

東通原子力発電所
基準津波の策定について
(補足説明資料)

平成28年4月28日
東北電力株式会社

目次

1. 津波解析条件 p2
2. 3.11地震時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 p6
3. 連動型地震に起因する津波の特性化モデル設定に用いた知見 p9
4. 地震に起因する津波の発電所敷地内における遡上特性 p16
5. 発電所敷地周辺陸域における地すべり地形 p18
6. 東北電力東通原子力発電所敷地内における津波堆積物調査結果 p22
7. 下北半島太平洋岸におけるイベント堆積物に関する知見 p27

1. 津波解析条件

- 1. 1 空間格子間隔 Δs の設定 p3
- 1. 2 時間格子間隔 Δt の設定 p4
- 1. 3 計算時間の設定 p5

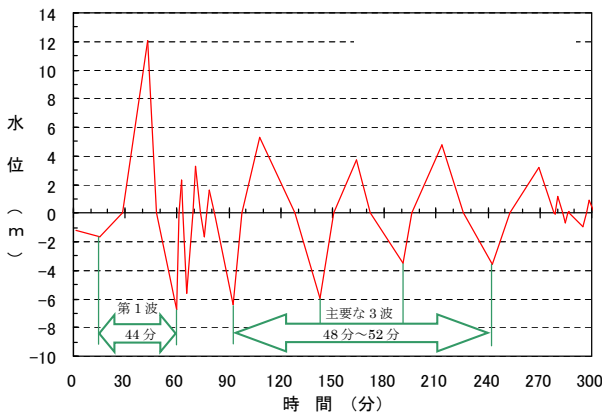
1. 津波解析条件

1.1 空間格子間隔 Δs の設定

- 相田(1977)では、日本海溝沿いで発生した既往津波の計算波形を用いた女川沖(200m等深線上)における周期を示しており、最も周期が短い津波は、1896年明治三陸地震津波でその周期を8.7分としている。
- また、女川原子力発電所に襲来した2011年東北地方太平洋沖地震(以下、「3.11地震」という。)に伴う津波の周期は、発電所港湾内での津波観測記録から最高水位を記録した第1波の周期は44分、それ以降の主要な3波の周期は48分~52分である(東北電力(2011))。
- 上記を踏まえ、周期8分以上の津波に対して、土木学会(2002)の目安*を満足するようB領域以下の各領域の接続境界を設定した。
 ※:津波の空間波形の1波長の1/20以下となるように空間格子間隔 Δs を設定する。

計算波形による最大波の周期
(相田(1977))

Tsunami	off Onagawa min
1611	10.0
1793	9.5
1856	21.5
1896	8.7
1897	8.5
1933	11.5
1968	14.9



2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の周期
(東北電力(2011))

空間格子間隔 Δs と土木学会(2002)の目安(1波長の1/20以下)を満足するための最小水深 h_{min} の比較

	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)
最小水深 h_{min}^*	1107m	123m	14m	1.5m	0.17m	0.02m	0.005m
小領域への接続水深 h_c	1500m (B→C)	700m (C→D)	60m (D→E)	50m (E→F)	30m (F→G)	25m (G→H)	—

※:最小水深 h_{min} の算定方法

$$h_{min} = \frac{1}{g} \left(\frac{\alpha \Delta s}{T} \right)^2$$

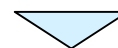
ここで、

α :津波1波長に対する計算格子の個数(=20)

Δs :空間格子間隔

T:周期(s)(=480s)

g:重力加速度(m/s²)(=9.8 m/s²)



発電所に襲来する津波の伝播経路において、各小領域への接続水深 h_c は最小水深 h_{min} を上回っており、土木学会(2002)の目安を満足している。

1. 津波解析条件

1.2 時間格子間隔 Δt の設定

- 土木学会(2002)で示されるCFL条件を満足するように時間格子間隔 Δt を設定した。

■ CFL条件

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{\sqrt{2gh_{max}}}$$

ここで、

Δx : 空間格子間隔

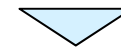
Δt : 時間格子間隔

h_{max} : 各領域の最大水深

g : 重力加速度 (m/s^2) (=9.8 m/s^2)

各領域の最大水深 h_{max} から算定される時間格子間隔 Δt_{max} と設定した時間格子間隔 Δt の比較

	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)
各領域の最大 水深 h_{max}	8800m	3200m	1200m	95m	65m	45m	38m
最大水深 h_{max} から算定される 時間格子間隔 Δt_{max}	6.0s	3.3s	1.8s	2.1s	0.86s	0.35s	0.19s
時間格子間隔 Δt	0.1s	0.1s	0.1s	0.1s	0.1s	0.1s	0.1s



全ての領域において設定した時間格子間隔 Δt は、最大水深 h_{max} から算定される時間格子間隔 Δt_{max} よりも小さく、土木学会(2002)で示されるCFL条件を満足している。

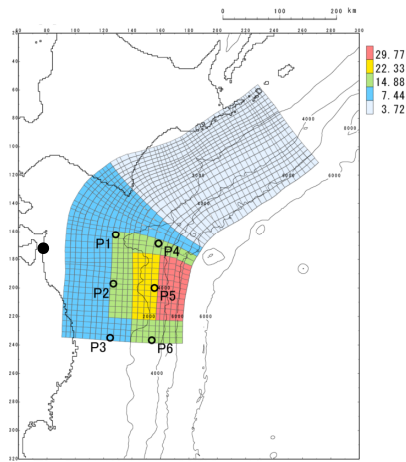
1. 津波解析条件

1.3 計算時間の設定

- ・ 検討波源のうち、波源域が最も大きい「十勝沖・根室沖から三陸沖北部の連動型地震」(以下、「連動型地震」という。)に起因する津波のうち、敷地前面における水位上昇側の最大ケース(基準津波)を対象に、計算時間:12時間の数値シミュレーションを実施した。
- ・ 取水口前面における水位時刻歴波形から、地震発生後4時間以降の波形に特異な水位増幅等は認められない。
- ・ 以上より、計算時間を4時間に設定した。

評価項目	評価位置	決定ケース
水位上昇側	敷地前面	特性化モデル:海溝側強調モデル, 大すべり域の位置:南へ約50km, 破壊開始点:P6

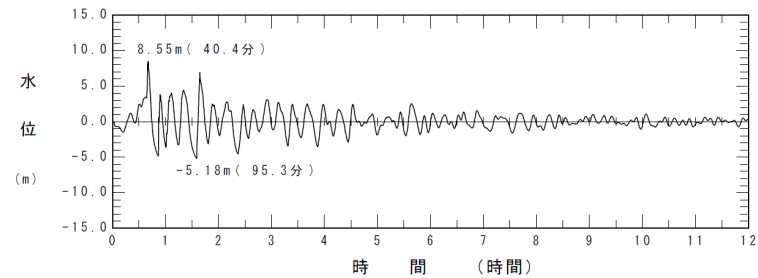
■連動型地震



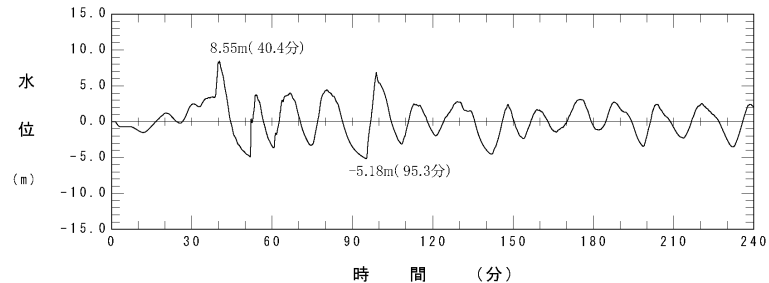
すべり分布
(破壊開始点位置)

■取水口前面における水位時刻歴波形

【計算時間:12時間】



【計算時間:4時間】



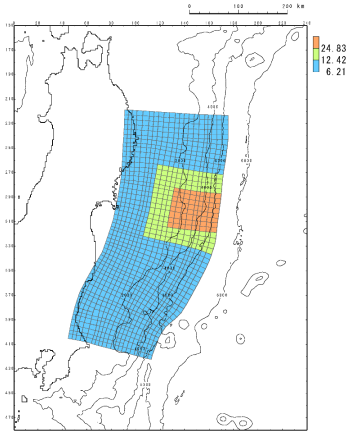
2. 3.11地震時における宮城県沖の大すべり域の 破壊特性を考慮した特性化モデル

- 2. 1 設定概要 p7
- 2. 2 設定フロー p8

2. 3.11地震時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

2.1 設定概要

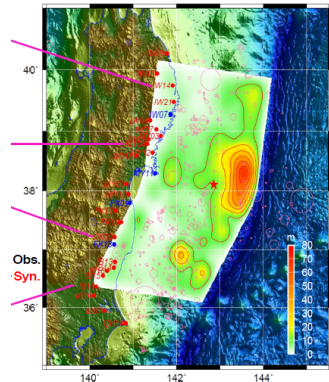
- 3.11地震時における宮城県の大すべり域の破壊特性が表れる大すべり域の面積，地殻変動量(すべり量)，並びに沖合いの観測波形(津波伝播)，女川原子力発電所の津波水位(津波遡上)を再現する特性化モデルを設定した。



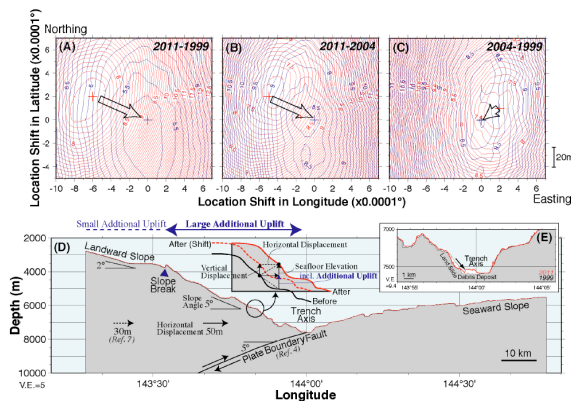
3.11地震時における宮城県沖の大すべり域の破壊特性を考慮した特性化モデル

項目		内容
大すべり域の破壊特性	面積※	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のすべり分布(Wu et al.(2012))と整合的。
	地殻変動量(すべり量)	3.11地震時における宮城県沖の地殻変動量(海底地形データ, 3.11地震に伴う津波の再現モデル)と整合的。
津波伝播	沖合いの観測波形	宮城県沖におけるGPS波浪計, 沿岸の検潮所で取得した観測波形に見られる津波特性(津波水位, 周期, 到達時間)と整合的。
津波遡上	女川原子力発電所の津波水位	女川原子力発電所敷地における津波水位(痕跡調査結果)と整合的。

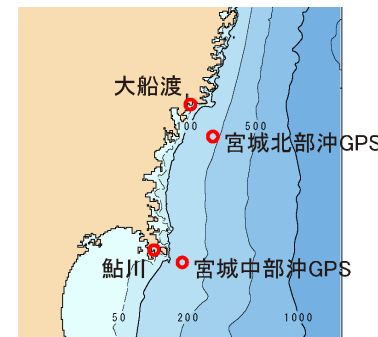
※: 内閣府(2012)で示されている面積比率を参考に設定。



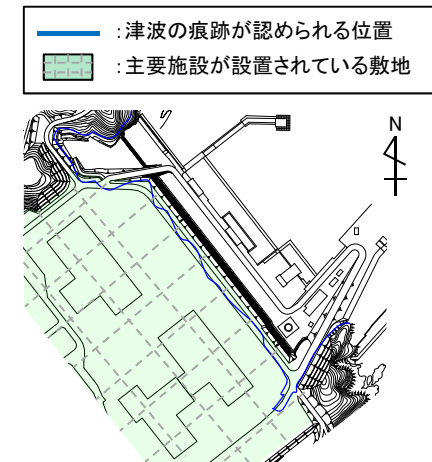
長周期地震動に基づくすべり分布
(Wu et al.(2012))に一部加筆)



海底地形データによる3.11地震時変位の概略断面図(Fujiwara et al.(2011))



GPS波浪計・検潮所位置



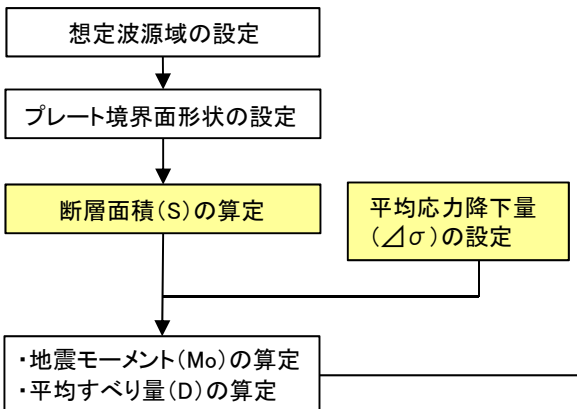
女川原子力発電所敷地における痕跡調査結果(東北電力(2011))を一部加筆

2. 3.11地震時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

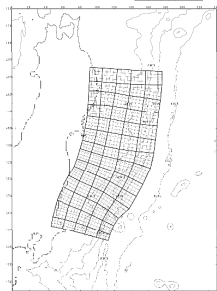
2.2 設定フロー

黄色背景 : 与条件

1. 巨視的波源特性の設定



スケールング則の適用
(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	設定方法	設定値
断層面積(S)	三陸沖中部～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(2012a), Murotani et al.(2013)	3(MPa)
剛性率(μ)	土木学会(2002)	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(2012a)	16.14(m)
剛性率(μ)	土木学会(2002)	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(2012a)	32.28(m)
剛性率(μ)	土木学会(2002)	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(2002)	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。

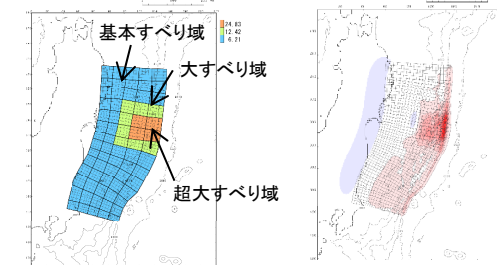
	調整前	調整後
基本すべり域	8.07(m)	6.21(m)
大すべり域	16.14(m)	12.42(m)
超大すべり域	32.28(m)	24.83(m)

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)		すべり量	8.43(m)
地震モーメントMo	4.52 × 10 ²² (Nm)		断層面積(面積比率)	8,078(km ²) (7.5%)
すべり角λ	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	8.43(m)
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

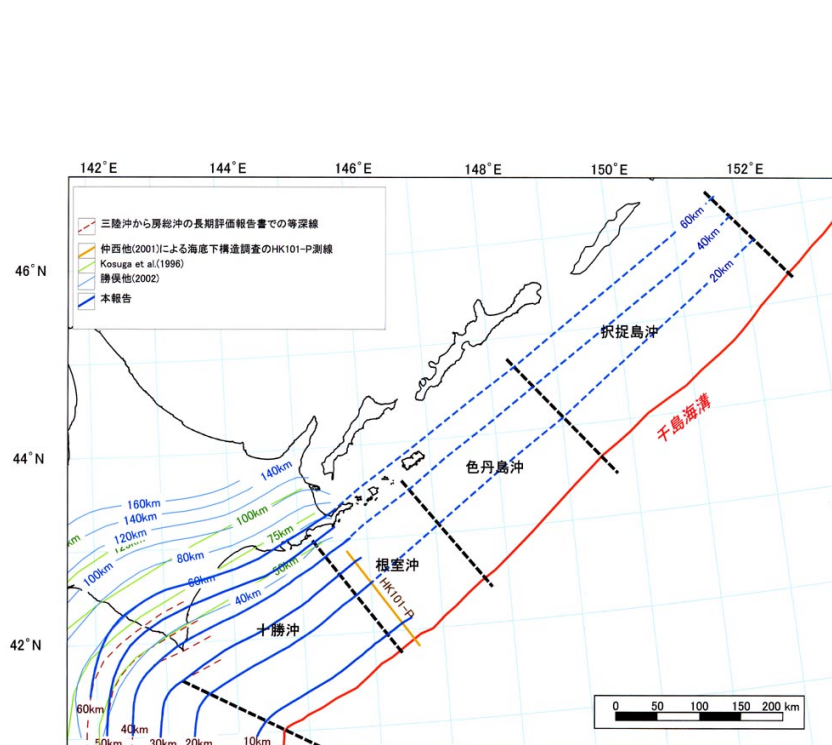
3. 連動型地震に起因する津波の特性化モデル設定に用いた知見

- 3. 1 プレート境界面形状 p10
- 3. 2 平均応力降下量 p11
- 3. 3 剛性率 p13
- 3. 4 大すべり域・超大すべり域 p15

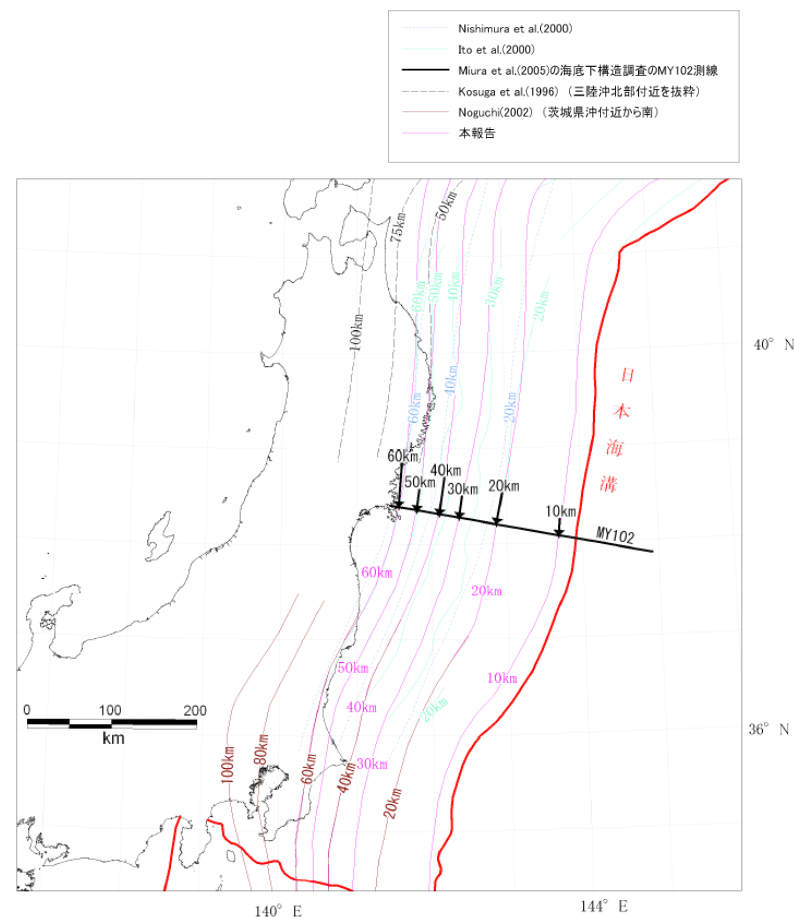
3. 連動型地震に起因する津波の特性化モデル設定に用いた知見

3.1 プレート境界面形状

- 地震調査研究推進本部(2004, 2012)が示している微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線をプレート境界面の形状として、地震発生域の深さの下限(60km)から海溝軸までを波源域として考慮した。



微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線図
(地震調査研究推進本部(2004))



微小地震の震源分布に基づくプレート境界面の推定等深線図
(地震調査研究推進本部(2012))

3. 連動型地震に起因する津波の特性化モデル設定に用いた知見

3.2 平均応力降下量①

- 内閣府(2012)では、海溝型の津波断層モデルの断層全体の平均すべり量は、津波断層モデルの断層面の全域に対する相似則(スケーリング則)による平均すべり量と概ね一致することを基本として、2011年東北地方太平洋沖地震、2010年チリ地震、2004年スマトラ地震といった世界の巨大地震と、日本周辺で発生したMw8以上の地震を対象に、平均応力降下量を整理している。
- 巨大地震の津波断層モデルの平均応力降下量(6事例)は、平均値で1.2MPa、平均値に標準偏差を加えた値は2.2MPa(平均値から標準偏差を引いた値は0.7MPa)である。しかし、Mw8よりも小さな地震を含めると、海溝型地震の平均応力降下量の平均値は3.0MPaであるとしている。

津波観測データを用いた解析による平均応力降下量の整理(内閣府(2012))

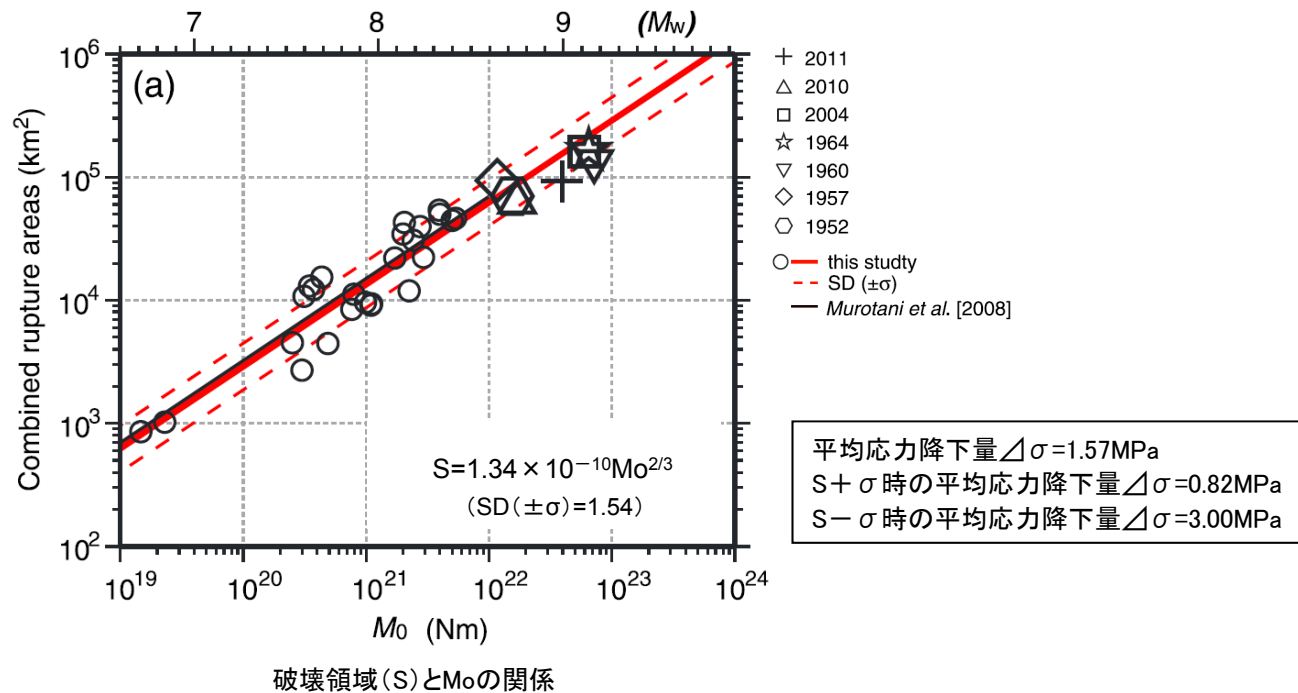
Earthquake	Reference	data	MO (N m)	Mw	S (km ²)	σ (MPa)	$\log_{10}(\Delta\sigma)$	地震別中央値
2003 Tokachi-oki	Tanioka et al. (2004)	Tu	1.00E+21	8	9600	2.6	0.41	0.41
1946 Nankai	Satake (1993)	Tu, G	3.90E+21	8.3	59400	0.7	-0.15	-0.05
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	4.00E+21	8.3	54000	0.8	-0.10	
	Tanioka and Satake (2001a)	Tu	5.30E+21	8.4	52650	1.1	0.04	
	Baba et al. (2002)	Tu	4.90E+21	8.4	52650	1	0.00	
1944 Tonankai	Satake (1993)	Tu, G	2.00E+21	8.1	48600	0.5	-0.30	-0.22
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	2.80E+21	8.2	43200	0.8	-0.10	
	Tanioka and Satake (2001b)	Tu	2.00E+21	8.1	42525	0.6	-0.22	
東北地方太平洋沖地震	内閣府	Tsunami+GPS	4.21E+22	9.0	1.20E+05	2.5	0.39	0.39
2010年チリ地震	Lorito et al.(2011)	GPS+Tsunami+InSAR	1.55E+22	8.8	130000	0.8	-0.08	-0.08
2004年スマトラ地震	Lorito et al.(2010)	GPS+Tsunami+衛星	6.63E+22	9.15	315000	0.9	-0.03	0.07
	Fujii and Satake	Tsunami+衛星	6.00E+22	9.12	220000	1.5	0.16	

	中央値の平均値
$\log_{10}(\Delta\sigma)$	0.09
$\Delta\sigma$	1.2
+標準偏差	2.2
-標準偏差	0.7

3. 連動型地震に起因する津波の特性化モデル設定に用いた知見

3.2 平均応力降下量②

- Murotani et al.(2013)は、プレート境界地震のスケーリング関係について、日本付近で発生したM7～8クラスのプレート境界地震に、7つの巨大地震(2011年東北地方太平洋沖地震, 2010年チリ地震, 2004年スマトラ地震, 1964年アラスカ地震, 1960年チリ地震, 1957年アリューシャン地震, 1952年カムチャッカ地震)を追加し、M7～9クラスまでに適用可能なスケーリング則を提案した。
- 円形破壊面を仮定したスケーリング則($M_0 = 16/(7 \cdot \pi^{3/2}) \cdot \Delta\sigma \cdot S^{3/2}$)から、破壊領域(S)と M_0 の関係式の平均応力降下量を算定すると約1.6MPaであり、標準偏差SD($\pm\sigma$)を考慮すると、平均応力降下量は最大で3.0MPa(破壊領域(S)と M_0 の関係式)となる。

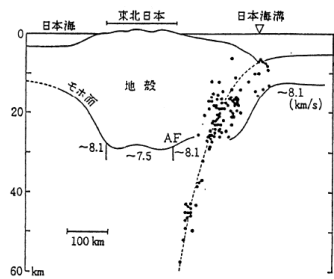


以上の知見を踏まえ、平均応力降下量を3.0MPaに設定した。

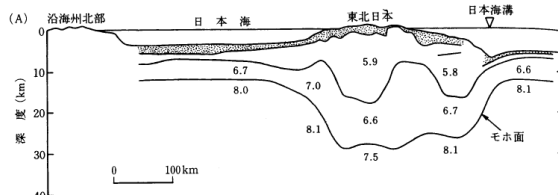
3. 連動型地震に起因する津波の特性化モデル設定に用いた知見

3.3 剛性率①

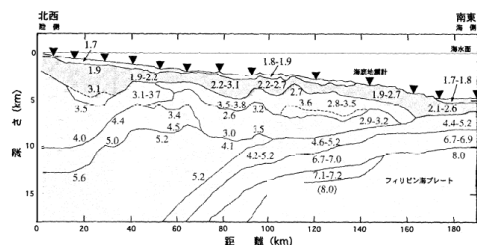
- 土木学会(2002)では、地震波速度や密度に関する既往研究に基づき、以下のように剛性率の標準値を設定している。



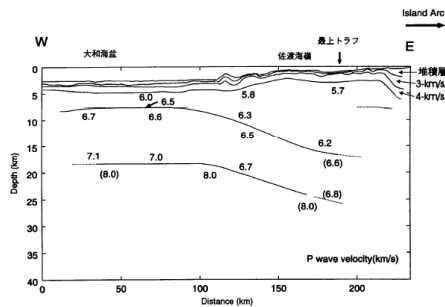
(a)東北日本周辺(吉井(1978))



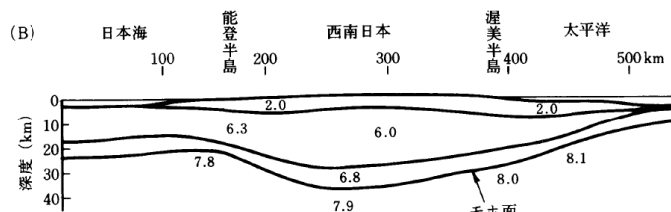
(b)東北日本周辺(周藤・牛来(1997)※)



(c)日向灘沖(宮町・後藤(1999))



(d)秋田沖日本海東縁部(西坂ら(1999))



(e)西南日本周辺(周藤・牛来(1997))

P波速度構造に関する既往研究例(土木学会(2002))に一部加筆

※:東北日本周辺について、周藤・牛来(1997)は、Yoshii(1979)によるP波速度構造を参照している。

Vp/Vs比に関する既往研究例(伊藤・大東(1996))

地域	上部地殻	下部地殻	上部マントル	文献・備考
近畿	1.67		1.78	Yoshivama(1957)
西南日本	1.68		1.75~1.79	角田(1968)
紀伊半島	1.716±0.021			渡辺・黒磯(1967)
東北			1.77	宇津(1969)
中国	1.70~1.71	1.73		Hashizume(1970)
東北	1.66	1.75	1.70~1.75	堀内ら(1977)
			1.75~1.80	マントルの値は火山フロントの東西
近畿北部	1.70			黒磯・渡辺(1977)
函館群発	(1.66)			高波ら(1980) 表層の値
中部東海	1.68±0.02	1.75~1.81	1.77	Ukawa and Fukao(1981)
				真のVp, Vsから求めた値
四国	(1.58-1.65)	1.75	1.73	岡野・木村(1983)
	1.73			()内は表層の値
飛騨周辺	1.67±0.01			橋田・鶴川(1995)
長野県	1.69±0.01			
北関東	1.71±0.01			
甲府周辺	1.69±0.01			
富士箱根	1.69~1.78			
甲府周辺	1.66~1.71			
日光付近	1.682±0.016	1.686*	1.90	大東・伊藤(1995)
長野県西部	1.700±0.053	1.686*		
兵庫県南部	1.680±0.023	1.76*	1.76*	

震源付近の媒質の剛性率の標準値(土木学会(2002))

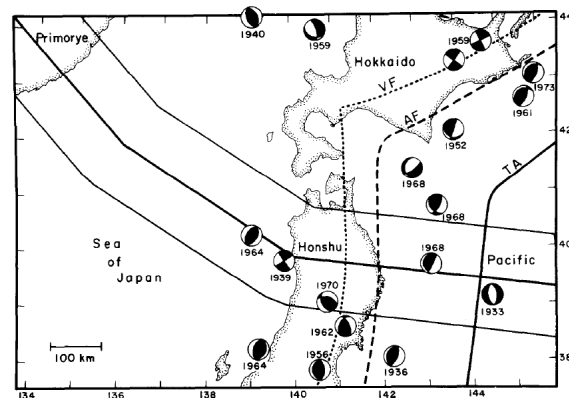
海域	根拠	剛性率
<ul style="list-style-type: none"> 西南日本陸側プレート内 日本海東縁部 プレート境界浅部(断層面全体が深さ20km以浅に存在する場合) 	$Vp=6.0 \text{ km/s}$ $Vp/Vs=1.6\sim 1.7$ $\rho=2.7\sim 2.8 \text{ g/cm}^3$ とすれば、 $\mu=3.36\times 10^{10}$ $\sim 3.94\times 10^{10} \text{ N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$3.5\times 10^{10} \text{ N/m}^2$ $(3.5\times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

3. 連動型地震に起因する津波の特性化モデル設定に用いた知見

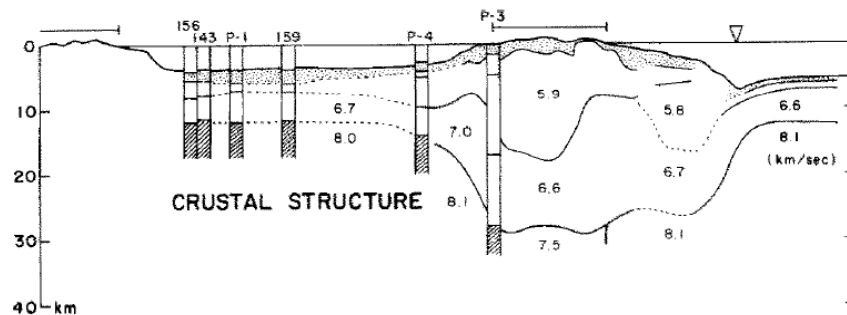
3.3 剛性率②

- 土木学会(2002)が引用しているYoshii(1979)のP波速度構造と、同じ岩手県沖における地震波探査で得られたP波速度構造(武藤・大園(2012))を比較した結果、上部地殻と下部地殻、下部地殻と上部マントルの各境界深さは整合的であることを確認した。

■Yoshii(1979)

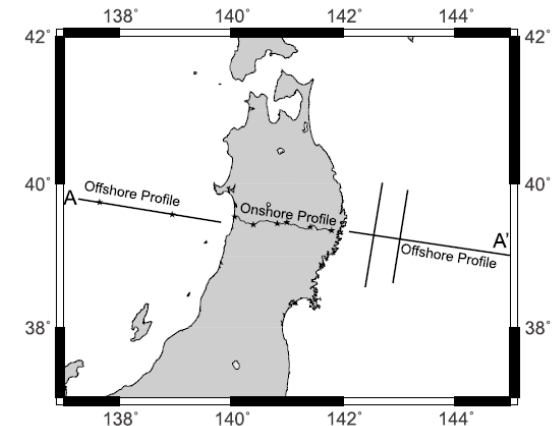


断面位置(中央部)(Yoshii(1979))

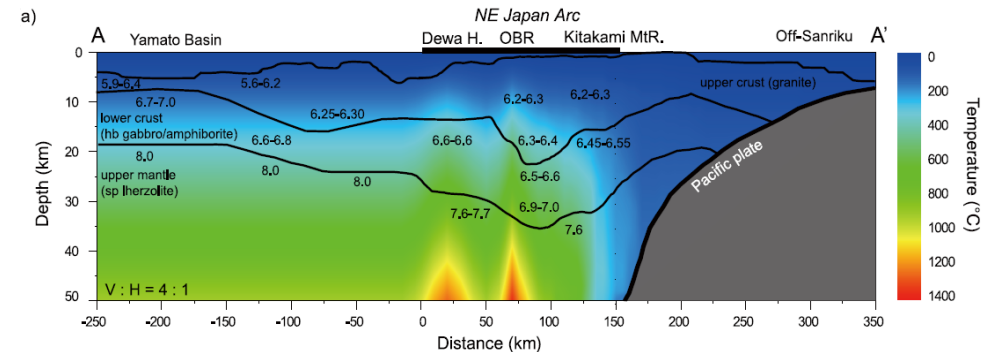


P波速度構造(Yoshii(1979))

■岩手県沖のP波速度構造(武藤・大園(2012))※



断面位置(武藤・大園(2012))※



P波速度構造(武藤・大園(2012))※

※:陸域の速度構造はIwasaki et al.(2001), 背弧側は西坂(2001), 三陸沖は Takahashi et al.(2004)によって公表された速度構造を統合したもの。

以上の知見から、連動型地震の断層面は深さ20km以浅と以深を跨ぐことを考慮し、浅部と深部の中間的値である $5.0 \times 10^{10} (\text{N}/\text{m}^2)$ を採用した。

3. 連動型地震に起因する津波の特性化モデル設定に用いた知見

3.4 大すべり域・超大すべり域

- 内閣府(2012)では、2011年東北地方太平洋沖地震、2010年チリ地震、2004年スマトラ地震といった世界の巨大地震の解析事例の調査に基づき、津波断層モデルにおける大すべり域の面積等に関する特徴を整理し、南海トラフの巨大地震の津波断層モデルに、各領域を以下のとおり設定している。
 - 大すべり域: 津波断層の平均すべり量の2倍、全体面積の20%程度
 - 超大すべり域: 津波断層の平均すべり量の4倍、全体面積の5%程度

津波断層モデルにおける大きなすべり領域の割合(内閣府(2012))

【2011年東北地方太平洋沖地震】

参考文献	M	大きなすべり領域 (平均×1.5倍以上)		大きなすべり領域 (平均×2倍以上)	
		割合(%)	個数	割合(%)	個数
①Fujii et al. (2011)	9.0	23	1	18	1
②今村ほか(2011)		20	2	20	2
③内閣府検討モデル (参考資料)		25	2	17	2
④津波高+地殻変動を合わせたインバージョン結果		26	1	15	1
平均	—	24%	1.5個	18%	1.5個

【国外で発生したM9以上の既往地震】

地震名・参考文献	M※	大きなすべり領域 (平均×1.5倍以上)		大きなすべり領域 (平均×2倍以上)	
		割合(%)	個数	割合(%)	個数
1960年チリ地震 Fujii and Satake(投稿中)	9.5	30	3	19	2
1964年アラスカ地震 Johnson and Satake(1996)	9.2	30	2	25	1
2004年スマトラ島沖地震 Fujii and Satake(2007)	9.1	18	1	18	1
1952年カムチャツカ地震 Johnson and Satake(1999)	9.0	33	2	25	3
2010年チリ地震 Fujii and Satake(投稿中)	8.8	22	3	11	2
平均	—	27%	2.2個	20%	1.8個

※マグニチュードはUSGSによる

【南海トラフで発生した既往地震】

地震名	大きなすべり領域 (平均×1.5倍以上)		大きなすべり領域 (平均×2倍以上)	
	割合(%)	個数	割合(%)	個数
1944年昭和東南海地震				
① Tanioka and Satake (2001a)	26	2	17	2
②Baba et al. (2002)	25	1	12	1
1946年昭和南海地震				
① Tanioka and Satake (2001b)	28	3	10	2
②Baba et al. (2002)	31	2	24	3
1854年安政南海地震				
①行谷(2006)	25	1	11	2
平均	27%	1.8個	15%	2.0個

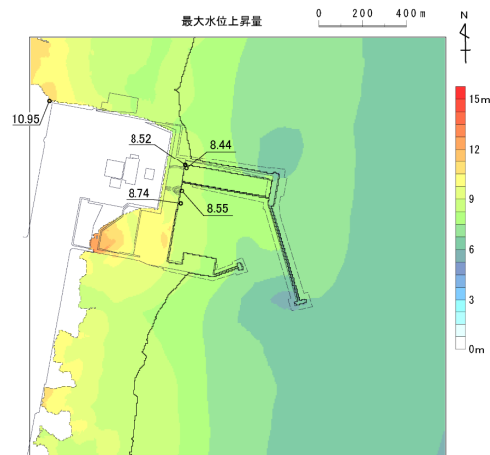
内閣府「南海トラフ巨大地震モデル検討会」の設定と同様に大すべり域、超大すべり域を考慮した。

4. 地震に起因する津波の発電所敷地内における遡上特性

4. 地震に起因する津波の発電所敷地内における遡上特性

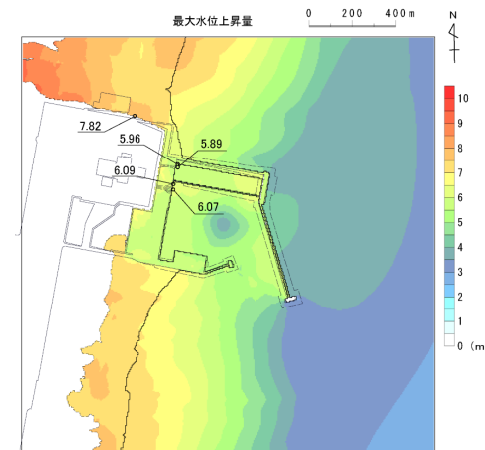
- 各地震に起因する津波の最大水位上昇量分布から、各津波は、発電所敷地内の北側を大きく遡上し、同範囲で最高水位となる。

■連動型地震



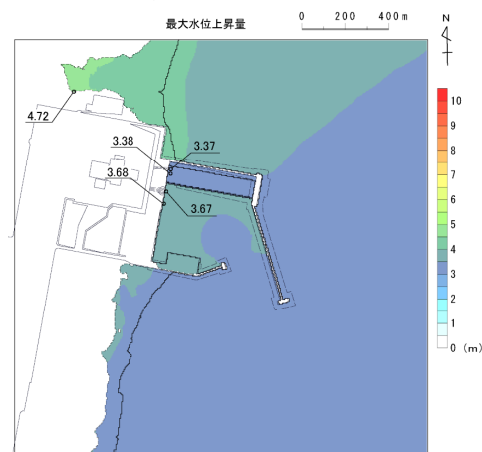
- ・特性化モデル(海溝側強調モデル) ・大すべり域の位置:南へ約50km
- ・破壊開始点:P6 ・防波堤効果:有り

■津波地震



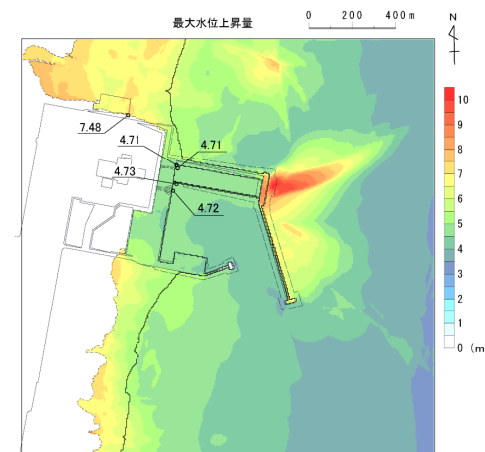
- ・波源位置:基準 ・走向:基準+10°
- ・傾斜角:基準+5° ・すべり角:基準+10° ・防波堤効果:有り

■プレート間地震



- ・波源位置:北へ21.5km, 東へ33km ・走向:基準
- ・傾斜角:基準-5° ・すべり角:基準 ・防波堤効果:有り

■海洋プレート内地震



- ・波源位置:基準 ・走向:基準+10°
- ・傾斜角:基準+5° ・断層上縁深さ:2km ・防波堤効果:有り

5. 発電所敷地周辺陸域における地すべり地形

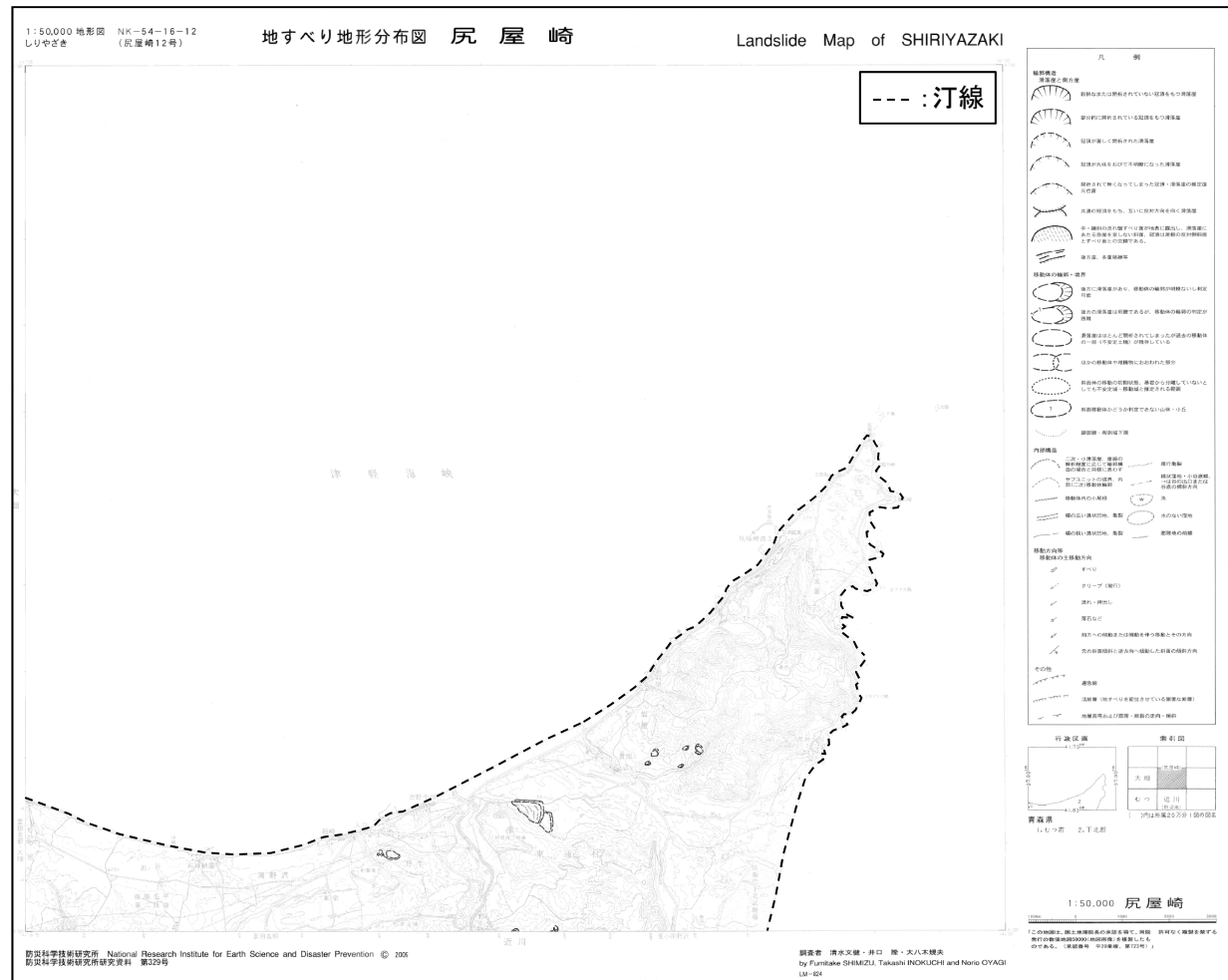
5. 1	尻屋崎	p19
5. 2	陸奥横浜	p20
5. 3	平沼	p21

5. 発電所敷地周辺陸域における地すべり地形

5.1 尻屋崎

【函館】	大間 OMA LM-826	【尻屋崎】			
	佐井 SAI LM-827	大畑 OHATA LM-825	尻屋崎 SHIRIYAZAKI LM-824		
【野辺地】		むつ MUTSU LM-832	近川 CHIKAGAWA LM-828		
			陸奥横浜 MUTSUYOKOHAMA LM-829		
		野辺地 NOHEJI LM-833	平沼 HIRANUMA LM-830		
【八戸】		七戸 SHICHINOHE LM-834	三沢 MISAWA LM-831		
		十和田 TOWADA LM-844	八戸 HACHINOHE LM-840	八戸東部 HACHINOHE TOBU (地すべり地形なし)	
		田子 TAKKO LM-845	三戸 SANNHOE LM-841	随上岳 HASHIKAMIDAKE LM-837	
		浄法寺 JOBOJI LM-846	一戸 ICHIHOE LM-842	陸中大野 RIKUCHUONO LM-838	久慈 KUJI LM-835
		荒屋 ARAYA LM-847	暮巻 KUZUMAKI LM-843	陸中間 RIKUCHUSEKI LM-839	陸中野田 RIKUCHUNODA LM-836

防災科学技術研究所 (2009)
(一部加筆)



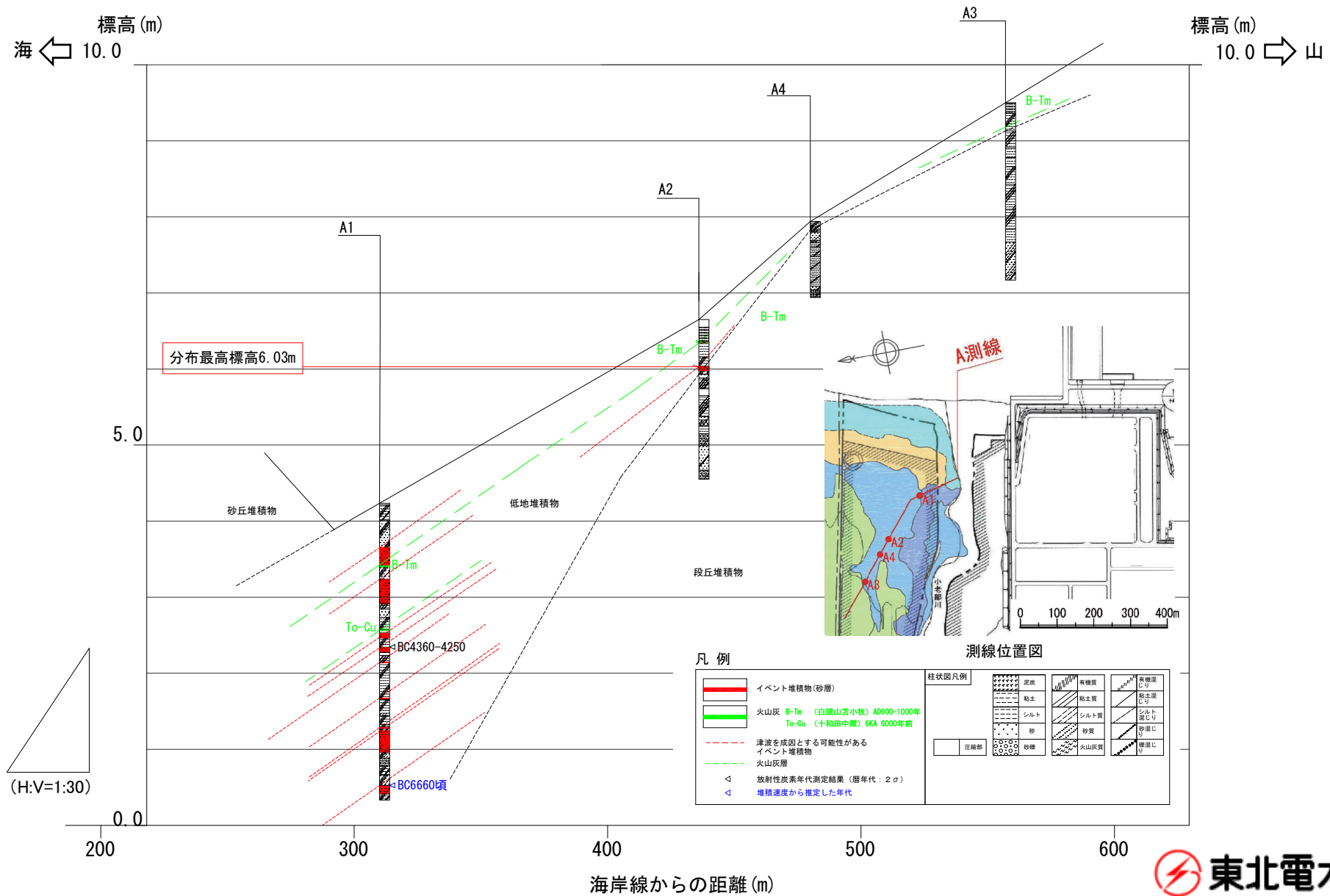
(防災科学技術研究所 (2009) に一部加筆)

6. 東北電力東通原子力発電所敷地内における津波堆積物調査結果

6. 1	A測線	p23
6. 2	B測線	p24
6. 3	C測線	p25
6. 4	D測線	p26

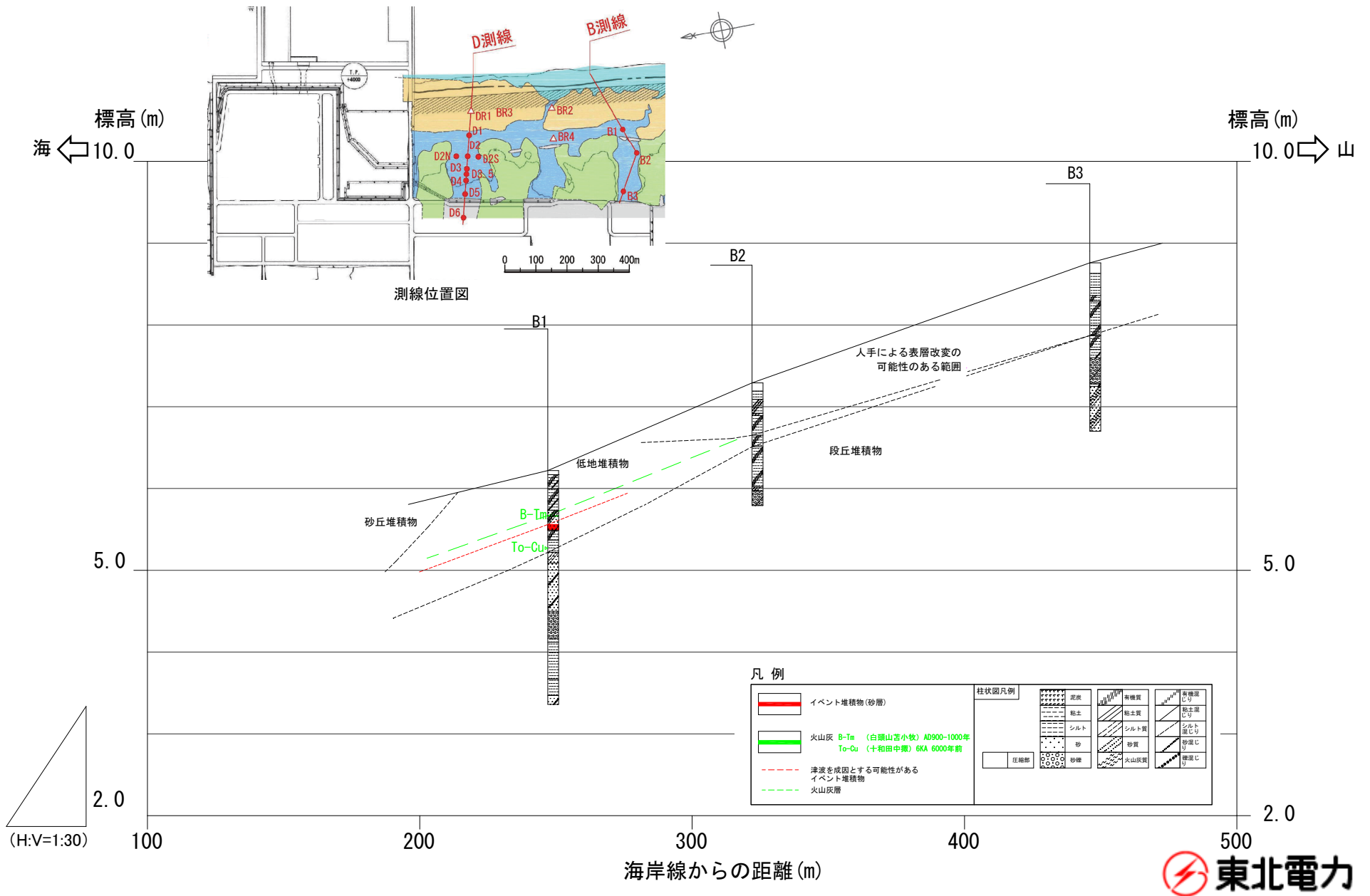
6. 東北電力東通原子力発電所敷地内における津波堆積物調査結果

6. 1 A測線



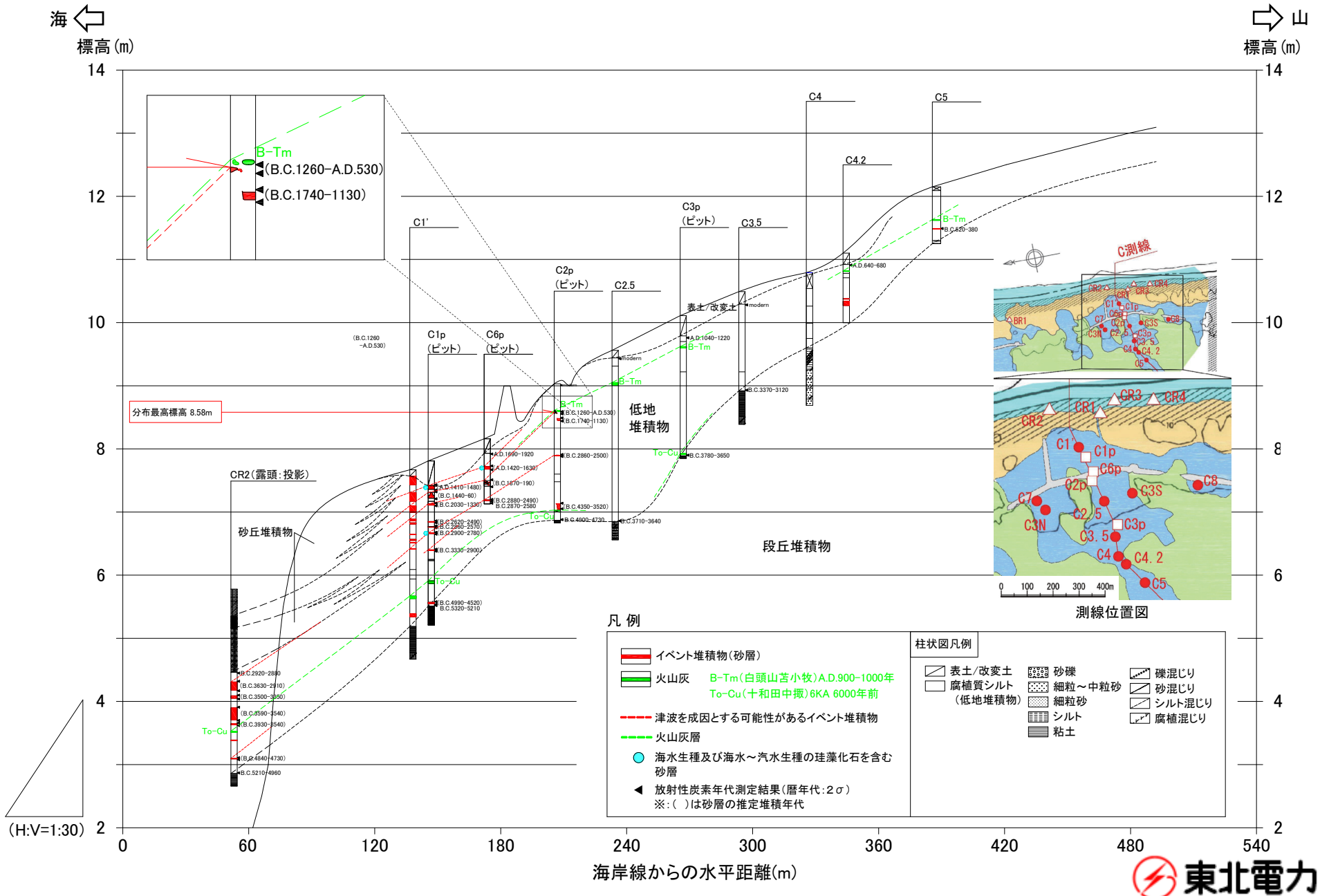
6. 東北電力東通原子力発電所敷地内における津波堆積物調査結果

6.2 B測線



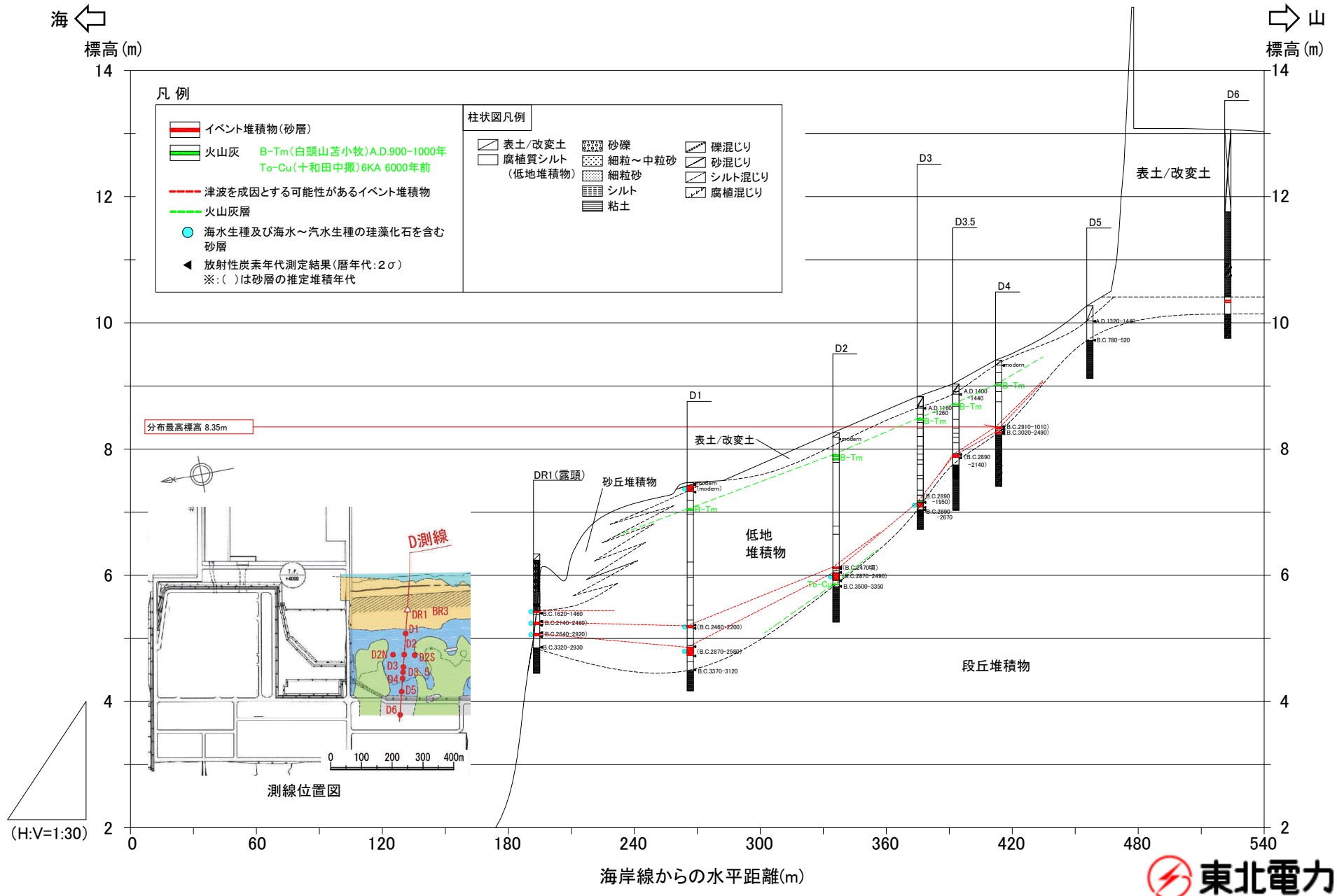
6. 東北電力東通原子力発電所敷地内における津波堆積物調査結果

6.3 C測線



6. 東北電力東通原子力発電所敷地内における津波堆積物調査結果

6.4 D測線



7. 下北半島太平洋岸におけるイベント堆積物に関する知見

7. 1 東通村猿ヶ森等におけるイベント堆積物に関する知見	p28
7. 2 東通村猿ヶ森の埋没ヒバ林の成因と猿ヶ森砂丘に関する知見	p29
7. 3 東通村尻屋崎から三沢市六川目における津波堆積物調査結果の比較	p30
7. 4 まとめ	p31

7. 下北半島太平洋岸におけるイベント堆積物に関する知見

7.1 東通村猿ヶ森等におけるイベント堆積物に関する知見

- Minoura et al.(2013)は、東通村猿ヶ森の内陸1.4km、標高20mに位置する形成時期14-17世紀の砂丘の下に、珪藻化石分析や、砂層の堆積構造等から津波堆積物と考えられる2枚の砂層を確認したとしている。
- 鎌田ほか(2015)は、六ヶ所村尾駁沼の掘削コアに、約400年前の厚い海浜砂の堆積物を確認し、Minoura et al.(2013)が指摘する津波堆積物と層序関係が類似しているが、異なる時期の津波起源である可能性も考えられることから、今後、津波と猿ヶ森砂丘形成の関連性を検討していく予定としている。

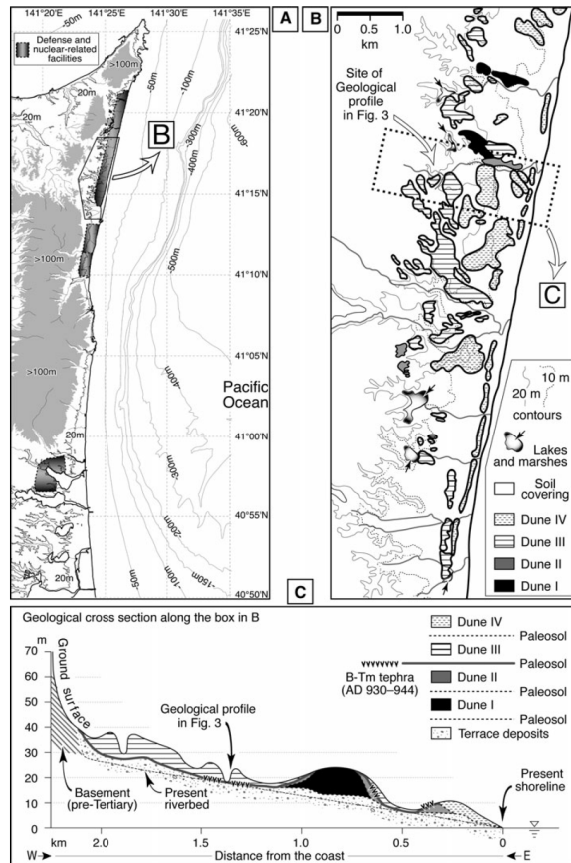


Fig. 2 a Location map of the study area. The coastal areas of Shimokita are widely occupied by defense and nuclear-related facilities. b Geological map of the Holocene in the study area exhibiting the distribution of Dune I (6-4 ka), Dune II (2-1 ka), Dune III (fourteenth-seventeenth century), and Dune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

(Minoura et al.(2013))

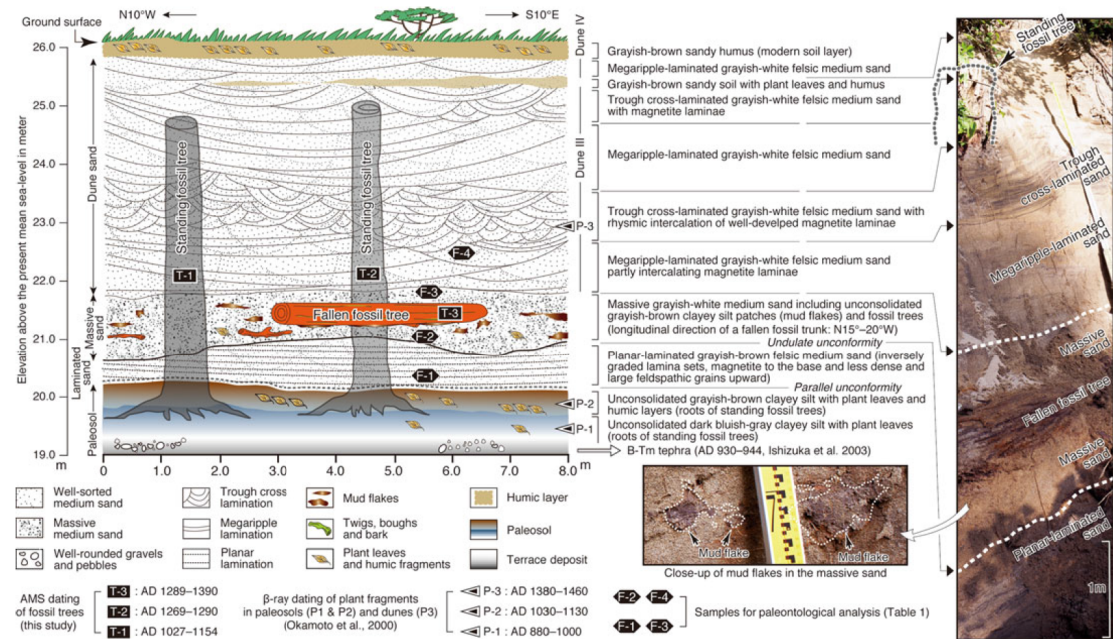


Fig. 3 Vertical sequence of paleosols, laminated and massive sand layers, and sand dunes (Dune III) at the study site (Fig. 2b, c). The massive sand overlies the laminated sand with large erosional structures, but erosive action did not escalate to the soil horizon. Small mud chips are contained in sand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

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

7. 下北半島太平洋岸におけるイベント堆積物に関する知見

7.2 東通村猿ヶ森の埋没ヒバ林の成因と猿ヶ森砂丘に関する知見

- 東通村猿ヶ森の埋没ヒバ林の成因について、千釜ほか(1998)は、埋没ヒバ林の死滅年代は、砂丘の発達した時期に対応することから、その形成過程は砂丘の移動によって説明できる※としている。

※:津波による海岸林の枯死事例に関する検討や、三陸沖北部の津波波源を対象とした数値シミュレーションによる検討から、津波が埋没ヒバ林を形成したとは考えにくいとしている。

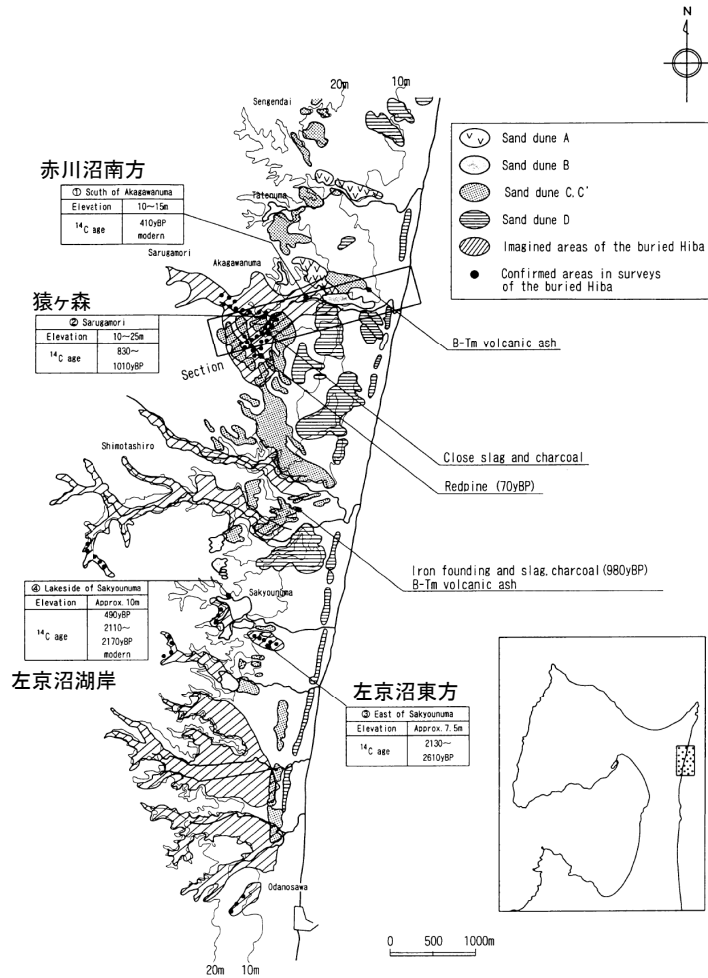


Fig. 4. Classified sand dune in the area of the buried wood of Hiba according to the field investigation and report of the Higashidoori-mura Education Committee (1979). The points where the sample of sand and Hiba were taken are shown with each elevation from the sea level.

埋没ヒバ林の分布(千釜ほか(1998)に一部加筆)

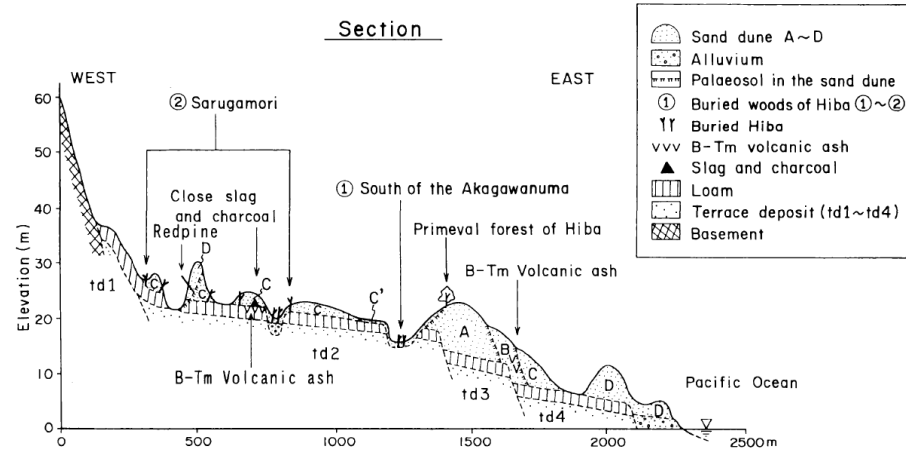


Fig. 5. Sectional profile of the topography with geological information in the area shown in Fig. 4.

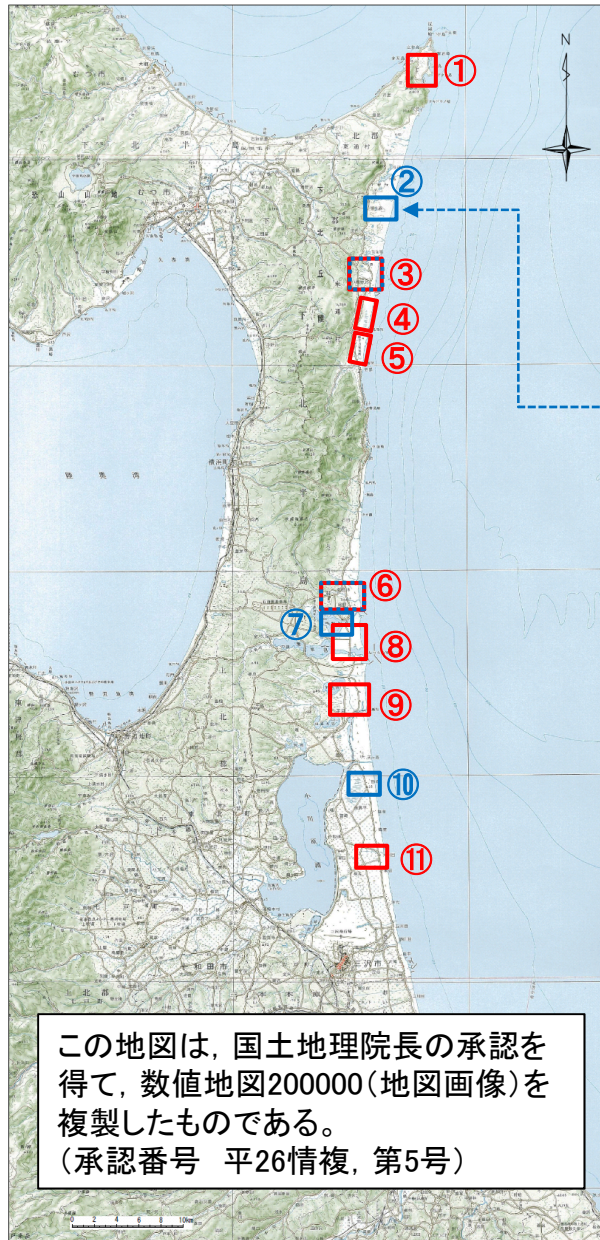
東通村猿ヶ森砂丘の地質断面図(千釜ほか(1998))

	埋没ヒバ林の死滅年代
左京沼東方及び湖岸	約2000年前
猿ヶ森	約1000年前
赤川沼南方及び左京沼湖岸	約500年前
赤川沼南方及び左京沼湖岸	現代

	砂丘の形成時期
砂丘A	約6000~4000年前
砂丘B	約2000~1500年前
砂丘C	約1000年前
砂丘C'	約500年前
砂丘D	約150~80年前

7. 下北半島太平洋岸におけるイベント堆積物に関する知見

7.3 東通村尻屋崎から三沢市六川目における津波堆積物調査結果の比較



- Minoura et al.(2013)が指摘する津波堆積物の広域的な分布, 標高, 沿岸からの遡上距離を確認するため, 当社と東京電力(株)との共同調査(一部を除く), 並びに産業技術総合研究所の調査結果等と比較した。
- 比較の結果, Minoura et al.(2013)に対応するイベント堆積物は, 東通村以南では, 鎌田ほか(2015)が指摘する六ヶ所村尾駁沼以外では確認されない。また, 同じ東通村で確認された堆積物よりも, 標高が高く, 海岸線からの距離も長い。

A.D.900-1000(白頭山苦小牧火山灰層(町田・新井(2003))から14世紀-17世紀に堆積したイベント堆積物

	調査場所	年代	標高	海岸線からの距離	備考 (実施箇所)
①	東通村 尻屋崎	—※1	—※1	—※1	共同調査
②	東通村 猿ヶ森	14-17世紀以前	20m	1.4km	Minoura et al.(2013)
③	東通村 小田野沢	—※1	—※1	—※1	共同調査
③	東通村 小田野沢	西暦1500年以降	3.5~5.5m	約1km	・谷川ほか(2013) ・産業技術総合研究所: 津波堆積物データベース
④	東通村 東京電力東通発電所	—※1	—※1	—※1	共同調査
⑤	東通村 東北電力東通発電所	A.D.1420-1630	7.7m	約180m	共同調査 (一部は当社単独)
⑥	六ヶ所村 尾駁老部川	—※1	—※1	—※1	共同調査
⑥	六ヶ所村 尾駁老部川	記載なし	記載なし	記載なし	・谷川ほか(2013) ・産業技術総合研究所: 津波堆積物データベース
⑦	六ヶ所村 尾駁沼	約400年前	記載なし	記載なし	鎌田ほか(2015)
⑧	六ヶ所村 尾駁発茶沢	—※1	—※1	—※1	共同調査
⑨	六ヶ所村 平沼	—※1	—※1	—※1	共同調査
⑩	三沢市 織笠	Modern※2	記載なし	記載なし	谷川ほか(2014)
⑪	三沢市 六川目	—※1	—※1	—※1	共同調査

※1: 認められない

※2: 耕作などの人為的な擾乱により, 成因は特定できない。

7. 下北半島太平洋岸におけるイベント堆積物に関する知見

7.4 まとめ

- Minoura et al.(2013)が指摘する猿ヶ森砂丘(形成時期:14-17世紀)の下に存在する津波堆積物の中には,埋没ヒバが存在するが,千釜ほか(1998)は,埋没ヒバの成因を砂丘の移動によって説明できるとしている。
- また,Minoura et al.(2013)が指摘する津波堆積物の広域的な分布,標高,沿岸からの遡上距離を確認するため,東通村尻屋崎から三沢市六川目における津波堆積物調査結果と比較した結果,東通村以南では,鎌田ほか(2015)が指摘する六ヶ所村尾駁沼以外では確認されないとともに,同じ東通村で確認された堆積物よりも,標高が高く,海岸線からの距離も長い。
- 鎌田ほか(2015)では,「今後,津波と猿ヶ森砂丘形成の関連性を検討していく予定。」としていることも踏まえ,引き続き,東通村猿ヶ森のイベント堆積物に関する知見収集を行っていく。

参考文献

参考文献①

- (1)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
- (2)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係る報告書, 2011年7月
- (3)社団法人土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2002):原子力発電所の津波評価技術
- (4)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
- (5) Changjiang Wu, Hideaki Tsutsumi, Hongjun Si, Yusuke Saijo(2012): Rupture Process of the 2011Mw9.0 Tohoku Earthquake And Strong Motion Simulation from the Viewpoint of NPP Seismic Design, 15th World Conference on Earthquake Engineering
- (6)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
- (7)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004):千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)について
- (8)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
- (9) 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
- (10)Toshikatsu Yoshii(1979): A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern Honshu, Japan, Tectonophysics, 55, 349-360
- (11)武藤潤・大園真子(2012):東日本太平洋沖地震後の余効変動解析へ向けた東北日本弧レオロジー断面, 地質学雑誌, 第118巻, pp.323-333
- (12)Takaya Iwasaki, Wataru Kato, Takeo Moriya, Akiko Hasemi, Norihito Umino, Tomomi Okada, Kaoru Miyashita, Tomoko Mizogami, Tetsuya Takeda, Shutaro Sekine, Takeshi Matsushima, Katsuya Tashiro, and Hiroki Miyamachi(2001): Extensional structure in northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL.28, NO.12, pp.2329-2332
- (13)西坂弘正・篠原雅尚・佐藤利典・日野亮太・望月公廣・笠原順三(2001):海底地震計と制御震源を用いた北部大和海盆, 秋田沖日本海東縁部海陸境界域の地震波速度構造, 地震2, 54, 365-379
- (14)Narumi Takahashi, Shuichi Kodaira, Tetsuro Tsuru, Jin-Oh Park, Yoshiyuki Kaneda, Kiyoshi Suyehiro, Hajimu Kinoshita, Shintaro Abe, Minoru Nishino and Ryota Hino(2004): Seismic structure and seismogenesis off Sanriku region, northeastern Japan, Geophys. J. Int. 159, 129-145, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02350.x
- (15)防災科学技術研究所(2009):「地すべり地形分布図第42集「野辺地・八戸」」, 地すべり地形分布図データベース, 防災科学技術研究所研究資料, 第329号, <http://lweb1.ess.bosai.go.jp/pdfview/s42-index.html>
- (16)Koji Minoura・Shin-ichi Hirano・Tsutomu Yamada(2013): Identification and possible recurrence of an oversized tsunami on the Pacific coast of northern Japan, Nat Hazards 68:631-643, Springer, DOI 10.1007/s11069-013-0640-z
- (17)鎌田隆史・菅原大助・箕浦幸治・根本直樹・山田努(2015):猿ヶ森砂丘に挟在する再堆積層の成因:下北半島後期完新世砂丘の起源の考察, 日本地質学会第122年学術大会, 講演要旨, R21-O-4

参考文献②

- (18) 千釜章・多田省一郎・青沼正光(1998): 下北半島における津波の伝承の解釈と埋没ヒバ林の成因, 地震, 第2輯, 第51巻, 61-73頁
- (19) 谷川晃一郎・澤井祐紀・宍倉正展・藤原治・行谷佑一・松本弾(2013): 青森県太平洋岸で検出された津波堆積物, 日本第四紀学会講演要旨集, No.43, 16-17
- (20) 国立研究開発法人 産業技術総合研究所 地質調査総合センター: 津波堆積物データベース, https://gbank.gsj.jp/tsunami_deposit_db/
- (21) 谷川晃一郎・澤井祐紀・宍倉正展・藤原治・行谷佑一(2014): 青森県三沢市で検出されたイベント堆積物, 第四紀研究, 53(1), p.55-62