

東海第二発電所
津波評価について
(補足説明資料)

平成29年11月10日
日本原子力発電株式会社

目 次

1. 既往津波		5-2-3
2. 既往津波の再現解析		5-2-74
3. 地震に起因する津波の評価		5-2-90
4. 地震以外に起因する津波の評価		5-2-163
5. 分岐断層について		5-2-180
6. 津波の伝播特性		5-2-182
7. モデルの違いによる影響		5-2-189
8. 港湾部の防波堤効果の影響検討		5-2-203
9. 基準津波の年超過確率の参照		5-2-229
10. 基準津波に対する安全性評価		5-2-252
11. 参考文献		5-2-271

1. 既往津波

1.1 津波痕跡及び津波堆積物に関する調査

(1) 評価概要

(1) 評価の概要

- 以下のフローに従い、津波痕跡及び津波堆積物に関する調査を行った。

■文献調査

- 発電所周辺等において、津波痕跡、津波堆積物、伝承を含む歴史記録等に関する文献の整理・検討を行う。

津波痕跡に関する文献調査

- 発電所周辺において、既往津波の痕跡高の有無を確認。
- 発電所周辺において、比較的大きな影響を及ぼした可能性のある既往津波を確認。

津波堆積物に関する文献調査

- 津波堆積物が存在する場合に、同様の傾向を示すと考えられる一連の沿岸地形である塩屋埼から銚子の範囲において、津波堆積物の有無を確認。

※国内外の主な科学技術系論文データベース等を対象

- ✓ 地震調査研究推進本部
- ✓ JDREAM III
- ✓ ScienceDirect
- ✓ SpringerLink
- ✓ AGU Publications etc.

- 1677年延宝房総沖地震津波
- 2011年東北地方太平洋沖地震津波

※関東地震について、発電所周辺に影響を示す津波の痕跡はない。

- 茨城県日立市十王町で津波堆積物(1677年延宝房総沖地震と推定)が見つかった(産業技術総合研究所(以下、「産総研」という)、澤井(2012a)及びSawai et al.(2012))。
- 千葉県銚子市で津波堆積物(1677年延宝房総沖地震と推定)が見つかった(Yanagisawa et al.(2016))。

※2011年東北地方太平洋沖地震津波は近年発生し、正確な水位情報が得られていることから除外。
※関東地震の津波堆積物は、発電所周辺において見つかっていない。

■津波堆積物調査

- 既往津波の痕跡高については、古記録の情報を得るために必要に応じて実施する。

地形判読

- 津波堆積物が存在する場合に、同様の傾向を示すと考えられる一連の沿岸地形である塩屋埼から銚子の範囲を対象とした地形判読を行い、津波堆積物の残存の可能性を確認。

- 塩屋埼から銚子の範囲では茨城県十王町付近及び銚子市付近に津波堆積物の残存の可能性がある。

津波堆積物調査

- 判読された地形について、津波の痕跡に関するデータ拡充を図るため、現地において詳細な調査が可能と判断。

- 文献で示されている産総研やYanagisawa et al.(2016)の調査した地点が調査に最も適する地形であるため、その結果を引用。

解析結果との比較

- 基準津波の波源である「茨城県沖から房総沖に想定するプレート間地震の津波波源」の水位と1677年延宝房総沖地震及び2011年東北地方太平洋沖地震の痕跡高とを比較し、過去に基準津波の波源を上回るような津波堆積物があるかどうかを検証。

- 基準津波の波源による津波水位は、津波堆積物調査等から推定された1677年延宝房総沖地震及び2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波痕跡高を上回ることを確認。

1. 既往津波

1.1 津波痕跡及び津波堆積物に関する調査

(2) 津波痕跡に関する文献調査

(2) 津波痕跡に関する文献調査(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, 2.5 [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。

(2) 津波痕跡に関する文献調査(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。

(2) 津波痕跡に関する文献調査(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。

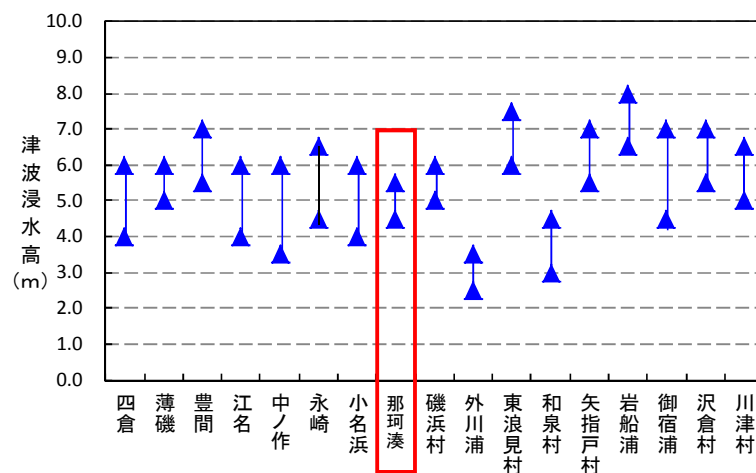
(2) 津波痕跡に関する文献調査(1677年延宝房総沖地震津波の痕跡高)

- 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)に加筆)



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)

(2) 津波痕跡に関する文献調査(1677年延宝房総沖地震津波の痕跡高の調査結果)

- 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は、建物被害の記録から推定したと示されている。

浸水高の推定結果(福島県～茨城県)

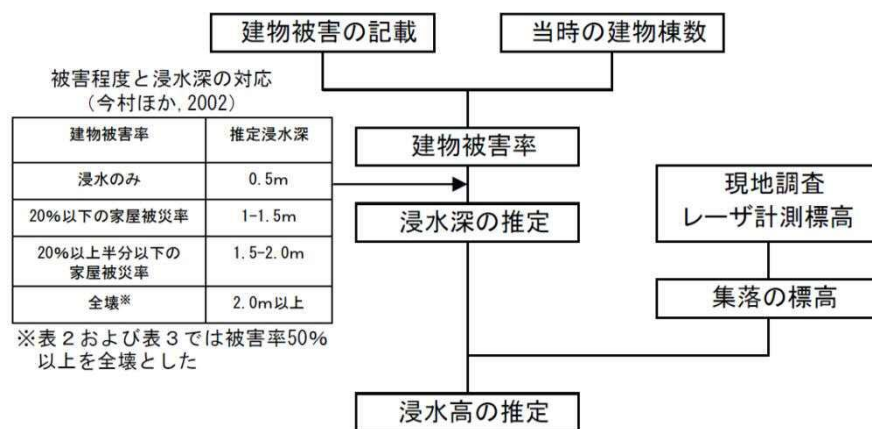
市町村	場所	被害記事(史料番号)	被害軒数	推定棟数	建物被害	推定される浸水深	集落(地点)の標高	推定浸水高
福島県いわき市	豊間	・江名・豊間両浦で218軒流失、44人溺死(①) ・下川～四倉 流死84人、潰家487軒(②)	218		170 50%以上	2m以上	3.5-5.0m	5.5-7.0m以上
福島県いわき市	江名	・江名・豊間両浦で218軒流失、44人溺死(①) ・下川～四倉 流死84人、潰家487軒(②)			210 50%以上	2m以上	2.0-4.0m	4.0-6.0m以上
福島県いわき市	四倉	・小名浜・長崎・中作・薄磯・四倉・江■にて流失330軒、溺死75人(①) ・下川～四倉 流死84人、潰家487軒(②)	330		430 20-50%	1.5-2.0m	2.5-4.0m	4.0-6.0m
福島県いわき市	薄磯	・小名浜・長崎・中作・薄磯・四倉・江■にて流失330軒、溺死75人(①) ・下川～四倉 流死84人、潰家487軒(②)			130 20-50%	1.5-2.0m	3.0-4.0m	4.5-6.0m
福島県いわき市	中ノ作	・小名浜・長崎・中作・薄磯・四倉・江■にて流失330軒、溺死75人(①) ・下川～四倉 流死84人、潰家487軒(②)			60 20-50%	1.5-2.0m	2.0-4.0m	3.5-6.0m
福島県いわき市	永崎	・小名浜・長崎・中作・薄磯・四倉・江■にて流失330軒、溺死75人(①) ・下川～四倉 流死84人、潰家487軒(②) ・小名浜、神白、永崎にて80人余押し流され(③)			70 20-50%	1.5-2.0m	3.0-4.5m	4.5-6.5m
福島県いわき市	小名浜	・小名浜・長崎・中作・薄磯・四倉・江■にて流失330軒、溺死75人(①) ・下川～四倉 流死84人、潰家487軒(②) ・小名浜、神白、永崎にて80人余押し流され(③)			170 20-50%	1.5-2.0m	2.5-4.0m	4.0-6.0m
茨城県ひたちなか市	那珂港	・那珂港の別館(湊御殿)の前まで津波が及ぶ(④)			浸水のみ	0.5m以下	4.0-5.0m	4.5-5.5m
茨城県大洗町	磯浜村	・320軒流失(⑤)	320	640	50%	2m以上	3.0-4.0m	5.0-6.0m以上

※平凡社(1982)の「茨城県の地名」によれば、湊村(現ひたちなか市)にて「流失民家30軒、溺死男女30人の被害を出した(『水戸歴世譚』)」とある。同書によれば、家屋数は1,024戸(時期不明)なので、被害率は20%未満となり、浸水深は1-1.5mと推定される。海岸付近の集落の地盤高を4m程度とすれば、浸水深5-5.5m程度となり、表2とは矛盾しない。

浸水高の推定結果(千葉県)

市町村	場所	被害記事(史料番号)	被害軒数	推定棟数	建物被害	推定される浸水深	集落(地点)の標高	推定浸水高
千葉県銚子市	笠上新田	・男女2人浪にとられ死(⑥)						
千葉県銚子市	外川浦	・漁舟被害(⑥)			浸水のみ	0.5m以下	2.0-3.0m	2.5-3.5m
千葉県一宮町	東浪見村	・潰家52軒、死者137人(⑦)	52	340	20%以下	1.0-1.5m	5.0-6.0m	6.0-7.5m
千葉県岬町	御領和泉村	・被害家数不明、死者13人(⑧)		170	20%以下	1.0-1.5m	2.0-3.0m	3.0-4.5m
千葉県大原町	小浜浦	・25.6軒流失、死者9人(⑧)	26	440	20%以下	1.0-1.5m	4.0-5.0m	5.5-7.0m
千葉県大原町	矢指戸村	・24.5軒流失、死者13人(⑧)	25	300	20%以下	1.0-1.5m	5.0-6.0m	6.5-8.0m
千葉県大原町	岩船浦	・40軒流失、死者57人(⑧)	40	200	20-50%	1.5-2.0m		
千葉県御宿町	御宿浦	・170軒流失、死者53人(⑧)	170	90	50%以上	2m以上	3.0-5.0m	5.0-7.0m以上
千葉県勝浦市	郡原村(部原村?)	・56軒流失、死者2人(子供)(⑧)	56	100	50%以上	2m以上		
千葉県勝浦市	沢倉村	・11軒流失(⑧)	11	40	20-50%	1.5-2.0m	4.0-5.0m	5.5-7.0m
千葉県勝浦市	川津村	・19軒流失(⑧)	19	140	20%以下	1.0-1.5m	4.0-5.0m	5.0-6.5m

竹内他(2007)



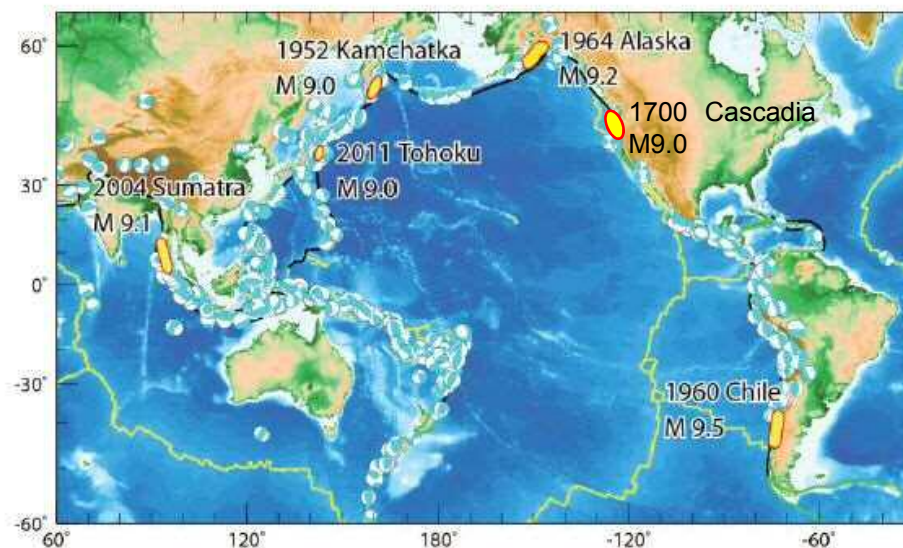
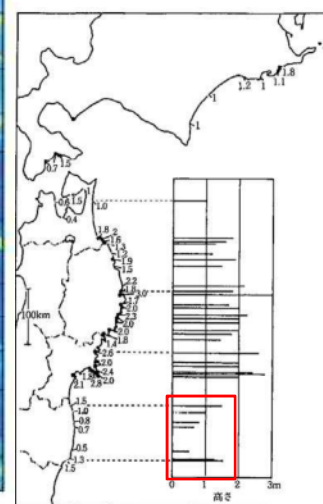
津波浸水高推定のフロー

(2) 津波痕跡に関する文献調査(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

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

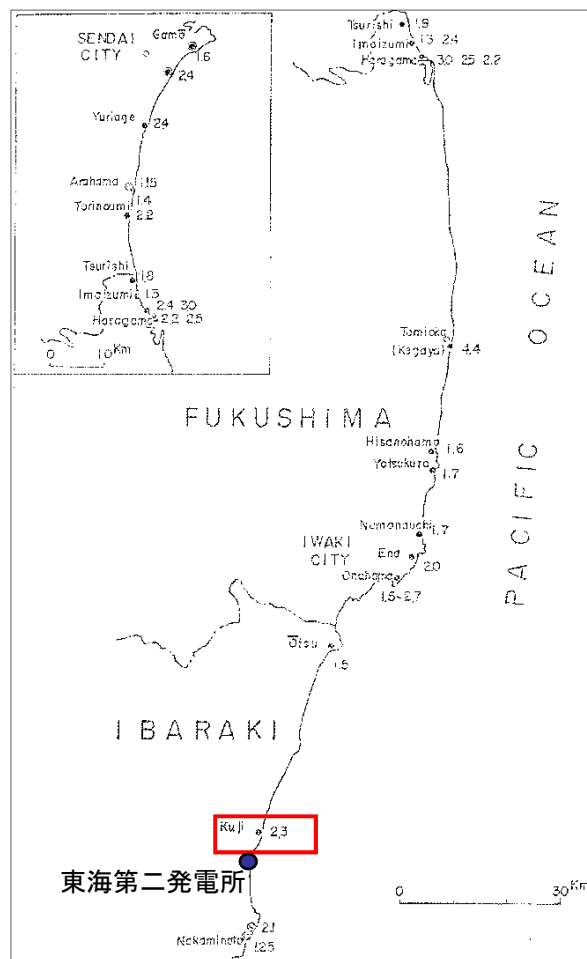
表25-1 1964年アラスカ津波の場合, 日本沿岸における検潮記録による平常潮位上の津波の高さ

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
西館	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	海老	15
釜石	38	高知	20
大船渡	75	土佐清水	24
江ノ島(宮城)	15	青島	15
女川	50	細島	39
小名浜	35	油名	20
銚子	36		
布良	33		

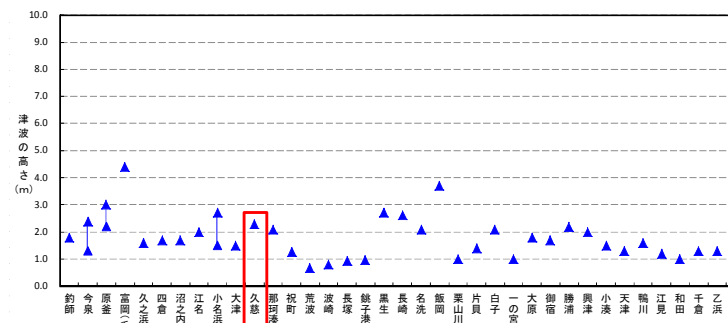
(渡辺(1998)に加筆)

(2) 津波痕跡に関する文献調査(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)



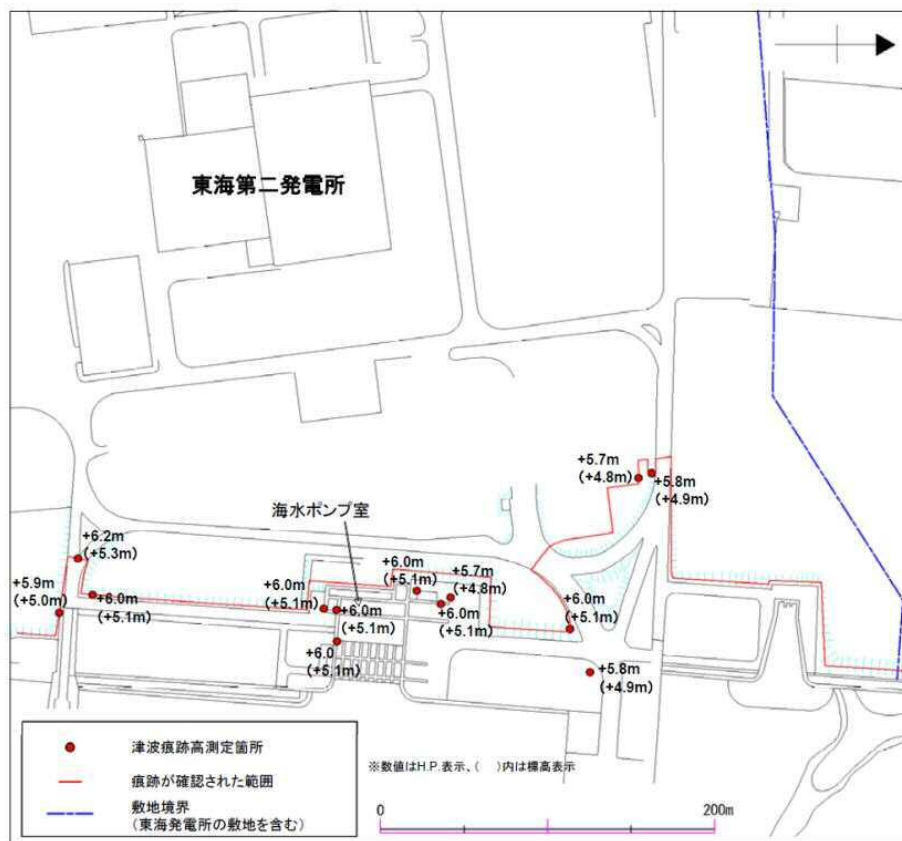
1960年チリ地震による福島県～茨城県及び千葉県(南端)の津波の高さ分布図



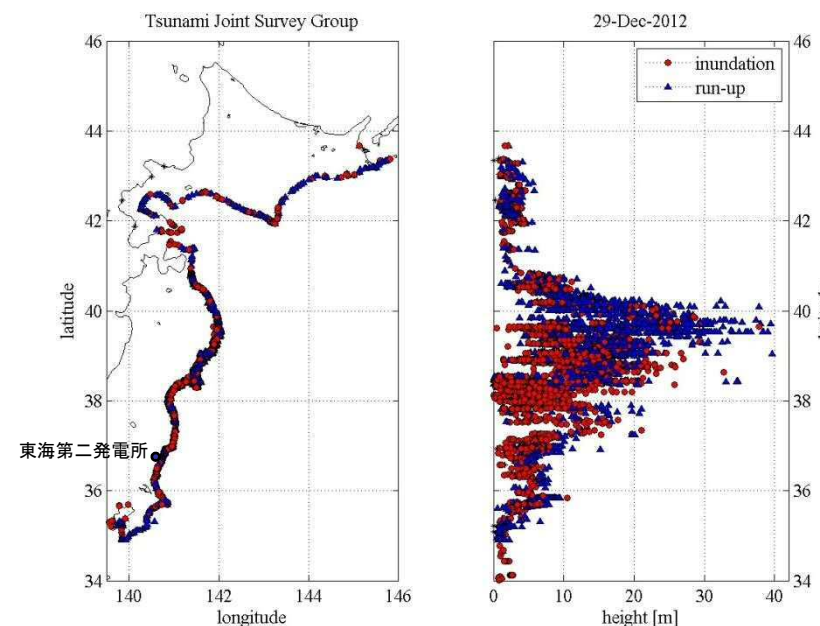
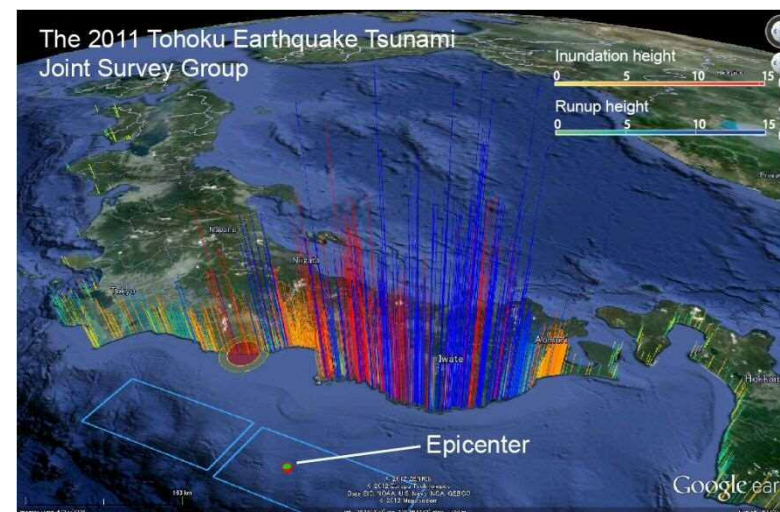
1960年チリ地震津波による久慈港(日立港)の津波の高さ
(チリ津波合同調査班(1961)に加筆)

(2) 津波痕跡に関する文献調査(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)

(2) 津波痕跡に関する文献調査(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年カムチャッカ地震津波	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. 既往津波

1.1 津波痕跡及び津波堆積物に関する調査

(3) 津波堆積物に関する文献調査

(3) 津波堆積物に関する文献調査(津波堆積物調査の範囲)

- 津波堆積物に関する調査の目的は、評価地点に影響を与えた可能性のある津波を検出することである。したがって、同一の津波により同様の影響を受けると考えられる範囲を検討対象とする。
- 国土交通省(2012)による「津波浸水想定の設定の手引き」においては、同様の見地に基づき、海岸保全基本計画を作成すべき海岸の区分である「地域海岸」を、「湾の形状や山付け等の自然条件」等に基づき「同一の津波外力を設定しうると判断される一連の海岸線」と規定している。自治体ではこれに基づき、岬や河川を境とする区分を行っている。
- 本検討においては、海岸構造物に対する津波外力のわずかな違いを考慮する必要はないため、より広域的に一連とみなせる海岸線を調査対象とした。その範囲は、両端に明瞭な岬を有する概ね茨城県北端から千葉県銚子付近までとなる。
- 以上より、福島県塩屋埼から千葉県銚子の範囲において、津波堆積物調査の有無を確認した。



東海第二発電所を含む広義の
「一連の海岸線」
(国土地理院地図に加筆)

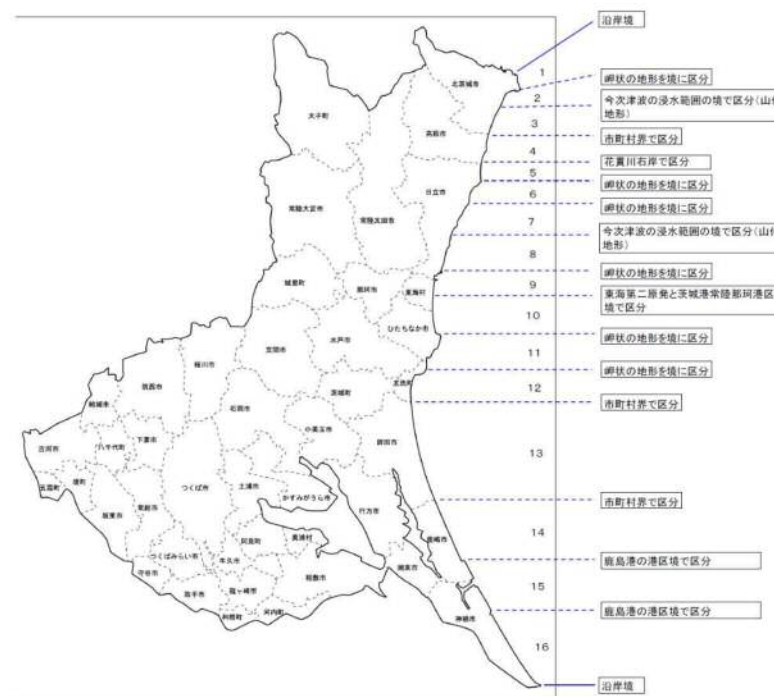
(1) 地域海岸について

海岸保全基本計画を作成すべき一体の海岸の区分（沿岸）を

- 湾の形状や山付け等の自然条件
- 文献や被災履歴等の過去に発生した津波の実績津波高さ及びシミュレーションの津波高さ

から、同一の津波外力を設定しうると判断される一連の海岸線に分割したものをいう。

(国土交通省(2012))



茨城県による地域海岸の設定(茨城県(2012))

(3) 津波堆積物に関する文献調査(福島県・茨城県・千葉県沿岸における津波堆積物に関する文献の検索結果)

- ・ 国内外の主な科学技術系論文データベース等を対象に、福島県～千葉県沿岸における津波堆積物に関する論文等の検索を行った。
- ・ 検索の結果、塩屋崎～銚子市の一連の海岸線で歴史津波の津波堆積物調査が実施されていることを示す文献が3点抽出された。

データベース名	運営主体	データベースの概要	検索条件: キーワード	検索条件 (ヒット文献 の出版年)	ヒット件数	ヒット件数のうち、福島県 塩屋崎～千葉県銚子市 における津波堆積物に関 するもの※1
JDREAM III	株式会社 ジー・サーチ ※2	国内外の論文等を対象 とした日本最大級の科 学技術文献情報データ ベース	津波堆積物 and (福島 or 茨城 or 千葉)	1981～ (1996～)	132	1※3
ScienceDirect	Elsevier	世界最大のフルテキスト データベース。Elsevier が発行する2,500誌以上 の科学・技術等の電子 ジャーナル等を収録	“Tsunami deposit” and (Fukushima or Ibaraki or Chiba)	全て (1989～)	90	0
SpringerLink	Springer Science+Busi ness Media	Springerが発行する科 学技術系出版物を収録	“Tsunami deposit” and (Fukushima or Ibaraki or Chiba)	全て (2006～)	69	0
AGU Publications	John Wiley & Sons, Inc.	Journal of Geophysical Research等、AGU(アメ リカ地球物理学連合)の 出版物を収録	“Tsunami deposit” and (Fukushima or Ibaraki or Chiba)	全て (1997～)	96	2※4

※1 塩屋崎以南の福島県、茨城県及び銚子市以北の千葉県における歴史津波の津波堆積物調査に関する文献数(タイトル及びアブストラクトに基づき判断)

※2 2013年4月に(独)科学技術振興機構より継承

※3 澤井祐紀・宍倉正展(2010):宮城県中南部と常磐海岸に見られる巨大津波の地質学的痕跡,日本地震学会秋季大会講演予稿集, p.129.

= Sawai et al. (2012)で詳述された茨城県日立市における調査の概要を記載

※4 Sawai et al. (2012)及びYanagisawa et al. (2016)

(3) 津波堆積物に関する文献調査(福島県塩屋埼から千葉県銚子の範囲における津波堆積物の分布)

- ・ 国内外の主な科学技術系論文データベース等を用いて津波堆積物の有無を確認した。その結果、茨城県日立市十王町及び千葉県銚子市で津波堆積物が見つかった(産総研, 澤井(2012a), Sawai et al. (2012) 及びYanagisawa et al.(2016))。
- ・ なお, 産総研で行った津波堆積物調査結果は, 産総研により津波堆積物データベースを通じて公開されており, 「津波堆積物(イベント堆積物)が見つかった場所」とされているのは, 茨城県日立市十王町の調査結果のみである(2017年3月末時点)。
- ・ また, 2011年東北地方太平洋沖地震津波及び関東地震の津波堆積物に関する情報についても確認した※1,2。

※1 2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する情報の詳細は, 参考資料1「茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査」に記載

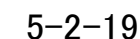
※2 関東地震の津波堆積物に関する情報の詳細は, 参考資料2「関東地震の津波堆積物に関する文献調査」に記載



「津波堆積物(イベント堆積物)が見つかった場所」の分布

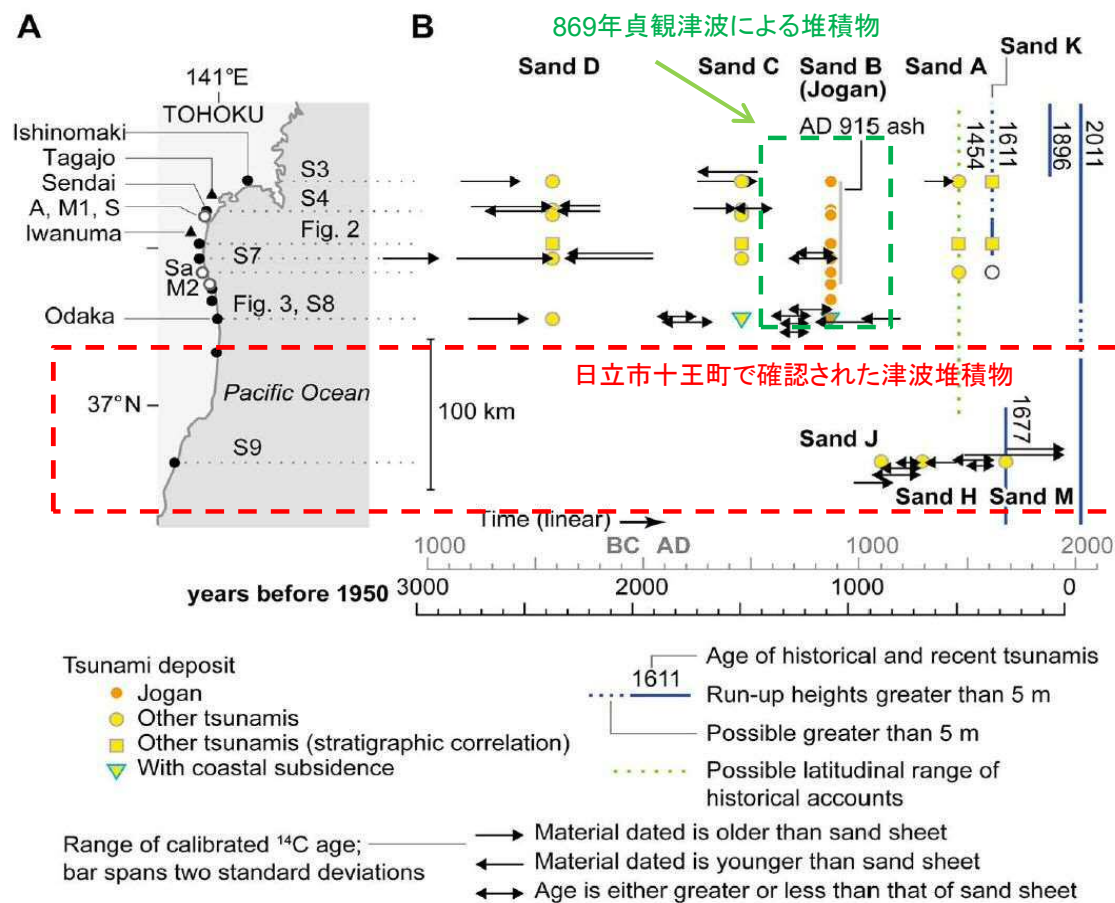
産業技術総合研究所津波堆積物データベースに加筆

- ・ 津波堆積物に関する文献調査を行った結果、発電所に最も近い地点として、日立市十王町(発電所から約25km地点)で津波堆積物が確認されている。(澤井(2012a), Sawai et al. (2012))
- ・ Sawai et al. (2012)で示される津波堆積物調査結果は、茨城県日立市十王町の低地の水田地帯においてハンドコアラやハンディージオスライサーにより取得した柱状堆積物試料の分析結果である。年代分析は泥炭から取得した有機物のC14年代測定により行っている。
- ・ 澤井(2012a)は、この地点では2011年東北地方太平洋沖地震津波による砂やデブリ(植物片など)も検出されているが、以前の津波堆積物と分布範囲が大きく異なっており、これは地形等の人工改変による影響であろうとしている。



(3) 津波堆積物に関する文献調査(発電所周辺における調査結果)

- Sawai et al.(2012) は、日立市十王町で確認された津波堆積物は、仙台平野や福島県南相馬市小高と共通のものではないとしている。日立市十王町では869年貞観津波より後に約1000年間で3回分の津波堆積物がみられ、そのうち最新のものは1677年延宝房総沖地震津波に対比されるとしている。
- Pilarczyk et al. (2016)は、千葉県九十九里浜において津波堆積物の特徴を有する2層の砂層を確認したとしている。このうち上位の砂層は1677年延宝房総沖地震津波に対比され、下位のイベントは979～903年前と推定している。



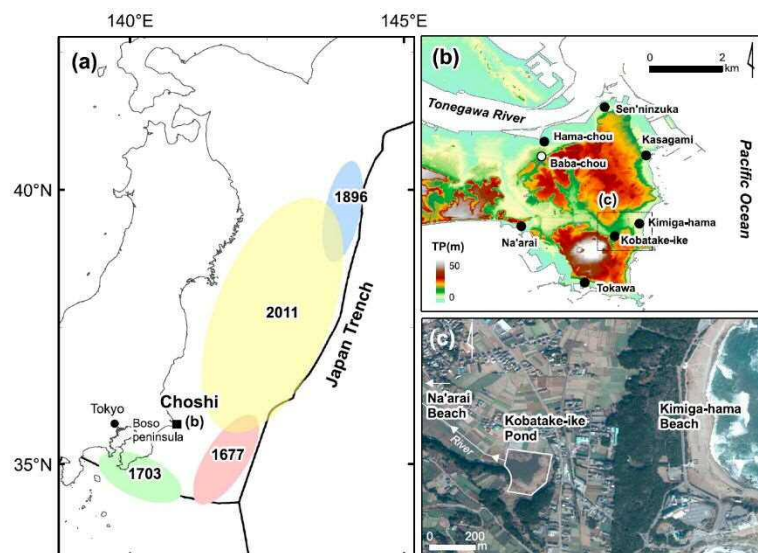
宮城県～茨城県で確認された津波堆積物の分布と推定年代(Sawai et al.(2012)に加筆)

(3) 津波堆積物に関する文献調査(千葉県銚子市における調査結果)

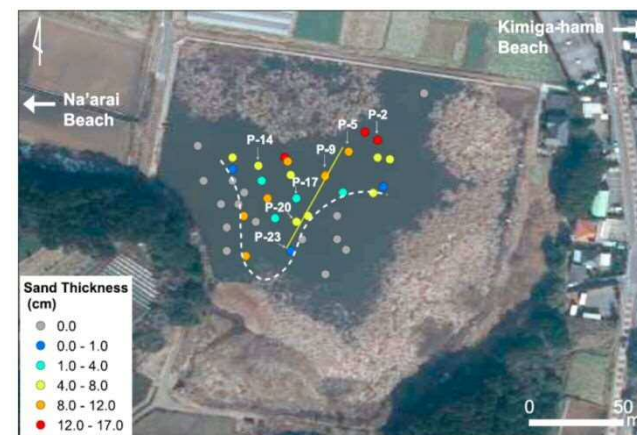
- Yanagisawa et al.(2016)は、古文書及び津波堆積物調査に基づき、1677年延宝房総沖地震津波が銚子市の小畑池(T.P.+11.3m)に浸水したと解釈した。
- Yanagisawa et al.(2016)は、津波の遡上シミュレーションを実施した結果、1677年の津波に関する既往断層モデルでは小畑池への浸水が再現できなかった。そこで、既往断層モデルのすべり量を割増すことにより、銚子市付近の浸水範囲を概ね再現するモデルを決定しているが、広域の痕跡高との関係は検証されていない。広域の痕跡高に対しては過大となる可能性が高く、1677年の津波の再現モデルとしての適切さについては検討の余地がある。

1677年の津波が小畑池に浸水したと解釈した根拠:

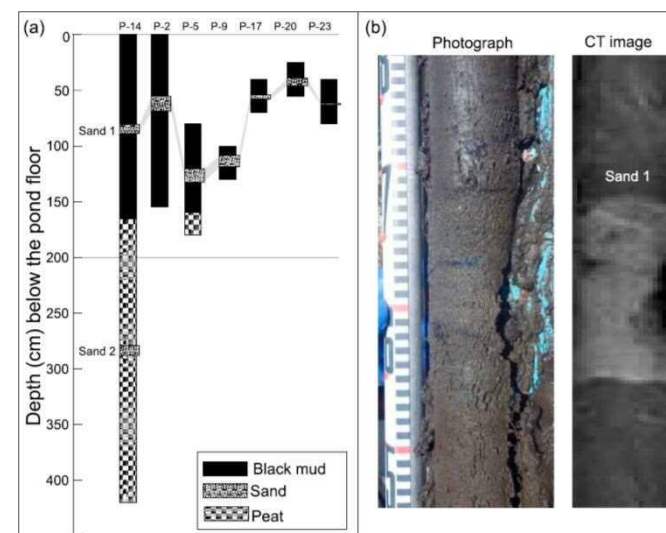
- 古文書「玄蕃先代集」の記述
 - ✓ 津波が複数の村に被害を与えた。津波は君ヶ浜近傍の浜堤(T.P.+13m)を越流し、海岸で約1万本の木を倒壊させ、君ヶ浜から500m内陸にある小畑池(T.P.+11.3m)に到達した。
- 津波堆積物調査
 - ✓ 小畑池の底40点からコアを採取し、分析を行った。君ヶ浜からの浸水経路となる北に向かって厚くなる1~18.5cm厚砂層が検出された。C14年代分析及び火山灰分析により、砂層は西暦1405年から1707年に堆積したと推定された。
 - ✓ 池の標高や海岸からの距離からみて、暴浪による堆積の可能性は低いとした。
 - ✓ 年代からみて1703年元禄関東地震津波の影響も否定できないが、波源域がこの地点に正対していることから、1677年に形成された津波堆積物であると判断した。



(a)1677年延宝房総沖地震津波の推定波源位置
(b)千葉県銚子市付近の標高分布と古文書に基づく1677年の津波の影響範囲
(●:津波被害あり, ○:津波被害なし)
(c)小畑池～君ヶ浜周辺の航空写真



コア採取位置

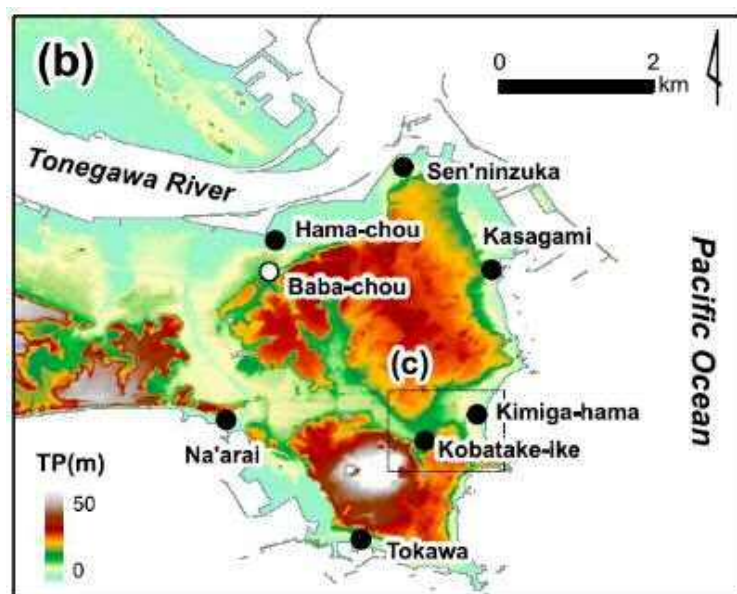


コア構造

(3) 津波堆積物に関する文献調査(Yanagisawa et al. (2016)に掲載された1677年の津波の痕跡高の根拠)

- Yanagisawa et al.(2016)によれば、1677年の津波の影響範囲のうち、小畑池以外の地点については古文書等の記述に基づき痕跡高を推定している。

Yanagisawa et al. (2016)に掲載された1677年の津波の痕跡高の根拠のまとめ



(b)千葉県銚子市付近の標高分布と古文書に基づく1677年の津波の影響範囲
(●:津波被害あり, ○:津波被害なし)

Yanagisawa et al. (2016)

地点	痕跡高の根拠	古文書等の記述
千人塚	古文書「玄蕃先代集」 浸水	当該地点に浸水し、池が現れた
浜町	古文書「玄蕃先代集」 浸水	当該地点に浸水した
馬場町	古文書「玄蕃先代集」 浸水せず	数名が浜町の浸水を逃れて当該地点まで来た
君ヶ浜	古文書「玄蕃先代集」 被害記録	千本の木が津波の流れにより倒壊した
君ヶ浜浜堤	都司他(2012) 小畑池への浸水に基づく解釈	津波が君ヶ浜から小畑池に浸水するために最低限通過すべき標高
外川	古文書「玄蕃先代集」 被害記録	漁船が津波の流れにより損壊した
名洗	伝承 浸水	君ヶ浜から侵入した津波が名洗に到達した

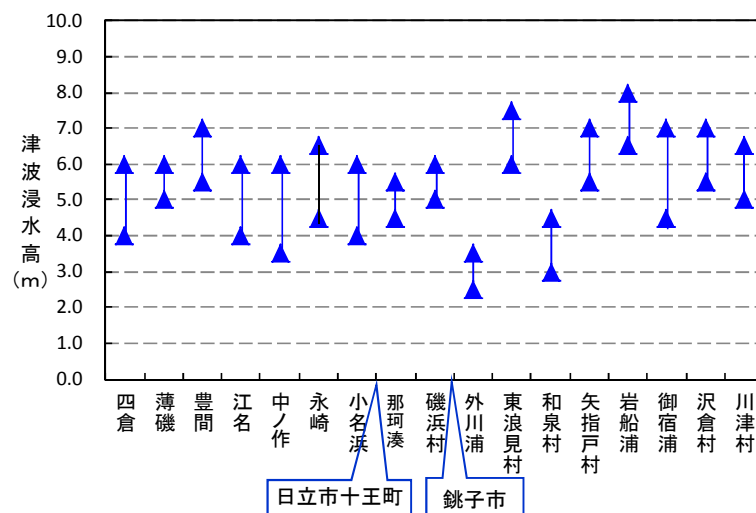
※Yanagisawa et al. (2016)においては、小畑池の痕跡高のみ津波堆積物調査に基づく。

(3) 津波堆積物に関する文献調査(1677年延宝房総沖地震津波の調査結果)

- 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、福島県小名浜で4.0～6.0mと示されている。
- 茨城県日立市十王町は小名浜と那珂湊の間に位置しており、小名浜や那珂湊と同程度の津波が到達したと推定される。



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)に加筆)



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. 既往津波

1.1 津波痕跡及び津波堆積物に関する調査

(3) 津波堆積物に関する文献調査

【参考資料1】

茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査

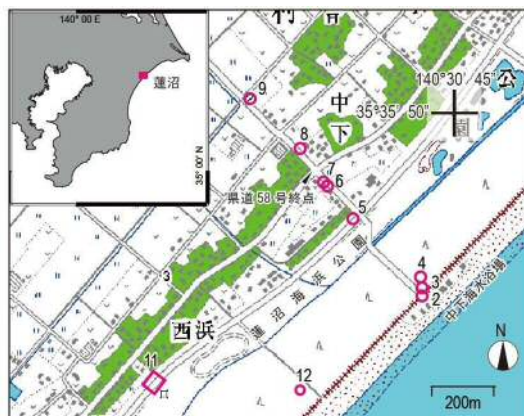
茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査

- ・ 2011年東北地方太平洋沖地震後に茨城県から千葉県沿岸で実施された津波堆積物調査の概要をとりまとめた。
- ・ 千葉県九十九里浜を中心に津波直後に調査された複数の事例がみられ、堆積構造、層厚及び粒度等の観点から整理を行っている。

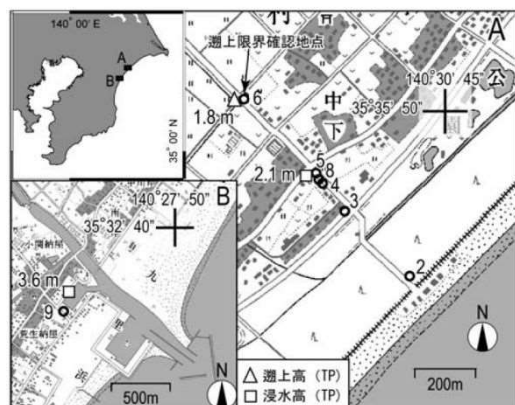
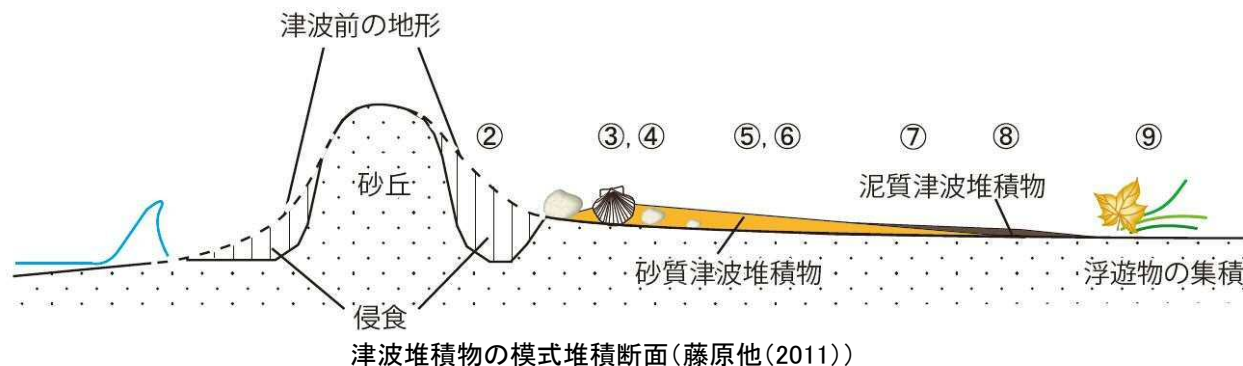
文献	地点	津波記録	津波堆積物厚さ	津波堆積物分布の特徴
藤原他 (2011, 2012)	千葉県 蓮沼海岸, 片貝漁港	蓮沼海岸:最大高さ6m 以上, 海岸から約1km, 標高約1.8mまで到達 片貝漁港:浸水高約3.6m	蓮沼海岸:2~35cm(海岸線 近傍の防砂林), 1cm未満 (遡上限界) 片貝漁港:6cm(河口から 1km遡った港, 図読)	・ 砂丘の背面(陸側)では越流した津波による浸食が卓越し、津波堆積物の主要な供給源となっている。 ・ 津波堆積物を特徴付けるベッドフォーム(カレントリップル, バルハンリップル)がみられ、これらは津波の「方向性」と「流速」を反映している。
Matsumoto et al. (2016)	千葉県 蓮沼海岸			・ 蓮沼海岸では、分厚い堆積物は海岸線から350m以内に分布する。 ・ 内陸へ向かって細粒化・薄層化する傾向がみられる。 ・ 堆積構造と粒度の分布から、津波堆積物は複数のユニットに分割される。これは複数回の浸水があったことに対応しているとみられる。
青野 (2012)	千葉県 一宮町, 御宿海岸	遡上高2~3m(御宿海岸)	—	・ 一宮町の津波堆積物は海岸の砂と変わらず粒度が粗く淘汰が良い。 ・ 津波水位の大きかった宮城県南三陸町では沖合の泥や内陸土壌を巻き込んだ結果、粒度が細かく淘汰が悪い。
岡崎・大木 (2012)	千葉県九十九里 浜の北東部約 35km内の11地点	遡上高2.1~7.9m	九十九里町不動堂納屋(不動堂海水浴場):3~34cm, 山武市本須賀納屋(本須賀 海浜浴場):約7cm, 旭市上永井(刑部岬下):約 55cm	・ 津波堆積物は層厚数cmから約15cmで級化構造と植物片や偽礫を挟む。 ・ 2層からなる津波堆積物がみられ、最低2回の津波の侵入が推定される。
山田・藤野 (2013)	茨城県北茨城市 関南・鹿島港, 千葉県旭市飯岡	関南:遡上高6.0m 鹿島港:遡上高4.0~ 6.1m 飯岡:遡上高5.0~7.3m	関南:最大28cm, 鹿島港:最大24cm, 飯岡:最大28cm	・ 内陸へ向かって薄層化する傾向がみられる。 ・ 内陸へ向かって細粒化する顕著な傾向は観察されず、津波堆積物に共通する特徴とは断言できない。

茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査

- 藤原他(2011, 2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震後に千葉県九十九里海岸(蓮沼海岸・片貝漁港)で実施された津波堆積物調査の概要をとりまとめ、津波堆積物の堆積構造、層厚及び粒度等の観点から整理を行っている。



藤原他(2011)による調査位置

藤原他(2012)による調査位置
A:蓮沼海岸, B:片貝漁港

津波堆積物の模式堆積断面(藤原他(2011))



図5 図. 道路の分離帯に形成されたリップルを持つ津波堆積物(2011/3/13). 海岸から400m付近の遡上流による堆積物。淘汰の良い細粒砂層からなり、層厚は最大で約10cm。リップルの波長は長いもので10cm。写真中央には直線状のカレントリップル、左手には舌状のカレントリップル、右手には三日月形のリップルが見られる。活断層・地震センターのHPより転載。

◆津波堆積物分布の特徴

- 内陸に向かって薄層化した津波堆積物の分布がみられた。遡上した津波は内陸に向かうにつれ流速と浸水深が減少し、流れのキャパシティ(流れが運べる粒子の全容量)が小さくなる。運びきれなくなった大きく重い粒子が順次堆積することにより、薄層化する。
- 堆積の過程で、流れの強さと粒子サイズに応じたベッドフォーム(各種のリップル等)や堆積構造が形成される。
- 遡上限界付近では、流速がほとんどゼロになるため、浮遊物が沈殿してマッドレイプ(薄い泥層)が形成される。

蓮沼海岸でみられたバルハンリップルをもつ津波堆積物(藤原他(2011))

茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査

- Matsumoto et al. (2016)は、2011年東北地方太平洋沖地震後に千葉県九十九里海岸(蓮沼海岸)で実施された津波堆積物調査の分析結果に基づき、津波堆積物の堆積構造、層厚及び粒度等の観点から整理を行っている。

◆津波堆積物分布の特徴

- 浸水域は海岸線から約1kmに達したが、分厚い津波堆積物は海岸線から350m以内に限られた。津波堆積物は、3断面に沿った掘削によりサンプリングされ、最大厚さは35cmであった。主によく淘汰された中砂～細砂で構成される。
- 堆積物の構造と粒径の変化に基づき、津波堆積物を複数の堆積単位に分割した。これは複数回の浸水に対応する可能性がある。
- 類似の地形にもかかわらず、3断面間で堆積単位数とそれらの特徴が異なる。この差異は、津波堆積物に対する標高、植生、微地形等の局所的影響がかなり強いことを意味する。

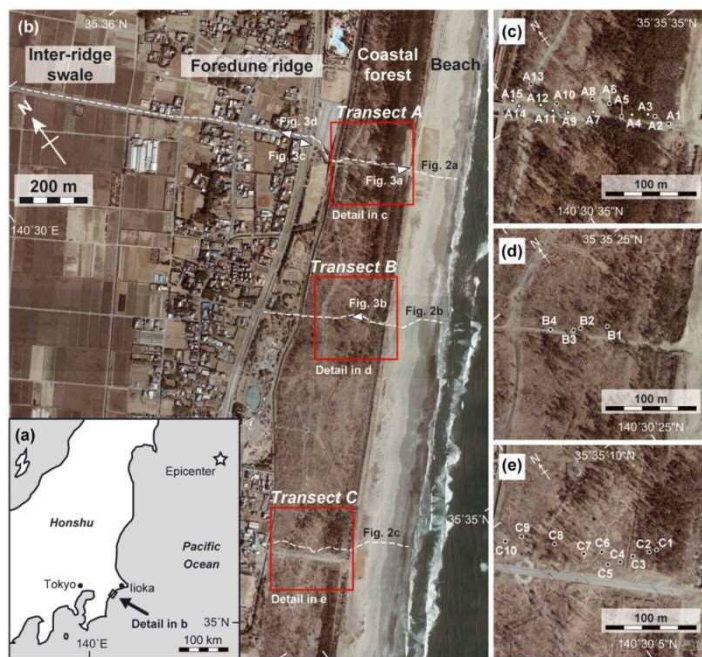


Fig. 1 Locations of the Hasunuma site and the surveyed transects. (a) Index map of eastern Japan showing the position of the Hasunuma site and the epicenter of the 2011 Tohoku-oki earthquake (star). (b) Aerial view of the Hasunuma site showing the major geomorphic features, topographic survey lines (dashed lines), and the locations of the views shown in panels c-e (rectangles), and of the photographs shown in Fig. 3 (arrowheads). (c) Survey locations along transect A. Peel samples were acquired at locations marked by filled circles. (d) Survey locations along transect B. (e) Survey locations along transect C. Aerial photos in panels b-e are from the Geospatial Information Authority of Japan (GSI-2011-4-C27-1, 2, 3) and were taken in February 2012.

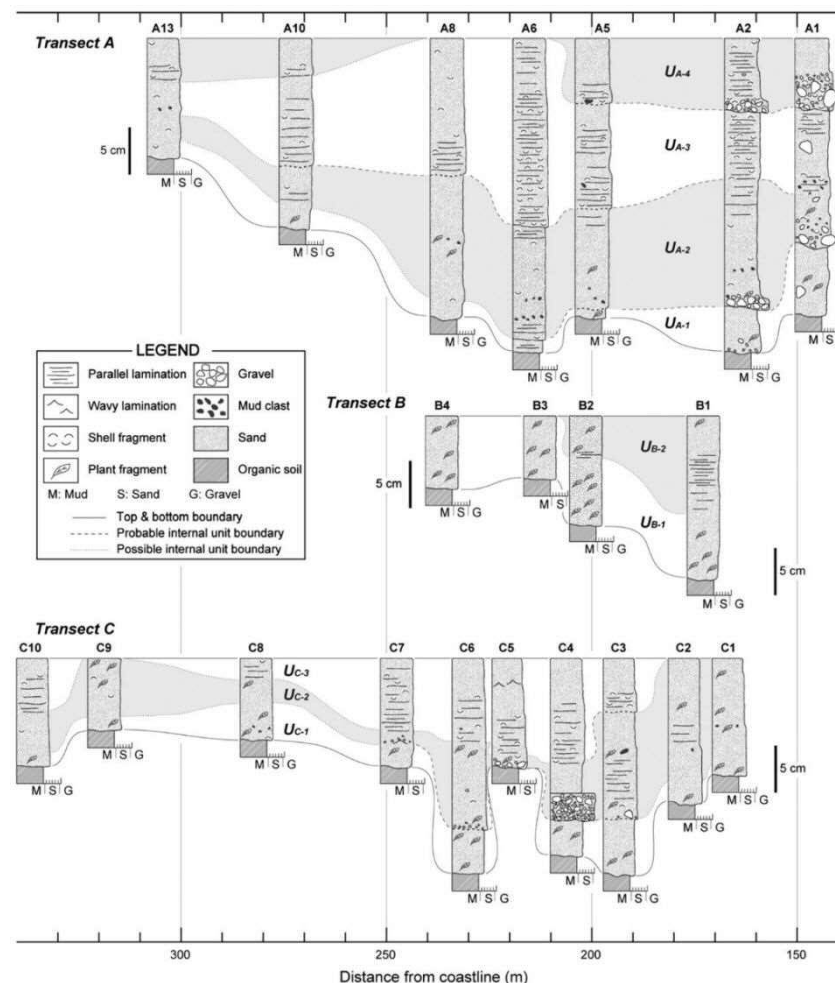


Fig. 8 Columnar profiles of the tsunami deposit at locations along transects A-C. Solid connecting lines show the base of the tsunami deposit. Internal unit boundaries are shown by dashed lines (probable) or dotted lines (uncertain).

Matsumoto et al. (2016)による調査位置及び断面内の堆積構造

茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査

- 青野(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震後に千葉県夷隅郡御宿海岸、千葉県長生郡一宮町、及び宮城県本吉郡南三陸町で津波堆積物の観察を行い、津波堆積物の粒度等の観点から整理を行っている。

◆津波堆積物分布の特徴

- 津波高が比較的低かった房総半島の一宮町では、海岸の砂と変わらず、より粒度が粗く淘汰度は良い。逆に波高が最大級であった宮城県の南三陸町では、より粒度が細くなり、泥質の部分が多くなり、淘汰度は悪くなっていた。
- これは、津波の波高が高い(エネルギーが大きい)ほど内陸への遡上が激しく生じ、海岸の砂だけではなく、海底沖合の泥や内陸の土壌を巻き込んで引き波となった時に、カレントリップルを伴う堆積物として残されたものと考えられる。

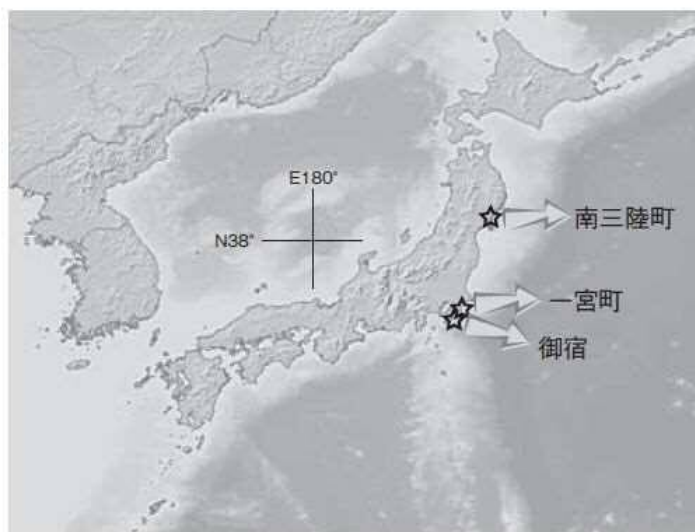


図1：東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の調査地点

青野(2012)

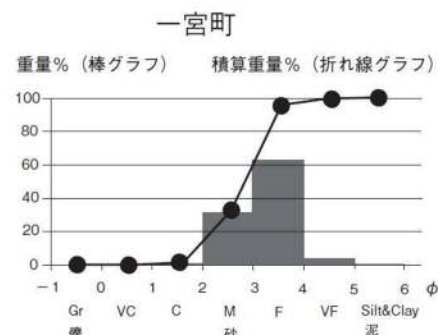


図2：東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の粒度分布曲線（千葉県長生郡一宮町）



図3：東北地方太平洋沖地震による津波堆積物の粒度分布曲線（宮城県本吉郡南三陸町-1）



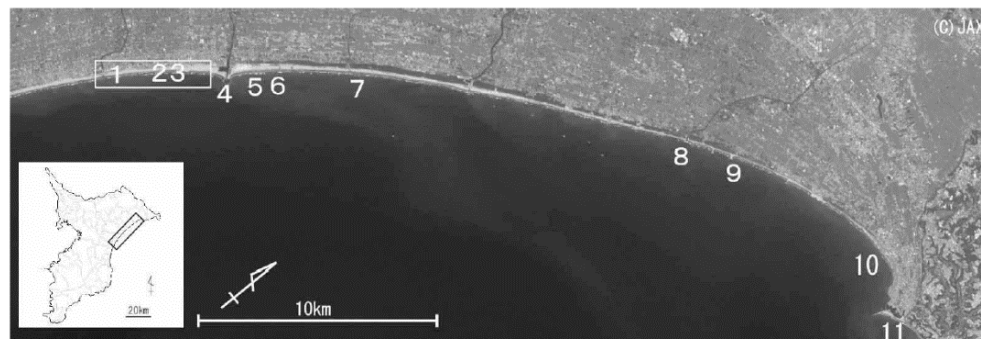
千葉県一宮町(左)と宮城県南三陸町(右)における東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物の粒度分布曲線(青野(2012))

茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査

- 岡崎・大木(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震後に千葉県九十九里浜の北東部約35km内にある11地点の海岸部における津波堆積物の観察を行い、津波堆積物の堆積構造、層厚及び粒度等の観点から整理を行っている。

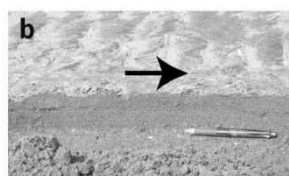
◆津波堆積物分布の特徴

- 津波堆積物は概ね層厚数cmから約15cmで級化構造と植物片や偽礫を挟む。
- 2層からなる津波堆積物がみられ、最低2回の津波の侵入が推定される。



岡崎・大木(2012)による調査位置

1: 九十九里町不動堂納屋, 2: 九十九里町粟生納屋, 3: 九十九里町屋形,
4: 片貝漁港, 5: 作田海岸, 6: 山武市本須賀納屋, 7: 山武市蓮沼,
8: 新川, 9: 旭市仁玉浜, 10: 旭市横根西浜, 11: 旭市刑部岬下(屏風ヶ浦)



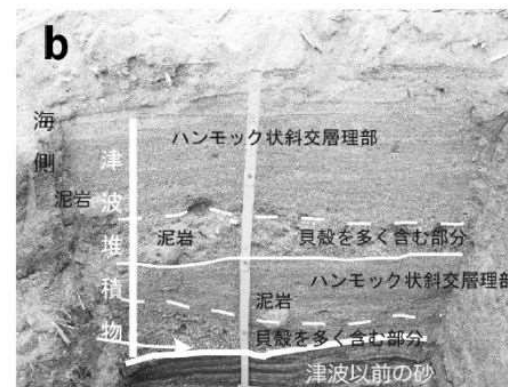
不動堂海岸の津波堆積物(岡崎・大木(2012))

- a: 海岸駐車場に入った津波堆積物, 白矢印は津波の侵入方向
b: 津波堆積物断面とその上に残るカレントリップル, 黒矢印は公園入り口方向の流向
c: 駐車場における津波堆積物の断面

屏風ヶ浦の津波堆積物(岡崎・大木(2012))

- a: 地震前日(2011.3.10)と地震後(2011.4.8)の地形
b: 津波堆積物断面(a.の黒矢印位置)

海食崖基部の狭い水域では厚さ約55cmの、おもに2層から成る津波堆積物がみられた。この津波堆積物の下には、砂鉄を含んだ砂層で構成される津波前の海浜堆積物がある。押し波による侵食面の上位は貝殻片や礫を多く含んだ粗粒砂層とハンモック状斜交層理のみられる細粒砂層からなる。

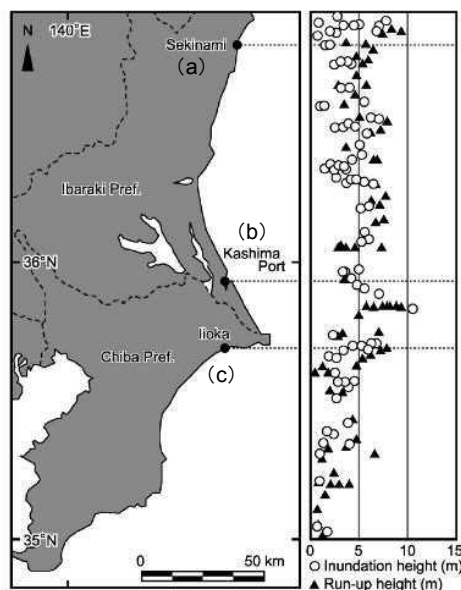


茨城県から千葉県沿岸における2011年東北地方太平洋沖地震津波の津波堆積物に関する文献調査

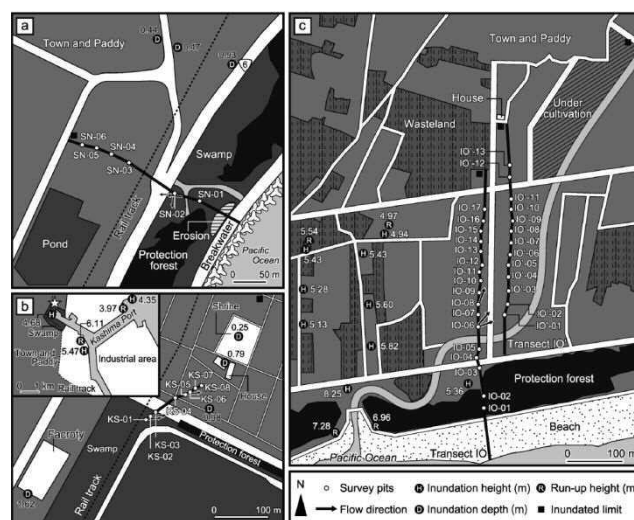
- 山田・藤野 (2013)は、2011年東北地方太平洋沖地震後に茨城県北茨城市関南、鹿島港、千葉県旭市飯岡の沿岸低地において分析を行い、津波堆積物の堆積構造、層厚及び粒度等の観点から整理を行っている。

◆津波堆積物分布の特徴

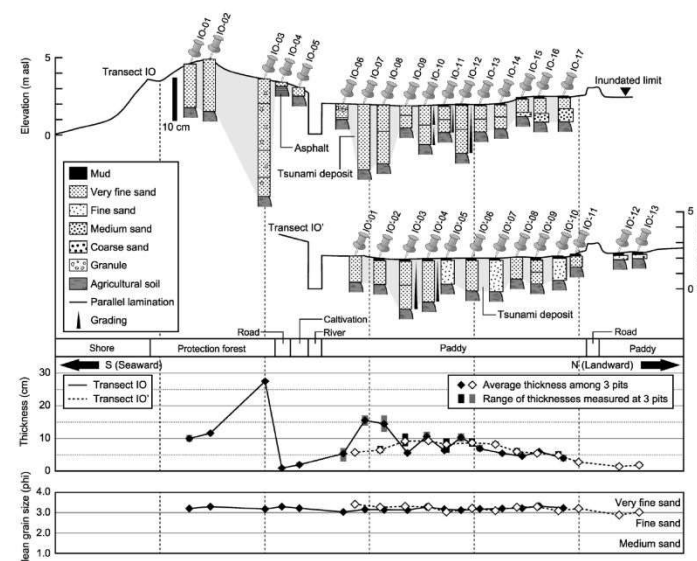
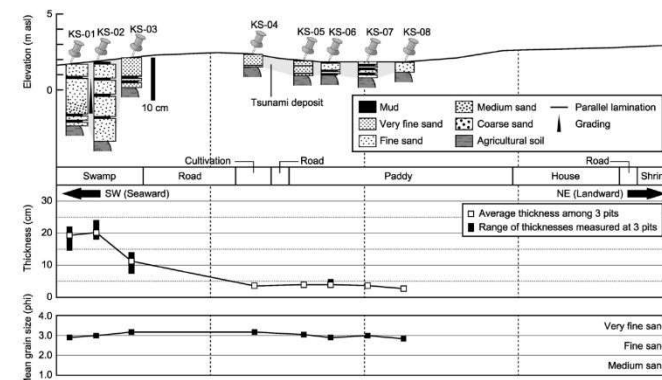
- 内陸へ向かって薄層化する傾向がみられる。
- 内陸へ向かって細粒化する顕著な傾向は観察されず、津波堆積物に共通する特徴とは断言できない。



第1図 調査地域と津波の高さ (m)。津波の高さは The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group (2011) に基づく。遡上高は津波来襲時の潮位から津波が這い上がった地点までの高さを表し、浸水高は津波来襲時の潮位から津波が這い上がる途中に建物等に残した痕跡までの高さを表す。



第2図 調査測線と津波の痕跡。浸水高、遡上高は The 2011 Tohoku Earthquake Tsunami Joint Survey Group (2011) に基づく。a: 茨城県北茨城市関南、b: 茨城県鹿島港、c: 千葉県旭市飯岡。大枠図は第2図b中左上の小枠図中に☆で示した地域の拡大図。c: 千葉県旭市飯岡。



調査位置と津波の高さ(山田・藤野 (2013)に加筆)

鹿島港(上)及び飯岡(下)における測線内の地形断面、柱状図、及び層厚変化(山田・藤野(2013))

1. 既往津波

1.1 津波痕跡及び津波堆積物に関する調査

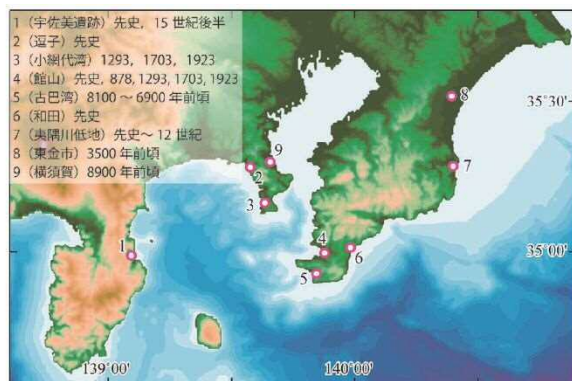
(3) 津波堆積物に関する文献調査

【参考資料2】

関東地震の津波堆積物に関する文献調査

関東地震の津波堆積物に関する文献調査

- 藤原(2012, 2013)は、外房から三浦半島で実施された津波堆積物調査結果をレビューした。これらの堆積物は約1200年前以降及び縄文時代早期の関東地震と対応づけられるとし、関東地震の再来期間を推定した。
- これらの地域では、津波堆積物と日本海溝沿いに発生する津波との対応づけはなされていない。

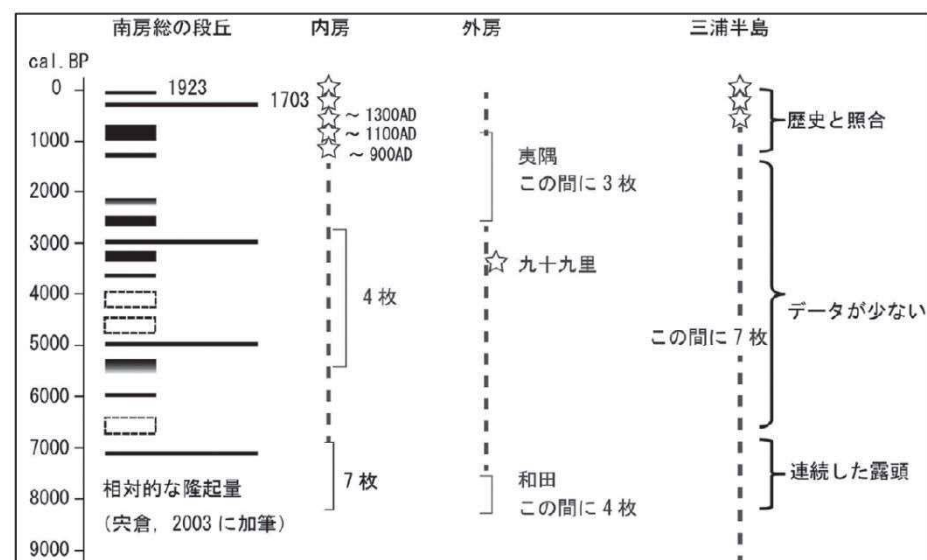


第1図 関東地震に関連する津波堆積物の可能性がある堆積層が報告された場所とその年代
藤原(2012)※

※藤原(2012)に引用されている論文

- ・ 藤原他(2007)
- ・ 穴倉(2003)
- ・ Shimazaki et al. (2011)
- ・ 藤原他(2006)
- ・ 藤原他(2011)
- ・ Fujiwara and Kamataki (2007).
- ・ 藤原及び鎌滝(2003)
- ・ Sakai et al. (2006)
- ・ 藤原 未公表データ
- ・ 金子(2012)

No.	地点	歴史地震との対応づけがなされている津波堆積物
1	伊東市宇佐美遺跡	1498年明応地震(南海トラフ)
3	小網代湾	1923年大正地震, 1703年元禄地震, 1293年永仁地震
4	館山	1923年大正地震, 1703年元禄地震, AD1300年頃(1293年永仁地震?), AD900年頃(878年元慶地震?)



第2図 津波堆積物の可能性がある堆積層の形成時期

房総半島南部の完新世海岸段丘の隆起時期も合わせて示す。

「南房総の段丘」欄のボックスの横幅: 相対的な隆起量, 縦方向の長さは年代の推定範囲を表す。

破線のボックス: 年代が明らかでないイベントを表す。

地域名の欄: C14年代測定がなされた堆積物を☆で表記

個別の年代が明らかでない堆積物を「この間に○枚」で表記

藤原(2012)による外房から三浦半島における調査結果のまとめ

1. 既往津波

1.1 津波痕跡及び津波堆積物に関する調査

(4) 津波堆積物調査

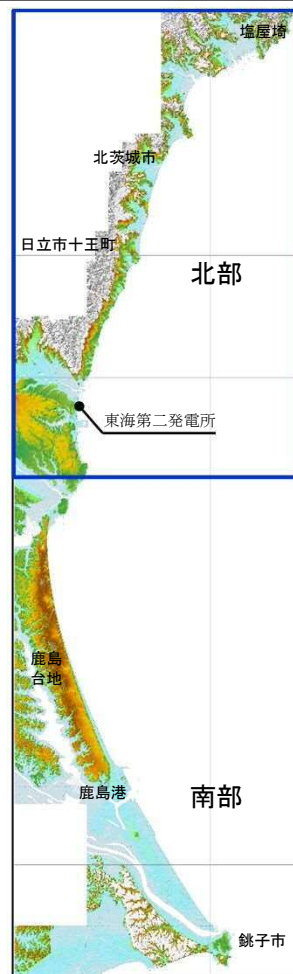
(4) 津波堆積物調査(津波堆積物調査場所の選定)

- 津波堆積物調査結果を総括した文献(藤原(2004, 2015), 道口他(2014), 澤井(2012b))を参考に, 津波堆積物調査に適した場所について整理した。

	着目点(地形的特徴)
適している場所	以下の3要素を満たす場所が調査に適している。 ➤ 津波堆積物が形成されやすい環境。 ➤ 津波堆積物が保存されやすい環境。 ➤ 津波堆積物が認定しやすい環境。 具体的には ① 浜堤列平野(複数の浜堤列と堤間湿地) ② 沿岸湖沼, 内湾(静穏な堆積環境)
適さない場所	③ 勾配のある海岸低地等 (侵食作用が大きいいため保存されにくい。また, 平常時に粗粒堆積物が堆積しているため認定が困難である。) ④ 規模の大きい河川の河口部 (津波堆積物の流入は起きやすいが, 侵食作用が大きいいため保存されにくい。また, 平常時に粗粒堆積物が堆積しているため認定が困難である。) ⑤ 大規模な土地改変場所

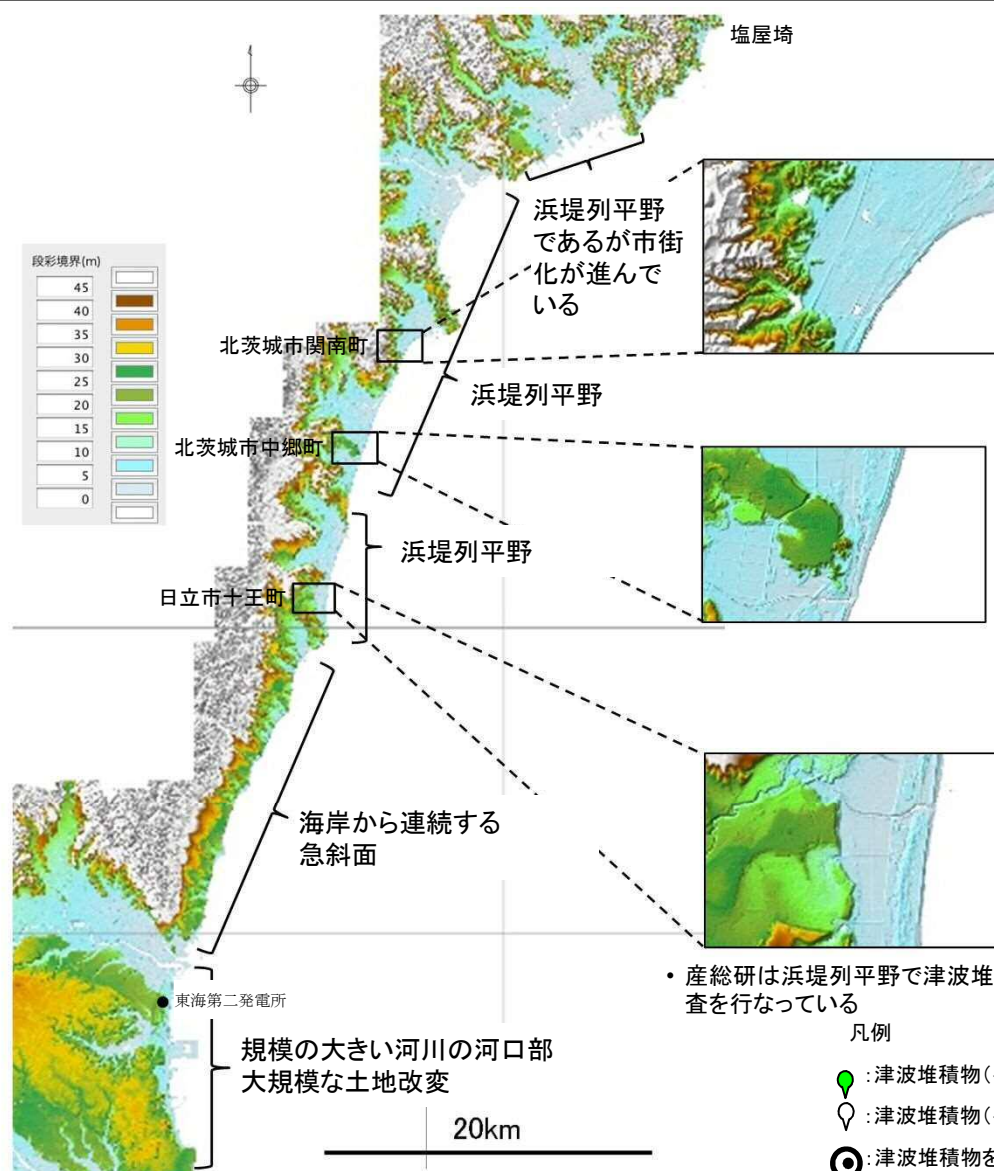
(4) 津波堆積物調査(北部)

- 地形判読調査の結果、塩屋埼から銚子の範囲では茨城県十王町付近及び銚子市付近に津波堆積物の残存の可能性があると判断される。
- 津波堆積物の残存の可能性がある範囲のうち、文献で示されている産総研やYanagisawa et al.(2016)の調査した地点が調査に最も適する地形であるため、その結果を引用した。



福島県南部から千葉県沿岸の
標高分布図
※国土地理院5mDEMから作成

この地図の作成に当たっては、国土地理院長の承認を得て、同院発行の2万5千分1地形図、空中写真、数値地図25000(地図画像)、数値地図50mメッシュ(標高)及び基礎地図情報を使用した。(承認番号 平29情使、第298号)

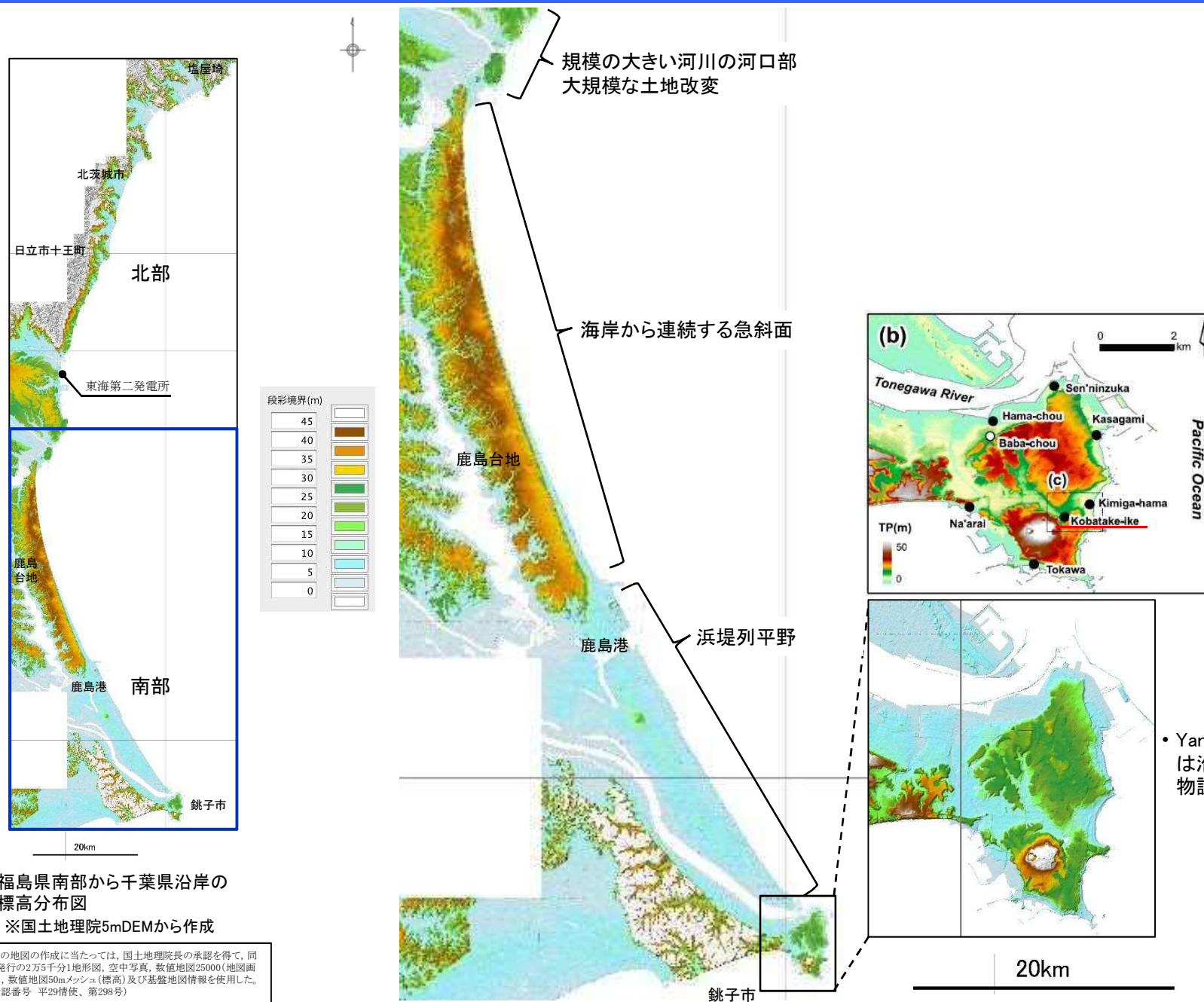


- 産総研は浜堤列平野で津波堆積物調査を行なっている

凡例

- : 津波堆積物(イベント堆積物)が見つかった場所
- : 津波堆積物(イベント堆積物)が見つからない場所
- ◎ : 津波堆積物を見つけるために掘削調査をした場所(掘削地点の位置情報のみ)

(4) 津波堆積物調査(南部)



福島県南部から千葉県沿岸の
標高分布図

※国土地理院5mDEMから作成

この地図の作成に当たっては、国土地理院長の承認を得て、同
院発行の2万5千分1地形図、空中写真、数値地図25000(地図画
像)、数値地図50mメッシュ(標高)及び基礎地図情報を使用した。
(承認番号 平29情使、第298号)

1. 既往津波

1.2 行政機関による既往評価

1.2 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

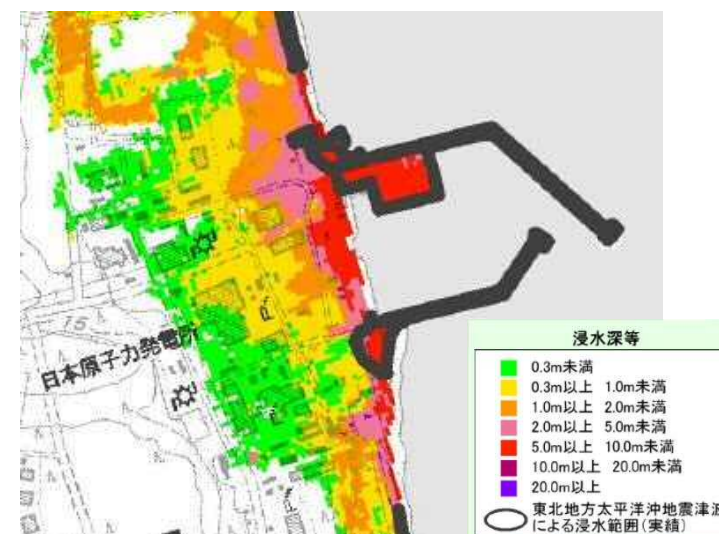
対象津波		東北地方太平洋沖地震津波	H23 想定津波
マグニチュード		Mw = 9.0 Mt = 9.1～9.4	Mw = 8.4 Mt = 8.6～9.0
使用モデル		中央防災会議モデル	茨城県モデル
概要	説明	平成 23 年 3 月 11 日、三陸沖を震源とした地震により発生した津波。 東日本大震災を引き起こし、東北から関東を中心に甚大な被害をもたらした津波の再来を想定。	地震調査研究推進本部から平成 23 年 11 月に公表された「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価（第二版）について」を基に想定した地震。 （平成 19 年に茨城県で想定した津波「延宝房総沖地震津波」の震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



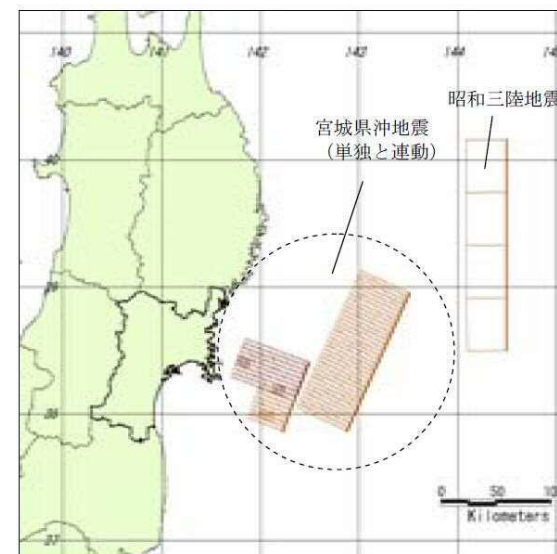
(茨城県(2012))

1.2 行政機関による既往評価

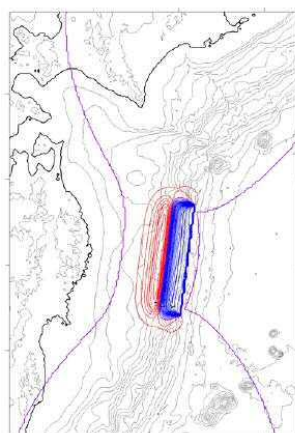
- 行政機関による津波評価として、岩手県(2004)、宮城県(2004)、福島県(2013)、千葉県(2012)は下記の津波に対する評価を実施している。

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

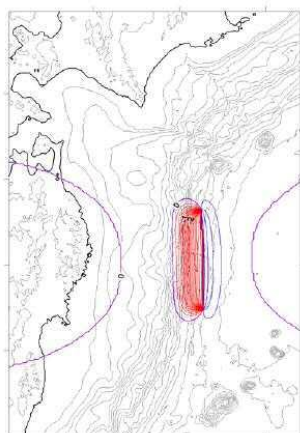
※公表された断層パラメータより土木学会(2016)の剛性率を用いて算出



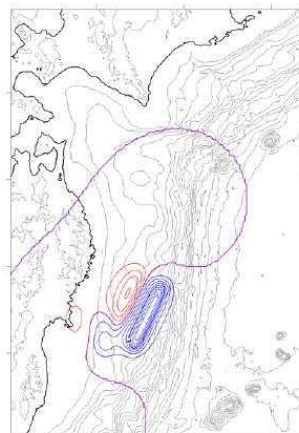
(宮城県(2004))



(明治三陸津波)

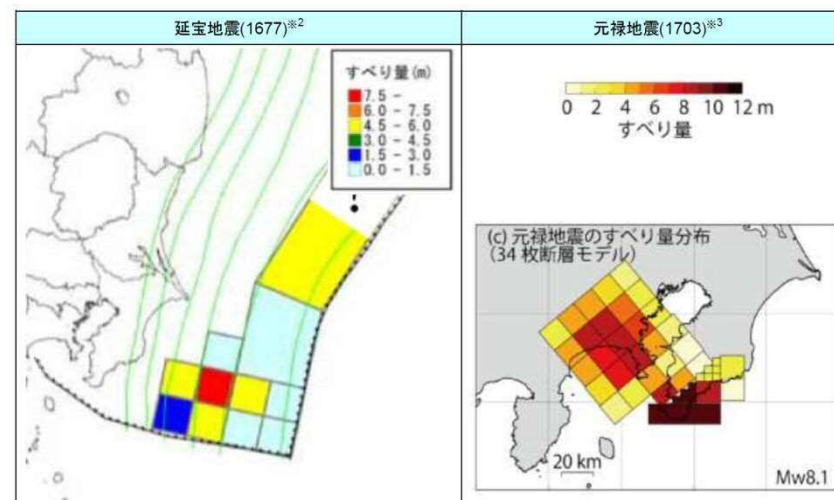


(昭和三陸津波)



(想定宮城県沖連動地震津波)

(岩手県(2004))



(千葉県(2012))

1. 既往津波

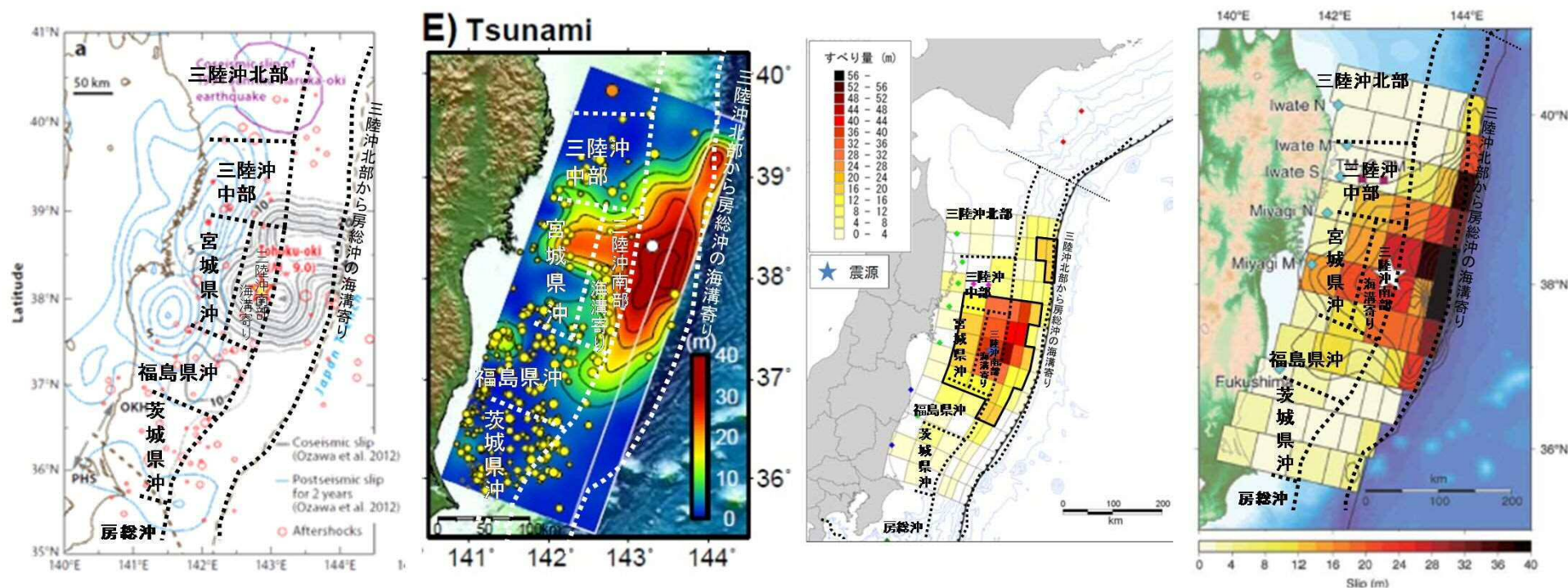
1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見

1.3 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)

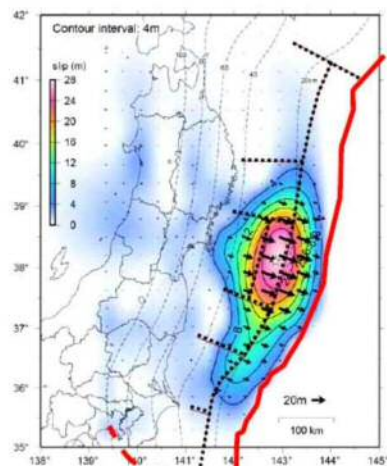
津波インバージョン解析
(内閣府(2012)に加筆)

津波インバージョン解析
(Satake et al. (2013)に加筆)

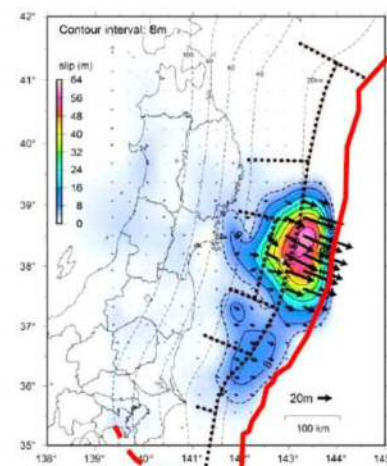
1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(すべり量の不均質性)

地震調査研究推進本部(2012)

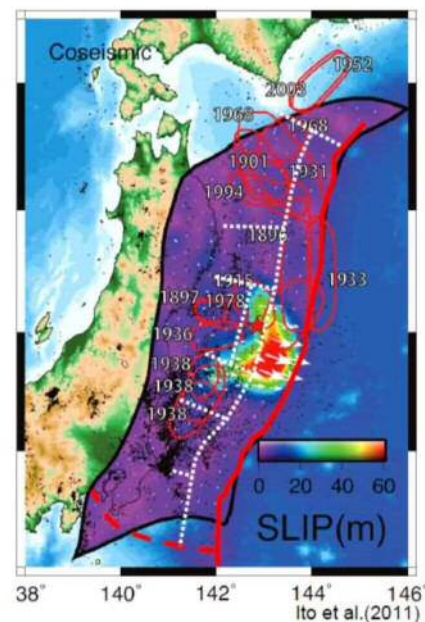
■GPSデータによる地震時のすべり分布モデル



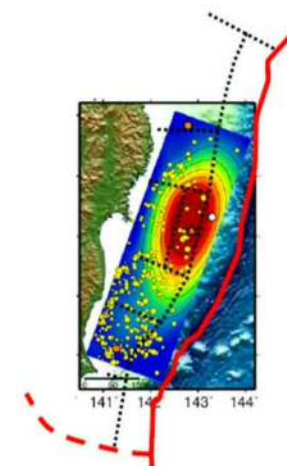
国土地理院作成



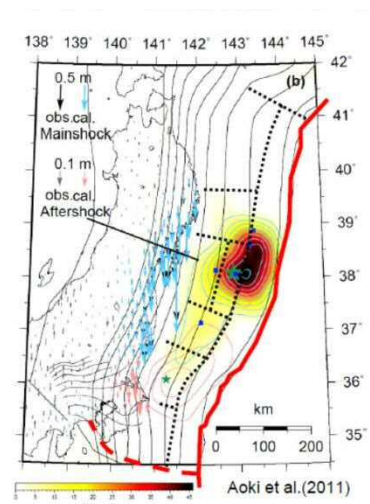
GPS+海底基準点 国土地理院・海上保安庁作成



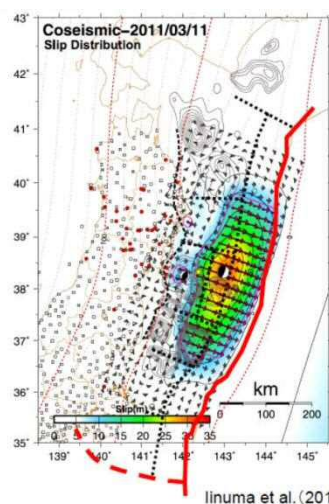
Ito et al.(2011)



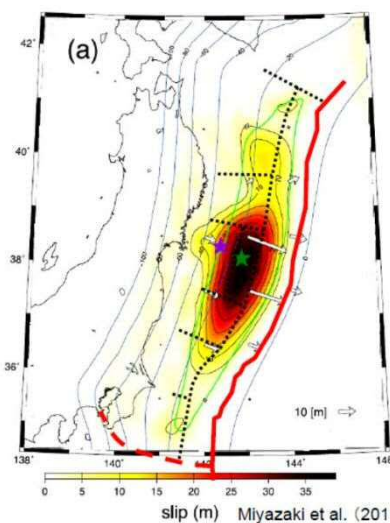
Koketsu et al. (2011)



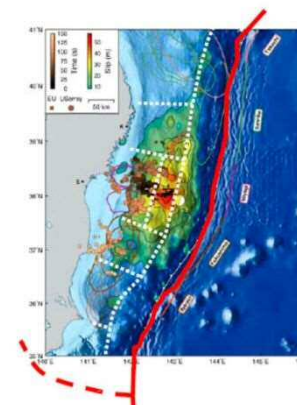
Aoki et al.(2011)



Iinuma et al. (2011)



Miyazaki et al. (2011)

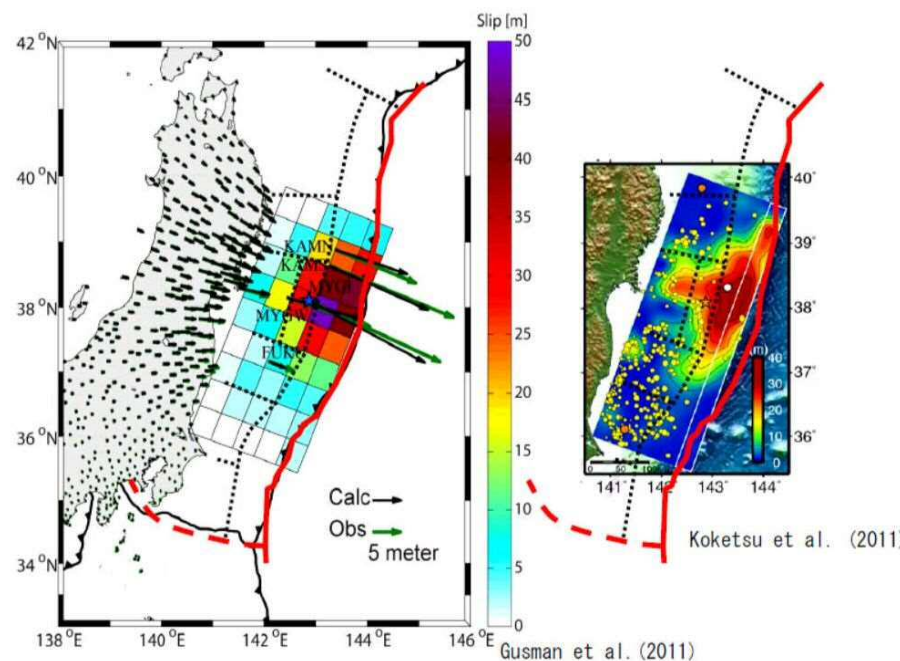
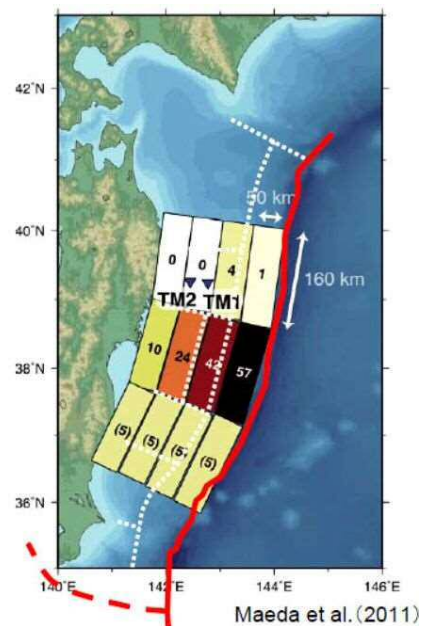
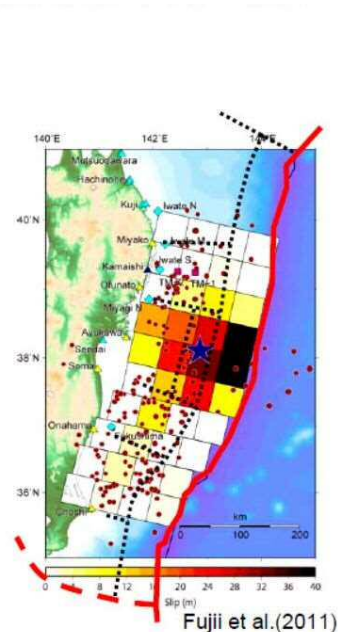


Simons, et al.(2011)

1.3 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)

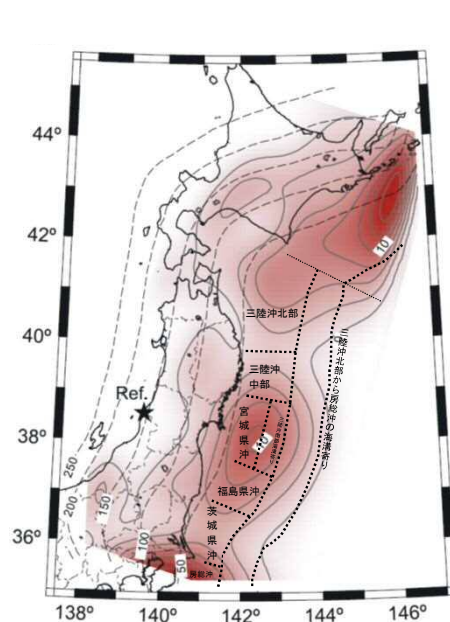
■津波波形解析によるすべり分布モデル



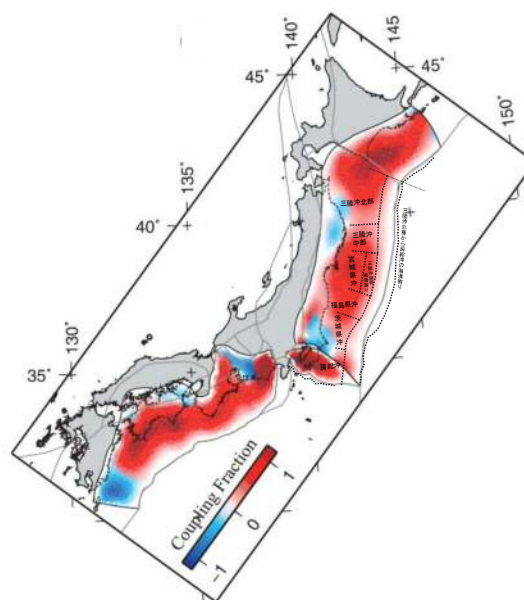
1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度とすべり)

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。」

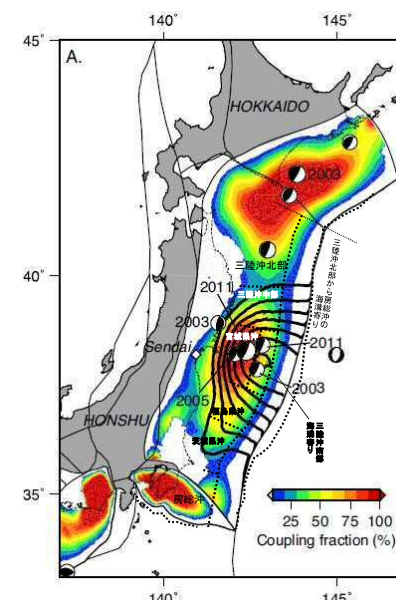
- Suwa et al. (2006), Loveless and Meade (2010, 2011) は、宮城県沖に固着が強い領域が認められるとしている。



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)



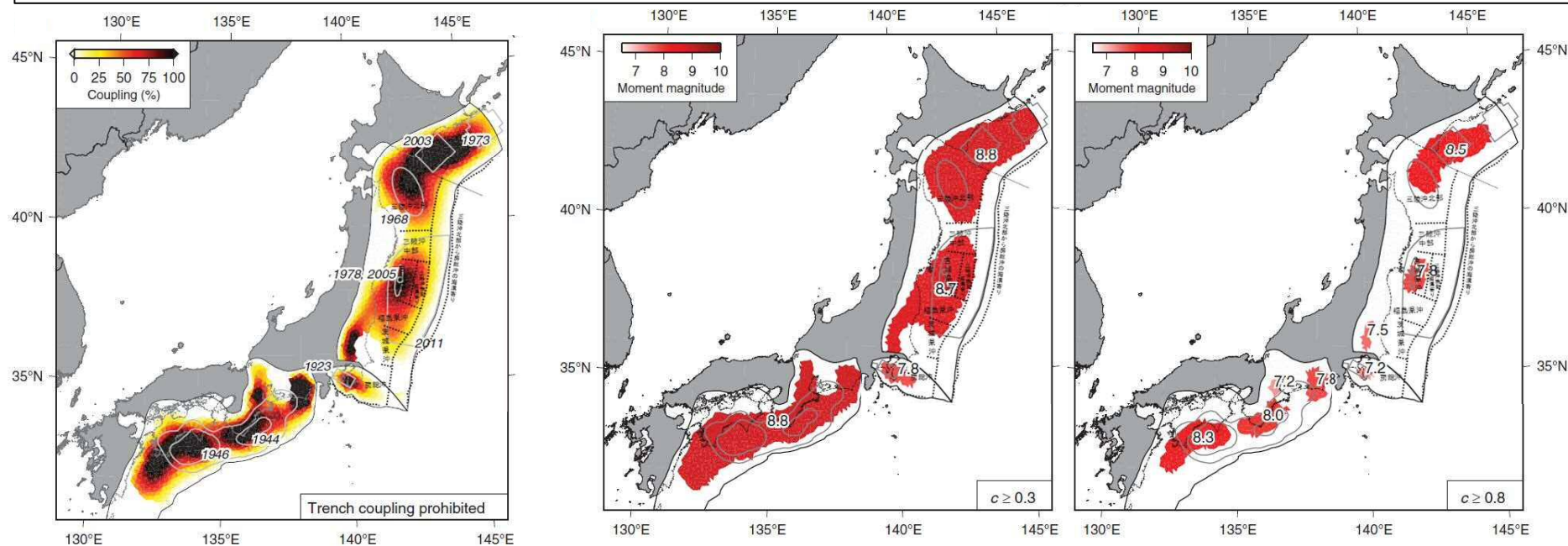
カラーコンター: 1996-2000年GEONET
データに基づくカップリング率
黒線: 地震時すべり量(2.5m間隔)
震源球: 1994年から本震までに発生した
Mw7.0以上、深さ100km未満の
地震のメカニズム
(Loveless and Meade (2011)に加筆)

1.3 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。

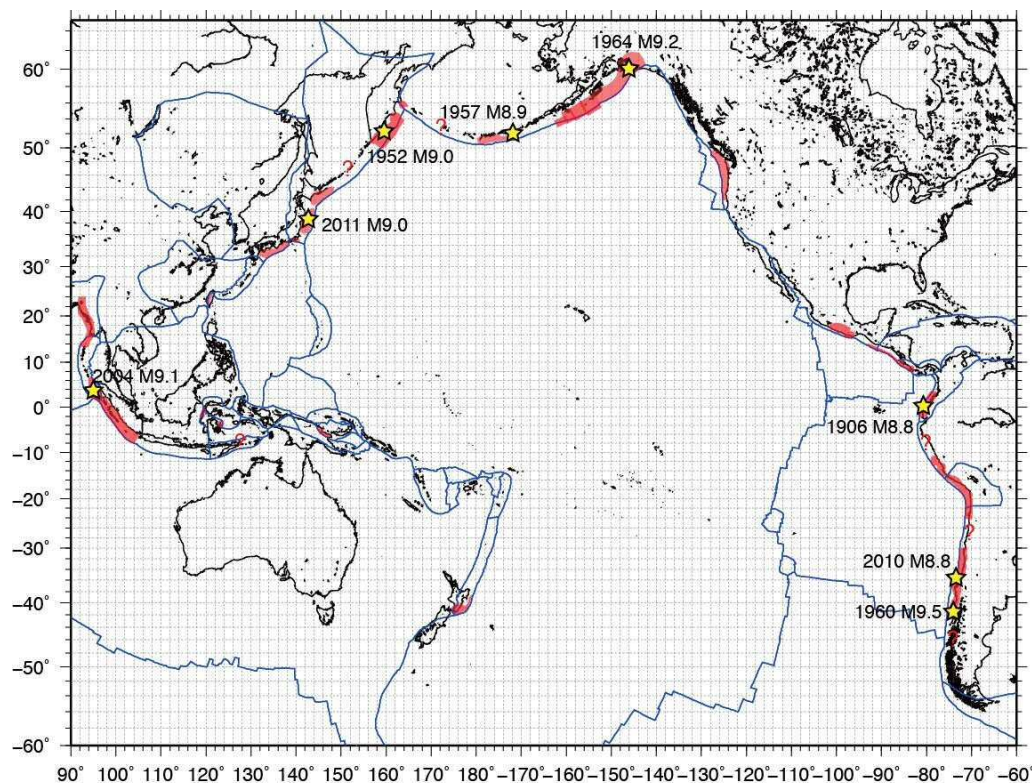
- 1946年東南海地震(Mw8.3)及び1944年東南海地震(Mw 8.1): すべり量1m及び3mのコンター
- 1923年関東地震(Mw ~ 7.9): モデル化された破壊領域
- 2011年東北地方太平洋沖地震(Mw 9.0): すべり量4mのコンター
- 1978年宮城沖(Mw 7.6): 余震域
- 2005年宮城沖(Mw 7.0): 震央位置
- 1968年十勝沖(Mw 8.2): 余震域
- 2003年十勝沖(Mw 8.2): モデル化された破壊領域
- 1973年根室沖(Mw 8.0): すべり量1mのコンター

(Loveless and Meade (2015)に加筆)

1.3 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
- ？：カップリングしていると疑われるが、文献が調査できなかった地域
- ：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】

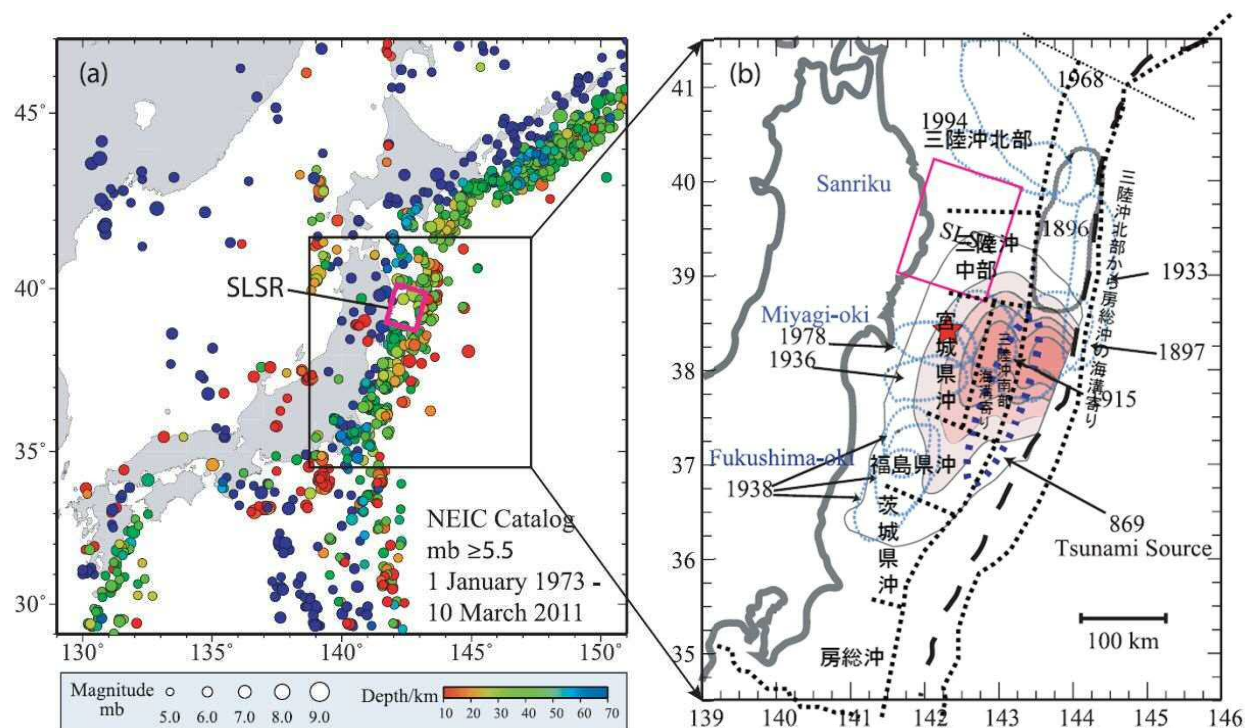
- ・ニュージーランド、トンガ、伊豆・小笠原、マリアナ、琉球、フィリピン等

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))

1.3 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

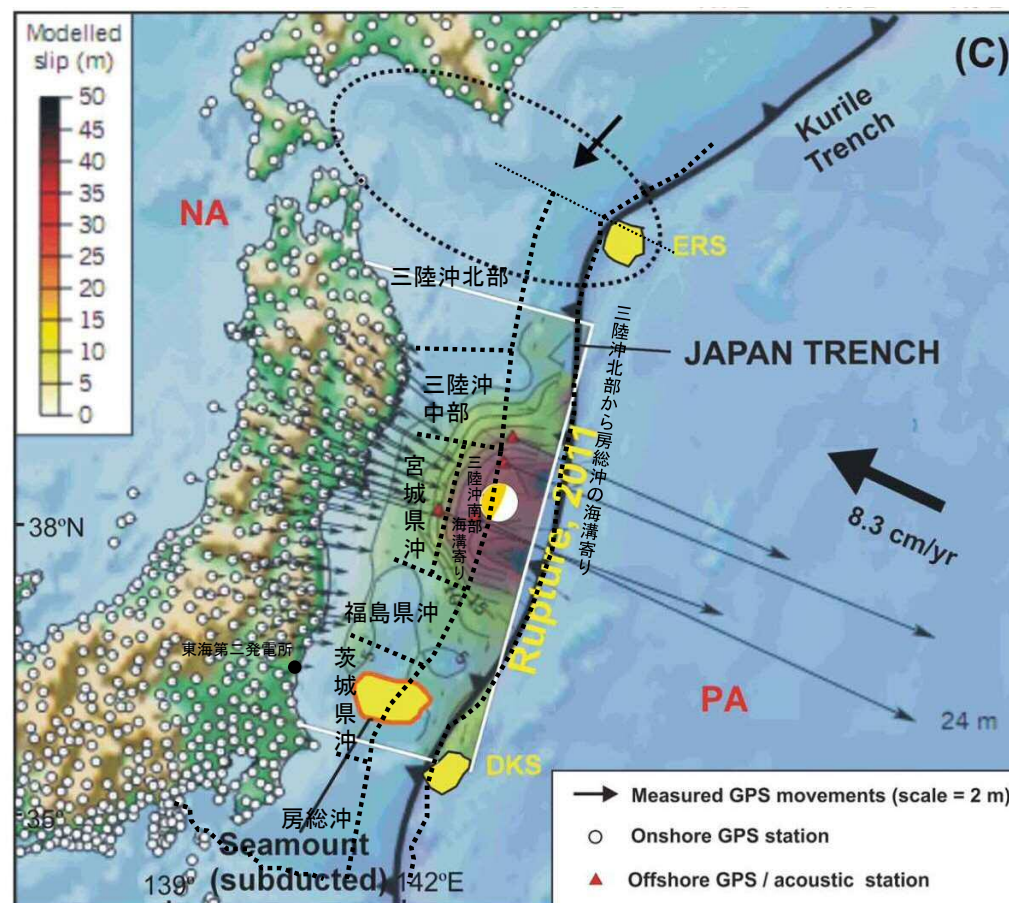
(Ye et al.(2012)に加筆)

1.3 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)

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。

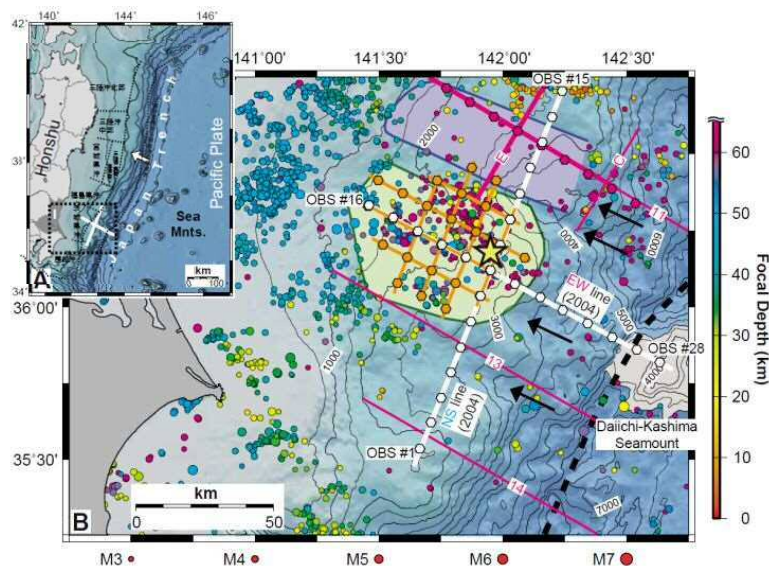


2011年東北地方太平洋沖地震の破壊領域(矩形), 陸上及び海域のGPSより推定したすべり量分布(コンター)及び海山の配置(黄色)
(Kundu et al.(2012)に加筆)

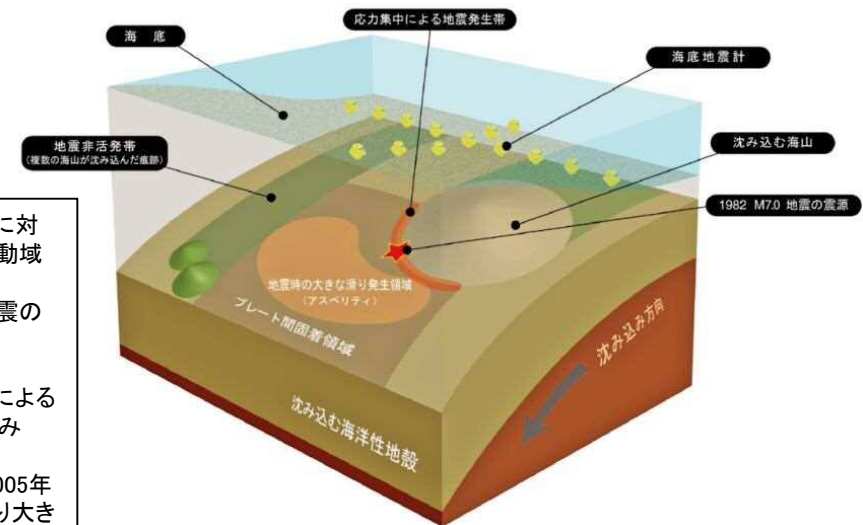
1.3 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

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))

1.3 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。

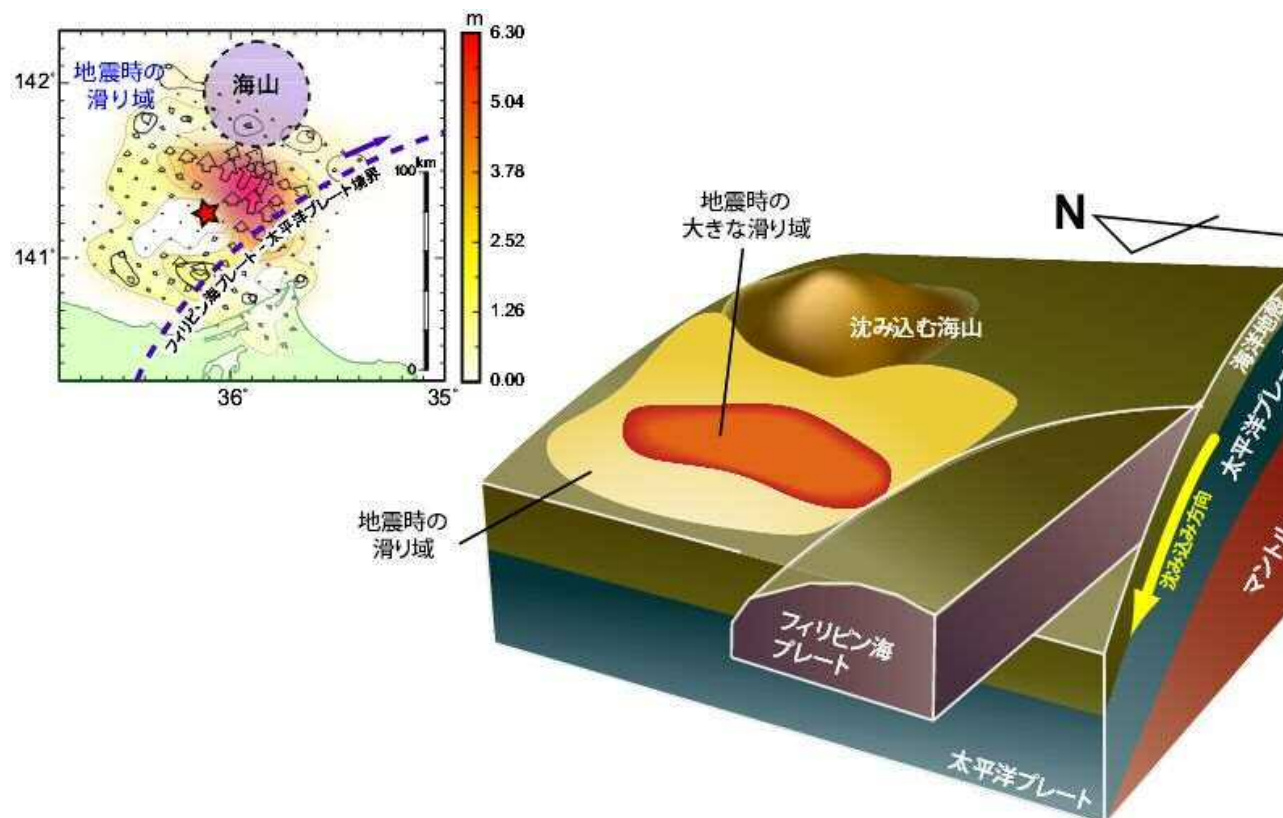


図12 (茨城県沖地震) 2011年茨城県沖の地震(M7.6)震源域の模式図。右上図は、近地強震波形とGNSSデータ解析から求められた断層面上における滑り分布。大きな滑り域が太平洋プレート/フィリピン海プレート境界(青点線)と太平洋プレートとともに沈み込む海山(紫点線)に挟まれた位置にあり、これらの構造の境界が滑りを止めた可能性が考えられる。

(文部科学省測地学分科会(2013))

1.3 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。

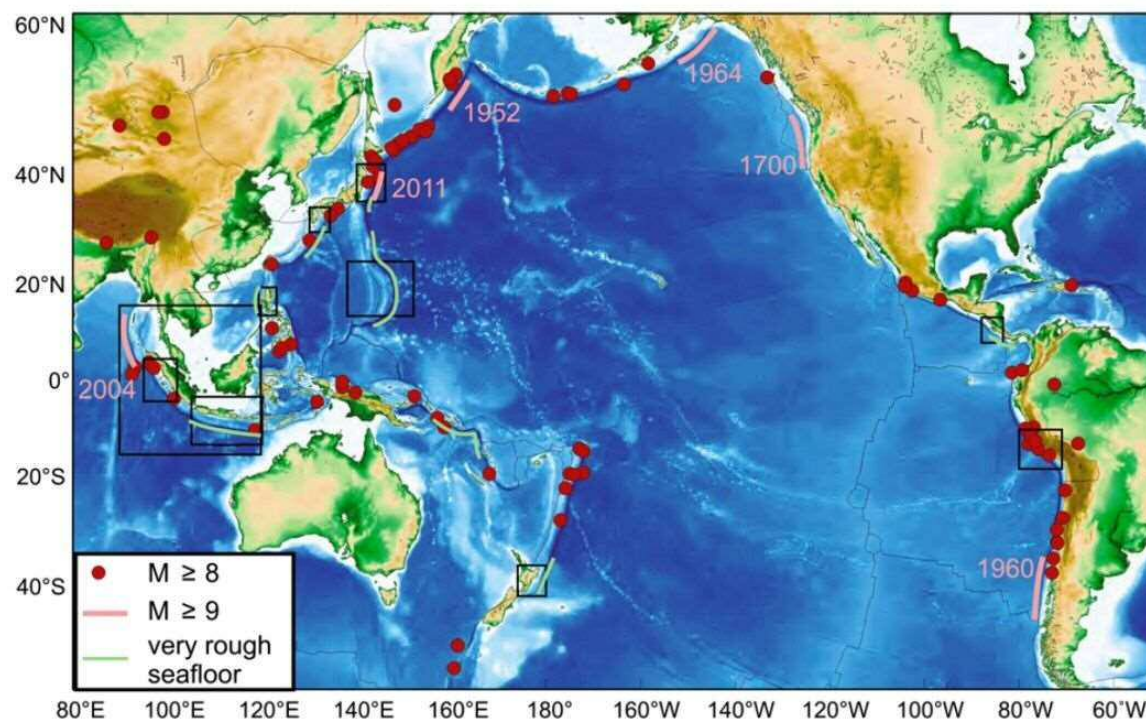


Fig. 1. World map showing general lack of correlation between rugged subducting seafloor and great megathrust earthquakes and showing locations of map areas of Fig. 2 through 10 and 14. Rupture extents of giant ($M_w \geq 9$) events are indicated with pink lines. Epicentre locations of other great ($M_w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

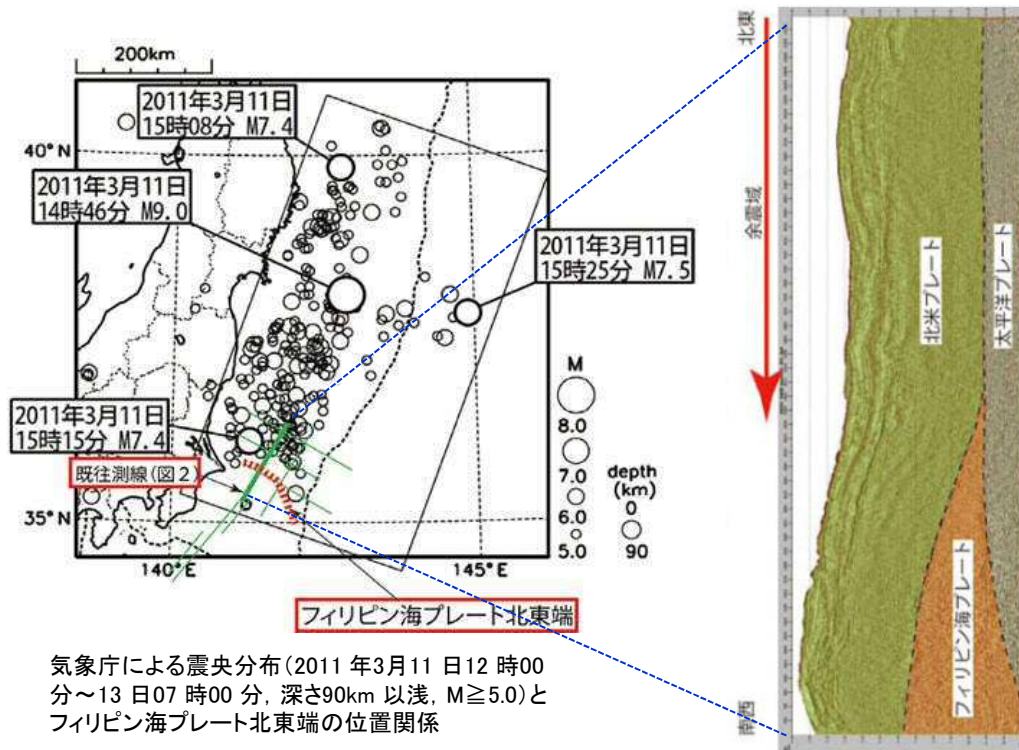
起伏の激しい海底と巨大地震の発生位置の分布

(Wang and Bilek (2014))

1.3 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。」

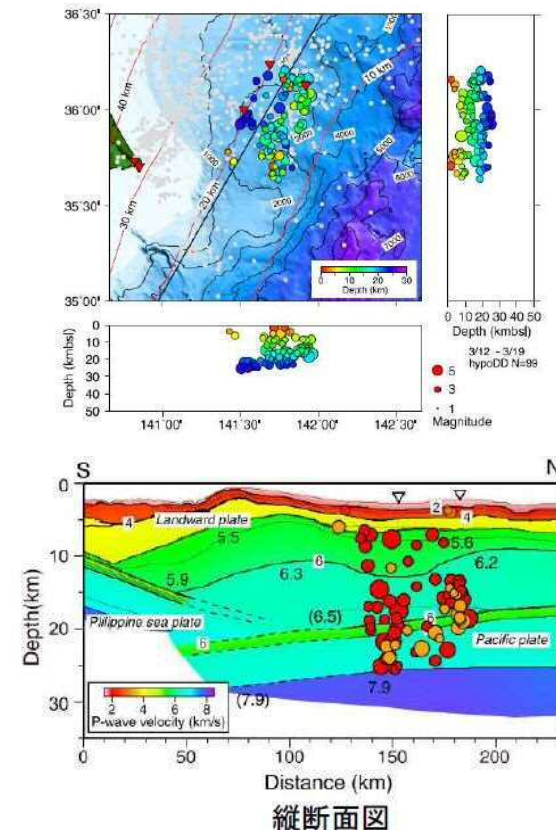
- 海洋研究開発機構(2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布はフィリピン海プレート北東端をほぼ南限としており、沈み込む太平洋プレートの上にあるプレートが、北米プレートからフィリピン海プレートに変わる領域において、破壊の南への伝播が止められたとしている。
- Shinohara et al.(2011)は、2011年東北地方太平洋沖地震の余震分布に関する分析から、フィリピン海プレート北東端の位置と破壊域が一致していることを明らかにするとともに、フィリピン海プレートは、破壊伝播のバリアとして作用する重要な役割を果たす可能性があるとしている。



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))

1.3 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。

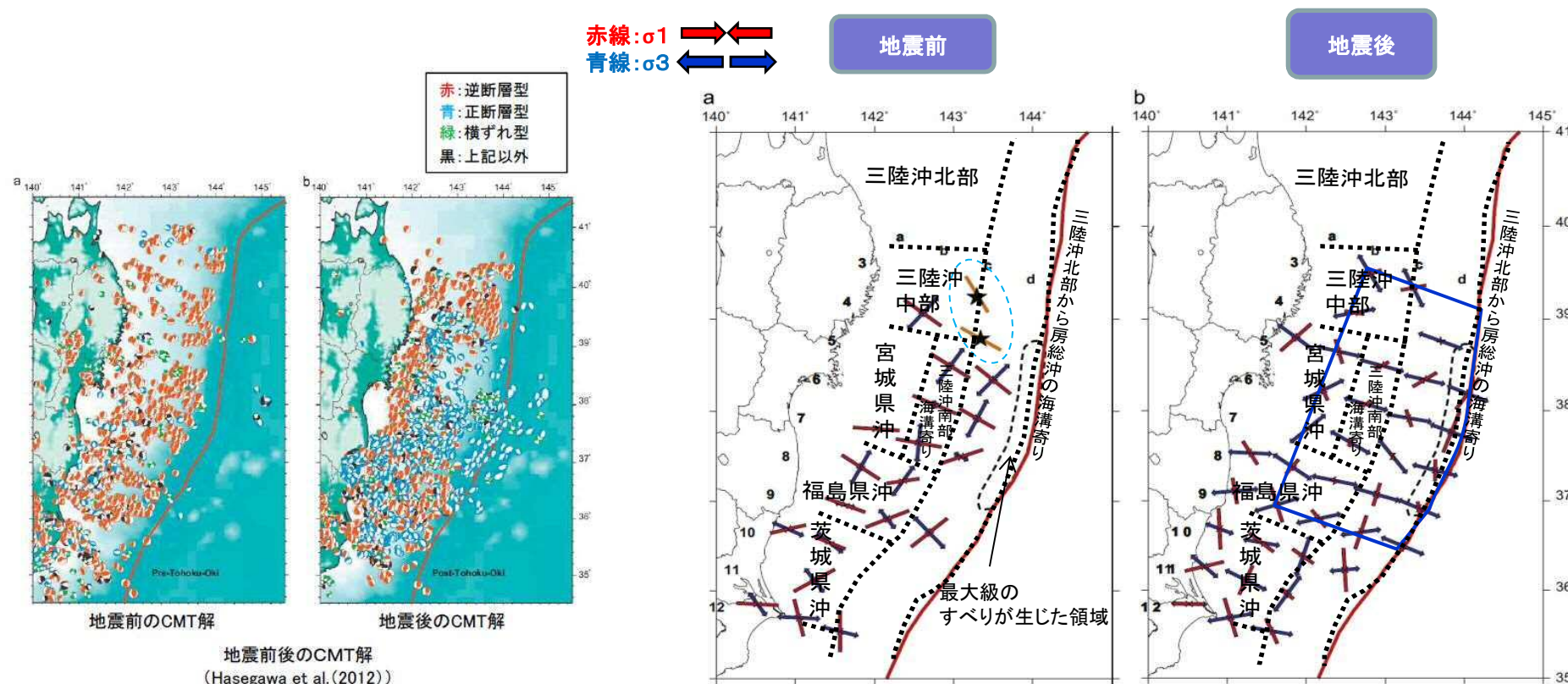


Fig. 6. Orientations of the best-fit σ_1 and σ_3 axes obtained by stress tensor inversions of upper plate events before (a) and after (b) the Tohoku-Oki earthquake. The σ_1 and σ_3 axes are indicated by red and blue arrows, respectively, at each grid node. The lengths of arrows correspond to the plunge 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)

1.3 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。

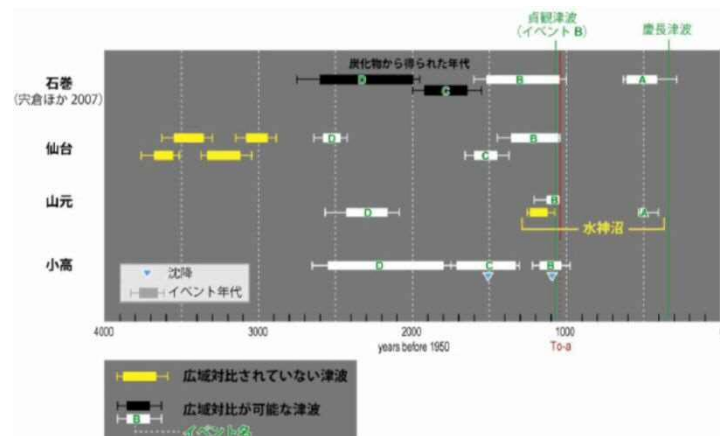
「過去に同規模の巨大地震が数百年間隔で発生している。」

- 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)



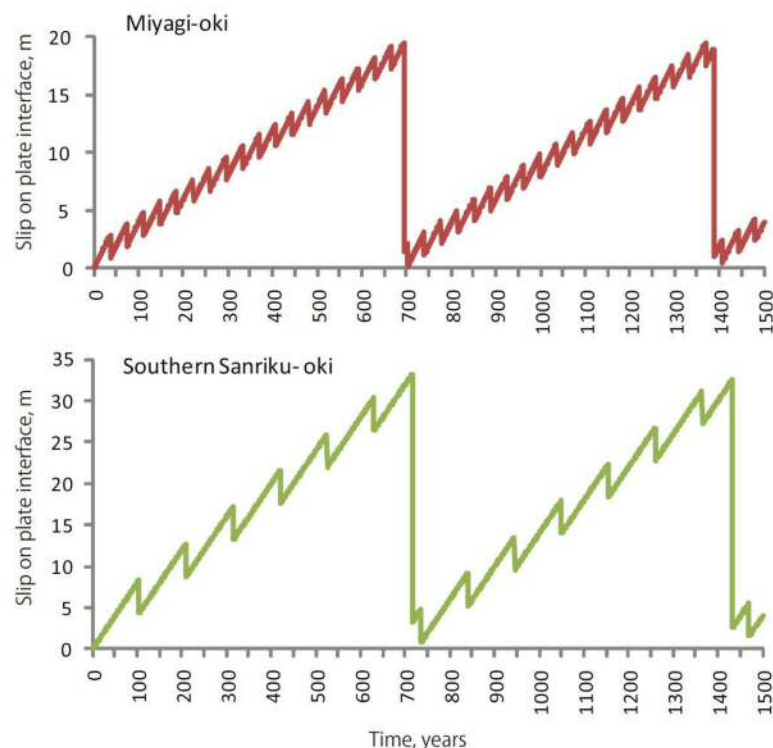
仙台平野における869年の津波と2011年東北地方太平洋沖地震津波の浸水域の比較
(菅原他(2013))

1.3 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					

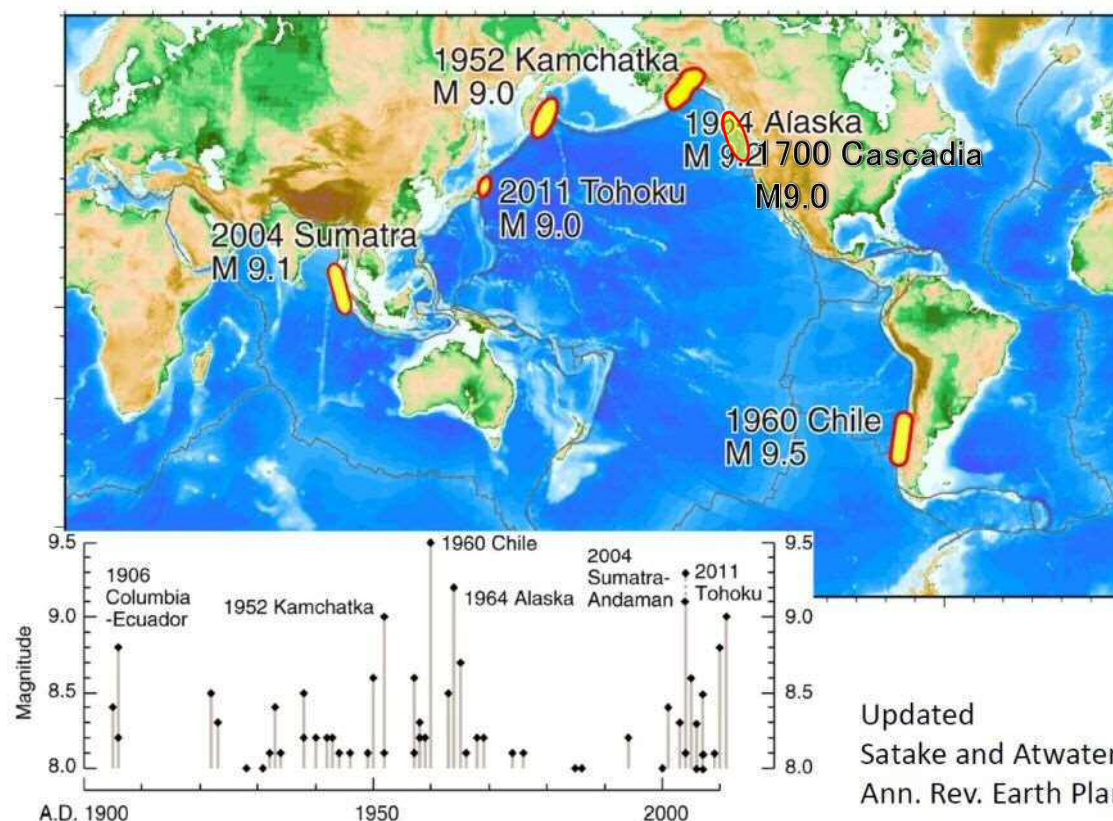
(佐竹(2011)に加筆)

1.3 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(2013a)
- ※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)

1.3 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5-2-67～73頁参照

1.3 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4}
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, Mt, Mw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4：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

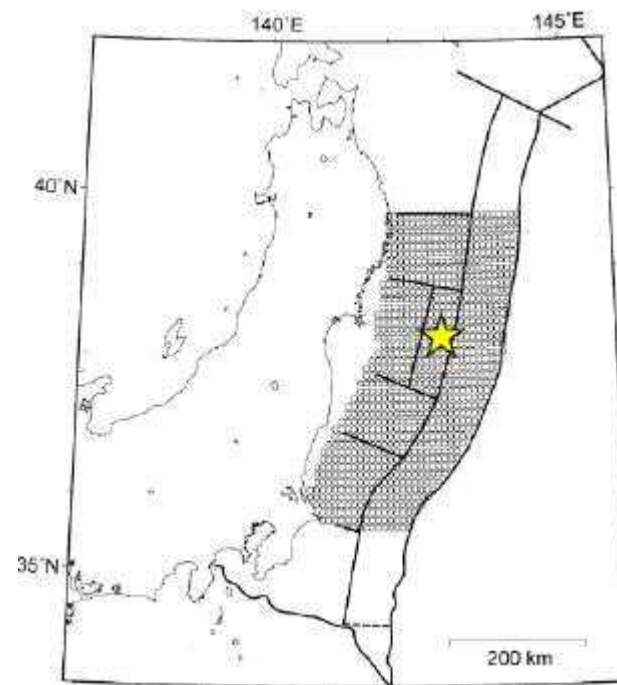
評価の信頼度は、想定地震の発生領域、規模、発生確率のそれぞれの評価項目について与える。発生確率の評価の信頼度は、地震発生時の切迫度を表すのではなく、確率の値の確からしさを表すことに注意する必要がある。なお、規模及び発生確率の信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細な方法については(付表)を参照のこと。

- 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はなく、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は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は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))

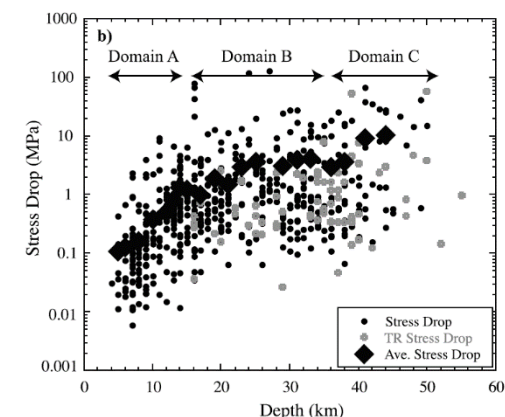
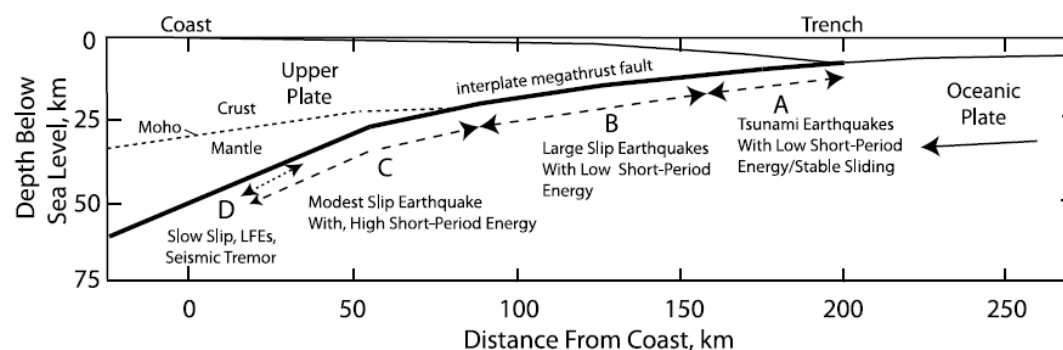
1. 既往津波

1.4 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

1.4 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。」

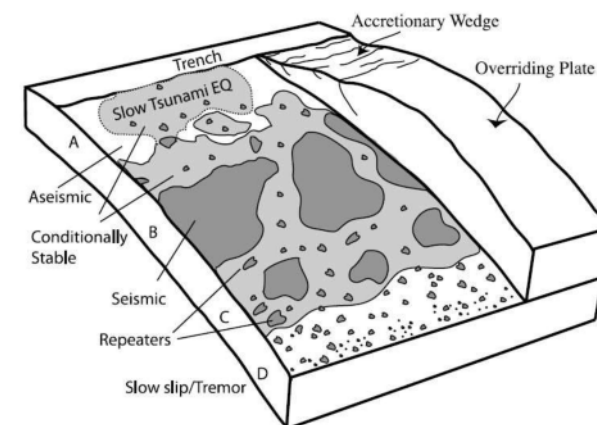
- 海溝軸付近の領域Aは、地震動はほとんど生成しないが、津波発生に強く寄与する。
- 領域B及びCでは領域Aより大きな応力降下がみられ、応力を蓄積していると考えられる。



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

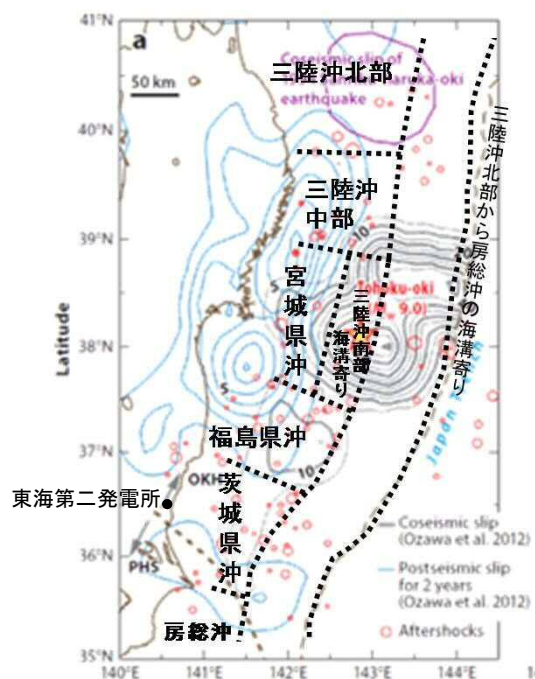


(Lay et al.(2012))

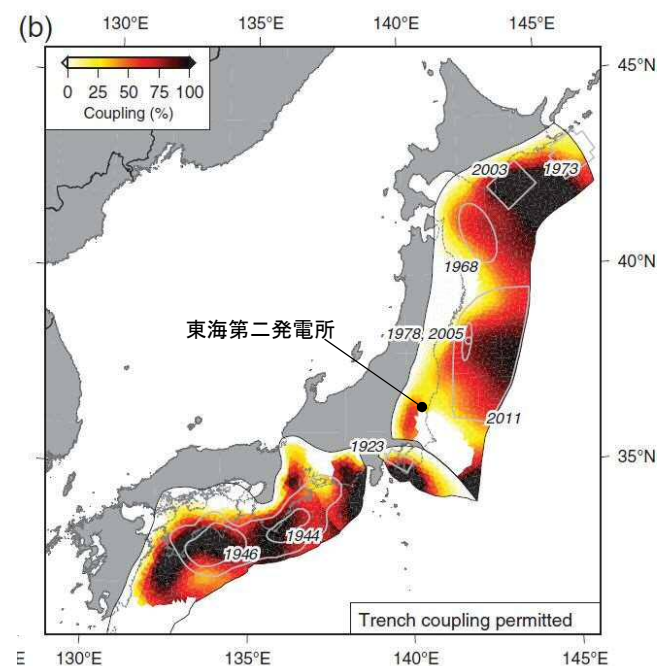
1.4 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(固着の程度とすべり)

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)に加筆)

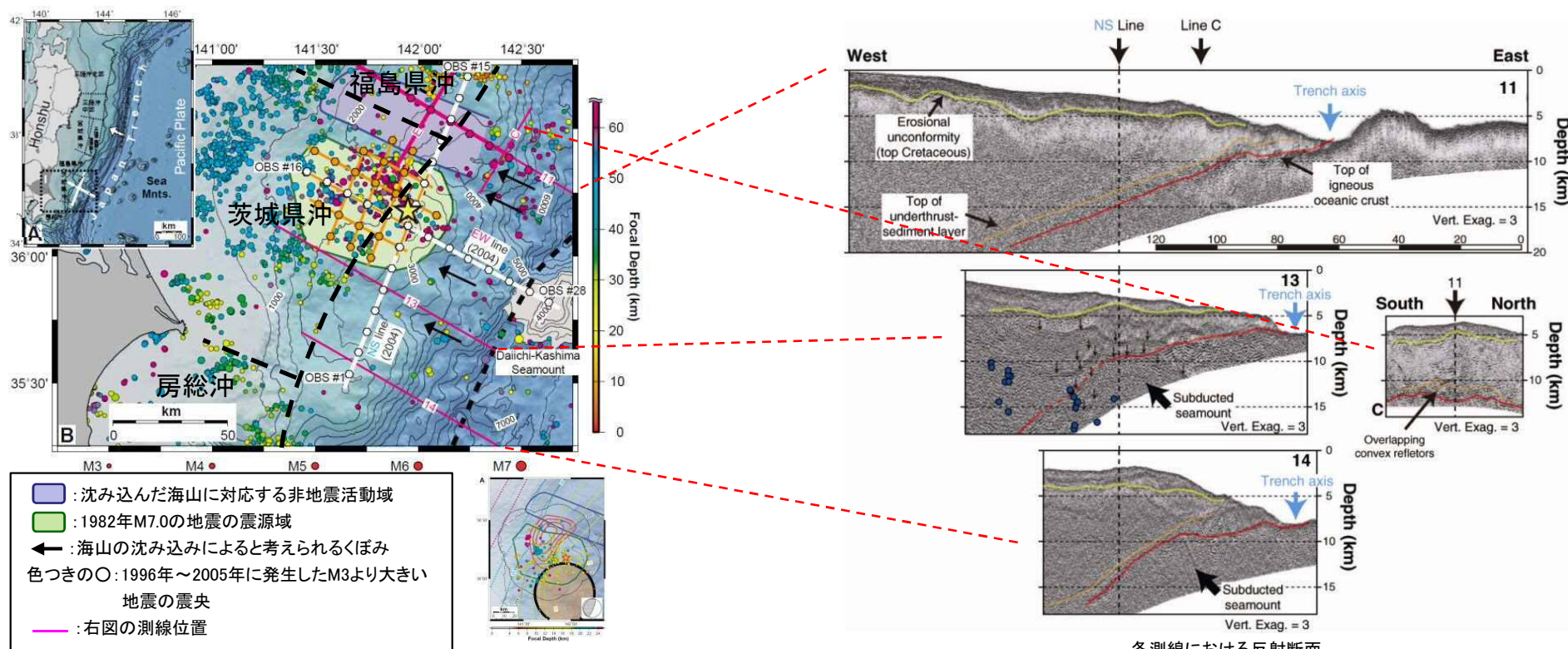
1.4 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(固着の程度と破壊領域)

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)

1.4 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。

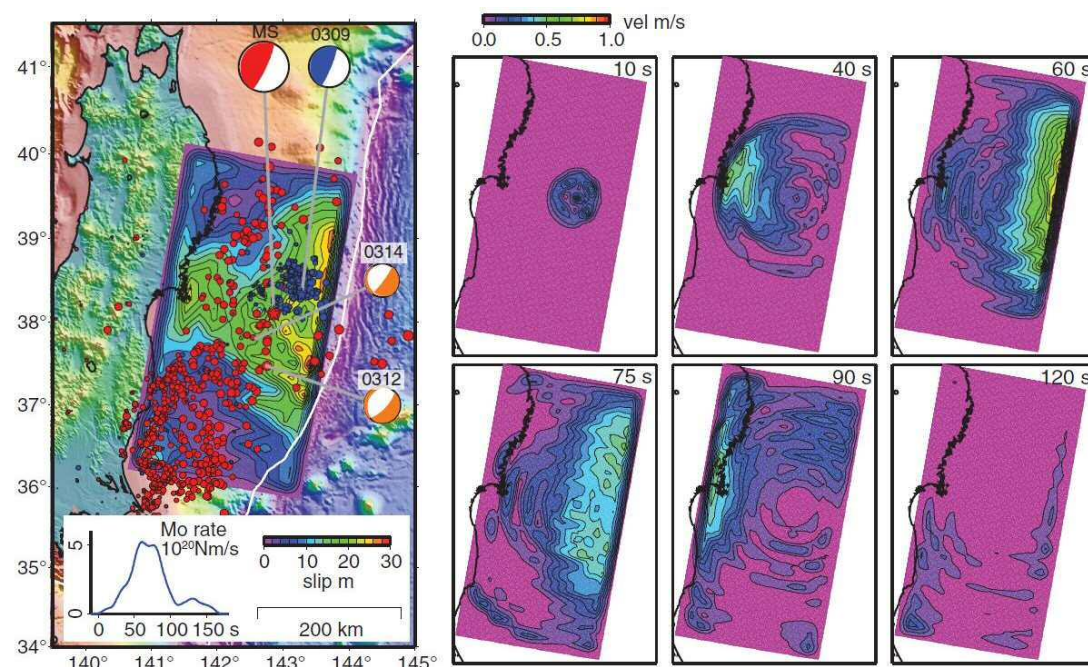


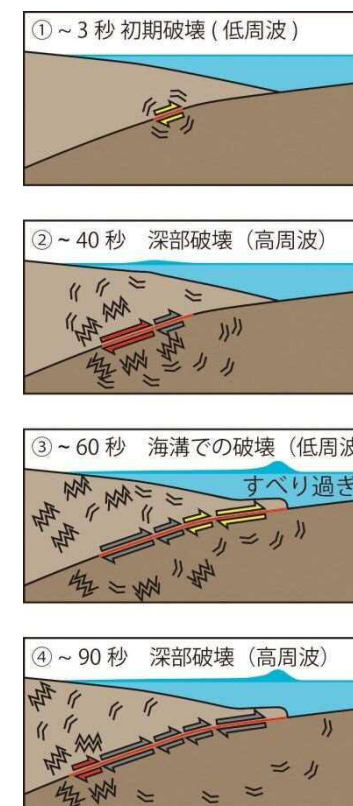
Fig. 1. The total slip distribution (left) and snapshots of the slip-rate distribution at six different times (right). Blue/white (0309), red/white (MS), and orange/white circles (0312 and 0314) show focal mechanisms of the foreshock on 9 March (M_w 7.3), the mainshock, and two aftershocks with opposite 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))

1.4 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。

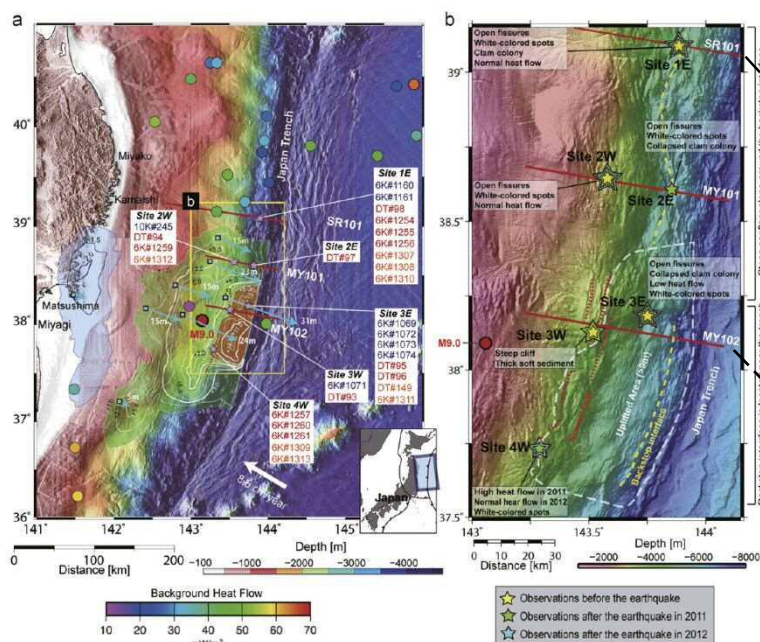
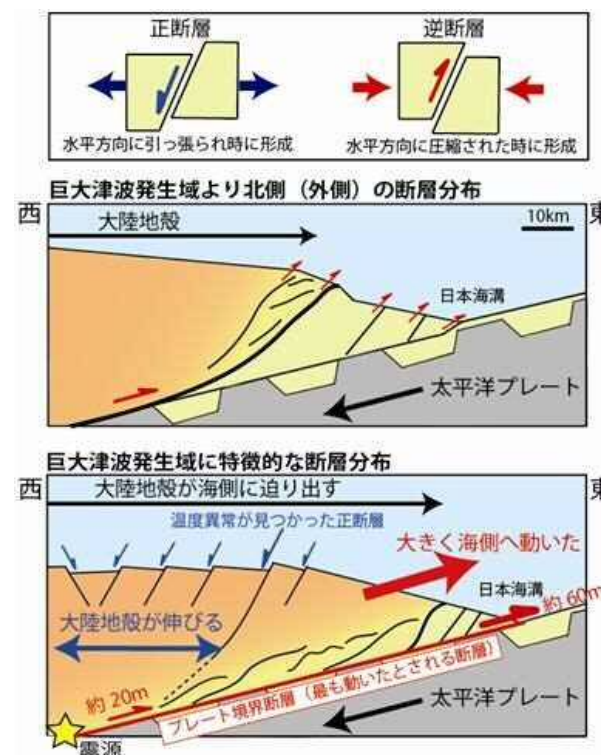


Fig. 1. Index maps for the 2011 Tohoku-oki earthquake in the Japan Trench (JGC, JAMSTEC, 2011). (a) Blue and white contour lines are subsidence and uplift, respectively, estimated from tsunami observations (Fuji et al., 2011), with contour intervals of 0.5 m (subsidence) and 1.0 m (uplift). Blue arrows indicate dynamic seafloor displacements observed at seafloor observatories (Kido et al., 2011; Sato et al., 2011). Red lines are locations of seismic profiles (SR101, MY101, and MY102) shown in Fig. 2. Stars indicate diving sites and are labeled with five 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 (Yamano 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: 津波インパージョンに基づく沈降量, 白コンター: 津波インパ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)



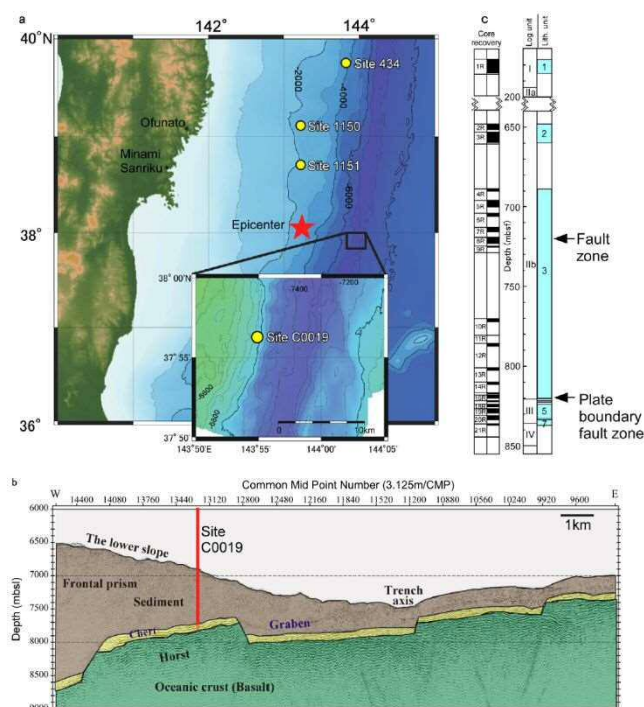
巨大津波発生域(下)とその北側(上)の海溝軸付近における断面の模式図
太い黒線はバックストップ前面

(九州大学(2013))

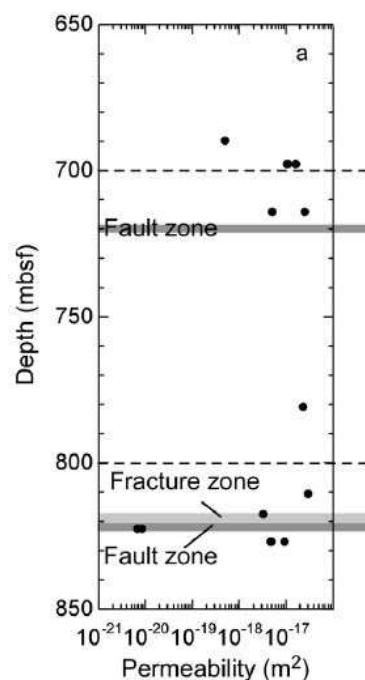
1.4 2011年東北地方太平洋沖地震(海溝軸付近)の特徴と関連する知見(ダイナミックオーバーシュート)

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。」

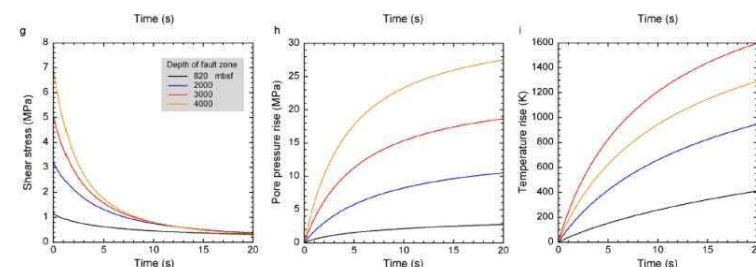
- Tanikawa et al. (2013) は、以下の見解を示している。
 - ✓ 地震断層のすべりに伴う摩擦発熱により流体の圧力が増加 (thermal pressurization) し、大きなすべり摩擦力低下を引き起こすことにより、浅部プレート境界断層までの大きな滑りにつながると考えられる。
 - ✓ プレート境界断層はスメクタイトに富む透水性の低い遠洋性粘土 (pelagic clay) により構成される。これは、断層内部で流体の移動が難しいことから、摩擦発熱によって一時的に増加した流体圧が長時間保持されうするため、すべり摩擦力の低下が促されることを示唆している。
 - ✓ 実験結果をもとに、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 (1.3m/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))

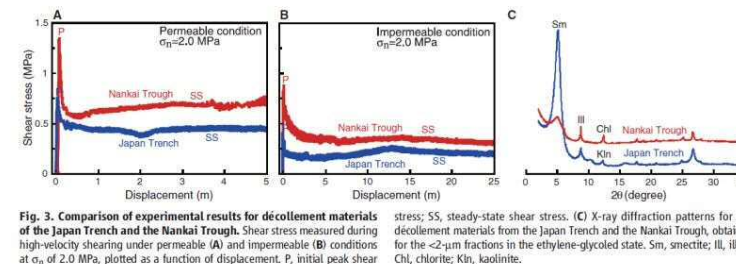


Fig. 3. Comparison of experimental results for décollement materials of the Japan Trench and the Nankai Trough. Shear stress measured during high-velocity shearing under permeable (A) and impermeable (B) conditions at σ_n of 2.0 MPa, plotted as a function of displacement. P, initial peak shear stress; SS, steady-state shear stress. (C) X-ray diffraction patterns for the décollement materials from the Japan Trench and the Nankai Trough, obtained for the <2- μ m fractions in the ethylene-glycolated state. Sm, smectite; Ill, illite; Chl, chlorite; Kln, kaolinite.

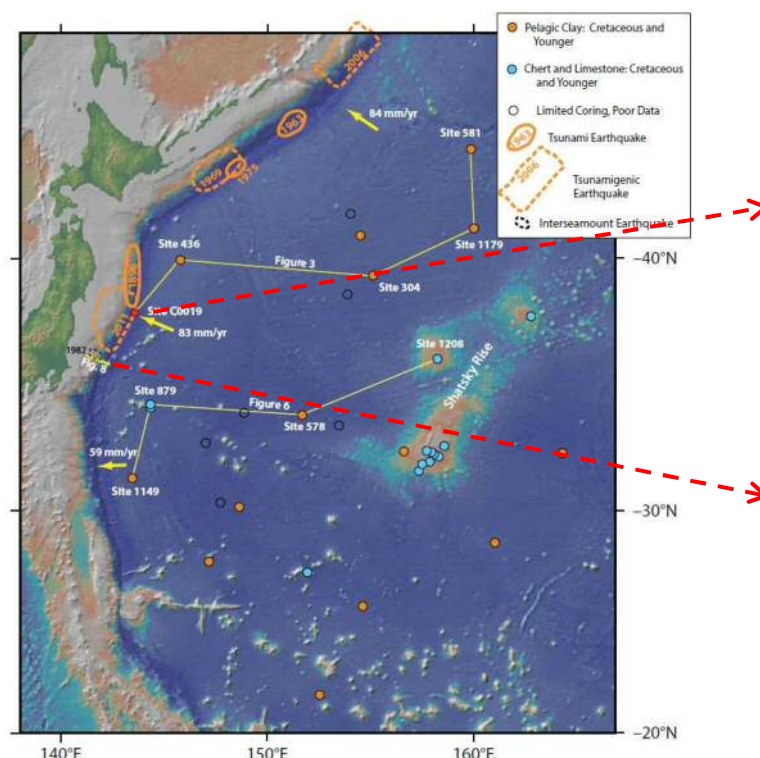
含水・非含水条件の実験におけるすべり量とせん断
応力の関係、及び断層間物質のX線散乱パターン
(Ujiie et al. (2013))

1.4 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)

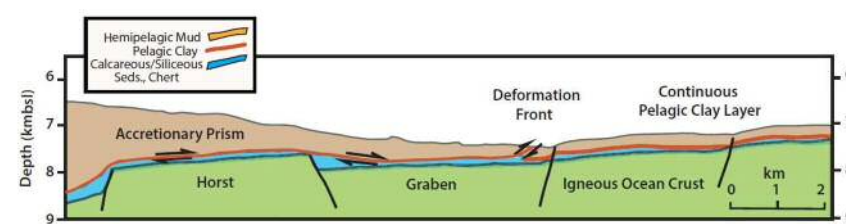


Figure 7. Tohoku earthquake shallow slip model showing localization of plate boundary faulting along pelagic clay as observed in the tsunamigenic Tohoku earthquake. Uninterrupted slip is fostered by the continuity of the weak pelagic clay layer and minimal overburden, in spite of the horsts and grabens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

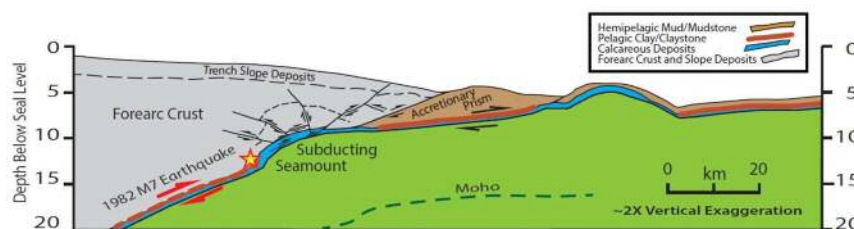


Figure 8. Seamount-induced compartmentalized earthquake failure: cross section is subduction of oceanic crust with carbonate-covered seamounts interspersed between regions of pelagic clay (Mochizuki et al., 2008). The 1982 earthquake initiated at the edge (star) of the subducting seamount. The earthquake 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. 既往津波

1.5 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見

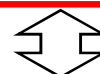
1.5 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見(巨大地震の発生)

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
------------	----------------	-------------------	-------------------	-----------------	-----------------

1.5 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)

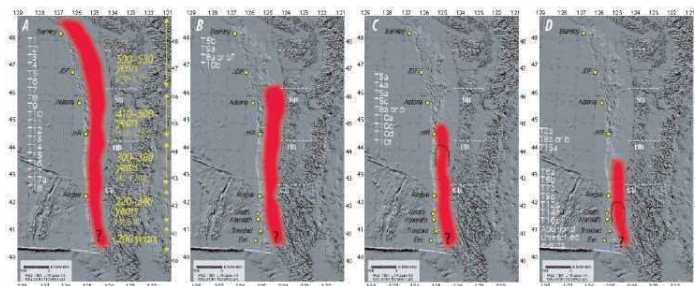
	数値	出所・備考
平均発生間隔①	平均約500年	佐竹(2013b)
プレート相対運動速度②	3.2-3.8cm/年	McCaffrey(2008)
カップリング係数③	1.0(地震学的) 1.0(測地的)	Scholz and Campos (2012)
すべり量の蓄積(A)	500年間で16~19m	(A) = ① × ② × ③ (③ = 1.0とした)



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】

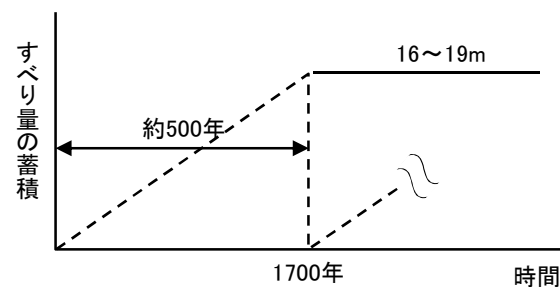
最新のタービダイトと沿岸地質データの対比によると、過去約1万年間に発生した41回の地震の平均間隔は約240年だが、このうち1700年地震のようにカスケード沈み込み帯全域を破壊したM9クラスの地震の数は約半分とされている。⇒ **約500年間隔**



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)¹⁵⁾による。

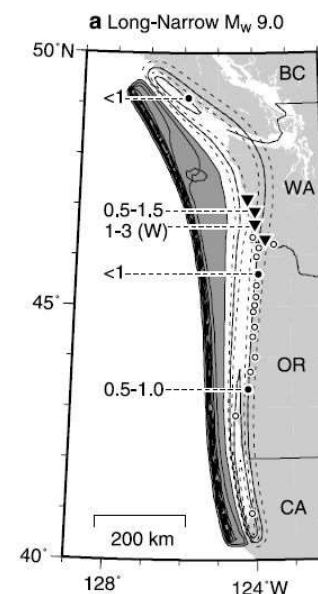
(佐竹(2013b))

【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))

1.5 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

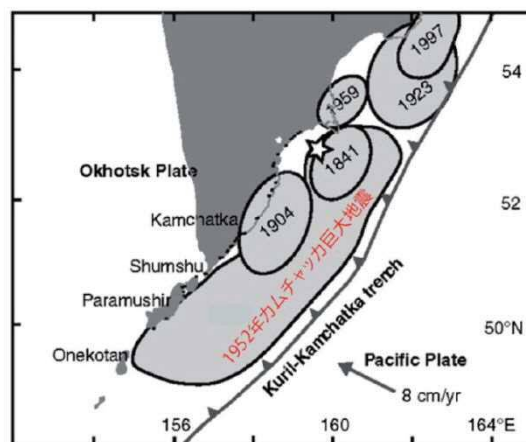
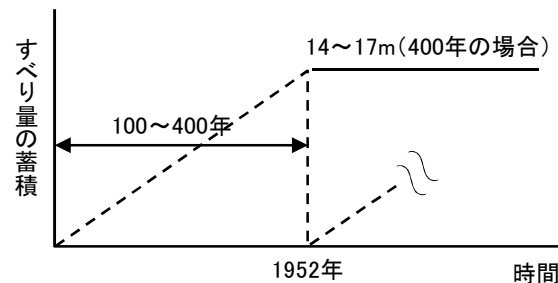


図2 カムチャッカ沖で発生した最近の巨大地震の震源域 (Fedotov et al., 1982) ☆は1952年カムチャッカ巨大地震の震源を示す。MacInnes et al.(2010)の図に追記した。

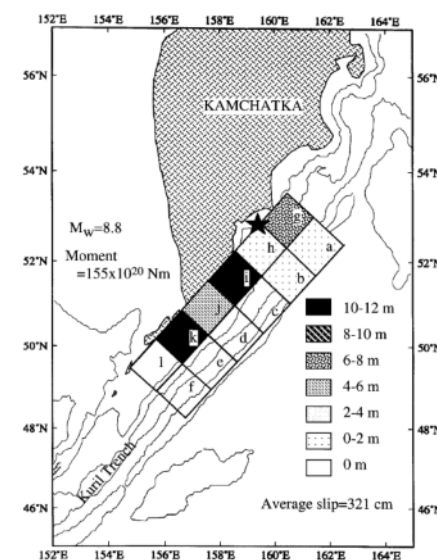
(谷岡(2013))

【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))

1.5 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	央倉(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)

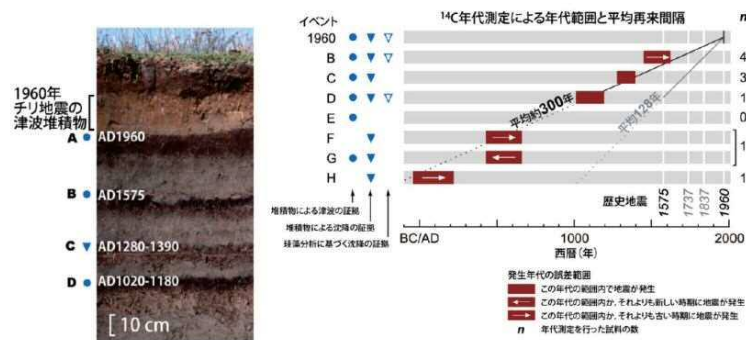


地震時すべり量(1960年)(a)	最大25~30m 平均11m	Fujii and Satake (2012)
-------------------	-------------------	-------------------------

【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。

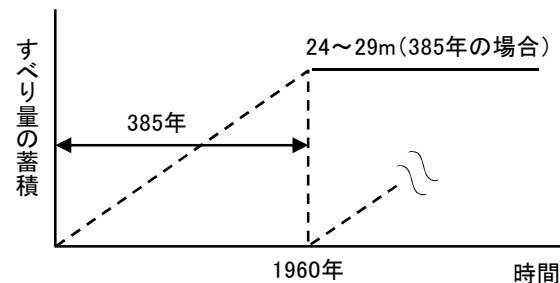
⇒ 300年間隔



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

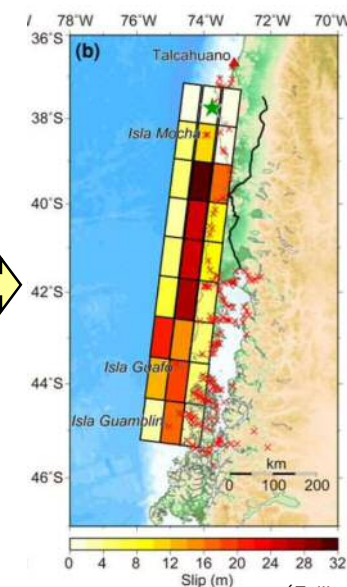
(央倉(2013))

【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



(Fujii and Satake (2012))

1.5 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)

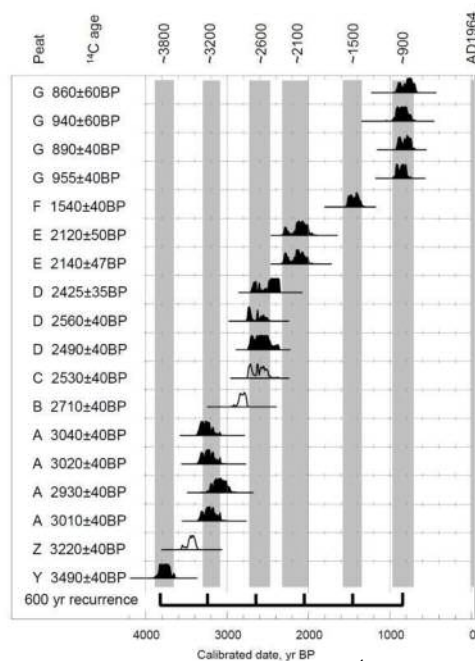
	数値	出所・備考
平均発生間隔①	平均約600年	Shennan et al. (2007)
プレート相対運動速度②	2.2-5.2cm/年	McCaffrey(2008)
カップリング係数③	0.5~0.72(地震学的) 0.62(測地学的)	Scholz and Campos (2012)
すべり量の蓄積(A)	600年間で8~19m 1000年間で13~31m	(A) = ① × ② × ③ (③ = 0.6とした)



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

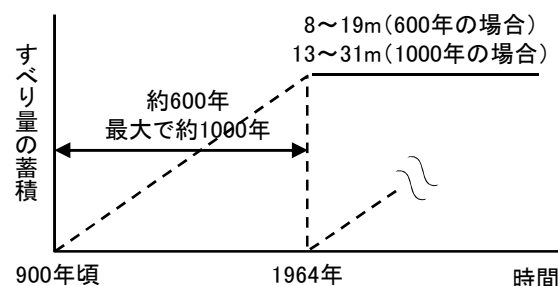
【平均発生間隔①】

- 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。



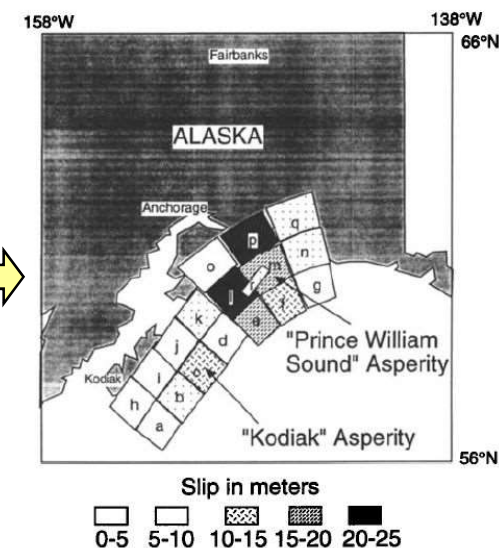
(Shennan et al. (2007))

【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))

1.5 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(測地学的)	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

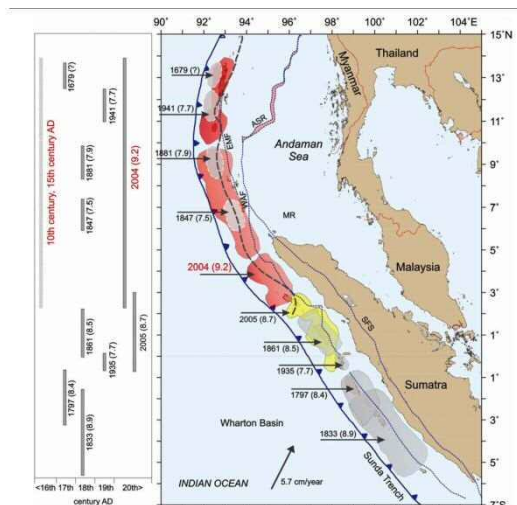
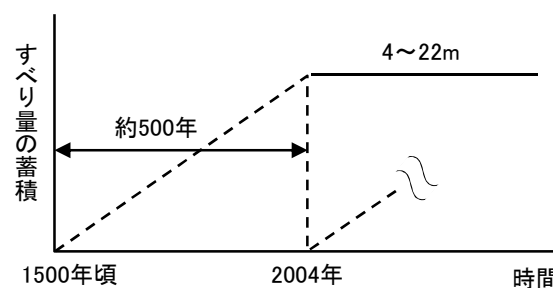


Figure 9. (Right) Seismotectonic setting of the Sumatra-Andaman subduction zone showing rupture areas (shaded) of significant earthquakes. (Left) These spatial and temporal rupture estimates. Faults marked on the overriding plate are EMF, WAF, SFS and ASR (from Natawidjaja²). Historical earthquake ruptures are shaded in grey (from refs. 18, 35 and 36); the 2004 and 2005 ruptures are in red and yellow respectively (from Chlieh et al.¹⁰). EMF, Eastern Margin Fault; WAF, West Andaman Fault; ASR, Andaman Spreading Ridge; SFS, Sumatra Fault System.

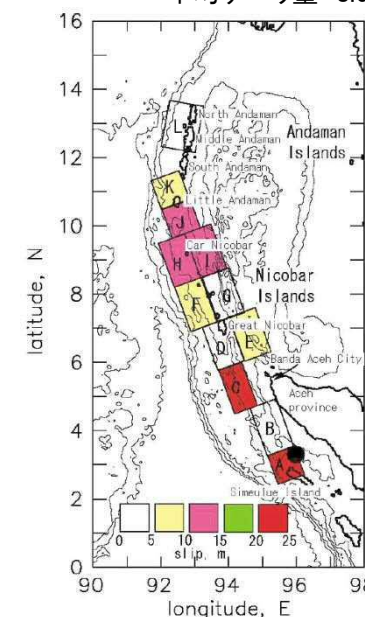
(Rajendran (2013))

【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



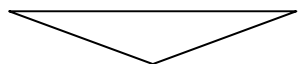
(Tanioka et al. (2006))

2. 既往津波の再現解析

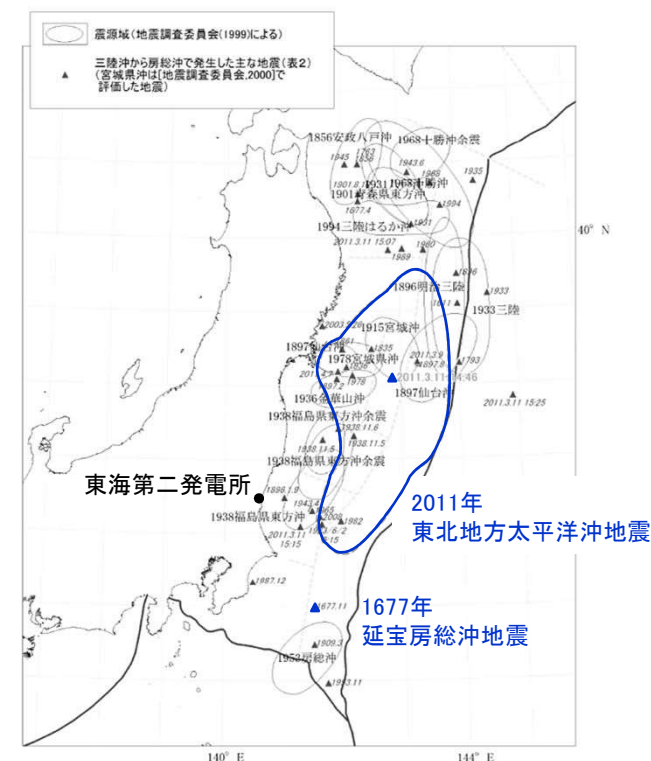
2.1 2011年東北地方太平洋沖地震津波

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)

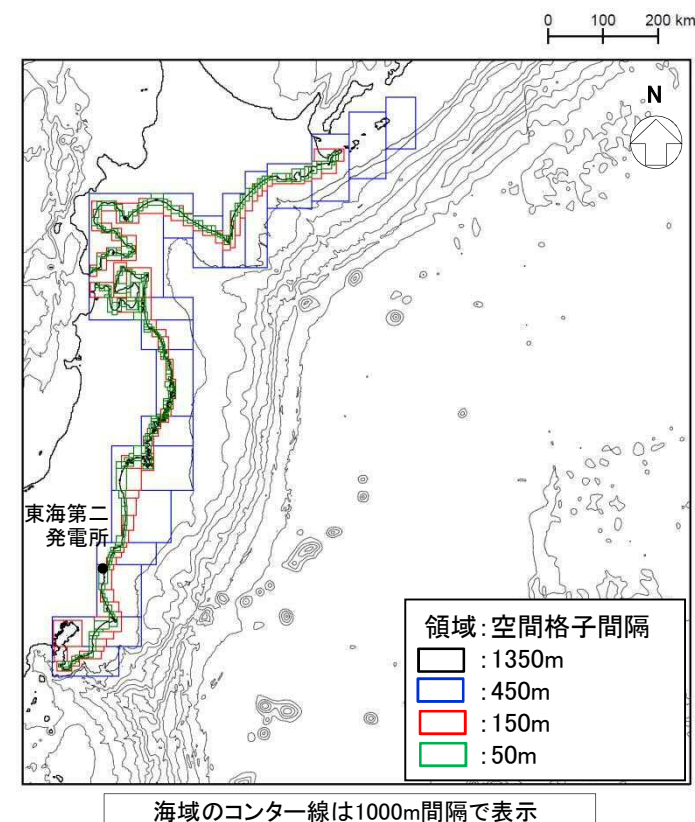
2.1.2 計算条件(広域の再現解析)

- ・ 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($K_h=0$)	
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

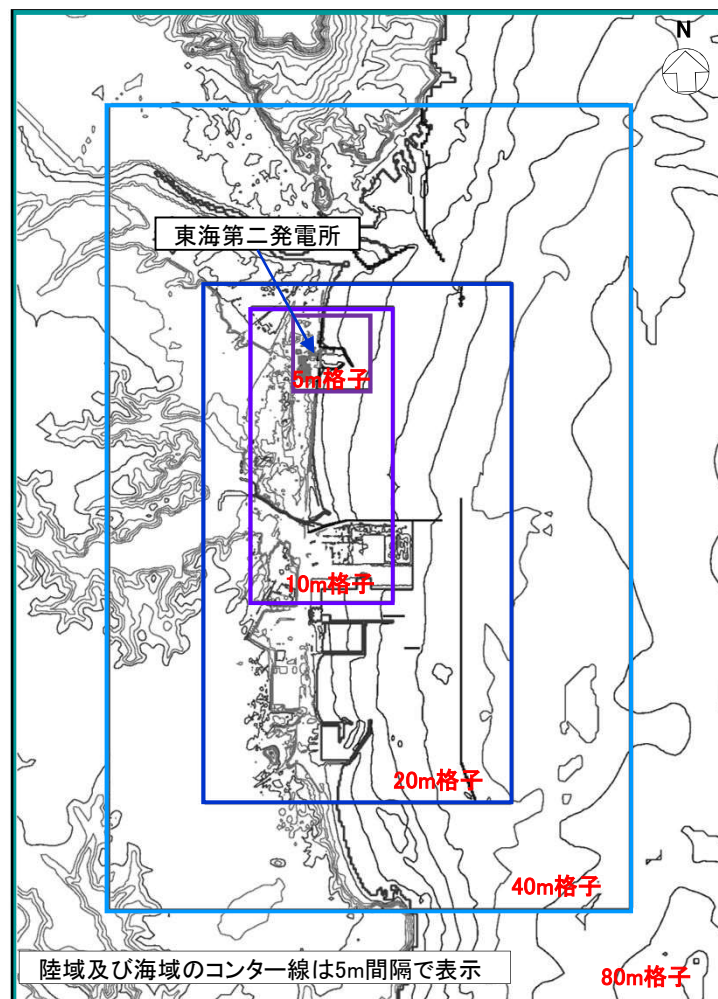


2.1.2 計算条件(発電所周辺の再現解析)

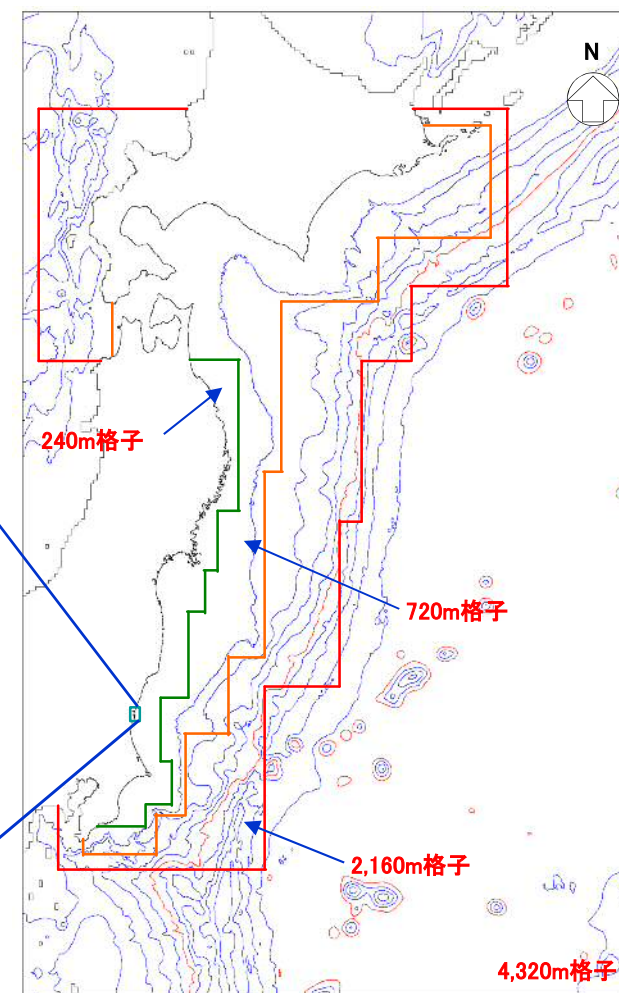
発電所周辺の再現解析の計算条件

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



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(2016)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	—

※1: 周期Tの算定方法

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

ここで,

λ : 土木学会(2016)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

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

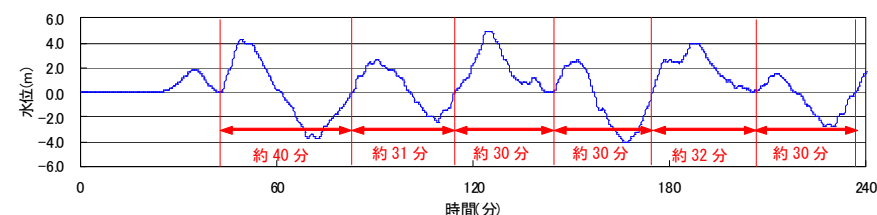
ここで,

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)

- 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。

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)

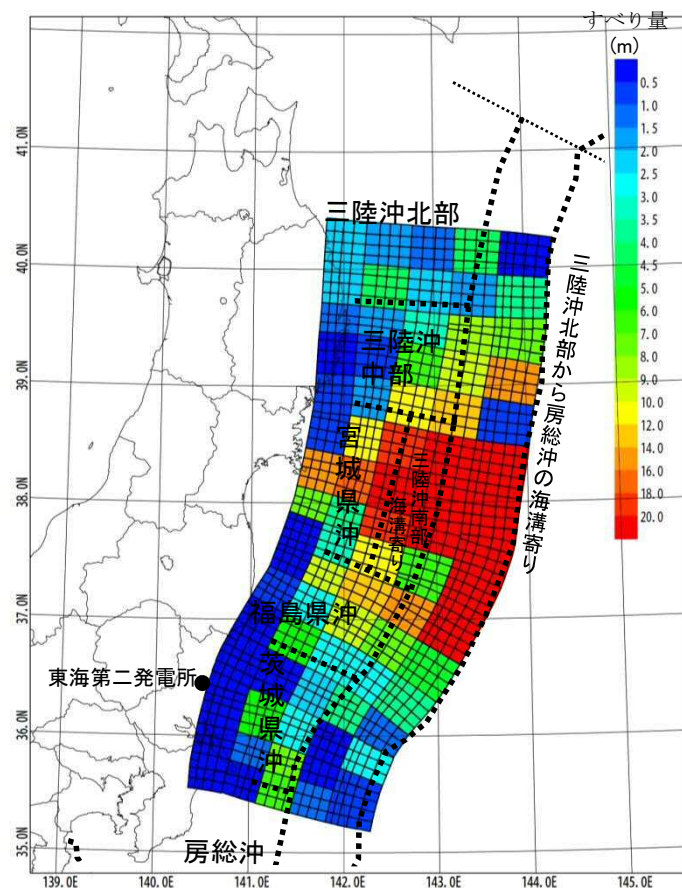
g : 重力加速度(m/s^2)($=9.8\text{m/s}^2$)

- 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(2016)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。

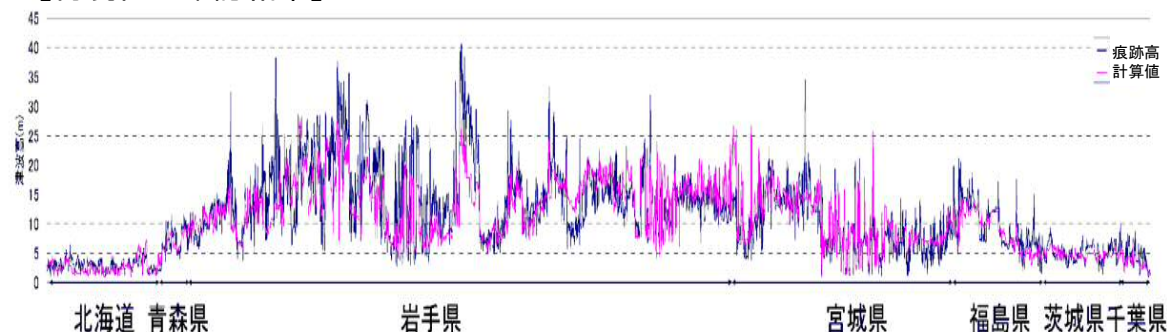
【波源モデル】



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(2016))

$0.95 < K < 1.05$

$\kappa < 1.45$

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。

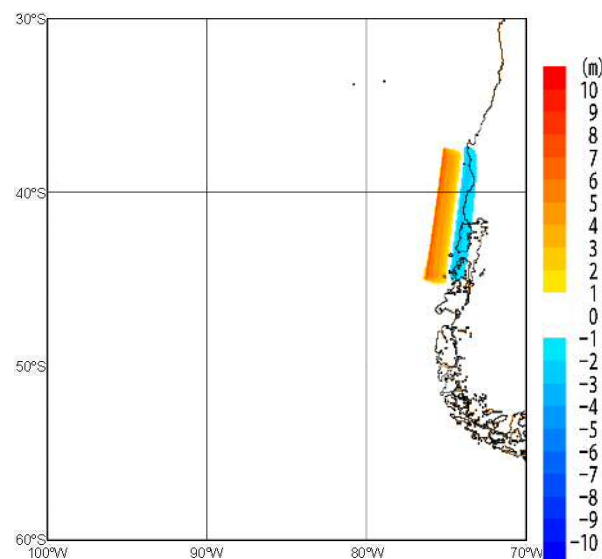


発生位置

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 : 0秒



地殻変動量(1960年チリ地震)

1960年チリ地震津波の諸元

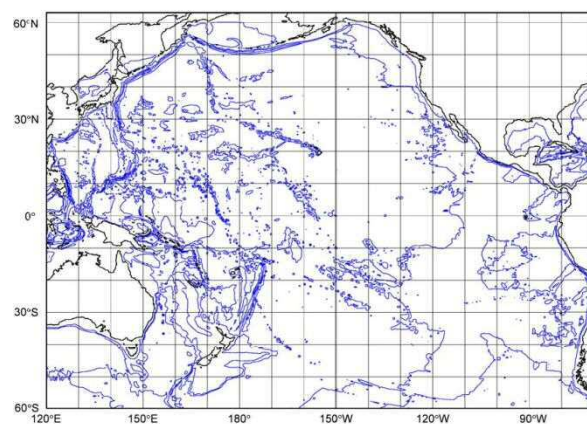
パラメータ	設定値
Mw	9.2
長さ:L (km)	850
幅:W (km)	130
上縁深さ:d (km)	4
すべり量:D (m)	17
傾斜角: δ (°)	20
すべり角: λ (°)	105
走向: θ (°)	N7° E

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。

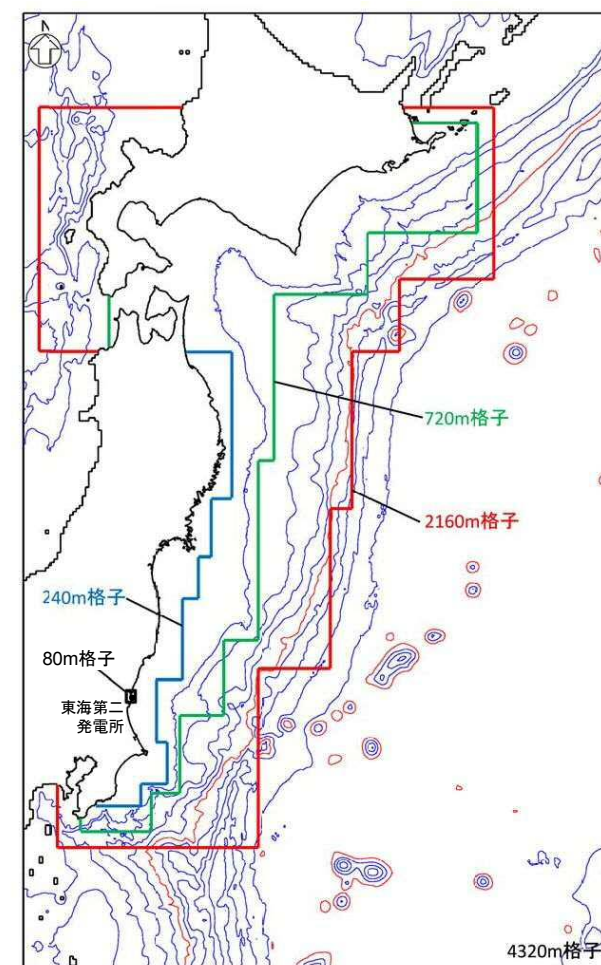
太平洋域の再現解析の計算条件

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



コンター線は2000m間隔

計算領域と格子分割(太平洋域)



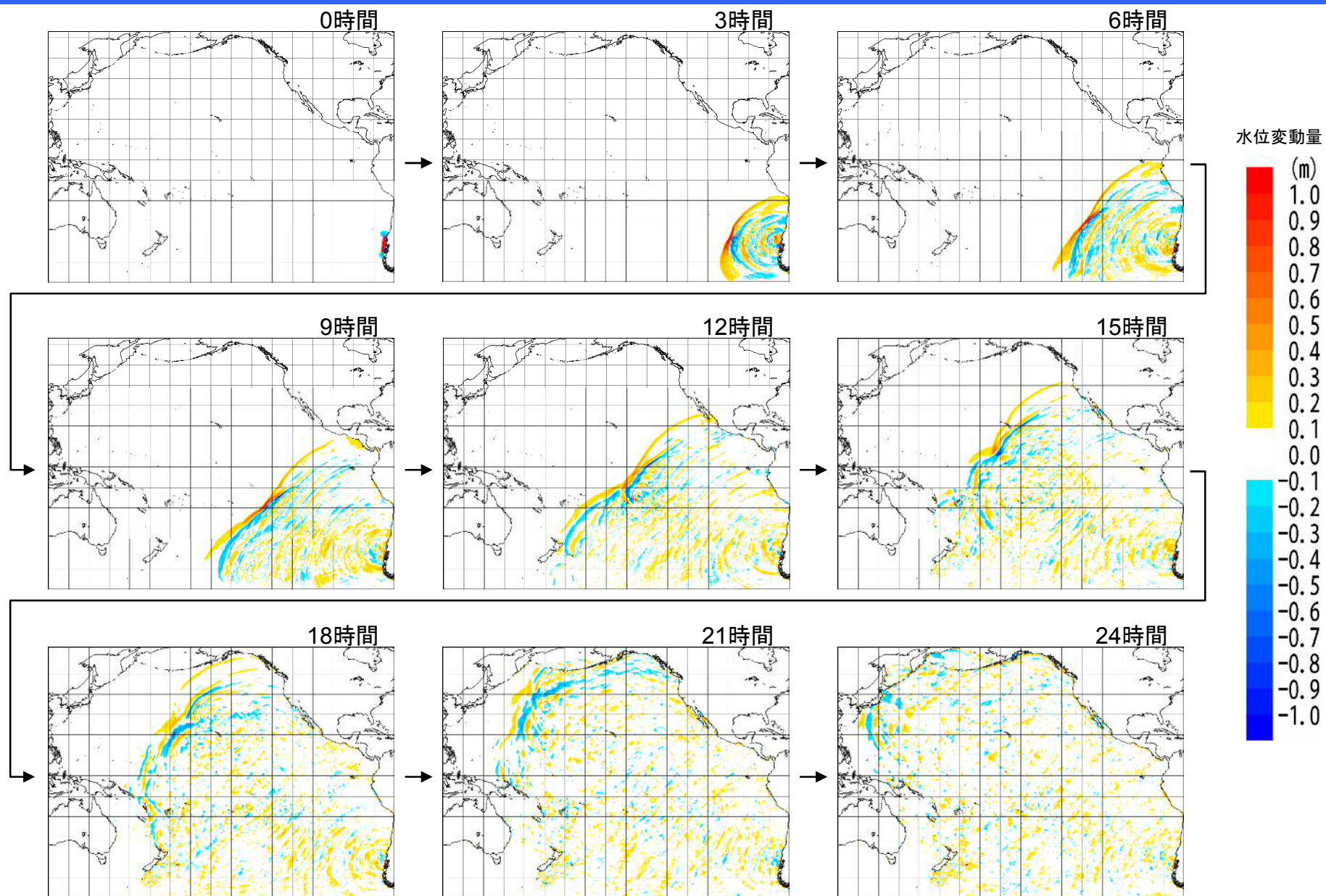
計算領域と格子分割(日本近海域)

2.2.2 計算条件(発電所周辺の再現解析)

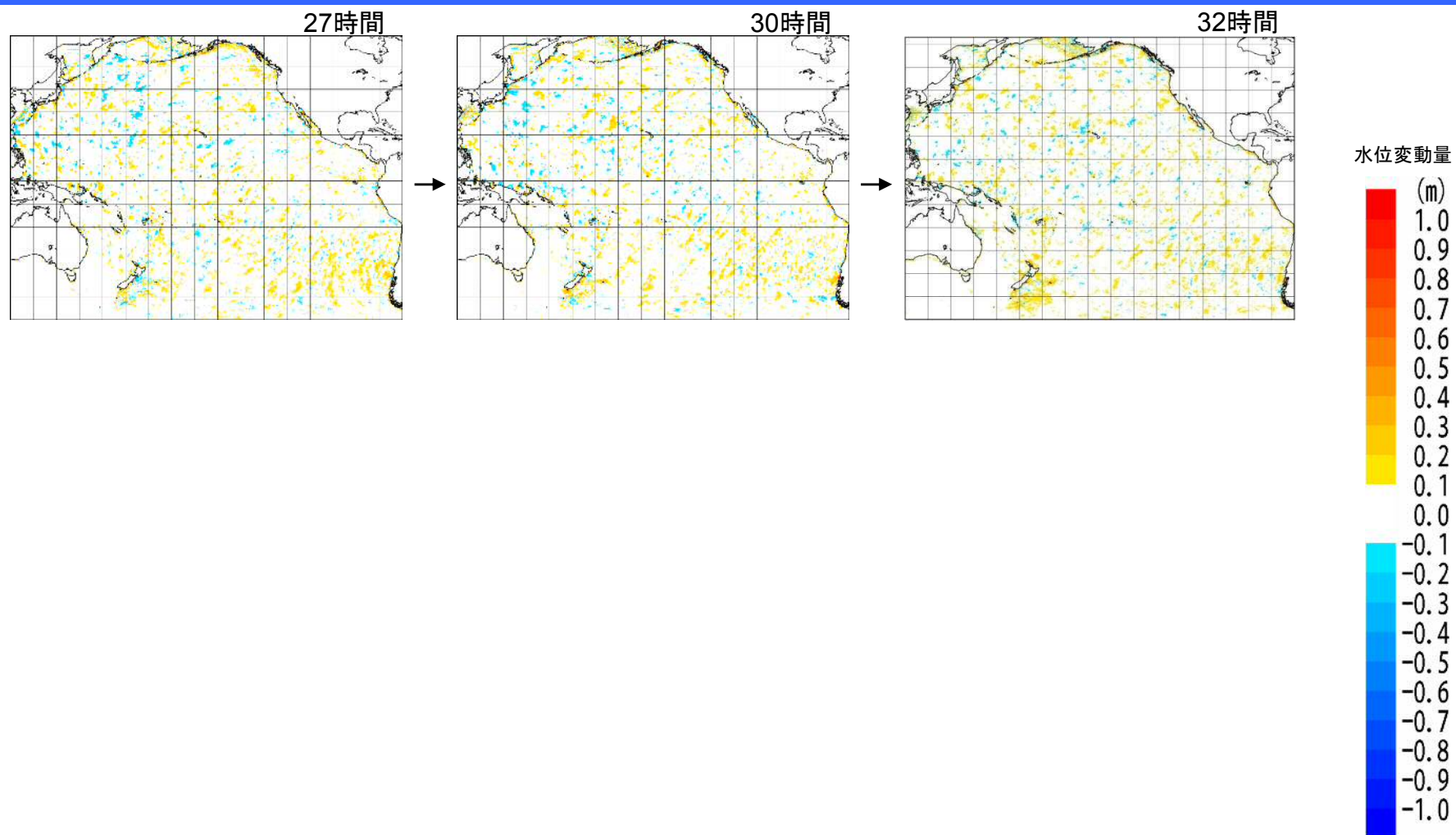
発電所周辺の再現解析の計算条件

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($K_h=0$)	
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)

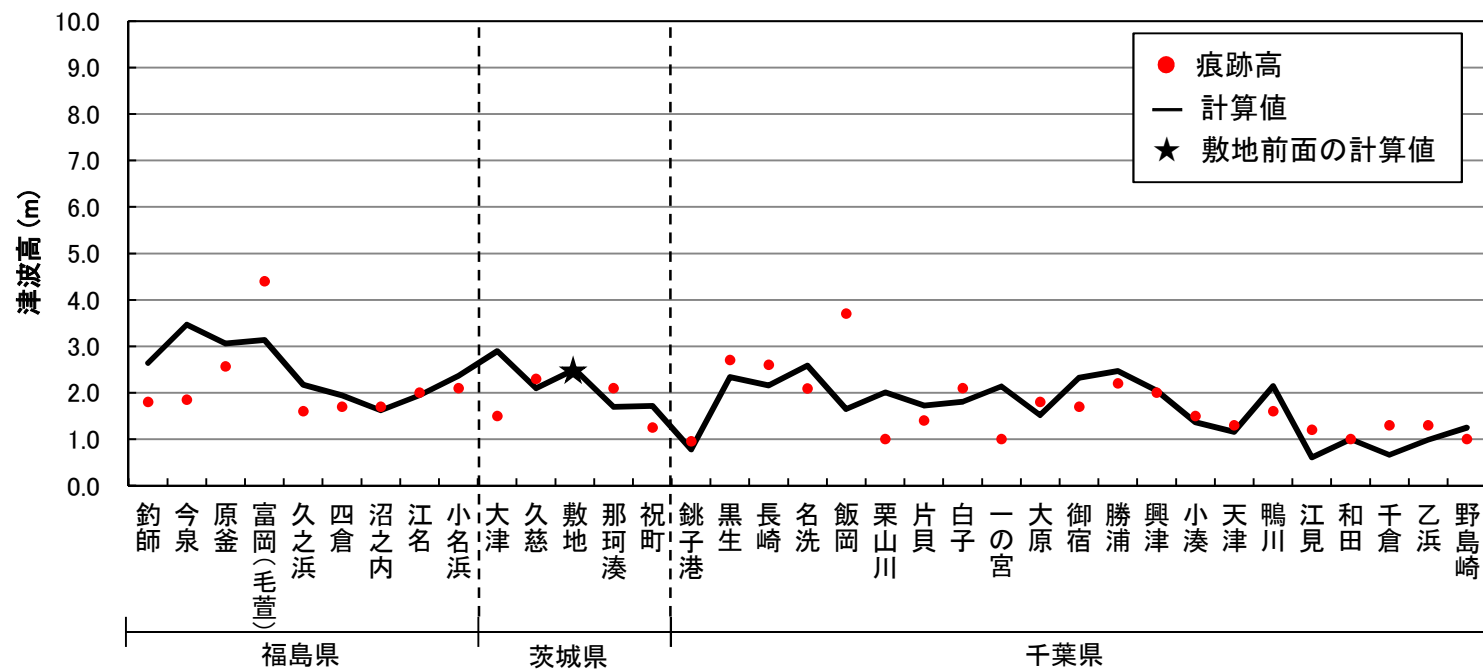


2.2.3 再現性の確認(結果)



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(2016)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】

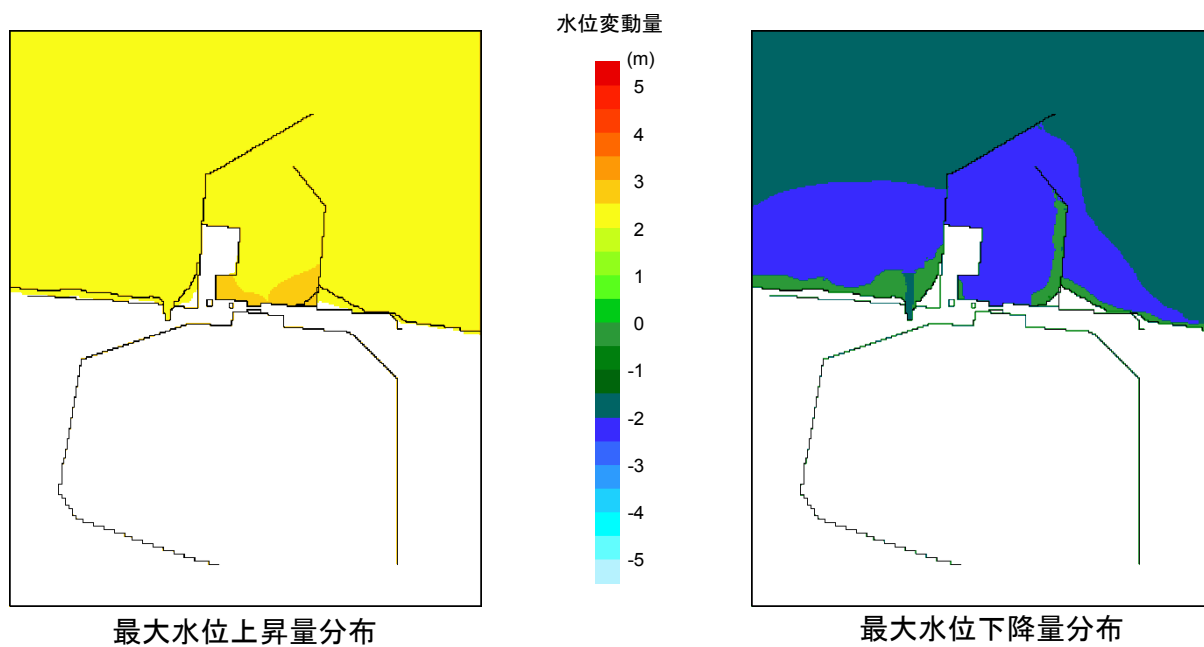
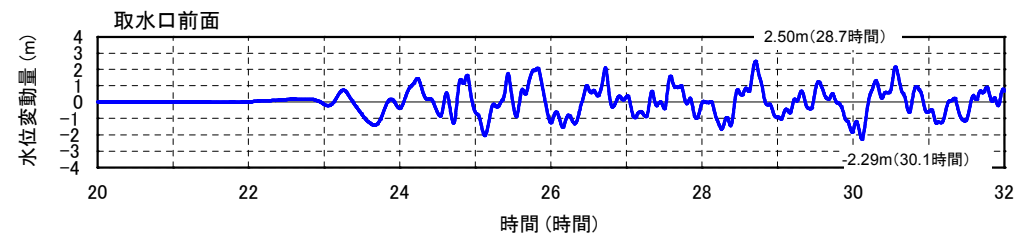
$$0.95 < K < 1.05$$

$$\kappa < 1.45$$

(土木学会(2016))

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

3.1.1 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。

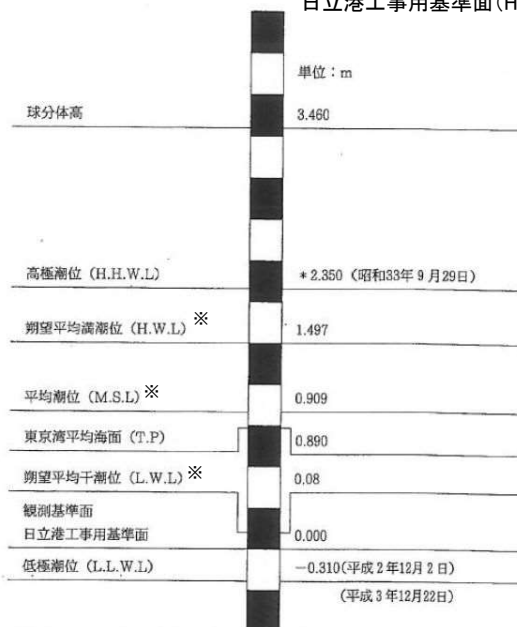
②津波水位変動量の計算の初期水位

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、日立港工事事業基準面(H.P.)を基準としている。
日立港工事事業基準面(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

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)

3.1.1 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)

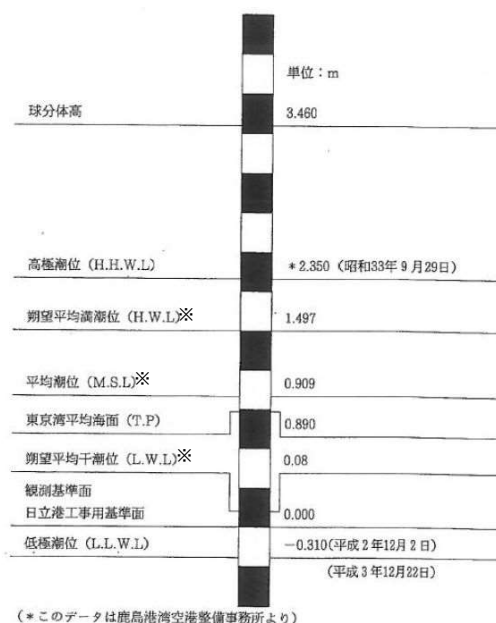
- 国土交通省関東地方整備局鹿島港湾・空港整備局より受領した茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)の潮位観測記録データ(平成16年1月～平成22年1月)に基づき、算出した潮位は、茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)の潮位表(平成16年～平成21年)の潮位に比べて有意な差は見受けられない。

設定した潮位

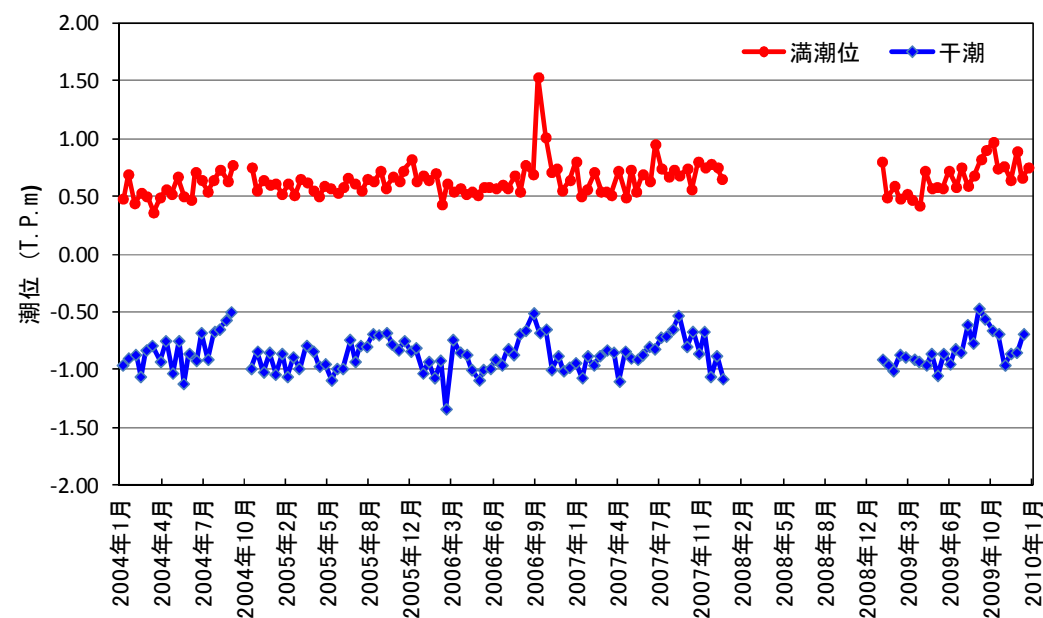
項目	観測値
朔望平均満潮位	T.P.+0.61m
朔望平均干潮位	T.P.-0.81m

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

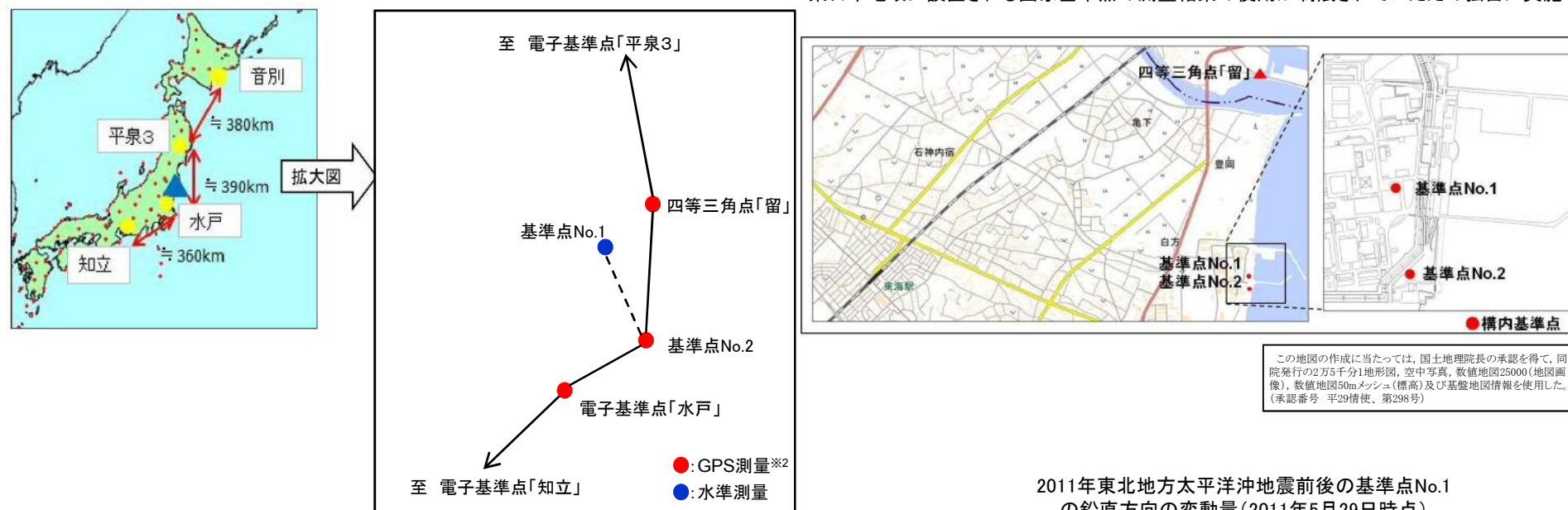


茨城港常陸那珂港区(茨城港日立港区)基準面関係図(昭和59年～平成21年)

3.1.1 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

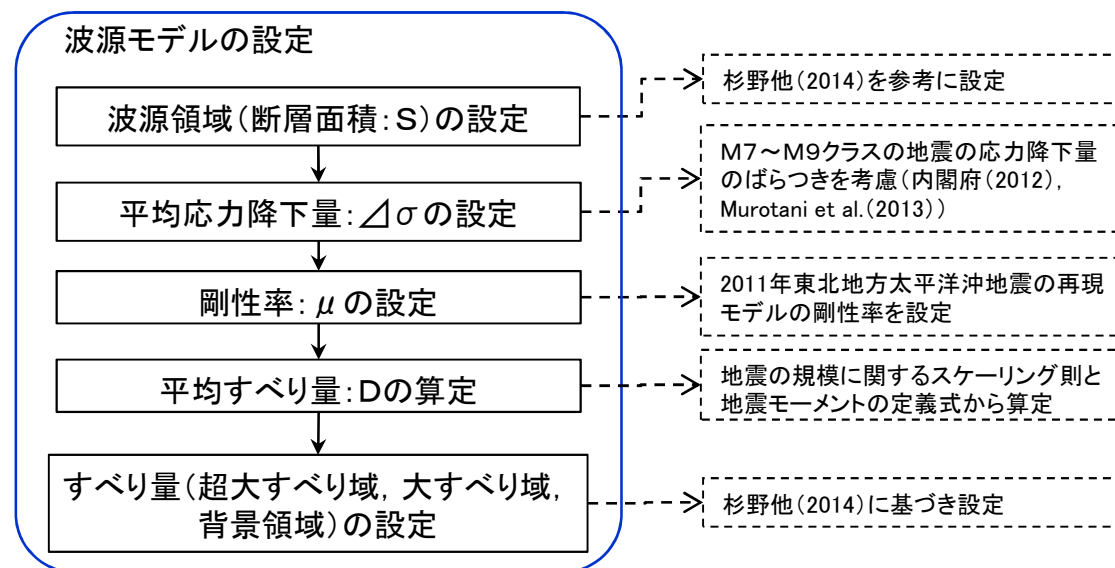
3. 地震に起因する津波の評価

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

【設定フロー】

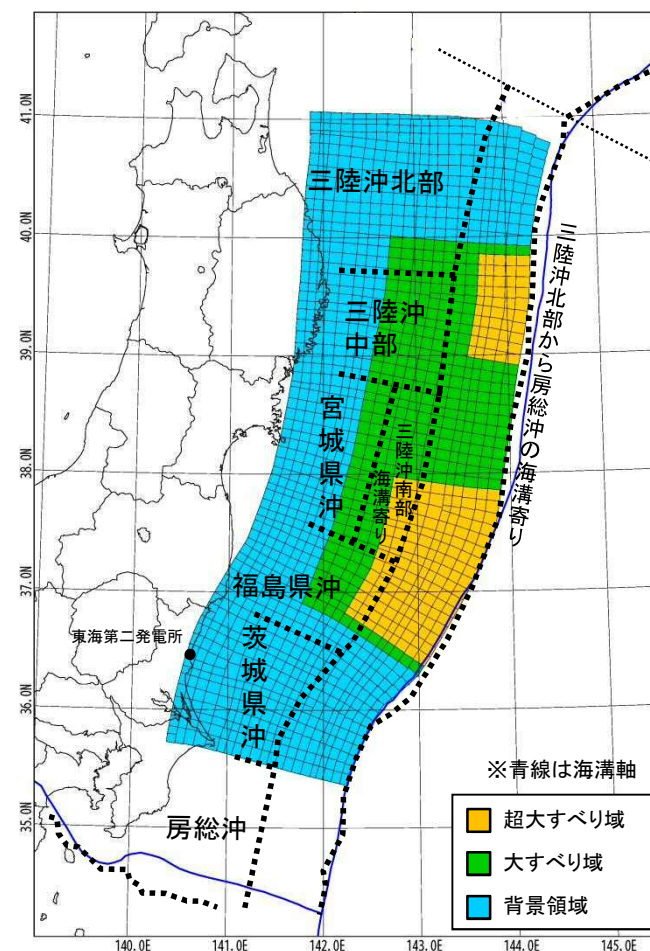
【設定根拠】



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

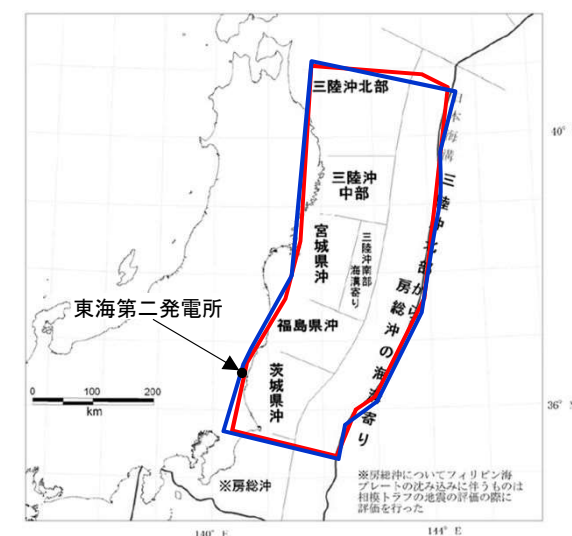
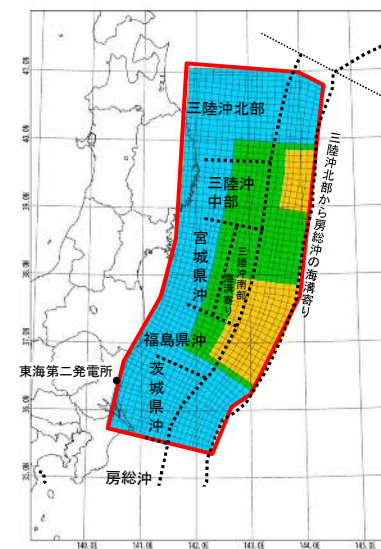
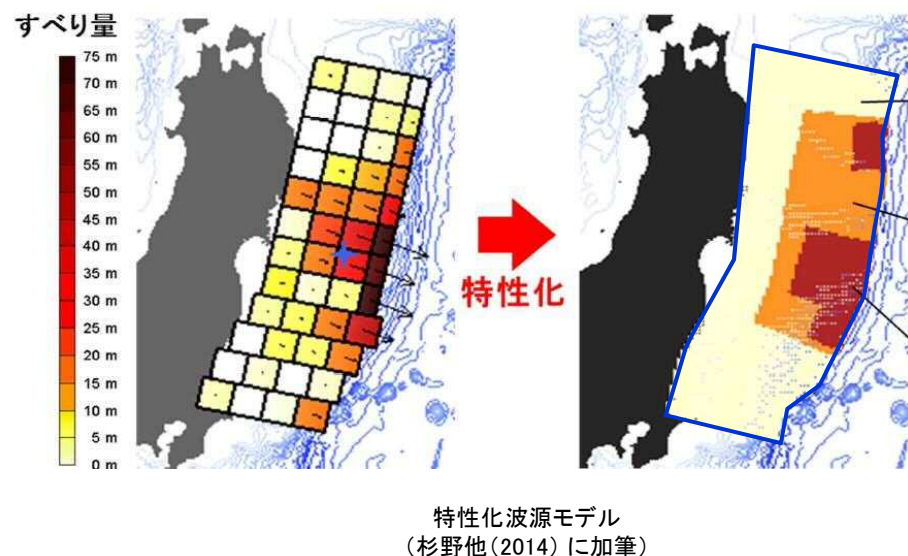
※1 行政機関による既往評価で比較できるパラメータ(地震規模 Mw, すべり量等)も参考にして特性化波源モデルを設定
 ※2 断層面積は右図の特性化波源モデル値。
 ただし, 超大すべり域, 大すべり域の位置により若干変動する。

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)

- 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。



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

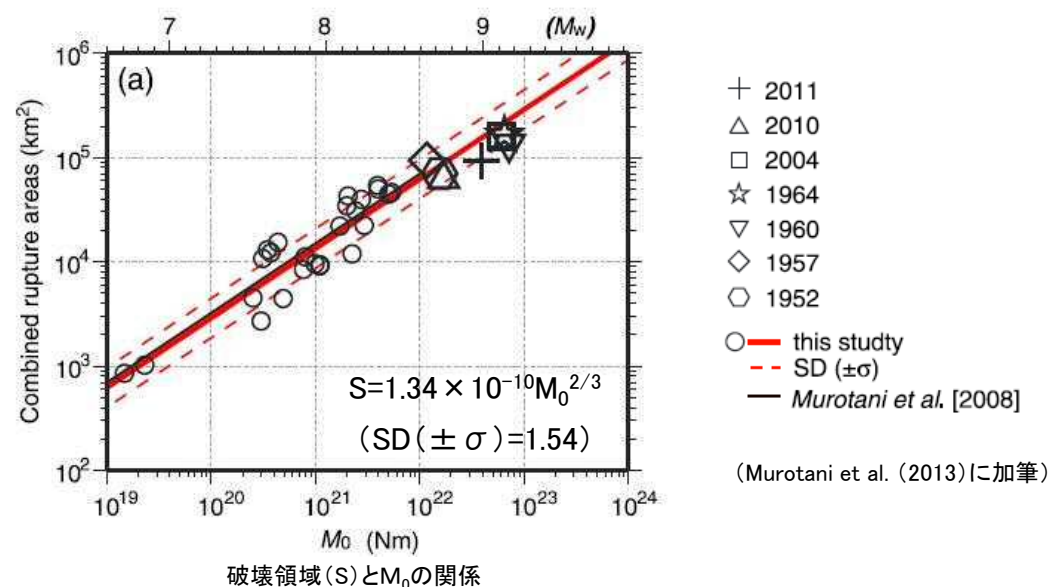
Earthquake	Reference	data	M0 (N m)	Mw	S (km ²)	σ (MPa)	$\log_{10}(\Delta\sigma)$	地震別中央値	地震別平均値MPa	地震毎残差	地震毎分散	残差
2003 Tokachi-oki	Tanioka et al. (2004)	Tu	1.00E+21	8	9600	2.6	0.41	0.41	2.60	0.00	0.000	0.108
1946 Nankai	Satake (1993)	Tu, G	3.90E+21	8.3	59400	0.7	-0.15	-0.05	0.89	0.01	0.006	0.018
	Kato 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		

$\log_{10}(\Delta\sigma)$	中央値の平均値	分散
	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。

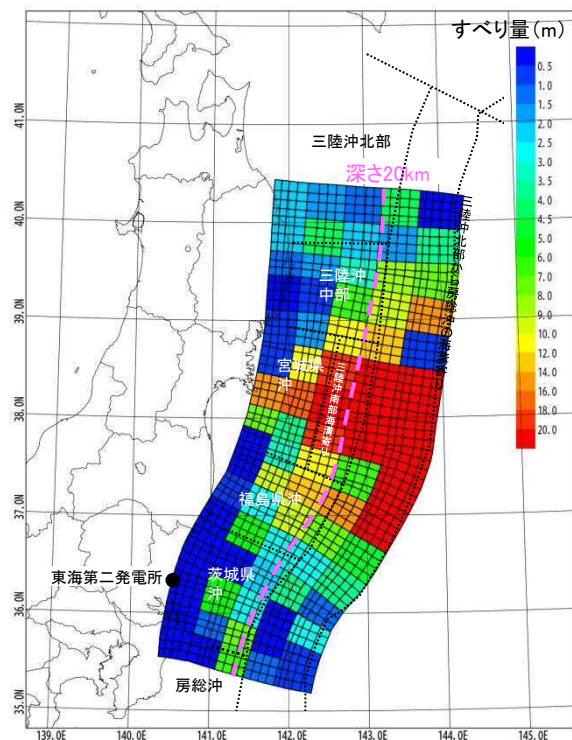


平均応力降下量: $\Delta\sigma=1.57\text{MPa}$
 $S+\sigma$ 時の平均応力降下量 $\Delta\sigma=0.82\text{MPa}$
 $S-\sigma$ 時の平均応力降下量 $\Delta\sigma=3.00\text{MPa}$

- 以上の知見を踏まえ、平均応力降下量を3.0MPaに設定した。

- 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: $S(\text{km}^2)$	122,787
平均すべり量: $D(\text{m})$	9.14
地震モーメント: $M_0(\text{Nm})$	5.3×10^{22}
剛性率: $\mu(\text{N/m}^2)$	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

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

■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(2016)を参考としてそれぞれの剛性率を設定

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

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

■平均的な剛性率: μ

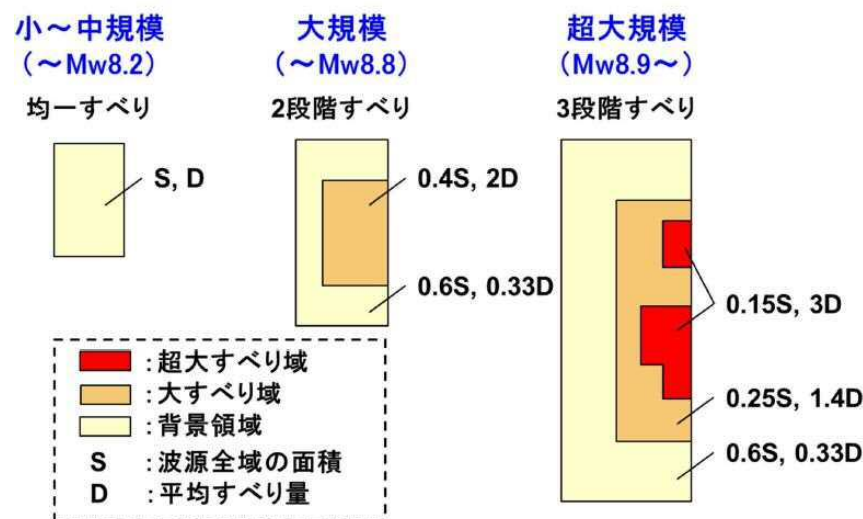
$$\mu = M_0 / (S \times D) = 4.7 \times 10^{10} (\text{N/m}^2)$$

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

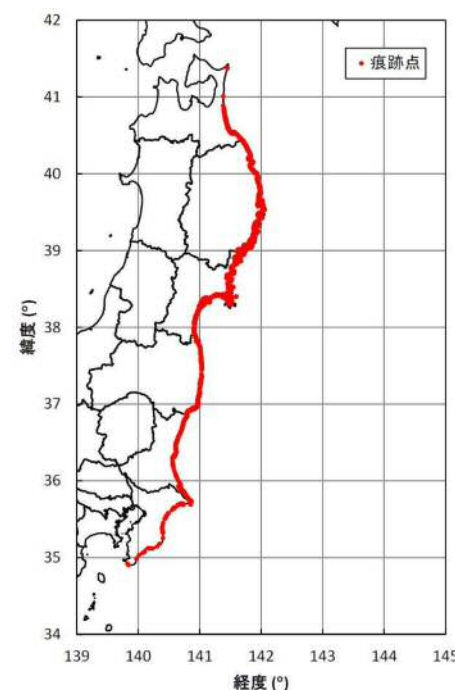
特性化波源モデルの設定(すべり量分布)

- ・ 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。

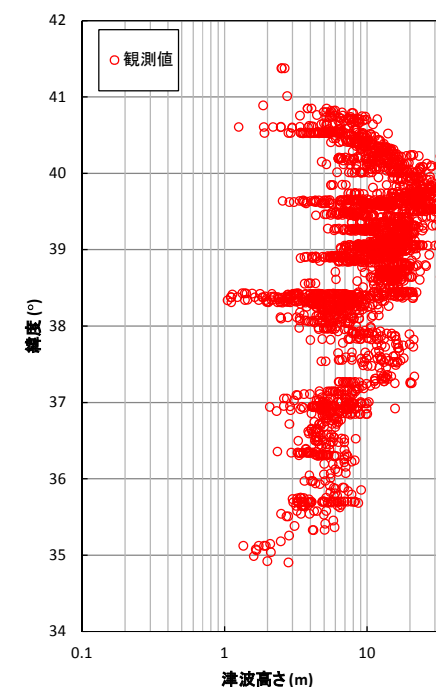
- 大すべり域:津波断層の平均すべり量の1.4倍、全体面積の40%程度(超大すべり域を含む)
- 超大すべり域:津波断層の平均すべり量の3倍、全体面積の15%程度



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))

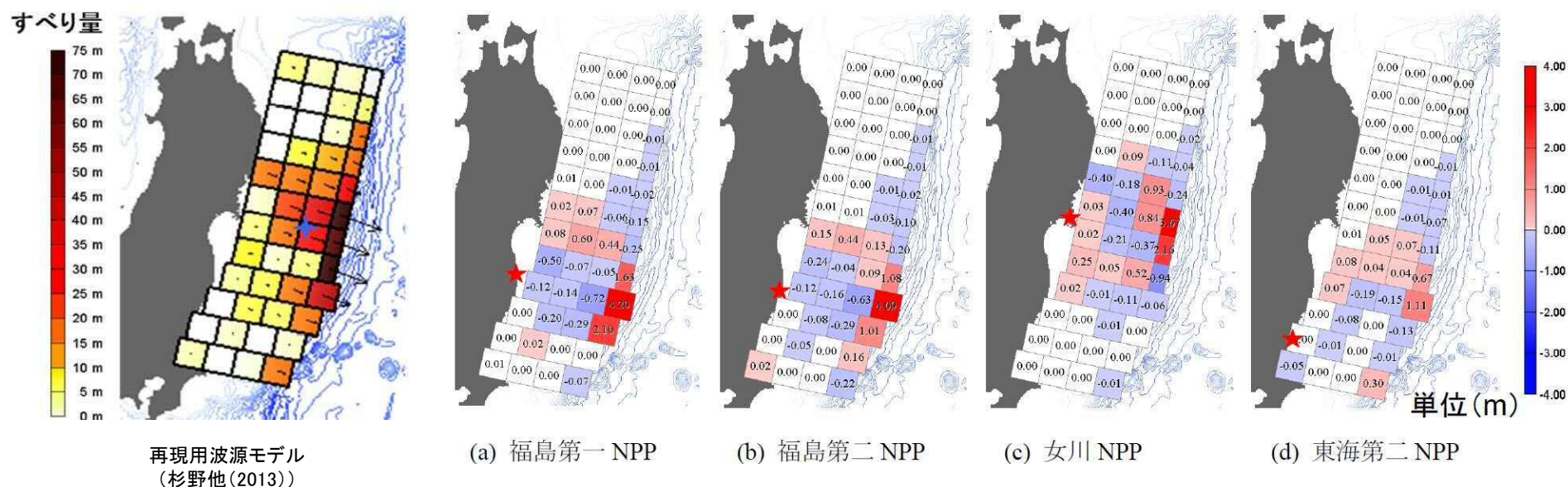


青森県北部～千葉県南部における3.11地震に伴う津波の痕跡高※
(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012))



※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。

- 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))

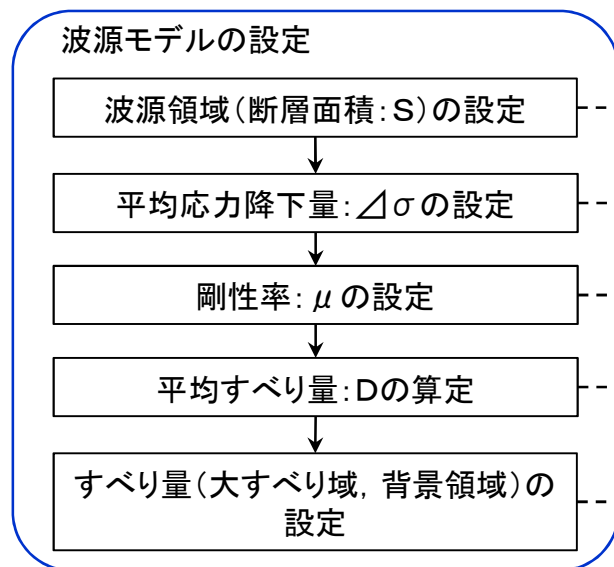
3. 地震に起因する津波の評価

3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

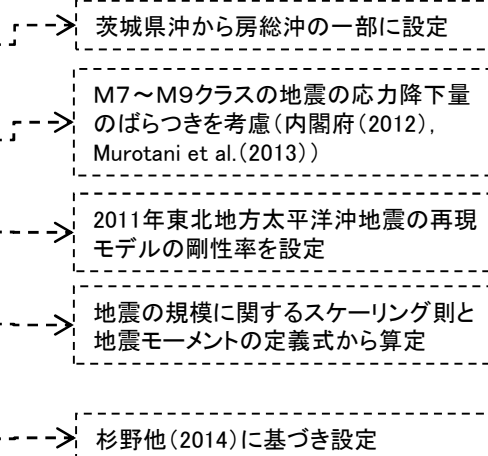
3.1.3 茨城県沖に想定する津波波源

特性化波源モデルの設定(概要)

【設定フロー】



【設定根拠】

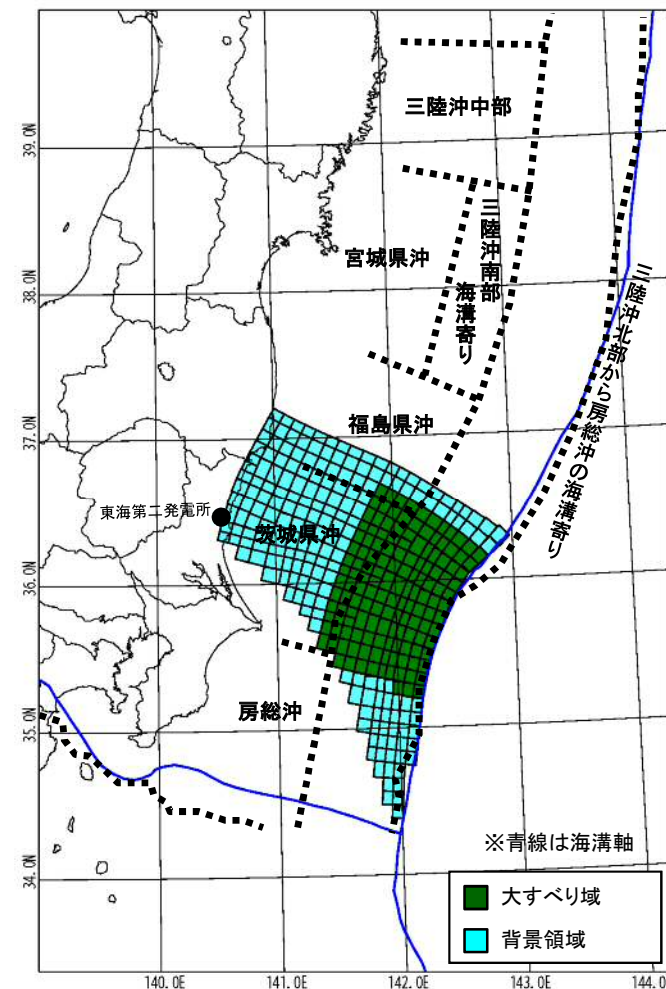


パラメータ※1	設定値
断層面積:S	29,630 km ²
平均応力降下量: $\Delta\sigma$	3.0 MPa
剛性率: μ	4.7×10^{10} N/m ²
モーメントマグニチュード:Mw	8.5
平均すべり量:D	4.5 m
地震モーメント:M ₀	6.3×10^{21} Nm

※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

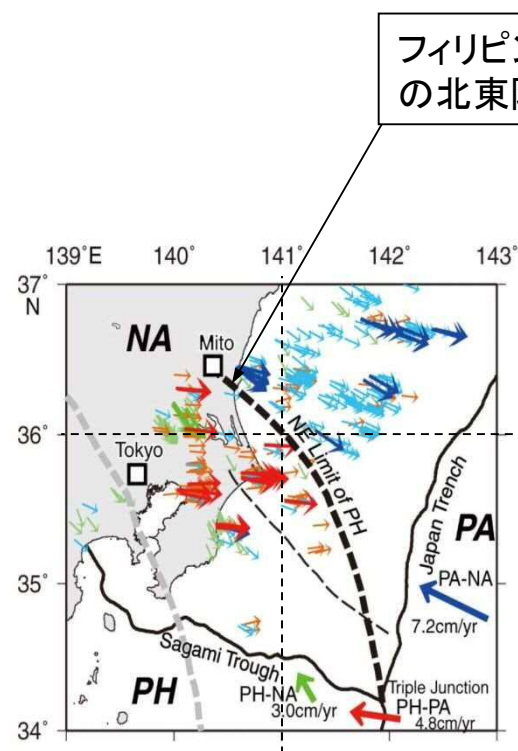


特性化波源モデル(一例)

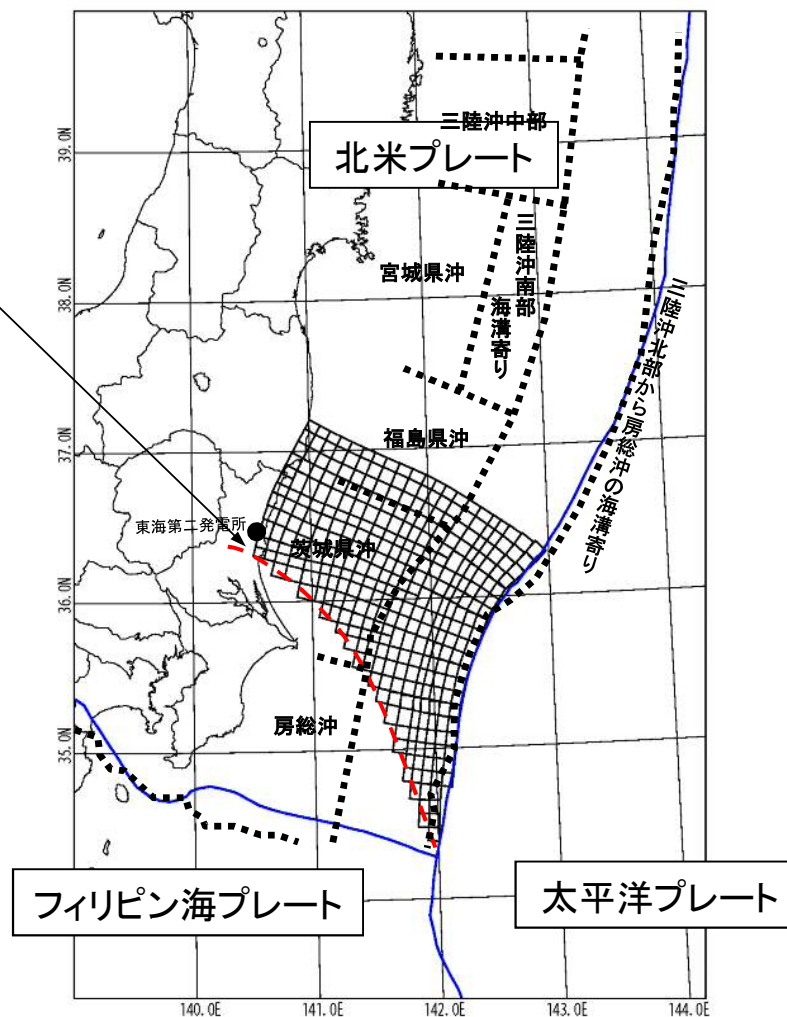
計算条件は東北地方太平洋沖型の津波波源(津波予測解析)と同様

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。



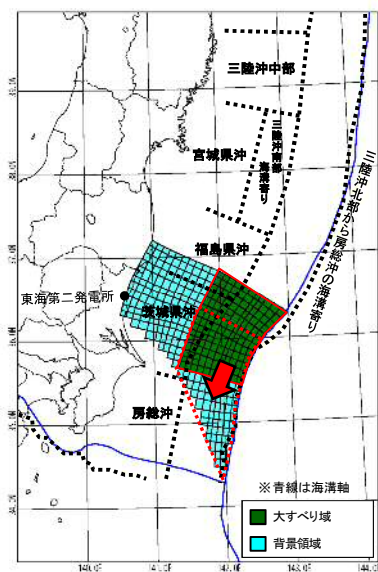
プレート境界地震のすべりベクトル(矢印)とフィリピン海プレートの北東限(破線)
(Uchida et al.(2009) に加筆)



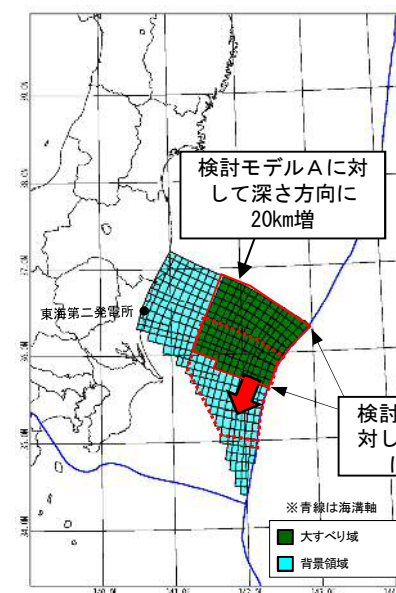
北米プレートとフィリピン海プレートの境界を南限とした茨城県沖～房総沖の一部に設定した波源モデル

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

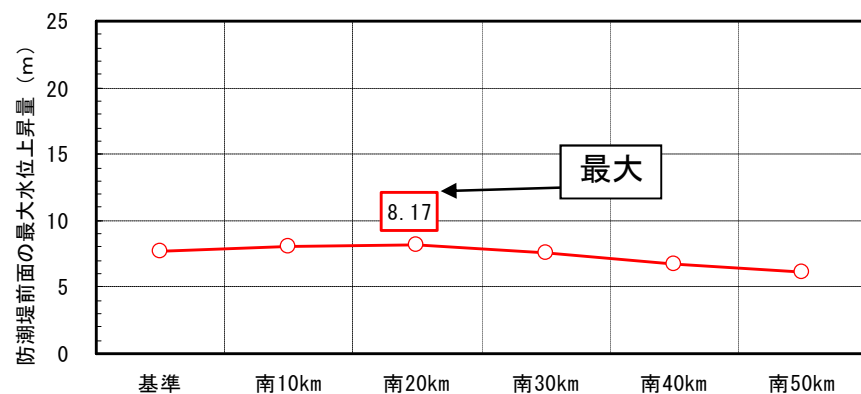
位置		防潮堤前面 最大水位上昇量(m)	取水口前面 最大水位下降量(m)
基準	A-1	7.71	-4.18
南へ10km移動	A-2	7.99	-4.35
南へ20km移動	A-3	8.17	-4.49
南へ30km移動	A-4	7.53	-4.52
南へ40km移動	A-5	6.69	-4.35
南へ50km移動	A-6	6.18	-4.08

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

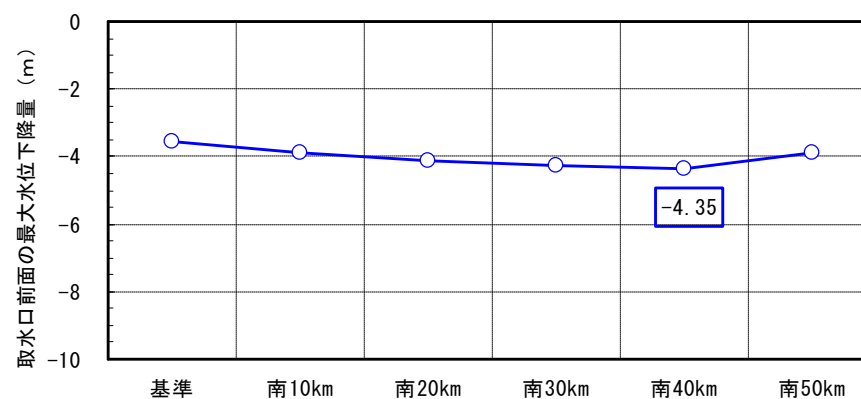
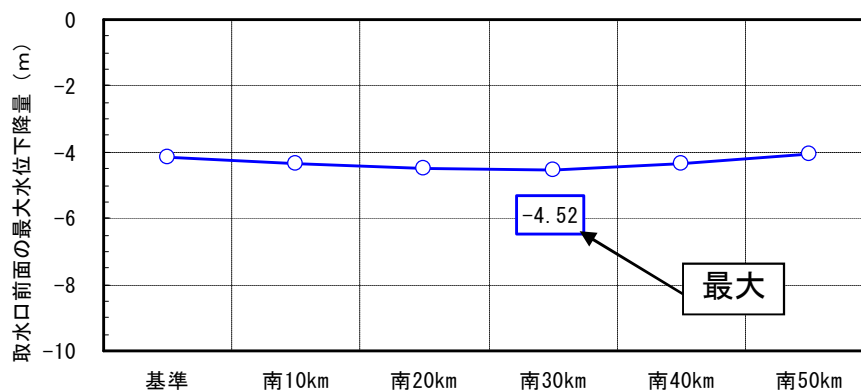
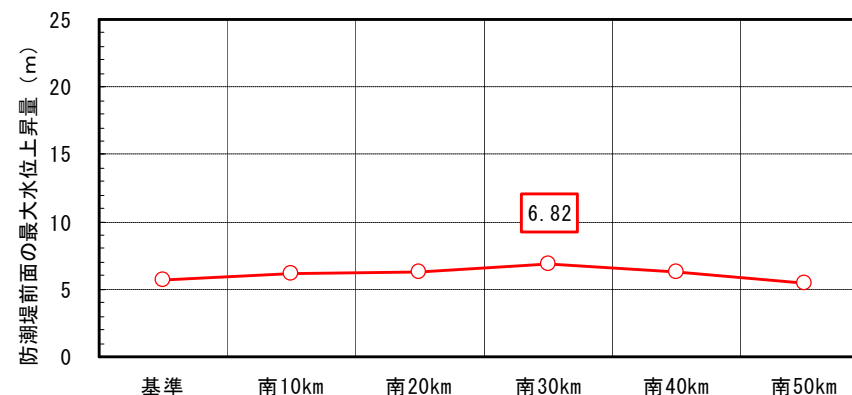
概略パラメータスタディの評価結果

■最大水位上昇量及び最大水位下降量

検討モデルA

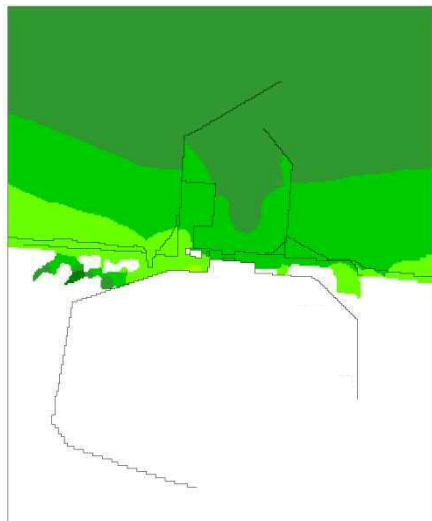


検討モデルB

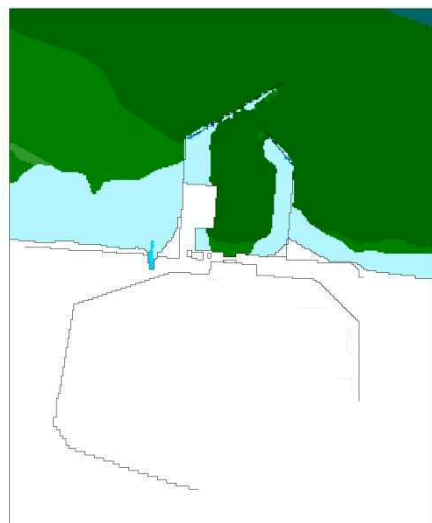


■最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布

検討モデルA

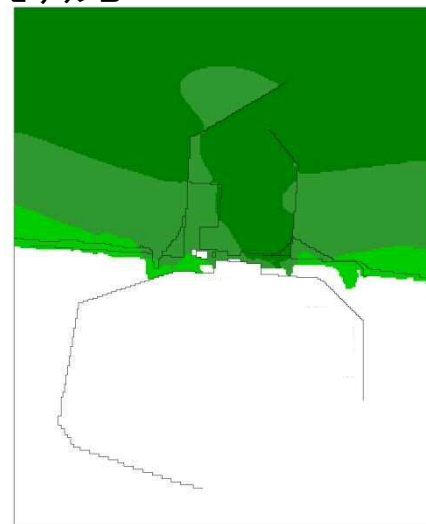


最大水位上昇量分布(A-3:南へ20km移動)

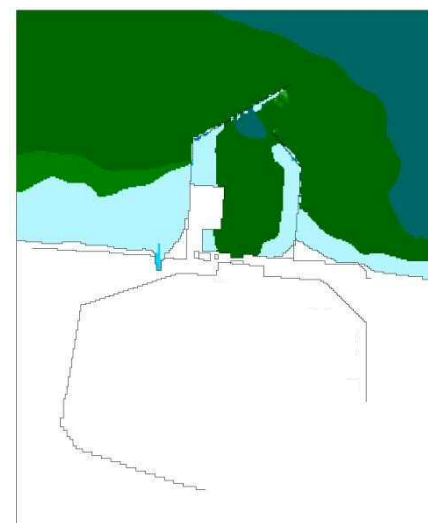


最大水位下降量分布(A-4:南へ30km移動)

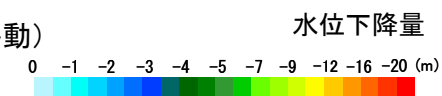
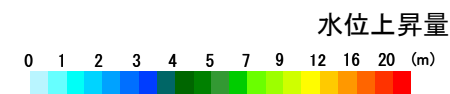
検討モデルB



最大水位上昇量分布(B-4:南へ30km移動)



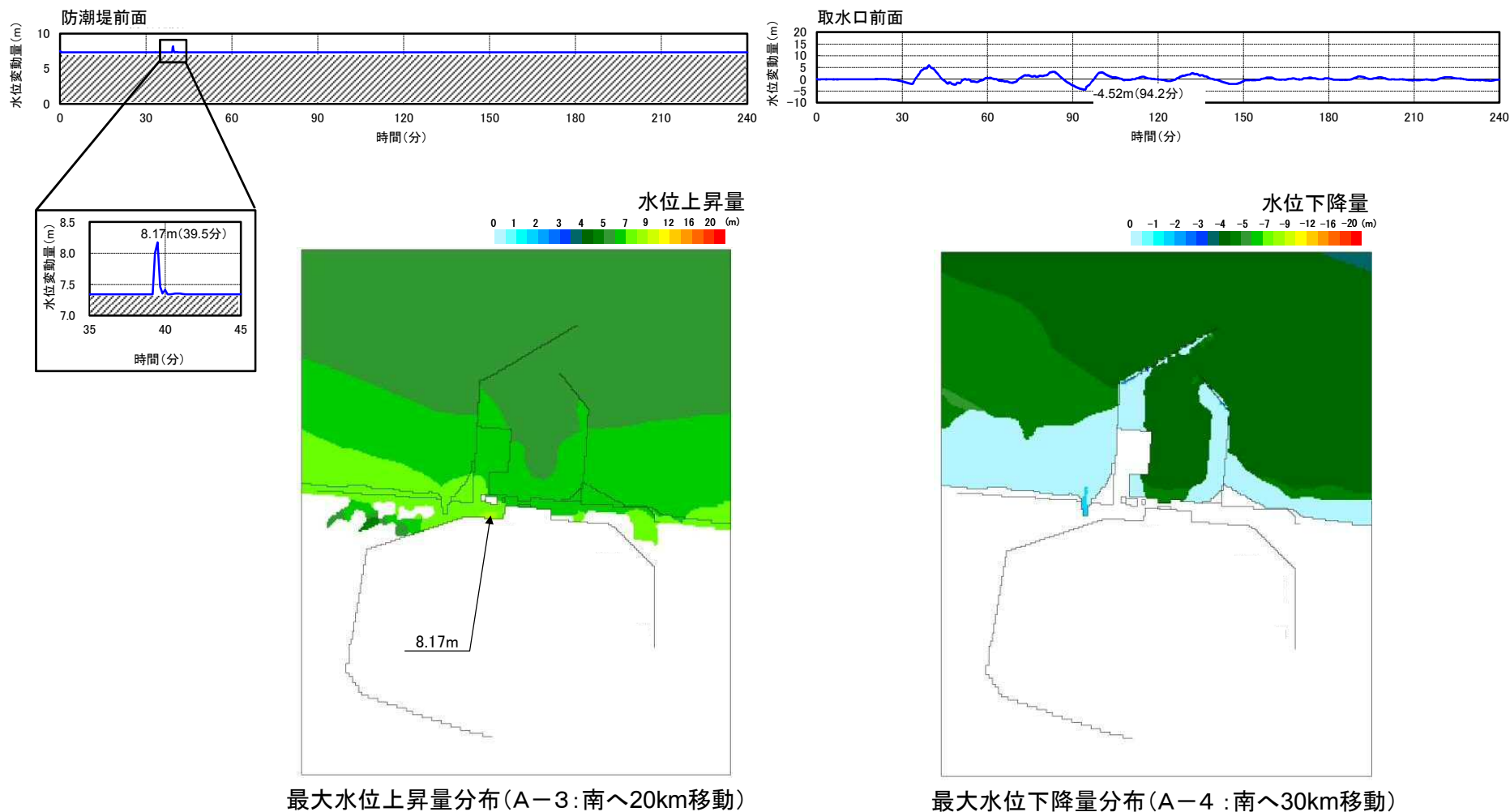
最大水位下降量分布(B-5:南へ40km移動)



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

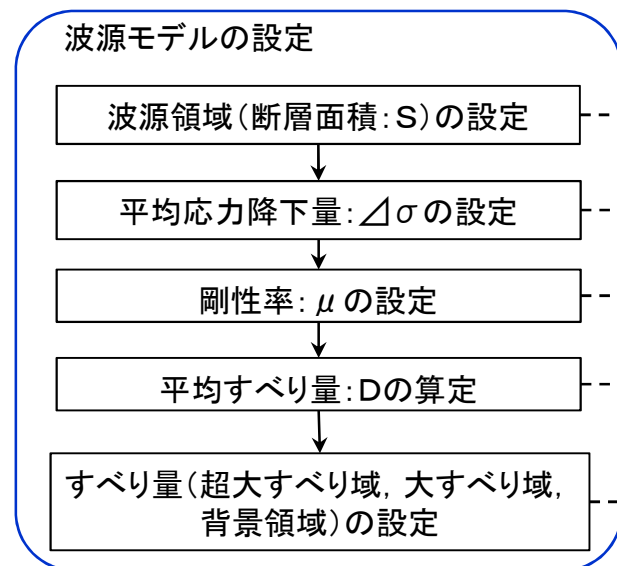
3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

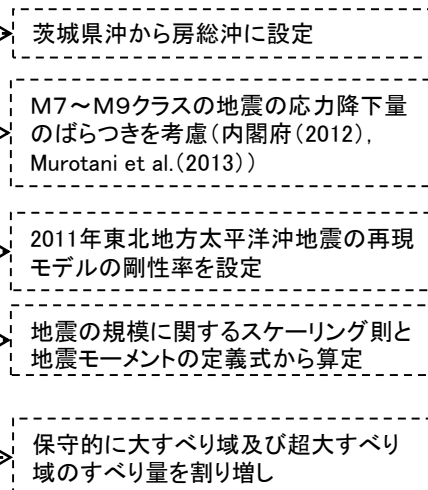
- (1) 特性化波源モデルの設定
- (2) 概略パラメータスタディの評価結果
- (3) 詳細パラメータスタディの設定
- (4) 詳細パラメータスタディの評価結果
- (5) 杉野他(2014)の方法に基づく設定が基準津波に与える影響について
- (6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について
- (7) 基準津波策定における同時破壊の取り扱いについて
- (8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について

(1) 特性化波源モデルの設定

【設定フロー】

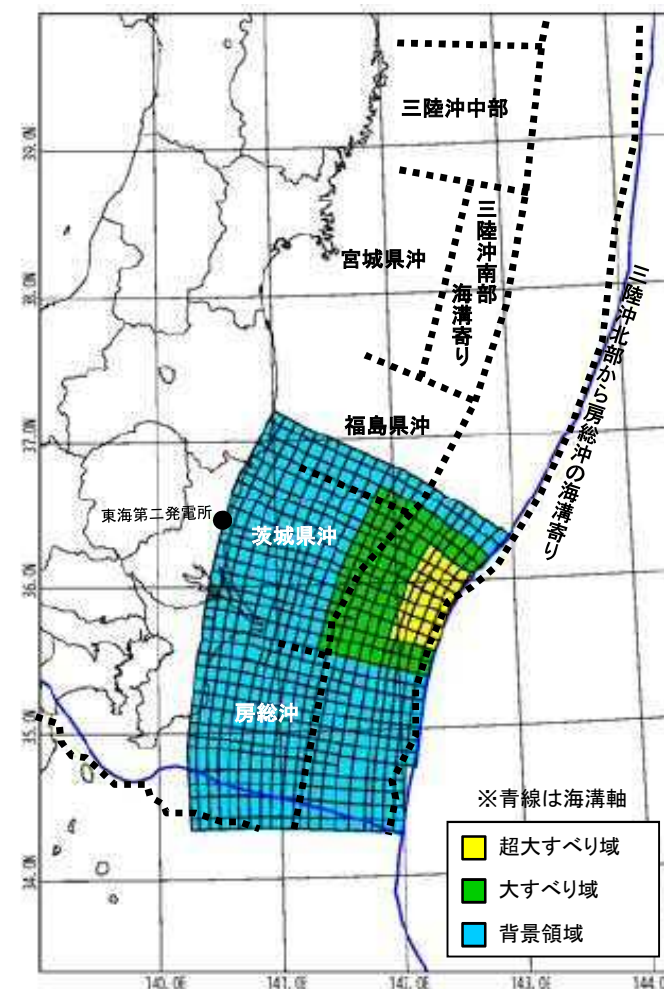


【設定根拠】



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

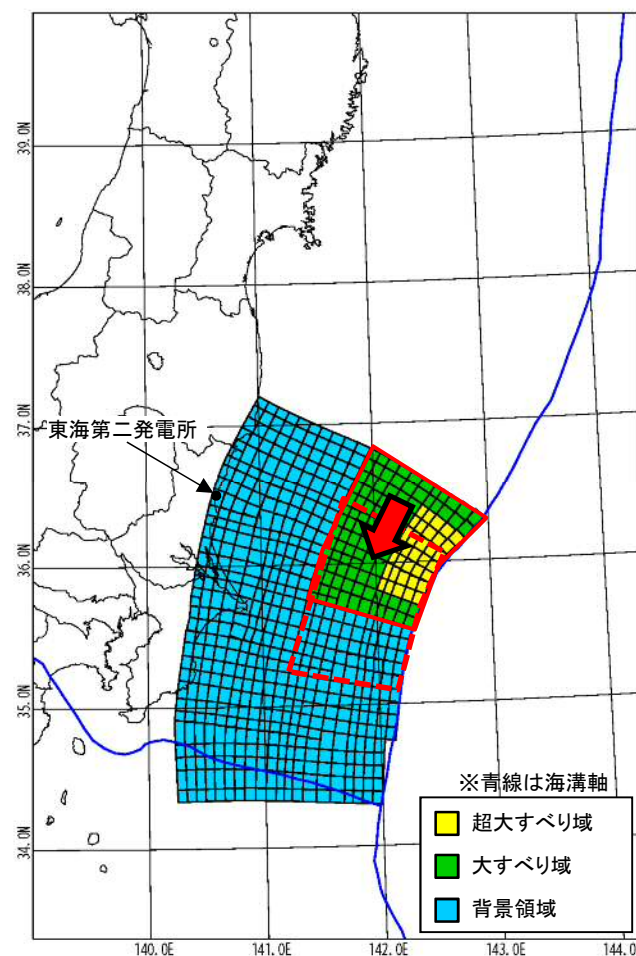
3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

- (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

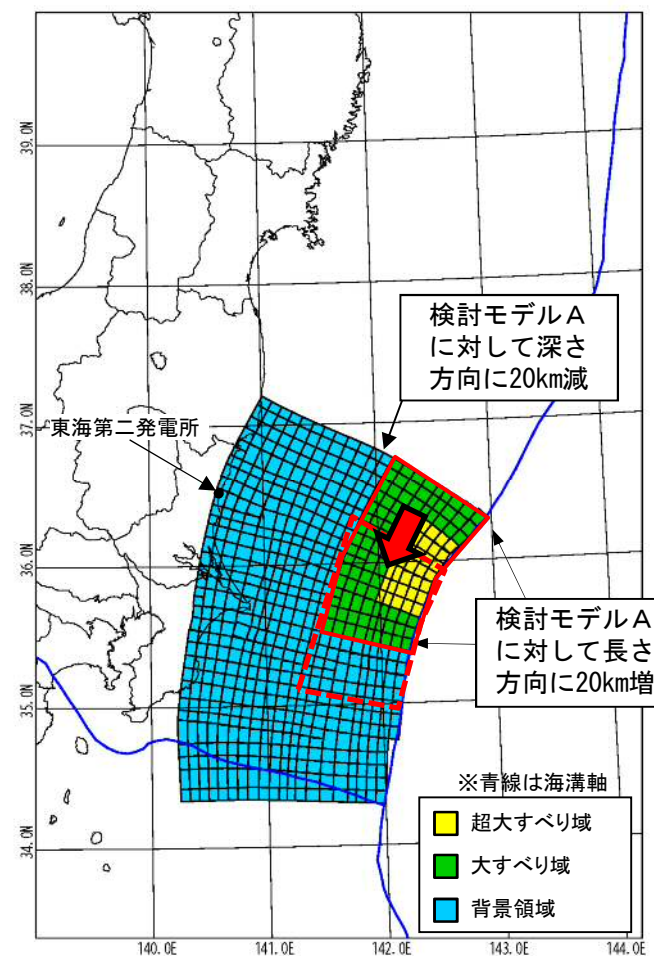
(2) 概略パラメータスタディの評価結果(大すべり域の位置, 形状)

- 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



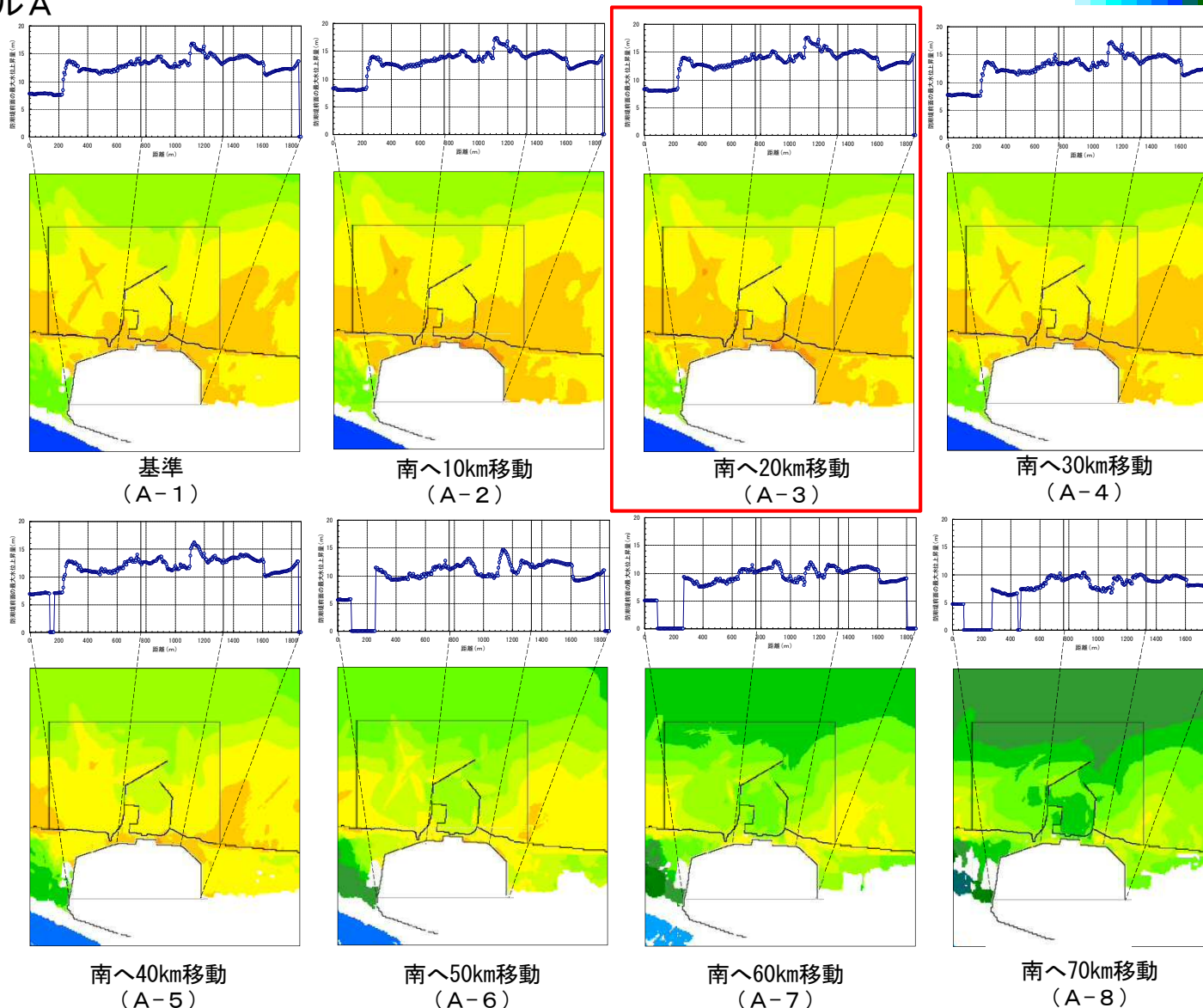
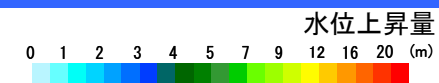
検討モデルA



検討モデルB

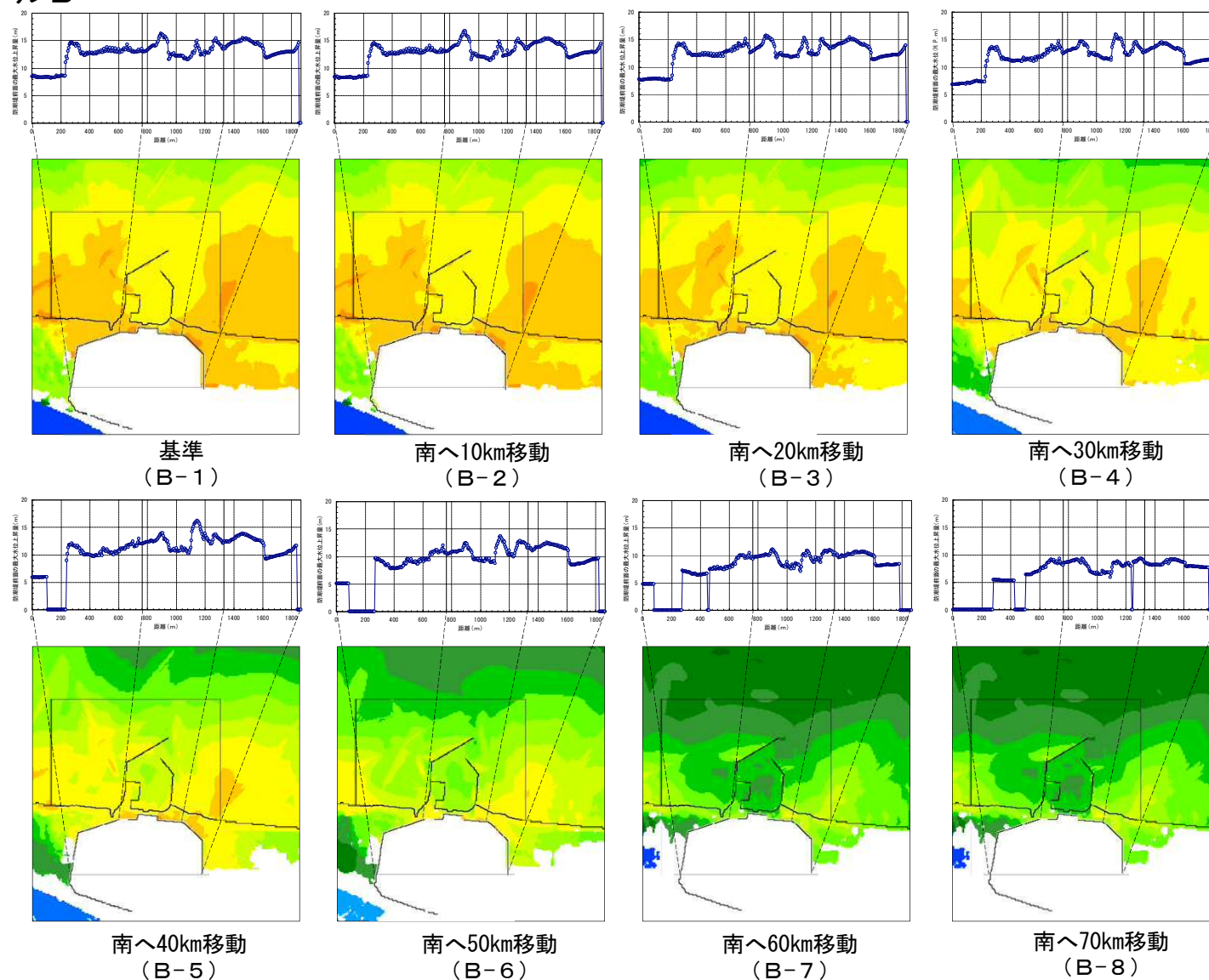
最大水位上昇量分布
 検討モデルA

□ : 最大値が発生したケース



最大水位上昇量分布
 検討モデルB

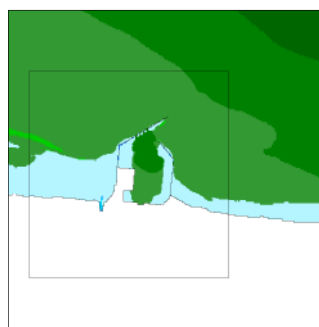
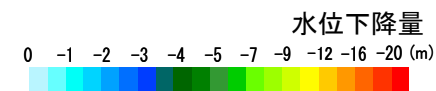
水位上昇量
 0 1 2 3 4 5 7 9 12 16 20 (m)



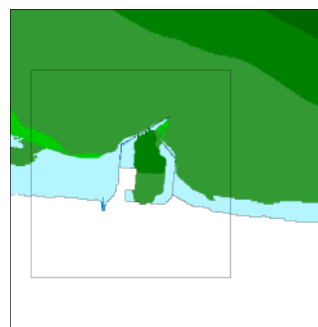
(2) 概略パラメータスタディの評価結果(大すべり域の位置, 形状)

最大水位下降量分布
検討モデルA

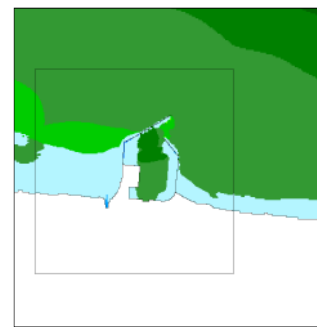
□ : 最大値が発生したケース



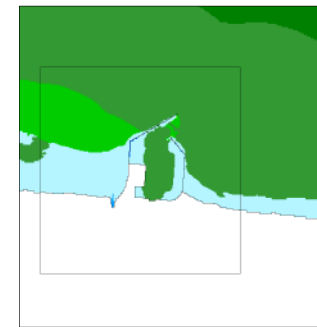
基準
(A-1)



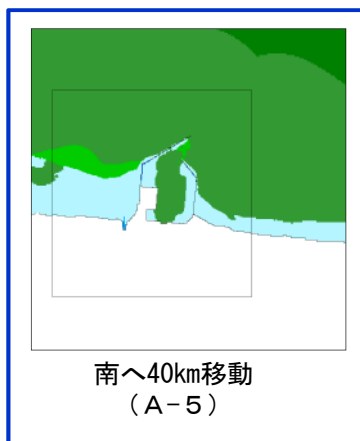
南へ10km移動
(A-2)



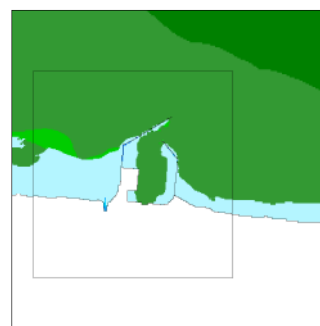
南へ20km移動
(A-3)



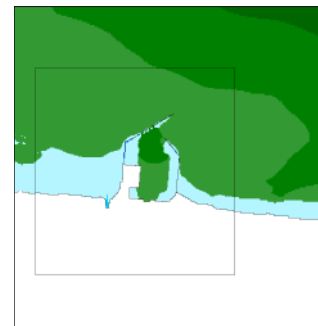
南へ30km移動
(A-4)



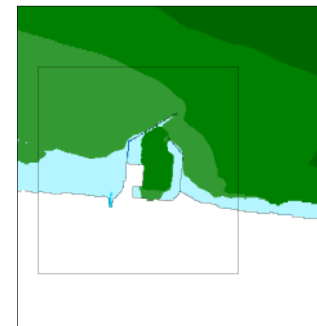
南へ40km移動
(A-5)



南へ50km移動
(A-6)



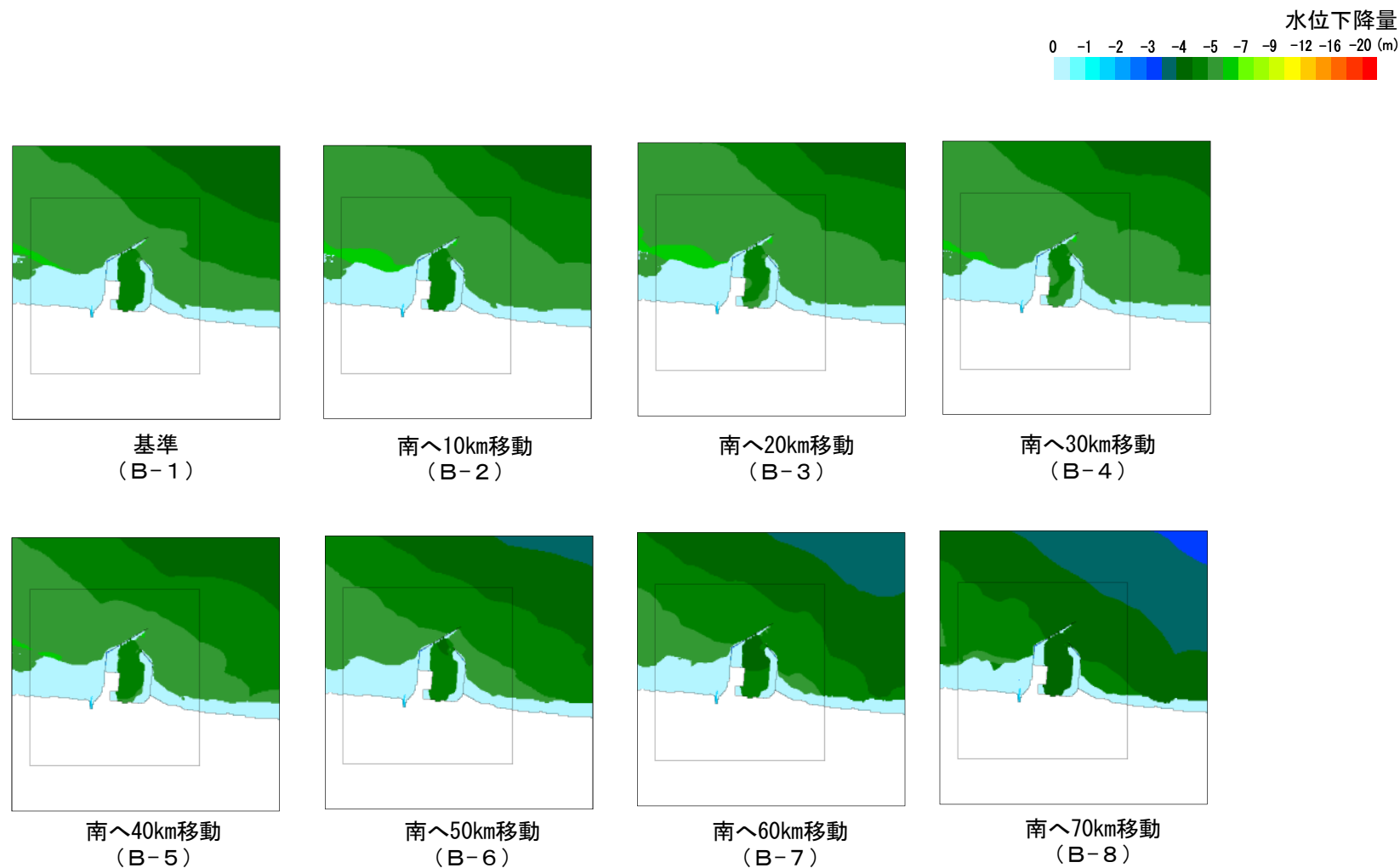
南へ60km移動
(A-7)



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

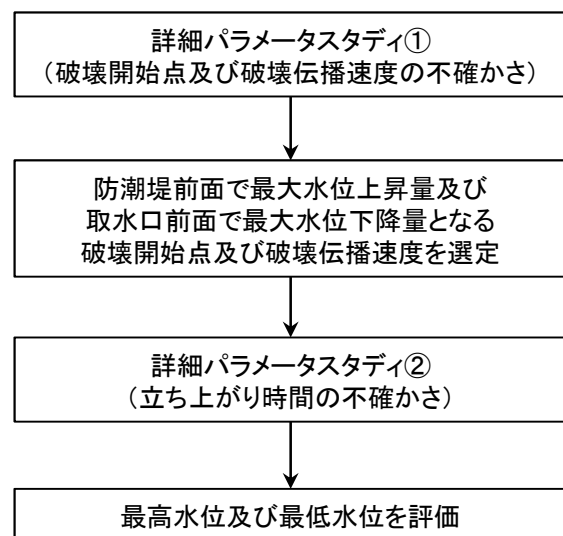
3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

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】

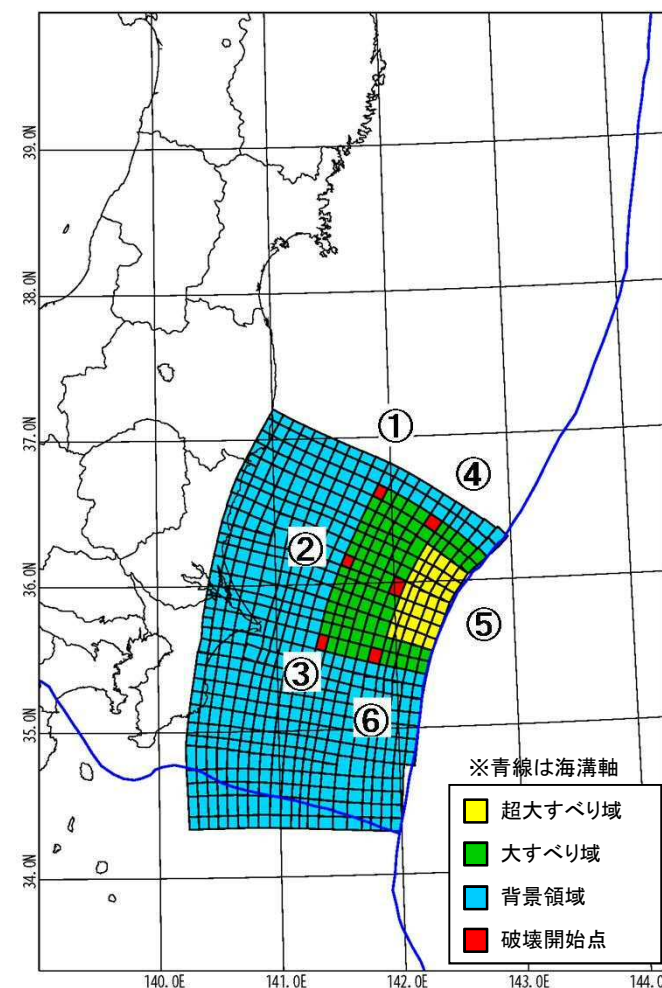


【設定根拠】

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

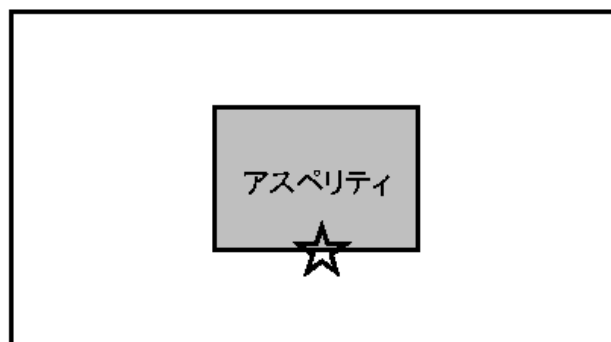


破壊開始点位置図

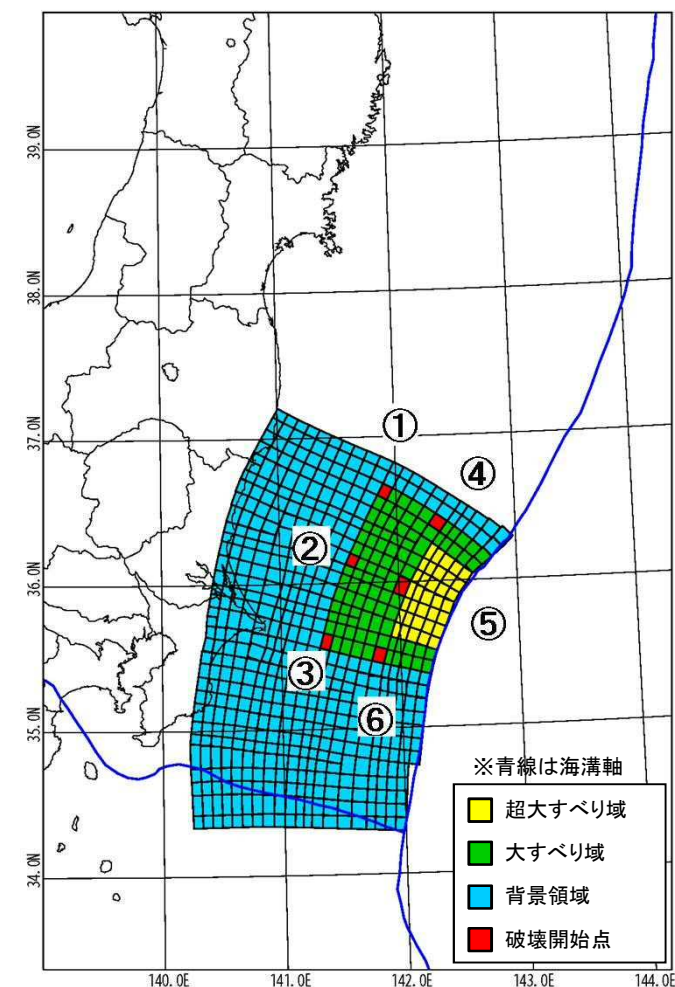
(3) 詳細パラメータスタディの設定(破壊開始点の設定)

- 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

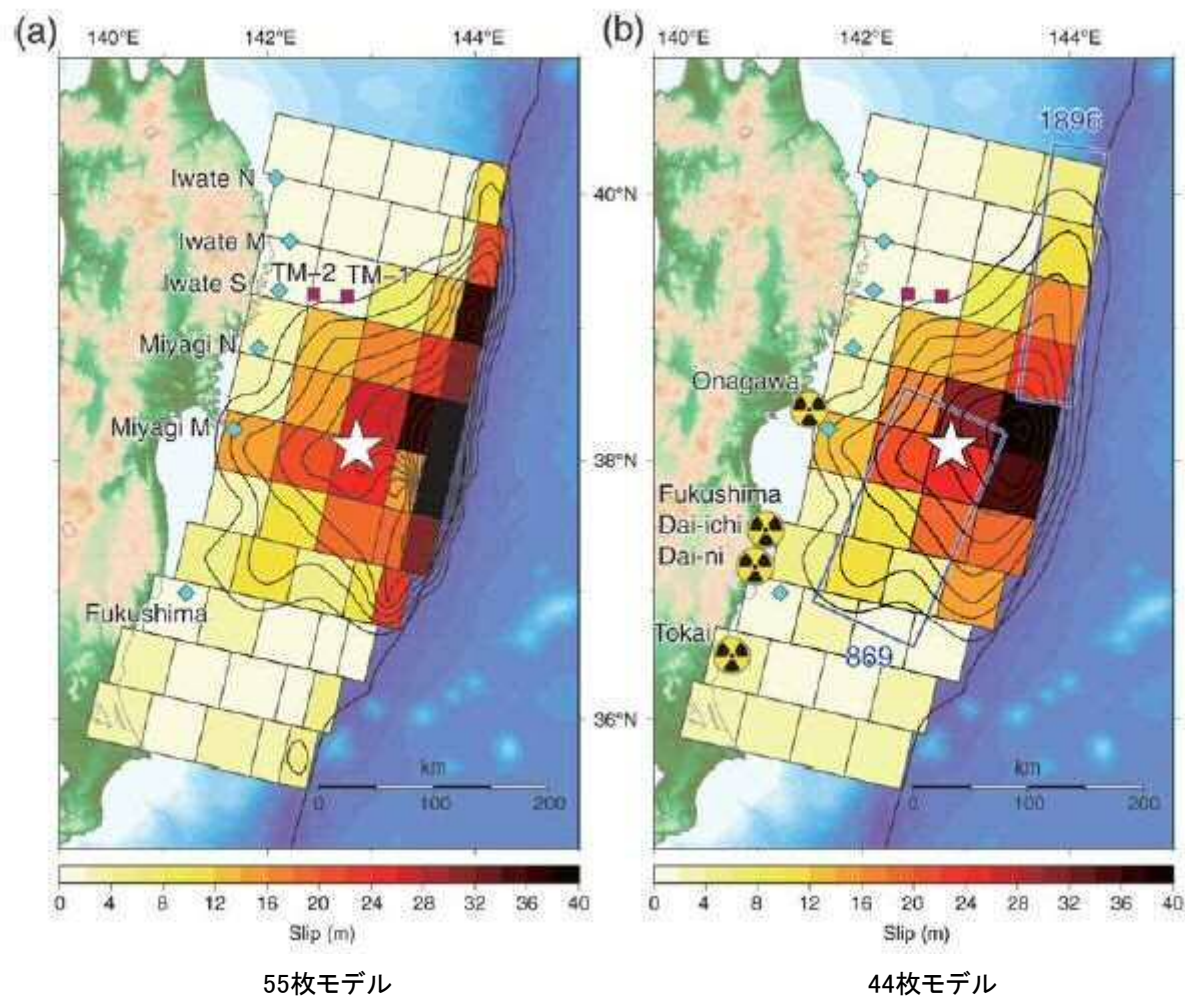


縦ずれ成分が卓越



破壊開始点位置図

- 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。

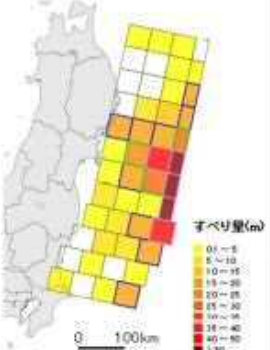
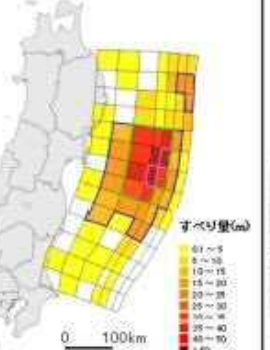
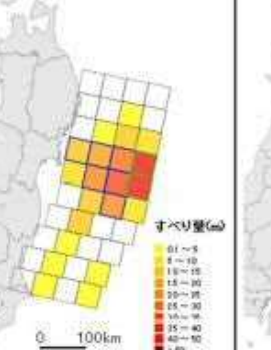
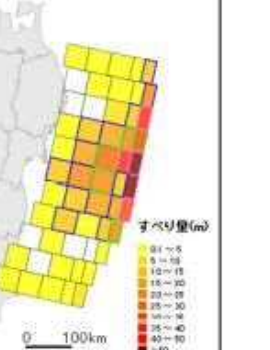


2011年東北地方太平洋沖地震の津波波源の再現モデル
(Satake et al.(2013))

(3) 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) 0.1～5 5～10 10～15 15～20 20～25 25～30 30～35 35～40 40～45 45～50 50～55 動的破壊0～300秒	 すべり量(m) 0.1～5 5～10 10～15 15～20 20～25 25～30 30～35 35～40 40～45 45～50 50～55 動的破壊0～300秒	 すべり量(m) 0.1～5 5～10 10～15 15～20 20～25 25～30 30～35 35～40 40～45 45～50 50～55 静的破壊	 すべり量(m) 0.1～5 5～10 10～15 15～20 20～25 25～30 30～35 35～40 40～45 45～50 50～55 静的破壊	 すべり量(m) 0.1～5 5～10 10～15 15～20 20～25 25～30 30～35 35～40 40～45 45～50 50～55 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) 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。

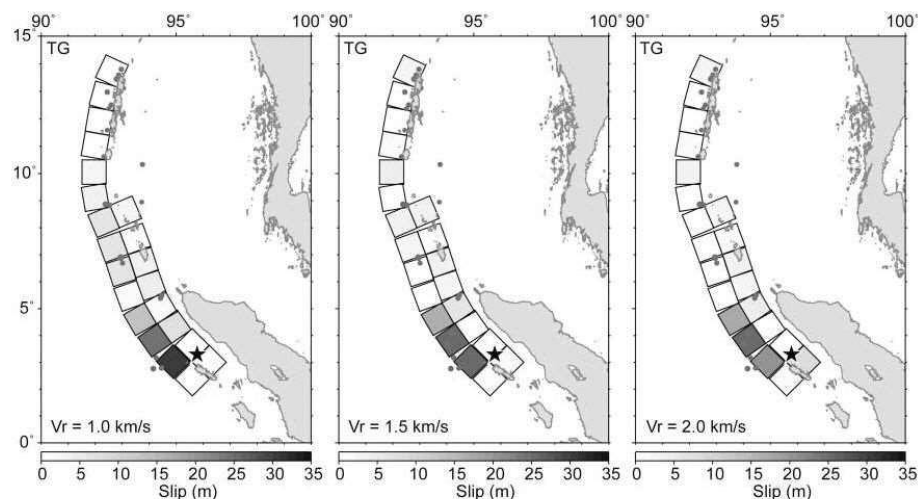


Figure 7. Slip distribution estimated by inversion of tide gauge (TG) data. Rupture velocity is 1.0 (left), 1.5 (center) and 2.0 (right) km/sec. Rise time for each subfault is 3 min.

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)

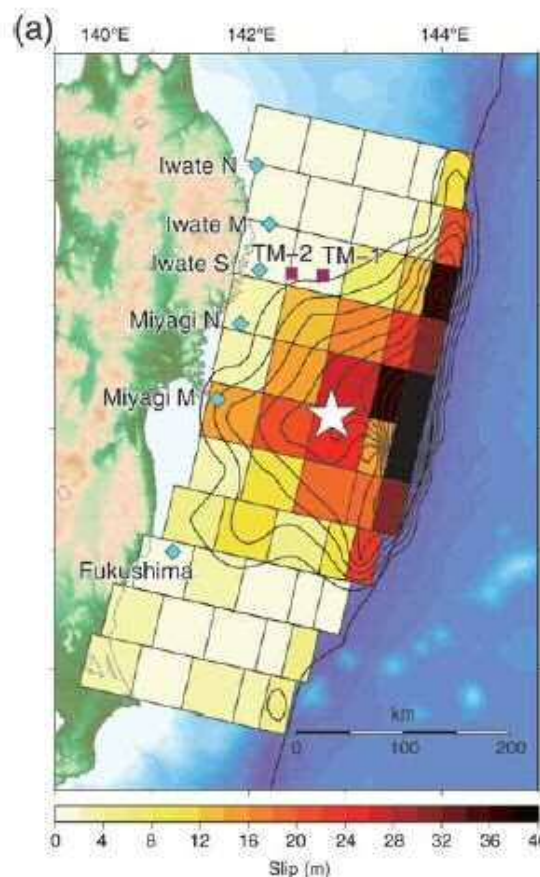
破壊伝播速度の設定

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)

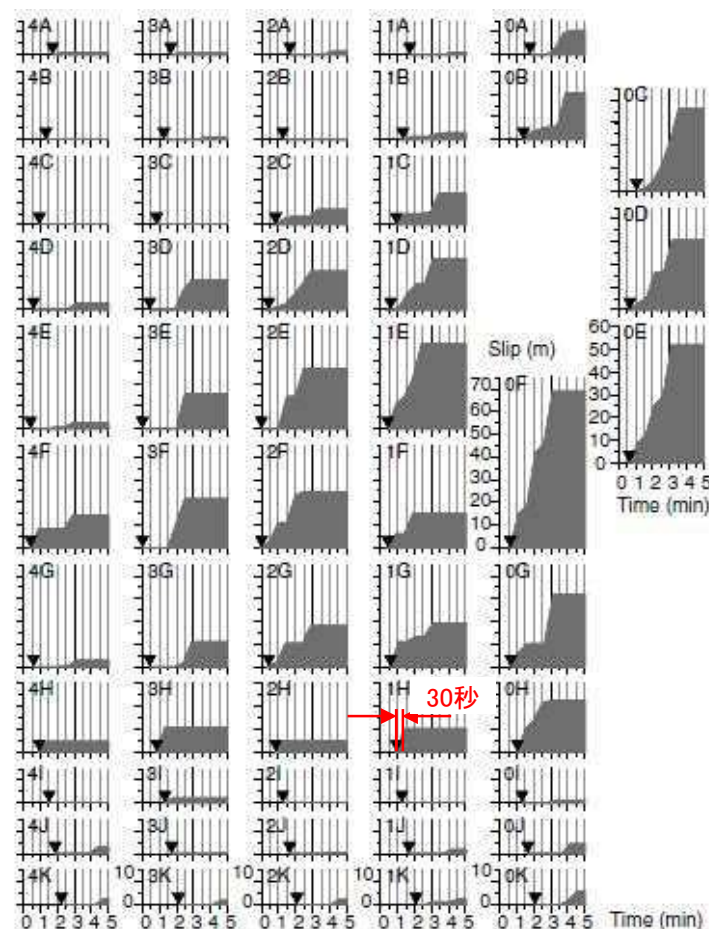
- 以上から、破壊伝播速度を1.0km/s～3.0km/sに設定した。

(3) 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

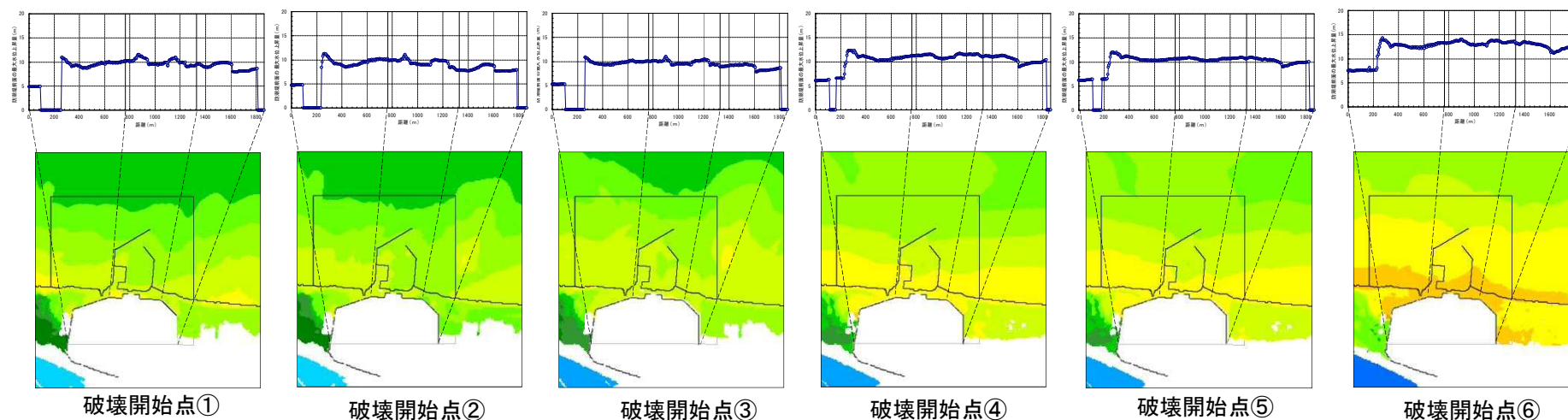
3.1.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

- (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

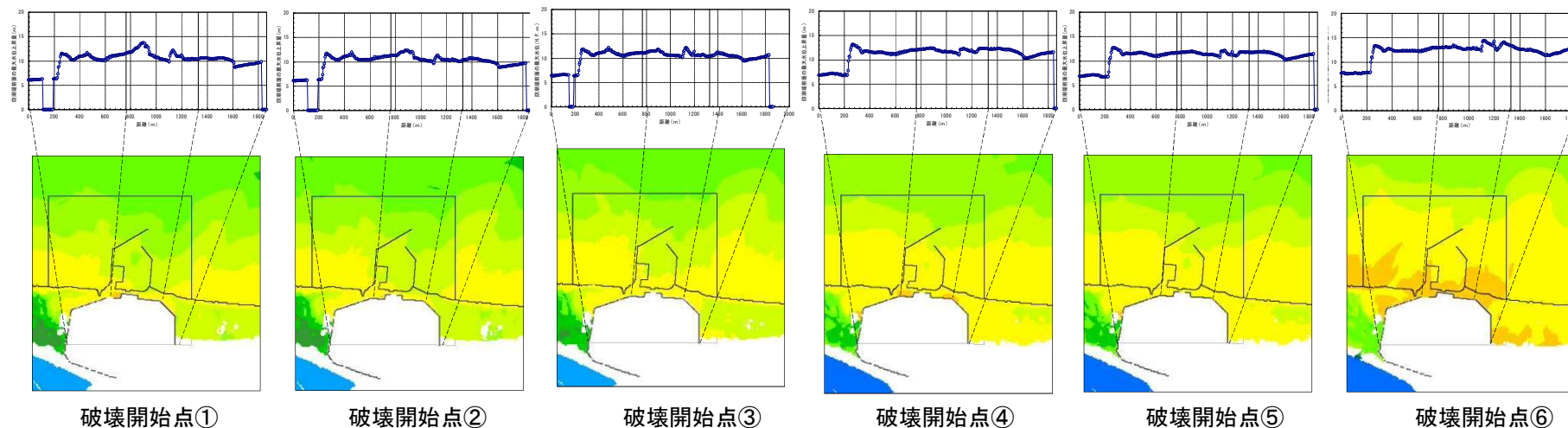
(4) 詳細パラメータスタディの評価結果(破壊開始点, 破壊伝播速度)

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



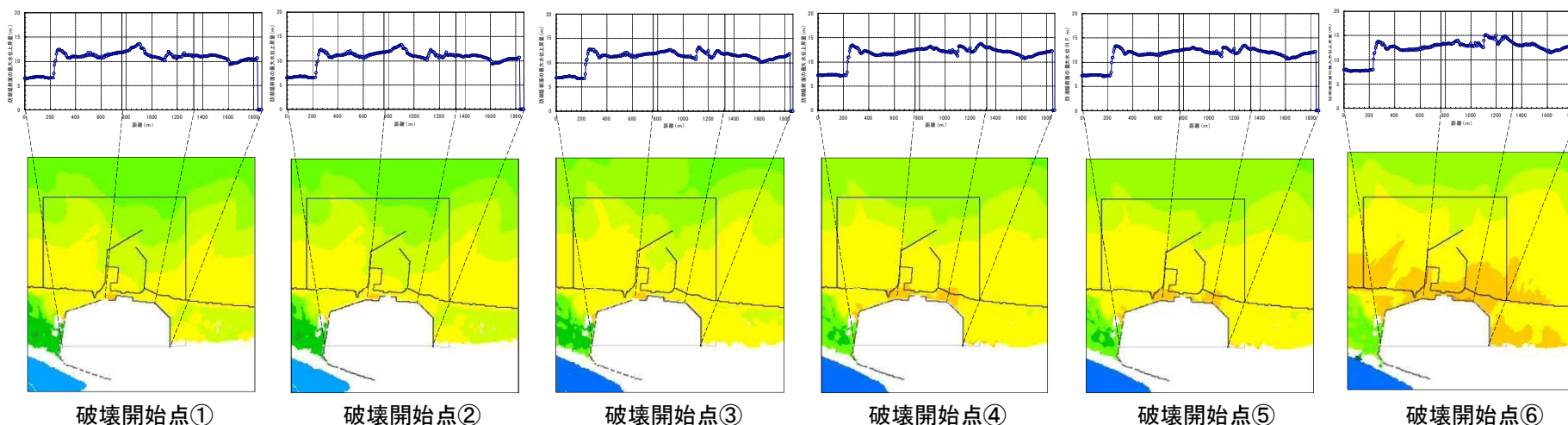
(2) 破壊伝播速度 : 1.5km/s

※立ち上がり時間 : 30秒

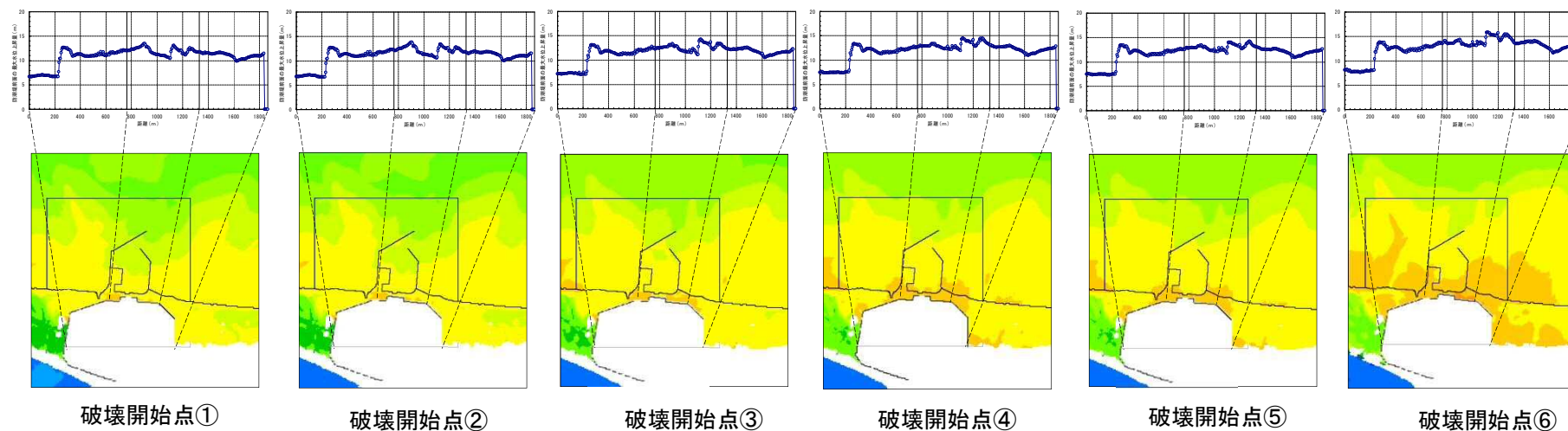
(4) 詳細パラメータスタディの評価結果(破壊開始点, 破壊伝播速度)

最大水位上昇量分布 検討モデル A-3

水位上昇量
0 1 2 3 4 5 7 9 12 16 20 (m)



(3) 破壊伝播速度 : 2.0km/s



(4) 破壊伝播速度 : 2.5km/s

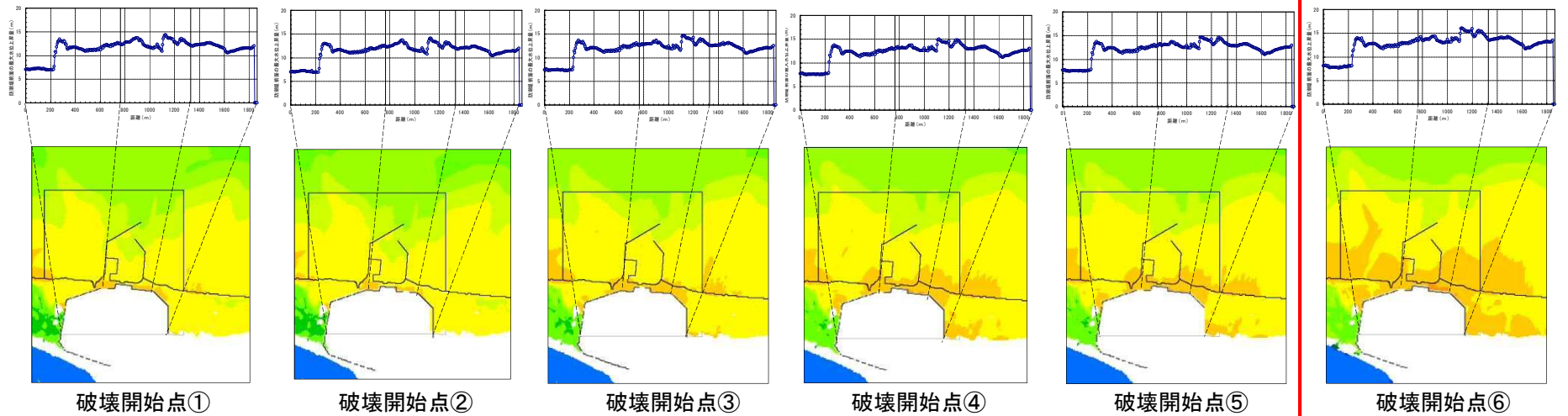
※立ち上がり時間 : 30秒

(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

□ : 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

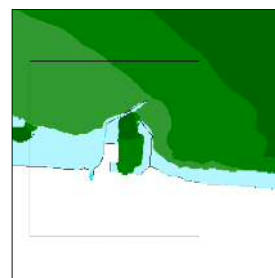
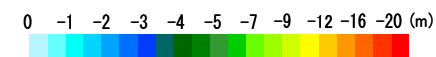
※立ち上がり時間 : 30秒

(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)

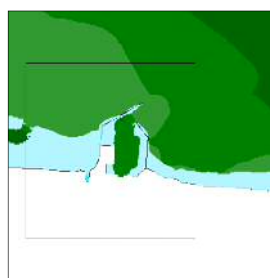
最大水位下降量分布
検討モデル A-5

□ : 最大値が発生したケース

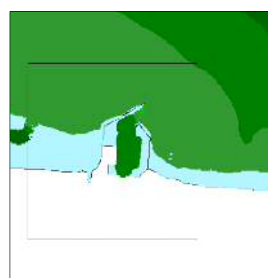
水位下降量



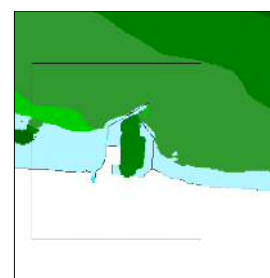
破壊開始点①



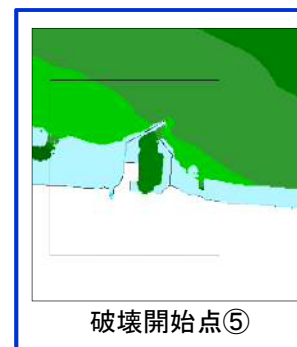
破壊開始点②



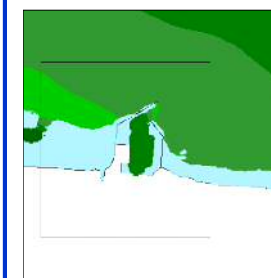
破壊開始点③



破壊開始点④

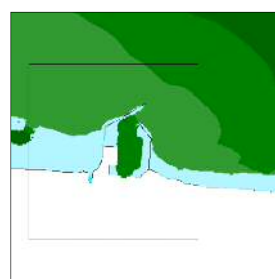


破壊開始点⑤



破壊開始点⑥

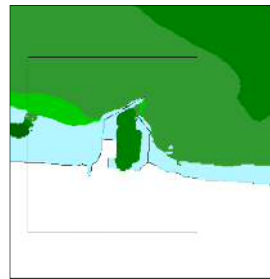
(1) 破壊伝播速度 : 1.0km/s



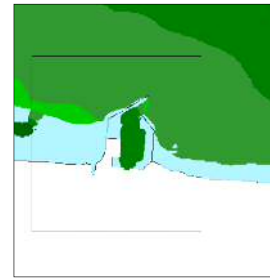
破壊開始点①



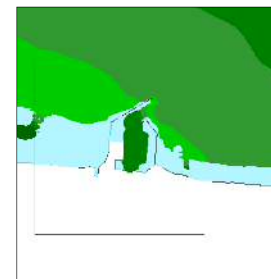
破壊開始点②



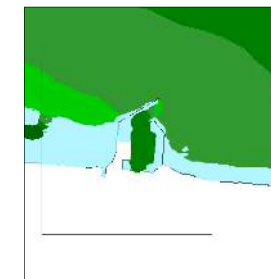
破壊開始点③



破壊開始点④



破壊開始点⑤



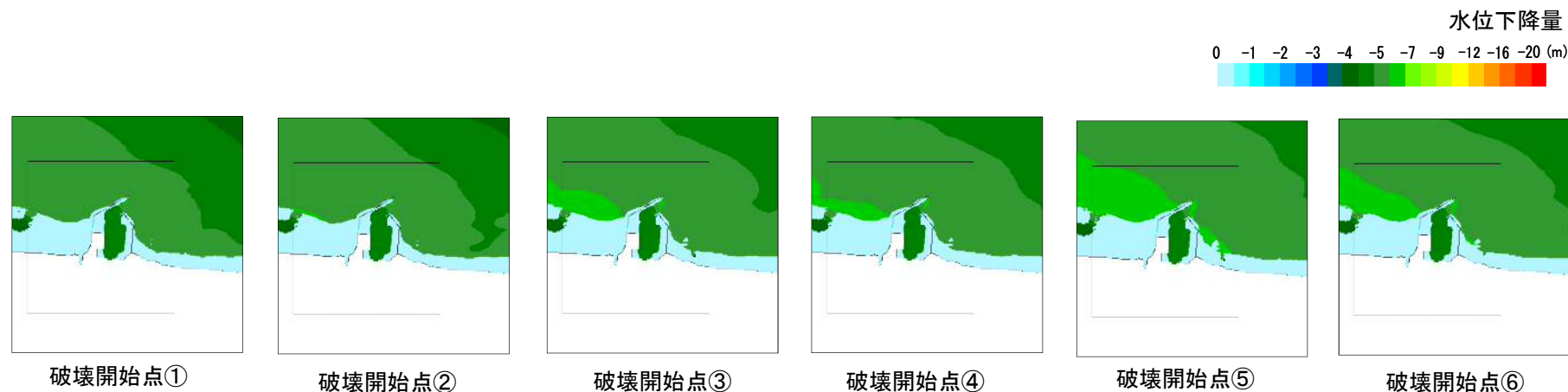
破壊開始点⑥

(2) 破壊伝播速度 : 1.5km/s

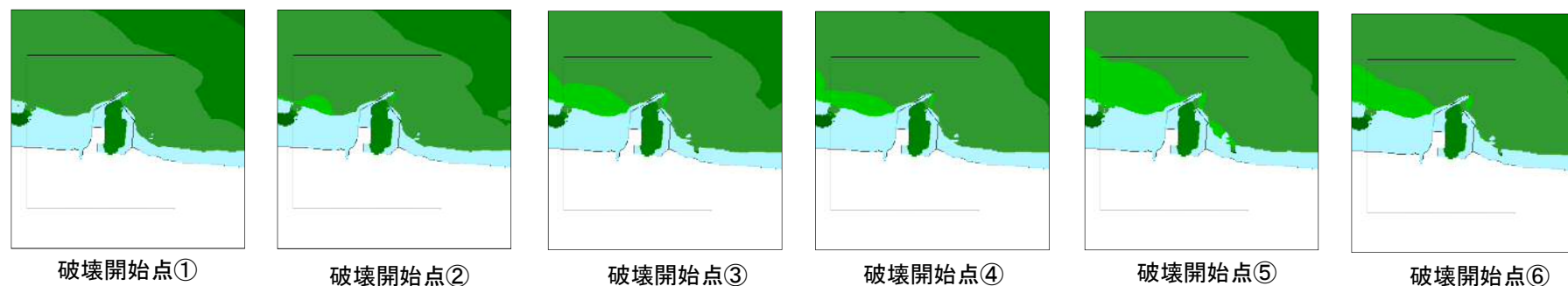
※立ち上がり時間 : 30秒

(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



(3) 破壊伝播速度 : 2.0km/s

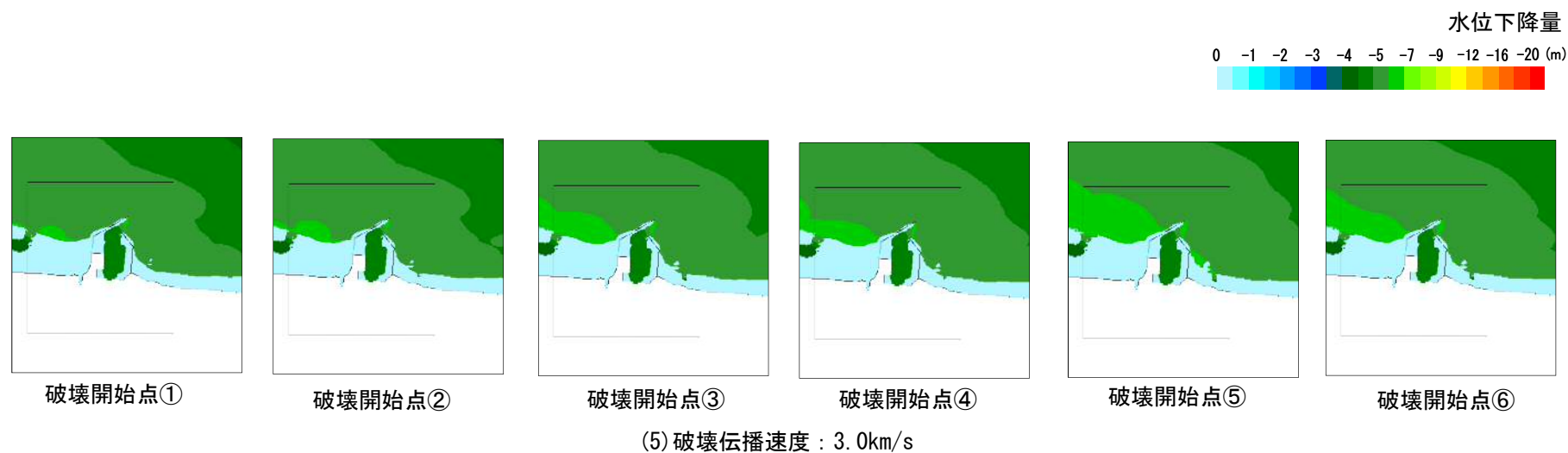


(4) 破壊伝播速度 : 2.5km/s

※立ち上がり時間 : 30秒

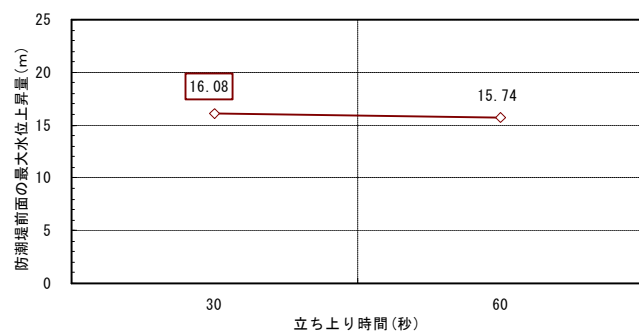
(4) 詳細パラメータスタディの評価結果(破壊開始点, 破壊伝播速度)

最大水位下降量分布
検討モデル A-5

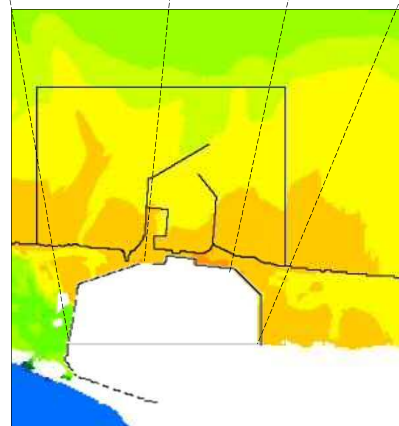
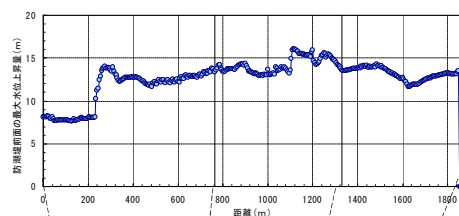


※立ち上がり時間 : 30秒

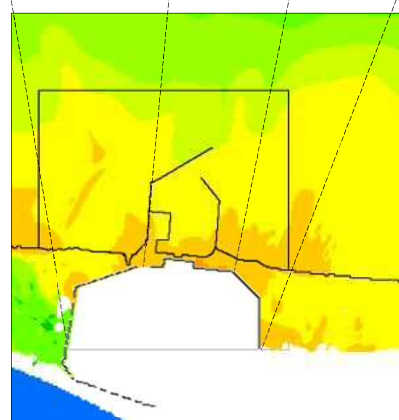
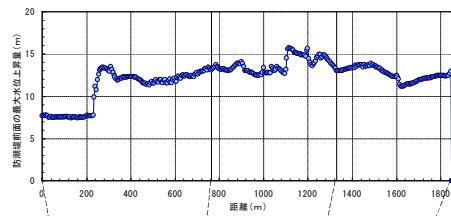
検討モデルA-3



水位上昇量



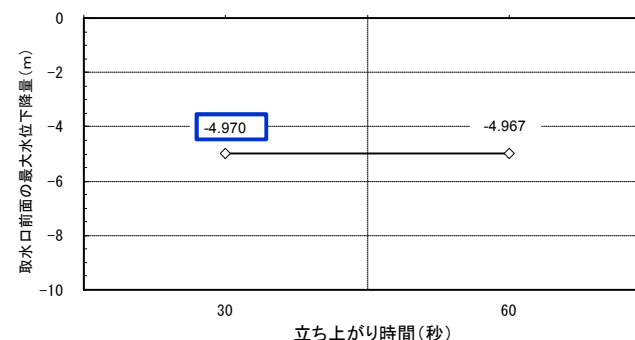
立ち上がり時間30秒



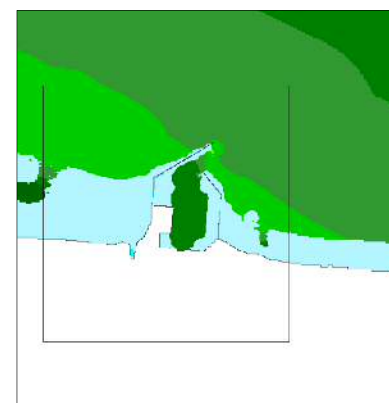
立ち上がり時間60秒

最大水位上昇量
破壊伝播速度3.0km/s, 破壊開始点⑥

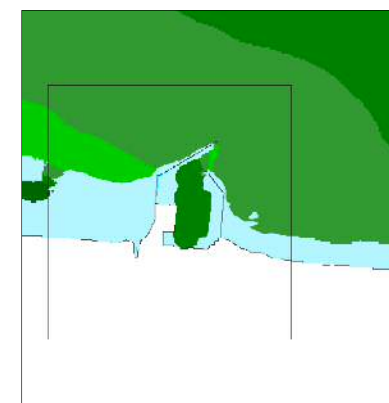
検討モデルA-5



水位下降量



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。

津波波源の諸元

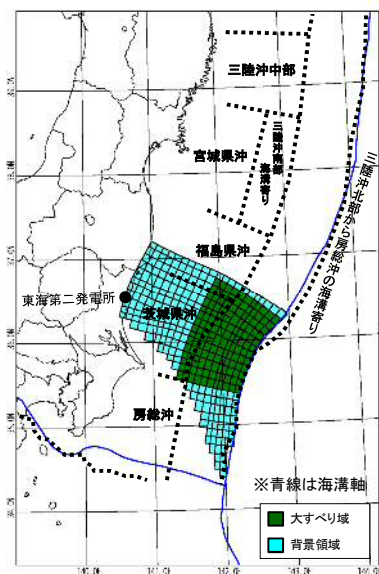
パラメータ		設定値
断層面積:S		29,630 km ²
モーメントマグニチュード:Mw		8.5
平均すべり量:D		4.5 m
すべり量	超大すべり域 (面積比率)	—
	大すべり域:2D (面積比率)	9.0 m (全体面積の40%)
	背景領域:0.33D	1.5 m

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)

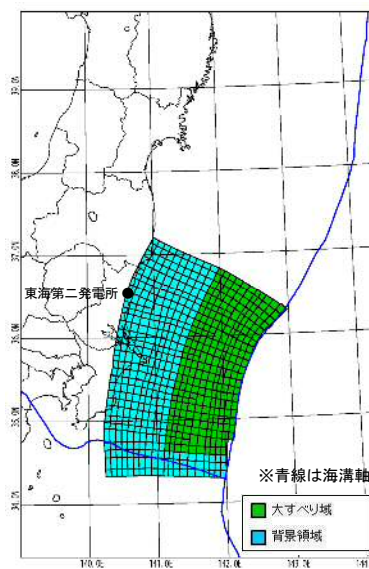
パラメータ		設定値
断層面積:S		53,684 km ²
モーメントマグニチュード:Mw		8.7
平均すべり量:D		6.1 m
すべり量	超大すべり域 (面積比率)	—
	大すべり域:2D (面積比率)	12.1 m (全体面積の40%)
	背景領域:0.33D	2.0 m

津波波源の諸元(保守的設定1,2,3を考慮)

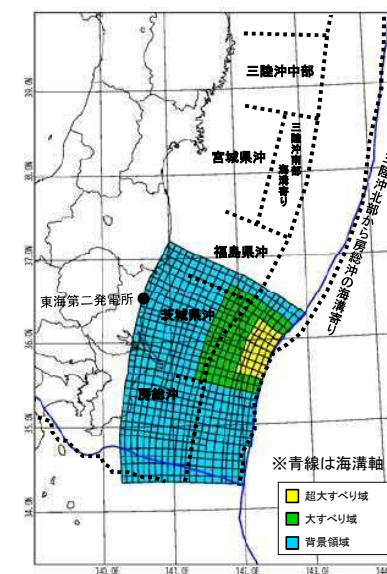
パラメータ		設定値
断層面積:S		53,684 km ²
モーメントマグニチュード:Mw		8.7
平均すべり量:D		6.1 m
すべり量	超大すべり域:4D (面積比率)	24.3 m (全体面積の5%)
	大すべり域:2D (面積比率)	12.1 m (全体面積の15%)
	背景領域:0.62D	3.8 m



茨城県沖に想定する津波波源



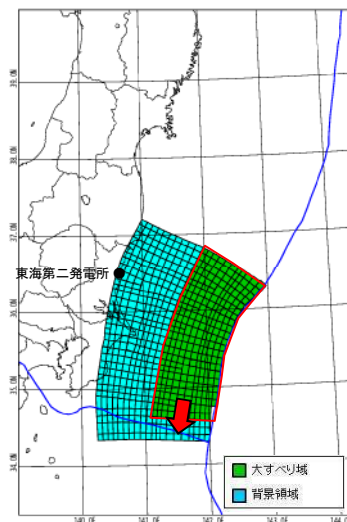
茨城県沖から房総沖に想定する津波波源



(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)

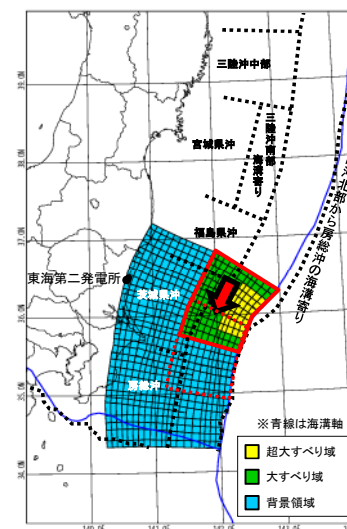
- 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(Mw8.7)について、杉野他(2014)の方法で設定した場合と保守性を考慮して設定した場合における最大水位上昇量及び最大水位下降量の比較を行った。

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

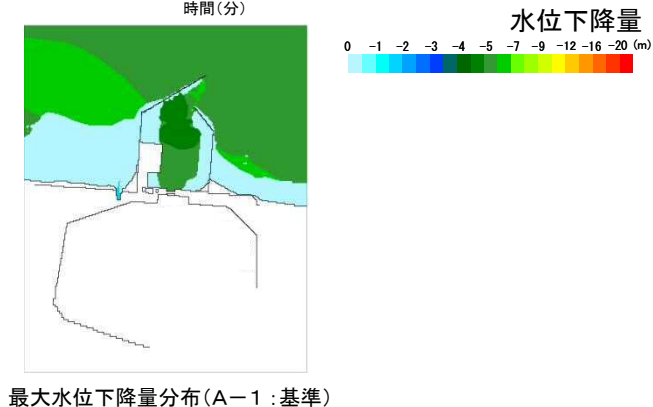
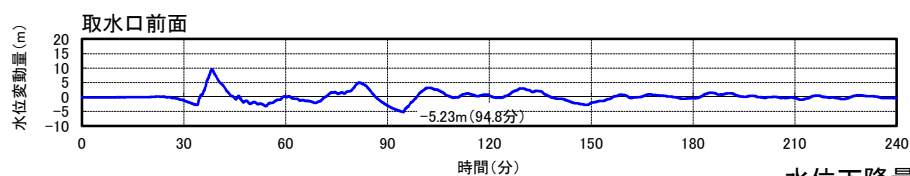
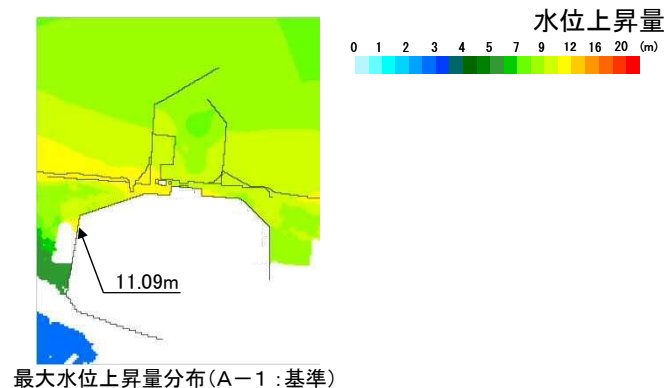
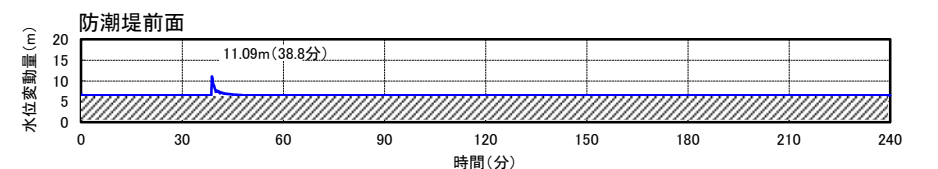


破壊開始点 : 無し
破壊伝播速度 : ∞
立ち上がり時間 : 30秒

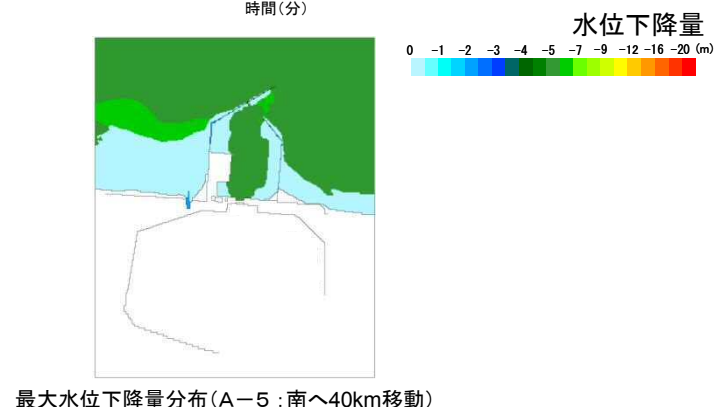
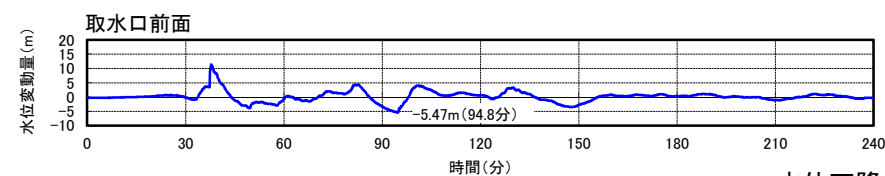
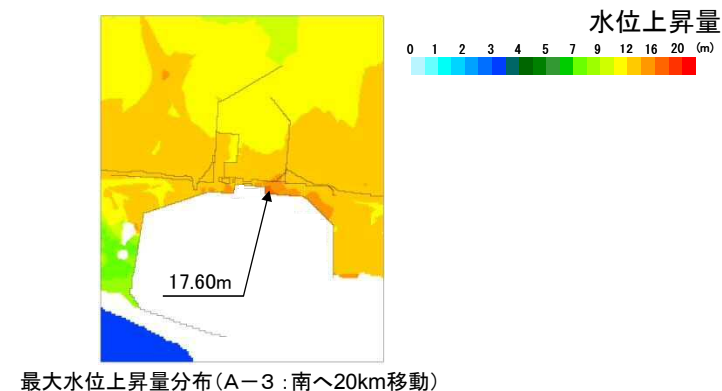
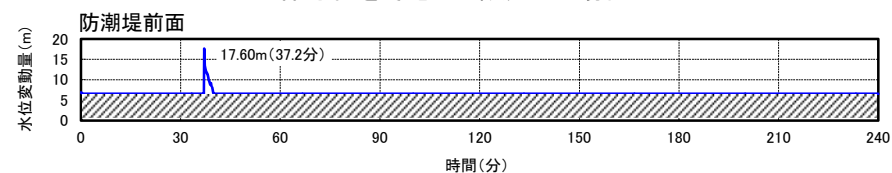
位置		防潮堤前面 最大水位上昇量 (m)	取水口前面 最大水位下降量 (m)
基準	A-1	16.78	-5.16
南へ10km移動	A-2	17.34	-5.17
南へ20km移動	A-3	17.60	-5.24
南へ30km移動	A-4	17.22	-5.44
南へ40km移動	A-5	16.22	-5.47
南へ50km移動	A-6	14.68	-5.42
南へ60km移動	A-7	12.20	-5.20
南へ70km移動	A-8	10.38	-5.03

- 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。

■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



保守性を考慮して設定した場合



3. 地震に起因する津波の評価

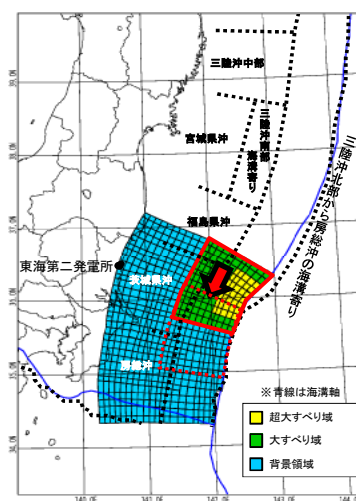
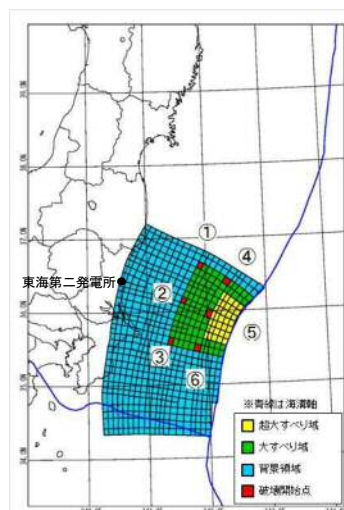
3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

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

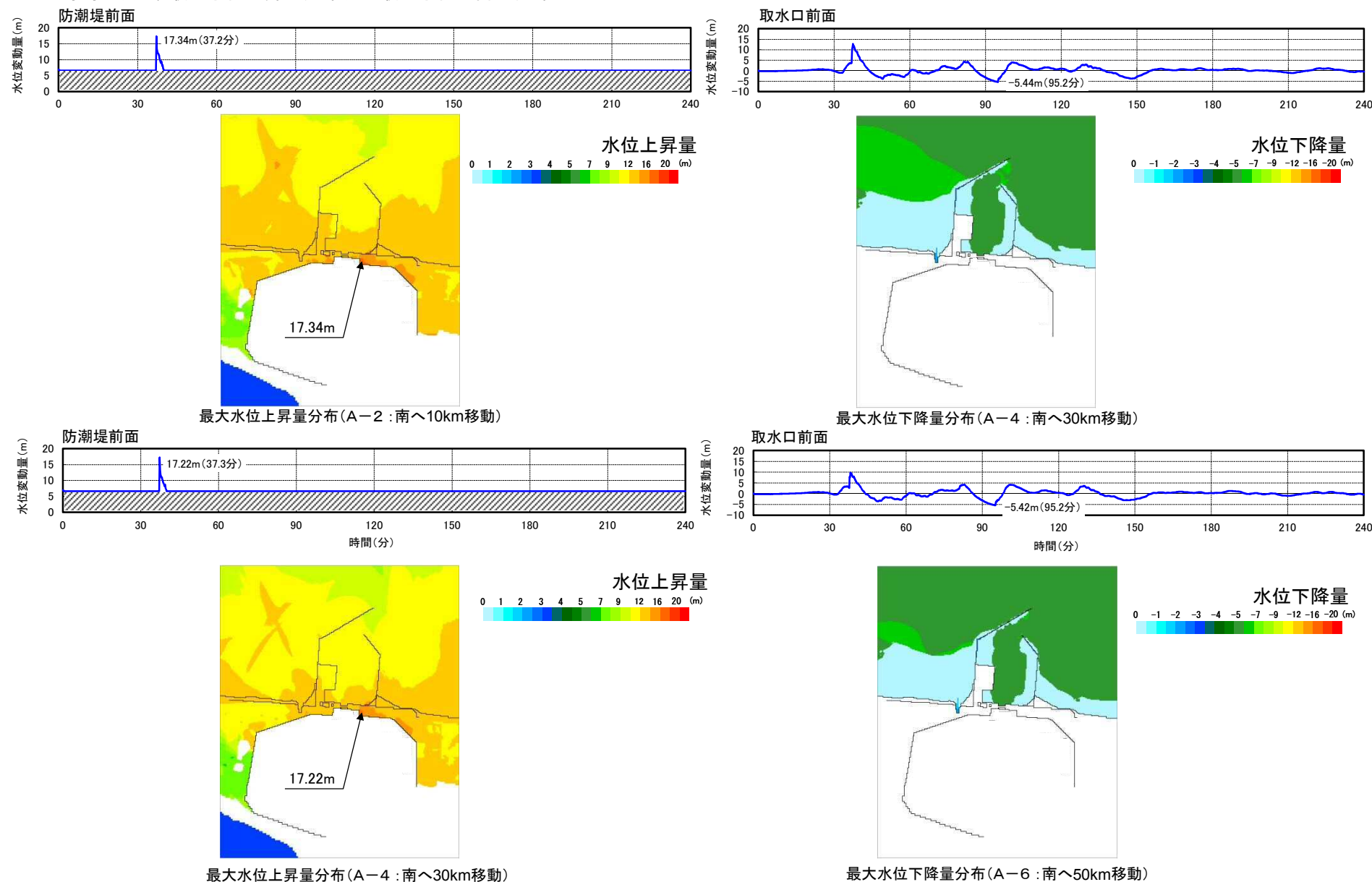
位置		防潮堤前面 最大水位上昇量(m)	取水口前面 最大水位下降量(m)
基準	A-1	16.78	-5.16
南へ10km移動	A-2	17.34	-5.17
南へ20km移動	A-3	17.60	-5.24
南へ30km移動	A-4	17.22	-5.44
南へ40km移動	A-5	16.22	-5.47
南へ50km移動	A-6	14.68	-5.42
南へ60km移動	A-7	12.20	-5.20
南へ70km移動	A-8	10.38	-5.03

17.34, 17.60, 17.22 : 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

-5.44, -5.47, -5.42 : 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

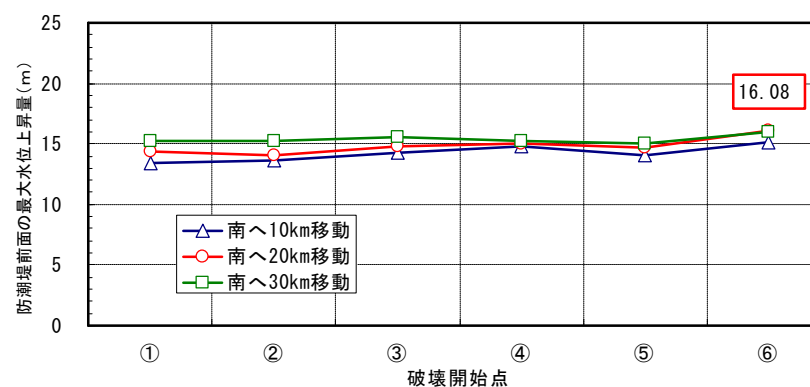


(6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について(評価結果:水位上昇側)

- 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

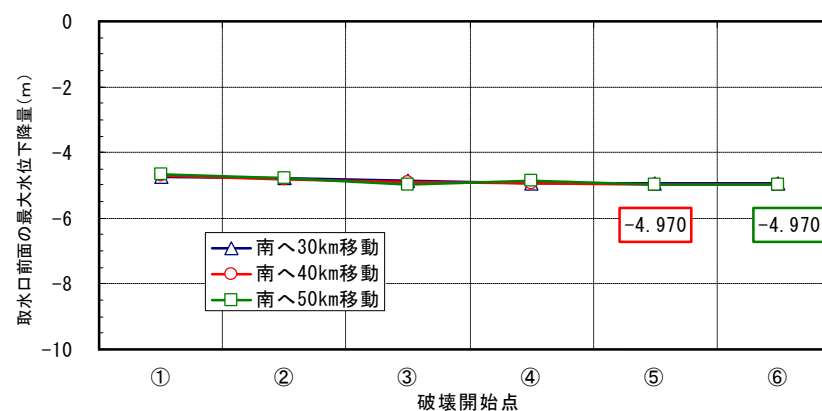


(6) 大すべり域の位置と破壊開始点が基準津波の選定に与える影響について(評価結果:水位下降側)

- 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。

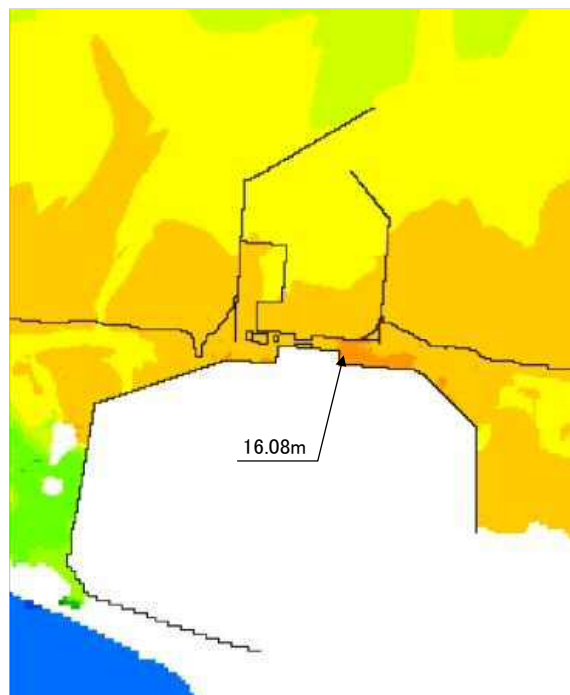
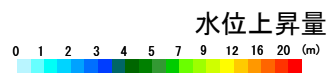
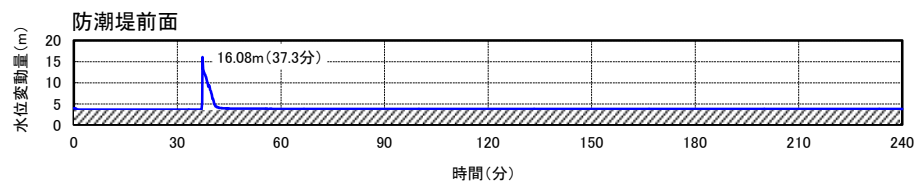
破壊伝播速度 1.0km/s	取水口前面の最大水位下降量※(m)		
	大すべり域、超大すべり域の位置		
	A-4	A-5 (概略パラメータスタディ 最大ケース)	A-6
破壊開始点	南へ30km移動	南へ40km移動	南へ50km移動
①	-4.75	-4.71	-4.66
②	-4.78	-4.84	-4.79
③	-4.86	-4.91	-4.96
④	-4.93	-4.93	-4.88
⑤	-4.94	-4.970	-4.969
⑥	-4.95	-4.969	-4.970

※ 立ち上がり時間:30秒



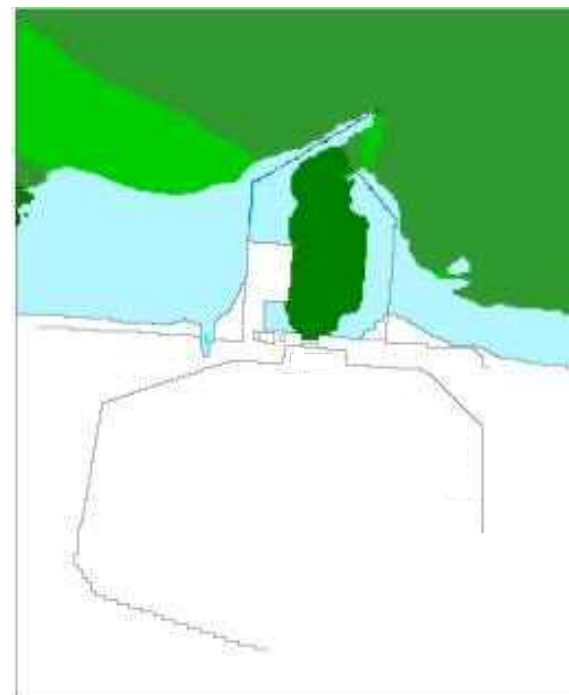
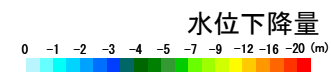
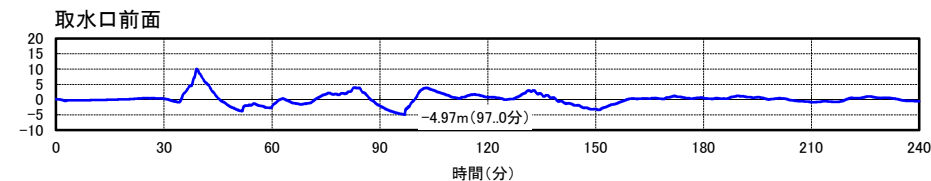
- 以上から、大すべり域の位置と破壊開始点の関係が基準津波の選定に影響がないことを確認した。

■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



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)



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, 立ち上がり時間30秒)

3. 地震に起因する津波の評価

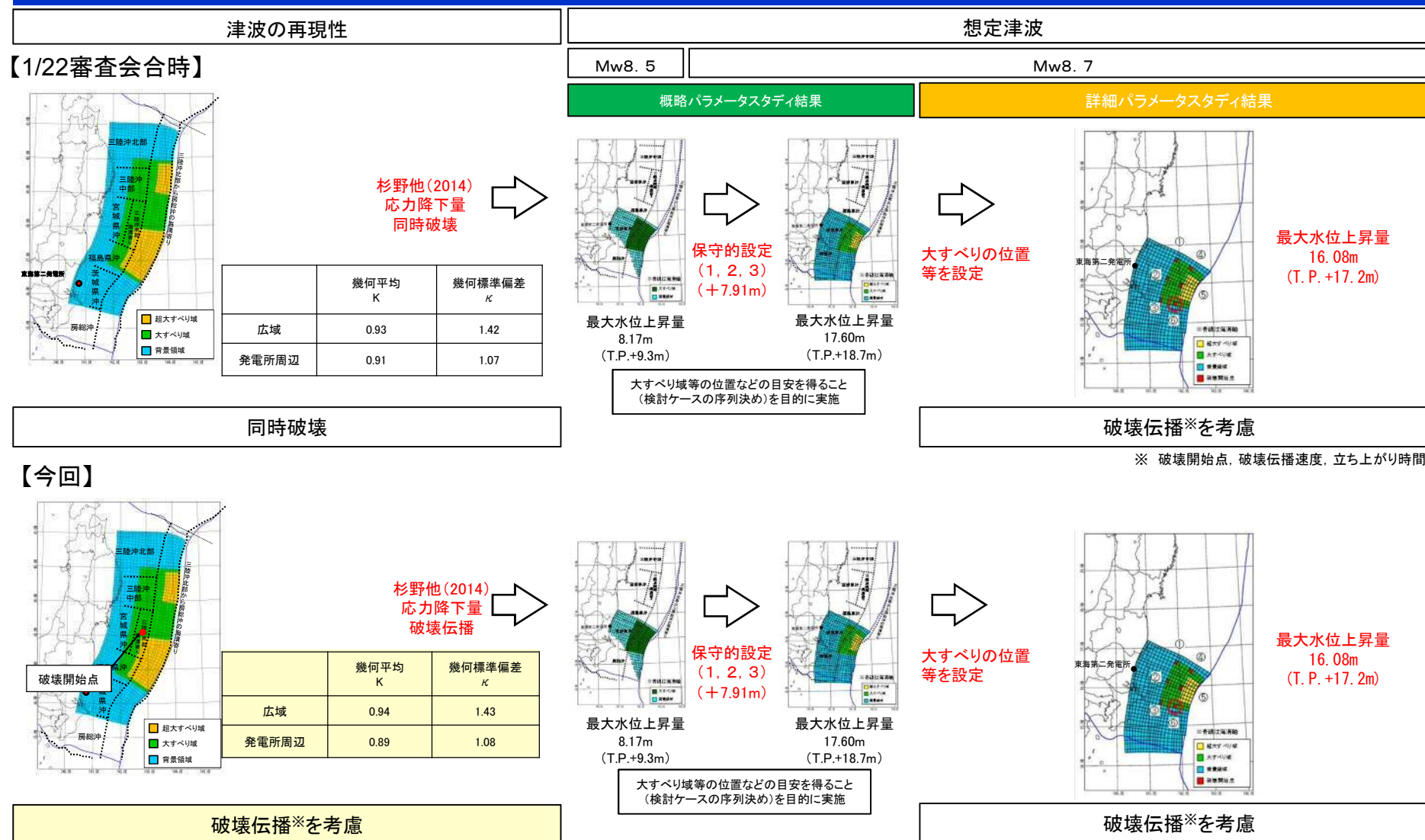
3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

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

(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)

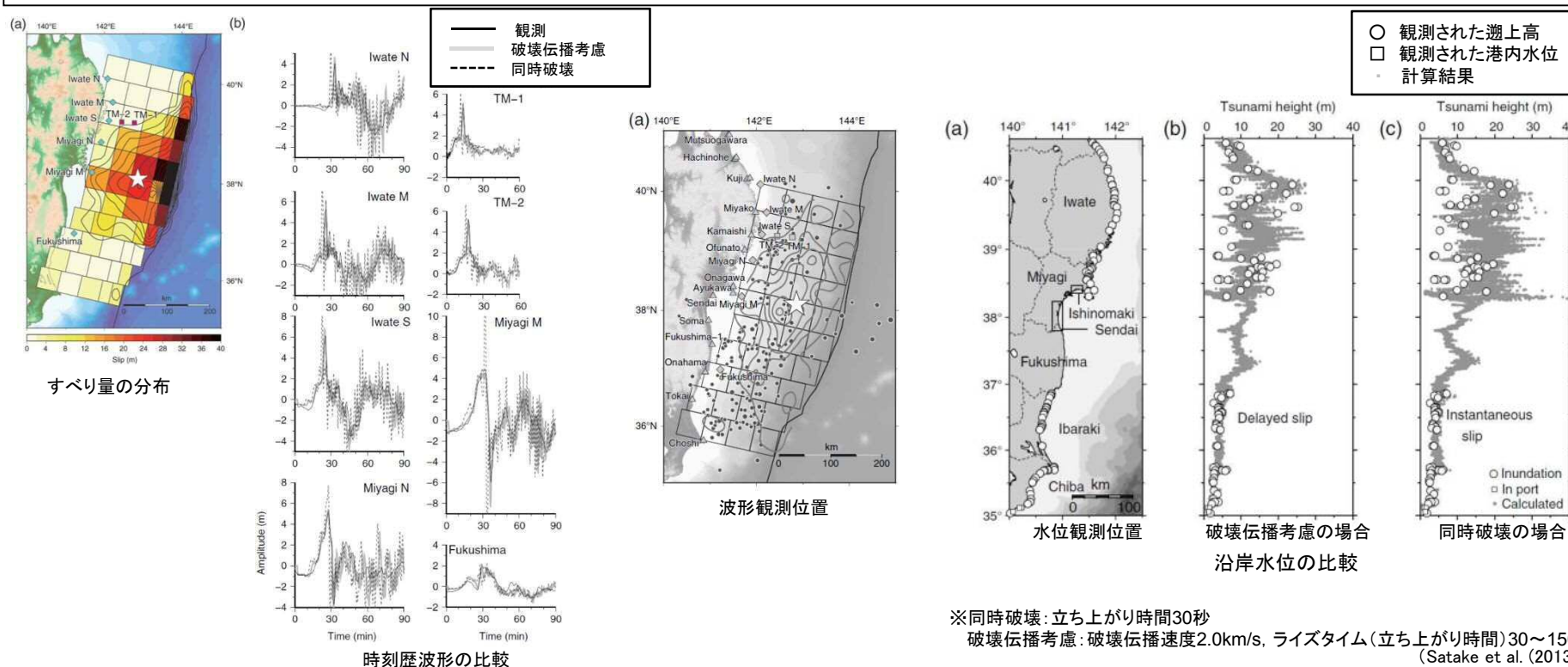
- ・文献調査結果に示されている「2011年東北地方太平洋沖地震津波について、同時破壊と破壊伝播を考慮した場合について観測結果との比較を行い、破壊伝播を考慮した場合の方が観測結果をよく再現できる」との見解を考慮
- ・なお、同時破壊を考慮した場合の水位上昇分(+1.52m)については、保守的設定による水位上昇分(+7.91m)に十分包絡される



: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。
 - ✓ 波形を見ると、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。

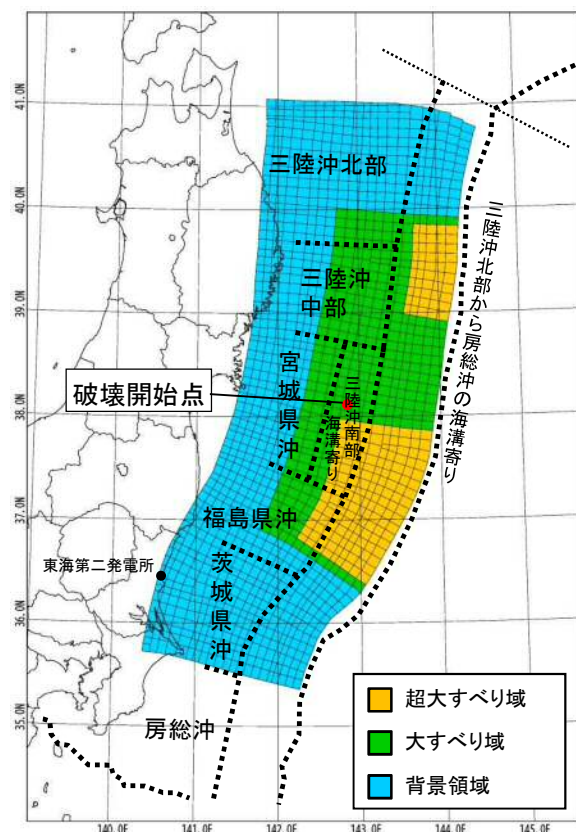


- 以上から、巨大地震である茨城県沖から房総沖に想定する津波波源(Mw8.7)については、破壊伝播(破壊開始点、破壊伝播速度及び立ち上がり時間)の影響を考慮することが適切と判断した。

(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)

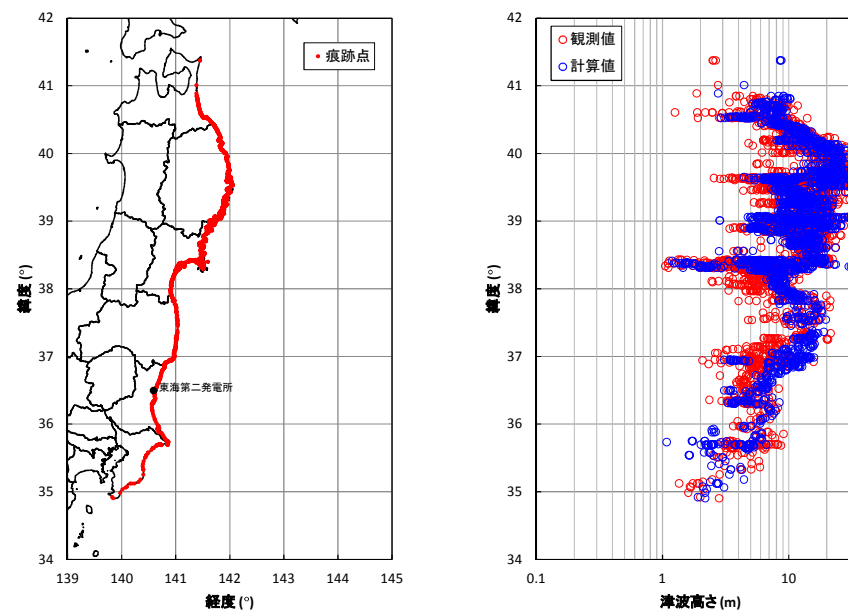
- 2011年東北地方太平洋沖地震津波を対象に、破壊伝播を考慮した特性化波源モデルにおける再現性を確認した。
- 破壊開始点は震源位置、破壊伝播速度は3.0km/s、立ち上がり時間は30秒とした。
- 設定した特性化波源モデルは、2011年東北地方太平洋沖地震の津波痕跡高(東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012))に対して計算値の方が大きくなっているが(幾何平均 $K=0.94$)、幾何標準偏差($\kappa=1.43$)は土木学会(2016)の目安値を満足している。

【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】

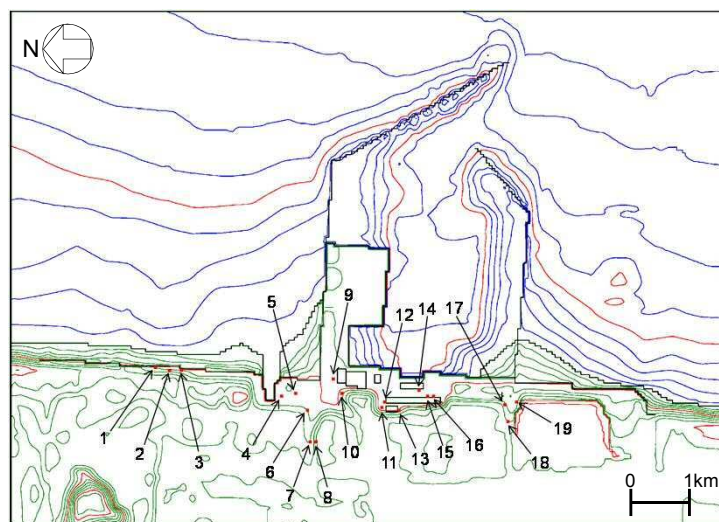
$0.95 < K < 1.05$

$\kappa < 1.45$

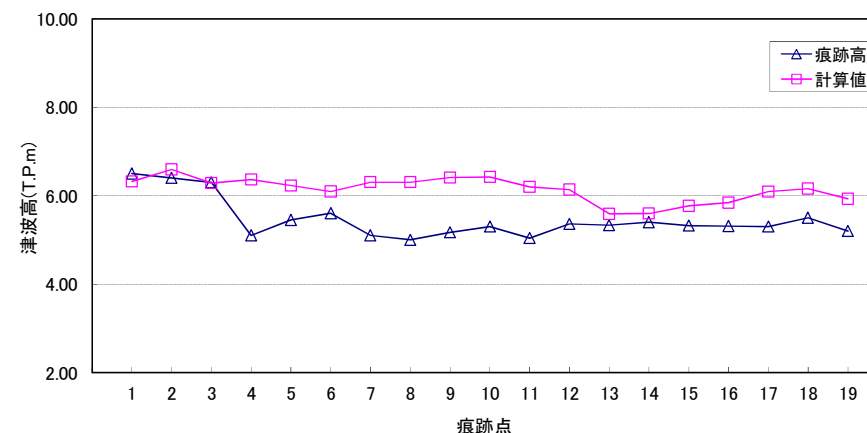
(土木学会(2016))

(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(2016)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

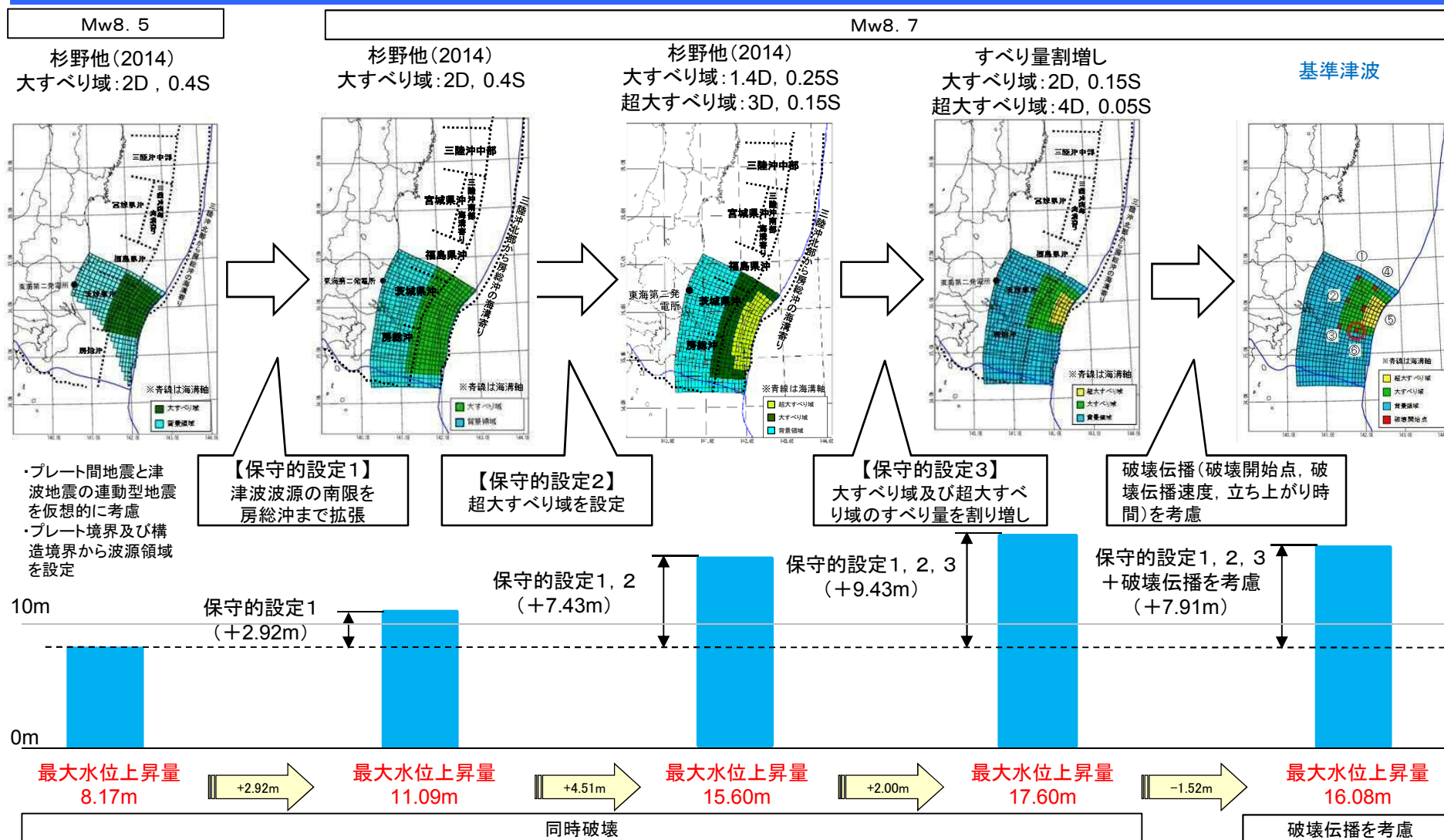
	地点数 n	幾何平均 K	幾何標準偏差 κ
同時破壊	19	0.91	1.07
破壊伝播を考慮	19	0.89	1.08

【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(2016))

- 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

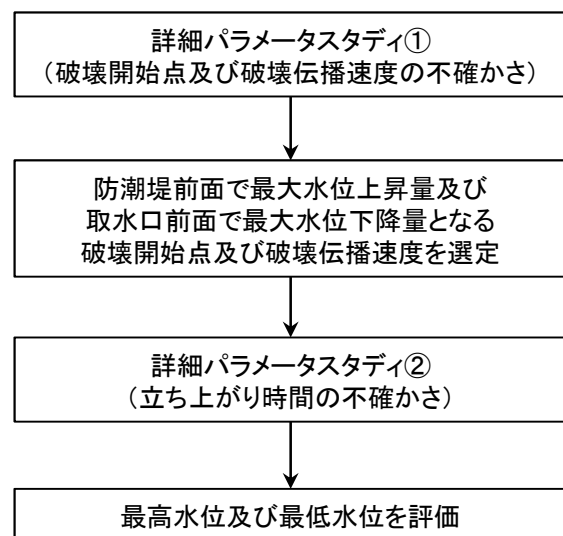
3.1 プレート間地震に起因する津波の評価

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】

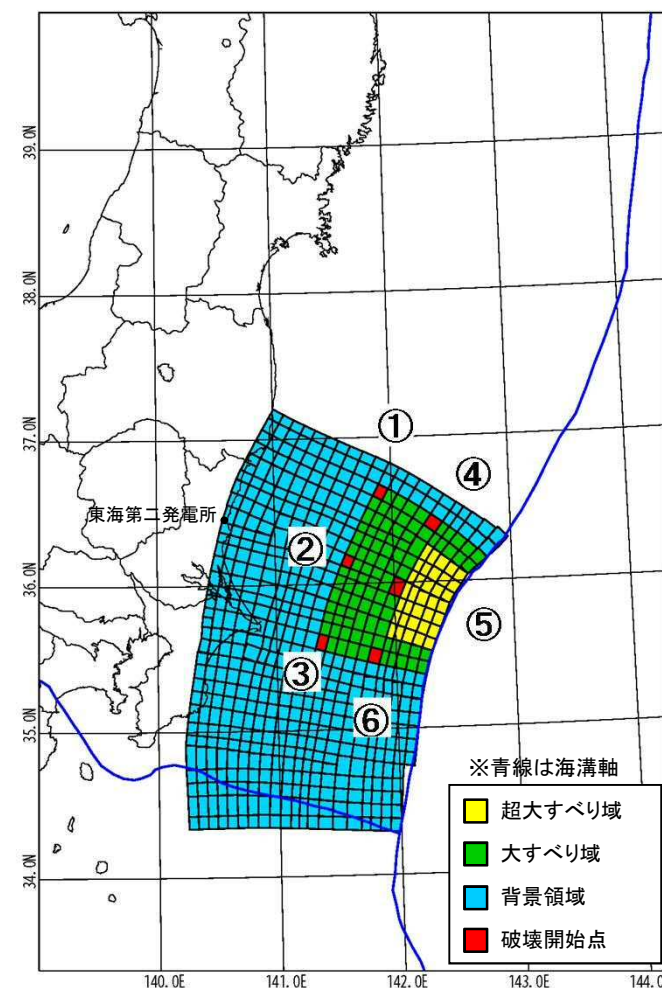


【設定根拠】

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

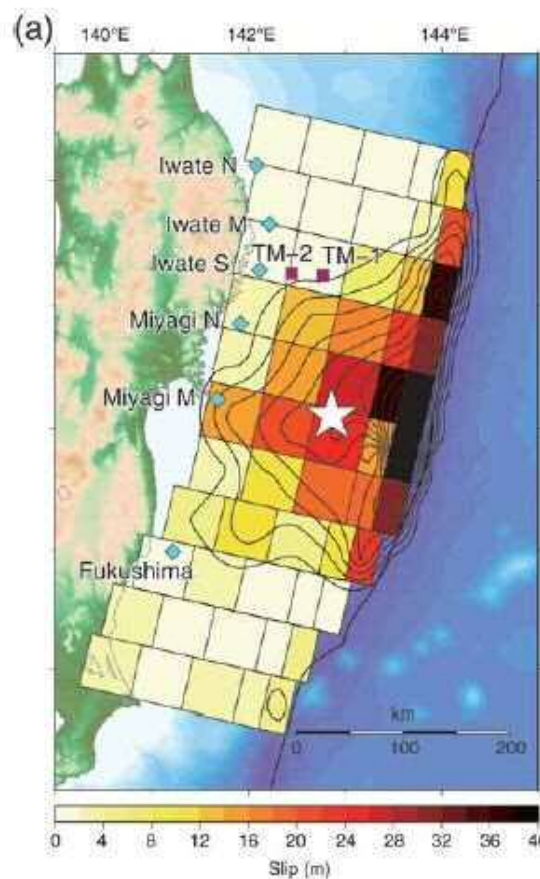
項目	設定値
破壊開始点	①～⑥(右図参照)
破壊伝播速度	1.0km/s, 1.5km/s, 2.0km/s, 2.5km/s, 3.0km/s
立ち上がり時間	30秒, 60秒



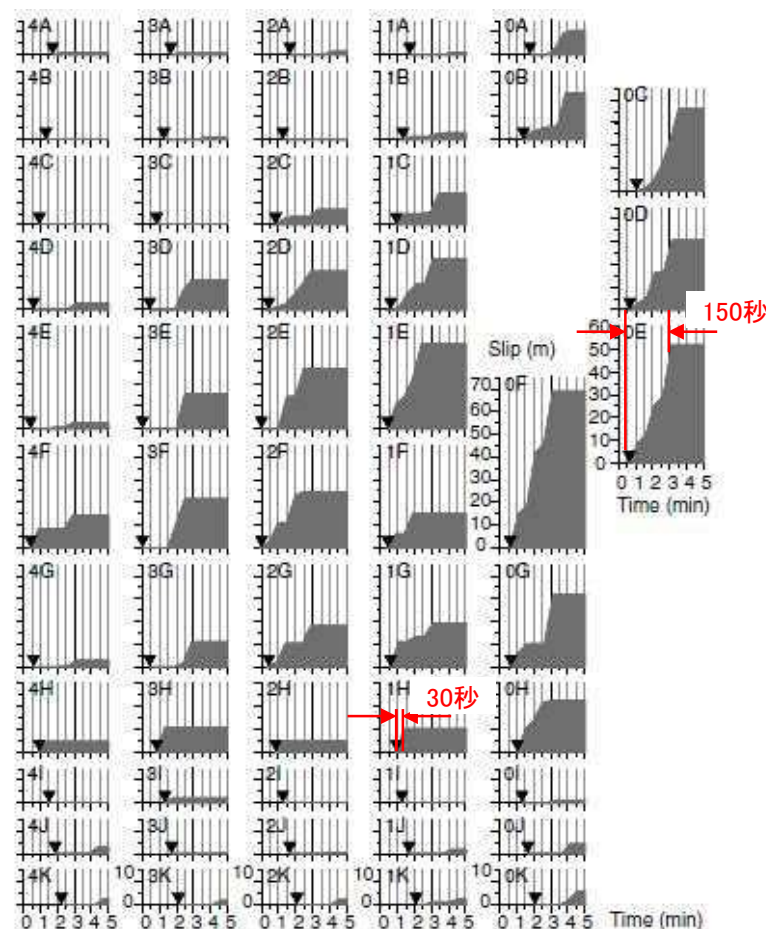
破壊開始点位置図

(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

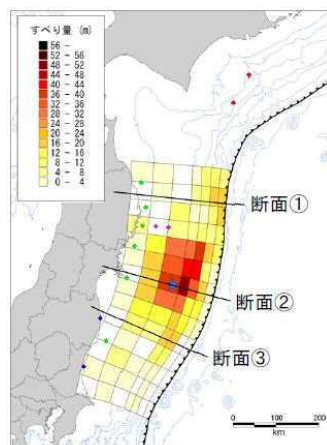


すべり量の時間変化

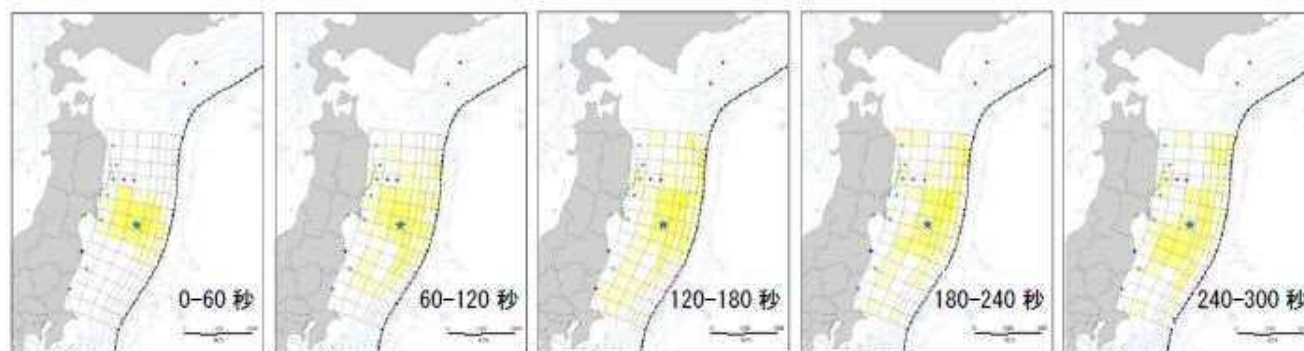
(Satake et al.(2013) に加筆)

(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。

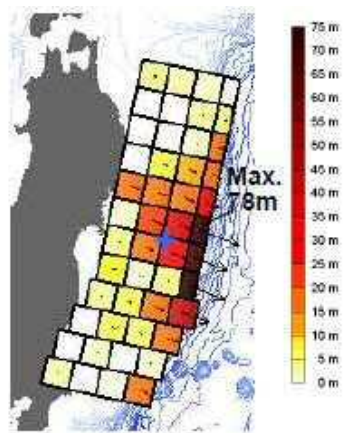


すべり量分布

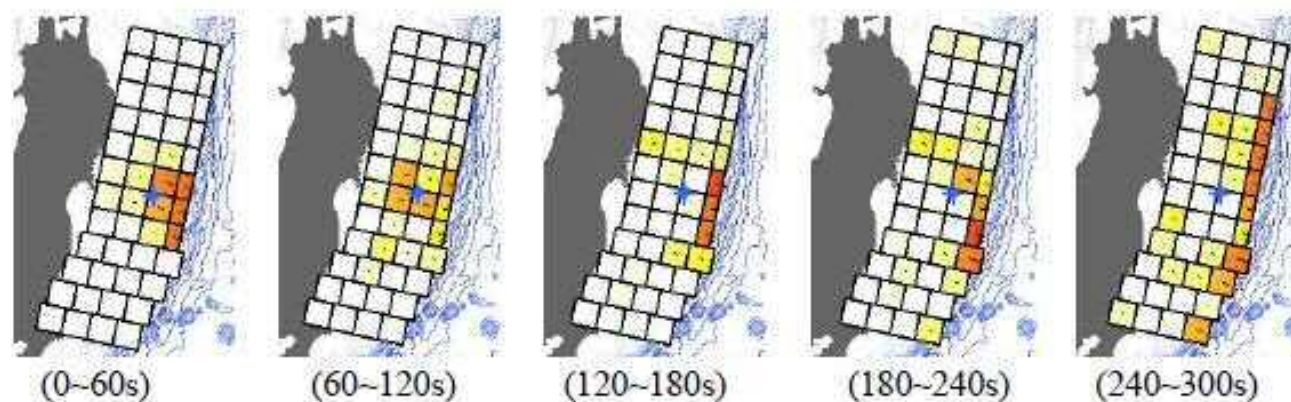


すべり量の時間変化

(内閣府(2012))



すべり量分布



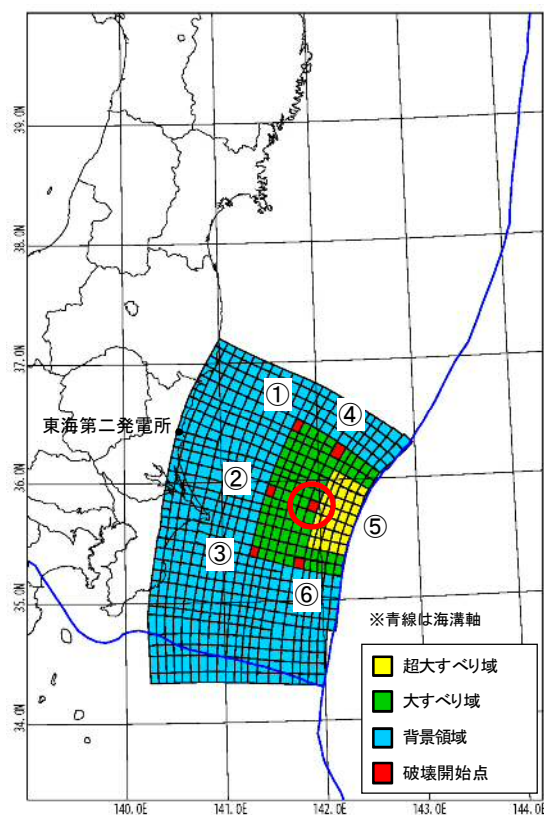
すべり量の時間変化

(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。

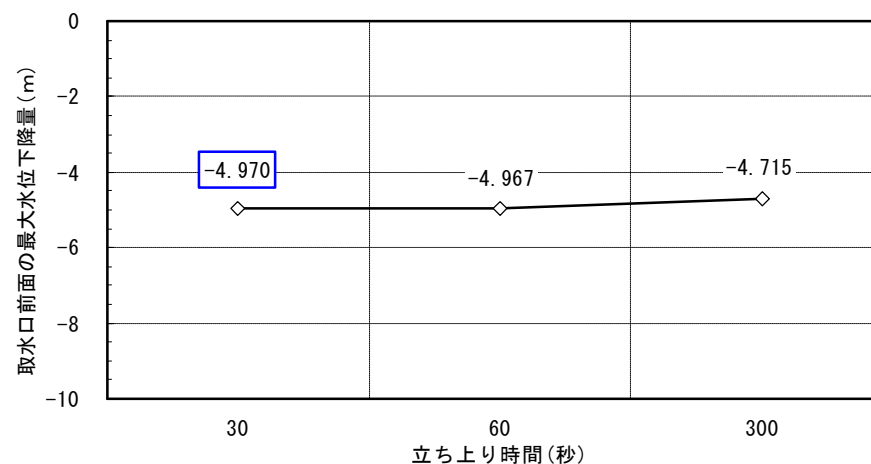
(8) 立ち上がり時間の設定の妥当性について(詳細パラメータスタディの評価結果)

- 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

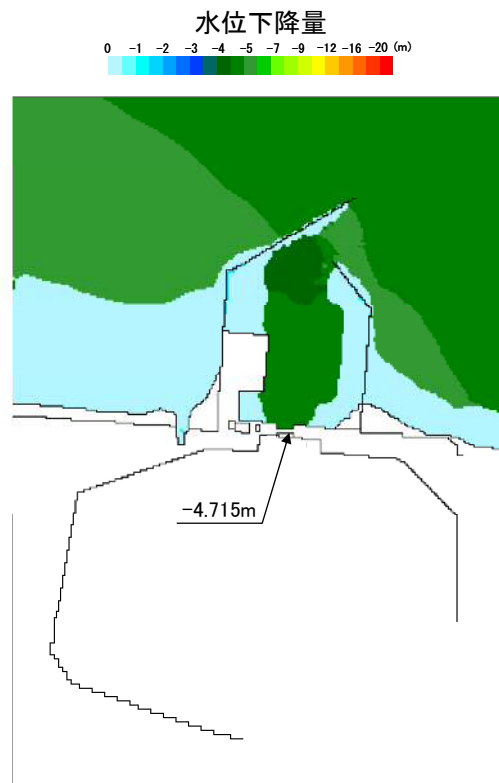
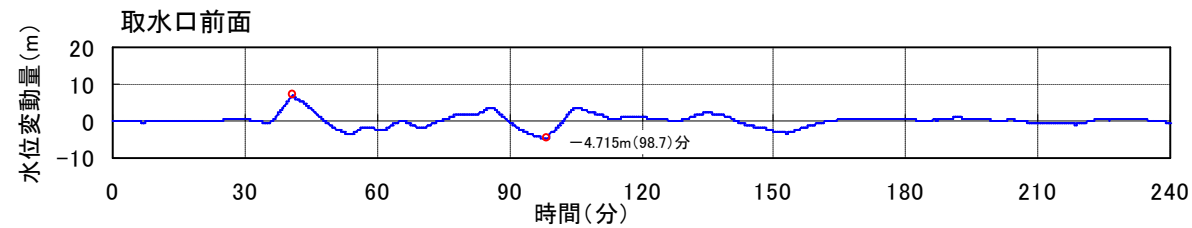
水位下降量最大時の波源モデル



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

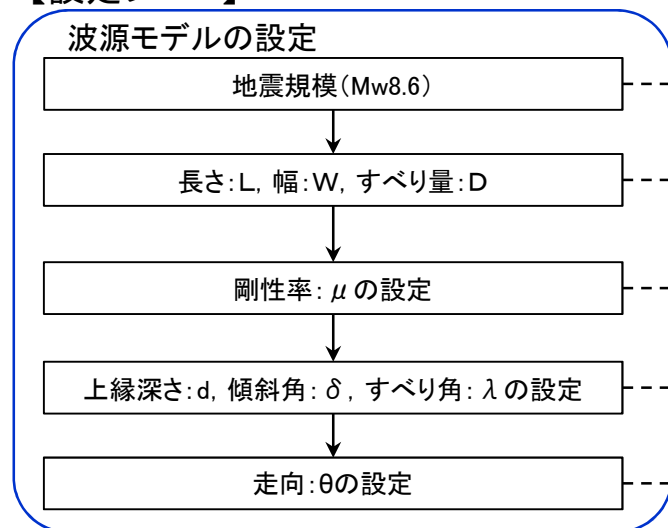
立ち上がり時間300秒における下降量

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(2016)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(2016)のスケーリング則に基づき設定

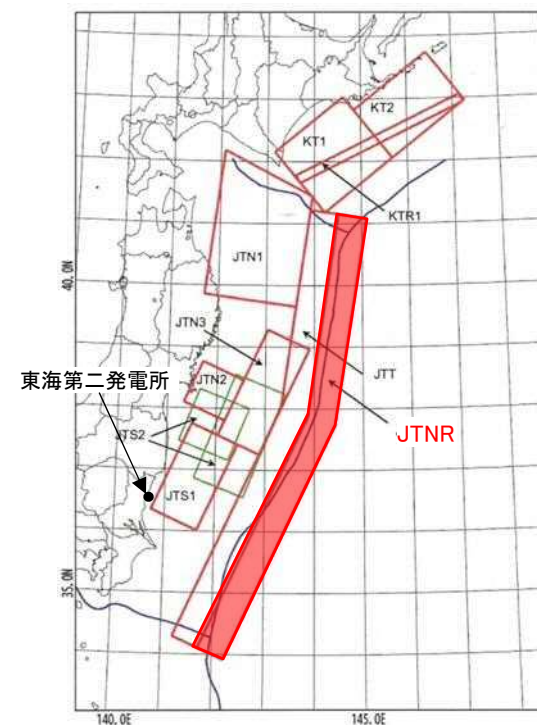
土木学会(2016)に基づき設定

土木学会(2016)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 (km)	1.0
傾斜角: δ (°)	45
すべり角: λ (°)	270
走向: θ (°)	180, 205



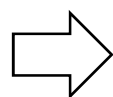
海洋プレート内地震の検討領域

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(2016)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

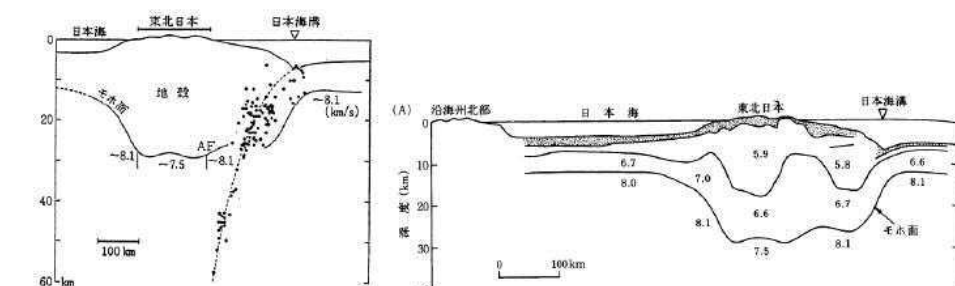
パラメータ	設定値
Mw	8.4
長さ:L (km)	185
幅:W (km)	50
すべり量:D (m)	6.6
剛性率: μ (N/m ²)	7.0×10^{10}
地震モーメント: M_0 (Nm)	4.27×10^{21}
上縁深さ:d (km)	1.0
傾斜角: δ (°)	45
すべり角: λ (°)	270
走向: θ (°)	180



断層モデルのパラメータ

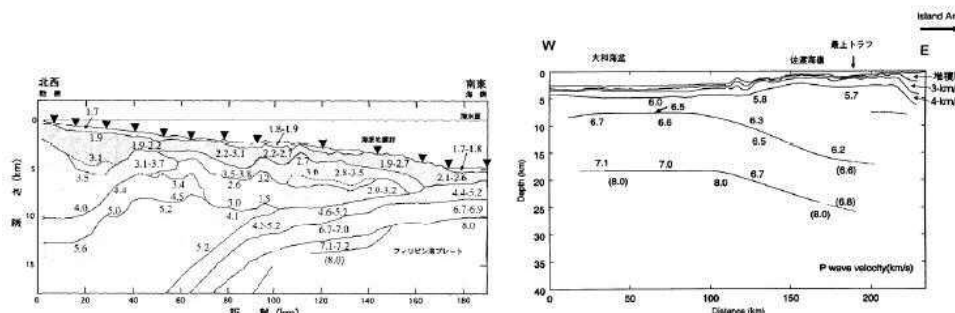
パラメータ	設定値	設定方法
Mw	8.6	土木学会(2016)
長さ:L (km)	283.0	土木学会(2016) (幅Wは制限あり)
幅:W (km)	50.0	
すべり量:D (m)	10.1	
剛性率: μ (N/m ²)	7.0×10^{10}	土木学会(2016) (幅Wは制限あり)
地震モーメント: M_0 (Nm)	1.00×10^{22}	
上縁深さ:d (km)	1.0	
傾斜角: δ (°)	45	土木学会(2016)
すべり角: λ (°)	270	
走向: θ (°)	180 205	土木学会(2011)

- 土木学会(2016)に基づき、剛性率を $7.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ に設定した。



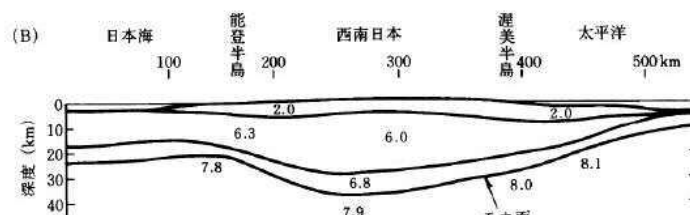
(a) 東北日本周辺(吉井(1978))

(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(2016)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			
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	$1.69 \sim 1.78$			
甲府周辺	$1.66 \sim 1.71$			
日光付近	1.682 ± 0.016	1.686*	1.90	大東・伊藤(1995)
長野県西部	1.700 ± 0.053	1.686*		*は真の V_p , V_s から求めた値
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(2016)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, $\mu=3.36 \times 10^{10}$ $\sim 3.94 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$3.5 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ ($3.5 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$)
・海洋プレート内 ・プレート境界深部(断層面全体が深さ 20km 以深に存在する場合)	$V_p=8.0 \sim 8.1 \text{ km/s}$ $V_p/V_s=1.75 \sim 1.80$ $\rho=3.2 \sim 3.5 \text{ g/cm}^3$ とすれば, $\mu=6.31 \times 10^{10}$ $\sim 7.50 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ となる。この中間的値とする。	$7.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ ($7.0 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$)
・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。	$5.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ ($5.0 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$)

目 次

3. 地震に起因する津波の評価

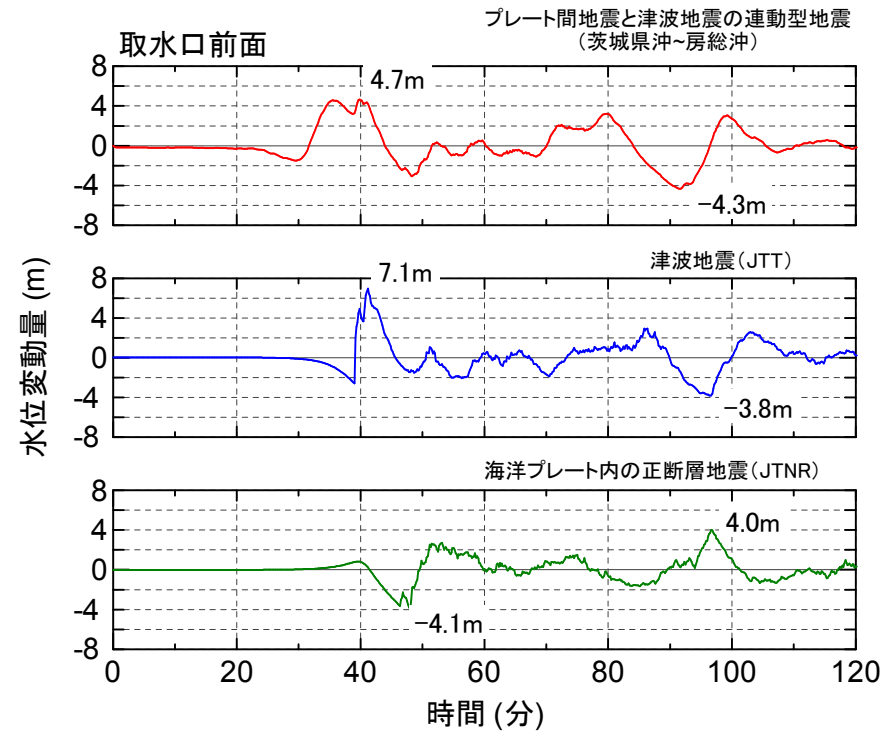
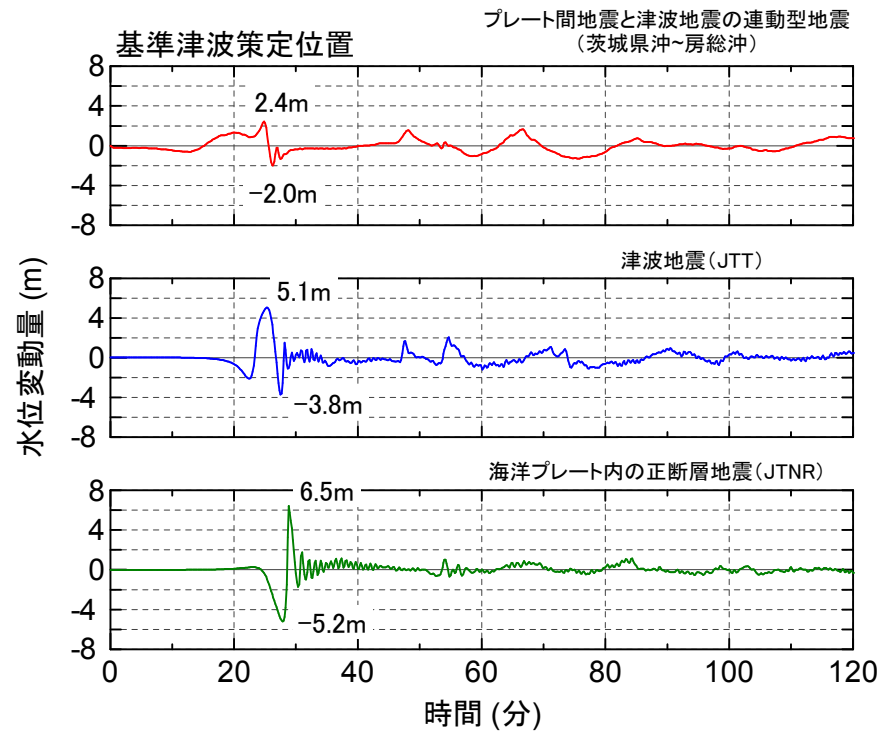
3.2 海洋プレート内地震に起因する津波の評価

【参考資料】

海洋プレート内の正断層地震津波の伝播特性

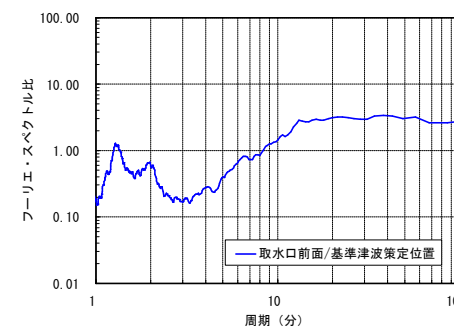
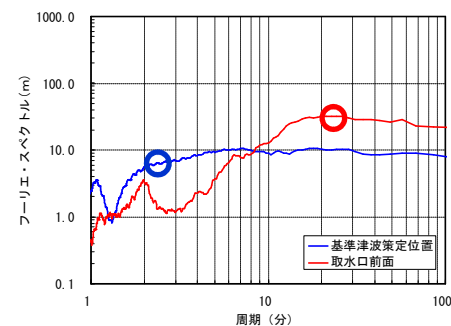
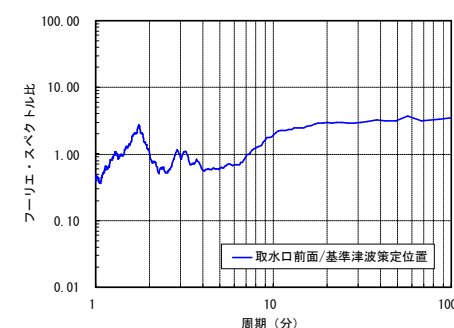
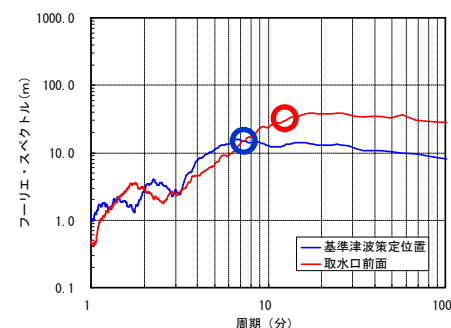
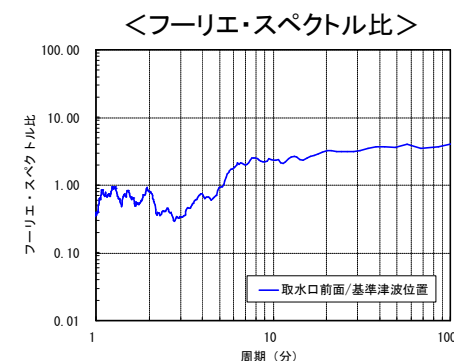
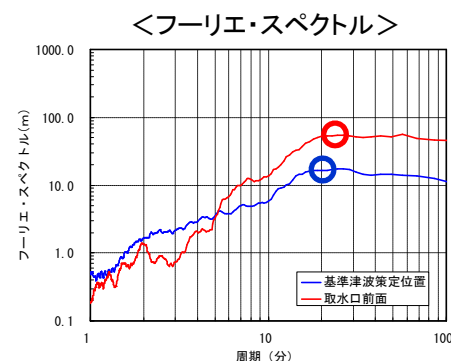
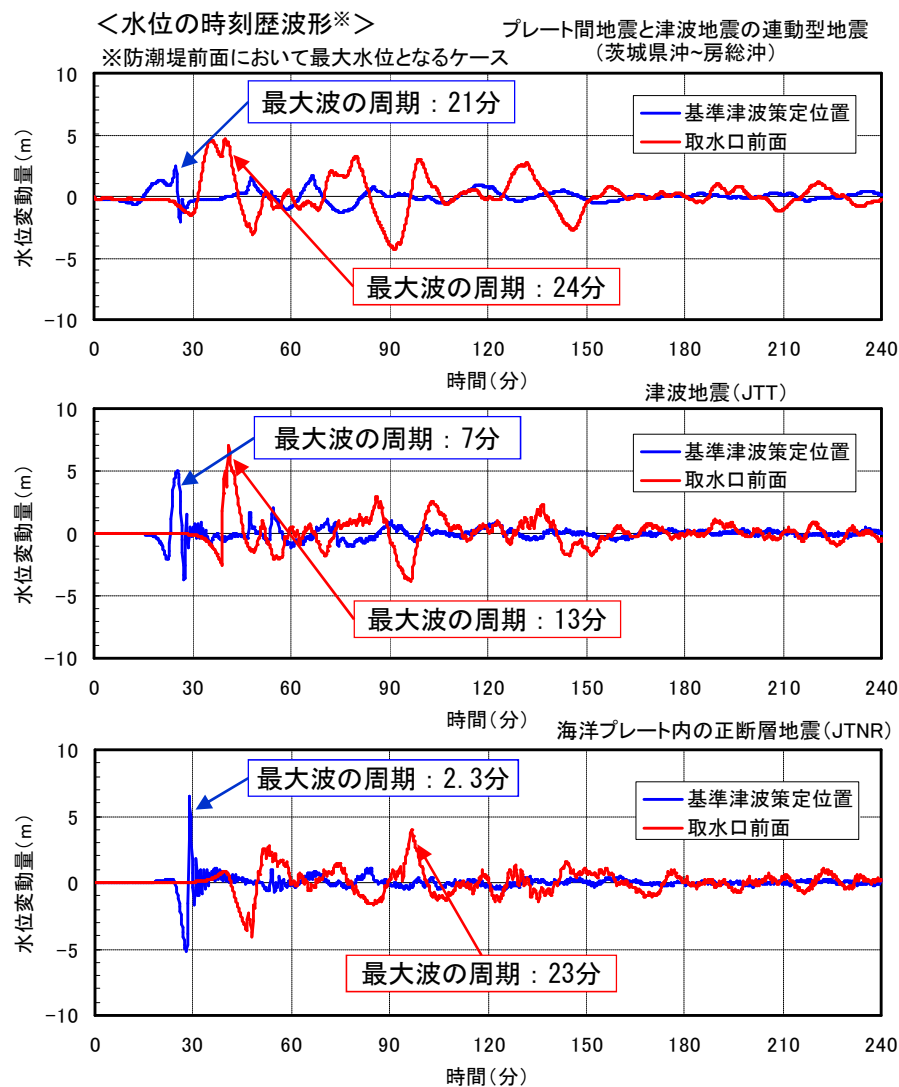
海洋プレート内の正断層地震津波の伝播特性

- 基準津波策定位置での海洋プレート内の正断層地震の津波の時刻歴波形に着目すると、上昇側の周期は短い。
- 周期の短い波は敷地付近で大きく減衰している。



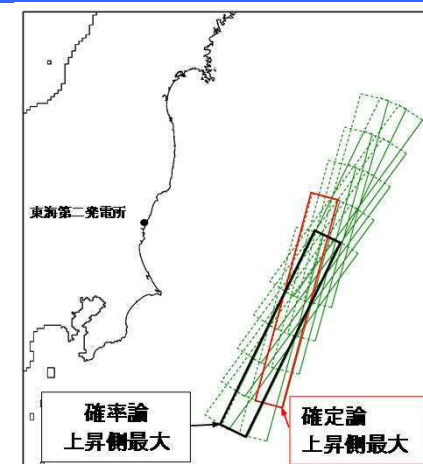
海洋プレート内の正断層地震津波の伝播特性

- 基準津波策定位置でのフーリエ・スペクトルをみると、海洋プレート内の正断層地震(JTNR)では2～5分の短周期成分が多く含まれ、最大波の周期も2.3分と「プレート間地震と津波地震の連動型地震(茨城県沖～房総沖)」(21分)及び「津波地震(JTT)」(7分)に比べて短い。
- また、各波源におけるフーリエ・スペクトル比から、基準津波策定位置から取水口前面に進むにつれて、比較的短周期(2～5分)では減衰し、長周期(概ね10分以上)では増幅する傾向が見られる。
- 以上より、基準津波策定位置での「海洋プレート内の正断層地震」の短周期成分は取水口前面に向かうにつれ、減衰したと考えられる。



海洋プレート内の正断層地震津波の伝播特性

- 基準津波策定位置でのフーリエ・スペクトルをみると、確定論の海洋プレート内の正断層地震(JTNR)は2～5分の短周期成分が多く含まれ、最大波の周期も3.0分と確率論と同様の傾向が見られる。
- また、フーリエ・スペクトル比から、確率論と同様に、基準津波策定位置から取水口前面に進むにつれて、比較的短周期(2～5分)では減衰し、長周期(概ね10分以上)では増幅する傾向が見られる。
- 以上より、「海洋プレート内の正断層地震」の確率論と確定論は同様の傾向を示すことが確認された。

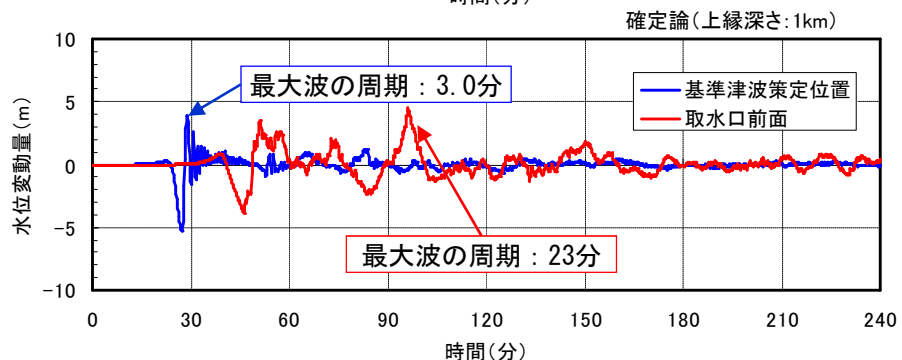
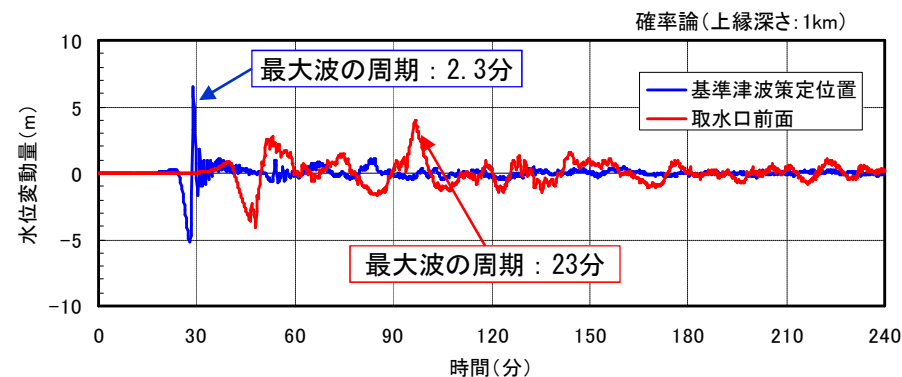


波源の位置

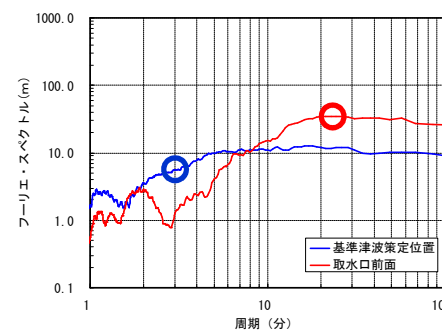
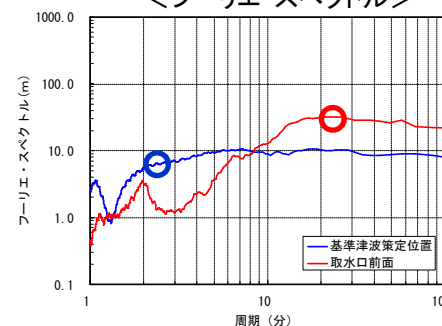
<水位の時刻歴波形※>

※防潮堤前面において最大水位となるケース

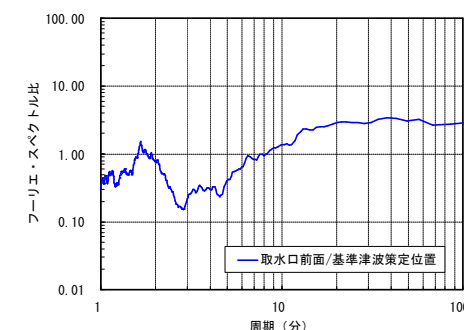
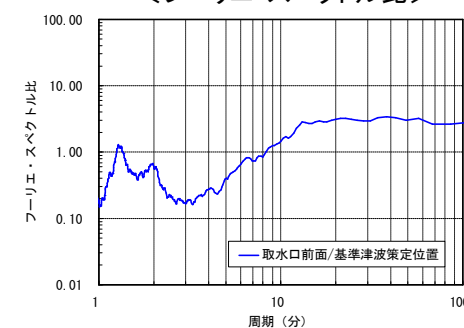
海洋プレート内の正断層地震(JTNR)



<フーリエ・スペクトル>



<フーリエ・スペクトル比>

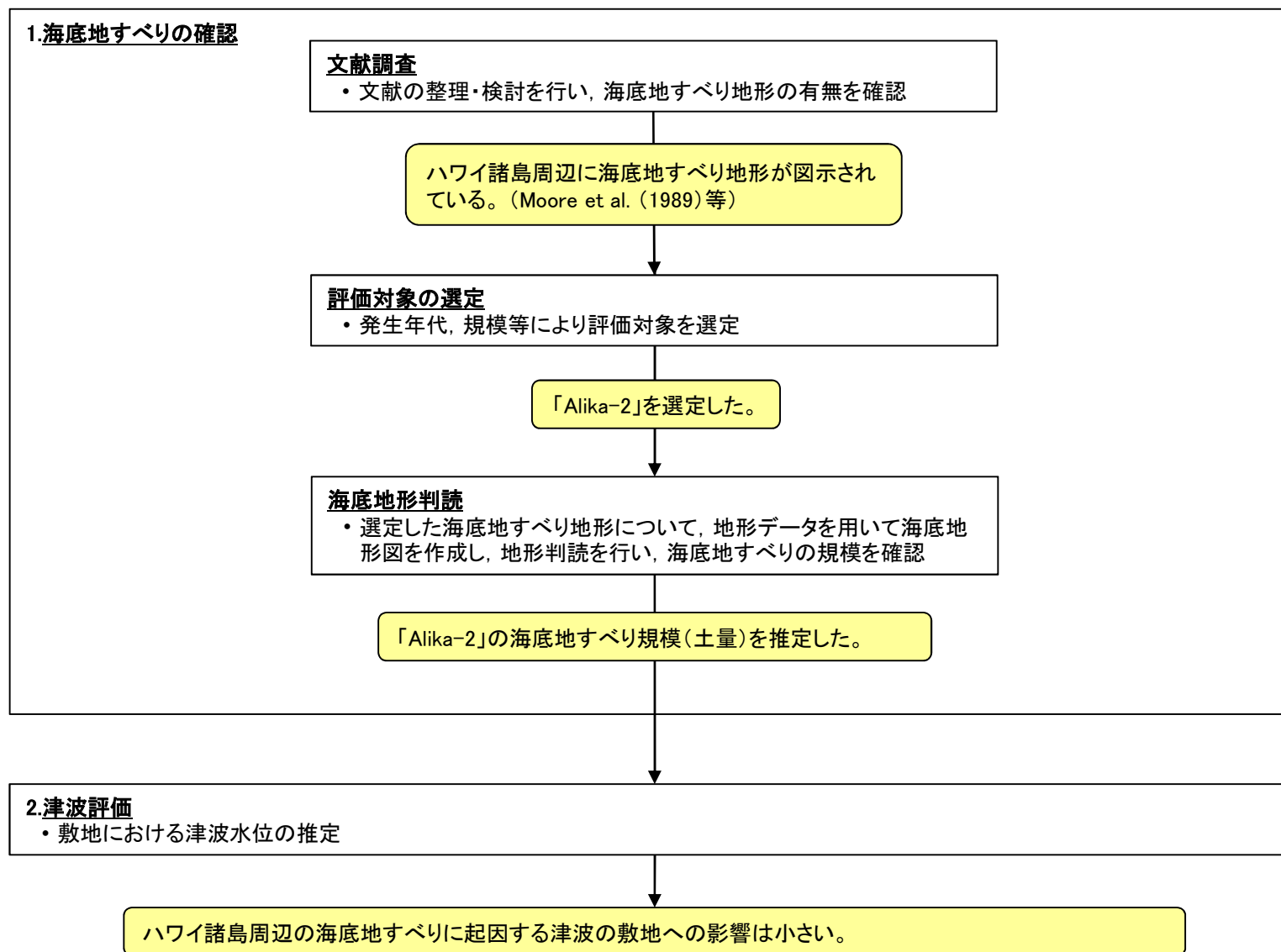


4. 地震以外に起因する津波の評価

4.1 ハワイ付近の海底地すべり

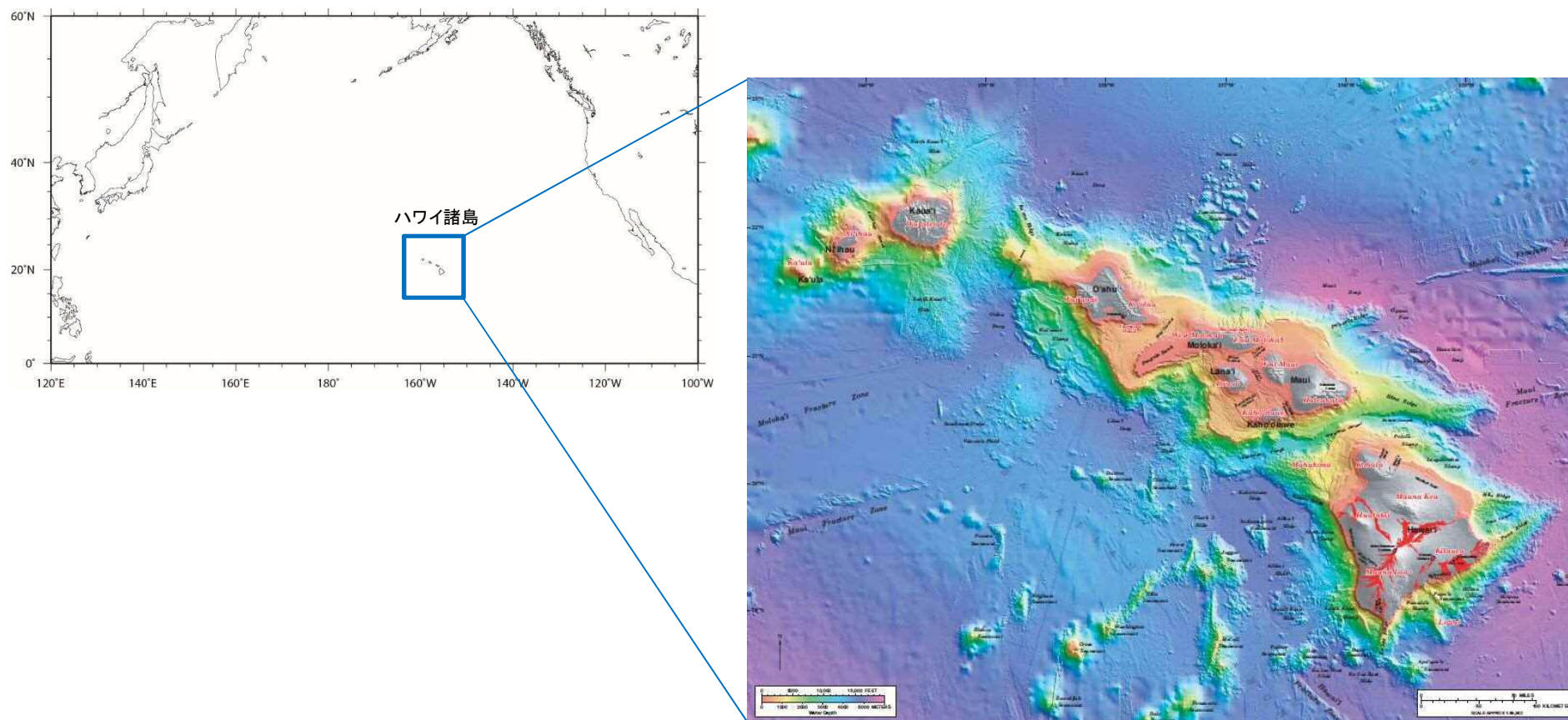
4.1 ハワイ付近の海底地すべり(概要)

- 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)

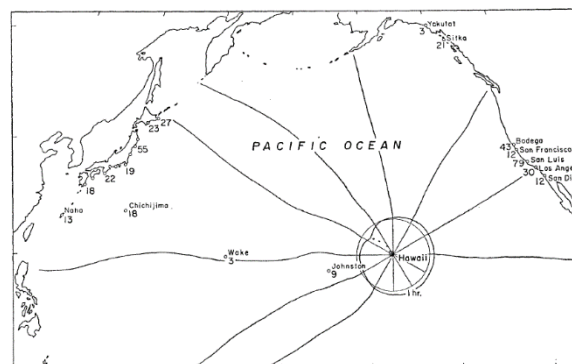
4.1 ハワイ付近の海底地すべり(文献調査:1975年Kalapana津波(既往津波))

- 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		Double ampl.	Occurred time, GMT
		Arrival time, GMT	Rise	Period	Arrival time, GMT	Rise		
1	Hanasaki	Nov. 30 8 : 48	cm 6	min 8	Nov. 30 7 : 56	cm 10	cm 27	Nov. 30 13 : 32
2	Kushiro	?					12	13 : 08
3	Hiroo	7 : 42	15	12			23	10 : 06
4	Urakawa	9 : 00	-6	15	7 : 42	3	12	12 : 11
5	Hakodate	?					17	13 : 30
6	Same	8 : 56	2	10	7 : 55	2	5	11 : 15
7	Miyako	8 : 50	-8	8	7 : 35	6	14	9 : 48
8	Enoshima	8 : 46	-4	10				
9	Ayukawa	9 : 00	-6	8	7 : 44	4	55	10 : 44
10	Onahama	8 : 10	4				21	9 : 20
11	Hitachi	7 : 27	5	16			24	10 : 14
12	Mera	8 : 28	5	16	7 : 22	4	19	11 : 22
13	Miyake Is.	8 : 22	4	7			24	10 : 15
14	Chichijima	6 : 53	6	18			18	10 : 18
15	Minami-Izu	7 : 20	3				20	11 : 46
16	Omaezaki	7 : 33	4	10			14	13 : 50
17	Owase	9 : 14	8	22	7 : 40	2	22	10 : 00
18	Kushimoto	10 : 00	7	12			22	17 : 00
19	Muroto	8 : 50	3	8			11	11 : 50
20	Tosa-Shimizu	8 : 00	8	22			23	16 : 23
21	Aburatsubo	?					18	15 : 32
22	Naha	8 : 35	3	18			13	16 : 43

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

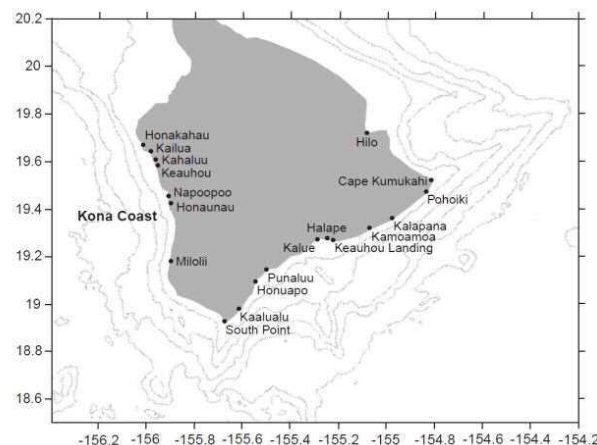
羽鳥(1976)による日本沿岸の検潮記録



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
Kalae (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。

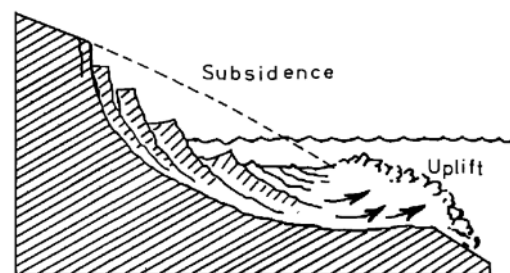
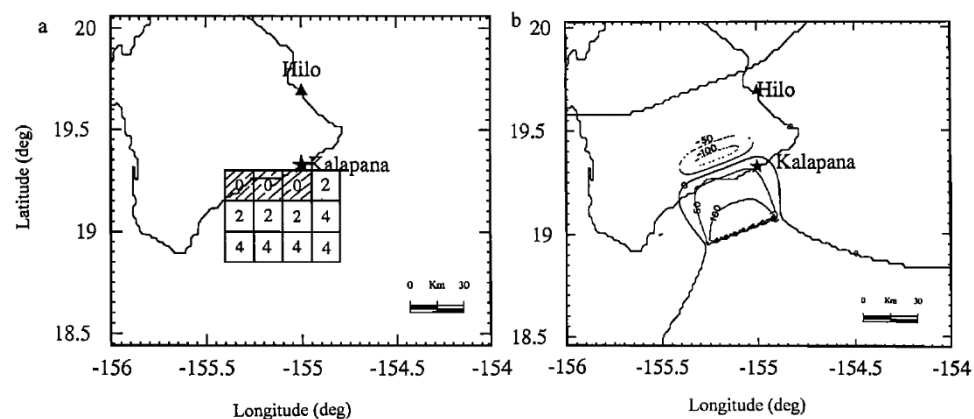


Figure 17. Schematic showing a rotational slumping that causes subsidence and uplift.



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)= 2.5km^3 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Nuuuanu 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。

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	Nuuuanu	NE Oahu	23,000	235	35	D (0.8-1)	2.1-2.2
6	Wailau	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	Pololu	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	95	15	D (2-5)	>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	5,200	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.

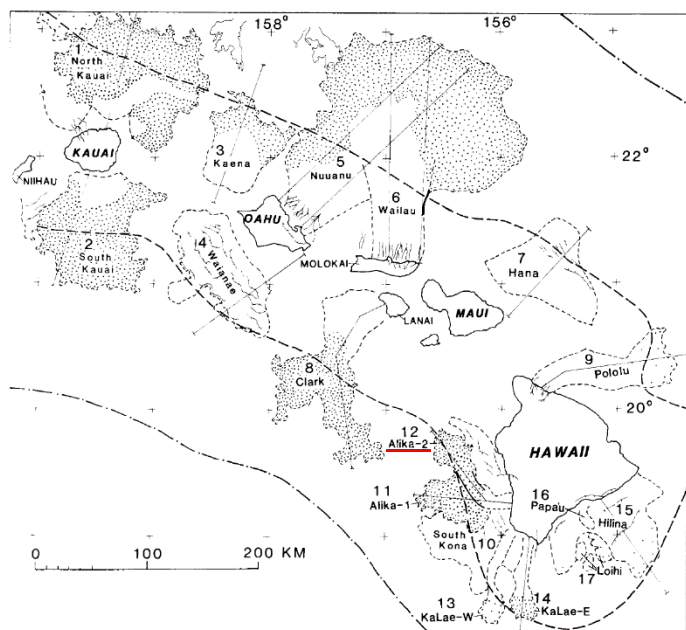


Fig. 2. Map of southeastern Hawaiian Ridge showing major slides bounded by dashed lines identified by number in text and Table 1; compare with Figure 1. Dotted area, hummocky ground (widely spaced where subdued); hachured lines, scarps; thin, downslope-directed lines, submarine canyons and their subaerial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

- : 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)

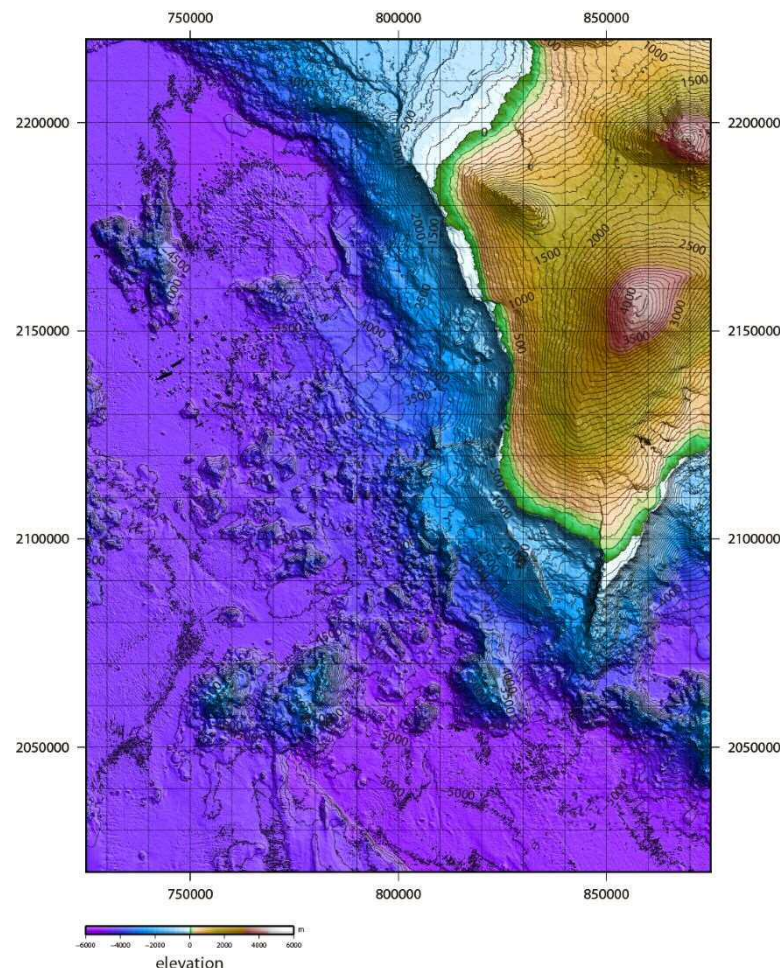
4.1 ハワイ付近の海底地すべり(海底地形判読)

- ・ 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。

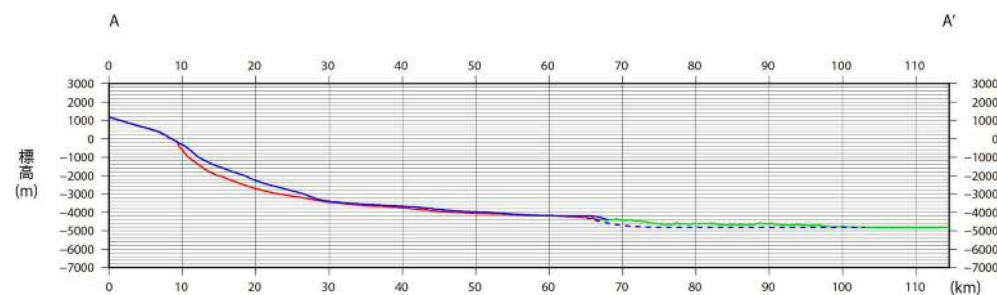
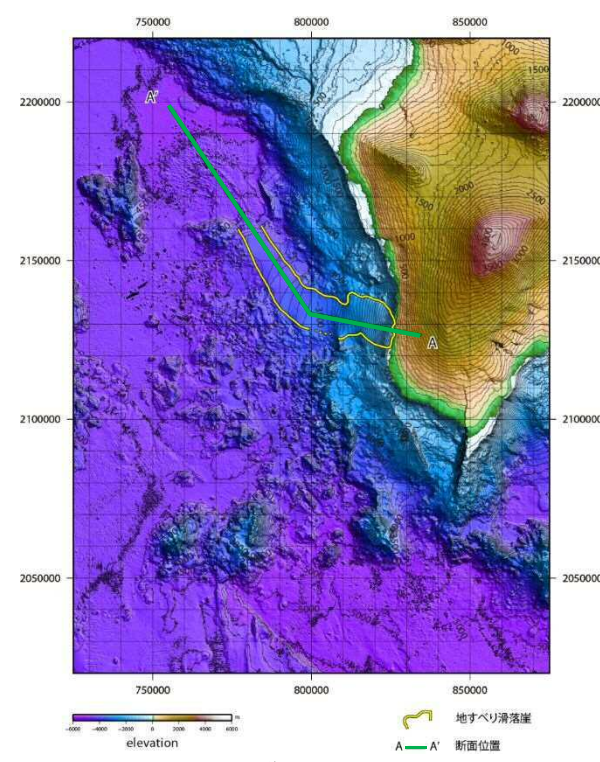
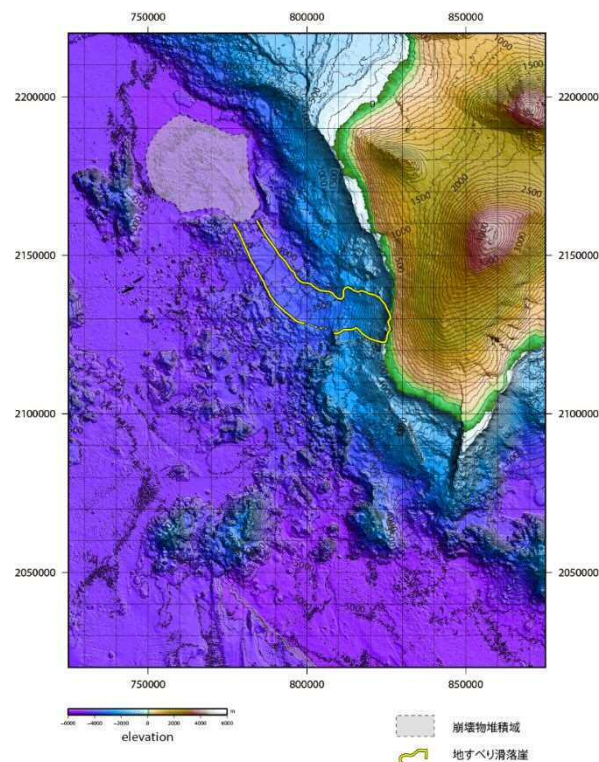


海底地形コンター図及び標高段彩陰影図

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 105km^3 となった。

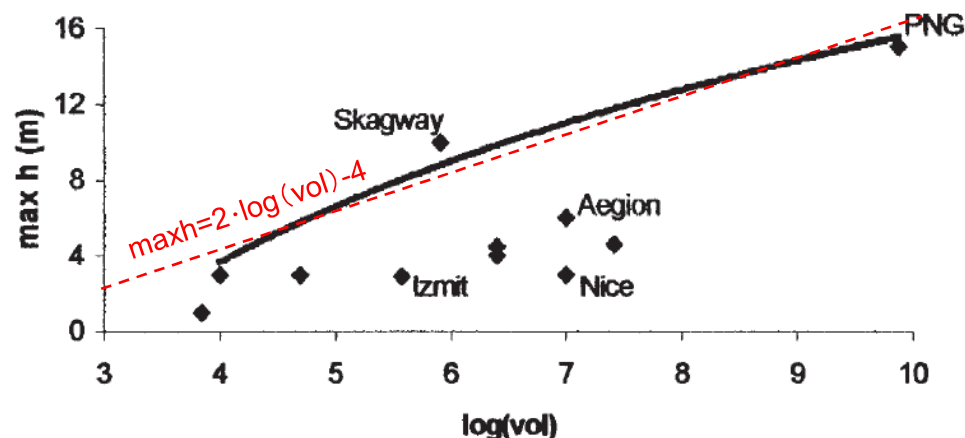


地形断面図(H:V=1:2.5)

- : 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)

- 「Alike-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、「Alike-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

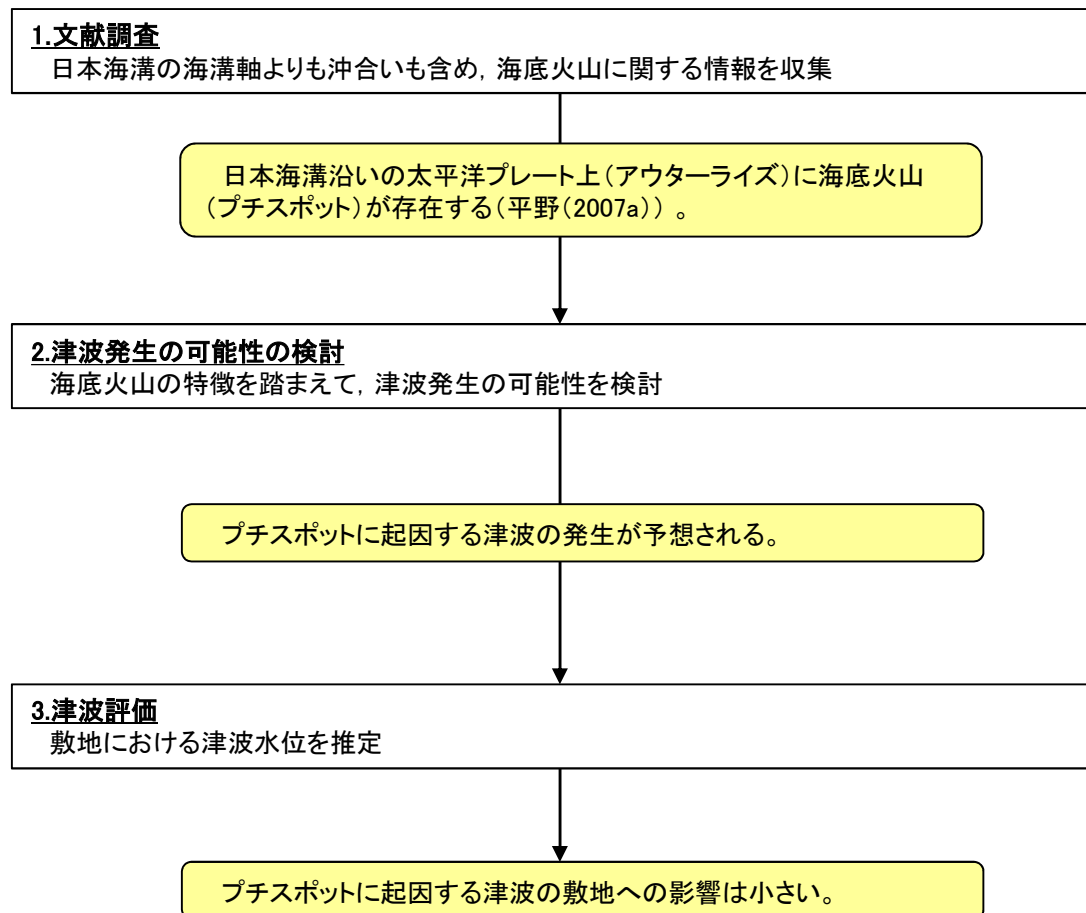
- 以上から、ハワイ諸島周辺の海底地すべりに起因する津波の敷地への影響は小さい。

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)

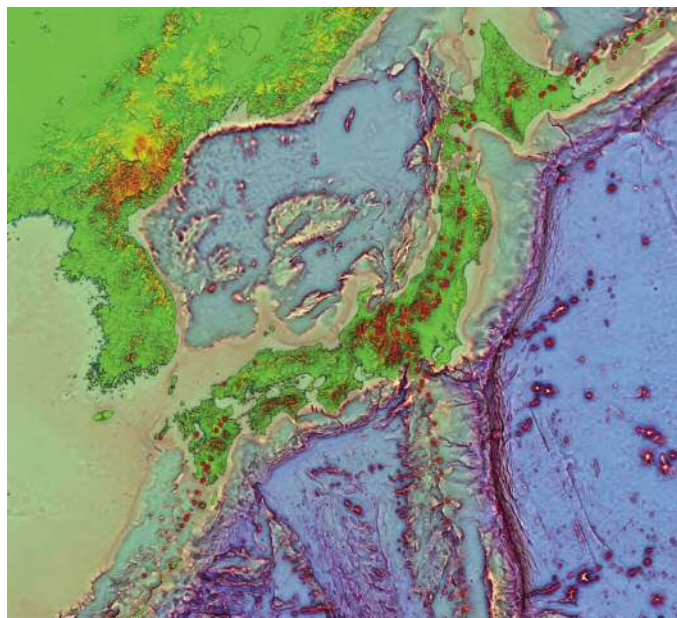
4.2 海底火山(プチスポット)(概要)

- 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)

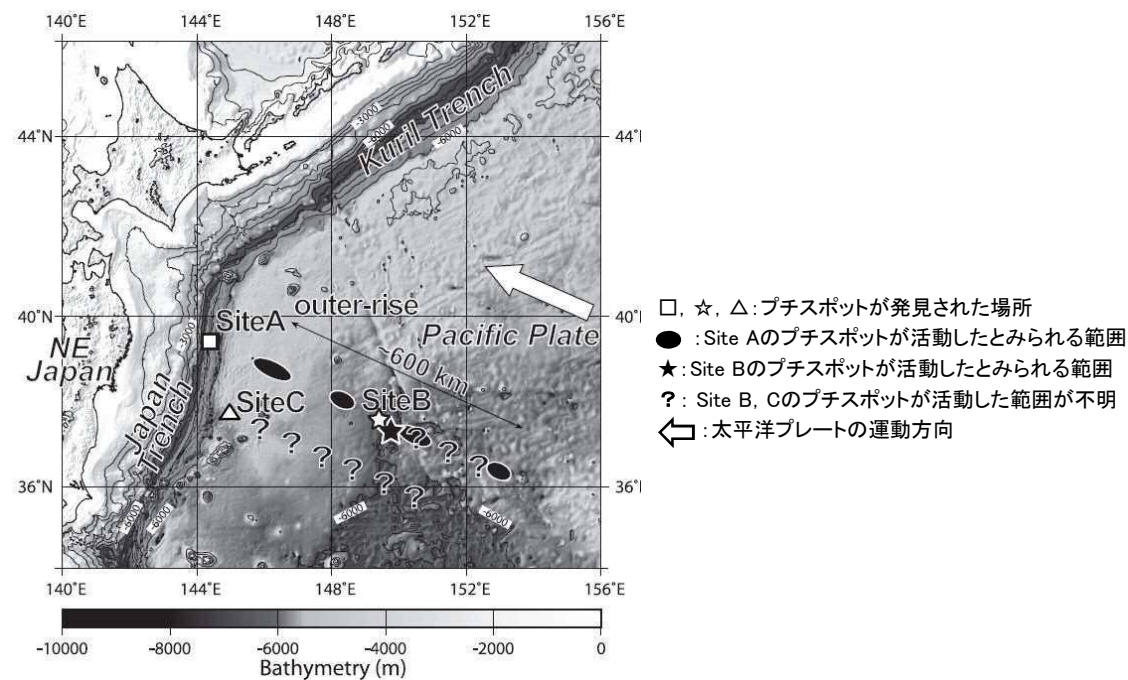
- 日本海溝の海溝軸よりも沖合いも含め、海底火山について、文献調査を実施した。
- 海底火山に関する文献調査を行った結果、敷地周辺において、火山現象による歴史津波の記録はない。
- 阿部・平野(2007)は、三陸沖で沈み込む太平洋プレート(海洋プレート)上でこれまで分かっている火山活動とは異なる、新しいタイプの火山(プチスポット)の存在を示している。



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), Fujiwara et al.(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の可能性はある。
- 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。

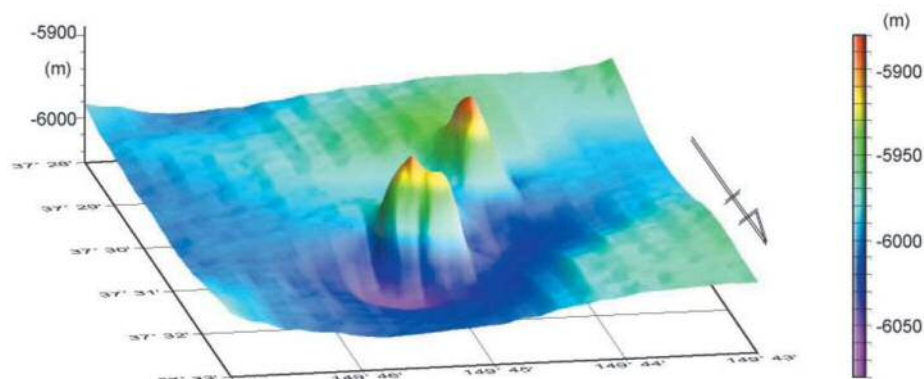
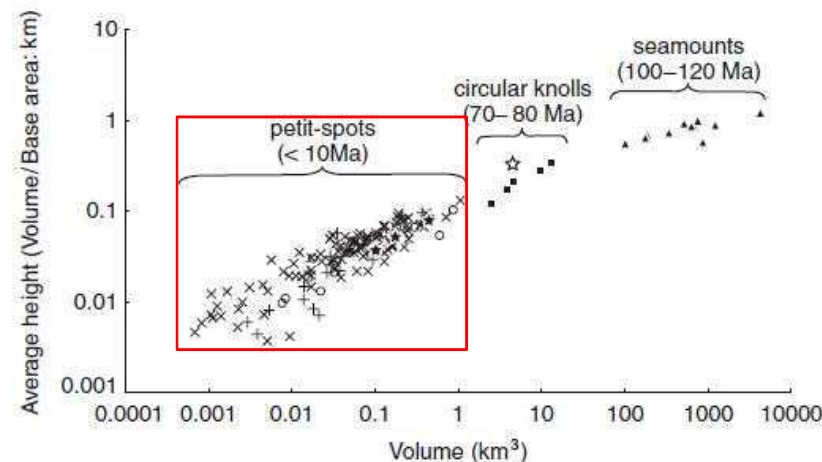


図4 北北東から眺めた2つのプチスポット火山の鳥瞰図。山体の規模は、いずれも長径1km、比高100~200m程度である。調査船による音波を用いた海底地形探査でやっと初めてその存在が明らかとなる大きさである。緯度経度を示すグリッドは1分がおおよそ1.85kmに相当。図2の横幅が約1100kmであるのに対し、この図の横幅はたった7.4kmに過ぎないことに注意。

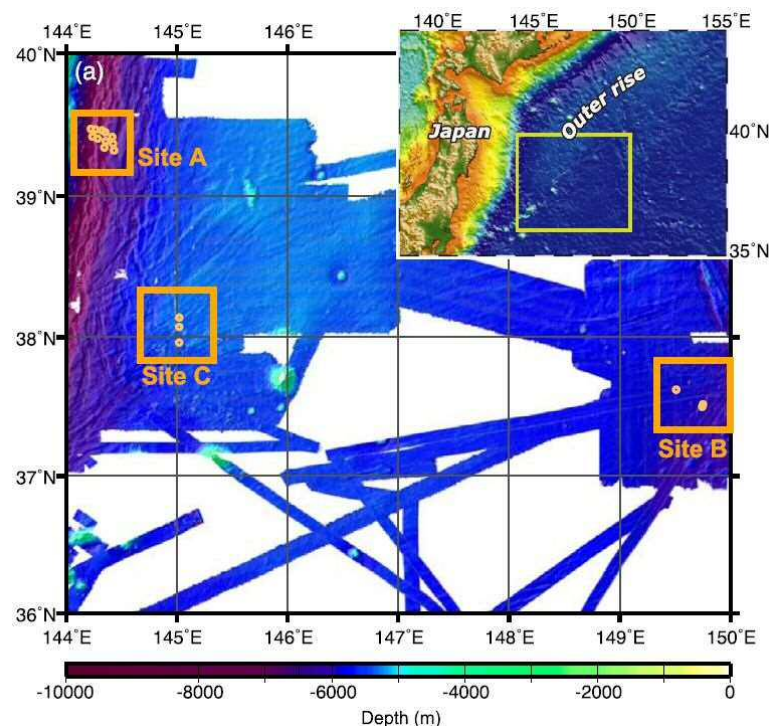
プチスポット火山の俯瞰図
(平野(2007b))



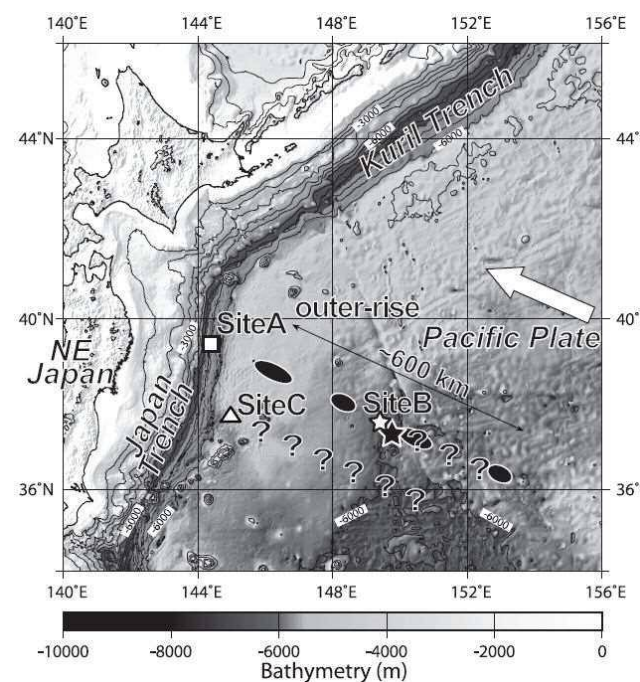
北西部太平洋プレート上でみられる火山の噴出物の体積(マグマ噴出量)と高さ
(Hirano et al.(2008)に加筆)

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

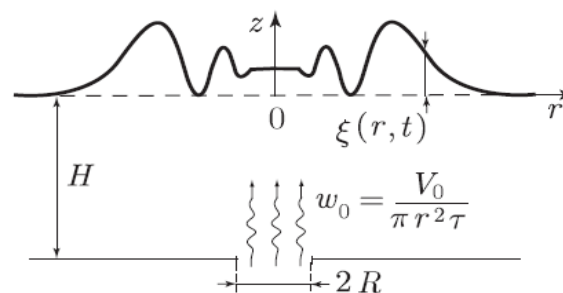
τ : 噴火の継続時間

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)(津波評価)

- 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。

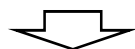
入力データ	入力値	備 考
噴出物の体積(マグマ噴出量): $V_0 (\text{m}^3)$	1×10^9	Okumura and Hirano (2013)を参考に設定
プチスポット位置の水深: $H (\text{m})$	5,000	
噴火の継続時間: $\tau (\text{sec})$	1×10^5	Kozono et al.(2013)を参考に設定
重力加速度: $g (\text{m/s}^2)$	9.8	



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。

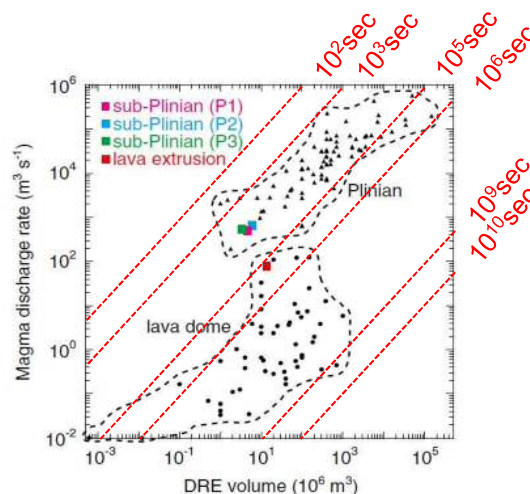


Fig. 9 Diagram showing magma discharge rate versus DRE volume for the major sub-Plinian (pink, blue, and green squares) and lava extrusion (red square) phases of the 2011 Shinmoe-dake eruptions, as estimated from geodetic and satellite observations. These data are compared with compiled data for global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

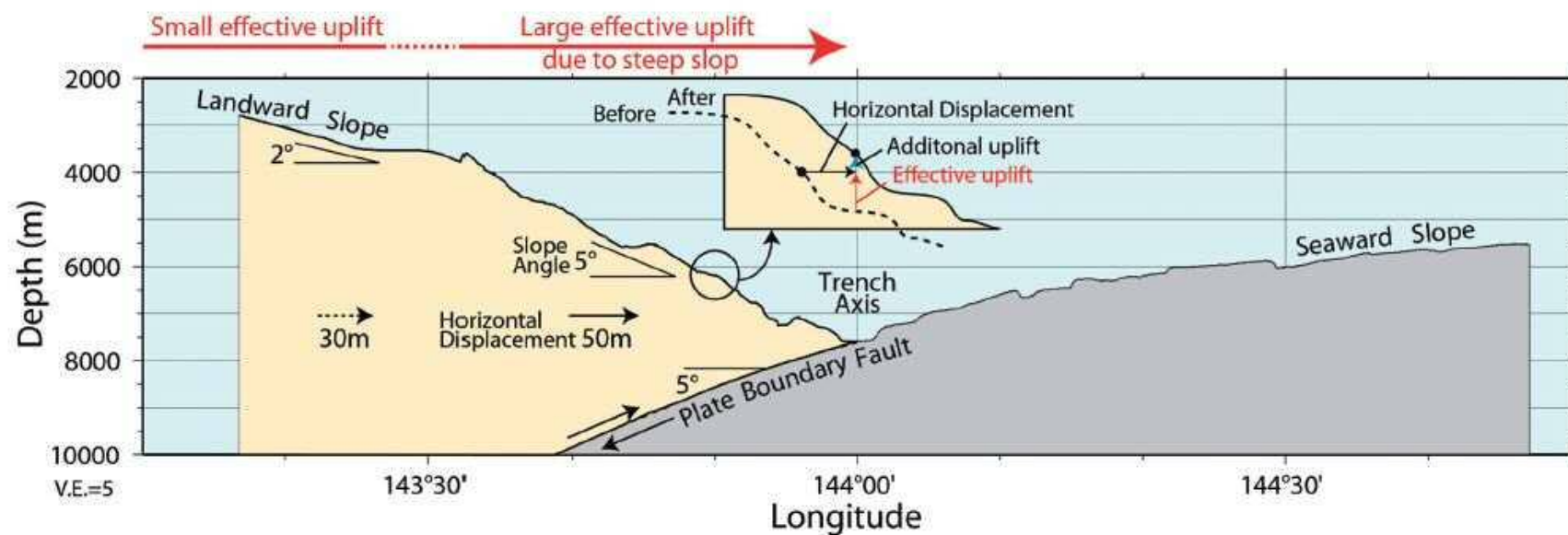
(Kozono et al.(2013)に加筆)

- 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. 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。

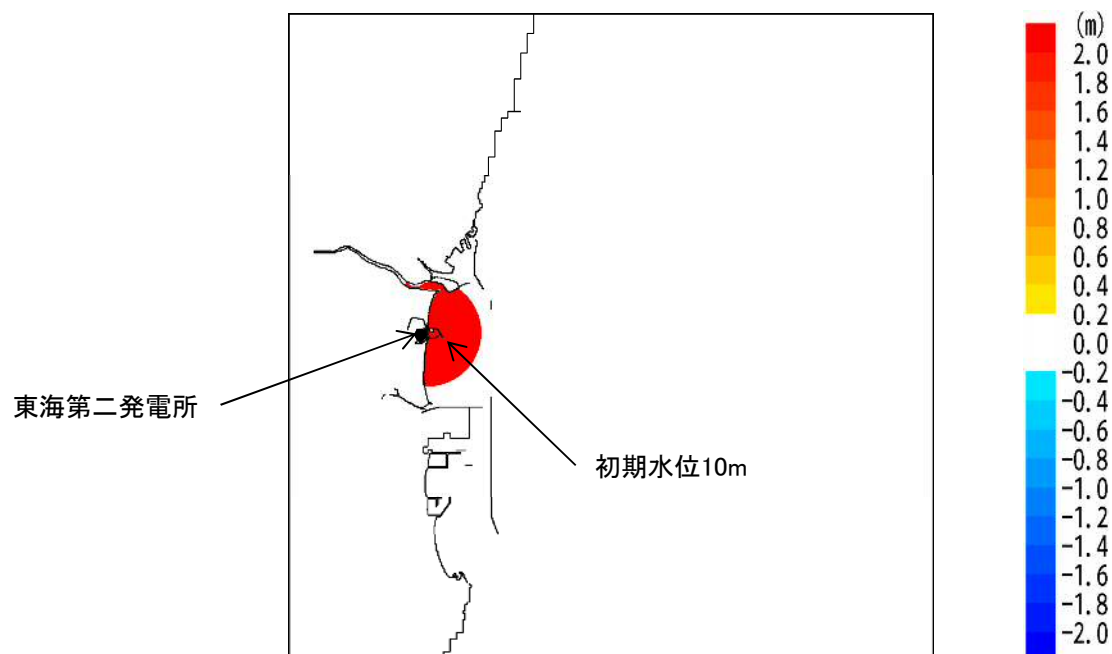


2011年東北地方太平洋沖地震に伴う海底変動の模式図
(小平他(2012))

6. 津波の伝播特性

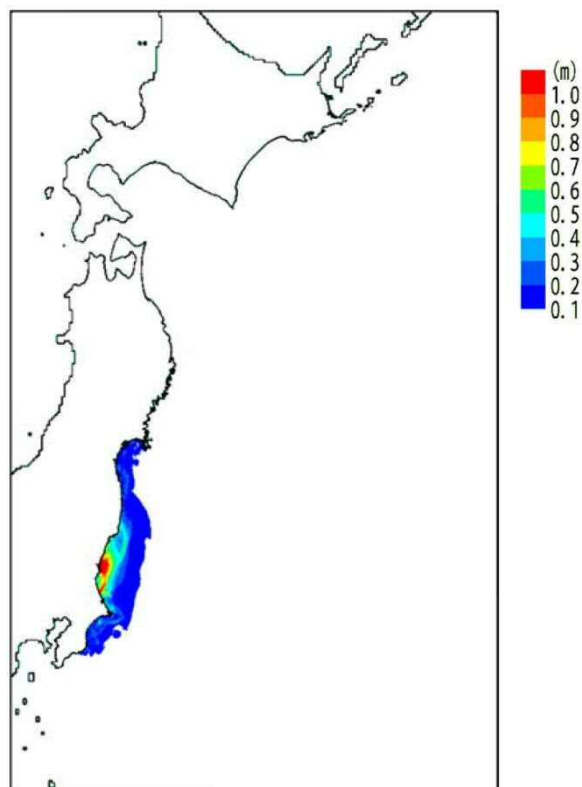
検討概要

- 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。

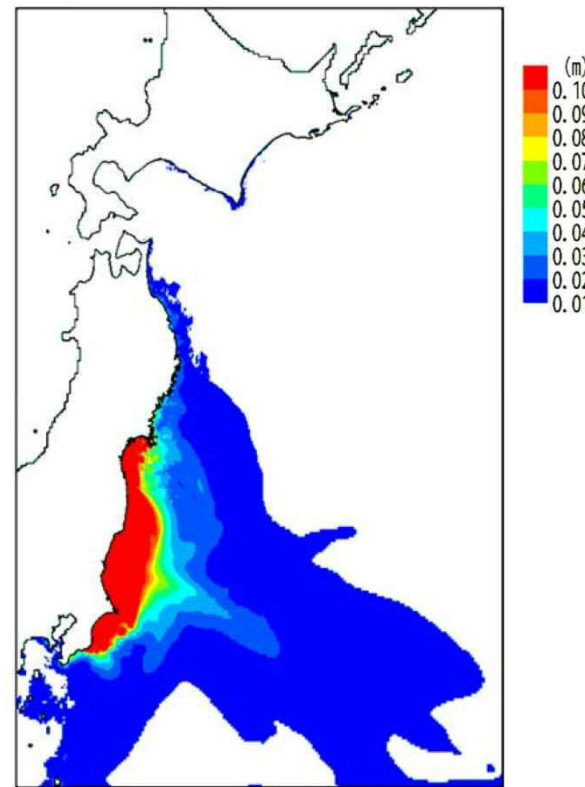


最大水位上昇量分布に関する検討

- 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。



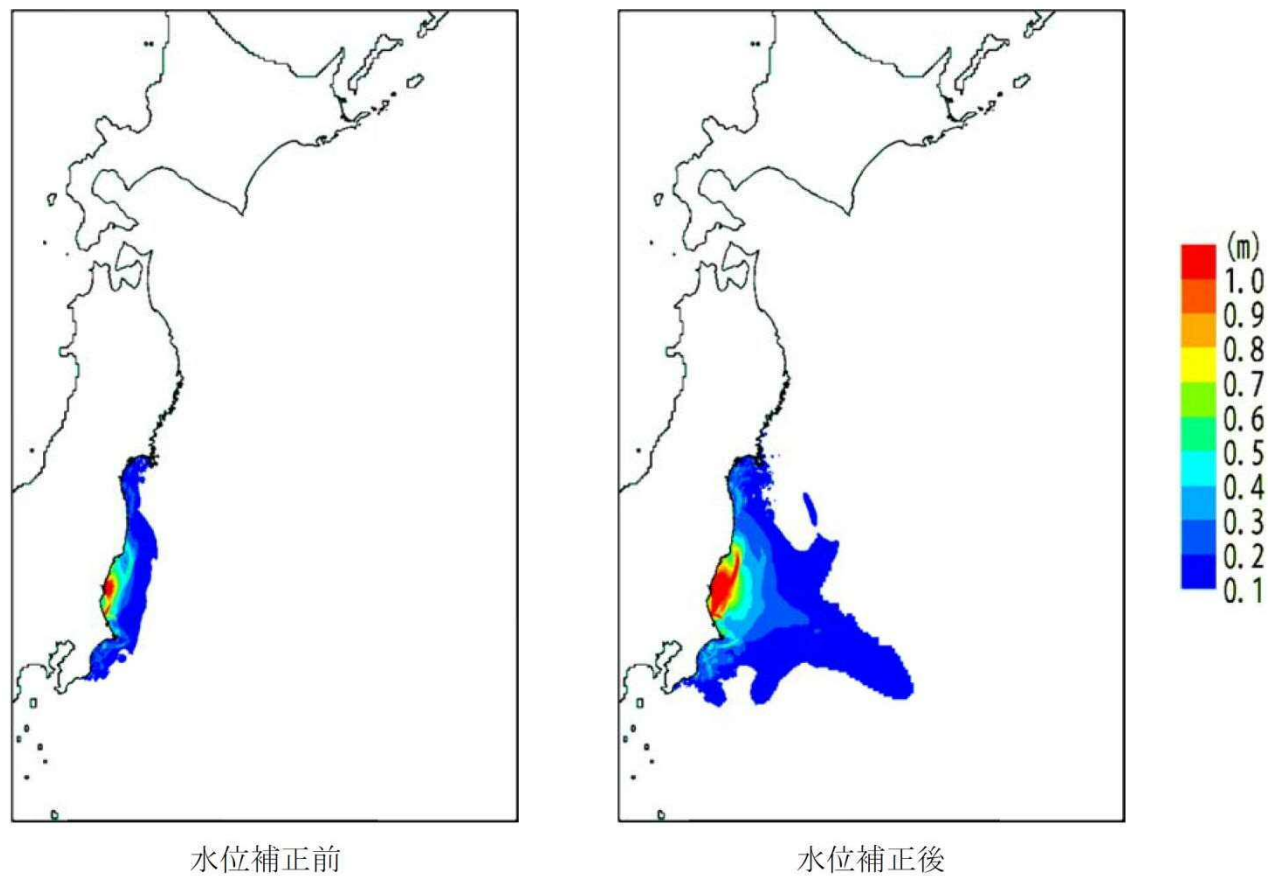
最大水位上昇量分布
(水位最大1.0 m)



最大水位上昇量分布
(水位最大0.1 m)

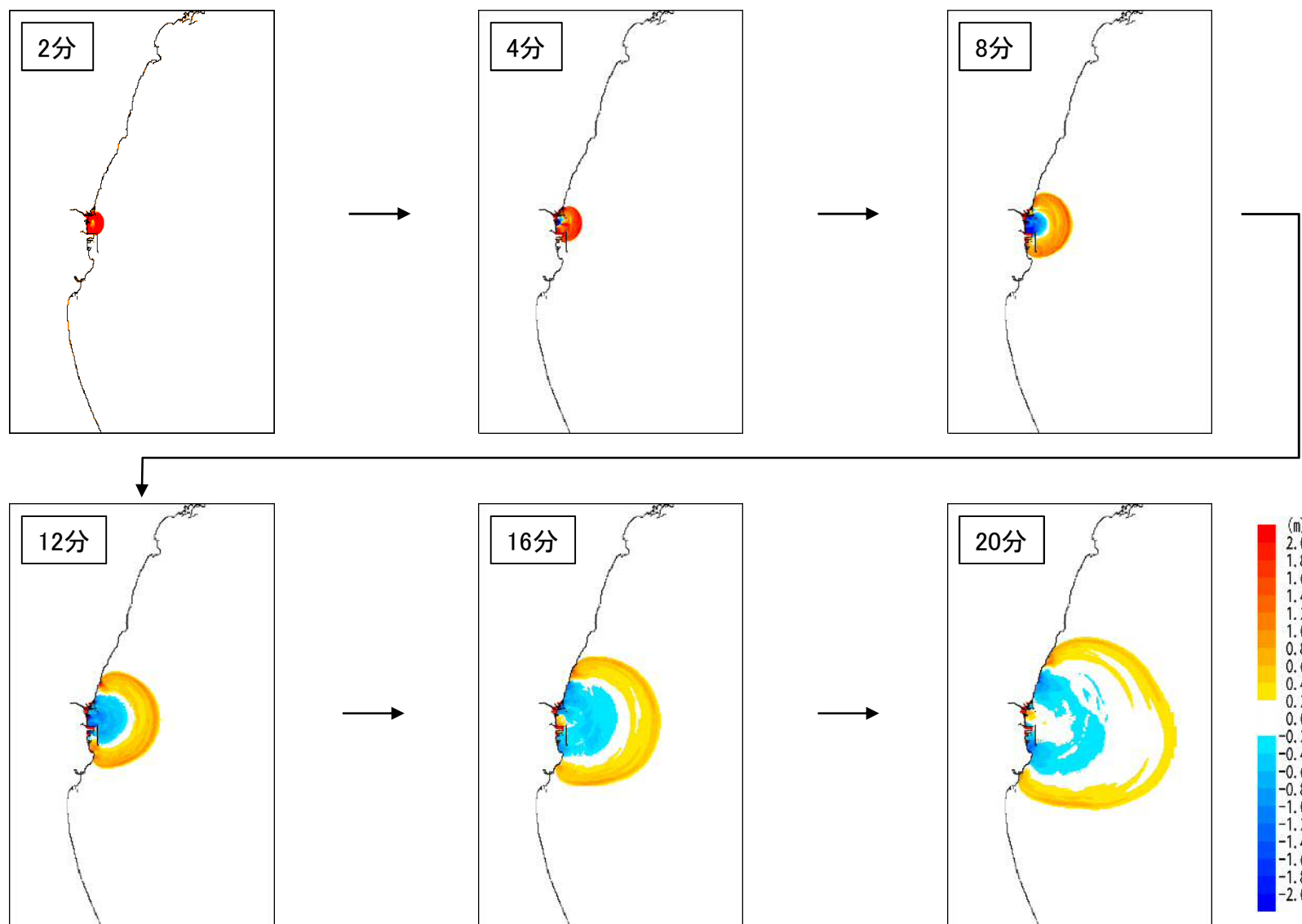
最大水位上昇量分布に関する検討

- 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)

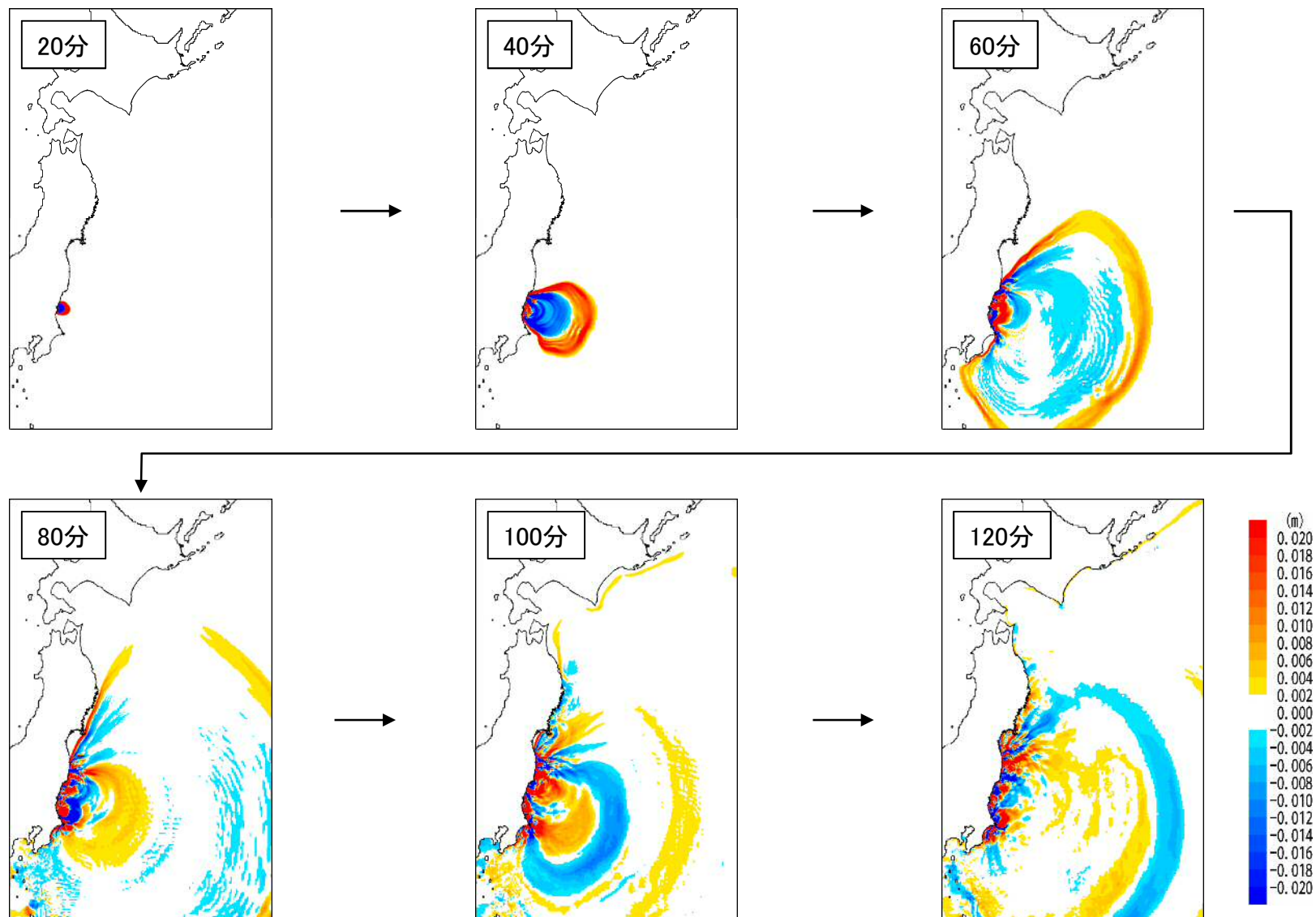
津波の伝播状況：敷地近傍（2～20分後）

- 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。



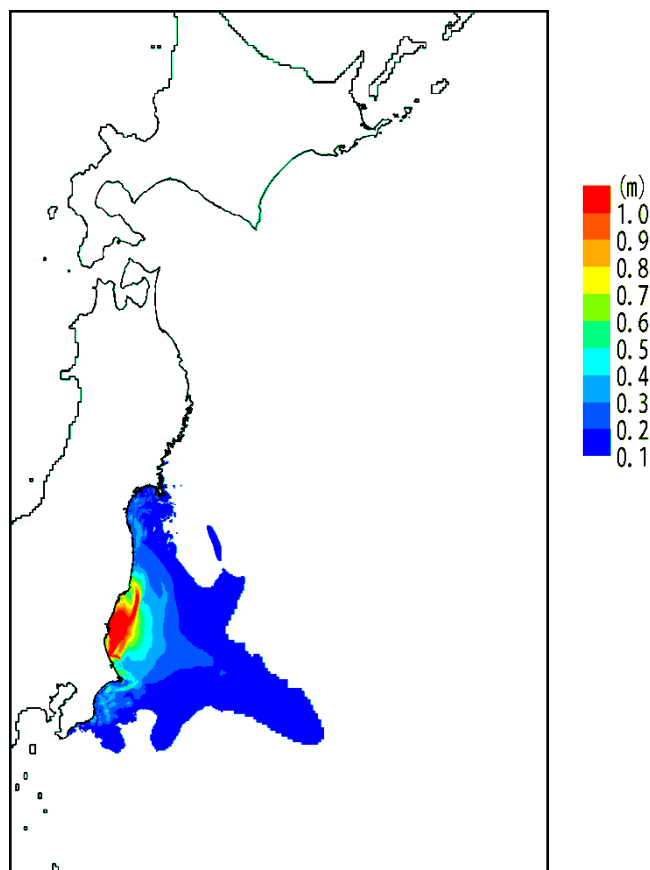
津波の伝播状況：広域（20～120分後）

- 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。

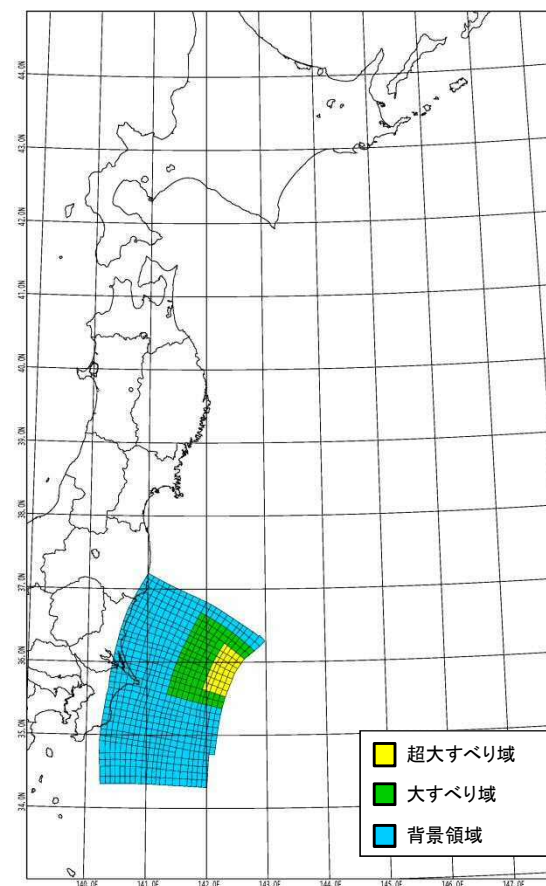


津波伝播特性検討結果(まとめ)

- 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)



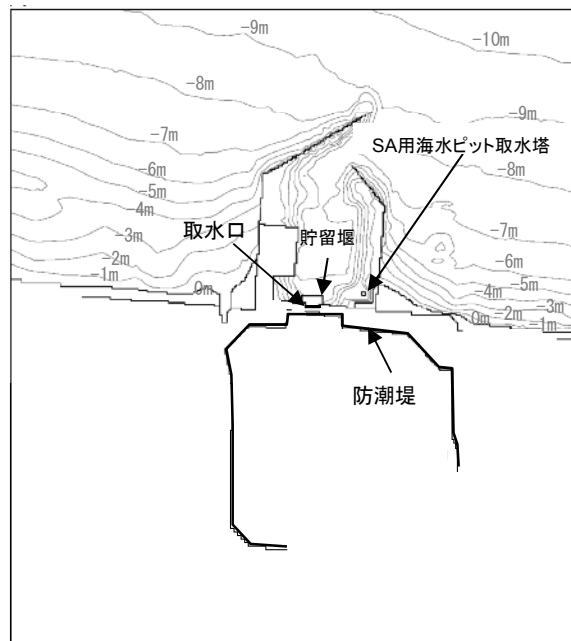
上昇側基準津波波源

7. モデルの違いによる影響

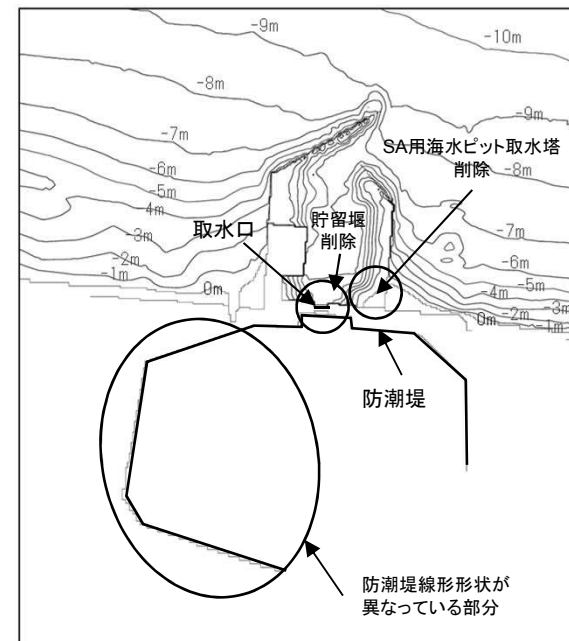
7.1 「基準津波設定モデル」と「①津波波源選定モデル」との比較

(1) モデル化の概要

- モデルの違いによる基準津波の津波波源の選定及び基準津波の水位への影響を把握するため、「基準津波設定モデル」と「①津波波源選定モデル」を比較する。
- 「①津波波源選定モデル」は、「基準津波設定モデル」の防潮堤線形形状が異なり、貯留堰及びSA用海水ピット取水塔を削除したモデルである。



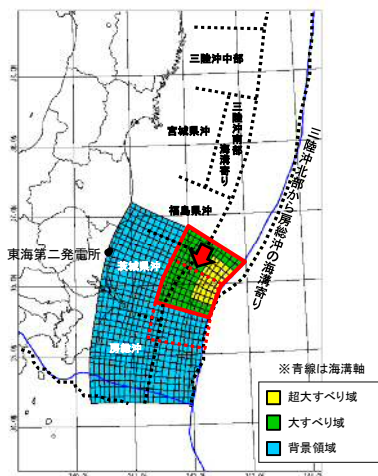
基準津波設定モデル
(H29.9.1 第503回審査会合)



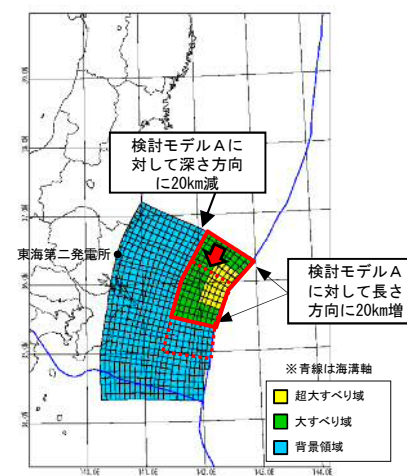
①津波波源選定モデル
(H28.1.22 第320回審査会合)

(2) 基準津波の津波波源への影響検討(概略パラメータスタディの設定及び評価結果:水位上昇側)

- モデルの違いによる基準津波の津波波源の選定への影響について、検討を行った。
- 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。
- その結果、「基準津波設定モデル」と「①津波波源選定モデル」で最大水位上昇量が最大となる津波波源の位置は同位置であることを確認した。



検討モデルA



検討モデルB

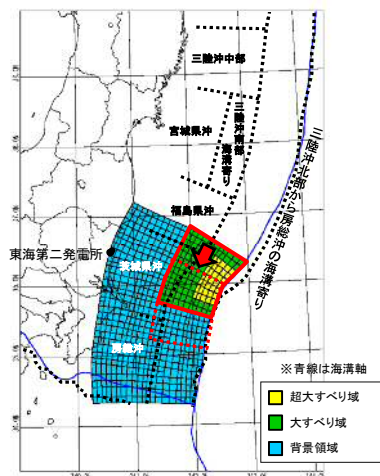
破壊開始点 : 無し
破壊伝播速度 : ∞
立ち上がり時間 : 30秒

位置		防潮堤前面 最大水位上昇量 (m)	
		基準津波設定 モデル	①津波波源選定 モデル
基準	A-1	16.79	16.78
南へ10km移動	A-2	17.29	17.34
南へ20km移動	A-3	17.54	17.60
南へ30km移動	A-4	17.01	17.22
南へ40km移動	A-5	16.05	16.22
南へ50km移動	A-6	14.64	14.68

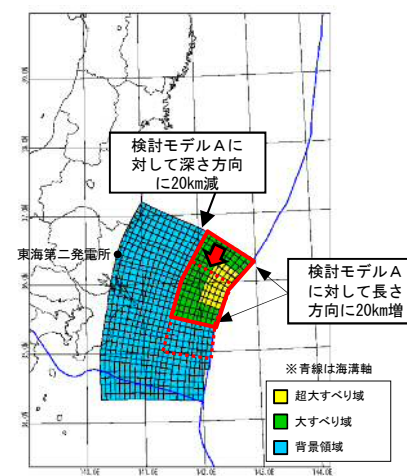
位置		防潮堤前面 最大水位上昇量 (m)	
		基準津波設定 モデル	①津波波源選定 モデル
基準	B-1	16.06	16.30
南へ10km移動	B-2	16.04	16.75
南へ20km移動	B-3	15.65	15.73
南へ30km移動	B-4	15.89	15.93
南へ40km移動	B-5	15.98	16.21
南へ50km移動	B-6	13.84	13.74

(2) 基準津波の津波波源への影響検討(概略パラメータスタディの設定及び評価結果:水位下降側)

- 「基準津波設定モデル」と「①津波波源選定モデル」で最大水位下降量が最大となる津波波源の位置は同位置であることを確認した。



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

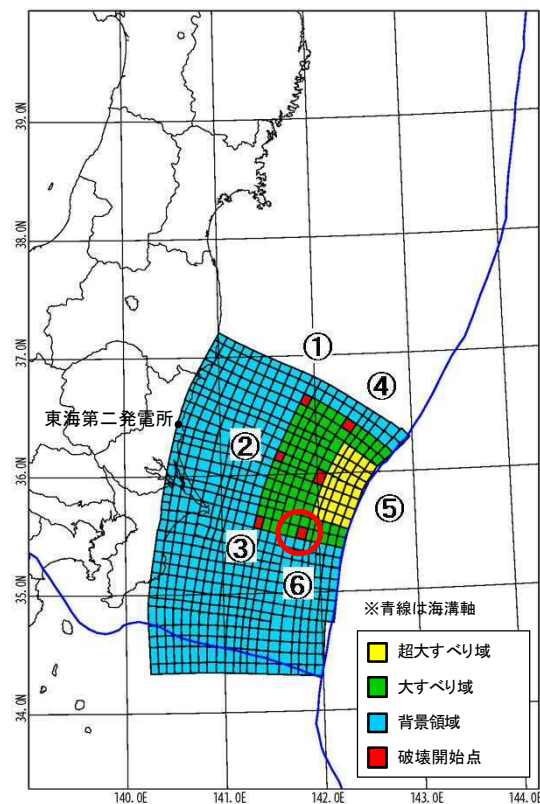
位置		最大水位下降量 (m)	
		基準津波設定 モデル	①津波波源選定 モデル
		貯留堰前面	取水口前面
基準	A-1	-5.08	-5.16
南へ10km移動	A-2	-5.13	-5.17
南へ20km移動	A-3	-5.15	-5.24
南へ30km移動	A-4	-5.42	-5.44
南へ40km移動	A-5	-5.46	-5.47
南へ50km移動	A-6	-5.41	-5.42

位置		最大水位下降量 (m)	
		基準津波設定 モデル	①津波波源選定 モデル
		貯留堰前面	取水口前面
基準	B-1	-4.91	-4.93
南へ10km移動	B-2	-4.92	-4.94
南へ20km移動	B-3	-5.06	-5.08
南へ30km移動	B-4	-5.14	-5.15
南へ40km移動	B-5	-5.02	-5.04
南へ50km移動	B-6	-4.82	-4.83

(3) 基準津波の水位への影響検討(検討波源)

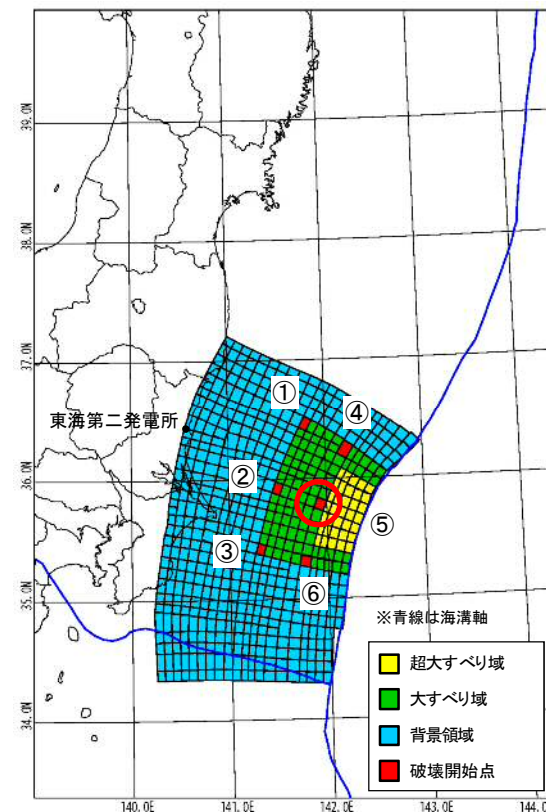
- モデルの違いによる基準津波の水位への影響について、以下の通り検討を行う。
 - ✓ 防潮堤前面において水位上昇量が最大※となる波源モデル(左図)
 - ✓ 取水口前面において水位下降量が最大※となる波源モデル(右図)

※「①津波波源選定モデル」での評価結果



- 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



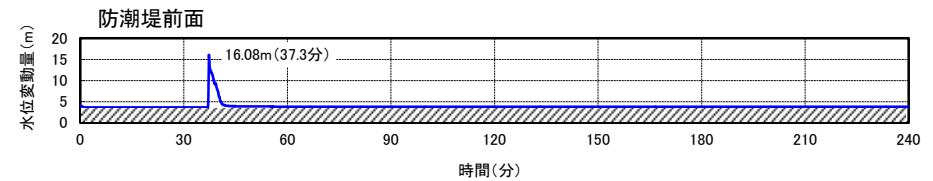
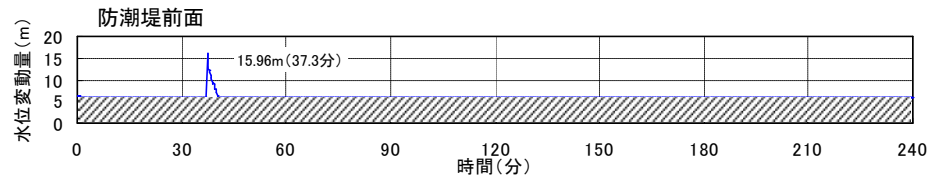
- 大すべりの位置:A-5
- 破壊開始点の位置:⑤
- 破壊伝播速度:1.0km/s
- 立ち上がり時間:30秒

水位下降量最大時の波源モデル

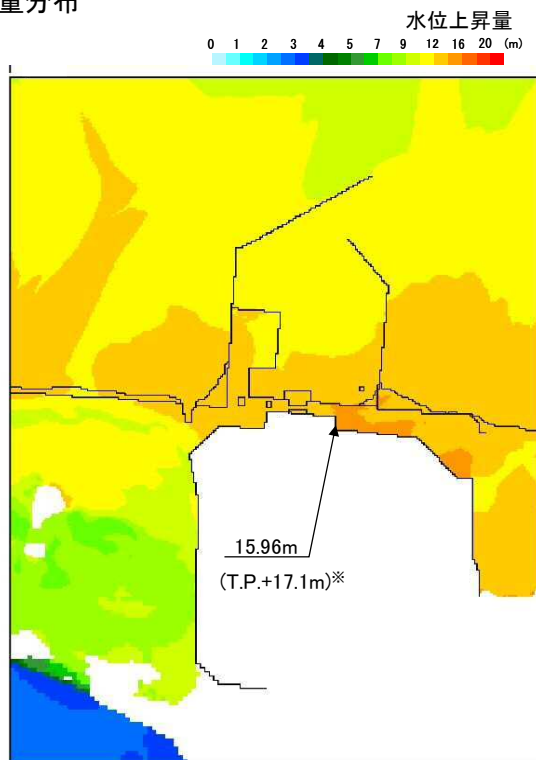
(3) 基準津波の水位への影響検討(評価結果:水位上昇側)

- モデルの違いによる基準津波の水位への影響を評価した結果, 最高水位位置が同じであり, 上昇側の水位に有意な差がないことを確認した。

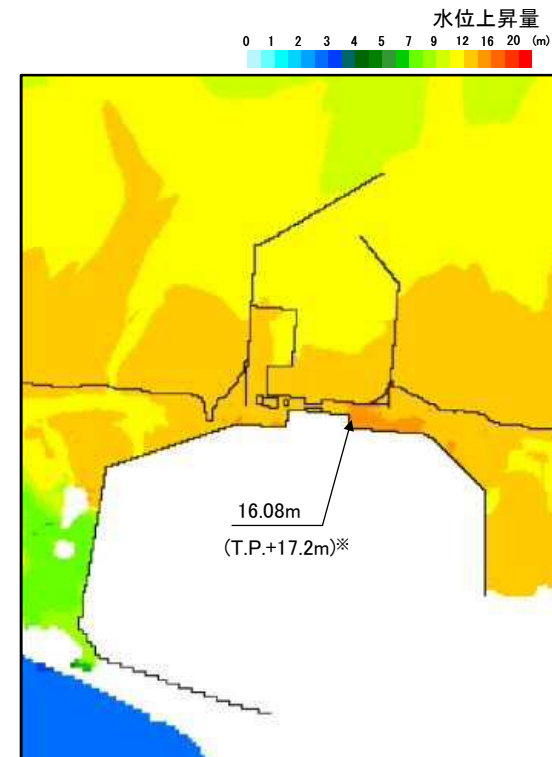
時刻歴波形



最大水位上昇量分布



基準津波設定モデル
(H29.9.1 第503回審査会合)



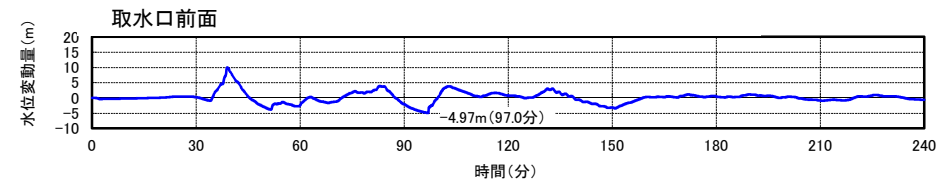
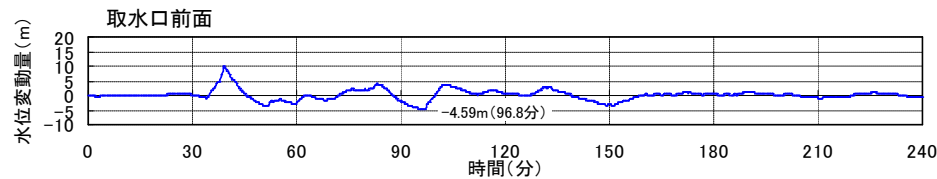
①津波波源選定モデル
(H28.1.22 第320回審査会合)

※ 潮位及び地殻変動量(2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量も含む)を考慮

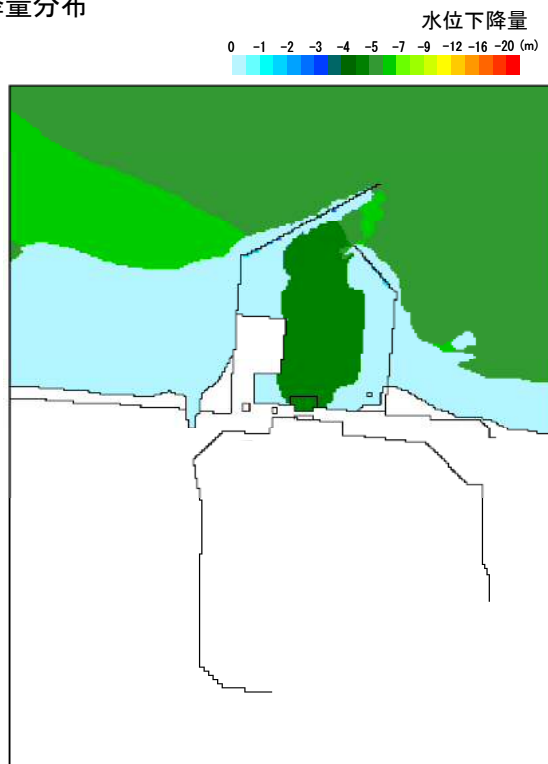
(3) 基準津波の水位への影響検討(評価結果:水位下降側)

- モデルの違いによる基準津波の水位への影響を評価した結果、下降側の水位に有意な差がないことを確認した。

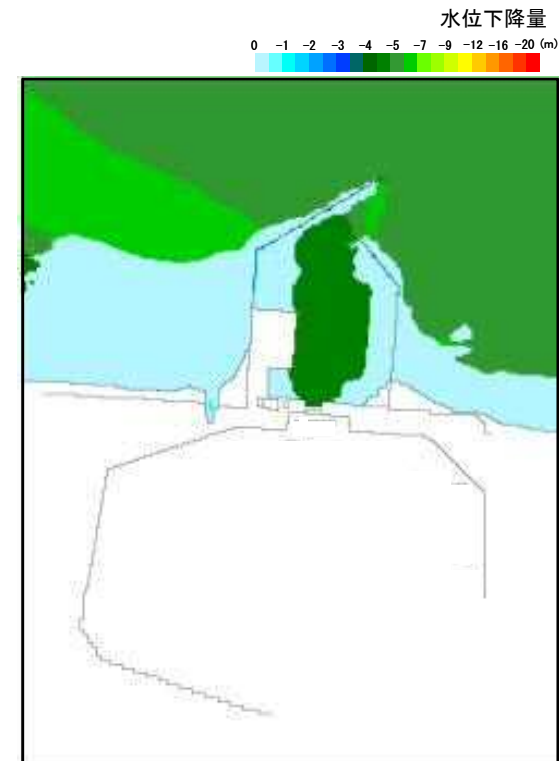
■ 時刻歴波形



■ 最大水位下降量分布



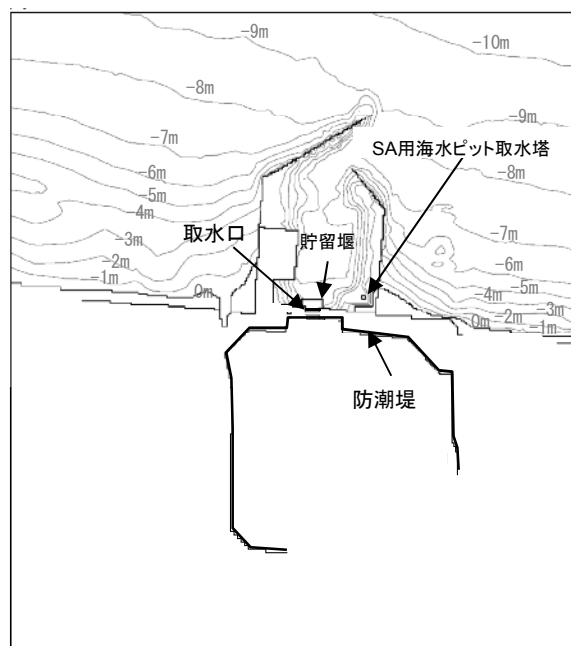
基準津波設定モデル
(H29.9.1 第503回審査会合)



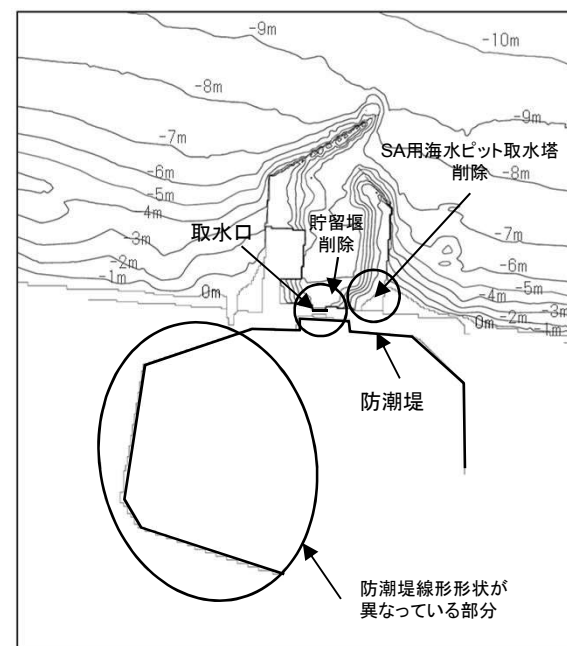
①津波波源選定モデル
(H28.1.22 第320回審査会合)

(4) 評価結果

名称	基準津波設定モデル	①津波波源選定モデル
最大水位上昇量(防潮堤前面)	15.96m	16.08m
最大水位下降量(取水口前面)	-4.59m	-4.97m



基準津波設定モデル
(H29.9.1 第503回審査会合)



①津波波源選定モデル
(H28.1.22 第320回審査会合)

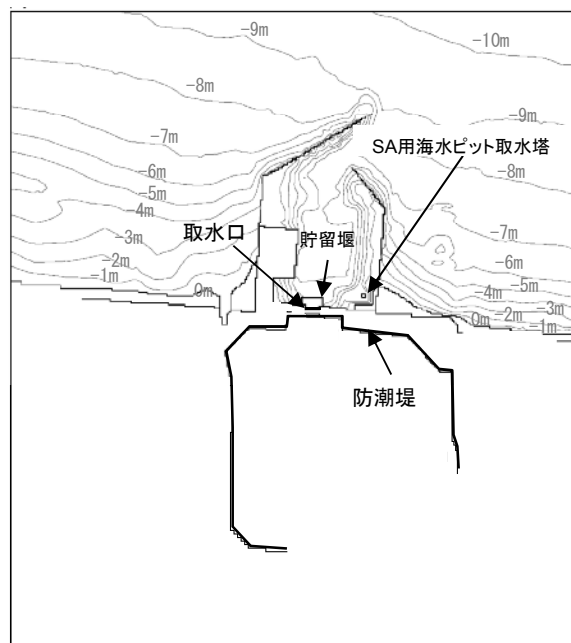
- 評価の結果、「基準津波設定モデル」と「①津波波源選定モデル」で、最大水位上昇量及び最大水位下降量が最大となる津波波源の位置及び最高水位位置が同じであり、水位にも有意な差は認められないことを確認した。

7. モデルの違いによる影響

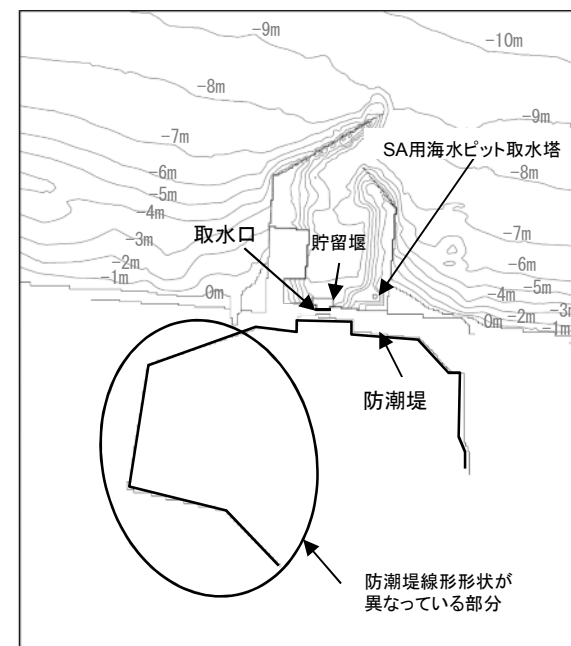
7.2 「基準津波設定モデル」と「②設備影響検討モデル」との比較

(1) モデル化の概要

- モデルの違いによる基準津波の水位への影響を把握するため、「基準津波設定モデル」と「②設備影響検討モデル」を比較する。
- 「②設備影響検討モデル」は、「基準津波設定モデル」の防潮堤線形形状が異なるモデルである。



基準津波設定モデル
(H29.9.1 第503回審査会合)

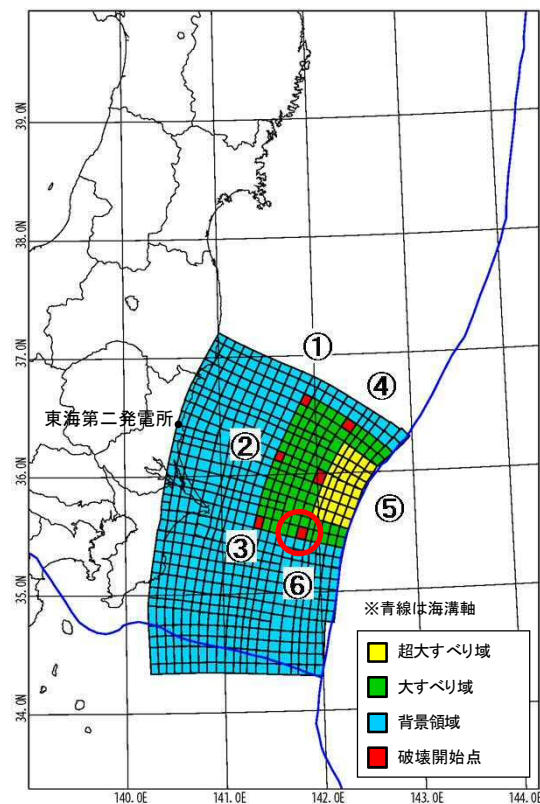


②設備影響検討モデル
(H28.8.19 第390回審査会合)

(2) 基準津波の水位への影響検討(検討波源)

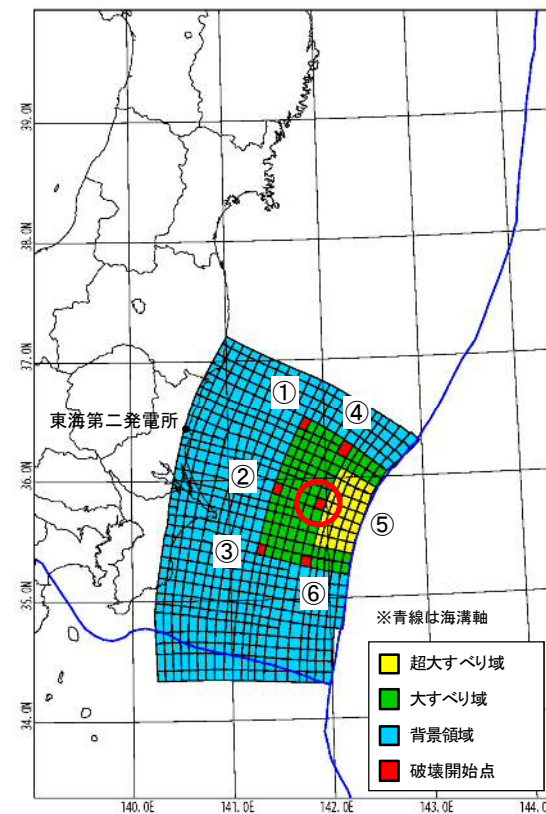
- モデルの違いによる基準津波の水位への影響について、以下の通り検討を行う。
 - ✓ 防潮堤前面において水位上昇量が最大※となる波源モデル(左図)
 - ✓ 取水口前面において水位下降量が最大※となる波源モデル(右図)

※「①津波波源選定モデル」での評価結果



- 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

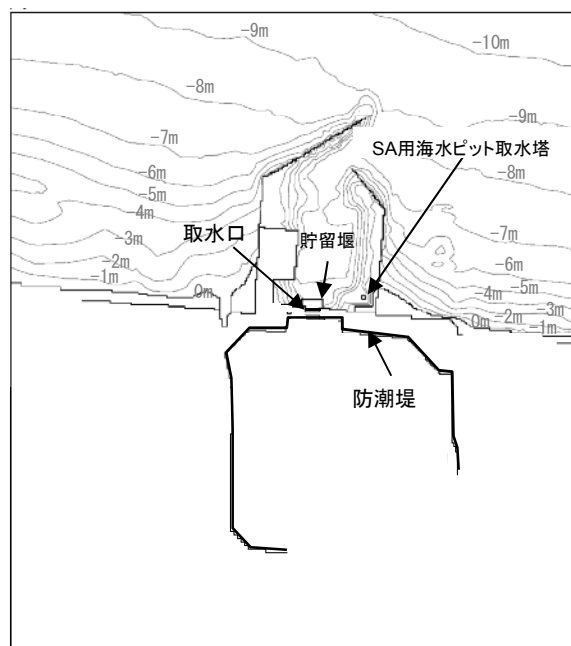


- 大すべりの位置: A-5
- 破壊開始点の位置: ⑤
- 破壊伝播速度: 1.0km/s
- 立ち上がり時間: 30秒

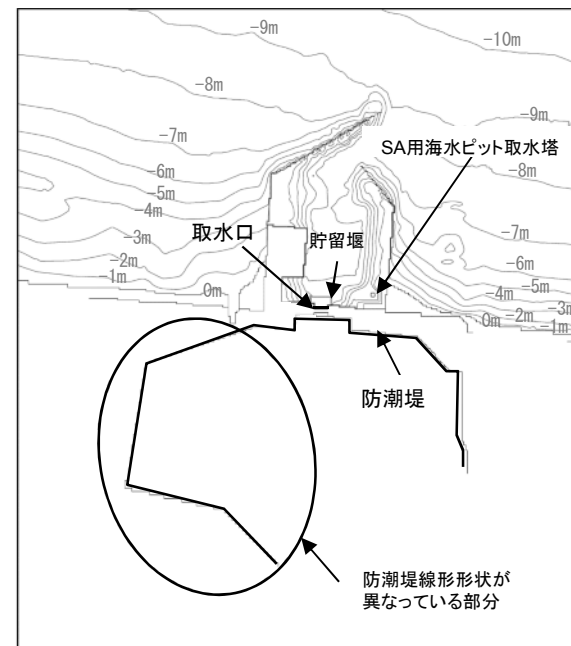
水位下降量最大時の波源モデル

(3) 基準津波の水位への影響検討(評価結果)

名称	基準津波設定モデル	②設備影響検討モデル
最大水位上昇量(防潮堤前面)	15.96m	15.96m
最大水位下降量(取水口前面)	-4.59m	-4.59m



基準津波設定モデル
(H29.9.1 第503回審査会合)



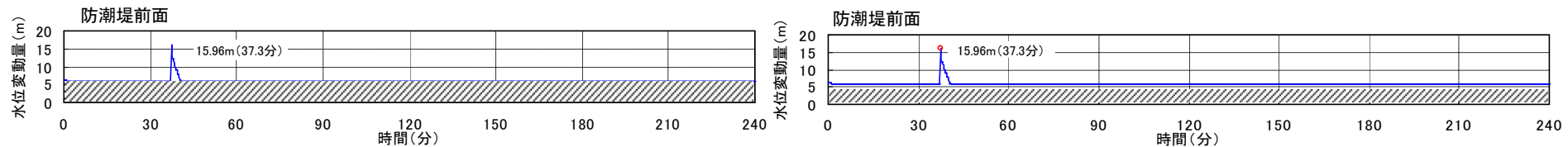
②設備影響検討モデル
(H28.8.19 第390回審査会合)

- 評価の結果、「基準津波設定モデル」と「②設備影響検討モデル」で、最高水位位置が同じであり、水位にも有意な差は認められないことを確認した。

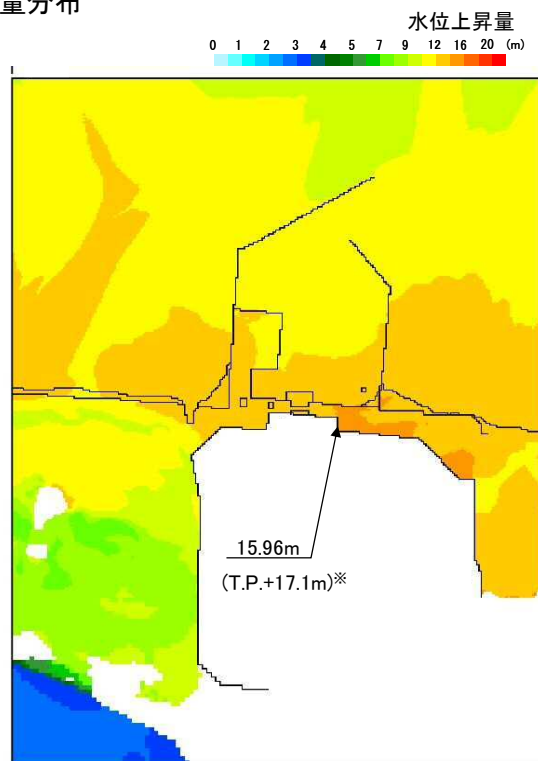
(3) 基準津波の水位への影響検討(評価結果:水位上昇側)

- モデルの違いによる基準津波の水位への影響を評価した結果, 最高水位位置が同じであり, 上昇側の水位に有意な差がないことを確認した。

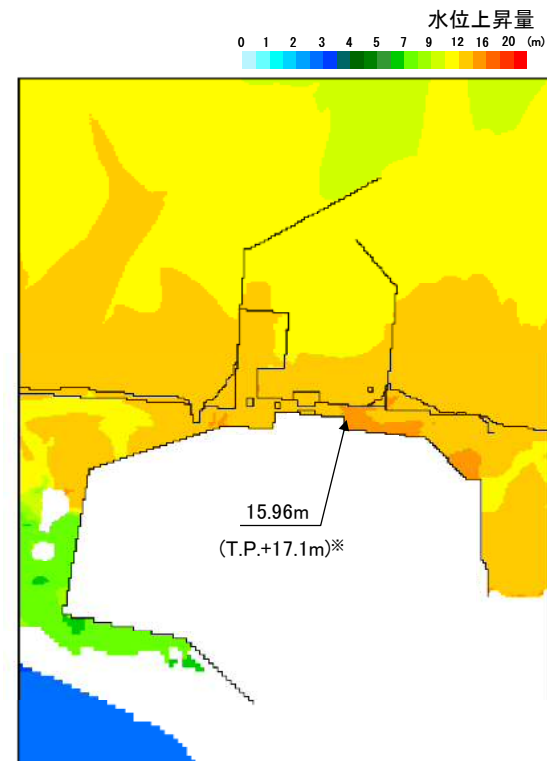
時刻歴波形



最大水位上昇量分布



基準津波設定モデル
(H29.9.1 第503回審査会合)



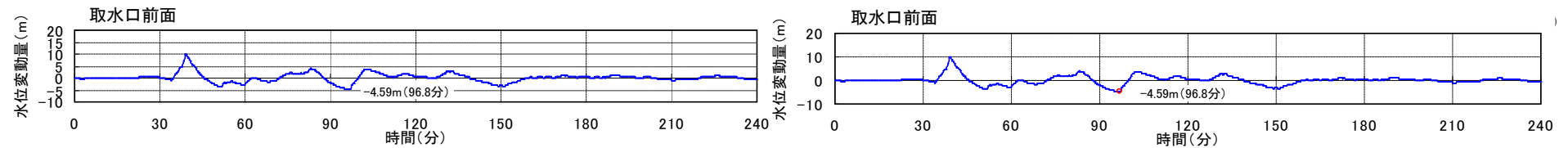
②設備影響検討モデル
(H28.8.19 第390回審査会合)

※ 潮位及び地殻変動量(2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動量も含む)を考慮

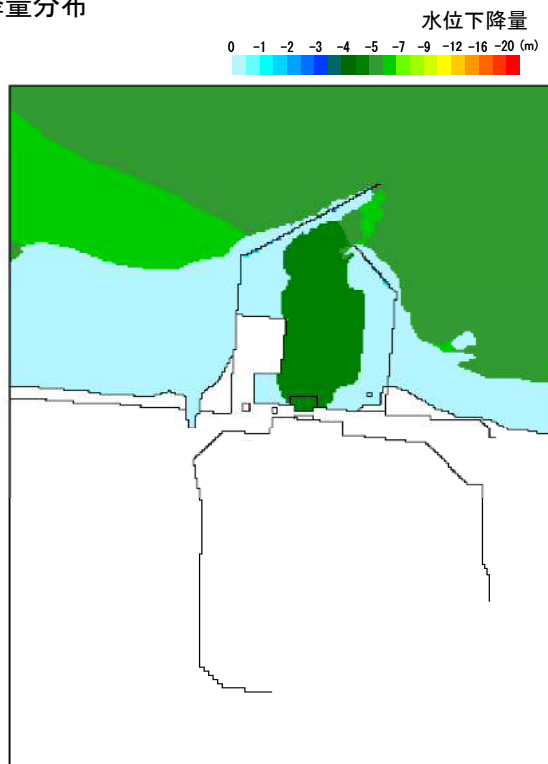
(3) 基準津波の水位への影響検討(評価結果:水位下降側)

- モデルの違いによる基準津波の水位への影響を評価した結果、下降側の水位に有意な差がないことを確認した。

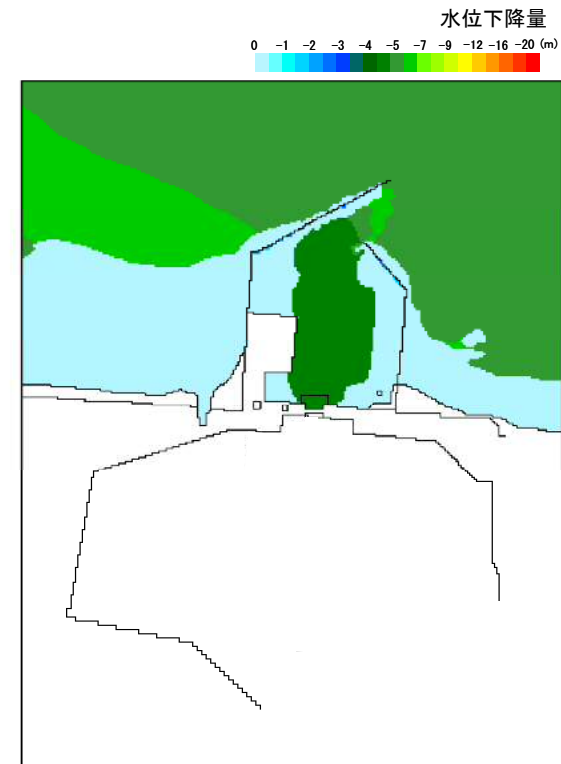
■ 時刻歴波形



■ 最大水位下降量分布



基準津波設定モデル
(H29.9.1 第503回審査会合)



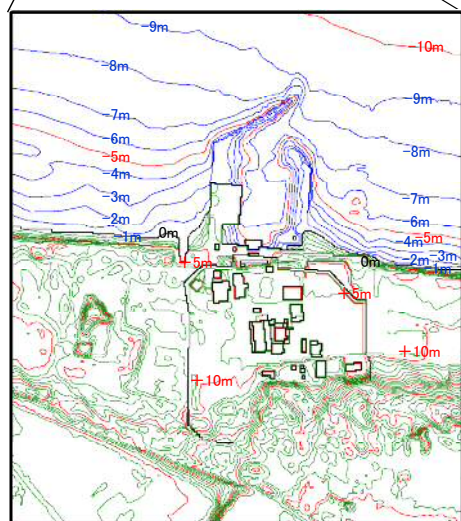
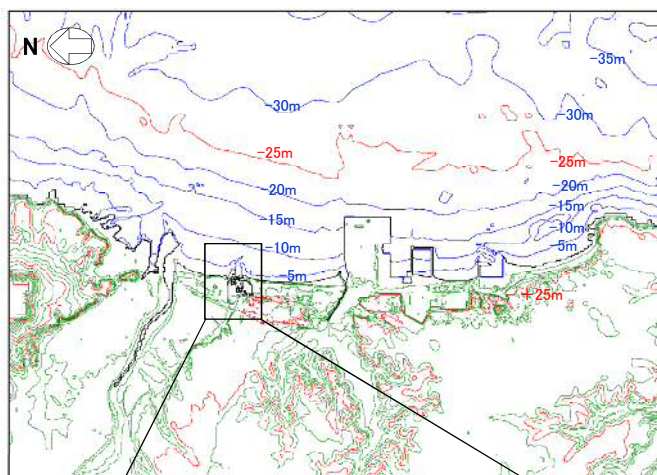
②設備影響検討モデル
(H28.8.19 第390回審査会合)

8. 港湾部の防波堤効果の影響検討

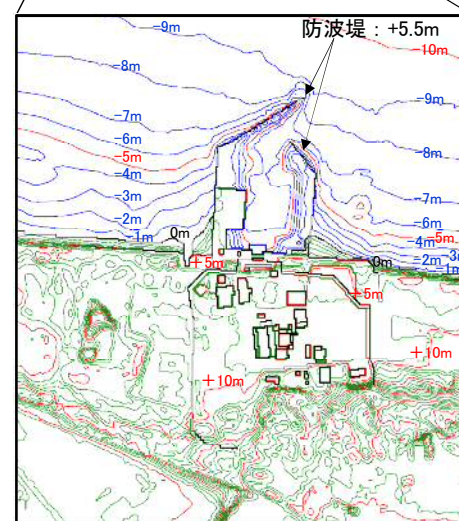
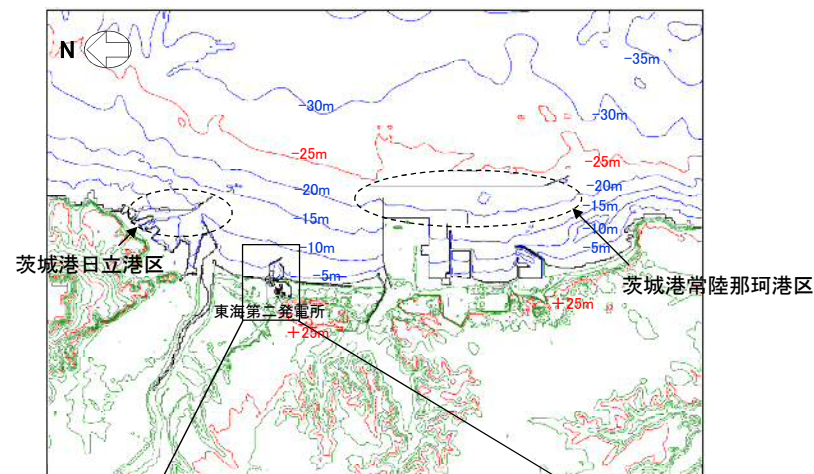
8.1 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討 (基準津波設定モデル)

8.1 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討(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

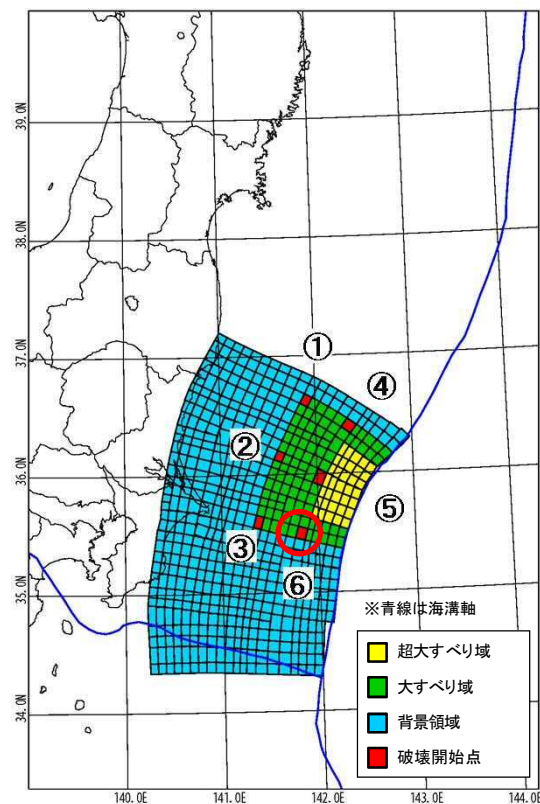


(参考) 港湾部の防波堤効果有り

8.1 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討(検討波源)

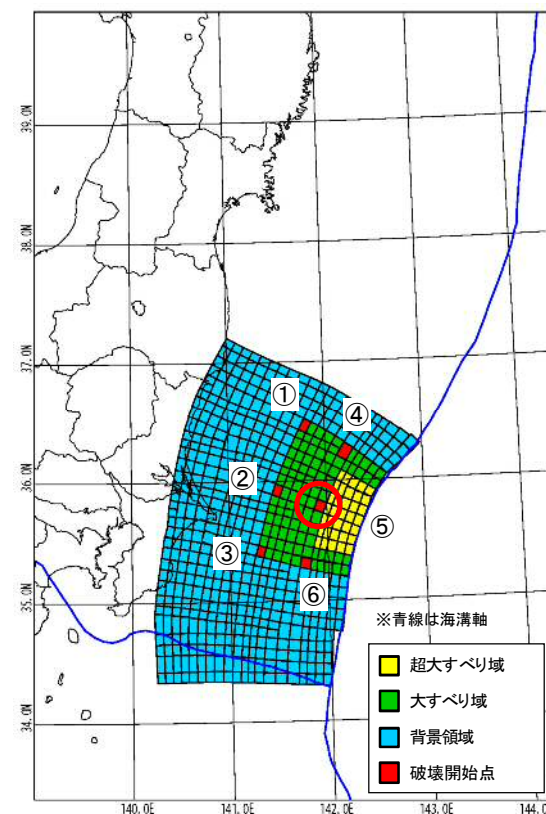
- 港湾部の防波堤の効果について、以下の通り検討を行う。
 - ✓ 防潮堤前面において水位上昇量が最大※となる波源モデル(左図)
 - ✓ 取水口前面において水位下降量が最大※となる波源モデル(右図)

※「①津波波源選定モデル」での評価結果



- 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

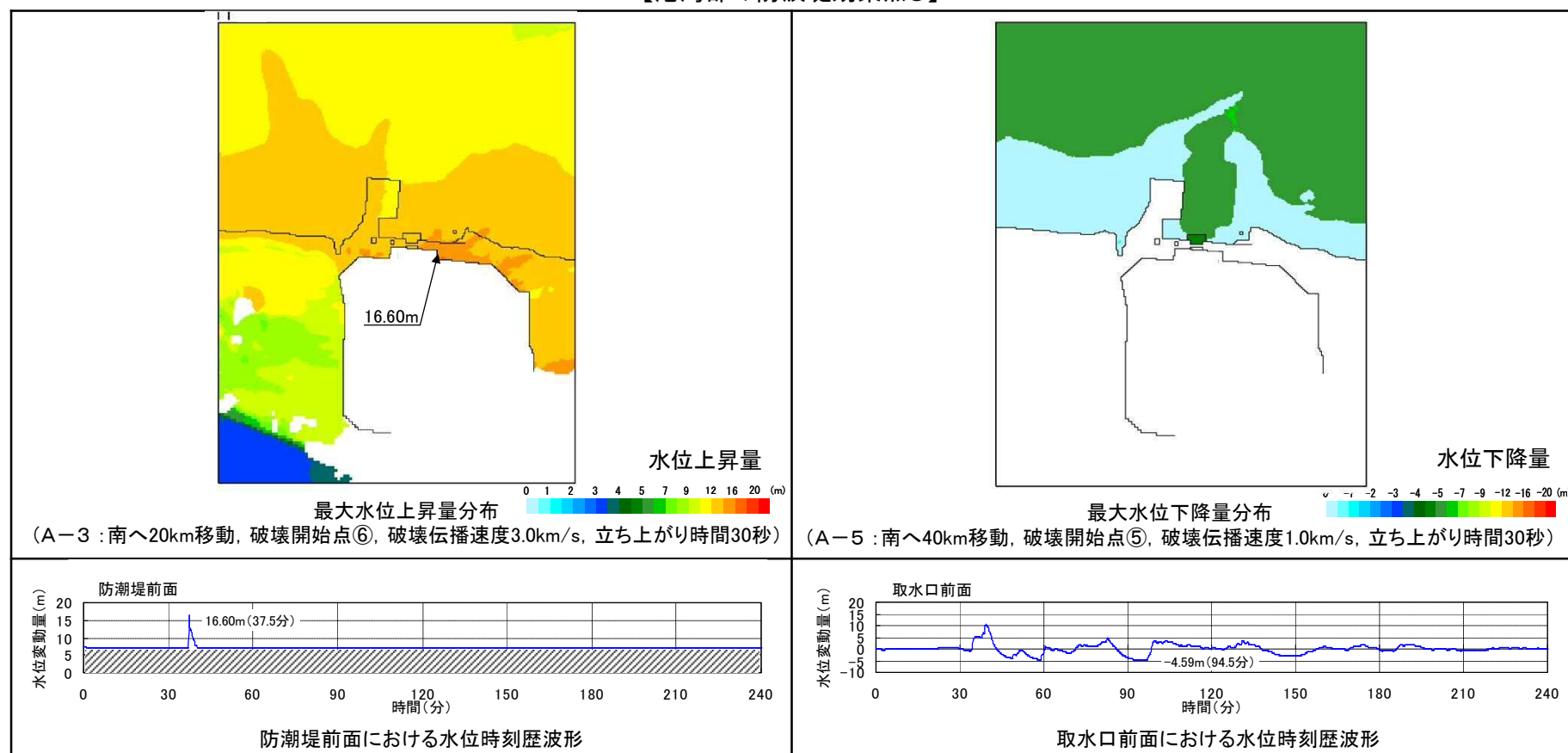
水位下降量最大時の波源モデル

8.1 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討(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)	16.60m	15.96m
最大水位下降量(取水口前面)	-4.59m	-4.59m

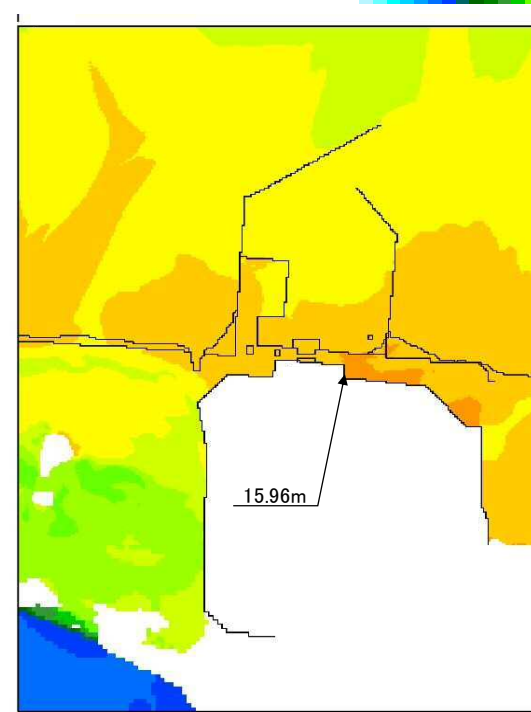
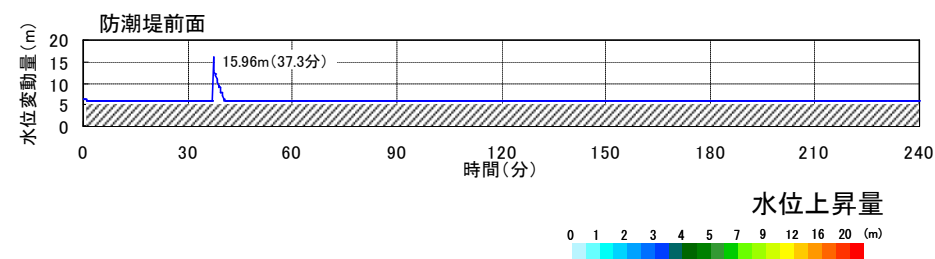
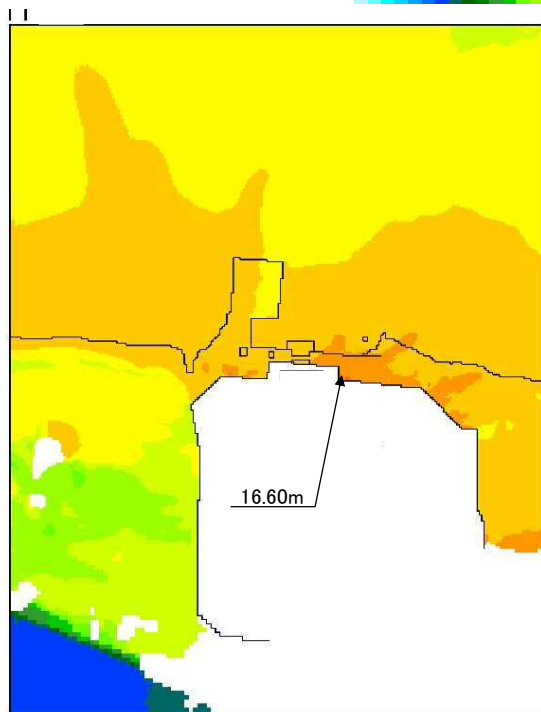
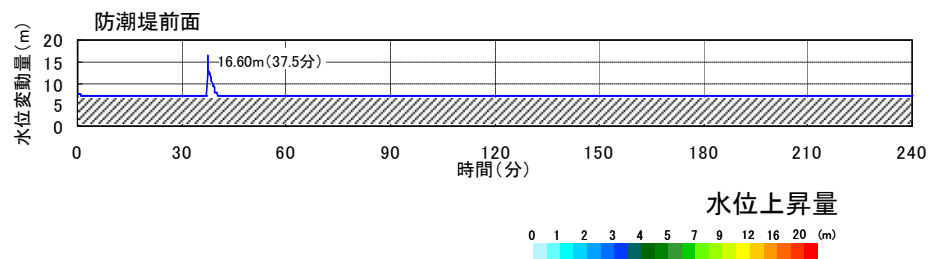
【港湾部の防波堤効果無し】



8.1 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討(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



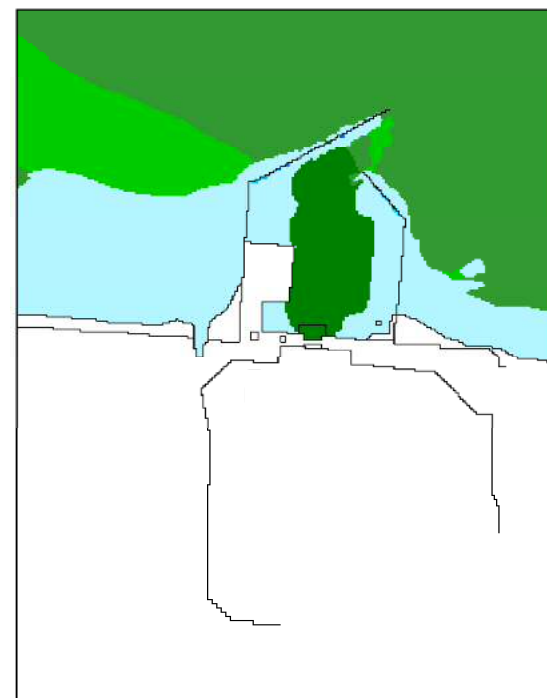
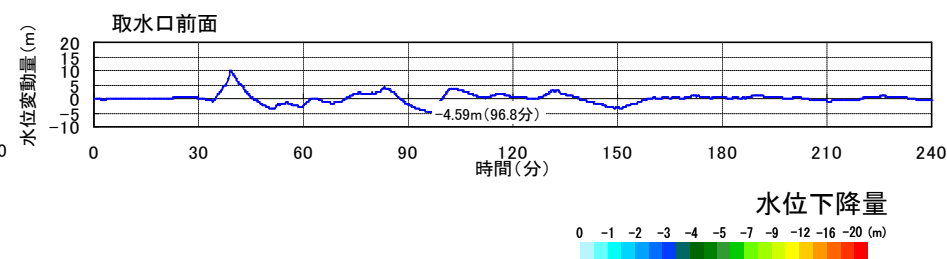
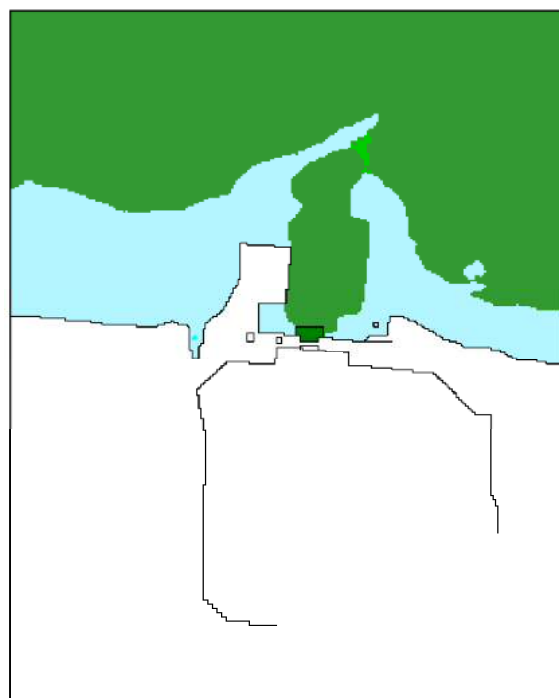
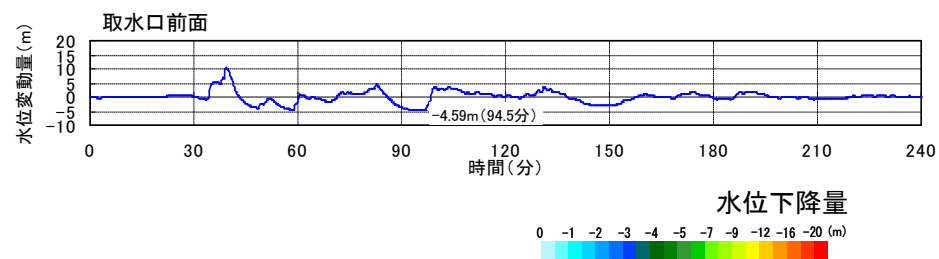
最大水位上昇量分布

(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)

8.1 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討(津波予測計算結果: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40km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)

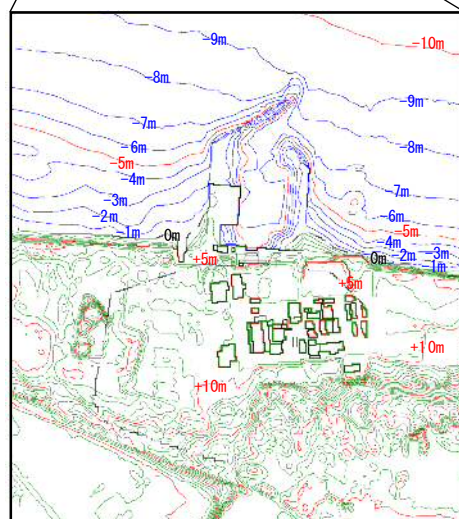
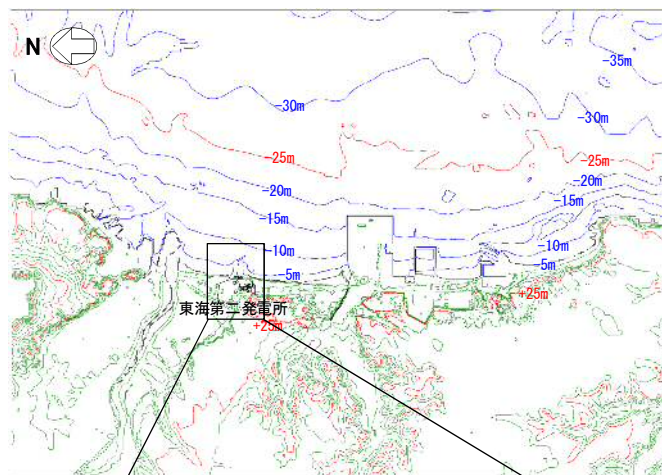
8. 港湾部の防波堤効果の影響検討

8.2 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討

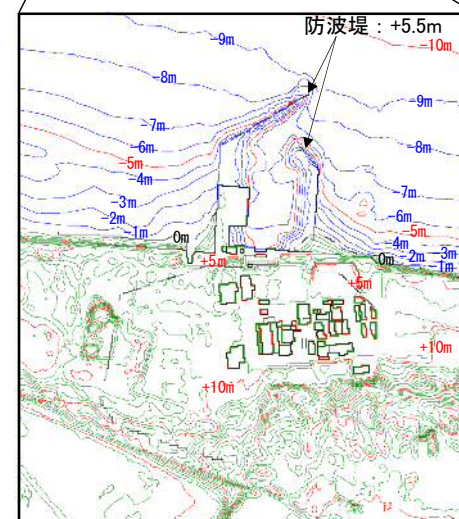
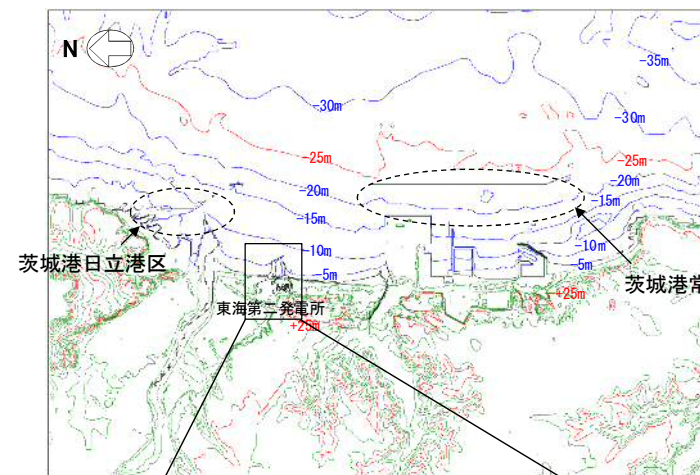
(①津波波源選定モデル)

8.2 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討(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。

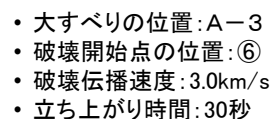


港湾部の防波堤効果無し

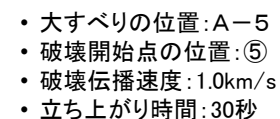


(参考)港湾部の防波堤効果有り

- 港灣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)



水位上昇量最大時の波源モデル



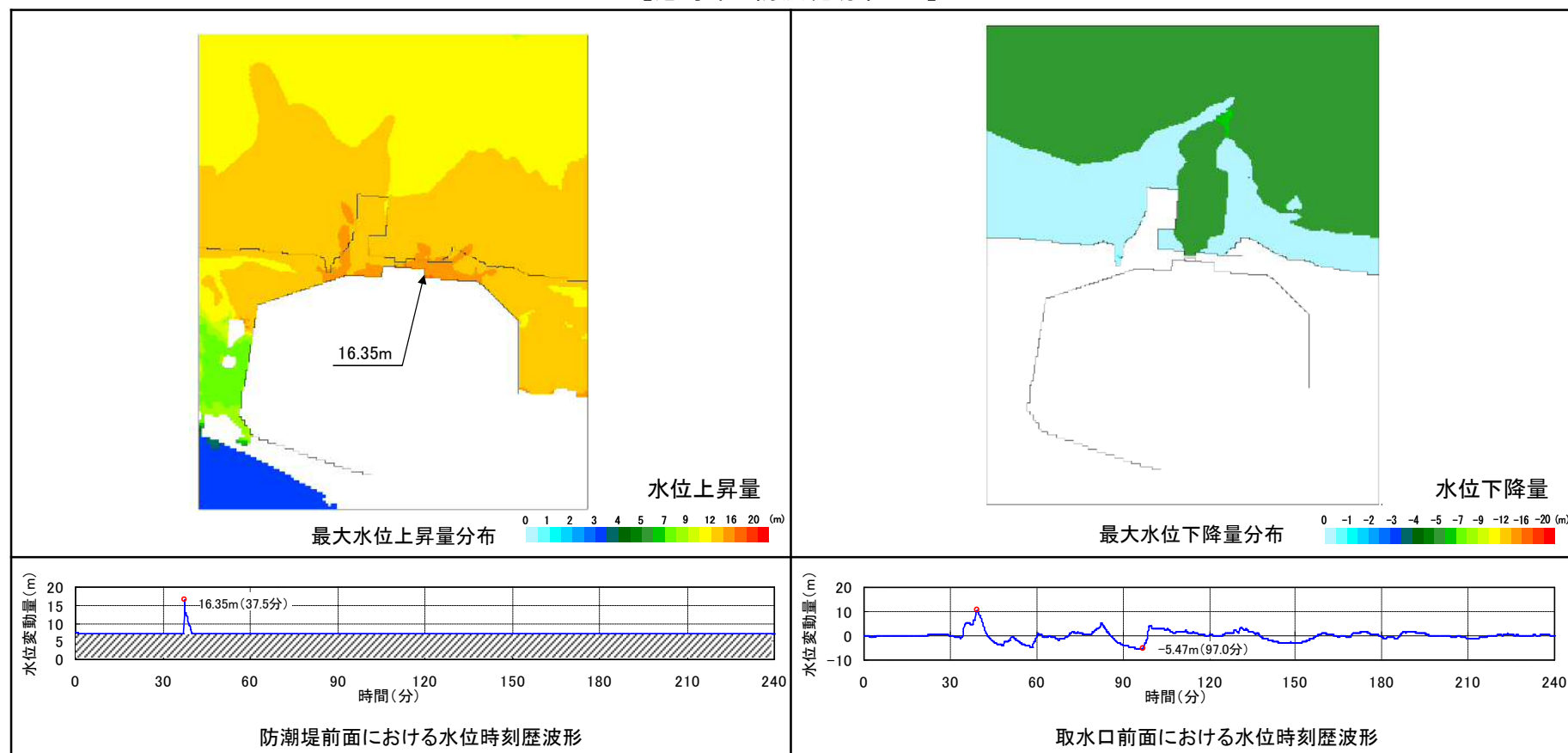
水位下降量最大時の波源モデル

8.2 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討(津波予測計算結果)

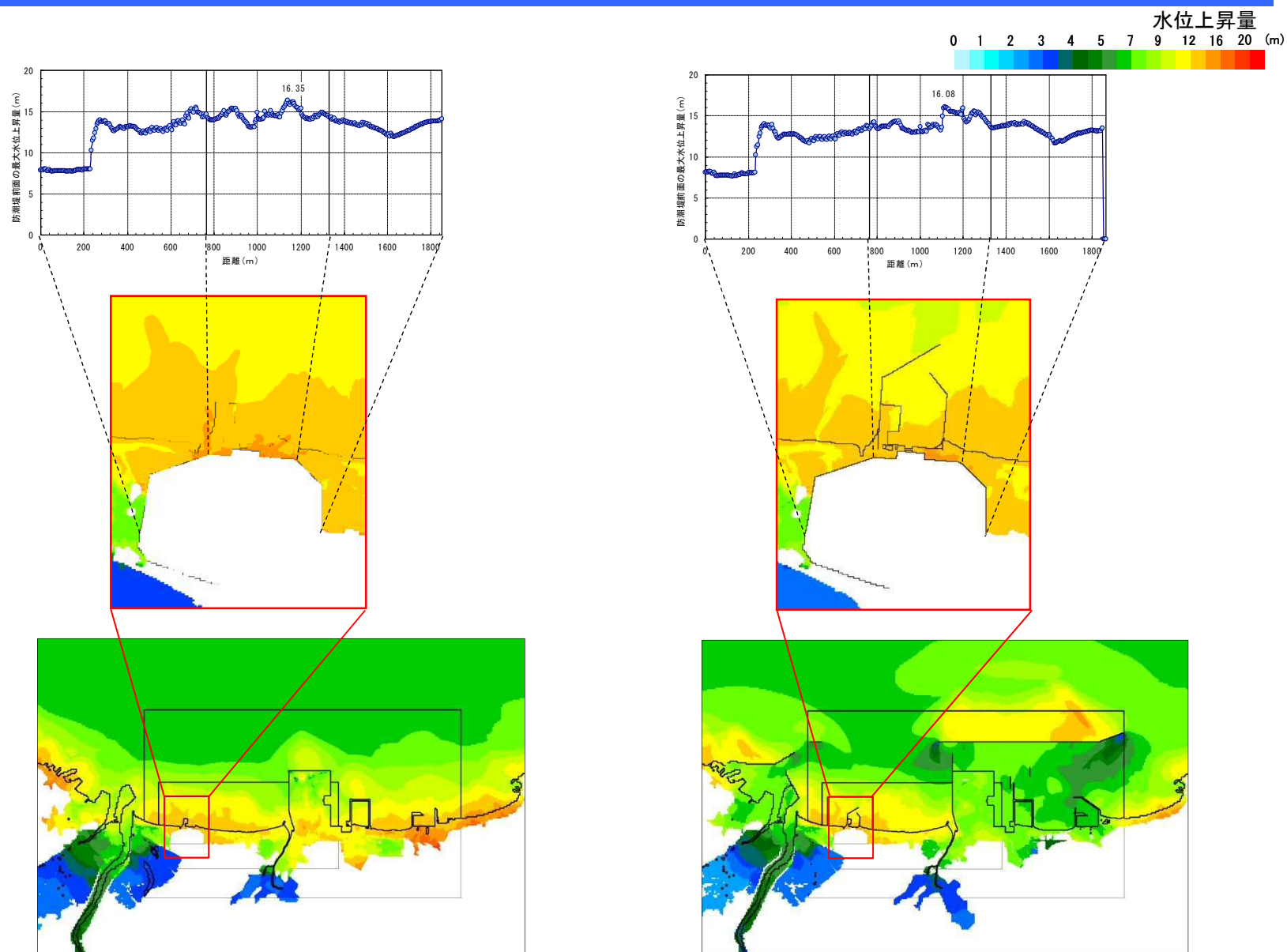
- 港湾部の防波堤の効果の有無の影響を評価した結果、水位に有意な差がないことを確認した。

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】



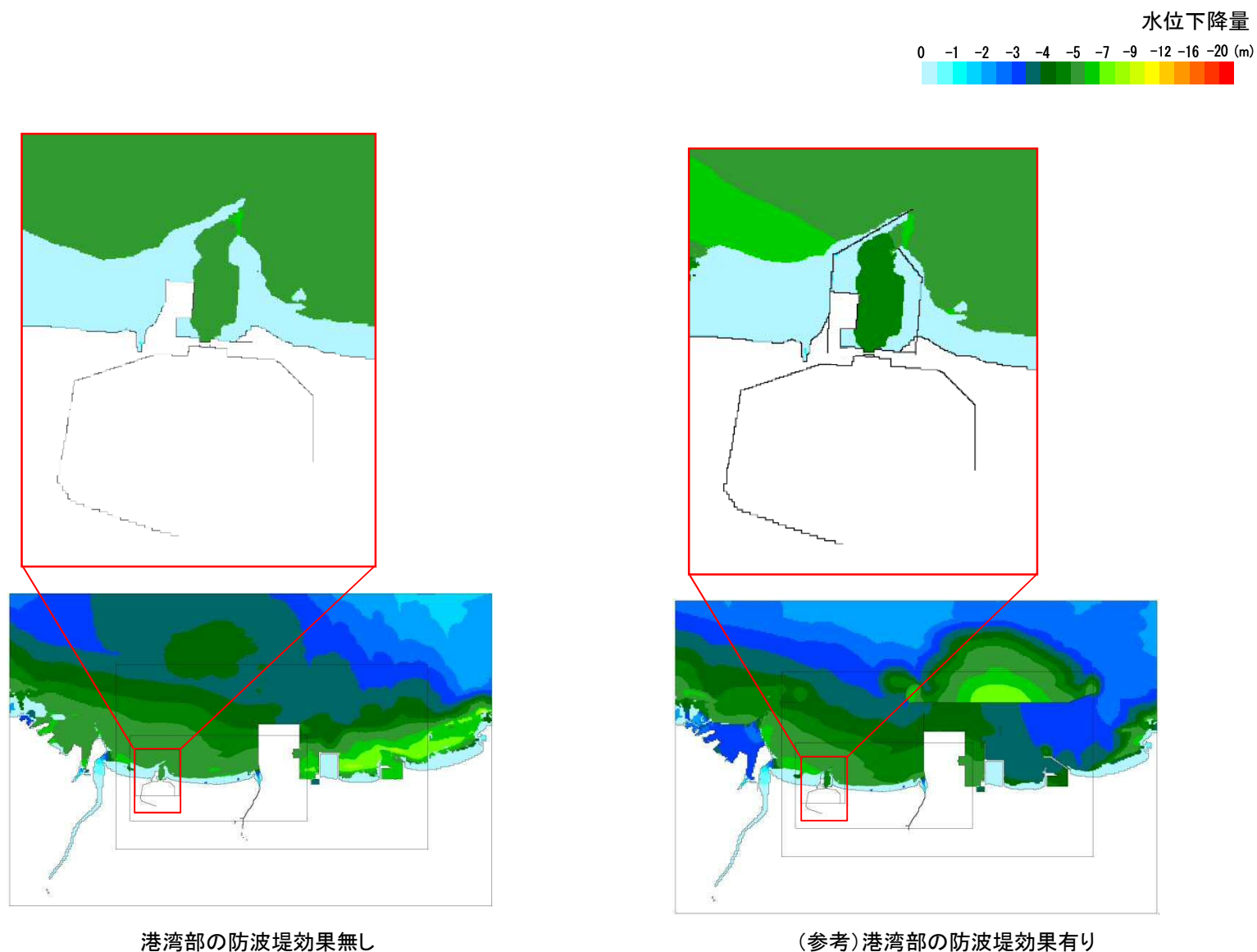
8.2 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討(津波予測計算結果:最大水位上昇量分布)



港湾部の防波堤効果無し

(参考)港湾部の防波堤効果有り

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



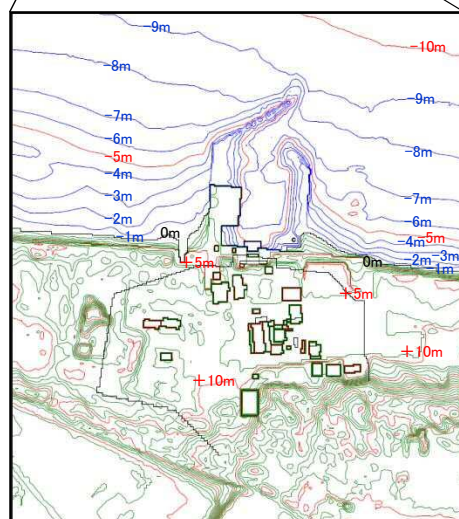
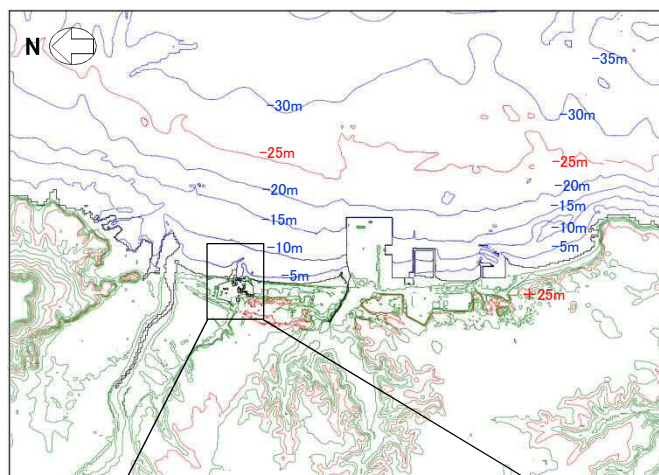
8. 港湾部の防波堤効果の影響検討

8.3 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討

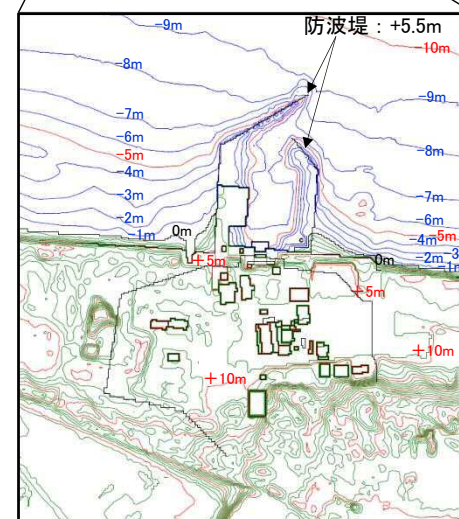
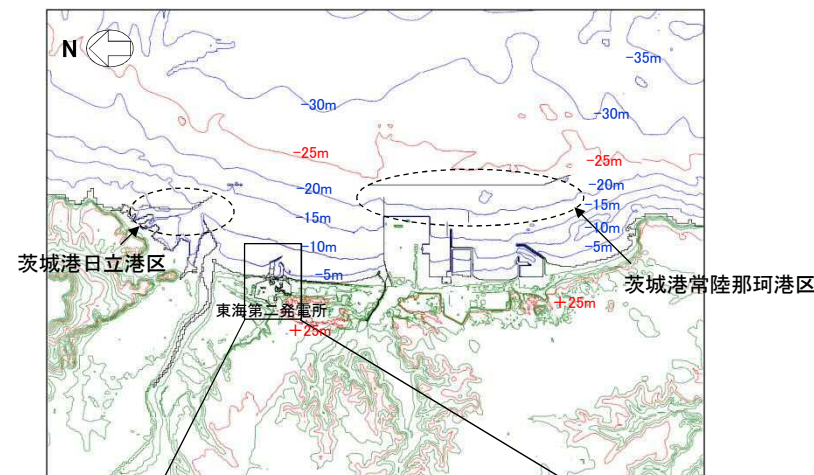
(②設備影響検討モデル)

8.3 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討(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

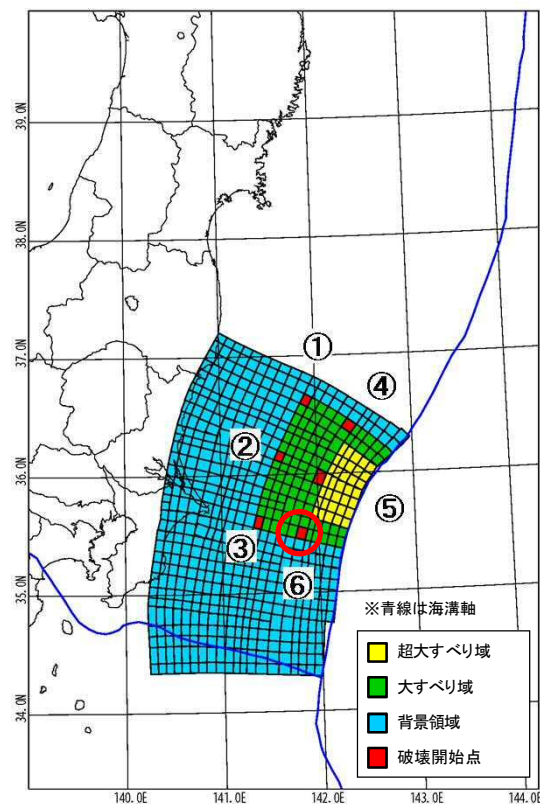


(参考) 港湾部の防波堤効果有り

8.3 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討(検討波源)

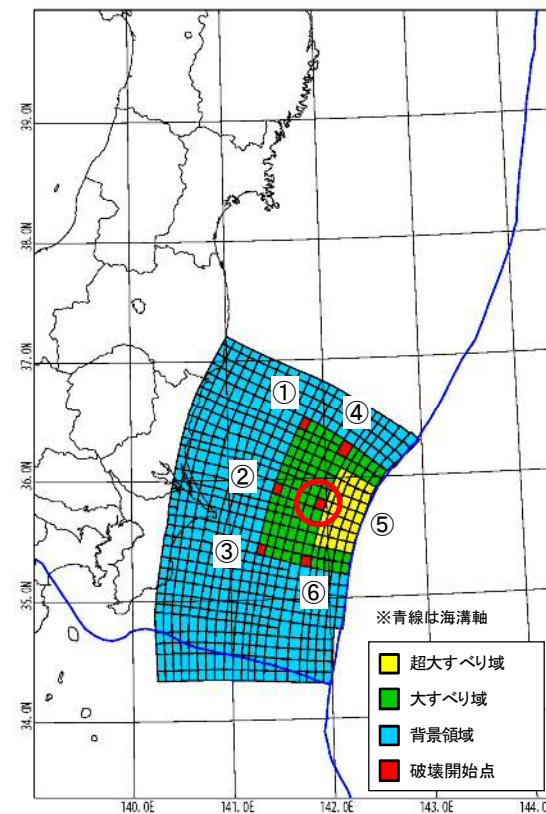
- 港湾部の防波堤の効果について、以下の通り検討を行う。
 - ✓ 防潮堤前面において水位上昇量が最大※となる波源モデル(左図)
 - ✓ 取水口前面において水位下降量が最大※となる波源モデル(右図)

※「①津波波源選定モデル」での評価結果



- 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

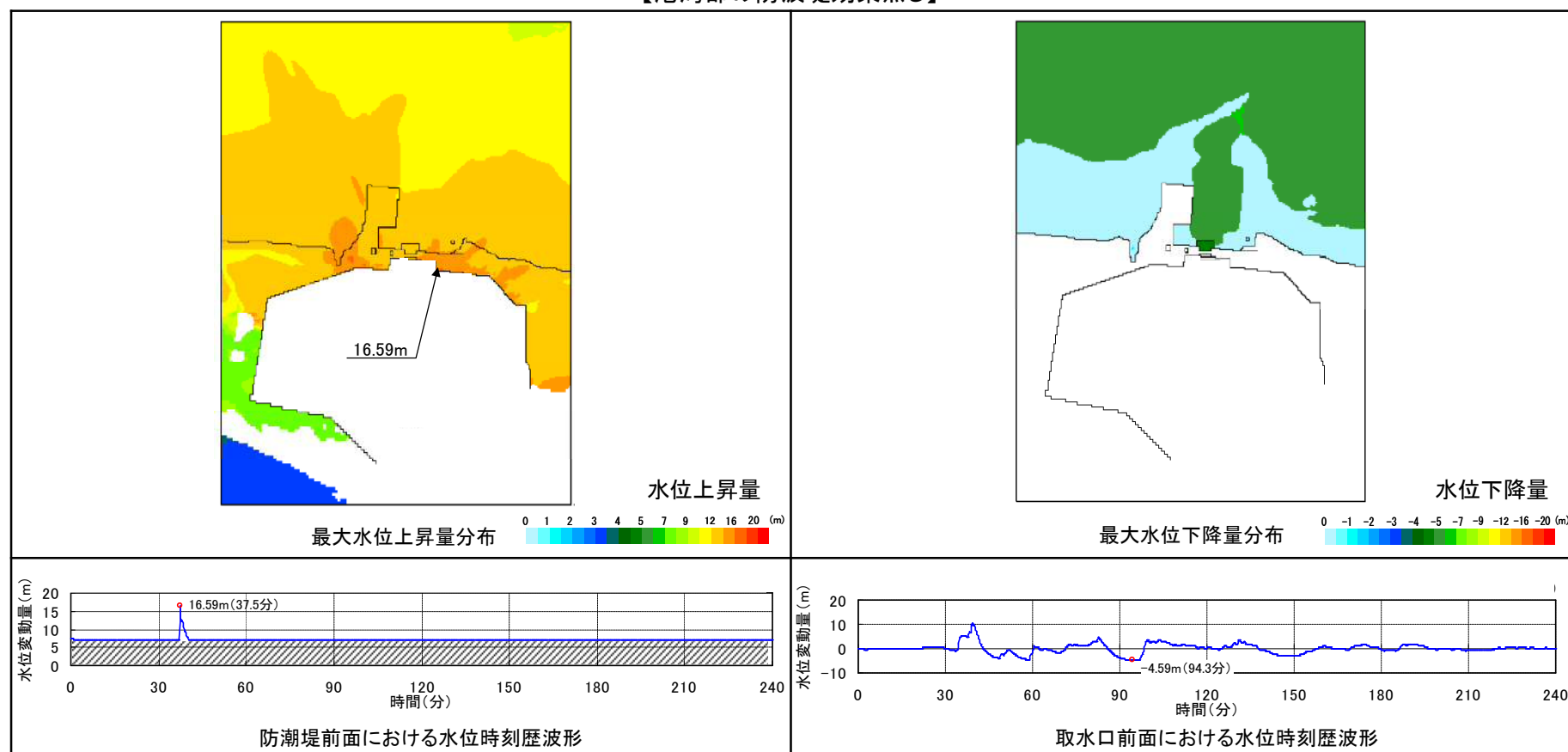
水位下降量最大時の波源モデル

8.3 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討(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)	16.59m	15.96m
最大水位下降量(取水口前面)	-4.59m	-4.59m

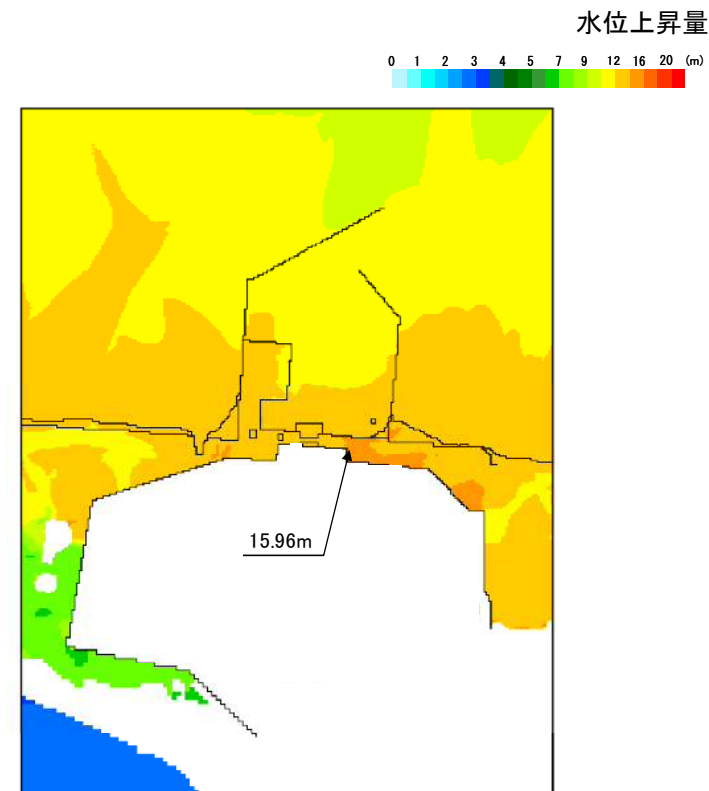
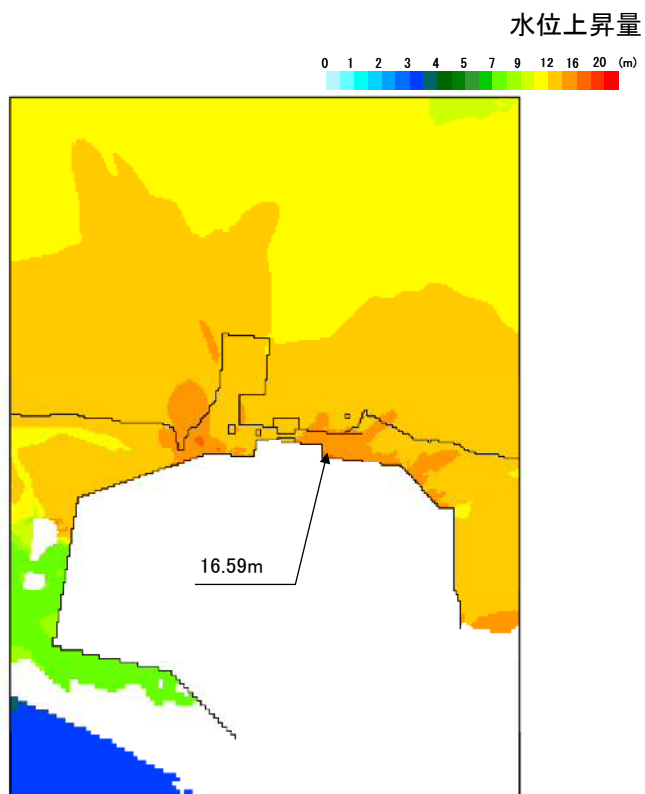
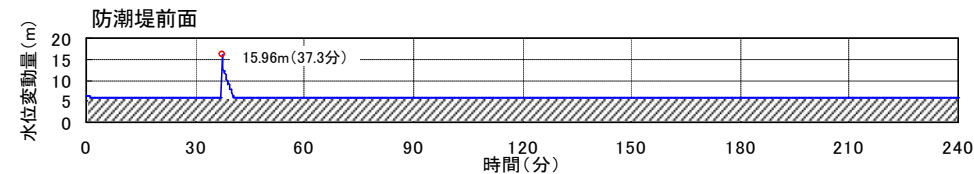
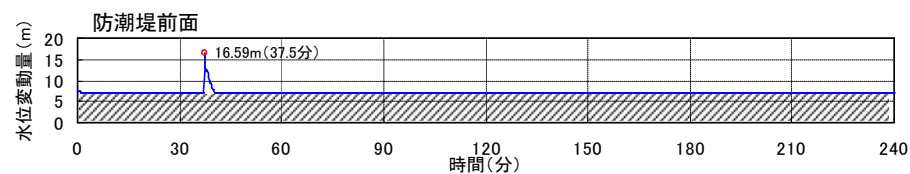
【港湾部の防波堤効果無し】



8.3 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討(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



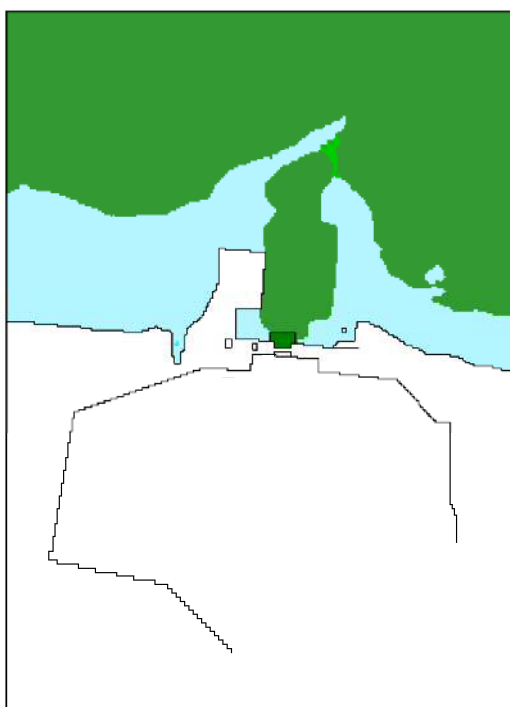
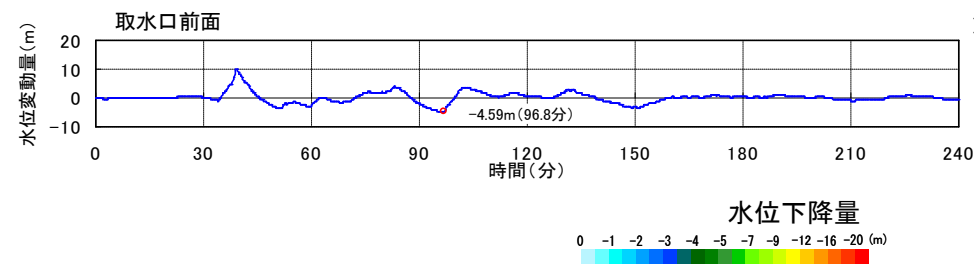
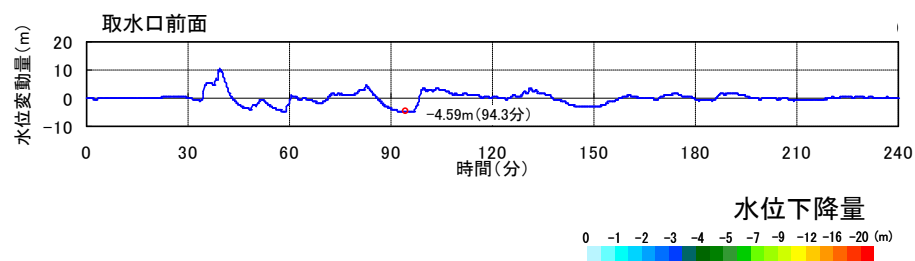
最大水位上昇量分布

(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)

8.3 防波堤の有無が基準津波に与える影響検討(津波予測計算結果: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)

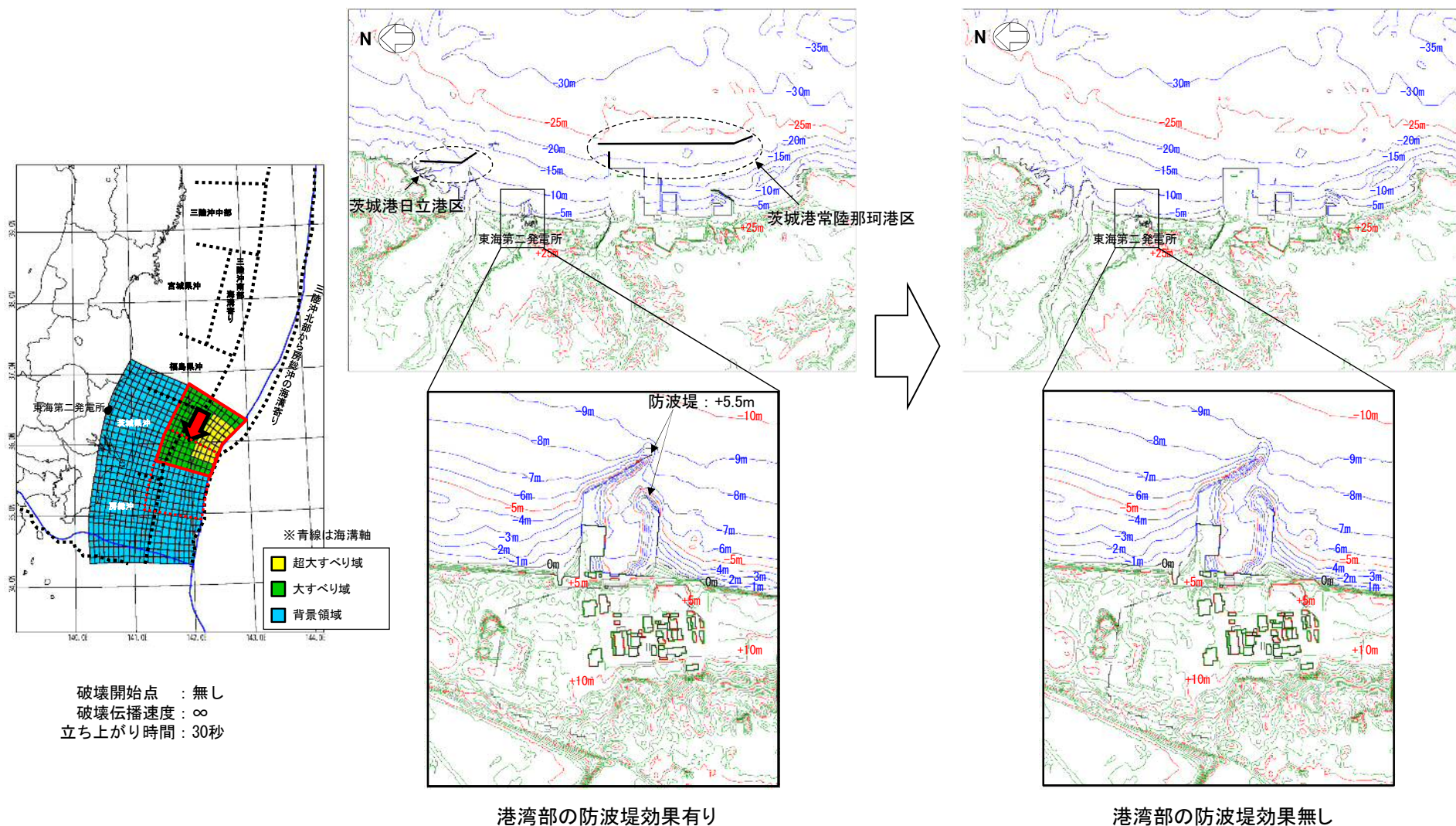
8. 港湾部の防波堤効果の影響検討

8.4 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響検討

(①津波波源選定モデル)

8.4 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響検討(検討方針)

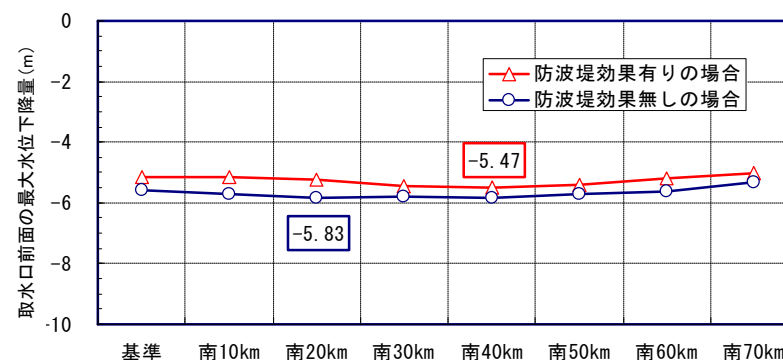
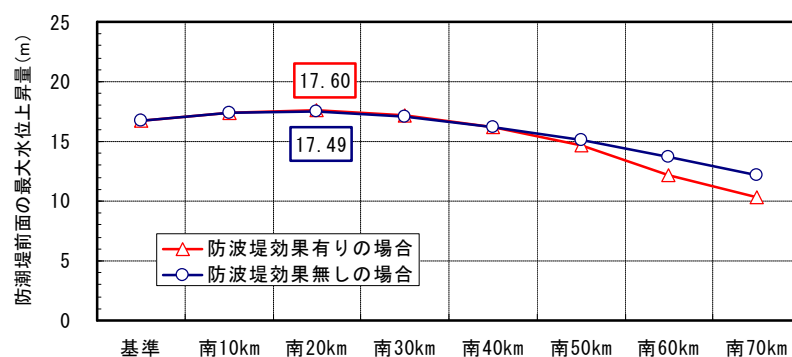
- 基準津波の選定において、防波堤の有無が与える影響を確認するため、基準津波の津波波源を用いて、防波堤無しによる追加計算を実施した。



8.4 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響検討(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。

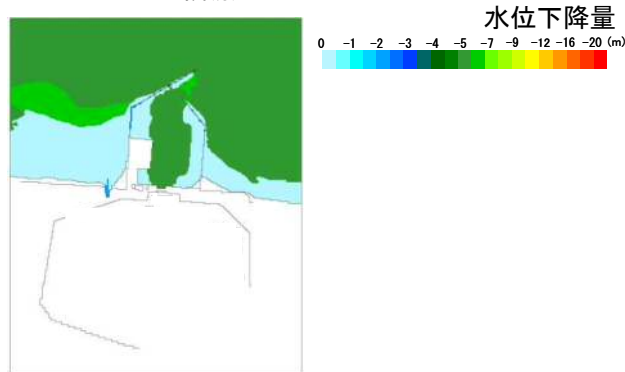
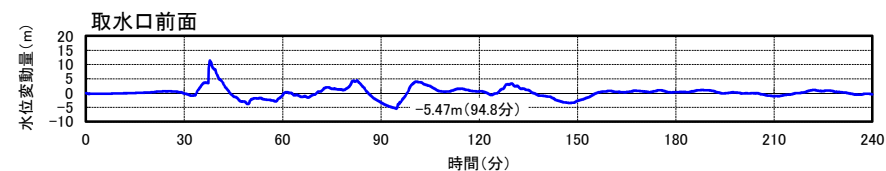
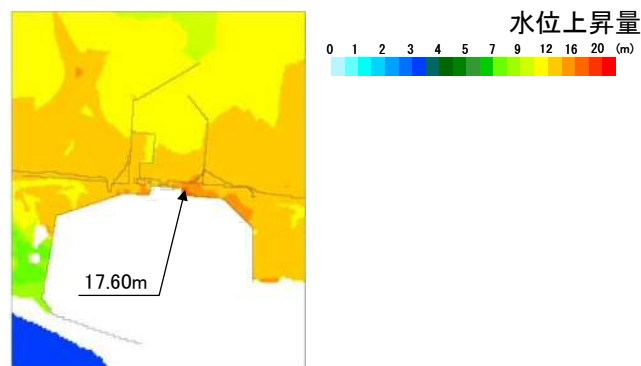
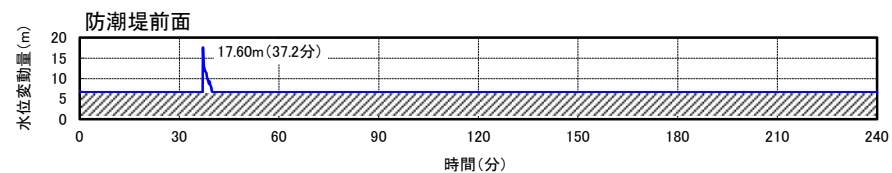
位置		防潮堤前面 最大水位上昇量(m)		取水口前面 最大水位下降量(m)	
港湾部の防波堤効果		有り	無し	有り	無し
基準	A-1	16.78	16.75	-5.16	-5.56
南へ10km移動	A-2	17.34	17.36	-5.17	-5.71
南へ20km移動	A-3	17.60	17.49	-5.24	-5.83
南へ30km移動	A-4	17.22	17.10	-5.44	-5.81
南へ40km移動	A-5	16.22	16.24	-5.47	-5.82
南へ50km移動	A-6	14.68	15.15	-5.42	-5.73
南へ60km移動	A-7	12.20	13.75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



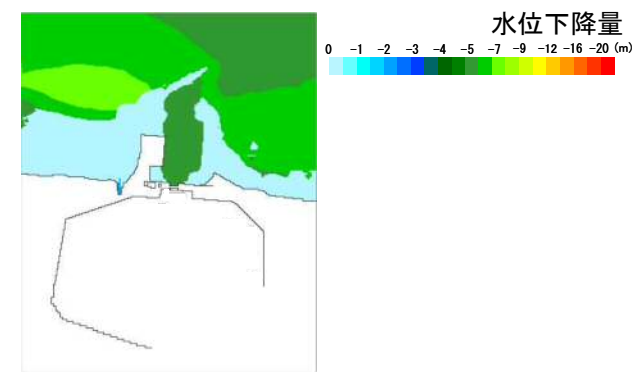
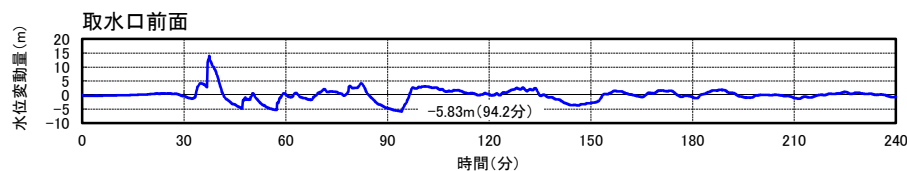
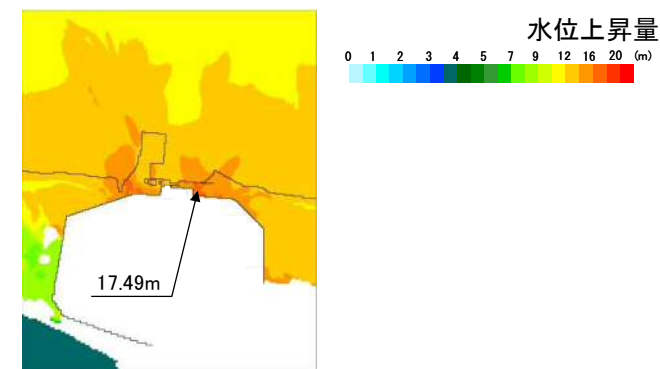
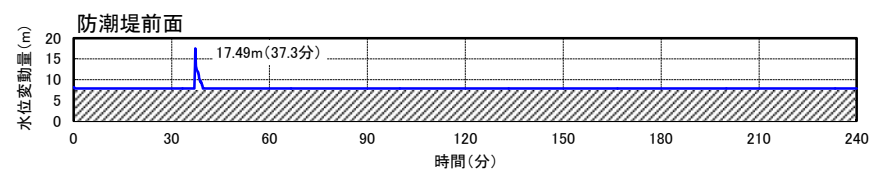
8.4 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響検討(概略パラメータスタディの設定及び評価結果)

■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



港湾部の防波堤効果無し



8.4 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響検討(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。

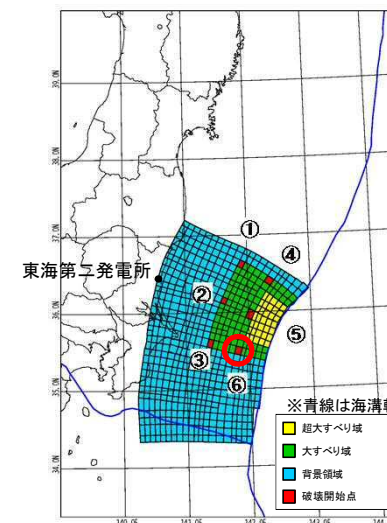
港湾部の防波堤効果無し

※ 立ち上がり時間:30秒

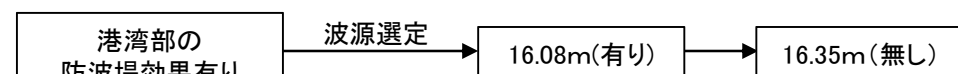
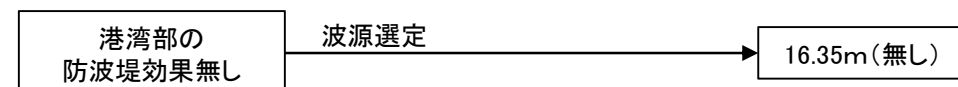
A-3	防潮堤前面の最大水位上昇量※(m)					
	破壊開始点					
破壊伝播速度	①	②	③	④	⑤	⑥
3.0km/s	15.34	15.50	15.41	15.32	15.10	16.35

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

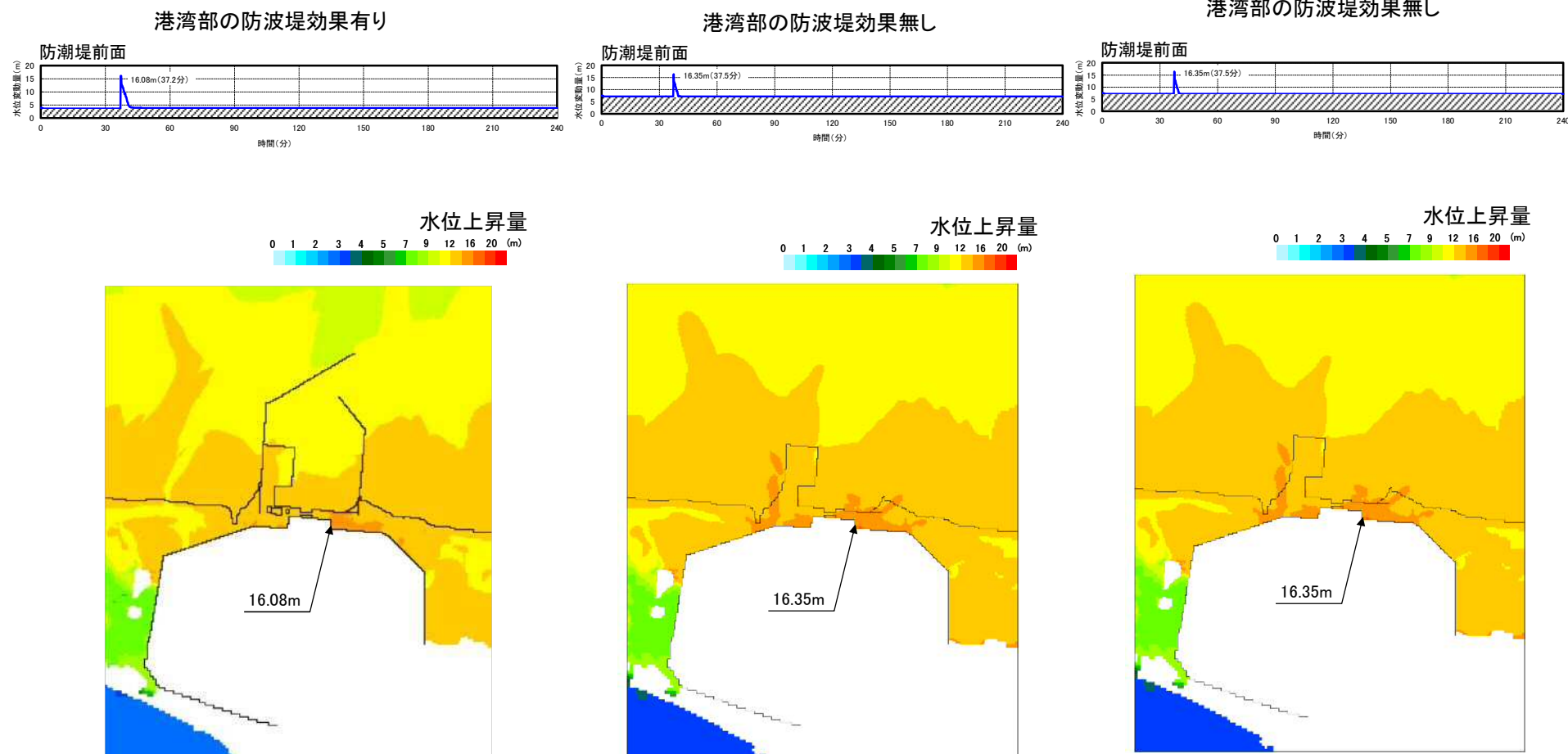
A-3, 破壊開始点⑥, 破壊伝播速度3.0km/s
及び立ち上がり時間30秒A-3, 破壊開始点⑥,
破壊伝播速度3.0km/s及び
立ち上がり時間30秒

8.4 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響検討(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)

8.4 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響検討(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。

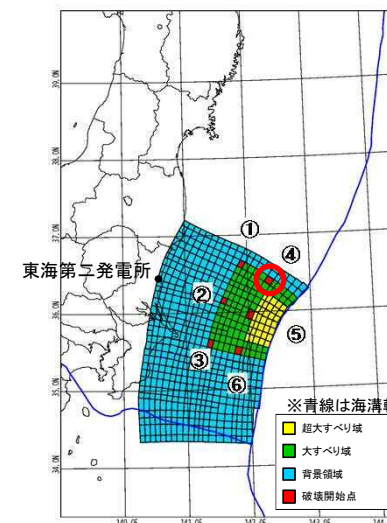
港湾部の防波堤効果無し

※ 立ち上がり時間:30秒

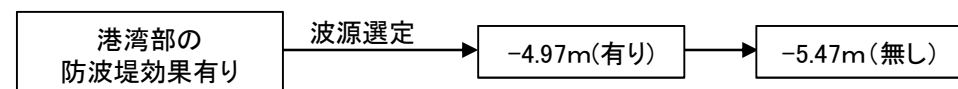
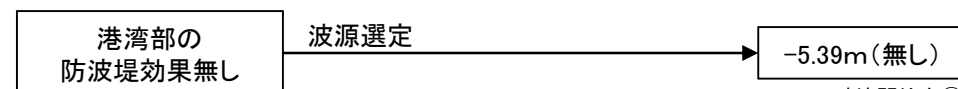
A-3	取水口前面の最大水位下降量※(m)					
	破壊開始点					
破壊伝播速度	①	②	③	④	⑤	⑥
1.0km/s	-5.24	-5.10	-5.05	-5.39	-5.34	-5.29

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

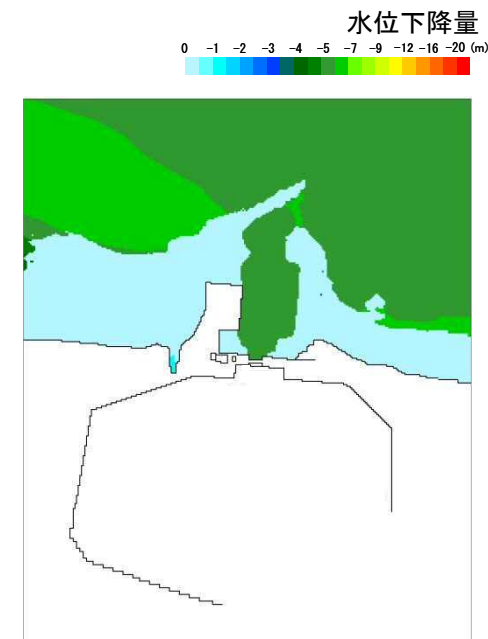
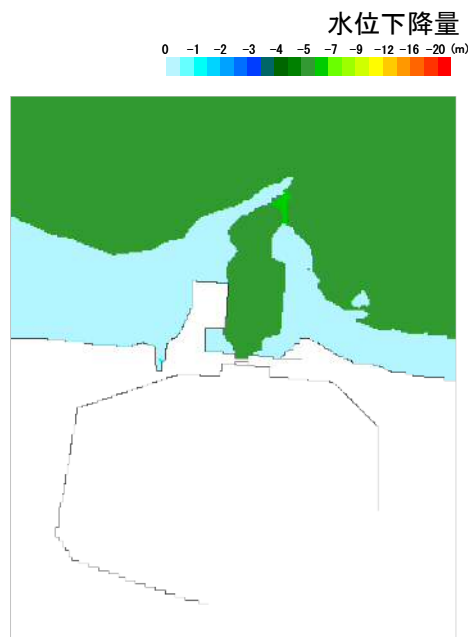
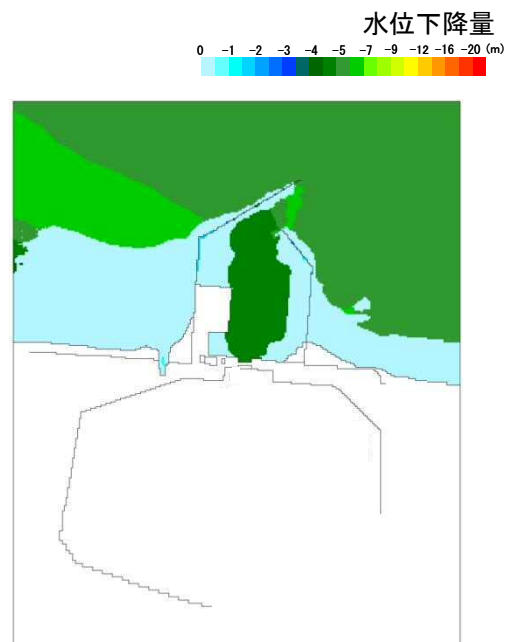
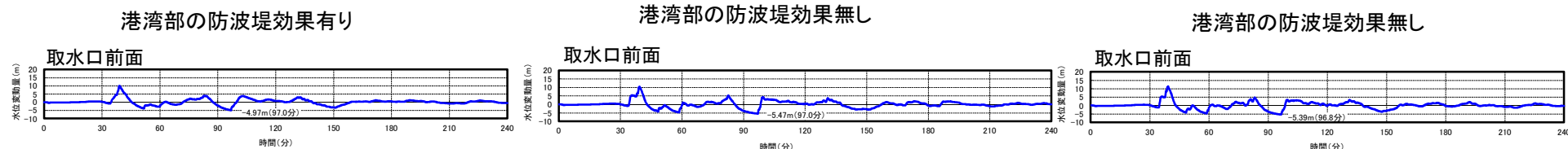
- 以上から、防波堤の有無が基準津波の選定に影響はないことを確認した。

8.4 防波堤の有無が基準津波の選定に与える影響検討(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



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)

目 次

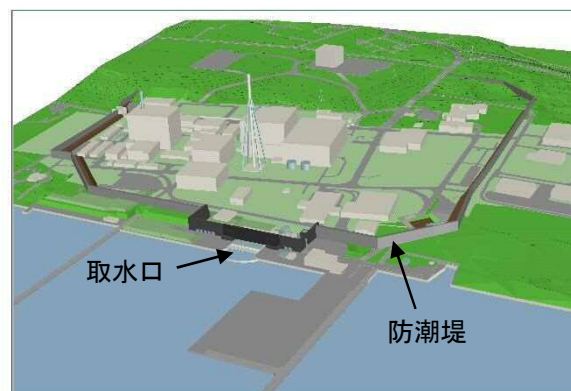
9. 基準津波の年超過確率の参照

9.1 入力津波の年超過確率の参照(参考)

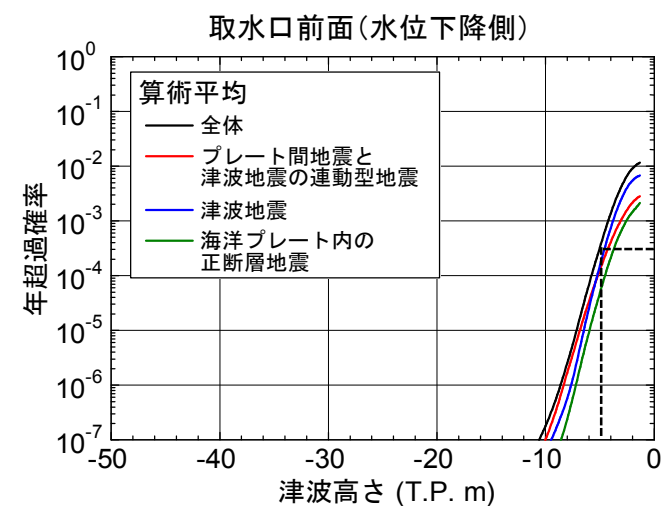
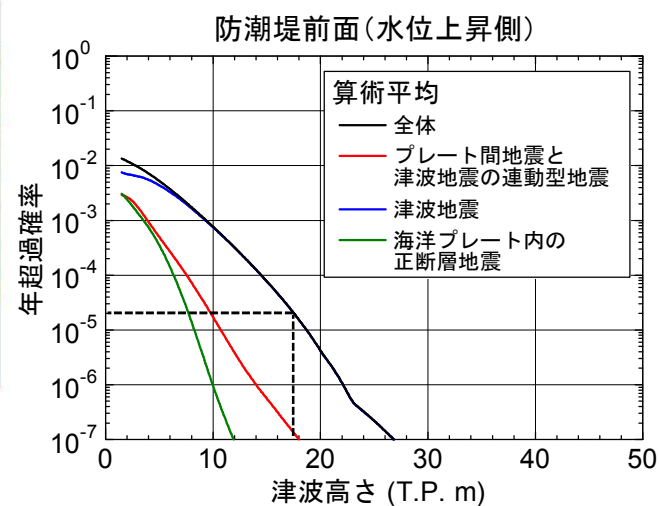
評価結果(防潮堤前面及び取水口前面)

- 防潮堤前面(水位上昇側)及び取水口前面(水位下降側)における平均ハザード曲線は以下のとおりである。
 - ✓ 最高水位の年超過確率は $10^{-4} \sim 10^{-5}$ 程度
 - ✓ 最低水位の年超過確率は $10^{-3} \sim 10^{-4}$ 程度

■波源別ハザード曲線



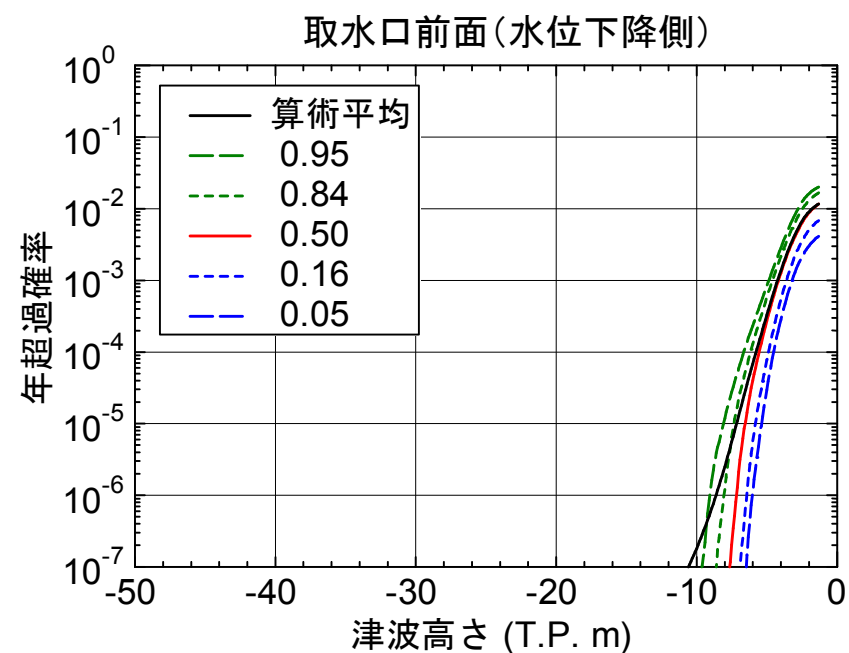
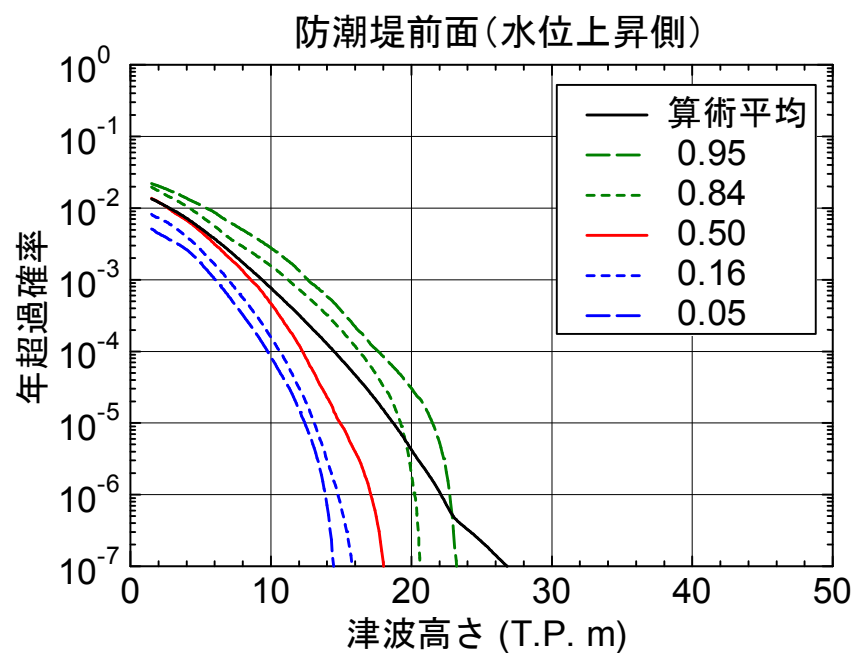
評価位置図



	津波水位
最高水位(防潮堤前面)	T.P.+17.1m
最低水位(取水口前面)	T.P.-4.9m

評価結果(防潮堤前面及び取水口前面)

■フラクタイルハザード曲線



目 次

9. 基準津波の年超過確率の参照

9.2 プレート間地震と津波地震の連動型地震のロジックツリーに関する検討

専門家意見聴取結果

- プレート間地震と津波地震の連動型地震のロジックツリーにおける基準津波の波源の取扱いについて、専門家へ意見聴取を行い、必要な関連情報等を収集した。

■関連情報：プレート間地震と津波地震の連動型地震のロジックツリーにおける基準津波の波源の取扱いについて

- ✓ 敷地前面のプレート間に想定する津波波源については、2011年東北地方太平洋沖地震から得られた知見に基づくと、津波波源の南限を北米プレートとフィリピン海プレートの境界とする「茨城県沖に想定する津波波源」が妥当であると考えた。
- ✓ しかしながら、基準津波の策定においては、この津波波源に複数の保守的設定を加味し、津波波源の南限を房総沖までに拡張した「茨城県沖から房総沖に想定する津波波源」を設定して評価を行った。
- ✓ 年超過確率の評価においては、より合理的な津波波源と考えられる「茨城県沖に想定する津波波源」を用いることは妥当と評価することについて

専門家のご意見

- 構造的に房総沖と茨城県沖には構造境界があることから、茨城県に想定する津波波源を基本とすることは妥当である。
- 確定論で保守的に考慮した波源が、確率論に入っていないというのはおかしくないと思う。仮に分岐として考慮するのであれば、低い重みを設定すべき。
- 波源の規模の設定については、専門外の内容になるのでコメントは控えさせていただく。
- 確定論で考慮している波源については、保守的に設定したものであっても確率論でも考慮するほうが良い。ただし、重みは低くても良い。
- 確定論で考慮している波源については、保守的に設定したものであっても確率論でも考慮するほうが良い。ただし、重みは低くても良い。
- 具体的には、保守的に設定したものの重みを0.1とすることが考えられる。



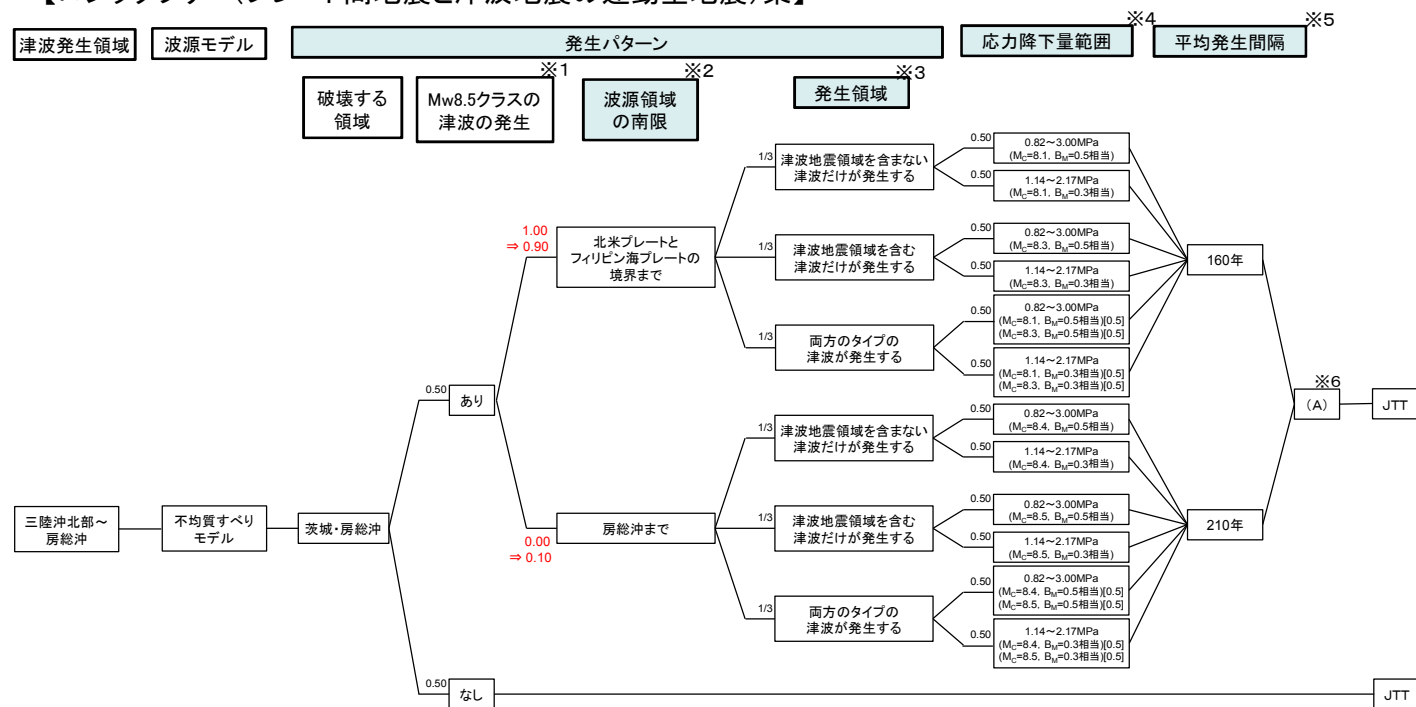
上記、意見聴取結果を踏まえ、プレート間地震と津波地震の連動型地震のロジックツリーを作成・レビューを行い、その妥当性について評価を得た。

専門家意見聴取結果:レビュー内容

■ 専門家意見聴取結果を踏まえて作成したロジックツリー

- 各専門家意見を総合的に踏まえ、波源領域の南限として「北米プレートとフィリピン海プレートの境界まで」と「房総沖まで」の分岐を設定する。重み配分については、「北米プレートとフィリピン海プレートの境界まで」の重みを0.9、「房総沖まで」の重みを0.1とする。

【ロジックツリー(プレート間地震と津波地震の連動型地震)案】



※1 過去に発生したという知見はないが、今後起きることを考慮して分岐及び重みを設定

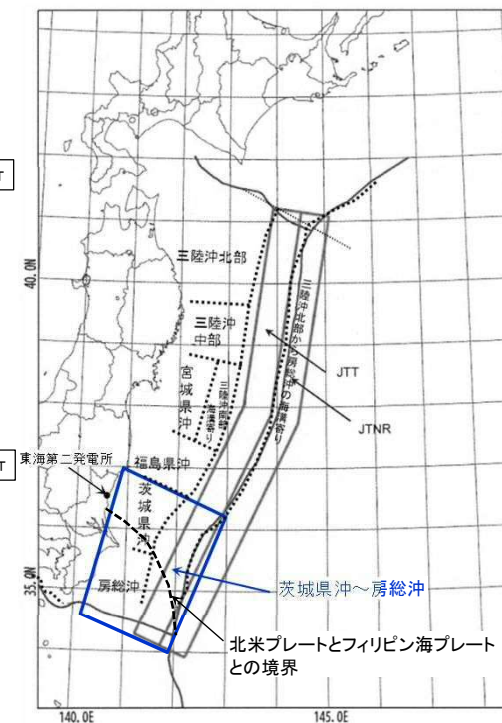
※2 2011年東北地方太平洋沖地震の特徴と関連する知見を考慮して分岐を設定

※3 貞観地震は2011年東北地方太平洋沖地震と同様に津波地震領域が連動しているという考え方と連動していないという考え方があるため、分岐として設定

※4 土木学会(2016)等を参考に分岐及び重みを設定

※5 Gutenberg-Richter式を参考に、分岐及び重みを設定

※6 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー(偶然的不確かさの考慮)



津波発生領域
(茨城県沖～房総沖)

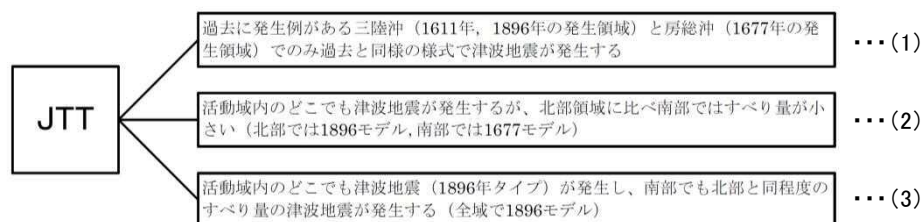
目 次

9. 基準津波の年超過確率の参照

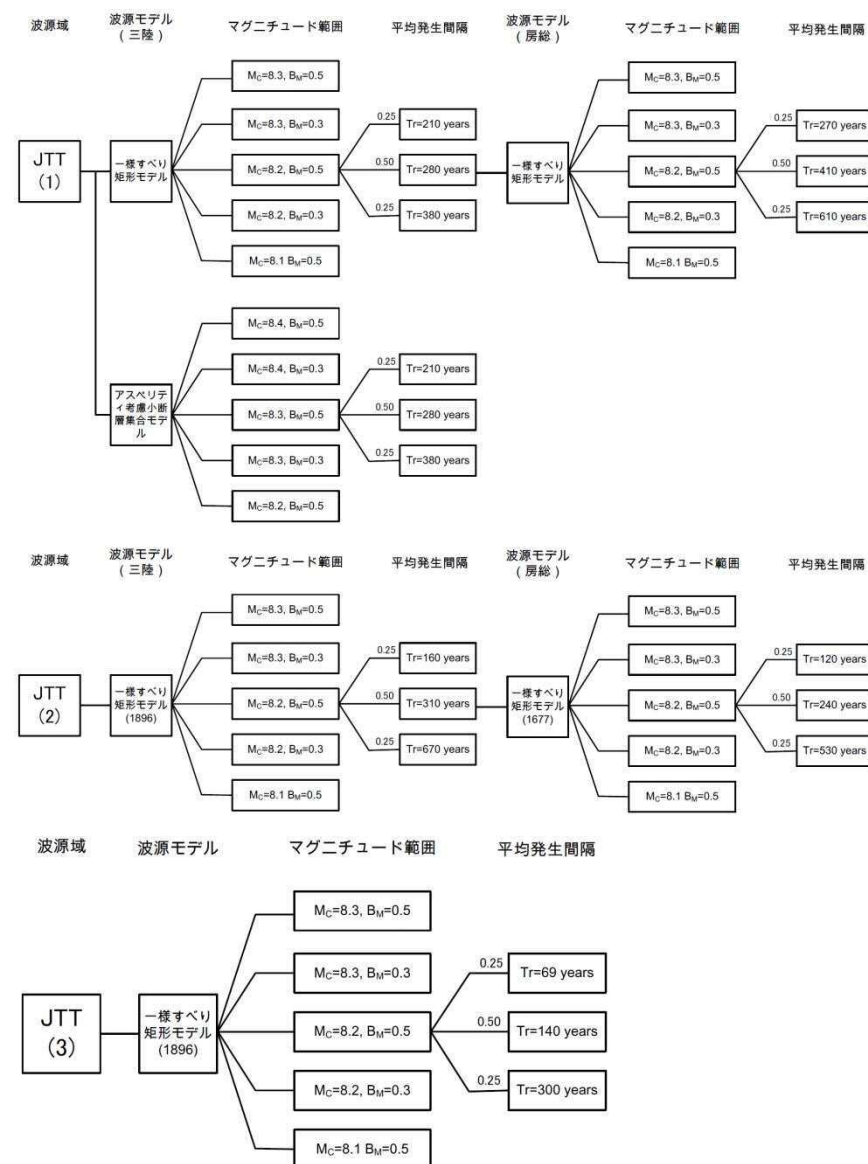
9.3 土木学会(2011)のロジックツリー

津波地震

■発生領域に関する分岐

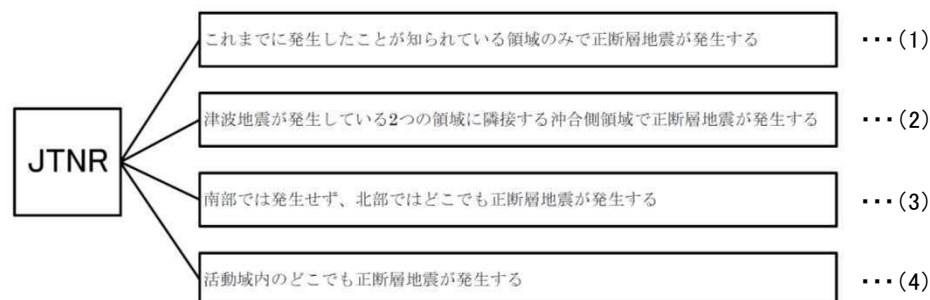


■津波発生モデルのロジックツリー

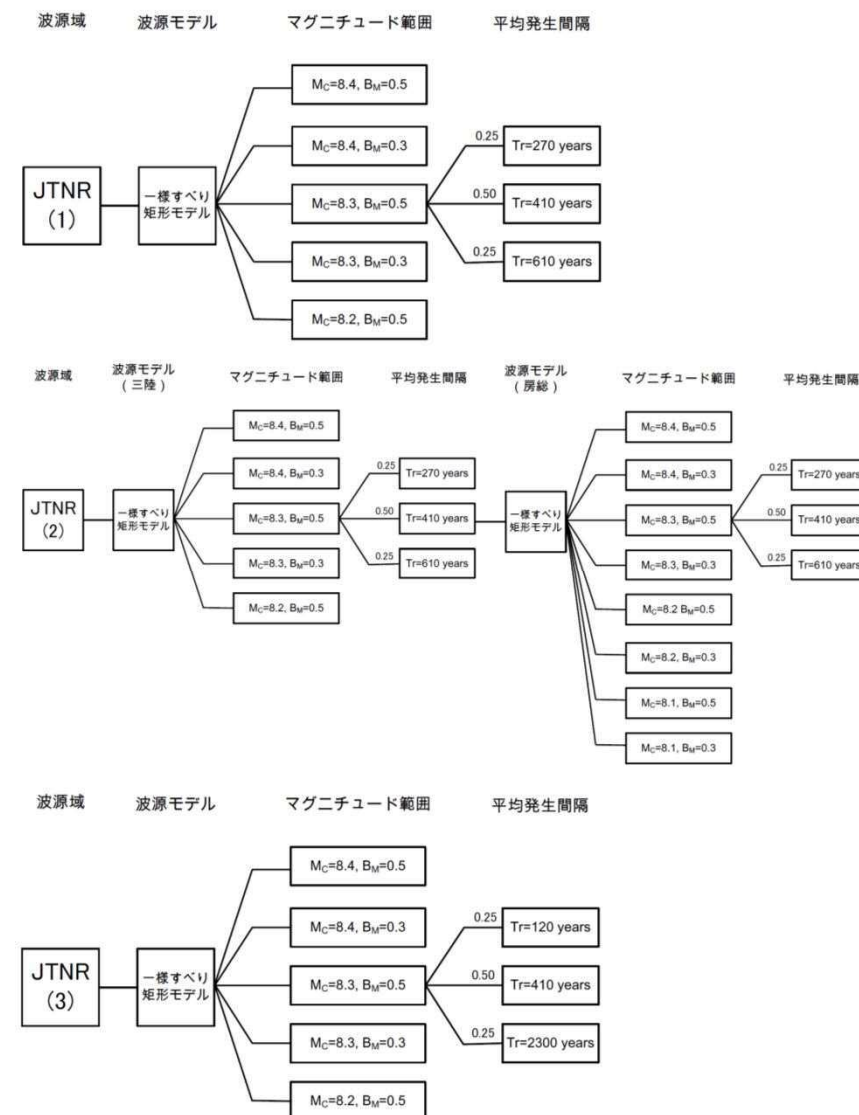


海洋プレート内の正断層地震

■発生領域に関する分岐



■津波発生モデルのロジックツリー※



※: JTNR(4)のロジックツリーは, JTNR(3)のロジックツリーと同一であるため記載省略

目 次

9. 基準津波の年超過確率の参照

9.4 海洋プレート内の正断層型地震の地震規模に関する検討

地震規模に関する知見(国内外における海溝外縁隆起帯で発生した海洋プレート内の正断層地震の地震規模)

- Alvarez-Gomez et al.(2012)に基づけば、1933年昭和三陸沖地震津波は、海溝外縁隆起帯(outer rise)で発生した地震では最大規模の地震である。

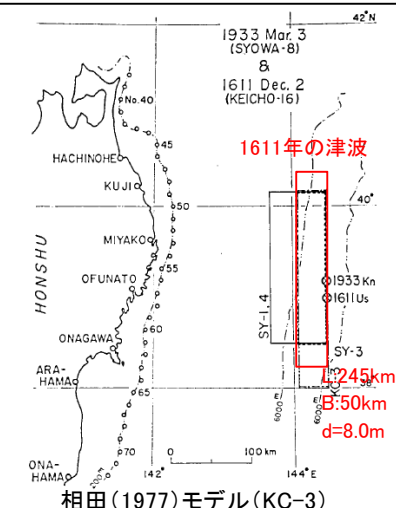
海溝外縁隆起帯で発生した主な海洋プレート内地震の断層パラメータ

Id.	Date dd/mm/yyyy	Place	M_w	Length km	Width km	Bottom km	Dip °	Slip m	Rigidity Nm^{-2}	Reference
a	03/02/1933	Sanriku	8.4	185	100	70	45	3.3	—	Kanamori (1971)
b	03/02/1933	Sanriku	8.4	220	35	25	45	8	7.0×10^{10}	Kirby et al. (2008)
c	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	80	60	50	1.2	7.0×10^{10}	Abe (1972)
d	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	40	30	50	6	5.0×10^{10}	Beck and Christensen (1991)
e	19/08/1977	Sunda	8.2	200	70	40	45	3	6.4×10^{10}	Gusman et al. (2009)
f	19/08/1977	Sunda	8.2	200	25	29	45	9	4.0×10^{10}	Spence (1986), Lynnes and Lay (1988)
g	04/05/1990	Mariana	7.3	40	25	29	48	3.4	4.0×10^{10}	Satake et al. (1992)
h	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	40	48	1.5	4.0×10^{10}	Satake et al. (1992)
i	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	—	48	—	—	Yoshida et al. (1992)
j	04/09/2001	Juan Fernandez Ridge	6.7	70	26	30	51	1	4.0×10^{10}	Fromm et al. (2006)
k	13/01/2007	Kuril	7.9	120	40	35	45	1.9	5.0×10^{10}	Fujii and Satake (2008)
l	13/01/2007	Kuril	8.0	130	30	—	37	6.4	4.0×10^{10}	Tanioka et al. (2008)

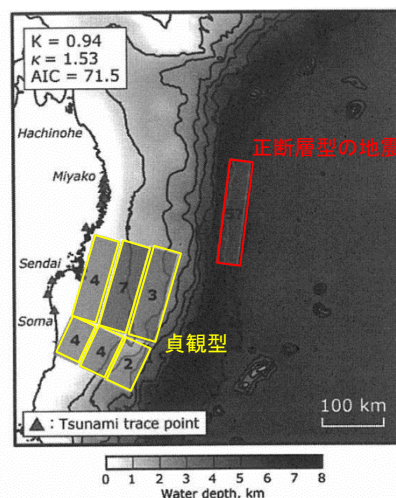
(Alvarez-Gomez et al.(2012)に加筆)

地震規模に関する知見(今井他(2012))

- ・ 今井他(2012)は、1611年の津波の津波痕跡、震源域及び地震動と津波の史料記述を再整理し、それらに対する相田(1977)モデルの矛盾点を以下のとおり指摘している。
- ・ 今井他(2012)モデル(KT-02)は、痕跡高の逆解析から、宮城県沖のプレート境界面と海溝外縁隆起帯のすべりを推定している($M_w=8.5$)。
- ・ 同モデルの海溝外縁隆起帯におけるすべり分布(すべり量、断層長さ)は、相田(1977)モデルよりも小さく、1933年昭和三陸地震津波と同程度である。



相田(1977)モデル(KC-3)



今井他(2012)モデル(KT-02)

【今井他(2012)】

■津波痕跡

- ✓ 1611年の津波は三陸沿岸の一部で3.11地震に匹敵する津波痕跡が残されているといわれており、仙台湾沿岸部においても地質学的痕跡が確認されている。

■震源域

- ✓ 史料の再精査から1611年の震源域は三陸沖から仙台湾沖まで広がっていた可能性が示唆されている。

■史料に残された地震動と津波

- ✓ 各地の史料を総合的にみると、午前8～10時に仙台藩から江戸に至る広域で有感地震あり。
- ✓ 仙台平野における津波来襲時刻は不明であるが、三陸沿岸に津波が来襲した時刻は午後2時頃であったと解釈できる。

■相田(1977)モデルの矛盾点

三陸沿岸の津波痕跡高を説明できるが、仙台湾沿岸ではせいぜい2m程度の津波高となり説明できない。

江戸での最大震度はせいぜい4程度であり、仙台平野や江戸での地震有感時刻と三陸沿岸の津波来襲時刻の時間差を合理的に説明することは難しい。

<今井他(2012)モデル(KT-02)>

- 痕跡高の逆解析の結果、宮城県沖とその北側海溝軸付近における逆断層地震(KT-01)と、宮城県沖の逆断層地震とその北側アウターライズ領域の正断層地震(KT-02)の2つの地震モデルが得られた。
- 両モデルともに869年の地震の震源域のすべりが必要になり、各モデルの地震規模は $M_w=8.5$ 程度と推定される。
- 津波痕跡、震源域、史料記述を踏まえると、KT-02の方がより矛盾無く解釈できる。ただし、KT-01を完全に否定することもできない。

地震規模に関する知見(ハザード評価事例)

- ・ 杉野他(2015), 藤原他(2015)及び土木学会(2016)は, 地震調査研究推進本部(2012)の長期評価を参考に, 1933年昭和三陸地震の地震規模を基本にそのばらつきを考慮して, 確率論的津波ハザード評価を実施しており, 上限 M_w を8.6としている(杉野他(2015), 土木学会(2016))。

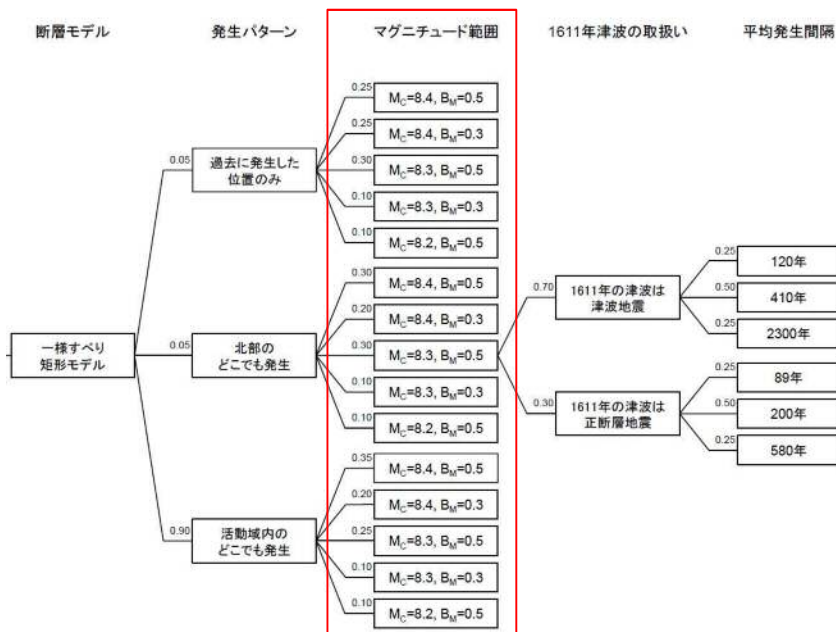
■杉野他(2015)に加筆

表 5 日本海溝沿いの地震活動の長期評価結果と津波波源モデルの一覧

番号	日本海溝沿いの地震活動の長期評価		長期評価を踏まえた津波波源モデル				
	地震発生領域	次の地震規模	M_w	長さ(km)	幅(km)	すべり量(m)	備考
1	三陸沖北部のプレート間大地震	$M8.0$ 前後	8.2, 8.3, 8.4	200*1	100*1	2.5, 3.5, 5.0	-
2	三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート間大地震(津波地震)	$M8.2$ 前後	8.1, 8.2, 8.3	200*2	50*2	4.0, 5.6, 7.9	-
3	三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内大地震(正断層型)	$M8.2$ 前後	8.4, 8.5, 8.6	200*2	100*2	3.2, 4.5, 6.4	-
4	三陸沖北部($M7$ クラス)	$M7.1 \sim M7.6$	-	-	-	-	対象地点への影響が小さいと判断し除外
5	三陸沖中部	評価なし	-	-	-	-	長期評価結果で除外
6	三陸沖南部海溝寄り	$M7.7$ 前後	7.9, 8.0, 8.1	200*3	50*3	1.8, 2.5, 3.5	-
7	宮城県沖	$M7.5$ 前後	7.7, 7.8, 7.9	49*4	130*4	0.9, 1.3, 1.8	-
6+7	三陸沖南部海溝寄りと宮城県沖の連動	$M8.0$ 前後	8.2, 8.3, 8.4	283*5	71*5	2.5, 3.5, 5.0	-
8	福島県沖	$M7.4$ 前後	7.6, 7.7, 7.8	92*6	55*6	1.1, 1.6, 2.2	-
9	茨城県沖	$M6.7 \sim 7.2$	7.0, 7.3, 7.5	43*7	47*7	0.5, 1.5, 3.0	-
10	房総沖	評価なし	-	-	-	-	長期評価結果で除外

*1 長期評価報告書¹⁴⁾の図読取*2 長期評価報告書¹⁴⁾記載*3 1897宮城県沖地震の相田(1977)モデル⁹⁾の長さ幅比を参照*4 1978宮城県沖地震の瀬野他(1979)モデル²¹⁾の長さ幅比を参照*5 1793宮城県沖地震の相田(1977)モデル⁹⁾の長さ幅比を参照*6 1938塩屋崎沖地震のAbe(1977)モデル²²⁾の長さ幅比を参照*7 長期評価報告書¹⁴⁾の図読取値の長さ幅比を参照

■土木学会(2016)に加筆



■藤原他(2015)に加筆

4.2.1.6 プレート内地震(正断層型)

三陸沖北部から房総沖の海溝寄りのプレート内地震(正断層型)(以下, プレート内地震と呼ぶ)は, 地震調査委員会(2011)によって $M8.2$ 前後の地震が, 三陸沖北部から房総沖の海溝寄りの領域内のいずれかの場所で, 400~750 年の間隔で発生していると評価されている。本研究では, プレート内地震として設定した $Mw8.2$ の波源断層モデル 14 個に対して, 地震調査委員会(2011)で評価された発生間隔 400 年から 750 年の中央値 575 年を平均発生間隔と考え発生確率を算定した。

専門家意見聴取結果

- ・ 前述した地震規模に関する知見の収集結果を踏まえ、1611年の津波が海洋プレート内地震の場合のMwの範囲を見直すことについて、専門家へ意見聴取を行い、必要な関連情報等を収集した。

■関連情報：海洋プレート内地震のロジックツリーの見直しについて

- ✓ 1611年の津波の地震発生様式の分岐のうち海洋プレート内地震の場合のMwの範囲について、地震規模並びに各機関の評価事例に係る関連情報の収集結果から、中央マグニチュード(Mc)を8.6から8.4に変更することについて(上限Mwを8.8から8.6に変更することについて)

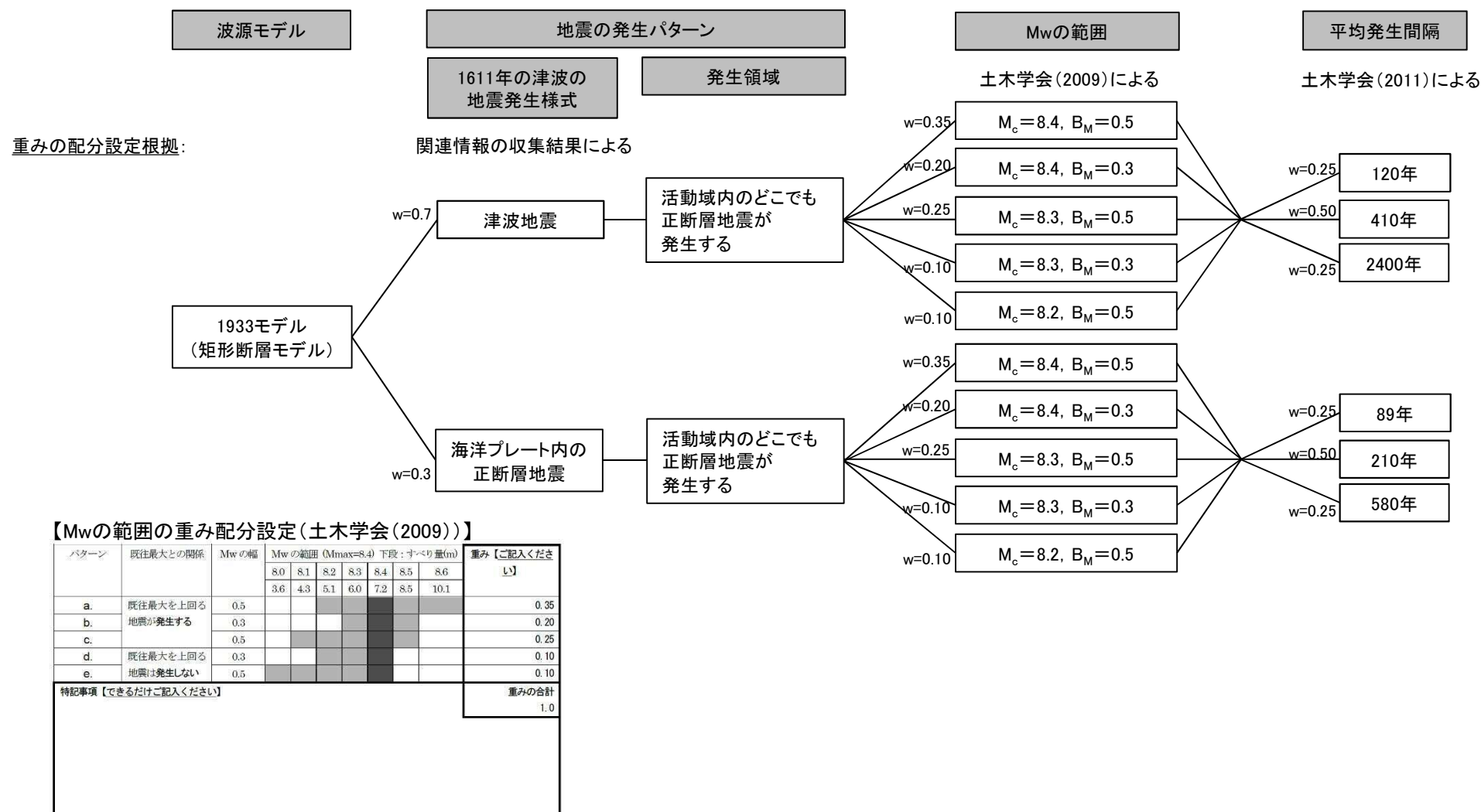
専門家のご意見
・ 1611年の津波は未だ研究途上にあるが、最新知見を反映した今井他(2012)モデルは、現時点で最も信頼できるモデル(妥当なモデル)と考えられる。 ・ 今井他(2012)モデルのアウトターライズ領域のすべりは1933年昭和三陸地震津波と同程度であることを踏まえると、“1611年の津波が正断層型地震、の中央マグニチュード(Mc)を8.6から8.4に変更する(上限Mwを8.8から8.6に変更する)ことは妥当である。
・ 現状のロジックツリーを維持し、各分岐の重みを変更する方法も考えられるが、上限Mwを8.8から8.6に変更する今回の方法は、土木学会(2016)等とも整合しており、異論はない。 ・ なお、ロジックツリーは、5年、10年経つと変わる可能性があるので、最新知見の収集に努めること。
・ 1611年の津波は未だ議論があるところであり、津波痕跡など新しい情報は増えてきているものの、相田(1977)モデルをベースとした土木学会(2002)モデル(Mw8.6)の否定までには至っていないと考える。 ・ 以上から、“1611年の津波が正断層型地震、の中央マグニチュード(Mc)を8.6から8.4に変更するという「Mwの範囲」の分岐を見直す方法ではなく、「波源モデル」の分岐を新たに追加する方法(例えば、相田(1977)モデル、今井他(2012)モデルを分岐で処理するなど)が考えられる。
・ 1611年の津波について、相田(1977)が基にした痕跡データから情報が増えており、今後、波源そのものを再検討する動きがあると聞いている。したがって、相田(1977)モデルをベースとした土木学会(2002)モデル(Mw8.6)に固執する必要は無いと考える。 ・ 1933年昭和三陸地震津波(Mw8.4)は、国内外で最大規模のアウトターライズ地震であるとともに、1611年の津波がアウトターライズ地震であった場合、三陸沖の同じ領域において、M8クラスのプレート間地震と同程度のすべりが約300年間の間に生じたことになり、地震学的に考えにくいのではないかと考える。 ・ 以上から、“1611年の津波が正断層型地震、の中央マグニチュード(Mc)を8.6から8.4に変更する(上限Mwを8.8から8.6に変更する)ことは妥当である。

上記、意見聴取結果を踏まえ、中央マグニチュード(Mc)を8.6から8.4に変更することについてレビューを行い、その妥当性について評価を得た。

専門家意見聴取結果:レビュー内容

■専門家意見聴取結果を踏まえて作成したロジックツリー

- 各専門家意見を総合的に踏まえ、中央マグニチュード(M_c)は、1611年の津波の地震発生様式によらず、国内外で最大規模の1933年昭和三陸沖地震津波規模($M_w 8.4$)とし、 M_w の範囲の重みは土木学会(2009)を流用する。
- なお、引き続き、最新知見の収集に努め、本評価の見直しが必要な知見が得られた場合には、適切に対応していく。



目 次

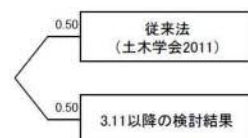
9. 基準津波の年超過確率の参照

9.5 津波推定値のばらつきに関するロジックツリー設定に関する検討

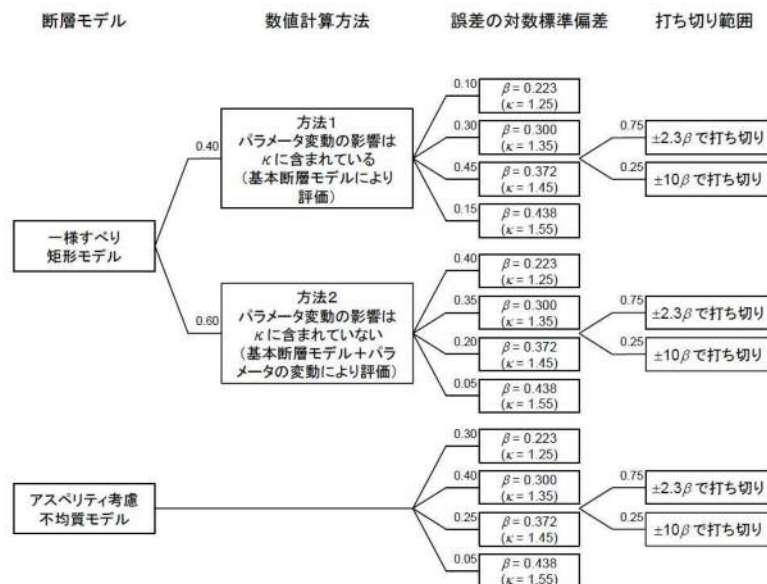
土木学会(2016)のロジックツリー

- 土木学会(2016)では, 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波の再現解析等から津波推定値のばらつきに関する検討を実施し, それから得られた知見を以下のとおり, 津波推定値のばらつきに関するロジックツリーに反映している。

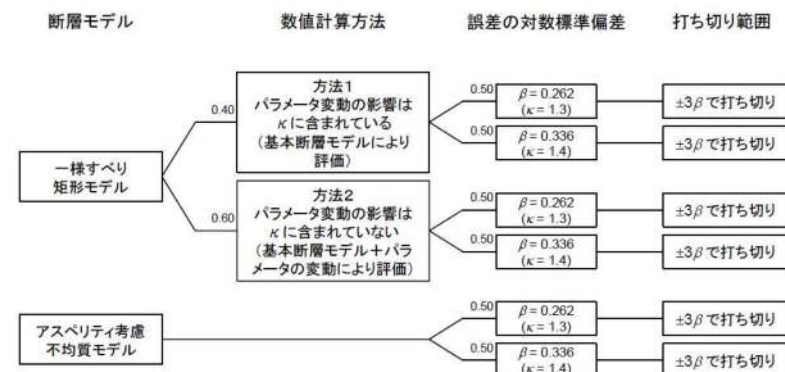
ばらつきと打ち切りの考え方



(a) ばらつきと打ち切りの考え方に関する分岐



(b) 従来法 (土木学会, 2011)



(c) 東北地方太平洋沖地震以降の検討結果

津波推定値のばらつきに関するロジックツリー
(土木学会(2016))

専門家意見聴取結果

- JNES(2014)等の設定方法, 並びに一樣すべり矩形モデルに適用するロジックツリーを評価に反映するにあたり, 専門家へ意見聴取を行い, 必要な関連情報等を収集した。
- 各専門家の意見聴取結果を踏まえ, 津波推定値のばらつきに関するロジックツリーを作成・レビューを行い, その妥当性について評価を得た。

【収集した関連情報等】

■関連情報1: 土木学会(2011)を参考に設定したロジックツリーを変更することについて

- ✓ 誤差の対数標準偏差(β), 対数正規分布の打ち切り範囲(σ)の定義とその特徴から, 同パラメータは, ハザード評価に与える影響が大きいと判断され, 各指針類の要求事項に照らして, JNES(2014)による最新知見をロジックツリーに反映することは必要と判断することについて

■関連情報2: JNES(2014)の内容とハザード評価の解析条件等との対比に関する考察について

■関連情報3: ロジックツリーの見直し及び重み配分設定方法の妥当性について

- ✓ JNES(2014)の内容の分析及びハザード評価の解析条件等との対比から, 津波水位のばらつきはJNES(2014)の設定範囲 $\beta = 0.20 \sim 0.30$ が妥当であり, 土木学会(2011)の設定方法からJNES(2014)等の設定方法に見直すことについて(土木学会(2011)の設定方法を削除することについて)

■関連情報4: 津波推定値のばらつきに関するロジックツリーのうち矩形断層モデルに適用する誤差の対数標準偏差(β)等の分岐設定について

- ✓ 不均質モデルと一樣すべりの矩形断層モデルのモデル特性の違いが, 津波高さのばらつき(β)要因である波源特性($\beta_{\text{波源}}$), 伝播特性($\beta_{\text{伝播}}$), 遡上特性($\beta_{\text{遡上}}$)に及ぼす影響について追加検討を実施した。
- ✓ 上記結果を踏まえ, 両モデルに同じ分岐・重み配分を適用することは妥当と評価することについて

専門家意見聴取結果：関連情報1

■関連情報1：土木学会（2011）を参考に設定したロジックツリーを変更することについて

- ✓ 誤差の対数標準偏差（ β ）、対数正規分布の打ち切り範囲（ σ ）の定義とその特徴から、同パラメータは、ハザード評価に与える影響が大きいと判断され、各指針類の要求事項に照らして、JNES（2014）による最新知見をロジックツリーに反映することは必要と判断することについて

専門家のご意見

- JNES（2014）にもあるように、土木学会（2011）での検討では、空間格子間隔が現時点より粗い（100m～200m）ので、ばらつきが大きくなるのは当然の結果である。また、土木学会（2011）ではすべりの不均質性をほとんど考慮していないのに対し、今回は不均質性を考慮しているのではばらつきは小さくなる。以上より、JNES（2014）の最新知見を評価に反映することは必要。
- 3.11津波再現モデルによる広域の痕跡高に対する計算値のばらつき κ は1.35程度であり、11の歴史津波を対象とした土木学会（2011）での検討結果 $\kappa=1.45$ と比較して小さくなっていることから、JNES（2014）等の最新知見を評価に反映することは必要。
- 3.11地震から得られた知見を考慮したJNES（2014）の知見は、評価に取り入れるべき。

専門家意見聴取結果：関連情報2

■関連情報2：JNES(2014)の内容とハザード評価の解析条件等との対比に関する考察について

専門家のご意見

- ・ ハザード評価の解析条件等は, JNES(2014)の設定方法を評価に反映する条件を満足している。

専門家意見聴取結果：関連情報3

■関連情報3：ロジックツリーの見直し及び重み配分設定方法の妥当性について

- ✓ JNES(2014)の内容の分析及びハザード評価の解析条件等との対比から、津波水位のばらつきはJNES(2014)の設定範囲 $\beta=0.20\sim0.30$ が妥当であり、土木学会(2011)の設定方法からJNES(2014)等の設定方法に見直すことについて(土木学会(2011)の設定方法を削除することについて)

専門家のご意見
- 誤差の対数標準偏差(β)については、JNES(2014)のみで良いと考えるが、対数正規分布の打ち切り範囲(σ)について、打ち切りなし($\pm 10\sigma$)の分岐を削除する明確な知見は無いのが現状。具体的には、土木学会(2011)の感度解析を例に考えると、中央値水位15m、$\kappa=1.35$のとき、$\pm 2.3\sigma$の曲線から算定される最大水位が30m、$\pm 10\sigma$の曲線から算定される最大水位が300mとなる。300mの津波水位は非現実的だが、30mを超える可能性は無いかと考えた場合、ゼロとは言えないので、分岐として考慮することが必要と考える。 - その場合の重みは、分岐として成立する可能性が残され则认为、土木学会(2011)の重みを0.1、JNES(2014)の重みを0.9。
- JNES(2014)の検討は3.11地震津波だけを対象としたものであり、分岐を変更するからには、歴史津波のうち比較的痕跡高の信頼性が高い1960年以降の津波も対象に検証を行う必要があると考える。ただし、JNES(2014)の知見反映は必要と考えられることから、JNES(2014)の分岐設定と土木学会(2011)の分岐設定をロジックツリーとして表現することが考えられる。 - その場合の重みについて、取り敢えずは“JNES(2014)の対案として土木学会(2011)”と考えることができるので、均等配分(0.5:0.5)。
JNES(2014)の分岐を採用する方向性に問題はないと考えるが、土木学会(2011)を完全に削除して良いかどうかは判断が難しい。したがって、土木学会(2011)を削除するという点については、慎重な対応が必要。
JNES(2014)は、土木学会(2011)の課題であった10^{-5}以下の低頻度における評価値の改善に繋がっていると考えられる。ハザード評価の解析条件等の比較に矛盾はないことから、JNES(2014)の設定方法を採用することに問題はない。

専門家意見聴取結果：関連情報4

■関連情報4：津波推定値のばらつきに関するロジックツリーのうち矩形断層モデルに適用する誤差の対数標準偏差(β)等の分岐設定について

- ✓ 不均質モデルと一様すべりの矩形断層モデルのモデル特性の違いが、津波高さのばらつき(β)要因である波源特性($\beta_{\text{波源}}$)、伝播特性($\beta_{\text{伝播}}$)、遡上特性($\beta_{\text{遡上}}$)に及ぼす影響について追加検討を実施した。
- ✓ 上記結果を踏まえ、両モデルに同じ分岐・重み配分を適用することは妥当と評価することについて

専門家のご意見

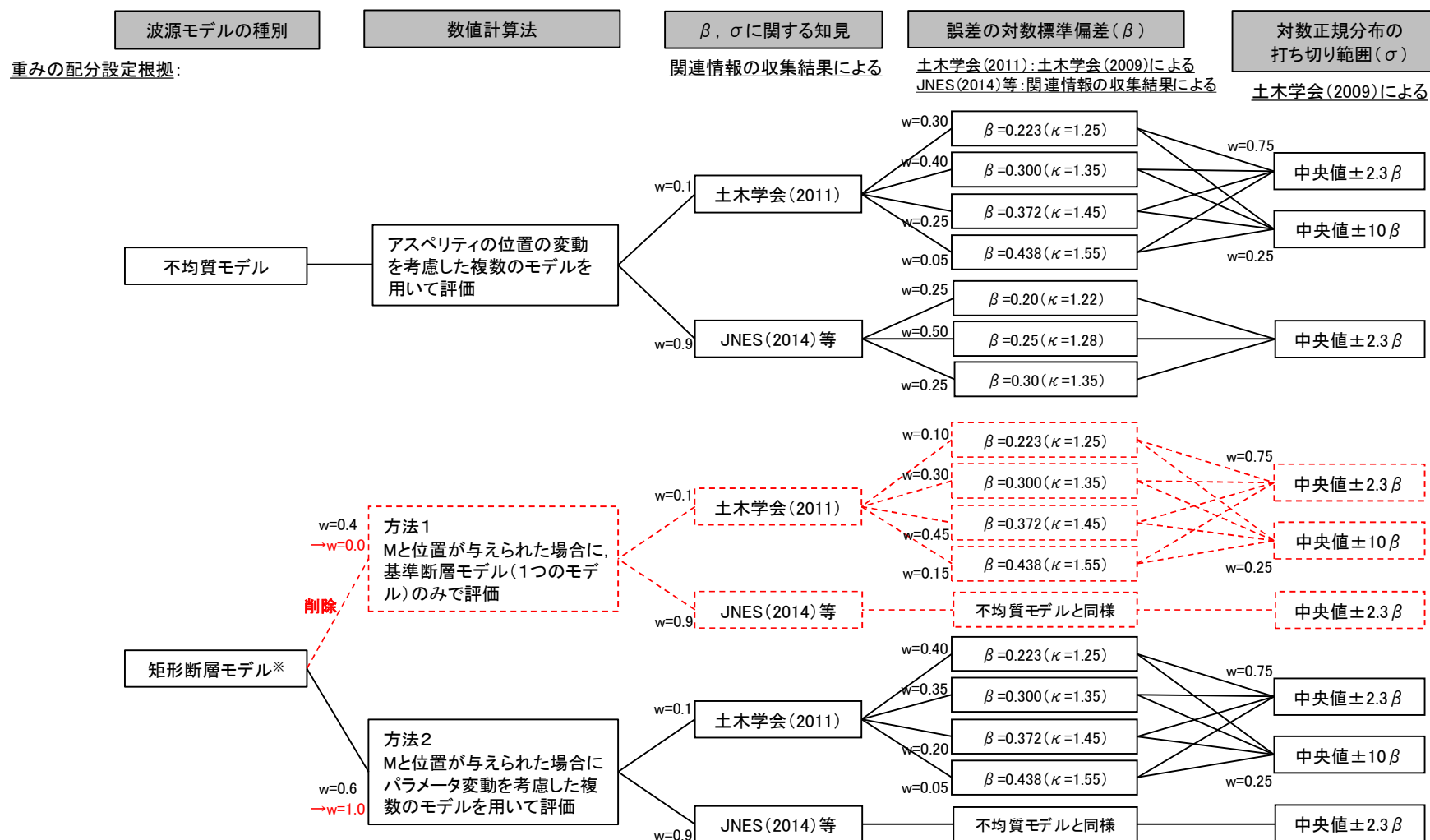
- ・ 津波地震、正断層型地震は、1枚の矩形断層モデルと不均質モデルを比較し、波源特性のばらつき($\beta_{\text{波源}}$)が同程度であることを確認していることから、不均質モデルと同じ分岐、重みを適用することは妥当である。
- ・ 従来のM8クラスの津波については、土木学会(2009)での検討事例も踏まえると、矩形断層モデルと不均質モデルで κ の差は無いと考えられる。また、3.11地震のような不均質性が見られる連動型地震については、矩形断層モデルを使用していない。
- ・ 以上から、今回の検討内容を根拠に、矩形断層モデルと不均質モデルに同じ分岐・重み配分を適用することは妥当である。
- ・ 土木学会(2009)での検討事例も踏まえると、矩形断層モデルと不均質モデルで κ の差は無いと考えられる。
- ・ 上記要因について、不均質モデルはプレート境界面の形状を固定することが大きな制約となる。一方、矩形断層モデルは自由度を持って傾斜角を設定できること等から、モデルの違いによる κ の差がそれほど見られないと考えている。
- ・ 以上から、矩形断層モデルと不均質モデルに同じ分岐・重み配分を適用することは妥当である。
- ・ 土木学会(2009)のアンケート結果にもあるように、矩形断層モデルは不確かさを考慮すれば、不均質モデルと同程度の κ になると考える。
- ・ 広域(広い範囲)の κ と比較して、確率論で評価する特定地点(狭い範囲)の κ は小さいことも踏まえれば、不確かさを考慮した矩形断層モデルであれば、不均質モデルと同等の分岐・重みを用いることが出来ると考える。
- ・ 以上から、矩形断層モデルの数値計算法のうち不確かさを考慮しない「方法1」の分岐は削除する必要があるのではないか。



各関連情報に対する専門家の意見聴取結果を踏まえ、津波推定値のばらつきに関するロジックツリーを作成・レビューを行い、その妥当性について評価を得た。

■専門家意見聴取結果を踏まえて作成したロジックツリー

- 各専門家意見を総合的に踏まえ、 β 、 σ についてはJNES(2014)の分岐設定と土木学会(2011)の分岐設定をロジックツリーとして表現し、重み配分は、JNES(2014)を0.9、土木学会(2011)を0.1とする。矩形断層モデルについては、パラメータの変動を考慮した複数のモデルを用いて評価することを基本とし(＝方法1を削除)、不均質モデルと同じ β 、 σ の分岐・重み配分を適用する。



※ M9クラスの巨大地震については、不均質モデルを用いて評価している(矩形断層モデルは用いていない)

目 次

10. 基準津波に対する安全性評価

10.1 高橋他(1999)の手法に関する補足資料

高橋他(1999)の適用範囲と浮遊砂上限濃度について

- 高橋他(1999)では、掃流砂量及び巻き上げ砂量の測定実験が行われ、シールズ数(無次元掃流力)で整理されており、実験範囲はシールズ数が概ね0.2~1程度となっている。
- 高橋(2012)によると、高橋他(1999)の手法において、津波の場合は巻き上げ砂が過大に見積もられる危険性があり、浮遊砂濃度の上限を便宜的に導入しているとされている。

高橋他(1999)による掃流砂量とシールズ数の関係

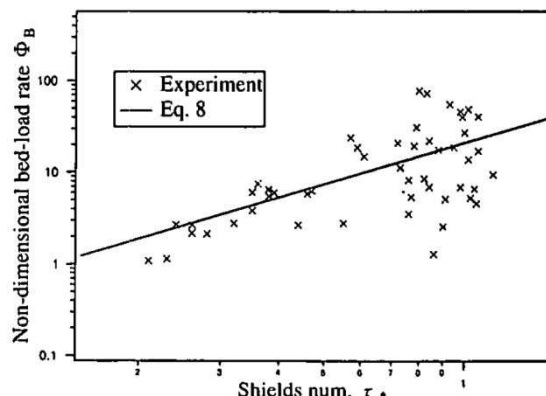


図-4 実験から求めた掃流砂量とシールズ数の関係

高橋他(1999)による巻き上げ砂量とシールズ数の関係

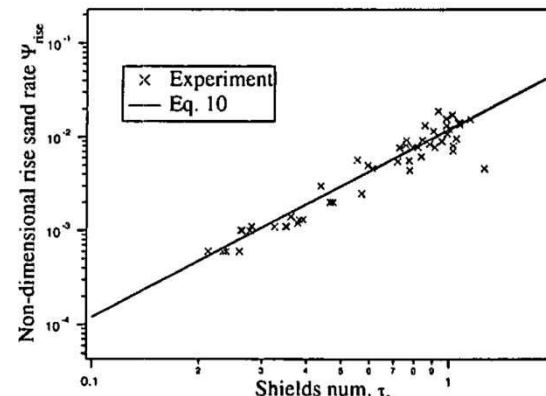


図-5 実験から求めた巻き上げ砂量とシールズ数の関係

4. 数値モデルの課題

高橋ら(1999)によるモデルの課題を以下に列記する。
 ・ 現行モデルでは単一粒径の砂を仮定している。しかし、実海岸は混合砂で形成されているため、混合砂を取り扱えるモデルが必要である。高橋ら(2011)は津波による砂移動を再現するための大型実験水路を開発して、粒径ごとの水理実験を実施した。その結果、以下の値を得ており、これらを用いたモデルの拡張が期待される。

$$\alpha = \begin{cases} 5.6 & (d=0.166\text{mm}) \\ 4.0 & (d=0.267\text{mm}) \\ 2.6 & (d=0.394\text{mm}) \end{cases} \quad (8)$$

$$\beta = \begin{cases} 7.0 \times 10^{-5} & (d=0.166\text{mm}) \\ 4.4 \times 10^{-5} & (d=0.267\text{mm}) \\ 1.6 \times 10^{-5} & (d=0.394\text{mm}) \end{cases} \quad (9)$$

・ 現行モデルでは、せん断応力の計算に Manning 則(式(2)および式(3)の左辺第5項)を用いているが、全水深が小さい場合に底面でのせん断応力を過大に評価する傾向がある。特に遡上時にはこの傾向が強くなるため、津波堆積物のシミュレーションにおいてはせん断応力の計算方法を見直して、流速の鉛直分布を考慮することが必要である。

・ 底面でのせん断応力の増加に伴い浮遊砂層に巻き上げ砂が供給され、浮遊砂濃度が増大する。浮遊砂濃度が極めて大きくなると、乱れ強度が抑制され、浮遊砂を保持する力が減少すると考えられる。従来の河川流や波浪を対象とした場合では浮遊砂が希薄であるため問題にならないが、津波の場合は巻き上げ砂が過大に見積もられる危険性がある。そのため、浮遊砂濃度の上限を便宜的に導入しているが、物理的なメカニズムを考慮した飽和浮遊砂濃度のモデル化が必要である。飽和浮遊砂濃度を水理実験で発生させることは難しいため、固液混相流に関する砂粒子レベルの数値実験が期待される。

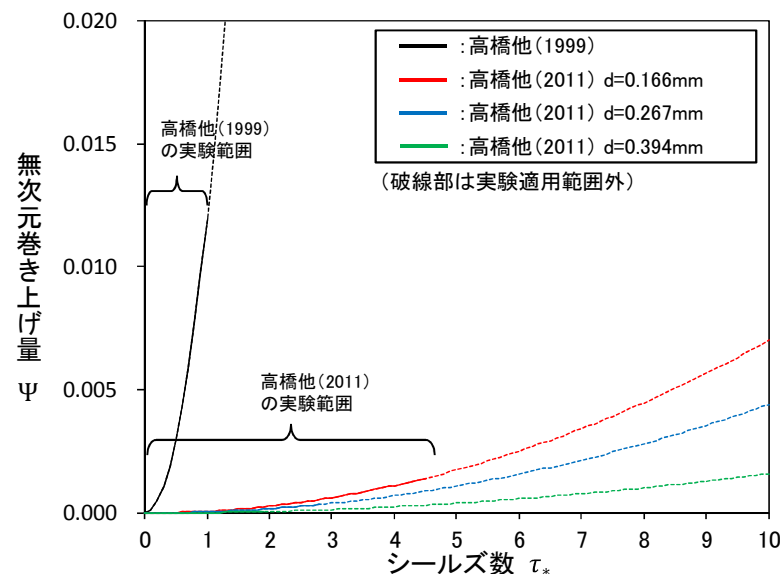
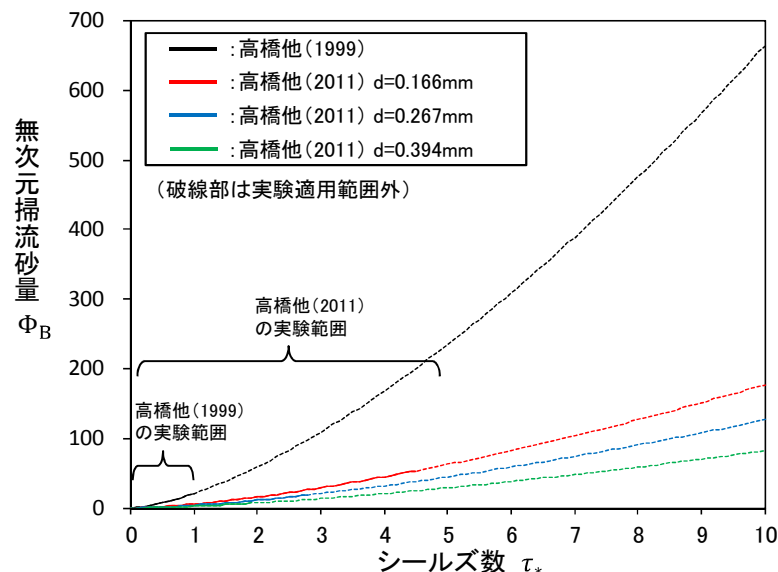
・ 複雑な実地形や波形勾配が大きな津波を対象とした場合、流速が時空間的に急激に変化することがあり、せん断応力の不連続性が強くなることもある。そのような流況が発生すると、現行モデルでは計算が不安定になりやすいため、計算スキームの改良が必要である。

・ 固定床計算領域(流水のみを計算する領域)と移動床計算領域(流水と流砂の両方を計算する領域)の境界条件が確立されていない。特に浅海域では流砂量の不連続が生じて、計算の不安定性を招きやすいため、物理的な境界条件の検討と計算スキームの改良が必要である。

高橋(2012)に加筆

高橋他(1999)と高橋他(2011)の掃流砂量・巻き上げ量の比較

- ・ 掃流砂量及び巻き上げ量の算定式の係数について、高橋他(1999)はシールズ数が概ね1以下の実験結果であるのに対し、高橋他(2011)はシールズ数が概ね0.2～5程度の実験結果であり、シールズ数が大きくなるほど両者の乖離が顕著に大きくなる。
- ・ 上記について、高橋他(2011)によれば、高橋他(1999)は、ヘッドタンクから細い円管で水路内に導く際の整流化が十分ではなかった等の問題の可能性があると述べている。



評価手法	無次元掃流砂量
高橋他(1999)	$\Phi_B = \frac{q_B}{\sqrt{sgd^3}} = 21\tau_*^{1.5}$
高橋他(2011) $d=0.166\text{mm}$	$\Phi_B = \frac{q_B}{\sqrt{sgd^3}} = 5.6\tau_*^{1.5}$
高橋他(2011) $d=0.267\text{mm}$	$\Phi_B = \frac{q_B}{\sqrt{sgd^3}} = 4.0\tau_*^{1.5}$
高橋他(2011) $d=0.394\text{mm}$	$\Phi_B = \frac{q_B}{\sqrt{sgd^3}} = 2.6\tau_*^{1.5}$

評価手法	無次元巻き上げ量
高橋他(1999)	$\Psi = \frac{q_s}{\sqrt{sgd}} = 0.012\tau_*^2$
高橋他(2011) $d=0.166\text{mm}$	$\Psi = \frac{q_s}{\sqrt{sgd}} = 7.0 \times 10^{-5}\tau_*^2$
高橋他(2011) $d=0.267\text{mm}$	$\Psi = \frac{q_s}{\sqrt{sgd}} = 4.4 \times 10^{-5}\tau_*^2$
高橋他(2011) $d=0.394\text{mm}$	$\Psi = \frac{q_s}{\sqrt{sgd}} = 1.6 \times 10^{-5}\tau_*^2$

ここに、 Φ_B : 無次元掃流砂量 q_B : 掃流砂量 Ψ : 無次元巻き上げ量 q_s : 巻き上げ量 τ_* : シールズ数 $s := \sigma / \rho - 1$ σ : 砂の密度(kg/m^3) ρ : 海水の密度(kg/m^3) g : 重力加速度(m/s^2) d : 砂の粒径(m)

目 次

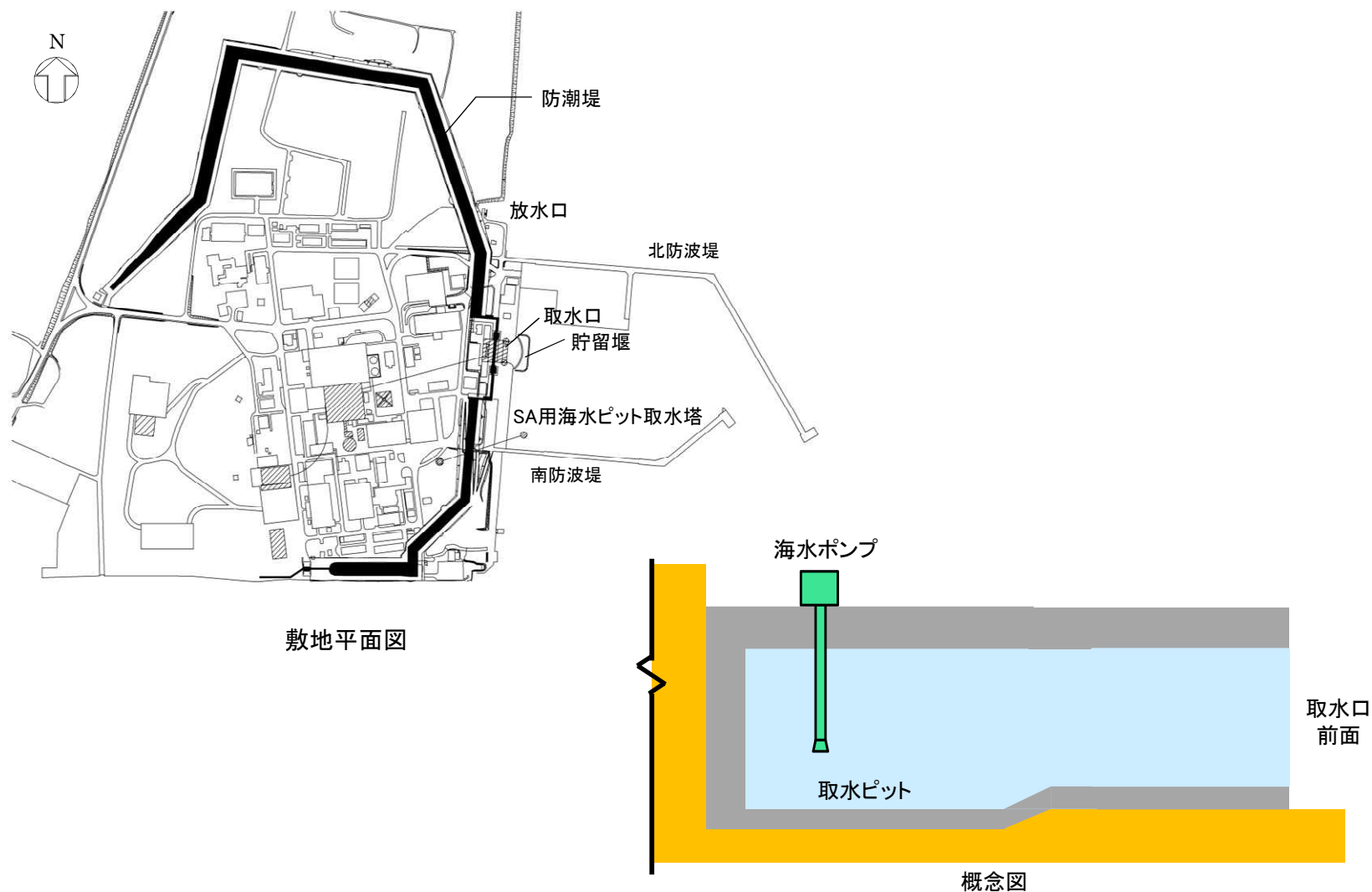
10. 基準津波に対する安全性評価

10.2 高橋他(1999)の手法における浮遊砂濃度の影響評価

10.2.1 評価概要

10.2.1 評価概要

- 高橋他(1999)の手法における浮遊砂上限濃度を3%とした場合の基準津波に対する安全性の評価に関して、以下を確認する。
 - ✓ 基準津波に伴う砂移動(地形変化)について評価を実施し、取水口が閉塞しないことを確認する。
 - ✓ 海水ポンプ室(取水ピット)における砂の堆積厚さを評価し、非常用海水ポンプの取水に影響がないことを確認する。



目 次

10. 基準津波に対する安全性評価

10.2 高橋他(1999)の手法における浮遊砂濃度の影響評価

10.2.2 砂移動評価(地形変化)

解析条件(浮遊砂上限濃度)

- ・ 高橋他(1999)の浮遊砂上限濃度について、砂移動評価に関する論文を整理した。
- ・ 検証の結果、浮遊砂上限濃度5%は過大評価となっている。
- ・ 検証の結果、浮遊砂上限濃度1%は再現性が良好である。

高橋他(1999)の検証事例

実規模検証	文献	計算使用 砂粒径	計算格子 間隔	浮遊砂上限濃度	浮遊砂上限濃度に関する評価
気仙沼湾 (1960年チリ地震津波)	玉田他 (2009)	0.001~1mm	25m, 5m	1%, 5%	・ 計算格子間隔5mの場合、浮遊砂上限濃度5%では実績値より侵食深を過大に評価
八戸港 (1960年チリ地震津波)	藤田他 (2010)	0.26mm	10.3m	1%, 2%, 5%	・ 浮遊砂上限濃度5%は過大に評価 ・ 浮遊砂上限濃度1~2%の場合の再現性が良好
宮古港 (2011年東北地方太平洋沖 地震津波)	近藤他 (2012)	0.08mm	10m	1%	・ 土砂移動の全体的な傾向は良く一致 ・ 防波堤堤頭部の最大洗掘深や断面地形も定量的に概ね良く一致
気仙沼湾 (2011年東北地方太平洋沖 地震津波)	森下他 (2014)	0.3mm	10m	1% $C_{sat} = \alpha \times \sqrt{U^2 \times V^2}$	・ 砂移動評価に影響を及ぼす因子として、無次元掃流力、流砂量式係数、飽和浮遊砂濃度の3つを抽出 ・ 上記の3つの因子を同時に変えたモデルにより、再現性が向上する可能性を示唆 ・ 飽和浮遊砂濃度については、摩擦速度の関数とすることで再現性向上につながることを示唆

C_{sat} : 飽和浮遊砂濃度 U , V : 断面平均流速分布 α : 係数 (0.01)

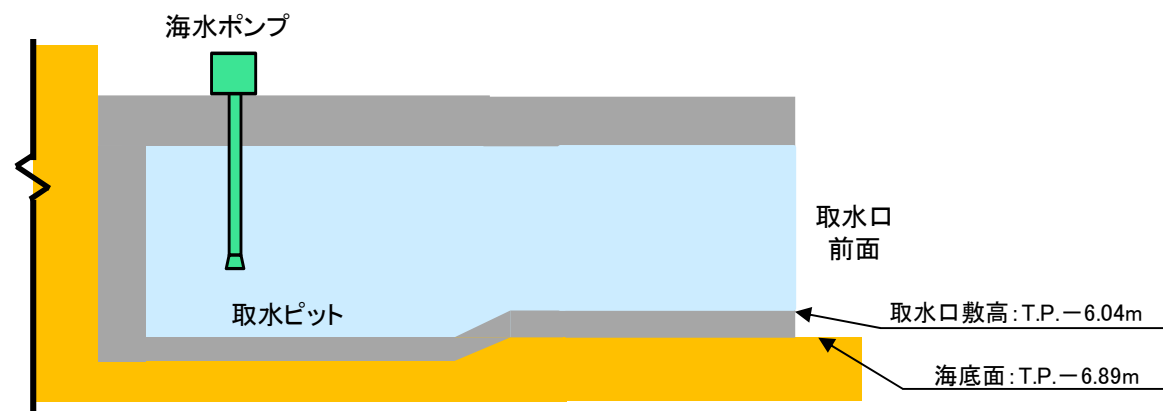
- ・ 以上より、高橋他(1999)の浮遊砂上限濃度1%を基本とし、各検証箇所(各検証津波)(上表)を再現する浮遊砂上限濃度を上回る3%を影響評価用の設定値とした。

評価結果

- ・ 取水口前面における砂の堆積厚さは、最大で0.6m程度であり、取水口は閉塞しない。
- ・ 以上から、非常用海水ポンプの取水への影響はないことを確認した。

評価結果

基準津波	砂移動モデル	浮遊砂上限濃度	取水口前面		(参考)SA用海水ピット取水塔	
			砂の堆積厚さ	水位	砂の堆積厚さ	水位
水位上昇側	高橋他(1999)	3%	0.60 m	最高水位 T.P.+14.2 m	0.74 m	最高水位 T.P.+14.1 m
水位下降側	高橋他(1999)	3%	0.38 m	最低水位 T.P.-4.9 m	0.50 m	最低水位 T.P.-2.2 m

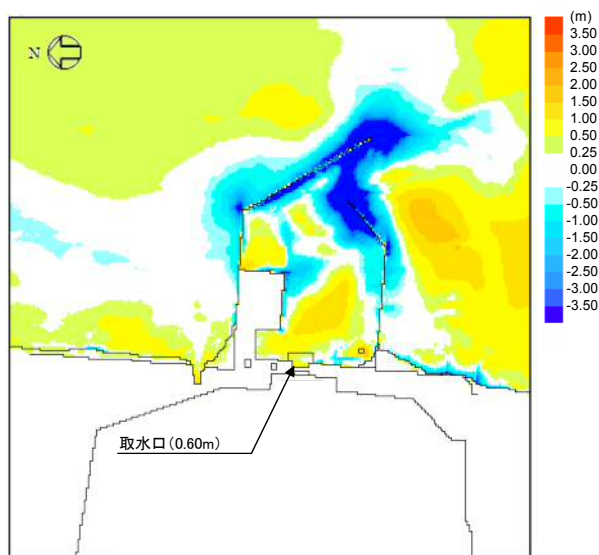


取水口概念図

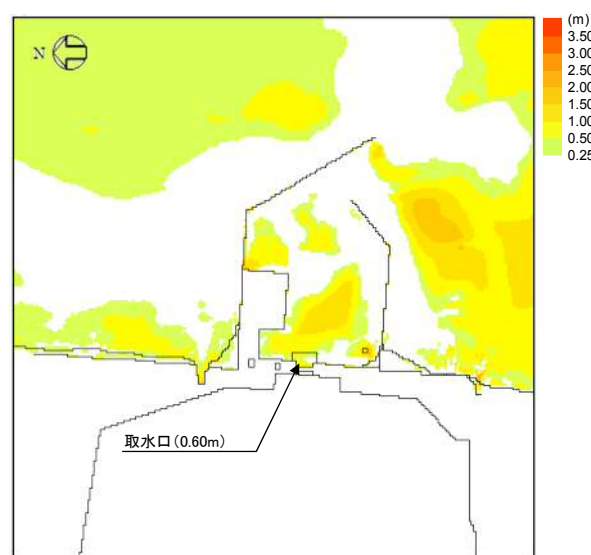
解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:3%, 水位上昇側)

■ 地形変化量分布(地震発生4時間後), 最大堆積量分布, 最大シールズ数分布

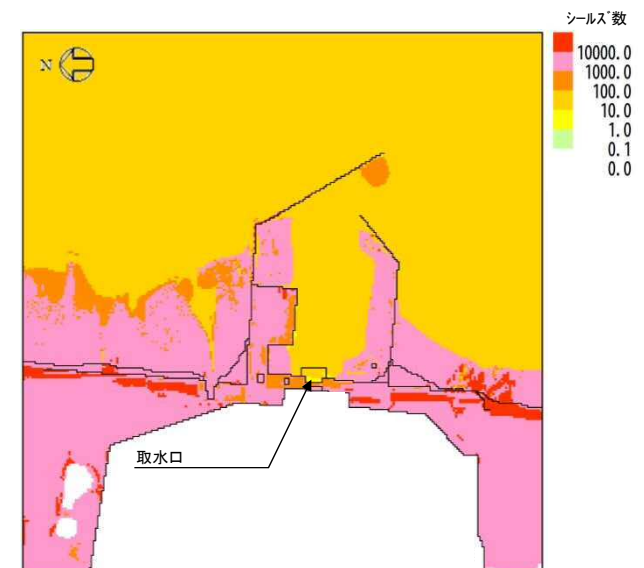
取水口前面における砂の堆積厚さ
0.60 m



地形変化量分布(地震発生4時間後)



最大堆積量分布

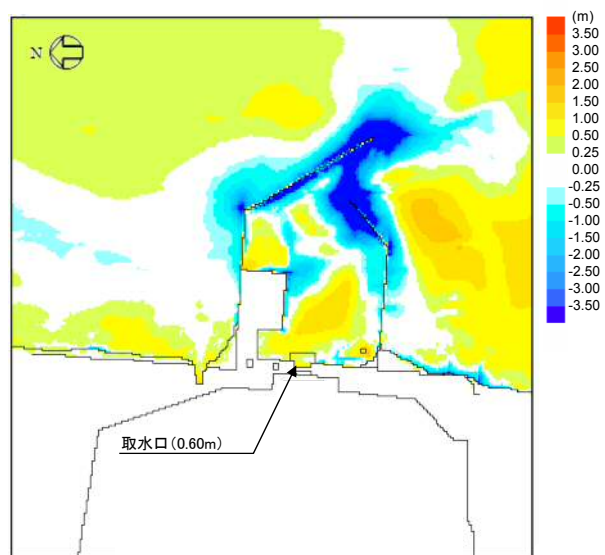


最大シールズ数分布※

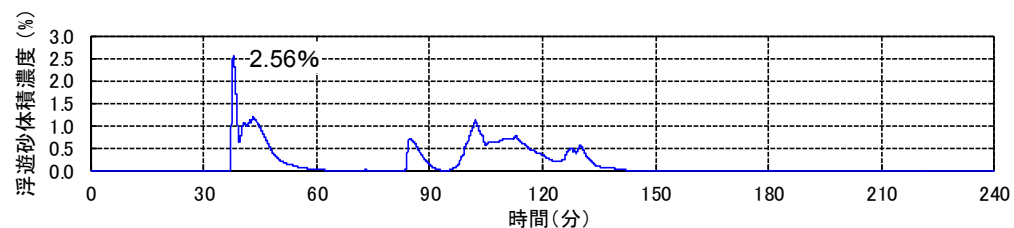
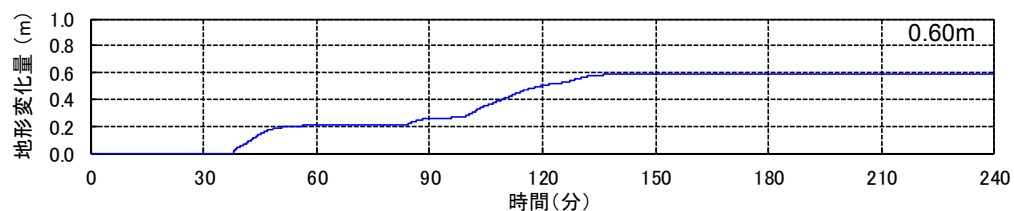
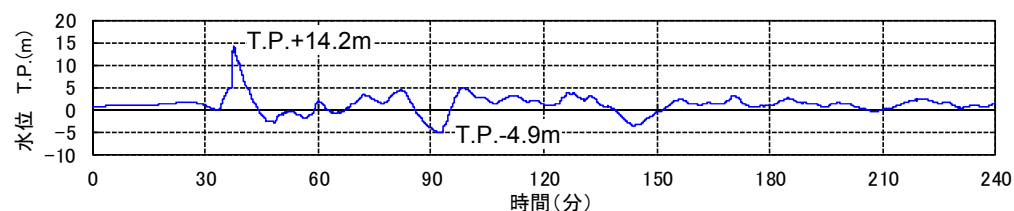
※津波を模した水理実験においてもシールズ数の最大値は1桁オーダーであり、100を超えるシールズ数は数値計算上生じたものであると考えられる。

解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:3%, 水位上昇側)

■取水口前面における水位, 地形変化量, 浮遊砂体積濃度の時刻歴波形



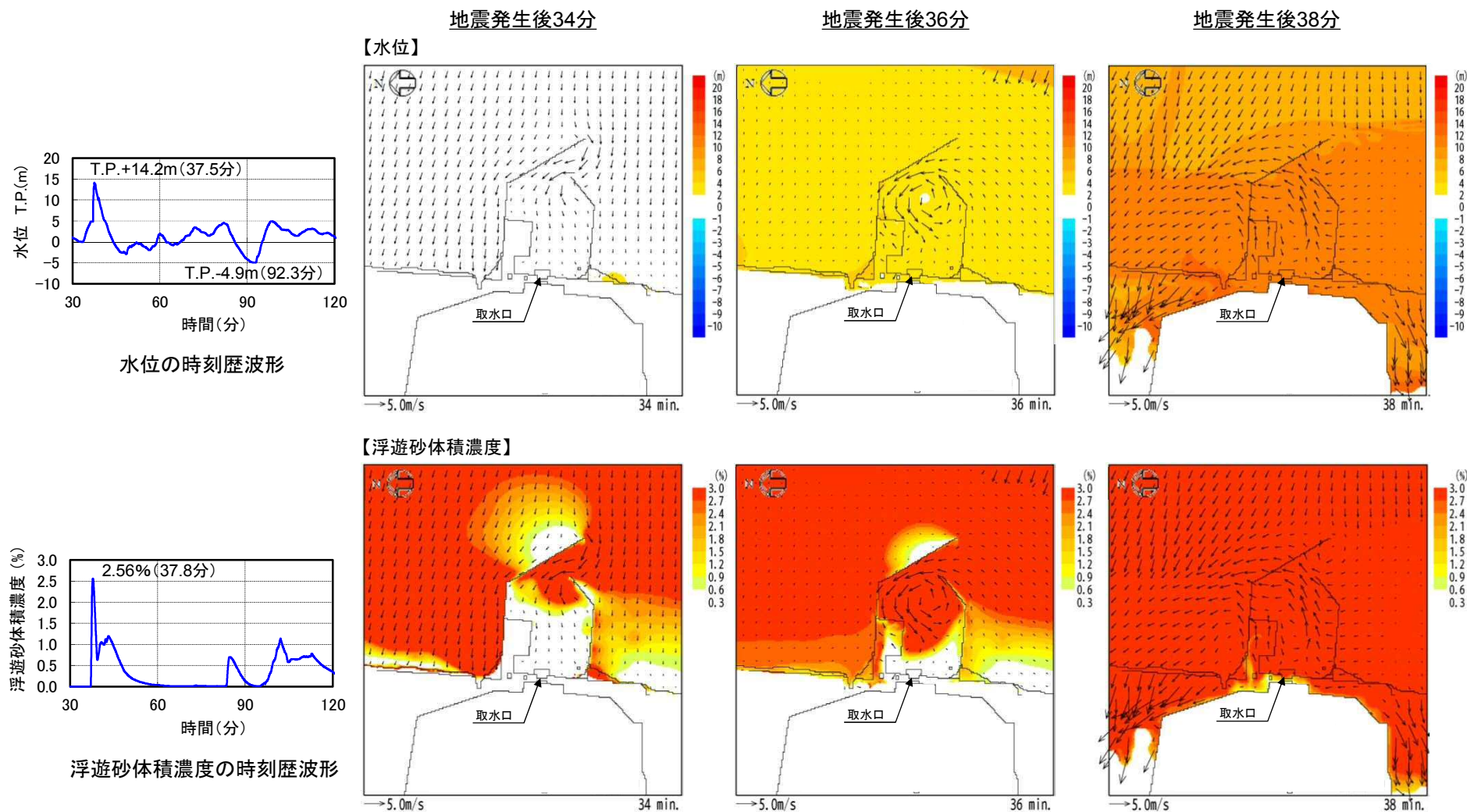
地形変化量分布(地震発生4時間後)



解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:3%, 水位上昇側)

■取水口前面における水位及び浮遊砂体積濃度の時刻歴波形, スナップショット(地震発生後34分~38分)

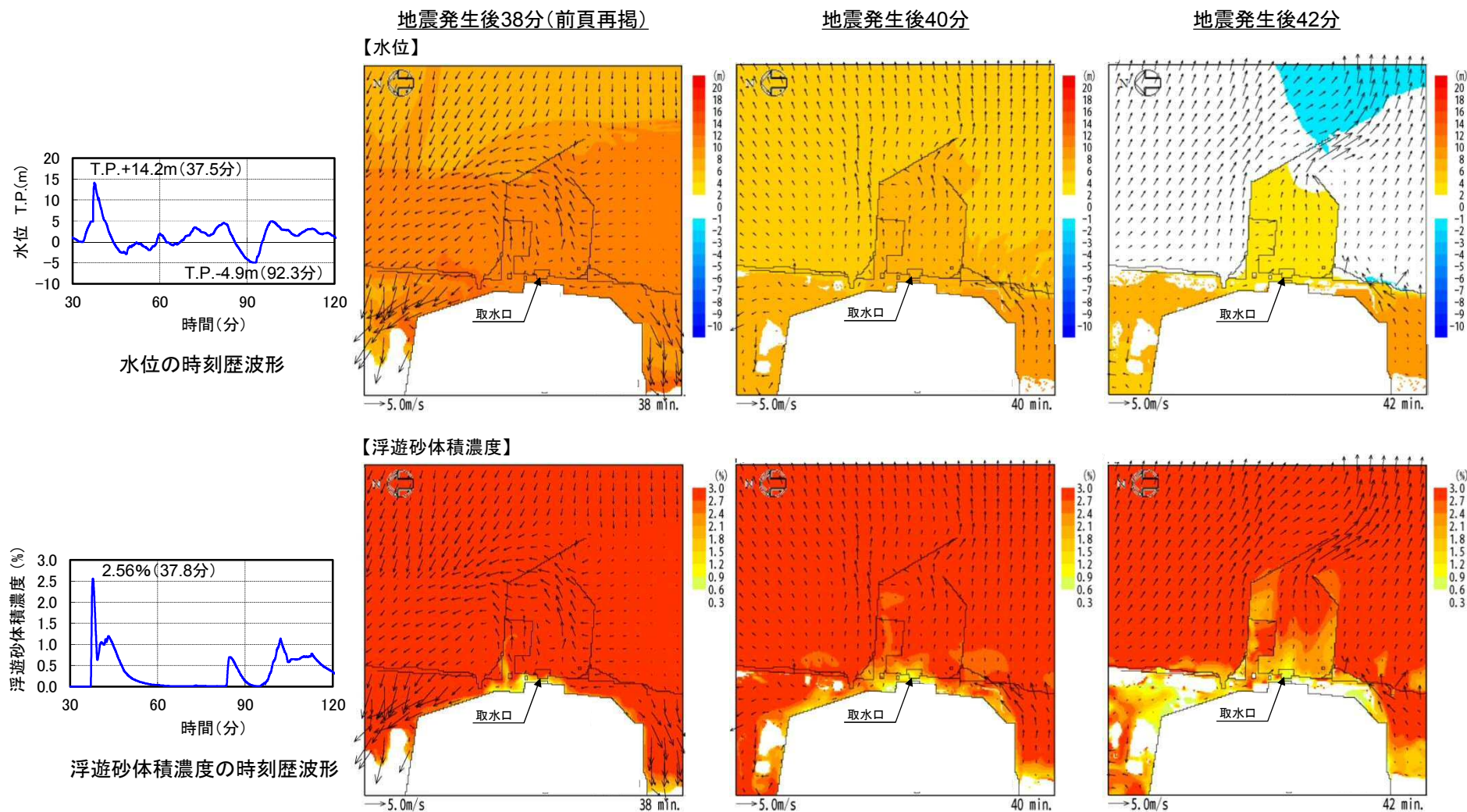
- 浮遊砂体積濃度が最大となる地震発生後約38分前後の水位, 浮遊砂体積濃度のスナップショットを以下に示す。



解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:3%, 水位上昇側)

■ 取水口前面における水位及び浮遊砂体積濃度の時刻歴波形, スナップショット(地震発生後38分~42分)

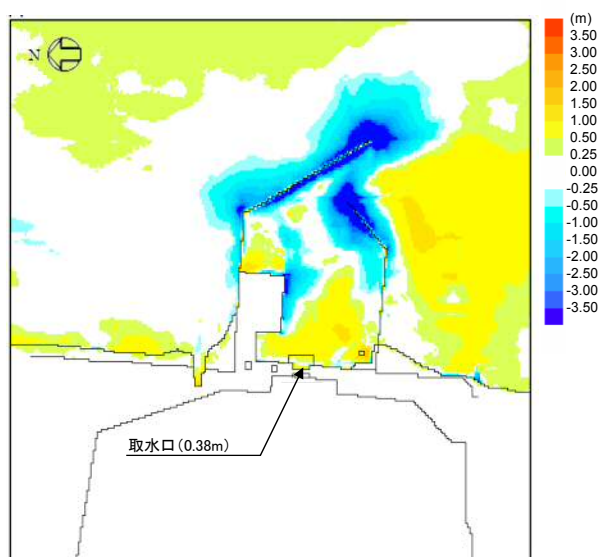
- 浮遊砂体積濃度が最大となる地震発生後約38分前後の水位, 浮遊砂体積濃度のスナップショットを以下に示す。



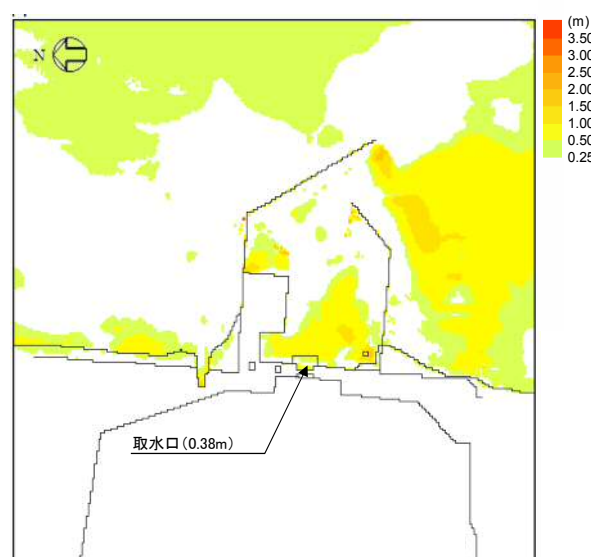
解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:3%, 水位下降側)

■ 地形変化量分布(地震発生4時間後), 最大堆積量分布, 最大シールズ数分布

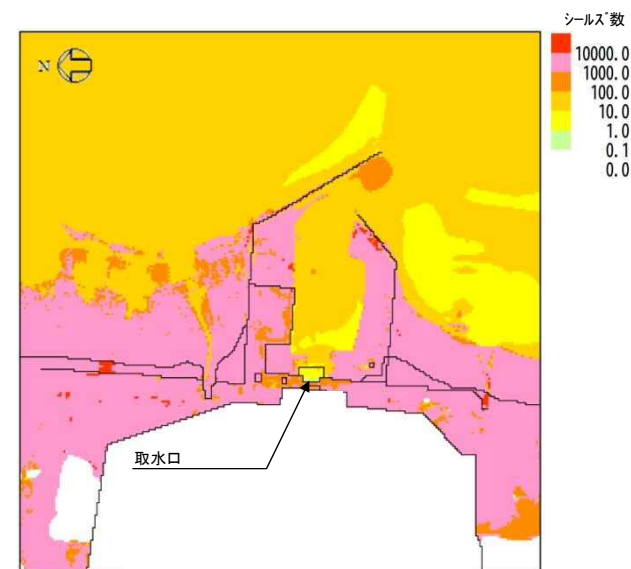
取水口前面における砂の堆積厚さ
0.38 m



地形変化量分布(地震発生4時間後)



最大堆積量分布

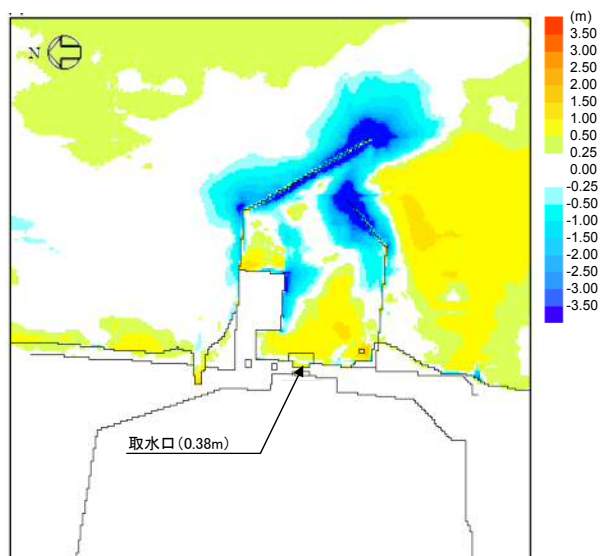


最大シールズ数分布※

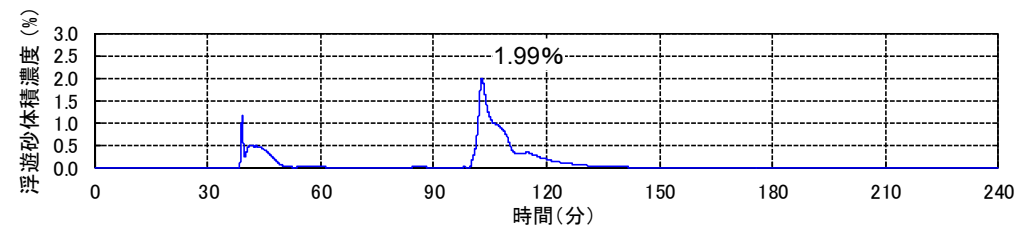
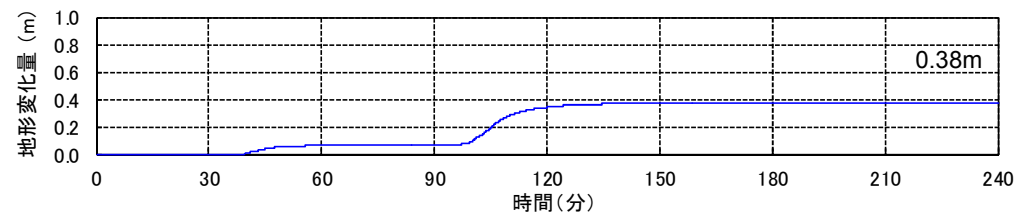
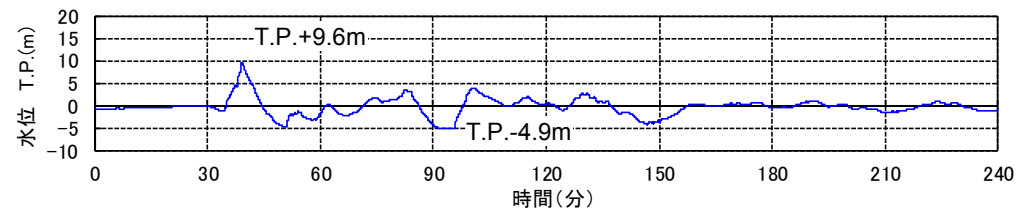
※津波を模した水理実験においてもシールズ数の最大値は1桁オーダーであり、100を超えるシールズ数は数値計算上生じたものであると考えられる。

解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:3%, 水位下降側)

■取水口前面における水位, 地形変化量, 浮遊砂体積濃度の時刻歴波形

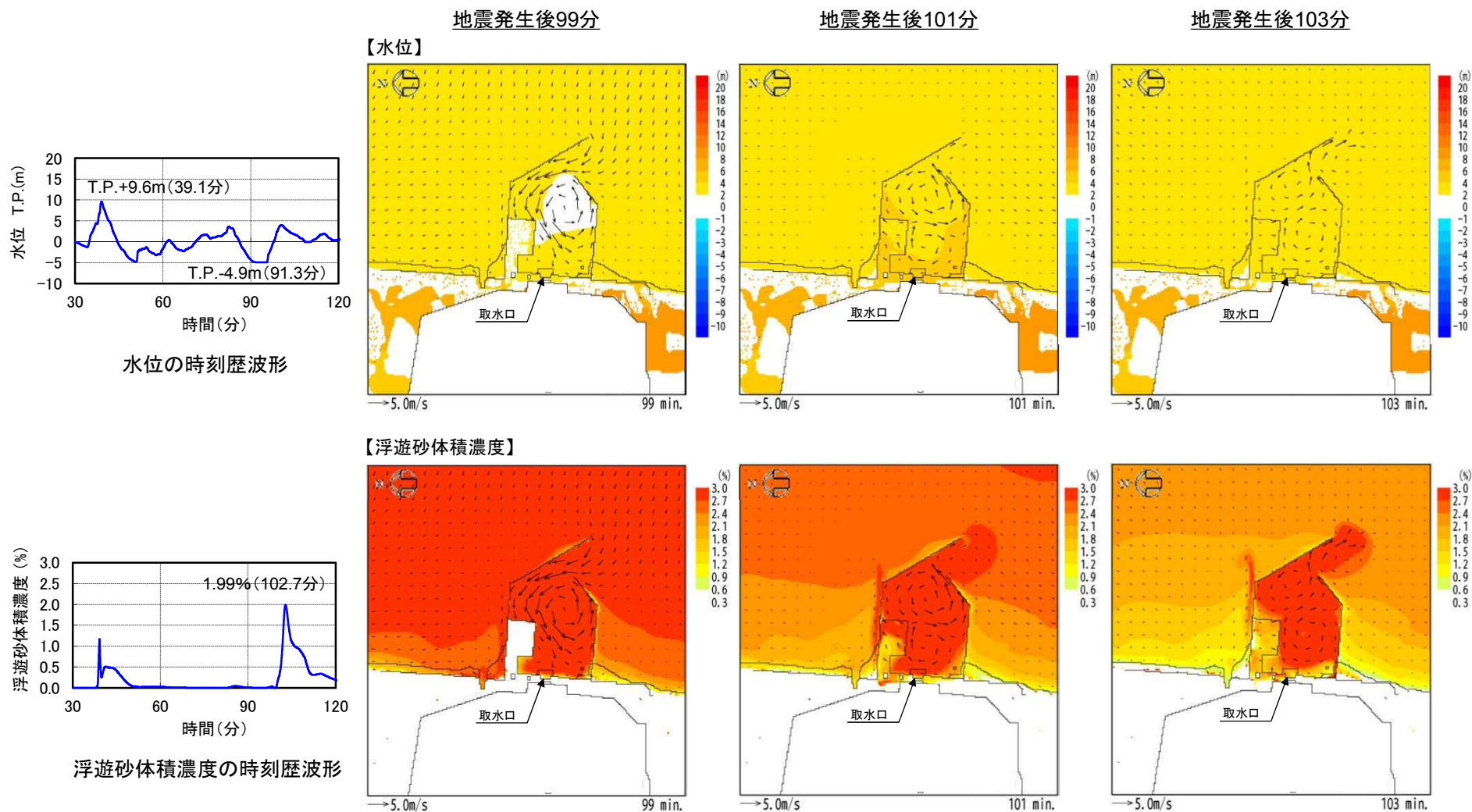


地形変化量分布(地震発生4時間後)



■取水口前面における水位及び浮遊砂体積濃度の時刻歴波形, スナップショット(地震発生後99分~103分)

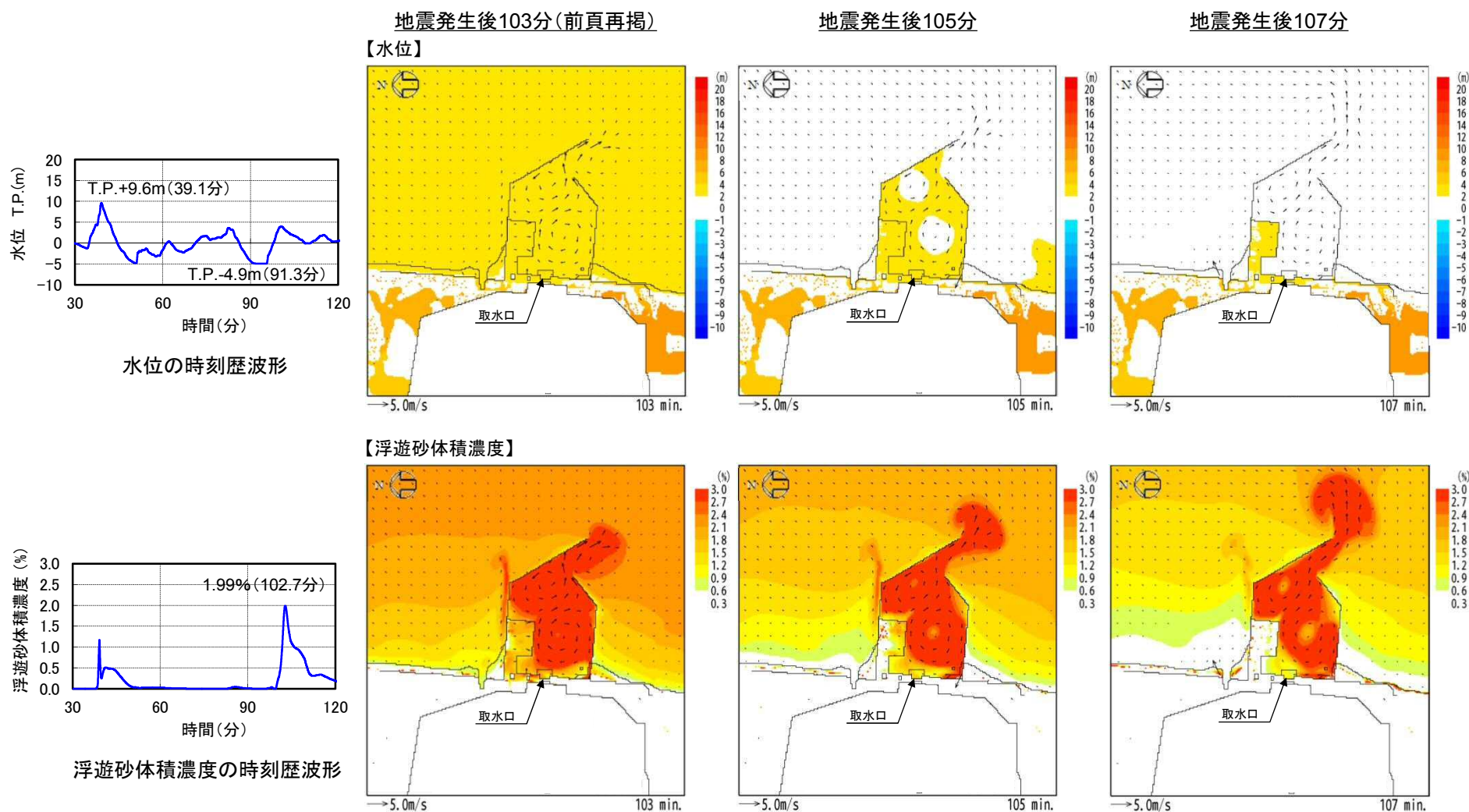
- 浮遊砂体積濃度が最大となる地震発生後約103分前後の水位, 浮遊砂体積濃度のスナップショットを以下に示す。



解析結果(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度:3%, 水位下降側)

■取水口前面における水位及び浮遊砂体積濃度の時刻歴波形, スナップショット(地震発生後103分~107分)

- 浮遊砂体積濃度が最大となる地震発生後約103分前後の水位, 浮遊砂体積濃度のスナップショットを以下に示す。



目 次

10. 基準津波に対する安全性評価

10.2 高橋他(1999)の手法における浮遊砂濃度の影響評価

10.2.3 砂移動評価(海水ポンプ室における砂の堆積厚さ)

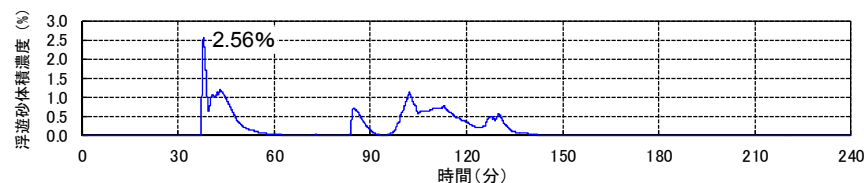
10.2.3 砂移動評価(海水ポンプ室における砂の堆積厚さ): 解析概要

- 海水ポンプ室(取水ピット)における砂の堆積厚さを評価し、非常用海水ポンプの取水に影響がないことを確認する。
- 取水設備を一次元でモデル化し、地形変化の評価から得られる取水口前面の浮遊砂濃度を境界条件として、取水設備内の浮遊砂濃度を算定し、非常用海水ポンプ位置における砂の堆積厚さを算定した。
- 取水路及び海水ポンプ室内の流量及び流速は、当該解析モデルで計算される管路解析結果を使用した。
- 水路内の砂移動評価については、地形変化の検討において取水口前面における砂の堆積厚さが最も大きくなるケースを対象に、高橋他(1999)の手法に基づき数値シミュレーションを実施した。

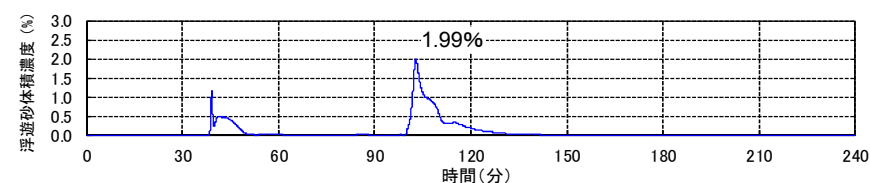
評価結果(地形変化)

基準津波	砂移動モデル	浮遊砂上限濃度	取水口前面における砂の堆積厚さ
水位上昇側	高橋他(1999)	3%	0.60 m
水位下降側	高橋他(1999)	3%	0.38 m

■ 取水口前面における浮遊砂体積濃度の時刻歴波形(高橋他(1999), 浮遊砂上限濃度: 3%)



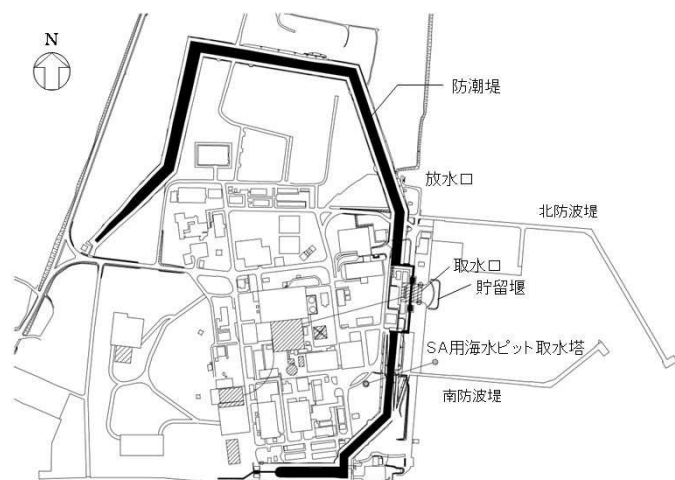
水位上昇側



水位下降側

10.2.3 砂移動評価(海水ポンプ室における砂の堆積厚さ):評価結果

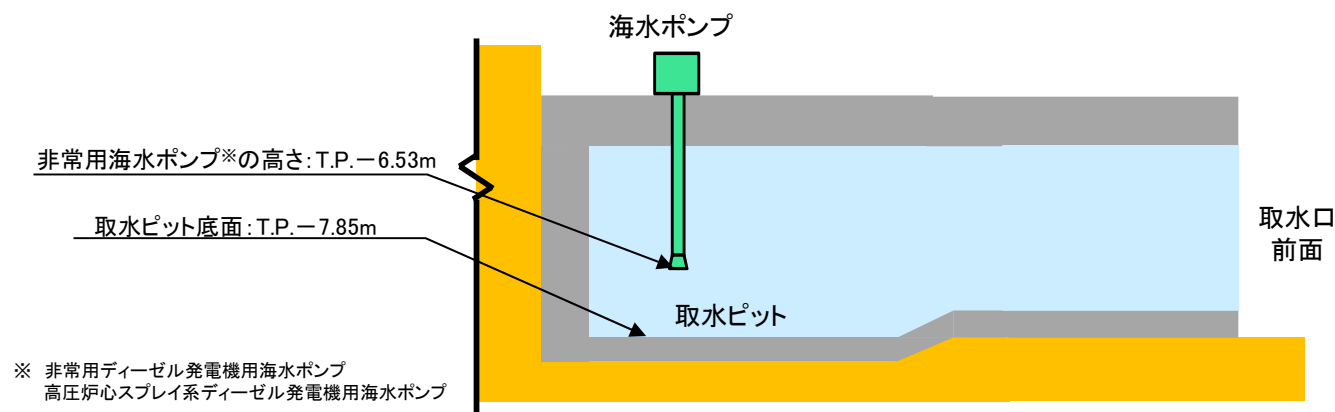
- ・ 海水ポンプ室(取水ピット)における砂の堆積厚さは最大で0.01m程度であり, 非常用海水ポンプの高さを上回らない。
- ・ 以上から, 非常用海水ポンプの取水への影響はないことを確認した。



敷地平面図

評価結果

基準津波	砂移動モデル	浮遊砂上限濃度	海水ポンプ室における砂の堆積厚さ
水位上昇側	高橋他(1999)	3%	0.01 m
水位下降側	高橋他(1999)	3%	0.01 m



取水口概念図

11. 参考文献

11. 参考文献(1/9)

- 産業技術総合研究所(2016): 津波堆積物データベース 2016年8月15日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース, 産業技術総合研究所.
- 澤井祐紀(2012a): 堆積物の記録から明らかになった日本海溝の巨大津波ー茨城県における痕跡ー, AFERC NEWS, No.39/2012年11月号
- Sawai, Y., Y. Namegaya, Y. Okamura, K. Satake, and M. Shishikura (2012): Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology, Geophysical Research Letters, Vol.39, L21309.
- H. Yanagisawa, K. Goto, D. Sugawara, K. Kanamaru, N. Iwamoto, and Y. Takamori (2016): Tsunami earthquake can occur elsewhere along the Japan Trench–Historical and geological evidence for the 1677 earthquake and tsunami, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, RESEARCH ARTICLE, 10.1002/2015JB012617
- 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ー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ー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/>
- 国土交通省水管理・国土保全局海岸室, 国土交通省国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室(2012): 津波浸水想定の設定の手引きVer.2.00
- 茨城県(2012): 津波浸水想定について(解説).
- 澤井祐紀・穴倉正展(2010): 宮城県中南部と常磐海岸に見られる巨大津波の地質学的痕跡, 日本地震学会秋季大会講演予稿集, p.129.
- 藤原治・澤井祐紀・穴倉正展・行谷佑一・木村治夫・楮原京子(2011): 2011年東北地方太平洋沖地震津波で千葉県蓮沼海岸(九十九里海岸中部)に形成された堆積物, 活断層・古地震研究報告, 第11号, pp.97-106.
- 藤原治・澤井祐紀・穴倉正展・行谷佑一(2012): 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う津波により九十九里海岸中部に形成された堆積物, 第四紀研究, 第51巻, pp.117-126.
- Matsumoto, D., Y. Sawai, K. Tanigawa, O. Fujiwara, Y. Namegaya, M. Shishikura, K. Kagohara, and H. Kimura (2016): Tsunami deposit associated with the 2011 Tohoku-oki tsunami in Hasunuma site of the Kujukuri coastal plain, Japan, Island Arc, Vol. 25, pp.369-385.
- 青野宏美(2012): 東北地方太平洋地震によって残された津波堆積物ー東日本の太平洋岸に見られる津波堆積物を例としてー, 岐阜聖徳学園大学紀要教育学部編, Vol. 51, pp.63-70.
- 岡崎浩子・大木淳一(2012): 東北地方太平洋沖地震による九十九里浜の津波堆積物と海岸地形変化調査報告, 千葉中央博自然誌研究報告, 第12巻, pp.1-15.
- 山田昌樹・藤野滋弘(2013): 2011年東北地方太平洋沖地震津波により茨城県・千葉県沿岸低地に形成された津波堆積物の堆積学的特徴, 堆積学研究, 第72巻, pp.13-25.
- 藤原治(2012): 津波堆積物から見た関東地震の再来間隔, 地震予知連絡会会報, 第88巻, pp.531-535.
- 藤原治(2013): 関東地震に関連する津波堆積物の研究(現時点のレビュー), 歴史地震, 第28号, p.148.

11. 参考文献(2/9)

25. 藤原 治・平川一臣・金子浩之・杉山宏生(2007): 静岡県伊東市北部の宇佐美遺跡に見られる津波(?)イベント堆積物. 津波工学研究報告24 号(2007) 77-83.
26. 穴倉正展(2003): 変動地形から見た相模トラフにおけるプレート間地震サイクル. 地震研究所彙報, Vol.78(2003), pp.245-254.
27. K. Shimazaki, H. Y. Kim, T. Chiba, and K. Satake(2011): Geological evidence of recurrent great Kanto earthquakes at the Miura Peninsula, Japan. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 116, B12408, doi:10.1029/2011JB008639, 2011.
28. 藤原 治・平川一臣・入月俊明・鎌滝孝信・内田淳一・阿部恒平・長谷川四郎・高田圭太・原口強(2006): 1703年元禄・1923年大正関東地震に伴う房総半島南岸の館山浜堤平野システムの発達過程. 第四紀研究, 45(3)p.235-247.
29. 藤原 治・平川一臣・入月俊明・長谷川四郎・鎌滝孝信・原口強・内田淳一・阿部恒平(2011): 千葉県館山市の海浜堆積物に見られる9 世紀以降の津波(?)イベント堆積物. 歴史地震第26号(2011)108頁
30. Osamu Fujiwara, Takanobu Kamataki (2007): Identification of tsunami deposits considering the tsunami waveform: an example of subaqueous tsunami deposits in Holocene shallow bay on southern Boso Peninsula, central Japan. Sedimentary Geology, 200, 295-313.
31. 藤原 治・鎌滝孝信(2003): 14C 年代測定による堆積年代の推定における堆積学的時間平均化の重要性. 第四紀研究, 42(1)p.27-40.
32. Tetsuya Sakai, Osamu Fujiwara, Takanobu Kamataki (2006): Incised-valley-fill succession affected by rapid tectonic uplifts: An example from the uppermost Pleistocene to Holocene of the Isumi River lowland, central Boso Peninsula, Japan. Sedimentary Geology, Volume 185, Issues 1-2, 1 March 2006, Pages 21-39.
33. 金子浩之(2012): 宇佐美遺跡検出の津波堆積物と明応四年地震・津波の再評価. 伊東市史研究, 10 号, 伊東の今・昔, 102-124.
34. Pilarczyk, J., Y. Sawai, B. Horton, Y. Namegaya, T. Shinozaki, K. Tanigawa, D. Matsumoto, T. Dura, O. Fujiwara and M. Shishikura (2016): Paleoseismic evidence of earthquakes and tsunamis along the southern part of the Japan Trench, Geophysical Research Abstracts, Vol. 18, EGU2016-749, EGU General Assembly 2016.
35. 藤原治(2004): 津波堆積物の堆積学的・古生物学的特徴. 地質学論集, 地震イベント堆積物——深海底から陸上までのコネクション——, 58, 35-44, 日本地質学会
36. 藤原治(2015): 津波堆積物の科学, 283p., 東京大学出版会
37. 道口陽子, 内田淳一, 杉野英治, 堤英明, 津波堆積物調査・評価分科会委員及び専門家(2014): 津波堆積物調査ハンドブック, JNES-RE-2013-2039, 150p., 原子力安全基盤機構
38. 澤井祐紀(2012b): 地層中に存在する古津波堆積物の調査. 地質学雑誌, 118, 9, 535-558, 日本地質学会

11. 参考文献(3/9)

39. 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
40. 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
41. 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
42. 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
43. 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
44. 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.
45. 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.
46. 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
47. 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
48. 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
49. 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.
50. 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.
51. 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
52. 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.

11. 参考文献(4/9)

53. 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
54. 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
55. 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
56. 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.
57. 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.
58. 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.
59. 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)
60. Kelin Wang, Susan L. Bilek (2014): Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief, *Tectonophysics* 610 (2014) 1-24
61. 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
62. 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.
63. 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.
64. 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.
65. 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
66. 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.
67. 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)
68. 谷岡勇市郎(2013): アラスカ・アリューシャン・カムチャッカ沈み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.
69. 穴倉正展(2013): 1960 年チリ地震(Mw 9.5)の履歴と余効変動, 地震予知連絡会会報, 89巻, pp.417-420
70. Shennan, I., A. Long, N. Barlow and R.A. Combellick (2007): Recurrent Holocene Paleoseismicity and Associated Land/Sea-Level Changes in South Central Alaska, Durham University.
71. Rajendran, K. (2013): On the Recurrence Of Great Subduction Zone Earthquakes, *Current Science*, Vol. 104, No. 7, pp.880-892.
72. 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

11. 参考文献(5/9)

73. 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.
74. 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.
75. 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.
76. 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.
77. 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.
78. 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.
79. Tanikawa W, Hirose T, Mukoyoshi H, Tadaï 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
80. 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.
81. 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.
82. 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.

11. 参考文献(6/9)

83. 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
84. R. McCaffrey(2008): Global Frequency of Magnitude 9 Earthquakes, *Geology*, DR2008063
85. 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
86. 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
87. 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
88. Fujii and Satake (2012): Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data
89. 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
90. Yuichiro Tanioka, Yudhicara, Tomohiro Kususose, S. Kathirolu, 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
91. 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.
92. 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
93. 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.
94. 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
95. 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
96. 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.
97. 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.
98. 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
99. 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
100. 杉野英治・呉長江・是永真理子・根本信・岩渕洋子・蛭沢勝三(2013): 原子力サイトにおける2011東北地震津波の検証, 日本地震工学会論文集, 第13巻, 第2号(特集号)
101. 杉野英治, 岩渕洋子, 橋本紀彦, 松末和之, 蛭沢勝三, 亀田弘行, 今村文彦(2014): プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案, 日本地震工学会論文集 第14巻, 第5号, 2014
102. Satoko Murotani, Kenji Satake, Yushiro Fujii(2013): Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M~9 subduction zone earthquakes, *Geophysical Research Letters*, Vol.40, 1-5, doi:10.1002/grl.50976.
103. Eshelby, J.D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, *Proceedings of the Royal Society*. A241
104. 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/ttjt/>

11. 参考文献(7/9)

- 105.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.
- 106.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
- 107.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
- 108.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
- 109.土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2011):確率論的津波ハザード解析の方法
- 110.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.
- 111.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
- 112.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
- 113.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.
- 114.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.
- 115.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.
- 116.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.
- 117.Herve Guillou,Michael O. Garcia,Laurent Turpin(1997): Unspiked K–Ar dating of young volcanic rocks from Loihi and Pitcairn hot spot seamounts *Journal Volcanology and Geothermal Research* 78(1997)239–249
- 118.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.
- 119.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ー, 月刊地球, 号外No.61, pp.71–79.
- 120.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>
- 121.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.

11. 参考文献(8/9)

- 122.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.
- 123.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.
- 124.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
- 125.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.
- 126.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.
- 127.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
- 128.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.
- 129.町田嗣樹・平野直人・木村純一 (2007): プチスポット産アルカリ玄武岩の同位体組成が示す北西太平洋上部マントルの不均質性
- 130.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.
- 131.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.
- 132.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.
- 133.Okumura, S. and N. Hirano (2013): Carbon dioxide emission to Earth's surface by deep-sea volcanism, Geology, 41, pp.1167-1170.
- 134.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.
- 135.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

11. 参考文献(9/9)

- 136.土木学会原子力土木委員会津波評価小委員会(2016):原子力発電所の津波評価技術2016
- 137.Jose A.Alvarez-Gomez,Omar Q.Gutierrez Gutierrez, Inigo Aniel-Quiroga, M.Gonzalez(2012):Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America, Tectonophysics 574-575, 133-143
- 138.今井健太郎・菅原大助・今村文彦(2012):津波痕跡と史料から解釈した1611年慶長地震, 第31回日本自然災害学会学術講演会, Ⅲ-2-2
- 139.杉野英治・岩渕洋子・阿部雄太・今村文彦(2015):確率論的津波ハザード評価における津波想定の影響, 日本地震工学会論文集, 第15巻, 第4号, 2015
- 140.藤原広行・平田賢治・中村洋光・長田正樹・森川信之・河合伸一・大角恒雄・青井真・松山尚典・遠山信彦・鬼頭直・村嶋陽一・村田泰洋・井上拓也・斎藤龍・秋山伸一・是永真理子・阿部雄太・橋本紀彦(2015):日本海溝に発生する地震による確率論的津波ハザード評価の手法の検討, 防災科学技術研究所研究 資料, 第400号
- 141.原子力安全基盤機構(2014):確率論的手法に基づく基準津波策定手引き
- 142.土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2009):確率論的津波ハザード解析の方法(案)
- 143.高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔(1999):掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.606-610
- 144.高橋智幸(2012):津波による砂移動に関する数値シミュレーションの現状と課題, 堆積学研究, Vol.71, No.2, p.145-155
- 145.高橋智幸・黒川貴博・藤田将孝・島田広昭(2011):津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理実験, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.67, No.2, I_231- I_235
- 146.玉田崇・田村保・高橋智幸・佐々木元(2009):河川での津波防災検討における津波移動床モデルの適用性に関する研究, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.B2-65, No.1, pp.301-305
- 147.藤田尚毅・稲垣和男・藤井直樹・高尾誠・金戸俊道(2010):津波による海底地形変化評価モデルの現地適用性に関する研究, 海洋開発論文集, 第26巻, pp.213-216
- 148.近藤武司・森本徹・藤本典子・殿最浩司・志方建仁(2012):港湾での津波による土砂移動計算の再現性評価, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.68, No.2, I_396- I_400
- 149.森下祐・高橋智幸(2014):2011年東北地方太平洋沖地震津波襲来時の気仙沼湾を対象とした津波移動床モデルの再現性向上, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.70, No.2, I_491- I_495