

東通原子力発電所1号炉審査資料	
資料番号	A1-CA-0063(改2)
提出年月日	2021年1月28日

東通原子力発電所 基準津波の策定のうち
「十勝沖・根室沖から岩手県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)
(補足説明資料)

2021年1月28日
東北電力株式会社

目次

1. 固着域, すべり量に関する検討
 - 1.1 岩手県沖南部
 - 1.2 福島県沖・茨城県沖
 - 1.3 房総沖
2. 3.11地震に伴う津波による津波堆積物
 - 2.1 津波堆積物の分布範囲
 - 2.2 各地点で認められた津波堆積物
3. 津波堆積物調査
 - 3.1 調査概要
 - 3.2 イベント堆積物の堆積要因の評価
 - 3.3 調査結果のまとめ
 - 3.4 各地点の調査結果
 - 3.5 文献調査の実施プロセス
4. 想定津波群の作成方法
5. 津波解析条件
 - 5.1 計算条件
 - 5.2 既往津波の再現解析
 - 5.3 津波水位の評価位置
 - 5.4 基準津波の策定位置
6. 千島海溝・日本海溝沿いで発生する津波解析結果(スナップショット)
 - 6.1 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
 - 6.2 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震
 - 6.3 超巨大地震(東北地方太平洋沖型)
7. 波源領域の違いが津波高さに与える影響
 - 7.1 検討方針
 - 7.2 津波波源モデルの設定
 - 7.3 検討結果
8. 3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル
 - 8.1 大すべり域・超大すべり域の設定
 - 8.2 設定フロー
 - 8.3 妥当性の確認
9. 3.11地震における宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル
 - 9.1 基本方針
 - 9.2 想定波源域及び大すべり域・超大すべり域の設定
 - 9.3 設定フロー
 - 9.4 妥当性の確認
10. 超大すべり域のすべり分布の設定
 - 10.1 設定内容
 - 10.2 3.11地震における宮城県沖の大きなすべりの発生要因
 - 10.3 青森県東方沖及び岩手県沖北部の地質学的・地震学的特徴
 - 10.4 まとめ
11. 十勝沖・根室沖の超大すべり域が発電所の津波高さに及ぼす影響
 - 11.1 検討方針
 - 11.2 超大すべり域位置の影響
 - 11.3 破壊の時間差の影響
 - 11.4 まとめ
12. 特性化モデル④の周期特性
 - 12.1 検討方針
 - 12.2 特性化モデル④の設定根拠(海溝側強調モデルの設定)
 - 12.3 岩手県南部沖GPS波浪計で取得した3.11地震津波波形の再現解析
13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性
 - 13.1 検討方針
 - 13.2 計算条件
 - 13.3 発電所周辺地形が有する周期特性
 - 13.4 津波の周期特性
 - 13.5 発電所の津波高さに与える支配的な要因
 - 13.6 まとめ
14. 津波伝播特性の検討
 - 14.1 検討方針
 - 14.2 最大水位上昇量分布
 - 14.3 津波の伝播状況

1. 固着域, すべり量に関する検討

- 1. 1 岩手県沖南部
- 1. 2 福島県沖・茨城県沖
- 1. 3 房総沖

1. 固着域, すべり量に関する検討

1.1 岩手県沖南部

- Ye et al.(2012)は、過去の地震発生履歴, すべり欠損分布及び2011年東北地方太平洋沖地震(以下、「3.11地震」という。)後の余震分布等の分析から、岩手県沖南部には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(SLSR(Sanriku-Oki low-seismicity region))が存在することを明らかにしている。
- 地震調査研究推進本部(2012)は、過去の地震発生履歴から、蓄積されている地震モーメントを地震としてはほとんど解放しておらず、さらに、1989年、1992年、1994年の三陸沖の地震の後に非地震性すべりが起こったとし、カップリングは他の領域に比べると小さいと評価している。なお、すべり欠損分布及び3.11地震でのすべり分布から、M9の地震が発生した際にはある程度地震性のすべりを生じうると考えられるとしている。

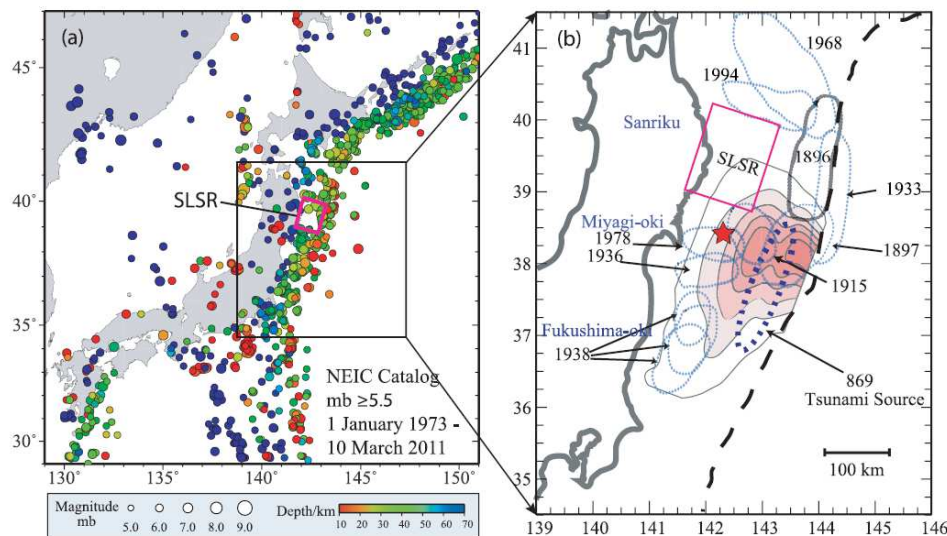


Figure 1. (a) Seismicity from the NEIC catalog around Japan from 1973 to 2011 prior to the 11 March 2011 Tohoku-Oki earthquake with $m_b \geq 5.5$. Hypocentral depths are indicated by the color scale, and symbol size increases with seismic magnitude. The magenta rectangular region indicates the SLSR. The black rectangle indicates the zoomed-in region in Figure 1b. (b) Map showing the location of the Sanriku low-seismicity region (SLSR), and schematic rupture zone of historic large earthquakes along the northeast Honshu coast [ERC, 1998] with blue dotted ellipsoidal shapes and a gray dotted shape for the 1896 tsunami earthquake source area [Tanioka and Satake, 1996] updip of the SLSR, respectively. Slip contours of 1, 10, 20, 30, 40, and 50 m for 2011 Tohoku-Oki rupture model of Yue and Lay [2011] are shown along with a red star for the USGS/NEIC epicentral location. The darkly dotted ellipse indicates the approximate location of the 896 Jogan tsunami source region [Minoura et al., 2001]. The dashed curve indicates the position of the trench.

1975年～2011年におけるM5.5以上の震源分布と低地震活動域(SLSR)の位置
(Ye et al.(2012))

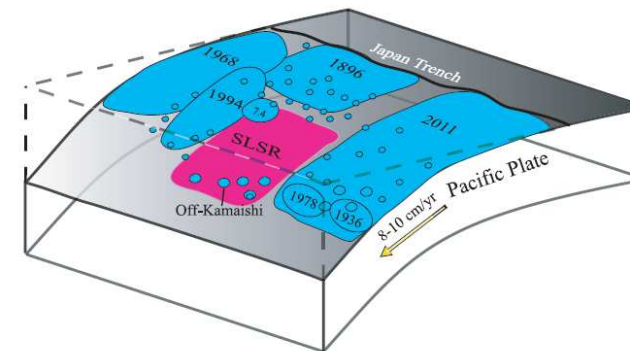


Figure 12. Schematic map of the Japan megathrust fault showing the distribution of rupture zone of historic large events and the 2011 Tohoku earthquake (large blue regions), and aftershocks (small blue regions) along the megathrust from Japan Trench. We plot the southern end of the 1896 rupture zone as extending to about 39°N, north of the aseismic zone seen in Figure 2e, consistent with the southern extent of the tsunami model of Aida [1977] and the region of strong inundation on the Iwate coast indicated by Hatori [1974]. The convergence velocity of the Pacific Plate is indicated by a yellow arrow. The magenta region highlights the SLSR on the megathrust. The SLSR is largely aseismic, but does have modest-size patches of seismogenic regions downdip, including the off-Kamaishi repeater zone. The shallower portion of the SLSR is almost devoid of moderate-size thrust events, but seismic activity is high in the 1896 rupture zone region further updip.

既往地震の震源概略図
(Ye et al.(2012))

1. 固着域, すべり量に関する検討

1.1 岩手県沖南部

- Uchida and Matsuzawa (2011) では、小繰り返し地震データ等を用いて、3.11地震の震源域におけるカップリング率及びアスペリティの階層構造について分析を行い、岩手県沖南部のカップリングは、福島県沖・茨城県沖のカップリングよりも弱いことを示している。
- また、岩手県沖及び房総沖のカップリングが弱い領域は、本震の破壊伝播を防ぐ領域であるとしている。

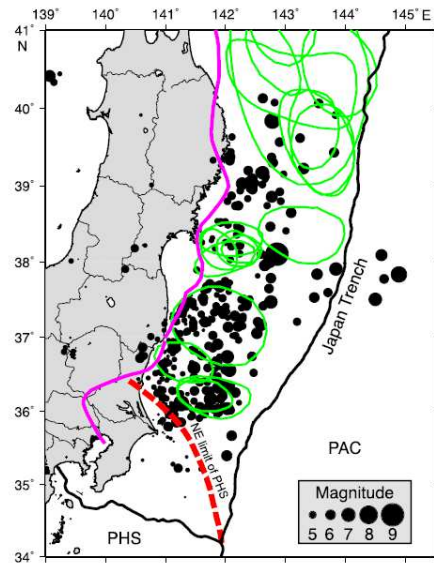


Fig. 1. Hypocenters of mainshock and aftershocks in a 24-hour period for the 2011 Tohoku earthquake (black circles) and aftershock areas for $M \geq 7$ earthquakes since 1926 (green lines, Uchida *et al.*, 2009). Hypocenter data are from the Japan Meteorological Agency. Red dashed line shows down-dip limit of the Philippine Sea Plate (Uchida *et al.*, 2009). Thick pink line shows the western limit of interplate earthquake distribution from Igarashi *et al.* (2001) and Uchida *et al.* (2009).

3.11地震後24時間の地震分布(黒丸)と
1926年以降に発生したM7以上の余震域
(緑線)の関係
(Uchida and Matsuzawa (2011))

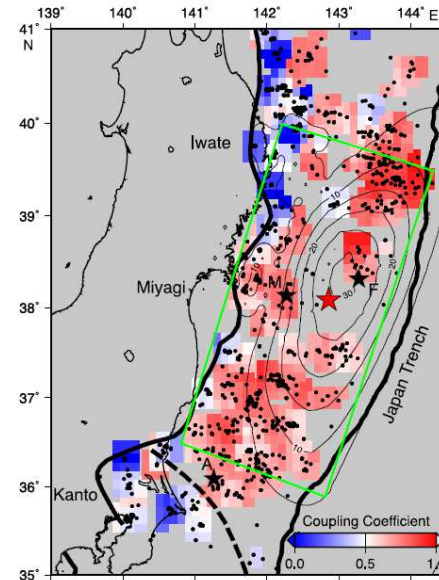


Fig. 2. Interplate coupling coefficient estimated from small repeating earthquakes for the period from 1993 to March 2007 (color). Distribution of small repeating earthquakes (black dots) and coseismic slip area (contours, Iinuma *et al.* (2011)) are also shown in this figure. Bold lines denote the down-dip limit of interplate earthquakes (Igarashi *et al.*, 2001; Uchida *et al.*, 2009) and the trench axis. Dashed bold line denotes northeastern limit of the Philippine Sea plate (Uchida *et al.*, 2009). The averaged coupling coefficient is estimated for every 0.3 degree by 0.3 degree windows that have three or smaller repeating earthquake groups. The red star indicates the hypocenter of the 2011 Tohoku earthquake. Stars marked by M, F and A indicate the hypocenter of the 2005 Miyagi-oki earthquake ($M 7.2$), the $M 7.3$ earthquake on March 9, 2011 and the largest aftershock on March 11, 2011 ($M 7.7$), respectively.

1993年～2007年における小繰り返し地震データから
推定されるカップリング率 (Uchida and Matsuzawa (2011))

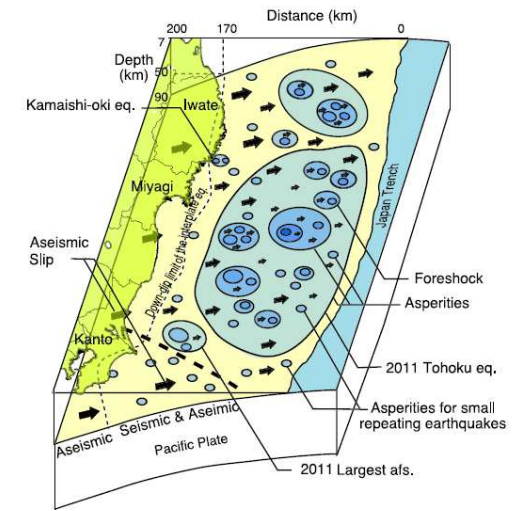


Fig. 4. Schematic figure showing the distribution of the hierarchical structured asperities at Tohoku. The circles show asperities that have internal structures. The arrows indicate aseismic slip. The dashed bold line shows the NE limit of the Philippine Sea plate and the dashed thin line shows the down-dip limit of the interplate earthquake. The area between the down-dip limit and the Japan trench has both seismic and aseismic slip.

アスペリティの階層構造の模式図
(Uchida and Matsuzawa (2011))

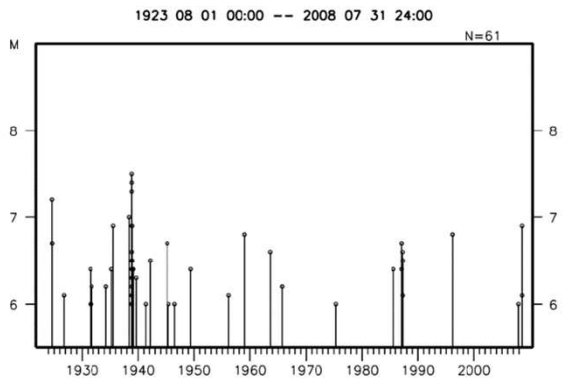
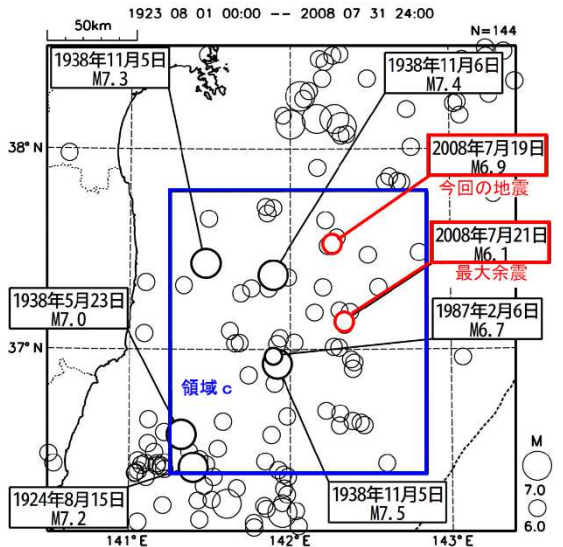
以上から、岩手県沖南部の固着度は、宮城県沖、青森県東方沖及び岩手県沖北部、福島県沖・茨城県沖※の固着度より小さいと考えられる。

※: 福島県沖・茨城県沖の固着等に関する分析の詳細は、次頁以降で説明。

1. 固着域, すべり量に関する検討

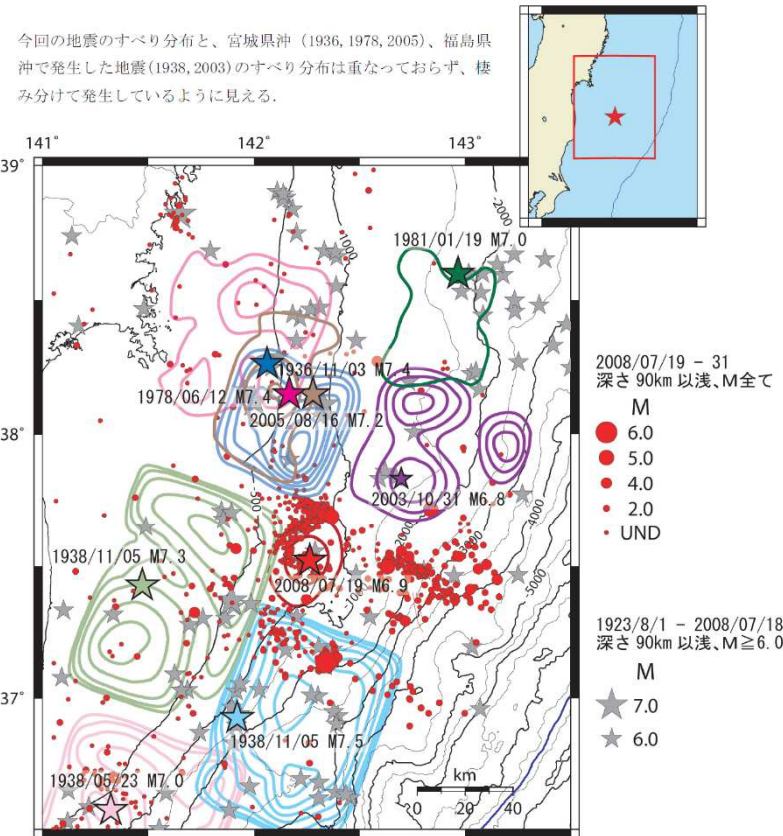
1.2 福島県沖・茨城県沖:地震学的知見(地震発生履歴)①

- 福島県沖・茨城県沖の領域では, 1938年, 1987年にM6~7クラスの地震が群発地震として発生しているが(気象庁(2009)), 過去400年間で青森県東方沖及び岩手県沖北部で見られるようなM8クラスの地震が発生した記録は無い(地震調査研究推進本部(2019))。



上図:震央分布図(1923年~2008年, M≥6.0)

下図:領域c内の地震活動経過図及び回数積算図
(1923年~2008年, M≥6.0)
(気象庁(2009))



宮城県沖の地震(1936年, 1978年, 2005年)と2003年10月31日の地震のすべり分布は, 山中(2003, 2005)による。

1938年5月23日, 11月5日の地震のすべり分布は, 室谷ほか(2004)による。室谷ほか(2004)と今回の地震のすべり分布のコンターは, 0.5m, 1m, 2m, 4m, 6m, 8m, 10m, 12mである。

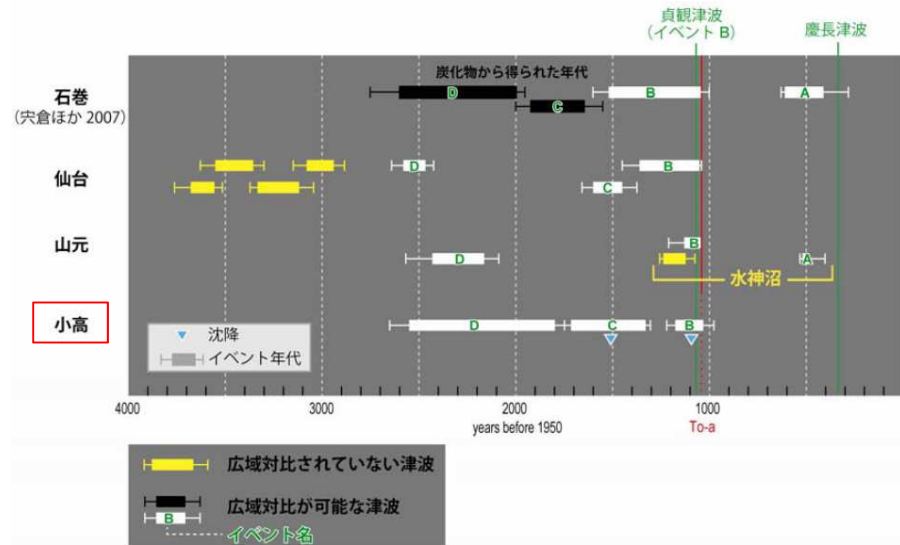
海底地形データは日本海洋データセンターのJ-EGG500を使用。

引用文献:
室谷智子・菊池正幸・山中佳子・島崎邦彦(2004): 1938年に起きた複数の福島県東方沖地震の破壊過程(2), 日本地震学会2004年秋季大会
山中佳子(2003): EIC地震学ノート, No.141.
山中佳子(2005): EIC地震学ノート, No.168.

1. 固着域, すべり量に関する検討

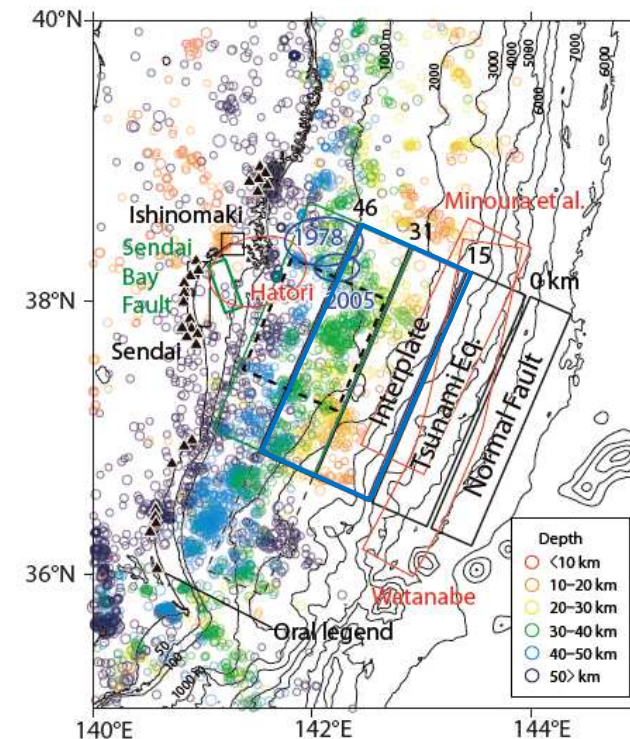
1.2 福島県沖・茨城県沖:地震学的知見(地震発生履歴)②

- 福島県沖沿岸では, 超巨大地震(東北地方太平洋沖型)のうち, 869年の津波, 4-5世紀の津波, 紀元前3-4世紀の津波による津波堆積物が存在しており(文部科学省研究開発局ほか(2010)), 福島県沖は 869年の津波の波源域(佐竹ほか(2008))に含まれる。
- 上記を踏まえ, 地震調査研究推進本部(2019)では, 「超巨大地震(東北地方太平洋沖型)」の次の地震の震源域は「宮城県沖を必ず含み, 隣接する領域(岩手県沖南部または福島県沖)の一方にまたがり, 場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶ超巨大地震である。」とし, 「将来発生する地震の規模については, 東北地方太平洋沖地震を代表値としてM9.0程度」と評価している。



(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)



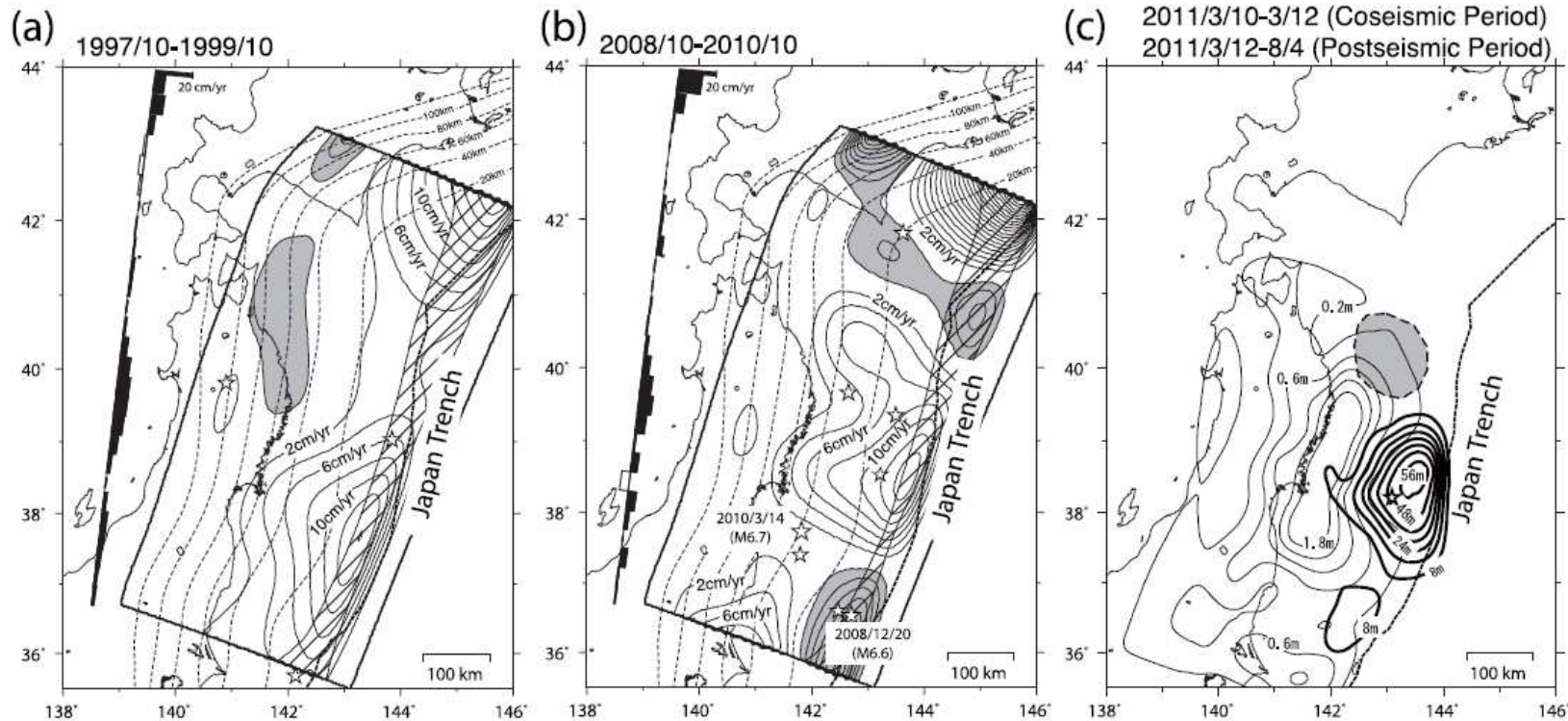
869年の津波の断層モデル(図中:青の実線)
(佐竹ほか(2008)に一部加筆)

以上の地震学的知見から, 福島県沖・茨城県沖はM7クラスの地震を発生させる領域であり, 福島県沖は, 「超巨大地震(東北地方太平洋沖型)」の震源域に含まれる領域である。

1. 固着域, すべり量に関する検討

1. 2 福島県沖・茨城県沖: 測地学的知見(プレート境界深部で発生する長期的な非地震性すべり)①

- 西村(2012)は, GPSによって観測された地殻変動から推定されるすべり欠損分布から, 福島県沖のプレート境界の固着状況について分析し, 1990年代後半(下図(a))は固着が強い傾向にあり, かつ固着域の一部は陸域までかかっていたが, 2000年代後半(下図(b))はほとんど0であったとしている。
- また, 上記固着の状況と3.11地震の地震すべり域(下図(c))との比較から, 2000年代後半に見られた固着の剥がれは, 3.11地震に至る一連のプロセスとして発生していたと捉えることができるとしている。



1997/10 - 1999/10における
すべり欠損分布
(西村(2012))

2008/10 - 2010/10における
すべり欠損分布
(西村(2012))

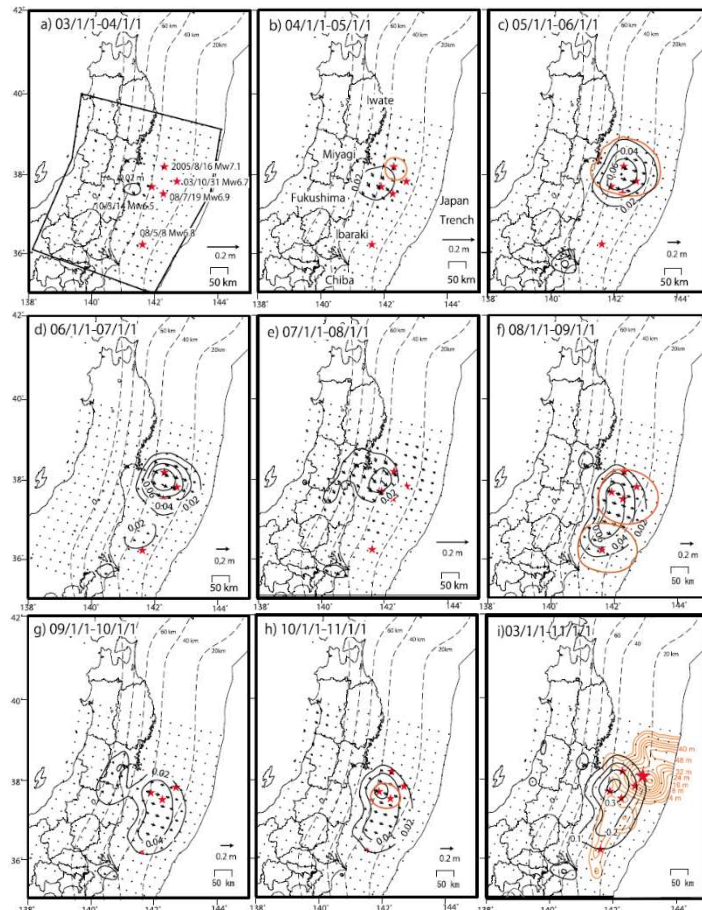
3.11地震の地震すべり域(太線)
(西村(2012))

1. 固着域, すべり量に関する検討

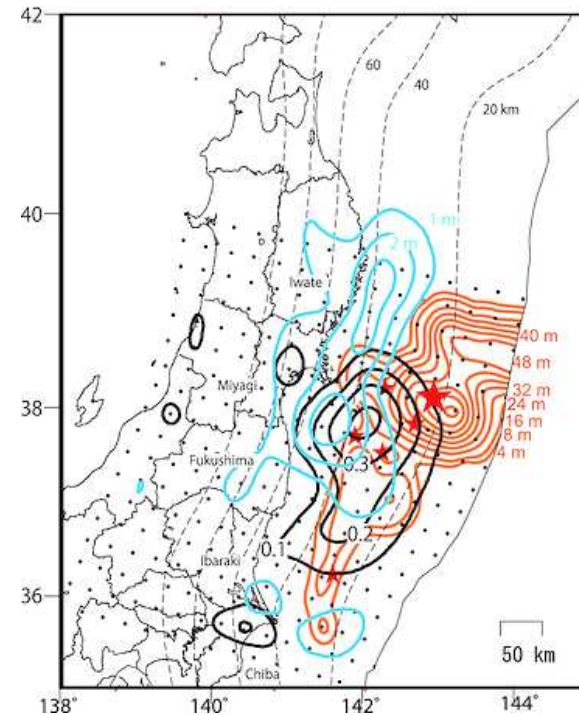
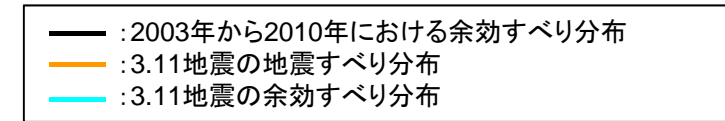
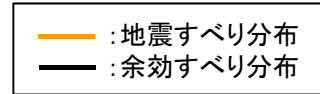
1. 2 福島県沖・茨城県沖: 測地学的知見(プレート境界深部で発生する長期的な非地震性すべり)②

- Ozawa et al.(2012)は, 2003年以降のGPSデータの測地インバージョンから, 3.11地震の震源域において, 2003年以降に発生した地震の余効すべりを推定し, 2003年から2010年における余効すべりの全体モーメントは, 2003年以降に発生した5つのM7クラスの地震すべり※の全体モーメントの約2.5倍に達するとしている。また, 同期間の余効すべりの領域は3.11地震の震源域でかつその深部に対応するとしている。
- さらに, 上記余効すべりと2003年以降に発生した5つのM7クラスの地震すべりが, 3.11地震の震源域での固着の剥がれを生じさせた可能性があるとしている。

※:2003/10/31(Mw6.7), 2005/8/16(Mw7.1), 2008/5/8(Mw6.8), 2005/7/19(Mw6.9), 2010/3/14(Mw6.5)



2003年以降で発生したM7クラスの地震の
地震すべり分布と余効すべり分布(Ozawa et al.(2012))



3.11地震発生前の余効すべり分布と3.11地震の地震すべり
分布及びその余効すべり分布の比較(Ozawa et al.(2012))

1. 固着域, すべり量に関する検討

1.2 福島県沖・茨城県沖: 測地学的知見(プレート境界深部で発生する長期的な非地震性すべり)③

- Yokota and Koketsu (2015) は, 1996年3月21日~2011年3月8日におけるGPSによる地殻変動データの分析から, 3.11地震の震源域のうち, 福島県沖から宮城県沖にかけての深部領域で2002年から3.11地震発生前までの約9年間, 長期的なスロースリップが発生していたとしている。
- また, 上記の長期的なスロースリップが, 3.11地震の発生に至る1つのイベントであった可能性があるとしている。

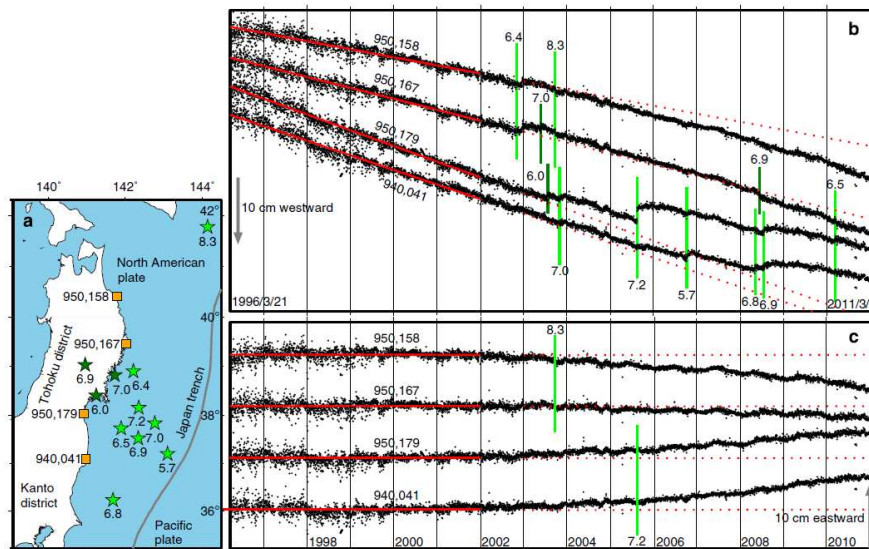


Figure 1 | Time series of east-west deformation at GPS stations in the Tohoku district. (a) Selected GPS stations (orange squares) and M_w 6-8 earthquakes (green stars) in the index map. (b) Original time series of east-west deformation obtained from the GEONET F3 solutions²⁴ at the stations and the effects of the M_w 6-8 earthquakes (green lines). (c) Detrended time series obtained by removing the regular trends in 1996-2001 (solid red lines), annual variations and earthquake effects. These time series deviated from the zero lines around 2002 and accelerated at the time of the 2003 or 2005 earthquake (green lines).

GPS観測点における東西方向の変位の時系列
(Yokota and Koketsu (2015))

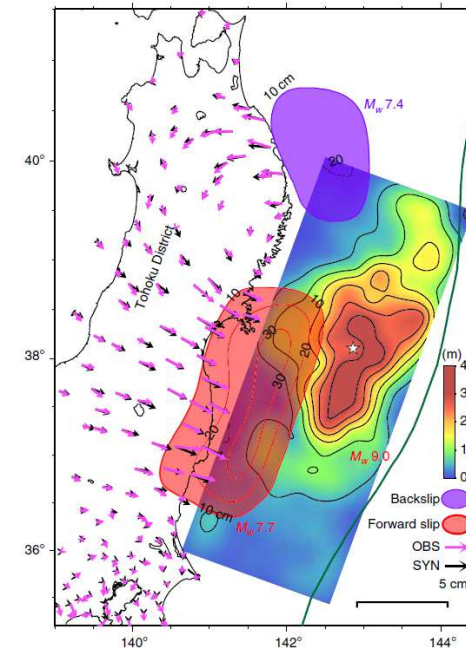


Figure 2 | Distribution of total deviations and the result of a two-source inversion. The red and purple contours represent the distributions of the forward slip by the very long-term transient event and the backslip by the northern source, which were obtained through the two-source inversion of the total deviations (pink arrows). The black arrows denote synthetic deviations computed for the inversion result. The co-seismic slip distribution of the 2011 Tohoku earthquake⁹ is also displayed with the epicentre (white star) and Japan Trench (dark green line). The black bar at the bottom right denotes 100 km.

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

以上の測地学的知見から, 福島県沖・茨城県沖のプレート境界深部で発生する長期的な非地震性すべりは, 「超巨大地震(東北地方太平洋沖型)」の発生に至る一連のプロセスと考えられる。

1. 固着域, すべり量に関する検討

1.2 福島県沖・茨城県沖: 岩手県沖南部との比較

- 福島県沖には, 岩手県沖南部のプレート境界深部と同様に, 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 (SLSR (Sanriku-Oki low seismicity region)) が存在する (Ye et al. (2012))。
- Uchida and Matsuzawa (2011) によれば, 小繰返し地震データ等を用いた3.11地震の震源域におけるカップリング率に関する分析から, 福島県沖・茨城県沖のプレート境界深部のカップリングと比較して, 岩手県沖南部のプレート境界深部のカップリングは弱いことを示している。

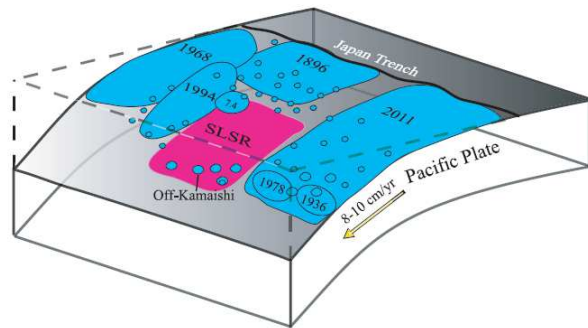


Figure 12. Schematic map of the Japan megathrust fault showing the distribution of rupture zone of historic large events and the 2011 Tohoku earthquake (large blue regions), and aftershocks (small blue regions) along the megathrust from Japan Trench. We plot the southern end of the 1896 rupture zone as extending to about 39°N, north of the aseismic zone seen in Figure 2e, consistent with the southern extent of the tsunami model of Aida [1977] and the region of strong inundation on the Iwate coast indicated by Hatori [1974]. The convergence velocity of the Pacific Plate is indicated by a yellow arrow. The magenta region highlights the SLSR on the megathrust. The SLSR is largely aseismic, but does have modest-size patches of seismicogenic regions down-dip, including the off-Kamaishi repeater zone. The shallower portion of the SLSR is almost devoid of moderate-size thrust events, but seismic activity is high in the 1896 rupture zone region further updip.

岩手県沖南部における低地震活動域
(Ye et al. (2012))

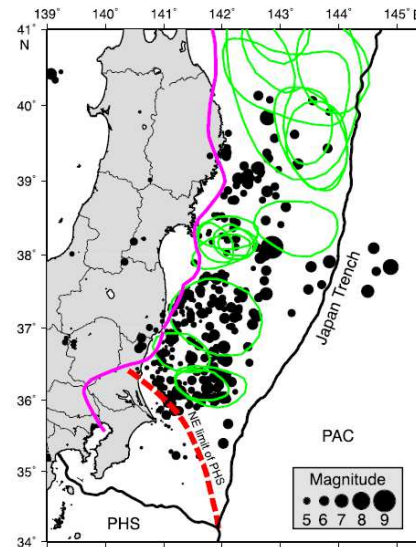


Fig. 1. Hypocenters of mainshock and aftershocks in a 24-hour period for the 2011 Tohoku earthquake (black circles) and aftershock areas for $M \geq 7$ earthquakes since 1926 (green lines, Uchida et al., 2009). Hypocenter data are from the Japan Meteorological Agency. Red dashed line shows down-dip limit of the Philippine Sea Plate (Uchida et al., 2009). Thick pink line shows the western limit of interplate earthquake distribution from Igarashi et al. (2001) and Uchida et al. (2009).

3.11地震後24時間の地震分布 (黒丸)と
1926年以降に発生したM7以上の余震域
(緑線)の関係
(Uchida and Matsuzawa (2011))

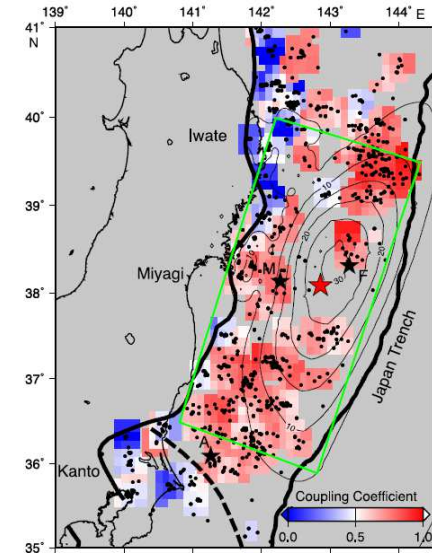


Fig. 2. Interplate coupling coefficient estimated from small repeating earthquakes for the period from 1993 to March 2007 (color). Distribution of small repeating earthquakes (black dots) and coseismic slip area (contours, Iinuma et al. (2011)) are also shown in this figure. Bold lines denote the down-dip limit of interplate earthquakes (Igarashi et al., 2001; Uchida et al., 2009) and the trench axis. Dashed bold line denotes northeastern limit of the Philippine Sea plate (Uchida et al., 2009). The averaged coupling coefficient is estimated for every 0.3 degree by 0.3 degree windows that have three or smaller repeating earthquake groups. The red star indicates the hypocenter of the 2011 Tohoku earthquake. Stars marked by M, F and A indicate the hypocenter of the 2005 Miyagi-oki earthquake ($M 7.2$), the $M 7.3$ earthquake on March 9, 2011 and the largest aftershock on March 11, 2011 ($M 7.7$), respectively.

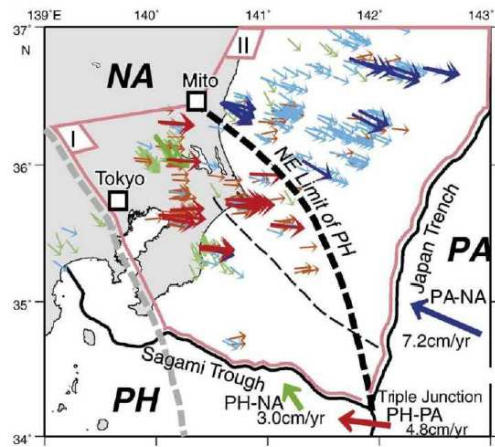
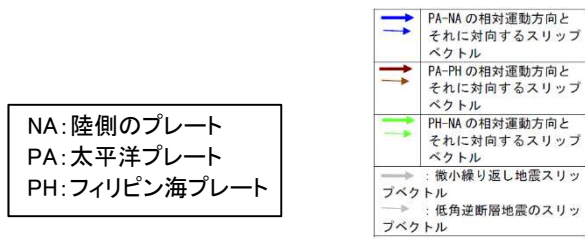
1993年～2007年における小繰返し地震
データから推定されるカップリング率
(Uchida and Matsuzawa (2011))

上記知見から, 福島県沖・茨城県沖におけるプレート境界深部の固着度は岩手県沖南部よりも大きいと考えられる。

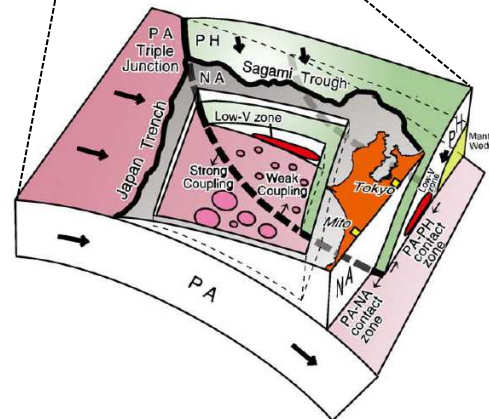
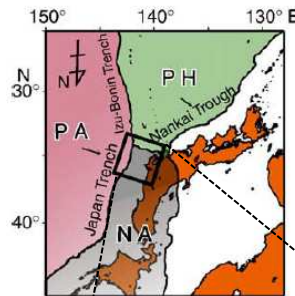
1. 固着域, すべり量に関する検討

1.3 房総沖

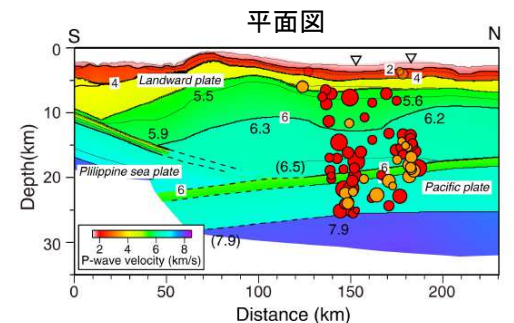
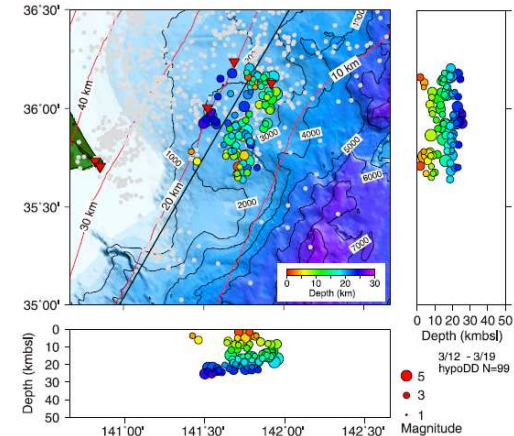
- 房総沖の相模トラフ周辺では、陸側のプレートの下にフィリピン海プレートが、さらに下方には太平洋プレートが沈み込み、茨城県から千葉県沿岸の南東方向に向かってフィリピン海プレートの北東端が太平洋プレートに接している(Uchida et al.(2009), Shinohara et al.(2011) 他)。
- Uchida et al.(2009)は、地震学的見地から、太平洋プレートの上盤側をなすプレートの違いによってカップリング率が大きく異なるとし、茨城県沖よりも固着が弱いとしている。
- Shinohara et al.(2011)は、3.11地震の余震分布に関する分析から、フィリピン海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



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



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



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

以上から、房総沖の固着度は宮城県沖、青森県東方沖及び岩手県沖北部、福島県沖・茨城県沖の領域の固着度と比較して小さいとともに、テクトニクス背景から茨城県沖と房総沖の間に構造境界(破壊のバリア)を想定することが可能と考えられる。

2. 3.11地震に伴う津波による津波堆積物

- 2. 1 津波堆積物の分布範囲
- 2. 2 各地点で認められた津波堆積物

2. 3.11地震に伴う津波による津波堆積物

2. 1 津波堆積物の分布範囲

- M9クラスの巨大地震による津波堆積物の特徴を把握するため、3.11地震を対象に、地震規模(波源域、すべり量)に関する情報が得られる津波堆積物の沿岸方向の広がり、並びに陸域方向への分布範囲・層厚に着目して整理した。
- 3.11地震に伴う津波による津波堆積物は、震源域から離れた地域においても、数十cmの厚さを有することを確認した(各地域の津波堆積物の分布状況の詳細を次頁以降に示す)。

3.11地震に伴う津波による津波堆積物の分布状況

地域	内容	備考
宮城県仙台市	最大層厚は50cm程度。内陸1km範囲で数十cmの砂層が堆積。	Abe et al.(2012) 後藤・箕浦(2012)
青森県三沢市	最大層厚は30cm程度。内陸150m付近まで数十cmの砂層が堆積。	中村ほか(2011)
茨城県北茨城市	最大層厚は21cm。内陸100m付近まで数十cmの砂層が堆積。	山田・藤野(2013)
千葉県旭市	最大層厚は30cm程度。内陸200m付近まで数十cmの砂層が堆積。	山田・藤野(2013)



以上から、M9クラスの巨大地震に伴う津波の場合、広域に亘って同一の特徴を有する津波堆積物を確認することができると思われる。

2. 3.11地震に伴う津波による津波堆積物

2.2 各地点で認められた津波堆積物

■宮城県仙台市(仙台平野)(Abe et al.(2012), 後藤・箕浦(2012))

津波高さ	5~10m程度
堆積物の分布範囲	3km~4km程度
最大層厚	30~50cm程度

- ・ 内陸1km範囲で、数十cmの砂層の堆積が見られる。

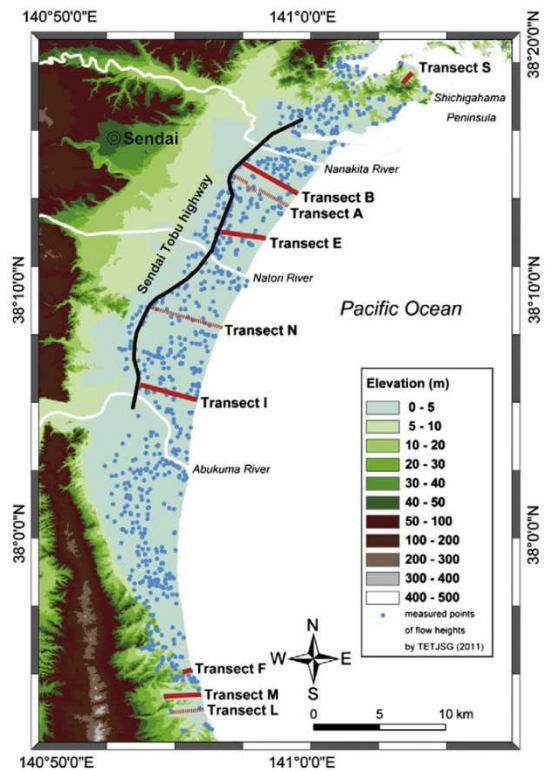
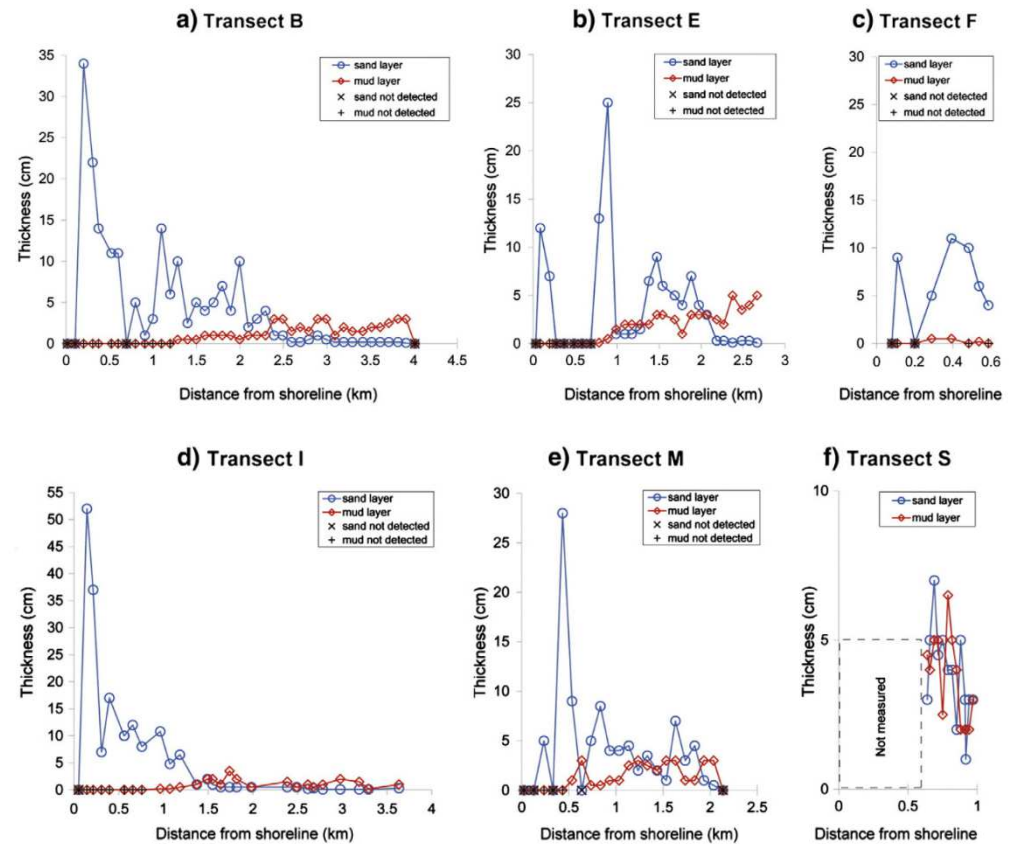


Fig. 1. Map showing the study area and locations of each transect (based on the pre-sunami 10 m DEM data provided by GSI), measured points of flow height by TETJSG (2011). The solid red line shows transects with more than several sites. The dashed red line shows transects with the measurement of the inundation distance and the maximum extent of the sand.
Transects A and N are adopted from Goto et al. (2011, accepted for publication-b).



調査位置
(Abe et al.(2012))

津波堆積物の層厚変化
(Abe et al.(2012))

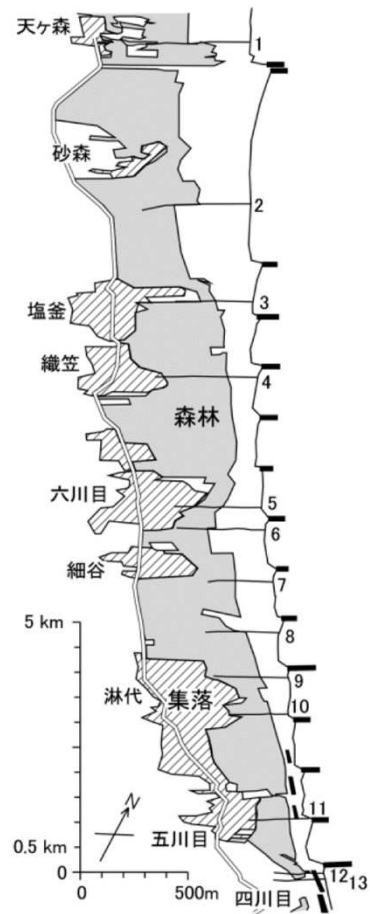
2. 3.11地震に伴う津波による津波堆積物

2.2 各地点で認められた津波堆積物

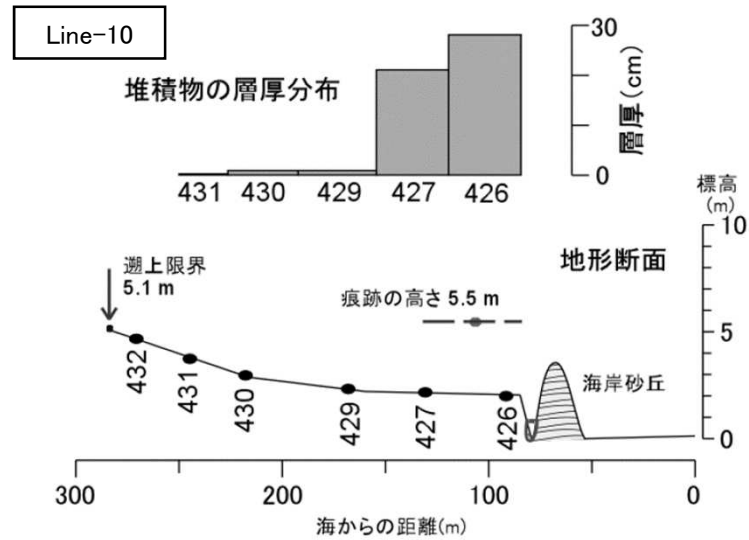
■青森県三沢市淋代(中村ほか(2011))

津波高さ	5.5m
堆積物の分布範囲	250m程度
最大層厚	30cm程度

- 内陸150m付近まで、数十cmの砂層の堆積が見られる。



調査位置
(中村ほか(2011))



三沢市淋代における調査測線(Line10)の地形断面と
津波堆積物の層厚分布
(中村ほか(2011))

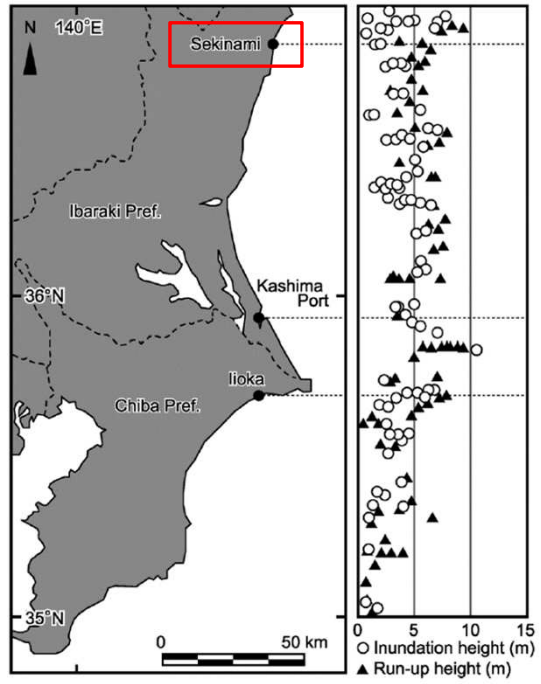
2. 3.11地震に伴う津波による津波堆積物

2.2 各地点で認められた津波堆積物

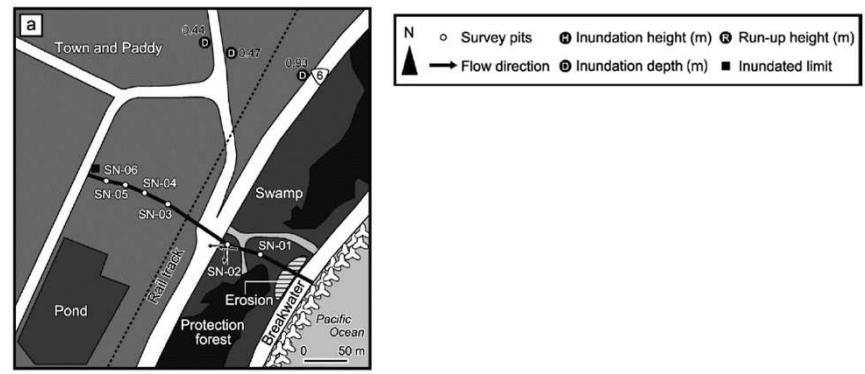
■茨城県北茨城市関南(山田・藤野(2013))

津波高さ	約6m(調査地域から約900m南の海岸付近)
堆積物の分布範囲	180m程度
最大層厚	約21.0cm

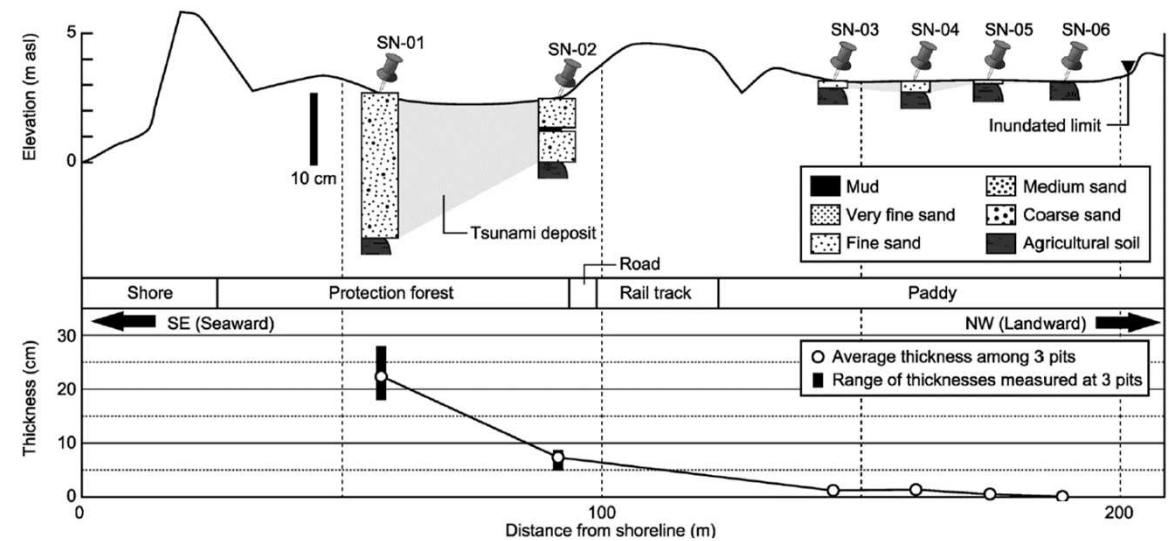
- 内陸100m付近まで、数十cmの砂層の堆積が見られる。



調査地域と津波の高さ
(山田・藤野(2013)に一部加筆)



調査測線と津波の高さ(山田・藤野(2013))



地形断面と層厚変化(山田・藤野(2013))

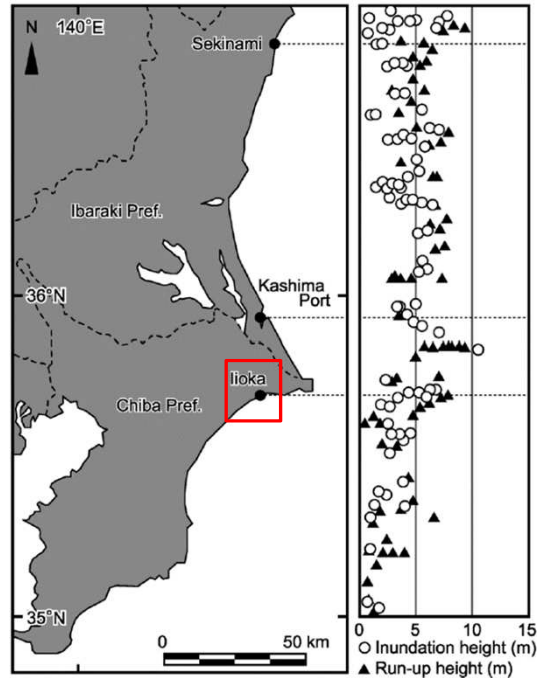
2. 3.11地震に伴う津波による津波堆積物

2.2 各地点で認められた津波堆積物

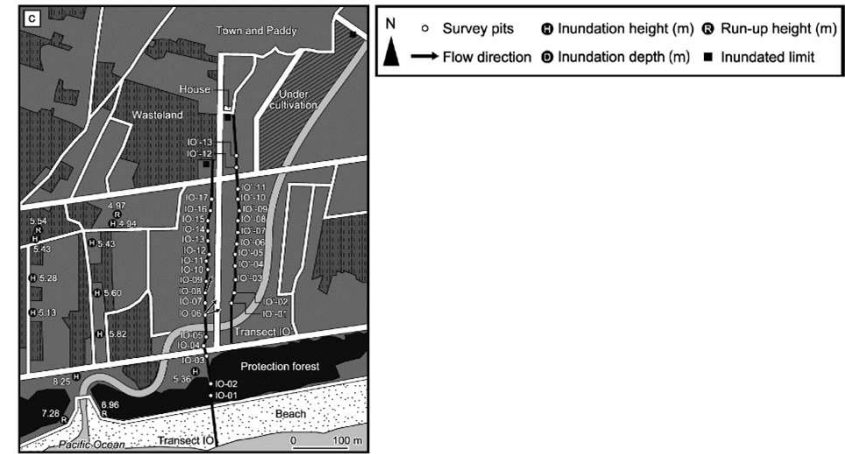
■千葉県旭市飯岡(山田・藤野(2013))

津波高さ	約8.25m(調査測線脇の川の河口付近)
堆積物の分布範囲	560m程度
最大層厚	25.0~30.0cm程度

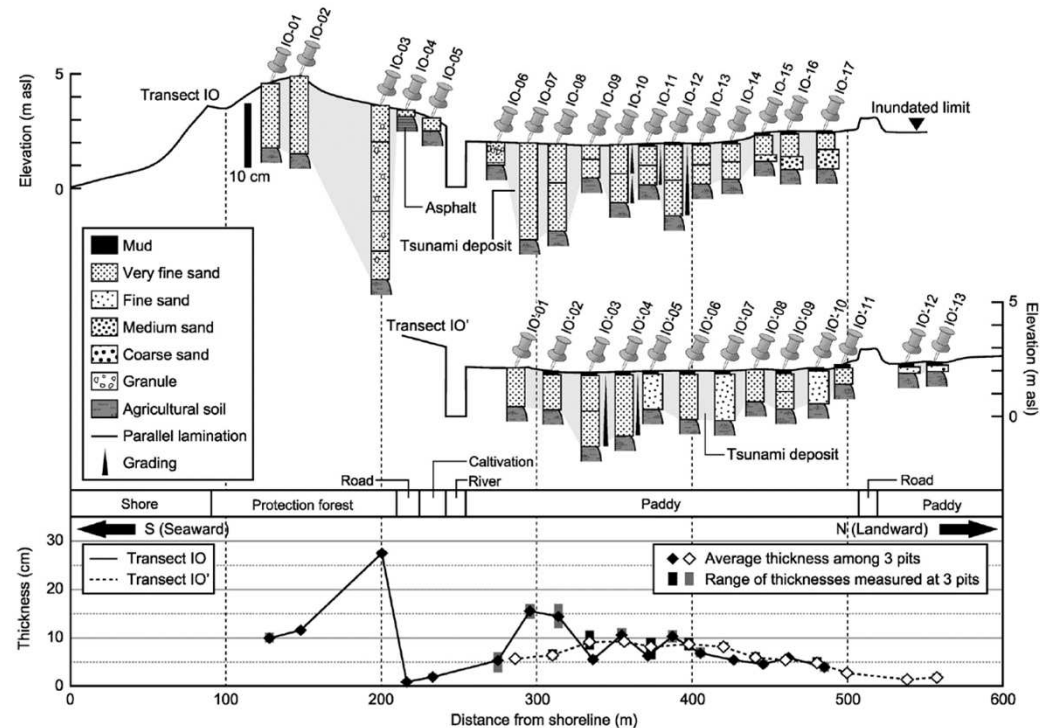
- 内陸200m付近まで、数十cmの砂層の堆積が見られる。



調査地域と津波の高さ
(山田・藤野(2013))に一部加筆)



調査測線と津波の高さ(山田・藤野(2013))



地形断面と層厚変化(山田・藤野(2013))

3. 津波堆積物調査

- 3. 1 調査概要
- 3. 2 イベント堆積物の堆積要因の評価
- 3. 3 調査結果のまとめ
- 3. 4 各地点の調査結果
- 3. 5 文献調査の実施プロセス

3. 津波堆積物調査

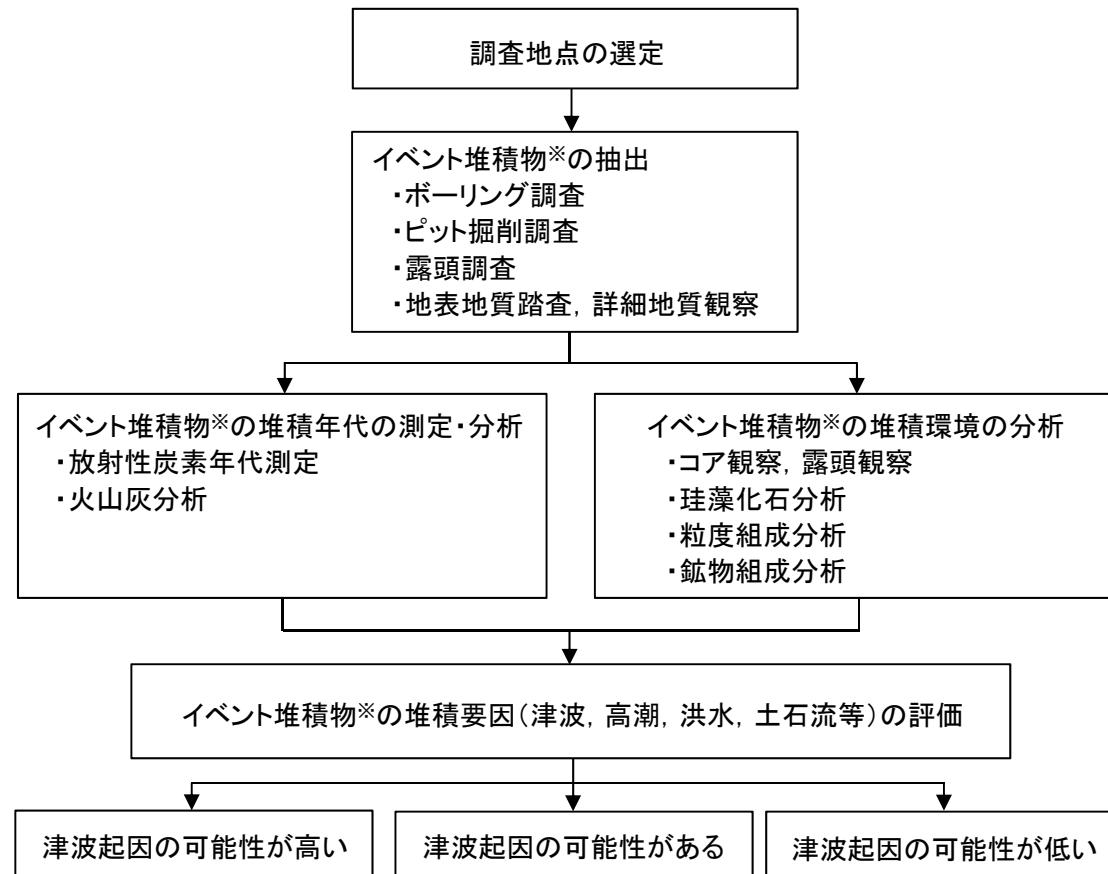
3.1 調査概要

- 青森県太平洋沿岸における津波堆積物及び完新世堆積物の文献調査を実施し、基礎資料とした上で空中写真判読結果、現地状況等を考慮し、津波堆積物が堆積・残存する可能性が考えられる地点を対象に、東京電力と共同(一部を除く)で津波堆積物調査を実施した。
- 調査地点は、発電所敷地内を含む青森県太平洋沿岸(下北郡東通村尻屋崎, 下北郡東通村猿ヶ森周辺, 下北郡東通村小田野沢, 東京電力敷地内, 東北電力敷地内, 上北郡六ヶ所村尾駁老部川, 上北郡六ヶ所村尾駁発茶沢, 上北郡六ヶ所村平沼, 三沢市六川目)とした。



調査位置図

■検討フロー



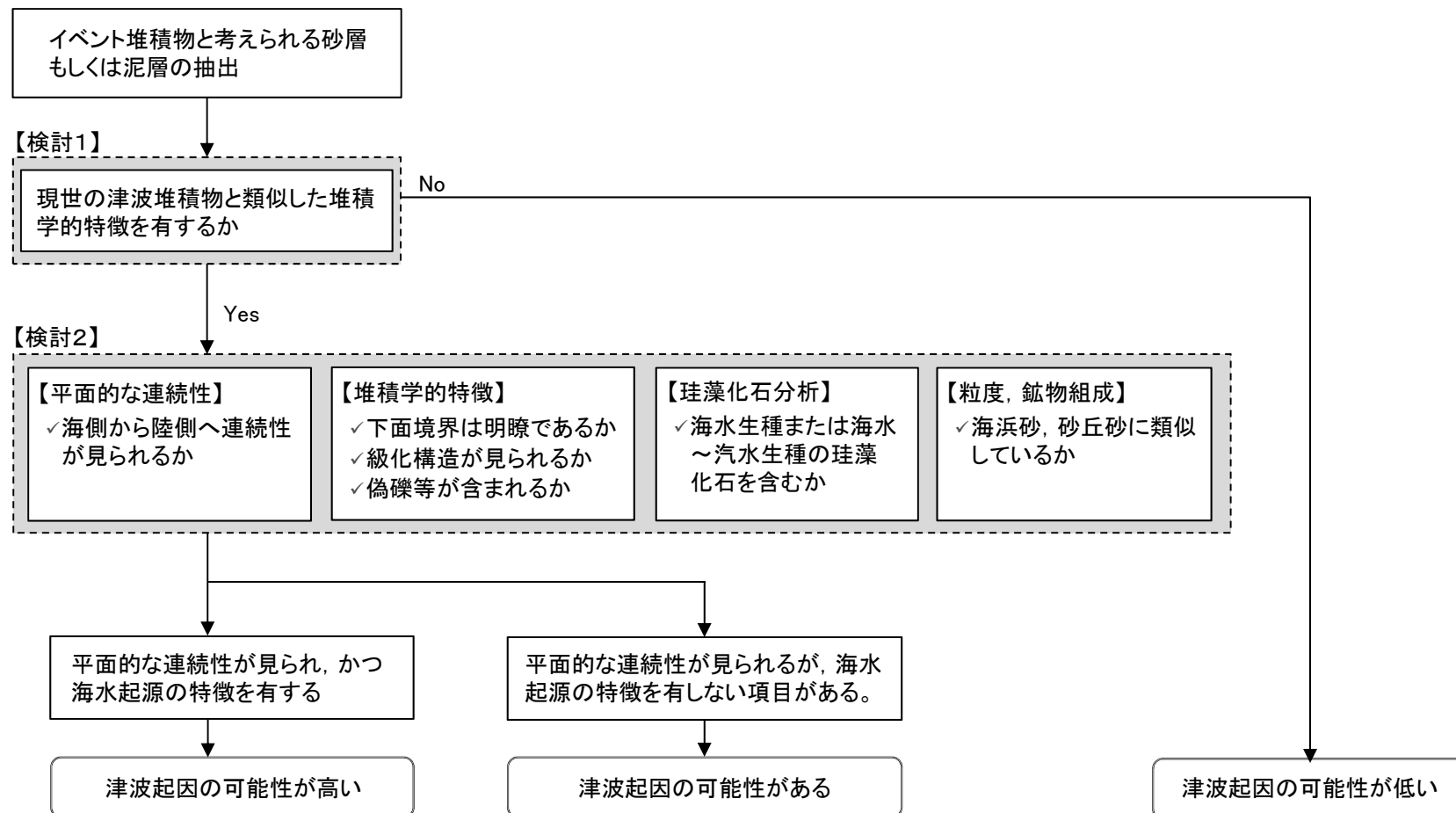
※:ここでいうイベント堆積物は、津波以外にも、高潮、河川の洪水、土石流など環境の急変を示唆する地層であり、静穏な環境で堆積した泥炭層や粘土層中に挟在する主として砂層もしくは泥層とした。

3. 津波堆積物調査

3.2 イベント堆積物の堆積要因の評価: 評価方針

- イベント堆積物の堆積要因(津波, 高潮, 洪水, 土石流等)について, はじめに, 後藤ほか(2017)(詳細は次頁に記載)を参考に, “津波起因の可能性のあるイベント堆積物”, もしくは“津波起因の可能性が低いイベント堆積物”を評価した(評価フロー: 検討1)。
- 次に, “津波起因の可能性のあるイベント堆積物”について, 平面的な連続性, 堆積学的特徴, 堆積環境に係る分析(珪藻化石分析, 粒度分析, 鉱物組成分析)を踏まえ, “津波起因の可能性が高いイベント堆積物”であるかどうかを評価した。なお, 評価にあたっては, 堆積環境に係る分析結果を重視した(評価フロー: 検討2)。

■ 評価フロー



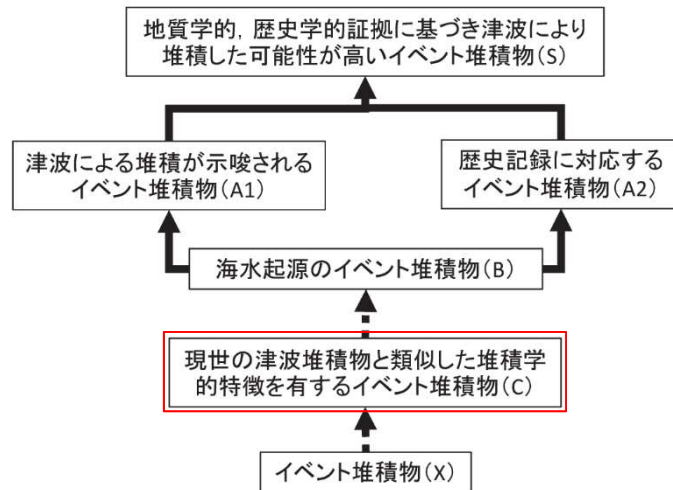
3. 津波堆積物調査

3.2 イベント堆積物の堆積要因の評価: 後藤ほか(2017)

- 後藤ほか(2017)は、これまでの国内における津波堆積物研究を踏まえ、陸上から浅海にかけて堆積した津波堆積物の実用的な認定手順を示している。
- 認定手順のうちイベント堆積物の認定方法に関する内容を以下に示す。

■後藤ほか(2017): イベント堆積物の認定方法

- ✓ 調査は、イベント堆積物を選定する作業をまず行うが、効率よく見出すため、“現世の津波堆積物と類似した堆積学的特徴を有するイベント堆積物”であるかどうかを検討する。
- ✓ 現世の津波堆積物と類似した堆積学的特徴には、例えばイベント堆積物の下部の侵食面、偽礫、上方細粒化構造、貝殻や木片の濃集等の特徴があり、津波堆積物の一般的な特徴と考えられる。ただし、これらの構造は高潮・高波堆積物や洪水堆積物でも観察される場合があり、津波堆積物であることを直接的に示唆するわけではない。
- ✓ 上記のような特徴は強い水流の作用に伴う堆積現象だった可能性や地質学的に短時間で堆積した可能性を示唆することから、津波堆積物の候補として詳細分析を行う対象を狭めることができる。



津波堆積物の認定フロー※1(後藤ほか(2017)に一部加筆)

※1: 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

津波堆積物の認定項目のうち堆積学的特徴に関する内容※2
(後藤ほか(2017)に一部加筆)

大分類	津波堆積物の特徴	No	項目	分類グループ
I	堆積学的特徴(現地観察・剥ぎ取り試料からわかる情報)	1	イベント堆積物下部部に侵食面が認められる。	C
		2	イベント堆積物の下部に偽礫(粘土礫等)が認められる。	C
		3	イベント堆積物の下位層に変形が認められる。	C
		4	イベント堆積物に火災状構造が認められる。	C
		5	当時の海岸線から連続的に追いかけて見た場合、イベント堆積物が陸側に薄層化する。	B
		6	当時の海岸線から連続的に追いかけて見た場合、イベント堆積物が陸側に細粒化する。	B
		7	イベント堆積物の内部または最上部に木・植物片が濃集する。	C
		8	イベント堆積物の内部に貝殻、礫等が濃集する。	C
		9	イベント堆積物に級化・逆級化構造が認められる。	C
		10	イベント堆積物の内部に強い水流下で形成されたことを示す堆積構造が認められる。	C
		11	イベント堆積物の内部に海・陸両方向の流れを示す堆積構造が周期的に認められる(潮汐堆積物との識別ができる)。	B
		12	上下の堆積物や周辺の地形から推定される平常時の堆積環境では形成され得ない堆積構造、包有物等が認められる。	X
		13	当時の海岸線から連続的に追いかけて見た場合、内陸へ向かう流れを示す古流向が認められる(洪水堆積物との識別のため)。	B
		14	イベント堆積物の中に長周期の波の影響下で形成された証拠が認められる(侵食面や薄い泥層(マッドドレープ)で境された複数の層がイベント層内部にある、など)。	C
		15	海域に生息・生育する生物の遺骸が認められないものの、上流側(砂丘や砂浜など)からの物質供給が確認できる。	B

※2: 分類グループは、認定フローのカッコ内に対応

3. 津波堆積物調査

3.3 調査結果のまとめ: 尻屋崎から小田野沢

- 東北電力敷地内のB測線を除く地点において、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。
- なお、イベント堆積物の標高、推定年代及び文献調査の結果を踏まえると、特定の歴史津波と対比することは困難である。

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
	有無	基底標高※1 (T.P.)	推定年代 (年)	層相	海水生種または海水～ 汽水生種の珪藻化石	粒度または 鉱物組成	
尻屋崎	有	約8.1m	A.D.190年頃	△ 下面境界が不明瞭	○	/	●
猿ヶ森 周辺	タテ沼付近 (No.26e)	約7.6m※2	A.D.1650年頃より後	○ 斜交葉理発達, 下面境界が明瞭	×	△ 砂丘砂に類似	▲
	タテ沼付近 (No.27a)	約11.8m	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	/	△ 砂丘砂に類似	▲
	猿ヶ森川 (No.30d)	約11.0m※2	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	○	△ 砂丘砂に類似	●
	材木沢 (No.32a)	約7.6m	A.D.1500年頃	○ 斜交葉理, 平行葉理が存在 下面境界が明瞭	×	△ 砂丘砂に類似	▲
	大川 (No.35b)	約6.8m	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	△ 砂丘砂に類似	▲
小田野沢	有	約4m	A.D.1700年頃	○ 下面境界がやや明瞭～明瞭	○	/	●

(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

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

3. 津波堆積物調査

3.3 調査結果のまとめ:東京電力敷地内から六川目

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
	有無	基底標高※(T.P.)	推定年代(年)	層相	海水生種または海水～汽水生種の珪藻化石	粒度または鉱物組成	
東京電力敷地内	有	約7.4m	A.D.1400年頃	△ 下面境界が不明瞭	△ 汽水～淡水生種	/	▲
東北電力敷地内	A測線	有	約6.1m	○ 下位層の削り込み	/	△ 海浜砂に類似	●
	B測線	人工 改変	/	/	/	/	—
	C測線	有	約8.6m	○ 上方細粒化, 内陸へ薄層化 下面境界が明瞭, 平滑	△ 汽水生種	△ 砂丘砂または段丘砂に類似	▲
	D測線	有	約8.4m	○ 上方細粒化, 内陸へ薄層化 下面境界が明瞭, 平滑	○	/	▲
尾駈老部川	有	約1.9m	B.C.2000年頃	△ 下面境界で層相が漸移	○	/	●
尾駈発茶沢	有	約6.2m	B.C.2950年頃	○ 下面境界が明瞭	/	/	●
平沼	有	約1.6m	A.D.550年頃	○ 下面境界がやや明瞭	○	/	●
六川目	有	約2.5m	B.C.4700年頃以前	○ 下面境界がやや明瞭	/	/	●

(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

※: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. 津波堆積物調査

3. 4 各地点の調査結果※

※:猿ヶ森周辺における調査結果の詳細は,本資料に記載。

- 3. 4. 1 尻屋崎
- 3. 4. 2 小田野沢
- 3. 4. 3 東京電力敷地内
- 3. 4. 4 東北電力敷地内
- 3. 4. 5 尾駁老部川
- 3. 4. 6 尾駁発茶沢
- 3. 4. 7 平沼
- 3. 4. 8 六川目

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

3.4.1 尻屋崎: 地点選定理由及び調査内容

■ 地点選定理由

- ・ 砂丘により閉塞された谷底低地が存在しており、泥炭層や腐植質泥炭層が分布することが期待され、津波堆積物が残存する可能性がある。

■ 調査内容

- ・ 地質調査: ボーリング調査(パーカッション式, 孔径86mm)

	ボーリングNo.	室内試験
既往調査	Sr-1, 2, 3	放射性炭素年代
追加調査※	Sr-4, 5, 6	放射性炭素年代, 火山灰分析, 珪藻化石分析

※: 追加調査理由

- ✓ 既往調査では、ボーリング調査(3孔)により、評価に適するイベント堆積物は認められなかったと評価。
- ✓ 今回、既調査地点より海側におけるイベント堆積物の有無を確認するため、追加のボーリング調査を実施した。



調査位置図



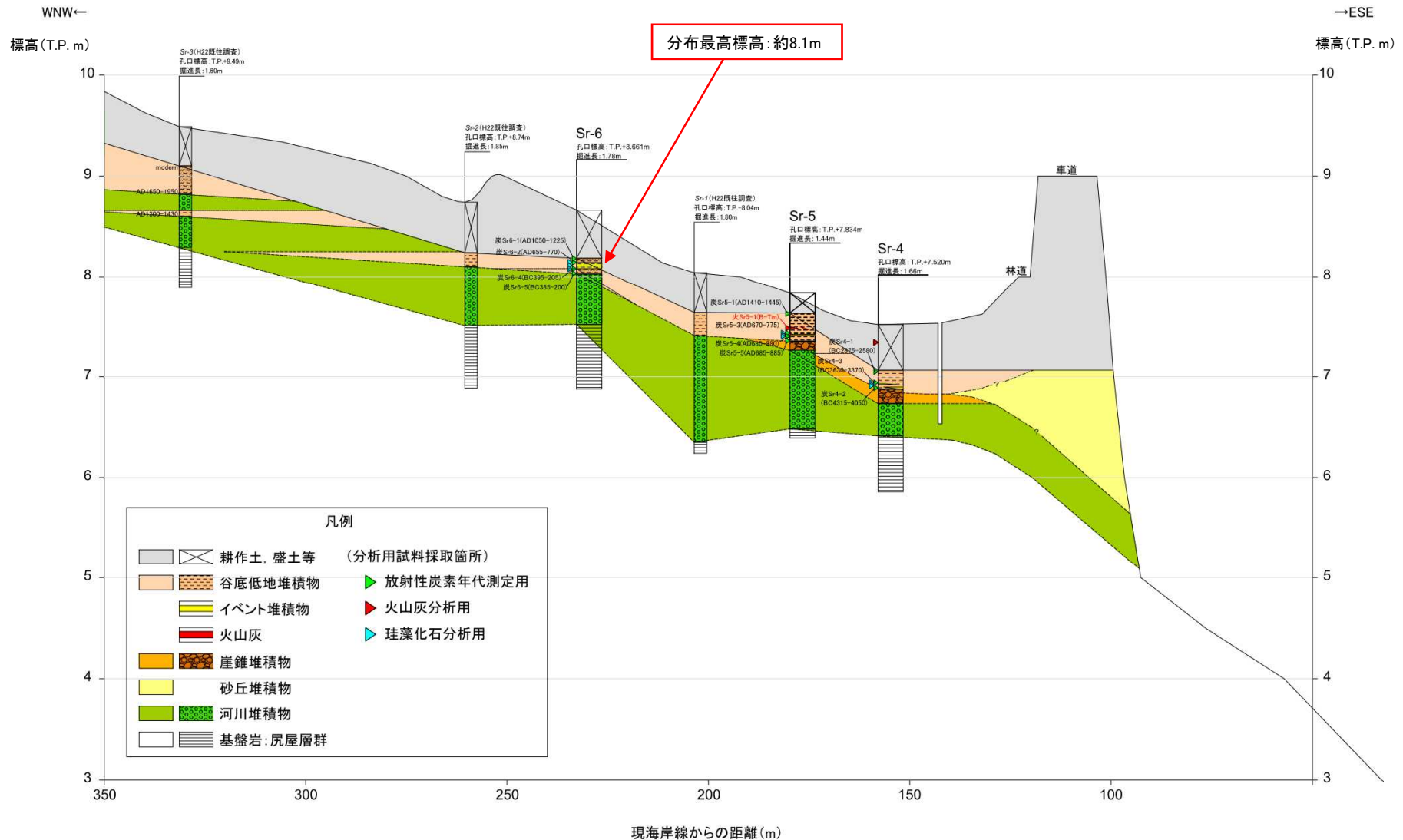
この地図は、国土地理院長の承認を得て、数値地図200000(地図画像)を複製したものである。(承認番号平26情複, 第5号)

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

3.4.1 尻屋崎: イベント堆積物に関する評価

【評価】津波起因の可能性が高く、その分布最高標高を約8.1m(Sr-6孔)と評価する。

- 堆積年代が一部重なり、同層準の可能性のある堆積物は、Sr-5孔及びSr-6孔で確認される。
- 層相、海水生種または海水～汽水生種の珪藻化石の有無、イベント堆積物の連続性から総合的に判断した。次頁以降に、各調査結果の詳細を示す。



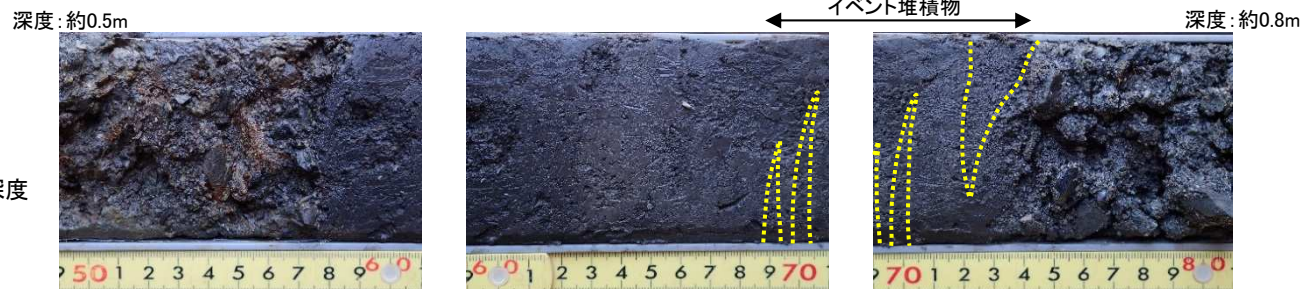
3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

3.4.1 尻屋崎: イベント堆積物に関する評価(層相)

- 各孔において確認したイベント堆積物の下位層との境界については、Sr-4孔とSr-6孔は不明瞭であり、Sr-5孔については、やや不明瞭であることから、流水の影響を受けた可能性は低いと考えられる。

■ Sr-4孔(掘削深度:0.00~1.66m) イベント堆積物

- ✓ 細粒砂
- ✓ 深度:0.69~0.74m(0.59~0.64m)
- ※:()内は、コア採取時の圧縮を補正した掘削深度



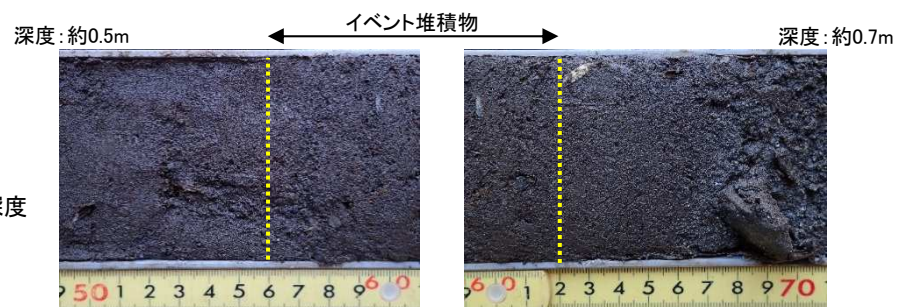
■ Sr-5孔(掘削深度:0.00~1.44m) イベント堆積物

- ✓ 細礫, 炭化物片混じり中粒砂
- ✓ 深度:0.41~0.42m



■ Sr-6孔(掘削深度:0.00~1.78m) イベント堆積物

- ✓ 中粒砂~細礫を含む砂質シルト
- ✓ 深度:0.56~0.62m(0.52~0.58m)
- ※:()内は、コア採取時の圧縮を補正した掘削深度



3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

3.4.1 尻屋崎: イベント堆積物に関する評価(珪藻化石分析)

- Sr-4孔で確認したイベント堆積物は、海水生種、並びに海水～汽水生種の珪藻化石を含まない。
- Sr-5孔, Sr-6孔で確認したイベント堆積物は、海水生種、並びに海水～汽水生種の珪藻化石を含む。

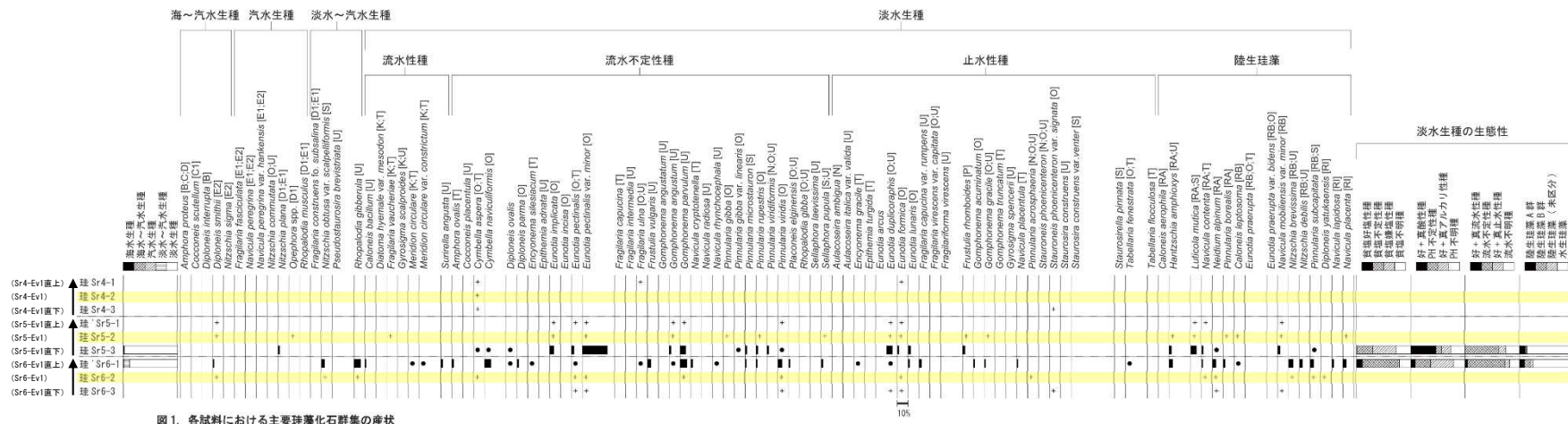


図1. 各試料における主要珪藻化石群集の座状

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類を示す。

環境指標種
A: 外洋指標種 B: 内湾指標種 C1: 海洋藻場指標種 C2: 汽水藻場指標種 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: 最下流性河川指標種群 M: 湖沼浮遊性種 N: 湖沼沼沢湿地指標種 O: 沼沢湿地付着生種 P: 高層沼原指標種群 Q: 陸域指標種群 (以上は安藤, 1990) S: 好汚濁性種 T: 好清水性種 U: 広適応性種 (以上はAsai & Watanabe, 1995) R1: 陸生珪藻 (RA: A群, RB: B群, 伊藤・堀内, 1991)

イベント堆積物

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

3.4.1 尻屋崎:コア写真①

【Sr-1(孔口標高:T.P.+8.04m)】



【Sr-2(孔口標高:T.P.+8.74m)】



【Sr-3(孔口標高:T.P.+9.49m)】



3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

3.4.1 尻屋崎:コア写真②

【Sr-4(孔口標高:T.P.+7.52m)】

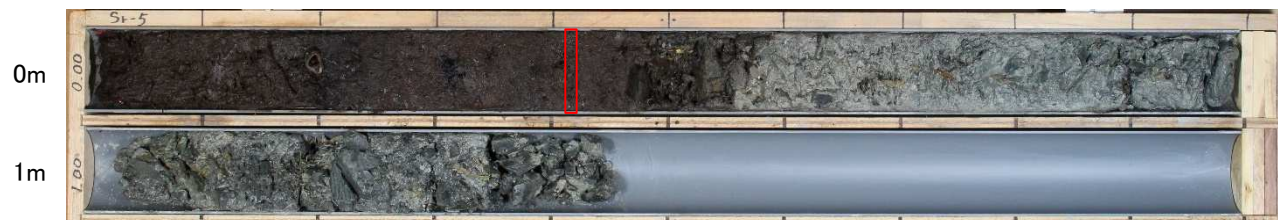


イベント堆積物

0.69~0.74m(0.59~0.64m): 細粒砂

※:()内は、コア採取時の圧縮を補正した掘削深度

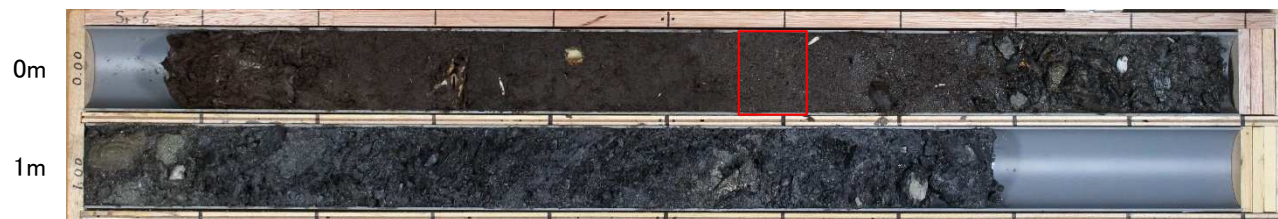
【Sr-5(孔口標高:T.P.+7.83m)】



イベント堆積物

0.41~0.42m: 細礫、炭化物片混じり中粒砂

【Sr-6(孔口標高:T.P.+8.66m)】



イベント堆積物

0.56~0.62m(0.52~0.58m): 中粒砂~細礫
を含む砂質シルト

※:()内は、コア採取時の圧縮を補正した掘削深度

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

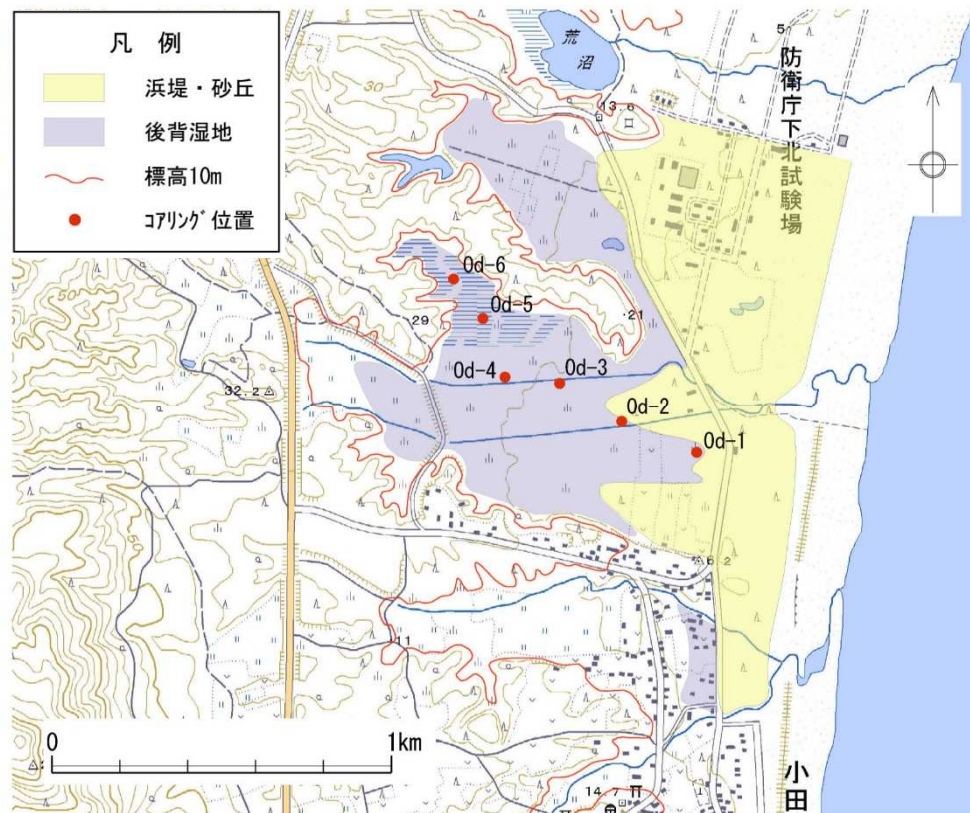
3.4.2 小田野沢: 地点選定理由及び調査内容

■ 地点選定理由

- ・ 浜堤・砂丘の背後に後背湿地が存在しており、泥炭層や腐植質泥炭層が分布することが期待され、津波堆積物が残存する可能性がある。

■ 調査内容

- ・ 地質調査: ボーリング調査(パーカッション式, 孔径86mm)
- ・ 室内試験: 火山灰分析, 放射性炭素年代測定, 珪藻化石分析



小田野沢地点の調査位置図

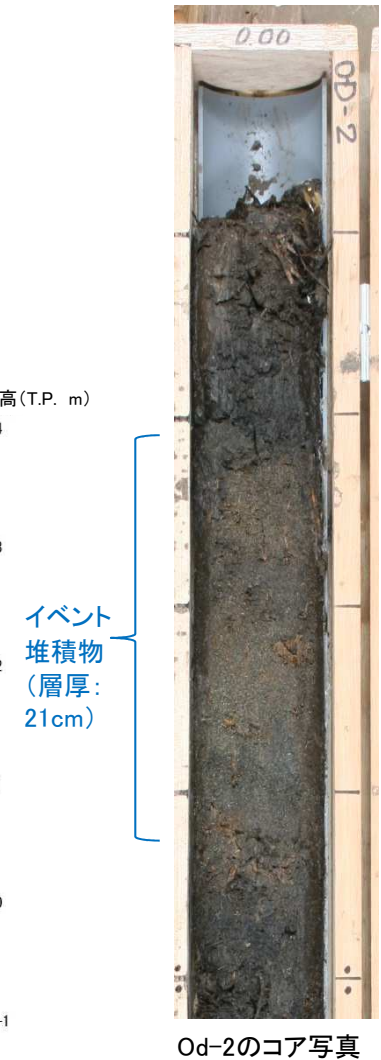
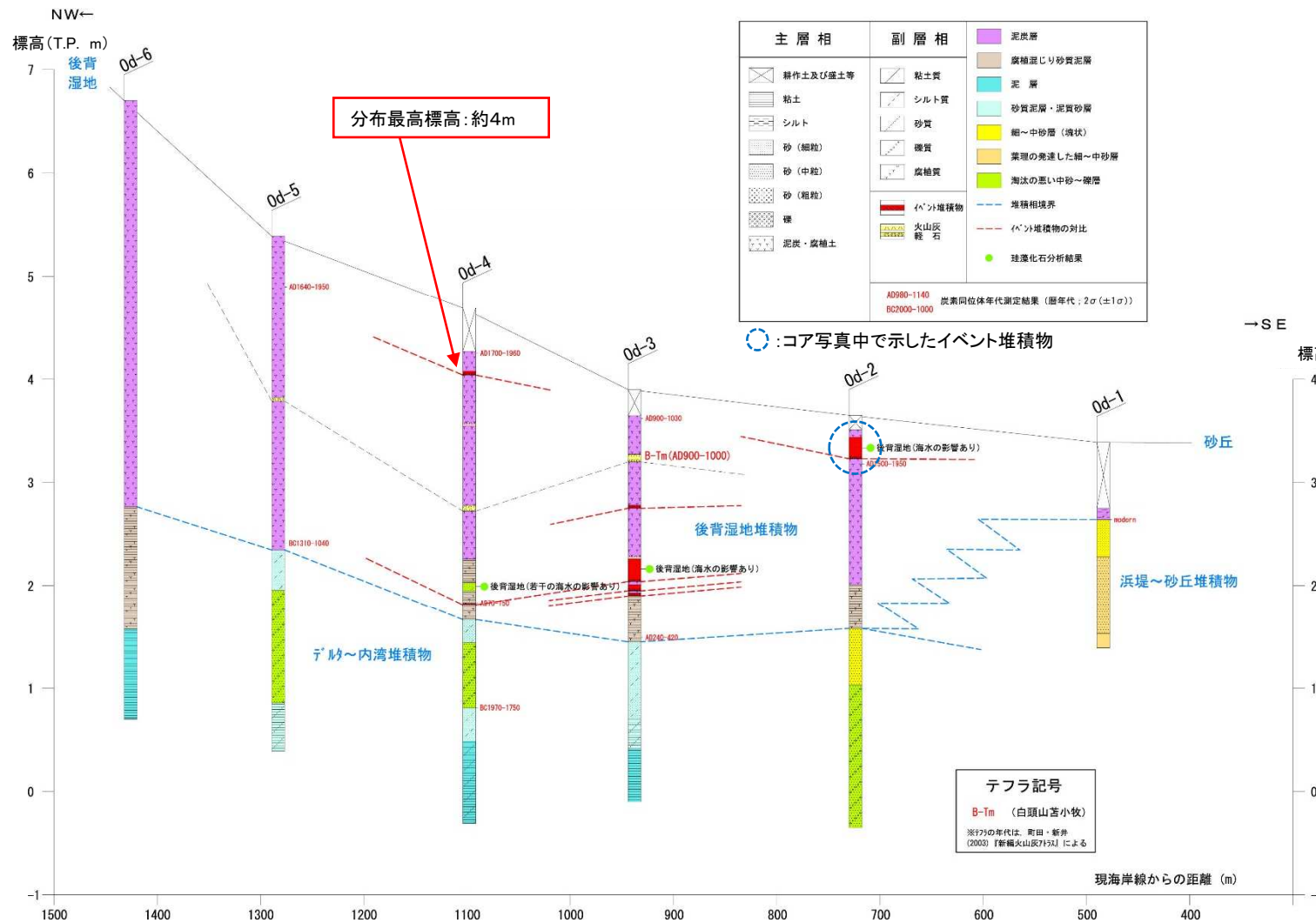


3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

3.4.2 小田野沢: イベント堆積物に関する評価

【評価】津波起因の可能性が高く、その分布最高標高を約4m(Od-4孔)と評価する。

- 同層準の堆積物はOd-2孔及びOd-4孔で確認される。
- 層相は下面境界がやや明瞭～明瞭であり、碎屑物が流水により比較的短期間に、あるいは下位層を侵食しながら運搬され堆積したものと考えられる。
- また、珪藻化石分析を実施したOd-2孔のイベント堆積物は、海水～汽水生種の珪藻化石を含む。



3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

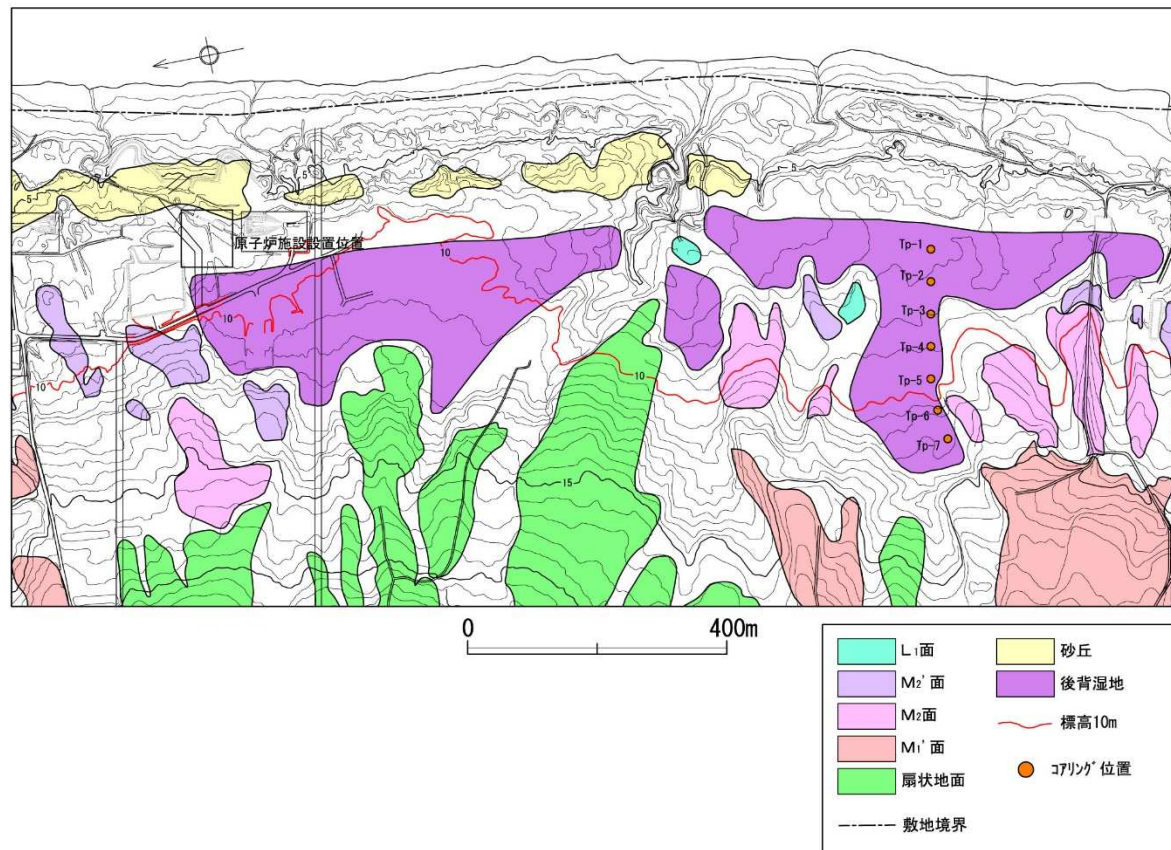
3.4.3 東京電力敷地内: 地点選定理由及び調査内容

■ 地点選定理由

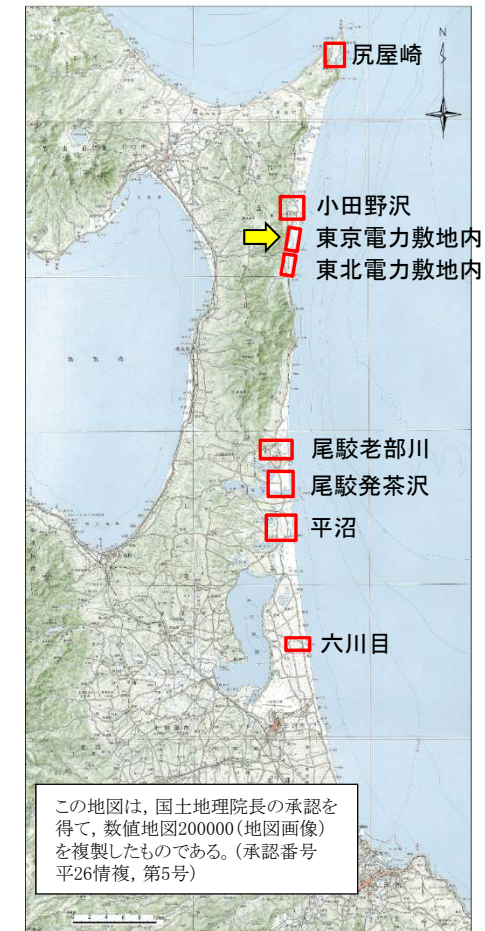
- ・ 砂丘の背後に後背湿地が存在しており、泥炭層や腐植質泥炭層が分布することが期待され、津波堆積物が残存する可能性がある。

■ 調査内容

- ・ 地質調査: ボーリング調査(パーカッション式, 孔径86mm)
- ・ 室内試験: 火山灰分析, 放射性炭素年代測定, 珪藻化石分析



東京電力敷地内地点の調査位置図

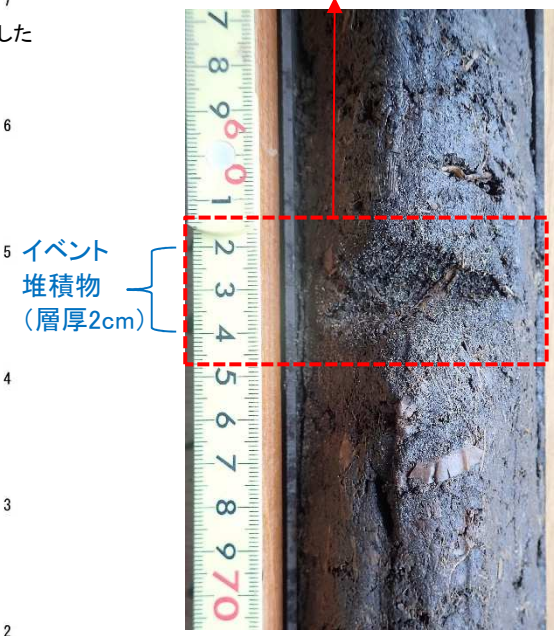
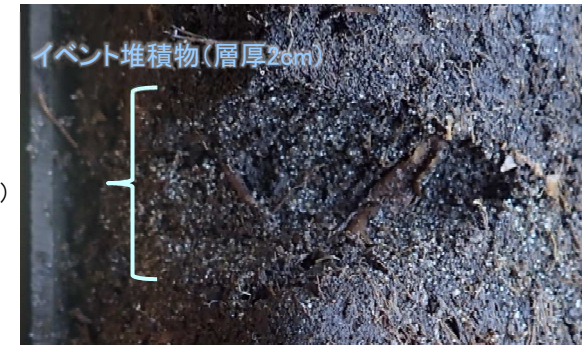
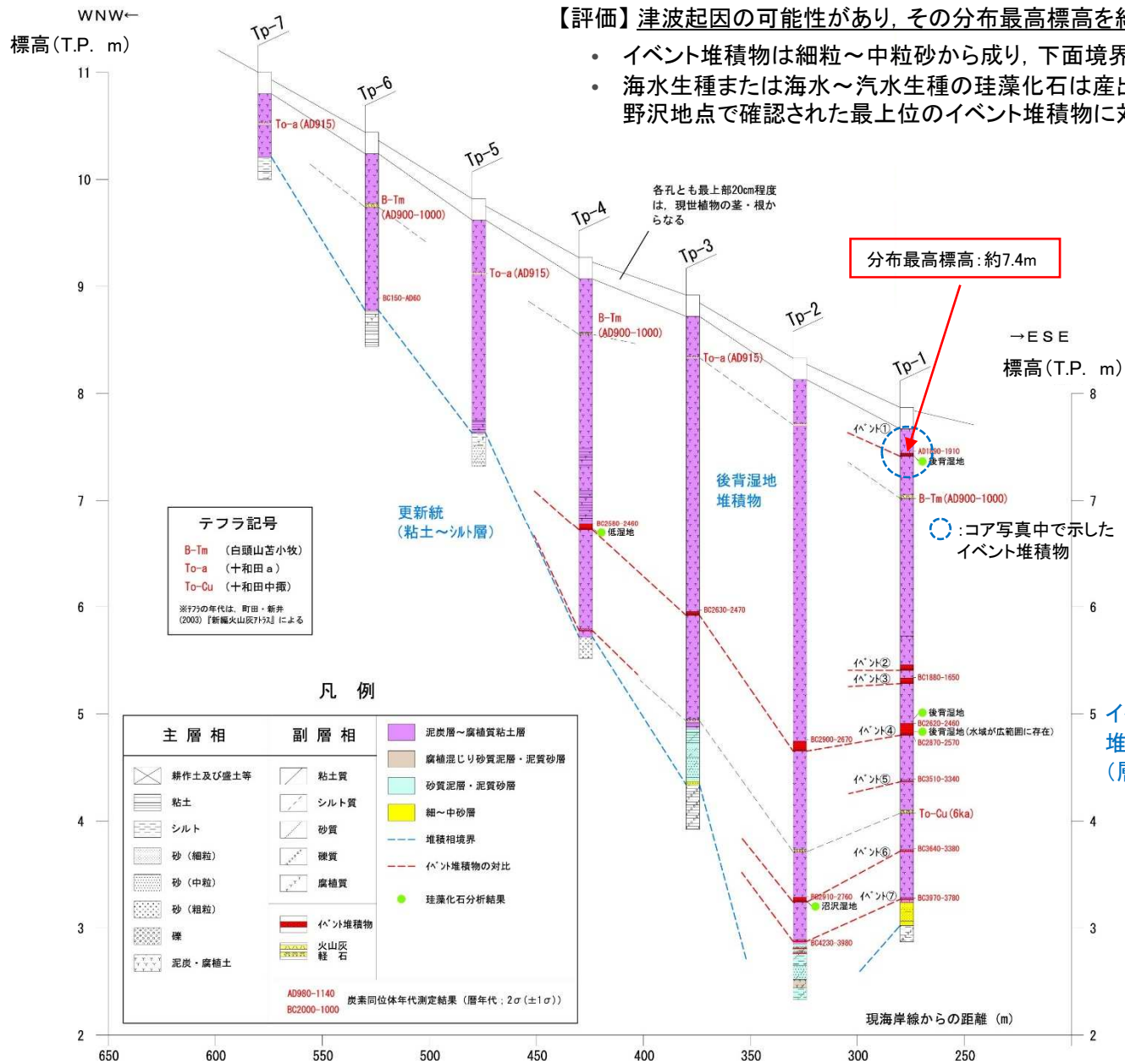


3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

3.4.3 東京電力敷地内: イベント堆積物に関する評価

【評価】津波起因の可能性があり、その分布最高標高を約7.4m(Tp-1孔)と評価する。

- ・ イベント堆積物は細粒～中粒砂から成り、下面境界は不明瞭である。
- ・ 海水生種または海水～汽水生種の珪藻化石は産出されない。ただし、年代分析の結果から、小田野沢地点で確認された最上位のイベント堆積物に対比される可能性がある。



Tp-1のコア写真

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内

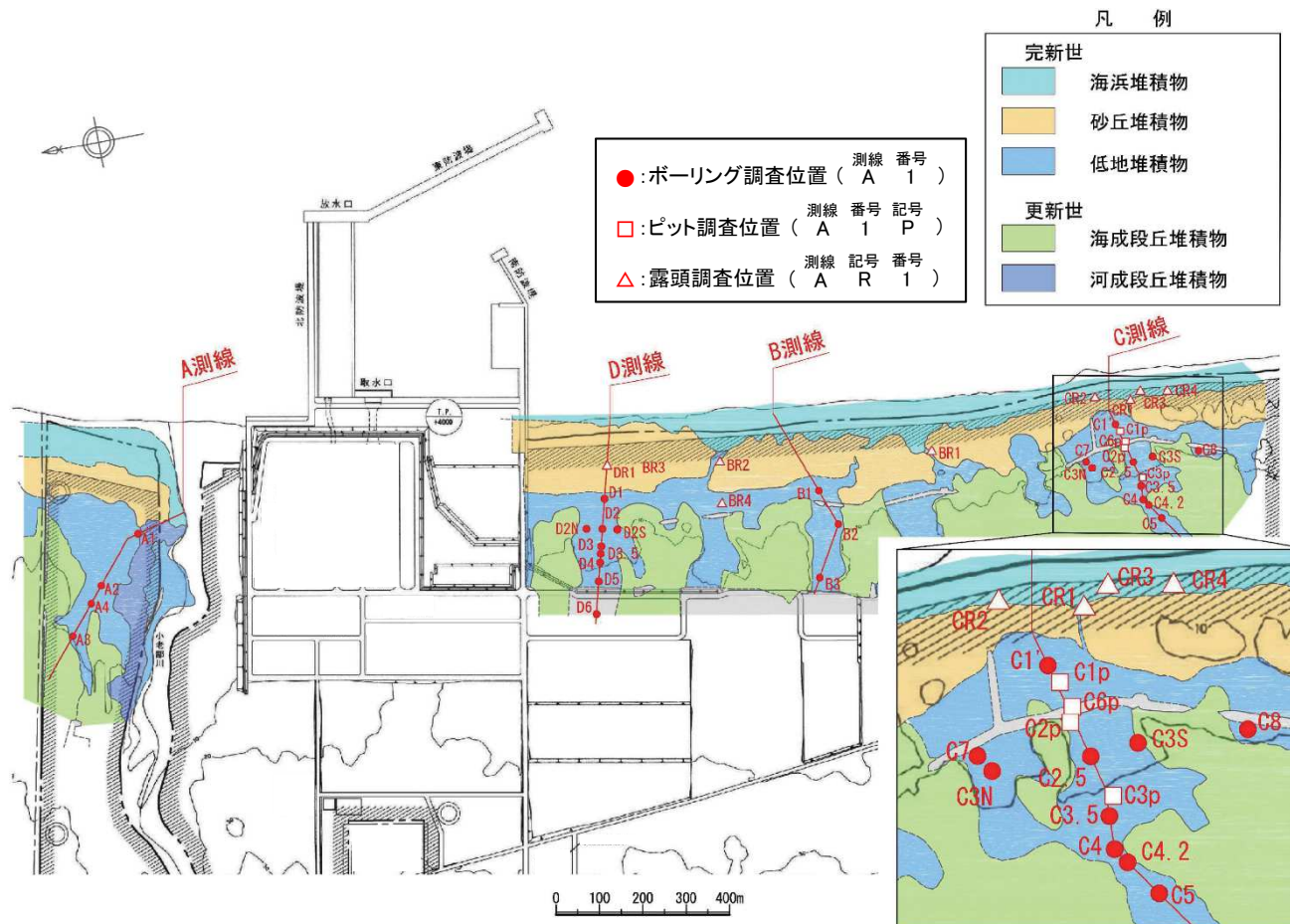
3.4.4(1) 地点選定理由及び調査内容

■ 地点選定理由

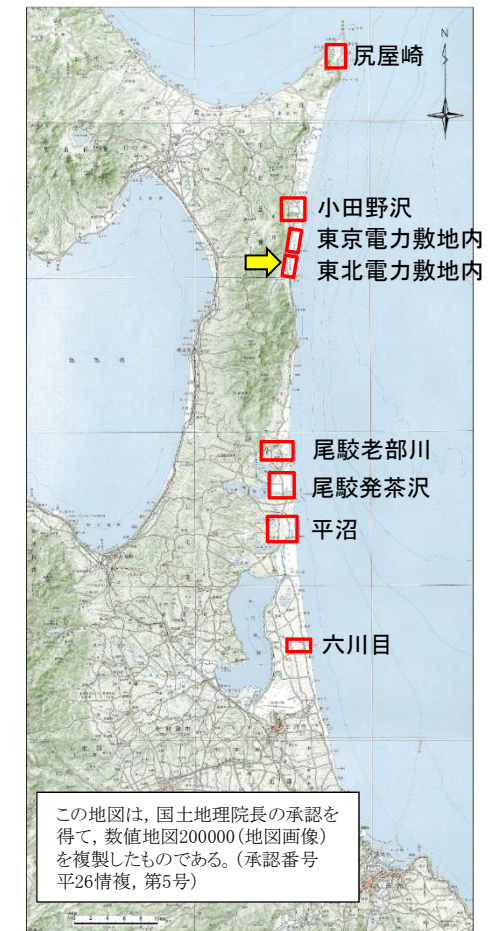
- ・ 砂丘の背後に後背湿地(低地堆積物)が存在しており、泥炭層や腐植質泥炭層が分布することが期待され、津波堆積物が残存する可能性がある。

■ 調査内容

- ・ 地質調査:ボーリング調査(パーカッション式(孔径86mm), ハンドコアラー), ピット掘削調査(幅:2m, 長さ:2m, 深さ:1.3~2.7m), 露頭調査
- ・ 室内試験:火山灰分析, 放射性炭素年代測定, 珪藻化石分析, 砂の粒度組成分析, 鉱物組成分析



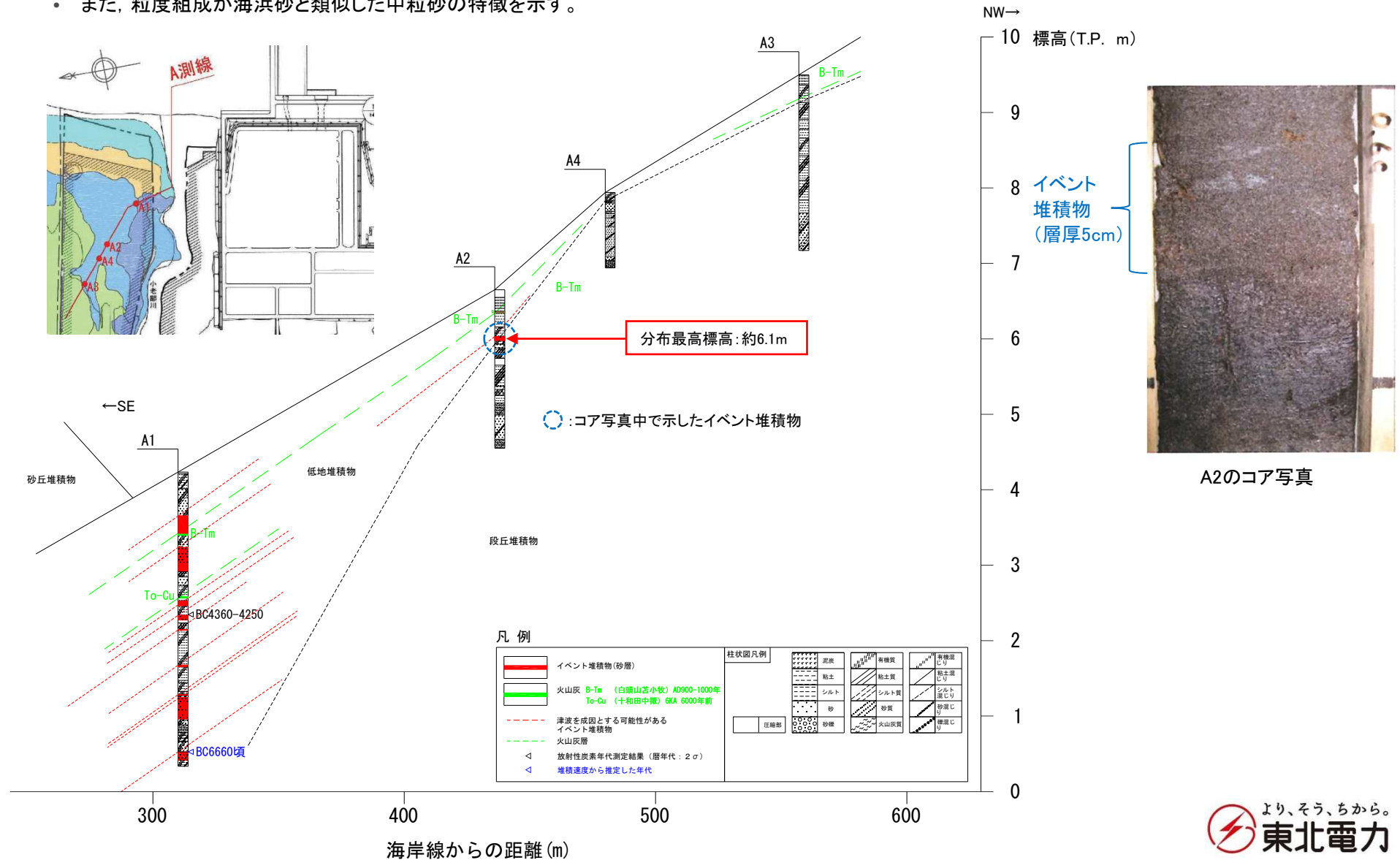
東北電力敷地内地点の調査位置図



3.4.4(2) A測線: イベント堆積物に関する評価

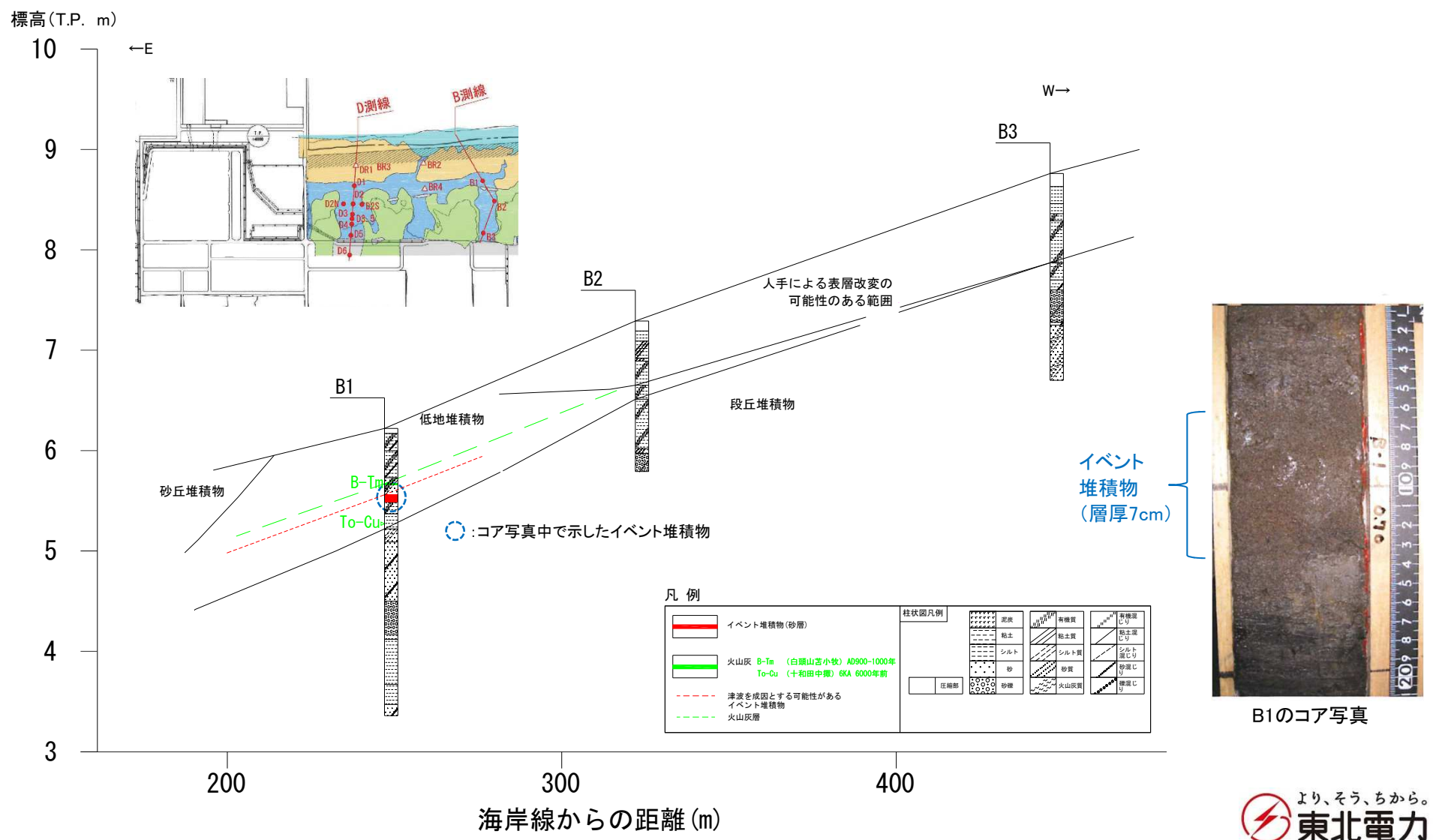
【評価】津波起因の可能性が高く、その分布最高標高を約6.1m(A2孔)と評価する。

- 同層準の堆積物はA1孔及びA2孔で確認される。
- 層相は、下面境界が明瞭であり、碎屑物が流水により短期間に、あるいは下位層を侵食しながら運搬され堆積したものと考えられる。
- また、粒度組成が海浜砂と類似した中粒砂の特徴を示す。



3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内
3.4.4(3) B測線: イベント堆積物に関する評価

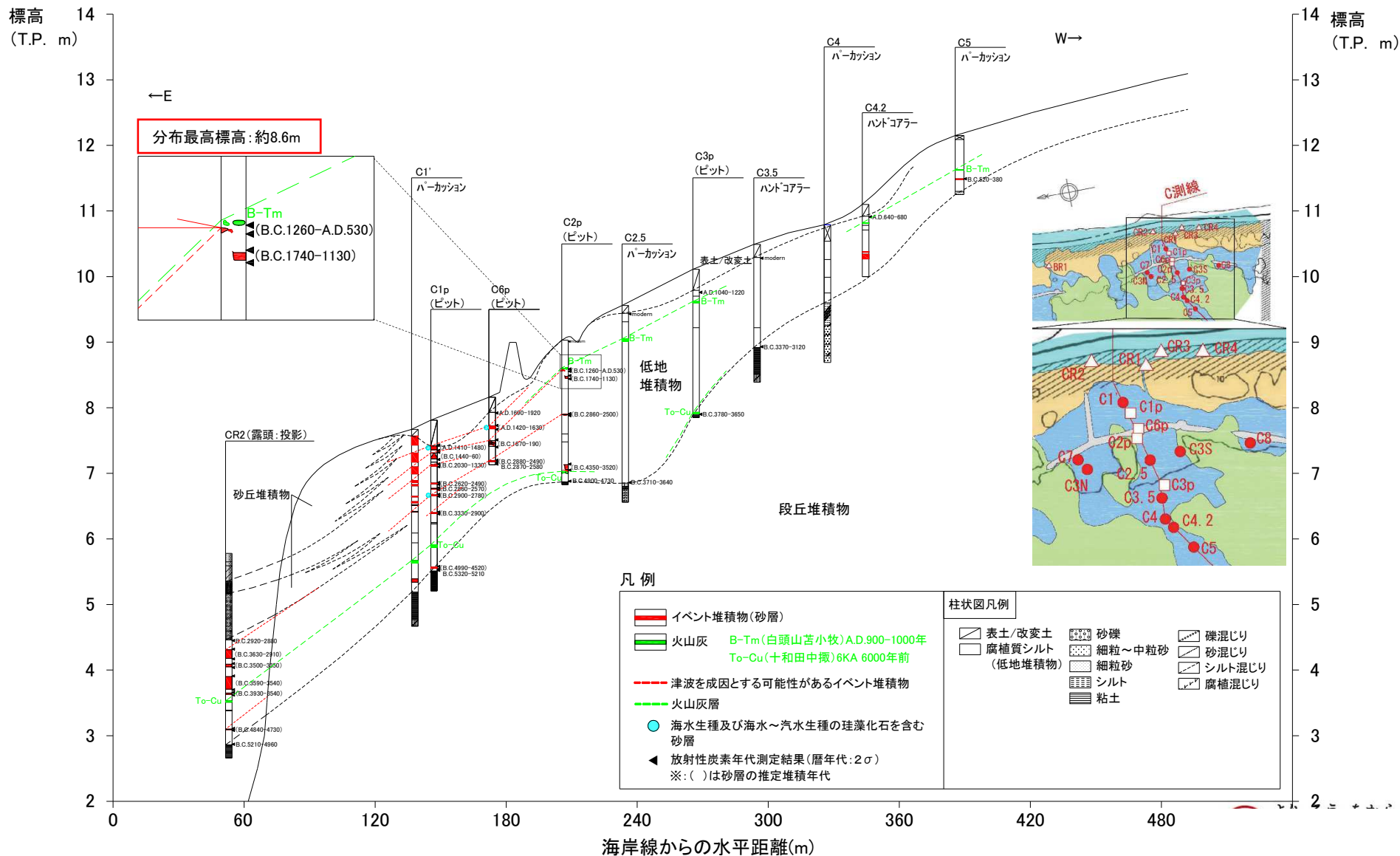
【評価】B1孔に下面境界を削り込む堆積物が認められるが、その分布標高は人工改変に伴う乱れにより評価できない。



3.4.4(4) C測線: イベント堆積物に関する評価(まとめ)①

【評価】津波起因の可能性があり、その分布最高標高を約8.6m(C2p(ピット))と評価する。

- 同層準の堆積物はC1' 孔, C1p(ピット)及びC6p(ピット)で確認される。
- 層相, 海水生種または海水～汽水生種の珪藻化石の有無, 粒度組成, 鉱物組成の特徴及び敷地内における同堆積年代の砂層の平面的な分布から総合的に判断した。次頁以降に, 各調査結果の詳細, 並びにC4.2孔, C5孔で確認されたイベント堆積物に係る評価内容を示す。

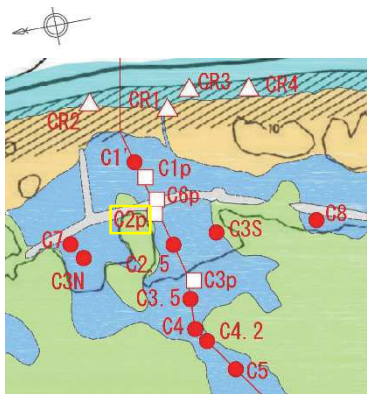


3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内
 3.4.4(4) C測線: イベント堆積物に関する評価(まとめ)②

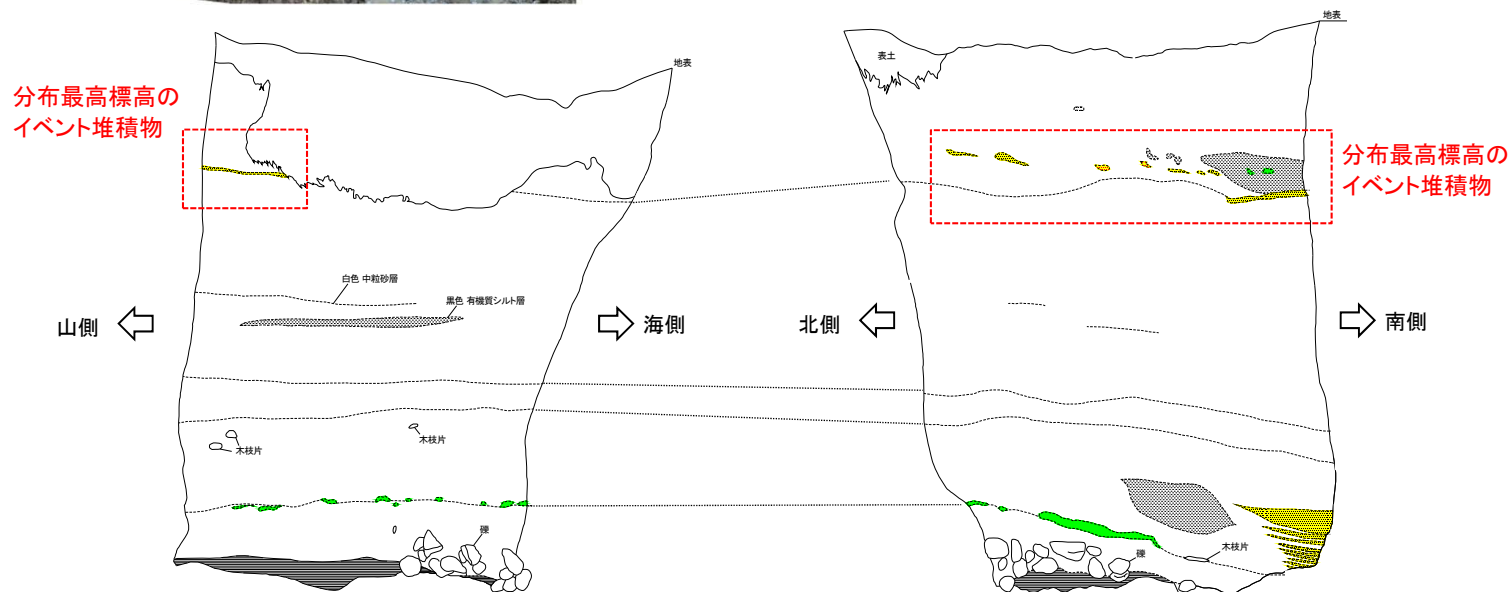
■C2p(ピット掘削)

C2p(ピット掘削)(北面)

C2p(ピット掘削)(東面)

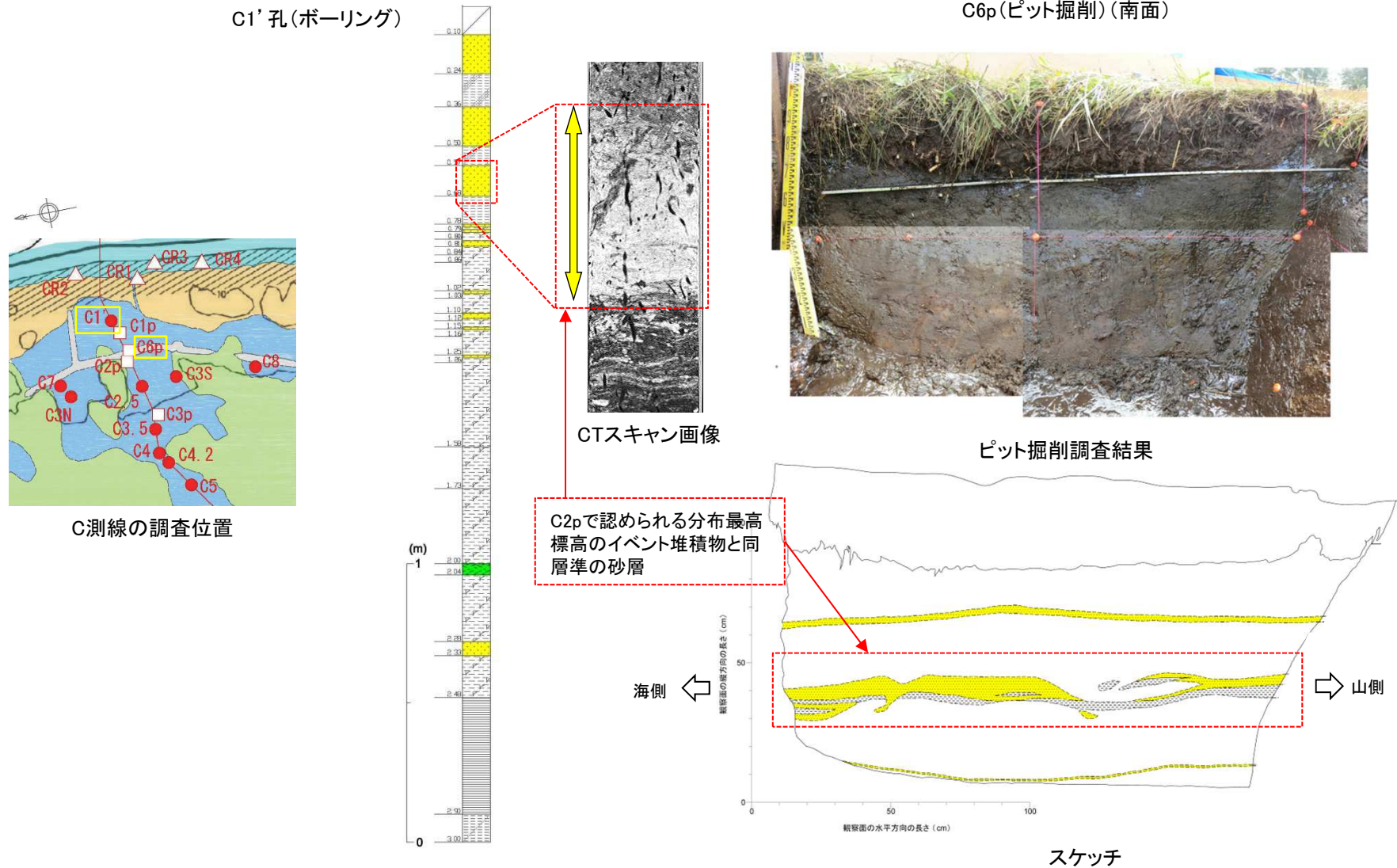


C測線の調査位置



3.4.4(4) C測線: イベント堆積物に関する評価(層相)

- C1' 孔(ボーリング)で確認される最上位のイベント堆積物と同層準の砂層は、下面境界が明瞭であり、碎屑物が流水により短期間に、あるいは下位層を侵食しながら運搬され堆積したものと考えられる。
- なお、C6p(ピット掘削)で確認される最上位のイベント堆積物と同層準の砂層は、下位層と指交し、レンズ状または舌状に尖滅する。

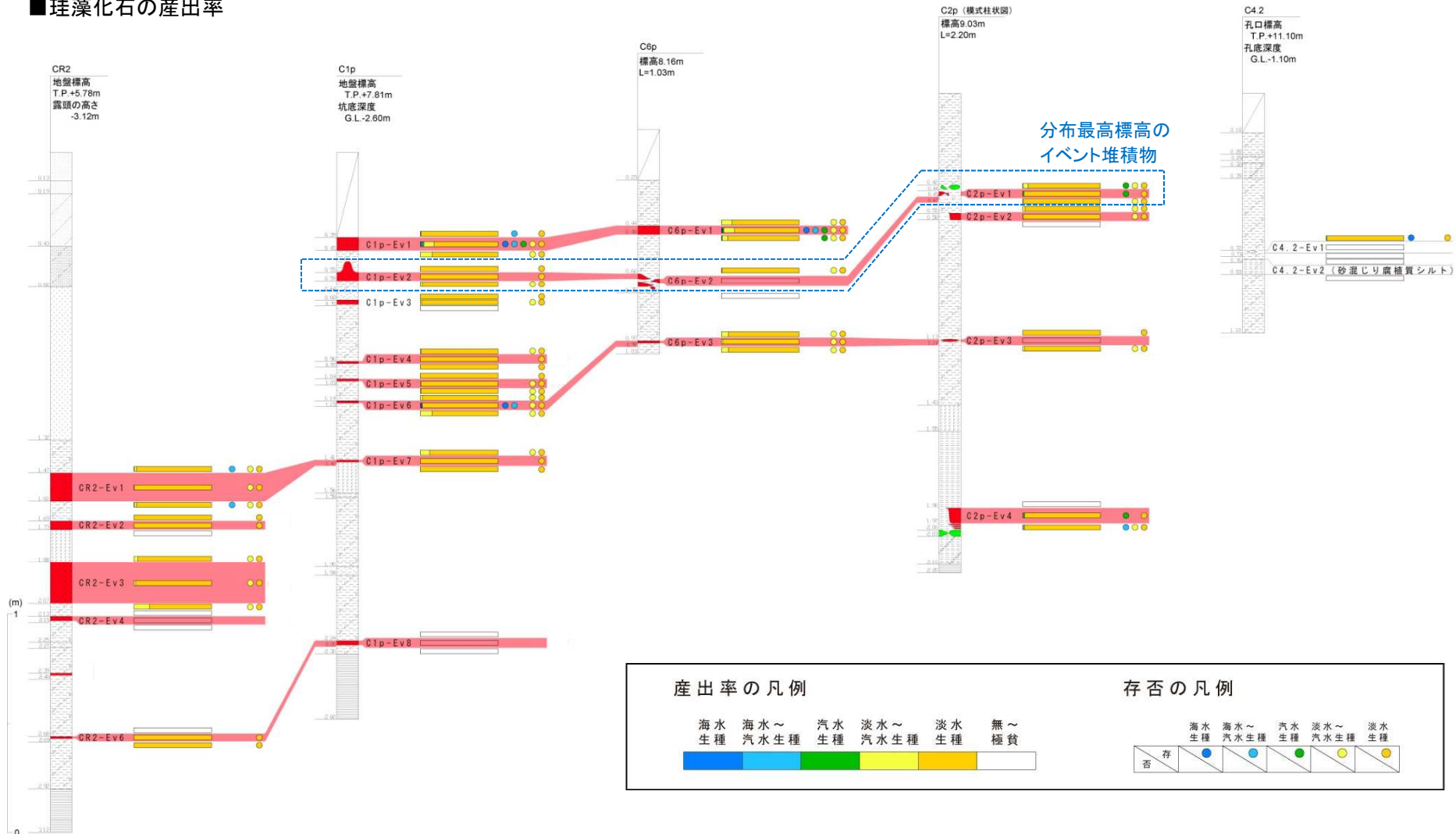


3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内

3.4.4(4) C測線: イベント堆積物に関する評価(層相)

- C1p, C6p, C2pのピット掘削面を対象に珪藻化石分析を実施した。分析は、イベント堆積物の堆積前後における環境変化の有無についても確認することを目的に、イベント堆積物(砂層)及びその直下と直上の低地堆積物を構成する腐植質シルトも対象とした。
- 分析の結果、淡水生種の珪藻化石を主とし、海水生種及び海水～汽水生種の珪藻化石は含まない。

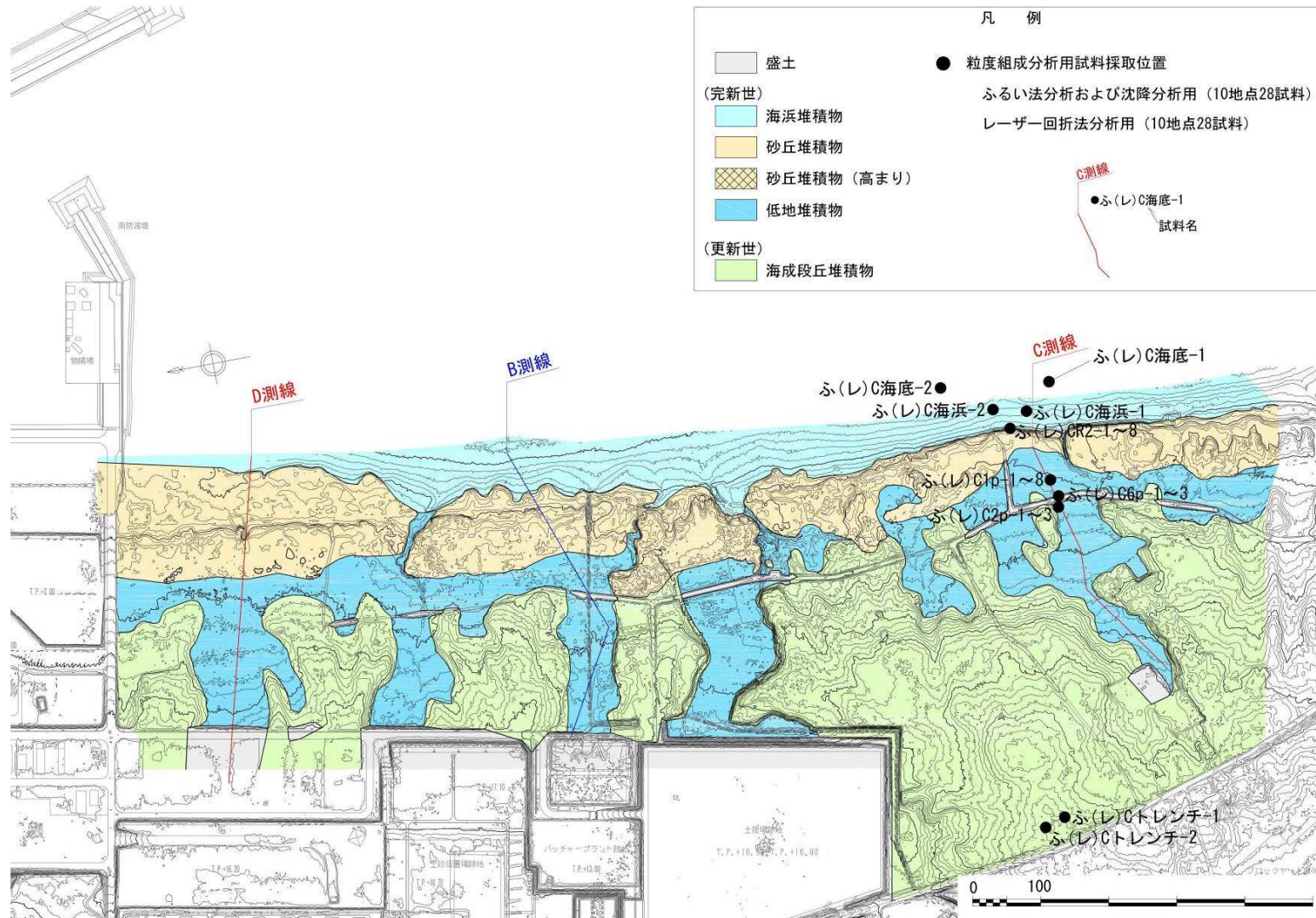
■ 珪藻化石の産出率



3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内

3.4.4(4) C測線: イベント堆積物に関する評価(砂の粒度分析)①

- ・ イベント堆積物の堆積要因を検討するため、砂の粒度組成を分析した。
- ・ なお、指標用として、海底堆積物、海浜堆積物、砂丘堆積物及び段丘堆積物から試料を採取し分析した。

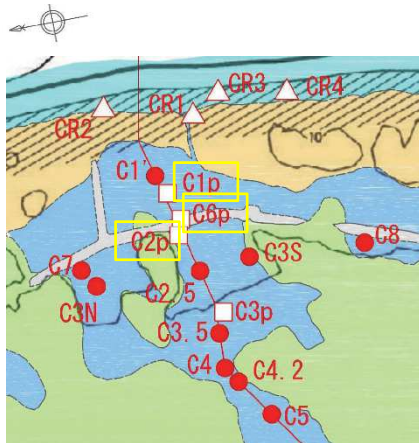


指標分析用試料採取位置

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内

3.4.4(4) C測線: イベント堆積物に関する評価(砂の粒度分析)②

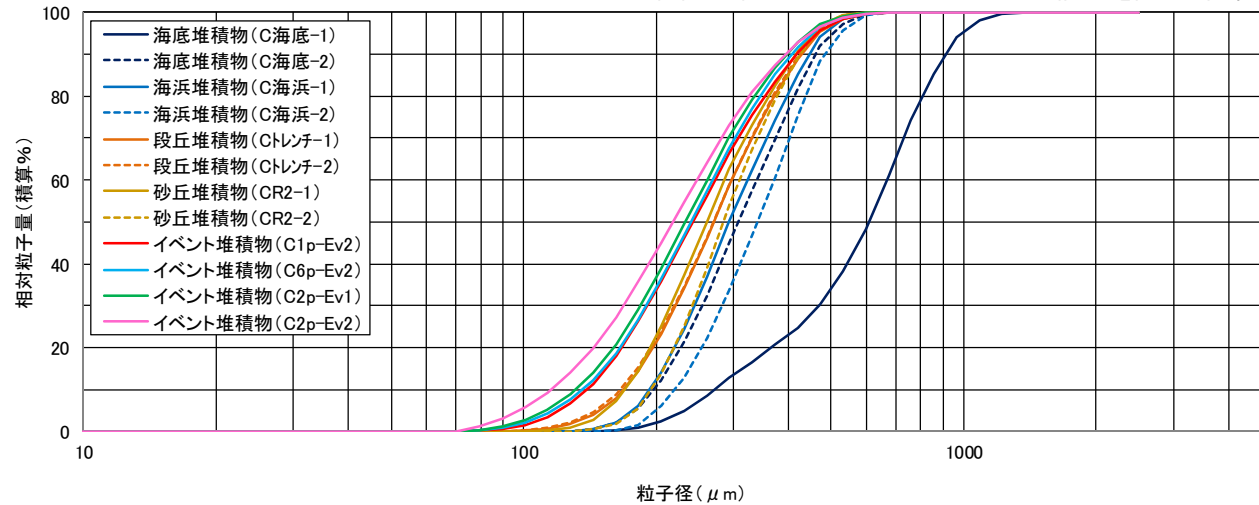
- 海浜堆積物, 砂丘堆積物及び段丘堆積物に類似しているが, イベント堆積物の堆積要因を評価するのは困難であった。



C測線の調査位置

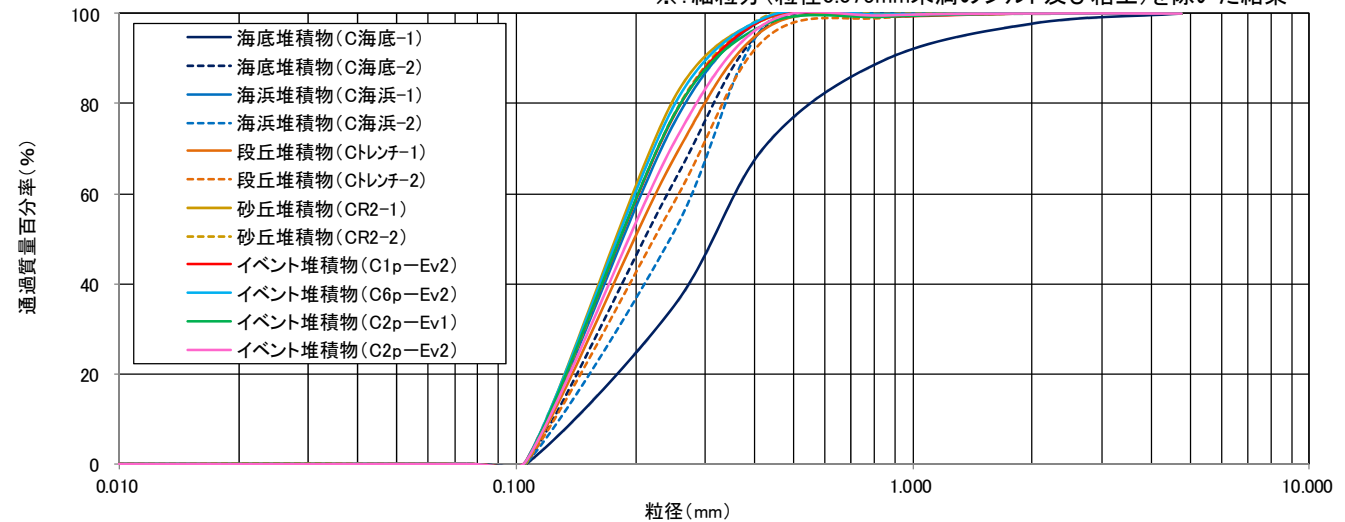
レーザー回折法による粒度組成分析※

※: 細粒分(粒径0.075mm未満のシルト及び粘土)を除いた結果



ふるい法及び沈降分析法粒度組成分析※

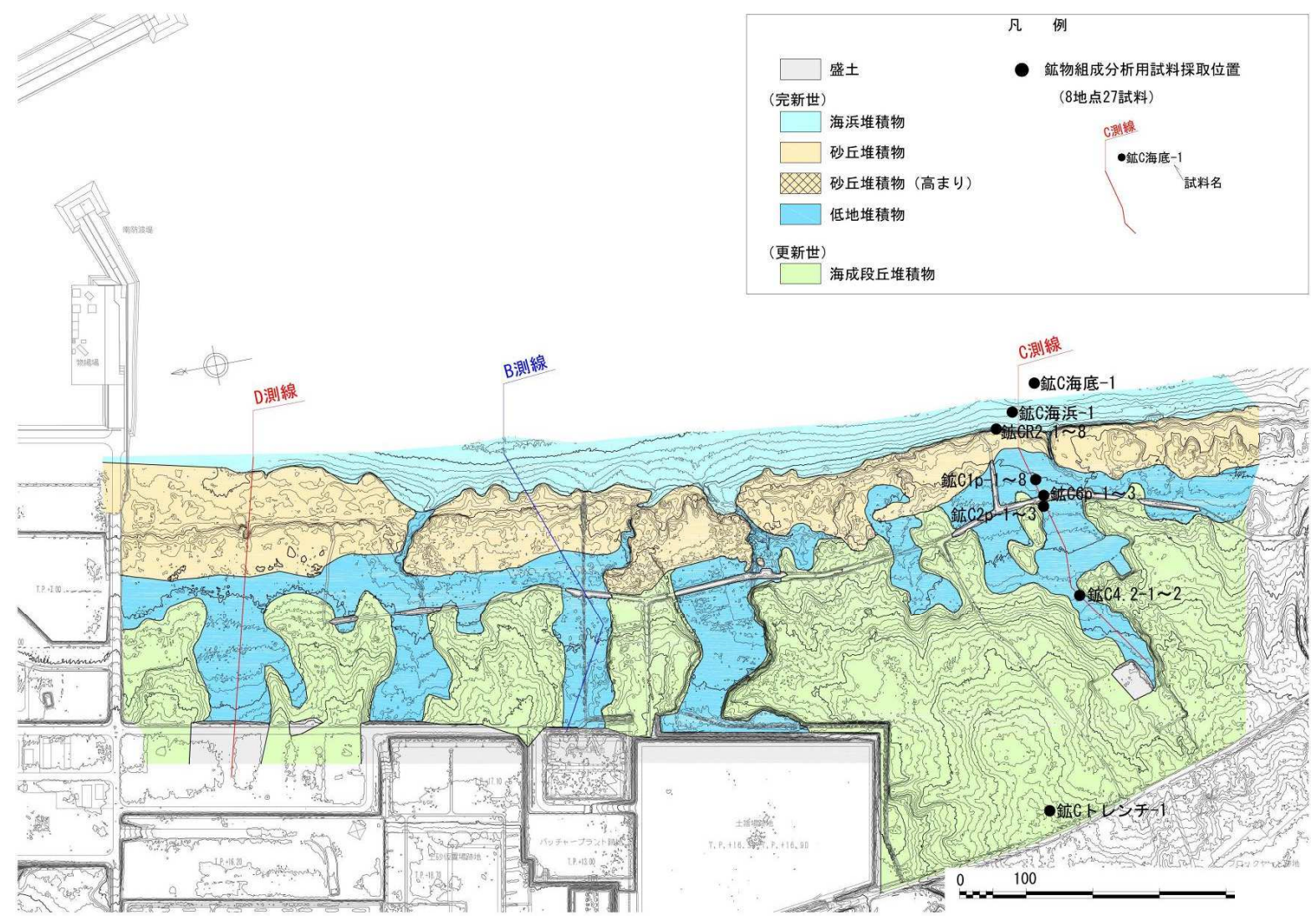
※: 細粒分(粒径0.075mm未満のシルト及び粘土)を除いた結果



3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内

3.4.4(4) C測線: イベント堆積物に関する評価(鉍物組成分析)①

- イベント堆積物の堆積要因を検討するため、鉍物組成を分析した。
- なお、指標用として、海底堆積物、海浜堆積物、砂丘堆積物及び段丘堆積物から試料を採取し分析した。



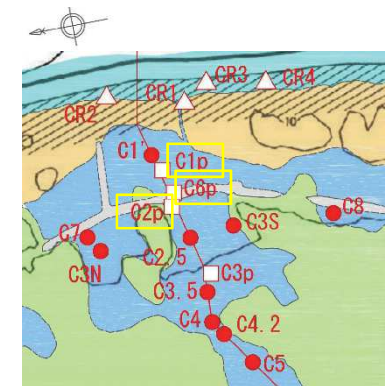
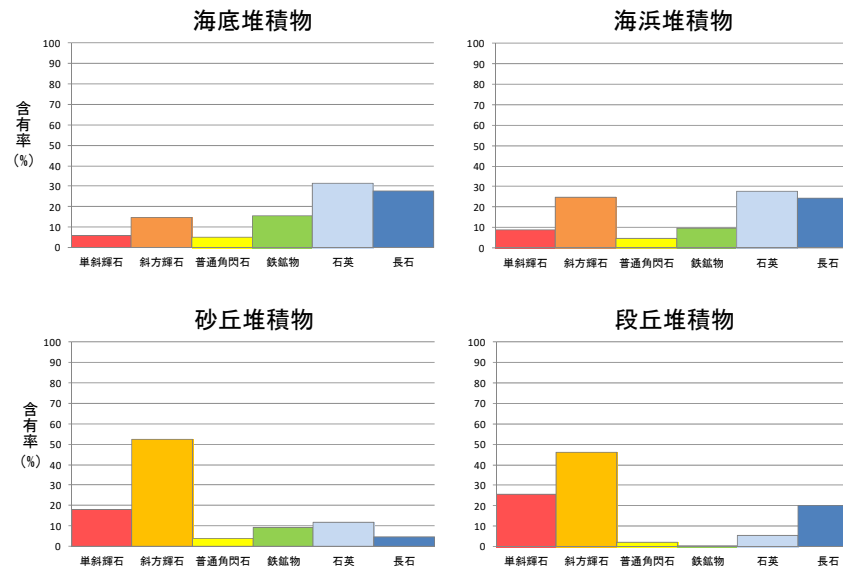
指標分析用試料採取位置

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内 3.4.4(4) C測線: イベント堆積物に関する評価(鉱物組成分析)②

- 分析の結果, 段丘堆積物, 砂丘堆積物または段丘堆積物に類似することを確認した。

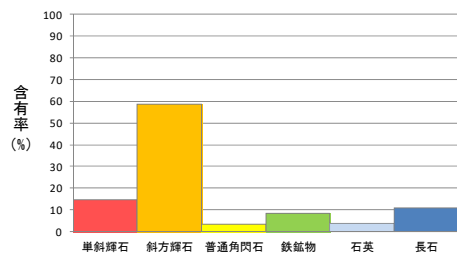
■指標試料の鉱物組成分析結果

- 海底堆積物, 海浜堆積物は, 重鉱物(単斜輝石, 斜方輝石, 普通角閃石, 鉄鉱物)と軽鉱物(石英, 長石)の含有率がほぼ等しい。
- 砂丘堆積物, 段丘堆積物は, 重鉱物の含有率が大きい傾向がある。また, 石英と長石の含有率に着目すると, 砂丘堆積物では長石の含有率は小さいが, 段丘堆積物はその含有率は大きい特徴を有する。



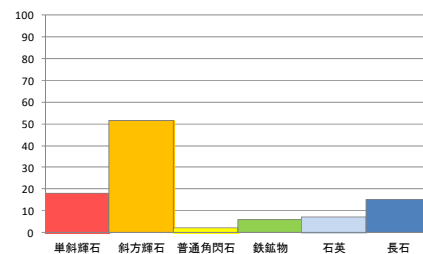
C測線の調査位置

■各イベント堆積物の鉱物組成分析結果



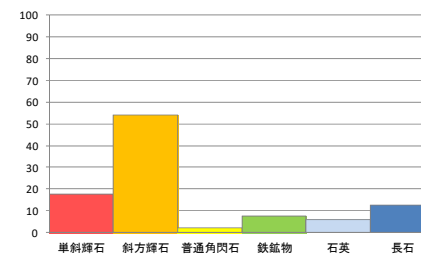
C1p (C1p-Ev2)

⇒ 砂丘堆積物または段丘堆積物に類似



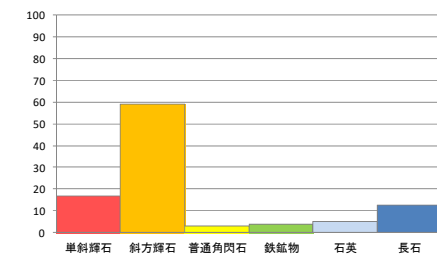
C6p (C6p-Ev2)

⇒ 段丘堆積物に類似



C2p (C2p-Ev1)

⇒ 砂丘堆積物または段丘堆積物に類似



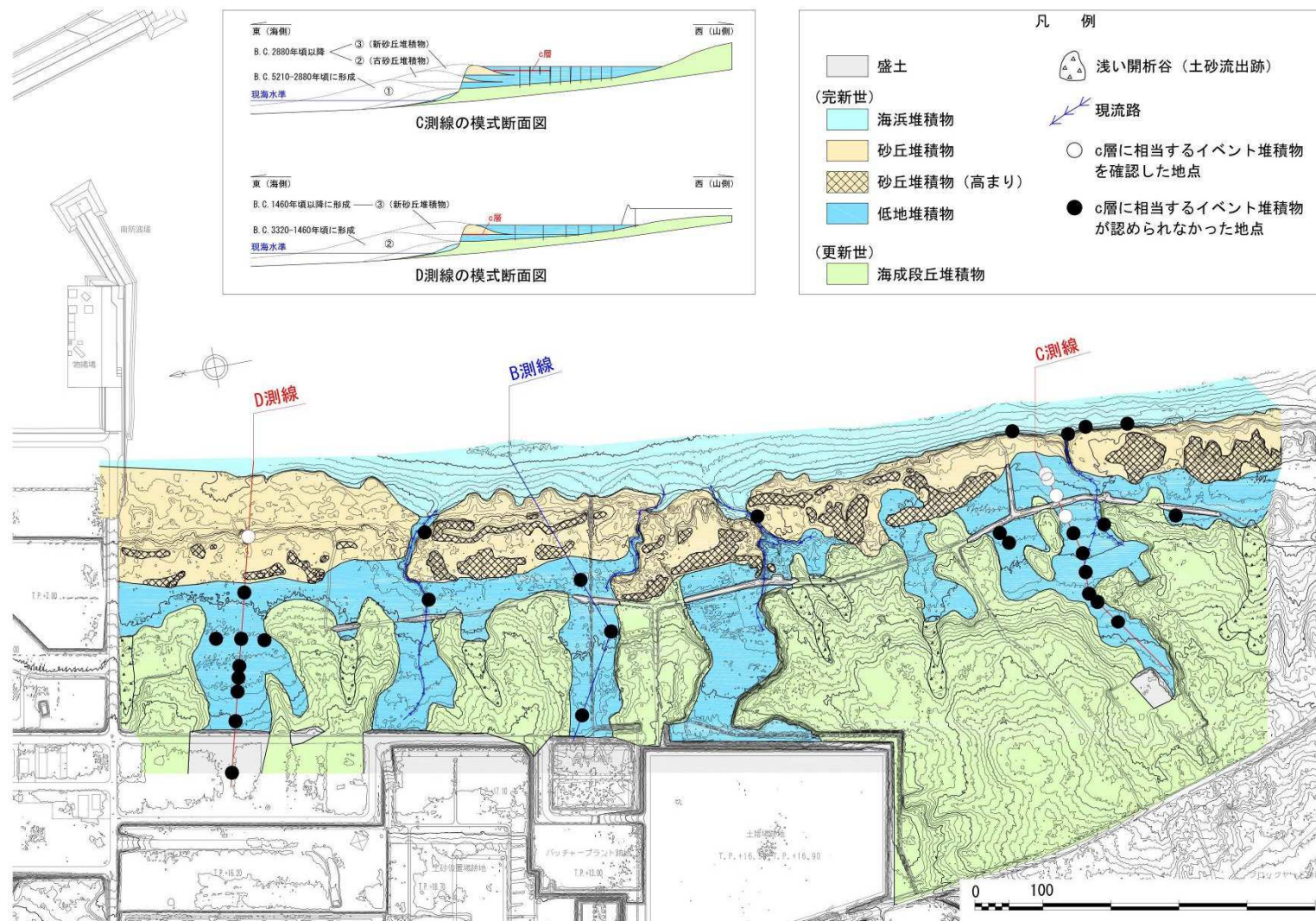
C2p (C2p-Ev2)

⇒ 段丘堆積物に類似

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内

3.4.4(4) C測線: イベント堆積物に関する評価(敷地内における平面的な分布)

- C2pで認められた分布最高標高のイベント堆積物と同層準のイベント堆積物(c層)は、C測線上の海岸線から山側の約205mまで連続して分布するとともに、D測線(DR1地点)にも認められる。
- なお、D測線の堆積物には、海水生種、海水～汽水生種の珪藻化石が含まれる。



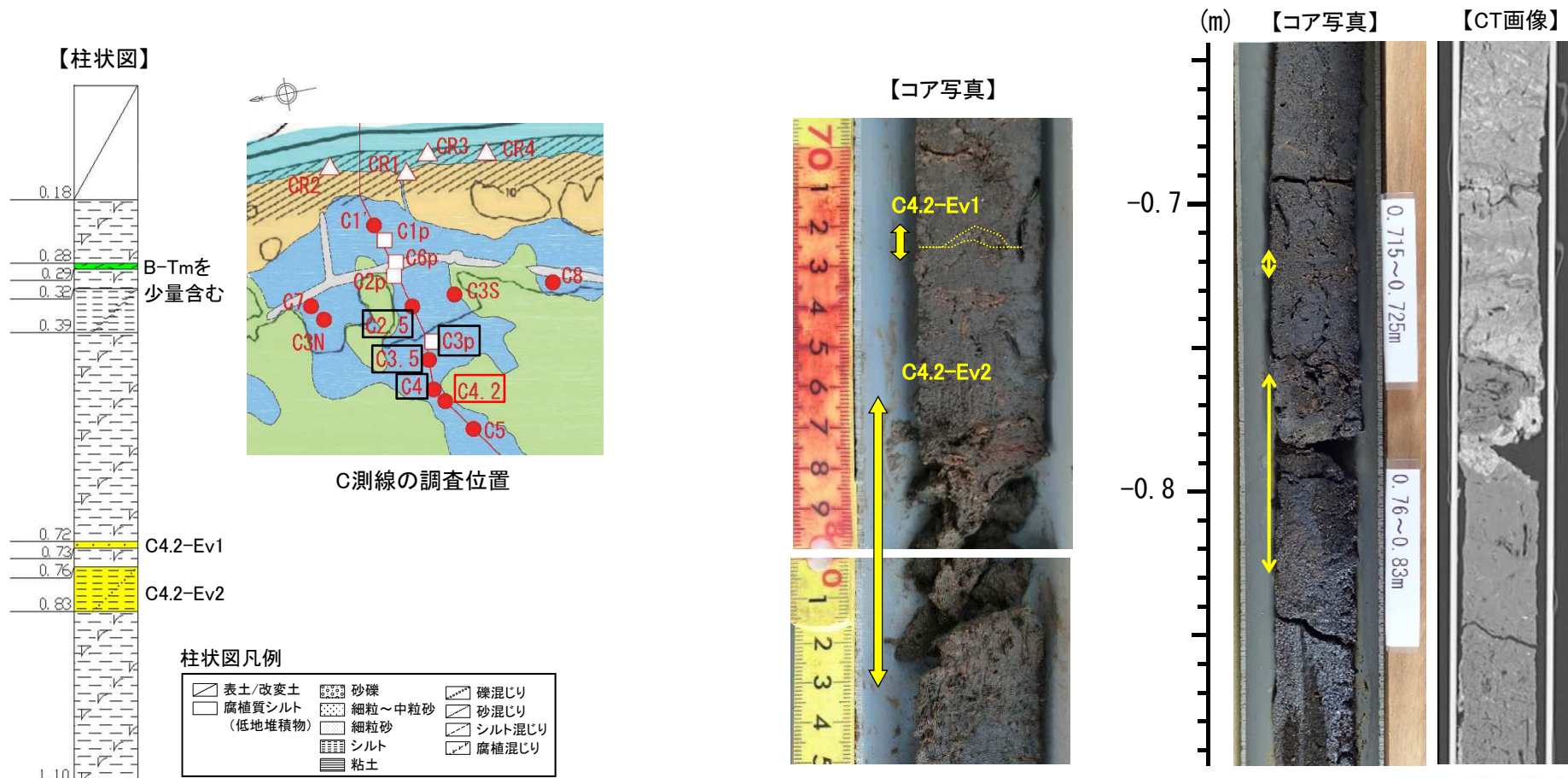
C2pで認められた分布最高標高のイベント堆積物と同層準のイベント堆積物(c層)の分布

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内

3.4.4(4) C測線: イベント堆積物に関する評価(C4.2孔で確認されたイベント堆積物)①

■層相

- C4.2孔はハンドコアラによる調査孔であり、2箇所において砂(C4.2-Ev1及びC4.2-Ev2)が確認された。
- 上位のC4.2-Ev1は細粒～中粒砂であり、レンズ状の小塊として腐植質シルト中に混入しており、明瞭な挟在層としての産状を呈していない。
- 下位のC4.2-Ev2は細粒砂が混じる腐植質シルトであり、他孔で認められるイベント堆積物のような、細粒～中粒砂を主体とする砂層ではない。
- C4.2孔の海側に位置するC2.5孔、C3p(ピット)、C3.5孔及びC4孔では砂層が確認されておらず、さらに海側で確認されたイベント堆積物と連続性はないものと考えられる。

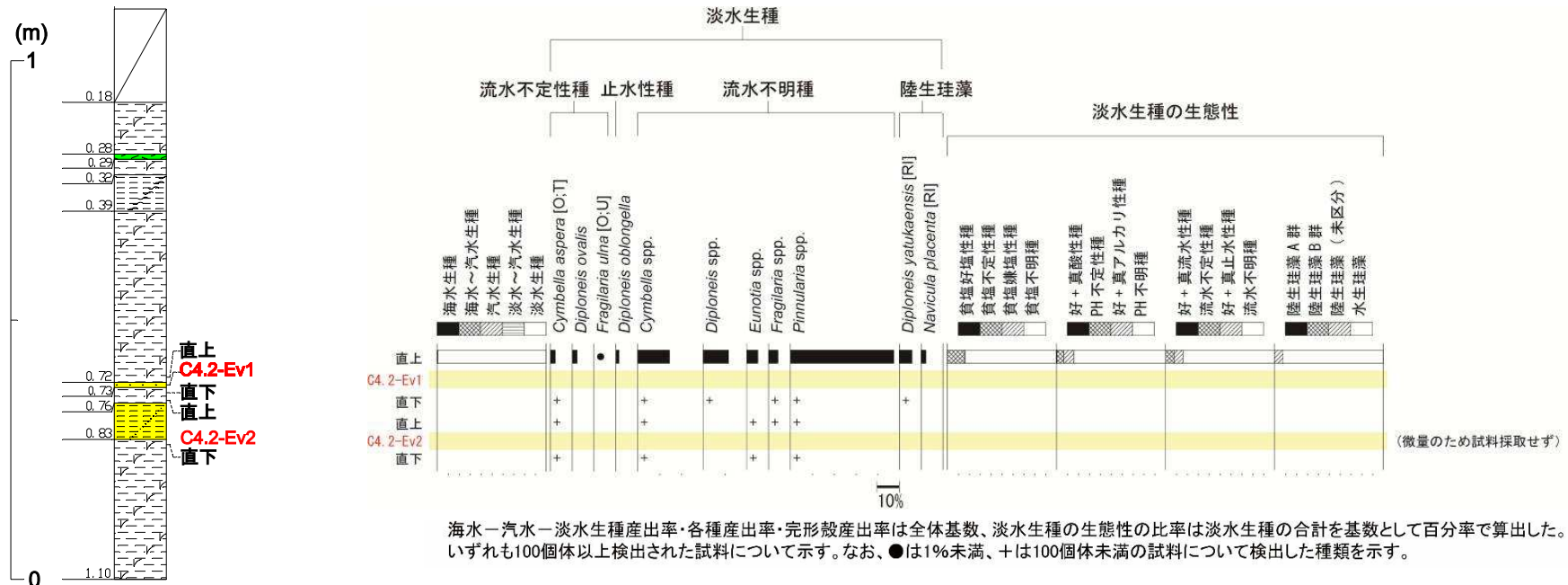


3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内

3.4.4(4) C測線: イベント堆積物に関する評価(C4.2孔で確認されたイベント堆積物)②

■珪藻化石分析

- 上位の砂 (C4.2-Ev1), 下位の砂 (C4.2-Ev2) 及び砂の堆積前後における環境変化の有無についても確認することを目的に, その直下と直上の低地堆積物を構成する腐植質シルトも対象に珪藻化石分析を実施した。
- 上位の砂 (C4.2-Ev1) から珪藻化石は産出されなかった。直下の腐植質シルトからは淡水生種の珪藻化石が産出され, 海水生種及び海水～汽水生種の珪藻化石は産出されなかった。また, 直上の腐植質シルトから産出された珪藻化石は淡水生種を主とし, 極めて低い産出率で海水生種を伴うが, 特徴的に認められた種は, 流水不定性種の *Cymbella aspera*, 流水不明の *Cymbella spp.*, *Diploneis spp.*, *Pinnularia spp.* 等であった。これらの珪藻種から, イベント堆積物直上の腐植質シルトは, おおむね湿地の環境下で堆積したと推定される。
- 下位の砂 (C4.2-Ev2) からは珪藻化石は産出されなかった。直下の腐植質シルト, 並びに直上の腐植質シルトから産出された珪藻化石は淡水生種のみで, 海水生種及び海水～汽水生種の珪藻化石は含まない。



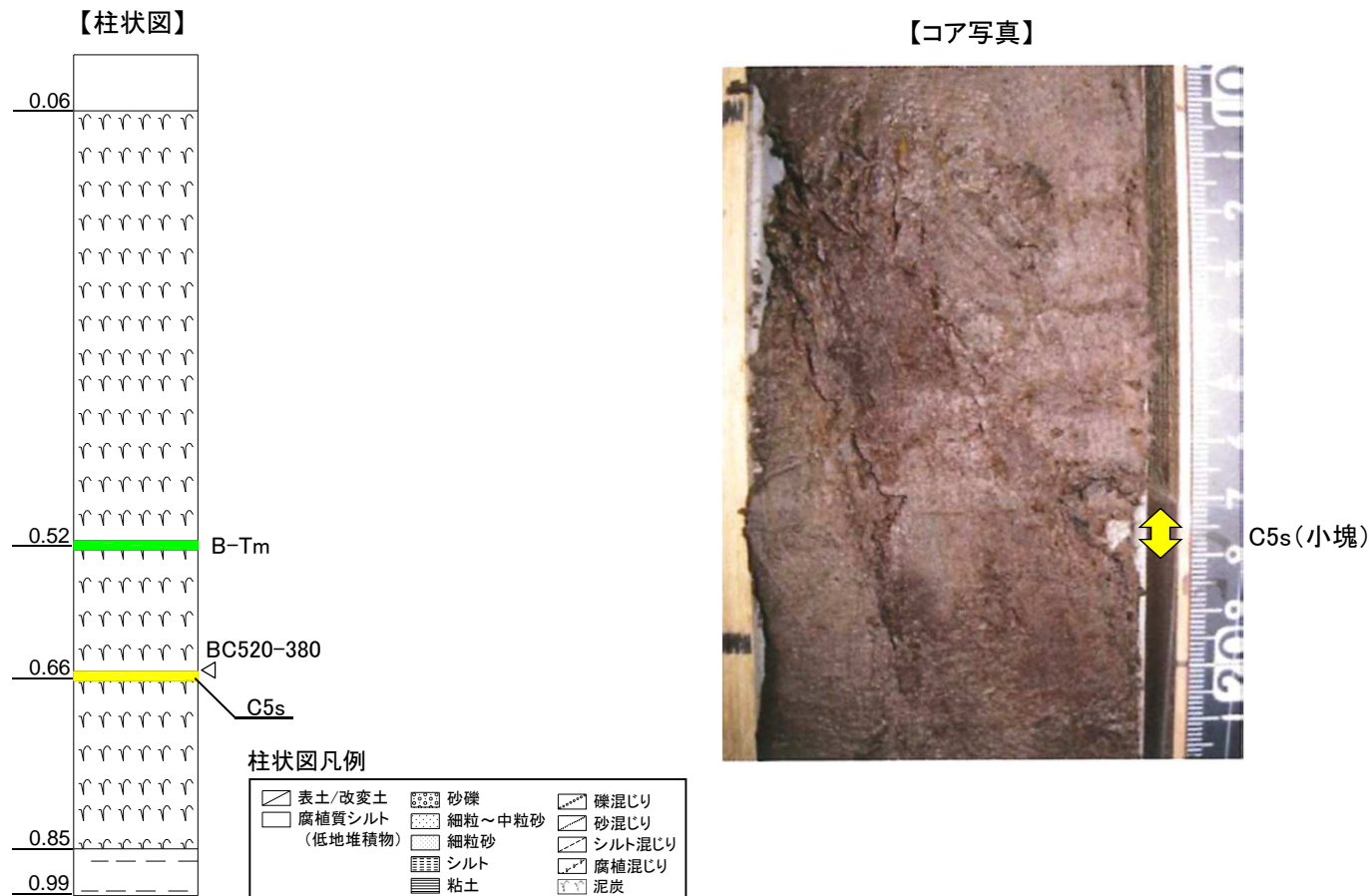
以上から, C4.2孔で確認されたイベント堆積物の堆積要因について, 津波起因の可能性は低いと評価する。

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内

3.4.4(4) C測線: イベント堆積物に関する評価(C5孔で確認されたイベント堆積物)

■層相

- ・ボーリングによる調査孔であり、コア外周に径5mmほどの砂(C5s)が確認された。
- ・砂(C5s)は細砂からなるが小塊として含まれており、その層相から、流水により短期間に運搬され堆積したものではないと考えられる。
- ・また、同年代(BC520-380)の砂は、近接するC2.5孔, C3p(ピット), C3.4孔, C4孔及びC4.2孔で確認されていないことから、他地点と対比可能なイベント堆積物ではないと考えられる。



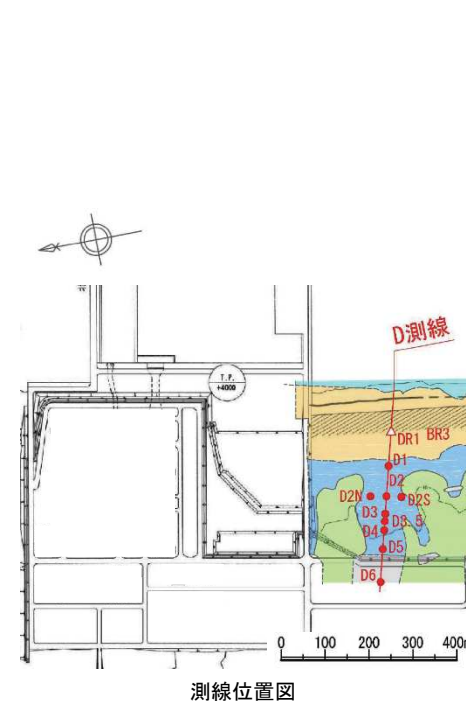
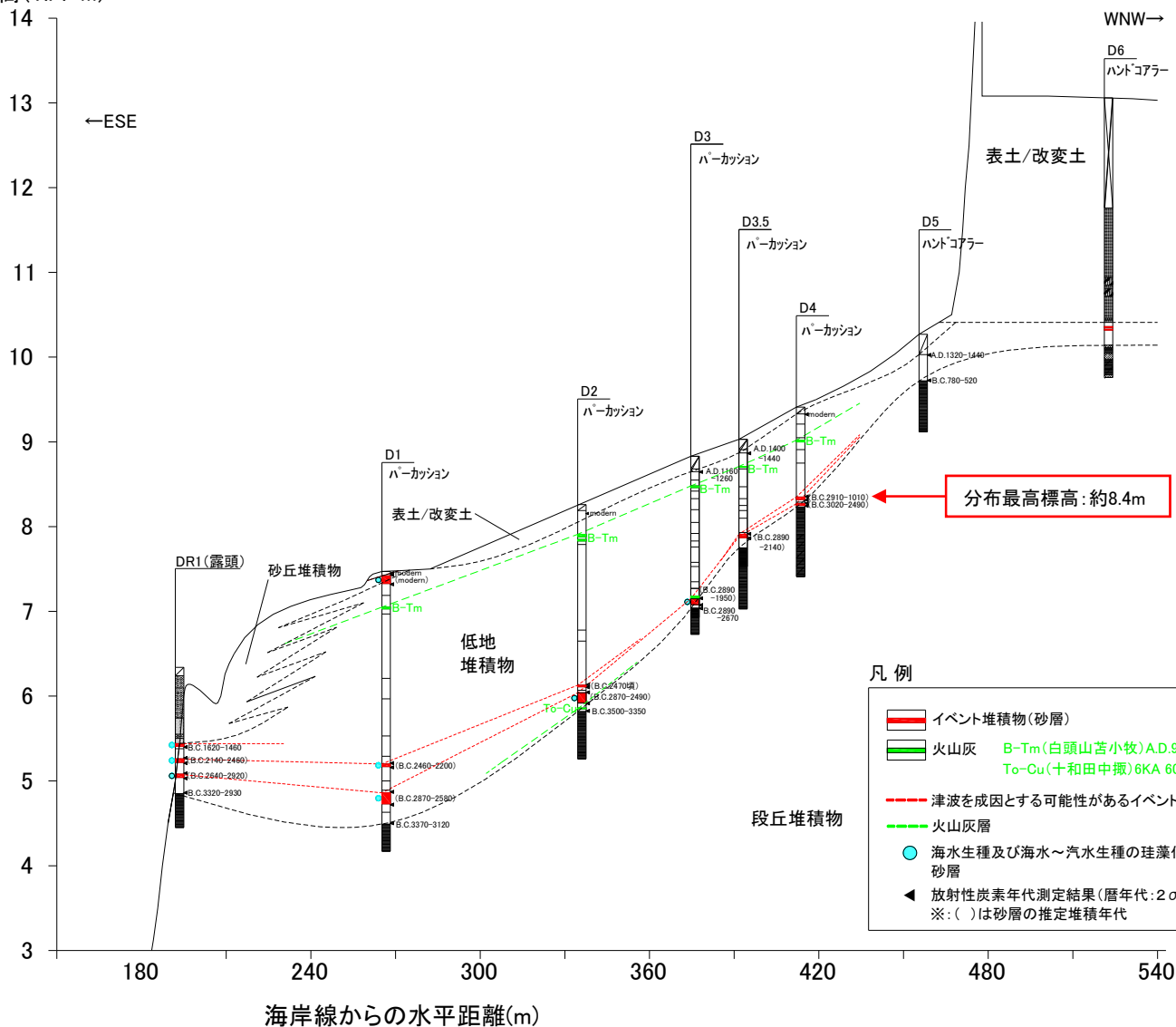
以上から、C5孔で確認されたイベント堆積物の堆積要因について、津波起因の可能性は低いと評価する。

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内
 3.4.4(5) D測線: イベント堆積物に関する評価(まとめ)

【評価】津波起因の可能性があり、その分布最高標高を約8.4m(D4孔)と評価する。

- 同層準の堆積物はDR1(露頭), D1孔, D2孔, D3孔及びD4孔で確認される。
- 層相, 海水生種または海水～汽水生種の珪藻化石の有無, 粒度組成, 鉱物組成の特徴及び敷地内における同堆積年代の砂層の平面的な分布から総合的に判断した。次頁以降に、各調査結果の詳細, 並びにD6孔で確認されたイベント堆積物に係る評価内容を示す。

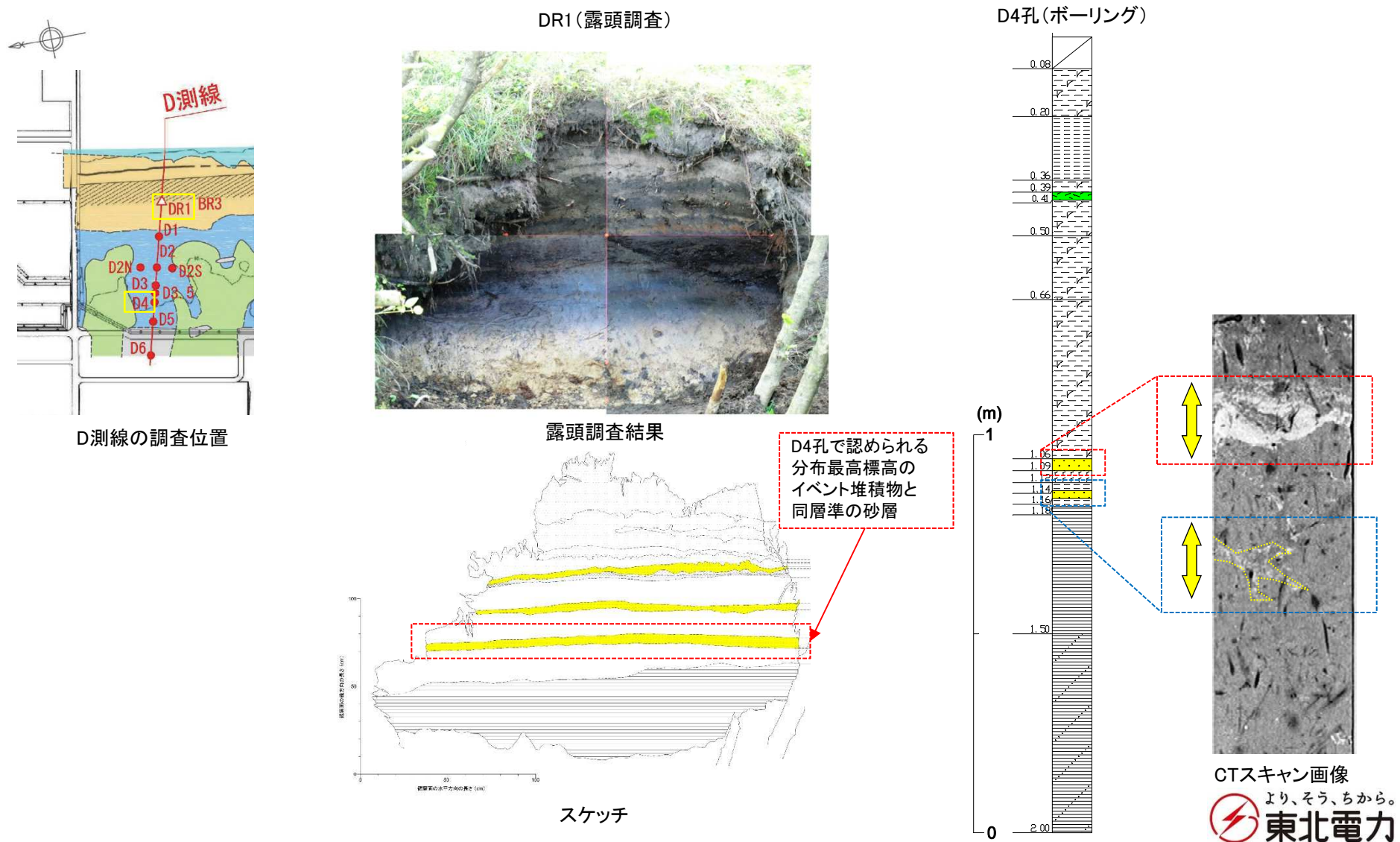
標高(T.P. m)



凡例		柱状図凡例	
イベント堆積物(砂層)	火山灰	表土/改変土	砂礫
津波を成因とする可能性があるイベント堆積物	火山灰層	腐植質シルト(低地堆積物)	細粒～中粒砂
海水生種及び海水～汽水生種の珪藻化石を含む砂層	B-Tm(白頭山苦小牧)A.D.900-1000年 To-Cu(十和田中郷)6KA 6000年前	シルト	礫混じり
放射性炭素年代測定結果(暦年代:2σ) ※:()は砂層の推定堆積年代		粘土	シルト混じり
		腐植混じり	腐植混じり

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内 3.4.4(5) D測線: イベント堆積物に関する評価(層相)

- 層相は、下面境界が明瞭であり、砕屑物が流水により短期間に、あるいは下位層を侵食しながら運搬され堆積したものと考えられる。

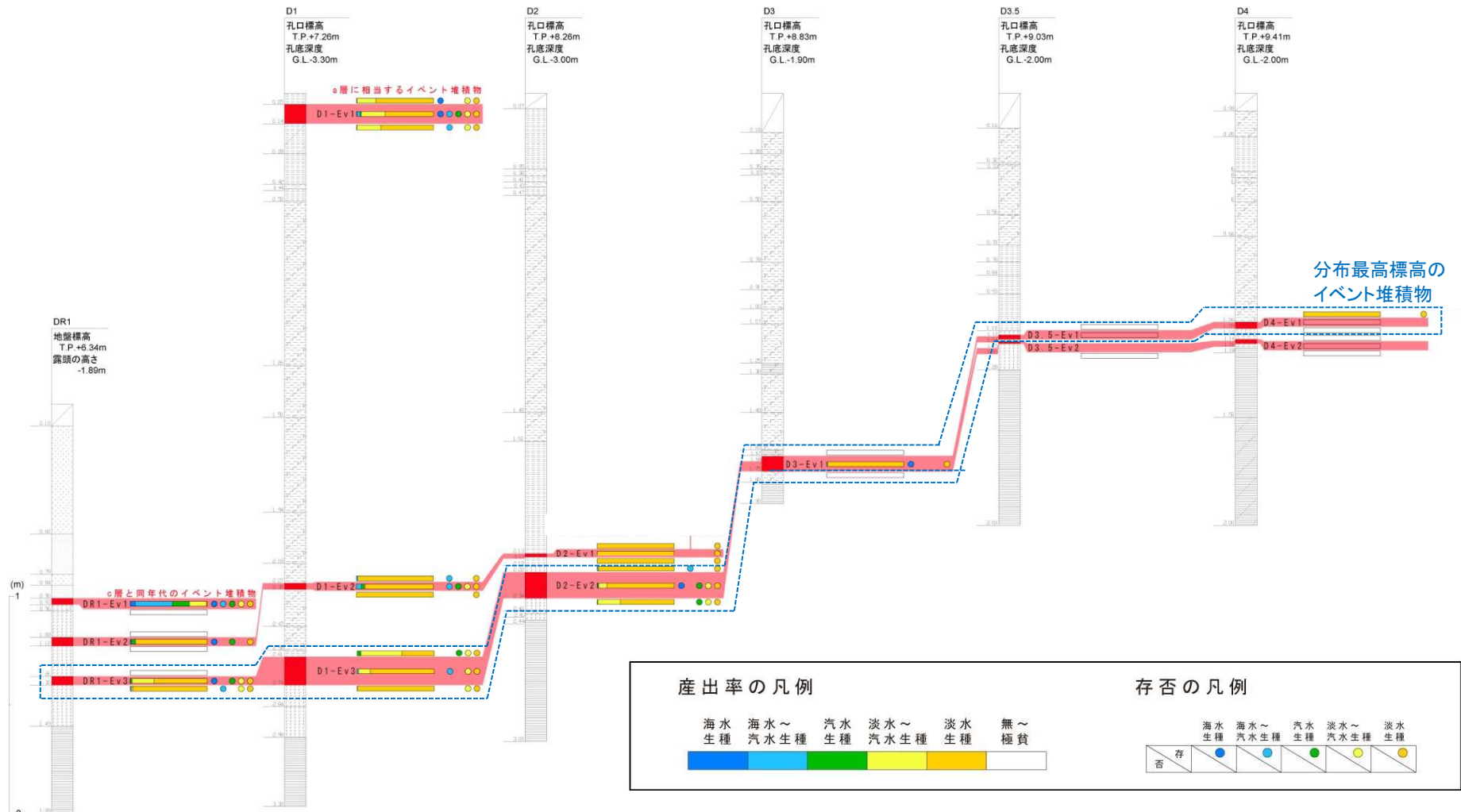


3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内

3.4.4(5) D測線: イベント堆積物に関する評価(珪藻化石分析)

- DR1(露頭), D1孔, D2孔, D3孔及びD4孔を対象に珪藻化石分析を実施した。分析は、イベント堆積物の堆積前後における環境変化の有無についても確認することを目的に、イベント堆積物(砂層)及びその直下と直上の低地堆積物を構成する腐植質シルトも対象とした。
- 分析の結果、淡水生種の珪藻化石を主とするが、海に近いDR1(露頭), D1孔, D2孔, D3孔には、極めて低い産出率ではあるものの海水生種, 海水～汽水生種の珪藻化石が含まれる。

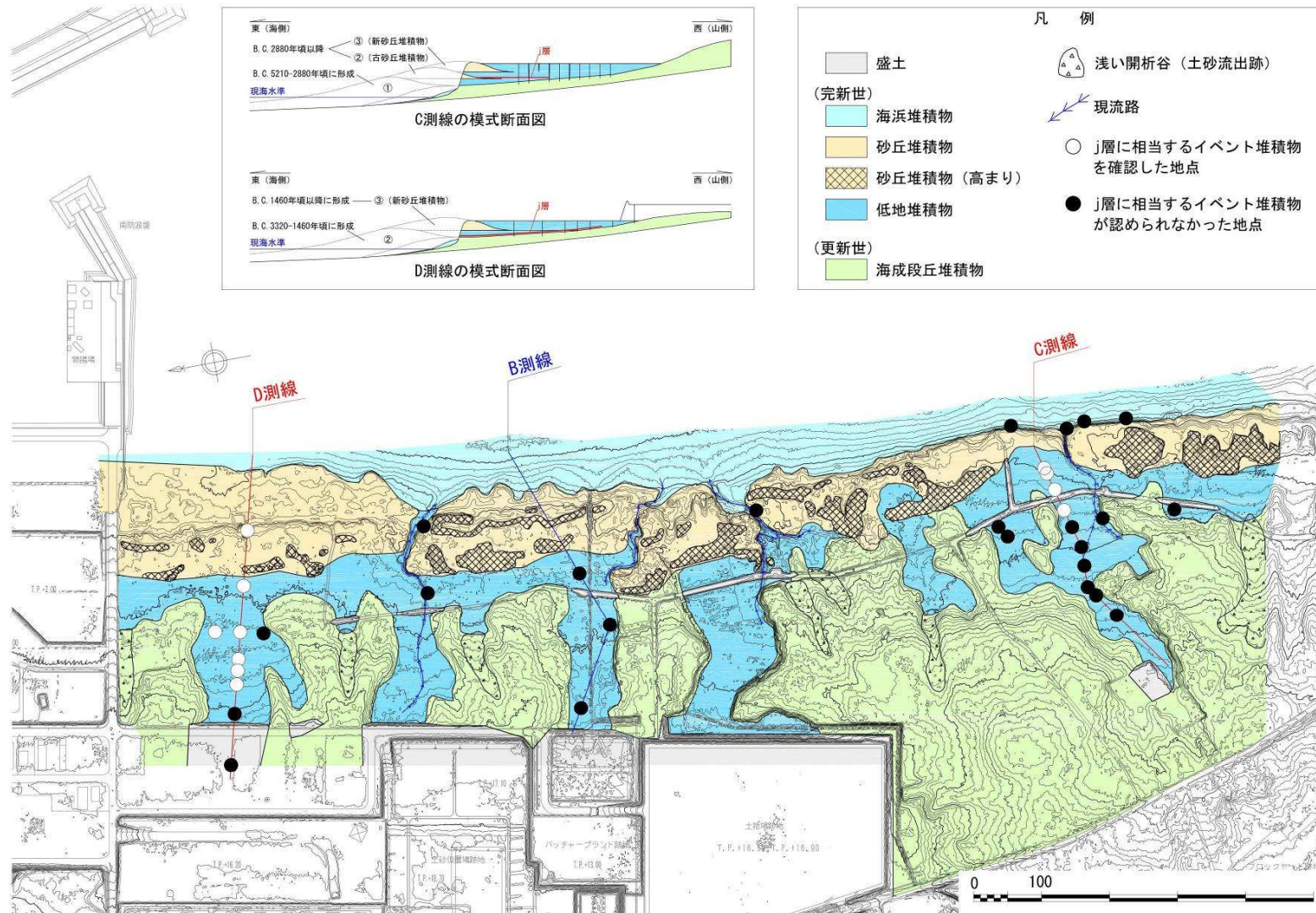
■珪藻化石の産出率



3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内

3.4.4(5) D測線: イベント堆積物に関する評価(敷地内における平面的な分布)

- D4孔で認められた分布最高標高のイベント堆積物と同層準のイベント堆積物(j層)は、D線上の海岸線から山側の約380mまで連続して分布するとともに、C測線にも認められる。



D4孔で認められた分布最高標高のイベント堆積物と同層準のイベント堆積物(j層)の分布

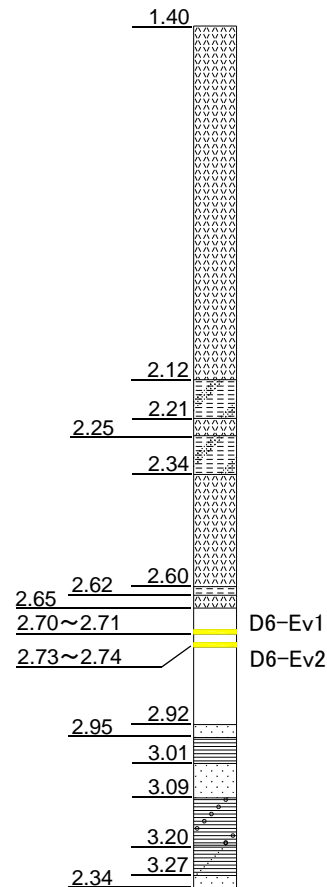
3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内

3.4.4(5) D測線: イベント堆積物に関する評価(D6孔で確認されたイベント堆積物)

■層相

- ・ ハンドコアラーによる調査孔であり、2箇所において砂が認められた。
- ・ 上位の砂(D6-Ev1)は細粒砂からなるが、クサビ状を呈する小塊として含まれており、その層相から、流水により短期間に運搬され堆積したものではないと考えられる。また、下位の砂(D6-Ev2)はシルト及び粘性土を含み、著しく淘汰が悪い。
- ・ いずれの砂も、D測線上の他地点で認められたような層状の比較的淘汰のよい砂層ではないことから、他地点と対比可能なイベント堆積物ではないと考えられる。

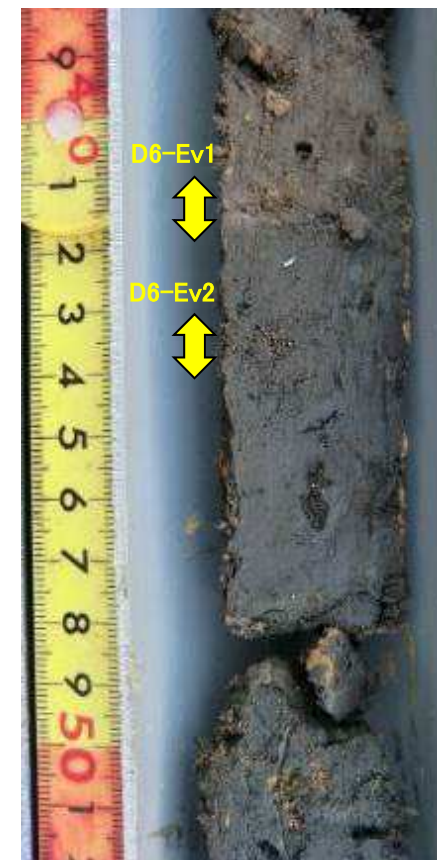
【柱状図】



柱状図凡例

表土/改良土	砂礫	礫混じり
腐植質シルト (低地堆積物)	細粒~中粒砂	砂混じり
	細粒砂	シルト混じり
	シルト	腐植混じり
	粘土	盛土

【コア写真】

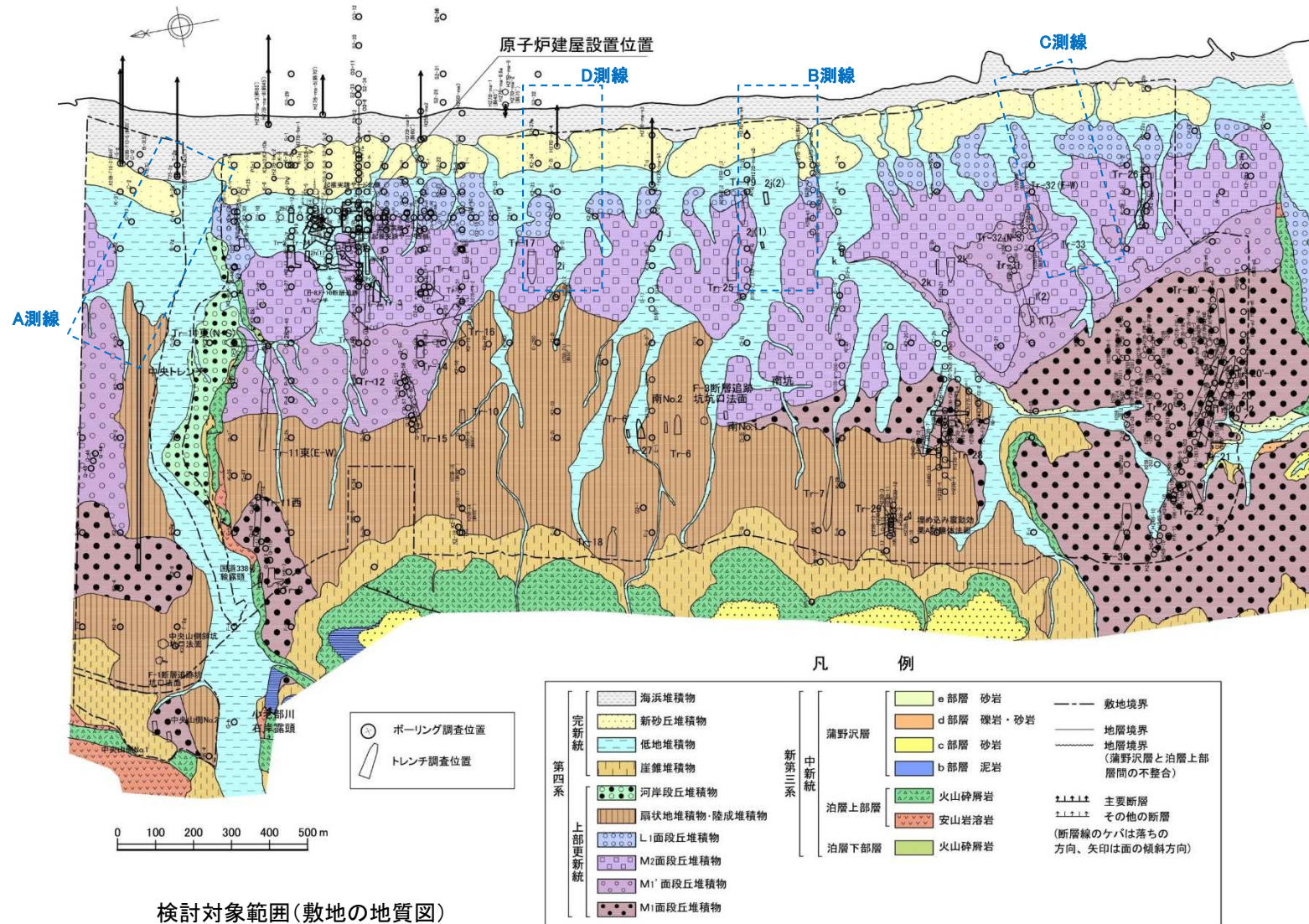


以上から、D6孔で確認されたイベント堆積物の堆積要因について、津波起因の可能性は低いと評価する。

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内

3.4.4(6) 断層調査関連で実施している地質調査

- 断層調査関連で実施しているボーリング調査, トレンチ調査結果について, C測線で認められた分布最高標高(約8.6m)のイベント堆積物よりも高い位置に, イベント堆積物の可能性がある砂層が分布するかどうかを確認する。
- なお, 本検討は, イベント堆積物が残存する可能性がある低地堆積物(腐植土層, 粘土層等)の分布範囲を対象に実施する。

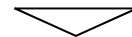


3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内 3.4.4(6) 断層調査関連で実施している地質調査結果の検討

- 評価フローを以下に示す。

STEP1: **■検討対象とするボーリング孔, トレンチの抽出**

- ✓ 低地堆積物(腐植土層, 粘土層等)の分布範囲で実施しているボーリング孔, トレンチを抽出する。



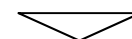
STEP2: **■イベント堆積物の有無の確認**

【ボーリング孔】

- ① 地質柱状図を確認し, C測線で認められた分布最高標高(約8.6m)よりも高い位置に, 低地堆積物(腐植土層, 粘土層等)が確認されているボーリング孔を抽出する。
- ② 上記①で抽出したボーリング孔の地質柱状図とコア写真を確認し, 明瞭な層形状を呈するイベント堆積物(砂層)の有無を確認する。

【トレンチ】

- ① 地質観察結果(スケッチ等)から, 明瞭な層形状を呈するイベント堆積物(砂層)の有無を確認する。
- ② 確認された場合には, C測線で認められた分布最高標高(約8.6m)よりも高い位置に連続するかどうかを確認する。



イベント堆積物が確認された場合

STEP3: **■イベント堆積物の堆積要因の評価**

【ボーリング孔】

- ① 堆積年代に係る分析(放射性炭素年代測定, 火山灰分析), 堆積環境に係る分析(珪藻化石分析, 粒度分析, 鉍物組成分析)を実施する。
- ② 上記①の分析結果を踏まえ, 津波起因の可能性を評価する。

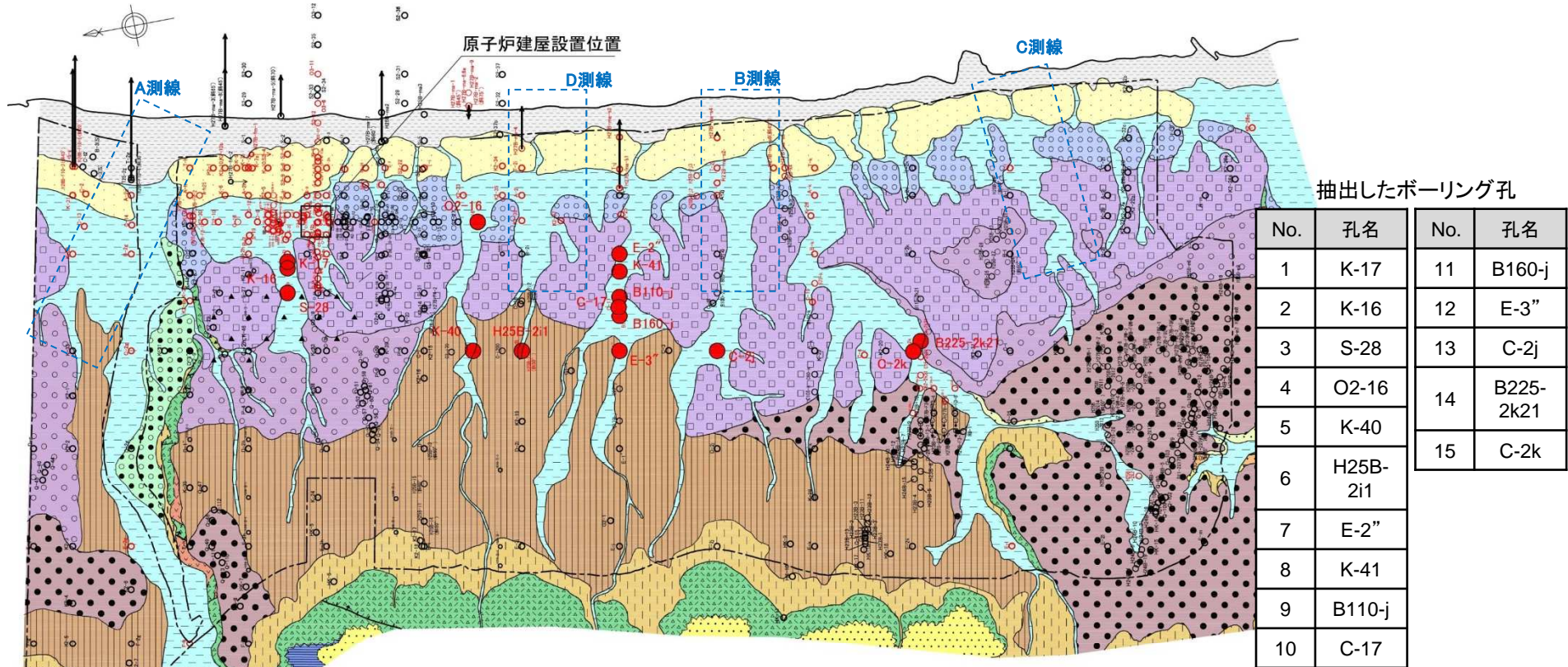
【トレンチ】

- ① 埋め戻しされているトレンチ
 - ✓ 安全側に津波起因の可能性のあるイベント堆積物と評価する。
- ② 現存するトレンチ
 - ✓ ボーリング調査と同様に各分析を実施し, 津波起因の可能性を評価する。

3.4.4(6)a. ボーリング調査: イベント堆積物の有無の確認(STEP1・2)

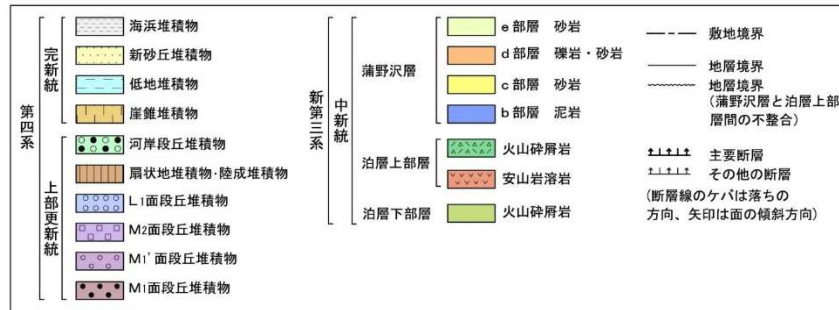
第723回審査会合(R1.6.7)
資料2-2-2 p57 再掲

- 地質柱状図を確認し、C測線で認められた分布 最高標高(約8.6m)よりも高い位置に、低地堆積物(腐植土層, 粘土層等)が確認されているボーリング孔を以下のとおり抽出した。



検討対象とするボーリング孔の抽出結果

○ 低地堆積物(腐植土層, 粘土層等)が確認されているボーリング孔
● C測線で認められた分布最高標高(約8.6m)よりも高い位置に低地堆積物が確認されているボーリング孔(抽出したボーリング孔)



3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内 3.4.4(6)断層調査関連で実施している地質調査結果の検討

3.4.4(6)a. ボーリング調査: イベント堆積物の有無の確認(確認結果)(STEP2)

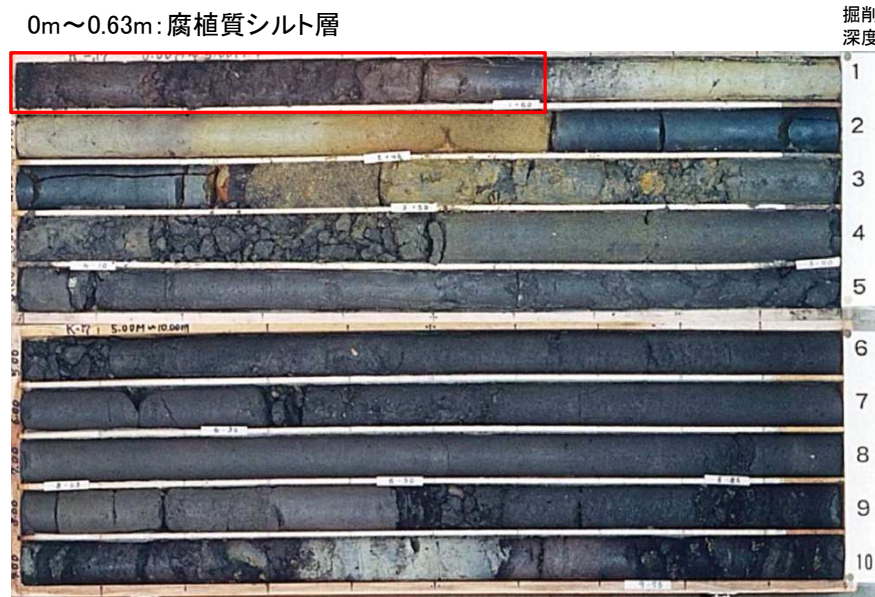
■まとめ

- 抽出したボーリング孔について、地質柱状図とコア写真を確認した結果、明瞭な層形状を呈するイベント堆積物(砂層)は認められないことを確認した。
- 次頁以降に、各ボーリング孔のコア写真を示す。

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内 3.4.4(6)断層調査関連で実施している地質調査結果の検討
3.4.4(6)a. ボーリング調査: イベント堆積物の有無の確認(確認結果)(STEP2)

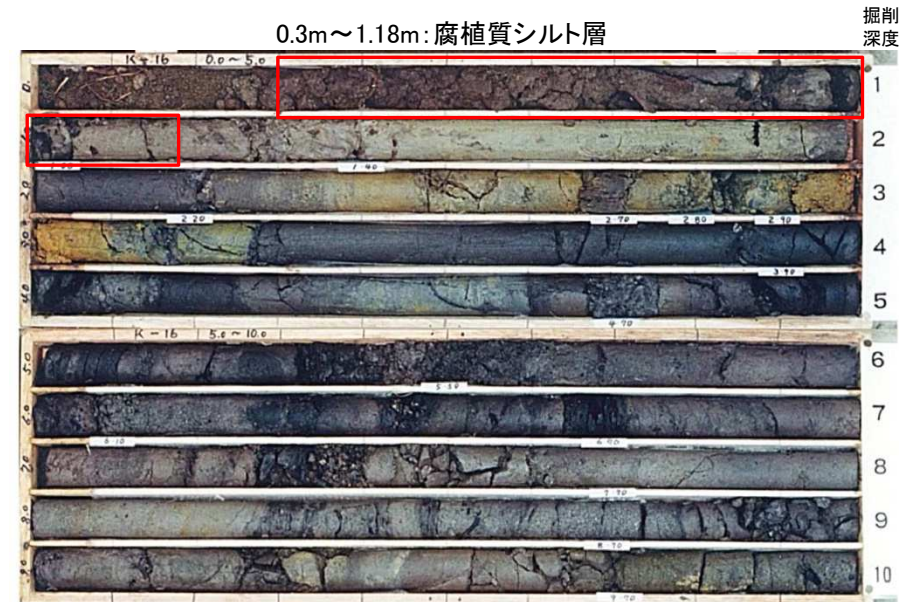
【K-17(孔口標高:T.P.+9.41m)】

- 腐植質シルト層に、明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。



【K-16(孔口標高:T.P.+10.05m)】

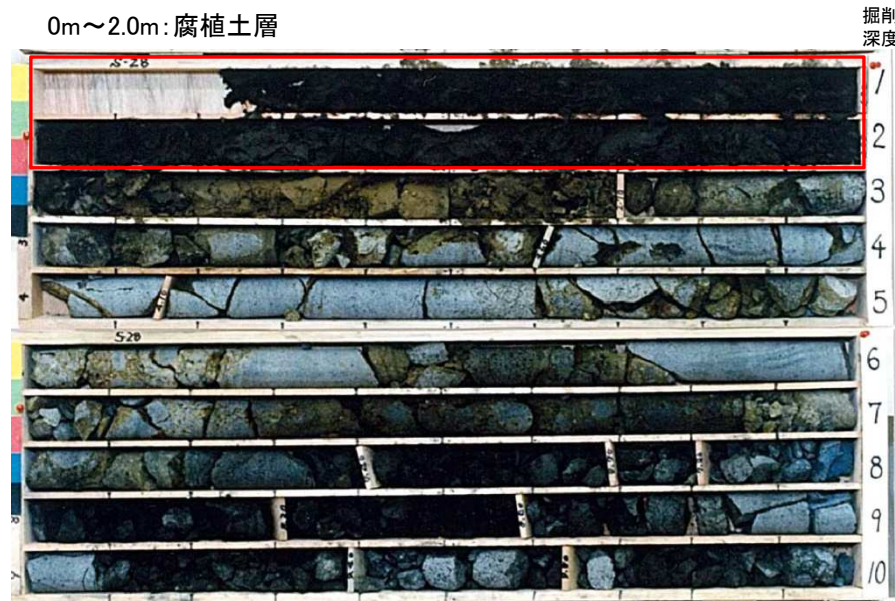
- 腐植質シルト層に、明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。



3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内 3.4.4(6)断層調査関連で実施している地質調査結果の検討
3.4.4(6)a. ボーリング調査: イベント堆積物の有無の確認(確認結果)(STEP2)

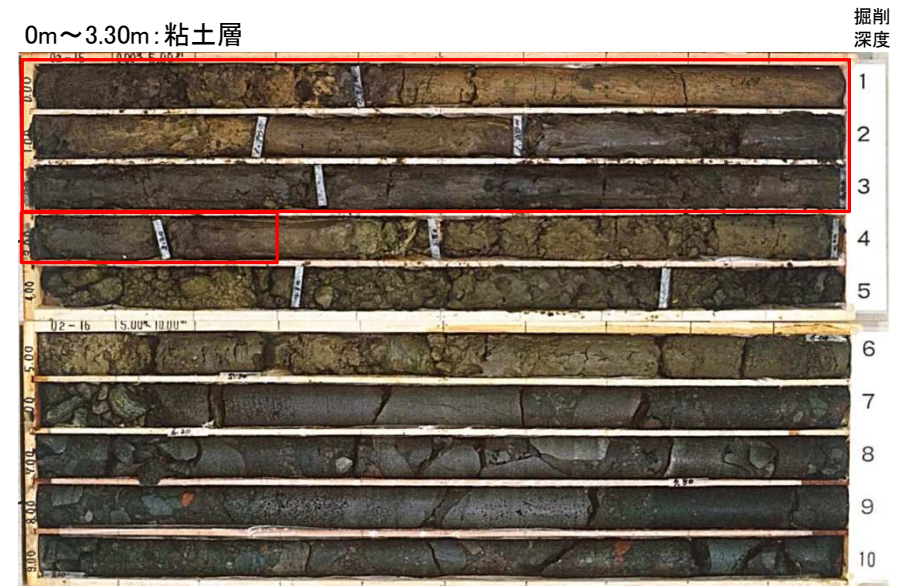
【S-28(孔口標高:T.P.+10.35m)】

- 腐植土層に, 明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。



【O2-16(孔口標高:T.P.+8.70m)】

- 粘土層に, 明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。

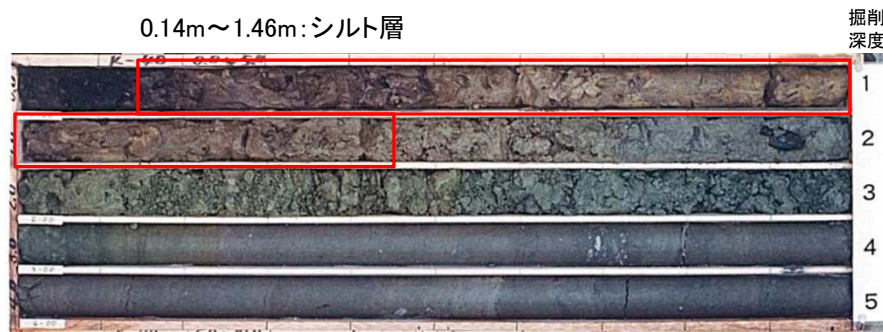


3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内 3.4.4(6)断層調査関連で実施している地質調査結果の検討

3.4.4(6)a. ボーリング調査: イベント堆積物の有無の確認(確認結果)(STEP2)

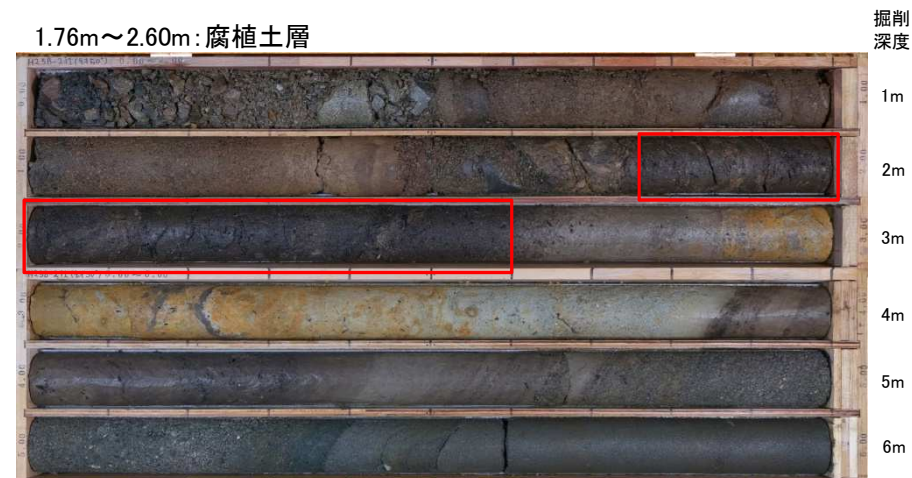
【K-40(孔口標高:T.P.+14.29m)】

- ・シルト層に, 明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。



【H25B-2i1(孔口標高:T.P.+16.44m)】

- ・腐植土層に, 明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。

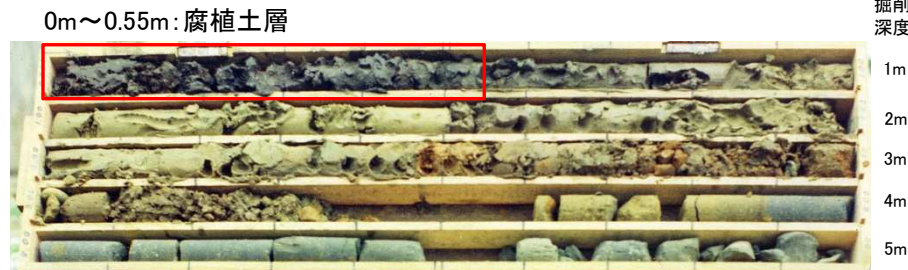


3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内 3.4.4(6)断層調査関連で実施している地質調査結果の検討

3.4.4(6)a. ボーリング調査: イベント堆積物の有無の確認(確認結果)(STEP2)

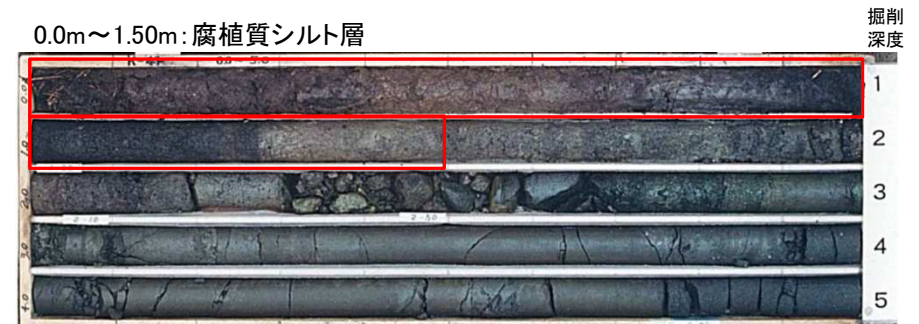
【E-2” (孔口標高:T.P.+8.75m)】

- 腐植土層に、明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。



【K-41 (孔口標高:T.P.+9.59m)】

- 腐植質シルト層に、明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。



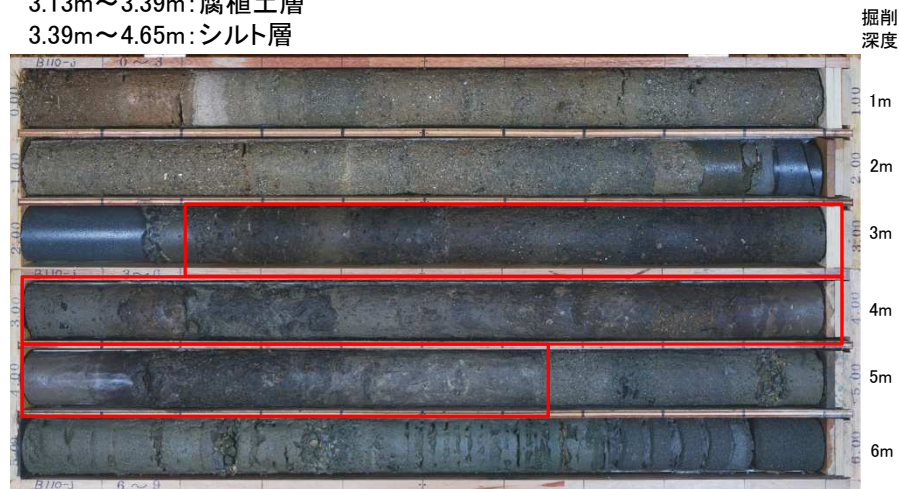
3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内 3.4.4(6)断層調査関連で実施している地質調査結果の検討

3.4.4(6)a. ボーリング調査: イベント堆積物の有無の確認(確認結果)(STEP2)

【B110-j(孔口標高:T.P.+12.93m)】

- シルト層, 腐植土層に, 明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。

2.20m~3.13m:シルト層
3.13m~3.39m:腐植土層
3.39m~4.65m:シルト層



【C-17(孔口標高:T.P.+10.42m)】

- 腐植土層, 腐植質シルト層, 腐植質粘土層に, 明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。

0m~1.20m:腐植土, 腐植質シルト層
1.20m~1.45m:腐植質シルト質砂
1.45m~1.75m:腐植質粘土層



3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内 3.4.4(6)断層調査関連で実施している地質調査結果の検討

3.4.4(6)a. ボーリング調査: イベント堆積物の有無の確認(確認結果)(STEP2)

【B160-j(孔口標高:T.P.+12.98m)】

- シルト層, 腐植土層に, 明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。

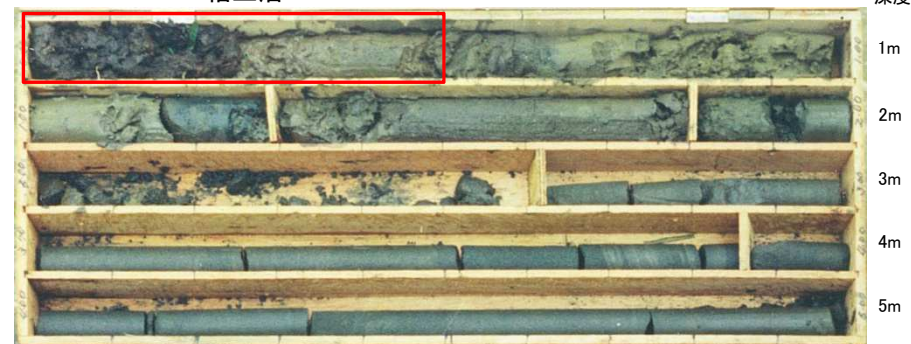
3.39m~3.80m:シルト層
3.80m~4.02m:腐植土層



【E-3”(孔口標高:T.P.+13.19m)】

- 腐植土層, 粘土層に, 明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。

0m~0.25m:腐植土層
0.25m~0.50m:粘土層



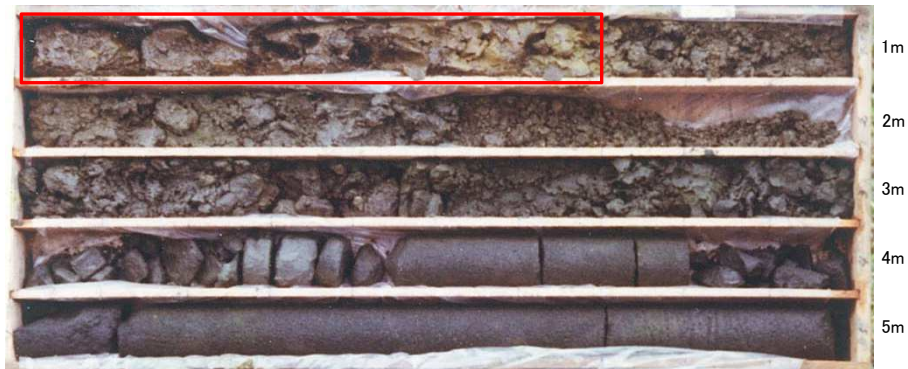
3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内 3.4.4(6)断層調査関連で実施している地質調査結果の検討

3.4.4(6)a. ボーリング調査: イベント堆積物の有無の確認(確認結果)(STEP2)

【C-2j(孔口標高:T.P.+12.21m)】

- 腐植質粘土層, 砂混じり粘土層に, 明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。

0m~0.50m: 腐植質粘土層
0.50m~0.70m: 砂混じり粘土層



【B225-2k21(孔口標高:T.P.+12.57m)】

- シルト層, シルト混じり細粒砂層に, 明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。

0m~1.30m: シルト層
1.30m~1.58m: シルト混じり細粒砂層



3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内 3.4.4(6)断層調査関連で実施している地質調査結果の検討

3.4.4(6)a. ボーリング調査: イベント堆積物の有無の確認(確認結果)(STEP2)

【C-2k(孔口標高:T.P.+12.26m)】

- 砂質シルト層に、明瞭な層形状を呈するイベント堆積物は認められない。

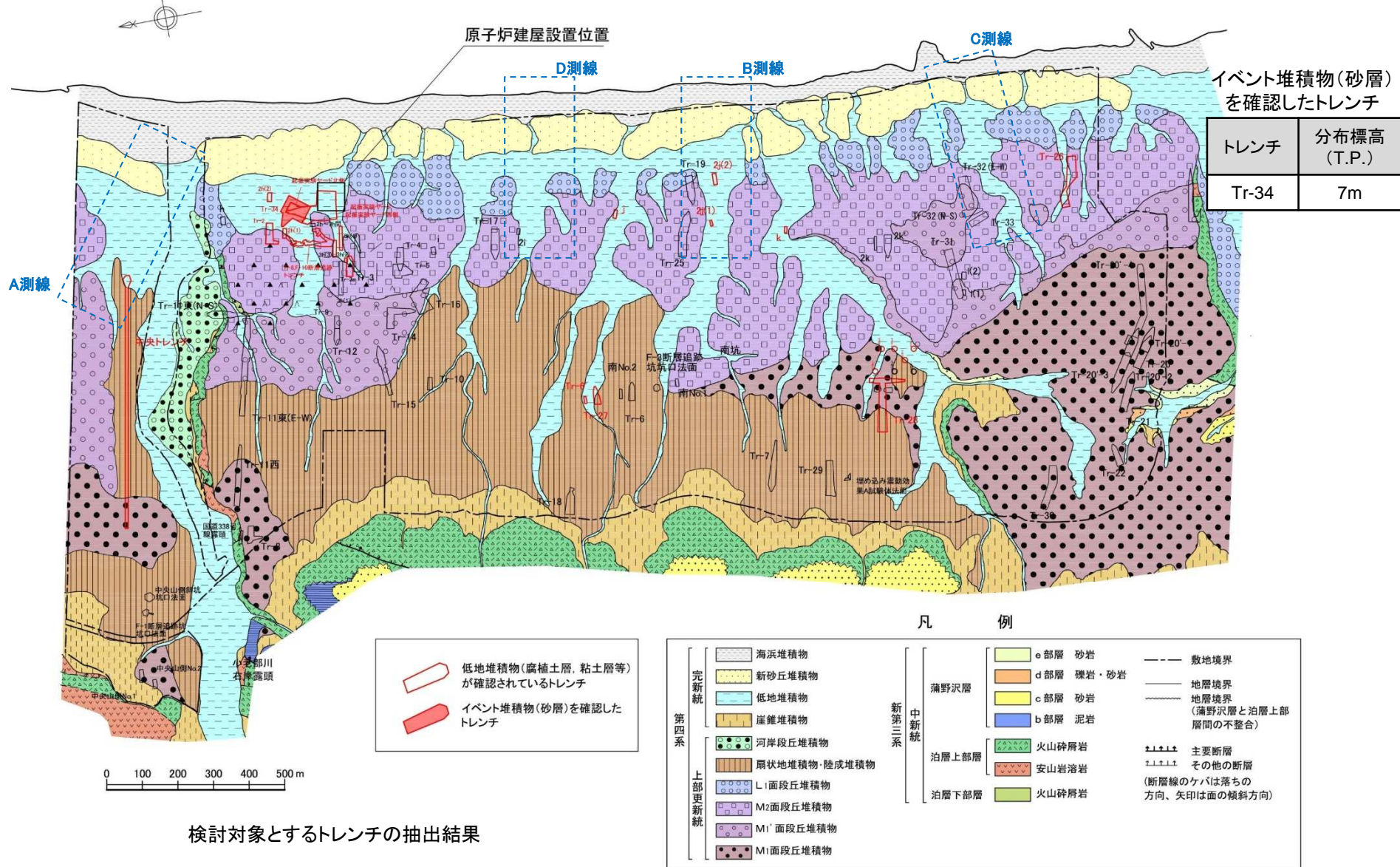
0.15m~1.00m: 砂質シルト層



3.4.4(6)b. トレンチ調査: イベント堆積物の有無の確認(STEP1・2)

第723回審査会合(R1.6.7)
資料2-2-2 p67 再掲

- 低地堆積物(腐植土層, 粘土層等)が確認されているトレンチを抽出し, トレンチの地質観察結果(スケッチ等)を確認した結果, Tr-34トレンチにおいて, 明瞭な層形状を呈するイベント堆積物(砂層)を確認した。

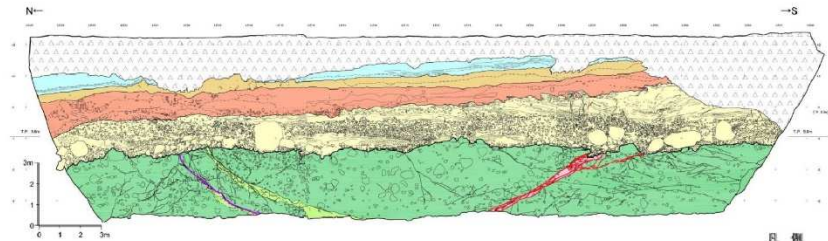


3.4.4(6)b. トレンチ調査: イベント堆積物の有無の確認(確認結果)(STEP2)

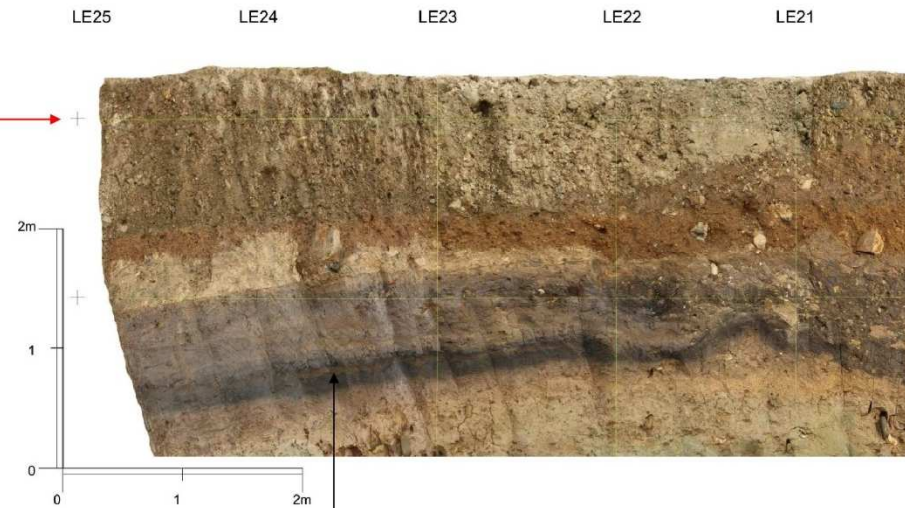
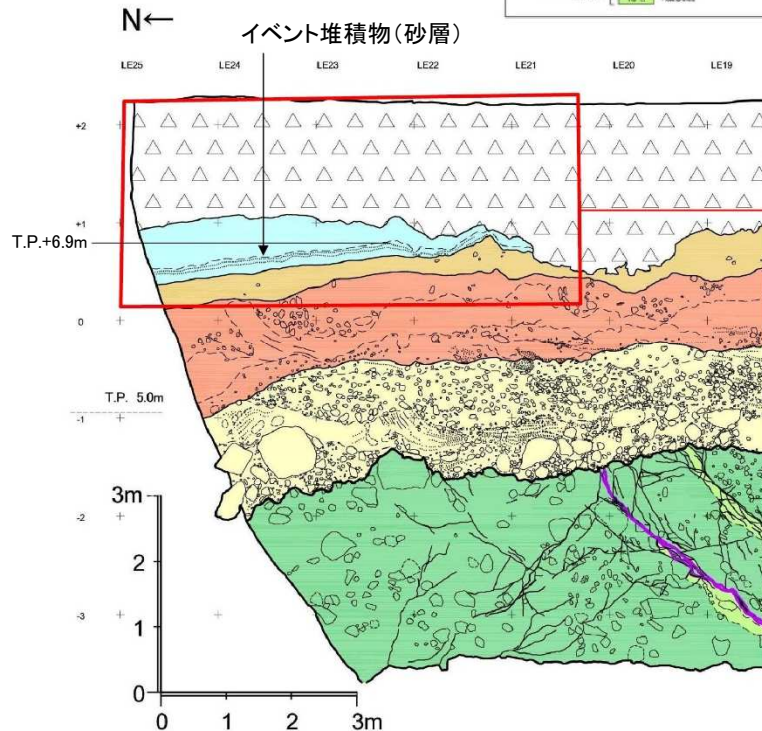
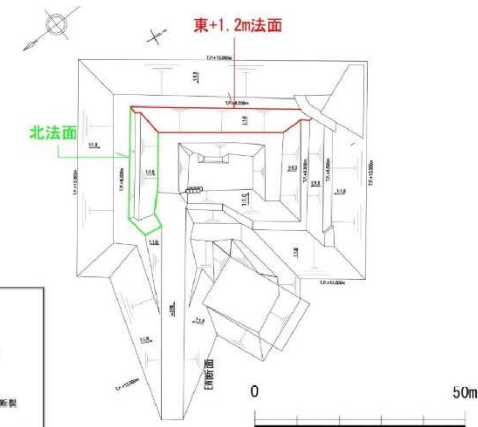
第723回審査会合(R1.6.7)
資料2-2-2 p68 再掲

■Tr-34トレンチ: 東面

- 腐植質シルト層に、明瞭な層形状を呈するイベント堆積物(砂層)を確認した。
- イベント堆積物(砂層)の分布最高標高T.P.+6.9m, 砂層厚: 2~5cm



Tr-34トレンチ東面スケッチ



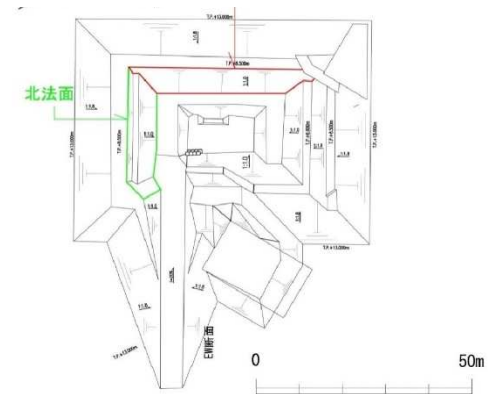
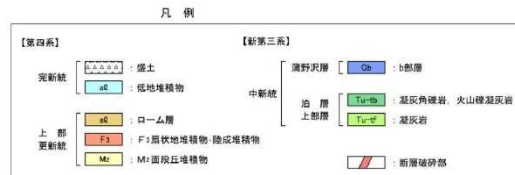
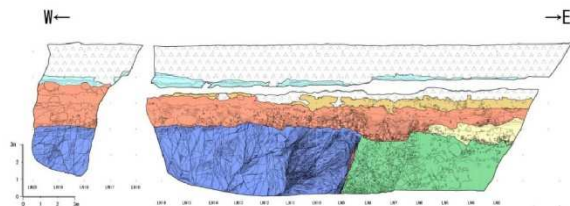
イベント堆積物(砂層)

3.4.4(6)b. トレンチ調査: イベント堆積物の有無の確認(確認結果)(STEP2)

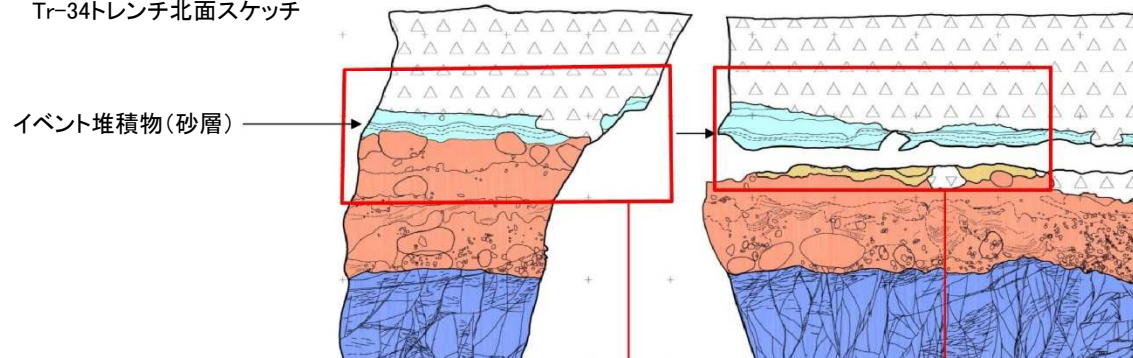
第723回審査会合(R1.6.7)
資料2-2-2 p69 再掲

■Tr-34トレンチ:北面

- 腐植質シルト層に、明瞭な層形状を呈するイベント堆積物(砂層)を確認した。
- イベント堆積物(砂層)の分布最高標高T.P.+7m, 砂層厚:4~6cm



Tr-34トレンチ北面スケッチ

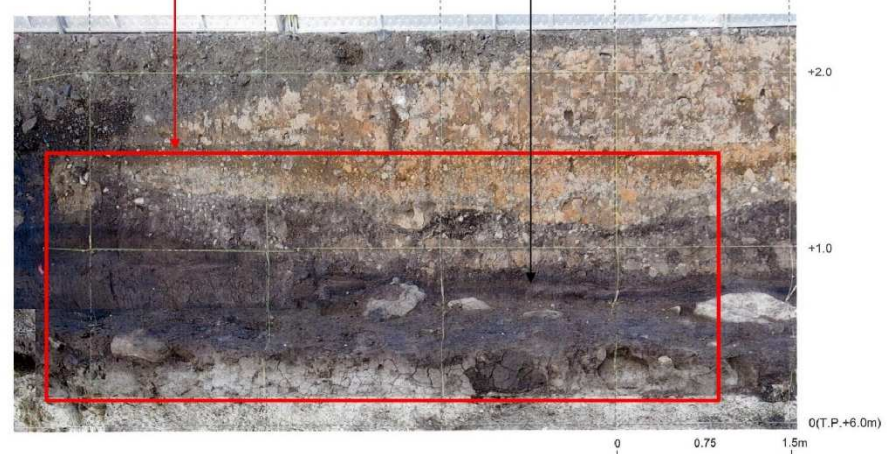


イベント堆積物(砂層)

イベント堆積物(砂層)



イベント堆積物(砂層)

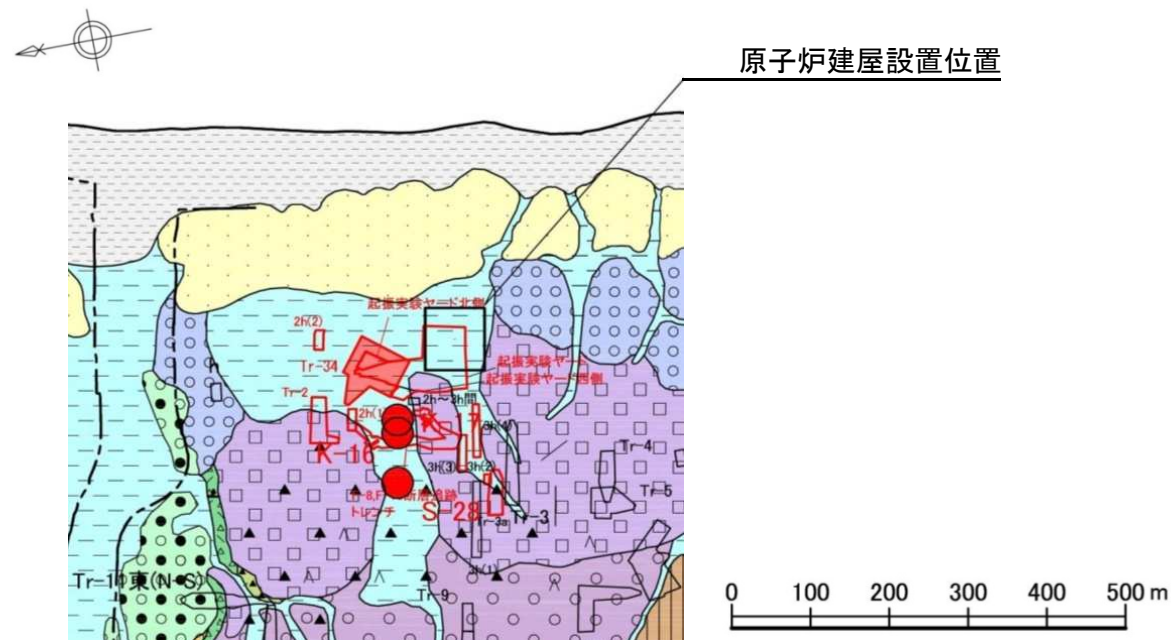


3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果 3.4.4 東北電力敷地内 3.4.4(6)断層調査関連で実施している地質調査結果の検討

3.4.4(6)b. トレンチ調査: イベント堆積物の有無の確認(確認結果)(STEP2)

■まとめ

- Tr-34トレンチで確認された腐植質シルト層に挟在するイベント堆積物(砂層)(分布最高標高T.P.+7m)は、同トレンチ山側のボーリング(K-17, K-16, S-28)において確認された同層準と考えられる腐植土層に認められず、連続しないことを確認した(p.59, p.60を参照)。
- 以上から、上記イベント堆積物(砂層)の分布標高はC測線で認められた分布最高標高(約8.6m)よりも低いことを確認した。



Tr-34トレンチとボーリング位置の関係

3.4.4(6)c. まとめ

- 断層調査関連で実施しているボーリング調査、トレンチ調査結果について、C測線で認められた分布最高標高(約8.6m)のイベント堆積物よりも高い位置に、イベント堆積物の可能性がある砂層が分布するかどうかを確認した。
- 確認の結果、イベント堆積物(砂層)はTr-34トレンチで認められるものの、その分布標高はC測線で認められた分布最高標高(約8.6m)よりも低いことを確認した。

■ 検討結果

STEP1: ■ 検討対象とするボーリング孔、トレンチの抽出

- ✓ 低地堆積物(腐植土層、粘土層等)の分布範囲で実施しているボーリング孔、トレンチを抽出した。

STEP2: ■ イベント堆積物の有無の確認

【ボーリング孔】

- ① 地質柱状図を確認し、C測線で認められた分布最高標高(約8.6m)よりも高い位置に、低地堆積物(腐植土層、粘土層等)が確認されているボーリング孔を抽出した。
- ② 上記①で抽出したボーリング孔の地質柱状図とコア写真を確認し、明瞭な層形状を呈するイベント堆積物(砂層)の有無を確認した。

⇒ イベント堆積物(砂層)は認められないことを確認した。

【トレンチ】

- ① 地質観察結果(スケッチ等)から、明瞭な層形状を呈するイベント堆積物(砂層)の有無を確認した。
- ② 確認された場合には、C測線で認められた分布最高標高(約8.6m)よりも高い位置に連続するかどうかを確認した。

⇒ Tr-34トレンチで、イベント堆積物(砂層)が認められたものの、その分布標高は、C測線で認められた分布最高標高(約8.6m)よりも低いことを確認した。

イベント堆積物が確認された場合

STEP3: ■ イベント堆積物の堆積要因の評価

【ボーリング孔】

- ① 堆積年代に係る分析(放射性炭素年代測定、火山灰分析)、堆積環境に係る分析(珪藻化石分析、粒度分析、鉱物組成分析)を実施する。
- ② 上記①の分析結果を踏まえ、津波起因の可能性を評価する。

【トレンチ】

- ① 埋め戻しされているトレンチ
 - ✓ 安全側に津波起因の可能性のあるイベント堆積物と評価する。
- ② 現存するトレンチ
 - ✓ ボーリング調査と同様に各分析を実施し、津波起因の可能性を評価する。

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

3.4.5 尾駱老部川:地点選定理由及び調査内容

■地点選定理由

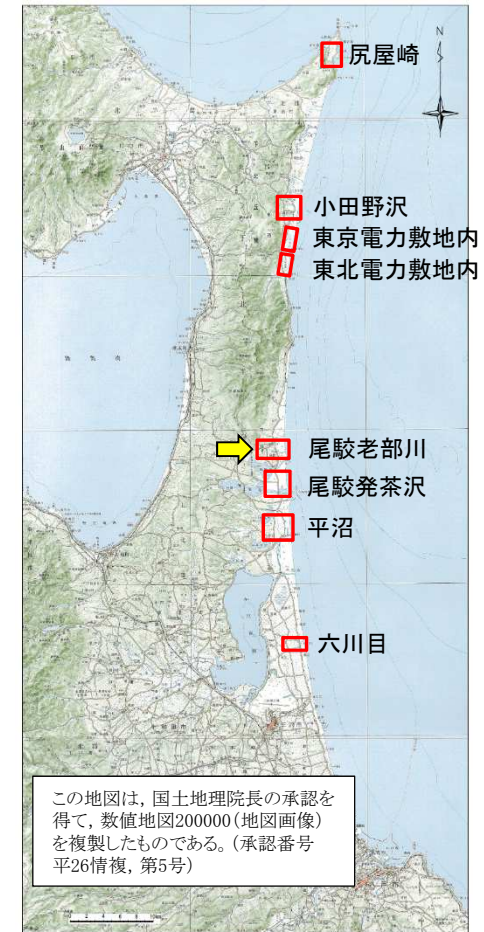
- ・ 砂丘の背後に完新世段丘面が存在しており, 津波堆積物が残存する可能性がある。

■調査内容

- ・ 地質調査:ボーリング調査(パーカッション式, 孔径86mm)
- ・ 室内試験:放射性炭素年代測定, 珪藻化石分析



尾駱老部川地点の調査位置図



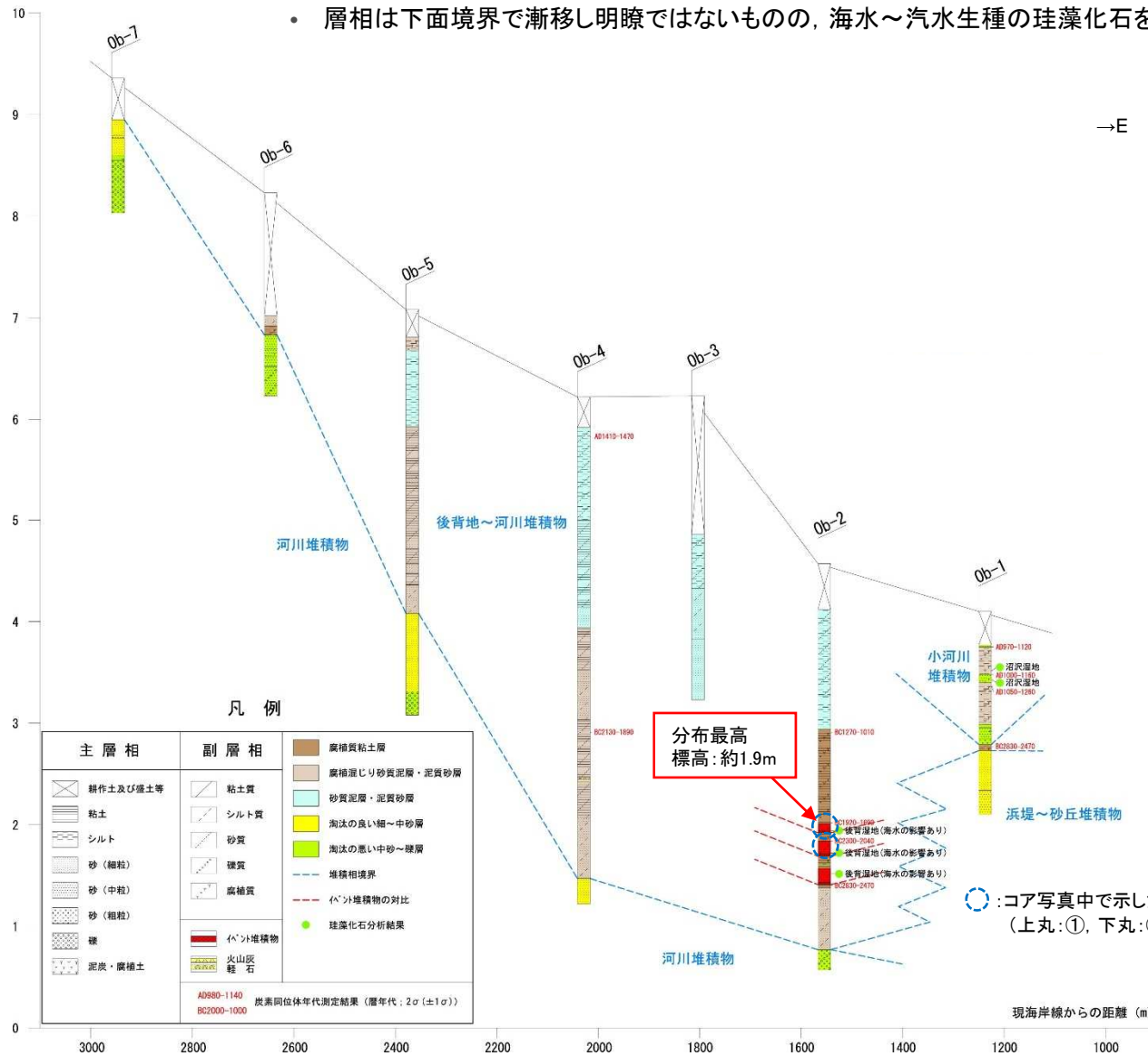
3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

3.4.5 尾駮老部川: イベント堆積物に関する評価

W←
標高 (T.P. m)

【評価】津波起因の可能性が高く, その分布最高標高を1.9m (Ob-2孔) と評価する。

- 層相は下面境界で漸移し明瞭ではないものの, 海水～汽水生種の珪藻化石を含む。



イベント
堆積物①
(層厚: 11cm)

イベント
堆積物②
(層厚: 17cm)



Ob-2のコア剥ぎ取り写真

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

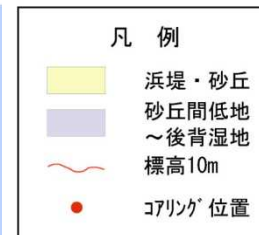
3.4.6 尾駮発茶沢: 地点選定理由及び調査内容

■ 地点選定理由

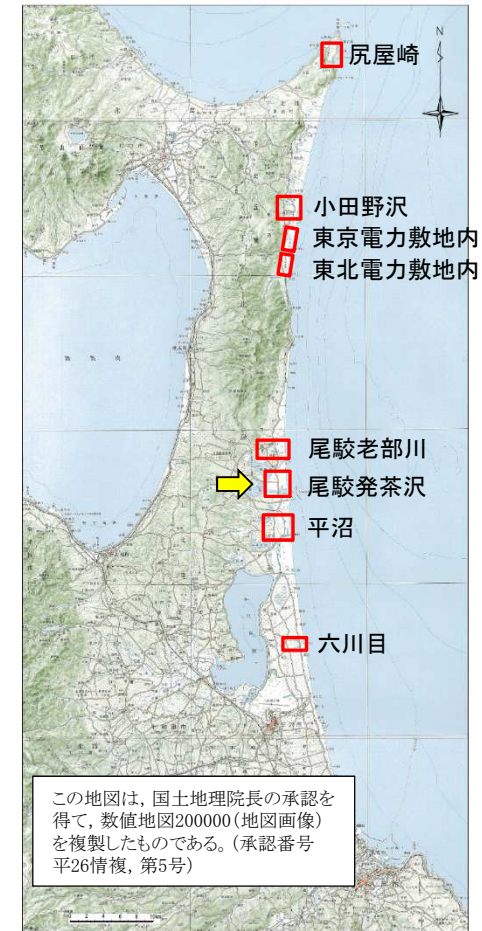
- ・ 浜堤・砂丘の背後に砂丘間低地・後背湿地が存在しており、泥炭層や腐植質泥炭層が分布することが期待され、津波堆積物が残存する可能性がある。

■ 調査内容

- ・ 地質調査: ボーリング調査(パーカッション式, 孔径86mm)
- ・ 室内試験: 火山灰分析, 放射性炭素年代測定, 珪藻化石分析



尾駮発茶沢地点の調査位置図

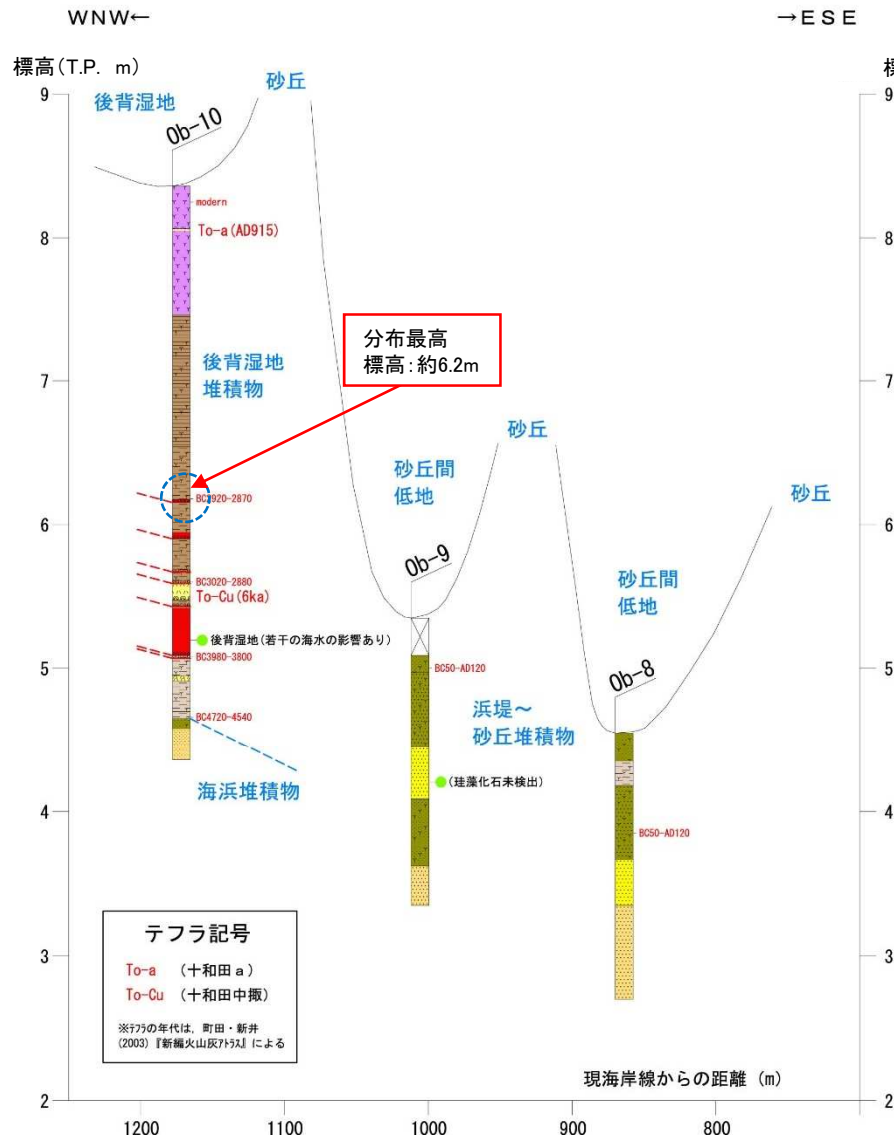


3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

3.4.6 尾駸発茶沢: イベント堆積物に関する評価

【評価】津波起因の可能性が高く、その分布最高標高を約6.2m (Ob-10孔)と評価する。

- 層相は下面境界が明瞭であり、碎屑物が流水により短期間に、あるいは下位層を侵食しながら運搬され堆積したものと考えられる。



○: コア写真中で示したイベント堆積物

主層相	副層相	
耕作土及び盛土等	粘土質	泥炭層
粘土	シルト質	腐植質粘土層
シルト	砂質	腐植質砂層
砂 (細粒)	礫質	腐植混じり砂質泥層・泥質砂層
砂 (中粒)	腐植質	淘汰の良い細~中砂層
砂 (粗粒)		細~中砂層 (平行葉理発達)
礫		堆積相境界
泥炭・腐植土		イベント堆積物
		火山灰
		軽石
		珪藻化石分析結果
		AD980-1140 炭素同位体年代測定結果 (暦年代; 2σ (±1σ))
		BC2000-1000

イベント堆積物 (層厚: 3cm)



Ob-10のコア写真
より、そう、ちから。
東北電力

3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

3.4.7 平沼:地点選定理由及び調査内容

■地点選定理由

- ・ 砂丘・浜堤の背後に後背湿地・谷底低地が存在しており、泥炭層や腐植質泥炭層が分布することが期待され、津波堆積物が残存する可能性がある。

■調査内容

- ・ 地質調査:ボーリング調査(パーカッション式, 孔径86mm)
- ・ 室内試験:火山灰分析, 放射性炭素年代測定, 珪藻化石分析



平沼地点の調査位置図

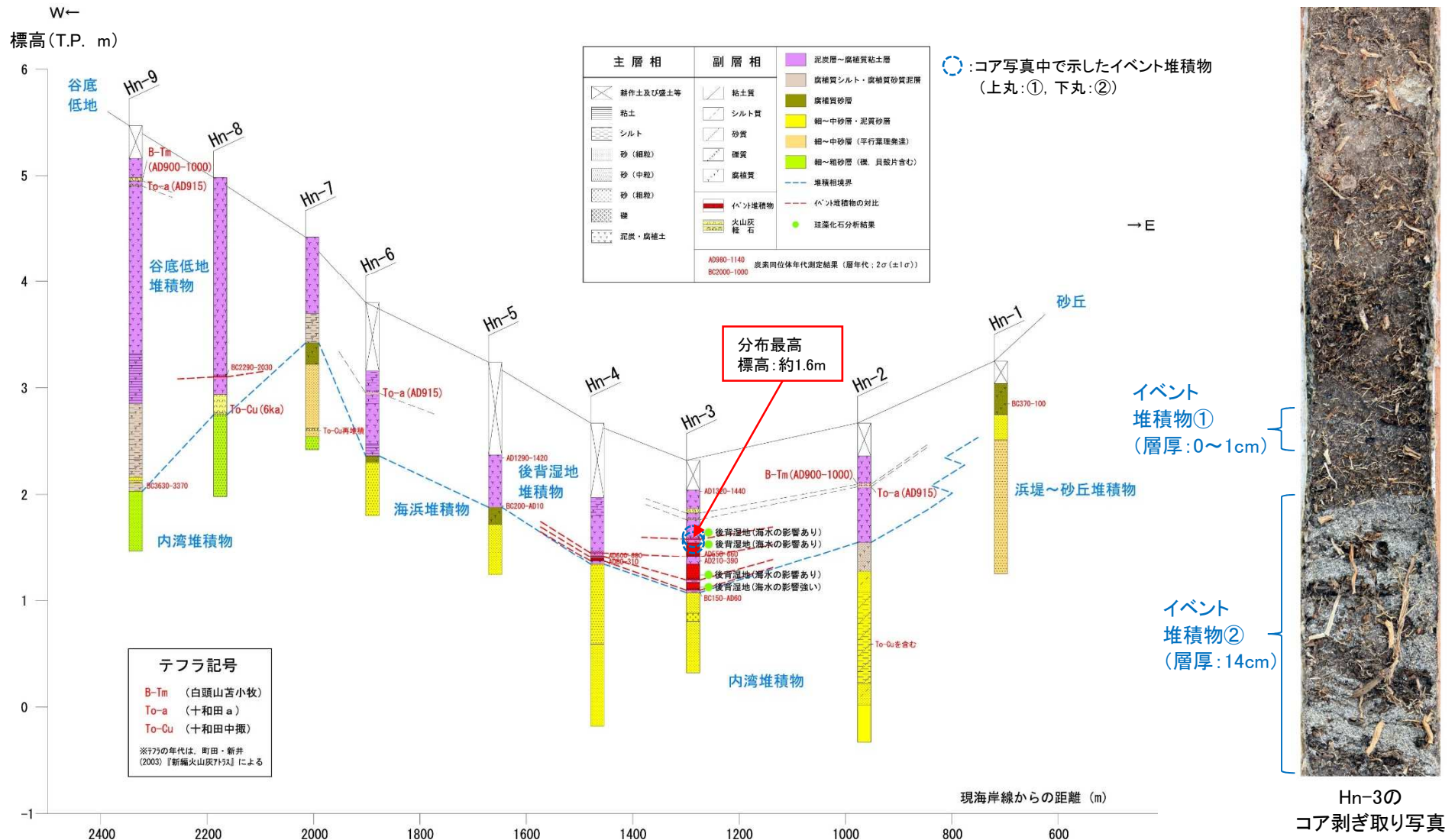


3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

3.4.7 平沼: イベント堆積物に関する評価

【評価】津波起因の可能性が高く、その分布最高標高を約1.6m(Hn-3孔)と評価する。

- ・ 層相は下面境界がやや明瞭であり、砕屑物が流水により比較的短期間に、あるいは下位層を侵食しながら運搬され堆積したものと考えられる。
- ・ また、海水生種の珪藻化石を含む。



3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

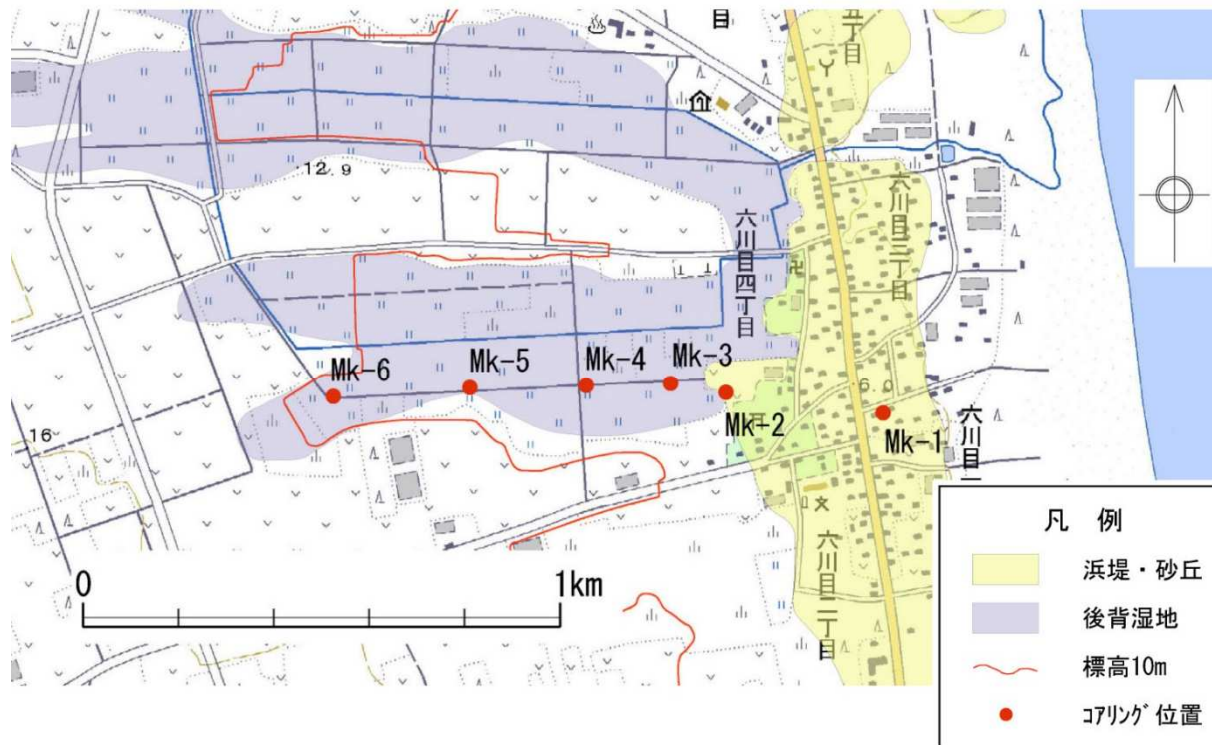
3.4.8 六川目:地点選定理由及び調査内容

■地点選定理由

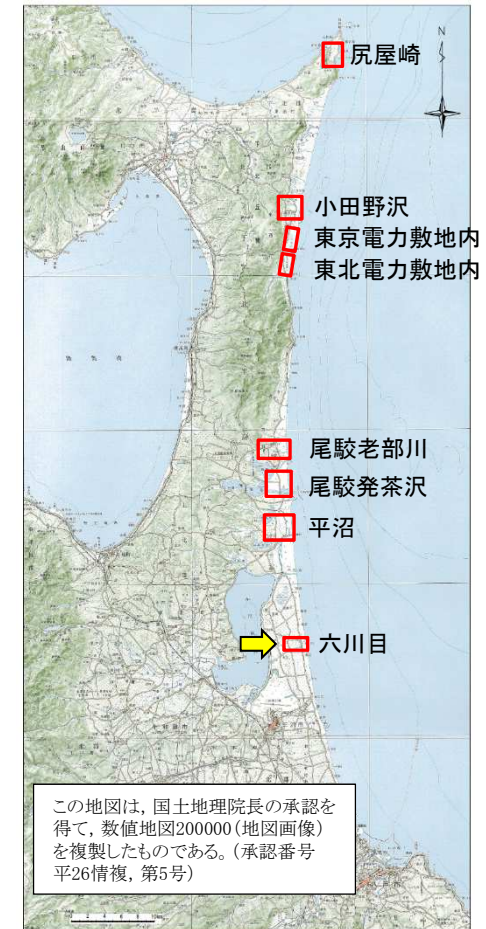
- ・ 浜堤・砂丘の背後に後背湿地が存在しており、泥炭層や腐植質泥炭層が分布することが期待され、津波堆積物が残存する可能性がある。

■調査内容

- ・ 地質調査:ボーリング調査(パーカッション式, 孔径86mm)
- ・ 室内試験:火山灰分析, 放射性炭素年代測定, 珪藻化石分析



六川目地点の調査位置図

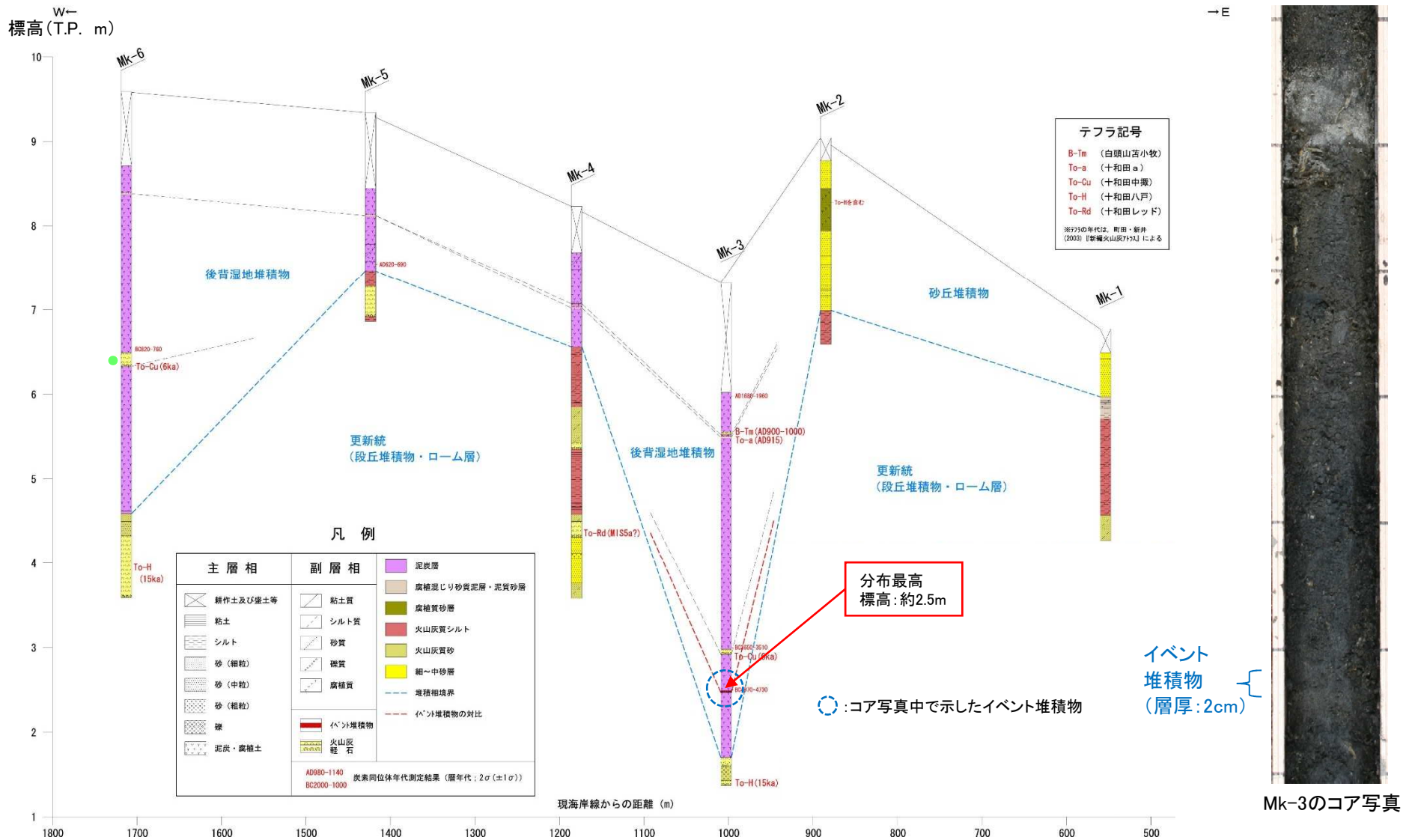


3. 津波堆積物調査 3.4 各地点の調査結果

3.4.8 六川目: イベント堆積物の評価

【評価】津波起因の可能性が高く、その分布最高標高を約2.5m(Mk-3孔)と評価する。

- 層相は下面境界がやや明瞭であり、碎屑物が流水により比較的短期間に、あるいは下位層を侵食しながら運搬され堆積したものと考えられる。



3.5 文献調査の実施プロセス

- 津波堆積物調査に関する文献については、下に示す流れに沿って抽出を行っている。

文献の抽出目的

- 個別地点の津波堆積物調査結果に関する知見の収集
- 津波堆積物の調査手法・認定手順に関する知見の収集
- 津波堆積物調査結果に基づいた地震規模、地震発生履歴等に関する知見の収集

1. 文献の主な収集対象

- ① 国の機関等の報告
(中央防災会議, 産業技術総合研究所, 文部科学省, 原子力規制庁等)
- ② 学協会等の大会報告・論文
(日本第四紀学会, 日本地質学会, 日本堆積学会, 日本地震学会, 日本地球惑星科学連合等)
- ③ 雑誌(上記機関・学協会関連誌を除く)
(地震研究所彙報, 月刊地球, 津波工学研究報告等)
- ④ 海外情報
(AGU, SSA, USGS, IUGG, The Geological Society等)
- ⑤ その他
(電力中央研究所等)

2. 東北電力独自の取組み

- 既往文献で引用されている文献
- 地元マスメディアの情報(地元新聞等)
- 学識者・専門家からの聞き取りによる情報
- 地元行政機関からの情報(教育委員会等)等

東通の津波評価に参考となるもの

キーワード
下北半島
津波堆積物
イベント堆積物
痕跡高等

東通の津波評価
に参考となるもの

平成21年度以降の文献
(年度毎に知見の収集を実施)

原子力発電所の耐震安全性に係る
新たな科学的・技術的知見のうち
津波堆積物に関する文献の収集結果

- 【本10】Minoura et al.(2013)
- 【本47】宍倉ほか(2012)
- 【本95】谷川ほか(2013)
- 【本96】産総研津波堆積物データベース
- 【本92】鎌田ほか(2015)
- 【補14】後藤・箕浦(2012)
- 【補15】中村ほか(2011)
- 【補16】山田・藤野(2013)
- 【本100, 補17】後藤ほか(2017)
- 【本29】文部科学省(2012)
- 【本41】菅原ほか(2011)
- 【本42】菅原ほか(2013)
- 【本45】行谷ほか(2010)
- 【本48】文部科学省研究開発局ほか(2010)
- 【本88】菅原(2014)
- 【本91】岡村・行谷(2011)

東北電力独自の取組みのうち津波堆積物に関する文献の収集結果

- 【補13】Abe et al.(2012)
- 【本90】TANIGAWA et al.(2014)
- 【本94】Minoura et al.(1994)
- 【本97】谷川(2017)
- 【本98】谷川ほか(2014)
- 【本13】宍倉(2013)
- 【本14】Rajendran(2013)
- 【本33】佐竹(2013)
- 【本35】Witter et al.(2012)

【平成20年度以前の文献】 津波堆積物に関する文献の収集結果

- 【本43】澤井ほか(2007)
- 【本44】澤井ほか(2008)
- 【本46】宍倉ほか(2007)
- 【本31】内閣府(2006)
- 【本99】藤原ほか(2003)

凡例

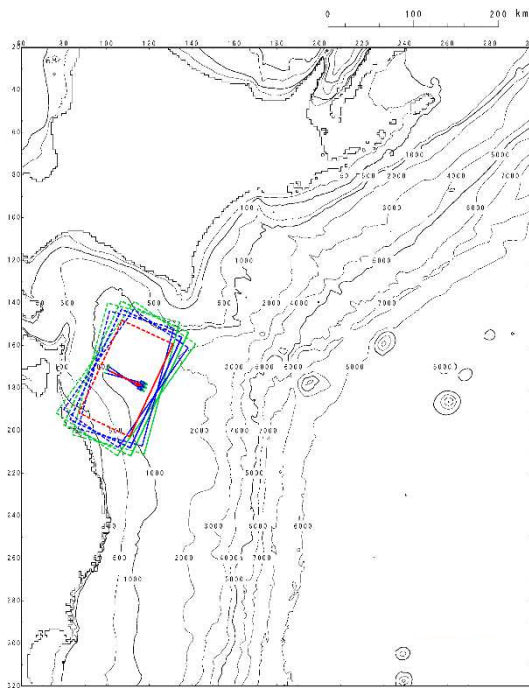
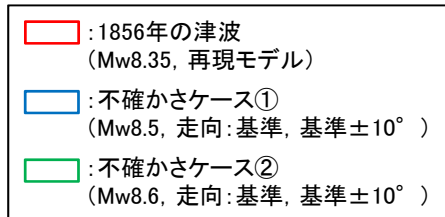
- 【本27】内閣府(2006)
- 参考文献の番号
- 本:本資料, 補:補足説明資料

4. 想定津波群の作成方法

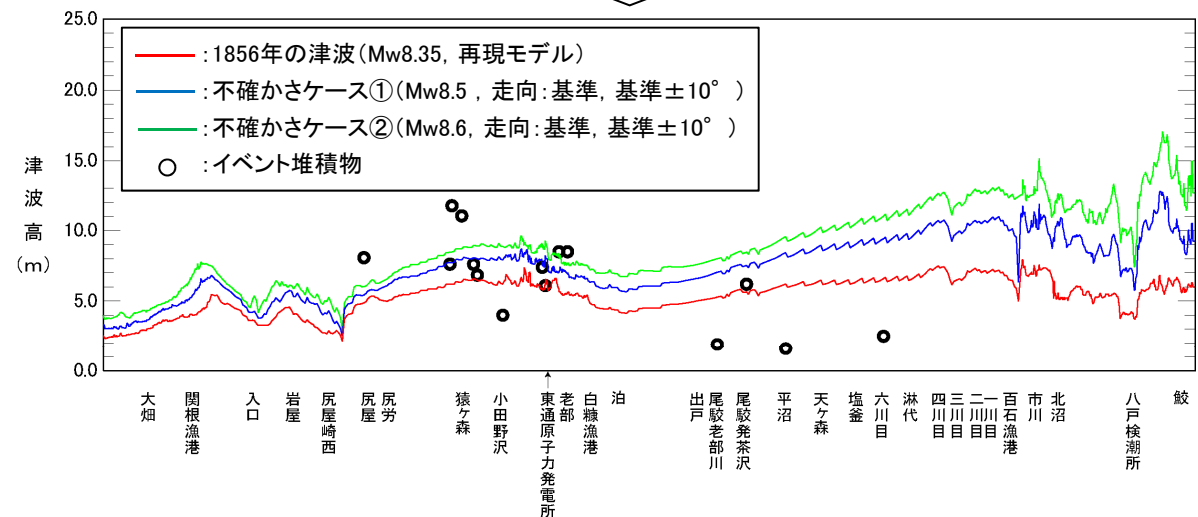
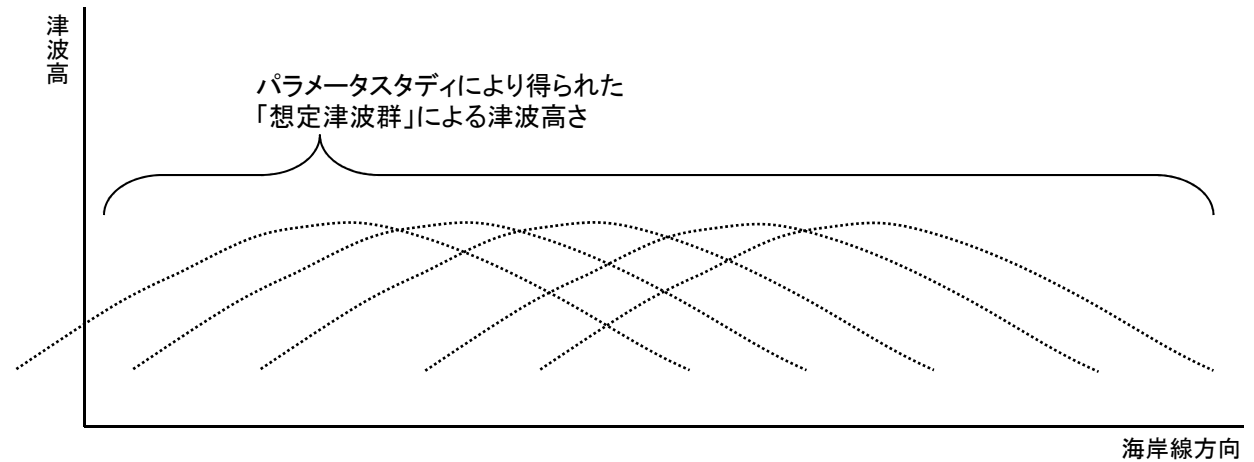
4. 想定津波群の作成方法: 1856年の津波

- 不確かさケース①, 不確かさケース②については, 土木学会(2016)を参考に, 走向の不確かさを考慮した想定津波群(=パラメータスタディを行った津波の集合体)を作成し, イベント堆積物と比較した。

■検討モデル



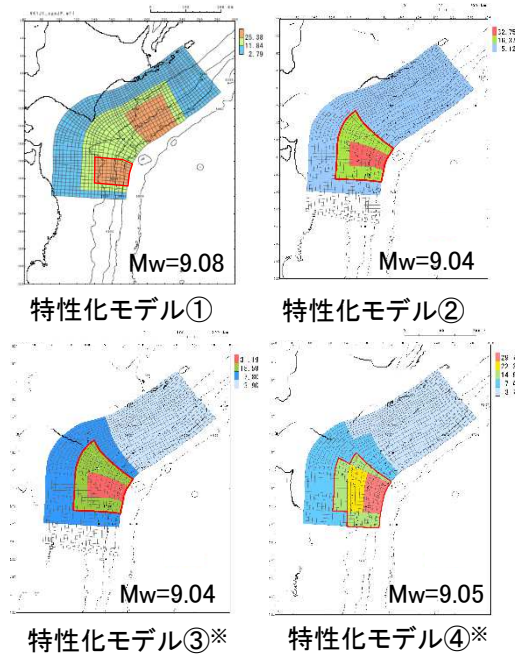
■想定津波群の作成



想定津波群とイベント堆積物の比較

4. 想定津波群の作成方法: 連動型地震に起因する津波

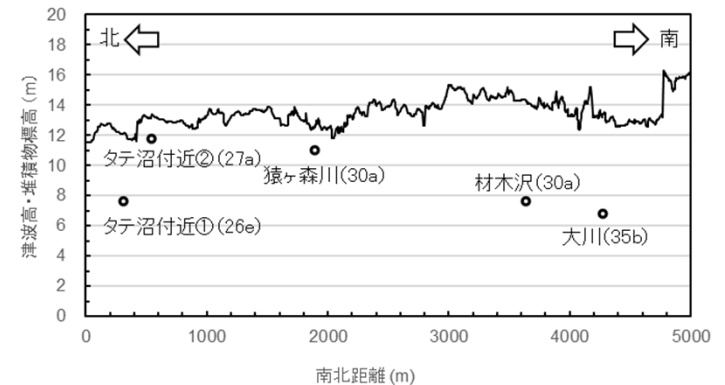
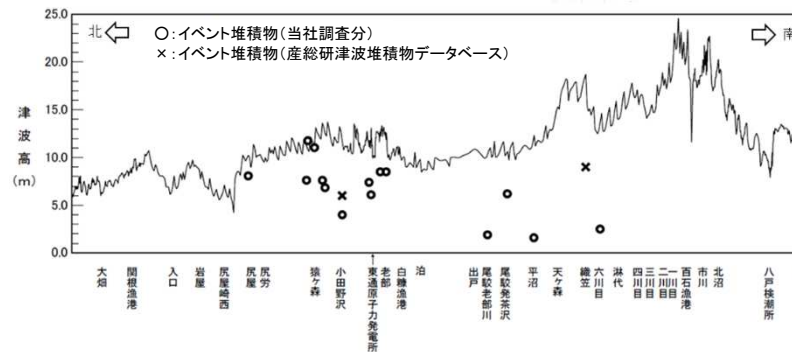
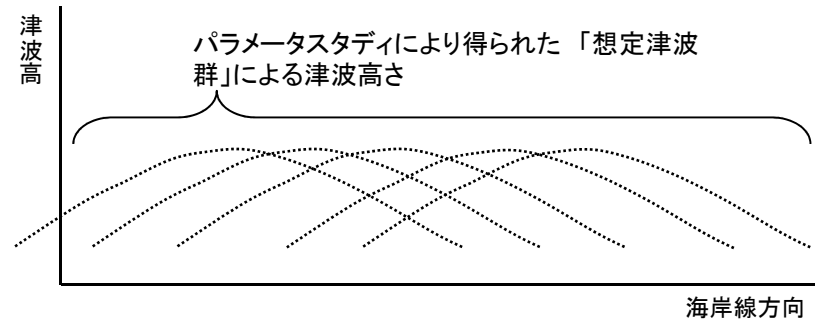
- 特性化モデル①～④を対象に、以下に示す表のケースを対象に想定津波群を作成し、イベント堆積物と比較した。



□ : 大すべり域等

※: 大すべり域等に合わせて、基本すべり域も移動させる。

■ 想定津波群の作成

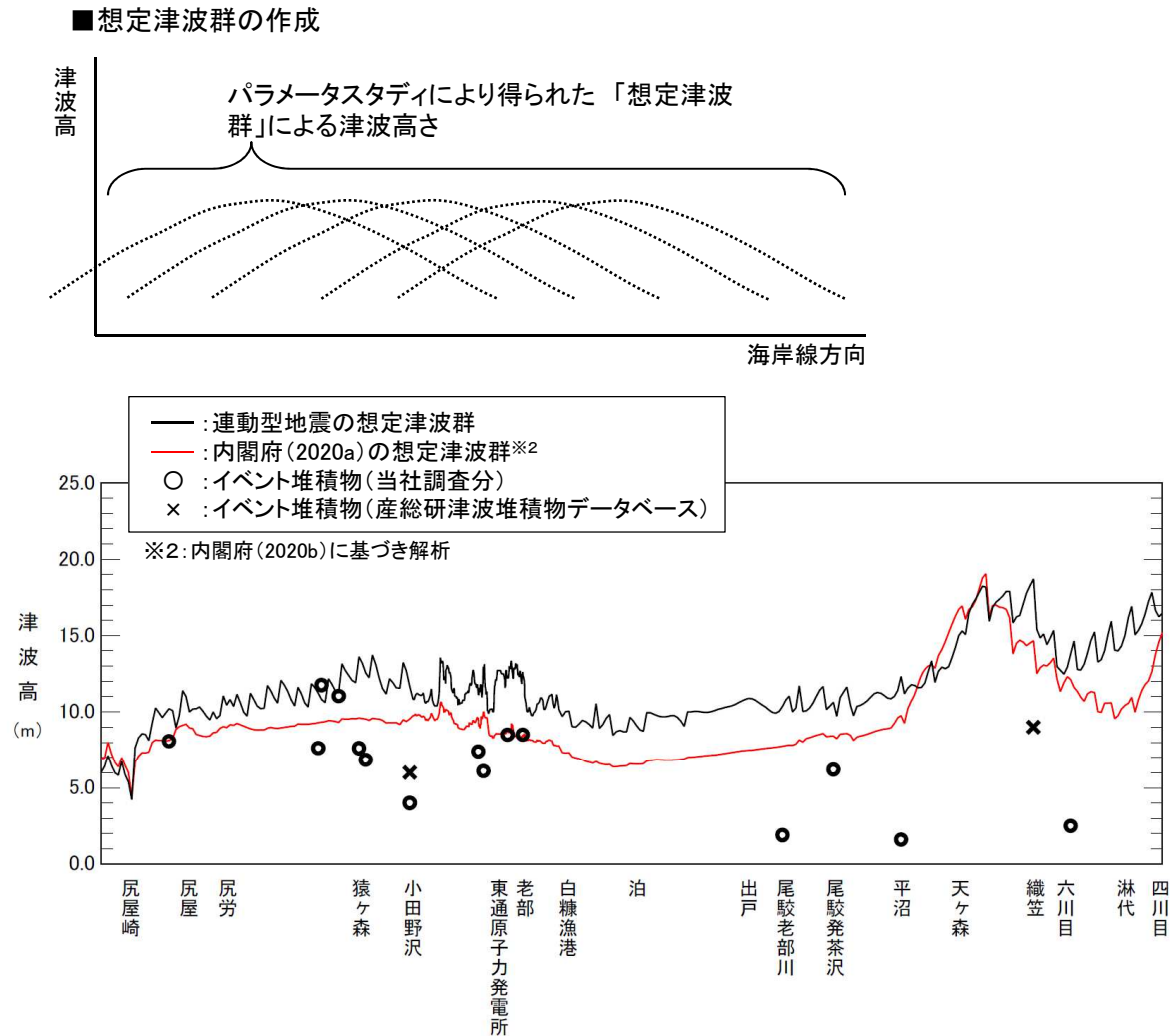
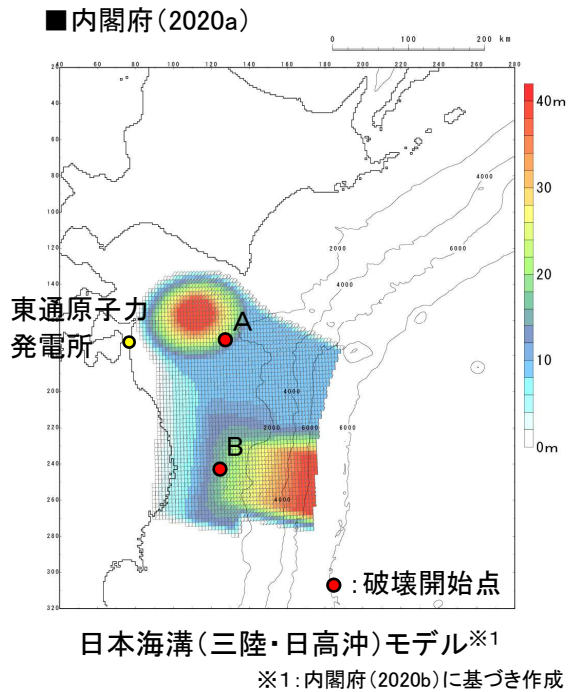


想定津波群とイベント堆積物の比較

特性化モデル	概略パラメータスタディ (約10km単位で移動)	詳細パラメータスタディ
特性化モデル①	北へ30km～南へ70km	なし
特性化モデル②	北へ50km～南へ150km	・破壊開始点: P6 ・破壊伝播速度: 1.0, 1.5, 2.0, 2.5km/s
特性化モデル③	北へ50km～南へ150km	なし
特性化モデル④	北へ50km～南へ150km	なし

4. 想定津波群の作成方法: 日本海溝(三陸・日高沖)モデル

- 日本海溝(三陸・日高沖)モデルについては、破壊開始点A, Bとしたケースを対象に想定津波群を作成し、特性化モデルの想定津波群と比較した。



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

5. 津波解析条件

- 5. 1 計算条件
- 5. 2 既往津波の再現解析
- 5. 3 津波水位の評価位置
- 5. 4 基準津波の策定位置

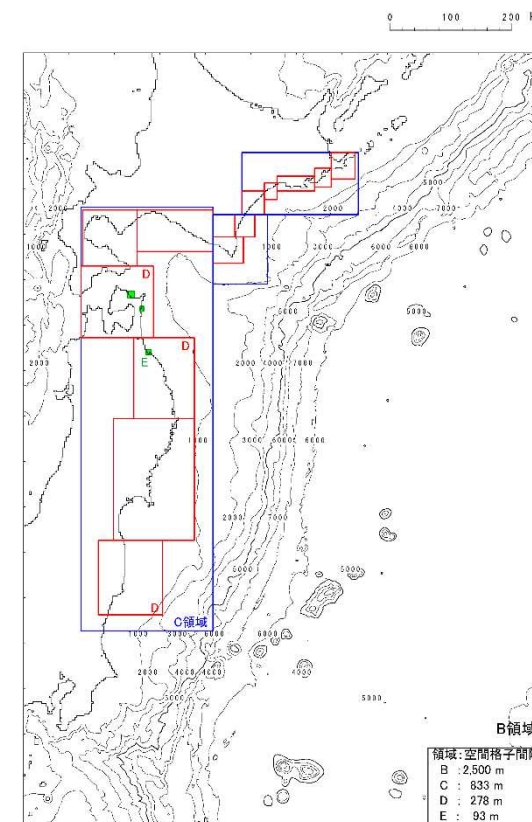
5. 津波解析条件

5.1 計算条件:計算条件

- 津波予測計算は、次の計算条件等に基づき実施した。
- なお、数値シミュレーションの手法の妥当性は、既往津波の再現性の評価を実施して確認した。

主な計算条件

	B領域	C領域	D領域	E領域	F領域	G領域	H領域
空間格子間隔 Δs	2.5 km	833 m (2500/3)	278 m (2500/9)	93 m (2500/27)	31 m (2500/81)	10m (2500/243)	5m (2500/486)
時間格子間隔 Δt	0.1秒						
基礎方程式	線形 長波式	非線形長波式(浅水理論) ^{※1}					
沖側境界条件	自由透過	外側の大格子領域と水位・流量を接続					
陸側境界条件	完全反射	完全反射 (海底露出を考慮)	小谷ほか(1998)の遡上境界条件				
初期海面変動	波源モデルを用いてMansinha and Smylie(1971)の方法により計算される鉛直変位を海面上に与える						
海底摩擦	考慮 しない	マンニングの粗度係数 $n = 0.03m^{-1/3}s$ (土木学会(2016)より)					
水平渦動粘性 係数	考慮しない						
潮位条件	T.P.±0.0m						
計算時間	地震発生後4時間						



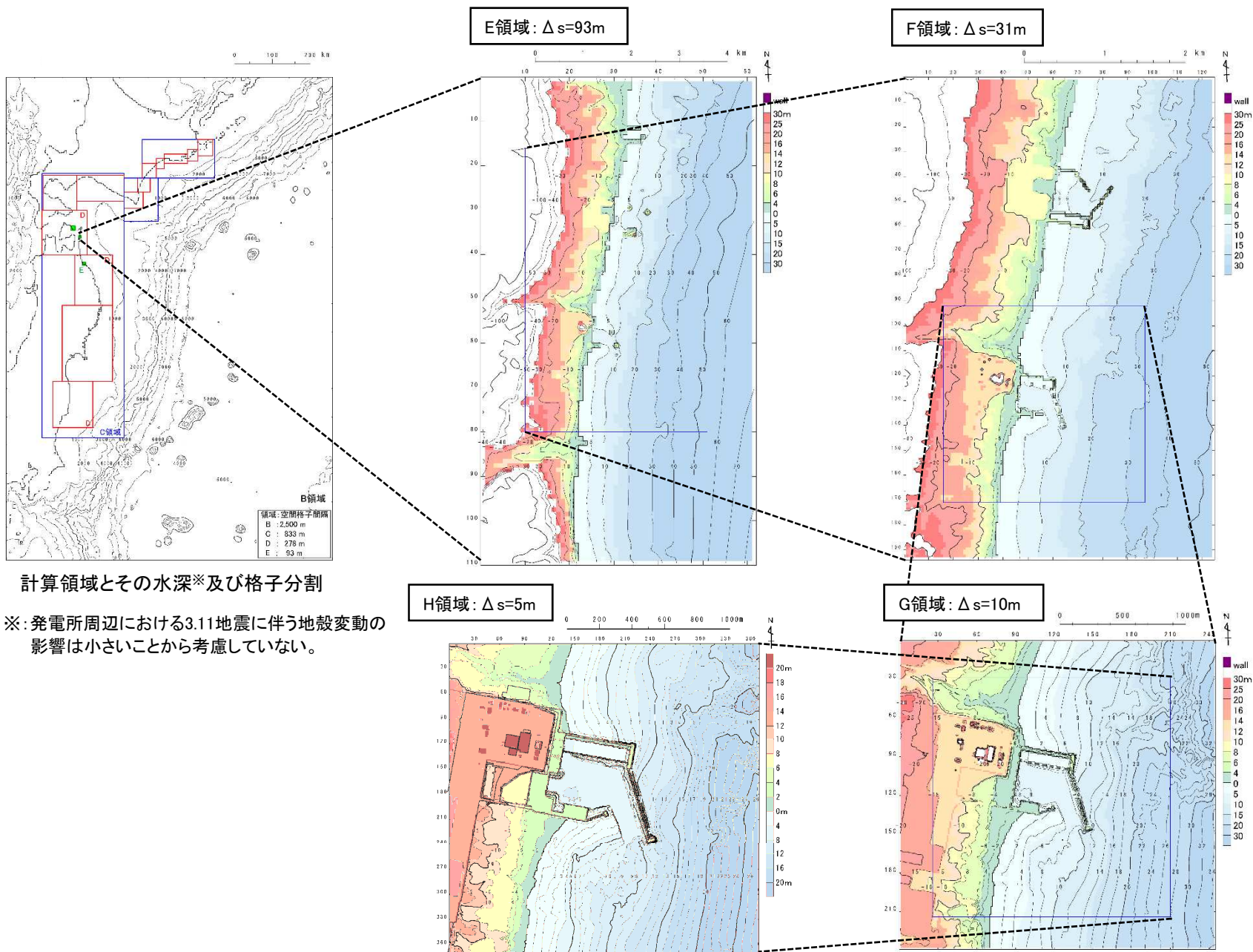
計算領域^{※2}とその水深及び格子分割

※1:土木学会(2016)では、水深200m以浅の海域を目安に非線形長波式を適用するとしている。これを十分に満足するようC領域以下(水深1500m以浅)で、非線形長波式(浅水理論)を適用した。

※2:計算領域範囲は、日本海溝沿い・千島海溝沿い(南部)の津波発生領域が含まれる範囲及び北海道・東日本沿岸からの反射波が発電所に与える影響を考慮して設定した。

5. 津波解析条件

5.1 計算条件: 計算領域とその水深



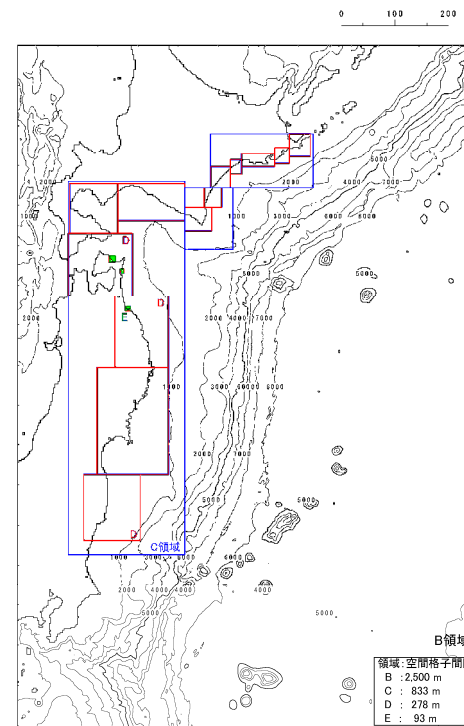
5. 津波解析条件

5.2 既往津波の再現解析: 計算条件

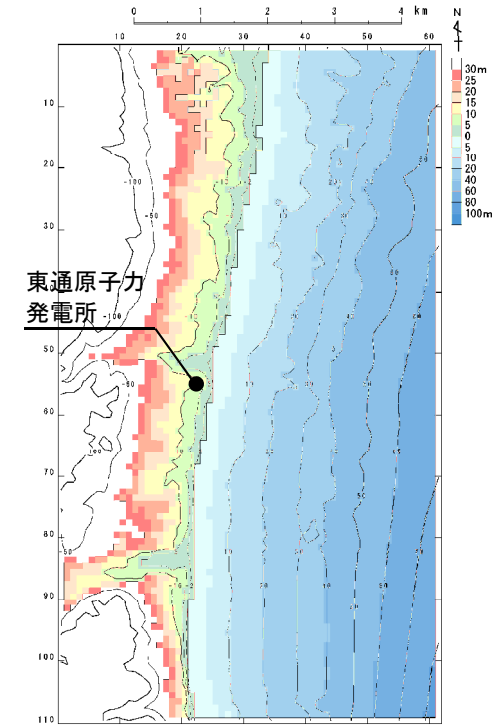
- 数値シミュレーションの手法の妥当性を確認するために、既往津波の再現解析を実施した。
- 再現解析は、次の計算条件等に基づき実施した。

主な計算条件

	B領域	C領域	D領域	E領域
空間格子間隔 Δs	2.5 km	833 m (2500/3)	278 m (2500/9)	93 m (2500/27)
時間格子間隔 Δt	1秒			
基礎方程式	線形長波式	非線形長波式 (浅水理論)		
沖側境界条件	自由透過	外側の大格子領域と水位・流量を接続		
陸側境界条件	完全反射	完全反射 (海底露出を考慮)	小谷ほか (1998)の遡上境界条件	
初期海面変動	波源モデルを用いてMansinha and Smylie(1971)の方法により計算される鉛直変位を海面上に与える			
海底摩擦	考慮しない	マンニングの粗度係数 $n = 0.03\text{m}^{-1/3}\text{s}$ (土木学会(2016)より)		
水平渦動粘性係数	考慮しない			
潮位条件	T.P. $\pm 0.0\text{m}$			
計算再現時間	地震発生後4時間			



計算領域とその水深及び格子分割



敷地周辺の計算領域とその水深及び格子分割

5. 津波解析条件

5.2 既往津波の再現解析: 評価方法

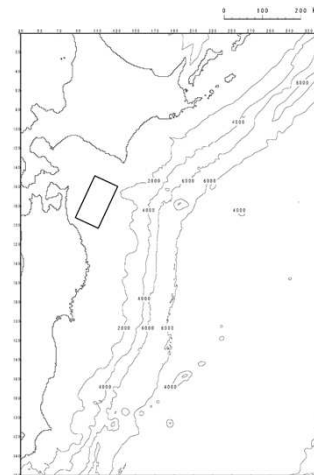
- 再現性の評価は、各地点における既往津波高と数値シミュレーションによる津波高を比較することにより行った。
- 再現性の指標は、相田(1977)による既往津波高と数値シミュレーションにより計算された津波高との比から求める幾何平均値 K 及びばらつきを表す指標 k を用いた。
- 評価に用いた既往津波は、地震種別毎に評価することを基本として選定した。

評価に用いた既往津波

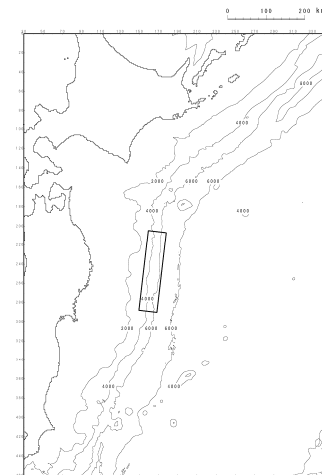
地震種別		既往津波
プレート間地震	津波地震	1896年明治三陸地震津波
	プレート間地震	1856年の津波
		1968年十勝沖地震に伴う津波
海洋プレート内地震		1933年昭和三陸地震津波

主な断層パラメータ

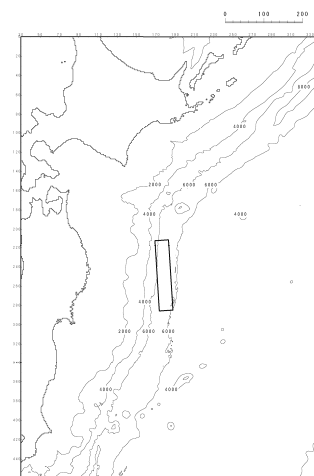
断層パラメータ		1856年	1896年	1933年	1968年
モーメントマグニチュード*	Mw	8.35	8.28	8.35	8.41
長さ	L(km)	120	210	185	150
幅	W(km)	70	50	50	100
走向	θ (°)	205	190	180	195
断層上縁深さ	d(km)	26	1	1	6
傾斜角	δ (°)	20	20	45	20
すべり角	λ (°)	90	75	270	76
すべり量	D(m)	10.0	9.0	6.6	6.9



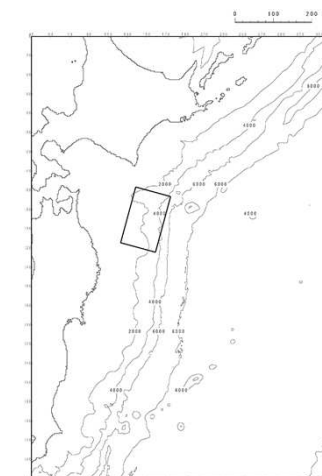
1856年の津波



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

5. 津波解析条件

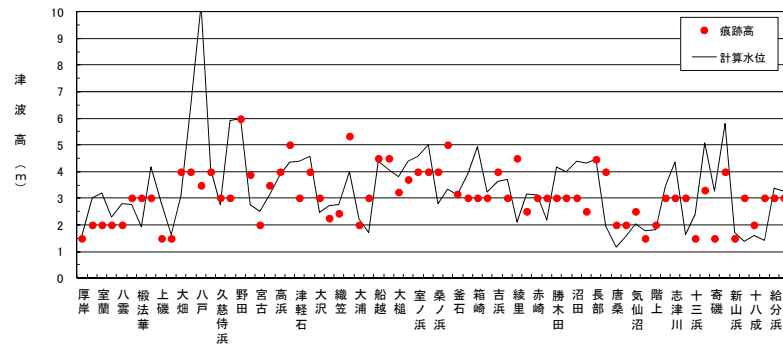
5.2 既往津波の再現解析: 評価結果

- 土木学会(2016)の目安を満足しており, 数値シミュレーションの手法が妥当であることを確認した。

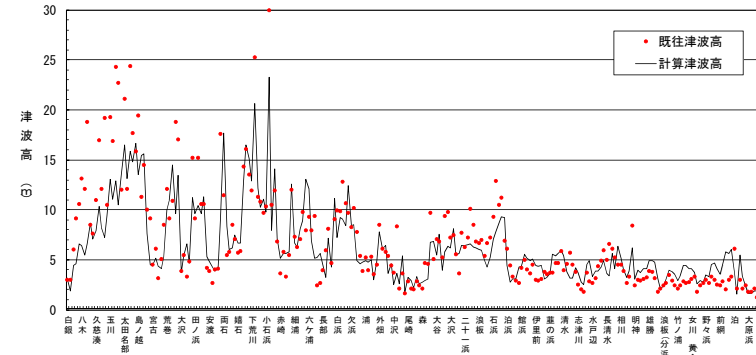
再現性の評価結果※

既往津波	K	κ	n	既往津波高
1856年の津波	0.95	1.448	72	羽鳥(2000)
1896年明治三陸地震津波	1.00	1.44	246	伊木(1897), 松尾(1933)
1933年昭和三陸地震津波	1.00	1.43	553	松尾(1933), 地震研究所(1934)
1968年十勝沖地震に伴う津波	0.97	1.39	297	岸(1969)

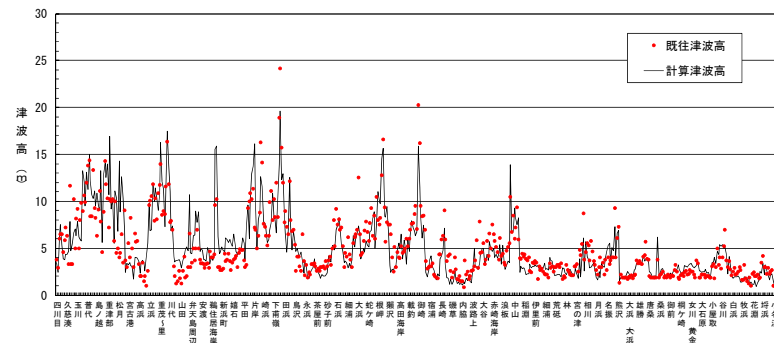
※土木学会(2016)による再現性の目安 : $0.95 < K < 1.05$, $\kappa < 1.45$



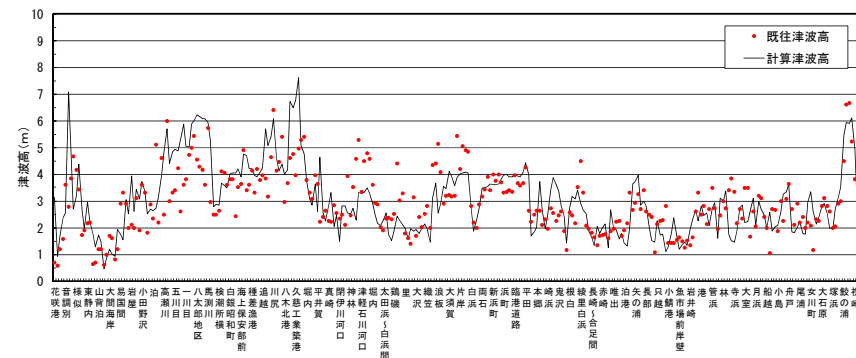
1856年の津波



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

5. 津波解析条件 5.3 津波水位の評価位置

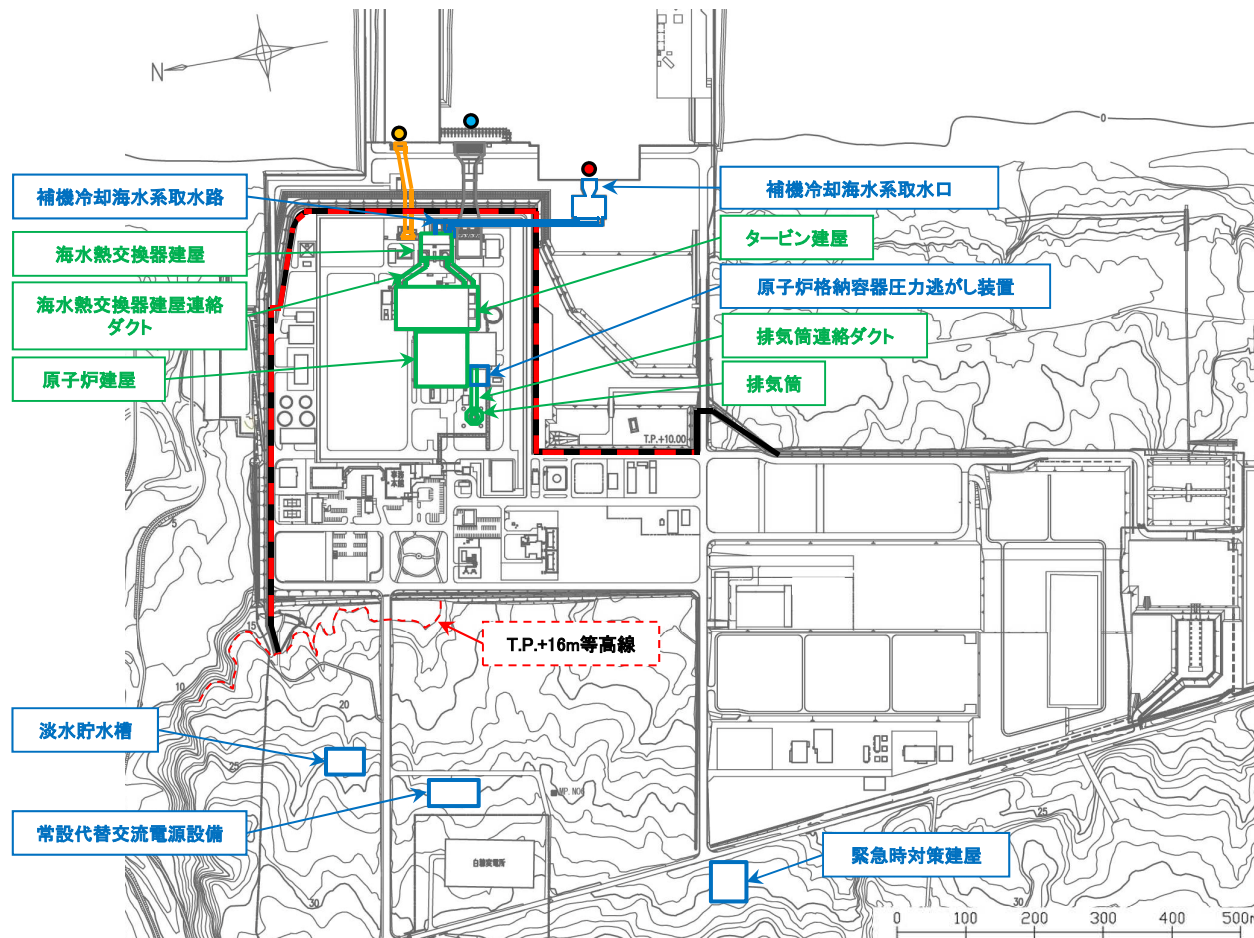
5.3.1 水位上昇側の評価位置と耐震重要施設等との位置関係

■敷地前面

- 耐震重要施設等が設置された敷地 (T.P.+13m) へ津波が遡上するかを評価するため、敷地前面 (下図: 赤点線) を津波水位の評価位置とする。

■取水口前面, 放水路護岸前面

- 耐震重要施設等が設置された敷地 (T.P.+13m) へ取水路, 放水路から津波が流入するかを評価するため、取水口前面 (下図: 水色丸), 補機冷却海水系取水口前面 (下図: 赤色丸), 放水路護岸前面 (下図: 黄色丸) を津波水位の評価位置とする。



【津波水位の評価位置】

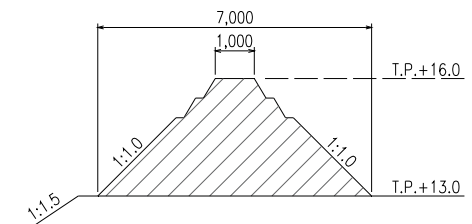
- : 敷地前面
- : 取水口前面
- : 補機冷却海水系取水口前面
- : 放水路護岸前面

【施設位置】

- : 防潮堤 (自主対策設備)
- : 耐震重要施設※1及び常設重大事故等対処施設※2
- : 常設重大事故等対処施設
- : 放水設備

※1 設置許可基準規則第3条の対象となる耐震重要施設 (間接支持構造物を含む)

※2 設置許可基準規則第38条の対象となる常設耐震重要重大事故防止設備又は常設重大事故緩和設備が設置される重大事故等対処施設 (特定重大事故等対処施設を除く)

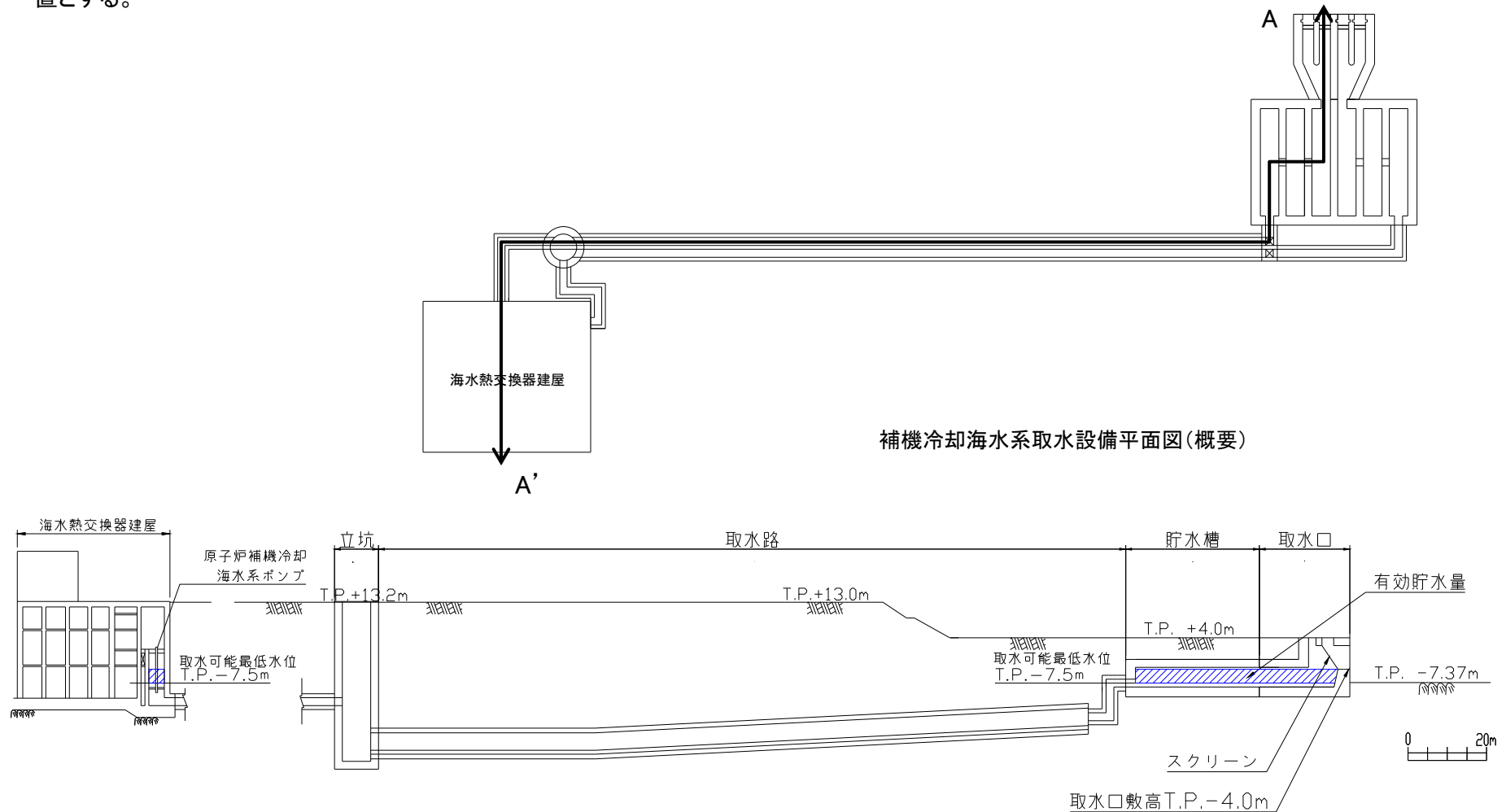



防潮堤 (セメント改良土) 標準断面図

5. 津波解析条件 5.3 津波水位の評価位置

5.3.2 水位下降側の評価位置

- 津波による取水路内の水位変動に伴う原子炉補機冷却海水系ポンプの取水性を評価するため、補機冷却海水系取水口前面を津波水位の評価位置とする。



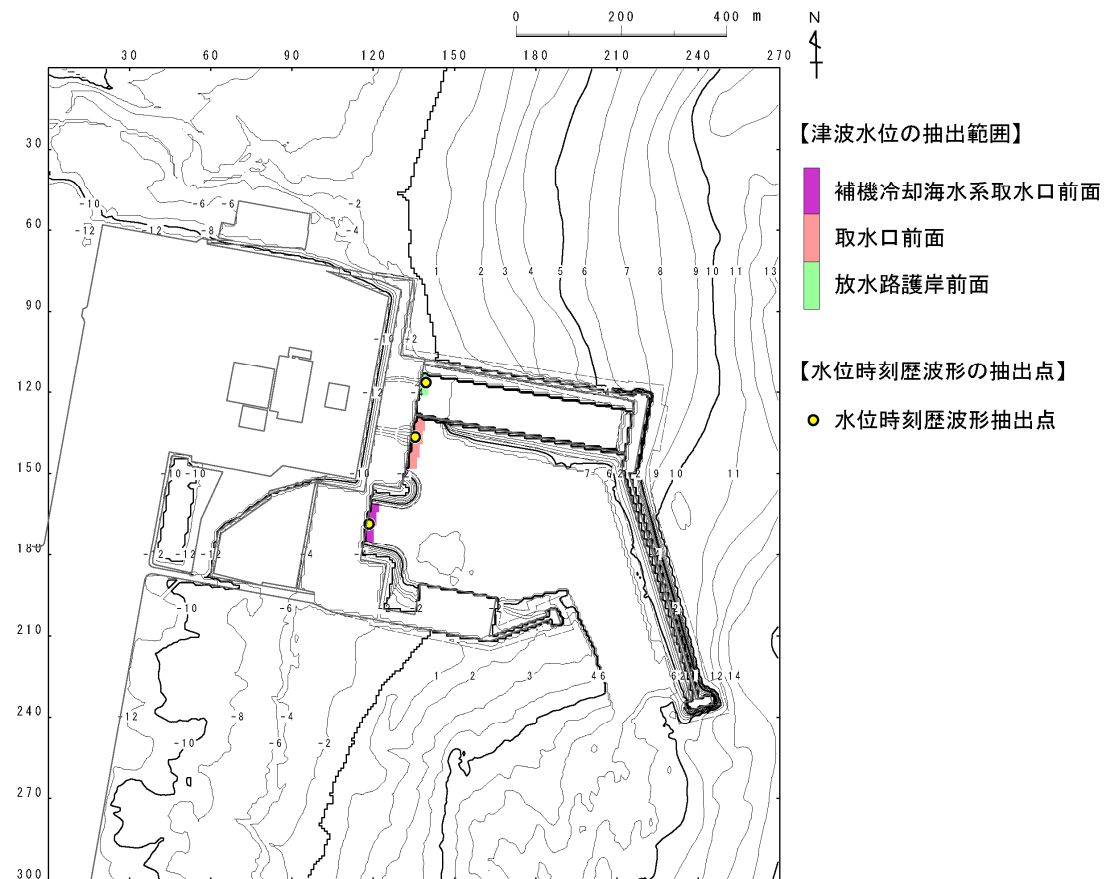
 : 津波水位が取水口敷高を下回る場合に、原子炉補機冷却系海水ポンプに必要な海水が設備内に確保される範囲(約3,400m³)

補機冷却海水系取水設備断面図(概要)(A-A'断面)

5. 津波解析条件 5.3 津波水位の評価位置

5.3.3 津波水位の抽出位置

- 津波解析は、設定する波源により発電所港湾内における流れ場が異なることから、津波水位(最大水位上昇量・最大水位下降量)の抽出位置を下図のとおり設定した。
- 水位時刻歴波形の抽出位置は、上記の代表点として各取放水設備前面の中央位置とした。

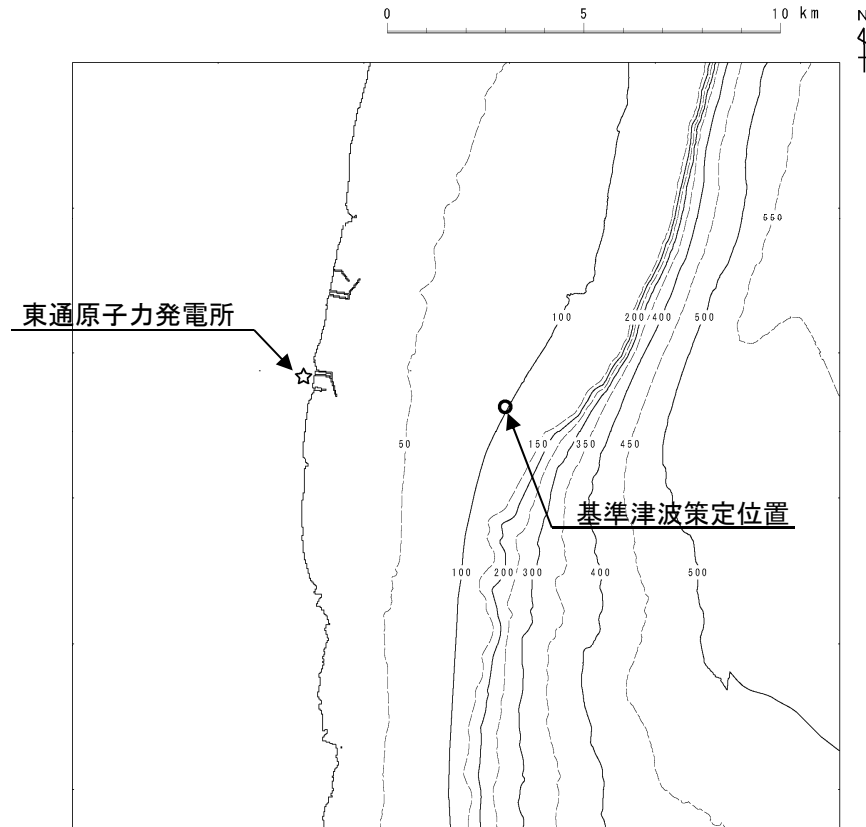


津波水位の抽出位置

5. 津波解析条件

5.4 基準津波の策定位置

- 基準津波の策定位置は、敷地前面海域の海底地形の特徴を踏まえ、時刻歴波形に対して施設からの反射波の影響が微小となるよう、敷地から沖合いへ約5km離れた水深100mの位置とした。



基準津波策定位置

6. 千島海溝・日本海溝沿いで発生する津波解析結果(スナップショット)

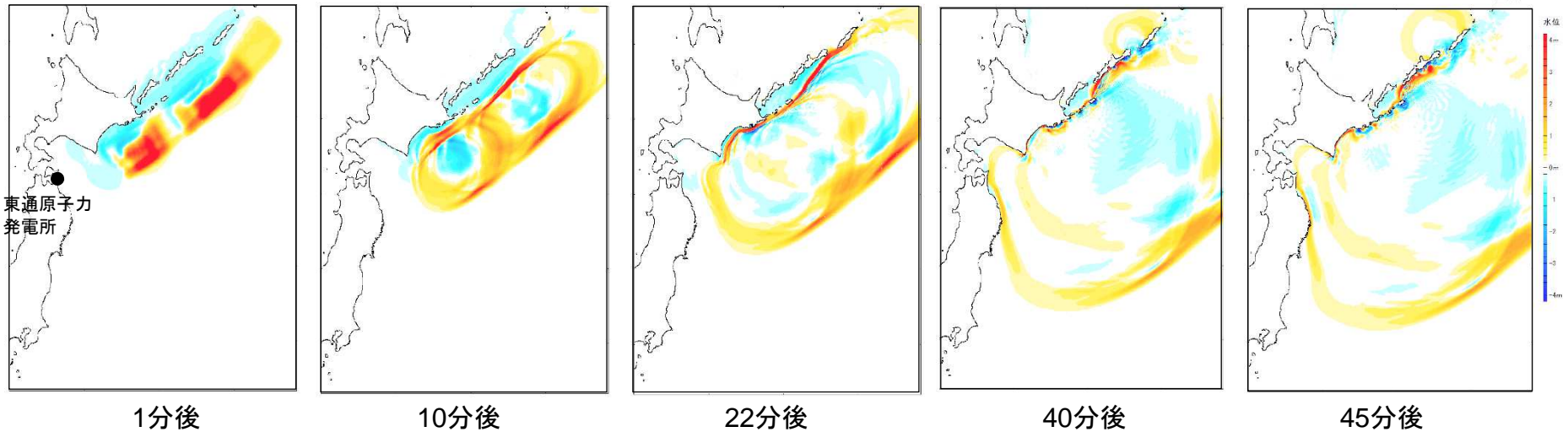
- 6. 1 十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震
- 6. 2 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震
- 6. 3 超巨大地震(東北地方太平洋沖型)

6. 千島海溝・日本海溝沿いで発生する津波解析結果(スナップショット)

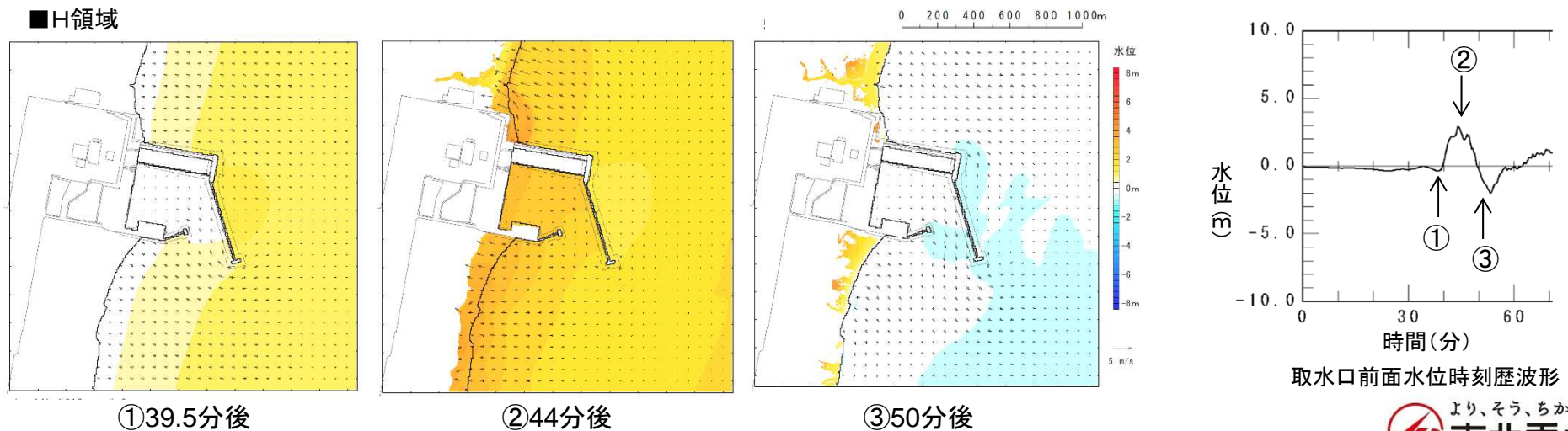
6.1 十勝沖・根室沖から千島前弧スリバー北東端の連動型地震

- 地震発生直後(1分後)は納沙布断裂帯～千島前弧スリバー北東端, 十勝沖・根室沖の大すべり域で生じた水位変動が独立しているが, 東通発電所への伝播途上で, 納沙布断裂帯～千島前弧スリバー北東端で生じた水位上昇部が十勝沖・根室沖～納沙布断裂帯で生じた水位低下部と重なり合い(10～22分後), 地震発生から約40分後に第一波が敷地に到達している。

■B領域



■H領域

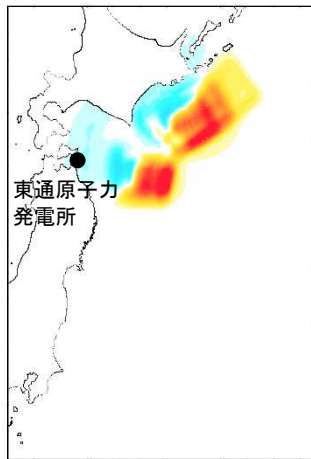


6. 千島海溝・日本海溝沿いで発生する津波解析結果(スナップショット)

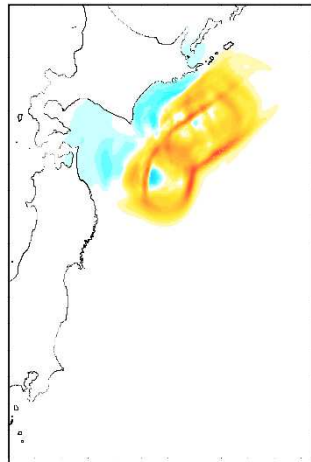
6.2 十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部, 十勝沖・根室沖の位置関係から, 両領域で生じた水位変動は東通発電所に伝播するまでの間にあまり干渉せず(5~17分), 地震発生から約35分後, 主に青森県東方沖及び岩手県沖北部の大すべり域で生じた水位上昇が到達している。

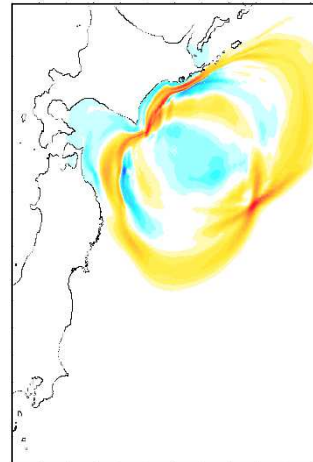
■B領域



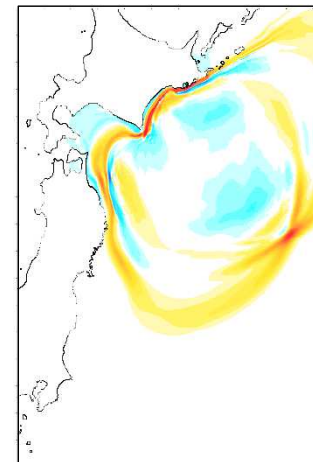
1分後



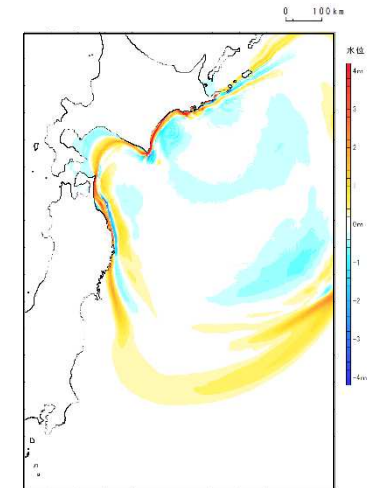
5分後



17分後



25分後

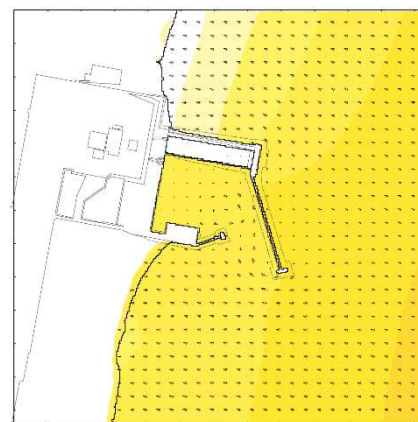


35分後

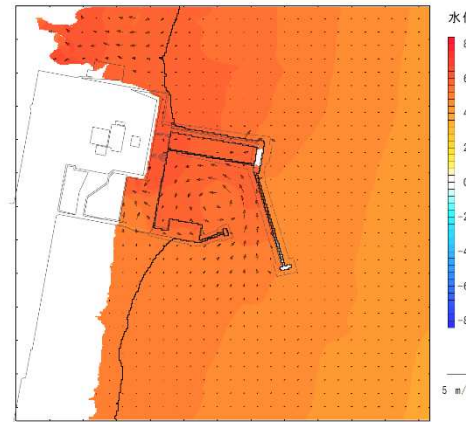
■H領域



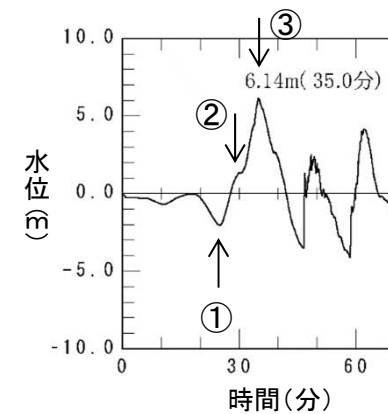
①25.5分後



②30.5分後



③35分後



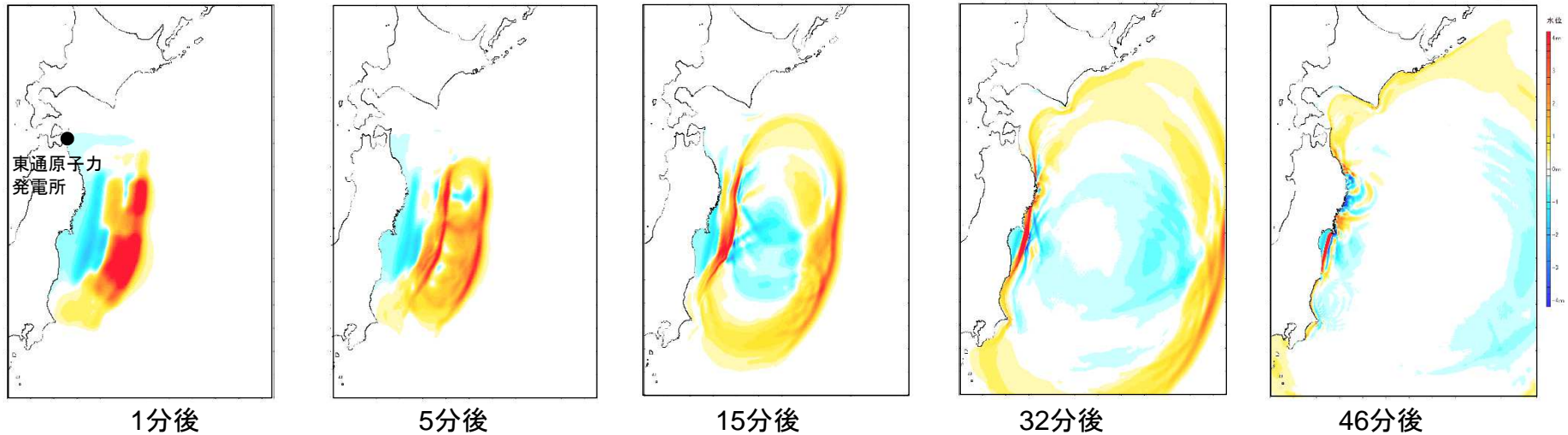
取水口前面水位時刻歴波形

6. 千島海溝・日本海溝沿いで発生する津波解析結果(スナップショット)

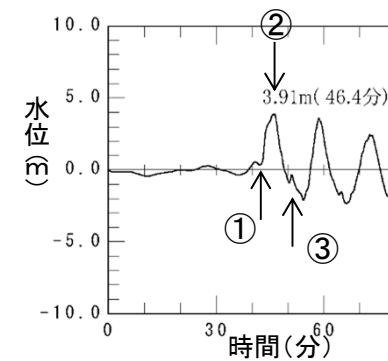
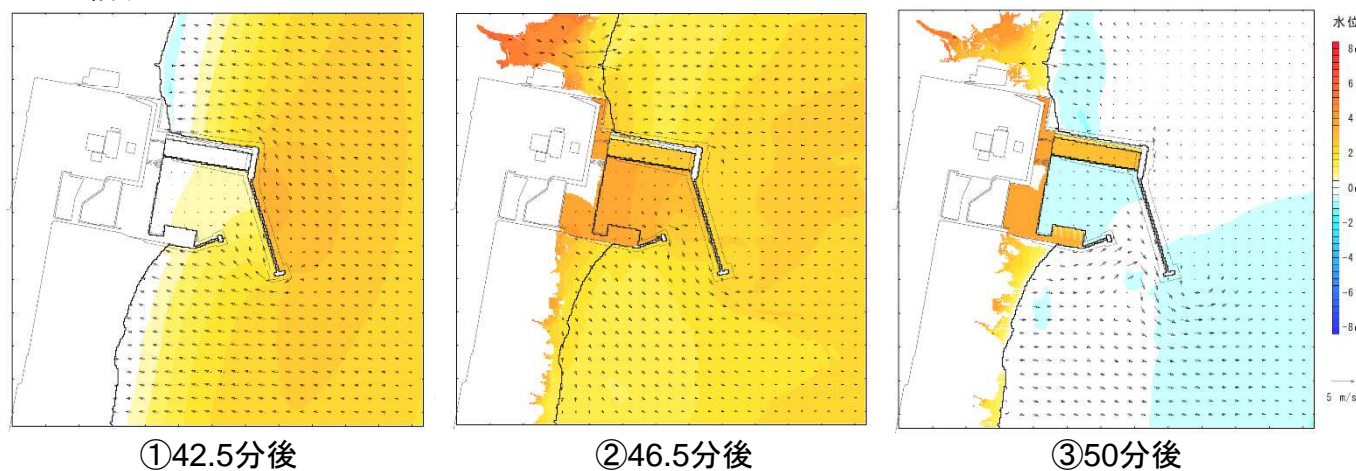
6.3 超巨大地震(東北地方太平洋沖型)

- 大すべり域で生じた水位変動は、主に岩手～福島県沿岸に直接的に到達している(15～32分後)。一方、東通発電所へは南方から回り込むように伝播し、地震から約46分後に第一波押し波が到達している。

■B領域



■H領域



取水口前面水位時刻歴波形

7. 波源領域の違いが津波高さに与える影響

- 7. 1 検討方針
- 7. 2 津波波源モデルの設定
- 7. 3 検討結果

7. 波源領域の違いが津波高さに与える影響

7.1 検討方針

■東通発電所の立地特性

- ・ 発電所周辺の海岸は、三陸海岸(南部)に見られる複雑な海岸線(リアス式海岸)を呈していない。
- ・ また、海底地形について、発電所の前面海域では、大陸棚の外縁が陸域に近接している影響から、日本海溝(南北方向)と敷地までの等深線は平行に連続せず、同じ太平洋沿岸の地域と異なる特徴を有する。

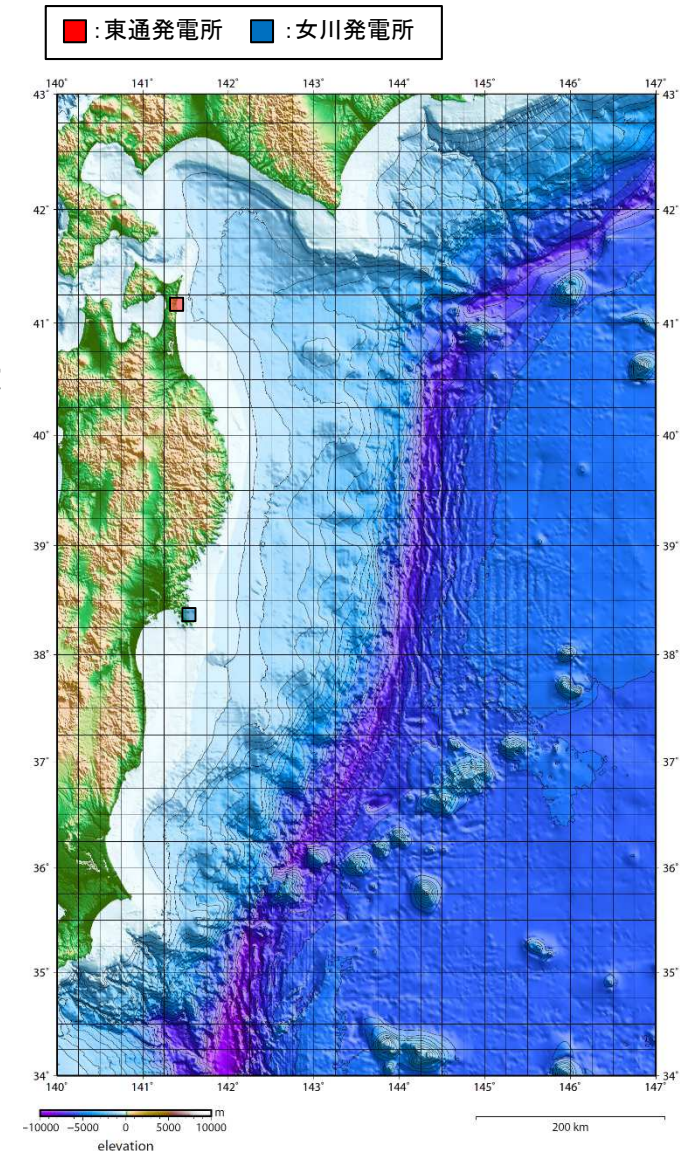
■検討方針

- ・ 青森県東方沖及び岩手県沖北部の地震、十勝沖・根室沖から岩手県沖北部の連動型地震を対象に数値シミュレーションを実施して、波源領域(地震規模)の違いが津波高さに与える影響を確認する。
- ・ なお、比較検討用に、東通発電所の陸域・海域の地形的特徴と対症的な女川発電所を対象に、東通発電所と同規模の地震を設定して数値シミュレーションを実施し、立地特性(地形的特徴)の違いが地震規模と津波高さの関係に与える影響を確認する。

	東通発電所	女川発電所
波源領域 (地震規模)	青森県東方沖及び岩手県沖北部 (Mw8.62)	宮城県沖 (Mw8.70)
	十勝沖・根室沖～岩手県沖北部 (Mw9.05)	青森県東方沖及び岩手県 沖北部～茨城県沖 (Mw9.13)

波源領域(地震規模)の違いが津波高さに与える影響を確認。

【比較検討用】
立地特性(地形的特徴)の違いが地震規模と津波高さの関係に与える影響を確認。



東日本の海底地形(岸本(2000))

7. 波源領域の違いが津波高さに与える影響

7.2 津波波源モデルの設定

- 広域の津波特性を考慮できる杉野ほか(2014)の知見を参考に、以下のとおり、津波波源モデルを設定した。

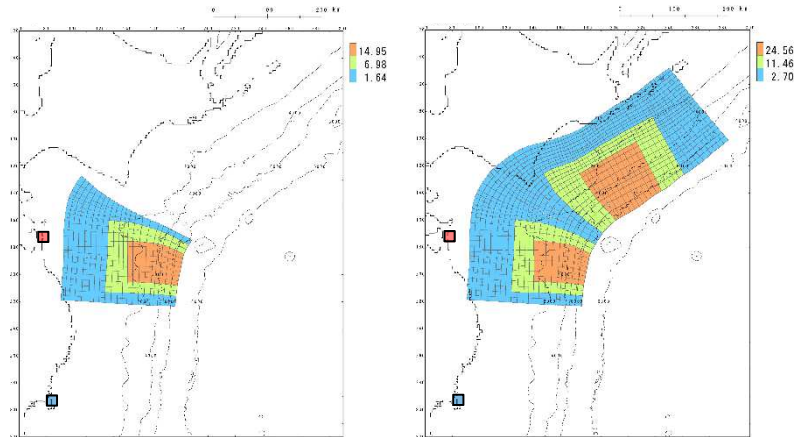
【東通発電所】

各地震の大すべり域・超大すべり域は、アスペリティ分布、並びに1968年十勝沖地震の震央位置、17世紀の地震のすべり量分布等を参考に設定した。

【女川発電所】

青森県東方沖及び岩手県沖北部から茨城県沖の地震については、3.11地震津波の痕跡高を再現できるモデルを設定し、宮城県沖の地震の大すべり域・超大すべり域は、3.11地震津波再現モデルのすべり分布を参考に設定した。

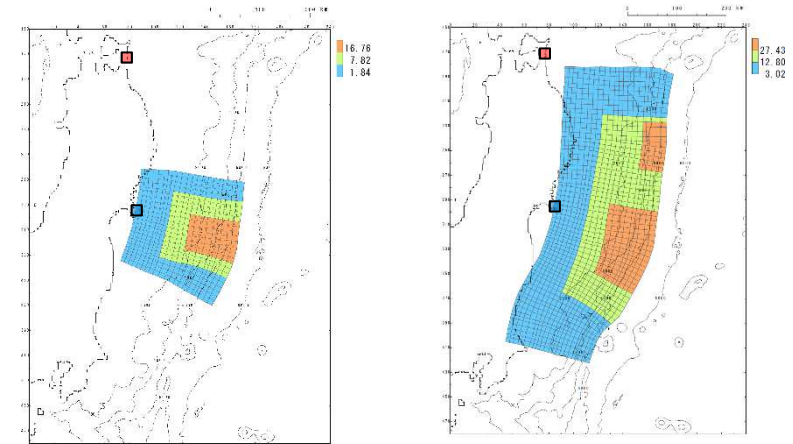
■東通発電所



青森県東方沖及び岩手県沖北部

十勝沖・根室沖から岩手県沖北部

■女川発電所



宮城県沖

青森県東方沖及び岩手県沖北部から茨城県沖
(超巨大地震(東北地方太平洋沖型))

	青森県東方沖及び岩手県沖北部	十勝沖・根室沖から岩手県沖北部
モーメントマグニチュード [*] (Mw)	8.62	9.05
断層面積(S)	40,959(km ²)	110,472(km ²)
平均すべり量(D)	4.98(m)	8.64(m)
背景領域(0.33D)	1.64(m)	2.70(m)
大すべり域(1.4D)	6.98(m)	11.46(m)
超大すべり域(3D)	14.95(m)	24.56(m)

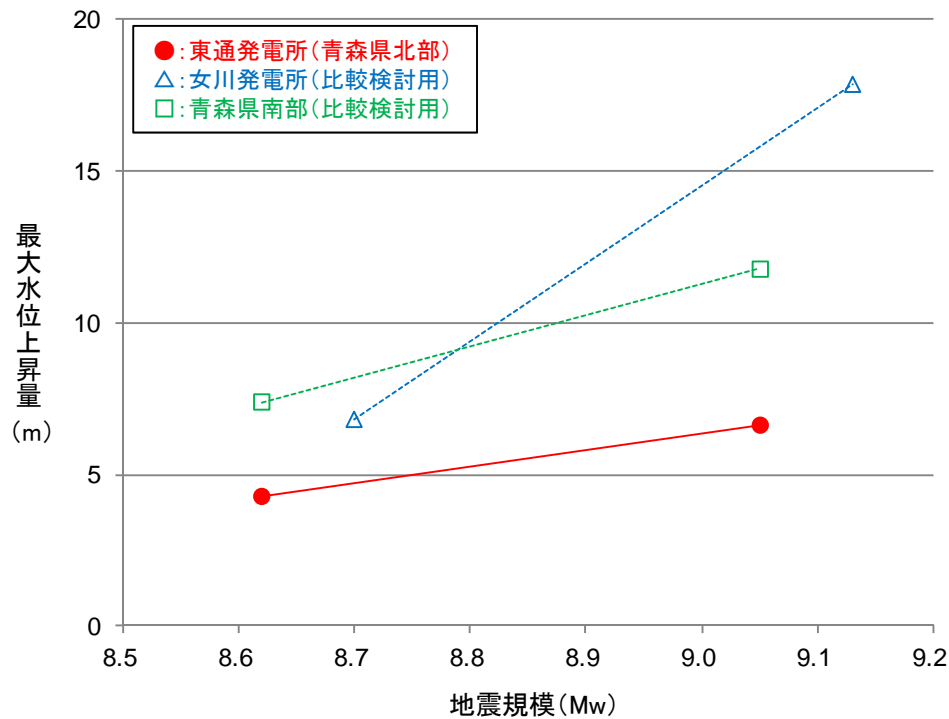
	宮城県沖	青森県東方沖及び岩手県沖北部から茨城県沖
モーメントマグニチュード [*] (Mw)	8.70	9.13
断層面積(S)	48,173(km ²)	129,034(km ²)
平均すべり量(D)	5.59(m)	9.14(m)
背景領域(0.33D)	1.84(m)	3.02(m)
大すべり域(1.4D)	7.82(m)	12.80(m)
超大すべり域(3D)	16.76(m)	27.43(m)

7. 波源領域の違いが津波高さを与える影響

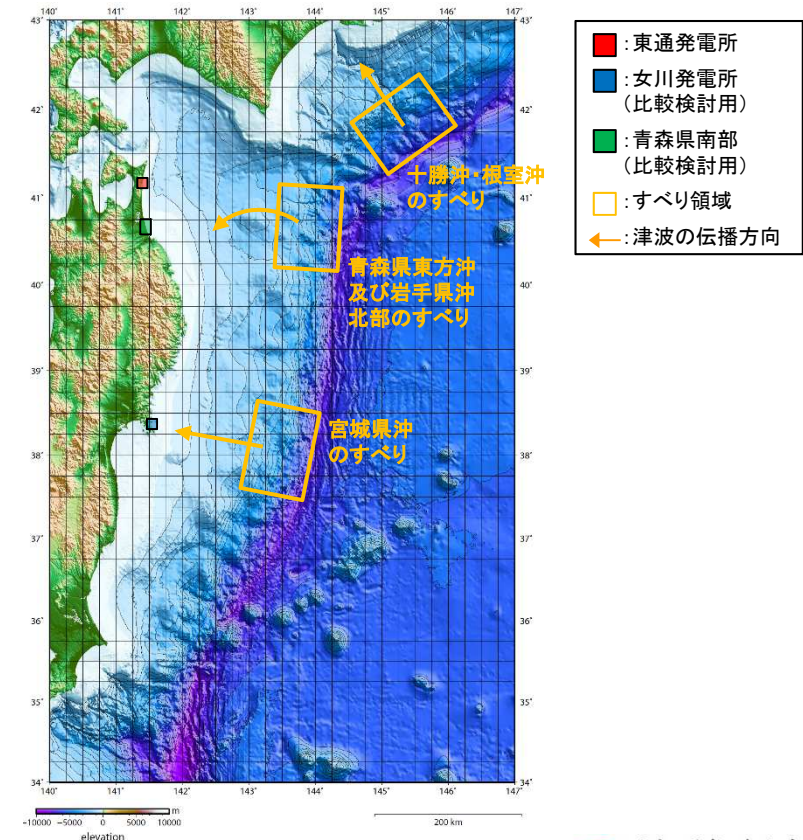
7.3 検討結果

- 各発電所の地震規模と津波高さの関係を以下に示す。
- M8クラスの地震の津波高さは両地点で同程度であるものの、M9クラスの地震については、女川発電所と比較して東通発電所の津波高さが小さく、地震規模と津波高さの関係が、両地点で異なることを確認した。
- 上記違いは、以下の要因によるものと考えられる。
 - 陸域地形：東通発電所周辺は複雑な地形(リアス式海岸)を呈しておらず、女川発電所と比較して津波が増幅しにくい。
 - 海底地形：東通発電所前面海域は、大陸棚の外縁が陸域に近接しており、日本海溝(南北方向)と敷地までの等深線が平行に連続しない影響から、青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生する津波は、発電所へ直線的に伝播せず、南の方向へ回折する。そのため、津波高さは、発電所(青森県北部)よりも青森県南部の方が高くなる。次頁に津波の伝播特性の比較を示す。

■地震規模と津波高さ(最大水位上昇量)の関係



■津波の伝播特性(概要)



(岸本(2000)に一部加筆)

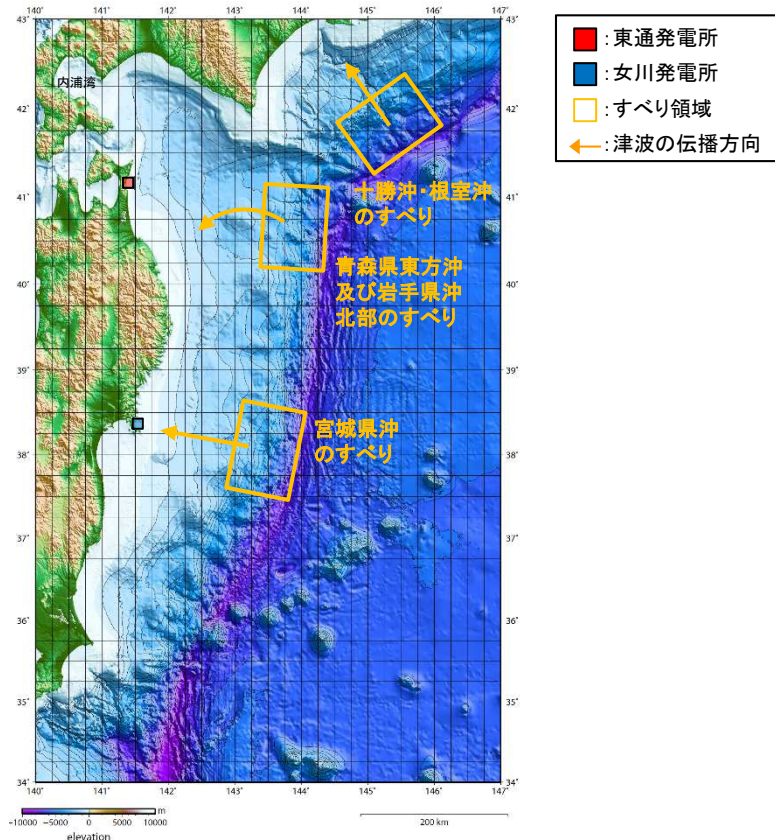
7. 波源領域の違いが津波高さに与える影響

7.3 検討結果

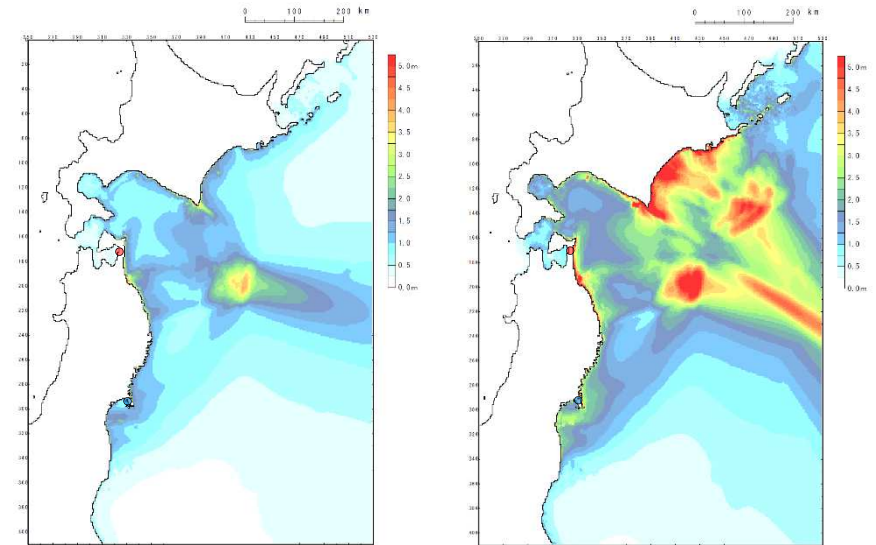
■津波の伝播特性(概要)

- 波源領域毎の最大水位上昇量分布から、宮城県沖のすべりで生じた津波は、直線的に沿岸へ伝播するのに対し、青森県東方沖及び岩手県沖北部のすべりで生じた津波は、青森県南部に集中する傾向があり、青森県北部へは内浦湾や津軽海峡方向に広がるように伝わるため津波は減衰しやすい傾向にある。
- また、十勝沖・根室沖のすべりで生じた津波は、北海道沿岸に与える影響は大きいですが、青森県に与える影響は小さい。

■波源領域毎の最大水位上昇量分布

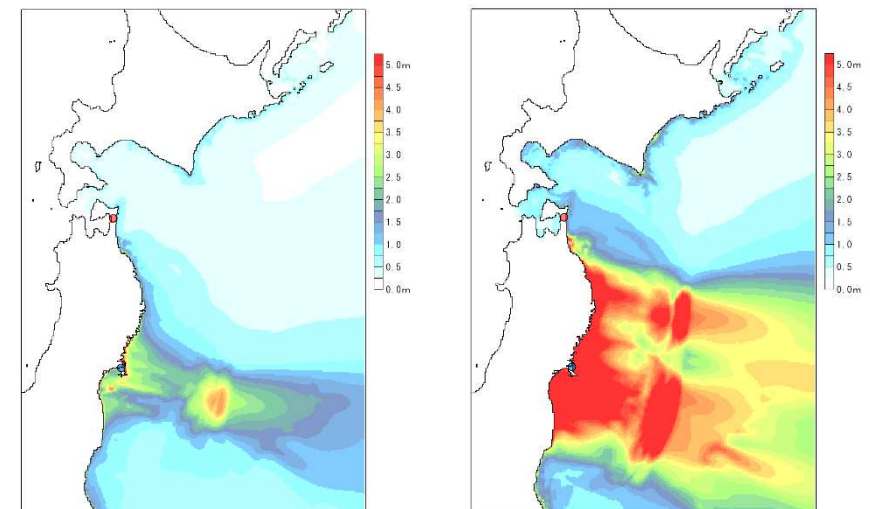


(岸本(2000)に一部加筆)



青森県東方沖及び岩手県沖北部

十勝沖・根室沖から岩手県沖北部



宮城県沖

青森県東方沖及び岩手県沖北部から茨城県沖
(超巨大地震(東北地方太平洋沖型))

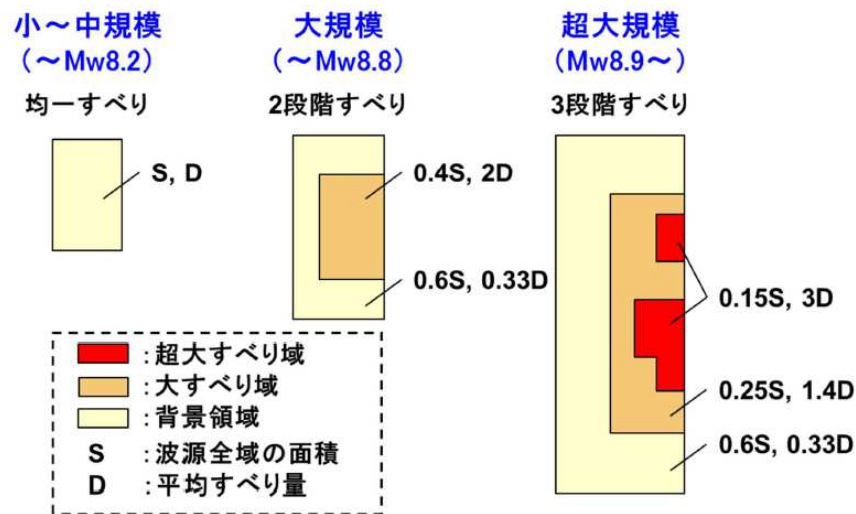
8. 3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル

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

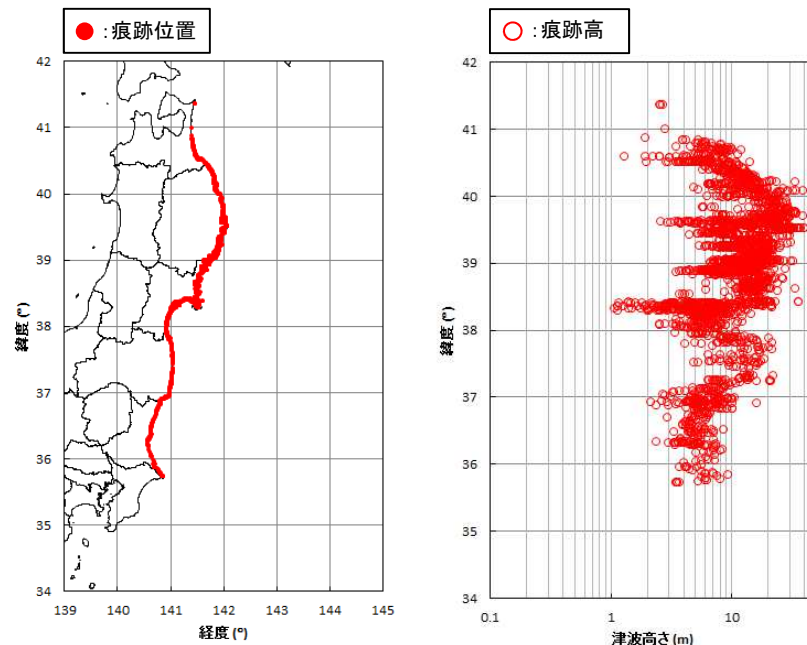
8. 3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル

8. 1 大すべり域・超大すべり域の設定①

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



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



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

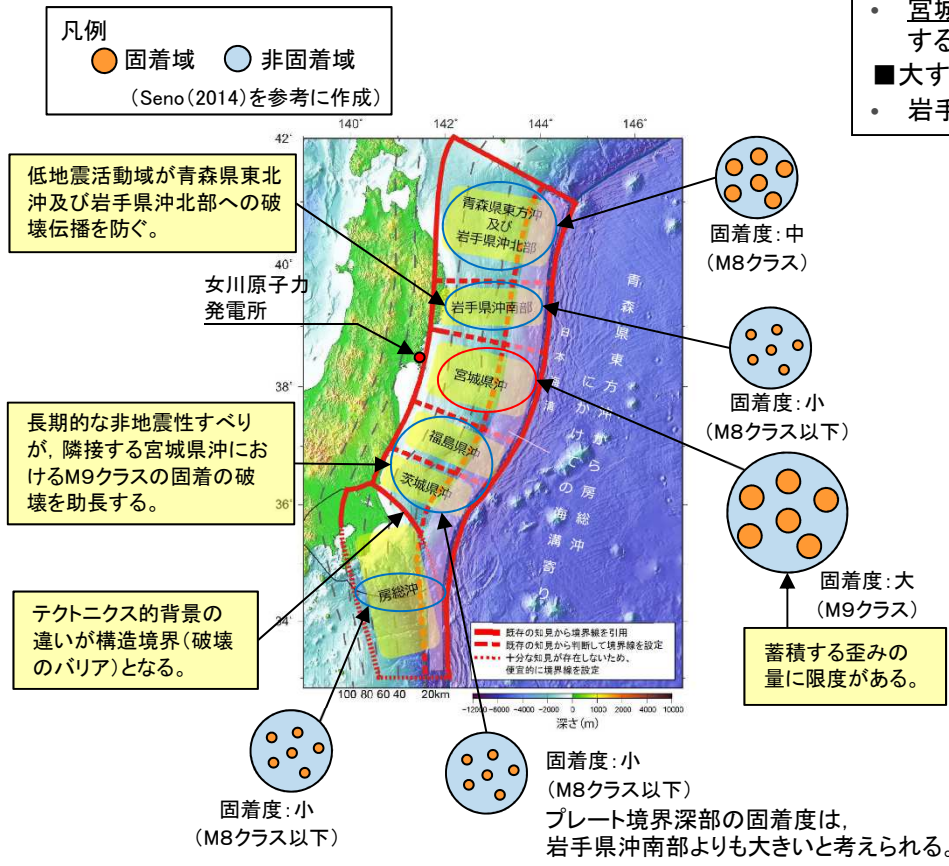
^{※2}: 海岸線からの距離1000m以内, 信頼度Aのデータ(総数: 2,686)

8. 3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル

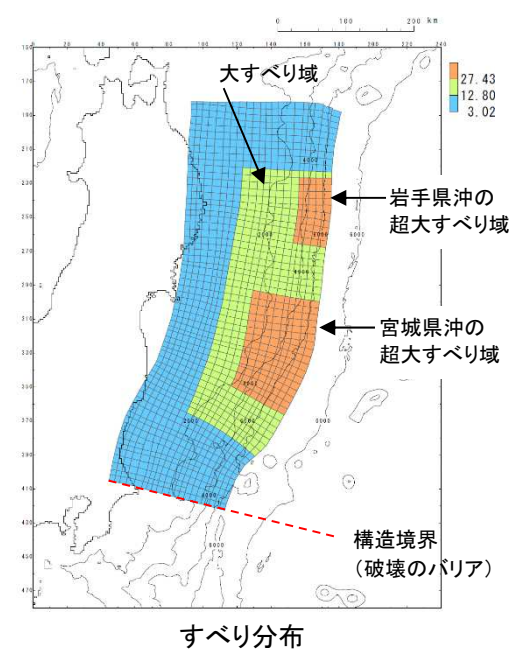
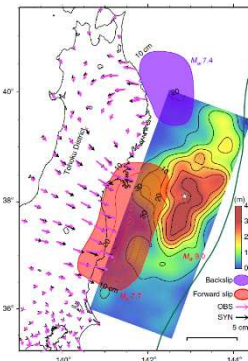
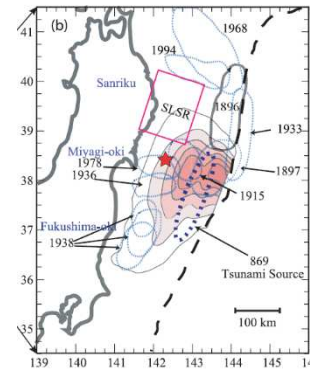
8. 1 大すべり域・超大すべり域の設定②

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

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



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

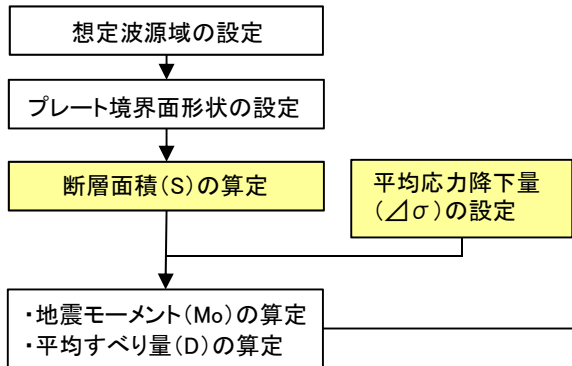


8. 3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル

8. 2 設定フロー

■ : 与条件

1. 巨視的波源特性の設定



スケーリング則の適用
(円形破壊面を仮定した関係式)



約10km四方の小断層(総数:1317)でプレート境界面を近似。

プレート境界面

各パラメーター一覧

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

2. 微視的波源特性の設定

大すべり域・超大すべり域・背景領域の設定

各領域のすべり量の算定

■大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
すべり量(D ₁)	平均すべり量(D)の1.4倍 ^{※1} 杉野ほか(2014)	12.80(m)

■超大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
すべり量(D ₂)	平均すべり量(D)の3倍 ^{※2} 杉野ほか(2014)	27.43(m)

■背景領域

パラメータ	設定方法	設定値
すべり量(D _b)	平均すべり量(D)の0.33倍 ^{※3} 杉野ほか(2014)	3.02(m)

※1: 全体面積の40%(超大すべり域を含む)に相当するすべり量

※2: 全体面積の15%に相当するすべり量

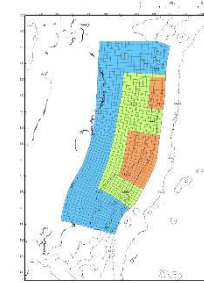
※3: 全体面積の60%に相当するすべり量

3. 基準断層モデルの設定

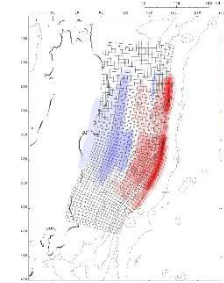
断層モデルへの微視的波源特性の反映

設定したプレート境界面に微視的波源特性を反映。

モーメントマグニチュード(Mw)の算定



すべり量分布



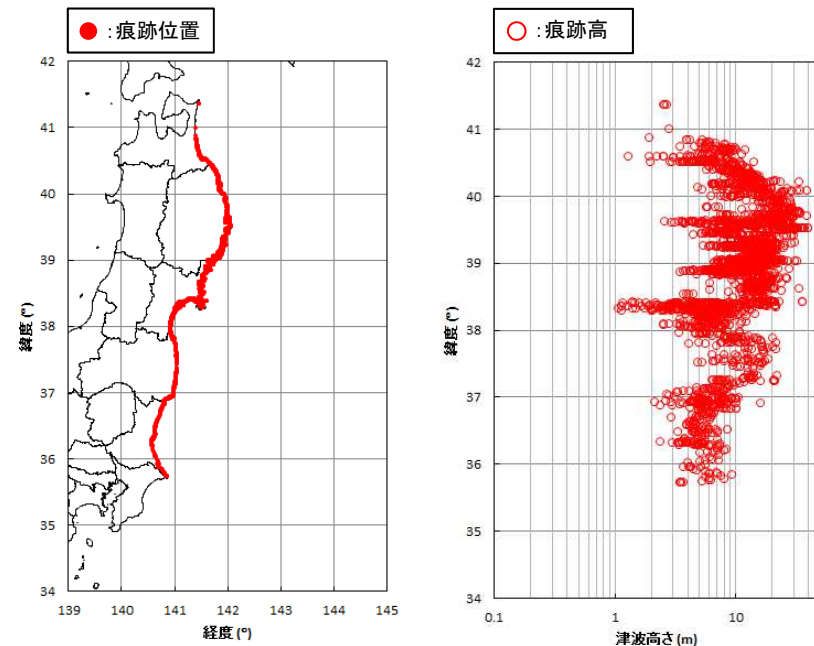
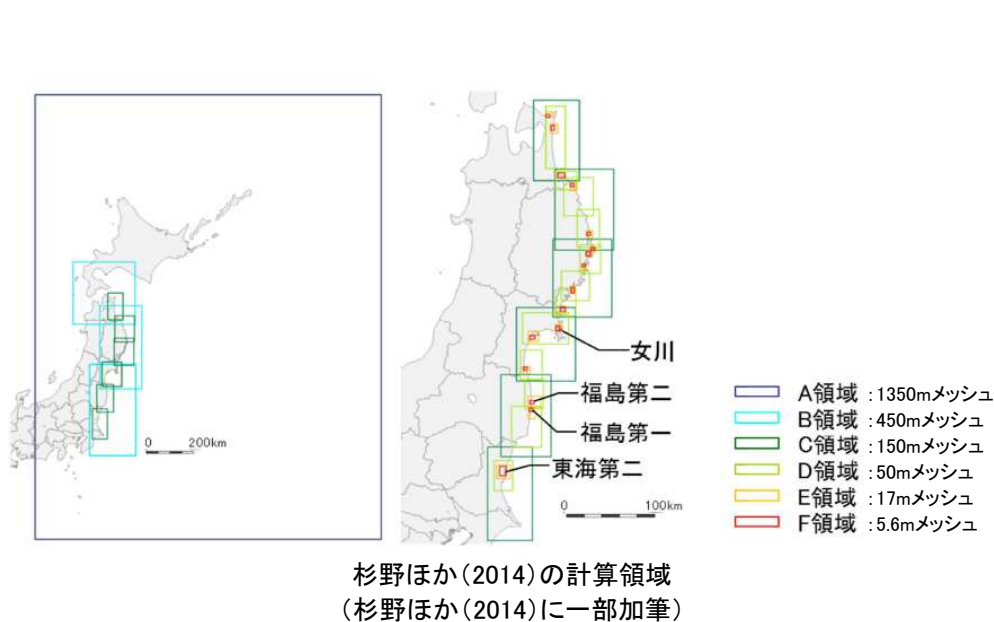
地殻変動量分布

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

8. 3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル

8.3 妥当性の確認:基本方針

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



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

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

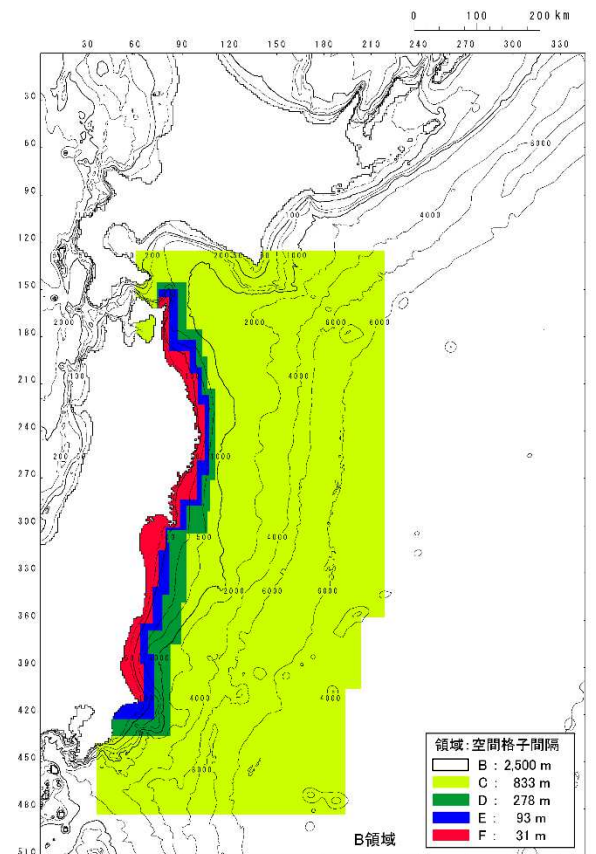
8. 3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル

8. 3 妥当性の確認: 解析条件

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

主な計算条件

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



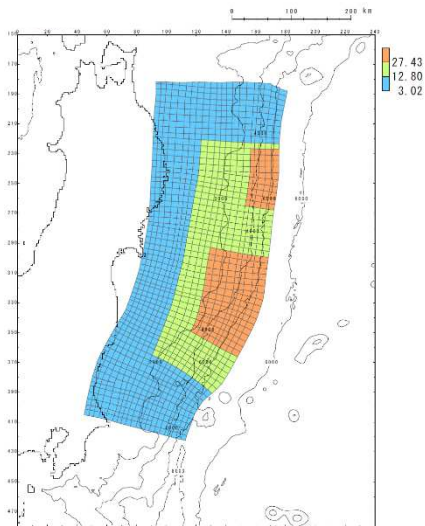
計算領域とその水深及び格子分割

8. 3.11地震における広域の津波特性を考慮した特性化モデル

8. 3 妥当性の確認: 痕跡高の再現性確認

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

【広域の津波特性を考慮した特性化モデル】

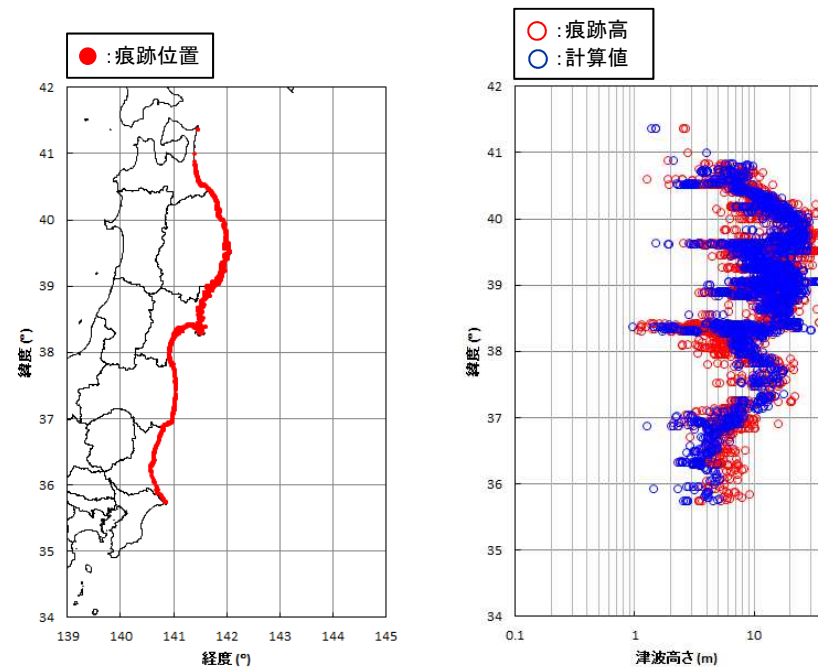


すべり量分布

【痕跡高の再現性の確認結果】

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

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



痕跡高と計算値の比較

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

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

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

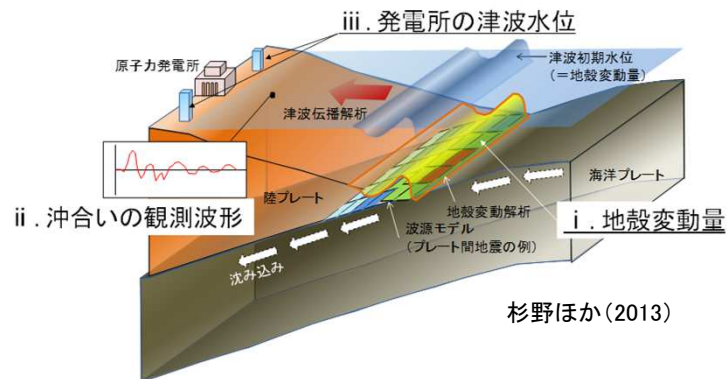
9. 3.11地震における宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルの設定

9. 1 基本方針

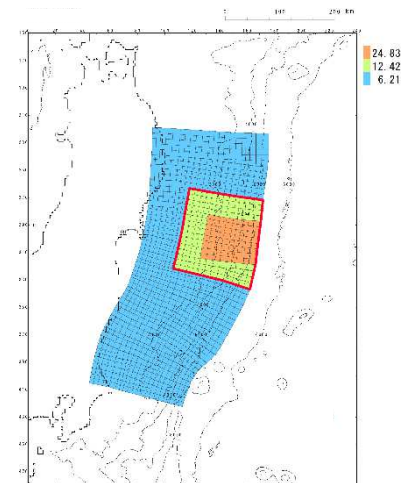
- 宮城県沖における大すべり域の破壊特性を適切に考慮するため、杉野ほか(2013)を参考に、破壊特性が表れる地殻変動量(プレート境界の破壊)、沖合いの観測波形(津波伝播)及び女川原子力発電所の津波水位(津波遡上)について、3.11地震の実現象を再現する特性化モデルを設定する。

【確認項目】

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



□ : 大すべり域の位置



宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル

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

9. 2 想定波源域及び大すべり域・超大すべり域の設定

■ 想定波源域の設定

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

■ 大すべり域・超大すべり域の設定

- 国内外の巨大地震の解析事例の調査に基づき大すべり域・超大すべり域のすべり量及び全体面積に占める面積比率を示している内閣府(2012)を参考に設定した。
 - 大すべり域: 津波断層の平均すべり量の2倍, 全体面積の20%程度(超大すべり域を含む)
 - 超大すべり域: 津波断層の平均すべり量の4倍, 全体面積の5%程度
- なお、設定した特性化モデルの大すべり域・超大すべり域の面積は、震源の全体的な破壊の動きを捉えていると考えられる長周期観測地震動に基づいて推定された震源断層モデル(Wu et al.(2012))のすべり分布を参考として(杉野ほか(2013)), 内閣府(2012)に示されている面積比率よりも大きく設定^{※1}した。

※1: 大すべり域: 20.7%(超大すべり域を含む), 超大すべり域: 7.5%

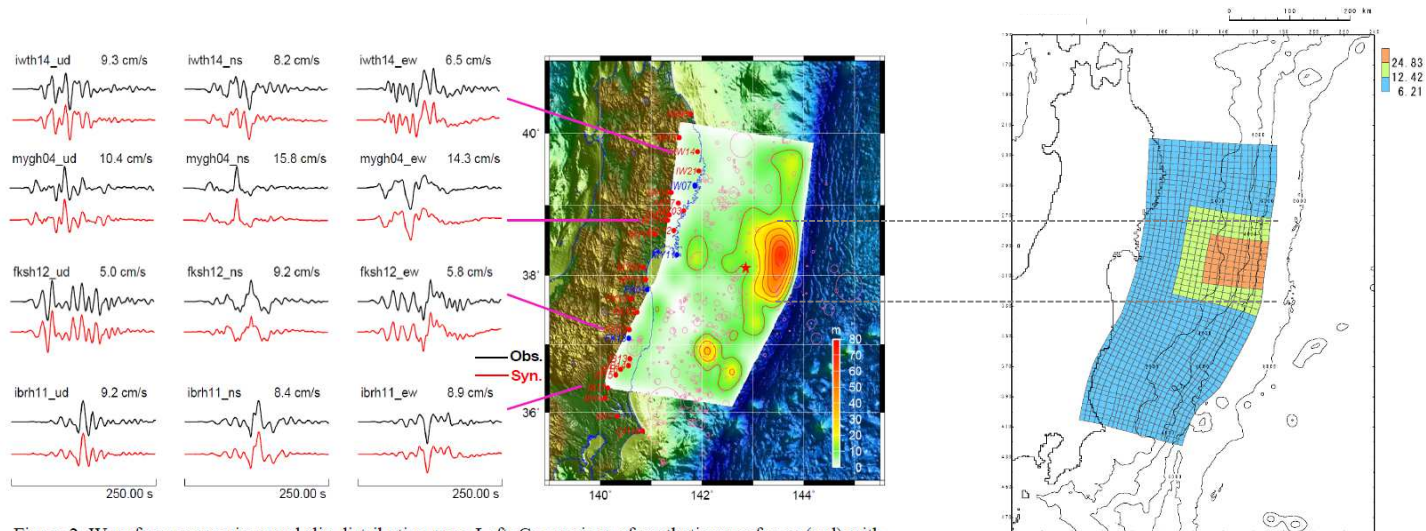


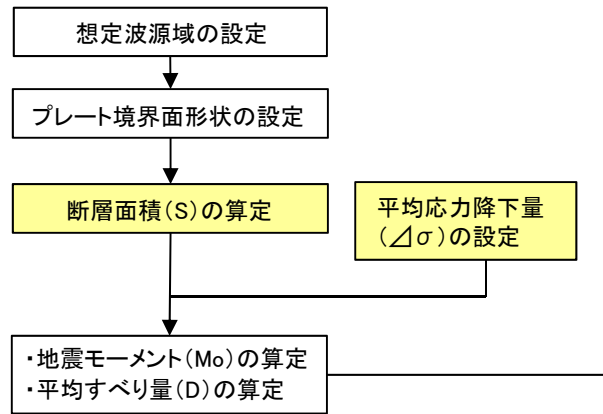
Figure 2. Waveform comparison and slip distribution map. Left: Comparison of synthetic waveforms (red) with the observation data (black); Right: Slip distribution inferred from the long-period seismic waves (<0.1Hz).

長周期地震動に基づくすべり分布(Wu et al.(2012)に一部加筆)

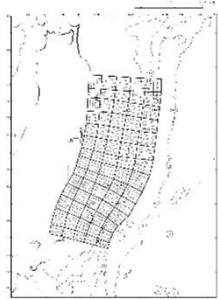
宮城県沖の大すべり域の破壊特性
を考慮した特性化モデルのすべり分布

9. 3 設定フロー

1. 巨視的波源特性の設定



スケールリング則の適用
(円形破壊面を仮定した関係式)



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

プレート境界面
(すべり分布のブロック割図)

各パラメーター一覧

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

2. 微視的波源特性の設定

(1) 大すべり域・超大すべり域の設定

- 断層面積(S₂, S₄)の算定
- すべり量(D₂, D₄)の算定
- 地震モーメント(M_{o2}, M_{o4})の算定

■ 大すべり域

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

■ 超大すべり域

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

※: 大すべり域と超大すべり域をあわせた領域の面積比率は20%。

(2) 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

(2)-1 基本すべり域の設定

■ 基本すべり域

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

(2)-2 各領域の地震モーメント(合計)の算定

Mo' = Mo2 + Mo4 + Mob' = 5.63 × 10²²(Nm)

(2)-3 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

- Mo/Mo' = 4.33 × 10²²(Nm) / 5.63 × 10²²(Nm) = 0.77
- 上記倍率を用いて、基準断層モデルに反映する各領域のすべり量を一律に調整する。

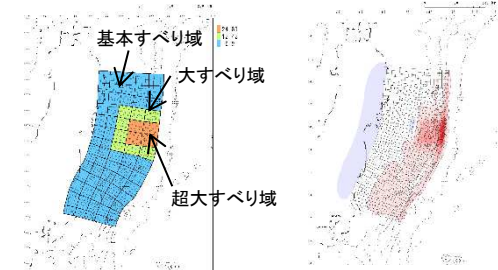
	調整前	調整後
基本すべり域	8.07(m)	6.21(m)
大すべり域	16.14(m)	12.42(m)
超大すべり域	32.28(m)	24.83(m)

3. 基準断層モデルの設定

断層モデルへの微視的波源特性の反映

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

モーメントマグニチュード(Mw)の算定



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

※: 大すべり域と超大すべり域をあわせた領域の面積比率

与条件

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

9. 4 妥当性の確認:地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較①

■3.11地震の地殻変動量(地球物理学的知見)

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

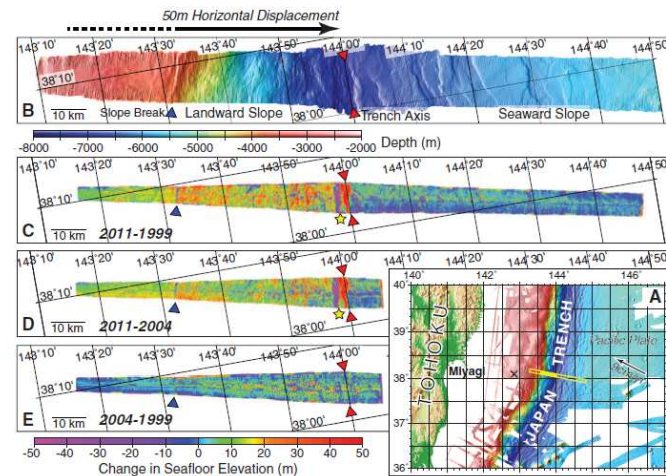


Fig. 1. Changes in sea-floor elevation between bathymetric data before and after the 2011 Tohoku-Oki earthquake. (A) Location map with bathymetric survey track shown as yellow line. Coseismic horizontal displacement is estimated over the landward slope indicated by solid portion of yellow line. Cross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

調査位置図(Fujiwara et al.(2011))

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

Table S1.

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

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

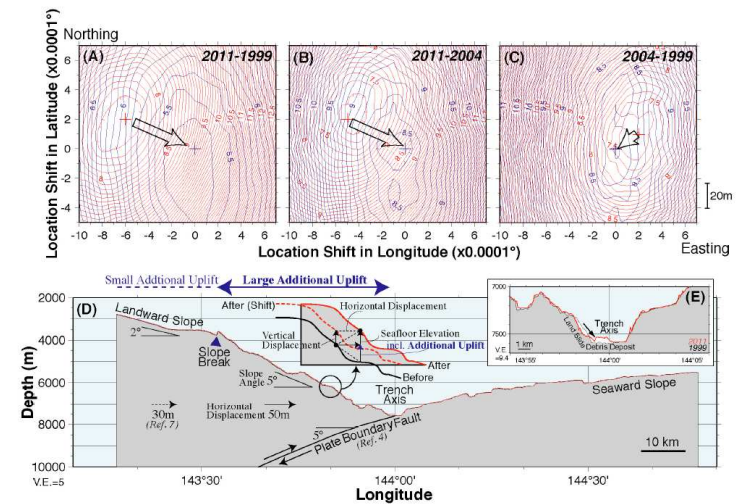


Fig. S1.

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

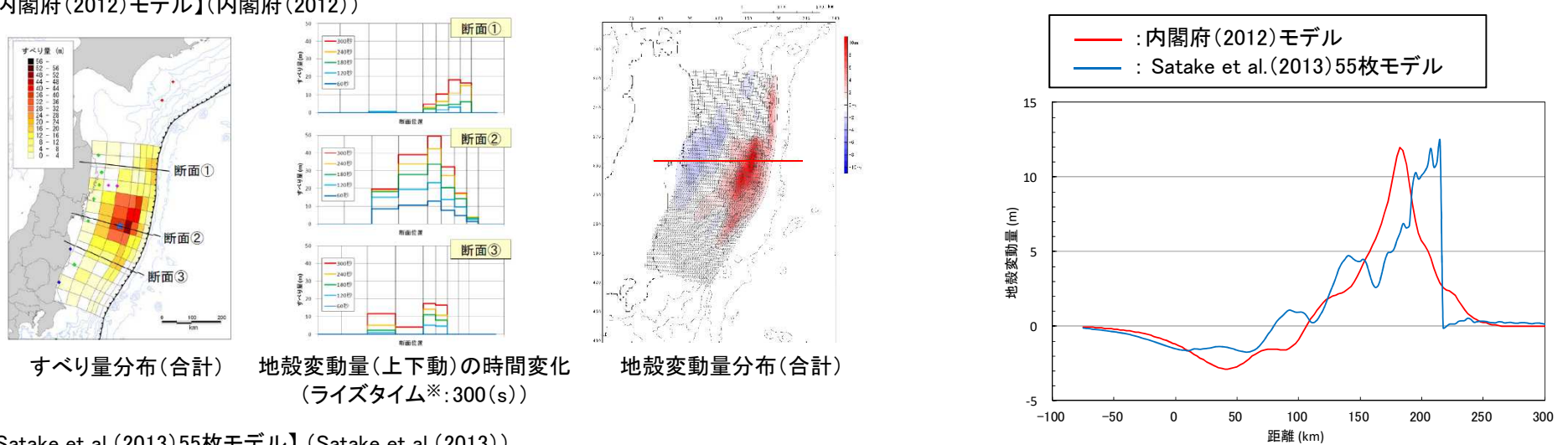
地震時変位の概略断面図(図:(D))
(Fujiwara et al.(2011))

9. 4 妥当性の確認:地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較②

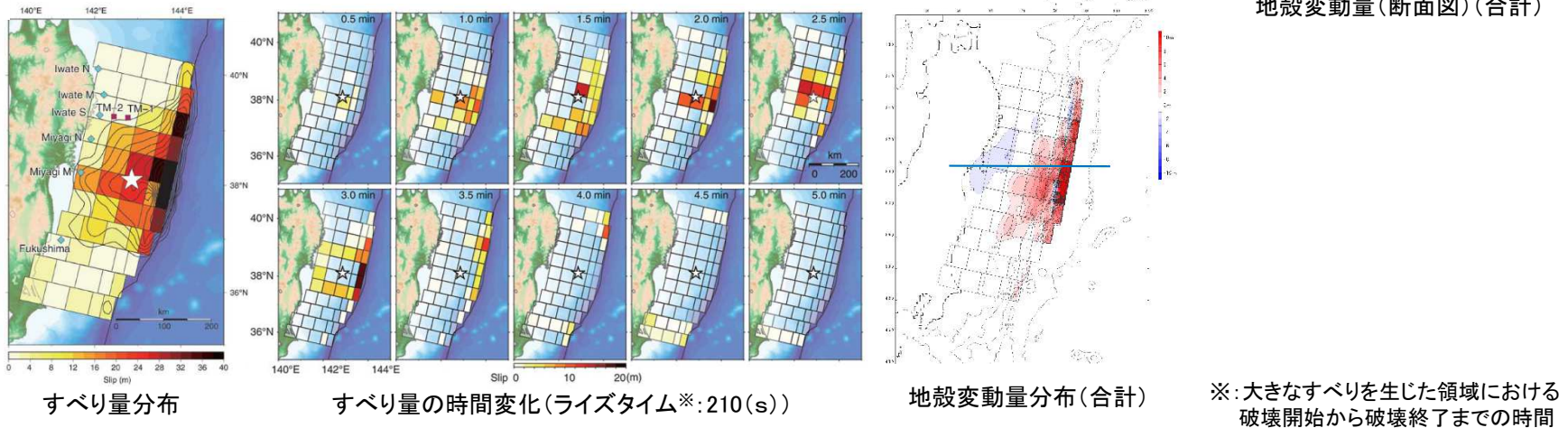
■3.11地震の地殻変動量(3.11地震に伴う津波の再現モデル)

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

【内閣府(2012)モデル】(内閣府(2012))



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



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

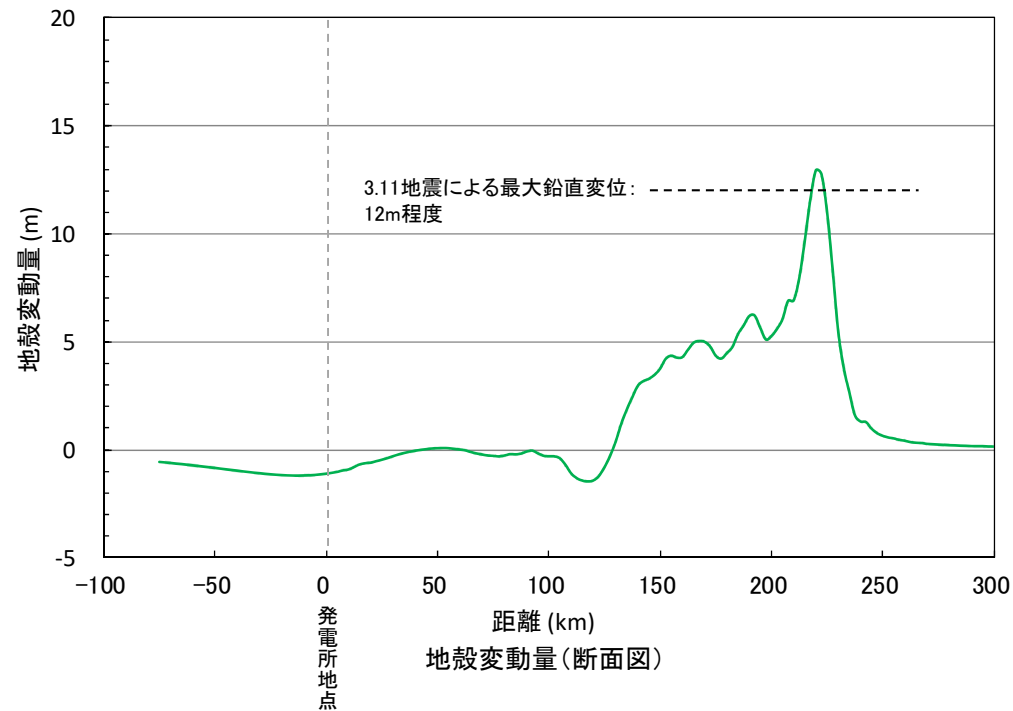
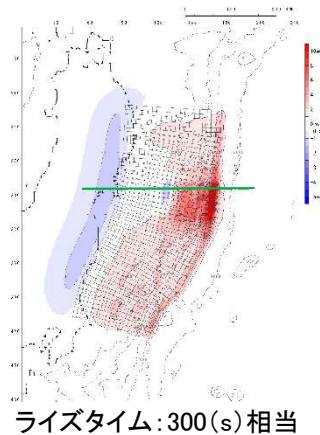
9. 3.11地震における宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルの設定

9. 4 妥当性の確認:地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較③

■地殻変動量(プレート境界の破壊)の比較

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

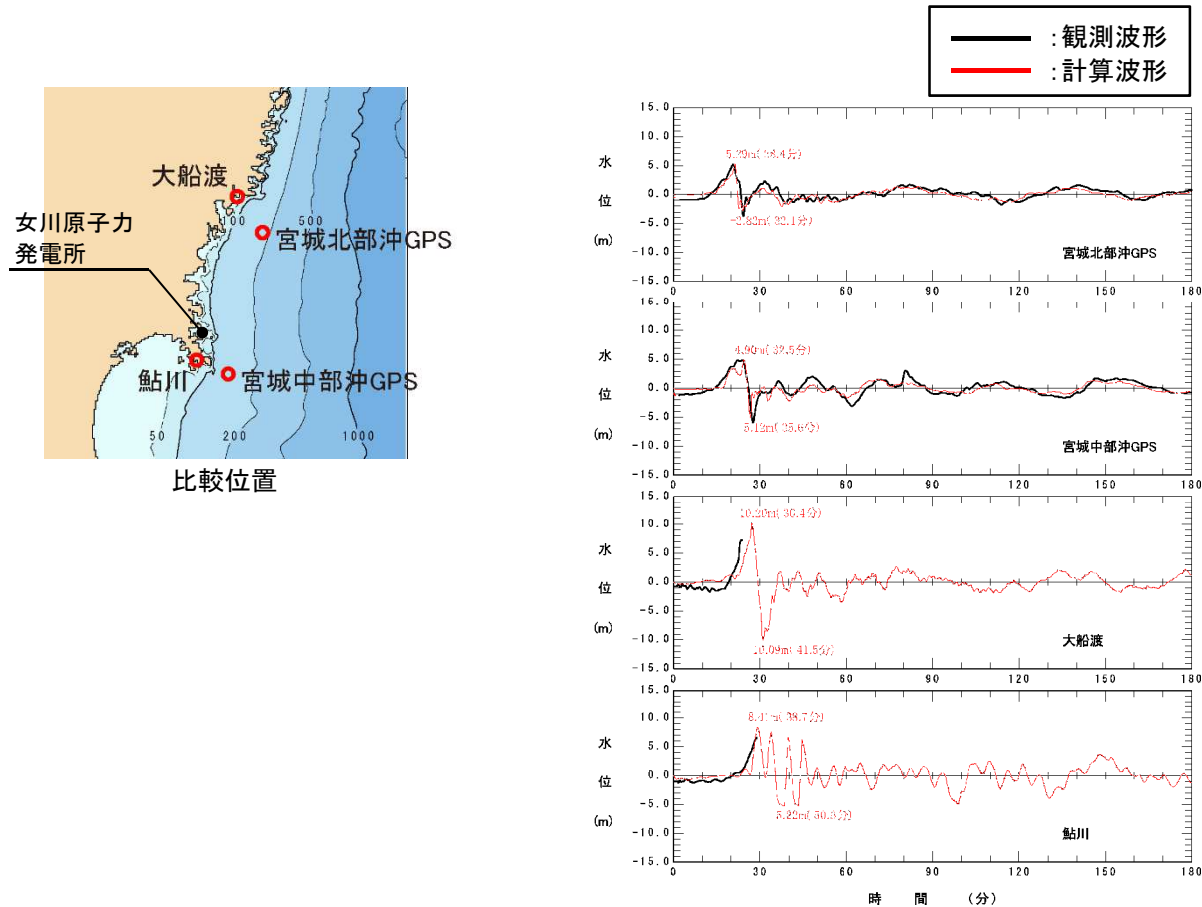
【宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデルの地殻変動量分布】



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

9. 4 妥当性の確認: 沖合いの観測波形(津波伝播)の比較

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



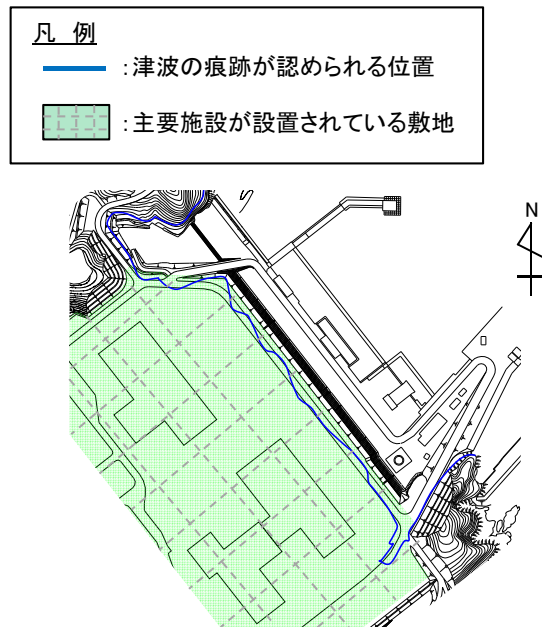
宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル

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

9. 4 妥当性の確認:女川原子力発電所の津波水位(津波遡上)の比較

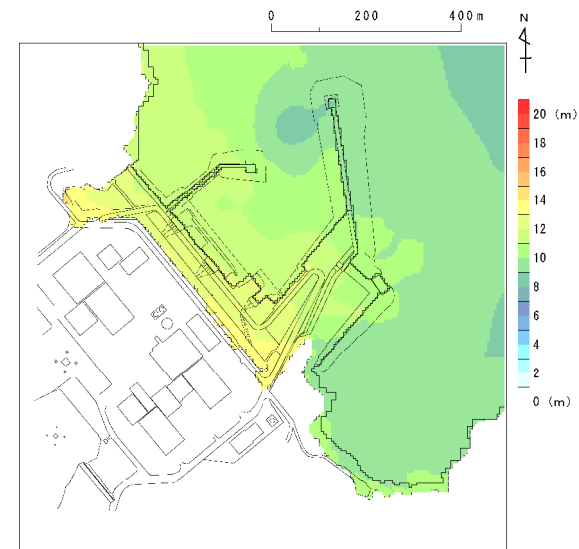
- 設定した特性化モデルによる女川原子力発電所敷地における最大水位上昇量分布は、実際の現象と整合的であることを確認した。

【女川原子力発電所敷地における痕跡調査結果】



東北電力(2011)を一部修正

【最大水位上昇量分布】



宮城県沖の大すべり域の破壊特性を
考慮した特性化モデル

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

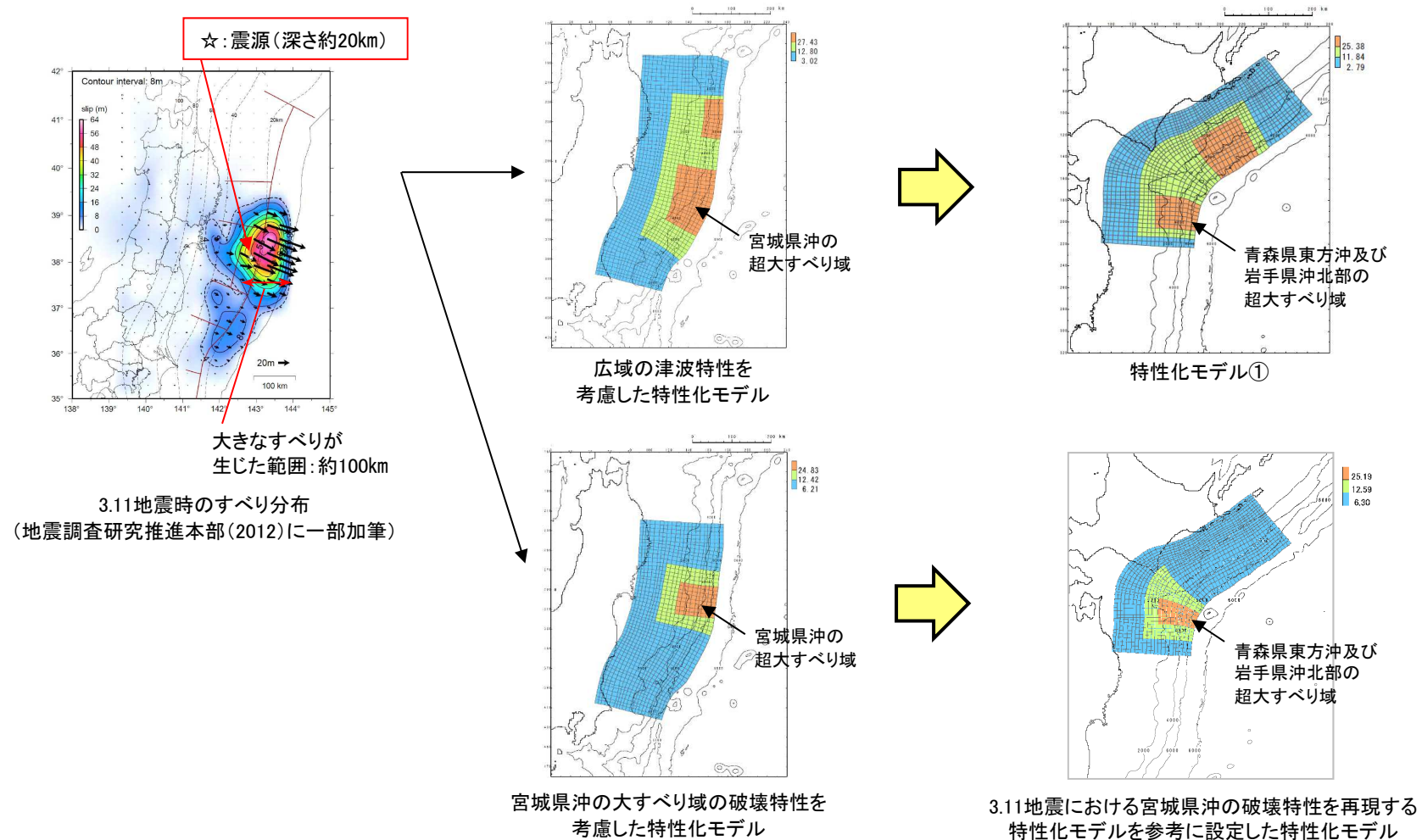
10. 超大すべり域のすべり分布の設定

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

10. 超大すべり域のすべり分布の設定

10.1 設定内容

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



10. 超大すべり域のすべり分布の設定

10.2 3.11地震における宮城県沖の大きなすべりの発生要因(1/4)

■ダイナミックオーバーシュート(1/2)

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

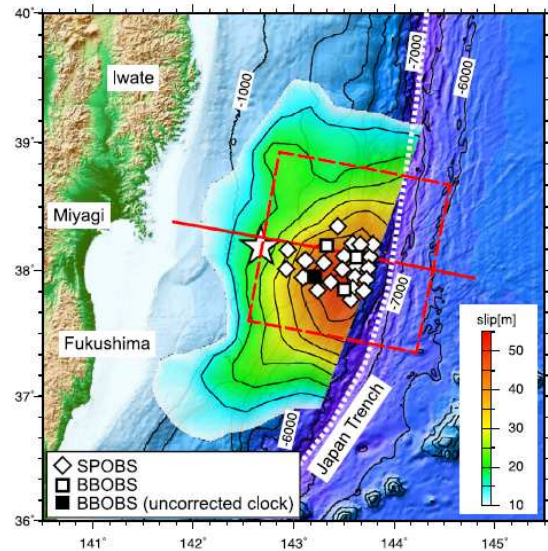


Fig. 1. Bathymetric map showing the locations of ocean bottom seismographs (OBSs) used in this study and total slip distribution larger than 10 m of the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Yagi and Fukahata, 2011). The star is the initial rupture location of the Tohoku-Oki earthquake (Chu et al., 2011). The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

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

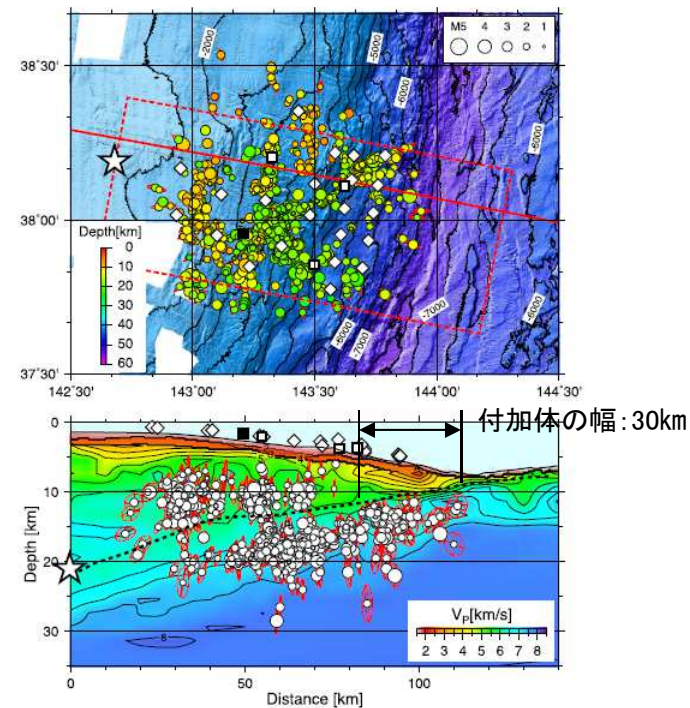


Fig. 2. Hypocenters and error ellipsoids of the earthquakes. Earthquakes within the red dotted rectangle on the map were projected onto the P-wave velocity model used for locating earthquakes (Ito et al., 2005). The top of the oceanic crust is indicated by the dotted line on the cross section. Symbols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

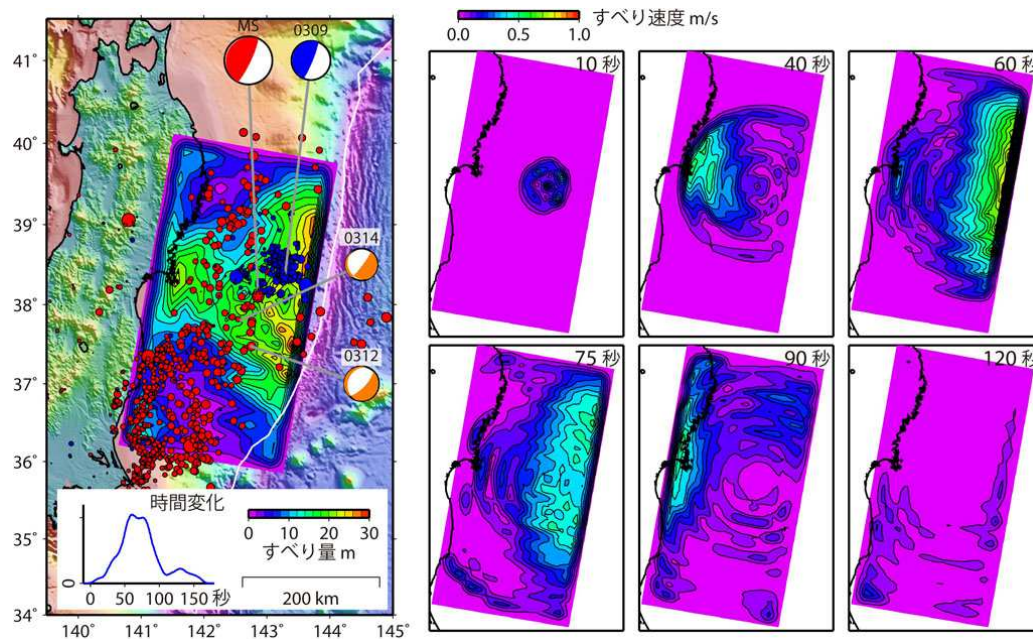
3.11地震の余震分布とP波速度構造の関係
(Obana et al.(2013))に一部加筆)

10. 超大すべり域のすべり分布の設定

10.2 3.11地震における宮城県沖の大きなすべりの発生要因(2/4)

■ダイナミックオーバーシュート(2/2)

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



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

(Ide et al.(2011))

時間毎の破壊過程の模式図(井出(2011))

10. 超大すべり域のすべり分布の設定

10.2 3.11地震における宮城県沖の大きなすべりの発生要因(3/4)

■付加体の幅とすべり量の関係

- Kozdon and Dunham(2013)は、地震探査で得られた宮城県沖の地震波速度構造を模した沈み込みプレート境界モデルを用いた2次元動的破壊シミュレーションから、付加体の幅の違いがプレート境界浅部のすべり量に与える影響を検討し、付加体の幅が小さいほどプレート境界浅部のすべり量が増大する傾向があるとしている。
- 宮城県沖の付加体の幅は、日本海溝沿いの他領域と比較して狭い(Tsuru et al.(2002))。

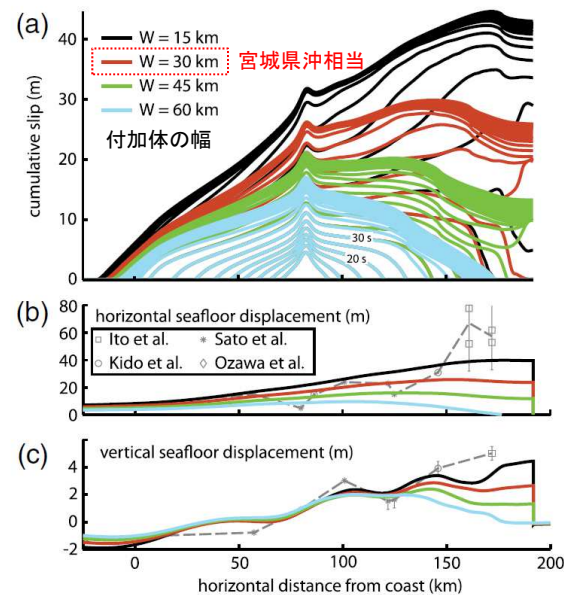
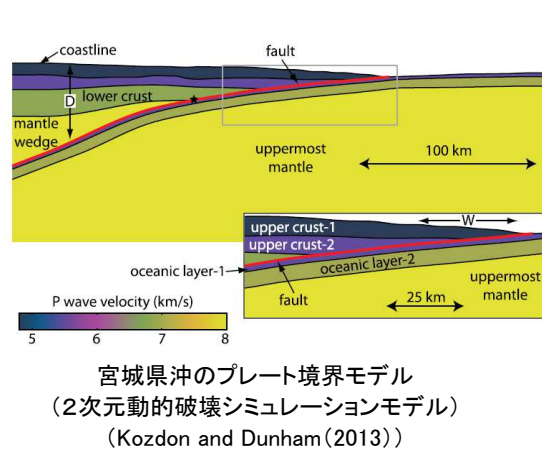


Figure 11. (a) Influence of horizontal extent W of shallow velocity-strengthening region on cumulative slip (plotted every 5 s). Shown for maximum effective normal stress $\bar{\sigma}_{\max} = 40$ MPa and seismogenic depth $D = 45$ km. (b) Horizontal and (c) vertical seafloor displacement compared with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

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

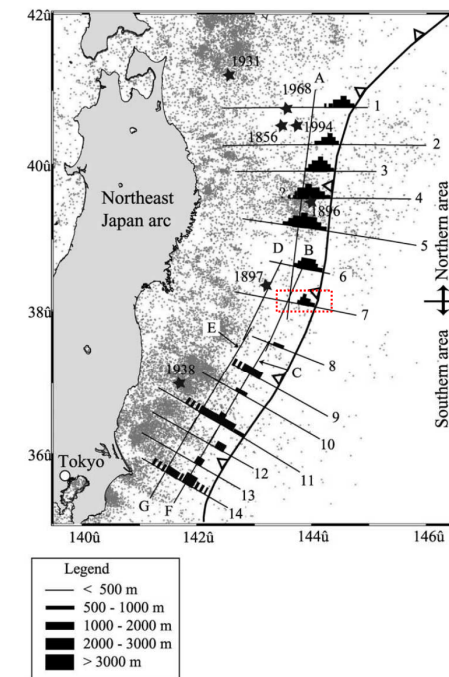


Figure 17. Map view of the low velocity sedimentary units observed on MCS sections in the Japan Trench margin. Small dots represent background seismicity taken from JMA (Japan Meteorological Agency) HypoCatalog.

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

10. 超大すべり域のすべり分布の設定

10. 2 3.11地震における宮城県沖の大きなすべりの発生要因(4/4)

■まとめ

【地質学的特徴】

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

【地震学的特徴(大きなすべりの発生要因)】

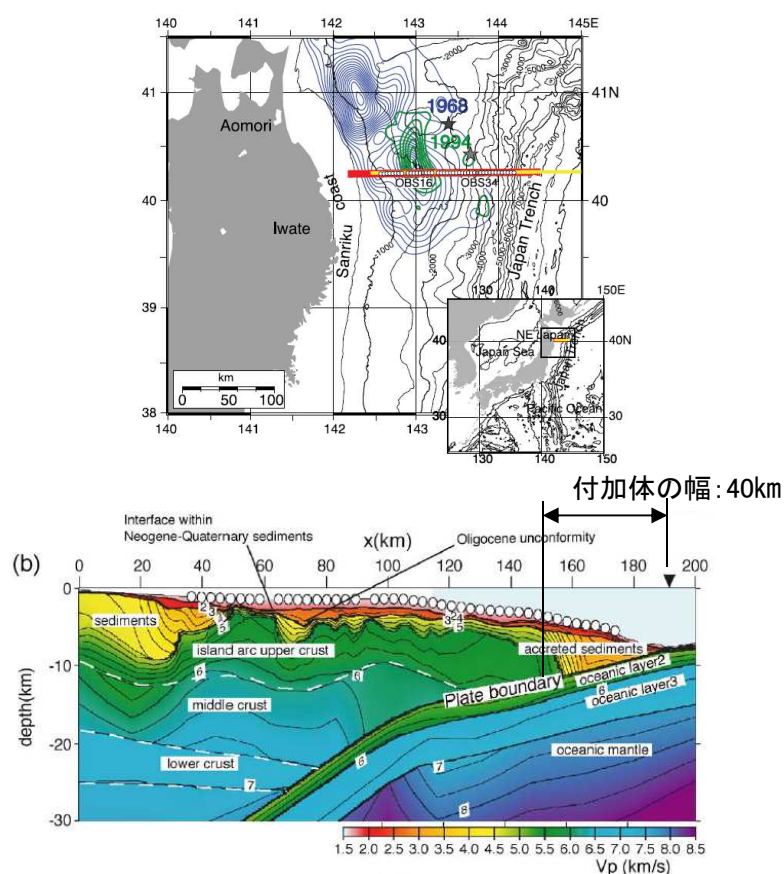
- 3.11地震の大きなすべりは、深部の破壊を起点としたダイナミックオーバーシュートによるものであり(長谷川(2015), Ide et al.(2011)), 付加体の幅が狭いほどすべり量は大きい(Kozdon and Dunham(2013))。

10. 超大すべり域のすべり分布の設定

10.3 青森県東方沖及び岩手県沖北部の地質学的・地震学的特徴

■地質学的特徴

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



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

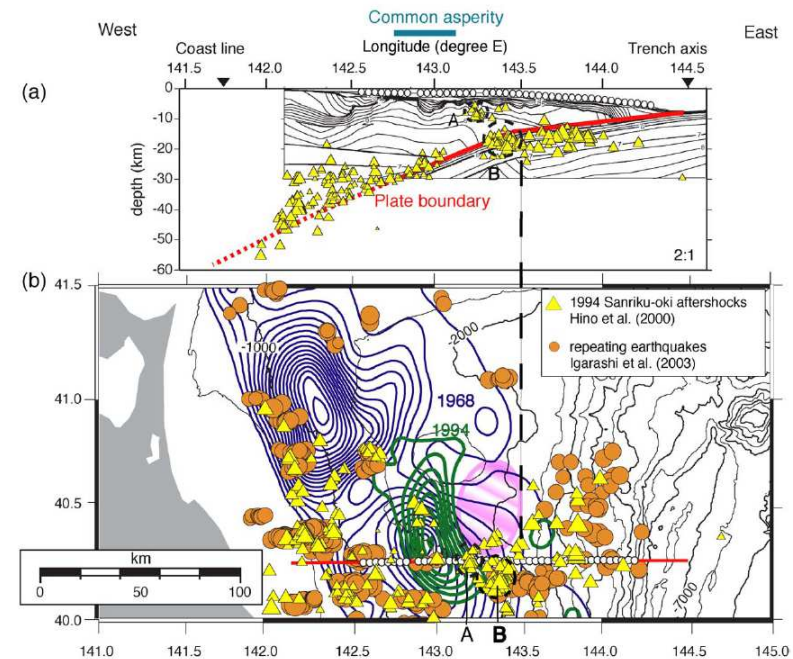


Fig. 5. (a) Model with iso-velocity contours as for Fig. 3a, superimposed on focal depths of aftershocks of the 1994 earthquake [10] projected onto the vertical cross section off-eastern Aomori forearc region. The horizontal axis indicated in the upper part shows the east longitude ($^{\circ}$ E) corresponding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

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

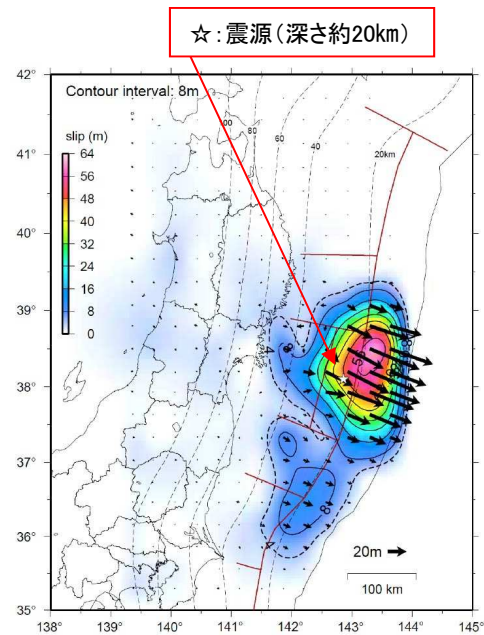
10. 超大すべり域のすべり分布の設定

10.3 青森県東方沖及び岩手県沖北部の地質学的・地震学的特徴

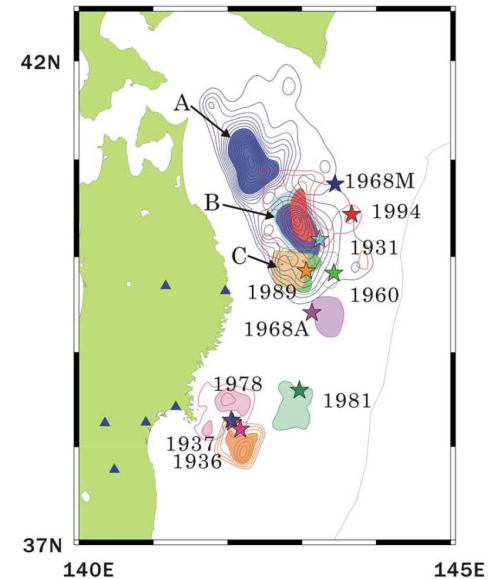
S140

■地震学的特徴

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生している既往地震の震源深さは、3.11地震の震源と同様に深さ約20kmであり、その深部にはカップリング率がほぼ100%に近いアスペリティが分布する(Yamanaka and Kikuchi(2004), 永井ほか(2001))。



3.11地震時のすべり分布
(地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)



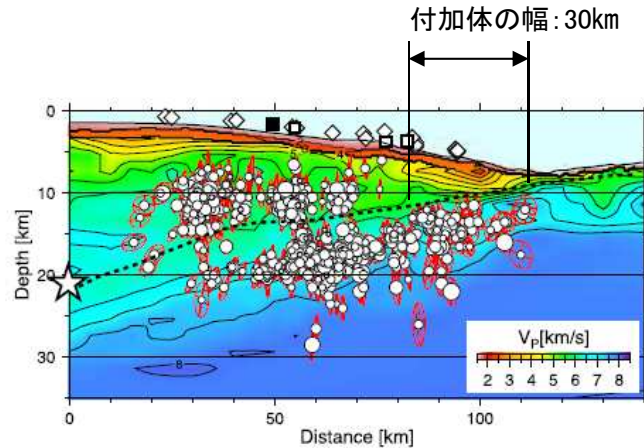
青森県東方沖及び岩手県沖北部における
既往地震の震源位置及びアスペリティ分布
(Yamanaka and Kikuchi(2004), 永井ほか(2001))

10. 超大すべり域のすべり分布の設定

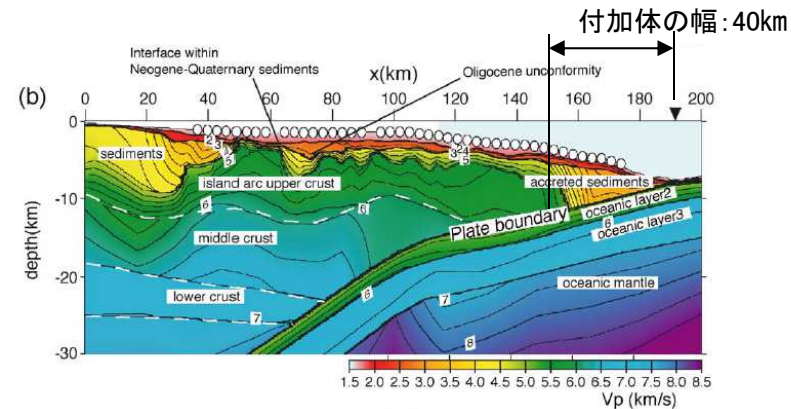
10.4 まとめ

■地質学的特徴の類似性

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



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



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

■地震学的特徴の類似性

- 青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生している既往地震の震源深さは宮城県沖と同様の約20kmであり、その深部にはカップリング率がほぼ100%に近いアスペリティが分布する。



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

11. 十勝沖・根室沖の超大すべり域が発電所の津波高さに及ぼす影響

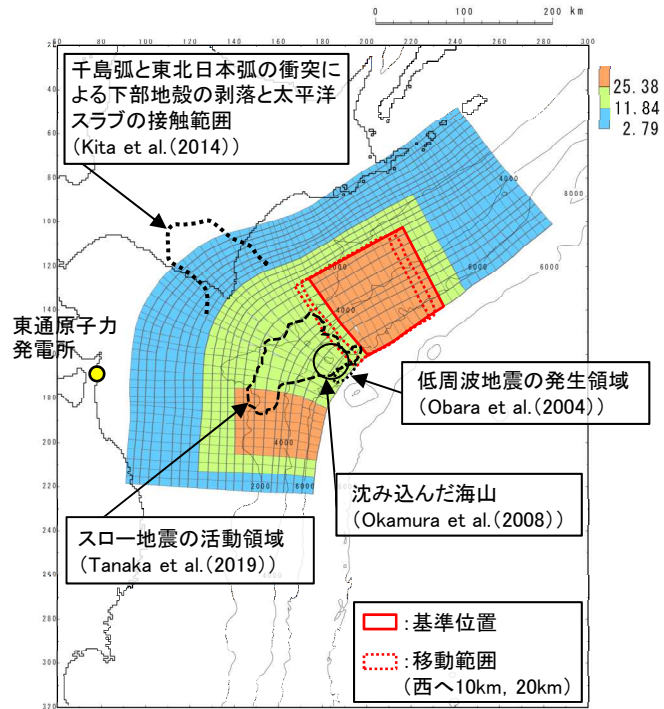
- 11. 1 検討方針
- 11. 2 超大すべり域位置の影響
- 11. 3 破壊の時間差の影響
- 11. 4 まとめ

11.1 検討方針

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

【検討1】十勝沖・根室沖の超大すべり域位置の影響

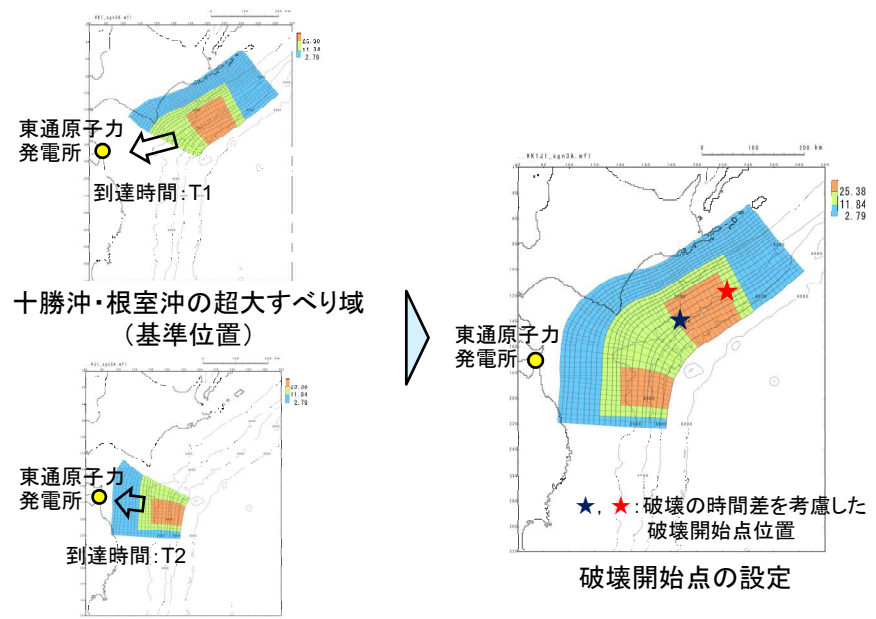
- ✓ 最新の科学的・技術的知見から、島弧会合部は3.11地震時に見られた大きなすべりが発生する可能性は極めて低いと考えられるが、発電所の津波高さに与える影響を確認する観点から津波解析を実施する。



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

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

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



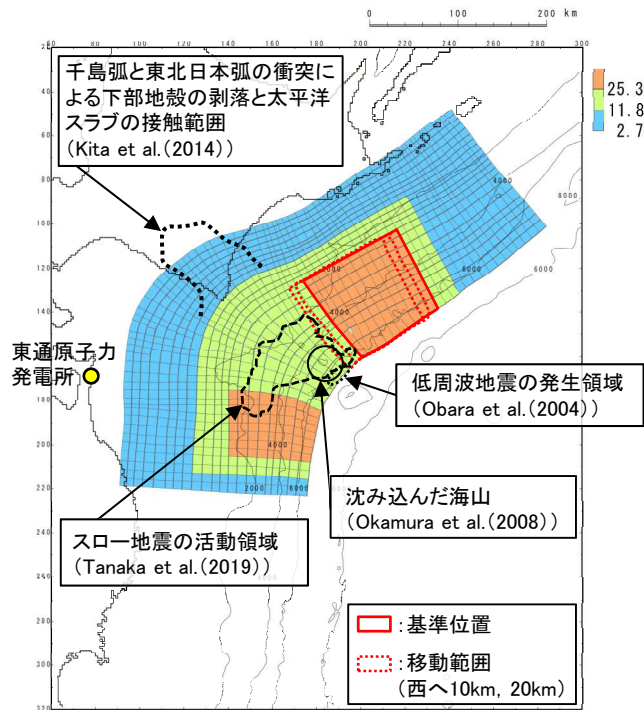
青森県東方沖及び岩手県沖北部の超大すべり域(基準位置)

11. 十勝沖・根室沖の超大すべり域が発電所の津波高さに及ぼす影響

11.2 超大すべり域位置の影響①

■解析結果①

- 島弧会合部における構造的特徴から(下図), 島弧会合部(基準位置よりも西側)で3.11地震時に見られた大きなすべりが発生する可能性は極めて低いと考えられるが, 発電所の津波高さに与える影響を確認する観点から, 津波解析を実施した。
- 検討の結果, 超大すべり域を西側へ移動させると, 最大水位上昇量が低減することを確認した。



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

【解析結果(敷地前面における最大水位上昇量)】

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

【(参考)十勝沖・根室沖におけるテクトニクス的背景及び地震学的見地】

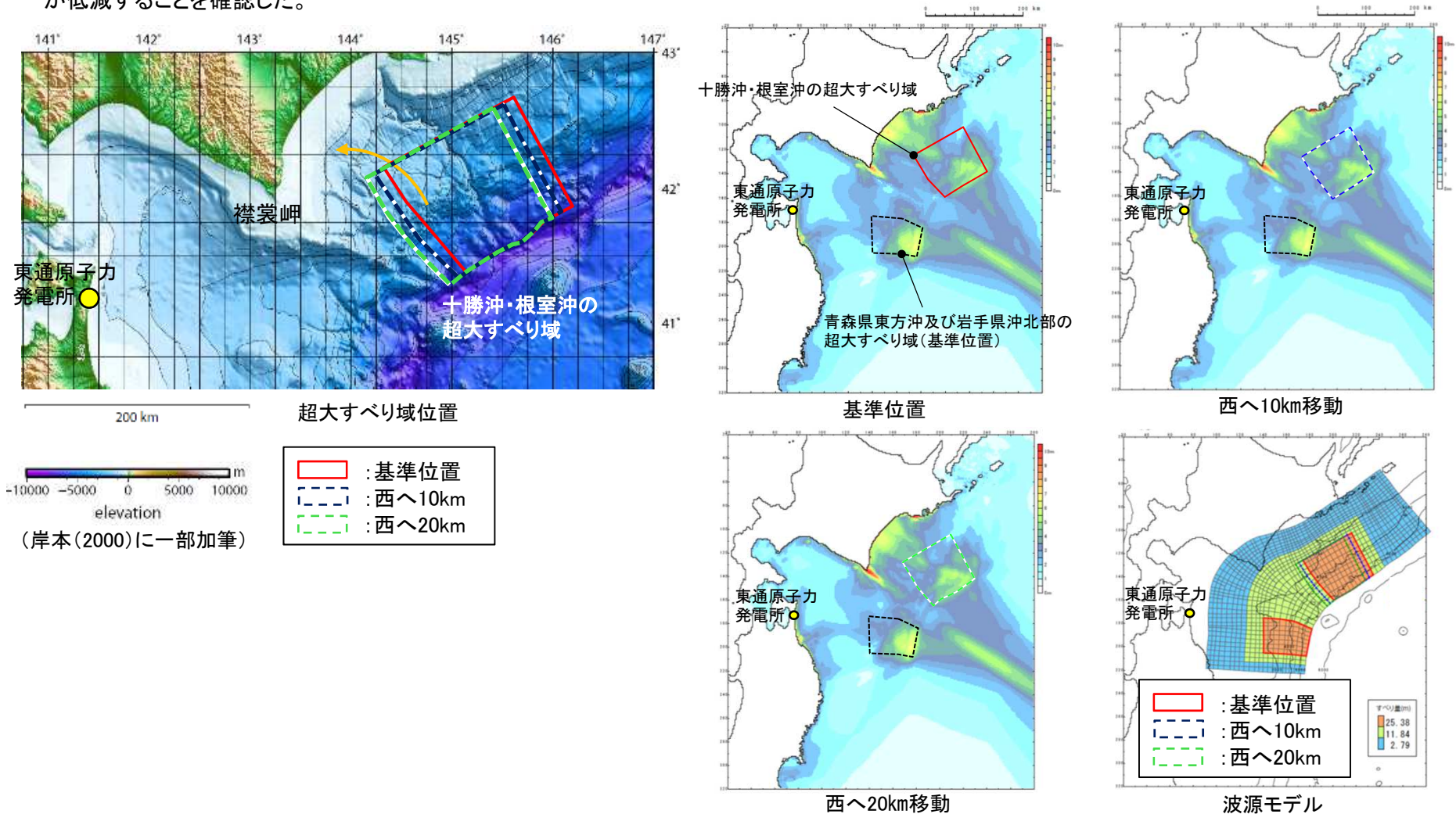
項目	西へ約20km~	西へ約10km	基準位置
テクトニクス背景	<ul style="list-style-type: none"> 千島前弧スリバーの衝突により沈み込んだ地殻の先端部と太平洋スラブは直接接し(Kita et al.(2010)), 顕著な低速度帯が分布(文部科学省(2008))。 沈み込む海山の影響により, 付加体の幅が広く, 海溝軸付近に比較的低速度域の島弧地殻が分布。また, 上盤プレートは不均質構造を呈する(Obara et al.(2004), Nishizawa et al.(2009))。 		
地震学的見地	<ul style="list-style-type: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

11. 十勝沖・根室沖の超大すべり域が発電所の津波高さに及ぼす影響

11.2 超大すべり域位置の影響②

■解析結果②

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



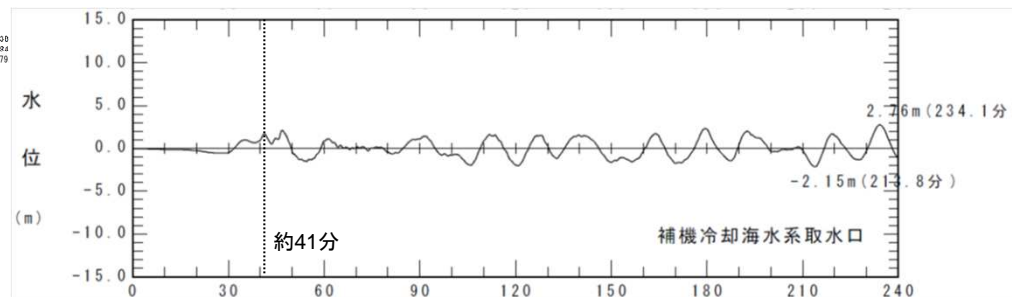
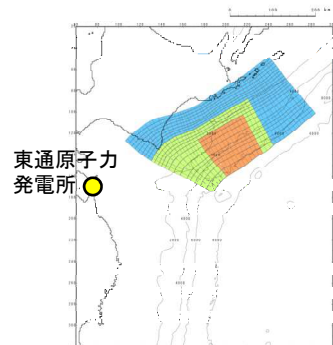
十勝沖・根室沖の超大すべり域位置と最大水位上昇量分布の関係

11.3 破壊の時間差の影響①

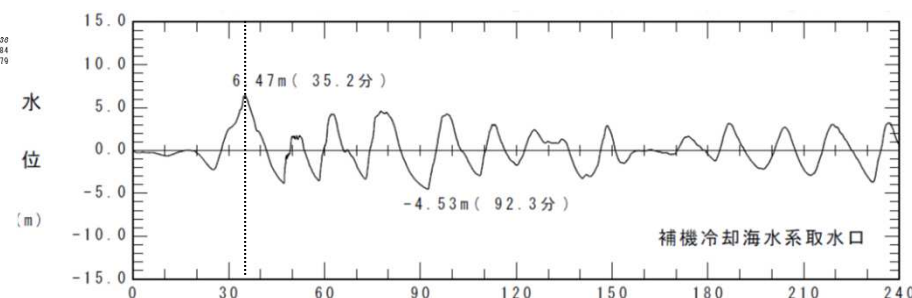
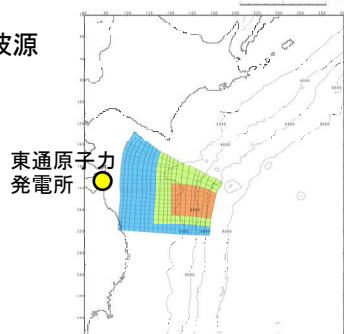
■ 超大すべり域から発生する津波到達の時間差(破壊の時間差)の確認

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

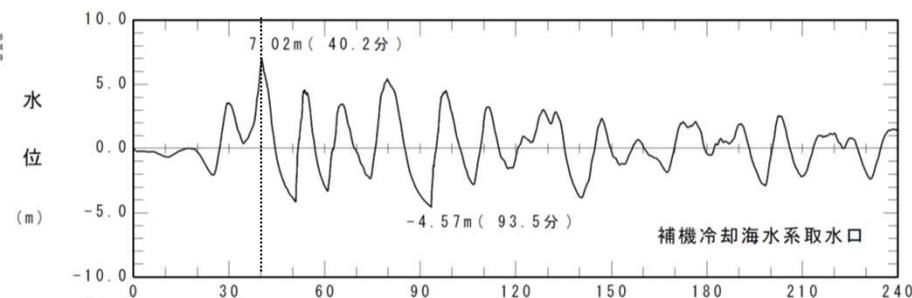
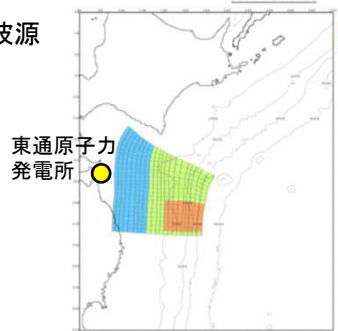
① 十勝沖・根室沖の波源
(超大すべり域位置:基準)
T1=約41分



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



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



波源モデル

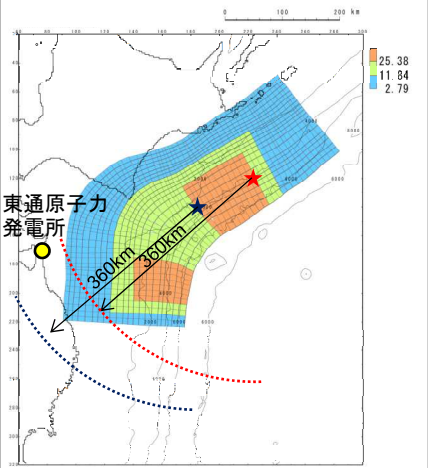
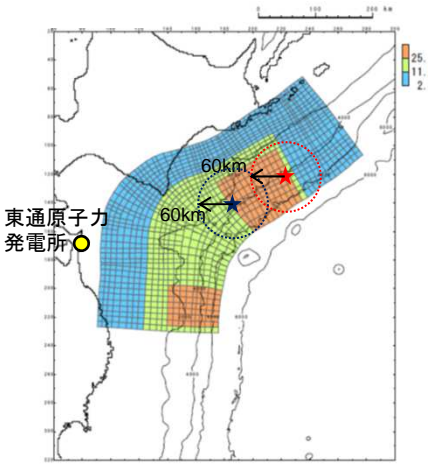
時間(分)

11.3 破壊の時間差の影響②

■解析結果

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

破壊開始点設定位置

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

敷地前面における最大水位上昇量(m)

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

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

11. 十勝沖・根室沖の超大すべり域が発電所の津波高さに及ぼす影響

11. 4 まとめ

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

12. 特性化モデル④の周期特性

- 12. 1 検討方針
- 12. 2 特性化モデル④の設定根拠
- 12. 3 岩手県南部沖GPS波浪計で取得した3.11地震津波波形の再現解析

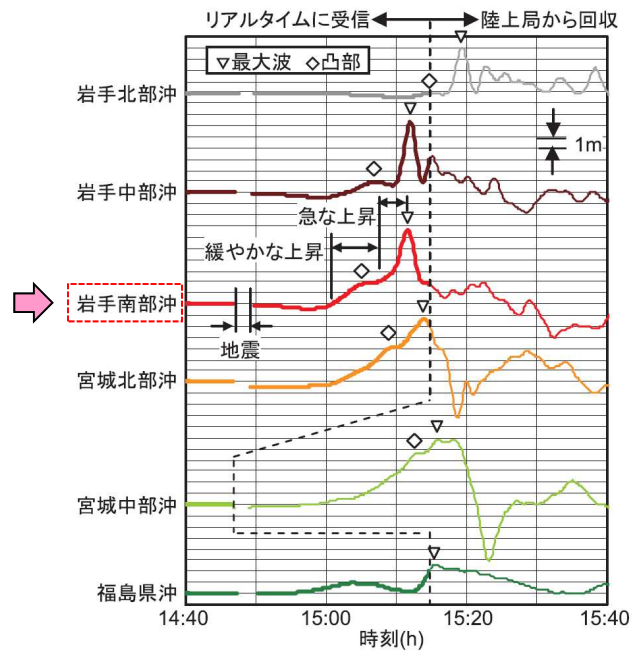
12. 特性化モデル④の周期特性

12.1 検討方針(1/2)

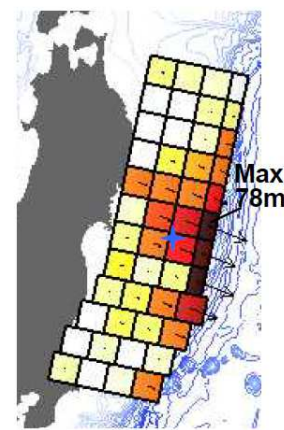
S140

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

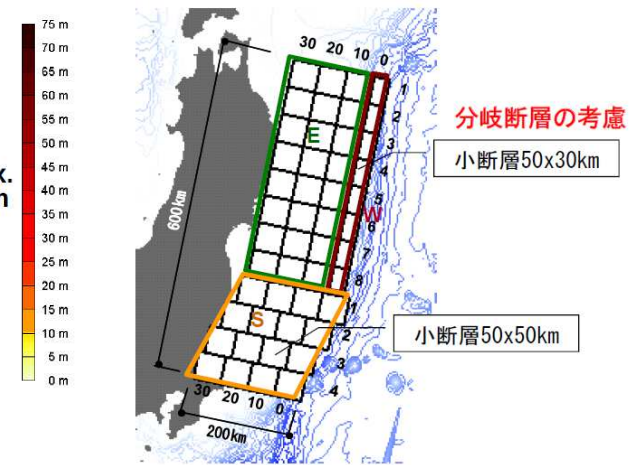
※:2011年3月11日15時01分から6分間で約2m緩やかに上昇し、続く4分間ではさらに4m以上も急に上昇(河合ほか(2011))。



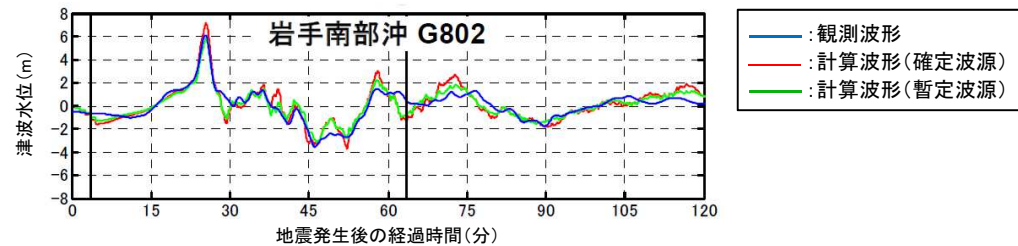
岩手南部沖GPS波浪計で取得した3.11地震に伴う津波の観測波形
(河合ほか(2011)に一部加筆)



すべり量分布(合計)



津波波源モデルの小断層の配置



岩手南部沖GPS波浪計で記録した観測波形の再現性

杉野ほか(2013)の津波波源モデル及び岩手観測波形の再現性

12. 特性化モデル④の周期特性

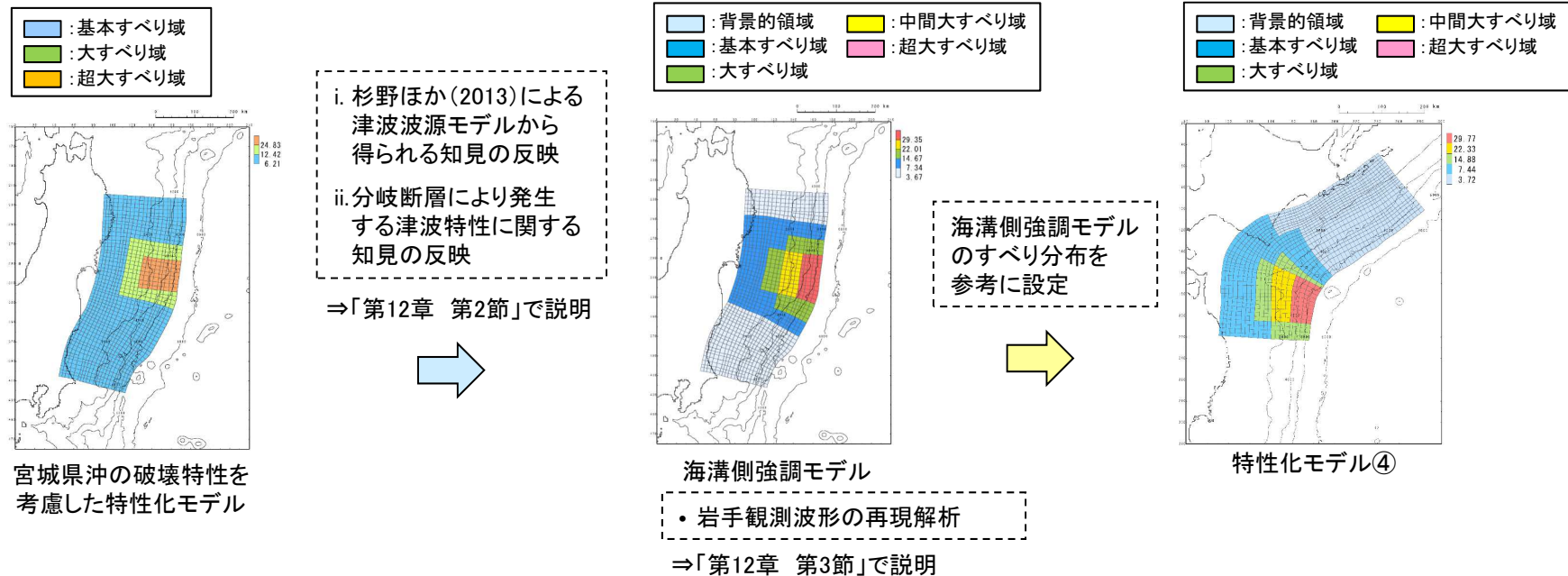
12. 1 検討方針(2/2)

S140

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

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

【特性化モデル④の設定フロー】

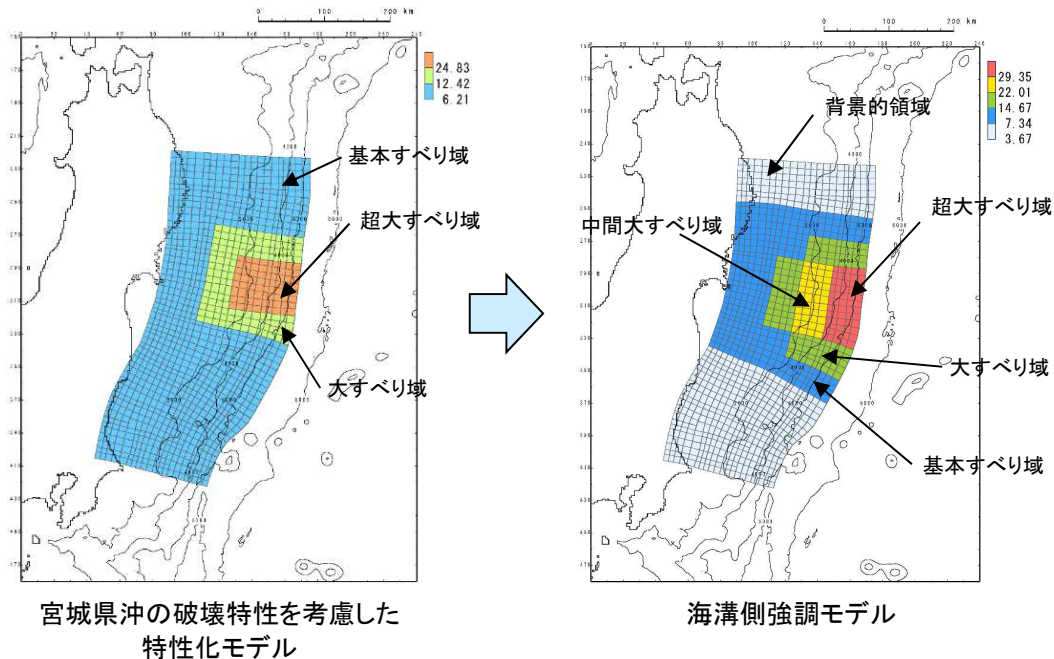


12. 特性化モデル④の周期特性

12.2 特性化モデル④の設定根拠(海溝側強調モデルの設定)(1/6)

S140

- 海溝側強調モデルは、3.11地震における宮城県沖の破壊特性を考慮した特性化モデルを基本として、杉野ほか(2013)の津波波源モデル及び分岐断層により発生する津波特性に関する知見を反映して設定した。
- 杉野ほか(2013)の津波波源モデルから得られる知見、分岐断層により発生する津波特性に関する知見及び海溝側強調モデルの設定フローを次頁以降に示す。



海溝側強調モデルの諸元

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

※1: 大すべり域、中間大すべり域及び超大すべり域をあわせた領域の面積比率

※2: 中間大すべり域、超大すべり域をあわせた領域の面積比率

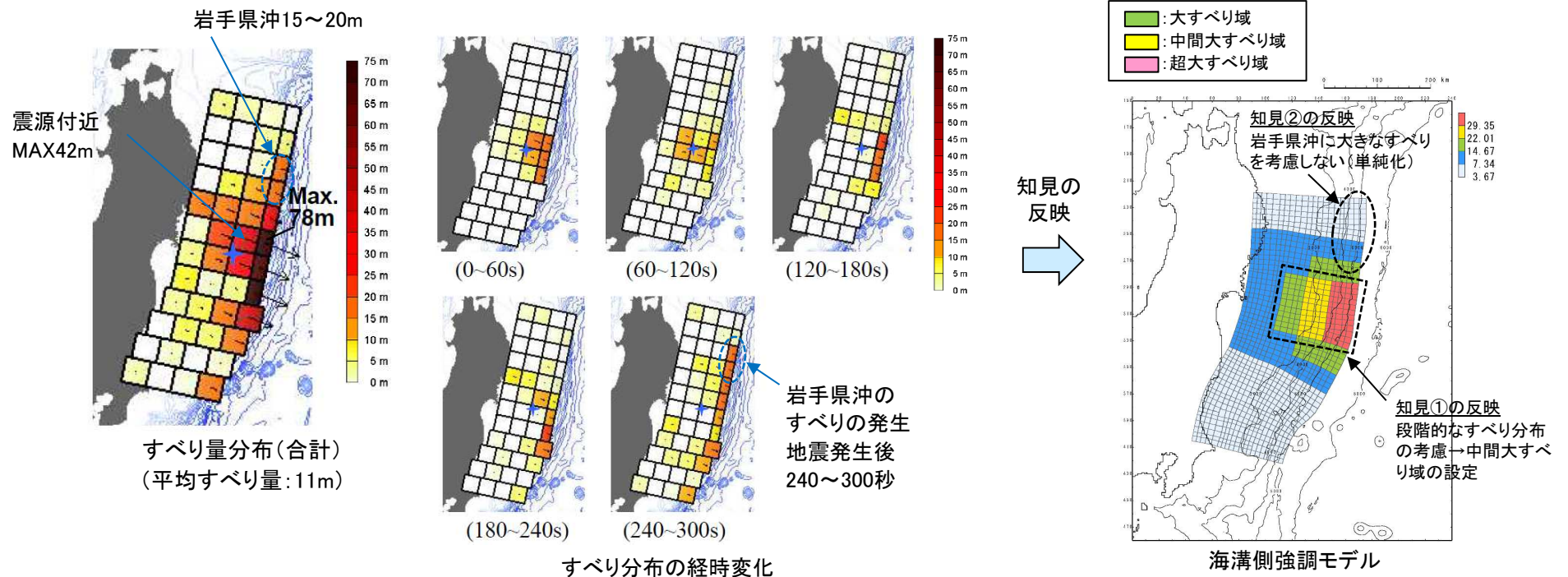
※3: 超大すべり域をあわせた領域の面積比率

12. 2 特性化モデル④の設定根拠(海溝側強調モデルの設定)(2/6)

■杉野ほか(2013)の津波波源モデルから得られる知見の反映

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

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



杉野ほか(2013)の津波波源モデル

12. 特性化モデル④の周期特性

12.2 特性化モデル④の設定根拠(海溝側強調モデルの設定)(3/6)

■分岐断層により発生する津波特性に関する知見(1/2)

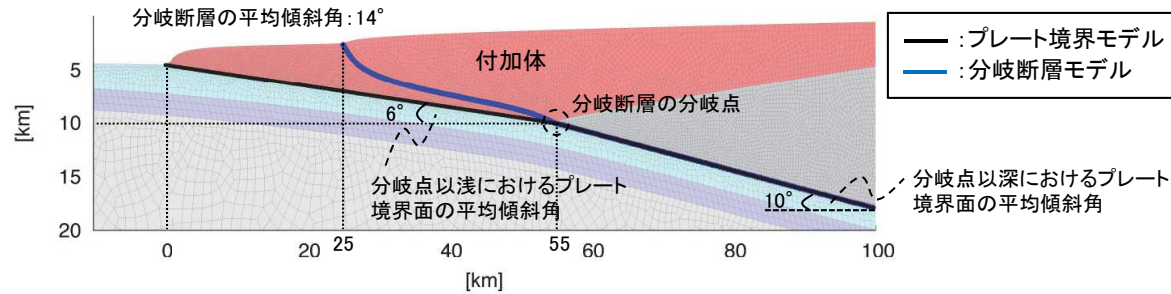
- 奥村・後藤(2013)は、南海トラフの熊野灘外縁部に認められる地質構造をモデル化して、①プレート境界と分岐断層が各々単独で破壊する場合を想定した断層破壊シミュレーション※1を実施して両者の力学的な違いを考察するとともに、②同シミュレーションから得られる地殻変動を用いた津波伝播シミュレーション※2から、津波特性の違いを以下のとおり考察している。

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

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

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

【地質構造モデル(奥村・後藤(2013)に一部加筆)】

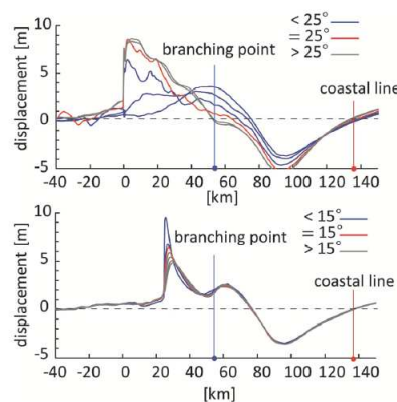


【津波伝播シミュレーション※2結果(奥村・後藤(2013))】

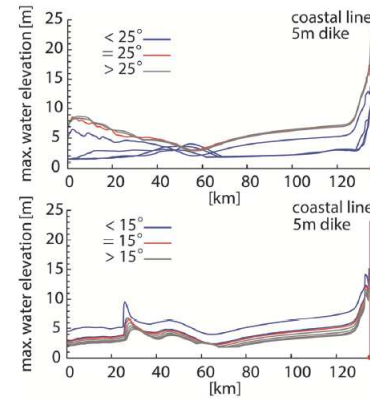
上: プレート境界の破壊シナリオ
 下: 分岐断層の破壊シナリオ
 角度: 最大主応力方向

※3: 横軸は、地質構造モデルの横軸に対応する距離。

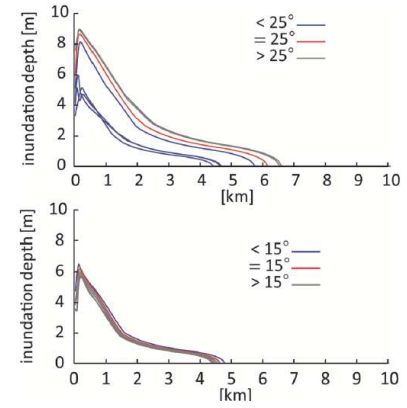
※4: 横軸は、海岸線から内陸方向への距離。



地殻の上下変動の比較※3



海面の最大変位分布※3



津波の浸水深の比較※4

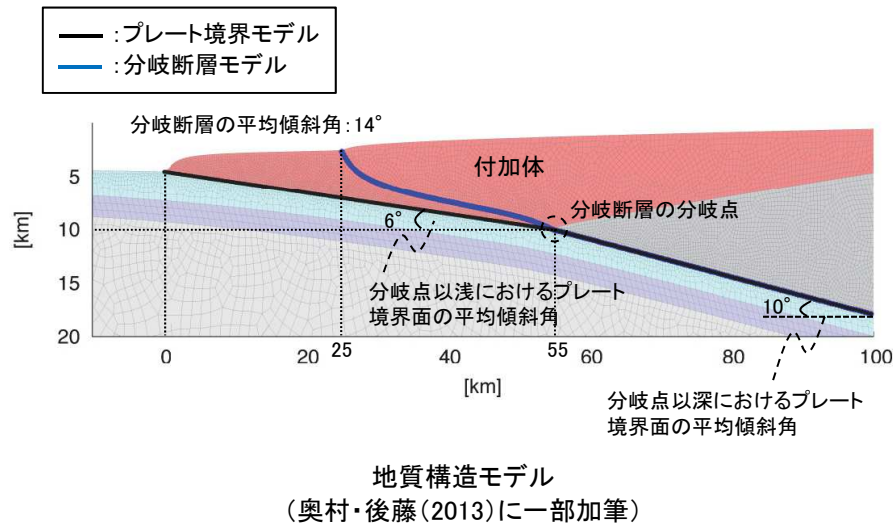
12. 特性化モデル④の周期特性

12.2 特性化モデル④の設定根拠(海溝側強調モデルの設定)(4/6)

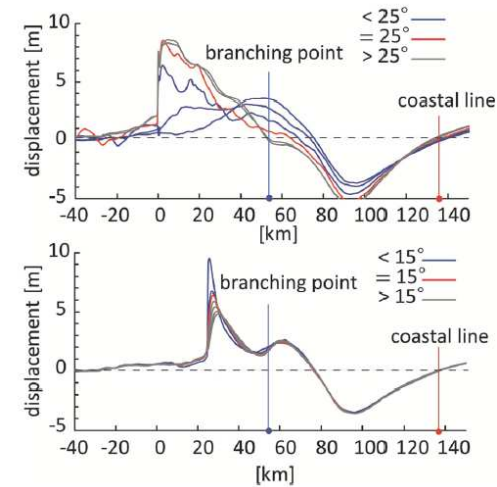
■分岐断層により発生する津波特性に関する知見(2/2)

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

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



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



地殻の上下変動の比較
(奥村・後藤(2013)に一部加筆)

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

12. 特性化モデル④の周期特性

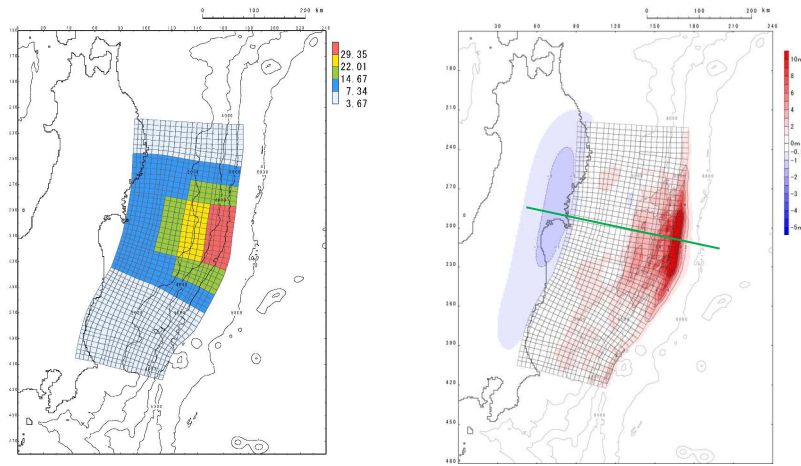
12.2 特性化モデル④の設定根拠(海溝側強調モデルの設定)(5/6)

S140

■分岐断層により発生する津波特性に関する知見の反映

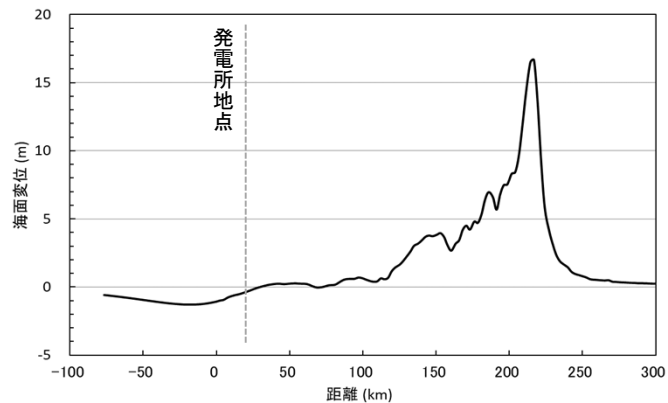
- 海溝側強調モデルの地殻変動量分布と奥村・後藤(2013)に示される南海トラフ沿いにおける分岐断層の地殻変動量分布の比較を以下に示す。
- 海溝側強調モデルの海溝軸沿いの地殻変動について、分岐断層の地殻変動と同様に隆起域の幅が狭いことから、短周期の波が卓越する分岐断層の津波特性を有していることを確認した。

【海溝側強調モデルのすべり量分布と地殻変動量分布】



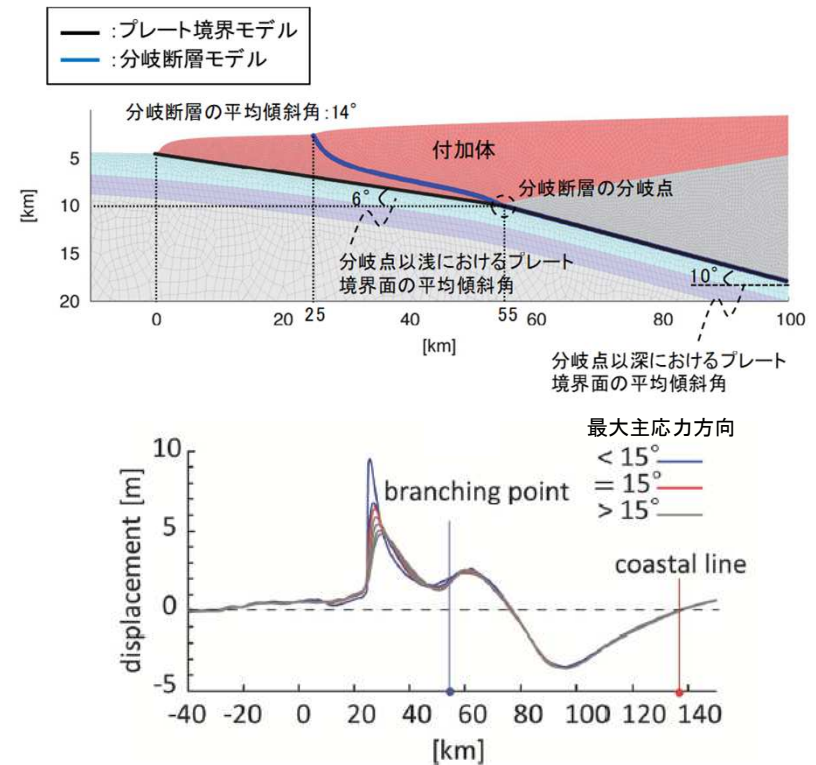
すべり量分布

地殻変動量分布(平面図)



地殻変動量分布(断面図)

【南海トラフ沿いにおける分岐断層の地殻変動量分布】



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

12. 特性化モデル④の周期特性

12.2 特性化モデル④の設定根拠(海溝側強調モデルの設定)(6/6)

S140

144

1. 巨視的波源特性の設定

■ : 与条件

各パラメーター一覧

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

■ 背景領域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S _{0.5})	断層面積(S)の50%	53,678(km ²)
すべり量(D _{0.5})	平均すべり量(D)の0.5倍	4.04(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(M _{00.5})	μ · S _{0.5} ^{3/2} · D _{0.5}	1.08 × 10 ²² (Nm)

■ 中間大すべり域

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

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

2. 微視的波源特性の設定

(1) 大すべり域・超大すべり域・背景領域・中間大すべり域の設定

- 断層面積(S₂, S₄, S_{0.5}, S₃)の算定
- すべり量(D₂, D₄, D_{0.5}, D₃)の算定
- 地震モーメント(M₀₂, M₀₄, M_{00.5}, M₀₃)の算定

■ 大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S)	断層面積(S)の10%	10,736(km ²)
すべり量(D)	平均すべり量(D)の2倍 内閣府(2012)	16.14(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(M ₂)	μ · S ₂ ^{3/2} · D ₂	8.66 × 10 ²¹ (Nm)

■ 超大すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S)	断層面積(S)の5%	5,368(km ²)
すべり量(D ₄)	平均すべり量(D)の4倍 内閣府(2012)	32.28(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(M ₄)	μ · S ₄ ^{3/2} · D ₄	8.66 × 10 ²¹ (Nm)

(2) 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

(2)-1 基本すべり域の設定

■ 基本すべり域

パラメータ	設定方法	設定値
断層面積(S ₁)	断層面積の30%	32,207(km ²)
すべり量(D ₁)	平均すべり量(D)	8.07(m)
剛性率(μ)	土木学会(2016)	5.0 × 10 ¹⁰ (N/m ²)
地震モーメント(M ₀₁)	μ · S ₁ ^{3/2} · D ₁	1.30 × 10 ²² (Nm)

(2)-2 各領域の地震モーメント(合計)の算定

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

(2)-3 地震モーメントの調整(すべり量の調整)

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

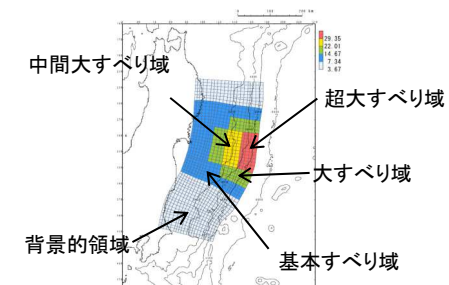
- 上記倍率を用いて、基準断層モデルに反映する各領域のすべり量を一律に調整する。

3. 海溝側強調モデルの設定

断層モデルへの微視的波源特性の反映

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

モーメントマグニチュード(M_w)の算定



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

※1: 大すべり域、中間大すべり域及び超大すべり域をあわせた領域の面積比率

※2: 中間大すべり域・超大すべり域をあわせた領域の面積比率

※3: 超大すべり域をあわせた領域の面積比率

12. 特性化モデル④の周期特性

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

S140

■検討方針

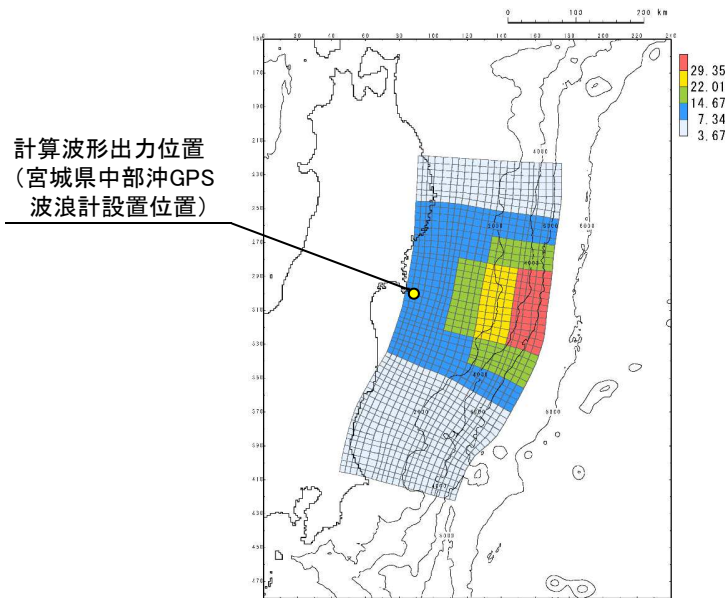
- 岩手観測波形の特徴である長周期の波と短周期の波の重畳の再現性の確認は、以下の2ケースにより行う。

【海溝側強調モデル(ケース①)】

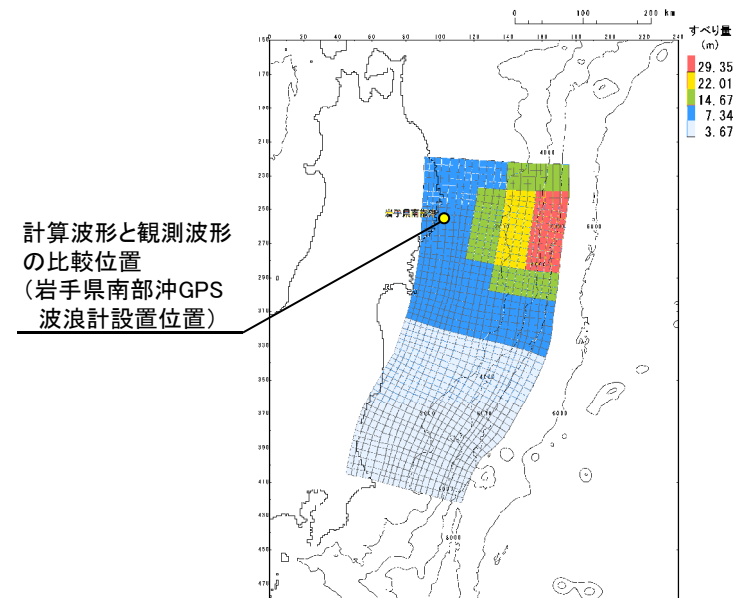
- 大すべり域等に正対し、岩手県南部沖GPS波浪計設置位置の沿岸の距離及び水深と類似性がある宮城県中部GPS波浪計設置位置における計算波形が、岩手観測波形の特徴を有しているかを確認する。

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

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



海溝側強調モデル
(ケース①)



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

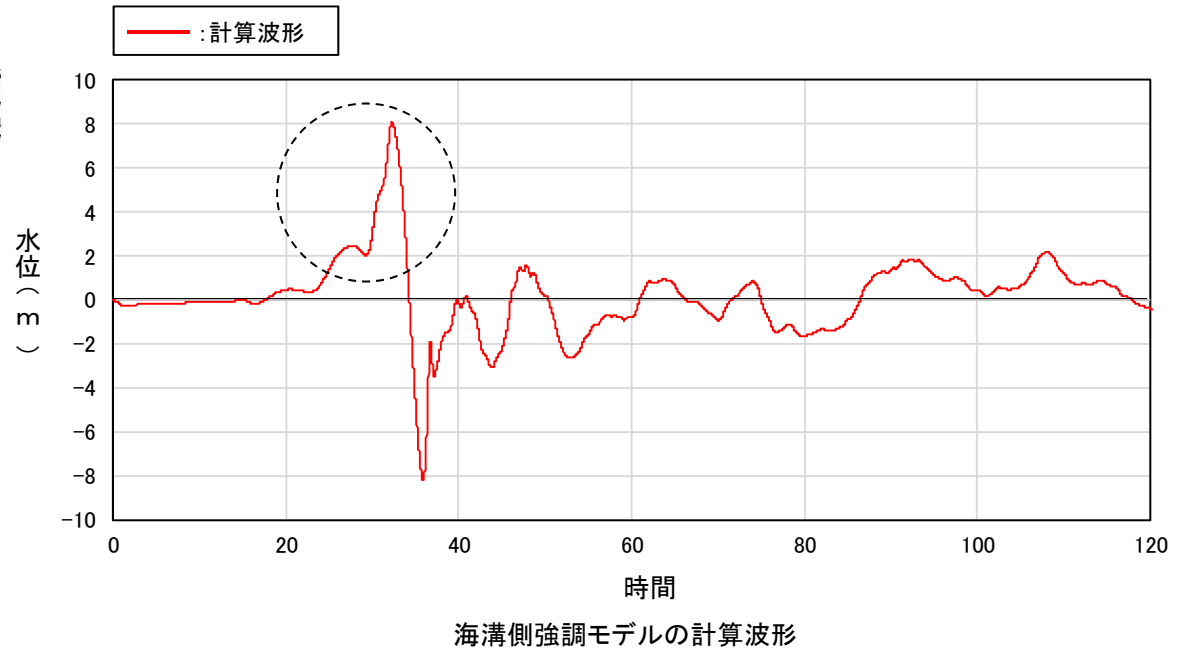
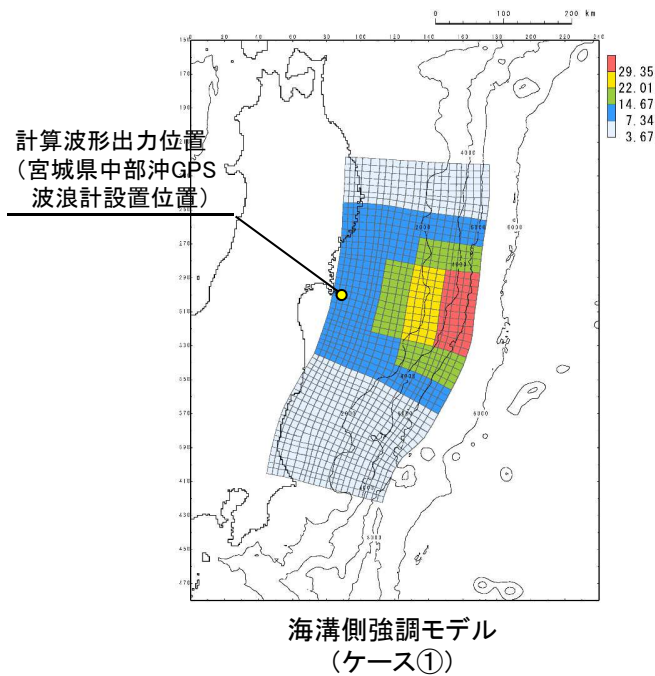
12. 特性化モデル④の周期特性

12. 3 岩手県南部沖GPS波浪計で取得した3.11地震津波波形の再現解析(2/3)

S140

■再現解析結果(1/2):海溝側強調モデル(ケース①)

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



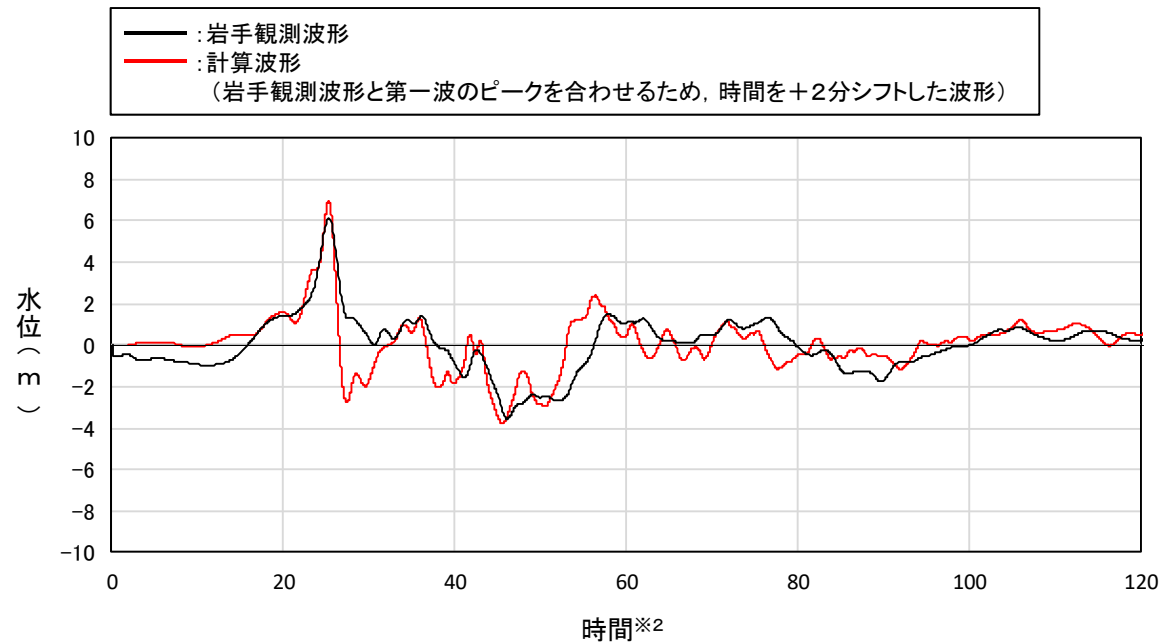
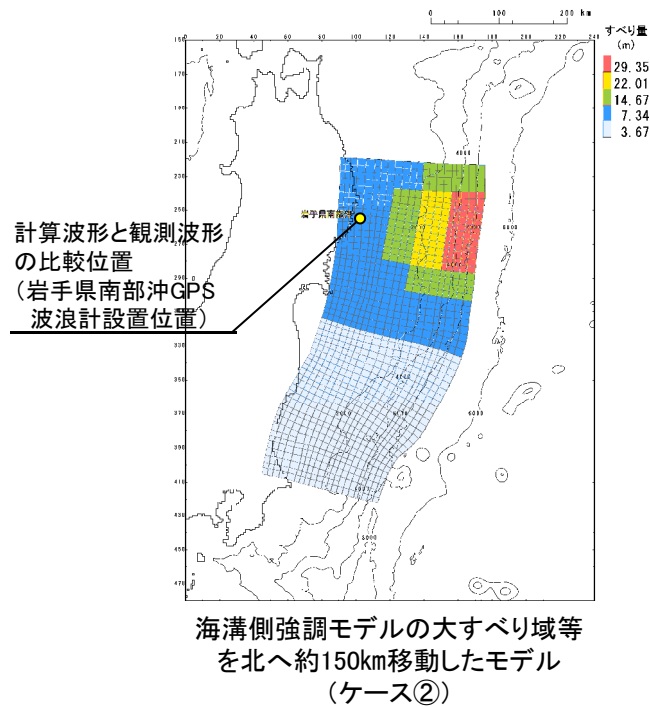
12. 特性化モデル④の周期特性

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

S140

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

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



岩手観測波形と計算波形との比較

※2: 地震発生時間を0分とする。

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

13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

- 13. 1 検討方針
- 13. 2 計算条件
- 13. 3 発電所周辺地形が有する周期特性
- 13. 4 津波の周期特性
- 13. 5 発電所の津波高さに与える支配的な要因
- 13. 6 まとめ

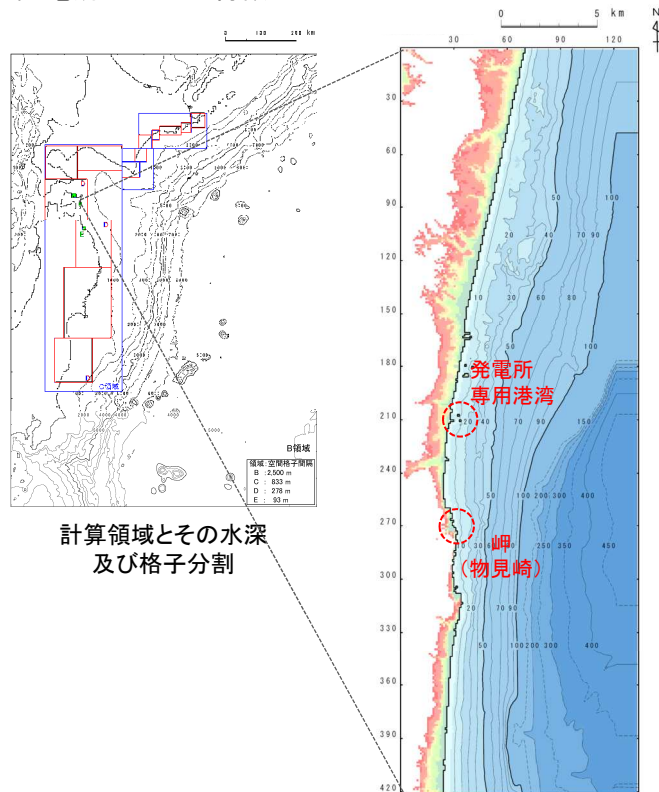
13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

13. 1 検討方針

S140

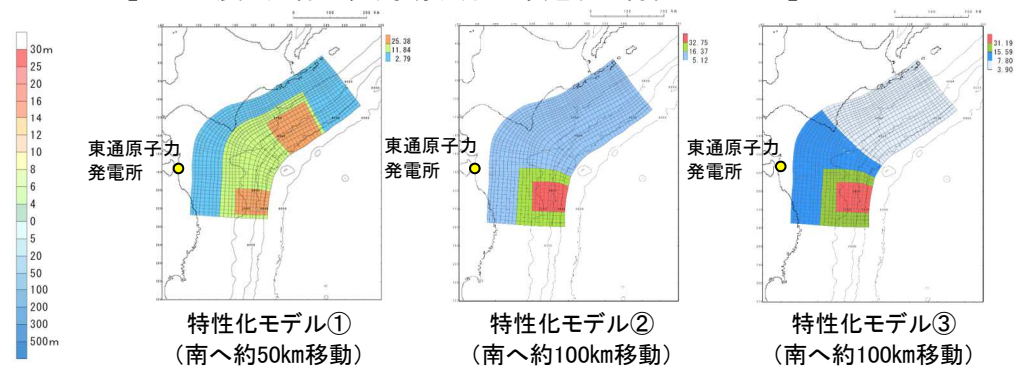
- 沿岸域の津波高さには、地震規模や波源位置等の津波波源そのものの影響に加えて、湾・入り江地形等の発電所周辺の地形や港湾施設等との共振の影響が含まれる。
- 発電所の立地的特徴について、発電所周辺はリアス海岸のような複雑な地形を呈しておらず比較的平坦な海岸線に立地するが、発電所港湾施設や岬(物見崎)等の微地形を要因とした固有周期が、発電所の津波高さに影響を与える可能性がある。
- 連動型津波の評価にあたっては、3.11地震と同様に長周期成分が卓越する特性化モデル①②③、杉野ほか(2013)を参考に長周期に加えて、短周期の波の発生要因も考慮した特性化モデル④と周期特性が異なる複数の特性化モデルを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

■ 発電所の立地的特徴

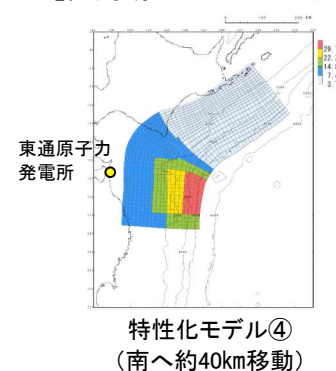


■ 特性化モデル(大すべり域・超大すべり域の位置の不確かさ水位上昇側決定ケース)

【3.11地震と同様に長周期成分が卓越する特性化モデル】



【長周期の波に加えて短周期の波の発生要因も考慮した特性化モデル】



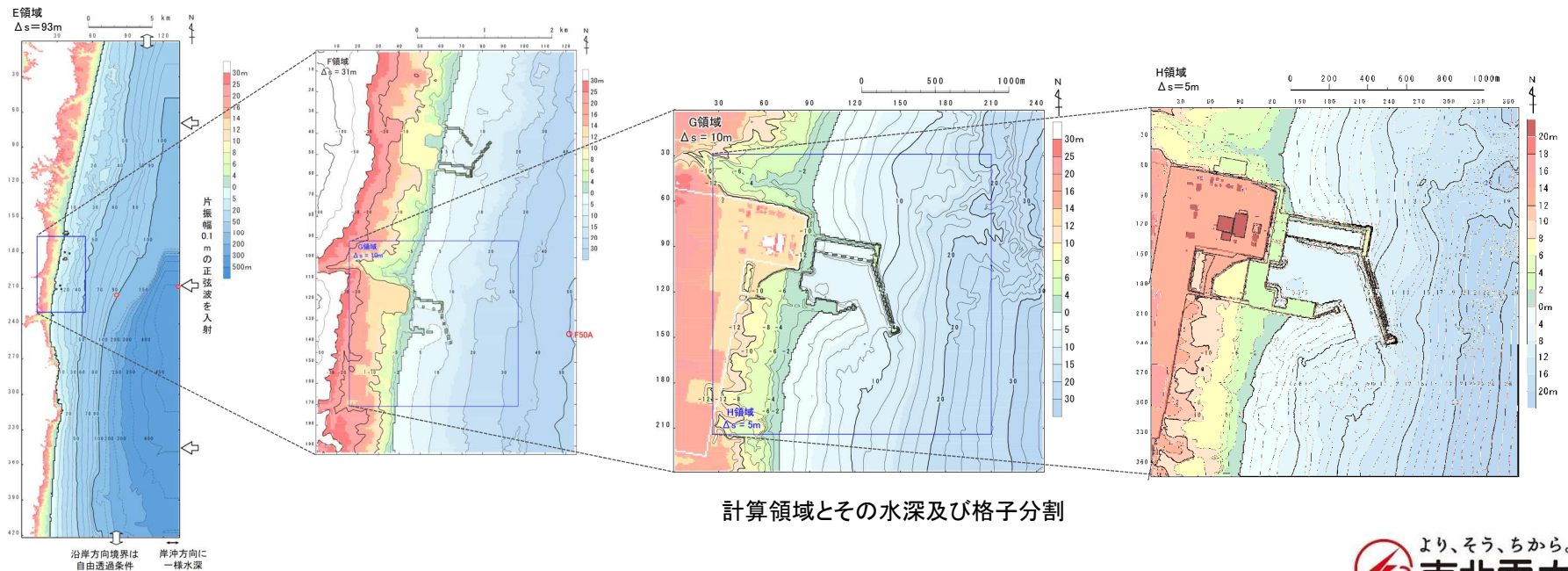
13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

13.2 計算条件

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

主な計算条件

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



計算領域とその水深及び格子分割

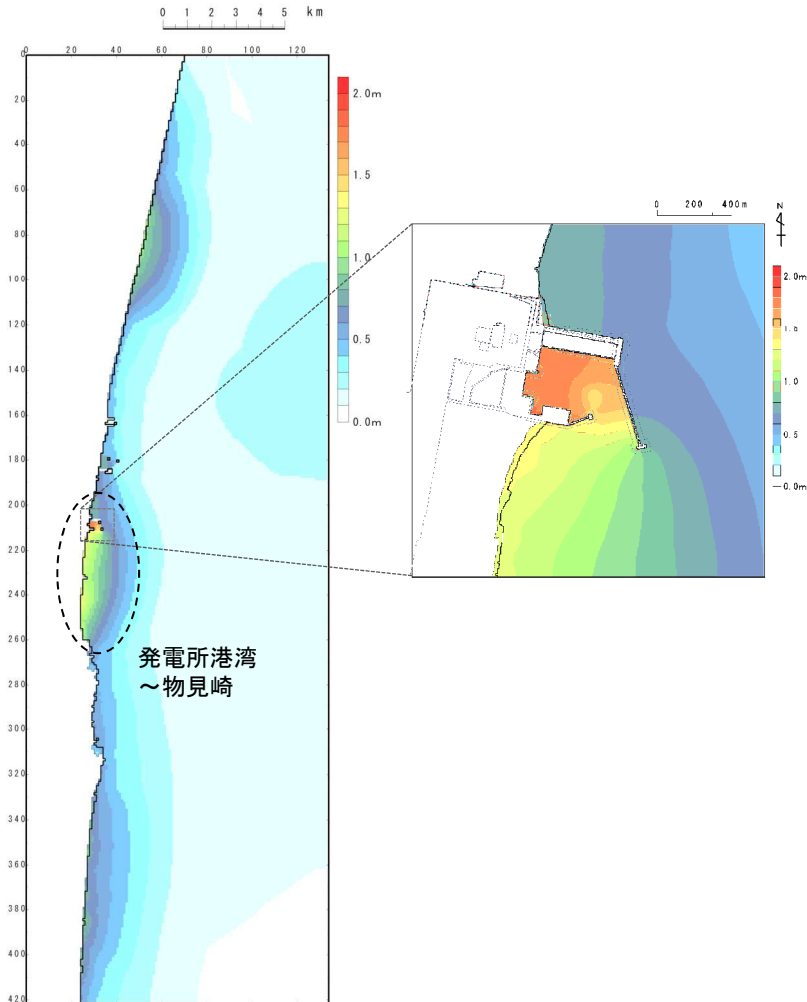
13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

13.3 発電所周辺地形が有する周期特性: 検討結果

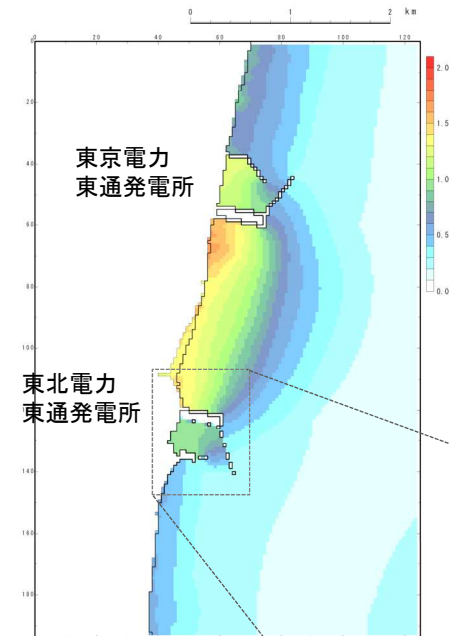
S140

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

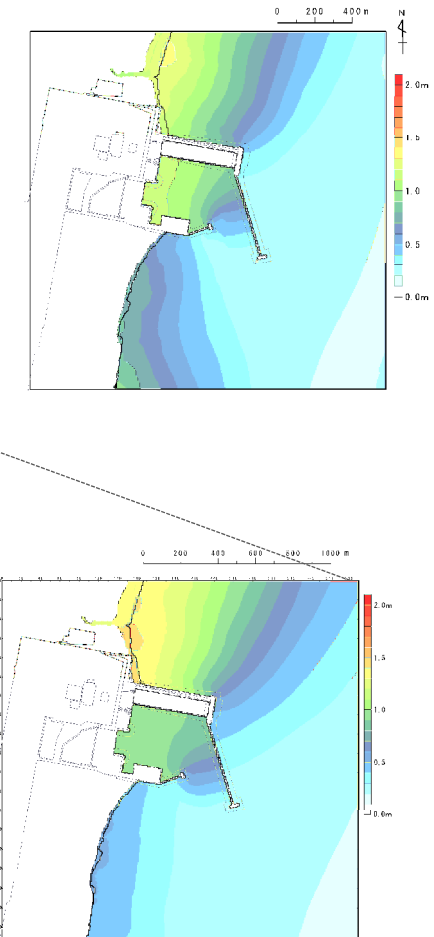
■ 発電所港湾～物見崎
(入射波周期: 12分)



■ 発電所北～東京東通
(入射波周期: 8分)



■ 発電所港湾
(入射波周期: 7分)



13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

13.3 発電所周辺地形が有する周期特性:まとめ

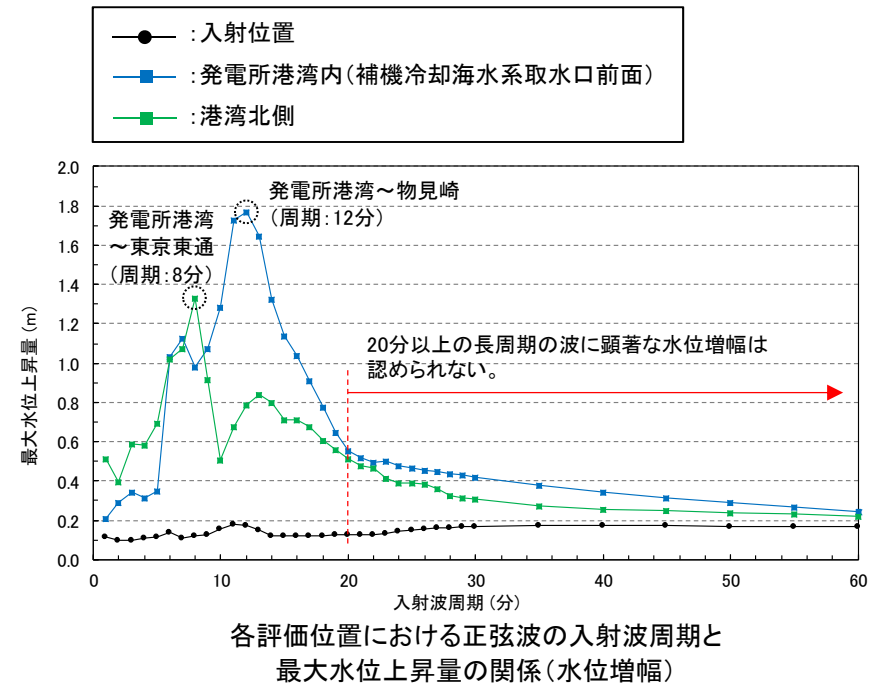
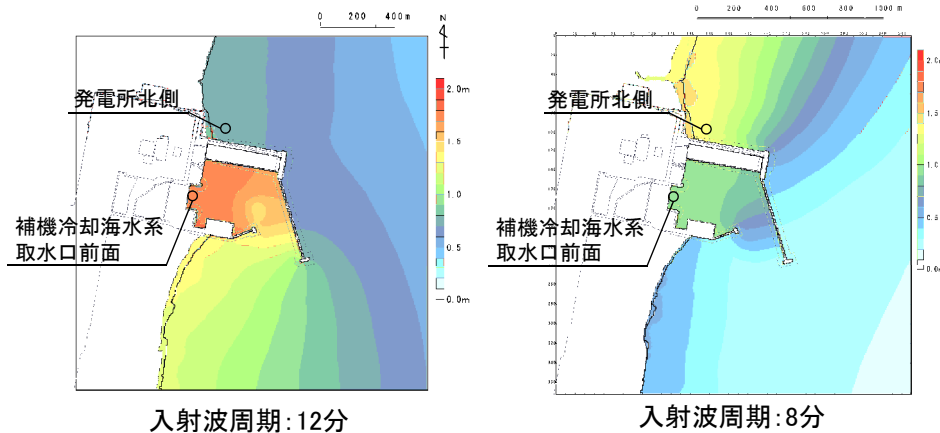
S140

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

■ 発電所周辺地形で確認された固有周期

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

■ 発電所位置における最大水位上昇量分布



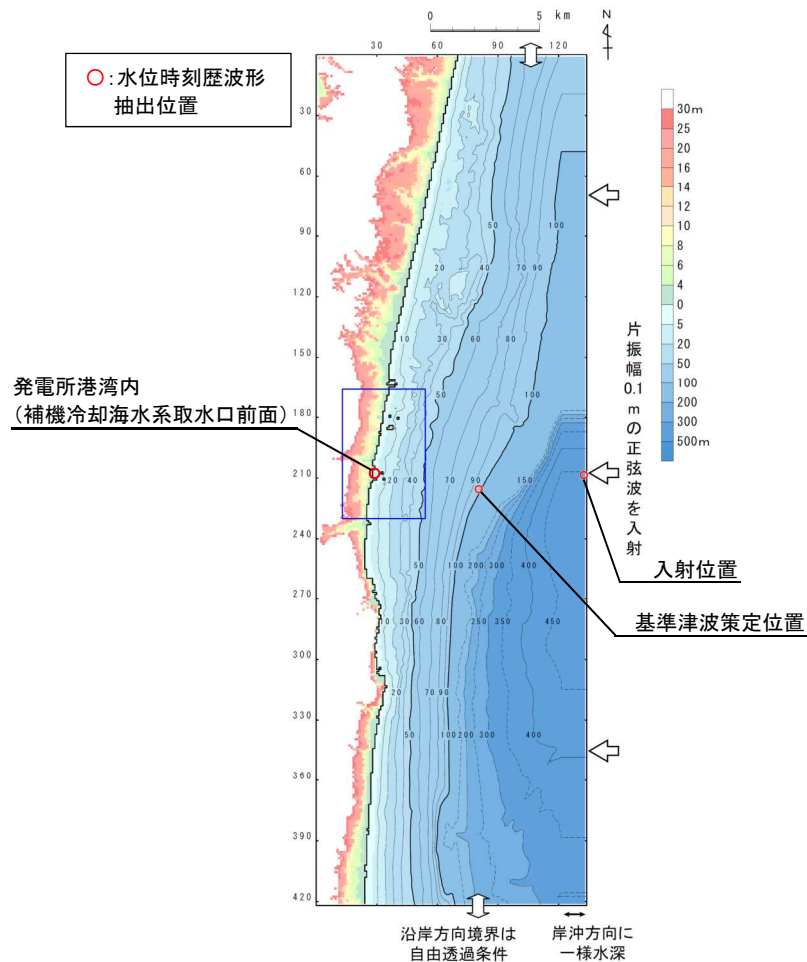
13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

13.4 津波の周期特性(1/2)

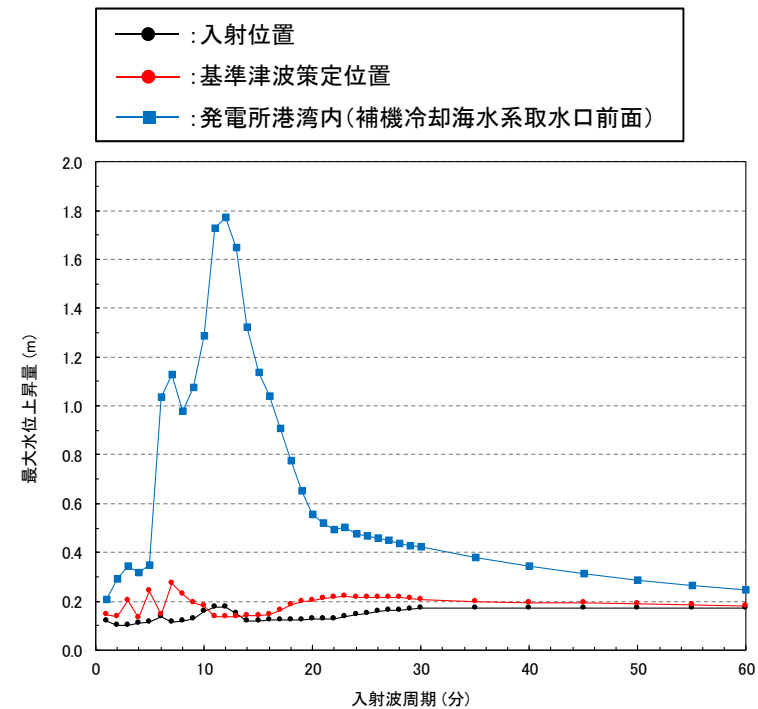
S140

■検討方針

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



基準津波策定位置と正弦波の入射位置



各評価位置における正弦波の入射波周期と最大水位上昇量の関係

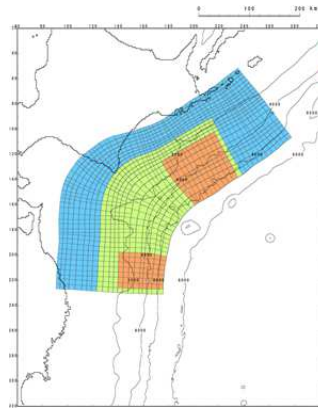
13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

13.4 津波の周期特性(2/2)

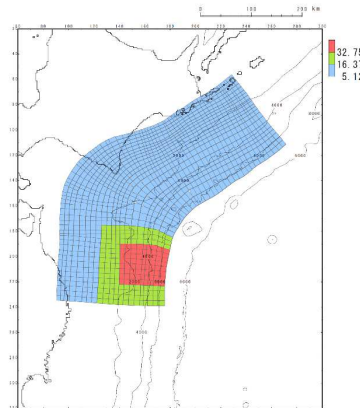
■ 検討対象津波の選定

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

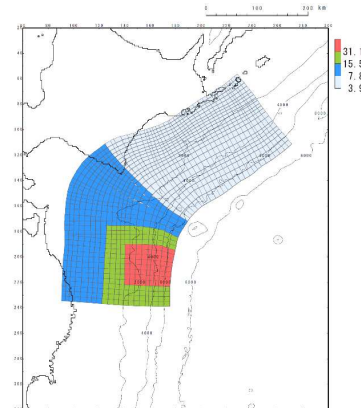
【各特性化モデル(大すべり域・超大すべり域の位置の不確かさを考慮した水位上昇側決定ケース)】



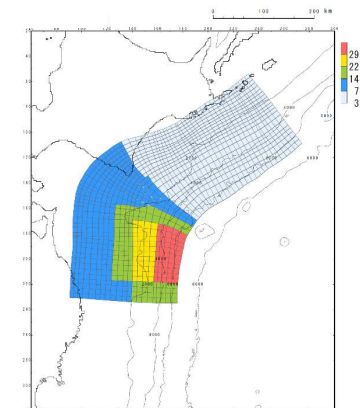
特性化モデル①
(南へ約50km移動)



特性化モデル②
(南へ約100km移動)

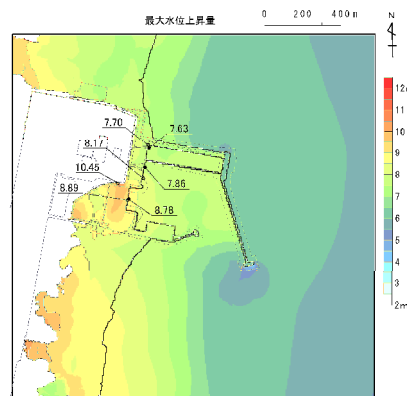


特性化モデル③
(南へ約100km移動)

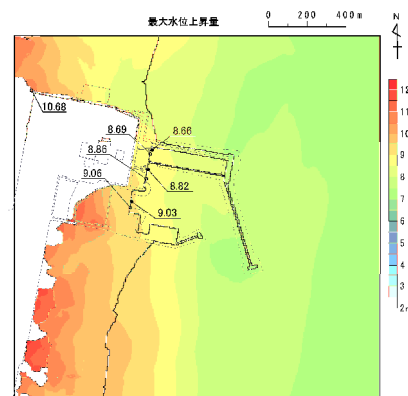


特性化モデル④
(南へ約40km移動)

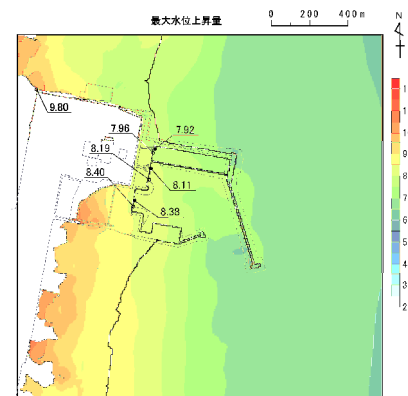
【各特性化モデルの最大水位上昇量分布】



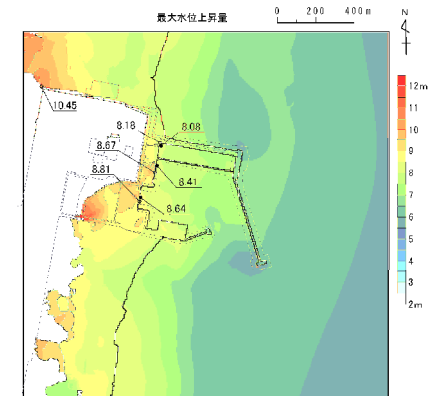
特性化モデル①



特性化モデル②



特性化モデル③



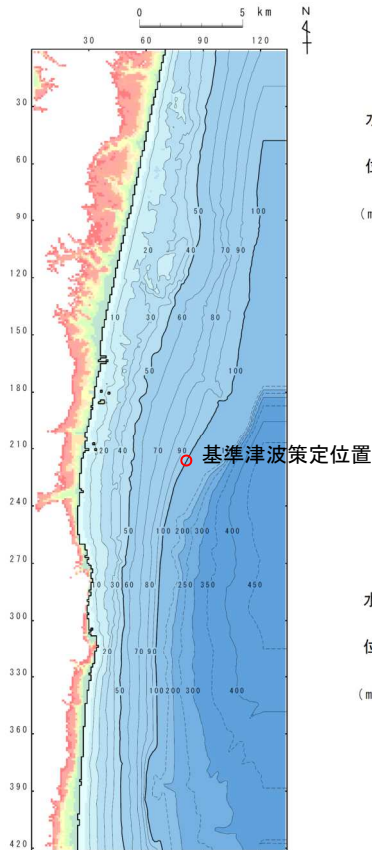
特性化モデル④

13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

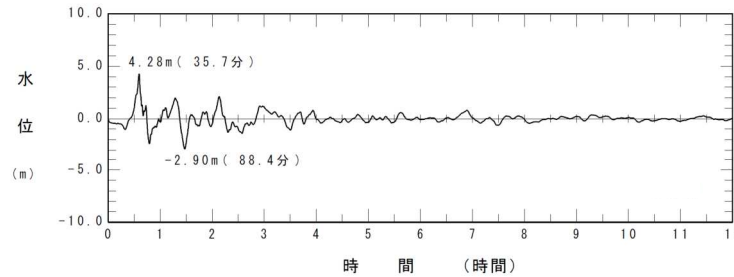
13.4 津波の周期特性:各特性化モデルの周期特性(1/2)

■スペクトル解析に用いる基準津波策定位置の水位時刻歴波形

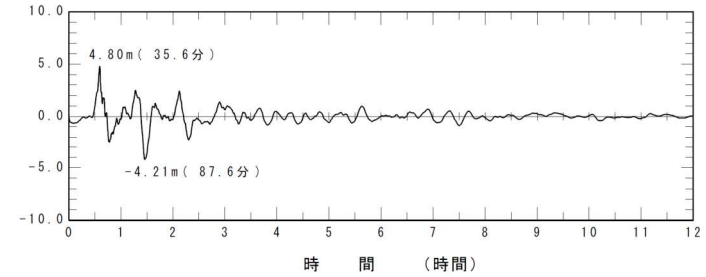
- 基準津波策定位置における水位時刻歴波形(12時間)を用いて、スペクトル解析を実施した。



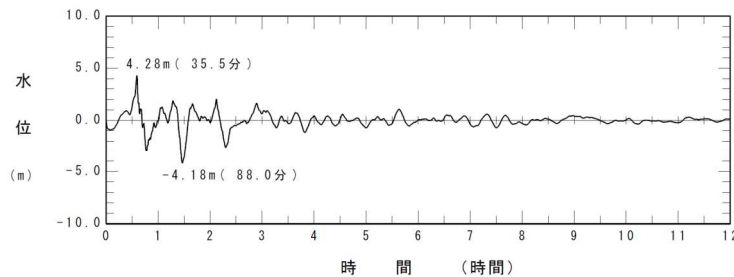
水位時刻歴波形抽出位置
(基準津波策定位置)



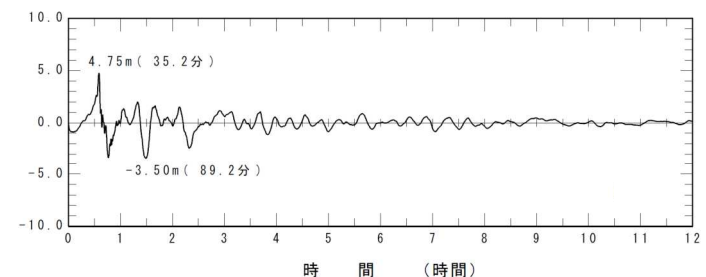
特性化モデル①



特性化モデル②



特性化モデル③



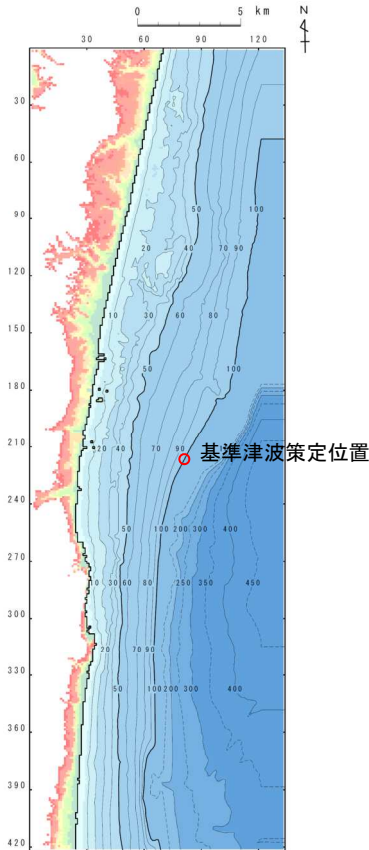
特性化モデル④

13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

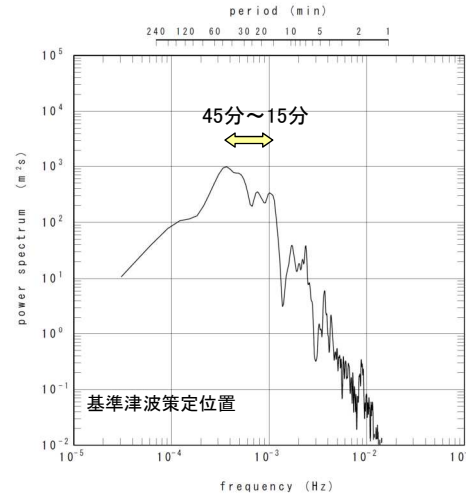
13.4 津波の周期特性: 各特性化モデルの周期特性(2/2)

■ スペクトル解析結果: 津波の周期特性

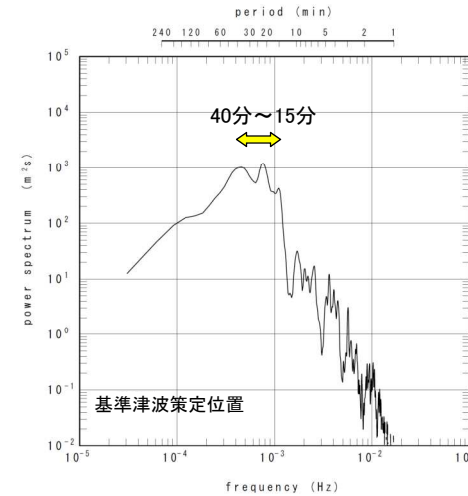
- 基準津波策定位置のスペクトル解析結果を以下に示す。
- 各特性化モデルともに、津波波源そのものの周期は15分～40分程度の長周期成分が卓越することを確認した。



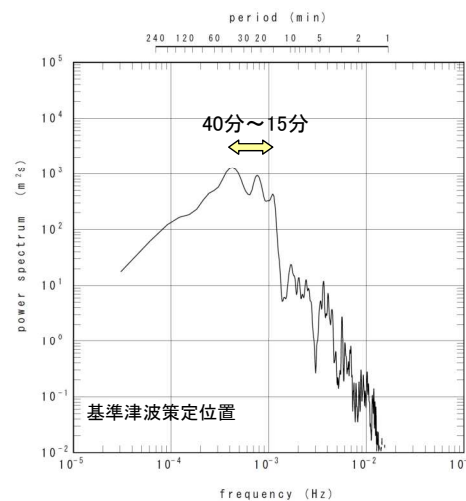
スペクトル解析位置
(基準津波策定位置)



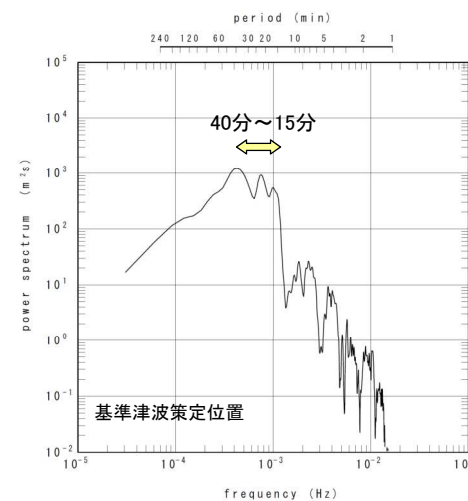
特性化モデル①



特性化モデル②



特性化モデル③



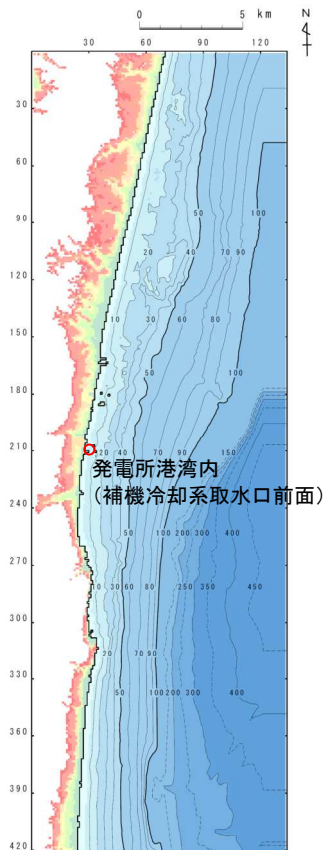
特性化モデル④

13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

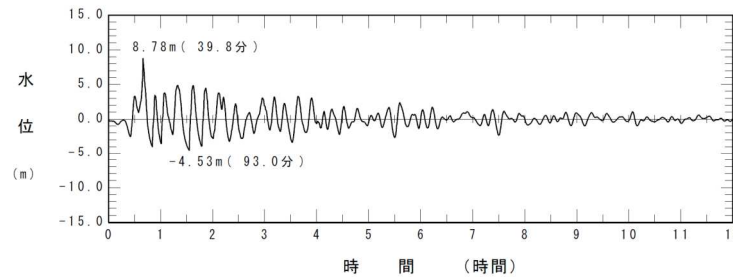
13.4 津波の周期特性: 発電所地点における津波の周期特性(1/3)

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

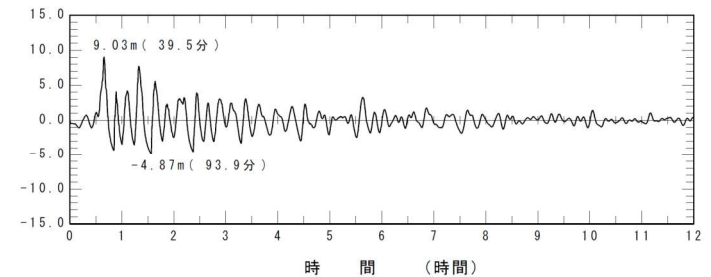
- 発電所港湾内(補機冷却海水系取水口前面)における水位時刻歴波形(12時間)を用いて、スペクトル解析を実施した。



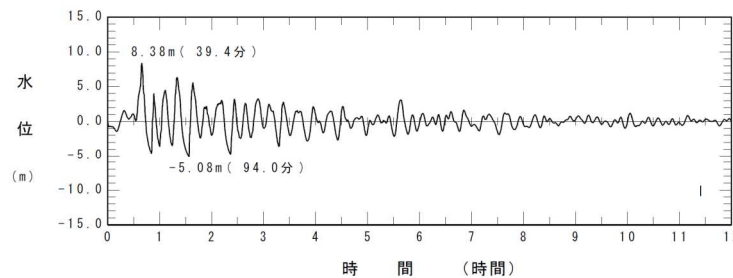
水位時刻歴波形抽出位置
(発電所港湾内)



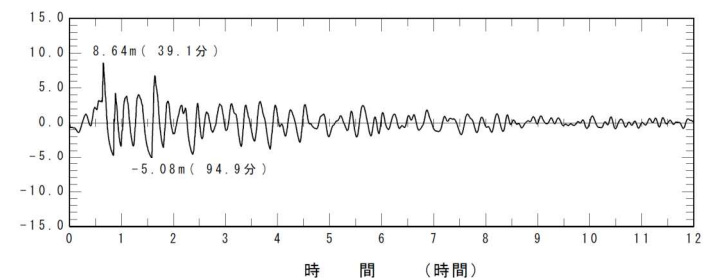
特性化モデル①



特性化モデル②



特性化モデル③



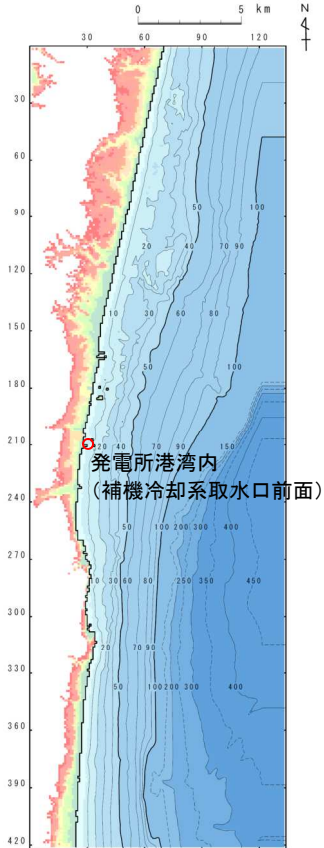
特性化モデル④

13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

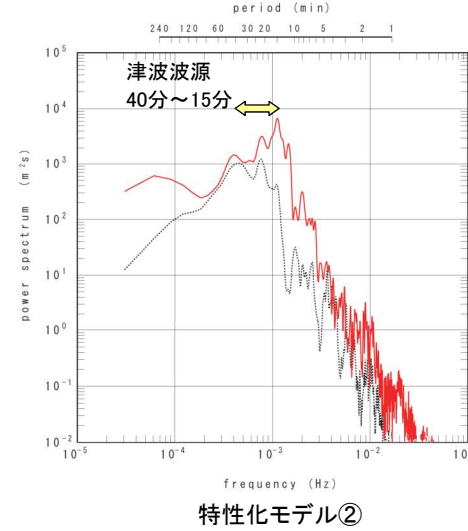
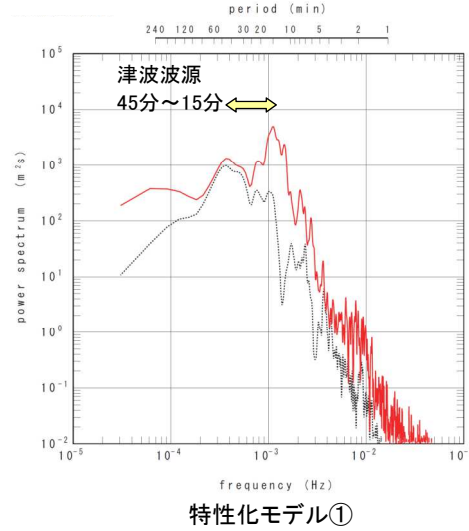
13. 4 津波の周期特性: 発電所地点における津波の周期特性

■スペクトル解析結果: 発電所地点における津波の周期特性

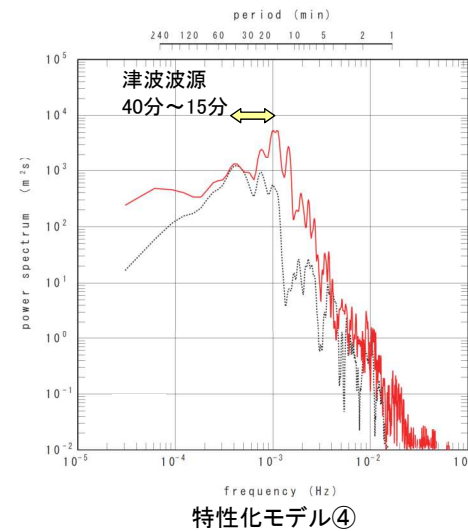
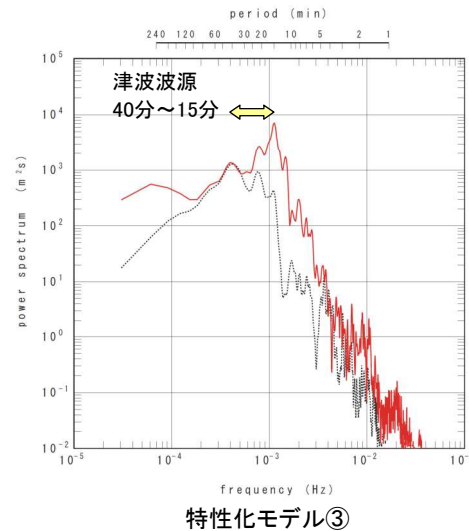
- 各特性化モデルの発電所港湾内のパワースペクトルを以下に示す。
- パワースペクトルから、発電所の津波高さは津波波源そのものが有する長周期の影響が支配的であり、発電所港湾施設や発電所周辺の微地形が有する固有周期の顕著な影響は見られないことを確認した。



水位時刻歴波形抽出位置
(発電所港湾内)



— : 発電所港湾内
..... : 基準津波策定位置



— : 発電所港湾内
..... : 基準津波策定位置

13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

13. 5 発電所の津波高さを与える支配的な要因(1/5)

■検討方針

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

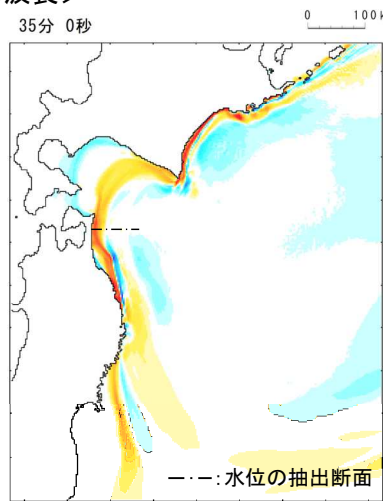
13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

13.5 発電所の津波高さに与える支配的な要因(2/5)

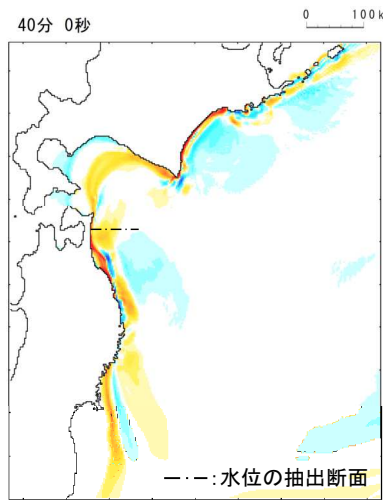
■特性化モデル①の津波特性

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

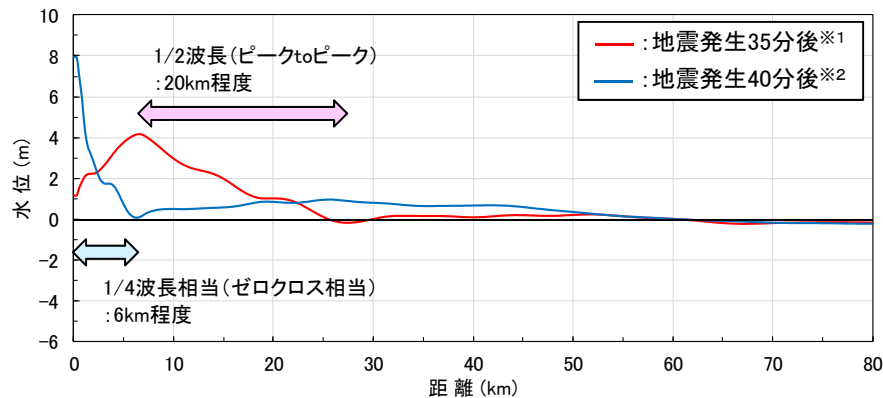
<①波長>



地震発生35分後※1の
スナップショット



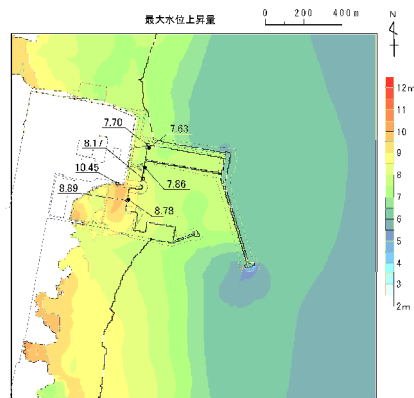
地震発生40分後※2の
スナップショット



水位断面図

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

<②発電所地点の津波高さ(最大水位上昇量分布)>



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

(参考) 水深と周期から算定される波長※3

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

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

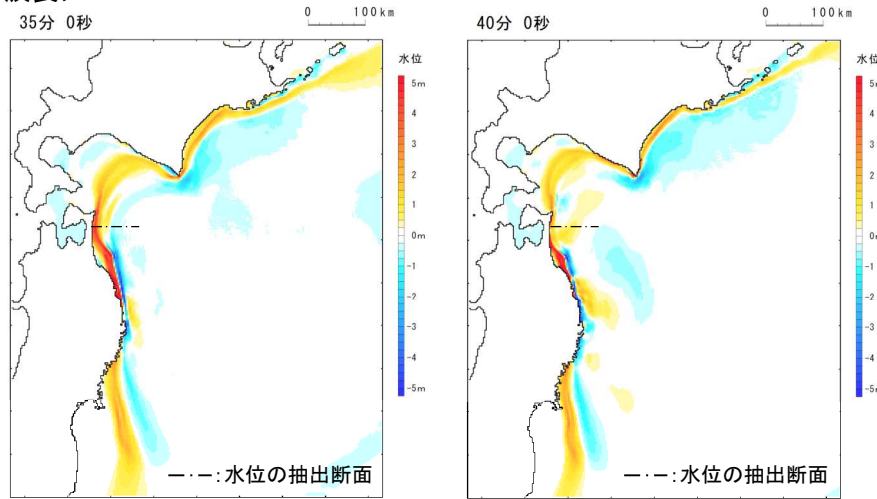
13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

13.5 発電所の津波高さに与える支配的な要因(3/5)

■特性化モデル②の津波特性

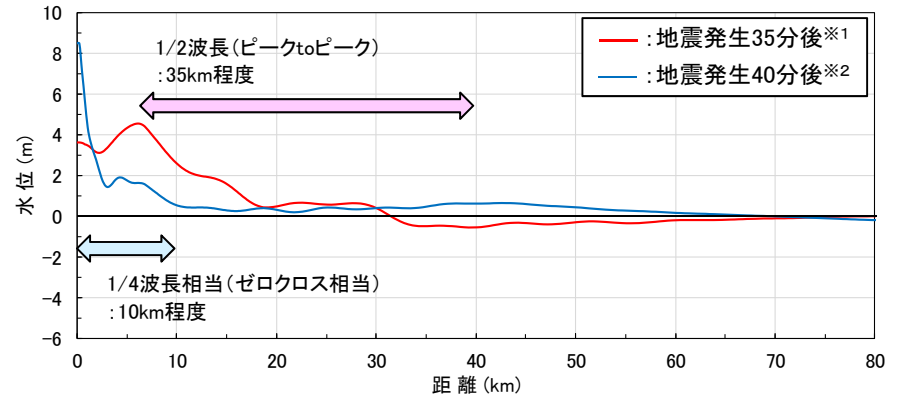
- ①発電所港湾施設(取水口～防波堤堤頭部)のスケールは1km程度であるのに対して(p150), 最高水位を決定する第1波の波長は基準津波策定位置で70km程度, 発電所港湾内で40km程度と長いとともに, ②発電所防波堤の天端高(4~6m程度)に対して, 発電所地点の津波高さは10m程度と高い。
- 以上から, 特性化モデル②については, 発電所港湾施設や発電所周辺の微地形に対する周期特性(短周期)の影響は小さいと考えられる。

<①波長>



地震発生35分後※1の
スナップショット

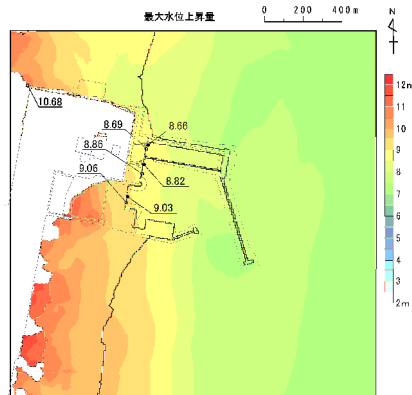
地震発生40分後※2の
スナップショット



水位断面図

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

<②発電所地点の津波高さ(最大水位上昇量)>



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

(参考) 水深と周期から算定される波長※3

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

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

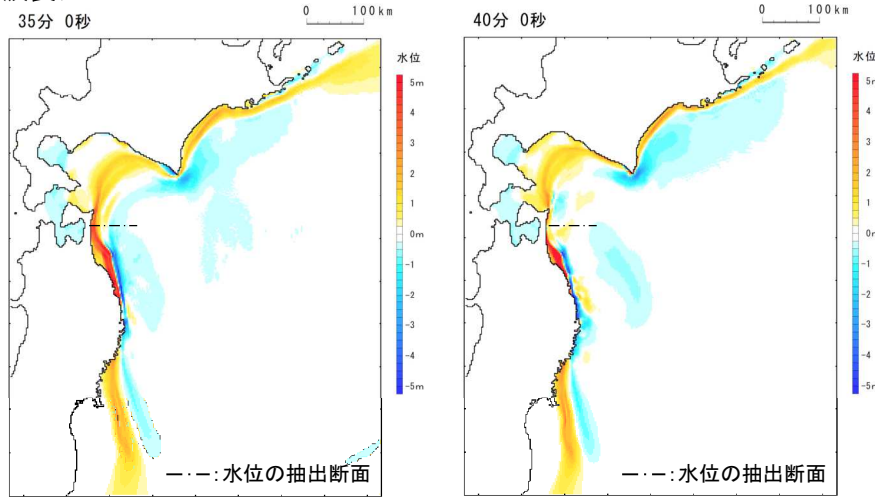
13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

13.5 発電所の津波高さに与える支配的な要因(4/5)

■特性化モデル③の津波特性

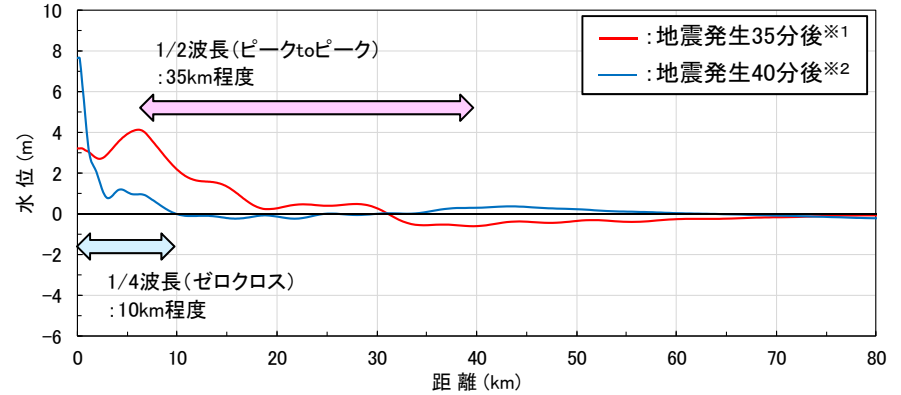
- ①発電所港湾施設(取水口～防波堤堤頭部)のスケールは1km程度であるのに対して(p150), 最高水位を決定する第1波の波長は基準津波策定位置で70km程度, 発電所港湾内で40km程度と長いとともに, ②発電所防波堤の天端高(4～6m程度)に対して, 発電所地点の津波高さは10m程度と高い。
- 以上から, 特性化モデル③については, 発電所港湾施設や発電所周辺の微地形に対する周期特性(短周期)の影響は小さいと考えられる。

<①波長>



地震発生35分後※1の
スナップショット

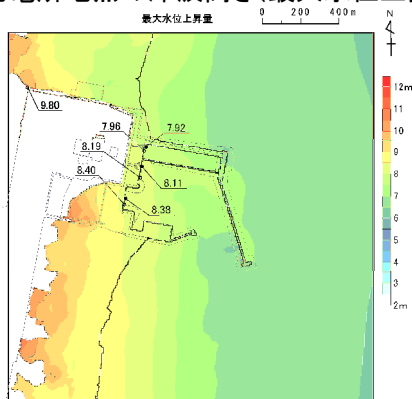
地震発生40分後※2の
スナップショット



水位断面図

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

<②発電所地点の津波高さ(最大水位上昇量)>



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

(参考) 水深と周期から算定される波長※3

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

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

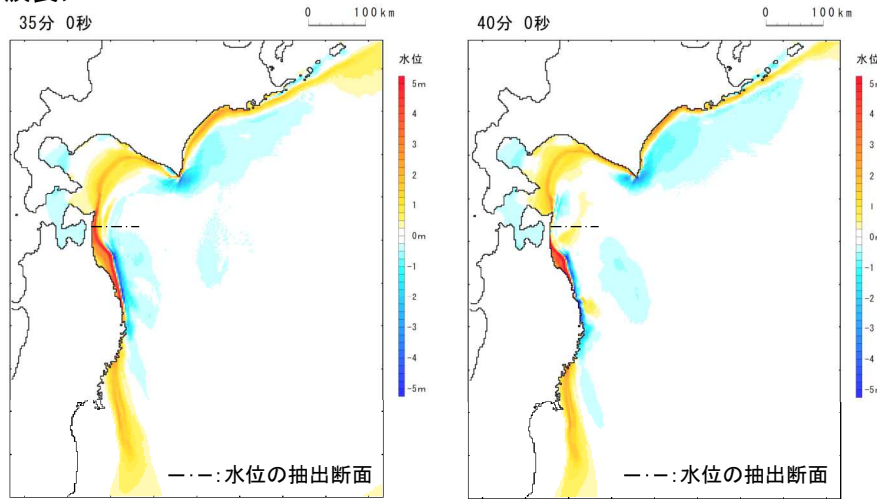
13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

13.5 発電所の津波高さを与える支配的な要因(5/5)

■特性化モデル④の津波特性

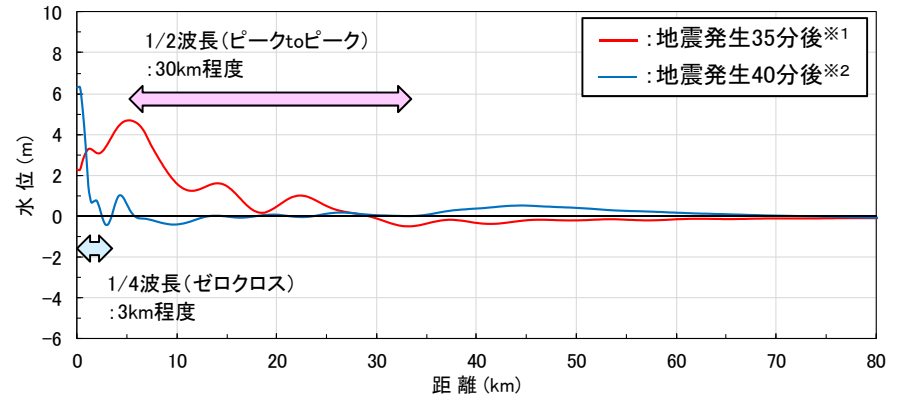
- ①発電所港湾施設(取水口～防波堤堤頭部)のスケールは1km程度であるのに対して(p150), 最高水位を決定する第1波の波長は基準津波策定位置で60km程度, 発電所港湾内で12km程度と長いとともに, ②発電所防波堤の天端高(4～6m程度)に対して, 発電所地点の津波高さは10m程度と高い。
- 以上から, 特性化モデル④については, 発電所港湾施設や発電所周辺の微地形に対する周期特性(短周期)の影響は小さいと考えられる。

<①波長>



地震発生35分後※1の
スナップショット

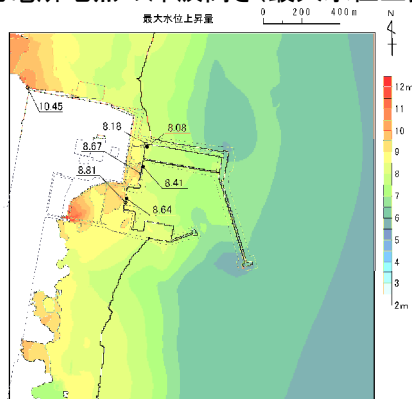
地震発生40分後※2の
スナップショット



水位断面図

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

<②発電所地点の津波高さ(最大水位上昇量)>



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

(参考) 水深と周期から算定される波長※3

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

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

13. 発電所周辺地形及び各特性化モデルの周期特性

13. 6 まとめ

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

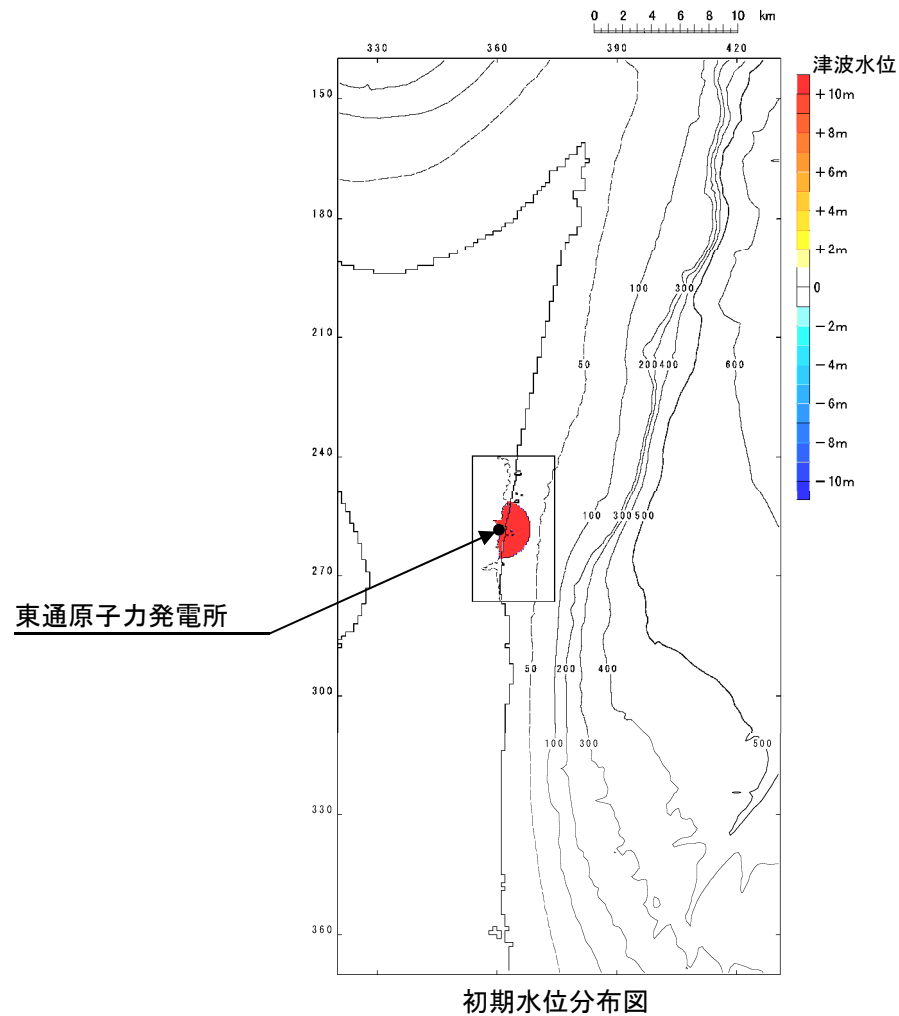
14. 津波伝播特性の検討

- 14. 1 検討方針
- 14. 2 最大水位上昇量分布
- 14. 3 津波の伝播状況

14. 津波伝播特性の検討

14.1 検討方針

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

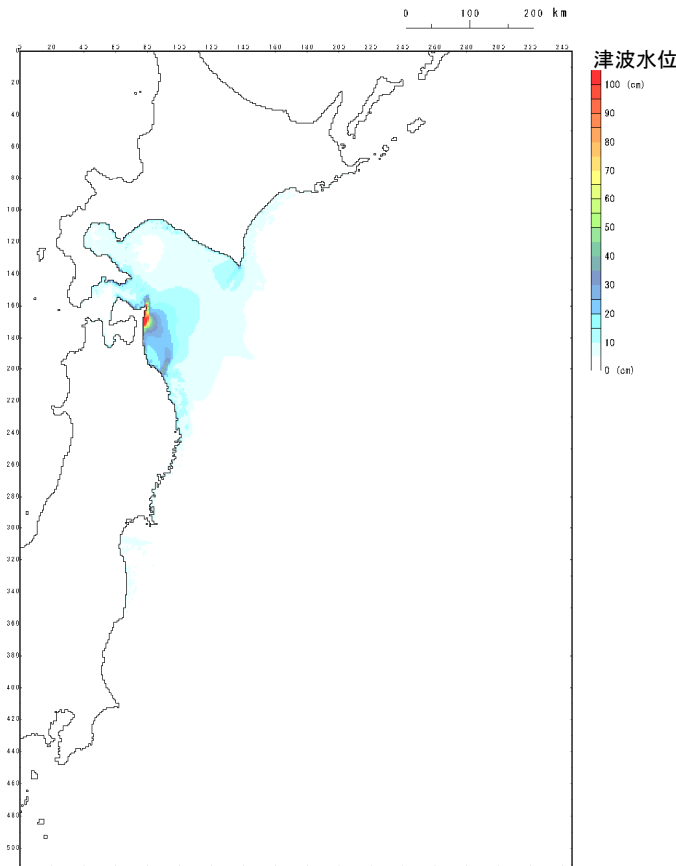


14. 津波伝播特性の検討

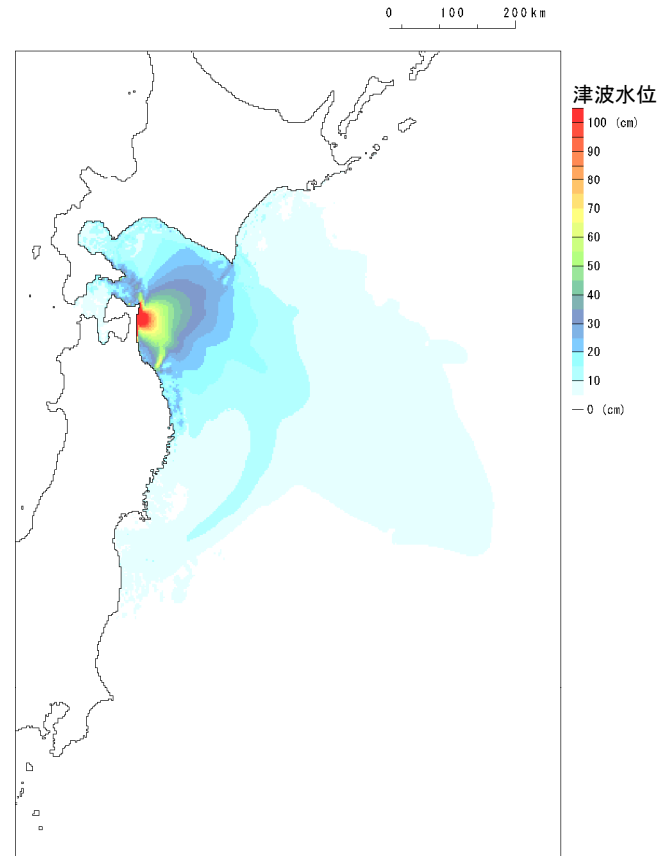
14.2 最大水位上昇量分布

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

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



水位補正前

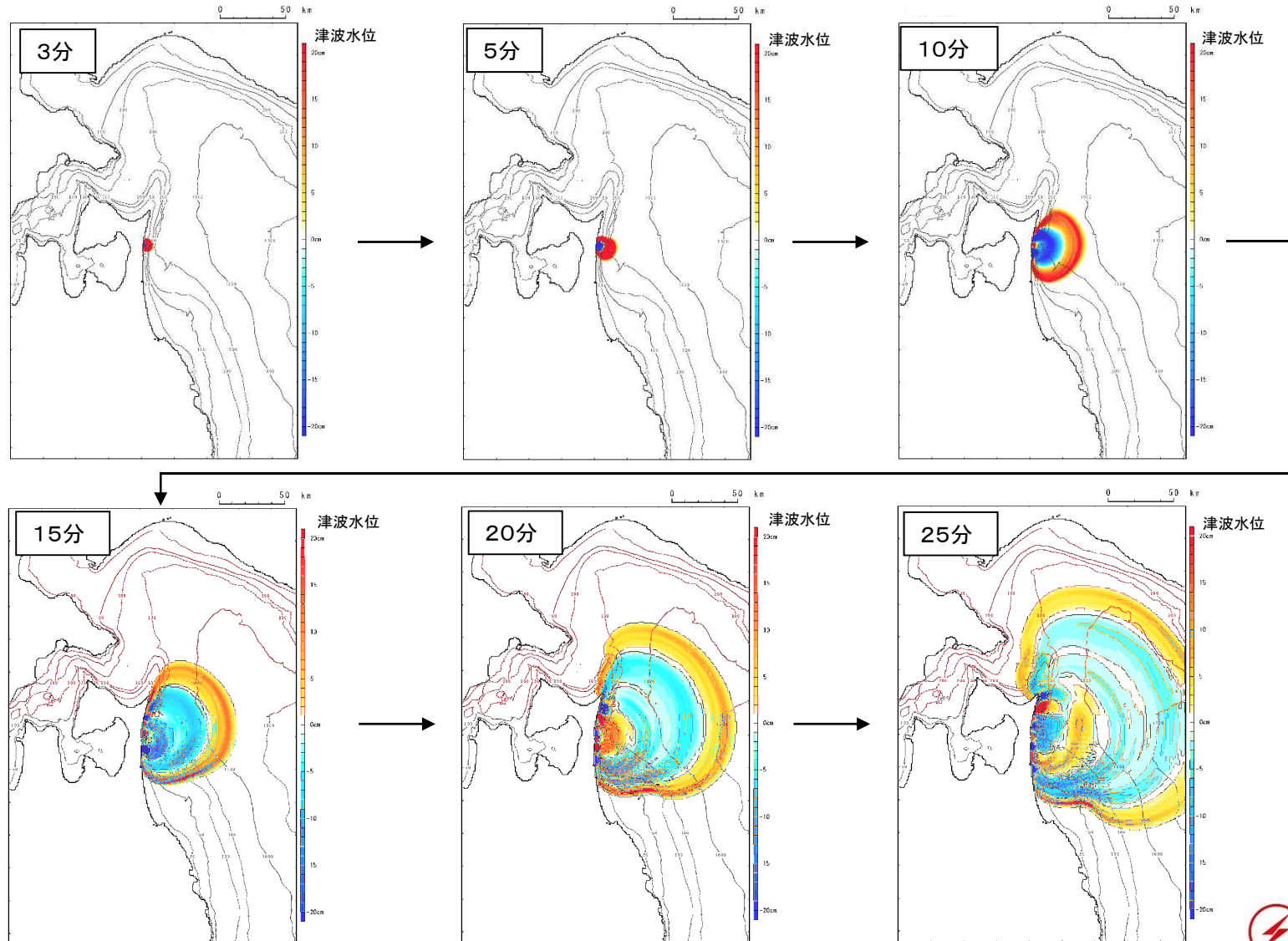


水位補正後

14. 津波伝播特性の検討

14.3 津波の伝播状況: 敷地近傍 (3~25分後)

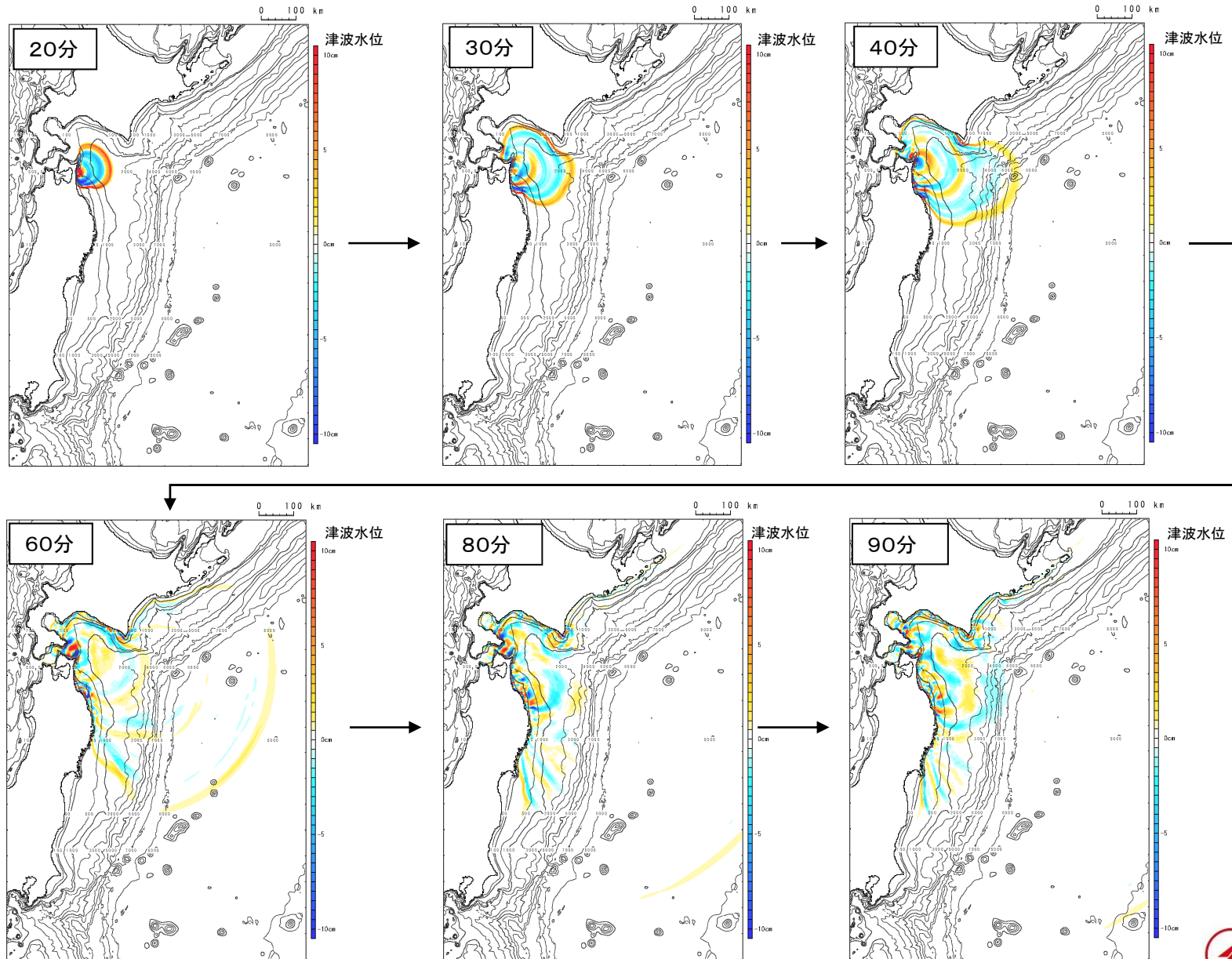
- 波源域から敷地前面海域に向かって、同心円状に津波が伝播する過程が確認される。



14. 津波伝播特性の検討

14.3 津波の伝播状況: 広域(20~90分後)

- 沖合に向かって、同心円状に津波が伝播する過程が確認される。



参考文献

参考文献①

1. Lingling Ye, Thorne Lay, and Hiroo Kanamori (2012) : The Sanriku-Oki low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Oki earthquake rupture, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B02305, doi:10.1029/2011JB008847
2. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012) : 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について
3. Naoki Uchida and Toru Matsuzawa (2011) : Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data, Earth Planets Space, 63, 675-679
4. 気象庁(2009) : 2008年7月19日福島県沖の地震(M6.9)について, 地震予知連絡会 会報, 第81巻, 3-21
5. 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2019) : 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)
6. 文部科学省研究開発局・国立大学法人東北大学大学院理学研究科・国立大学法人東京大学地震研究所・独立法人産業技術総合研究所(2010) : 宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書, 390pp
7. 佐竹健治・行谷佑一・山木滋(2008) : 石巻・仙台平野における869年貞観津波の数値シミュレーション, 活断層・古地震研究報告, No.8, pp.71-89
8. 西村卓也(2012) : 測地観測データに基づく東北日本の最近120年間の地殻変動, 地質学雑誌, 第118巻, 第5号, pp.278-293
9. Shinzaburo Ozawa, Takuya Nishimura, Hiroshi Munekane, Hisashi Suito, Tomokazu Kobayashi, Mikio Tobita and Tetsuro Imakiire (2012) : Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, Journal of Geophysical Research, Vol.177, B07404, DOI: 10.1029/2011JB009120
10. Yusuke Yokota, Kazuki Koketsu (2015) : A very long-term transient event preceding the 2011 Tohoku earthquake, NATURE COMMUNICATIONS, DOI: 10.1038/ncomms6934
11. Naoki Uchida, 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
12. 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
13. Tomoya Abe, Kazuhisa Goto, Daisuke Sugawara (2012) : Relationship between the maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan, Sedimentary Geology 282, 142-150, doi:10.1016/j.sedgeo.2012.05.004
14. 後藤和久・箕浦幸治(2012) : 2011年東北地方太平洋沖地震津波の反省に立った津波堆積学の今後のあり方, 堆積学研究, 第71巻, 第2号, 105-117
15. 中村有吾・西村裕一・伊尾木圭衣・プルナ スラスティア プトラ・アディティア グスマン(2011) : 北海道および青森県における東北地方太平洋沖地震津波の実態に関する野外調査, 東北地方太平洋沖地震津波に関する合同調査報告会 予稿集
16. 山田昌樹・藤野滋弘(2013) : 2011年東北地方太平洋沖地震津波により茨城県・千葉県沿岸低地に形成された津波堆積物の堆積学的特徴, 堆積学研究, 第72巻, 第1号, 13-25
17. 後藤和久・菅原大助・西村裕一・藤野滋弘・小松原純子・澤井祐紀・清水康博(2017) : 津波堆積物の認定手順, 津波工学研究報告, 第33号, p.45-54

参考文献②

18. 内閣府(2020a): 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について(概要報告), 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会
19. 内閣府(2020b): G空間情報センターHP, 内閣府 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討会/津波断層モデル(3)津波断層パラメータ(最終更新2020年12月16日), <https://www.geospatial.jp/ckan/dataset/2-003>
20. 公益社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会(2016): 原子力発電所の津波評価技術2016
21. 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫(1998): GISを利用した津波遡上計算と被害推定法, 海岸工学論文集, 第45巻, pp.356-360
22. Mansinha, L. and D. E. Smylie(1971): The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol.61, No.5, pp.1433-1440
23. 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
24. 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
25. 伊木常誠(1897): 三陸地方津浪実況取調報告, 震災予防調査会報告, 第11号, pp.5-34
26. 松尾春雄(1933): 三陸津浪調査報告, 内務省土木試験所報告, 第24号, pp.83-112
27. 地震研究所(1934): 昭和8年3月3日三陸地方津波に関する論文及報告, 東京帝国大学地震研究所彙報, 別冊第1号
28. 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)
29. 岸本清行(2000): 海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成: Japan250m.grd, 地質調査所研究資料集353, 地質調査所
30. 杉野英治・岩渕洋子・橋本紀彦・松末和之・蛭澤勝三・亀田弘行・今村文彦(2014): プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案, 日本地震工学会論文集, 第14巻, 第5号
31. 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
32. 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループによるデータ(<http://www.coastal.jp/tjt/>), 2012/12/29
33. Tetsuzo Seno (2014): Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where Mw 9 earthquakes can occur, Tectonophysics 621, 198-210
34. 杉野英治・呉長江・是永真理子・根本信・岩渕洋子・蛭沢勝三(2013): 原子力サイトにおける2011東北地震津波の検証, 日本地震工学会論文集, 第13巻, 第2号(特集号)
35. Changjiang Wu, Hideaki Tsutsumi, Hongjun Si, Yusuke Saijo(2012): Rupture Process of the 2011 Mw9.0 Tohoku Earthquake And Strong Motion Simulation from the Viewpoint of NPP Seismic Design, 15th World Conference on Earthquake Engineering
36. Satoko Murotani, Kenji Satake, Yushiro Fujii(2013): Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip and asperity size for M~9 subduction zone earthquakes, Geophysical Research Letters, Vol.40, pp.5070-5074
37. Toshiya Fujiwara, Shuichi Kodaira, Tetsuo No, Yuka Kaiho, Narumi Takahashi, Yoshiyuki Kaneda(2011): The 2011 Tohoku-Oki Earthquake: Displacement Reaching the Trench Axis, SCIENCE, VOL 334

参考文献③

38. Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya (2013) : Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473–1492, doi:10.1785/0120120122
39. 東北電力株式会社(2011) : 女川原子力発電所における平成23年東北地方太平洋沖地震により発生した津波の調査結果に関わる報告書, 2011年7月
40. 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
41. Tetsuro Tsuru, Jin-Oh Park, Seiichi Miura, Shuichi Kodaira, Yukari Kido, Tsutomu Hayashi (2002) : Along-arc structural variation of the plate boundary at the Japan Trench margin: Implication of interplate coupling, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 107, NO. B12, 2357, doi:10.1029/2001JB001664
42. Koichiro Obana, Shuichi Kodaira, Masanao Shinohara, Ryota Hino, Kenji Uehira, Hajime Shiobara, Kazuo Nakahigashi, Tomoaki Yamada, Hiroko Sugioka, Aki Ito, Yasuyuki Nakamura, Seiichi Miura, Tetsuo No, Narumi Takahashi (2013) : Aftershocks near the updip end of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Earth and Planetary Science Letters, 382, 111–116, doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.007
43. 文部科学省測地学分科会(2014) : 「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成25年度年次報告(機関別), 課題番号1205, アスペリティの特性解明に向けた観測研究
44. 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
45. 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
46. 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
47. Aki Ito, Gou Fujie, Tetsuro Tsuru, Shuichi Kodaira, Ayako Nakanishi, Yoshiyuki Kaneda (2004) : Fault plane geometry in the source region of the 1994 Sanriku-oki earthquake, Earth and Planetary Science Letters, 223, 163–175
48. 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
49. 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
50. Saeko Kita, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa, Tomomi Okada, Kei Katsumata, Youichi Asano and Takeshi Kimura (2014) : Detailed seismic attenuation structure beneath Hokkaido, northeastern Japan: Arc-arc collision process, arc magmatism, and seismotectonics, Journal of Geophysical Research: Solid Earth 119(8), 6486–6511
51. Kazushige Obara, Yoshikatsu Haryu, Yoshihiro Ito, Katsuhiko Shiomi (2004) : Low frequency events occurred during the sequence of aftershock activity of the 2003 Tokachi-Oki earthquake; a dynamic process of the tectonic erosion by subducted seamount, Earth Planets Space, 56, 347–351
52. Sachiko Tanaka, Takanori Matsuzawa, and Youichi Asano (2019) : Shallow Low-Frequency Tremor in the Northern Japan Trench Subduction Zone, Geophysical Research Letters, Vol.46, Issue.10, pp.5217–5224

参考文献④

53. Yukinobu Okamura, Takumi Tsujino, Kohsaku Arai, Tomoyuki Sasaki, Kenji Satake and Masato Joshima (2008): Fore arc structure and plate boundary earthquake sources along the southwestern Kuril subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, Vol.113, B06305
54. Saeko Kita, Tomomi Okada, Akira Hasegawa, Junichi Nakajima, Toru Matsuzawa (2010) : Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials, *Earth and Planetary Science Letters* 290, 415–426
55. 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
56. Azusa Nishizawa, Kentaro Kaneda, Naoko Watanabe, and Mitsuhiro Oikawa (2009) : Seismic structure of the subducting seamounts on the trench axis: Erimo Seamount and Daiichi-Kashima Seamount, northern and southern ends of the Japan Trench, *Earth Planets Space*, 61, e5–e8
57. Tomoaki Nishikawa, Toru Matsuzawa, Kazuaki. Ohta, Naoki Uchida, Takuya. Nishimura, S. Ide (2019): The slow earthquake spectrum in the Japan Trench illuminated by the S-net seafloor observatories, *Science* 23, Vol. 365, Issue 6455, pp. 808–813
58. Takuya Nishimura, Tomowo Hirasawa, Shin'ichi Miyazaki, Takeshi Sagiya, Takashi Tada, Satoshi Miura and Kazuo Tanaka (2004) : Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995–2002 estimated from continuous GPS observations, *Geophysical Journal International*, Vol.157, Issue 2, pp.901–916
59. Chihiro Hashimoto, Akemi Noda, Takeshi Sagiya and Mitsuhiro Matsu'ura (2009) : Interplate seismogenic zones along the Kuril–Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, Vol.2, pp.141–144
60. 河合弘泰・佐藤真・川口浩二・関克己(2011):GPS波浪計で捉えた平成23年東北地方太平洋沖地震津波, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.67, No.2, I_1291–I_1295
61. JAMSTEC(2012) : 海溝軸まで及んだ東北地方太平洋沖地震の地震断層を確認, プレスリリース
62. 奥村与志弘・後藤浩之(2013):海溝型地震の分岐断層破壊シナリオで発生する津波の特徴に関する一考察, 土木学会論文集A1(構造・地震工学), Vol.69, No.4(地震工学論文集第32巻), I_750–I_757