ✓ 十勝沖・根室沖 固着度:大, 最大すべり量:17世紀の地震

(3) 破壊伝播に関する検討(追加検討)

【検討内容】

- 国内外で発生したM9クラスの巨大地震の破壊過程に関する知見を整理。

【検討結果】

- 断層セグメント間の相互作用に関する検討、2004年スマトラ～アンダマン地震の発生様式を踏まえた検討から、三陸沖北部、十勝沖・根室沖の固着域を起点とする破壊が構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぐ可能性は低いと評価。

2. 地震発生履歴に関する検討

(1) 文献調査

【検討内容】

- 日本海溝沿い、千島海溝沿いで発生した津波(近地津波)、遠地津波に関する文献調査を実施。

【検討結果】

- 発電所に影響を及ぼした津波は、日本海溝沿いの津波であり、敷地周辺に最も影響を及ぼした津波を1856年の津波と評価。

(2) 津波堆積物調査(追加検討)

【検討内容】

- 歴史記録よりも過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性を検討するため、同規模の地震発生の可能性を指摘する知見(Minoura et al.(2013)他)を整理。
- ✓ 1611年の津波
- ✓ 500年間隔地震
- ✓ 上記地震を上回る巨大地震の可能性
- 東通村周辺における津波堆積物調査を新たに実施。

【検討結果】

- 調査結果、並びに数値シミュレーションに基づく水理学的特徴から、過去にM9クラスの巨大地震による津波が襲来した可能性は低いと評価。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

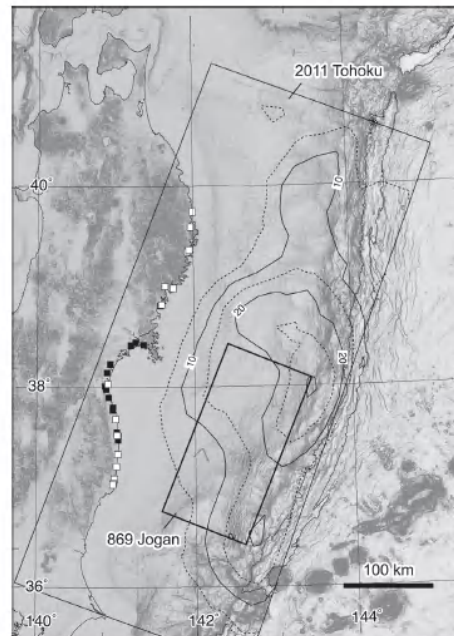
2.4.2 津波堆積物調査: 検討方針

- 津波堆積物から、過去の津波の規模(波源域, すべり量), 発生時期, 発生間隔等の情報を得ることができ, 日本海溝沿いでは869年の地震, 千島海溝沿いでは500年間隔地震が推定されている。
- 歴史記録よりも過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性を検討するため, 津波堆積物調査に関する文献調査を実施するとともに, 文献調査結果を踏まえた津波堆積物調査を追加実施した。

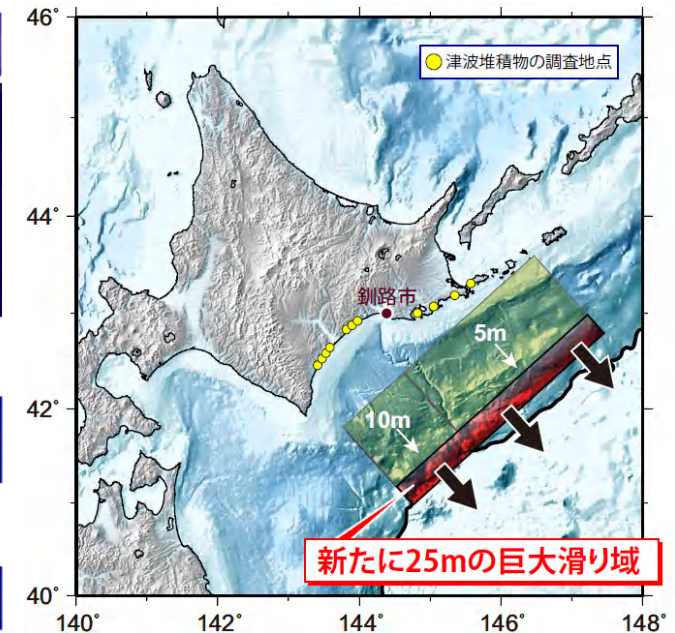
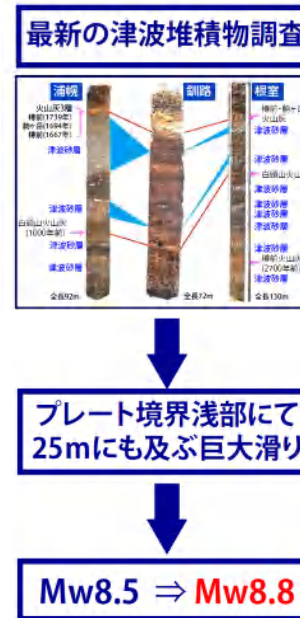
【津波堆積物から得られる情報】

津波堆積物	得られる情報
沿岸方向の広がり	波源域(断層面)の長さの推定
陸域方向の距離, 層厚	すべり量, 津波の周期の推定
層序	平均発生間隔の推定

【津波堆積物から推定された日本海溝・千島海溝沿いで発生した巨大地震】



■ : 869年の津波堆積物の存在が特定された場所
□ : 上記津波堆積物が特定されなかった場所



岩手・宮城・福島3県の沿岸部で行われた古津波堆積物研究の調査地域の分布及び3.11地震と869年の地震の断層面の比較(菅原(2014))

最新の津波堆積物調査から明らかにされた17世紀の地震の断層モデル(文部科学省測地学分科会(2012))

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

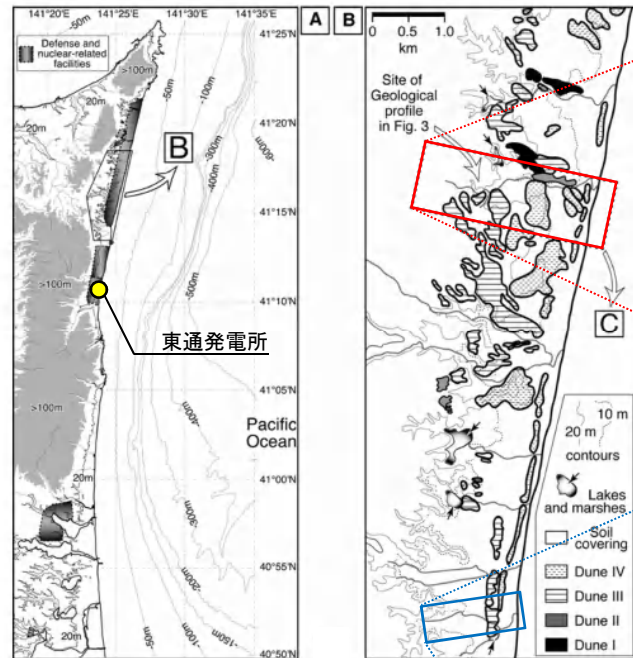
2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:文献調査※

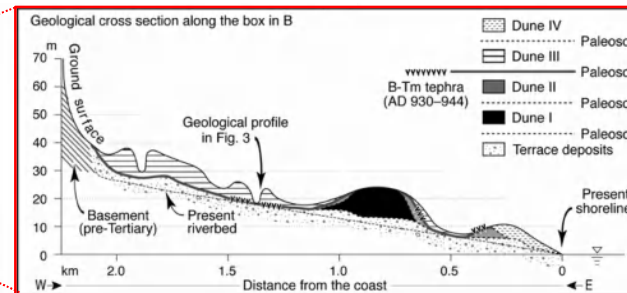
■M9クラスの巨大地震の発生可能性を指摘する知見①

- Minoura et al.(2013), Tanigawa et al.(2014)は、東通村周辺で津波堆積物調査を実施し、認められた津波堆積物の堆積年代、標高、沿岸からの距離等から、1611年の津波、500年間隔地震、もしくはこれまで確認されていない巨大地震の発生可能性を指摘している。

【青森県東通村で実施された津波堆積物調査位置(Minoura et al.(2013))に一部加筆】



■東通村猿ヶ森(Minoura et al.(2013))



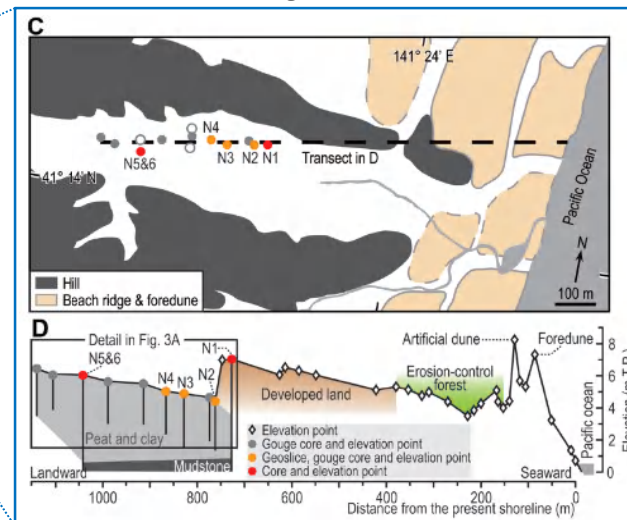
【調査結果の概要】

- ✓ 猿ヶ森砂丘(形成時期:14-17世紀)の下に、珪藻化石分析、堆積構造等から、津波堆積物と考えられる2枚の砂層を確認。

【津波堆積物の概要】

- ✓ 海岸線(現在)からの距離:約1.4km
- ✓ 標高:約20m
- ✓ 砂層厚
 - 塊状砂層:60cm~110cm
 - 平行葉理砂層:40cm~90cm
- ✓ 堆積年代:AD1269-1460

■東通村小田野沢(Tanigawa et al.(2014))



【調査結果の概要】

- ✓ ボーリング調査により5枚の砂層を確認。その内、珪藻化石分析、堆積構造及び内陸への連続性等から津波堆積物と考えられる3枚の砂層を確認。

【津波堆積物(最上位)の概要】

- ✓ 海岸線(現在)からの距離:約1km
- ✓ 標高:約5~6m
- ✓ 最大砂層厚:約10cm
- ✓ 堆積年代:AD1480-1770

※:津波堆積物に関する文献調査の実施プロセスについては、補足説明資料「3.6 文献調査の実施プロセス」に記載

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:文献調査

■M9クラスの巨大地震の発生可能性を指摘する知見②

- Minoura et al.(2013)は、東通村猿ヶ森で確認された津波堆積物の特徴から、以下の津波の可能性を指摘している。
 - ✓ 千島海溝沿いで発生している巨大地震(=500年間隔地震)のうち、12~13世紀に発生した津波の可能性がある。
 - ✓ 岡村・行谷(2011)は、1611年の津波は千島海溝沿いで発生していた可能性を指摘していることを踏まえると(Mw8.9)、1611年の津波による堆積物の可能性もある。
 - ✓ 内陸1.4km、標高20mの位置に存在することを踏まえれば、上記の地震規模を上回る地震(~Mw9.0)かもしれない。
- Tanigawa et al.(2014)は、東通村小田野沢で確認された津波堆積物の特徴から、Minoura et al.(2013)と同様にとっても大きな津波の可能性を指摘している。

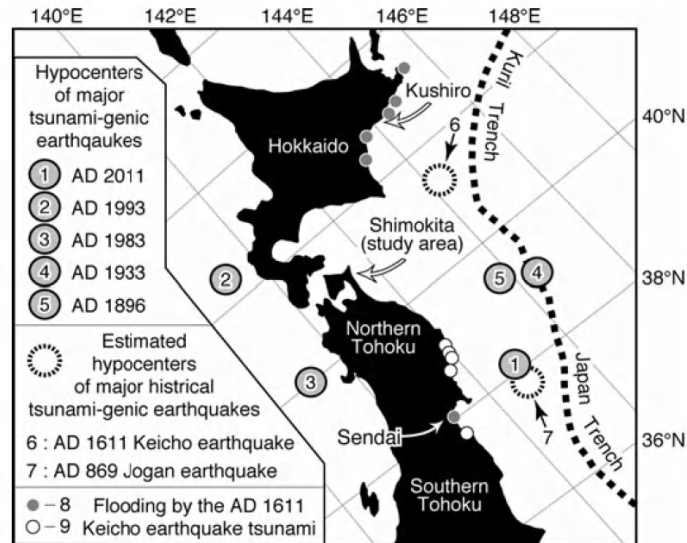


Fig. 1 Distribution of hypocenters of major tsunami-genic historical earthquakes in the forearc-backarc regions of northern Tohoku and Hokkaido. Estimated hypocenters of the AD 869 Jogan earthquake (7) and the AD 1611 Keicho earthquake (6) are referred from Watanabe (1998), Minoura et al. (2001), and Okamura and Namegaya (2011). 1 2011 Tohoku-Oki earthquake, 2 1993 Southwest-off Hokkaido earthquake, 3 1983 Japan Sea earthquake, 4 1933 Showa-Sanriku earthquake, 5 1896 Meiji-Sanriku earthquake, 6 Keicho earthquake tsunami deposits (Minoura and Nakaya 1991; Okamura and Namegaya 2011), 7 historical records of the Keicho earthquake tsunami (Okamura and Namegaya 2011)

日本海溝・千島海溝沿いで発生した主な既往津波※ (Minoura et al.(2013))

※: 1611年の津波の波源域について、Minoura et al.(2013)は、岡村・行谷(2011)を引用し千島海溝沿いに設定しているが、Tanigawa et al.(2014)は日本海溝沿いに設定している。

500年間隔地震の発生履歴(内閣府中央防災会議(2006))

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?)	1430+	津波4
津波5	AD/BC?	?	津波5
津波6	2590-	1930+	津波6
津波7	2870~2920	?	津波7, 8
津波8	3220~3460	2440+	津波9
津波9	3690~3720	3830+	津波10
津波10	4200+	3340+	津波11
津波11	4580	3830+	津波12
津波12	4860+	4300+	津波13
津波13	5000-	4700+	津波14
津波14	5640+	4930+	津波15
津波15	6370-	4980+	津波16
		?	津波17
		?	津波18

Tanigawa et al.(2014)が
推定している津波

Minoura et al.(2013)が
推定している津波

2.4.2 津波堆積物調査:文献調査

■東通村猿ヶ森:Minoura et al.(2013)①

- Minoura et al.(2013)は、東通村猿ヶ森の内陸1.4kmに位置する形成時期14-17世紀の砂丘の下に、珪藻化石分析や、砂層の堆積構造等から津波堆積物と考えられる2枚の砂層を確認したとしている。
- なお、同堆積物の広域的な分布範囲に関する記載は無い。

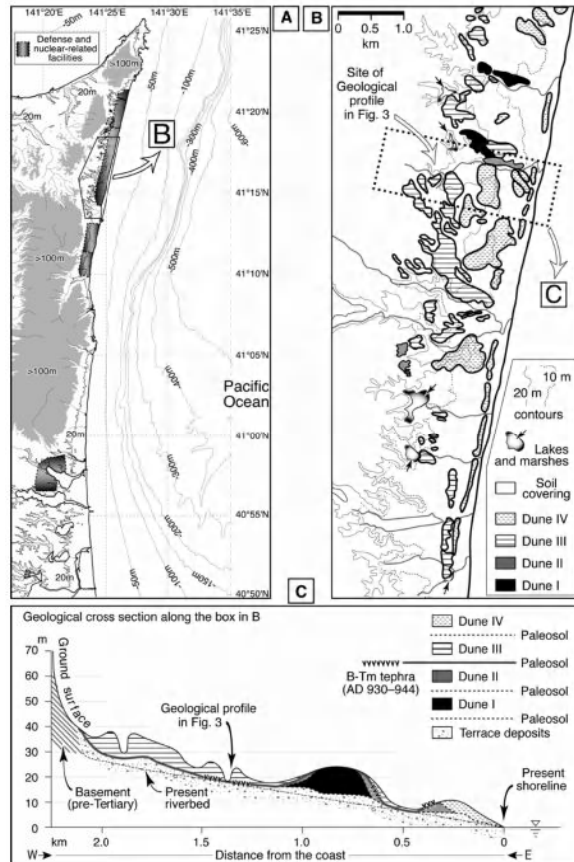


Fig. 2 a Location map of the study area. The coastal areas of Shimokita are widely occupied by defense and nuclear-related facilities. b Geological map of the Holocene in the study area exhibiting the distribution of Dune I (6-4 ka), Dune II (2-1 ka), Dune III (fourteenth-seventeenth century), and Dune IV (after nineteenth century) deposits. Dune I and II deposits are mostly found in the northern part of the study area, whereas Dune III ranges throughout. The distribution of the dune units is referred to Chigama et al. (1998) and Okamoto et al. (2000). c East-west cross-sectional view of the dunes along the square in (b). The geological profile of each paleosol is mainly based on data of Chigama et al. (1998) and Okamoto et al. (2000). Underlying Dune III, the paleosol intercalating the B-Tm tephras spreads toward the coast and the foot of the hills forming a gently undulating slope. Vertical axis altitude (m) above the mean sea level

(Minoura et al.(2013))

【津波堆積物の特徴(概要)】

- ✓ 海岸線(現在)からの距離:約1.4km
- ✓ 標高:約20m
- ✓ 堆積年代:AD1269-1460
- ✓ 津波堆積物の堆積学的特徴
 - Planar-laminated sand(以下、「平行葉理砂層」という。):津波に起因して形成された堆積物(砂層)
 - Massive sand(以下、「塊状砂層」という。):津波の引き波時に、砂丘砂が泥塊等とともに再堆積した堆積物(砂層)

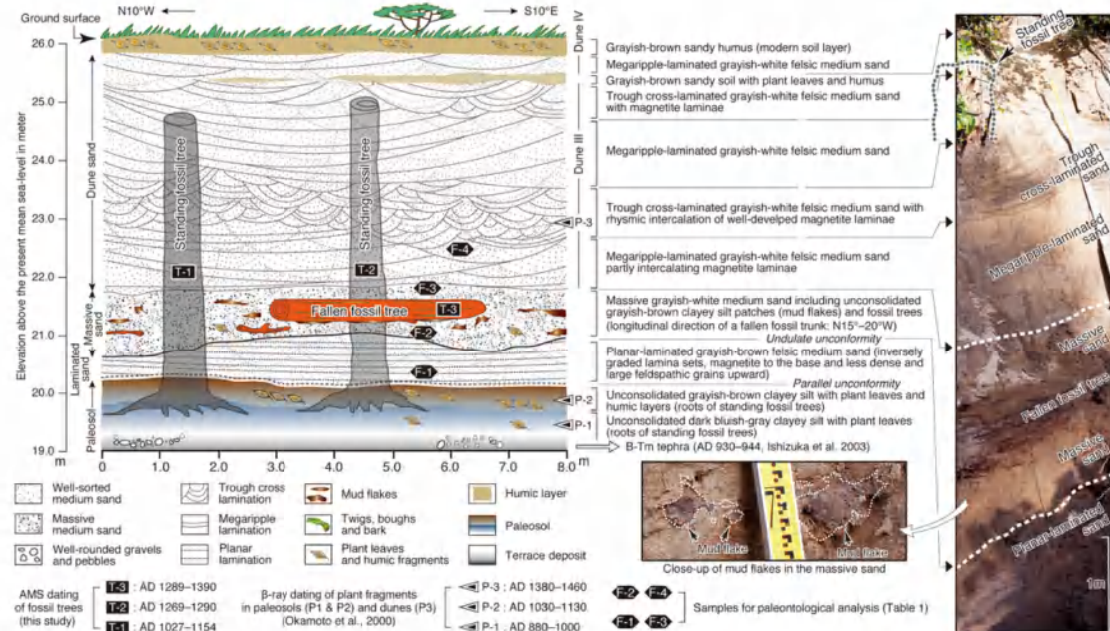
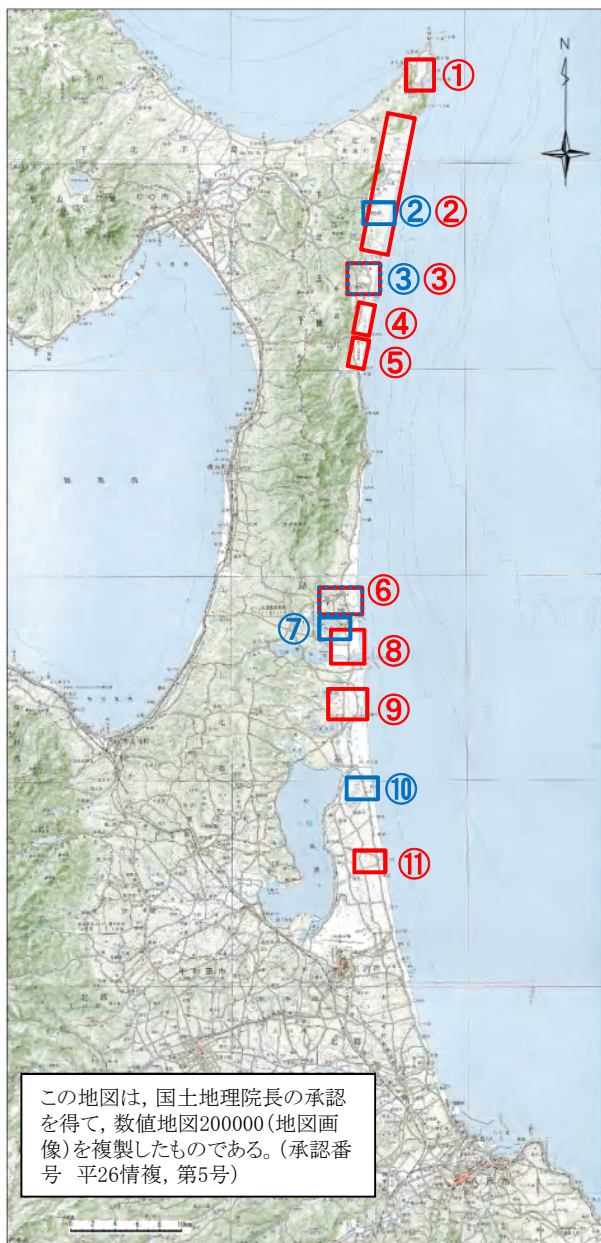


Fig. 3 Vertical sequence of paleosols, laminated and massive sand layers, and sand dunes (Dune III) at the study site (Fig. 2b, c). The massive sand overlies the laminated sand with large erosional structures, but erosive action did not escalate to the soil horizon. Small mud chips are contained in sand at the basal part of the laminated sand, showing bottom surface erosion by flows that deposited the laminated sand. A panoramic view of the outcrop is shown on the right. The longitudinal direction of an embedded fallen fossil tree trunk is N15°-20°W, which is mostly perpendicular to the general trend of the slope (Fig. 2c)

東通村猿ヶ森におけるイベント堆積物 (Minoura et al.(2013))

2.4.2 津波堆積物調査:文献調査



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

■東通村猿ヶ森: Minoura et al.(2013)②

- Minoura et al. (2013)が指摘する津波堆積物の広域的な分布, 標高, 海岸線からの距離を確認するため, 当社と東京電力との共同調査(一部を除く), 並びに産業技術総合研究所等の調査結果と比較した。
- 比較の結果, 堆積年代が近いイベント堆積物は, 東通村以南では, 鎌田ほか(2015)が指摘する六ヶ所村尾駁沼以外では確認されない(広域では認められない)。また, 同じ東通村で確認された堆積物よりも, 標高が高い。
- 上記等を踏まえ, 東通村猿ヶ森周辺を対象に追加調査を実施した結果, Minoura et al.(2013)が指摘する猿ヶ森において, 堆積年代, 堆積学的特徴が類似するイベント堆積物を確認したが, その標高については, 水準測量の結果, 11mであることを確認した(詳細は, 後述)。

A.D.900-1000(白頭山苦小牧火山灰層(町田・新井(2003))から13世紀-17世紀に堆積したイベント堆積物

	調査場所	年代	標高	海岸線からの距離	備考 (実施箇所)
①	東通村 尻屋崎	—※1	—※1	—※1	共同調査 (一部当社単独(今回実施))
②	東通村 猿ヶ森	A.D.1269-1460	20m	1.4km	Minoura et al. (2013)
②	東通村 猿ヶ森	A.D.1215-1410	11m	約1.4km	当社(今回実施, 詳細は後述)
③	東通村 小田野沢	A.D.1480-1770	5~6m	約1km	Tanigawa et al. (2014)
③	東通村 小田野沢	A.D.1500-1950	3~4m	約1.1km	共同調査
④	東通村 東京電力東通発電所	—※1	—※1	—※1	共同調査
⑤	東通村 東北電力東通発電所	A.D.1420-1630	7.7m	約180m	共同調査 (一部当社単独)
⑥	六ヶ所村 尾駁老部川	—※1	—※1	—※1	共同調査
⑥	六ヶ所村 尾駁老部川	記載なし	記載なし	記載なし	・谷川ほか(2013) ・産業技術総合研究所: 津波堆積物データベース
⑦	六ヶ所村 尾駁沼	約400年前	記載なし	記載なし	鎌田ほか(2015)
⑧	六ヶ所村 尾駁発茶沢	—※1	—※1	—※1	共同調査
⑨	六ヶ所村 平沼	—※1	—※1	—※1	共同調査
⑩	三沢市 織笠	Modern※2	記載なし	記載なし	谷川ほか(2014)
⑪	三沢市 六川目	—※1	—※1	—※1	共同調査

※1:認められない。 ※2:耕作などの人為的な擾乱により, 成因は特定できない。

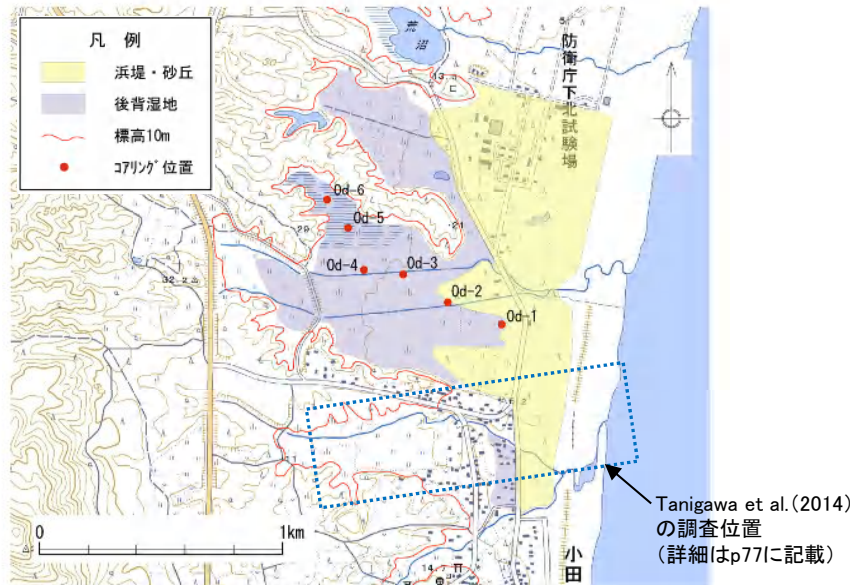
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4.2 津波堆積物調査:文献調査

2.4 地震発生履歴に関する検討

■東通村小田野沢: Tanigawa et al. (2014)と当社・東京電力による調査結果の比較

- 各調査で確認された最上位の津波堆積物の堆積年代, 海岸線(現在)からの距離, 分布標高等は整合していることを確認した。



当社・東京電力の調査位置

最上位の津波堆積物の比較

	Tanigawa et al. (2014)	当社・東京電力
堆積年代	AD1480-1770	AD1500-1950
海岸線(現在)からの距離	約1km	約1.1km
標高	約5~6m	約3~4m
最大砂層厚	約10cm	約20cm
珪藻化石	汽水生種	海水~汽水生種

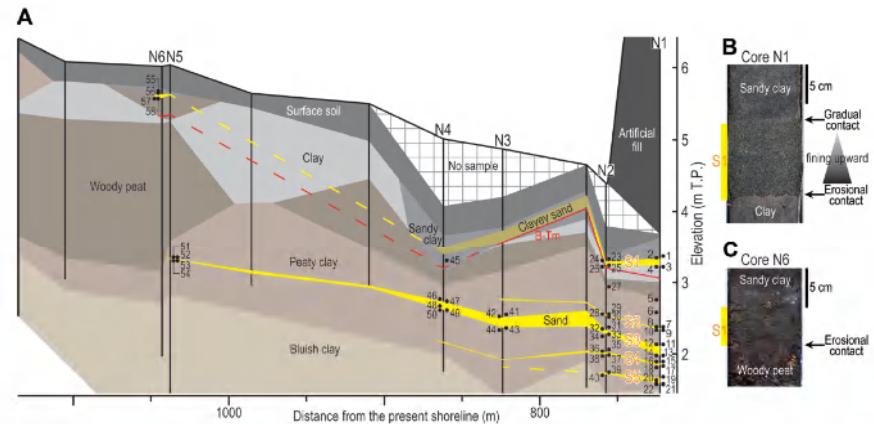
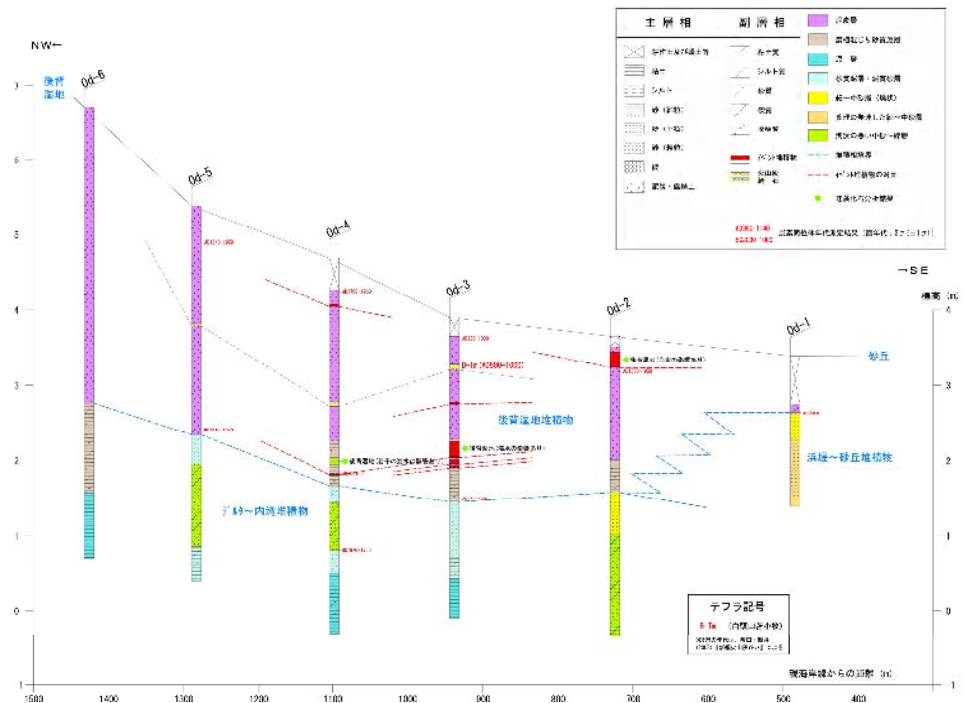


Figure 3. (A) Cross-section of the study area along the transect shown in Fig. 1C. Circles numbered 1-58 correspond to the radiocarbon ages listed in Table 2. Elevations are relative to mean sea level in Tokyo Bay (Tokyo Peil: T.P.). Photographs of S1 in core N1 (B) and core N6 (C). This figure is available in colour online at wileyonlinelibrary.com.

Tanigawa et al. (2014)の調査結果



当社・東京電力の調査結果

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:文献調査

■まとめ

- 文献調査の結果, Minoura et al.(2013), Tanigawa et al.(2014)は, 東通村周辺で津波堆積物調査を実施し, 認められた津波堆積物の堆積年代, 標高, 沿岸からの距離等から, 1611年の津波, 500年間隔地震, もしくはこれまで確認されていない巨大地震の発生可能性を指摘している。
- Tanigawa et al.(2014)による調査結果は, 当社と東京電力との共同調査結果と整合するが, Minoura et al.(2013)が指摘する東通村猿ヶ森のイベント堆積物の特徴を有するイベント堆積物は広域で認められていない。
- 以上から, 東通村猿ヶ森周辺を対象に津波堆積物調査を実施し, Minoura et al.(2013)が指摘するイベント堆積物の広がりを把握するとともに, その調査結果を踏まえ, 過去にM9クラスの巨大地震による津波が襲来した可能性を検討した。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2. 4 地震発生履歴に関する検討

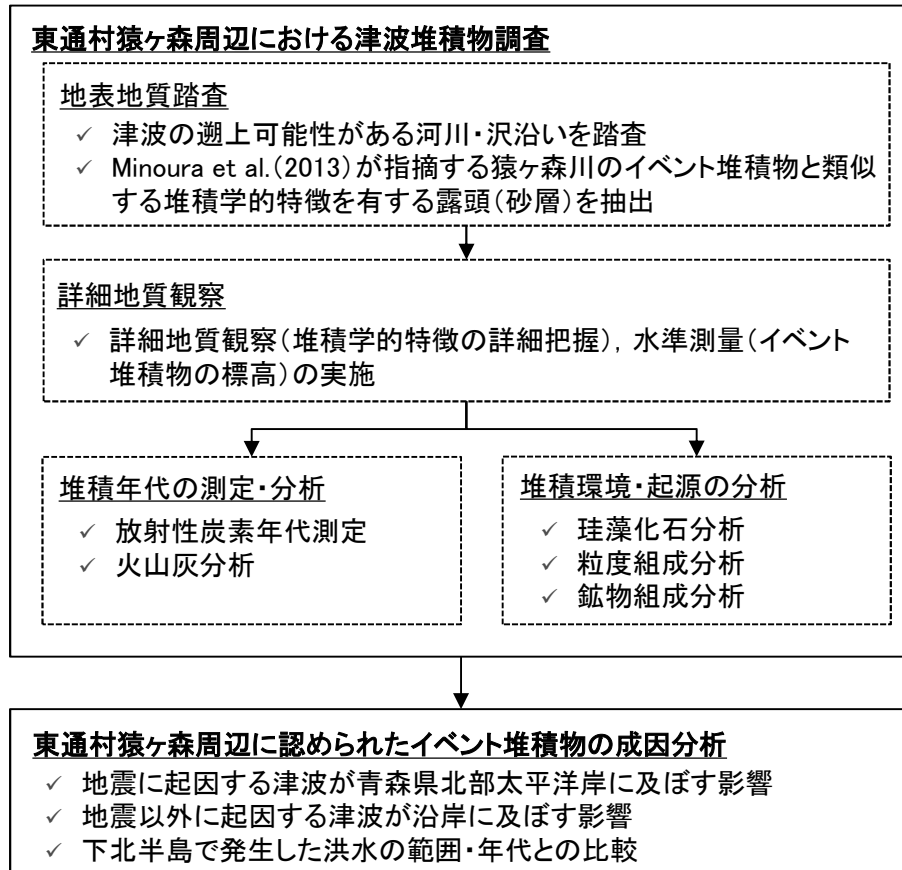
2. 4. 2 津波堆積物調査:検討フロー

- 東通村猿ヶ森周辺において津波堆積物調査を実施し、認められたイベント堆積物^{※1}の成因分析を実施した。
- 調査範囲、検討フローを以下に示す。

※1:ここでいうイベント堆積物は、Minoura et al.(2013)が指摘する猿ヶ森川のイベント堆積物と類似した層位、層相等を有する砂層とした。

調査範囲^{※2}

【検討フロー】



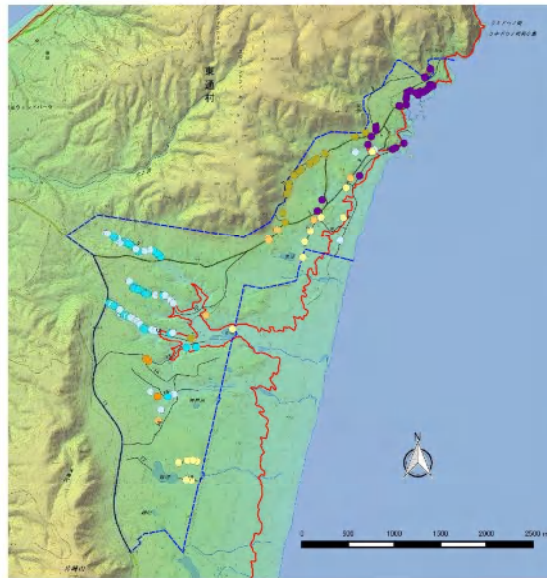
※2:本図は、地理院タイル(標高タイル)を加工して作成。

2.4.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

■地表地質踏査結果の概要

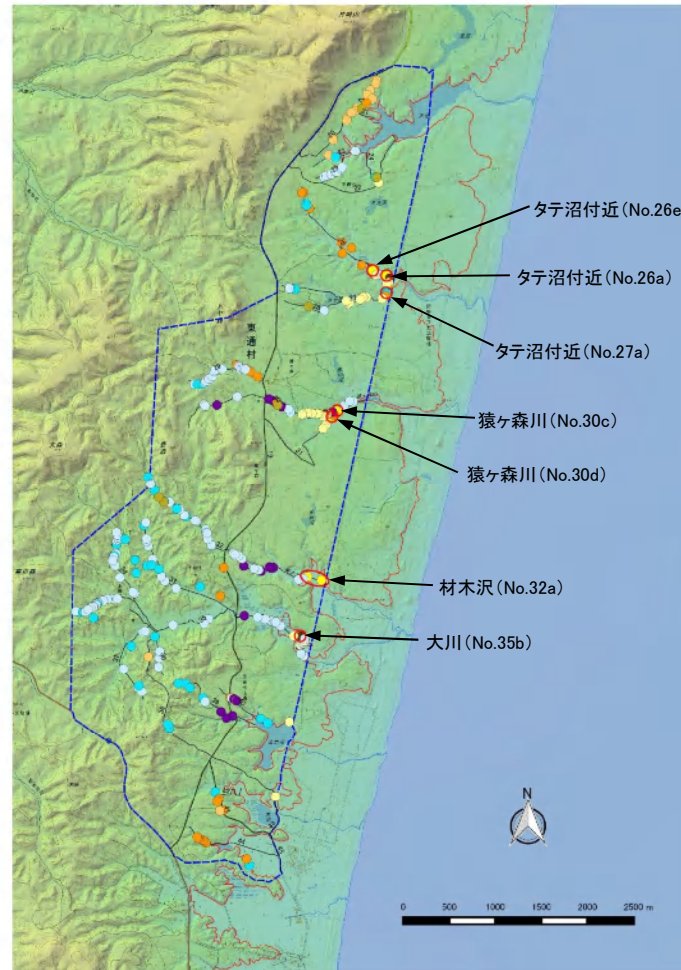
- ・ 猿ヶ森川で確認されたイベント堆積物と類似する堆積学的特徴を有する砂層^{※1}の広域的な分布状況を把握するため、津波の遡上可能性がある河川、沢沿いを対象に地表地質踏査を実施した。
- ・ 踏査の結果、タテ沼付近(露頭No.26a, 26e, 27a)、猿ヶ森川(露頭No.30c, 30d)、材木沢(露頭No.32a)、大川(露頭No.35b)で認められたものの、踏査範囲の北部では認められず、その分布範囲は限定的であることを確認した。

※1: 平行葉理砂層、または塊状砂層と類似する特徴を有し、砂丘堆積物(形成時期: 14-17世紀相当)の下に位置する砂層(完新統に挟在する砂層)。



踏査範囲(北部)^{※3}

※3: 本図は、地理院タイル(標高タイル)を加工して作成。



踏査範囲(南部)^{※3}

凡例^{※2}

- - - : 地表地質踏査範囲
- : 踏査対象路線
- : T.P.+10m等高線
- : 完新統(砂丘堆積物)
- : 完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)
- : 完新統(上記以外の砂層)
- : 崖錐堆積物
- : 完新統(古土壌)
- : 更新統(ローム)
- : 更新統(段丘堆積物)
- : 新第三系(猿ヶ森層)
- : 先新第三系(尻屋層群)

※2: 各地質区分は、完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)を除き、最上位の地質を示す。

2.4.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

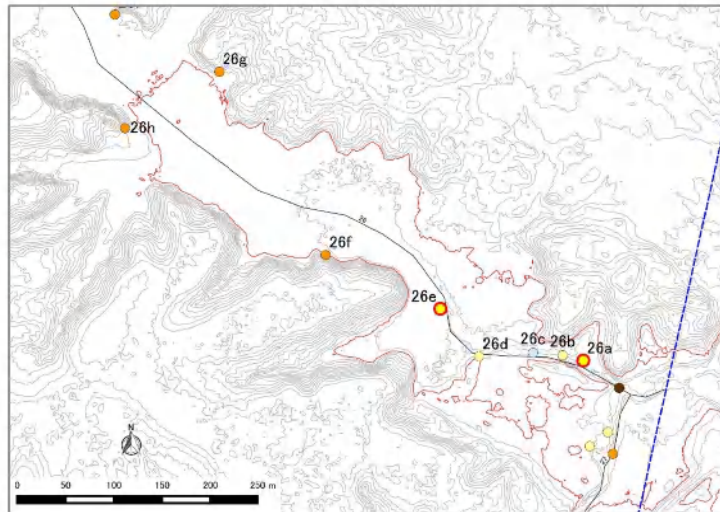
■タテ沼付近(路線No.26)①

- 露頭No.26a, 26eで、平行葉理砂層または塊状砂層の層相を有するイベント堆積物を確認したが、露頭No.26b, 26c及び露頭No.26dでは認められない。
- 露頭No.26eの上流側の露頭No.26f, 26g, 26hでは、段丘堆積物(更新統)の上位に、平行葉理砂層、塊状砂層及び砂丘堆積物が無いことを確認した。

凡例*

- | | |
|-----------------|-------------------------|
| --- : 地表地質踏査範囲 | ○ : 完新統(砂丘堆積物) |
| — : 踏査対象路線 | ● : 完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層) |
| — : T.P.+10m等高線 | ○ : 完新統(上記以外の砂層) |
| | ● : 崖錐堆積物 |
| | ● : 完新統(古土壌) |
| | ● : 更新統(ローム) |
| | ● : 更新統(段丘堆積物) |
| | ● : 新第三系(猿ヶ森層) |
| | ● : 先新第三系(尻屋層群) |

※:各地質区分は、完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)を除き、最上位の地質を示す。



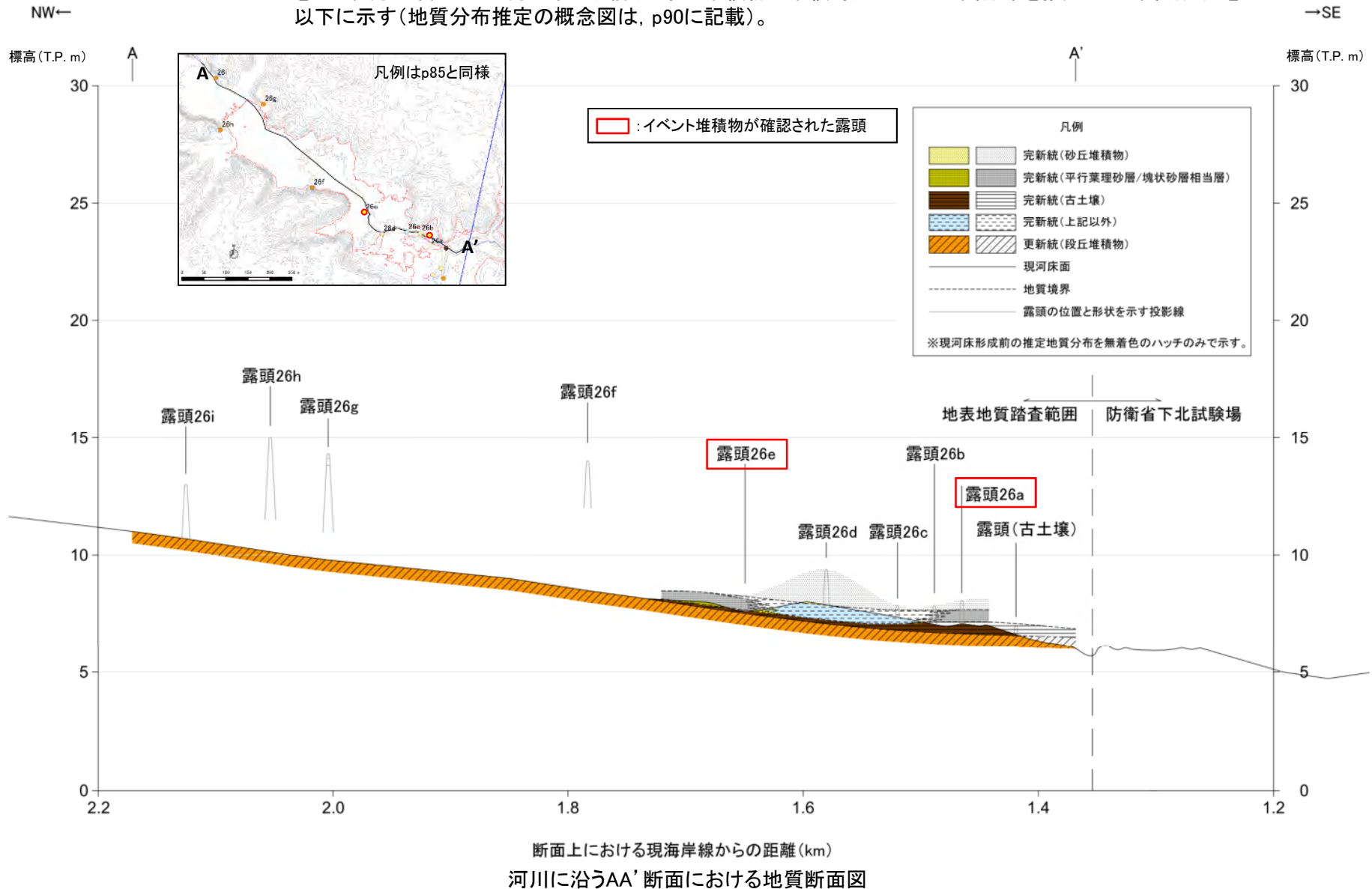
露頭位置図



露頭状況写真

2.4.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

- タテ沼付近(路線No.26)②
 - ・ 地表地質踏査, 詳細地質観察(後述)により得られた地質区分, 地層の層位関係, 地層の厚さ(高さ)等の情報を基に, 現河床, 並びに現河床形成前(=砂丘堆積物の堆積時)における地質分布を推定した地質断面図を以下に示す(地質分布推定の概念図は, p90に記載)。



2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

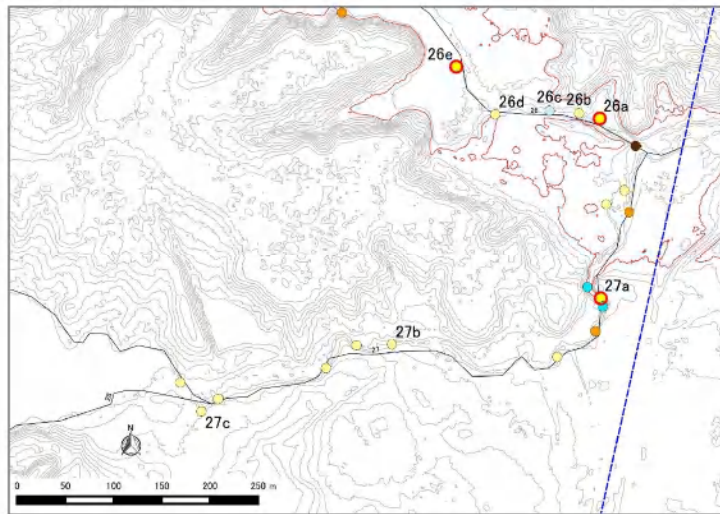
■タテ沼付近(路線No.27)①

- ・ 露頭No.27aで、平行葉理砂層または塊状砂層の層相を有するイベント堆積物を確認したが、上流側の露頭No.27b, 27cでは認められない。
- ・ また、露頭No.27bでは、古土壤(完新統)相当の粘土及び腐植質粘土の上位に、平行葉理砂層または塊状砂層の層相を有するイベント堆積物が無く、砂丘堆積物が直接被覆していることを確認した。

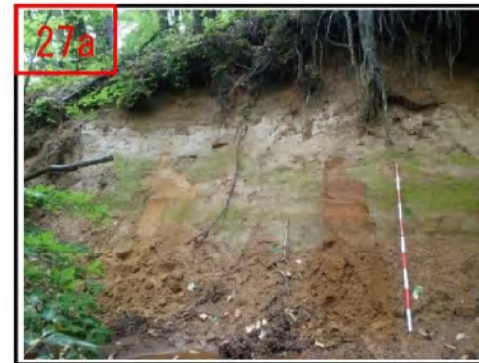
凡例*

- : 地表地質踏査範囲
- : 踏査対象路線
- : T.P.+10m等高線
- : 完新統(砂丘堆積物)
- : 完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)
- : 完新統(上記以外の砂層)
- : 崖錐堆積物
- : 完新統(古土壤)
- : 更新統(ローム)
- : 更新統(段丘堆積物)
- : 新第三系(猿ヶ森層)
- : 先新第三系(尻屋層群)

※:各地質区分は、完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)を除き、最上位の地質を示す。



露頭位置図

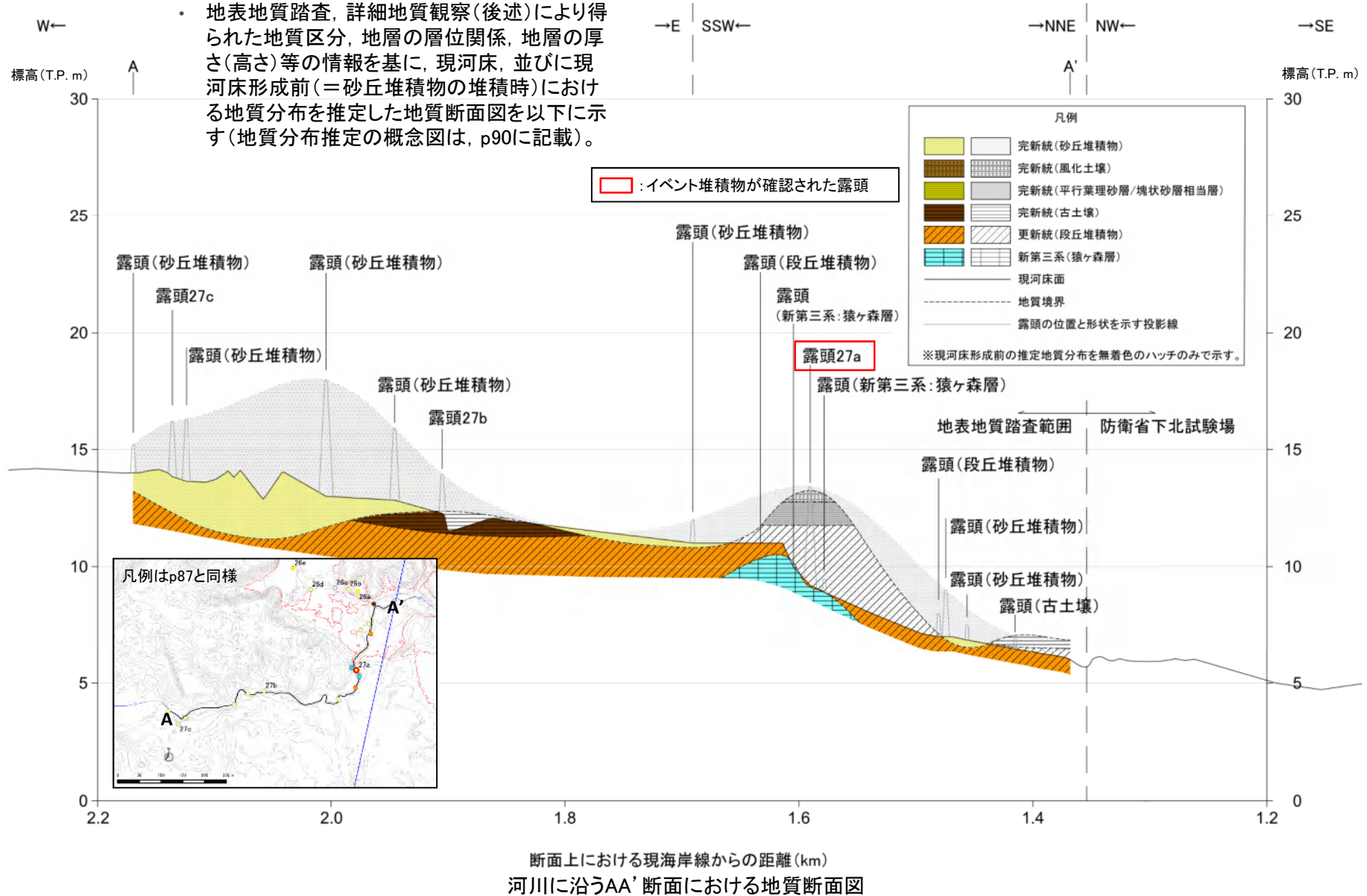


露頭状況写真

2.4.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

■タテ沼付近(路線No.27)②

・ 地表地質踏査, 詳細地質観察(後述)により得られた地質区分, 地層の層位関係, 地層の厚さ(高さ)等の情報を基に, 現河床, 並びに現河床形成前(=砂丘堆積物の堆積時)における地質分布を推定した地質断面図を以下に示す(地質分布推定の概念図は, p90に記載)。



2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

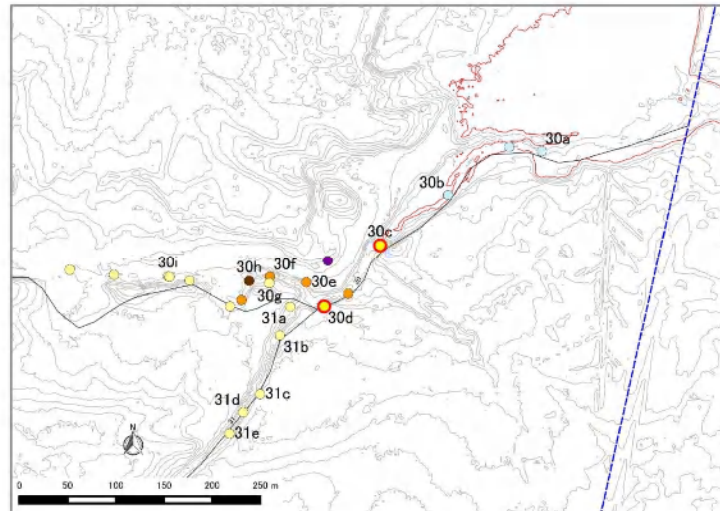
■猿ヶ森川(路線No.30)①

- 露頭No.30dで, Minoura et al.(2013)が指摘しているとおり, 平行葉理砂層及び塊状砂層を確認するとともに, 下流側の露頭No.30cにおいても, 塊状砂層の層相に類似する砂層が認められた。なお, その下流側には認められない。
- 露頭No.30dの上流側の露頭No.30gでは, 段丘堆積物(更新統)及び古土壤(完新統)の上位に, 平行葉理砂層または塊状砂層の層相を有するイベント堆積物が無く, 砂丘堆積物が直接被覆していることを確認した。

凡例※

- : 地表地質踏査範囲
- : 踏査対象路線
- : T.P.+10m等高線
- : 完新統(砂丘堆積物)
- : 完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)
- : 完新統(上記以外の砂層)
- : 崖錐堆積物
- : 完新統(古土壤)
- : 更新統(ローム)
- : 更新統(段丘堆積物)
- : 新第三系(猿ヶ森層)
- : 先新第三系(尻屋層群)

※: 各地質区分は, 完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)を除き, 最上位の地質を示す。



露頭位置図



30d: Minoura et al.(2013)が指摘する露頭

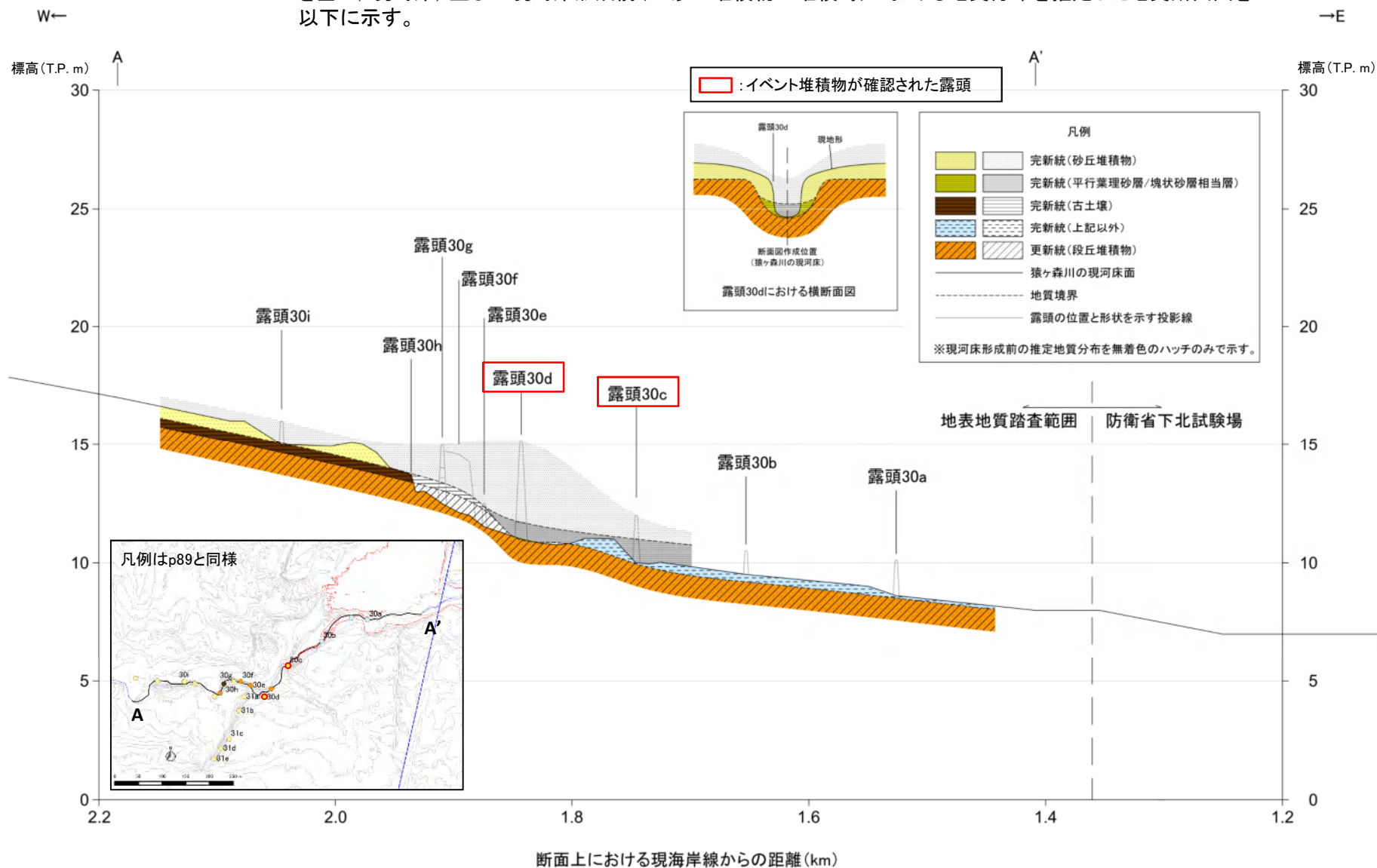


露頭状況写真

2.4.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

■ 猿ヶ森川(路線No.30)②

- ・ 地表地質踏査, 詳細地質観察(後述)により得られた地質区分, 地層の層位関係, 地層の厚さ(高さ)等の情報を基に, 現河床, 並びに現河床形成前(=砂丘堆積物の堆積時)における地質分布を推定した地質断面図を以下に示す。



河川に沿うAA'断面における地質断面図

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

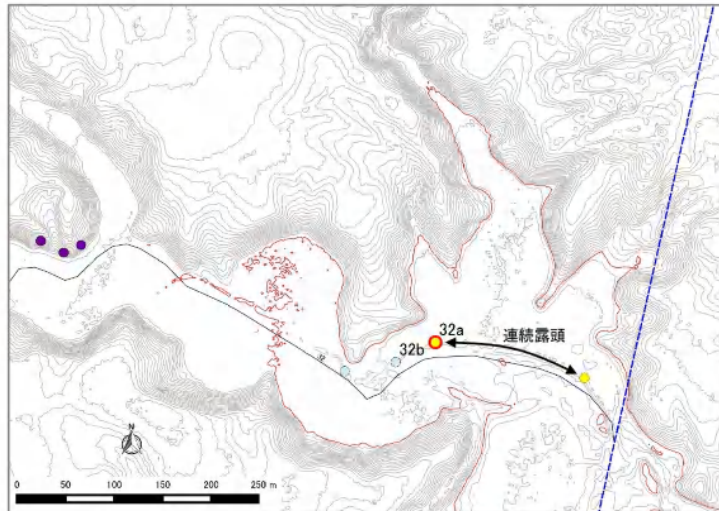
■材木沢(路線No.32)①

- ・ 露頭No.32aで、平行葉理砂層または塊状砂層の層相を有するイベント堆積物を確認した。
- ・ 上記砂層は、約120m下流側まで連続し、上流側では層厚を減じて、No.32bでは挟在しないことを確認した。

凡例*

- : 地表地質踏査範囲
- : 踏査対象路線
- : T.P.+10m等高線
- : 完新統(砂丘堆積物)
- : 完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)
- : 完新統(上記以外の砂層)
- : 崖錐堆積物
- : 完新統(古土壤)
- : 更新統(ローム)
- : 更新統(段丘堆積物)
- : 新第三系(猿ヶ森層)
- : 先新第三系(尻屋層群)

※:各地質区分は、完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)を除き、最上位の地質を示す。



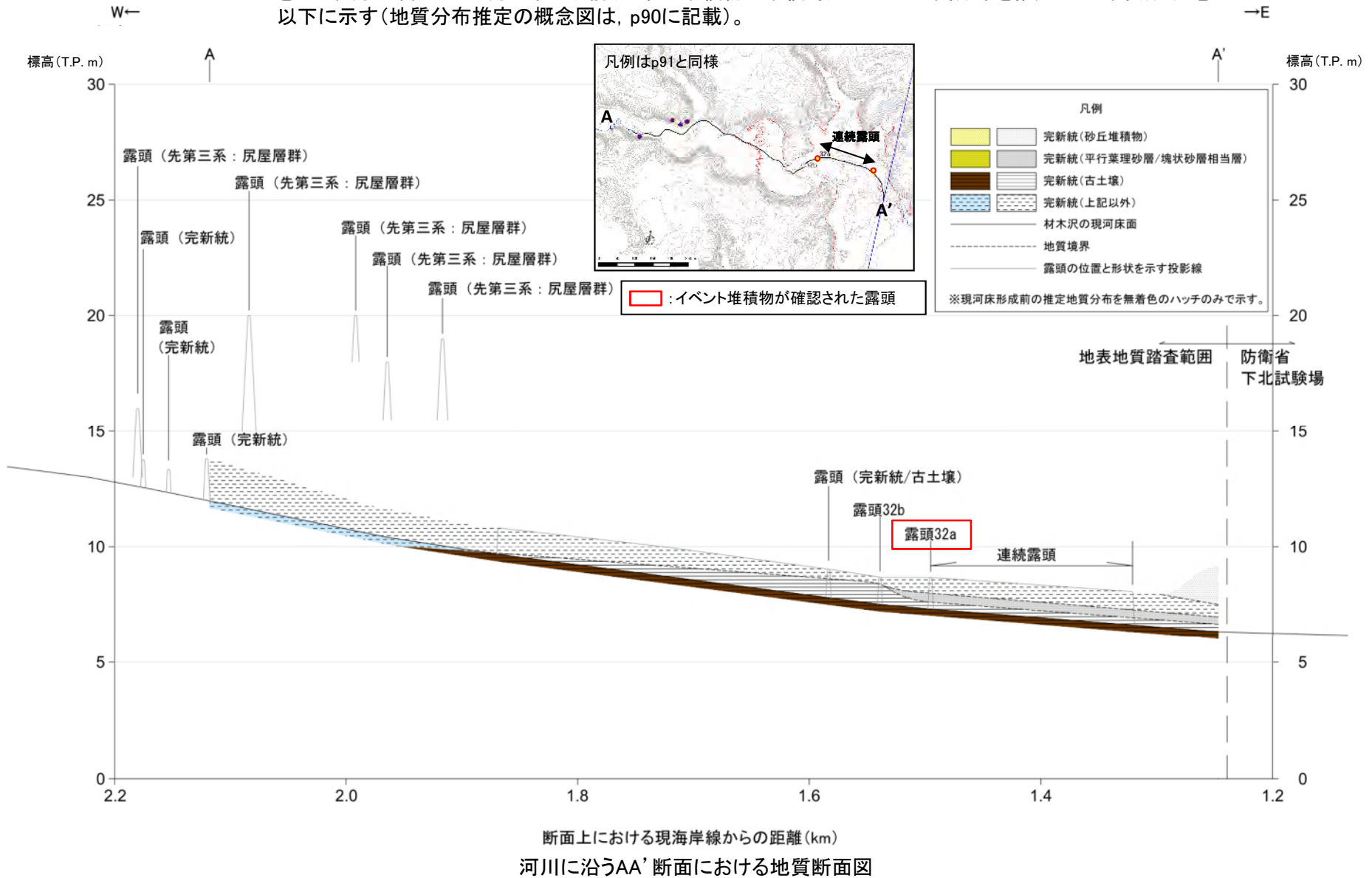
露頭位置図



露頭状況写真

2.4.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

- 材木沢(路線No.32)②
 - ・ 地表地質踏査, 詳細地質観察(後述)により得られた地質区分, 地層の層位関係, 地層の厚さ(高さ)等の情報を基に, 現河床, 並びに現河床形成前(=砂丘堆積物の堆積時)における地質分布を推定した地質断面図を以下に示す(地質分布推定の概念図は, p90に記載)。



2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

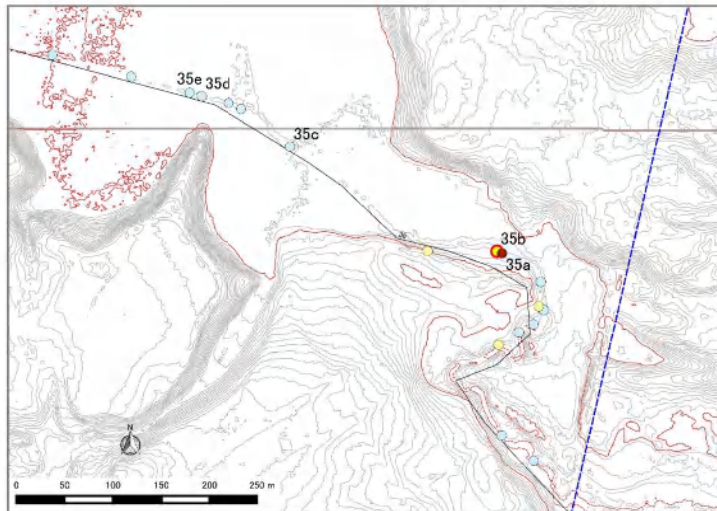
■大川(路線No.35)①

- ・ 露頭No.35bで、平行葉理砂層または塊状砂層の層相を有するイベント堆積物を確認した。
- ・ 左岸側の露頭No.35bで確認された平行葉理砂層または塊状砂層は下流側に連続するが、右岸側の露頭No.35aでは認められない。
- ・ 露頭No.35bの上流側の露頭No.35dでは、古土壤(完新統)相当の粘土が確認されるが、その上位に、平行葉理砂層、塊状砂層及び砂丘堆積物が無いことを確認した。

凡例*

- : 地表地質踏査範囲
- : 踏査対象路線
- : T.P.+10m等高線
- : 完新統(砂丘堆積物)
- : 完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)
- : 完新統(上記以外の砂層)
- : 崖錐堆積物
- : 完新統(古土壤)
- : 更新統(ローム)
- : 更新統(段丘堆積物)
- : 新第三系(猿ヶ森層)
- : 先新第三系(尻屋層群)

* : 各地質区分は、完新統(平行葉理砂層/塊状砂層相当層)を除き、最上位の地質を示す。



露頭位置図

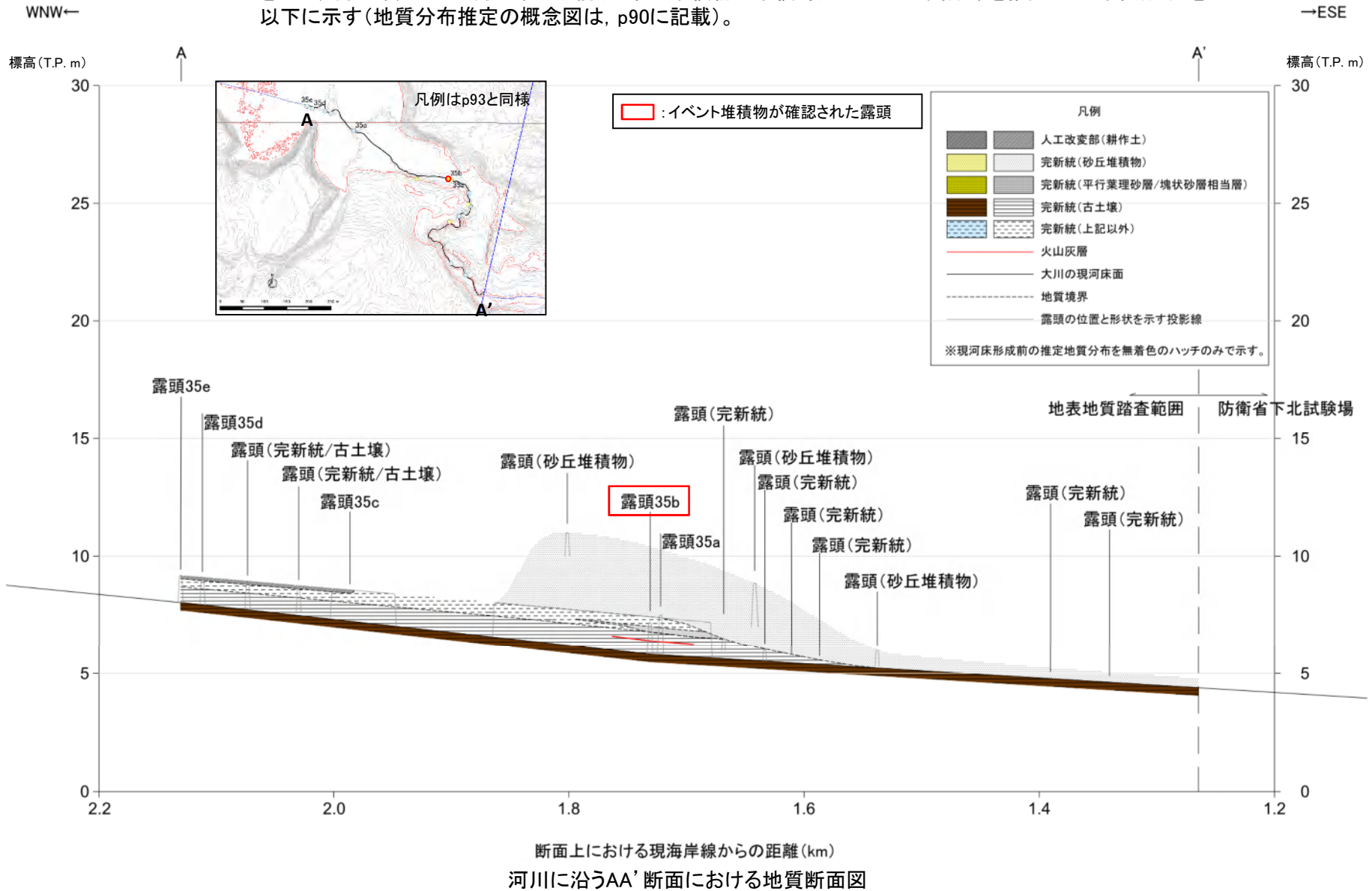


露頭状況写真

2.4.2 津波堆積物調査:地表地質踏査

■大川(路線No.35)②

- 地表地質踏査, 詳細地質観察(後述)により得られた地質区分, 地層の層位関係, 地層の厚さ(高さ)等の情報を基に, 現河床, 並びに現河床形成前(=砂丘堆積物の堆積時)における地質分布を推定した地質断面図を以下に示す(地質分布推定の概念図は, p90に記載)。



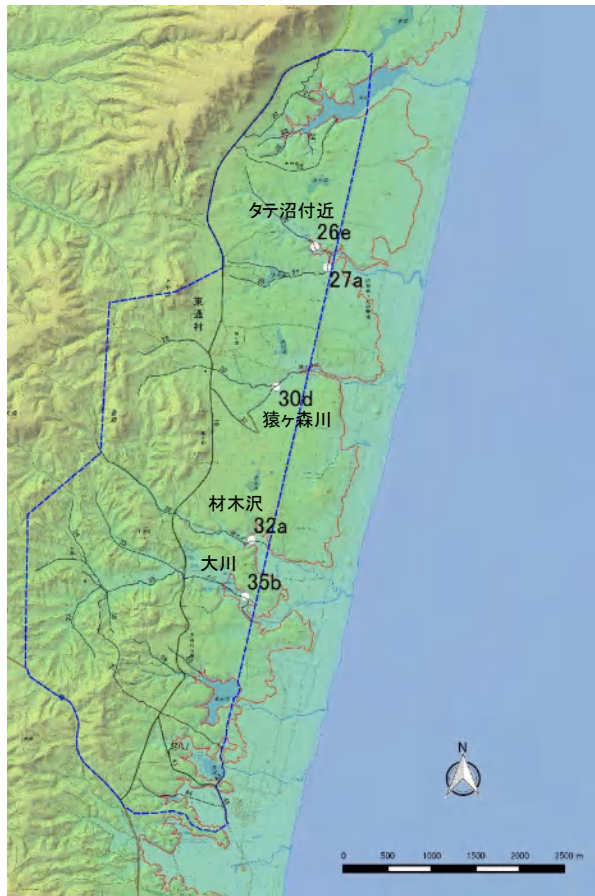
余白

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査: 詳細地質観察

■ 詳細地質観察結果の概要

- ・ 地表地質踏査の結果、平行葉理砂層及び塊状砂層を確認した猿ヶ森川(露頭No.30d)のほか、同イベント堆積物の層相を有するタテ沼付近(露頭No.26e, 27a)、材木沢(露頭No.32a)、大川(露頭No.35b)を対象に、堆積学的特徴を把握するため詳細地質観察を実施するとともに、水準測量結果(4級水準測量)から各イベント堆積物の下限標高を確認した。
- ・ 調査の結果、各イベント堆積物は流水により形成された堆積物の特徴を有することを確認した。詳細地質観察結果の概要を下表に、各露頭の詳細を次頁以降に示す。



調査位置※1

詳細地質観察結果(概要)

位置	露頭No.	イベント堆積物の 下限標高 (T.P.)	海岸 からの 距離	イベント堆積物の堆積学的特徴
タテ沼 付近	26e	約+7.6m ^{※2}	約1.3km	斜交葉理が認められ、葉理に沿う腐植質シルトの薄層(一部レンズ状)が挟在し、流水により形成された堆積物の特徴を有する。
	27a	約+11.8m	約1.1km	大小の斜交葉理及び平行葉理が認められ、凝灰質シルトの薄層(一部レンズ状)が挟在し、流水により形成された堆積物の特徴を有する。
猿ヶ森川	30d (塊状砂層)	約+11.0m ^{※2}	約1.4km	平行葉理砂層は、低角度傾斜の斜交葉理及び平行葉理が認められ、塊状砂層は腐植質シルトの薄層が途切れて挟在し、各層とも流水により形成された堆積物の特徴を有する。
	30d (平行葉理 砂層)			
材木沢	32a	約+7.6m	約1.2km	斜交葉理及び平行葉理が認められ、レンズ状を呈するシルトの薄層が挟在し、流水により形成された堆積物の特徴を有する。
大川	35b	約+6.8m	約1.2km	斜交葉理(一部カレントリップル)及び平行葉理が認められ、下位層の有機質粘土を取り込んだ偽礫を含み、流水により形成された堆積物の特徴を有する。

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

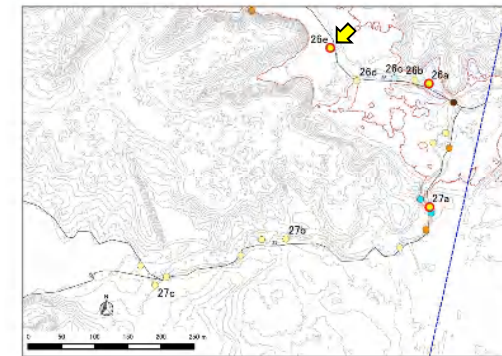
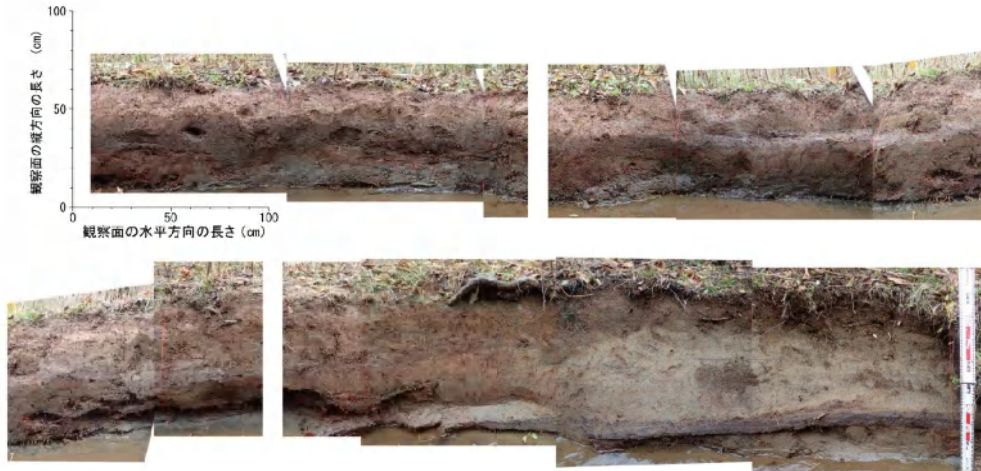
※1: 本図は、地理院タイル(標高タイル)を加工して作成。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 2.4 地震発生履歴に関する検討

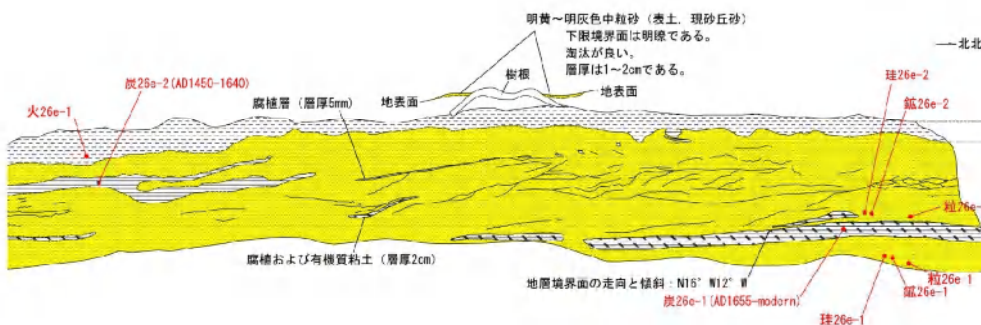
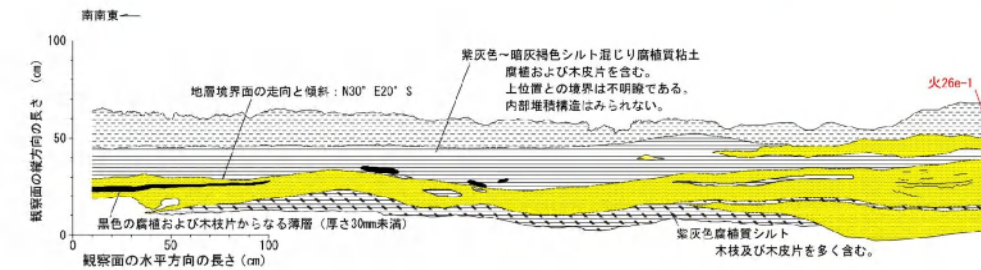
2.4.2 津波堆積物調査: 詳細地質観察

■タテ沼付近(露頭No.26e)

- ・下位より、腐植質シルトまたは粘土層、中粒砂層、シルト混じり腐植質粘土層からなる。
- ・中粒砂層は、斜交葉理が認められ、葉理に沿う腐植質シルトの薄層(一部レンズ状)が挟在し、流水により形成された堆積物の特徴を有する。
- ・中粒砂層の地層境界は、上位層側、下位層側ともに明瞭であり、下位層を侵食した後に堆積した可能性がある。



	イベント堆積物
下限標高(T.P.)	約+7.6m未満
海岸からの距離	約1.3km



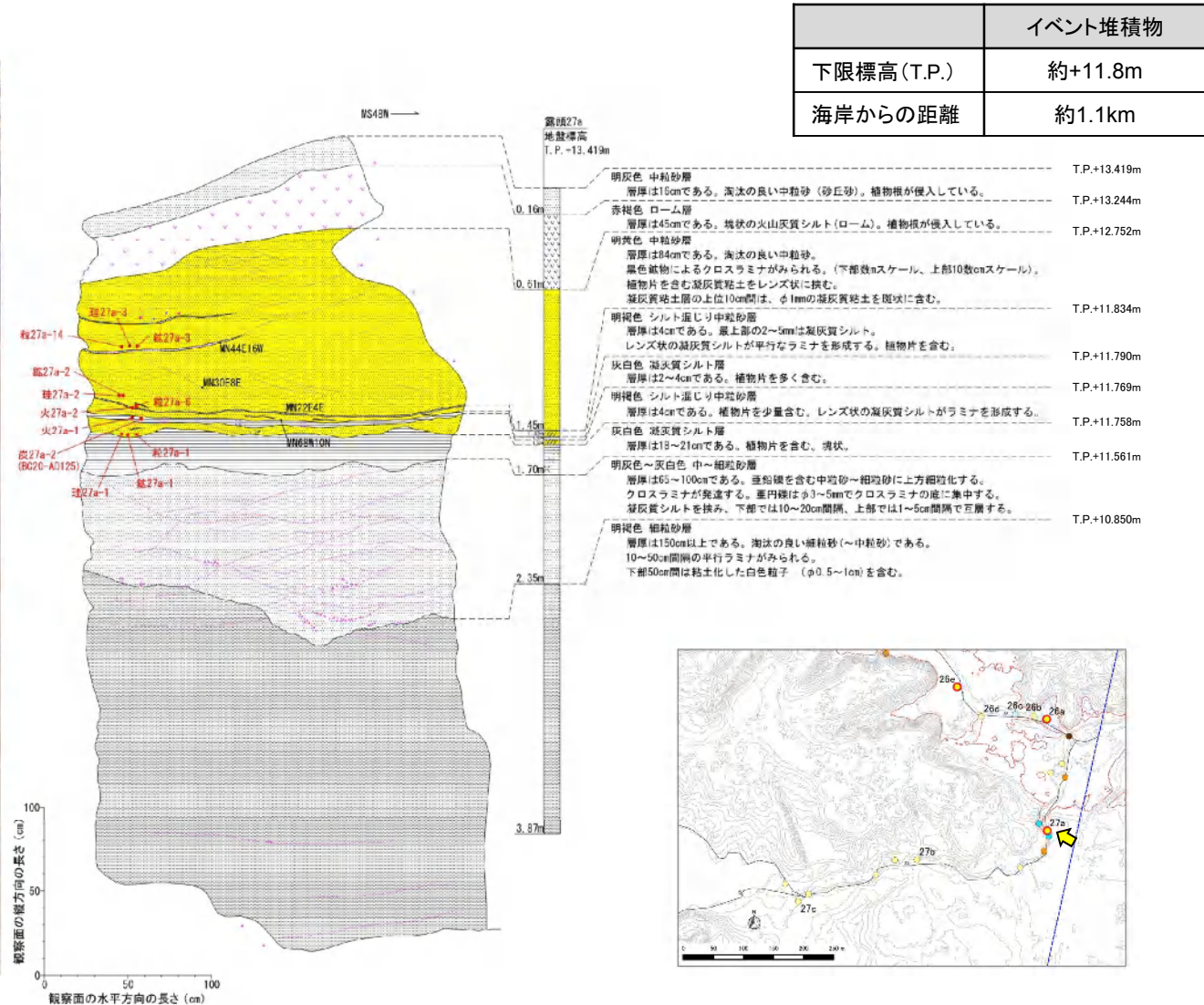
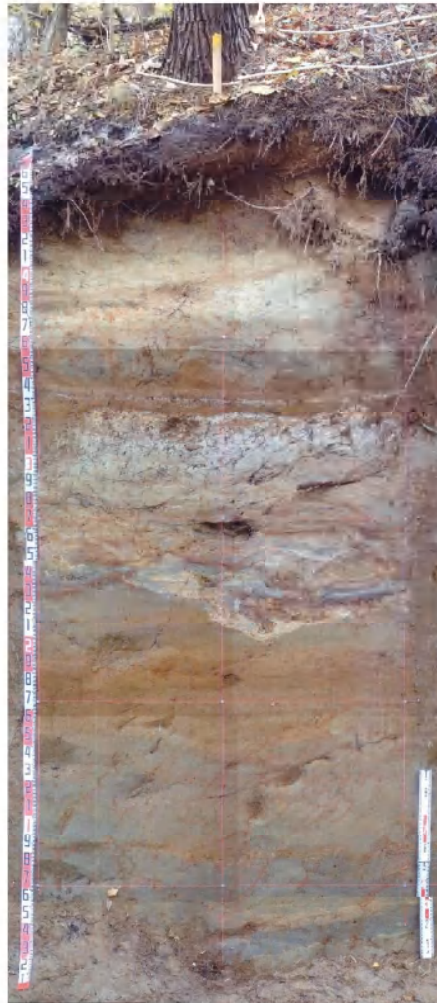
- 暗褐色～褐色腐植質シルト～粘土(表土)
草木根を含む。
層厚は5～10cmであるが、5cm未満の部分も認められる。
下層境界面は不明瞭であり、層相は漸移する。 T.P.+8.185m
- 褐色～暗灰色シルト～粘土(風化した古土壌)
砂粒および腐植を含まず、均質なシルト～粘土である。
赤褐色化したシルト～粘土が斑状に含まれる。
塊状であり、内部堆積構造は認められない。
層厚は5～15cmである。
下層境界面は明瞭である。 T.P.+8.135m
- 灰白～明黄色または赤褐色中粒砂層
上流側では層厚61cmであるが、下流側では上下層と指交するため、層厚15cmである。
淘汰が良いが、下流側ではシルトなどの細粒分を含むため、やや淘汰が悪い。
下流側では、内部堆積構造が不明瞭であるが、上流側では斜交葉理が明瞭である。
葉理に沿って厚さ5～20mmの腐植質シルトの薄層が挟在し、一部はレンズ状である。
15～30cm間隔で腐植および草木根に富む粘土が挟在する。
下層境界面は明瞭であり、最下部の厚さ1cm間に粗粒砂から中粒砂への上方向粗粒化が認められる。 T.P.+7.725m
- 暗褐～黒色の腐植質粘土
層厚は1～6cmである。
腐植および草木根を多く含む。最上部の厚さ1～2cm間は腐植のみからなる。 T.P.+7.665m
- 灰白～明黄色または赤褐色中粒砂層 T.P.+7.615m

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査: 詳細地質観察

■タテ沼付近(露頭No.27a)

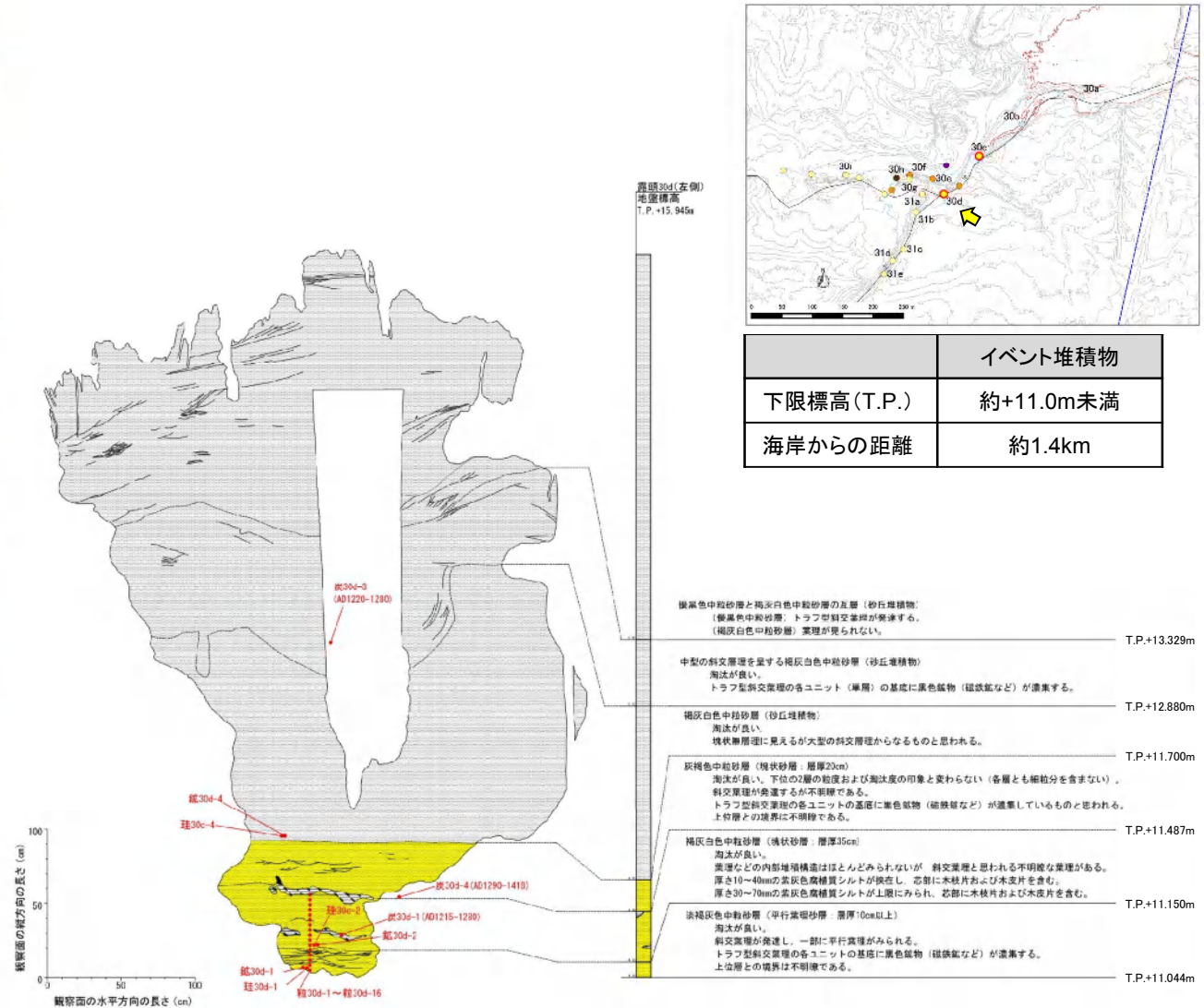
- 下位より、細粒砂層、細粒～中粒砂層、凝灰質シルト層、明黄色～明褐色中粒砂層、火山灰質シルト層、明灰色中粒砂層(砂丘堆積物)からなる。
- 明黄色～明褐色中粒砂層は、大小の斜交葉理及び平行葉理が認められ、凝灰質シルトの薄層(一部レンズ状)が挟在し、流水により形成された堆積物の特徴を有する。
- 明黄色～明褐色中粒砂層の地層境界は、上位層側はやや明瞭であるが、下位層側は明瞭であり、下位層を侵食した後に堆積した可能性がある。



2.4.2 津波堆積物調査: 詳細地質観察

■ 猿ヶ森川(露頭No.30d)

- 下位より、中粒砂層(平行葉理砂層)、中粒砂層(塊状砂層)、中粒砂層(砂丘堆積物)からなる。
- 平行葉理砂層では斜交葉理及び平行葉理が認められ、塊状砂層では腐植質シルトの薄層が途切れて挟在し、各層とも流水により形成された堆積物の特徴を有する。
- 塊状砂層の地層境界は、上位層側は不明瞭であり、下位層側はやや明瞭である。

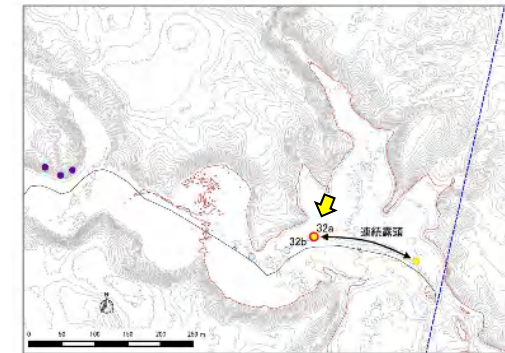


2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 2.4 地震発生履歴に関する検討

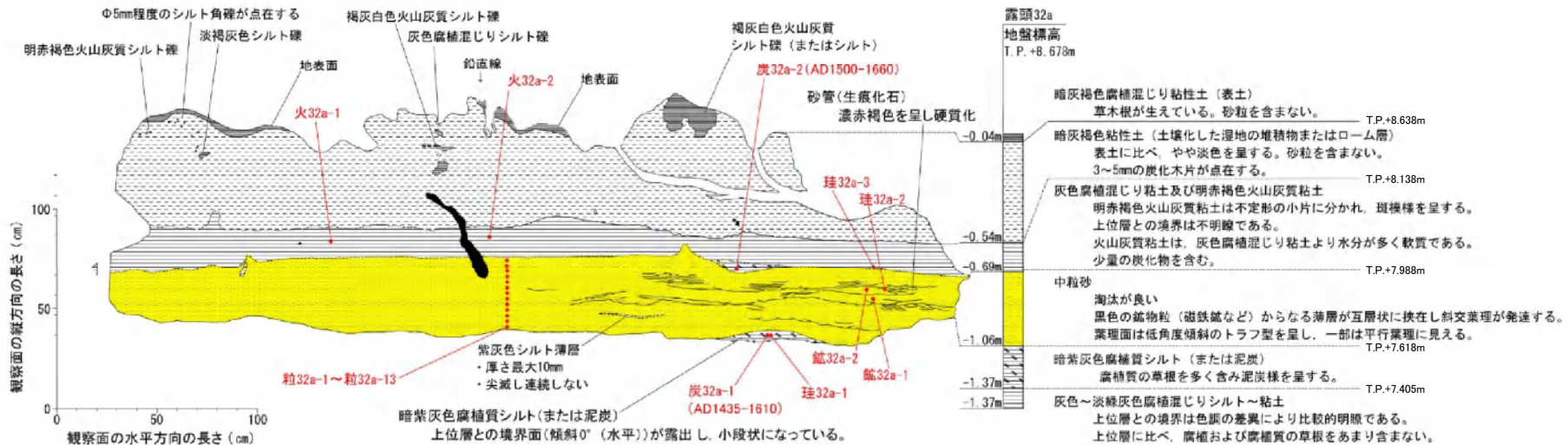
2.4.2 津波堆積物調査: 詳細地質観察

■材木沢(露頭No.32a)

- 下位より、腐植混じりシルト～粘土層、腐植質シルト層、中粒砂層、腐植混じり粘土及び火山灰質粘土層、粘土層、腐植混じり粘土層(表土)からなる。
- 中粒砂層は、斜交葉理及び平行葉理が認められ、レンズ状を呈するシルトの薄層が挟在し、流水により形成された堆積物の特徴を有する。
- 中粒砂層の地層境界は、上位層側、下位層側ともに明瞭であり、下位層を侵食した後に堆積した可能性がある。



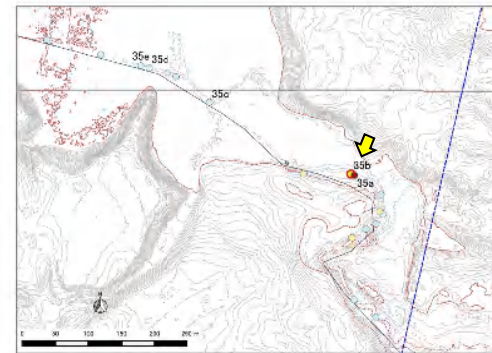
イベント堆積物	
下限標高(T.P.)	約+7.6m
海岸からの距離	約1.2km



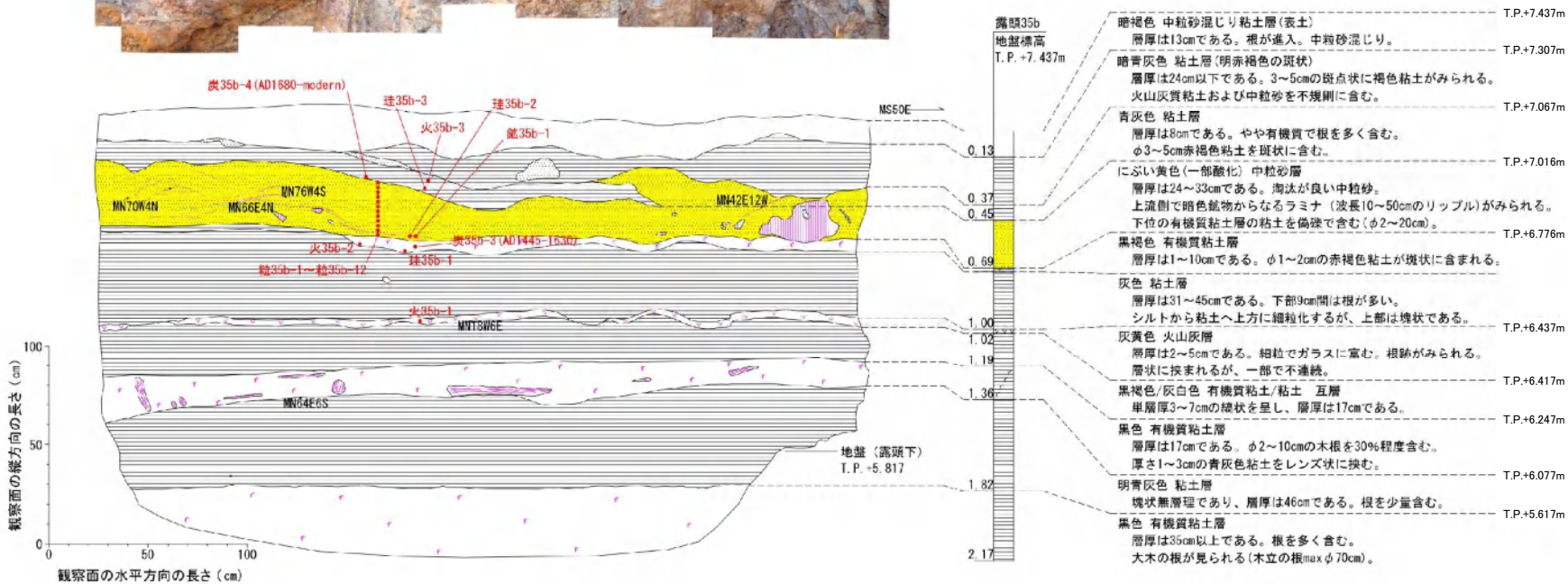
2.4.2 津波堆積物調査:詳細地質観察

■大川(露頭No.35b)

- 下位より, 有機質粘土層, 粘土層, 有機質粘土層, 有機質粘土/粘土互層, 火山灰層, 粘土層, 有機質粘土層, 中粒砂層, 粘土層, 中粒砂混じり粘土層(表土)からなる。
- 中粒砂層は, 斜交葉理(カレントリップル)及び平行葉理が認められ, 下位層の有機質粘土を取り込んだ偽礫を含み, 流水により形成された堆積物の特徴を有する。
- 中粒砂層の地層境界は, 上位層側, 下位層側ともに明瞭であり, 下位層を侵食した後に堆積した可能性がある。



	イベント堆積物
下限標高(T.P.)	約+6.8m
海岸からの距離	約1.2km



2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査: 堆積年代

- ・ イベント堆積物の堆積年代を把握するために、放射性炭素年代測定を実施した。測定結果を下表に示す。
- ・ タテ沼付近(露頭No.26e)、材木沢(露頭No.32a)、大川(露頭No.35b)で認められたイベント堆積物の堆積年代は整合性が見られるが、猿ヶ森川(露頭No.30d)、並びにタテ沼付近(露頭No.27a)で認められたイベント堆積物は堆積年代が異なることを確認した。

位置	露頭No.	試料名	Post1950	AD1500	AD1000	AD500	AD ← 0 → BC	BC500
タテ沼付近	26e*			1655				
		炭26e-1	1655					
		炭26e-2	1640	1450				
	27a						125	20
炭27a-2								
猿ヶ森川	30d			1410	1215			
		炭30d-1		1280	1215			
		炭30d-4		1410	1290			
		炭30d-5		1385	1275			
材木沢	32a		1660	1435				
		炭32a-1	1610	1435				
		炭32a-2	1660	1500				
大川	35b			1445				
		炭35b-3	1630	1445				
		炭35b-4	1680					
					B-Tm			

凡 例

■ : イベント堆積物の堆積年代
堆積物の直上・直下から採取した試料の
暦年代と層序関係を考慮した年代幅

—|—| : 各試料の暦年代(2σ(±1σ))

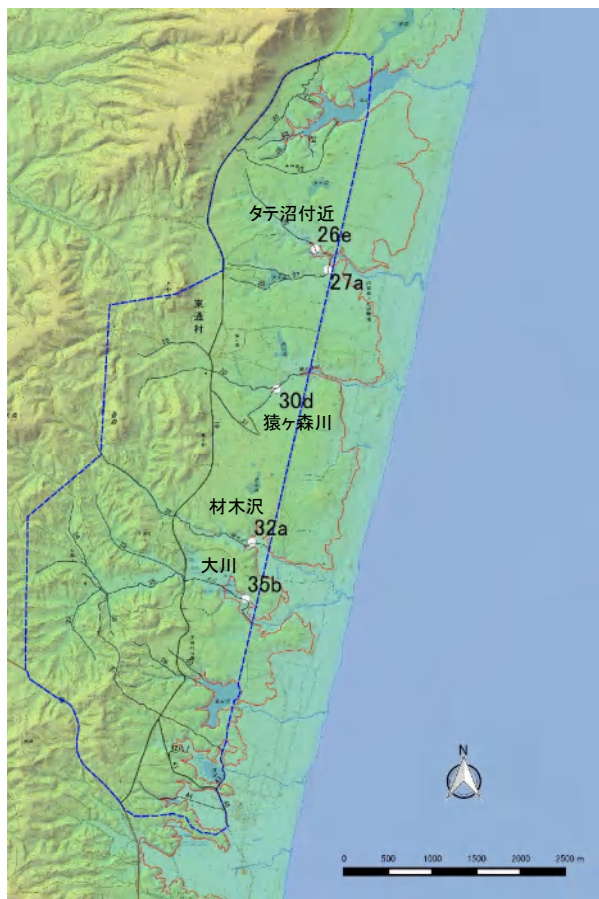
B-Tm : 火山灰(白頭山苦小牧, AD900-1000)

※: イベント堆積物の上位層より採取した試料(炭26e-2)が、イベント堆積物の下位層より採取した試料(炭26e-1)より古い堆積年代を示していることから、下位層より採取した試料(炭26e-1)の年代を採用した。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査: 堆積環境・供給源(珪藻化石分析)

- ・ イベント堆積物の堆積環境を把握するために、珪藻化石分析を実施した。分析結果(概要)を下表に示す。
- ・ 分析の結果、猿ヶ森川(露頭No.30d)、大川(露頭No.35b)のイベント堆積物は、海水の影響を受けた可能性があるものの、タテ沼付近(露頭No.26e)、材木沢(露頭No.32a)のイベント堆積物は、淡水生種のみであり、海水の影響を受けた可能性は低いことを確認した。
- ・ 各珪藻化石分析結果の詳細を次頁に示す。



調査位置※

※: 本図は、地理院タイル(標高タイル)を加工して作成。

珪藻化石分析結果(概要)

位置	No.	珪藻化石	考察
タテ沼付近	26e	淡水生種のみ	陸域の湿地の環境下であり、海水の影響を受けた可能性は低い。
	27a	検出されず	—
猿ヶ森川	30d	海水～汽水生種、汽水生種及び淡水～汽水生種を含む	海水の影響を受けた可能性がある。
材木沢	32a	淡水生種のみ	陸域の湿地の環境下であり、海水の影響を受けた可能性は低い。
大川	35b	汽水生種及び淡水～汽水生種を含む	陸域の湿地の環境下であり、海水の影響を受けた可能性がある。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査: 堆積環境・供給源(珪藻化石分析)

■珪藻化石分析結果

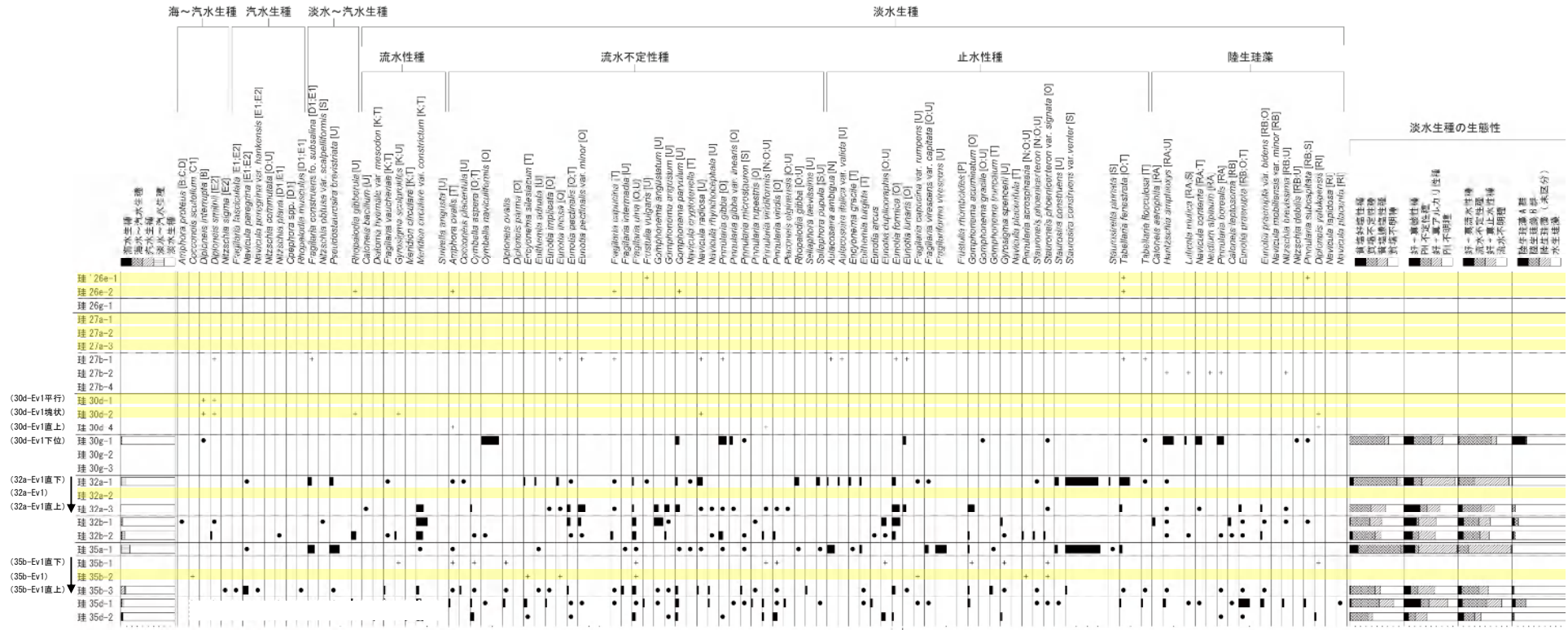


図1. 各試料における主要珪藻化石群集の産状

海水～汽水～淡水生種産出率・各種産出率・完形産出率は全体基数、淡水生種の生態性の比率は淡水生種の合計を基数として百分率で算出した。いずれも100個体以上検出された試料について示す。なお、●は1%未満、+は100個体未満の試料について検出した種数を示す。

環境指標

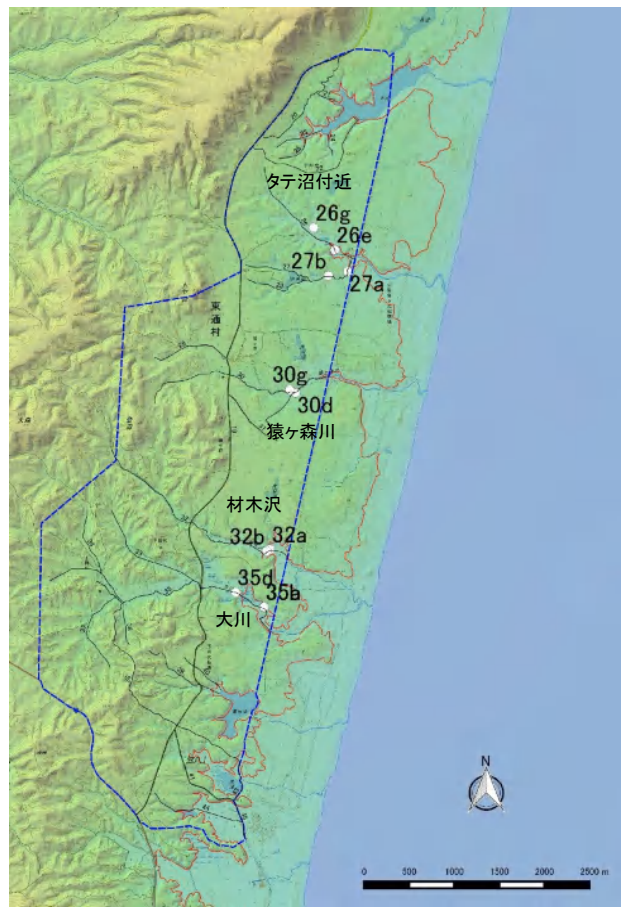
- A: 外洋指標種 B: 内湾指標種 C1: 海洋環境指標種 C2: 汽水環境指標種 D1: 海水砂質干潟指標種 D2: 汽水砂質干潟指標種 E1: 海水泥質干潟指標種 E2: 汽水泥質干潟指標種 F: 淡水底生種群 (以上は小杉, 1988) G: 淡水浮遊生種群 H: 河口浮遊生種群 J: 上流性河川指標種 K: 中～下流性河川指標種 L: 低下流性河川指標種群 M: 潮沼浮遊生種 N: 潮沼沼沢地指標種 O: 泥炭地付着生種 P: 高塩濃度指標種群 Q: 陸域指標種群 (以上は安藤, 1990)
- R: 好汚濁性種 I: 好流水性種 U: 広適応性種 (以上はArai & Matayoshi, 1995) R1: 陸生珪藻 (RA-A群, RB-B群, 伊藤・堀内, 1991)

イベント堆積物

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 2.4 地震発生履歴に関する検討

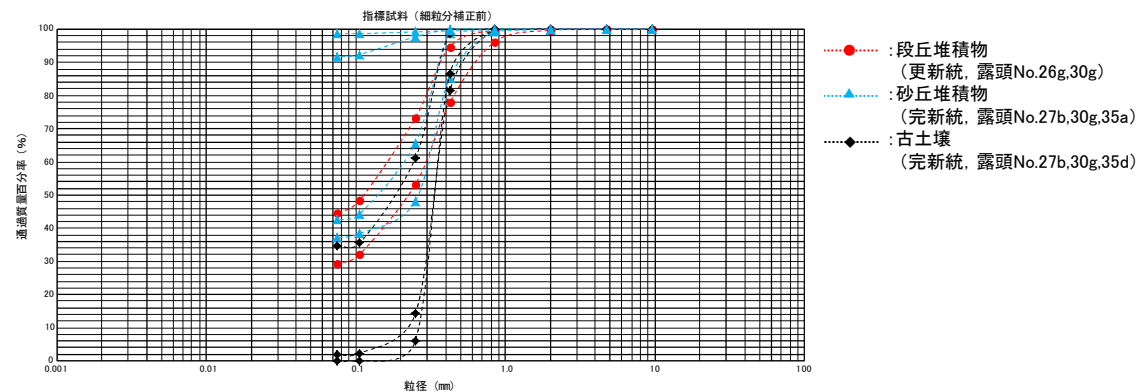
2.4.2 津波堆積物調査：堆積環境・供給源（粒度組成分析）

- ・ イベント堆積物の供給源を把握するために、粒度組成分析を実施した。なお、指標試料は、段丘堆積物、砂丘砂、古土壤から採取した。
- ・ 分析の結果、各地点ともに砂丘堆積物の特徴に類似していることを確認した。分析結果を以下に示す。
- ・ また、猿ヶ森川（露頭No.30d）、材木沢（露頭No.32a）、大川（露頭No.35b）のイベント堆積物を対象に、地層の厚さ方向の連続サンプリングを実施し、粒度組成分析を実施した結果、級化構造（上方細粒化または上方粗粒化）を有することを確認した。分析結果の詳細を次頁に示す。

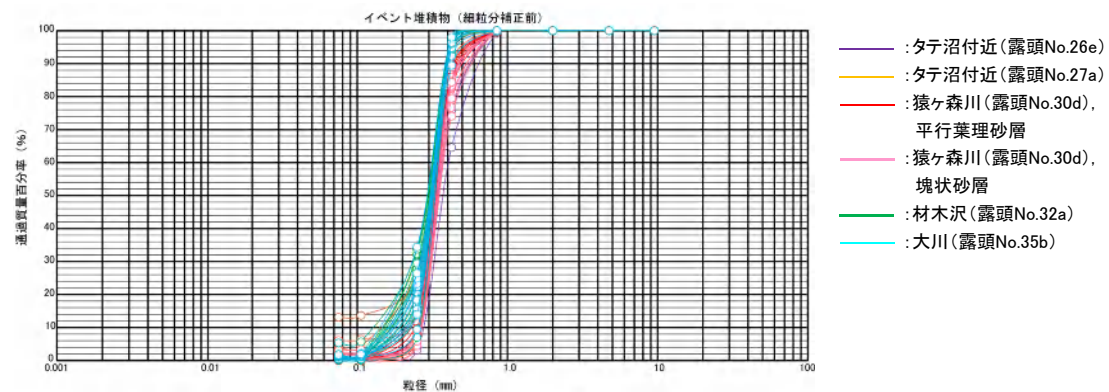


調査位置※

※：本図は、地理院タイル（標高タイル）を加工して作成。



指標試料の粒径加積曲線



各露頭試料の粒径加積曲線

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査: 堆積環境・供給源(粒度組成分析)

■ 粒度組成分析: 堆積学的特徴の把握

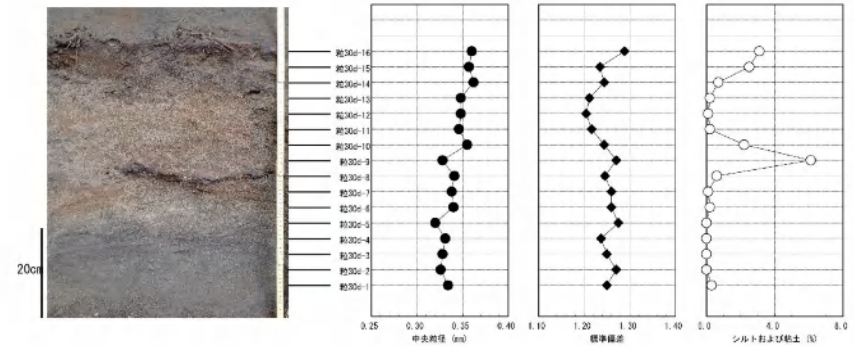
- 藤原ほか(2003)を参考に、中央粒径、標準偏差及び細粒分含有率の垂直変化の特徴を整理した。
- 猿ヶ森川(露頭No.30d)については、上方に中央粒径が大きくなる傾向があり、時間とともに流水の規模と砂の運搬能力が増大したことが示唆される。
- 一方、材木沢(露頭No.32a)、大川(露頭No.35b)については、上方に中央粒径が小さくなるとともに淘汰が悪くなる傾向があり、時間とともに流水の規模と砂の運搬能力が減衰したことが示唆される。



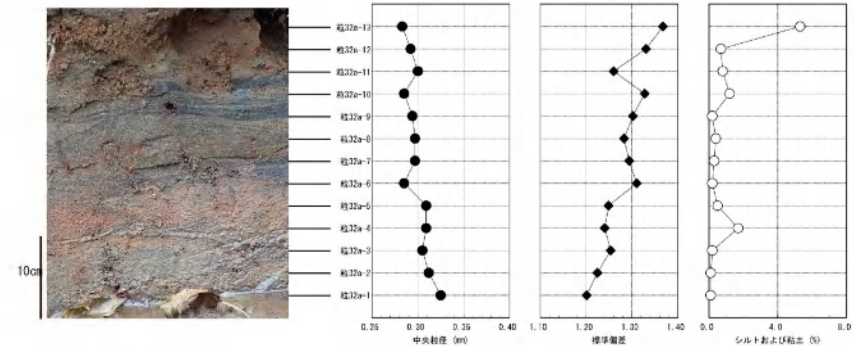
調査位置※

※: 本図は、地理院タイル(標高タイル)を加工して作成。

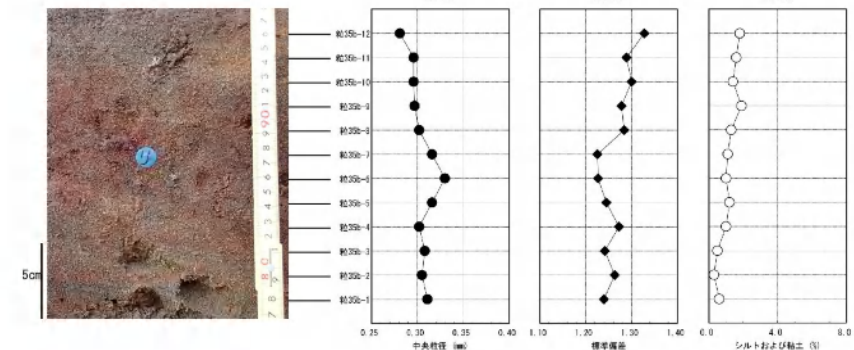
【猿ヶ森川(露頭No.30d)】



【材木沢(露頭No.32a)】



【大川(露頭No.35b)】



2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価 2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査: 堆積環境・供給源(鉱物組成分析)

- ・ イベント堆積物の供給源を把握するために、鉱物組成分析を実施した。なお、指標試料は、段丘堆積物、砂丘砂、古土壌から採取した。
- ・ 各地点ともに、砂丘堆積物の特徴に類似していることを確認した。分析結果を以下に示す。

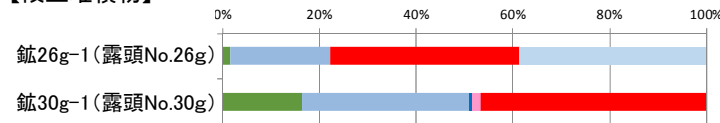


調査位置※

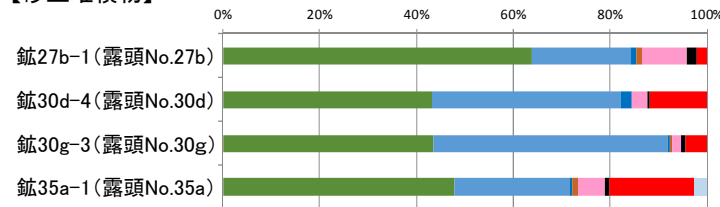


■ 指標試料

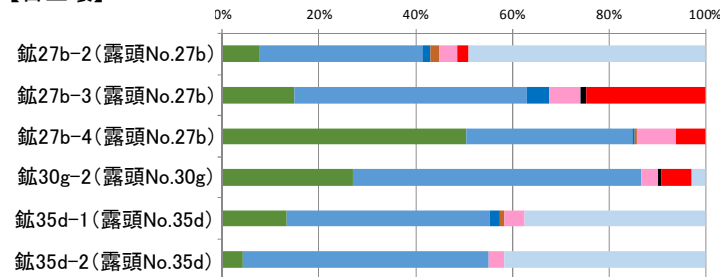
【段丘堆積物】



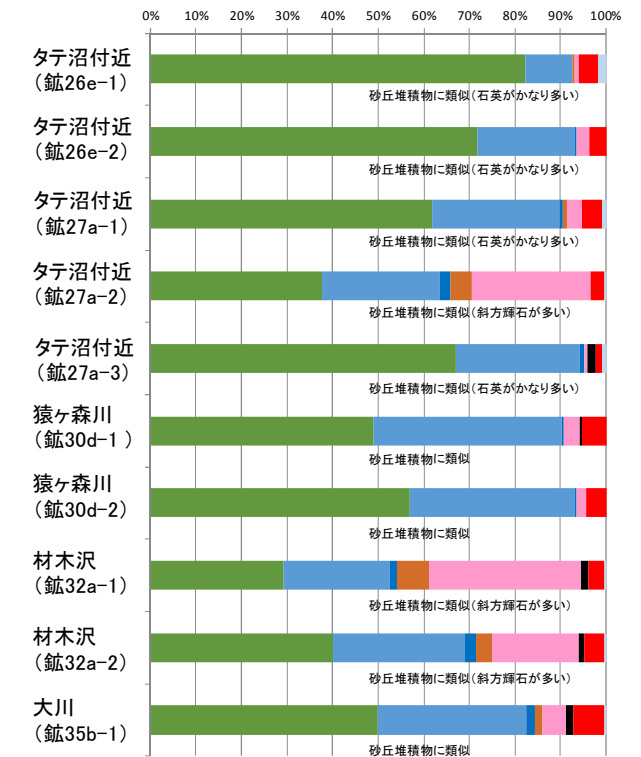
【砂丘堆積物】



【古土壌】



■ イベント堆積物



※: 本図は、地理院タイル(標高タイル)を加工して作成。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:調査結果

- 東通村猿ヶ森周辺を対象に津波堆積物調査を実施した結果、津波起因の可能性が高い、もしくは津波起因の可能性のあるイベント堆積物が認められたものの、各イベント堆積物の堆積年代、並びに堆積環境(珪藻化石)は異なることを確認した。
- 3.11地震津波による津波堆積物は広域に亘って確認されていることを踏まえると※1、今回認められたイベント堆積物の成因は、M9クラスの巨大地震に伴う津波ではなく、M8クラスの地震に伴う津波、地震以外に起因する津波、もしくは洪水等津波以外の可能性がある。

※1:3.11地震に伴う津波による津波堆積物の分布範囲等に関する知見を整理した。整理結果の詳細は、補足説明資料「2. 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波による津波堆積物」に記載。

調査地点		イベント堆積物			イベント堆積物の分析結果			イベント堆積物の評価
		イベント堆積物の下限標高※2 (T.P.)	海岸線からの距離	堆積年代(年)	堆積学的特徴	海水生種または海水～汽水生種の珪藻化石	粒度・鉱物組成	
タテ沼付近	露頭 No.26e	約7.6m※3	約1.3km	A.D.1650年頃より後	○ 斜交葉理発達, 下面境界が明瞭	× 淡水生種のみ	△ 砂丘堆積物に類似	▲
	露頭 No.27a	約11.8m	約1.1km	A.D.50年頃	○ 斜交葉理(一部平行葉理)が存在, 下面境界が明瞭	/	△ 砂丘堆積物に類似	▲
猿ヶ森川	露頭 No.30d	約11.0m※3	約1.4km	A.D.1300年頃	○ 斜交葉理, 平行葉理が存在, 下面境界がやや明瞭	○ 海水～汽水生種	△ 砂丘堆積物に類似	●
材木沢	露頭 No.32a	約7.6m	約1.2km	A.D.1500年頃	○ 斜交葉理, 平行葉理が存在, 下面境界が明瞭	× 淡水生種のみ	△ 砂丘堆積物に類似	▲
大川	露頭 No.35b	約6.8m	約1.2km	A.D.1450年頃より後	○ 斜交葉理が存在, 偽礫を含む, 下面境界が明瞭	△ 汽水生種	△ 砂丘堆積物に類似	▲

(イベント堆積物の分析結果の凡例)

- :津波起因の可能性が高い △:津波起因の可能性がある
×:津波起因の可能性が低い /:化石産出せず

(イベント堆積物の評価の凡例)

- :津波起因の可能性が高い ▲:津波起因の可能性がある
×:津波起因の可能性が低い —:評価に適する堆積物が分布しない等評価できない

※2: イベント堆積物の分布範囲は必ずしも浸水範囲とは一致しない。

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

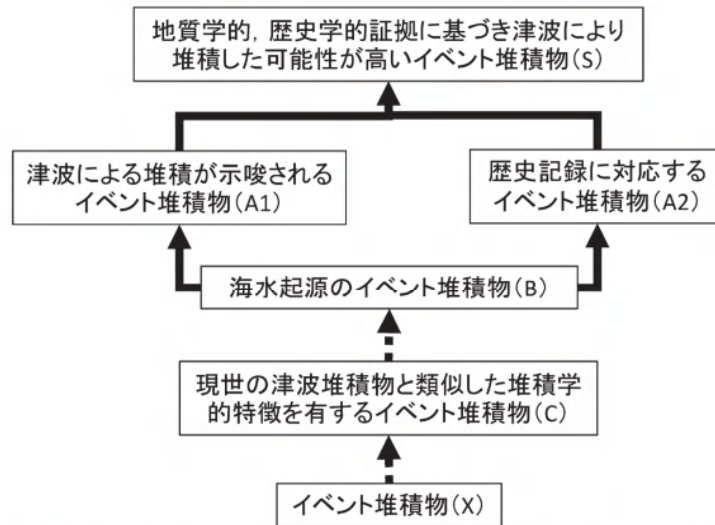
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:成因分析

■検討方針

- ・認められたイベント堆積物の成因について、後藤ほか(2017)を参考に、計算に基づく水理学的特徴から検討した。
- ・津波を成因とする可能性の検討として、地震に起因する津波として千島海溝沿いの津波及び日本海溝沿いの津波、地震以外に起因する津波として海底地すべりに起因する津波を対象に数値シミュレーションを実施した。
- ・津波以外の成因に係る検討として、下北半島で発生した洪水の範囲・年代との比較から考察した。



津波による堆積が示唆されるイベント堆積物の認定項目の一部 (後藤ほか(2017))

V	水理学的特徴 (計算に基づく)	1	イベント堆積物の当時の海岸線からの分布距離ないし範囲が高潮や洪水で説明できない。	A1 ¹⁾
		2	イベント堆積物の中の堆積構造や含有する海域に生息・生育する生物の遺骸が、その堆積場や供給源の深さから推定される波の周期や高さが津波でなければ説明が困難である(再堆積の可能性が排除できる)。	A1 ¹⁾
		3	イベント堆積物の分布標高が、津波でしか説明できない(海成段丘からの再堆積の可能性が排除できている)。	A1 ¹⁾

図1 津波堆積物の認定フロー。カッコ内は表1の分類グループに対応する。点線と実線は、それぞれ上位に分類されるための十分条件と必要条件。

津波堆積物の認定フロー (後藤ほか(2017))

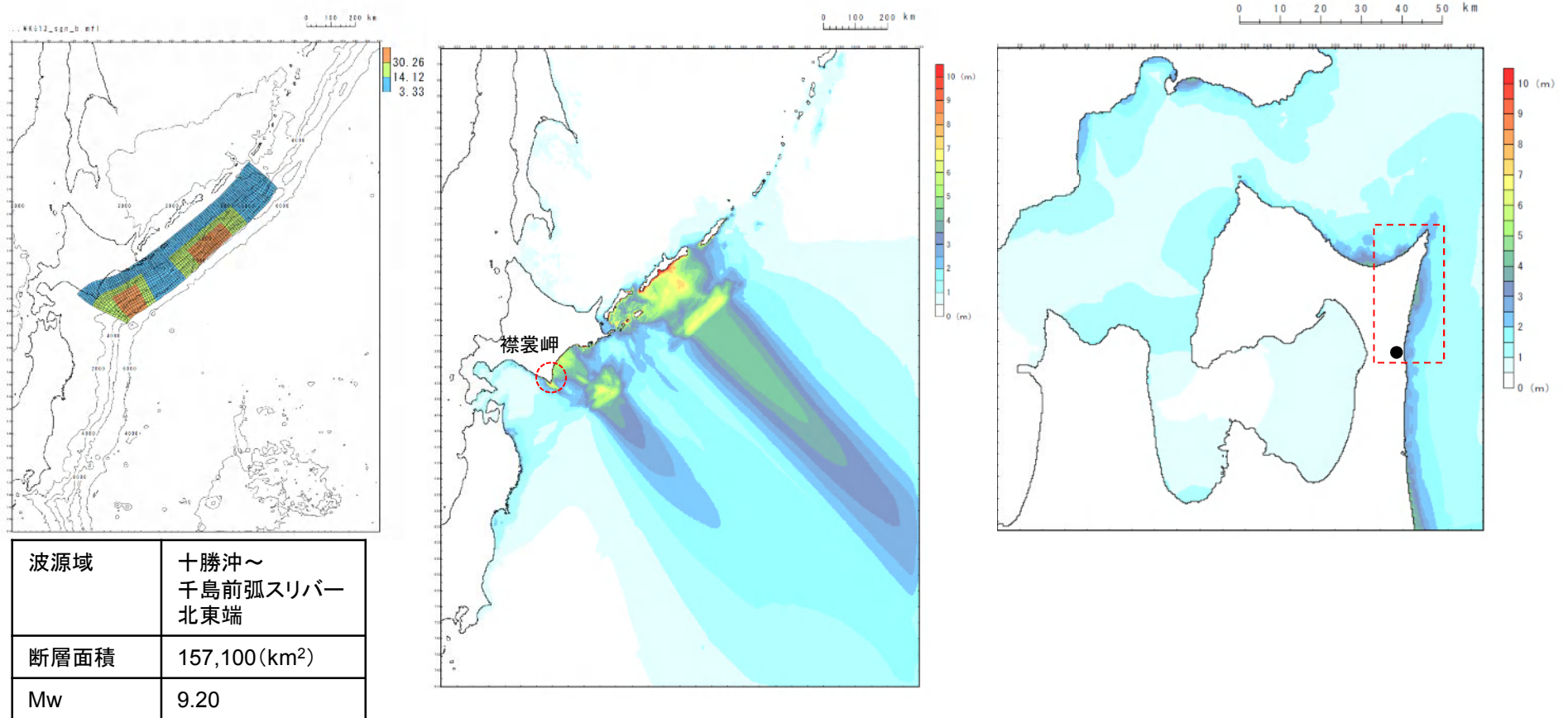
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:成因分析

■地震に起因する津波:千島海溝沿い

- 千島海溝沿いで発生する津波が青森県北部太平洋岸に及ぼす影響を把握するため、保守的設定の観点から、構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぐ地震を想定して数値シミュレーションを実施した。
- 検討の結果、千島海溝沿いで発生する津波は、襟裳岬に阻まれ、日高地方や噴火湾にほとんど伝播せず、東通村における沿岸の津波高さは5m以下であることを確認した。



以上から、千島海溝沿いで発生する巨大地震に伴う津波を成因とする可能性は低いと考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

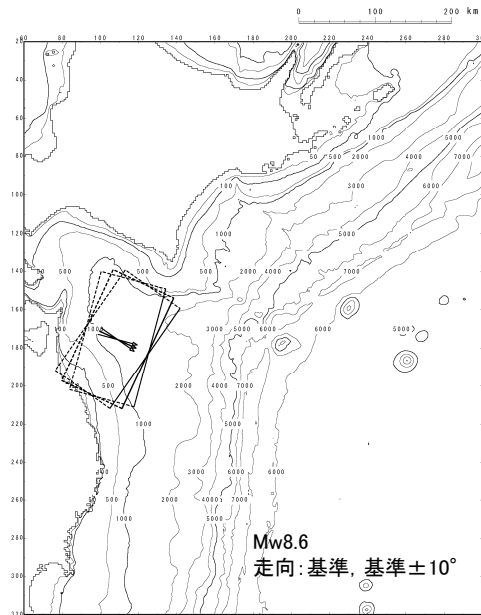
2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:成因分析

■地震に起因する津波:日本海溝沿い①

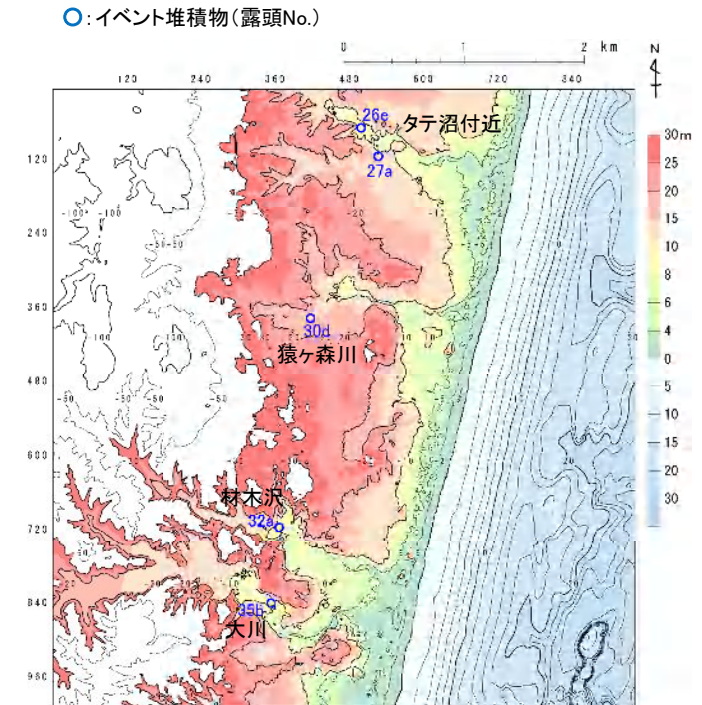
- ・ 既往津波で発電所の津波高さに与えた影響が最も大きい1856年の津波の再現モデル(Mw8.35)を基本に、地震規模の不確かさとしてMw8.6(+0.2相当)、走向の不確かさ(基準 $\pm 10^\circ$)を考慮した数値シミュレーションを実施した。
- ・ なお、検討対象領域の空間格子間隔は5mとした。

【検討波源】



断層パラメータ		1856年	検討モデル
モーメントマグニチュード*	Mw	8.35	8.6
長さ	L(km)	120	160
幅	W(km)	70	93
走向	θ ($^\circ$)	205	205
断層上縁深さ	d(km)	26	26
傾斜角	δ ($^\circ$)	20	20
すべり角	λ ($^\circ$)	90	90
すべり量	D(m)	10.0	13.35

【検討対象領域】



解析に用いた地形データ
(空間格子間隔:5m)

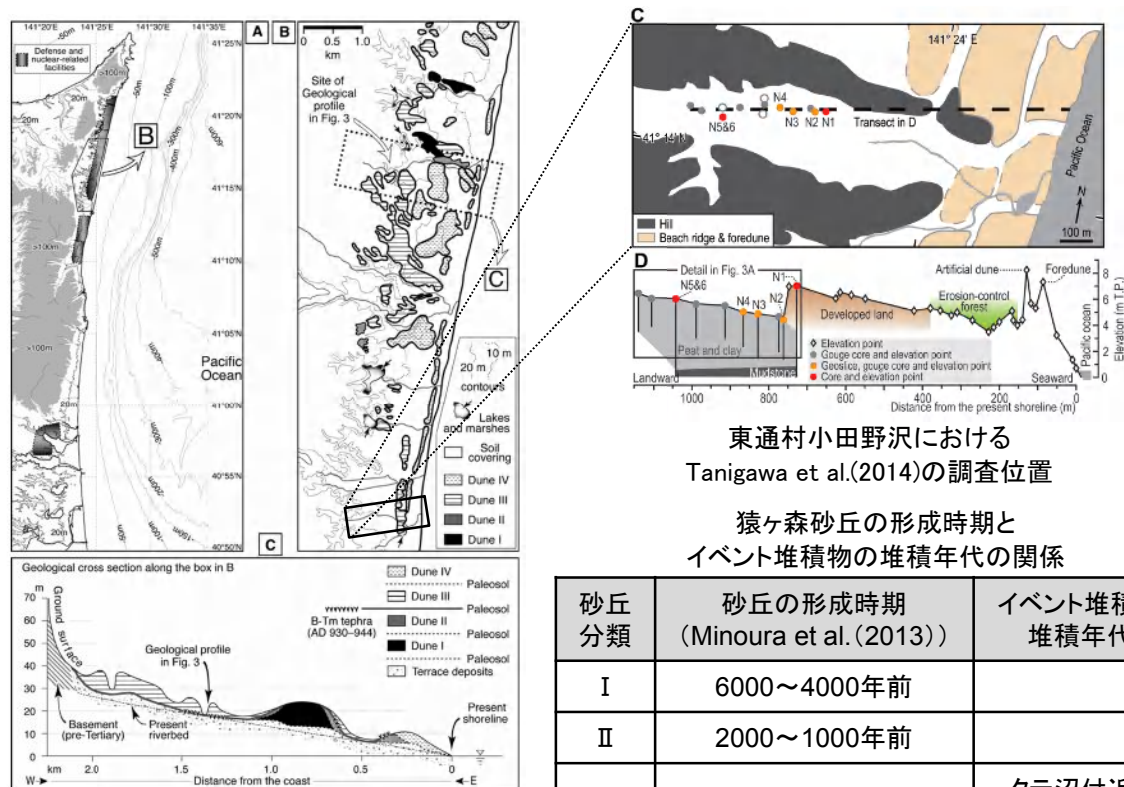
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査: 成因分析

■地震に起因する津波: 日本海溝沿い②

- 検討対象領域には猿ヶ森砂丘が広く分布するとともに(干釜ほか(1998), Minoura et al.(2013)ほか), 汀線位置について, Tanigawa et al.(2014)は, 東通村小田野沢で確認したイベント堆積物の堆積年代と砂丘*の形成時期の関係から, AD1480~1770の汀線位置は, 現在から200m内陸にあったとしている。また, 小池(1974)は, 発行年のもっとも古い地形図と最新の地形図の比較から, 過去70年間で50mの海岸前進が見られるとしている。 ※: 論文では, 浜堤列と記載。
- 以上から, 今回確認したイベント堆積物が堆積した当時の地形と現在の地形は異なるものの, 本検討では現在の地形を用いて数値シミュレーションを実施した。



東通村小田野沢における
Tanigawa et al.(2014)の調査位置
猿ヶ森砂丘の形成時期と
イベント堆積物の堆積年代の関係

砂丘分類	砂丘の形成時期 (Minoura et al. (2013))	イベント堆積物 堆積年代
I	6000~4000年前	
II	2000~1000年前	
III	14世紀~15世紀	タテ沼付近, 猿ヶ森川
IV	19世紀以降	タテ沼付近, 材木沢, 大川

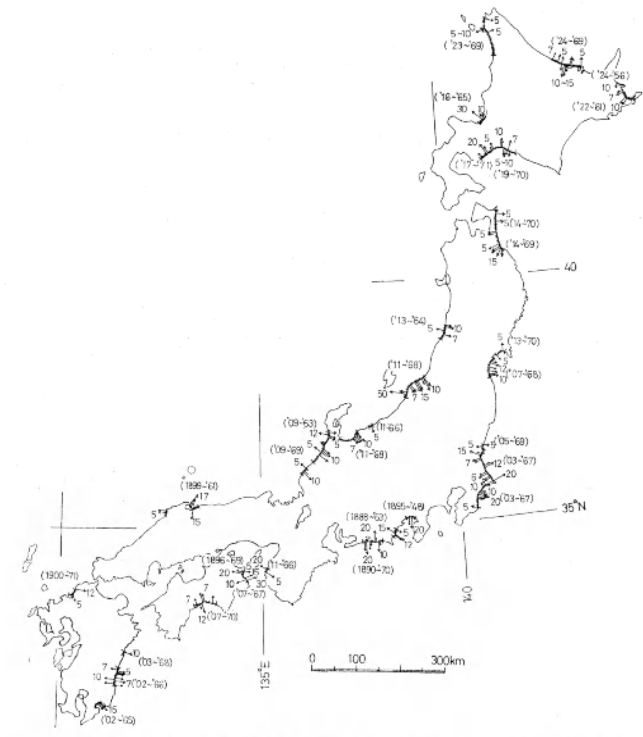


Fig. 2 Distribution of advanced and retreated beaches in Japanese major islands within the past 70 years

過去70年間における汀線変化
(小池(1974))

猿ヶ森砂丘の分布状況
(Minoura et al.(2013)に一部加筆)

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:成因分析

■地震に起因する津波:日本海溝沿い③

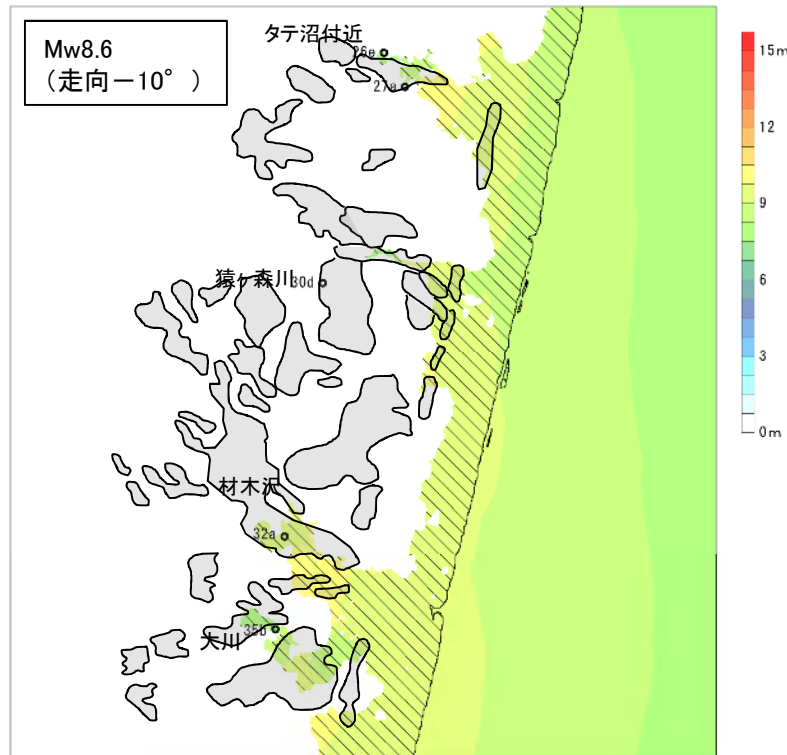
- 数値シミュレーションの結果, タテ沼付近, 材木沢及び大川で認められたイベント堆積物まで概ね遡上することを確認した*。

*: 解析に用いた地形データは現状の地形であり, 猿ヶ森川のイベント堆積物が堆積した以降に堆積した砂丘堆積物も考慮していることから, 猿ヶ森川のイベント堆積物まで遡上していない。

【数値シミュレーション結果】

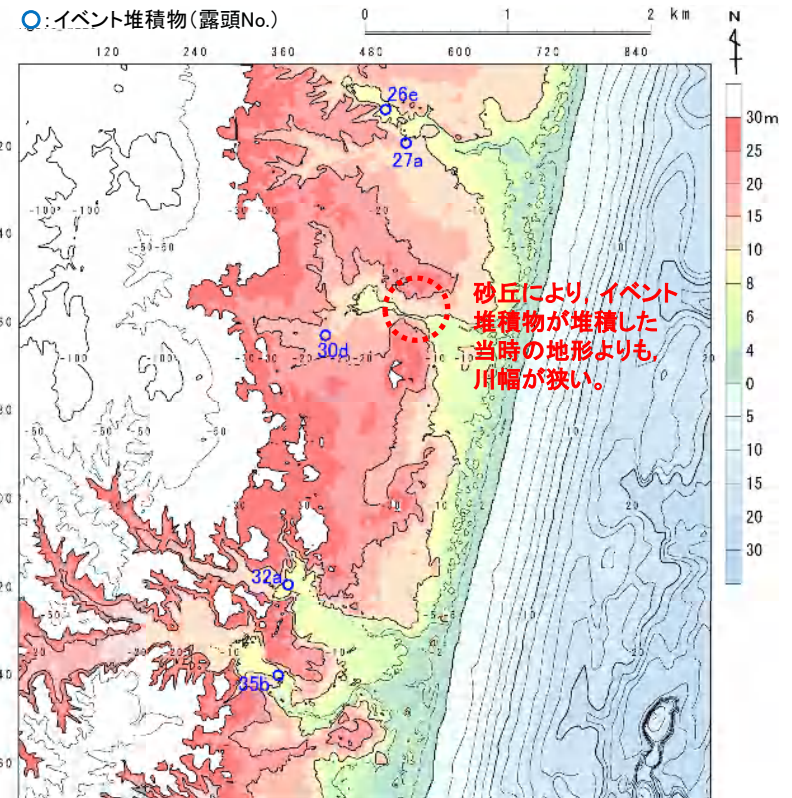
■ : 砂丘(Minouira et al.(2013))

0 1 2 km



最大水位上昇量分布

【解析に用いた地形データ】



以上から, 三陸沖北部で繰り返し発生するM8クラスの津波を成因とすることが考えられる。

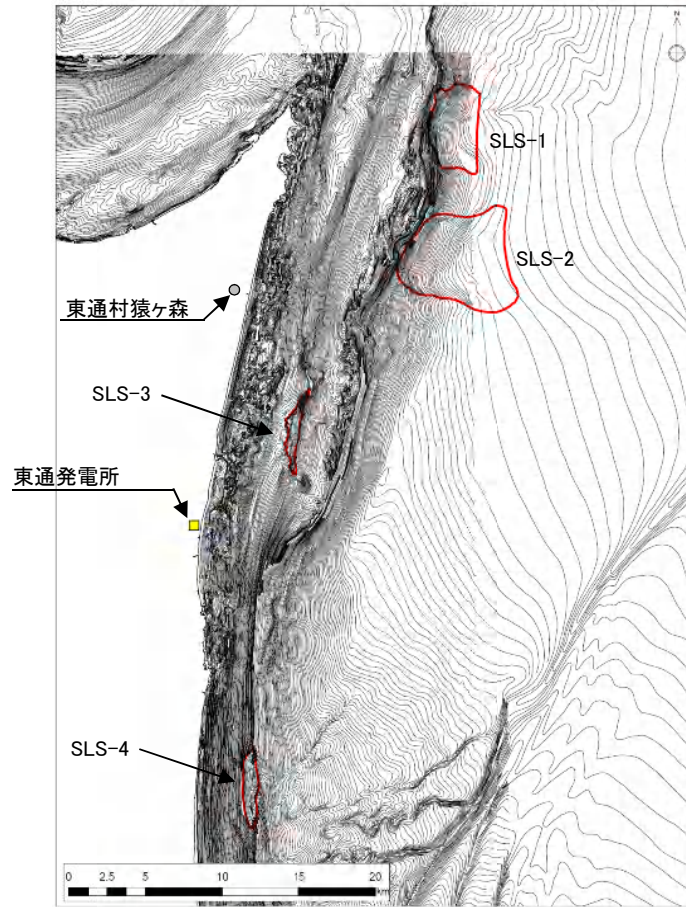
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

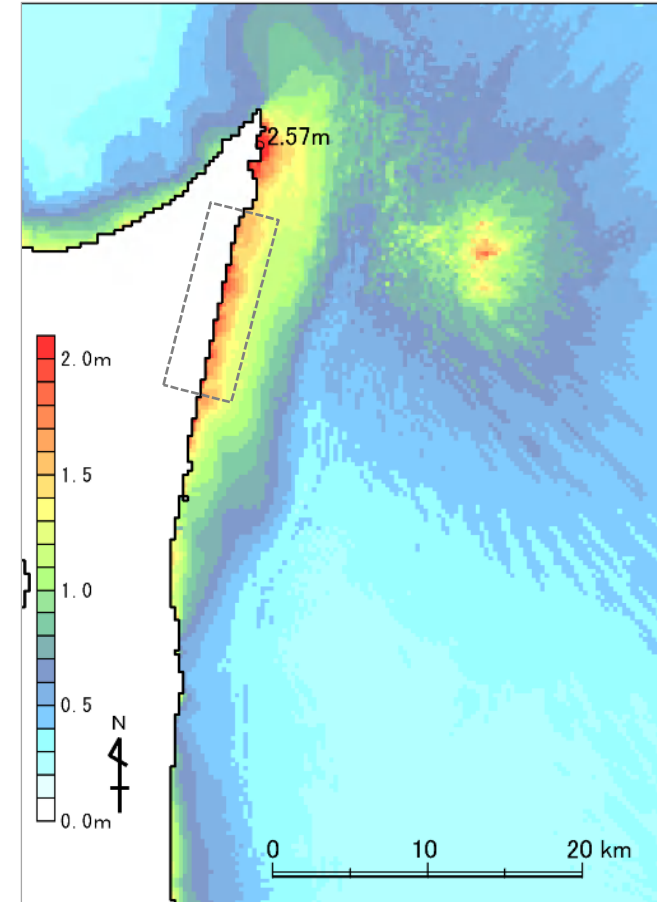
2.4.2 津波堆積物調査:成因分析

■地震以外に起因する津波:海底地すべり

- ・ 下北半島太平洋側大陸棚が含まれる範囲で実施した海底地すべり地形のうち、東通村猿ヶ森周辺に影響を及ぼすと考えられる海底地すべり(SLS-2)を対象に数値シミュレーションを実施した。
- ・ 検討の結果、東通村猿ヶ森周辺における津波高さは数m程度(3m未満)であることを確認した。



海底地すべり地形分布図



最大水位上昇量分布
(Kinematic landslide modelによる結果)

以上から、下北半島大陸棚周辺の海底地すべりに起因する津波を成因とする可能性は低いと考えられる。

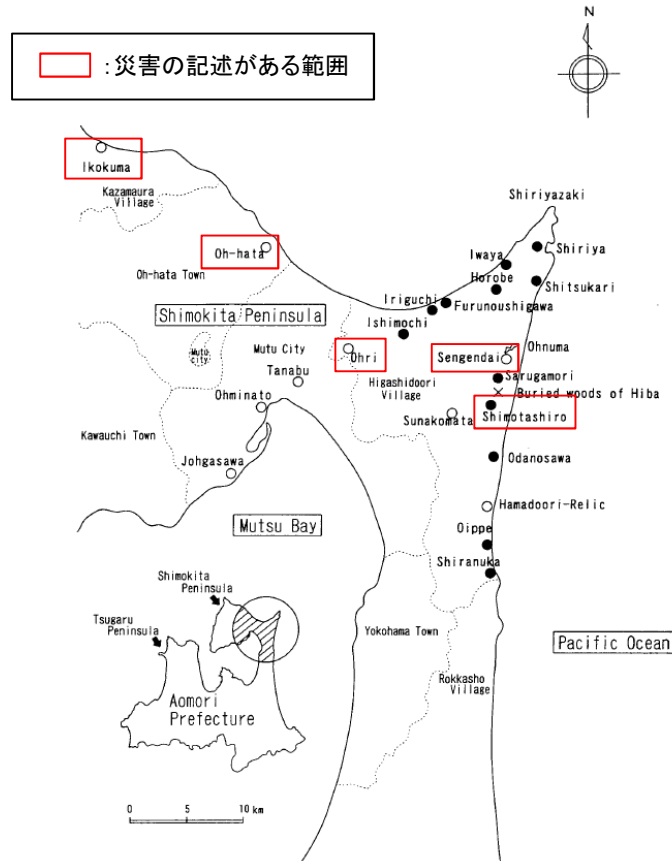
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:成因分析

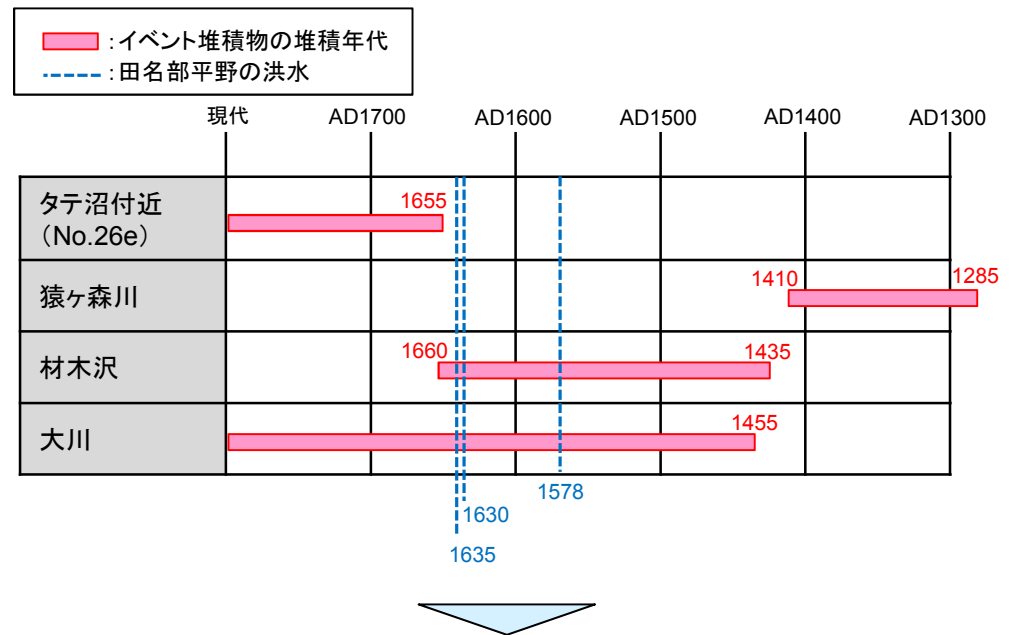
■津波以外の成因:田名部平野一帯の洪水

- 東通村には、かつて大津波があったとする下北半島特有の伝承が残されており、この地の伝承は、大津波により集落が移動した、海岸の地形が大きく変化した、あるいはヒバの森林が砂に埋もれたといった話として伝えられている(千釜ほか(1998))。
- 上記のうち1578年、1630年、1635年の津波により集落が災害を受けた伝承があるが、千釜ほか(1998)は、郷土史関連の文献を整理し、津波ではなく、田名部平野一帯の洪水ととらえるのが妥当であるとしている。
- 材木沢、大川で認められたイベント堆積物の堆積年代は、上記洪水の発生時期と整合している。



田名部平野の洪水範囲
(千釜ほか(1998)に一部加筆)

イベント堆積物の堆積年代と田名部平野の洪水時期の比較



津波と比較して洪水の発生頻度は高いことから、洪水を成因とする可能性があると考えられる。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:成因分析

■まとめ

- ・ 認められたイベント堆積物の成因について、後藤ほか(2017)を参考に、計算に基づく水理学的特徴から検討した。
- ・ 検討の結果、イベント堆積物の成因を確定することは困難であるが、津波の場合、三陸沖北部で繰り返し発生するM8クラスの地震に伴う津波の可能性はある。
- ・ 津波以外の場合、田名部平野一帯の洪水を成因とする可能性はある。

成因分析のまとめ

要因		検討結果	評価
地震に起因する津波	千島海溝沿いの津波	東通村猿ヶ森周辺における沿岸の津波高さは5m以下。	×
	日本海溝沿い(三陸沖北部)の津波	確認されたイベント堆積物を概ね説明できる。	▲
地震以外に起因する津波	下北半島太平洋側大陸棚の海底地すべり	東通通村猿ヶ森周辺における津波高さは数m程度(3m未満)。	×
上記以外	田名部平野一帯の洪水	洪水の発生時期は、材木沢、大川で認められたイベント堆積物の堆積年代と整合する。	▲

(評価の凡例)

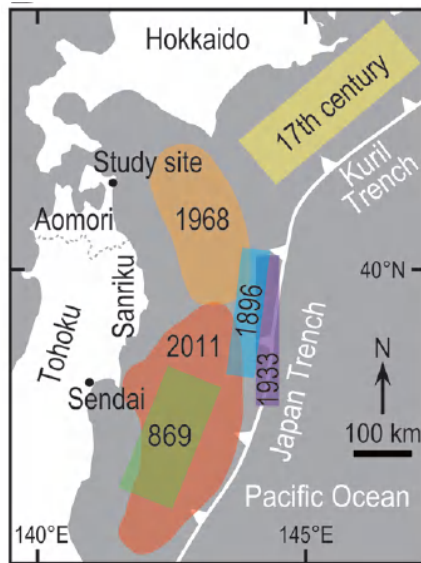
- :可能性は高い
- ▲:可能性はある
- ×:可能性は低い

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.2 津波堆積物調査:まとめ

- ・ 歴史記録よりも過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性を検討するため、津波堆積物調査に関する文献調査を実施するとともに、文献調査結果を踏まえた津波堆積物調査を追加実施した。
- ・ 文献調査の結果、Minoura et al.(2013)、Tanigawa et al.(2014)は、東通村周辺で津波堆積物調査を実施し、認められた津波堆積物の堆積年代、標高、沿岸からの距離等から、1611年の津波、500年間隔地震、もしくはこれまで確認されていない巨大地震の発生可能性を指摘している。
- ・ 上記知見を踏まえ、東通村周辺の津波堆積物で認められたイベント堆積物の成因について、計算に基づく水理学的特徴から検討した結果、成因を確定することは困難であるが、津波の場合、三陸沖北部で繰り返し発生しているM8クラスの地震に伴う津波の可能性が考えられ、津波以外の場合、田名部平野一帯の洪水の可能性が考えられる。



主な既往津波の波源域
(Tanigawa et al.(2014))



Figure 2. Estimated epicenters of historical and recent earthquakes. The numbered stars correspond to the numbers of the earthquakes listed in Table 1. The solid and open stars represent historical and recent earthquakes, respectively. The triangle (shown in red in the online graphic) represents Komagatake volcano (its eruption in AD 1640 caused a tsunami).

AD1453-2003に青森県太平洋沿岸付近で発生した既往地震の震源 (Tanigawa et al.(2014))

Table 1. Historical and recent tsunamis along the Pacific coast of Aomori between AD 1454 and 2003.

Ref. no. in Fig. 2	Date*	Name	Magnitude*	Epicentre* (°N, °E)	Tsunami height (m) along the Pacific coast of Aomori [†]	Tsunami-affected area in historical document [‡]
Historical earthquakes (recorded in historical documents)						
N/A	12 December 1454	Kyotoku	N.D.	N.D.	N.D.	Somewhere in Aomori, Iwate, Miyagi, Fukushima
1	2 December 1611	Keicho	8.1	39, 144	N.D.	Hokkaido, Aomori, Iwate, Miyagi, Fukushima
2	13 April 1677	Empo	7.9	41, 143	N.D.	Aomori, Iwate, Miyagi, Fukushima
3	29 January 1763	Horeki	7.7	41, 142.5	N.D.	Aomori, Iwate
4	23 August 1856	Ansei	7.7	41, 142.3	N.D.	Hokkaido, Aomori, Iwate, Miyagi
Recent earthquakes (recorded by modern seismic observation)						
5	15 June 1896	Meiji-Sanriku	8.2	39.5, 144	S: 3	N/A
6	3 March 1933	Showa-Sanriku	8.1	39.23, 144.52	N: 1-3, S: 3-5	N/A
7	4 March 1952	Tokachi-oki	8.2	41.8, 144.13	S: 2	N/A
N/A	26 May 1960	Chile	9.5	-38.17, -72.57	N: 1-2, S: 1-5	N/A
8	16 May 1968	Tokachi-oki	7.9	40.73, 143.58	N: 1-3, S: 1-5	N/A
9	4 October 1994	Shikotan-oki	8.2	43.37, 147.68	N: 1, S: 1-2	N/A
10	26 September 2003	Tokachi-oki	8.0	41.78, 144.08	N: 1-2.5	N/A

*Based on Utsu (2004). [†]Tsunami heights (run-up or inundation heights) are based on the committee for field investigation of the Chilean tsunami of 1960 (1961), the 1968 Tokachi-oki earthquake investigation committee (1969), Watanabe (1998) and Tanioka et al. (2004). [‡]Based on Tsuji and Ueda (1995), Watanabe (1998) and Namegaya and Yata (2014). We list five historical tsunamis for which damages in Aomori was documented, and seven recent tsunamis for which run-up heights of >1 m were recorded. Abbreviations: N, northern Pacific coast of Aomori; S, southern Pacific coast of Aomori; N.D., no data; N/A, not applicable.

以上から、過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋岸に襲来した可能性は低いと評価する。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.4 地震発生履歴に関する検討

2.4.3 まとめ

■ 既往津波に関する文献調査

- ・ 日本海溝沿い・千島海溝沿いで発生した既往津波，遠地津波に関する文献調査の結果，発電所に影響を及ぼした津波は，日本海溝沿いの津波であり，敷地周辺に最も影響を及ぼした津波は，1856年の津波と評価した。

■ 津波堆積物調査

- ・ 歴史記録よりも過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性を検討するため，津波堆積物調査に関する文献調査を実施するとともに，文献調査結果を踏まえ青森県東通村周辺を対象に津波堆積物調査を追加実施した。
- ・ 追加調査で認められたイベント堆積物の成因について，計算に基づく水理学的特徴を踏まえた検討から，過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋岸に襲来した可能性は低いと評価した。

2. 5 波源域及び地震規模の評価

2. 5. 1 波源域及び地震規模の評価	120
2. 5. 2 波源域及び地震規模の評価の妥当性確認	121
2. 5. 3 まとめ	125

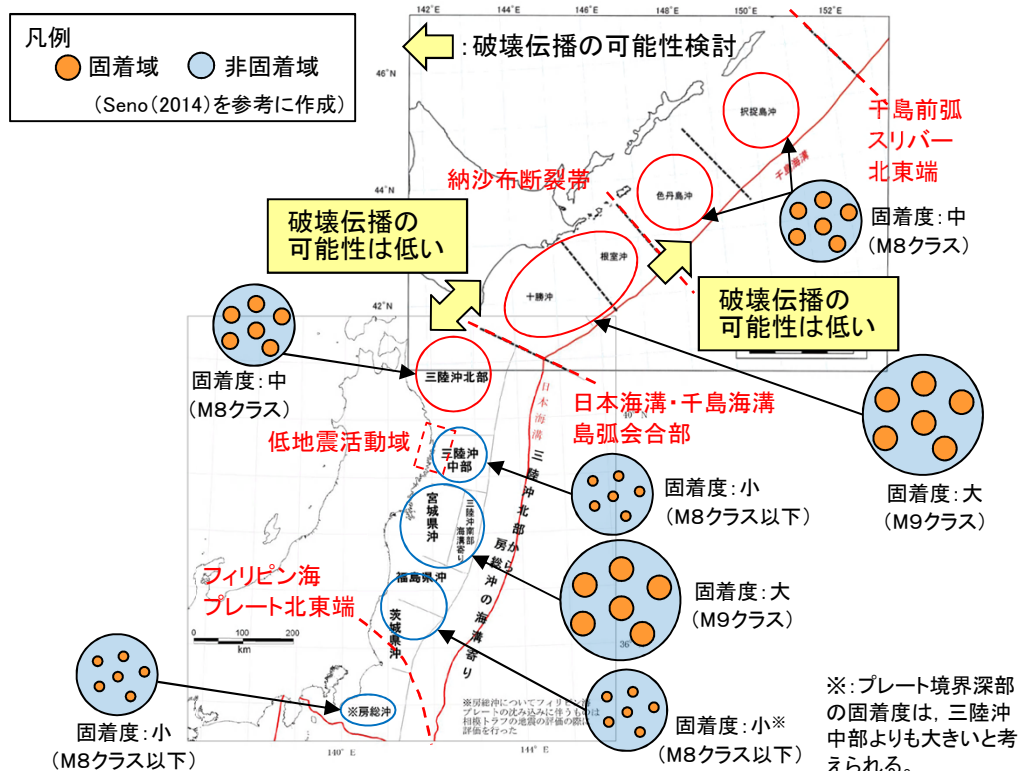
2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.5.1 波源域及び地震規模の評価

- ・ 発電所敷地前面海域(三陸沖北部)では、M9クラスの巨大地震が発生した記録が無いことを踏まえ、①3.11地震、世界のプレート境界で発生している巨大地震に係る知見を収集・整理して、地震の発生機構、テクトニクス背景等の類似性等から波源域及びすべり量について検討するとともに、②津波堆積物調査を踏まえた地震発生履歴に関する検討を実施した。
- ・ 各検討結果の概要を以下に示す。

【①波源域及びすべり量に関する検討結果】

- 構造的特徴、固着域、破壊伝播に関する検討から、三陸沖北部、十勝沖・根室沖の固着域を起点(震源)とする破壊(地震)が、構造的特徴(破壊のバリア)を跨ぎ、隣接するセグメントまで伝播する可能性は低いと評価。



破壊伝播に関する検討結果
 (地震調査研究推進本部(2004, 2012)に一部加筆)

【②地震発生履歴に関する検討結果】

- 文献調査の結果から、敷地周辺に影響を及ぼす津波は日本海溝沿いの津波であり、津波堆積物調査の結果から、過去にM9クラスの巨大地震による津波が青森県北部太平洋沿岸に襲来した可能性は低いと評価。

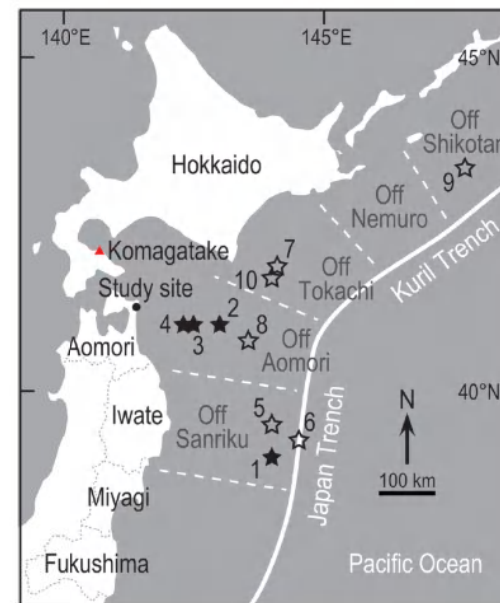


Figure 2. Estimated epicentres of historical and recent earthquakes. The numbered stars correspond to the numbers of the earthquakes listed in Table 1. The solid and open stars represent historical and recent earthquakes, respectively. The triangle (shown in red in the online graphic) represents Komagatake volcano (its eruption in AD 1640 caused a tsunami).

AD1453-2003に青森県太平洋沿岸付近で発生した既往地震の震源 (Tanigawa et al.(2014))

以上から、日本海溝沿い、千島海溝沿いにおいて、既往地震の地震規模を大きく上回る規模の地震が発生する可能性は低いと評価する。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.5.2 波源域及び地震規模の評価の妥当性確認: 検討方針

- 最新の知見から想定される波源域及び地震規模の評価の妥当性を確認するため、既往津波で発電所の津波高さを与えた影響が最も大きい1856年の津波の再現モデル(Mw8.35)を基本に、地震規模、並びに走向の不確かさを考慮した数値シミュレーションを実施し、青森県北部太平洋沿岸で認められたイベント堆積物(分布標高)の再現性を確認する。



調査位置図

比較するイベント堆積物※1

調査地点	イベント堆積物			
	有無	分布標高(T.P.)※3	推定年代(年)	
尻屋崎※2	有	約8.1m	A.D.190年頃	
猿ヶ森周辺	タテ沼付近①	有	約7.6m	A.D.1650年頃より後
	タテ沼付近②	有	約11.8m	A.D.50年頃
	猿ヶ森川	有	約11.0m	A.D.1300年頃
	材木沢	有	約7.6m	A.D.1550年頃
	大川	有	約6.8m	A.D.1450年頃より後
小田野沢	有	約4m	A.D.1700年頃	
東京電力敷地内	有	約7.4m	A.D.1400年頃	
東北電力敷地内	A測線	有	約6.1m	B.C.500年頃
	B測線	人工改変	/	/
	C測線	有	約8.6m	B.C.750年頃
	D測線	有	約8.4m	B.C.2800年頃
尾駁老部川	有	約1.9m	B.C.2000年頃	
尾駁発茶沢	有	約6.2m	B.C.2950年頃	
平沼	有	約1.6m	A.D.550年頃	
六川目	有	約2.5m	B.C.4700年頃以前	

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

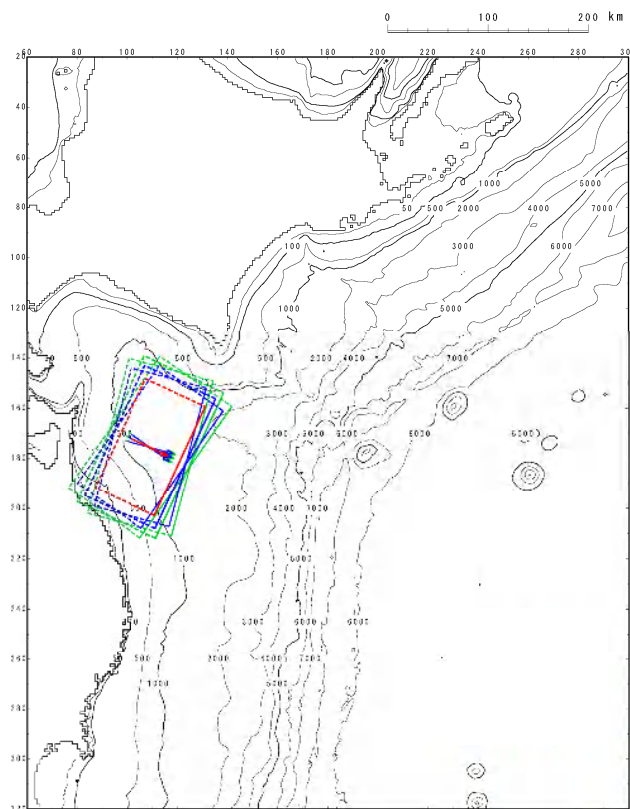
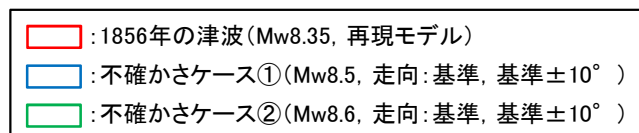
※2:今回追加実施したボーリング調査結果の詳細は、補足説明資料「3. 津波堆積物調査」に記載。

※3:イベント堆積物の分布範囲は必ずしも浸水範囲とは一致しない。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.5.2 波源域及び地震規模の評価の妥当性確認: 検討モデル

- ・ 既往津波で発電所の津波高さに与えた影響が最も大きい1856年の津波の再現モデル(Mw8.35)を基本に、地震規模、並びに走向の不確かさを考慮した検討モデルを以下のとおり設定した。



波源位置

主な断層パラメータ

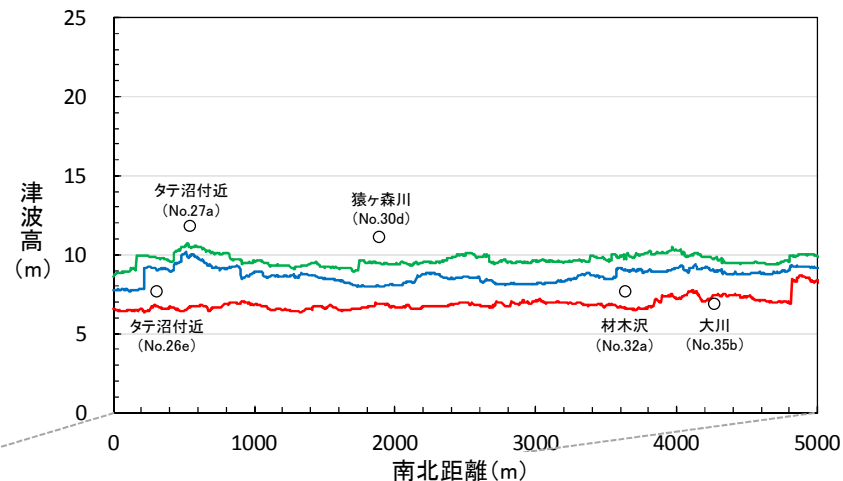
断層パラメータ		1856年の津波 (再現モデル)	不確かさ ケース①	不確かさ ケース②
モーメントマグニチュード	Mw	8.35	8.5	8.6
長さ	L(km)	120	143	160
幅	W(km)	70	83	93
走向	θ (°)	205	205	205
断層上縁深さ	d(km)	26	26	26
傾斜角	δ (°)	20	20	20
すべり角	λ (°)	90	90	90
すべり量	D(m)	10.0	11.90	13.35

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

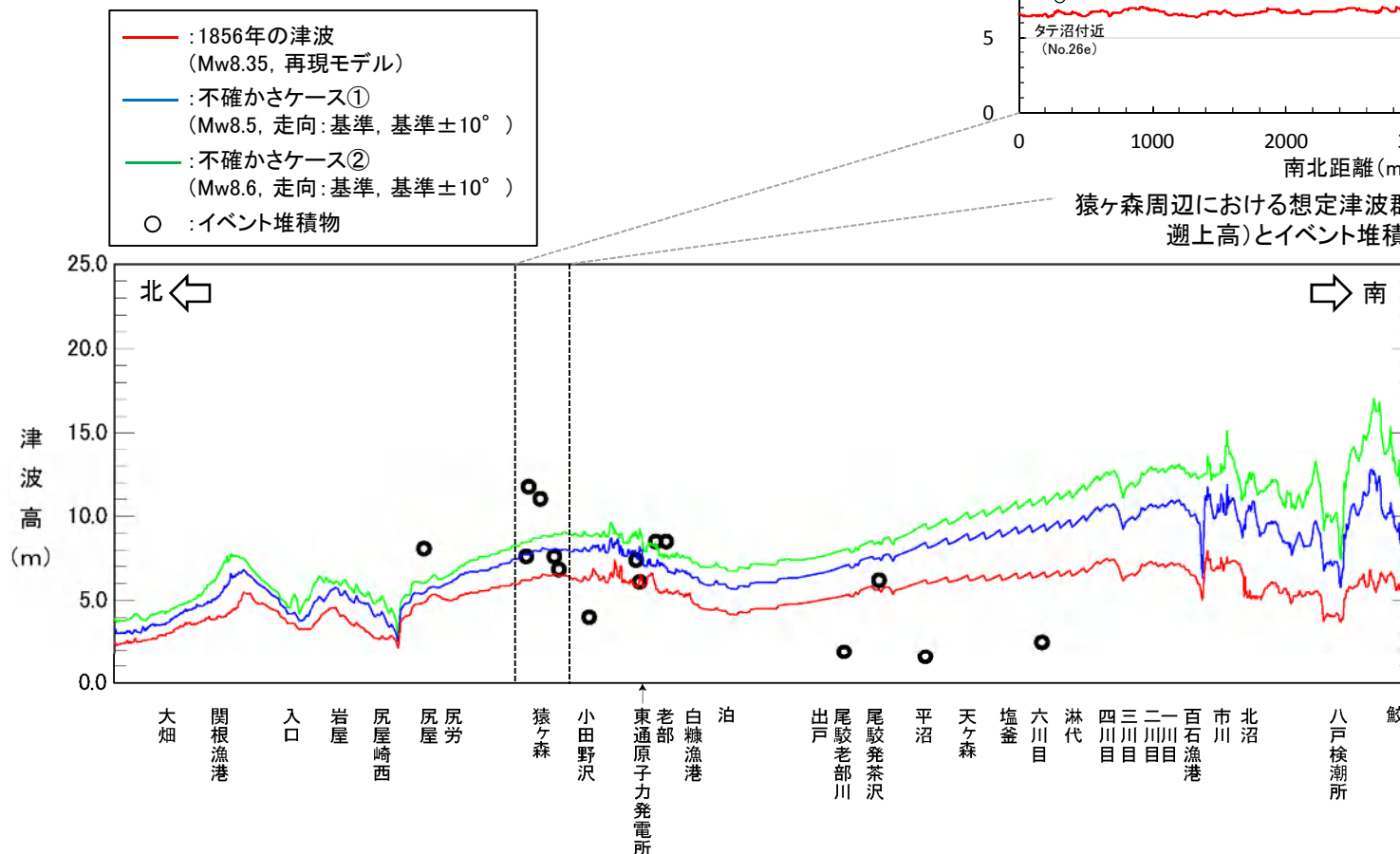
2.5.2 波源域及び地震規模の評価の妥当性確認: 確認結果

- 各モデルの想定津波群^{※1}とイベント堆積物の比較結果を以下に示す。
- 検討の結果、1856年の津波(Mw8.35, 再現モデル)で、イベント堆積物(分布標高)を概ね説明することができ、地震規模、並びに走向の不確かさを考慮すると、大部分のイベント堆積物(分布標高)を上回ることを確認した。
- 相田(1977), 土木学会(2002)を参考にイベント堆積物(分布標高)の再現性を確認した結果を次頁に示す。

※1: 想定津波群の詳細は、補足説明資料「4. 想定津波群の作成」に記載。



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



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

※2: 発電所周辺については空間格子間隔31m(遡上高)

※3: イベント堆積物が堆積した年代の汀線位置、陸域地形を復元して数値シミュレーションを実施すれば、遡上高は高くなる(想定津波群は高くなる)と考えられる(p112~113)。

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.5.2 波源域及び地震規模の評価の妥当性確認:再現性の確認結果

- ・ 再現性の評価指標には、相田(1977)による既往津波高と数値シミュレーションにより計算された津波高との比から求める幾何平均値K及びばらつきを表す指標 κ を用いて、イベント堆積物の分布標高の再現性を確認した。
- ・ なお、土木学会(2002)では、再現性の目安を「 $0.95 < K < 1.05$, $\kappa < 1.45$ 」としている。

$$\log K = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log K_i, \quad \log \kappa = \left[\frac{1}{n} \left\{ \sum_{i=1}^n (\log K_i)^2 - n(\log K)^2 \right\} \right]^{1/2}, \quad K_i = R_i / H_i$$

ここで、

n : 地点数, R_i : i 番目の地点での観測値(痕跡高), H_i : i 番目の地点での数値シミュレーション結果

■再現性の確認結果

- ✓ イベント堆積物全ての地点(15地点, 確認範囲①), 並びに分布標高が低い尾駁老部川, 平沼, 六川目を除く地点(12地点, 確認範囲②)に対する再現性の確認結果を下表に示す。
- ✓ 本検討から、1856年の津波の再現モデル, 並びに地震規模・走向の不確かさを考慮した検討モデルで、イベント堆積物(分布標高)を再現できることを確認した。

	確認範囲①			確認範囲②		
	K	κ	n	K	κ	n
1856年の津波 (Mw8.35, 再現モデル)	0.91	1.84	15	1.20	1.32	12*
不確かさケース① (Mw8.5, 走向: 基準, 基準±10°)	0.72	1.86		0.95	1.35	
不確かさケース② (Mw8.6, 走向: 基準, 基準±10°)	0.64	1.87		0.85	1.34	

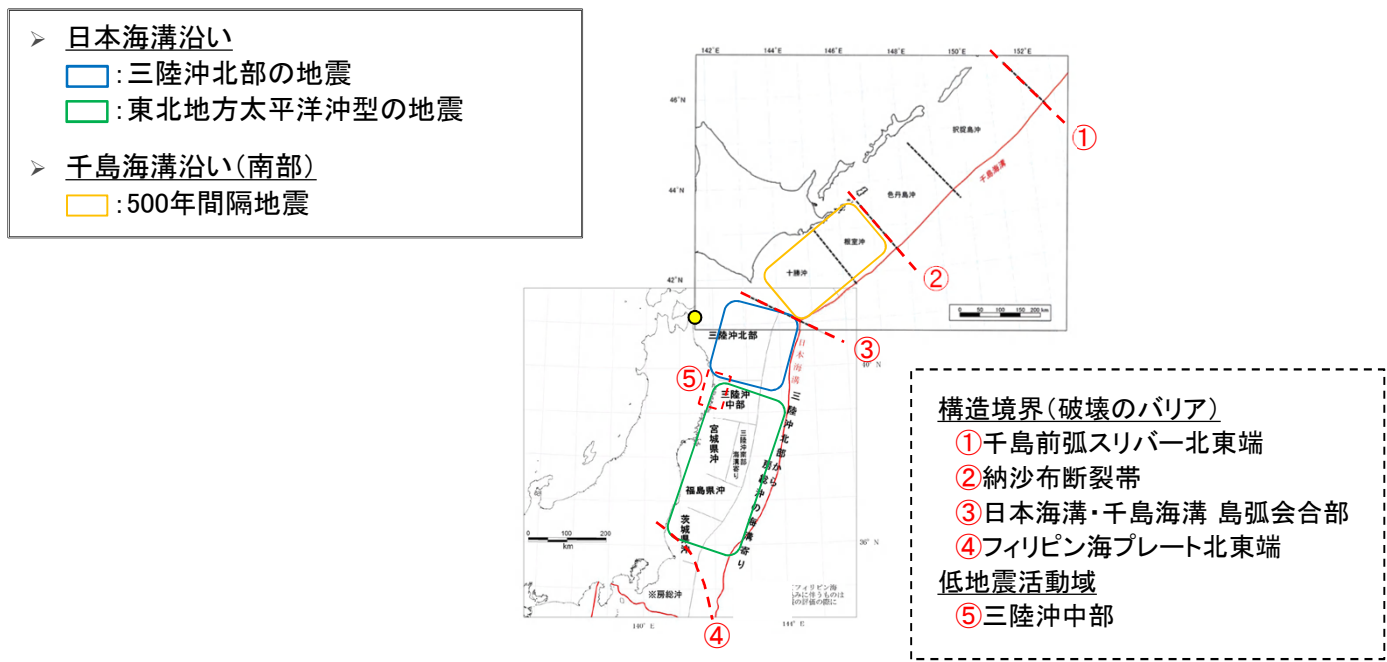
※: 尾駁老部川, 平沼, 六川目を除く12地点

2. 最新の科学的・技術的知見を踏まえた波源域及び地震規模の評価

2.5.3 まとめ

- ・ 以上から、最新の科学的・技術的知見から想定される日本海溝沿い、並びに千島海溝沿い(南部)における波源域及び地震規模を以下のとおり評価した。

■日本海溝沿い、千島海溝沿い(南部)で発生する地震規模と波源域の評価結果



(地震調査研究推進本部(2004, 2012)に一部加筆)

3. 想定波源域の設定

3. 1	本説明(コメント回答)の基本方針	127
3. 2	設定方針	128
3. 3	検討対象領域の選定	129
3. 4	波源モデルの設定	132
3. 5	津波予測計算	137
3. 6	まとめ	140

3. 想定波源域の設定

3.1 本説明(コメント回答)の基本方針

No.	コメント時期	コメント内容
S29	平成28年4月28日 第358回審査会合	連動型地震による津波波源の北限を納沙布断裂帯と設定していることについて、納沙布断裂帯が破壊のバリアになるとは限らないことも踏まえ、地震学・測地学的知見を収集し、波源領域の考え方を再検討すること。
S30	平成28年4月28日 第358回審査会合	連動型地震による津波波源の設定にあたり、東北地方太平洋沖地震による津波の影響を検討すること。

■第358回審査会合での説明

- ・ 発電所前面海域(三陸沖北部)では、M9クラスの巨大地震が発生した記録が無いことに鑑みて、基準断層モデルの設定にあたっては、最新知見から想定される波源域及び地震規模を上回る地震を考慮(保守的設定を組み合わせる)。
- ・ 想定波源域の保守的設定としては、構造境界(破壊のバリア)を跨ぐ地震を考慮することとし、日本海溝・千島海溝島弧会合部の破壊伝播を考慮。

保守的設定①

想定波源域

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

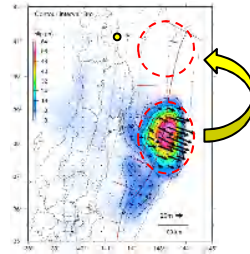


(地震調査研究推進本部(2004, 2012)に一部加筆)

保守的設定②

大すべり域・超大すべり域

1968年十勝沖地震に伴うすべりを上回る規模のすべりを考慮。
⇒3.11地震時における宮城県沖のすべりと同規模のすべりを考慮。



3.11地震時のすべり分布

(地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)

■本説明(コメント回答)の基本方針

【基本方針】

- ・ 十勝沖・根室沖から三陸沖北部が発電所に与える影響が最も大きい領域であることを確認するため、千島海溝沿いで発生する津波、東北地方太平洋沖型の地震に伴う津波の影響を確認する。

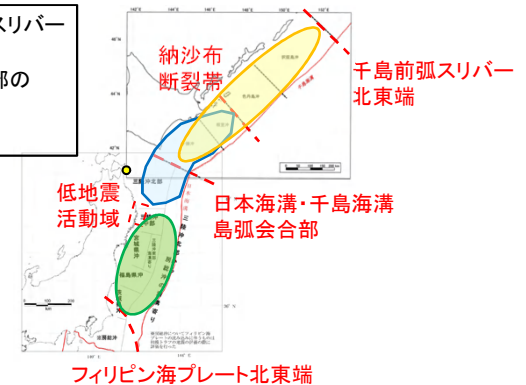
【S29への対応】

- ・ 十勝沖・根室沖の固着を起点とする破壊が構造境界(破壊のバリア)を跨ぐ可能性は低いと考えられるが、千島海溝沿いではほぼ空白域が無く既往地震が発生しているとともに、各セグメントにアスペリティが分布することを踏まえ、保守的設定として、納沙布断裂帯を跨ぐ十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震を考慮する。

【S30への対応】

- ・ 3.11地震に伴う津波の痕跡高を再現する特性化モデルを用いて、発電所への影響を確認する。

- : 十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震
- : 十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震
- : 東北地方太平洋沖型の地震



フィリピン海プレート北東端

(地震調査研究推進本部(2004, 2012)に一部加筆)

3. 想定波源域の設定

3.2 設定方針

● : 審査会合コメントNo.

■ 保守的設定①: 想定波源域の設定

- ・ 基準断層モデルの保守性を確保する観点から、最新の科学的・技術的知見から想定される波源域及び地震規模を上回る地震を考慮する。具体的には、構造境界(破壊のバリア)の破壊伝播を1つ考慮した(=2連動)連動型地震を想定する。
- ・ 基準断層モデルの想定波源域は、発電所の津波高さに与える影響が最も大きい領域を確認した上で設定する。具体的には、十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震に追加して、千島海溝沿いで発生する津波、東北地方太平洋沖型の地震に伴う津波の影響を確認する。

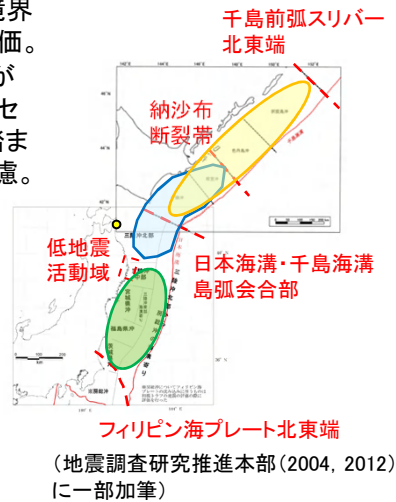
■ 保守的設定②: 大すべり域・超大すべり域の設定

- ・ 国内外で発生している巨大地震の地震学的・地質学的・測地学的知見等から、三陸沖北部で発生し得る最大すべり量は1968年十勝沖地震に伴うすべり量と考えられるが、保守的設定の観点から、3.11地震時における宮城県沖のすべり量と同規模のすべり量を考慮する。

1. 検討対象領域の選定

① 十勝沖・根室沖から千島前弧スリパー北東端 **S29**

- ・ 破壊伝播に関する検討等から、十勝沖・根室沖の固着域を起点とする破壊が構造境界(破壊のバリア)を跨ぐ可能性は低いと評価。
- ・ ただし、千島海溝沿いでは、ほぼ空白域が無く既往地震が発生しているとともに、各セグメントにアスペリティが分布することを踏まえ、保守的設定の観点から、本領域を考慮。



② 十勝沖・根室沖から三陸沖北部

- ・ 国内外で発生した巨大地震の破壊領域とテクトニクス背景の関係等を踏まえると、日本海溝・千島海溝島弧会合部を跨ぐ地震発生の可能性は低いと評価。
- ・ ただし、三陸沖北部のすべりは発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、保守的設定の観点から、本領域を考慮。

③ 東北地方太平洋沖型の地震 **S30**

- ・ 東北地方太平洋沖型の地震が発電所の津波高さに与える影響を確認。

2. 波源モデルの設定(=大すべり域・超大すべり域の設定)

(1) 大すべり域・超大すべり域の面積, すべり量

- ・ 広域の津波特性を考慮できる杉野ほか(2014)の知見を踏まえて設定。

(2) 大すべり域・超大すべり域の位置

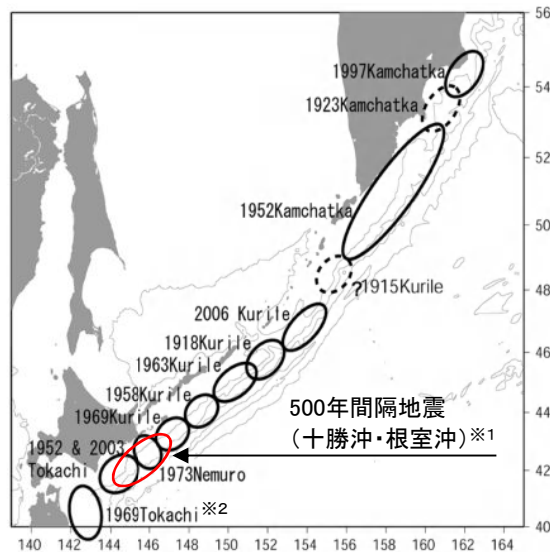
- ・ 2004年スマトラ～アンダマン地震のすべり分布、三陸沖北部、並びに千島海溝沿いのアスペリティ分布等を参考に位置を設定。

3. 想定波源域の設定

3.3 検討対象領域の選定：十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端

コメントNo.29

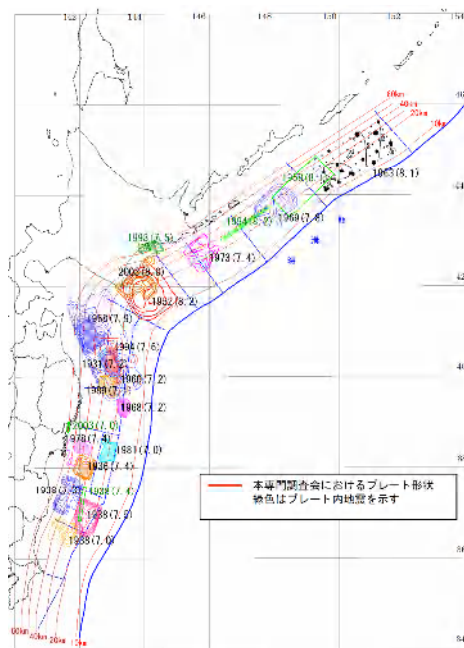
- 千島海溝沿いでは、ほぼ空白域無く既往地震が発生しているとともに、各セグメントにアスペリティが分布することを踏まえ、保守的設定の観点から、納沙布断裂帯の破壊伝播を考慮した十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端を波源域とする連動型地震を想定した。



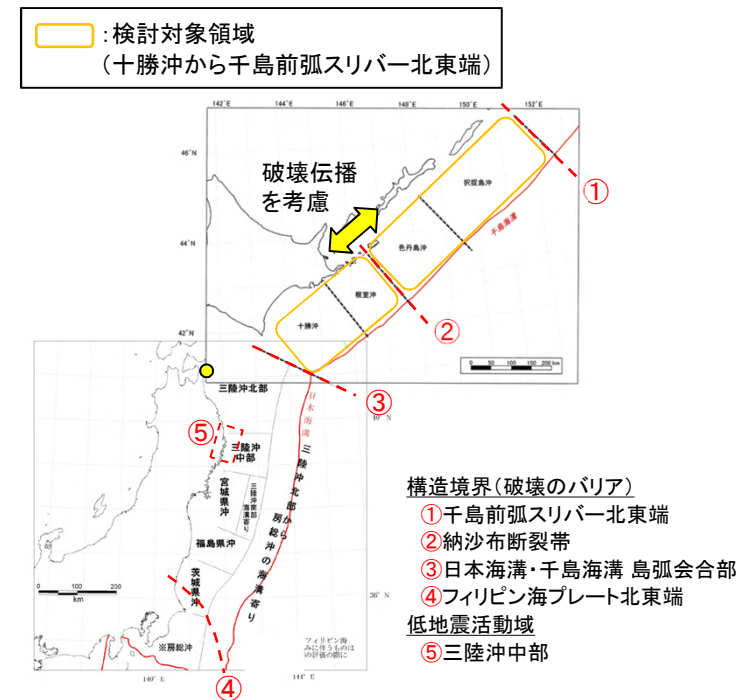
千島海溝沿いで発生した既往地震の震源域
(文部科学省(2007)に一部加筆)

※1：文部科学省(2012)で示されている17世紀巨大地震の断層モデルを基に記載。

※2：1968年Tokachi(=1968年十勝沖地震)の誤記と考えられる。



日本海溝・千島海溝沿い(十勝沖～択捉島沖)
のアスペリティ分布
(内閣府中央防災会議(2006))



検討対象領域
～構造境界(破壊のバリア)の破壊伝播考慮範囲～
(地震調査研究推進本部(2004, 2012)に一部加筆)

3. 想定波源域の設定

3.3 検討対象領域の選定：十勝沖・根室沖から三陸沖北部

- 日本海溝・千島海溝島弧会合部は、アラスカ・アリューシャン島弧会合部と同様に、破壊のバリアとして作用すると考えられるが、三陸沖北部のすべりは発電所の津波高さに与える影響が大きいことを踏まえ、保守的設定の観点から、島弧会合部の破壊伝播を考慮し、十勝沖・根室沖から三陸沖北部を波源域とする連動型地震を想定した。

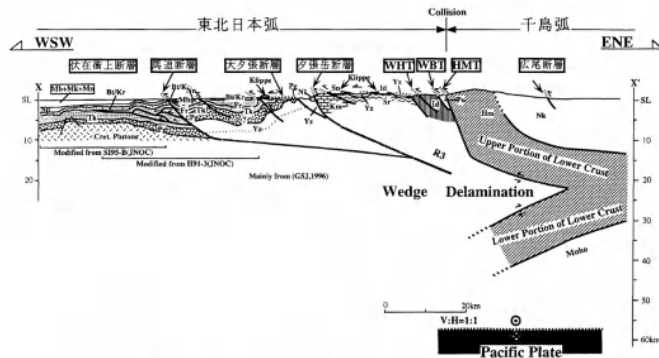


図2 日高衝突帯ならびに前縁褶曲・衝上断層帯の地下構造断面図。
断面線の位置は図1のX-X'。断面図下に主要な出典を示した。略称は図1と同じ。Ito et al. (1998) および伊藤ら (1999) を改変。

日本海溝・千島海溝島弧会合部のテクトニクス背景
(伊藤 (2000))

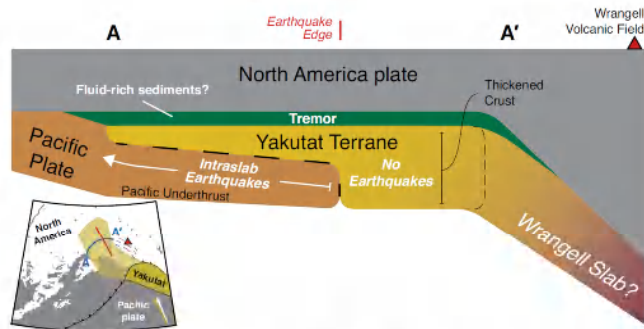
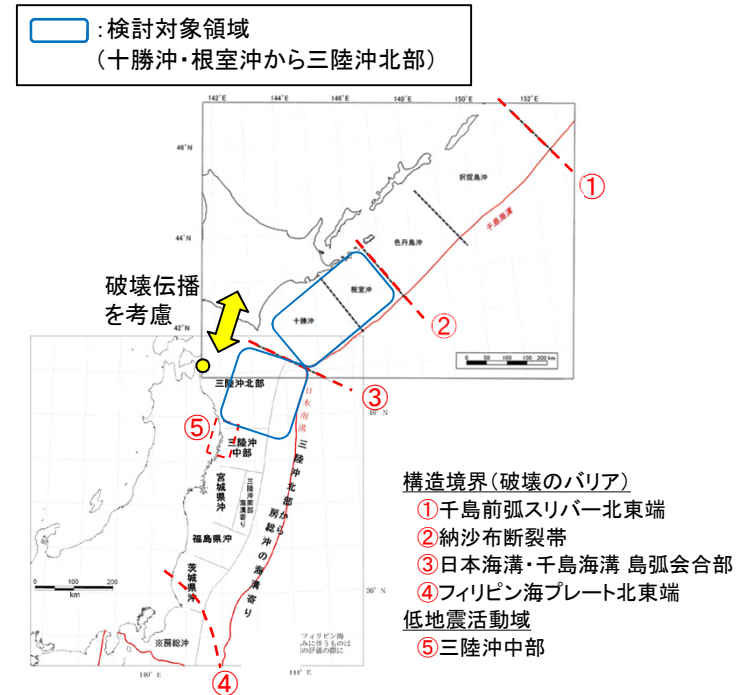


Figure 4. Schematic along-strike cross section of potential configuration of Pacific plate, Yakutat terrane, North America plate, and Wrangell slab. Intraslab seismicity is limited to Pacific plate. Tremor occurs at the Yakutat-North America interface. Wrangell slab is an obliquely subducting extension of the Yakutat microplate causing Wrangell volcanism.

アラスカ・アリューシャン島弧会合部のテクトニクス背景
(Wech (2016))

日高山脈の地下深部において、千島弧は、下部地殻内で上下に裂けて分離(デラミネーション)し、上部地殻を含めた上半分は日高主衝上断層によって西側に衝上し、上部マントルを含めた下半分は下降している。また、東北日本弧は、その分離(デラミネーション)した千島弧の中へウェッジ状に突入している(伊藤(2000))。

ほぼ海洋性のマイクロプレートであるYakutat terrane(テレイン; 周囲と地質形成の過程が異なる地殻の層)は部分的に太平洋プレートと結合し、アラスカ・アリューシャン沈み込み帯の端部で太平洋プレートに乗り上げている(Wech(2016))。



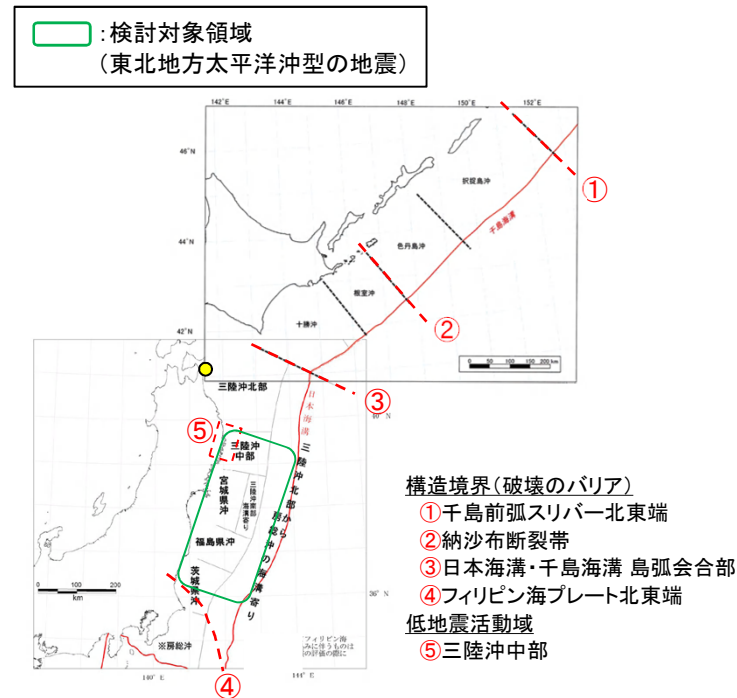
検討対象領域
～構造境界(破壊のバリア)の破壊伝播考慮範囲～
(地震調査研究推進本部(2004, 2012))に一部加筆)

3. 想定波源域の設定

3.3 検討対象領域の選定：東北地方太平洋沖型の地震

コメントNo.30

- ・ 東北地方太平洋沖型の地震が発電所の津波高さに与える影響を確認するため、検討対象領域として選定した。
- ・ なお、本検討は東通発電所の津波高さに与える影響を確認するものであることを踏まえ、検討に用いる波源モデルは、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の広域の痕跡高を良好に再現する特性化モデルとした。各断層パラメータ等の詳細は「3.4 波源モデルの設定」に示す。



検討対象領域

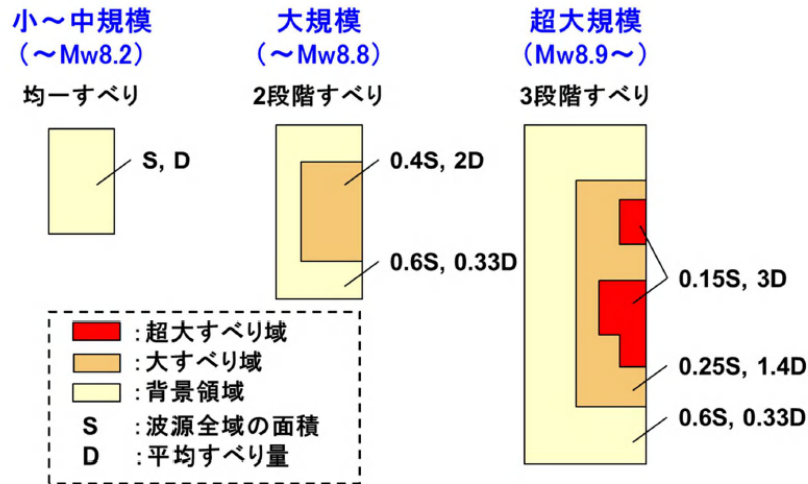
(地震調査研究推進本部(2004, 2012)に一部加筆)

3. 想定波源域の設定

3.4 波源モデルの設定: 大すべり域・超大すべり域の設定

■大すべり域・超大すべり域の面積, すべり量

- 各検討対象領域の波源モデルは, 東通発電所の津波高さに与える影響を比較するため, 広域の津波特性を考慮できる杉野ほか(2014)の知見を踏まえて設定した。
 - 大すべり域: 津波断層の平均すべり量の1.4倍, 全体面積の40%程度(超大すべり域を含む)
 - 超大すべり域: 津波断層の平均すべり量の3倍, 全体面積の15%程度



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

表5 東北地震津波の特性化波源モデルの各諸元

領域	小断層の数	面積(km ²)	すべり量(m)	モーメントマグニチュードMw	
波源全体	5147	134593	10.4(平均)	9.1	
内訳	超大すべり域	792	20189	31.2	—
	大すべり域	1312	33648	14.6	—
	背景すべり域	3043	80756	3.5	—

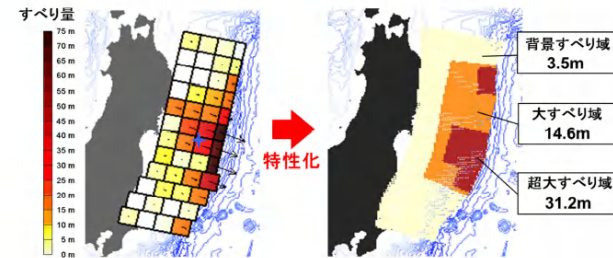
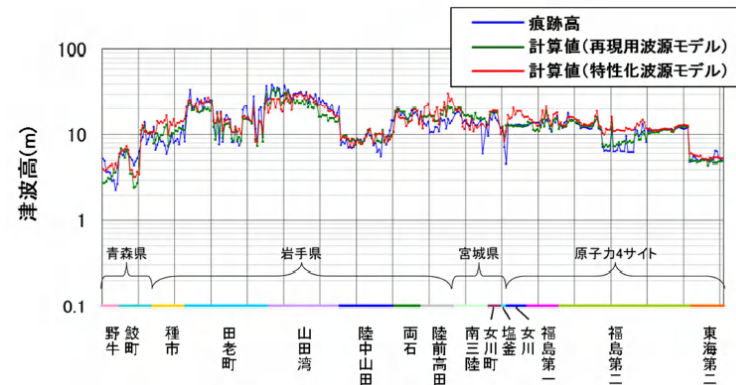


図8 東北地震津波の再現用波源モデル(左)と特性化波源モデル(右)

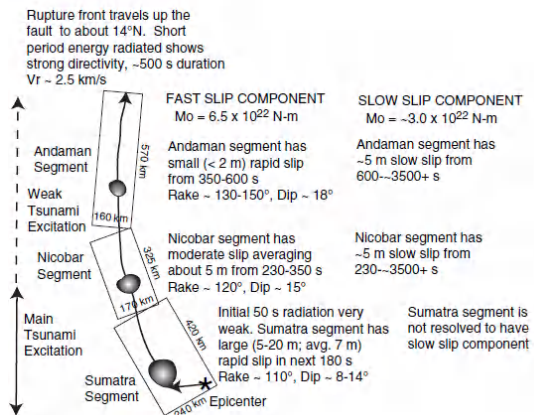


3.11地震に伴う津波の痕跡高と杉野ほか(2014)による計算津波高の比較

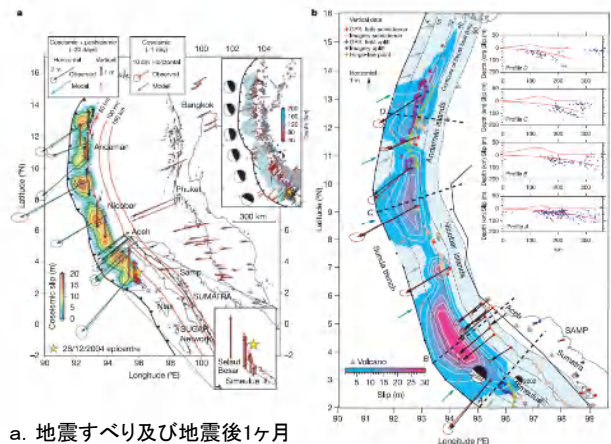
3.4 波源モデルの設定: 大すべり域・超大すべり域の設定

■大すべり域・超大すべり域の位置①

- 十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端、並びに十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震で考慮する大すべり域・超大すべり域は、複数のセグメントの連動破壊が見られた2004年スマトラ～アンダマン地震のすべり分布及び活断層の連動時における断層セグメント間の相互作用に関する知見を参考として、セグメント毎に設定した。



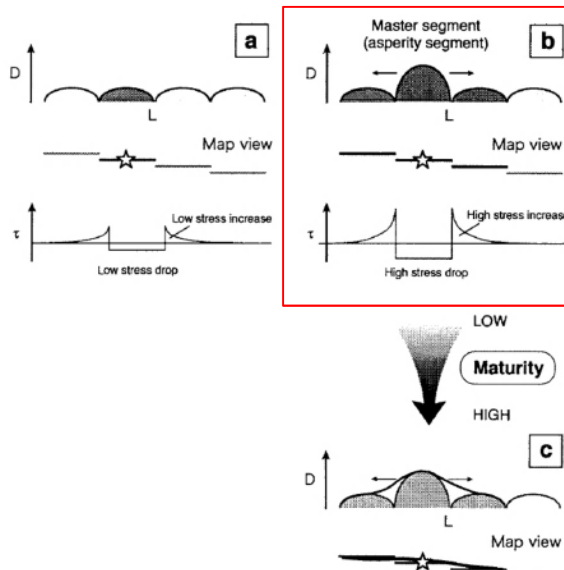
2004年スマトラ～アンダマン地震の破壊過程 (Lay et al.(2005))



a. 地震すべり及び地震後1ヶ月の余効すべりによる測地データから算定されたすべり分布

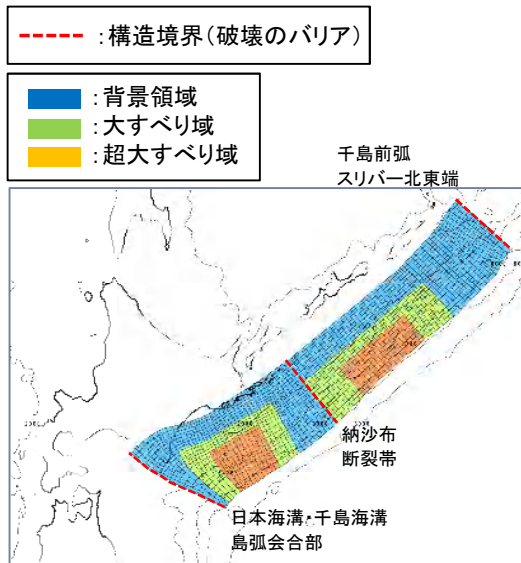
b. 地震前後の地震すべりによる測地データから算定されたすべり分布

測地データから算定された2004年スマトラ～アンダマン地震のすべり分布 (Subarya et al.(2006))

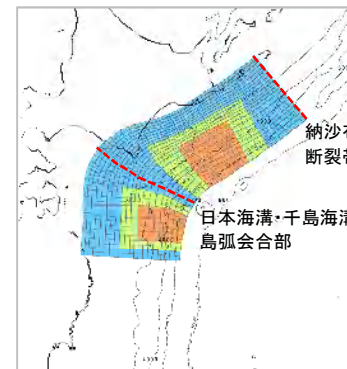


- a) 平均変位量の小さなセグメントによる単独破壊
- b) 変位量が大い特異なセグメント(マスターセグメント)が存在する場合の連動破壊→マスターセグメントの応力変化量が大きいため、近傍のセグメントの活動を巻き込む。
- c) b)が時間・変位累積とともに成熟し、3つのセグメントが1つになる。これにより活動セグメント長が長くなるとともに応力降下量が低下し、変位量の頭打ちにもつながる。

断層セグメント間の相互作用に関する模式図 (遠田(2004))に一部加筆



十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震

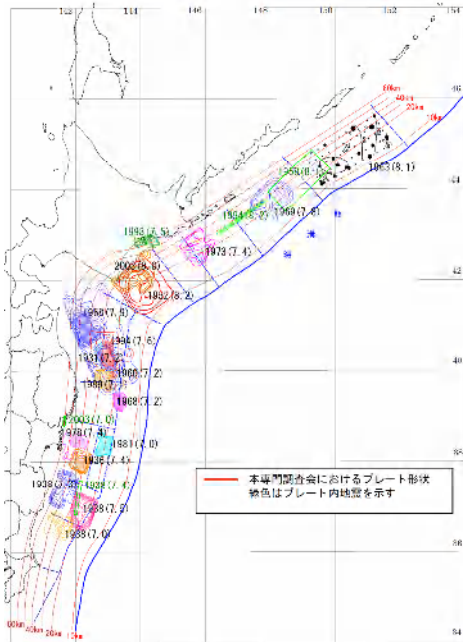


十勝沖・根室沖から三陸沖の連動型地震

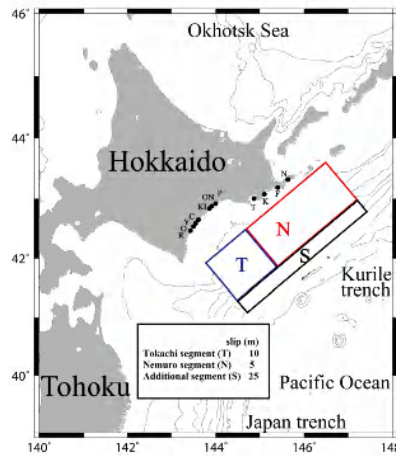
3.4 波源モデルの設定: 大すべり域・超大すべり域の設定

■大すべり域・超大すべり域の位置②

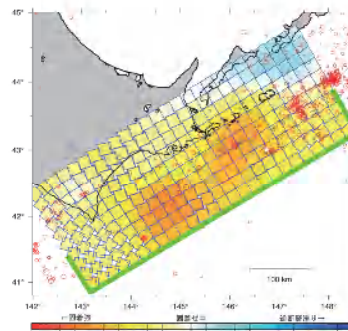
- ・ 十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端、並びに十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震で考慮する大すべり域・超大すべり域の位置は、各領域におけるアスペリティ分布等を参考に、以下のとおり設定した。
 - 三陸沖北部: アスペリティ分布、並びに1968年十勝沖地震の震央位置を参考に設定。
 - 十勝沖・根室沖: アスペリティ分布、17世紀の地震のすべり量分布及びすべり欠損分布を参考に設定。
 - 根室沖から千島前弧スリバー北東端: 発電所に与える影響が大きくなるように、根室沖側(納沙布断裂帯側)に移動させて設定。



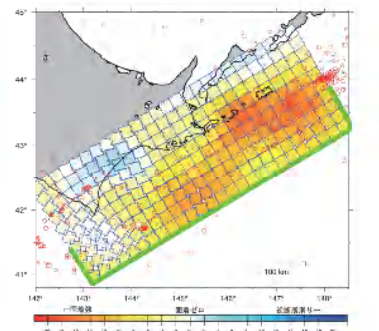
日本海溝・千島海溝沿い(十勝沖～択捉島沖)のアスペリティ分布 (内閣府中央防災会議(2006))



17世紀の地震のすべり量分布 (文部科学省(2012))

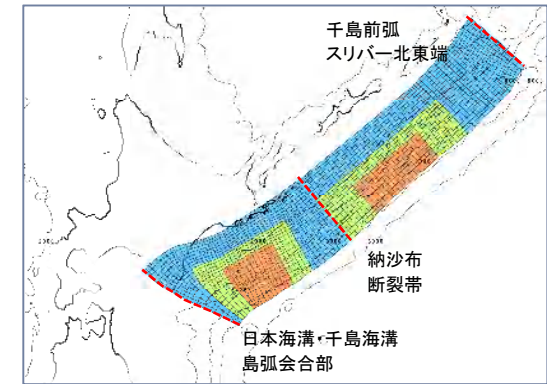


期間: 1999年9月から2003年8月まで

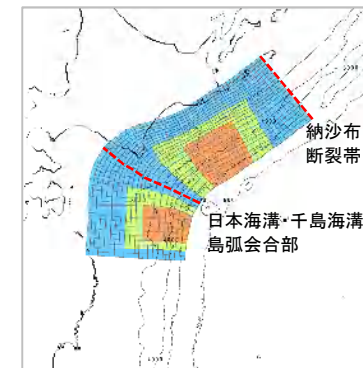


期間: 2007年3月から2011年2月まで

十勝沖・根室沖におけるすべり欠損分布(国土地理院(2012))



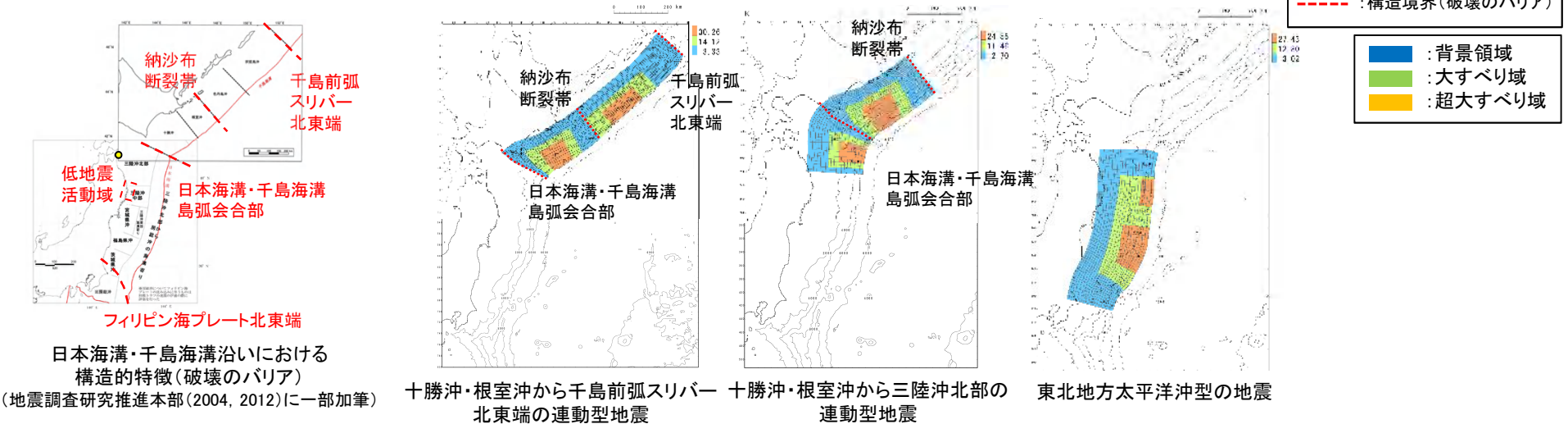
十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震



十勝沖・根室沖から三陸沖の連動型地震

3.4 波源モデルの設定:まとめ

- 以上の考え方にに基づき設定した各波源モデルのすべり量分布, 断層パラメータを以下に示す。
- なお, 十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震, 十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震において, セグメント毎に設定した大すべり域・超大すべり域の面積は, 各セグメントの面積を基に設定した。詳細を次頁に示す。



		十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震	十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震	東北地方太平洋沖型の地震
モーメントマグニチュード(Mw)		9.21	9.05	9.13
断層面積(S)		157,100(km ²)	110,472(km ²)	129,034(km ²)
平均応力降下量(Δσ)		3.19(MPa)	3.17(MPa)	3.26(MPa)
地震モーメント(Mo)		8.15 × 10 ²² (Nm)	4.77 × 10 ²² (Nm)	6.21 × 10 ²² (Nm)
平均すべり量(D)		10.38(m)	8.64(m)	9.62(m)
すべり量	背景領域(0.33D) (面積及び面積比率)	3.33(m) (92,651(km ²), 59.0%)	2.70(m) (64,419(km ²), 58.3%)	3.02(m) (72,341(km ²), 56.5%)
	大すべり域(1.4D) (面積及び面積比率)※	14.12(m) (38,911(km ²), 24.8%)	11.46(m) (26,783(km ²), 24.3%)	12.80(m) (35,497(km ²), 27.5%)
	超大すべり域(3D) (面積及び面積比率)	30.26(m) (25,538(km ²), 16.2%)	24.56(m) (19,271(km ²), 17.4%)	27.43(m) (20,696(km ²), 16.0%)
破壊形態		同時破壊	同時破壊	同時破壊
ライズタイム		60(s)	60(s)	60(s)

※: 超大すべり域を含まない面積及び面積比率

3. 想定波源域の設定

3.4 波源モデルの設定:まとめ

十勝沖・根室沖から千島前弧スリパー北東端の連動型地震				
モーメントマグニチュード [*] (Mw)		9.21		
平均応力降下量(Δσ)		3.19(MPa)		
地震モーメント(Mo)		8.15 × 10 ²² (Nm)		
平均すべり量(D)		10.38(m)		
断層面全体	面積(S)		157,100(km ²)	
	背景領域	すべり量	3.33(m)	
		面積及び面積比率	92,651(km ²), 59.0%	
	大すべり域	すべり量	14.12(m)	
		面積及び面積比率 [※]	38,911(km ²), 24.8%	
	超大すべり域	すべり量	30.26(m)	
		面積及び面積比率	25,538(km ²), 16.2%	
	千島前弧スリパー北東端〜納沙布断裂帯	面積(S)		87,587(km ²)
		背景領域	すべり量	3.33(m)
			面積及び面積比率	52,059(km ²), 59.5%
		大すべり域	すべり量	14.12(m)
			面積及び面積比率 [※]	22,099(km ²), 25.2%
超大すべり域		すべり量	30.26(m)	
		面積及び面積比率	13,429(km ²), 15.3%	
根室沖〜十勝沖		面積(S)		69,513(km ²)
		背景領域	すべり量	3.33(m)
			面積及び面積比率	40,592(km ²), 58.4%
		大すべり域	すべり量	14.12(m)
			面積及び面積比率 [※]	16,812(km ²), 24.2%
	超大すべり域	すべり量	30.26(m)	
		面積及び面積比率	12,109(km ²), 17.4%	

※: 超大すべり域を含まない面積及び面積比率

十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震				
モーメントマグニチュード [*] (Mw)		9.05		
平均応力降下量(Δσ)		3.17(MPa)		
地震モーメント(Mo)		4.77 × 10 ²² (Nm)		
平均すべり量(D)		8.64(m)		
断層面全体	面積(S)		110,472(km ²)	
	背景領域	すべり量	2.70(m)	
		面積及び面積比率	64,419(km ²), 58.3%	
	大すべり域	すべり量	11.46(m)	
		面積及び面積比率 [※]	26,783(km ²), 24.3%	
	超大すべり域	すべり量	24.56(m)	
		面積及び面積比率	19,271(km ²), 17.4%	
	根室沖〜十勝沖	面積(S)		69,513(km ²)
		背景領域	すべり量	2.70(m)
			面積及び面積比率	40,592(km ²), 58.4%
		大すべり域	すべり量	11.46(m)
			面積及び面積比率 [※]	16,812(km ²), 24.2%
超大すべり域		すべり量	24.56(m)	
		面積及び面積比率	12,109(km ²), 17.4%	
三陸沖北部		面積(S)		40,959(km ²)
		背景領域	すべり量	2.70(m)
			面積及び面積比率	23,827(km ²), 58.2%
		大すべり域	すべり量	11.46(m)
			面積及び面積比率 [※]	9,971(km ²), 24.3%
	超大すべり域	すべり量	24.56(m)	
		面積及び面積比率	7,162(km ²), 17.5%	

※: 超大すべり域を含まない面積及び面積比率

3. 想定波源域の設定

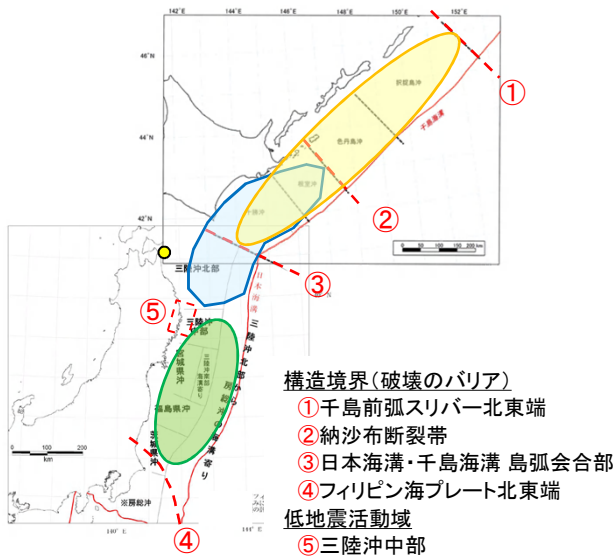
3.5 津波予測計算：最大水位上昇量，最大水位下降量

コメントNo.29,30

- 各評価位置における最大水位上昇量・最大水位下降量を以下に※，水位時刻歴波形，並びに最大水位上昇量分布の比較を次頁以降に示す。

※：津波解析条件，津波水位の評価位置の詳細を補足説明資料「5. 津波解析条件」に，各ケースのスナップショットを「6. 計算結果(スナップショット)」に記載。

	：十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震
	：十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震
	：東北地方太平洋沖型の地震



検討対象領域

(地震調査研究推進本部(2004, 2012)に一部加筆)

【水位上昇側】

	最大水位上昇量(m)		
	敷地前面	取水口前面	放水路護岸前面
十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震	4.78	3.00	—
十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震	<u>6.64</u>	<u>6.15</u>	<u>6.27</u>
東北地方太平洋沖型の地震	4.30	3.92	3.22

【水位下降側】

	最大水位下降量(m)
	取水口前面
十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震	-2.99
十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震	<u>-4.28</u>
東北地方太平洋沖型の地震	-3.52

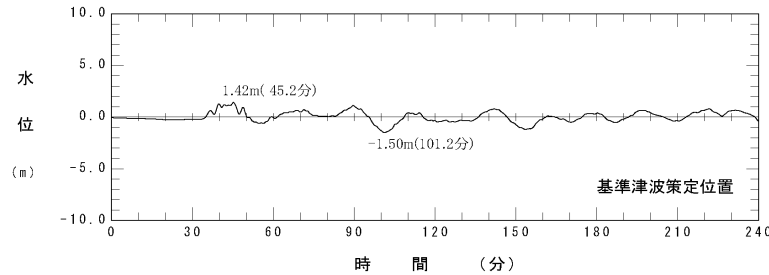
3. 想定波源域の設定

3.5 津波予測計算：水位時刻歴波形の比較

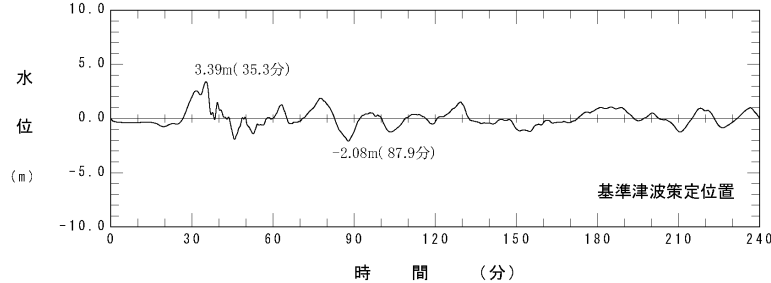
- ・ 基準津波策定位置(左図)，並びに取水口前面(右図)における水位時刻歴波形※を以下に示す。
- ・ 基準津波策定位置，取水口前面のいずれの位置においても十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震による津波が水位の最高値・最低値ともに最も影響が大きいことを確認した

※：基準津波策定位置および水位時刻歴波形抽出位置の詳細は、補足説明資料「5. 津波解析条件」に記載。

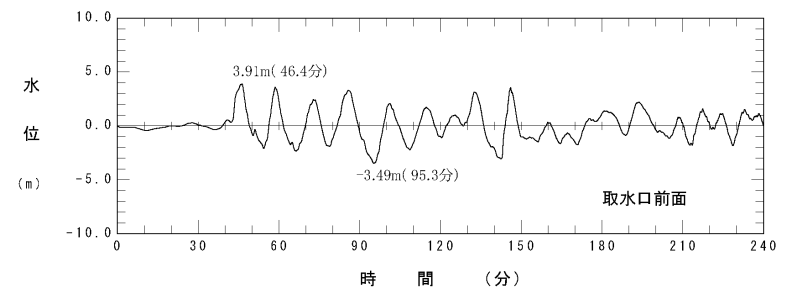
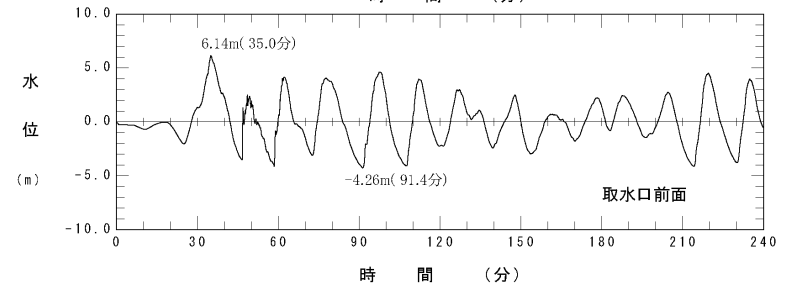
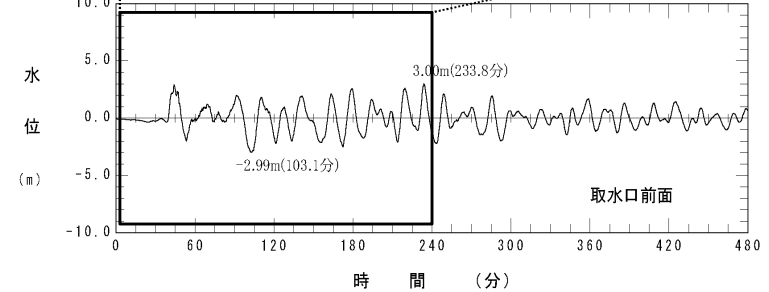
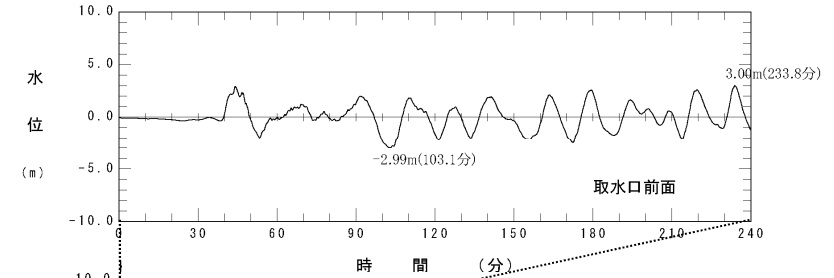
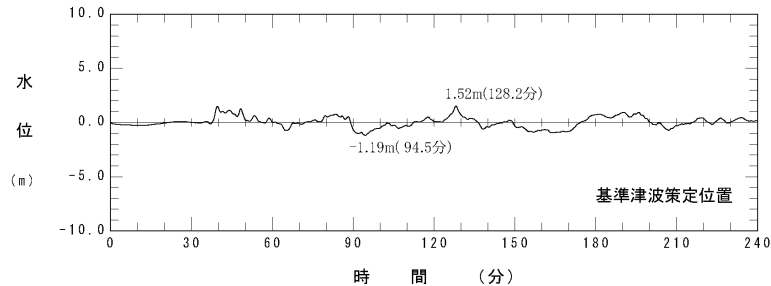
【十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震】



【十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震】



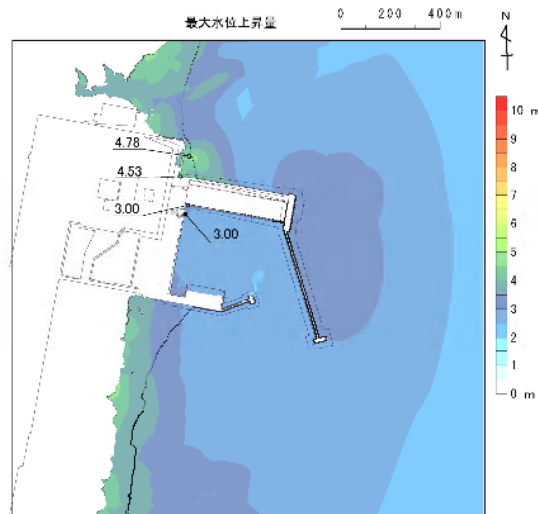
【東北地方太平洋沖型の地震】



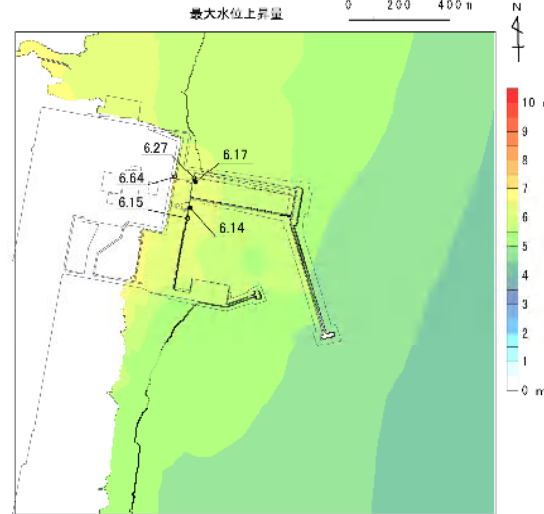
3.5 津波予測計算:最大水位上昇量の比較

- 最大水位上昇量分布, 並びに敷地前面における最大水位上昇量の比較を以下に示す。
- 敷地前面全体に亘って, 十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震による津波の影響が最も大きいことを確認した。

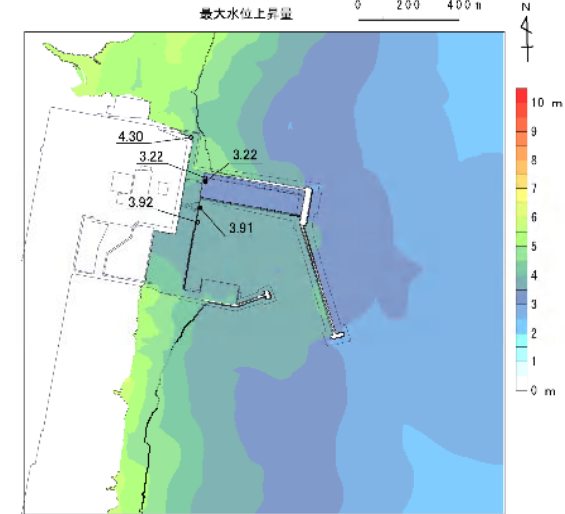
■最大水位上昇量分布



十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震

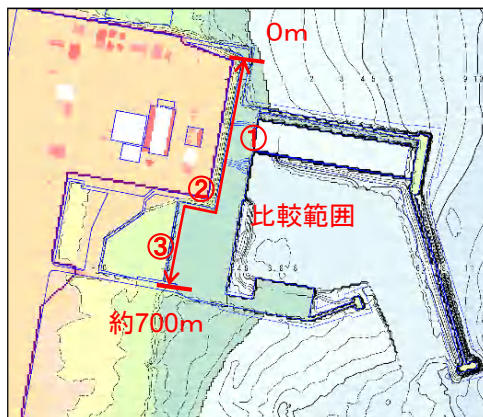


十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震

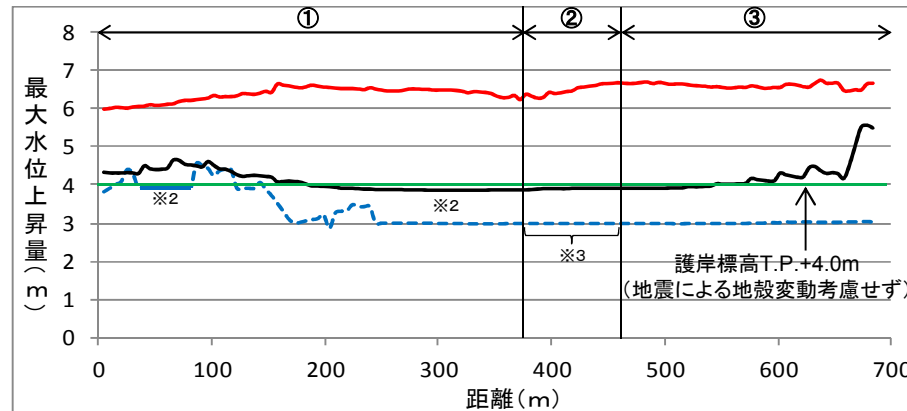


東北地方太平洋沖型の地震

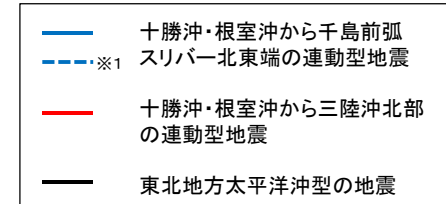
■敷地前面における最大水位上昇量の比較



最大水位上昇量の比較範囲



敷地前面における最大水位上昇量の比較



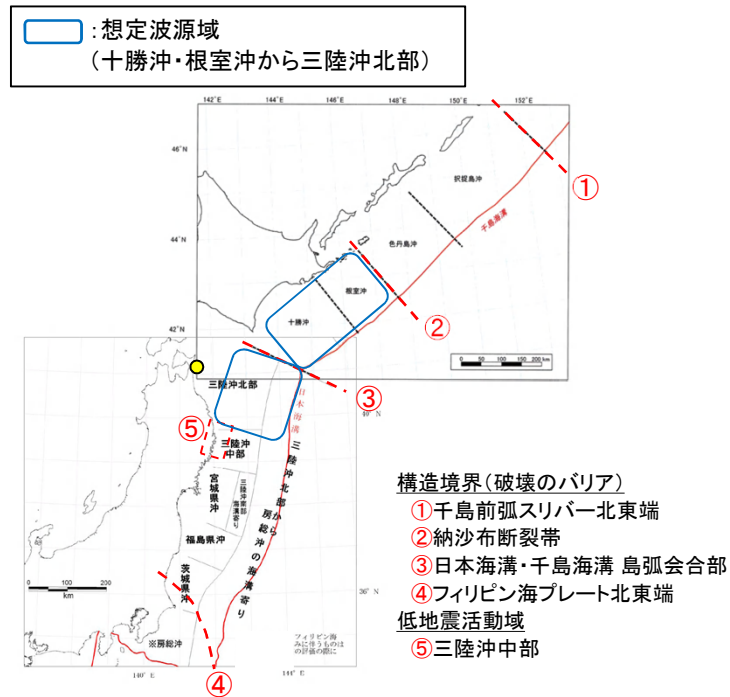
- ※1: 比較範囲に津波が到達していない部分を破線で示す。なお、比較範囲に到達していない部分については、東方向最寄地点の最大水位上昇量を用いている。
- ※2: 地震による地殻変動で護岸標高が低下することにより、津波が比較範囲に到達する区間は実線で示している。
- ※3: 比較範囲(②)が汀線に直交し、かつ津波が到達していない区間であるため、東方向最寄地点の最大水位上昇量(一定値)とした。

3. 想定波源域の設定

3.6 まとめ

コメントNo.29,30

- 以上から, 基準断層モデルの想定波源域は, 十勝沖・根室沖から三陸沖北部に設定する。



基準断層モデルの想定波源域
 (地震調査研究推進本部(2004, 2012)に一部加筆)

参考文献

参考文献①

1. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について
2. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014):全国地震動予測地図 2014年版 ~全国の地震動ハザードを概観して~ 付録-1
3. 杉野英治・呉長江・是永眞理子・根本信・岩渕洋子・蛭沢勝三(2013):原子力サイトにおける2011東北地震津波の検証,日本地震工学会論文集,第13巻,第2号(特集号)
4. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004):千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)について
5. 杉野英治・岩渕洋子・橋本紀彦・松末和之・蛭沢勝三・亀田弘行・今村文彦(2014):プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案,日本地震工学会論文集,第14巻,第5号
6. 内閣府(2012):南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告) 巻末資料,南海トラフの巨大地震モデル検討会
7. Charles Demets(1992):Oblique Convergence and Deformation Along the Kuril and Japan Trenches,JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH,Vol.97,No.B12,pp.17,615-17,625
8. Koji Minoura · Shinichi Hirano · Tsutomu Yamada(2013):Identification and possible recurrence of an oversized tsunami on the Pacific coast of northern Japan, Nat Hazards 68:631-643, Springer, DOI 10.1007/s11069-013-0640-z
9. Naoki Uchida, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa, Toru Matsuzawa(2009): What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone, Earth and Planetary Science Letters 283,111-121
10. Masanao Shinohara, Tomoaki Yamada, Kazuo Nakahigashi, Shin'ichi Sakai, Kimihiro Mochizuki, Kenji Uehira, Yoshihiro Ito, Ryusuke Azuma, Yuka Kaiho, Tetsuo No, Hajime Shiobara, Ryota Hino, Yoshio Murai, Hiroshi Yakiwara, Toshinori Sato, Yuya Machida, Takashi Shinbo, Takehi Isse, Hiroki Miyamachi, Koichiro Obana, Narumi Takahashi, Shuichi Kodaira, Yoshiyuki Kaneda, Kenji Hirata, Sumio Yoshikawa, Kazushige Obara, Takaya Iwasaki, and Naoshi Hirata(2011): Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network, Earth Planets Space, 63, 835-840
11. 穴倉正展(2013):1960年チリ地震(Mw 9.5)の履歴と余効変動,地震予知連絡会 会報,第89巻,12-7
12. Kusala Rajendran(2013):On the recurrence of great subduction zone earthquakes, CURRENT SCIENCE, VOL.104, NO.7,pp.880-892
13. Daniel Melnick, Bodo Bookhagen, Manfred R. Strecker, and Helmut P. Echtler(2009):Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 114, B01407, doi:10.1029/2008JB005788
14. Genyang Tang, Penny J. Barton, Lisa C. McNeill, Timothy J. Henstock, Frederik Tilmann, Simon M. Dean, Muhammad D. Jusuf, Yusuf S. Djajadihardja, Haryadi Permana, Frauke Klingelhoefer, and Heidrun Kopp(2013):3-D active source tomography around Simeulue Island offshore Sumatra: Thick crustal zone responsible for earthquake segment boundary, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 40, 48-53, doi:10.1029/2012GL054148
15. Emily S. Finzel, Jeffrey M. Trop, Kenneth D. Ridgway, Eva Enkelmann(2011):Upper plate proxies for flat-slab subduction processes in southern Alaska, Earth and Planetary Science Letters 303,348-360, doi:10.1016/j.epsl.2011.01.014

参考文献②

16. Aaron G. Wech(2016) :Extending Alaska' s plate boundary: Tectonic tremor generated by Yakutat subduction, GEOLOGY,v.44,no.7,p.587-590, doi:10.1130/G37817.1
17. Roland Von Huene, John J. Miller, and Wilhelm Weinrebe (2012) : Subducting plate geology in three great earthquake ruptures of the western Alaska margin, Kodiak to Unimak, Geosphere, v.8, no. 3, p.628-644, doi:10.1130/GES00715
18. Ian Shennan, Natasha Barlow, Gary Carver, Frank Davies, Ed Garrett, and Emma Hocking (2014) : Great tsunamigenic earthquakes during the past 1000yr on the Alaska megathrust, GEOLOGY, doi:10.1130/G35797.1
19. Richard W. Briggs, Simon E. Engelhart, Alan R. Nelson, Tina Dura, Andrew C. Kemp, Peter J. Haeussler, D. Reide Corbett, Stephen J. Angster, and Lee-Ann Bradley (2014) : Uplift and subsidence reveal a nonpersistent megathrust rupture boundary (Sitkinak Island, Alaska), Geophys. Res. Lett., 41, 2289-2296, doi:10.1002/2014GL059380.
20. 木村学(2002) : プレート収束帯のテクトニクス学, 東京大学出版会
21. 長谷川昭・中島淳一・内田直希・弘瀬冬樹・北左枝子・松澤暢(2010) : 日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動, 地学雑誌, 第119巻, 第2号, pp.190-204
22. 伊藤谷生(2000) : 日高衝突帯-前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造, 石油技術協会誌, 第65巻, 第1号, pp.103-109
23. Xin Liu, Dapeng Zhao and Sanzhong Li (2013) : Seismic heterogeneity and anisotropy of the southern Kuril arc: insight into megathrust earthquakes, Geophysical Journal International, 1069-1090, doi:10.1093/gji/ggt150
24. 文部科学省(2008) : プレート境界及びその周辺域の3次元地殻不均質構造の推定, 東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究, 平成20年度成果報告書, 3.1.1.2
25. JUNZO KASAHARA, TOSHINORI SATO, KIMIHIRO MOCHIZUKI AND KAZUO KOBAYASHI (1997) : Paleotectonic structures and their influence on recent seismo-tectonics in the south Kuril subduction zone, The Island Arc, 6, 267-280
26. 文部科学省(2013) : 根室沖等の地震に関する調査研究 成果報告書(平成23年度)
27. 内閣府中央防災会議 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会(2006) : 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告について
28. 文部科学省測地学分会(2012) : 「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成24年度年次報告(機関別), 課題番号1006, 北海道周辺の超巨大地震の発生サイクル及び震源過程の解明・プレート運動の解明による衝突帯モデルの構築
29. 佐竹建治(2013) : 第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要, 地震予知連絡会 会報, 第89巻, 12-6
30. Kenji Satake, Kelin Wang, Brian F. Atwater (2003) : Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 108, NO. B11, 2535
31. Robert C. Witter, Yinglong Zhang, Kelin Wang, Chris Goldfinger, George R. Priest and Jonathan C. Allan (2012) : Coseismic slip on the southern Cascadia megathrust implied by tsunami deposits in an Oregon lake and earthquake-triggered marine turbidites, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B10303

参考文献③

32. Shinzaburo Ozawa, Takuya Nishimura, Hisashi Suito, Tomokazu Kobayashi, Mikio Tobita & Tetsuro Imakiire(2011): Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, nature LETTER
33. 西村卓也(2013): 測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング, 地震予知連絡会 会報, 第89巻, 12-15
34. Akira Hasegawa, Keisuke Yoshida, Youichi Asano, Tomomi Okada, Takeshi Iinuma, Yoshihiro Ito(2012): Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake, Earth and Planetary Science Letters 355-356, pp231-243
35. JAMSTEC(2013): 東北地方太平洋沖地震における巨大地震・津波発生メカニズムの解明～地球深部探査船「ちきゅう」の科学的成果が「SCIENCE」誌に3編同時掲載～, プレリリース
36. LinW., M.Conin, J.C. Moore, F.M. Chester, Y. Nakamura, J.J. Mori, L. Anderson, E.E. Brodsky, N.Eguchi, B. Cook, T.Jeppson, M. Wolfson-Schwehr, Y.Sanada,S.Saito, Y.Kido, T.Hirose, J.H.Behrmann, M.Ikari, K.Ujii, C.Rowe, J.Kirkpatrick, S.Bose, C.Regalla,F.Remitti, V. Toy, P. Fulton, T.Mishima, T. Yang, T. Sun, T. Ishikawa, J. Sample, K.Takai, J. Kameda, S.Toczko, L. Maeda, S.Kodaira,R.Hino, D.Saffer(2013): Stress state in the largest displacement area of the 2011 Tohoku-oki Earthquake, Science 339,687-690
37. 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治(2011): 地質学的データを用いた西暦869年貞観地震津波の復元について, 自然災害科学, 29-4, pp.501-516
38. 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治(2013): 貞観津波と東日本大震災の津波, 東日本大震災を分析する2 震災と人間・まち・記録, 明石書店, pp.179-188
39. 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝(2007): ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町)における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, No.7, pp.47-80
40. 澤井祐紀・宍倉正展・小松原純子(2008): ハンドコアラを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町)における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, No.8, pp.17-70
41. 行谷佑一・佐竹健治・山木滋(2010): 宮城県石巻・仙台平野および福島県請戸川河口低地における869年貞観地震津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, No.10, pp.1-21
42. 宍倉正展・澤井祐紀・岡村行信・小松原純子・Than TinAung・石山達也・藤原治・藤野滋弘(2007): 石巻平野における津波堆積物の分布と年代, 活断層・古地震研究報告, No.7, pp.31-46
43. 宍倉正展・藤原治・澤井祐紀・行谷佑一・谷川晃一郎(2012): 2011年東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の仙台・石巻平野における分布限界, 活断層・古地震研究報告, No.12, pp.45-61
44. 文部科学省研究開発局・国立大学法人東北大学大学院理学研究科・国立大学法人東京大学地震研究所・独立法人産業技術総合研究所(2010): 宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書, 390pp
45. 佐竹健治(2011a): 日本海溝の巨大地震のスーパーサイクル, 地震予知連絡会 会報, 第86巻, 3-15
46. 佐竹健治(2011b): 東北地方太平洋沖地震の断層モデルと巨大地震発生のスーパーサイクル, 科学, Vol.81, No.10

参考文献④

47. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について
48. R. McCaffrey(2008):Global Frequency of Magnitude 9 Earthquakes, *Geology*, DR2008063
49. YUSHIRO FUJII and KENJI SATAKE(2012):Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data, *Pure and Applied Geophysics*, DOI 10.1007/s00024-012-0524-2
50. Christopher H. Scholz and Jaime Campos(2012):The seismic coupling of subduction zones revisited, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 117, B05310, doi:10.1029/2011JB009003
51. Tetsuzo Seno (2014): Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where Mw 9 earthquakes can occur , *Tectonophysics* 621 , 198-210
52. Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2004):Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109,B07307,doi:10.1029/2003JB002683
53. 永井理子・菊地正幸・山中佳子(2001):三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究－1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較－, *地震* 2 , 54, 267-280
54. Satoshi Ide, Annemarie Baltay, Gregory C. Beroza(2011):Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*,vol. 332,1426,DOI:10.1126/science.1207020
55. 井出哲(2011):東北沖地震の二面性－浅部のすべり過ぎと深部の高周波震動－, 東京大学大学院理学系学科, プレスリリース
56. 長谷川昭(2015):2011年東北沖地震の震源域で何が起きたか?－東北沖地震の発生機構－, *地震ジャーナル*, 60号
57. Tetsuro Tsuru, Jin-Oh Park, Seiichi Miura, Shuichi Kodaira, Yukari Kido, Tsutomu Hayashi(2002): Along-arc structural variation of the plate boundary at the JapanTrench margin: Implication of interplate coupling, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 107, NO. B12, 2357, doi:10.1029/2001JB001664
58. Koichiro Obana, Shuichi Kodaira, Masanao Shinohara, Ryota Hino, Kenji Uehira, Hajime Shiobara, Kazuo Nakahigashi, Tomoaki Yamada, Hiroko Sugioka, Aki Ito, Yasuyuki Nakamura, Seiichi Miura, Tetsuo No, Narumi Takahash(2013): Aftershocks near the updip end of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*,382,111-116, doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.007
59. 文部科学省測地学分科会(2013):「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成25年度年次報告(機関別), 課題番号1205, アスペリティの特性解明に向けた観測研究
60. Jeremy E. Kozdon and Eric M. Dunham(2013): Rupture to the Trench: Dynamic Rupture Simulations of the 11 March 2011 Tohoku Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.103, No.2B, pp.1275-1289, doi: 10.1785/0120120136
61. 文部科学省(2007): 択捉島沖等の地震に関する調査研究成果報告書(平成19年度)
62. 東北大学理学研究科(2012): 千島海溝沿い小繰り返し地震の解析結果について, *地震予知連絡会 会報*, 第88巻, 12-3
63. 国土地理院(2012): 千島海溝沿いの滑り欠損速度分布について, *地震予知連絡会 会報*, 第88巻, 12-2

参考文献⑤

64. Robert McCaffrey (2009) : The Tectonic Framework of the Sumatran Subduction Zone, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Vol. 37, 345–366, DOI: 10.1146/annurev.earth.031208.100212
65. 遠田晋次 (2004) : 断層セグメントの多重破壊とスケーリング則, 月刊地球号外, 46, 168–174
66. Thorne Lay, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Meredith Nettles, Steven N. Ward, Richard C. Aster, Susan L. Beck, Susan L. Bilek, Michael R. Brudzinski, Rhett Butler, Heather R. DeShon, Goran Ekstrom, Kenji Satake, Stuart Sipkin (2005) : The Great Sumatra–Andaman Earthquake of 26 December 2004, SCIENCE, VOL 308, 1127–1132
67. Cecep Subarya, Mohamed Chlieh, Linette Prawirodirdjo, Jean–Philippe Avouac, Yehuda Bock, Kerry Sieh, Aron J. Meltzner, Danny H. Natawidjaja & Robert McCaffrey (2006) : Plate–boundary deformation associated with the great Sumatra–Andaman earthquake, ARTICLES, NATURE, Vol 440, doi:10.1038
68. Junji Koyama, Kazunori Yoshizawa, Kiyoshi Yomogida, and Motohiro Tsuzuki (2012) : Variability of megathrust earthquakes in the world revealed by the 2011 Tohoku–oki Earthquake, Earth Planets Space, 64, pp.1189–1198
69. 小山順二・都筑基博・蓬田清 (2012) : 斜め衝突帯の巨大地震(1) 相模トラフ, 北海道大学地球物理学研究報告, No.75, pp.161–174
70. Lingling Ye, Thorne Lay, and Hiroo Kanamori (2012) : The Sanriku–Oki low–seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku–Oki earthquake rupture, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B02305, doi:10.1029/2011JB008847
71. 羽鳥徳太郎 (2000) : 三陸沖歴史津波の規模の再検討, 津波工学研究報告17, pp.39–48
72. 佐竹健治・行谷佑一・山木滋 (2008) : 石巻・仙台平野における869年貞観津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, No.8, pp.71–89
73. 相田勇 (1977) : 三陸沖の古い津波のシミュレーション, 東京大学地震研究所彙報, Vol.52, pp.71–101
74. 中央气象台 (1933) : 昭和八年三月三日三陸沖強震及津波報告, 験震時報, Vol.7, No.2別刷
75. 岸力 (1969) : 1968年十勝沖地震調査報告, 津波—北海道東北沿岸—, 1968年十勝沖地震調査委員会編『1968年十勝沖地震調査報告』, pp.207–256
76. 東北大学大学院工学研究科附属災害制御研究センター (2004) : 2003年十勝沖地震津波調査報告, 津波工学研究報告, 第21号, 第2編
77. 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループによるデータ (<http://www.coastal.jp/ttjt/>), 2012/12/29
78. チリ津波合同調査班 (1961) : 1960年5月24日チリ地震津波に関する論文及び報告, 丸善
79. 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2013) : 日本被害地震総覧 599–2012, 東京大学出版会
80. 内閣府中央防災会議事務局 (2005) : 資料1 中央防災会議 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会(第10回) 強震動及び津波高さの推計について
81. 渡辺偉夫 (1998) : 日本被害津波総覧[第2版], 東京大学出版会
82. 気象庁 (2007) : 千島列島東方の地震について(2006年11月15日Mj7.9 および2007年1月13日Mj8.2), 地震予知連絡会 会報, 第78巻, 2–4

参考文献⑥

83. 都司嘉宣・上田和枝・佐竹健治(1998):日本で記録された1700年1月(元禄十二年十二月)北米巨大地震による津波, 地震第2輯, 第51巻, pp.1-17
84. 菅原大助(2014):津波堆積物と津波の規模について, 地学雑誌, 123(6), 797-812
85. 文部科学省測地学分科会(2012):「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成24年度年次報告(成果の概要)
86. KOICHIRO TANIGAWA, YUKI SAWAI, MASANOBU SHISHIKURA, YUICHI NAMEGAYA and DAN MATSUMOTO (2014): Geological evidence for an unusually large tsunami on the Pacific coast of Aomori, Northern Japan, JOURNAL OF QUATERNARY SCIENCE, 29(2), 200-208, DOI: 10.1002/jqs.2690
87. 岡村行信・行谷佑一(2011):17世紀に発生した千島海溝の連動型地震の再検討, 活断層・古地震研究報告, No.11, p.15-20
88. 町田洋・新井房夫(2003):新編 火山灰アトラス[日本列島とその周辺]について, 東京大学出版会, 336p
89. 谷川晃一郎・澤井祐紀・宍倉正展・藤原治・行谷佑一・松本弾(2013):青森県太平洋岸で検出された津波堆積物, 日本第四紀学会講演要旨集, No.43, 16-17
90. 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター:津波堆積物データベース, https://gbank.gsj.jp/tsunami_deposit_db
91. 鎌田隆史・菅原大助・箕浦幸治・根本直樹・山田努(2015):猿ヶ森砂丘に挟在する再堆積層の成因:下北半島後期完新世砂丘の起源の考察, 日本地質学会 第122年学術大会, 講演要旨, R21-O-4
92. 谷川晃一郎・澤井祐紀・宍倉正展・藤原治・行谷佑一(2014):青森県三沢市で検出されたイベント堆積物, 第四紀研究, 53(1), p.55-62
93. 藤原治・鎌滝孝信・田村亨(2003):内湾における津波堆積物の粒度分布と津波波形との関連-房総半島南端の完新統の例-, 第四紀研究, 42(2), p.67-81
94. 後藤和久・菅原大助・西村裕一・藤野滋弘・小松原純子・澤井祐紀・高清水康博(2017):津波堆積物の認定手順, 津波工学研究報告, 第33号, p.45-54
95. 千釜章・多田省一郎・青沼正光(1998):下北半島における津波の伝承の解釈と埋没ヒバ林の成因, 地震, 第2輯, 第51巻, 61-73頁
96. 小池一之(1974):砂浜海岸線の変化について(予報), 地理学評論, 47-11
97. 社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2002):原子力発電所の津波評価技術