(原子力発電所)資料1-2

# 東海第二発電所 津波評価について (参考資料)

# 平成28年1月22日 日本原子力発電株式会社



# <u> 日 次</u>

1. 文献調査	3
2. 既往津波の再現解析	26
3. プレート間地震に起因する津波の評価	35
4. 海洋プレート内地震に起因する津波の評価	74
5. 基準津波との比較	78
6. 分岐断層について	83
7. 津波の伝播特性	85
8. 港湾部の防波堤効果の影響検討	92
9. 参考文献	98



1.1 既往津波の文献調査



# 1.1 既往津波の文献調査(敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波)

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

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

発生年月日	\ <b>#</b> \ <b>E</b> 1 <del>*</del>	地震規	見模1)	津波規模		またした。今日ノ始の
元号	波源琙	Mj	Mw	m <sup>2)</sup>	地震・洋波の概要。	 敷地への影響 
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。流光昼 のごと〈隠映すという。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	-	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	-	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。	大洗町で約5~6m
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。	茨城県那珂湊で約2mと推定さ れる記録がある
1793.2.17 寛政5	三陸沖	8.0 ~ 8.4	-	2 , <u>2.5</u> [2]	陸前・陸中・磐城:仙台領内で家屋損壊1千余,死12。沿 岸に津波が来て,全体で家潰流失1730余,船流破33, 死44以上。余震が多かった。相馬・いわきにおいて引き で津波がはじまっているのは1896年明治三陸地震と似 ている。	敷地付近への影響を示す津波 の痕跡はない

1)地震規模は,宇佐美他(2013)を参照した。

2)津波規模mは,宇佐美他(2013)による。下線付き数字は羽鳥による値とされている。[]内の値は羽鳥(1975)による値を参照した。 3)地震・津波の概要は,宇佐美他(2013),渡辺(1998)及び国立天文台(2014)を参照した。



# 1.1 既往津波の文献調査(敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波)

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

発生年月日	: 注: [1]	地震規	見模 <sup>1)</sup>	津波規模	地震、海波の概要3	動地への影響
元号	<i>次</i> 游坞	Mj	Mw	m <sup>2)</sup>	地辰・岸次の城安。	敷地への影響
1896.6.15 明治29	三陸沖	8.1/4	-	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 福島沖沿岸で約2 り,三陸沿岸では漁業関係の被害があった。	
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 , 銚子で1m以下

1)地震規模は,宇佐美他(2013)を参照した。

2)津波規模mは,宇佐美他(2013)による。下線付き数字は羽鳥による値とされている。[]内の値は羽鳥(1975)による値を参照した。 3)地震・津波の概要は,宇佐美他(2013),渡辺(1998)及び国立天文台(2014)を参照した。



# 1.1 既往津波の文献調査(敷地周辺に影響を及ぼした過去の津波)

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

発生年月日	2015年3	地震	規模 <sup>1)</sup>	津波規模	き は うちょう うちょう しょう しょう しょう しょう しょう しょう しょう しょう しょう し	載せるの影響
元号	<i>I</i> 反/际	Mj	Mw	m <sup>2)</sup>	地辰・岸次の悩安。	対地への影響
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: <sup>®</sup> 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	- , <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。	発電所で約5m

1)地震規模は,宇佐美他(2013)を参照した。

2)津波規模mは,宇佐美他(2013)による。下線付き数字は羽鳥による値とされている。[]内の値は羽鳥(1975)による値を参照した。 3)地震・津波の概要は,宇佐美他(2013),渡辺(1998)及び国立天文台(2014)を参照した。



# 1.1 既往津波の文献調査(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,大洗町(磯浜村)で5~6mと示されている。





薄磯

豊間



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

• 渡辺(1998)等に基づけば,1700年カスケード地震津波,1952年カムチャッカ地震津波及び1964年アラスカ地震津波の痕跡高は,それぞれ茨城県那珂湊で約2m(推定),福島沖沿岸で約2m以下,小名浜,銚子で1m以下と示されている。

区分	地震 種別	名称	文献調査結果
		1700年カスケード地震津波	茨城県那珂湊で約2mと推定される記録がある
遠地津波	プレート間地震	1952年カムチャッカ地震津波	福島沖沿岸で約2m以下
		1964年アラスカ地震津波	小名浜 , 銚子で1m以下

渡辺(1998)



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 る検湯記録による平常滞位上の津波の高さ

_	検潮	所	高さ (cm)	検潮所	高さ (cm)
_	稚	内	34	東 京	10
	紋	別	10	橫 浜	17
	網	走	12	油 螢	18
	花	咲	36	八 丈 島	7
	剑	路	40	内 浦	12
	浦	河	25	清 水	6
	<b>D</b>	館	38	御前崎	30
	莳	森	32	鳥 羽	15
	網	走	46	浦 神	25
	八	戸	60	串 本	45
	宮	古	14	海 南	15
	釜	石	38	高 知	20
	大系	} 渡	75	土佐清水	24
	江ノ島()	宮城県)	15	細 島	12
÷.,	女	Л	50	膏 島	15
	小名	派	35	油 津	39
	鮡	子	36	名 湔	20
	布	良	33		

🛹 じんてん

# 1.1 既往津波の文献調査(1960年チリ地震津波の痕跡高)

・ チリ津波合同調査班(1961)に基づけば, 1960年チリ地震津波による敷地周辺の津波の痕跡高は,茨城県久慈港約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年チリ地震津波による久慈港(日立港)の津波の高さ (チリ津波合同調査班(1961)に加筆)



# 1.1 既往津波の文献調査(2011年東北地方太平洋沖地震津波の痕跡高)

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









# 1.1 既往津波の文献調査(まとめ)

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

	区分	地震種別		名称	文献調査結果
			「中市會	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
			━г内地莀	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
			東北地方太 平洋沖型の	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
			地震	2011年東北地方太平洋沖地震津波	発電所で約5~6m(最大6.5m)
近地津波	日本海溝沿い			1611年の津波	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない
		プレート間	津波地震	1677年延宝房総沖地震津波	大洗町で約5~6m
	Lí	地宸		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	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)	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	敷地付近への影響を示す津波の痕跡はない
				1700年カスケード地震津波	茨城県那珂湊で約2m
遠地津波	<del></del> 1		1952年カムチャッカ地震津波	福島県沿岸で約2m以下	
	J <i>V</i> -	「间地宸	1960年チリ地震津波	茨城県久慈港で約3m	
				1964年アラスカ地震津波	小名浜 , 銚子で1m以下



# 1.1 既往津波の文献調査(津波堆積物調査)

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



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





### 1.1 既往津波の文献調査(行政機関による既往評価)

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

			1	
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		$M_W = 9.0$	$M_{W} = 8.4$	
マグニチュード		$Mt = 9.1 \sim 9.4$	$Mt = 8.6 \sim 9.0$	
1	使用モデル	中央防災会議モデル	茨城県モデル	
	説明	平成23年3月11日、三陸沖を震源とした地震により発生した津波。 東日本大震災を引き起こし、東北から関東を中心に甚大な被害をもたらした津波の再来を想定。	地震調査研究推進本部から平成23年 11月に公表された「三陸沖から房総沖に かけての地震活動の長期評価(第二版) について」を基に想定した地震。 (平成19年に茨城県で想定した津波「延 宝房総沖地震津波」の震源域等を参考 にした地震。)	
概要	震源域			



(茨城県(2012))



# 1.1 既往津波の文献調査(行政機関による既往評価)

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

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





(宮城県(2004))



👉 เร็หวไห

# 1.2 2011年東北地方太平洋沖地震により得られた知見



### 1.2 2011年東北地方太平洋沖地震により得られた知見(すべり量の不均質性)

### 地震調查研究推進本部(2012)

GPSデータによる地震時のすべり分布モデル





### 1.2 2011年東北地方太平洋沖地震により得られた知見(すべり量の不均質性)

地震調査研究推進本部(2012) 津波波形解析によるすべり分布モデル





### 1.2 2011年東北地方太平洋沖地震により得られた知見(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 = 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)。

項目	将来の地震発 生確率等 <sup>注1</sup>	儀考	詳価の 信頼度。
今後10年以内の発生確率 今後20年以内の発生確率 今後30年以内の発生確率 今後40年以内の発生確率 今後50年以内の発生確率 今後100年以内の発生確率 今後300年以内の発生確率	11日〒05 11日〒05 11日〒05 11日〒05 11日〒05 11日〒05 0.25日度	津淀堆積物調査で利用した過去3000年で4回の津渡 をもたらした地震及び2011年来走地方太平洋沖地 麗より、即7分差モデルに平均発生開始600年及び発 生間隔のばらつきゅ=0.24(データから最无法によ り求めた銃)を適用して算出した。	с
集積確率	13120%		
地震後経過率	0.00	経過時間0.8年を発生問題600年で除した値。	
次の地震の規模	M#8.4 ~9.0	過去に発生した地質のA, ba, baを参考にし、総合的 に利断した。	С

#### 表4-1 次の東北地方太平洋沖型の地震の発生確率等

13.1 1.2F预停点(3.0+C 2012年1月1日程度)

送4:評価の信頼度は、評価に用いたデータの他的・我的な実活性などから、評価の確からしるを担対的にラング付けしたもので、A. からDのよ政器で表す、キランタの一般的な登場に次めとおりである。

A: (信相進出) 高い B:中程度 C: 空空低い D:低い

: 評価の信頼電は、地定地器の空を開始、規築、発生地平のそれぞれの評価項目について含える、発生地中の評価の信頼電は、地 環境生の認識電を出すのではなく、他平の軟の地からしさを割すことには量する必要がある。なお、規模及び発生地平の信頼電テ ングの見体的な差別は以下のきよりである、分類の評単な力法については、(件容)を参照のこと。

B:想定地装と利用な基大の地震の現場から想定規模を推定した。基大の地震データが多くはなく、現場の信頼性は平規度である。 C:規模を溢かの事何からでなく地震学的知見から推定したため。想定規模の信頼性はやや低い。 D:規模を進去の事何からでなく地震学的知見から推定したが、地震学的知見も不十分で想定規模の信頼性は低い。

発生律事の評価の信頼度

A:想定地質と同様な過去の地質データが比較的多く、発生地平を求めるのに十分な程度あり、発生地平の値の信頼性は高い。 B:想定地質と同様な過去の地質データが多くはないが、発生地平を求め得る視点にあり、発生地平の板の信頼性は中税度である。 C:想定地質と同様な過去の地質データが少なく、必要に応じ地質学的知道を用いて発生地平を求めたため、発生地平の舷の信頼 性はやや低い、今後の彼しい知道により値が大きく変わり得る。

D:想定地震と同様な高去の地震アータがほとんど無く、地震学的知見等から発生蔵率の値を推定したため、発生線率の銃の位頼 他は低い、今後の新しい知覚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))



# 1.3 世界のM9クラスの巨大地震より得られた知見



### 1.3 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〈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	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	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	1.0	0.5	1.0	0.6	0.5 ~ 1.0
概算のすべり量(A) ( , , 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
-			$\widehat{\mathbf{v}}$		
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



1.3 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)

	数值	出所·備考
平均発生間隔	平均約500年	佐竹(2013b)
プレート相対運動速度	3.2-3.8cm/年	McCaffrey(2008)
カップリング係数	1.0(地震学的) 1.0(測地学的)	Scholz and Campos (2012)
すべり量の蓄積(A)	500 <b>年間で</b> 16~19m	(A) = × × ( = 1.0とした)
	t	
地震時すべり量(1700年) (a)	最大19m 平均14m	Satake et al.(2003)

【すべり量の蓄積(A)】

### 【平均発生間隔 】

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回 沿岸と深海で得られた古地裏低跡から推定される大地裏の葉原城。Aはカスケード広み込 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)<sup>26</sup>による。



(**佐竹(2013b**))



【地震時すべり量(1700年)(a)】 最大すべり量 19m

平均すべり量 14m

1.3 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)

	数值	出所·備考	
平均発生間隔	平均100年~400年	谷岡(2013)	
プレート相対運動速度	6.9-8.4cm/年	McCaffrey(2008)	
カップリング係数	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 <b>年間で</b> 3.5~4.2m 400 <b>年間で</b> 14~17m	(A) = × × ( = 0.5とした)	
$\widehat{\mathbf{t}}$			
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 】

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。 <u>100年~400年間隔</u>



[32 カムチャッカ枠で発生した最近の巨大地震の展開域 (Fedotov et al. 1982). 合は 1952 年カム チャッカ巨大地震の展開を示す。Machines et al (2010)の頃に沿記した。 (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 11.4m





### 1.3 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)





### 1.3 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)





1.3 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)



【すべり量の蓄積(A)】

【平均発生間隔 

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



(Rajendran (2013))





longitude, E

【地震時すべり量(2004年)(a)】

最大すべり量 23m

16

14

12

10

8

0

(2006))



# 2. 既往津波の再現解析

2.1 計算条件



2. 既往津波の再現解析

計算条件(広域の再現解析) 2.1

- 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。

項目	条件	備考	
解析領域	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)		東海第二 発電所
海底摩擦係数	マニングの粗度係数(n=0.03m <sup>-1/3</sup> s)		
水平渦動粘性係数	考慮していない(Kh=0)		
計算時間間隔	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.P0.4m	地震発生時の潮位	海域のコンター線は1000m間隔で表

### 広域の再現解析の計算条件

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





200 km

100

領域∶空間格子間隔 :1350m :450m

> :150m :50m

### 2.1 計算条件(発電所周辺の再現解析)

項目	条件	備考
解析領域	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
初期变位量	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=0.03m <sup>-1/3</sup> s)	
水平渦動粘性係数	考慮していない(Kh=0)	
計算時間間隔	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.P0.49m	地震発生時の日立港潮位

### 発電所周辺の再現解析の計算条件

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





計算格子(発電所周辺)



### <sup>2. 既往津波の再現解析</sup> 2.1 計算条件(空間格子間隔 sの設定)

・ 土木学会(2002)より,津波の周期(T) 1は約7分(約420s = 100 × 103m / 240m/s)程度と仮定。

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

空間格子間隔 sと土木学会の目安を満足するための最小水深 hmin

空間格子間隔 s(m)	最小水深 h <sub>min</sub> (m) <sup>2</sup>	小領域への接続水深h <sub>c</sub> (m)
4320	4318.2	4765.0
2160	1079.6	1140.3
720	120.0	124.0
240	13.3	28.2
80	1.48	23.3
40	0.37	22.8
20	0.093	10.7
10	0.023	8.9
5	0.0058	

 各小領域への接続水深h<sub>c</sub>は最小水深h<sub>min</sub>を上回って おり,長谷川他(1987)の基準(1波長の1/20以下)を 満足している。 1:周期Tの算定方法

T= /C= / (gh)<sup>1/2</sup> ここで,

- : 土木学会(2002)より, 海溝付近に制限される断 層幅50kmを半波長とし, 1波長()をその2倍 の100km程度と仮定
- C :伝播速度(gh)<sup>1/2</sup>=(9.8m/s<sup>2</sup>×6000m)<sup>1/2</sup> 240m/s
- g :重力加速度=9.8m/s<sup>2</sup>
- h :海溝付近の水深=5000m~7000m 6000m

### 2:最小水深 h<sub>min</sub>の算定方法

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

- ここで、
  - :津波1波長に対する計算格子の個数(=20)
  - s∶空間格子間隔(m)
  - T :周期(s)(=420s)
  - g :重力加速度(m/s<sup>2</sup>)(=9.8m/s<sup>2</sup>)



2011年東北地方太平洋沖地震津波の周期 (発電所港湾外の津波観測波形)



#### 2. 既往津波の再現解析

2.1 計算条件(時間格子間隔 t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 tを設定した。

#### 各領域の最大水深h<sub>max</sub>から算定される時間格子間隔 t<sub>max</sub>と 設定した時間格子間隔 tの比較

空間格子間隔 s(m)	最大水深 h <sub>max</sub> (m)	最大水深h <sub>max</sub> から 算定される時間格子間隔 t <sub>max</sub> (s)	時間格子間隔 t(s)
4320	9264.2	10.14	
2160	9177.3	5.09	
720	5701.8	2.15	
240	7759	1.95	
80	40.0	2.86	0.1
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 t s / (2gh<sub>max</sub>)<sup>1/2</sup> ここで, t:時間格子間隔(s) s:空間格子間隔(m) h<sub>max</sub>:各領域の最大水深(m) g :重力加速度(m/s<sup>2</sup>)(=9.8m/s<sup>2</sup>)

時間格子間隔 tは,最大水深h<sub>max</sub>から算定される時間格子間隔 t<sub>max</sub>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. 既往津波の再現解析 2.2 再現性の確認



#### 2. 既往津波の再現解析

### 2.2 再現性の確認(既往津波の数値シミュレーションの対象波源の抽出)

- ・ 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。
   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
- 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。



(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	大洗町で約5~6m
2011 年	東北地方太平洋沖地震	三陸沖	発電所で約5~6m(最大6.5m)



### 2. 既往津波の再現解析 2.2 再現性の確認(結果)

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





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
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及び幾何標準偏差の再現性の目安】(土木学会(2002)) 0.95 < K < 1.05 < 1.45



👉 iFhT h

# 3. プレート間地震に起因する津波の評価

3.1 潮位条件



# 3.1 潮位条件

### 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。

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。

2011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。



(\*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

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)



#### 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.P0.81m

T.P.::東京湾中等潮位

#### 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動の GPS測量結果



### 東海第二発電所内基準点測量位置
#### 3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.1 潮位条件(設定した潮位と潮位観測記録から算出した潮位との比較)

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

設定した潮位						
項目    観測値						
朔望平均満潮位	T.P.+0.61m					
朔望平均干潮位	T.P0.81m					



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.P0.86m



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. プレート間地震に起因する津波の評価 3.1 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。





## 3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.2 東北地方太平洋沖型の津波波源



#### 3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.2 東北地方太平洋沖型の津波波源 特性化波源モデルの設定(波源モデルの概要)



#### 【設定フロー】

【設定根拠】

パラメータ 1	設定値	
断層面積∶S	134, <b>733</b> km <sup>2</sup>	
平均応力降下量:	3.0 MPa	n
剛性率∶µ	4.7 × 10 <sup>10</sup> N/m <sup>2</sup>	
モーメントマグニチュード∶Mw	9.1	1
平均すべり量∶D	9.6 m	n
地震モーメント∶M₀	6.1 × 10 <sup>22</sup> Nm	1

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

バ	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 km²) <sup>2</sup>
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 km²) <sup>2</sup>
北早柘	すべり量	3.2 m
月京領 域	面積比率 (断層面積)	全体面積の60% (80,898 km <sup>2</sup> ) <sup>2</sup>



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



3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.2 東北地方太平洋沖型の津波波源 特性化波源モデルの設定(波源領域)

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



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 <sup>2</sup> )
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 <sup>2</sup> )

• 以上より, 杉野他(2014)の特性化波源モデルを上回る断層面積(134,733km<sup>2</sup>)を設定した。



#### 3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.2 東北地方太平洋沖型の津波波源 特性化波源モデルの設定(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。

Earthquake	Reference	data	M0 (N m)	Mw	S (km2)	σ (MPa)	log10(⊿σ)	地震別中央値	地震別平均值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			0.01				
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	4.00E+21	8.3	54000	0.8	-0.10	_0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.006	0.010
	Tanioka and Satake (2001a)	Tu	5.30E+21	8.4	52650	1.1	0.04	-0.03	-0.03	0.00	0.05	0.01	0.000	0.010
	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			0.01				
	Kato and Ando (1997)	Tu, G	2.80E+21	8.2	43200	0.8	-0.10	-0.22	0.60	0.02	0.004	0.095		
	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	117	0.01	0.000	0.000		
	Fujii and Satake	Tsunami+衛星	6.00E+22	9.12	220000	1.5	0.16	0.07	1.17	0.01	0.009	0.000		
中央値の平均値								<u>分散</u>						
							$\log(\Delta \sigma)$	0.09				0.069		
							⊿σ	1.2				標準偏差		
												0.26		
							+標準偏差	2.2						

#### 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

 ・応力降下量は円形クラックに関するEshelby(1957)の式 =(7/16) × M<sub>0</sub>/(S/)<sup>3/2</sup> による。

> 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告) (内閣府(2012))



3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.2 東北地方太平洋沖型の津波波源 特性化波源モデルの設定(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<sub>0</sub>=16/(7×<sup>3/2</sup>)××S<sup>3/2</sup>)から、破壊領域(S)とM<sub>0</sub>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(±)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<sub>0</sub>の関係式)となる。



・以上の知見を踏まえ,平均応力降下量を3.0MPaに設定した。



3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.2 東北地方太平洋沖型の津波波源 特性化波源モデルの設定(剛性率)

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

パラメータ	設定値
断層面積:S(km <sup>2</sup> )	122,787
平均すべり量:D(m)	9.14
地震モーメント:M <sub>0</sub> (Nm)	5.3 × 10 <sup>22</sup>
剛性率∶µ (N/m²)	4.7 × 10 <sup>10</sup>



【平均的な剛性率の算定】 断層面積:S ·小断層の各面積Siの合計  $S = Si = 122,787 (km^2)$ 平均すべり量:D ・小断層の各面積Siを重みとして設定  $D = (Si \times Di) / Si = 9.14(m)$ 地震モーメント:M。 ・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、  $M_{0 \text{ shallow}} = (\mu i_{\text{ shallow}} \times Si_{\text{ shallow}} \times Di_{\text{ shallow}})$  $M_{0 \text{ deep}} = (\mu i_{\text{ deep}} \times \text{Si}_{\text{ deep}} \times \text{Di}_{\text{ deep}})$ 土木学会(2002)を参考としてそれぞれの剛性率を設定 ·深さ20km以浅 µi<sub>shallow</sub> = 3.5 × 10<sup>10</sup>N/m<sup>2</sup> ·深さ20km以深 µi<sub>deep</sub> = 7.0×10<sup>10</sup>N/m<sup>2</sup> 平均的な剛性率: µ  $\mu = M_0 / (S \times D) = 4.7 \times 10^{10} (N/m^2)$ 以上より、剛性率を4.7×10<sup>10</sup> N/m<sup>2</sup>に設定した。



3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.2 東北地方太平洋沖型の津波波源 特性化波源モデルの設定(すべり量分布)

・ 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



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。



### 3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.2 東北地方太平洋沖型の津波波源 特性化波源モデルの設定(すべり量分布)

 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。





## 3. プレート間地震に起因する津波の評価

3.3 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)



設定値

29.630 km<sup>2</sup>

3.0 MPa

 $4.7 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ 

8.5

4.5 m

6.3 × 10<sup>21</sup> 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 1

モーメントマグニチュード:Mw

断層面積∶S

剛性率: µ

平均応力降下量:

平均すべり量:D

地震モーメント:Mo



16	ラメータ	設定値	
*7	すべり量	-	
超入9 べり域	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 km²) <sup>2</sup>	
北早柘	すべり量	1.5 m	
月京領 域	面積比率 (断層面積)	全体面積の60% (17,768 km²) <sup>2</sup>	

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. プレート間地震に起因する津波の評価 3.3 茨城県沖に想定する津波波源

## 特性化波源モデルの設定

・ 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



## 3. プレート間地震に起因する津波の評価

3.4 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



(1) 特性化波源モデルの設定





パラメータ	設定値	
断層面積∶S	53,684 km <sup>2</sup>	±77 –
平均応力降下量:	3.0 MPa	超ノベリ
剛性率∶µ	4.7 × 10 <sup>10</sup> N/m <sup>2</sup>	
モーメントマグニチュード∶Mw	8.7	大了
平均すべり量∶D	6.1 m	り垣
地震モーメント:M <sub>0</sub>	1.5 × 10 <sup>22</sup> Nm	
		걥틪

16	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 km²) <sup>1</sup>		
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% (8,231km <sup>2</sup> ) <sup>1</sup>		
光团弦	すべり量	3.8 m		
月京領 域	面積比率 (断層面積)	全体面積の80% (42,794 km²) <sup>1</sup>		

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. プレート間地震に起因する津波の評価 3.4 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



- 3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源 (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。





検討モデルB



3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源 (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)



3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源 (2) 概略パラメータスタディの評価結果(大すべり域の位置,形状)

最大水位上昇量分布

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 □ :最大値が発生したケース 検討モデルA

							7	水位	下	降量	⊒ 里
0	-1	-2	-3	-4	-5	-7	-9	-12	-16	-20	(m)





- 3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
  - (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

#### 水位下降量 0 -1 -2 -3 -4 -5 -7 -9 -12 -16 -20 (m)





## 3. プレート間地震に起因する津波の評価

## 3.4 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



3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

(3) 詳細パラメータスタディの設定(概要)

#### 【設定フロー】

【設定根拠】



項目 設定値			
破壊開始点	~ (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		





(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





(3) 詳細パラメータスタディの設定(破壊伝播速度の設定)

• 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模式の分析結果から,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。

波源 モデル	杉野ほか <sup>8)</sup>	内閣府 <sup>12)</sup>	今村ほか <sup>13)</sup> Ver1.2	Fujii et al. <sup>14)</sup> Ver4.2	Satake et al. <sup>15)</sup> Ver8.0	
□ 領域内平 均すべり 2×D □ 同3×D □ 同4×D	т-су <b>у(n)</b> 0 100km	C - C J (m) C - C		0 10km	T <55 ∰(m) 0 100km	
	動的破壊0~300秒	動的破壊0~300秒	静的破壊	静的破壊	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	8	8	1.47 km/sec	

#### 2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布及び断層破壊模式の分析結果

(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。

項	B	ケース A1	ケース A2
断層位置	乱・深さ	図1、2参照	図1、2参照
断層走向	可・傾斜	図1、2参照	図1、2参照
断層	面積	2266 km <sup>2</sup>	1449 km <sup>2</sup>
破壞界	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
静的応え	」降下量	7.0 MPa	7.0 MPa
岡松	主率	4.7E+10 N/m <sup>2</sup>	4.7E+10 N/m <sup>2</sup>
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 <sup>2</sup>	6.7E+19 Nm/s <sup>2</sup>
	地震モーメント	5.2E+19 Nm	2.8E+19 Nm
全アスペリティ	面積	192 km <sup>2</sup>	128 km <sup>2</sup>
	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 <sup>2</sup>	6.7E+19 Nm/s <sup>2</sup>
	地震モーメント	2.6E+19 Nm	2.8E+19 Nm
第1アスペリティ	面積	96 km²	128 km <sup>2</sup>
	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 <sup>2</sup>	6.7E+19 Nm/s <sup>2</sup>
	地震モーメント	2.6E+19 Nm	-
第2アスペリティ	面積	96 km <sup>2</sup>	-
	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 <sup>2</sup>	-
	地震モーメント	2.6E+20 Nm	1.3E+20 Nm
背景領域	面積	2074 km <sup>2</sup>	1321 km <sup>2</sup>
	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 <sup>2</sup>	3.1E+19 Nm/s <sup>2</sup>

震源パラメータ

(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

	Satellite Altimeter								
V.	Tide Gauge Data		Data		TG + SA Data				
(km/sec)	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	地震調查研究推進本部(2005)

以上より,破壊伝播速度を1.0km/s~3.0km/s
 に設定した。



#### 3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源 (3) 詳細パラメータスタディの設定(立ち上がり時間の設定)

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





• 以上より, 立ち上がり時間を30秒, 60秒で設定した。



## 3. プレート間地震に起因する津波の評価

## 3.4 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



3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源 (4) 詳細パラメータスタディの評価結果(破壊開始点,破壊伝播速度)





3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源 (4) 詳細パラメータスタディの評価結果(破壊開始点,破壊伝播速度)





3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源 (4) 詳細パラメータスタディの評価結果(破壊開始点,破壊伝播速度)





破壊開始

(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 □ :最大値が発生したケース 検討モデルA-5

				0 -1 -2 -	水位下降量 3 -4 -5 -7 -9 -12 -16 -20 (m)
破壊開始点	破壊開始	破壊開始点	破壊開始点	破壊開始点	破壞開始点
		(1)破壊伝播	速度:1.0km/s		

(2)破壊伝播速度:1.5km/s

破壊開始点

破壊開始点

破壊開始点



破壊開始点

破壊開始点

- 3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
  - (4) 詳細パラメータスタディの評価結果(破壊開始点,破壊伝播速度)

最大水位下降量分布 検討モデルA-5



<br />

- 3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源
  - (4) 詳細パラメータスタディの評価結果(破壊開始点,破壊伝播速度)

最大水位下降量分布 検討モデルA-5

#### 水位下降量 0 -1 -2 -3 -4 -5 -7 -9 -12 -16 -20 (m)




3. プレート間地震に起因する津波の評価 3.4 茨城県沖から房総沖に想定する津波波源

(4) 詳細パラメータスタディの評価結果(立ち上がり時間)



# 4. 海洋プレート内地震に起因する津波の評価



4. 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)



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/m²)	7.0 × 10 <sup>10</sup>
地震モーメント:M <sub>0</sub> (Nm)	1.00 × 10 <sup>22</sup>
上縁深さ:d (m)	1.0
傾斜角: (°)	45
すべり角: (°)	270
<b>走向</b> : (°)	180 , 205

海洋プレート内地震の検討領域

140, OE

145. OE

JTTL

JTNR



### 4. 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(断層パラメータの設定)

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

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/m²)	7.0 × 10 <sup>10</sup>
地震モーメント: M <sub>0</sub> (Nm)	4.27 × 10 <sup>21</sup>
上縁深さ:d (m)	1.0
<b>傾斜角</b> ∶ (°)	45
<b>すべり角</b> : (°)	270
<b>走向</b> : (°)	180

1933年昭和三陸沖地震の断層パラメータ

断層モラ	゠゙ルのバ	ペラメー	タ
------	-------	------	---

パラメータ	設定値	設定方法
Mw	8.6	土木学会(2002)
長さ:L (km)	283.0	
幅:W (km)	50.0	   土木学会(2002)
すべり量:D (m)	10.1	(幅Wは制限あり)
剛性率∶µ (N/m²)	7.0 × 10 <sup>10</sup>	
地震モーメント:M <sub>0</sub> (Nm)	1.00 × 10 <sup>22</sup>	$Mw = (IogM_0 - 9.1) / 1.5$
上縁深さ:d (m)	1.0	
傾斜角: (°)	45	土木学会(2002)
すべり角: (°)	270	
走向: (°)	180 205	土木学会(2011)



### 4. 海洋プレート内地震に起因する津波の評価

## 波源モデルの設定(剛性率の設定)

## ・ 土木学会(2002)に基づき,剛性率を7.0×10<sup>10</sup>N/m<sup>2</sup>に設定した。



#### Vp/Vs比に関する既往研究例(伊藤·大東(1996))

地域	上部地殼	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	1.6	8	$1.75 \sim 1.79$	角田(1968)	
紀伊半島	$1.716 \pm$	0.021		渡辺・黒磯(1967)	
東北			1.77	宇津(1969)	
中国	$1.70 \sim 1.71$	1.73		Hashizume(1970)	
東北	1.66	1.75	$1.70 \sim 1.75$	堀内ら(1977)	
			$1.75 \sim 1.80$	マントルの値は火山フロントの東西	
近畿北部	1.70			黒磯·渡辺(1977)	
函館群発	(1.66)			高波ら(1980) 表層の値	
中部東海	$1.68 \pm 0.02$	$1.75 \sim 1.81$	1.77	Ukawa and Fukao(1981)	
	(			真のVp,Vsから求めた値	
四国	(1.58 - 1.65)	1.75	1.73	岡野·木村(1983)	
mate lefts) of level score	1.73			<ol> <li>内は表層の値</li> </ol>	
飛騨周辺	$1.67 \pm 0.01$				
長野県	$1.69 \pm 0.01$				
北関東	$1.71 \pm 0.01$			橋田・鵜川(1995)	
甲府周辺	$1.69 \pm 0.01$			THE MOVER COUNT	
富士箱根	$1.69 \sim 1.78$				
甲府周辺	$1.66 \sim 1.71$				
日光付近	$1.682 \pm 0.016$	1.686*	1.90	大東・伊藤(1995)	
長野県西部	$1.700 \pm 0.053$	1.686*		*は真のVn. Vsから求めた値	
兵庫県南部	$1.680 \pm 0.023$	1.76*	1.76*	The state of the second st	

#### 震源付近の媒質の剛性率の標準値(土木学会(2002)に加筆)

海域	根拠	剛性率
<ul> <li>・西南日本陸側プレート内</li> <li>・日本海東縁部</li> <li>・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)</li> </ul>	Vp=6.0  km/s $Vp/Vs=1.6\sim1.7$ $\rho=2.7\sim2.8 \text{ g/cm^3}$ とすれば、 $\mu=3.36\times10^{10}$ $\sim3.94\times10^{10} \text{ N/m^2}$ となる。この中間的値とする。	$3.5 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> $(3.5 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2)$
<ul> <li>・海洋プレート内</li> <li>・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)</li> </ul>	Vp=8.0~8.1 km/s Vp/Vs=1.75~1.80 $\rho$ =3.2~3.5 g/cm <sup>3</sup> とすれば、 $\mu$ =6.31×10 <sup>10</sup> ~7.50×10 <sup>10</sup> N/m <sup>2</sup> となる。この中間的値とする。	7.0×10 <sup>10</sup> N/m <sup>2</sup> (7.0×10 <sup>11</sup> dyne/cm <sup>2</sup> )
<ul> <li>・ブレート境界中央部(断層面 が深さ 20km 以浅と以深に またがって存在する場合)</li> </ul>	浅部と深部の中間的値とする。	$5.0 \times 10^{10}$ N/m <sup>2</sup> ( $5.0 \times 10^{11}$ dyne/cm <sup>2</sup> )

- 5. 基準津波との比較
- 5.1 地質学的証拠及び歴史記録等による確認



#### 5. 基準津波との比較

# 5.1 地質学的証拠及び歴史記録等による確認

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

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

1677年延宝房総沖地震津波は記録が 少ないため対象外とした。



基準津波による津波高の比較



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



2011年東北地方太平洋沖地震津波と基準津波の浸水深の比較



5. 基準津波との比較

## 5.1 地質学的証拠及び歴史記録等による確認

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



図 ( 調査地域を示した地図 左:赤丸で示した場所が対象地域」右:調査地域の詳細、デブリの分布によって 権定された 2011年の漫水範囲は赤で示されており、津波によって運搬された砂質増積物は黄色で示している。 2010年までに行っていた過去の洋波堆積物に関する調査は、緑色および赤色の丸で示されている、赤い丸で示し た場所で、過去の津波堆積物と考えられる砂層が見つかった。 (澤井(2012))

基準津波による日立市十王町の最大浸水深分布

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



- 5. 基準津波との比較
- 5.2 行政機関による既往評価との比較



### 5. 基準津波との比較 5.2 行政機関による既往評価との比較

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





# 6. 分岐断層について



### 6. 分岐断層について 文献調査(2011年東北地方太平洋沖地震における海溝軸付近の海底変動とまとめ)

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





# 7. 津波の伝播特性





- 発電所を津波波源と仮定した場合の数値シミュレーションにより、大局的な伝播特性の把握を行った。
   エロのほり、清波波波にして、四次ロジェキカシンナネッツにより、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。





- <sup>7.</sup> 津波の伝播特性 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。







### <sup>7.</sup> 津波の伝播特性 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<sub>0</sub>(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<sub>0</sub>/h)<sup>1/4</sup>で除することで 補正を行った。





- <sup>7. 津波の伝播特性</sup> **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。





### <sup>7. 津波の伝播特性</sup> **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。





- <sup>7. 津波の伝播特性</sup> 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。









# 8. 港湾部の防波堤効果の影響検討



### 港湾部の防波堤効果の影響検討 検討方針

- 防波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。









- ✓ 防波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. 港湾部の防波堤効果の影響検討

# 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】



津波予測計算結果(最大水位上昇量分布)





8. 港湾部の防波堤効果の影響検討

# 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



# 9. 参考文献



## 9. 参考文献

- 宇佐美龍夫,石井寿,今村隆正,武村雅之,松浦律子(2013):日本被害地震総覧 599 2012,東京大学出版会
- 羽鳥徳太郎(1975):三陸沖歴史津波の規模と推定波源域,地震研究所彙報, vol.50, pp.397 414
- 渡辺偉夫(1998):日本被害津波総覧[第2版],東京大学出版会
- 国立天文台編(2014):理科年表 平成26年, 丸善出版
- ・ 竹内仁・藤良太郎・三村信男・今村文彦・佐竹健治・都司嘉宣・宝地兼次・松浦健郎(2007):延宝房総沖地震津波の千葉県沿岸~福島県沿岸での痕跡高調査,歴史地震,第22 号,P53-59
- ・ 佐竹健治(2013a):第197回地震予知連絡会重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要,地震予知連絡会会報 第89巻
- ・ チリ津波合同調査班(1961): http://www.coastal.jp/ttjt/
- 日本原子力発電(株)(2012):東北地方太平洋沖地震で発生した津波に関する東海第二発電所への影響検討委託 報告書
- ・ 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2011):http://www.coastal.jp/ttjt/
- 澤井祐紀(2012): 堆積物の記録から明らかになった日本海溝の巨大津波 茨城県における痕跡 , AFERC NEWS, No.39/2012年11月号
- 茨城県(2012):津波浸水想定について(解説), http://www.pref.ibaraki.jp/bukyoku/doboku/01class/class06/kaigan/tsunamisinnsui/l2shinsui.html, 平成24年8月24日
- 岩手県(2004):岩手県地震・津波シミュレーション及び被害想定調査に関する報告書(概要版),平成16年11月
- ・ 宮城県防災会議地震対策等専門部会(2004):宮城県地震被害想定調査に関する報告書,平成16年3月
- ・ 福島県(2013):福島県地震・津波被害想定調査の概要, https://www.pref.fukushima.lg.jp/sec/16025b/jishin-tsunami.html,2013年12月1日
- 千葉県(2012):H23年度東日本大震災千葉県津波調查業務委託報告書(概要版),平成24年3月
- ・ 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
- ・ 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
- ・ 佐竹健治(2013b):カスケード沈み込み帯における巨大地震の発生履歴の研究史,地震予知連絡会会報,89巻, pp.421-424
- R. McCaffrey (2008) : Global Frequency of Magnitude 9 Earthquakes, Geology, DR2008063
- Christopher H. Scholz and Jaime Campos(2012): The seismic coupling of subduction zones revisited, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B05310, doi:10.1029/2011JB009003, 2012
- Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya (2003): Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferre d from Japanese tsunami descriptions, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 108, NO. B11, 2535, doi:10.1029/2003JB002521, 2003
- 谷岡勇市郎 (2013): アラスカ・アリューシャン・カムチャッカ沈む込み帯の巨大地震について, 地震予知連絡会会報, 第89巻, pp.425-428.
- Johnson and Satake (1999): Asperity Distribution of the 1952 Great Kamchatka Earthquake and its Relation to Future Earthquake Potential in Kamchatka, Pure appl. Geophys, Vol. 154, 541-553
- Fujii and Satake (2012): Slip Distribution and Seismic Moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes Inferred from Tsunami Waveforms and Coastal Geodetic Data
- 宍倉正展(2013): 1960 年チリ地震(Mw 9.5)の履歴と余効変動,地震予知連絡会会報, 89巻, pp.417-420.
- Shennan, I., A. Long, N. Barlow and R.A. Combellick (2007) : Recurrent Holocene Paleoseismicity and Associated Land/Sea-Level Changes in South Central Alaska, Durham University.
- 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



# 9. 参考文献

- Rajendran, K. (2013) : On the Recurrence Of Great Subduction Zone Earthquakes, Current Science, Vol. 104, No. 7, pp.880-892.
- Yuichiro Tanioka, Yudhicara, Tomohiro Kususose, S. Kathiroli, Yuichi Nishimura, Sin-Iti Iwasaki, and Kenji Satake(2006): Rupture process of the 2004 great Sumatra-Andaman earthquake estimated from tsunami waveforms, Earth Planets Space, 58, 203–209, 2006
- 長谷川賢一・鈴木考夫・稲垣和男・首藤伸夫(1987):津波の数値実験における格子間隔と時間積分間隔に関する研究,土木学会集, No.381/ 7, pp.111-120.
- ・ 後藤智明·小川由信(1982):Leap-frog法を用いた津波の数値計算法,東北大学土木工学科資料,1982
- L. MANSINHA AND D. E. SMYLIE (1971): THE DISPLACEMENT FIELDS OF INCLINED FAULTS, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.61, No5, PP1433-1440.
- 小谷美佐·今村文彦·首籐伸夫(1998): GISを利用した津波遡上計算と被害推定法,海岸工学論文集,第45巻, pp.356 360
- ・ 本間仁(1940):低溢流堰堤の流量係数,土木学会誌,第26巻,第6号,pp.635-645,第9号,pp.849-862
- ・ 相田勇 (1977):陸上に溢れる津波の数値実験 高知県須崎および宇佐の場合 ,東京大学地震研究所彙報, Vol.52, pp.441-460.
- ・ 土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2002):原子力発電所の津波評価技術
- 杉野英治,岩渕洋子,橋本紀彦,松末和之,蛯澤勝三,亀田弘行,今村文彦(2014):プレート間地震による津波の特性化波源モデルの提案,日本地震工学会論文集 第14巻,第5号,2014
- 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
- 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.
- Eshelby, J.D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proceedings of the Royal Society. A241
- ・ 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ(2012):http://www.coastal.jp/ttjt/
- 杉野英治・呉長江・是永眞理子・根本信・岩渕洋子・蛯沢勝三(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)
- Uchida, N., J. Nakajima, A. Hasegawa, and T. Matsuzawa (2009): What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone, Earth and Planetary Science Letters., 283, pp. 111 121.
- ・ 地震調査委員会(2009):付録3 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」) 平成21年12月21日改訂
- Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya (2013): Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 TohokuEarthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473 1492,doi: 10.1785/0120120122
- 地震調査研究推進本部(2005):宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)について
- Yushiro Fujii and Kenji Satake (2007): Tsunami Source of the 2004 Sumatra Andaman Earthquake Inferred from Tide Gauge and Satellite Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 97, No. 1A, pp. S192 S207, doi: 10.1785/0120050613
- ・ 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
- 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

