

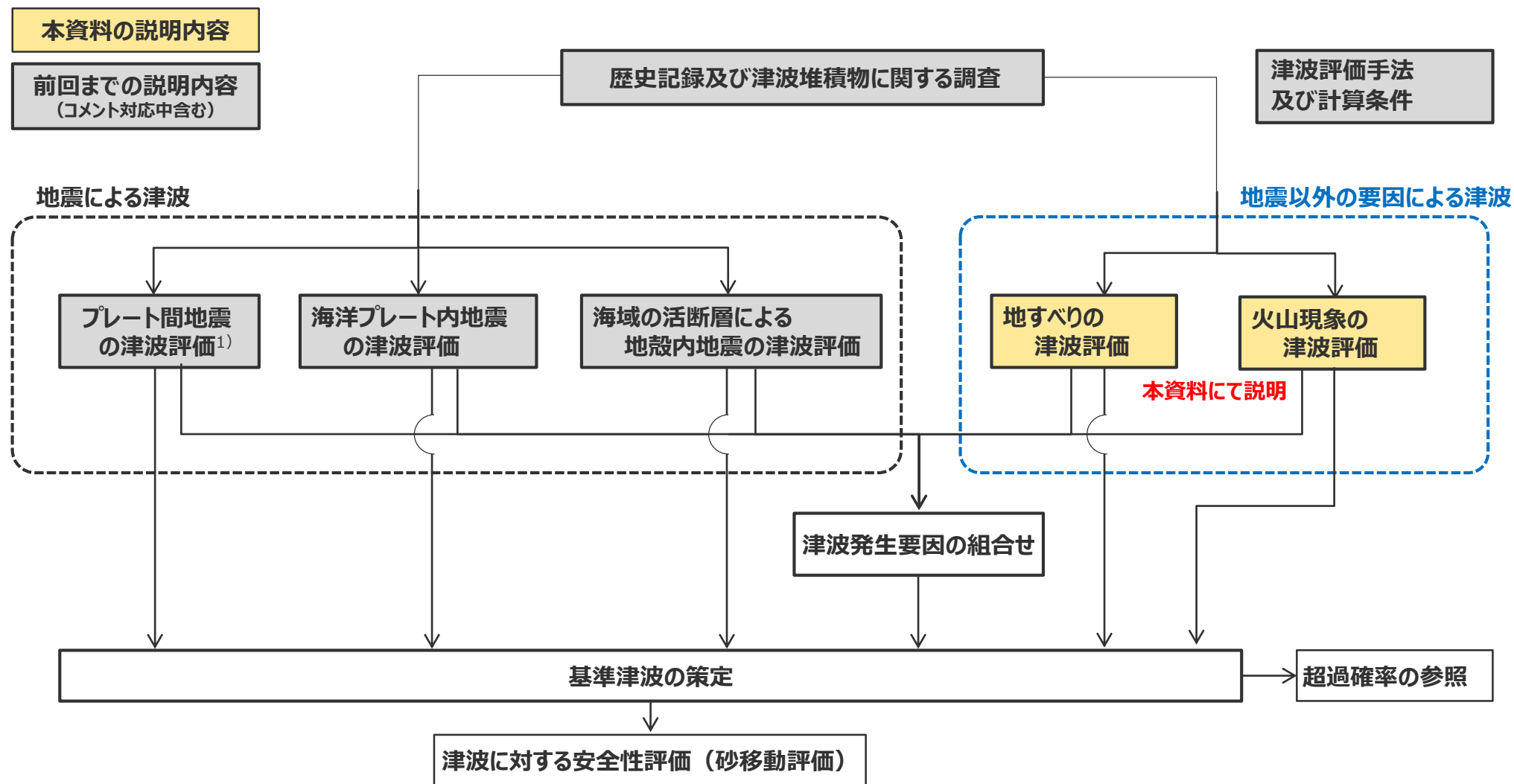


浜岡原子力発電所
基準津波の策定のうち
地震以外の要因による津波について

2023年3月1日

本資料の説明内容

■ 本資料の説明内容は以下に示すとおり。



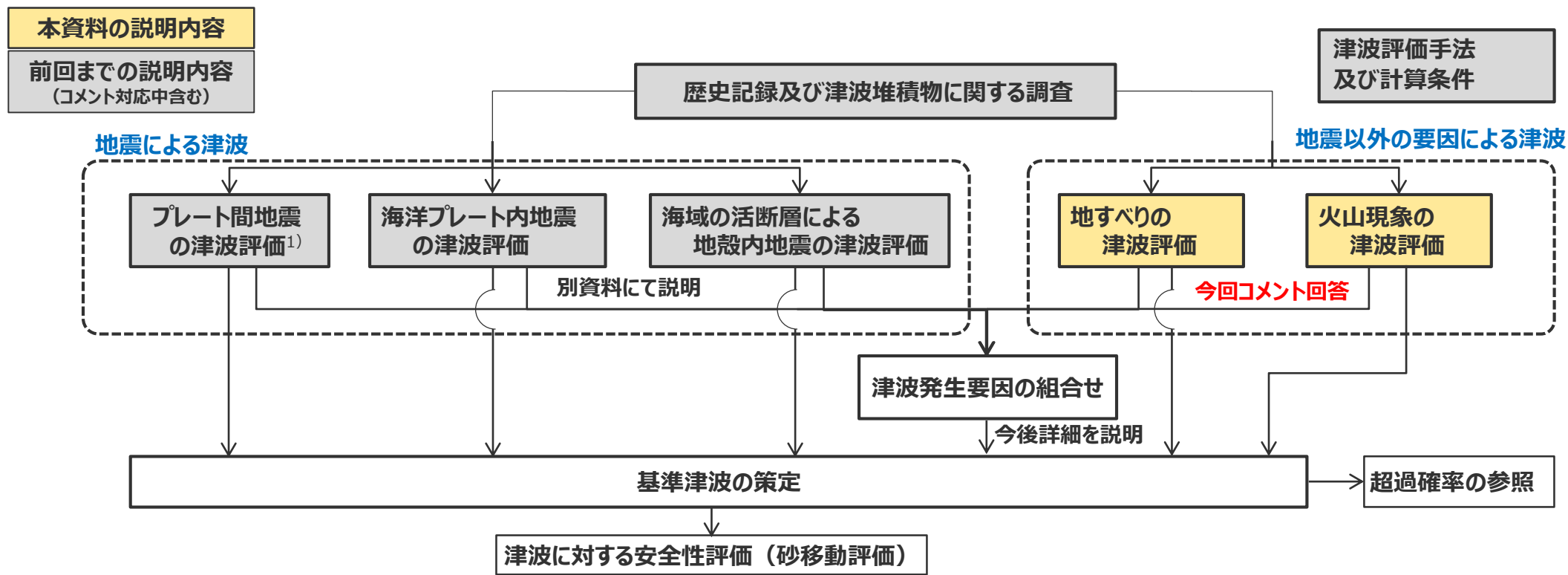
1) 南海トラフの特徴としてプレート間地震の分岐断層への破壊伝播を考慮するとともに、プレート間地震の地殻内地震の活断層への破壊伝播を想定しても、その影響が分岐断層への破壊伝播を考慮した評価で代表できることを確認する。
・ なお、前回までフロー上に記載していた「行政機関による津波評価の確認」、「行政機関による津波評価」については、これまでのプレート間地震の津波評価のコメント回答に伴って、それぞれ「プレート間地震の津波評価」、「基準津波の策定」の中で説明することとしたため、フロー上からは削除した。

基準津波の策定の方針

(全体方針)

全体方針

- 基準津波は、歴史記録及び津波堆積物に関する調査を行ったうえで、敷地に影響を及ぼす可能性のある津波発生要因として、**地震による津波**（プレート間地震、海洋プレート内地震、海域の活断層による地殻内地震の津波）及び**地震以外の要因による津波**（地すべり（斜面崩壊含む）、火山現象の津波）について、最新の科学的・技術的知見に基づき不確かさを考慮した津波評価を行うとともに、**津波発生要因の組合せ**（プレート間地震とその他の地震、地震と地すべり、地震と火山現象（山体崩壊）の組合せ）も考慮して、水位上昇側および水位下降側のそれぞれについて、敷地に及ぼす影響が最も大きい津波を基準津波として策定する。
- これらの津波発生要因のうち**プレート間地震の津波**は、地震規模が大きく敷地への影響が支配的と考えられることから、敷地への影響の観点から特に網羅的な検討を行うこととし、また、プレート間地震の津波の波源域内に位置する地すべり津波はプレート間地震による地震動によって発生する可能性を有しかつ津波波源が重なることから、**地すべりの津波およびプレート間地震と地すべりの組合せ**についても、敷地への影響の観点から特に網羅的な検討を実施する。
- また、南海トラフの特徴である分岐断層について、プレート間地震の津波の評価に当たり、プレート間地震に伴う分岐断層への破壊伝播を考慮した津波評価を行うこととし、その際には、プレート間地震に伴う地殻内地震の活断層への破壊伝播を想定しても、その影響が分岐断層への破壊伝播を考慮した津波評価で代表できることを確認する。



1) 南海トラフの特徴としてプレート間地震の分岐断層への破壊伝播を考慮するとともに、プレート間地震の地殻内地震の活断層への破壊伝播を想定しても、その影響が分岐断層への破壊伝播を考慮した評価で代表できることを確認する。
 ・ なお、前回までフロー上に記載していた「行政機関による津波評価の確認」、「行政機関による津波評価」については、これまでのプレート間地震の津波評価のコメント回答に伴って、それぞれ「プレート間地震の津波評価」、「基準津波の策定」の中で説明することとしたため、フロー上からは削除した。

基準津波の策定の方針

(各津波発生要因の津波の評価方針)

地震による津波 (評価方針)

別資料にて説明

- 敷地に影響を及ぼす可能性のある地震による津波として、プレート間地震、海洋プレート内地震、海域の活断層による地殻内地震の津波評価を行う。
- プレート間地震の津波は、地震規模が大きく敷地への影響が支配的と考えられることから、敷地への影響の観点から特に網羅的な検討を行うこととし、敷地に近い南海トラフのMw9クラスのプレート間地震を検討対象とする地震として選定し、南海トラフおよび国内外の巨大地震の最新知見に基づき、南海トラフの特徴と東北沖地震の知見とを反映した検討波源モデルを複数設定したうえで、津波評価に影響を与える主要な因子を考慮してパラメータスタディを網羅的に実施する。
- プレート間地震の津波の評価に当たっては、付加体が発達し分岐断層が確認されている南海トラフの特徴を踏まえて、プレート間地震に伴う分岐断層への破壊伝播を考慮する。また、プレート間地震に伴う地殻内地震の活断層への破壊伝播を想定しても、その影響が分岐断層への破壊伝播を考慮した評価で代表できることを阿部(1989)の予測式による評価により確認する。
- 海洋プレート内地震、海域の活断層による地殻内地震の津波は、プレート間地震の津波影響の方が支配的であると考えられることから、敷地への影響がプレート間地震の津波と比べて小さいことを確認することとし、最新の科学的・技術的知見に基づき敷地に影響を及ぼす可能性のある敷地周辺海域の地震を想定したうえで、阿部(1989)の予測式により津波高を評価するとともに、そのうち敷地への影響が相対的に大きいものを検討対象とする地震として選定し、波源モデルを設定して数値シミュレーションによる津波評価を行う。

取りまとめ中

地震以外の要因による津波 (評価方針)

今回コメント回答

- 敷地に影響を及ぼす可能性のある地震以外の要因による津波として、地すべり(斜面崩壊含む)、火山現象の津波評価を行う。
- 地すべりの津波は、プレート間地震の波源域内に位置するものはプレート間地震と津波波源が重なることから、敷地への影響の観点から網羅的な検討を行うこととし、最新の科学的・技術的知見に基づき敷地に影響を及ぼす可能性のある敷地周辺の地すべり地形を抽出したうえで、地すべり体の体積及び敷地からの距離等に基づき敷地に影響が大きいものを検討対象とする地すべりとして複数選定し、地すべり前の地形を復元して波源モデルを設定し複数の地すべり評価手法で津波評価を行う。
- 火山現象の津波は、プレート間地震の波源域より遠方に位置し、敷地に近い地すべりやプレート間地震の津波影響の方が支配的であると考えられることから、敷地への影響が地すべりやプレート間地震の津波と比べて小さいことを確認することとし、敷地の地理的領域の火山及び敷地南方の伊豆小笠原弧の火山について、最新の科学的・技術的知見に基づき津波を発生させる火山現象の有無とその規模を調査・評価して、それぞれの火山現象に応じた津波予測式による津波評価を行うとともに、敷地への影響が相対的に大きい火山現象については、波源モデルを設定して数値シミュレーションによる津波評価を行う。

津波発生要因の組合せ (評価方針)

今後詳細を説明

- 敷地に影響を及ぼす可能性のある津波発生要因の組合せによる津波として、プレート間地震とその他の地震、地震と地すべり(斜面崩壊含む)、地震と火山現象(山体崩壊)の津波のうち、プレート間地震の津波の波源域内に位置する地すべり津波はプレート間地震の地震動を起因として発生する可能性を有しかつ津波波源が重なることから、敷地への影響が大きいと考えられるプレート間地震と地すべりの組合せを検討する。
- プレート間地震と地すべりの組合せは、それぞれ単独の津波評価の結果から、敷地への影響が大きい津波波源を津波の時刻歴波形等に基づいて複数選定し、地すべり地点における地震動の継続時間を考慮して津波を組み合わせる時間差の網羅的な検討を行う。

地すべりの津波評価の全体概要

地すべりの津波評価の方針

- 地すべりの津波評価は、最新の科学的・技術的知見に基づき敷地に影響を及ぼす可能性のある敷地周辺の地すべり地形を抽出したうえで、地すべり体の体積及び敷地からの距離等に基づき敷地に影響が大きいものを検討対象とする地すべりとして複数選定し、地すべり前の地形を復元して波源モデルを設定し複数の地すべり評価手法で津波評価を行う。

【海底地すべりの津波評価】

海底地すべりに関する調査 (⇒詳細は本編1.1章)

- 敷地に影響を及ぼす可能性のある敷地周辺海域を対象として、海底地すべりに関する文献調査及び地形判読調査を実施し、津波を発生させる大規模な海底地すべり地形を抽出した。文献調査は、既往文献により示されている海底地すべり地形を確認するとともに、既往事例から海底地すべり地形の特徴も確認した。地形判読調査は、100mDEMおよび音波探査記録を用いて、既往文献により示されている海底地すべり地形も含めて地形判読調査を実施し、敷地に影響を及ぼす可能性のある大規模な海底地すべり地形(約1億m³以上)を抽出した。この結果、「s1~30地点の海底地すべり地形」(合計30地点)を抽出した。

検討対象とする海底地すべりの選定 (⇒詳細は本編1.2章)

- 抽出した地すべり地形から推定される海底地すべりについて、その津波の指向性を考慮し、地すべりを位置と地すべり方向を踏まえて分類したうえで、地すべり体の体積、敷地からの距離に基づいて検討対象とする海底地すべりを選定した。この結果、「s1~5,10,12,13,17,18,22,26地点の海底地すべり」(合計12地点)を選定した。

海底地すべりの津波評価 (⇒詳細は本編1.3章)

- 検討対象として選定した海底地すべりについて、100mDEMおよび音波探査記録を用いて現地地形から地すべり前の地形を復元して波源モデルを設定し、複数の地すべり評価手法(二層流モデルに基づく手法、Wattsほかの予測式に基づく手法)を用いて数値シミュレーションによる津波評価を実施した。その結果、「s26地点の海底地すべり」の津波の影響(敷地前面でT.P.+6.3m*)が最も大きいことを確認した。
- また、互いの地すべり地形の一部が平面的に重なっている複数の地すべりについて、地形判読の結果からはそれぞれの発生時期の間隔は短いものではないと考えられるが、複数の海底地すべりが一体となって移動すると仮定した場合の影響検討も実施することとし、複数の地すべり地形を包絡する一つの地すべり地形を想定して波源モデルを設定して数値シミュレーションによる評価を行った結果、単独の海底地すべりによる影響により代表できることを確認した。
- さらに、「ハワイの海底地すべり」の津波について、地すべり体積と津波水位の関係を用いて日本沿岸における津波水位を推定し、敷地への影響は小さいことも確認した。

【陸上地すべりの津波評価】 (⇒詳細は本編2章)

- 地すべり地形分布図データベース等に基づき、敷地周辺、および、距離は離れているが新第三系および第四紀火山が直接海岸沿いに露出し比較的大きな地すべり地形が存在する可能性がある伊豆半島西岸の陸上地すべり(斜面崩壊含む)の調査を実施した。その結果、敷地周辺に津波を発生させる地すべりは認められず、伊豆半島西岸の陸上地すべりは、敷地周辺海域において抽出した海底地すべりと比べて規模が小さく、Huber and Hager(1997)の予測式による津波高からも敷地への影響が小さいことを確認した。

地すべりの津波評価結果* (「s26地点の海底地すべり」の津波評価結果)

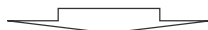
- ・敷地前面の上昇水位は最大T.P.+6.3m
- ・1~5号取水槽の上昇水位は1~4号(敷地標高6m)で最大T.P.+2.1m、5号(敷地標高8m)で最大T.P.+2.3m
- ・3,4号取水塔の下降水位は最大T.P.-3.4m(水位低下時間はなし)

*朔望平均潮位(満潮位T.P.+0.80m、干潮位T.P.-0.93m)を考慮

火山現象の津波評価の全体概要

火山現象の津波評価の方針

- 火山現象の津波評価は、敷地の地理的領域の火山及び敷地南方の伊豆小笠原弧の火山について、最新の科学的・技術的知見に基づき津波を発生させる火山現象の有無とその規模を調査・評価して、それぞれの火山現象に応じた津波予測式による津波評価を行うとともに、敷地への影響が相対的に大きい火山現象については、波源モデルを設定して数値シミュレーションによる津波評価を行い、敷地への影響が地すべりやプレート間地震の津波と比べて小さいことを評価する。



原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出 (→詳細は本編3.1章)

- 地理的領域および伊豆小笠原弧の第四紀火山のうち、海域に分布する全ての火山、および、陸域に分布する完新世での活動があり、かつ駿河湾に面している火山を、敷地に津波影響を及ぼし得る**個別火山 (合計32火山)**として抽出した。

津波発生要因の規模に関する評価 (→詳細は本編3.2章)

- 抽出した**個別火山 (合計32火山)**について、その**津波発生要因 (山体崩壊、火砕流の海域への突入、海中噴火・カルデラ陥没等)**ごとに過去の発生有無とその規模に関する文献調査および地形判読調査により調査し、この結果を当該個別火山の津波発生要因の規模とした。また、伊豆小笠原弧の海域において過去の情報が不足している海底火山の海中噴火・カルデラ陥没等の規模については、未発達な島弧地殻である伊豆小笠原弧の海域よりも地殻が発達し、大規模なマグマ溜まりが形成可能な伊豆小笠原弧の陸域を含めた伊豆小笠原弧全域における過去最大の噴火規模 (箱根火山群: 6DREkm³) を伊豆小笠原弧の地域に関わらず考慮することとした。

火山現象の津波評価 (→詳細は本編3.3章)

- **個別火山 (合計32火山)**の火山現象による津波について、それぞれの津波発生要因に応じた津波予測式に基づく津波評価を行うとともに、その結果、敷地への影響が相対的に大きい「**御蔵島の山体崩壊**」の津波については、山体崩壊前の地形を復元して波源モデルを設定し、数値シミュレーションによる津波評価も行った。その結果、火山現象の津波は、敷地前面でT.P.+2.9m* (御蔵島の山体崩壊の津波) となった。火山現象の津波は、地すべりの津波 (敷地前面でT.P.+6.3m*) やプレート間地震の津波 (敷地前面でT.P.+22.7m*) と比べて小さいことを確認した。
- また、伊豆小笠原弧の海域において過去の情報が不足している海底火山の海中噴火・カルデラ陥没等について、未発達な島弧地殻である伊豆小笠原弧の海域では形成可能となるマグマ溜まりの規模が小さいこと等から巨大噴火を起こすとは考えにくい、仮想的に伊豆小笠原弧の陸域を含めた伊豆小笠原弧全域における過去最大の噴火規模よりも1オーダー大きな規模の海中噴火・カルデラ陥没等 (VEI 7クラス(100km³)のウルトラプリニー式噴火) を想定した場合の影響確認も実施することとし、津波予測式に基づく津波評価を行った結果、敷地への津波影響 (大室ダシの海中噴火・カルデラ陥没等: 敷地前面で8.4m) は、プレート間地震の津波と比較して十分小さいことを確認した。



火山現象の津波評価結果* (「御蔵島の山体崩壊」の津波評価結果)

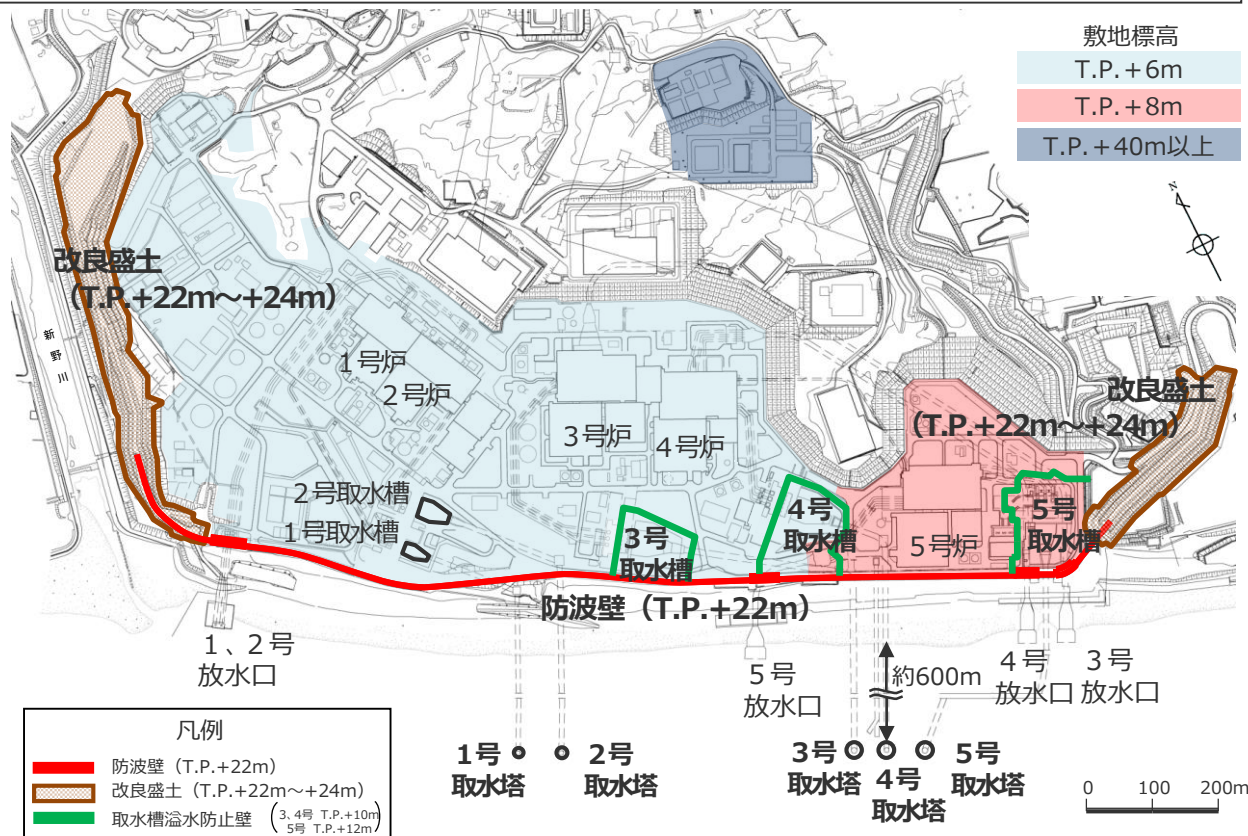
- ・敷地前面の上昇水位は最大**T.P.+2.9m**
- ・1~5号取水槽の上昇水位は1~4号(敷地標高6m)で最大**T.P.+1.2m**、5号(敷地標高8m)で最大**T.P.+1.1m**
- ・3, 4号取水塔の下降水位は最大**T.P.-1.6m** (水位低下時間はなし)

*朔望平均潮位 (満潮位T.P.+0.80m、干潮位T.P.-0.93m) を考慮

浜岡原子力発電所の概要

■施設の概要

- 浜岡原子力発電所の敷地標高は、1号炉～4号炉建屋周辺でT.P.+6m、5号炉建屋周辺でT.P.+8m。また、敷地北側に標高T.P.+40mの高台等を有している。
- 敷地前面には、**防波壁 (T.P.+22m)** を延長約1.6kmにわたって設置しており、その両端を**改良盛土 (T.P.+22m～+24m)** に接続している。
- 原子炉機器冷却水系に必要な海水は、敷地沖合約600mに位置する取水塔から取水トンネルを経て敷地内の取水槽へ導き、取水している。
- 取水槽の周囲には、**取水槽溢水防止壁 (3、4号：天端高T.P.+10m、5号：天端高T.P.+12m)** を設置している。



浜岡原子力発電所 全体配置図



防波壁 (T.P.+22m)



取水槽溢水防止壁 (T.P.+10mもしくはT.P.+12m)

・防波壁・改良盛土、取水槽溢水防止壁の構造については補足説明資料1章を参照。
 なお、防波壁・改良盛土等の津波対策に関しては、今後、基準津波の確定後、必要な対策を行っていく。

地震以外の要因による津波のまとめ

- 地震以外の要因による津波評価結果は以下のとおり。
- 水位上昇側、下降側ともにs26地点の海底地すべりの影響が最も大きく、敷地前面の最大上昇水位はT.P.+6.3m、取水塔の最大下降水位はT.P.-3.4mとなった。

【地震以外の要因による津波】

津波発生要因			【水位上昇側】 最大上昇水位 (T.P. m)					【水位下降側】 最大下降水位 (T.P. m) (水位低下時間)		
			敷地外	敷地内				敷地外		
			敷地 前面	1,2号 取水槽	3号 取水槽	4号 取水槽	5号 取水槽	3号 取水塔	4号 取水塔	
地すべり	海底地すべり	遠州灘沖 (海盆内)	s2地点の海底地すべり	3.1	1.4	1.8	1.8	2.0	-1.9(なし)	-1.9(なし)
			s18地点の海底地すべり	2.0	1.0	1.0	1.0	1.1	-1.3(なし)	-1.3(なし)
		遠州灘沖 (外縁隆起帯 トラフ側斜面)	s4地点の海底地すべり	1.3	1.1	1.4	1.4	1.4	-1.2(なし)	-1.2(なし)
			s5地点の海底地すべり	1.5	1.3	1.4	1.4	1.4	-1.4(なし)	-1.4(なし)
			s12地点の海底地すべり	1.5	1.1	1.2	1.2	1.2	-1.6(なし)	-1.6(なし)
			s13地点の海底地すべり	2.1	1.4	1.6	1.6	1.7	-1.5(なし)	-1.5(なし)
			s17地点の海底地すべり	3.2	1.3	1.6	1.6	1.6	-1.8(なし)	-1.8(なし)
		遠州灘沖 (大陸棚斜面)	s22地点の海底地すべり	1.9	1.1	1.4	1.4	1.3	-1.5(なし)	-1.5(なし)
			s26地点の海底地すべり	6.3	1.7	2.1	2.1	2.3	-3.4(なし)	-3.1(なし)
		駿河湾	s1地点の海底地すべり	1.3	1.0	1.2	1.2	1.1	-1.1(なし)	-1.1(なし)
	s3地点の海底地すべり		2.5	1.1	1.4	1.4	1.6	-1.4(なし)	-1.4(なし)	
	s10地点の海底地すべり		1.8	1.0	1.1	1.1	1.0	-1.3(なし)	-1.3(なし)	
	陸上地すべり	伊豆市小下田	No.4地すべり	1.1 ^{*1}	-				-	
火山現象	山体崩壊	御蔵島	2.9	1.0	1.1	1.2	1.1	-1.6(なし)	-1.6(なし)	
	火砕流の海域への突入	神津島火山群	2.0 ^{*1}	-				-		
	海中噴火・カルデラ陥没等	大室ダシ	1.3 ^{*1}	-				-		

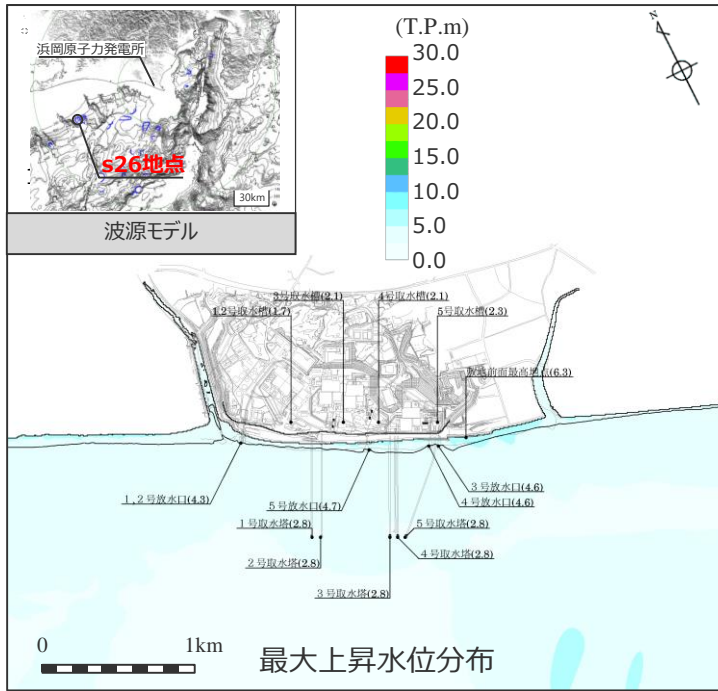
・ 水位上昇側：朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮 ・ 水位下降側：朔望平均干潮位T.P.-0.93mを考慮

・ 水位低下時間：取水塔地点の水位が取水塔呑口下端レベルを下回り取水塔から取水できない時間

*1 津波予測式による津波高に朔望平均満潮位(T.P.+0.80m)を加算した数値

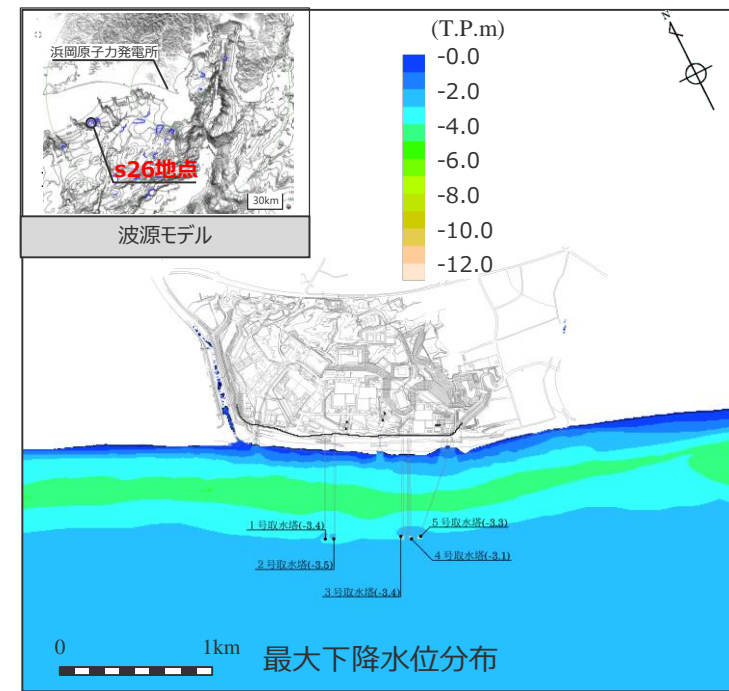
地震以外の要因による津波評価結果

【水位上昇側】

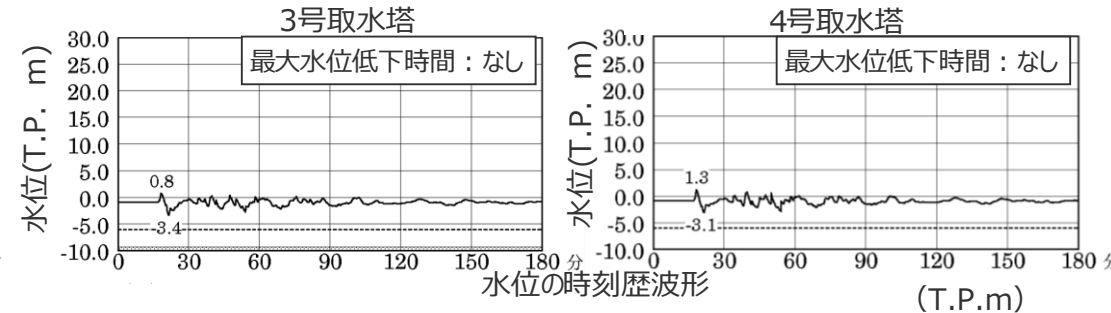
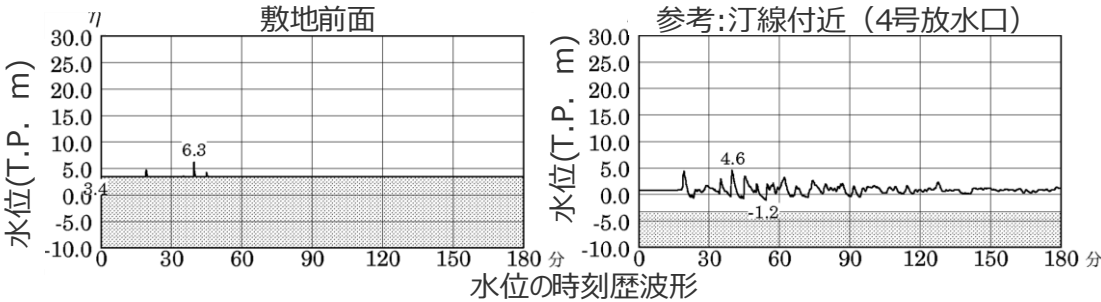


・朔望平均満潮位
T.P. +0.80mを考慮
・網掛け部の上端は
当該地点の標高

【水位下降側】



・朔望平均干潮位
T.P. -0.93mを考慮
・網掛け部の上端は
当該地点の標高
・点線は取水塔呑口
下端レベル



ケース名	【水位上昇側】 最大上昇水位					【水位下降側】 最大下降水位 (水位低下時間)	
	敷地前面	1,2号取水槽	3号取水槽	4号取水槽	5号取水槽	3号取水塔	4号取水塔
s26地点の海底地すべり	6.3	1.7	2.1	2.1	2.3	-3.4 (なし)	-3.1 (なし)

・水位低下時間：取水塔地点の水位が取水塔呑口下端レベルを下回り取水塔から取水できない時間。

目次

1	海底地すべりの津波評価	12
1.1	海底地すべりに関する調査	14
1.1.1	海底地すべりに関する文献調査	14
1.1.2	海底地すべりに関する地形判読調査	19
1.2	検討対象とする海底地すべりの選定	27
1.3	海底地すべりの津波評価	30
2	陸上地すべりの津波評価	64
3	火山現象の津波評価	69
3.1	原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	72
3.2	津波発生要因の規模に関する評価	83
3.2.1	個別火山の津波発生要因の規模に関する調査	83
3.2.2	伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	94
3.2.3	津波発生要因の規模に関する評価	107
3.3	火山現象の津波評価	111
4	地震以外の要因による津波のまとめ	134

目次

1 海底地すべりの津波評価	12
1.1 海底地すべりに関する調査	14
1.1.1 海底地すべりに関する文献調査	14
1.1.2 海底地すべりに関する地形判読調査	19
1.2 検討対象とする海底地すべりの選定	27
1.3 海底地すべりの津波評価	30
2 陸上地すべりの津波評価	64
3 火山現象の津波評価	69
3.1 原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	72
3.2 津波発生要因の規模に関する評価	83
3.2.1 個別火山の津波発生要因の規模に関する調査	83
3.2.2 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	94
3.2.3 津波発生要因の規模に関する評価	107
3.3 火山現象の津波評価	111
4 地震以外の要因による津波のまとめ	134

1 海底地すべりの津波評価

海底地すべりの津波評価の検討概要

■ 地すべりの津波のうち海底地すべりの津波評価は、最新の科学的・技術的知見に基づき敷地に影響を及ぼす可能性のある敷地周辺の地すべり地形を抽出したうえで、地すべり体の体積及び敷地からの距離等に基づき敷地に影響が大きいものを検討対象とする地すべりとして複数選定し、地すべり前の地形を復元して波源モデルを設定し複数の地すべり評価手法で津波評価を行った。

海底地すべりに関する調査

→1.1章

・海底地すべりに関する文献調査及び地形判読調査を実施し、敷地に大きな影響を及ぼす可能性のある大規模な海底地すべり地形を抽出。

■ 海底地すべりに関する文献調査

→ 1.1.1章

・敷地周辺海域を対象として、海底地すべりに関する文献調査を実施し、既往文献により示されている海底地すべり地形を確認するとともに、既往事例から海底地すべり地形の特徴も確認した。

■ 海底地すべりに関する地形判読調査

→ 1.1.2章

・敷地周辺海域（敷地から半径約100kmを目安）を対象として、100mDEMおよび音波探査記録を用いて、既往文献により示されている海底地すべり地形も含めて地形判読調査を実施し、敷地に大きな影響を及ぼす可能性のある大規模な海底地すべり地形（約1億m³以上）を抽出。

検討対象とする海底地すべりの選定

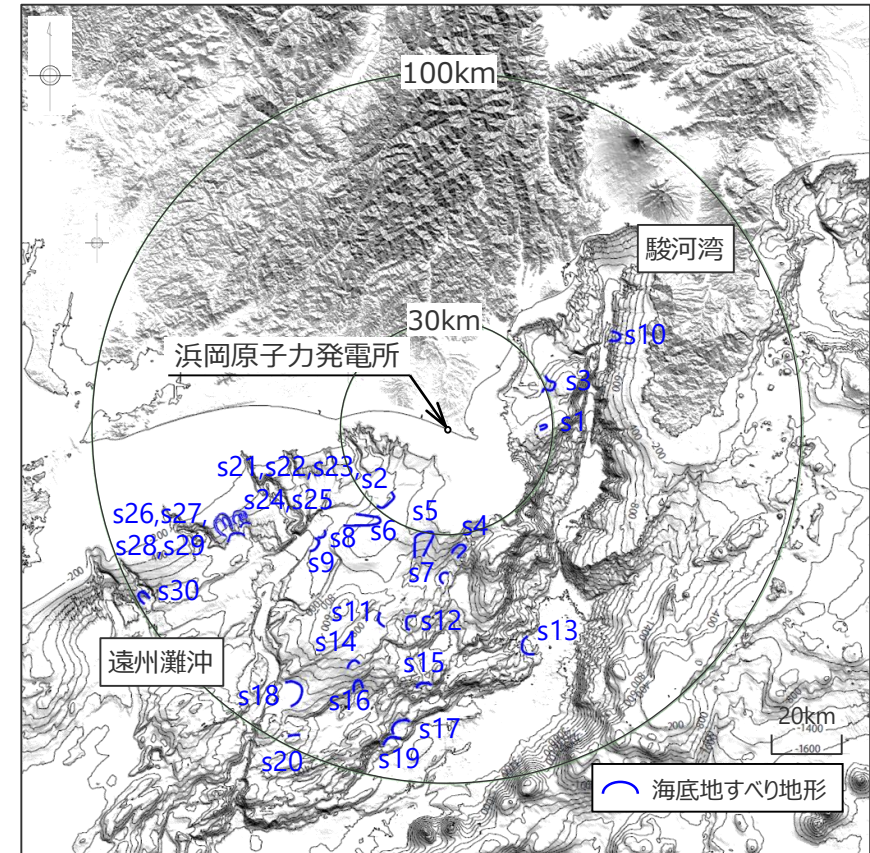
→1.2章

・抽出した海底地すべり地形から推定される海底地すべりについて、その津波の指向性を考慮し、地すべりを位置と地すべり方向を踏まえて分類したうえで、地すべり体の体積、敷地からの距離に基づき検討対象とする海底地すべりを選定。

海底地すべりの津波評価

→1.3章

- ・検討対象として選定した海底地すべりについて、100mDEM等を用いて現地地形から地すべり前の地形を復元して波源モデルを設定し、以下の複数の手法を用いて数値シミュレーションによる津波評価を実施。
 - ✓二層流モデルに基づく手法（Maeno and Imamura(2007)）
 - ✓Wattsほかの予測式に基づく手法（Watts et al.(2005)、Grilli and Watts(2005)）
- ・また、互いの地すべり地形の一部が平面的に重なっている複数の地すべりについて、地形判読の結果からはそれぞれの発生時期の間隔は短いものではないと考えられるが、複数の海底地すべりが一体となって移動すると仮定した場合の影響検討も実施。
- ・さらに、「ハワイの海底地すべり」の津波について、地すべり体積と津波水位の関係を用いて日本沿岸における津波水位を推定し、敷地への影響は小さいことも確認。



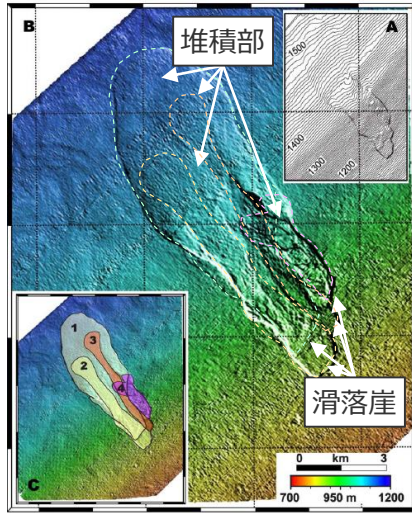
抽出した海底地すべり地形

目次

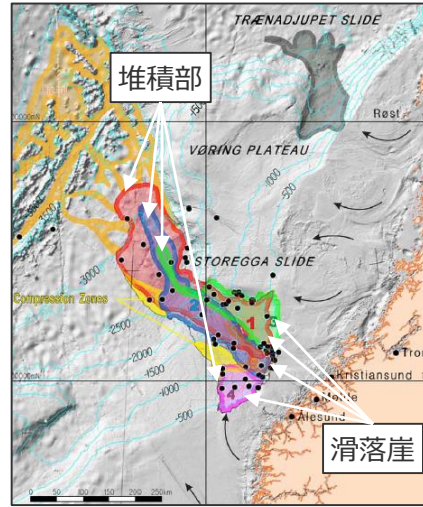
1	海底地すべりの津波評価	12
1.1	海底地すべりに関する調査	14
1.1.1	海底地すべりに関する文献調査	14
1.1.2	海底地すべりに関する地形判読調査	19
1.2	検討対象とする海底地すべりの選定	27
1.3	海底地すべりの津波評価	30
2	陸上地すべりの津波評価	64
3	火山現象の津波評価	69
3.1	原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	72
3.2	津波発生要因の規模に関する評価	83
3.2.1	個別火山の津波発生要因の規模に関する調査	83
3.2.2	伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	94
3.2.3	津波発生要因の規模に関する評価	107
3.3	火山現象の津波評価	111
4	地震以外の要因による津波のまとめ	134

1.1.1 海底地すべりに関する文献調査 海底地すべり地形の特徴

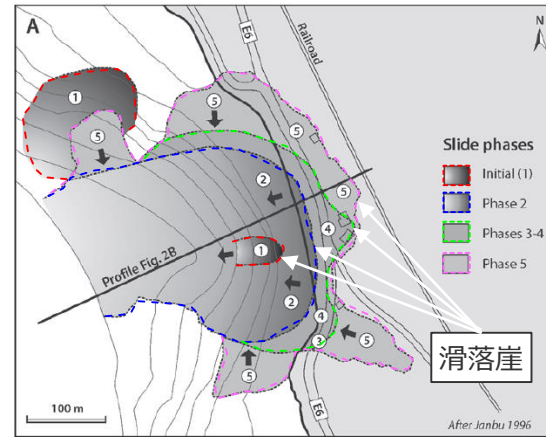
- 海底の地すべりは、地上の地すべりと比較して、その規模及び移動距離が大きく、発生場所は、堆積供給量の大きい陸棚域、陸棚斜面上部、海底谷、海底火山周辺で多くみられる。(池原(2005))
- 国内外の海底地すべりの既往事例からは、海底地すべり地形の特徴として、馬蹄形等の滑落崖と流出痕跡とみられる堆積部とが対をなしていることが挙げられる。(Canals et al.(2004)、山本(1991)等)



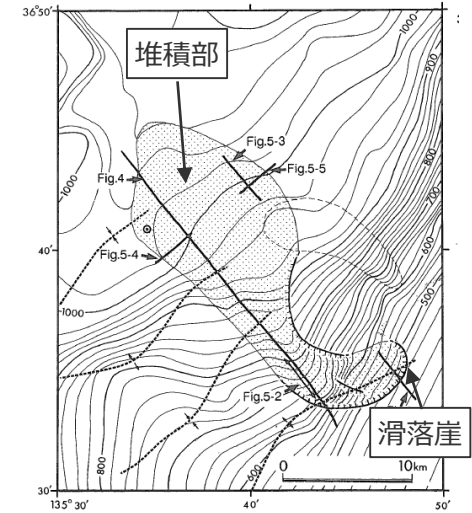
フェロー諸島付近の海底地すべり地形
(Canals et al.(2004)を基に作成)



ルウェー沖の海底地すべり地形
(Canals et al.(2004)を基に作成)



ルウェー・フィヨルドの海底地すべり地形
(Longva et al.(2003)を基に作成)



福井県沖の海底地すべり地形
(山本(1991)を基に作成)

発生場所	北大西洋フェロー諸島付近の大陸棚斜面	ルウェー沖の大陸棚斜面	ルウェー・フィヨルドの海岸付近	福井県沖の大陸棚斜面
形状	・馬蹄形の滑落崖及び耳たぶ状の堆積部	・馬蹄形の崩落崖及び耳たぶ状、扇形の堆積部	・馬蹄形の崩落崖及び耳たぶ状、扇形の堆積部	・馬蹄形の崩落崖及び舌状のマウンド
諸元	・長さ13km、幅3km、体積2億m ³	・長さ770km、幅115km、体積30,000億m ³ 以下	・長さ1km、幅0.5km、体積0.01億m ³	・長さ約28km、幅8km、体積14億m ³
地すべり数	・4か所	・4か所	・4か所	・1か所
発生要因	・地震	・地震	・気象条件及び人為的要因による間隙水圧の上昇	・斜面上部より速い堆積速度と背斜による斜面傾斜角の増大もしくは海水準変動に伴う堆積場の移動

池原(2005)

- 海底地すべりの特徴はまず、その規模が大きいことである。陸上の地すべりでは地すべり土塊の体積は大きいものでも数十km³程度であるのに対して、海底地すべりでは数千～数万km³のものもあり、移動距離も数十～数百kmに及ぶものもある。
- 海底地すべり・斜面崩壊はさまざまな環境で発生しているが、フィヨルド、河口三角州、河口などからの堆積供給量の大きい陸棚域、陸棚斜面上部、海底谷、海底火山周辺などで多くみられる。

Canals et al.(2004)

- 世界で最もよく研究されてきた海底地すべりを対象に、元データや最新知見に基づいて再評価した。
- 複数の滑落崖の存在は、複数回の地すべりフェーズを示し、各フェーズの時間間隔は数分～数千年と幅広い。一般的に、大陸棚の新しい海底地すべりは、複雑で複数回の挙動をし、1つの海底地すべりは、時間的・空間的に異なる地すべりに発展する。

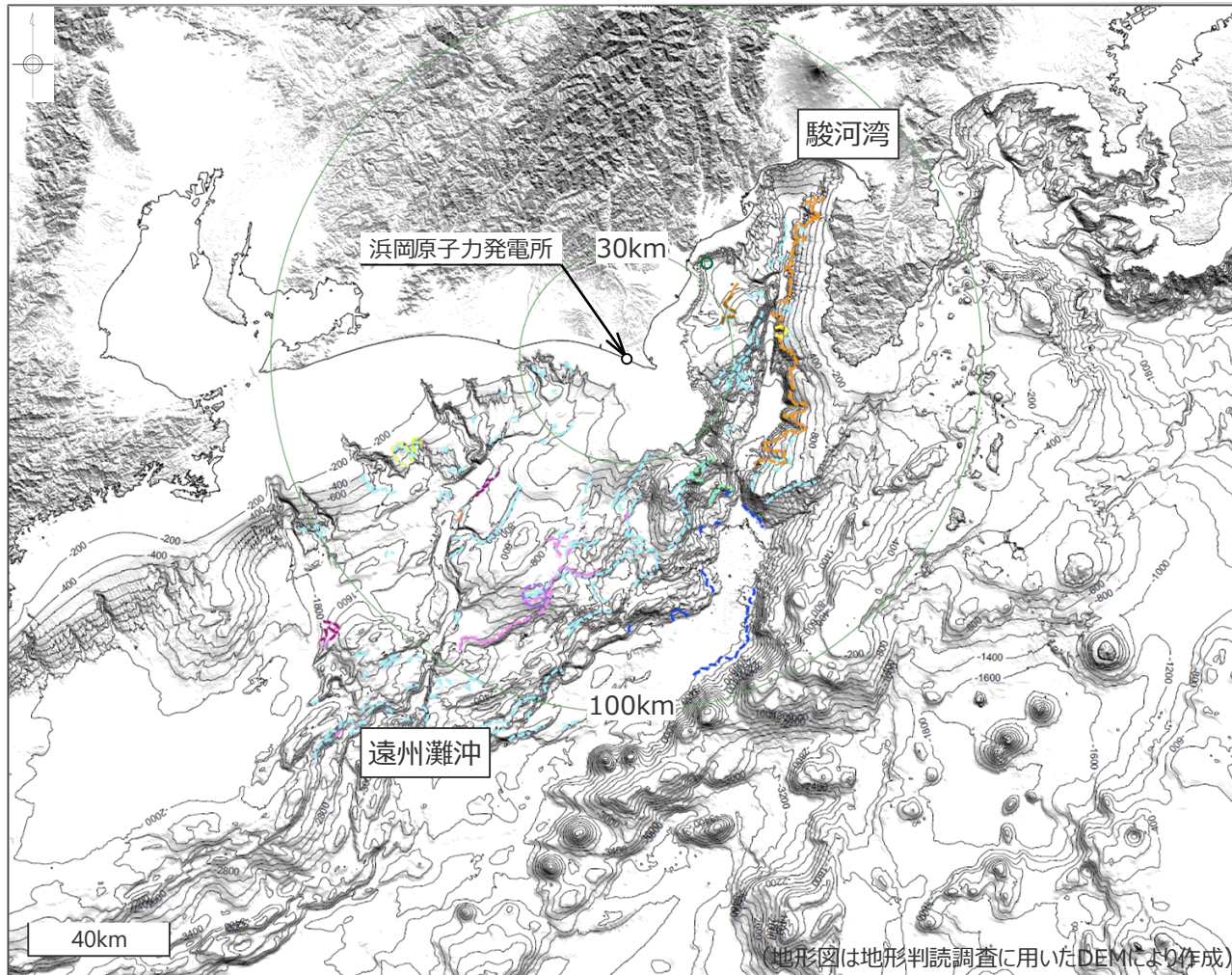
1.1.1 海底地すべりに関する文献調査 敷地周辺の海底地すべりに関する文献調査

■敷地周辺海域を対象として、海底地すべりに関する文献調査※1を実施した。

※1 主な科学技術系論文データベース等を対象（産総研Geolis、J-STAGE、CiNii、KAKEN、JAIRO）

■文献により示されている海底地すべり地形は以下のとおり。南海トラフの大陸棚斜面からトラフ底の領域において海底地すべり地形が示されている。なお、連続的な海底地すべり地形を示している文献については、断層運動や侵食作用による崖地形も含めて示していると考えられる。

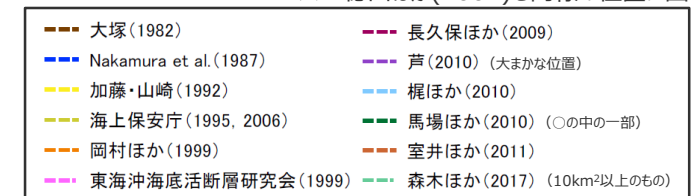
・既往文献により示されている海底地すべり地形の詳細については、補足説明資料4に示す。



既往文献により示されている海底地すべり地形

文献	手法	対象海域
① 大塚(1982)	・地形判読 ・音波探査記録	駿河湾
② Nakamura et al.(1987)	・音波探査記録	遠州灘沖
③ 加藤・山崎(1992)	・音波探査記録 ・潜水調査	駿河湾
④ 海上保安庁(1995,2006)	・地形判読 ・音波探査記録	遠州灘沖
⑤ 岡村ほか(1999)	・音波探査記録	駿河湾
⑥ 東海沖海底活断層研究会(1999) ※2	・音波探査記録	遠州灘沖
⑦ 長久保ほか(2009)	・地形判読 ・音波探査記録	遠州灘沖
⑧ 芦(2010)	・音波探査記録 ・潜水調査	遠州灘沖
⑨ 梶ほか(2010)	・地形判読	遠州灘沖 ～駿河湾
⑩ 馬場ほか(2010)	・地形判読 ・潜水調査	駿河湾
⑪ 室井ほか(2011)	・地形判読 ・音波探査記録	遠州灘沖
⑫ 森木ほか(2017)	・地形判読	遠州灘沖 ～駿河湾

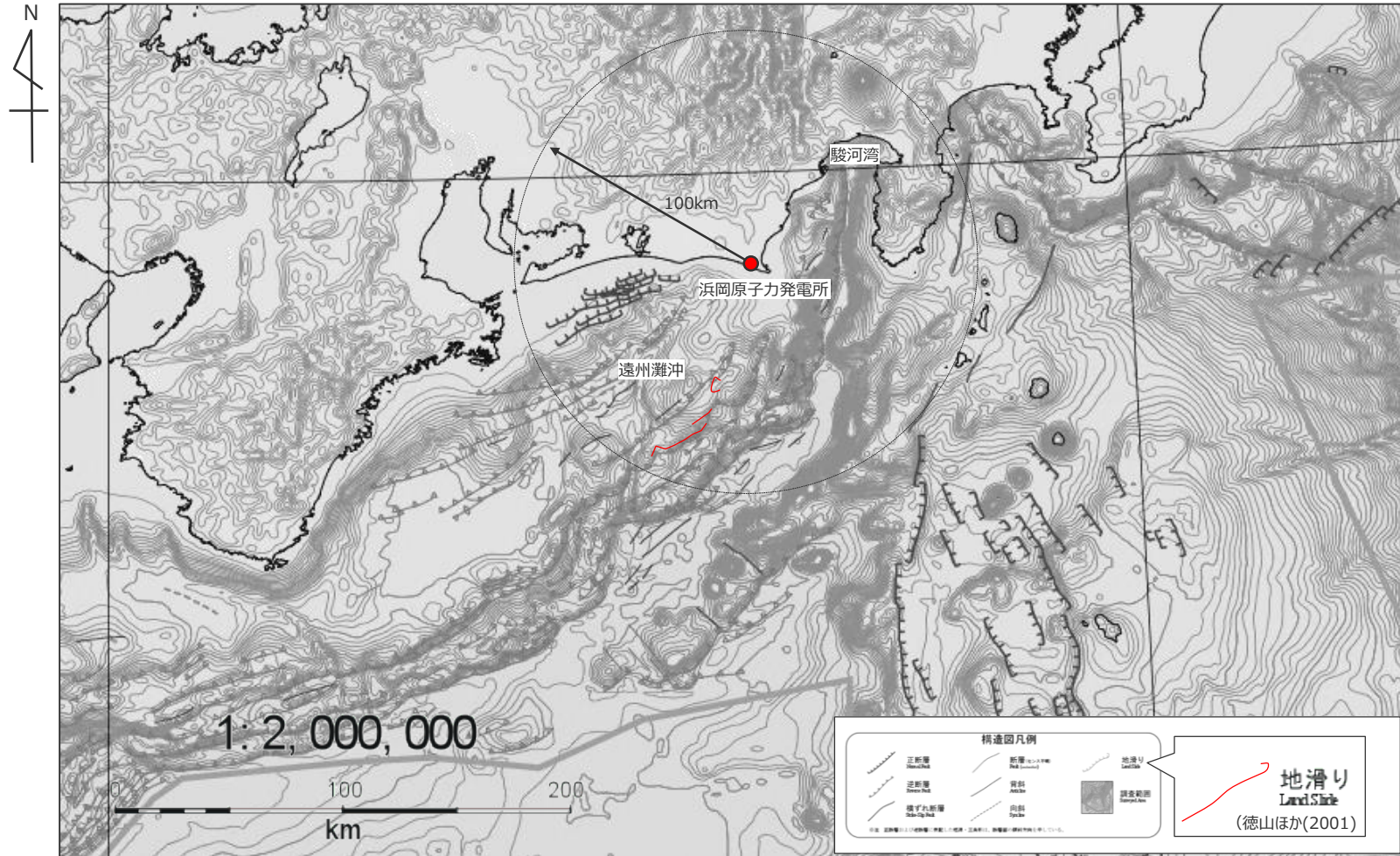
※2 徳山ほか(2001)も同様の位置に図示



1.1.1 海底地すべりに関する文献調査

敷地周辺の海底地すべりに関する文献調査

- 敷地遠方の海底地すべり地形について、日本周辺海域の広域の地質を地形判読および音波探査記録を用いて網羅的に調査した日本周辺海域の第四紀地質構造図(徳山ほか(2001))を示す。
- 敷地から100km以遠には、大規模な海底地すべり地形は示されていないことを確認した。



日本周辺海域の第四紀地質構造図 (徳山ほか(2001)を基に作成)

1.1.1 海底地すべりに関する文献調査 調査文献一覧

- 芦寿一郎（2010）「メタンハイドレード分解による海底地すべり」『月刊地球』号外，No.61，pp.64-70。
- 大塚謙一（1982）「駿河湾石花海北堆西斜面の海底地すべり」『静岡大学地球科学研究報告』No.7，pp.87-95。
- 岡村行信，湯浅真人，倉本真一，石原丈実，上嶋正人，駒沢正夫（1999）「20万分の1 駿河湾海底地質図及び説明書」『海洋地質図』No.52，地質調査所。
- 海上保安庁水路部（1995）「遠州灘沖（渥美半島沖）の海底地形と地質構造 Submarine topography and geological structure off the Ensyu-nada ~off Atsumi Peninsula」『地震予知連絡会会報』第53号，No.5-13，pp.514-519。
- 海上保安庁海洋情報部（2006）「遠州灘（渥美半島沖）の海底変動地形 Submarine tectonic landform at Enshu Nada (off Atsumi Peninsula)」『地震予知連絡会会報』第76号，No.7-6，pp.484-489。
- 梶塚，中田高，渡辺満久，鈴木康弘，後藤秀昭，徳山英一，隈元崇，佐竹健治，加藤幸弘，西澤あずさ，泉紀明，伊藤弘志，渡邊奈保子，植木俊明（2010）「詳細海底地形図に基づく南海トラフ域の海底地すべり分布とその特徴－南海トラフから天竜海底谷にかけての例－」『月刊地球』号外，No.61，pp.49-55。
- 加藤茂・山崎晴雄（1992）「潜水船調査による駿河トラフ南部の地回り地形」『しんかいシンポジウム報告書』第8回，pp.171-175。
- 東海沖海底活断層研究会編（1999）『東海沖の海底活断層』東京大学出版会。
- 徳山英一，本座栄一，木村政昭，倉本真一，芦寿一郎，岡村行信，荒戸裕之，伊藤康人，徐垣，日野亮太，野原壯，阿部寛信，坂井真一，向山建二郎（2001）「日本周辺海域の中新世最末期以降の構造発達史付図 日本周辺海域の第四紀地質構造図」『海洋調査技術』第13巻，第1号，海洋調査技術学会。
- 長久保定雄，小林稔明，佐伯龍男，下田直之，藤井哲哉，野口聡（2009）「東部南海トラフのメタンハイドレート層とメタン湧出を伴う海底面現象の関係」『地学雑誌』Vol.118，No.5，pp.835-853。
- 馬場俊孝，柏瀬憲彦，百留忠洋，松本浩幸，金田義行，佐野守（2010）「AUVうらしまによる焼津沖海底地すべりの微地形調査」『日本地質学会第117年学術大会講演要旨』。
- 室井翔太，隈元崇，中田高，後藤秀昭（2011）「詳細DEM 画像判読による南海トラフ沿いの海底地すべりと変動地形」『シンポジウム「2011年東北地方太平洋沖地震に伴う内陸活断層の挙動と地震活動・地殻変動」及び日本活断層学会2011年度秋季学術大会 講演予稿集』日本活断層学会，pp.48-49。
- 森木ひかる，隈元崇，中田高，後藤秀昭，泉紀明，西澤あずさ（2017）「アナグリフ画像による日本周辺の海底地すべりの判読と分布特性の検討」『海洋情報部研究報告』海上保安庁，第54号，pp.1-16。
- Nakamura, Kazuaki, Vincent Renard, Jacques Angelier, Jacques Azema, Jacques Bourgois, Christine Deplus, Kantaro Fujioka, Yozo Hamano, Philippe Huchon, Hajimu Kinoshita, Pierre Labaume, Yujiro Ogawa, Tetsuzo Seno, Akira Takeuchi, Manabu Tanahashi, Akinori Uchiyama, Jean-Louis Vignerresse(1987), "Oblique and near collision subduction, Sagami and Suruga Troughs - preliminary results of the French-Japanese 1984 Kaiko cruise, Leg 2", Earth and Planetary Science Letters, Vol.83, pp.229-242.

目次

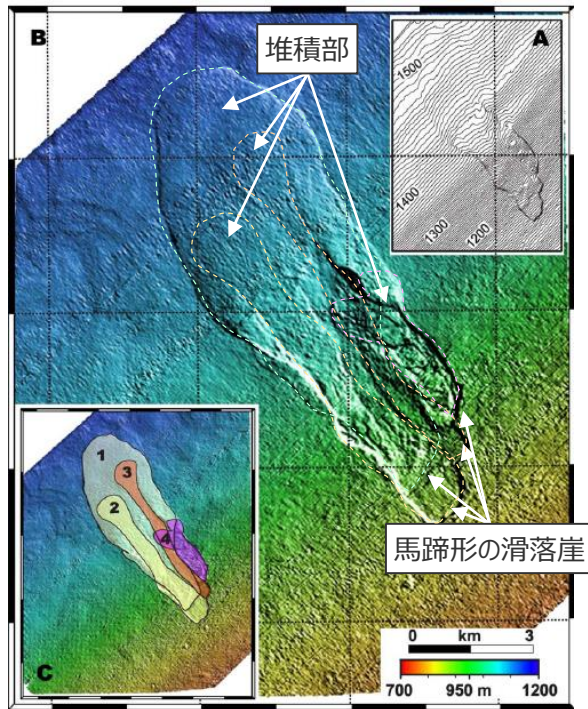
1	海底地すべりの津波評価	12
1.1	海底地すべりに関する調査	14
1.1.1	海底地すべりに関する文献調査	14
1.1.2	海底地すべりに関する地形判読調査	19
1.2	検討対象とする海底地すべりの選定	27
1.3	海底地すべりの津波評価	30
2	陸上地すべりの津波評価	64
3	火山現象の津波評価	69
3.1	原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	72
3.2	津波発生要因の規模に関する評価	83
3.2.1	個別火山の津波発生要因の規模に関する調査	83
3.2.2	伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	94
3.2.3	津波発生要因の規模に関する評価	107
3.3	火山現象の津波評価	111
4	地震以外の要因による津波のまとめ	134

1.1.2 海底地すべりに関する地形判読調査 地形判読調査の方針

- 敷地周辺海域（敷地から半径約100kmを目安）を対象として、既往文献により示されている海底地すべり地形も含めて、100mDEMおよび音波探査記録を用いた地形判読調査を実施した。
敷地に大きな影響を及ぼす可能性のある大規模な海底地すべり地形（約1億m³以上）を抽出した。
- 抽出にあたっては、海底地すべり地形の特徴を踏まえて、以下の着目点に留意した。

海底地すべり地形抽出の着目点

- ・海底地すべり地形は、滑落崖とその基部にある堆積部が対をなす。複数の地すべりにより複合的に地形が形成されている場合もある。
- ・陸上の地すべりに比べて、大規模、かつ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。）



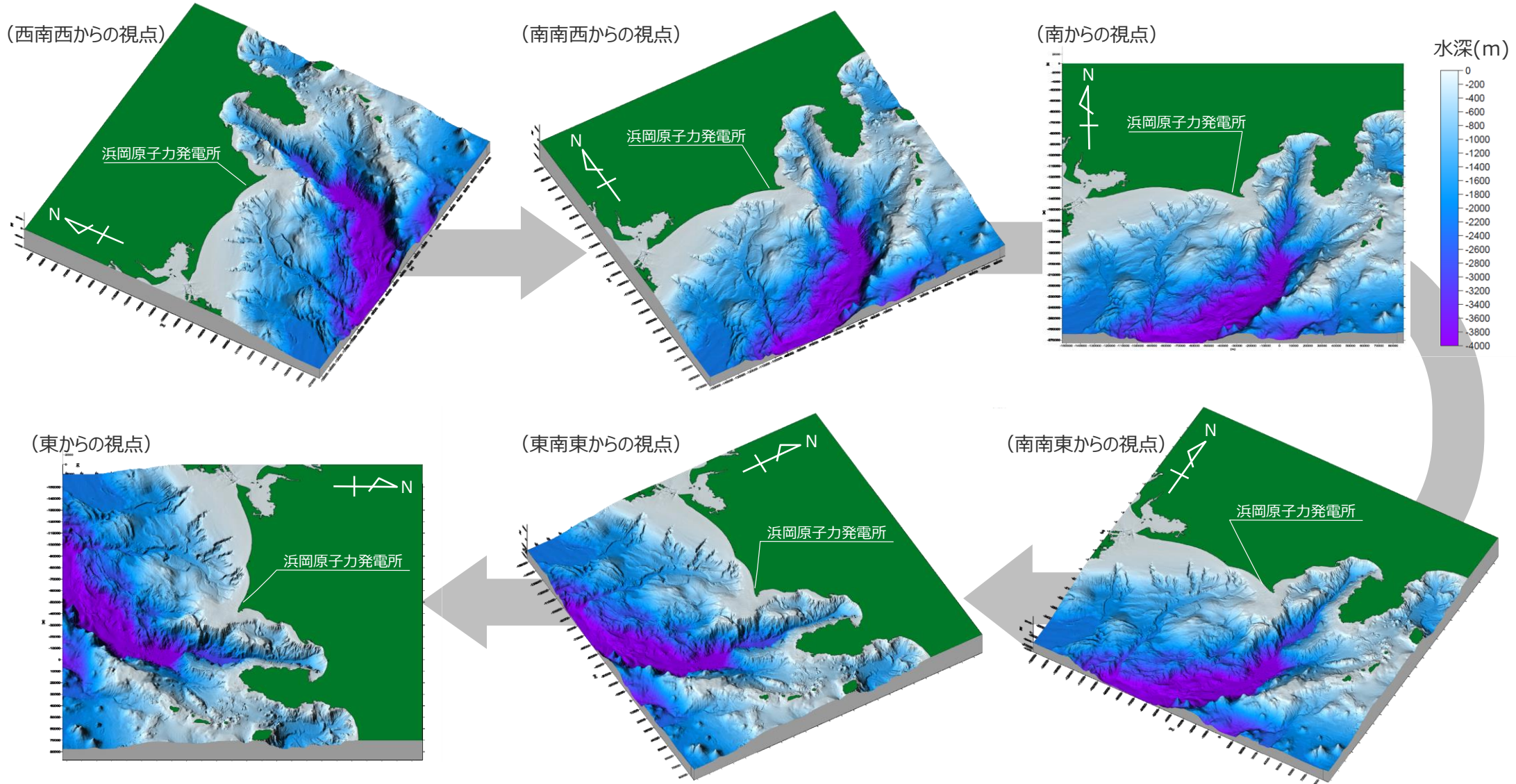
(Canals et al.(2004)を基に作成)

海底地すべり地形の事例
(フェロー諸島付近の海底地すべり地形)

滑落崖	<ul style="list-style-type: none"> ・馬蹄形、半円形、D字形の平面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。また、地すべり土塊塊で側方にも連続することがある。
堆積部	<ul style="list-style-type: none"> ・滑落崖の基部にある扇状地状あるいは舌状の高まり。 ・分離丘や凸地形。 ・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。

1.1.2 海底地すべりに関する地形判読調査 地形判読調査に用いたDEM

■ 地形判読調査に用いた100mDEMによる鯨瞰図の例を以下に示す。(なお、鯨瞰図の拡大図およびDEMにより作成したアナグリフ画像については、補足説明資料2に記載)

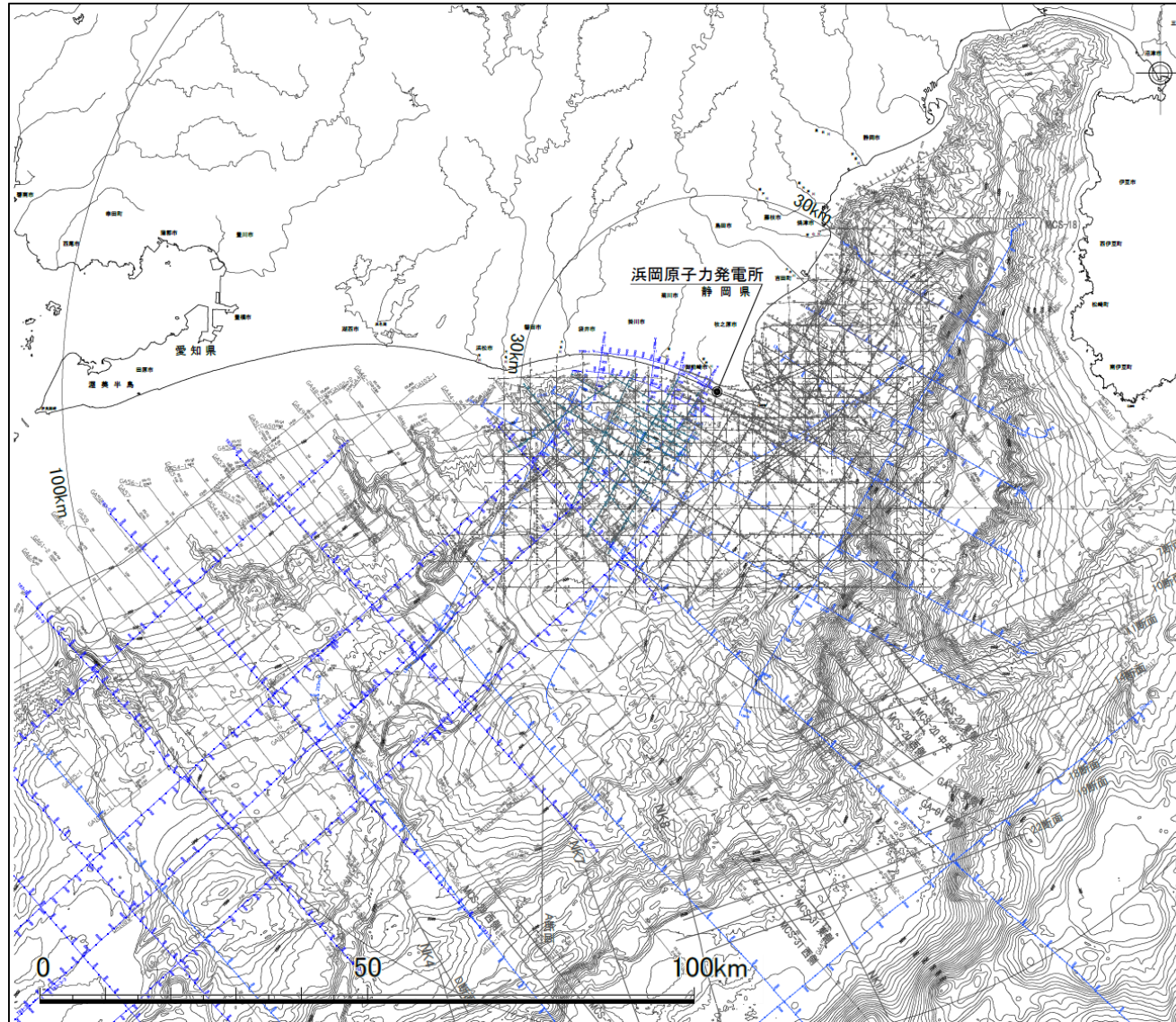


敷地周辺海域の鯨瞰図

・DEMは、海上保安庁、日本海洋データセンター、日本水路協会の提供データを基に作成

1.1.2 海底地すべりに関する地形判読調査 地形判読調査に用いた音波探査記録

■ 敷地周辺海域の音波探査測線は以下のとおり。



凡例

- シングルチャンネル・スパーカー音波探査測線
No.0~No.402 (中部電力株による,1985,1986年調査)
- マルチチャンネル・エアガン音波探査測線
No.0M~No.503M (中部電力株による,1994年調査)
- マルチチャンネル・G.Iガン音波探査測線
A1~A104 (中部電力株による,2008~2009年調査)
- マルチチャンネル・G.Iガン音波探査測線
G1~G104 (中部電力株による,2009年調査)
- マルチチャンネル・ブーマー音波探査測線
B1~B104 (中部電力株による,2009年調査)
- マルチチャンネル・G.Iガン音波探査測線
G97~G1, G105~G109, G503~G512 (中部電力株による,2014年調査)
- マルチチャンネル・ブーマー音波探査測線
B201~B404 (中部電力株による,2014年調査)
- マルチチャンネル・エアガン音波探査測線 (大深度探査)
Line1~Line10 (中部電力株による,2008年調査)
- マルチチャンネル音波探査測線 (陸上反射)
P1A~P1C,P2,P3 (中部電力株による)
- マルチチャンネル・エアガン音波探査測線
LINE-B (海上保安庁による)
- シングルチャンネル・G.Iガン音波探査測線
GA (地質調査所による)
- マルチチャンネル音波探査測線 (陸上反射及びベイケーブル)
ST99 (石油公団による)
- マルチチャンネル・エアガン音波探査測線
TA83 (石油公団による)

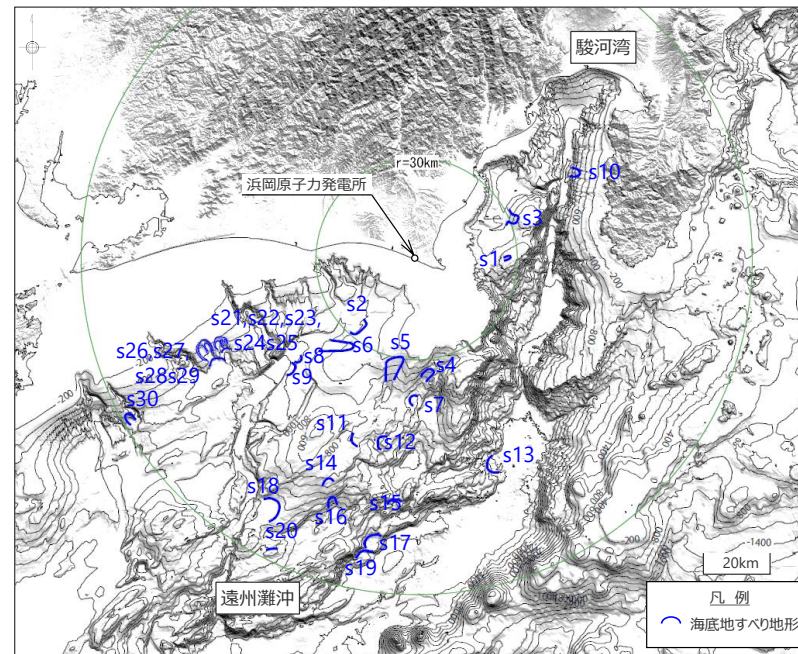
敷地周辺海域の測線図

1.1.2 海底地すべりに関する地形判読調査 地形判読調査結果

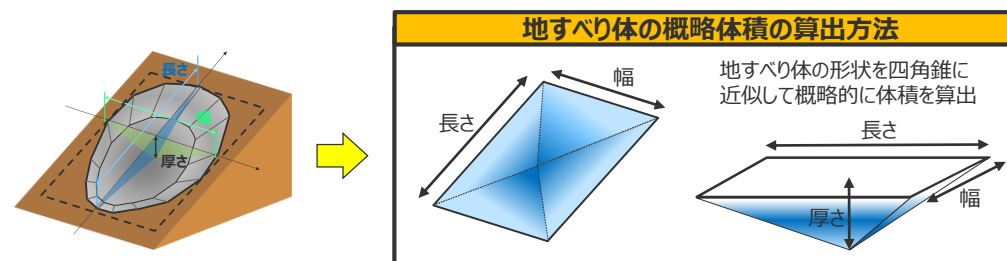
- 敷地周辺海域を対象として、100mDEMおよび音波探査記録を用いて、既往文献により示されている海底地すべり地形も含めて地形判読調査を実施し、敷地に大きな影響を及ぼす可能性のある大規模な海底地すべり地形（約1億m³以上）を抽出した。
- 海底地すべり地形を抽出した各地点の地形判読調査結果を以下に示す。（詳細は補足説明資料3）

地形判読調査により抽出した敷地周辺海域の海底地すべり地形

地点名	地すべり体の概略体積 (億m ³)	備考
s1	1	<当社判読>
s2	15	梶ほか(2010)
s3	5	大塚(1982)、岡村ほか(1999)、梶ほか(2010)
s4	4	梶ほか(2010)
s5	10	梶ほか(2010)
s6	7	<当社判読>
s7	5	梶ほか(2010)、東海沖海底活断層研究会(1999)
s8	3	<当社判読>
s9	4	梶ほか(2010)、長久保ほか(2009)
s10	11	岡村ほか(1999)
s11	8	梶ほか(2010)、東海沖海底活断層研究会(1999)
s12	20	梶ほか(2010)
s13	41	Nakamura et al.(1987)
s14	12	芦(2010)、東海沖海底活断層研究会(1999)
s15	5	梶ほか(2010)
s16	5	東海沖海底活断層研究会(1999)
s17	58	<当社判読>
s18	26	<当社判読>
s19	32	<当社判読>
s20	10	<当社判読>
s21	11	海上保安庁(1995, 2006)、梶ほか(2010)
s22	12	<当社判読>
s23	7	海上保安庁(1995, 2006)、梶ほか(2010)
s24	1	<当社判読>
s25	1	<当社判読>
s26	32	海上保安庁(1995, 2006)、梶ほか(2010)
s27	11	海上保安庁(1995, 2006)、梶ほか(2010)
s28	7	海上保安庁(1995, 2006)、梶ほか(2010)
s29	1	<当社判読>
s30	4	梶ほか(2010)



地形判読調査により抽出した海底地すべり地形の位置図



■ 地すべり体の概略体積 = (長さ×幅×厚さ)×1/3

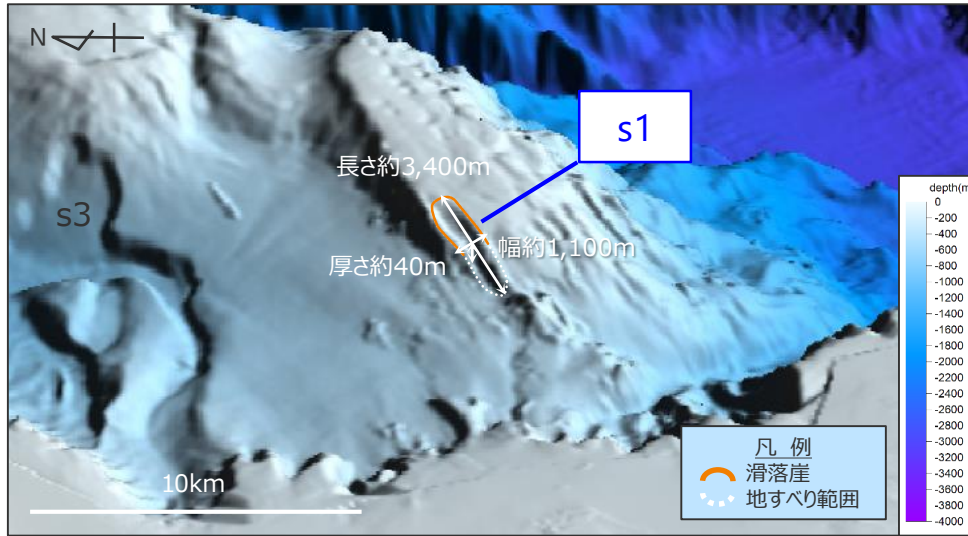
- ・長さ、幅、厚さ、比高：地形判読に基づく概略値
- ・斜面勾配：比高・長さより算出

・既往文献により示されている海底地すべり地形の詳細については、補足説明資料4に示す。

1.1.2 海底地すべりに関する地形判読調査 地形判読調査結果 (s1地点の海底地すべり地形の事例)

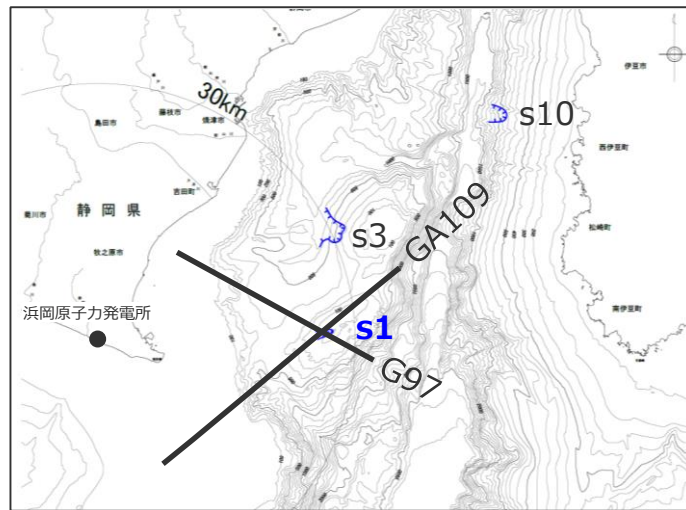
■ 100mDEMおよび音波探査記録を用いた地形判読調査の結果、駿河湾の海盆内にs1地点の海底地すべり地形を抽出した。

・その他地点の調査結果は補足説明資料3に示す。

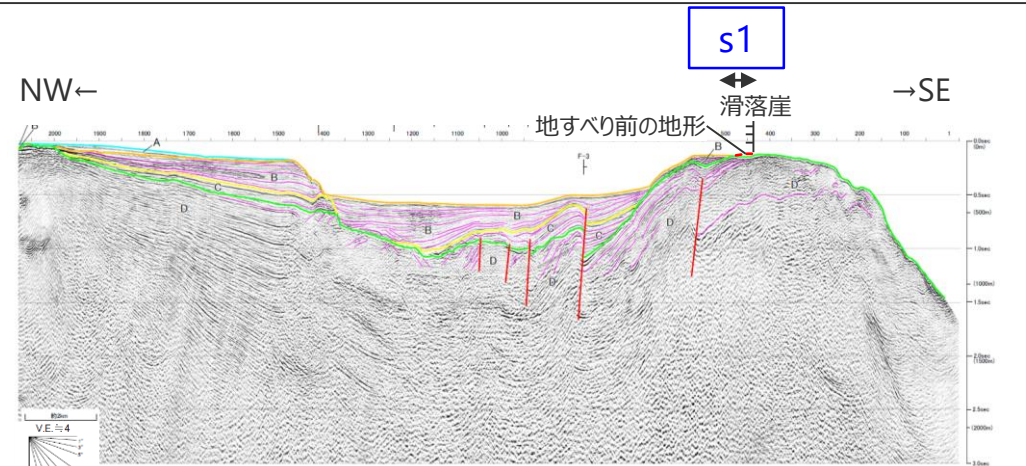


DEMより作成した鯨瞰図

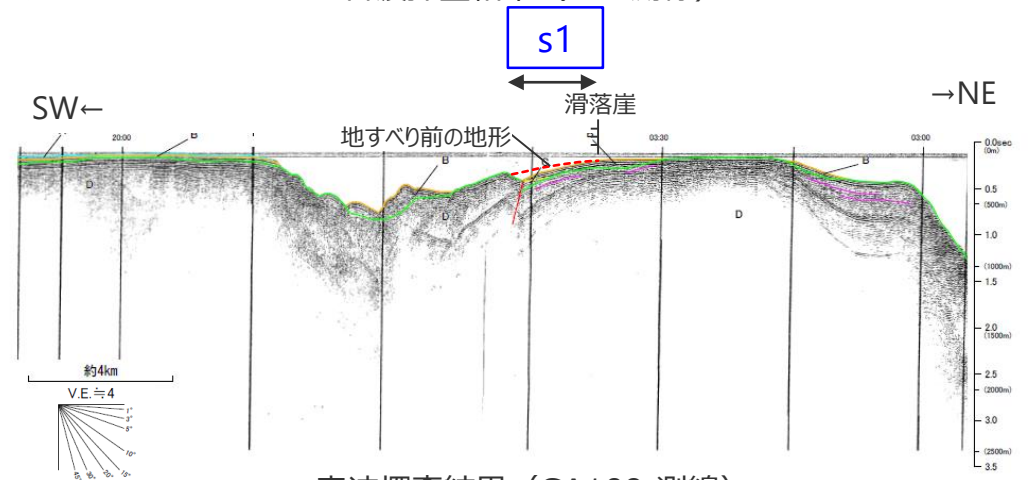
(縦横比1:5)



測線図



音波探査結果 (G97測線)



音波探査結果 (GA109 測線)

・地すべり前の地形は概略のもの

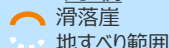
海底地すべり地形の概略諸元

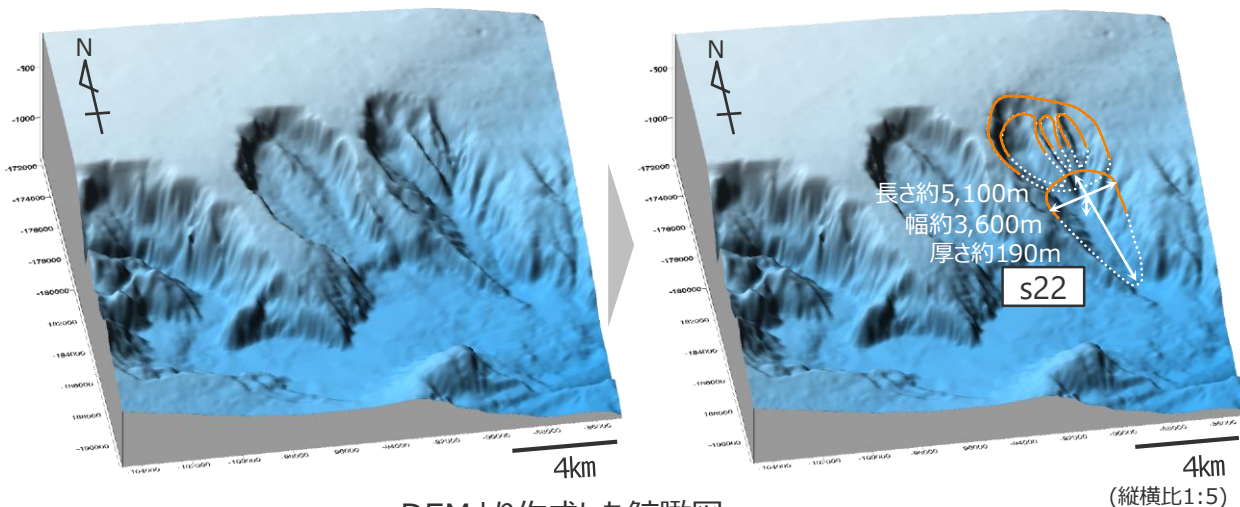
地点	長さ	幅	厚さ	地すべり体の概略体積	比高	斜面勾配
s1	約3,400m	約1,100m	約40m	約1億m ³	約230m	約4°

1.1.2 海底地すべりに関する地形判読調査 地形判読調査結果 (s22地点の海底地すべり地形の事例)

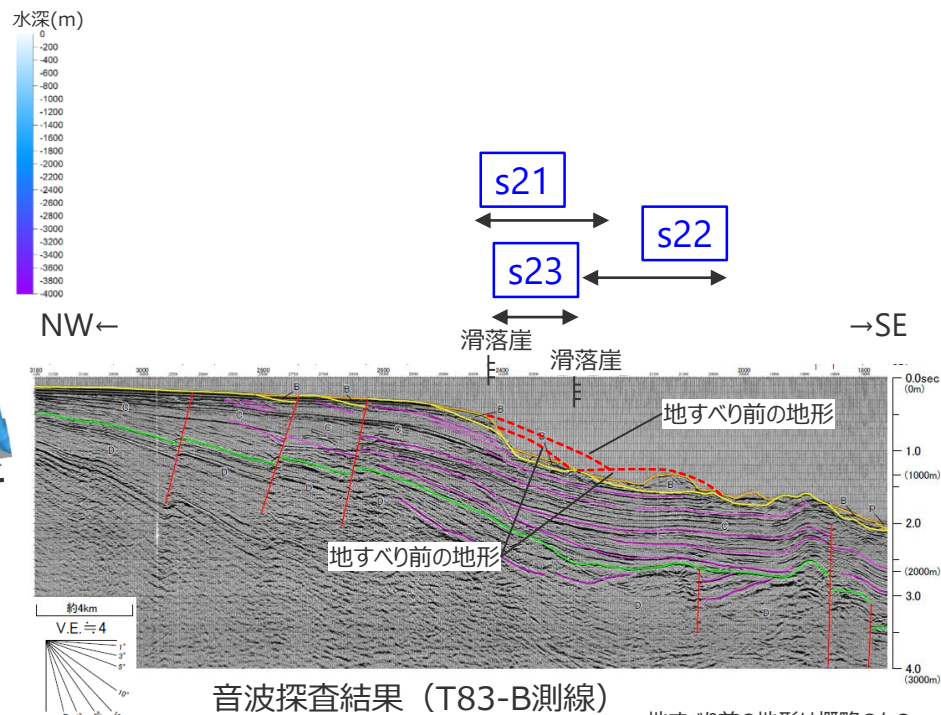
■ 100mDEMおよび音波探査記録を用いた地形判読調査の結果、遠州灘沖の大陸棚斜面にs22地点の海底地すべり地形を抽出した。

・その他地点の調査結果は補足説明資料3に示す。

凡例

 滑落崖
 地すべり範囲

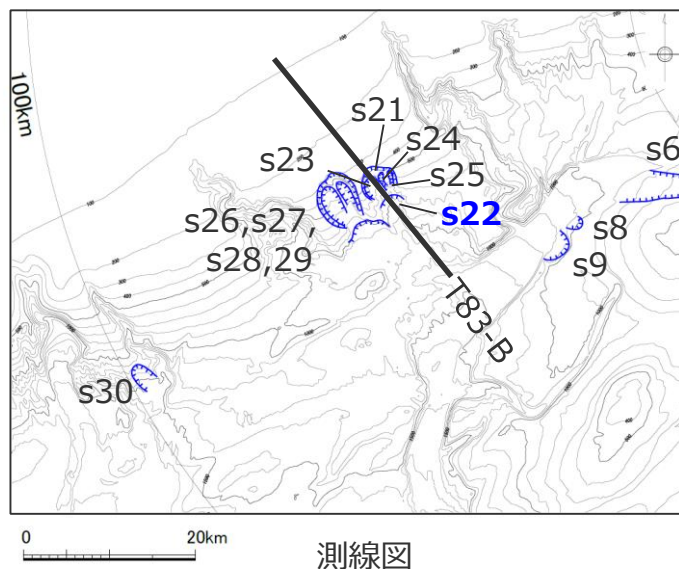


DEMより作成した鯨瞰図



音波探査結果 (T83-B測線)

・地すべり前の地形は概略のもの



測線図

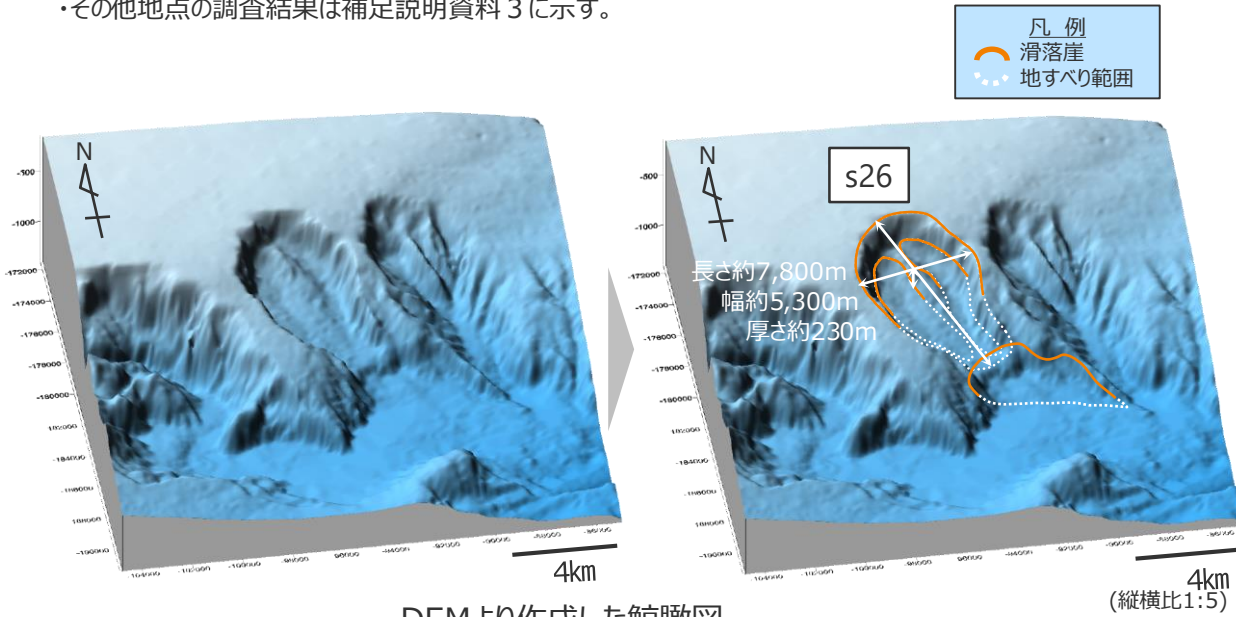
海底地すべり地形の概略諸元

地点	長さ	幅	厚さ	地すべり体の概略体積	比高	斜面勾配
s22	約5,100m	約3,600m	約190m	約12億m ³	約420m	約5°

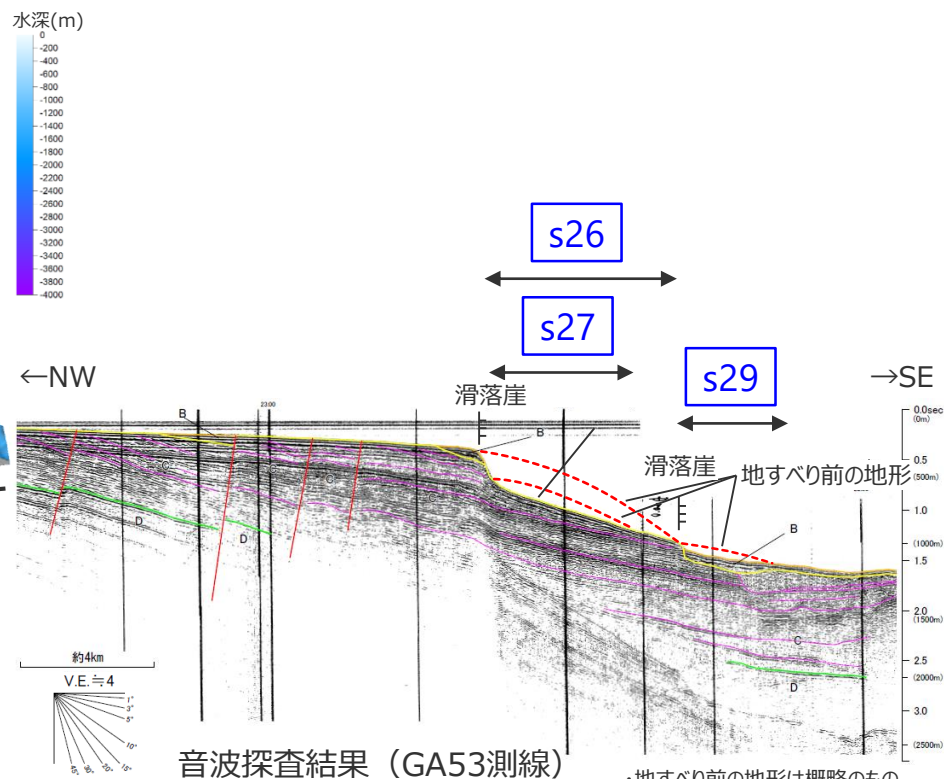
1.1.2 海底地すべりに関する地形判読調査 地形判読調査結果 (s26地点の海底地すべり地形の事例)

■ 100mDEMおよび音波探査記録を用いた地形判読調査の結果、遠州灘沖の大陸棚斜面にs26地点の海底地すべり地形を抽出した。

・その他地点の調査結果は補足説明資料3に示す。

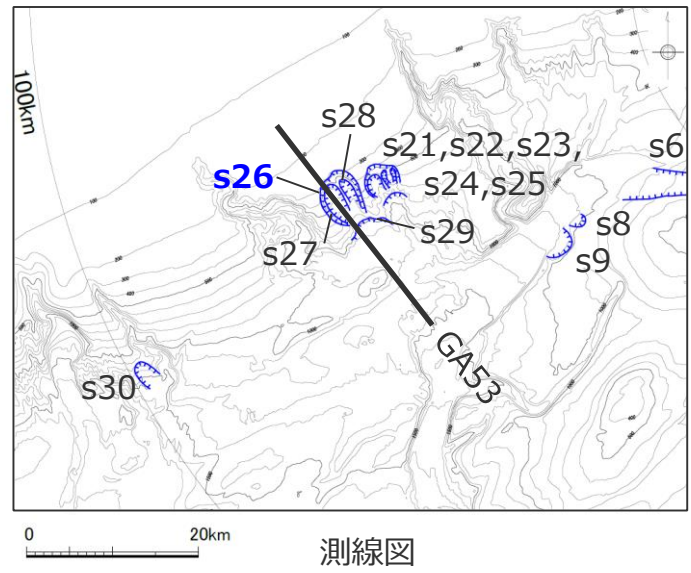


DEMより作成した鯨瞰図



音波探査結果 (GA53測線)

・地すべり前の地形は概略のもの



測線図

海底地すべり地形の概略諸元

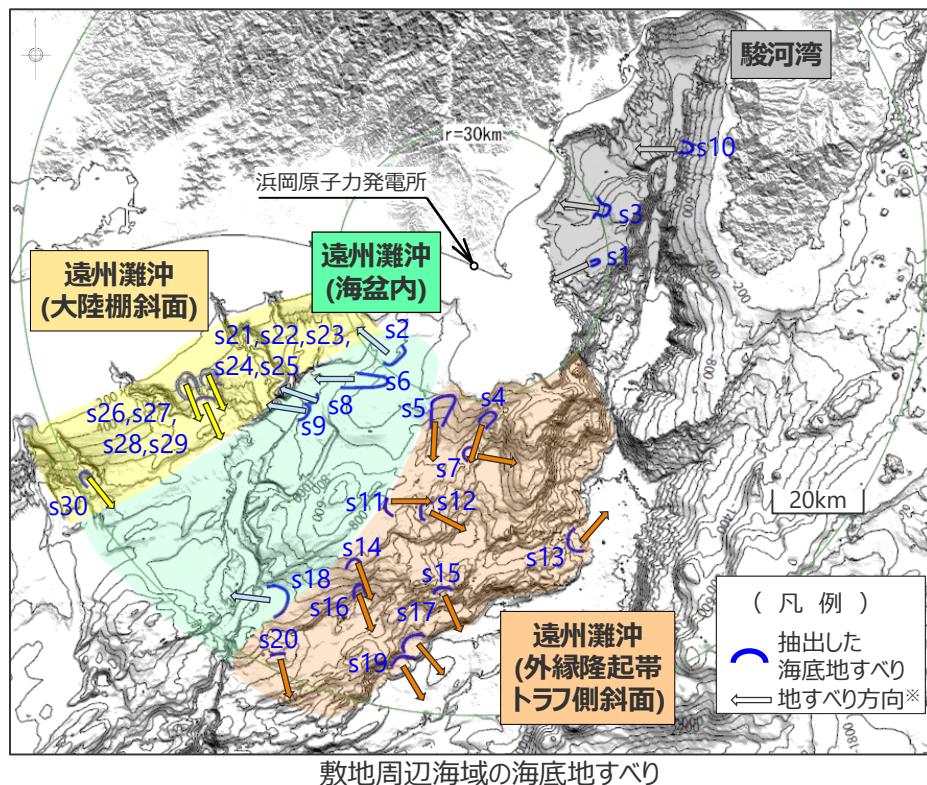
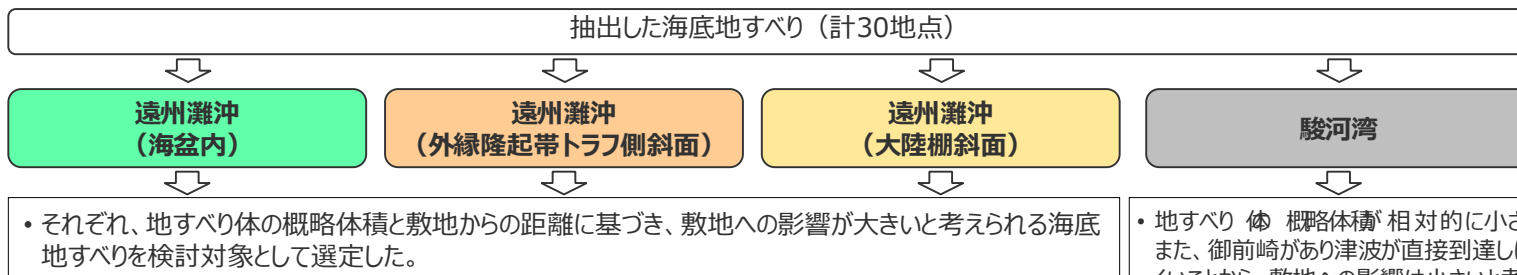
地点	長さ	幅	厚さ	地すべり体の概略体積	比高	斜面勾配
s26	約7,800m	約5,300m	約230m	約32億m ³	約750m	約6°

目次

1	海底地すべりの津波評価	12
1.1	海底地すべりに関する調査	14
1.1.1	海底地すべりに関する文献調査	14
1.1.2	海底地すべりに関する地形判読調査	19
1.2	検討対象とする海底地すべりの選定	27
1.3	海底地すべりの津波評価	30
2	陸上地すべりの津波評価	64
3	火山現象の津波評価	69
3.1	原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	72
3.2	津波発生要因の規模に関する評価	83
3.2.1	個別火山の津波発生要因の規模に関する調査	83
3.2.2	伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	94
3.2.3	津波発生要因の規模に関する評価	107
3.3	火山現象の津波評価	111
4	地震以外の要因による津波のまとめ	134

1.2 検討対象とする海底地すべりの選定 検討対象とする海底地すべりの選定の方針

■抽出した海底地すべり地形から推定される海底地すべりについて、その津波の指向性を考慮し、海底地すべりの位置および地すべり方向を踏まえて「遠州灘沖(海盆内)」、「遠州灘沖(外縁隆起帯トラフ側斜面)」、「遠州灘沖(大陸棚斜面)」、「駿河湾」に分けたうえで、それぞれ地すべり体の概略体積、敷地からの距離に基づき検討対象とする海底地すべりを選定した。

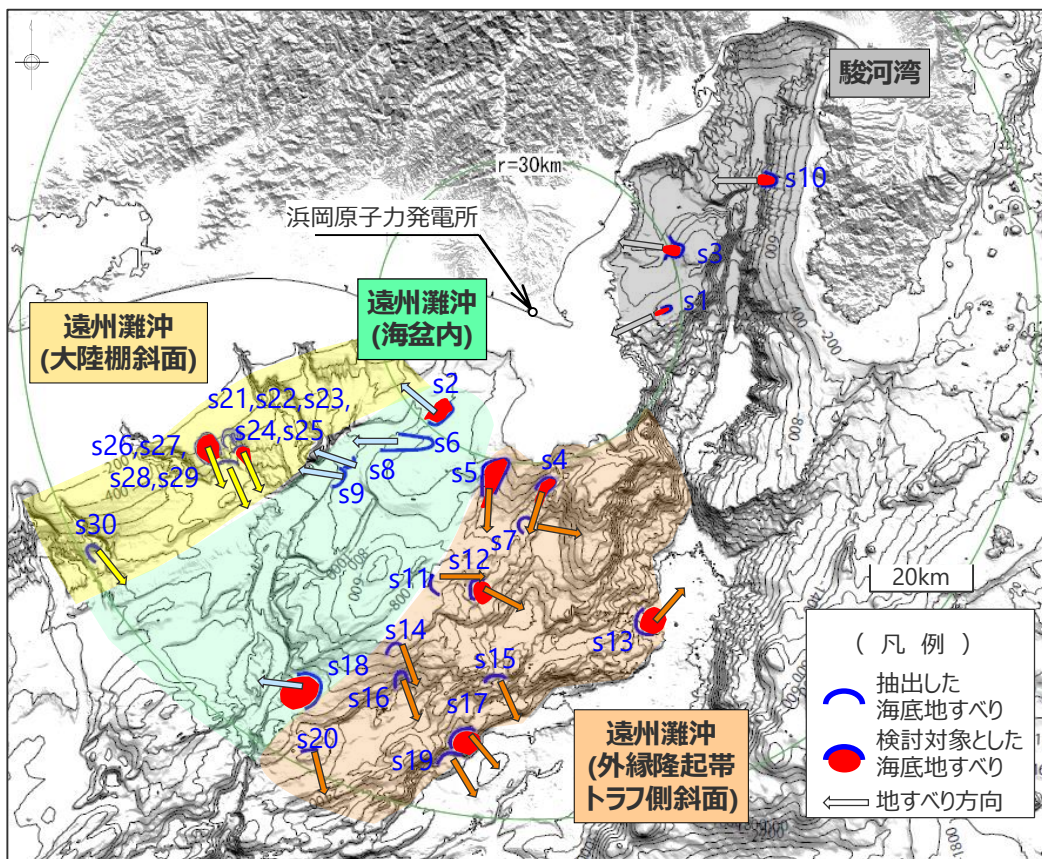


地点名		地すべり体の概略体積 (億m ³)	敷地からの距離 (km)	
遠州灘沖	遠州灘沖 (海盆内)	s2	27	
		s6	38	
		s8	46	
		s9	50	
		s18	87	
	遠州灘沖 (外縁隆起帯トラフ側斜面)	s4	35	
		s5	35	
		s7	42	
		s11	55	
		s12	56	
		s13	64	
		s14	72	
		s15	74	
		s16	77	
		s17	86	
		s19	91	
		s20	97	
		遠州灘沖 (大陸棚斜面)	s21	63
			s22	63
			s23	64
s24	63			
s25	62			
s26	68			
s27	71			
s28	67			
s29	65			
s30	99			
駿河湾	駿河湾	s1	25	
		s3	31	
		s10	52	

1.2 検討対象とする海底地すべりの選定 検討対象とする海底地すべりの選定結果

■ 検討対象とする海底地すべりの選定結果および選定理由は以下のとおり。
遠州灘沖（海盆内、外縁隆起帯トラフ側斜面、大陸棚斜面）および駿河湾から、12地点の海底地すべりを検討対象として選定した。

検討対象とする海底地すべりの選定結果および選定理由
(赤字: 検討対象とする海底地すべり地点)



検討対象とする海底地すべりの選定結果

地点名	地すべり体の概略体積 (億m ³)	敷地からの距離(km)	選定理由	
遠州灘沖 (海盆内)	s2	15	27 遠州灘沖(海盆内)の中で最も敷地に近い	
	s6	7	38 -	
	s8	3	46 -	
	s9	4	50 -	
	s18	26	87 s2地点よりも、敷地から遠いが、体積が大きい	
	遠州灘沖 (外縁隆起帯トラフ側斜面)	s4	4	35 遠州灘沖(外縁隆起帯トラフ側斜面)の中で最も敷地に近い
		s5	10	35 遠州灘沖(外縁隆起帯トラフ側斜面)の中で最も敷地に近い
		s7	5	42 -
		s11	8	55 -
		s12	20	56 s5地点よりも、敷地から遠いが、体積が大きい
s13		41	64 s12地点よりも、敷地から遠いが、体積が大きい	
s14		12	72 -	
s15		5	74 -	
s16		5	77 -	
s17		58	86 s13地点よりも、敷地から遠いが、体積が大きい	
遠州灘沖 (大陸棚斜面)	s19	32	91 -	
	s20	10	97 -	
	s21	11	63 -	
	s22	12	63 遠州灘沖(大陸棚斜面)の中で敷地に近く、体積が大きい	
	s23	7	64 -	
	s24	1	63 -	
	s25	1	62 -	
	s26	32	68 s22地点よりも、敷地から遠いが、体積が大きい	
	s27	11	71 -	
	s28	7	67 -	
駿河湾	s1	1	25 駿河湾の中で最も敷地に近い	
	s3	5	31 s1地点よりも、敷地から遠いが、体積が大きい	
	s10	11	52 s3地点よりも、敷地から遠いが、体積が大きい	

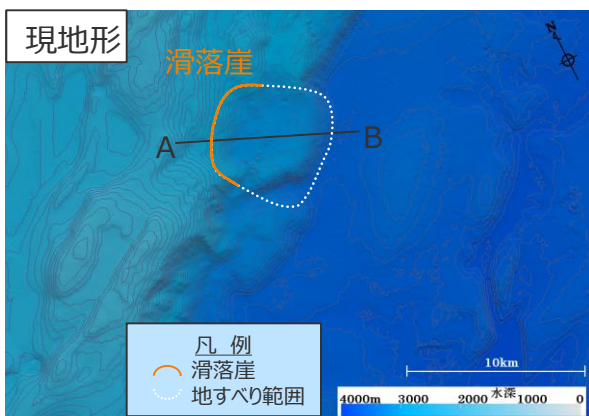
・なお、検討対象外とした遠州灘沖の海底地すべりは、検討対象として選定した海底地すべりのいずれかと比較して、地すべり方向が共通しており、体積が小さく敷地からの距離が同じか遠いものとなっている。

目次

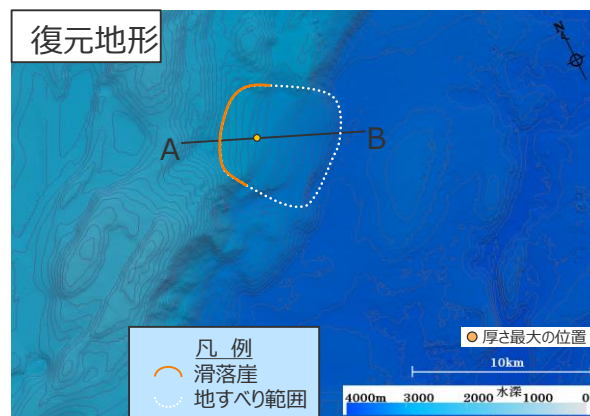
1	海底地すべりの津波評価	12
1.1	海底地すべりに関する調査	14
1.1.1	海底地すべりに関する文献調査	14
1.1.2	海底地すべりに関する地形判読調査	19
1.2	検討対象とする海底地すべりの選定	27
1.3	海底地すべりの津波評価	30
2	陸上地すべりの津波評価	64
3	火山現象の津波評価	69
3.1	原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	72
3.2	津波発生要因の規模に関する評価	83
3.2.1	個別火山の津波発生要因の規模に関する調査	83
3.2.2	伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	94
3.2.3	津波発生要因の規模に関する評価	107
3.3	火山現象の津波評価	111
4	地震以外の要因による津波のまとめ	134

1.3 海底地すべりの津波評価 波源モデルの設定

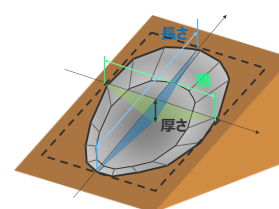
- 検討対象として選定した海底地すべりについて、地すべり前の地形を復元し、数値シミュレーション用の波源モデルを設定した。
- 海底地すべりの復元方法は以下のとおり。
 - ・抽出された海底地すべり地形について、100mDEMおよび音波探査記録を用いて、崩壊部および堆積部を判読した。
 - ・地すべり前の復元地形は、崩壊量と堆積量のバランスおよび周辺斜面との三次元的な整合を確認しながら推定した。
 - ・すべり面は、崩壊部の急崖には地すべり崩壊物は堆積していないと考えて、崩壊部の急崖と堆積部前方の地形面とを、滑らかに接続することで推定した。
 また、土塊が薄く広がり、堆積部を認定しにくい場合には、堆積部の堆積物はすべて流出したものとし現地形をすべり面と推定した。
- 地すべり体の体積は、地すべり体の概略体積とは異なり、地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出した。
- 地すべり長さを土塊の移動距離として設定した。ただし、復元前後の地形から土塊の移動が地すべり長さとは比べてごく小さいと判断できる場合には、復元地形の頂部と現地形の頂部との距離を移動距離として設定した。



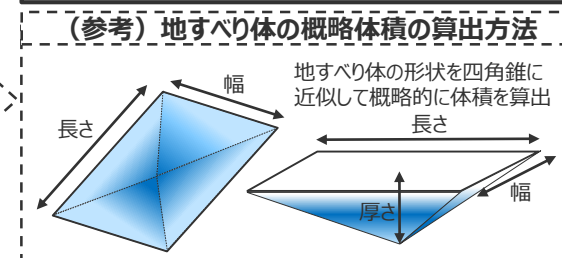
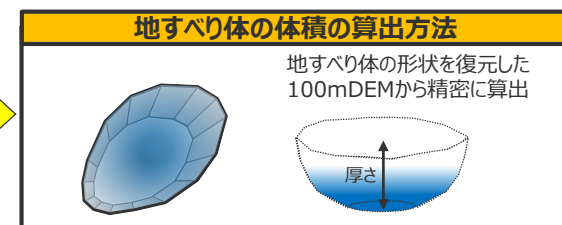
地すべり後の海底地形（現地形）



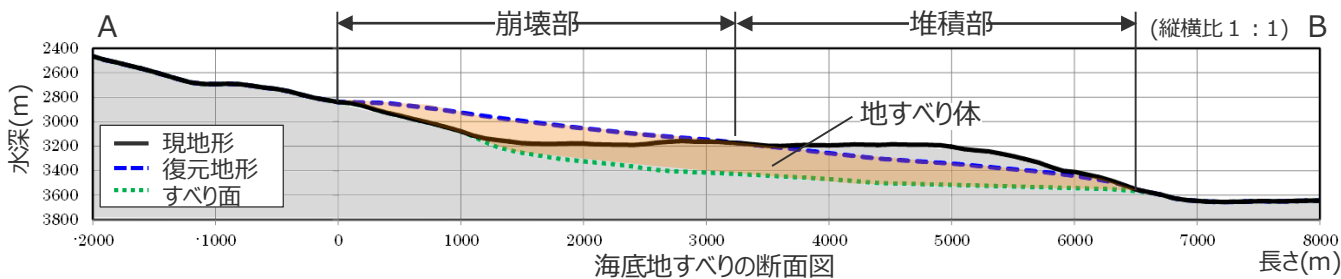
地すべり前の海底地形（復元地形）



抽出した地すべり地形



地すべり体の体積の算出方法

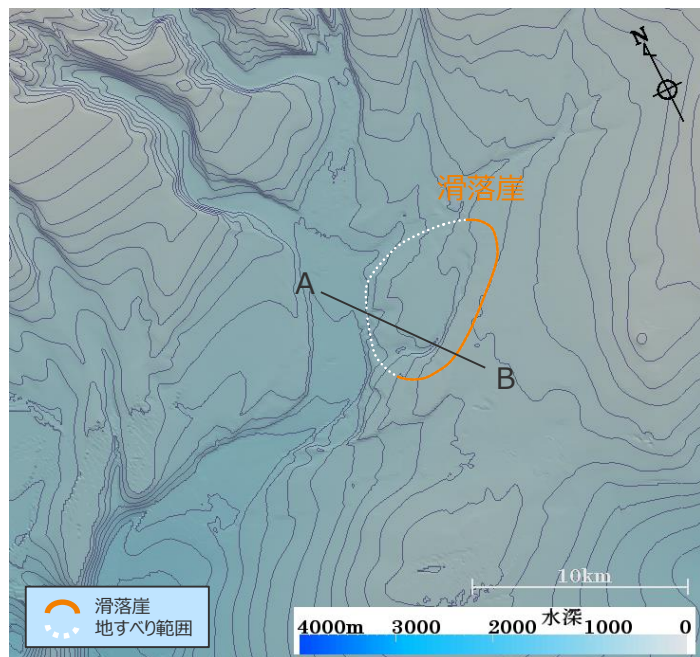


海底地すべりの断面図
海底地すべりの波源モデルの設定例（s17地点の海底地すべり）

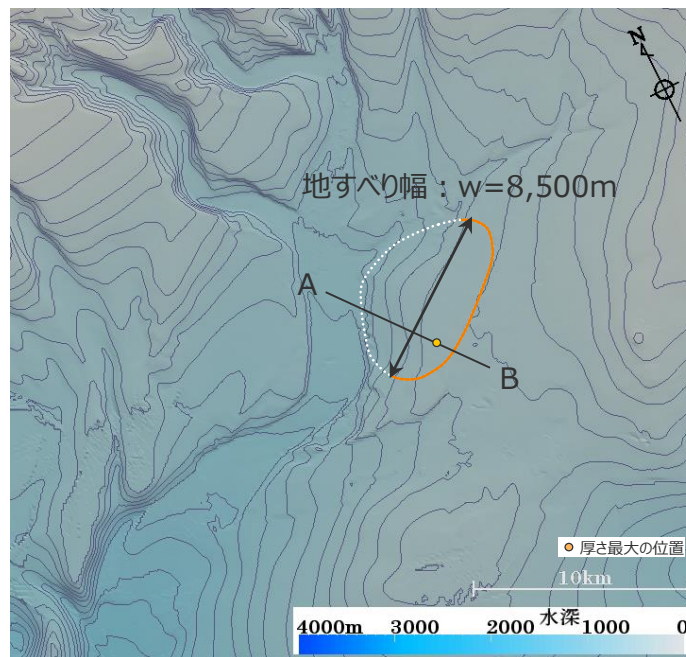
1.3 海底地すべりの津波評価 波源モデルの設定

遠州灘沖（海盆内）：s2地点の海底地すべり

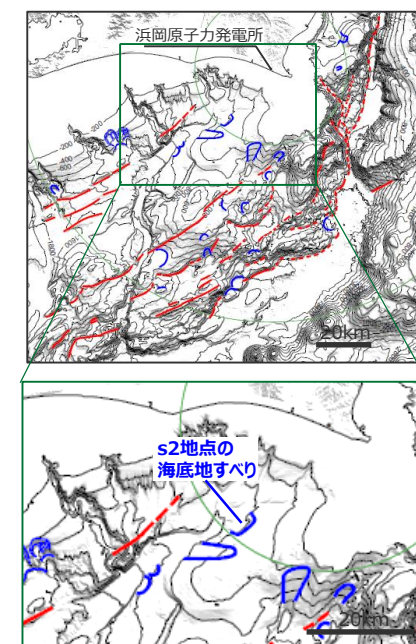
■ s2地点の海底地すべりについて、100mDEMおよび音波探査記録を用いて地すべり前の地形を復元し、数値シミュレーション用の波源モデルを設定した。



地すべり後の海底地形（現地形）

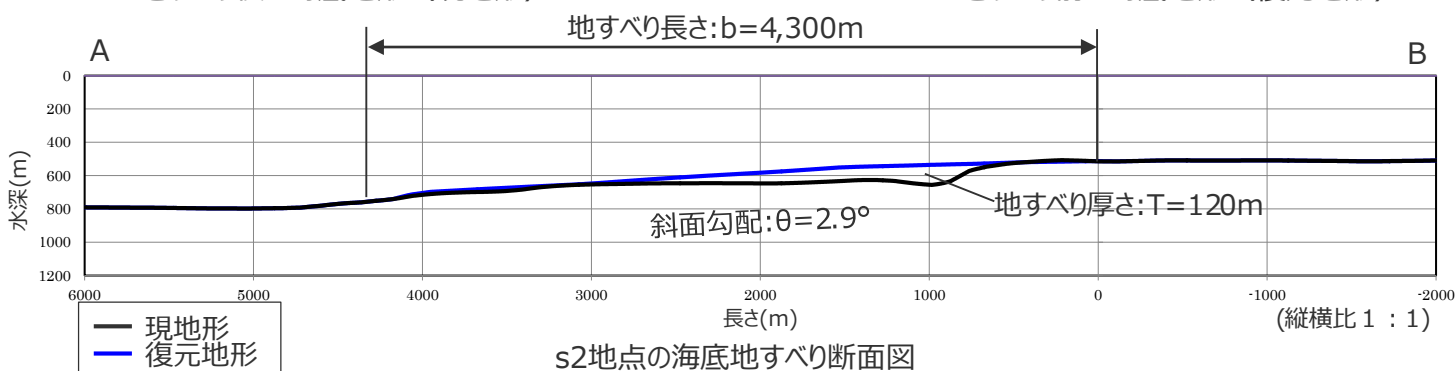


地すべり前の海底地形（復元地形）



パラメータの設定値

項目	s2地点
地すべり長さ b(m)	4,300
地すべり厚さ T(m)	120
地すべり幅 w(m)	8,500
初期位置没水深 d(m)	600
斜面勾配 $\theta(^{\circ})$	2.9
移動距離 S(m)	4,300
地すべり体の体積(億 m^3)※	9



s2地点の海底地すべり断面図

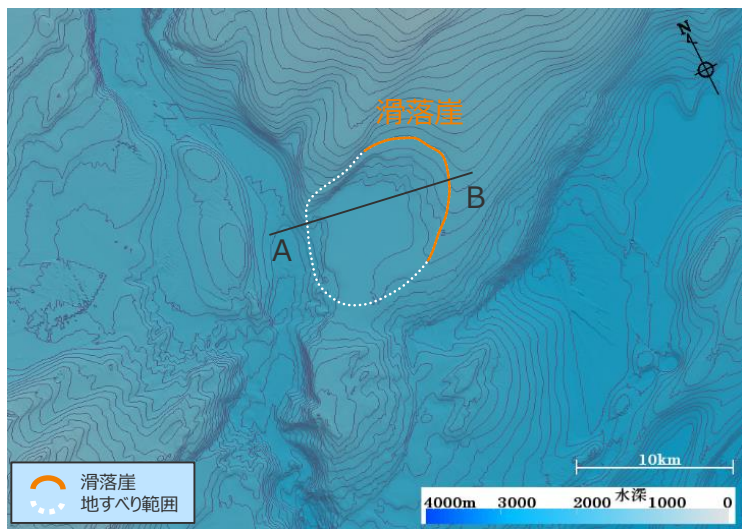
・堆積部を認定しにくいため、現地形をすべり面とする。

※ 地すべり体の体積は、地すべり体の概略体積とは異なり、地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出した。

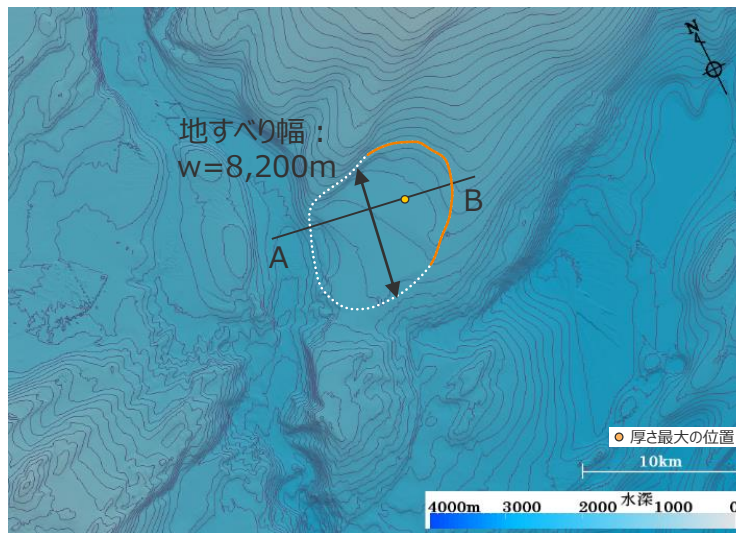
1.3 海底地すべりの津波評価 波源モデルの設定

遠州灘沖（海盆内）：s18地点の海底地すべり

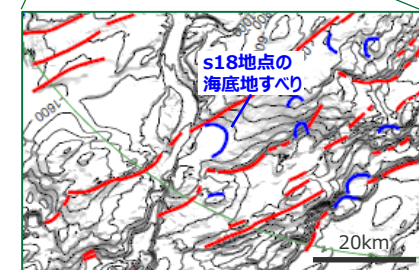
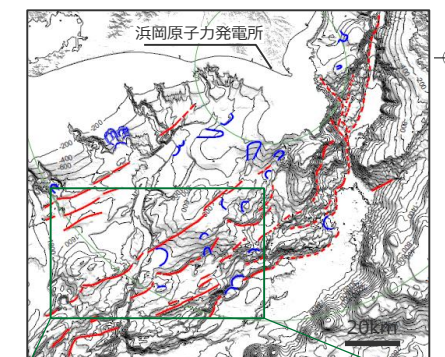
■ s18地点の海底地すべりについて、100mDEMおよび音波探査記録を用いて地すべり前の地形を復元し、数値シミュレーション用の波源モデルを設定した。



地すべり後の海底地形（現地形）



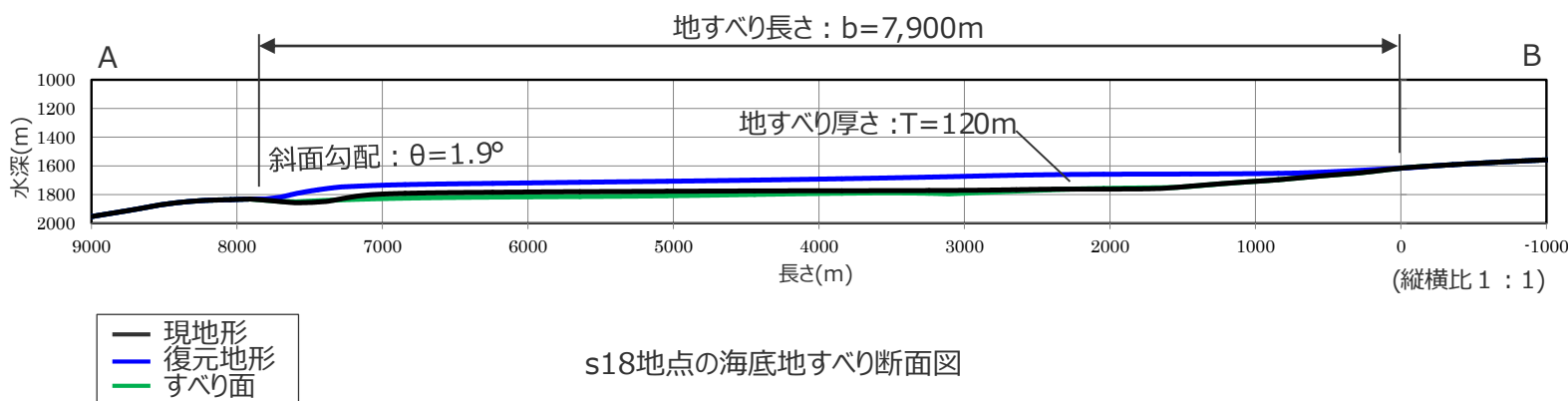
地すべり前の海底地形（復元地形）



パラメータの設定値

項目	s18地点
地すべり長さ b(m)	7,900
地すべり厚さ T(m)	120
地すべり幅 w(m)	8,200
初期位置没水深 d(m)	1,690
斜面勾配 θ (°)	1.9
移動距離 S(m)	7,900
地すべり体の体積(億m ³)※	29

※ 地すべり体の体積は、地すべり体の概略体積とは異なり、地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出した。

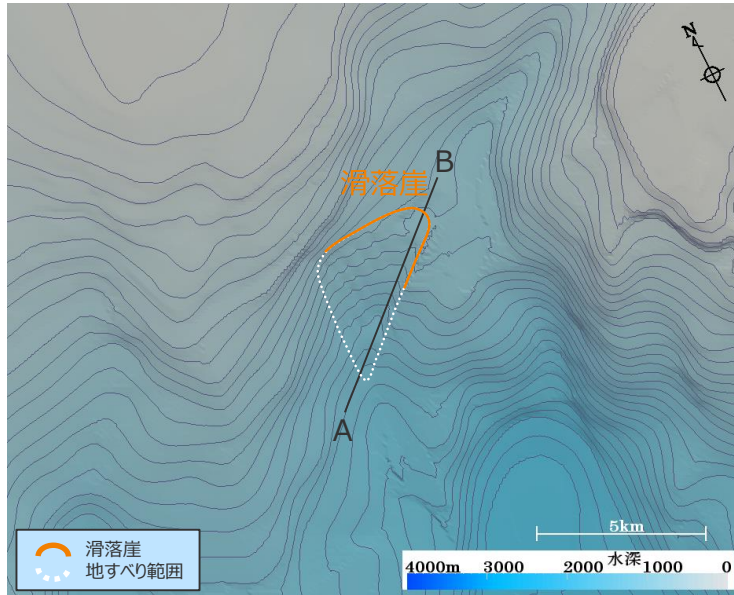


s18地点の海底地すべり断面図

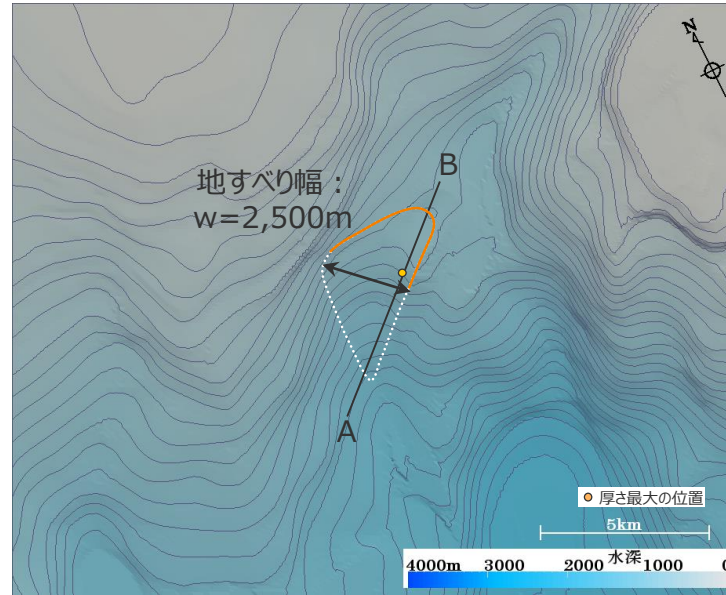
1.3 海底地すべりの津波評価 波源モデルの設定

遠州灘沖（外縁隆起帯トラフ側斜面）：s4地点の海底地すべり

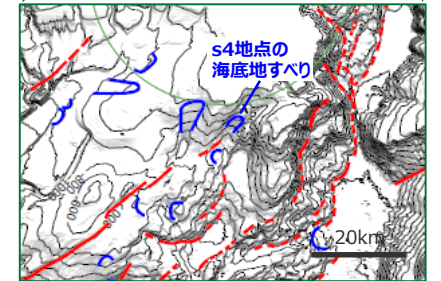
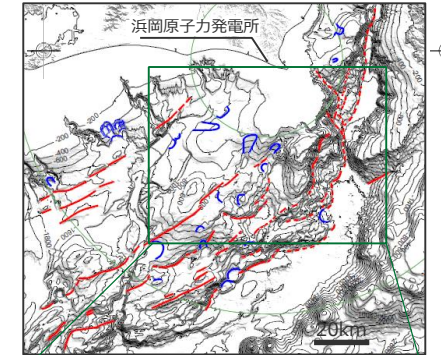
■ s4地点の海底地すべりについて、100mDEMおよび音波探査記録を用いて地すべり前の地形を復元し、数値シミュレーション用の波源モデルを設定した。



地すべり後の海底地形（現地形）



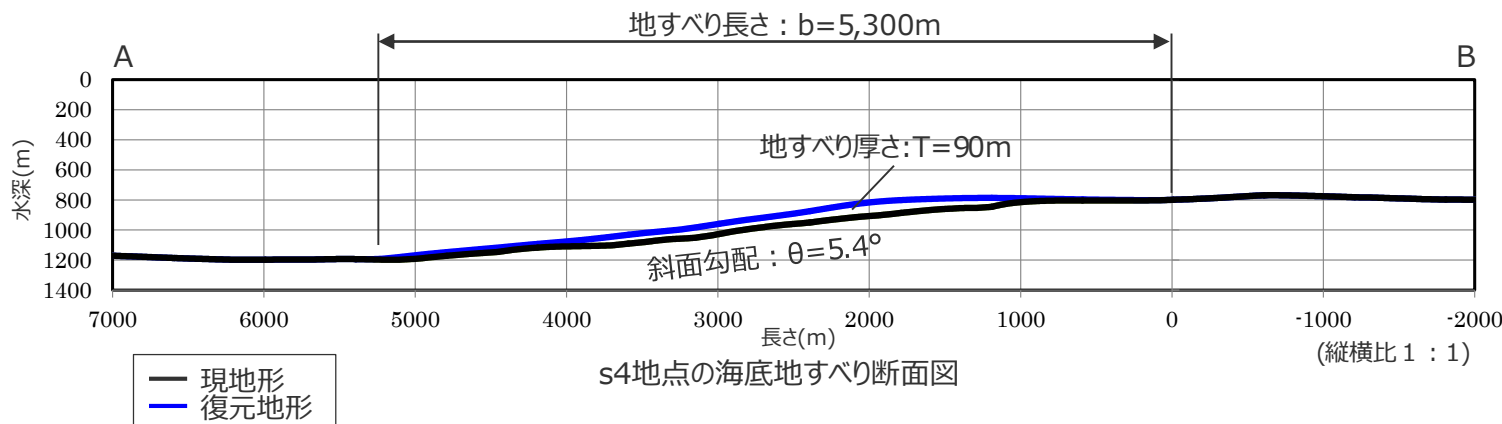
地すべり前の海底地形（復元地形）



パラメータの設定値

項目	s4地点
地すべり長さ b(m)	5,300
地すべり厚さ T(m)	90
地すべり幅 w(m)	2,500
初期位置没水深 d(m)	900
斜面勾配 $\theta(^{\circ})$	5.4
移動距離 S(m)	5,300
地すべり体の体積(億 m^3)※	3

※ 地すべり体の体積は、地すべり体の概略体積とは異なり、地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出した。



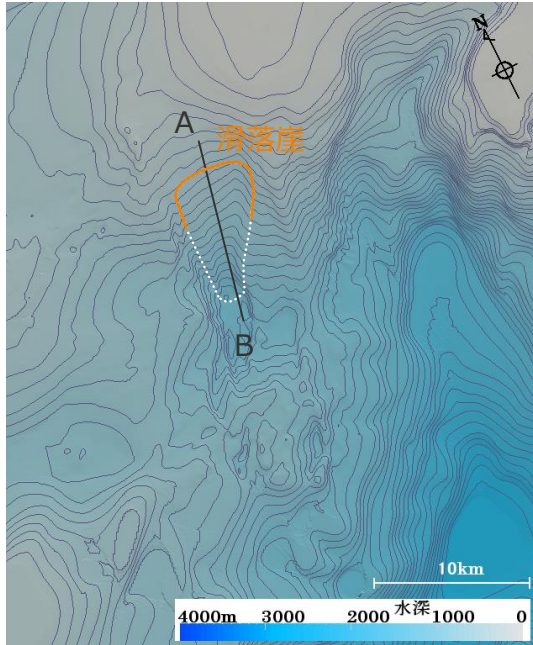
s4地点の海底地すべり断面図

・堆積部を認定しにくいため、現地形をすべり面とする。

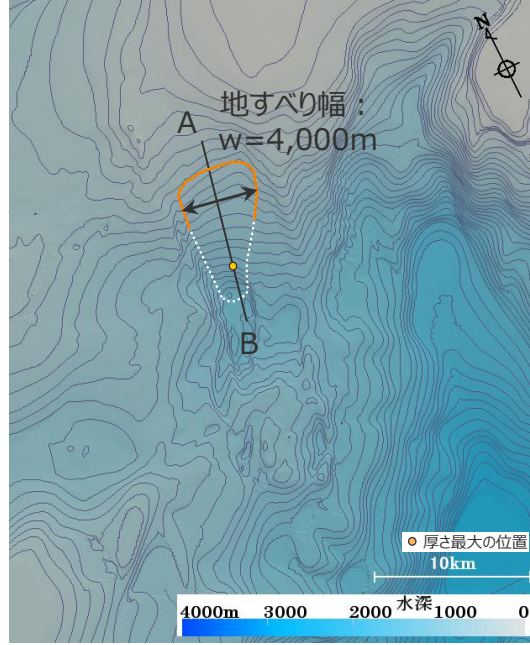
1.3 海底地すべりの津波評価 波源モデルの設定

遠州灘沖（外縁隆起帯トラフ側斜面）：s5地点の海底地すべり

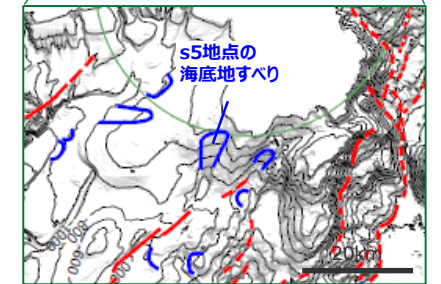
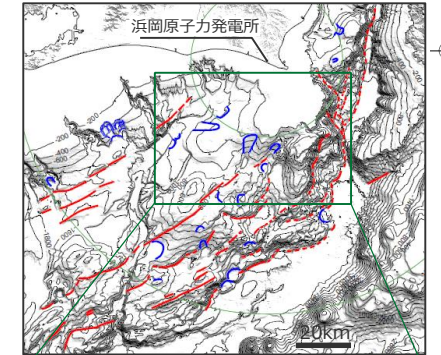
■ s5地点の海底地すべりについて、100mDEMおよび音波探査記録を用いて地すべり前の地形を復元し、数値シミュレーション用の波源モデルを設定した。



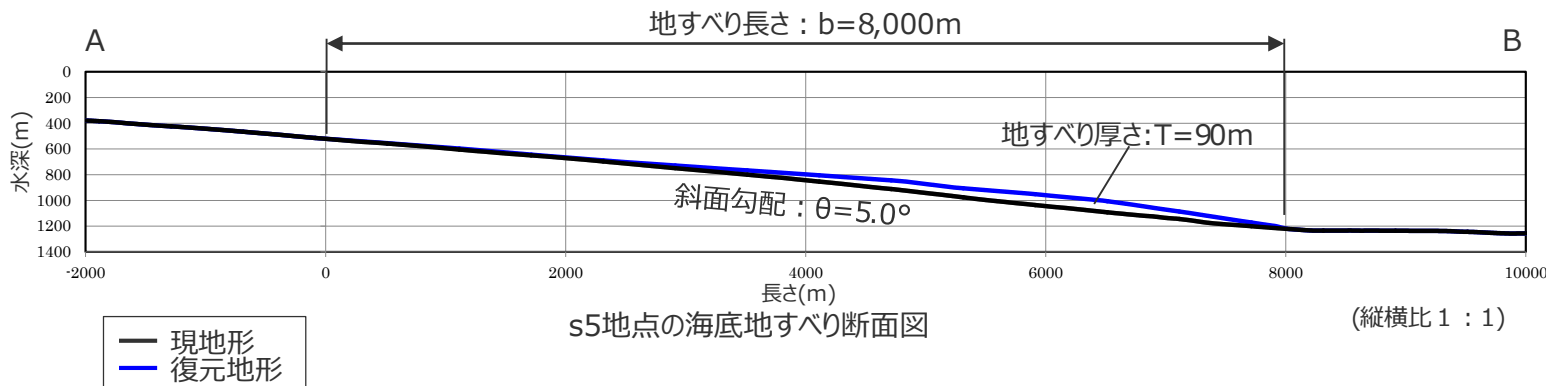
地すべり後の海底地形（現地形）



地すべり前の海底地形（復元地形）



パラメータの設定値



s5地点の海底地すべり断面図

(縦横比 1 : 1)

項目	s5地点
地すべり長さ b(m)	8,000
地すべり厚さ T(m)	90
地すべり幅 w(m)	4,000
初期位置没水深 d(m)	820
斜面勾配 $\theta(^{\circ})$	5.0
移動距離 S(m)	8,000
地すべり体の体積(億 m^3)※	6

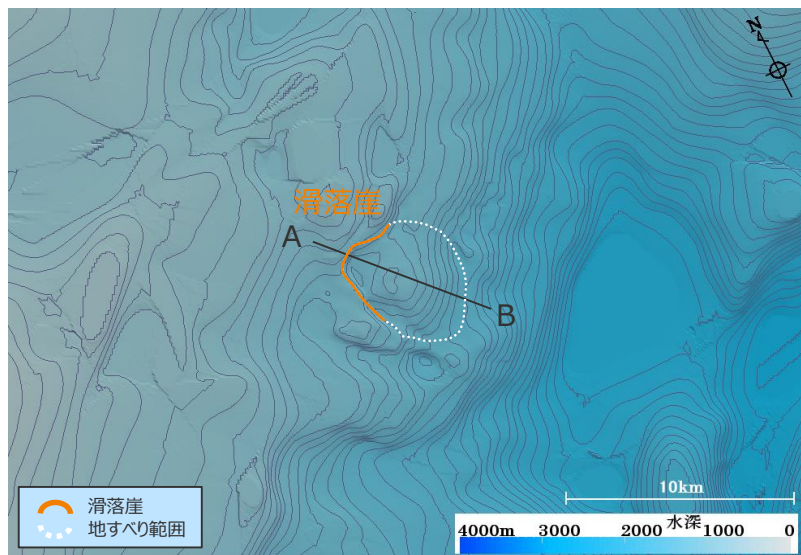
・堆積部を認定しにくいため、現地形をすべり面とする。

※ 地すべり体の体積は、地すべり体の概略体積とは異なり、地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出した。

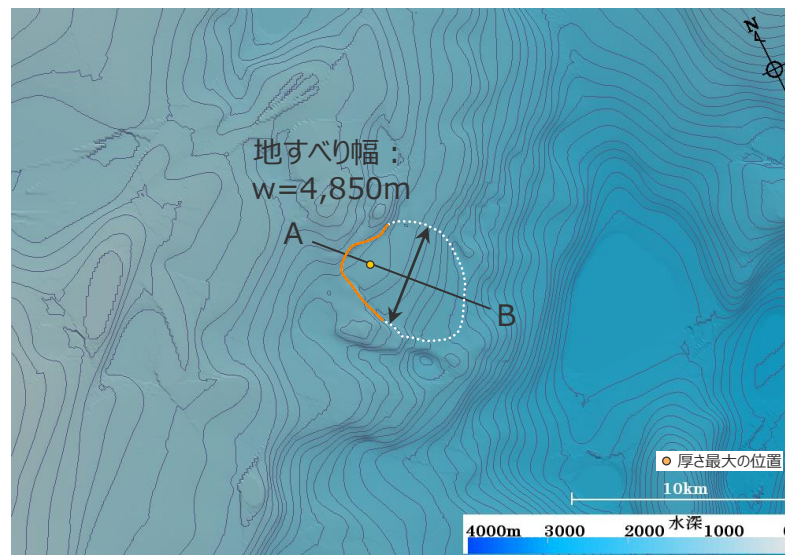
1.3 海底地すべりの津波評価 波源モデルの設定

遠州灘沖（外縁隆起帯トラフ側斜面）：s12地点の海底地すべり

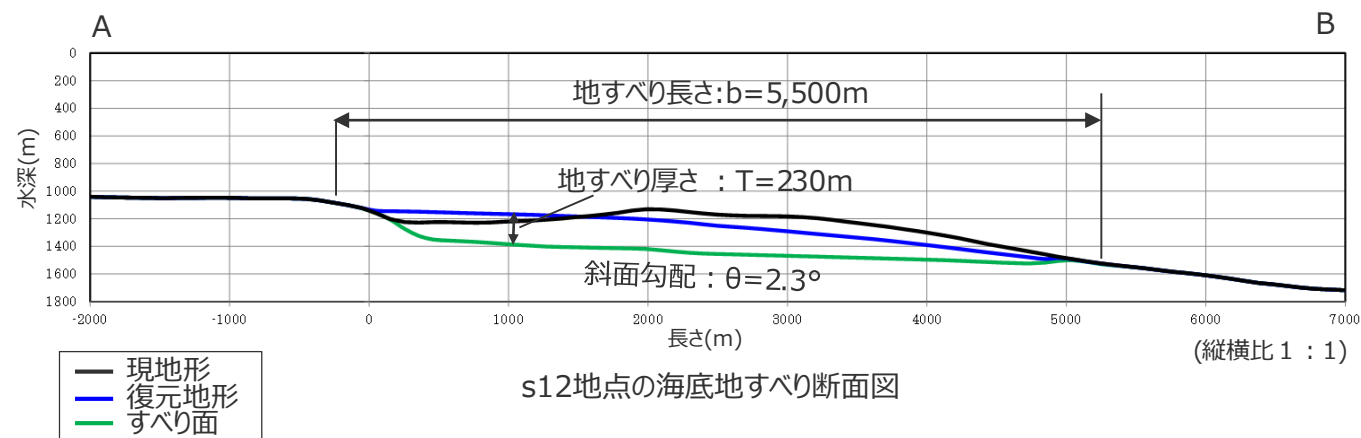
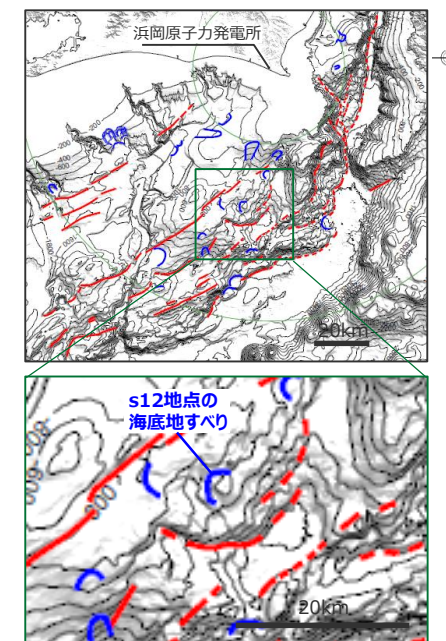
■ s12地点の海底地すべりについて、100mDEMおよび音波探査記録を用いて地すべり前の地形を復元し、数値シミュレーション用の波源モデルを設定した。



地すべり後の海底地形（現地形）



地すべり前の海底地形（復元地形）



パラメータの設定値

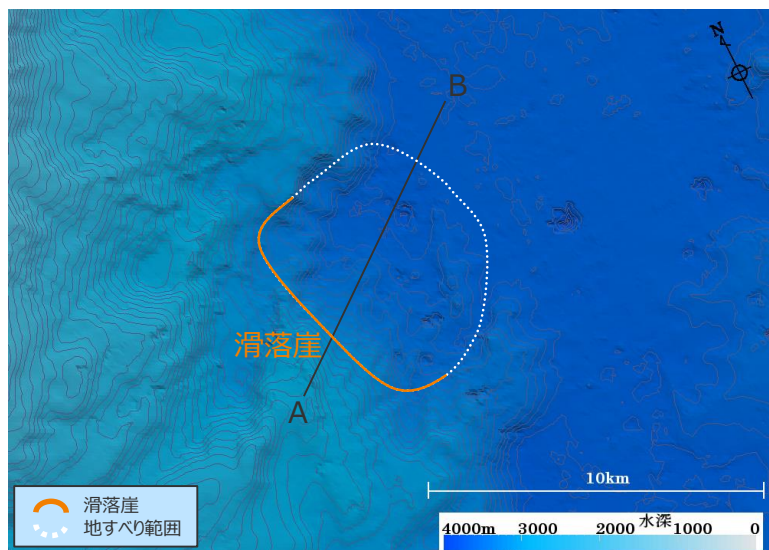
項目	s12地点
地すべり長さ b(m)	5,500
地すべり厚さ T(m)	230
地すべり幅 w(m)	4,850
初期位置没水深 d(m)	1,200
斜面勾配 $\theta(^{\circ})$	2.3
移動距離 S(m)	1,000
地すべり体の体積(億 m^3)※	17

※ 地すべり体の体積は、地すべり体の概略体積とは異なり、地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出した。

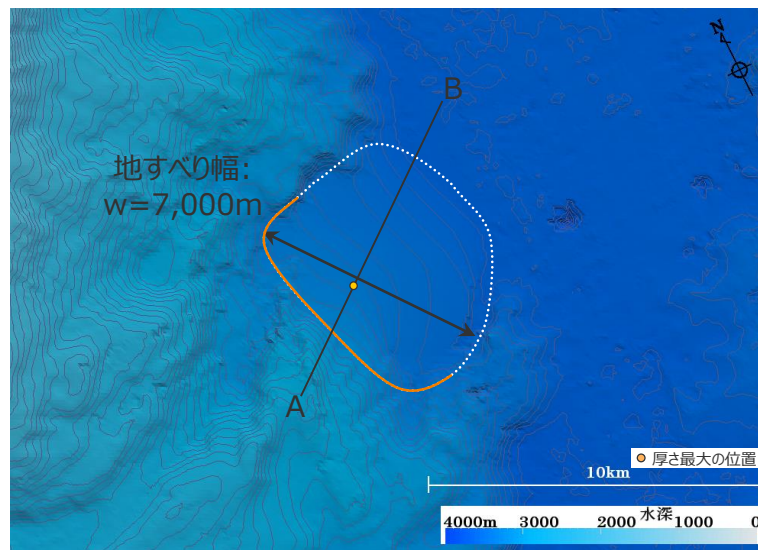
1.3 海底地すべりの津波評価 波源モデルの設定

遠州灘沖（外縁隆起帯トラフ側斜面）：s13地点の海底地すべり

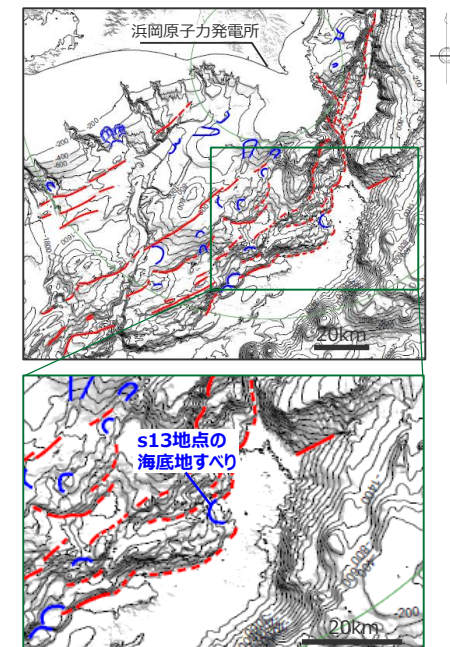
■ s13地点の海底地すべりについて、100mDEMおよび音波探査記録を用いて地すべり前の地形を復元し、数値シミュレーション用の波源モデルを設定した。



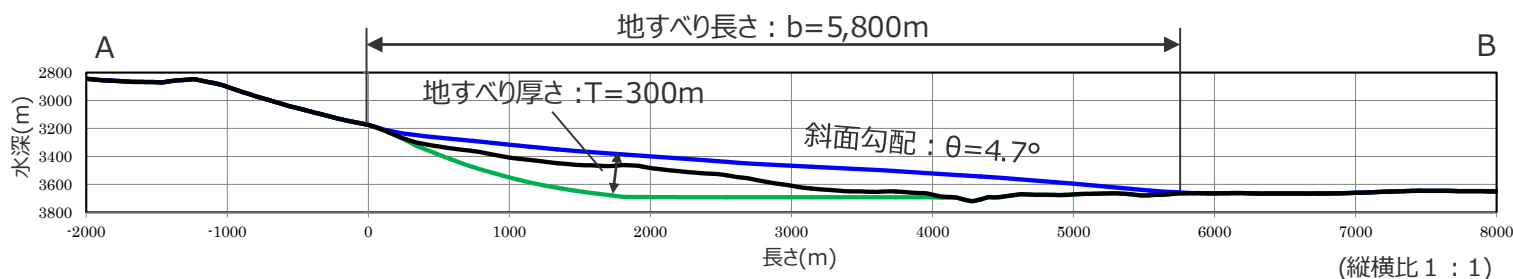
地すべり後の海底地形（現地形）



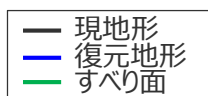
地すべり前の海底地形（復元地形）



パラメータの設定値



s13地点の海底地すべり断面図



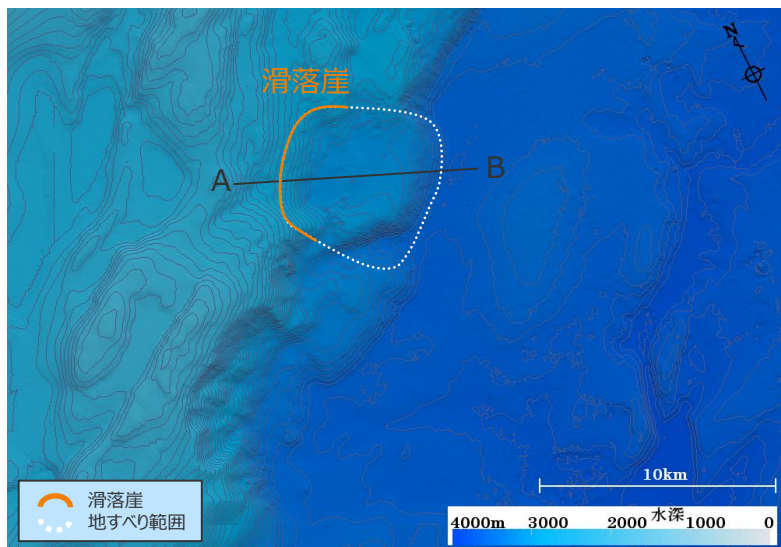
項目	s13地点
地すべり長さ b(m)	5,800
地すべり厚さ T(m)	300
地すべり幅 w(m)	7,000
初期位置没水深 d(m)	3,450
斜面勾配 θ (°)	4.7
移動距離 S(m)	5,800
地すべり体の体積(億 m^3)※	34

※ 地すべり体の体積は、地すべり体の概略体積とは異なり、地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出した。

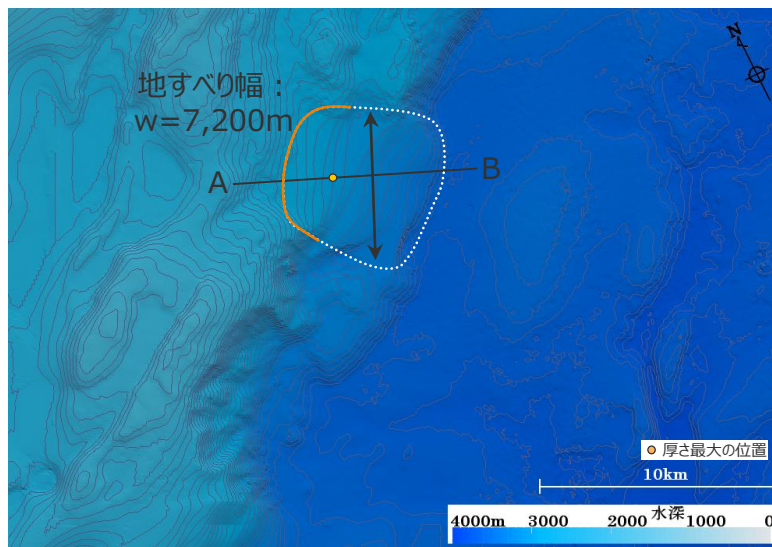
1.3 海底地すべりの津波評価 波源モデルの設定

遠州灘沖（外縁隆起帯トラフ側斜面）：s17地点の海底地すべり

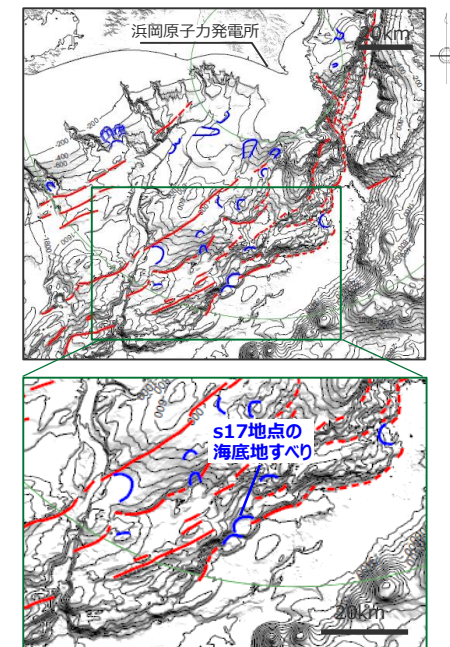
■ s17地点の海底地すべりについて、100mDEMおよび音波探査記録を用いて地すべり前の地形を復元し、数値シミュレーション用の波源モデルを設定した。



地すべり後の海底地形（現地形）



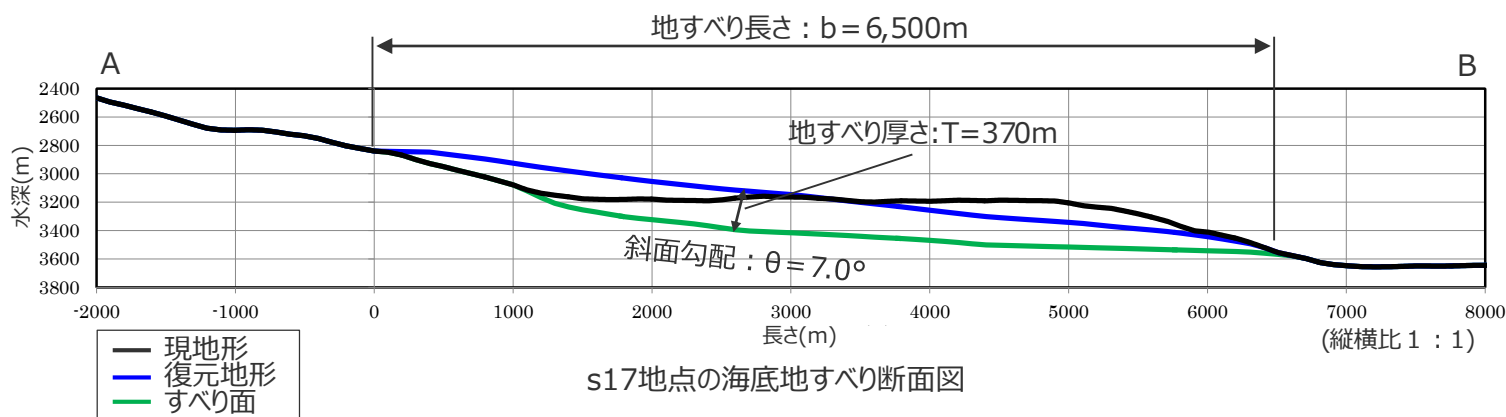
地すべり前の海底地形（復元地形）



パラメータの設定値

項目	s17地点
地すべり長さ b(m)	6,500
地すべり厚さ T(m)	370
地すべり幅 w(m)	7,200
初期位置没水深 d(m)	3,200
斜面勾配 $\theta(^{\circ})$	7.0
移動距離 S(m)	6,500
地すべり体の体積(億 m^3)※	47

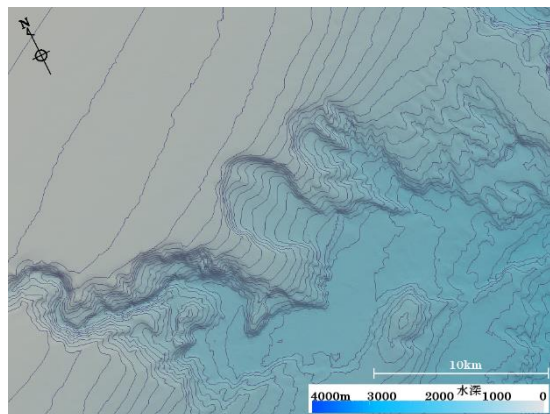
※ 地すべり体の体積は、地すべり体の概略体積とは異なり、地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出した。



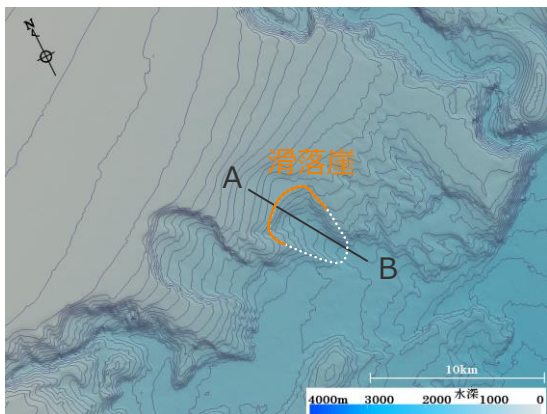
1.3 海底地すべりの津波評価 波源モデルの設定

遠州灘沖（大陸棚斜面）：s22地点の海底地すべり

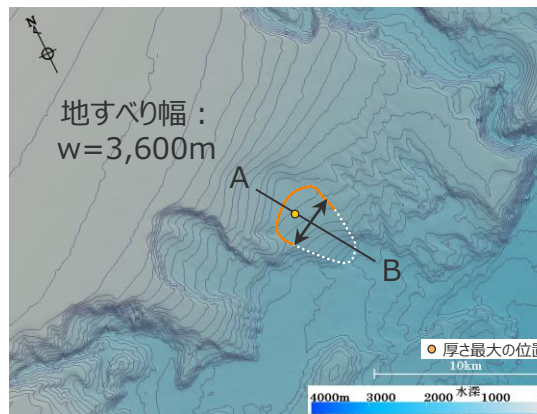
■ s22地点の海底地すべりについて、100mDEMおよび音波探査記録を用いて地すべり前の地形を復元し、数値シミュレーション用の波源モデルを設定した。



現地地形

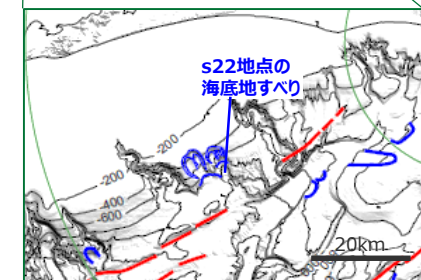
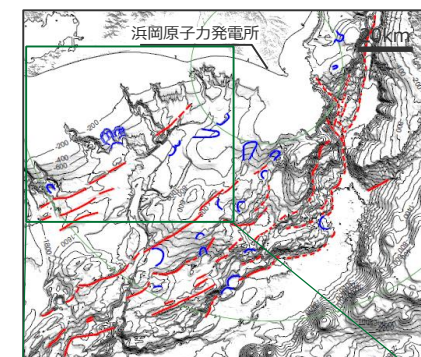


s22地点の地すべり後の地形
(復元地形)



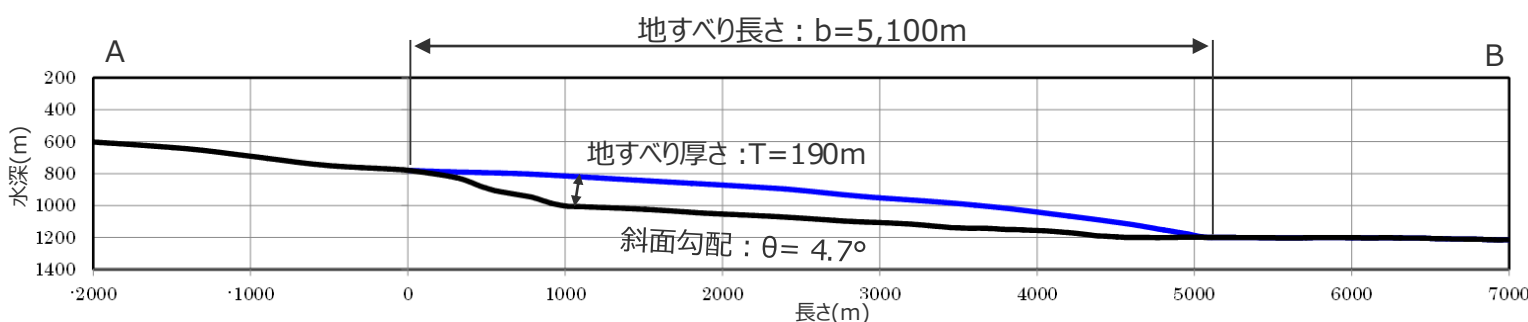
s22地点の地すべり前の地形
(復元地形)

● 厚さ最大の位置
○ 滑落崖
□ 地すべり範囲



パラメータの設定値

項目	s22地点
地すべり長さ b(m)	5,100
地すべり厚さ T(m)	190
地すべり幅 w(m)	3,600
初期位置没水深 d(m)	930
斜面勾配 $\theta(^{\circ})$	4.7
移動距離 S(m)	5,100
地すべり体の体積(億 m^3)※	12



s22地点の海底地すべり断面図

(縦横比 1 : 1)

— s22地点の地すべり後の地形
— s22地点の地すべり前の地形

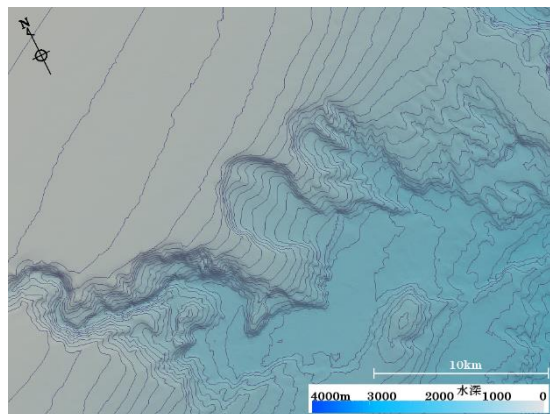
・堆積部を認定しにくいため、現地形をすべり面とする。

※ 地すべり体の体積は、地すべり体の概略体積とは異なり、地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出した。

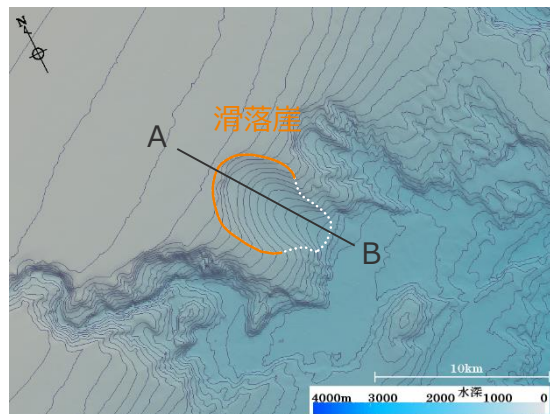
1.3 海底地すべりの津波評価 波源モデルの設定

遠州灘沖（大陸棚斜面）：s26地点の海底地すべり

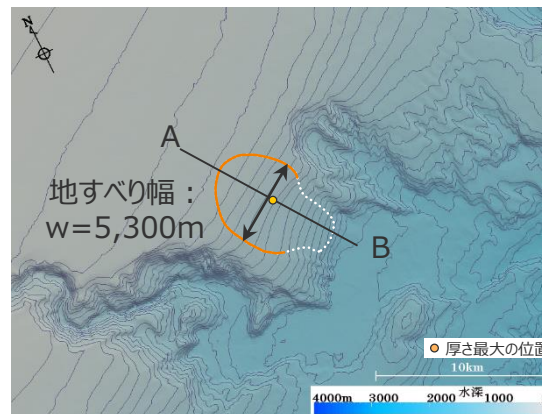
■ s26地点の海底地すべりについて、100mDEMおよび音波探査記録を用いて地すべり前の地形を復元し、数値シミュレーション用の波源モデルを設定した。



現地地形

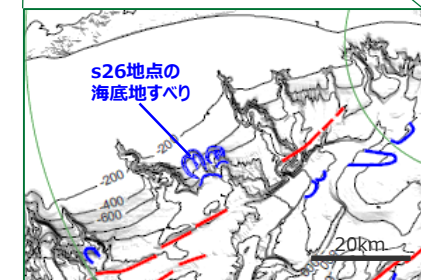
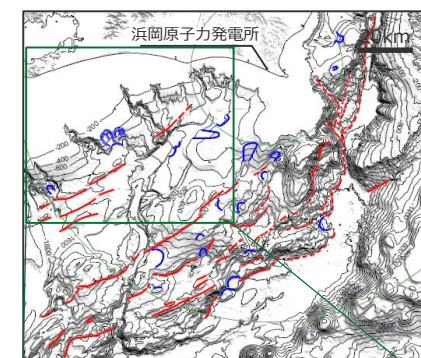


s26地点の地すべり後の地形
(復元地形)

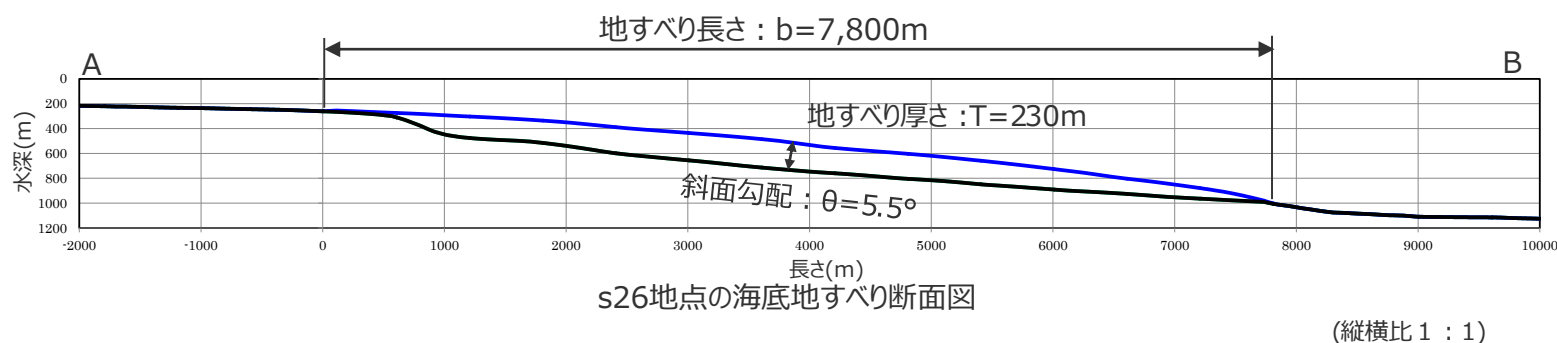


s26地点の地すべり前の地形
(復元地形)

● 厚さ最大の位置
○ 滑落崖
□ 地すべり範囲



パラメータの設定値



— s26地点の地すべり後の地形
— s26地点の地すべり前の地形

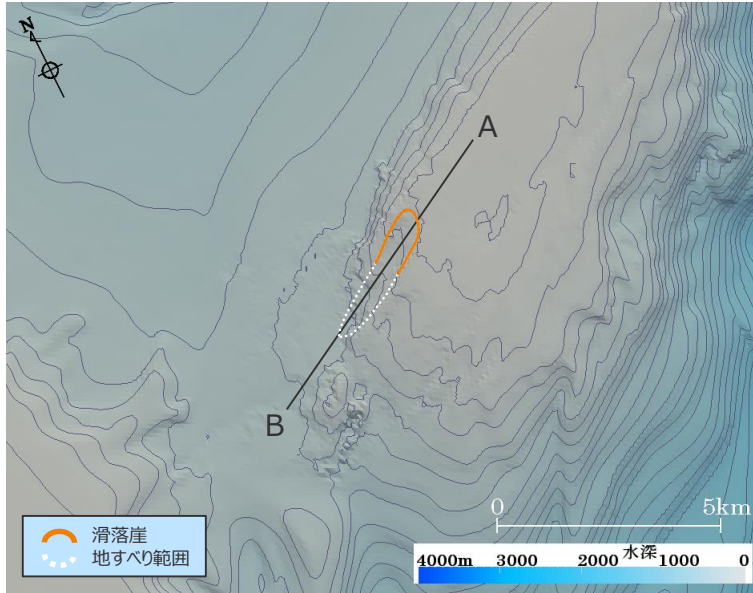
項目	s26地点
地すべり長さ $b(\text{m})$	7,800
地すべり厚さ $T(\text{m})$	230
地すべり幅 $w(\text{m})$	5,300
初期位置没水深 $d(\text{m})$	510
斜面勾配 $\theta(^{\circ})$	5.5
移動距離 $S(\text{m})$	7,800
地すべり体の体積(億 m^3)※	33

※ 地すべり体の体積は、地すべり体の概略体積とは異なり、地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出した。

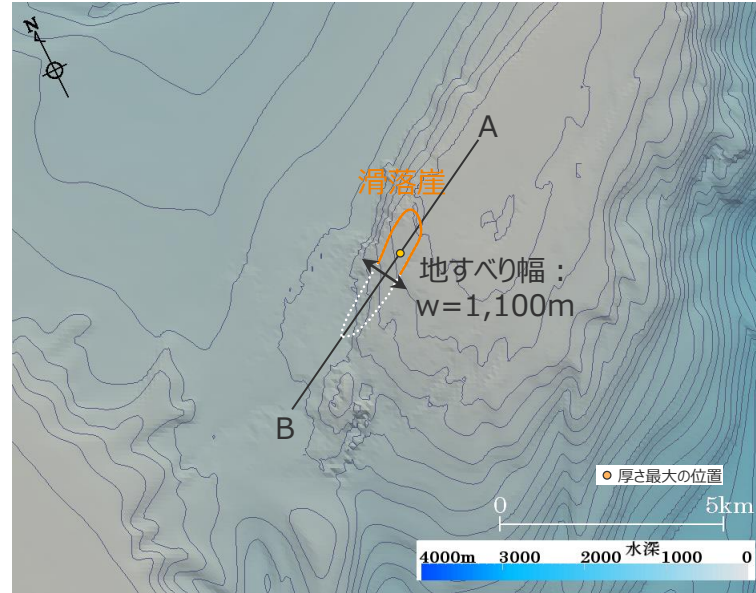
・堆積部を認定しにくい場合、s27およびs28地点の復元地形をすべり面とする。

1.3 海底地すべりの津波評価 波源モデルの設定 駿河湾：s1地点の海底地すべり

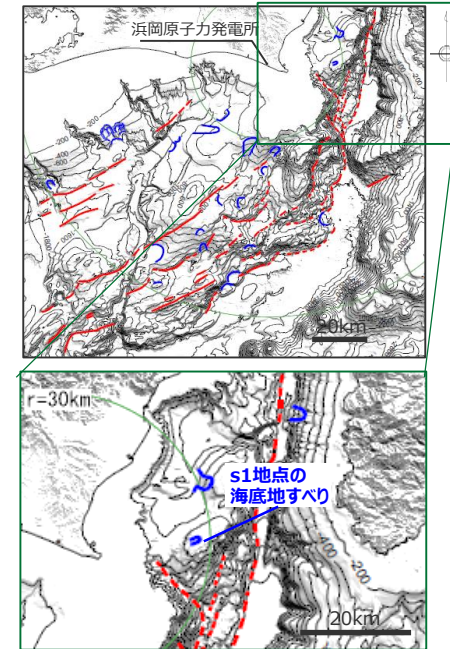
■ s1地点の海底地すべりについて、100mDEMおよび音波探査記録を用いて地すべり前の地形を復元し、数値シミュレーション用の波源モデルを設定した。



地すべり後の海底地形（現地形）

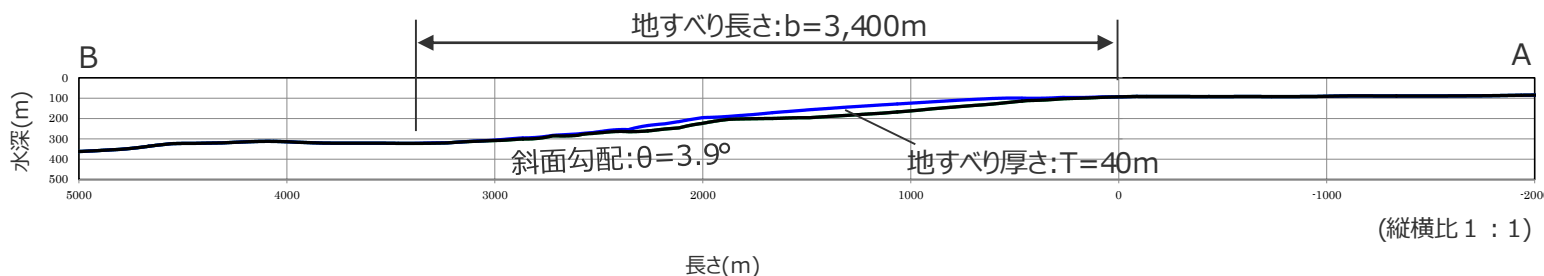


地すべり前の海底地形（復元地形）



パラメータの設定値

項目	s1地点
地すべり長さ b(m)	3,400
地すべり厚さ T(m)	40
地すべり幅 w(m)	1,100
初期位置没水深 d(m)	180
斜面勾配 $\theta(^{\circ})$	3.9
移動距離 S(m)	3,400
地すべり体の体積(億 m^3)※	1



s1地点の海底地すべり断面図

— 現地形
— 復元地形

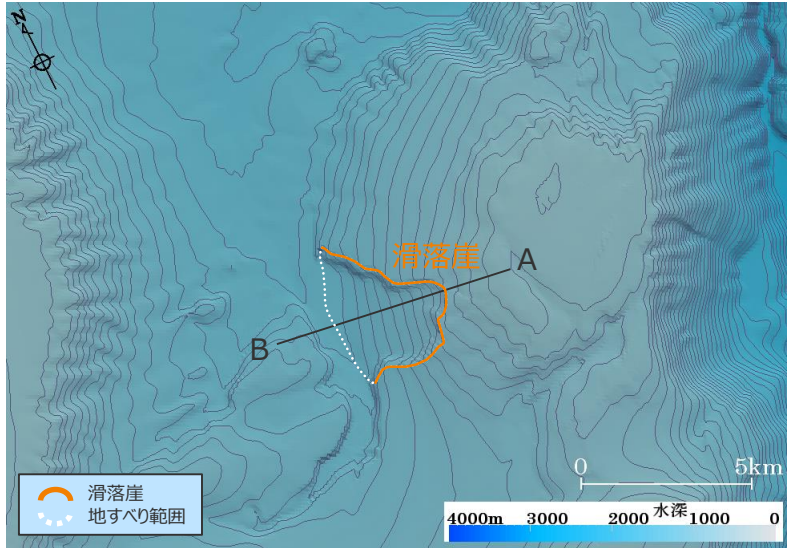
・堆積部を認定しにくいため、現地形をすべり面とする。

※ 地すべり体の体積は、地すべり体の概略体積とは異なり、地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出した。

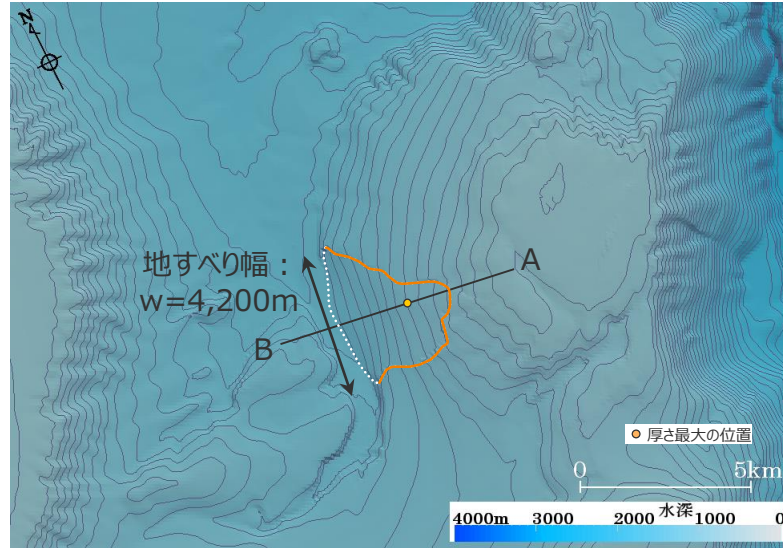
1.3 海底地すべりの津波評価 波源モデルの設定

駿河湾：s3地点の海底地すべり

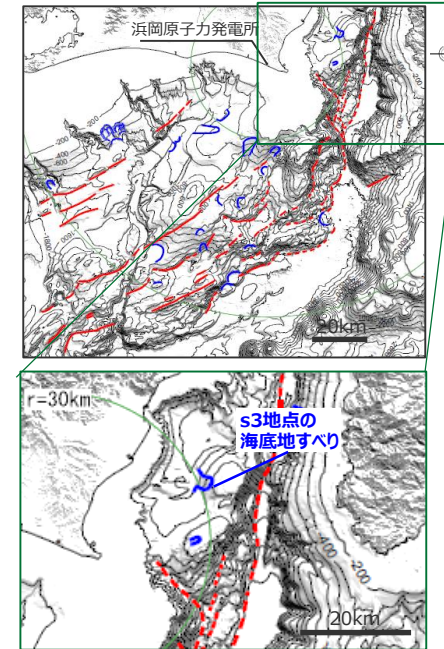
■ s3地点の海底地すべりについて、100mDEMおよび音波探査記録を用いて地すべり前の地形を復元し、数値シミュレーション用の波源モデルを設定した。



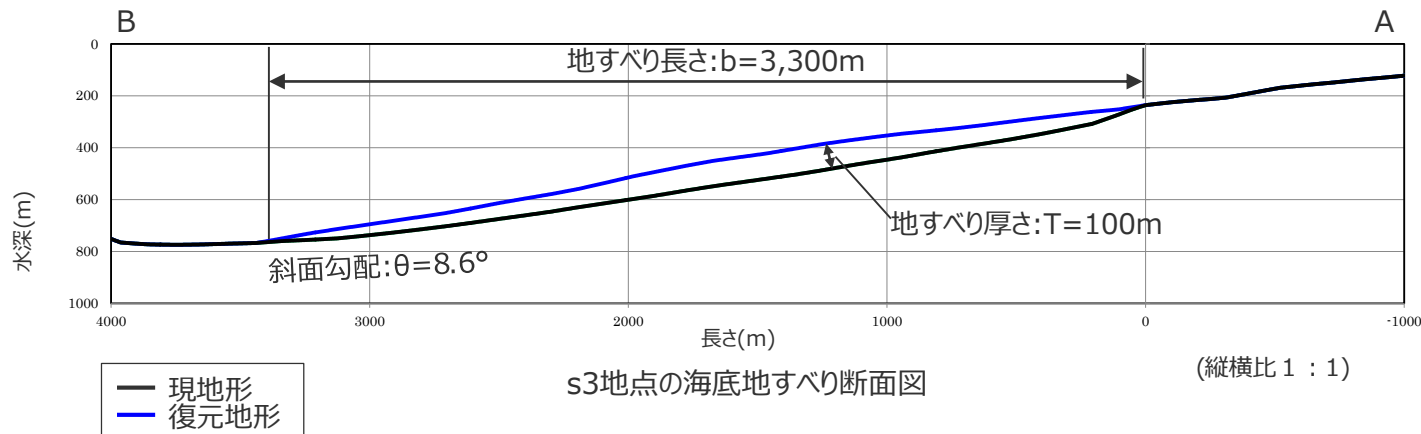
地すべり後の海底地形（現地形）



地すべり前の海底地形（復元地形）



パラメータの設定値



s3地点の海底地すべり断面図

(縦横比 1 : 1)

・堆積部を認定しにくいため、現地形をすべり面とする。

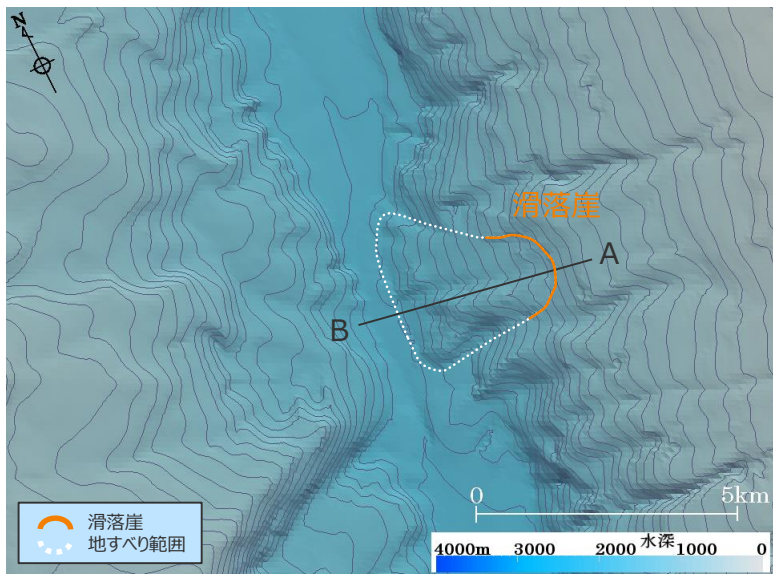
項目	s3地点
地すべり長さ b(m)	3,300
地すべり厚さ T(m)	100
地すべり幅 w(m)	4,200
初期位置没水深 d(m)	470
斜面勾配 $\theta(^{\circ})$	8.6
移動距離 S(m)	3,300
地すべり体の体積(億 m^3)※	5

※ 地すべり体の体積は、地すべり体の概略体積とは異なり、地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出した。

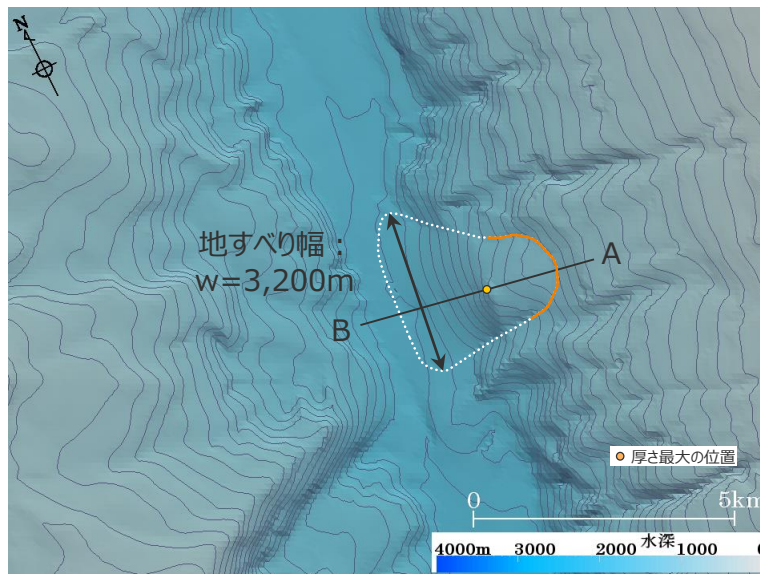
1.3 海底地すべりの津波評価 波源モデルの設定

駿河湾：s10地点の海底地すべり

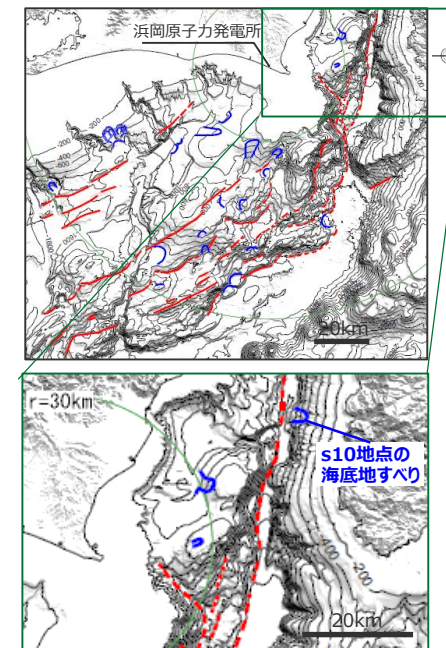
■ s10地点の海底地すべりについて、100mDEMおよび音波探査記録を用いて地すべり前の地形を復元し、数値シミュレーション用の波源モデルを設定した。



地すべり後の海底地形（現地形）

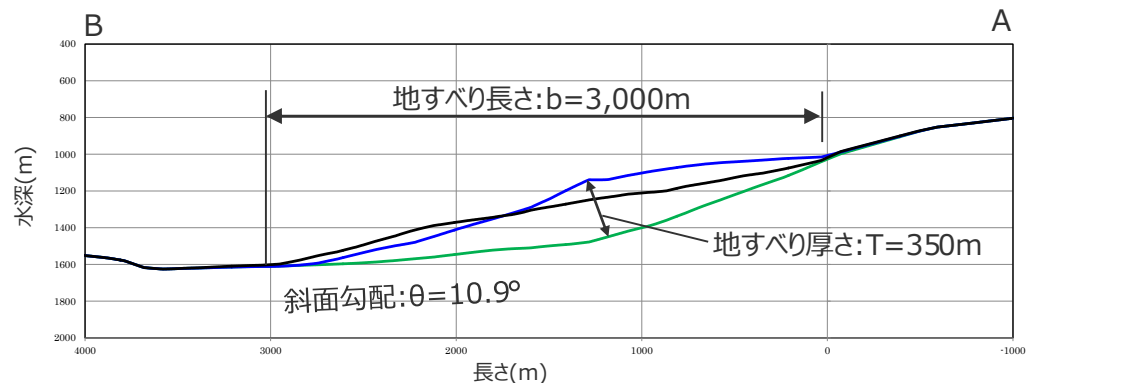


地すべり前の海底地形（復元地形）



パラメータの設定値

項目	s10地点
地すべり長さ b(m)	3,000
地すべり厚さ T(m)	350
地すべり幅 w(m)	3,200
初期位置没水深 d(m)	1,250
斜面勾配 $\theta(^{\circ})$	10.9
移動距離 S(m)	1,000
地すべり体の体積(億 m^3)※	6



s10地点の海底地すべり断面図

(縦横比 1 : 1)

— 現地地形
— 復元地形
— すべり面

※ 地すべり体の体積は、地すべり体の概略体積とは異なり、地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出した。

1.3 海底地すべりの津波評価 数値シミュレーションの方法 (二層流モデルに基づく手法)

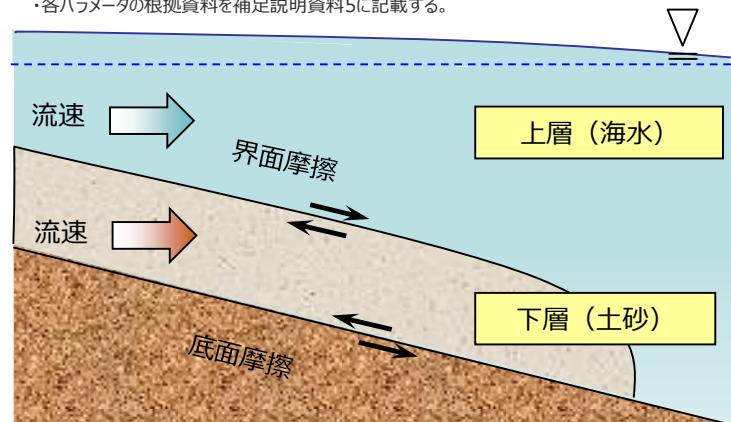
- 数値シミュレーションは、Wattsほかの予測式に基づく手法 (Watts et al.(2005)およびGrilli and Watts(2005)) および二層流モデルに基づく手法 (Maeno and Imamura(2007)) を用いて実施した。
- 二層流モデルに基づく手法の計算条件は以下のとおり。

二層流モデルに基づく数値シミュレーションの計算条件

項目		設定値
密度 (g/cm ³)	上層 (海水)	1.03
	下層 (土砂) ※1	1.40
マニングの粗度係数(m ^{-1/3} s)	上層 (海水)	0.025
	下層 (土砂) ※2	0.40
界面抵抗係数※2		0.2
水平渦動粘性係数(m ² /s)※2		0.1

※1 地質調査所(1998)：「東海沖堆積物の物理的性質」、
『東海沖海域の海洋地質学的研究及び海域活断層の評価手法に関する研究』、平成9年度研究概要報告書
※2 Kawamata et al.(2005)

・各パラメータの根拠資料を補足説明資料5に記載する。



二層流モデルでは、
上層 (海水) と下層 (土砂)
を同時に計算する。

○上層 (海水)

$$\frac{\partial(\eta_1 - \eta_2)}{\partial t} + \frac{\partial M_1}{\partial x} + \frac{\partial N_1}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_1^2}{D_1} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{M_1 N_1}{D_1} \right) + g D_1 \frac{\partial \eta_1}{\partial x} = DIFF_{1,x} - \beta \frac{\tau_{1,x}}{\rho_1} - (1 - \beta) \cdot INTF_x$$

$$\frac{\partial N_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_1 N_1}{D_1} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N_1^2}{D_1} \right) + g D_1 \frac{\partial \eta_1}{\partial y} = DIFF_{1,y} - \beta \frac{\tau_{1,y}}{\rho_1} - (1 - \beta) \cdot INTF_y$$

○下層 (土砂)

$$\frac{\partial \eta_2}{\partial t} + \frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial M_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_2^2}{D_2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{M_2 N_2}{D_2} \right) + g D_2 \left(\alpha \frac{\partial D_1}{\partial x} + \frac{\partial \eta_2}{\partial x} - \frac{\partial h}{\partial x} \right) = DIFF_{2,x} + \alpha \cdot INTF_x - \frac{\tau_{2,x}}{\rho_2}$$

$$\frac{\partial N_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M_2 N_2}{D_2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N_2^2}{D_2} \right) + g D_2 \left(\alpha \frac{\partial D_1}{\partial y} + \frac{\partial \eta_2}{\partial y} - \frac{\partial h}{\partial y} \right) = DIFF_{2,y} + \alpha \cdot INTF_y - \frac{\tau_{2,y}}{\rho_2}$$

η : 水位変動量 (η_1 : 静水面からの水位変化量、 η_2 : 土砂流の厚さ)、 h : 水深、 D : 全水深、
 M, N : x, y 方向の線流量、 u, v : x, y 方向の流速、 g : 重力加速度、 ρ : 密度、 α : 密度比 ($=\rho_1/\rho_2$)、
 β : 下層に土砂がない場合 $\beta = 1$ 、土砂がある場合 $\beta = 0$ 、
 τ/ρ : 底面摩擦力 (n : マニングの粗度係数)

$$\frac{\tau_{1,x}}{\rho_1} = \frac{gn_1^2}{D_1^{7/3}} M_1 \sqrt{M_1^2 + N_1^2} \quad \frac{\tau_{2,x}}{\rho_2} = \frac{gn_2^2}{D_2^{7/3}} M_2 \sqrt{M_2^2 + N_2^2}$$

$$\frac{\tau_{1,y}}{\rho_1} = \frac{gn_1^2}{D_1^{7/3}} N_1 \sqrt{M_1^2 + N_1^2} \quad \frac{\tau_{2,y}}{\rho_2} = \frac{gn_2^2}{D_2^{7/3}} N_2 \sqrt{M_2^2 + N_2^2}$$

$INTF$: 界面抵抗力 (f_{int} : 界面抵抗係数、 u, v : x 方向、 y 方向の流速)

$$INTF_x = f_{int} \bar{u} \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} \quad \bar{u} = u_1 - u_2$$

$$INTF_y = f_{int} \bar{v} \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} \quad \bar{v} = v_1 - v_2$$

$DIFF$: 渦動粘性項 (ν : 水平渦動粘性係数)

$$DIFF_{1,x} = \nu_1 \left(\frac{\partial^2 M_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_1}{\partial y^2} \right) \quad DIFF_{2,x} = \nu_2 \left(\frac{\partial^2 M_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_2}{\partial y^2} \right)$$

$$DIFF_{1,y} = \nu_1 \left(\frac{\partial^2 N_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_1}{\partial y^2} \right) \quad DIFF_{2,y} = \nu_2 \left(\frac{\partial^2 N_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_2}{\partial y^2} \right)$$

※添え字の1・2はそれぞれ上層・下層を、 $x \cdot y$ はそれぞれ x 方向・ y 方向を示す。

1.3 海底地すべりの津波評価 数値シミュレーションの方法 (Wattsほかの予測式に基づく手法)

■ 数値シミュレーションは、Wattsほかの予測式に基づく手法 (Watts et al.(2005)およびGrilli and Watts(2005)) および二層流モデルに基づく手法 (Maeno and Imamura(2007)) を用いて実施した。

■ Wattsほかの予測式に基づく手法は以下のとおり。

Wattsほかの予測式 (Slump型)

$$\eta(x,y) = -\frac{\eta_{0,3D}}{\eta_{min}} \operatorname{sech}^2\left(\kappa \frac{y-y_0}{w+\lambda_0}\right) \left(\exp\left\{-\left(\frac{x-x_0}{\lambda_0}\right)^2\right\} - \kappa' \exp\left\{-\left(\frac{x-\Delta x-x_0}{\lambda_0}\right)^2\right\} \right)$$

$\eta(x,y)$: 初期水位波形

η_{min} : 振幅を除く右項の最小値

κ, κ' : 形状パラメータ ($\kappa=3$)

Δx : 形状パラメータ ($= 0.4\lambda_0$)

x_0, y_0 : 地すべり体の中心の初期位置(m)

x, y : 地すべり体平面位置(m)

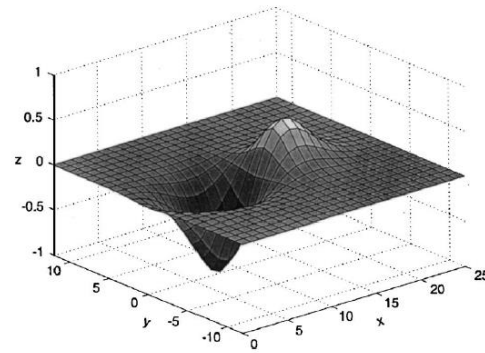


Fig. 3. Examples of double Gaussian function for approximate 3D tsunami elevations [Eq. (14)], with $\eta_{0,3D}=1$, $x_0=10$, $y_0=0$, $\lambda_0=5$, $\kappa=3$, $w=2$, $\kappa'=0.83$, and $\Delta x=2$ Watts et al.(2005)

海面水位波形の例

$$\eta_{0,3D} = \eta_{0,2D} \left(\frac{w}{w + \lambda_0} \right)$$

$$\eta_{0,2D} = S_0 \left(\frac{0.131}{\sin\theta} \right) \left(\frac{T}{b} \right) \left(\frac{b \sin\theta}{d} \right)^{1.25} \left(\frac{b}{R} \right)^{0.63} \times (\Delta\Phi)^{0.39} (1.47 - 0.35(\gamma - 1))(\gamma - 1)$$

$\eta_{0,3D}$: 現象が三次元的な場合の最大水位低下量

$\eta_{0,2D}$: 現象が二次元的な場合の最大水位低下量

γ : 土砂の比重 ($=\rho_s/\rho_w$) λ_0 : 特性津波波長 ($= t_0\sqrt{gd}$)

b : 地すべり長さ $\Delta\Phi$: 回転角 ($= 2S_0/R$)

T : 地すべり厚さ U_{max} : 最大速度 ($= S_0/t_0$)

w : 地すべり幅 ρ_s : 土砂の密度

d : 初期位置没水深 ρ_w : 海水の密度($=1.03 \text{ g/cm}^3$)

θ : 斜面勾配 g : 重力加速度($=9.8 \text{ m/s}^2$)

C_d : 抗力係数

C_m : 付加質量係数

S : 移動距離*

S_0 : 特性距離 ($= S/2$)

X_g : 初期水深がdとなる位置の座標

C_n : 底面摩擦係数 ($= S_0/(R\cos\theta)$)

R : 曲率半径 ($= b^2/(8T)$)

a_0 : 初期加速度 ($= S_0/t_0^2$)

t_0 : 特性時間

* 地すべり長さを土塊の移動距離として設定。

ただし、復元前後の地形から土塊の移動が地すべり長さとは比べてごく小さいと判断できる場合には、復元地形の頂部と現地形の頂部との距離を移動距離として設定。

$$t_0 = \sqrt{\frac{R}{g}} \sqrt{\frac{\gamma + C_m}{\gamma - 1}}$$

・各パラメータの根拠資料を補足説明資料5に記載する。

(Watts et al.(2005)およびGrilli and Watts(2005))

1.3 海底地すべりの津波評価 数値シミュレーションの方法 (Wattsほかの予測式に基づく手法)

■ Wattsほかの予測式に基づく手法の計算条件は以下のとおり。

項目	遠州灘沖 (海盆内)		遠州灘沖 (外縁隆起帯トラフ側斜面)					遠州灘沖 (大陸棚斜面)		駿河湾			設定根拠	
	s2地点	s18地点	s4地点	s5地点	s12地点	s13地点	s17地点	s22地点	s26地点	s1地点	s3地点	s10地点		
土砂の密度 ρ_s (g/cm ³)	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	地質調査所(1998)*
地すべり長さ b (m)	4,300	7,900	5,300	8,000	5,500	5,800	6,500	5,100	7,800	3,400	3,300	3,000	復元地形から判読	
地すべり厚さ T (m)	120	120	90	90	230	300	370	190	230	40	100	350	復元地形から判読	
地すべり幅 w (m)	8,500	8,200	2,500	4,000	4,850	7,000	7,200	3,600	5,300	1,100	4,200	3,200	復元地形から判読	
初期位置没水深 d (m)	600	1,690	900	820	1,200	3,450	3,200	930	510	180	470	1,250	復元地形から判読	
斜面勾配 θ (°)	2.9	1.9	5.4	5.0	2.3	4.7	7.0	4.7	5.5	3.9	8.6	10.9	復元地形から判読	
抗力係数 C_d	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Grilli and Watts(2005)	
付加質量係数 C_m	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	Grilli and Watts(2005)	
移動距離 S (m)	4,300	7,900	5,300	8,000	1,000	5,800	6,500	5,100	7,800	3,400	3,300	1,000	復元地形から判読	
特性距離 S_0 (m)	2,150	3,950	2,650	4,000	500	2,900	3,250	2,550	3,900	1,700	1,650	500	= $S/2$	
底面摩擦係数 C_n	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	= $S_0/(R\cos\theta)$	
曲率半径 R (m)	19,260	65,010	38,166	88,889	16,440	14,017	14,274	17,112	33,065	36,125	13,613	3,214	= $b^2/8T$	
初期加速度 a_0 (m ² /s)	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	= S_0/t_0^2	
特性時間 t_0 (sec)	114	209	160	244	105	97	98	107	149	156	96	46	= $R/g \cdot (\gamma + C_m)/(\gamma - 1)$	
特性津波波長 λ_0 (m)	8,712	26,862	15,020	21,879	11,383	17,821	17,320	10,223	10,524	6,535	6,482	5,137	= $t_0 \cdot g d$	
回転角 $\Delta\Phi$ (rad)	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4	0.5	0.3	0.2	0.1	0.2	0.3	= $2S_0/R$	
最大速度 U_{max} (m/s)	19	19	17	16	5	30	33	24	26	11	17	11	= S_0/t_0	
形状パラメータ κ'	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	Grilli and Watts(2005)	
形状パラメータ Δx (m)	3,485	10,745	6,008	8,752	4,553	7,128	6,928	4,089	4,210	2,614	2,593	2,055	= $0.4\lambda_0$	

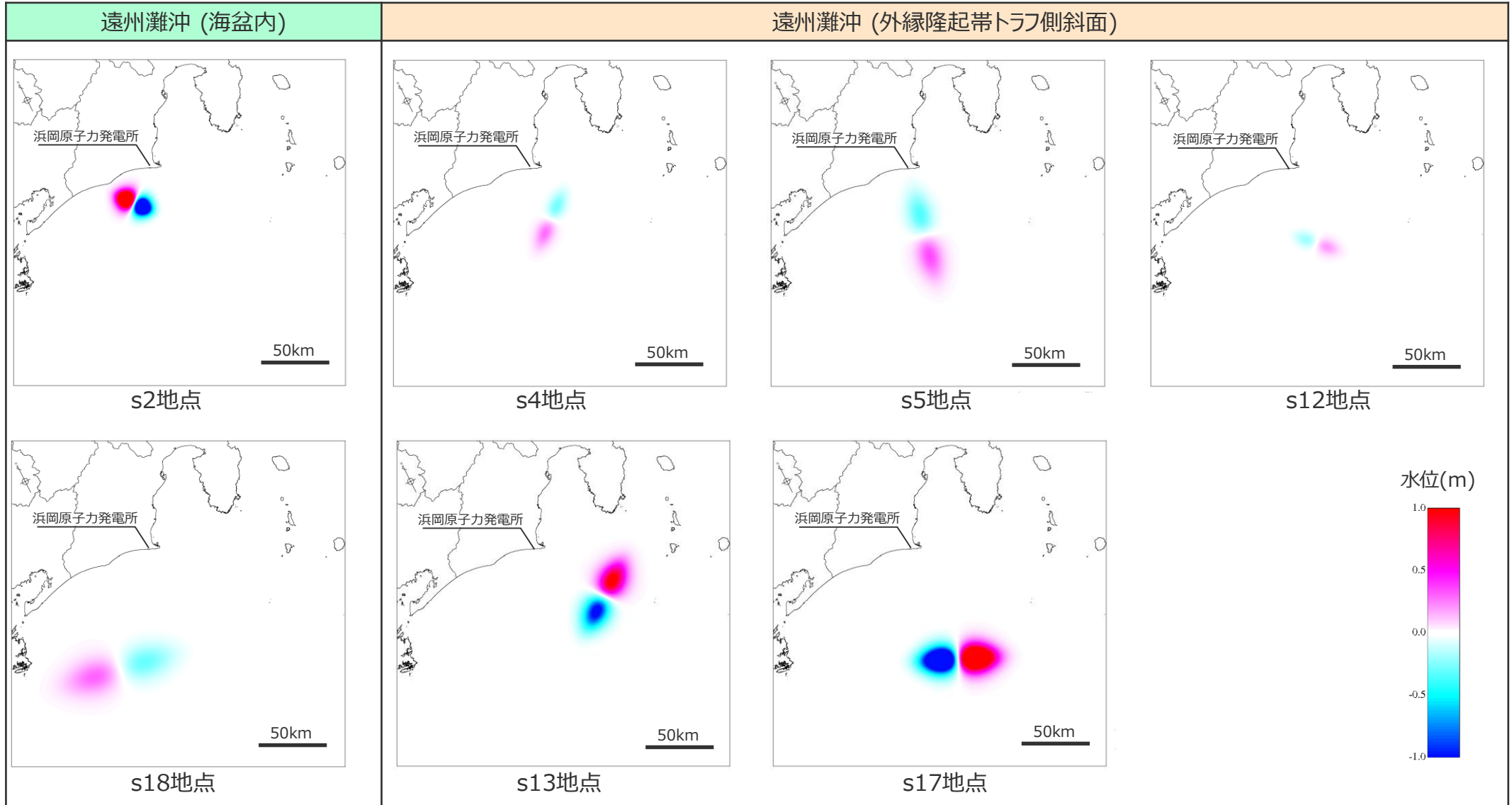
* 地質調査所(1998) : 「東海沖堆積物の物理的性質」、
『東海沖海域の海洋地質学的研究及び海域活断層の評価手法に関する研究』、平成9年度研究概要報告書

Wattsほかの予測式に基づく初期水位の推定値

$\eta_{0,2D}$ (m)	4.6	1.3	2.0	2.3	0.7	4.0	7.6	7.9	28.1	2.3	5.3	4.5	$\eta_{0,2D} = S_0 \left(\frac{0.131}{\sin\theta} \right) \left(\frac{T}{b} \right) \left(\frac{b \sin\theta}{d} \right)^{1.25} \left(\frac{b}{R} \right)^{0.63} \times (\Delta\Phi)^{0.39} (1.47 - 0.35(\gamma - 1))(\gamma - 1)$
$\eta_{0,3D}$ (m)	2.3	0.3	0.3	0.4	0.2	1.2	2.3	2.1	9.4	0.4	2.1	1.7	$\eta_{0,3D} = \eta_{0,2D} \left(\frac{w}{w + \lambda_0} \right)$

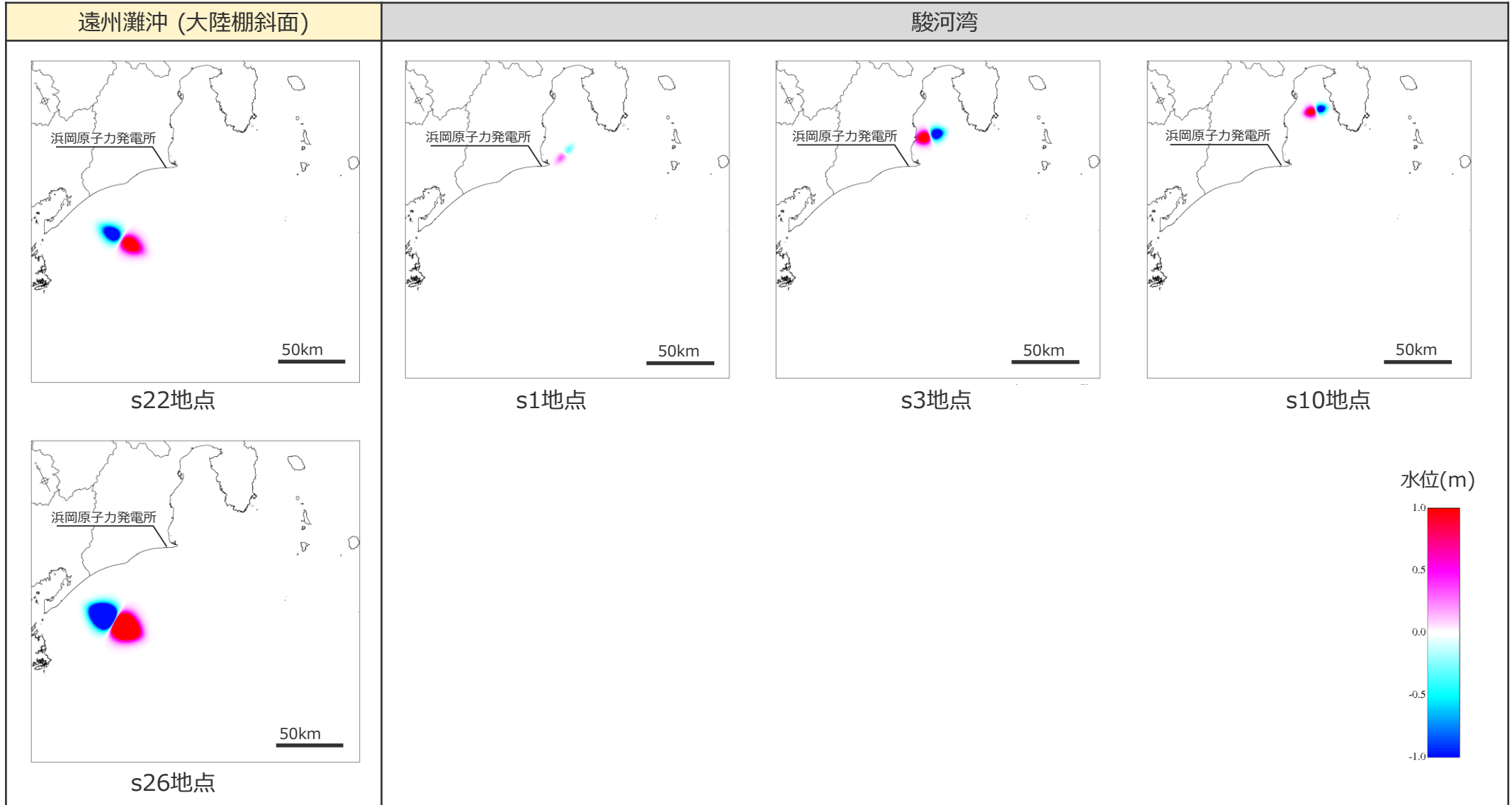
1.3 海底地すべりの津波評価 数値シミュレーションの方法 (Wattsほかの予測式に基づく手法)

■ Wattsほかの予測式に基づく初期水位分布は以下のとおり。



1.3 海底地すべりの津波評価 数値シミュレーションの方法 (Wattsほかの予測式に基づく手法)

■ Wattsほかの予測式に基づく初期水位分布は以下のとおり。



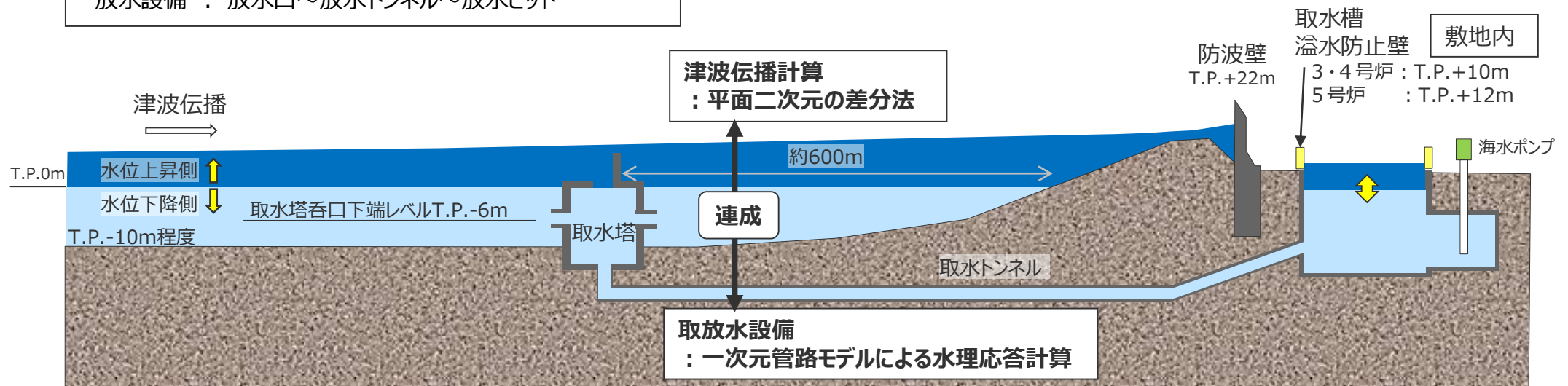
1.3 海底地すべりの津波評価 数値シミュレーションの方法（計算手法）

- 津波伝播計算には、**非線形長波理論に基づく平面二次元の差分法**を用いた。
- 取放水設備からの敷地内への海水流入の有無について評価するため、取放水設備をモデル化し、**津波伝播計算と管路モデルの水理応答計算との連成解析**を実施した。

取放水設備のモデル化範囲（1号炉～5号炉共通）

取水設備：取水塔～取水トンネル～取水槽

放水設備：放水口～放水トンネル～放水ピット

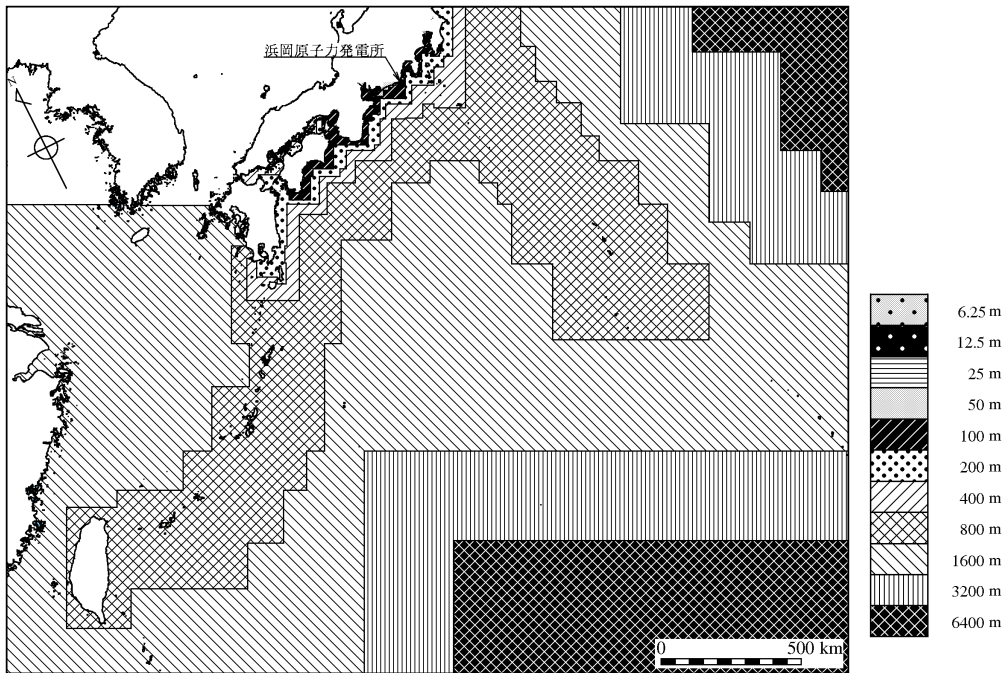


数値シミュレーションのイメージ

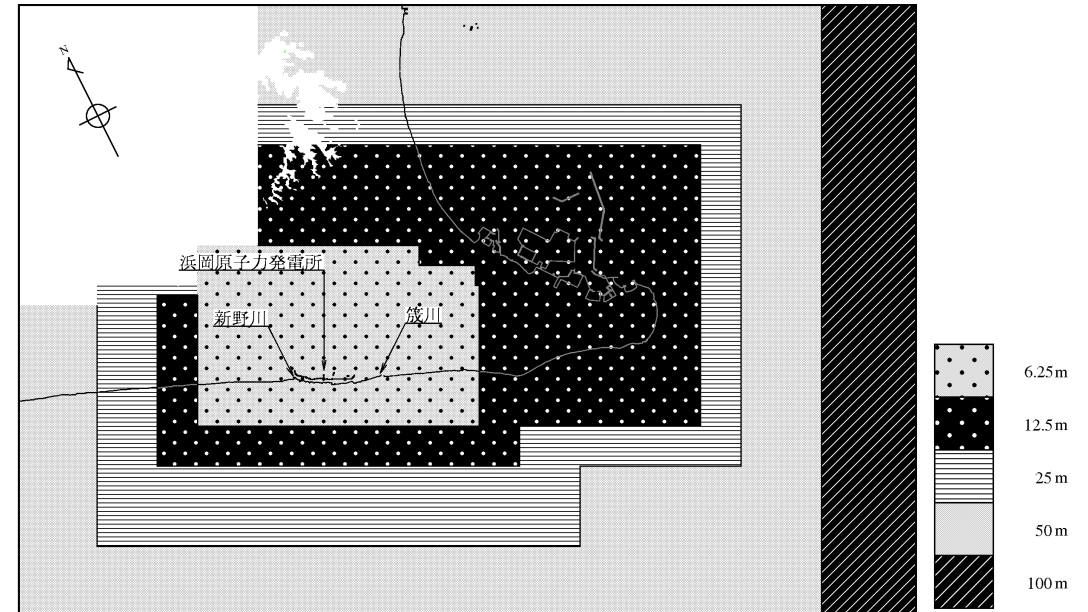
1.3 海底地すべりの津波評価

数値シミュレーションの方法（計算領域・格子分割）

- 計算領域は、南海トラフを含む南北約2,500km×東西約3,000kmの領域で設定した。
- 計算格子は、沖合での最大6,400mから3,200m、1,600m・・・25m、12.5m、6.25mと1/2ずつ徐々に細かい格子間隔で設定した。
なお、波源となる海底地すべり地形周辺の計算格子は、海底地すべりの体積（長さ数km程度）を考慮して、100mの格子間隔で設定した。



格子分割サイズ（計算領域全体）



格子分割サイズ（敷地周辺）

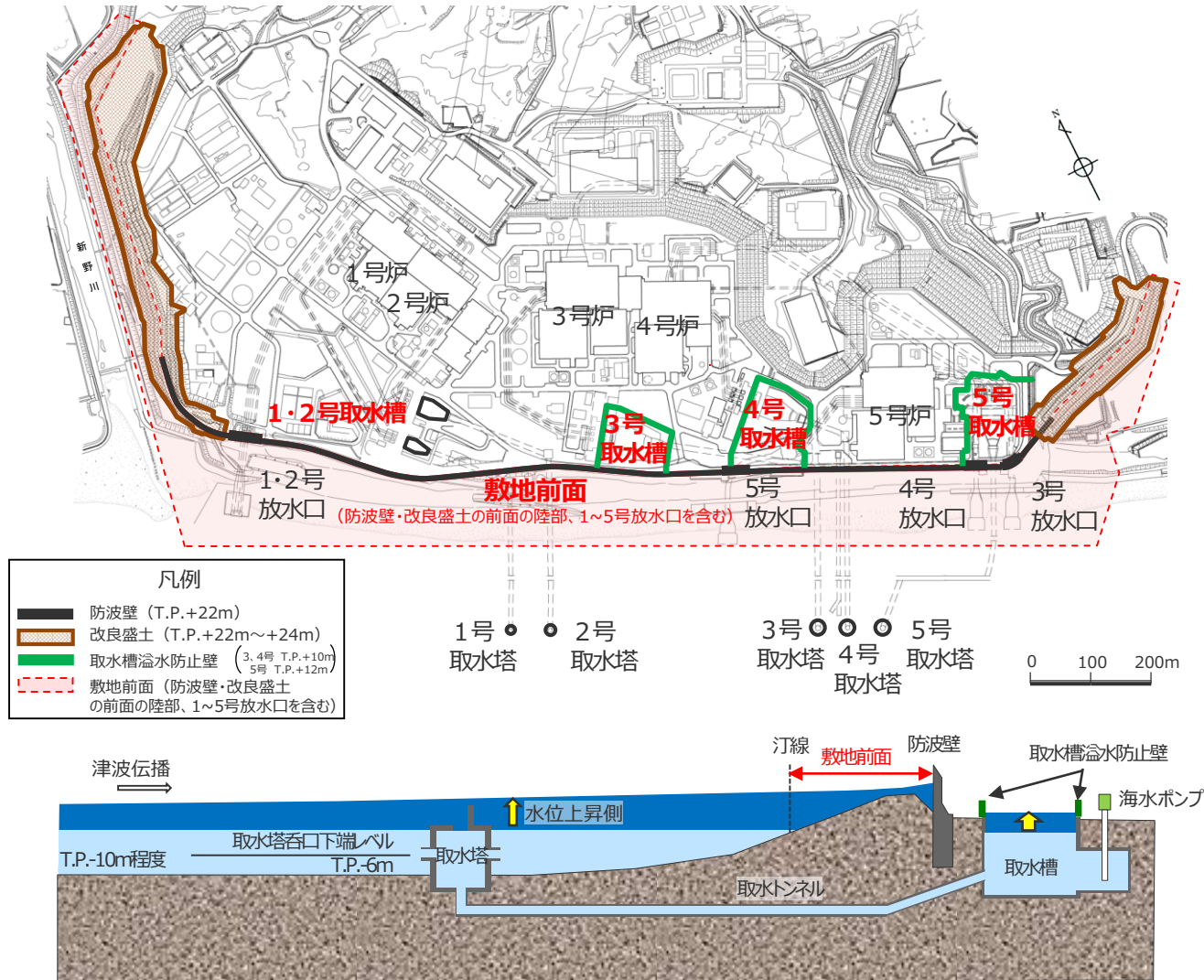
1.3 海底地すべりの津波評価 数値シミュレーションの方法（計算条件）

項目	計算条件（津波の数値シミュレーション）
基礎方程式	・非線形長波理論（浅水理論）の連続式及び運動方程式
計算領域	・南北約2,500km×東西約3,000kmの領域
格子分割サイズ	・計算格子は沖合での最大6,400mから3,200m、1,600m、800m、400m、200m、100m、50m、25m、12.5m、6.25mと1/2ずつ徐々に細かい格子間隔を設定
境界条件	・沖側境界条件はCerjan et al.(1985)の吸収境界 ・格子分割サイズが100m以上の領域では汀線で完全反射境界 ・格子分割サイズが50m～6.25mの領域では陸域への遡上計算を実施 ・津波先端部の移動境界条件は小谷ほか（1998）
初期潮位	・水位上昇側 朔望平均満潮位 T.P.+0.80m ・水位下降側 朔望平均干潮位 T.P.-0.93m（朔望平均満潮位・干潮位とも御前崎検潮所2003年～2012年の平均値）
海底摩擦損失係数	・マニングの粗度係数 $0.025\text{m}^{-1/3}\text{s}$
水平渦動粘性係数	・ $10\text{m}^2/\text{s}$
計算時間間隔	・0.125s
計算時間	・3時間

項目	計算条件（水路及び水槽）
基礎方程式	・管水路および開水路の連続式及び運動方程式 ・水槽の水位計算式
計算領域	・取水路 (1～4号)取水塔～取水トンネル～取水槽 (5号) 取水塔～取水トンネル～取水槽～原子炉機器冷却海水取水路～原子炉機器冷却海水ポンプ室 ・連絡水路 : 2号取水トンネル～3号取水槽～4号取水槽～5号取水槽 ・放水路 : 放水口～放水トンネル～放水ピット
マニングの粗度係数	・取水路、連絡水路 : $n = 0.025\text{m}^{-1/3}\text{s}$ ・放水路 : $n = 0.020\text{m}^{-1/3}\text{s}$
計算時間間隔	・0.025s

1.3 海底地すべりの津波評価 水位上昇側の評価地点及び評価方法について

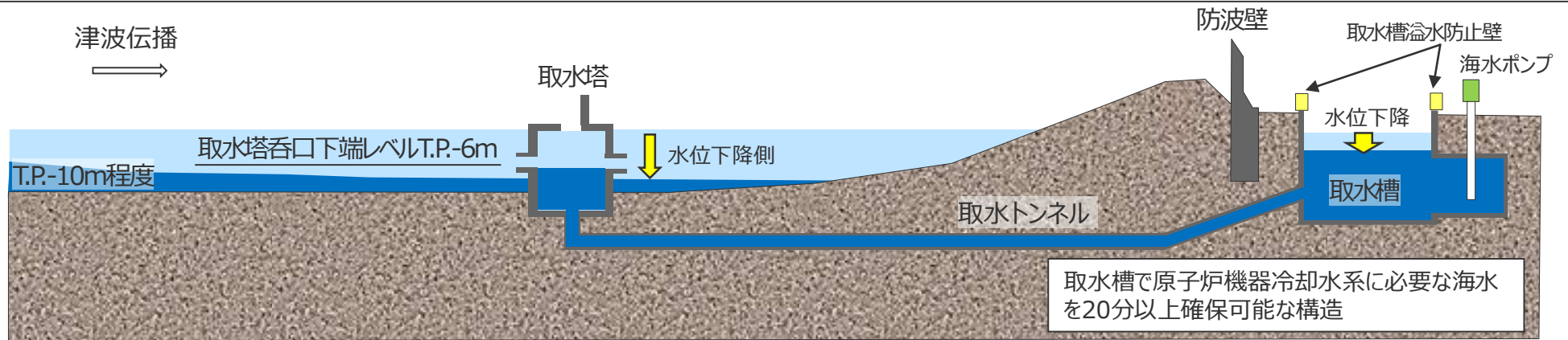
- 水位上昇側の津波評価では、津波による敷地への影響を確認するため、敷地前面（防波壁・改良盛土の前面の陸部、1～5号放水口を含む）及び取水トンネルを介して前面海域と繋がっている取水槽地点の最大上昇水位で評価した。
- 水位上昇側の津波評価では、安全評価上、地震による敷地の地盤隆起は考慮せず、地盤沈降は考慮して評価した。



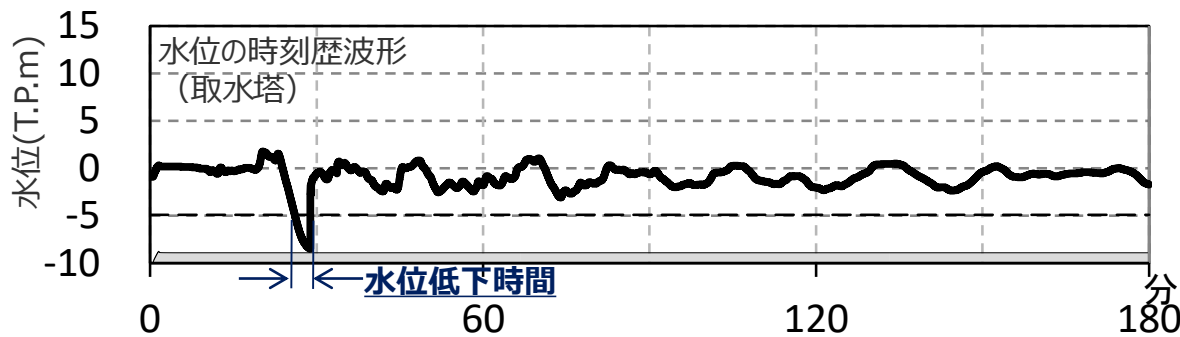
浜岡原子力発電所の概要

1.3 海底地すべりの津波評価 水位下降側の評価地点及び評価方法

- 浜岡原子力発電所は、津波時の水位低下により取水塔呑口から取水ができなくなった場合においても、敷地内に設置されている取水槽で原子炉機器冷却水系に必要な海水を20分以上確保可能な構造となっている。
- 水位下降側の津波評価では、引き津波に対する取水性を確認するため、取水塔地点の最大下降水位と、取水塔地点の水位が取水塔呑口下端レベルを下回り取水塔から取水できない時間（水位低下時間）を評価した。
 なお、最大下降水位時に海底面がほぼ露出している（水深1m未満である）場合、最大下降水位を「海底面」と表記した。
- 水位下降側の津波評価では、安全評価上、地震による敷地の地盤隆起は考慮して、地盤沈降は考慮せず評価した。



浜岡原子力発電所の概要



- ・点線：取水塔呑口下端レベル（地盤隆起量を考慮）
- ・上図は、地盤隆起が地震によって約1m生じた場合の例

「水位低下時間」の算定方法の例

「水位低下時間」の算定方法

- 津波時に取水塔での水位が、地盤隆起を考慮した取水塔呑口下端レベル以下となる時間を「水位低下時間」として算定する。

1.3 海底地すべりの津波評価 海底地すべりの津波評価結果（水位上昇側）

■ 検討対象とした海底地すべりについて、二層流モデル、Wattsほかの予測式を用いて、数値シミュレーションにより津波評価を実施した結果、「s26地点の海底地すべり」の津波の影響が最も大きいことを確認した。

海底地すべりの津波評価結果一覧（水位上昇側）

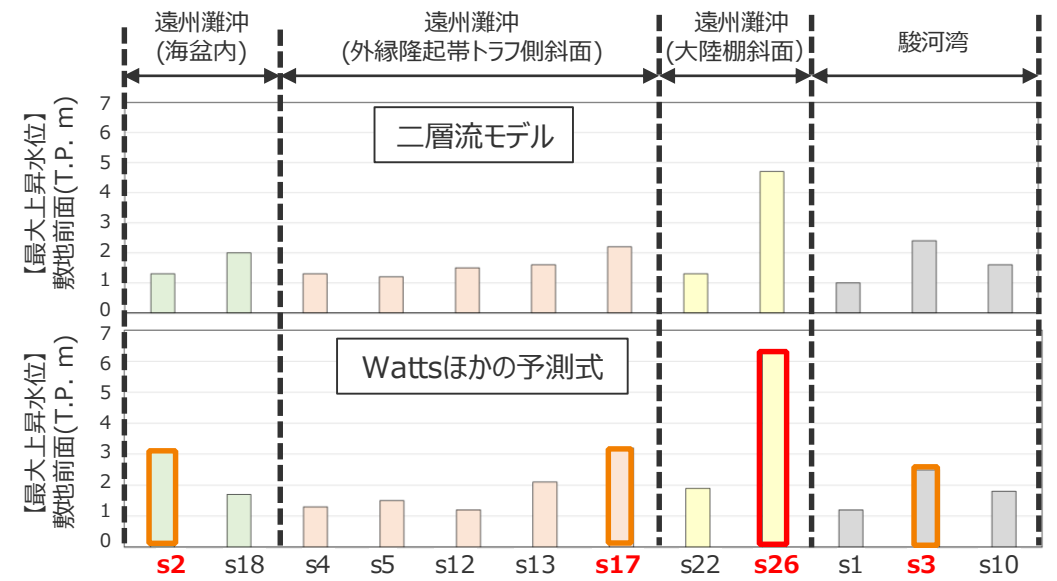
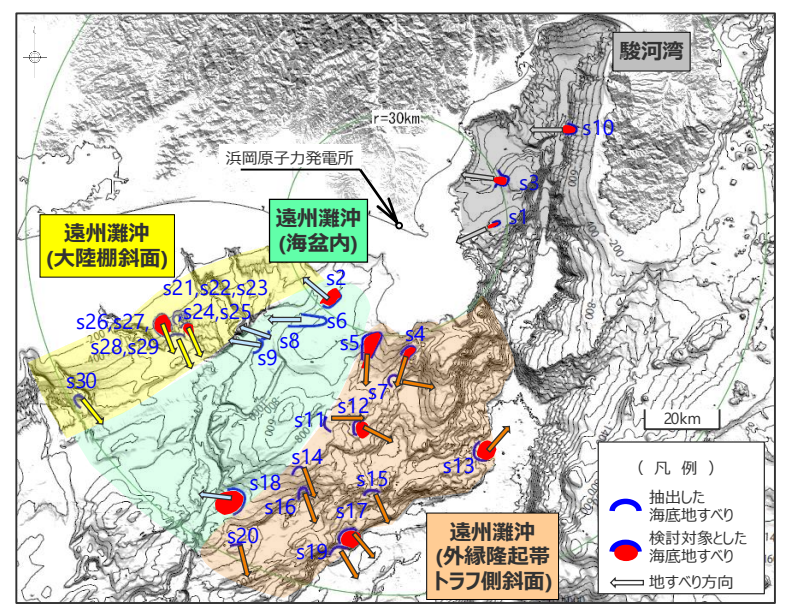
地点名	遠州灘沖 (海盆内)		遠州灘沖 (外縁隆起帯トラフ側斜面)						遠州灘沖 (大陸棚斜面)		駿河湾													
	s2	s18	s4	s5	s12	s13	s17	s22	s26	s1	s3	s10												
地すべり体の体積※1 (億m ³)	9	29	3	6	17	34	47	12	33	1	5	6												
敷地からの距離(km)	27	87	35	35	56	64	86	63	68	25	31	52												
計算手法※2	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts		
【最大上昇水位】敷地前面(T.P.m)	1.3	3.1	2.0	1.7	1.3	1.3	1.2	1.5	1.5	1.2	1.6	2.1	2.2	3.2	1.3	1.9	4.7	6.3	1.0	1.3	2.4	2.5	1.7	1.8

・水位上昇側：朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮

※1 地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出

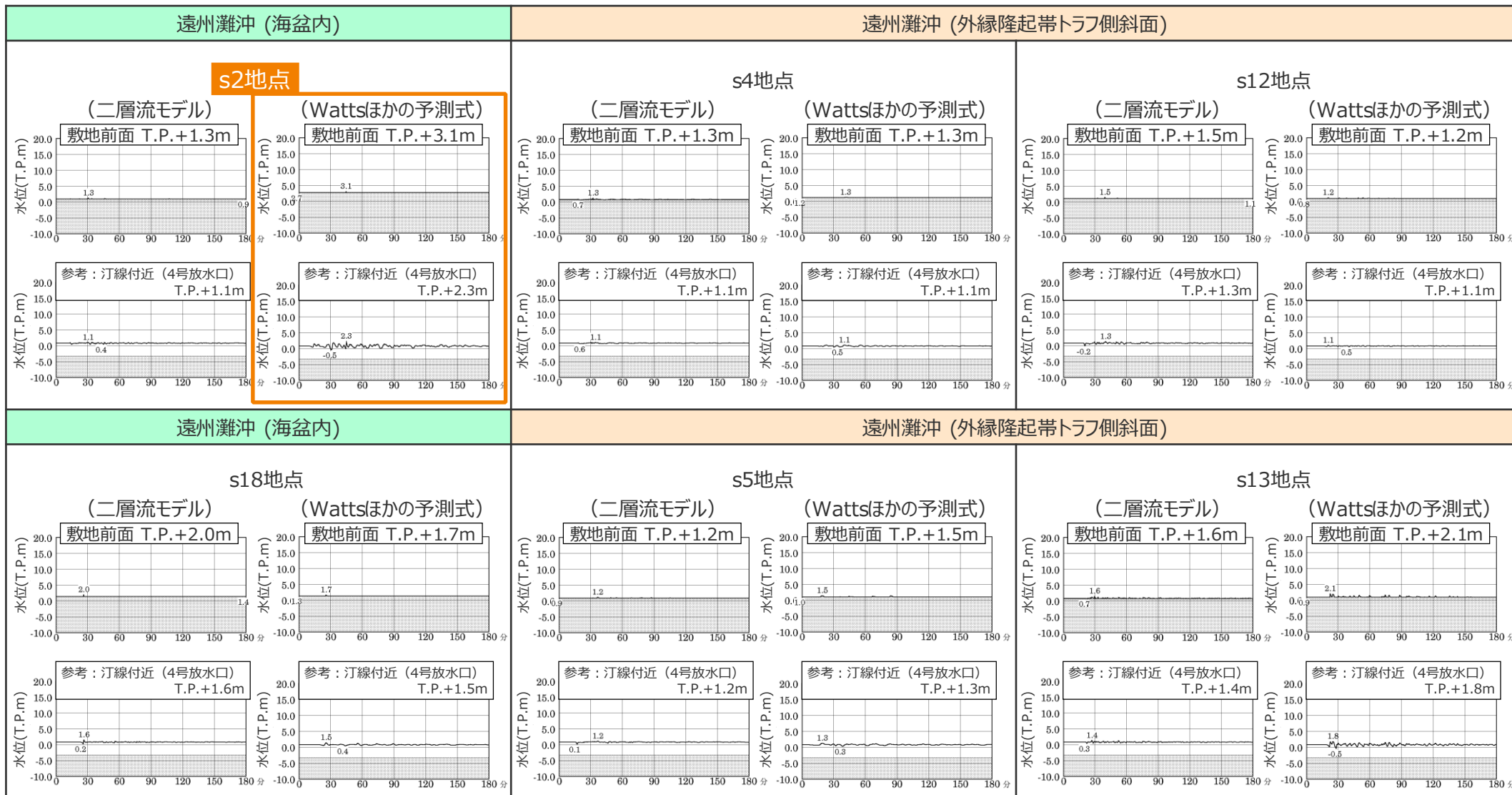
※2 二層流：二層流モデル、Watts：Wattsほかの予測式

・s21-s25地点及びs26-s29地点の海底地すべりが同時発生した場合の影響検討について、No.2コメント回答（同時発生に関する水位下降側の影響検討）およびNo.3コメント回答（同時発生に関する影響検討の考え方）を含めて、補足説明資料6に示す。



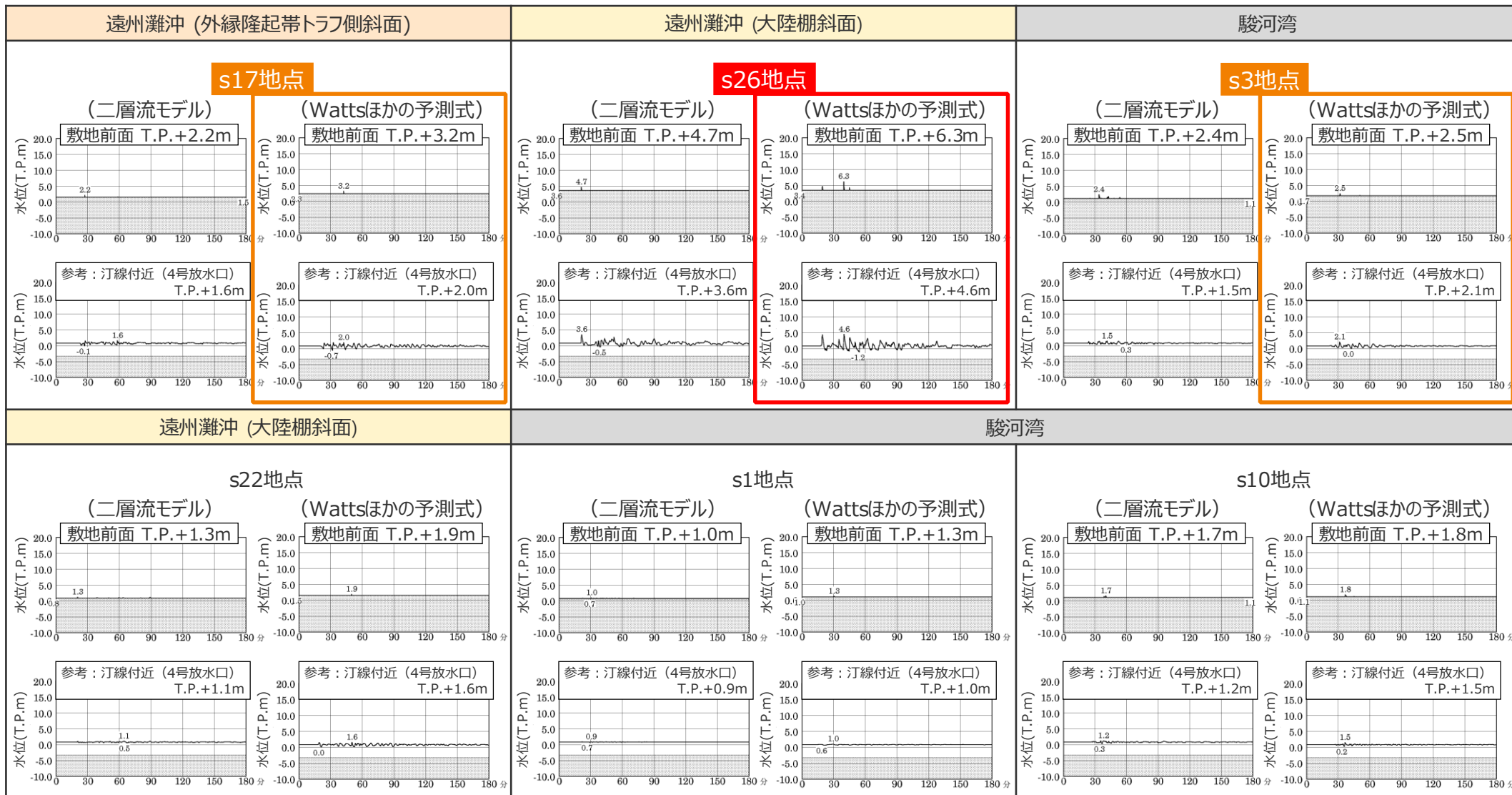
海底地すべりの津波評価結果（水位上昇側）

■ 検討対象とした海底地すべりについて、二層流モデル、Wattsほかの予測式を用いて、数値シミュレーションにより津波評価を実施した結果、「s26地点の海底地すべり」の津波の影響が最も大きいことを確認した。



1.3 海底地すべりの津波評価 海底地すべりの津波評価結果（水位上昇側）

■ 検討対象とした海底地すべりについて、二層流モデル、Wattsほかの予測式を用いて、数値シミュレーションにより津波評価を実施した結果、「s26地点の海底地すべり」の津波の影響が最も大きいことを確認した。



1.3 海底地すべりの津波評価

海底地すべりの津波評価結果（水位下降側）

■ 検討対象とした海底地すべりについて、二層流モデル、Wattsほかの予測式を用いて、数値シミュレーションにより津波評価を実施した結果、「s26地点の海底地すべり」の津波の影響が最も大きいことを確認した。

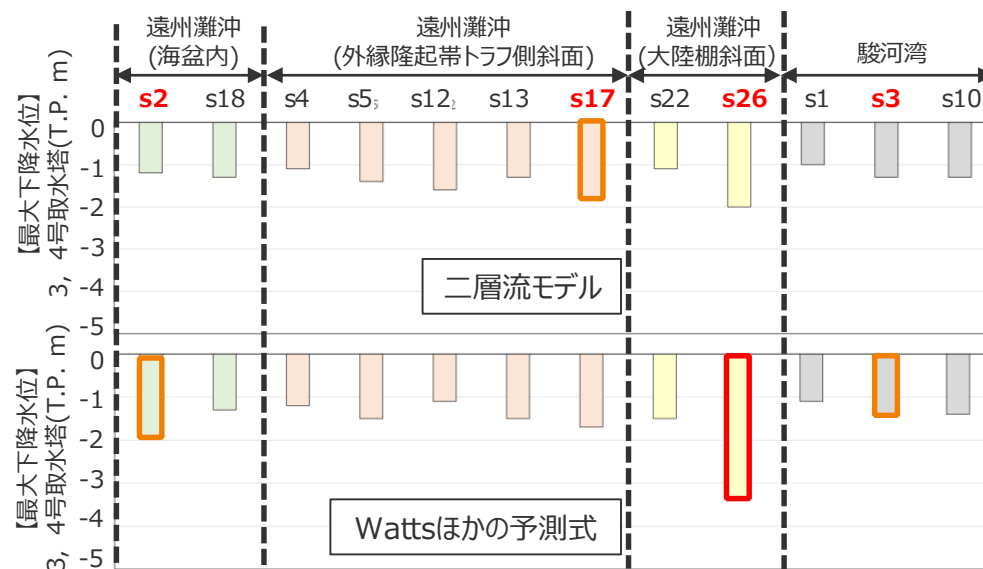
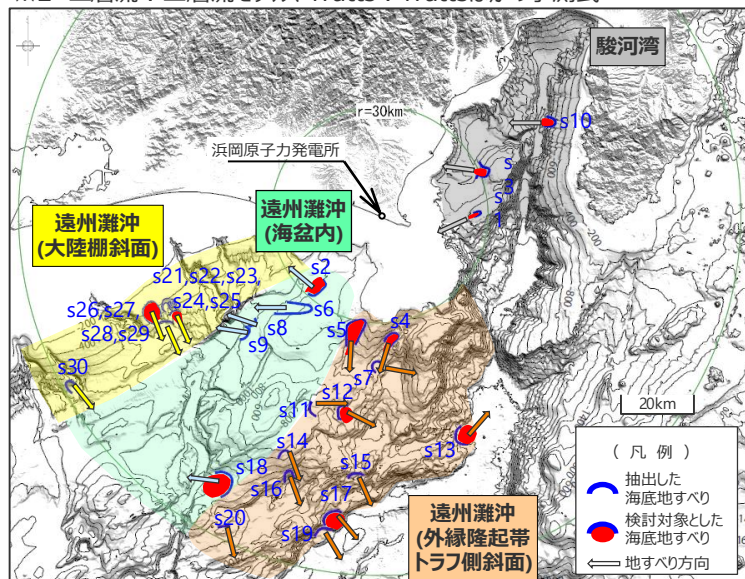
海底地すべりの津波評価結果一覧（水位下降側）

地点名	遠州灘沖 (海盆内)		遠州灘沖 (外縁隆起帯トラフ側斜面)								遠州灘沖 (大陸棚斜面)		駿河湾											
	s2	s18	s4	s5	s12	s13	s17	s22	s26	s1	s3	s10												
地すべり体の体積※1 (億m ³)	9	29	3	6	17	34	47	12	33	1	5	6												
敷地からの距離(km)	27	87	35	35	56	64	86	63	68	25	31	52												
計算手法※2	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts	二層流	Watts
【最大下降水位】 3, 4号取水塔(T.P.m) (水位低下時間)	-1.2 (なし)	-1.9 (なし)	-1.3 (なし)	-1.3 (なし)	-1.1 (なし)	-1.2 (なし)	-1.4 (なし)	-1.3 (なし)	-1.6 (なし)	-1.1 (なし)	-1.3 (なし)	-1.5 (なし)	-1.8 (なし)	-1.7 (なし)	-1.1 (なし)	-1.5 (なし)	-2.0 (なし)	-3.4 (なし)	-1.0 (なし)	-1.1 (なし)	-1.3 (なし)	-1.4 (なし)	-1.3 (なし)	-1.3 (なし)

- ・水位下降側：朔望平均干潮位T.P. - 0.93mを考慮
- ・水位低下時間：取水塔地点の水位が取水塔呑口下端レベルを下回り取水塔から取水できない時間。

・s21-s25地点及びs26-s29地点の海底地すべりが同時発生した場合の影響検討について、No.2コメント回答（同時発生に関する水位下降側の影響検討）およびNo.3コメント回答（同時発生に関する影響検討の考え方）を含めて、補足説明資料6に示す。

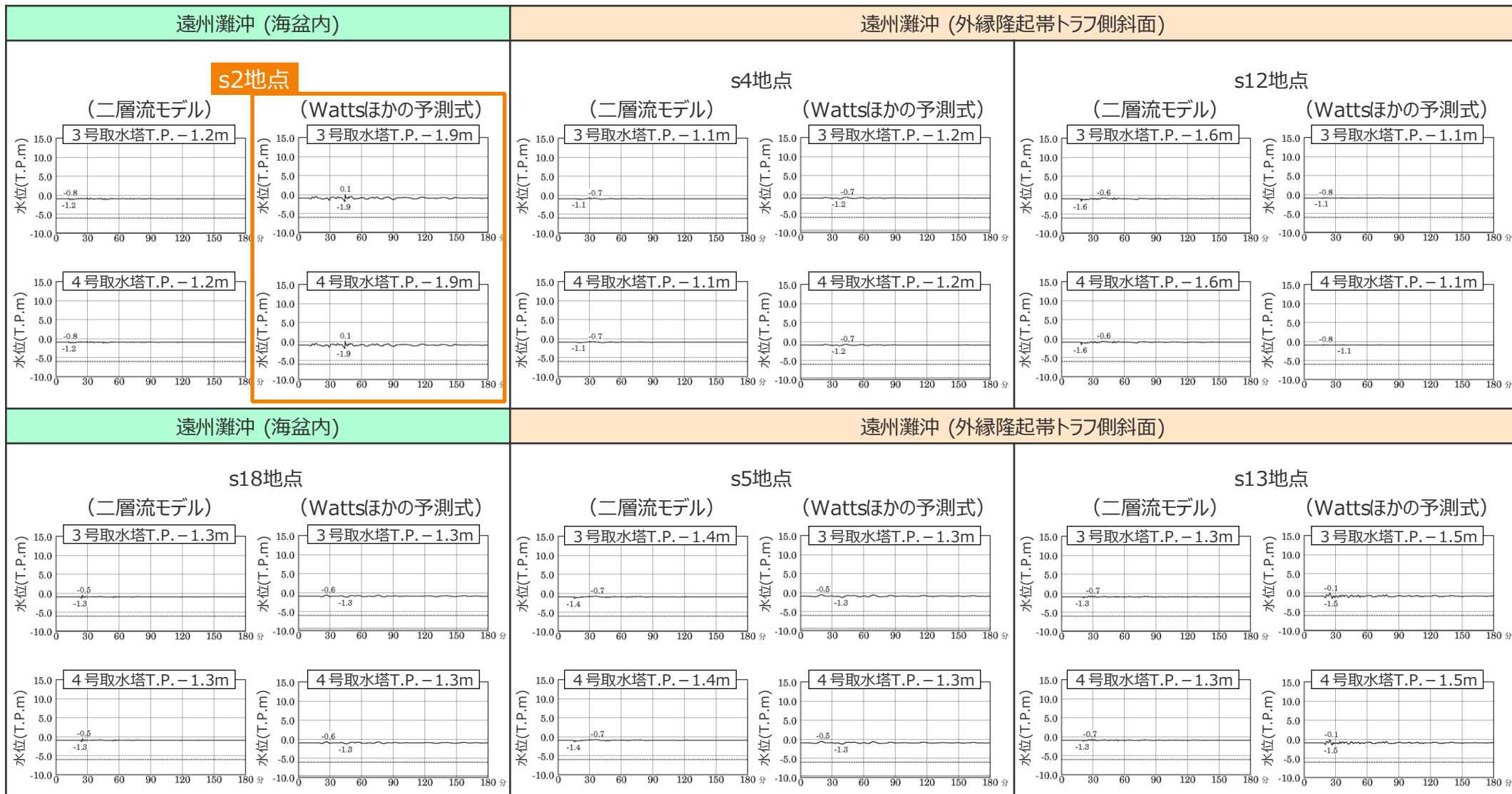
※1 地すべり体の形状を復元した100mDEMから精密に算出
 ※2 二層流：二層流モデル、Watts：Wattsほかの予測式



1.3 海底地すべりの津波評価

海底地すべりの津波評価結果（水位下降側）

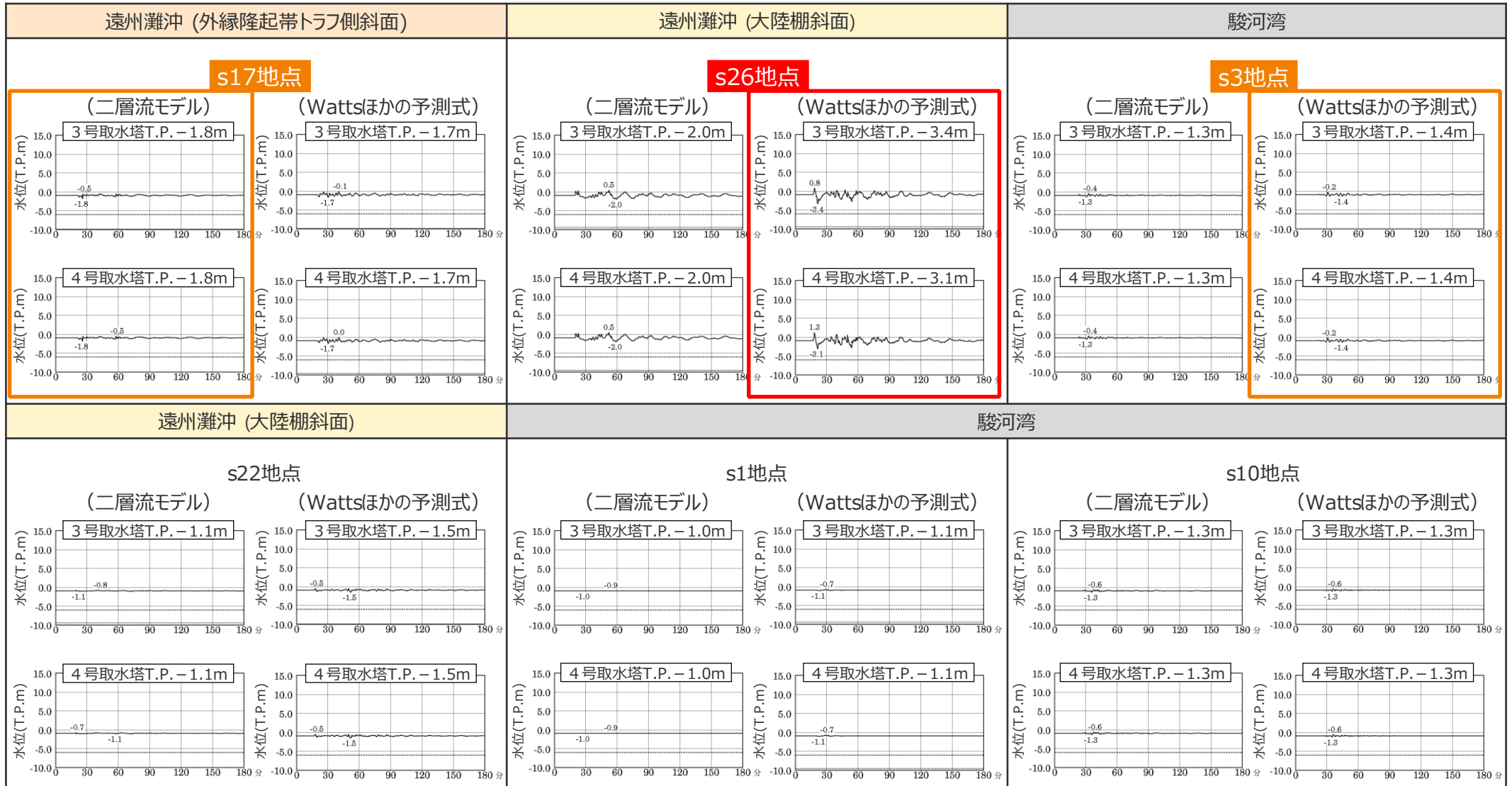
■ 検討対象とした海底地すべりについて、二層流モデル、Wattsほかの予測式を用いて、数値シミュレーションにより津波評価を実施した結果、「s26地点の海底地すべり」の津波の影響が最も大きいことを確認した。



1.3 海底地すべりの津波評価

海底地すべりの津波評価結果（水位下降側）

■ 検討対象とした海底地すべりについて、二層流モデル、Wattsほかの予測式を用いて、数値シミュレーションにより津波評価を実施した結果、「s26地点の海底地すべり」の津波の影響が最も大きいことを確認した。



1.3 海底地すべりの津波評価 海底地すべりによる津波のまとめ

- 海底地すべりによる津波評価結果は以下のとおり。
- 水位上昇側、下降側ともにs26地点の海底地すべりの影響が最も大きく、敷地前面の最大上昇水位はT.P.+6.3m、取水塔の最大下降水位はT.P.-3.4mとなった。

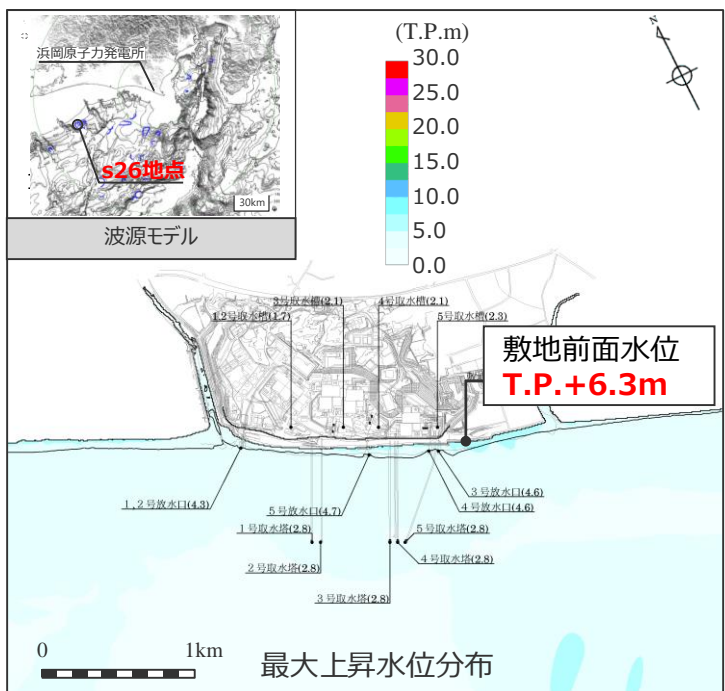
【海底地すべりによる津波】

津波発生要因		【水位上昇側】 最大上昇水位 (T.P. m)					【水位下降側】 最大下降水位 (T.P. m) (水位低下時間)		
		敷地外	敷地内				敷地外		
		敷地 前面	1,2号 取水槽	3号 取水槽	4号 取水槽	5号 取水槽	3号 取水塔	4号 取水塔	
海底地すべり	遠州灘沖 (海盆内)	s2地点の海底地すべり	3.1	1.4	1.8	1.8	2.0	-1.9(なし)	-1.9(なし)
		s18地点の海底地すべり	2.0	1.0	1.0	1.0	1.1	-1.3(なし)	-1.3(なし)
	遠州灘沖 (外縁隆起帯 トラフ側斜面)	s4地点の海底地すべり	1.3	1.1	1.4	1.4	1.4	-1.2(なし)	-1.2(なし)
		s5地点の海底地すべり	1.5	1.3	1.4	1.4	1.4	-1.4(なし)	-1.4(なし)
		s12地点の海底地すべり	1.5	1.1	1.2	1.2	1.2	-1.6(なし)	-1.6(なし)
		s13地点の海底地すべり	2.1	1.4	1.6	1.6	1.7	-1.5(なし)	-1.5(なし)
		s17地点の海底地すべり	3.2	1.3	1.6	1.6	1.6	-1.8(なし)	-1.8(なし)
	遠州灘沖 (大陸棚斜面)	s22地点の海底地すべり	1.9	1.1	1.4	1.4	1.3	-1.5(なし)	-1.5(なし)
		s26地点の海底地すべり	6.3	1.7	2.1	2.1	2.3	-3.4(なし)	-3.1(なし)
	駿河湾	s1地点の海底地すべり	1.3	1.0	1.2	1.2	1.1	-1.1(なし)	-1.1(なし)
		s3地点の海底地すべり	2.5	1.1	1.4	1.4	1.6	-1.4(なし)	-1.4(なし)
		s10地点の海底地すべり	1.8	1.0	1.1	1.1	1.0	-1.3(なし)	-1.3(なし)

- ・水位上昇側：朔望平均満潮位T.P. + 0.80mを考慮
- ・水位下降側：朔望平均干潮位T.P. - 0.93mを考慮
- ・水位低下時間：取水塔地点の水位が取水塔呑口下端レベルを下回り取水塔から取水できない時間

1.3 海底地すべりの津波評価 海底地すべりの津波評価結果

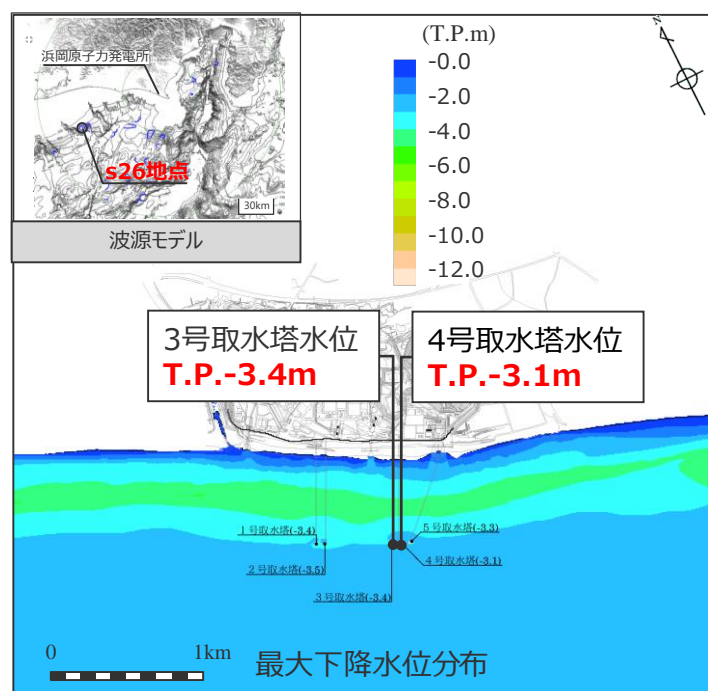
【水位上昇側】



◆ Wattsほかの予測式

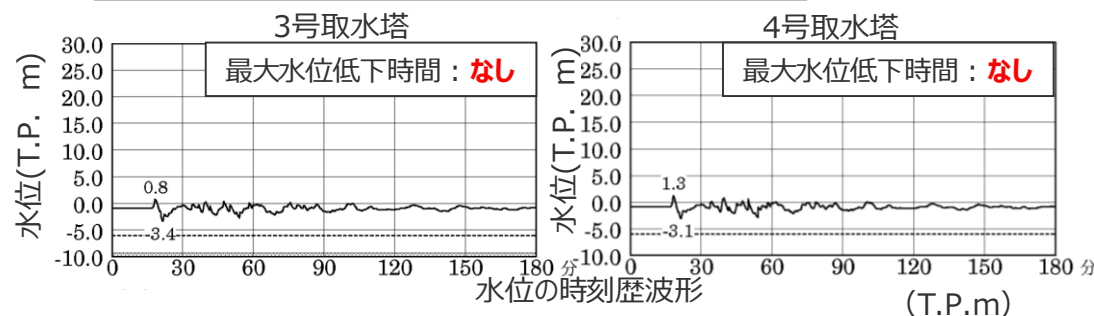
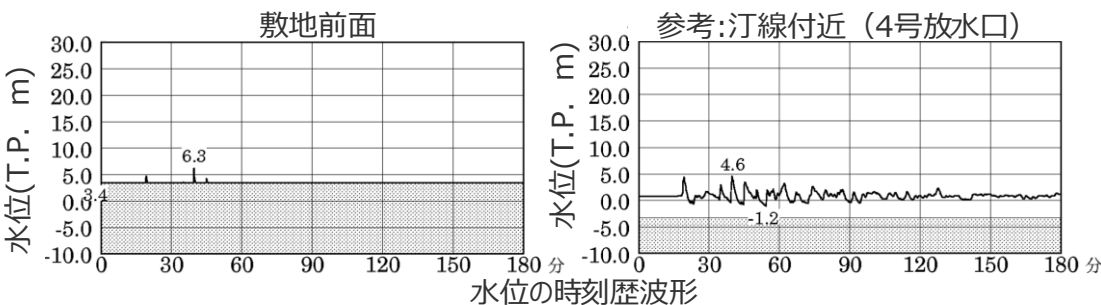
・朔望平均満潮位
T.P. +0.80mを考慮
・網掛け部の上端は
当該地点の標高

【水位下降側】



◆ Wattsほかの予測式

・朔望平均干潮位
T.P. -0.93mを考慮
・網掛け部の上端は
当該地点の標高
・点線は取水塔呑口
下端レベル



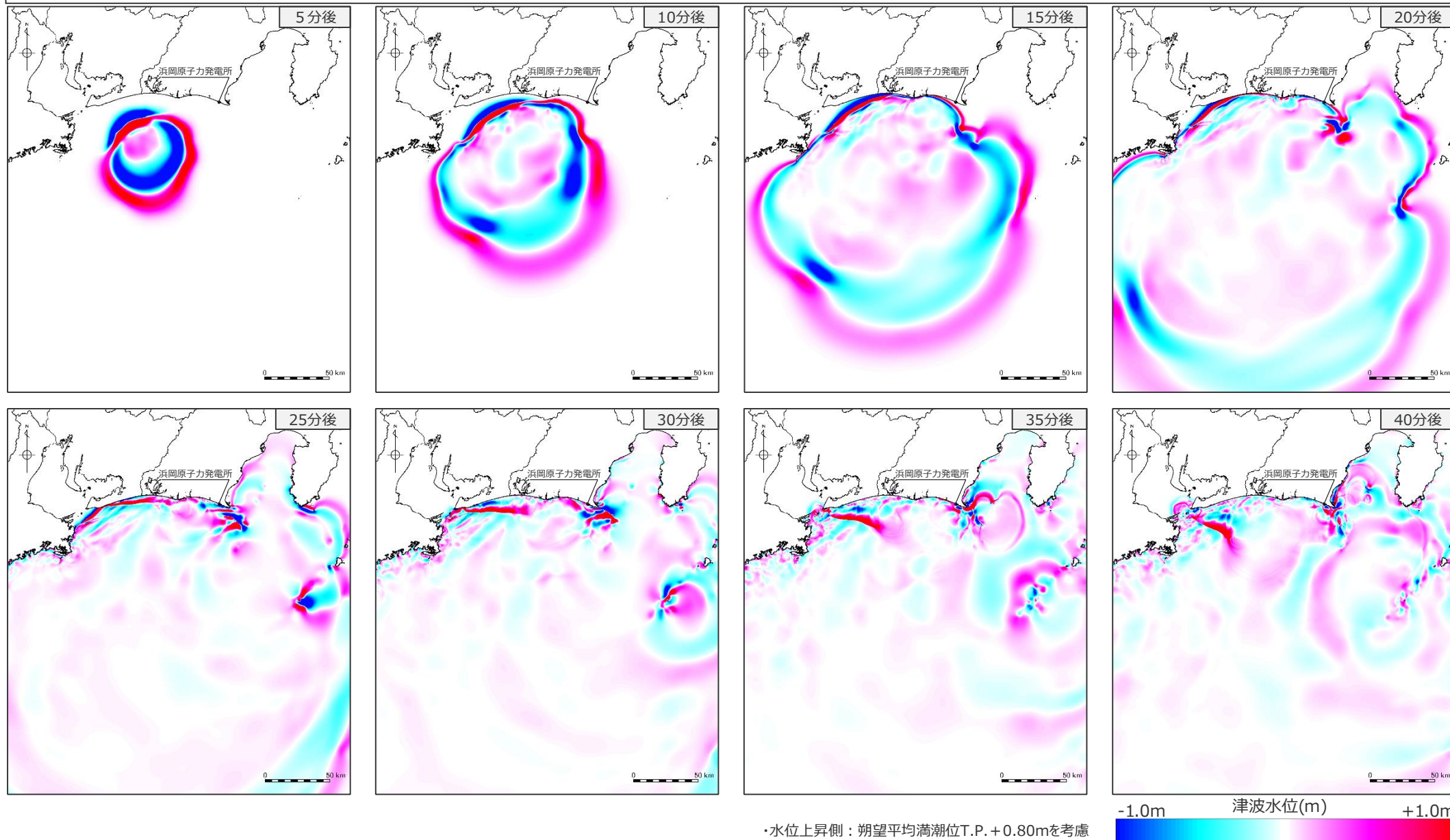
ケース名	【水位上昇側】 最大上昇水位					【水位下降側】 最大下降水位 (水位低下時間)	
	敷地前面	1,2号取水槽	3号取水槽	4号取水槽	5号取水槽	3号取水塔	4号取水塔
s26地点の海底地すべり	6.3	1.7	2.1	2.1	2.3	-3.4 (なし)	-3.1 (なし)

・水位低下時間：取水塔地点の水位が取水塔呑口下端レベルを下回り取水塔から取水できない時間。

海底地すべりの津波評価結果

(津波伝播状況のスナップショット(水位上昇側))

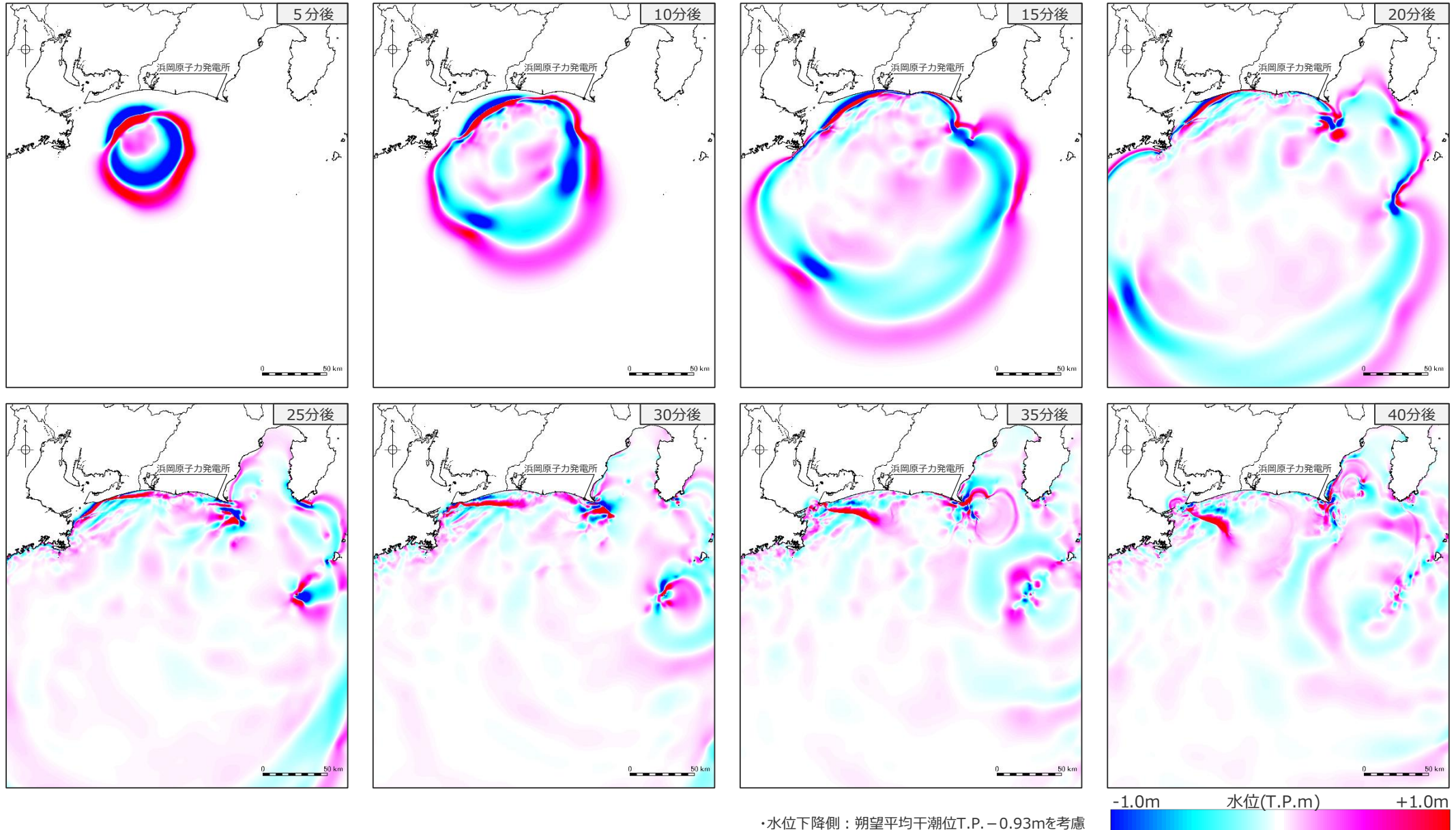
■ s26地点海底地すべりによる水位上昇側の津波伝播の様子を示すスナップショットを示す。(なお、その他の海底地すべりについては、補足説明資料7に記載。)



海底地すべりの津波評価結果

(津波伝播状況のスナップショット(水位下降側))

■ s26地点海底地すべりによる水位下降側の津波伝播の様子を示すスナップショットを示す。(なお、その他の海底地すべりについては、補足説明資料7に記載。)



目次

1	海底地すべりの津波評価	12
1.1	海底地すべりに関する調査	14
1.1.1	海底地すべりに関する文献調査	14
1.1.2	海底地すべりに関する地形判読調査	19
1.2	検討対象とする海底地すべりの選定	27
1.3	海底地すべりの津波評価	30
2	陸上地すべりの津波評価	64
3	火山現象の津波評価	69
3.1	原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	72
3.2	津波発生要因の規模に関する評価	83
3.2.1	個別火山の津波発生要因の規模に関する調査	83
3.2.2	伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	94
3.2.3	津波発生要因の規模に関する評価	107
3.3	火山現象の津波評価	111
4	地震以外の要因による津波のまとめ	134

2 陸上地すべりの津波評価

陸上地すべりの津波評価の検討概要

- 地すべりの津波のうち 陸上地すべりの津波評価では、地すべり地形分布図データベースに基づき、敷地周辺、および、距離は離れているが新第三系および第四紀火山が直接海岸沿いに露出し比較的大きな地すべり地形が存在する可能性がある伊豆半島西岸の 陸上地すべり（斜面崩壊含む）の調査を実施した。その結果、敷地周辺に津波を発生させる地すべりは認められず、また伊豆半島西岸の 陸上地すべりは、敷地周辺海域において抽出した海底地すべりと比べて規模が小さく、Huber and Hager(1997)の予測式による津波高からも海底地すべりの津波と比べて敷地への影響が小さいことを確認した。

陸上地すべりに関する調査

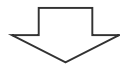
- ・ 陸上地すべり（斜面崩壊含む）に関する文献調査を実施し、敷地に大きな影響を及ぼす可能性のある陸上地すべり地形を抽出。

【調査対象領域】

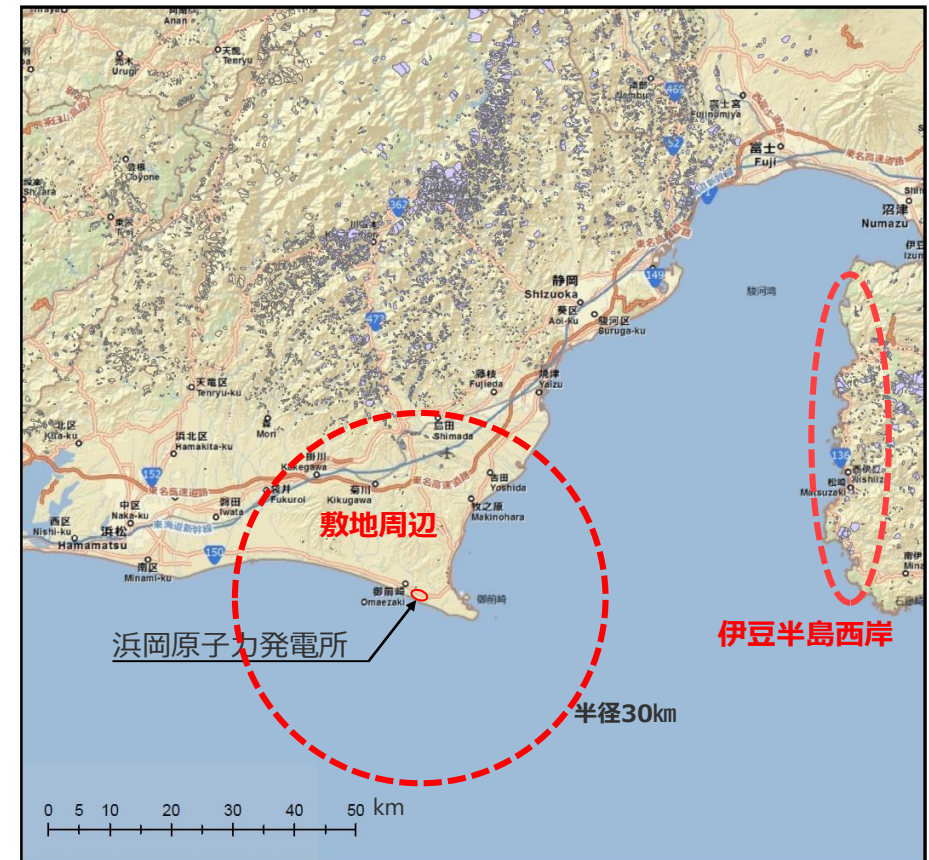
- 敷地周辺（半径30km）
- 伊豆半島西岸
（距離は離れているが、新第三系および第四紀火山が直接海岸沿いに露出し比較的大きな地すべり地形が存在する可能性がある。）

【調査方法】

防災科学技術研究所による地すべり地形分布図データベース及び縮尺1/50,000地すべり地形分布図に基づき調査を実施した。



調査の結果、敷地周辺に津波を発生させる地すべりは認められず、また伊豆半島西岸の陸上地すべりは、敷地周辺海域において抽出した海底地すべりと比べて規模が小さく、Huber and Hager(1997)の予測式による津波高からも海底地すべりの津波と比べて敷地への影響が小さいことを確認した。



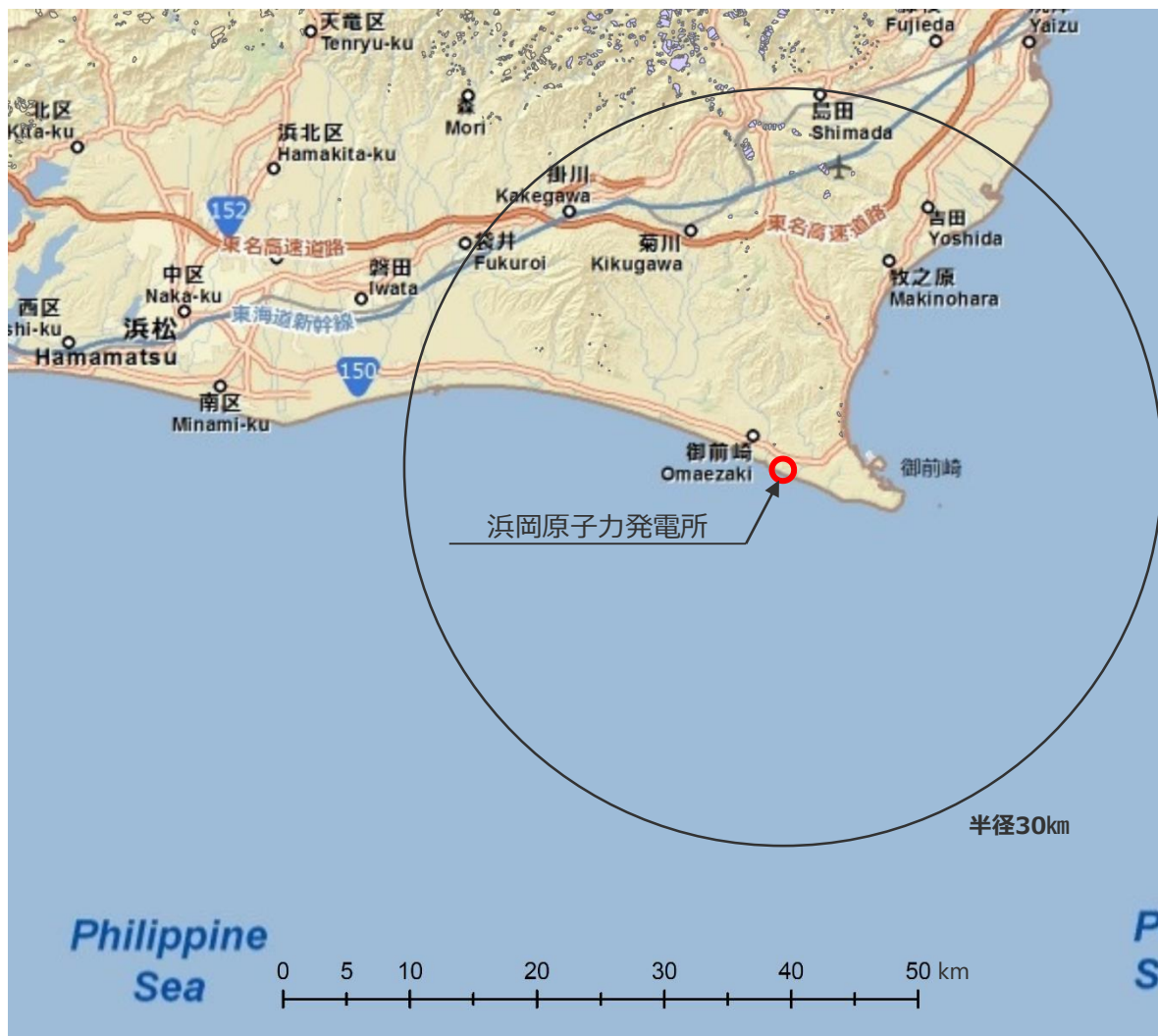
※防災科学技術研究所（2002、2014）を基に作成

調査対象領域

2 陸上地すべりの津波評価

陸上地すべり地形の調査結果（敷地周辺）

- 海岸線付近では沖積低地、砂丘、砂州などが発達しており、岩盤が直接海域に崩壊・到達することが想定される地形は認められない。
- 地すべり地形分布図データベースにおいて御前崎港北方に地すべり地形が認められるが、ごく小規模であり、かつ、海岸線から陸側に数百m離れた位置であることから、敷地への影響は小さいと考えられる。



敷地周辺の陸上地すべり地形分布図



敷地周辺の陸上地すべり地形拡大図

※防災科学技術研究所（2002、2014）を基に作成

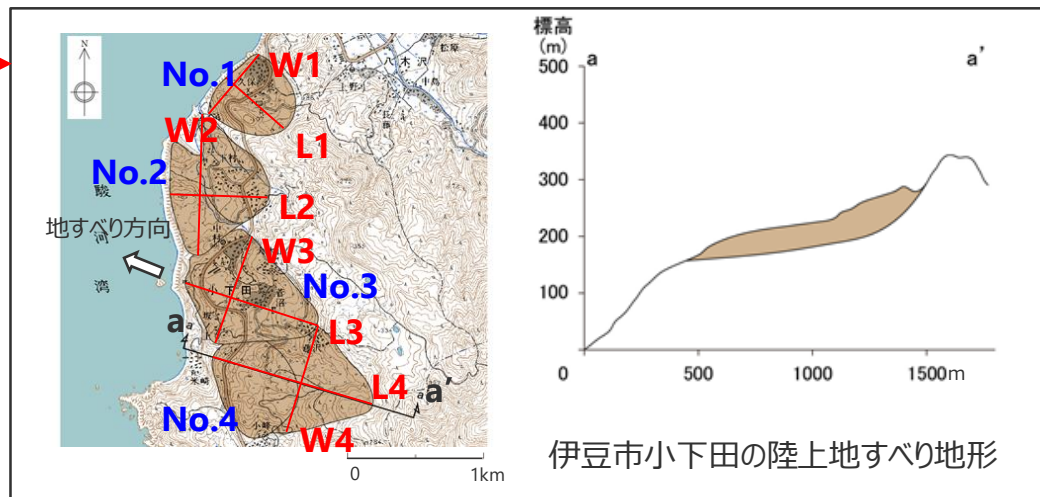
2 陸上地すべりの津波評価

陸上地すべり地形の調査結果（伊豆半島西岸）

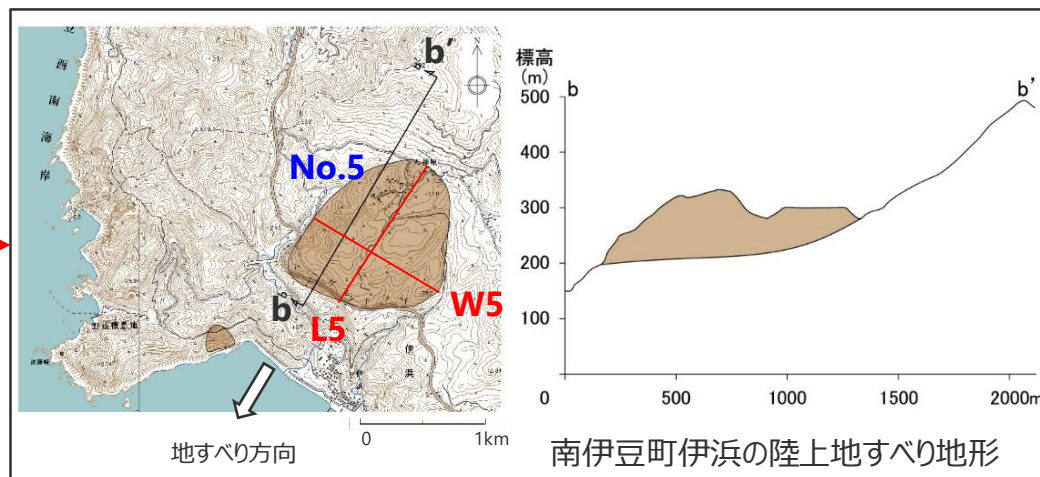
- 敷地周辺と比べて体積の大きい地すべり地形が伊豆市小下田、南伊豆町伊浜の2ヶ所に認められる。
- いずれの陸上地すべりについても、地すべり体の体積が前述の海底地すべりの体積と比べて小さく、また、敷地との位置関係において、津波伝播距離が長いとともに、御前崎があり津波が直接到達しにくいこと等から、敷地への影響は小さいと考えられる。
- また、Huber and Hager(1997)の予測式による津波高からも敷地への影響が小さいことを確認した。



敷地周辺の陸上地すべり地形分布図

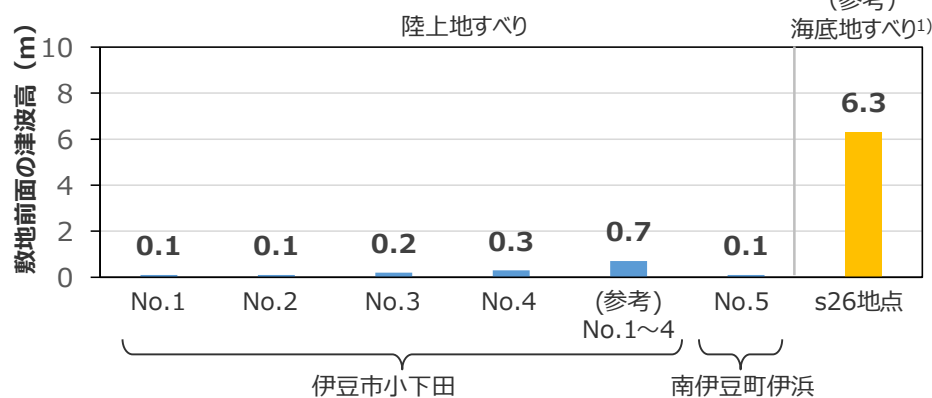


伊豆市小下田の陸上地すべり地形



南伊豆町伊浜の陸上地すべり地形

陸上地すべりの諸元及びHuber and Hager(1997)の予測式による津波高

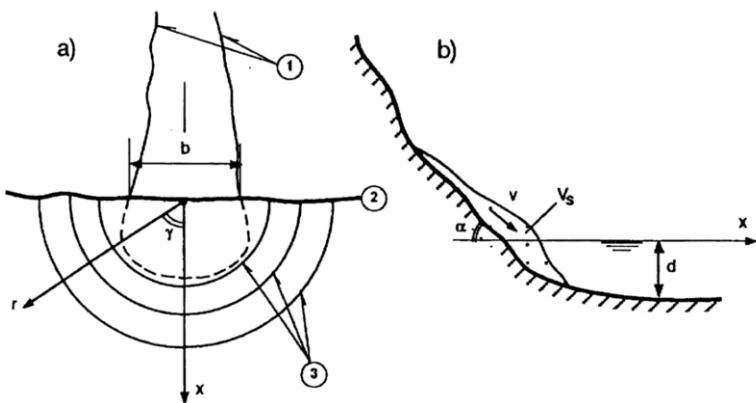


1) 非線形長波理論に基づく平面二次元の差分法による敷地前面での最大上昇水位。

(補足) 陸上地すべりの諸元及びHuber and Hager(1997)の予測式による津波高

■ 陸上地すべりの諸元及びHuber and Hager(1997)の予測式による津波高は以下のとおり。

Huber and Hager (1997) の予測式



Huber and Hager (1997)

$$\frac{H_1}{d_1} = 2 \cdot 0.88 \sin \alpha \cos^2 \left(\frac{2\gamma}{3} \right) \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} \right)^{1/4} M^{1/2} \left(\frac{r}{d_1} \right)^{-2/3}$$

$$M = \frac{V_s}{bd_1^2}$$

$$\frac{H_2}{H_1} = \left(\frac{d_1}{d_2} \right)^{1/4}$$

- H_1 : 波源位置での全振幅※
- H_2 : 敷地前面での全振幅※
- d_1 : 突入地点の水深
- d_2 : 敷地前面の水深 (=10m)
- V_s : 崩壊体積
- b : 地すべり幅
- r : 敷地までの距離
- α : すべり面傾斜角
- γ : 進行角
- ρ_s : 山体の密度(=2.0g/cm³)
- ρ_w : 海水の密度(=1.03g/cm³)

※全振幅であることから津波高は全振幅×1/2で評価する。

陸上地すべりの諸元及びHuber and Hager(1997)の予測式による津波高

	地すべり No.	すべり面傾斜角 α (°)	進行角 γ (°)	地すべり幅 b (m)	地すべり長さ L (m)	崩壊体積 V_s (億m ³)	突入地点の水深 d_1 (m)	敷地前面の水深 d_2 (m)	敷地までの距離 r (km)	敷地前面の津波高 (m)
伊豆市 小下田	No.1	10	93	570	580	0.1	25	10	63	0.1
	No.2	3	51	1,000	740	0.3	46	10	63	0.1
	No.3	9	72	830	1,000	0.4	51	10	63	0.2
	No.4	9	70	820	1,200	0.5	56	10	63	0.3
	(参考) No.1~4	10	53	2,800	1,200	3.1	60	10	63	0.7
南伊豆町 伊浜	No.5	3	-24	1,100	1,300	0.9	17	10	57	0.1

項目	設定方法
すべり面傾斜角 α	地すべり地形上端と下端を結ぶ直線と水平面がなす角
進行角 γ	地すべり地形と敷地を結ぶ直線と地すべり方向がなす角
地すべり幅 b	平面図から読み取り
地すべり長さ L	平面図から読み取り
崩壊体積 V_s	高速道路調査会(1985) $V_s=0.0466 \cdot A^{1.5}$ 、奥田(1984) $V_s=0.052 \cdot A^{1.45}$ 、上野(2001) $V_s=0.0497 \cdot A^{1.5}$ のそれぞれの推定式により、概略平面積 $A(=b \times L)$ から算出される地すべり体の体積の最大値。
突入地点の水深 d_1	地すべり地形前面の海岸線から地すべり長さ L 離れた地点の水深の1/2 (平均水深)
敷地までの距離 r	地すべり地形と敷地との直線距離
最大上昇水位	Huber and Hager(1997)の予測式による津波高

目次

1	海底地すべりの津波評価	12
1.1	海底地すべりに関する調査	14
1.1.1	海底地すべりに関する文献調査	14
1.1.2	海底地すべりに関する地形判読調査	19
1.2	検討対象とする海底地すべりの選定	27
1.3	海底地すべりの津波評価	30
2	陸上地すべりの津波評価	64
3	火山現象の津波評価	69
3.1	原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	72
3.2	津波発生要因の規模に関する評価	83
3.2.1	個別火山の津波発生要因の規模に関する調査	83
3.2.2	伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	94
3.2.3	津波発生要因の規模に関する評価	107
3.3	火山現象の津波評価	111
4	地震以外の要因による津波のまとめ	134

3 火山現象の津波評価

「火山影響評価」と「火山現象の津波評価」との関係

- 「火山影響評価」と、「火山現象の津波評価」との関係は以下のとおり。
- なお、両者に共通する「原子力発電所の地理的領域および伊豆小笠原弧の第四紀火山の活動履歴の調査」については、「火山影響評価」において説明する。

火山影響評価

原子力発電所の地理的領域および伊豆小笠原弧の第四紀火山の活動履歴の調査

・原子力発電所の地理的領域および伊豆小笠原弧に位置する第四紀火山を調査対象として、文献調査に基づき火山の活動年代および噴火規模等を調査した。

以降、今後説明

原子力発電所に火山影響を及ぼし得る火山の抽出

・地理的領域に位置する第四紀火山のうち「完新世に活動のある火山」および「将来の活動可能性が否定できない火山」を、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

抽出された火山の設計対応不可能な火山事象に関する個別評価

・抽出された火山について、文献調査に基づき、設計対応不可能な火山事象の有無とその影響範囲を調査し、設計対応不可能な火山事象が発電所運用期間中に影響を及ぼす可能性を評価した。

原子力発電所に影響を及ぼし得る火山事象の影響評価

・抽出された火山について、文献調査に基づき原子力発電所に影響をおよぼし得る火山事象の影響を評価した。
・また、降下火砕物について、文献調査、地質調査、および火山活動履歴に基づく発電所運用期間中の噴火規模を考慮した数値シミュレーションに基づき、その影響を評価した。

火山現象の津波評価

本日説明（火山現象の津波評価）

原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出

・地理的領域および伊豆小笠原弧の第四紀火山のうち、海域に分布する火山については、津波を発生させる可能性があることから、敷地に影響を及ぼし得る火山として抽出した。
・また、陸域に分布する火山については、完新世での活動があり、かつ、駿河湾側に面している火山を、敷地に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

津波発生要因の規模に関する評価

・抽出した火山について、文献調査および地形判読調査に基づき、津波発生要因（山体崩壊、火砕流の海域への突入、海中噴火・カルデラ陥没等）の規模を評価した。

火山現象の津波評価

・抽出した個別火山の火山現象による津波について、津波の予測式及び数値シミュレーションを用いて津波評価を実施した。

3 火山現象の津波評価

火山現象の津波評価の検討概要

- 火山現象の津波は、敷地の地理的領域の火山及び敷地南方の伊豆小笠原弧の火山について、最新の科学的・技術的知見に基づき津波を発生させる火山現象の有無とその規模を調査・評価して、それぞれの火山現象に応じた津波予測式による津波評価を行うとともに、敷地への影響が相対的に大きい火山現象については、波源モデルを設定して数値シミュレーションによる津波評価を行い、敷地への影響が地すべりやプレート間地震の津波と比べて小さいことを評価する。

原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出

- ・ 地理的領域および伊豆小笠原弧の第四紀火山のうち、海域に分布する全ての火山、および、陸域に分布する完新世での活動があり、かつ駿河湾に面している火山を、敷地に津波影響を及ぼし得る個別火山（合計32火山）として抽出した。

津波発生要因の規模に関する評価

個別火山の津波発生要因の規模に関する調査

- ・ 抽出した個別火山について、その津波発生要因（山体崩壊、火砕流の海域への突入、海中噴火・カルデラ陥没等）ごとに過去の発生の有無とその規模を調査した。

山体崩壊

- ・ 全ての個別火山を対象に、文献調査と地形判読により、過去の山体崩壊の痕跡を調査した。

個別火山について、過去の山体崩壊の痕跡の有無とその規模を確認した。

火砕流の海域への突入

- ・ 火口が陸上に位置する個別火山を対象に、文献調査により、過去の火砕流の発生履歴を調査した。

火口が陸上に位置する個別火山について、過去の火砕流の発生の有無とその規模を確認した。

海中噴火・カルデラ陥没等

- ・ 全ての個別火山について、文献調査により過去最大の噴火規模を調査した。

火口が海底に位置する個別火山について、過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山があることを確認した。

伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査

- ・ 伊豆小笠原弧における噴火規模について、巨大噴火の履歴を持つ地域の火山の特徴を踏まえて調査し、比較検討した。

津波発生要因の規模に関する評価

- ・ 上記調査結果を当該個別火山の津波発生要因の規模とした。また、伊豆小笠原弧の海域において過去の情報が不足している海底火山の海中噴火・カルデラ陥没等の規模については、未発達な島弧帯である伊豆小笠原弧の海域よりも、帯が発達し、大規模なマグマ溜りが形成可能な伊豆小笠原弧の陸域を含めた伊豆小笠原弧全域における過去最大の噴火規模（箱根火山群：6DREkm³）を伊豆小笠原弧の地域に関わらず考慮することとした。

火山現象の津波評価

- ・ 抽出した個別火山の火山現象による津波について、それぞれの津波発生要因に応じた津波予測式に基づく津波評価を行うとともに、その結果、敷地への影響が相対的に大きい「御蔵島の山体崩壊」の津波については、山体崩壊前の地形を復元して波源モデルを設定し、数値シミュレーションによる津波評価も行った。
- ・ また、伊豆小笠原弧の海域において過去の情報が不足している海底火山の海中噴火・カルデラ陥没等について、未発達な島弧帯である伊豆小笠原弧の海域では形成可能となるマグマ溜りの規模が小さいこと等から巨大噴火を起こすとは考えにくい。仮想的に伊豆小笠原弧の陸域を含めた伊豆小笠原弧全域における過去最大の噴火規模よりも1オーダー大きな規模の海中噴火・カルデラ陥没等（VEI 7クラス（100 km³）のウルトラプリニー式噴火）を想定した場合の影響確認も実施することとし、津波予測式に基づく津波評価を行った結果、敷地への津波影響（大室ダシの海中噴火・カルデラ陥没等：敷地前面で8.4m）は、プレート間地震の津波と比較して十分小さいことを確認した。

目次

1	海底地すべりの津波評価	12
1.1	海底地すべりに関する調査	14
1.1.1	海底地すべりに関する文献調査	14
1.1.2	海底地すべりに関する地形判読調査	19
1.2	検討対象とする海底地すべりの選定	27
1.3	海底地すべりの津波評価	30
2	陸上地すべりの津波評価	64
3	火山現象の津波評価	69
3.1	原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	72
3.2	津波発生要因の規模に関する評価	83
3.2.1	個別火山の津波発生要因の規模に関する調査	83
3.2.2	伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	94
3.2.3	津波発生要因の規模に関する評価	107
3.3	火山現象の津波評価	111
4	地震以外の要因による津波のまとめ	134

3.1 原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出

国内外の火山現象による津波の発生事例

- 火山性津波については、「岩屑なだれや火砕流が湖水や海へ流入したり、海底噴火などが起こったりすると津波が引き起こされることがある。噴火津波による被害は、火山から離れた地域でも発生している。このような噴火津波は1640年の北海道駒ヶ岳、1741年の渡島大島、1792年の雲仙岳など火山災害史上大きな被害を出しているものがある。」とされている。(原子力規制委員会(2017))
- 国内外で火山現象による津波として、「山体崩壊、火砕流、火山泥流、溶岩の海域への突入」、「カルデラ陥没または沈降」、「海中噴火」等を要因とした津波発生事例が確認されている。(原子力規制委員会(2013))

・ 2022年トンガの火山噴火に伴う気圧変動によって太平洋沿岸の広い範囲で潮位変化が観測された(気象庁2022)。本事象の概要は概要を補足説明資料9章に示す。

国内外の主な火山現象による津波事例

発生年	火山名	噴火規模 ¹⁾	津波発生の要因	津波記録 [地名(波源からの距離): 津波高]
1640年	北海道駒ヶ岳	VEI5	山体崩壊(1.9km ³) (西村・宮地(1998))	・アルトリ(約50km): 8.3m ・鷺の木(約20km): 6.8m 等(西村・宮地(1998))
1741年	渡島大島	VEI4	山体崩壊(2.4km ³) (気象庁(2013))	・江良(約50km): 14.5m ・石崎(約60km): 11.5m 等(今村・松本(1998))
1792年	眉山(雲仙岳)	VEI2	山体崩壊(0.5km ³) (都司・日野(1993))	・河内(約20km): 23.4m ・大手原(約20km): 18.0m 等(都司・日野(1993))
1815年	タンボラ山	VEI7	火砕流の海域への突入 (Self et al. (1984))	・Sanggar(約30km): 4m 等(Stothers(1984))
1883年	クラカタウ火山	VEI6	海中噴火もしくは カルデラ陥没 (川俣ほか(1992))	・Merak(約60km): 30~40m ・Katimbang(約50km): 22~24m 等(NOAA、川俣ほか(1992))
2018年	クラカタウ火山	VEI3	山体崩壊(0.35km ³) (Grilli(2019))	・Java(約50km): 1~6m 等(Grilli(2019))

1) 日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、Global Volcanism Program (Smithsonian Institution (2013))

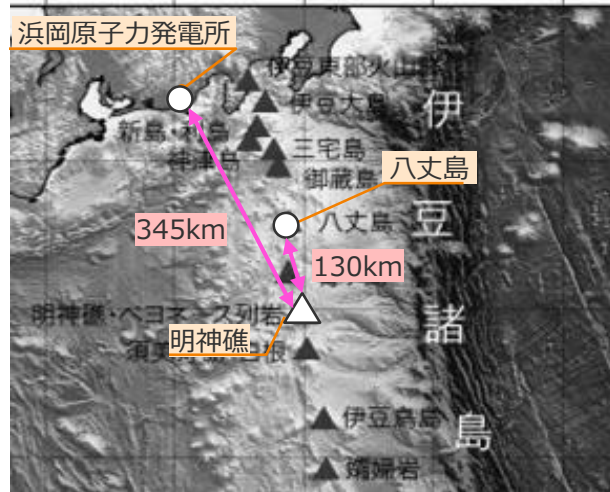
3.1 原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出

明神礁の火山現象による津波観測記録

- 明神礁では、1846年の位置確定以降、噴火活動が繰り返し発生していることが確認されており、明神礁の海中噴火によると推定される津波は八丈島で数十回観測されている。(海上保安庁 海域火山データベース、小坂(1991)等)
- 八丈島で観測された最大津波高は1952年9月24日に観測された0.5m¹⁾。(Unoki and Nakano(1953))

1) 最大波高の1/2の数値を記載。

・なお、1952年9月24日明神礁の噴火により、噴火を観測中の海上保安庁の測量船「第5海洋丸」が遭難する事故が発生したが、その原因は津波ではなく海中噴火の爆発による数100m/sの爆風を船体に受けたことによるとされる。(海上保安庁 海域火山データベース、兼岡・井田(1997))

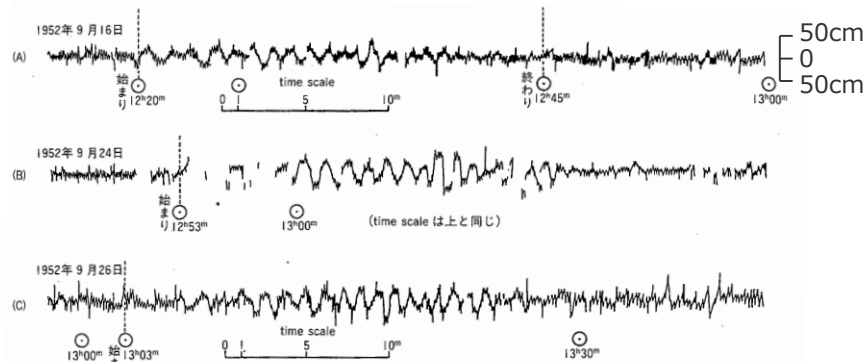


(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
明神礁と八丈島の位置

1952年～1953年の明神礁の津波の八丈島における観測記録

d	t ₀	τ ₁	H ₁	H ₂	H ₃	t _d	t _n	d	t ₀	τ ₁	H ₁	H ₂	H ₃	t _d	t _n	
	h m	sec	cm	cm	cm	min	min		h m	sec	cm	cm	cm	min	min	
Sept. 1952	16 12 20	96	56	27	24	80	31	Mar. 1953	17 02 24		58	36	—	—	15	—
	24 12 53	93	92	39	30	90	30	"	04 40		92	47	—	—	25	—
	26 13 03	86	71	54	36	80	30	"	12 36		86	42	—	—	15	—
								"	15 45		77	63	—	—	35	28
Mar. 1953	11 — —	—	—	—	58	—	—	"	19 18		90	48	—	—	15	—
	12 16 09	88	55	—	—	60	—	"	21 51		100	30	—	—	30	—
	14 10 03	92	57	44	—	60	29	"	18 00 15		107	30	24	—	60	35
	" 14 11	68	27	—	—	10	—	"	02 44		83	30	—	—	35	—
	" 16 47	73	32	—	—	20	—	"	03 56		71	28	—	—	15	—
	" 18 40	70	37	—	—	20	—	"	11 06		69	25	—	—	10	—
	" 21 05	71	30	—	—	5	—	"	14 07		85	34	—	—	20	—
	15 03 49	72	36	21	—	60	24	"	16 25		88	27	—	—	20	—
	" 13 08	84	31	—	—	15	—	"	19 27		91	28	—	—	20	—
	" 15 16	74	25	—	—	5	—	"	21 39		86	40	—	—	25	—
	" 17 15	91	33	—	—	20	—	"	22 15		95	37	—	—	15	—
	" 18 42	83	36	—	—	40	—	"	19 02 05		95	40	—	—	20	—
	" 22 09	100	32	—	—	20	—	"	05 06		69	42	—	—	45	—
	16 00 24	78	24	—	—	15	—	"	10 35		74	32	—	—	25	—
	" 00 49	93	33	—	—	15	—	"	13 16		102	28	—	—	15	—
	" 03 47	90	32	—	—	20	—	"	16 33		76	34	—	—	20	—
	" 07 34	88	50	25	—	50	26	"	20 15		95	60	28	—	50	30
	" 09 37	76	28	—	—	20	—	"	22 00 42		85	47	—	—	20	—
	" 11 23	78	29	—	—	20	—	"	22 21 08		106	57	40	26	120	30
	" 13 43	108	35	—	—	15	—	"	23 02 23		95	58	—	—	60	27
	" 18 46	75	37	—	—	15	—	"	13 56		119	38	—	—	60	28
								"	25 01 02		95	50	—	—	25	—
								"	07 13		93	54	—	—	40	—

t₀:津波到達時刻 τ₁:第1波の周期(s)
H₁、H₂、H₃:第1、第2、第3波群の最大波高(cm)
t_d:津波継続時間(min) t_n:初期波群の継続時間(min)

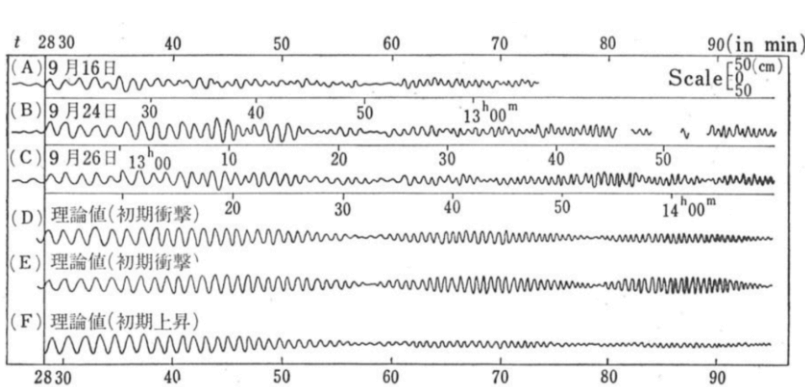


(小坂(1991)を基に作成)

1952年9月24日前後の明神礁の津波の八丈島における観測波形

3.1 原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出 津波観測記録に基づく火山現象による津波の特徴

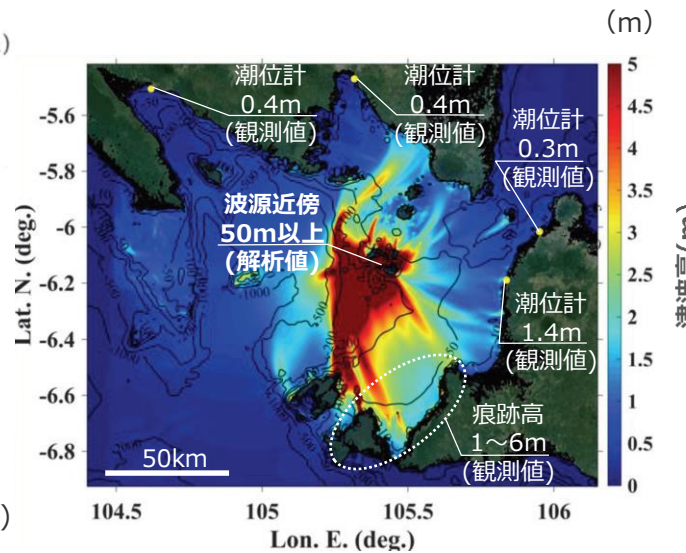
- 明神礁の噴火を含む火山現象による津波は、その波源サイズから、周期が1～2分と短く、また、波源から遠ざかると急速に減衰する特徴を持つとされる。(Unoki and Nakano(1953)、和達(1970)、兼岡・井田(1997)等)
- 2018年クラカタウの山体崩壊による津波の事例や、その他国内外の主な火山現象による津波事例においても、火山現象による津波高は、波源から遠ざかると急速に減衰している。



(A)、(B)、(C)は八丈島における観測波形を平滑化したもの。
(D)、(E)は初期衝撃、(F)は初期上昇の場合。
波源の半径はいずれも2.2km。

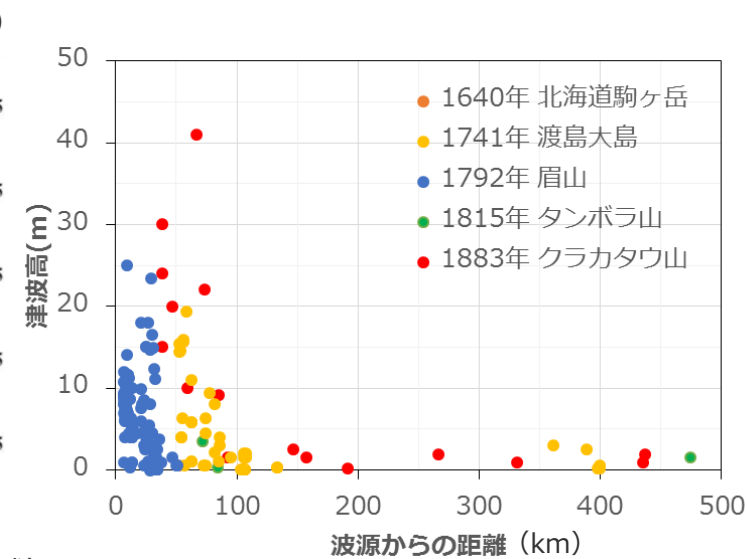
(Unoki and Nakano(1953)による、和達(1970))

1952年9月24日の明神礁の津波の 八丈島における観測波形と理論波形との比較



(Grilli(2019)を基に作成)

2018年クラカタウの山体崩壊による津波の 再現解析結果 (最大波高分布) (山体崩壊体積0.35km³)



火山現象による津波観測記録と波源からの距離

図に用いた津波記録は以下のデータベースから抽出した。
・国内の火山：津波痕跡データベース (信頼度A・B)
・国外の火山：NOAA Tsunami Website
図の基となったデータは補足説明資料9に示す。

Unoki and Nakano(1953)

- ・明神礁の噴火による津波は、火山から約130km離れた八丈島の波高計で観測されている。その津波の周期は95～30秒であり、また明確なうなりの現象がみられる。
- ・明神礁の噴火による津波の観測記録について、無限に広い海の有限範囲に初期衝撃もしくは初期水位を与えた場合のコーシーポアソン波の理論式を検討し、観測記録と比較した。

その結果、波源の半径を2.2kmとした場合に観測波形の周期、津波高、共鳴現象をよく再現することができた。

和達(1970)

- ・火山性津波など海面や海底のじょう乱源で発生する津波について、Unoki and Nakano(1953)による明神礁の噴火による津波の観測記録をレビューしながら検討。

- ・その理論値から、明神礁の噴火による津波の第一波の波長は波源の直径にほぼ等しく、また最大波高は波源からの距離 r に逆比例して減少することを確認した。

兼岡・井田(1997)

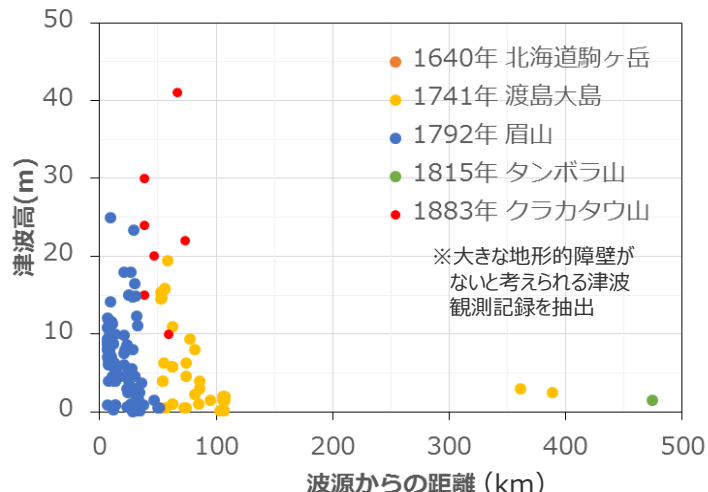
- ・地震によって起きた津波の場合、津波の周期が長く、10分から30分くらいであることが多い。
- ・これに対して火山活動による津波の場合、周期は1-2分と、短いことが多い。火山性の津波は、発生源が地震のように数十kmという広範囲には広がっておらず、せいぜい1個の火山の占める範囲の程度である。
- ・火山性の津波は波源から遠ざかると急速に減衰し、遠方にまで大きな被害をもたらすような津波はまれである。

3.1 原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出

津波観測記録に基づく火山現象による津波の特徴

(参考) 大きな地形的障壁がないと考えられる津波観測記録を抽出した検討

■ 国内外の主な火山現象による津波観測記録と波源からの距離の関係について、波源から観測地点までの津波伝播経路に海峡などの大きな地形的障壁がないと考えられる津波観測記録を抽出して表示した結果は以下のとおり。国内外の主な火山現象による津波高は、前頁に示した1952年明神礁津波や2018年クラカウ山津波の事例と同様、波源からの距離に応じて減衰している。



火山現象による津波観測記録と波源からの距離
図に用いた津波記録は以下のデータベースから抽出した。
・国内の火山：津波痕跡データベース（信頼度A・B）
・国外の火山：NOAA Tsunami Website

・図の基となったデータは補足説明資料9に示す。



1640年北海道駒ヶ岳の津波観測記録



1741年渡島大島の津波観測記録



1792年眉山の津波観測記録



1815年タンボラ山の津波観測記録



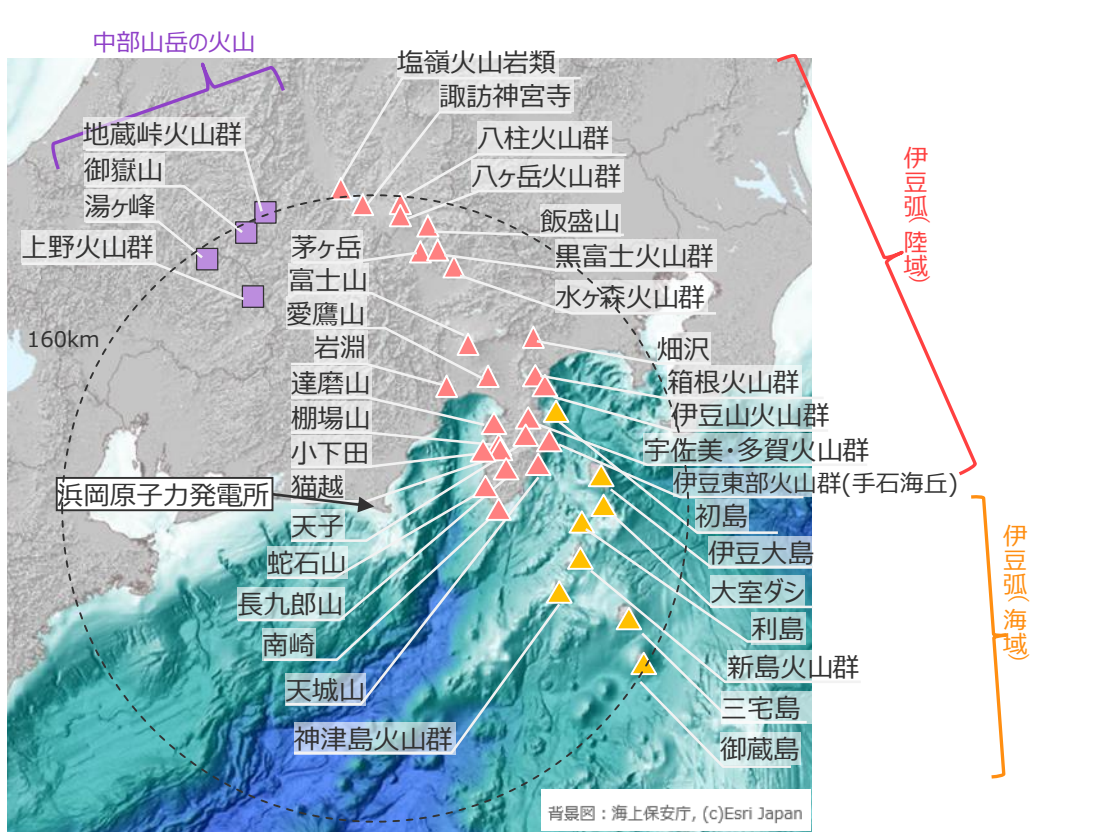
1883年クラカウ山の津波観測記録

・バーの高さは津波高を表す。なお、灰色のバーは凡例。

3.1 原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出

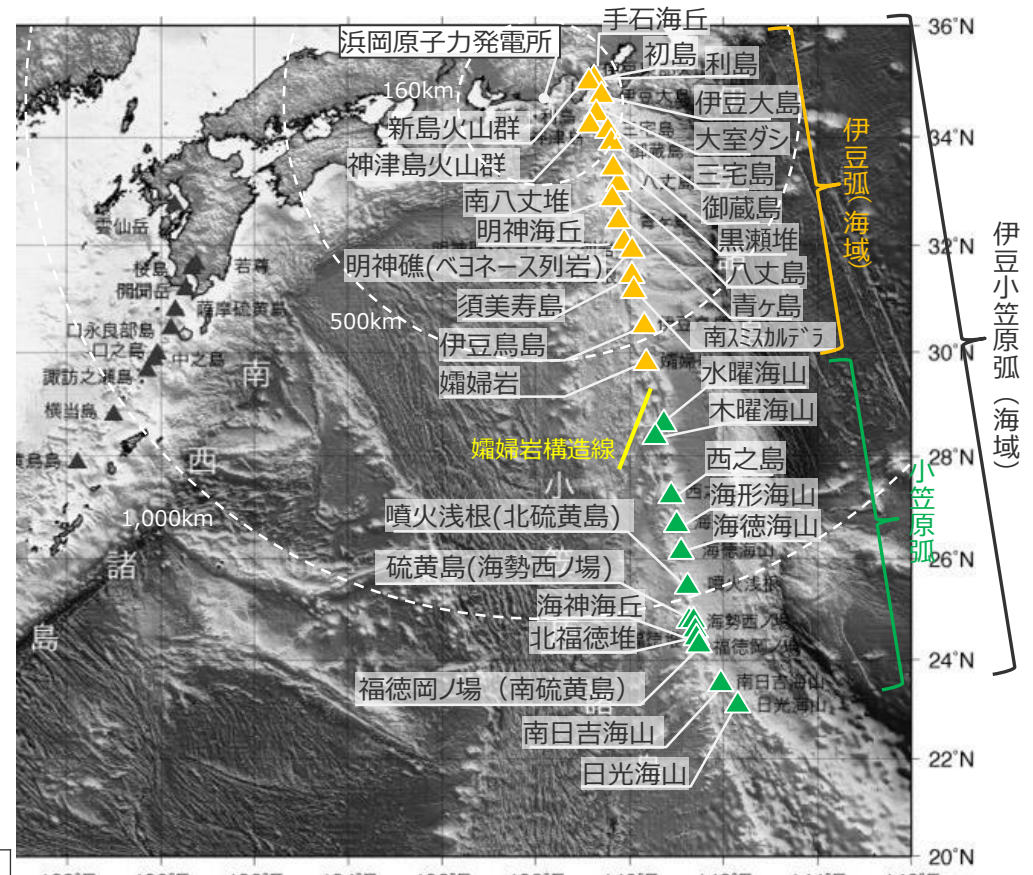
原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出方針

- 原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山について、敷地南方の伊豆小笠原弧に活発な火山が分布しているという特徴を踏まえて、敷地周辺の火山に加えて伊豆小笠原弧の火山から、火山影響評価の調査結果に基づき、原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山を抽出した。
- なお、本資料では、伊豆小笠原弧のうち嬬婦岩南の「嬬婦岩構造線」を境に、北部を「伊豆弧」、南部を「小笠原弧」と呼ぶ。また、伊豆弧の内、陸域の火山を「伊豆弧(陸域)」、海域の火山を「伊豆弧(海域)」と呼ぶ。さらに、伊豆弧(海域)と小笠原弧を合わせて、「伊豆小笠原弧(海域)」と呼ぶ。敷地との位置関係について、伊豆弧(海域)の第四紀火山は敷地から約100 km~ 600 kmの範囲に、小笠原弧の第四紀火山は敷地から約700 km~ 1,300 kmの範囲に分布する。



敷地周辺に位置する第四紀火山の位置図

- 凡例
- ▲ : 伊豆弧(陸域)の火山
 - ▲ (黄) : 伊豆弧(海域)の火山
 - ▲ (緑) : 小笠原弧の火山
 - (紫) : 中部山岳の火山



(海上保安庁 海域火山データベースを基に作成)
伊豆小笠原弧(海域)の第四紀火山

3.1 原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出

検討対象とする火山の抽出

■ 「火山影響評価」において活動年代および噴火規模等を調査した地理的領域および伊豆小笠原弧の第四紀火山のうち、海域に分布する全ての火山、および、陸域に分布する完新世での活動があり、かつ駿河湾に面している火山を、敷地に津波影響を及ぼし得る個別火山（合計32火山）として抽出した。

地域	火山名称	敷地からの距離 (km)	完新世での活動	駿河湾に面する
中部山岳の火山	上野火山群	122	×	×
	御嶽山	153	○	×
	湯ヶ峰	153	×	×
	地蔵峠火山群	160	×	×
敷地周辺の火山	蛇石山	59	×	○
	南崎	62	×	○
	長九郎山	68	×	○
	小下田	68	×	○
	猫越	70	×	○
	岩淵	70	×	○
	棚場山	71	×	○
	達磨山	73	×	○
	天子	82	×	×
	天城山	82	×	×
	愛鷹山	90	×	○
	宇佐美・多賀火山群	92	×	×
	伊豆東部火山群	92	○	×
	富士山	97	○	○
	伊豆山火山群	101	×	×
	箱根火山群	104	○	×
畑沢	112	×	×	

地域	火山名称	敷地からの距離 (km)	完新世での活動	駿河湾に面する	
伊豆弧陸域	水ヶ森火山群	132	×	×	
	茅ヶ岳	135	×	×	
	黒富士火山群	135	×	×	
	飯盛山	147	×	×	
	八ヶ岳火山群	151	○	×	
	諏訪神宮寺	152	×	×	
	八柱火山群	160	×	×	
	塩嶺火山岩類	160	×	×	
	敷地周辺の火山	手石海丘	98	○	—
		神津島火山群	102	○	—
初島		104	×	—	
利島		104	○	—	
新島火山群		106	○	—	
伊豆大島		114	○	—	
大室ダシ		119	○	—	
三宅島		140	○	—	
御蔵島		157	○	—	
敷地南方の火山		伊豆弧海域			
	黒瀬堆	203	不明	—	
	八丈島	222	○	—	
	南八丈堆	259	不明	—	
青ヶ島	282	○	—		

地域	火山名称	敷地からの距離 (km)	完新世での活動	駿河湾に面する
伊豆弧海域	明神海丘	321	○	—
	明神礁(ベヨネース列岩)	345	○	—
	須美寿島	395	○	—
	南スミカルデラ	412	不明	—
	伊豆鳥島	501	○	—
	嬬婦岩	573	○	—
敷地南方の火山	小笠原弧			
	水曜海山	707	○	—
	木曜海山	735	○	—
	西之島	857	○	—
	海形海山	923	○	—
	海徳海山	983	○	—
	噴火浅根(北硫黄島)	1,059	○	—
	硫黄島(海勢西ノ場)	1,134	○	—
	海神海丘	1,156	○	—
	北福德堆	1,174	○	—
福德岡ノ場(南硫黄島)	1,189	○	—	
南日吉海山	1,286	○	—	
日光海山	1,341	○	—	

○ : 該当する
 × : 該当しない
 — : 駿河湾以外の海域に位置する
 ■ : 検討対象として抽出した火山 (以下、検討対象火山)

・ 主な科学技術系論文DB等 (産総研Geolis・J-STAGE・CiNii・KAKEN・JAIRO)、日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、田村(2016)を参考として抽出

(検討対象火山の詳細は補足説明資料10を参照。)

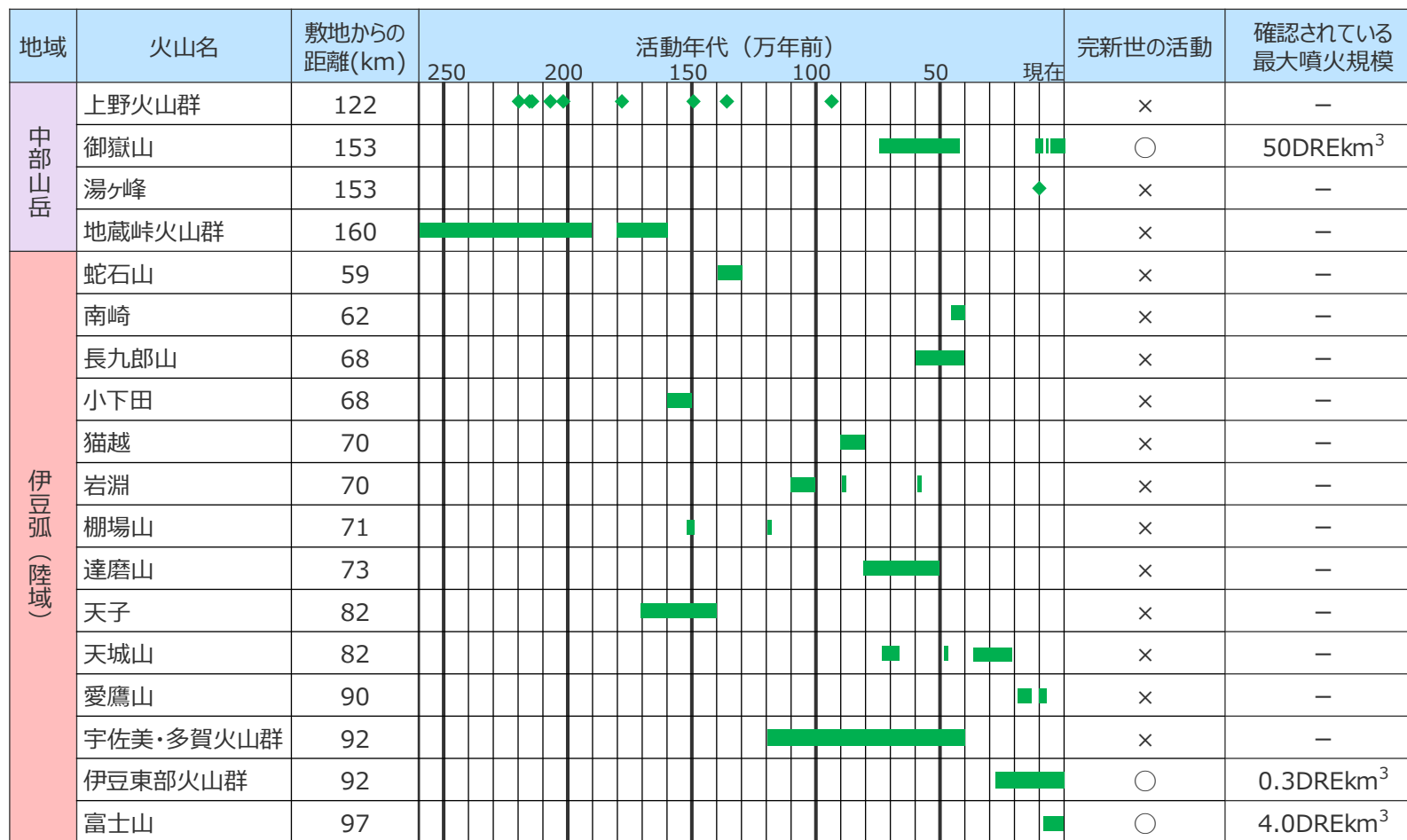
3.1 原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出 (参考) 火山影響評価のうち

地理的領域および伊豆小笠原弧の第四紀火山の活動履歴の調査結果 (1 / 3)

- 浜岡原子力発電所の地理的領域および伊豆小笠原弧に位置する第四紀火山を調査対象として、主な火山カタログ等*1に基づき、火山の活動年代および噴火規模等を調査した。その結果は以下のとおり。
- なお、個別火山の活動年代および噴火規模等の調査結果の詳細は「火山影響評価」参照。

*1 中野ほか(2013)、産業技術総合研究所(2017)、海上保安庁 海域火山データベース、第四紀火山カタログ委員会(1999)、西来ほか(2015)、山元(2015)、一色(1978)、田村(2016)

地理的領域に位置する第四紀火山の調査結果まとめ



個別火山の活動年代および噴火規模等の調査結果の詳細は後述のとおり。

■ : 活動期間
◆ : 単成火山の活動
○ : 完新世に活動有り
× : 完新世に活動無し

3.1 原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出 (参考) 火山影響評価のうち

地理的領域および伊豆小笠原弧の第四紀火山の活動履歴の調査結果 (2 / 3)

- 浜岡原子力発電所の地理的領域および伊豆小笠原弧に位置する第四紀火山を調査対象として、主な火山カタログ等*1に基づき、火山の活動年代および噴火規模等を調査した。その結果は以下のとおり。
- なお、個別火山の活動年代および噴火規模等の調査結果の詳細は「火山影響評価」参照。

*1 中野ほか(2013)、産業技術総合研究所(2017)、海上保安庁 海域火山データベース、第四紀火山カタログ委員会(1999)、西来ほか(2015)、山元(2015)、一色(1978)、田村(2016)
地理的領域に位置する第四紀火山の調査結果まとめ

地域	火山名	敷地からの距離(km)	活動年代 (万年前)							完新世の活動	確認されている最大噴火規模	
			250	200	150	100	50	現在				
伊豆弧 陸域	伊豆山火山群	101						◆	◆	◆	×	—
	箱根火山群	104									○	6DREkm ³
	畑沢	112									×	—
	水ヶ森火山群	132									×	—
	茅ヶ岳	135								■	×	—
	黒富士火山群	135									×	—
	飯盛山	147									×	—
	八ヶ岳火山群	151									○	1.77DREkm ³
	諏訪神宮寺	152									×	—
	八柱火山群	160									×	—
	塩嶺火山岩類	160									×	—
伊豆弧 海域	手石海丘	98									○	0.00004DREkm ³
	神津島火山群	102									○	0.66DREkm ³
	初島	104									×	—
	利島	104									○	0.68DREkm ³
	新島火山群	106									○	0.73DREkm ³
	伊豆大島	114									○	0.25DREkm ³
	大室ダシ	119									○	— (熱水活動。約1万年前に軽石噴火)
	三宅島	140									○	0.37DREkm ³
	御蔵島	157									○	0.03DREkm ³

個別火山の活動年代および噴火規模等の調査結果の詳細は後述のとおり。

■ : 活動期間
◆ : 単成火山の活動
● : 活動期間は不明であるものの完新世の活動あり
○ : 完新世に活動有り
× : 完新世に活動無し

3.1 原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出

(参考) 火山影響評価のうち

地理的領域および伊豆小笠原弧の第四紀火山の活動履歴の調査結果 (3 / 3)

- 浜岡原子力発電所の地理的領域および伊豆小笠原弧に位置する第四紀火山を調査対象として、主な火山カタログ等*1に基づき、火山の活動年代および噴火規模等を調査した。その結果は以下のとおり。
- なお、個別火山の活動年代および噴火規模等の調査結果の詳細は「火山影響評価」参照。

*1 中野ほか(2013)、産業技術総合研究所(2017)、海上保安庁 海域火山データベース、第四紀火山カタログ委員会(1999)、西来ほか(2015)、山元(2015)、田村(2016)、前野ほか(2018)、長井(2014)、高田ほか(1994)

地理的領域外に位置する伊豆小笠原弧の第四紀火山の調査結果まとめ

地域	火山名	敷地からの距離(km)	活動年代(万年前)												完新世の活動	確認されている最大噴火規模				
			250	200	150	100	50	現在												
伊豆弧 海域	黒瀬堆	203	(不明)												不明	-				
	八丈島	222													○	1.74DREkm ³				
	南八丈堆	259	(不明)												不明	-				
	青ヶ島	282													○	0.31DREkm ³				
	明神海丘	321	(熱水活動)												●	-				
	明神礁(ペヨネース列岩)	345	最新噴火：1970年、このうち新島出現(1870,1896,1946,1952,1953年)													●	0.1DREkm ³			
	須美寿島	395														○	-			
	南スミカルデラ	412	(不明)													不明	-			
	伊豆鳥島	501														○	0.025DREkm ³			
	嬬婦岩	573														○	-			
小笠原弧	水曜海山	707	(活発な熱水(290°以上)の噴出が認められる(1991年7月))													●	○	-		
	木曜海山	735	(熱水の噴出が認められる(1990年7月))													●	○	-		
	西之島	857															○	0.1DREkm ³		
	海形海山	923	(熱水活動(1988年))														●	○	-	
	海徳海山	983	(海底噴火(1984年)海水変色(2022年))														●	○	0.001DREkm ³	
	噴火浅根(北硫黄島)	1,059	(1945年まで噴火、以降は海水変色、2011年には気泡湧出を確認)														●	○	-	
	硫黄島(海勢西ノ場)	1,134																○	0.5DREkm ³	
	海神海丘	1,156	(硫黄流出(1938年))															●	○	-
	北福德堆	1,174	(海底噴火(1988年))															●	○	-
	福德岡ノ場(南硫黄島)	1,189	(最新噴火：2021年、新島形成(2021年ほか))																●	○
南日吉海山	1,286	(海底噴火(1976年)、海水変色(1996年))																●	○	-
日光海山	1,341	(海水変色(1979年))																●	○	-

個別火山の活動年代および噴火規模等の調査結果の詳細は後述のとおり。

■ : 活動期間

● : 活動期間は不明であるものの完新世の活動あり

○ : 完新世に活動有り

× : 完新世に活動無し

目次

1	海底地すべりの津波評価	12
1.1	海底地すべりに関する調査	14
1.1.1	海底地すべりに関する文献調査	14
1.1.2	海底地すべりに関する地形判読調査	19
1.2	検討対象とする海底地すべりの選定	27
1.3	海底地すべりの津波評価	30
2	陸上地すべりの津波評価	64
3	火山現象の津波評価	69
3.1	原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	72
3.2	津波発生要因の規模に関する評価	83
3.2.1	個別火山の津波発生要因の規模に関する調査	83
3.2.2	伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	94
3.2.3	津波発生要因の規模に関する評価	107
3.3	火山現象の津波評価	111
4	地震以外の要因による津波のまとめ	134

3.2.1 個別火山の津波発生要因の規模に関する調査

個別火山の津波発生要因の規模に関する調査の方針

- 抽出した個別火山（合計32火山）について、その津波発生要因（山体崩壊、火砕流の海域への突入、海中噴火・カルデラ陥没等）ごとに過去の発生有無とその規模に関する文献調査および地形判読調査により調査し、この結果を当該個別火山の津波発生要因の規模とする。

個別火山の津波発生要因の規模に関する調査

- 抽出した個別火山について、津波を発生させる可能性のある火山現象に関する文献調査および地形判読調査を実施し、過去の津波発生要因（山体崩壊、火砕流の海域への突入、海中噴火・カルデラ陥没等）の発生状況を検討した。

調査対象とする津波発生要因*1	調査・検討方法	調査対象とする火山
山体崩壊	・山体崩壊に関する文献調査*2および地形判読調査*3を実施し、過去の大規模な山体崩壊による岩屑なだれの海域への突入の有無を検討。	全ての個別火山
火砕流の海域への突入	・火砕流に関する文献調査*2を実施し、過去の大規模な火砕流の海域への突入の有無を検討。	火口が陸上に位置する個別火山
海中噴火・カルデラ陥没等	・海中噴火・カルデラ陥没等に関する文献調査*2を実施し、過去の噴火の有無と既往最大の噴火規模を検討。	全ての個別火山

*1 調査対象とする津波発生要因は“基準津波および耐津波設計方針に係る審査ガイド”に基づく。

なお、溶岩流の海域への突入については、突入速度が十分遅いことから、大きな津波は発生しないと判断した。

また、火山泥流の海域への突入については、その起因となる火山現象を踏まえて山体崩壊もしくは火砕流の海域への突入として整理した。

*2 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

主な科学技術系論文DB等（産総研Geolis・J-STAGE・CiNii・KAKEN・JAIRO）、日本の火山(第3版)(中 野か(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))、日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図(山元(2015))

*3 地形判読調査では2万5千分の1地形図を用いて山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体（流れ山）に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。

3.2.1 個別火山の津波発生要因の規模に関する調査

個別火山毎の調査対象とする津波発生要因

■ 個別火山毎の調査対象とする津波発生要因は以下のとおり。

個別火山毎の調査対象とする津波発生要因

地域	火山名	敷地からの距離 (km)	火口位置	津波発生要因		
				山体崩壊	火砕流の 海域への突入	海中噴火・ カルデラ陥没等
伊豆 原 弧	富士山	97	陸上	○	○	○*
	手石海丘	98	海底	○	-	○
	神津島火山群	102	陸上	○	○	○
	初島	104	陸上	○	○	○
	利島	104	陸上	○	○	○
	新島火山群	106	陸上	○	○	○
	伊豆大島	114	陸上	○	○	○
	大室ダシ	119	海底	○	-	○
	三宅島	140	陸上	○	○	○
	御蔵島	157	陸上	○	○	○
	黒瀬堆	203	海底	○	-	○
	八丈島	222	陸上	○	○	○
	南八丈堆	259	海底	○	-	○
	青ヶ島	282	陸上	○	○	○
	明神海丘	321	海底	○	-	○
	明神礁	345	海底	○	-	○
	須美寿島	395	海底	○	-	○
	南スミカルデラ	412	海底	○	-	○
	伊豆鳥島	501	陸上	○	○	○
	嬬婦岩	573	海底	○	-	○

○ : 調査対象
- : 調査対象外

地域	火山名	敷地からの距離 (km)	火口位置	津波発生要因		
				山体崩壊	火砕流の 海域への突入	海中噴火・ カルデラ陥没等
小笠 原 弧	水曜海山	707	海底	○	-	○
	木曜海山	735	海底	○	-	○
	西之島	857	陸上	○	○	○
	海形海山	923	海底	○	-	○
	海徳海山	983	海底	○	-	○
	噴火浅根	1,059	海底	○	-	○
	硫黄島	1,134	陸上	○	○	○
	海神海丘	1,156	海底	○	-	○
	北福德堆	1,174	海底	○	-	○
	福德岡ノ場	1,189	海底	○	-	○
	南日吉海山	1,286	海底	○	-	○
	日光海山	1,341	海底	○	-	○
計				32火山	13火山	31火山

※ 富士山はその噴火中心が海岸線から十分に離れていることから海中噴火・カルデラ陥没等については調査対象外とした。

3.2.1 個別火山の津波発生要因の規模に関する調査 山体崩壊に関する調査方針

■ 全ての個別火山について、山体崩壊に関する文献調査*1及び地形判読調査*2により、過去の山体崩壊の痕跡を調査した。

- *1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。
 主な科学技術系論文DB等（産総研Geolis・J-STAGE・Cinii・KAKEN・JAIRO）、日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))、日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図(山元(2015))
- *2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図(国土地理院)等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体（流れ山）に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。

【山体崩壊による津波】

■ 山体崩壊とは、不安定化した火山体が大規模に崩壊する現象をいい、山体崩壊で崩落した大量の土砂が山腹斜面を高速で流下する現象を岩屑なだれという。山体崩壊が起こると、火山体の一部をなしていた岩石や土砂 岩屑なだれが破砕しながら、火砕流と同様に高温の空気とともに猛スピードで谷を流下り、そして、崩壊物が海中になだれ込むと津波を発生させるとされる。(吉田ほか(2017)など)

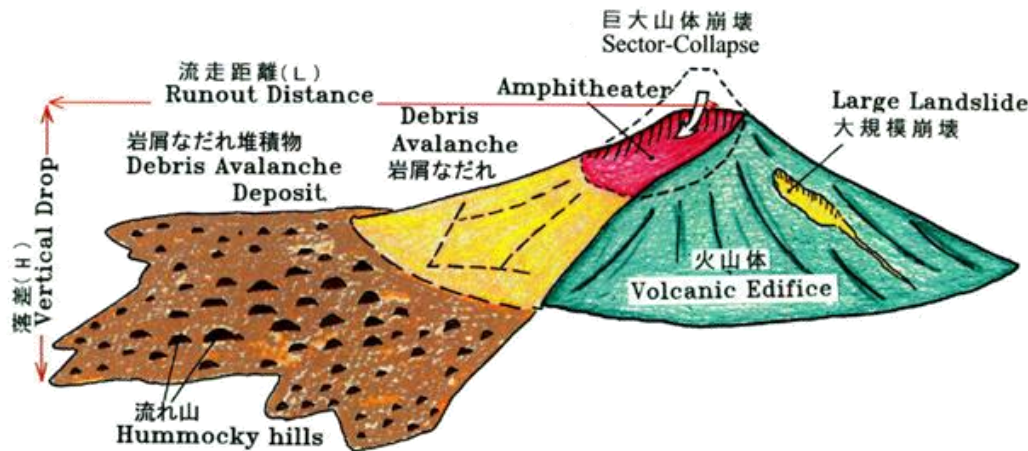


図-1 山体崩壊・岩屑なだれの模式図 (井口(2006))
 Fig. 1 Schematic figure of sector collapse and debris avalanche

吉田ほか(2017)、守屋(1983)
 ・山体崩壊とは、不安定化した火山体が大規模に崩壊する現象をいい、山体崩壊で崩落した大量の土砂が山腹斜面を高速で流下する現象を岩屑なだれという。通常、山体崩壊を起こした火山体の反対側は残存して馬蹄形の崩壊地形（馬蹄形カルデラ）を生じ、岩屑なだれにあたって巨大なブロックを残す場合がありこれを流れ山と呼ぶとされる。

井口(2006)
 ・大規模な崩壊は、山頂付近に発生する傾向があり、馬蹄形カルデラ、U字形カルデラ形状を呈するとされる。
 ・3~5億m³規模が多く（中央値は5億m³）、10億m³を超えるものも全体の1/3を占めるとされる。

- 吉田ほか(2017)
 ・同一の火口から繰り返して起こる噴火により、大きな円錐形の山体が形成されたのち、活動が弱まって侵食が進んだり内部の変質が進行したりすると、山体が力学的に不安定になる場合が多い。このような不安定化した火山体は、その後の噴火や地震に伴って大規模に崩壊することがある。この現象を山体崩壊といい、水蒸気爆発や粘性の高いマグマの貫入、地震などで火山体の不安定な部分が崩壊して発生する。このような乾燥した低温の粉体流を岩屑なだれとよび、その堆積物を岩屑なだれ堆積物という。
 ・山体崩壊は円錐形成層火山の発達史のなかで普遍的に起こる現象であるが、ひとつの成層火山での発生頻度はおそらく1万年に1回程度と見積もられている。（中略）岩屑なだれによる山体崩壊にあたって、既存の火山体内部の成層構造などをある程度残しつつ山体が流下することがある。（中略）これを流れ山とよぶ。（中略）通常、山体崩壊を起こした火山体の反対側は残存して、馬蹄形崩壊地形馬蹄形カルデラを生じる。山体崩壊が起こると、火山体の一部をなしていた岩石や土砂（岩屑なだれブロック）が破砕しながら、火砕流と同様に高温の空気とともに猛スピードで谷を流下り、そして、崩壊物が海中になだれ込むと津波を発生させる。
- 守屋(1983)
 ・磐梯火山1888年の噴火では、たてづけに起こった15~20回の水蒸気爆発の後、山頂部が大崩壊して馬蹄形カルデラをつくり、崩壊物質は北麓へ流下し、流れ山とよばれる比高数十m以下、底径数百m以下の小丘を無数にもつ緩斜面が形成された。この時の崩壊物質は体積12億m³という莫大のもので、谷を埋めて桧原湖などの湖沼をつくった。

3.2.1 個別火山の津波発生要因の規模に関する調査 山体崩壊に関する調査結果

■ 個別火山について、文献調査*1及び地形判読調査*2の結果、下表のとおり過去の山体崩壊の痕跡の有無と規模を確認した。
(調査結果の詳細については、補足説明資料10を参照。)

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

主な科学技術系論文DB等（産総研Geolis・J-STAGE・CiNii・KAKEN・JAIRO）、日本の火山(第3版)(中野ほか(2013))、日本の火山データベース(産業技術総合研究所(2017))、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース(西来ほか(2015))、日本の第四紀火山カタログ(第四紀火山カタログ委員会(1999))、日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))、日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図(山元(2015))

*2 地形判読調査では、2万5千分の1地形図(国土地理院)等を用いて山頂付近を中心に山体崩壊の可能性を示す馬蹄形の崩落崖や、土石流体(流れ山)に着目して山体を崩壊させた可能性のある場所を抽出した。

山体崩壊に関する調査結果

地域	火山の名称	敷地からの距離(km)	火口位置	山体崩壊に関する調査結果		
				文献調査結果	地形判読調査結果	山体崩壊の規模(km ³)
伊豆弧	富士山	97	陸上	報告が認められる。	(海岸線から離れていることから、省略)	0.8
	手石海丘	98	海底	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
	神津島火山群	102	陸上	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
	初島	104	陸上	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
	利島	104	陸上	報告が認められる。	痕跡は認められない。	0.02
	新島火山群	106	陸上	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
	伊豆大島	114	陸上	報告が認められる。	痕跡は認められない。	0.9
	大室ダシ	119	海底	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
	三宅島	140	陸上	報告が認められる。	痕跡は認められない。	1.5
	御蔵島	157	陸上	報告が認められる。	痕跡は認められない。	0.9
	黒瀬堆	203	海底	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
	八丈島	222	陸上	報告が認められる。	痕跡が認められる。	0.5
	南八丈堆	259	海底	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
	青ヶ島	282	陸上	報告が認められる。	痕跡が認められる。	0.4
	明神海丘	321	海底	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
明神礁	345	海底	報告は認められない。	痕跡が認められる。	0.3	

地域	火山の名称	敷地からの距離(km)	火口位置	山体崩壊に関する調査結果		
				文献調査結果	地形判読調査結果	山体崩壊の規模(km ³)
伊豆弧	須美寿島	395	海底	報告は認められない。	痕跡が認められる。	0.5
	南スミスカルデラ	412	海底	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
	伊豆鳥島	501	陸上	報告が認められる。	痕跡が認められる。	0.1
	孀婦岩	573	海底	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
小笠原弧	水曜海山	707	海底	報告が認められる。	痕跡が認められる。	0.06
	木曜海山	735	海底	報告は認められる。	痕跡は認められない。	0.03
	西之島	857	陸上	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
	海形海山	923	海底	報告が認められる。	痕跡が認められる。	1.3
	海徳海山	983	海底	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
	噴火浅根	1,059	海底	報告が認められる。	痕跡は認められない。	0.06
	硫黄島	1,134	陸上	報告が認められる。	痕跡が認められる。	0.5
	海神海丘	1,156	海底	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
	北福德堆	1,174	海底	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
	福德岡ノ場	1,189	海底	報告は認められない。	痕跡が認められる。	0.1
	南日吉海山	1,286	海底	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認
日光海山	1,341	海底	報告は認められない。	痕跡は認められない。	痕跡がないことを確認	

3.2.1 個別火山の津波発生要因の規模に関する調査

火砕流の海域への突入に関する調査方針

■ 火口が陸上に位置する火山について、火砕流に関する文献調査*1により、過去の火砕流の発生履歴を調査した。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。
 主な科学技術系論文DB等（産総研Geolis・J-STAGE・CiNii・KAKEN・JAIRO）、日本の火山（第3版）（中野ほか(2013)）、日本の火山データベース（産業技術総合研究所(2017)）、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース（西来ほか(2015)）、日本の第四紀火山カタログ（第四紀火山カタログ委員会(1999)）、日本活火山総覧（第4版）（気象庁(2013)）、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))、日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図(山元(2015))

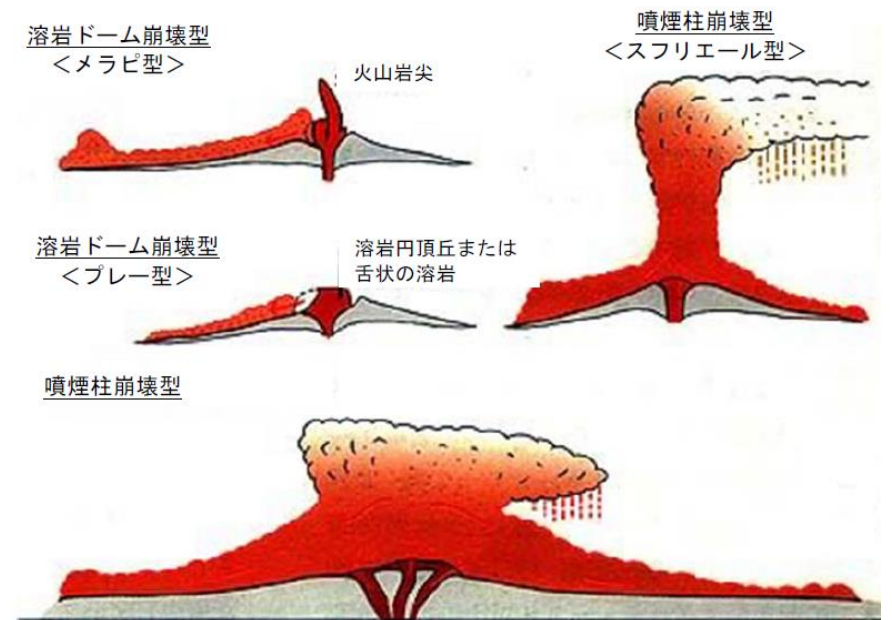
【火砕流の海域への突入による津波】

■ 火砕流は、火口から噴出、または溶岩ドームやスコリア丘から崩落した高温の岩塊、火山灰、軽石等の火砕物が高温の火山ガス（空気や水蒸気等）と混合し、それらが一体となって高速で地表を流下する現象であるとされる（内閣府ほか(2013)）。伊藤（1999）は、陸上で発生した10km³規模の火砕流の海域への突入が大規模な津波を引き起こす可能性があるとしている。

火砕流の規模と特徴

噴出量の体積 (m ³)	発生原因	事例
—10万—	●スコリア丘の一部が崩壊して発生。 ●溶岩ドーム・厚い溶岩流の一部が崩壊して発生。「メラビ型」とも呼ばれる。	約1,500年前富士山 1672, 1930年メラビ（インドネシア）
—100万—	●溶岩ドームの一部が爆発して発生。「プレー型」とも呼ばれる。 ●噴煙柱が崩壊して発生。「スフリエール型」とも呼ばれる。	1822年有珠山 1902年プレー（フランス） 1902年スフリエール（フランス）
—1000万—	●大きな噴煙柱の一部又は全部が崩壊して発生。	1990-1995年雲仙岳 2008年桜島 1783年浅間山（吾妻火砕流） 1929年北海道駒ヶ岳 1991年ピナツポ（フィリピン）
—1億—	●巨大な噴煙柱が崩壊して発生。	約7,300年前鬼界カルデラ形成噴火 1815年タンボラ（インドネシア） 1883年クラカトア（インドネシア） 1912年カトマイ（アラスカ）
—10億—		
—100億—		
—1,000億—		
—1兆—		

（内閣府ほか(2013)）



火砕流のイメージ

（内閣府ほか(2013)）

- ・火砕流は、噴煙柱の崩壊によって発生する「噴煙柱崩壊」や溶岩ドームの崩壊によって発生する「溶岩ドーム崩壊」の火砕流がある。
- ・小規模な火砕流は谷地形に沿って流下する。また、規模が大きくなれば地形的な制約を受けにくくなり、到達距離も長くなる。大型のカルデラを形成するほどの巨大噴火ともなれば、火砕流は地形の起伏に拘わらず広範囲に広がる。（内閣府ほか(2013)）

3.2.1 個別火山の津波発生要因の規模に関する調査

火砕流の海域への突入に関する調査結果

■ 火口が陸上に位置する火山について、文献調査*1の結果、下表のとおり過去の火砕流の発生の有無とその規模を確認した。
(調査結果の詳細については、補足説明資料10を参照。)

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

主な科学技術系論文DB等（産総研Geolis・J-STAGE・CiNii・KAKEN・JAIRO）、日本の火山（第3版）（中野ほか(2013)）、日本の火山データベース（産業技術総合研究所(2017)）、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース（西来ほか(2015)）、日本の第四紀火山カタログ（第四紀火山カタログ委員会(1999)）、日本活火山総覧（第4版）（気象庁(2013)）、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))、日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図(山元(2015))

火砕流の海域への突入に関する調査結果

地域	火山名称	敷地からの距離 (km)	火口位置	火砕流に関する調査結果	
				文献調査結果	火砕流の規模 (DREkm ³)
伊豆弧	富士山	97	陸上	火砕流を含む過去最大規模の噴出量は約1.5kaのS-24-Tk8等の0.001DREkm ³ 。	0.001
	神津島火山群	102	陸上	火砕流を含む過去最大規模の噴出量は、838年天上山の0.66 DREkm ³ 。	0.66
	初島	104	陸上	火砕流を示唆する報告は認められない。	履歴がないことを確認
	利島	104	陸上	火砕流を示唆する報告は認められない。	履歴がないことを確認
	新島火山群	106	陸上	火砕流を含む過去最大規模の噴出量は、886年向山火山の0.73 DREkm ³ 。	0.73
	伊豆大島	114	陸上	火砕流を含む過去最大規模の噴出量は、4世紀頃のS2.0噴火の0.05DREkm ³ 。	0.05
	三宅島	140	陸上	火砕流を含む過去最大規模の噴出量は、2000年噴火時の0.003 DREkm ³ 。	0.003
	御蔵島	157	陸上	火砕流を含む過去最大規模の噴出量は、ツブネヶ森-ヤスカジヶ森噴火の0.03 DREkm ³ 。	0.03
	八丈島	222	陸上	火砕流を含む過去最大規模の噴出量は、東山テフラ4,5・東山サージの0.76DREkm ³ 。	0.76
	青ヶ島	282	陸上	火砕流を含む過去最大規模の噴出量は、無斑晶玄武岩類噴火の0.05DREkm ³ 。	0.05
	伊豆鳥島	501	陸上	火砕流を示唆する報告は認められない。	履歴がないことを確認
小笠原弧	西之島	857	陸上	過去最大規模の噴出量は、2013-2015年の0.1 DREkm ³ であり、火砕流の規模はこれよりも小さいと考えられる。	0.1
	硫黄島	1,134	陸上	火砕流を含む過去最大規模の噴出量は、元山噴火時の0.24DREkm ³ 。	0.24

3.2.1 個別火山の津波発生要因の規模に関する調査

海中噴火・カルデラ陥没等に関する調査方針

■ 海中噴火・カルデラ陥没等の規模は当該火山の過去最大規模の噴火相当によって評価することとし、全ての個別火山について、文献調査*1により過去最大の噴火規模*2を調査した。

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

主な科学技術系論文DB等（産総研Geolis・J-STAGE・CiNii・KAKEN・JAIRO）、日本の火山（第3版）（中野ほか(2013)）、日本の火山データベース（産業技術総合研究所(2017)）、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース（西来ほか(2015)）、日本の第四紀火山カタログ（第四紀火山カタログ委員会(1999)）、日本活火山総覧（第4版）（気象庁(2013)）、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))、日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図(山元(2015))

*2 火口が陸上に位置する火山についても、2000年三宅島噴火に代表されるように火山体の周辺の中中部から噴火する事例があることを考慮し、当該火山の中中部で噴火が発生する場合を考慮することとした。

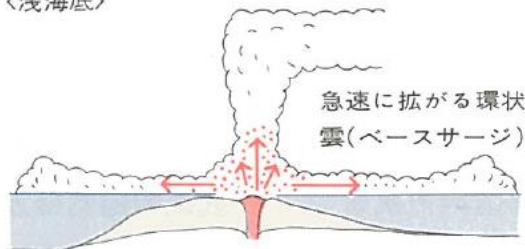
【海中噴火・カルデラ陥没等による津波】

- 海中噴火は、浅海底の噴火ではマグマ水蒸気噴火となり、ウォータードームの形成・崩壊が津波発生の一因となる可能性があると考えられる。(荒牧ほか(1978))
- また、カルデラ崩壊とともに、中央部の空洞部分に周辺海域から海水が流入することで津波を発生させる可能性があると考えられる。(井田・谷口(2009))

海中噴火

- 浅海底の噴火ではマグマ水蒸気噴火となり、ウォータードームの形成・崩壊が津波発生の一因となる可能性があると考えられるが、深海噴火となると、高い水圧によりマグマは発泡を抑えられ爆発せず静かに海底に流出するとされる。(荒牧ほか(1978))

〈浅海底〉



(荒牧ほか(1978))

海中噴火の模式図

カルデラ陥没

- カルデラとは、急壁で取り囲まれた、噴火口に比較してはるかに大きい直径を有する凹んだ火山地形で、直径2km以上のものと定義される。(山元(2005))
- カルデラ崩壊とともに、中央部の空洞部分に周辺海域から海水が流入することで津波が発生する可能性があると考えられる。(井田・谷口(2009))



(井田・谷口(2009))

カルデラ陥没による津波の発生

海中噴火とカルデラ陥没は一体の現象であり、形成されるカルデラの体積とマグマ溜まりから流出するマグマの体積はほぼ同程度であると考えられる（下司(2018)）ことから、海中噴火により代表して評価することとし、その規模は当該火山の過去最大規模の噴火を考慮することとして、過去最大規模の噴火を文献により調査することとした。

・大規模なカルデラ地形は、幾度もの噴火を経て段階的に形成された地形であるとされる（町田・新井(2011)、萬年(2008)）こと、伊豆小笠原弧の海底のカルデラ状地形は低重力異常を伴わないことからカルデラ陥没以外の要因で形成されたとされる(藤岡ほか(2004)、石田・坂本(2004)等)ことから、ここでは海中噴火の規模を文献により調査することとした。

(1/2)

- 全ての個別火山について、文献調査*1の結果、下表のとおり過去最大規模の噴火を確認した。
火口が海底に位置する個別火山の調査には限界があり、個別火山の調査では過去の海中噴火の規模に関する情報が不足している火山があることを確認した。
(調査結果の詳細については、補足説明資料10を参照。)

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。

主な科学技術系論文DB等（産総研Geolis・J-STAGE・CiNii・KAKEN・JAIRO）、日本の火山（第3版）（中野ほか(2013)）、日本の火山データベース（産業技術総合研究所(2017)）、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース（西来ほか(2015)）、日本の第四紀火山カタログ（第四紀火山カタログ委員会(1999)）、日本活火山総覧（第4版）（気象庁(2013)）、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))、日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図(山元(2015))

海中噴火・カルデラ陥没等に関する調査結果

地域	火山名称	敷地からの距離(km)	火口位置	海中噴火・カルデラ陥没等に関する調査結果	
				文献調査結果	過去最大噴火規模 (DREkm ³)
伊豆弧 (海域)	手石海丘	98	海底	過去最大規模の噴出量は、1989年噴火の0.00004DREkm ³ 。 手石海丘は1989年噴火により形成。	0.00004
	神津島火山群	102	陸上	過去最大規模の噴火は、838年噴火の0.66DREkm ³ (山元(2015))	0.66
	初島	104	陸上	初島の体積全てが火山噴出物であると仮定し、これが一度に噴出したとして評価。 面積0.427km ² ×最大標高0.034km	0.015
	利島	104	陸上	過去最大規模の噴火は島を構成する溶岩の体積の0.68DREkm ³ (一色(1978))を上回らないとした	0.68
	新島火山群	106	陸上	過去最大規模の噴火は、886年向山火山の0.73DREkm ³ (山元(2015))	0.73
	伊豆大島	114	陸上	過去最大規模の噴火は、約9kaのN1.0噴火の0.25DREkm ³ (山元(2015))	0.25
	大室ダシ	119	海底	1万4千年前に降に最低3回噴火したとされる (McIntosh et al.(2022)) がその規模は不明。	データ不足
	三宅島	140	陸上	過去最大規模の噴火は3kaの八丁平噴火の0.37DREkm ³ (山元(2015))	0.37
	御蔵島	157	陸上	過去最大規模の噴火は6.4-6.2kaのツブネヶ森・ヤスカジヶ森噴火の0.03DREkm ³ (産業技術総合研究所(2017))	0.03
	黒瀬堆	203	海底	過去の噴出規模に関するデータがない。	データ不足
	八丈島	222	陸上	過去最大規模の噴火は約30.8kaの底土テフラ1-18、底土溶岩の1.74DREkm ³ (山元(2015))	1.74
	南八丈堆	259	海底	過去の噴出規模に関するデータがない。	データ不足
	青ヶ島	282	陸上	過去最大規模の噴火は2.8-2.4kaの金田ヶ浦溶岩・休戸郷降下堆積物噴火の0.31DREkm ³ (産業技術総合研究所(2017))	0.31
	明神海丘	321	海底	過去の噴出規模に関するデータがない。	データ不足
	明神礁	345	海底	過去最大規模の噴出量は、1952年噴火の0.1DREkm ³ 。 ただし、噴出量に関するデータは近年のものに限られる。	データ不足
須美寿島	395	海底	過去の噴出規模に関するデータがない。	データ不足	
南スミスカルデラ	412	海底	過去の噴出規模に関するデータがない。	データ不足	
伊豆鳥島	501	陸上	過去最大規模の噴火は1939年噴火の0.025DREkm ³ (産業技術総合研究所(2017))	0.025	
嬬婦岩	573	海底	過去の噴出規模に関するデータがない。	データ不足	

3.2.1 個別火山の津波発生要因の規模に関する調査 海中噴火・カルデラ陥没等に関する調査結果 (2/2)

- 全ての個別火山について、文献調査*1の結果、下表のとおり過去最大規模の噴火を確認した。
火口が海底に位置する個別火山の調査には限界があり、個別火山の調査では過去の海中噴火の規模に関する情報が不足している火山があることを確認した。
(調査結果の詳細については、補足説明資料10を参照。)

*1 文献調査では国内外の火山に関する主な科学技術系論文データベース等を対象とした。
主な科学技術系論文DB等（産総研Geolis・J-STAGE・CiNii・KAKEN・JAIRO）、日本の火山（第3版）（中野ほか(2013)）、日本の火山データベース（産業技術総合研究所(2017)）、第四紀火山岩体・貫入岩体データベース（西来ほか(2015)）、日本の第四紀火山カタログ（第四紀火山カタログ委員会(1999)）、日本活火山総覧（第4版）（気象庁(2013)）、海上保安庁 海域火山データベース、気象庁等のHP、Global Volcanism Program(Smithsonian Institution(2013))、日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図(山元(2015))

海中噴火・カルデラ陥没等に関する調査結果

地域	火山名称	敷地からの距離(km)	火口位置	海中噴火・カルデラ陥没等に関する調査結果	
				文献調査結果	過去最大噴火規模 (DREkm ³)
小笠原弧	水曜海山	707	海底	過去の噴出規模に関するデータがない。	データ不足
	木曜海山	735	海底	過去の噴出規模に関するデータがない。	データ不足
	西之島	857	陸上	・2013年～2015年活動は溶岩流が主体の穏やかな噴火でありながらも、その噴出規模は1億m ³ を超え、21世紀最大とされる。(前野ほか(2018)) ・島の面積も今回はおよそ2.6km ² に達し、前回の噴火で最も島が拡大したときと比べてもおよそ10倍の大きさまで成長した。(前野ほか(2018)) →以上の記載から、過去最大噴火規模は0.1DREkm ³ とした。	0.1
	海形海山	923	海底	過去の噴出規模に関するデータがない。	データ不足
	海徳海山	983	海底	過去最大規模の噴出量は、1984年噴火の0.001DREkm ³ 。 ただし、噴出量に関するデータは近年のものに限られる。	データ不足
	噴火浅根	1,059	海底	過去の噴出規模に関するデータがない。	データ不足
	硫黄島	1,134	陸上	過去最大規模の噴火は元山溶岩の0.5DREkm ³ (長井(2014))。	0.5
	海神海丘	1,156	海底	過去の噴出規模に関するデータがない。	データ不足
	北福德堆	1,174	海底	過去の噴出規模に関するデータがない。	データ不足
	福德岡ノ場	1,189	海底	過去最大規模の噴出量は、2021年噴火の0.1DREkm ³ 。 ただし、噴出量に関するデータは近年のものに限られる。	データ不足
	南日吉海山	1,286	海底	過去の噴出規模に関するデータがない。	データ不足
	日光海山	1,341	海底	過去の噴出規模に関するデータがない。	データ不足

3.2.1 個別火山の津波発生要因の規模に関する調査

(参考) 個別火山の噴火規模に関する既往の知見

- 個別火山について、噴火規模に関する既往の知見（火山に関するカタログ等）の有無を以下に整理して示す。
- 火口が陸上に位置する火山については、既往の知見により噴火規模に関する調査・整理がなされている。一方、火口が海底に位置する火山については、既往の知見により噴火規模に関する調査・整理がなされておらず、過去の海中噴火の規模に関するデータが不足している火山があることを確認した。

個別火山の噴火規模に関する既往の知見

(A) 火口が陸上に位置する火山

(B) 火口が海底に位置する火山

地域	火山名称	敷地からの距離 (km)	代表的な火山に関するカタログ			・カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面等)*1
			・日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図(山元(2015))	・1万年噴火イベントデータベース(産業技術総合研究所(2017)) ・日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))	・5万分の1地質図幅等	
伊豆弧	富士山	97	●	△	●	(省略)
	神津島火山群	102	●	△	●	(省略)
	初島	104	—	—	●	(省略)
	利島	104	—	△	●	(省略)
	新島火山群	106	●	●	●	(省略)
	伊豆大島	114	●	●	●	(省略)
	三宅島	140	●	●	●	(省略)
	御蔵島	157	—	●	●	(省略)
	八丈島	222	●	●	●	(省略)
	青ヶ島	282	—	●	●	(省略)
	伊豆鳥島	501	—	△	—	●
小笠原弧	西之島	857	—	△	△	●
	硫黄島	1,134	—	△	—	●

地域	火山名称	敷地からの距離 (km)	代表的な火山に関するカタログ			・カタログ以外の噴火規模に関する既往知見(地質断面図等)*1	
			・日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図(山元(2015))	・1万年噴火イベントデータベース(産業技術総合研究所(2017)) ・日本活火山総覧(第4版)(気象庁(2013))	・5万分の1地質図幅等		
伊豆弧(海域)	手石海丘	98	●	●	—	(省略)	
	大室ダシ	119	—	—	—	—	
	黒瀬堆	203	—	—	—	—	
	南八丈堆	259	—	—	—	—	
	明神海丘	321	—	—	—	—	
	明神礁	345	—	△	—	—	
	須美寿島	395	—	△	—	—	
	南スミスカルデラ	412	—	—	—	—	
	孀婦岩	573	—	△	—	—	
	小笠原弧	水曜海山	707	—	—	—	—
		木曜海山	735	—	—	—	—
		海形海山	923	—	△	—	—
		海徳海山	983	—	△	—	—
		噴火浅根	1,059	—	△	—	—
海神海丘		1,156	—	—	—	—	
北福德堆		1,174	—	△	—	—	
福德岡ノ場		1,189	—	△	—	—	
南日吉海山		1,286	—	△	—	—	
日光海山		1,341	—	△	—	—	

凡例
 ●：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがあるもの
 △：過去の噴火年代に関するデータはあるが、噴火規模に関するデータがない、もしくは、あっても近年のものに限られるもの
 —：過去の噴火年代および噴火規模に関するデータがないもの

*1 主な科学技術系論文DB等（産総研Geolis・J-STAGE・CiNii・KAKEN・JAIRO）により検索

：個別火山の調査では過去の海中噴火の規模に関する情報が不足している火山
 (詳細については、補足説明資料10を参照)

伊豆小笠原弧(海域)の火山のうち、個別火山の調査では過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山について、巨大噴火の履歴を持つ地域の火山の特徴を踏まえて伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査を実施した。

目次

1	海底地すべりの津波評価	12
1.1	海底地すべりに関する調査	14
1.1.1	海底地すべりに関する文献調査	14
1.1.2	海底地すべりに関する地形判読調査	19
1.2	検討対象とする海底地すべりの選定	27
1.3	海底地すべりの津波評価	30
2	陸上地すべりの津波評価	64
3	火山現象の津波評価	69
3.1	原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	72
3.2	津波発生要因の規模に関する評価	83
3.2.1	個別火山の津波発生要因の規模に関する調査	83
3.2.2	伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	94
3.2.3	津波発生要因の規模に関する評価	107
3.3	火山現象の津波評価	111
4	地震以外の要因による津波のまとめ	134

3.2.2 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査

伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査の方針

- 伊豆小笠原弧（海域）の火山のうち、個別火山の調査では過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山について、巨大噴火の履歴を持つ地域の火山の特徴を踏まえて「①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査」および「②火山帯の地殻構造に関する調査」を行い、その調査結果について、巨大噴火の履歴を持つ地域と伊豆小笠原弧（海域）とで比較するとともに、伊豆弧（陸域）を含む伊豆小笠原弧内の各地域間で比較することにより、噴火規模を検討した。

①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査

- ・巨大噴火の履歴を持つ地域の火山では、広域テフラ分布、火山周辺の重力異常等に過去の巨大噴火を示す痕跡が残されていることを踏まえて、伊豆小笠原弧の海底火山について、過去の巨大噴火を示す痕跡の有無を調査した。

②火山帯の地殻構造に関する調査

- ・巨大噴火の発生のためには大規模なマグマ溜まりを形成可能とする地殻構造が必要とされていることを踏まえて、大規模なマグマ溜まり形成の可能性の有無を検討するため伊豆小笠原弧の地殻構造に関して調査を行った。

- 調査結果について、以下の地域間で比較することにより、海底火山の噴火規模を検討した。
- ・巨大噴火の履歴を持つ地域と伊豆小笠原弧（海域）
 - ・伊豆小笠原弧内の各地域間（伊豆弧（陸域）・伊豆弧（海域）・小笠原弧）

3.2.2 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査

伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査結果

(巨大噴火の履歴を持つ地域と伊豆小笠原弧(海域)との比較)

- 伊豆小笠原弧(海域)の火山のうち、個別火山の調査では過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山について、「①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査」および「②火山帯の地殻構造に関する調査」を行い、巨大噴火の履歴を持つ地域と伊豆小笠原弧(海域)とで比較することにより、噴火規模を検討した。
- ➔ その結果、海底火山の噴火規模に関する情報は不足しているものの、「①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査」、「②火山帯の地殻構造に関する調査」のいずれの結果からも、北海道・九州周辺の巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と同規模のVEI6~7(数10~100km³クラス)の噴火は発生していないと考えられる。

①過去の巨大噴火を示す痕跡

項目	巨大噴火の履歴を持つ地域 (北海道・九州周辺)	項目	伊豆小笠原弧(海域)
テフラ分布等から確認される噴火規模 [噴火様式]	最大: 数10~100km ³ クラス [ウルトラプリニー式噴火] (数100km以上の広範囲に堆積するテフラ分布から、VEI6~7(数10~100km ³ クラス)の巨大噴火が繰り返し発生していたことが報告されている。)(町田・新井(2011)等)	テフラ分布等から確認される噴火規模 [噴火様式]	最大: 1.74DREkm ³ [プリニー式噴火] (八丈島(山元(2015)) (伊豆小笠原弧を起源とする、数100km以上の広範囲に堆積するような大規模なテフラ分布は報告されていない。)(町田・新井(2011)等)
火山周辺の重力異常	低重力異常を伴う (村上(1997)等)	火山周辺の重力異常	低重力異常を伴わない (植田ほか(2000)等)
巨大噴火の痕跡	あり	巨大噴火の痕跡	なし

伊豆小笠原弧(海域)について、過去の巨大噴火を示す痕跡は確認されないことから、北海道・九州周辺の巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と同規模のVEI6~7(数10~100km³クラス)の噴火は過去に発生していないと考えられる。

②火山帯の地殻構造

項目	巨大噴火の履歴を持つ地域 (北海道・九州周辺)	項目	伊豆小笠原弧(海域)
地殻構造	発達した大陸地殻 (地殻厚さ: 30-40km、地殻密度: マグマ密度と同程度) (下司(2016)等)	地殻構造	未発達な島弧地殻 (地殻厚さ: 15-25km、地殻密度: マグマ密度より大きい) (平田ほか(2010)等)
形成可能となるマグマ溜まりの規模	大	形成可能となるマグマ溜まりの規模	中~小

伊豆小笠原弧(海域)の地殻構造は、未発達な島弧地殻であり、北海道・九州周辺とは異なり地殻内に形成可能となるマグマ溜まりの規模が小さくないと考えられることから、巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と同規模のVEI6~7(数10~100km³クラス)の噴火を発生させる地域ではないと考えられる。

3.2.2 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査

伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査結果

(伊豆小笠原弧内の各地域間での比較)

- 伊豆小笠原弧（海域）の火山のうち、個別火山の調査では過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山について、「①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査」および「②火山帯の地殻構造に関する調査」を行い、伊豆弧（陸域）を含む伊豆小笠原弧内の各地域間で比較し、噴火規模を検討した。
- ➡ その結果、海底火山の噴火規模に関する情報は不足しているものの、日本列島から離れた地域ほど、一度に噴火可能な規模は小さいと考えられる。

①過去の巨大噴火を示す痕跡

項目	伊豆小笠原弧		
	伊豆小笠原弧（海域）		
	伊豆弧（陸域）	伊豆弧（海域）	小笠原弧
テフラ分布等から確認される噴火規模 [噴火様式]	最大：6 DREkm ³ [プリニー式噴火] (箱根火山群(山元(2015)))	最大：1.74 DREkm ³ [プリニー式噴火] (八丈島(山元(2015)))	最大：0.5 DREkm ³ [プリニー式噴火] (硫黄島(長井(2014)))
火山周辺の重力異常	低重力異常を伴わない (植田ほか(2000)等)		



伊豆小笠原弧で確認されている噴火規模は、日本列島から離れた地域ほど小さい。
(ただし、伊豆小笠原弧の火山はほとんどが火山島や海底火山であり、過去の噴火履歴に関する知見は十分に蓄積されていない可能性がある。)

②火山帯の地殻構造

項目	伊豆小笠原弧		
	伊豆小笠原弧（海域）		
	伊豆弧（陸域）	伊豆弧（海域）	小笠原弧
地殻構造	地殻発達の場合 (地殻厚さ：30-35km 地殻密度：マグマ密度より大きい(一部同程度)) (平田ほか(2010)等)	未発達な島弧地殻 (地殻厚さ：20-25km 地殻密度：マグマ密度より大きい) (平田ほか(2010)等)	未発達な島弧地殻 (地殻厚さ：15km 地殻密度：マグマ密度より大きい) (平田ほか(2010)等)

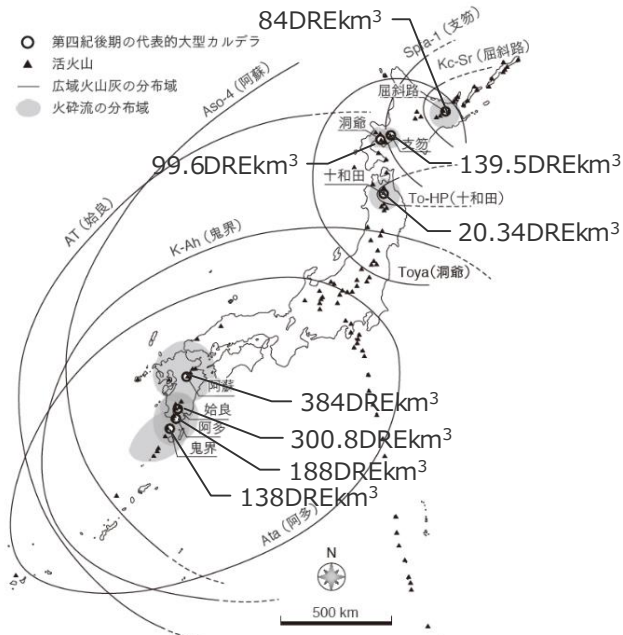


伊豆小笠原弧の地殻構造は、日本列島から離れた地域ほど地殻が薄く未発達となることから、日本列島から離れた地域ほど地殻内に形成可能となるマグマ溜まりの規模は小さく、それにより一度に噴火可能な規模も小さいと考えられる。

3.2.2 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査

①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査 (巨大噴火の履歴を持つ火山の痕跡)

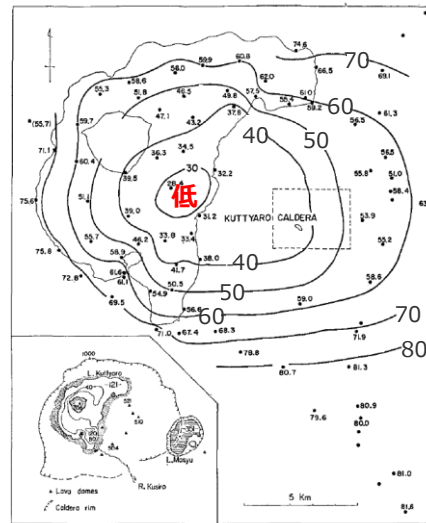
- 北海道・九州周辺の巨大噴火の履歴を持つ火山では、数100km以上の広範囲に堆積するテフラ分布から、VEI6~7 (数10~100km³クラス) の巨大噴火を繰り返し発生させていることが報告されている。(町田・新井(2011))
- また、巨大噴火を起こした火山は、形成されたカルデラ内に大量の火砕物が堆積することにより、火山周辺の地形は低重力異常を伴うとされる。(村上(1997))



・数値は噴出量(山元(2015))
(前野(2014)を基に作成)

代表的な巨大噴火による
広域テフラと火砕流の分布

(クッチャロの事例) (単位: mgal)



(横山(1970))

巨大噴火による重力異常

・総量10-100km³ (VEI6-7クラス) に及ぶ大容量のテフラを噴出する巨大噴火は、大規模火砕流を発生させ、広域にテフラを飛散させるもので、ごくまれな現象である。日本列島では、1つの火山で数万年から数十万年に1度くらいの頻度で発生してきた。(町田・新井(2011))

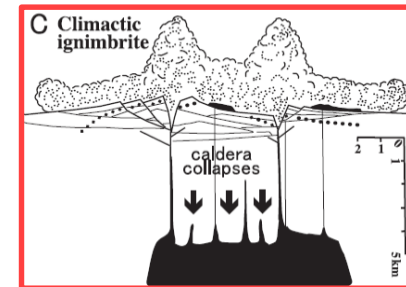
・給源火山から千km以上もの遠方で地層としてはっきりと認められるテフラ層は、通常のプリニー式噴火のものより多量のテフラを噴出する巨大な噴火(ウルトラプリニー式噴火)が起こったことを示唆する。(町田・新井(2011))

・一般に、大規模な噴火時に軽石などの大量の珪長質火山岩を噴出することによって形成されたカルデラは低重力異常を伴い、カルデラ内が低密度物質によって埋められていることを示唆する。一方、噴火口でのブーゲー異常はほとんど局所異常を示さず、カルデラと噴火口の構造の違いを示している。(村上(1997))

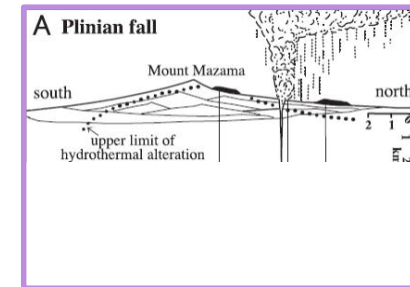
過去の巨大噴火を示す痕跡

地域	火山名	テフラ分布等から確認される噴火規模・噴火様式	火山周辺の重力異常
北海道周辺	クッチャロ・摩周	84 DREkm ³	低 横山(1970)
	支笏・樽前	139.5 DREkm ³	低 Yokoyama and Aota(1964)
	洞爺・有珠	99.6 DREkm ³	低 Yokoyama(1964)
	十和田	20.34 DREkm ³	低 Yokoyama and Maki(1964)
九州周辺	阿蘇	384 DREkm ³	低 久保寺(1972)
	加久藤・霧島	50 DREkm ³	低 小林ほか(1995)
	始良・桜島	300.8 DREkm ³	低 横山(1965)
	阿多・池田	188 DREkm ³	低 荒牧・宇井(1965)
	鬼界・硫黄島	138 DREkm ³	低 石原(1977)

ウルトラ
プリニー式



＜ウルトラプリニー式噴火＞
マグマ溜まりが上部の地殻を破壊してその亀裂から地下のマグマが一気に地上に噴出する噴火様式



＜プリニー式噴火＞
山体の火道を通じて地下のマグマが噴出し噴煙柱を形成する噴火様式 (鈴木(2010))

噴火様式の模式図と概要

3.2.2 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査

①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査

(テフラ分布等から確認される伊豆小笠原弧の各地域の噴火規模)

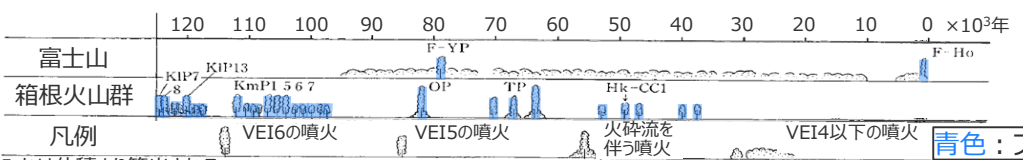
- 伊豆弧（陸域）を含む伊豆小笠原弧で活動する火山において確認されている噴火規模について、日本列島や伊豆小笠原諸島に堆積したテフラ等に関する文献を調査し既往の知見を整理した。
- その結果、テフラ分布等から確認されている噴火規模は、伊豆弧（陸域）（箱根火山群、6 DREkm³）、伊豆弧（海域）（八丈島、1.74DREkm³）、小笠原弧（硫黄島、0.5 DREkm³）の順に、日本列島から離れた地域ほど小さいことを確認した。
- また、海底火山を含んだ伊豆小笠原弧を起源とする、数100km以上の広範囲に堆積するような大規模なテフラ分布の報告はないことを確認した。

・テフラ分布等から確認されている噴火規模は、火山影響評価に基づ

テフラ分布等から確認される噴火規模

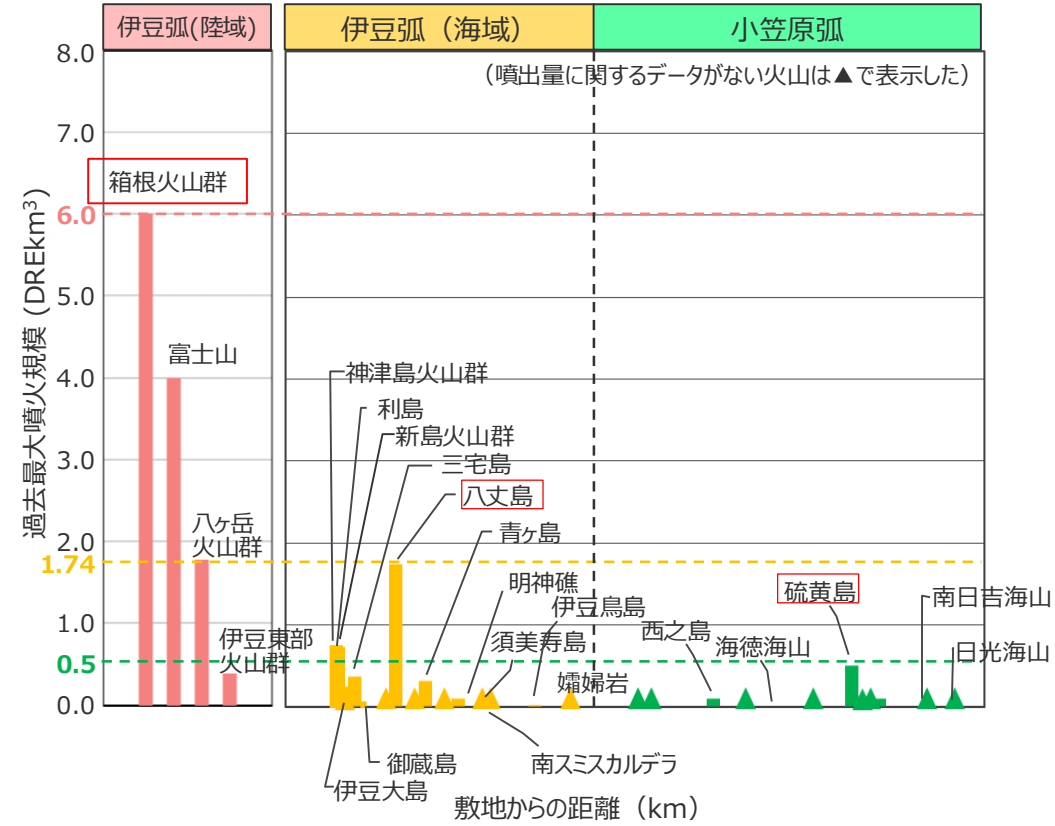
地域	火山名	敷地からの距離 (km)	火口位置	確認されている噴火規模(DREkm ³)
伊豆弧陸域	伊豆東部火山群	92	陸上	0.3
	富士山	97	陸上	4.0
	箱根火山群	104	陸上	6
	八ヶ岳火山群	151	陸上	1.77
伊豆弧海域	手石海丘	98	海底	0.00004
	神津島火山群	102	陸上	0.66
	利島	104	陸上	0.68
	新島火山群	106	陸上	0.73
	伊豆大島	114	陸上	0.25
	三宅島	140	陸上	0.37
	御蔵島	157	陸上	0.03
	八丈島	222	陸上	1.74
	青ヶ島	282	陸上	0.31
	明神礁	345	海底	0.1
	伊豆鳥島	501	陸上	0.025
小笠原弧	西之島	857	陸上	0.1
	海徳海山	983	海底	0.001
	硫黄島	1,134	陸上	0.5
	福徳岡ノ場	1,189	海底	0.1

- ・ 伊豆弧（陸域）については、文献調査の結果、噴火規模の記載のある火山のみを示す。
- ・ 確認されている噴火規模が「データ不足」とした火山についても、判明している噴火イベントがある場合には記載した。



・VEIはみかけ体積より算出される 箱根火山群および富士山の噴火の歴史 (町田・新井 (2011)を基に作成)

※現在の噴火ステージとは無関係に、確認されている過去最大の噴火規模を記載した。



テフラ分布等から確認される噴火規模

3.2.2 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査

①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査 (伊豆小笠原弧の海底火山周辺の重力異常)

- 個別火山の調査では過去の噴火規模に関する情報が不足している伊豆小笠原弧の海底火山について、火山周辺の重力異常を調査した。
- 植田ほか(2000)などによると、伊豆小笠原弧の海底火山は、巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と異なり、低重力異常を伴わないとされる。
- また、地質図Navi(産業技術総合研究所)による重力異常図の判読から、伊豆小笠原弧の海底火山は明瞭な低重力異常を伴わないことを確認した。

伊豆弧 (海域) の火山周辺の重力異常

火山名	距離 (km)	既往文献の 確認結果	重力異常図の 判読結果	調査結果
手石海丘	98	-	なし	低重力異常を伴わない
大室ダシ	119	高	植田ほか(2000)	低重力異常を伴わない
黒瀬堆	203	高	村上・斎藤(1990)	低重力異常を伴わない
南八丈堆	259	なし	石田・坂本(2004)	低重力異常を伴わない
明神海丘	321	なし	植田ほか(2001)	低重力異常を伴わない
明神礁	345	高	植田ほか(2001)	低重力異常を伴わない
須美寿島	395	-	-	低重力異常を伴わない
南スミスカルデラ	412	高	村上・斎藤(1990)	低重力異常を伴わない
孀婦岩	573	-	高	低重力異常を伴わない

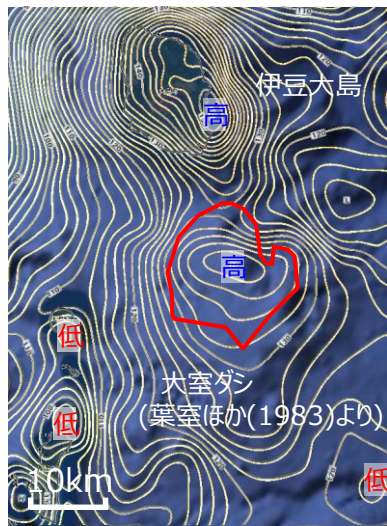
高 : 火山周辺の地形は高重力異常を伴う。
 なし : 火山周辺の地形は重力異常を伴わない。
 - : 文献調査によって重力異常に関する記述が見つからない。

小笠原弧の火山周辺の重力異常

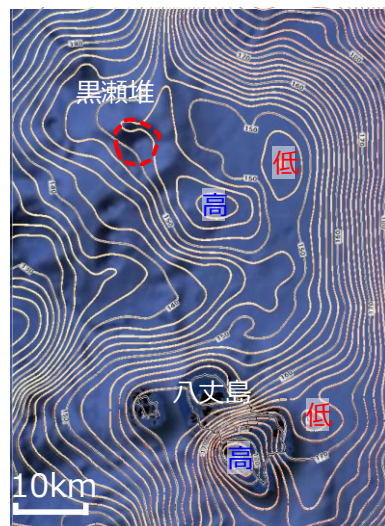
火山名	距離 (km)	既往文献の 確認結果	重力異常図の 判読結果	調査結果
水曜海山	707	-	高	低重力異常を伴わない
木曜海山	735	-	高	低重力異常を伴わない
海形海山	923	-	なし	低重力異常を伴わない
海徳海山	983	-	なし	低重力異常を伴わない
噴火浅根	1,059	-	なし	低重力異常を伴わない
海神海丘	1,156	-	高	低重力異常を伴わない
北福德堆	1,174	-	高	低重力異常を伴わない
福德岡ノ場	1,189	-	なし	低重力異常を伴わない
南日吉海山	1,286	-	高	低重力異常を伴わない
日光海山	1,341	-	なし	低重力異常を伴わない

— : 火山位置 (文献より) - - - : 火山位置 (地形により判読)

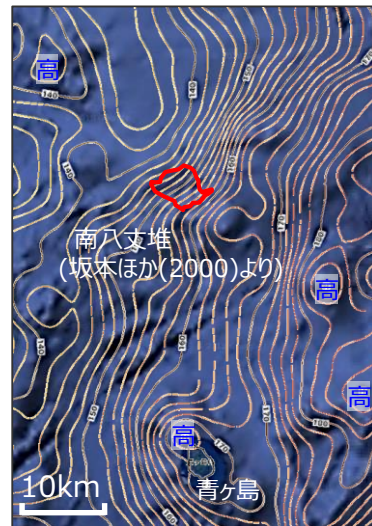
仮定密度
2.3g/cm³



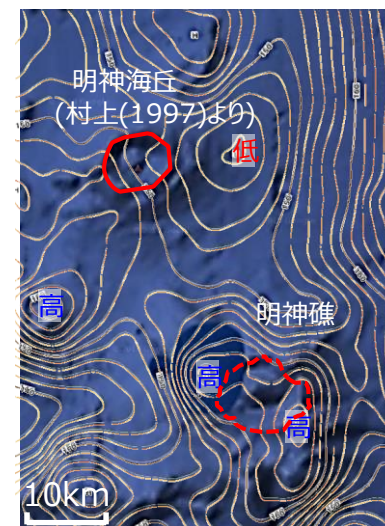
<大室ダシ>



<黒瀬堆>



<南八丈堆>



<明神海丘、明神礁>



<南スミスカルデラ>

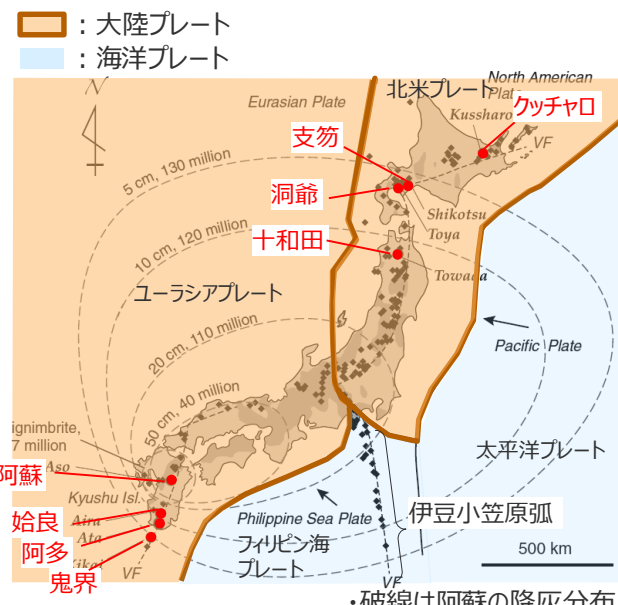
伊豆小笠原弧の海底火山周辺のブーゲー異常例 (背景は海底地形) (産業技術総合研究所 地質図Naviより作成)

3.2.2 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査

②火山帯の地殻構造に関する調査

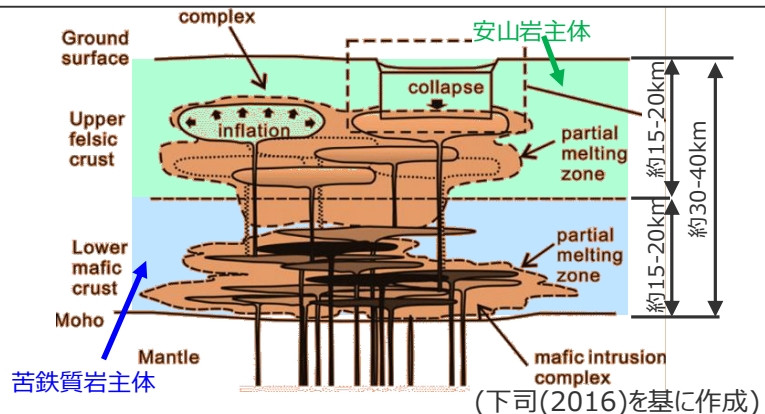
(巨大噴火の履歴を持つ地域の地殻構造)

- 巨大噴火の履歴を持つ火山は、大陸プレート内で形成された発達した大陸地殻に存在し、その地殻は厚く、地殻密度がマグマ密度と同程度という特徴を持つとされる。(高橋ほか(1997))
- 下司(2016)は、大陸地殻に存在する火山において巨大噴火が発生するメカニズムを検討し、巨大噴火が発生させるためには、地殻内部に大規模なマグマ溜まりを形成する必要があるとし、地殻内に大規模なマグマ溜まりを形成可能とする2つの条件を以下のとおり示している。
 - ・地殻内部にそのスペースを与えることができること(地殻が厚いこと)
 - ・地殻との密度差による浮力を受けて上昇するマグマを地表に噴出させずに蓄積できること(地殻密度がマグマ密度と同程度であること)



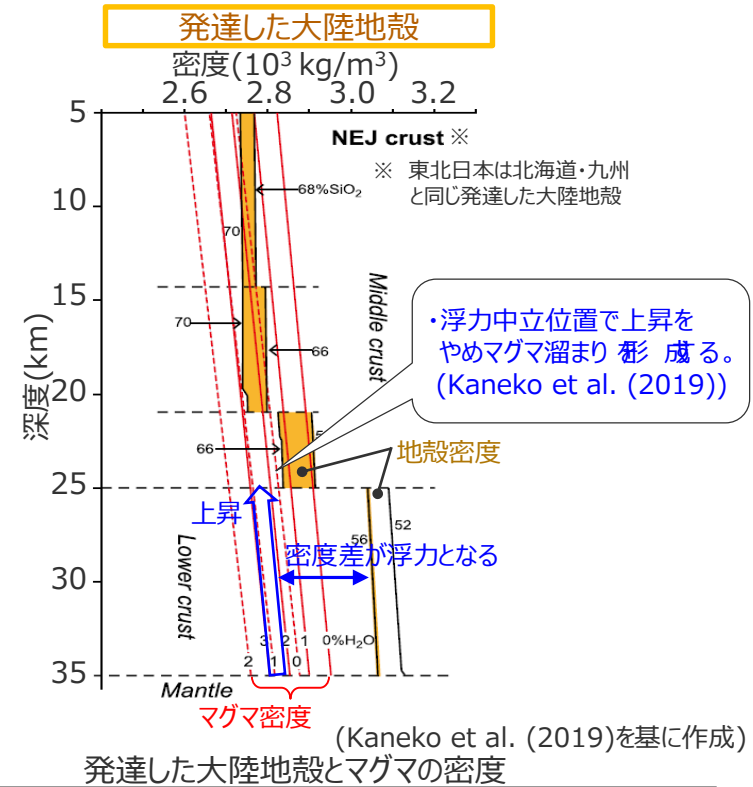
(Tatsumi and Suzuki-Kamata (2014)を基に作成)

巨大噴火の履歴を持つ地域とプレート区分



発達した大陸地殻の模式図 (下司(2016)を基に作成)

地域	火山名	地殻構造
北海道周辺	クッチャロ・摩周	発達した大陸地殻 (地殻厚さ: 30-40km 地殻密度: マグマ密度と同程度) (平田ほか(2010))
	支笏・樽前	
	洞爺・有珠	
	十和田	
九州周辺	阿蘇	発達した大陸地殻 (地殻厚さ: 30-40km 地殻密度: マグマ密度と同程度) (平田ほか(2010))
	加久藤・霧島	
	始良・桜島	
	阿多・池田	
	鬼界・硫黄島	



(Kaneko et al. (2019)を基に作成)

発達した大陸地殻とマグマの密度

- ・ 地殻の厚い地域(東日本、北海道、九州)では大規模カルデラ火山が卓越している。地殻の薄い伊豆マリアナ弧との火山のタイプの差については、地殻内部にできるマグマ溜まりがその鍵を握っている。密度の低い大陸性の地殻では、地殻の岩石との比較から深さおよそ15~20km程度の位置でマグマと地殻の岩石との密度差の無くなる浮力の中立位置がある。もしマグマがマンツルの部分融解層から切り離されて独立の液塊として地殻内部を上昇するとしたら、深さ15~20kmの浮力中立位置で上昇を停止して、横に広がったマグマ溜まりを形成する可能性が高い。(高橋ほか(1997))
- ・ 大規模噴火が発生させるためには地殻内部に多量のマグマを溶融状態で貯留する、すなわち地殻内部に巨大なマグマ溜まりを形成する必要がある。地殻内部に巨大な体積のマグマを蓄積する条件は、マグマの生産量が十分であることに加え、地殻内部にそのスペースを与えることができる条件と、もう一つ重要な条件としてマグマを地表に噴出させずにマグマ溜まりに溶融状態のまま蓄積できる条件を考える必要がある。なぜなら、生成したマグマが直ちに地表に噴出するならば、地殻内部にマグマ溜まりは形成されないからである。(下司(2016))
- ・ 地殻との密度差による浮力でマンツルから上昇してきたマグマは、一般的に、マグマ密度と地殻密度が一致する深さで浮力を失って上昇をやめ、マグマ溜まりを形成する。(Kaneko et al. (2019))

3.2.2 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査

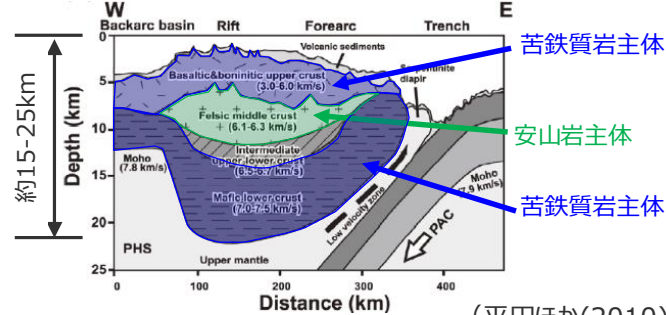
②火山帯の地殻構造に関する調査

(伊豆小笠原弧の地殻構造)

- 伊豆小笠原弧（海域）は、海洋プレート内で形成された未発達な島弧地殻であるとされ、その地殻は薄く、地殻密度がマグマ密度より大きいという特徴を持つとされる。(高橋ほか(1997))
- 地殻が薄く、地殻密度がマグマ密度より大きい伊豆小笠原弧の火山では、地殻内部にマグマ溜まりはできないか、またはできたとしても比較的浅いところのみマグマ溜まりができるとされる。(高橋ほか(1997))



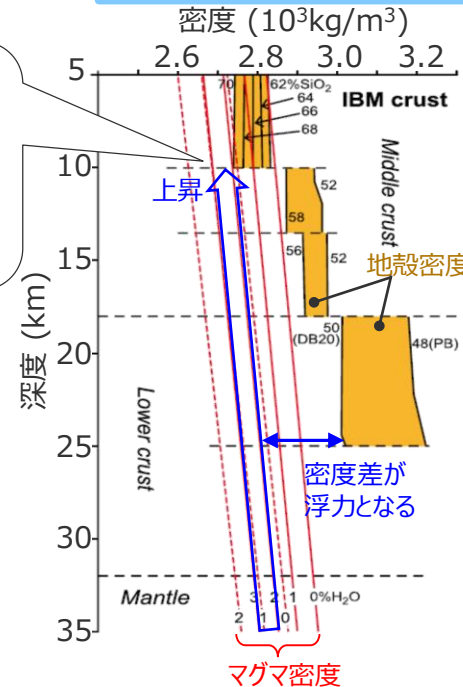
(Tatsumi and Suzuki-Kamata (2014)を基に作成)
伊豆小笠原弧とプレート区分



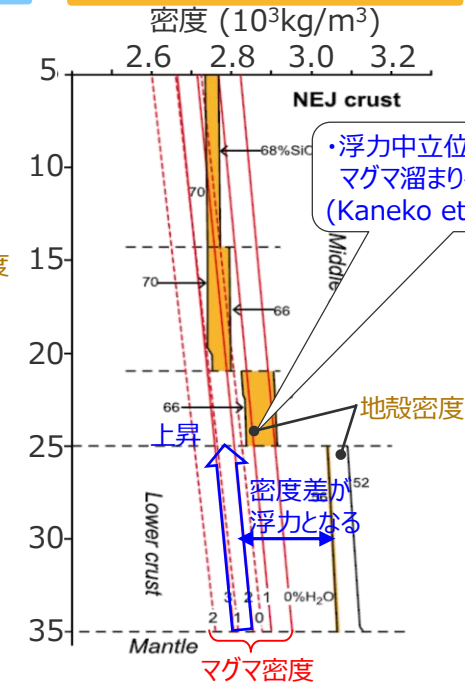
伊豆小笠原弧の地殻の模式図 (平田ほか(2010)を基に作成)

・マグマは途中で浮力を失うことなく、容易に地表に噴出する。(高橋ほか(1997))
 ・マグマ溜まりが浅いと、少しの結晶化で発泡し、容易に噴出する。(Kaneko et al.(2019))

伊豆小笠原弧の地殻 (未発達な島弧地殻)



発達した大陸地殻



・浮力中立位置で上昇をやめ、マグマ溜まりを形成する。(Kaneko et al.(2019))

地殻の密度とマグマ密度 (Kaneko et al.(2019)を基に作成)

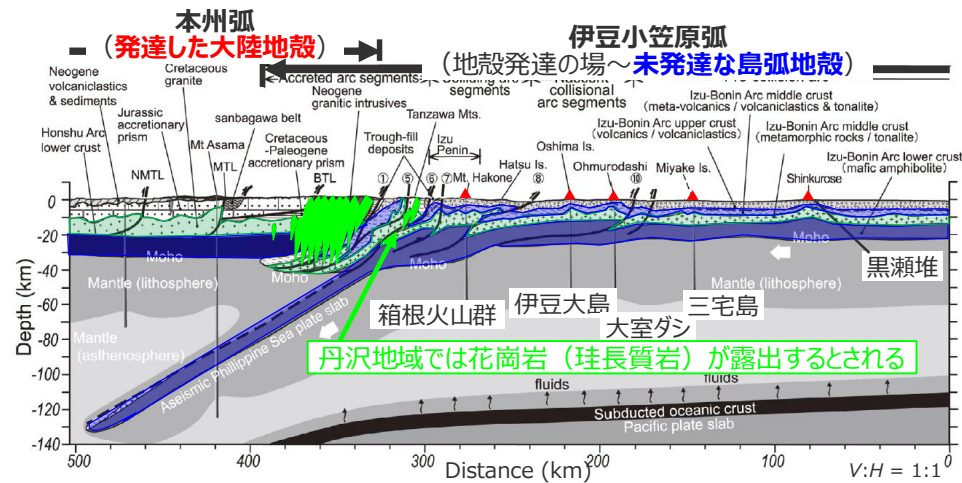
- ・ 伊豆小笠原弧は、厚さ30km以上の発達した大陸性地殻を持つ東北日本弧の、半分以下の厚さの未発達な地殻を持つに過ぎない。地殻が薄かつその化学組成が玄武岩質である伊豆小笠原弧では、マグマは、極浅い地殻部分を除いて、いずれの深さでも周囲の岩石よりも密度が著しく低い。従ってマグマは、途中で浮力を失うことなく容易に地表に噴出することができる。このような場所に形成された玄武岩質火山では、地殻内部にマグマ溜まりはできないか、またはできたとしても比較的浅いところのみマグマ溜まりができる。(高橋ほか(1997))
- ・ 大規模噴火を発生させるためには地殻内部に多量のマグマを溶融状態で貯留する、すなわち地殻内部に巨大なマグマ溜まりを形成する必要がある。地殻内部に巨大な体積のマグマを蓄積する条件は、マグマの生産量が十分であることに加え、地殻内部にそのスペースを与えることができる条件と、もう一つ重要な条件としてマグマを地表に噴出させずにマグマ溜まりに溶融状態のまま蓄積できる条件を考える必要がある。なぜなら、生成したマグマが直ちに地表に噴出するならば、地殻内部にマグマ溜まりは形成されないからである。(下司(2016))
- ・ 地殻との密度差による浮力。マントルから昇ってきたマグマは、一般的に、マグマ密度と地殻密度が一致する深さで浮力を失って上昇をやめ、マグマ溜まりを形成する。薄い地殻はより大きな V_p を持ち、あらゆる深度において厚い地殻よりも大きな密度を有する。浮力中立にあるマグマが地表に噴出するためには、マグマ中の水が過飽和となり発泡する必要がある。水の過飽和はマグマの結晶化と共に進行する。より深い深度ではマグマへの水の溶解度はより大きい。(Kaneko et al. (2019))

3.2.2 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査

②火山帯の地殻構造に関する調査

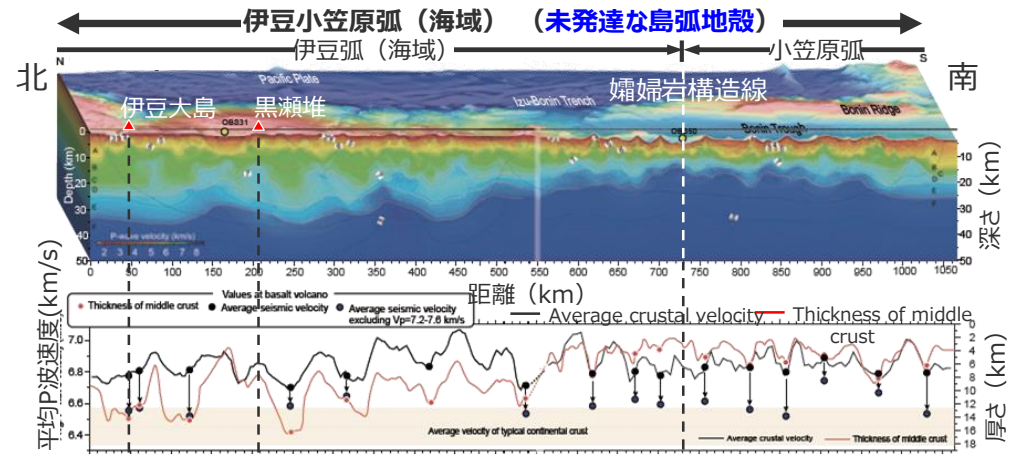
(伊豆小笠原弧に沿った方向の地殻構造の変化)

- 伊豆小笠原弧の地殻厚さは、日本列島から離れた地域ほど薄くなっており、伊豆弧(陸域)では30-35km、伊豆弧(海域)では20-25km、小笠原弧では15km程度であるとされる。(湯浅(1991)、Gong et al.(2018)、平田ほか(2010))
- 伊豆弧(陸域)は、大陸地殻と島弧地殻の衝突帯に位置し、地殻発達の場合(島弧地殻から大陸地殻への発達途中の場合)であるとされる。(平田ほか(2010)、田村(2011))



(平田ほか(2010)を基に作成)

本州弧-伊豆小笠原弧衝突帯の模式断面図



(小平(2009)を基に作成)

伊豆小笠原弧(海域)の地震波速度構造と中部地殻厚さ

- 伊豆・小笠原弧南北の違いは、熱的にアクティブで地殻の厚さが厚い北部とその逆の様相を示す南部という図式を浮かび上がらせる。(湯浅(1991))
- 伊豆小笠原弧北部セグメント(伊豆弧(海域))の地殻厚さ(20-25km)は南部セグメント(小笠原弧)の地殻厚さ(~15km)よりも厚い。この傾向は、中部地殻の厚さの違いによるものと考えられる。(Gong et al. (2018))
- 伊豆弧の下部地殻をとり除くことによって大陸地殻の組成に近づくという議論がされている。丹沢岩体は下部地殻をとり除かれた伊豆島弧の地殻であり、その生成そのものが島弧地殻から大陸地殻への進化を解明する鍵である。実際、丹沢岩体においても甲府花崗岩体においても流紋岩質から安山岩質の深成岩体が存在する。(田村(2011))
- 伊豆-マリアナ島弧に関してもう1つの重要な点は、島弧同士の衝突付加プロセスである。本州と伊豆弧の衝突プロセスの研究によっても、島弧から大陸への進化プロセスが議論された。丹沢山地の中央部には、東西約25 km、南北約7 kmの範囲にわたり、トータル岩、石英閃緑岩、斑レイ岩からなる丹沢深成岩体(花崗岩)が分布する。伊豆半島地殻の厚さは30-35kmである。(平田ほか(2010))
- 地殻との密度差による浮力でマンテルから上昇してきたマグマは、一般的に、マグマ密度と地殻密度が一致する深さで浮力を失って上昇をやめ、マグマ溜まりを形成する。薄い地殻はより大きな V_p を持ち、あらゆる深度において厚い地殻よりも大きな密度を有する。浮力中立にあるマグマが地表に噴出するためには、マグマ中の水が過飽和となり発泡する必要がある。水の過飽和はマグマの結晶化と共に進行する。より深い深度ではマグマへの水の溶解度はより大きい。(Kaneko et al. (2019))

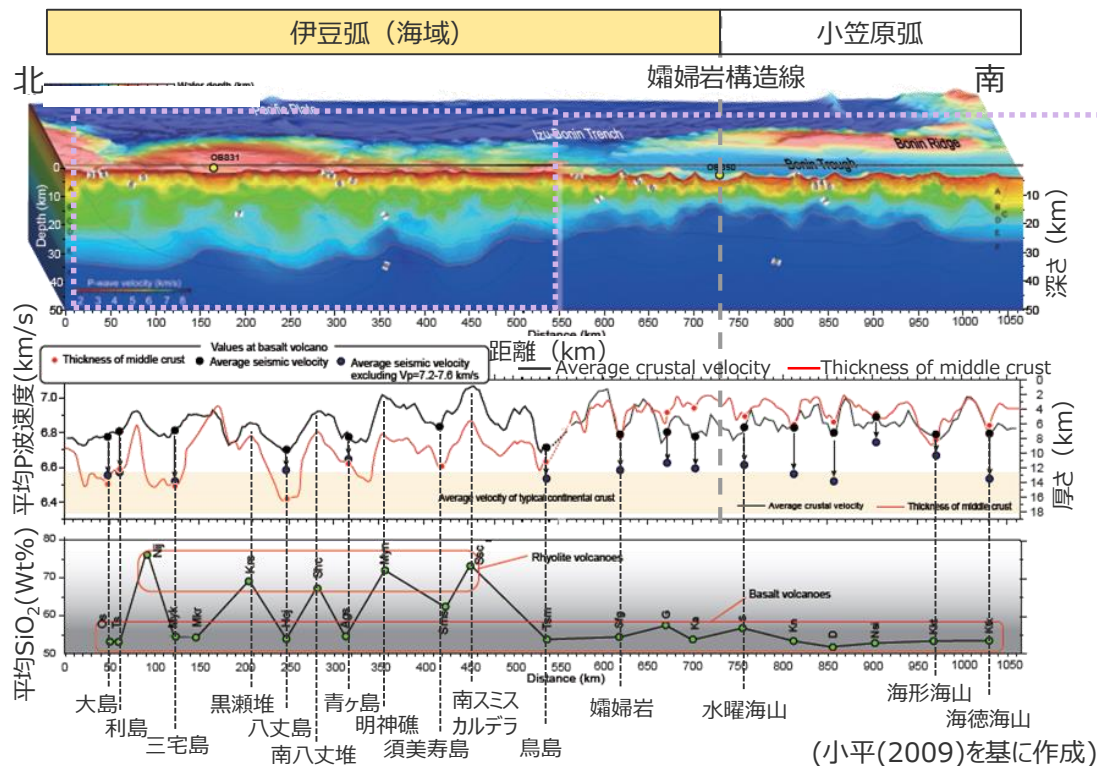
3.2.2 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査

②火山帯の地殻構造に関する調査

(伊豆弧 (海域) の地殻構造)

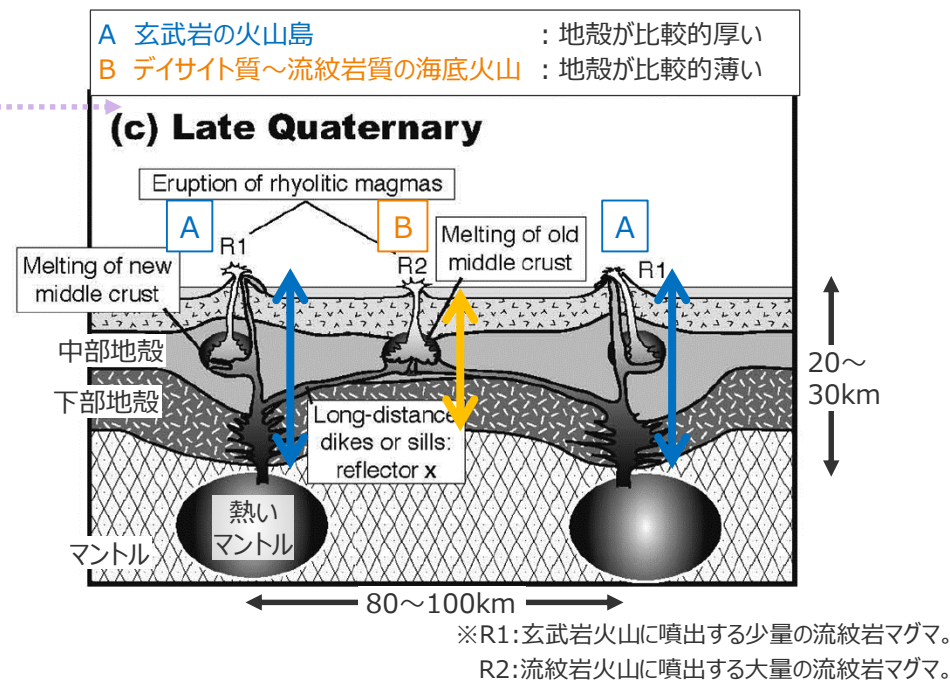
- 伊豆弧 (海域) の地殻構造について、玄武岩質の火山島とデイサイト質～流紋岩質の海底火山とが交互に出現するとされ、火山島の地殻は相対的に厚く、海底火山の地殻は相対的に薄くなっているとされる。(小平(2009)、田村(2016))
- 伊豆弧 (海域) の海底火山の噴出物の主な岩質がデイサイト質～流紋岩質となることについては、伊豆小笠原弧の地殻構造の特徴から大規模なマグマ溜まりを形成することなく珪長質マグマが生成されるメカニズムが推定されている。(高橋ほか(1997)、田村(2016))
- ➔ 伊豆弧 (海域) で噴出する珪長質マグマは巨大噴火の準備段階※と関連するものではないと考えられる。

※「巨大噴火の履歴を持つ火山」の次の巨大噴火の準備段階の判断においては、珪長質マグマの噴出の有無等が重要であるとされている。(安池ほか(2019))



地震波速度構造から推定される地殻の厚さと噴出マグマの関係

- 地殻が薄かつその化学組成が玄武岩質である伊豆小笠原弧では、マグマは、極浅い地殻部分を除いて、いずれの深さでも周囲の岩石よりも密度が著しく低い。従ってマグマは、途中で浮力を失うことなく容易に地表に噴出することができる。このような場所に形成された火山では、地殻内部にマグマ溜まりはできないか、またはできたとしても比較的浅いところのみマグマ溜まりができる。浅いマグマ溜まりでは、周囲の岩石の温度が低いために、玄武岩マグマが冷却して結晶分化作用が進行する。(高橋ほか(1997))
- 伊豆弧の玄武岩質マグマの卓越する火山 (大島、三宅島、八丈島など) の直下のマンテルにはマグマ源となるマンテルが存在するが、火山島間に産する流紋岩質カルデラの地下にはマグマ源マンテルは存在しない。(田村(2011))
- 地殻構造と噴出するマグマの組成は関連があり、玄武岩を噴出する火山の中部地殻は厚く、流紋岩を噴出する火山の中部地殻は薄くなっている。玄武岩質の火山島 (八丈島や大島) から側方にマグマが長距離移動していることが明らかになってきている。これは、流紋岩マグマのカルデラは、玄武岩火山の間の中部地殻に側方に長距離移動し貫入したマグマが地殻を融解して生成した、という考えと整合的である。(田村(2016))



伊豆弧 (海域) の地殻の厚さと噴出マグマの関係

※R1:玄武岩火山に噴出する少量の流紋岩マグマ。
R2:流紋岩火山に噴出する大量の流紋岩マグマ。

(田村(2016)を基に作成)

3.2.2 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査

伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査結果まとめ

(巨大噴火の履歴を持つ地域と伊豆小笠原弧(海域)との比較)

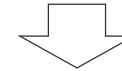
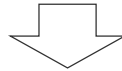
- 伊豆小笠原弧(海域)の火山のうち、個別火山の調査では過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山について、「①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査」および「②火山帯の地殻構造に関する調査」を行い、巨大噴火の履歴を持つ地域と伊豆小笠原弧(海域)とで比較することにより、噴火規模を検討した。

①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査

- 北海道・九州周辺の巨大噴火の履歴を持つ火山では、数100km以上の広範囲に堆積する広域テフラ分布から、VEI6~7(数10~100km³クラス)の巨大噴火を繰り返し発生させていることが報告されている。また、巨大噴火を起こした火山は、形成されたカルデラ内に大量の火砕物が堆積することにより、火山周辺の地形は低重力異常を伴うとされる。
- 伊豆小笠原弧の火山について、日本列島や伊豆小笠原諸島に堆積したテフラ等に関する文献を調査した結果、海底火山を含んだ伊豆小笠原弧を起源とする、数100km以上の広範囲に堆積するような大規模なテフラ分布の報告はないことを確認した。また、地質図Navi等の重力異常図を確認した結果、伊豆小笠原弧の海底火山は明瞭な低重力異常を伴わないことを確認した。
- ➔ 伊豆小笠原弧(海域)について、過去の巨大噴火を示す痕跡は確認されないことから、北海道・九州周辺の巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と同規模のVEI6~7(数10~100km³クラス)の噴火は過去に発生していないと考えられる。

②火山帯の地殻構造に関する調査

- 巨大噴火の履歴を持つ火山は、大陸プレート内で形成された発達した大陸地殻に存在し、その地殻は厚く、地殻密度がマグマ密度と同程度という特徴を持つとされる。巨大噴火を発生させるためには、地殻内部に大規模なマグマ溜まりを形成する必要があり、地殻内に大規模なマグマ溜まりを形成可能とする2つの条件を以下のとおり示している。
 - ・地殻内部にそのスペースを与えることができること(地殻が厚いこと)
 - ・地殻との密度差による浮力を受けて上昇するマグマを地表に噴出させずに蓄積できること(地殻密度がマグマ密度と同程度であること)
- 伊豆小笠原弧(海域)は、海洋プレート内で形成された未発達な島弧地殻であるとされ、その地殻は薄く、地殻密度がマグマ密度より大きいという特徴を持つとされる。地殻が薄く、地殻密度がマグマ密度より大きい伊豆小笠原弧の火山では、地殻内部にマグマ溜まりはできないか、またはできたとしても比較的浅いところのみマグマ溜まりができるとされる。
- ➔ 伊豆小笠原弧(海域)の地殻構造は、未発達な島弧地殻であり、北海道・九州周辺とは異なり地殻内に形成可能となるマグマ溜まりの規模が小さくないと考えられることから、巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と同規模のVEI6~7(数10~100km³クラス)の噴火を発生させる地域ではないと考えられる。



伊豆小笠原弧(海域)の火山のうち、個別火山の調査では過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山について、噴火規模に関する情報は不足しているものの、「①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査」、「②火山帯の地殻構造に関する調査」のいずれの結果からも、北海道・九州周辺の巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と同規模のVEI6~7(数10~100km³クラス)の噴火は発生していないと考えられる。

3.2.2 伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査

伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査結果まとめ

(伊豆小笠原弧内の各地域間での比較)

- 伊豆小笠原弧（海域）の火山のうち、個別火山の調査では過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山について、「①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査」および「②火山帯の地殻構造に関する調査」を行い、伊豆弧（陸域）を含む伊豆小笠原弧内の各地域間で比較し、噴火規模を検討した。

①過去の巨大噴火を示す痕跡に関する調査

- テフラ分布等から確認されている噴火規模は、伊豆弧（陸域）（箱根火山群、6 DREkm³）、伊豆弧（海域）（八丈島、1.74DREkm³）、小笠原弧（硫黄島、0.5 DREkm³）の順に、日本列島から離れた地域ほど小さいことを確認した。また、地質図Navi等の重力異常データを確認した結果、伊豆小笠原弧の海底火山は明瞭な低重力異常を伴わないことを確認した。
- ➔ 伊豆小笠原弧で確認されている噴火規模は、日本列島から離れた地域ほど小さい。（ただし、伊豆小笠原弧の火山はほとんどが火山島や海底火山であり、過去の噴火履歴に関する知見は十分に蓄積されていない可能性がある。）



②火山帯の地殻構造に関する調査

- 伊豆小笠原弧の地殻厚さは、日本列島から離れた地域ほど薄くなっており、それより伊豆弧（陸域）では30-35km、伊豆弧（海域）では20-25km、小笠原弧では15km程度であるとされる。
- 伊豆弧（陸域）は、大陸地殻と島弧地殻の衝突帯に位置し、地殻発達の間（島弧地殻から大陸地殻への発達途中の間）であるとされる。
- ➔ 伊豆小笠原弧の地殻構造は、日本列島から離れた地域ほど地殻が薄く未発達となることから、日本列島から離れた地域ほど地殻内に形成可能となるマグマ溜まりの規模は小さく噴火規模も小さいと考えられる。



伊豆小笠原弧の火山のうち、個別火山の調査では過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山について、噴火規模に関する情報は不足しているものの、日本列島から離れた地域ほど、一度に噴火可能な規模は小さいと考えられる。

目次

1	海底地すべりの津波評価	12
1.1	海底地すべりに関する調査	14
1.1.1	海底地すべりに関する文献調査	14
1.1.2	海底地すべりに関する地形判読調査	19
1.2	検討対象とする海底地すべりの選定	27
1.3	海底地すべりの津波評価	30
2	陸上地すべりの津波評価	64
3	火山現象の津波評価	69
3.1	原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	72
3.2	津波発生要因の規模に関する評価	83
3.2.1	個別火山の津波発生要因の規模に関する調査	83
3.2.2	伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	94
3.2.3	津波発生要因の規模に関する評価	107
3.3	火山現象の津波評価	111
4	地震以外の要因による津波のまとめ	134

3.2.3 津波発生要因の規模に関する評価

津波発生要因の規模に関する評価の方針

- 個別火山の津波発生要因（山体崩壊、火砕流の海域への突入、海中噴火・カルデラ陥没等）の調査結果を当該個別火山の津波発生要因とした。
- また、伊豆小笠原弧の海域において過去の情報が不足している海底火山の海中噴火・カルデラ陥没等の規模については、未発達な島弧地殻である伊豆小笠原弧の海域よりも地殻が発達し、大規模なマグマ溜まりが形成可能な伊豆小笠原噴火弧の陸域を含めた伊豆小笠原弧全域における過去最大の噴火規模（箱根火山群：6DREkm³）を伊豆小笠原弧の地域に関わらず考慮することとした。

津波発生要因の規模に関する評価

個別火山の津波発生要因の規模に関する調査

・抽出した個別火山について、その津波発生要因（山体崩壊、火砕流の海域への突入、海中噴火・カルデラ陥没等）ごとに過去の発生の有無とその規模を調査した。

山体崩壊

・全ての個別火山を対象に、文献調査と地形判読により、過去の山体崩壊の痕跡を調査した。

（個別火山について、過去の山体崩壊の痕跡の有無とその規模を確認した。）

火砕流の海域への突入

・火口が陸上に位置する個別火山を対象に、文献調査により、過去の火砕流の発生履歴を調査した。

（火口が陸上に位置する個別火山について、過去の火砕流の発生の有無とその規模を確認した。）

海中噴火・カルデラ陥没等

・全ての個別火山について、文献調査により過去最大の噴火規模を調査した。

（火口が海底に位置する個別火山について、過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山があることを確認した。）

伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査

・伊豆小笠原弧における噴火規模について、巨大噴火の履歴を持つ地域の火山の特徴を踏まえて調査し、比較検討した。

津波発生要因の規模に関する評価


・上記調査結果を当該個別火山の津波発生要因の規模とした。また、伊豆小笠原弧の海域において過去の情報が不足している海底火山の海中噴火・カルデラ陥没等の規模については、未発達な島弧地殻である伊豆小笠原弧の海域よりも地殻が発達し、大規模なマグマ溜まりが形成可能な伊豆小笠原噴火弧の陸域を含めた伊豆小笠原弧全域における過去最大の噴火規模（箱根火山群：6DREkm³）を伊豆小笠原弧の地域に関わらず考慮することとした。

3.2.3 津波発生要因の規模に関する評価

津波発生要因の規模に関する評価結果

- 津波発生要因の規模に関する評価結果は、以下のとおり。
- 個別火山の津波発生要因（山体崩壊、火砕流の海域への突入、海中噴火・カルデラ陥没等）の調査結果（3.2.1）を当該個別火山の津波発生要因の規模とした。
- また、伊豆小笠原弧の海域において過去の情報が不足している海底火山の海中噴火・カルデラ陥没等の規模については、未発達な島弧地殻である伊豆小笠原弧の海域よりも地殻が発達し、大規模なマグマ溜まりが形成可能な伊豆小笠原噴火弧の陸域を含めた伊豆小笠原弧全域における過去最大の噴火規模（箱根火山群：6DREkm³）を伊豆小笠原弧の地域に関わらず考慮することとした。

地域	火山名	火口位置	敷地からの距離(km)	津波発生要因の規模		
				山体崩壊(km ³)	火砕流の海域への突入(DREkm ³)	海中噴火・カルデラ陥没等(DREkm ³)
伊豆 小笠原 弧	富士山	陸上	97	0.8	0.001	-
	手石海丘	海底	98	痕跡がないことを確認	-	0.00004
	神津島火山群	陸上	102	痕跡がないことを確認	0.66	0.66
	利島	陸上	104	0.02	履歴がないことを確認	0.68
	新島火山群	陸上	106	痕跡がないことを確認	0.73	0.73
	伊豆大島	陸上	114	0.9	0.05	0.25
	大室ダシ	海底	119	痕跡がないことを確認	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価
	三宅島	陸上	140	1.5	0.003	0.37
	御蔵島	陸上	157	0.9	0.03	0.03
	黒瀬堆	海底	203	痕跡がないことを確認	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価
	八丈島	陸上	222	0.5	0.76	1.74
	南八丈堆	海底	259	痕跡がないことを確認	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価
	青ヶ島	陸上	282	0.4	0.05	0.31
	明神海丘	海底	321	痕跡がないことを確認	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価
	明神礁	海底	345	0.3	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価
	須美寿島	海底	395	0.5	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価
	南スミスカルデラ	海底	412	痕跡がないことを確認	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価
	伊豆鳥島	陸上	501	0.1	履歴がないことを確認	0.025
	嬬婦岩	海底	573	痕跡がないことを確認	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価
水曜海山	海底	707	0.06	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価	
木曜海山	海底	735	0.03	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価	
西之島	陸上	857	痕跡がないことを確認	0.1	0.1	
海形海山	海底	923	1.3	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価	
海徳海山	海底	983	痕跡がないことを確認	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価	
噴火浅根	海底	1,059	0.06	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価	
硫黄島	陸上	1,134	0.5	0.24	0.5	
海神海丘	海底	1,156	痕跡がないことを確認	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価	
北福德堆	海底	1,174	痕跡がないことを確認	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価	
福德岡ノ場	海底	1,189	0.1	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価	
南日吉海山	海底	1,286	痕跡がないことを確認	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価	
日光海山	海底	1,341	痕跡がないことを確認	-	データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0で評価	

凡例
：評価対象外

※海中噴火・カルデラ陥没等については仮想的に大きな噴火規模を想定した場合の津波高をプレート間地震の津波高との比較を別途補足として示す。

3.2.3 津波発生要因の規模に関する評価

津波発生要因の規模に関する評価結果

(過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山の噴火規模の評価)

- 伊豆小笠原弧の海域において過去の情報が不足している海底火山の海中噴火・カルデラ陥没等の規模については、未発達な島弧地殻である伊豆小笠原弧の海域よりも地殻が発達し、大規模なマグマ溜まりが形成可能な伊豆小笠原噴火弧の陸域を含めた伊豆小笠原弧全域における過去最大の噴火規模（箱根火山群：6DREkm³）を伊豆小笠原弧の地域に関わらず考慮することとした。

伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査結果

- 伊豆小笠原弧の火山のうち、個別火山の調査では過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山について、噴火規模に関する情報は不足しているものの、北海道・九州周辺の巨大噴火の履歴を持つ地域の火山と同規模のVEI6~7（数10~100km³クラス）の噴火は発生していないと考えられる。
- 伊豆小笠原弧の火山のうち、個別火山の調査では過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山について、噴火規模に関する情報は不足しているものの、日本列島から離れた地域ほど、その噴火規模は小さいと考えられる。（ただし、伊豆小笠原弧の火山はほとんどが火山島や海底火山であり、過去の噴火履歴に関する知見は十分に蓄積されていない可能性がある。）

巨大噴火の履歴を持つ地域の特徴

項目	巨大噴火の履歴を持つ地域 (北海道・九州周辺)
確認されている噴火規模 [噴火様式]	最大：10~100km ³ クラス [ウルトラプリニー式噴火] (町田・新井(2011)等)
形成可能となるマグマ溜まりの規模 (噴火規模)	巨大噴火の痕跡があり、 発達した大陸地殻を有することから、 形成可能となるマグマ溜まりの規模が大きい

伊豆小笠原弧の各地域の特徴

伊豆小笠原弧		
伊豆小笠原弧（海域）		
伊豆弧（陸域）	伊豆弧（海域）	小笠原弧
最大：6DREkm ³ [プリニー式噴火] (箱根火山群(山元(2015)))	最大：1.74DREkm ³ [プリニー式噴火] (八丈島(山元(2015)))	最大：0.5DREkm ³ [プリニー式噴火] (硫黄島(長井(2014)))
・巨大噴火の痕跡がなく、未発達な島弧地殻を有することから、 形成可能となるマグマ溜まりが大きい ・伊豆小笠原弧の地殻構造は、日本列島から離れた地域ほど地殻が薄く未発達となることから、 日本列島から離れた地域ほど地殻内に形成可能となるマグマ溜まりの規模は小さく、それにより一度に噴火可能な規模も小さい と考えられる。		
地殻発達の場合 (地殻厚さ：30-35km 地殻密度：マグマ密度より大きい (一部同程度)) (平田ほか(2010)等)	未発達な島弧地殻 (地殻厚さ：20-25km 地殻密度：マグマ密度より大きい) (平田ほか(2010)等)	未発達な島弧地殻 (地殻厚さ：15km 地殻密度：マグマ密度より大きい) (平田ほか(2010)等)

過去の噴火規模に関する情報が不足している海底火山の噴火規模の評価

【評価方針】

伊豆小笠原弧の海域において過去の情報が不足している海底火山の海中噴火・カルデラ陥没等の規模については、未発達な島弧地殻である伊豆小笠原弧の海域よりも地殻が発達し、大規模なマグマ溜まりが形成可能な伊豆小笠原噴火弧の陸域を含めた伊豆小笠原弧全域における過去最大の噴火規模（箱根火山群：6DREkm³）を伊豆小笠原弧の地域に関わらず考慮することとした。

目次

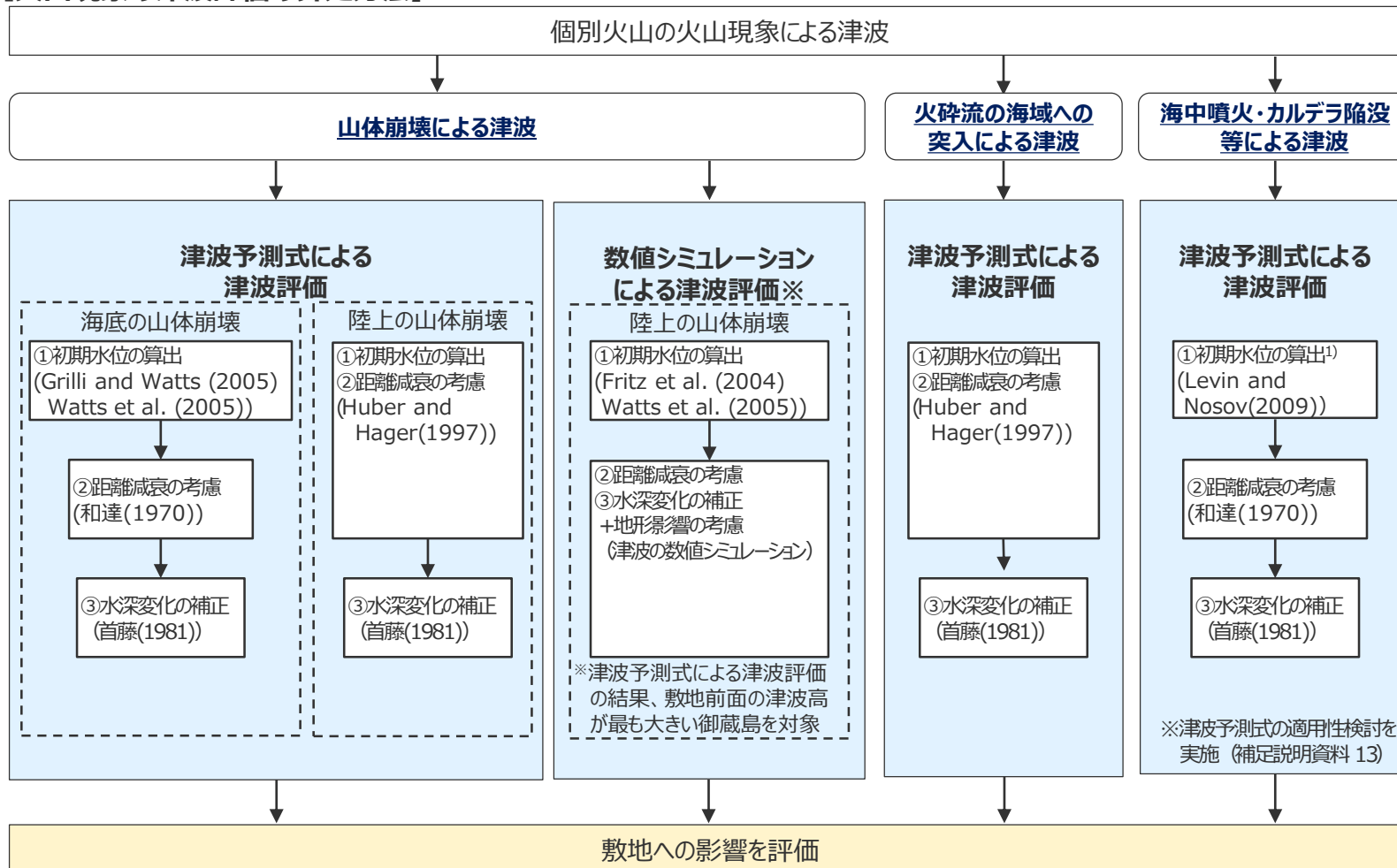
1	海底地すべりの津波評価	12
1.1	海底地すべりに関する調査	14
1.1.1	海底地すべりに関する文献調査	14
1.1.2	海底地すべりに関する地形判読調査	19
1.2	検討対象とする海底地すべりの選定	27
1.3	海底地すべりの津波評価	30
2	陸上地すべりの津波評価	64
3	火山現象の津波評価	69
3.1	原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	72
3.2	津波発生要因の規模に関する評価	83
3.2.1	個別火山の津波発生要因の規模に関する調査	83
3.2.2	伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	94
3.2.3	津波発生要因の規模に関する評価	107
3.3	火山現象の津波評価	111
4	地震以外の要因による津波のまとめ	134

3.3 火山現象の津波評価

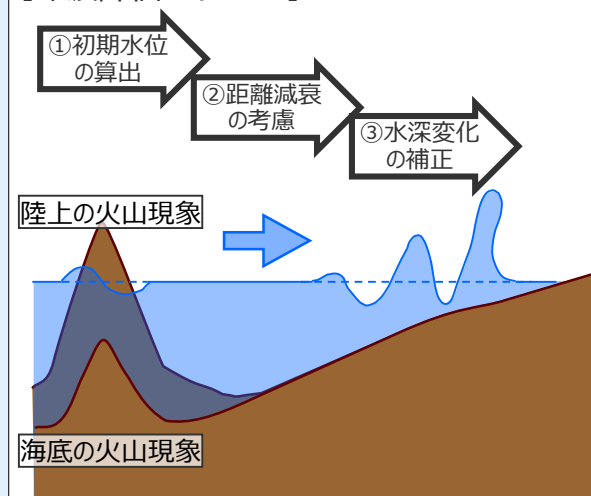
火山現象の津波評価の方針

- 個別火山の火山現象による津波について、それぞれの津波発生要因に応じた津波予測式を用いて津波評価を行った。
- さらに、津波予測式に基づく津波評価の結果、敷地への影響が相対的に大きい「御蔵島の山体崩壊」の津波については、複数の手法で検討することとし、山体崩壊前の地形を復元して波源モデルを設定し、数値シミュレーションによる津波評価も行った。

【火山現象の津波評価の算定方法】



【津波評価のイメージ】



1) 海中噴火が発生した場合、海中噴火による海面上昇とカルデラ陥没等による海面下降の両要因により津波が発生する可能性がある。海中噴火とカルデラ陥没等は一体の現象であり、幾度もの噴火を経て段階的に形成されるカルデラの体積と、過去にマグマ溜まりから流出した総マグマ体積は同程度であるとされる（下司(2018)）ことから、海中噴火で代表して評価することとした。

3.3 火山現象の津波評価

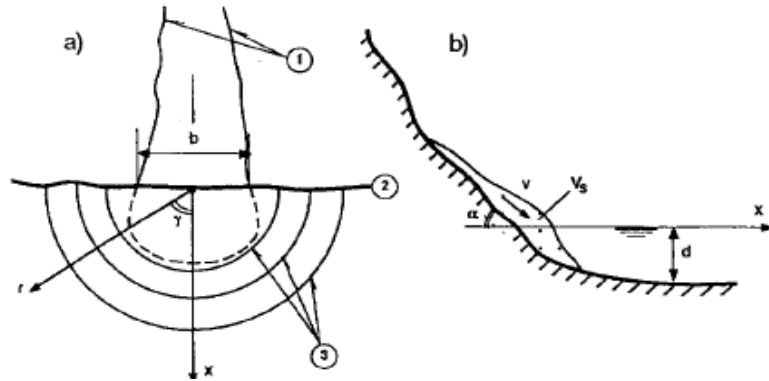
津波予測式による津波評価

(陸上の山体崩壊、火砕流の海域への突入による津波の予測式)

■ 陸上の山体崩壊、火砕流の海域への突入による津波について、敷地前面の津波高の算定に用いた予測式は以下のとおり。

Huber and Hager(1997)の予測式

(初期水位の算出、距離減衰の考慮)



$$\frac{H_1}{d_1} = 2 \cdot 0.88 \sin \alpha \cos^2 \left(\frac{2\gamma}{3} \right) \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} \right)^{1/4} M^{1/2} \left(\frac{r}{d_1} \right)^{-2/3}$$

$$M = \frac{V_s}{bd_1^2}$$

H_1 : 波源位置での全振幅※

d_1 : 突入地点の水深

V_s : 突入物の体積

b : 崩壊幅

r : 敷地までの距離

α : すべり面傾斜角

γ : 進行角

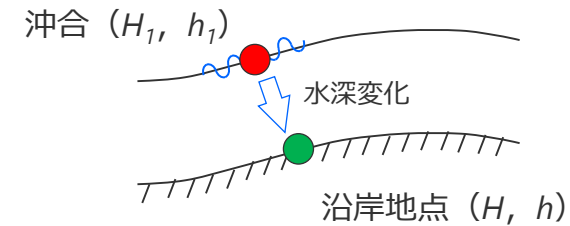
ρ_s : 突入物の密度

ρ_w : 海水の密度 (=1.03g/cm³)

※全振幅であることから津波高は全振幅×1/2で評価する。

グリーンの法則 (首藤(1981))

(水深変化の補正)



$$H = \sqrt[4]{\frac{h_1}{h}} H_1$$

H_1 : 沖合における津波波高

h_1 : 沖合における水深

H : 沿岸地点における津波波高

h : 沿岸地点における水深 (=10m)

3.3 火山現象の津波評価

津波予測式による津波評価

(海底の山体崩壊による津波の予測式)

■ 海底の山体崩壊による津波について、敷地前面の津波高の算定に用いた予測式は以下のとおり。

Wattsほかの予測式

(Watts et al.(2005)およびGrilli and Watts(2005))

(初期水位の算出)

$$\eta_{0,3D} = \eta_{0,2D} \left(\frac{w}{w + \lambda_0} \right)$$

$$\eta_{0,2D} = S_0 \left(\frac{0.131}{\sin\theta} \right) \left(\frac{T}{b} \right) \left(\frac{b \sin\theta}{d} \right)^{1.25} \left(\frac{b}{R} \right)^{0.63} \times (\Delta\Phi)^{0.39} (1.47 - 0.35(\gamma - 1)) (\gamma - 1)$$

$\eta_{0,3D}$: 現象が三次元的な場合の最大水位低下量

$\eta_{0,2D}$: 現象が二次元的な場合の最大水位低下量

γ : 山体の比重 ($=\rho_s/\rho_w$) λ_0 : 特性津波波長 ($=t_0\sqrt{gd}$)

b : 地すべり長さ $\Delta\Phi$: 回転角 ($=2S_0/R$)

T : 地すべり厚さ U_{max} : 最大速度 ($=S_0/t_0$)

w : 地すべり幅 ρ_s : 山体の密度

d : 初期位置没水深 ρ_w : 海水の密度 ($=1.03 \text{ g/cm}^3$)

θ : 斜面勾配 g : 重力加速度 ($=9.8 \text{ m/s}^2$)

C_d : 抗力係数

※ 地すべり長さを土塊の移動距離として設定。
ただし、復元前後の地形から土塊の移動が地すべり長さとは比べてごく小さいと判断できる場合には、復元地形の頂部と現地形の頂部との距離を移動距離として設定。

C_m : 付加質量係数

S : 移動距離※

S_0 : 特性距離 ($=S/2$)

X_g : 初期水深がdとなる位置の座標

C_n : 底面摩擦係数 ($=S_0/(R\cos\theta)$)

R : 曲率半径 ($=b^2/(8T)$)

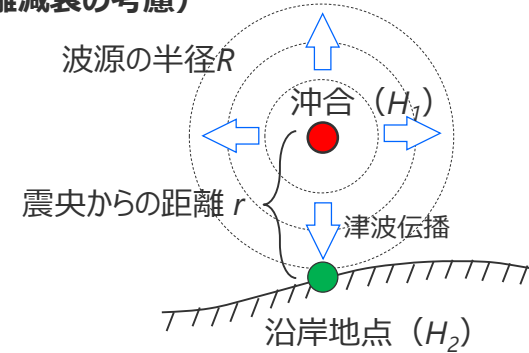
a_0 : 初期加速度 ($=S_0/t_0^2$)

t_0 : 特性時間

$$t_0 = \sqrt{\frac{R}{g}} \sqrt{\frac{\gamma + C_m}{\gamma - 1}}$$

点震源の距離減衰 (和達(1970))

(距離減衰の考慮)



$$H_2 = \frac{R}{r} H_1$$

H_1 : 沖合における津波波高

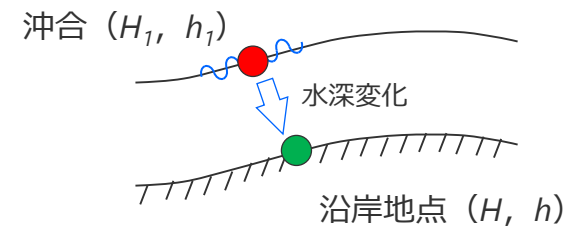
H_2 : 沿岸地点における津波波高

R : 波源の半径

r : 震央からの距離

グリーンの法則 (首藤(1981))

(水深変化の補正)



$$H = \sqrt[4]{\frac{h_1}{h}} H_1$$

H_1 : 沖合における津波波高

h_1 : 沖合における水深

H : 沿岸地点における津波波高

h : 沿岸地点における水深 ($=10\text{m}$)

3.3 火山現象の津波評価

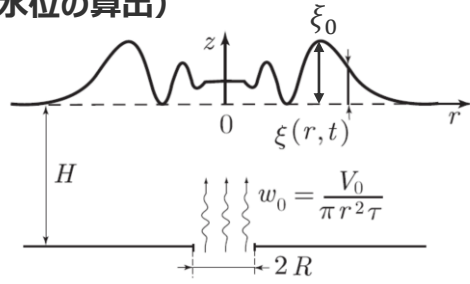
津波予測式による津波評価

(海中噴火・カルデラ陥没等による津波の予測式)

■ 海中噴火・カルデラ陥没等による津波について、敷地前面の津波高の算定に用いた予測式は以下のとおり。

Levin and Nosov(2009)の予測式

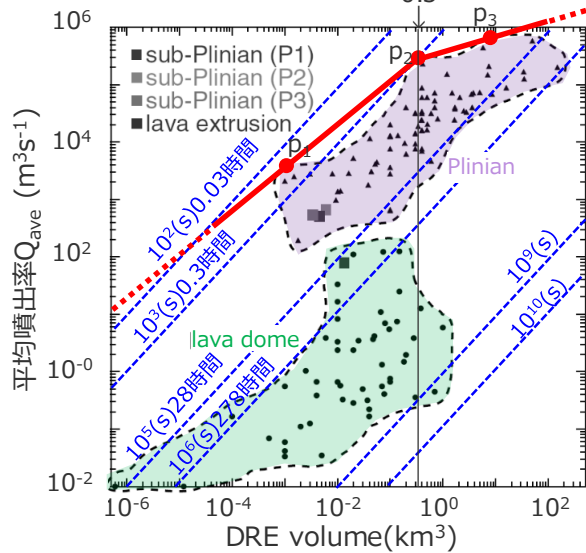
(初期水位の算出)



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

ξ_0 : 初期水位
 H : 火山周辺水深
 τ : 噴火継続時間
 V_0 : 噴出物の体積
 g : 重力加速度
 r : 波源の半径

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



p_i (噴出量, 噴火継続時間)
 $= p_1(0.001, 4 \times 10^3), p_2(0.3, 3 \times 10^5), p_3(6, 7 \times 10^5)$

--- 噴火継続時間一定線
 — 採用した噴火継続時間
 (破線は噴火規模として評価した値の範囲外)

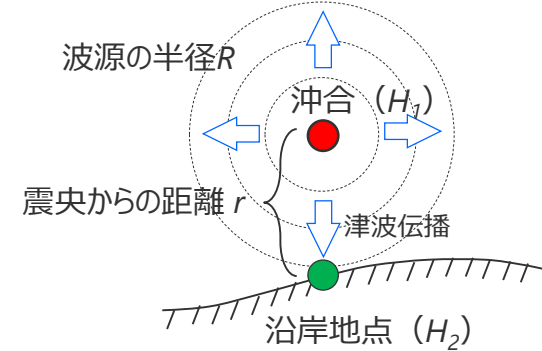
世界のプリニー式噴火および溶岩ドーム噴火における
 マグマ噴出量とマグマ噴出率の関係
 (Kozono et al. (2013) を基に作成)

プリニー式噴火の噴火継続時間、平均マグマ噴出率

噴出量 V (DRE km^3)		0.001	0.01	0.1	0.3	1	10	100
噴火継続時間 τ (s)	時間	4分	7分	13分	40分	3.4時間	18時間	
	関係式	$= 1340V^{0.243}$			$= 2371V^{0.717}$			
平均噴出率 Q_{ave} (m^3/s)		$= 7.5 \times 10^5 V^{0.757}$			$= 4.2 \times 10^5 V^{0.283}$			

※Kozono et al.(2013)のマグマ噴出率と噴出量の関係図から、マグマ噴出量に対する噴火継続時間と平均噴出率を読み取り。

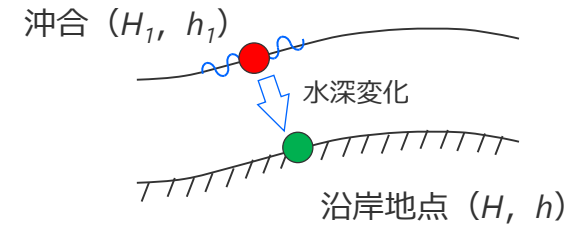
点震源の距離減衰 (和達(1970)) (距離減衰の考慮)



$$H_2 = \frac{R}{r} H_1$$

H_1 : 沖合における津波波高
 H_2 : 沿岸地点における津波波高
 R : 波源の半径
 r : 震央からの距離

グリーンの法則 (首藤(1981)) (水深変化の補正)



$$H = \sqrt[4]{\frac{h_1}{h}} H_1$$

H_1 : 沖合における津波波高
 h_1 : 沖合における水深
 H : 沿岸地点における津波波高
 h : 沿岸地点における水深 (=10m)

3.3 火山現象の津波評価

津波予測式による津波評価（陸上の山体崩壊）

（津波予測式を用いた敷地前面の津波高の算定結果）

■ 陸上の山体崩壊による津波の予測式を用いた敷地前面の津波高の算定結果は以下のとおり。

地域 火山名	伊豆弧								小笠原弧			設定根拠
	富士山	利島	伊豆大島	三宅島	御蔵島	八丈島	青ヶ島	伊豆鳥島	噴火浅根*1	硫黄島	福徳岡ノ場*1	
標高(m)	3,776	508	764	813	851	854	423	394	792	161	916	中野ほか(2013)等
島の平均半径(km)	19	1.125	6.25	4.65	2.75	5.75	1.5	1.35	1.35	3.325	1.175	渡辺(2013)等
山体の密度 ρ_s (g/cm ³)	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	山体密度(松本ほか(1998)に基づく)
突入物の体積 V_s (km ³) (山体崩壊規模)	0.8	0.02	0.9	1.5	0.9	0.5	0.4	0.1	0.06	0.5	0.1	津波発生要因の規模に関する評価結果に基づく
崩壊幅 b (km)	19.0	1.1	6.3	3.4	1.4	1.0	1.5	0.5	0.9	2.4	0.8	崩壊幅が不明な場合は、島の半径=崩壊幅と仮定
すべり面傾斜角 α (°)	11.2	24.3	7.0	9.9	17.2	8.4	15.7	16.3	30.4	2.8	37.9	標高/島の半径から算出
進行角 γ (°)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	保守的に0°と設定
突入地点の水深 d_1 (m)	50	50	50	50	50	50	70	50	50	50	50	渡辺(2013)に基づく火山島周辺の浅海域の水深
敷地前面の水深 d_2 (m)	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	
敷地までの距離 r (km)	97	104	114	140	157	222	282	501	1,059	1,134	1,189	
敷地前面の津波高 (m)	0.4	0.6	0.5	0.9	1.8	0.6	1.0	0.5	0.3	0.1	0.5	

*1 火口が海底に位置する火山であるが、火山の海面上の突出部で山体崩壊が発生していることから、陸上の山体崩壊として評価した。

3.3 火山現象の津波評価

津波予測式による津波評価（海底の山体崩壊）

（津波予測式を用いた敷地前面の津波高の算定結果）

■ 海底の山体崩壊による津波の予測式を用いた敷地前面の津波高の算定結果は以下のとおり。

地域 火山名	伊豆弧		小笠原弧			設定根拠
	明神礁	須美寿島	水曜海山	木曜海山	海形海山	
標高(m)	-50	136	-1,418	-920	-162	中野ほか(2013)等
火山体の比高(m)	1,410	1,000	1,380	1,780	2,350	菅・藤岡(1990)等
山体の密度 $\rho_s(\text{g/cm}^3)$	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	山体密度(松本ほか(1998)に基づく)
山体の比重 ρ_s/ρ_w	1.94	1.94	1.94	1.94	1.94	山体の密度 2.0g/cm^3 と海水の密度 1.03g/cm^3 との比(=2.0/1.03)
崩壊体積 $V_s(\text{km}^3)$	0.3	0.5	0.06	0.03	1.3	津波発生要因の規模に関する評価結果に基づく
崩壊長さ $b(\text{m})$	2,200	2,300	2,000	600	4,400	"
崩壊厚さ $T(\text{m})$	140	230	30	100	300	"
崩壊幅 $w(\text{m})$	2,100	2,400	2,600	1,100	2,900	"
初期位置没水深 $d(\text{m})$	830	490	1,460	890	590	"
斜面勾配 $\theta(^{\circ})$	14.1	9.5	15.8	5.3	6.8	"
抗力係数 C_d	0	0	0	0	0	Grilli and Watts(2005)
付加質量係数 C_m	1	1	1	1	1	Grilli and Watts(2005)
移動距離 $S(\text{m})$	2,200	2,300	2,000	600	4,400	= b
特性距離 $S_0(\text{m})$	1,100	1,150	1,000	300	2,200	= $S/2$
底面摩擦係数 C_n	0.3	0.4	0.1	0.7	0.3	= $S_0/(R\cos\theta)$
曲率半径 $R(\text{m})$	4,321	2,875	16,667	450	8,067	= $b^2/8T$
初期加速度 $a_0(\text{m}^2/\text{s}^2)$	0.8	1.3	0.2	2.2	0.9	= S_0/t_0^2
特性時間 $t_0(\text{sec})$	36	30	71	12	50	= $\frac{R}{g} \cdot \frac{(\gamma + C_m)}{(\gamma - 1)}$
特性津波波長 $\lambda_0(\text{m})$	3,280	2,056	8,544	1,096	3,778	= $t_0 \cdot g \cdot d$
回転角 $\Delta\Phi(\text{rad})$	0.5	0.8	0.1	1.3	0.6	= $2S_0/R$
最大速度 $U_{max}(\text{m/s})$	30	39	14	26	44	= S_0/t_0
$\eta_{0,2D}(\text{m})$	12.3	59.2	0.3	3.3	86.0	$\eta_{0,2D} = S_0 \left(\frac{0.131}{\sin\theta} \right) \left(\frac{T}{b} \right) \left(\frac{b\sin\theta}{d} \right)^{1.25} \left(\frac{b}{R} \right)^{0.63} \times (\Delta\Phi)^{0.39} (1.47 - 0.35(\gamma - 1))(\gamma - 1)$
$\eta_{0,3D}(\text{m})$	4.8	31.9	0.1	1.7	37.4	$\eta_{0,3D} = \eta_{0,2D} \left(\frac{w}{w + \lambda_0} \right)$
敷地前面の水深 $d_2(\text{m})$	10	10	10	10	10	
敷地までの距離 $r(\text{km})$	345	395	707	735	923	
敷地前面の津波高 (m)	0.2	0.5 (0.44)	0.1	0.1	0.5 (0.43)	

3.3 火山現象の津波評価

津波予測式による津波評価（火砕流の海域への突入）

（津波予測式を用いた敷地前面の津波高の算定結果）

■ 火砕流の海域への突入による津波の予測式を用いた敷地前面の津波高の算定結果は以下のとおり。

地域 火山名	伊豆弧								小笠原弧		設定根拠
	富士山	神津島 火山群	新島 火山群	伊豆 大島	三宅島	御蔵島	八丈島	青ヶ島	西之島	硫黄島	
標高(m)	3,776	571	432	764	813	851	854	423	160	161	中野ほか(2013)等
島の半径(km)	19	2.8	3.625	6.25	4.65	2.75	5.75	1.5	0.35	3.325	渡辺(2013)等
突入物の密度 $\rho_s(\text{g}/\text{cm}^3)$	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	火砕物の密度 (Maeno and Imamura(2007)に基づく)
噴火規模V(DREkm ³)	0.001	0.66	0.73	0.05	0.003	0.03	0.76	0.05	0.1	0.24	津波発生要因の規模に関する評価結果に基づく
突入物の体積V _s (km ³)	0.002	1.32	1.46	0.1	0.006	0.06	1.52	0.1	0.2	0.48	噴火規模V(DREkm ³)を、マグマの密度2.5g/cm ³ と突入する火砕流の密度1.25g/cm ³ との比(2.5/1.25=2)により換算
崩壊幅 b(km)	19.0	2.8	3.6	6.3	4.7	2.8	5.8	1.5	0.4	3.3	島の半径=崩壊幅と仮定
すべり面傾斜角 $\alpha(^{\circ})$	11.2	11.5	6.8	7.0	9.9	17.2	8.4	15.7	24.6	2.8	標高/島の半径から算出
進行角 $\gamma(^{\circ})$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	保守的に0°と設定
突入地点の水深 $d_1(\text{m})$	50	50	50	50	50	50	50	70	50	50	渡辺(2013)に基づく火山島周辺の浅海域の水深
敷地前面の水深 $d_2(\text{m})$	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	
敷地までの距離 r(km)	97	102	106	114	140	157	222	282	857	1,134	
敷地前面の津波高 (m)	0.1	1.2	0.7	0.2	0.1	0.3	0.4	0.5	0.7	0.1	

3.3 火山現象の津波評価 津波予測式による津波評価（海中噴火・カルデラ陥没等 1 / 2） （津波予測式を用いた敷地前面の津波高の算定結果）

■ 海中噴火・カルデラ陥没等による津波の予測式を用いた敷地前面の津波高の算定結果は以下のとおり。

・海中噴火・カルデラ陥没等の津波予測式の適用性検討について補足説明資料13に記載。

地域	伊豆弧																			設定根拠	
火山名	手石海丘	神津島火山群	初島	利島	新島火山群	伊豆大島	大室ダシ	三宅島	御蔵島	黒瀬堆	八丈島	南八丈堆	青ヶ島	明神海丘	明神礁	須美寿島	南スミスカルデラ	伊豆鳥島	嬬婦岩		
火口位置	海底	陸上	陸上	陸上	陸上	陸上	海底	陸上	陸上	海底	陸上	海底	陸上	海底	海底	海底	海底	陸上	海底		
標高 h (m)	-81	-14 ^{*2}	-14 ^{*2}	-14 ^{*2}	-14 ^{*2}	-14 ^{*2}	-28	-14 ^{*2}	-14 ^{*2}	-114	-14 ^{*2}	-260	-14 ^{*2}	-364	-50	136	-270	-14 ^{*2}	99	中野ほか(2013)等	
噴出物の密度 ρ_{s1} (g/cm ³)	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	火砕物の密度(Maeno and Imamura(2007)に基づく)
マグマの密度 ρ_{s2} (g/cm ³)	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	中野ほか(2013)
噴火規模 V (DREkm ³)	0.00004	0.66	0.015	0.68	0.73	0.25	6.0	0.37	0.03	6.0	1.74	6.0	0.31	6.0	6.0	6.0	6.0	0.025	6.0	津波発生要因の規模に関する評価結果に基づく ^{*1}	
噴火継続時間 τ (s)	114	1,760	483	1,798	1,892	957	8,568	1,162	572	8,568	3,527	8,568	1,024	8,568	8,568	8,568	8,568	547	8,568	Kozono et al.(2013)に基づく ^{*1}	
平均噴出率 Q_{ave} (DREm ³ /s)	3.5 $\times 10^2$	3.7 $\times 10^5$	3.1 $\times 10^4$	3.8 $\times 10^5$	3.8 $\times 10^5$	2.6 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	3.2 $\times 10^5$	5.3 $\times 10^4$	7.0 $\times 10^5$	4.9 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	3.0 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	4.6 $\times 10^4$	7.0 $\times 10^5$	Kozono et al.(2013)に基づく ^{*1}	
最大噴出率 Q_{max} (DRE m ³ /s)	5.5 $\times 10^2$	5.9 $\times 10^5$	4.9 $\times 10^4$	5.9 $\times 10^5$	6.0 $\times 10^5$	4.1 $\times 10^5$	1.1 $\times 10^6$	5.0 $\times 10^5$	8.3 $\times 10^4$	1.1 $\times 10^6$	7.7 $\times 10^5$	1.1 $\times 10^6$	4.7 $\times 10^5$	1.1 $\times 10^6$	1.1 $\times 10^6$	1.1 $\times 10^6$	1.1 $\times 10^6$	7.2 $\times 10^4$	1.1 $\times 10^6$	$Q_{ave} \times \pi/2$ (Maeno and Imamura(2011)に基づく)	
噴出物の体積 V_0 (km ³)	0.00013	2.10	0.05	2.10	2.30	0.80	18.8	1.20	0.10	18.8	5.40	18.8	1.00	18.8	18.8	18.8	18.8	0.10	18.8	$Q_{max} \times \tau \times \rho_{s2}/\rho_{s1}$	
火山周辺水深 H (m)	81	14	14	14	14	14	28	14	13	114	14	260	13	364	50	14 ^{*2}	270	14	14 ^{*2}	水深が浅いほど津波効率が高いため、火山体の最浅部(標高)を火山周辺水深とした	
波源の半径 r_0 (km)	3	21	6	21	22	11	142	14	6	286	41	432	12	512	190	100	441	6	100	$\tau \times (g \cdot H)^{0.5}$	
敷地前面の水深 d_2 (m)	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	
敷地までの距離 r (km)	98	102	104	104	106	114	119	140	157	203	222	259	282	321	345	395	412	501	573		
敷地前面の津波高 (m)	0.1	0.4	0.1	0.4	0.4	0.3	0.5	0.3	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2		

*1 $V < 0.3 \text{DREkm}^3$ の時: $\tau(s) = 1340V^{0.243}$ 、 $Q_{ave}(\text{DREm}^3/\text{s}) = 7.5 \times 10^5 V^{0.757}$ $V \geq 0.3 \text{DREkm}^3$ の時: $\tau(s) = 2371V^{0.717}$ 、 $Q_{ave}(\text{DREm}^3/\text{s}) = 4.2 \times 10^5 V^{0.283}$

*2 嬬婦岩と須美寿島の頂部は海面上であるものの火口の大部分は海面下であること、海食による火山島周辺の浅海域の平坦面は浅くとも10~20m程度(渡辺(2013)等)であることから、海底火山のうち水深の最も浅い噴火浅根、福徳岡ノ場の頂部が海面下14mであることを踏まえ、火口が陸上に位置する火山および嬬婦岩と須美寿島の火山周辺水深は、噴火浅根、福徳岡ノ場と同じと評価した。

3.3 火山現象の津波評価 津波予測式による津波評価（海中噴火・カルデラ陥没等 2 / 2） （津波予測式を用いた敷地前面の津波高の算定結果）

■ 海中噴火・カルデラ陥没等による津波の予測式を用いた敷地前面の津波高の算定結果は以下のとおり。

・海中噴火・カルデラ陥没等の津波予測式の適用性検討について補足説明資料13に記載。

地域	小笠原弧												設定根拠
	火山名	水曜海山	木曜海山	西之島	海形海山	海徳海山	噴火浅根	硫黄島	海神海丘	北福徳堆	福徳岡ノ場	南日吉海山	
火口位置	海底	海底	陸上	海底	海底	海底	陸上	海底	海底	海底	海底	海底	海底
標高 h (m)	-1,418	-920	-14 ^{*2}	-162	-95	-14	-14 ^{*2}	-198	-73	-14	-97	-612	中野ほか(2013)等
噴出物の密度 ρ_{s1} (g/cm ³)	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	火砕物の密度(Maeno and Imamura(2007)に基づく)
マグマの密度 ρ_{s2} (g/cm ³)	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	中野ほか(2013)
噴火規模 V (DREkm ³)	6.0	6.0	0.10	6.0	6.0	6.0	0.50	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0	津波発生要因の規模に関する評価結果に基づく ^{*1}
噴火継続時間 τ (s)	8,568	8,568	766	8,568	8,568	8,568	1,442	8,568	8,568	8,568	8,568	8,568	Kozono et al.(2013)に基づく ^{*1}
平均噴出率 Q_{ave} (DREm ³ /s)	7.0 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	1.3 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	3.5 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	7.0 $\times 10^5$	Kozono et al.(2013)に基づく ^{*1}
最大噴出率 Q_{max} (DREm ³ /s)	1.1 $\times 10^6$	1.1 $\times 10^6$	2.1 $\times 10^5$	1.1 $\times 10^6$	1.1 $\times 10^6$	1.1 $\times 10^6$	5.4 $\times 10^5$	1.1 $\times 10^6$	1.1 $\times 10^6$	1.1 $\times 10^6$	1.1 $\times 10^6$	1.1 $\times 10^6$	$Q_{ave} \times \pi/2$ (Maeno and Imamura(2011)に基づく)
噴出物の体積 V_0 (km ³)	18.8	18.8	0.30	18.8	18.8	18.8	1.60	18.8	18.8	18.8	18.8	18.8	$Q_{max} \times \tau \times \rho_{s2}/\rho_{s1}$
火山周辺水深 H (m)	1,418	920	14	162	95	14	14	198	73	14	97	612	水深が浅いほど津波効率が高いため、火山体の最浅部(標高)を火山周辺水深とした
波源の半径 r_0 (km)	1,010	814	9	341	261	100	17	377	229	100	264	664	$\tau \times (g \cdot H)^{0.5}$
敷地前面の水深 d_2 (m)	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	
敷地までの距離 r (km)	707	735	857	923	983	1,059	1,134	1,156	1,174	1,189	1,286	1,341	
敷地前面の津波高 (m)	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	

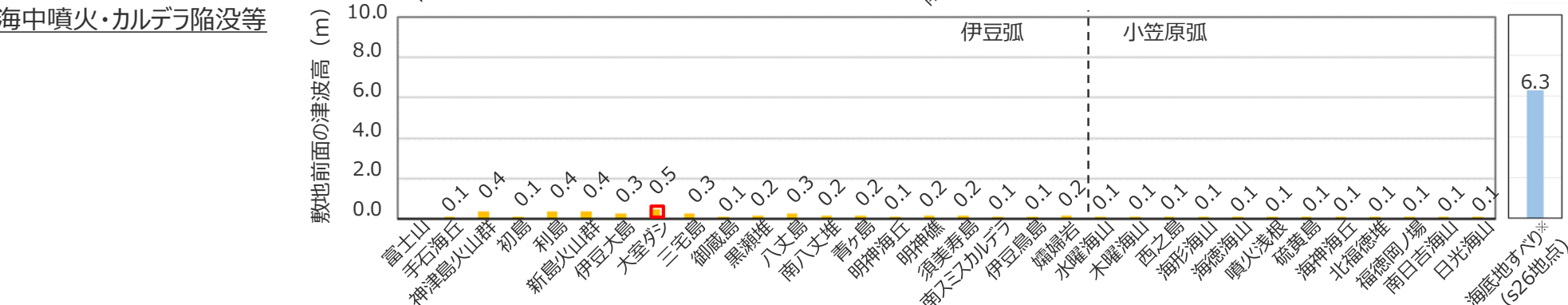
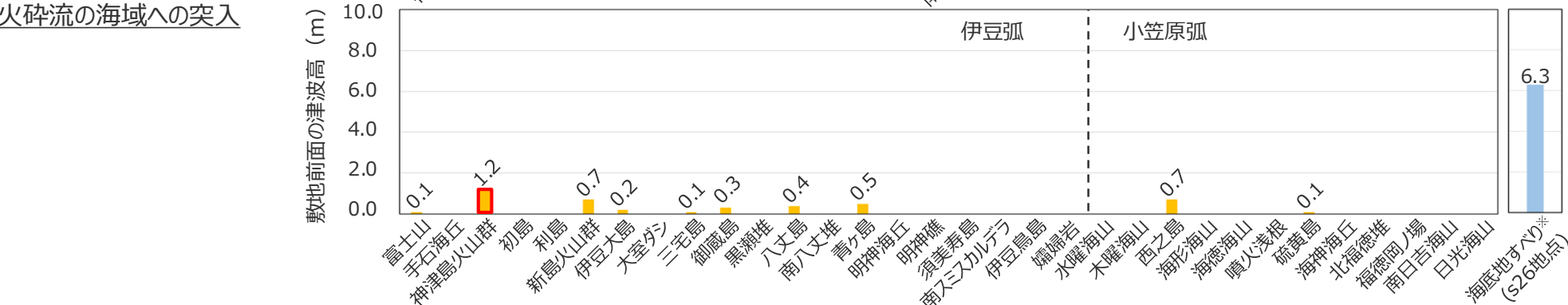
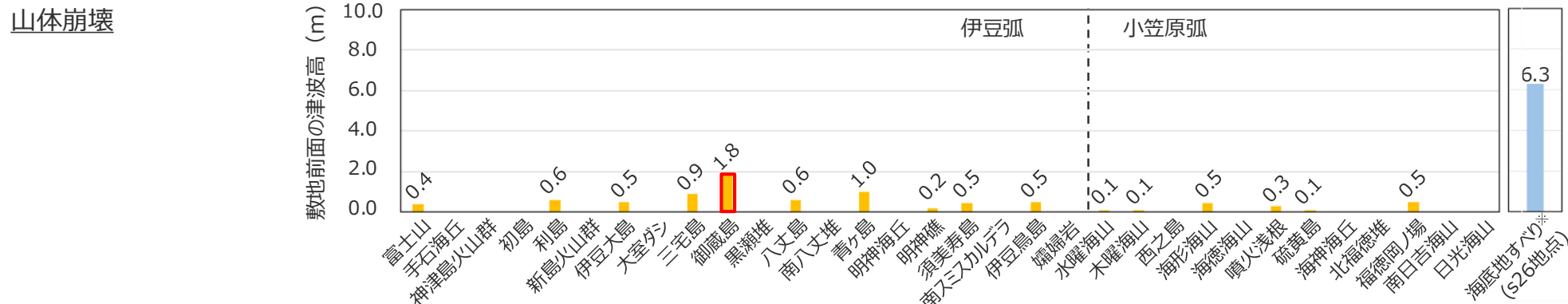
*1 $V < 0.3 \text{DREkm}^3$ の時： $\tau(s) = 1340V^{0.243}$ 、 $Q_{ave}(\text{DREm}^3/\text{s}) = 7.5 \times 10^5 V^{0.757}$ $V \geq 0.3 \text{DREkm}^3$ の時： $\tau(s) = 2371V^{0.717}$ 、 $Q_{ave}(\text{DREm}^3/\text{s}) = 4.2 \times 10^5 V^{0.283}$

*2 嬬婦岩と須美寿島の頂部は海面上であるものの火口の大部分は海面下であること、海食による火山島周辺の浅海域の平坦面は浅くとも10~20m程度(渡辺(2013)等)であることから、海底火山のうち水深の最も浅い噴火浅根、福徳岡ノ場の頂部が海面下14mであることを踏まえ、火口が陸上に位置する火山および嬬婦岩と須美寿島の火山周辺水深は、噴火浅根、福徳岡ノ場と同じと評価した。

3.3 火山現象の津波評価

津波予測式による津波評価結果

■ 津波予測式を用いた敷地前面の津波高の算定結果は、以下のとおり。



※ 非線形長波理論に基づく平面二次元の差分法による敷地前面での最大上昇水位。
 潮望平均満潮位T.P.+0.80mを含む。
 ・値のないものは評価対象外。

3.3 火山現象の津波評価

津波予測式による津波評価結果

■ 火山現象の津波について津波予測式による津波評価結果は以下のとおり。

地域	火山名	火口位置	敷地からの距離(km)	津波発生要因					
				山体崩壊		火砕流の海域への突入		海中噴火・カルデラ陥没等	
				火山現象の規模(km ³)	敷地前面津波高(m)	火山現象の規模(DREkm ³)	敷地前面津波高(m)	火山現象の規模(DREkm ³)	敷地前面津波高(m)
伊豆弧	富士山	陸上	97	0.8	0.4	0.001	0.1		
	手石海丘	海底	98	痕跡がないことを確認	—			0.00004	0.1
	神津島火山群	陸上	102	痕跡がないことを確認	—	0.66	1.2	0.66	0.4
	初島	陸上	104	痕跡がないことを確認	—	履歴がないことを確認	—	0.015	0.1
	利島	陸上	104	0.02	0.6	履歴がないことを確認	—	0.68	0.4
	新島火山群	陸上	106	痕跡がないことを確認	—	0.73	0.7	0.73	0.4
	伊豆大島	陸上	114	0.9	0.5	0.05	0.2	0.25	0.3
	大室ダシ	海底	119	痕跡がないことを確認	—			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.5
	三宅島	陸上	140	1.5	0.9	0.003	0.1	0.37	0.3
	御蔵島	陸上	157	0.9	1.8	0.03	0.3	0.03	0.1
	黒瀬堆	海底	203	痕跡がないことを確認	—			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.2
	八丈島	陸上	222	0.5	0.6	0.76	0.4	1.74	0.3
	南八丈堆	海底	259	痕跡がないことを確認	—			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.2
	青ヶ島	陸上	282	0.4	1.0	0.05	0.5	0.31	0.2
	明神海丘	海底	321	痕跡がないことを確認	—			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.1
	明神礁	海底	345	0.3	0.2			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.2
	須美寿島	海底	395	0.5	0.5			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.2
	南スミスカルデラ	海底	412	痕跡がないことを確認	—			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.1
	伊豆鳥島	陸上	501	0.1	0.5	履歴がないことを確認	—	0.025	0.1
孀婦岩	海底	573	痕跡がないことを確認	—			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.2	
小笠原弧	水曜海山	海底	707	0.06	0.1			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.1
	木曜海山	海底	735	0.03	0.1			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.1
	西之島	陸上	857	痕跡がないことを確認	—	0.1	0.7	0.1	0.1
	海形海山	海底	923	1.3	0.5			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.1
	海徳海山	海底	983	痕跡がないことを確認	—			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.1
	噴火浅根	海底	1,059	0.06	0.3			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.1
	硫黄島	陸上	1,134	0.5	0.1	0.24	0.1	0.5	0.1
	海神海丘	海底	1,156	痕跡がないことを確認	—			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.1
	北福德堆	海底	1,174	痕跡がないことを確認	—			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.1
	福德岡ノ場	海底	1,189	0.1	0.5			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.1
	南日吉海山	海底	1,286	痕跡がないことを確認	—			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.1
日光海山	海底	1,341	痕跡がないことを確認	—			データ不足：伊豆小笠原弧の過去最大規模6.0	0.1	

■：火口位置により評価対象外。「痕跡がないことを確認」：文献調査および地形判読によって、火山現象の痕跡が確認されなかったもの。「履歴がないことを確認」：文献調査において、火山現象の発生履歴が確認されなかったもの。

山体崩壊の津波の中で、御蔵島の山体崩壊の津波による影響が最も大きいことから、御蔵島の山体崩壊の津波を対象として数値シミュレーションによる津波評価を行った。

3.3 火山現象の津波評価

数値シミュレーションによる津波評価

(山体崩壊による津波の初期水位の設定手法)

- 津波予測式に基づく津波評価の結果、敷地への影響が相対的に大きい「御蔵島の山体崩壊」の津波について、Huber and Hager(1997)の予測式による津波評価に加えて、Wattsほかの予測式を用いた数値シミュレーションによる津波評価を実施した。
- 初期水位の設定手法について、Fritz et al.(2004)より崩壊物が陸域から海域に突入する際の最大水位変動量および第1波の波長を求め、その値をWatts et al.(2005)に適用して、設定した。

Wattsほかの予測式

(Watts et al.(2005)およびFritz et al.(2004))

Watts et al.(2005)による予測式

$$\eta_{(x,y)} = -\frac{\eta_{0,3D}}{\eta_{min}} \operatorname{sech}^2\left(\kappa \frac{y-y_0}{w+\lambda_0}\right) \left(\exp\left\{-\left(\frac{x-x_0}{\lambda_0}\right)^2\right\} - \kappa' \exp\left\{-\left(\frac{x-\Delta x-x_0}{\lambda_0}\right)^2\right\} \right)$$

$$\eta_{0,3D} = \eta_{0,2D} \left(\frac{w}{w+\lambda_0} \right)$$

- $\eta_{(x,y)}$: 初期水位波形
- w : 突入物幅
: 振幅を除く右頂の最小値
- κ, κ' : 形状パラメータ
- Δx : 形状パラメータ
- x_0, y_0 : 地すべり体の中心の初期位置
- x, y : 地すべり体平面位置
- $\eta_{0,3D}$: 現象が三次元的な場合の最大水位変動量
- $\eta_{0,2D}$: 現象が二次元的な場合の最大水位変動量 (= a_c)
- λ_0 : 特性津波波長 (= L_1)

Fritz et al.(2004)による予測式

$$\frac{a_c}{h} = 0.25 \left(\frac{v_s}{\sqrt{gh}} \right)^{1.4} \left(\frac{s}{h} \right)^{0.8}$$

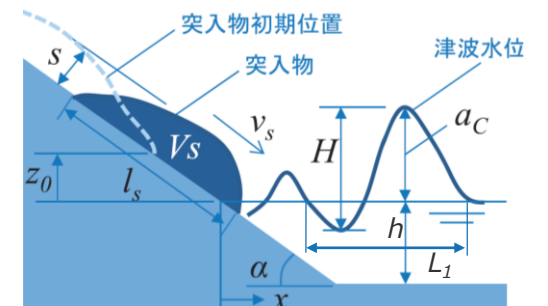
$$\frac{L_1}{h} (x/h = 5) = 8.2 \left(\frac{v_s}{\sqrt{gh}} \right)^{0.5} \left(\frac{V_s}{wh^2} \right)^{0.2}$$

$$v_s = \sqrt{2gz_0(1 - \tan\delta \cot\alpha)}$$

(Heller and Hager(2014))

・予測式に必要な突入物の突入速度 v_s について、Heller and Hager(2014)によると、突入物の初期位置の標高と突入位置の標高とのエネルギー保存則に基づく関係式により概ね見積もることができるとされるため、これを採用した。

- a_c : 最大水位変動量
- h : 水域静水深
- v_s : 突入物の突入速度
- g : 重力加速度(=9.8m/s²)
- H : 全振幅
- L_1 : 第1波の波長
- s : 突入物厚さ
- w : 突入物幅
- l_s : 突入物長さ
- V_s : 突入物体積
- x : 観測位置
- z_0 : 突入物の初期標高
- α : 斜面勾配
- δ : 突入物の内部摩擦角

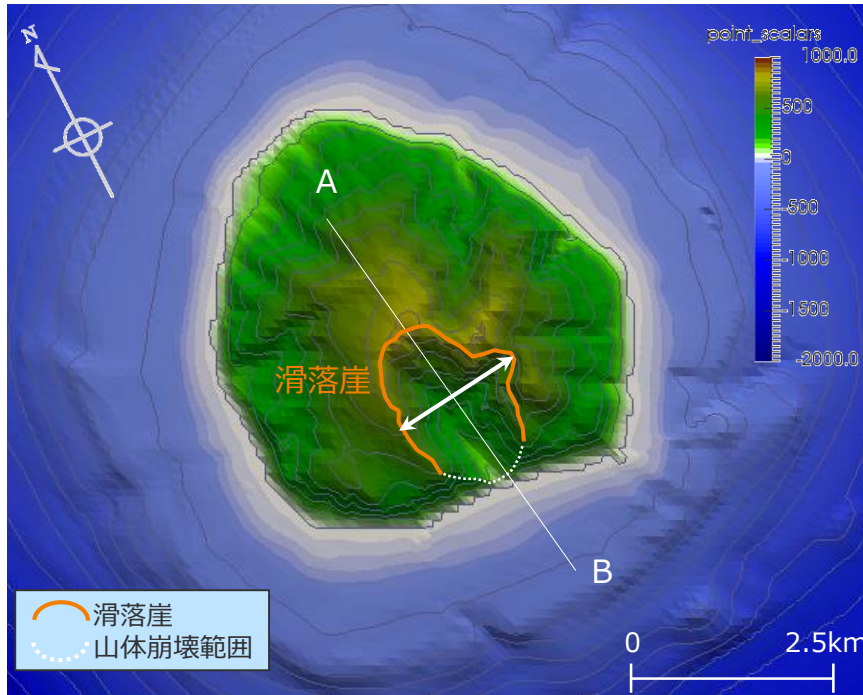


(Fritz et al.(2004)に基づき作成)

海面水位波形の例

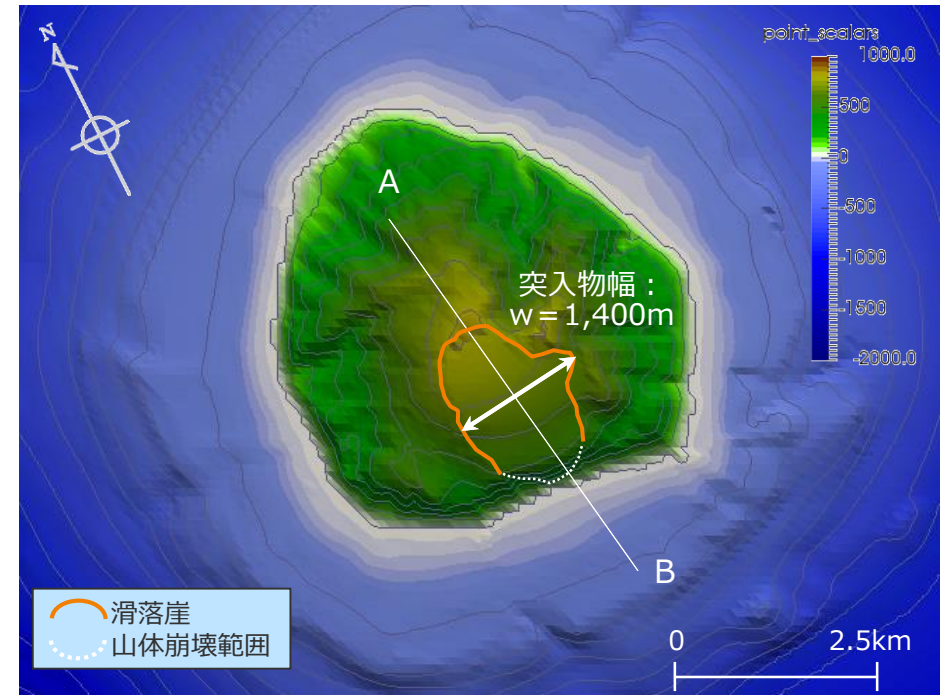
3.3 火山現象の津波評価 数値シミュレーションによる津波評価 (山体崩壊による津波の波源モデルの設定：御蔵島)

■ 御蔵島の山体崩壊について、海底地すべりの波源モデル設定と同様に、100mDEMを用いて崩壊前の地形を復元し、数値シミュレーション用の波源モデルを設定した。



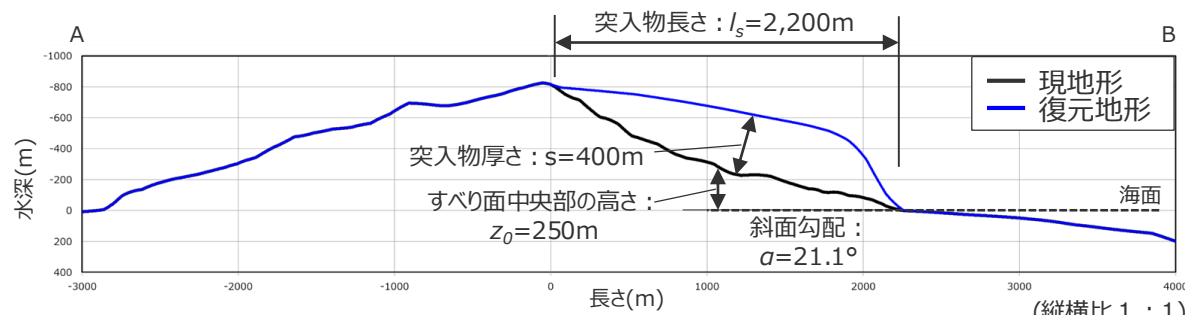
・等高線は100m間隔

山体崩壊後の地形（現地形）



・等高線は100m間隔

山体崩壊前の地形（復元地形）



御蔵島の山体崩壊断面図 ・堆積部を認定しにくいため、現地形をすべり面とする。

突入物諸元

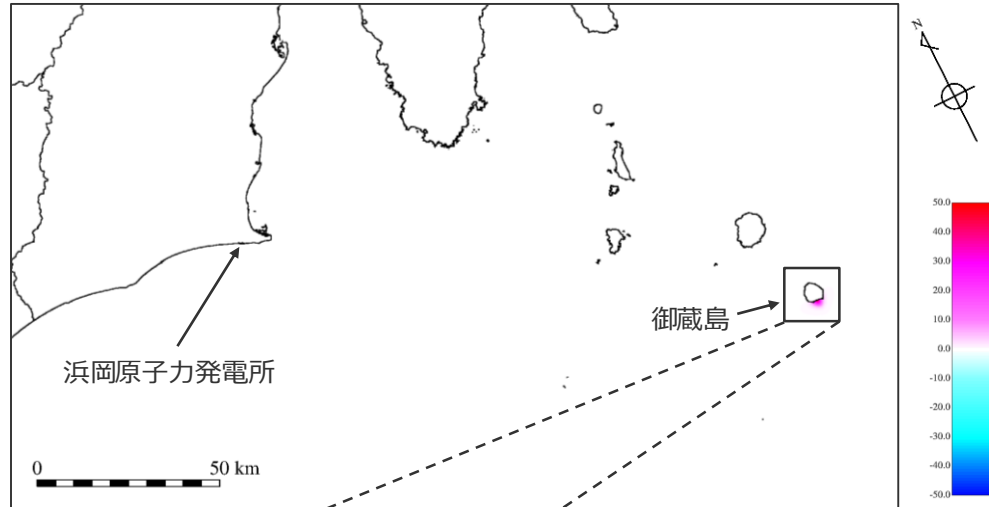
項目	御蔵島	設定根拠
突入物長さ l_s (m)	2,200	復元地形から判読
突入物厚さ s (m)	400	
突入物幅 w (m)	1,400	
斜面勾配 α (°)	21.1	
すべり面中央部の高さ z_0 (m)	250	

3.3 火山現象の津波評価

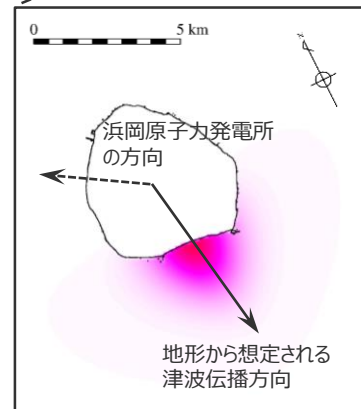
数値シミュレーションによる津波評価

(山体崩壊による津波の波源モデルの設定：御蔵島)

■ 御蔵島の山体崩壊は南向きであり、津波が浜岡原子力発電所から遠ざかる方向に伝播するため、津波予測式による津波評価と同様の条件で比較する観点から、津波が浜岡原子力発電所に向かう方向に初期水位分布を設定して数値シミュレーションによる津波評価を実施した。

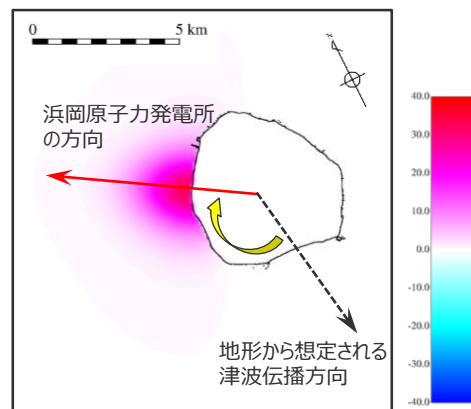


位置図



地形から想定される初期水位分布

浜岡原子力発電所に向かう方向に初期水位分布を設定



数値シミュレーションに用いる初期水位分布

パラメータの設定値

項目	御蔵島	設定根拠
突入物長さ l_s (m)	2,200	復元地形から判読
突入物厚さ s (m)	400	
突入物幅 w (m)	1,400	
斜面勾配 α (°)	21.1	
すべり面中央部の高さ z_0 (m)	250	
突入物体積 V_s (億 m^3)	4.9	100mDEMから精密に算出
突入物の内部摩擦角 δ (°)	15	種別：普通土 状態：軟らかいもの 全国治水砂防協会(1984)に基づく
水域静水深 h (m)	150	地すべり地形前面の海岸線から突入物長さ l_s 離れた地点の水深の1/2 (平均水深)
突入速度 v_s (m/s)	38.8	$= \frac{2gz_0}{1 - \tan\delta \cot\alpha}$
第1波の波長 L_1 (m)	2,141	$= 8.2h \frac{v_s}{gh}^{0.5} \frac{V_s}{wh^2}^{0.2}$
特性津波波長 λ_0 (m)	2,141	$= L_1$
最大水位変動量 a_c (m)	83.4	

Wattsほかの予測式に基づく初期水位の推定値

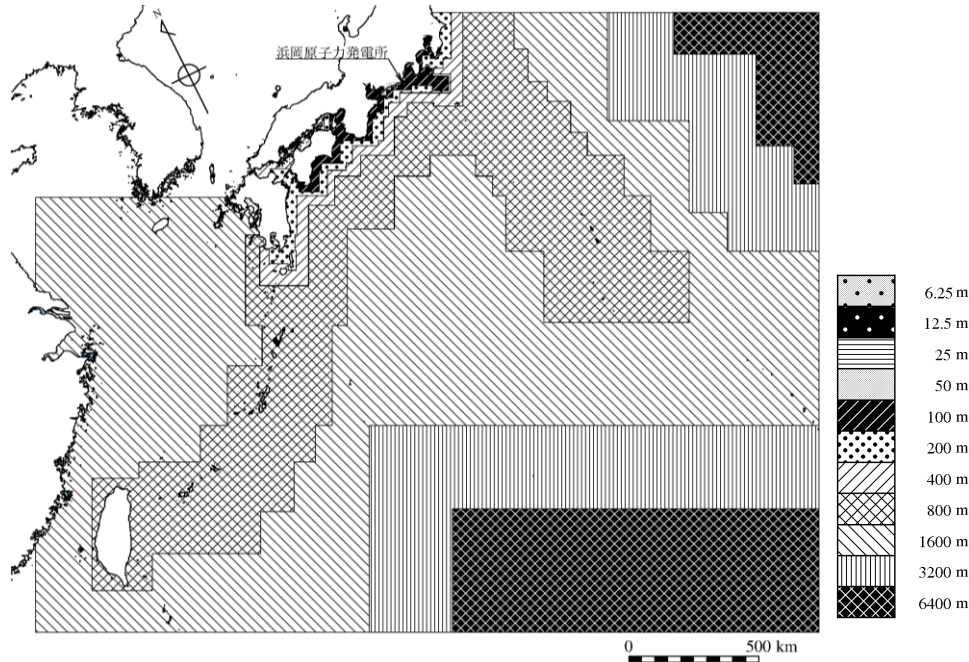
$\eta_{0,2D}$ (m)	83.4	$= a_c$
$\eta_{0,3D}$ (m)	33.0	

3.3 火山現象の津波評価

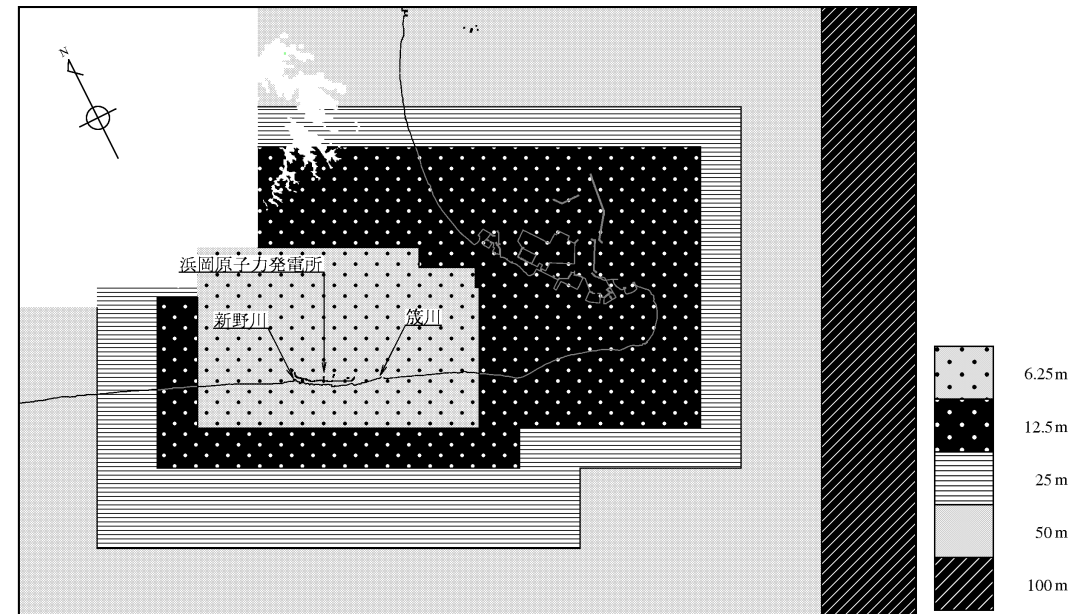
数値シミュレーションによる津波評価

(山体崩壊による津波の数値シミュレーションの方法 (計算領域・格子分割))

- 計算領域は、南海トラフを含む南北約2,500km×東西約3,000kmの領域で設定した。
- 計算格子は、沖合での最大6,400mから3,200m、1,600m・・・25m、12.5m、6.25mと1/2ずつ徐々に細かい格子間隔で設定した。
なお、波源となる御蔵島周辺の計算格子は、山体崩壊の規模（長さ数km程度）を考慮して、100mの格子間隔で設定した。



格子分割サイズ (計算領域全体)



格子分割サイズ (敷地周辺)

3.3 火山現象の津波評価

数値シミュレーションによる津波評価

(山体崩壊による津波の数値シミュレーションの方法 (計算条件))

項目	計算条件 (津波の数値シミュレーション)
基礎方程式	・非線形長波理論 (浅水理論) の連続式及び運動方程式
計算領域	・南北約2,500km×東西約3,000kmの領域
格子分割サイズ	・計算格子は沖合での最大6,400mから3,200m、1,600m、800m、400m、200m、100m、50m、25m、12.5m、6.25mと1/2ずつ徐々に細かい格子間隔を設定
境界条件	・沖側境界条件はCerjan et al.(1985)の吸収境界 ・格子分割サイズが100m以上の領域では汀線で完全反射境界 ・格子分割サイズが50m～6.25mの領域では陸域への遡上計算を実施 ・津波先端部の移動境界条件は小谷ほか (1998)
初期潮位	・水位上昇側 朔望平均満潮位 T.P.+0.80m ・水位下降側 朔望平均干潮位 T.P.-0.93m (朔望平均満潮位・干潮位とも御前崎検潮所2003年～2012年の平均値)
海底摩擦損失係数	・マニングの粗度係数 $0.025\text{m}^{-1/3}\text{s}$
水平渦動粘性係数	・ $10\text{m}^2/\text{s}$
計算時間間隔	・0.125s
計算時間	・3時間

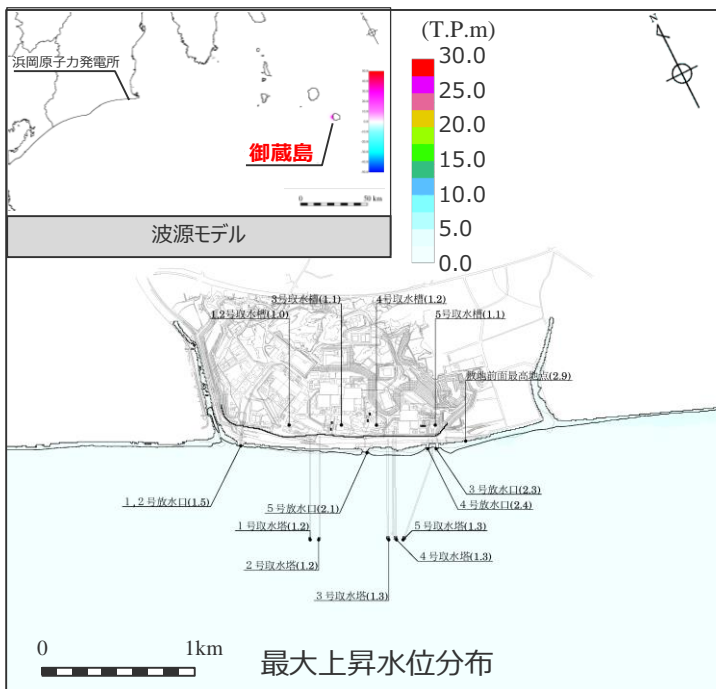
項目	計算条件 (水路及び水槽)
基礎方程式	・管水路および開水路の連続式及び運動方程式 ・水槽の水位計算式
計算領域	・取水路 (1～4号)取水塔～取水トンネル～取水槽 (5号) 取水塔～取水トンネル～取水槽～原子炉機器冷却海水取水路～原子炉機器冷却海水ポンプ室 ・連絡水路 : 2号取水トンネル～3号取水槽～4号取水槽～5号取水槽 ・放水路 : 放水口～放水トンネル～放水ピット
マニングの粗度係数	・取水路、連絡水路 : $n = 0.025\text{m}^{-1/3}\text{s}$ ・放水路 : $n = 0.020\text{m}^{-1/3}\text{s}$
計算時間間隔	・0.025s

3.3 火山現象の津波評価

数値シミュレーションによる津波評価結果

(山体崩壊による津波の津波評価結果 (水位上昇側・水位下降側))

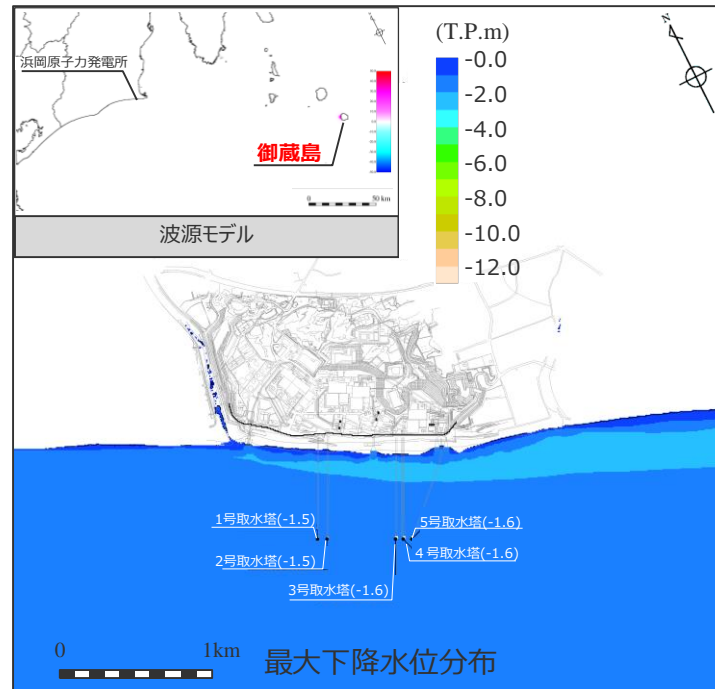
【水位上昇側】



◆ Wattsほかの予測式

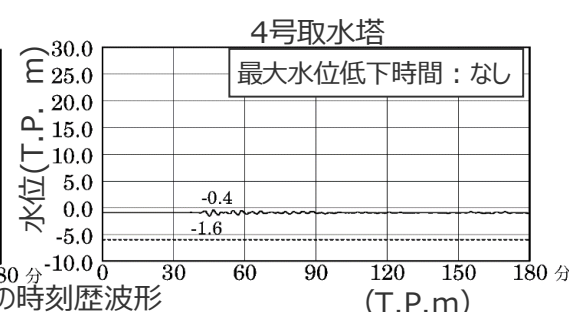
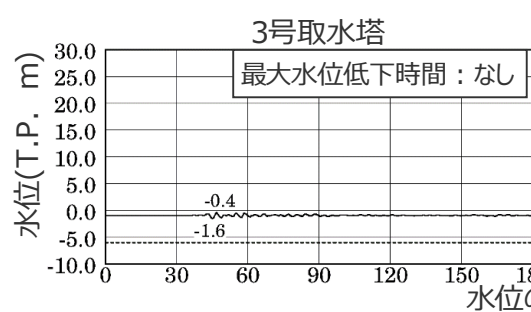
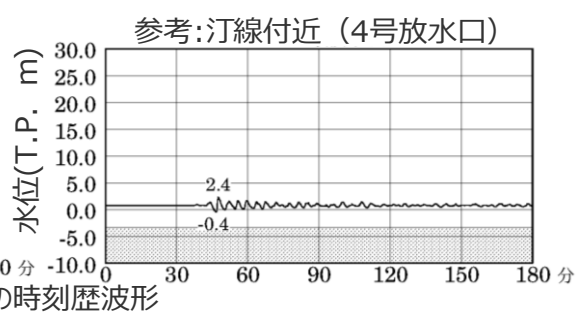
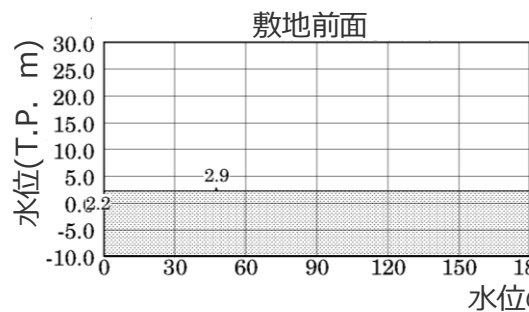
・朔望平均満潮位
T.P. + 0.80mを考慮
・網掛け部の上端は
当該地点の標高

【水位下降側】



◆ Wattsほかの予測式

・朔望平均干潮位
T.P. - 0.93mを考慮
・網掛け部の上端は
当該地点の標高
・点線は取水塔呑口
下端レベル



ケース名	【水位上昇側】最大上昇水位					【水位下降側】最大下降水位 (水位低下時間)	
	敷地前面	1,2号取水槽	3号取水槽	4号取水槽	5号取水槽	3号取水塔	4号取水塔
山体崩壊 (御蔵島)	2.9	1.0	1.1	1.2	1.1	-1.6 (なし)	-1.6 (なし)

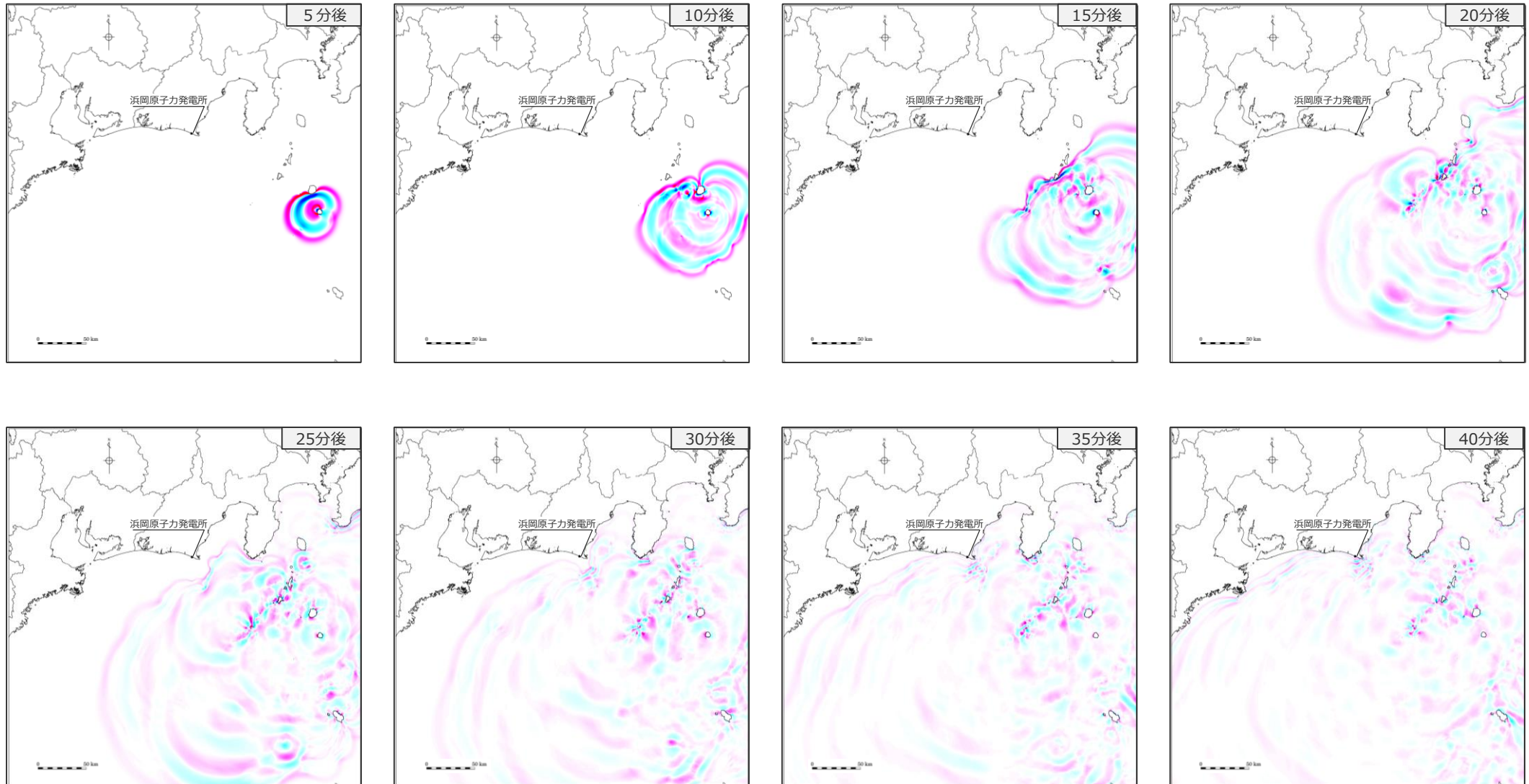
・水位低下時間：取水塔地点の水位が取水塔呑口下端レベルを下回り取水塔から取水できない時間。

3.3 火山現象の津波評価

数値シミュレーションによる津波評価結果

(山体崩壊による津波の津波伝播状況のスナップショット(水位上昇側))

■ 御蔵島の山体崩壊による水位上昇側の津波伝播の様子を示すスナップショットを示す。



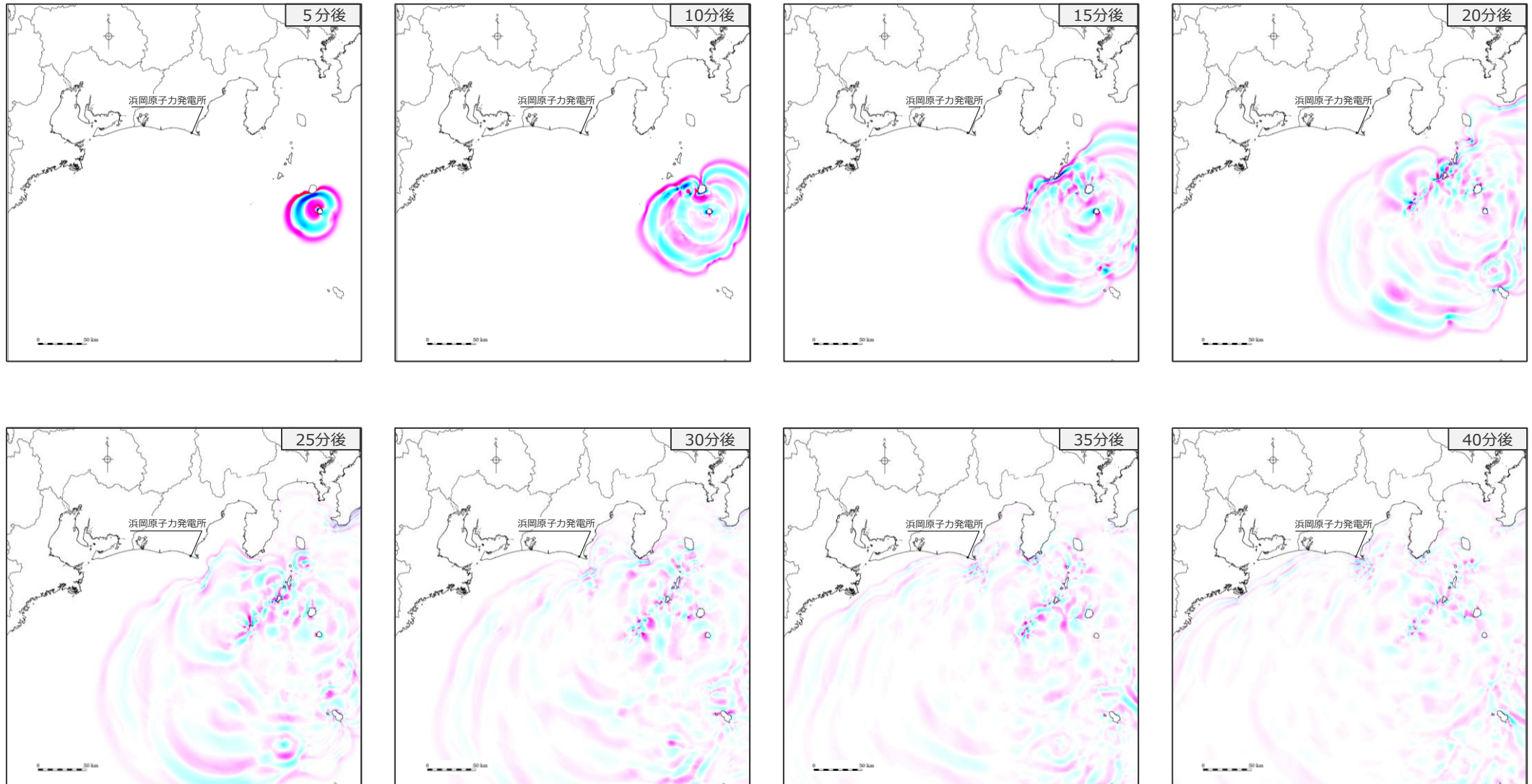
・水位上昇側：朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮

3.3 火山現象の津波評価

数値シミュレーションによる津波評価結果

(山体崩壊による津波の津波伝播状況のスナップショット(水位下降側))

■ 御蔵島の山体崩壊による水位下降側の津波伝播の様子を示すスナップショットを示す。



・水位下降側：朔望平均干潮位T.P.-0.93mを考慮

3.3 火山現象の津波評価

巨大噴火を仮想的に想定した場合の津波影響

(検討方針)

- 過去の噴火に関するデータが不足している海底火山の噴火規模について、陸域を含めた伊豆小笠原弧の過去最大噴火規模（6DREkm³）を伊豆小笠原弧の地域に関わらず考慮して津波評価を実施した結果、その津波影響が海底地すべりの津波やプレート間地震の津波よりも小さいことを確認した。
- ここではさらに、伊豆小笠原弧の海域において過去の情報が不足している海底火山の海中噴火・カルデラ陥没等について、未発達な島弧地殻である伊豆小笠原弧の海域では形成可能となるマグマ溜まりの規模が小さいこと等から巨大噴火を起こすとは考えにくい、仮想的に伊豆小笠原弧の陸域を含めた伊豆小笠原弧全域における過去最大の噴火規模よりも1オーダー大きな規模の海中噴火・カルデラ陥没等（VEI7クラス(100km³)のウルトラプリニー式噴火）を想定した場合の影響確認も実施し、その影響を海底地すべりの津波やプレート間地震による津波と比較する。

地域	火山名	火口位置	敷地からの距離(km)	海中噴火・カルデラ陥没等(DREkm ³)	
				過去最大規模噴火の調査結果	噴火規模の評価
伊豆 原 弧	富士山	陸上	97	-	-
	手石海丘	海底	98	0.00004	0.00004
	神津島火山群	陸上	102	0.66	0.66
	初島	陸上	104	0.015	0.015
	利島	陸上	104	0.68	0.68
	新島火山群	陸上	106	0.73	0.73
	伊豆大島	陸上	114	0.25	0.25
	大室ダシ	海底	119	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
	三宅島	陸上	140	0.37	0.37
	御蔵島	陸上	157	0.03	0.03
	黒瀬堆	海底	203	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
	八丈島	陸上	222	1.74	1.74
	南八丈堆	海底	259	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
	青ヶ島	陸上	282	0.31	0.31
	明神海丘	海底	321	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
	明神礁	海底	345	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
	須美寿島	海底	395	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
	南スミカルデラ	海底	412	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
	伊豆鳥島	陸上	501	0.025	0.025
	孀婦岩	海底	573	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
小 笠 原 弧	水曜海山	海底	707	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
	木曜海山	海底	735	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
	西之島	陸上	857	0.1	0.1
	海形海山	海底	923	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
	海徳海山	海底	983	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
	噴火浅根	海底	1,059	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
	硫黄島	陸上	1,134	0.5	0.5
	海神海丘	海底	1,156	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
	北福德堆	海底	1,174	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
	福德岡ノ場	海底	1,189	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)
南日吉海山	海底	1,286	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)	
日光海山	海底	1,341	データ不足	6.0 *1 → VEI7クラス (100km ³)	

*1 陸域を含めた伊豆小笠原弧全域における過去最大規模

3.3 火山現象の津波評価

巨大噴火を仮想的に想定した場合の津波影響

(津波予測式を用いた敷地前面の津波高の算定結果)

- 伊豆小笠原弧の海域において過去の情報が不足している海底火山の海中噴火・カルデラ陥没等について、仮想的に伊豆小笠原弧の陸域を含めた伊豆小笠原弧全域における過去最大の噴火規模よりも1オーダー大きな規模の海中噴火・カルデラ陥没等（VEI 7クラス(100km³)のウルトラプリニー式噴火）を想定した場合の影響確認結果は以下のとおり。
- VEI7クラスの巨大噴火を想定した場合、その津波影響（大室ダシ：敷地前面で8.4m）は海底地すべり（敷地前面でT.P.+6.3m*）の津波よりもやや大きいものの、プレート間地震の津波（敷地前面でT.P.+22.7m*）と比較して十分小さいことを確認した。

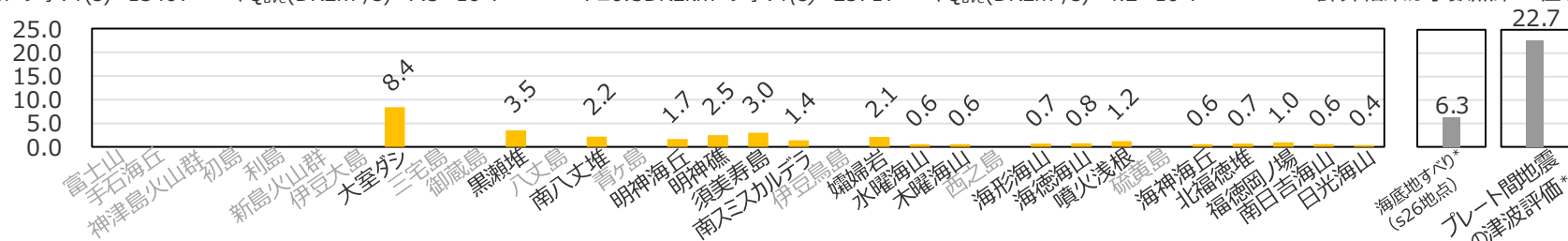
○仮想的に大きな規模の噴火として、噴火規模100km³のウルトラプリニー式噴火で評価

地域	伊豆弧									小笠原弧									設定根拠
	火山名	大室ダシ	黒瀬堆	南八丈堆	明神海丘	明神礁	須美寿島	南スミスカルデラ	嬬婦岩	水曜海山	木曜海山	海形海山	海徳海山	噴火浅根	海神海丘	北福德堆	福德岡ノ場	南日吉海山	
標高 h (m)	-28	-114	-260	-364	-50	136	-270	99	-1,418	-920	-162	-95	-14	-198	-73	-14	-97	-612	中野ほか(2013)等
噴出物の密度 ρ_{s1} (g/cm ³)	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	火砕物の密度(Maeno and Imamura(2007)に基づく)
マグマの密度 ρ_{s2} (g/cm ³)	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	2.50	中野ほか(2013)
噴火規模 V (km ³) (括弧内はDREkm ³)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	100 (50.0)	VEI7クラス (100km ³ × ρ_{s1}/ρ_{s2})
噴火継続時間 T (s)	3,918	3,918	3,918	3,918	3,918	3,918	3,918	3,918	3,918	3,918	3,918	3,918	3,918	3,918	3,918	3,918	3,918	3,918	Kozono et al. (2013)* ¹ に基づく噴火継続時間の1/10
平均噴出率 Q_{ave} (DREm ³ /s) $\times 10^7$	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	Kozono et al. (2013)* ¹ に基づく平均噴出率の10倍
最大噴出率 Q_{max} (DREm ³ /s) $\times 10^7$	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	$Q_{ave} \times \pi/2$ (Maeno and Imamura(2011)に基づく)
噴出物の体積 V_0 (km ³)	156.4	156.4	156.4	156.4	156.4	156.4	156.4	156.4	156.4	156.4	156.4	156.4	156.4	156.4	156.4	156.4	156.4	156.4	$Q_{max} \times T \times \rho_{s2}/\rho_{s1}$
火山周辺水深 H (m)	28	114	260	364	50	14	270	14	1,418	920	162	95	14	198	73	14	97	612	水深が浅いほど津波効率が高いため、 火山体の最浅部（標高）を火山 周辺水深とした
波源の半径 r_0 (km)	65	131	198	234	87	46	202	46	462	372	156	120	46	173	105	46	121	303	$\pi \times (g \cdot H)^{0.5}$
敷地前面の水深 d_2 (m)	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	
敷地までの距離 r (km)	119	203	259	321	345	395	412	573	707	735	923	983	1,059	1,156	1,174	1,189	1,286	1,341	
敷地前面の津波高 (m)	8.4	3.5	2.2	1.7	2.5	3.0	1.4	2.1	0.6	0.6	0.7	0.8	1.2	0.6	0.7	1.0	0.6	0.4	

*1 $V < 0.3 \text{DREkm}^3$ の時: $T(\text{s}) = 1340V^{0.243}$ 、 $Q_{ave}(\text{DREm}^3/\text{s}) = 7.5 \times 10^5 V^{0.757}$

$V \geq 0.3 \text{DREkm}^3$ の時: $T(\text{s}) = 2371V^{0.717}$ 、 $Q_{ave}(\text{DREm}^3/\text{s}) = 4.2 \times 10^5 V^{0.283}$

*計算結果は小数点第二位を切り上げて評価した。



過去の噴火履歴のデータが不足している海底火山の噴火規模を仮想的に「噴火規模100km³のウルトラプリニー式噴火」とした場合の津波評価結果

* 朔望平均満潮位 T.P.+0.80mを考

目次

1	海底地すべりの津波評価	12
1.1	海底地すべりに関する調査	14
1.1.1	海底地すべりに関する文献調査	14
1.1.2	海底地すべりに関する地形判読調査	19
1.2	検討対象とする海底地すべりの選定	27
1.3	海底地すべりの津波評価	30
2	陸上地すべりの津波評価	64
3	火山現象の津波評価	69
3.1	原子力発電所に津波影響を及ぼし得る火山の抽出	72
3.2	津波発生要因の規模に関する評価	83
3.2.1	個別火山の津波発生要因の規模に関する調査	83
3.2.2	伊豆小笠原弧における噴火規模に関する調査	94
3.2.3	津波発生要因の規模に関する評価	107
3.3	火山現象の津波評価	111
4	地震以外の要因による津波のまとめ	134

4 地震以外の要因による津波のまとめ

地震以外の要因による津波のまとめ（再掲）

- 地震以外の要因による津波評価結果は以下のとおり。
- 水位上昇側、下降側ともにs26地点の海底地すべりの影響が最も大きく、敷地前面の最大上昇水位はT.P.+6.3m、取水塔の最大下降水位はT.P.-3.4mとなった。

【地震以外の要因による津波】

津波発生要因			【水位上昇側】 最大上昇水位 (T.P. m)					【水位下降側】 最大下降水位 (T.P. m) (水位低下時間)		
			敷地外	敷地内				敷地外		
			敷地 前面	1,2号 取水槽	3号 取水槽	4号 取水槽	5号 取水槽	3号 取水塔	4号 取水塔	
地すべり	海底地すべり	遠州灘沖 (海盆内)	s2地点の海底地すべり	3.1	1.4	1.8	1.8	2.0	-1.9(なし)	-1.9(なし)
			s18地点の海底地すべり	2.0	1.0	1.0	1.0	1.1	-1.3(なし)	-1.3(なし)
		遠州灘沖 (外縁隆起帯 トラフ側斜面)	s4地点の海底地すべり	1.3	1.1	1.4	1.4	1.4	-1.2(なし)	-1.2(なし)
			s5地点の海底地すべり	1.5	1.3	1.4	1.4	1.4	-1.4(なし)	-1.4(なし)
			s12地点の海底地すべり	1.5	1.1	1.2	1.2	1.2	-1.6(なし)	-1.6(なし)
			s13地点の海底地すべり	2.1	1.4	1.6	1.6	1.7	-1.5(なし)	-1.5(なし)
			s17地点の海底地すべり	3.2	1.3	1.6	1.6	1.6	-1.8(なし)	-1.8(なし)
		遠州灘沖 (大陸棚斜面)	s22地点の海底地すべり	1.9	1.1	1.4	1.4	1.3	-1.5(なし)	-1.5(なし)
			s26地点の海底地すべり	6.3	1.7	2.1	2.1	2.3	-3.4(なし)	-3.1(なし)
		駿河湾	s1地点の海底地すべり	1.3	1.0	1.2	1.2	1.1	-1.1(なし)	-1.1(なし)
	s3地点の海底地すべり		2.5	1.1	1.4	1.4	1.6	-1.4(なし)	-1.4(なし)	
	s10地点の海底地すべり		1.8	1.0	1.1	1.1	1.0	-1.3(なし)	-1.3(なし)	
	陸上地すべり	伊豆市小下田	No.4地すべり	1.1 ^{*1}	-				-	
火山現象	山体崩壊	御蔵島	2.9	1.0	1.1	1.2	1.1	-1.6(なし)	-1.6(なし)	
	火砕流の海域への突入	神津島火山群	2.0 ^{*1}	-				-		
	海中噴火・カルデラ陥没等	大室ダシ	1.3 ^{*1}	-				-		

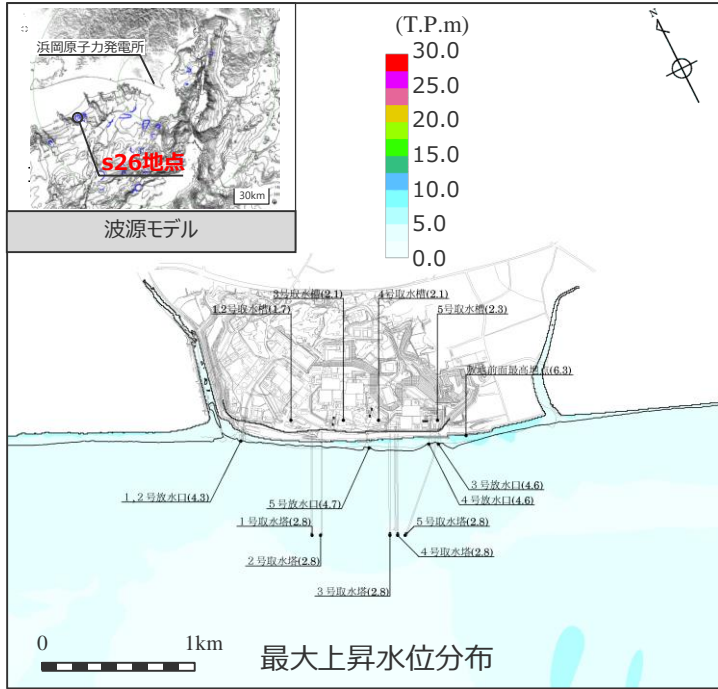
・ 水位上昇側：朔望平均満潮位T.P.+0.80mを考慮 ・ 水位下降側：朔望平均干潮位T.P.-0.93mを考慮

・ 水位低下時間：取水塔地点の水位が取水塔呑口下端レベルを下回り取水塔から取水できない時間

*1 津波予測式による津波高に朔望平均満潮位(T.P.+0.80m)を加算した数値

4 地震以外の要因による津波のまとめ 地震以外の要因による津波評価結果（再掲）

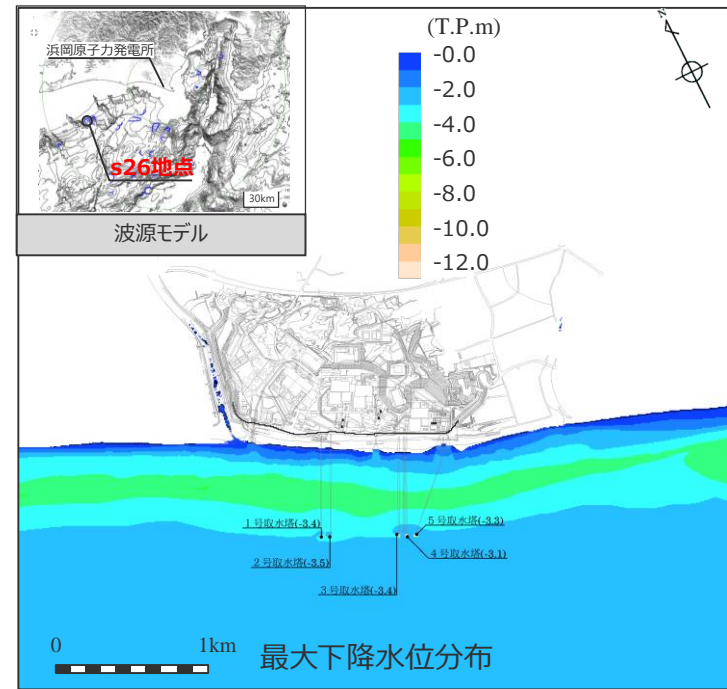
【水位上昇側】



◆ Wattsほかの予測式

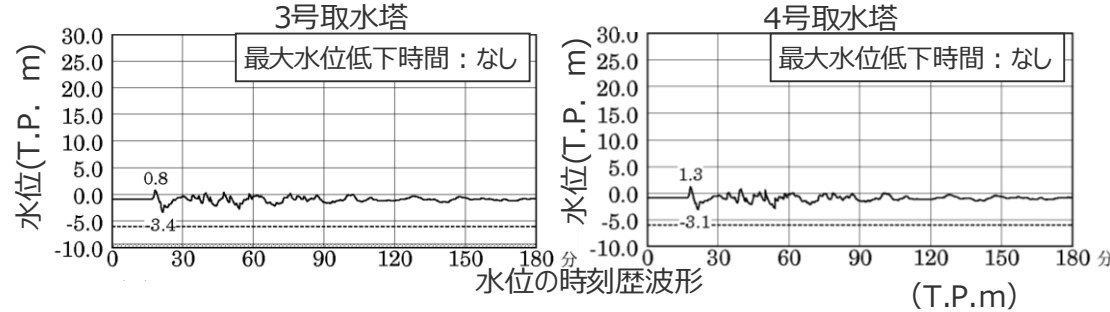
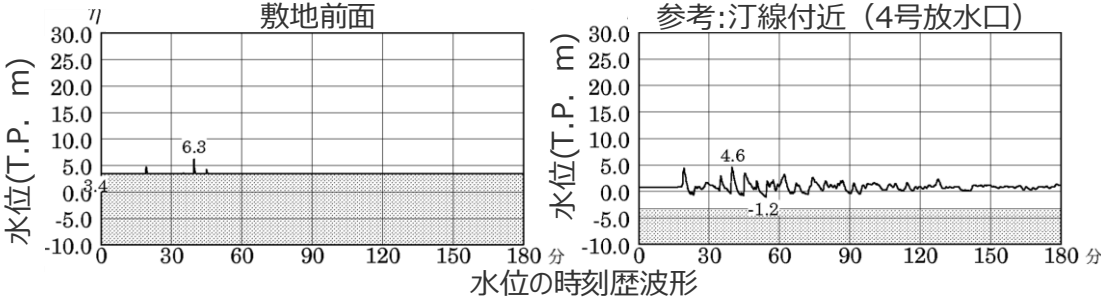
・朔望平均満潮位
T.P. + 0.80mを考慮
・網掛け部の上端は
当該地点の標高

【水位下降側】



◆ Wattsほかの予測式

・朔望平均干潮位
T.P. - 0.93mを考慮
・網掛け部の上端は
当該地点の標高
・点線は取水塔呑口
下端レベル



ケース名	【水位上昇側】 最大上昇水位					【水位下降側】 最大下降水位 (水位低下時間)	
	敷地前面	1,2号取水槽	3号取水槽	4号取水槽	5号取水槽	3号取水塔	4号取水塔
s26地点の海底地すべり	6.3	1.7	2.1	2.1	2.3	-3.4 (なし)	-3.1 (なし)

・水位低下時間: 取水塔地点の水位が取水塔呑口下端レベルを下回り取水塔から取水できない時間。

参考文献

- 相田勇 (1981) 「東海道沖におこった歴史津波の数値実験」『地震研究所彙報』Vol.56, pp.367-390。
- 相田勇 (1985) 「東海地震津波の挙動－その数値実験－」『月刊地球』Vol.7, No.4, pp.204-215。
- 愛知県 (2014) 『平成23年度～25年度 愛知県東海地震・東南海地震・南海地震等被害予測調査結果』愛知県防災会議地震部会, 平成26年5月。
- 芦寿一郎 (2010) 「メタンハイドレード分解による海底地すべり」『月刊地球』号外, No.61, pp.64-70。
- 荒井晃作 (2008) 「遠州灘海底地質図 20万分の1」『海洋地質図』No.65, 産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 荒牧重雄, 宇井忠英 (1965) 「阿多火砕流と阿多カルデラ」『地質学雑誌』第72巻, 第7号, pp.337-349。
- 荒牧重雄, 勝井義雄, 横山泉, 大木靖衛 (1978) 「火山活動と人間生活をめぐって」『アーバンボタ』久保田鉄工株式会社, No.15, pp.26-45。
- 飯田汲事 (1981a) 「宝永4年10月4日 (1707年10月28日) の宝永地震の津波被害」『愛知県被害津波史』愛知県防災会議地震部会, pp.36-49。
- 飯田汲事 (1981b) 「嘉永7年 (安政元年) 11月4日 (1854年12月23日) の安政地震の津波被害」『愛知県被害津波史』愛知県防災会議地震部会, pp.50-78。
- 飯田汲事 (1985a) 「愛知県及び隣接県被害津波史」『東海地方地震・津波災害誌』飯田汲事教授論文選集発行会, pp.669-790。
- 飯田汲事 (1985b) 「歴史地震の研究 (4) : 慶長 9年12月16日 (1605年2月3日) の地震及び津波災害について」『愛知工業大学研究報告. B, 専門関係論文集』Vol.16, pp.159-164。
- 飯田汲事 (1985c) 「昭和19年12月7日東南海地震の震害と震度分布」『東海地方地震・津波災害誌』飯田汲事教授論文選集発行会, pp.449-570。
- 井口隆 (2006) 「日本の第四紀火山で生じた山体崩壊・岩屑なだれの特徴—発生状況・規模と運動形態・崩壊地形・流動堆積状況・発生原因について—」『日本地すべり学会誌』Vol.42, No.5, pp.409-420。
- 池原研 (2005) 「すべりに伴う物質の移動と変形第5回海底地すべり」『日本地すべり学会誌』Vol.41, No.5, pp.558-562。
- 石田光男・坂本泉 (2004) 「南八丈海底火山—海底カルデラ形成活動の初期ステージ—」『日本地質学会学術大会講演要旨』第111回学術大会, P-189。
- 石原文実 (1977) 「鬼界カルデラの重力異常」『地質調査所月報』第28巻, 第9号, pp.575-588。
- 井田喜明・谷口宏充 (2009) 『火山爆発に迫る—噴火メカニズムの解明と火山災害の軽減』東京大学出版会, 2009年2月。
- 一色直記 (1978) 「利島地域の地質」『地域地質研究報告5万分の1 図幅』地質調査所, 昭和53年3月。
- 伊藤順一 (1999) 「伊豆, 新島および神津島における噴火災害の要因分析」『月刊地球』Vol.21, No.7, pp.417-423。
- 今村文彦・松本智裕 (1998) 「1741年渡島大島火山津波の痕跡調査」『津波工学研究報告』No.15, pp.85-105。
- 岩瀬浩之, 原信彦, 田中聡, 都司嘉宣, 今井健太郎, 行谷佑一, 今村文彦 (2011) 「高知県土佐清水市内における1707年宝永地震の津波痕跡に関する現地調査報告」『津波工学研究報告』第28号, pp.105-116。
- 植田義夫, 加藤幸弘, 三宅島西方海域調査班 (2000) 「三宅島西方・群発地震発生海域の地殻構造と銭洲海嶺北部のテクトニクス」『水路部研究報告』第37号, pp.37-56。
- 植田義夫, 小野寺建英, 大谷康弘, 鈴木晃 (2001) 「明神礁カルデラの構造とその火山学的解釈」『火山』第46巻, 第4号, pp.175-185。
- 上野将司 (2001) 「地すべりの形状と規模を規制する地形・地質要因の検討」『地すべり』Vol.38, No.2, pp.105-114。
- 及川輝樹・石塚治 (2011) 「熱海地域の地質」『地域地質研究報告5万分の1地質図幅東京 (8) 第92号NI-54-26-14』産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 大塚謙一 (1982) 「駿河湾石花海北堆西斜面の海底地すべり」『静岡大学地球科学研究報告』No.7, pp.87-95。

参考文献

- 岡村行信, 湯浅真人, 倉本真一, 石原丈実, 上嶋正人, 駒沢正夫 (1999) 「20万分の1 駿河湾海底地質図及び説明書」『海洋地質図』No.52, 地質調査所。
- 奥田節夫 (1984) 「歴史的記録からみた大崩壊の土石堆積状態の特性」『京大防災研年報』No.27, B-1, pp.353-368。
- 奥田義久, 井上英二, 石橋嘉一, 石原丈実, 木下泰正, 上嶋正人, 玉木賢策 (1977) 「西南日本外帯沖広域海底地質図 100万分の1」『海洋地質図』No.8, 地質調査所。
- 海上保安庁『海域火山データベース』海上保安庁海洋情報部 (<http://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/list-2.htm>) 。
- 海上保安庁『海洋台帳』深海版 (<http://www.kaiyoudaichou.go.jp/KaiyowebGIS/>) 。
- 海上保安庁海洋情報部 (2006) 「遠州灘 (渥美半島沖) の海底変動地形 Submarine tectonic landform at Enshu Nada (off Atsumi Peninsula)」『地震予知連絡会会報』第76号, No.7-6, pp.484-489。
- 海上保安庁水路部 (1976) 『大陸棚の海の基本図 (20万分の1) 遠州灘』海上保安庁, 1976年10月。
- 海上保安庁水路部 (1978) 『沿岸の海の基本図 (5万分の1) 駿河湾北部』海上保安庁, 1978年12月。
- 海上保安庁水路部 (1980a) 『沿岸の海の基本図 (5万分の1) 駿河湾南東部』海上保安庁, 1980年8月。
- 海上保安庁水路部 (1980b) 『沿岸の海の基本図 (5万分の1) 駿河湾南西部』海上保安庁, 1980年8月。
- 海上保安庁水路部 (1993) 『大陸棚の海の基本図 (50万分の1) 東海・紀伊沖』海上保安庁, 1993年8月。
- 海上保安庁水路部 (1995) 「遠州灘沖 (渥美半島沖) の海底地形と地質構造 Submarine topography and geological structure off the Ensyu-nada ~ off Atsumi Peninsula」『地震予知連絡会会報』第53号, No.5-13, pp.514-519。
- 海上保安庁水路部 (1998) 『沿岸の海の基本図 (5万分の1) 浜松』海上保安庁, 1998年3月。
- 海上保安庁水路部 (1999) 『沿岸の海の基本図 (5万分の1) 御前埼西方』海上保安庁, 1999年3月。
- 梶塚, 中田高, 渡辺満久, 鈴木康弘, 後藤秀昭, 徳山英一, 隈元崇, 佐竹健治, 加藤幸弘, 西澤あずさ, 泉紀明, 伊藤弘志, 渡邊奈保子, 植木俊明 (2010) 「詳細海底地形図に基づく南海トラフ域の海底地すべり分布とその特徴 - 南海トラフから天竜海底谷にかけての例 -」『月刊地球』号外, No.61, pp.49-55。
- 加藤茂・山崎晴雄 (1992) 「潜水船調査による駿河トラフ南部の地回り地形」『しんかいシンポジウム報告書』第8回, pp.171-175。
- 兼岡一郎・井田善明 (1997) 『火山とマグマ』東京大学出版会, 1997年3月。
- 川俣奨, 今村文彦, 首藤伸夫 (1992) 「1883年Krakatau島噴火による津波の数値計算」『海岸工学論文集』Vol. 39, pp.226-230。
- 気象庁 (1945) 『昭和十九年十二月七日東南海大地震調査概報』中央气象台。
- 気象庁 (1973) 「1972年12月4日八丈島東方沖地震について」『地震予知連絡会会報』第9巻, 3-4, pp.46-50。
- 気象庁 (2004) 『2004年9月5日23時57分頃の東海道沖の地震について (第2報)』平成16年9月6日。
- 気象庁 (2009) 『平成21年8月11日の駿河湾の地震で発表した津波注意報について』
(<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/tsunamihyoka/20090811suruga-wan/index.html>) 。
- 気象庁 (2010) 『2010年2月27日15時34分頃にチリ中部沿岸で発生した地震について (第3報)』平成22年2月28日。
- 気象庁 (2013) 『日本活火山総覧 (第4版) Web掲載版』気象庁地震火山部, 2013年3月。
- 気象庁 (2022) 『火山噴火等による潮位変化に関する情報のあり方 (報告書)』火山噴火等による潮位変化に関する情報のあり方検討会, 令和4年7月。

参考文献

- 気象庁HP「伊豆・小笠原諸島の活火山」気象庁地震火山部火山課 火山監視・警報センター (<http://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/volcanotk02.html>)。
- 久保寺章 (1972) 「阿蘇カルデラの重力異常 (低密度堆積層の効果を除去した) とその構造」『火山』第2集, 第17巻, 第1号, pp.9-17。
- 下司信夫 (2016) 「大規模火砕噴火と陥没カルデラ: その噴火準備と噴火過程」『火山』第61巻, 第1号, pp.101-118。
- 下司信夫 (2018) 「陥没カルデラの構造とその形成メカニズム」『地学雑誌』第127巻, 第2号, pp.175-189。
- 原子力規制委員会 (2013) 『基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイド』原子力規制委員会, 平成25年6月。
- 原子力規制委員会 (2017) 『原子力発電所の火山影響評価ガイド』原子力規制委員会, 平成29年11月。
- 高速道路調査会 (1985) 『地すべり地形の安定度評価に関する研究報告書』高速道路調査会図書資料, No.2-8-22。
- 小坂丈予 (1991) 『日本近海における海底火山の噴火』東海大学出版会, 1991年4月。
- 小平秀一 (2009) 「日本周辺沈み込み帯での海域地下構造探査—海溝域地震発生帯と海洋性島弧生成に関する最新の成果から—」『地震』第2輯, 第61巻特集号, pp.S155-S163。
- 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。
- 小林茂樹, 志知龍一, 西仲秀人, 渡辺秀文, 鬼澤真也 (1995) 「霧島火山および周辺カルデラにおける稠密重力測定」『地震研究所彙報』Vol.70, pp.103-136。
- 小屋口剛博, 鈴木雄治郎, 小園誠史 (2011) 「火山噴火のダイナミクス」『ながれ』日本流体力学会誌, 第30巻, 第4号, pp.317-324。
- 坂本泉, 富士原敏也, 石塚治 (2001) 「伊豆—小笠原弧, 孀婦岩構造線地域の地形・地質的特徴」『JAMSTEC深海研究』第18号, pp.55-69。
- 産業技術総合研究所 (2017) 『日本の火山データベース』産業技術総合技術研究所 地質調査総合センター, 2017年12月。
- 産業技術総合研究所『地質図表示システム 地質図Navi』 (<https://gbank.gsj.jp/geonavi/>)。
- 静岡県 (1986) 『安政東海地震津波被害調査報告書 (特に伊豆半島東海岸について)』静岡県地震対策課。
- 静岡県 (2015) 『静岡県第4次地震被害想定調査 (第一次報告)』平成25年6月, 『静岡県第4次地震被害想定 (第二次報告) 報告書』平成25年11月, 『相模トラフ沿いで発生する地震の地震動・津波浸水想定～内閣府「首都直下地震モデル検討会」の震源断層モデルによる検討～報告書』平成27年1月, 『駿河トラフ・南海トラフ沿いで発生するレベル1地震の津波の想定報告書』平成27年6月。
- 首藤伸夫 (1981) 『海の波の水理 (新体系土木工学24)』技報堂出版。
- 菅香世子・藤岡換太郎 (1990) 「伊豆・小笠原弧北部の火山岩量」『火山』第2集, 第35巻, 第4号, pp.359-374。
- 鈴木桂子 (2010) 「カルデラ火山の噴火と堆積物: クレーターレイクカルデラでの検討」『地質学雑誌』第116巻, 第9号, pp.484-495。
- 全国治水砂防協会 (1984) 『砂防設計公式集 マニュアル 数表』1984年10月。
- 第四紀火山カタログ委員会 (1999) 『日本の第四紀火山カタログ』日本火山学会, 1999年。
- 高田亮, 村上文敏, 湯浅真人 (1994) 「青ヶ島火山および伊豆諸島南方海底火山」『火山地質図』No.7, 地質調査所, 1994年。
- 高橋栄一, 東宮昭彦, 宮城磯治 (1997) 「島弧火山の深部構造とマグマ変遷の仕組み」『火山』第42巻, 「マグマ」特別号, pp.S209-S218。
- 田村芳彦 (2011) 「伊豆弧衝突帯における大陸地殻形成」『地学雑誌』第120巻, 第4号, pp.567-584。
- 田村芳彦 (2016) 「島弧マグマと地殻形成: マントルから大陸を創る」『火山』第61巻, 第1号, pp.79-89。
- 地質調査所 (1998) 「東海沖海域の海洋地質学的研究及び海域活断層の評価手法に関する研究」『平成9年度研究概要報告書』平成10年3月。
- 中央防災会議 (2003) 『東南海、南海地震に関する報告』東南海、南海地震等に関する専門調査会, 平成15年12月16日。

参考文献

- チリ中部地震津波合同調査グループ（2012）「2010年チリ中部地震津波に関する日本での現地調査の報告」『津波工学研究報告』第29号，pp.37-54。
- 都司嘉宣・日野貴之（1993）「寛政四年（1792）島原半島眉山の崩壊に伴う有明海津波の熊本県側における被害，および沿岸遡上高」『地震研究所彙報』Vol.68，pp.91-176。
- 都司嘉宣，上田和枝，荒井賢一（1994）「須崎市を襲った歴史津波」『歴史地震』第10号，pp.95-115。
- 都司嘉宣（2006）「小笠原諸島の津波史」『歴史地震』第21号，pp.65-79。
- 都司嘉宣，大年邦雄，中野晋，西村裕一，藤間功司，今村文彦，柿沼太郎，中村有吾，今井健太郎，後藤和久，行谷佑一，鈴木進吾，城下英行，松崎義孝（2010）「2010年チリ中部地震による日本での津波被害に関する広域現地調査」『土木学会論文集B2（海岸工学）』Vol.66，No.1，pp.1346-1350。
- 都司嘉宣（2012）「第二章 古文書から読む大地震・大津波の記憶」『千年に一度の大地震・大津波に備える～古文書・伝承に読む先人の教え～』しずおかの文化新書10。
- 津波痕跡データベース（<http://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/tsunami/toppage.php>）東北大学災害科学国際研究所。
- 東海沖海底活断層研究会（1999）『東海沖の海底活断層』東京大学出版会。
- 徳山英一，本座栄一，木村政昭，倉本真一，芦寿一郎，岡村行信，荒戸裕之，伊藤康人，徐垣，日野亮太，野原壯，阿部寛信，坂井眞一，向山建二郎（2001）「日本周辺海域の中新世最末期以降の構造発達史付図 日本周辺海域の第四紀地質構造図」『海洋調査技術』第13巻，第1号，海洋調査技術学会。
- 内閣府（2012）『南海トラフの巨大地震モデル検討会（中間とりまとめ）』南海トラフの巨大地震モデル検討会，平成23年12月27日。『南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について（第一次報告）』南海トラフの巨大地震モデル検討会，平成24年3月31日。『南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告）津波断層モデル編－津波断層モデルと津波高・浸水域等について－』南海トラフの巨大地震モデル検討会，平成24年8月29日。
- 内閣府（2015）『南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動に関する報告』南海トラフの巨大地震モデル検討会・首都直下地震モデル検討会，平成27年12月17日。
- 内閣府（防災担当）、消防庁、国土交通省水管理・国土保全局砂防部、気象庁（2013）『火山防災マップ作成指針』平成25年3月。
- 長井雅史（2014）『小笠原硫黄島の火山形成史：伊豆-小笠原弧の活動的海中カルデラ火山の特徴』鹿児島大学，2015年3月。
- 長久保定雄，小林稔明，佐伯龍男，下田直之，藤井哲哉，野口聡（2009）「東部南海トラフのメタンハイドレート層とメタン湧出を伴う海底面現象の関係」『地学雑誌』Vol.118，No.5，pp.835-853。
- 中野俊，西来邦章，宝田晋治，星住英夫，石塚吉浩，伊藤順一，川辺禎久，及川輝樹，古川竜太，下司信夫，石塚治，山元孝広，岸本清行（2013）『日本の火山（第3版）200万分の1地質編集図 No.11』産業技術総合研究所地質調査総合センター，2013年5月。
- 行谷佑一・都司嘉宣（2005）「宝永（1707）・安政東海（1854）地震津波の三重県における詳細津波浸水高分布」『歴史地震』第20号，pp.33-56。
- 西来邦章，伊藤順一，上野龍之（2015）『第四紀火山岩体・貫入岩体データベース，地質調査総合センター速報 No.60』産業技術総合研究所地質調査総合センター，2015年8月。
- 西村祐一・宮地直道（1998）「北海道駒ヶ岳噴火津波（1640年）の波高分布について」『火山』第43巻，第4号，pp.239-242。
- 萩原尊禮（1989）『続古地震-実像と虚像』東京大学出版会。
- 萩原尊禮（1995）『古地震探究－海洋地震へのアプローチ』東京大学出版会。
- 羽鳥徳太郎（1975）「明応7年・慶長9年の房総および東海南海道大津波の波源」『地震研究所彙報』Vol.50，pp.171-185。

参考文献

- 羽鳥徳太郎 (1977) 「静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査」『静岡県地震対策基礎調査報告書－第2次調査・津波第1報－』静岡県地震対策課, pp.14-38。
- 羽鳥徳太郎 (1978a) 「高知・徳島における慶長・宝永・安政南海道津波の記念碑－1946年南海道津波の挙動との比較－」『地震研究所彙報』Vol.53, pp.423-445。
- 羽鳥徳太郎 (1978b) 「三重県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査」『地震研究所彙報』Vol.53, pp.1191-1225。
- 羽鳥徳太郎 (1980a) 「宝永・安政津波の現地調査による波高の検討」『月刊海洋科学』Vol.12, No.7, pp.495-503。
- 羽鳥徳太郎 (1980b) 「大阪府・和歌山県沿岸における宝永・安政南海道津波の調査」『地震研究所彙報』Vol.55, pp.505-535。
- 羽鳥徳太郎 (1982) 「高知県南西部の宝永・安政南海道津波の調査－久礼・入野・土佐清水の津波の高さ」『地震研究所彙報』Vol.56, pp.547-570。
- 羽鳥徳太郎 (1984) 「関東・伊豆東部沿岸における宝永・安政東海津波の挙動」『地震研究所彙報』Vol.59, pp.501-518。
- 羽鳥徳太郎 (1985a) 「東海地方の歴史津波」『月刊地球』Vol.7, No.4, pp.182-191。
- 羽鳥徳太郎 (1985b) 「小笠原父島における津波の挙動」『地震研究所彙報』Vol.60, pp.97-104。
- 羽鳥徳太郎 (1986) 「九州東部沿岸における歴史津波の現地調査－1662年寛文・1769年明和日向灘および1707年宝永・1854年安政南海道津波－」『地震研究所彙報』Vol.60, pp.439-459。
- 羽鳥徳太郎 (1988) 「瀬戸内海・豊後水道沿岸における宝永 (1707) ・安政 (1854) ・昭和 (1946) 南海道津波の挙動」『歴史地震』第4号, pp.37-46。
- 羽鳥徳太郎 (1991) 「鎌倉における明応 (1498) ・元禄 (1703) ・大正 (1923) 津波の浸水域」『歴史地震』第7号, pp.1-10。
- 羽鳥徳太郎 (2005) 「伊勢湾岸市街地における安政東海津波 (1854) の浸水状況」『歴史地震』第20号, pp.57-64。
- 羽鳥徳太郎 (2006) 「東京湾・浦賀水道沿岸の元禄関東 (1703) , 安政東海 (1854) 津波とその他の津波の遡上状況」『歴史地震』第21号, pp.37-45。
- 馬場俊孝, 柏瀬憲彦, 百留忠洋, 松本浩幸, 金田義行, 佐野守 (2010) 「AUVうらしまによる焼津沖海底地すべりの微地形調査」『日本地質学会第117年学術大会講演要旨』。
- 葉室和親, 荒牧重雄, 藤岡換太郎, 石井輝秋, 田中武男, 宇都浩三 (1983) 「21.東伊豆沖海底火山群-その2-および伊豆諸島近海海底火山」『地震研究所彙報』Vol.58, pp.527-557。
- 平田大二, 山下浩之, 鈴木和恵, 平田岳史, 李毅兵, 昆慶明 (2010) 「プロト伊豆－マリアナ島弧の衝突付加テクトニクス」『地学雑誌』第119巻, 第6号, pp.1125-1160。
- 藤岡換太郎, 有馬眞, 平田大二 (2004) 『伊豆・小笠原弧の衝突—海から生まれた神奈川』有隣新書, 2004年3月。
- 防災科学技術研究所 (2002) 『5万分の1地すべり地形分布図第14集静岡図集』2002.3.1。
- 防災科学技術研究所 (2014) 『地震ハザードステーション』 (<http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>) 。
- 前野深 (2014) 「カルデラとは何か：鬼界大噴火を例に」『科学』Vol.84, No.1, pp.58-63。
- 前野深, 安田敦, 中野俊, 吉本充宏, 大湊隆雄, 渡邊篤志, 金子隆之, 中田節也, 武尾実 (2018) 「噴出物から探る西之島の新火山島形成プロセス」『海洋理工学会誌』第24巻, 第1号, pp.35-44。
- 町田洋・新井房夫 (2011) 『新編 火山灰アトラス-日本列島とその周辺-第2刷』東京大学出版会, 2011年8月。
- 松本智裕, 橋和正, 今村文彦, 首藤伸夫 (1998) 「土石流による津波発生・伝播モデルの開発」『海岸工学論文集』, 第45巻, pp.346-350。
- 萬年一剛 (2008) 「箱根カルデラ－地質構造・成因・現在の火山活動における役割－」『神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学)』第13号, pp.61-76。

参考文献

- 三上貴仁, 柴山知也, 武若聡, Miguel ESTEBAN, 大平幸一郎, Rafael ARANGUIZ, Mauricio VILLAGRAN, Alvaro AYALA (2011)「2010年チリ沖地震津波災害の現地調査」『土木学会論文集B3 (海洋開発)』Vol.67, No.2, pp.L_529-L_534。
- 村上文敏・斎藤英二 (1990)「伊豆・小笠原弧上の海底カルデラの地形・地質」『地質調査所月報』第41巻, 第5号, pp.517-518。
- 村上仁士, 島田富美男, 伊藤禎彦, 山本尚明, 石塚淳一 (1996)「四国における歴史津波 (1605慶長・1707宝永・1854安政) の津波高の再検討」『自然災害科学』Vol.15-1, pp.39-52。
- 村上文敏 (1997)「伊豆・小笠原弧北部域の明神海丘における海底カルデラの形成機構」『地学雑誌』第106巻, 第1号, pp.70-86。
- 室井翔太, 隈元崇, 中田高, 後藤秀昭 (2011)「詳細DEM 画像判読による南海トラフ沿いの海底地すべりと変動地形」『シンポジウム「2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う内陸活断層の挙動と地震活動・地殻変動」及び日本活断層学会2011年度秋季学術大会 講演予稿集』日本活断層学会, pp.48-49。
- 森木ひかる, 隈元崇, 中田高, 後藤秀昭, 泉紀明, 西澤あずさ (2017)「アナグリフ画像による日本周辺の海底地すべりの判読と分布特性の検討」『海洋情報部研究報告』海上保安庁, 第54号, pp.1-16。
- 守屋以智雄 (1983)『日本の火山地形』東京大学出版会, 1983年1月。
- 安池由幸, 西来邦章, 廣井良美 (2019)「火山影響評価に係る科学的知見の整備」『安全研究成果報告』原子力規制庁長官官房技術基盤グループ, 令和元年5月, 193p。
- 矢沼隆, 都司嘉宣, 今井健太郎, 行谷佑一, 今村文彦 (2011)「静岡県下における1707年宝永地震津波の痕跡調査」『津波工学研究報告』第28号, pp.93-103。
- 山元孝広 (2005)「カルデラ火山の地質: 5万分の1地質図幅「宮下」地域の紹介」『地質ニュース』産業技術総合研究所地質調査総合センター, 第606号, pp.50-56。
- 山元孝広 (2015)「日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図」『地質調査総合センター研究資料集』No. 613。
- 山本博文 (1991)「福井沖大陸斜面の海底地すべり」『地震研究所月報』第42巻, 第5号, pp.221-232。
- 湯浅真人 (1991)「伊豆・小笠原弧の地学現象に見られる南北対立はなぜ生じたか」『地学雑誌』第100巻, 第4号, pp.458-463。
- 横山泉 (1965)「カルデラの構造と成因」『火山』第2集, 第10巻, pp.119-128。
- 横山泉 (1970)「5.摩周湖における重力測定」『北海道大学地球物理学研究報告』第24号, pp.63-71。
- 吉田武義, 西村大志, 中村美千彦 (2017)『現代地球科学入門シリーズ7 火山学』共立出版, 2017年5月。
- 和達清夫 (1970)『津波・高潮・海洋災害 (防災科学技術シリーズ〈2〉)』共立出版, 1970年。
- 渡辺偉夫 (1998)『日本被害津波総覧 (第2版)』東京大学出版会。
- 渡辺一樹 (2013)「火山島地形の変遷」『海洋情報部研究報告』第50号, pp.25-36。

参考文献

- BBC News (2022), "Tonga tsunami: Before and after eruption", (<https://www.bbc.com/news/world-australia-60039542>).
- Canals, M., G. Lastras, R. Urgeles, J.L. Casamor, J. Mienert, A. Cattaneo, M. De Batist, H. Hafliadason, Y. Imbo, J.S. Laberg, J. Locat, D. Long, O. Longva, D.G. Masson, N. Sultan, F. Trincardi, P. Bryn (2004), "Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project", *Marine Geology*, Vol.213, pp.9-72.
- Cerjan, Charles, Dan Kosloff, Ronnie Kosloff, Moshe Reshef (1985), "A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations", *Geophysics*, Vol.50, No.4, pp.705-708.
- Fritz, H. M., W. H. Hager, H. -E. Minor(2004), "Near Field Characteristics of Landslide Generated Impulse Waves", *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol.130, Issue 6, pp.287-302.
- Gong, Wei, Junhui Xing, Xiaodian Jiang(2018), "Heterogeneous subduction structure within the Pacific plate beneath the Izu-Bonin arc", *Journal of Geodynamics*, Vol.116, pp.1-12.
- Grilli, Stephan T. and Philip Watts(2005), "Tsunami Generation by Submarine Mass Failure.I: Modeling, Experimental Validation, and Sensitivity Analyses", *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol.131, No.6, pp.283-297.
- Grilli, Stephan(2019), "Volcanic tsunamis : cases studies of Anak Krakatau 2018 and hypothetical CVV collapses", *Topical Workshops, 2019 NTHMP Winter Meetings, National Tsunami Hazard Mitigation Program*.
- Heller, Valentin and Willi H. Hager(2014), "A Universal Parameter to Predict Subaerial Landslide Tsunamis?", *Journal of Marine Science and Engineering*, Vol.2, No.2, pp.400-412.
- Huber, A and W,H, Hager(1997),"Forecasting impulse waves in reservoirs",in *Dix-neuvieme Congres des Grands Barrages, Florence, Commission Internationale des Grands Barrages*,pp.993-1005.
- Kaneko, Katsuya, Kenta Mishiro, Yoshiyuki Tatsumi(2019), "Control of Volcanic Activity by Crustal Structure: Inference from the Izu-Bonin-Mariana and Northeast Japan Arcs", *Geophysical Research Letters*, Vol.46, Issue22, pp.12968-12976.
- Kawamata, K, K. Takaoka, K. Ban, F. Imamura, S. Yamaki, E. Kobayashi (2005), "Model of Tsunami Generation by Collapse of Volcanic Eruption: The 1741Oshima-Oshima Tsunami", *Tsunamis, Case Studies and Recent Developments*, pp.79-96.
- Kozono, Tomofumi, Hideki Ueda, Taku Ozawa, Takehiro Koyaguchi, Eisuke Fujita, Akihiko Tomiya, Yujiro J. Suzuki (2013), "Magma discharge variations during the 2011 eruptions of Shinmoe-dake volcano, Japan, revealed by geodetic and satellite observations", *Bulletin of Volcanology*, Vol.75, Issues.695, pp.1-13.
- Levin, B., M. Nosov (2009), "Chapter 4 The Physics of Tsunami Formation by Sources of Nonseismic Origin", *Physics of Tsunamis*, pp.153-195.
- Longva, O., N. JANBU, L. R. BLIKRA, R. BØE(2003),"The 1996 Finneidfjord Slide; Seafloor Failure and Slide Dynamics", *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, pp.531-538.
- Maeno, Fukashi and Fumihiko Imamura(2007), "Numerical investigations of tsunamis generated by pyroclastic flows from the Kikai caldera, Japan", *Geophysical Research Letters*, Vol.34, pp.1-5.
- Maeno, Fukashi and Fumihiko Imamura(2011), "Tsunami generation by a rapid entrance of pyroclastic flow into the sea during the 1883 Krakatau eruption, Indonesia", *Journal of Geophysical Research*, Vol.116, B09205, pp.1-24.
- McIntosh, Iona M., Kenichiro Tani, Alexander R.L. Nichols, Qing Chang, Jun-Ichi Kimura(2022), "Past eruptions of a newly discovered active, shallow, silicic submarine volcano near Tokyo Bay, Japan", *Geology*, Vol.50, No.10, pp.1111-1115.

参考文献

- Nakamura, Kazuaki, Vincent Renard, Jacques Angelier, Jacques Azema, Jacques Bourgois, Christine Deplus, Kantaro Fujioka, Yozo Hamano, Philippe Huchon, Hajimu Kinoshita, Pierre Labaume, Yujiro Ogawa, Tetsuzo Seno, Akira Takeuchi, Manabu Tanahashi, Akinori Uchiyama, Jean-Louis Vignerresse(1987),"Oblique and near collision subduction, Sagami and Suruga Troughs - preliminary results of the French-Japanese 1984 Kaiko cruise, Leg 2", Earth and Planetary Science Letters, Vol.83, pp.229-242.
- NOAA(2010), "TSUNAMI BULLETIN NUMBER 015", PACIFIC TSUNAMI WARNING CENTER, ISSUED AT 2082z 27 FEB 2010", National Oceanic and Atmospheric Administration, (<http://www.prh.noaa.gov/ptwc/messages/pacific/2010/pacific.2010.02.27.202736.txt>, <http://oldwcatwc.arh.noaa.gov/2010/02/27/725245/15/message725245-15.htm>).
- NOAA TSUNAMI Website (<http://www.tsunami.noaa.gov/index.html>).
- Self, S., M.R. Rampino, M.S. Newton, J.A. Wolff(1984),"Volcanological study of the great Tambora eruption of 1815", Geology, Vol.12, pp.659-663.
- Smithsonian Institution(2013), "Global Volcanism Program", Department of Mineral Sciences, National Museum of Natural History, Smithsonian Institution.
- Stothers, Richard B.(1984), "The Great Tambora Eruption in 1815 and Its Aftermath", Science, Vol.224, No.4654, pp.1191-1198.
- Tanioka, Yuichiro and Kenji Satake (1996), "Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom", Geophysical Research Letters, Vol.23, No.8, pp.861-864.
- Tatsumi, Y. and K. Suzuki-Kamata(2014), "Cause and risk of catastrophic eruptions in the Japanese Archipelago", Proceedings of the Japan Academy, Series B, Vol.90, No.9, pp.347-352.
- Unoki, Sanae and Masito Nakano(1953), "On the Cauchy-Poisson Waves Caused by the Eruption of a Submarine Volcano(I)", the Oceanographical Magazine, Vol.4, No.4, pp.119-141. "On the Cauchy-Poisson Waves Caused by the Eruption of a Submarine Volcano(II)", the Oceanographical Magazine, Vol.5, No.1, pp.1-13. "On the Cauchy-Poisson Waves Caused by the Eruption of a Submarine Volcano(III)", Papers in Meteorology and Geophysics Vol.4, Issue3-4, pp.139-150.
- Watts, Philip, Stephan T. Grilli, David R. Tappin and Gerard J. Fryer(2005), "Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. II: Predictive Equations and Case Studies", Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, November/December, pp.298-310.
- Yokoyama, Izumi(1964), "Preliminary Report on a Gravimetric Survey on Toya Caldera, Hokkaido, Japan", Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series 7, Geophysics, Vol.2, No.2, pp.247-250.
- Yokoyama, Izumi and Masaaki Aota(1964), "Geophysical Studies on Sikotu Caldera, Hokkaido, Japan", Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 7, Geophysics, Vol.2, No.2, pp.103-122.
- Yokoyama, Izumi and Tadashi Maki(1964), "Preliminary Report on a Gravimetric Survey on Towada Caldera, Tohoku District, Japan", Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series 7, Geophysics, Vol.2, No.2, pp.251-258.



中部電力