

本資料のうち、枠囲みの内容は商業機密
又は防護上の観点から公開できません。

東海第二発電所 津波評価について (参考資料) (コメント回答)

平成28年8月19日
日本原子力発電株式会社

目 次

1. 文献調査	3
2. 既往津波の再現解析	49
3. 地震に起因する津波の評価	65
4. 地震以外に起因する津波の評価	134
5. 基準津波との比較	151
6. 分岐断層について	156
7. 津波の伝播特性	158
8. 港湾部の防波堤効果の影響検討	165
9. 最終設備形状による評価	179
10. 参考文献	194

1. 文献調査

1.1 既往津波の文献調査

1.1 既往津波の文献調査(敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波)

- 敷地周辺における既往津波の被害状況及び日本海溝沿いにおける津波の発生状況について文献調査を行った。

太平洋沿岸に影響を及ぼした主な津波の一覧表(地震規模8.0以上(遠地津波については地震規模9.0以上)を抜粋)

発生年月日 元号	波源域	地震規模 ¹⁾		津波規模 ²⁾ m	地震・津波の概要 ³⁾	敷地への影響
		Mj	Mw			
869.7.13 貞観11	三陸沖	8.3 ±1/4	—	4, — [4]	三陸沿岸:城郭・倉庫・門櫓・垣壁など崩れ落ち倒潰するもの無数。津波が多賀城下を襲い、溺死約1千。流光屋のごとく隠映するという。三陸沖の巨大地震とみられる。	東北地方太平洋沖型の地震に伴う津波と同等もしくは下回る規模
1611.12.2 慶長16	三陸沖	≒8.1	8.3	4, — [3-4]	三陸沿岸および北海道東岸:三陸地方で強震。震害は軽く、津波の被害が大きかった。伊達領内で死1783, 南部・津軽で人馬の死3千余という。三陸沿岸で家屋の流出が多く、北海道東部でも溺死が多かった。1933年三陸地震津波に似ている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1677.11.4 延宝5	房総沖	≒8.0	8.2	2, — [—]	磐城・常陸・安房・上総・下総:上旬より地震が多かった。磐城から房総にかけて津波があり、小名浜・中之作・薄磯・四倉・江名・豊間などで死・不明130余、水戸領内で溺死36, 房総で溺死246余、奥州岩沼領で死123	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で4.5～5.5m
1700.1.26 元禄12	北米 北西部沖	—	9.0	—, —	北米北西部沖(カスケード地帯):三陸～紀伊半島にかけて津波が来た。各地の津波の高さは岩手県宮古3m, 同大槌で2m, 茨城県那珂湊で約2mと推定される記録がある。宮古で津波の被害があったという。	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で約2m
1793.2.17 寛政5	三陸沖	8.0～8.4		2, <u>2.5</u> [2]	陸前・陸中・磐城:仙台領内で家屋損壊1千余, 死12。沿岸に津波が来て、全体で家潰流失1730余, 船流破33, 死44以上。余震が多かった。相馬・いわきにおいて引きで津波がはじまっているのは1896年明治三陸地震と似ている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。

1)地震規模は、宇佐美他(2013)を参照した。

2)津波規模mは、宇佐美他(2013)による。下線付き数字は羽鳥による値とされている。[]内の値は羽鳥(1975)による値を参照した。

3)地震・津波の概要は、宇佐美他(2013)、渡辺(1998)及び国立天文台(2014)を参照した。

1.1 既往津波の文献調査(敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波)

太平洋沿岸に影響を及ぼした主な津波の一覧表(地震規模8.0以上(遠地津波については地震規模9.0以上)を抜粋)

発生年月日 元号	波源域	地震規模 ¹⁾		津波規模 ²⁾ m	地震・津波の概要 ³⁾	敷地への影響
		Mj	Mw			
1896.6.15 明治29	三陸沖	8・1/4	8.3	4, <u>3.5</u> [3-4]	三陸沖:『明治三陸地震津波』:震害はない。津波が北海道より牡鹿半島にいたる海岸に襲来し、死者総数は21959(青森343, 岩手18158, 宮城3452, 北海道6)。家屋流失全半潰8~9千, 船の被害約7千。波高は, 吉浜24.4m, 綾里38.2m, 田老14.6mなど。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1933.3.3 昭和8	三陸沖	8.1	8.4	3, <u>3</u>	三陸沖:『三陸地震津波』:震害は少なかった。津波が太平洋岸を襲い, 三陸沿岸で被害は甚大。死・不明3064, 家屋流失4034, 倒潰1817, 浸水4018。波高は綾里湾で28.7mにも達した。日本海溝付近で発生した巨大な正断層型地震と考えられている。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
1952.11.4 昭和27	カムチャツカ半島 南東沖	—	9.0	1, —	カムチャツカ半島南東沖:『カムチャツカ津波』:太平洋沿岸に津波, 波高は1~3m程度。広範囲で家屋の浸水があり, 三陸沿岸では漁業関係の被害があった。	福島県沿岸で約0.5~1.5m
1960.5.22 昭和35	チリ 南部沖	—	9.5	2~3, —	チリ南部沖:『チリ地震津波』:津波が日本各地に襲来, 波高は三陸沿岸で5~6m, その他で3~4m。北海道南岸・三陸沿岸・志摩半島付近で被害が大きく, 沖縄でも被害があった。日本全体で死・不明142(うち沖縄で3), 家屋全壊1500余, 半壊2千余	茨城県久慈港で約2.3m
1964.3.27 昭和39	アラスカ湾	—	9.2	0, —	アラスカ湾:『アラスカ地震津波』:津波は太平洋沿岸各地に波及した。日本沿岸の検潮記録によると, 津波の高さは三陸沿岸南部でやや高かった。このため, この沿岸で浅海漁業施設に若干の被害があった。	小名浜で0.35m, 銚子で0.36m

1)地震規模は, 宇佐美他(2013)を参照した。

2)津波規模mは, 宇佐美他(2013)による。下線付き数字は羽鳥による値とされている。[]内の値は羽鳥(1975)による値を参照した。

3)地震・津波の概要は, 宇佐美他(2013), 渡辺(1998)及び国立天文台(2014)を参照した。

1.1 既往津波の文献調査(敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波)

太平洋沿岸に影響を及ぼした主な津波の一覧表(地震規模8.0以上(遠地津波については地震規模9.0以上)を抜粋)

発生年月日 元号	波源域	地震規模 ¹⁾		津波規模 ²⁾ m	地震・津波の概要 ³⁾	敷地への影響
		Mj	Mw			
1968.5.16 昭和43	青森県 東方沖	7.9	8.2	2, <u>2.5</u>	青森県東方沖:『1968年十勝沖地震』:青森を中心に北海道南部・東北地方に被害。死52, 傷330, 建物全壊673, 半壊3004。青森県下で道路損壊も多かった。津波があり, 三陸沿岸3~5m, 浸水529, 船舶流失沈没127。コンクリート造建築の被害が目立った。	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない。
2011.3.11 平成23	三陸沖	8.4	9.0	一, <u>4</u>	東北沖:『平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震, 東日本大震災』:日本海溝沿いの沈み込み帯の大部分, 三陸沖中部から茨城県沖までのプレート境界を震源域とする逆断層型超巨大地震。3月9日にM7.3(Mw7.4)の前震, 震源域内や付近の余震・誘発地震はM7.0以上が6回, M6.0以上が97回, 死18493, 不明2683, 傷6217, 住家全壊128801, 半壊269675。死者の90%以上が水死で, 被害の多くは巨大津波(現地調査によれば最大約40m)によるもの。	発電所で概ね5~6m (最大6.5m)

1)地震規模は, 宇佐美他(2013)を参照した。

2)津波規模mは, 宇佐美他(2013)による。下線付き数字は羽鳥による値とされている。[]内の値は羽鳥(1975)による値を参照した。

3)地震・津波の概要は, 宇佐美他(2013), 渡辺(1998)及び国立天文台(2014)を参照した。

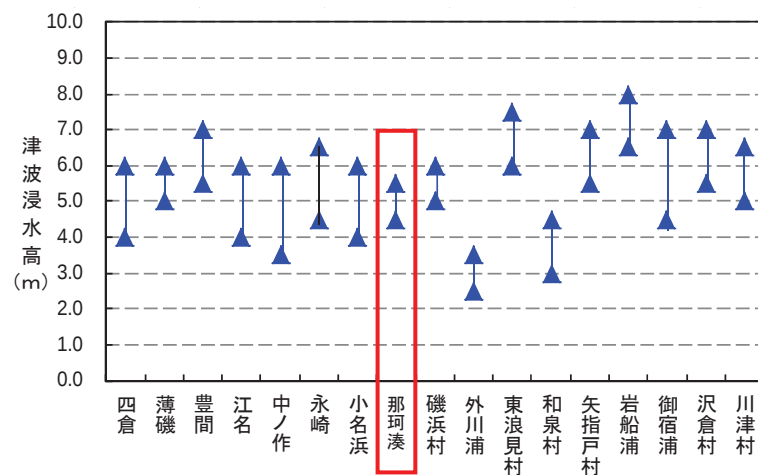
1.1 既往津波の文献調査(1677年延宝房総沖地震津波の痕跡高)

- 竹内他(2007)に基づけば, 1677年延宝房総沖地震津波による敷地周辺の津波浸水高(推定)は, 茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で4.5~5.5mと示されている。



図019-1 延宝房総沖津波を発生させた地震の震度分布

(渡辺(1998))



1677年延宝房総沖地震による福島県～茨城県及び千葉県の各地の津波浸水高(推定)

延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査
(竹内他(2007)に加筆)

1. 文献調査

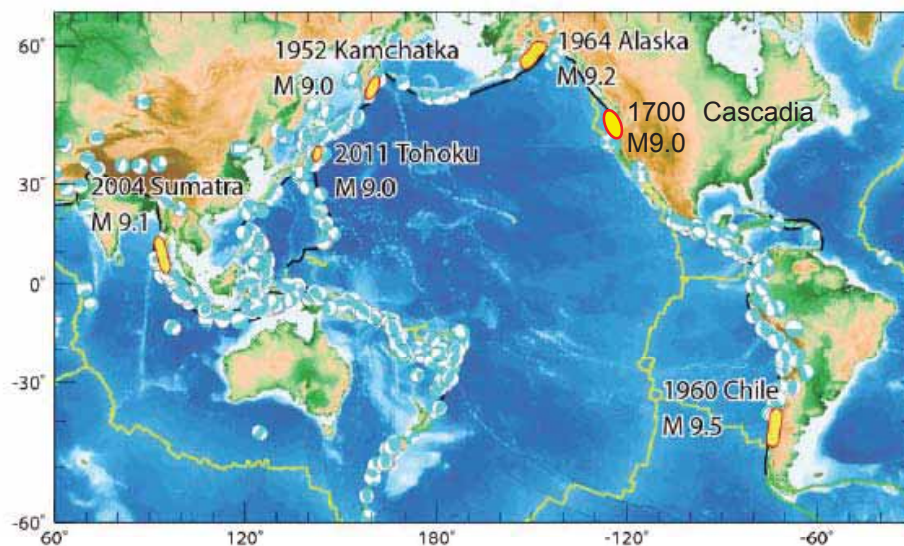
第320回審査会合
資料1ー2 修正

1.1 既往津波の文献調査(1700年カスケード地震津波, 1952年カムチャッカ地震津波及び1964年アラスカ地震津波の痕跡高)

- 渡辺(1998)等に基づけば, 1700年カスケード地震津波, 1952年カムチャッカ地震津波及び1964年アラスカ地震津波の痕跡高は, それぞれ茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で約2m, 福島県沿岸で約0.5~1.6m, 小名浜で0.35m, 銚子で0.36mと示されている。

区分	地震種別	名称	文献調査結果※
遠地津波	プレート間地震	1700年カスケード地震津波	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で約2m
		1952年カムチャッカ地震津波	福島県沿岸で約0.5~1.5m
		1964年アラスカ地震津波	小名浜で0.35m, 銚子で0.36m

※渡辺(1998)



環太平洋における大地震の分布
(佐竹(2013a)に加筆)

1952年カムチャッカ津波の高さ
(単位m)

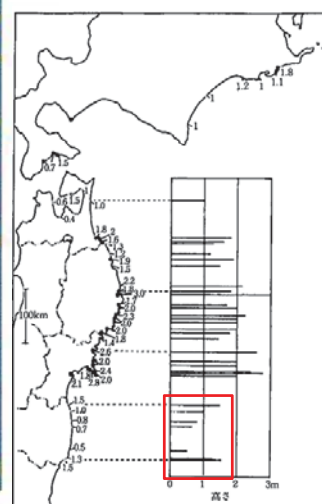


図21-1 1952年カムチャッカ津波の高さ
(単位m)
・印は家屋浸水のあった地域

(渡辺(1998)に加筆)

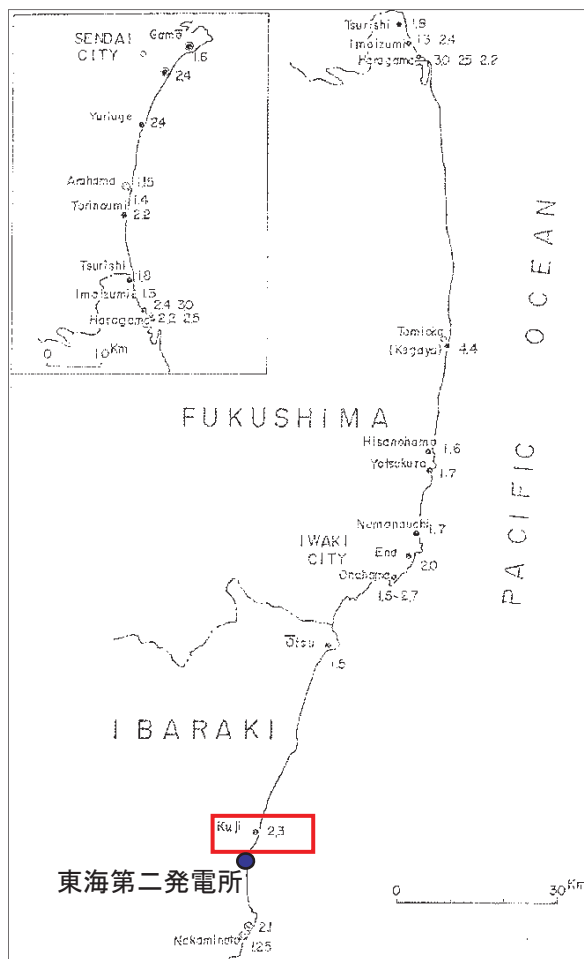
1964年アラスカ津波の場合, 日本沿岸における検潮記録による平常潮位上の津波高さ

表25-1 1964年アラスカ津波の場合, 日本沿岸における検潮記録による平常潮位上の津波の高さ

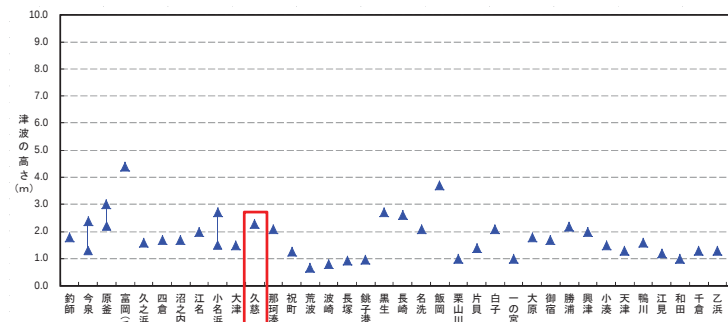
検潮所	高さ (cm)	検潮所	高さ (cm)
稚内	34	東京	10
紋別	10	横浜	17
網走	12	油壺	18
花咲	36	八丈島	7
釧路	40	内浦	12
浦河	25	清水	6
函館	38	御前崎	30
青森	32	鳥羽	15
網走	46	浦神	25
八戸	60	串本	45
宮古	14	海南	15
釜石	38	高知	20
大船渡	75	土佐清水	24
江ノ島(城島)	15	細島	12
女川	50	青島	15
小名浜	35	油津	39
銚子	36	名瀬	20
布良	33		

1.1 既往津波の文献調査(1960年チリ地震津波の痕跡高)

- チリ津波合同調査班(1961)に基づけば、1960年チリ地震津波による敷地周辺の津波の痕跡高は、茨城県久慈港約2.3mと示されている。



1960年チリ地震津波による福島県～茨城県の津波の高さ分布図
(チリ津波合同調査班(1961)に加筆)



1960年チリ地震による福島県～茨城県及び千葉県(南端)の津波の高さ分布図



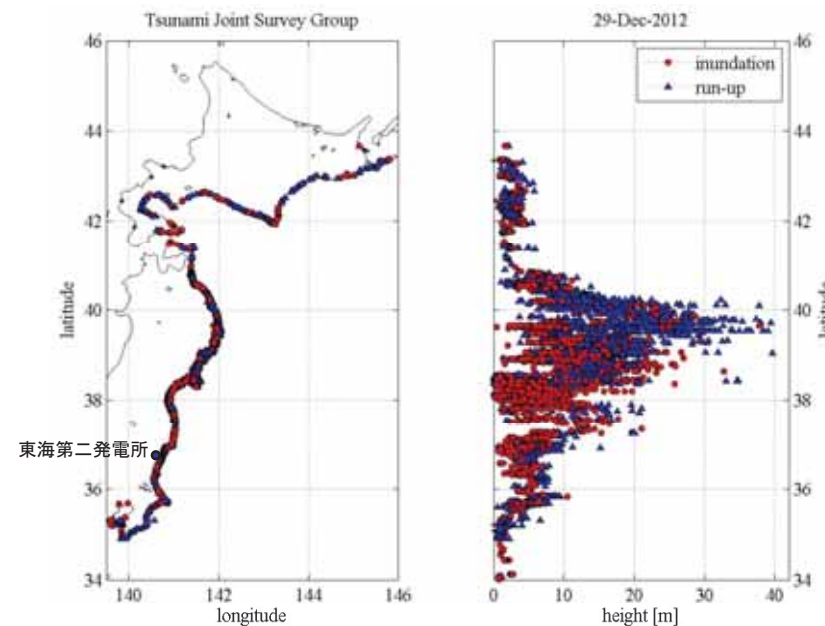
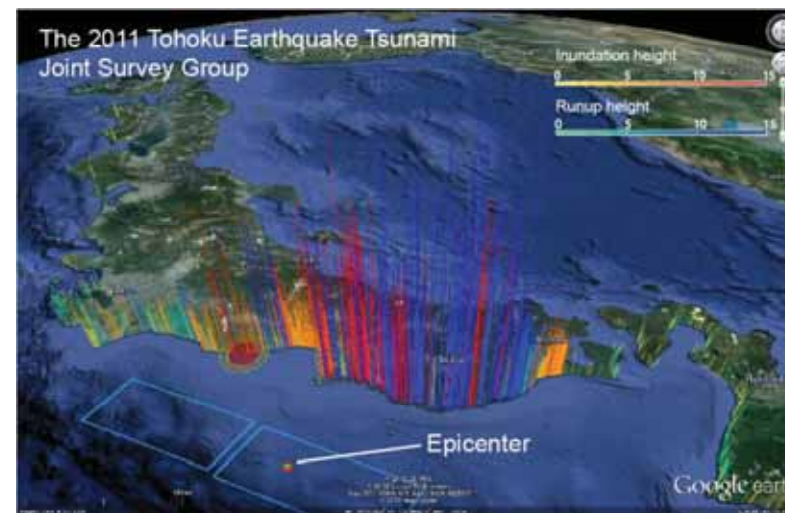
1960年チリ地震津波による久慈港(日立港)の津波の高さ
(チリ津波合同調査班(1961)に加筆)

1.1 既往津波の文献調査(2011年東北地方太平洋沖地震津波の痕跡高)

- 当社の記録によれば、2011年東北地方太平洋沖地震津波による敷地周辺の津波の痕跡高は、発電所で概ね5～6m(最大6.5m)である。



2011年東北地方太平洋沖地震津波による発電所の痕跡高
(日本原子力発電(2012))



2011年東北地方太平洋沖地震による浸水高及び遡上高分布図
(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2011)に加筆)

1.1 既往津波の文献調査(まとめ)

- ・ 敷地に最も影響を及ぼしたと考えられる津波は、日本海溝沿いの津波であり、敷地に襲来した津波の最大痕跡高は1677年延宝房総沖地震津波及び2011年東北地方太平洋沖地震津波で、概ね5～6m(最大6.5m)である。

区分		地震種別		名称	文献調査結果
近地津波	日本海溝沿い	海洋プレート内地震		1611年の津波(正断層型)	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない
				1933年昭和三陸沖地震津波	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない
		プレート間地震	東北地方太平洋沖型の地震	869年の津波	東北地方太平洋沖型の地震に伴う津波と同等もしくは下回る規模
				2011年東北地方太平洋沖地震津波	発電所で概ね5～6m(最大6.5 m)
			津波地震	1611年の津波	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない
				1677年延宝房総沖地震津波	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で4.5～5.5m
				1896年明治三陸沖地震津波	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない
				1793年宮城県沖地震に伴う津波	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない
				17世紀初頭の地震(500年間隔地震)に伴う津波	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない
				1968年十勝沖地震に伴う津波	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない
遠地津波		プレート間地震		1700年カスケード地震津波	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で約2m
				1952年カムチャツカ地震津波	福島県沿岸で約0.5～1.5m
				1960年チリ地震津波	茨城県久慈港で約2.3m
				1964年アラスカ地震津波	小名浜で0.35m, 銚子で0.36m

1.1 既往津波の文献調査(津波堆積物調査)

- 澤井(2012)によると、日立市十王町で実施した津波堆積物調査の結果、海岸線から約600mの低地において津波堆積物が確認されているが、堆積物の年代は明確ではないとしている。

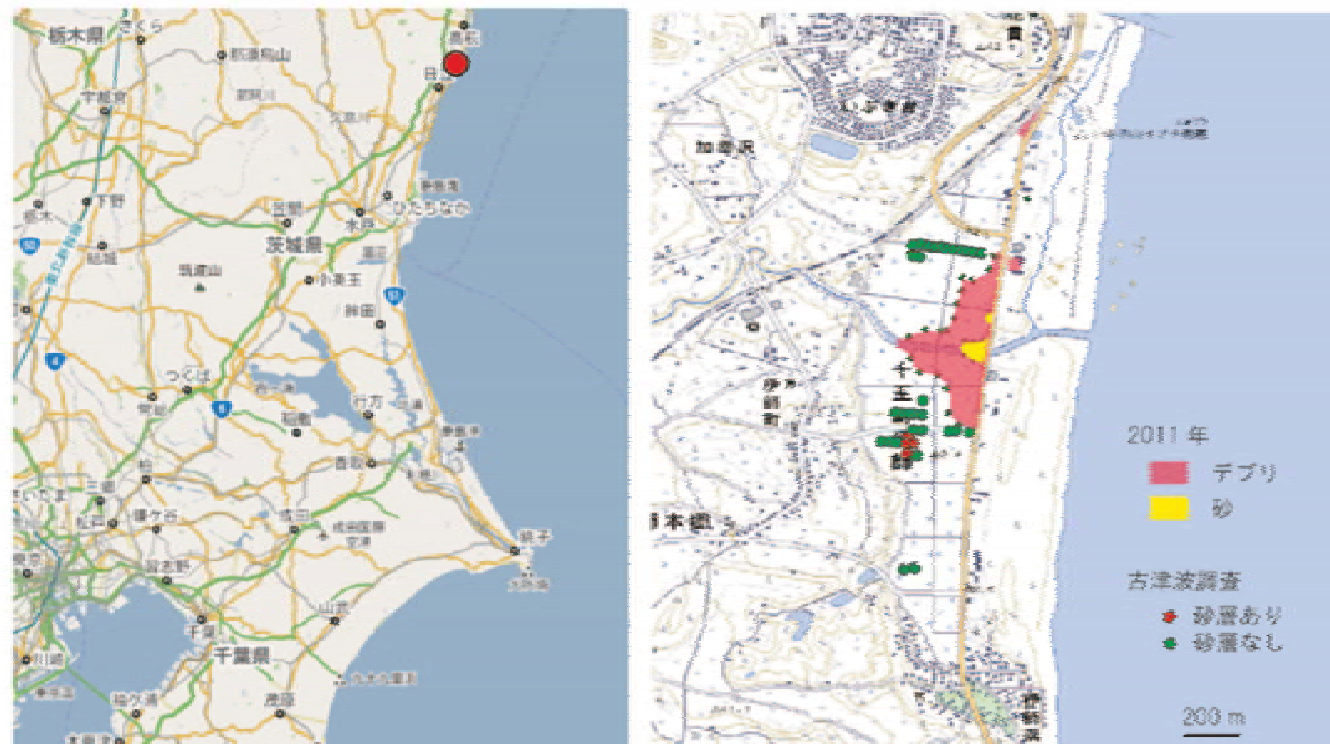


図1 調査地域を示した地図。左：赤丸で示した場所が対象地域。右：調査地域の詳細。デブリの分布によって推定された2011年の浸水範囲は赤で示されており、津波によって運搬された砂質堆積物は黄色で示している。2010年までに行っていた過去の津波堆積物に関する調査は、緑色および赤色の丸で示されている。赤い丸で示した場所で、過去の津波堆積物と考えられる砂層が見つかった。

(澤井(2012))

1.1 既往津波の文献調査(行政機関による既往評価)

- 行政機関による津波評価として、茨城県(2012)は下記の津波に対する評価を実施している。
 - ✓ 東北地方太平洋沖地震津波
 - ✓ H23想定津波

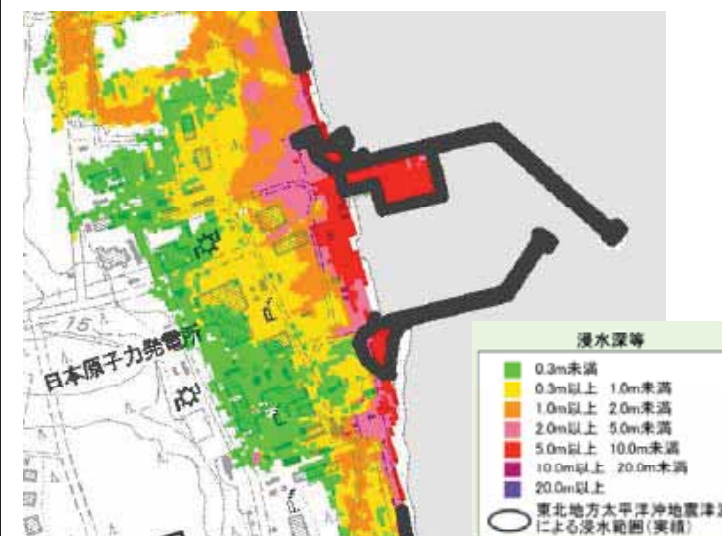
対象津波	東北地方太平洋沖地震津波	H23 想定津波
マグニチュード	Mw = 9.0 Mt = 9.1~9.4	Mw = 8.4 Mt = 8.6~9.0
使用モデル	中央防災会議モデル	茨城県モデル
説 明	平成 23 年 3 月 11 日、三陸沖を震源とした地震により発生した津波。東日本大震災を引き起こし、東北から関東を中心に甚大な被害をもたらした津波の再来を想定。	地震調査研究推進本部から平成 23 年 11 月に公表された「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について」を基に想定した地震。 (平成 19 年に茨城県で想定した津波「延宝房総沖地震津波」の震源域等を参考にした地震。)
概 要 震 源 域		

行政機関

(茨城県:茨城沿岸津波対策検討委員会)

東海第二発電所における浸水深は、下記のように読み取れる。

- ・敷地標高3m盤 浸水深:5~10m
- ・敷地標高8m盤 浸水深:0.3~2.0m
- ・原子炉建屋近傍 浸水深:0.3~1m(一部0.3m未満)



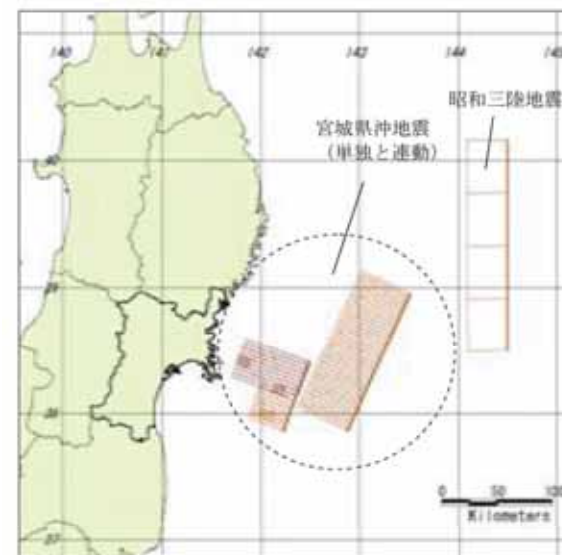
(茨城県(2012))

1.1 既往津波の文献調査(行政機関による既往評価)

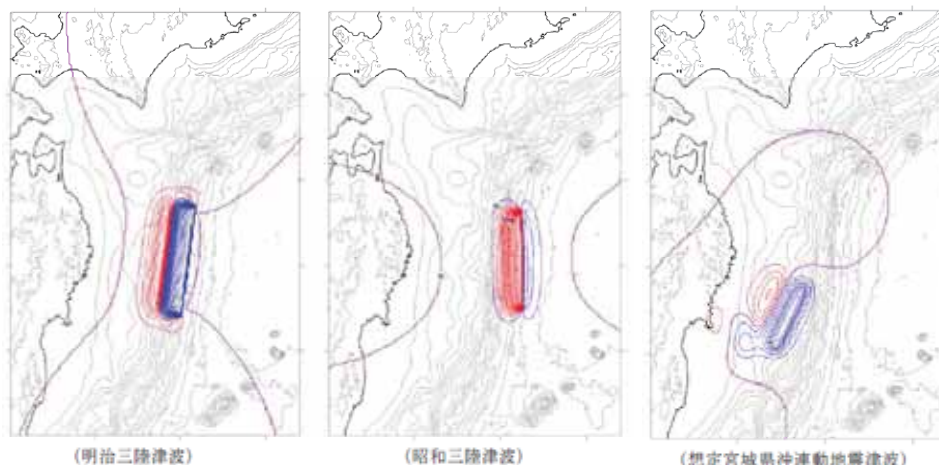
- 行政機関による津波評価として、岩手県(2004)、宮城県(2004)、福島県(2013)、千葉県(2012)は下記の津波に対する評価を実施している。

行政機関	想定地震	規模
岩手県	明治三陸地震 昭和三陸地震 宮城県沖地震(連動)	Mt=8.3 Mt=8.2 Mw=8.0
宮城県	宮城県沖地震(単独) 宮城県沖地震(連動) 昭和三陸地震	Mw=7.7※ Mw=8.0※ Mw=8.4※
福島県	福島県沖地震	M=7.7
千葉県	延宝地震 元禄地震	Mw=8.5 Mw=8.1

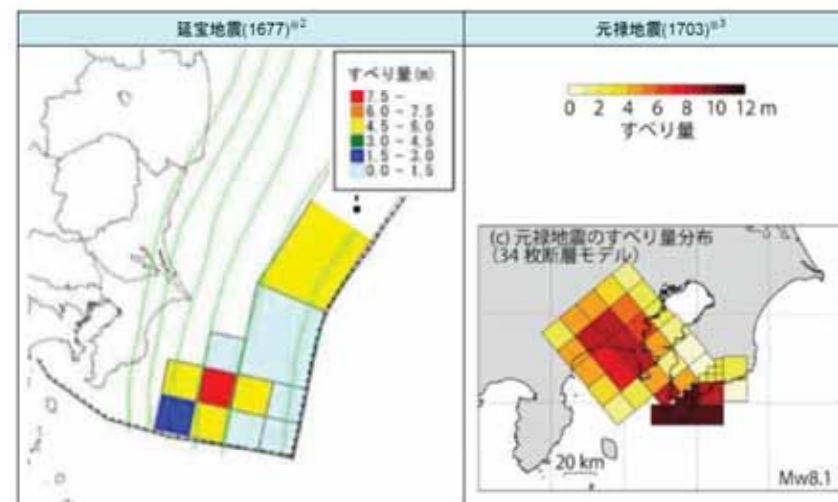
※公表された断層パラメータより土木学会(2002)の剛性率を用いて算出



(宮城県(2004))



(岩手県(2004))



(千葉県(2012))

1. 文献調査

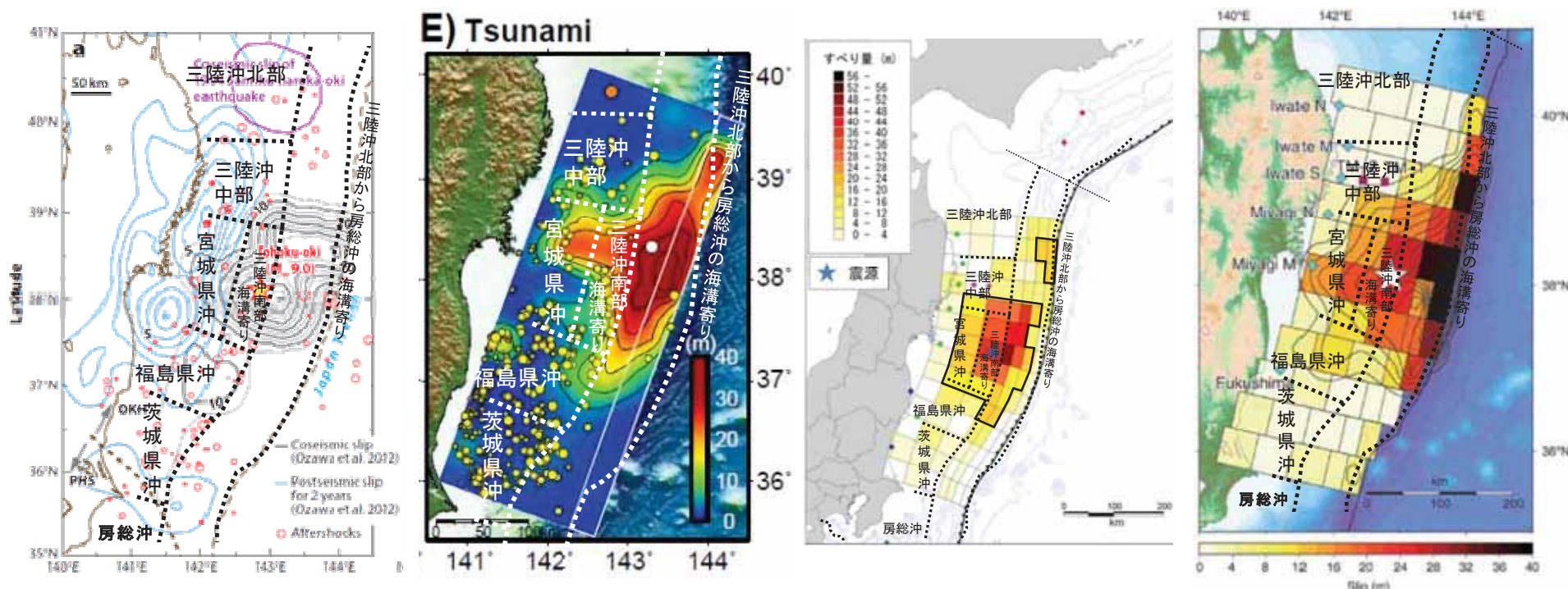
1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見

1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(破壊領域とすべり)

他機関の検討(Ozawa et al. (2012), Koketsu et al. (2011), 内閣府(2012)及びSatake et al. (2013))に基づけば, 2011年東北地方太平洋沖地震の破壊領域とすべりには以下の傾向が見られる。

「複数の領域が連動して破壊した。」

「すべりには不均質性が認められ, 大きなすべりが生じた領域は三陸沖中部の一部, 宮城県沖, 三陸沖南部海溝寄り, 福島県沖の一部の4領域及びその沖合の海溝軸付近である。」



陸上・海上のGPS及び水圧計データに基づく2011年東北地方太平洋沖地震のすべり量分布(黒線)
(Ozawa et al. (2012)に加筆)

津波インバージョン解析
(Koketsu et al. (2011)に加筆)

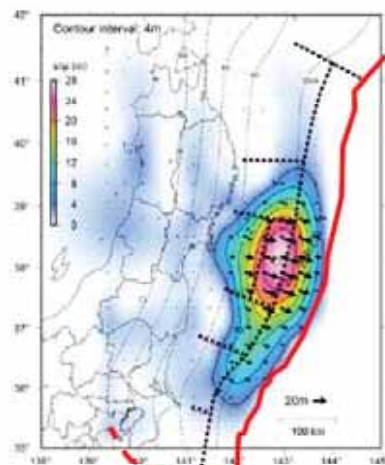
津波インバージョン解析
(内閣府(2012)に加筆)

津波インバージョン解析
(Satake et al. (2013)に加筆)

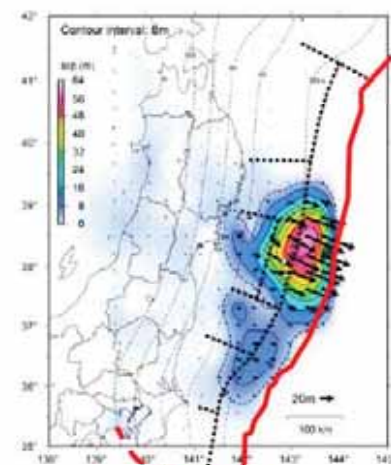
1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(すべり量の不均質性)

地震調査研究推進本部(2012)

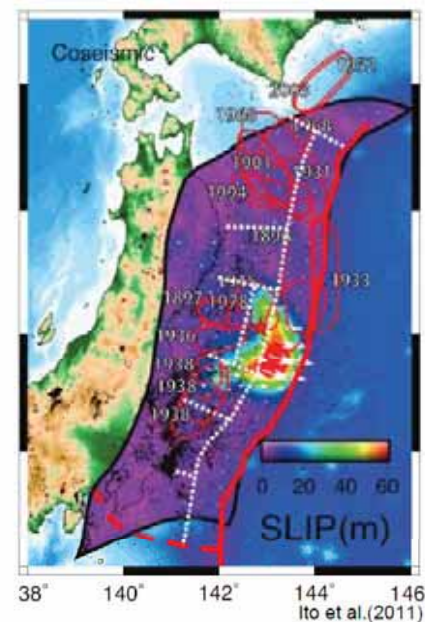
■GPSデータによる地震時のすべり分布モデル



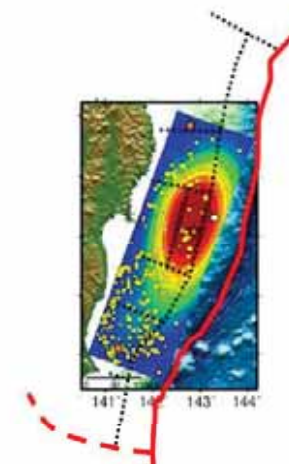
国土地理院作成



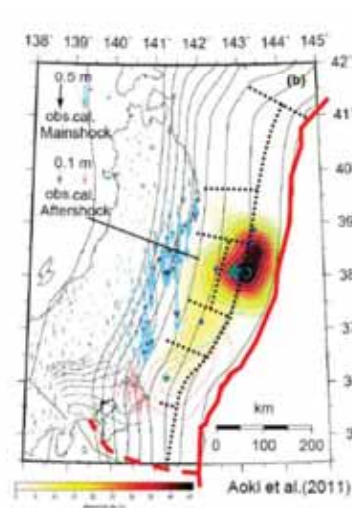
GPS+海底基準点 国土地理院・海上保安庁作成



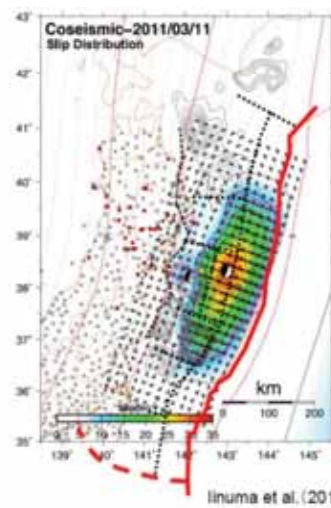
Ito et al.(2011)



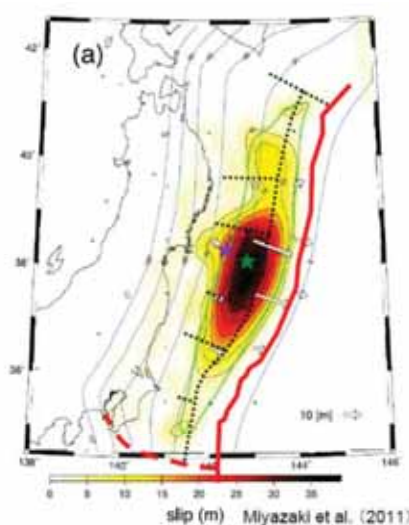
Koketsu et al. (2011)



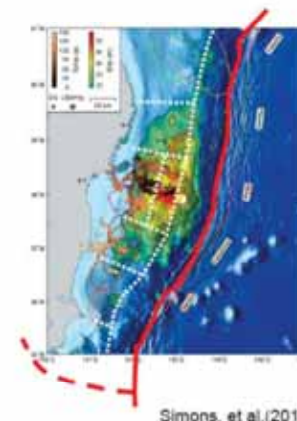
Aoki et al.(2011)



Iinuma et al.(2011)



Miyazaki et al. (2011)

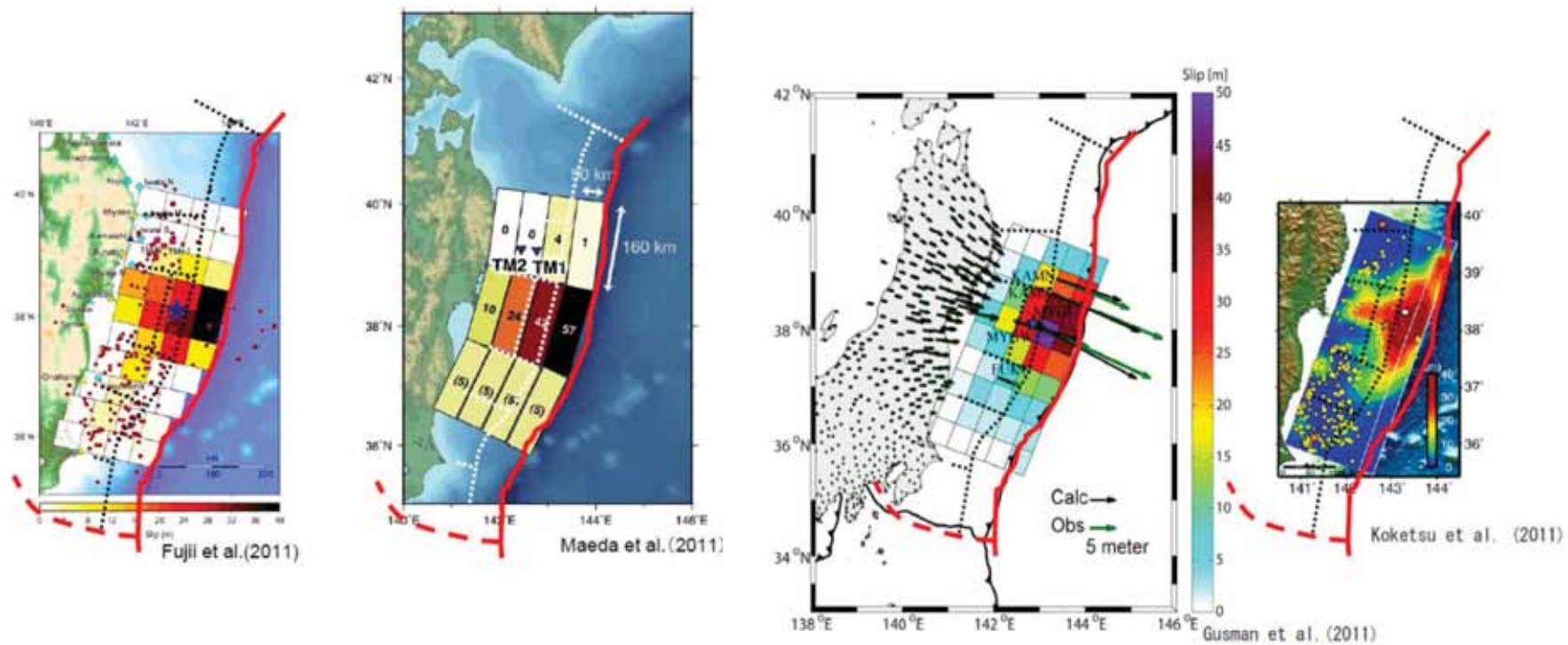


Simons, et al.(2011)

1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(すべり量の不均質性)

地震調査研究推進本部(2012)

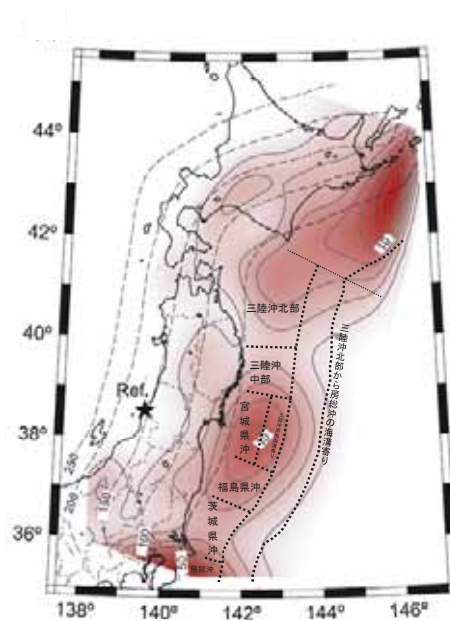
■津波波形解析によるすべり分布モデル



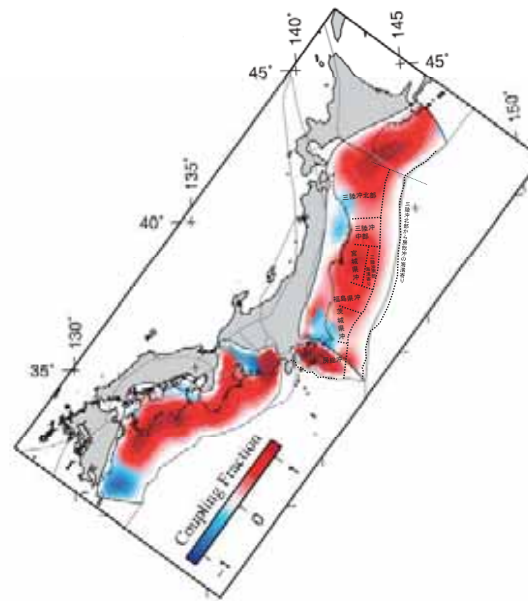
1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度とすべり)

他機関の検討(Suwa et al. (2006), Loveless and Meade (2010, 2011))に基づけば、固着の程度とすべりについて以下の傾向が見られる。
「大きなすべりが生じた領域は、固着の程度が大きい領域に対応している。」

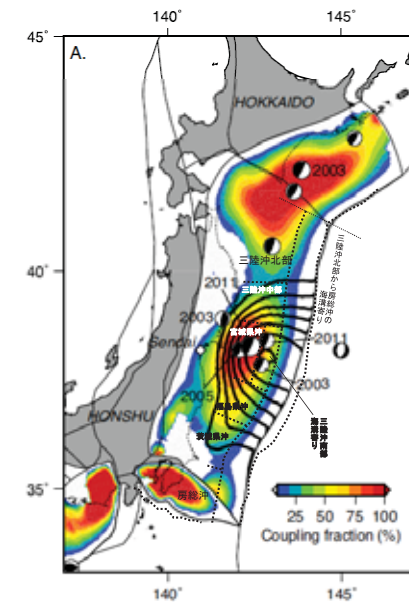
- Suwa et al. (2006), Loveless and Meade (2010, 2011) は、宮城県沖に固着が強い領域が認められるとしている。



1997～2001年のGPSデータに基づく
すべり欠損速度
(Suwa et al. (2006)に加筆)



1997～2000年のGPSデータに基づく
プレート間カップリング率
(Loveless and Meade (2010)に加筆)



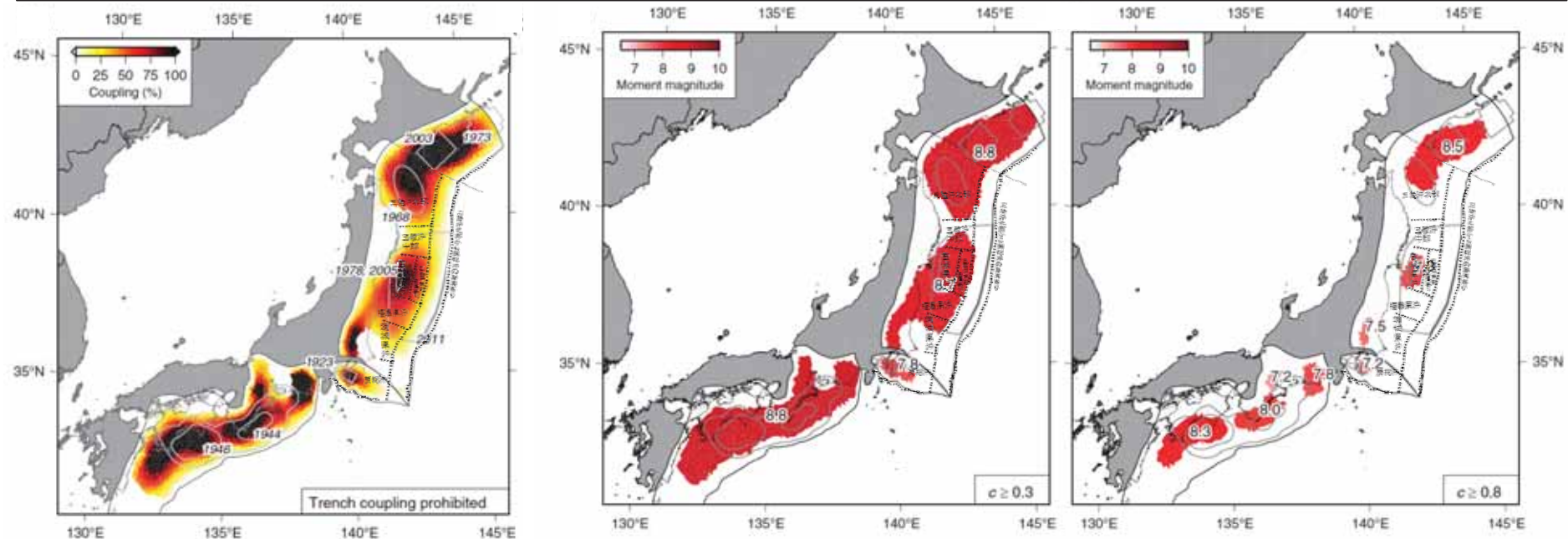
カラーコンター: 1996-2000年GEONET
データに基づくカップリング率
黒線: 地震時すべり量(2.5m間隔)
震源球: 1994年から本震までに発生した
Mw7.0以上、深さ100km未満の
地震のメカニズム
(Loveless and Meade (2011)に加筆)

1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊伝播)

Loveless and Meade(2015)は、固着の程度と破壊伝播について、以下の見解を示している。

「本震については固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっている。」

- 日本海溝では、カップリング率0.3以上の領域と、東北地方太平洋沖地震の破壊領域はよく対応している。一方、カップリング率0.8以上の領域は日本周辺における20世紀以降の地震(東北地方太平洋沖地震を除く)の破壊領域と対応している。
- カップリング率0.8以上の領域は比較的頻度の高い地震の破壊領域を規定し、カップリング率0.3以上の領域は稀で巨大な地震の破壊領域に対応している可能性がある。
- カップリング率の低い領域が、地震時の破壊伝播に対し運動学的バリアとして働くと考えれば、将来発生する地震のポテンシャルを領域ごとに特定できる。



1997～2000年のGPSデータに基づくプレート間カップリング率

プレート間カップリング率が0.3以上の領域

プレート間カップリング率が0.8以上の領域

いずれの図においても灰色の曲線は、各種文献に基づく過去の地震のすべり量コンターを表す。

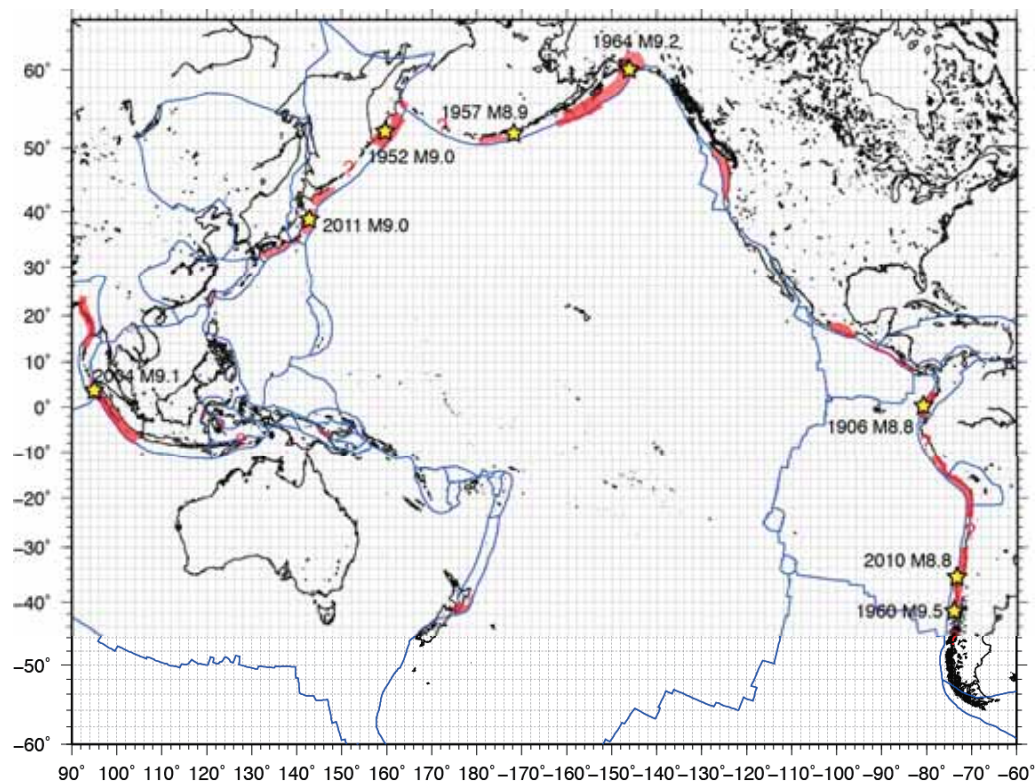
- 1946年東南海地震(Mw8.3)及び1944年東南海地震(Mw 8.1): すべり量1m及び3mのコンター
- 1923年関東地震(Mw ~ 7.9): モデル化された破壊領域
- 2011年東北地方太平洋沖地震(Mw 9.0): すべり量4mのコンター
- 1978年宮城沖(Mw 7.6): 余震域
- 2005年宮城沖(Mw 7.0): 震央位置
- 1968年十勝沖(Mw 8.2): 余震域
- 2003年十勝沖(Mw 8.2): モデル化された破壊領域
- 1973年根室沖(Mw 8.0): すべり量1mのコンター

(Loveless and Meade (2015)に加筆)

1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度とすべり)

西村(2013)は、固着の程度とすべりについて以下の見解を示している。
「大きなすべりが生じた領域は、固着の程度が大きい領域に対応している。」

- 固着が強いプレート境界と20世紀以降の巨大地震の発生域の関係を整理し、M9クラスの巨大地震は全てカップリング係数が中程度以上の特定の領域で発生しているとしている。



- : すべり欠損速度が2cm / 年以上と推定されている領域
- ★ : 1900 年以降のM8.8 以上の超巨大地震の震央
- ?
- : プレート境界位置

【カップリング係数が大きい(1に近い)地域】

- 北米カスケード、チリ、スマトラ、西南日本(南海トラフ)

【カップリング係数が中程度の地域】

- カムチャッカ、アリューシャン、アラスカ、メキシコ、中米、コロンビア、ペルー、東北日本(日本海溝、千島海溝)

【カップリング係数が小さい地域】

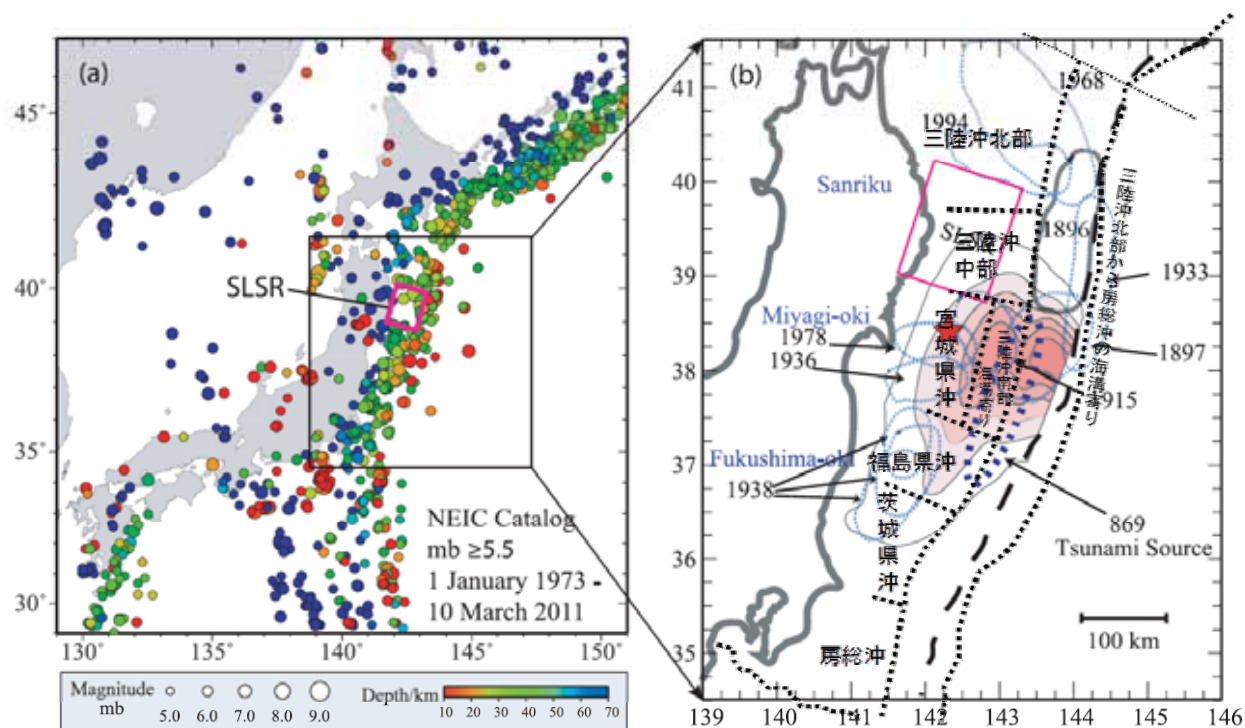
- ニュージーランド、トンガ、伊豆・小笠原、マリアナ、琉球、フィリピン等

環太平洋とその周辺における測地データから推定されたプレート間カップリング分布
(西村(2013))

1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

地震調査研究推進本部(2012)及びYe et al.(2012)は、固着の程度と破壊領域について以下の見解を示している。
「固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっている。」

- 地震調査研究推進本部(2012)は、三陸沖中部については、(中略)カップリング率は他の領域に比べると低いと考えられるとしている。
- Ye et al.(2012)は、三陸沖中部のプレート境界深部には、非地震性のすべりにより歪みが解放される低地震活動領域(SLSR(Sanriku-Oki low-seismicity region))が存在し、2011年東北地方太平洋沖地震の大きなすべりの北限とSLSRが対応するとしている。



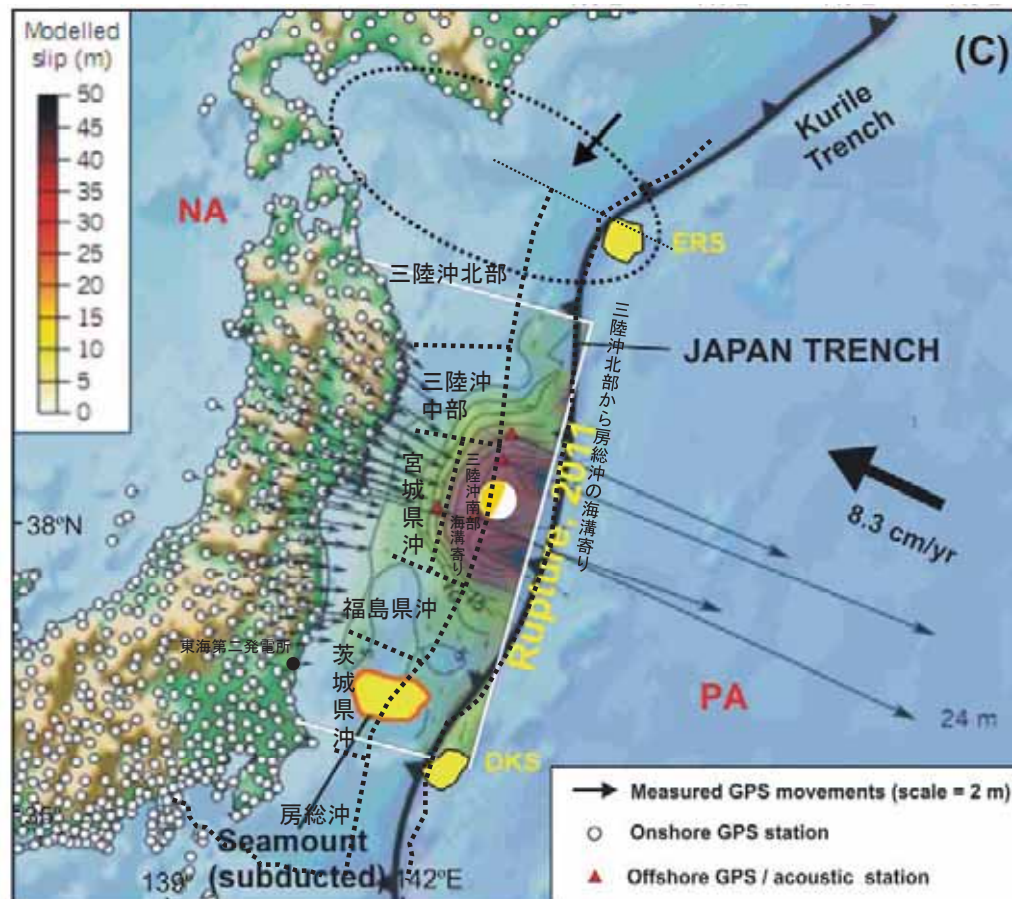
左: 米国立地震情報センター(NEIC)による1973年から2011年東北地方太平洋沖地震以前のM5.5以上の地震の震源分布
右: SLSRの位置(赤線)、主な既往地震の震源域(水色線)、1896年明治三陸沖地震の波源域(灰色線)、及び東北地方太平洋沖地震のすべり量分布のコンター
三陸沖中部における低地震活動領域(SLSR)と地震の分布の関係

(Ye et al.(2012)に加筆)

Kundu et al.(2012)は、固着の程度と破壊領域について以下の見解を示している。

「固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっている。」

- 2011年東北地方太平洋沖地震の大きなすべり領域(high slip patch)の南限では、沈み込む海山がプレート間のカップリングを弱め、2011年東北地方太平洋沖地震の破壊のバリアとして作用したとしている。



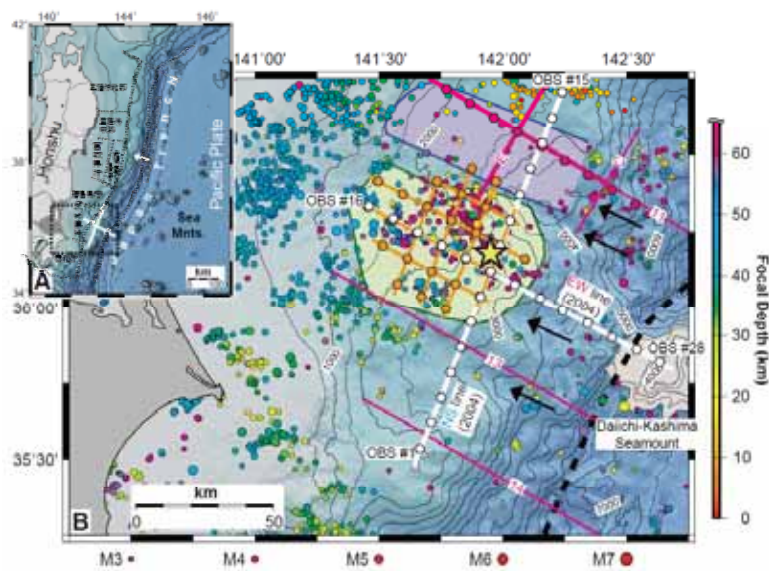
2011年東北地方太平洋沖地震の破壊領域(矩形), 陸上及び海域のGPSより推定したすべり量分布(コンター)及び海山の配置(黄色)
(Kundu et al.(2012)に加筆)

1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

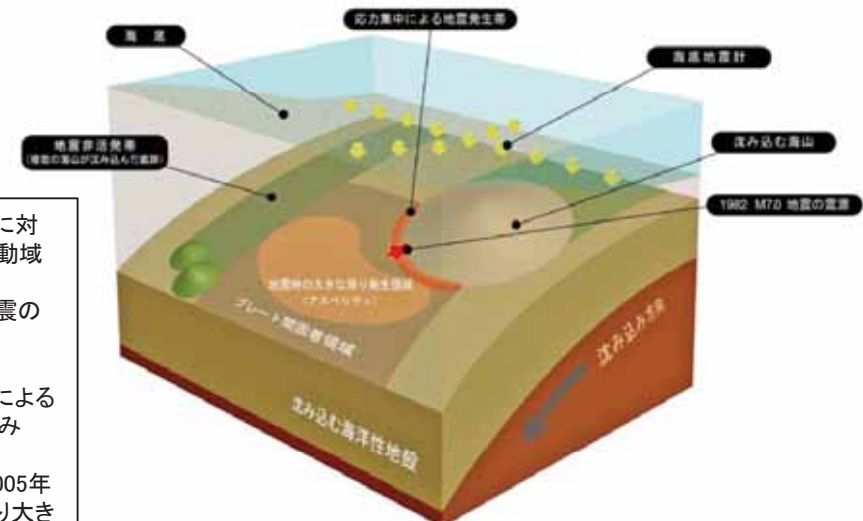
Mochizuki et al. (2008), 望月(2011)及び Nakatani et al.(2015)は, 固着の程度と破壊領域について以下の見解を示している。

「固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっている。」

- Mochizuki et al. (2008)及び望月(2011)は, 以下の見解を示している。
 - ✓ 海山上のプレート境界はこれまで予測されていた性質とは異なり, 固着強度が弱い。すなわち海山自身はアスペリティにはならない。
 - ✓ 茨城県沖北端付近の複数の海山が沈み込んだ領域ではプレート境界面上に海溝軸から堆積物が沈み込んでいることが確認されており, このことがプレート境界における固着を弱くしている(したがって地震が発生しない)。この非活発帯は海山の沈み込みによってプレート境界に接する下部地殻が削り取られ, そこに堆積物がたまっているために地震活動が非活発になっている。過去に海山の通った痕跡がアスペリティの境界になっている可能性がある。
 - ✓ 南側の沈み込む海山上のプレート境界では地震が発生しておらず, 海山の麓周辺でM7程度の地震が集中的に発生している。この海山の沈み込みに伴って上盤側底部が破壊されることによって歪エネルギーを蓄えることができないために地震活動が非活発である可能性が考えられる。
- Nakatani et al.(2015) は, 稠密海底地震計観測に基づき, 北から伝播した東北地方太平洋沖地震本震の破壊は茨城沖海域を手前に停止したとしている。



複数の海山が沈み込んだ領域と地形及び地震活動の関係
(Mochizuki et al. (2008)に加筆)



周辺海域の構造の模式図
(望月(2011))

1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(破壊領域)

文部科学省測地学分科会(2013)は、破壊領域について以下の見解を示している。

「沈み込む海山及びプレート境界が破壊伝播のバリアとなっている。」

- 2011年東北地方太平洋沖地震の余震については、大きなすべりの領域は震源から南東方向に約20kmの浅い領域に位置しており、この領域は沈み込むフィリピン海プレートの北東限と沈み込む海山に囲まれた場所に位置するため、この地震の破壊の伝播の伝達がフィリピン海プレートと海山によって止められたように見え、大地震の発生場所と規模(震源域の広がり)を海底地形やプレート構造などの地学的要因と関係する可能性があることが分かったとしている。

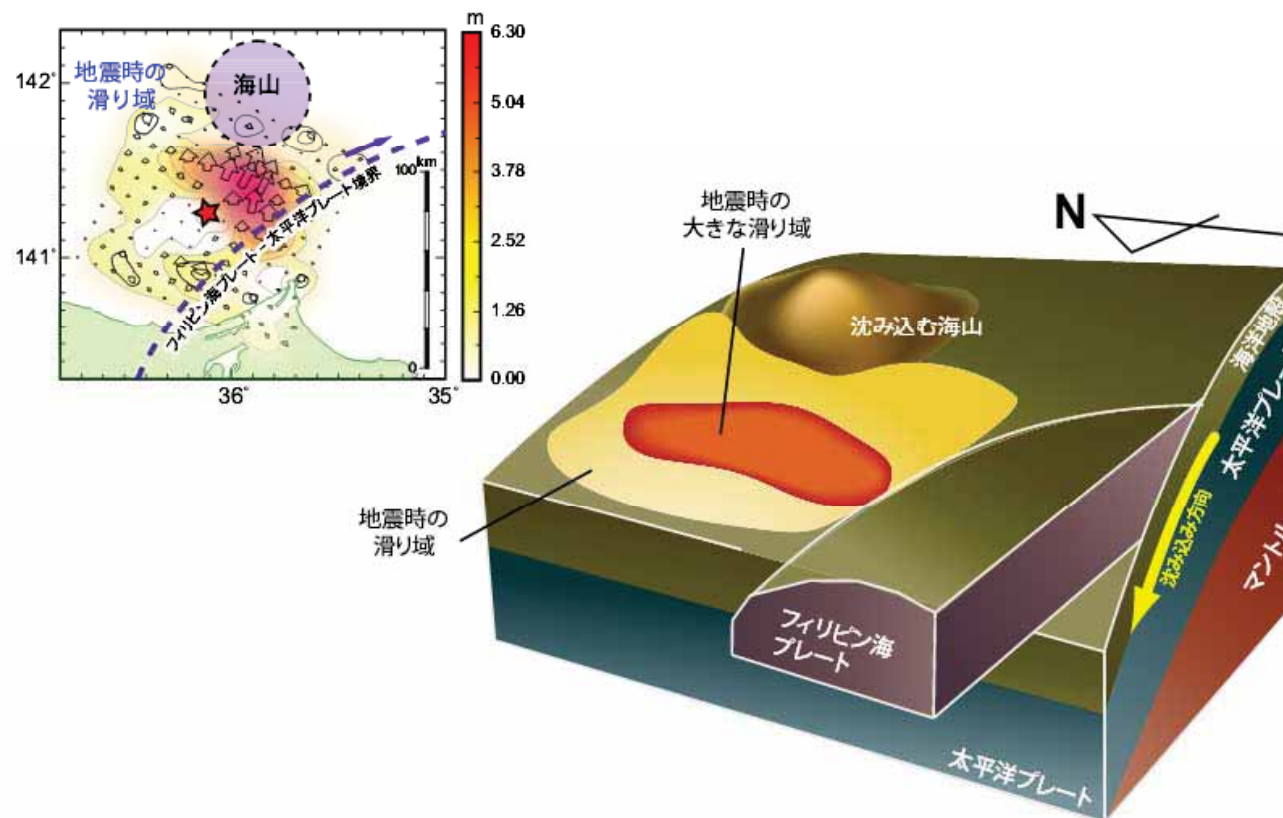


図12 (茨城県沖地震) 2011年茨城県沖の地震(M7.6)震源域の模式図。右上図は、近地強震波形とGNSSデータ解析から求められた断層面上における滑り分布。大きな滑り域が太平洋プレート/フィリピン海プレート境界(青点線)と太平洋プレートとともに沈み込む海山(紫点線)に挟まれた位置にあり、これらの構造の境界が滑りを止めた可能性が考えられる。

(文部科学省測地学分科会(2013))

1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

Wang and Bilek (2014)は、固着の程度と破壊領域について以下の見解を示している。

「固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっている。」

- 機器観測された全ての巨大地震は、滑らかな地形が沈み込む海域で発生している。起伏の激しい地形を伴うプレート境界はクリープしており、超巨大地震を発生しない。
- 沈み込む海山は、起伏の激しい地形の典型例である。海山が沈み込む領域では中小規模の地震を伴うが、大地震を発生する証拠は得られていない。2011年東北地方太平洋沖地震の破壊の南側での停止は、フィリピン海プレートが下盤となる位置ではなく、海山が沈み込む領域で生じた。

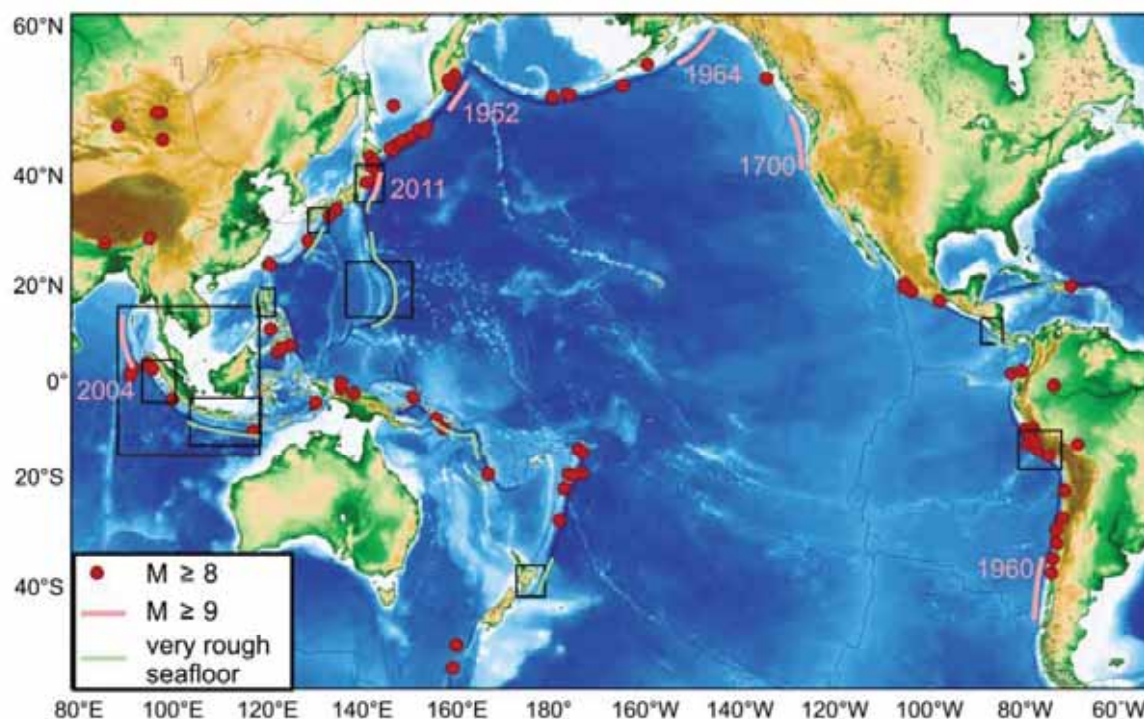


Fig. 1. World map showing general lack of correlation between rugged subducting seafloor and great megathrust earthquakes and showing locations of map areas of Fig. 2 through 10 and 14. Rupture extents of giant ($M_w \geq 9$) events are indicated with pink lines. Epicentre locations of other great ($M_w \geq 8$) events are from the USGS/NOAA catalogue for the time period of 1903–2012.

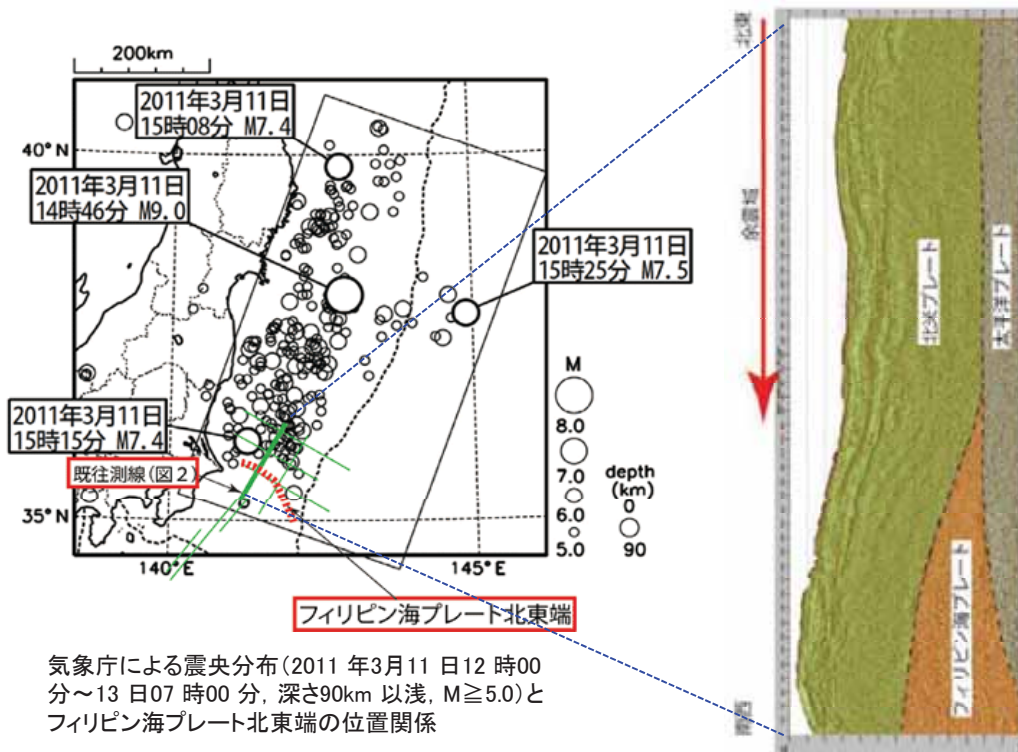
起伏の激しい海底と巨大地震の発生位置の分布

(Wang and Bilek (2014))

1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(破壊領域)

海洋研究開発機構(2012) 及びShinohara et al.(2011)は、破壊領域について以下の見解を示している。
「プレート境界が破壊伝播のバリアとなっている。」

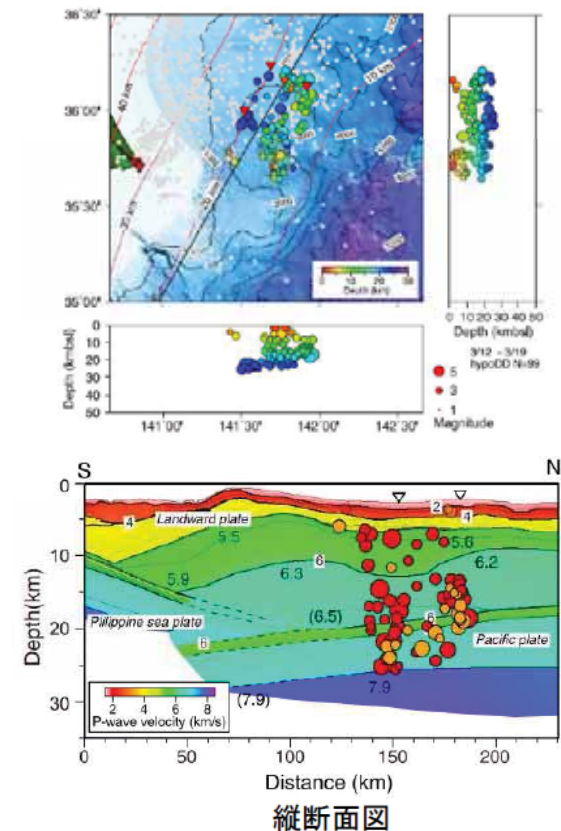
- 海洋研究開発機構(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布はフィリピン海プレート北東端をほぼ南限としており、沈み込む太平洋プレートの上にあるプレートが、北米プレートからフィリピン海プレートに変わる領域において、破壊の南への伝播が止められたとしている。
- Shinohara et al.(2011)は、2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布に関する分析から、フィリピン海プレート北東端の位置と破壊域が一致していることを明らかにするとともに、フィリピン海プレートは、破壊伝播のバリアとして作用する重要な役割を果たす可能性があるとしている。



気象庁による震央分布(2011年3月11日12時00分～13日07時00分、深さ90km以浅、 $M \geq 5.0$)とフィリピン海プレート北東端の位置関係

反射法地震探査に基づく解釈図
房総沖では、銚子付近から南東方向に向って、フィリピン海プレート北東端が太平洋プレートと接している

(海洋研究開発機構(2012)に加筆)



2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布(3月12日-19日)とプレート境界面の位置関係
(Shinohara et al.(2011))

1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(地震のメカニズム)

Hasegawa et al.(2012)は、地震のメカニズムについて以下の見解を示している。

「地震前後で、プレート境界上盤側の応力状態が圧縮状態から引張状態へ変化したことから、三陸沖中部～福島沖に蓄積されていた歪みはほぼ完全に解消された。」

- 2011年東北地方太平洋沖地震の発生前後で、応力状態が変化していることにより、三陸沖中部～福島沖に蓄積されていた歪みはほぼ完全に解消されたと考えられるとしている。

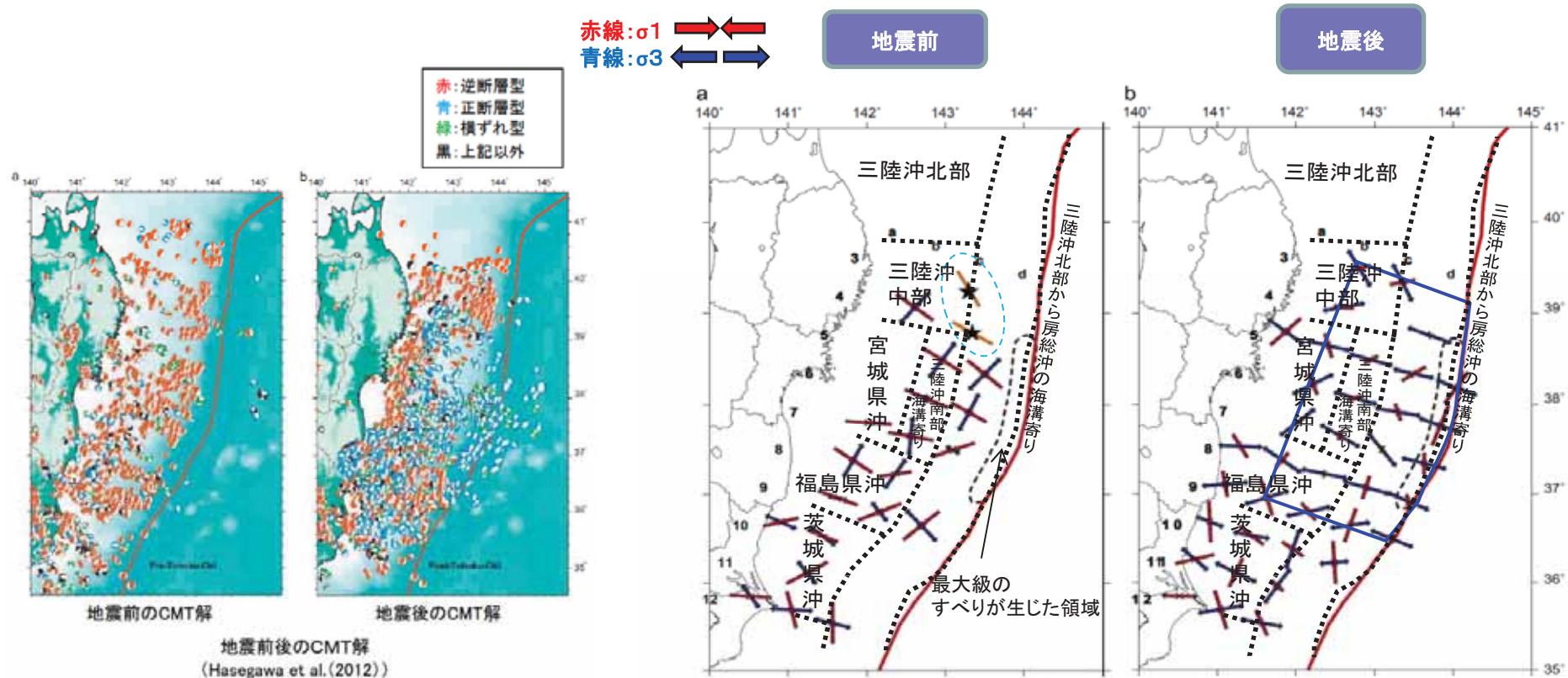


Fig. 6. Orientations of the best-fit σ_1 and σ_3 axes obtained by stress tensor inversions of upper plate events before (a) and after (b) the Tohoku-Oki earthquake. The σ_1 and σ_3 axes are indicated by red and blue arrows, respectively, at each grid node. The lengths of arrows correspond to the plunge of the principal stress axes. Orange bars with stars in (a) show the orientations of the maximum horizontal principal stress axis estimated from borehole breakout at two sites on ODP Leg 186 (Lin et al. 2011). The area of the estimated largest slip is enclosed by a dashed line near the trench axis.

(Hasegawa et al. (2012)に加筆)

1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(巨大地震の発生)

菅原他(2013)及び地震調査研究推進本部(2012)は、巨大地震の発生について以下の見解を示している。

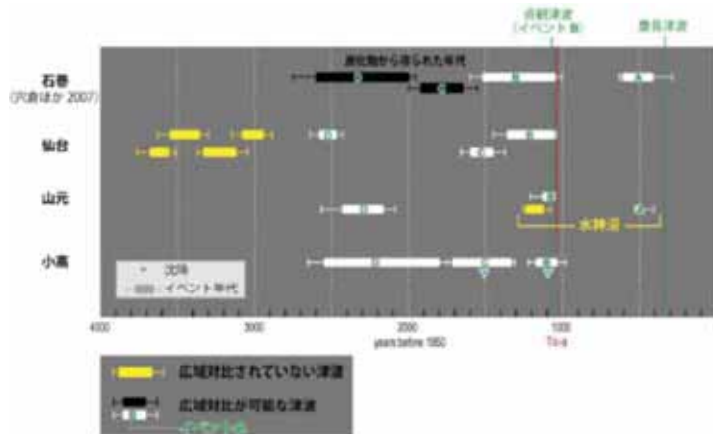
「過去に同規模の巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- 菅原他(2013)に基づけば、貞観869年の津波と2011年東北地方太平洋沖地震の仙台平野における浸水域や津波堆積物の到達限界は殆ど重なる。したがって、過去にも同じ海域で東北地方太平洋沖型の地震と同規模の地震が発生していたと推測される。
- 地震調査研究推進本部(2012)は、東北地方太平洋沖型の地震の特徴のひとつである広い浸水をもたらす津波は、過去2500年間で5回発生していたと確認され、これらの津波をもたらした地震が繰り返し発生したとするとその発生間隔は400年～800年程度で平均発生間隔は600年程度であるとしている。

表2 三陸沖～房総沖で発生した主な地震のマグニチュード等

地震発生領域	地震発生年月日	地震の平均的発生頻度等 注1	地震規模			死傷者数 ^{注5}	
			M 注2	Mt 注3	MW 注4	死者	負傷者
東北地方太平洋沖型の地震	2011/ 3/11 14:46	平均発生間隔は600年程度	9.0 注2	9.1 注3 9.4	9.0	16,019 行方不明 3,805	6,121
	15世紀 869/ 7/13 4-5世紀 紀元前3-4世紀		8.3		8.4～ 注4	多数	—

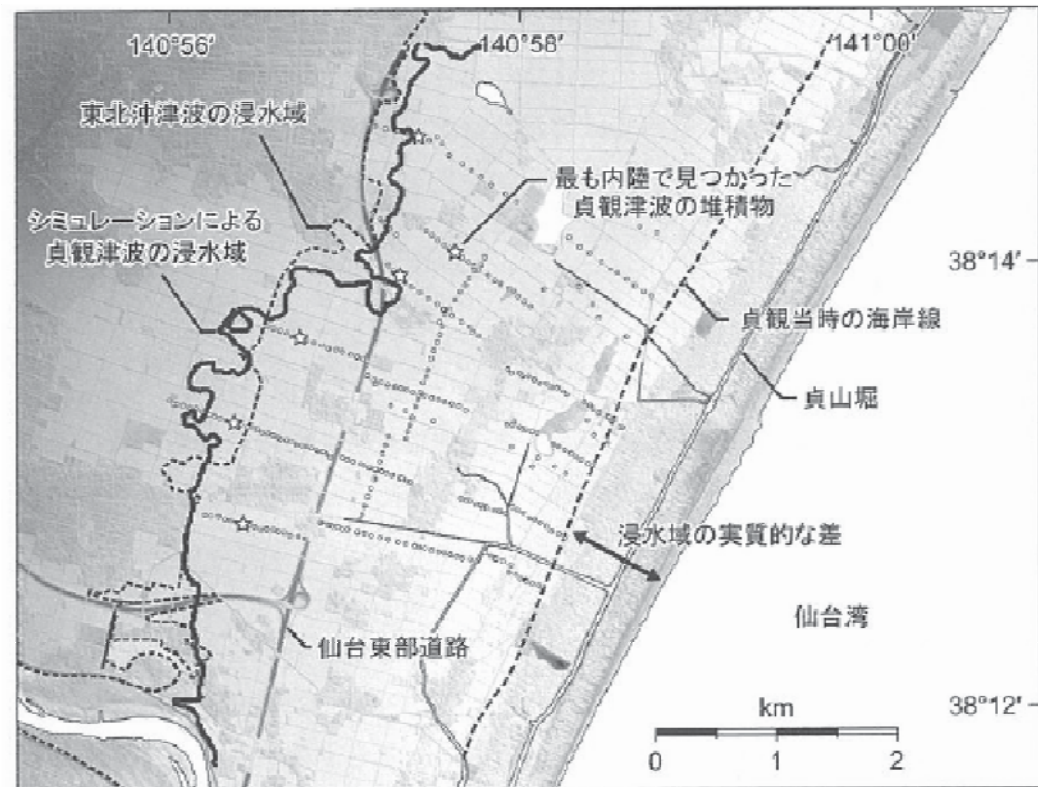
(地震調査研究推進本部(2012))



(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 研究開発局他(2010)に加筆)



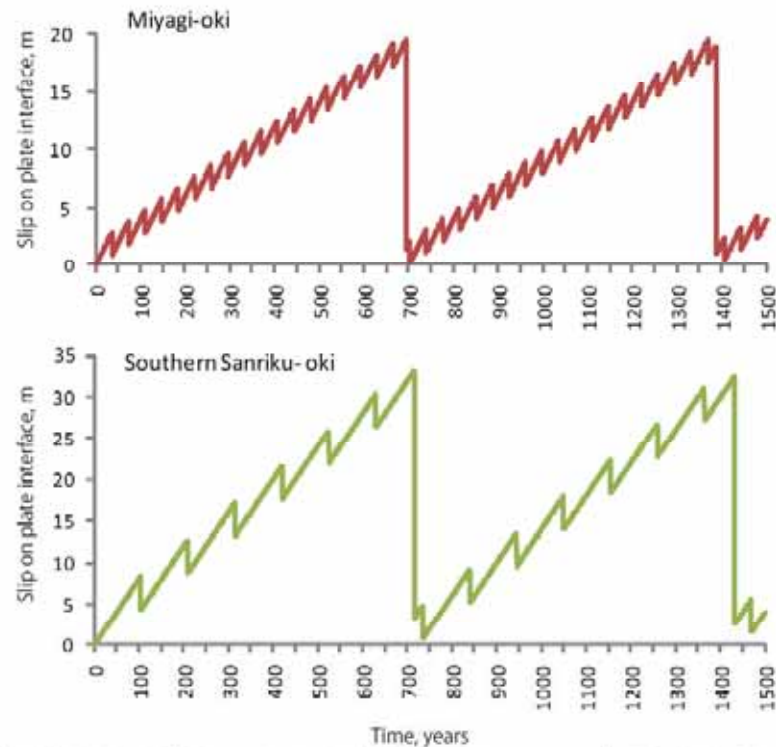
仙台平野における869年の津波と2011年東北地方太平洋沖地震津波の浸水域の比較
(菅原他(2013))

1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(巨大地震の発生)

佐竹(2011)は、巨大地震の発生について以下の見解を示している。

「巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- 頻度の高い中規模地震と数百年に一度の大規模地震の組合せで、プレートの沈み込みに伴う歪みの解放を説明できるモデルを提示しており、すべり残しが2011年型の地震ですべて解放されると仮定すると、そのサイクル(スーパーサイクル)は約700年となるとしている。



第3図 宮城沖(上)と三陸沖南部(下)における地震発生サイクルのモデル。第2図のすべり残しが2011年型の地震ですべて解放されると仮定すると、そのサイクル(スーパーサイクル)は約700年となる。横軸は時間(年)、縦軸はプレート境界におけるすべり(m)を示す。

第1表 日本海溝沿いの各領域における固有地震と2011年型地震のすべり量と発生間隔

Table 1. Size and recurrence intervals of characteristic and 2011-type earthquakes along Japan Trench

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

(佐竹(2011)に加筆)

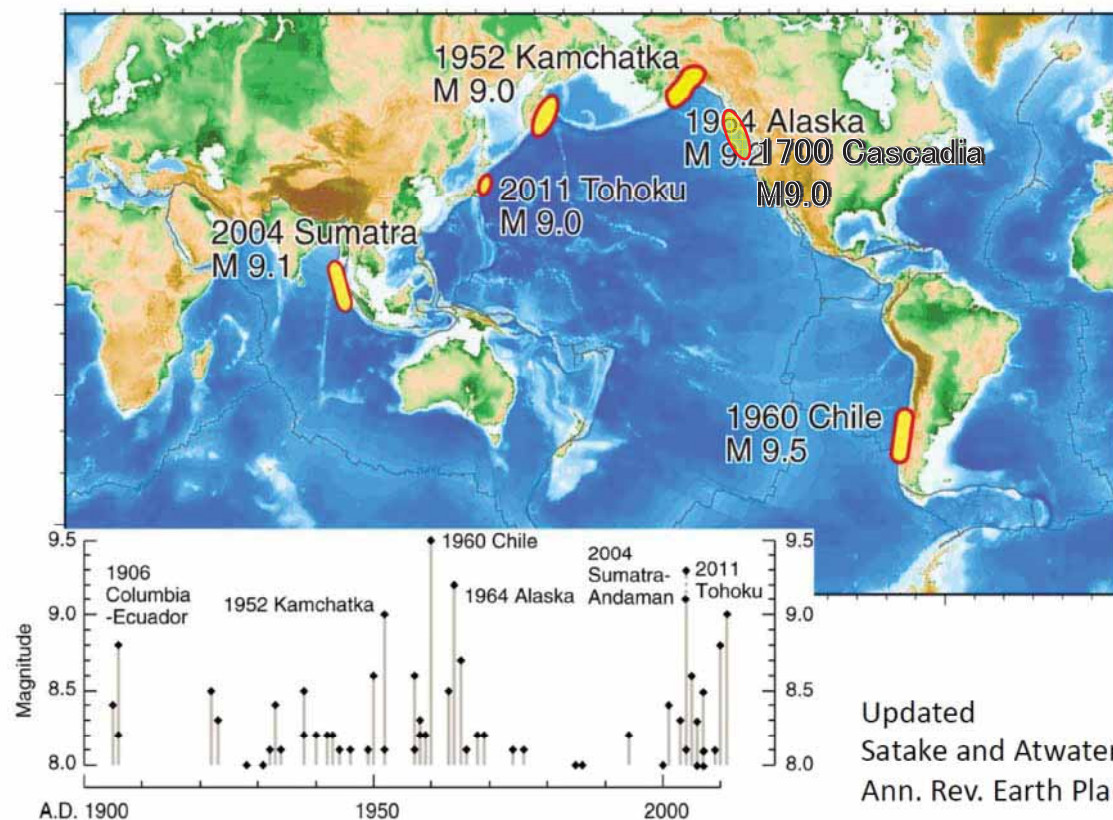
1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(巨大地震の発生)

他機関の文献※1～※6に基づけば、巨大地震の発生について以下の傾向が見られる。

「過去に同規模の巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- プレート間で発生するM9クラスの巨大地震については、数百年間隔で繰返し発生している。

	日本海溝沿いの 巨大地震 (2011年)	カスケード沈み込み帯の 巨大地震 (1700年)	カムチャッカ沖の 巨大地震 (1952年)	チリ沖の 巨大地震 (1960年)	アラスカ沖の 巨大地震 (1964年)	スマトラ沖の 巨大地震 (2004年)
M9クラスの巨大地震 の平均発生間隔	約600年 (※1)	平均約500年(全域の破壊) (※2)	平均100～400年 (※3)	平均約300年 (※4)	平均約600年 (※5)	平均400～500年 (※6)



※1. 地震調査研究推進本部(2012)

※2. 佐竹(2013)

※3. 谷岡(2013)

※4. 宍倉(2013)

※5. Shennan et al.(2007)

※6. Rajendran(2013)

Updated
Satake and Atwater (2007,
Ann. Rev. Earth Planet. Sci.)

(Satake(2012)に加筆)

1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(巨大地震の発生)

当社の検討結果に基づけば、巨大地震の発生について以下の傾向が見られる。

「巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- 他機関の文献で得られた知見に基づくM9クラスの巨大地震の平均発生間隔、プレート相対運動速度及びカップリング係数で概算したすべり量と地震時すべり量には調和的な関係がある。

	カスケード沈み込み帯の 巨大地震※ (1700年)	カムチャッカ沖の巨大地震※ (1952年)	チリ沖の 巨大地震※ (1960年)	アラスカ沖の 巨大地震※ (1964年)	スマトラ沖の 巨大地震※ (2004年)
マグニチュード(M)	9.0	9.0	9.5	9.2	9.1
M9クラスの巨大地震の平均 発生間隔①	平均約500年 (全域の破壊)	平均100～400年	平均約300年	平均約600年	平均400～500年
プレート相対運動速度②	3.2～3.8cm/年	6.9～8.4cm/年	6.3～7.5cm/年	2.2～5.2cm/年	1.6～4.4cm/年
カップリング係数③	1.0	0.5	1.0	0.6	0.5～1.0
概算のすべり量(A) (①, ②, ③より算出)	500年間で16～19m	100年間で3.5～4.2m 400年間で14～17m	385年間で24～29m 128年間で8～10m	600年間で8～19m 1000年間で13～31m	500年間で4～22m



地震時すべり量(a)	最大19m 平均14m	最大11.4m 平均3.2m	最大25～30m 平均11m	最大22m 平均8.6m	最大23m 平均8.6m
------------	----------------	-------------------	-------------------	-----------------	-----------------

※本資料42～48頁参照

1.2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(地震調査研究推進本部の評価)

- 地震調査研究推進本部(2012)は、次の東北地方太平洋沖型の地震は、過去に発生した地震の規模から、少なくとも宮城県沖と三陸沖南部海溝寄りから福島県沖にかけての領域に連動してMw8.4程度、さらに震源域が広がり、東北地方太平洋沖地震と同様にMw9.0前後になる可能性があるとしている(左表)。
- 地震調査研究推進本部(2012)は、次の東北地方太平洋沖型の地震の発生確率を算出(2012年1月1日を起点として、BPT分布モデルに平均発生間隔600年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.24$ を適用)し、今後100年以内の発生確率はほぼ0%と評価している。
- 地震調査研究推進本部(2014)は、「東北地方太平洋沖型の地震」の想定波源領域を三陸沖中部から茨城県沖、その地震規模をMw9.0として、地震ハザードを評価している(右図)。

表4-1 次の東北地方太平洋沖型の地震の発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 ^{注1}	備考	評価の信頼度 ^{注2}
今後10年以内の発生確率	ほぼ0%	津波堆積物調査で判明した過去3000年で4回の津波をもたらした地震及び2011年東北地方太平洋沖地震より、BPT分布モデルに平均発生間隔600年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.24$ (データから最尤法により求めた値)を適用して算出した。	C
今後20年以内の発生確率	ほぼ0%		
今後30年以内の発生確率	ほぼ0%		
今後40年以内の発生確率	ほぼ0%		
今後50年以内の発生確率	ほぼ0%		
今後100年以内の発生確率	ほぼ0%		
今後300年以内の発生確率	0.2%程度		
集積確率	ほぼ0%		
地震後経過率	0.00	経過時間0.8年を発生間隔600年で除した値。	
次の地震の規模	Mw8.4 ~9.0	過去に発生した地震のM _h , M _w を参考にし、総合的に判断した。	C

注1：評価時点は全て2012年1月1日現在。

注2：評価の信頼度は、評価に用いたデータの量的・質的な充足性などから、評価の確からしさを相対的にランク付けしたもので、AからDの4段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。

A：(信頼度が)高い B：中程度 C：やや低い D：低い

評価の信頼度は、想定地震の発生領域、規模、発生確率のそれぞれの評価項目について与える。発生確率の評価の信頼度は、地震発生の可能性を表すのではなく、確率の値の確からしさを表すことに注意する必要がある。なお、規模及び発生確率の信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細な方法については(付表)を参照のこと。

B：想定地震と同様な過去の地震の規模から想定規模を推定した。過去の地震データが多くなく、規模の信頼性は中程度である。

C：規模を過去の事例からでなく地震学的知見から推定したため、想定規模の信頼性はやや低い。

D：規模を過去の事例からでなく地震学的知見から推定したが、地震学的知見も不十分で想定規模の信頼性は低い。

発生確率の評価の信頼度

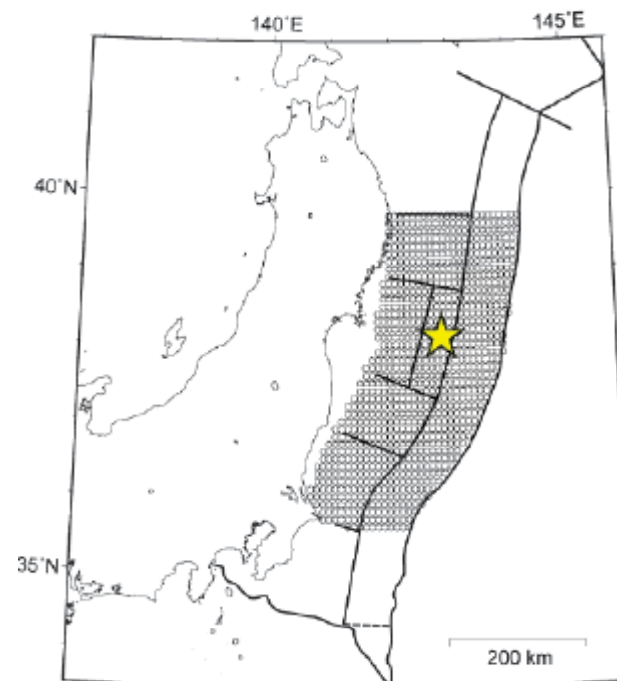
A：想定地震と同様な過去の地震データが比較的多く、発生確率を求めるのに十分な程度あり、発生確率の値の信頼性は高い。

B：想定地震と同様な過去の地震データが多くはないが、発生確率を求める程度にあり、発生確率の値の信頼性は中程度である。

C：想定地震と同様な過去の地震データが少なく、必要に応じて地震学的知見を用いて発生確率を求めたため、発生確率の値の信頼性はやや低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。

D：想定地震と同様な過去の地震データがほとんど無く、地震学的知見等から発生確率の値を推定したため、発生確率の値の信頼性は低い。今後の新しい知見により値が大きく変わり得る。

(地震調査研究推進本部(2012)に加筆)

確率論的地震動予測地図の作成に用いた
「東北地方太平洋沖型の地震」の断層面
(地震調査研究推進本部(2014))

1. 文献調査

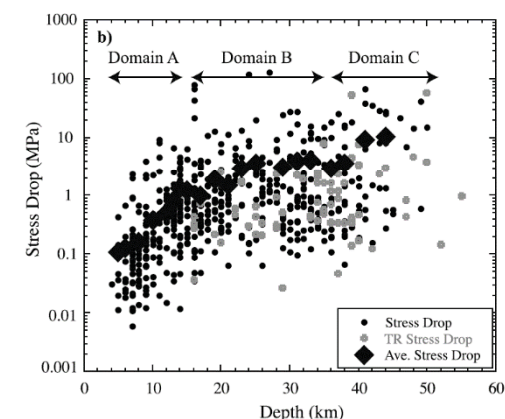
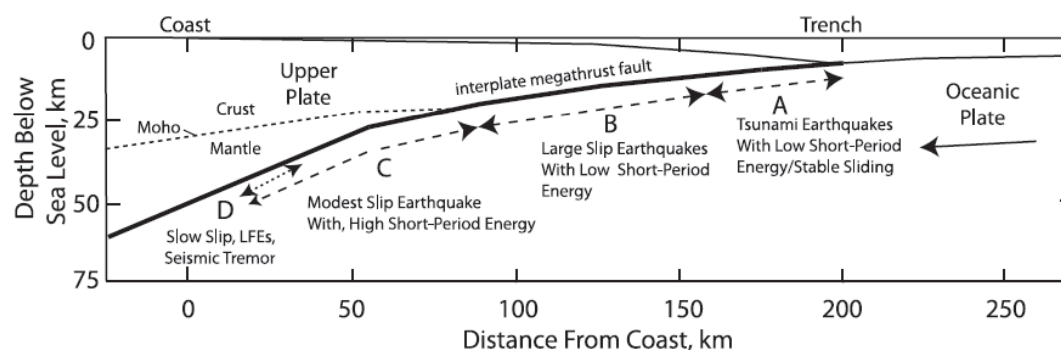
1.3 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見

1.3 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(プレート境界の領域区分)

Lay et al.(2012)は、世界の巨大プレート間地震(メガスラスト地震)の放射特性を分析し、以下の見解を示している。

「プレート境界には地震動や津波を発生させる領域が存在する。」

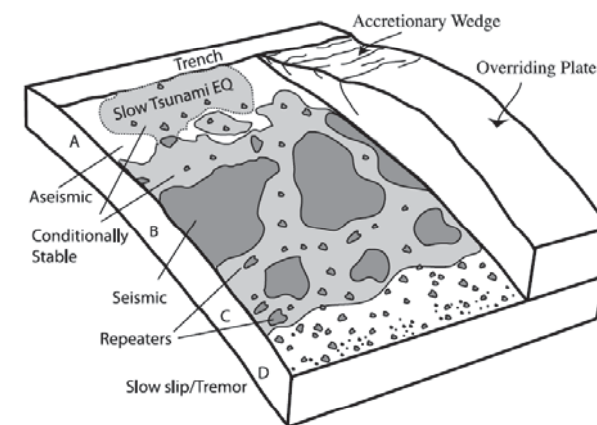
- ・ 海溝軸付近の領域Aは、地震動はほとんど生成しないが、津波発生に強く寄与する。
- ・ 領域B及びCでは領域Aより大きな応力降下がみられ、応力を蓄積していると考えられる。



世界の地震から求めた領域ごとの応力降下量

プレート境界の領域区分と特徴

領域	特徴
領域A (海溝から海面下約15kmまで)	・ 非地震性すべりと津波地震時の大きなすべり ・ 長いライズタイムと小さな破壊伝播速度
領域B (海面下15-30km)	・ 大きなすべりと中規模な短周期エネルギー放出
領域C (海面下35-55km)	・ 中程度のすべりと大規模な短周期エネルギー放出

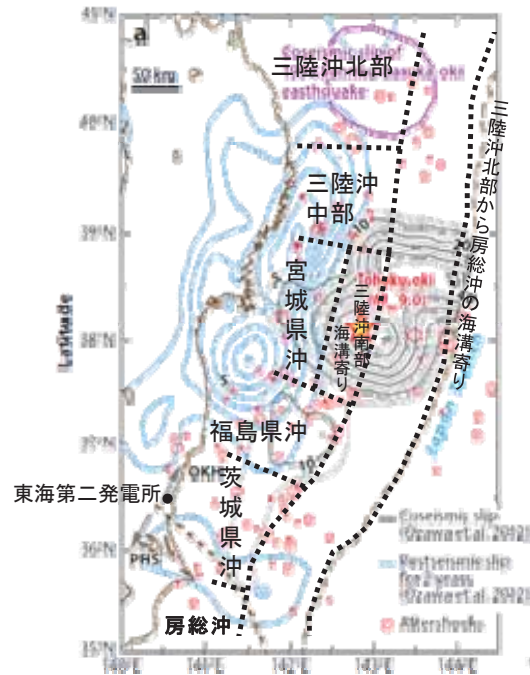


(Lay et al.(2012))

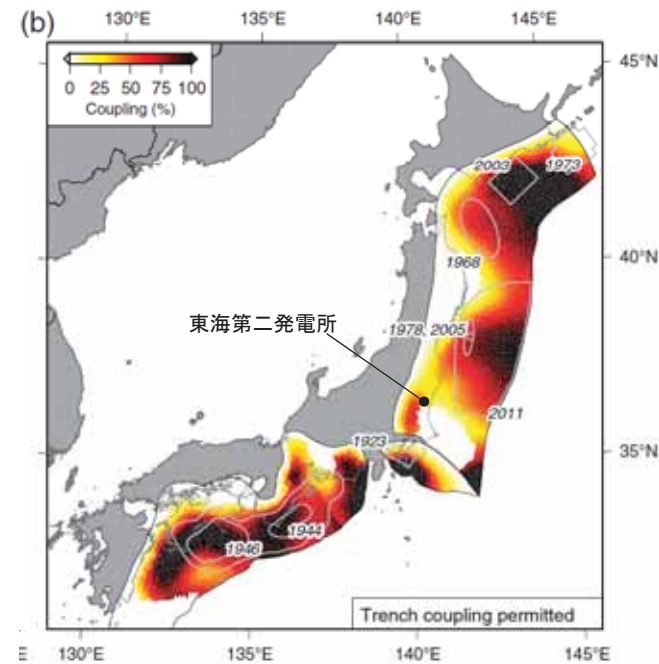
1.3 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(固着の程度とすべり)

Loveless and Meade(2015)は、海溝軸付近の固着の程度とすべりの関係について、以下の見解を示している。
「海溝軸付近のすべりの大きさは固着の程度と対応している。」

- 海溝軸付近も固着していると仮定すれば、東北地方太平洋沖地震における海溝軸付近のすべり量分布は固着により説明できる。固着の弱い領域は、破壊のバリアとして作用すると考えられる。



陸上・海上のGPS及び水圧計データに基づく2011年東北地方太平洋沖地震のすべり量分布(黒線)
(Ozawa et al. (2012)に加筆)



海溝軸付近の固着を許容したときのプレート間カップリング率の分布(Loveless and Meade (2015))

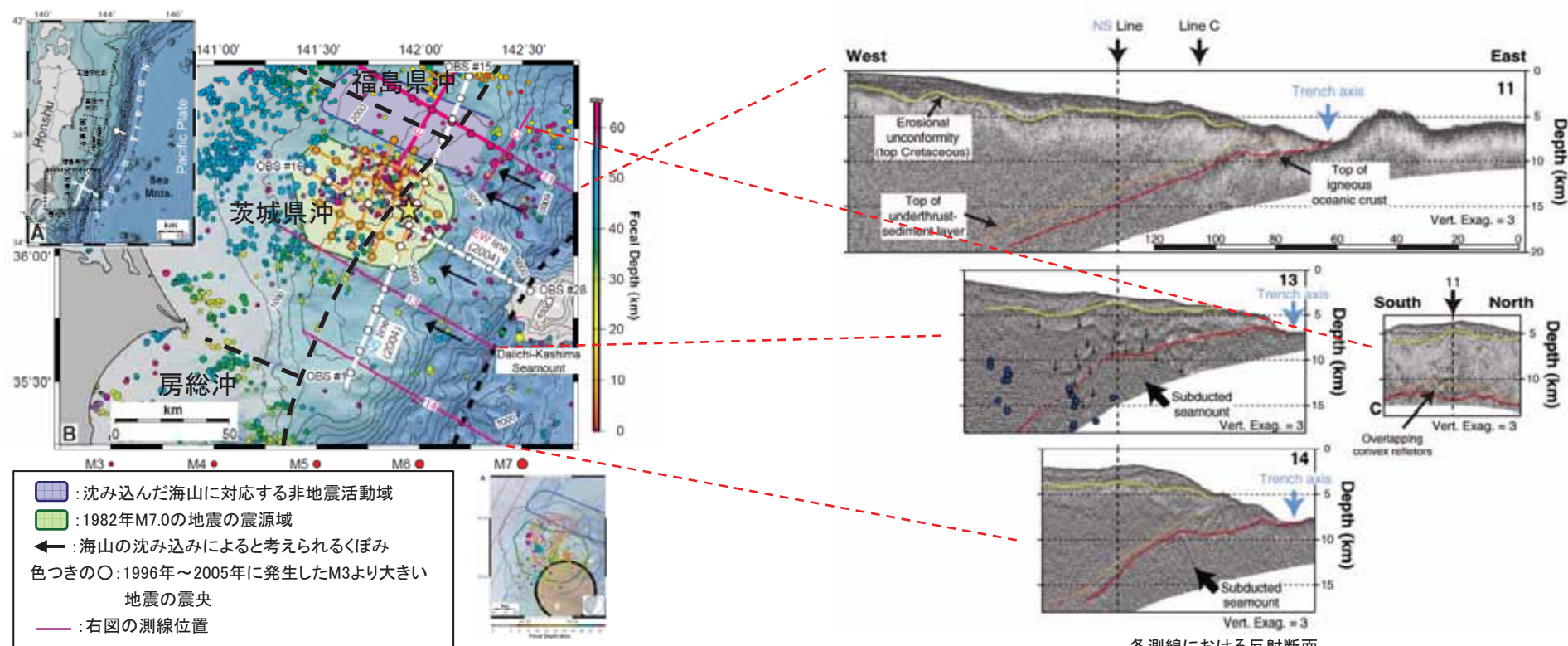
1.3 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

Mochizuki et al. (2008) 及び望月 (2011) は、固着の程度と破壊領域について以下の見解を示している。

「固着の程度が小さい領域が破壊伝播のバリアとなっている。」

「茨城県沖北端付近では、海溝軸から海山が沈み込んでいることが確認されており、このことが固着を弱くしている。」

- ・ 海山上のプレート境界はこれまで予測されていた性質とは異なり、固着強度が弱い。すなわち海山自身はアスペリティにはならない。
- ・ 茨城県沖北端付近の複数の海山が沈み込んだ領域ではプレート境界面上に海溝軸から堆積物が沈み込んでいることが確認されており、このことがプレート境界における固着を弱くしている(したがって地震が発生しない)。この非活発帯は海山の沈み込みによってプレート境界に接する下部地殻が削り取られ、そこに堆積物がたまっているために地震活動が非活発になっている。過去に海山の通った痕跡がアスペリティの境界になっている可能性がある。
- ・ 複数の海山が沈み込んだ領域は反射断面において、沈み込んだ海山が知られる位置と同程度に上に凸な堆積層が連続することから、複数の沈み込んだ海山の軌跡と解釈されている。
- ・ 南側の沈み込む海山上のプレート境界では地震が発生しておらず、海山の麓周辺でM7程度の地震が集中的に発生している。この海山の沈み込みに伴って上盤側底部が破壊されることによって歪エネルギーを蓄えることができないために地震活動が非活発である可能性が考えられる。



複数の海山が沈み込んだ領域と地形及び地震活動の関係

各測線における反射断面

(Mochizuki et al. (2008) に加筆)

1.3 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(ダイナミックオーバーシュート)

Ide et al.(2011)は, 2011年東北地方太平洋沖地震の地震波の解析に基づき, 以下の見解を示している。

「海溝軸付近のすべりの大きさは固着の程度よりも大きくなる場合がある(ダイナミックオーバーシュート)。」

- 2011年東北地方太平洋沖地震は, 2つの破壊モードからなる。つまり, 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である。
- 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。

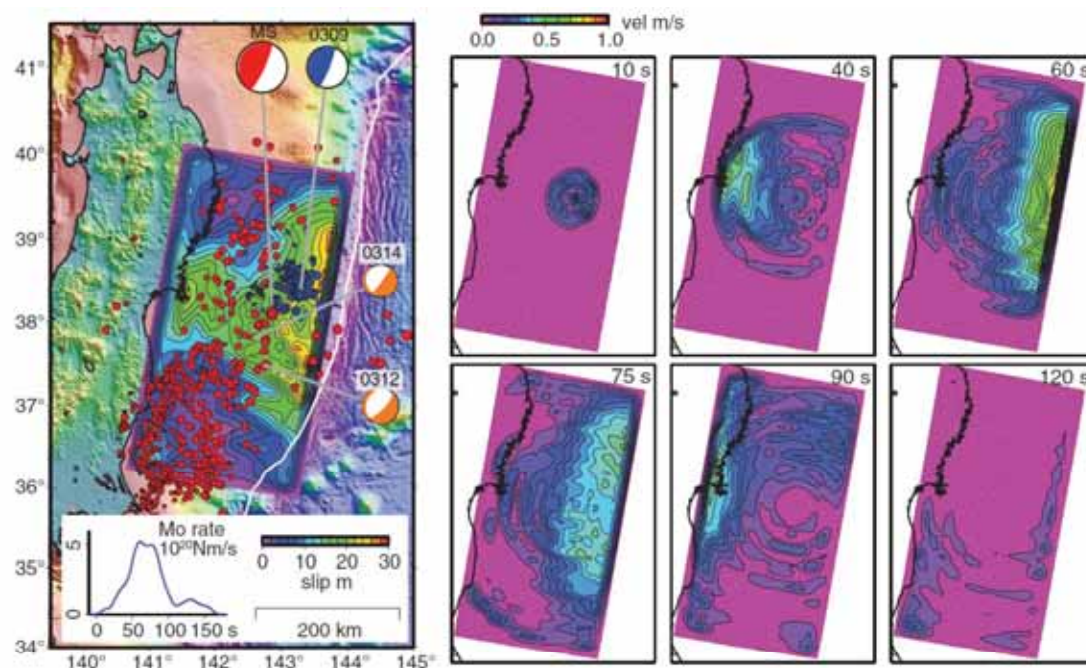
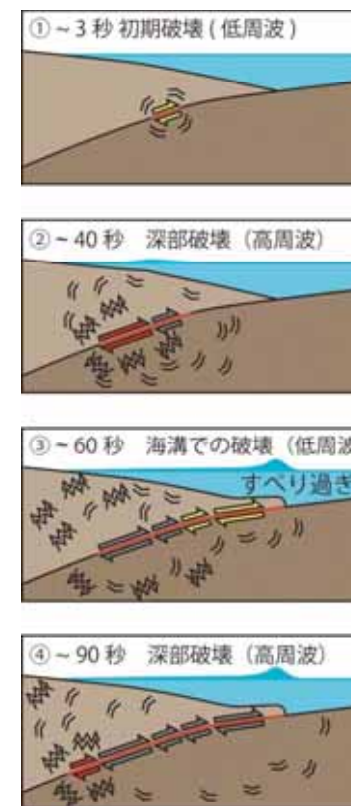


Fig. 1. The total slip distribution (left) and snapshots of the slip-rate distribution at six different times (right). Blue/white (0309), red/white (MS), and orange/white circles (0312 and 0314) show focal mechanisms of the foreshock on 9 March (M_w 7.3), the mainshock, and two aftershocks with opposite mechanism on 12 March (M_w 6.5) and 14 March (M_w 6.1), connected to their epicenters with gray lines. Circles are epicenters determined by the Japan Meteorological Agency. Smaller red circles are the mainshock (star) and aftershocks; smaller blue circles are the largest foreshock (star) and foreshocks. The fault plane is 440 by 220 km. A blue curve in the inset shows the global-moment rate function, which is the moment rate observed in the far-field perpendicular to the fault.

(左図)コンター: 総すべり量の分布, 0309: 前震(M_w 7.3)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 M_w 6.5, M_w 6.1)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))



時間ごとの破壊過程の模式図(井出(2011))

1.3 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(ダイナミックオーバーシュート)

Tsuiji et al.(2012,2013)は、2011年東北地方太平洋沖地震の震源域周辺の海底構造を分析し、以下の見解を示している。

「海溝軸付近のすべりの大きさは固着の程度よりも大きくなる場合がある(ダイナミックオーバーシュート)。」

- ・ 巨大津波が発生した宮城沖では、陸側プレートが伸張した結果、隆起域付近から陸に向かって傾斜する正断層が形成されている。
- ・ 水深3500m付近にある正断層では、地震直後の2011年8月は非常に高かった温度(熱流量)が、1年後の2012年8月には通常の温度に下がっていた。これは本震時に、正断層が活動したことを示唆している。
- ・ こうした正断層は、オーバーシュートの結果として生じ地形に残存する。また、バックストップ位置が海溝軸近くに達している領域に対応している。こうした特徴は、巨大津波を発生する位置の指標となるものである。

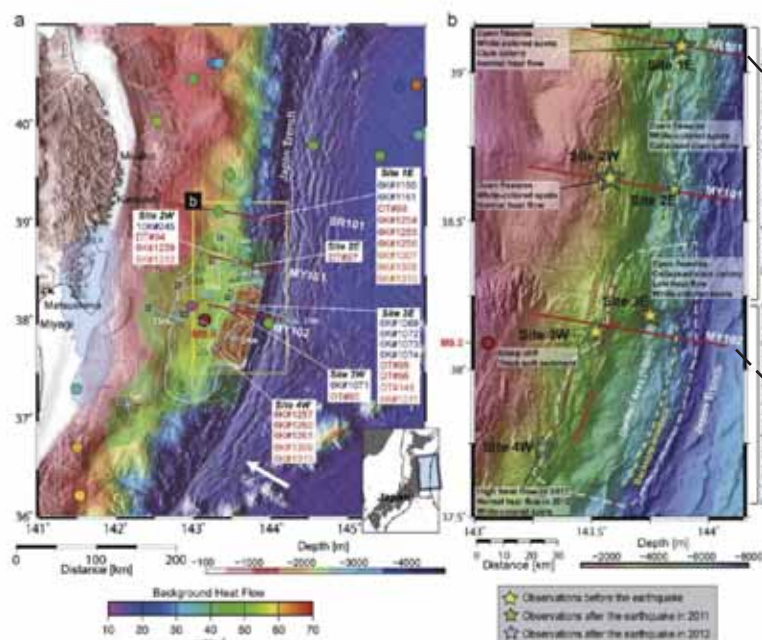
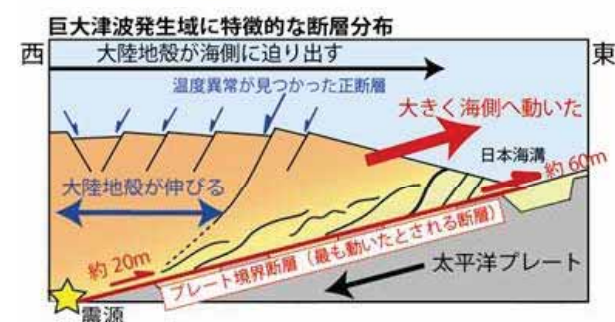
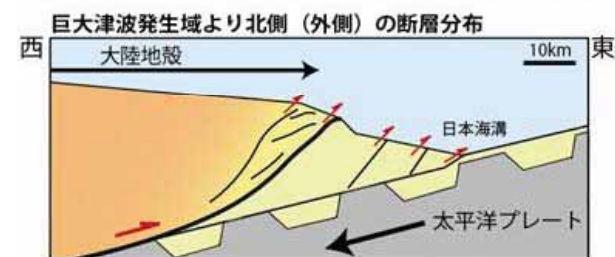
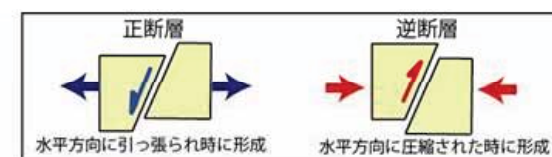


Fig. 1. Index maps for the 2011 Tohoku-oki earthquake in the Japan Trench (JCE, JAMSTEC, 2011). (a) Blue and white contour lines are subsidence and uplift, respectively, estimated from tsunami inversion (Fuji et al., 2011), with contour intervals of 0.5 m (subsidence) and 1.0 m (uplift). Blue arrows indicate dynamic seafloor displacement observed at seafloor observatories (Kido et al., 2011; Sato et al., 2011). Red lines are locations of seismic profiles (SR101, MV101, and MV102) shown in Fig. 2. Stars indicate diving sites and are labeled with dive numbers of pre-earthquake observations (blue numerals) and post-earthquake observations in 2011 (red numerals) and in 2012 (orange numerals). Background heat flow values measured before the 2011 earthquake are displayed as colored dots (Vainano et al., 2008; Kimura et al., 2012). (b) Enlarged map around the diving sites, corresponding to the yellow rectangle in panel (a). Red dashed lines indicate seafloor traces of normal faults (i.e., ridge structures). Yellow dashed lines indicate estimated locations of the backstop interface. The white dashed line indicates the boundary of the area of significant seafloor uplift (> 9 m uplift) and also the tsunami generation area (Fuji et al., 2011), corresponding to the reddish-brown area in panel (a). Observations made during the post-earthquake dives are described in panel (b).

(左図) 青コンター: 津波インバージョンに基づく沈降量, 白コンター: 津波インバージョンに基づく隆起量, 赤線: 調査断面, ○: 地震前の熱流量
(右図=拡大図) 赤線: 正断層の海底トレース, 黄破線: バックストップ(固結した付加体)の前面位置, ☆: 潜航調査地点
(Tsuiji et al.(2013)に加筆)



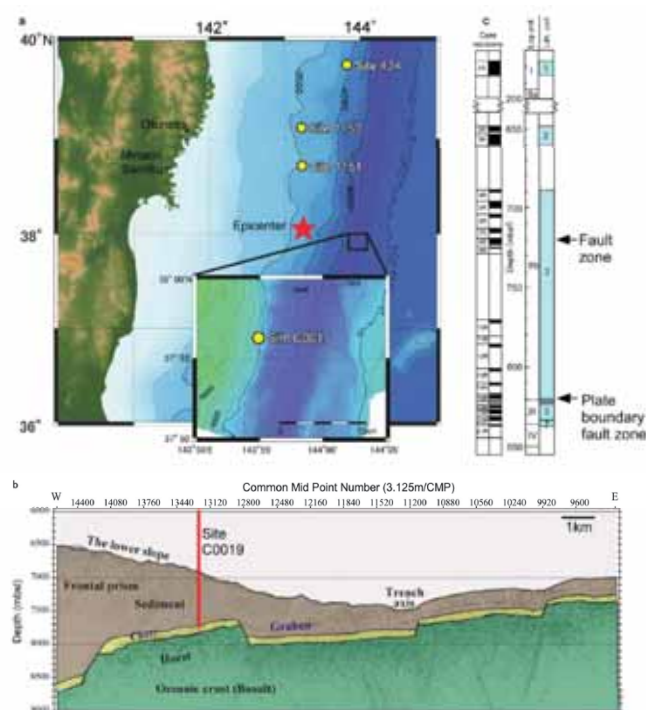
巨大津波発生域(下)とその北側(上)の海溝軸付近における断面の模式図
太い黒線はバックストップ前面

(九州大学(2013))

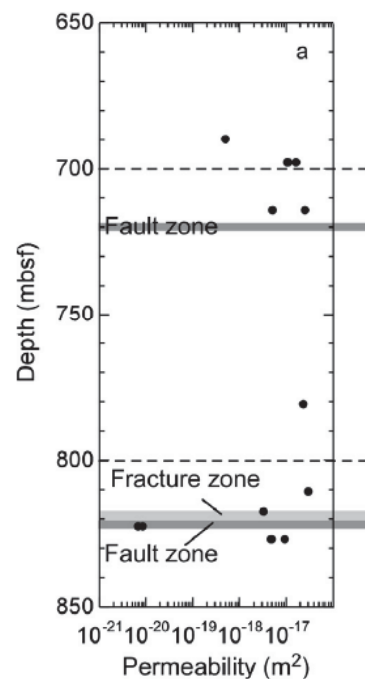
1.3 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(ダイナミックオーバーシュート)

Tanikawa et al. (2013) 及び Ujiie et al. (2013) は、2011年東北地方太平洋沖地震の震源域周辺からドリリングにより採取した試料を分析し、以下の見解を示している。
「ダイナミックオーバーシュートは、プレート境界面に存在する遠洋性粘土に起因する摩擦の低下 (thermal pressurization) による。」

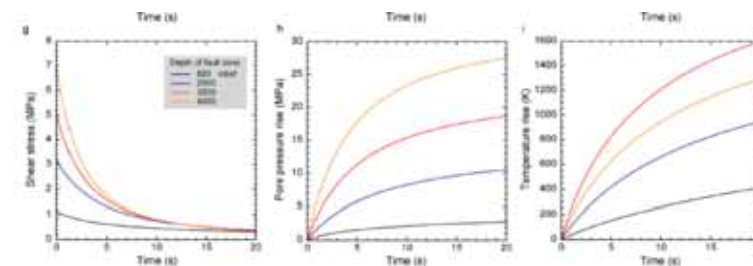
- Tanikawa et al. (2013) は、以下の見解を示している。
 - ✓ 地震断層のすべりに伴う摩擦発熱により流体の圧力が増加 (thermal pressurization) し、大きなすべり摩擦係数低下を引き起こすことにより、浅部プレート境界断層までの大きな滑りにつながると考えられる。
 - ✓ プレート境界断層はスメクタイトに富む透水性の低い遠洋性粘土 (pelagic clay) により構成される。これは、断層内部で流体の移動が難しいことから、摩擦発熱によって一時的に増加した流体圧が長時間保持されるため、すべり摩擦係数の低下が促されることを示唆している。
 - ✓ 実験結果をもとに、数値モデリングによって間隙水圧 (プレート境界面にある地下水等の圧力) の変化を計算したところ、プレート境界断層浅部では、すべりとともに流体圧が急激に上昇し、摩擦が低下することが分かった。
- Ujiie et al. (2013) は、以下の見解を示している。
 - ✓ 高速すべり (1.3 m/s) の条件下での実験から、含水状態の方が破壊に要するエネルギーは遙かに小さく、地震破壊はより伝播しやすい。
 - ✓ これは、豊富なスメクタイトが水を含むことと thermal pressurization 効果により説明できる。この振る舞いは、プレート間浅部の非常に大きなすべりに説明を与えるものである。日本海溝の試料では、断層間物質の85%が海洋性粘土で、鉱物の78%がスメクタイトであった。



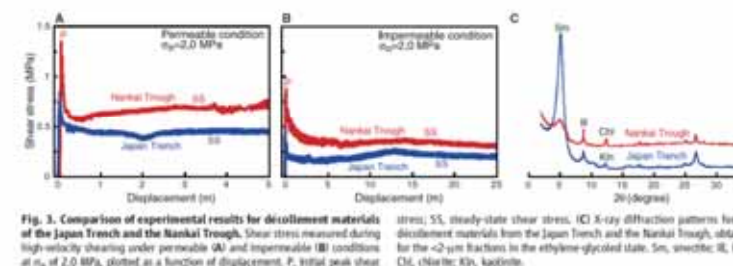
ドリリング調査による試料採取位置の分布
(Tanikawa et al. (2013))



コアの深さと透水係数
(Tanikawa et al. (2013))



数値実験による摩擦応力・間隙水圧・温度の関係
(Tanikawa et al. (2013))



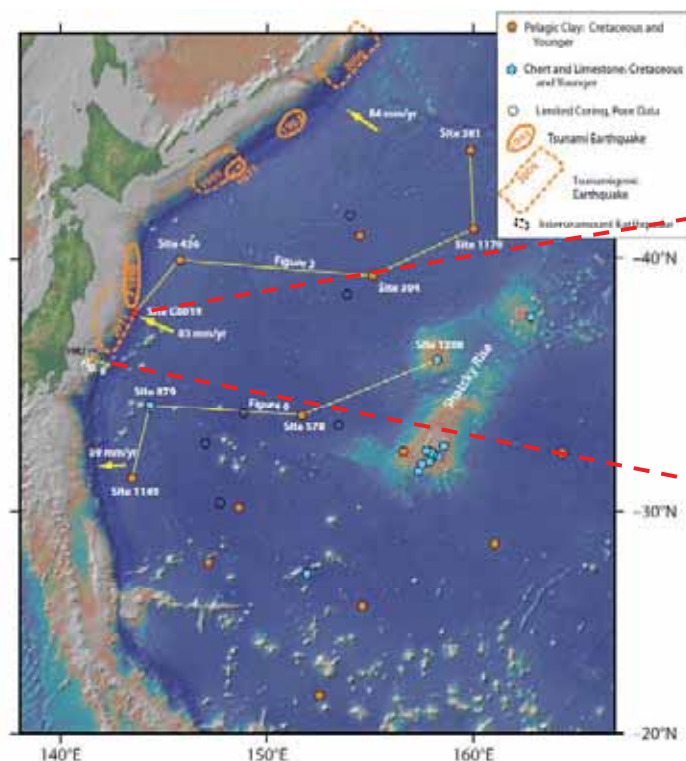
含水・非含水条件の実験におけるすべり量とせん断
応力の関係、及び断層間物質のX線散乱パターン
(Ujiie et al. (2013))

1.3 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(ダイナミックオーバーシュート)

Moore et al.(2015) 及び Chester et al.(2013) は、2011年東北地方太平洋沖地震の震源域周辺からドリリングにより採取した試料を分析し、以下の見解を示している。

「茨城県沖北端付近では、海溝軸から海山が沈み込んでいることが確認されており、沈み込んだ海山が遠洋性粘土層を分断している。」

- プレート境界断層はスメクタイトを含む遠洋性粘土 (pelagic clay) 層の上端に発達しており、2011年東北地方太平洋沖地震の震源域浅部では最大でも約 5m という狭い領域に変形が集中している。この粘土層は地震時及び地震間いずれの期間でも、周囲の堆積層より弱く、津波を伴う地震の因子となっている可能性がある。
- 2011年東北地方太平洋沖地震の震源断層浅部では、遠洋性粘土層がプレート境界に沿って連続的に分布するため、すべりが妨げられない。それに対し、破壊領域の南側では沈み込んだ海山が遠洋性粘土層を分断するため、浅部でのすべりの連続を妨げ、津波を抑制する。



ドリリング調査による試料採取位置の分布
オレンジ色の丸: 遠洋性粘土を含む、水色の丸: 遠洋性粘土を含まない。
(Moore et al.(2015)に加筆)

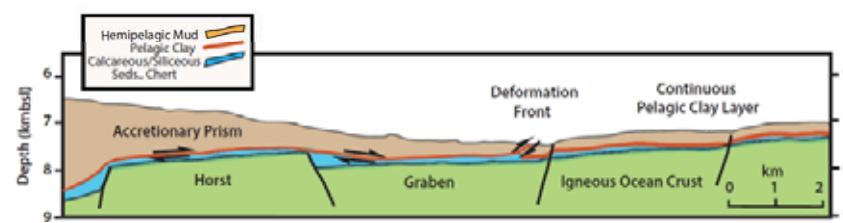


Figure 7. Tohoku earthquake shallow slip model showing localization of plate boundary faulting along pelagic clay as observed in the tsunamigenic Tohoku earthquake. Uninterrupted slip is fostered by the continuity of the weak pelagic clay layer and minimal overburden, in spite of the horsts and grabens on the incoming oceanic crust (kmbs—kilometers below sea level; Seds.—sediments).

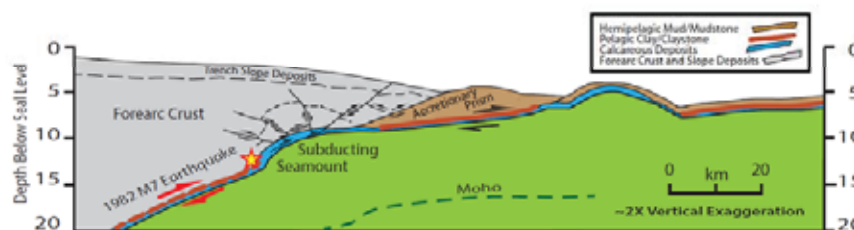


Figure 8. Seamount-induced compartmentalized earthquake failure: cross section is subduction of oceanic crust with carbonate-covered seamounts interspersed between regions of pelagic clay (Mochizuki et al., 2008). The 1982 earthquake initiated at the edge (star) of the subducting seamount. The earthquake propagated downdip away from the seamount and did not produce a significant tsunami. Here, similar ~M7 earthquakes repeat about every 20 yr (Mochizuki et al., 2008). The lack of ~M7 earthquakes centered on the seamount suggests that its weak interplate coupling is associated with distributed deformation of the seamount and overlying forearc crust during the interseismic period (Wang and Bilek, 2014). The geometry of the upper plate rock units is generalized from Tsuru et al. (2002) and von Huene et al. (1994).

ドリリング調査結果より推定した宮城県沖(上)と茨城県沖(下)のプレート境界付近の地質構造(Moore et al.(2015))

1. 文献調査

1.4 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見

1.4 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見(巨大地震の発生)

当社の検討結果に基づけば、巨大地震の発生について以下の傾向が見られる。

「巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- 他機関の文献で得られた知見に基づくM9クラスの巨大地震の平均発生間隔、プレート相対運動速度及びカップリング係数で概算したすべり量と地震時すべり量には調和的な関係がある。

	カスケード沈み込み帯の 巨大地震 (1700年)	カムチャッカ沖の巨大地震 (1952年)	チリ沖の 巨大地震 (1960年)	アラスカ沖の 巨大地震 (1964年)	スマトラ沖の 巨大地震 (2004年)
マグニチュード(M)	9.0	9.0	9.5	9.2	9.1
M9クラスの巨大地震の平均 発生間隔①	平均約500年 (全域の破壊)	平均100～400年	平均約300年	平均約600年	平均400～500年
プレート相対運動速度②	3.2～3.8cm/年	6.9～8.4cm/年	6.3～7.5cm/年	2.2～5.2cm/年	1.6～4.4cm/年
カップリング係数③	1.0	0.5	1.0	0.6	0.5～1.0
概算のすべり量(A) (①, ②, ③より算出)	500年間で16～19m	100年間で3.5～4.2m 400年間で14～17m	385年間で24～29m 128年間で8～10m	600年間で8～19m 1000年間で13～31m	500年間で4～22m



地震時すべり量(a)	最大19m 平均14m	最大11.4m 平均3.2m	最大25～30m 平均11m	最大22m 平均8.6m	最大23m 平均8.6m
------------	----------------	-------------------	-------------------	-----------------	-----------------

1.4 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見(カスケード沈み込み帯の巨大地震)

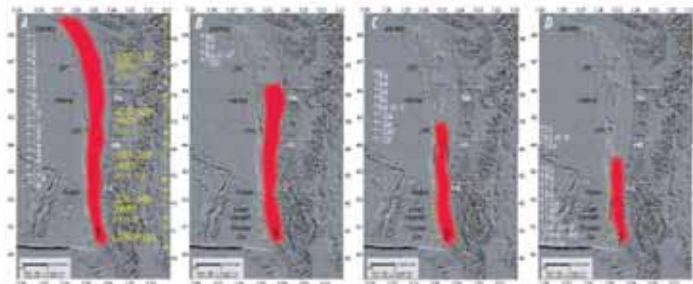
	数値	出所・備考
平均発生間隔①	平均約500年	佐竹(2013b)
プレート相対運動速度②	3.2-3.8cm/年	McCaffrey(2008)
カップリング係数③	1.0(地震学的) 1.0(測地学的)	Scholz and Campos (2012)
すべり量の蓄積(A)	500年間で16~19m	(A) = ① × ② × ③ (③ = 1.0とした)



地震時すべり量(1700年) (a)	最大19m 平均14m	Satake et al.(2003)
--------------------	----------------	---------------------

【平均発生間隔①】

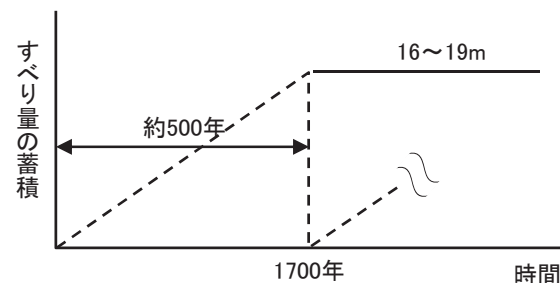
最新のタービダイトと沿岸地質データの対比によると、過去約1万年間に発生した41回の地震の平均間隔は約240年だが、このうち1700年地震のようにカスケード沈み込み帯全域を破壊したM9クラスの地震の数は約半分とされている。⇒ **約500年間隔**



第4図 沿岸と深海で得られた古地震痕跡から推定される大地震の震源域。Aはカスケード沈み込み帯全域が破壊するもので、19回記録されている。Bは4回、Cは10-12回、Dは7-8回以上記録されている。Goldfinger et al. (2012)¹³⁾による。

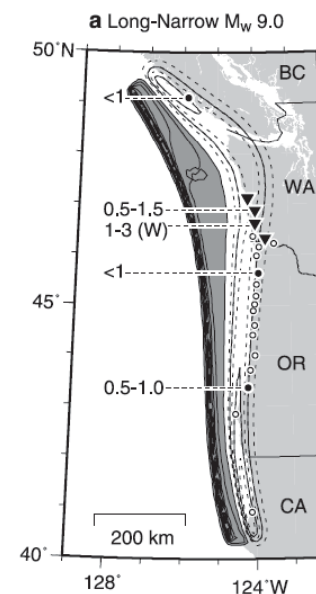
(佐竹(2013b))

【すべり量の蓄積(A)】



【地震時すべり量(1700年)(a)】

最大すべり量 19m
平均すべり量 14m



(Satake et al. (2003))

1.4 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見(カムチャッカ沖の巨大地震)

	数値	出所・備考
平均発生間隔①	平均100年～400年	谷岡(2013)
プレート相対運動速度②	6.9-8.4cm/年	McCaffrey(2008)
カップリング係数③	0.51(地震学的) 0.48~0.67(測地学的)	Scholz and Campos (2012)
すべり量の蓄積(A)	100年間で3.5~4.2m 400年間で14~17m	(A) = ① × ② × ③ (③= 0.5とした)
↕		
地震時すべり量(1952年) (a)	最大11.4m 平均3.2m	Johnson and Satake (1999)

【平均発生間隔①】

カムチャッカから千島列島における津波堆積物調査の結果から、調査地点で大きなばらつきがあるものの、100年から400年に1回は5mを超える津波に襲われていることが明らかになった。

⇒ 100年～400年間隔

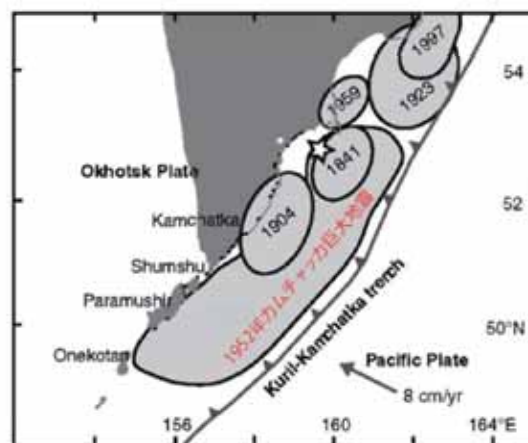
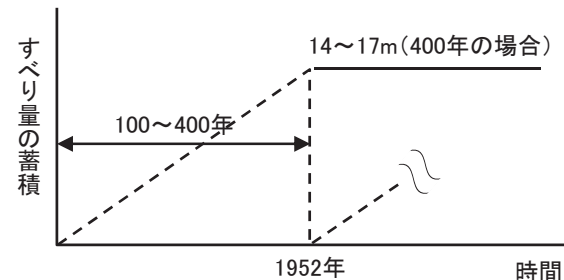


図2 カムチャッカ沖で発生した最近の巨大地震の震源域 (Fedotov et al., 1982)。☆は1952年カムチャッカ巨大地震の震源を示す。Machnes et al.(2010)の図に追記した。

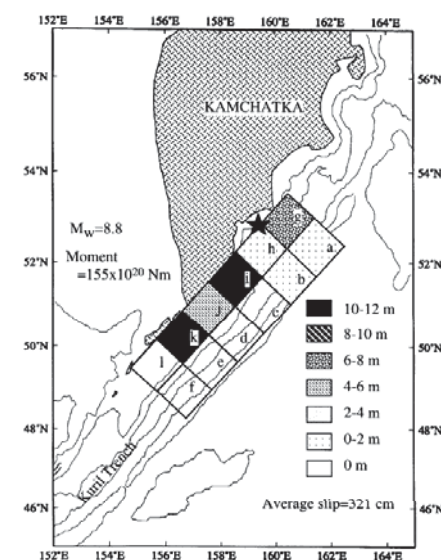
(谷岡(2013))

【すべり量の蓄積(A)】



【地震時すべり量(1952年)(a)】

最大すべり量 11.4m
平均すべり量 3.2m



(Johnson and Satake (1999))

1. 文献調査

1.4 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見(チリ沖の巨大地震)

	数値	出所・備考
平均発生間隔①	平均約300年	尖倉(2013)
プレート相対運動速度②	6.3-7.5cm/年	McCaffrey(2008)
カップリング係数③	0.82~1.0(地震学的) 0.96(測地学的)	Scholz and Campos (2012)
すべり量の蓄積(A)	385年間で24~29m 128年間で8~10m	(A) = ① × ② × ③ (③= 1.0とした)
⇕		
地震時すべり量(1960年)(a)	最大25~30m 平均11m	Fujii and Satake (2012)

【平均発生間隔①】

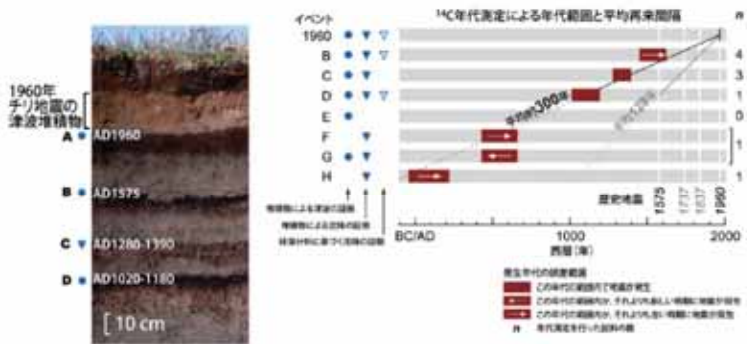
最も古いイベントは2000年前頃であり、平均するとおよそ300年間隔で、地層に残す規模(1960年チリ地震と同程度)の地震が発生している。

⇒ 300年間隔

【すべり量の蓄積(A)】

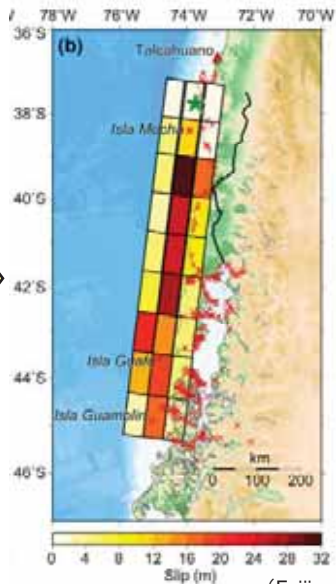
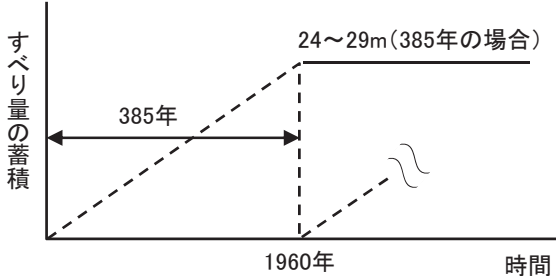
【地震時すべり量(1960年)(a)】

最大すべり量 25~30m
平均すべり量 11m



第2図 Maullinにおいて観察される津波堆積物とその履歴。Cisternas et al. (2005) ⁹⁾に基づく。
Figure 2. Tsunami deposit observed in Maullin and its history. Based on Cisternas et al. (2005).

(尖倉(2013))



(Fujii and Satake (2012))

1.4 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見(アラスカ沖の巨大地震)

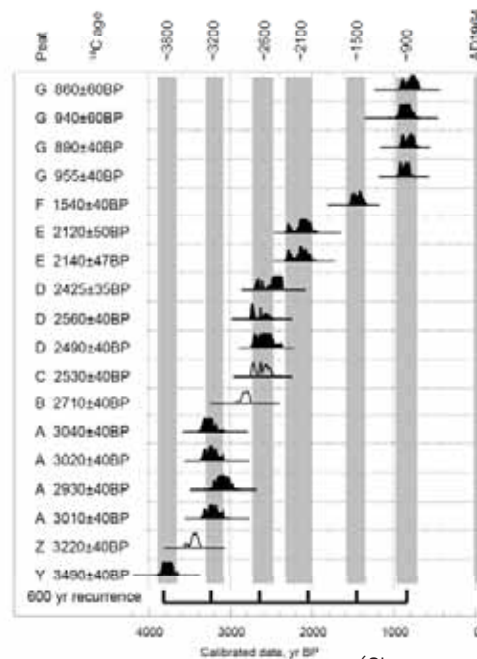
	数値	出所・備考
平均発生間隔①	平均約600年	Shennan et al. (2007)
プレート相対運動速度②	2.2-5.2cm/年	McCaffrey(2008)
カップリング係数③	0.5~0.72(地震学的) 0.62(測地学的)	Scholz and Campos (2012)
すべり量の蓄積(A)	600年間で8~19m 1000年間で13~31m	(A) = ① × ② × ③ (③ = 0.6とした)



地震時すべり量(1964年)(a)	最大22m 平均8.6m	Johnson et al.(1996)
-------------------	-----------------	----------------------

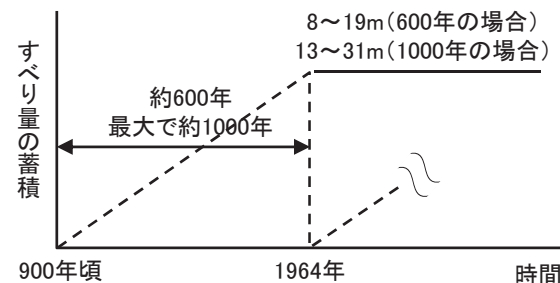
【平均発生間隔①】

- 泥炭とシルトの組 (peat-silt couplets) による地震時の沈降の推定から、1964年を除けば、約600年間隔(推定誤差を考慮すると、最小で180年の間隔)となる。
- 最大は1964年とその前の間隔で、約1000年である。



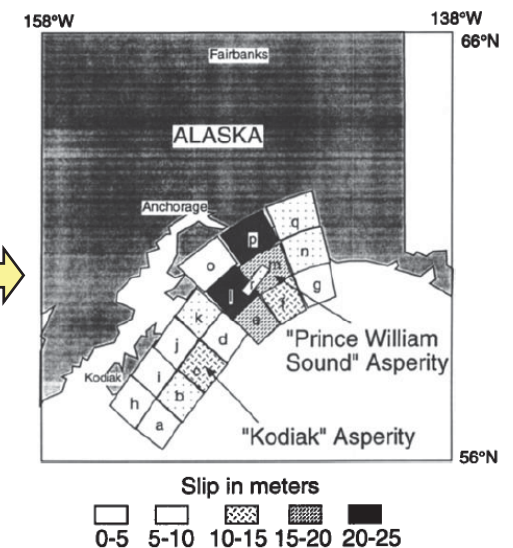
(Shennan et al. (2007))

【すべり量の蓄積(A)】



【地震時すべり量(1964年)(a)】

最大すべり量 22m
平均すべり量 8.6m



(Johnson et al. (1996))

1. 文献調査

1.4 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見(スマトラ沖の巨大地震)

	数値	出所・備考
平均発生間隔①	平均約500年	Rajendran (2013)
プレート相対運動速度②	1.6-4.4cm/年	McCaffrey(2008), アンダマンの値
カップリング係数③	0.5~0.83(地震学的) 1.0(測地的)	Scholz and Campos (2012)
すべり量の蓄積(A)	500年間で4~22m	(A) = ① × ② × ③ (③= 0.5~1.0とした)
⇕		
地震時すべり量(2004年)(a)	最大23m 平均8.6m	Tanioka et al. (2006)

【平均発生間隔①】

インドネシア及びタイ沿岸における津波堆積物調査の結果から、2004年の地震発生領域では、約500年間隔で巨大地震が発生している。⇔ 500年間隔

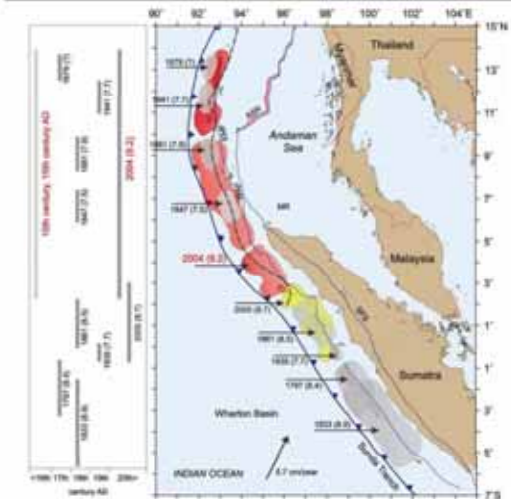
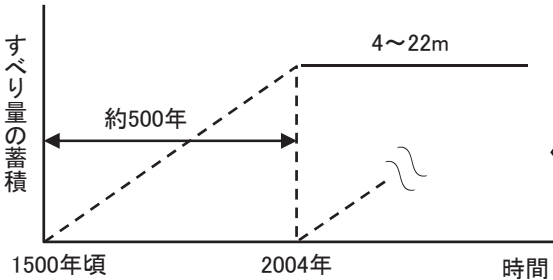


Figure 4. (a) Map of the Indian Ocean showing the rupture area of the 2004 Indian Ocean earthquake and tsunami. The map shows the rupture area along the Sumatran subduction zone, with labels for Thailand, Andaman Sea, Malaysia, Sumatra, and Wharton Basin. A color scale indicates tsunami height in meters (0 to 25).

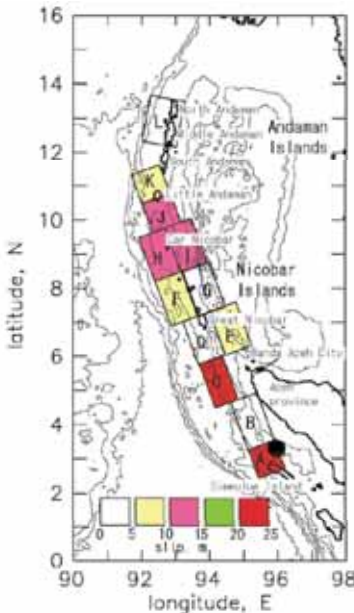
(Rajendran (2013))

【すべり量の蓄積(A)】



【地震時すべり量(2004年)(a)】

最大すべり量 23m
平均すべり量 8.6m



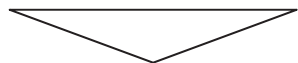
(Tanioka et al. (2006))

2. 既往津波の再現解析

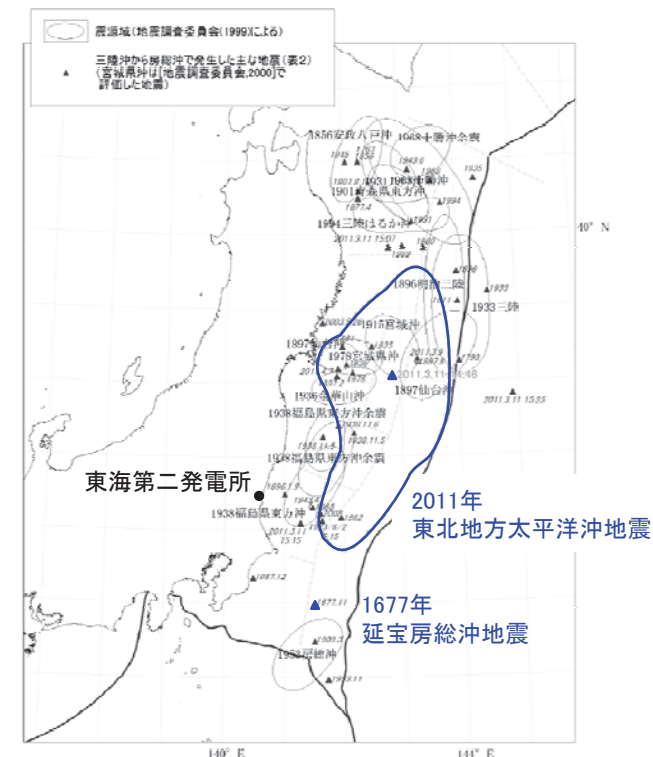
2.1 2011年東北地方太平洋沖地震津波

2.1.1 波源モデルの設定

- 文献調査によれば、敷地周辺に影響を与えたと考えられる津波は以下の通り。
 - ① 1677年延宝房総沖地震津波
 - ② 2011年東北地方太平洋沖地震津波
- 文献調査の結果を踏まえ、敷地周辺において痕跡高が比較的多く記録されており、敷地に与えた影響が大きいと想定される「2011年東北地方太平洋沖地震津波」を既往津波の数値シミュレーションの対象波源として抽出した。



- 抽出した既往津波について数値シミュレーションによる痕跡高の再現性検討を行い、空間格子間隔等の数値計算の妥当性を確認する。



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

敷地及び敷地周辺における痕跡高

発生年	地震名	波源域	痕 跡 高
1677 年	延宝房総沖地震	房総沖	茨城県那珂湊(現ひたちなか市)で4.5～5.5m
2011 年	東北地方太平洋沖地震	三陸沖	発電所で概ね5～6m(最大6.5m)

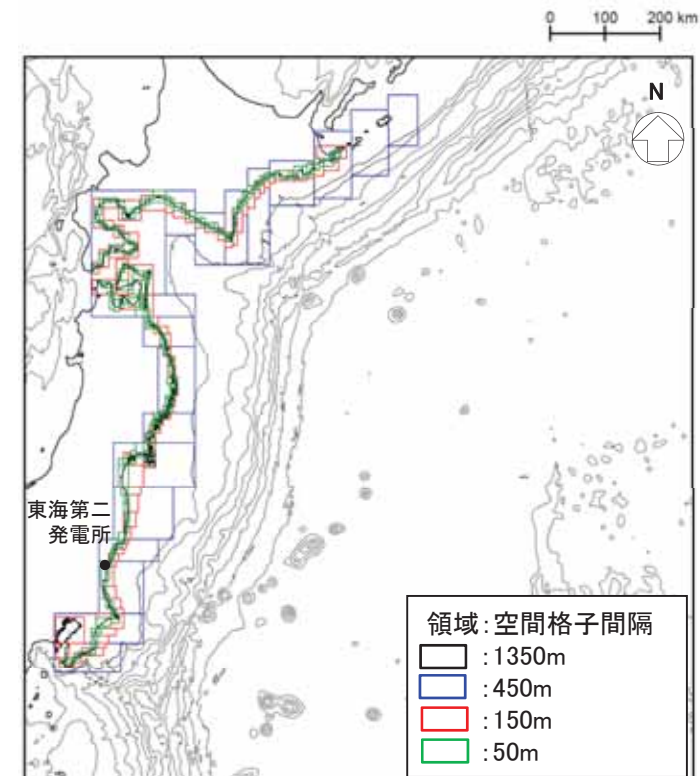
2.1.2 計算条件(広域の再現解析)

- 津波の数値計算の妥当性を確認するため、2011年東北地方太平洋沖地震の津波痕跡高さの再現性の観点から以下の条件で検討した。
- 数値計算に用いる波源モデルについては特性化波源モデルとした。
- 特性化波源モデルについては、下記の計算条件を用い、2011年東北地方太平洋沖地震の津波痕跡高さの再現性が良好なモデルを設定した。
- 発電所の再現性の確認にあたっては、次頁の計算条件を用いた。

広域の再現解析の計算条件

項目	条件	備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋	
メッシュ構成	沖合1,350m→450m→150m→沿岸50m	長谷川他(1987)
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982)の方法
計算スキーム	スタッガード格子, リープ・フロッグ法	後藤・小川(1982)の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法	
境界条件	沖側:後藤・小川(1982)の自由透過の条件 陸側:計算格子間隔50m領域は小谷他(1998)の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件	
越流条件	防波堤:本間公式(1940) 護岸:相田公式(1977)	
海底摩擦係数	マニングの粗度係数($n=0.03\text{m}^{-1/3}\text{s}$)	
水平渦動粘性係数	考慮していない($Kh=0$)	
計算時間間隔	$\Delta t=0.5$ 秒	C.F.L.条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後240分間	十分な計算時間となるように設定
潮位条件	T.P.-0.4m	地震発生時の潮位

津波水位＝潮位＋水位変動量＋2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量



海域のコンター線は1000m間隔で表示

計算領域と格子分割

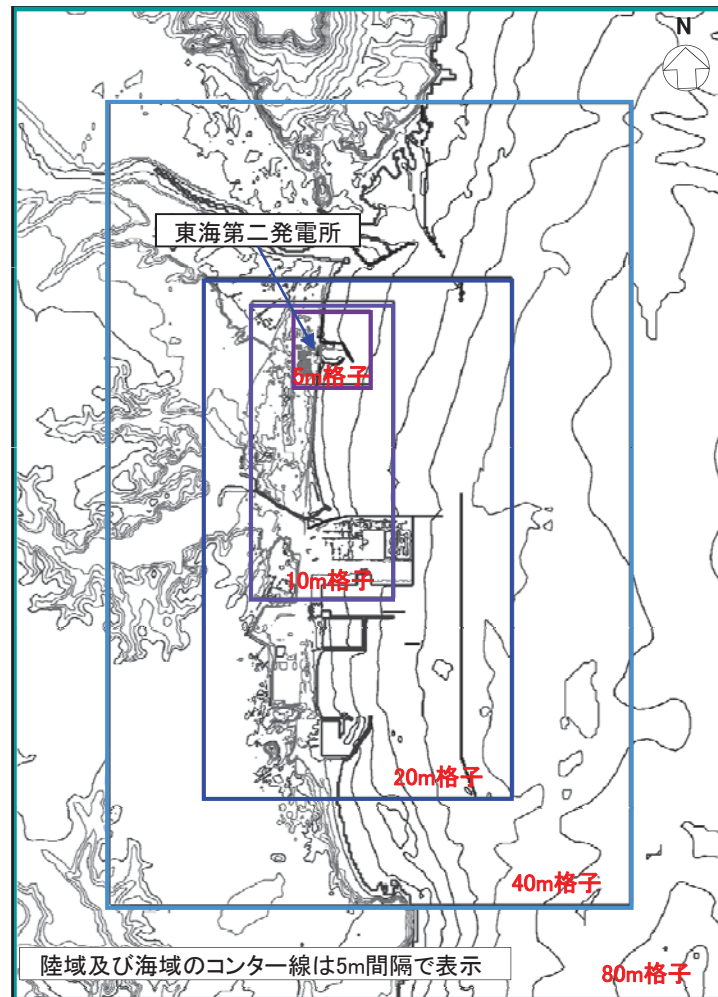
2.1.2 計算条件(発電所周辺の再現解析)

発電所周辺の再現解析の計算条件

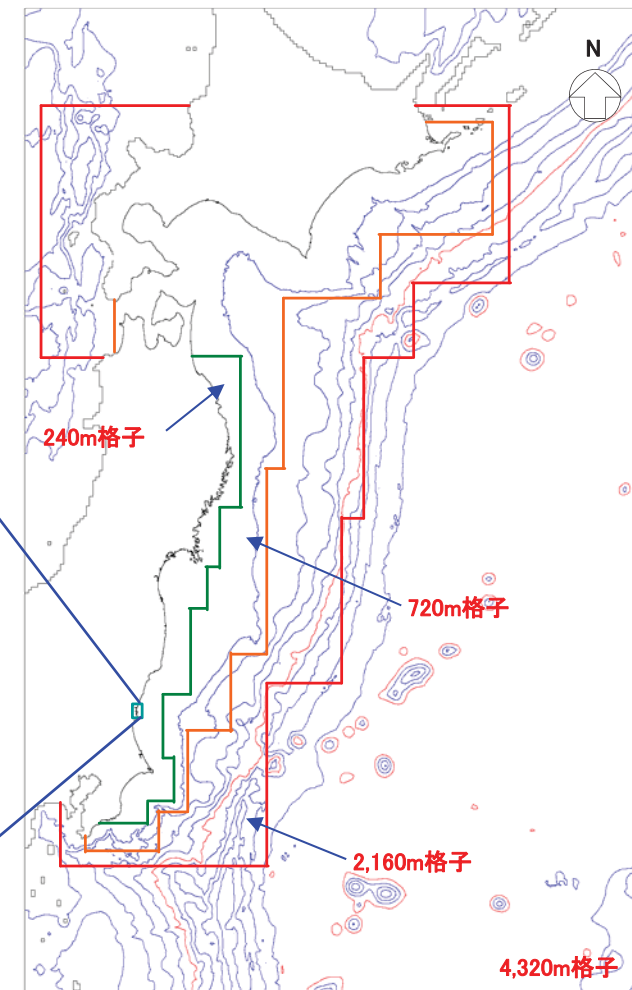
項目	条件	備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋	
メッシュ構成	沖合4,320m→2,160m→720m→沿岸域240m→発電所周辺80m→40m→20m→10m→5m	長谷川他(1987)
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982)の方法
計算スキーム	スタaggered格子, リープ・フロッグ法	後藤・小川(1982)の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法	
境界条件	沖側:後藤・小川(1982)の自由透過の条件 陸側:敷地周辺(計算格子間隔80m~5m)の領域は小谷他(1998)の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件	
越流条件	防波堤:本間公式(1940) 護岸:相田公式(1977)	
海底摩擦係数	マンニングの粗度係数($n=0.03\text{m}^{-1/3}\text{s}$)	
水平渦動粘性係数	考慮していない($Kh=0$)	
計算時間間隔	$\Delta t=0.05$ 秒	C.F.L.条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後240分間	十分な計算時間となるように設定
潮位条件	T.P.-0.49m	地震発生時の日立港潮位

津波水位＝潮位＋水位変動量＋2011年東北地方太平洋沖地震による地殻変動量

2.1.2 計算条件(発電所周辺の再現解析の計算領域)



計算領域と格子分割(発電所周辺)



計算領域と格子分割(沖合～沿岸域)

2.1.2 計算条件(空間格子間隔 Δs の設定)

- 土木学会(2002)より, 津波の周期(T)※1は約7分(約420s=100×10³m/240m/s)程度と仮定。
- よって, 周期7分以上の津波に対して, 長谷川他(1987)の基準(1波長の1/20以下)を満足するように各接続境界を設定した。なお, 発電所に襲来した2011年東北地方太平洋沖地震津波の周期は, 発電所港湾外での津波観測波形から算出すると, 30~40分程度である。

空間格子間隔 Δs と土木学会の目安を満足するための最小水深 $h_{\min}$

空間格子間隔 Δs (m)	最小水深 $h_{\min}$ (m)※2	小領域への接続水深 h_c (m)
4320	4318.2	4765.0
2160	1079.6	1140.3
720	120.0	124.0
240	13.3	28.2
80	1.48	23.3
40	0.37	22.8
20	0.093	10.7
10	0.023	8.9
5	0.0058	—

- 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, 長谷川他(1987)の基準(1波長の1/20以下)を満足している。

※1: 周期Tの算定方法

$$T = \lambda / C = \lambda / (gh)^{1/2}$$

ここで,

λ : 土木学会(2002)より, 海溝付近に制限される断層幅50kmを半波長とし, 1波長(λ)をその2倍の100km程度と仮定

C : 伝播速度 $(gh)^{1/2} = (9.8\text{m/s}^2 \times 6000\text{m})^{1/2} \doteq 240\text{m/s}$

g : 重力加速度=9.8m/s²

h : 海溝付近の水深=5000~7000m $\doteq 6000\text{m}$

※2: 最小水深 $h_{\min}$ の算定方法

$$h_{\min} = (\alpha \Delta s / T)^2 / g$$

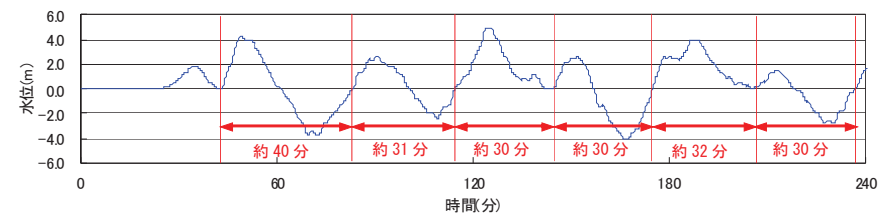
ここで,

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(m)

T : 周期(s)=420s

g : 重力加速度=9.8m/s²



2011年東北地方太平洋沖地震津波の周期
(発電所港湾外の津波観測波形)

2.1.2 計算条件(時間格子間隔 Δt の設定)

- 解の安定条件であるC.F.L.条件※を満足するように時間格子間隔 Δt を設定した。

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

空間格子間隔 $\Delta s(\text{m})$	最大水深 $h_{\max}(\text{m})$	最大水深 $h_{\max}$ から 算定される時間格子間隔 $\Delta t_{\max}(\text{s})$	時間格子間隔 $\Delta t(\text{s})$
4320	9264.2	10.14	0.1
2160	9177.3	5.09	
720	5701.8	2.15	
240	775.9	1.95	
80	40.0	2.86	
40	35.0	1.53	
20	28.5	0.85	
10	16.6	0.55	
5	10.6	0.35	

※C.F.L.条件

$$\Delta t \leq \Delta s / (2gh_{\max})^{1/2}$$

ここで,

Δt : 時間格子間隔(s)

Δs : 空間格子間隔(m)

$h_{\max}$: 各領域の最大水深(m)

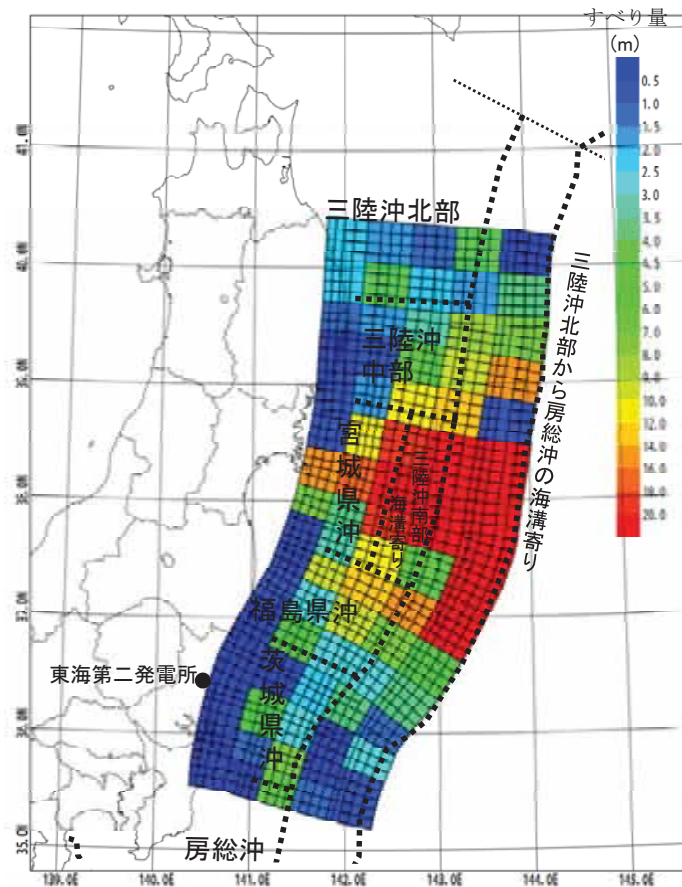
g : 重力加速度(m/s^2)($=9.8\text{m/s}^2$)

- 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 $\Delta t_{\max}$ よりも小さくなっており、解の安定条件であるC.F.L.条件を満足している。

2.1.3 再現性の確認(結果)

- 2011年東北地方太平洋沖地震津波のインバージョン解析を実施し、土木学会(2002)に示される再現性の目安を満足していることを確認した。

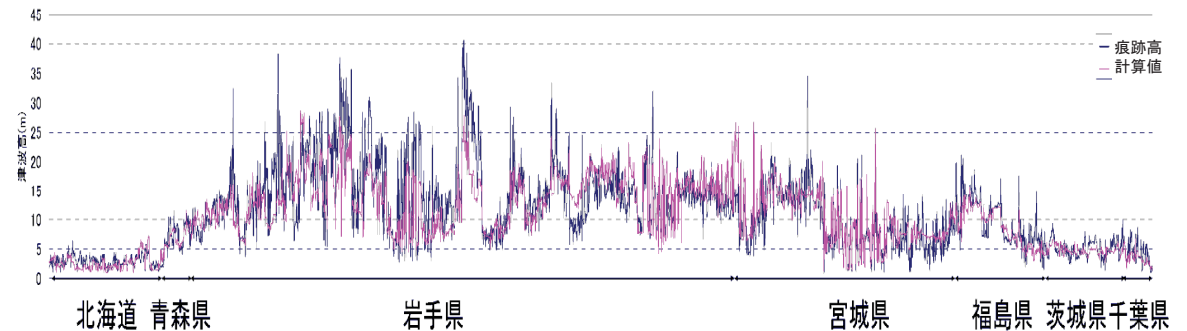
【波源モデル】



広域再現モデル

破壊開始点 : 無し
破壊伝播速度 : ∞
立ち上がり時間 : 30秒

【再現性の確認結果】



全痕跡データとの比較(実数軸)

※痕跡高は東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2011)による

対象津波	地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
2011年東北地方太平洋沖地震津波	2,820	1.04	1.40

【幾何平均K及び幾何標準偏差 κ の再現性の目安】(土木学会(2002))

$0.95 < K < 1.05$

$\kappa < 1.45$

2. 既往津波の再現解析

2.2 1960年チリ地震津波

2.2.1 波源モデルの設定

- 文献調査の結果から、遠地津波のうち敷地に比較的大きな影響を及ぼしたと考えられる既往津波として1960年チリ地震津波を抽出した。
- 波源モデルはBarrientos and Ward(1990)によるモデルを用いた。

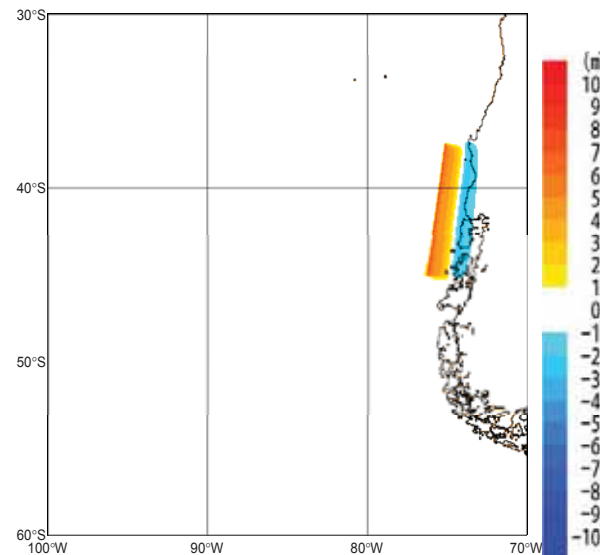


発生位置

発生位置(1960年チリ地震)

(Google mapに加筆)

破壊開始点 : 無し
破壊伝播速度 : ∞
立ち上がり時間 : 30秒



地殻変動量(1960年チリ地震)

1960年チリ地震津波の諸元

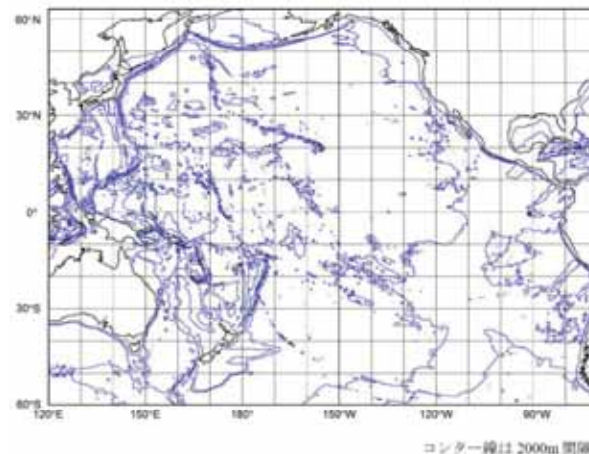
パラメータ	設定値
Mw	9.2
長さ:L (km)	850
幅:W (km)	130
上縁深さ:d (km)	4
すべり量:D (m)	17
傾斜角: δ (°)	20
すべり角: λ (°)	105
走向: θ (°)	N7° E

2.2.2 計算条件(広域の再現解析)

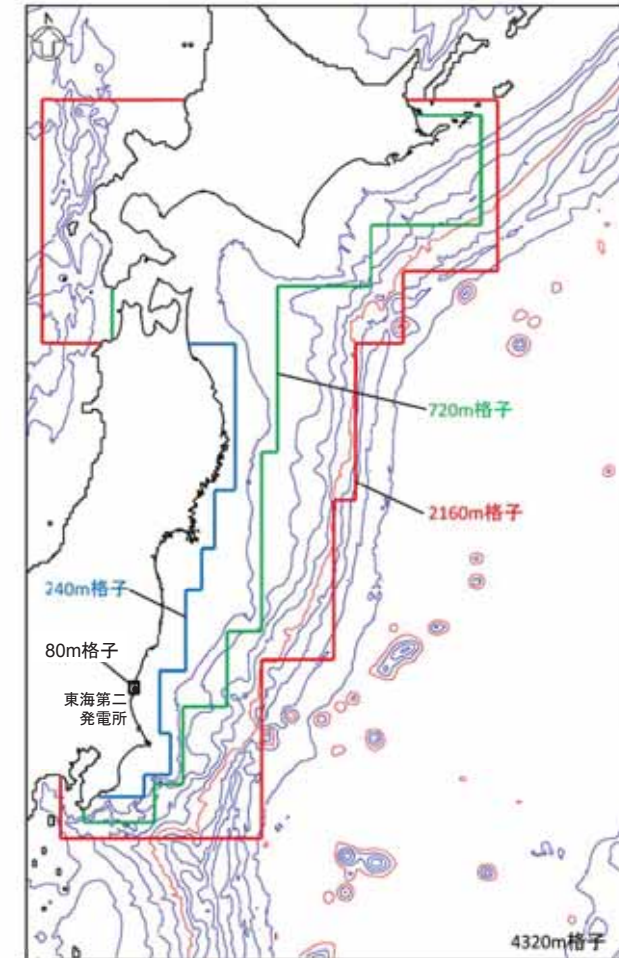
- 太平洋域の再現解析の計算条件は下表の通りである。
- 日本近海域の計算条件は、発電所周辺の再現解析の計算条件と同じである。
- なお、日本近海域における沖側境界位置で太平洋伝播による計算波源を抽出し、後藤・佐藤(1993)と同様の特性曲線法により、入射波と反射波の分離を行う。この分離した入射波成分を日本近海側の沖側境界に入力した。

太平洋域の再現解析の計算条件

項目	条件	備考
計算領域	太平洋全域	
メッシュ構成	5分間隔格子	
基礎方程式	コリオリ力を考慮した線形Boussinesq理論	
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法	
境界条件	沖側: 自由透過 陸側: 完全反射	
海底摩擦係数	考慮していない	
水平渦動粘性係数	考慮していない	
計算時間間隔	$\Delta t = 10$ 秒	C.F.L.条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後32時間	十分な計算時間となるように設定



計算領域と格子分割(太平洋域)



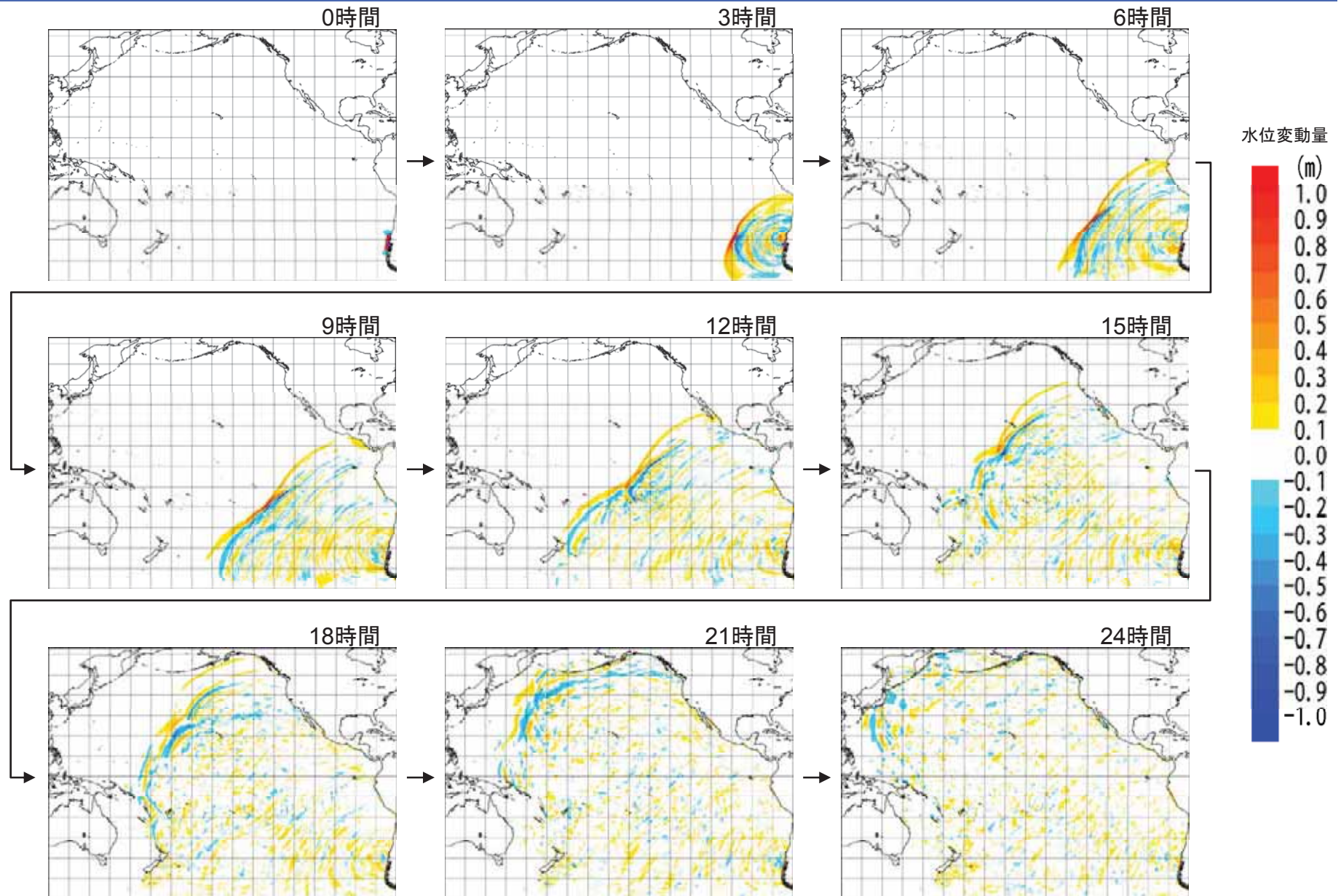
計算領域と格子分割(日本近海域)

2.2.2 計算条件(発電所周辺の再現解析)

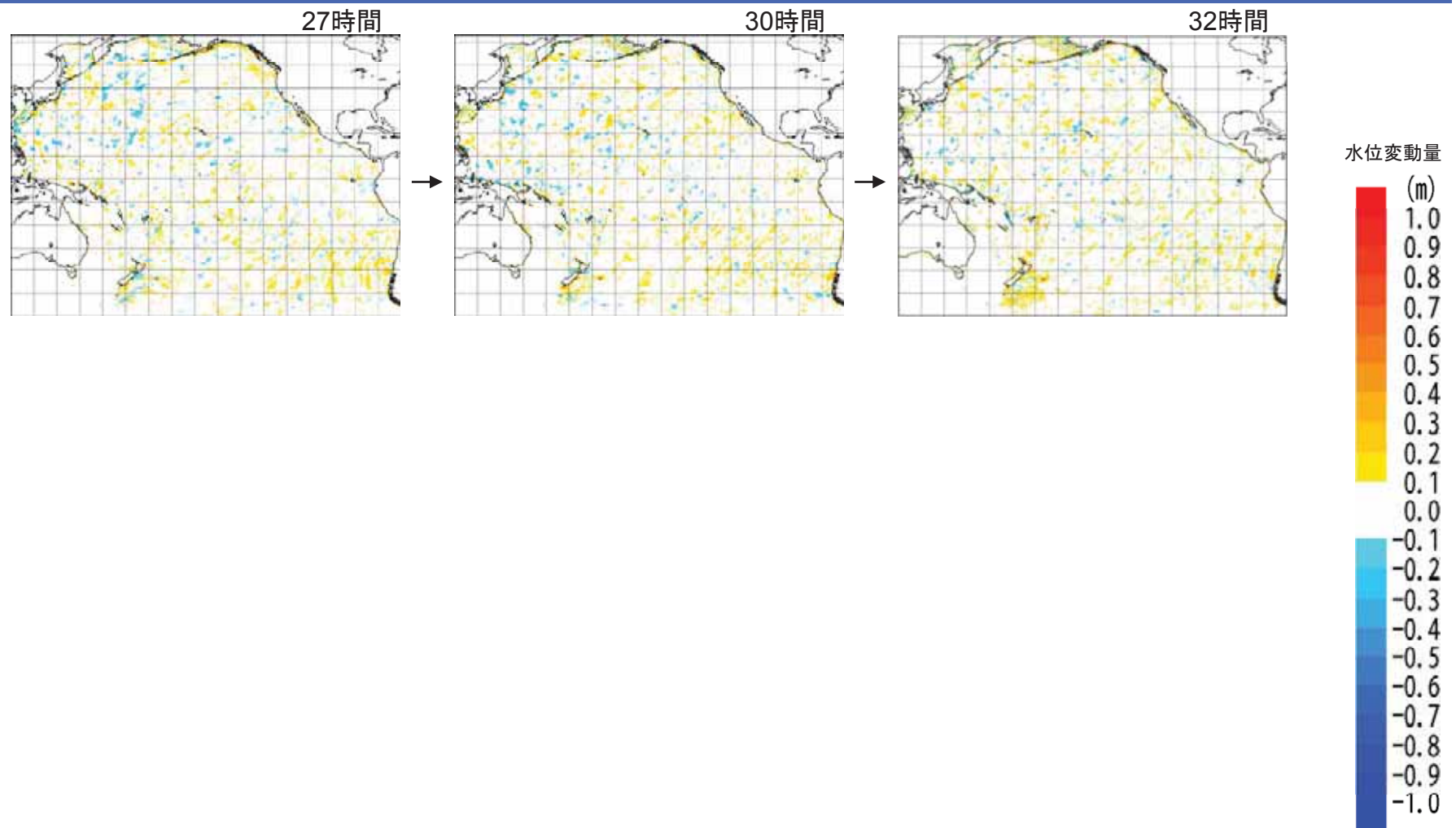
発電所周辺の再現解析の計算条件

項目	条件	備考
計算領域	北海道から千葉房総付近までの太平洋	
メッシュ構成	沖合4,320m→2,160m→720m→沿岸域240m→発電所周辺80m→40m→20m→10m→5m	長谷川他(1987)
基礎方程式	非線形長波理論	後藤・小川(1982)の方法
計算スキーム	スタッガード格子, リープ・フロッグ法	後藤・小川(1982)の方法
初期変位量	Mansinha and Smylie(1971)の方法	
境界条件	沖側:後藤・小川(1982)の自由透過の条件 陸側:敷地周辺(計算格子間隔80m～5m)の領域は小谷他(1998)の陸上遡上境界条件 それ以外は完全反射条件	
越流条件	防波堤:本間公式(1940) 護岸:相田公式(1977)	
海底摩擦係数	マニングの粗度係数($n=0.03\text{m}^{-1/3}\text{s}$)	
水平渦動粘性係数	考慮していない($Kh=0$)	
計算時間間隔	$\Delta t=0.05$ 秒	C.F.L.条件を満たすように設定
計算時間	津波発生後20～32時間	十分な計算時間となるように設定
潮位条件	T.P.+0.02m	茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)の潮位表(平成16年～平成21年)を用いて設定

2.2.3 再現性の確認(結果)

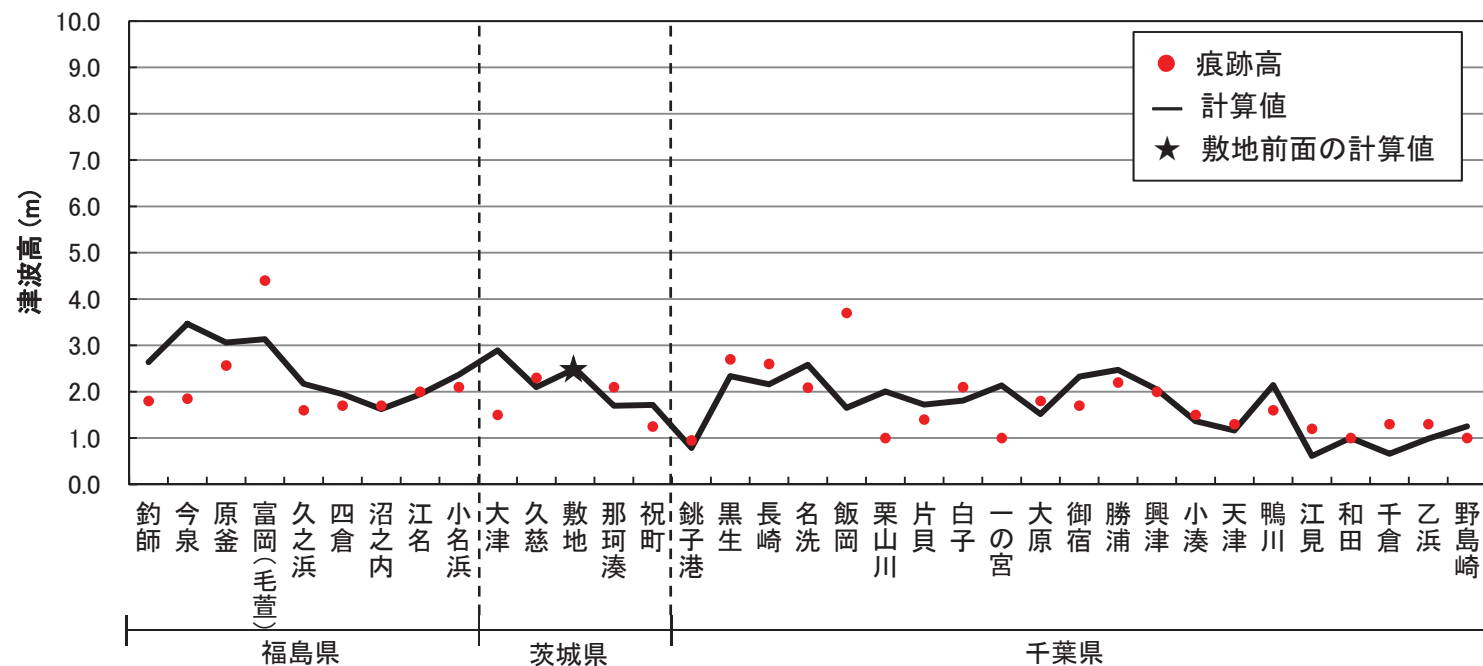


2.2.3 再現性の確認(結果)



2.2.3 再現性の確認(結果)

- ・ 設定した波源モデルによる1960年チリ地震津波の再現計算を実施し、土木学会(2002)に示される再現性の目安値を満足していることを確認した。



福島県～千葉県南部における1960年チリ地震に伴う津波の痕跡高
(チリ津波合同調査班(1961))のデータを使用

地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
34	0.96	1.44

【幾何平均K及び幾何標準偏差 κ の再現性の目安】

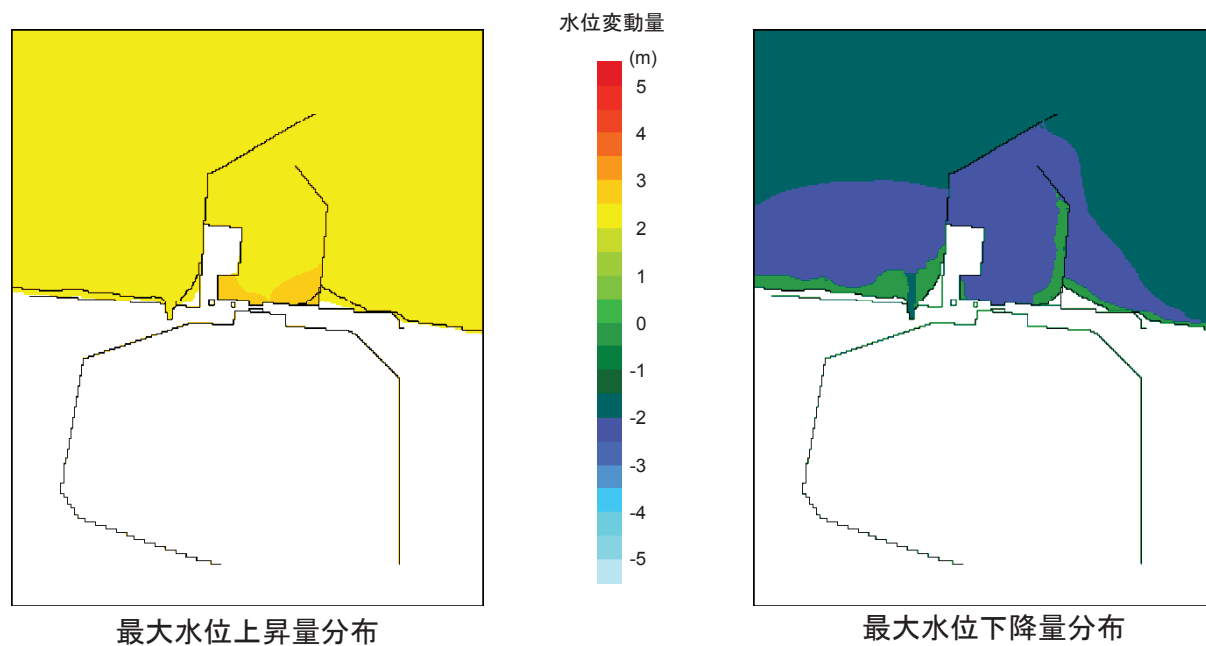
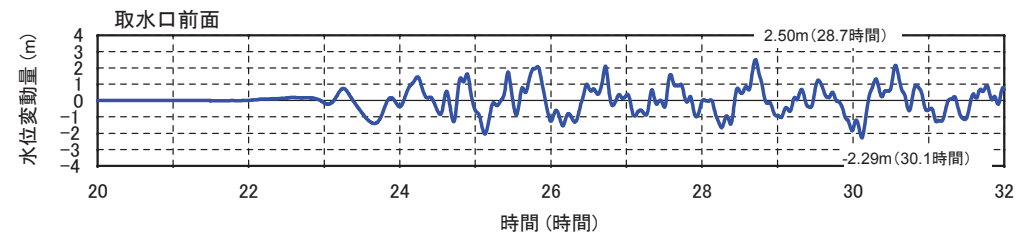
$$0.95 < K < 1.05$$

$$\kappa < 1.45$$

(土木学会(2002))

2.2.3 再現性の確認(結果)

- 取水口前面における水位変動量の時刻歴波形, 最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布を示す。



3. 地震に起因する津波の評価

3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

3.1.1 潮位条件

3. 地震に起因する津波の評価 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

3.1.1 潮位条件

①潮位条件

想定津波の水位の算出にあたっては、潮位を考慮した。

潮位は茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)の潮位表(平成16年～平成21年)を用いて設定した。

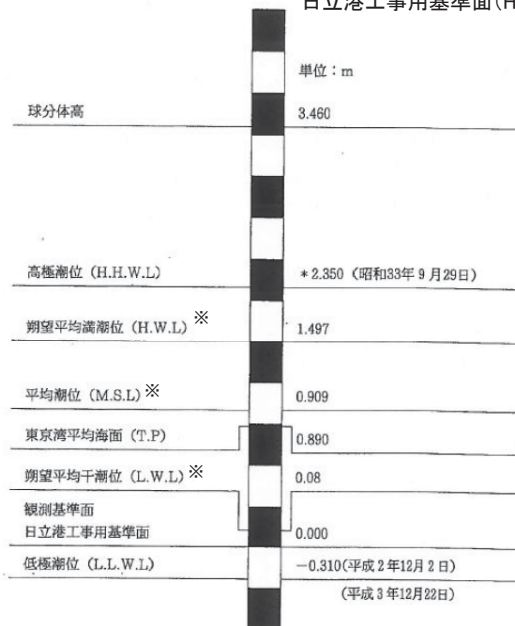
②津波水位変動量の計算の初期水位

概略パラメータスタディでは平均潮位を、詳細パラメータスタディでは上昇側については朔望平均満潮位を、下降側については朔望平均干潮位を初期水位とした。

③2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動の考慮

東海第二発電所は、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動により、敷地全体が約0.2m沈降しており、潮位(下表の観測値)に0.2m加算することで同地震による地盤の沈降を考慮した。

図に示されている値は、日立港工事用基準面(H.P.)を基準としている。
日立港工事用基準面(H.P.) ±0.00mは東京湾中等潮位(T.P.)下0.89mである。



(※このデータは鹿島港湾空港整備事務所より)

※朔望平均満潮位、朔望平均干潮位、平均潮位については平成16年～平成21年のデータを使用

潮位の設定

項目	観測値
朔望平均満潮位	T.P.+0.61m
平均潮位	T.P.+0.02m
朔望平均干潮位	T.P.-0.81m

T.P. : 東京湾中等潮位

2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動の
GPS測量結果



東海第二発電所内基準点測量位置

3.1.1 潮位条件(設定した潮位と潮位観測記録から算出した潮位との比較)

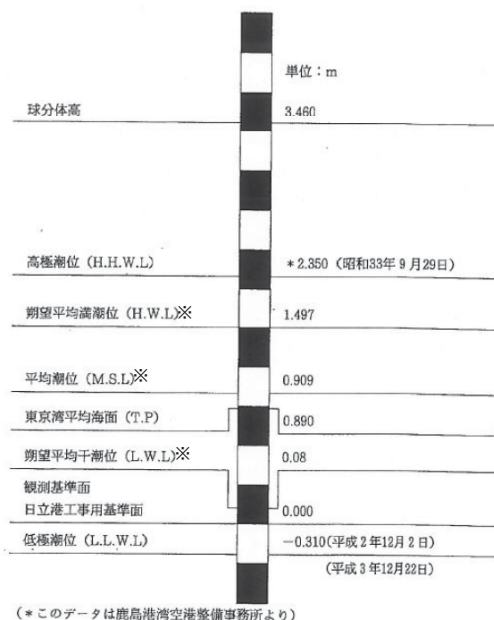
- 国土交通省関東地方整備局鹿島港湾・空港整備局より受領した茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)の潮位観測記録データ(平成16年1月～平成22年1月)に基づき、算出した潮位は、茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)の潮位表(平成16年～平成21年)の潮位に比べて優位な差は見受けられない。

設定した潮位

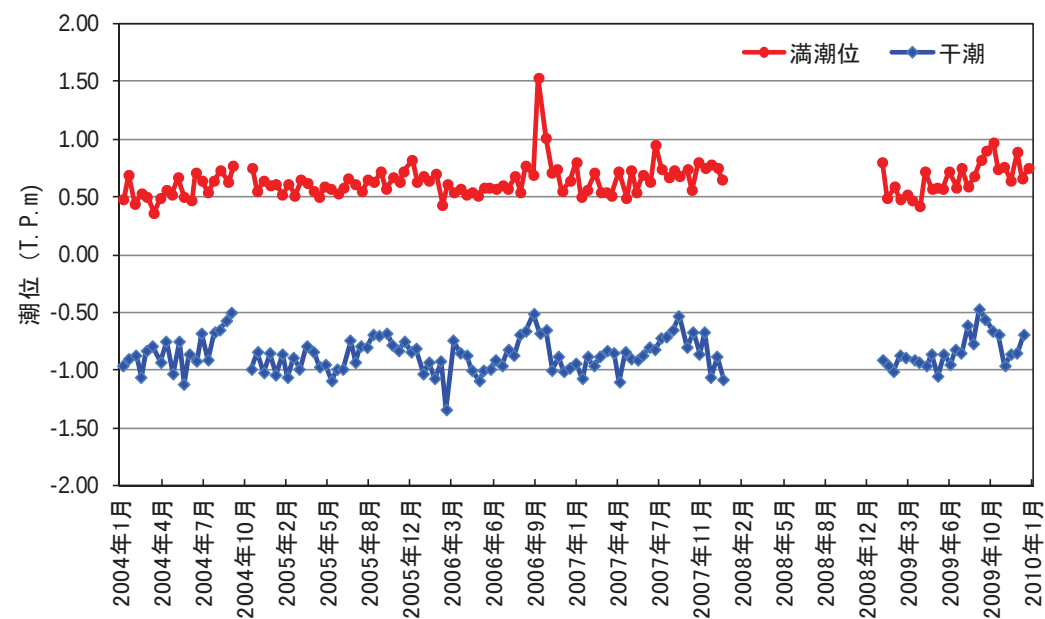
項目	観測値
朔望平均満潮位	T.P.+0.61m
朔望平均干潮位	T.P.-0.81m

観測記録から算出した潮位

項目	観測値
朔望平均満潮位	T.P.+0.64m
朔望平均干潮位	T.P.-0.86m



※朔望平均満潮位、朔望平均干潮位、平均潮位については平成16年～平成21年のデータを使用



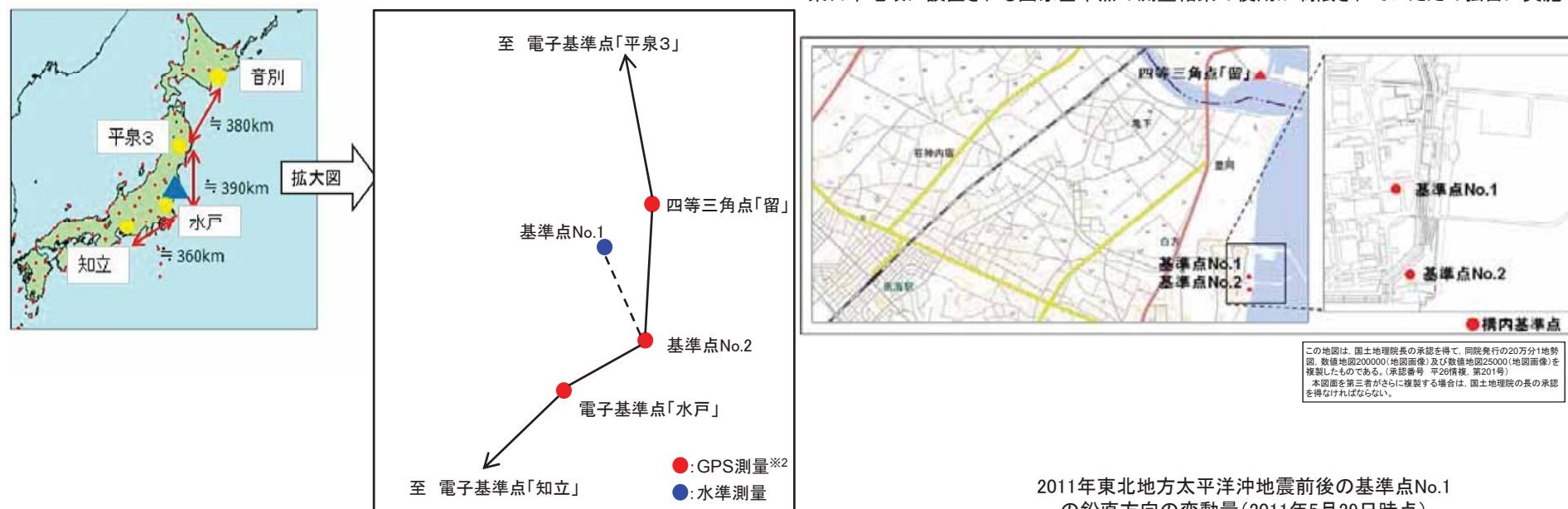
茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)基準面関係図(昭和59年～平成21年)

3. 地震に起因する津波の評価 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

3.1.1 潮位条件(2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動の設定)

- 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量については、発電所に設置されている基準点No.1から算出した地震前後の鉛直方向の変動量を用いた。
- 基準点No.1の地震後の鉛直方向の変動量は、地震後のGPS測量結果※1から得られた基準点No.2の標高を基に、水準測量により算出した。
- 基準点No.2の標高は、2011年東北地方太平洋沖地震による変動の影響が小さい地域の電子基準点2箇所(北海道:「音別」、愛知県:「知立」)から算出した。
- 電子基準点「音別」からの測量においては電子基準点「平泉3」及び四等三角点「留」を、電子基準点「知立」からの測量においては電子基準点「水戸」を中継点とした。

※1 2011年東北地方太平洋沖地震により東北・関東地方全体の地殻変動量が大いことから、東日本地域に設置される国家基準点の測量結果の使用が制限されていたため独自に実施



※2 国土地理院の測量機器性能基準に定める1級GPS測量機を使用

2011年東北地方太平洋沖地震前後の基準点No.1の鉛直方向の変動量(2011年5月29日時点)

項目	観測値
地震前の標高値	T.P.+8.055m
地震後の標高値	T.P.+7.821m
鉛直方向の変動量	-0.234m

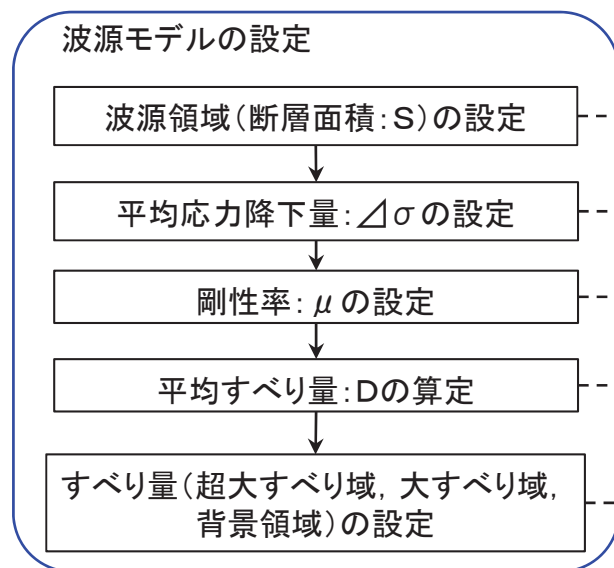
3. 地震に起因する津波の評価

3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

3.1.2 東北地方太平洋沖型の津波波源

3. 地震に起因する津波の評価 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価 3.1.2 東北地方太平洋沖型の津波波源 特性化波源モデルの設定(波源モデルの概要)

【設定フロー】



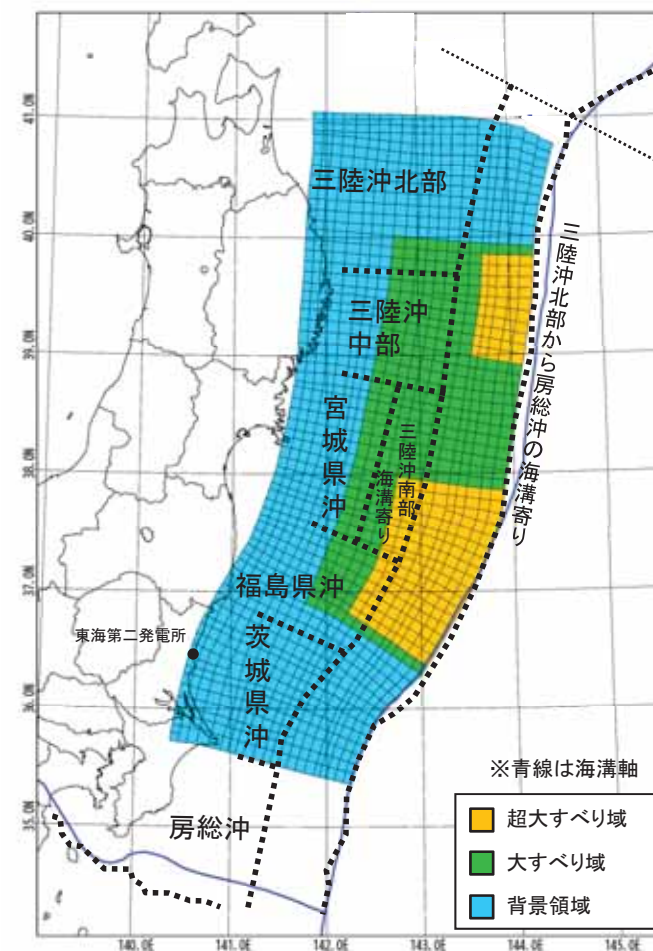
【設定根拠】



パラメータ※1	設定値
断層面積: S	134,733 km ²
平均応力降下量: $\Delta\sigma$	3.0 MPa
剛性率: μ	4.7×10^{10} N/m ²
モーメントマグニチュード: Mw	9.1
平均すべり量: D	9.6 m
地震モーメント: M_0	6.1×10^{22} Nm

※1 行政機関による既往評価で比較できるパラメータ(地震規模 Mw, すべり量等)も参考にして特性化波源モデルを設定
 ※2 断層面積は右図の特性化波源モデル値。
 ただし, 超大すべり域, 大すべり域の位置により若干変動する。

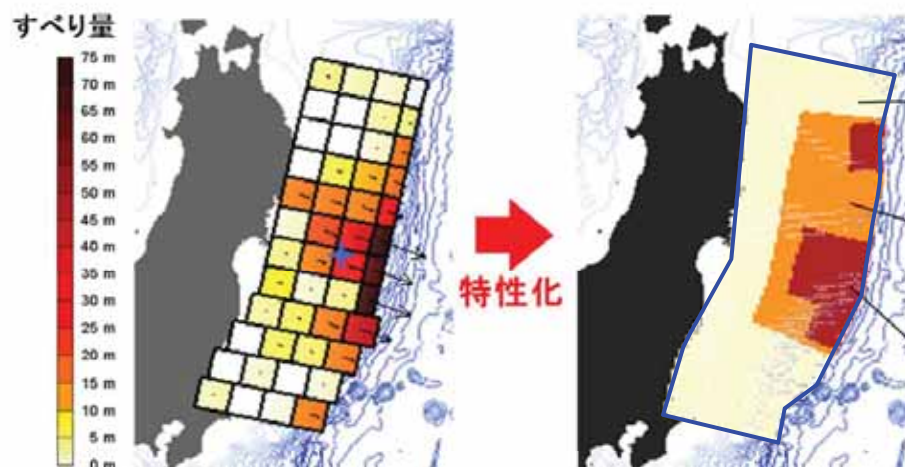
パラメータ		設定値
超大すべり域	すべり量	28.9 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の15% (20,010 km ²)※2
大すべり域	すべり量	13.5 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の25% (33,825 km ²)※2
背景領域	すべり量	3.2 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の60% (80,898 km ²)※2



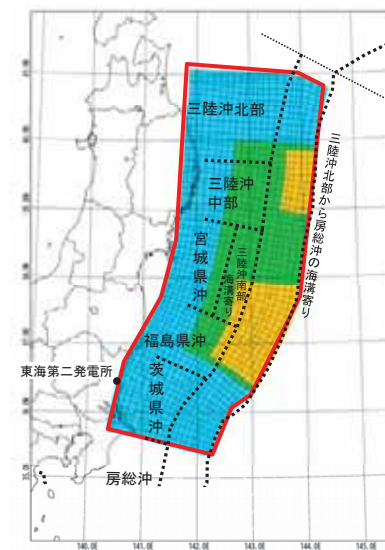
特性化波源モデル(一例)

特性化波源モデルの設定(波源領域)

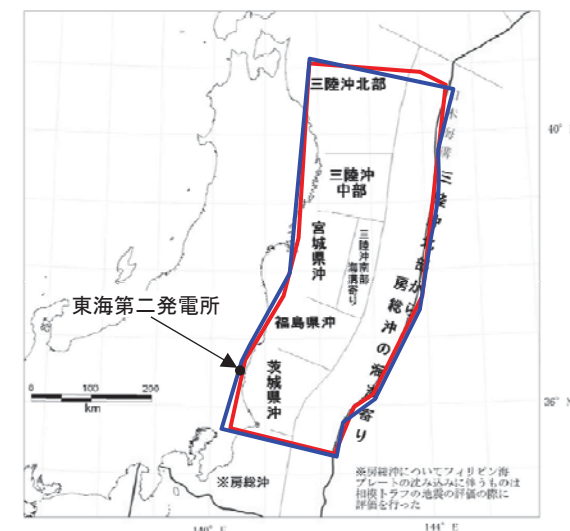
- 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の主な再現モデルのうち、杉野他(2014)の特性化波源モデルを参考に設定した。



特性化波源モデル
(杉野他(2014)に加筆)



東北地方太平洋沖型の地震の
特性化波源モデル
(日本原子力発電)



□ : 日本原子力発電の特性化波源モデル

□ : 杉野他(2014)の特性化波源モデル

波源領域の比較

モデル	Mw	断層面積
杉野他(2014)の 特性化波源モデル	9.1	134,593(km ²)
東北地方太平洋沖型の地震 の特性化波源モデル (日本原子力発電)	9.13	134,733(km ²)

- 以上から、杉野他(2014)の特性化波源モデルを上回る断層面積(134,733km²)を設定した。

特性化波源モデルの設定(平均応力降下量)

- 内閣府(2012)は、世界の巨大地震及び日本周辺で発生したMw8以上の地震を対象に、津波断層モデルの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1.2MPa、標準偏差を加えると2.2MPaである。さらに、Mw8より小さな地震を加えた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。

表1.4 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

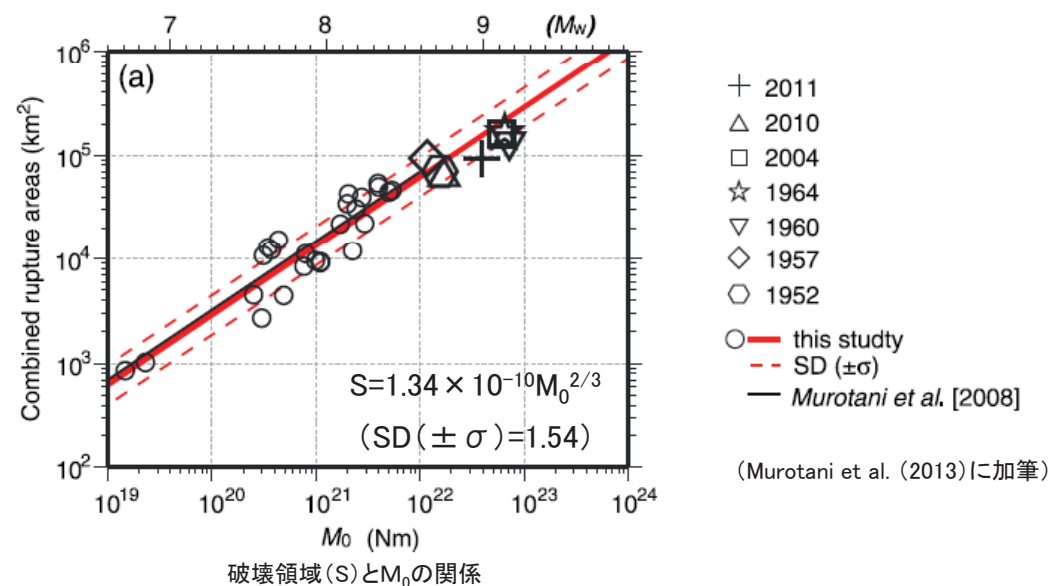
Earthquake	Reference	data	M0 (N m)	Mw	S (km ²)	σ (MPa)	$\log(\Delta\sigma)$	地震別中央値	地震別平均値MPa	地震毎残差	地震毎分散	残差
2003 Tokachi-oki	Tanioka et al. (2004)	Tu	1.00E+21	8	9600	2.6	0.41	0.41	2.60	0.00	0.000	0.108
1946 Nankai	Satake (1993)	Tu, G	3.90E+21	8.3	59400	0.7	-0.15	-0.05	0.89	0.01	0.006	0.018
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	4.00E+21	8.3	54000	0.8	-0.10			0.00		
	Tanioka and Satake (2001a)	Tu	5.30E+21	8.4	52650	1.1	0.04			0.01		
	Baba et al. (2002)	Tu	4.90E+21	8.4	52650	1	0.00			0.00		
1944 Tonankai	Satake (1993)	Tu, G	2.00E+21	8.1	48600	0.5	-0.30	-0.22	0.60	0.01	0.004	0.095
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	2.80E+21	8.2	43200	0.8	-0.10			0.02		
	Tanioka and Satake (2001b)	Tu	2.00E+21	8.1	42525	0.6	-0.22			0.00		
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	2.47	0.00	0.000	0.093
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	0.83	0.00	0.000	0.029
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	1.17	0.01	0.009	0.000
	Fujii and Satake	Tsunami+衛星	6.00E+22	9.12	220000	1.5	0.16			0.01		

	中央値の平均値	分散
$\log(\Delta\sigma)$	0.09	0.069
$\Delta\sigma$	1.2	標準偏差
		0.26
+標準偏差	2.2	

- ・応力降下量は円形クラックに関するEshelby(1957)の式
 $\Delta\sigma = (7/16) \times M_0 / (S/\pi)^{3/2}$ による。

特性化波源モデルの設定(平均応力降下量)

- 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Mw8.4以下の26個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年スマトラアンダマン地震, 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、超巨大地震を含めた津波の断層モデルにおけるスケーリング則を検討したとしている。
- 円形破壊面を仮定したスケーリング則($M_0 = 16 / (7 \times \pi^{3/2}) \times \Delta\sigma \times S^{3/2}$)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。



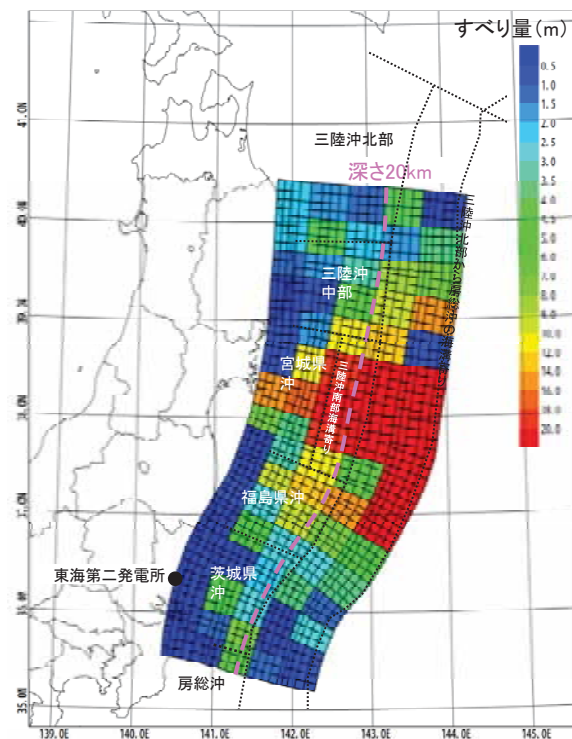
平均応力降下量: $\Delta\sigma = 1.57\text{MPa}$
 $S + \sigma$ 時の平均応力降下量 $\Delta\sigma = 0.82\text{MPa}$
 $S - \sigma$ 時の平均応力降下量 $\Delta\sigma = 3.00\text{MPa}$

- 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. 地震に起因する津波の評価 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価 3.1.2 東北地方太平洋沖型の津波波源 特性化波源モデルの設定(剛性率)

- 2011年東北地方太平洋沖地震津波の再現モデルを浅部・深部領域に分割し、それぞれの剛性率を割り当て、地震モーメントが保存するように平均的な剛性率を算出した。

パラメータ	設定値
断層面積: S (km ²)	122,787
平均すべり量: D (m)	9.14
地震モーメント: M_0 (Nm)	5.3×10^{22}
剛性率: μ (N/m ²)	4.7×10^{10}



2011年東北地方太平洋沖地震の再現モデルのすべり量分布

【平均的な剛性率の算定】

■断層面積: S

- 小断層の各面積 S_i の合計

$$S = \sum S_i = 122,787 \text{ (km}^2\text{)}$$

■平均すべり量: D

- 小断層の各面積 S_i を重みとして設定

$$D = \sum (S_i \times D_i) / \sum S_i = 9.14 \text{ (m)}$$

■地震モーメント: M_0

- 各小断層の地震モーメントの合計

$$M_0 = M_{0 \text{ shallow}} + M_{0 \text{ deep}} = 5.3 \times 10^{22} \text{ (Nm)}$$

ここで,

$$M_{0 \text{ shallow}} = \sum (\mu_{i \text{ shallow}} \times S_{i \text{ shallow}} \times D_{i \text{ shallow}})$$

$$M_{0 \text{ deep}} = \sum (\mu_{i \text{ deep}} \times S_{i \text{ deep}} \times D_{i \text{ deep}})$$

土木学会(2002)を参考としてそれぞれの剛性率を設定

- 深さ20km以浅 $\mu_{i \text{ shallow}} = 3.5 \times 10^{10} \text{ (N/m}^2\text{)}$

- 深さ20km以深 $\mu_{i \text{ deep}} = 7.0 \times 10^{10} \text{ (N/m}^2\text{)}$

■平均的な剛性率: μ

$$\mu = M_0 / (S \times D) = 4.7 \times 10^{10} \text{ (N/m}^2\text{)}$$

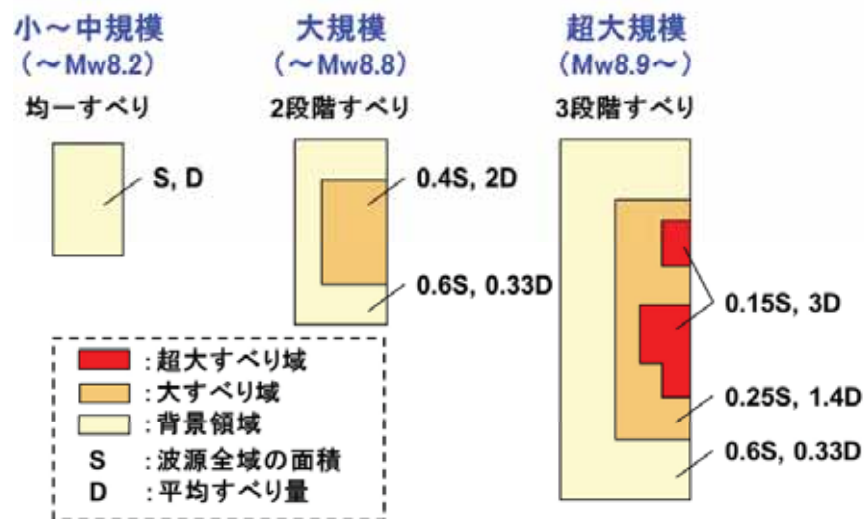
- 以上より、剛性率を $4.7 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ に設定した。

3. 地震に起因する津波の評価 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価 3.1.2 東北地方太平洋沖型の津波波源特性化波源モデルの設定(すべり量分布)

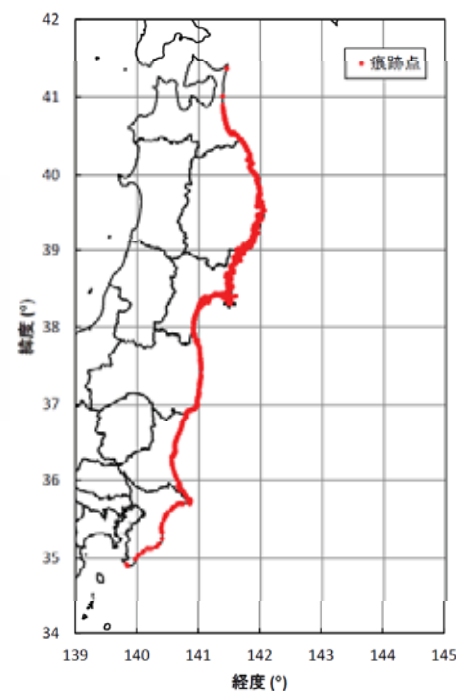
第320回審査会合
資料1-2 再掲

- ・ 広域の津波特性(痕跡高)を考慮するため、杉野他(2014)を参考に、大すべり域、超大すべり域の面積比、すべり量を算出した。

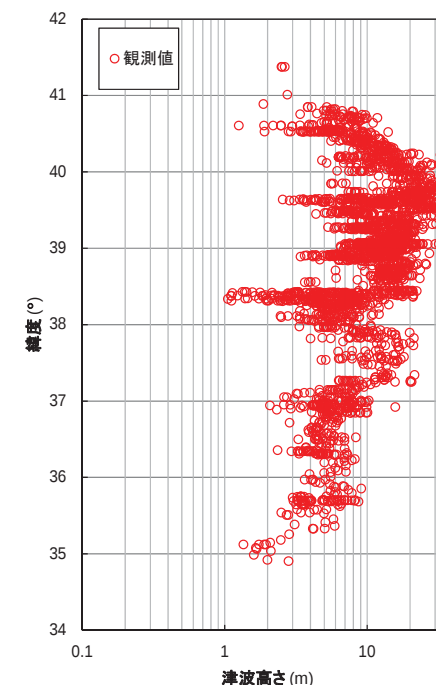
- 大すべり域:津波断層の平均すべり量の1.4倍、全体面積の40%程度(超大すべり域を含む)
- 超大すべり域:津波断層の平均すべり量の3倍、全体面積の15%程度



杉野他(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
(杉野他(2014))



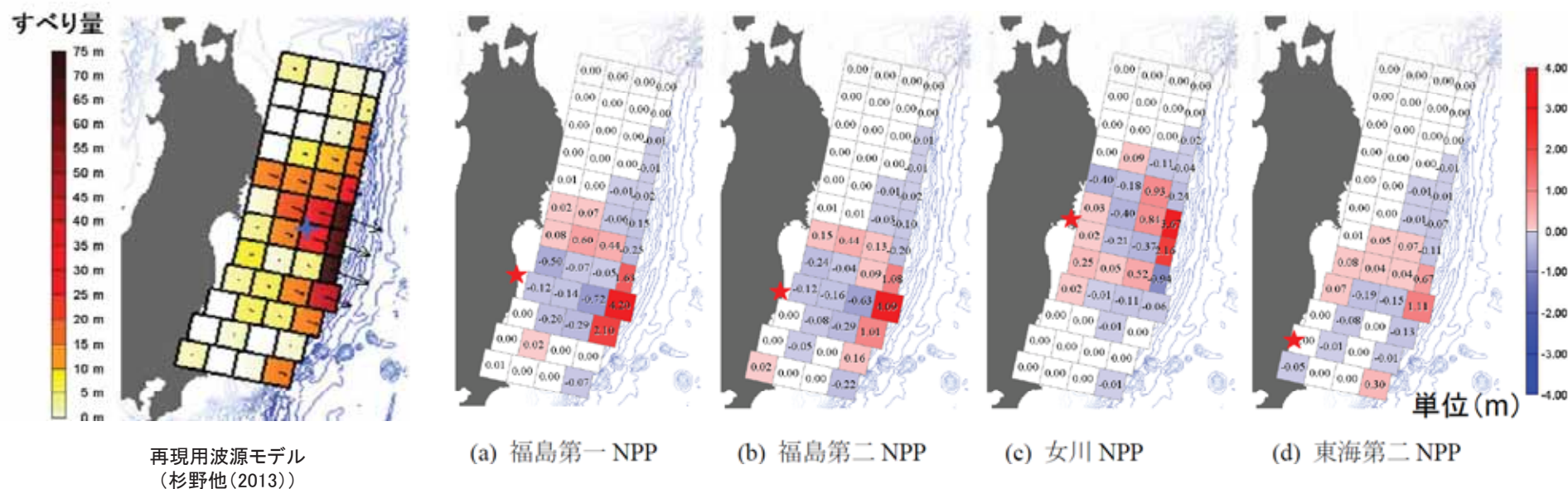
青森県北部～千葉県南部における3.11地震に伴う津波の痕跡高※
(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012))



※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高を確保する観点
から、海岸線沿いから1000m内、信頼度Aのデータ(痕跡数2772地点)を用いる。

特性化波源モデルの設定(すべり量分布)

- 杉野他(2013)は、観測津波波形、観測地殻変動データを用いたジョイントインバージョン解析から推定された津波波源モデルを用いて、原子力サイト沖合150m水深点の最大津波高に寄与した2011年東北地方太平洋沖地震のすべり領域の分析を実施しており、東海第二NPP地点は、サイト近傍よりもむしろ少し離れた福島県沖の日本海溝付近の浅い部分の小断層が大きく寄与しているとしている。



原子力サイトの沖合150m水深点の最大波高における小断層の波高内訳
(杉野他(2013))

3. 地震に起因する津波の評価

3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

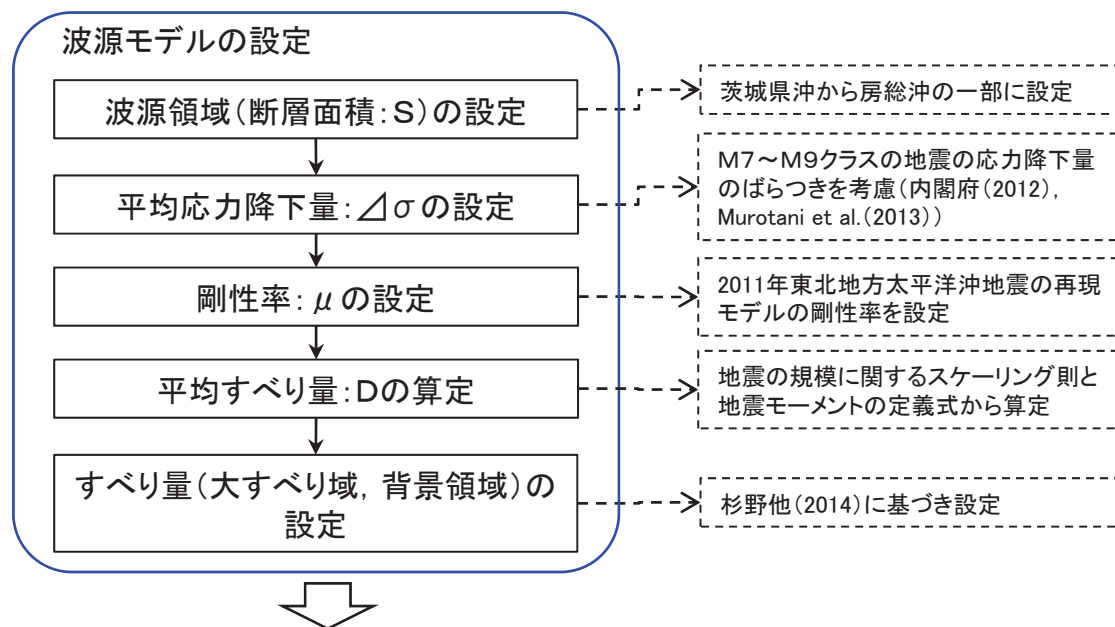
3.1.3 茨城県沖に想定する津波波源

3. 地震に起因する津波の評価 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価 3.1.3 茨城県沖に想定する津波波源

特性化波源モデルの設定(概要)

【設定フロー】

【設定根拠】

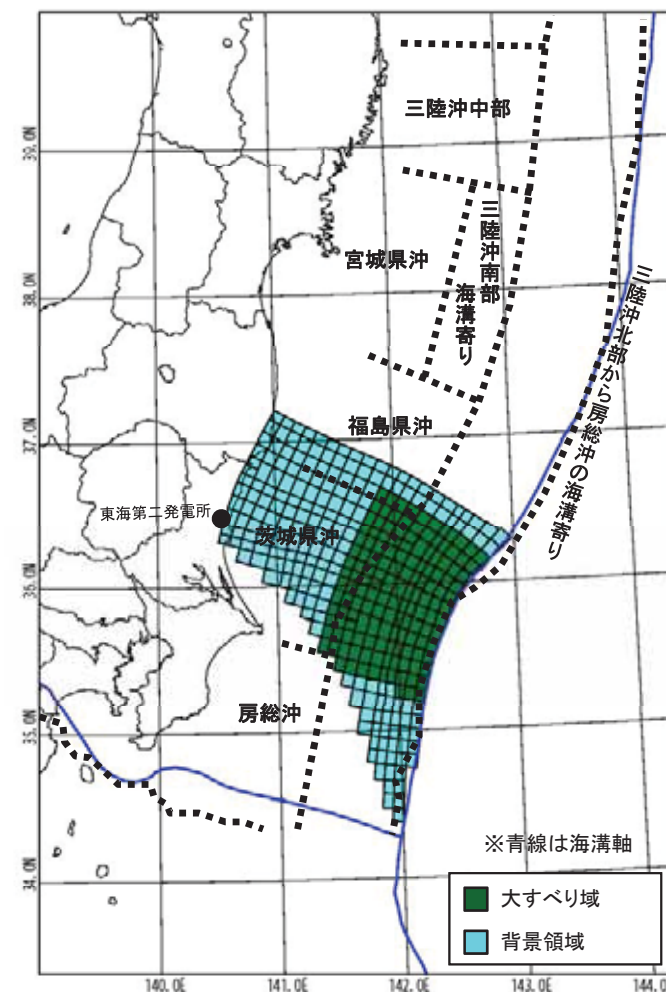


パラメータ※1	設定値
断層面積:S	29,630 km ²
平均応力降下量: Δσ	3.0 MPa
剛性率: μ	4.7 × 10 ¹⁰ N/m ²
モーメントマグニチュード: Mw	8.5
平均すべり量:D	4.5 m
地震モーメント: M ₀	6.3 × 10 ²¹ Nm

※1 行政機関による既往評価で比較できるパラメータ(地震規模 Mw, すべり量等)も参考にして特性化波源モデルを設定

※2 断層面積は右図の特性化波源モデル値。
ただし、大すべり域の位置により若干変動する。

パラメータ		設定値
超大すべり域	すべり量	—
	面積比率(断層面積)	—
大すべり域	すべり量	9.0 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の40% (11,862 km ²)※2
背景領域	すべり量	1.5 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の60% (17,768 km ²)※2

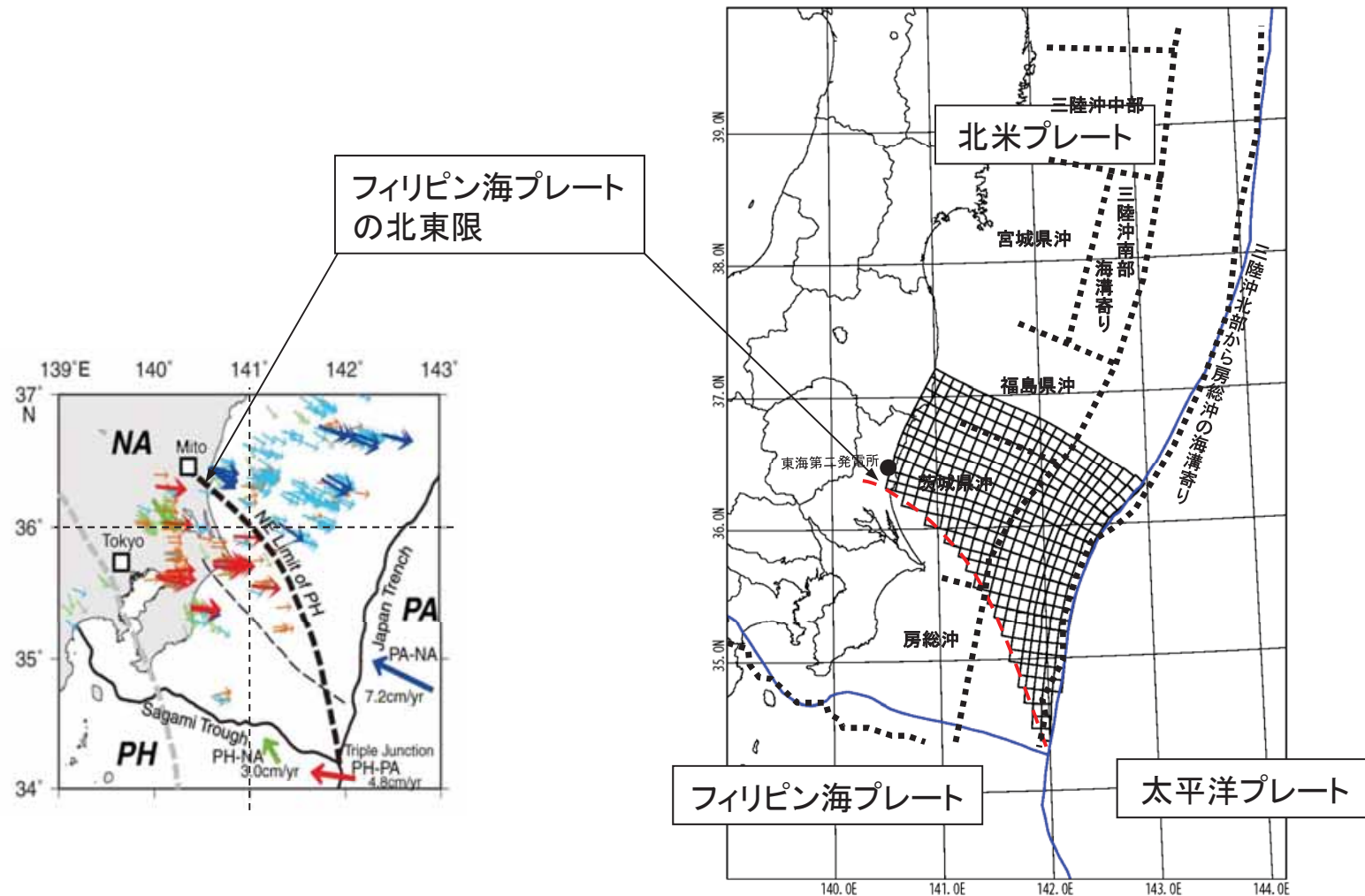


特性化波源モデル(一例)

計算条件は東北地方太平洋沖型の津波波源(津波予測解析)と同様

特性化波源モデルの設定

- Uchida et al.(2009)によるフィリピン海プレートの北東限を参考に、茨城県～房総沖の一部に波源モデルを設定した。

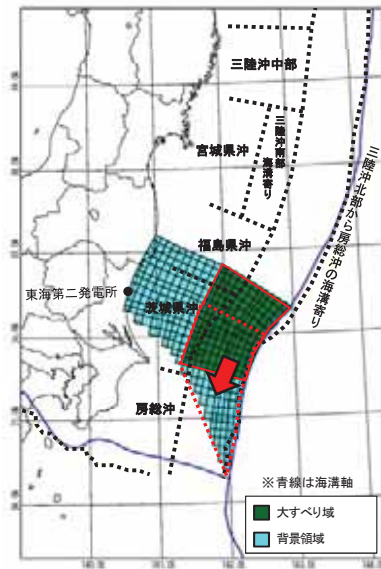


プレート境界地震のすべりベクトル(矢印)とフィリピン海プレートの北東限(破線)
(Uchida et al.(2009) に加筆)

北米プレートとフィリピン海プレートの境界を南限とした茨城県沖～房総
沖の一部に設定した波源モデル

概略パラメータスタディの設定及び評価結果

- 大すべり域の形状の違いが津波水位変動量に与える影響を把握するため、大すべり域の形状を変えた2パターンのモデルについて検討した。
- 大すべり域を波源モデルの北限に配置したモデルを基準として、南へ10kmずつ移動させて、発電所への津波水位の影響が最も大きくなる波源モデルを確認した。
- その結果、防潮堤前面の最大水位上昇量の最大値は8.17m、取水口前面の最大水位下降量の最大値は-4.52mとなることを確認した。



検討モデルA



検討モデルB

破壊開始点 : 無し
破壊伝播速度 : ∞
立ち上がり時間 : 30秒

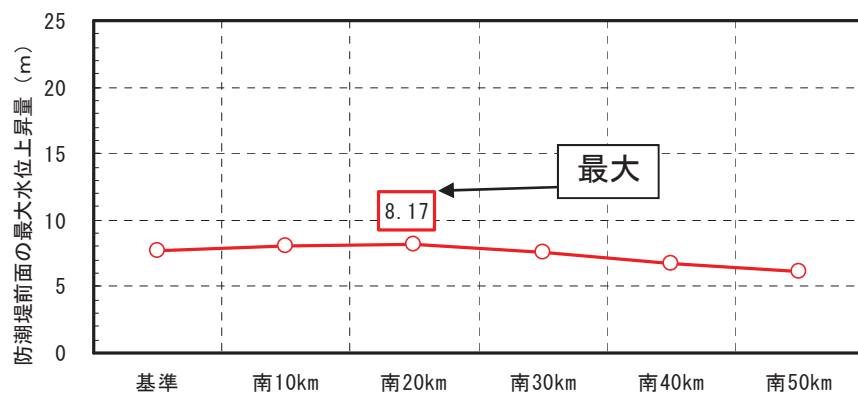
位置		防潮堤前面 最大水位上昇量(m)	取水口前面 最大水位下降量(m)
基準	A-1	7.71	-4.18
南へ10km移動	A-2	7.99	-4.35
南へ20km移動	A-3	8.17	-4.49
南へ30km移動	A-4	7.53	-4.52
南へ40km移動	A-5	6.69	-4.35
南へ50km移動	A-6	6.18	-4.08

位置		防潮堤前面 最大水位上昇量(m)	取水口前面 最大水位下降量(m)
基準	B-1	5.70	-3.57
南へ10km移動	B-2	6.17	-3.88
南へ20km移動	B-3	6.27	-4.14
南へ30km移動	B-4	6.82	-4.27
南へ40km移動	B-5	6.32	-4.35
南へ50km移動	B-6	5.41	-3.90

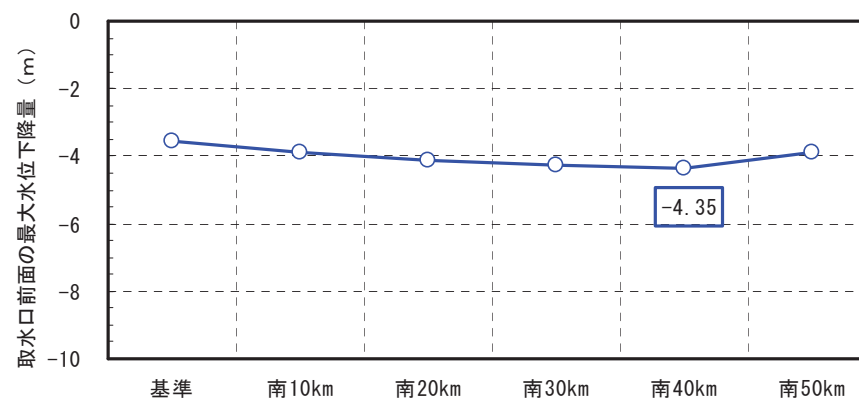
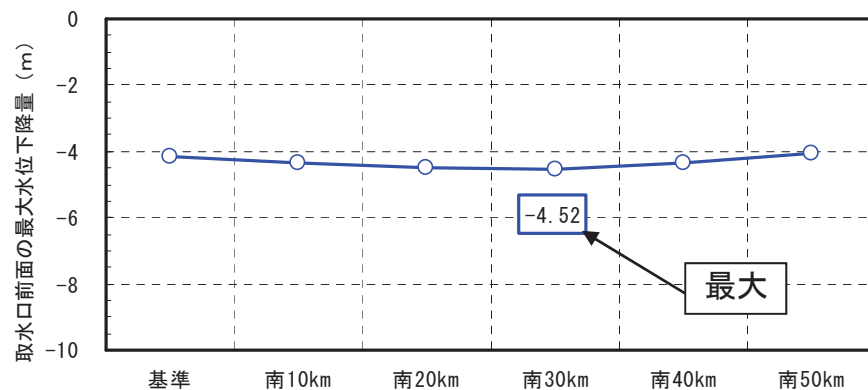
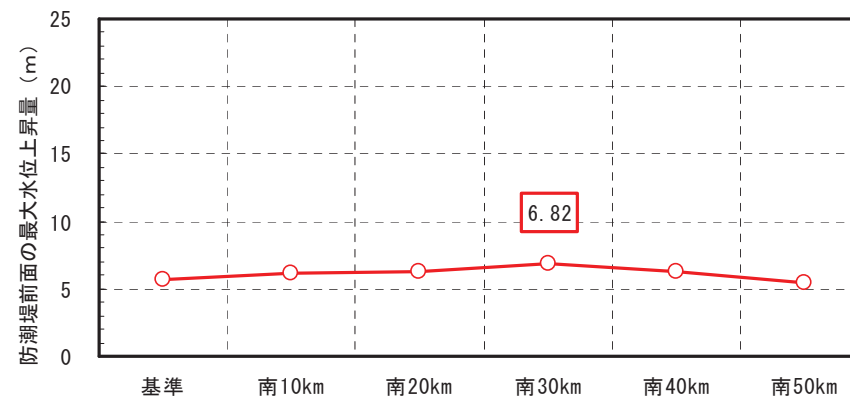
概略パラメータスタディの評価結果

■ 最大水位上昇量及び最大水位下降量

検討モデルA

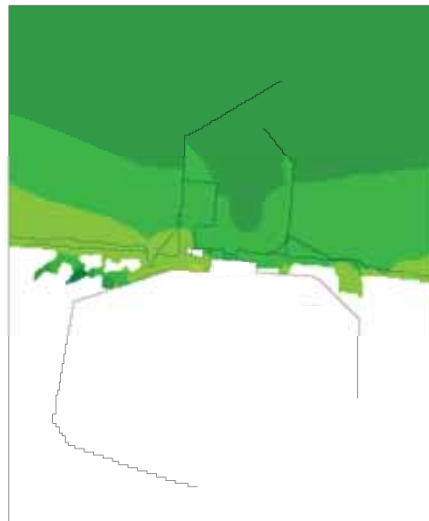


検討モデルB

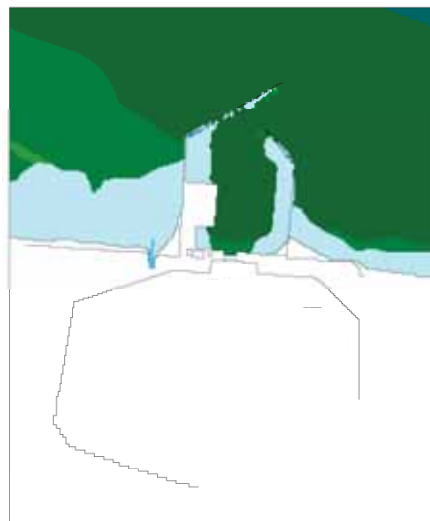


■最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布

検討モデルA

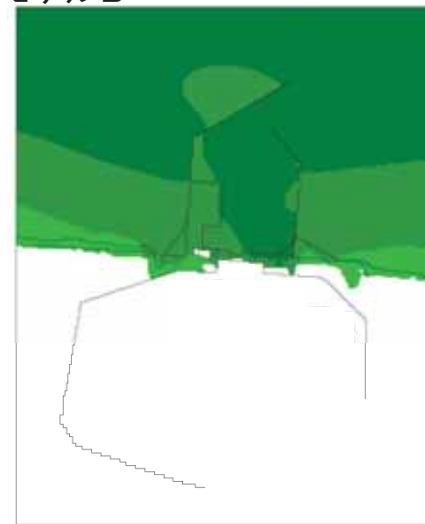


最大水位上昇量分布(A-3:南へ20km移動)

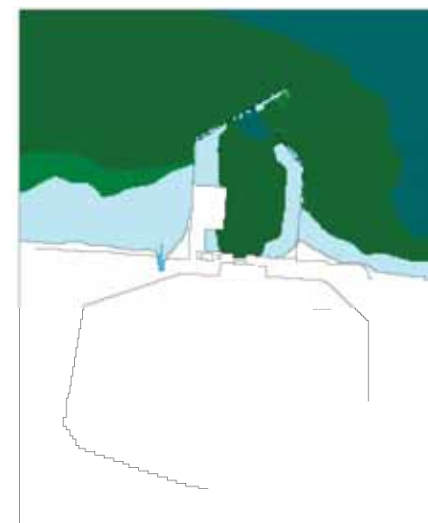


最大水位下降量分布(A-4:南へ30km移動)

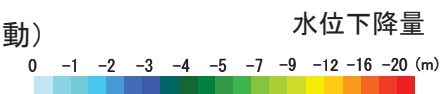
検討モデルB



最大水位上昇量分布(B-4:南へ30km移動)



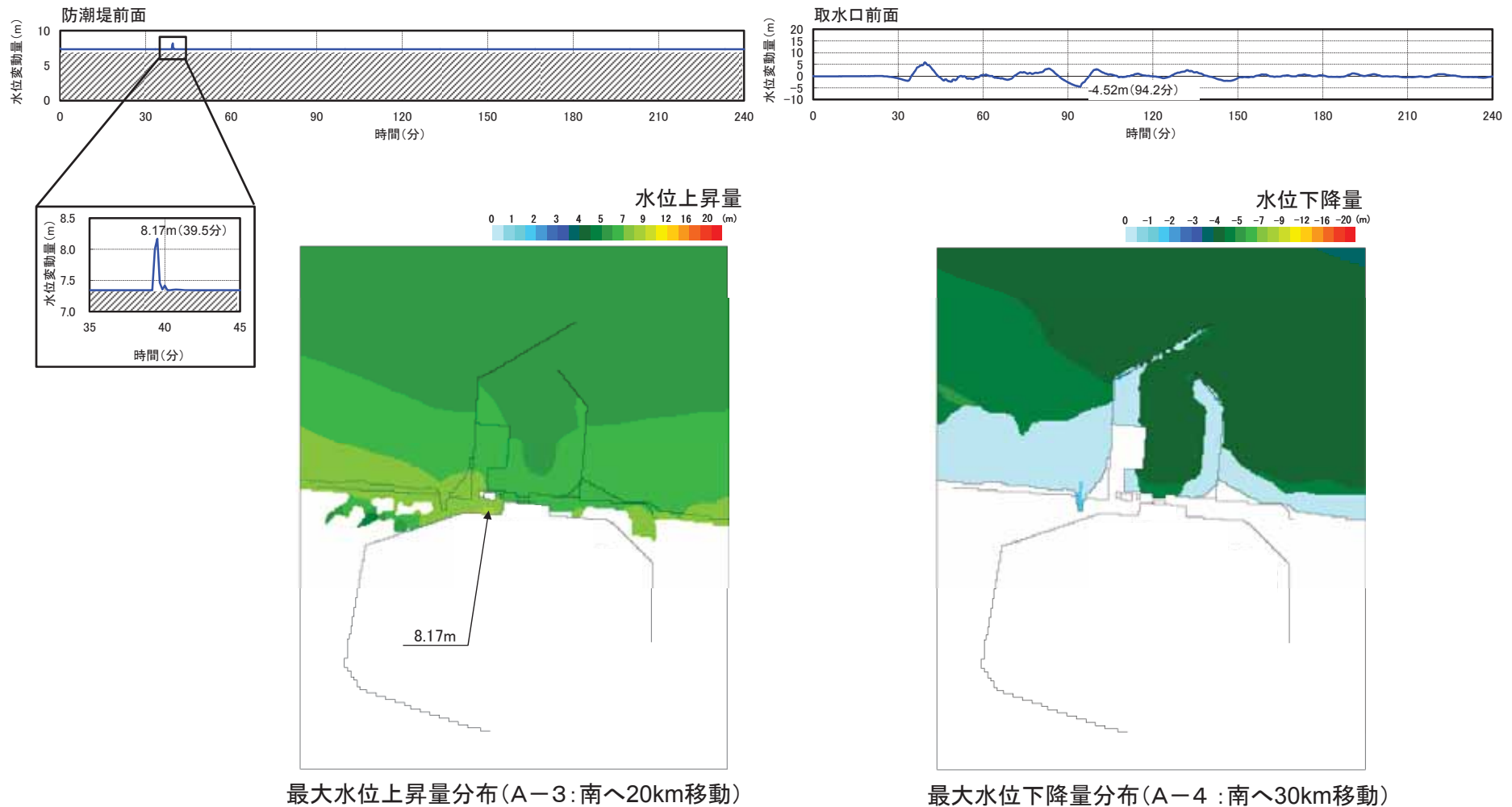
最大水位下降量分布(B-5:南へ40km移動)



概略パラメータスタディの評価結果

■時刻歴波形, 最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布

	水位変動量	条件
最大水位上昇量(防潮堤前面)	8.17m	南へ20km, 破壊開始点: 無し, 破壊伝播速度: ∞ , 立ち上がり時間: 30秒
最大水位下降量(取水口前面)	-4.52m	南へ30km, 破壊開始点: 無し, 破壊伝播速度: ∞ , 立ち上がり時間: 30秒



3. 地震に起因する津波の評価

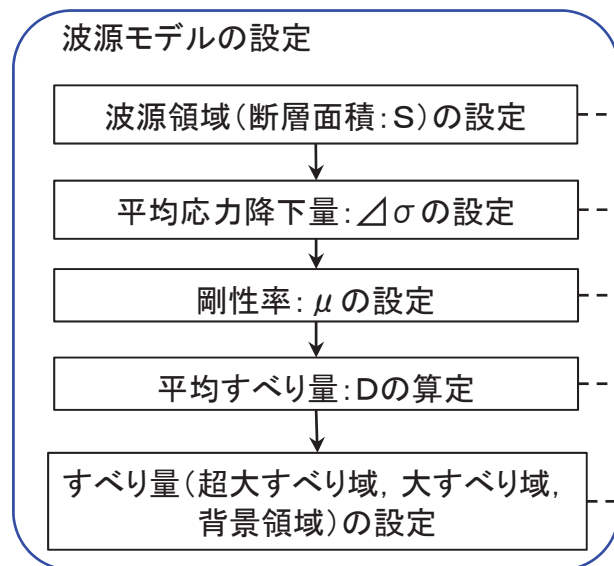
3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) 概略パラメータスタディの評価結果
- (3) 詳細パラメータスタディの設定
- (4) 詳細パラメータスタディの評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が基準津波に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について
- (7) 基準津波策定における同時破壊の取り扱いについて
- (8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

(1) 特性化波源モデルの設定

【設定フロー】

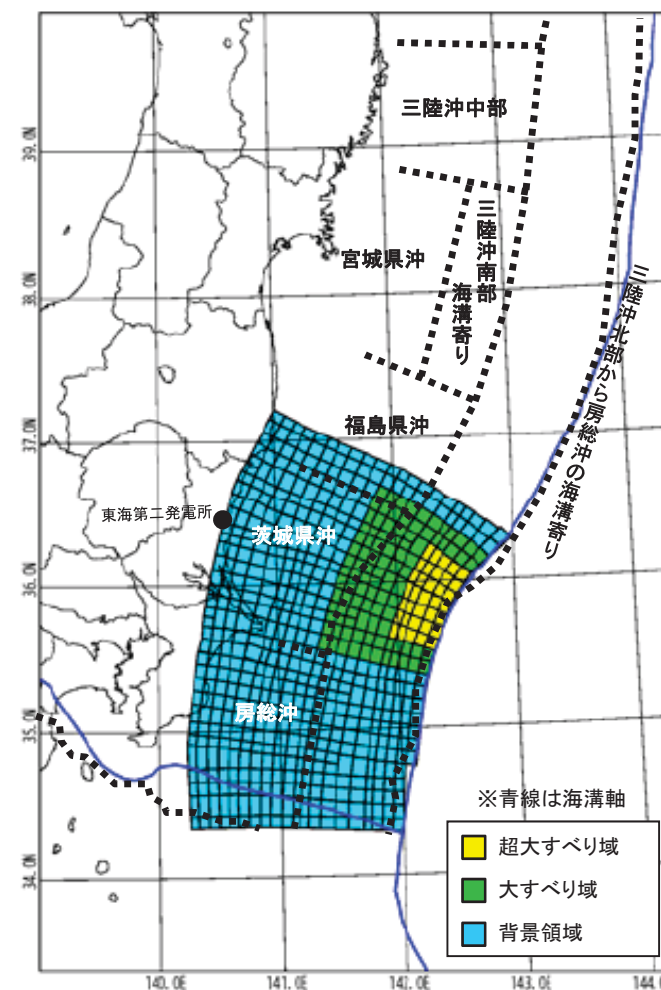


【設定根拠】



パラメータ	設定値
断層面積: S	53,684 km ²
平均応力降下量: $\Delta\sigma$	3.0 MPa
剛性率: μ	4.7×10^{10} N/m ²
モーメントマグニチュード: Mw	8.7
平均すべり量: D	6.1 m
地震モーメント: M_0	1.5×10^{22} Nm

パラメータ		設定値
超大すべり域	すべり量	24.3 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の5% (2,659 km ²)※1
大すべり域	すべり量	12.1 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の15% (8,231 km ²)※1
背景領域	すべり量	3.8 m
	面積比率(断層面積)	全体面積の80% (42,794 km ²)※1



特性化波源モデル(一例)

※1 断層面積は右図の特性化波源モデル値。
ただし、超大すべり域、大すべり域の位置により若干変動する。

計算条件は東北地方太平洋沖型の津波波源(津波予測解析)と同様

3. 地震に起因する津波の評価

3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

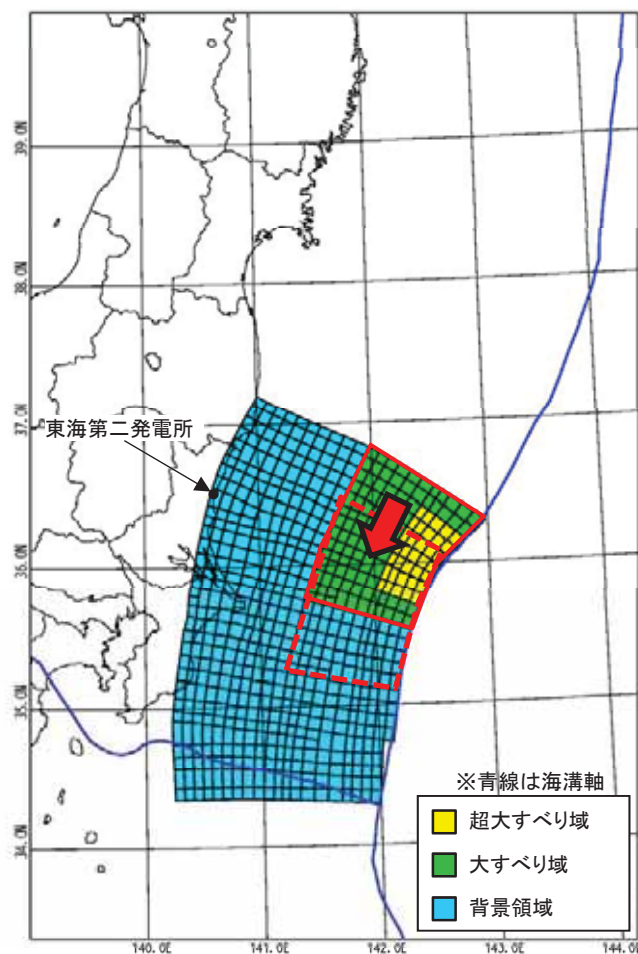
3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) 概略パラメータスタディの評価結果
- (3) 詳細パラメータスタディの設定
- (4) 詳細パラメータスタディの評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が基準津波に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について
- (7) 基準津波策定における同時破壊の取り扱いについて
- (8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

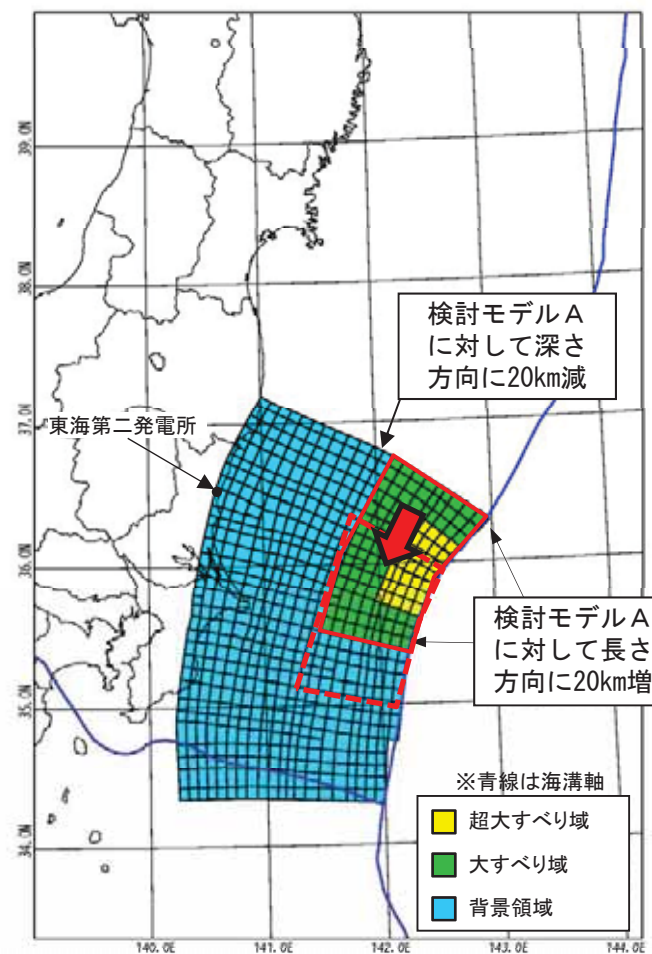
(2) 概略パラメータスタディの評価結果(大すべり域の位置, 形状)

- 大すべり域の形状の違いが津波水位変動量に与える影響を把握するため, 大すべり域の形状を変えた2パターンのモデルについて検討した。
- 波源モデルの北限を基準に, 大すべり域, 超大すべり域を茨城県沖から房総沖の範囲で南へ10kmずつ移動させて, 発電所への津波水位の影響が最も大きくなる波源モデルを確認した。

破壊開始点 : 無し
破壊伝播速度 : ∞
立ち上がり時間 : 30秒



検討モデルA



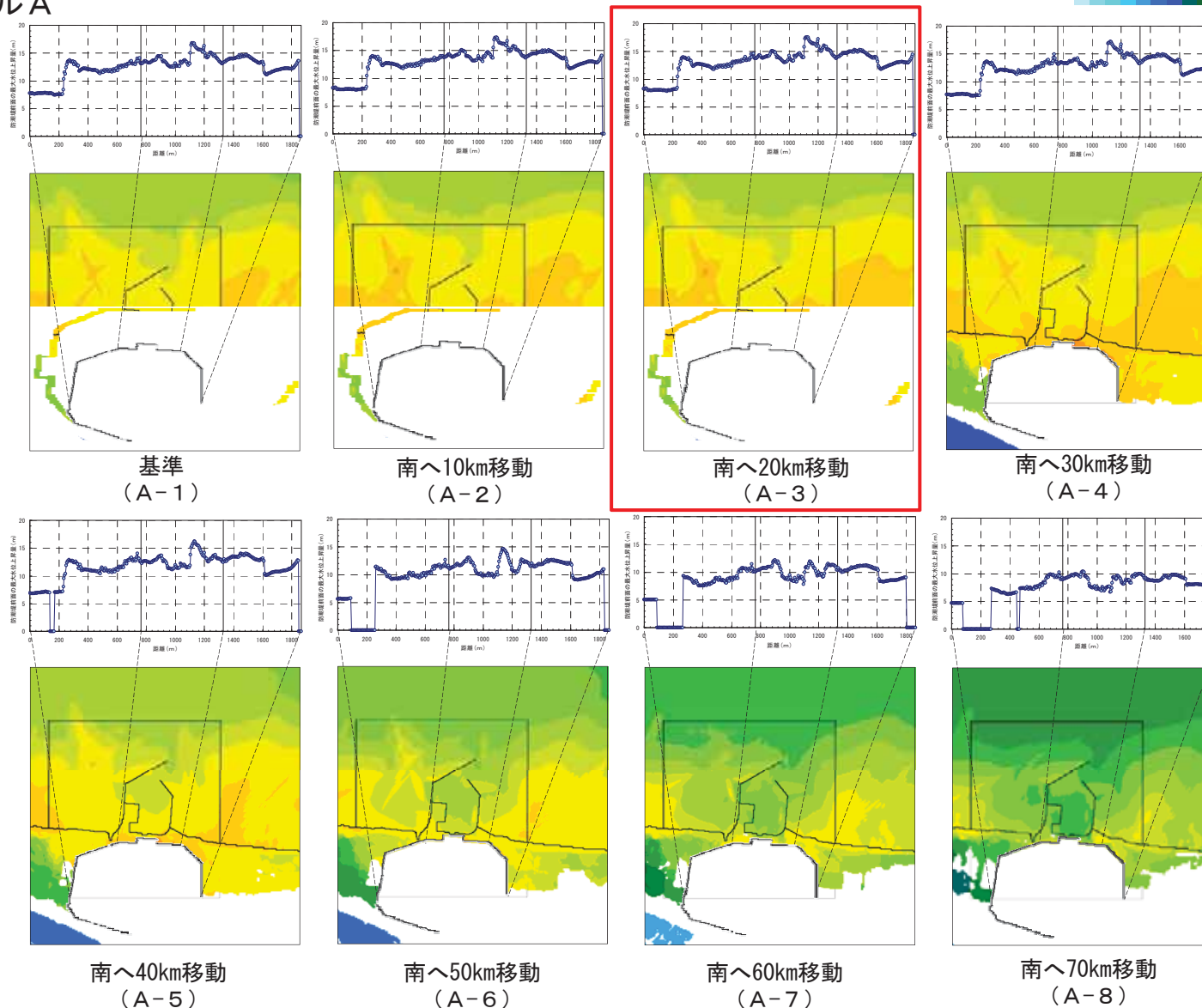
検討モデルB

(2) 概略パラメータスタディの評価結果(大すべり域の位置, 形状)

最大水位上昇量分布
検討モデルA

□ : 最大値が発生したケース

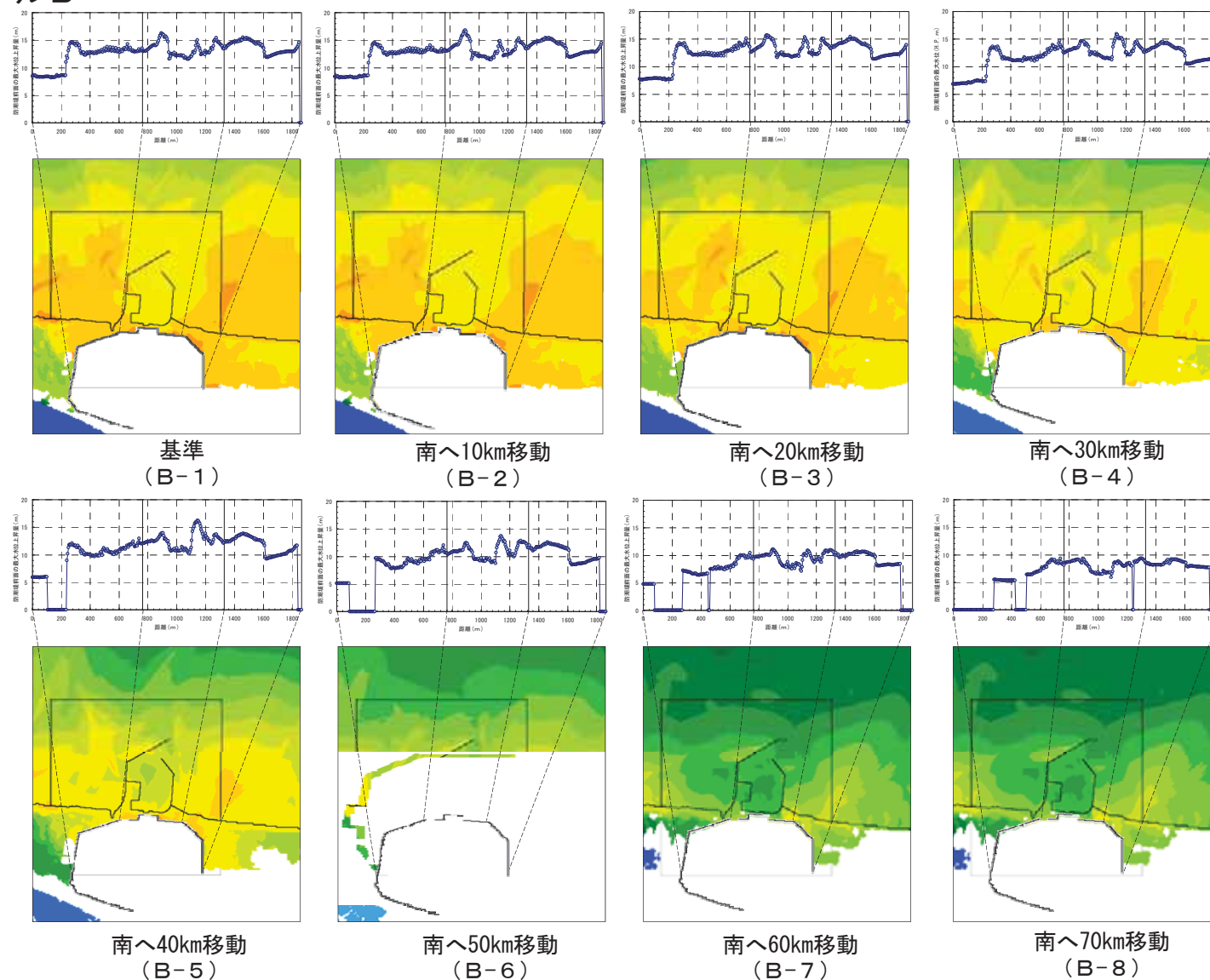
水位上昇量



(2) 概略パラメータスタディの評価結果(大すべり域の位置, 形状)

最大水位上昇量分布
検討モデルB

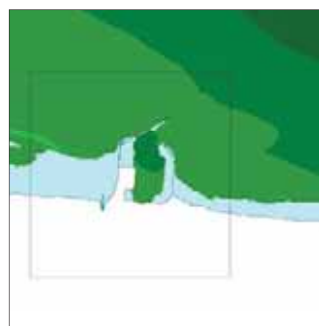
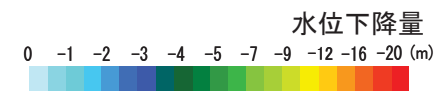
水位上昇量
0 1 2 3 4 5 7 9 12 16 20 (m)



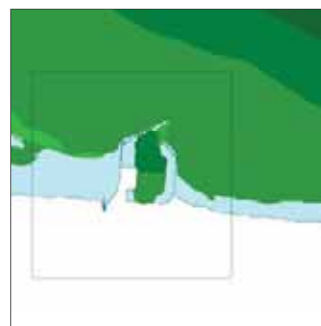
(2) 概略パラメータスタディの評価結果(大すべり域の位置, 形状)

最大水位下降量分布
検討モデルA

 : 最大値が発生したケース



基準
(A-1)



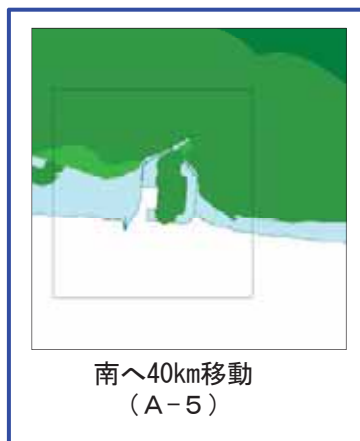
南へ10km移動
(A-2)



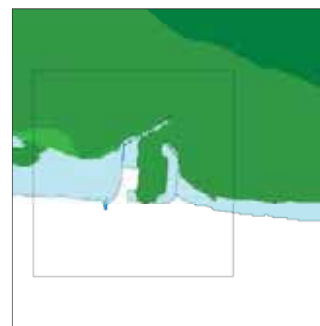
南へ20km移動
(A-3)



南へ30km移動
(A-4)



南へ40km移動
(A-5)



南へ50km移動
(A-6)



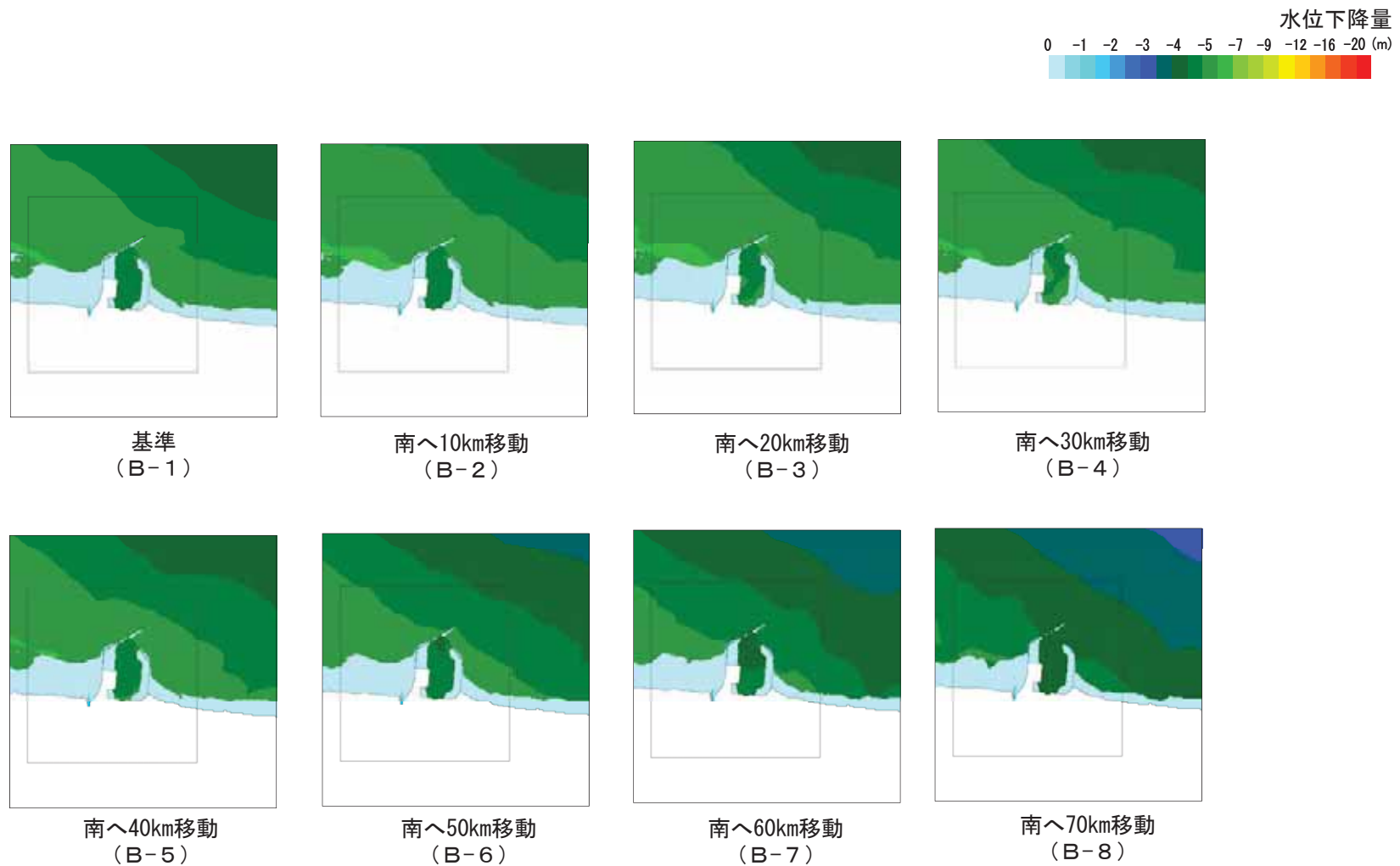
南へ60km移動
(A-7)



南へ70km移動
(A-8)

(2) 概略パラメータスタディの評価結果(大すべり域の位置, 形状)

最大水位下降量分布
検討モデルB



3. 地震に起因する津波の評価

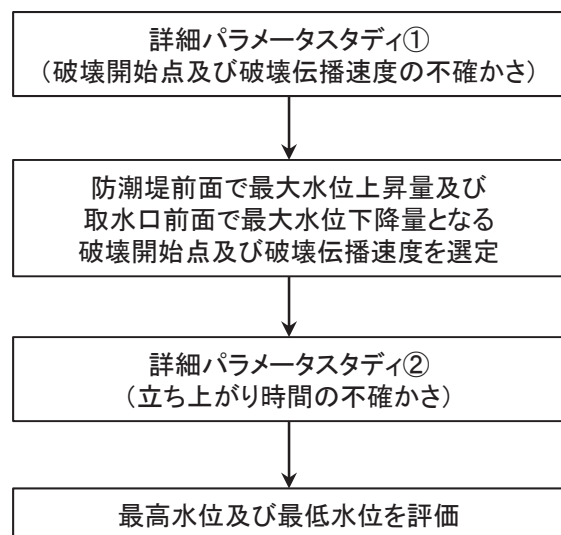
3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) 概略パラメータスタディの評価結果
- (3) 詳細パラメータスタディの設定
- (4) 詳細パラメータスタディの評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が基準津波に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について
- (7) 基準津波策定における同時破壊の取り扱いについて
- (8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

(3) 詳細パラメータスタディの設定(概要)

【設定フロー】

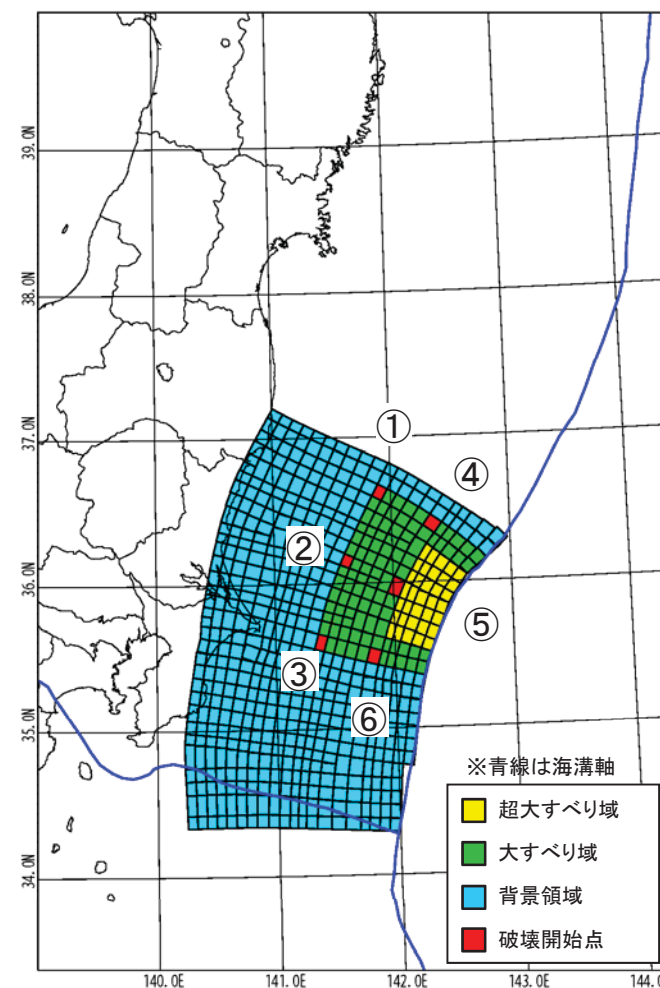


【設定根拠】

破壊開始点は、地震調査委員会
(2009)を参考に大すべり域を囲むよう
に設定
破壊伝播速度は、国内外のインバー
ジョン解析結果等の知見を考慮
(Satake et al.(2013), 杉野他(2014),
内閣府(2012), 地震調査研究推進本
部(2005), Fujii and Satake(2007))

Satake et al.(2013)によるインバー
ジョン解析の最小立ち上がり時間及び内閣
府(2012)の知見を参考に設定

項目	設定値
破壊開始点	①～⑥(右図参照)
破壊伝播速度	1.0km/s, 1.5km/s, 2.0km/s, 2.5km/s, 3.0km/s
立ち上がり時間	30秒, 60秒

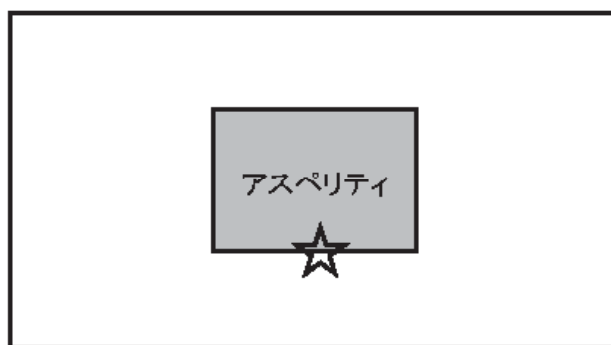


破壊開始点位置図

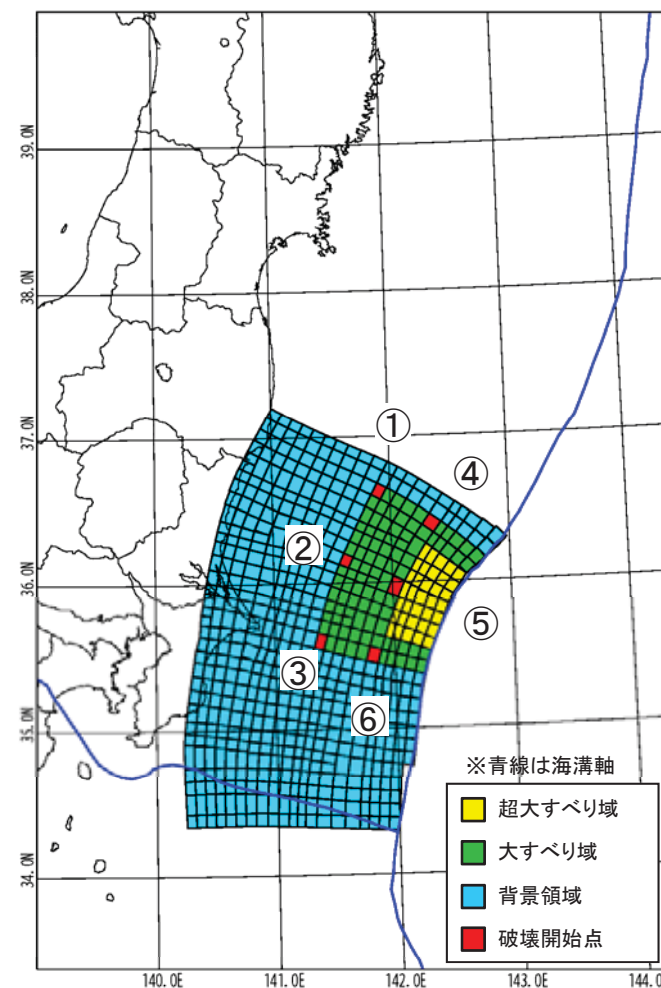
(3) 詳細パラメータスタディの設定(破壊開始点の設定)

- 破壊開始点は、地震調査委員会(2009)を参考に、プレート間地震の縦ずれ成分が卓越していることを踏まえて設定した。
- また、破壊開始点位置の不確かさを考慮して、大すべり域を囲むように設定した。

地震調査委員会(2009)による破壊開始点とアスペリティの位置の一例



縦ずれ成分が卓越

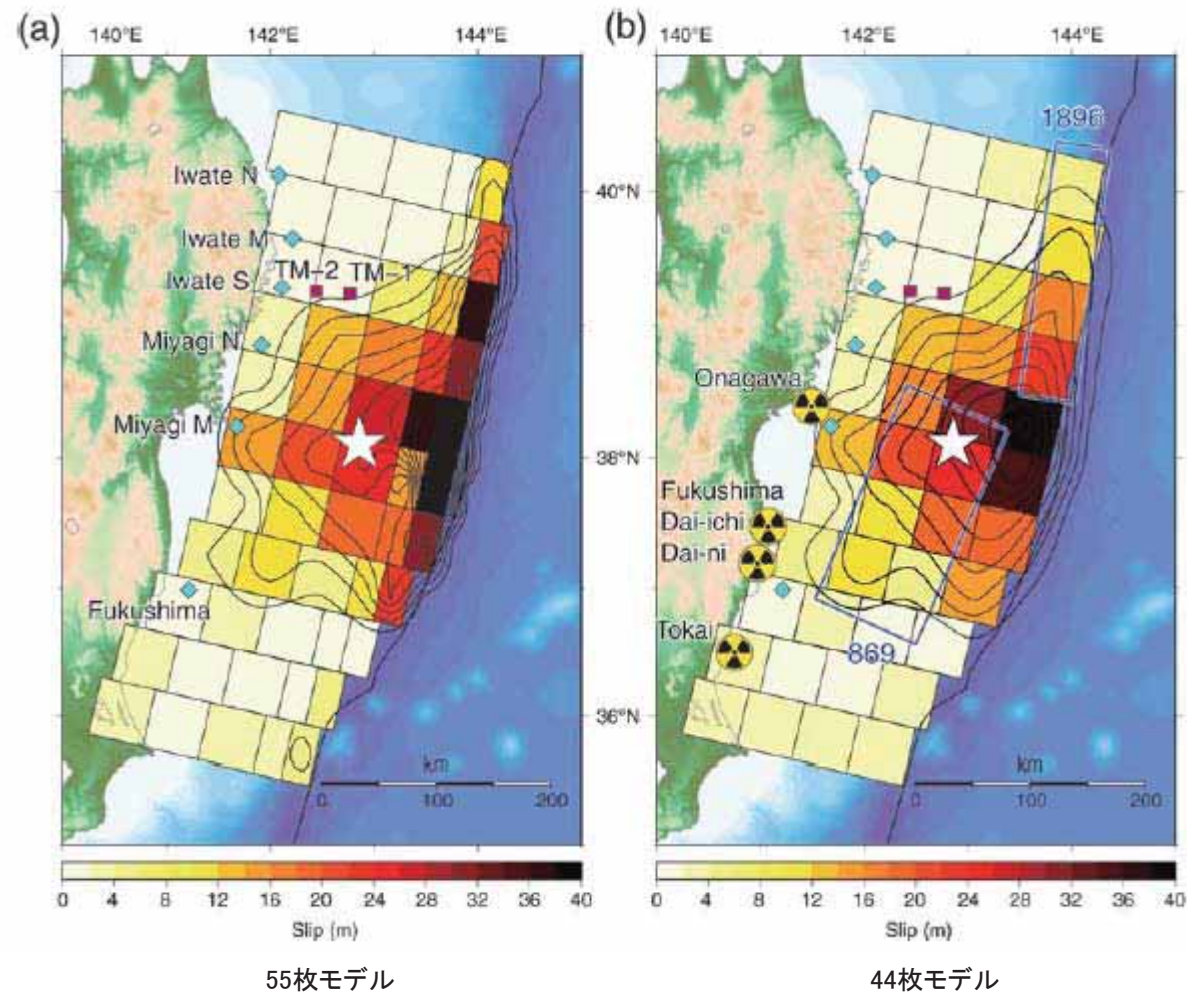


破壊開始点位置図

3. 地震に起因する津波の評価 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価 3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
(3) 詳細パラメータスタディの設定(破壊伝播速度の設定)

第320回審査会合
資料1-2 再掲

- Satake et al.(2013)は, 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデルの破壊伝播速度を2.0km/sに設定している。



2011年東北地方太平洋沖地震の津波波源の再現モデル

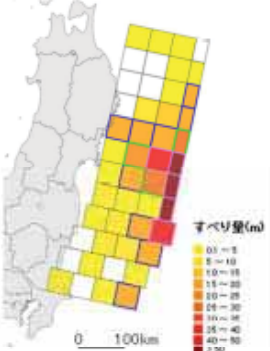
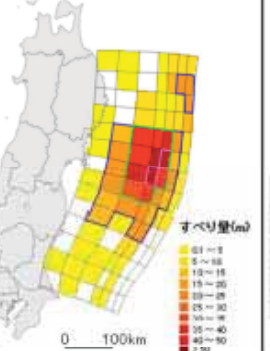
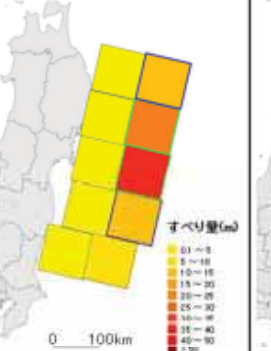
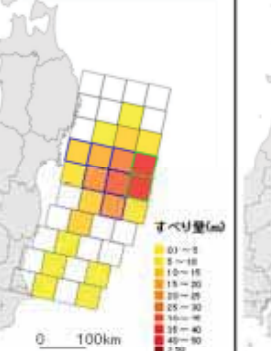
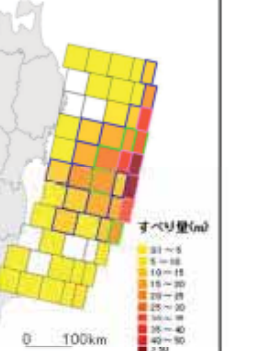
(Satake et al.(2013))

3. 地震に起因する津波の評価 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価 3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

(3) 詳細パラメータスタディの設定(破壊伝播速度の設定)

- ・ 杉野他(2014)は、2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布及び断層破壊モードの分析結果から、破壊開始点と各サブフォルトの中心点との距離を各サブフォルトの最初にすべり始める時間で除した破壊伝播速度から平均破壊伝播速度を算出すると、約1.5~2.0km/s程度の値が得られるとしている。
- ・ 内閣府(2012)は、破壊伝播速度については、平均的に利用されている値を参考に、2011年東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえ、2.5 km/sに設定している。

2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布及び断層破壊モードの分析結果

波源 モデル	杉野ほか ⁸⁾	内閣府 ¹²⁾	今村ほか ¹³⁾ Ver1.2	Fujii et al. ¹⁴⁾ Ver4.2	Satake et al. ¹⁵⁾ Ver8.0
□ 領域内平均すべり 2×D □ 同3×D □ 同4×D	 すべり量(m) 0.0 ~ 5 5 ~ 10 10 ~ 15 15 ~ 20 20 ~ 25 25 ~ 30 30 ~ 35 35 ~ 40 40 ~ 50 50 ~ 750 動的破壊0~300秒	 すべり量(m) 0.0 ~ 5 5 ~ 10 10 ~ 15 15 ~ 20 20 ~ 25 25 ~ 30 30 ~ 35 35 ~ 40 40 ~ 50 50 ~ 750 動的破壊0~300秒	 すべり量(m) 0.0 ~ 5 5 ~ 10 10 ~ 15 15 ~ 20 20 ~ 25 25 ~ 30 30 ~ 35 35 ~ 40 40 ~ 50 50 ~ 750 静的破壊	 すべり量(m) 0.0 ~ 5 5 ~ 10 10 ~ 15 15 ~ 20 20 ~ 25 25 ~ 30 30 ~ 35 35 ~ 40 40 ~ 50 50 ~ 750 静的破壊	 すべり量(m) 0.0 ~ 5 5 ~ 10 10 ~ 15 15 ~ 20 20 ~ 25 25 ~ 30 30 ~ 35 35 ~ 40 40 ~ 50 50 ~ 750 動的破壊0~300秒
平均すべり量(D)	14.6 m	11.7m	9.5m	14.5m	10.8m
2×Dの面積比	37%	40%	40%	38%	44%
3×Dの面積比	18%	15%	20%	10%	16%
4×Dの面積比	11%	2%	—	—	6%
平均破壊伝播速度	1.52 km/sec	2.04 km/sec	∞	∞	1.47 km/sec

(杉野他(2014))

(3) 詳細パラメータスタディの設定(破壊伝播速度の設定)

- 地震調査研究推進本部(2005)による宮城県沖地震を想定した強震動予測の震源パラメータでは破壊伝播速度を3.0km/sに設定している。

震源パラメータ

項目		ケース A1	ケース A2
断層位置・深さ		図 1、2 参照	図 1、2 参照
断層走向・傾斜		図 1、2 参照	図 1、2 参照
断層面積		2266 km ²	1449 km ²
破壊開始点		図 2 参照	図 2 参照
破壊伝播形式		放射状	放射状
地震モーメント		3.1E+20 Nm	1.6E+20 Nm
モーメントマグニチュード		7.6	7.4
静的応力降下量		7.0 MPa	7.0 MPa
剛性率		4.7E+10 N/m ²	4.7E+10 N/m ²
平均すべり量		2.9 m	2.3 m
破壊伝播速度		3.0 km/s	3.0 km/s
短周期レベル		8.4E+19 Nm/s ²	6.7E+19 Nm/s ²
全アスペリティ	地震モーメント	5.2E+19 Nm	2.8E+19 Nm
	面積	192 km ²	128 km ²
	平均すべり量	5.9 m	4.7 m
	静的応力降下量	55 MPa	54 MPa
	短周期レベル	8.4E+19 Nm/s ²	6.7E+19 Nm/s ²
第1アスペリティ	地震モーメント	2.6E+19 Nm	2.8E+19 Nm
	面積	96 km ²	128 km ²
	平均すべり量	5.9 m	4.7 m
	実効応力	29 MPa	54 MPa
	短周期レベル	3.1E+19 Nm/s ²	6.7E+19 Nm/s ²
第2アスペリティ	地震モーメント	2.6E+19 Nm	-
	面積	96 km ²	-
	平均すべり量	5.9 m	-
	実効応力	73 MPa	-
	短周期レベル	7.8E+19 Nm/s ²	-
背景領域	地震モーメント	2.6E+20 Nm	1.3E+20 Nm
	面積	2074 km ²	1321 km ²
	平均すべり量	2.7 m	2.1 m
	実効応力	6.8 MPa	7.7 MPa
	短周期レベル	3.4E+19 Nm/s ²	3.1E+19 Nm/s ²

(地震調査研究推進本部(2005))

3. 地震に起因する津波の評価 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価 3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源 (3) 詳細パラメータスタディの設定(破壊伝播速度の設定)

- Fujii and Satake(2007)は、破壊伝播速度、立ち上がり時間を変化させた津波波形のインバージョン解析を実施して、2004年スマトラ地震の再現モデルを策定している。
- その結果、破壊伝播速度を1.0(km/s)、立ち上がり時間を180(s)とした場合に、最も観測結果と解析結果が一致するとしている。

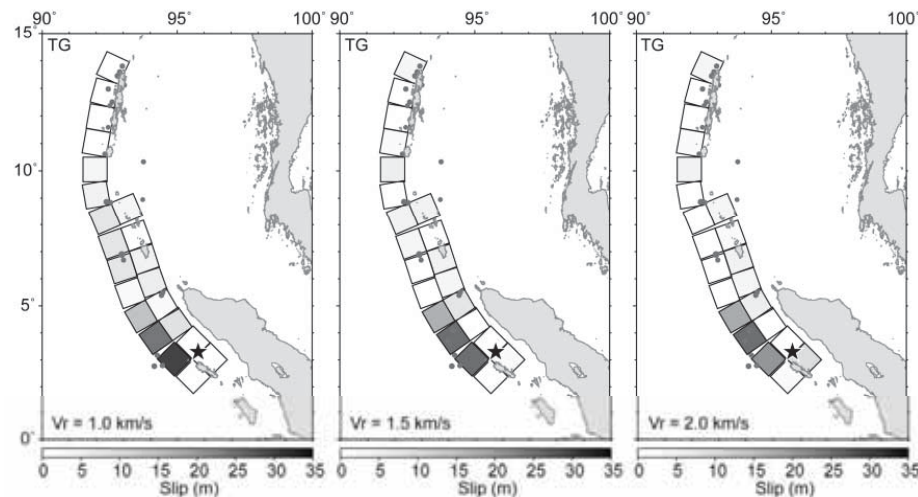


Figure 7. Slip distribution estimated by inversion of tide gauge (TG) data. Rupture velocity is 1.0 (left), 1.5 (center) and 2.0 (right) km/sec. Rise time for each subfault is 3 min.

Table 4
Variance Reductions (%) for Three Different Inversions with Different Rupture Velocities and Rise Times

V_r (km/sec)	Tide Gauge Data			Satellite Altimeter Data			TG + SA Data		
	1 min	2 min	3 min	1 min	2 min	3 min	1 min	2 min	3 min
0.5	23.1	20.8	18.8	27.8	29.5	31.0	22.0	20.1	18.3
1.0	32.8	33.4	34.2	33.8	36.4	38.2	29.8	31.0	32.1
1.5	29.3	29.5	29.8	31.1	33.8	35.5	26.8	27.3	27.8
2.0	30.2	29.9	29.7	29.7	32.3	34.2	27.2	27.3	27.4
2.5	28.4	28.2	28.3	28.4	30.6	32.9	25.0	25.2	25.6
3.0	28.5	28.4	28.5	27.4	29.7	31.9	24.9	25.2	25.6

(Fujii and Satake(2007)に加筆)

破壊伝播速度の設定

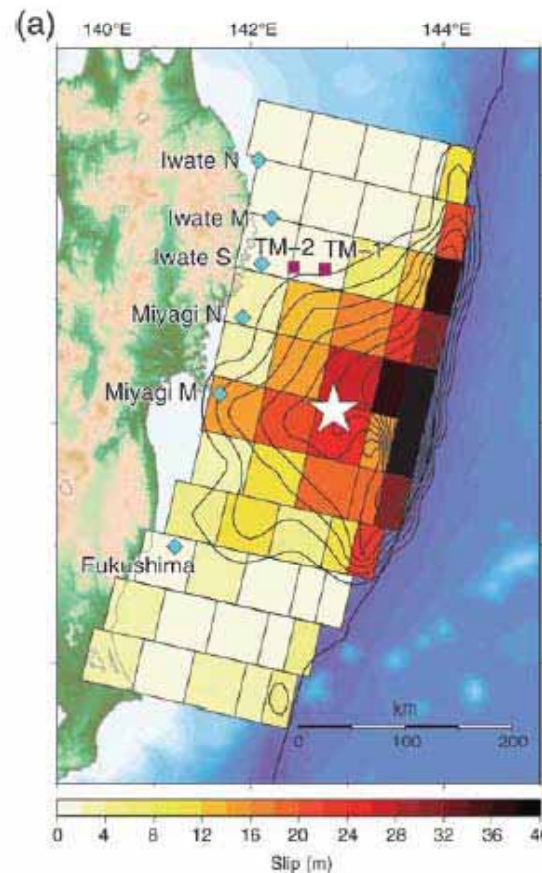
破壊伝播速度	設定方法
1.0km/s	Fujii and Satake(2007)
1.5km/s	杉野他(2014)
2.0km/s	Satake et al.(2013)
2.5km/s	内閣府(2012)
3.0km/s	地震調査研究推進本部(2005)

- 以上から、破壊伝播速度を1.0km/s～3.0km/sに設定した。

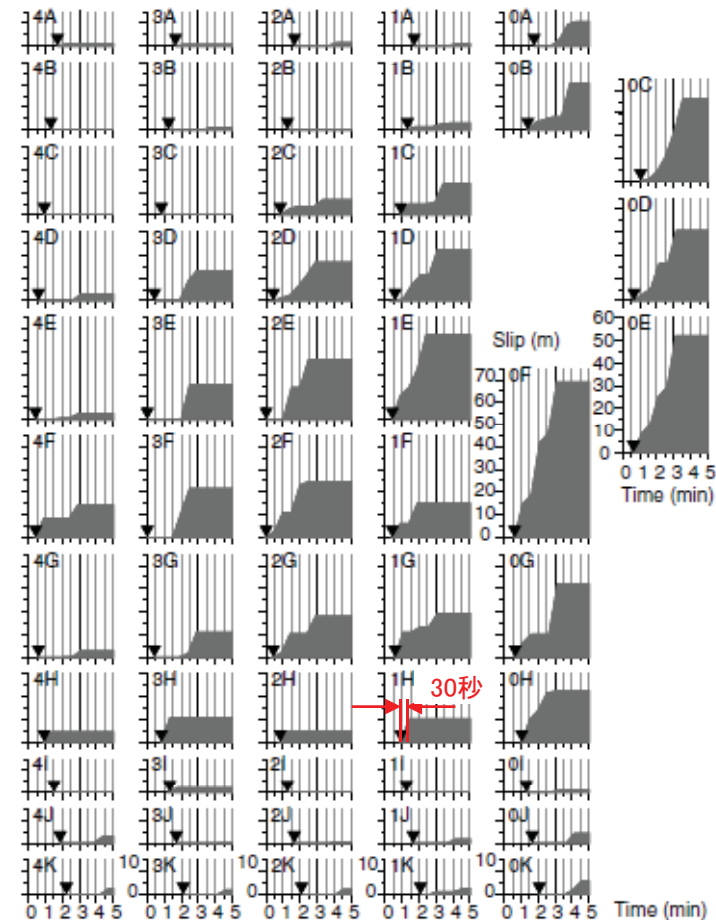
3. 地震に起因する津波の評価 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価 3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

(3) 詳細パラメータスタディの設定(立ち上がり時間の設定)

- Satake et al.(2013) は、立ち上がり時間を変化させた津波波形のインバージョン解析を実施して、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデルを策定しており、立ち上がり時間の最小時間は30秒に設定している。
- 内閣府(2012)は、平均的に利用されている値を参考に、2011年東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえ、立ち上がり時間を1分(60秒)に設定している。



すべり量分布



すべり量の時間変化

(Satake et al.(2013) に加筆)

- 以上から、立ち上がり時間を30秒、60秒で設定し

3. 地震に起因する津波の評価

3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

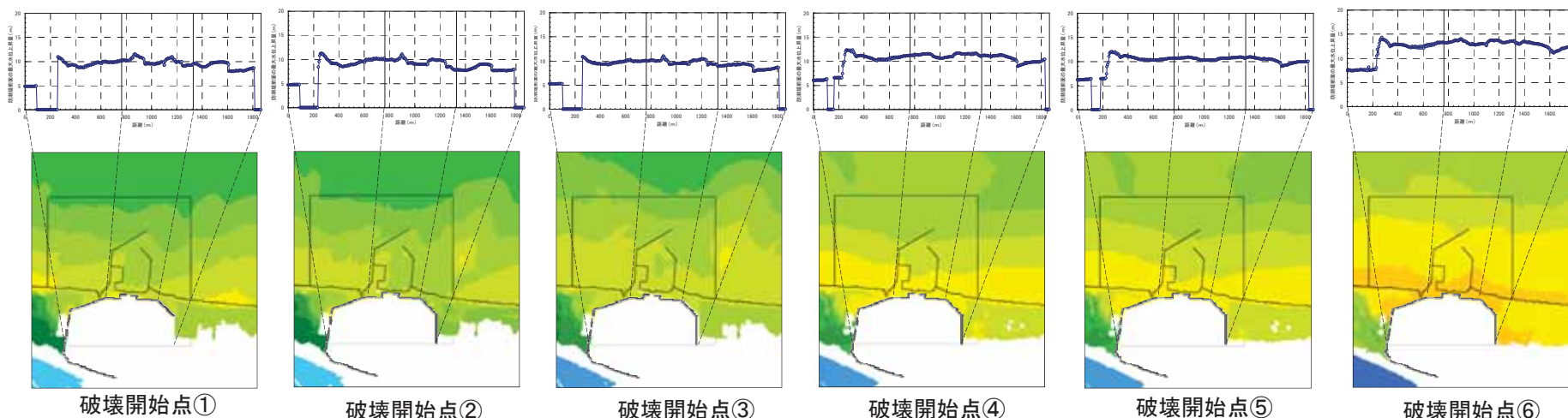
3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) 概略パラメータスタディの評価結果
- (3) 詳細パラメータスタディの設定
- (4) 詳細パラメータスタディの評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が基準津波に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について
- (7) 基準津波策定における同時破壊の取り扱いについて
- (8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

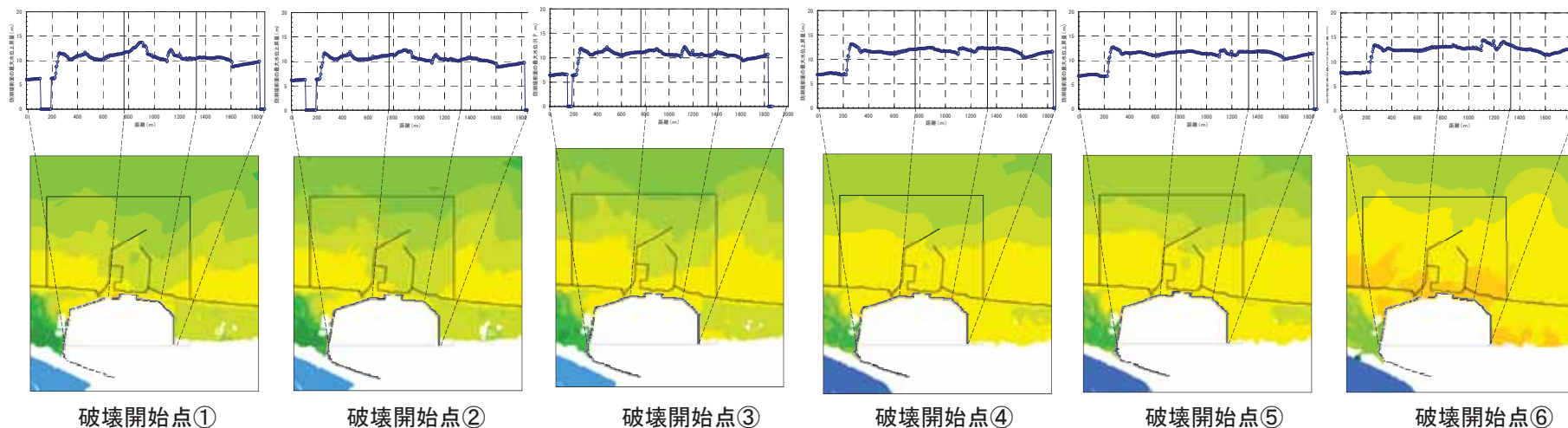
(4) 詳細パラメータスタディの評価結果(破壊開始点, 破壊伝播速度)

最大水位上昇量分布 検討モデル A-3

水位上昇量
0 1 2 3 4 5 7 9 12 16 20 (m)



(1) 破壊伝播速度 : 1.0km/s

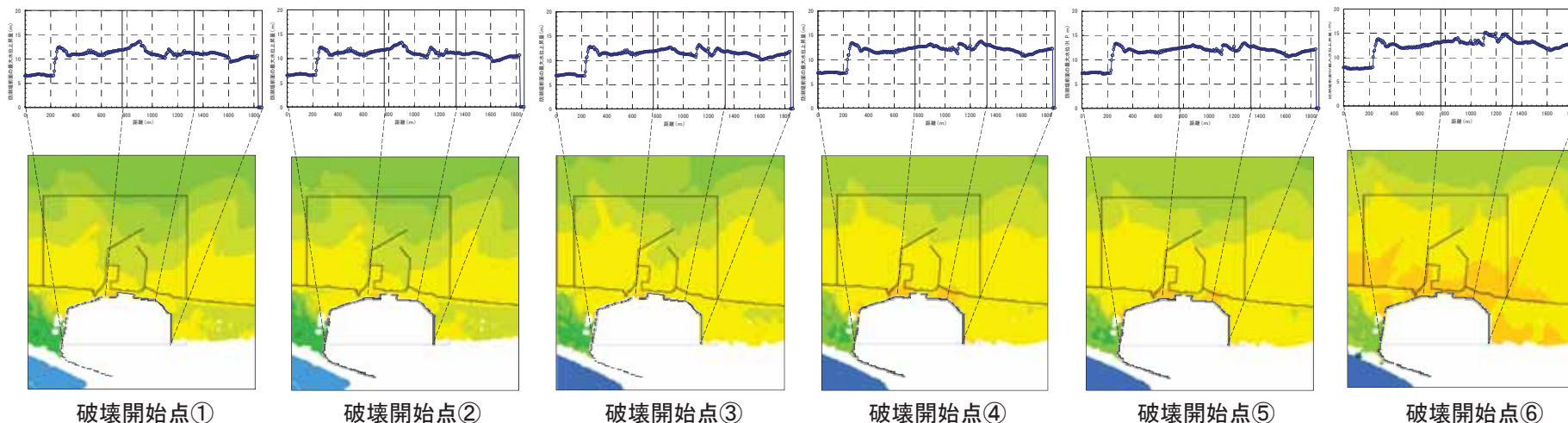


(2) 破壊伝播速度 : 1.5km/s

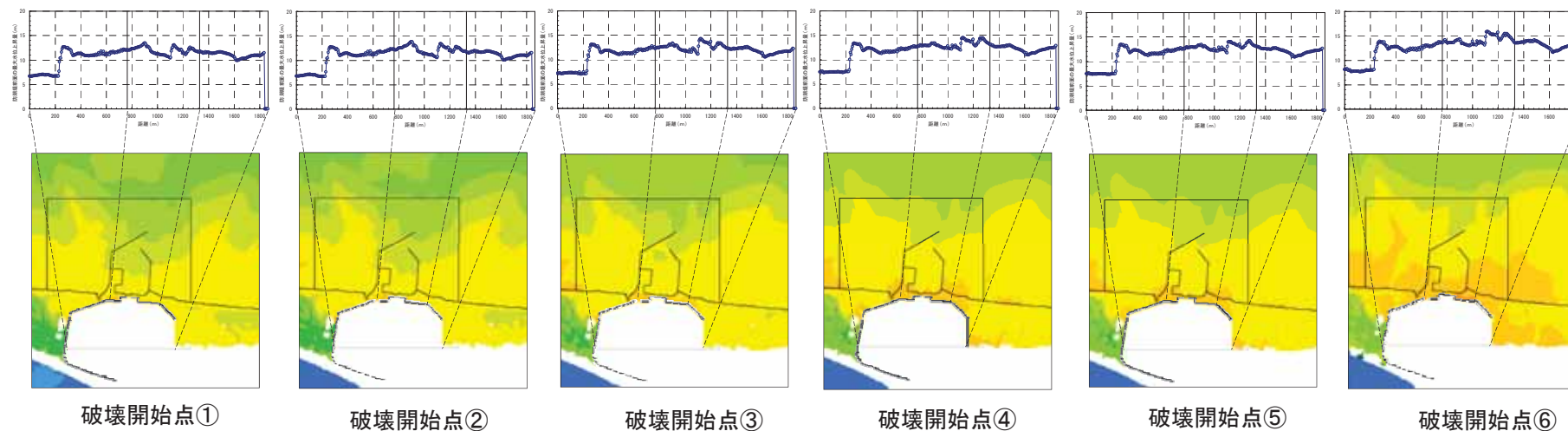
※立ち上がり時間 : 30秒

(4) 詳細パラメータスタディの評価結果(破壊開始点, 破壊伝播速度)

最大水位上昇量分布 検討モデル A-3



(3) 破壊伝播速度 : 2.0km/s



(4) 破壊伝播速度 : 2.5km/s

※立ち上がり時間 : 30秒

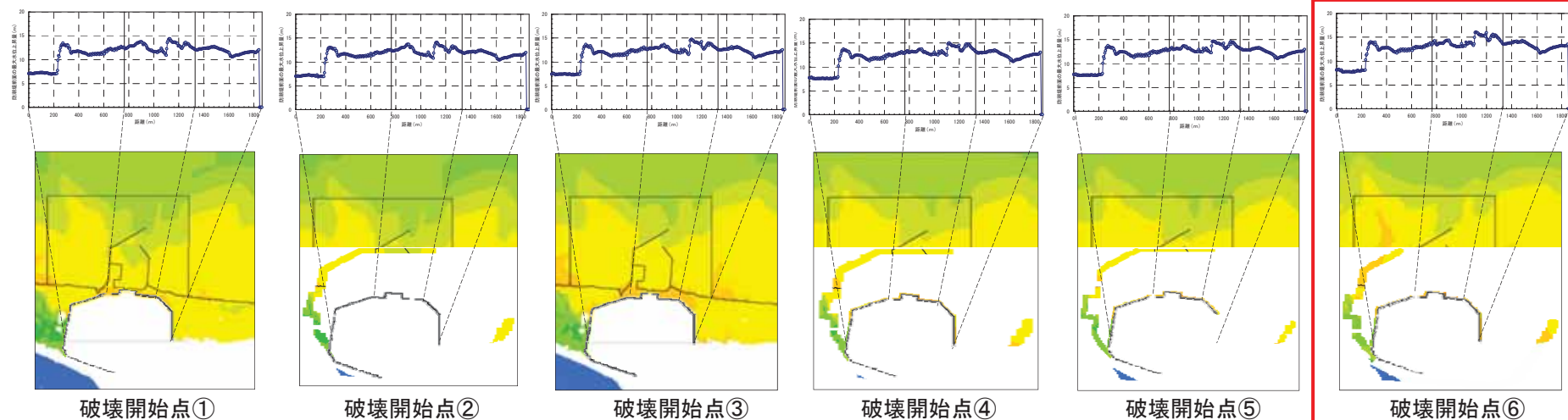
3. 地震に起因する津波の評価 3.1 プレート間地震に起因する津波の評価 3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
(4) 詳細パラメータスタディの評価結果(破壊開始点, 破壊伝播速度)

第320回審査会合
資料1-2 再掲

最大水位上昇量分布
検討モデル A-3

□ : 最大値が発生したケース

水位上昇量
0 1 2 3 4 5 7 9 12 16 20 (m)



(5) 破壊伝播速度 : 3.0km/s

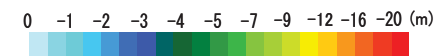
※立ち上がり時間 : 30秒

(4) 詳細パラメータスタディの評価結果(破壊開始点, 破壊伝播速度)

最大水位下降量分布
検討モデル A-5

 : 最大値が発生したケース

水位下降量



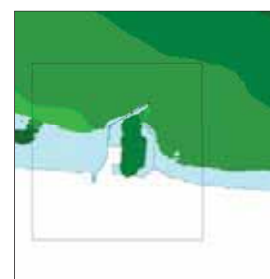
破壊開始点①



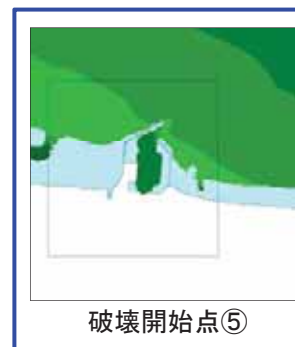
破壊開始点②



破壊開始点③



破壊開始点④



破壊開始点⑤



破壊開始点⑥

(1) 破壊伝播速度 : 1.0km/s



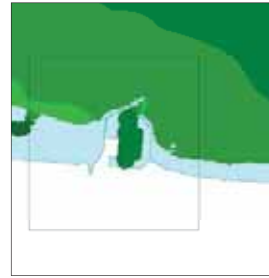
破壊開始点①



破壊開始点②



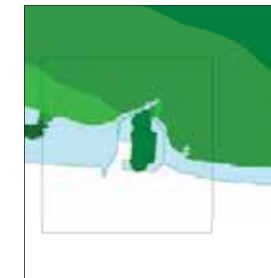
破壊開始点③



破壊開始点④



破壊開始点⑤

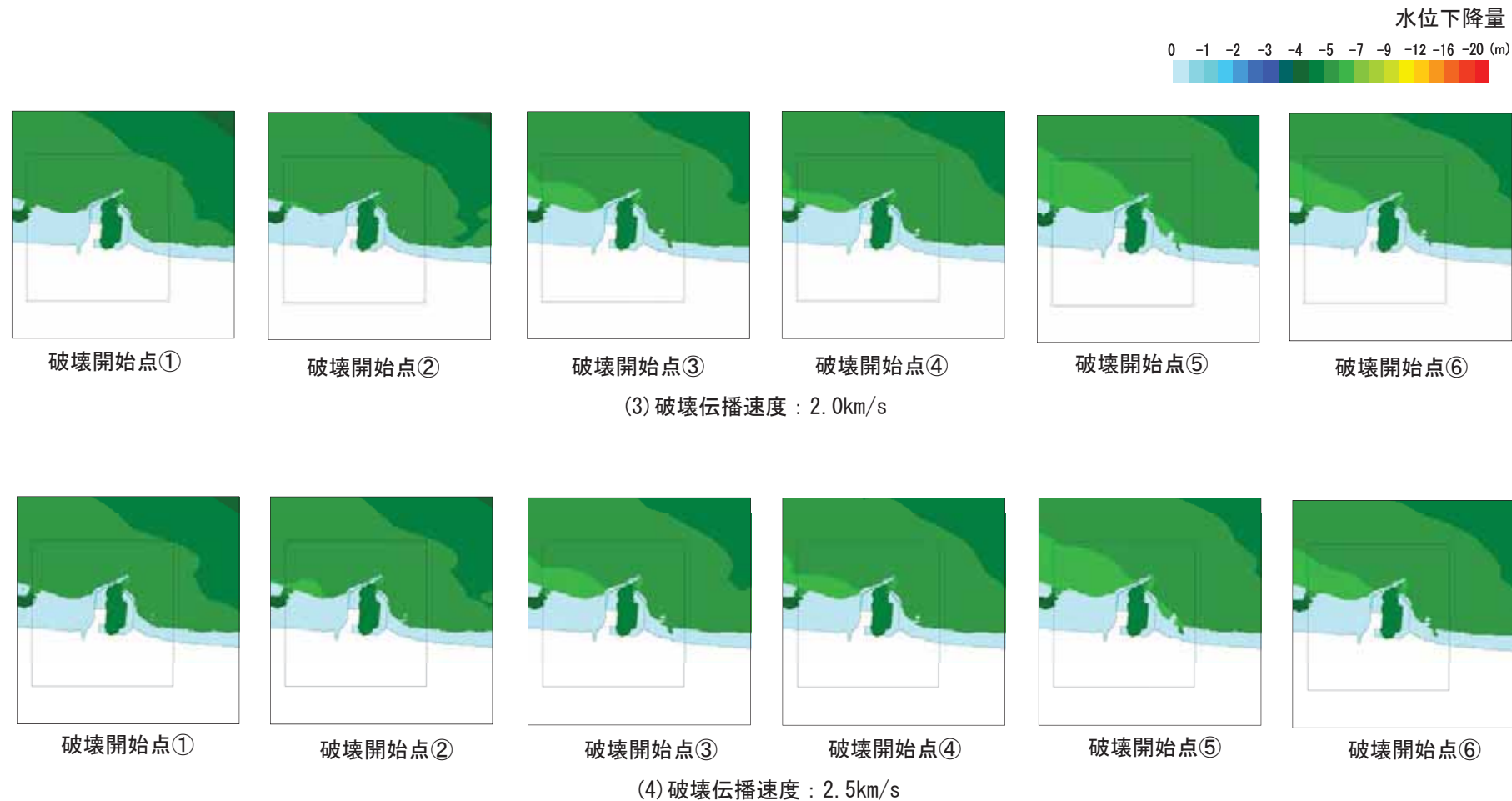


破壊開始点⑥

(2) 破壊伝播速度 : 1.5km/s

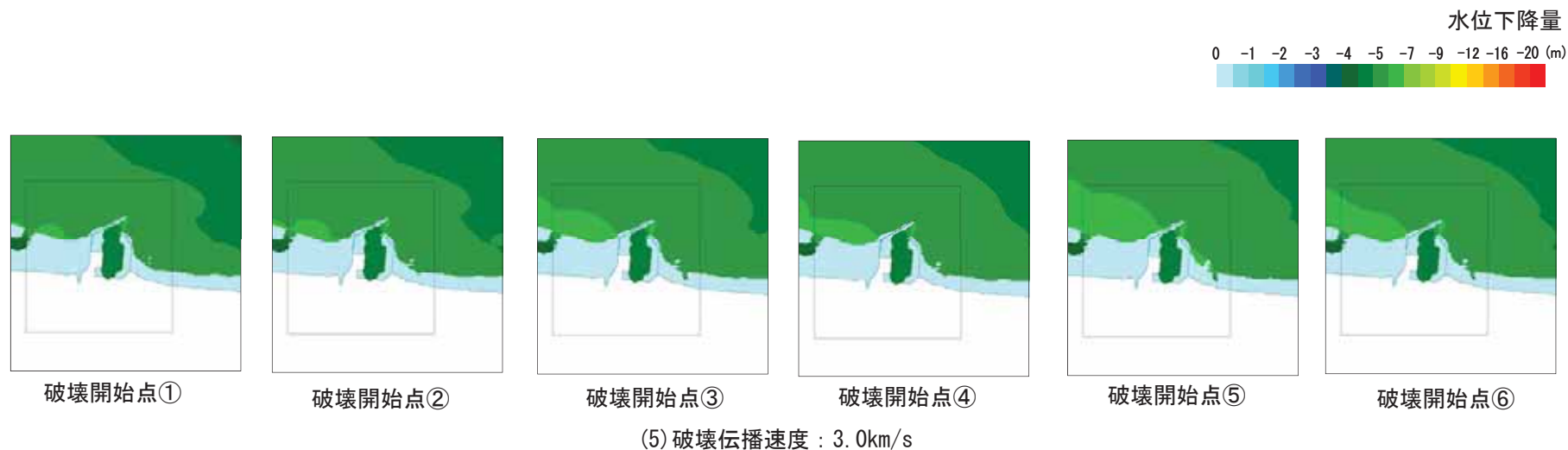
※立ち上がり時間 : 30秒

最大水位下降量分布
 検討モデルA-5



※立ち上がり時間 : 30秒

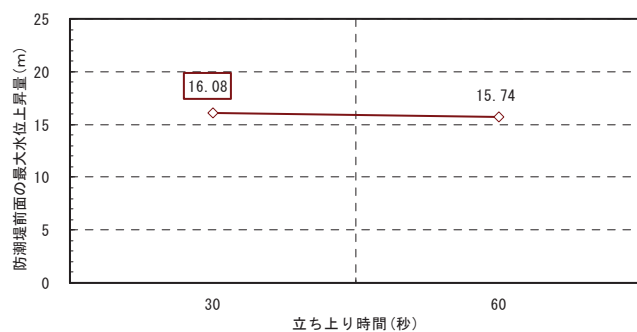
最大水位下降量分布
検討モデルA-5



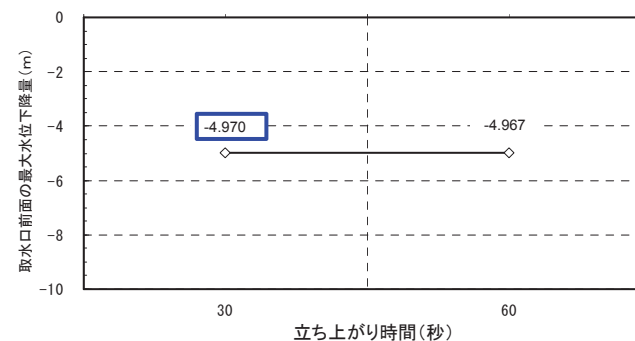
※立ち上がり時間 : 30秒

(4) 詳細パラメータスタディの評価結果(立ち上がり時間)

検討モデル A-3

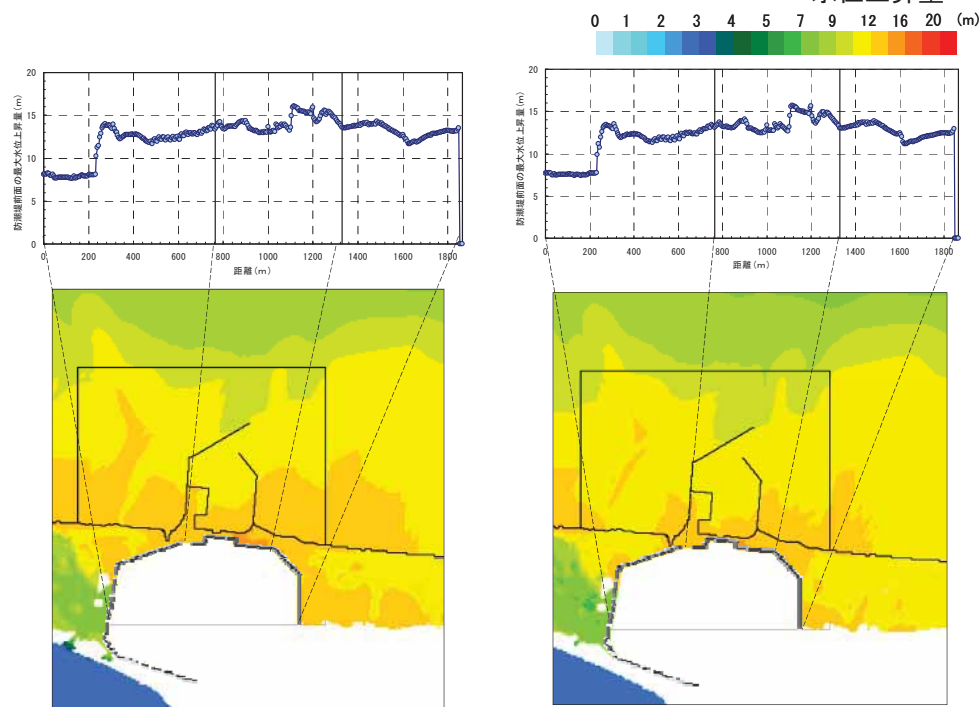


検討モデル A-5



水位下降量

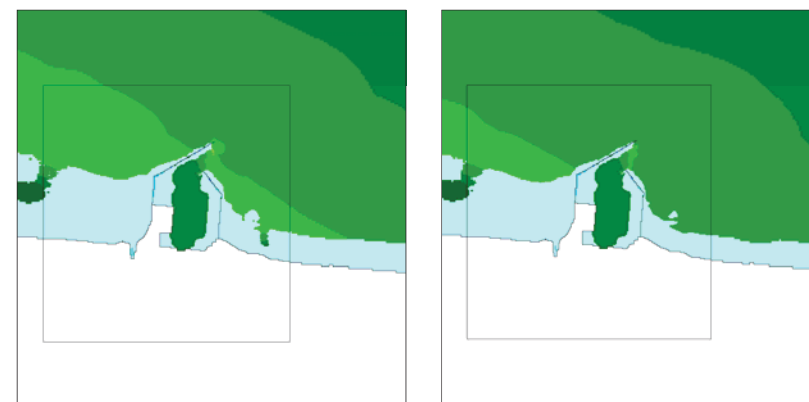
水位上昇量



立ち上がり時間30秒

立ち上がり時間60秒

最大水位上昇量
破壊伝播速度3.0km/s, 破壊開始点⑥



立ち上がり時間30秒

立ち上がり時間60秒

最大水位下降量
破壊伝播速度1.0km/s, 破壊開始点⑤

3. 地震に起因する津波の評価

3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) 概略パラメータスタディの評価結果
- (3) 詳細パラメータスタディの設定
- (4) 詳細パラメータスタディの評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が基準津波に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について
- (7) 基準津波策定における同時破壊の取り扱いについて
- (8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

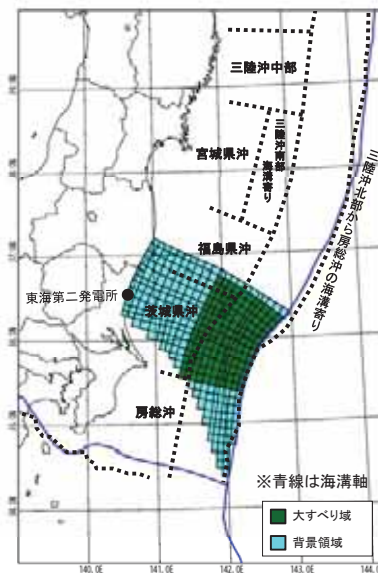
(5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が基準津波に与える影響について(検討方針)

- 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(Mw8.7)について、杉野他(2014)の方法で設定した場合の影響を検討した。

追加検討

津波波源の諸元

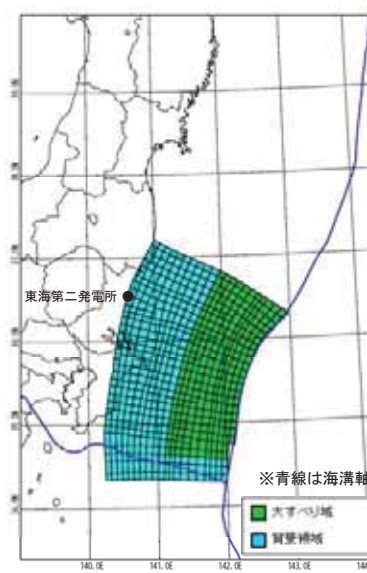
パラメータ		設定値
断層面積:S		29,630 km ²
モーメントマグニチュード:Mw		8.5
平均すべり量:D		4.5 m
すべり量	超大すべり域 (面積比率)	—
	大すべり域:2D (面積比率)	9.0 m (全体面積の40%)
	背景領域:0.33D	1.5 m



茨城県沖に想定する津波波源

津波波源の諸元(保守的設定1のみ考慮)
(杉野他(2014)の方法で設定)

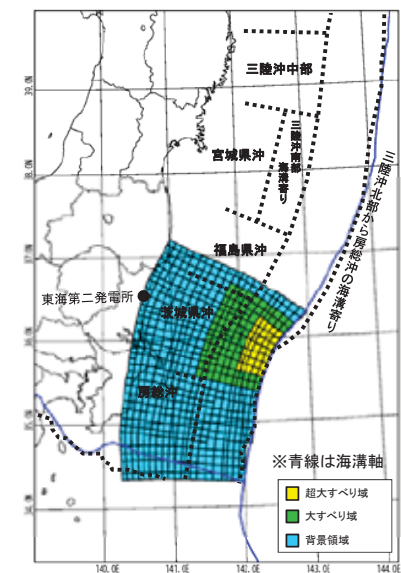
パラメータ		設定値
断層面積:S		53,684 km ²
モーメントマグニチュード:Mw		8.7
平均すべり量:D		6.1 m
すべり量	超大すべり域 (面積比率)	—
	大すべり域:2D (面積比率)	12.1 m (全体面積の40%)
	背景領域:0.33D	2.0 m



茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

津波波源の諸元(保守的設定1,2,3を考慮)

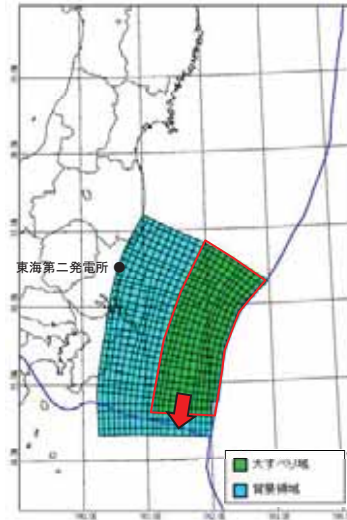
パラメータ		設定値
断層面積:S		53,684 km ²
モーメントマグニチュード:Mw		8.7
平均すべり量:D		6.1 m
すべり量	超大すべり域:4D (面積比率)	24.3 m (全体面積の5%)
	大すべり域:2D (面積比率)	12.1 m (全体面積の15%)
	背景領域:0.62D	3.8 m



(5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が基準津波に与える影響について(評価結果)

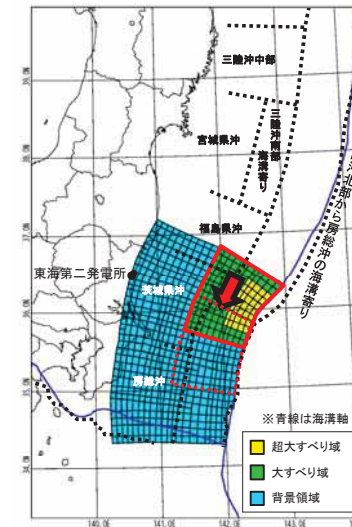
- 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(Mw8.7)について、杉野他(2014)の方法で設定した場合と保守性を考慮して設定した場合における最大水位上昇量及び最大水位下降量の比較を行った。

杉野他(2014)の方法で設定した場合



位置		防潮堤前面 最大水位上昇量 (m)	取水口前面 最大水位下降量 (m)
基準	A-1	11.09	-5.23
南へ10km移動	A-2	10.42	-5.21
南へ20km移動	A-3	10.44	-5.18
南へ30km移動	A-4	10.35	-5.17

保守性を考慮して設定した場合



破壊開始点 : 無し
破壊伝播速度 : ∞
立ち上がり時間 : 30秒

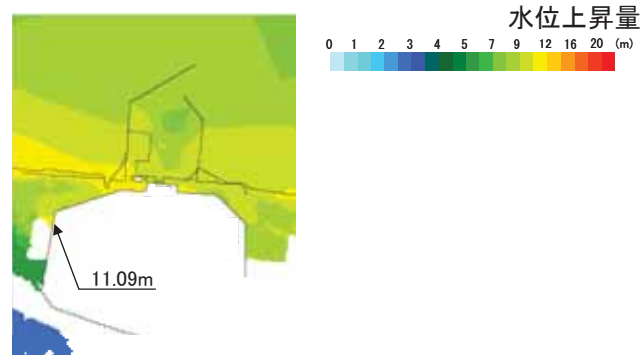
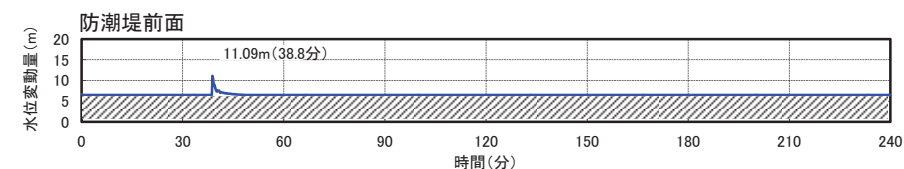
位置		防潮堤前面 最大水位上昇量 (m)	取水口前面 最大水位下降量 (m)
基準	A-1	16.78	-5.16
南へ10km移動	A-2	17.34	-5.17
南へ20km移動	A-3	17.60	-5.24
南へ30km移動	A-4	17.22	-5.44
南へ40km移動	A-5	16.22	-5.47
南へ50km移動	A-6	14.68	-5.42
南へ60km移動	A-7	12.20	-5.20
南へ70km移動	A-8	10.38	-5.03

- 杉野他(2014)の方法で設定した場合と比較して、保守性を考慮して設定した場合の方が、最大水位上昇量、最大水位下降量とも保守的な値となっていることを確認した。

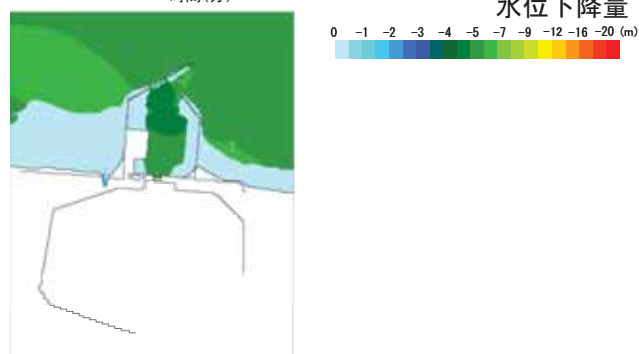
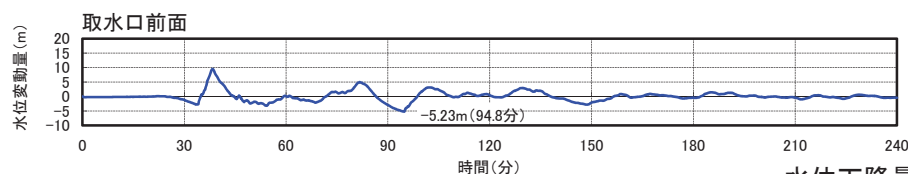
(5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が基準津波に与える影響について(評価結果)

■時刻歴波形, 最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布

杉野他(2014)の方法で設定した場合

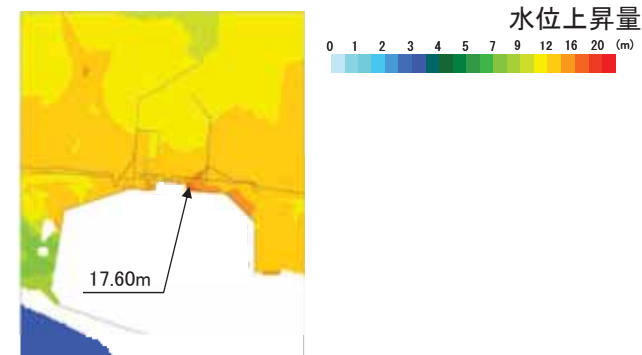
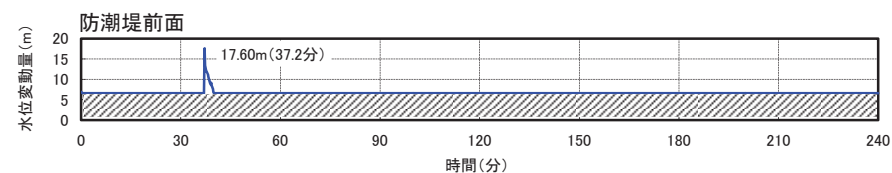


最大水位上昇量分布 (A-1: 基準)

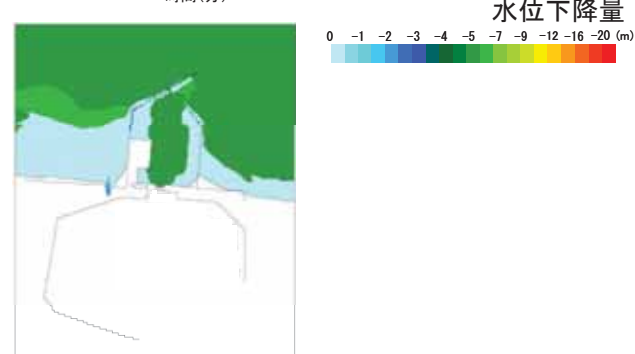
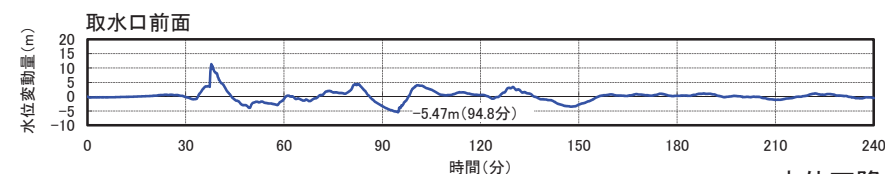


最大水位下降量分布 (A-1: 基準)

保守性を考慮して設定した場合



最大水位上昇量分布 (A-3: 南へ20km移動)



最大水位下降量分布 (A-5: 南へ40km移動)

3. 地震に起因する津波の評価

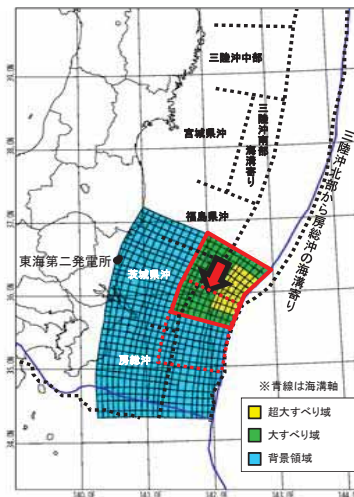
3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

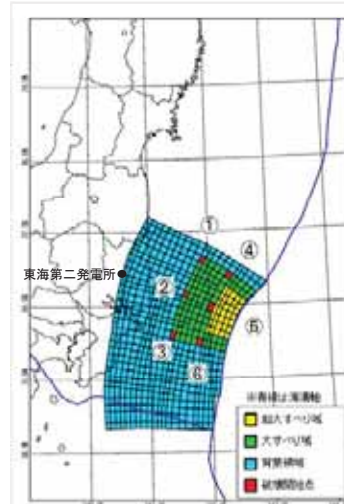
- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) 概略パラメータスタディの評価結果
- (3) 詳細パラメータスタディの設定
- (4) 詳細パラメータスタディの評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が基準津波に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について
- (7) 基準津波策定における同時破壊の取り扱いについて
- (8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

(6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について(検討方針)

- 大すべり域の位置と破壊開始点の関係が基準津波の選定に与える影響について確認するために、水位上昇量が最大となったA-3モデル、水位下降量が最大となったA-5モデルの前後のケースについても、破壊開始点のパラメータスタディを追加実施し、津波水位を確認した。



大すべり域, 超大すべり域
の位置の移動



破壊開始点の位置

破壊開始点 : 無し
破壊伝播速度 : ∞
立ち上がり時間 : 30秒

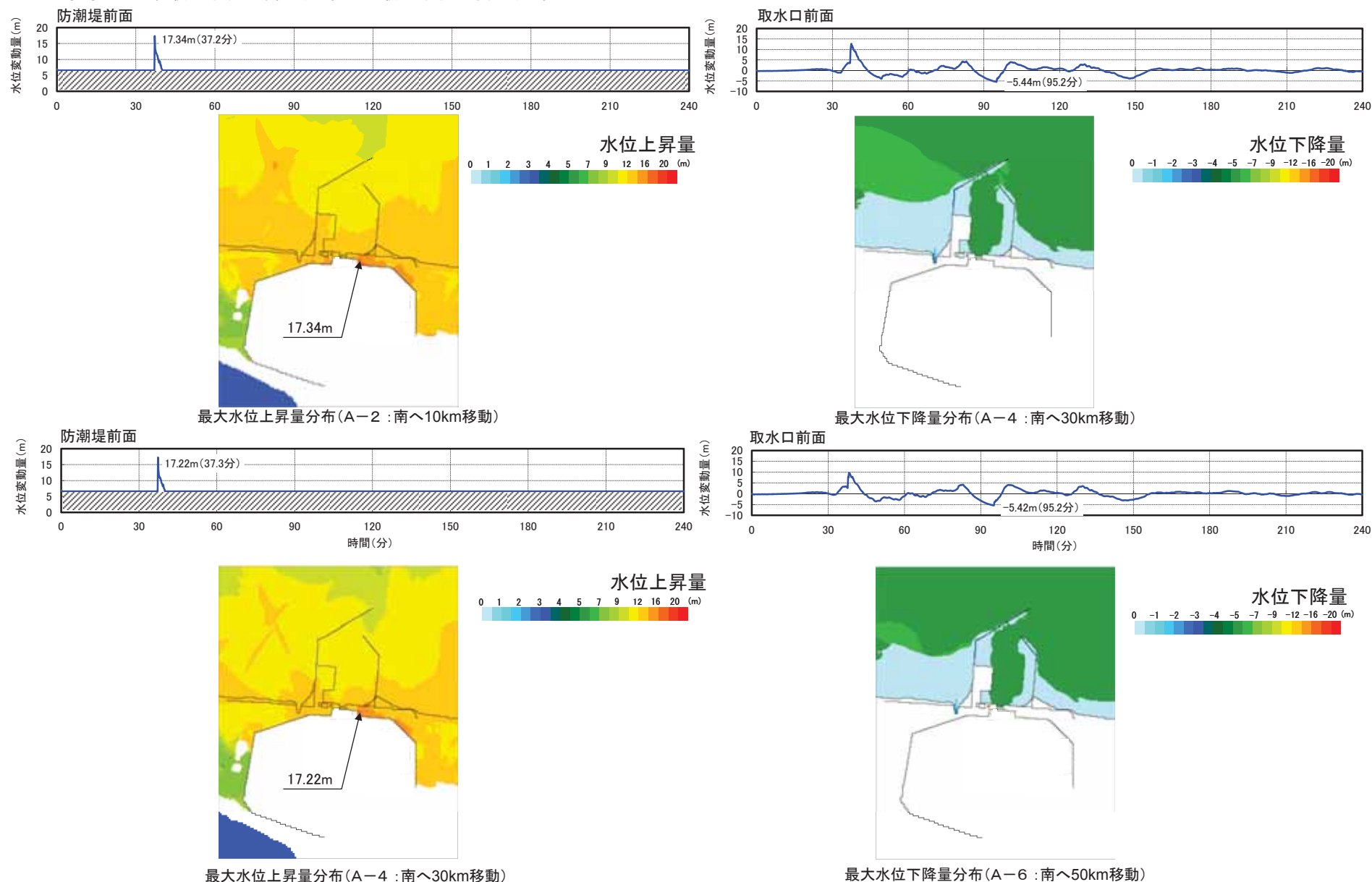
位置		防潮堤前面 最大水位上昇量(m)	取水口前面 最大水位下降量(m)
基準	A-1	16.78	-5.16
南へ10km移動	A-2	17.34	-5.17
南へ20km移動	A-3	17.60	-5.24
南へ30km移動	A-4	17.22	-5.44
南へ40km移動	A-5	16.22	-5.47
南へ50km移動	A-6	14.68	-5.42
南へ60km移動	A-7	12.20	-5.20
南へ70km移動	A-8	10.38	-5.03

--- : 最大水位上昇量の破壊開始点のパラメータスタディの対象となる
大すべり域, 超大すべり域の位置

--- : 最大水位下降量の破壊開始点のパラメータスタディの対象となる
大すべり域, 超大すべり域の位置

(6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について(評価結果)

時刻歴波形、最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布

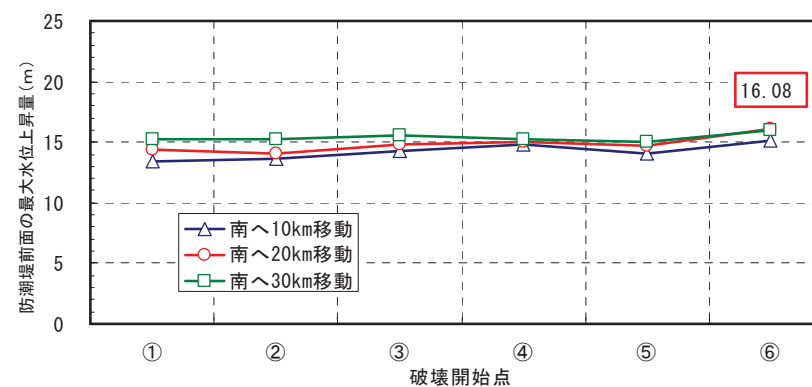


(6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について(評価結果:水位上昇側)

- 下記のケースについて、大すべり域、超大すべり域の位置と破壊開始点のパラメータスタディによる津波水位への影響を評価した。

破壊伝播速度 3.0km/s	防潮堤前面の最大水位上昇量※(m)		
	大すべり域、超大すべり域の位置		
	A-2	A-3 (概略パラメータスタディ 最大ケース)	A-4
破壊開始点	南へ10km移動	南へ20km移動	南へ30km移動
①	13.45	14.36	15.26
②	13.66	14.09	15.23
③	14.28	14.76	15.52
④	14.77	15.00	15.20
⑤	14.02	14.68	15.02
⑥	15.10	16.08	16.02

※ 立ち上がり時間:30秒

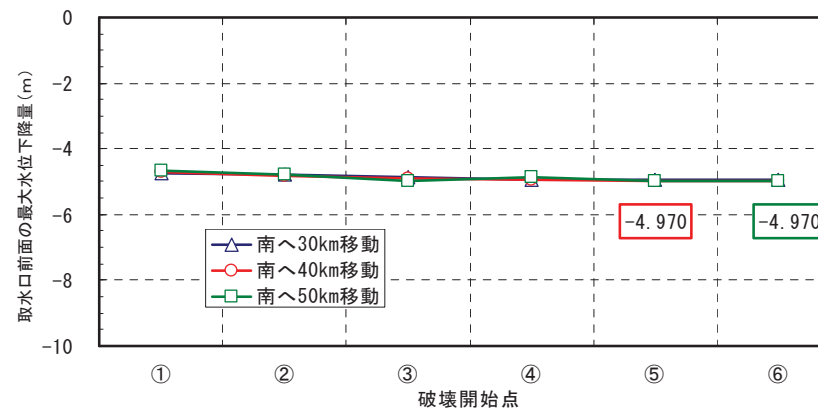


(6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について(評価結果:水位下降側)

- 下記のケースについて、大すべり域、超大すべり域の位置と破壊開始点のパラメータスタディによる津波水位への影響を評価した。

破壊伝播速度 1.0km/s	取水口前面の最大水位下降量※(m)		
	大すべり域、超大すべり域の位置		
	A-4	A-5 (概略パラメータスタディ 最大ケース)	A-6
破壊開始点	南へ30km移動	南へ40km移動	南へ50km移動
①	-4.75	-4.71	-4.66
②	-4.78	-4.84	-4.79
③	-4.86	-4.91	-4.96
④	-4.93	-4.93	-4.88
⑤	-4.94	-4.970	-4.969
⑥	-4.95	-4.969	-4.970

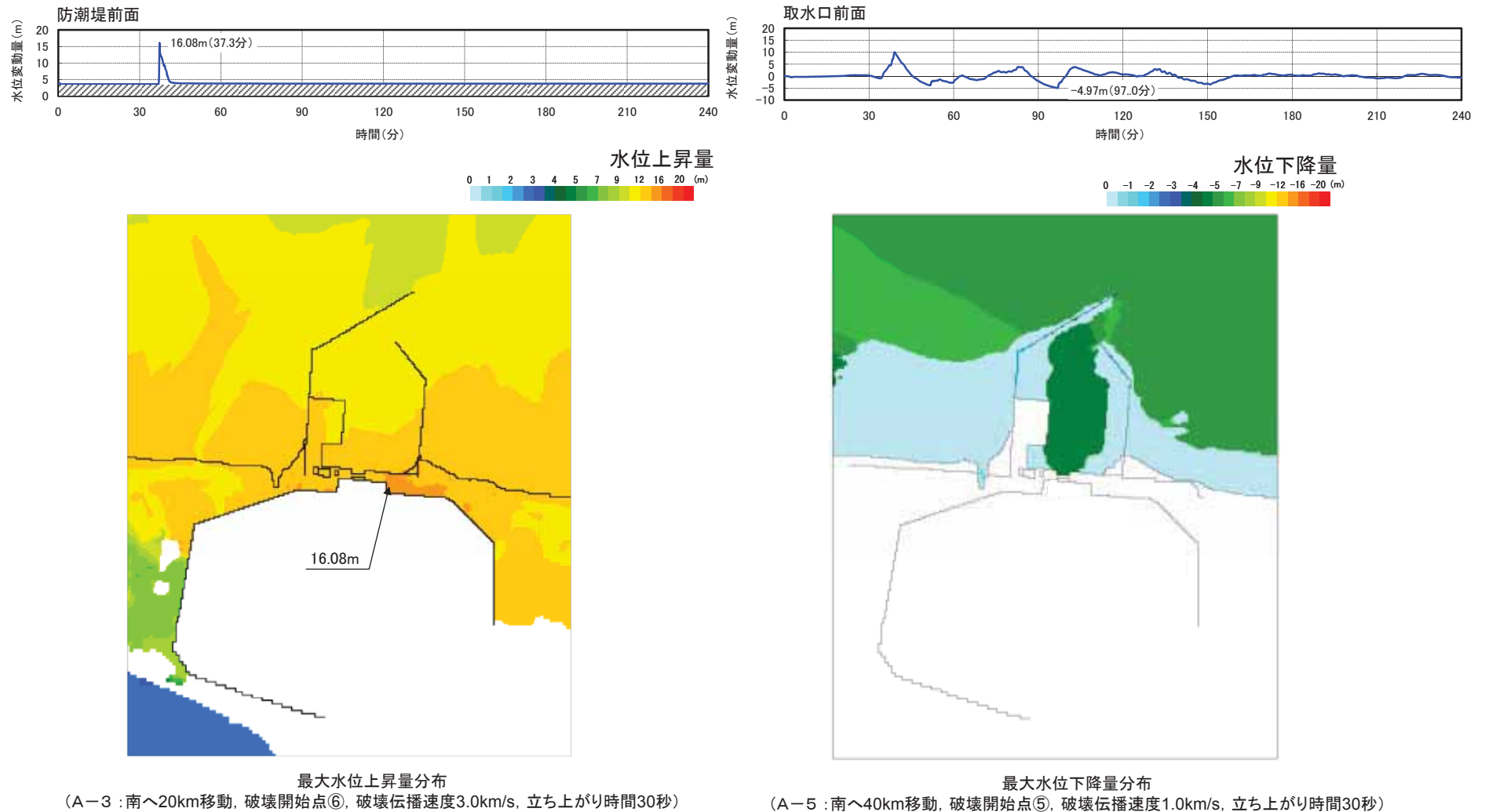
※ 立ち上がり時間:30秒



- 以上から、大すべり域の位置と破壊開始点の関係が基準津波の選定に影響がないことを確認した。

(6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について(評価結果)

■時刻歴波形, 最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布



3. 地震に起因する津波の評価

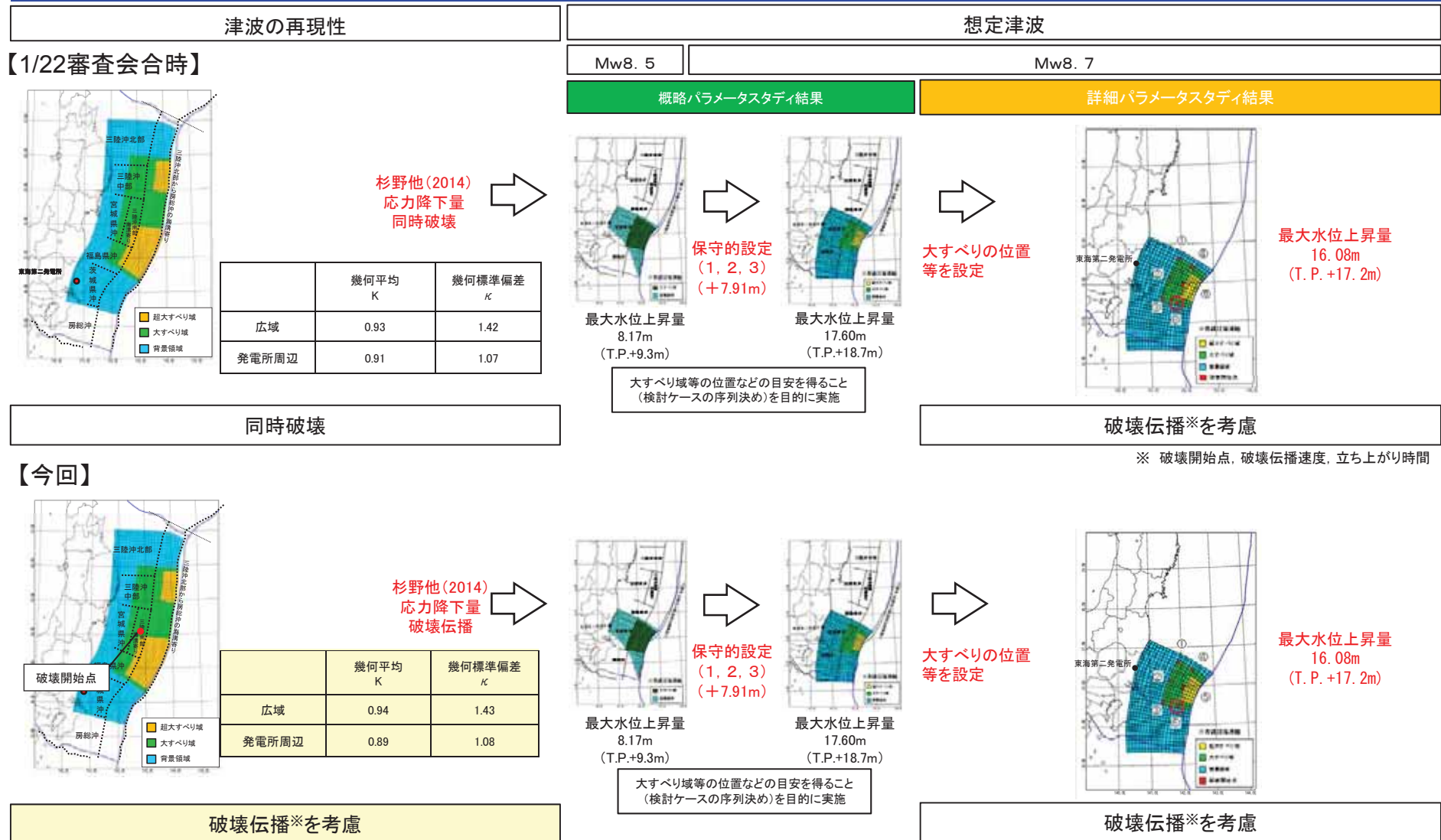
3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) 概略パラメータスタディの評価結果
- (3) 詳細パラメータスタディの設定
- (4) 詳細パラメータスタディの評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が基準津波に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について
- (7) 基準津波策定における同時破壊の取り扱いについて
- (8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

(7) 基準津波策定における同時破壊の取り扱いについて(評価の概要)

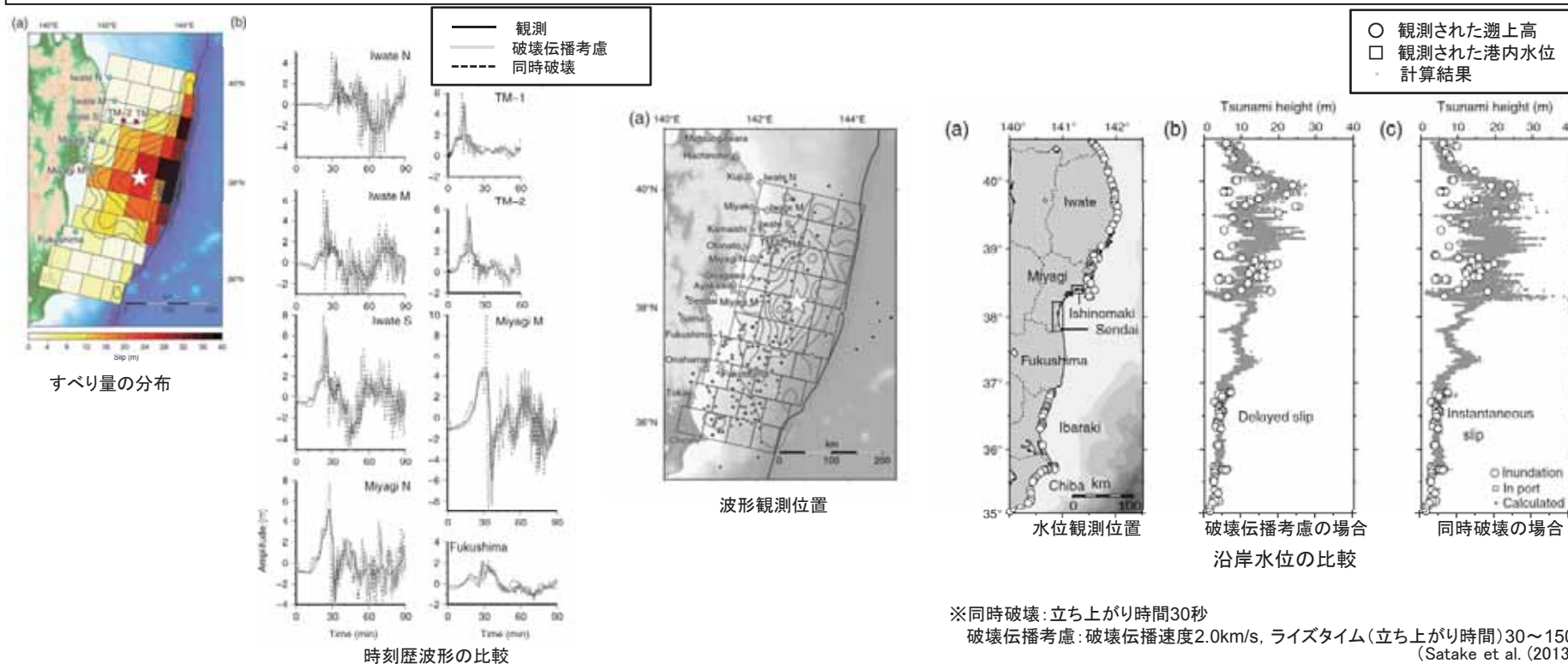
- 文献調査結果に示されている「2011年東北地方太平洋沖地震津波について、同時破壊と破壊伝播を考慮した場合について観測結果との比較を行い、破壊伝播を考慮した場合の方が観測結果をよく再現できる」との見解を考慮
- なお、同時破壊を考慮した場合の水位上昇分(+1.52m)については、保守的設定による水位上昇分(+7.91m)に十分包絡される



:変更箇所

(7) 基準津波策定における同時破壊の取り扱いについて(文献調査)

- Satake et al. (2013)は、2011年東北地方太平洋沖地震津波について、同時破壊と破壊伝播を考慮した場合※について観測結果との比較を行い、破壊伝播を考慮した場合の方が観測結果をよく再現できているとしている。
 - ✓ 波形をみると、同時破壊では観測に比べ到達時間が早く、振幅は過大となる。
 - ✓ 沿岸水位の分布は、同時破壊では特に南三陸で過大となる。破壊伝播を考慮した場合、北三陸にピークをもち南に向かい低下する分布となり、観測された分布と概ね整合する。
- 内閣府中央防災会議の南海トラフの巨大地震モデル検討会(2012.8)において「南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第二次報告)」で破壊伝播を取り入れた評価に見直しを行っている。
 - ✓ 「破壊伝播速度及びライズタイムについては、平均的に利用されている値を参考に、東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえ、次のとおりに設定する。」とし、破壊伝播速度を2.5km/s、ライズタイム(立ち上がり時間)を1分としている。
 - ✓ なお、同『第一次報告』(2012.3)においては、「各小断層は、時間差なしに同時に変位する」としていたが、第二次報告では今回のような長大な津波断層モデルでは、津波断層の破壊伝播の様子により津波の襲来状況が異なる」として見直しが行われている。

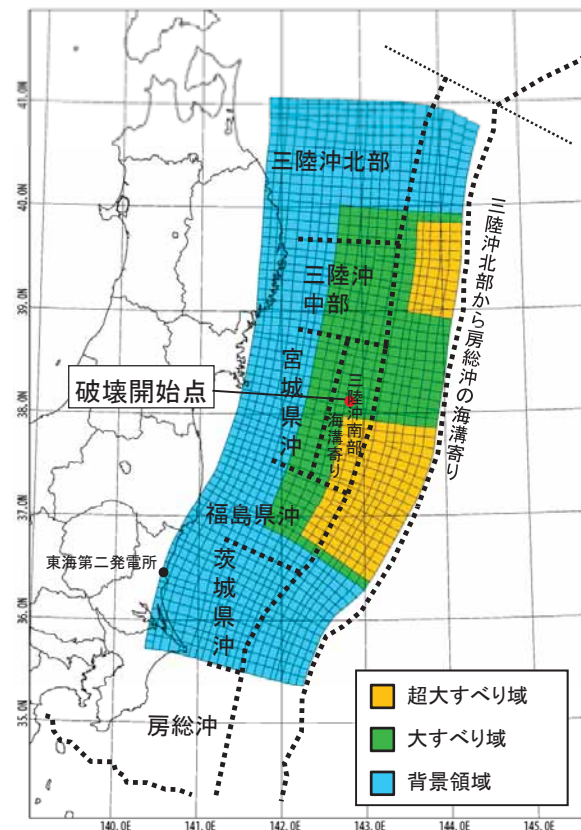


- 以上から、巨大地震である茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(Mw8.7)については、破壊伝播(破壊開始点、破壊伝播速度及び立ち上がり時間)の影響を考慮することが適切と判断した。

(7) 基準津波策定における同時破壊の取り扱いについて(広域の再現性の確認結果)

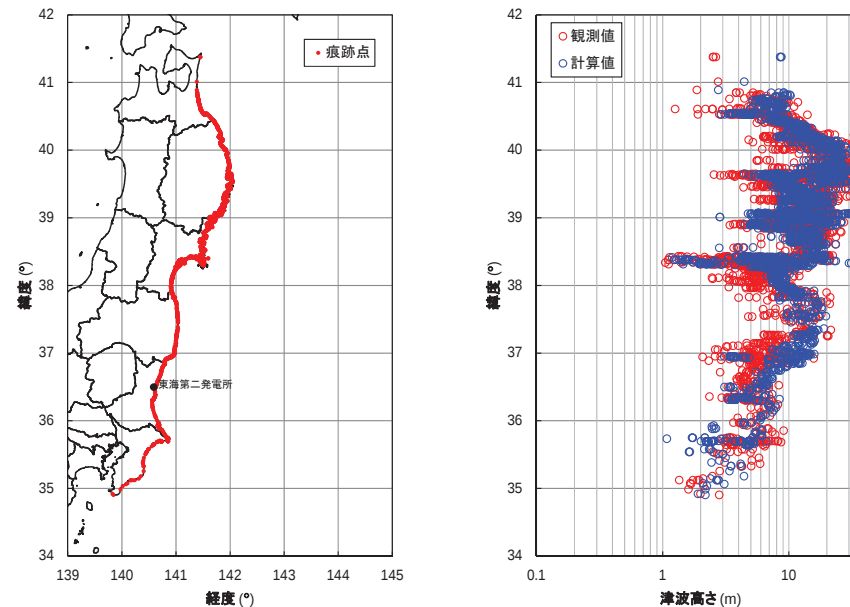
- 2011年東北地方太平洋沖地震津波を対象に、破壊伝播を考慮した特性化波源モデルにおける再現性を確認した。
- 破壊開始点は震源位置、破壊伝播速度は3.0km/s、立ち上がり時間は30秒とした。
- 設定した特性化波源モデルは、2011年東北地方太平洋沖地震の津波痕跡高(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012))に対して計算値の方が大きくなっているが(幾何平均 $K=0.94$)、幾何標準偏差($\kappa=1.43$)は土木学会(2002)の目安値を満足している。

【東北地方太平洋沖型の特性化波源モデル】



破壊開始点 : 震源位置
破壊伝播速度 : 3.0km/s
立ち上がり時間 : 30秒

【再現性の確認結果】



青森県北部～千葉県南部における2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の
痕跡地点(左図)及び痕跡高(右図)
(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012)のデータを使用)

	地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
同時破壊	2,772	0.93	1.42
破壊伝播を考慮	2,772	0.94	1.43

【幾何平均 K 及び幾何標準偏差 κ の再現性の目安】

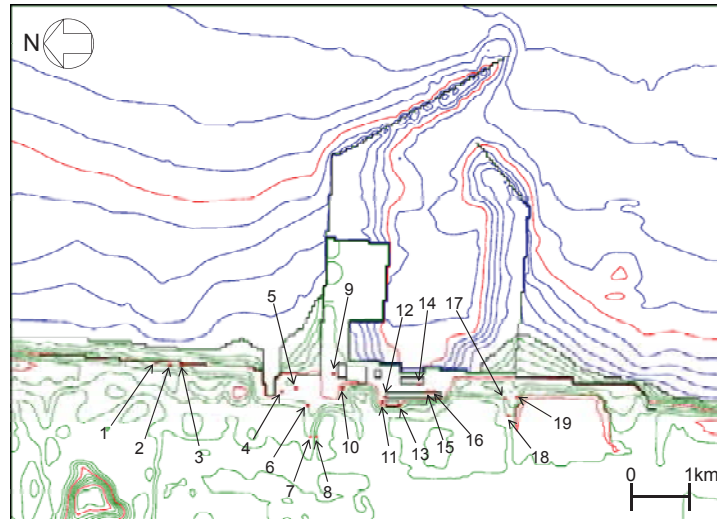
$0.95 < K < 1.05$

$\kappa < 1.45$

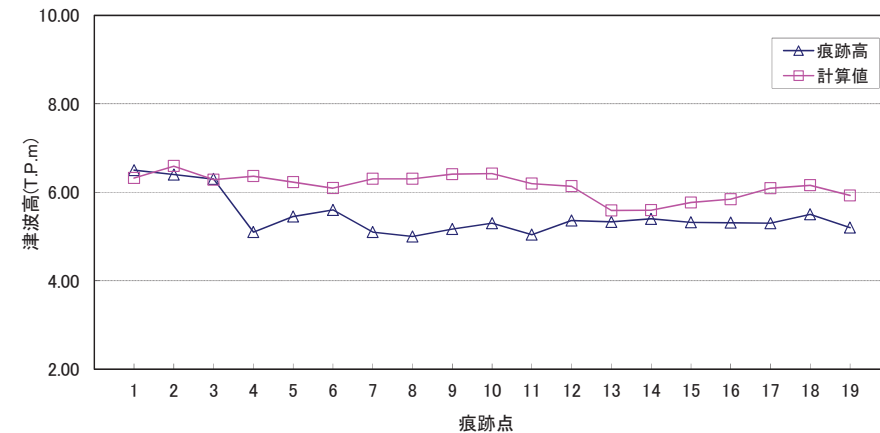
(土木学会(2002))

(7) 基準津波策定における同時破壊の取り扱いについて(発電所周辺の再現性の確認結果)

- 設定した特性化波源モデルは、発電所では痕跡高に対して計算値の方が大きくなっているが(幾何平均 $K=0.89$)、幾何標準偏差($\kappa=1.08$)は土木学会(2002)の目安値を満足している。



敷地内評価点



計算値と痕跡高の比較

	地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
同時破壊	19	0.91	1.07
破壊伝播を考慮	19	0.89	1.08

【幾何平均 K 及び幾何標準偏差 κ の再現性の目安】

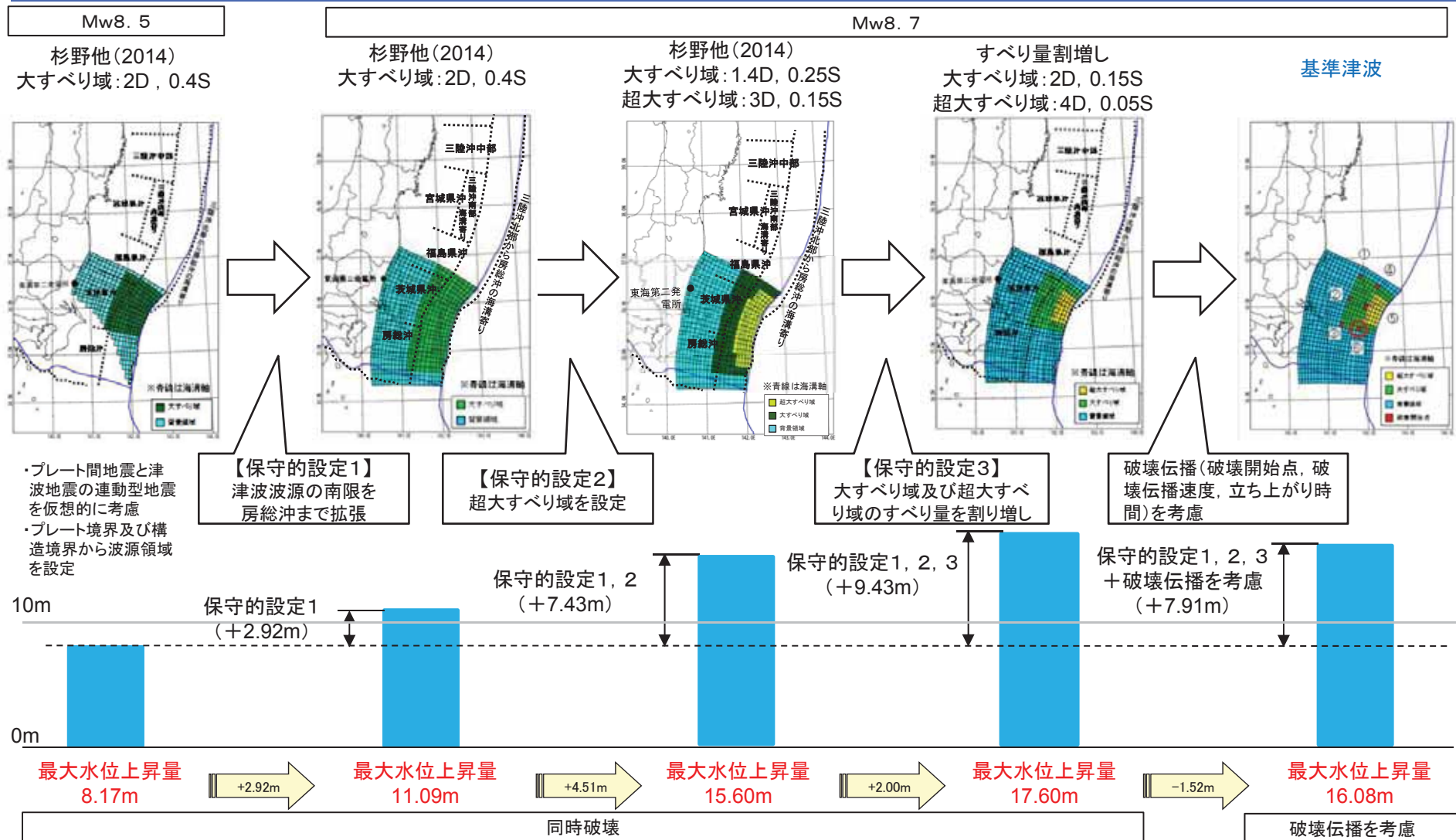
$$0.95 < K < 1.05$$

$$\kappa < 1.45$$

(土木学会(2002))

- 再現性の目安を満足していることから、破壊伝播(破壊開始点、破壊伝播速度及び立ち上がり時間)を考慮した特性化波源モデルの妥当性が確認された。
- 文献調査及び再現性の確認結果から、破壊伝播を考慮して策定している基準津波を見直す必要はないと判断した。

(7) 基準津波策定における同時破壊の取り扱いについて(保守的設定と裕度との関連)



- ・巨大地震である茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(Mw8.7)については、破壊伝播(破壊開始点, 破壊伝播速度及び立ち上がり時間)の影響を考慮することが適切と判断した。
- ・なお、同時破壊を考慮した場合の水位上昇分(+1.52m)については、保守的設定による水位上昇分(+7.91m)に十分包絡されることから、基準津波を見直す必要はないと判断した。

3. 地震に起因する津波の評価

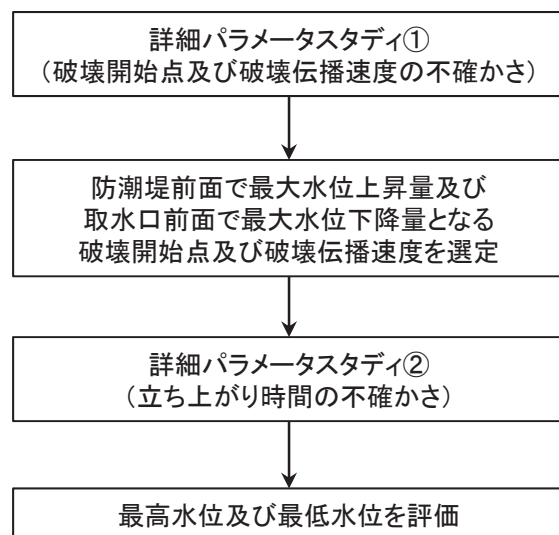
3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) 概略パラメータスタディの評価結果
- (3) 詳細パラメータスタディの設定
- (4) 詳細パラメータスタディの評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が基準津波に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について
- (7) 基準津波策定における同時破壊の取り扱いについて
- (8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

(8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について(詳細パラメータスタディの設定概要)

【設定フロー】

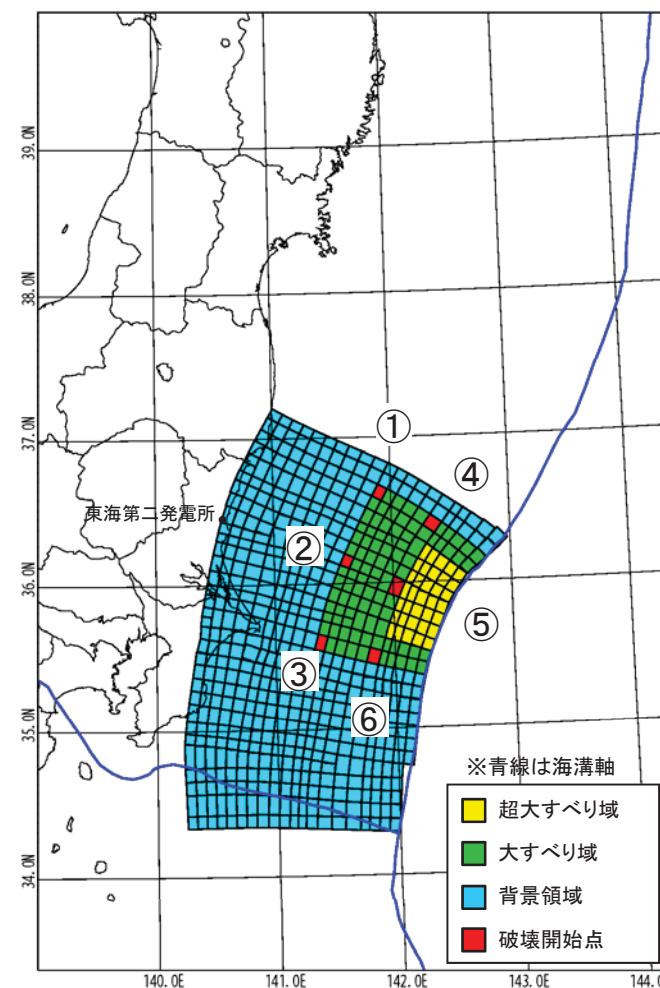


【設定根拠】

破壊開始点は、地震調査委員会
(2009)を参考に大すべり域を囲むよう
に設定
破壊伝播速度は、国内外のインバー
ジョン解析結果等の知見を考慮
(Satake et al.(2013), 杉野他(2014),
内閣府(2012), 地震調査研究推進本
部(2005), Fujii and Satake(2007))

Satake et al.(2013)によるインバー
ジョン解析の最小立ち上がり時間及び内閣
府(2012)の知見を参考に設定

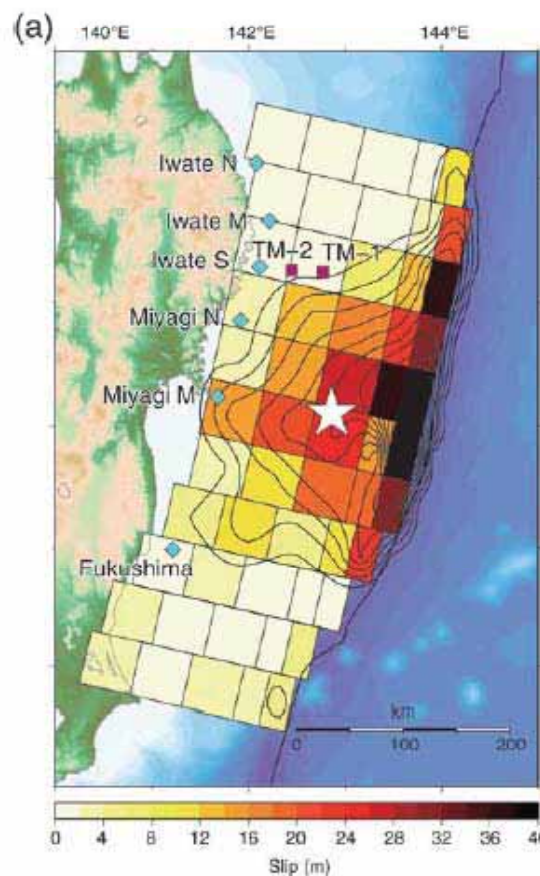
項目	設定値
破壊開始点	①～⑥(右図参照)
破壊伝播速度	1.0km/s, 1.5km/s, 2.0km/s, 2.5km/s, 3.0km/s
立ち上がり時間	30秒, 60秒



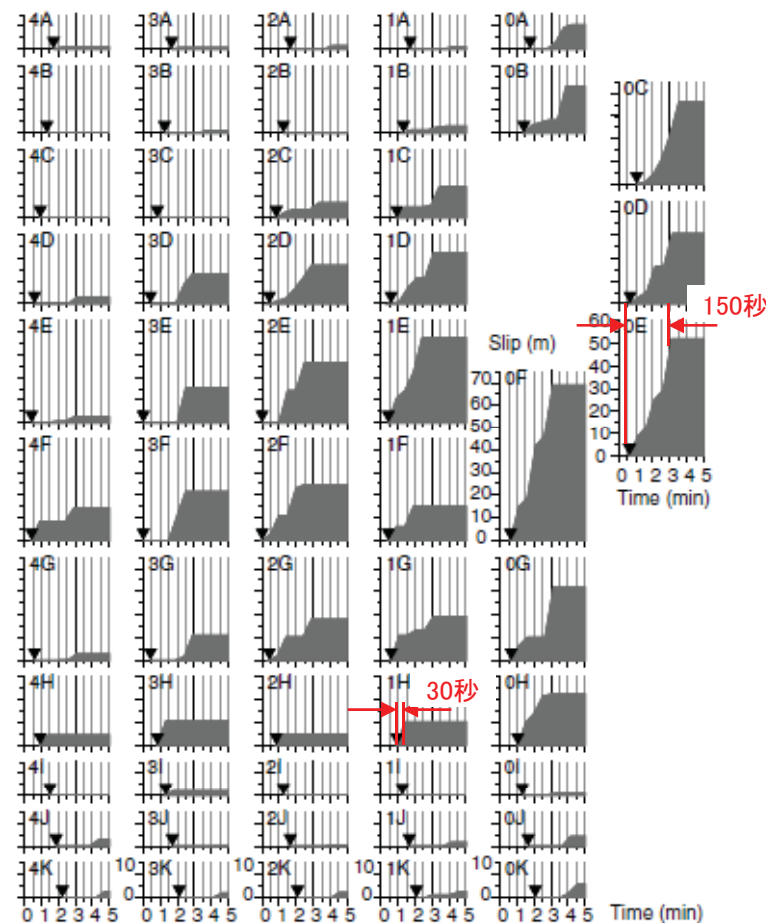
破壊開始点位置図

(8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について(立ち上がり時間の設定)

- Satake et al.(2013) は、立ち上がり時間を変化させた津波波形のインバージョン解析を実施して、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデルを策定しており、立ち上がり時間は30～150秒(最小時間は30秒)に設定している。
- 内閣府(2012)は、平均的に利用されている値を参考に、2011年東北地方太平洋沖地震の解析結果も踏まえ、立ち上がり時間を1分(60秒)に設定している。



すべり量分布

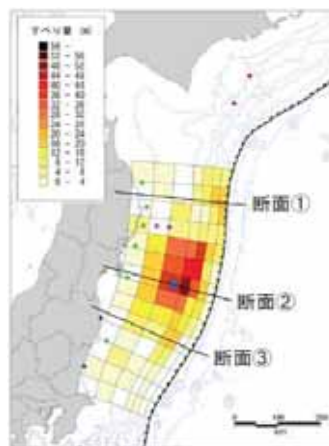


すべり量の時間変化

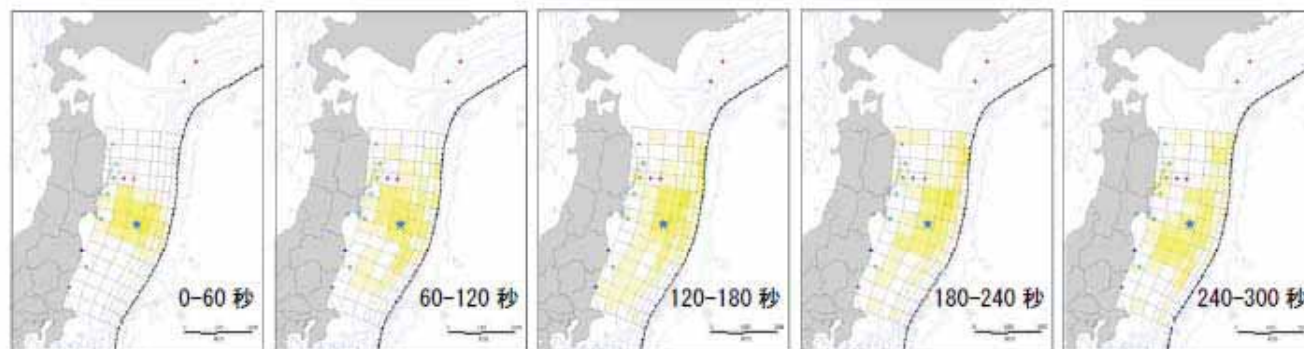
(Satake et al.(2013) に加筆)

(8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について(立ち上がり時間の設定)

- 内閣府(2012)及び杉野他(2013)は、立ち上がり時間を変化させた津波波形のインバージョン解析を実施して、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現モデルを策定しており、立ち上がり時間は60～300秒(最小時間は60秒)に設定している。

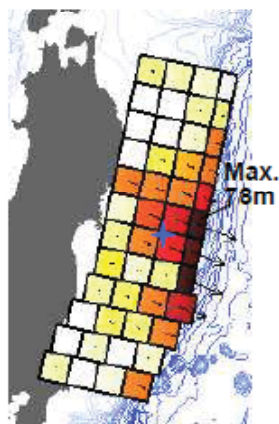


すべり量分布

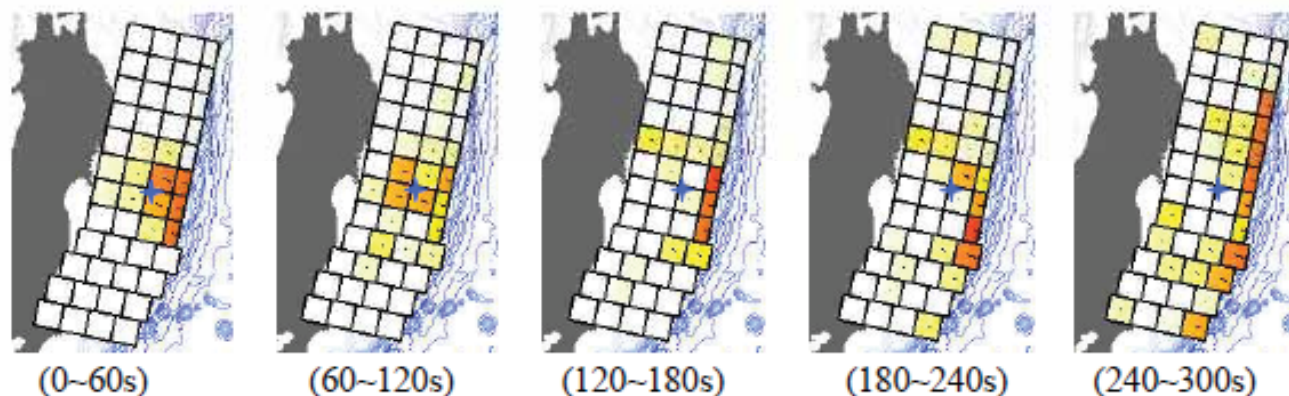


すべり量の時間変化

(内閣府(2012))



すべり量分布



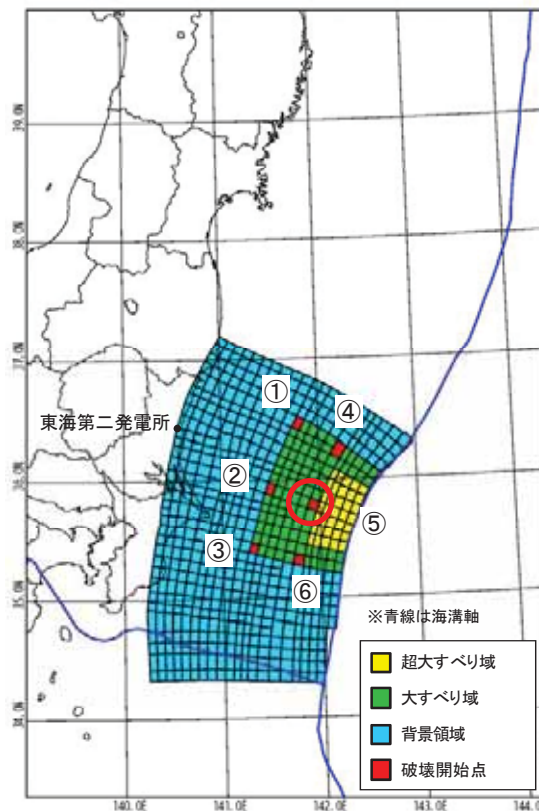
すべり量の時間変化

(杉野他(2013))

- 以上から、立ち上がり時間については、各文献で示されている立ち上がり時間の中で、津波水位へ与える影響が大きいと考えられる最小時間30秒及び60秒を対象とした。
- また、立ち上がり時間が長くなることで、長周期の波が形成され、原子炉補機冷却系海水ポンプの取水性へ与える影響が大きくなる可能性が考えられたため、水位下降側については、立ち上がり時間が最大となる300秒についても評価を実施した。

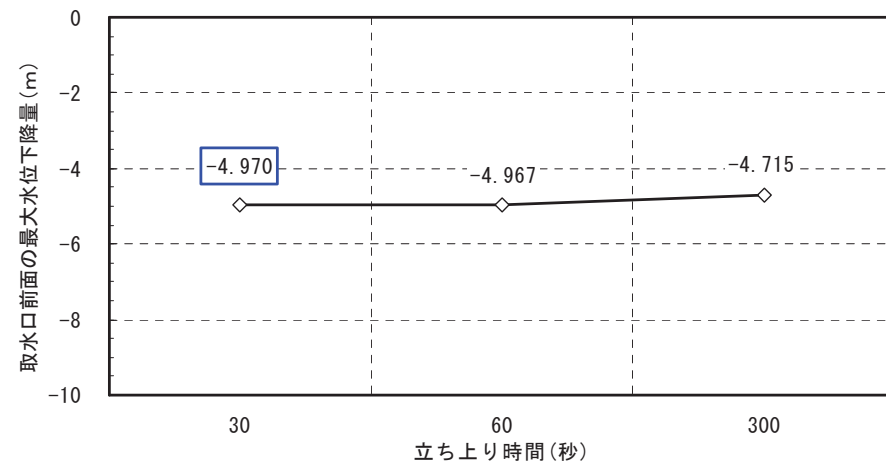
(8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について(詳細パラメータスタディの評価結果)

- 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源において、取水口前面の最大水位下降量が最大となる波源モデル(左図)について、立ち上がり時間300秒とした場合の追加計算を実施した。
- 検討の結果、最大水位下降量について、基準津波の津波水位が、立ち上がり時間300秒で求めた津波水位よりも保守的な値となることを確認した。



- 大すべりの位置: A-5
- 破壊開始点の位置: ⑤
- 破壊伝播速度: 1.0km/s
- 立ち上がり時間: 30秒

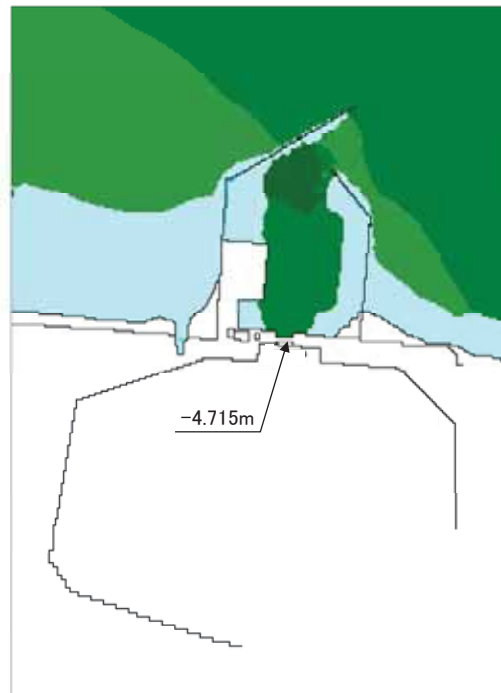
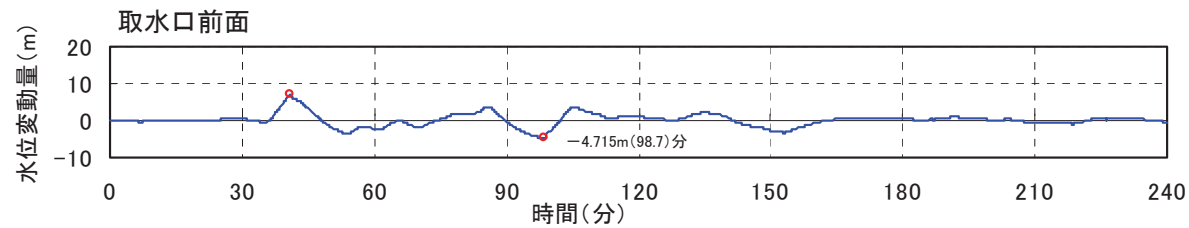
水位下降量最大時の波源モデル



A-5	取水口前面の最大水位下降量 (m)
	破壊開始点⑤
立ち上がり時間 (秒)	破壊伝播速度: 1.0km/s
30	-4.970
60	-4.967
300	-4.715

(8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について(詳細パラメータスタディの評価結果)

■時刻歴波形, 最大水位下降量分布



最大水位下降量分布

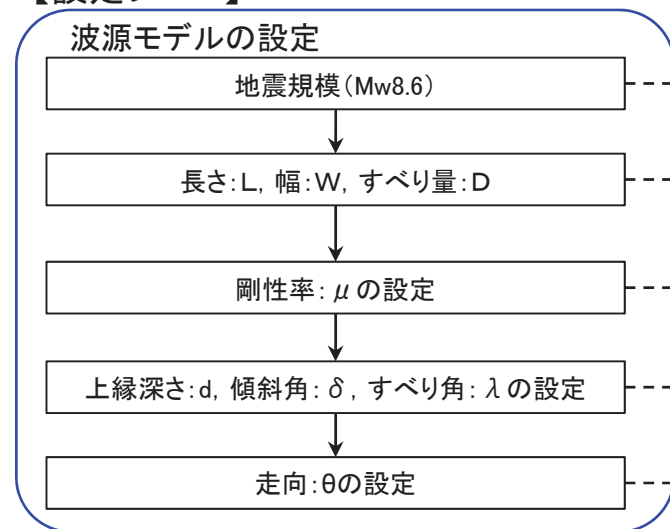
立ち上がり時間300秒における下降量

3. 地震に起因する津波の評価

3.2 海洋プレート内地震に起因する津波の評価

波源モデルの設定(概要)

【設定フロー】



【設定根拠】

土木学会(2002)による1611年の津波が海洋プレート内地震であった場合の地震規模Mw8.6に基づき設定

1933年昭和三陸沖地震の断層パラメータを基本に, 土木学会(2002)のスケーリング則に基づき設定

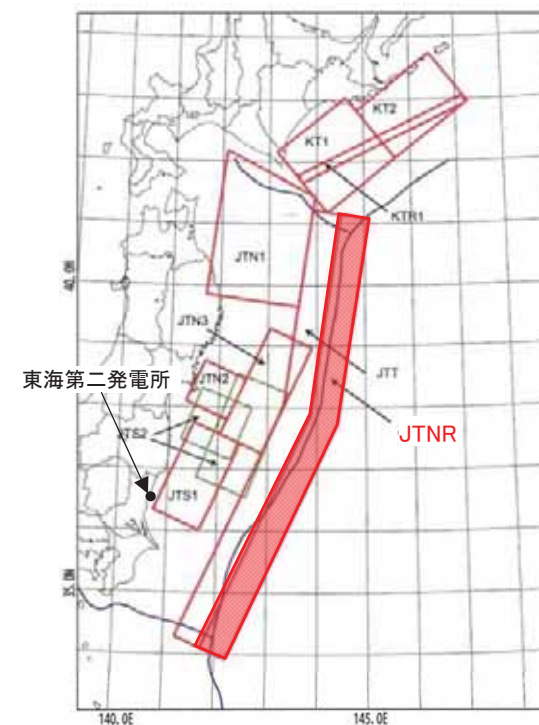
土木学会(2002)に基づき設定

土木学会(2002)の1933年昭和三陸沖地震の断層パラメータに基づき設定

土木学会(2011)による1933年昭和三陸沖地震及び1677年房総沖地震の走向を参考に設定



パラメータ	設定値
Mw	8.6
長さ:L (km)	283.0
幅:W (km)	50.0
すべり量:D (m)	10.1
剛性率: μ (N/m ²)	7.0×10^{10}
地震モーメント: M_0 (Nm)	1.00×10^{22}
上縁深さ:d (m)	1.0
傾斜角: δ (°)	45
すべり角: λ (°)	270
走向: θ (°)	180, 205



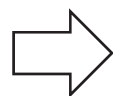
海洋プレート内地震の検討領域

波源モデルの設定(断層パラメータの設定)

- 海洋プレート内地震の断層モデルは、地震調査研究推進本部(2012)の評価を踏まえ、国内外で最大規模である1933年昭和三陸沖地震津波を再現するモデルを基本とする。
- なお、地震調査研究推進本部(2012)では、1611年の津波を津波地震として評価しているものの、土木学会(2002)では、1611年の津波が海洋プレート内地震であった場合、その地震規模をMw8.6として評価していることを踏まえ、安全側にMw8.6にスケーリングして設定した。
- 走向については土木学会(2011)を参考に、屈曲位置を基準に北部は1933年昭和三陸沖地震を、南部は1677年房総沖地震の走向を参考に設定した。

1933年昭和三陸沖地震の断層パラメータ

パラメータ	設定値
Mw	8.4
長さ:L (km)	185
幅:W (km)	50
すべり量:D (m)	6.6
剛性率: μ (N/m ²)	7.0×10^{10}
地震モーメント: M_0 (Nm)	4.27×10^{21}
上縁深さ:d (m)	1.0
傾斜角: δ (°)	45
すべり角: λ (°)	270
走向: θ (°)	180

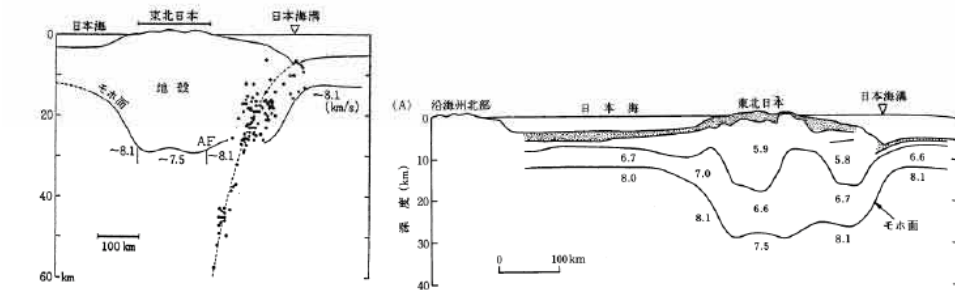


断層モデルのパラメータ

パラメータ	設定値	設定方法
Mw	8.6	土木学会(2002)
長さ:L (km)	283.0	土木学会(2002) (幅Wは制限あり)
幅:W (km)	50.0	
すべり量:D (m)	10.1	
剛性率: μ (N/m ²)	7.0×10^{10}	Mw = (logM ₀ - 9.1) / 1.5
地震モーメント: M_0 (Nm)	1.00×10^{22}	
上縁深さ:d (m)	1.0	土木学会(2002)
傾斜角: δ (°)	45	
すべり角: λ (°)	270	
走向: θ (°)	180 205	土木学会(2011)

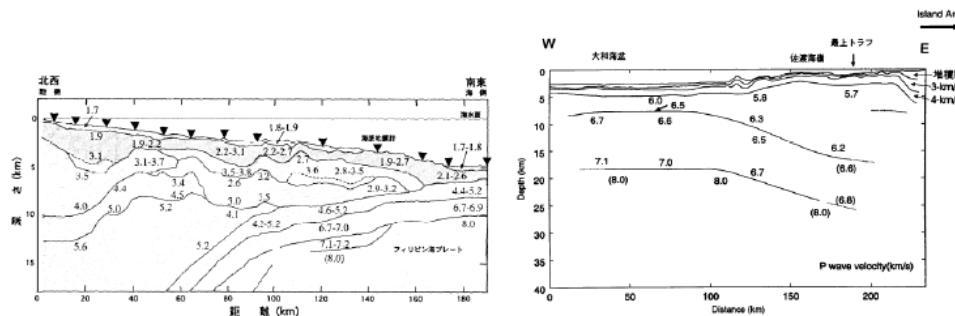
3. 地震に起因する津波の評価 3.2 海洋プレート内地震に起因する津波の評価 波源モデルの設定(剛性率の設定)

- 土木学会(2002)に基づき、剛性率を $7.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ に設定した。



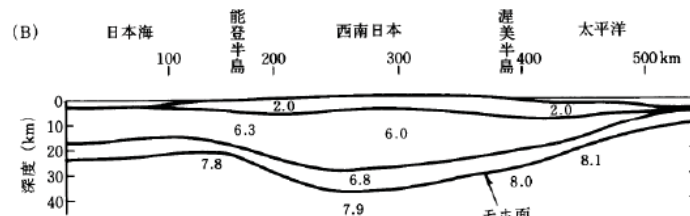
(a) 東北日本周辺(吉井(1978))

(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)に加筆)

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

V_p/V_s 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	Yoshiyama(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 1.75~1.80	堀内ら(1977) 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 V_p, V_s から求めた値
四国	(1.58~1.65) 1.73	1.75	1.73	岡野・木村(1983) ()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			大東・伊藤(1995) ※は真の V_p, V_s から求めた値
甲府周辺	1.66~1.71			
日光付近	1.682±0.016	1.686*	1.90	
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)に加筆)

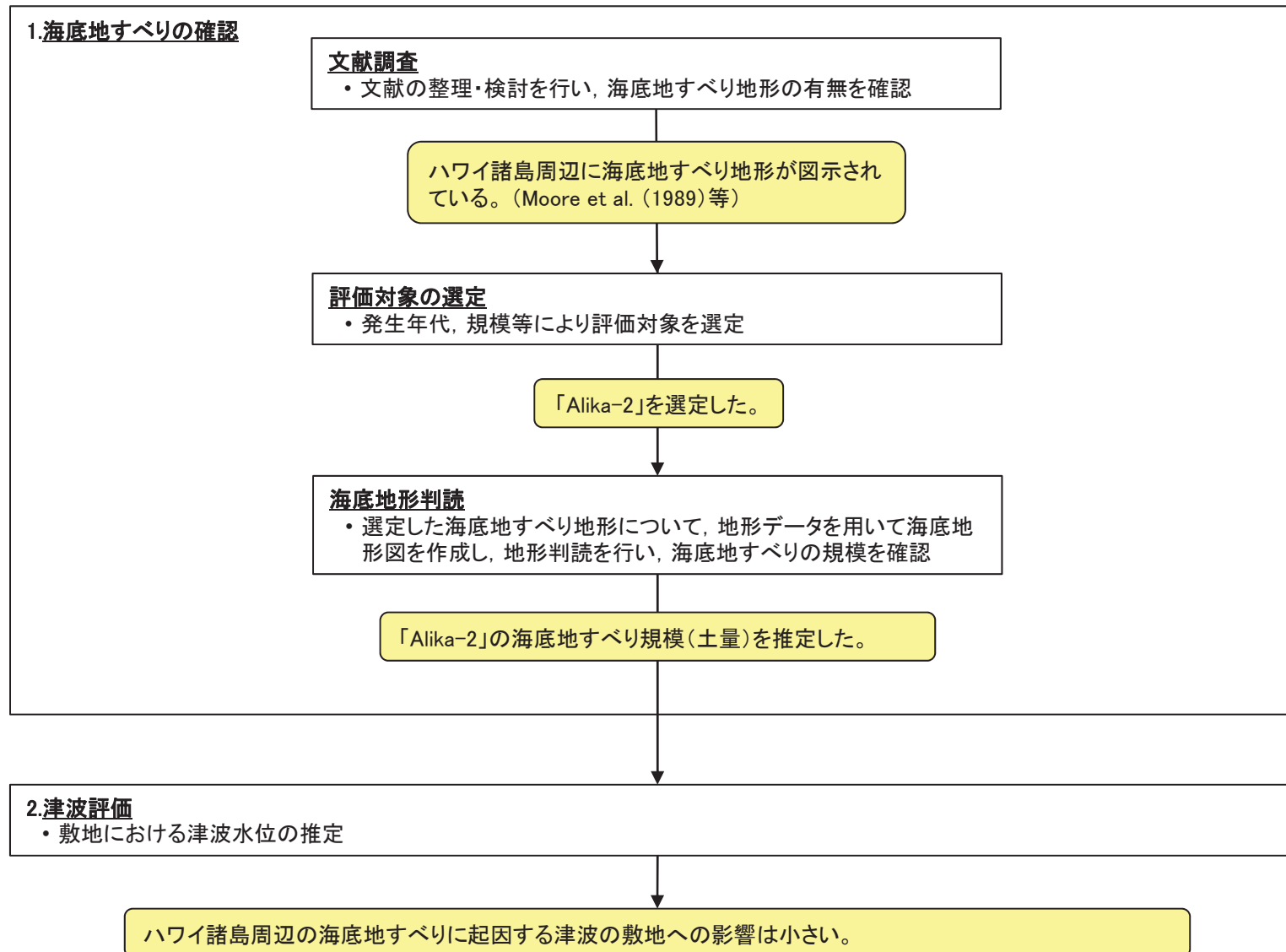
海 域	根 拠	剛性率
・西南日本陸側プレート内 ・日本海東縁部 ・プレート境界浅部(断層面全体が深さ 20km 以浅に存在する場合)	$V_p=6.0 \text{ km/s}$ $V_p/V_s=1.6\sim 1.7$ $\rho=2.7\sim 2.8 \text{ g/cm}^3$ とすれば, $\mu=3.36\sim 3.94 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$3.5 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ ($3.5 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$)
・海洋プレート内 ・プレート境界深部(断層面全体が深さ 20km 以深に存在する場合)	$V_p=8.0\sim 8.1 \text{ km/s}$ $V_p/V_s=1.75\sim 1.80$ $\rho=3.2\sim 3.5 \text{ g/cm}^3$ とすれば, $\mu=6.31\sim 7.50 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$7.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ ($7.0 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$)
・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。	$5.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ ($5.0 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$)

4. 地震以外に起因する津波の評価

4.1 ハワイ付近の海底地すべり

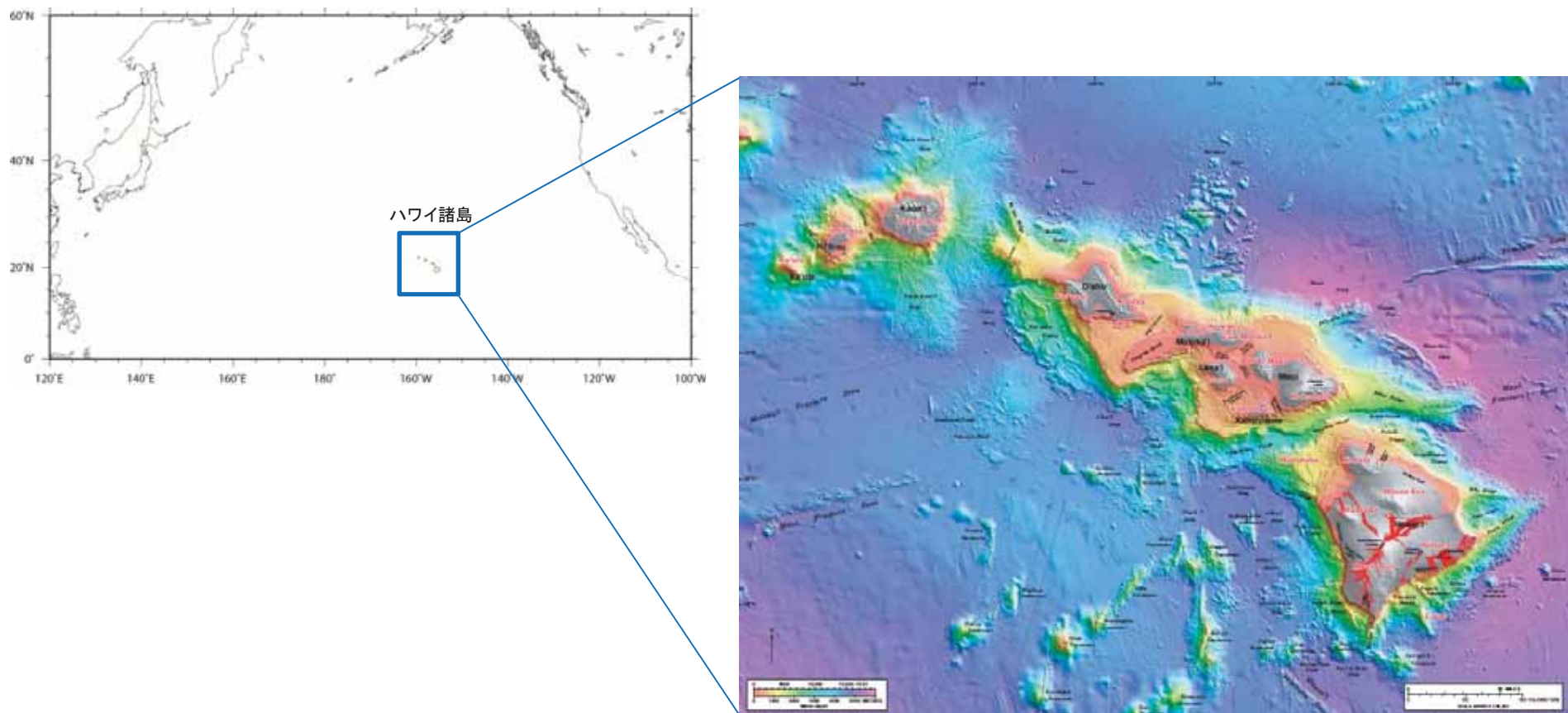
4.1 ハワイ付近の海底地すべり(概要)

- 以下のフローに従い、ハワイ付近の海底地すべりについて調査を実施し、津波水位の検討を行った。



4.1 ハワイ付近の海底地すべり(ハワイ諸島の概要)

- ハワイ諸島は日本の南東約6,400kmの太平洋上に位置しており、ハワイ島、マウイ島、オアフ島、カウアイ島、モロカイ島、ラナイ島、ニイハウ島、カホオラウェ島の8つの島のほか多数の島と環礁からなる。
- ハワイをのせる太平洋プレートは北西方向へ年間10cm程度の速さで動いているので、ハワイ諸島は北西へ行くほど古い(佐竹(1997))。



Eakins et. al.(2003)

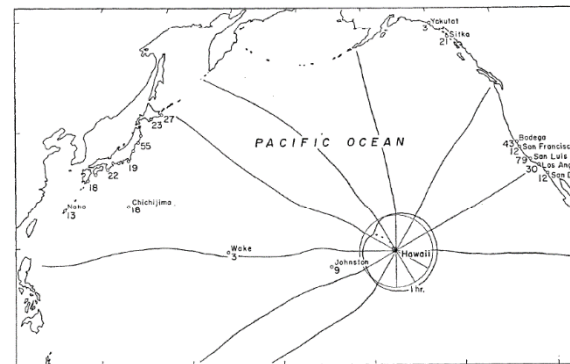
4.1 ハワイ付近の海底地すべり(文献調査:1975年Kalapana津波(既往津波))

- 1975年にハワイ島南岸の Kalapana 付近に強震が起こり、日本沿岸各地で津波が観測された(羽鳥(1976))。
- 地震の規模は Nettles and Ekström (2004) の CMT 解によれば Mw7.7 である。
- 羽鳥(1976)によれば、日本沿岸における検潮記録の最大全振幅の最大値は、宮城県鮎川における55cmであった。茨城県日立における最大全振幅は24cmであったと示されている。
- Day et al. (2005)によれば、ハワイ沿岸で最大15m弱の津波が観測された。

No.	Tide station	Initial wave			Maximum wave	
		A			B	
		Arrival time, GMT	Rise	Period	Arrival time, GMT	Rise
1	Hanasaki	Nov. 30 8:48	cm	min 8	Nov. 30 7:56	cm 10
2	Kushiro	?				
3	Hiroo	7:42	15	12		
4	Urakawa	9:00	-6	15	7:42	3
5	Hakodate	?				
6	Same	8:56	2	10	7:55	2
7	Miyako	8:50	-8	8	7:35	6
8	Enoshima	8:46	-4	10		
9	Ayukawa	9:00	-6	8	7:44	4
10	Onahama	8:10	4			
11	Hitachi	7:27	5	16		
12	Mera	8:28	5	16	7:22	4
13	Miyake Is.	8:22	4	7		
14	Chichijima	6:53	6	18		
15	Minami-Izu	7:20	3			
16	Omaezaki	7:33	4	10		
17	Owase	9:14	8	22	7:40	2
18	Kushimoto	10:00	7	12		
19	Muroto	8:50	3	8		
20	Tosa-Shimizu	8:00	8	22		
21	Aburatsu	?				
22	Naha	8:35	3	18		

A: Evident wave commences. B: Wave front is indefinite. Wave front is determined with the aid of the refraction diagram.

羽鳥(1976)による日本沿岸の検潮記録



ig. 7. Distribution of the maximum double amplitude (unit: cm) and wave rays which are emitted from the origin subdivided into equal angles of 30 degrees.

羽鳥(1976)による波向線

※米国沿岸における水位は日本沿岸と大差なく、指向性による影響はみられない



Day et al. (2005)によるハワイ沿岸の痕跡地点及び遡上高

Location	Observed (m)
Honokahau (W)	2.1
Kailua (W)	3.4
Kahaluu (W)	1.8
Keauhou (W)	2.4
Napoopoo (W)	2.4
Honaunau (W)	1.8
Milolii (W)	<1.8
South Point (W)	6.7
Kaalualu (S)	4.0
Honuapo (S)	6.1
Punaluu (S)	6.1
Kaluc (S)	9.4
Halape (S)	7.0
Apua Point (S)	14.6
Kamoamoa (S)	6.4
Kalapana (S)	2.6
Pohoiki (S)	2.4
Cape Kumukahi (S)	3.4
Hilo (E)	3.0

4.1 ハワイ付近の海底地すべり(文献調査:1975年Kalapana津波(既往津波))

- Ma et al. (1999)は、①海底地すべり、②低角逆断層のいずれでもハワイ周辺の検潮記録を説明できるとし、これらの組合せにより津波が発生したであろうとしている。

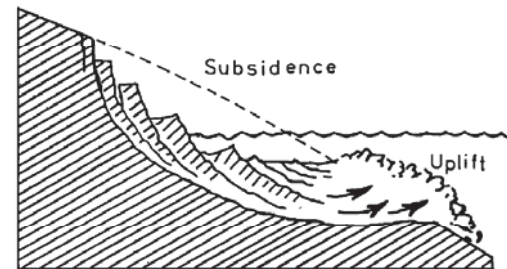
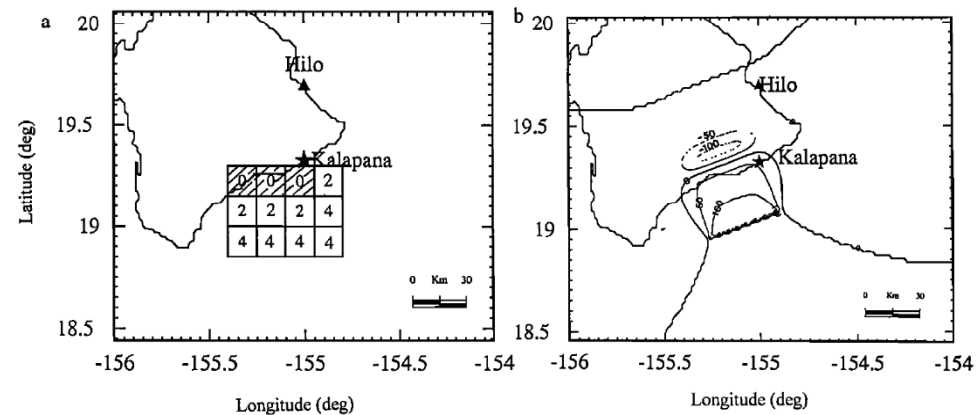


Figure 17. Schematic showing a rotational slumping that causes subsidence and uplift.



Ma et al.(1999)による1975年Kalapana津波のメカニズムの解釈(上)、地すべりの分布(左下)及び低角逆断層による初期波形(右下)
 いずれのモデルでも海面隆起量(=地すべりによる海底隆起量)=2.5km³としている。
 左下図のハッチ部は沈降域、白抜き部は隆起域である。数字は時間遅れ(分)を表す。

4.1 ハワイ付近の海底地すべり(文献調査及び評価対象の選定)

ハワイ付近の海底地すべりについて文献調査を実施した。

- Moore et al. (1989)によれば、ハワイ諸島で発生した海底地すべりの数と特徴が示されている。
- McMurtry et al. (2004) 等によれば、ハワイ諸島周辺の海底地すべりの発生年代が示されている。
- 横瀬 (2007, 2010)によれば、詳細なDEM データに基づきハワイ諸島の流山地域の微地形解析から、ハワイ諸島で想定されている17の巨大海底地すべり堆積物の中で、巨大津波を伴った可能性があるのは、オアフ島東部のNuuanu 地すべり、ハワイ島西部のAlike-2地すべりそして南部の東Ka Lae地すべりの3つに限定されるとの見解を示している。

以上から、後期更新世以降に生じた地すべりのうち、巨大津波を伴った可能性があり、面積が大きい「Alike-2」を評価対象として選定した。

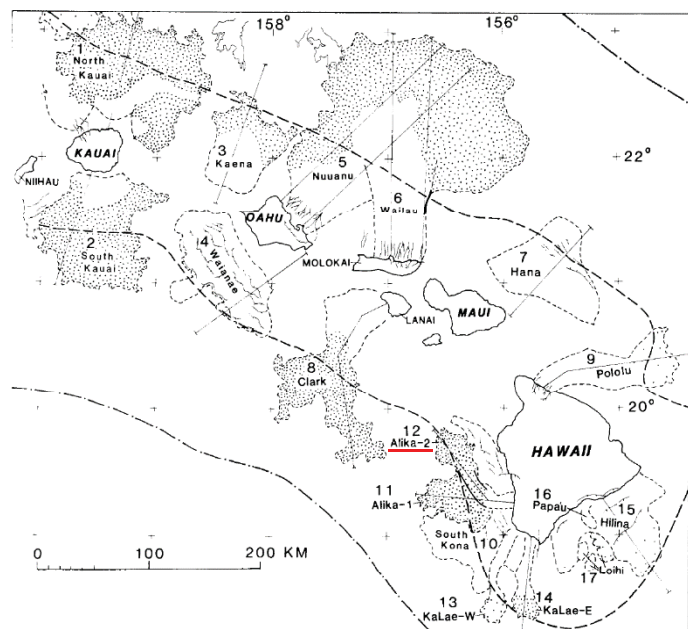


Fig. 2. Map of southeastern Hawaiian Ridge showing major slides bounded by dashed lines identified by number in text and Table 1; compare with Figure 1. Dotted area, hummocky ground (widely spaced where subdued); hachured lines, scarps; thin, downslope-directed lines, submarine canyons and their subaerial counterparts; heavy dashed line, axis of the Hawaiian Deep; dash-dotted line, crest of the Hawaiian Arch.

TABLE 1. Hawaiian Submarine Slides

No.	Name	Location	Area, km ²	Length, ^a km	Width, ^b km	Type ^c	年代(Ma) ^{※1}
1	North Kauai	North Kauai	14,000	140	100	D (0.6-0.9)	5.0
2	South Kauai	South Kauai	6,800	100	50	D (0.6-1.2)	5.0
3	Kaena	NE Oahu	3,900	80	45	D	3.6
4	Waianae	SW Oahu	6,100	50	80	S (1.0)	2.9-3.1
5	Nuuanu	NE Oahu	23,000	235	35	D (0.8-1)	2.1-2.2
6	Waihanu	North Molokai	13,000?	<195	40	D (0.7)	1.0±0.1
7	Hana	NE Maui	4,900	85	110	S	0.86
8	Clark	SW Lanai	6,100	150	30	D (0.5-1)	1.3±0.06
9	Polohe	North Hawaii	3,500	130	20	D	0.254-0.306
10	South Kona	West Mauna Loa	4,600	80	80	S	0.200-0.240
11	Alike-1	West Mauna Loa	2,300	88	15	D (0.9-1)	>0.112-0.127
12	Alike-2	West Mauna Loa	1,700	93	13	D (2-3)	>0.112-0.127
13	Ka Lae, west	South Hawaii	850	85	10	D	>0.032-0.060?
14	Ka Lae, east	South Hawaii	950	75	10	D (2)	>0.032-0.060?
15	Hilina	South Hawaii	1,200	40	100	S	>0.010-0.100
16	Papa'u	South Hawaii	200	20	6	SF	0.001~0.005 ^{※2}
17	Loihi	South Hawaii	500	15	10-30	L	0.001~0.115 ^{※3}
Total			97,600				

Located by number in Figure 2.

^aLength of Waianae and South Kilauea landslides omits indistinct irregular topography beyond steep toe.

^bWidth at head of landslide.

^cD, Debris avalanche; (number) is average number of hummocks appearing in GLORIA images per square kilometer; S, Slump; SF, sand rubble flow; L, three unclassified landslides.

- : 後期更新世よりも前に生じた地すべり
- : 巨大津波を伴った可能性のある地すべり
- : 選定した地すべり

※1 McMurtry et al. (2004)

※2 Papa'u (No.16)の年代はMoore et al.(1989)の“several thousand years ago”との記述に基づく。

※3 Loihi(No.17)の年代はGuillou et al.(1997)がLoihi火山東斜面の試料から求めた5±4~102±13kaに基づく。

Moore et al. (1989)に加筆

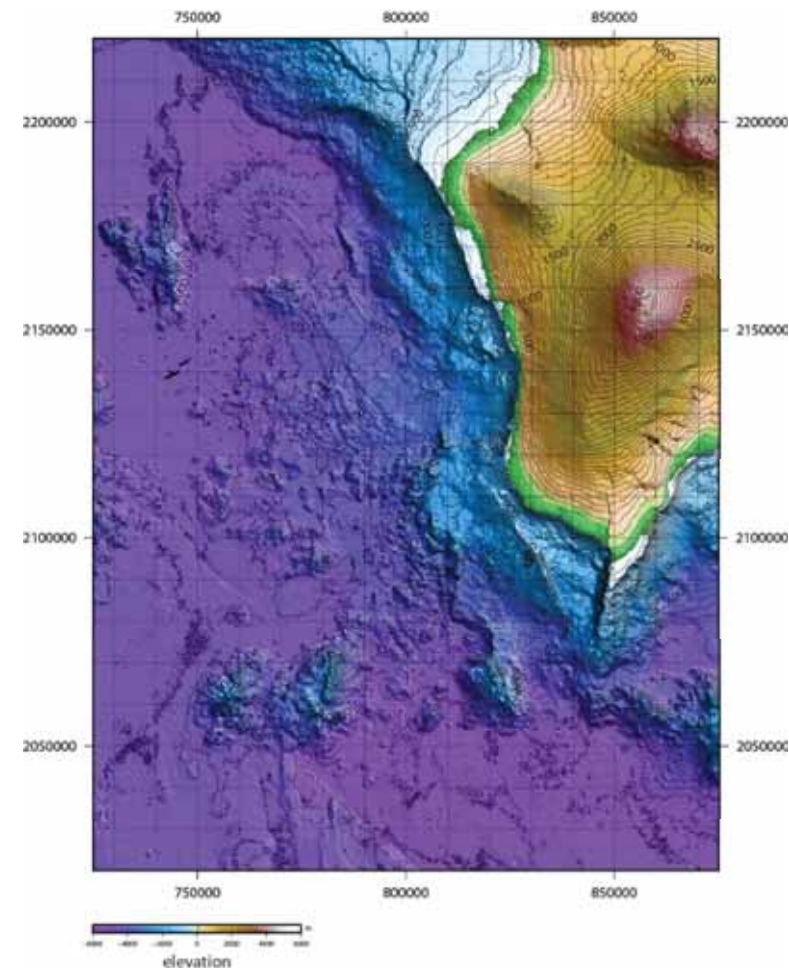
4.1 ハワイ付近の海底地すべり(海底地形判読)

- ・ ハワイ島西部周辺(Alika-2地すべり周辺)について、ハワイ大学マノア校海洋地球科学技術学部(SOEST)による地形デジタルデータ(50mグリット)を使用し、海底地形コンター図及び標高段彩陰影図を作成し、海底地形判読を行った。
- ・ 海底地形判読にあたっては、以下の判読基準等に従って、海底地すべりの可能性のある地形を抽出した。

○海底地すべり地形の判断基準

地すべり地形としては滑落崖とその基部にある地すべり土塊(滑落土塊)が対をなす。陸上の地すべりに比べて、大規模、薄く広がる傾向がある。薄く広がるケースでは土塊は認定しにくいので滑落崖だけを認定する。

崩壊部 (滑落崖)	・ 馬蹄形、半円形、コの字形の平面形で、斜面下方へ開く急斜面 ・ 急斜面は平面的に出入りがなくスムーズな形状で、傾斜も一定傾向。また、地すべり土塊を囲んで側方にも連続することがある。 ・ 下方に地すべり土塊が対をなして存在することが重要
堆積部 (地すべり土塊)	・ 滑落崖の基部にある扇状地状あるいは舌状の高まり。 ・ 細長い舌状の場合や台地状を呈することもある。 ・ 典型的な場合には、土塊の表面に不規則な凸凹、低崖、凹地があり、凸形縦断の斜面形を示す。

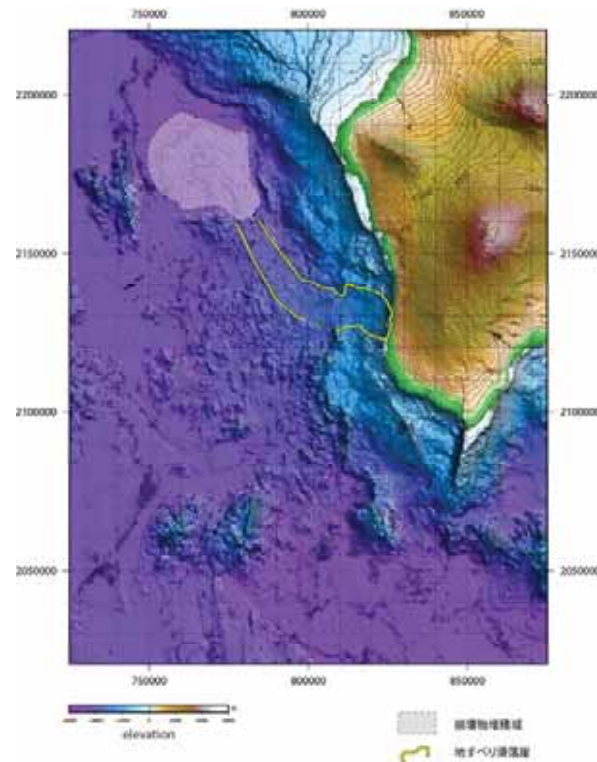


海底地形コンター図及び標高段彩陰影図

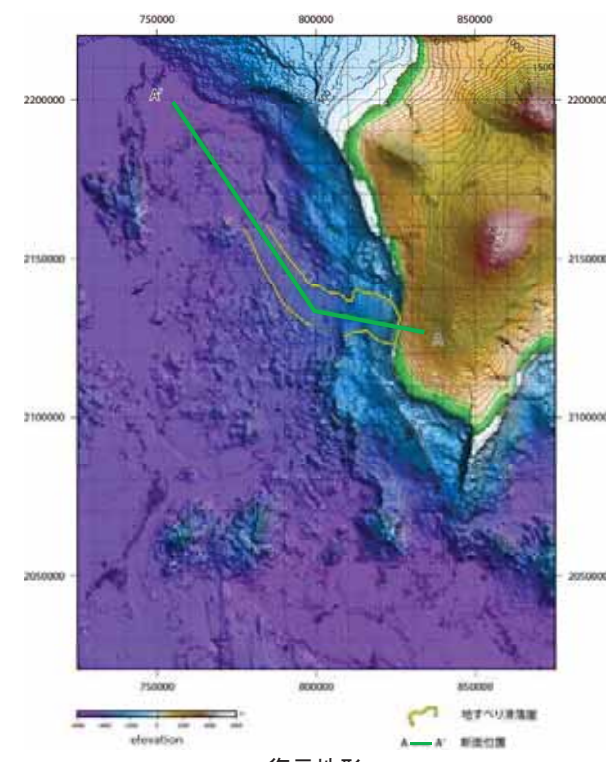
ハワイ大学マノア校海洋地球科学技術学部(SOEST)による海底地形デジタルデータを使用

4.1 ハワイ付近の海底地すべり(海底地形判読)

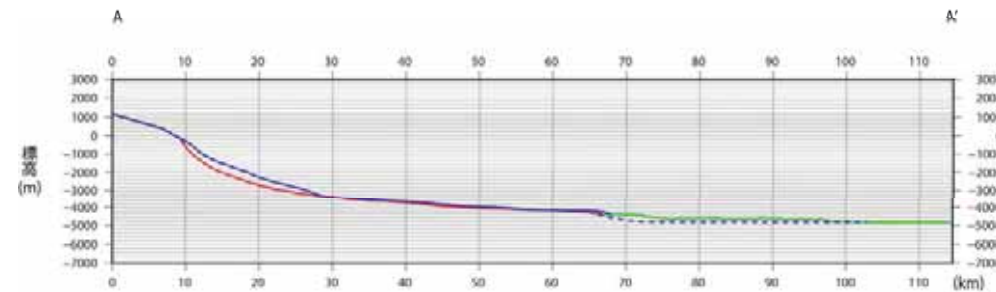
- 海底地形判読の結果、「Alika-2」付近に海底地すべりと判断される地形(滑落崖、崩壊物堆積域)が認められた(左図)。
- また、地すべり滑落崖周辺の現況地形から滑落崖を埋め戻し、地すべり崩壊前地形を復元した(右図)。
- 復元地形と現況地形との差から地すべり規模(土量)を算出した結果、地すべり規模(土量)は約105km³となった。



「Alika-2」の海底地すべり判読結果(現況地形)



復元地形

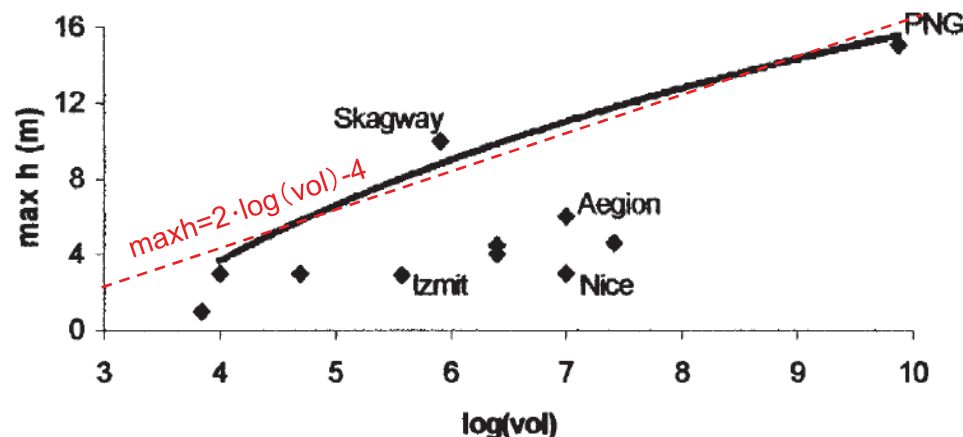


地形断面図(H:V=1:2.5)

- : すべり面地形(現況地形)
- : 崩壊物堆積域(現況地形)
- - - : 復元地形

4.1 ハワイ付近の海底地すべり(評価結果)

- 「Alika-2」の海底地すべりによる津波の敷地への影響を確認することを目的に、地すべり規模から津波水位を推定することを検討した。
- Papadopoulos and Kortekaas (2003)は20世紀以降に発生した世界の地すべり津波のデータを分析し、地すべり塊の体積が沿岸における津波の最高水位と関係があるとしている。この関係では、地すべり体積の対数値に比例して津波水位が大きくなる。
- Ma et al.(1999)より、1975年Kalapana津波の地すべり体積を 2.5km^3 とし、その地すべりによる日本沿岸における津波水位を検潮記録最大全振幅の最大値である55cm(宮城県鮎川)と仮定する。
- Papadopoulos and Kortekaas (2003)による地すべり体積と津波水位の関係が、日本沿岸でも成立すると仮定すれば、「Alika-2」のような地すべり(地すべり体積約 105km^3)がハワイで発生した場合、日本沿岸における水位は3.8m程度と推定される。



Papadopoulos and Kortekaas (2003)に加筆

地すべり体積(m^3)と沿岸における津波の最高水位の関係

※赤線は包絡線を直線近似して加筆したもの。

※PNG(1998パプアニューギニア)及びIzmit(1999トルコ)は断層運動による津波への寄与が含まれる。

- 地すべり1の体積を $V1$ 、日本沿岸における津波水位を $h1$ とする。
地すべり2の体積を $V2$ 、日本沿岸における津波水位を $h2$ とする。
- Papadopoulos and Kortekaas (2003)の関係により、

$$h2 = a \cdot \log(V2) + b$$

$$h1 = a \cdot \log(V1) + b$$
 両式の差をとれば、

$$h2 - h1 = a (\log(V2) - \log(V1))$$
 よって、

$$h2 = h1 + a \cdot \log(V2/V1)$$
 となる。
- いま、添え字1を1975年Kalapana津波、添え字2を想定津波に対応させると、求めたい水位 $h2$ は以下ようになる。

1975年の日本沿岸における津波水位 $h1$	0.55m
Papadopoulos and Kortekaas (2003)に基づく 比例定数 a	2
1975年の地すべり体積 $V1$	2.5km^3
想定津波の地すべり体積 $V2$	105km^3
想定津波の日本沿岸における津波水位 $h2$	3.8m

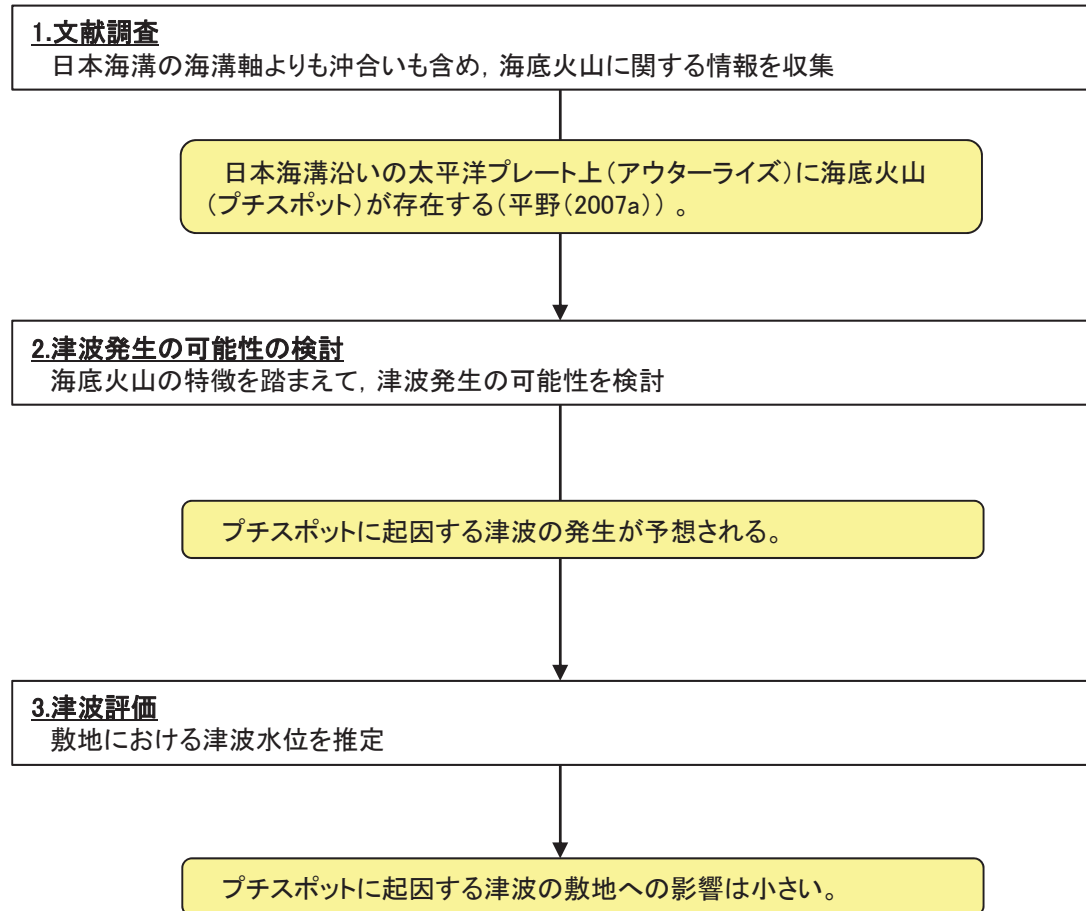
- 以上から、ハワイ諸島周辺の海底地すべりに起因する津波の敷地への影響は小さい。

4. 地震以外に起因する津波の評価

4.2 海底火山(プチスポット)

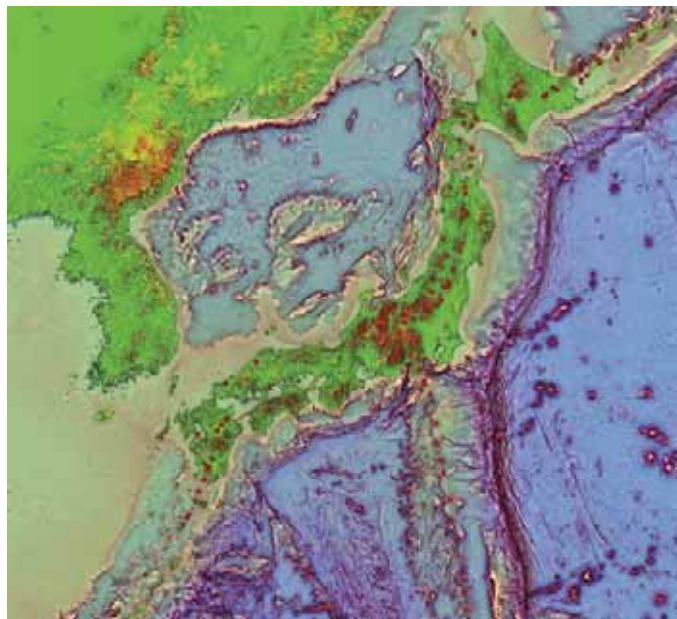
4.2 海底火山(プチスポット) (概要)

- 以下に示すフローに従い、敷地へ影響を及ぼす可能性のある海底火山について調査を実施し、津波による敷地への影響の検討を行った。



4.2 海底火山(プチスポット)(文献調査)

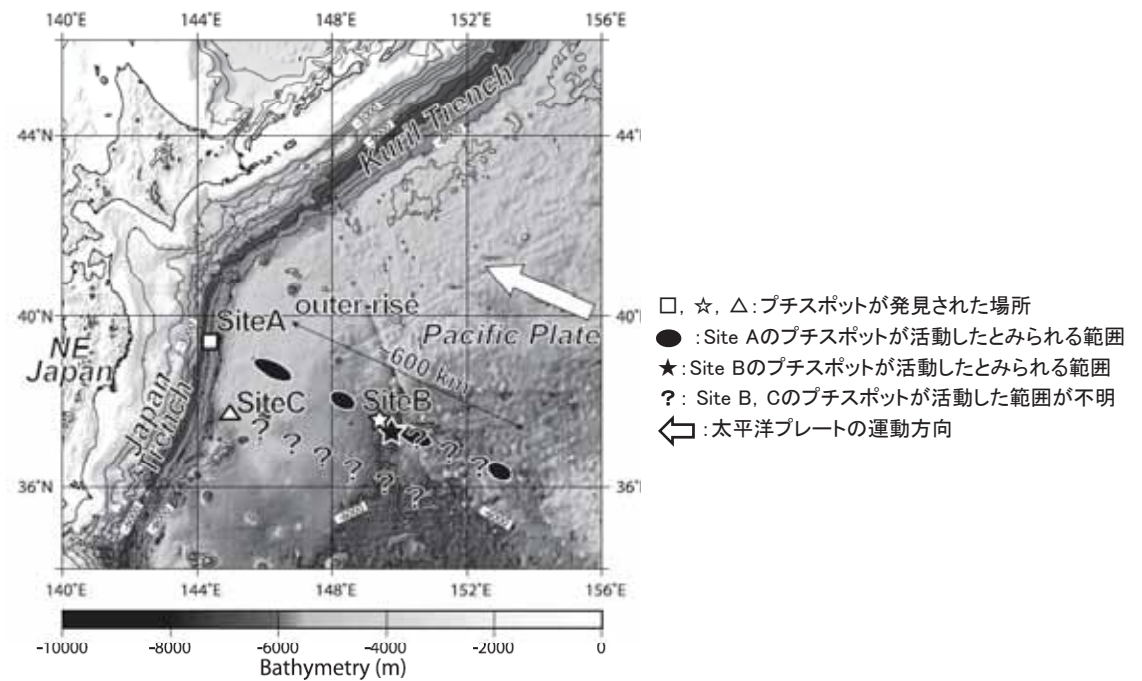
- 日本海溝の海溝軸よりも沖合いも含め、海底火山について、文献調査を実施した。
- 海底火山に関する文献調査を行った結果、敷地周辺において、火山現象による歴史津波の記録はない。
- 阿部・平野(2007)は、三陸沖で沈み込む太平洋プレート(海洋プレート)上でこれまで分かっている火山活動とは異なる、新しいタイプの火山(プチスポット)の存在を示している。



日本付近の活火山の分布

●: 活火山

(気象庁編(2013))



プチスポットの位置

(平野他(2010))

4.2 海底火山(プチスポット) (特徴及び津波発生の可能性の検討)

- 平野(2007a,2007b,2011), 平野他(2010), 藤原(2007), 町田他(2007)等を基に, プチスポットの特徴をまとめた。
- 津波発生要因となる火山現象のうち, 過去に海中噴火が発生していることから, 海中噴火に伴う津波発生可能性がある。
- よって, 海中噴火に伴う津波の敷地への影響を確認する。

項目	特徴
地学的位置	アウターライズ地形の東側(三陸沖の太平洋プレート上)
水深	5,000～6,000m
長径	1～2km
比高	数100m
体積	1km ³ 程度以下
形状	円錐状
火山形式	単成火山(1回の噴火で形成された火山)
火山活動範囲	日本海溝から600km
活動時期	5万年～850万年前
起源	浅部マントル起源(マグマはアセノスフェアから亀裂に沿って海底に染み出す)
岩質	アルカリ玄武岩
噴出物の特徴	・枕状溶岩 ・縄状構造 ・山頂の周り数100mの範囲に火山弾 ・著しく発泡した溶岩

4.2 海底火山(プチスポット)(特徴)

- 平野(2007a,2007b)等によれば、プチスポット火山の規模について以下の見解を示している。
 - ✓ プチスポット火山は、水深約6,000m、海底面からの高さは数100m、直径は1~2kmという小さな火山である。
 - ✓ 北西部太平洋プレート上でみられる白亜紀中期の海山群(100~120 Ma)、後期白亜紀の饅頭型小海丘(70~80 Ma)に比べ、プチスポット火山は桁外れに規模が小さく、1km³程度以下である。
 - ✓ 各火山活動は単成火山として活動を終息させている。

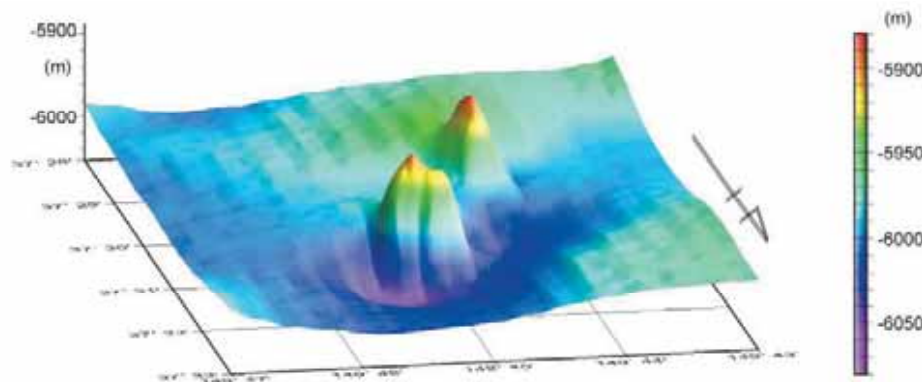
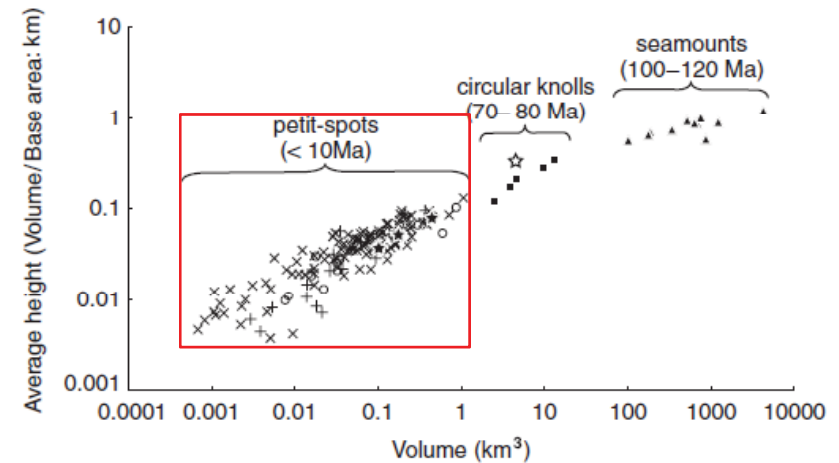


図4 北北東から眺めた2つのプチスポット火山の鳥瞰図。山体の規模は、いずれも直径1km、高さ100~200m程度である。調査船による音波を用いた海底地形観測でやっと初めてその存在が明らかとなる大きさである。観測経度を示すグリッドは1分がおよそ3.85kmに相当。図1の幅幅が約1100kmであるのに対し、この図の幅幅はたった1.8kmに過ぎないことに注意。

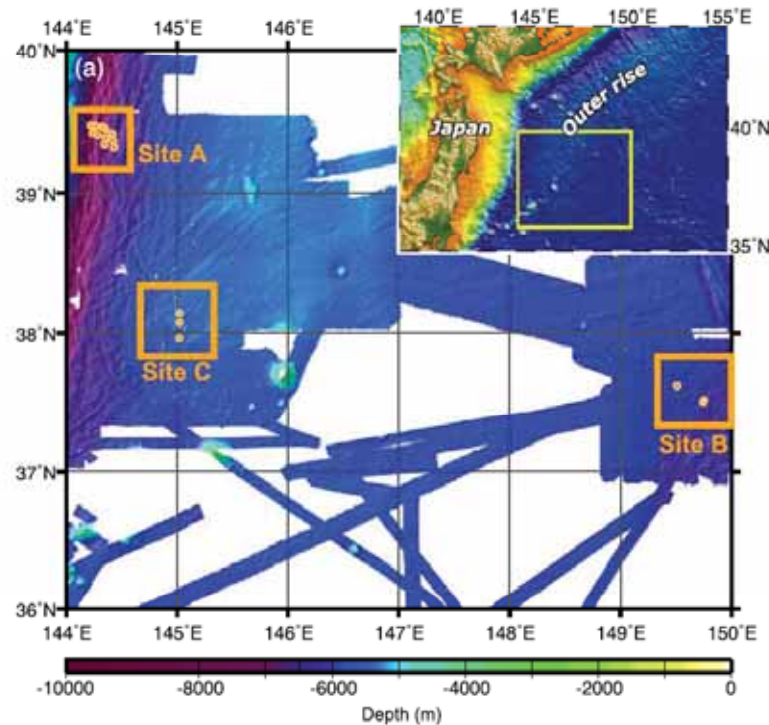
プチスポット火山の俯瞰図
(平野(2007b))



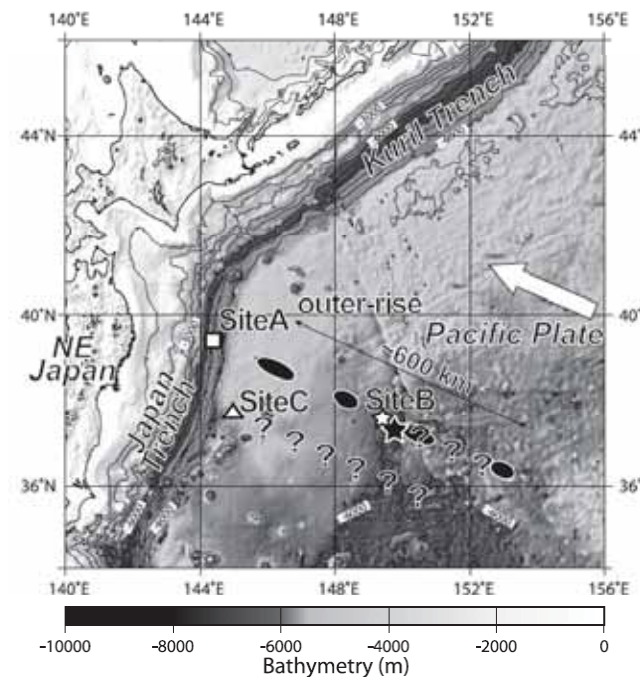
北西部太平洋プレート上でみられる火山の噴出物の体積(マグマ噴出量)と高さ
(Hirano et al.(2008)に加筆)

4.2 海底火山(プチスポット) (特徴)

- Machida et al.(2015)によれば, Ar-Ar年代分析により推定したプチスポット火山の生成年代は以下のとおりである。
 - ✓ SiteA : $1.76 \pm 0.58, 4.23 \pm 0.19, 5.95 \pm 0.31, 6.51 \pm 0.17, 8.53 \pm 0.18$ Ma
 - ✓ SiteB : 0.05–1 Ma
 - ✓ SiteC : $3.77 \pm 0.15, <9.2$ Ma
- 平野他(2007)によれば, プチスポット火山は5万年前～850万年前の期間に複数の単成火山が別々に噴火したとしている。
- 平野他(2010)によれば, Site Aの単成火山群はプレートの運動方向に沿った600kmを超える長い範囲に並んで, 独立した火山それぞれが各場所で, 各時代に活動していることが分かるとしている。



プチスポット火山が確認された場所
(Machida et al. (2015))



プチスポットの位置
(平野他(2010))

4.2 海底火山(プチスポット)(津波評価)

- 海中噴火に伴う津波の敷地への影響を確認する目的で、平野(2007a)等々に示されているプチスポットの特徴を踏まえ、津波水位を推定した。
- 津波水位の推定は、Levin and Nosov (2009) の海底火山からの噴出物により発生する水位の推定方法を用いた。

■ Levin and Nosov (2009) の津波水位の推定方法

$$\xi_0 = \frac{V_0}{\pi \tau^2 g H}.$$

ここで、

ξ_0 : 津波水位

H : プチスポット位置の水深

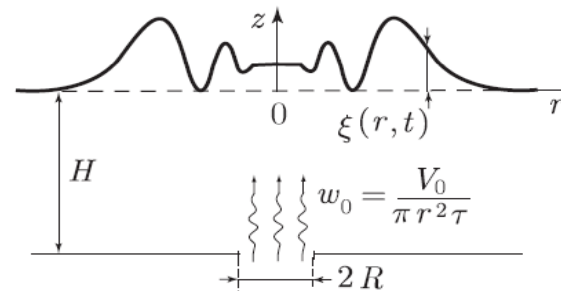
τ : 噴火の継続時間

V_0 : 噴出物の体積(マグマ噴出量)

g : 重力加速度

$$r = \tau \cdot (g \cdot H)^{0.5}$$

ここで、 r : 波源の半径



(Levin and Nosov (2009))

4.2 海底火山(プチスポット) (評価結果)

- Okumura and Hirano (2013)等を参考に、以下のパラメータを設定した。
- プチスポットの噴火の継続時間については、陸上火山のデータを参考に設定した。
- 津波水位の推定の結果、発電所前面における推定水位は $6.50 \times 10^{-7} \text{m}$ となった。

入力データ	入力値	備 考
噴出物の体積(マグマ噴出量): $V_0 (\text{m}^3)$	1×10^9	Okumura and Hirano (2013)を参考に設定
プチスポット位置の水深: $H (\text{m})$	5,000	
噴火の継続時間: $\tau (\text{sec})$	1×10^5	Kozono et al.(2013)を参考に設定
重力加速度: $g (\text{m/s}^2)$	9.8	



出力項目	推定値	備 考
津波の初期水位: $\xi_0 (\text{m})$	6.50×10^{-7}	• Levin and Nosov (2009) の津波水位の推定方法より算出 • 発電所は波源域内※に含まれるため、発電所前面における水位はξ_0にほぼ等しいと考えられる。 ※プチスポットから発電所までの距離: 200~400km
波源の半径: $r (\text{m})$	2.21×10^7	

■ 噴火の継続時間の設定

プチスポットの特徴として枕状溶岩であることから、溶岩ドーム噴火(lava dome)のデータを参考にする。右図より、lava domeのうち、最も短い噴火の継続時間を設定する。



噴火の継続時間を $1 \times 10^5 \text{sec}$ とした。

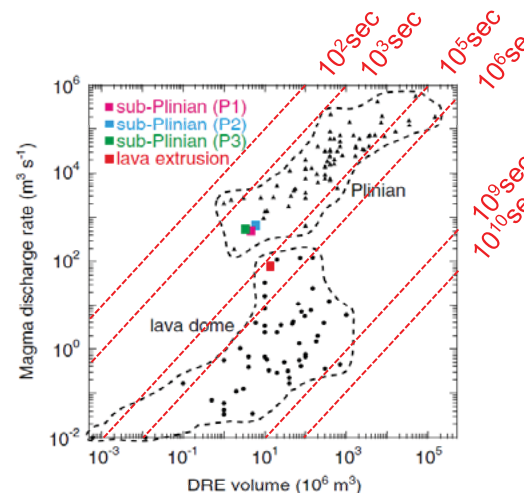


Fig. 9 Diagram showing magma discharge rate versus DRE volume for the major sub-Plinian (pink, blue, and green squares) and lava extrusion (red square) phases of the 2011 Shinmoe-dake eruptions, as estimated from geodetic and satellite observations. These data are compared with compiled data for global examples of 78 Plinian (triangles) and 55 lava dome (circles) eruptions

世界のプリニー式噴火及び溶岩ドーム噴火におけるマグマ噴出量(Dense Rock Equivalent)とマグマ噴出速度の関係、色つきは2011年新燃岳噴火におけるデータ

(Kozono et al.(2013)に加筆)

- 以上から、海底火山(プチスポット)に起因する津波の敷地への影響は小さい。

5. 基準津波との比較

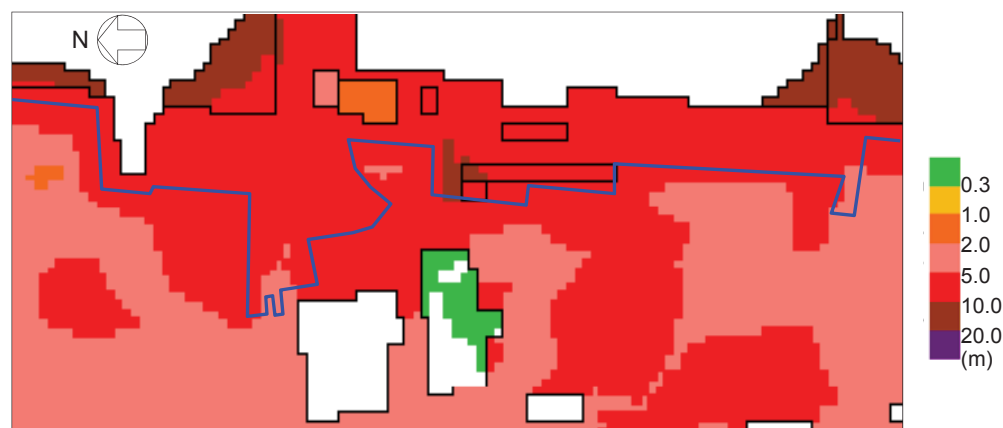
5.1 地質学的証拠及び歴史記録等による確認

5.1 地質学的証拠及び歴史記録等による確認

- 基準津波による評価点の津波高は、2011年東北地方太平洋沖地震津波の痕跡高を上回っている。

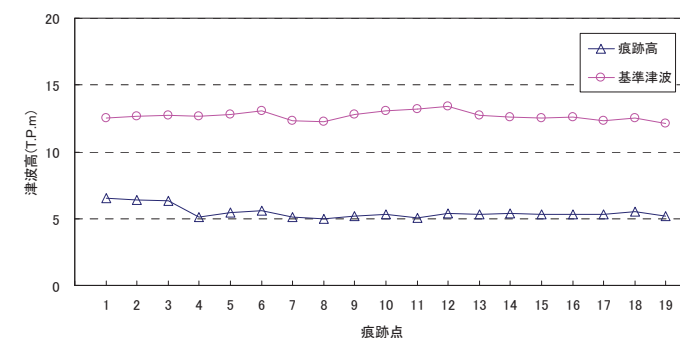
項目	将来想定する津波	過去に襲来した津波※
名称	基準津波 (茨城県沖から房総沖に想定するプレート間地震津波)	2011年東北地方太平洋沖地震津波
最高津波高 (T.P.m)	13.4(痕跡点12)	6.5(痕跡点1)

※1677年延宝房総沖地震津波は記録が少ないため対象外とした。

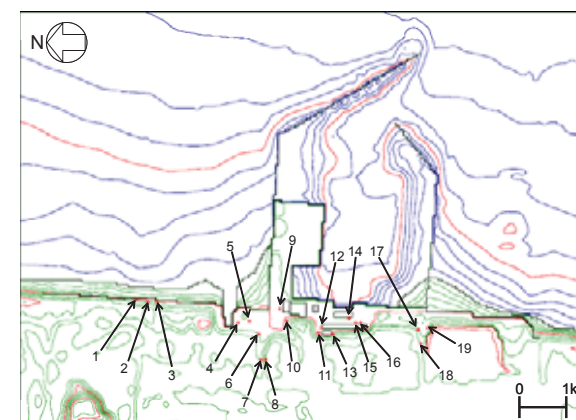


— : 2011年東北地方太平洋沖地震津波による発電所で痕跡が確認された範囲

2011年東北地方太平洋沖地震津波と基準津波の浸水深の比較



2011年東北地方太平洋沖地震津波による発電所の痕跡高と基準津波による津波高の比較



基準津波による津波高との比較に用いる2011年東北地方太平洋沖地震津波による痕跡高の数地内痕跡点

5.1 地質学的証拠及び歴史記録等による確認

- ・ 澤井(2012)によると、日立市十王町で実施した津波堆積物調査の結果、海岸線から約600mの低地において津波堆積物が確認されているが、堆積物の年代は明確ではないとしている。
- ・ 基準津波の遡上域と澤井(2012)の津波堆積物結果を比較し、基準津波の遡上域が上回っていることを確認した。

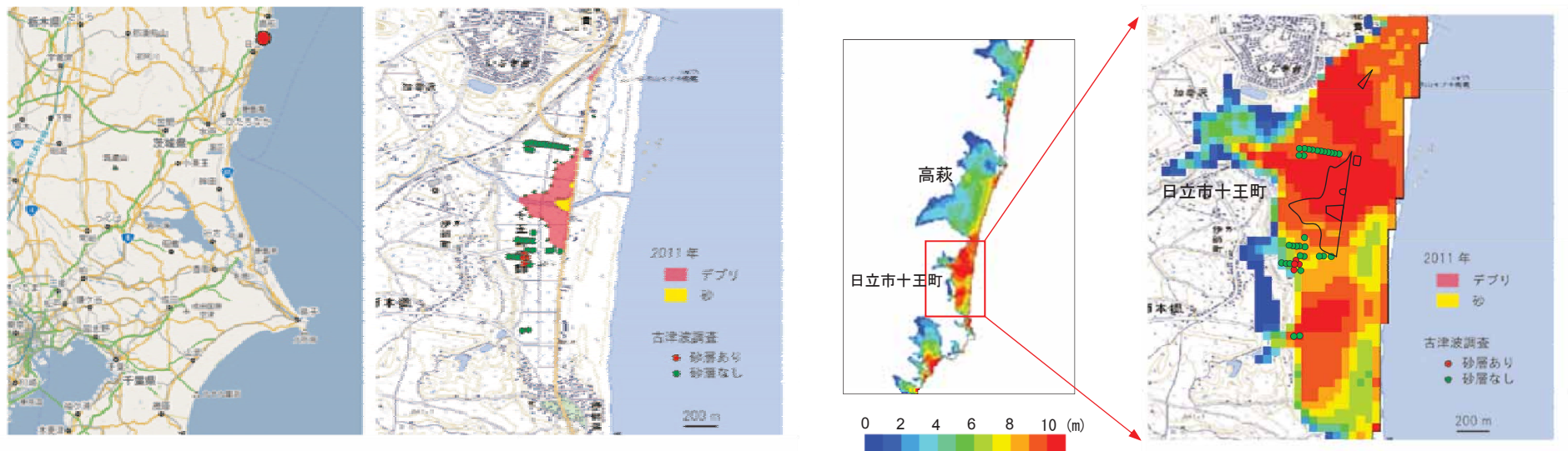


図1 調査地域を示した地図。左：赤丸で示した場所が対象地域。右：調査地域の詳細。デブリの分布によって推定された2011年の浸水範囲は赤で示されており、津波によって運搬された砂質堆積物は黄色で示している。2010年までに行っていた過去の津波堆積物に関する調査は、緑色および赤色の丸で示されている。赤い丸で示した場所で、過去の津波堆積物と考えられる砂層が見つかった。

(澤井(2012))

基準津波による日立市十王町の最大浸水深分布

- ・ 基準津波の規模が、敷地周辺における津波堆積物等の地質学的証拠や歴史記録等から推定される津波の規模を超えていることを確認した。

5. 基準津波との比較

5.2 行政機関による既往評価との比較

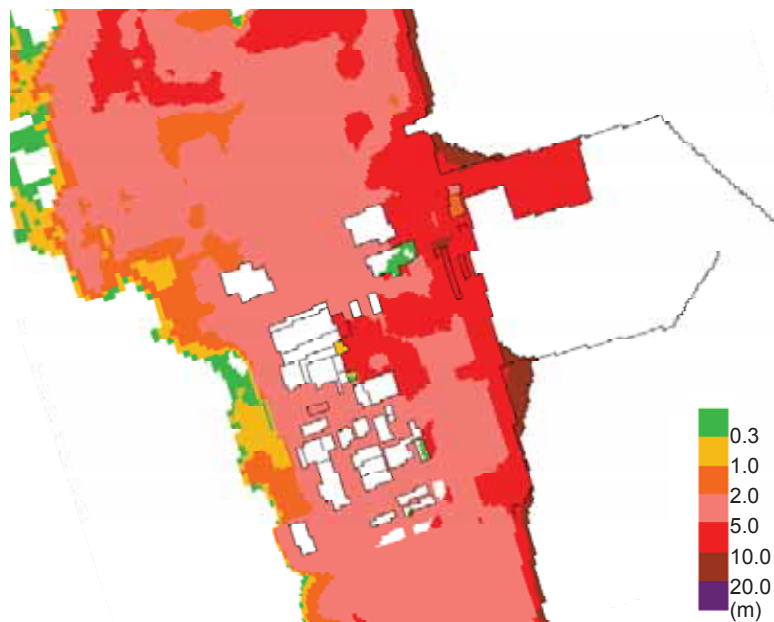
5.2 行政機関による既往評価との比較

- 基準津波は、行政機関(茨城県)が評価した津波高さを上回る結果となっていることを確認した。

日本原子力発電
(基準津波)

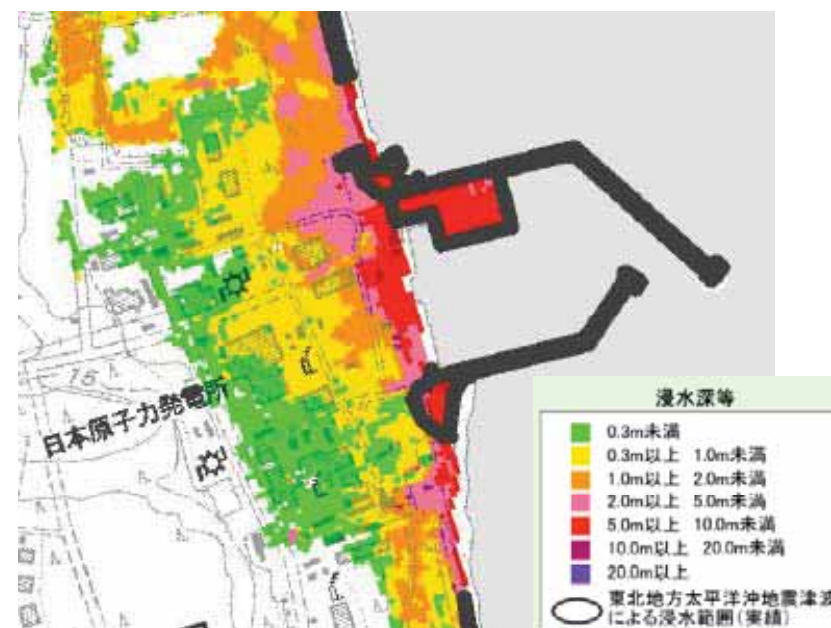
基準津波について、東海第二発電所の防潮堤を設定しない場合の浸水深分布を以下に示す。

- 敷地標高3m盤 浸水深:5~10m
- 敷地標高8m盤 浸水深:2.0~10.0m
- 原子炉建屋近傍 浸水深:2.0~10.0m

行政機関
(茨城県:茨城沿岸津波対策検討委員会)

東海第二発電所における浸水深は、下記のように読み取れる。

- 敷地標高3m盤 浸水深:5~10m
- 敷地標高8m盤 浸水深:0.3~2.0m
- 原子炉建屋近傍 浸水深:0.3~1m(一部0.3m未満)

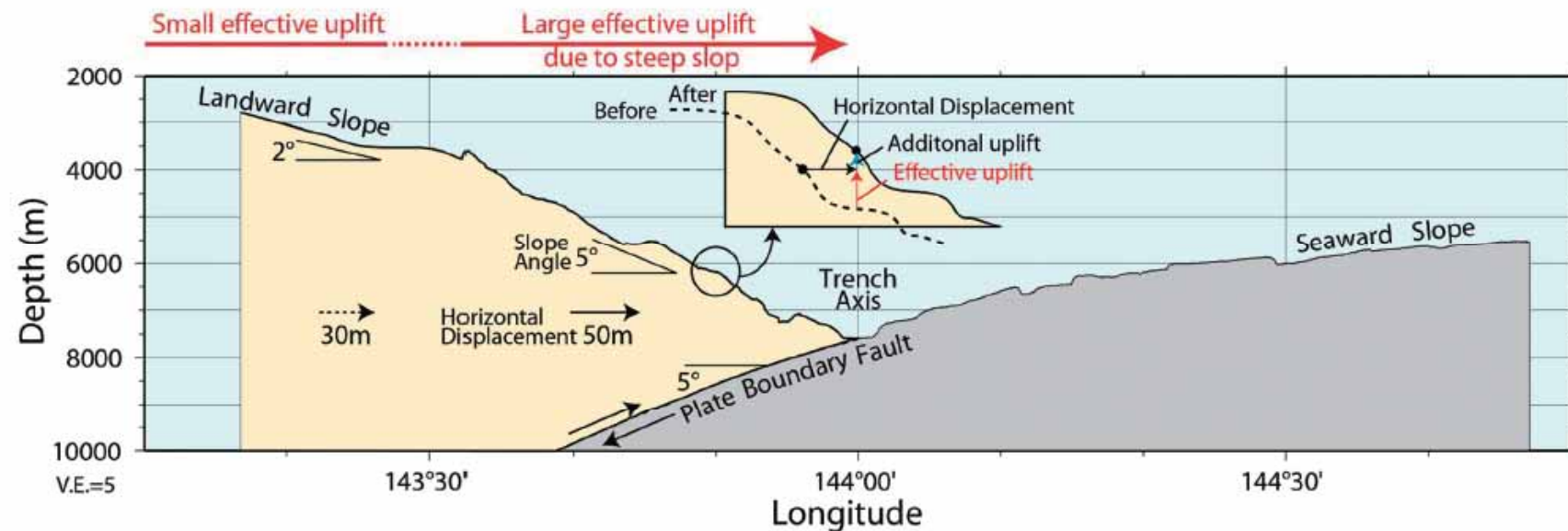


(茨城県(2012))

6. 分岐断層について

文献調査(2011年東北地方太平洋沖地震における海溝軸付近の海底変動とまとめ)

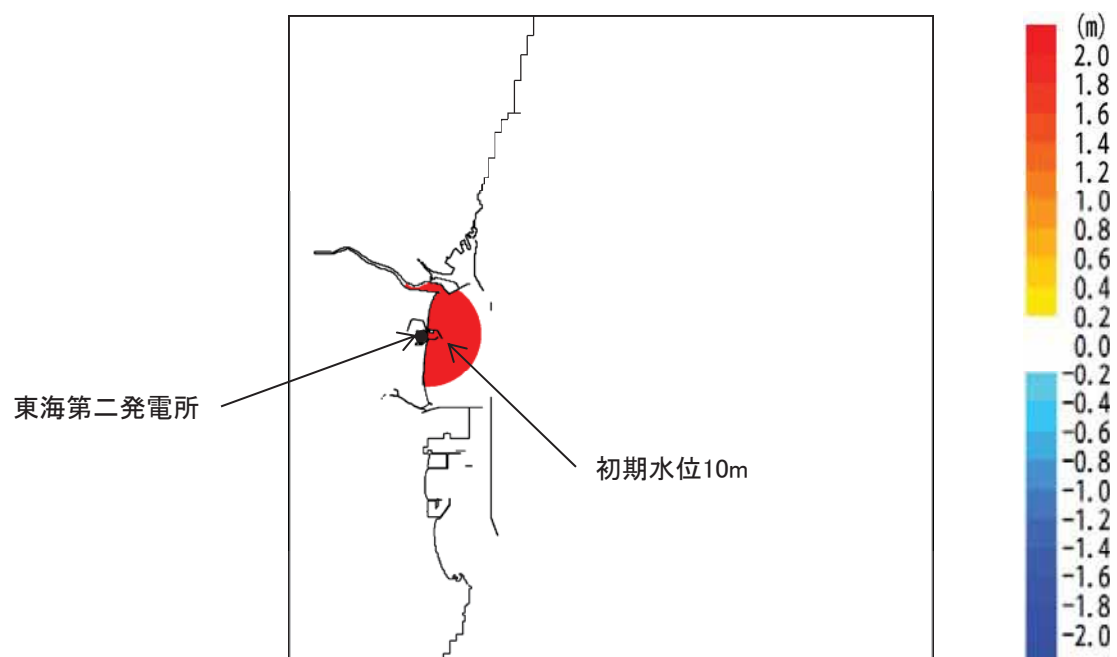
- 小平他(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波については、巨大津波生成に大きく寄与したのは海溝軸付近で50mを超えた変位によるものとしている。
- なお、同地震に伴う津波の再現においては、仮に分岐断層の寄与があったとしてもプレート間のすべりに反映されている。



2011年東北地方太平洋沖地震に伴う海底変動の模式図
(小平他(2012))

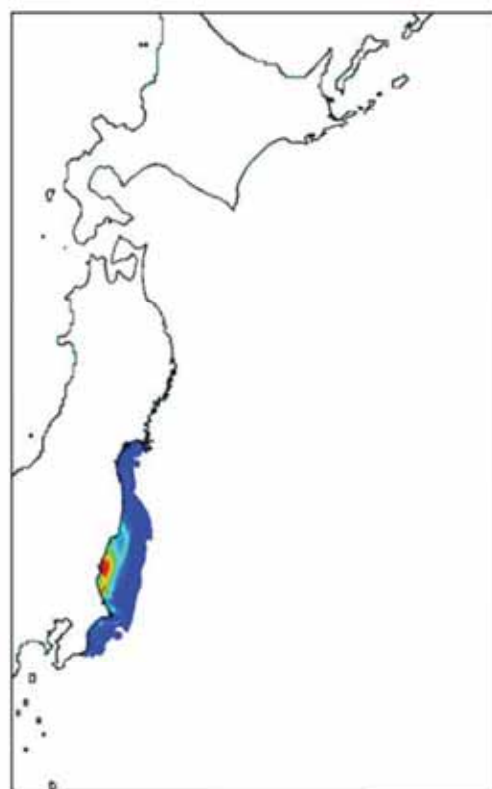
7. 津波の伝播特性

- 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、大局的な伝播特性の把握を行った。
- 下図の通り、津波波源として、取水口前面を中心とする半径2kmの範囲に一律10mの初期水位を与え、津波計算を実施した。

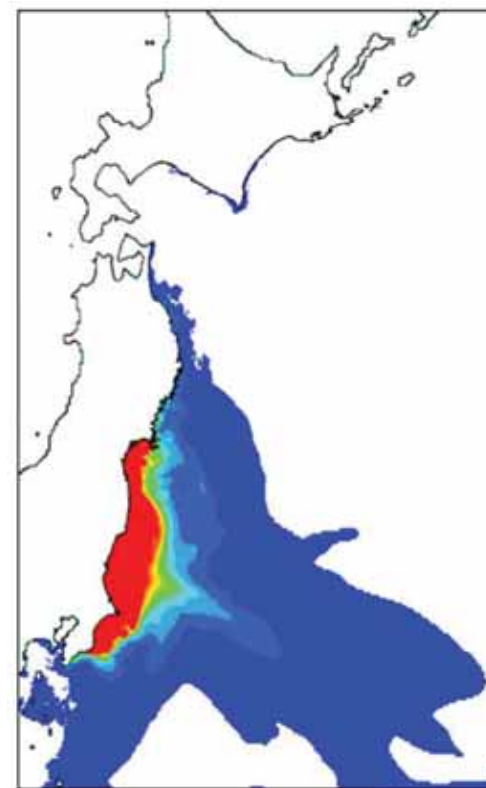


最大水位上昇量分布に関する検討

- 伝播特性の把握の補助として、水位上昇量の凡例の最大値については、1.0m, 0.1mの2種類とした。



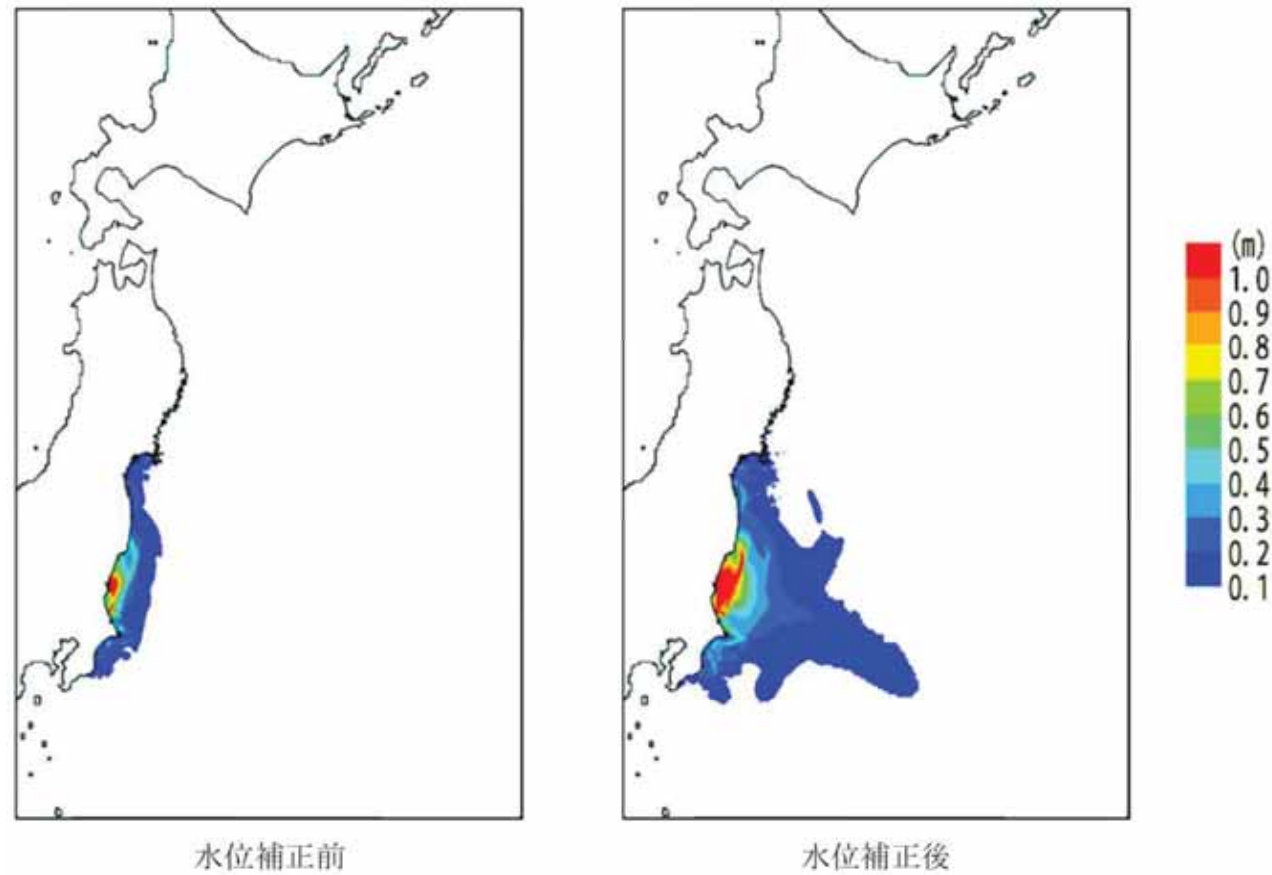
最大水位上昇量分布
(水位最大1.0 m)



最大水位上昇量分布
(水位最大0.1 m)

最大水位上昇量分布に関する検討

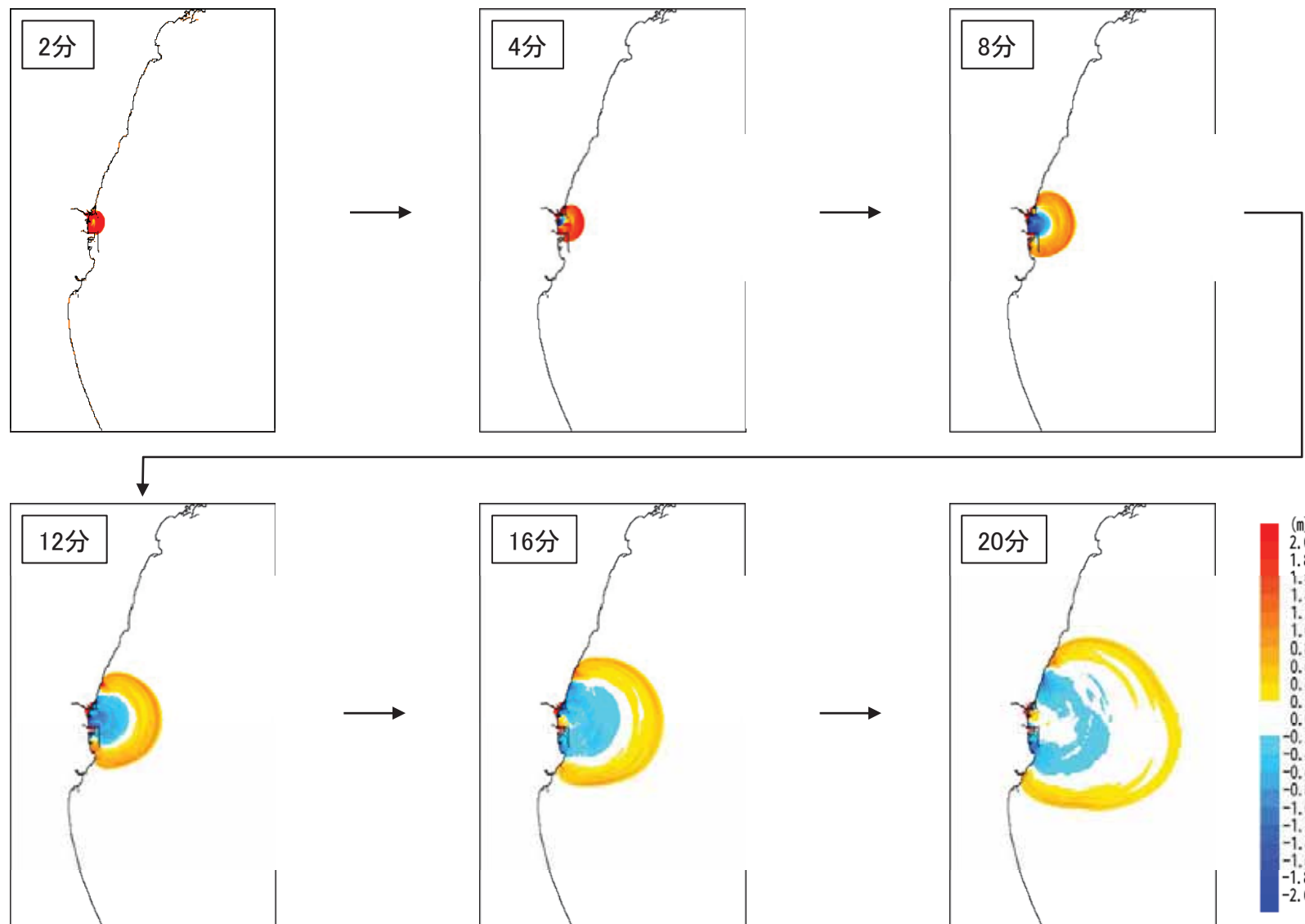
- 水深による津波振幅への影響を軽減するため、「グリーンの法則」を用いて最大水位上昇量の補正を行った。
- 具体的には、波源中心位置の水深を h_0 (6 m), 沖合地点の水深を h としたとき, その地点における最大水位上昇量を $(h_0/h)^{1/4}$ で除することで補正を行った。



最大水位上昇量分布
(水位最大1.0 m)

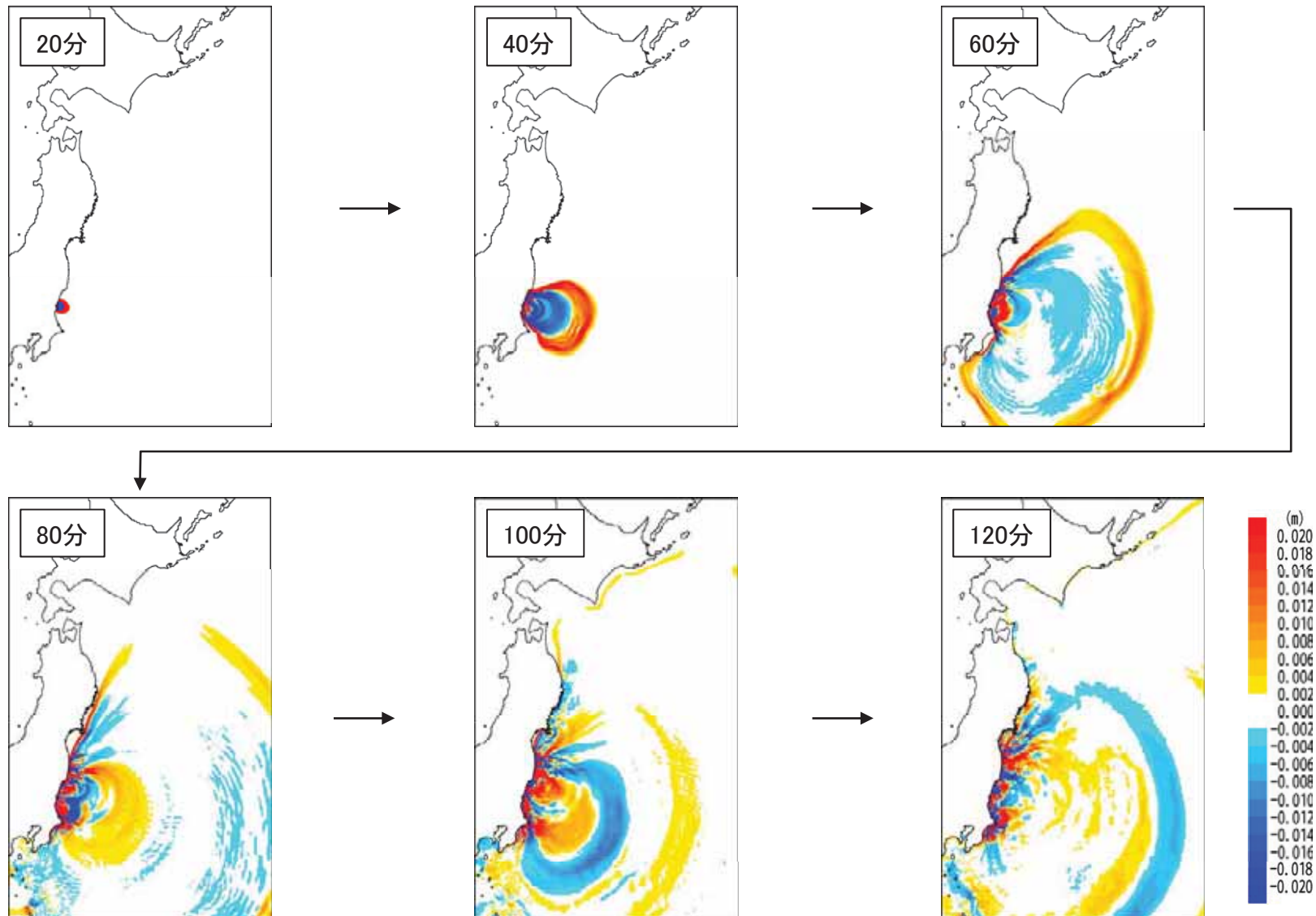
津波の伝播状況：敷地近傍（2～20分後）

- 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た。



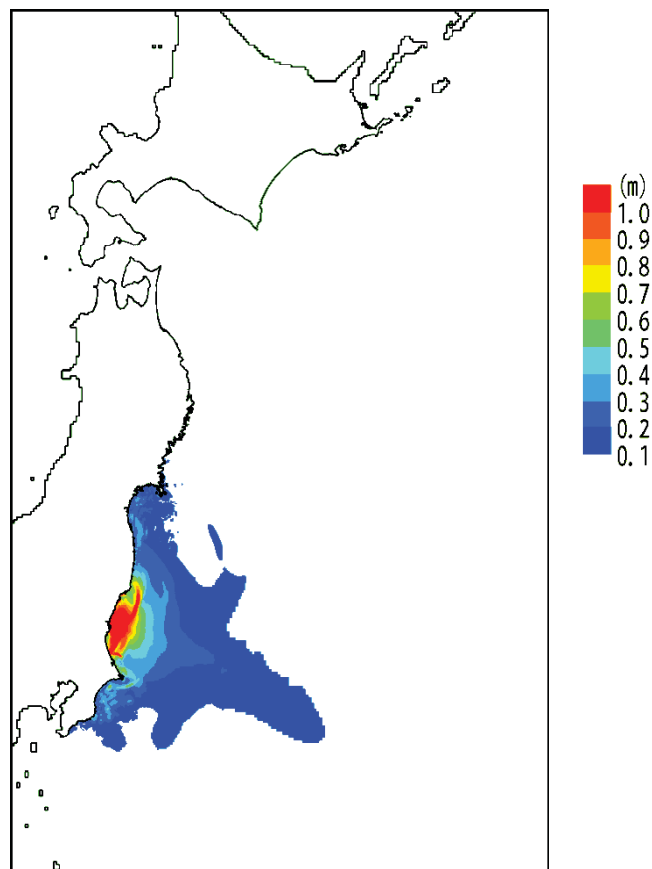
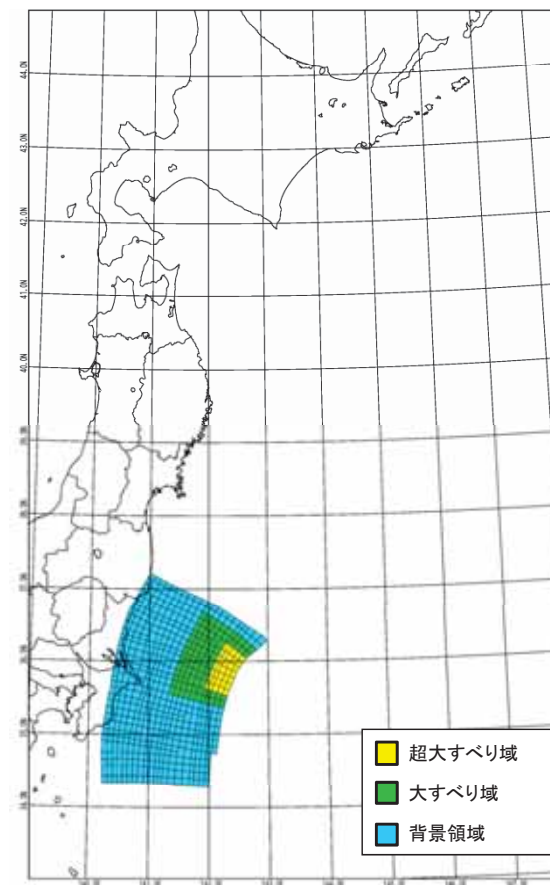
津波の伝播状況：広域（20～120分後）

- 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た。



津波伝播特性検討結果(まとめ)

- 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の結果、東南東方向の伝播が大きく、基準津波波源の大すべり域の方角と一致することを確認した。

最大水位上昇量分布
(水位補正後)

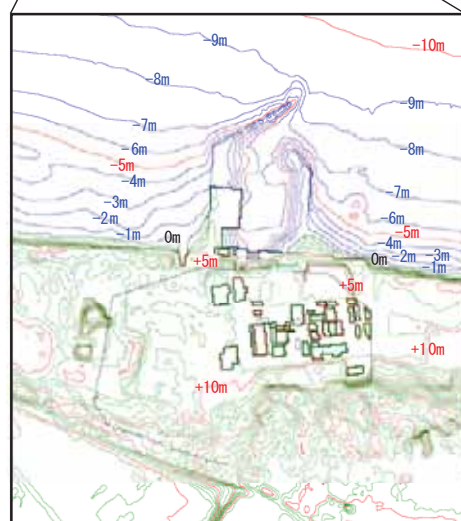
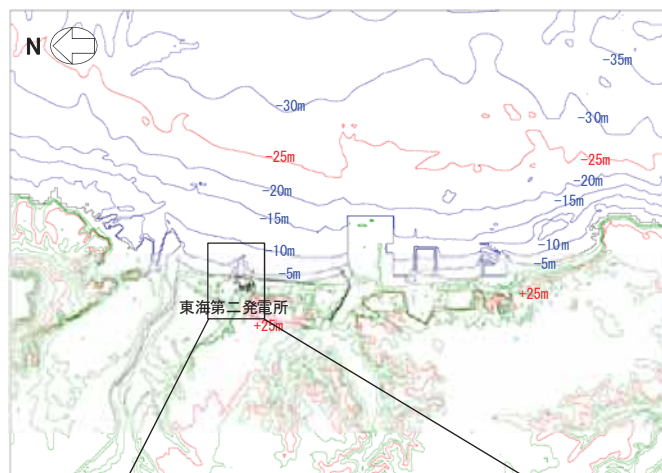
上昇側基準津波波源

8. 港湾部の防波堤効果の影響検討

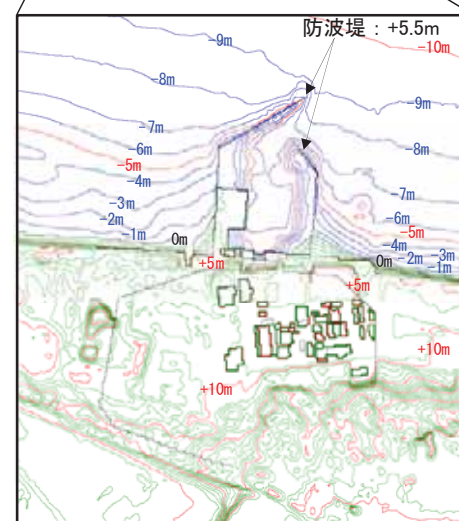
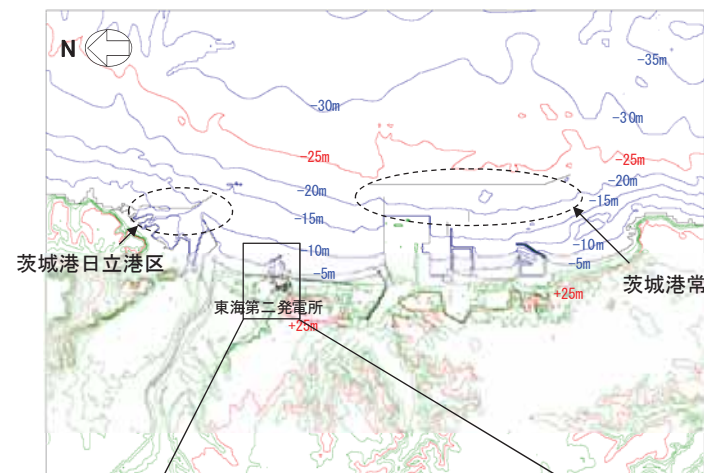
8.1 防波堤の有無が基準津波に与える影響について

8.1 防波堤の有無が基準津波に与える影響について(検討方針)

- 防潮堤前面において水位上昇量が最大となるケース並びに取水口前面において水位下降量が最大となるケースについて、港湾部(茨城港日立港区及び茨城港常陸那珂港区を含む)の防波堤の効果がない場合について検討を行う。
- 検討に用いた地形データを以下に示す。



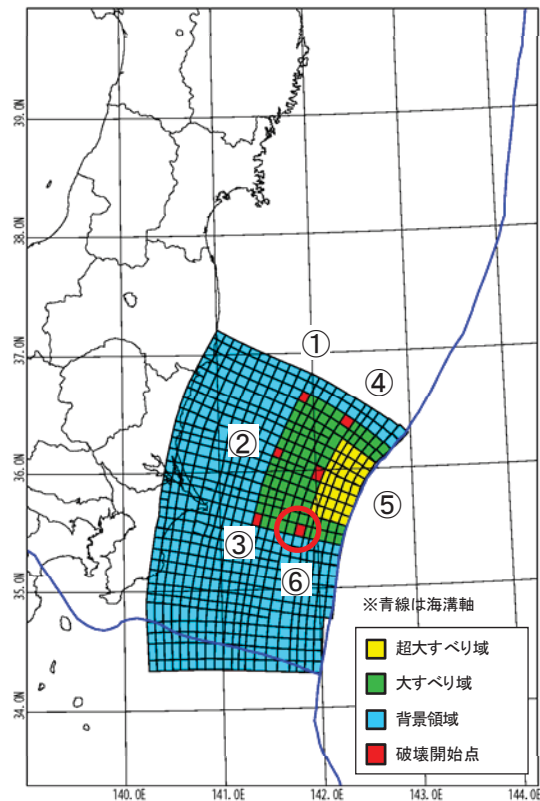
港湾部の防波堤効果無し



(参考)港湾部の防波堤効果有り

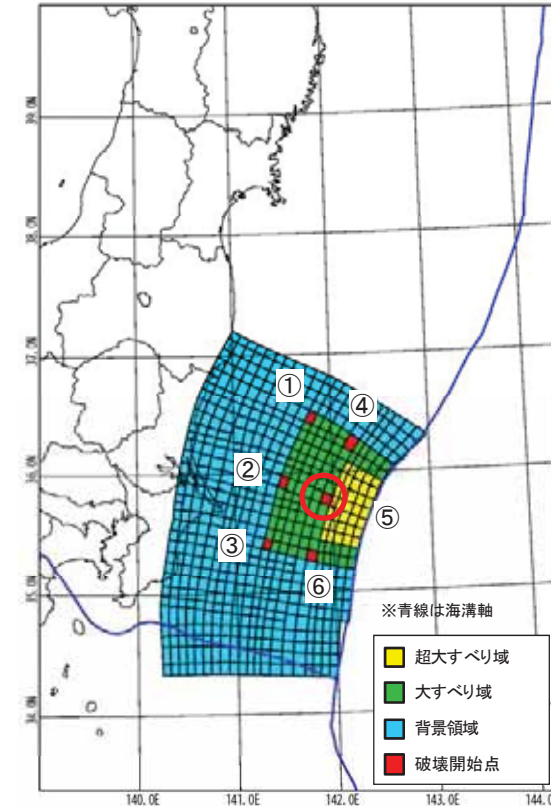
8.1 防波堤の有無が基準津波に与える影響について(検討波源)

- 港湾部の防波堤の効果について、以下の通り検討を行う。
 - ✓ 防潮堤前面において水位上昇量が最大となる波源モデル(左図)
 - ✓ 取水口前面において水位下降量が最大となる波源モデル(右図)



- 大すべりの位置: A-3
- 破壊開始点の位置: ⑥
- 破壊伝播速度: 3.0km/s
- 立ち上がり時間: 30秒

水位上昇量最大時の波源モデル



- 大すべりの位置: A-5
- 破壊開始点の位置: ⑤
- 破壊伝播速度: 1.0km/s
- 立ち上がり時間: 30秒

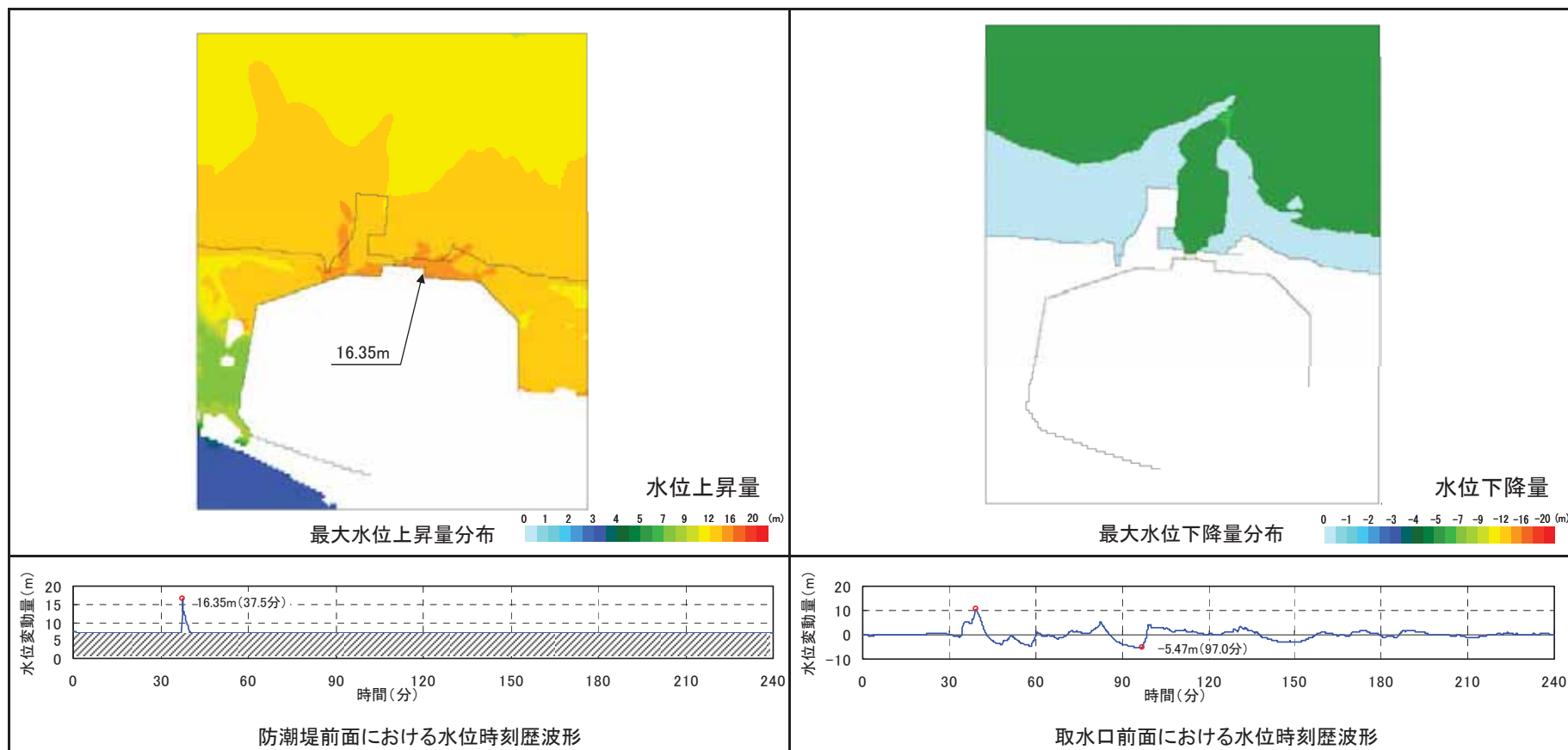
水位下降量最大時の波源モデル

8.1 防波堤の有無が基準津波に与える影響について(津波予測計算結果)

- 港湾部の防波堤の効果の有無の影響を評価した結果、水位に有意な差がないことを確認した。

名称	港湾部の防波堤効果無し	港湾部の防波堤効果有り
最大水位上昇量(防潮堤前面)	16.35m	16.08m
最大水位下降量(取水口前面)	-5.47m	-4.97m

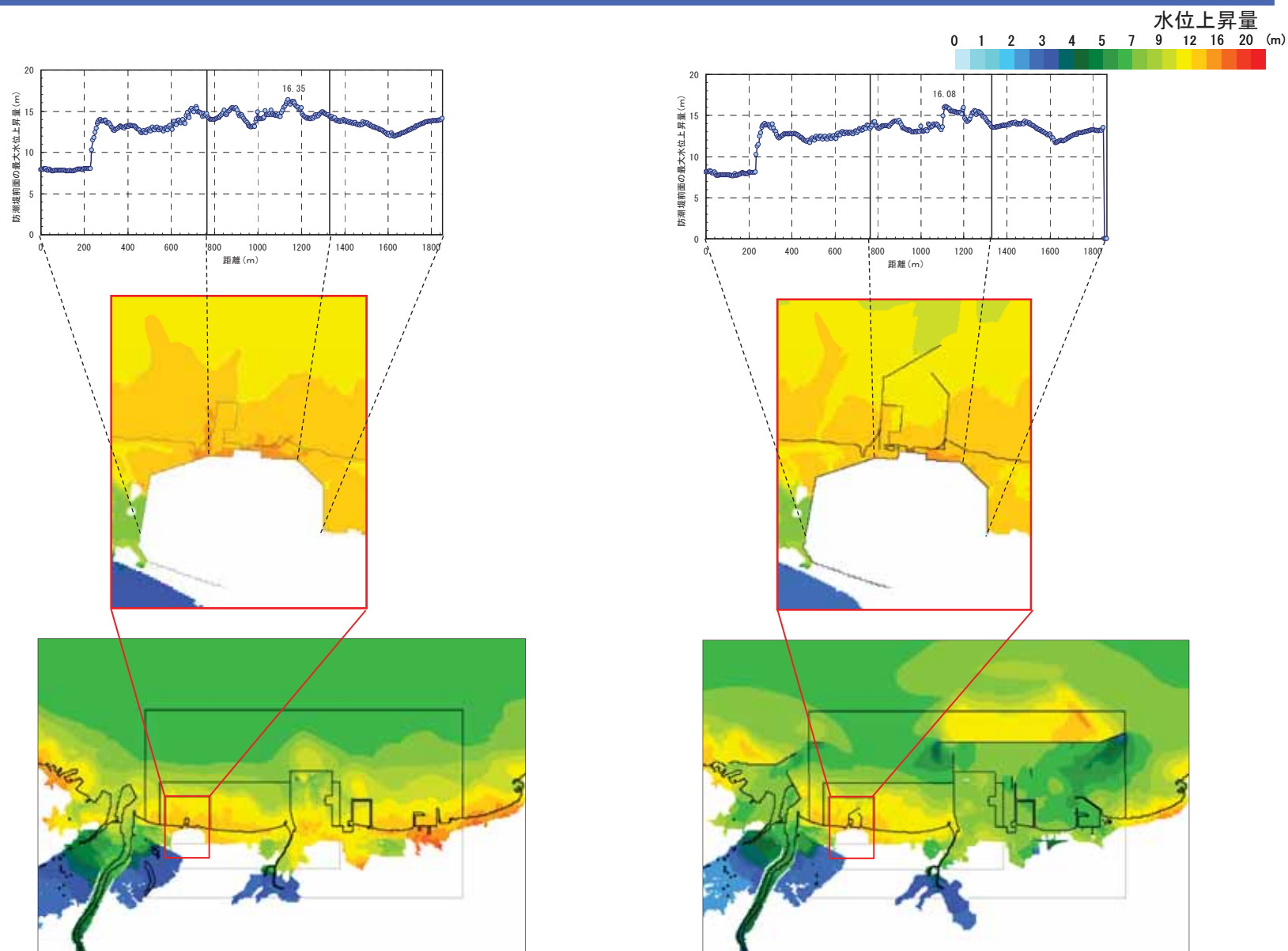
【港湾部の防波堤効果無し】



8. 港湾部の防波堤効果の影響検討

第320回審査会合
資料1-2 再掲

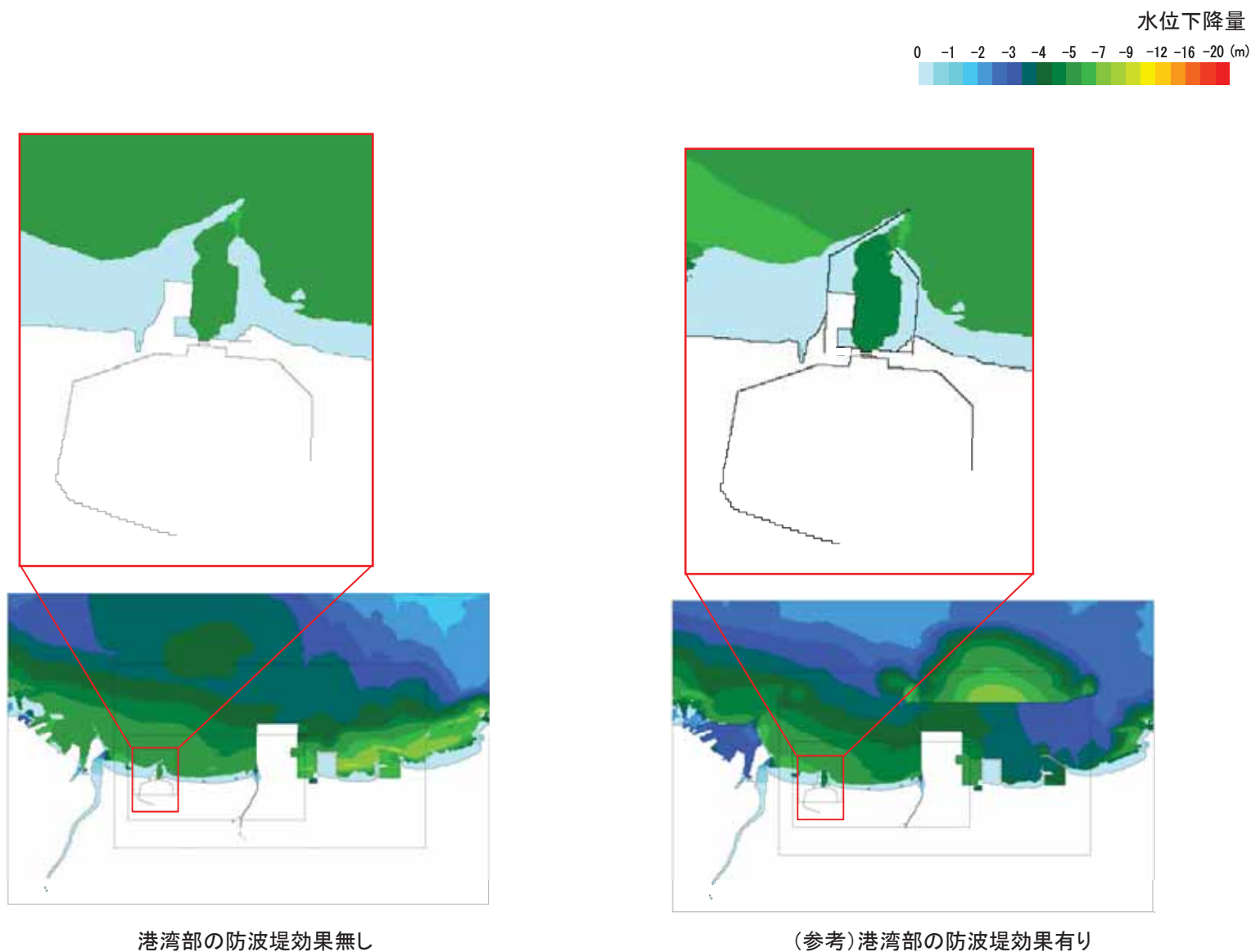
8.1 防波堤の有無が基準津波に与える影響について(津波予測計算結果:最大水位上昇量分布)



港湾部の防波堤効果無し

(参考)港湾部の防波堤効果有り

8.1 防波堤の有無が基準津波に与える影響について(津波予測計算結果:最大水位下降量分布)

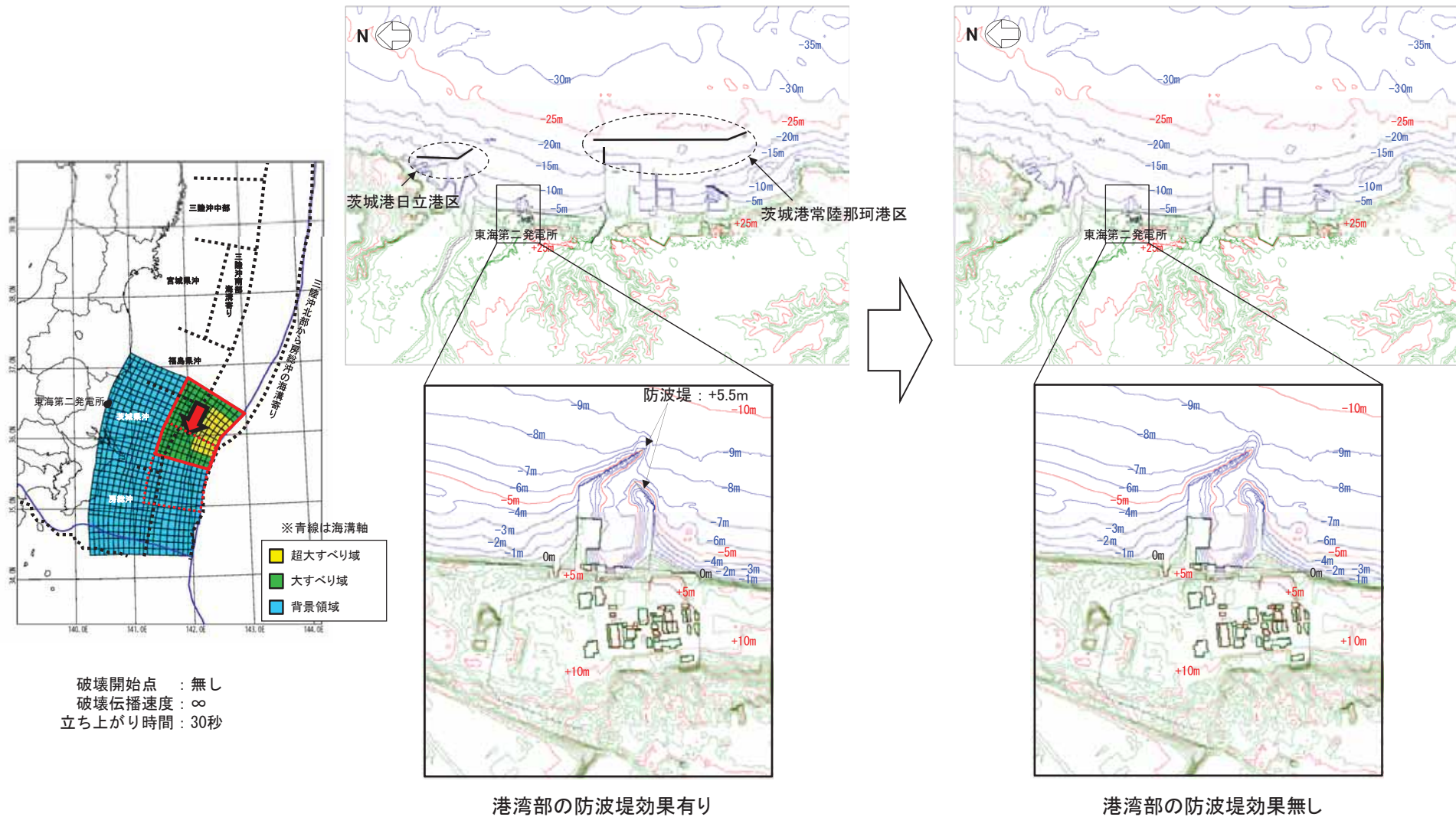


8. 港湾部の防波堤効果の影響検討

8.2 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響について

8.2 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響について(検討方針)

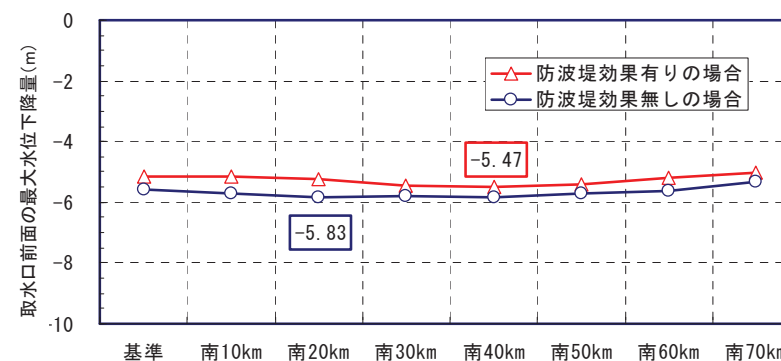
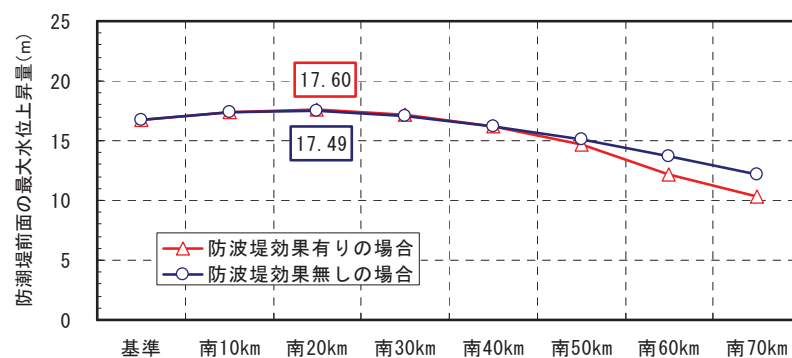
- 基準津波の選定において、防波堤の有無が与える影響を確認するため、基準津波の津波波源を用いて、防波堤無しによる追加計算を実施した。



8.2 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響について(概略パラメータスタディの設定及び評価結果)

- 概略パラメータスタディの結果, 防波堤の有無による最大水位上昇量, 最大水位下降量について有意な差は認められなかった。

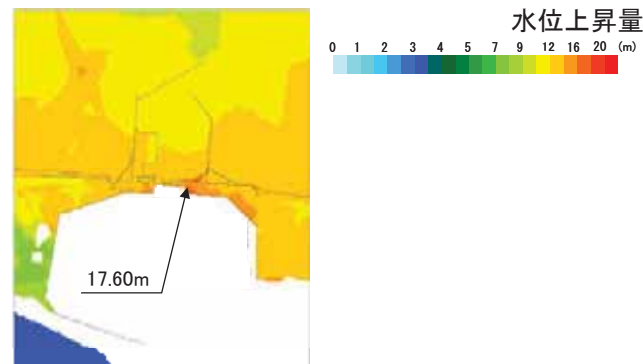
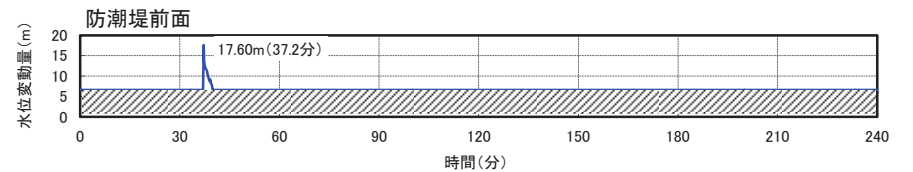
位置		防潮堤前面 最大水位上昇量(m)		取水口前面 最大水位下降量(m)	
港湾部の防波堤効果		有り	無し	有り	無し
基準	A-1	16.78	16.75	-5.16	-5.56
南へ10km移動	A-2	17.34	17.36	-5.17	-5.71
南へ20km移動	A-3	17.60	17.49	-5.24	-5.83
南へ30km移動	A-4	17.22	17.10	-5.44	-5.81
南へ40km移動	A-5	16.22	16.24	-5.47	-5.82
南へ50km移動	A-6	14.68	15.15	-5.42	-5.73
南へ60km移動	A-7	12.20	13.75	-5.20	-5.60
南へ70km移動	A-8	10.38	12.22	-5.03	-5.31



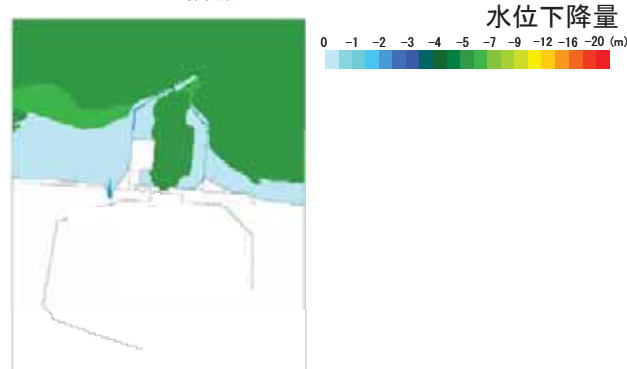
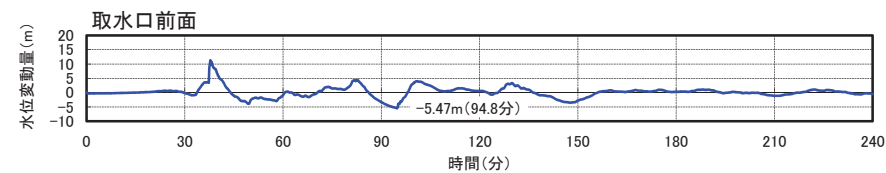
8.2 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響について(概略パラメータスタディの設定及び評価結果)

■時刻歴波形, 最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布

港湾部の防波堤効果有り

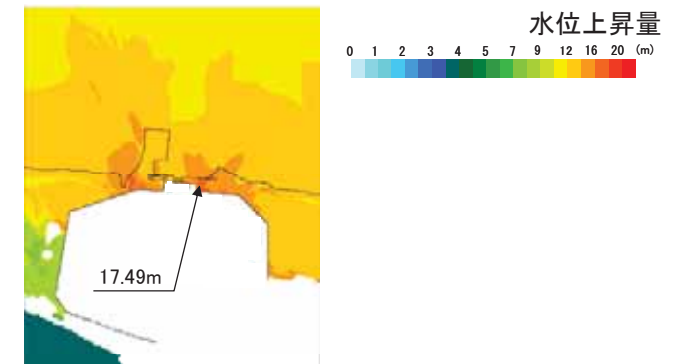
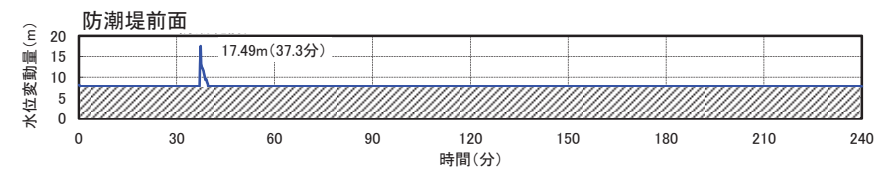


最大水位上昇量分布 (A-3 : 南へ20km移動)

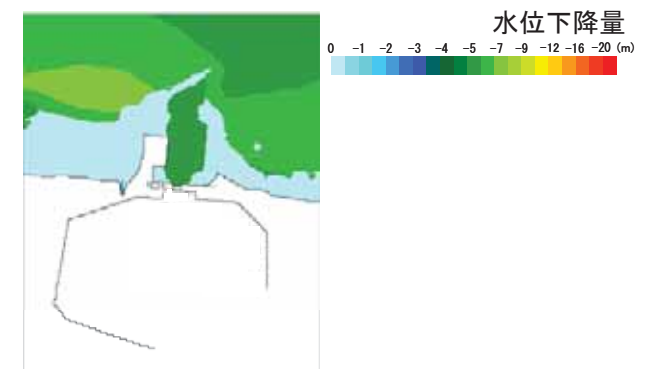
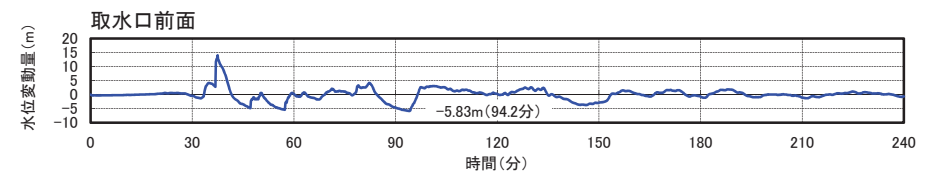


最大水位下降量分布 (A-5 : 南へ40km移動)

港湾部の防波堤効果無し



最大水位上昇量分布 (A-3 : 南へ20km移動)



最大水位下降量分布 (A-3 : 南へ20km移動)

8.2 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響について(詳細パラメータスタディの設定及び評価結果:水位上昇側)

- 防潮堤前面で最大水位上昇量を示す破壊伝播速度3.0km/sについて, 防波堤効果無しとした場合の追加計算を実施した。
- 検討の結果, 最大水位上昇量について, 最初から防波堤効果無しで求めた津波水位が防波堤効果有りで基準津波を選定した上で防波堤効果無しとした場合と同じ値となることを確認した。

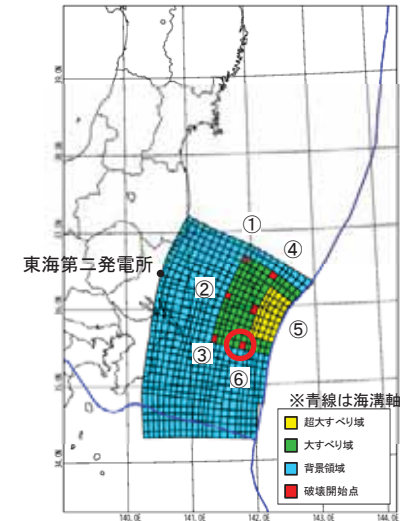
港湾部の防波堤効果無し

※ 立ち上がり時間:30秒

A-3	防潮堤前面の最大水位上昇量※(m)					
	破壊開始点					
破壊伝播速度	①	②	③	④	⑤	⑥
3.0km/s	15.34	15.50	15.41	15.32	15.10	16.35

A-3	防潮堤前面の最大水位上昇量※(m)				
	破壊伝播速度				
破壊開始点	1.0km/s	1.5km/s	2.0km/s	2.5km/s	3.0km/s
⑥	14.41	14.45	15.27	16.25	16.35

A-3	防潮堤前面の最大水位上昇量(m)	
	破壊開始点⑥	
立ち上がり時間 (秒)	破壊伝播速度: 3.0km/s	
30	16.35	
60	16.04	



港湾部の防波堤効果の有無による防潮堤前面の最大水位上昇量の評価結果

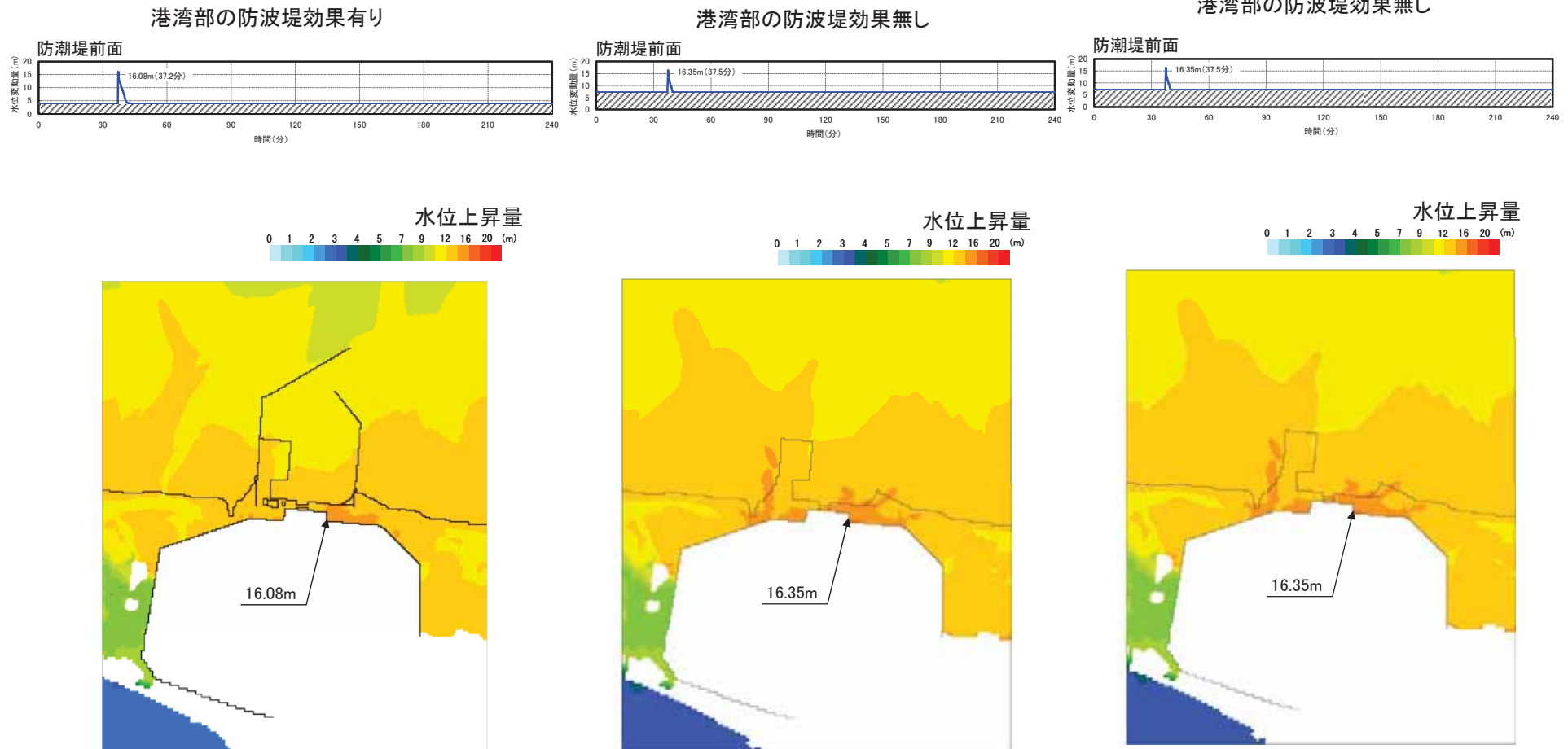
A-3, 破壊開始点⑥, 破壊伝播速度3.0km/s
及び立ち上がり時間30秒A-3, 破壊開始点⑥,
破壊伝播速度3.0km/s及び
立ち上がり時間30秒

8.2 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響について(詳細パラメータスタディの設定及び評価結果:水位上昇側)

■時刻歴波形, 最大水位上昇量分布

港湾部の防波堤効果有りで波源選定

港湾部の防波堤効果無しで波源選定



最大水位上昇量分布

(A-3 : 南へ20km移動, 破壊開始点⑥, 破壊伝播速度3.0km/s, 立ち上がり時間30秒)

8.2 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響について(詳細パラメータスタディの設定及び評価結果:水位下降側)

- 取水口前面で最大水位下降量を示す破壊伝播速度1.0km/sについて, 防波堤効果無しとした場合の追加計算を実施した。
- 検討の結果, 最大水位下降量について, 防波堤効果有りで基準津波を選定した上で防波堤効果無しで求めた津波水位が 最初から防波堤効果無しで求めた津波水位よりも保守的な値となることを確認した。

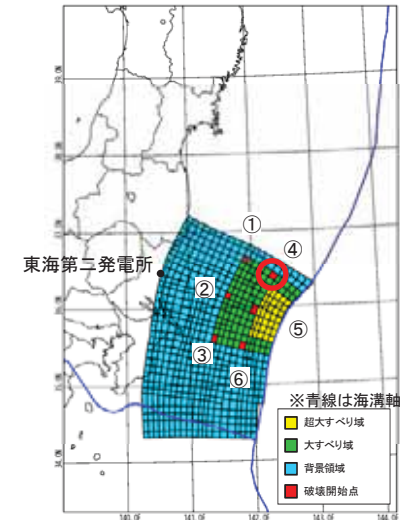
港湾部の防波堤効果無し

※ 立ち上がり時間:30秒

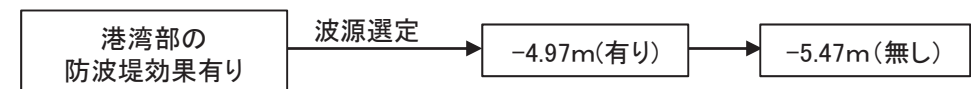
A-3	取水口前面の最大水位下降量※(m)					
	破壊開始点					
破壊伝播速度	①	②	③	④	⑤	⑥
1.0km/s	-5.24	-5.10	-5.05	-5.39	-5.34	-5.29

A-3	取水口前面の最大水位下降量※(m)				
	破壊伝播速度				
破壊開始点	1.0km/s	1.5km/s	2.0km/s	2.5km/s	3.0km/s
④	-5.39	-5.37	-5.36	-5.35	-5.35

A-3	取水口前面の最大水位下降量(m)	
	破壊開始点④	
立ち上がり時間 (秒)	破壊伝播速度: 1.0km/s	
30	-5.39	
60	-5.38	



港湾部の防波堤効果の有無による取水口前面の最大水位下降量の評価結果

A-5, 破壊開始点⑤, 破壊伝播速度1.0km/s
及び立ち上がり時間30秒A-3, 破壊開始点④,
破壊伝播速度1.0km/s及び
立ち上がり時間30秒

- 以上から, 防波堤の有無が基準津波の選定に影響はないことを確認した。

8.2 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響について(詳細パラメータスタディの設定及び評価結果:水位下降側)

■時刻歴波形, 最大水位下降量分布

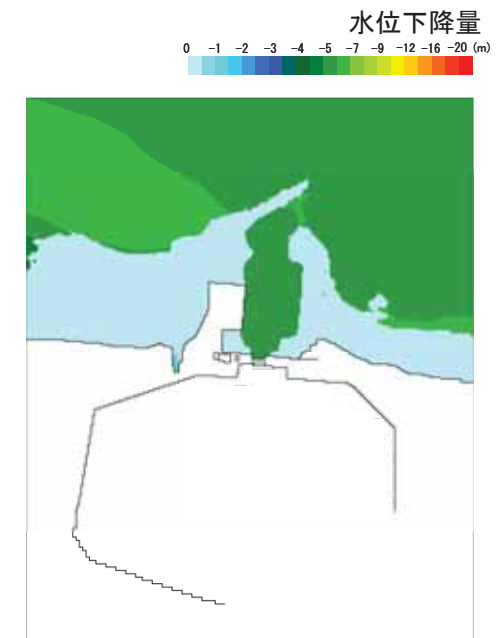
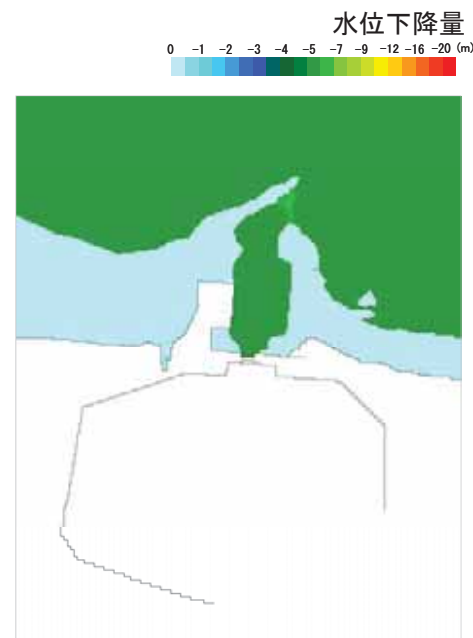
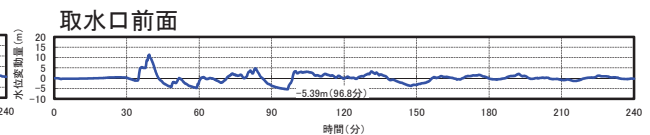
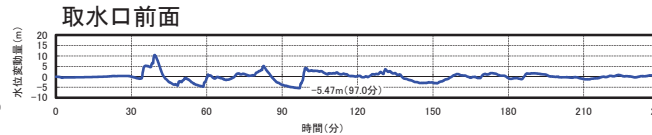
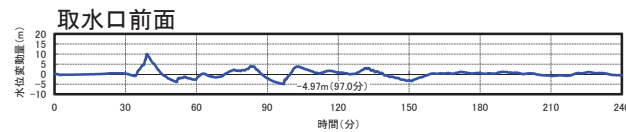
港湾部の防波堤効果有りで波源選定

港湾部の防波堤効果無しで波源選定

港湾部の防波堤効果有り

港湾部の防波堤効果無し

港湾部の防波堤効果無し



最大水位下降量分布

(A-5: 南へ40km移動, 破壊開始点⑤, 破壊伝播速度1.0km/s及び立ち上がり時間30秒)

最大水位下降量分布

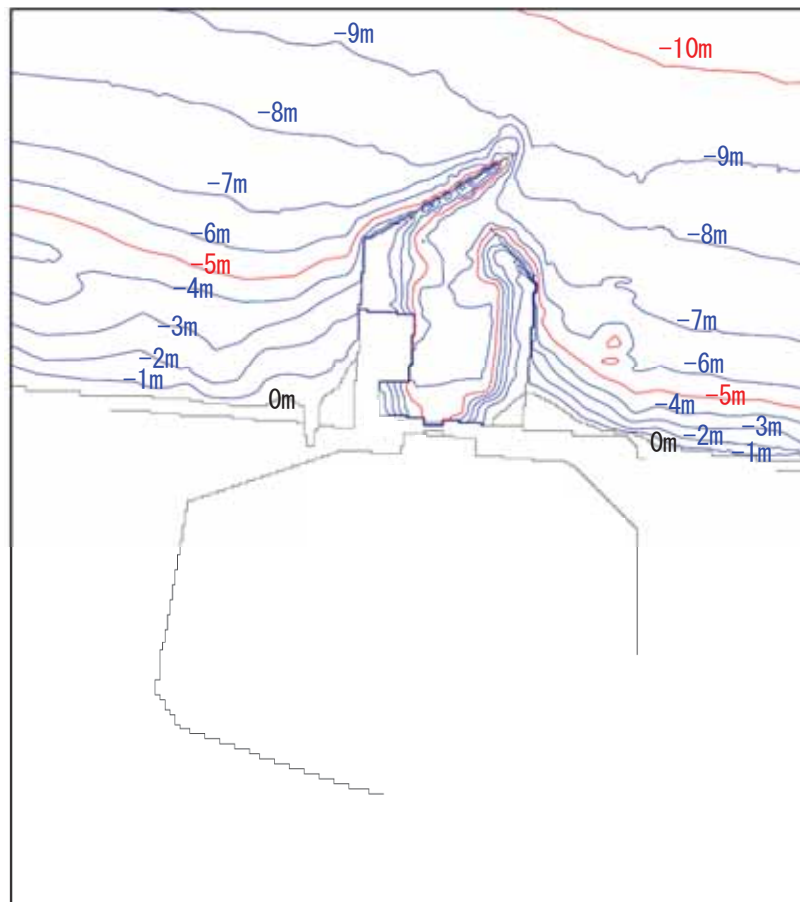
(A-3: 南へ20km移動, 破壊開始点④, 破壊伝播速度1.0km/s及び立ち上がり時間30秒)

9. 最終設備形状による評価

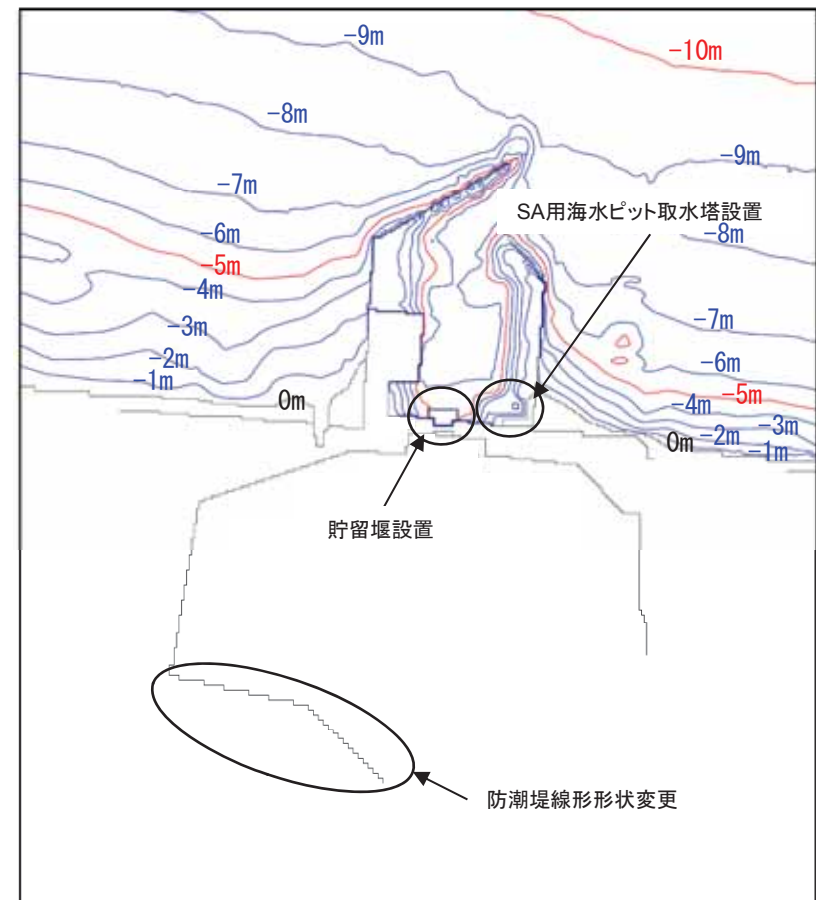
9. 最終設備形状による評価

(1) 最終設備形状の反映による基準津波への影響について(モデル化の概要)

- 最終設備形状の反映による基準津波への水位の影響を把握するため、設置変更許可申請時のモデルとの水位を比較する。
- 防潮堤線形形状の変更、貯留堰及びSA用海水ピット取水塔を追加設置したモデルに変更した。



設置変更許可申請時のモデル

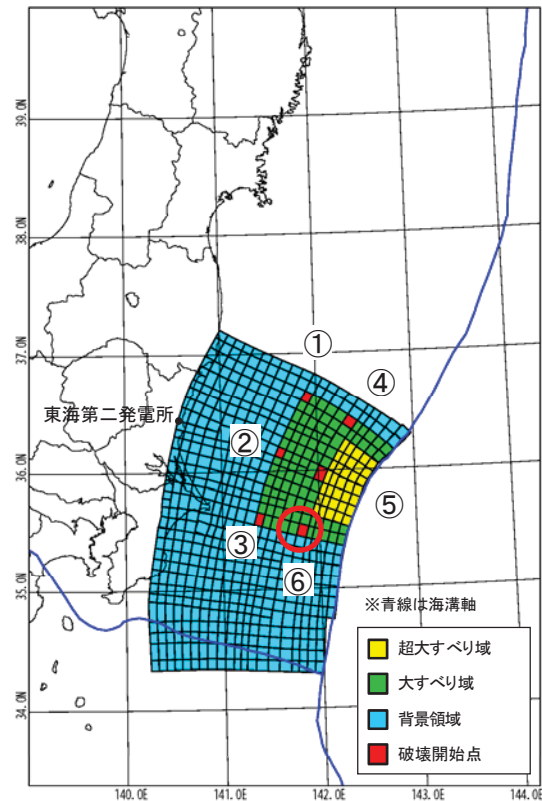


最終設備形状を反映したモデル

9. 最終設備形状による評価

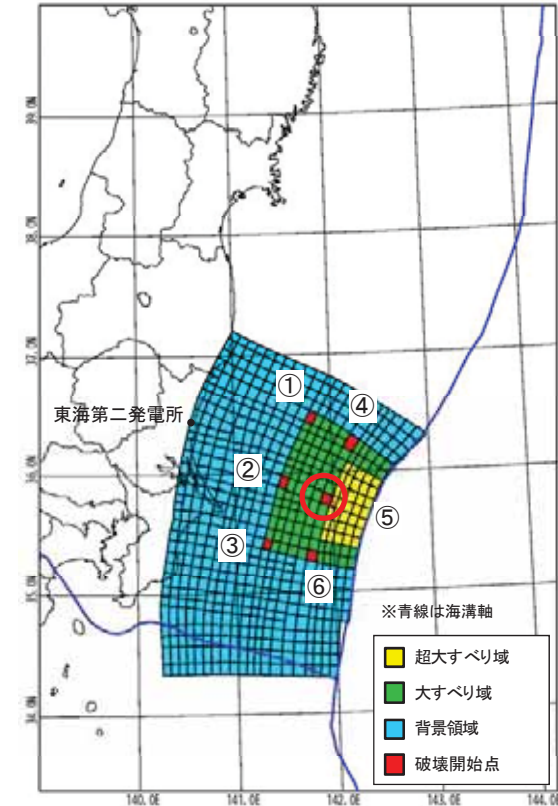
(1) 最終設備形状の反映による基準津波への影響について(検討波源)

- 最終設備形状の反映による基準津波への影響について、以下の通り検討を行う。
 - ✓ 防潮堤前面において水位上昇量が最大となる波源モデル(左図)
 - ✓ 取水口前面において水位下降量が最大となる波源モデル(右図)



- 大すべりの位置: A-3
- 破壊開始点の位置: ⑥
- 破壊伝播速度: 3.0km/s
- 立ち上がり時間: 30秒

水位上昇量最大時の波源モデル



- 大すべりの位置: A-5
- 破壊開始点の位置: ⑤
- 破壊伝播速度: 1.0km/s
- 立ち上がり時間: 30秒

水位下降量最大時の波源モデル

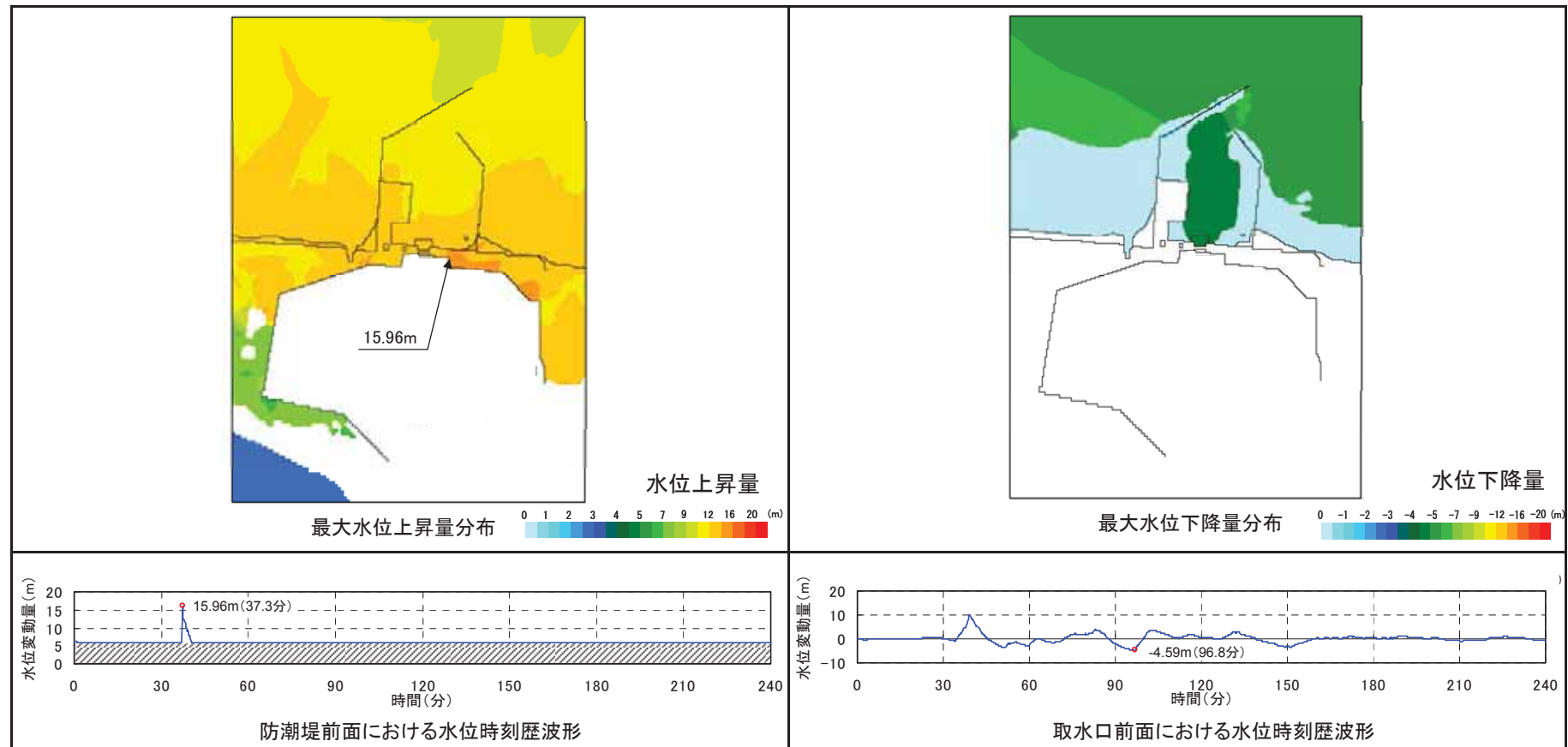
9. 最終設備形状による評価

(1) 最終設備形状の反映による基準津波への影響について(評価結果)

- 最終設備形状の反映による基準津波への影響を評価した結果、水位に有意な差がないことを確認した。

名称	設置変更許可申請時モデル	最終設備形状反映モデル
最大水位上昇量(防潮堤前面)	16.08m	15.96m
最大水位下降量(取水口前面)	-4.97m	-4.59m

【最終設備形状反映モデル】

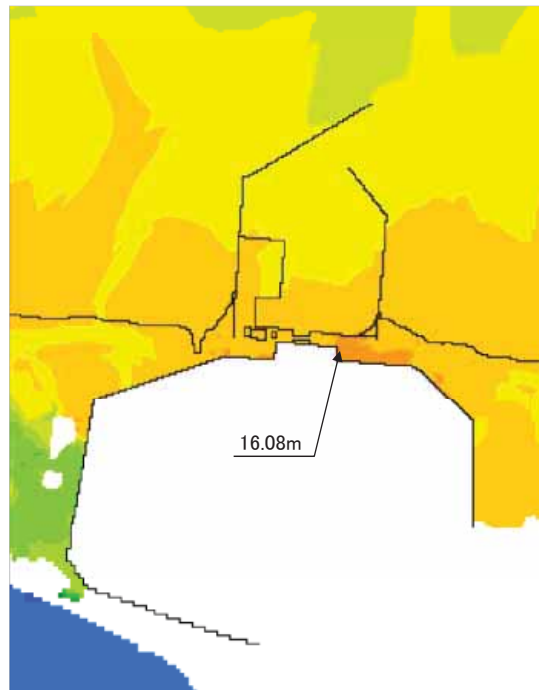
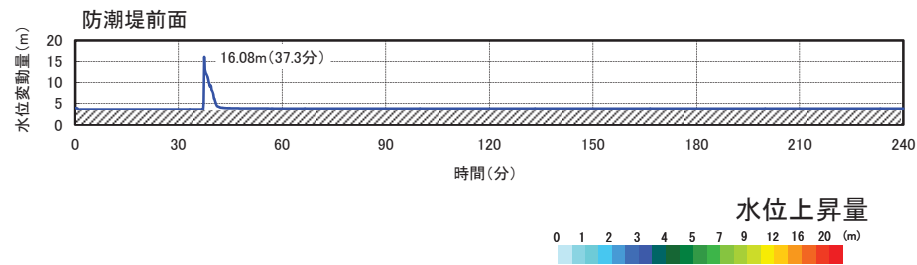


- 以上から、基準津波の津波波源を見直す必要はない。

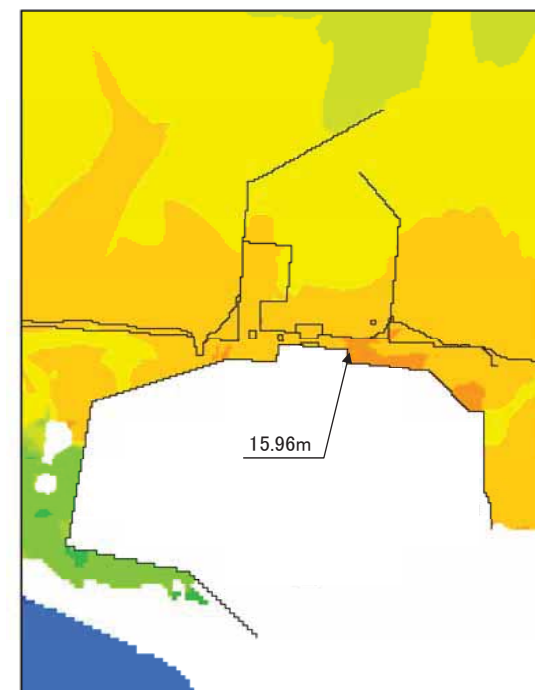
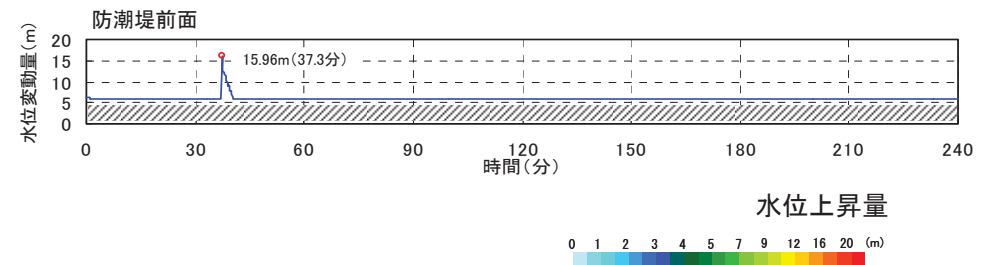
9. 最終設備形状による評価

(1) 最終設備形状の反映による基準津波への影響について(評価結果:水位上昇側)

設置変更許可申請時モデル



最終設備形状反映モデル



最大水位上昇量分布

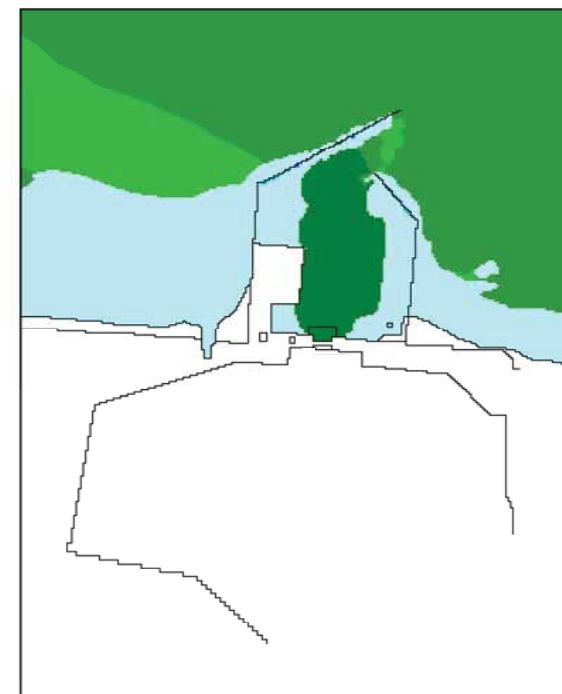
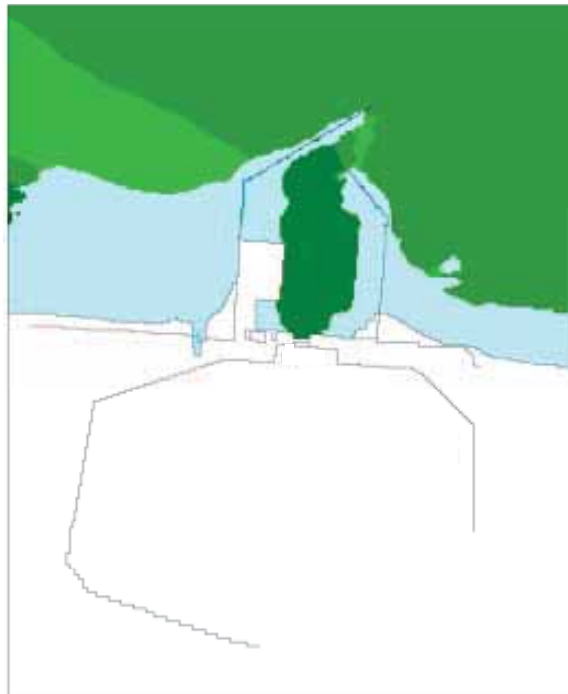
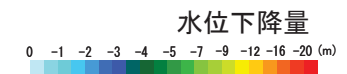
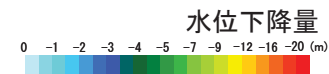
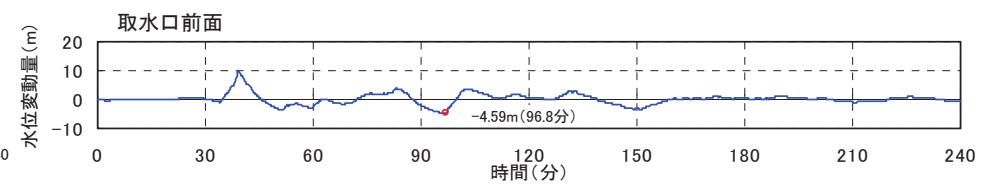
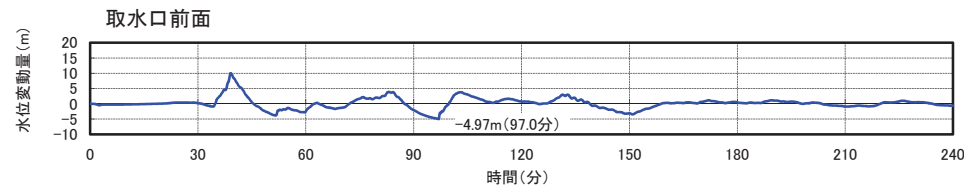
(A-3 : 南へ20km移動, 破壊開始点⑥, 破壊伝播速度3.0km/s, 立ち上がり時間30秒)

9. 最終設備形状による評価

(1) 最終設備形状の反映による基準津波への影響について(評価結果:水位下降側)

設置変更許可申請時モデル

最終設備形状反映モデル



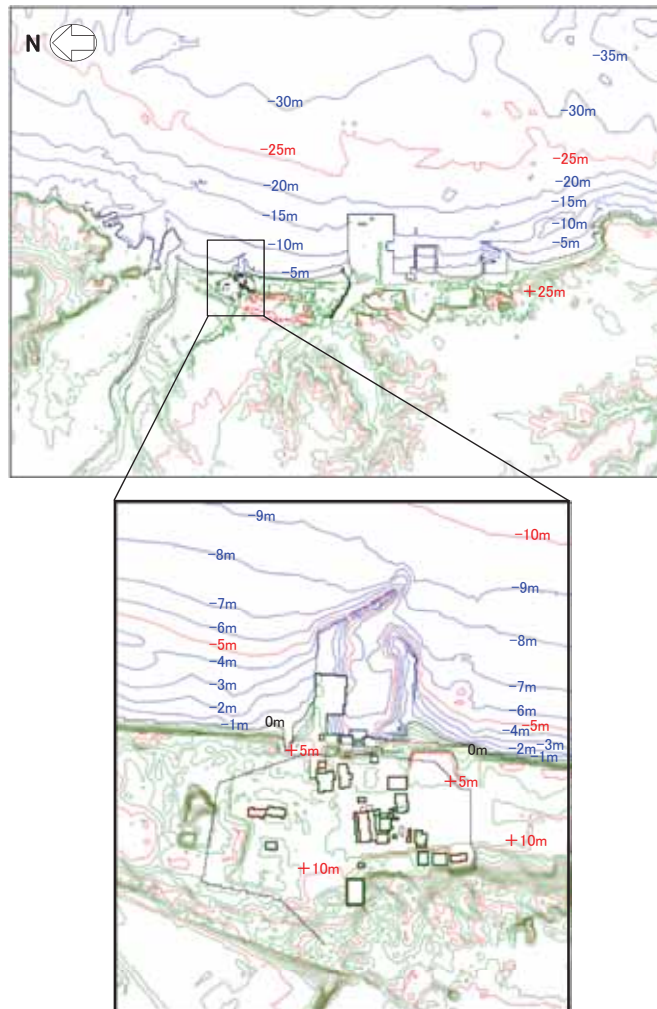
最大水位下降量分布

(A-5 : 南へ20km移動, 破壊開始点⑤, 破壊伝播速度1.0km/s, 立ち上がり時間30秒)

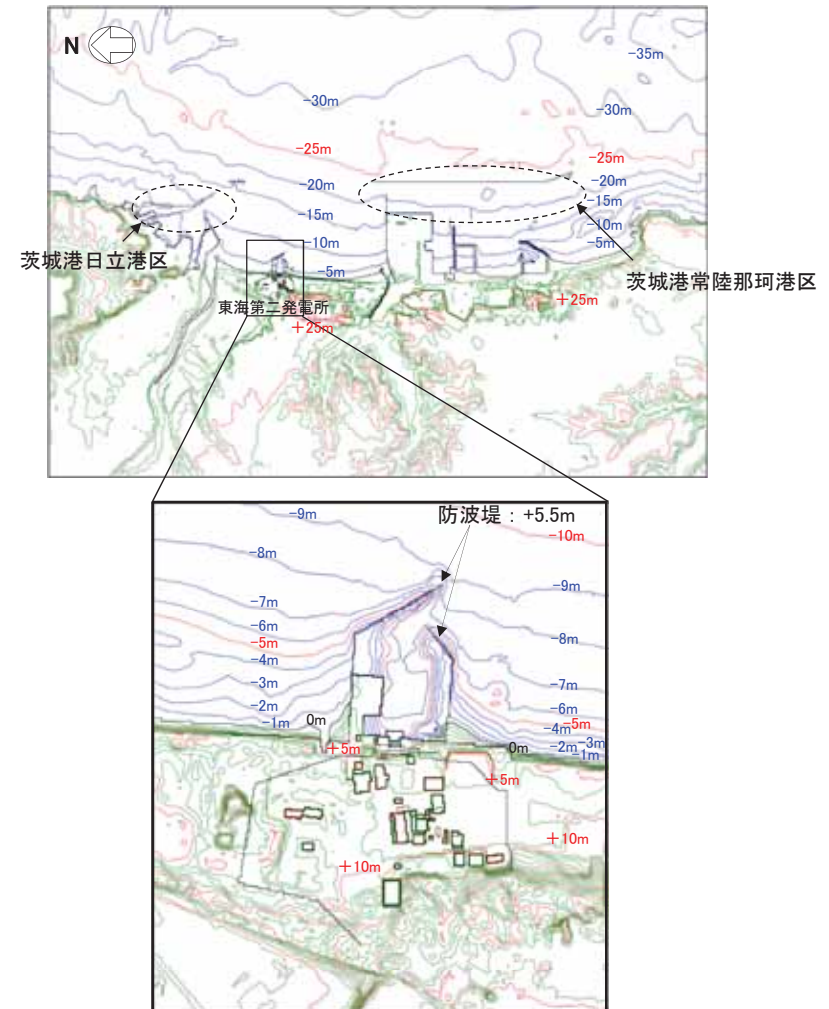
9. 最終設備形状による評価

(2) 最終設備形状の反映による防波堤の有無が基準津波へ与える影響について(検討方針)

- 防潮堤前面において水位上昇量が最大となるケース並びに取水口前面において水位下降量が最大となるケースについて、港湾部(茨城港日立港区及び茨城港常陸那珂港区を含む)の防波堤の効果がない場合について検討を行う。
- 検討に用いた地形データを以下に示す。



港湾部の防波堤効果無し



(参考) 港湾部の防波堤効果有り

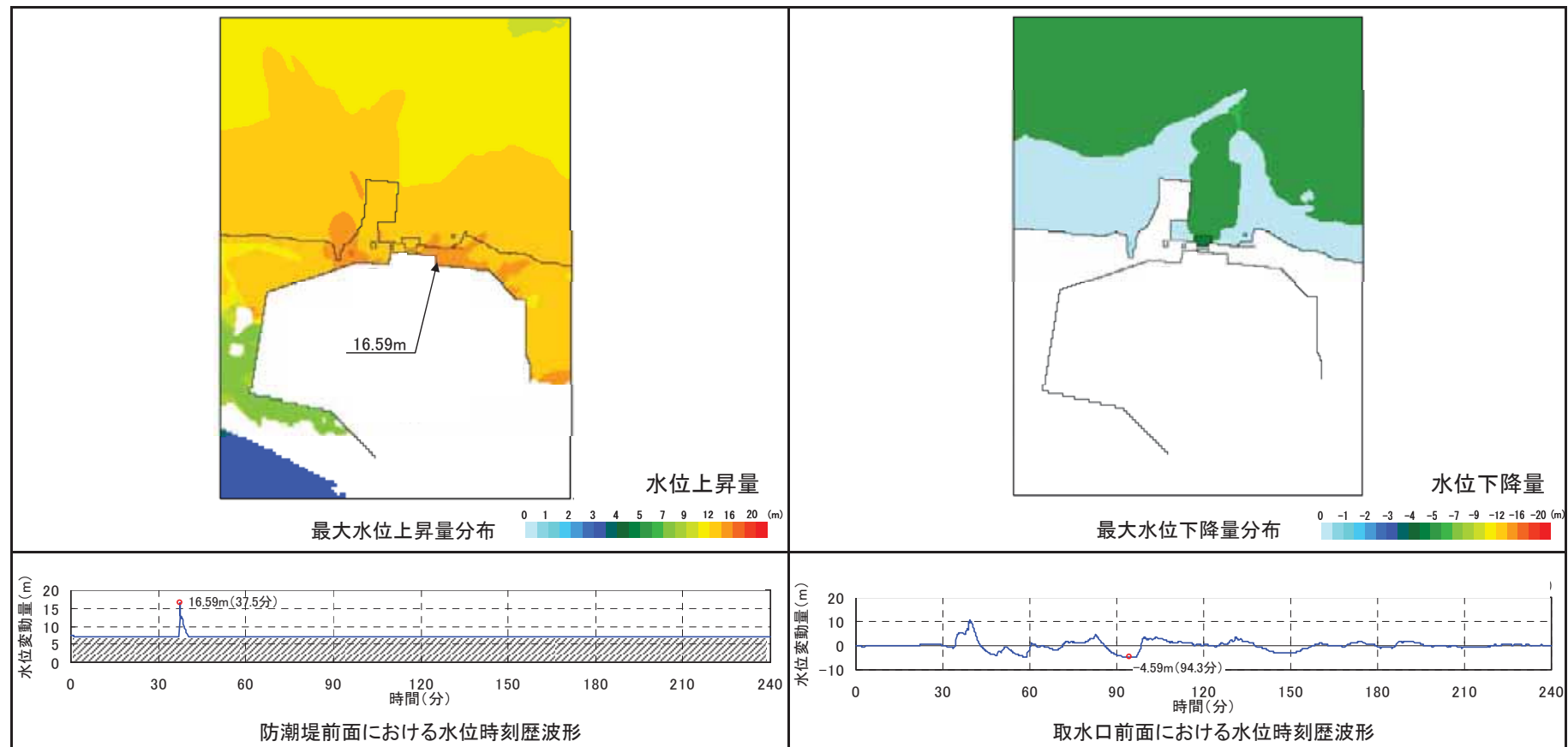
9. 最終設備形状による評価

(2) 最終設備形状の反映による防波堤の有無が基準津波へ与える影響について(評価結果)

- 最終設備形状の反映による防波堤の有無が基準津波へ与える影響について評価した結果、水位に有意な差がないことを確認した。

名称	港湾部の防波堤効果無し	港湾部の防波堤効果有り
最大水位上昇量(防潮堤前面)	16.59m	15.96m
最大水位下降量(取水口前面)	-4.59m	-4.59m

【港湾部の防波堤効果無し】



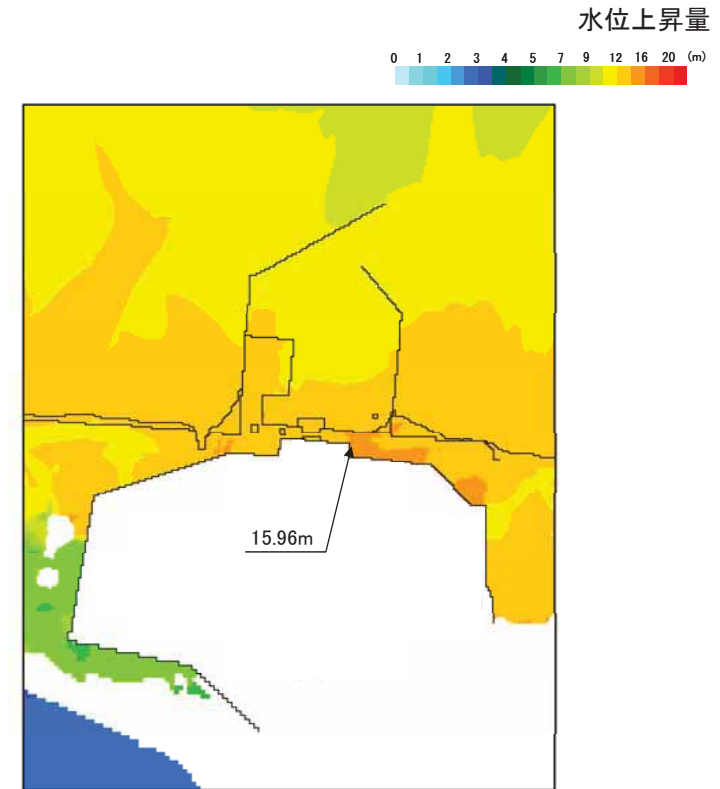
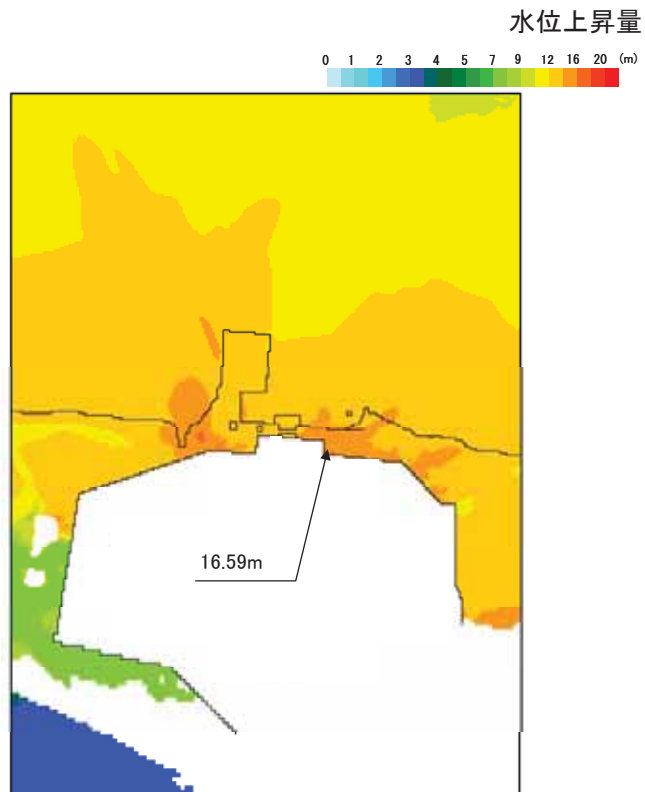
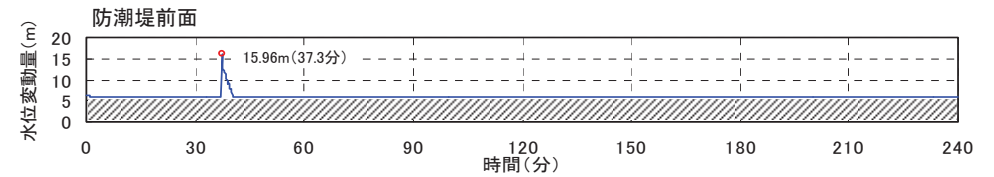
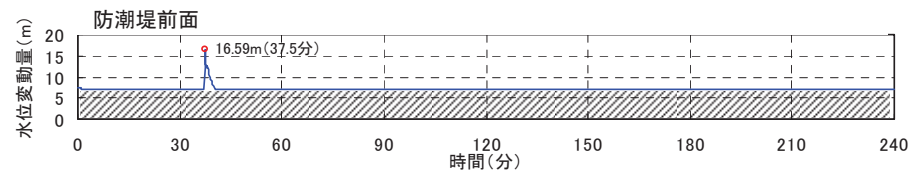
- 以上から、基準津波の津波波源を見直す必要はない。

9. 最終設備形状による評価

(2) 最終設備形状の反映による防波堤の有無が基準津波へ与える影響について(評価結果:最大水位上昇量分布)

港湾部の防波堤効果無し

(参考)港湾部の防波堤効果有り



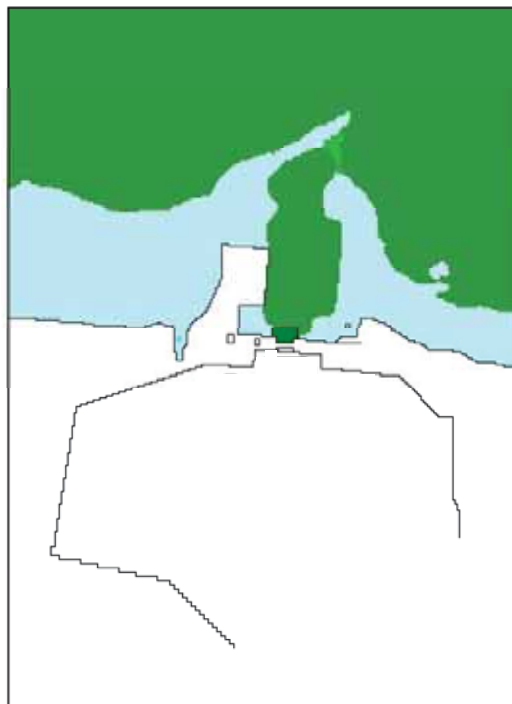
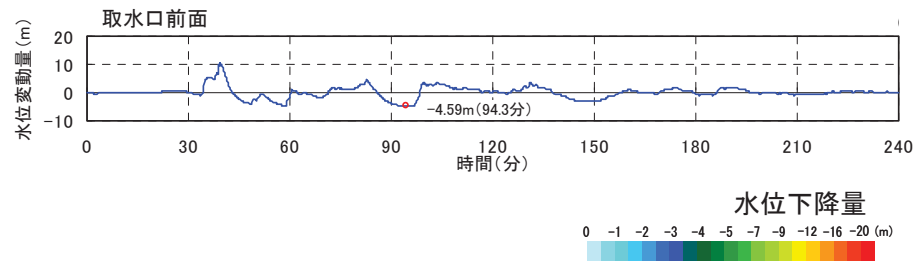
最大水位上昇量分布

(A-3 : 南へ20km移動, 破壊開始点⑥, 破壊伝播速度3.0km/s, 立ち上がり時間30秒)

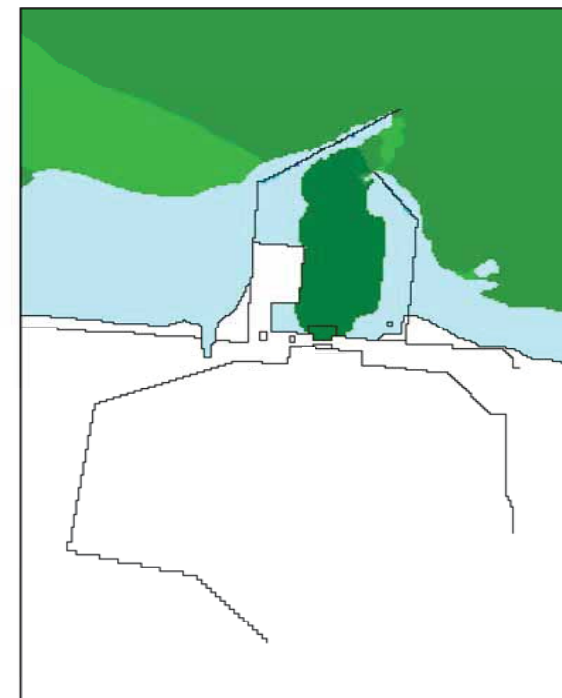
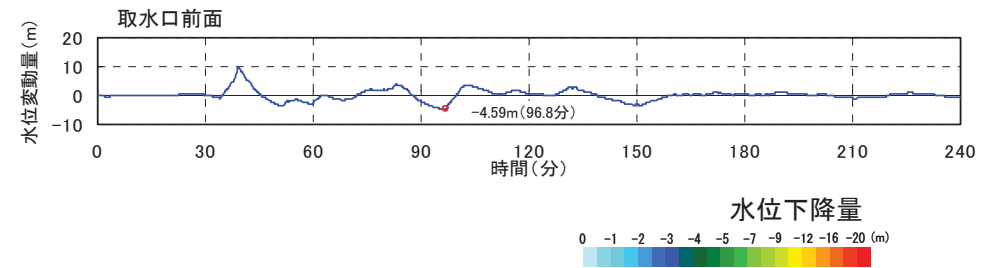
9. 最終設備形状による評価

(2) 最終設備形状の反映による防波堤の有無が基準津波へ与える影響について(評価結果:最大水位下降量分布)

港湾部の防波堤効果無し



(参考) 港湾部の防波堤効果有り



最大水位下降量分布

(A-5 : 南へ20km移動, 破壊開始点⑤, 破壊伝播速度1.0km/s, 立ち上がり時間30秒)

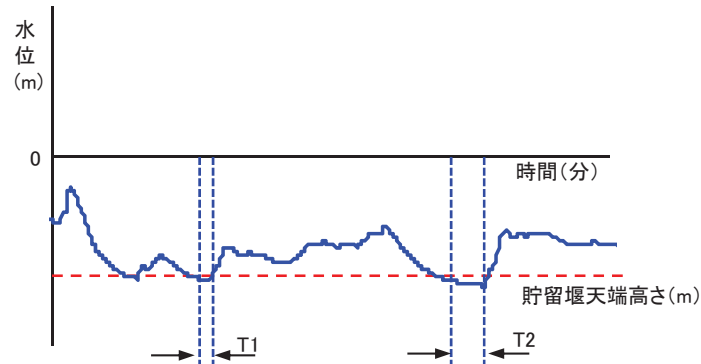
9. 最終設備形状による評価

(3) 貯留堰天端高さを下回る継続時間の評価(概要)

- 水位下降量が最大となる基準津波について、貯留堰天端高さを下回る継続時間と非常用海水ポンプの運転可能継続時間を比較した。
- 貯留堰天端高さを下回る継続時間を算出するため、貯留堰前面を出力位置とした。

【貯留堰天端高さを下回る継続時間の整理方法】

- 貯留堰前面の水位時刻歴波形から、貯留堰天端高さを下回る継続時間(T)を算定する。
- 貯留堰天端高さを複数下回る場合には、最も継続時間が長い継続時間を対象とする。



	貯留堰容量	連続運転可能時間
非常用海水ポンプ	約2,370m ³	約30分 (2台運転)

【貯留堰概要】

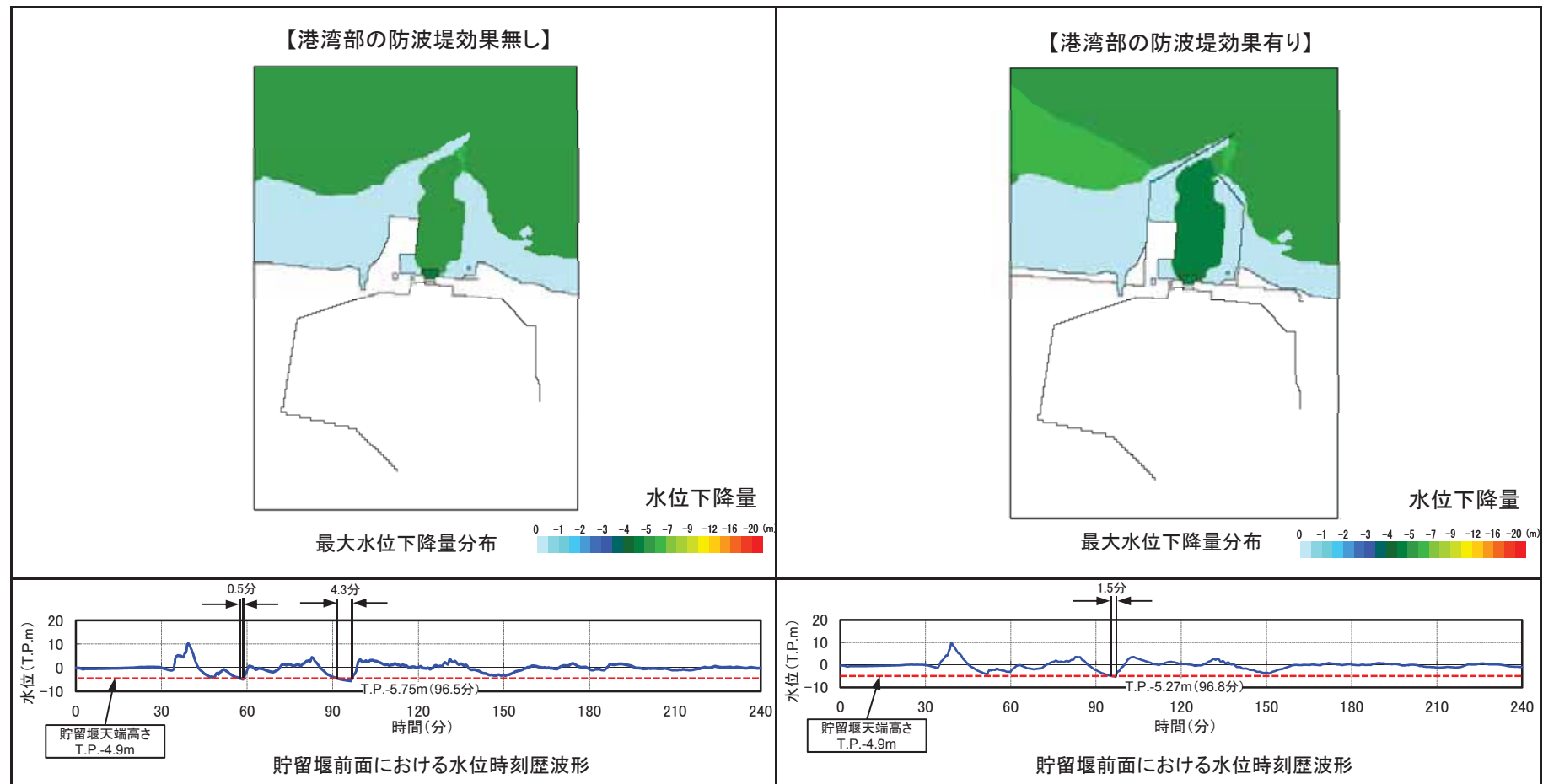
【貯留堰設置イメージ】

9. 最終設備形状による評価

(3) 貯留堰天端高さを下回る継続時間の評価(評価結果)

- 評価に当たっては、港湾部(茨城港日立港区及び茨城港常陸那珂港区を含む)の防波堤の有無による効果についても検討を行う。
- 評価の結果、貯留堰天端高さを下回る継続時間は、運転可能継続時間を下回っている。

名称	港湾部の防波堤効果無し	港湾部の防波堤効果有り	運転可能継続時間 約30分
継続時間(貯留堰前面)	4.3分	1.5分	



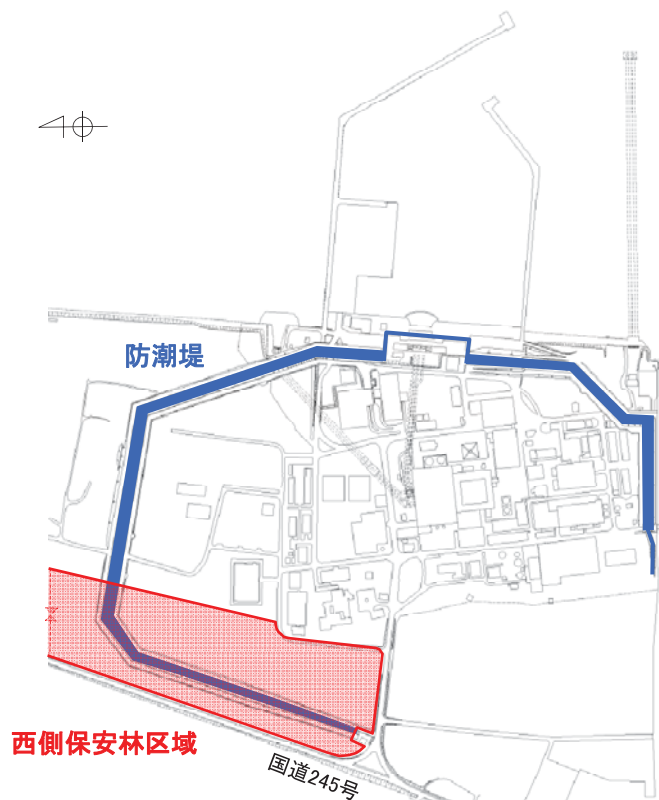
(4) 最終設備形状の概要(防潮堤)

◆変更内容

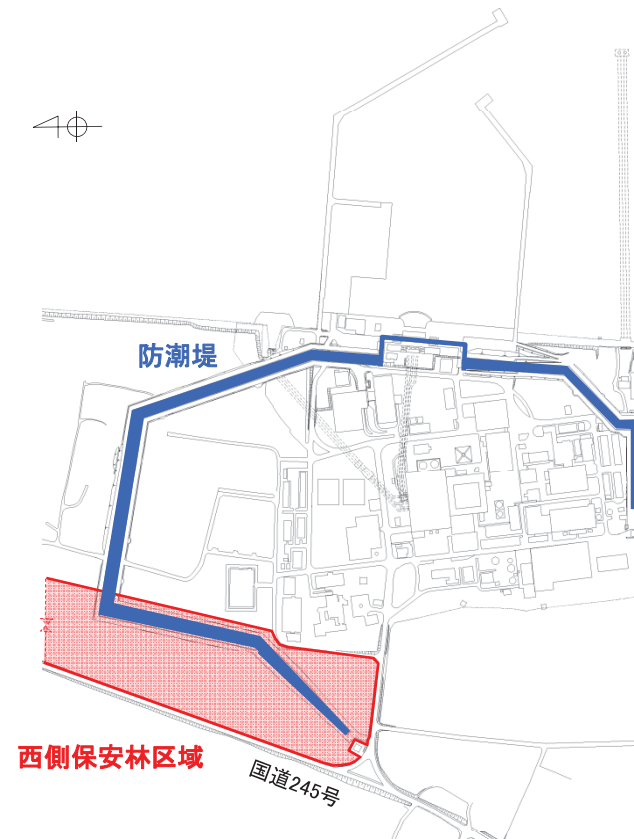
敷地西側防潮堤の線形形状の見直し

◆変更理由

当初計画では、敷地西側の防潮堤は国道245号に沿った線形で計画していたが、当該エリアが保安林区域であるため、具体的な設置計画案について地元自治体に説明した結果、極力保安林を分断することがないように配慮すべきと指摘された。このため、当該エリアの防潮堤線形形状を見直した。



防潮堤線形形状変更前(申請時)



防潮堤線形形状変更後

9. 最終設備形状による評価

(4) 最終設備形状の概要(貯留堰)

◆変更内容

取水口前面への貯留堰の設置

◆変更理由

基準津波による取水ピットにおける下降側水位の評価結果を踏まえ、非常用海水ポンプの引き波時の取水性を確保するため、取水口前面の海中に鋼管矢板式の貯留堰を設置することとした。

【引き波時の非常用海水ポンプの取水性評価】

非常用海水ポンプ	取水ピット水位 (T.P.m)	入力津波※ ¹ (T.P.m)	取水可能水位 (T.P.m)	機能保持
残留熱除去系海水ポンプ(4台)	-5.64	-6.0	-5.66※ ²	不可※ ³
非常用ディーゼル発電機用海水ポンプ(2台)			-6.08	可能
高圧炉心スプレイ系ディーゼル発電機用海水ポンプ(1台)			-6.08	可能

※1: 取水ピットにおける下降側水位の評価値に潮位のばらつき、数値計算上のばらつきを考慮した値

※2: 実機ポンプを用いた水理実験結果に基づく取水可能水位

※3: 引き波時の入力津波高さがポンプの取水可能水位を下回るため、取水口前面の海中に貯留堰を設置する。

【貯留堰概要】

【貯留堰設置イメージ】

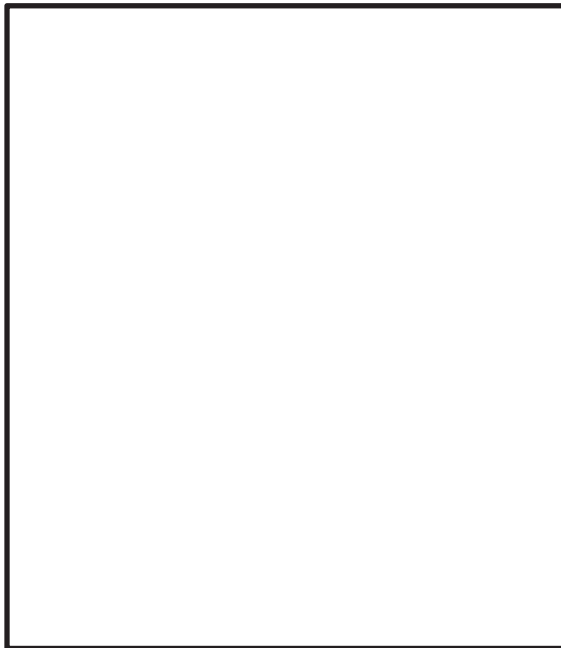
(4) 最終設備形状の概要(SA用海水ピット取水塔)

◆変更内容

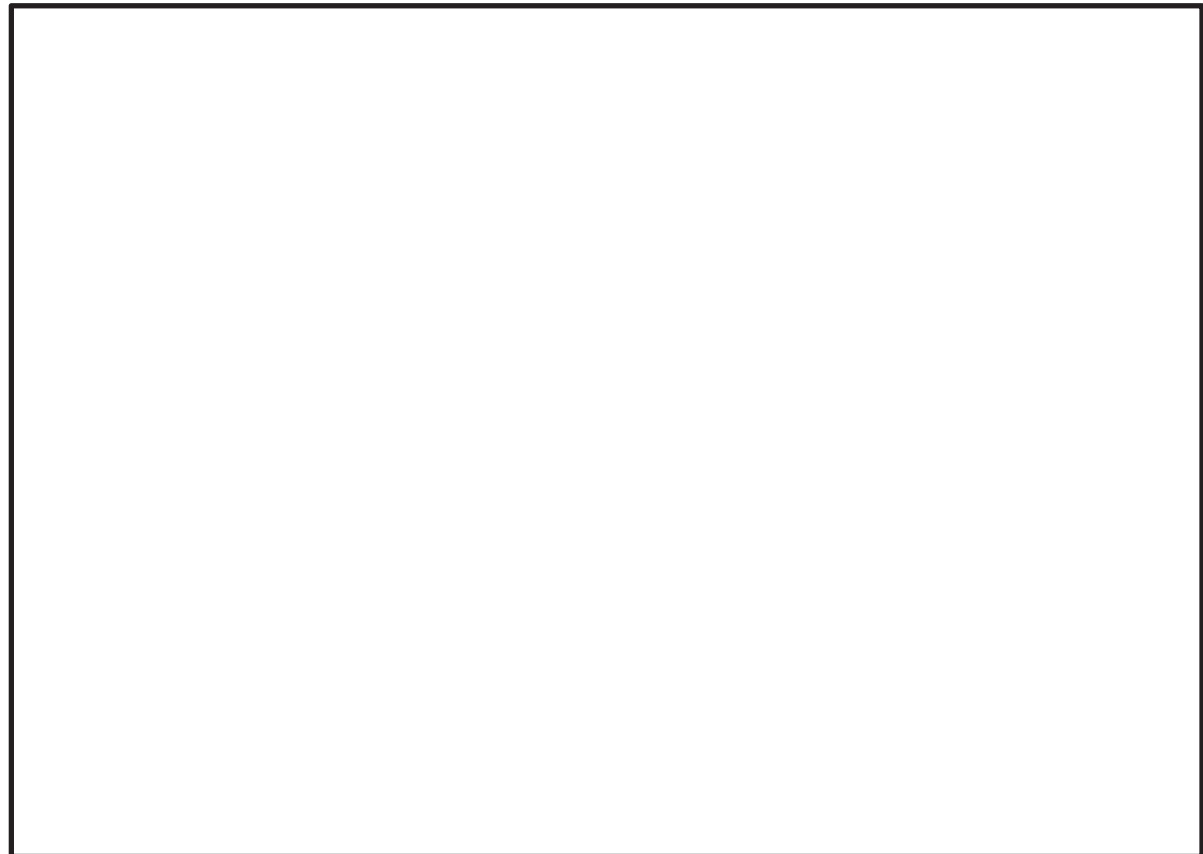
港湾内へのSA用海水ピット取水塔の設置

◆変更理由

当初計画では、重大事故発生時の可搬型設備の海水取水箇所として港湾内(物揚岸壁等)を検討していたが、基準津波を超える津波に起因する重大事故発生時には、津波の再襲来を想定する必要がある。このため、津波の影響を受け難いT.P.+8mの敷地に新たにSA用海水ピットを設置することとし、これに伴い港湾内に取水塔を設置することとした。



【海水取水設備配置図】



【海水取水設備概略構造図】

10. 参考文献

10. 参考文献

- 宇佐美龍夫, 石井寿, 今村隆正, 武村雅之, 松浦律子(2013): 日本被害地震総覧 599—2012, 東京大学出版会
- 羽鳥徳太郎(1975): 三陸沖歴史津波の規模と推定波源域, 地震研究所彙報, vol.50, pp.397—414
- 渡辺偉夫(1998): 日本被害津波総覧 [第2版], 東京大学出版会
- 国立天文台編(2014): 理科年表 平成26年, 丸善出版
- 竹内仁・藤良太郎・三村信男・今村文彦・佐竹健治・都司嘉宣・宝地兼次・松浦健郎(2007): 延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸～福島県沿岸での痕跡高調査, 歴史地震, 第22号, P53-59
- 佐竹健治(2013a): 第197回地震予知連絡会重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要, 地震予知連絡会会報 第89巻
- チリ津波合同調査班(1961): <http://www.coastal.jp/ttjt/>
- 日本原子力発電(株)(2012): 東北地方太平洋沖地震で発生した津波に関する東海第二発電所への影響検討委託 報告書
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2011): <http://www.coastal.jp/ttjt/>
- 澤井祐紀(2012): 堆積物の記録から明らかになった日本海溝の巨大津波一茨城県における痕跡一, AFERC NEWS, No.39/2012年11月号
- 茨城県(2012): 津波浸水想定について(解説), <http://www.pref.ibaraki.jp/bukyoku/doboku/01class/class06/kaigan/tsunamisinnnsui/l2shinsui.html>, 平成24年8月24日
- 岩手県(2004): 岩手県地震・津波シミュレーション 及び被害想定調査に関する報告書(概要版), 平成16年11月
- 宮城県防災会議地震対策等専門部会(2004): 宮城県地震被害想定調査に関する報告書, 平成16年3月
- 福島県(2013): 福島県地震・津波被害想定調査の概要, <https://www.pref.fukushima.lg.jp/sec/16025b/jishin-tsunami.html>, 2013年12月1日
- 千葉県(2012): H23年度東日本大震災千葉県津波調査業務委託報告書(概要版), 平成24年3月
- Ozawa, S., T. Nishimura, H. Munekane, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire (2012): Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan, J. Geophys. Res., 117, B07404, doi:10.1029/2011JB009120.
- Koketsu, K., Y. Yokota, N. Nishimura, Y. Yagi, S. Miyazaki, K. Satake, Y. Fujii, H. Miyake, S. Sakai, Y. Yamanaka, and T. Okada (2011): A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, Earth and Planetary Science Letters, Volume 310, Issues 3-4, pp.480-487, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.009.
- 内閣府(2012): 津波断層モデルと津波高・浸水域等について(第二次報告)津波断層モデル編, 南海トラフの巨大地震モデル検討会
- 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
- 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
- Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato, and K. Tachibana (2006): Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three-dimensional displacement field, J. Geophys. Res., 111, B04402, doi:10.1029/2004JB003203.
- Loveless, J. P. and B. J. Meade (2010): Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan, J. Geophys. Res., 115, B02410, doi:10.1029/2008JB006248.
- Loveless, J. P. and B. J. Meade (2011): Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 MW = 9.0 Tohoku-oki earthquake. GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 38, L17306, doi:10.1029/2011GL048561
- Loveless, J. P. and B. J. Meade (2015): Kinematic Barrier Constraints on the Magnitudes of Additional Great Earthquakes Off the East Coast of Japan, 202 Seismological Research Letters Volume 86, Number 1 January/February 2015, doi: 10.1785/0220140083.

10. 参考文献

- 西村卓也(2013): 測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング, 地震予知連絡会会報, 第89巻, 12-15
- Ye, L., T. Lay, and H. Kanamori (2012): The Sanriku-Oki low-seismicity region on the northern margin of the great 2011 Tohoku-Oki earthquake rupture, *J. Geophys. Res.*, 117, B02305, doi:10.1029/2011JB008847.
- Loveless, J. P. and B. J. Meade (2015): Kinematic Barrier
- BHASKAR KUNDU, V. K. GAHALAUT and J. K. CATHERINE (2012): Seamount Subduction and Rupture Characteristics of the March 11, 2011, Tohoku Earthquake, *JOURNAL GEOLOGICAL SOCIETY OF INDIA* Vol.79, March 2012, pp.245-251
- Mochizuki, K., T. Yamada, M. Shinohara, Y. Yamanaka and T. Kanazawa (2008): Weak Interplate Coupling by Seamounts and Repeating M₇ Earthquakes, *Science*, Vol.321, pp.1194-1197. doi: 10.1126/science.1160250.
- 望月公廣(2011): 茨城沖におけるアスペリティと地下構造, 地震予知連絡会会報, 第85巻.
- Nakatani, Y., K. Mochizuki, M. Shinohara, T. Yamada, R. Hino, Y. Ito, Y. Murai, and T. Sato (2015): Changes in seismicity before and after the 2011 Tohoku earthquake around its southern limit revealed by dense ocean bottom seismic array data, *Geophys. Res. Lett.*, 42, pp.1384-1389. doi: 10.1002/2015GL063140.
- 文部科学省 科学技術・学術審議会測地学分科会地震火山部会(2013):「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成24年度 年次報告(成果の概要)
- Kelin Wang, Susan L. Bilek (2014): Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief, *Tectonophysics* 610 (2014) 1-24
- 海洋研究開発機構(2012): 東北地方太平洋沖地震, 震源域南限の地下構造, プレスリリース.
https://www.jamstec.go.jp/donet/j/topics/201103tohoku_2/index.html
- Shinohara, M., T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, K. Mochizuki, K. Uehira, Y. Ito, R. Azuma, Y. Kaiho, T. No, H. Shiobara, R. Hino, Y., Murai, H. Yakiwara, T. Sato, Y. Machida, T. Shinbo, T. Isse, H. Miyamachi, K. Obana, N. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kaneda, K. Hirata, S., Yoshikawa, K. Obara, T. Iwasaki, and N. Hirata (2011): Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network, *Earth Planets Space*, 63, pp.835-840.
- Hasegawa, A., K. Yoshida, Y. Asano, T. Okada, T. Iinuma, and Y. Ito (2012): Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 355-356, pp.231-243, doi:10.1016/j.epsl.2012.08.042.
- 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治(2013): 貞観津波と東日本大震災の津波, 東日本大震災を分析する2 震災と人間・まち・記録, 明石書店, pp.179-188.
- 文部科学省 研究開発局・国立大学法人東北大学大学院 理学研究科・国立大学法人東京大学 地震研究所・独立行政法人産業技術総合研究所(2010): 宮城県沖地震における重点的調査観測総括成果報告書, 390pp
- 佐竹健治(2011): 日本海溝の巨大地震のスーパーサイクル, 地震予知連絡会会報, 第86巻, pp. 112-115.
- Satake(2012): Lessons learned regarding Tsunami Hazard assessment and protection against tsunami of nuclear installations., Regional Workshop on Site Evaluation and Safety Improvement focusing on the post-actions, 13 June 2012, Daejeon, Korea after Fukushima NPPs accident and Annual Meeting of the Siting Topical Group (STG)
- 谷岡勇市郎(2013): アラスカ・アリユーション・カムチャッカ沈む込み帯の巨大地震について, 地震予知連絡会会報, 第89巻, pp.425-428.
- 宍倉正展(2013): 1960 年チリ地震(Mw 9.5)の履歴と余効変動, 地震予知連絡会会報, 89巻, pp.417-420
- Shennan, I., A. Long, N. Barlow and R.A. Combelleck (2007): Recurrent Holocene Paleoseismicity and Associated Land/Sea-Level Changes in South Central Alaska, Durham University.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014): 全国地震動予測地図2014年版～全国の地震動ハザードを概観して～ 付録-1

10. 参考文献

- Lay, T., H. Kanamori, C. J. Ammon, K. D. Koper, A. R. Hutko, L. Ye, H. Yue, and T. M. Rushing (2012) : Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, *J. Geophys. Res.*, 117, B04311, doi:10.1029/2011JB009133.
- S. Ide, A. Baltay, and G. C. Beroza. (2011) : Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science (Express)*, 2011.
- 井出哲 (2011) : 東北沖地震の二面性ー 浅部のすべり過ぎと深部の高周波震動 ー, 東京大学大学院理学系研究科 プレスリリース.
- Tsuji, T., Y. Ito, K. Kawamura, T. Kanamatsu, T. Kasaya, M. Kinoshita, T. Matsuoka, and YK11-04E and YK11-06E Shipboard Scientists (2012) : Seismogenic faults of the 2011 Great East Japan earthquake : insight from seismic data and seafloor observations, *Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake*, pp.281-288.
- Tsuji, T., K. Kawamura, T. Kanamatsu, T. Kasaya, K. Fujikura, Y. Ito, T. Tsuru, and M. Kinoshita (2013) : Extension of continental crust due to anelastic deformation in the 2011 Tohoku-oki earthquake : The role of extensional faulting in the generation of a great tsunami, *Earth and Planetary Science Letters*, 364, pp. 44-58.
- 九州大学カーボンニュートラル・エネルギー国際研究所 (2013) : 東北地方太平洋沖地震の巨大津波発生域で活動した断層をモニタリング調査で特定, プレスリリース, 2013.02.22.
- Tanikawa W, Hirose T, Mukoyoshi H, Tadai O, Lin W (2013) : Fluid transport properties in sediments and their role in large slip near the surface of the plate boundary fault in the Japan Trench, *Earth Planet Sci Lett* , 382, pp.150-160. doi:10.1016/j.epsl.2013.08.052
- Ujiie K, Tanaka H, Saito T, Tsutsumi A, Mori J, Kameda J, Brodsky EE, Chester FM, Eguchi N, Toczko S, Scientists of Expedition 343 and 343 T (2013) : Low coseismic shear stress on the Tohoku-oki megathrust determined from laboratory experiments. *Science*, 342, pp.1211-1214. doi:10.1126/science.1243485.
- Frederick M. Chester, Christie Rowe, Kohtaro Ujiie, James Kirkpatrick, Christine Regalla, Francesca Remitti, J. Casey Moore, Virginia Toy, Monica Wolfson-Schwehr, 9 Santanu Bose, Jun Kameda, James J. Mori, Emily E. Brodsky, Nobuhisa Eguchi, Sean Toczko, Expedition 343 and 343T Scientists (2013) : Structure and Composition of the Plate-Boundary Slip Zone for the 2011 Tohoku-Oki Earthquake, *SCIENCE* , VOL 342.
- J. Casey Moore, Terry A. Plank, Frederick M. Chester, Pratigya J. Polissar, and Heather M. Savage (2015) : Sediment provenance and controls on slip propagation: Lessons learned from the 2011 Tohoku and other great earthquakes of the subducting northwest Pacific plate, *Geosphere*, GES01099.1, first published on April 22, 2015, doi:10.1130/GES01099.1.

10. 参考文献

- 佐竹健治(2013b) :カスケード沈み込み帯における巨大地震の発生履歴の研究史, 地震予知連絡会会報, 89巻, pp.421-424
- R. McCaffrey (2008) : Global Frequency of Magnitude 9 Earthquakes, *Geology*, DR2008063
- Christopher H. Scholz and Jaime Campos (2012) : The seismic coupling of subduction zones revisited, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 117, B05310, doi:10.1029/2011JB009003, 2012
- Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya (2003) : Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 108, NO. B11, 2535, doi:10.1029/2003JB002521, 2003
- Jean M. Johnson and Kenji Satake (1996) : The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 101, NO. B1, PAGES 523-532, JANUARY 10, 1996
- Johnson and Satake (1999) : Asperity Distribution of the 1952 Great Kamchatka Earthquake and its Relation to Future Earthquake Potential in Kamchatka, *Pure appl. Geophys.*, Vol. 154, 541-553
- Fujii and Satake (2012) : Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data
- Rajendran, K. (2013) : On the Recurrence Of Great Subduction Zone Earthquakes, *Current Science*, Vol. 104, No. 7, pp.880-892.
- Yuichiro Tanioka, Yudhicara, Tomohiro Kususose, S. Kathioli, Yuichi Nishimura, Sin-Iti Iwasaki, and Kenji Satake (2006) : Rupture process of the 2004 great Sumatra-Andaman earthquake estimated from tsunami waveforms, *Earth Planets Space*, 58, 203-209, 2006
- 長谷川賢一・鈴木考夫・稲垣和男・首藤伸夫 (1987) : 津波の数値実験における格子間隔と時間積分間隔に関する研究, *土木学会集*, No.381/Ⅱ-7, pp.111-120.
- 後藤智明・小川由信 (1982) : Leap-frog法を用いた津波の数値計算法, *東北大学土木工学科資料*, 1982
- L. MANSINHA AND D. E. SMYLLIE (1971) : THE DISPLACEMENT FIELDS OF INCLINED FAULTS, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.61, No5, PP1433-1440.
- 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
- 本間仁 (1940) : 低溢流堰堤の流量係数, *土木学会誌*, 第26巻, 第6号, pp.635-645, 第9号, pp.849-862
- 相田勇 (1977) : 陸上に溢れる津波の数値実験—高知県須崎および宇佐の場合—, *東京大学地震研究所彙報*, Vol.52, pp.441-460.
- 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
- 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, 2014
- Satoko Murotani, Kenji Satake, Yushiro Fujii (2013) : Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for $M \sim 9$ subduction zone earthquakes, *Geophysical Research Letters*, Vol.40, 1-5, doi:10.1002/grl.50976.
- Eshelby, J.D. (1957) : The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society*, A241
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ (2012) : <http://www.coastal.jp/tjt/>
- Barrientos, S.E., and Ward, S.N. (1990) : The 1960 Chile earthquake- inversion for slip distribution from surface deformation, Vol.103(3), pp.589-598.
- 後藤智明・佐藤一央 (1993) : 三陸海岸を対象とした津波計算システムの開発, *港湾技術研究報告*, 第32巻, 第2号, pp.3-44
- チリ津波合同調査班 (1961) : 1960年5月24日チリ地震津波に関する論文及び報告, 丸善
- 杉野英治・呉長江・是永真理子・根本信・岩渕洋子・蛭澤勝三 (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)

10. 参考文献

- 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
- Satoko Murotani, Kenji Satake, Yushiro Fujii (2013): Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for $M \sim 9$ subduction zone earthquakes, *Geophysical Research Letters*, Vol.40, 1-5, doi:10.1002/grl.50976.
- Uchida, N., J. Nakajima, A. Hasegawa, and T. 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, pp. 111-121.
- 地震調査委員会(2009): 付録3 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」) 平成21年12月21日改訂
- 地震調査研究推進本部(2005): 宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)について
- Yushiro Fujii and Kenji Satake (2007): Tsunami Source of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 97, No. 1A, pp. S192-S207, doi: 10.1785/0120050613
- 佐竹健治(1997): ハワイの津波堆積物 -アメリカ地質学会コルディレラ分科会および巡検に参加して-, 地質ニュース518号, 21-28, 1997年10月
- 羽鳥徳太郎(1976): 1975年ハワイ島(Kalapana)津波と日本沿岸での挙動, 地震第2輯, 第29巻, pp.355-363. Nettles_2004.BSSA
- Nettles M. and Göran Ekström (2004): Long-Period Source Characteristics of the 1975 Kalapana, Hawaii, Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94, No. 2, pp. 422-429.
- Day, S.J., P. Watts, S.T. Grilli and J. T. Kirby (2005): Mechanical models of the 1975 Kalapana, Hawaii earthquake and tsunami, *Marine Geology*, 215, pp.59-92.
- Ma, K-F., H. Kanamori and K. Satake (1999): Mechanism of the 1975 Kalapana, Hawaii, earthquake inferred from tsunami data, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, Issue B6, pp.13153-13167.
- Dunbar, P.K. and C.S. Weaver (2008): U.S. States and Territories National Tsunami Hazard Assessment: Historical Record and Sources for Waves.
- Dunbar, P.K. and C.S. Weaver (2013): U.S. States and Territories National Tsunami Hazard Assessment: Historical Record and Sources for Waves - Update. Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E. Torresan (1989): Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge, *J. Geophys. Res.*, 94(B12), pp.17465-17484, doi:10.1029/JB094iB12p17465.
- McMurtry, G.M., P. Watts, G.J. Fryer, J.R. Smith, F. Imamura (2004): Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands, *Marine Geology*, Vol. 203, Issues 3-4, pp.219-233.
- 横瀬久芳(2007): ハワイ諸島における巨大海底地すべり, 日本地質学会, 第114年学術大会, S-10.
- 横瀬久芳(2010): ハワイ諸島の巨大海底地すべり群と津波一流山の高さ分布におけるフラクタル次元, 月刊地球, 号外No.61, pp.71-79.
- The School of Ocean and Earth Science and Technology y University of Hawai at Manoa (2016): <http://www.soest.hawaii.edu/HMRG/Multibeam/bathymetry.php>
- Papadopoulos, G. A. and S. KorteKaas (2003): Characteristics of Landslide Generated Tsunamis from Observational Data, Submarine Mass Movements and Their Consequences, Volume 19 of the series *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, pp. 367-374.

10. 参考文献

- 平野直人 (2007a): 北西太平洋の複数回の火山イベントー白亜紀から現在までー, 日本鉱物科学会 2007年度年会, セッションID: G2-04.
- 阿部なつ江・平野直人 (2007): 新しい種類の火山活動プチスポットを発見, 海と地球の情報誌2007年3-4月号, 1.
- 気象庁編 (2013): 日本活火山総覧 (第4版), 気象業務支援センター
- 平野直人・阿部なつ江・町田嗣樹・山本順司 (2010): プチスポット火山から期待される海洋リソスフェアの包括的理解と地質学の新展開ー超モホール計画の提案ー. 地質学雑誌, 116, 1, 1-12.
- 平野直人 (2007b): プチスポット海底火山 ～新種の火山の発見～. Japan Geoscience Letters, 3, 2, 6-8.
- Hirano, N. (2011): Petit-spot volcanism: A new type of volcanic zone discovered near a trench, *Geochemical Journal*, Vol. 45, pp. 157 to 167, 2011
- Fujiwara, T., N. Hirano, N. Abe and K. Takizawa (2007): Subsurface structure of the “petit-spot” volcanoes on the northwestern Pacific Plate, *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, L13305.
- Machida, S., N. Hirano, H. Sumino, T. Hiratae, S. Yoneda and Y. Katob (2015): Petit-spot geology reveals melts in upper-most asthenosphere dragged by lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, 426, pp.267-279.
- Hirano, N., Koppers, A. A. P., Takahashi, A., Fujiwara, T. and Nakanishi, M. (2008) Seamounts, knolls and petit spot monogenetic volcanoes on the subducting Pacific Plate., *Basin Res.* 20, 543-553.
- Levin, B. and M. Nosov (2009): Chapter 4 The Physics of Tsunami Formation by Sources of Nonseismic Origin, *Physics of Tsunamis*, Springer, pp.153-195.
- Okumura, S. and N. Hirano (2013): Carbon dioxide emission to Earth's surface by deep-sea volcanism, *Geology*, 41, pp.1167-1170.
- Kozono, T., H. Ueda, T. Ozawa, T. Koyaguchi, E. Fujita, A. Tomiya, and Y.J. Suzuki (2013): Magma discharge variations during the 2011 eruptions of Shinmoe-dake volcano, Japan, revealed by geodetic and satellite observations, *Bull. Volcanol.*, 75:695.
- 小平秀一・富士原敏也・中村武史 (2012): 2011年東北地方太平洋沖地震: 海底地形データから明らかにされた海底変動, 地質学雑誌, 第118巻, 第9号, pp.530-534