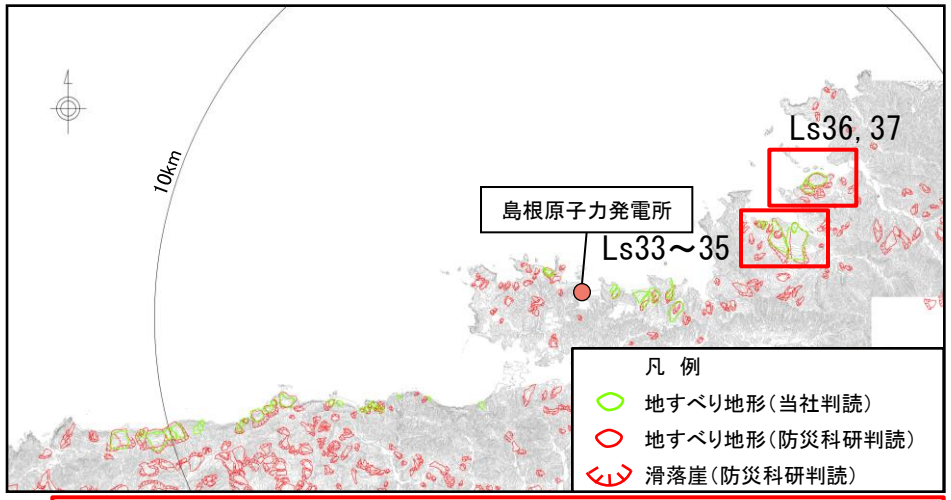
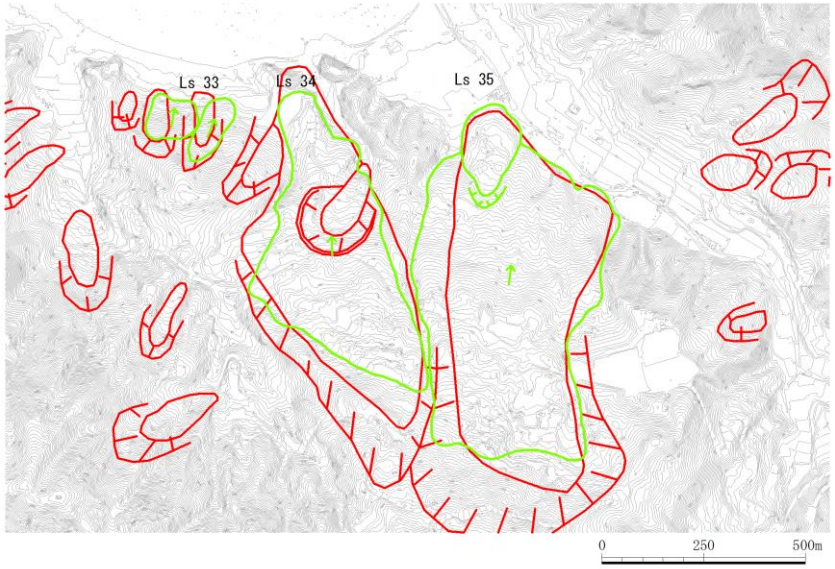
当社判読結果と防災科学技術研究所(2005，2006)に示される地すべり地形の比較

第771回審査会合　資料1-3
P260　再掲

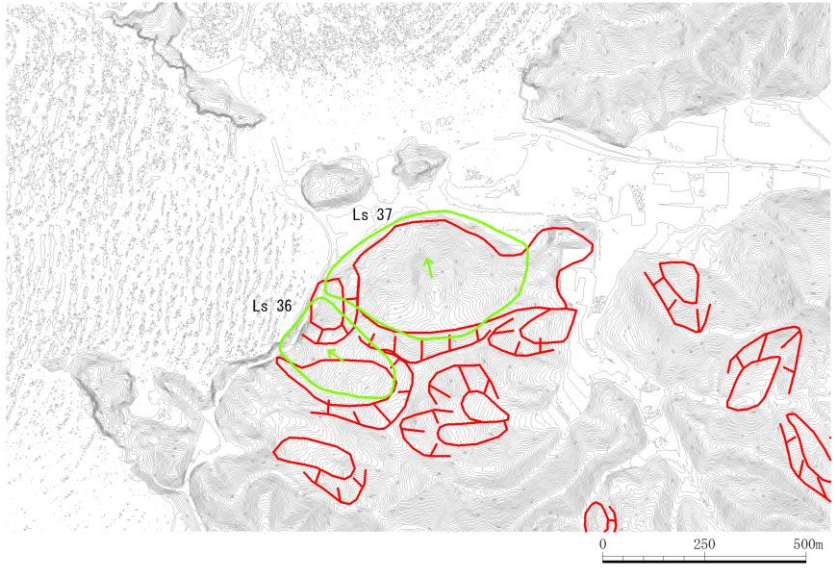
■ 空中写真判読（Ls33～Ls37）



Ls33～35　**判読結果**



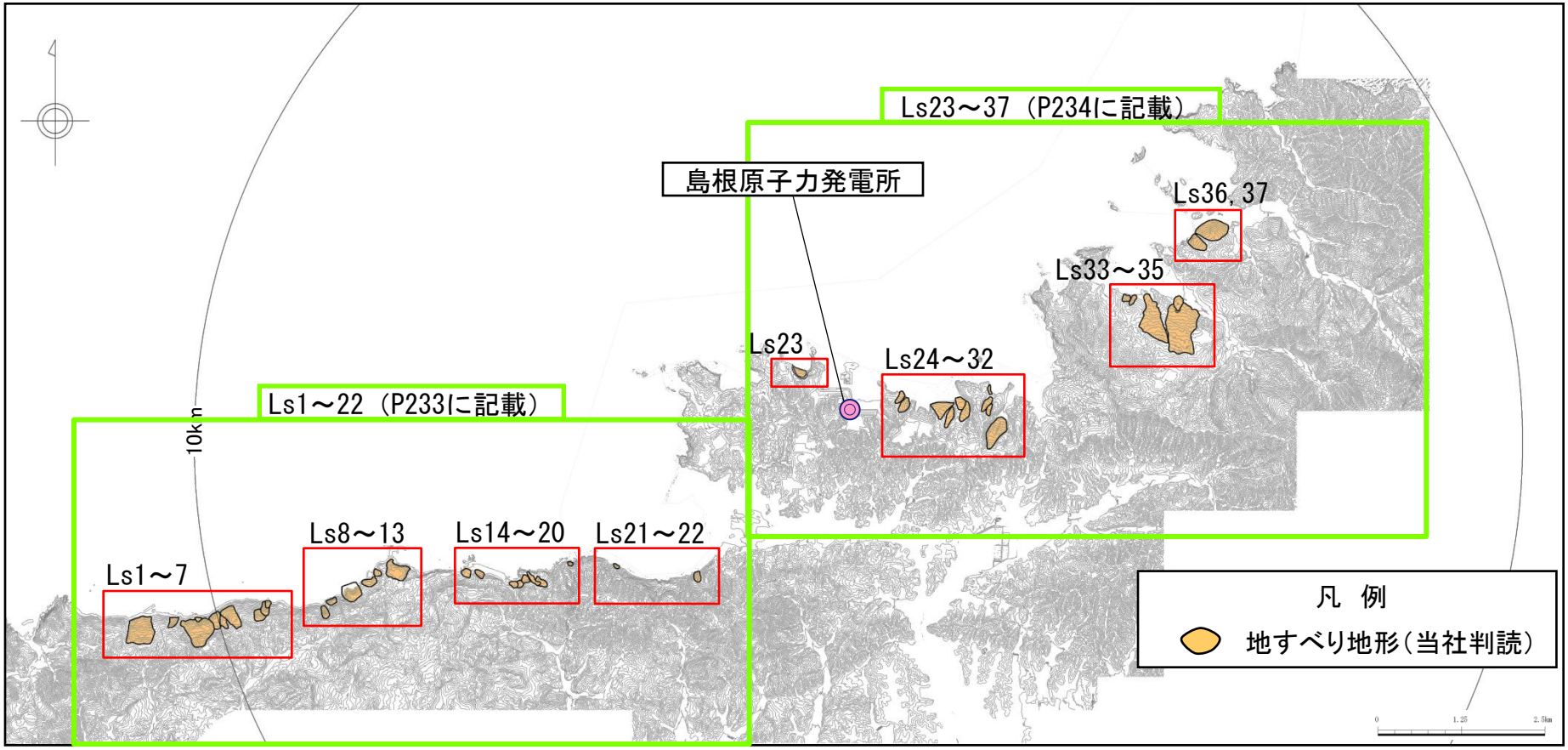
Ls36, 37　**判読結果**



地方自治体ハザードマップによる陸上地すべり・岩盤崩壊危険箇所の確認

第771回審査会合　資料1-3
P261　加筆・修正

地方自治体が公開しているハザードマップ(64),(65)により，以下の点を確認した。
・敷地に与える影響が大きいと推定される地すべりは記載されていない。
・岩盤崩壊箇所についての記載が無い。



第771回審査会合　資料1-3
P262　再掲

■ ハザードマップ（Ls1～22）

出雲市洪水・土砂災害
ハザードマップ平田東部
より引用・加筆

松江市ハザードマップ
大野・秋鹿地区最大予測地図
より引用・加筆

松江市ハザードマップ
鹿島地区最大予測地図
より引用・加筆

Ls1～7

Ls8～13

Ls14～20

Ls21～22

伊野地区

土砂災害特別警戒区域・警戒区域

	急傾斜地　特別警戒区域
	急傾斜地　警戒区域
	土石流　特別警戒区域
	土石流　警戒区域

が引き起こす土石流などの土砂災害が発生した場合に、住民の方の生命または身体に危害が生ずる可能性がある箇所を示したものです。
警戒区域とは、土砂災害が発生した場合には住民の方の生命または身体に危害が生ずる可能性がある箇所です。
特別警戒区域とは、警戒区域のうち、土砂災害が発生した場合には、建築物に損壊が生じ、住民の方の生命または身体に著しい危害が生ずる可能性がある箇所です。
なお、平成28年3月現在、出雲市では特別警戒区域は未指定ですが、住民のみなさんに危険性を周知するために島根県による調査結果を記載しています。

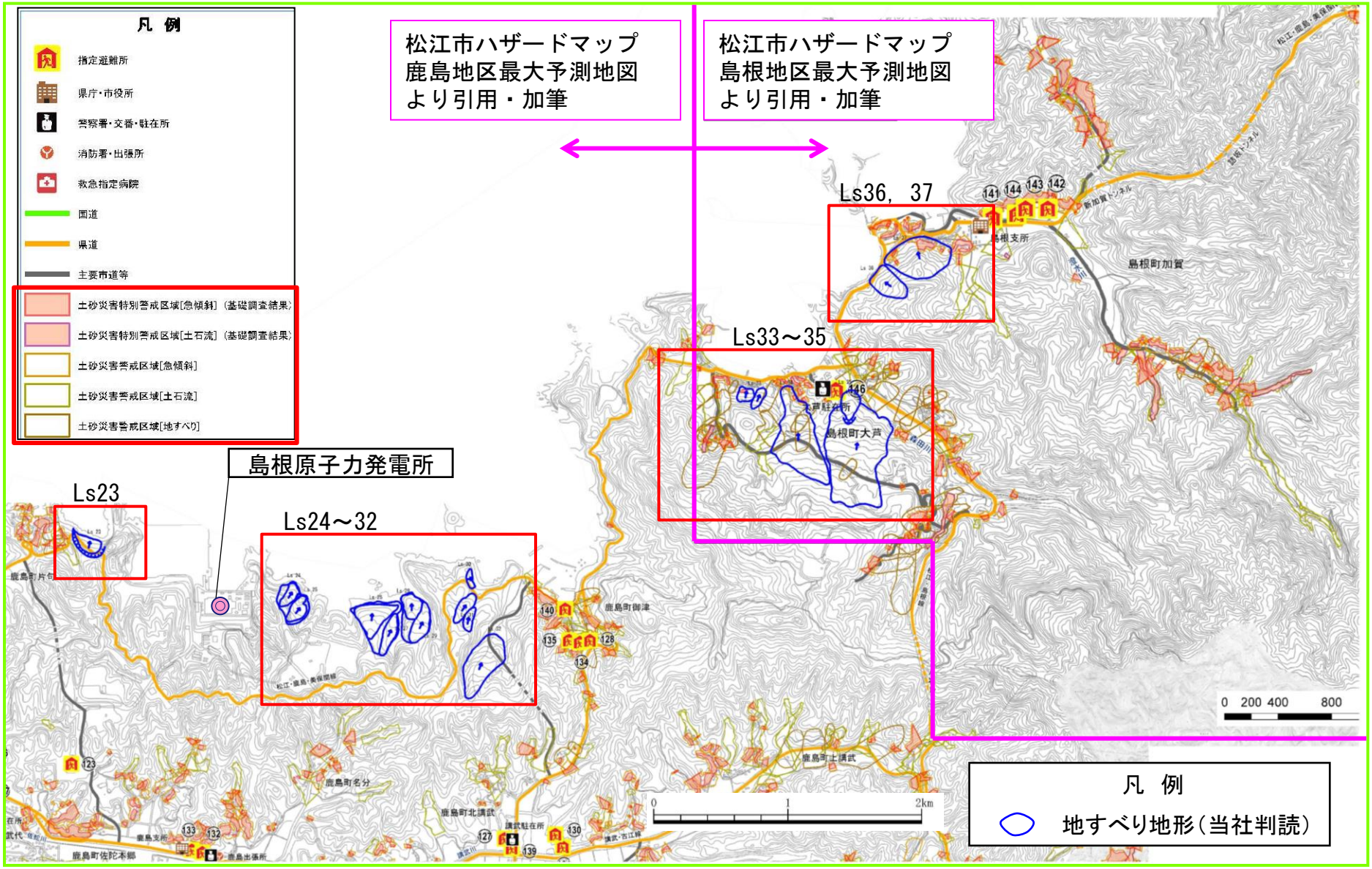
凡　例
地すべり地形（当社判読）

0　1　2km

凡　例
- 指定避難所
- 県庁・市役所
- 警察署・交番・駐在所
- 消防署・出張所
- 救急指定病院
- 国道
- 県道
- 主要市道等
- 土砂災害特別警戒区域[急傾斜]（基礎調査結果）
- 土砂災害特別警戒区域[土石流]（基礎調査結果）
- 土砂災害警戒区域[急傾斜]
- 土砂災害警戒区域[土石流]
- 土砂災害警戒区域[地すべり]

第771回審査会合　資料1-3
P263　再掲

■ ハザードマップ（Ls23～37）



Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠

第771回審査会合　資料1-3
P264　再掲

・Huber and Hager(1997)[66]のパラメータの設定根拠について以下に記す。

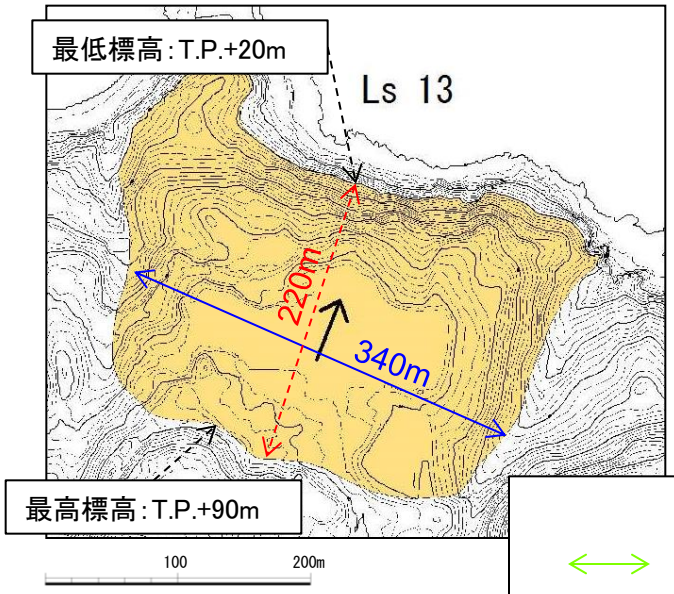
パラメータ	設定根拠	説明頁
長さ	平面図より読み取った平面長さ，及び最高標高・最低標高より算出した高さから，幾何学的に算出した斜距離を設定※	P236
幅	平面図より平均的な幅を設定	P236
厚さ	高速道路調査会(1985)[67]に示される幅と厚さの関係より，安全側の評価となるように設定※	P236
すべり面の傾斜角	平面長さ及び高さから幾何学的にすべり面の傾斜角を設定※	P236
進行角	すべり方向と地すべり地点から見た発電所の方向がなす角度で，すべり方向を起点とし時計回りが正	—
突入水深	臼杵ほか(2005)[68]を参考に，平面長さの半分の距離を地すべり到達位置とし，その位置における水深を設定	P237～244
発電所水深	発電所海底地形図より，島根原子力発電所2号炉前面に位置する輪谷湾中心付近の水深20mと設定	P245
発電所までの距離	平面図より直線距離で設定	—

※ 隠岐諸島における陸上地すべりのうち地表地質踏査を実施した箇所については，断面図より設定した。

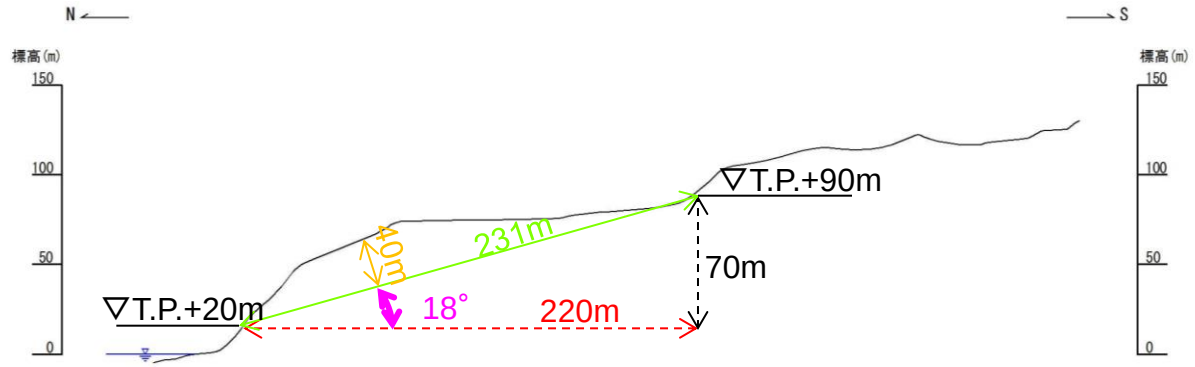
Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠（長さ・幅・厚さ・すべり面の傾斜角）

第771回審査会合　資料1-3
P265　再掲

【長さ】
・平面図より読み取った平面長さ，及び最高標高・最低標高より算出した高さから，幾何学的に算出した斜距離を設定した。
【幅】
・平面図より地すべりの平均的な幅を設定した。
【厚さ】
・高速道路調査会(1985)に示される幅と厚さの関係より，安全側の評価となるように設定した。
【すべり面の傾斜角】
・平面長さ及び高さから幾何学的にすべり面の傾斜角を設定した。



平面長さ・幅の設定



長さ，厚さ及びすべり面の傾斜角の設定（概念図）

凡例
長さ
幅
厚さ
すべり面の傾斜角
崩落方向
平面長さ
高さ

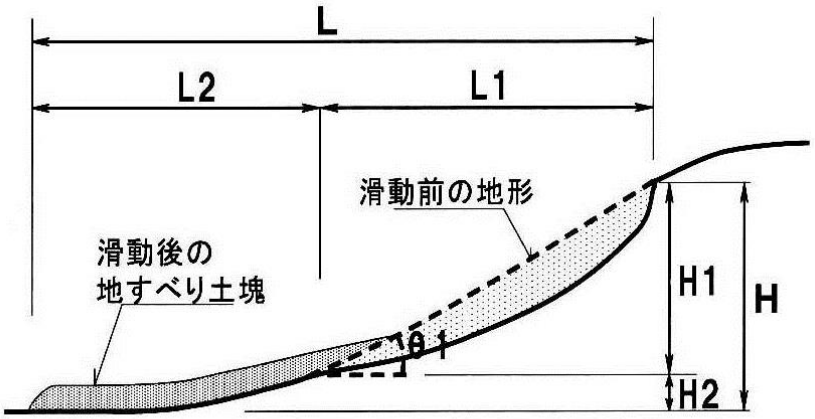
Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠（突入水深）

第771回審査会合　資料1-3
P266　再掲

■ 臼杵ほか(2005)

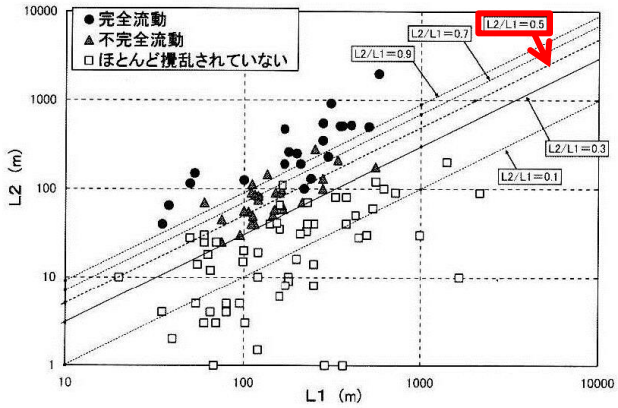
・臼杵ほか(2005)では，地すべり土塊の移動距離の指標として，移動距離（L2）と地すべり長さ（L1）の比を移動係数Tr（L2/L1）と定義し，完全流動（地すべり土塊全体が著しく攪乱され元地形のほとんどをとどめていない地すべり）の地すべりの場合Tr≧0.5であること，及び不完全流動の移動係数Trは完全流動の移動係数より小さいとしている。
・本調査で確認した地すべりは，地形判読等で確認できる地形の形状から，地すべり地形の多くは，比較的原地形をとどめていることから，臼杵ほか(2005)に示されるような完全流動を示す地すべりでないと判断されるため，地すべりの到達位置を地すべり先端から平面長さの半分（Tr=0.5）の距離とする。
・地すべりの到達位置における水深を突入水深とする。※1, 2

※1　突入水深の設定結果をP238, 239に示す。
※2　突入水深の妥当性の確認をP240～244に示す。



図－1　地すべり土塊の移動距離の計測方法
Fig. 1　Definition of factors on landslide movement

地すべりの模式図
臼杵ほか(2005)より引用



図－10　移動距離と地すべり長さの関係
Fig. 10　Relationship between the length of landslide (L 1) and travel distance (L 2)

土塊の状態と移動距離の関係
臼杵ほか(2005)より引用

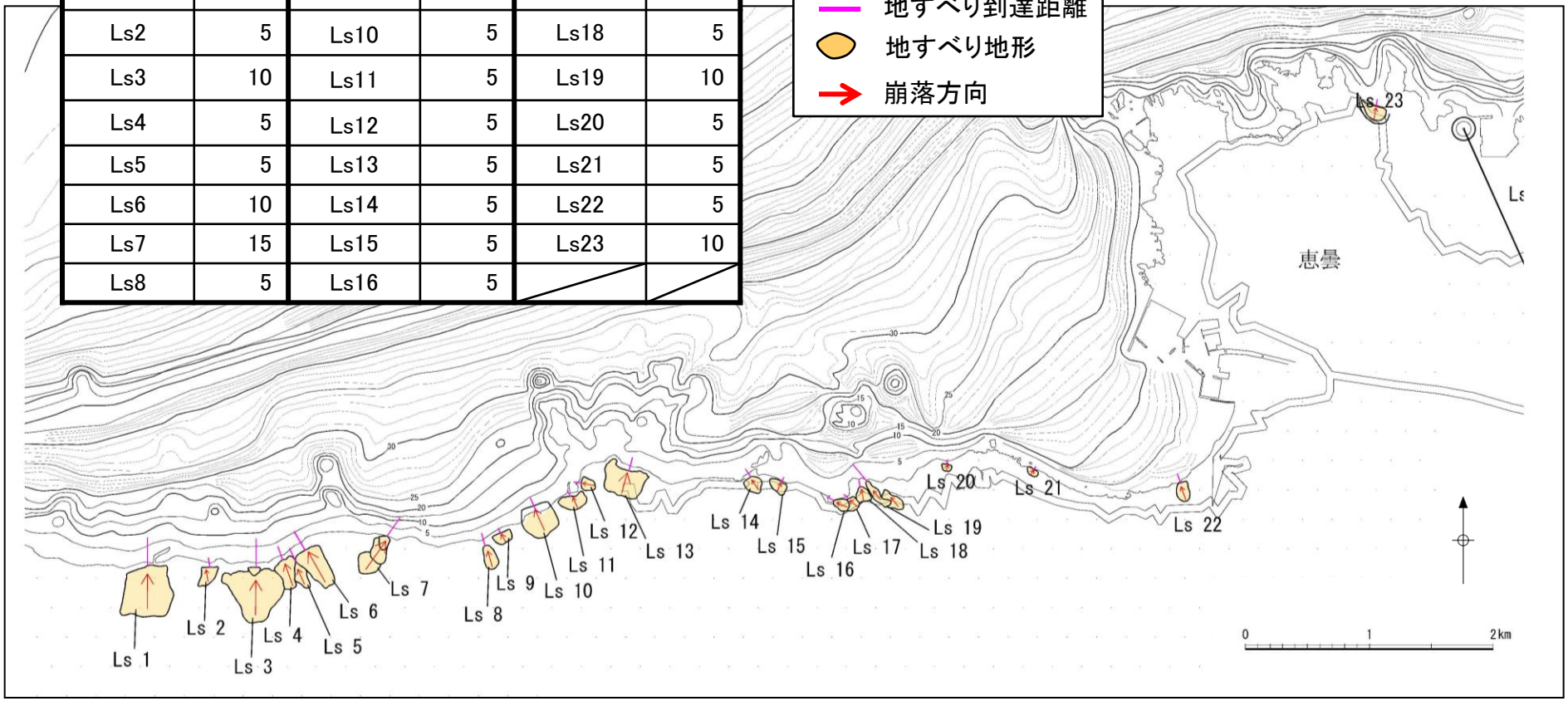
Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠（突入水深）

第771回審査会合　資料1-3
P267　再掲

■ 突入水深の設定結果

・敷地周辺の陸上地すべりについては，以下に示す海底地形図を基に突入水深を設定した。

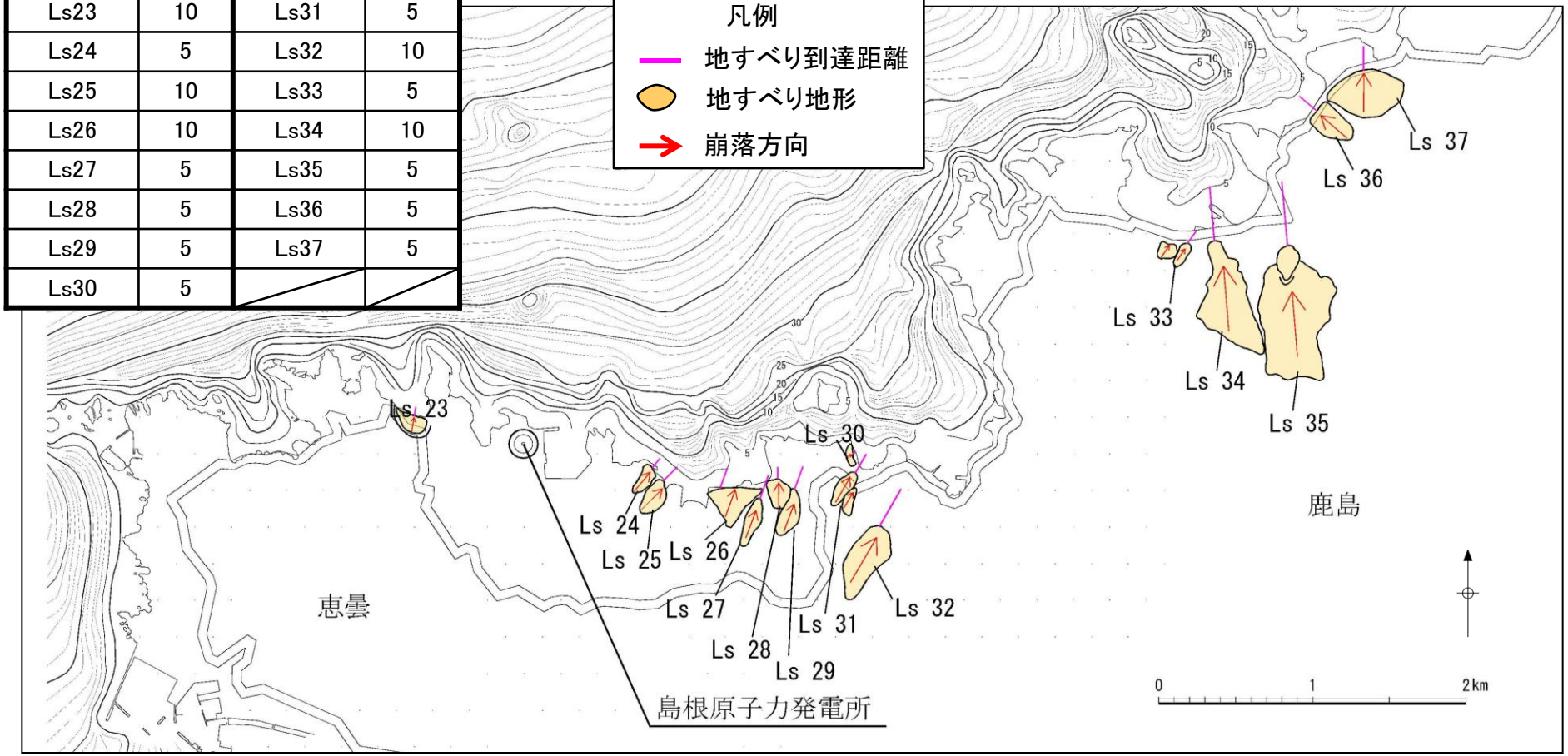
地すべり（図中の番号）	突入水深 d_1(m)	地すべり（図中の番号）	突入水深 d_1(m)	地すべり（図中の番号）	突入水深 d_1(m)
Ls1	10	Ls9	5	Ls17	5
Ls2	5	Ls10	5	Ls18	5
Ls3	10	Ls11	5	Ls19	10
Ls4	5	Ls12	5	Ls20	5
Ls5	5	Ls13	5	Ls21	5
Ls6	10	Ls14	5	Ls22	5
Ls7	15	Ls15	5	Ls23	10
Ls8	5	Ls16	5		



Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠（突入水深）

第771回審査会合　資料1-3
P268　再掲

地すべり（図中の番号）	突入水深 d_1(m)	地すべり（図中の番号）	突入水深 d_1(m)
Ls23	10	Ls31	5
Ls24	5	Ls32	10
Ls25	10	Ls33	5
Ls26	10	Ls34	10
Ls27	5	Ls35	5
Ls28	5	Ls36	5
Ls29	5	Ls37	5
Ls30	5		



Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠（突入水深）

第771回審査会合　資料1-3
P269　再掲

■ 突入水深の妥当性の確認

・以下のとおり突入水深の妥当性を確認した。
- Huber and Hager(1997)の予測式による津波高が比較的高い地点において地表地質踏査を実施し，地すべり形態を確認した結果，一部の地すべりは崖錐すべりであるが，地すべりの多くは岩盤すべりであり，臼杵ほか(2005)に示されるような完全流動を示す地すべりでない。※
- 仮に，崖錐すべり及び地すべり形態が不明な地すべりについて，移動係数Tr=1.0としてHuber and Hager(1997)の予測式により津波高を検討しても，敷地周辺の陸上地すべりLs7・Ls26の津波高を下回ることを確認している。

※ 地表地質踏査結果の一例をP243，244に示す。

地すべり（図中の番号）	長さ L (m)	幅 b (m)	厚さ t (m)	土量 Vs (m^3)	すべり面の傾斜角 α (°)	進行角 γ (°)	突入水深 d_1 (m)	発電所水深 d_2 (m)	発電所までの距離 r(km)	発電所での津波高さ（全振幅）H_2(m)	地すべり形態	（参考）発電所での津波高さ（全振幅）（Tr=1.0とした場合）H_2(m)
Ls1	478	430	43	8,838,220	20	+75	10	20	11	0.37	岩盤すべり	
Ls2	180	140	20	504,000	34	+80	5	20	11	0.12	—	0.12
Ls3	490	400	40	7,840,000	20	+70	10	20	10	0.43	岩盤すべり	
Ls4	240	160	23	883,200	17	+90	5	20	10	0.06	—	0.11
Ls5	250	110	16	440,000	16	+95	5	20	10	0.04	—	0.07
Ls6	370	160	23	1,361,600	19	+100	10	20	10	0.09	—	0.13
Ls7	402	190	28	2,138,640	27	+35	15	20	9	1.20	岩盤すべり	
Ls8	242	100	20	484,000	30	+85	5	20	9	0.12	—	0.22
Ls9	106	120	18	228,960	41	+100	5	20	8	0.06	—	0.06
Ls10	272	260	38	2,687,360	23	+95	5	20	8	0.10	—	0.26
Ls11	112	190	28	595,840	27	+95	5	20	8	0.06	—	0.06
Ls12	130	100	20	260,000	23	+150	5	20	8	0.01	—	0.01

：現地踏査実施箇所

Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠（突入水深）

第771回審査会合　資料1-3
P270　再掲

地すべり（図中の番号）	長さ L (m)	幅 b (m)	厚さ t (m)	土量 Vs (m^3)	すべり面の傾斜角 α (°)	進行角 γ (°)	突入水深 d_1 (m)	発電所水深 d_2 (m)	発電所までの距離 r(km)	発電所での津波高さ（全振幅）H_2(m)	地すべり形態	（参考）発電所での津波高さ（全振幅）（Tr=1.0とした場合）H_2(m)
Ls13	231	340	34	2,670,360	18	+55	5	20	7	0.23	岩盤すべり	
Ls14	158	140	20	442,400	18	+105	5	20	6	0.03	—	0.03
Ls15	100	150	22	330,000	37	+40	5	20	6	0.32	崖錐すべり	0.32
Ls16	136	90	18	220,320	17	+135	5	20	5	0.00	—	0.00
Ls17	112	110	16	197,120	27	+120	5	20	5	0.01	—	0.01
Ls18	121	120	18	261,360	24	+80	5	20	5	0.11	—	0.11
Ls19	371	120	18	801,360	14	+110	10	20	5	0.05	—	0.08
Ls20	72	80	16	92,160	34	+50	5	20	5	0.22	岩盤すべり	
Ls21	71	90	18	115,020	45	+25	5	20	5	0.38	崖錐すべり	0.38
Ls22	170	100	20	340,000	28	+65	5	20	4	0.27	崖錐すべり	0.27
Ls23	125	170	25	531,250	29	+110	10	20	1	0.20	岩盤すべり	
Ls24	172	80	16	220,160	22	−130	5	20	0.5	0.01	岩盤すべり	

：現地踏査実施箇所

Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠（突入水深）

第771回審査会合　資料1-3
P271　再掲

地すべり（図中の番号）	長さ L (m)	幅 b (m)	厚さ t (m)	土量 Vs (m^3)	すべり面の傾斜角 α (°)	進行角 γ (°)	突入水深 d_1 (m)	発電所水深 d_2 (m)	発電所までの距離 r(km)	発電所での津波高さ（全振幅） H_2(m)	地すべり形態	（参考）発電所での津波高さ（全振幅）（Tr=1.0とした場合）H_2(m)
Ls25	265	140	20	742,000	19	−125	10	20	0.5	0.05	岩盤すべり	
Ls26	289	290	42	3,520,020	14	−105	10	20	0.5	0.44	岩盤すべり	
Ls27	328	110	16	577,280	12	−90	5	20	1	0.18	崖錐すべり	0.18
Ls28	155	140	20	434,000	15	−85	5	20	1	0.21	岩盤すべり	
Ls29	318	130	19	785,460	13	−105	5	20	1	0.10	—	0.10
Ls30	47	140	20	131,600	32	−170	5	20	2	0.08	—	0.08
Ls31	286	150	22	943,800	12	−115	5	20	1	0.05	—	0.08
Ls32	573	220	32	4,033,920	12	−110	10	20	2	0.13	—	0.13
Ls33	196	200	29	1,136,800	15	−145	5	20	4	0.01	—	0.01
Ls34	724	400	40	11,584,000	11	−100	10	20	4	0.18	—	0.26
Ls35	843	470	47	18,621,870	10	−100	5	20	5	0.09	—	0.09
Ls36	310	170	25	1,317,500	21	−65	5	20	6	0.24	岩盤すべり	
Ls37	313	500	50	7,825,000	17	−115	5	20	6	0.03	—	0.06

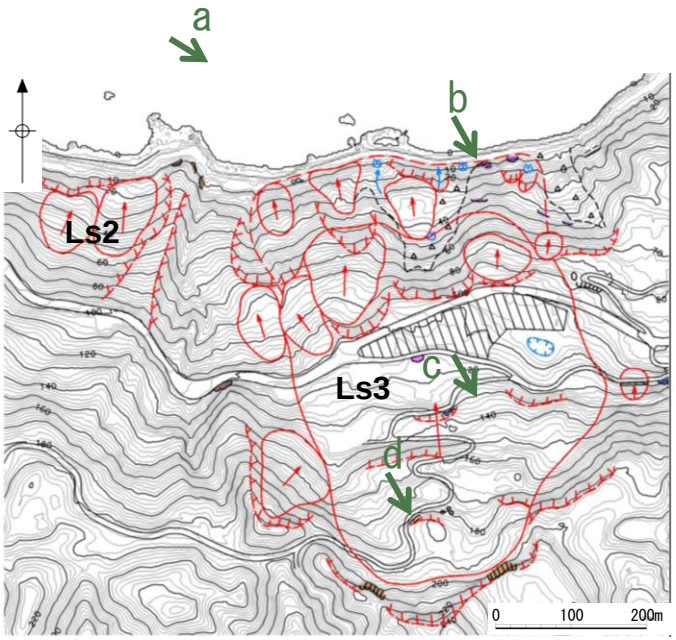
：現地踏査実施箇所

Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠（突入水深）

第771回審査会合　資料1-3
P272　加筆・修正

■ 地すべり形態の確認結果（Ls3）

・地表地質踏査結果により地すべり形態を岩盤すべりとした地すべりのうち，Ls3の地表地質踏査結果を以下に示す。



撮影方向

a. 地すべり遠景



ブロック中央部～下部の全景

b. 末端部に分布する玄武岩



ブロック末端東側の玄武岩の露頭

c. 地すべり東方



ブロック東方の砂岩の露頭

d. 地すべり上部



ブロック上部の流紋岩質火砕岩の露頭

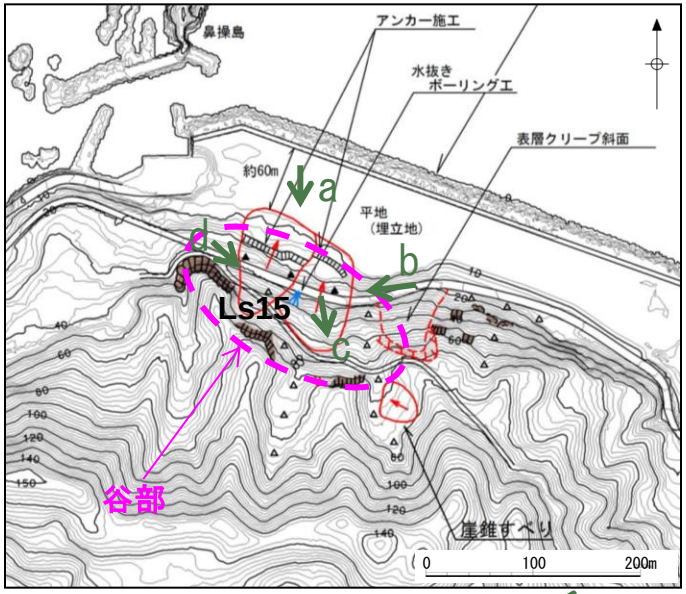
・Ls3は，地すべり範囲が広いため，深い地すべりと考えられること，地すべりブロック内の露頭において岩盤が露出していることから，風化岩を移動体とした岩盤すべりと評価した。

Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠（突入水深）

第771回審査会合　資料1-3
P273　加筆・修正

■ 地すべり形態の確認結果（Ls15）

・地表地質踏査結果により地すべり形態を崖錐すべりとした地すべりのうち，Ls15の地表地質踏査結果を以下に示す。



撮影方向

・Ls15は，地すべり範囲が狭いため，浅い地すべりと考えられること，地すべりブロックは谷部に位置し，崖錐が堆積していると考えられること，及び地すべりブロック内に岩盤の露頭が認められないこと等から，崖錐を移動体とした，クリープ性の浅い地すべりと評価した。

a. 地すべり遠景



地すべりブロック全景

b. 末端部に分布する玄武岩



ブロック上部～中央部の斜面状況

c. 地すべり東方



ブロック内に岩盤の露頭は認められない

d. 地すべり上部

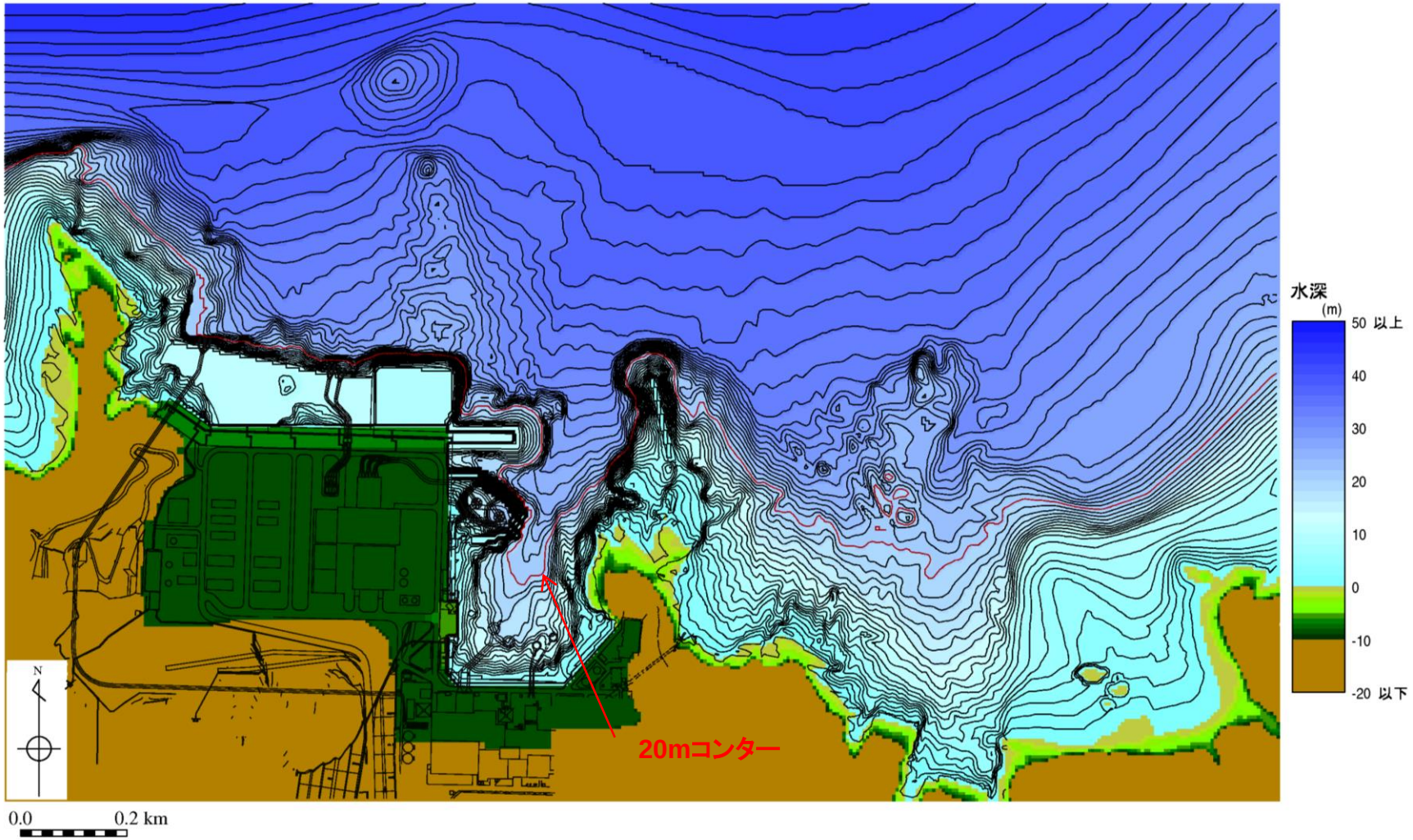


ブロック中央部における路面の変状

Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠（発電所水深）

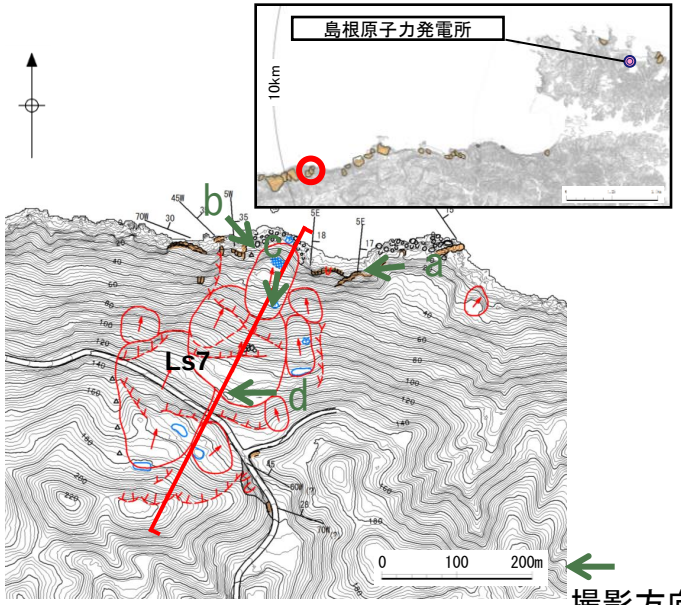
第771回審査会合　資料1-3
P274　再掲

・発電所海底地形図より，島根原子力発電所2号炉前面に位置する輪谷湾中心付近の水深が約20mであることから，発電所水深を20mと設定した。



地形及び地質・地質構造（Ls7）

・Ls7の地表地質踏査結果を以下に示す。



撮影方向

a. 地すべり遠景



北北東に傾斜する斜面を東側から望む

b. 地すべり末端部付近



基盤岩である流紋岩質火砕岩が堅硬な転石として分布する

c. 末端ブロックの滑落崖



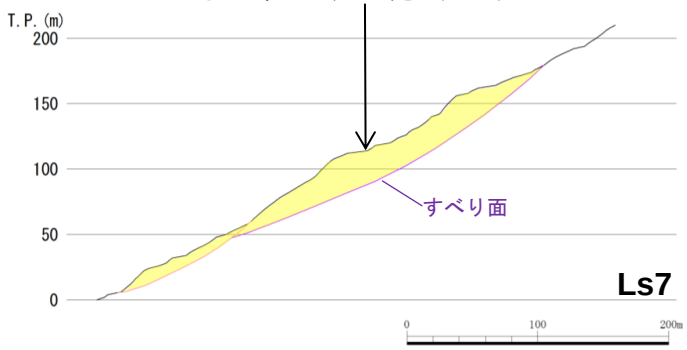
低標高部のブロックには明瞭な滑落崖が存在する

d. 地すべり中央部付近



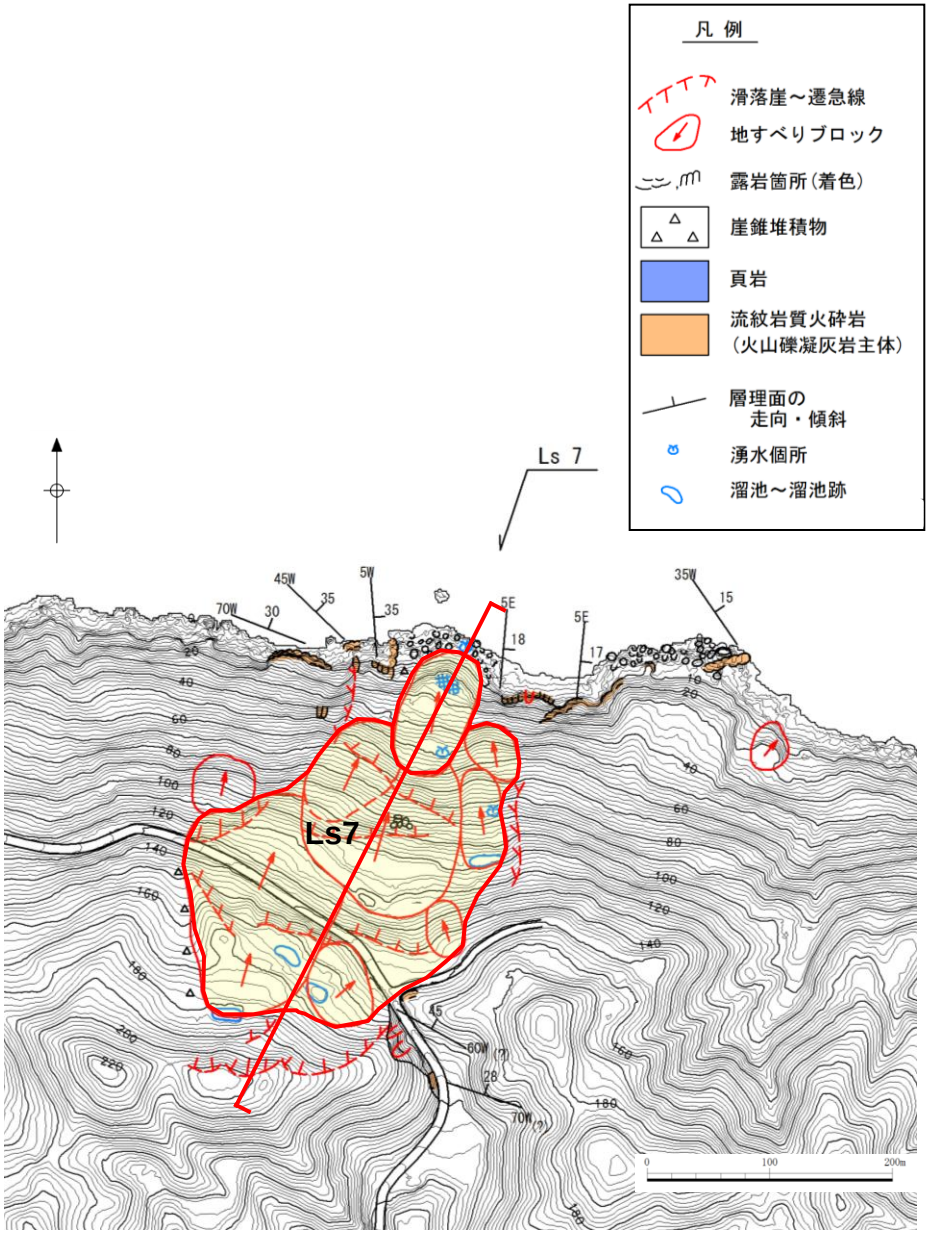
中～高標高部も凹凸のある不規則な地形が存在する

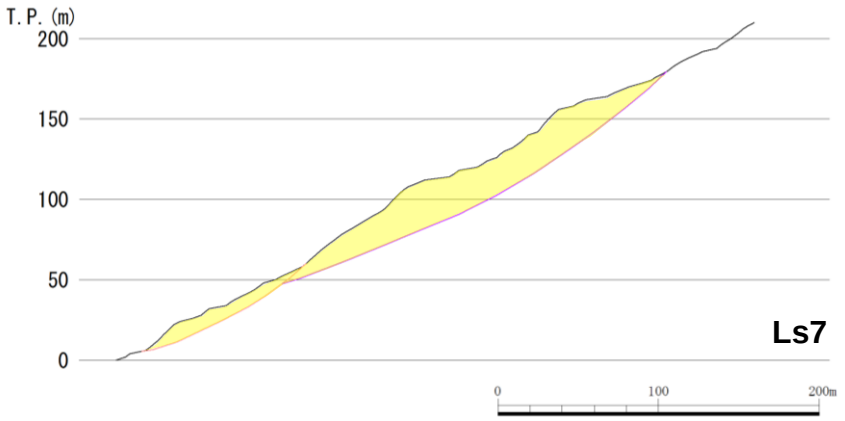
地表地質踏査の結果想定される地すべり土塊（Ls7）



地形及び地質・地質構造(Ls7)

第771回審査会合 資料1-2 P195 再掲



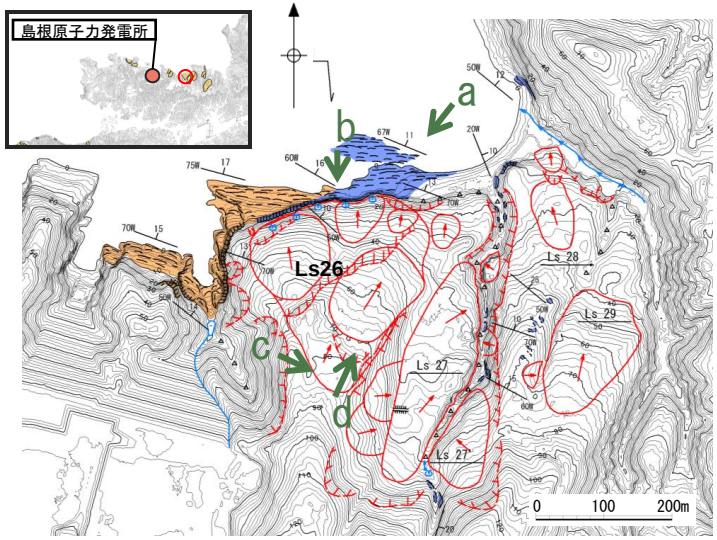


・Ls7の地形は北北東に向かって傾斜する斜面である。
・地すべり付近の地質は新第三紀中新世の堆積岩である成相寺層のうち流紋岩質火砕岩を主体とし，北東～東に15°～35°程度傾斜している。
・Ls7は，低標高部のブロックが滑った場合，中～高標高部のブロックもすべる可能性が否定できないことから，低～高標高部及び隣接する小規模のブロックを一つの地すべりとして取扱った。

地形及び地質・地質構造(Ls26)

第771回審査会合 資料1-2 P196 再掲

・Ls26の地表地質踏査結果を以下に示す。なお，地すべりLs26の近傍に地すべり地形Ls27が認められるため，これらについて同時に崩壊しないことについても検討を行った。



撮影方向

a. 地すべり遠景



北に傾斜する斜面を北東側から望む

b. 下方に分布する頁岩



下方には堅硬な頁岩が分布する

c. 地すべり頭部付近



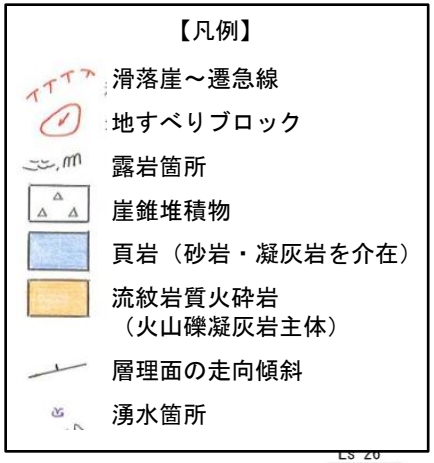
地すべり頭部付近では滑落崖が不明瞭となる

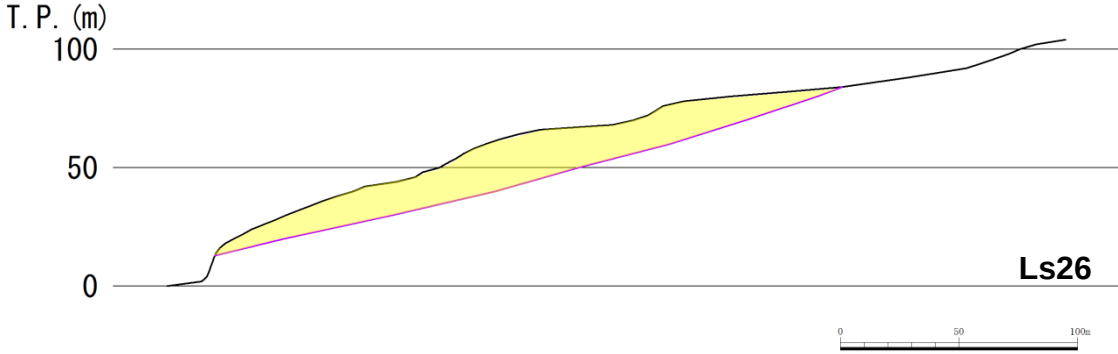
d. 東側の地形

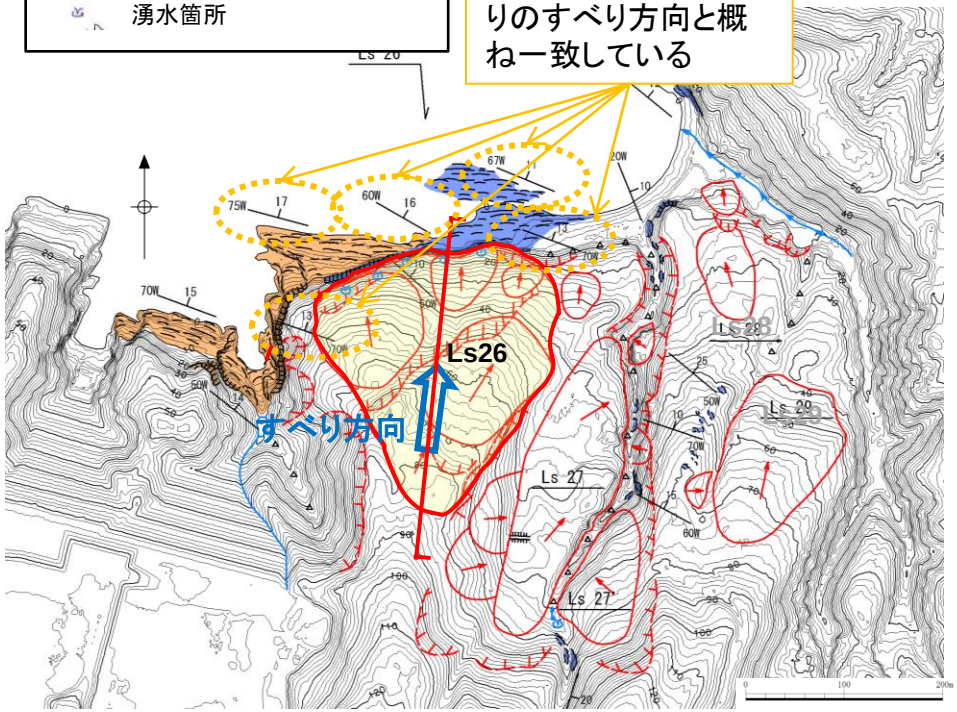


東側（写真右側）は急斜面でLs27は下方に位置し高度差がある

地形及び地質・地質構造(Ls26)

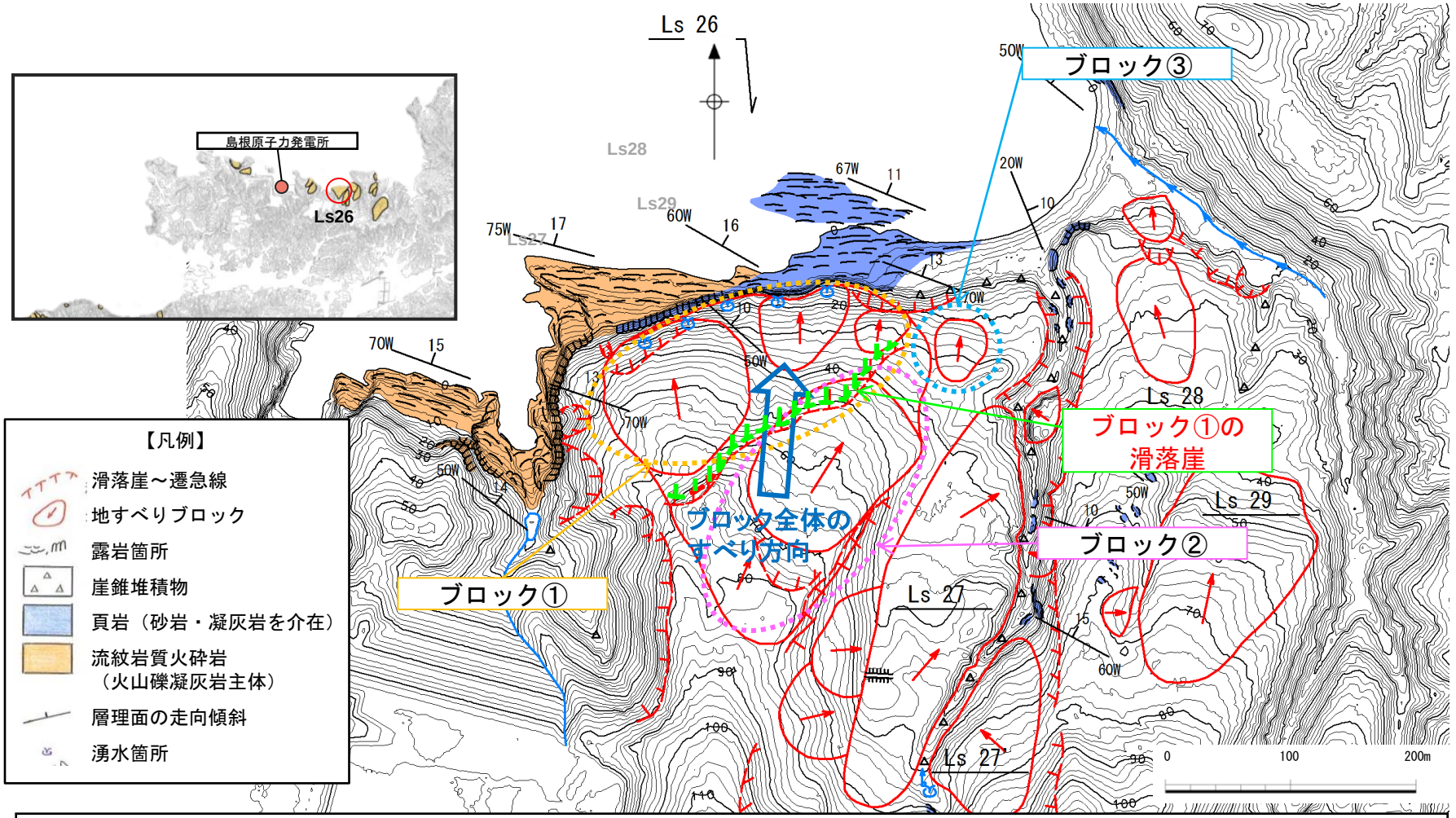






・Ls26の地形は北に向かって緩やかに傾斜する斜面である。
・地すべり付近の地質は新第三紀中新世の堆積岩である成相寺層のうち頁岩を主体とし，北へ緩やかに(10～20°程度)傾斜している。
・Ls26は，地すべり範囲が広いため，深い地すべりと考えられること，地すべりのすべり方向と層理の方向が概ね一致していること，地すべりの下方には堅硬な頁岩が分布していること，及び尾根部に位置する滑落崖が不明瞭であることから，風化岩を移動体とした流れ盤型の層すべりと評価した。

地形及び地質・地質構造(Ls26)

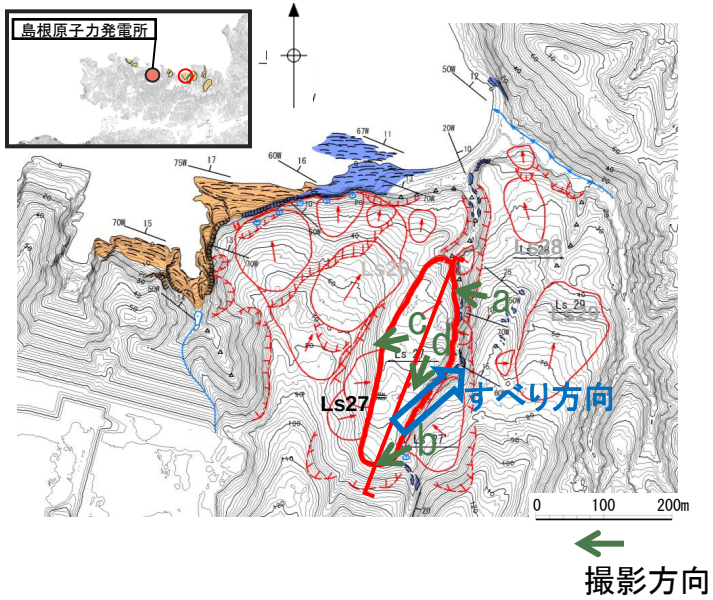


・共通の滑落崖を有するブロック①において浸食による海食崖の崩落や斜面崩壊が発生した場合，その上方に位置するブロック②が同時に崩壊することは否定できないため，ブロック①とブロック②をLs26と評価した。
・なお，ブロック③については，ブロック①の滑落崖を含まないこと，及びブロック①と距離が離れていることからブロック①とブロック③は個別のブロックと判断したため，Ls26には含めずに評価した。

地形及び地質・地質構造(Ls27)

第771回審査会合 資料1-2 P199 再掲

・Ls27の地表地質踏査結果を以下に示す。



撮影方向

a. 下方に分布する土砂



地すべり末端部には土砂が露出している

b. 地すべり頭部付近



地すべり頭部では明瞭な滑落崖が存在する

c. 西側の地形



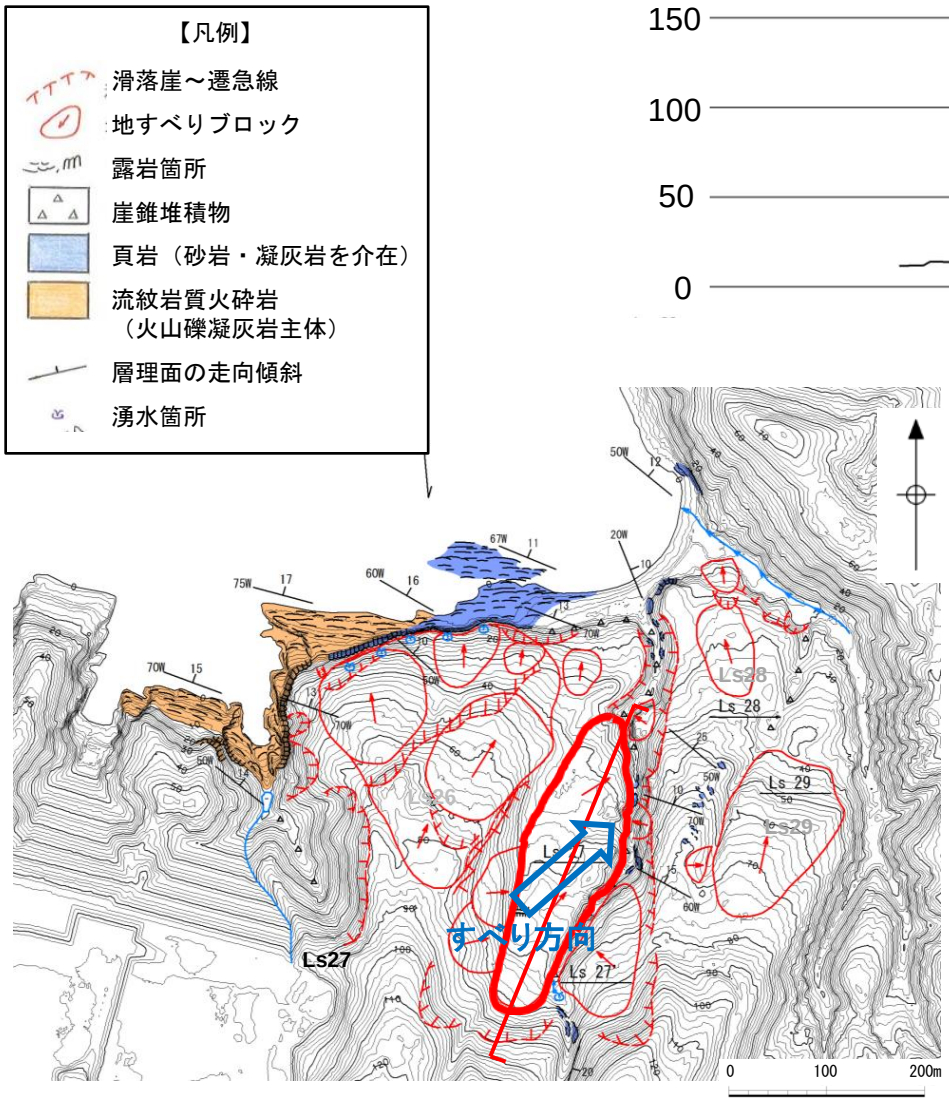
西側（写真右側）は急斜面でLs26は上方に位置し高度差がある

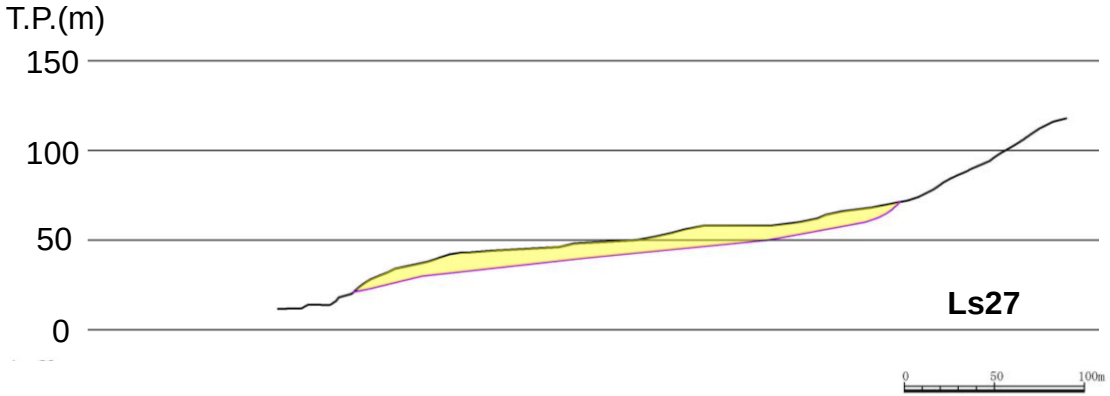
d. 地すべり中央部の平坦部



地すべりの中央部には平坦面が形成され，岩盤の露頭は認められない

地形及び地質・地質構造（Ls27）

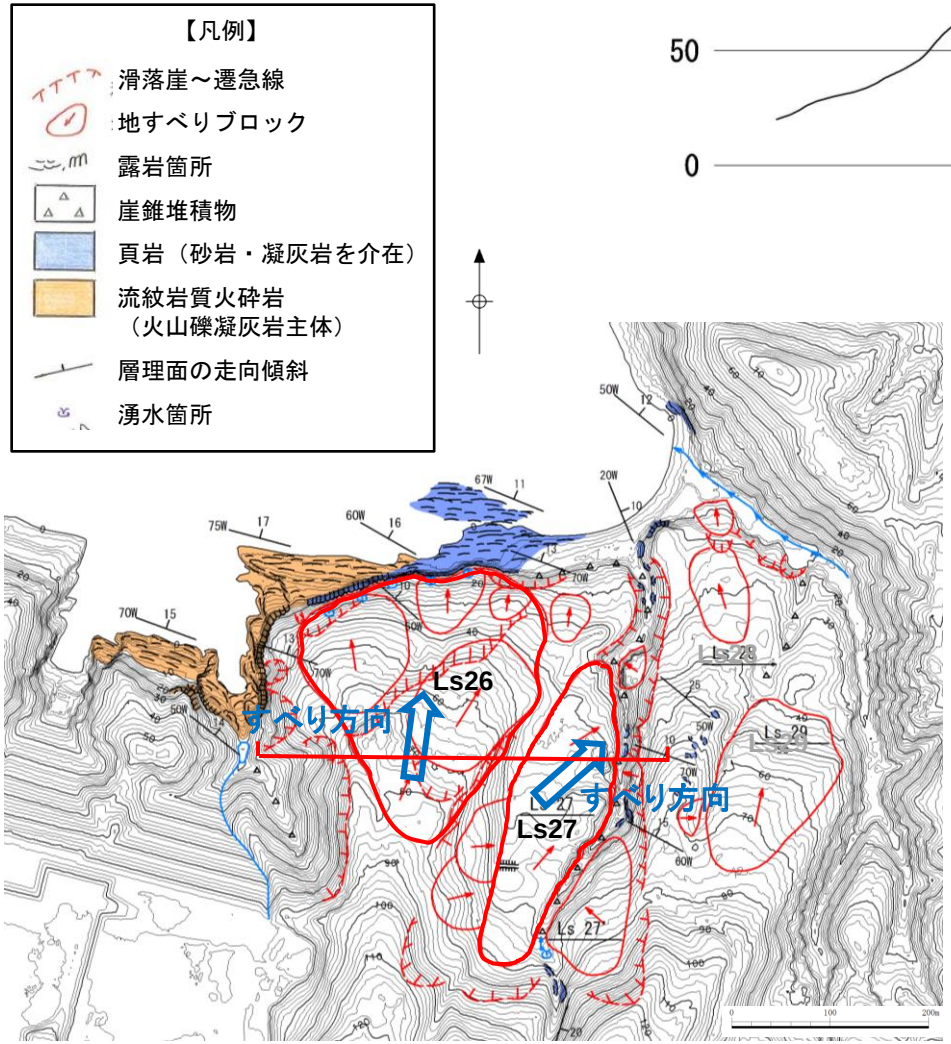


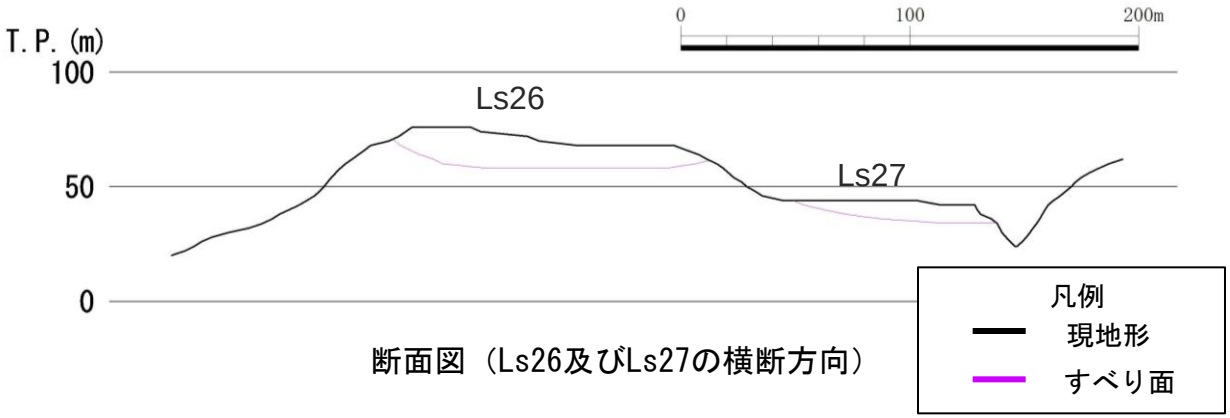


・Ls27の地形は北北東に向かって傾斜する斜面である。
・地すべり付近の地質は新第三紀中新世の堆積岩である成相寺層のうち黒色頁岩を主体とし，北東～東に10°～25°程度傾斜している。
・Ls27は，地すべり末端部に土砂が露出すること及び斜面勾配が緩く崖錐が多く堆積していると考えられることから，土砂を移動体とした浅い流動型の崖錐すべりと評価した。

地形及び地質・地質構造(Ls26及びLs27)

第771回審査会合 資料1-2 P201 再掲





断面図（Ls26及びLs27の横断方向）

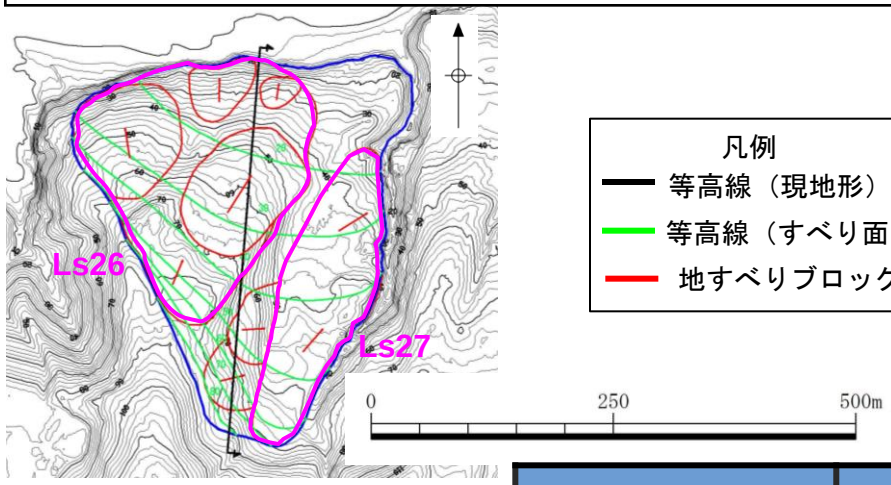
・Ls26とLs27は，急斜面で境しており，相対的な高低差があること，Ls26のすべり方向にLs27が位置しないこと(Ls27のすべり方向にLs26が位置しないこと)及び地すべりの性状が異なること(Ls26：風化岩を移動体とした流れ盤型の層すべり，Ls27：土砂を移動体とした浅い崖錐すべり)から，個別の地すべりとして取り扱った。※

※ 陸上地すべりLs26・Ls27の同時崩壊，及びLs28・Ls29の同時崩壊に係る検討をP255～257に示す。

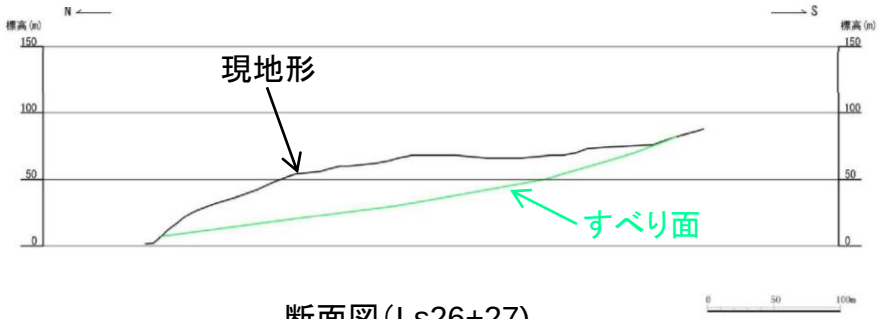
余白

Ls26及びLs27の同時崩壊に係る検討

・Ls26とLs27は，急斜面で境しており，相対的な高低差があること，すべり方向が異なること及び地すべりの性状が異なる（Ls26：風化岩を移動体とした流れ盤型の層すべり，Ls27：土砂を移動体とした浅い崖錐すべり）ことから，個別の地すべりとしている。
・しかし，同じ尾根沿いに位置する等，地形的に近接していることから，仮にこれらが同時に崩壊すると想定し，二層流モデルによる数値シミュレーションを実施した。



すべり面（Ls26+27）



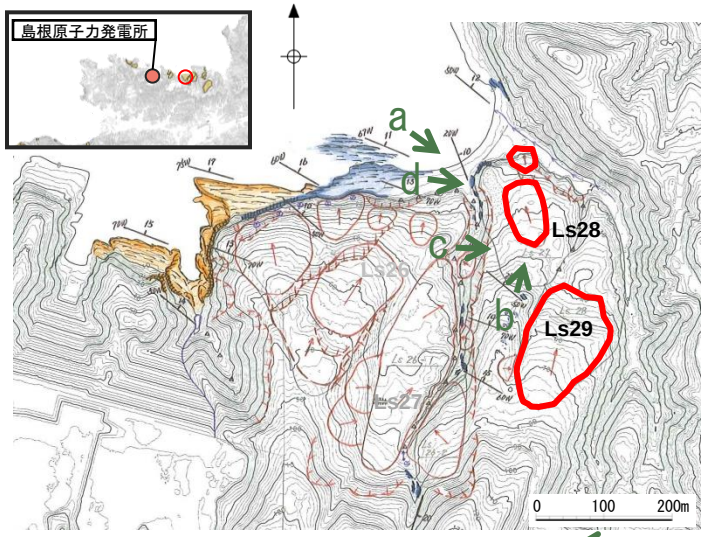
断面図（Ls26+27）

検討ケース	評価水位（T.P.　m）		
	上昇側	下降側	
	施設護岸又は防波壁	２号炉取水口（東）	２号炉取水口（西）
Ls26+27	+1.6	-0.7	-0.7
（参考）Ls26	+1.2	-0.5	-0.5

・Ls26とLs27の同時崩壊の津波高さは，Ls26の津波高さとほぼ同等であることを確認した。

Ls28及びLs29の同時崩壊に係る検討

第771回審査会合　資料1-3
P276　再掲



撮影方向

・Ls28の尾根先端部に黒色頁岩が露出していること，及び明瞭な傾斜変換線が認められることから，Ls28は範囲が狭い地すべりと考えられる。従って，Ls28は脆弱化～土砂化した強風化岩を移動体とした浅いすべりと考えられる。
・Ls29についても，Ls28の近傍に位置するため，Ls28と同様に浅い地すべりと考え，範囲を設定した。
・Ls28とLs29は同じ山体に位置するが，地表地質踏査結果を踏まえた両地すべりは浅い地すべりと考えられ，それらの間は十分に離れていることから，個別の地すべりとして取り扱った。

a. 地すべり全景



北北西に傾斜する斜面を北西から望む

b. 地すべり頭部付近



明瞭な傾斜変換線が存在する

c. 地すべり中央部の平坦部



地すべりの中央部には平坦面が形成され，岩盤の露頭は認められない

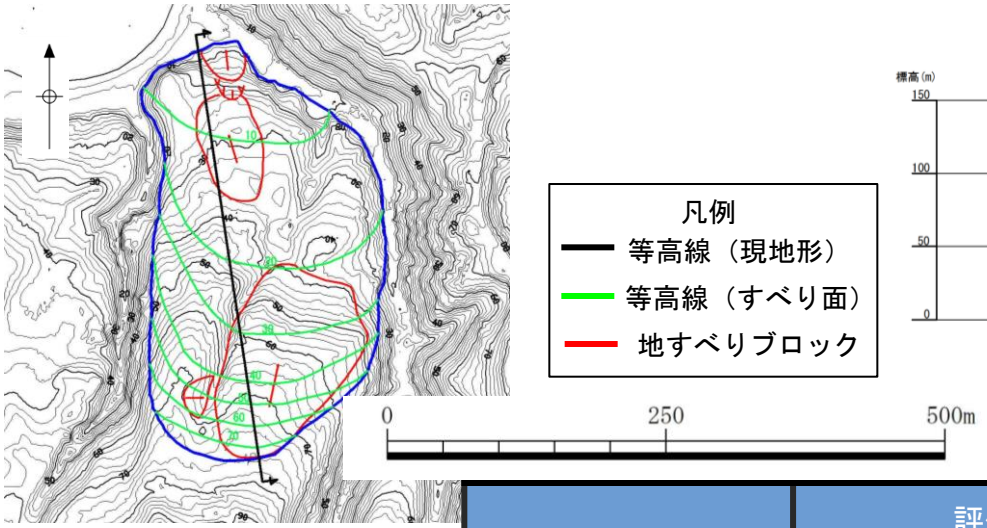
d. 尾根先端部



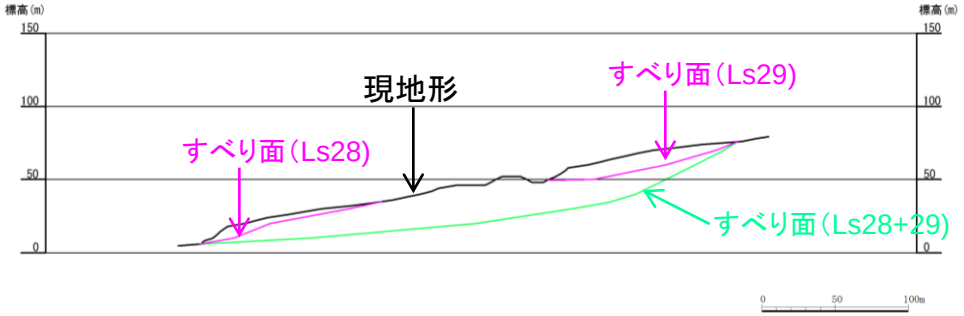
尾根先端部に黒色頁岩の岩盤が露出する

Ls28及びLs29の同時崩壊に係る検討

・Ls28とLs29は同じ山体に位置するが，地表地質踏査結果を踏まえた両地すべりは浅い地すべりであり，それらの間は十分に離れていることから，個別の地すべりとしている。
・しかし，同じ尾根沿いに位置する等，地形的に近接していることから，仮にこれらが同時に崩壊すると想定し，二層流モデルによる数値シミュレーションを実施した。



すべり面（Ls28+29）



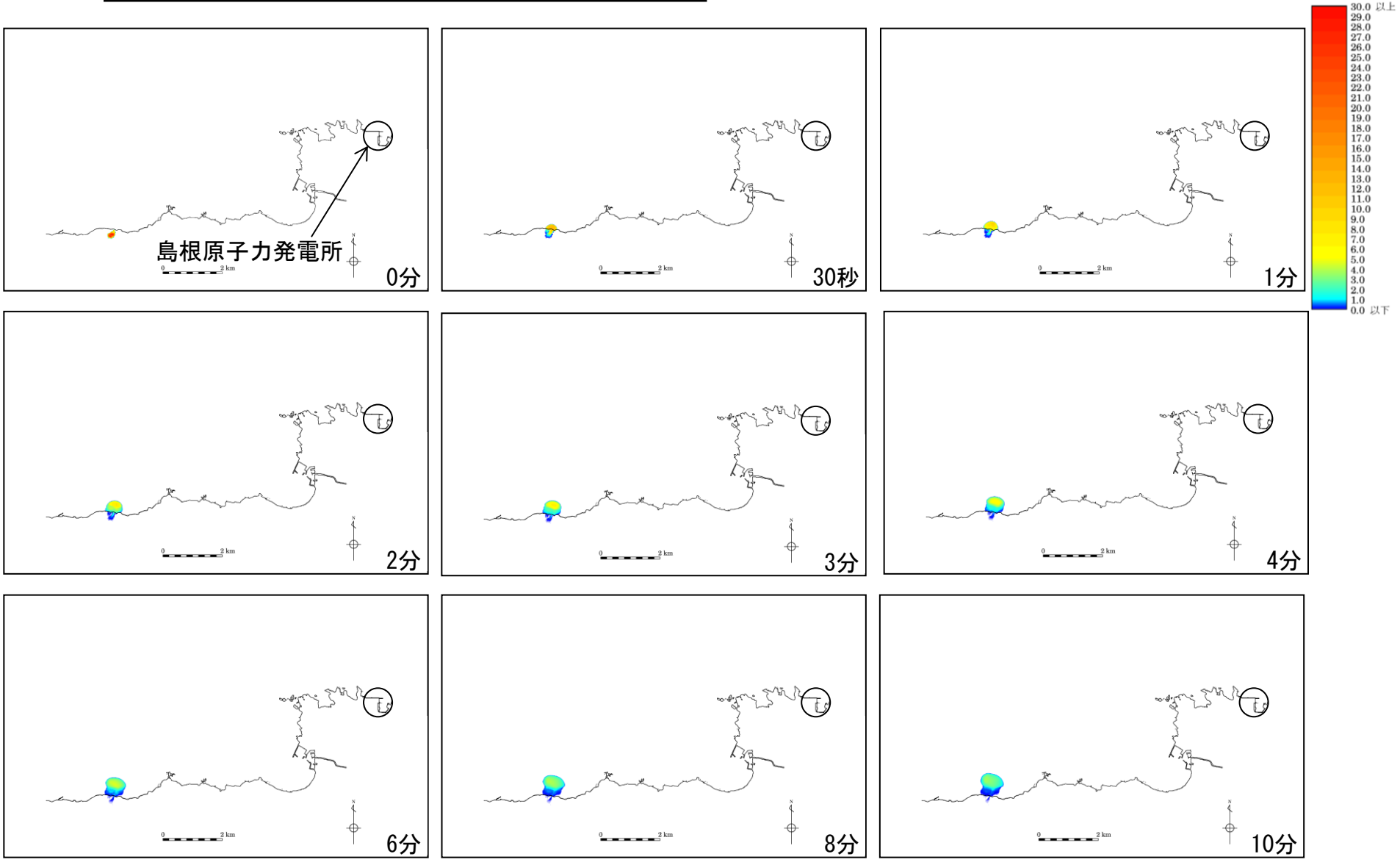
断面図（Ls28+L29）

検討ケース	評価水位（T.P.　m）		
	上昇側	下降側	
	施設護岸又は防波壁	２号炉取水口（東）	２号炉取水口（西）
Ls28+29	+1.2	−0.4	−0.4
（参考）Ls26	+1.2	−0.5	−0.5

・Ls28とLs29の同時崩壊の津波高さは，Ls26の津波高さとほぼ同等であることを確認した。

下層（土塊）厚分布の移動状況

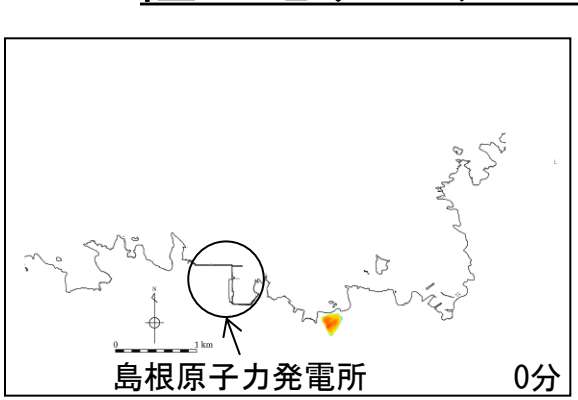
■ 陸上地すべりLs7（0分～10分）

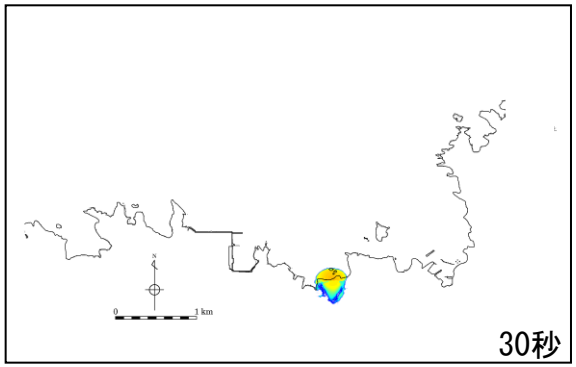


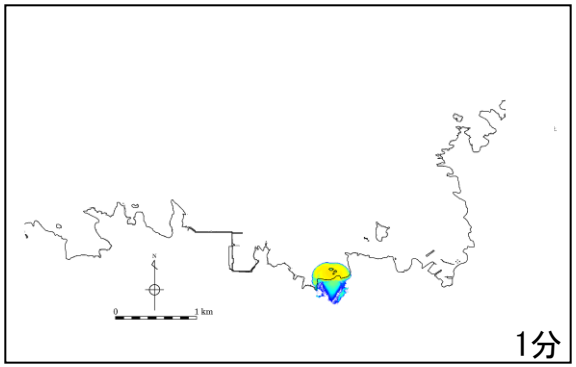
下層（土塊）厚分布の移動状況

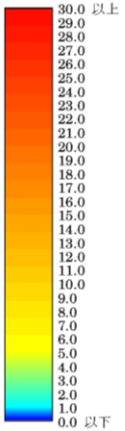
第771回審査会合　資料1-3
P281　加筆・修正

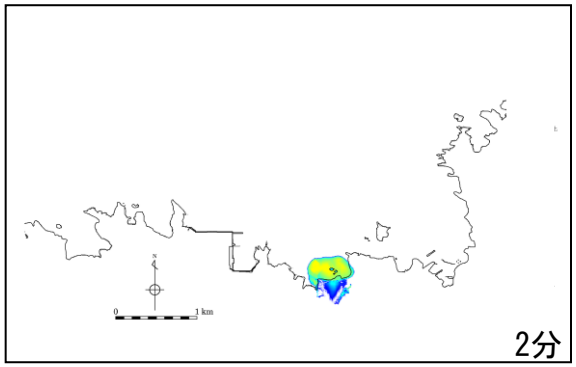
■ 陸上地すべりLs26（0分～10分）

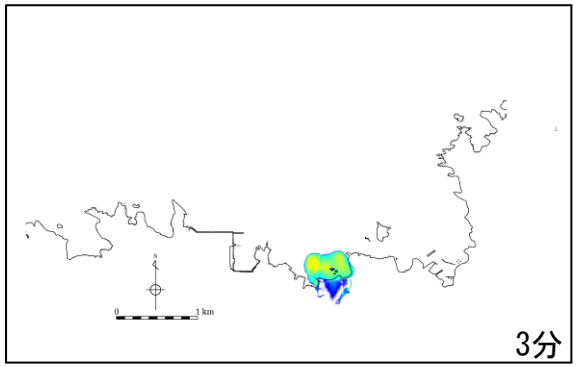


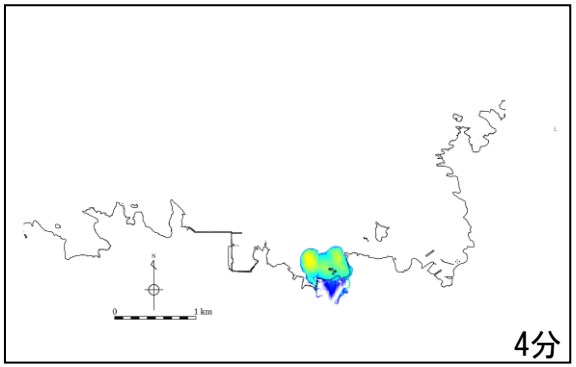


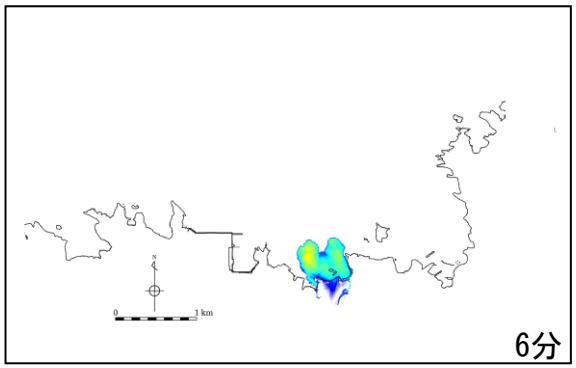


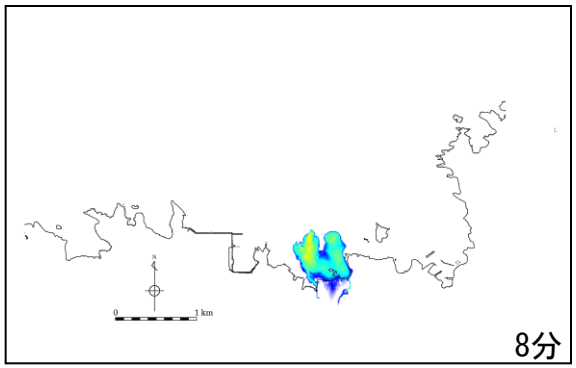


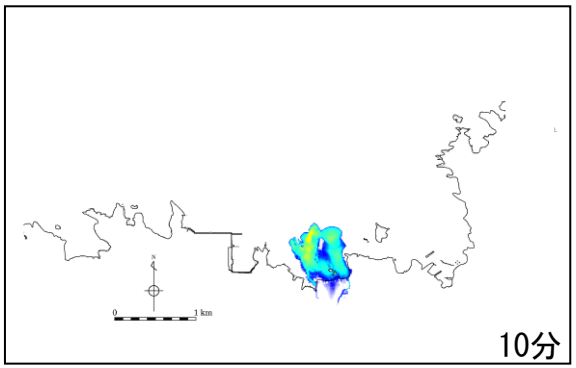






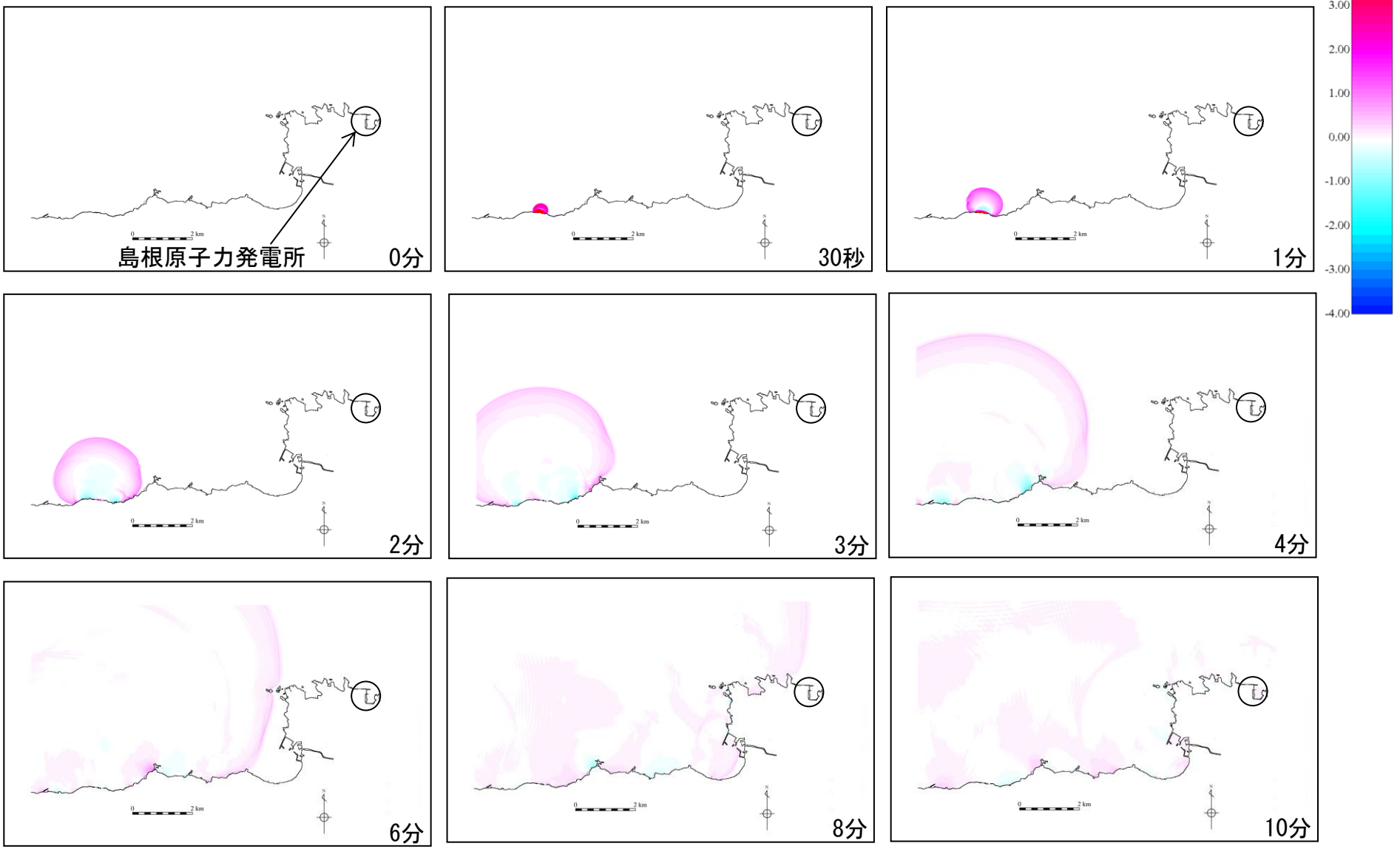






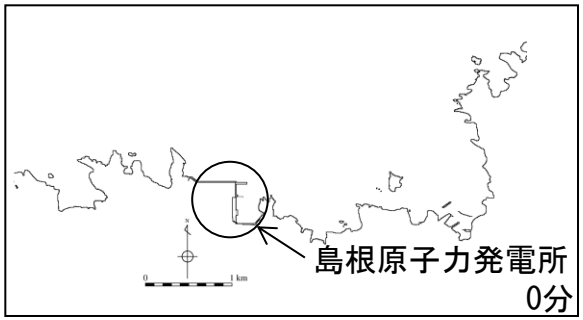
津波の伝播状況

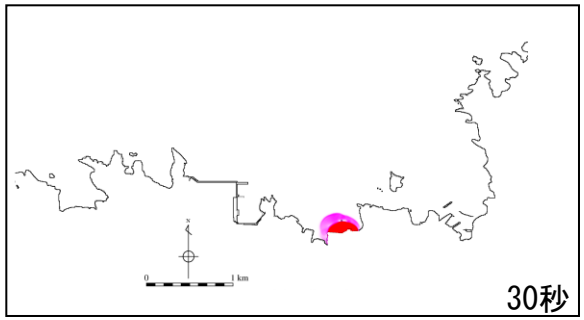
■ 陸上地すべりLs7（0分～10分）

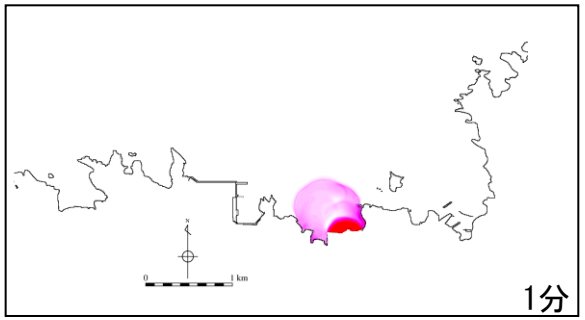


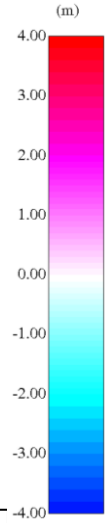
津波の伝播状況

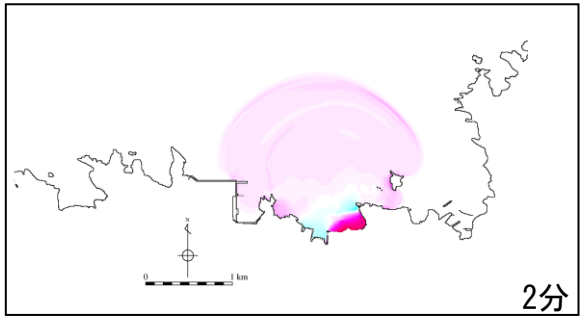
■ 陸上地すべりLs26（0分～10分）

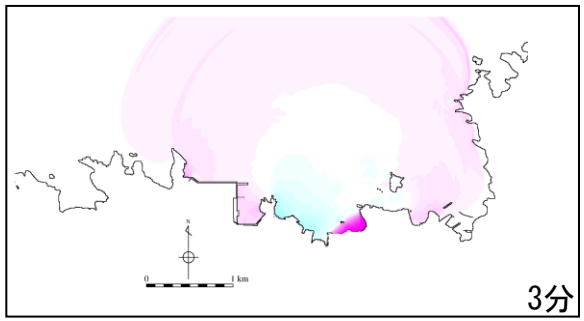


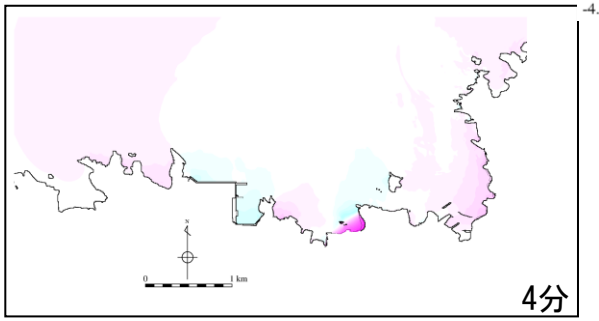


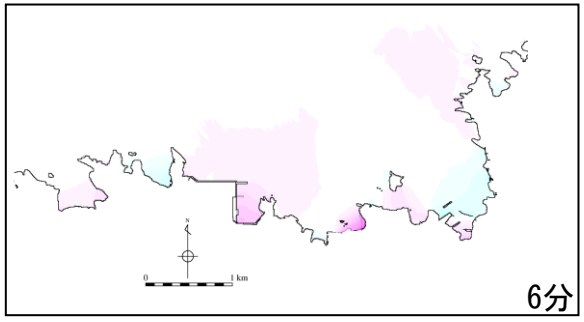


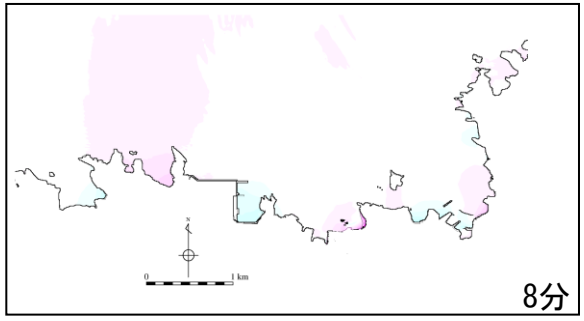


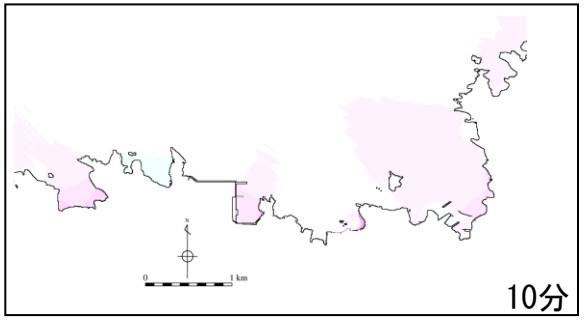








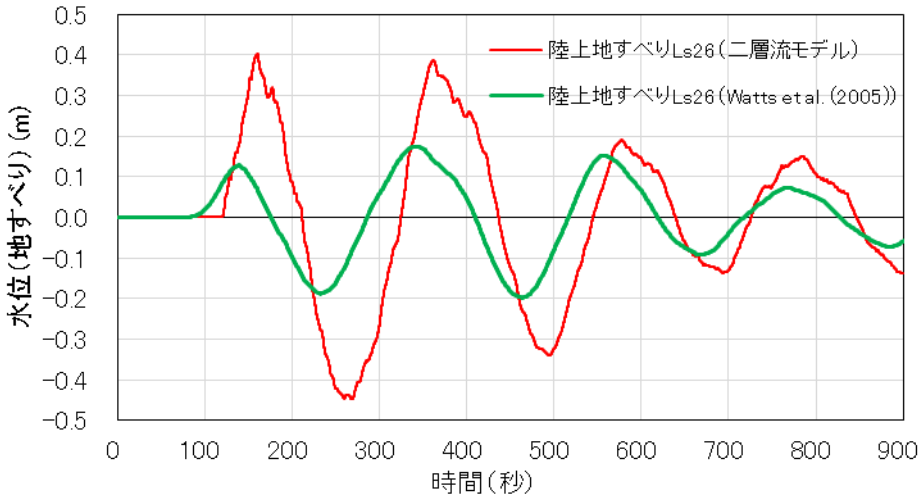




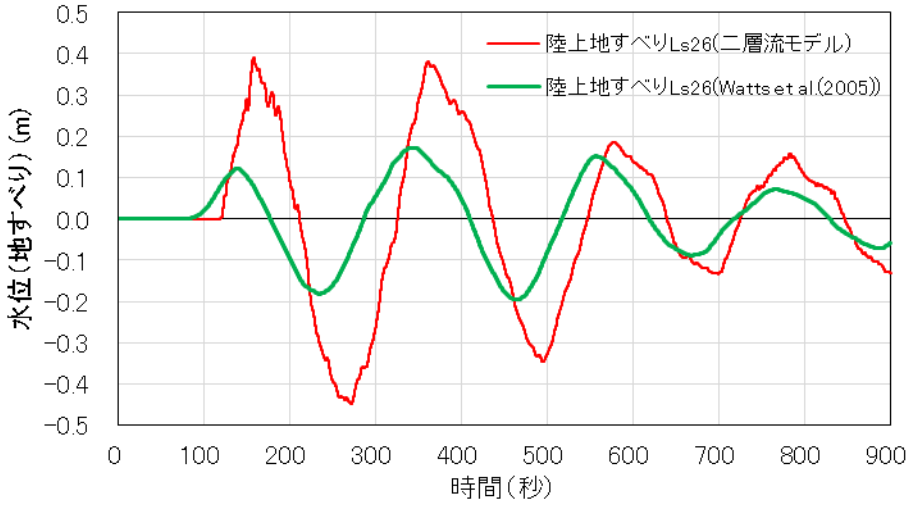
陸上地すべりLs26の数値シミュレーション結果の比較(2号炉取水口)

・陸上地すべりLs26を対象とした二層流モデル及びWatts et al(2005)※の方法による数値シミュレーションについて，2号炉取水口(東)及び(西)地点における時刻歴波形を示す。
・2号炉取水口(東)及び(西)地点ともに，振幅は二層流モデルの方が大きい。

※　Fritz et al.(2004)[69]の波源振幅予測式を用いたWatts et al.(2005)の方法



2号炉取水口(東)



2号炉取水口(西)

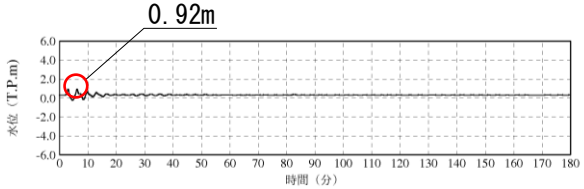
津波水位評価地点における水位の時刻歴波形

第771回審査会合　資料1-3
P291　再掲

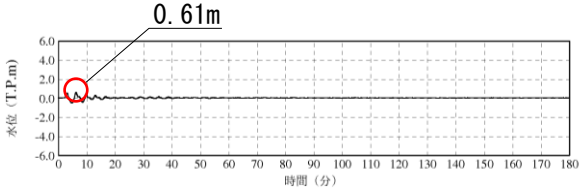
■ Ls26

上昇側評価

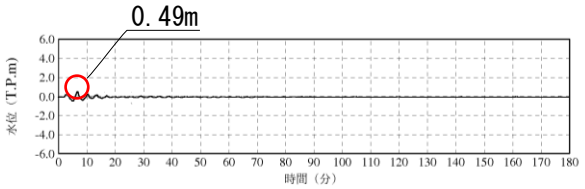
【循環水ポンプ運転時】



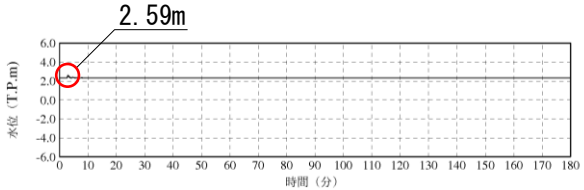
1号炉取水槽（循環水ポンプ運転時）



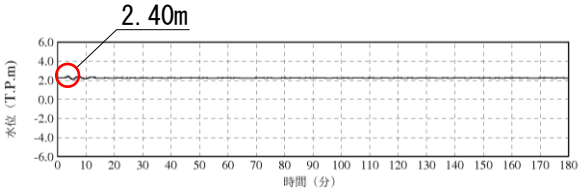
2号炉取水槽（循環水ポンプ運転時）



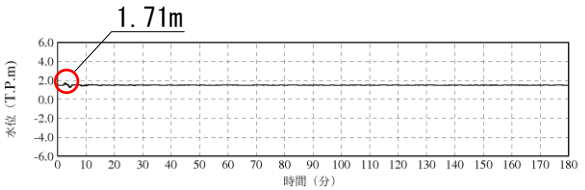
3号炉取水槽（循環水ポンプ運転時）



1号炉放水槽（循環水ポンプ運転時）

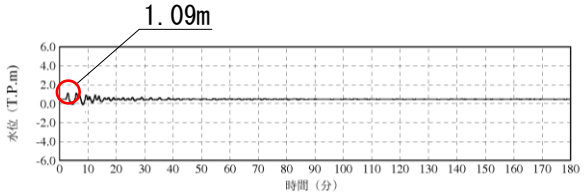


2号炉放水槽（循環水ポンプ運転時）

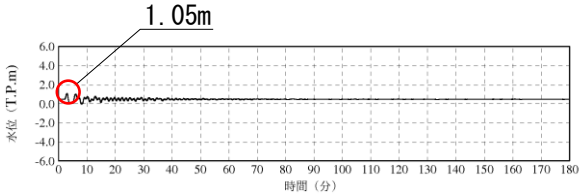


3号炉放水槽（循環水ポンプ運転時）

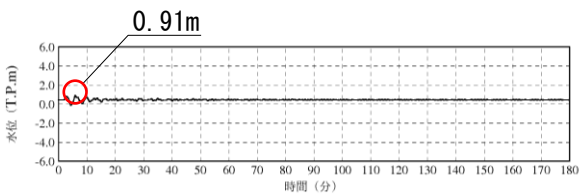
【循環水ポンプ停止時】



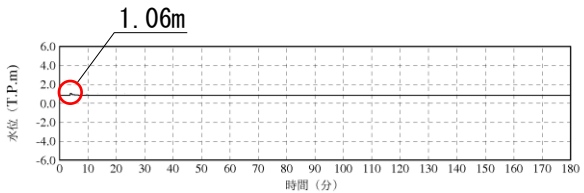
1号炉取水槽（循環水ポンプ停止時）



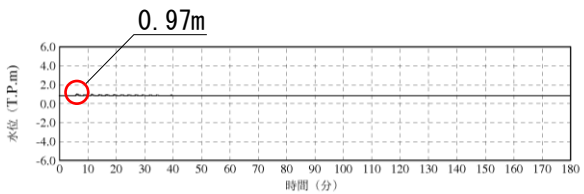
2号炉取水槽（循環水ポンプ停止時）



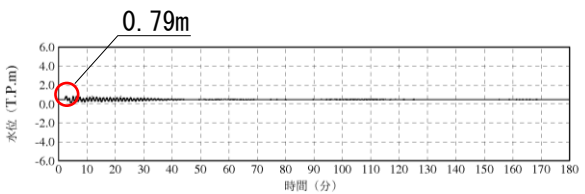
3号炉取水槽（循環水ポンプ停止時）



1号炉放水槽（循環水ポンプ停止時）



2号炉放水槽（循環水ポンプ停止時）



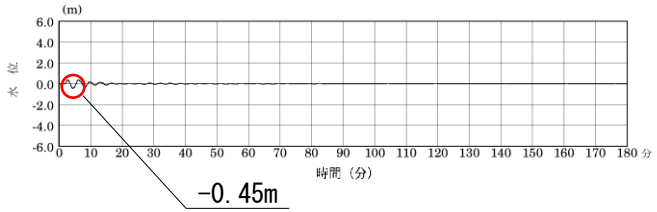
3号炉放水槽（循環水ポンプ停止時）

※初期水位は，潮位及び取水による損失水頭を考慮した水位

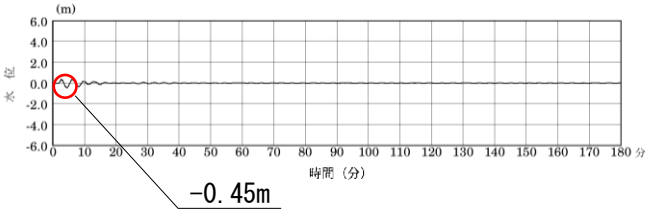
津波水位評価地点における水位の時刻歴波形

第771回審査会合　資料1-3
P292　再掲

下降側評価



2号炉取水口（東）



2号炉取水口（西）

余白

岩盤崩壊に係る文献調査（島根県）

・島根県の岩盤崩壊について文献調査を実施した。

区分	文献	内容
島根県における既往岩盤崩壊事例に係る文献	岩盤力学委員会(1999)(70)	1996年以前の岩盤崩壊または落石と考えられる事例が抽出されているが，いずれも内陸の事例であり，敷地に影響を与える岩盤崩壊事例は記載されていない。
	岩盤斜面崩壊検討小委員会(2015)(71)	1997年から2013年までの岩盤崩壊または落石と考えられる事例が抽出されているが，いずれも内陸の事例であり，敷地に影響を与える岩盤崩壊事例は記載されていない。
島根県における岩盤崩壊の成因等に係る文献	横田ほか(2012)(72)	タフォニと呼ばれる凹みが岩盤崩落を引き起こす原因となることが指摘されているが，個別地点におけるタフォニに起因する岩盤崩壊の範囲は記載されていない。また，文献中に示されるタフォニの幅は最大10mであることから，タフォニに起因する岩盤崩壊の規模は，当社が評価している岩盤崩壊の規模を下回ると考えられる。
	井詰・横田(2012)(73)	当社が陸上地すべり・岩盤崩壊の評価範囲としている発電所から半径10km程度の島根半島の小伊津漁港における岩盤斜面を対象として，その地点の地質構造に基づいた斜面ハザードマップが試作されているが，岩盤崩壊の範囲は記載されていない。
	彌富・横田(2015)(74)	島根半島の桂島について安山岩溶岩中の節理面方向，柱状ブロックの形状を調査し，節理方向と溶岩ドームとの関係，及びそれらがつくる多様な斜面構造におけるブロック不安定性等について検討されている。桂島地点における想定される岩盤崩壊の規模は文献で明確にされていないが，文献で示される崩落跡の例から，数m程度の規模と想定される。また，同様な地質構造が見られる他地点についても，同様な岩盤崩壊の発生が懸念されるが，文献中で示される崩落跡の事例からは，数m程度の小規模な岩盤崩壊に止まると想定され，当社が評価している岩盤崩壊の規模を下回ると考えられる。

・岩盤崩壊事例，岩盤崩壊を引き起こす要因等について記載されているが，当社が評価している岩盤崩壊の規模を下回ると評価した。

Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠

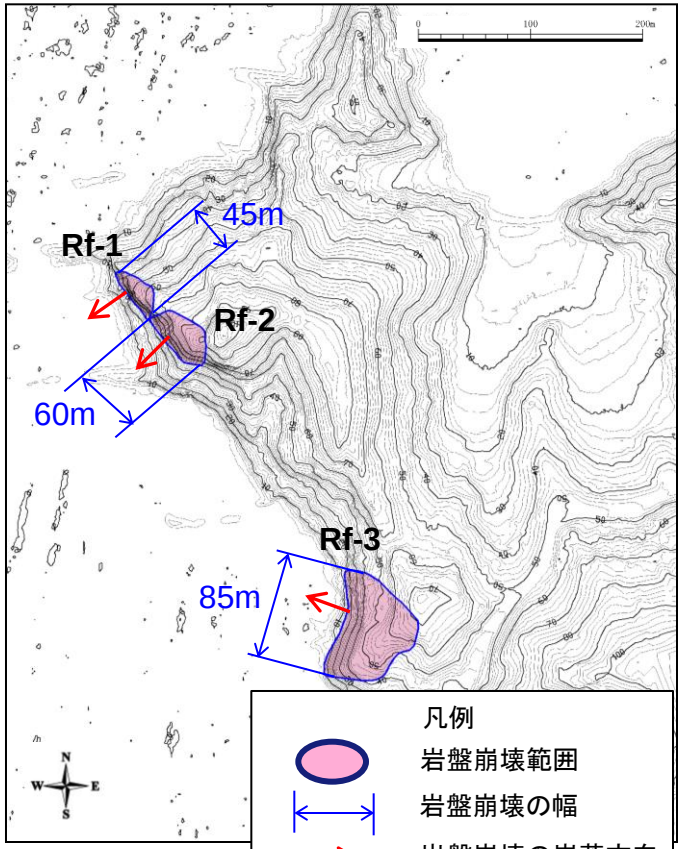
第771回審査会合　資料1-3
P294　再掲

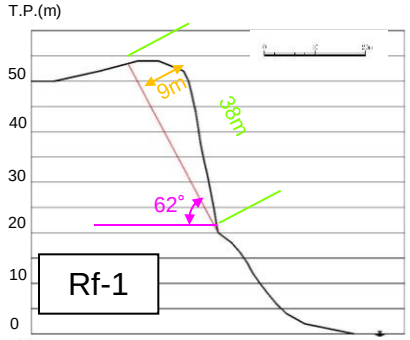
・Huber and Hager(1997)の予測式のパラメータの設定根拠について以下に記す。

パラメータ	設定根拠	説明頁
長さ	断面図より斜距離を設定	P268,269
幅	平面図より平均的な幅を設定	P268,269
厚さ	陸上地すべりと同様に高速道路調査会(1985)に示される幅と厚さの関係より設定するが，その際，断面図のすべり面の形状が合理的になるよう留意する。	P268,269
すべり面の傾斜角	断面図に示されるすべり面の角度を設定	P268,269
進行角	すべり方向と地すべり地点から見た発電所の方向がなす角度で，すべり方向を起点とし時計回りが正	—
突入水深	臼杵ほか(2005)を参考に，平面長さの半分の距離を地すべり到達位置とし，その位置における水深を設定	P270
発電所水深	発電所海底地形図より，島根原子力発電所2号炉前面に位置する輪谷湾中心付近の水深20mと設定	—
発電所までの距離	平面図より直線距離で設定	—

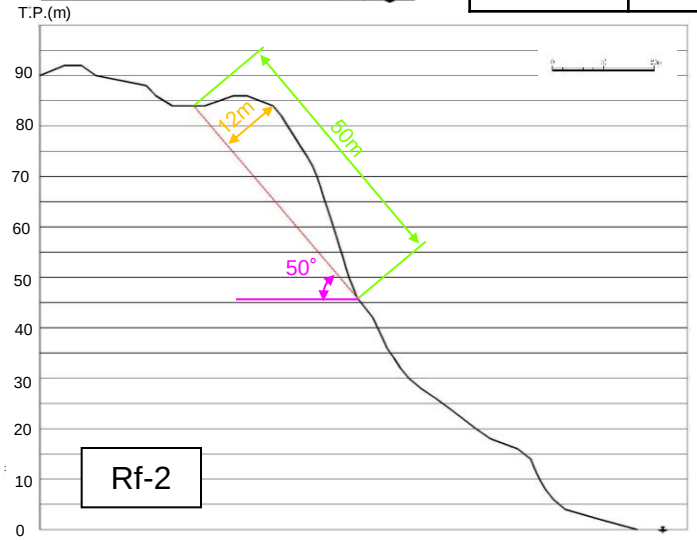
Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠（長さ・幅・厚さ・すべり面の傾斜角）

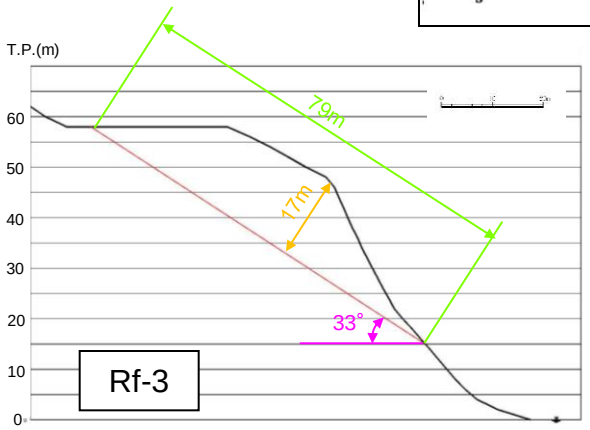
【長さ】
・断面図より下図のように斜距離を設定した。
【幅】
・平面図より平均的な幅を設定した。
【厚さ】
・陸上地すべりと同様に高速道路調査会(1985)に示される幅と厚さの関係より設定するが，その際，断面図のすべり面の形状が合理的になるよう留意する。
【すべり面の傾斜角】
・断面図に示されるすべり面の角度を設定した。

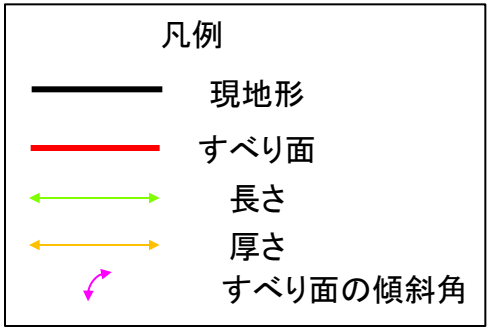




地すべり（図中の番号）	長さ L（m）	幅 b（m）	厚さ t（m）	すべり面の傾斜角 α（°）
Rf-1	38	45	9	62
Rf-2	50	60	12	50
Rf-3	79	85	17	33

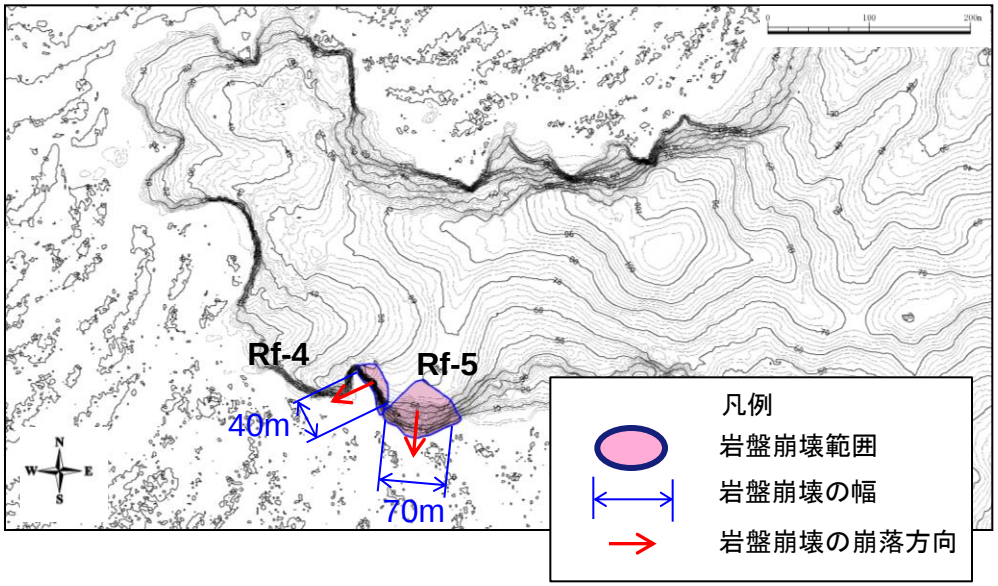


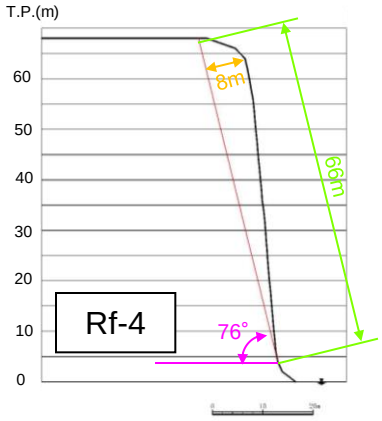


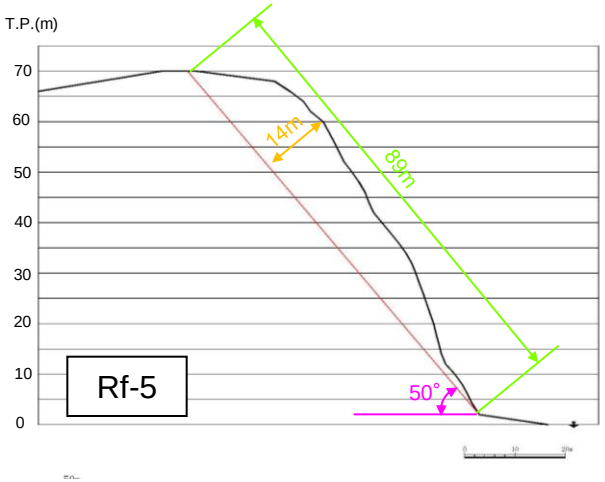


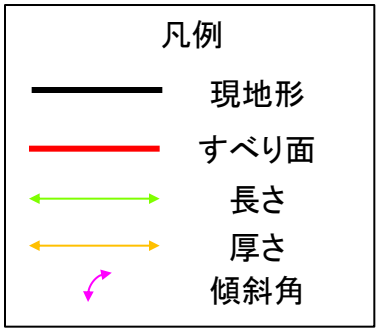
Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠（長さ・幅・厚さ・すべり面の傾斜角）

地すべり（図中の番号）	長さ L （m）	幅 b （m）	厚さ t （m）	すべり面の傾斜角 α （°）
Rf-4	66	40	8	76
Rf-5	89	70	14	50



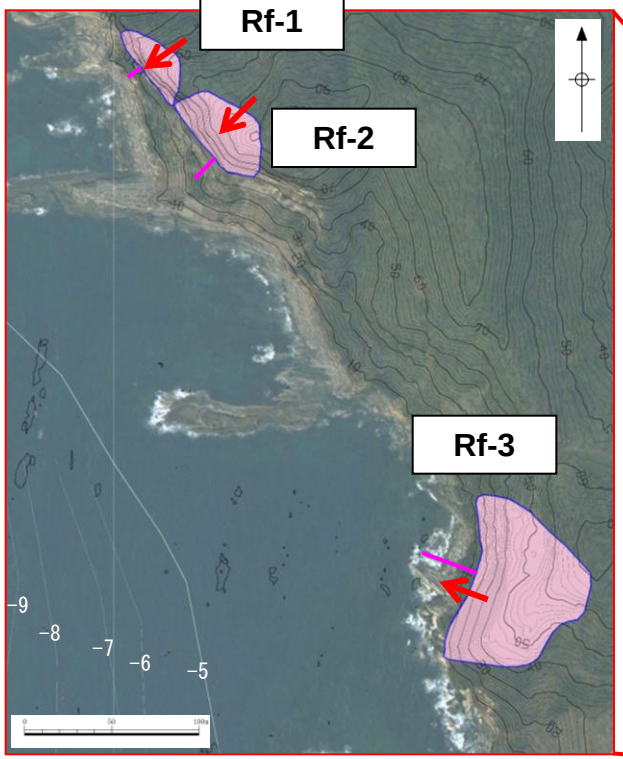


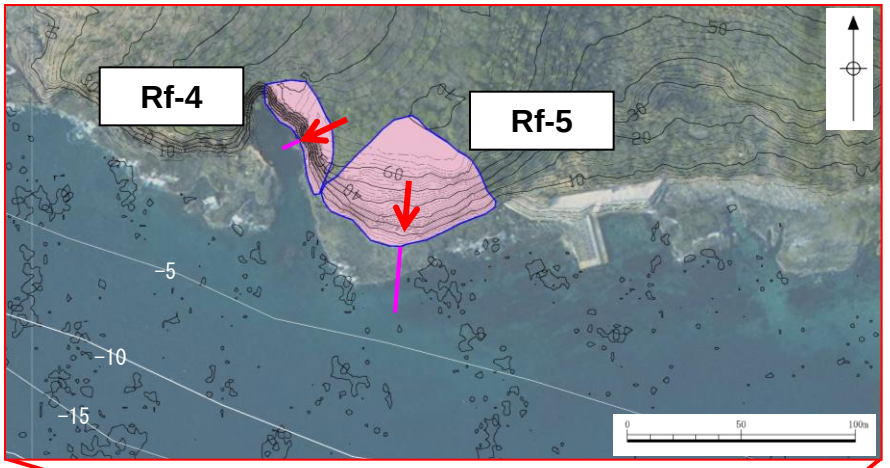


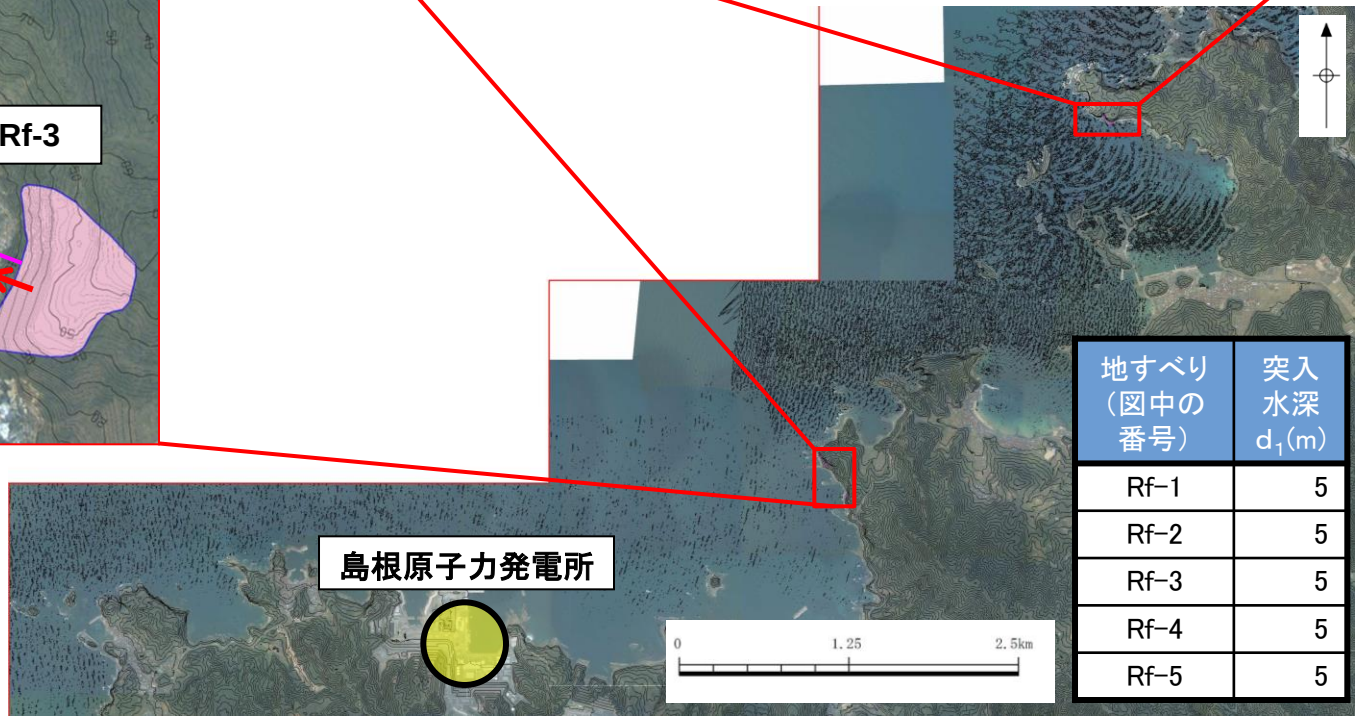


Huber and Hager(1997)のパラメータ設定根拠（突入水深）

・陸上地すべりと同様に臼杵ほか(2005)に基づき設定した。
・Rf-1～4については，突入水深設定位置が陸上であるが，安全側の評価を実施する観点から，斜面直下の海水面に崩落するとし5mを採用した。



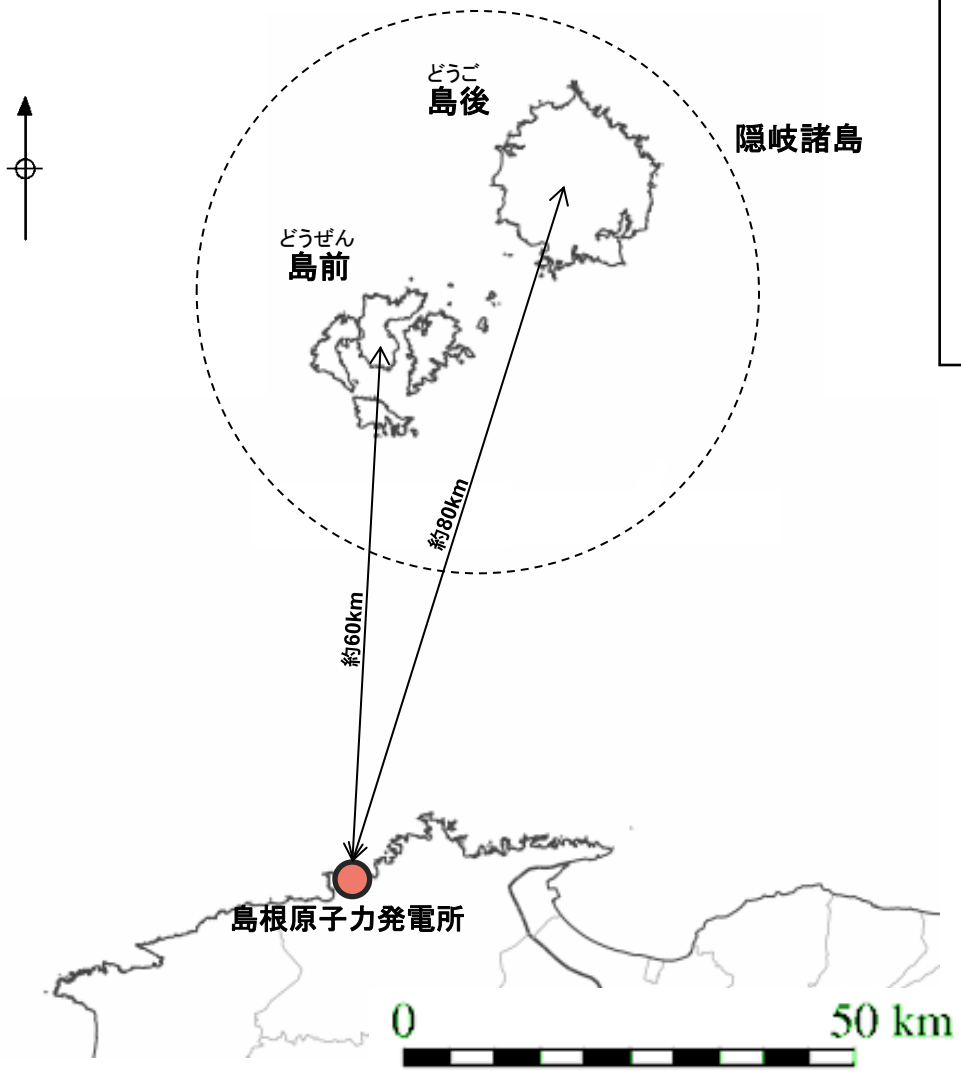




凡例
- 岩盤崩壊範囲
- 崩落方向
- 地すべり到達距離

地すべり（図中の番号）	突入水深 d_1(m)
Rf-1	5
Rf-2	5
Rf-3	5
Rf-4	5
Rf-5	5

隠岐諸島の位置



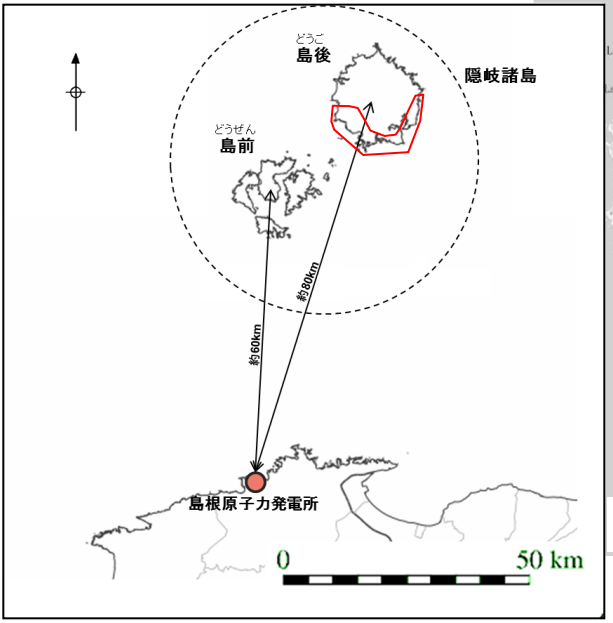
・隠岐諸島は島前と島後からなり，島前は敷地から約60kmに，島後は敷地から約80kmに位置する。
・敷地からは遠いが，陸上地すべり・岩盤崩壊が分布するため，隠岐諸島に分布する陸上地すべり・岩盤崩壊についても検討する。

空中写真及び航空レーザー測量結果による地すべり地形の判読（隠岐島後）

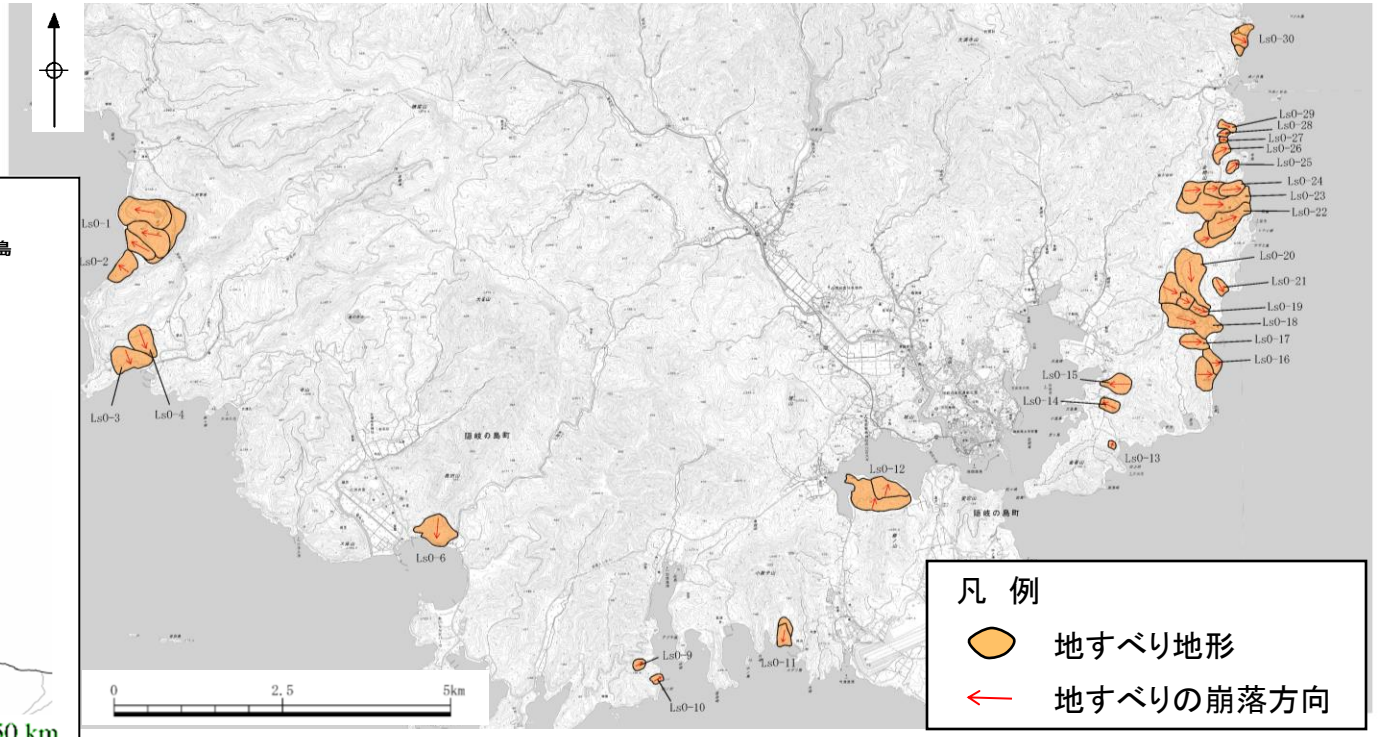
第771回審査会合　資料1-3
P299　再掲

・隠岐島後のうち敷地に影響が考えられる南側の沿岸域について，空中写真及び航空レーザー測量結果に基づく判読により地すべり地形を27箇所抽出した。※
・なお，隠岐諸島の航空レーザー測量結果は敷地周辺と比べて精度が劣るため，航空レーザー測量結果では陸上地すべり規模が不明瞭な場合，地表地質踏査を実施し，地すべり規模を設定した。

※ 防災科学技術研究所(2005)による地すべり地形と当社判読による地すべり地形との比較をP274に示す。



：地形判読対象範囲



空中写真等による判読により抽出した地すべり地形（隠岐島後）

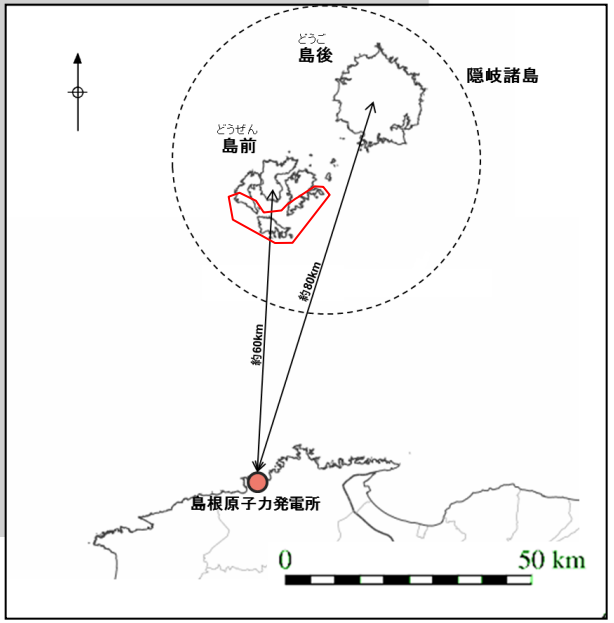
空中写真及び航空レーザー測量結果による地すべり地形の判読（隠岐島前）

・隠岐島前のうち敷地に影響が考えられる南側の沿岸域について，空中写真及び航空レーザー測量結果に基づく判読により地すべり地形を13箇所抽出した。※

※ 防災科学技術研究所(2005)による地すべり地形と当社判読による地すべり地形との比較はP275に示す。

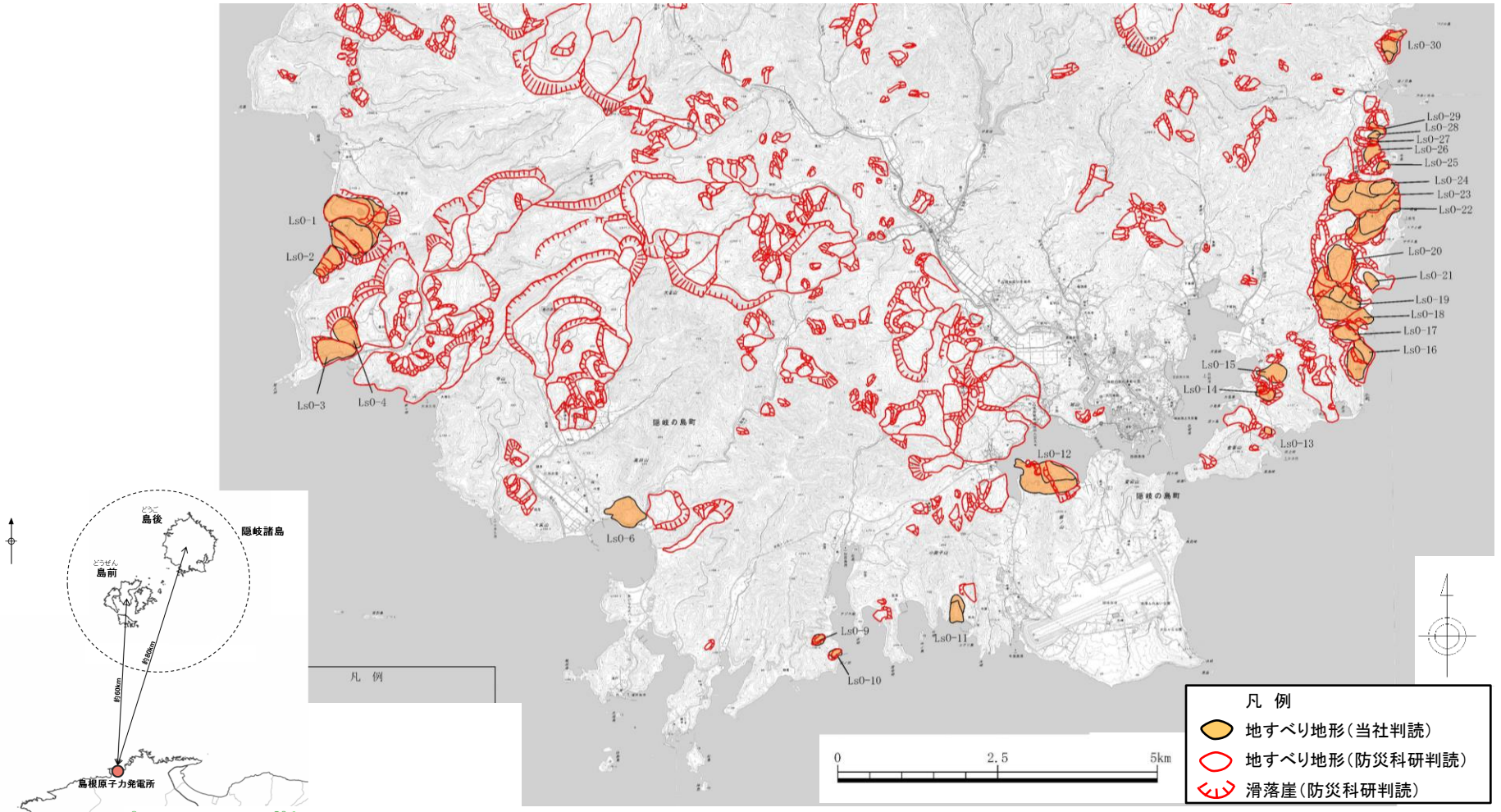


空中写真等による判読及び地表地質踏査を踏まえた地すべり地形（隠岐島前）

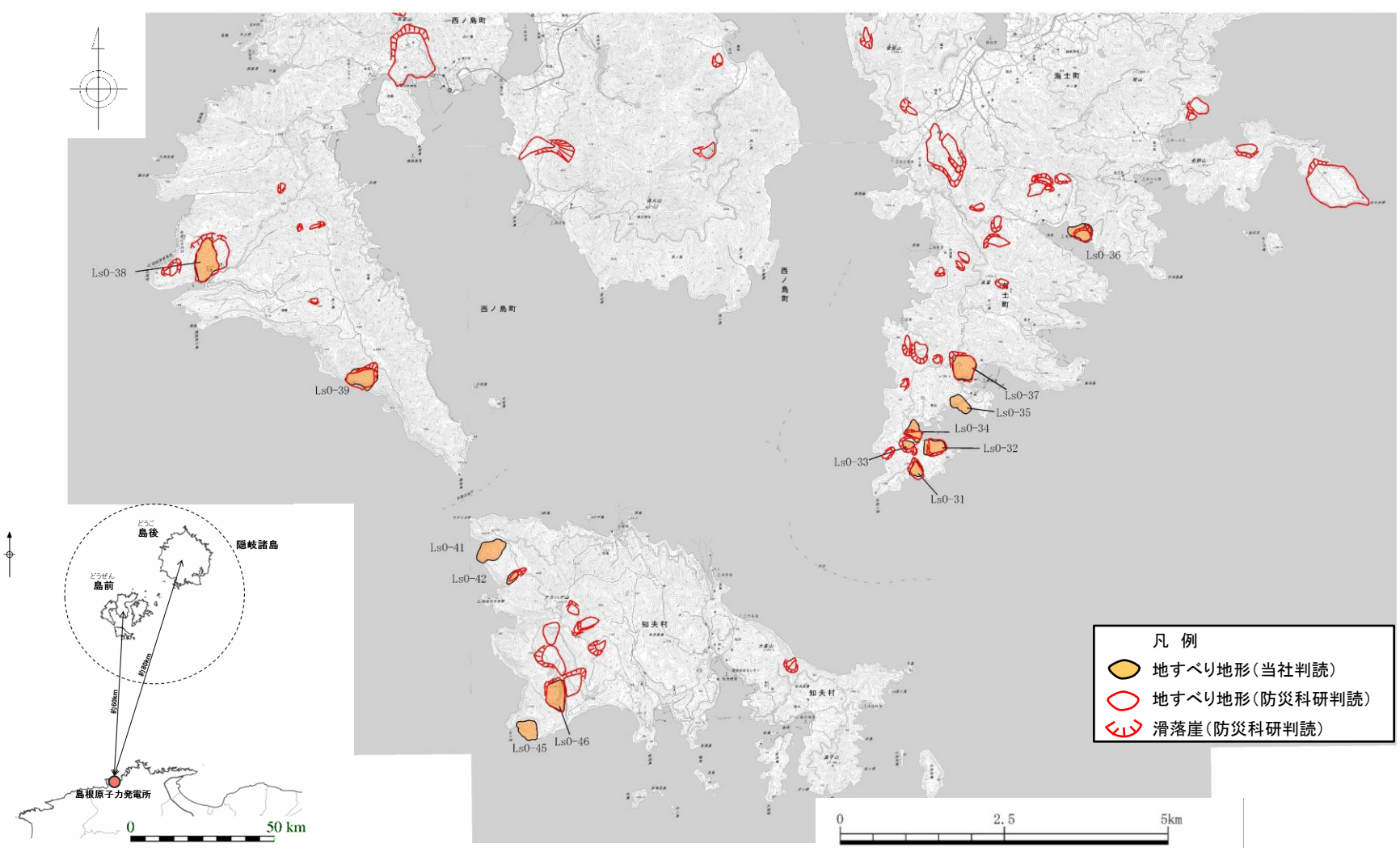


：地形判読対象範囲

・当社による空中写真判読結果は，防災科学技術研究所(2005)に示されている地すべり地形と概ね整合している。



・当社による空中写真判読結果は，防災科学技術研究所(2005)に示されている地すべり地形と概ね整合している。



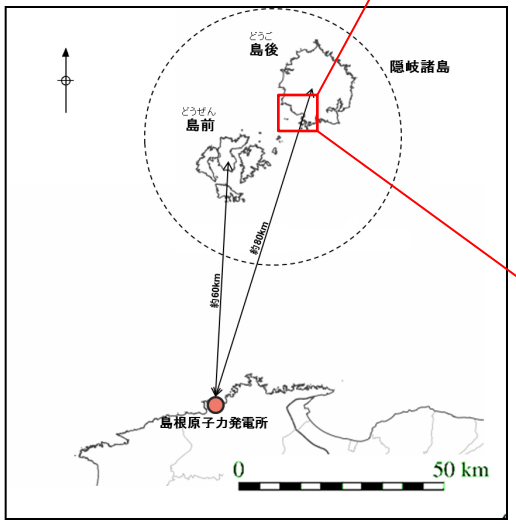
Huber and Hager(1997)の突入水深の考え方（隠岐島後）

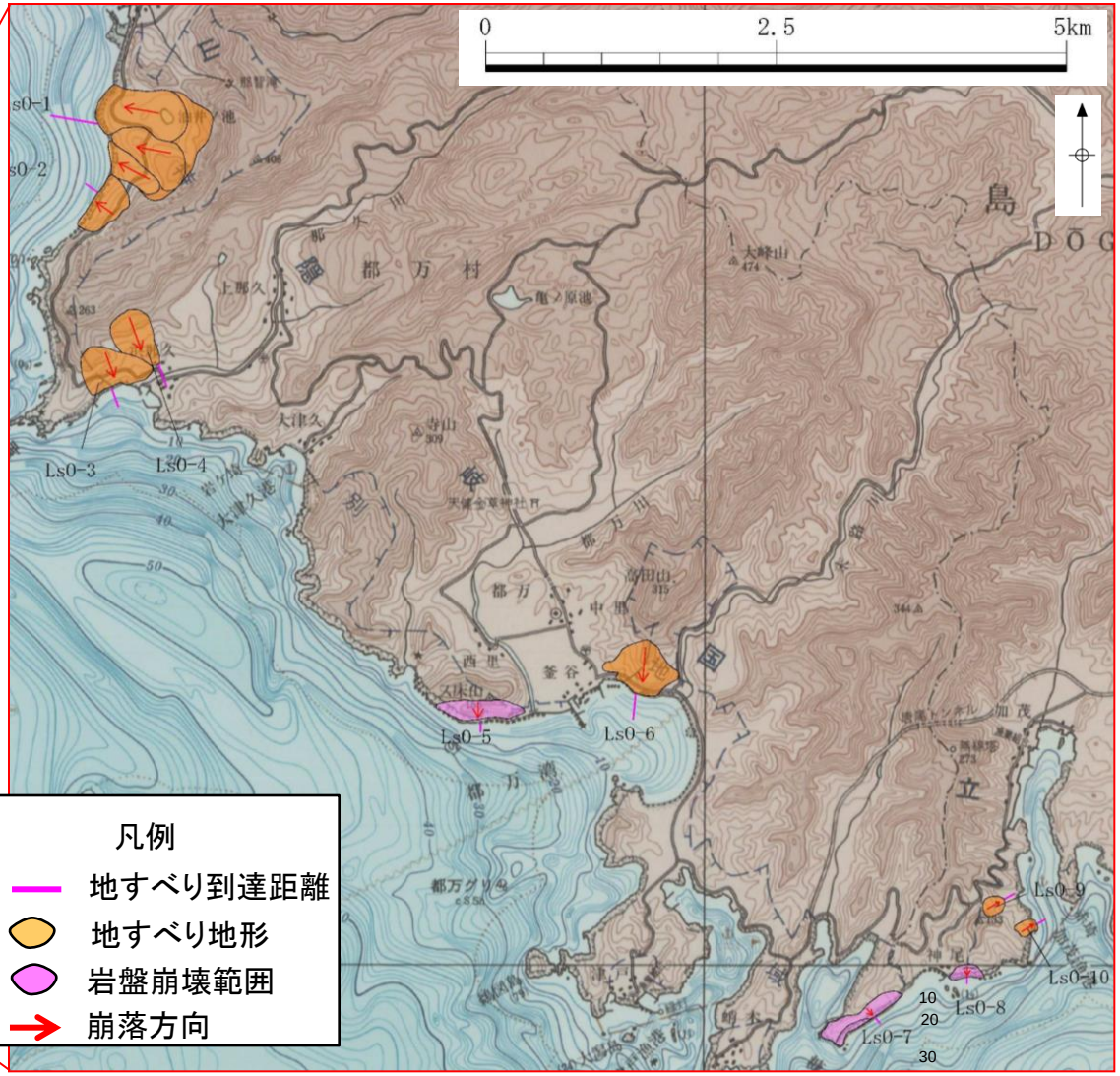
第771回審査会合　資料1-3
P303　再掲

・隠岐島後の陸上地すべり・岩盤崩壊については，以下に示す海底地形図を基に突入水深を設定した。

地すべり（図中の番号）※	突入水深 d_1(m)	地すべり（図中の番号）※	突入水深 d_1(m)
LsO-1（陸）	20	LsO-6（陸）	4
LsO-2（陸）	5	LsO-7（岩）	10
LsO-3（陸）	8	LsO-8（岩）	5
LsO-4（陸）	5	LsO-9（陸）	5
LsO-5（岩）	5	LsO-10（陸）	10

※（陸）は陸上地すべり，（岩）は岩盤崩壊である。





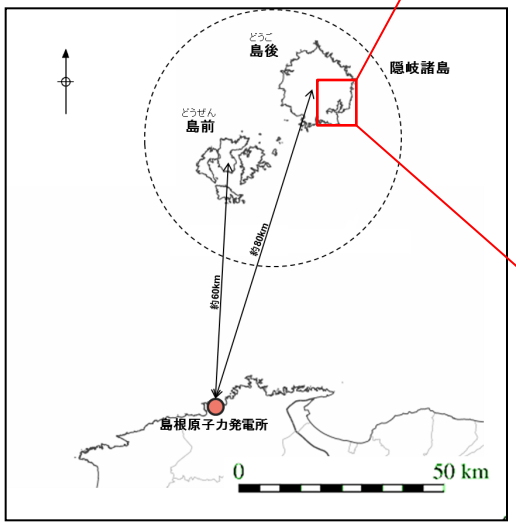
突入水深の設定図（海上保安庁（1987）[75]に加筆）

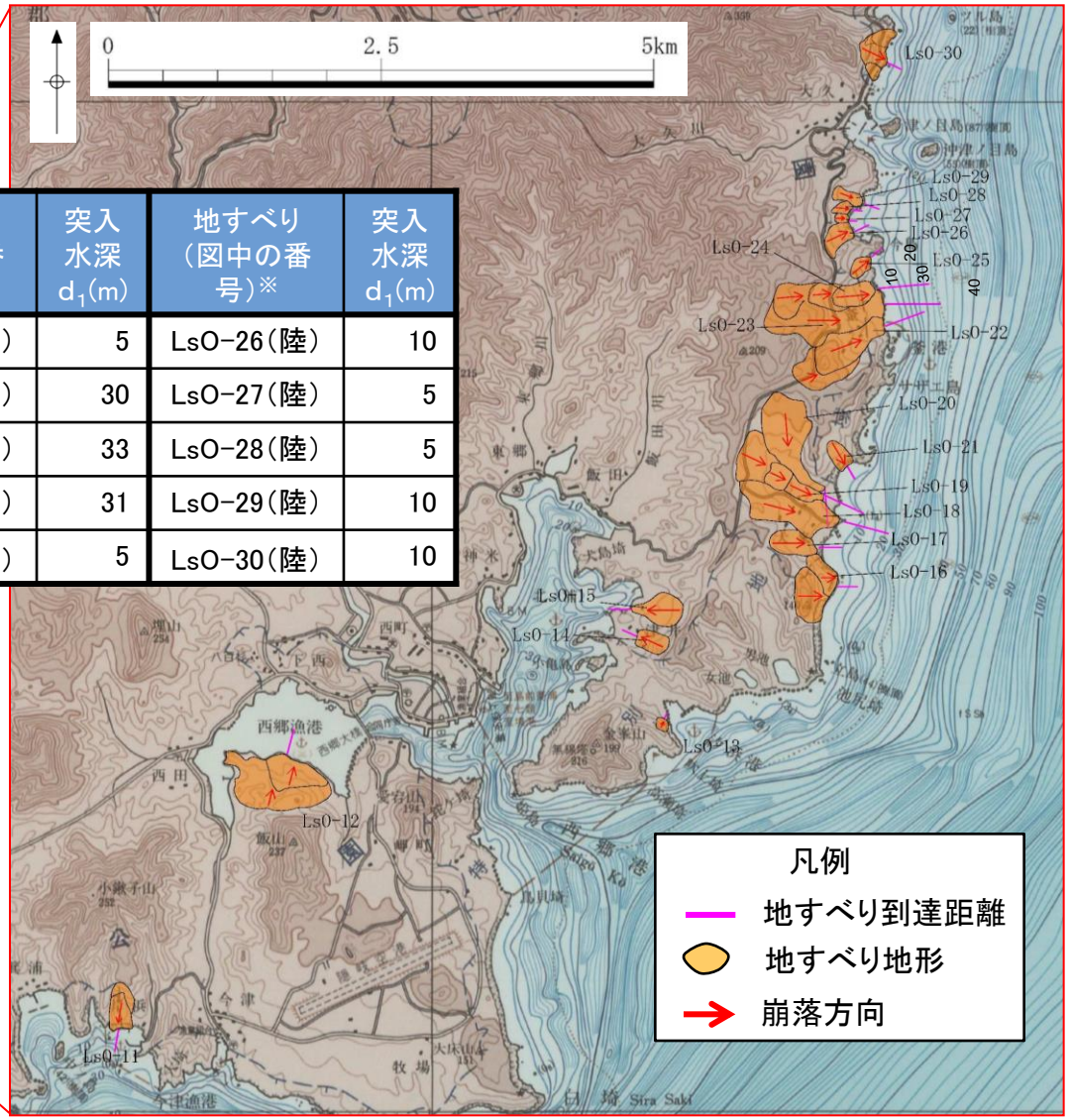
Huber and Hager(1997)の突入水深の考え方（隠岐島後）

・隠岐島後の陸上地すべり・岩盤崩壊については，以下に示す海底地形図を基に突入水深を設定した。

地すべり（図中の番号）※	突入水深 d_1(m)	地すべり（図中の番号）※	突入水深 d_1(m)	地すべり（図中の番号）※	突入水深 d_1(m)	地すべり（図中の番号）※	突入水深 d_1(m)
LsO-11（陸）	15	LsO-16（陸）	10	LsO-21（陸）	5	LsO-26（陸）	10
LsO-12（陸）	10	LsO-17（陸）	5	LsO-22（陸）	30	LsO-27（陸）	5
LsO-13（陸）	5	LsO-18（陸）	25	LsO-23（陸）	33	LsO-28（陸）	5
LsO-14（陸）	10	LsO-19（陸）	10	LsO-24（陸）	31	LsO-29（陸）	10
LsO-15（陸）	10	LsO-20（陸）	5	LsO-25（陸）	5	LsO-30（陸）	10

※（陸）は陸上地すべり，（岩）は岩盤崩壊である。





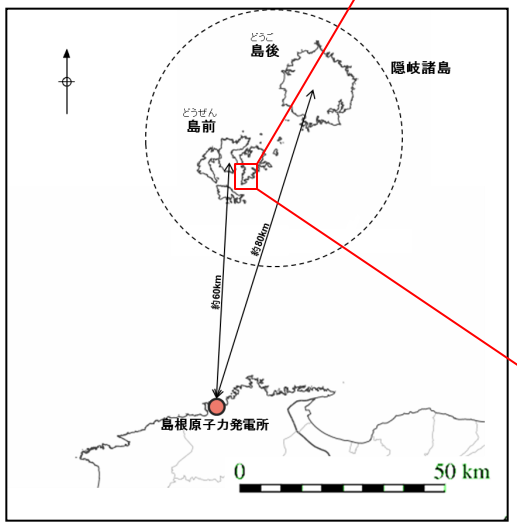
突入水深の設定図（海上保安庁（1987）に加筆）

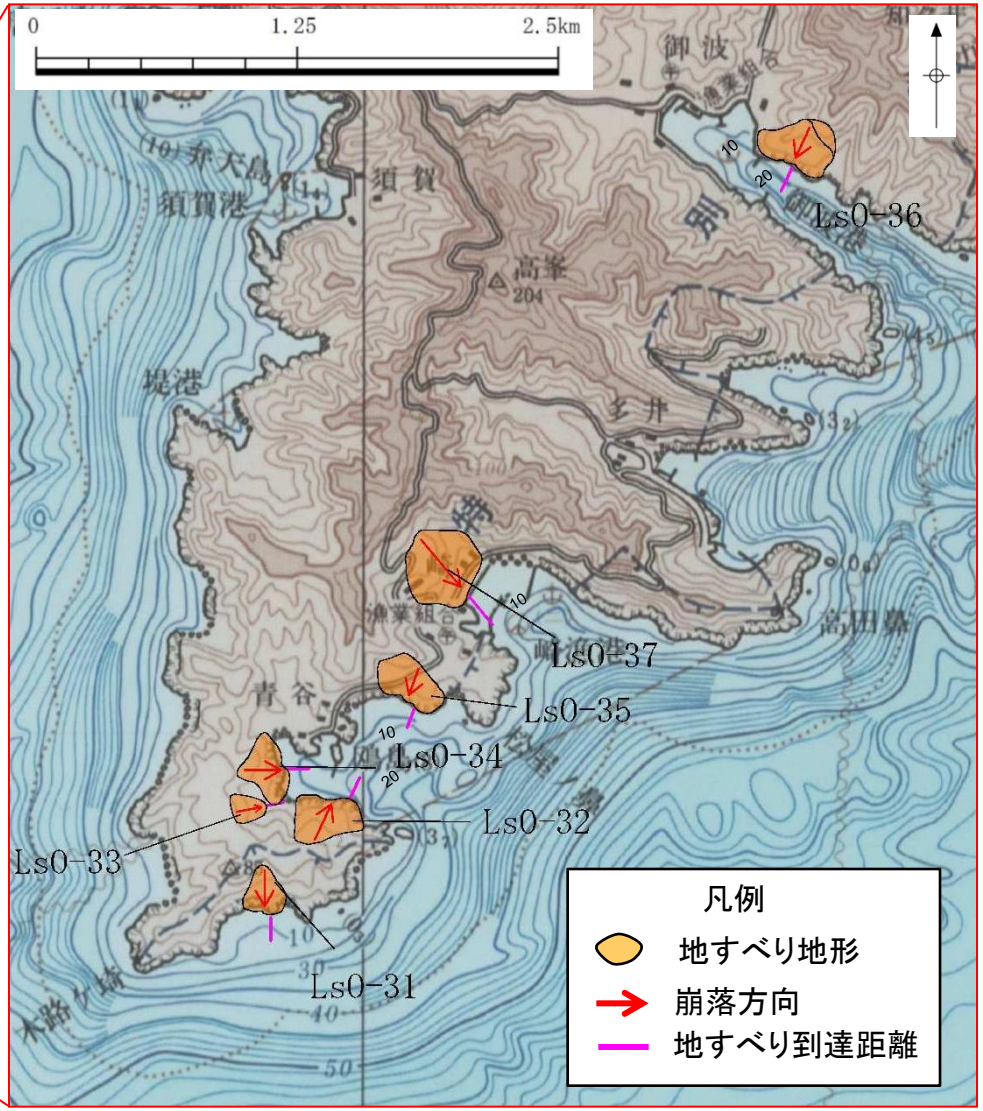
Huber and Hager(1997)の突入水深の考え方（隠岐島前）

・隠岐島前の陸上地すべり・岩盤崩壊については，下に示す海底地形図を基に突入水深を設定した。

地すべり（図中の番号）※	突入水深 d_1(m)	地すべり（図中の番号）※	突入水深 d_1(m)
LsO-31（陸）	20	LsO-35（陸）	15
LsO-32（陸）	15	LsO-36（陸）	30
LsO-33（陸）	5	LsO-37（陸）	10
LsO-34（陸）	10		

※（陸）は陸上地すべり，（岩）は岩盤崩壊である。





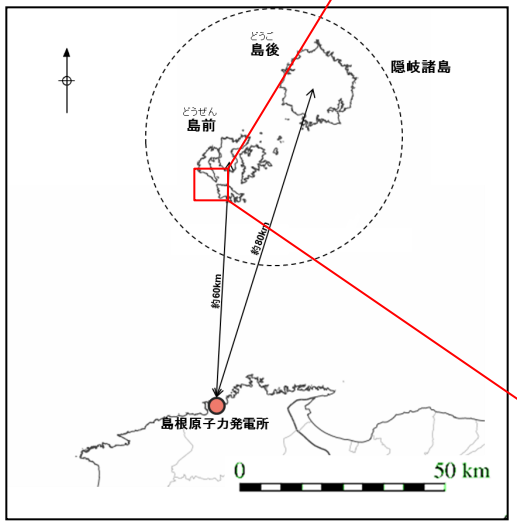
突入水深の設定図（海上保安庁（1990）[76]に加筆）

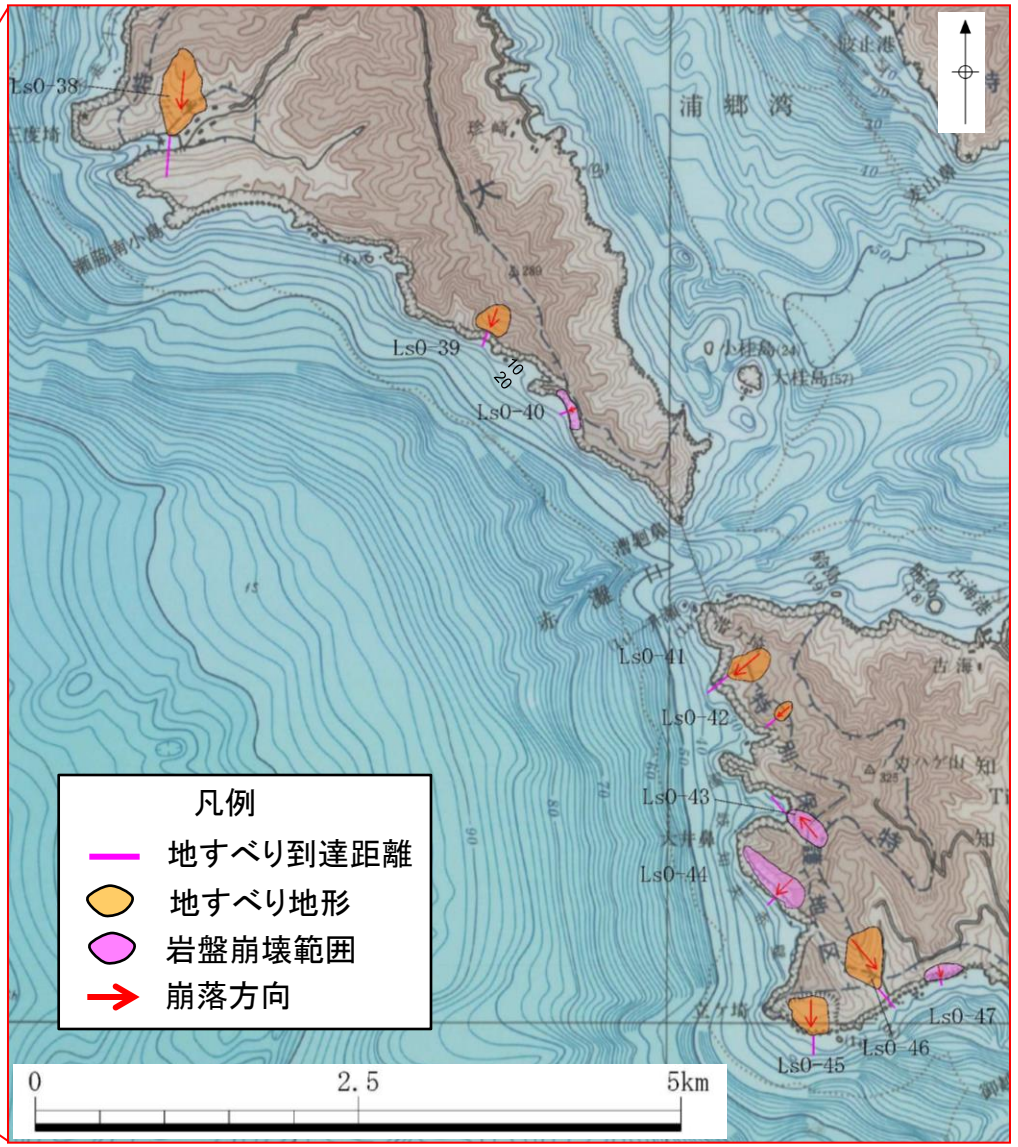
Huber and Hager(1997)の突入水深の考え方（隠岐島前）

・隠岐島前の陸上地すべり・岩盤崩壊については，下に示す海底地形図を基に突入水深を設定した。

地すべり（図中の番号）※	突入水深 d_1 (m)	地すべり（図中の番号）※	突入水深 d_1(m)
LsO-38（陸）	5	LsO-43（岩）	20
LsO-39（陸）	10	LsO-44（岩）	10
LsO-40（岩）	10	LsO-45（陸）	15
LsO-41（陸）	25	LsO-46（陸）	5
LsO-42（陸）	5	LsO-47（岩）	5

※（陸）は陸上地すべり，（岩）は岩盤崩壊である。





突入水深の設定図（海上保安庁（1990）に加筆）

陸上地すべり：津波高の概略検討結果（まとめ）

第771回審査会合　資料1-3
P307　加筆・修正

・抽出した全40地点を対象に，Huber and Hager(1997)の予測式により，敷地における津波高さ（全振幅）を検討した。※1
・検討の結果，全振幅が大きな上位3地点は下表のとおりとなる。※2

位置	地すべり（図中の番号）	長さ L (m)	幅 b (m)	厚さ t (m)	土量 Vs (m^3)	すべり面の傾斜角 α (°)	進行角 γ (°)	突入水深 d_1 (m)	発電所水深 d_2 (m)	発電所までの距離 r (km)	発電所での津波高さ（全振幅） H_2 (m)
隠岐諸島	LsO-36	262	330	33	2,853,180	18	−15	30	20	59	0.45
	LsO-31	226	170	25	960,500	13	+5	20	20	56	0.20
	LsO-39※3	265	210	25	1,391,250	20	−20	10	20	57	0.16
（参考）敷地周辺	Ls7	402	190	28	2,138,640	27	+35	15	20	9	**1.20**
	Ls26	289	290	42	3,520,020	14	−105	10	20	0.5	**0.44**

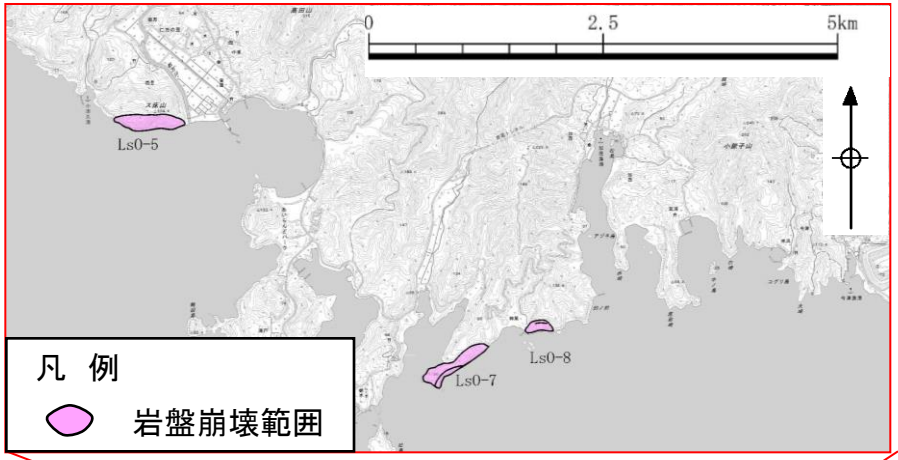
※1 パラメータの設定方法をP276～279に示す。
※2 Huber and Hager(1997)の予測式による全地点の結果はP285～288に示す。
※3 地表地質踏査結果を踏まえ諸元を設定している。地表地質踏査結果はP283に示す。

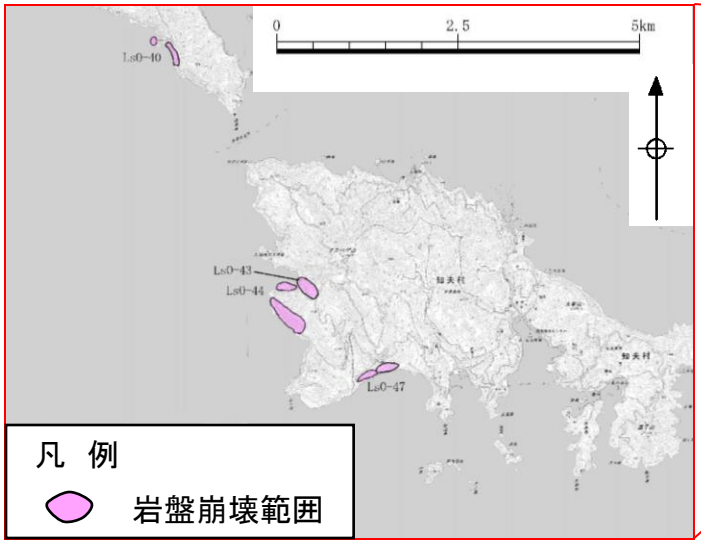
・隠岐諸島に分布する陸上地すべりの津波高さ（全振幅）は，敷地周辺に分布する陸上地すべりの津波高さ（全振幅）と同等以下であることから，隠岐諸島に分布する陸上地すべりに起因する津波の敷地への影響は小さいと評価した。

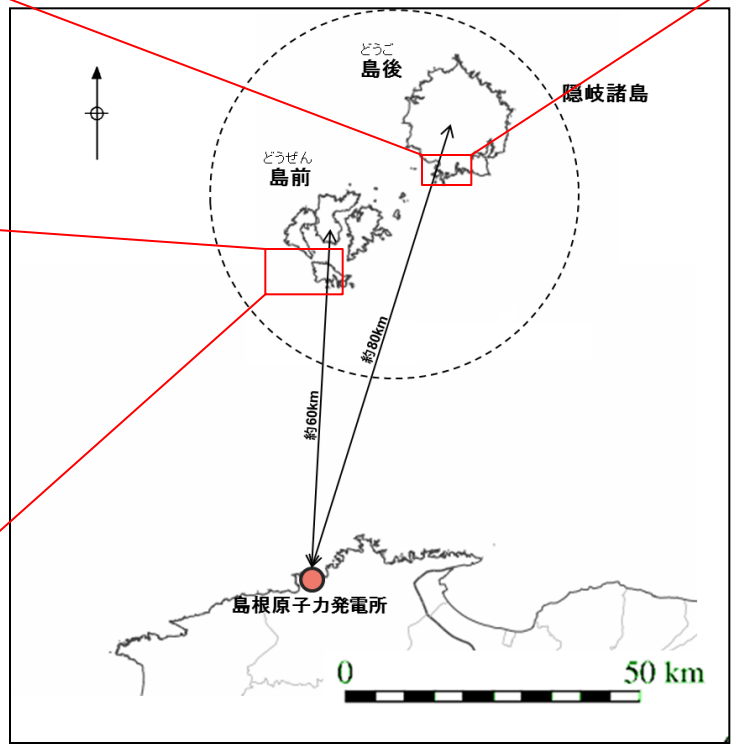
岩盤崩壊：岩盤崩壊地点の選定

第771回審査会合　資料1-3
P308　再掲

・島前・島後のうち敷地への影響が考えられる南側の沿岸域について，以下の観点から，敷地への影響が考えられる岩盤崩壊地点を選定した。
　①60°以上の傾斜が連続する。
　②海岸からの比高差が概ね20m以上ある。
・選定した地点について，空中写真等により岩盤崩壊の範囲を設定した。







岩盤崩壊：津波高の概略検討結果（まとめ）

第771回審査会合　資料1-3
P309　加筆・修正

・抽出した全7地点を対象に，Huber and Hager(1997)の予測式により，敷地における津波高さ（全振幅）を検討した。※1
・検討の結果，全振幅が大きな上位3地点は下表のとおりとなる。※2

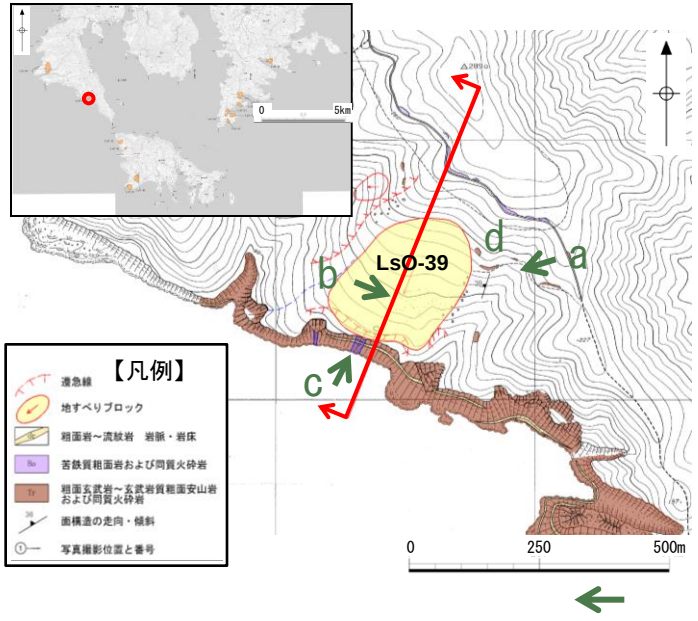
位置	地すべり（図中の番号）	長さ L (m)	幅 b (m)	厚さ t (m)	土量 Vs (m^3)	すべり面の傾斜角 α (°)	進行角 γ (°)	突入水深 d_1 (m)	発電所水深 d_2 (m)	発電所までの距離 r (km)	発電所での津波高さ（全振幅） H_2 (m)
隠岐諸島	LsO-44※3	259	490	33	4,188,030	63	−45	10	20	52	0.40
	LsO-5	212	680	68	9,802,880	37	+15	5	20	75	0.19
	LsO-40※3	189	490	33	3,056,130	53	−70	10	20	56	0.18
（参考）敷地周辺	Ls7	402	190	28	2,138,640	27	+35	15	20	9	**1.20**
	Ls26	289	290	42	3,520,020	14	−105	10	20	0.5	**0.44**

※1 パラメータの設定方法をP276～279に示す。
※2 Huber and Hager(1997)の予測式による全地点の結果はP285～288に示す。
※3 地表地質踏査結果を踏まえ諸元を設定している。一例として，LsO-44の地表地質踏査結果をP284に示す。

・隠岐諸島に分布する岩盤崩壊の津波高さ（全振幅）は，敷地周辺に分布する陸上地すべりの津波高さ（全振幅）を下回ることから，隠岐諸島に分布する岩盤崩壊に起因する津波の敷地への影響は小さいと評価した。

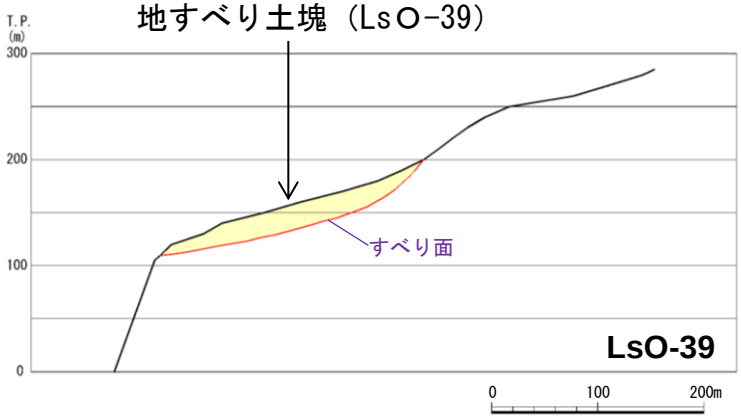
陸上地すべり：地表地質踏査結果（LsO-39）

・航空レーザー測量結果では陸上地すべり規模が不明瞭であったLsO-39における地表地質踏査結果を記載する。



撮影方向

地表地質踏査の結果想定される地すべり土塊（LsO-39）



a. 地すべり全景



南南西に傾斜する斜面を東側から望む地形勾配の変換部が地すべり土塊の上端を示す

b. ブロック中央部の平坦面



地すべりの中央部は平坦面が形成され，岩盤の露頭は認められない

c. ブロック下方の海食崖



海岸沿いには高さ95m～105mの海食崖が連続して分布する

d. ブロック頭部上方

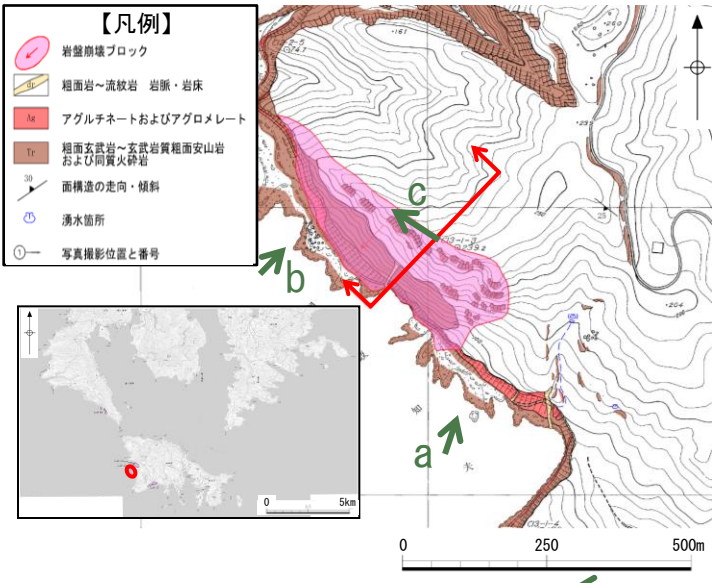


塊状の非常に堅硬な粗面玄武岩が分布する

岩盤崩壊：地表地質踏査結果（LsO-44）

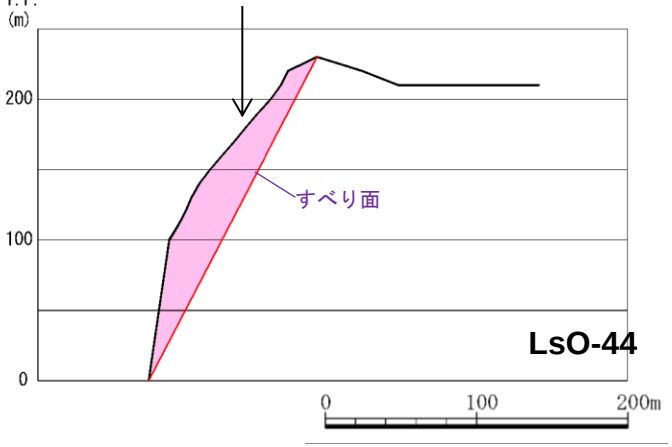
第771回審査会合　資料1-3
P311　再掲

・航空レーザー測量結果では陸上地すべり規模が不明瞭であったLsO-44における地表地質踏査結果を記載する。

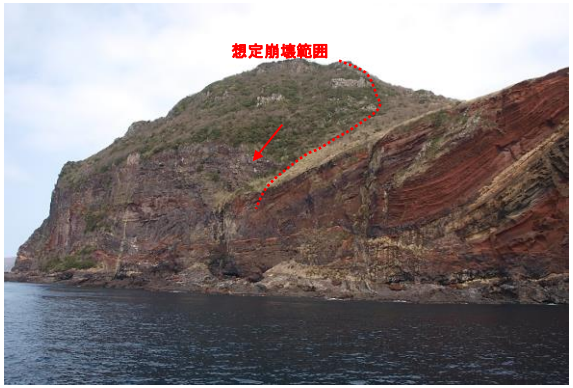


撮影方向

地質踏査の結果想定される
岩盤崩壊土塊（LsO-44）



a. 地すべり全景



最大高さ150m程度の海食崖で，その上部斜面も尾根付近まで岩盤が露出している
海食崖及び岩盤露出部を含む突出した斜面が尾根部から崩落するものとして安全側に岩盤崩壊土塊を想定している

b. 岩盤崩壊箇所中央部の海食崖



レンズ状～薄層状の堅硬な火砕岩がほぼ水平の成層構造を示す

c. 尾根部の状況



緩やかな斜面が連続している

Huber and Hager(1997)の予測式による津波高の概略検討結果

第771回審査会合　資料1-3
P312　再掲

・以下のとおり突入水深の妥当性を確認した。
- Huber and Hager(1997)の予測式による津波高が比較的高い地点において地表地質踏査を実施し，地すべり形態を確認した結果，一部の地すべりは崖錐すべりであるが，地すべりの多くは岩盤すべりであり，臼杵ほか(2005)に示されるような完全流動を示す地すべりでない。※
- 仮に，崖錐すべり及び地すべり形態が不明な地すべりについて，移動係数Tr=1.0としてHuber and Hager(1997)の予測式により津波高を検討しても，敷地周辺の陸上地すべりLs7・Ls26の津波高と同等以下であることを確認している。

■ 隠岐諸島（LsO-1～LsO-12）

地すべり（図中の番号）※	長さ L (m)	幅 b (m)	厚さ t (m)	土量 Vs (m^3)	すべり面の傾斜角 α (°)	進行角 γ (°)	突入水深 d_1 (m)	発電所水深 d_2 (m)	発電所までの距離 r(km)	発電所での津波高さ（全振幅） H_2(m)	地すべり形態	（参考）Tr=1.0とした発電所での津波高さ（全振幅） H_2(m)
LsO-1（陸）	857	840	84	60,469,920	11	-85	20	20	79	0.14	—	0.20
LsO-2（陸）	295	470	47	6,516,550	28	-110	5	20	78	0.02	—	0.04
LsO-3（陸）	345	500	50	8,625,000	22	+35	8	20	77	0.17	—	0.24
LsO-4（陸）	443	300	30	3,987,000	18	+35	5	20	77	0.08	—	0.08
LsO-5（岩）	212	680	68	9,802,880	37	+15	5	20	75	0.19		
LsO-6（陸）	468	450	45	9,477,000	16	+10	4	20	75	0.09	—	0.13
LsO-7（岩）	148	680	46	4,629,440	24	+60	10	20	73	0.10		
LsO-8（岩）	138	250	36	1,242,000	30	+20	5	20	74	0.09		
LsO-9（陸）	219	150	22	722,700	24	+140	5	20	74	0.01	—	0.01
LsO-10（陸）	177	120	18	382,320	16	+140	10	20	74	0.01	—	0.01
LsO-11（陸）	422	200	29	2,447,600	14	+10	15	20	76	0.19	—	0.36
LsO-12（陸）	479	860	86	35,426,840	11	-175	10	20	78	0.04	—	0.04

※（陸）は陸上地すべり，（岩）は岩盤崩壊である。

Huber and Hager(1997)の予測式による津波高の概略検討結果

第771回審査会合　資料1-3
P313　再掲

■ 隠岐諸島（LsO-13～LsO-24）

地すべり（図中の番号）※	長さ L (m)	幅 b (m)	厚さ t (m)	土量 Vs (m^3)	すべり面の傾斜角 α (°)	進行角 γ (°)	突入水深 d_1 (m)	発電所水深 d_2 (m)	発電所までの距離 r(km)	発電所での津波高さ（全振幅） H_2(m)	地すべり形態	（参考）Tr=1.0とした発電所での津波高さ（全振幅） H_2(m)
LsO-13（陸）	102	120	18	220,320	11	180	5	20	80	0.01	—	0.01
LsO-14（陸）	306	190	28	1,627,920	11	−90	10	20	81	0.03	—	0.03
LsO-15（陸）	414	290	29	3,481,740	8	−65	10	20	81	0.04	—	0.08
LsO-16（陸）	377	510	51	9,805,770	22	+115	10	20	82	0.02	—	0.03
LsO-17（陸）	406	230	33	3,081,540	10	+115	5	20	82	0.01	—	0.01
LsO-18（陸）	844	280	28	6,616,960	5	+100	25	20	82	0.03	—	0.04
LsO-19（陸）	803	240	35	6,745,200	5	+90	10	20	82	0.02	—	0.05
LsO-20（陸）	707	390	39	10,753,470	8	+30	5	20	83	0.05	—	0.05
LsO-21（陸）	285	160	23	1,048,800	18	+55	5	20	83	0.04	—	0.11
LsO-22（陸）	767	370	37	10,500,230	12	+135	30	20	84	0.00	—	0.00
LsO-23（陸）	1,014	300	30	9,126,000	9	+115	33	20	84	0.02	—	0.03
LsO-24（陸）	942	240	35	7,912,800	9	+120	31	20	84	0.02	—	0.02

※（陸）は陸上地すべり，（岩）は岩盤崩壊である。

Huber and Hager(1997)の予測式による津波高の概略検討結果

第771回審査会合　資料1-3
P314　再掲

■ 隠岐諸島（LsO-25～LsO-36）

地すべり（図中の番号）※	長さ L (m)	幅 b (m)	厚さ t (m)	土量 Vs (m^3)	すべり面の傾斜角 α (°)	進行角 γ (°)	突入水深 d_1 (m)	発電所水深 d_2 (m)	発電所までの距離 r(km)	発電所での津波高さ（全振幅） H_2(m)	地すべり形態	（参考）Tr=1.0とした発電所での津波高さ（全振幅） H_2(m)
LsO-25（陸）	232	140	20	649,600	7	+155	5	20	85	0.01	—	0.01
LsO-26（陸）	279	190	28	1,484,280	15	+140	10	20	85	0.01	—	0.01
LsO-27（陸）	136	80	16	174,080	17	+115	5	20	85	0.01	—	0.01
LsO-28（陸）	165	110	16	290,400	14	+110	5	20	85	0.01	—	0.01
LsO-29（陸）	284	90	18	460,080	10	+95	10	20	85	0.02	—	0.02
LsO-30（陸）	297	400	40	4,752,000	20	+90	10	20	86	0.05	—	0.12
LsO-31（陸）	226	170	25	960,500	13	+5	20	20	56	0.20	—	0.28
LsO-32（陸）	238	290	29	2,001,580	15	+165	15	20	56	0.03	—	0.03
LsO-33（陸）	168	120	18	362,880	17	+105	5	20	56	0.01	—	0.01
LsO-34（陸）	228	280	28	1,787,520	15	+95	10	20	56	0.03	—	0.03
LsO-35（陸）	196	330	33	2,134,440	15	−10	15	20	57	0.18	—	0.18
LsO-36（陸）	262	330	33	2,853,180	18	−15	30	20	59	0.45	—	0.45

※（陸）は陸上地すべり，（岩）は岩盤崩壊である。

Huber and Hager(1997)の予測式による津波高の概略検討結果

第771回審査会合　資料1-3
P315　再掲

■ 隠岐諸島（LsO-37～LsO-47）

地すべり（図中の番号）※	長さ L (m)	幅 b (m)	厚さ t (m)	土量 Vs (m^3)	すべり面の傾斜角 α (°)	進行角 γ (°)	突入水深 d_1 (m)	発電所水深 d_2 (m)	発電所までの距離 r(km)	発電所での津波高さ（全振幅）H_2(m)	地すべり形態	（参考）Tr=1.0とした発電所での津波高さ（全振幅）H_2(m)
LsO-37（陸）	388	380	38	5,602,720	12	+50	10	20	57	0.11	—	0.11
LsO-38（陸）	651	310	31	6,256,110	11	−10	5	20	58	0.09	—	0.16
LsO-39（陸）	265	210	25	1,391,250	20	−20	10	20	57	0.16	岩盤すべり	
LsO-40（岩）	189	490	33	3,056,130	53	−70	10	20	56	0.18		
LsO-41（陸）	342	220	30	2,257,200	10	−50	25	20	54	0.18	岩盤すべり	
LsO-42（陸）	195	90	15	263,250	15	−50	5	20	53	0.04	岩盤すべり	
LsO-43（岩）	409	170	83	5,770,990	31	−140	20	20	53	0.01		
LsO-44（岩）	259	490	33	4,188,030	63	−45	10	20	52	0.40		
LsO-45（陸）	296	280	28	2,320,640	12	0	15	20	51	0.18	—	0.39
LsO-46（陸）	399	330	33	4,345,110	18	+40	5	20	52	0.10	—	0.28
LsO-47（岩）	114	240	24	656,640	45	+10	5	20	52	0.13		
（参考）Ls7	402	190	28	2,138,640	27	+35	15	20	9	1.20	岩盤すべり	
（参考）Ls26	289	290	42	3,520,020	14	−105	10	20	0.5	0.44	岩盤すべり	

：現地踏査実施箇所

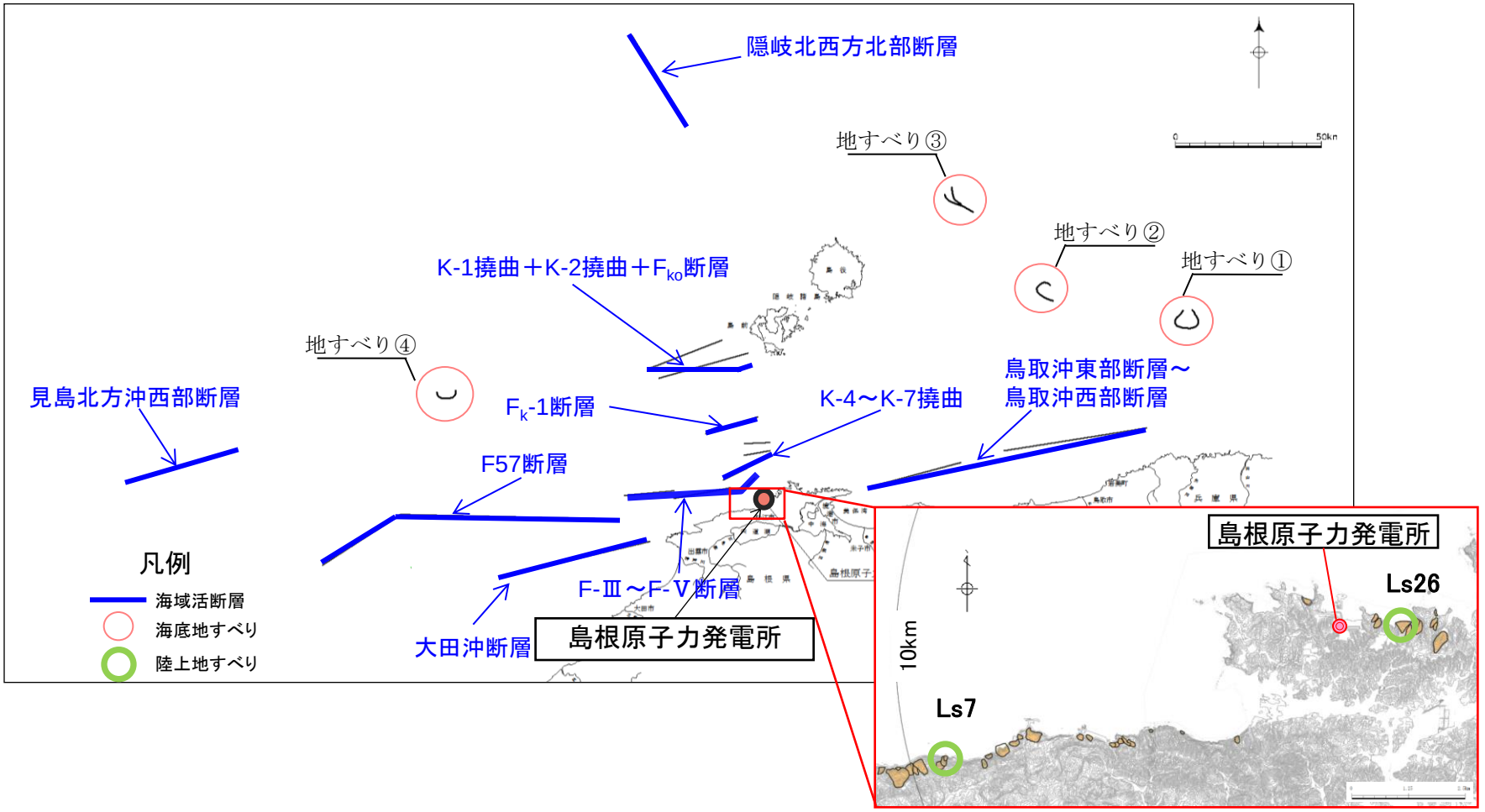
※（陸）は陸上地すべり，（岩）は岩盤崩壊である。

余白

1.施設概要及び文献調査
2.津波評価手法及び評価条件
3.地震による津波の想定
4.地震以外の要因による津波の想定
5.津波起因事象の重畳による津波の想定
5-1 評価対象の選定
5-2 海域活断層と陸上地すべりの重畳
6.防波堤無し条件の津波評価
7.基準津波の策定
8.津波堆積物調査
9.津波の伝播特性
10.取水性の確保
11.年超過確率の参照
12.基準津波に対する安全性(砂移動評価)

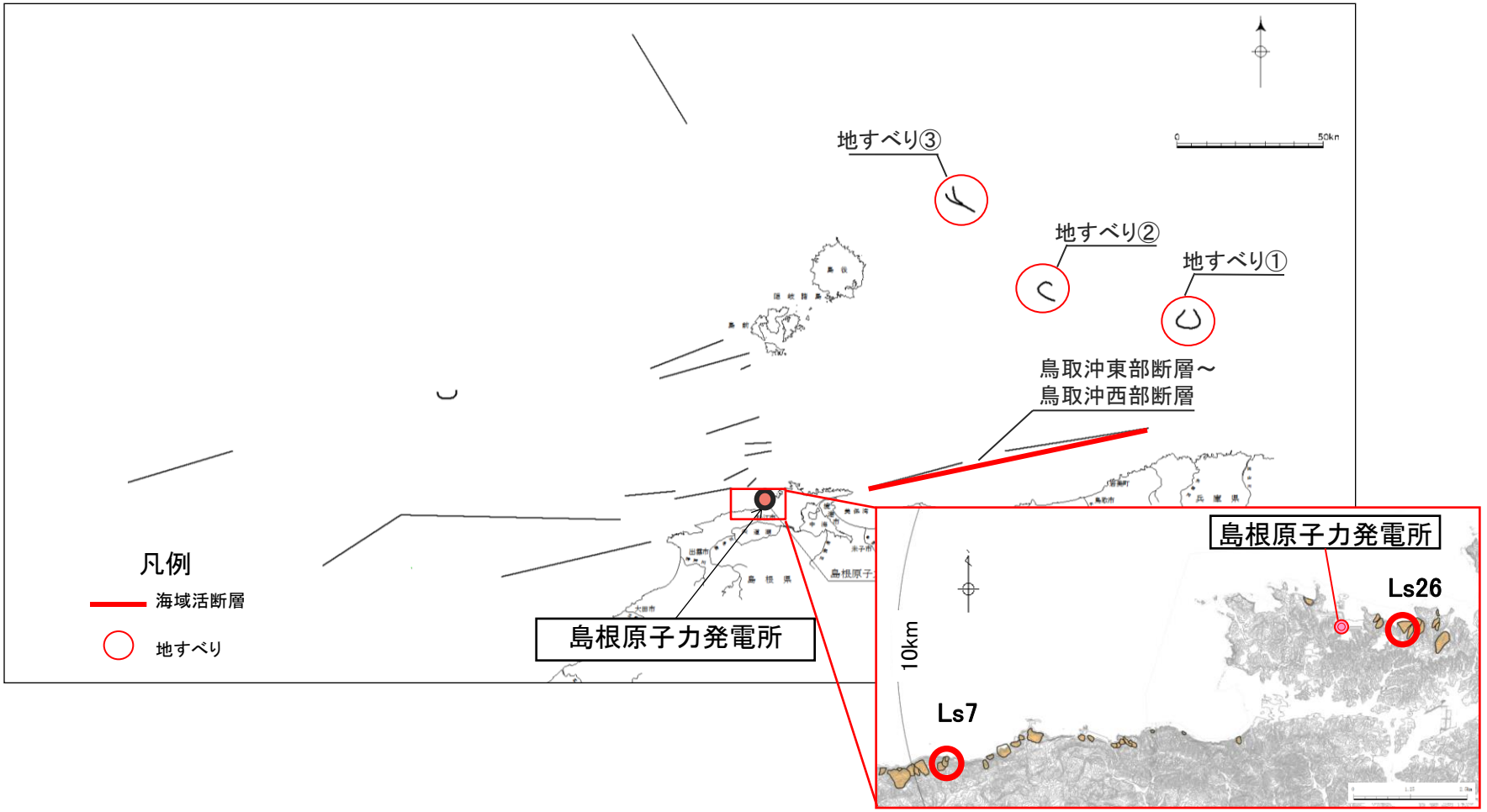
検討概要

・海域活断層と地すべりの位置関係から，海域活断層から想定される地震により地すべりが励起される可能性を考慮し，津波起因事象を考慮するケースを選定する。



津波起因事象の重畳を考慮する組合せの選定（その1）

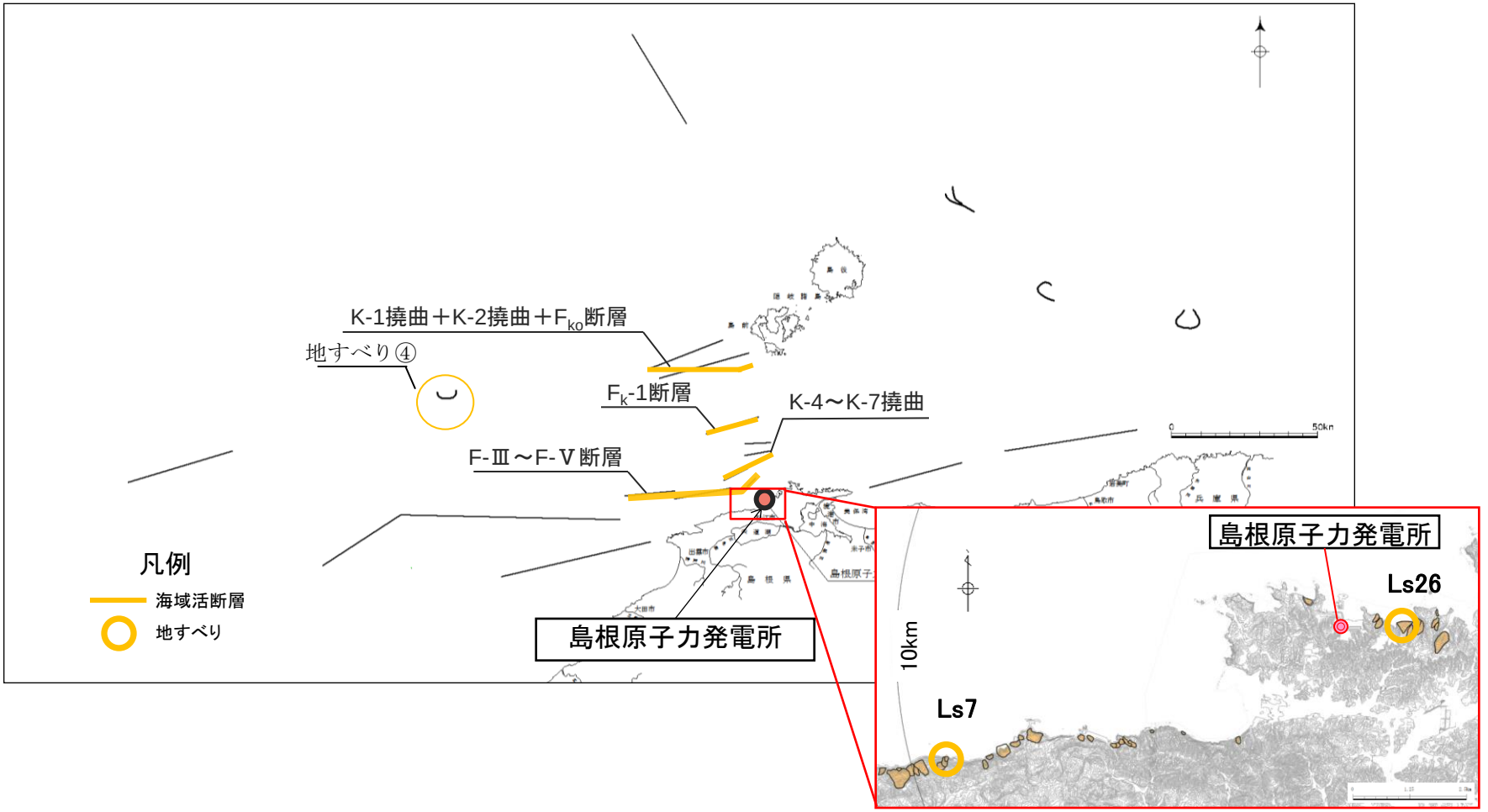
・敷地の東方海域においては，海域活断層と地すべりの位置関係から，「鳥取沖東部断層～鳥取沖西部断層」から想定される地震により，地すべり①～③に起因する津波，または陸上地すべりLs7・Ls26に起因する津波が励起される可能性があることから，これらの組合せを津波起因事象の重畳を考慮する組合せとして選定する。



津波起因事象の重畳を考慮する組合せの選定（その2）

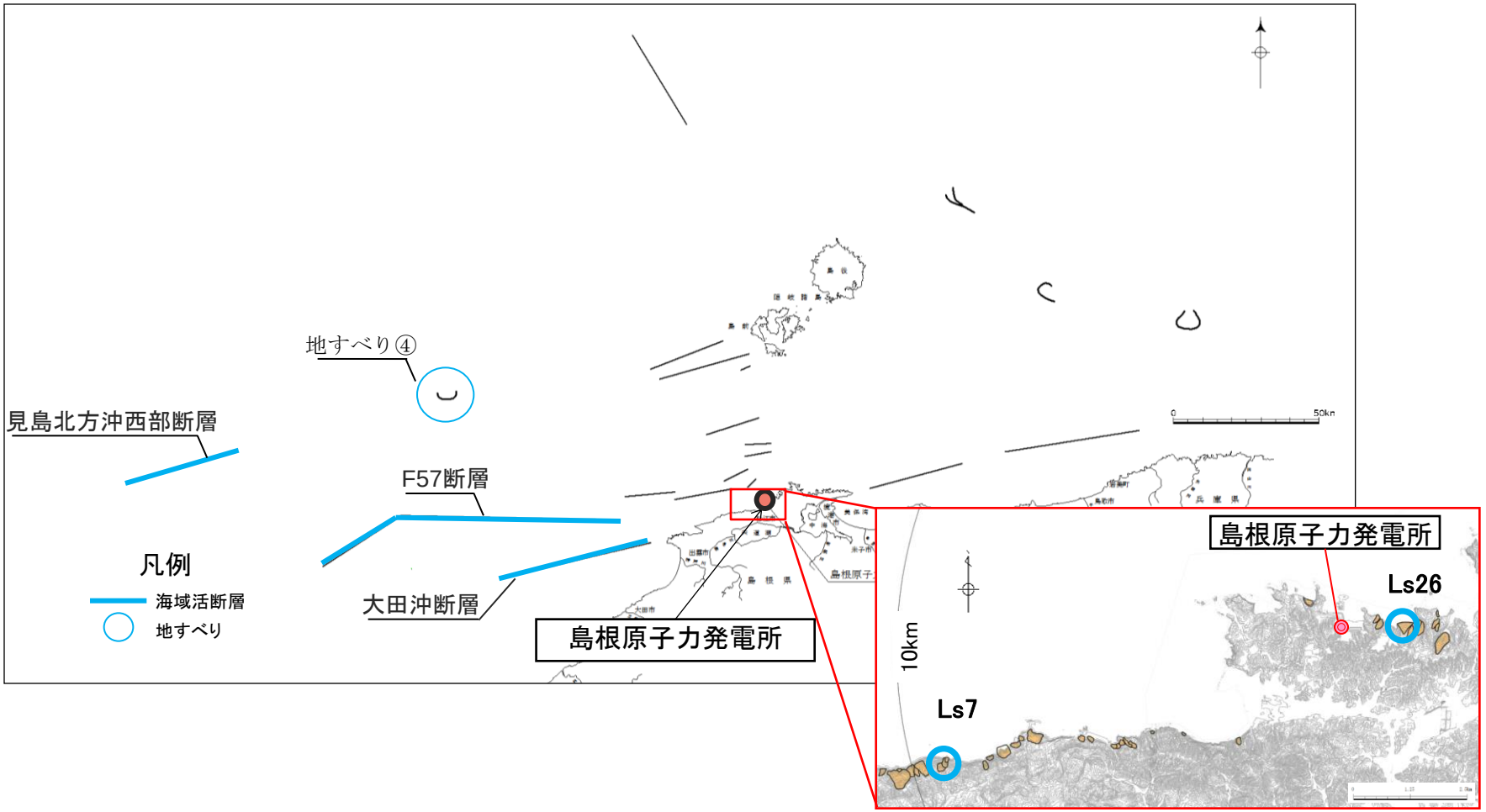
第771回審査会合　資料1-3
P319　再掲

・敷地の前面海域においては，海域活断層と地すべりの位置関係から，「F－Ⅲ～F－Ⅴ断層」，「K-4～K-7撓曲」，「Fk-1断層」及び「K-1撓曲＋K-2撓曲＋F_{ko}断層」から想定される地震により，地すべり④に起因する津波，または陸上地すべりLs7・Ls26に起因する津波が励起される可能性があることから，これらの組合せを津波起因事象の重畳を考慮する組合せとして選定する。



津波起因事象の重畳を考慮する組合せの選定（その3）

・敷地の西方海域においては，海域活断層と地すべりの位置関係から，「大田沖断層」，「F57断層」及び「見島北方沖西部断層」から想定される地震により，地すべり④に起因する津波，または陸上地すべりLs7・Ls26に起因する津波が励起される可能性があることから，これらの組合せを津波起因事象の重畳を考慮する組合せとして選定する。



第771回審査会合　資料1-3　P321　再掲

評価対象のスクリーニング（最大水位上昇量の足し合わせ）

・海域活断層と海底地すべり・陸上地すべりの位置関係より選定した津波起因事象の重畳を考慮する組合せ26ケースについて，以下のとおりスクリーニングを実施した。

【上昇側】

・選定した26ケースについて，海域活断層から想定される地震による津波の最大水位上昇量と地すべりに起因する津波による最大水位上昇量の足し合わせを行った。※1

・足し合わせた水位が，最大水位上昇量3.44m（F-Ⅲ～F-Ⅴ断層）を上回る場合，重畳により敷地への影響が大きくなる可能性があるケースとして選定した。

※1　海域活断層のパラメータはP297に示す。

※2　海底地すべりに起因する津波の最大水位上昇量はWatts et al.(2005)の方法による数値シミュレーション結果，陸上地すべりに起因する津波の最大水位上昇量は二層流モデルによる数値シミュレーション結果である。

水位上昇側

海域活断層		地すべり		重畳による水位の足し合わせ（①+②）（m）
断層名	①最大水位上昇量（m）	地すべり名	②最大水位上昇量（m）※2	
	施設護岸		施設護岸	施設護岸
鳥取沖東部断層～鳥取沖西部断層	0.36	地すべり①	1.51	1.87
		地すべり②	0.67	1.03
		地すべり③	0.51	0.87
		Ls7	0.30	0.66
		Ls26	0.71	1.07
F-Ⅲ～F-Ⅴ断層	3.44	地すべり④	0.27	3.71
		Ls7	0.30	3.74
		Ls26	0.71	4.15
K-4～K-7撓曲	1.95	地すべり④	0.27	2.22
		Ls7	0.30	2.25
		Ls26	0.71	2.66
Fk-1断層	1.61	地すべり④	0.27	1.88
		Ls7	0.30	1.91
		Ls26	0.71	2.32
K-1撓曲+K-2撓曲+F_{ko}断層	0.72	地すべり④	0.27	0.99
		Ls7	0.30	1.02
		Ls26	0.71	1.43
大田沖断層	0.31	地すべり④	0.27	0.58
		Ls7	0.30	0.61
		Ls26	0.71	1.02
F57断層	0.70	地すべり④	0.27	0.97
		Ls7	0.30	1.00
		Ls26	0.71	1.41
見島北方沖西部断層	0.23	地すべり④	0.27	0.50
		Ls7	0.30	0.53
		Ls26	0.71	0.94

第771回審査会合 資料1-3 P322 再掲

評価対象のスクリーニング（最大水位下降量の足し合わせ）

【下降側】
・選定した26ケースについて，海域活断層から想定される地震による津波の最大水位下降量と地すべりに起因する津波による最大水位下降量の足し合わせを行った。※1
・足し合わせた水位が，最大水位下降量-3.51m（F-Ⅲ～F-Ⅴ断層）を下回る場合，重畳により敷地への影響が大きくなる可能性があるケースとして選定した。

水位下降側

※1　海域活断層のパラメータは次頁に示す。

海域活断層			地すべり			重畳による水位の足し合わせ（①+②）（m）	
断層名	①最大水位下降量（m）		地すべり名	②最大水位下降量（m）※2			
	２号炉取水口（東）	２号炉取水口（西）		２号炉取水口（東）	２号炉取水口（西）	２号炉取水口（東）	２号炉取水口（西）
鳥取沖東部断層～鳥取沖西部断層	-0.41	-0.41	地すべり①	-1.13	-1.12	-1.54	-1.53
			地すべり②	-0.42	-0.42	-0.83	-0.83
			地すべり③	-0.50	-0.50	-0.91	-0.91
			Ls7	-0.10	-0.10	-0.51	-0.51
			Ls26	-0.45	-0.45	-0.86	-0.86
F-Ⅲ～F-Ⅴ断層	-3.51	-3.45	地すべり④	-0.38	-0.38	-3.89	-3.83
			Ls7	-0.10	-0.10	-3.61	-3.55
			Ls26	-0.45	-0.45	-3.69	-3.90
K-4～K-7撓曲	-1.49	-1.48	地すべり④	-0.38	-0.38	-1.87	-1.86
			Ls7	-0.10	-0.10	-1.59	-1.58
			Ls26	-0.45	-0.45	-1.94	-1.93
Fk-1断層	-1.41	-1.35	地すべり④	-0.38	-0.38	-1.79	-1.73
			Ls7	-0.10	-0.10	-1.51	-1.45
			Ls26	-0.45	-0.45	-1.86	-1.80
K-1撓曲+K-2撓曲+F_{ko}断層	-0.31	-0.30	地すべり④	-0.38	-0.38	-0.69	-0.68
			Ls7	-0.10	-0.10	-0.41	-0.40
			Ls26	-0.45	-0.45	-0.76	-0.75
大田沖断層	-0.16	-0.16	地すべり④	-0.38	-0.38	-0.54	-0.54
			Ls7	-0.10	-0.10	-0.26	-0.26
			Ls26	-0.45	-0.45	-0.61	-0.61
F57断層	-0.53	-0.51	地すべり④	-0.38	-0.38	-0.91	-0.89
			Ls7	-0.10	-0.10	-0.63	-0.61
			Ls26	-0.45	-0.45	-0.98	-0.96
見島北方沖西部断層	-0.12	-0.11	地すべり④	-0.38	-0.38	-0.50	-0.49
			Ls7	-0.10	-0.10	-0.22	-0.21
			Ls26	-0.45	-0.45	-0.57	-0.56

※2　海底地すべりに起因する津波の最大水位下降量はWatts et al.(2005)の方法による数値シミュレーション結果，
陸上地すべりに起因する津波の最大水位下降量は二層流モデルによる数値シミュレーション結果である。

断層パラメータ

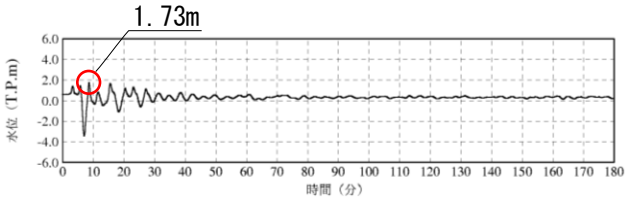
・以下のパラメータに基づき津波解析を実施した。

断層	断層長さ（km）	モーメントマグニチュードMw	すべり量（m）	傾斜角（°）	主応力軸（°）	すべり角（°）	上縁深さ（km）	傾斜方向	最大水位上昇量（m）	最大水位下降量（m）	
									上昇側	下降側	
									施設護岸又は防波壁	２号炉取水口（東）	２号炉取水口（西）
鳥取沖東部断層～鳥取沖西部断層	98	7.68	5.77	45	120	170	0	北傾斜	+0.36	-0.41	-0.41
F－Ⅲ～F－Ⅴ断層	48.0	7.27	4.01	90	110	130, 180	0	南傾斜	+3.44	-2.87	-2.81
			4.01	90	120	115, 180	0	南傾斜	+3.00	-3.51	-3.45
K-4～K-7撓曲	19	6.68	1.58	90	120	115, 130	0	北傾斜	+1.95	-0.55	-0.54
			1.58	90	120	115, 130	0	南傾斜	+0.68	-1.49	-1.48
Fk-1断層	19	6.68	1.58	90	120	155	0	北傾斜	+1.61	-0.52	-0.53
			1.58	90	120	155	0	南傾斜	+1.12	-1.41	-1.35
K-1撓曲+K-2撓曲+F_{ko}断層	36	7.10	3.00	90	120	140, 180	0	北傾斜	+0.72	-0.25	-0.25
			3.00	90	120	140, 180	0	南傾斜	+0.34	-0.31	-0.30
大田沖断層	53	7.33	4.43	90	120	180	0	北傾斜	+0.31	-0.16	-0.16
F57断層	108	7.74	8.98	90	120	180, 120	0	北傾斜	+0.66	-0.36	-0.34
			8.98	90	120	180, 120	0	南傾斜	+0.70	-0.53	-0.51
見島北方沖西部断層	38	7.13	3.16	90	120	155	0	北傾斜	+0.23	-0.12	-0.11
			3.16	90	120	155	0	南傾斜	+0.18	-0.09	-0.09

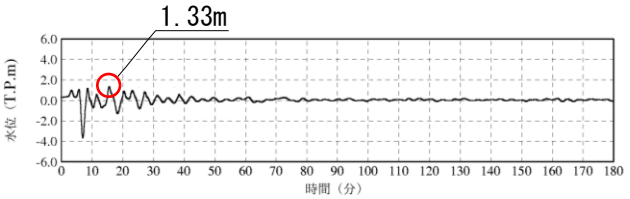
津波水位評価地点における水位の時刻歴波形

評価水位最高ケース（水位上昇側）　F－Ⅲ～F－Ⅴ断層 ＋ Ls26 （時間差16秒）

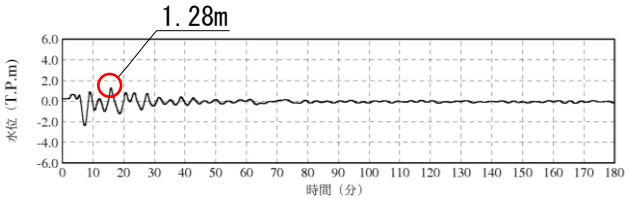
【循環水ポンプ運転時】



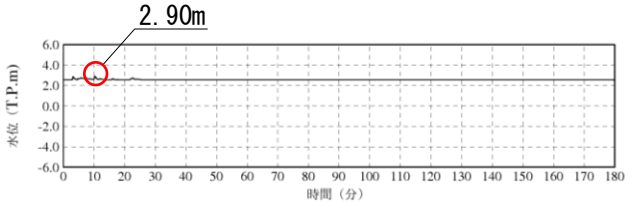
1号炉取水槽
（最大水位上昇量1.73m－地盤変動量0.27m≒T.P.+1.5m）



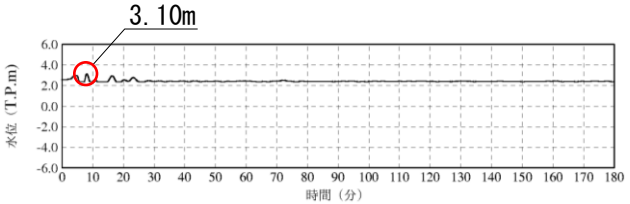
2号炉取水槽
（最大水位上昇量1.33m－地盤変動量0.27m≒T.P.+1.1m）



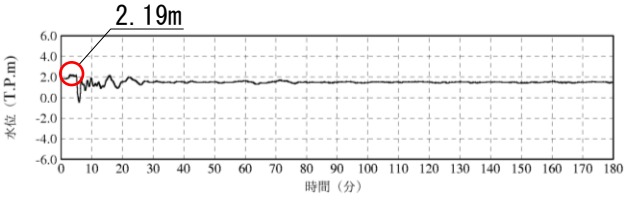
3号炉取水槽
（最大水位上昇量1.28m－地盤変動量0.28m≒T.P.+1.0m）



1号炉放水槽
（最大水位上昇量2.90m－地盤変動量0.26m≒T.P.+2.7m）

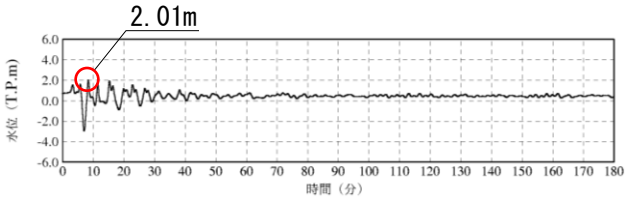


2号炉放水槽
（最大水位上昇量3.10m－地盤変動量0.32m≒T.P.+2.8m）

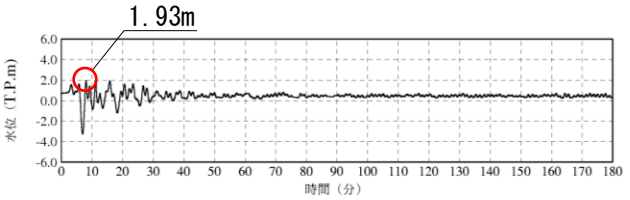


3号炉放水槽
（最大水位上昇量2.19m－地盤変動量0.30m≒T.P.+1.9m）

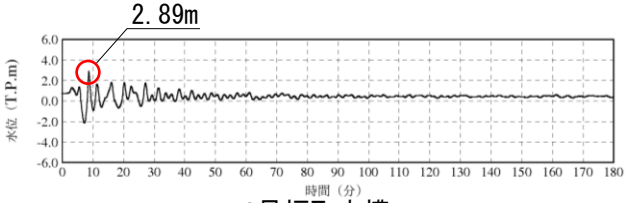
【循環水ポンプ停止時】



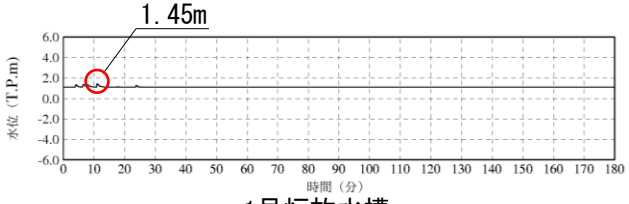
1号炉取水槽
（最大水位上昇量2.01m－地盤変動量0.27≒T.P.+1.8m）



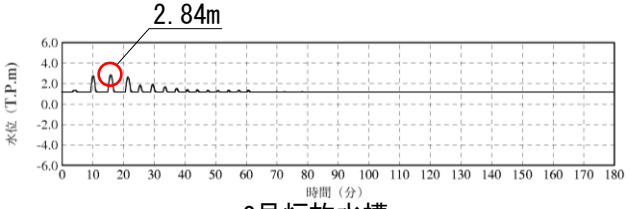
2号炉取水槽
（最大水位上昇量1.93m－地盤変動量0.27m≒T.P.+1.7m）



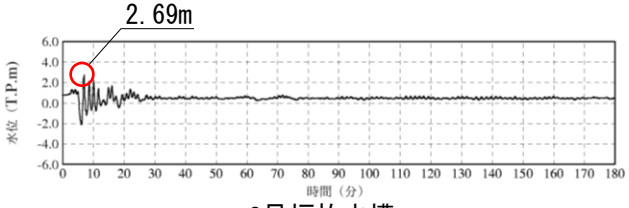
3号炉取水槽
（最大水位上昇量2.89m－地盤変動量0.28m≒T.P.+2.7m）



1号炉放水槽
（最大水位上昇量1.45m－地盤変動量0.26≒T.P.+1.2m）



2号炉放水槽
（最大水位上昇量2.84m－地盤変動量0.32m≒T.P.+2.6m）



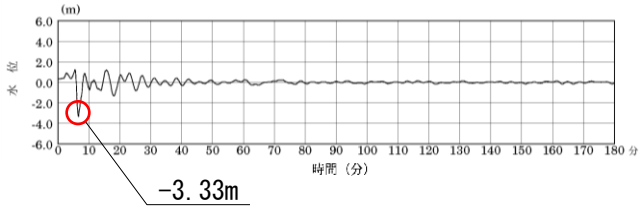
3号炉放水槽
（最大水位上昇量2.69m－地盤変動量0.30≒T.P.+2.4m）

※初期水位は，潮位及び取水による損失水頭を考慮した水位

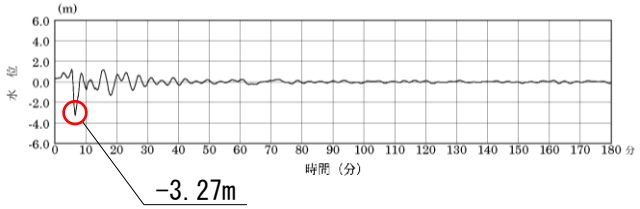
津波水位評価地点における水位の時刻歴波形

評価水位最低ケース（水位下降側）　F－Ⅲ～F－Ⅴ断層　＋　Ls26

下降側評価（同時発生）

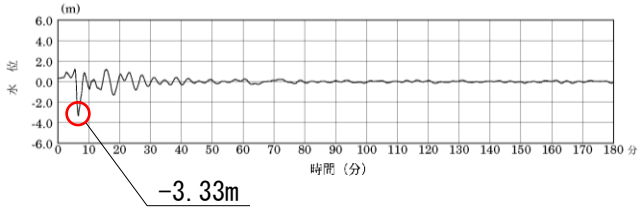


2号炉取水口（東）
（最大水位下降量-3.33m＋朔望平均干潮位T.P.-0.02m
－地盤変動量0.34m≒T.P.-3.7m）

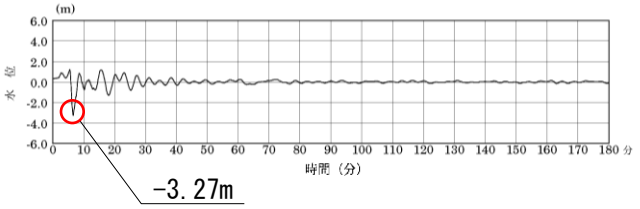


2号炉取水口（西）
（最大水位下降量-3.27m＋朔望平均干潮位T.P.-0.02m
－地盤変動量0.34m≒T.P.-3.7m）

下降側評価（時間差2秒）



2号炉取水口（東）
（最大水位下降量-3.33m＋朔望平均干潮位T.P.-0.02m
－地盤変動量0.34m≒T.P.-3.7m）



2号炉取水口（西）
（最大水位下降量-3.27m＋朔望平均干潮位T.P.-0.02m
－地盤変動量0.34m≒T.P.-3.7m）

余白

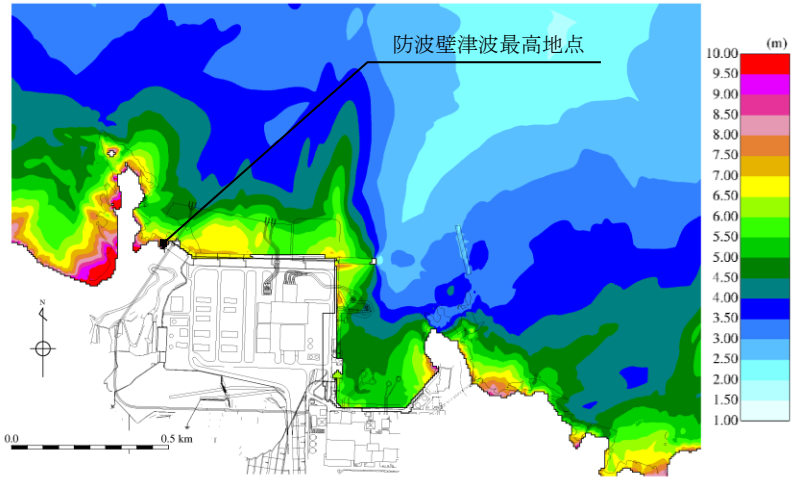
1.施設概要及び文献調査
2.津波評価手法及び評価条件
3.地震による津波の想定
4.地震以外の要因による津波の想定
5.津波起因事象の重畳による津波の想定
6.防波堤無し条件の津波評価
6-1日本海東縁部を波源域とする地方自治体独自の波源モデルに基づく検討（鳥取県(2012)）
6-2日本海東縁部を波源域とする地震発生領域の連動を考慮した検討（断層長さ350km）
7.基準津波の策定
8.津波堆積物調査
9.津波の伝播特性
10.取水性の確保
11.年超過確率の参照
12.基準津波に対する安全性（砂移動評価）

消波ブロックをモデル化した場合の検討

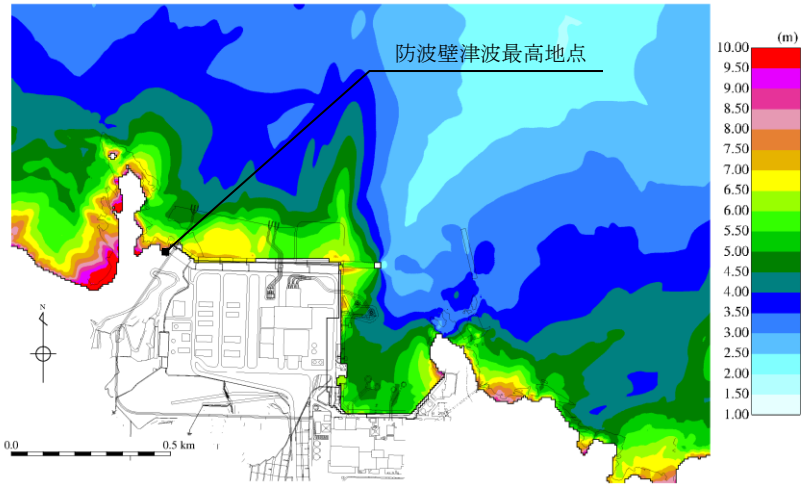
第771回審査会合　資料1-3　P330　加筆・修正

・消波ブロックをモデル化した場合の津波への影響を検討するため，『日本海東縁部（鳥取県モデル；防波堤有り）』による地震に伴う津波を対象に実施する。実施に当たっては，東防波堤のT.P.-4.9m～T.P.+1.8m区間の消波ブロックをモデル化し，消波ブロックの透過率を施工実績より算出し50%と設定した。
・その結果，消波ブロックをモデル化した場合，消波ブロックをモデル化しない場合と比較し，津波の敷地への影響は小さいことから，これまでの消波ブロックをモデル化しない津波解析は安全側の評価となることを確認した。

波源	消波ブロックのモデル化	評価水位（T.P.m）		
		上昇側	下降側	
		施設護岸又は防波壁	2号炉取水口（東）	2号炉取水口（西）
『日本海東縁部（鳥取県モデル；防波堤有り）』	消波ブロックをモデル化	+10.4	-4.8	-4.8
	消波ブロックをモデル化しない	+10.5	-5.0	-5.0



最大水位上昇量分布図
（消波ブロックをモデル化）



最大水位上昇量分布図
（消波ブロックをモデル化しない）

概略パラメータスタディ結果

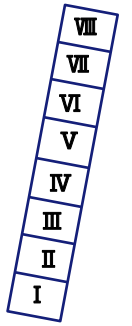
第771回審査会合　資料1-3　P332　加筆・修正

■ 防波堤無し条件における水位上昇側・下降側（その１）

東西位置※	傾斜角	傾斜方向	大すべり域位置	評価水位（T.P. m） 上昇側 施設護岸又は防波壁	下降側 ２号炉取水口（東）	下降側 ２号炉取水口（西）
(1)	60°	東傾斜	Ⅰ Ⅱ	+4.5	−3.0	−3.0
			Ⅱ Ⅲ	+4.3	−2.8	−2.8
			Ⅲ Ⅳ	+8.6	−3.0	−2.9
			Ⅳ Ⅴ	+6.8	−3.4	−3.4
			Ⅴ Ⅵ	+5.8	−4.1	−4.1
			Ⅵ Ⅶ	+5.8	−3.4	−3.3
			Ⅶ Ⅷ	+4.5	−2.8	−2.8
(2)		西傾斜	Ⅰ Ⅱ	+3.7	−2.3	−2.3
			Ⅱ Ⅲ	+4.2	−2.5	−2.5
			Ⅲ Ⅳ	+6.1	−3.0	−3.0
			Ⅳ Ⅴ	+7.3	−3.8	−3.8
			Ⅴ Ⅵ	+6.9	−3.6	−3.5
			Ⅵ Ⅶ	+6.1	−3.0	−3.0
			Ⅶ Ⅷ	+3.6	−2.6	−2.5

東西位置※	傾斜角	傾斜方向	大すべり域位置	評価水位（T.P. m） 上昇側 施設護岸又は防波壁	下降側 ２号炉取水口（東）	下降側 ２号炉取水口（西）
(3)	60°	東傾斜	Ⅰ Ⅱ	+3.5	−2.6	−2.6
			Ⅱ Ⅲ	+4.8	−2.6	−2.5
			Ⅲ Ⅳ	+5.8	−3.3	−3.3
			Ⅳ Ⅴ	+9.4	−3.9	−3.9
			Ⅴ Ⅵ	+8.1	−4.2	−4.2
			Ⅵ Ⅶ	+6.5	−4.4	−4.3
			Ⅶ Ⅷ	+4.4	−3.0	−3.0
(4)		西傾斜	Ⅰ Ⅱ	+3.1	−2.5	−2.5
			Ⅱ Ⅲ	+3.3	−2.4	−2.4
			Ⅲ Ⅳ	+3.9	−2.3	−2.3
			Ⅳ Ⅴ	+5.8	−3.5	−3.4
			Ⅴ Ⅵ	+6.7	−4.3	−4.3
			Ⅵ Ⅶ	+5.8	−4.0	−3.9
			Ⅶ Ⅷ	+4.0	−2.3	−2.3

：評価水位が最高 又は 最低となるケースの評価水位



大すべり域の配置図

※　断層の東西位置の番号は本編P282を参照

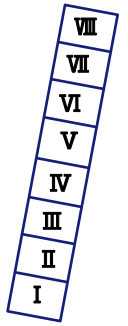
概略パラメータスタディ結果

第771回審査会合　資料1-3　P333　加筆・修正

■ 防波堤無し条件における水位上昇側・下降側（その２）

東西位置※	傾斜角	傾斜方向	大すべり域位置	評価水位（T.P. m） 上昇側 施設護岸又は防波壁	下降側 ２号炉取水口（東）	下降側 ２号炉取水口（西）
(1)	45°	東傾斜	Ⅰ Ⅱ	+4.2	−2.8	−2.8
			Ⅱ Ⅲ	+4.0	−2.4	−2.4
			Ⅲ Ⅳ	+7.9	−2.8	−2.7
			Ⅳ Ⅴ	+6.4	−3.3	−3.2
			Ⅴ Ⅵ	+5.0	−4.0	−3.9
			Ⅵ Ⅶ	+4.6	−3.2	−3.2
			Ⅶ Ⅷ	+4.2	−2.9	−2.8
(2)		西傾斜	Ⅰ Ⅱ	+3.3	−2.1	−2.1
			Ⅱ Ⅲ	+3.9	−2.3	−2.2
			Ⅲ Ⅳ	+5.7	−2.7	−2.6
			Ⅳ Ⅴ	+6.8	−3.9	−3.9
			Ⅴ Ⅵ	+6.8	−3.7	−3.6
			Ⅵ Ⅶ	+5.1	−2.7	−2.6
			Ⅶ Ⅷ	+3.5	−2.4	−2.3

東西位置※	傾斜角	傾斜方向	大すべり域位置	評価水位（T.P. m） 上昇側 施設護岸又は防波壁	下降側 ２号炉取水口（東）	下降側 ２号炉取水口（西）
(3)	45°	東傾斜	Ⅰ Ⅱ	+3.3	−2.4	−2.4
			Ⅱ Ⅲ	+4.1	−2.3	−2.3
			Ⅲ Ⅳ	+5.1	−2.7	−2.7
			Ⅳ Ⅴ	+7.7	−3.4	−3.3
			Ⅴ Ⅵ	+7.6	−3.7	−3.6
			Ⅵ Ⅶ	+6.0	−3.9	−3.9
			Ⅶ Ⅷ	+4.3	−2.9	−2.9
(4)		西傾斜	Ⅰ Ⅱ	+2.9	−2.5	−2.5
			Ⅱ Ⅲ	+3.1	−2.3	−2.3
			Ⅲ Ⅳ	+3.4	−2.3	−2.3
			Ⅳ Ⅴ	+5.1	−3.1	−3.0
			Ⅴ Ⅵ	+6.5	−3.9	−3.9
			Ⅵ Ⅶ	+4.9	−3.6	−3.6
			Ⅶ Ⅷ	+3.4	−2.2	−2.2



大すべり域の配置図

※　断層の東西位置の番号は本編P282を参照

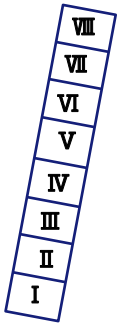
概略パラメータスタディ結果

第771回審査会合　資料1-3　P334　加筆・修正

■ 防波堤無し条件における水位上昇側・下降側（その３）

東西位置※	傾斜角	傾斜方向	大すべり域位置	評価水位（T.P. m） 上昇側 施設護岸又は防波壁	下降側 ２号炉取水口（東）	下降側 ２号炉取水口（西）
(1)	30°	東傾斜	Ⅰ Ⅱ	+3.5	−2.5	−2.5
			Ⅱ Ⅲ	+3.7	−2.0	−2.0
			Ⅲ Ⅳ	+6.7	−2.6	−2.5
			Ⅳ Ⅴ	+5.0	−2.7	−2.7
			Ⅴ Ⅵ	+4.2	−3.6	−3.6
			Ⅵ Ⅶ	+4.5	−3.1	−3.1
			Ⅶ Ⅷ	+3.5	−2.6	−2.6
(2)		西傾斜	Ⅰ Ⅱ	+2.9	−2.0	−2.0
			Ⅱ Ⅲ	+3.5	−1.9	−1.9
			Ⅲ Ⅳ	+4.7	−2.2	−2.2
			Ⅳ Ⅴ	+5.6	−3.0	−3.0
			Ⅴ Ⅵ	+5.6	−3.0	−3.0
			Ⅵ Ⅶ	+4.4	−3.0	−3.0
			Ⅶ Ⅷ	+3.7	−2.4	−2.4

東西位置※	傾斜角	傾斜方向	大すべり域位置	評価水位（T.P. m） 上昇側 施設護岸又は防波壁	下降側 ２号炉取水口（東）	下降側 ２号炉取水口（西）
(3)	30°	東傾斜	Ⅰ Ⅱ	+2.9	−2.1	−2.1
			Ⅱ Ⅲ	+3.6	−2.1	−2.1
			Ⅲ Ⅳ	+4.2	−2.3	−2.3
			Ⅳ Ⅴ	+5.7	−2.9	−2.9
			Ⅴ Ⅵ	+5.4	−3.2	−3.2
			Ⅵ Ⅶ	+4.3	−3.8	−3.7
			Ⅶ Ⅷ	+3.3	−2.8	−2.8
(4)		西傾斜	Ⅰ Ⅱ	+3.0	−2.3	−2.3
			Ⅱ Ⅲ	+3.2	−2.4	−2.4
			Ⅲ Ⅳ	+3.3	−2.6	−2.6
			Ⅳ Ⅴ	+4.1	−2.3	−2.2
			Ⅴ Ⅵ	+4.6	−3.0	−2.9
			Ⅵ Ⅶ	+3.9	−2.9	−2.9
			Ⅶ Ⅷ	+3.0	−2.2	−2.1



大すべり域の配置図

※　断層の東西位置の番号は本編P282を参照

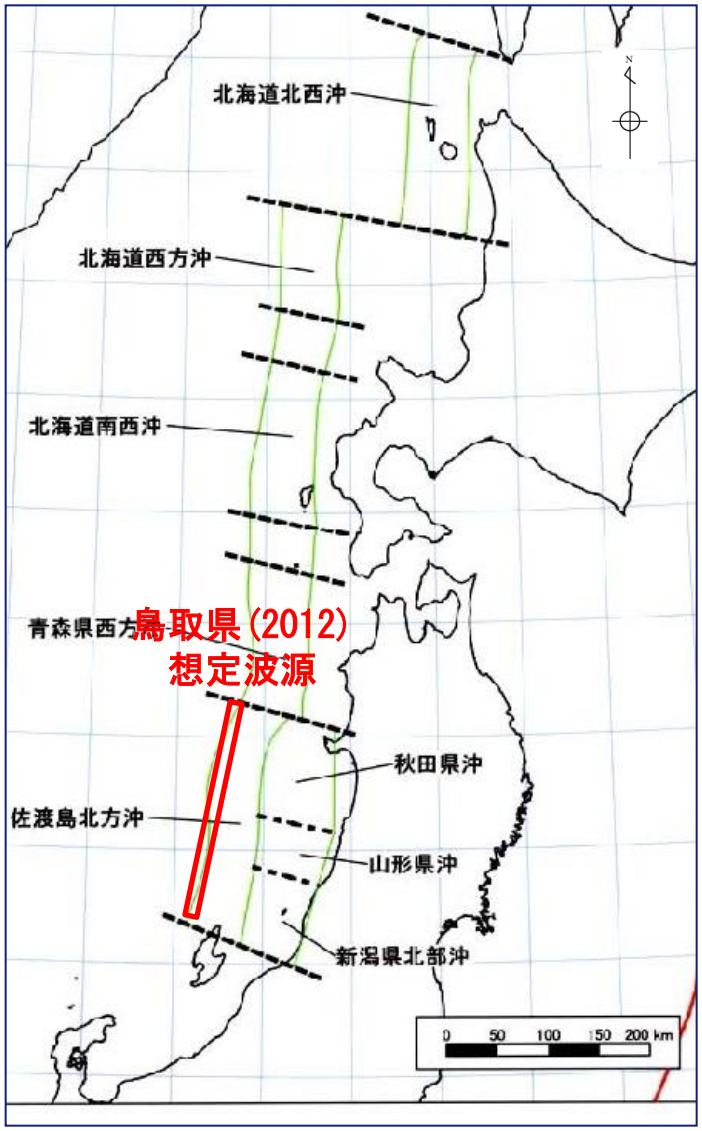
余白

1.施設概要及び文献調査
2.津波評価手法及び評価条件
3.地震による津波の想定
4.地震以外の要因による津波の想定
5.津波起因事象の重畳による津波の想定
6.防波堤無し条件の津波評価
7.基準津波の策定
8.津波堆積物調査
9.津波の伝播特性
10.取水性の確保
11.年超過確率の参照
12.基準津波に対する安全性（砂移動評価）

設置変更許可申請時(H25.12.25)の基準津波

・鳥取県(2012)が日本海東縁部に想定した地震による津波を基準津波として選定した。

検討ケース		上昇側	下降側	
		防波壁	２号炉取水口（東）	２号炉取水口（西）
評価水位 (T.P. m)	基準津波	+9.5	-5.8	-5.8



地震調査研究推進本部(2003)に加筆

余白

1.施設概要及び文献調査
2.津波評価手法及び評価条件
3.地震による津波の想定
4.地震以外の要因による津波の想定
5.津波起因事象の重畳による津波の想定
6.防波堤無し条件の津波評価
7.基準津波の策定
8.津波堆積物調査
8-1 敷地周辺における津波堆積物調査
8-2 山陰地方における津波堆積物調査
(1)津波堆積物に関する文献調査
(2)イベント堆積物層厚及び分布標高に関する考察
(3)基準津波との比較
9.津波の伝播特性
10.取水性の確保
11.年超過確率の参照
12.基準津波に対する安全性(砂移動評価)

敷地周辺における津波堆積物調査（評価フロー）

採取したコアより異質層を抽出し，異質層及び上下の堆積層を対象とした，室内分析を実施し，異質層の成因を考察する。

ボーリングコア・定方位試料の採取

↓

異質層の抽出

↓

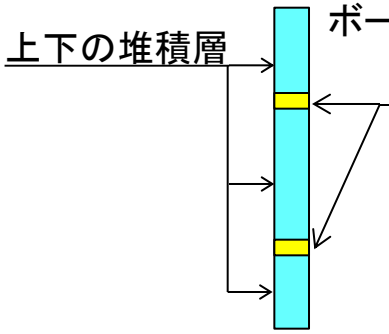
概略分析

↓（津波堆積物の可能性が残る場合）

詳細分析

↓

総合評価



洪水，地震，高潮，津波等により形成される。
上下の堆積層と比較して，不連続な地層。

肉眼観察による，異質層の抽出基準
- 泥質基質中に挟在する砂質層
- 腐植物が多量に含まれる泥質層
- 下位の泥質層との境界部が乱れた砂質層
- 互層状の泥質層　　等

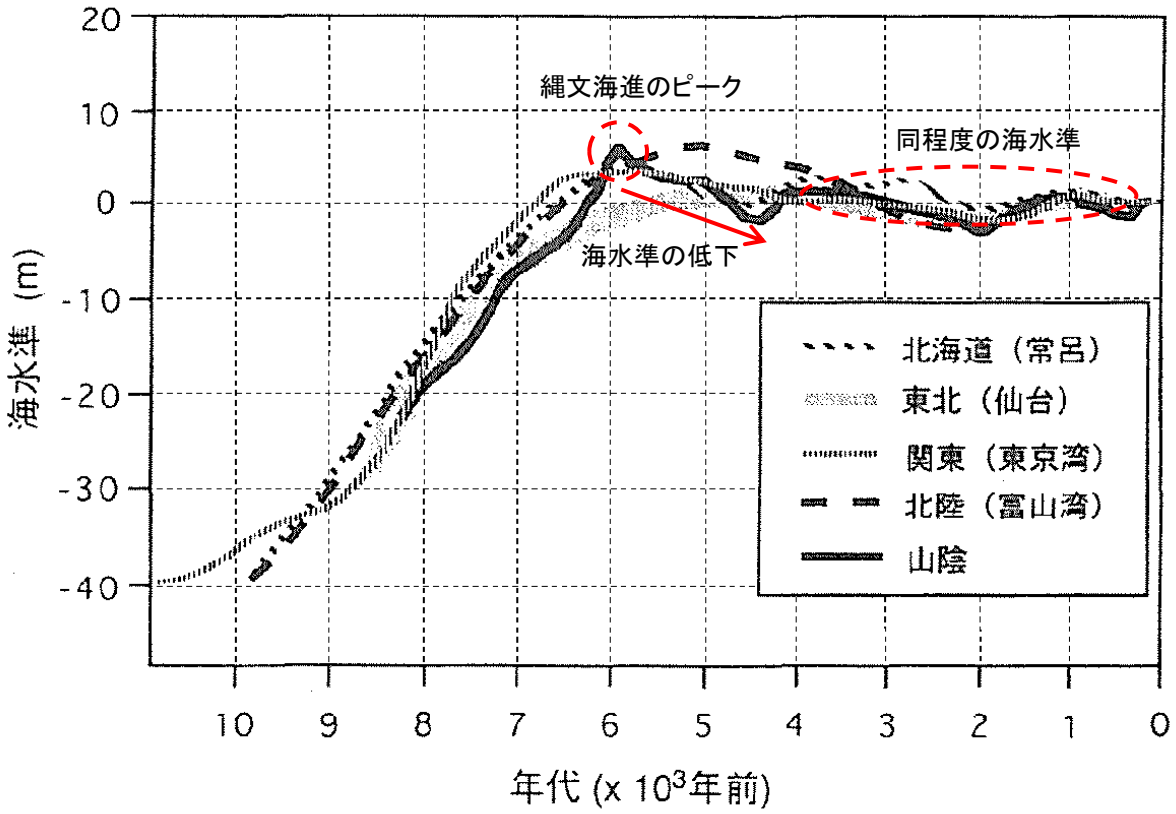
主な分析項目（概略分析）
- 帯磁率測定　⇒　上下の堆積層との帯磁率の連続性の有無を確認
- 年代測定（^{14}C）　⇒　上下の堆積層との^{14}C年代値の連続性の有無
- 微化石分析（珪藻）　⇒　海水生珪藻の有無の確認

主な分析項目（詳細分析）
- 軟X線観察　⇒　自然土 or 人工改変土の判断
- 鉱物鑑定　⇒　異質層の供給源（陸域or海域）の推定
- CNS分析　⇒　堆積物形成時の堆積環境の推定

試料の肉眼観察結果，室内分析結果を踏まえて，異質層の成因（津波，高潮，洪水等）を考察

敷地周辺における津波堆積物調査（堆積環境）

山陰地方の海水準変動は，約6,000年前が縄文海進のピークであり，約6,000年前～約4,000年前にかけて海水準が低下しており，約4,000年前以降は概ね現在と同程度の海水準であることから，約4,000年前以降の海水準安定期の地層を対象に，評価を実施した。



過去１万年間の日本各地の海水準変化曲線

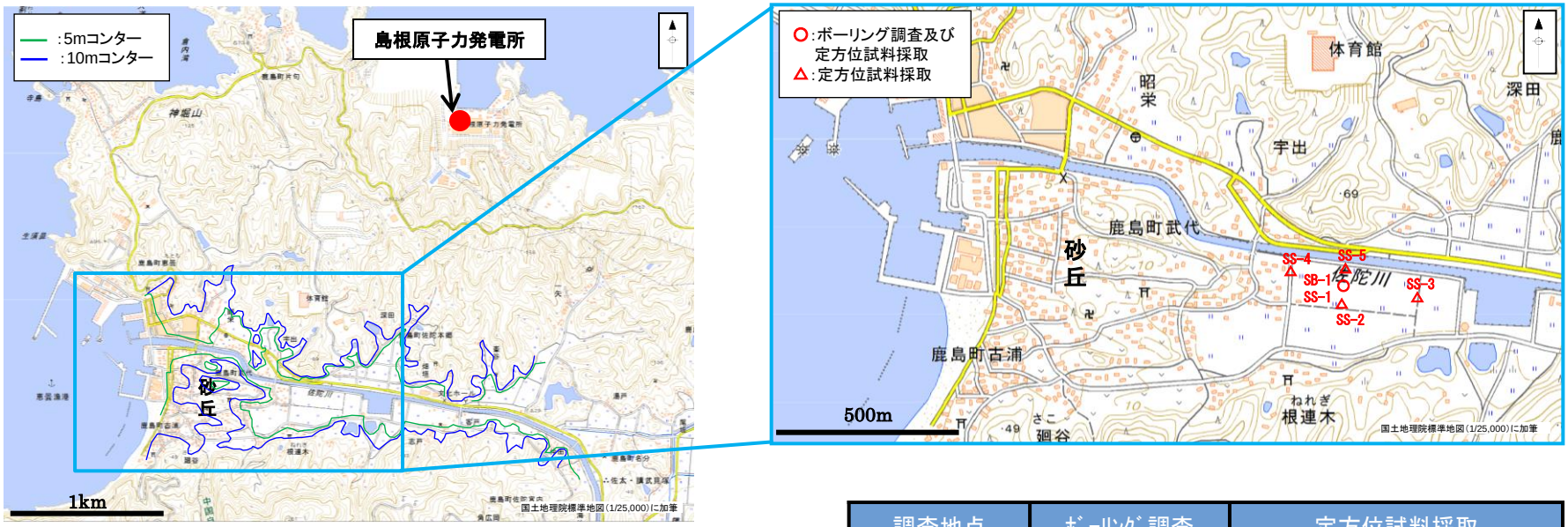
伊藤・幡谷(1995)[77]を引用・加筆

敷地周辺における津波堆積物調査：佐陀本郷地点

第771回審査会合　資料1-3
P346　再掲

調査概要
- 調査地点は島根原子力発電所の南西約2kmの地点に位置する。
- 調査地点北側には佐陀川が東から西に流下しており，調査地点西側の河口付近には，湾頭砂州や砂丘堆積物が分布している。
- ボーリング調査は佐陀川沿いの標高約1.0mの水田で実施した。また，定方位試料採取位置は，堆積物の面的広がりを把握するため，ボーリング調査位置の周辺（標高0.8～1.4m）において，汀線に直交及び平行方向に配置した。

佐陀本郷地点

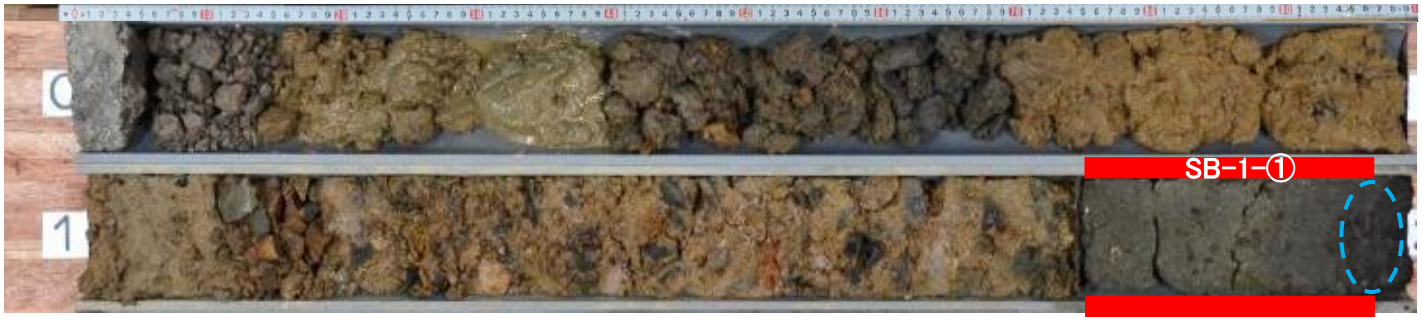


調査地点	ボーリング調査	定方位試料採取
佐陀本郷地点	１本 （岩着まで）	５本 （地表面から4～5m程度）

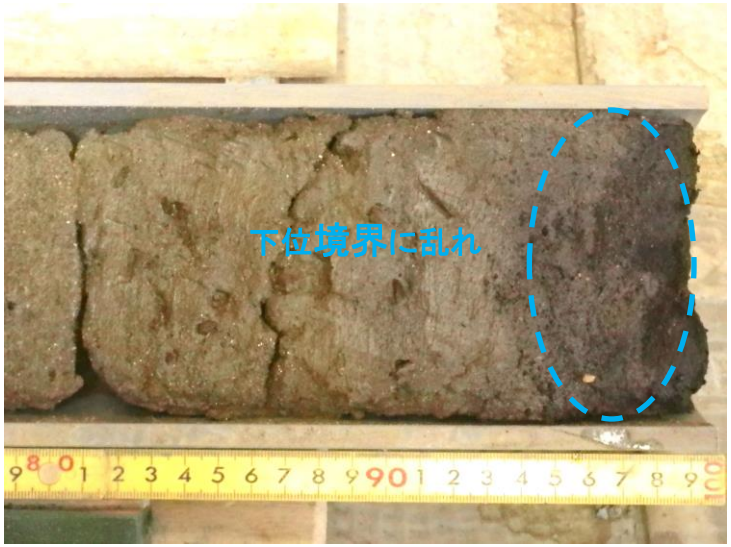
敷地周辺における津波堆積物調査：佐陀本郷地点（異質層の抽出）

ボーリングコアの肉眼観察の結果，異質層を4箇所抽出した。

異質層	異質層の深度（GL-m）	年代値（Cal　BP）	異質層の特徴
SB-1-①	-1.75m～-1.96m	620	以深の粘性土よりも砂分を含む。下位境界に乱れが認められる



【コア写真（拡大）】



SB－1－①（-1.80～-2.00m）

敷地周辺における津波堆積物調査：佐陀本郷地点（異質層の抽出）

第771回審査会合　資料1-3
P348　再掲

異質層	異質層の深度（GL-m）	年代値（Cal　BP）	異質層の特徴
SB-1-②	-2.03m～-2.08m	1,510～1,220	亀裂による変位箇所の上位に位置する



：異質層

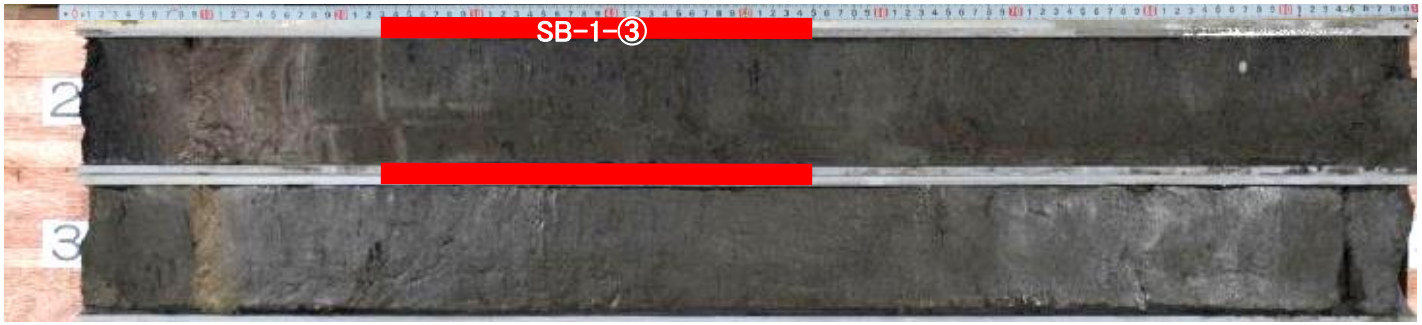
【コア写真（拡大）】



SB－1－②（-2.00～-2.20m）

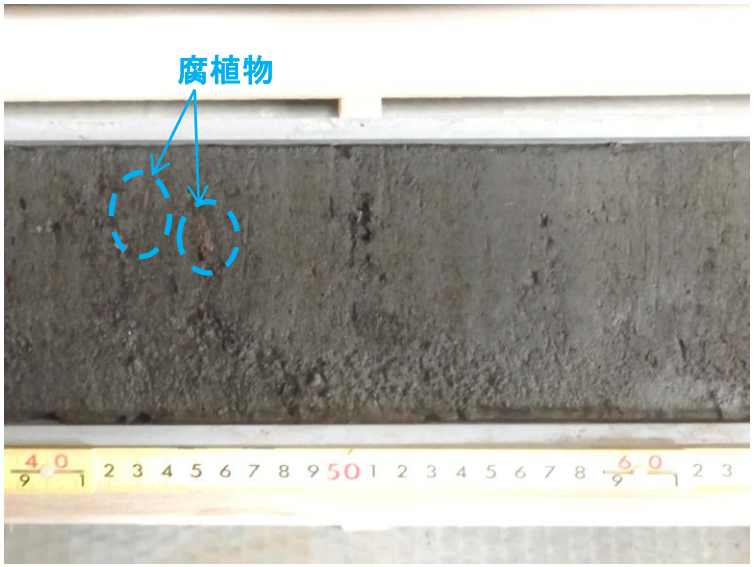
敷地周辺における津波堆積物調査：佐陀本郷地点（異質層の抽出）

異質層	異質層の深度（GL-m）	年代値（Cal　BP）	異質層の特徴
SB-1-③	-2.23m～-2.53m	1,650～1,630	腐植物や炭質物を多く含む粘性土層



：異質層

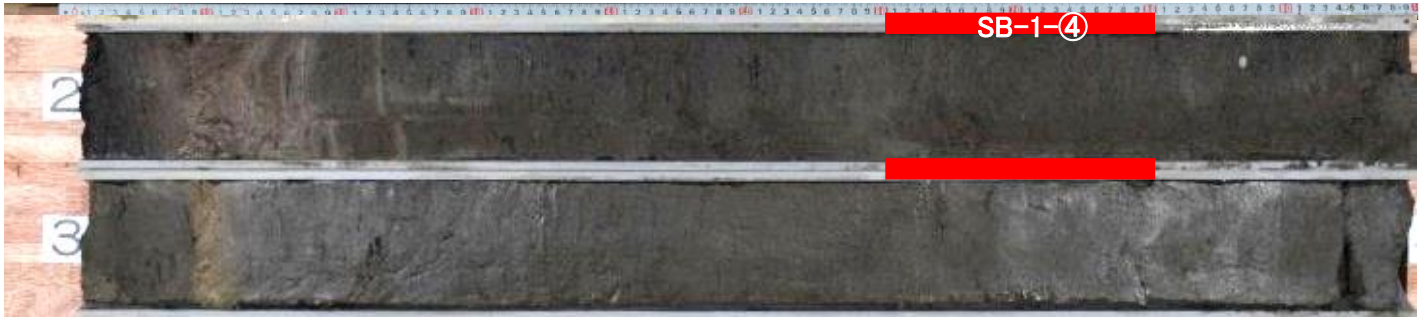
【コア写真（拡大）】



SB－1－③（-2.40～-2.60m）

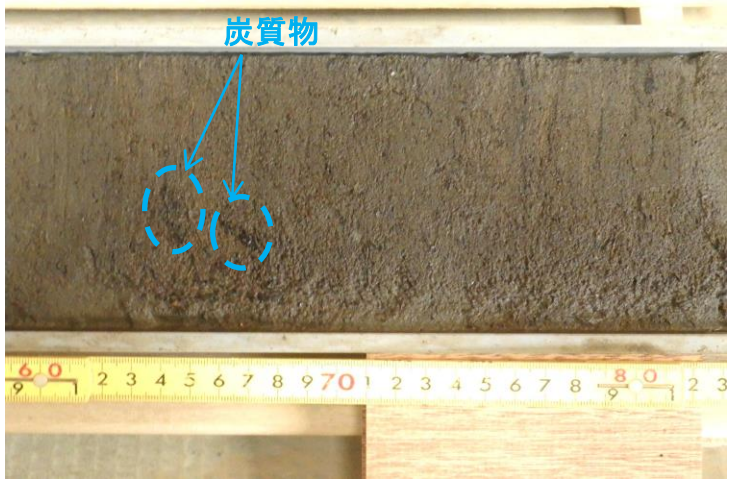
敷地周辺における津波堆積物調査：佐陀本郷地点（異質層の抽出）

異質層	異質層の深度（GL-m）	年代値（Cal　BP）	異質層の特徴
SB-1-④	-2.61m～-2.80m	1,800	腐植物や炭質物を多く含む粘性土層



：異質層

【コア写真（拡大）】



SB－1－④（-2.60～-2.80m）

敷地周辺における津波堆積物調査：佐陀本郷地点（異質層の抽出）

定方位試料採取によるコアの肉眼観察の結果，異質層を5箇所抽出した。

異質層	異質層の深度（GL-m）	年代値（Cal　BP）	異質層の特徴
SS-1-①	-1.60m～-2.14m	690～modern	以深の粘性土よりも砂分を含む。下位境界に乱れが認められる。



：異質層

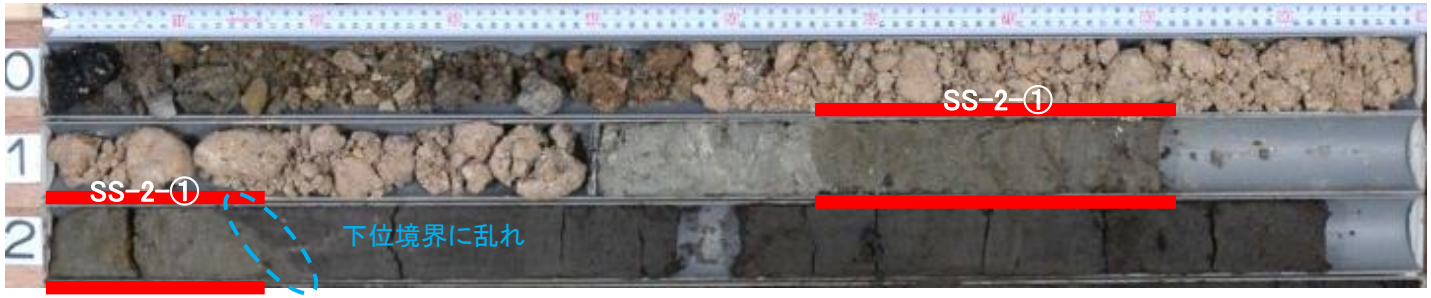
【コア写真（拡大）】



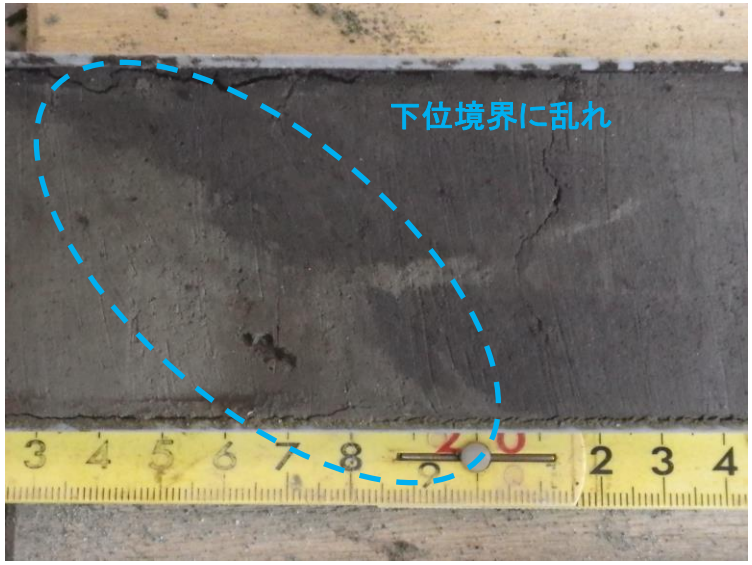
SS－1－①（-2.0～-2.2m）

敷地周辺における津波堆積物調査：佐陀本郷地点（異質層の抽出）

異質層	異質層の深度（GL-m）	年代値（Cal　BP）	異質層の特徴
SS-2-①	-1.65m～-2.17m	590～modern	以深の粘性土よりも砂分を含む。下位境界に乱れが認められる。



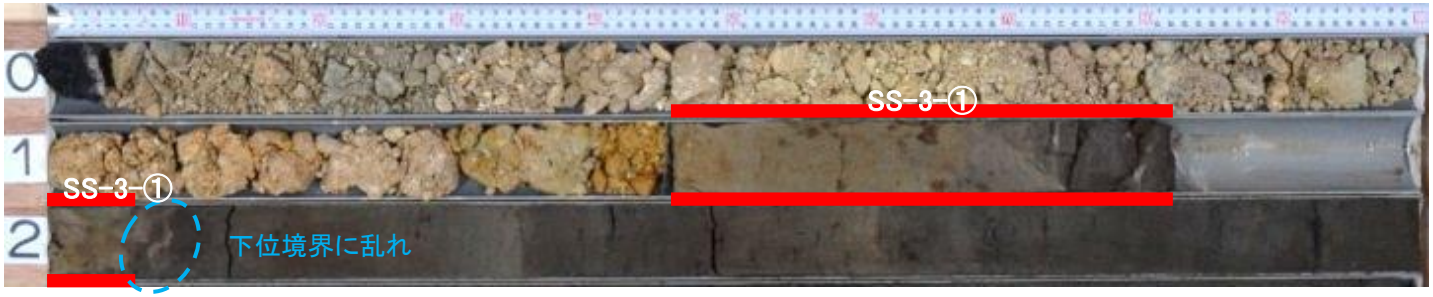
【コア写真（拡大）】



SS－2－①（-2.17m）

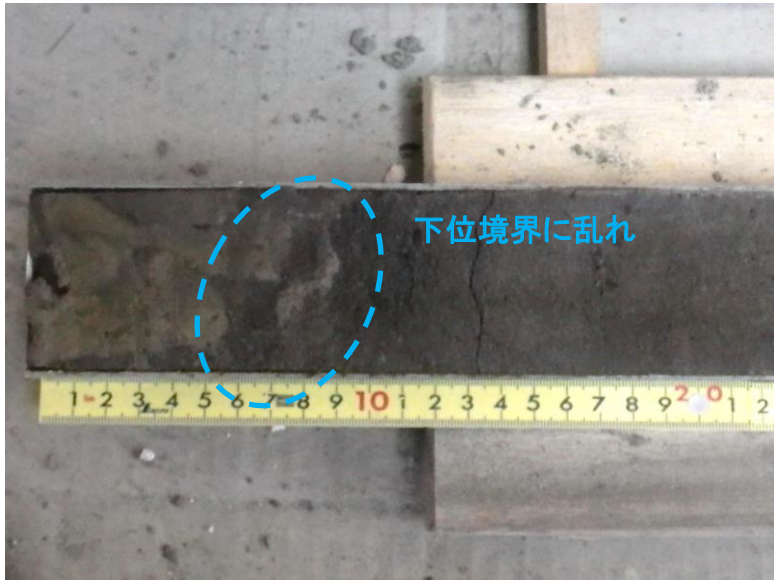
敷地周辺における津波堆積物調査：佐陀本郷地点（異質層の抽出）

異質層	異質層の深度（GL-m）	年代値（Cal　BP）	異質層の特徴
SS-3-①	-1.45m～-2.07m	600	以深の粘性土よりも砂分を含む。下位境界に乱れが認められる。



：異質層

【コア写真（拡大）】



SS－3－①（-2.0～-2.2m）

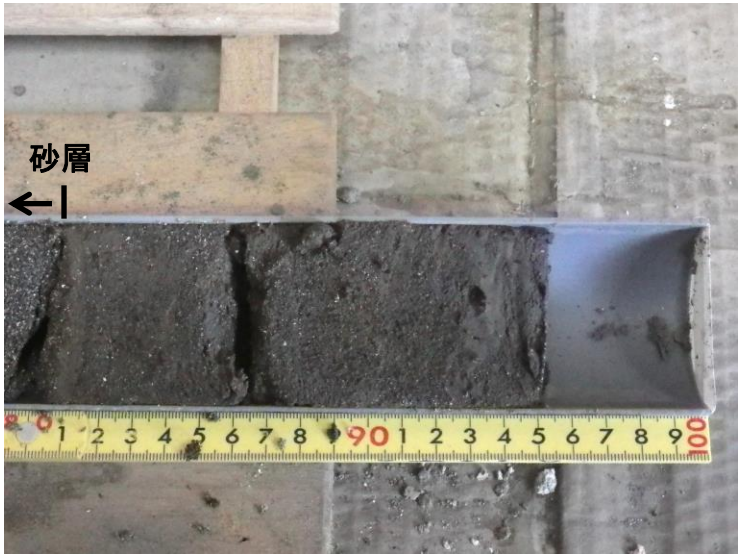
敷地周辺における津波堆積物調査：佐陀本郷地点（異質層の抽出）

第771回審査会合　資料1-3
P354　再掲

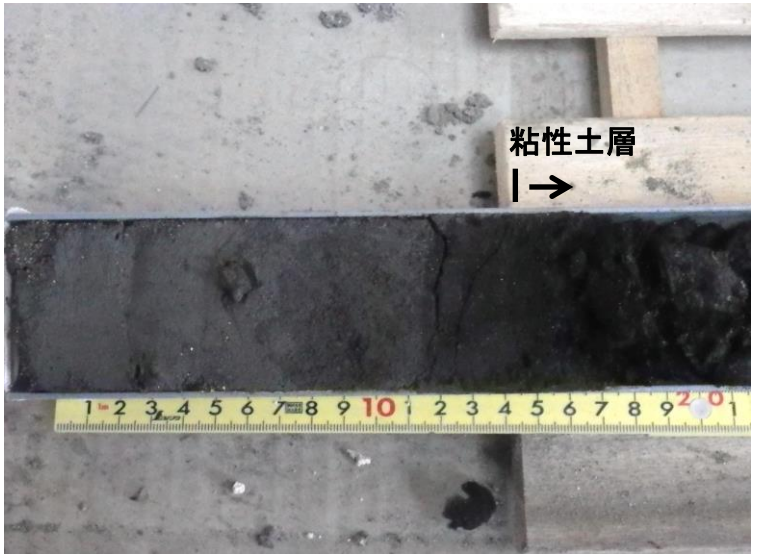
異質層	異質層の深度（GL-m）	年代値（Cal　BP）	異質層の特徴
SS-4-①	-2.83m～-3.14m	700	上位の砂層と下位の粘性土層に挟まれた砂質粘土層



【コア写真（拡大）】



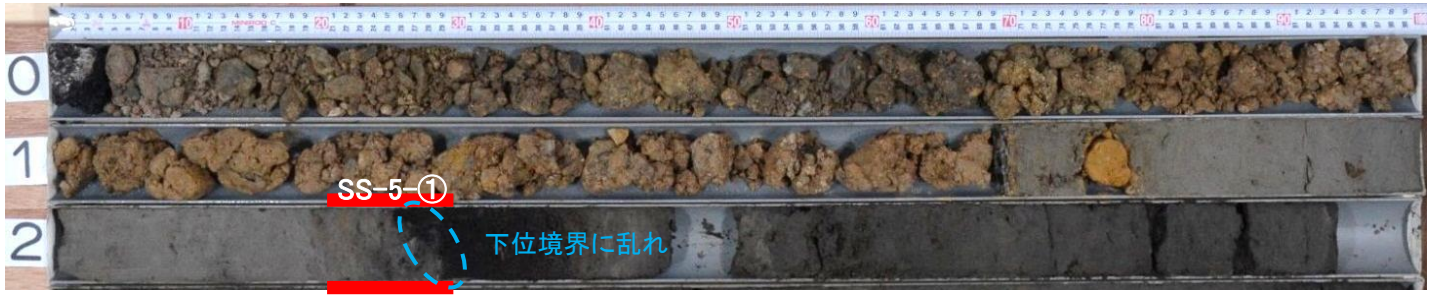
SS－4－①（-2.8～-3.0m）



SS－4－①（-3.0～-3.2m）

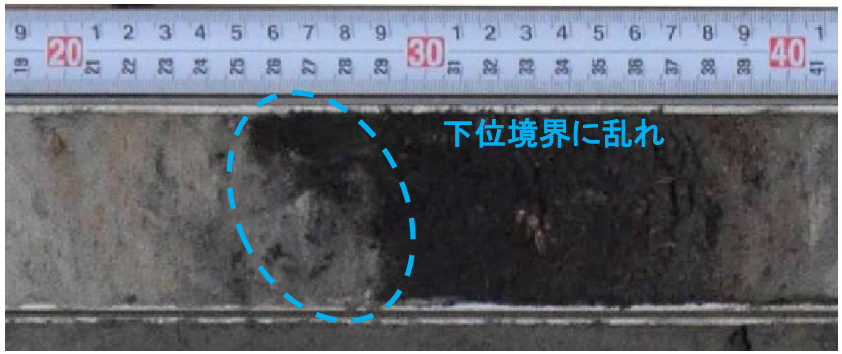
敷地周辺における津波堆積物調査：佐陀本郷地点（異質層の抽出）

異質層	異質層の深度（GL-m）	年代値（Cal　BP）	異質層の特徴
SS-5-①	-2.22m～-2.30m	820	下位境界に乱れが認められる



：異質層

【コア写真（拡大）】



SS－5－①（-2.2～-2.4m）

敷地周辺における津波堆積物調査：佐陀本郷地点（概略分析）

抽出した異質層について，微化石分析（珪藻），年代測定（^{14}C），帯磁率測定を実施し，津波堆積物の可能性があるものについて，以下に示す。

【異質層SS-3-①】
・異質層において上下の年代測定値に逆転が認められた。

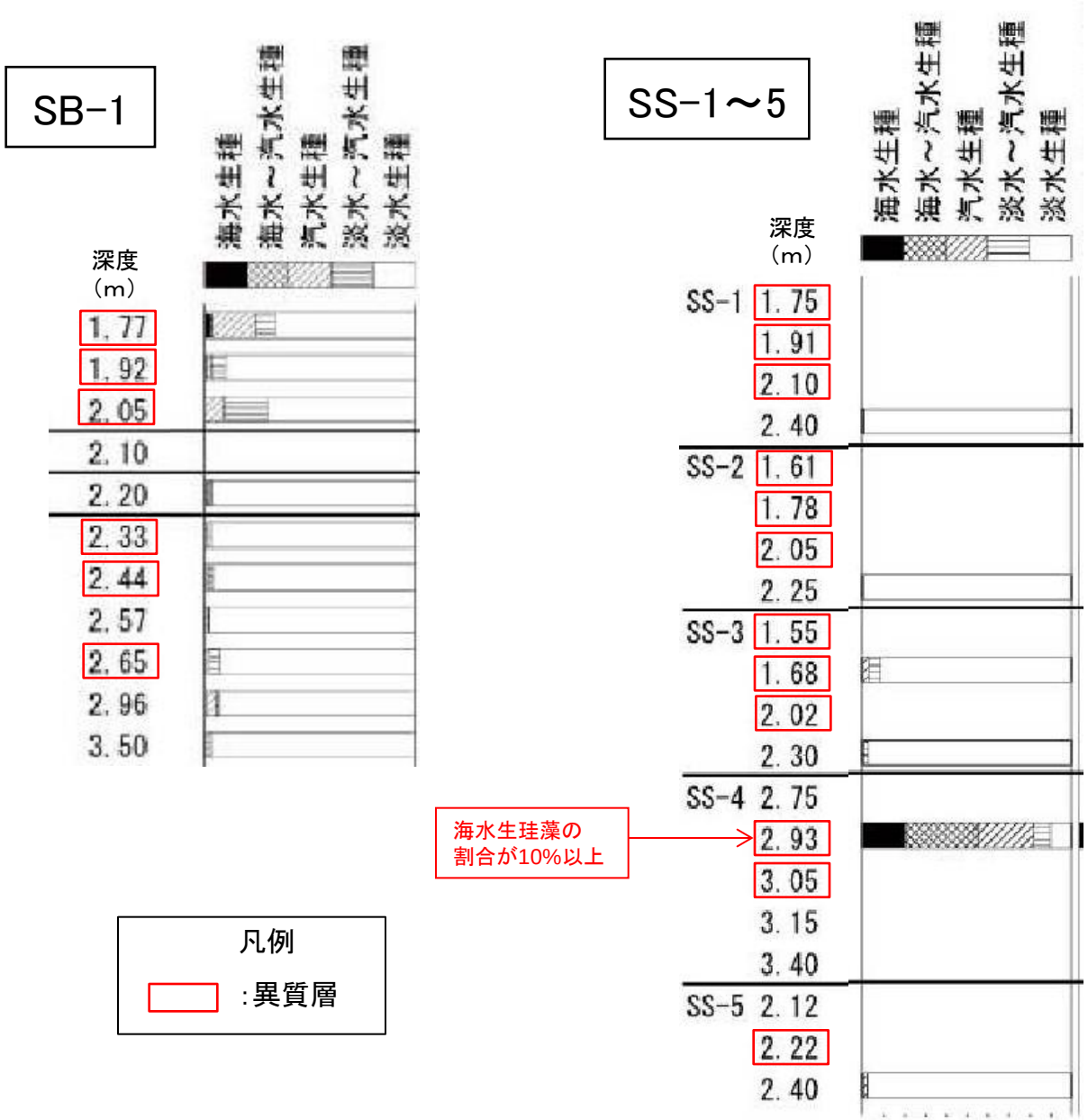
【異質層SS-4-①】
・微化石分析の結果，海水生の珪藻が検出された。

⇒・概略分析の結果を踏まえ，異質層SS-3-①及び異質層SS-4-①について，津波堆積物の可能性が残る異質層と評価し，詳細な検討を行った。
・なお，その他の異質層については，①微化石分析結果より海水生珪藻の割合が低いこと，②年代測定の結果より上下層との年代関係に逆転が認められないこと，③帯磁率分析結果より帯磁率の変化傾向に特異性が無いことから，津波由来を示す証拠は無いと判断した。

異質層	異質層の深度（GL-m）	微化石（珪藻）	年代測定（^{14}C）	帯磁率分析
		海水生珪藻が占める割合	上下層との年代関係	帯磁率の変化傾向の把握
SB-1-①	-1.75m～-1.96m	×	×	×
SB-1-②	-2.03m～-2.08m	×	―	×
SB-1-③	-2.23m～-2.53m	×	×	×
SB-1-④	-2.61m～-2.80m	×	×	×
SS-1-①	-1.60m～-2.14m	（×）	×	×
SS-2-①	-1.65m～-2.17m	（×）	×	×
SS-3-①	-1.45m～-2.07m	×	○	×
SS-4-①	-2.83m～-3.14m	○	×	×
SS-5-①	-2.22m～-2.30m	（×）	×	×
備　考		○：10%以上 ×：10%未満 （）：微化石検出少	○：逆転有 ×：逆転無 ―：不明	○：特異性有（変化有） ×：特異性無（変化無）

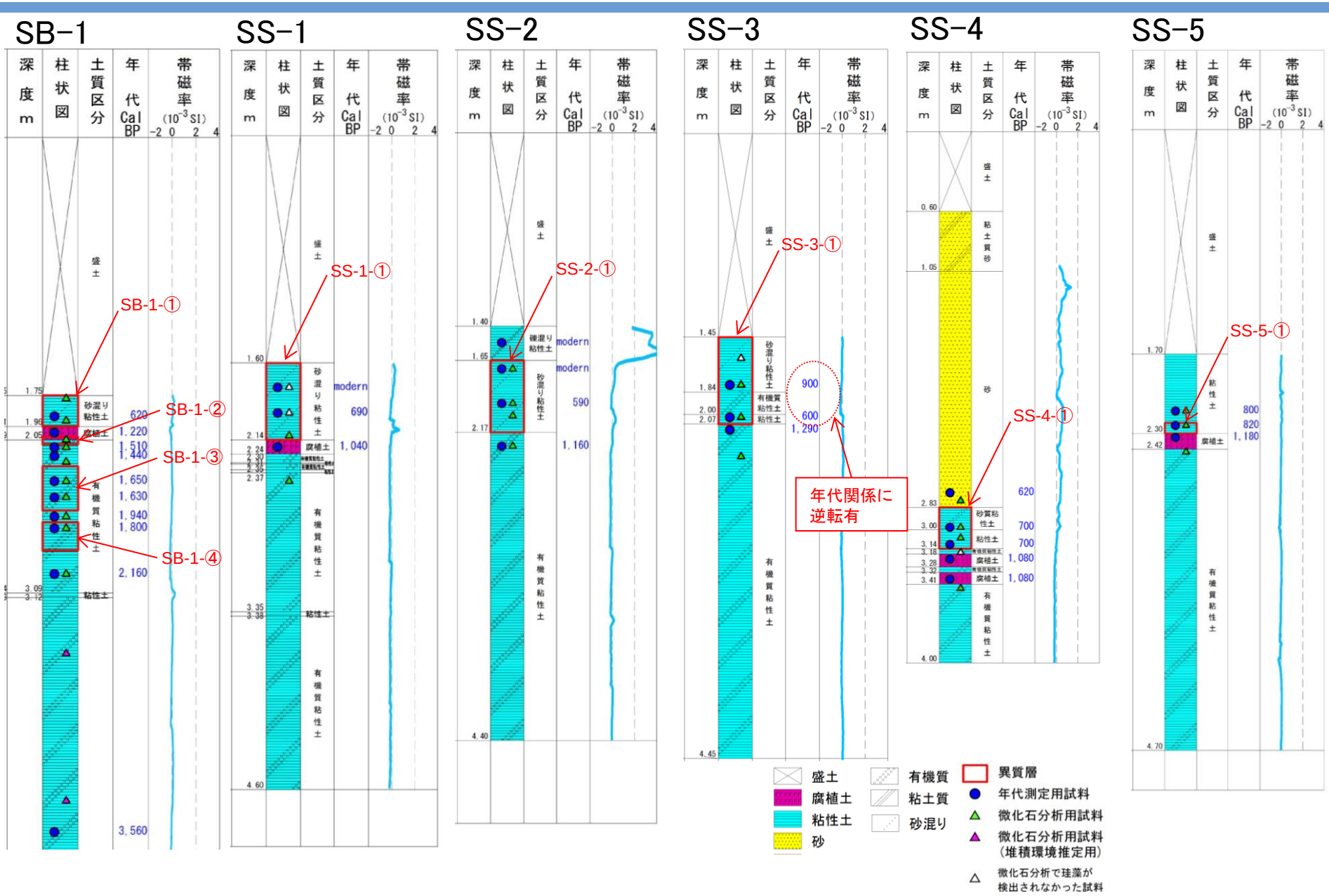
⇨ 詳細分析を実施

敷地周辺における津波堆積物調査：佐陀本郷地点（概略分析：微化石）



※ 微化石（珪藻）の検出数が100以上で，微化石（珪藻）の出現率に信頼性が十分にある場合，出現率のグラフを示している。

敷地周辺における津波堆積物調査：佐陀本郷地点（概略分析：年代測定・帯磁率分析）



第771回審査会合　資料1-3
P359　加筆・修正

【詳細分析：SS-3-①】

異質層SS-3-①について，軟X線観察により堆積環境の検討を行った。

【異質層SS-3-①】

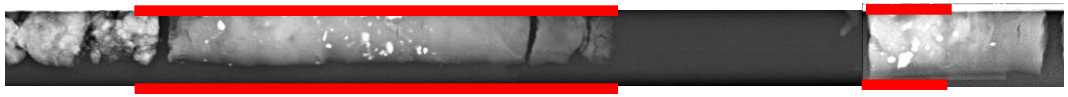
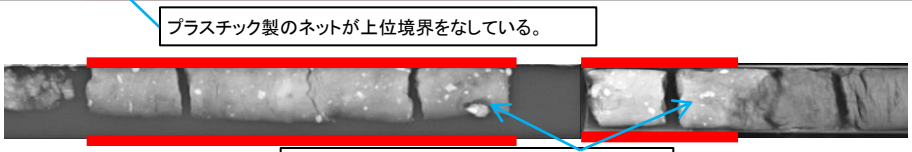
・SS-3-①について軟X線観察により確認した結果，特異な堆積構造は認められなかったことから，SS-3-①の同一層準であるSS-1 の地層について軟X線観察を実施した。

・ SS-1の地層について軟X線観察により確認した結果，下位境界が攪乱されており，礫の長軸方向が水平面に対して直交していることから，SS-1 の地層は人工改変によるものと評価する。

・SS-1の地層はSS-3-①の同一層準であるため，SS-3-①についても人工改変によるものと評価する。

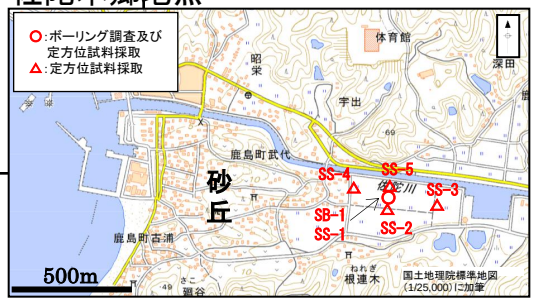
・なお，コア観察により，プラスチック製のネットが上位境界をなしていることが確認された。

⇒人工改変によるものと評価した。

SS-3-①	コア写真	
	軟X線分析結果	
SS-1	コア写真	
	軟X線分析結果	

＝：異質層

佐陀本郷地点



【調査結果】

・異質層SS-3-①には，津波由来を示す証拠は無いと判断した。

【詳細分析：SS-4-①】

SS-4-①について，砂質粘性土に含まれる貝殻片や付近の砂層に着目した堆積環境の検討を行った。

【異質層SS-4-①】

・異質層SS-4-①の上位に分布する砂は，淘汰が良く，全体に微細貝殻片が含まれ，西側（海側）には砂丘が広く分布していることから，砂丘砂と考えられる。

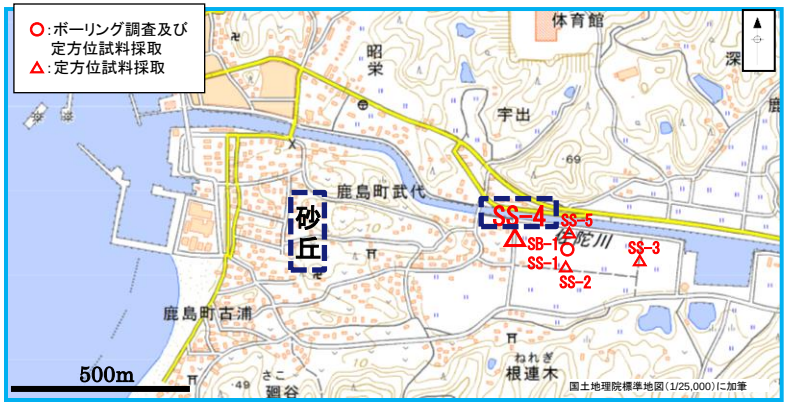
・異質層は粘性土層（下位層）と砂丘砂層（上位層）に挟まれており，下位層から上位層に向かって年代が若くなる。従って，異質層，粘性土層（下位層）及び砂丘砂層（上位層）は，SS-4地点付近に成長してきた砂丘の影響を受けて形成された堆積物（粘性土層→砂質粘性土層→砂丘砂層）と考えられる。

・また，異質層の下位層及び上位層との境界に乱れが認められない。

⇒微化石分析の結果で認められた海水生の珪藻は，砂丘形成時に海域からの飛沫により混入した可能性が高いと評価した。

SS-4-①





年代測定試料	年代測定値
試料①	620
試料②	700
試料③	1,080

【調査結果】

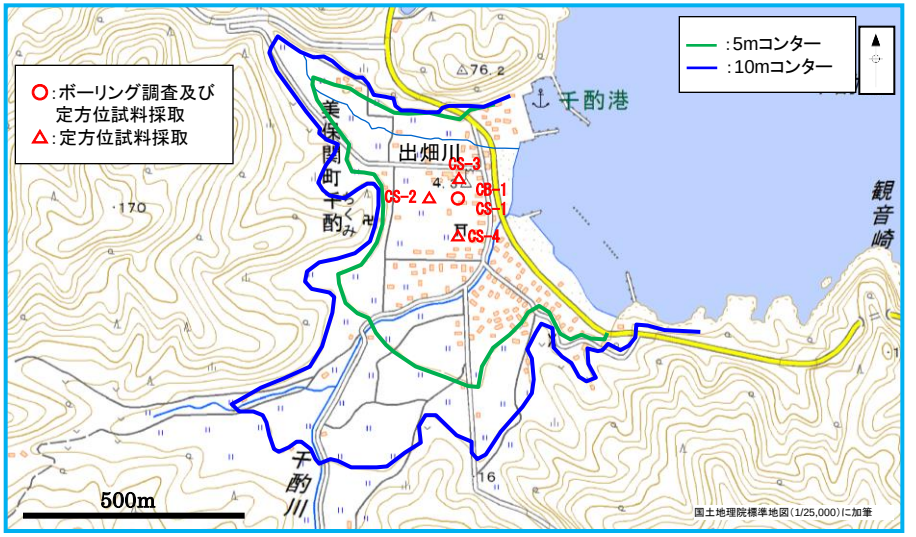
・異質層SS-4-①には，津波由来を示す証拠は無いと判断した。

当社による津波堆積物調査（千酌地点）

千酌地点

地形概要
・調査地点は島根原子力発電所の東北東約13kmの地点に位置する。
・調査地は谷底平野であり，平野の北側に出畑川，南側に千酌川がそれぞれ西から東に流下しており，海岸付近には砂州堆積物が分布している。
・ボーリング調査は砂州後背の標高約3.9mの低地で実施した。また，定方位試料採取位置は，堆積物の面的広がりを把握するため，ボーリング調査位置の周辺（標高3.6～3.9m）において，汀線に直交及び平行方向に配置した。



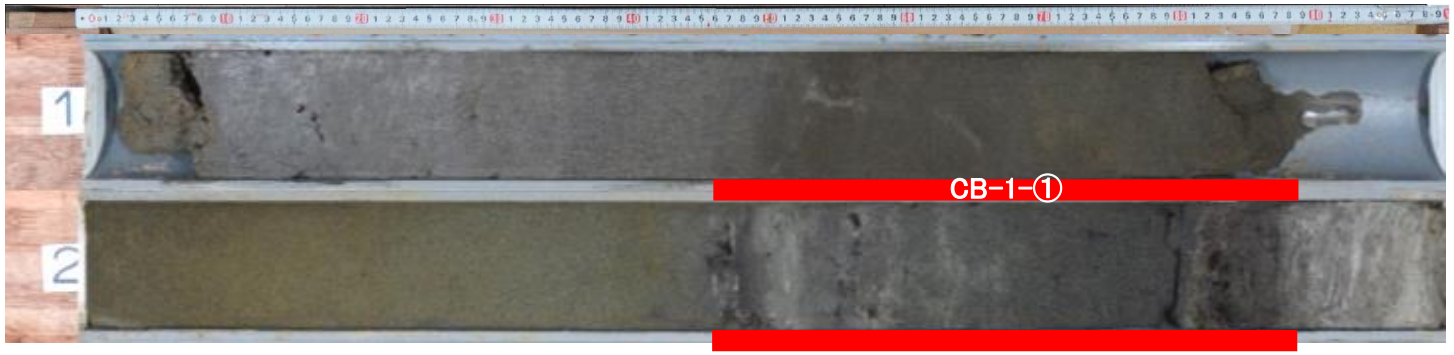


調査地点	ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ調査	定方位試料採取
千酌地点	１本 （岩着まで）	４本 （地表面から4m程度）

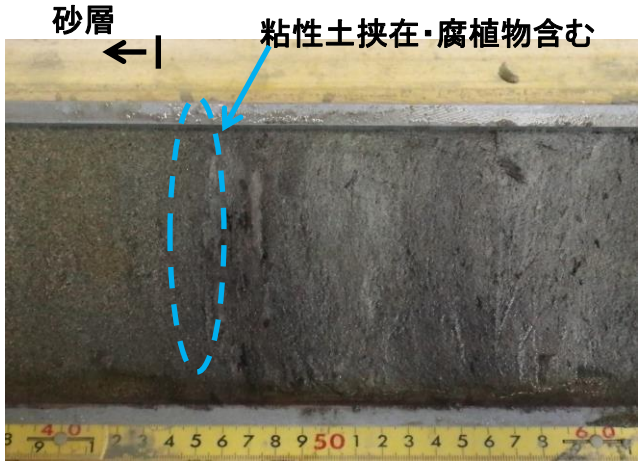
当社による津波堆積物調査：千酌地点（異質層の抽出）

ボーリングコアの肉眼観察の結果，異質層を1箇所抽出した。

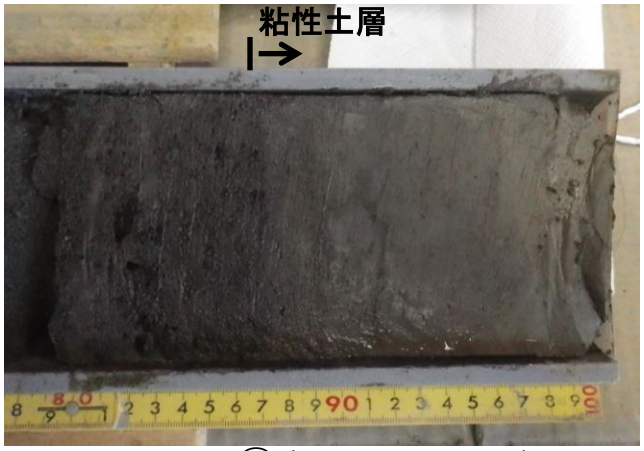
異質層	異質層の深度（GL-m）	年代値（Cal　BP）	異質層の特徴
CB-1-①	-2.46m～-2.88m	3,900～2,410	粘性土層中に挟在する砂層



：異質層



CB－1－①（-2.4～-2.6m）

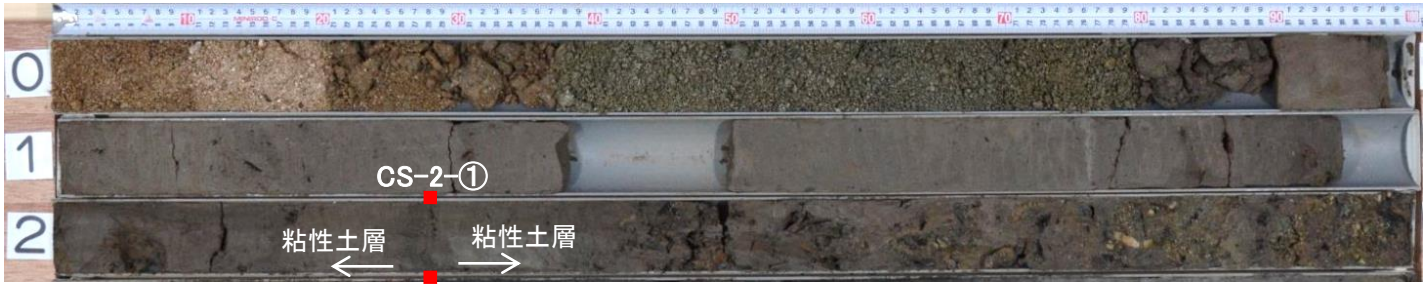


CB－1－①（-2.8～-3.0m）

当社による津波堆積物調査：千酌地点（異質層の抽出）

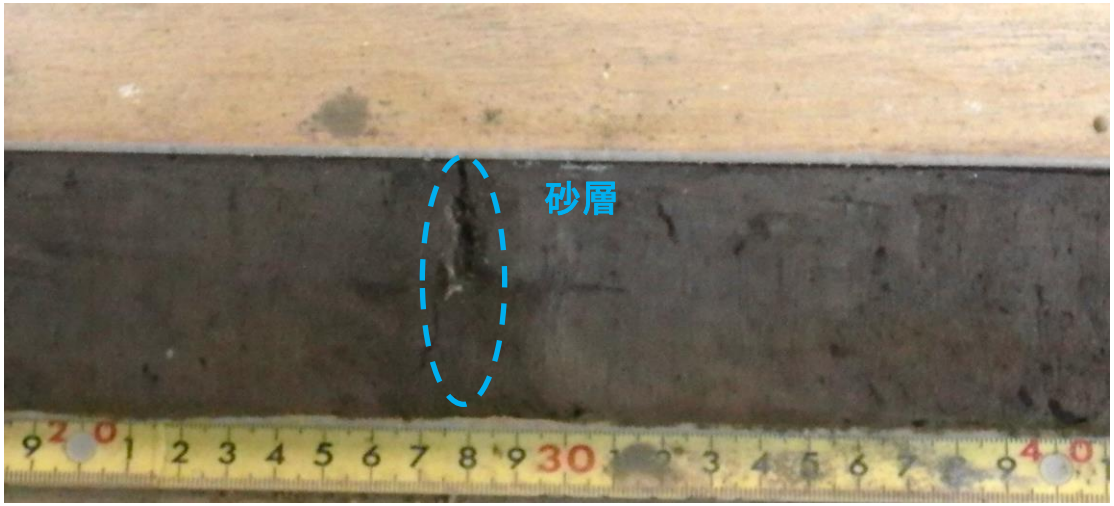
定方位試料採取によるコアの肉眼観察の結果，異質層を2箇所抽出した。

異質層	異質層の深度（GL-m）	年代値（Cal　BP）	異質層の特徴
CS-2-①	-2.28m	2,410	粘性土層中に挟在する砂層が認められる



：異質層

【コア写真（拡大）】



CS－2－①（-2.2～-2.4m）

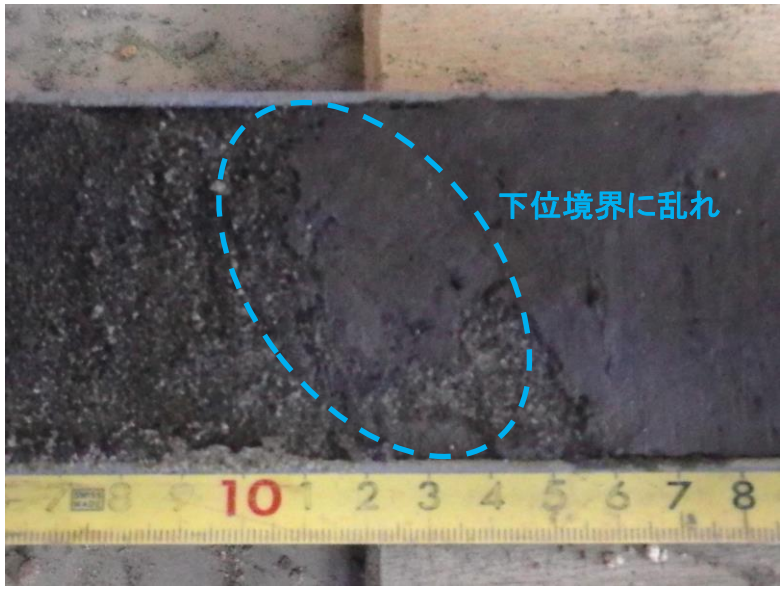
当社による津波堆積物調査：千酌地点（異質層の抽出）

異質層	異質層の深度（GL-m）	年代値（Cal　BP）	異質層の特徴
CS-3-①	-1.86m～-2.10m	2,250～1,790	粘性土層中に挟在する砂層。下位境界に乱れが認められる。



：異質層

【コア写真（拡大）】



CS－3－①（-2.1m）

当社による津波堆積物調査：千酌地点（概略分析）

抽出した異質層について，微化石分析（珪藻），年代測定（^{14}C），帯磁率測定を実施し，津波堆積物の可能性があるものについて，以下に示す。

【異質層CB-1-①】
・異質層において上下の年代測定値に逆転が認められた。
・帯磁率の変化傾向に特異性が認められた。

【異質層CS-2-①】
・帯磁率の変化傾向に特異性が認められた。

【異質層CS-3-①】
・微化石分析の結果，無化石の状態であった。
・帯磁率の変化傾向に特異性が認められた。

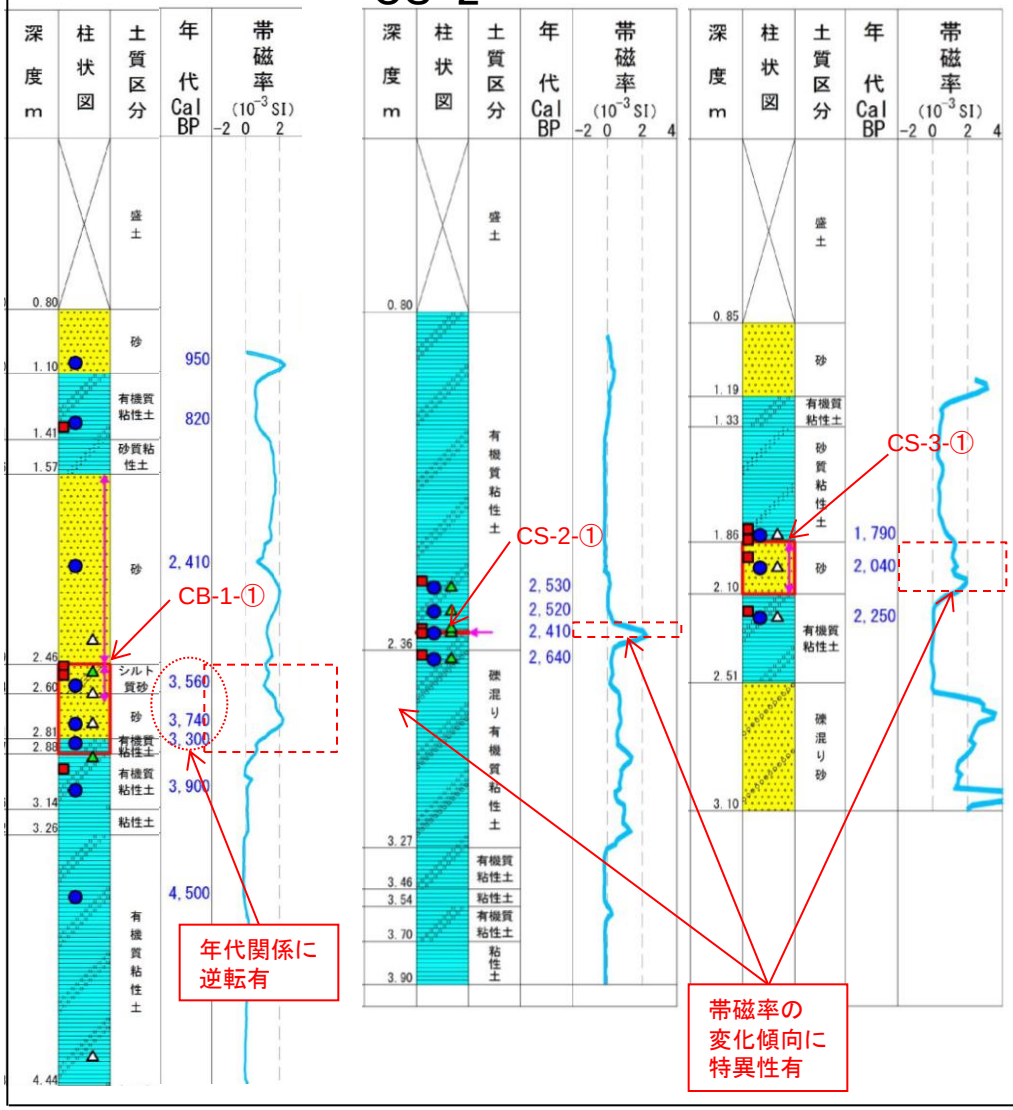
⇒ 概略分析の結果を踏まえ，抽出した全異質層について，津波堆積物の可能性が残る異質層と評価し，詳細な検討を行った。

異質層	異質層の深度（GL-m）	微化石（珪藻）	年代測定（^{14}C）	帯磁率分析
		海水生珪藻が占める割合	上下層との年代関係	帯磁率の変化傾向の把握
CB-1-①	-2.46m～-2.88m	（×）	○	○
CS-2-①	-2.28m	×	×	○
CS-3-①	-1.86m～-2.10m	ー	×	○
備　考		○：10%以上 ×：10%未満 （）：微化石 検出量少 ー：微化石 無	○：逆転有 ×：逆転無	○：特異性有（変化有） ×：特異性無（変化有）

⇨ 詳細分析を実施

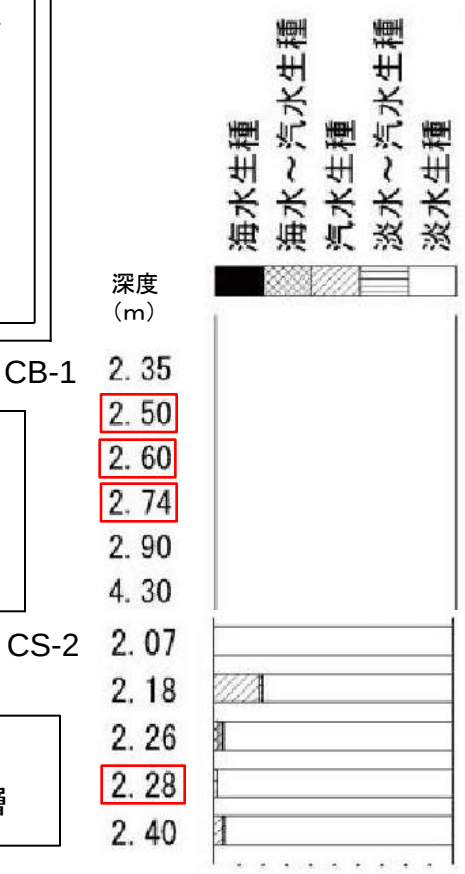
当社による津波堆積物調査：千酌地点（概略分析）

年代測定・帯磁率分析



盛土
粘性土
砂
有機質
シルト質
砂質
砂混り
異質層
年代測定用試料
微化石分析用試料
微化石分析用試料（堆積環境推定用）
微化石分析で珪藻が検出されなかった試料
CNS 分析用試料
薄片観察用試料

微化石※



・CS-3からは微化石（珪藻）は検出されなかった。

凡例
：異質層

※ 微化石（珪藻）の検出数が100以上で，微化石（珪藻）の出現率に信頼性が十分にある場合，出現率のグラフを示している。

当社による津波堆積物調査：千酌地点（詳細分析）

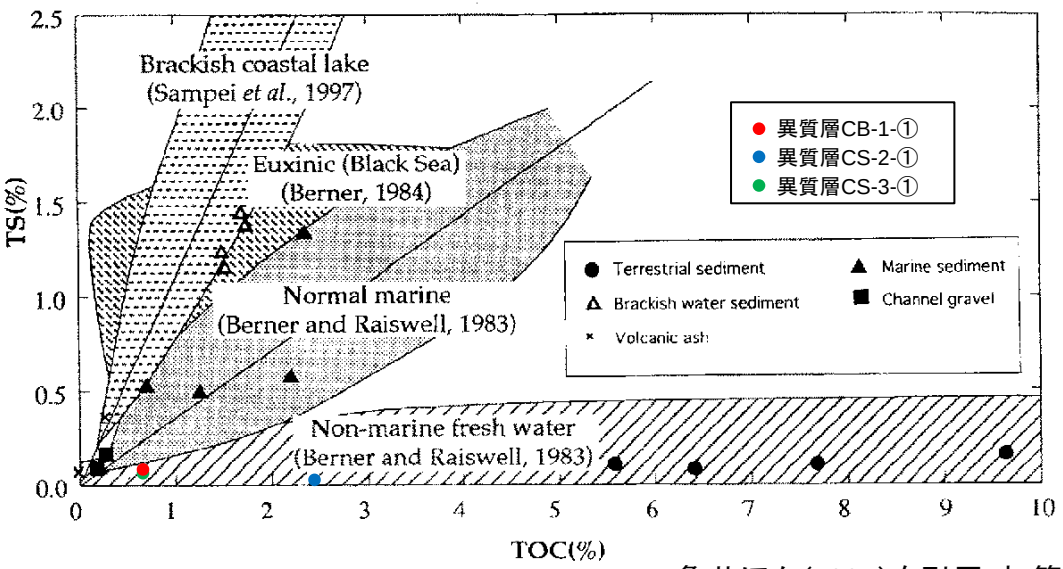
【詳細分析（CNS分析）】

・抽出した異質層についてCNS分析を実施した。
・亀井ほか(2002)(78)の有機炭素／全窒素比（C/N比），有機炭素／全硫黄比（C/S比）の指標によると，異質層CB-1-①，CS-2-①，CS-3-①に含まれる有機物は，陸成有機物が支配的と考えられる。また，全硫黄(TS)と有機炭素(TOC)の関係図に，CB-1-①，CS-2-①，CS-3-① のCNS分析結果をプロットした結果，それらは淡水成の領域に区分される。
⇒河川からの洪水堆積物と砂丘の砂が混在した可能性がある。

異質層	有機炭素 TOC %	全窒素 TN %	C/N	全硫黄 TS %	C/S
CB-1-①	0.62	0.06	10.33	0.11	5.64
CS-2-①	2.45	0.20	12.25	0.043	56.98
CS-3-①	0.61	0.06	10.17	0.098	6.22
備　考	C/N：有機炭素／全窒素の割合で表示 C/S：有機炭素／全硫黄の割合で表示				

C/N比による判断基準
15以上　：陸成有機物
約6～7　：海成有機物

C/S比による判断基準
5.0以上　：淡水成堆積物
2.8±0.8：標準的な海成堆積物
1.1±0.4：還元的な海成堆積物



亀井ほか(2002)を引用・加筆

【調査結果】

・千酌地点で認められた異質層は，津波由来を示す証拠は無いと判断した。

文献番号①：安本(2013)，酒井(2014a)及び酒井(2014b)

第771回審査会合　資料1-3
P368　再掲

・安本(2013)[79]，酒井(2014a)[80]及び酒井(2014b)[81]に従い，鳥取県による津波堆積物調査の概要を記す。

1．調査概要

鳥取県沿岸に過去の津波によってもたらされた堆積物の有無を確認するために，2012年度は予備調査を実施し，2013年度からは範囲を全県に広げて調査を実施しているとされている。

調査時期 ： 2012年度～

調査地点 ： 2012年度：米子空港東，北栄町瀬戸
2013年度：鳥取県内6地点（下図参照）

調査概要 ： 2012年度：米子空港東：ハンディジオスライサー等により2～4mのコア試料を採取
北栄町瀬戸：三重管式サンプラーにより10mのコア試料を採取
2013年度：ハンディジオスライサー等により2mまでのコア試料を採取（岩美町及び気高町の2地点では10m程度までのコア試料を採取）

分　　析 ： 粒度分析・珪藻化石分析・炭素14年代測定等



安本(2013)を引用・加筆

文献番号①：安本(2013)，酒井(2014a)及び酒井(2014b)

第771回審査会合　資料1-3
P369　再掲

2．調査結果

・2012年度の予備調査にて確認された砂層は，津波由来か，高潮由来かを厳密に判断しきれなかったとされている。

・2013年度は米子空港周辺※1及び県内の低地5箇所において津波堆積物調査を実施した結果，米子空港周辺，北栄町大谷，北栄町瀬戸及び鳥取市気高町日光の4地点において，津波由来の可能性のある堆積物を確認したとされている。

【米子空港周辺】

・1km程度内陸まで続く可能性のある砂層が確認されている。西暦1800年前後に堆積したと想定されるイベント層より海生珪藻を検出し，その下位層からは検出されなかったことから，海からの堆積物の流れ込みと考えられている。これは1833年の山形・庄内沖地震による津波により堆積したとして矛盾はない※2と評価されている。

・1833年当時と比べ，現在は海岸線が沖側にあり，盛土により標高も1m以上高いことから，同じ規模の津波が押し寄せたとしても，同じような浸水は生じない可能性が高いと評価されている。

【北栄町大谷】

・紀元前3600年頃と想定されるイベント層では，上下層に比べ海生珪藻が増えており，近くに大きな川もないことから，海から運搬された可能性が高く，津波由来の可能性のある堆積物と評価されている。

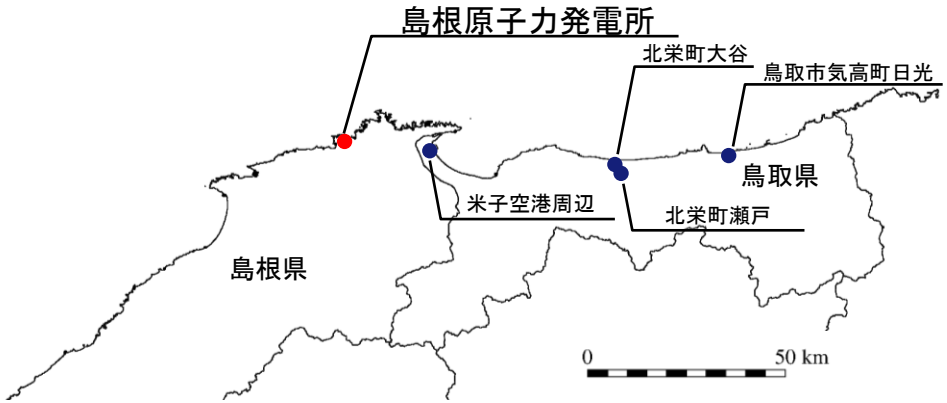
【北栄町瀬戸】

・2000年前頃と想定されるイベント層では，上下のラグーン堆積物よりも粗粒であり，海岸や砂州堆積物に見られる砂粒子が含まれていることから，海から運搬された可能性が高く，津波由来の可能性のある堆積物と評価されている。

【鳥取市気高町日光】

・盛土中に深度1.1m付近に挟まれる厚さ9cmのイベント堆積物が，西暦1833年の津波由来である可能性を否定できないとされている。

※1　2012年度の調査地点である米子空港東を含む
※2　下線部は1833年山形・庄内沖地震による津波に関する記載



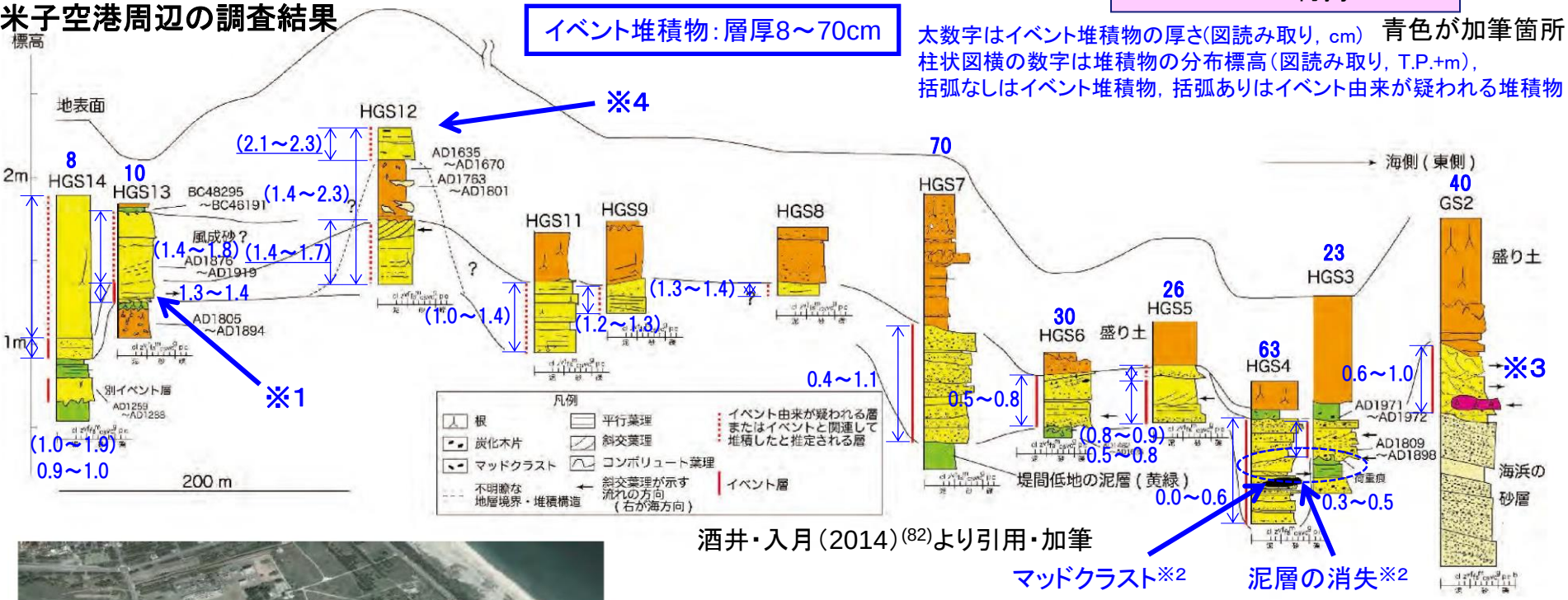
文献番号①：酒井・入月（2014）及び酒井ほか(2014)

第771回審査会合　資料1-3
P370　再掲

米子空港周辺の調査結果

イベント堆積物：層厚8～70cm

太数字はイベント堆積物の厚さ(図読み取り，cm)　青色が加筆箇所
柱状図横の数字は堆積物の分布標高（図読み取り，T.P.+m），
括弧なしはイベント堆積物，括弧ありはイベント由来が疑われる堆積物



酒井・入月（2014）[82]より引用・加筆

マッドクラスト※2　　泥層の消失※2



酒井・入月（2014）より引用

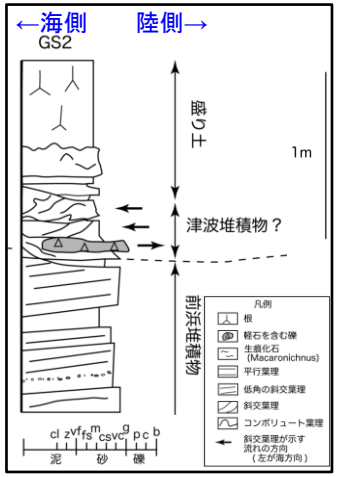
※1：HGS13地点の標高約1～1.5mにおいて数%の海生珪藻化石を確認し，津波由来の可能性があると評価されている。この地点は1800年代中頃の海岸線の推定位置よりおよそ1km内陸側に位置するとされている。

※2：HGS3地点，HGS4地点の標高約0.5mについて，強い侵食の痕跡（HGS4地点におけるHGS3地点に認められる泥層の消失及びマッドクラストの存在）を確認し，津波由来を否定できない層として評価されている。

※3：GS2地点は，陸向きの流れを示す斜交層理と海向きの流れを示す斜交層理が認められるとされている。

※4：HGS12地点の標高約2.1～2.3mにおいて，イベント由来が疑われる層またはイベントと関連して堆積したと推定される層として評価されている。

（※1～3は酒井ほか(2014)[83]参照，※4は酒井・入月(2014)参照）



※3　GS2地点柱状図
酒井（2014b）より引用・加筆

文献番号①：酒井（2014a）

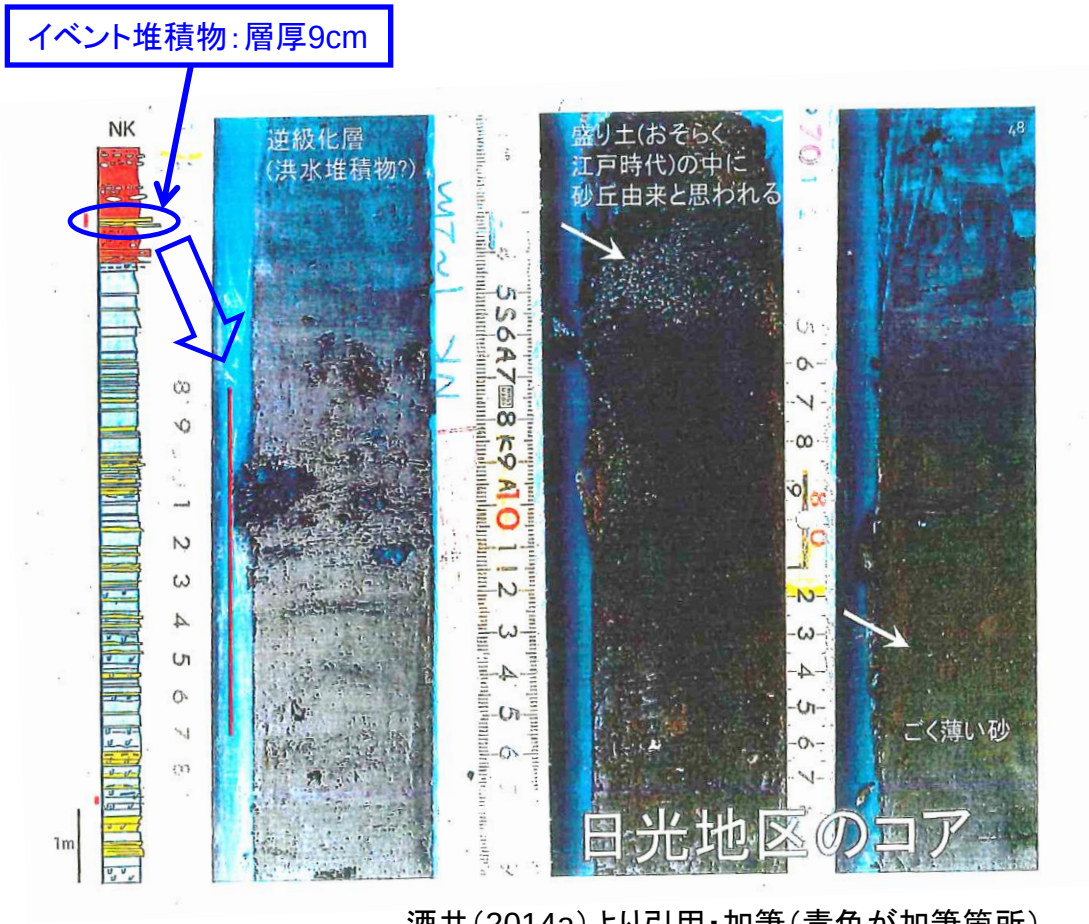
第771回審査会合　資料1-3
P371　再掲

・酒井(2014a)では，鳥取市気高町日光地区で採取したコアの深度1.1m付近にイベント堆積物を認めている。この堆積物は，西暦1833年の津波由来であることが否定できないとしている。
・イベント堆積物は，標高：海面下0.8m（孔口標高T.P.+0.3m，深度1.08m※），層厚9cmである。

※孔口標高は地理院地図（https://maps.gsi.go.jp/）の読み取り値，深度は右下図読み取り値



調査位置図



酒井（2014a）より引用・加筆（青色が加筆箇所）

文献番号②:西口ほか(2014)

第771回審査会合　資料1-3　P372　再掲

・西口ほか(2014)[84]に従い，東京大学による津波堆積物調査の概要を記す。

1．調査概要
調査時期：2013年度
調査地点：米子空港東
調査概要：ハンディジオスライサーにより約70cmのコア試料採取（米子空港周辺）
砂試料採取（約600mごとに地表面下10cm地点の砂を，約1.2kmごとに地表面下50cm地点の砂を採取）
分　析　：OSL年代測定（コア試料），TL測定（砂試料）

2．調査結果
・米子空港東のコア試料の砂質堆積物を分析し，地表面から98～105cmの深さ（T.P.+0.9m付近）の層厚7cmが下層に比べて粒径もOSL年代も大きいことから，これが津波により短時間で輸送された津波由来の可能性のある堆積物であるとし，このOSL年代は1833年の山形・庄内沖地震による津波と整合的な値が得られたとされている。

※　下線部は1833年山形・庄内沖地震による津波に関する記載



コア試料採取位置
西口ほか(2014)を引用・加筆（青色が加筆箇所）

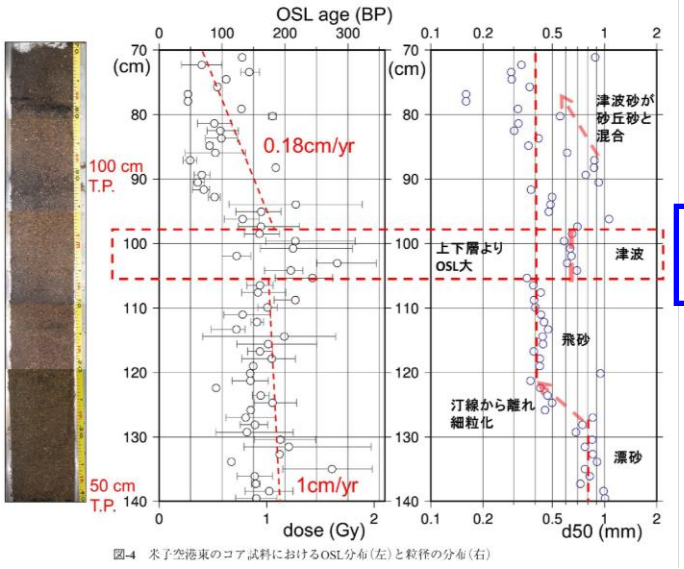


図-4　米子空港東のコア試料におけるOSL分布（左）と粒径の分布（右）

イベント堆積物：
層厚7cm

分析結果とイベント堆積物の位置
西口ほか(2014)を引用

文献番号③：入月ほか(2014)

第771回審査会合　資料1-3　P373　再掲

・入月ほか(2014)[85]に従い，島根大学による津波堆積物調査の概要を記す。

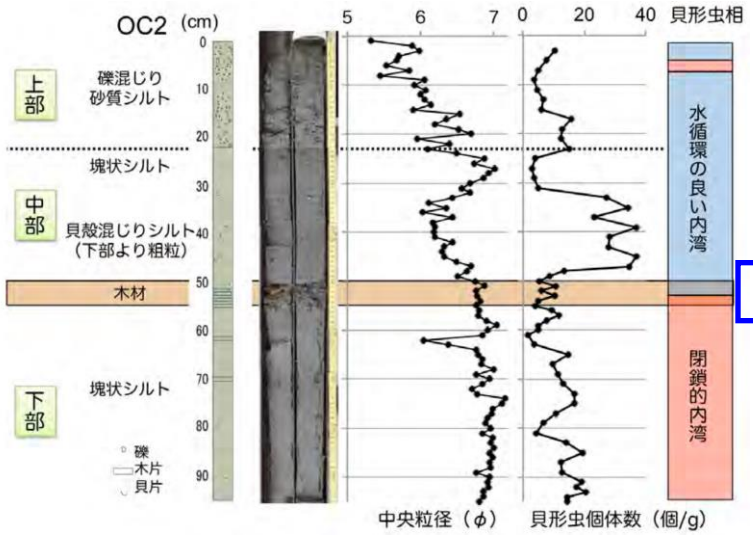
1．調査概要
過去に幾度か津波が来襲したことが明らかになっている隠岐諸島において津波堆積物調査を実施したとされている。
調査時期 ： 2012年度，2013年度
調査地点 ： 隠岐諸島 重栖湾
調査概要 ： 2012年度：不明
2013年度：押し込み式コアラーにより水深5.3m地点から95cmのコア試料採取
分　析　： 粒度分析・甲殻類貝形虫分析・炭素14年代測定等

2．調査結果
・顕著な砂層は認められなかったものの，炭素14年代測定等から，1833年山形県沖地震による津波により運搬された可能性がある木材層を挟んでいたとされている。採取したコア試料の下部層と中部層の境界（層厚5cm）に木材を挟在しており，これを境界とした貝形虫群集の急激な変化や，木材層の上位の中部層と上部層で貝形虫個体数と粒度（砂の含有率）の繰り返しが認められたとされている。※1（木材挟在層は海面下5.8mに位置する。※2）

※1　下線部は1833年山形・庄内沖地震による津波に関する記載
※2　文献から読み取り



入月ほか(2014)を引用



イベント堆積物：層厚5cm

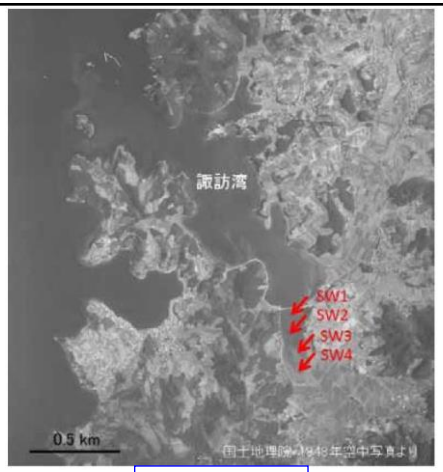
文献番号④：文部科学省(2016)

第771回審査会合　資料1-3　P374　再掲

・文部科学省(2016)[86]に従い，「日本海地震・津波調査プロジェクト」による津波堆積物調査の概要を記す。

1．調査概要
調査時期 ： 2015年度
調査地点 ： 島根県大田市久手町，島根県海士町諏訪湾，鳥取県北栄町西園
調査概要 ： オールコアボーリングによりコア試料（深度10～20m程度まで）を採取
分　析　 ： 粒度分析・貝化石の分析，微化石分析，年代分析等

2．調査結果
各地点における調査結果は以下のとおりとされている。
【島根県大田市久手町】
・イベントの可能性のある化石の挟在や濃集が認められた。
【島根県海士町諏訪湾】
・湾奥の4地点において，ボーリング調査を行った結果，約180年前(EV1)にイベント堆積物の可能性の高い砂や貝化石の挟在・濃集が認められた。※1湾内の2地点では，明瞭なイベント堆積物は認められなかった。（SW2孔のEV1は，標高：海面下2.4m（孔口標高T.P.+1.00m，深度-3.4m），層厚3cmである。※2）
【鳥取県北栄町西園】
・イベント堆積物の可能性のある砂層は認定できた。



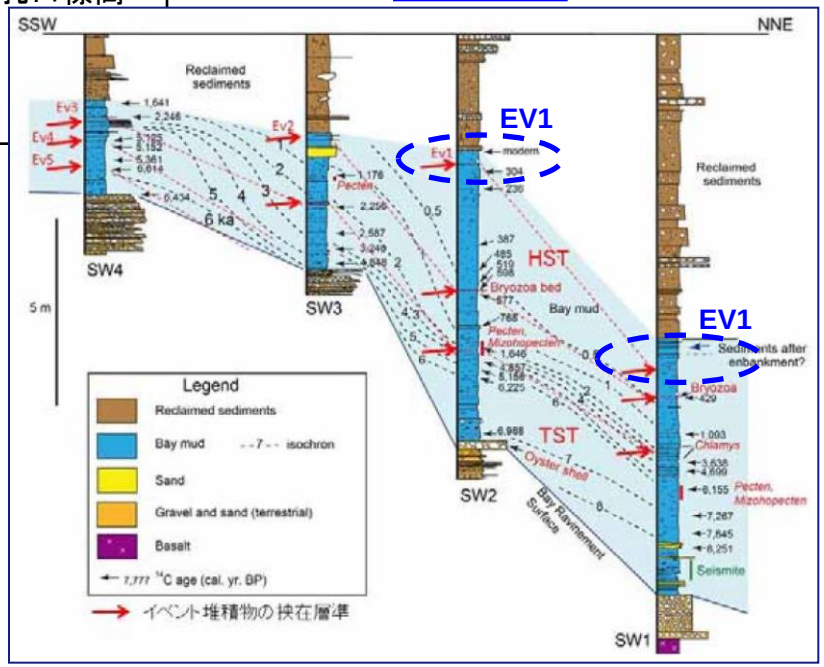
調査位置図



文部科学省(2016)を引用

※1　下線部は1833年山形・庄内沖地震による津波に関する記載
※2　孔口標高は藤原ほか(2016)[87]から引用，深度及び層厚は図面読み取り

イベント堆積物：層厚3cm



文部科学省(2016)を引用，加筆（青色が加筆箇所）

文献番号⑤:酒井ほか(2016)

・酒井ほか(2016)[88]に従い，島根大学による津波堆積物調査の概要を記す。

1．調査概要

調査時期：不明

調査地点：隠岐諸島（海士町諏訪湾・隠岐の島町重栖湾），

鳥取県（米子市大篠津(おおしのづ)町，北栄町，鳥取市気高町日光地区）

調査概要：ボーリングによりコア試料を採取

分　析　：粒度分析・貝化石の分析，年代分析等

2．調査結果

山陰地域における調査により，これまでに津波堆積物と断定できる堆積物は見つかっていないが，検出された津波由来の可能性の高い堆積物は，非常に薄く，微化石や化学分析を実施しない限り検出は困難であるとされている。各地点における調査結果は以下の通りとされている。

【隠岐諸島（海士町諏訪湾・隠岐の島町重栖湾）】

・明瞭な流れイベント層は見られなかったものの，粒径のわずかな増加，含まれる貝形虫化石の変化から，1833年山形・庄内沖地震津波の影響を受けた可能性のある層準が認められる。

・諏訪湾の湾奥部におけるボーリングからは，何層かのイベント層が検出されている。

【鳥取県米子市大篠津町（米子空港東）】

・OSL年代測定により，堆積物は1833年山形・庄内沖地震津波に由来する可能性が高いことが認められる。

【鳥取県北栄町，鳥取市気高町日光地区】

・およそ2000年前，4000年前の地層より津波由来の可能性の高い堆積物が検出されている。さらに北栄町ではおよそ5700年前の層準からも，津波由来の可能性の高い堆積物が検出されている。

※　下線部は1833年山形・庄内沖地震による津波に関する記載

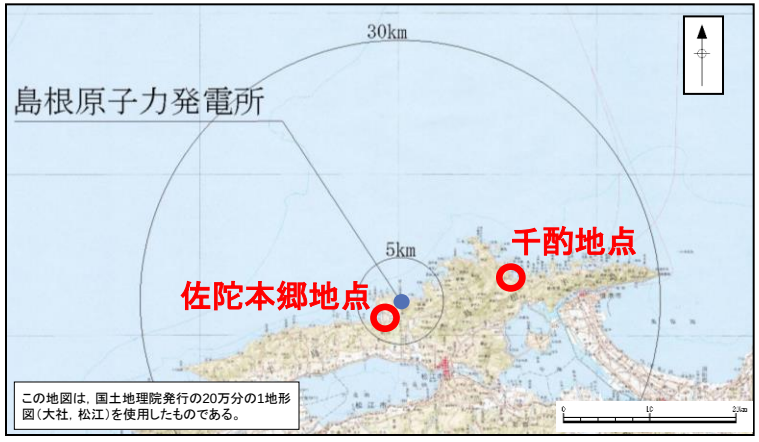
文献番号⑥：宮本・玉井(2014)

・宮本・玉井(2014)[89]に従い，当社による津波堆積物調査の概要を記す。

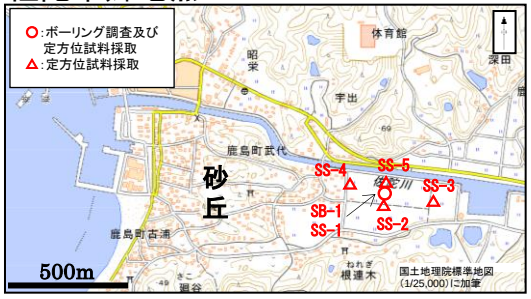
1．調査時期
2013年４月～2014年３月

2．調査位置
以下の２点を考慮し，松江市鹿島町佐陀本郷地点，及び松江市美保関町千酌地点を調査位置として選定した。
①海岸に砂州堆積物や砂丘堆積物が認められ津波堆積物が保存されやすい地形である。
②内陸に平野が広がり，津波の遡上範囲・高さの追跡が可能である。

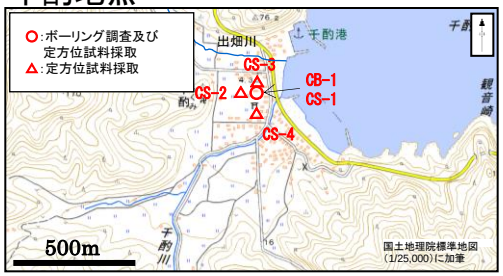
3．調査・評価方法
・ボーリング調査（岩着まで：掘進長20m程度）及び定方位試料採取（地表面から4～5m程度）によりコア採取を実施した。
・肉眼観察によりイベント堆積物の可能性のある地層（以下，異質層という）を抽出した。
・現海水準と同じ海水準であった時代以降（約4,000年前以降）に形成されたと考えられる異質層を検討対象とした。
・検討対象とした異質層に対して，年代測定，微化石分析（珪藻），CNS分析等を実施し，異質層の成因を考察した。
・調査にあたっては，専門家の指導の下，実施した。



佐陀本郷地点



千酌地点



調査地点	ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ調査	定方位試料採取
佐陀本郷地点	１本	５本
千酌地点	１本	４本

文献番号⑥:宮本・玉井(2014)

4. 調査結果
・佐陀本郷地点及び千酌地点について，津波由来を示す証拠は見出せなかった。

【共通】
・複数の異質層が認められたが，大半は，①微化石分析結果より海水生珪藻の割合が低いこと，②年代測定結果より上下層との年代関係に逆転が認められないこと，③帯磁率分析結果より帯磁率の変化傾向に特異性が無いことから，津波由来を示す証拠は無いと判断した。津波由来を否定できない異質層については，以下のとおり検討・評価した。

【佐陀本郷地点】
・①軟X線観察結果より人工改変によるもの，②鉱物鑑定結果より砂丘形成時の飛沫により海水生の珪藻が混入した可能性が高いものと判断し，津波由来を示す証拠は無いと判断した。

【千酌地点】
・CNS分析結果より淡水成に区分されるものと評価されることから，津波由来を示す証拠は無いと判断した。

各地点における堆積物調査結果　1/2

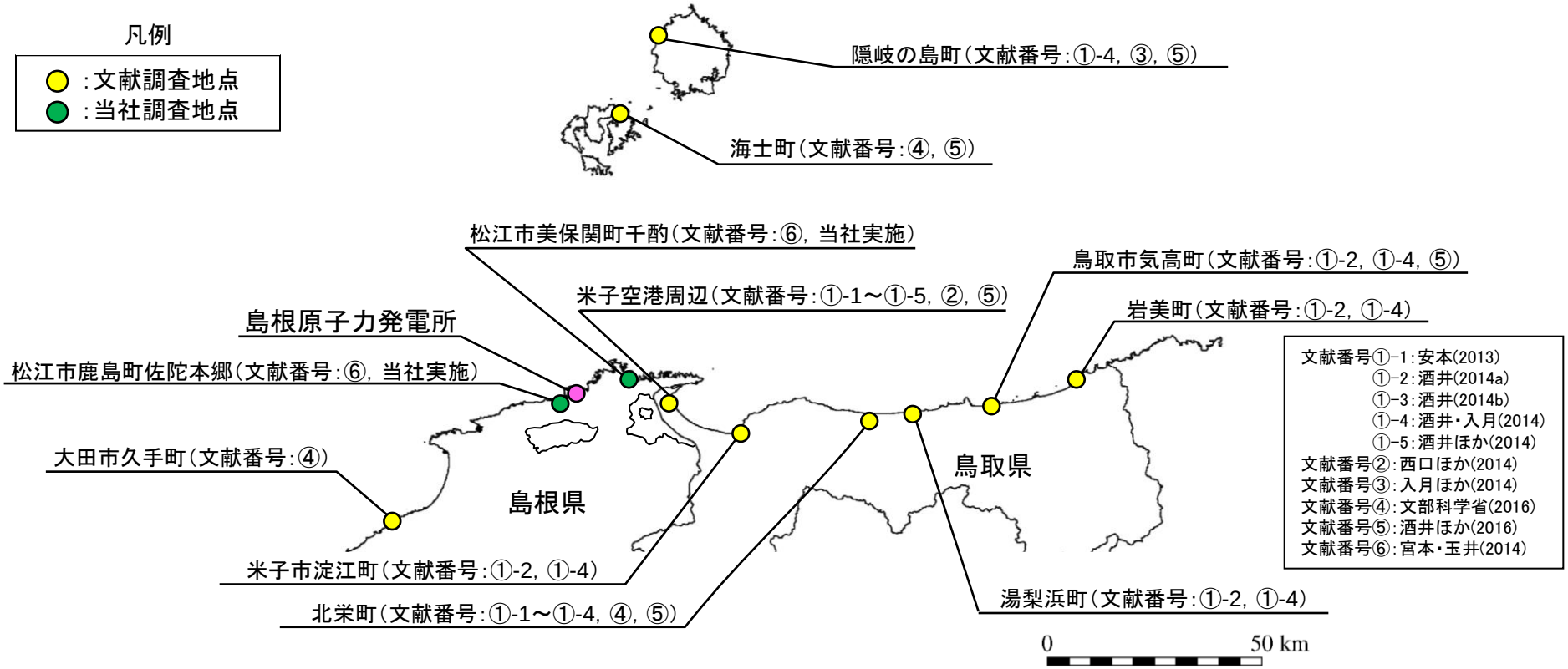
第771回審査会合　資料1-3　P378　加筆・修正

・山陰地方における津波堆積物の文献調査の結果について，各地点におけるイベント堆積物の有無等を整理し，基準津波への反映を検討した。

調査結果						関連文献	基準津波への反映
地点	調査	イベント堆積物の有無	イベントの時代	標高※	層厚※		
大田市久手町	ボーリング2本	有り	2000年前	T.P.-5.6m	5cm	④	対応する歴史地震の記録がないこと，イベント堆積物の標高がT.P.-5.6mと低いことから，評価対象外とする。
松江市鹿島町佐陀本郷	ボーリング1本（約20m） 定方位試料採取5本	無し	—	—	—	⑥（当社実施）	津波由来を示す証拠はないとされていることから，評価対象外とする。
松江市美保関町千酌	ボーリング1本（約20m） 定方位試料採取4本	無し	—	—	—	⑥（当社実施）	
島前海士町諏訪湾	ボーリング4本	有り	約180年前，約600年前，約2000年前，約5000～6000年前	海面下2.4m	3cm	④，⑤	イベント堆積物の標高が海面下であることから，評価対象外とする。
島後隠岐の島町重栖湾	コア2本（64cm，95cm）	有り	西暦1833年	海面下5.8m	5cm	①-4，③，⑤	
米子空港周辺	ハンディジオスライサー調査3本 ジオスライサー調査3本	有り	西暦1833年	T.P.+0.5m	23cm	①-1，①-3	層厚の厚いイベント堆積物は津波の規模を反映したものではないと考えられ，米子空港周辺のイベント堆積物の層厚としては10cm程度と評価する。（P367参照）
	コア12本（2m以下）	有り	西暦1833年	T.P.+0.5～2.3m	8～70cm	①-2，①-3，①-4，①-5，⑤	
	ハンディジオスライサー調査（約70cm）	有り	西暦1833年	T.P.+0.9m	7cm	②	
米子市淀江町	コア8本（2m以下）	無し	—	—	—	①-2，①-4	津波由来を示す証拠はないとされていることから，評価対象外とする。
北栄町大谷	コア1本	有り	約5700年前	T.P.+3.5m	12cm	①-2，①-4，④，⑤	対応する歴史地震の記録がないこと等から，評価対象外とする。
北栄町由良宿	コア2本	無し	—	—	—	①-2，①-4	
北栄町瀬戸	コア4本（約2～10m）	有り	約2000年前	T.P.-3.2m	20cm	①-1，①-3，①-4，④，⑤	
湯梨浜町	コア5本（2m以下）	無し	—	—	—	①-2，①-4	津波由来を示す証拠はないとされていることから，評価対象外とする。
鳥取市気高町日光	コア2本（10m）	有り	西暦1833年	海面下0.8m	9cm	①-2，①-4，⑤	イベント堆積物の標高が海面下であることから，評価対象外とする。
岩美町	コア19本（2m以下） コア1本（10m）	有り	西暦1200年以降～1600年頃	T.P.±0m	21cm	①-2，①-4	対応する歴史地震の記録がないこと，イベント堆積物の標高がT.P.±0m以下と低いことから，評価対象外とする。

※　文献に数値の記載がない場合，図より読み取った値を記載。複数のイベント層がある場合は最大値を記載。

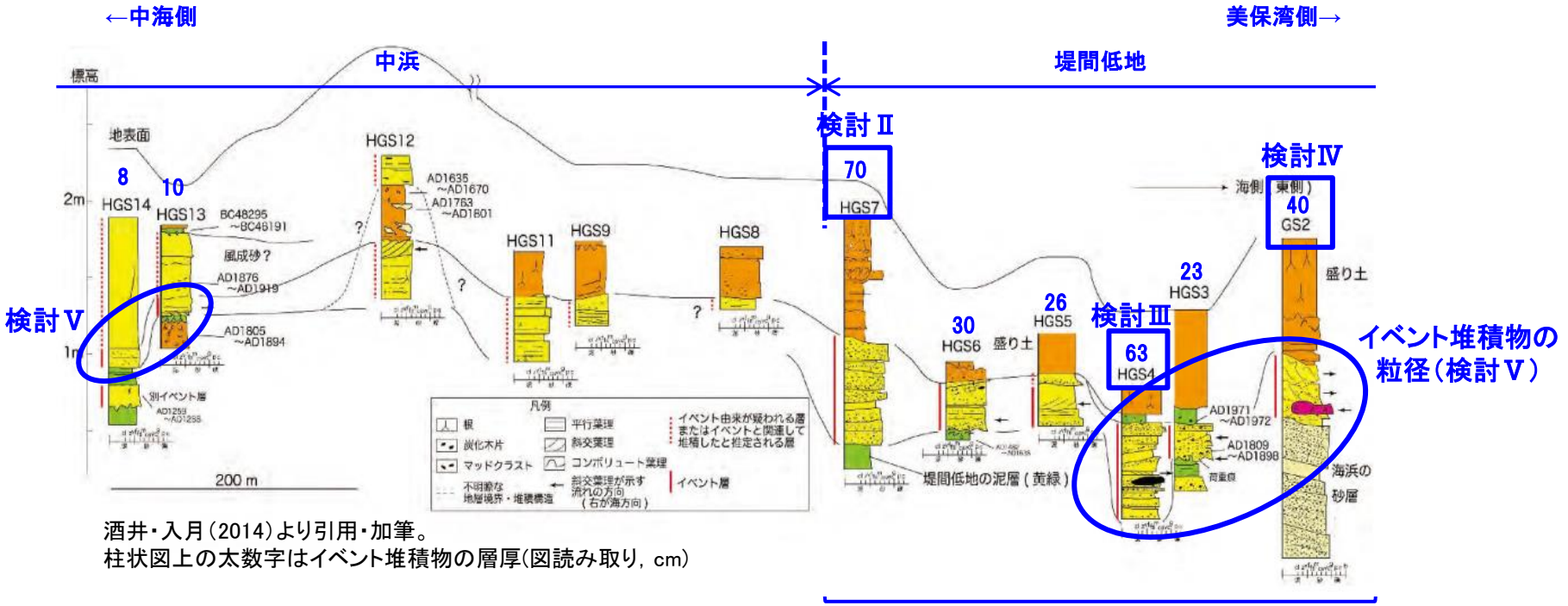
各地点における堆積物調査結果　2/2



1833年山形・庄内沖地震由来のイベント堆積物　米子空港周辺の調査結果

第771回審査会合 資料1-2 P293 再掲

青色が加筆箇所



酒井・入月（2014）より引用・加筆。
柱状図上の太数字はイベント堆積物の層厚(図読み取り，cm)

堤間低地においてイベント堆積物が厚くなる（検討Ⅰ）

・酒井・入月(2014)ほかによれば，米子空港周辺で認められる層厚の厚いイベント堆積物（GS2地点～HGS7地点）は，堤間低地に位置し，その層厚は，23～70cm※であり，一部において層厚が厚くなる地点（GS2地点，HGS4地点及びHGS7地点）が認められる。

・堤間低地外の中海側に位置するHGS13地点及びHGS14地点では，層厚10cm程度のイベント堆積物が認められる。

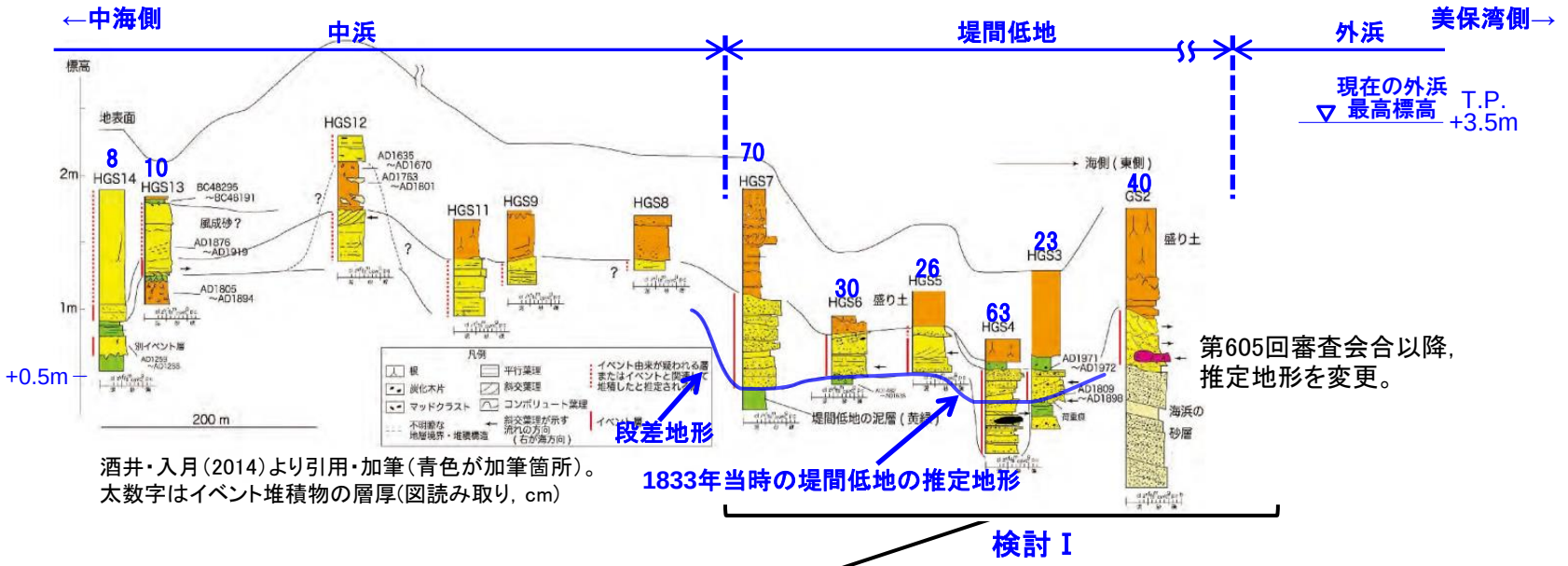
・これら堤間低地におけるイベント堆積物の層厚の厚い箇所について，検討Ⅰ～Ⅳにおいて地形や津波堆積物に関する知見に基づき，個別に検討した。また，検討Ⅴにおいてイベント堆積物の粒径に関する知見に基づき，追加検討した。

※イベント堆積物の層厚は図読み取り

米子空港周辺地点のイベント堆積物の層厚に関する検討Ⅰ

第771回審査会合
資料1-2 P294 加筆・修正

米子空港周辺地点の堤間低地においてイベント堆積物の層厚が厚く分布することに関する当社の見解は以下のとおり。



第605回審査会合以降，推定地形を変更。

酒井・入月(2014)より引用・加筆(青色が加筆箇所)。
太数字はイベント堆積物の層厚(図読み取り，cm)

・米子空港周辺地点が位置する弓ヶ浜半島について，楮原(かごはら)・今泉(2003)[90]がその地形発達史を検討しており，現在米子空港周辺地点には中浜と外浜の2つの浜堤があり，この境に堤間低地が分布するとしている。楮原・今泉(2003)に基づけば，1833年山形・庄内沖地震による津波発生時に外浜は既に形成されており，米子空港周辺地点付近には中浜との境界に段差地形を伴う堤間低地が存在していたと考えられる(P349参照)。

・現在の米子空港周辺の地形断面図を作成した結果，海岸線に平行な2列の地形的高まり(外浜及び中浜)があり，高まりの間にそれらに平行な低地(堤間低地)が認められ，その高さは外浜は標高約2～3.5m，中浜は標高約2.5～5m，堤間低地は標高約2.5mである(P350参照)。また，1833年山形・庄内沖地震による津波発生時の堤間低地の高さを酒井・入月(2014)に基づき推定した結果，標高約0.5mと考えられる(P351参照)。

・一般的には，津波が浜堤を越えて遡上する際，浜堤を削剥し，削剥した砂を津波堆積物として堆積させることが知られている。また引き津波も陸側の堆積物を削剥し，削剥した堆積物を津波堆積物として堆積させることが知られている。

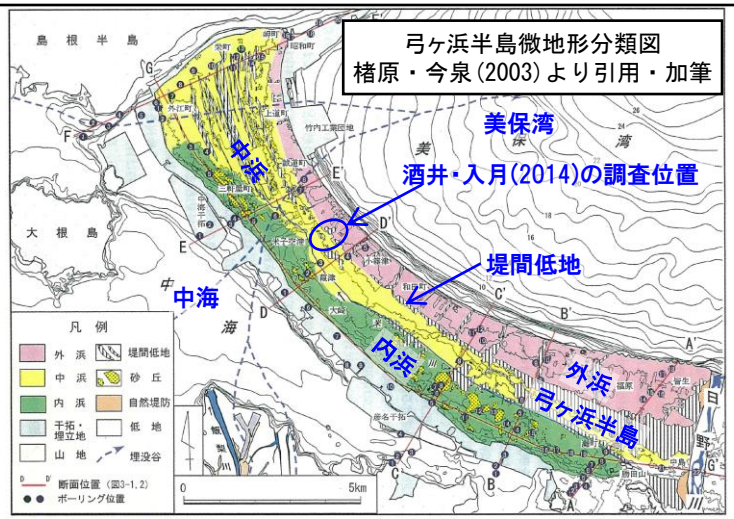
【上記を踏まえた当社の見解】

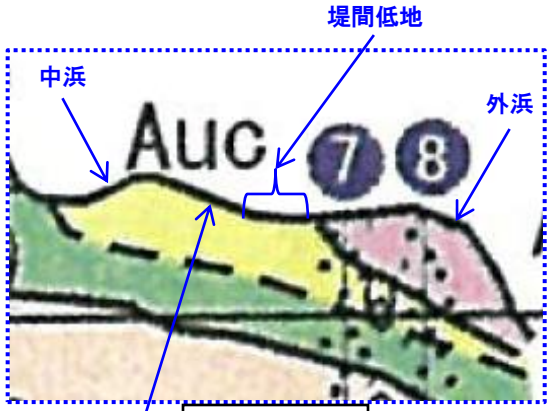
・GS2地点～HGS7地点は，浜堤に挟まれた堤間低地に位置することから，遡上する津波及び引き津波の双方から砂質堆積物が供給され堆積したことになり，層厚が全体的に厚くなったと評価した。

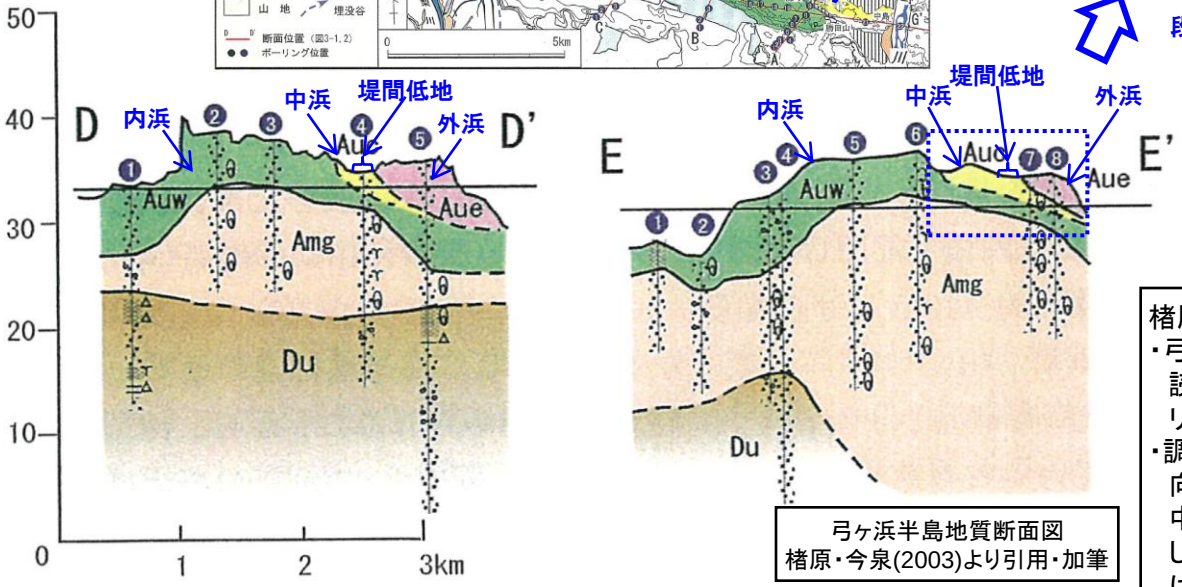
文献：楮原・今泉（2003）

・楮原・今泉(2003)に基づけば，米子空港周辺地点には中浜と外浜の2つの浜堤があり，この境に堤間低地が分布する。地質断面図からは中浜と堤間低地の境界に段差地形が認められる。1833年山形・庄内沖地震による津波発生時に外浜は既に形成されていたことから，中浜との境界に段差地形を伴う堤間低地が存在していたと考えられる。また外浜は，既にある浜堤の前面に新たな浜堤を付加するように成長した地形発達過程を経たと考えられる。

青色が加筆箇所





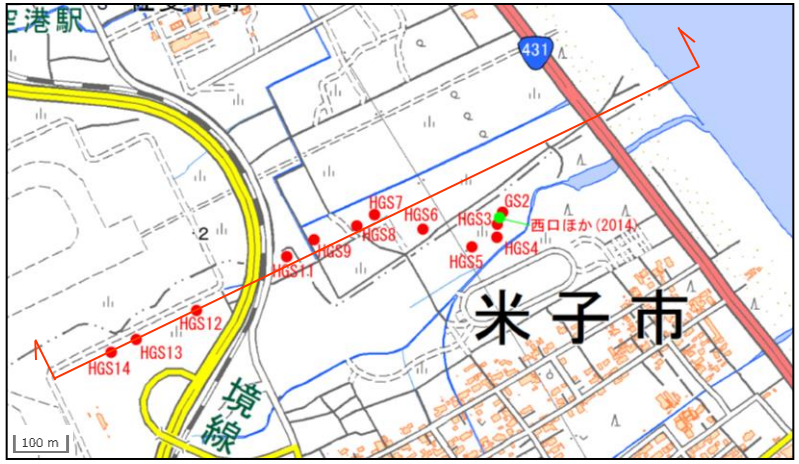


弓ヶ浜半島地質断面図
楮原・今泉(2003)より引用・加筆



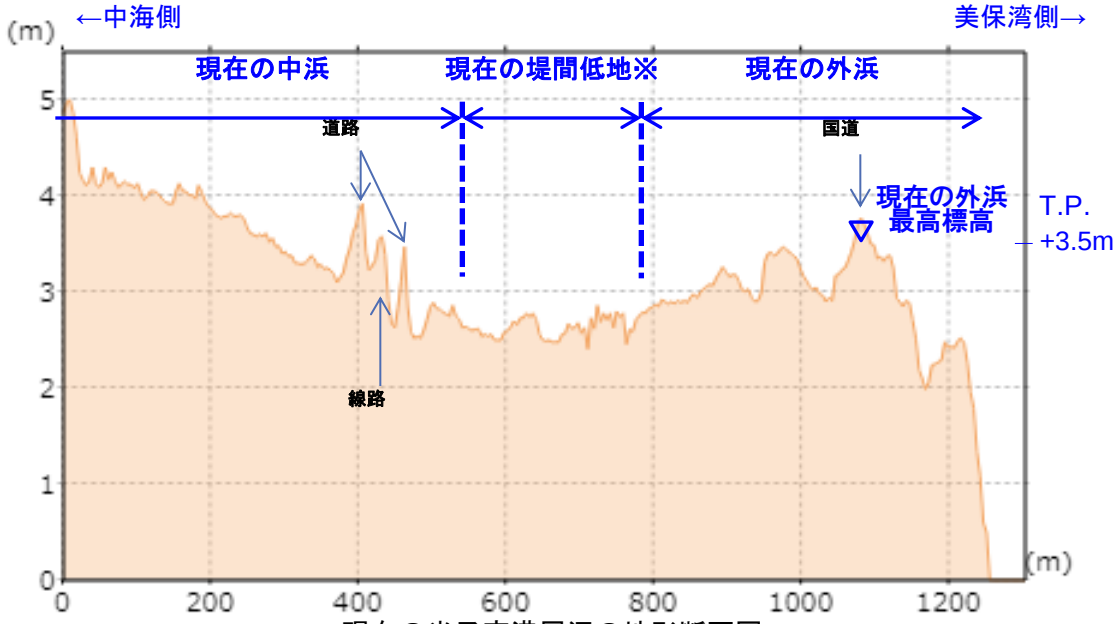
楮原・今泉(2003)
- 弓ヶ浜半島の地形変化を明らかにするために，空中写真判読と現地調査によって微地形分類図を作成し，既存のボーリング資料に基づいて地質断面の検討を行った。
- 調査の結果，弓ヶ浜半島の砂州は中海側から美保湾側に向かって，内浜，中浜，外浜と呼ばれる3列の浜堤からなり，中浜と外浜は連続する堤間低地によって境されることを示した。またこれら浜堤のうち外浜の地形発達過程については，既にある浜堤の前面に新たな浜堤を付加するように1000～100年前頃の期間に形成されたことを示した。

米子空港周辺地形状況　現在の地形状況



酒井・入月(2014)の調査位置及び地形断面作成位置

・現在の米子空港周辺の地形断面図を作成した結果，海岸線に平行な2列の地形的高まり（外浜及び中浜）があり，高まりの間にそれらに平行な低地（堤間低地）が認められ，その高さは，外浜は標高約2～3.5m，中浜は標高約2.5～5m，堤間低地は標高約2.5mである。



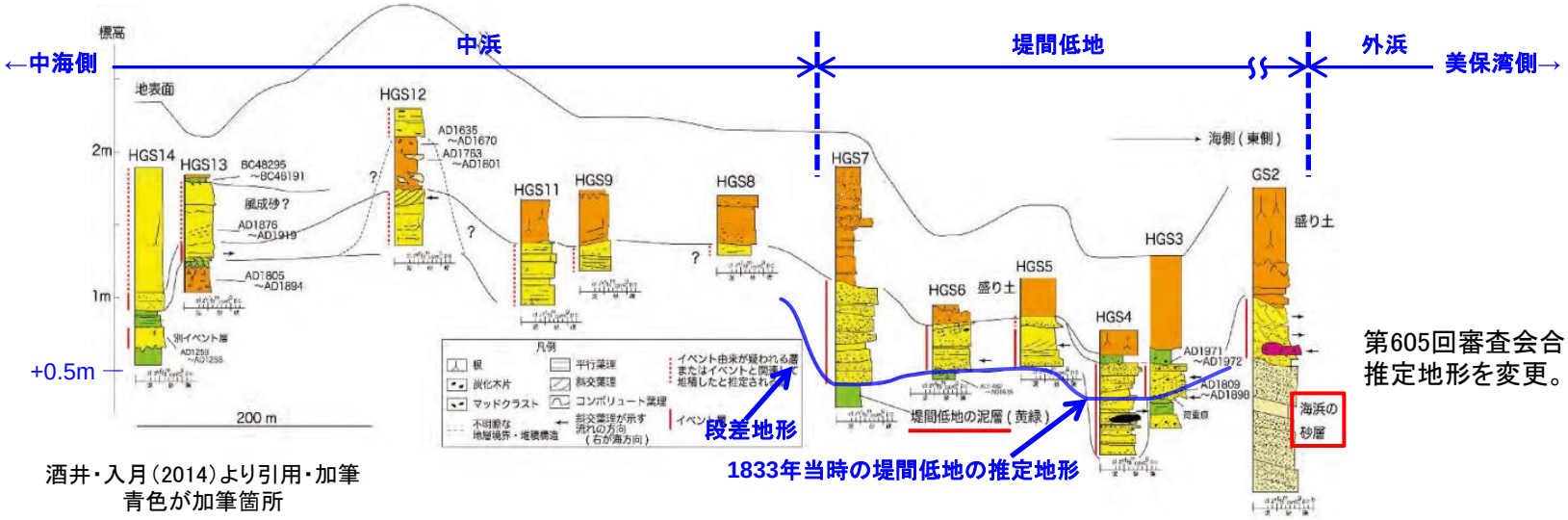
現在の米子空港周辺の地形断面図

地理院地図（https://maps.gsi.go.jp/）の「断面図」機能を用いて作成

※　外浜は100年前頃まで形成されていた（楮原・今泉(2003)）ことから，堤間低地の位置は1833年と異なると考えられる。

米子空港周辺地形状況　1833年当時の地形状況

第771回審査会合 資料1-2 P297 再掲



酒井・入月（2014）より引用・加筆
青色が加筆箇所

第605回審査会合以降，推定地形を変更。

・ 1833年山形・庄内沖地震による津波発生時の堤間低地について，酒井・入月(2014)ほかの「堤間低地の泥層」に基づき推定した地形を上図に示す。細部の考え方を以下に示す。

1) GS2地点は海浜の砂層上位に後浜堆積物，浜堤堆積物等が認められないことから，浜堤堆積物等が津波によって削剥されたと考えられる。推定地形は削剥量が不明であることから外浜に向けて高くなる地形面とする。

2) HGS3地点，HGS6地点及びHGS7地点の堤間低地の泥層は津波により削剥を受けた可能性があるが，その削剥厚を評価できないことから，この上面を当時の地形面とする。なおHGS3地点は泥層が2層認められるが，^{14}C年代値に基づき，下位側を当時の泥層とする。

3) HGS4地点は，HGS3地点から約50cm離れた箇所であること（酒井ほか(2014)），局所的な侵食が発生したために泥層が失われたと考えられること（酒井ほか(2014)）から，当時の地形面がHGS3地点と大きな差がないと判断し，HGS3地点と同じ高さの地形面とする。

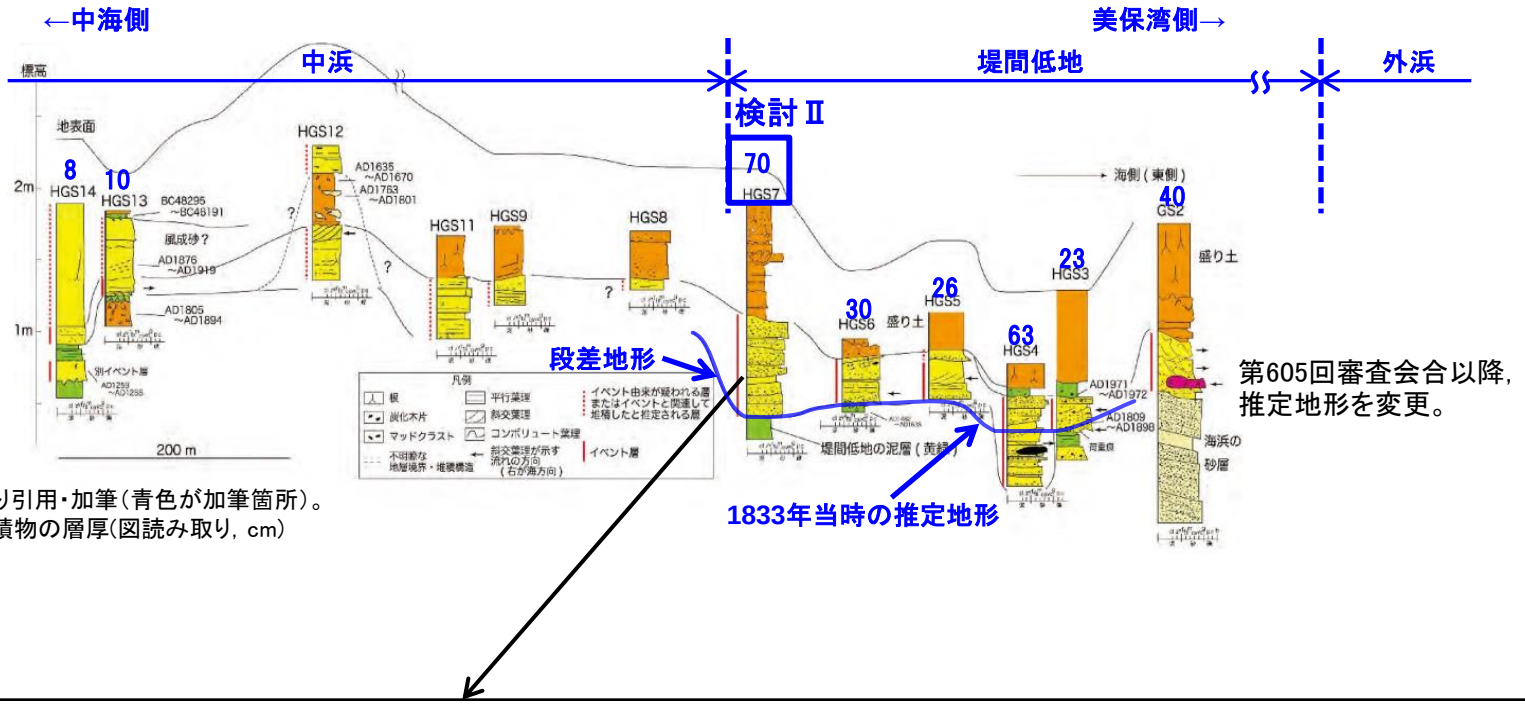
4) HGS5地点は泥層を確認していないが，試料が得られていないことから，HGS3地点及びHGS6地点を参考にボーリング下端を地形面とする。

5) HGS7地点より中海側は，当時既に中浜が存在していたと考えられることから，中浜の高さに向けて高くなる地形面とする。

米子空港周辺地点のイベント堆積物の層厚に関する検討Ⅱ

第771回審査会合
資料1-2 P298 加筆・修正

米子空港周辺地点で確認されたイベント堆積物のうちHGS7地点で認められた厚い堆積物に関する，当社の見解は以下のとおり。



第605回審査会合以降，推定地形を変更。

酒井・入月(2014)より引用・加筆(青色が加筆箇所)。
太数字はイベント堆積物の層厚(図読み取り，cm)

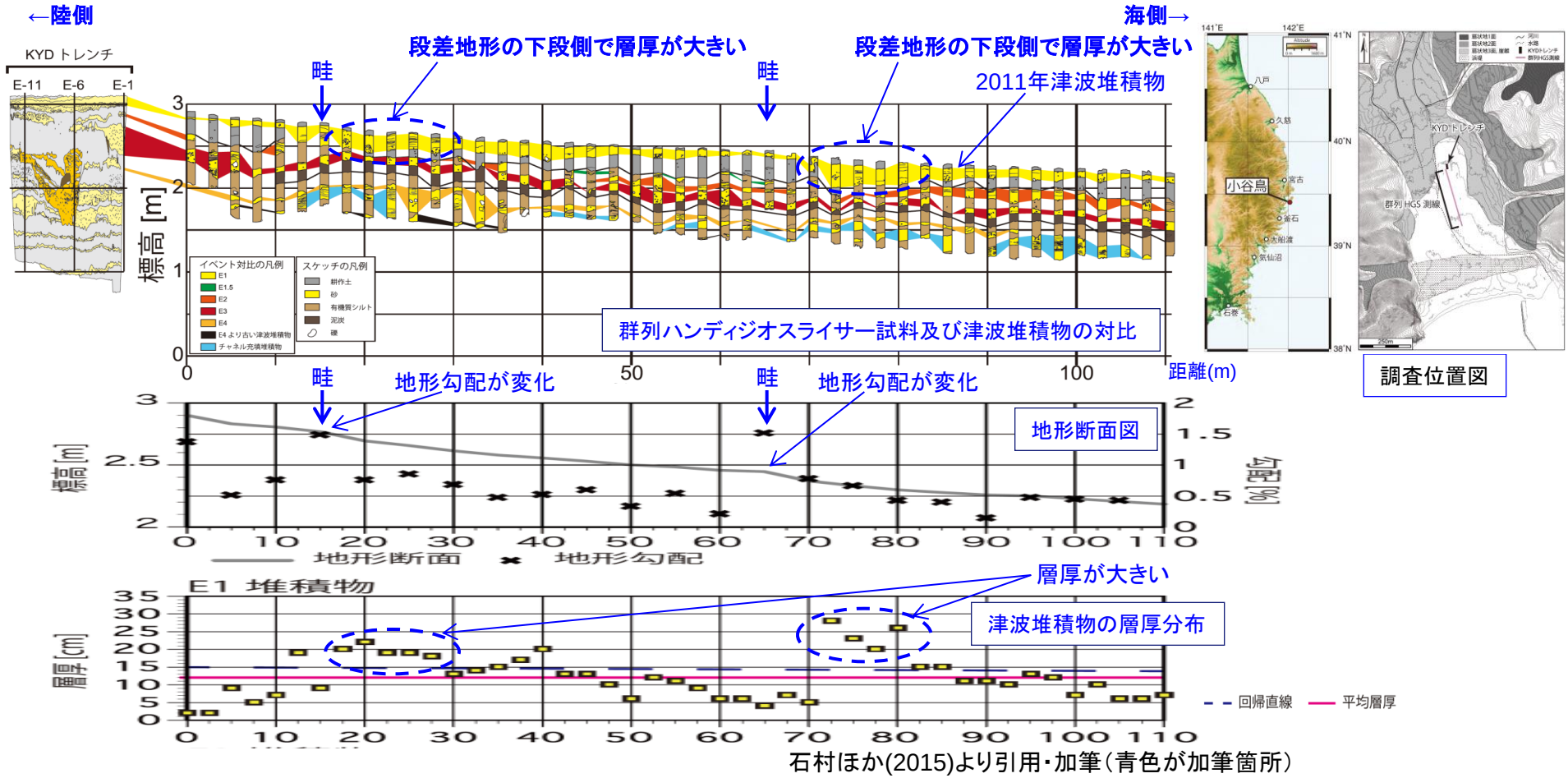
・石村ほか(2015)[91]は，2011年津波堆積物の層厚が数cm～30cmまで変化するが，その変化は微地形との対応がよく，土地区画による地形効果の影響と考えられることを示した。また畦を境にし，その上段側では層厚が薄く，下段側では層厚が大きいことを示した(次頁参照)。
石村ほか(2015)に基づけば，津波堆積物の層厚は，堆積前の旧地形形状に影響され，例えば畦のような段差地形が存在する場合，下段側で層厚が大きくなる場合があると考えられる。
・1833年当時の地形は，現在同様に外浜，中浜及び堤間低地があり，堤間低地の中海側には段差地形があることが推定される。

【上記を踏まえた当社の見解】

・イベント堆積物70cmが認められるとされているHGS7地点では，堤間低地内に位置すること，さらには堤間低地と中浜の境界付近の段差地形の下段側に位置したために，段差を埋めるように堆積物が厚く堆積したと評価した。

文献：石村ほか(2015)

・石村ほか(2015)に基づけば，津波堆積物の層厚は，堆積前の旧地形形状に影響され，例えば畦のような段差地形が存在する場合，下段側で層厚が大きくなる場合があると考えられる。



石村ほか(2015)より引用・加筆（青色が加筆箇所）

石村ほか(2015)

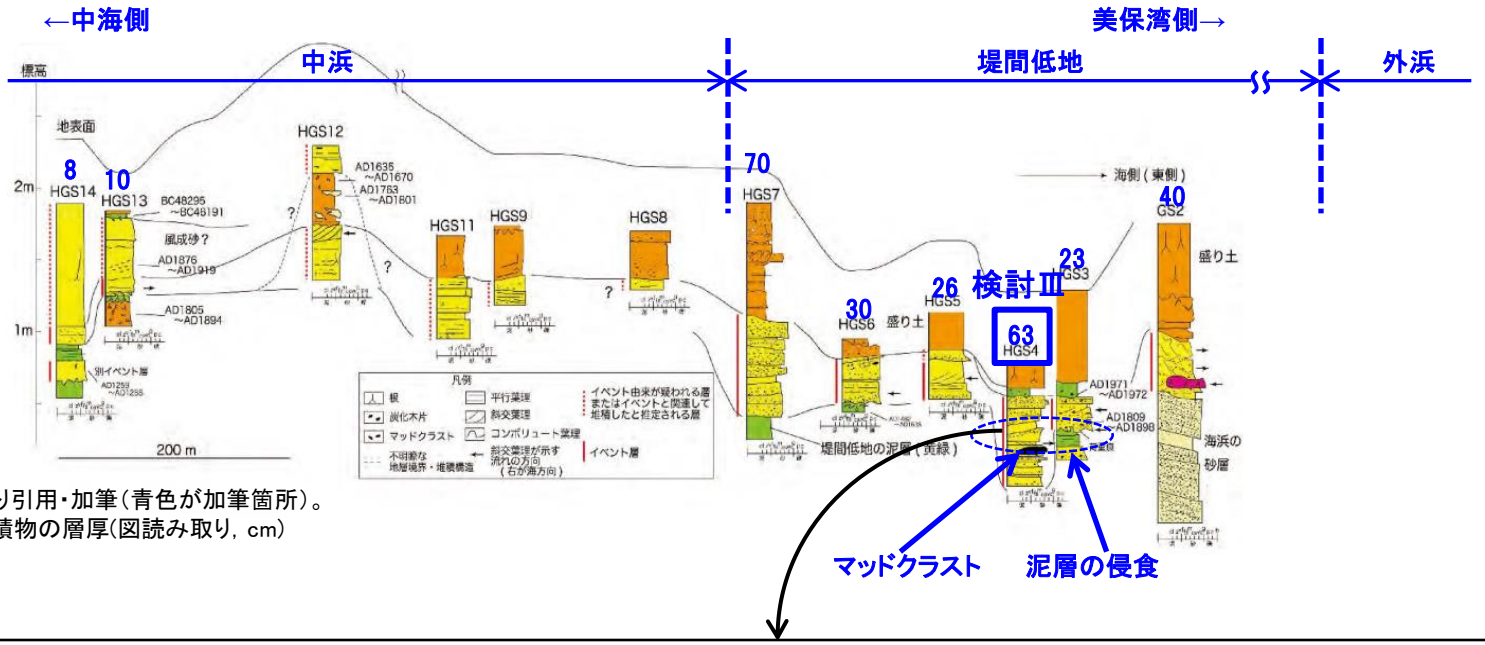
・三陸海岸の沖積低地において高密度群列ハンディジオスライサーによる津波堆積物の調査を実施した。

・調査の結果，2011年津波堆積物の層厚が数cm～30cmまで変化するが，その変化は微地形との対応がよく，土地区画による地形効果の影響だと考えられることを示した。また地形勾配が変化する畦を境にし，その上段側では層厚が薄く，下段側では層厚が大きいことを示した。

米子空港周辺地点のイベント堆積物の層厚に関する検討Ⅲ

第771回審査会合
資料1-2 P300 加筆・修正

米子空港周辺地点で確認されたイベント堆積物のうちHGS4地点で認められた厚い堆積物に関する，当社の見解は以下のとおり。



酒井・入月(2014)より引用・加筆(青色が加筆箇所)。
太数字はイベント堆積物の層厚(図読み取り，cm)

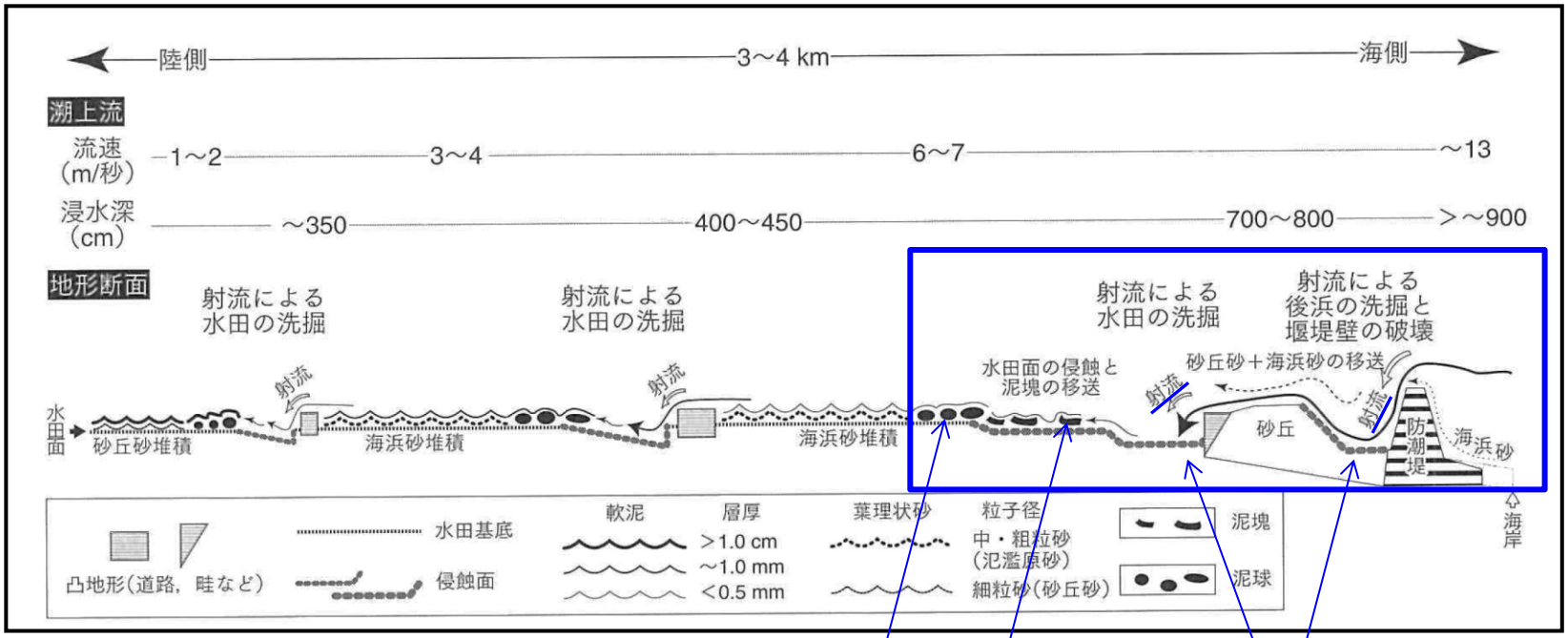
・箕浦(2011)[92]は2011年東北地方太平洋沖地震の津波によって発生した地表侵食と物質の運搬及び堆積を模式図に示し，その中で，津波が防潮堤や砂丘を超えて流体が落下する際，発生した射流が侵食や洗掘の原動力となったとした(次頁参照)。
・藤原(2015)[93]は箕浦(2011)を引用し，津波堆積物に含まれるマッドボールについて，潟やその周辺に堆積していた土が津波で侵食・削剥されマッドクラストとなり，流水で移動するうちに丸まったものであるとし，マッドボールが地層から発見されれば，大規模な侵食を起こしたイベントを認定する一つの指標になるとした(次頁参照)。
・また，酒井ほか(2014)によれば，当該地点についてはHGS3地点の海側(美保湾側)に小さな浜堤が存在し，そこを超えた流れによる局所的な侵食が発生したために，堆積物が厚く堆積したとされている(P361参照)。

【上記を踏まえた当社の見解】

・イベント堆積物63cmが認められるとされているHGS4地点では，堤間低地に位置すること，さらにはマッドクラストが認められたこと等から，浜堤を乗り越えた津波が射流となって堤間低地の泥層の一部を侵食し凹地を形成したことで，局所的に厚いイベント堆積物が形成されたと評価した。

文献：箕浦(2011)及び藤原(2015)

・箕浦(2011)は，津波が地形的高まりを超えて流れる場合，射流が発生し局所的な侵食作用が発生するとした。
・藤原(2015)は，イベント堆積物中にマッドボール（マッドクラスト）が発見された場合，大規模な侵食を伴ったイベントを認定する指標となるとした。



津波による地表侵食と物質の運搬及び堆積を説明する模式図

箕浦(2011)より引用・加筆
（青色が加筆箇所）

マッドボール
マッドクラスト
射流が発生し局所的な侵食作用が発生

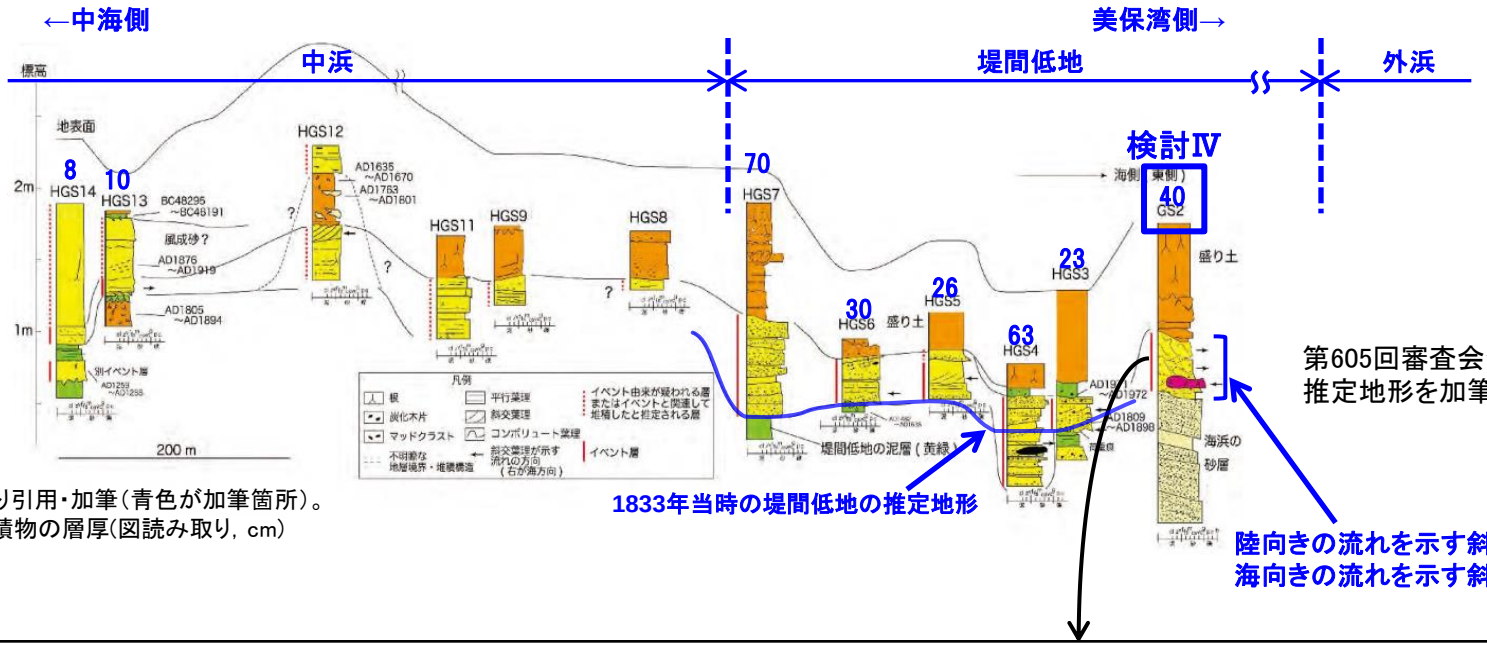
箕浦(2011)
・2011年東北地方太平洋沖地震の津波によって発生した地表侵食と物質の運搬及び堆積を模式図に示した。その中で，津波が防潮堤や砂丘を超えて流体が落下する際，発生した射流が侵食や洗掘の原動力となったとした。

藤原(2015)
・箕浦(2011)を引用し，津波堆積物に含まれるマッドボールについて，潟やその周辺に堆積していた土が津波で侵食・削剥されマッドクラストとなり，流水で移動するうちに丸まったものであるとし，マッドボールが地層から発見されれば，大規模な侵食を起こしたイベントを認定する一つの指標になるとした。

米子空港周辺地点のイベント堆積物の層厚に関する検討Ⅳ

第771回審査会合
資料1-2 P302 加筆・修正

米子空港周辺地点で確認されたイベント堆積物のうちGS2地点で認められた厚い堆積物に関する，当社の見解は以下のとおり。



酒井・入月(2014)より引用・加筆(青色が加筆箇所)。
太数字はイベント堆積物の層厚(図読み取り，cm)

第605回審査会合以降，
推定地形を加筆。

・酒井(2014b)は，GS2地点で認められた層厚40cmのイベント堆積物の試料写真と柱状図に，下位から順に陸向きの流れを示す斜交層理を有する層，海向きの流れを示す斜交層理を有する層，海向きの流れを示す斜交層理を有する層を記載し，またこの境界に荷重痕が認められることを記載した(次頁参照)。

【上記を踏まえた当社の見解】

・イベント堆積物40cmが認められるとされているGS2地点では，堤間低地に位置すること，さらには層厚40cmのイベント堆積物は3つのユニットに細区分され，斜交層理の向きから，下部は遡上津波から，中部及び上部は引き津波から堆積したことから，層厚が厚くなったと評価した。

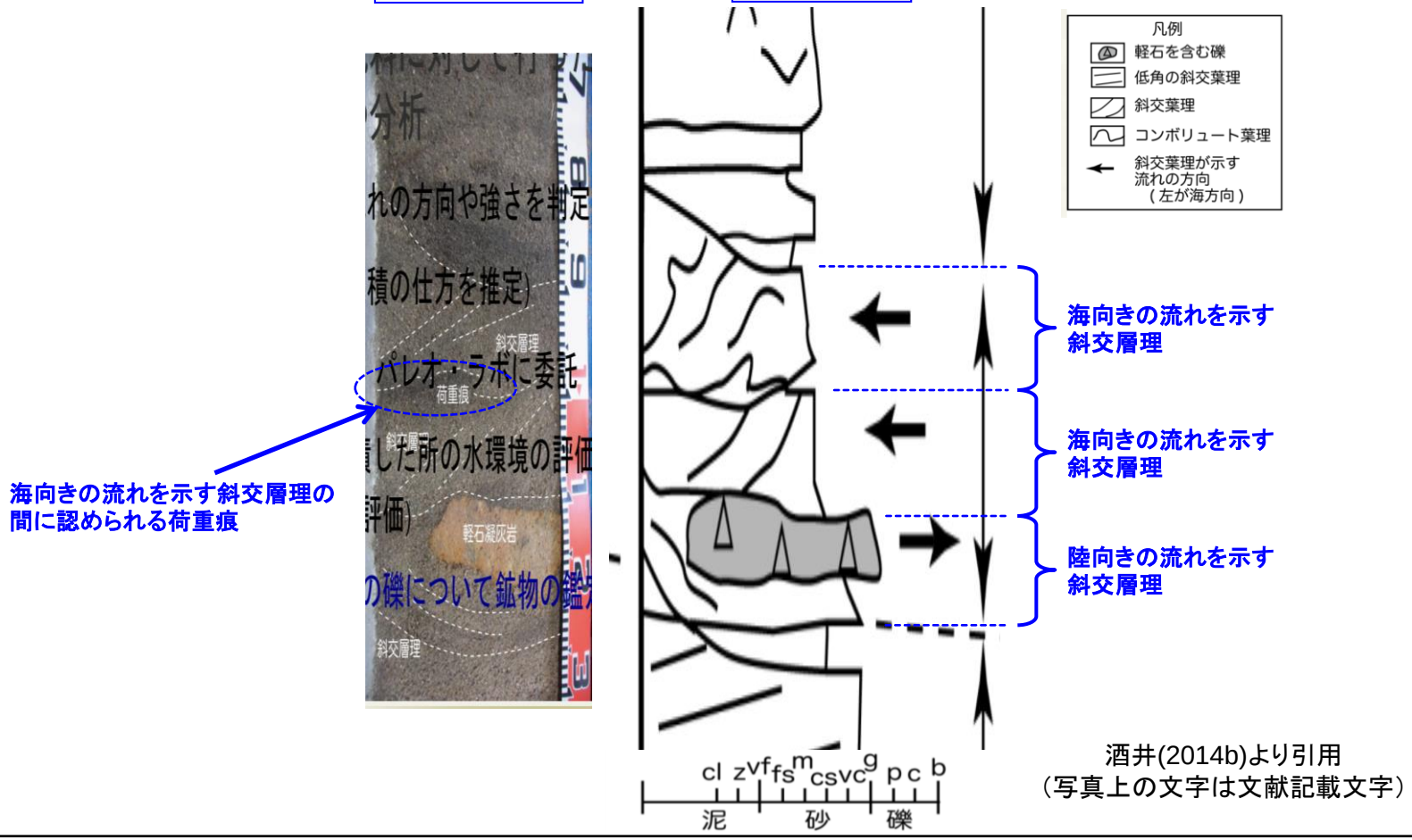
・細区分されたユニットのうち，中部ユニットの最上位に荷重痕が認められた。これは引き津波の際に流れが澱み，細粒堆積物を沈降させる過程があったことを示すことから，この地点より沖側に流れを澱ませる浜堤の高まりがあったと評価した。

文献：酒井(2014b)

・酒井(2014b)によると，層厚40cmのイベント堆積物は3つのユニットに細区分され，斜交層理の向きから，下部は遡上津波から，中部及び上部は引き津波から堆積したと考える。

GS2試料写真　←海側　GS2柱状図　陸側→

青色が加筆箇所



酒井(2014b)より引用
（写真上の文字は文献記載文字）

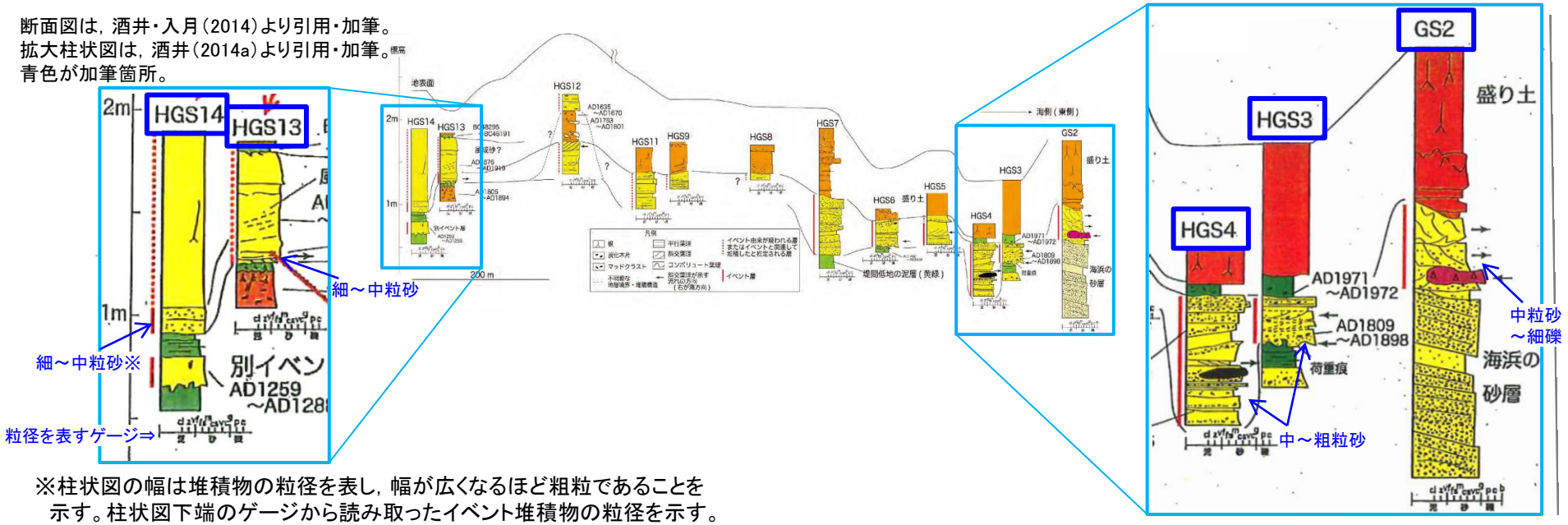
酒井(2014b)
・GS2地点で認められた層厚40cmのイベント堆積物の試料写真と柱状図に，下位から順に陸向きの流れを示す斜交層理を有する層，海向きの流れを示す斜交層理を有する層，海向きの流れを示す斜交層理を有する層を記載し，またこの境界に荷重痕が認められることを記載した。

米子空港周辺地点のイベント堆積物の層厚に関する検討Ⅴ

第771回審査会合
資料1-2 P304 加筆・修正

米子空港周辺地点の堤間低地においてイベント堆積物の粒径に関する当社の見解は以下のとおり。また，内陸側のイベント堆積物の粒径に関する当社の見解は以下のとおり。

断面図は，酒井・入月(2014)より引用・加筆。
拡大柱状図は，酒井(2014a)より引用・加筆。
青色が加筆箇所。



※柱状図の幅は堆積物の粒径を表し，幅が広くなるほど粗粒であることを示す。柱状図下端のゲージから読み取ったイベント堆積物の粒径を示す。

・Goto et al.(2011)(94)によれば，津波堆積物は内陸部に向けて薄くなり，粗粒な粒子ほど海岸側に堆積させると考えられる。また津波は流路途中にある浜堤の砂や水田の泥を取り込みながら遡上すると考えられるとされる（次頁参照）。
・須藤（2010）(95)及び楮原・今泉(2003) によれば，弓ヶ浜において，外浜及び海浜の砂は中～粗粒砂で構成され，中浜はシルト～細粒砂からなるとされる（P360参照）。
・酒井（2014a）の柱状図によれば，5箇所の津波堆積物のうち，GS2地点は中粒砂～細礫，HGS3地点・HGS4地点は中～粗粒砂，HGS13地点・HGS14地点は細～中粒砂からなるとされる 。

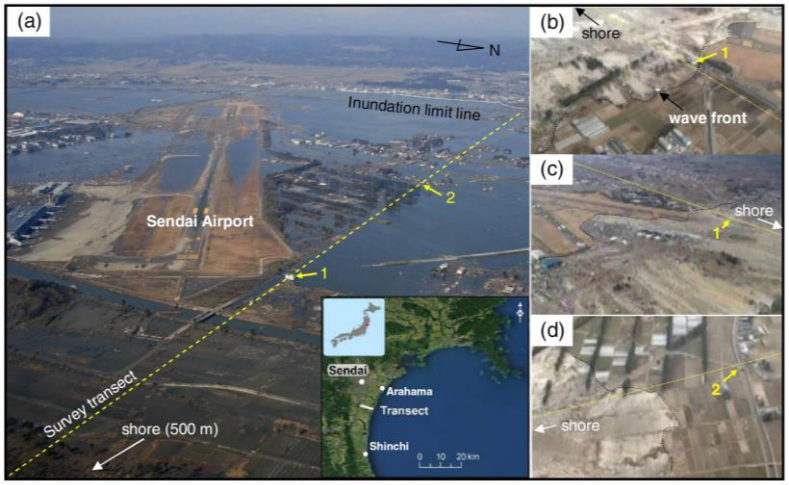
【上記を踏まえた当社の見解】

・イベント堆積物のうち，堤間低地の海岸寄りのGS2～HGS4地点は主に粗粒砂が厚く堆積する。これは浜堤を乗り越えた津波が海浜や外浜の粗粒な砂を削剥し，近くの堤間低地に運搬・堆積させた結果と評価した。

・内陸側のHGS13地点・HGS14地点は細～中粒砂が薄く堆積する。これは河川沿いに遡上した津波が中浜の細粒砂を取り込み，中浜内の低地に運搬・堆積させた結果と評価した。

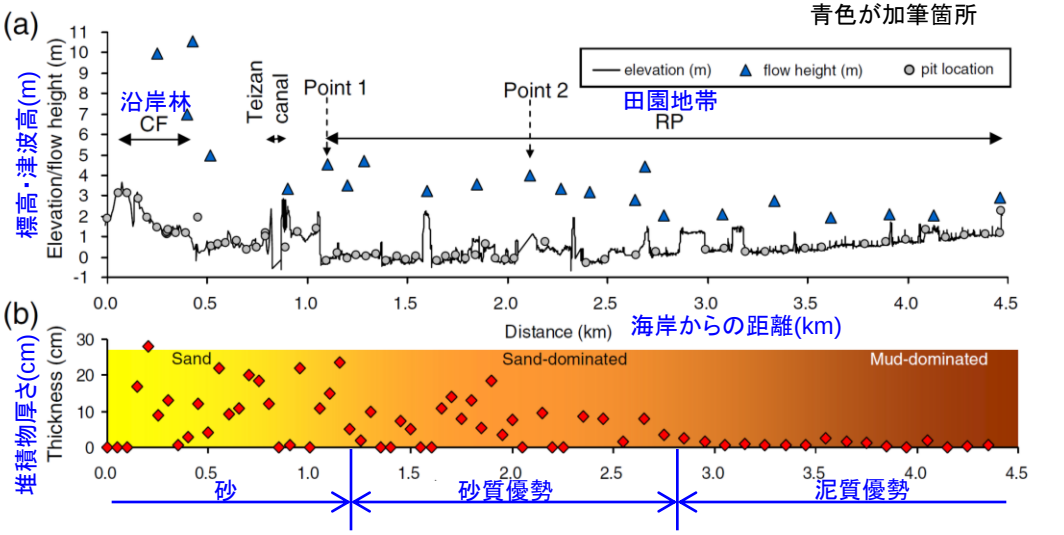
文献：Goto et al.(2011)

・Goto et al.(2011) によれば，津波堆積物は内陸部に向けて薄くなり，粗粒な粒子ほど海岸側に堆積させると考えられる。また津波は流路途中にある浜堤の砂や水田の泥を取り込みながら遡上すると考えられる。



調査位置図

Goto et al.(2011)より引用・加筆
青色が加筆箇所



Goto et al.(2011)

・仙台平野における東北地方太平洋沖地震の浸水域と津波堆積物の調査結果に基づくと，津波は内陸部4.5kmまで浸水したが，厚さ0.5cmを超える砂質堆積物は2.8km（浸水距離の62%）までしか分布していなかった。しかし，津波堆積物は泥質層として浸水限界まで分布している。

・津波堆積物は，沿岸林で約30cmと厚く，全体としては内陸薄層化，細粒化傾向にある。

・内陸部の1.2～2.8km間では，津波堆積物は砂質優勢であり，泥のラミナとリップアップクラストを伴う。さらに内陸（2.8～4.5km）では，泥質優勢となる。

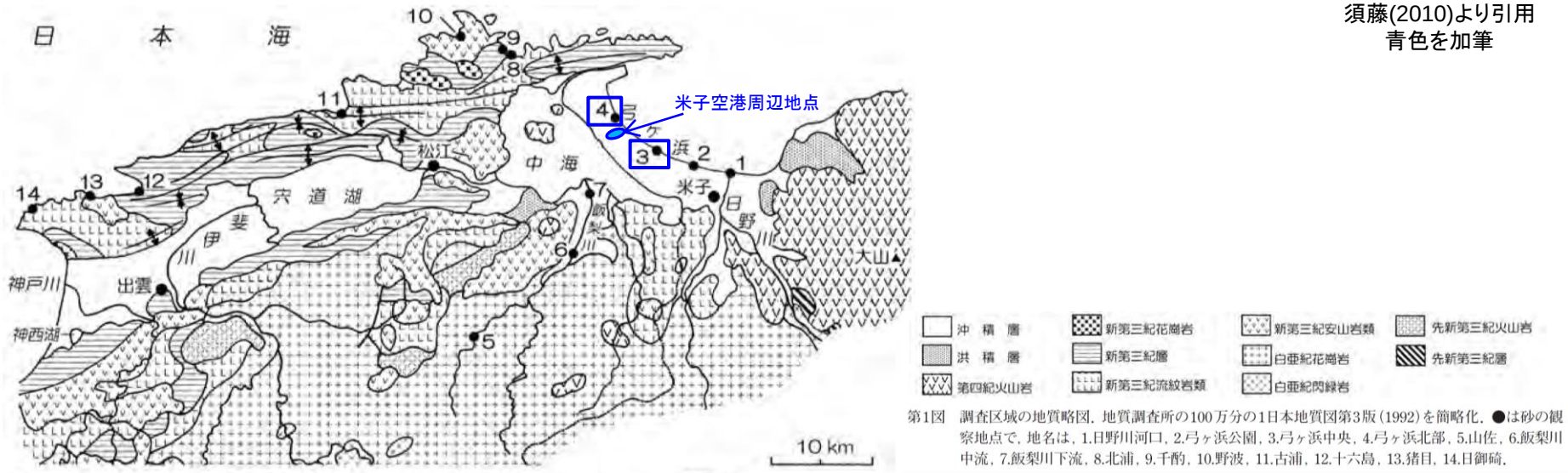
・海岸線から1kmまでもたらされた砂質堆積物は，海岸や浅海底に由来する可能性が最も高い。さらに内陸部では，砂丘や浜堤の堆積物，田園地帯において液状化によって噴出した砂が砂質堆積物として供給された。

・さらに内陸側に堆積した厚い泥質堆積物は，おそらく大部分が田園地帯の土壌が供給元となっている。

文献：須藤（2010）及び楮原・今泉（2003）

・須藤（2010）及び楮原・今泉(2003) によれば，弓ヶ浜において，外浜及び海浜の砂は中～粗粒砂で構成され，中浜はシルト～細粒砂からなる 。

須藤(2010)より引用
青色を加筆



第1図　調査区域の地質略図．地質調査所の100万分の1日本地質図第3版（1992）を簡略化．●は砂の観察地点で，地名は，1.日野川河口，2.弓ヶ浜公園，3.弓ヶ浜中央，4.弓ヶ浜北部，5.山佐，6.飯梨川中流，7.飯梨川下流，8.北浦，9.千酌，10.野波，11.古浦，12.十六島，13.猪目，14.日御碕．

須藤（2010）

・砂利・砂資源の概況調査で島根県内を回る途中に多くの海浜や河川を訪れ，観察し，砂の試料を集めた。写真や試料から，島根県下の浜や砂について紹介する。

・調査地点のうち，弓ヶ浜中央地点（上図3地点；弓ヶ浜展望台；米子空港周辺調査地点から南東約3.9km地点）の浜の砂は径～1.5mmの粗粒砂であり，弓ヶ浜北部地点（上図4地点；米子市麦垣町；米子空港周辺調査地点から北西約1.5km地点）の浜の砂は径～1.2mmの粗粒砂である。

楮原・今泉（2003）

・弓ヶ浜半島の地下地質に関して，既存のボーリングデータに基づき，下位から(1)更新世砂礫層，(2)沖積下部層，(3)沖積中部砂礫層，(4)沖積中部泥層，(5)沖積上部砂層に区分した。また沖積上部砂層は，弓ヶ浜半島の微地形に対応して，下位から1)内浜層，2)中浜層，3)外浜層に細区分した。

・美保湾側の現海岸を含めた外浜では，石英砂が目立って多く，長石を含む中～粗粒砂で構成され，多くの鉱滓が含まれる。内浜層と中浜層は明瞭な違いがないが，境界では粗粒物や腐植物がみられ，特に中浜層は内浜層・外浜層に比べ細粒で，主にシルト～細粒砂からなる。

米子空港周辺地点の津波堆積物調査に関する聞き取り；島根大学 酒井教授

第771回審査会合 資料1-2 P307 再掲

米子空港周辺地点の津波堆積物調査を実施されている島根大学　酒井教授に調査結果について聞き取った（2018年4～5月実施）内容を以下に示す。

・津波堆積物の可能性が高いのは，5箇所（GS2，HGS3，HGS4，HGS13，HGS14，図中 ）である。

・GS2地点の軽石凝灰岩は礫表面に人工的な削痕が認められたことから，人為的に持ち込まれた礫が津波で流された可能性を考えている。

・HGS13・HGS14のイベント堆積物のほとんどが風成砂であり，津波堆積物は最下部のみで，HGS13で10cm程度。この2地点は川沿いに遡上した津波によってもたらされた堆積物と考える。

・HGS5～HGS7は津波堆積物である可能性が低いと考える。このうちHGS7地点は戦中・戦後の建物が撤去される際に一度掘った所に人工的に流した水や雨水と堆積物が流れ込み，水により自然に運搬された堆積物と良く似た構造が作られた可能性が十分に考えられる。
また，HGS7地点は，HGS6地点よりも堆積物の粒径が粗いことも，津波由来の可能性が低いと考える根拠の一つである。

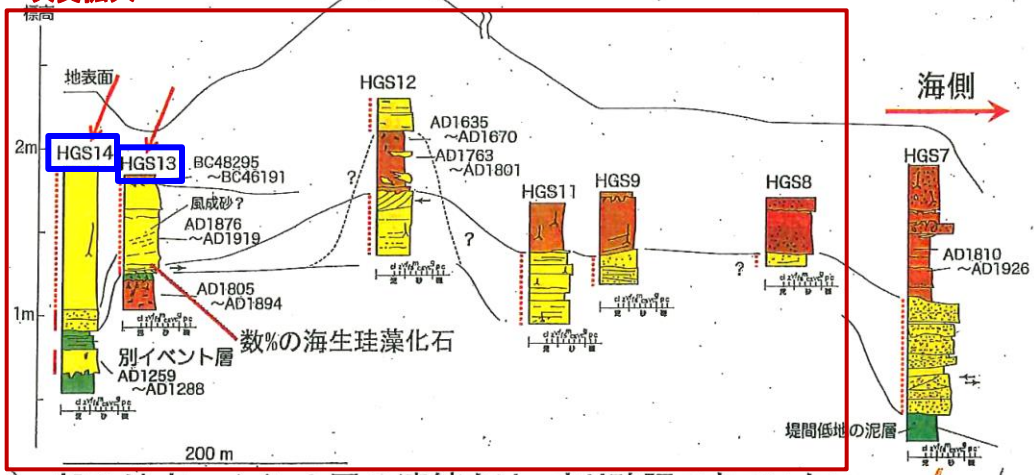
・津波の遡上高を検討することは難しいが，おそらく外浜を越えた津波が中浜（HGS8～HGS12地点の高さ）まで到達することは考えにくい。

・酒井ほか(2014)では，HGS5～12地点では，コア試料の採取状況が決して良くなかったため，一部の試料で地層の連続が正確に確認できなかった（特にHGS8～12地点）とされている。

・酒井(2014b)では，層厚40cmのイベント堆積物は3つのユニットに細区分できるとされている。

柱状断面図2

次頁拡大

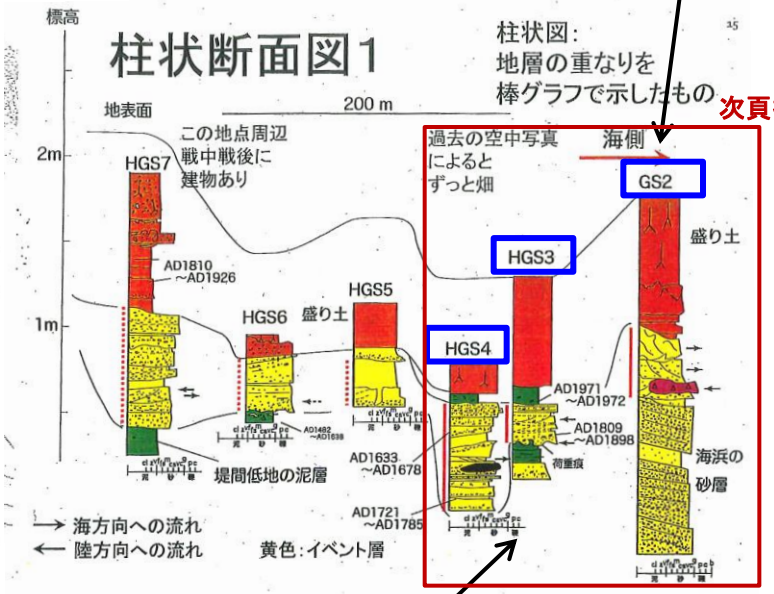


一部の地点：イベント層の連続をはっきり確認できていない
HGS13のイベント層：堆積は西暦1800年代
基底部にのみ海由来の化石
砂層が異様に厚い：季節風等で砂が再移動，砂丘の形成が促進？
別のイベント層も発見

酒井(2014a)より引用
青四角を加筆

：酒井教授の文献より引用

柱状断面図1



・酒井ほか(2014)では，HGS3地点の海側（美保湾側）に小さな浜堤が存在し，そこを超えた流れによる局所的な侵食が発生したために，HGS4地点において泥層が失われ，堆積物が厚く堆積したとされている。

米子空港周辺地点の津波堆積物調査に関する聞き取り；島根大学 酒井教授

第771回審査会合 資料1-2 P308 再掲

米子空港周辺地点の津波堆積物調査を実施されている島根大学　酒井教授に調査結果について追加で聞き取った（2018年7月実施）内容を以下に示す。

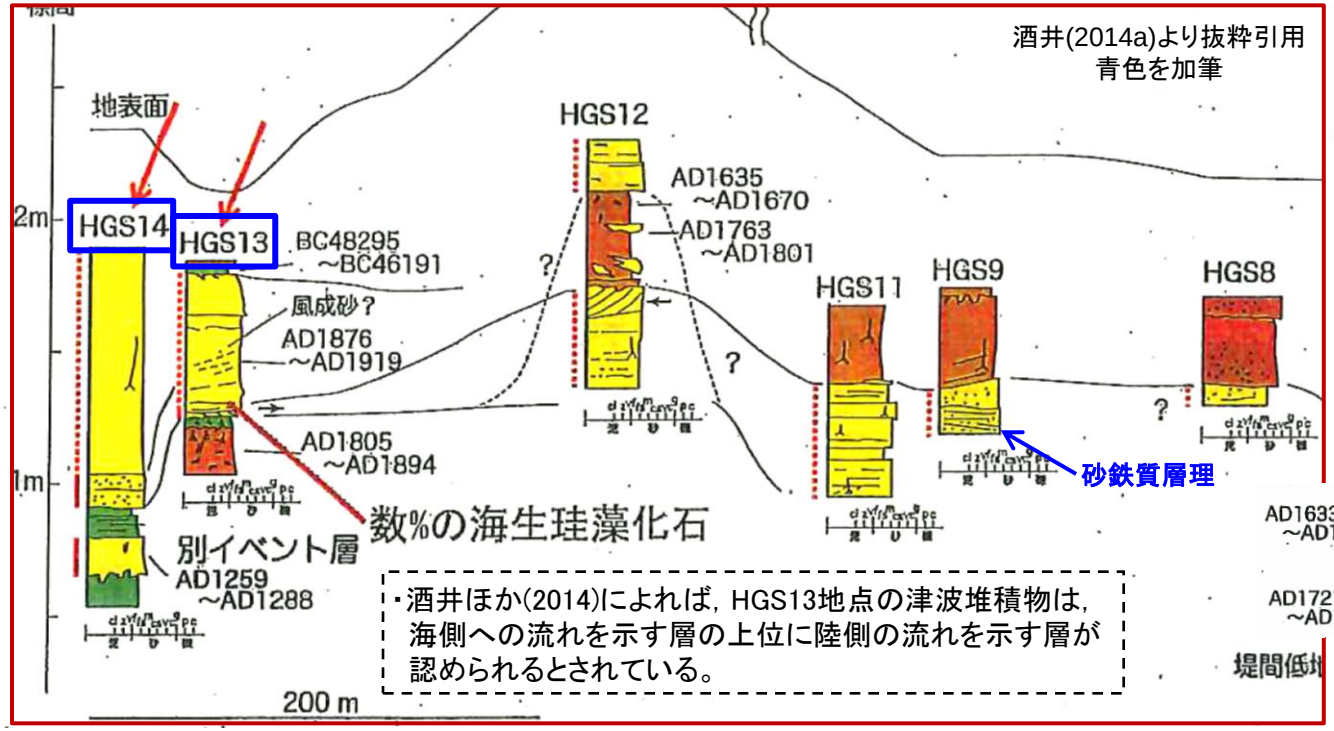
・5箇所の津波堆積物のうち，GS2～HGS4地点は粗粒砂，HGS13地点・HGS14地点は中粒砂からなる。

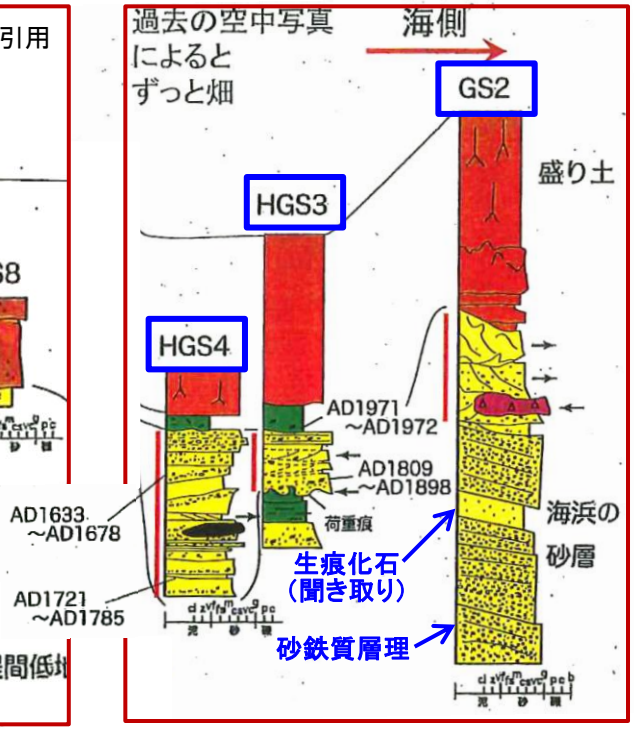
・GS2地点の津波堆積物下位の海浜の砂層は，前浜堆積物の特徴である海側に緩く傾斜した砂鉄質層理や汀線付近に生息する動物の生痕化石（*Macaronichnus*；柱状図に未記載）が認められることから，前浜の堆積物である（関連する参考文献を次頁に示す）。
この場所は前浜堆積物の上位に後浜堆積物や浜堤堆積物が想定されるものだが，ここではその上位に津波堆積物が認められることから，これら想定される堆積物が津波によって削剥されたと考えられる。一方で，津波堆積物はユニット区分され，遡上津波堆積物の上位に戻り津波堆積物が認められることから，GS2地点よりも沖側に浜堤の高まりがあったと考えられる。

・HGS8～HGS11地点は，津波堆積物としての強い流れを示唆する堆積構造が認められない。

・HGS9地点は，盛土の下位に前浜堆積物の特徴である海側に緩く傾斜した砂鉄質層理が認められる。

・HGS12地点は，盛土の年代値が1833年より古いことから，盛土より上位が津波堆積物の検討対象となる。しかし，浜堤を越えた津波によって生じる層相（関連する参考文献をP364に示す）が認められないことから，この砂層が津波堆積物ではないと考えている。





島根大学 酒井教授聞き取り内容に関する参考文献①

・増田・横川(1988)[96]によれば，前浜堆積物の特徴として，海側に緩く傾斜した砂鉄質層理や汀線付近に生息する動物の生痕化石(*Macaronichnus segregatis*)が認められるとされる。

増田・横川(1988)より引用
青文字を加筆

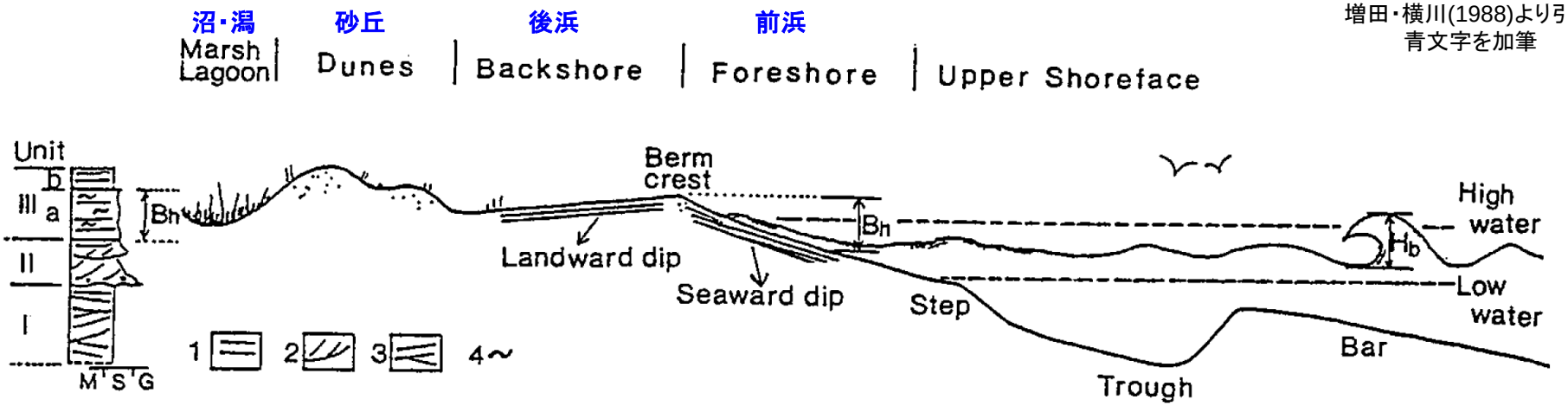


図1　砂州海岸の模式地形断面．海岸付近の地形は波の条件で常に変化している．この図はいろいろの段階で出現する地形の特徴がまとめて表現してある．Unit Ⅰ～Ⅲは本文参照．Ⅲaは前浜，Ⅲbは後浜堆積物．Bhはバーム高，Hbは砕波波高．1は平行葉理，2はトラフ型，3はくさび状の斜交層理，4はヒメスナホリムシの生痕．

参考文献①:増田・横川(1988)

・更新統下総層群上部の成田層の海浜堆積物を対象にして，地層からどのようなことが読み取れるかを述べた論文。

・海浜堆積物は砂鉄質の平行葉理が良く発達するなど，他の環境の堆積物にはない特徴があるので，容易に識別できる。

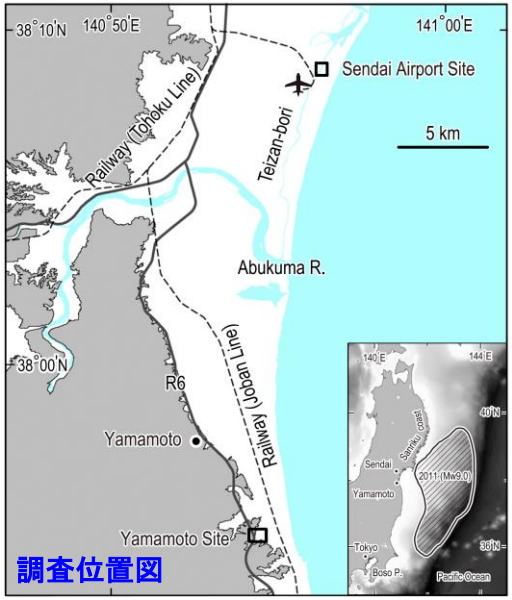
・海浜堆積物に特徴的な平行葉理は，数度で傾き，その傾きの方向は前浜と後浜とで反対である。前浜堆積物の平行葉理は海側に緩く傾き，後浜堆積物の平行葉理は陸側に緩く傾く。

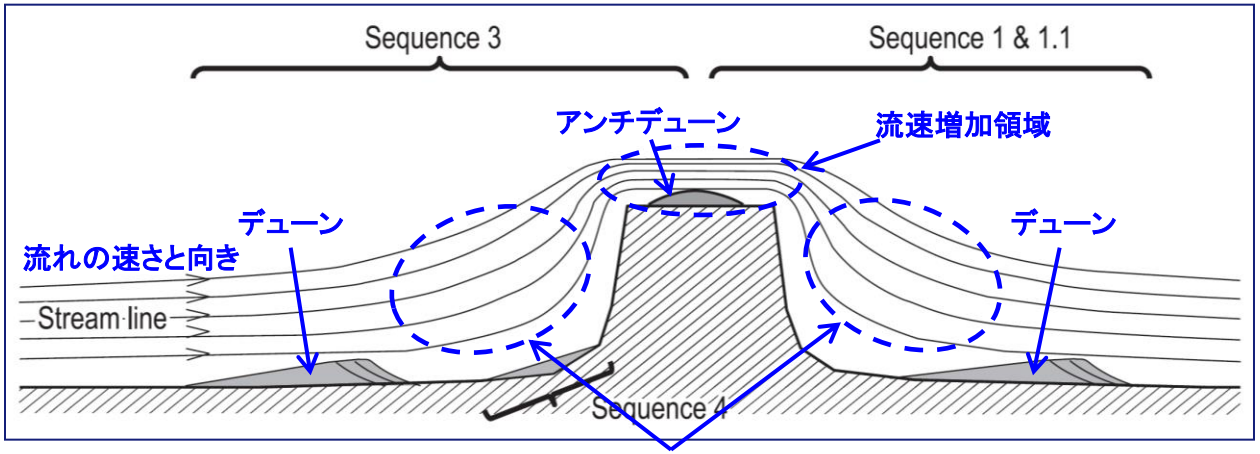
・前浜堆積物は，平行葉理の砂層で，白斑状の生痕*Macaronichnus segregatis*を含むのが特徴である。

(増田・横川(1988)で，「ヒメスナホリムシの生痕化石」とされているものは，増田ほか(2001)[97]で「白斑状の生痕*Macaronichnus segregatis*」とされていることから，ここでは「白斑状の生痕*Macaronichnus segregatis*」と記す。)

島根大学 酒井教授聞き取り内容に関する参考文献②

・Fujiwara and Tanigawa（2014）[98]によれば，津波が地形的な高まりを越えた場合速い流れが生じ，上流側へ傾く斜交葉理を有するアンチデューンが形成されるとされる。





Fujiwara and Tanigawa（2014）より引用
青色を加筆

参考文献②：Fujiwara and Tanigawa（2014）

・仙台平野南部における2011年東北沖地震津波によって形成されたベッドフォーム※1について記載した論文。

・ベッドフォームの多くは，比高約20cmで比較的平坦なデューン※2及びアンチデューン※3からなり，これらは平坦な低地における津波遡上流や，狭くて急な谷地における戻り流れによって形成されたものである。

・津波の流路に地形の凹凸がある場合，津波の流速は窪んだ区域（深い箇所）では低下し，隆起した区域（浅い箇所）では増加する。地形的な高まりによって流速が増加した場所では，アンチデューンが形成される。

・津波堆積物の厚さ分布は，路盤や堤防のような局所的な地表面の凹凸によって変動する。

※1 ベッドフォーム：水や空気の流れで砂層の表面にできる微地形
※2 デューン：波形のベッドフォームのうち，一般に波長が60cm以上のものをデューン，それ以下のものをリップルと呼び分けている。デューンは規模だけでなく，小型のリップルより構成粒子の径も大きい傾向がある。
※3 アンチデューン：外見は起伏の小さいデューンに似るが，形成されるときの流れの条件や内部構造が異なる。アンチデューンはデューンより速い流れで形成される。内部には流れの上流側へ傾く斜交葉理がみられる。　（※1～3　藤原(2015)より引用）

島根大学 酒井教授聞き取り内容に対する当社の見解 ①

第771回審査会合
資料1-2 P311 加筆・修正

米子空港周辺地点の津波堆積物調査結果に関して，島根大学 酒井教授聞き取り内容（以下，酒井（聞き取り）と表記）に対する当社の見解は以下のとおり。

	酒井(聞き取り)	当社の見解
GS2地点	津波堆積物の可能性が高い。 津波堆積物は粗粒砂からなる。 酒井(2014b)では，層厚40cmのイベント堆積物は3つのユニットに細区分できるとされている。 津波堆積物はユニット区分され，遡上津波堆積物の上位に戻り津波堆積物が認められることから，GS2地点よりも沖側に浜堤の高まりがあったと考えられる。 津波堆積物の下位の海浜の砂層は前浜堆積物であり，浜堤堆積物等が認められないことから，これらが削剥されたと考えられる。	イベント堆積物と評価するが，層厚については，浜堤に挟まれた堤間低地に位置すること，また堆積物は3つのユニットに細区分され，斜交層理の向きから，下部は遡上津波から，中部及び上部は引き津波から堆積したこと，及び海浜や外浜の浜堤から削剥された粗粒砂が近くに堆積したことから，厚くなったと判断した[検討Ⅰ，Ⅳ，Ⅴ]。 なお，イベント堆積物の下位層は，増田・横川(1988)が示す前浜堆積物の特徴を有している。弓ヶ浜半島の外浜の地形発達過程を考慮すると，前浜堆積物の上位に後浜堆積物，浜堤堆積物等の積層が想定されるが，これらが認められないことから，浜堤堆積物等が津波によって削剥されたと判断した。
HGS3地点 ・ HGS4地点	津波堆積物の可能性が高い。 この2地点の津波堆積物は粗粒砂からなる。 酒井ほか(2014)では，HGS3地点の海側（美保湾側）に小さな浜堤が存在し，そこを超えた流れによる局所的な侵食が発生したために，HGS4地点において泥層が失われ，堆積物が厚く堆積したとされている。	2地点をイベント堆積物と評価するが，層厚については，浜堤に挟まれた堤間低地に位置すること，また浜堤を乗り越えた津波が射流となって堤間低地の泥層の一部を侵食し凹地を形成したことから，海浜や外浜の浜堤から削剥された粗粒砂が近くに堆積したことから，局所的に厚くなったと判断した[検討Ⅰ，Ⅲ，Ⅴ]。
HGS5地点 ～ HGS7地点	HGS5地点～HGS7地点は津波堆積物である可能性が低いと考える。	イベント堆積物である可能性は低いと考える。 なお，浜堤に挟まれた堤間低地に位置すること，またHGS7地点は，堤間低地と中浜の境界付近の段差地形の下段側に位置したことから，段差を埋めるように堆積物が厚く堆積したと判断した[検討Ⅰ，Ⅱ]。

島根大学 酒井教授聞き取り内容に対する当社の見解 ②

第771回審査会合
資料1-2 P312 加筆・修正

	酒井(聞き取り)	当社の見解
HGS8地点～HGS11地点	HGS9地点は盛土の下位に前浜堆積物の特徴が認められる。 津波堆積物としての強い流れを示唆する構造が認められない。 外浜を越えた津波が中浜(HGS8地点～HGS11地点の高さ)まで到達することは考えにくい。	中浜(標高約1.3m)に津波が到達した場合，HGS8地点～HGS11地点はHGS12地点(標高約2.1m)より低いためイベント堆積物が堆積する可能性が考えられるが，HGS8地点～HGS11地点の堆積物の層相に強い流れを示唆する葉理等の堆積構造が認められないためイベント堆積物でないと判断されることから，堤間低地(標高約0.5m)を遡上した津波は，中浜に到達しなかったと判断した。
HGS12地点	盛土(標高約1.7～2.1m)の年代値が1833年より古いことから，盛土より上位が津波堆積物の可能性があるが，浜堤を越えた津波によって生じる層相が認められない。 外浜を越えた津波が中浜(HGS12地点の高さ)まで到達することは考えにくい。	盛土の年代値が1833年より古いことから，これより上位の砂層をイベント堆積物かどうか評価する。この地点は中浜の高まりに位置することから，津波が越波した場合，Fujiwara and Tanigawa(2014)が示す速い流れで形成される堆積構造が想定されるが，そのような層相が認められないことから，イベント堆積物ではないと判断した。
HGS13地点 ・ HGS14地点	イベント堆積物のほとんどが風成砂であり，津波堆積物は最下部のみで，HGS13で10cm程度。 この2地点は川沿いに遡上した津波によってもたらされた可能性の高い堆積物と考える。 この2地点の津波堆積物は中粒砂からなる。 酒井ほか(2014)によれば，HGS13地点の津波堆積物は，海側への流れを示す層の上位に陸側への流れを示す層が認められるとされている。	当時の海岸線から内陸へ約1km，川沿いに遡上した津波によってもたらされた最下部の層厚10cm程度がイベント堆積物と考えられる。 なお，中浜に到達しなかった津波は，川沿いに西側へ遡上し，中浜の細粒砂を取り込み，中浜内の低地に到達・氾濫した結果，細～中粒砂を堆積させたと判断した。

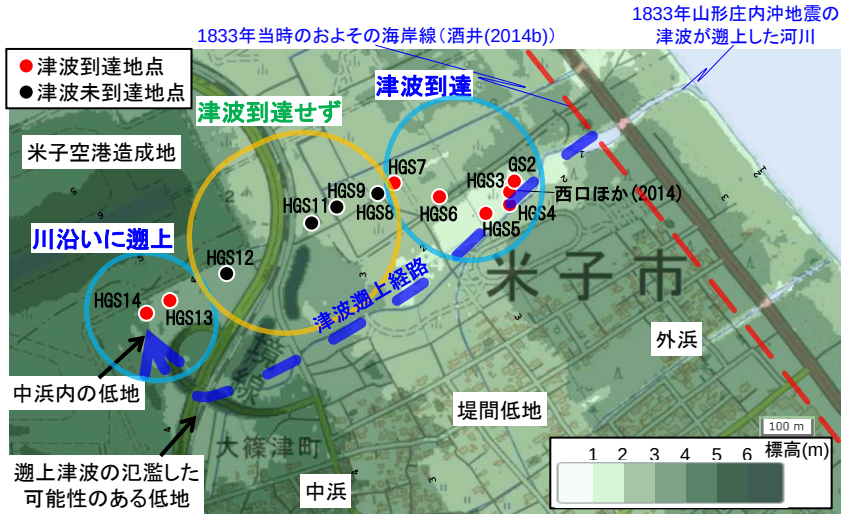
米子空港周辺地点の津波堆積物の層厚に関する考察

1833年山形・庄内沖地震による米子空港周辺地点におけるイベント堆積物について，層厚と海岸線からの距離の観点から，津波遡上プロセスを推定し，層厚に関して考察した。

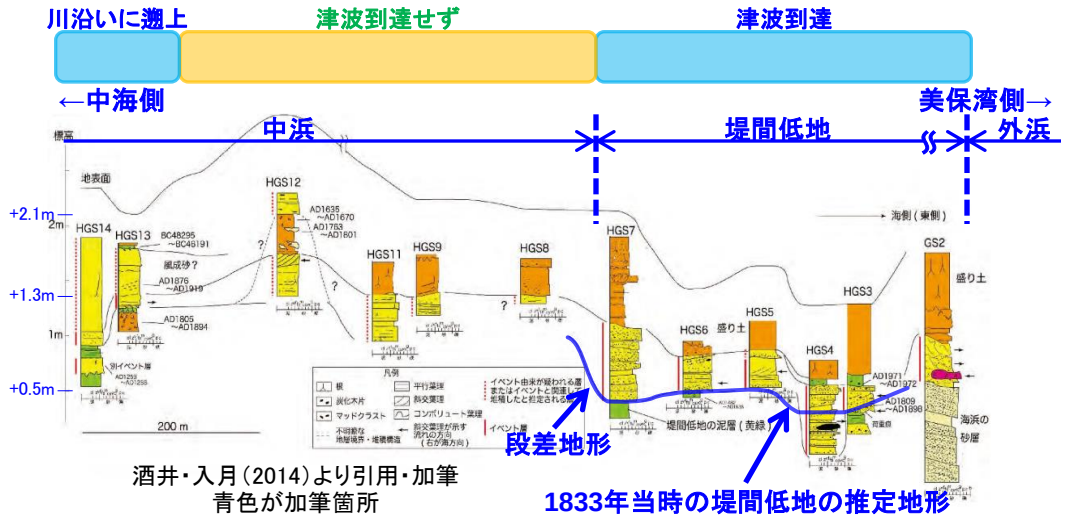
・襲来した津波は，外浜を乗り越え，堤間低地に遡上していったと考えられる。その際，GS2地点～HGS7地点に津波が到達し，海浜や外浜を削剥した津波が，その構成物である粗粒砂を堤間低地にもたらした。一般に粗粒砂は沈降が速く遠地まで運ばれにくいとされることから，削剥地（海浜及び外浜）から近い堤間低地に粗粒砂のほとんどが堆積したと推測される。これが堤間低地に厚くイベント堆積物が堆積した要因と考える。

・中浜（標高約1.3m）に津波が到達した場合，HGS8地点～HGS11地点はHGS12地点（標高約2.1m）より低いためイベント堆積物が堆積する可能性が考えられるが，HGS8地点～HGS11地点の堆積物の層相に強い流れを示唆する葉理等の堆積構造が認められないためイベント堆積物でないと判断されることから，堤間低地（標高約0.5m）を遡上した津波は，中浜に到達しなかったと考えられる。

・中浜に到達しなかった津波は，川沿いに西側へ遡上し，中浜内の低地に到達・氾濫した結果，当時の海岸線から内陸へ約1kmの地点のHGS13地点・HGS14地点まで達したと考えられる（津波の遡上経路を左下図に青破線で示す）。この遡上経路には堤間低地や浜堤があり，津波が堤間低地の泥や中浜を構成する細粒砂を取り込みながら遡上・氾濫した結果，HGS13地点に厚さ10cm程度のイベント堆積物を堆積させたと考えられる。



現在の米子空港周辺の1メートル段彩図
地理院地図（https://maps.gsi.go.jp/）の「自分で作る色別標高図」機能を用いて作成



酒井・入月（2014）より引用・加筆
青色が加筆箇所

津波堆積物調査結果に基づく津波規模及び浸水域の検討

第771回審査会合
資料1-2 P314 加筆・修正

1833年山形・庄内沖地震による米子空港周辺地点における津波規模及び浸水域について，2011年東北地方太平洋沖地震における仙台平野等の知見に基づき浸水深と津波堆積物厚さの関係及び海岸線からの離隔距離と津波堆積物厚さの関係について検討した。

【検討結果】

①浸水深と津波堆積物厚さの関係の知見に基づく検討（次頁参照）

・Goto et al.(2014)[99]に基づけば，浸水深と津波堆積物の厚さに相関があり，その地点における浸水深の平均2%が津波堆積物の厚さになると考えられる（以下この相関を，Gotoの相関と表記する）。ただし，この相関は仙台平野のような平野が非常に平坦で低く，それゆえ比較的単純な浸水過程をたどる平野部の津波堆積物の場合に限定的に適用されるため，河川遡上した米子空港周辺地点（HGS13地点・HGS14地点）に，Gotoの相関による津波規模の評価は適用できないと考える。

②海岸線からの離隔距離と津波堆積物厚さの関係の知見に基づく検討（P370参照）

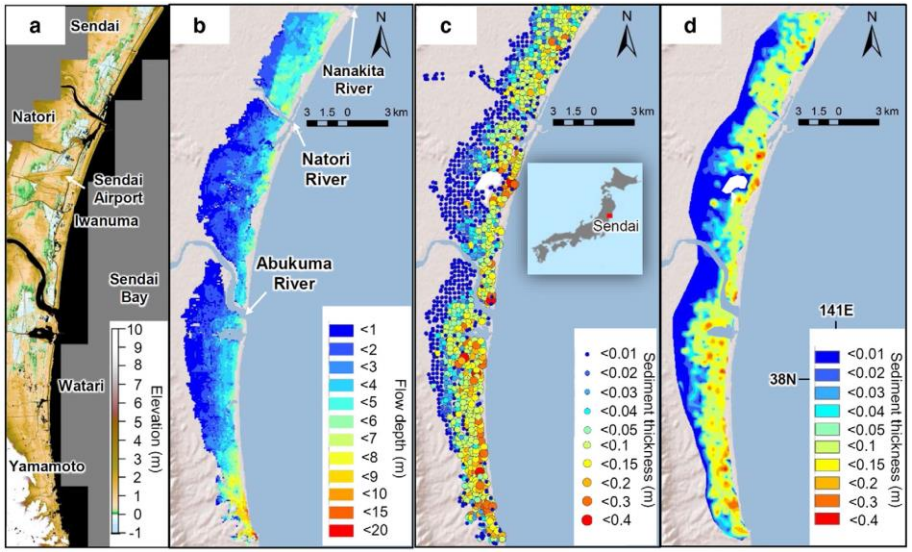
・1833年山形・庄内沖地震による津波の米子空港周辺地点の津波堆積物と同様に，津波が河川遡上した複数の事例を確認し，河川遡上した津波は陸上遡上した津波に比べより内陸まで到達することを確認した。また，河川遡上した堆積物分布末端付近において，堆積物が厚く分布する事例（岡田ほか（2018a）[100]）も確認された。

・盧ほか（2012）[101]によれば，河川を遡上した津波は陸上を遡上した津波に比べ遡上速度が速いとされる。一般に堆積物の運搬・堆積過程は流速により変化することが知られていることから，河川遡上した津波が遡上域で氾濫した場合，河川遡上から陸域遡上に状態が変わることで急激な速度低下を生じ，それに伴い堆積物が厚く堆積する可能性が考えられる。これより，米子空港周辺地点において河川を遡上した津波は，海岸線から内陸へ約1kmの地点（HGS13地点・HGS14地点）まで，堆積物を運搬・堆積させたと評価した 。

①浸水深と津波堆積物厚さの関係について （文献調査：Goto et al.(2014)）

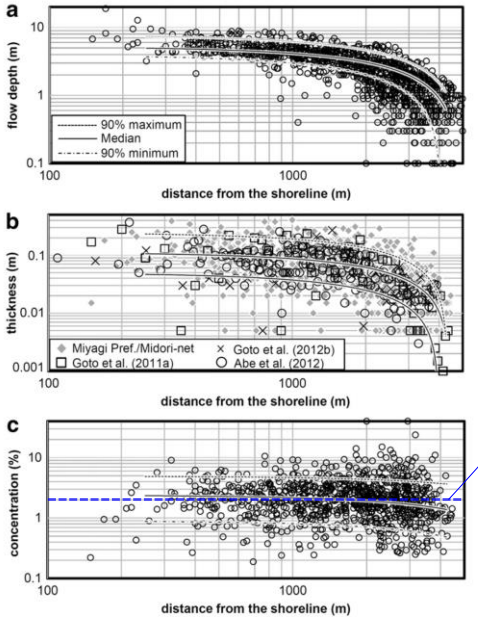
第771回審査会合 資料1-2 P315 再掲

・Goto et al.(2014)に基づけば，浸水深と津波堆積物の厚さに相関があり，その地点における浸水深の平均2%が津波堆積物の厚さになると考えられる。ただし，この相関は仙台平野のような平野が非常に平坦で低く，それゆえ比較的単純な浸水過程をたどる平野部の津波堆積物の場合に限定的に適用されるため，河川遡上した米子空港周辺地点（HGS13地点・HGS14地点）にGotoの相関による津波規模の評価は適用できないと考える。



浸水深と堆積物厚さの分布

a：地形，b：浸水深（補間値），c：堆積物厚さ（実測値），d：堆積物厚さ（補間値）



Goto et al.（2014）より引用・加筆
青色が加筆箇所

仙台平野における2011年東北地方太平洋沖地震による津波の浸水深と津波堆積物の厚さの関係

a：浸水深，b：津波堆積物厚さ，c：堆積物濃度と海岸線からの距離
ここで，堆積物濃度(%)＝津波堆積物厚さ(m)／浸水深(m)

Goto et al.(2014)

・2011年東北地方太平洋沖地震の直後，仙台平野の浸水域全域において約1,300地点の津波堆積物の厚さのデータが収集された。

・このデータを分析した結果，浸水深と津波堆積物厚さはいずれも海岸線からの距離と相関があること，津波堆積物の厚さと標高に相関がないことを示した。

・各調査地点の津波堆積物の厚さを浸水深で割った堆積物濃度の頻度分布は，対数正規分布によく一致し，その平均値は2%である。

・この一致は，仙台平野の津波堆積物が粒径に関わらず，津波のフローに含まれる堆積物の飽和レベルが平均で約2%に制限されていると単純に仮定すれば説明できることを示している。このような単純な説明は，平野が非常に平坦で低く，それゆえ比較的単純な浸水過程をたどる仙台平野の津波堆積物にのみ適用可能である。

②海岸線からの離隔距離と津波堆積物厚さの関係について

第771回審査会合
資料1-2 P316 加筆・修正

米子空港周辺地点の浸水域評価にあたり，海岸線からの離隔距離と津波堆積物厚さの関係について，2011年東北地方太平洋沖地震における仙台平野等の河川沿いに遡上した津波の知見を踏まえた当社の見解は以下の通り。

・田中(2011)[102]によれば，2011年東北地方太平洋沖地震の知見として，仙台平野において河川沿いに遡上した津波の遡上距離は，陸上を遡上した津波の2倍であったとされる。

・茅根ほか(2014)[103]によれば，2011年東北地方太平洋沖地震の知見として，河川沿いに遡上した津波の遡上距離は，陸上を遡上した津波の約1.2～4.5倍であったとされる。

・安田(2003)[104]等によれば，2003年十勝沖地震津波の知見として，沿岸部において津波堆積物が形成されない津波でも，河川遡上が発生するとされる。

・藤原・澤井(2014)[105]によれば，東海・東南海地震による津波の知見として，河川沿いに遡上した津波によって津波堆積物が形成される場合があり，遡上する際，浜堤の切れ目等の低い部分から，低地へ流入するとされる。

・岡田ほか(2018a，2018b[106])によれば，1741年の渡島大島の山体崩壊による津波の知見として，津波が小河川の河口から小河川沿いに450m以上遡上し堆積物をもたらしたとされる。また堆積物分布末端付近でも堆積物が厚く分布する。

・盧ほか(2012)によれば，2011年東北地方太平洋沖地震津波知見として，津波伝搬速度は河川遡上と陸上遡上とで異なり，河川遡上の方が速いとされる。

【上記を踏まえた当社の見解】

・1833年山形・庄内沖地震による津波の米子空港周辺地点の津波堆積物と同様に，津波が河川遡上した複数の事例を確認し，河川遡上した津波は陸上遡上した津波に比べより内陸まで到達することを確認した。また，河川遡上した堆積物分布末端付近において，堆積物が厚く分布する事例(岡田ほか(2018a))も確認された。

・盧ほか(2012)によれば，河川を遡上した津波は陸上を遡上した津波に比べ遡上速度が速いとされる。一般に堆積物の運搬・堆積過程は流速により変化することが知られていることから，河川遡上した津波が遡上域で氾濫した場合，河川遡上から陸域遡上に状態が変わることで急激な速度低下を生じ，それに伴い堆積物が厚く堆積する可能性が考えられる。これより，米子空港周辺地点において河川を遡上した津波は，海岸線から内陸へ約1kmの地点(HGS13地点・HGS14地点)まで，堆積物を運搬・堆積させたと評価した 。

1833年当時の七類湾周辺地形のモデル化

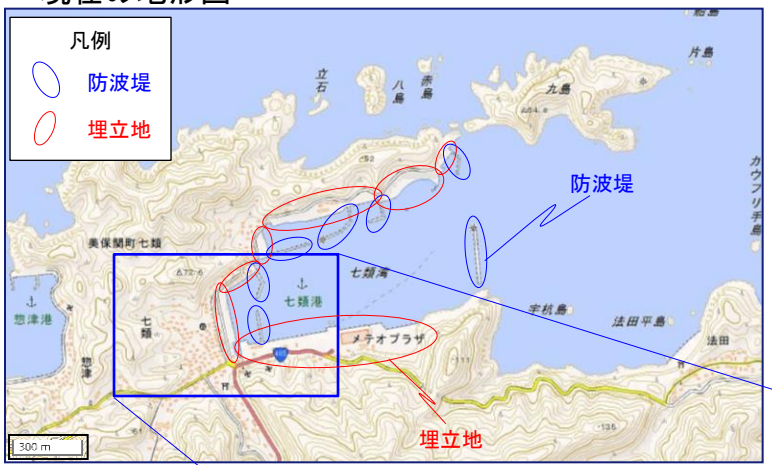
境港周辺の地形の変遷：地形図及び空中写真の同じ位置を同縮尺で表示

1947年の空中写真



米軍撮影空中写真
コース番号：R517-3，写真番号：20

現在の地形図



地理院地図HPより引用，加筆



現在の地形図拡大

1833年当時の七類港周辺の地形をモデル化するために，空中写真，地形図及び文献に基づき検討した。
・1947年の空中写真と現在の地形図を比べると，七類湾の湾奥を取り囲むように埋め立てが進み，湾口及び湾内に防波堤が多数築堤されている。
・都司ほか(2017)[107]によれば，七類市街地について「市街地の形状は明治期と現在とでは全く変化がない。＜中略＞現在は海岸に沿って，新道（海側）と旧道（内陸側）が平行に走っているが，明治期の地図には旧道だけしかなく，現在の新道の通っているあたりは明治期の地図では海域になっている。」とされている。

以上より，1833年当時の七類港周辺の地形を次のようにモデル化した。
・1833年から1947年の間に防波堤や埋立地は造られていないことから，これら全てを取り除いたモデルとした。
・七類市街地東側の海岸線は，現在の新道付近が旧海岸線に概ね一致することから，この位置を海岸線とするモデルとした。

1833年当時の境港周辺地形のモデル化

境港周辺の地形の変遷：地形図の同じ位置を同縮尺で表示

1806年の地形図（伊能図）

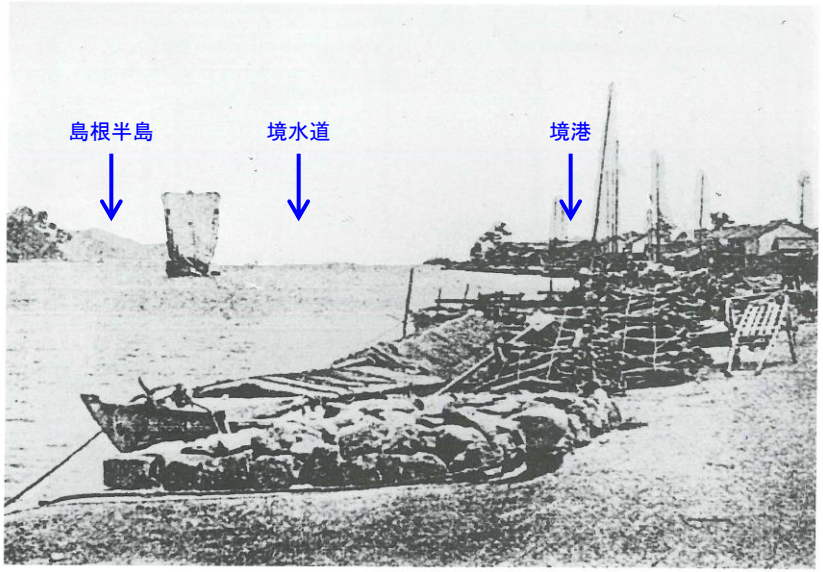


国土地理院古地図コレクション伊能図HPより引用

現在の地形図



地理院地図HPより引用，加筆



▲北前船入港明治時代前半（「境実業鑑」より）

境港市（1996）より引用，加筆

1833年当時の境港周辺の地形をモデル化するために，地形図及び文献に基づき検討した。

・1806年と現在の地形図を比べると，昭和町と竹内団地の埋立地が造成されている。境港市（1997）(108)によれば，昭和町は1967年に，竹内団地は1986年に埋立が竣工したとされている。

・境港市（1996）(109)は，明治時代前半の境港に入港する北前船の写真を示している（左図）。この写真によれば，明治時代前半において護岸が無かった様子が認められる。なお，小泉（1915）(110)によれば，明治37年（1904年）に境町御台場から堀川間の海岸に，幅四間，東西延長七百二十間（幅約7m，延長約1300m）の海岸物揚場が完成したとされている。

以上より，1833年当時の境港周辺の地形を次のようにモデル化した。

・昭和町と竹内団地の埋立地の箇所を海域とし，この範囲の海底地形は周辺の海底面を参考に作成した。次頁にモデル化した海底地形を示す。

・1833年当時，境水道沿いは護岸がないことから，海岸線（標高T.P.±0m）から緩やかに標高が上がるモデル形状とした。

青色が加筆箇所

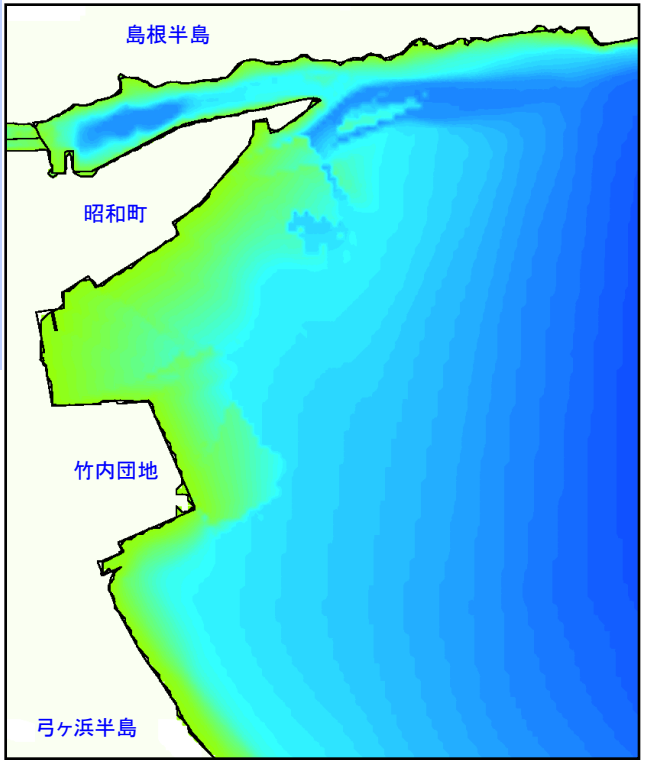
1833年当時の境港周辺地形のモデル化：埋立地周辺

第771回審査会合　資料1-3
P382　再掲

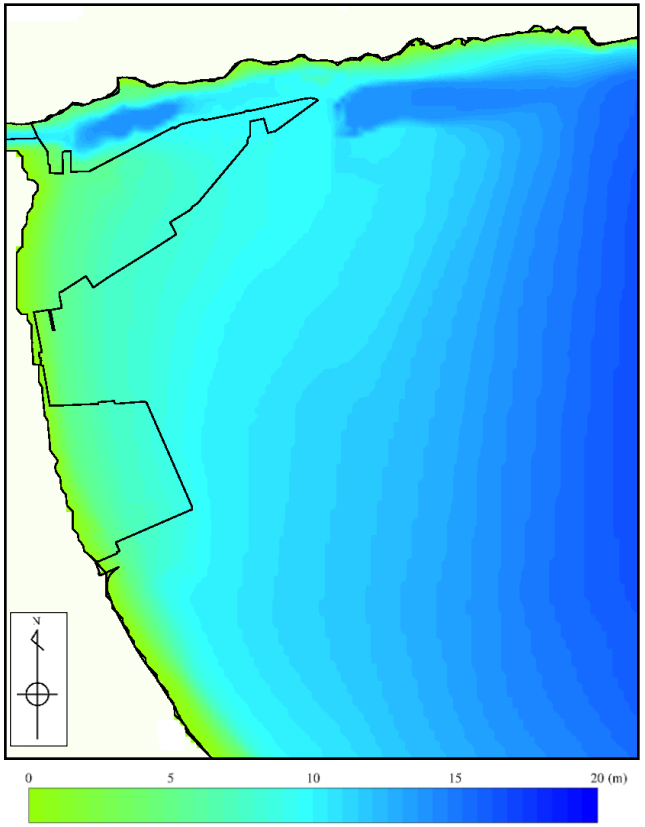


地理院地図HPより引用，青色が加筆箇所

現在の海底地形モデル



1833年当時の海底地形モデル



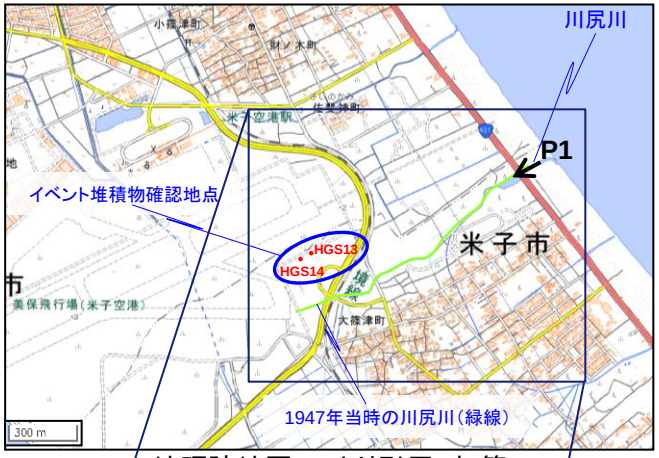
境港周辺の海底地形のモデルを図に示す。

・昭和町と竹内団地はなかったことから，この範囲の海底地形は周辺の海底面を参考に作成した。

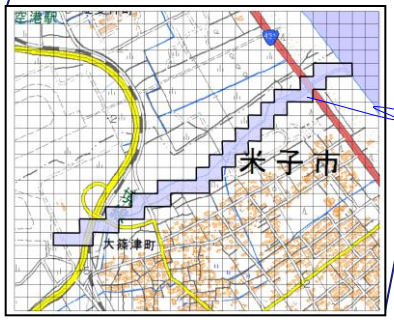
1833年当時の米子空港周辺地形のモデル化

米子空港周辺の地形の変遷：空中写真及び地形図の同じ位置を同縮尺で表示

現在の地形図



地理院地図HPより引用，加筆



河川のモデル化
計算格子サイズは50m

1947年の空中写真



1947年当時の川尻川流域
米軍撮影空中写真に加筆
コース番号：M515-6，写真番号：25



P1　現在の川尻川河口付近（2018年8月撮影）

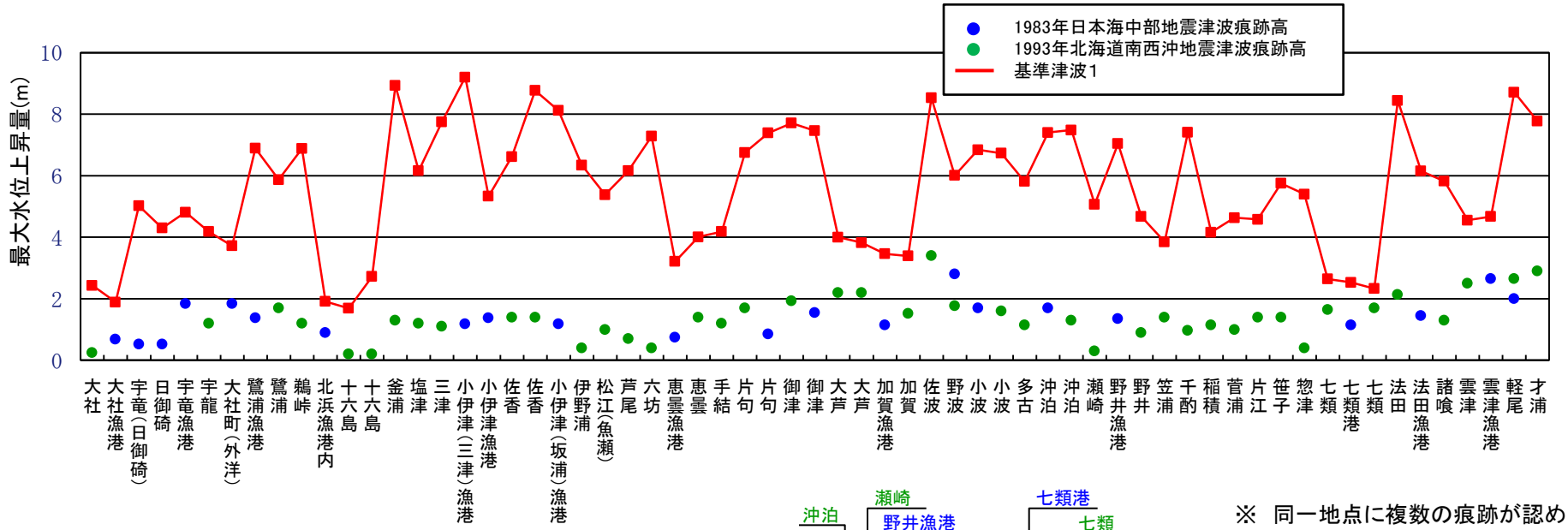
1833年当時の米子空港周辺の津波が遡上したと考えられる川（現在の川尻川（かわしり））をモデル化するために，空中写真及び地形図に基づき検討した。
- 1947年の空中写真を見ると，海岸から線路付近までのびる川尻川の流路が認められる（左下図：緑線）。
- 米子空港周辺付近は，空港拡張に伴う造成工事が2008年頃に実施され，その際，川の流路等が変えられている。

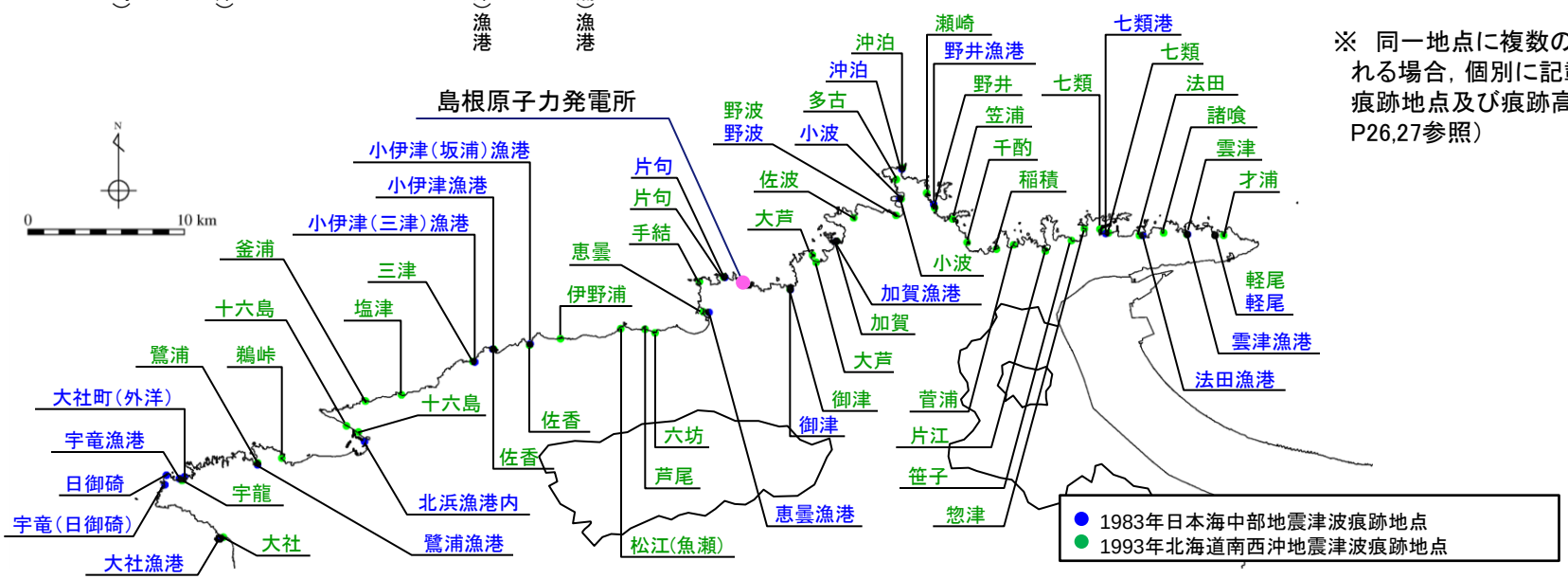
以上より，1833年当時の米子空港周辺の川を次のようにモデル化した。
- 1947年の川尻川の流路を基本とした。
- 河川遡上の浸水高を求めるため，酒井・入月(2014)のHGS14地点のイベント堆積物の分布標高T.P.+1.0m（P358参照）を河床と考え，河川の上流端の河道の高さをT.P.+1.0mとした。河口の高さがT.P.±0mであり，これら2地点間の勾配が一定となるよう設定した。
- 解析モデルでは，河道に沿ってメッシュが途切れないように溝状の低地を配置した。河道外の地形は，当時の地形情報がないことから，現在の地形情報を用いてモデルを作成した。

津波痕跡高と基準津波の比較

第771回審査会合　資料1-3　P385　加筆・修正

・基準津波1の水位が，1983年日本海中部地震津波，1993年北海道南西沖地震津波の津波痕跡高※を上回ることを確認した。





※　同一地点に複数の痕跡が認められる場合，個別に記載する。(津波痕跡地点及び痕跡高については P26,27参照)

検討①　基準津波と1833年山形・庄内沖地震津波の規模の比較　1）モーメントマグニチュードMwの比較

・基準津波1及び基準津波2のモーメントマグニチュードMwが，1833年山形・庄内沖地震津波を上回る設定となっていることを確認する。
・1833年山形・庄内沖地震津波のMwは土木学会に示される日本海東縁部の既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルにより確認する。

日本海東縁部の既往津波の痕跡高を説明できる断層モデル

対象津波	モデル M_w	面積 (km^2)	L (km)	W (km)	D (m)	d (km)	θ (度)	δ (度)	λ (度)	データ数	K	κ	備　考
1833年天保山形沖(A)	7.82	1250	50	25	6.4	0	10	60	90	27	1.04	1.42	土木学会(2002) (相田(1989)を修正;陸岸近く)
		1750	70	25	6.4	0	40	60	120				
1833年天保山形沖(B)	7.76	3960	132	30	4.0	0	208	45	90	27	1.17	1.28	土木学会(2002)(沖合)
1983年日本海中部	7.74	1200	40	30	7.6	2	22	40	90	218	1.12	1.46	相田(1984) Model-10
		1800	60	30	3.05	3	355	25	80				
1993年北海道南西沖	7.84	2250	90	25	5.71	10	188	35	80	249	0.96	1.51	高橋武之ら(1995) DCRC-26モデル
		650	26	25	4.00	5	175	60	105				
		458	30.5	15	12	5	150	60	105				

土木学会を引用

・基準津波のモーメントマグニチュードMw(8.09～8.25)は，土木学会に示される1833年山形・庄内沖地震津波の既往津波の痕跡高を説明できる断層モデルのモーメントマグニチュードMw(7.76，7.82)を十分上回る設定となっていることを確認した。
・なお，基準津波のモーメントマグニチュードMw(8.09～8.25)は1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖地震津波のモーメントマグニチュードMw(7.74，7.84)を上回る設定となっていることを確認した。

1833年山形・庄内沖地震の津波襲来時の潮位に関する考え方

1833年山形・庄内沖地震による津波に関して，島根半島周辺における津波襲来時の状況を記載した資料として，小泉（1915）がある。
以下に資料の原文を示し，潮位に関する考え方を示す。

小泉（1915）「境港沿革史」，P19
原文

其五 海嘯

天保四年巳十月二十六日※6の夜雲州島根郡七類浦の海嘯は海岸より七十三間余海水上りて人家田圃とも一面海となりて田圃に数種の魚類遊泳し干潮後翌日に至り深き水溜より魚類澤山拾ひ取りしと云ふ、同夜當湊も其餘波を被り湊内満潮、餘子大明神鳥居より境内へ海水浸入し交通杜絶し一時は皆家を出て身を避んとすると幸にして数刻ならずして潮曳き皆安心したりと記録に見へたる而已ならず其當時を記憶せし老人の寝物語りを著者聞し事あり云々。

境港周辺に関する記載に下線を付す。
※6　天保四年十月二十六日は，グレゴリオ暦1833年12月7日。

過去10年の気象庁 境地点における
旧暦10月26日※1の夜間満潮時刻※2

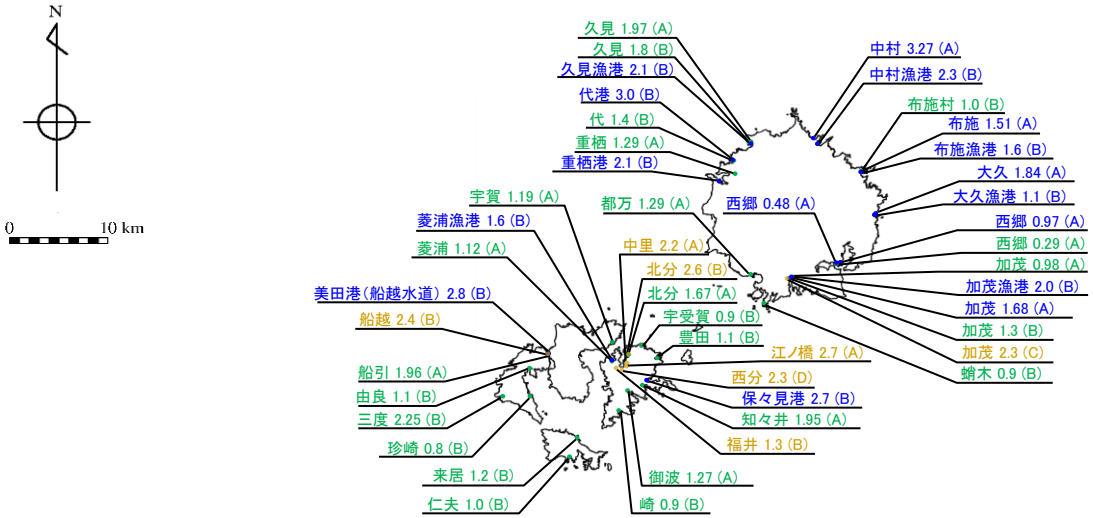
グレゴリオ暦	満潮時刻
2017/12/13	23:29
2016/11/25	24:18※3
2015/12/7	23:36
2014/12/17	21:59
2013/11/28	22:09
2012/12/9	22:34
2011/11/21	欠測※4
2010/12/1	22:46
2009/12/12	22:41
2008/11/23	23:36

※1　グレゴリオ暦の換算は「こよみのページ」HP(111)を参照
※2　満潮時刻は気象庁HP「潮汐観測資料」(112)を参照
※3　満潮は日付を越した11/26深夜，　※4　該当日はデータ欠測
※5　国立国会図書館HP(113)によれば，1833年10月は小の月（29日）とされる。

・小泉（1915）では，津波発生日の夜に津波の余波を受け港内に潮が満ち，餘子神社境内へ浸水したとされる。
・旧暦は潮位変動に影響する月の満ち欠けの周期を暦にしたものであり，津波襲来日である旧暦10月26日は，朔日（旧暦毎月1日，新月の日）の4日前※5であることから，朔日の潮位に近い高さと判断した。
・津波襲来日である旧暦10月26日の夜間潮位について，気象庁 境地点における潮汐観測資料に基づき，過去10年の満潮時刻について検討した結果，旧暦10月26日は22時～24時頃に満潮になる傾向が認められる。
・餘子神社で最大水位を記録した数値シミュレーション（ケース9）では，餘子神社における最大水位発生時間が地震発生から5時間半後であった。渡辺（1998）によれば地震発生時刻は申の上刻（15時～16時頃）とされていることから，津波到達時刻は20時半～21時半頃と判断した。

1833年山形・庄内沖地震による津波に関して記載した資料等から，潮位の高い時間帯に津波が到達したと判断した。しかしながら，具体的な潮位は不明であることから，数値シミュレーションでは敷地の朔望平均満潮位（46cm）を適用する。

・1833年山形・庄内沖地震津波の規模を推定するため，1833年山形・庄内沖地震津波と1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖地震津波との島根半島～鳥取県の痕跡高を比較する。

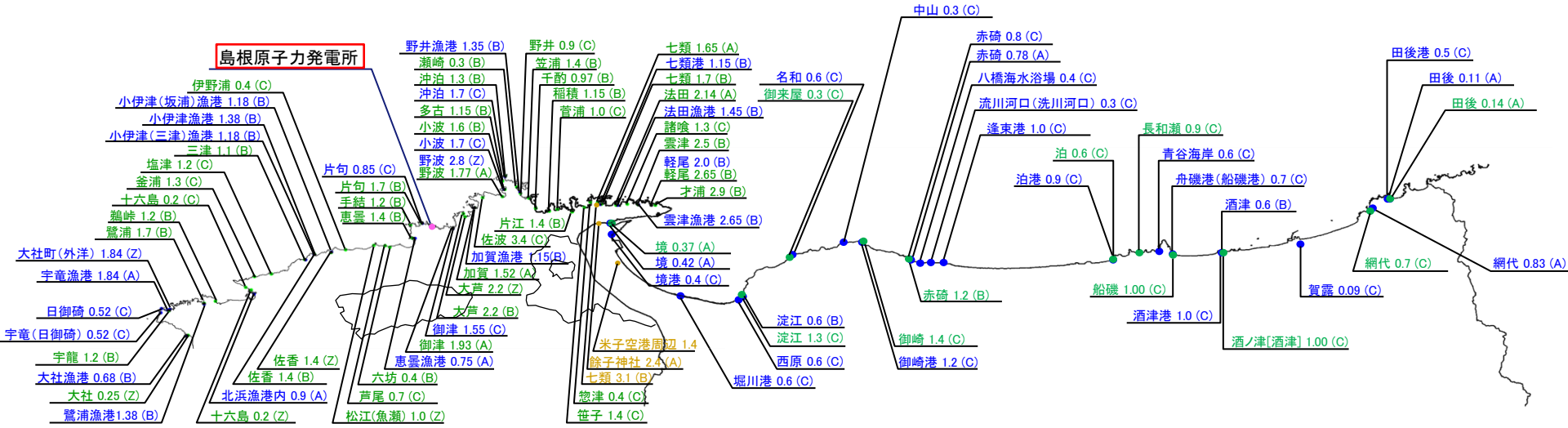


凡例

【津波痕跡地点】

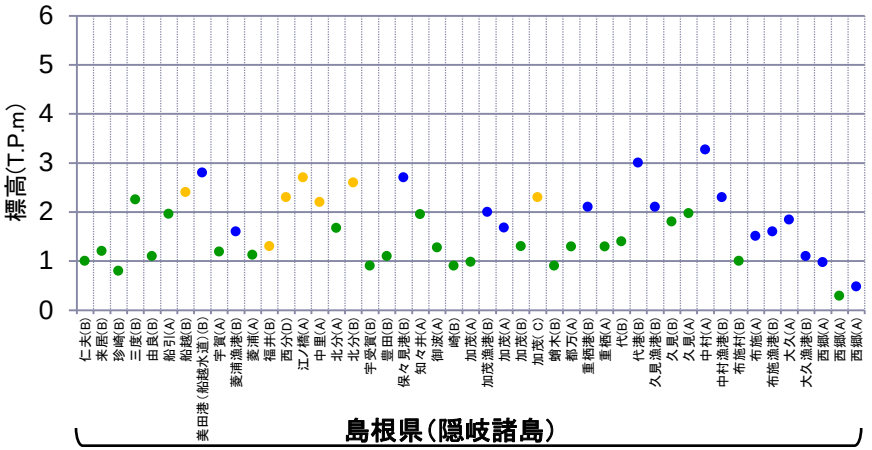
- 1833年山形・庄内沖地震
- 1983年日本海中部地震
- 1993年北海道南西沖地震

地点名 痕跡高さ(m)（信頼度）



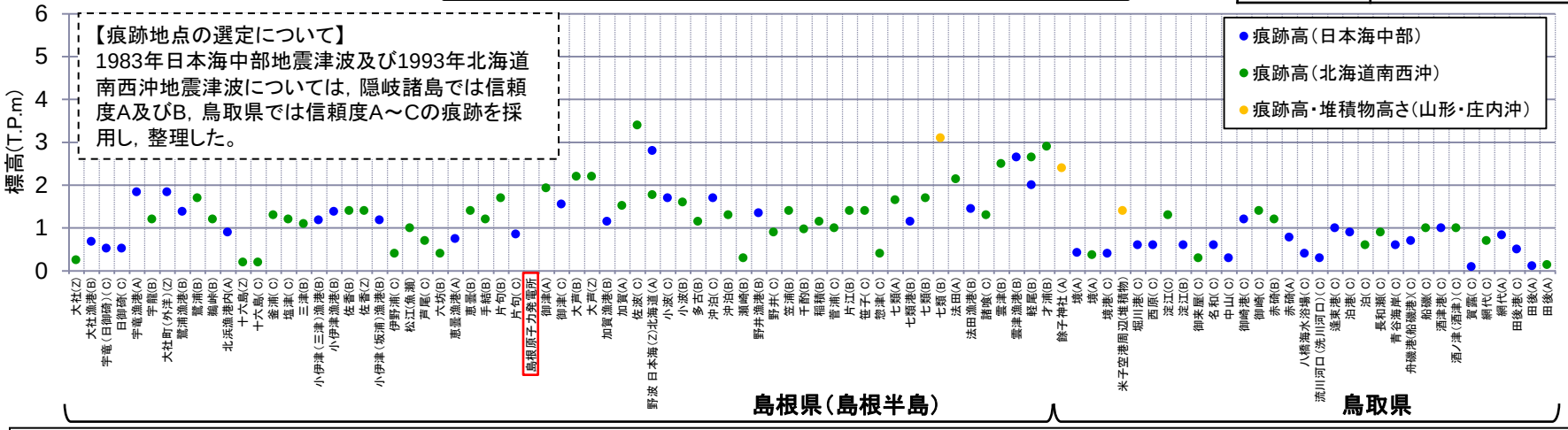
第771回審査会合
資料1-2 P331加筆・修正

検討①　基準津波と1833年山形・庄内沖地震津波の規模の比較　2）既往津波の痕跡高の比較



※近傍の痕跡地点

	近傍の痕跡地点
七類（A）	七類（B）
餘子神社	境（A）
米子空港	境港（C）



・1833年山形・庄内沖地震津波の痕跡は主に島根県の隠岐諸島において確認されており，鳥取県では餘子神社でのみ確認されている。
・以下に示す痕跡高等の比較より，1833年山形・庄内沖地震津波の規模は1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖地震津波と概ね同規模であると判断した。

1）隠岐諸島においては，1833年山形・庄内沖地震津波の痕跡高は1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖地震津波の痕跡高と概ね同等である。

2）1833年山形・庄内沖地震津波の痕跡である島根半島の七類，鳥取県の餘子神社及び米子空港周辺における痕跡高等については，1983年日本海中部地震津波及び1993年北海道南西沖地震津波による近傍の痕跡※と比較すると大きくなっており，1833年当時は防波堤等の津波高さを低減させる施設が無かった（P371～374参照）ことによるものと判断した。

余白

検討②　餘子神社及び米子空港周辺に影響の大きい因子の抽出

第771回審査会合
資料1-2 P333 加筆・修正

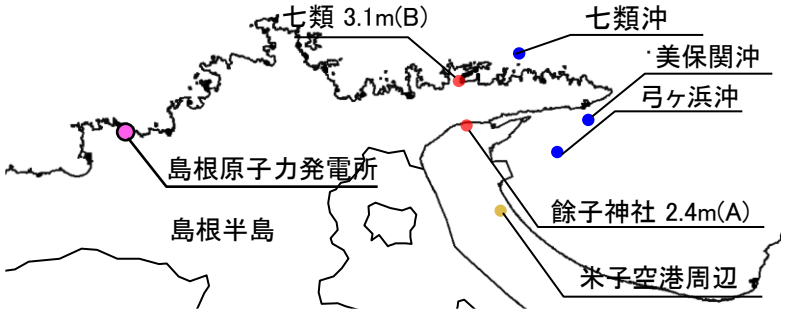
・検討①において，基準津波のモーメントマグニチュードMwが，土木学会に示される1833年山形・庄内沖地震津波の痕跡高等を説明できる断層モデルのモーメントマグニチュードMwを上回る設定となっていることを確認したが，基準津波のシミュレーション結果が餘子神社及び米子空港周辺の痕跡高等を上回らない結果となった。
・上記の結果となった理由の一つとして，痕跡地点等が敷地から遠方に位置していることが考えられることから，検討②では，基準津波2を選定する際に既に実施している検討の結果を用いて，上記地点に影響の大きい因子を抽出し，敷地に影響の大きい因子と比較する。なお，七類については，因子による顕著な影響の違いが確認されなかったことから，影響因子の分析は省略する。

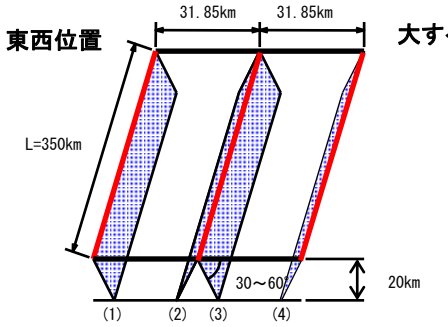
：餘子神社及び米子空港に影響の大きい因子

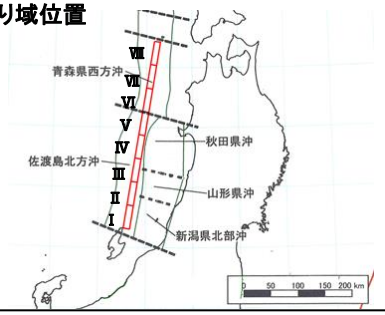
：餘子神社及び米子空港周辺において水位が高いケース
：島根原子力発電所において水位が高いケース

	東西位置	走向	大すべり域位置	幅(km)	傾斜角(°)	Mw	評価水位(T.P. m)※ 美保関沖	弓ヶ浜沖	七類沖	島根原子力発電所施設護岸又は防波壁
傾斜角の影響	(2)	一定	Ⅱ Ⅲ	40.0	30	8.25	1.8	1.3	1.3	3.0
	(2)	一定	Ⅱ Ⅲ	28.3	45	8.15	1.4	1.1	1.2	3.2
	(2)	一定	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	8.09	1.4	0.9	1.1	3.4
東西位置の影響	(1)	一定	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	8.09	1.3[1.34]	0.8	2.4	3.1
	(2)	一定	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	8.09	1.4[1.36]	0.9	1.1	3.4
	(3)	一定	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	8.09	0.9	0.7	1.2	3.7
	(4)	一定	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	8.09	0.9	0.8	0.8	2.6
大すべり域位置の影響	(2)	一定	Ⅰ Ⅱ	23.1	60	8.09	1.1	1.0[1.02]	1.1	2.5
	(2)	一定	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	8.09	1.4	0.9	1.1	3.4
	(2)	一定	Ⅲ Ⅳ	23.1	60	8.09	1.2	1.0[0.95]	1.4	5.0
	(2)	一定	Ⅳ Ⅴ	23.1	60	8.09	1.2	0.9	1.6	6.4
	(2)	一定	Ⅴ Ⅵ	23.1	60	8.09	1.1	0.9	1.8	5.6
	(2)	一定	Ⅵ Ⅶ	23.1	60	8.09	1.1	0.9	1.1	4.6
	(2)	一定	Ⅶ Ⅷ	23.1	60	8.09	0.9	0.7	1.3	2.4

※　潮位は考慮していない。[ ]内の数値は評価水位の小数点第二位まで記載。







・基準津波2を選定する際に既に実施している検討の結果より，弓ヶ浜半島に対しては，①傾斜角が低角度(30°)，②東西位置が西側(位置(1)，(2))及び③大すべり域位置が南側(Ⅰ Ⅱ，Ⅱ Ⅲ，Ⅲ Ⅳ)の場合について影響が大きいことを確認した。
・また，これら餘子神社及び米子空港周辺に影響の大きいケースは，いずれも敷地(島根原子力発電所)への影響は小さいことを確認した。

検討②　餘子神社及び米子空港周辺に影響の大きい因子の抽出

・餘子神社及び米子空港周辺に対して影響の大きい因子と敷地（島根原子力発電所）に影響の大きい因子を比較した結果を示す。

：基準津波2の選定因子　：餘子神社及び米子空港周辺に影響の大きい因子（P381の検討結果）

パラメータ	項目	諸元	主な設定根拠
固定パラメータ	断層長さ　L　（km）	350km	科学的想像力を発揮して地震調査研究推進本部（2003）に示される「青森県西方沖」の領域と「佐渡島北方沖」の領域を連動を考慮し，安全側の評価となるように設定
	すべり量　D　（m）	大すべり域：12m，背景領域：4m，平均：6m	国土交通省・内閣府・文部科学省（2014），根本ほか（2009）等の長大断層に関する最新の知見に基づき設定
	地震発生層厚さ	20km	土木学会に示される地震発生層厚さ15～20kmに基づき，断層面積が広くなり安全側の評価となると考えられる20kmと設定
不確かさとして考慮する主なパラメータ	傾斜角　δ（°）	30°（Mw8.25）／45°（Mw8.15）／60°（Mw8.09）	土木学会に示される変動範囲30～60°
	東西位置・傾斜方向	東西位置（1）／東西位置（2）／東西位置（3）／東西位置（4）	・東西位置：地震調査研究推進本部（2003）の領域を網羅するよう設定する。 ・傾斜方向：土木学会に示される東・西傾斜より設定する。
	大すべり域位置	Ⅰ Ⅱ／Ⅱ Ⅲ／Ⅲ Ⅳ／Ⅳ Ⅴ／Ⅴ Ⅵ／Ⅵ Ⅶ／Ⅶ Ⅷ	根本ほか（2009）に基づき8セグメントに等分割し，全断層面積25%が大すべり域となるよう，2セグメントを大すべり域として設定
	走向	走向一定 +10°／基準／走向一定 −10°	地震調査研究推進本部（2003）を踏まえて設定した走向に対して±10°　変化

・餘子神社及び米子空港周辺に影響の大きい因子は，敷地（島根原子力発電所）に影響の大きい因子とは異なる傾向であることを確認した。

第771回審査会合
資料1-2 P335 加筆・修正

検討③　餘子神社及び米子空港周辺の痕跡高等を上回る波源による敷地への影響の検討（検討ケース）

・餘子神社及び米子空港周辺の痕跡高等を上回る波源について，敷地における水位を確認する。確認に当たっては，餘子神社及び米子空港周辺に影響の大きい因子を組み合わせた数値シミュレーションを追加実施し，餘子神社及び米子空港周辺の痕跡高等を上回ることを確認するとともに，敷地における水位を確認する。
・数値シミュレーションに当たっては，1833年当時の地形を過去の地形図や空中写真等に基づき検討（P371～374参照）し，数値シミュレーションを実施する。

1．傾斜角を30°としたケース

・餘子神社及び米子空港周辺に影響が大きいことを確認した傾斜角30°（Mw8.25）とし，東西位置，走向及び大すべり域位置を不確かさとする。

（組合せケース）

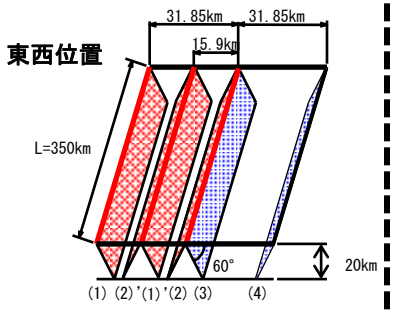
【東西位置】	×	【走向】	×	【大すべり域位置】	
・(1) 1ケース		・走向一定 ・走向一定＋10° ・走向一定－10° 3ケース		・Ⅰ Ⅱ ・Ⅱ Ⅲ ・Ⅲ Ⅳ 3ケース	計 9ケース

2．東西位置を西側，大すべり域位置を南側に設定したケース

・餘子神社及び米子空港周辺に影響が大きいことを確認した東西位置を西側（位置(1)，(2)）及び大すべり域位置を南側（Ⅰ Ⅱ，Ⅱ Ⅲ）を基本とし，より詳細に検討するため，上記を補間する東西位置（位置(1)’，(2)’）についても考慮する。傾斜角は60°（Mw8.09）とし，走向の不確かさを考慮する。

（組合せケース）

【東西位置】	×	【走向】	×	【大すべり域位置】	
・(1) ・(1)’（(1)から東に15.9km） ・(2) ・(2)’（(2)から西に15.9km） 4ケース		・走向一定 ・走向一定＋10° ・走向一定－10° 3ケース		・Ⅰ Ⅱ ・Ⅱ Ⅲ 2ケース	計 24ケース



検討③ 餘子神社及び米子空港周辺の痕跡高等を上回る波源による敷地への影響の検討（検討結果）

・餘子神社及び米子空港周辺に対して影響の大きい因子を不確かさとして組合せた検討ケースの数値シミュレーション結果を以下に示す。

1．傾斜角を30°としたケース

※　境港・米子空港周辺の1833年当時の地形及び朔望平均満潮位T.P.+0.46mを考慮した（P371～374参照）。
[ ]内の数値は評価水位の小数点第二位まで記載

ケース番号	断層長さ（km）	Mw	東西位置	走向	大すべり域位置	幅（km）	傾斜角（°）	評価水位（T.P. m）※					
								餘子神社前面護岸	餘子神社痕跡高 +2.4	米子空港沿岸	米子空港堆積物分布標高 +1.4	七類痕跡高 +3.1	島根原子力発電所施設護岸又は防波壁
1	350	8.25	(1)	一定	Ⅰ Ⅱ	40.0	30	+2.5	+2.4[+2.35]	+2.1	+1.7	+4.4	+2.9
2	350	8.25	(1)	一定	Ⅱ Ⅲ	40.0	30	+2.4	+2.3	+2.5	+1.7	+4.4	+3.2
3	350	8.25	(1)	一定	Ⅲ Ⅳ	40.0	30	+2.4	+2.2	+2.4	+1.6	+4.1	+4.7
4	350	8.25	(1)	+10	Ⅰ Ⅱ	40.0	30	+2.3	+2.2	+2.8	+1.4[+1.41]	+5.0	+4.5
5	350	8.25	(1)	+10	Ⅱ Ⅲ	40.0	30	+2.5	+2.3	+3.2	+1.4[+1.37]	+5.4	+5.0
6	350	8.25	(1)	+10	Ⅲ Ⅳ	40.0	30	+2.3	+2.1	+2.8	+1.5	+5.3	+5.6
7	350	8.25	(1)	−10	Ⅰ Ⅱ	40.0	30	+1.9	+1.8	+2.1	+1.5	+4.3	+2.6
8	350	8.25	(1)	−10	Ⅱ Ⅲ	40.0	30	+2.5	+2.2	+2.0	+1.4[+1.42]	+3.1[+3.05]	+2.4
9	350	8.25	(1)	−10	Ⅲ Ⅳ	40.0	30	+2.6	+2.4[+2.42]	+2.3	+1.6	+4.2	+3.9

検討③ 餘子神社及び米子空港周辺の痕跡高等を上回る波源による敷地への影響の検討（検討結果）

2. 東西位置を西側，大すべり域位置を南側に設定したケース

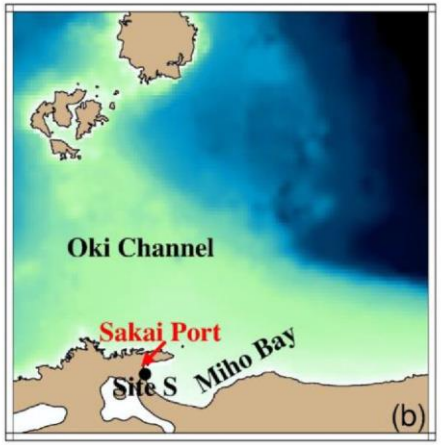
※ 境港・米子空港周辺の1833年当時の地形及び朔望平均満潮位T.P.+0.46mを考慮した（P371～374参照）。
[ ]内の数値は評価水位の小数点第二位まで記載。また，『－』は遡上していない場合を示す。

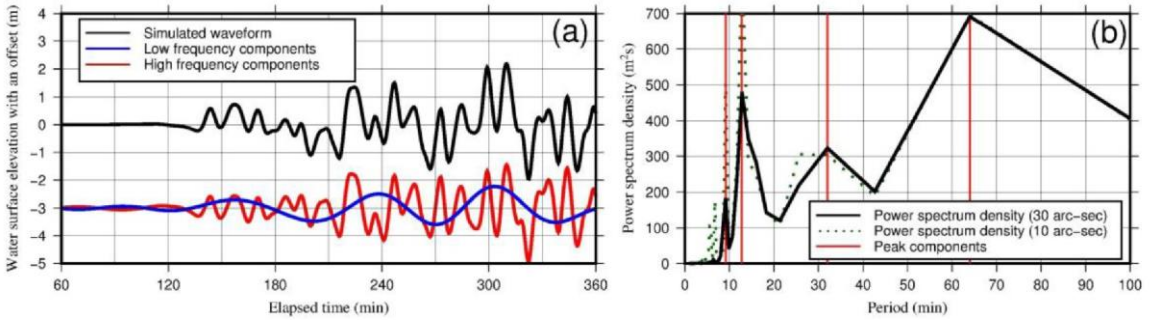
ケース番号	断層長さ（km）	Mw	東西位置	走向	大すべり域位置	幅（km）	傾斜角（°）	評価水位（T.P. m）※					
								餘子神社前面護岸	（餘子神社痕跡高 +2.4）	米子空港沿岸	（米子空港堆積物分布標高 +1.4）	（七類痕跡高 +3.1）	島根原子力発電所施設護岸又は防波壁
10	350	8.09	(1)	一定	Ⅰ Ⅱ	23.1	60	+1.9	－	+1.7	+0.9	+4.3	+3.6
11	350	8.09	(1)	一定	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	+1.8	－	+2.2	+1.1	+4.5	+3.6
12	350	8.09	(1)	+10	Ⅰ Ⅱ	23.1	60	+1.7	－	+2.4	+1.1	+4.6	+4.9
13	350	8.09	(1)	+10	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	+1.9	－	+2.8	+1.0	+5.0	+5.0
14	350	8.09	(1)	−10	Ⅰ Ⅱ	23.1	60	+1.7	－	+1.9	+1.1	+4.0	+3.1
15	350	8.09	(1)	−10	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	+1.8	－	+1.9	+1.3	+3.0	+3.2
16	350	8.09	(1)'	一定	Ⅰ Ⅱ	23.1	60	+2.0	+1.8	+1.9	+1.2	+4.2	+3.4
17	350	8.09	(1)'	一定	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	+1.7	－	+2.2	+1.2	+3.5	+3.7
18	350	8.09	(1)'	+10	Ⅰ Ⅱ	23.1	60	+1.6	－	+2.3	+1.0	+4.9	+4.8
19	350	8.09	(1)'	+10	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	+1.9	－	+2.8	+1.0	+5.0	+5.5
20	350	8.09	(1)'	−10	Ⅰ Ⅱ	23.1	60	+1.6	－	+1.5	－	+3.3	+3.4
21	350	8.09	(1)'	−10	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	+1.7	－	+1.8	+1.0	+3.2	+3.6
22	350	8.09	(2)'	一定	Ⅰ Ⅱ	23.1	60	+2.0	+1.8	+2.1	+1.3	+4.2	+3.1
23	350	8.09	(2)'	一定	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	+1.9	－	+2.0	+1.2	+4.4	+4.6
24	350	8.09	(2)'	+10	Ⅰ Ⅱ	23.1	60	+1.6	－	+2.3	+1.0	+4.9	+4.4
25	350	8.09	(2)'	+10	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	+1.8	－	+2.4	+1.1	+5.2	+4.4
26	350	8.09	(2)'	−10	Ⅰ Ⅱ	23.1	60	+2.0	+1.9	+1.9	+1.2	+4.0	+4.3
27	350	8.09	(2)'	−10	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	+2.1	+1.9	+2.0	+1.1	+3.4	+4.2
28	350	8.09	(2)	一定	Ⅰ Ⅱ	23.1	60	+2.0	+1.8	+1.9	+1.2	+3.4	+3.2
29	350	8.09	(2)	一定	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	+2.0	+1.8	+1.9	+1.2	+3.6	+3.9
30	350	8.09	(2)	+10	Ⅰ Ⅱ	23.1	60	+1.8	－	+2.3	+1.2	+4.8	+4.9
31	350	8.09	(2)	+10	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	+1.8	－	+2.4	+1.1	+5.3	+4.5
32	350	8.09	(2)	−10	Ⅰ Ⅱ	23.1	60	+1.3	－	+1.7	+0.9	－	+3.6
33	350	8.09	(2)	−10	Ⅱ Ⅲ	23.1	60	+1.8	－	+1.5	+0.9	－	+3.8
基準津波1	222.2	8.16	－	－	－	17.9	60	+2.2	+2.0	+2.6	+1.4[+1.41]	+4.9	+10.5
基準津波2	350	8.09	(3)	一定	Ⅳ Ⅴ	23.1	60	+1.7	－	+2.2	+1.2	+3.3	+8.7

・1833年当時の地形状況（防波堤等の津波高さを低減させる施設が無かったこと等）を可能な範囲で考慮して数値シミュレーションを実施した結果，基準津波2を選定する際に考慮した波源（ケース番号9）による水位が餘子神社及び米子空港周辺の痕跡高等を上回ることを確認した。
・なお，七類においては基準津波1及び基準津波2による水位が痕跡高を上回ることを確認した。

（参考）餘子神社及び米子空港周辺に影響の大きい因子の抽出

・山中ほか（2020）[114]によれば，1833年庄内沖地震津波による境港市で発生した浸水は，「観測事実の定量的な分析から，沿岸部固有振動による水位増大により発生したこと，複数の固有振動モードが重合していた可能性があることがわかった。」としている。
・さらに，固有振動の周期に関して分析を行い，「パワースペクトルに基づき，周期64 min及び32 minの波の振幅はそれぞれ0.4 m及び0.3 mと推定される。それらの周期成分の振動が最大水位形成時に同位相で重合していたと仮定すれば，最大水位形成に対する周期30 min以上の固有振動の寄与率は30 %程度であった」としている。

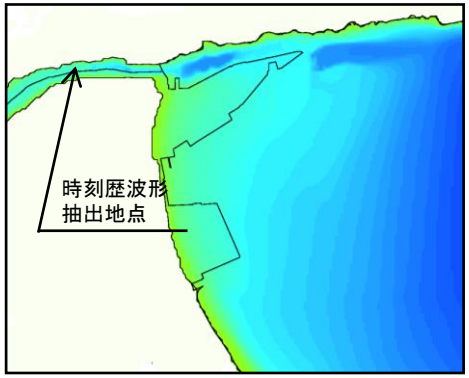


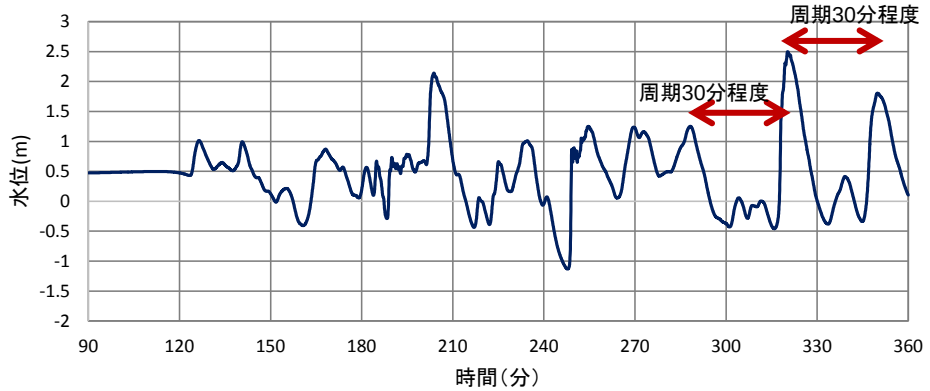


(a) Site S における 1833 年津波の推定水位; (b) 推定水位のパワースペクトル.

山中ほか(2020)より引用

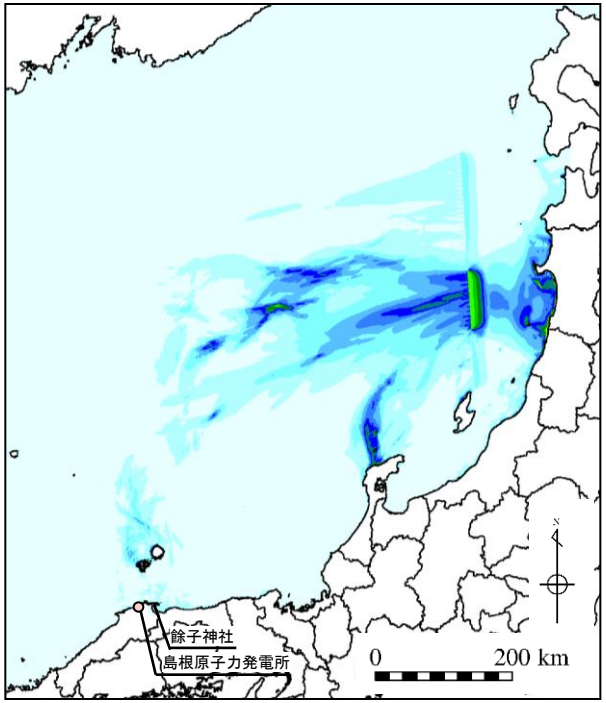
・当社における検討のうち，餘子神社及び米子空港周辺に対して影響の大きい波源（ケース番号9）について，餘子神社付近の浸水地点における時刻歴波形を示す。水位上昇側の最大値付近では，周期30分程度の波が確認されることから，山中ほか（2020）の結果と整合した結果を得ていることを確認した。





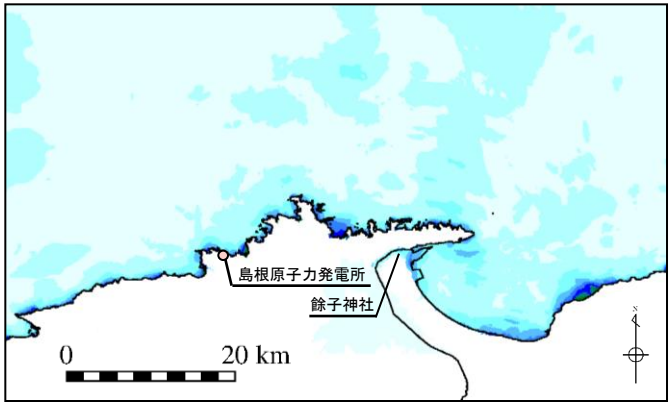
（参考）餘子神社に影響の大きいケース及び基準津波2の伝播経路

餘子神社に影響の大きいケース（ケース番号9）



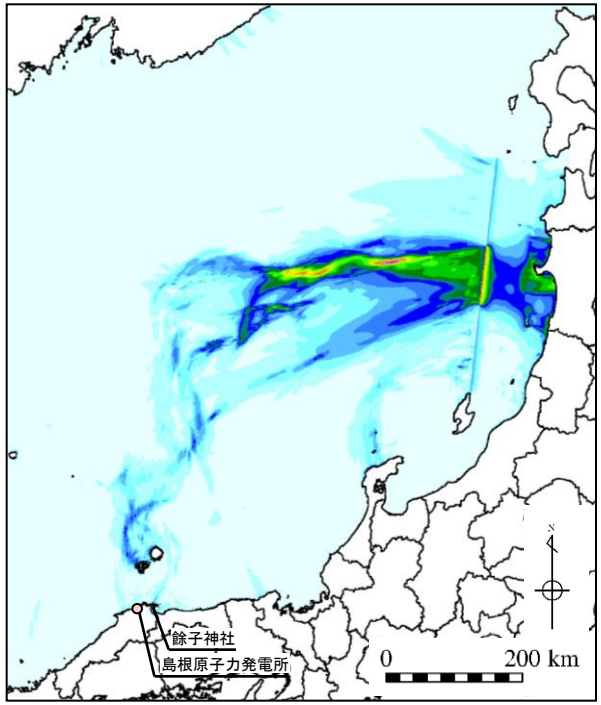
断層長さ350km
Mw8.25（傾斜角30°）
東西位置（1）
走向一定－10°変化
大すべり域位置ⅢⅣ

最大水位上昇量分布図



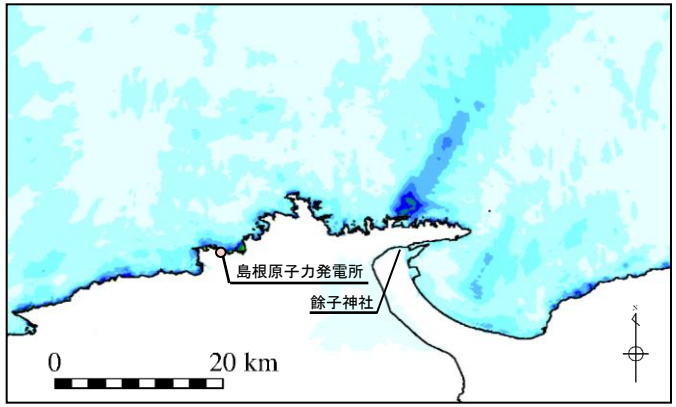
最大水位上昇量分布図（拡大）

基準津波2

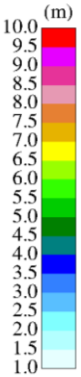


断層長さ350km
Mw8.09（傾斜角60°）
東西位置（3）
走向一定
大すべり域位置ⅣⅤ

最大水位上昇量分布図



最大水位上昇量分布図（拡大）



1.施設概要及び文献調査
2.津波評価手法及び評価条件
3.地震による津波の想定
4.地震以外の要因による津波の想定
5.津波起因事象の重畳による津波の想定
6.防波堤無し条件の津波評価
7.基準津波の策定
8.津波堆積物調査
9.津波の伝播特性
10.取水性の確保
11.年超過確率の参照
12.基準津波に対する安全性(砂移動評価)

9.津波の伝播特性

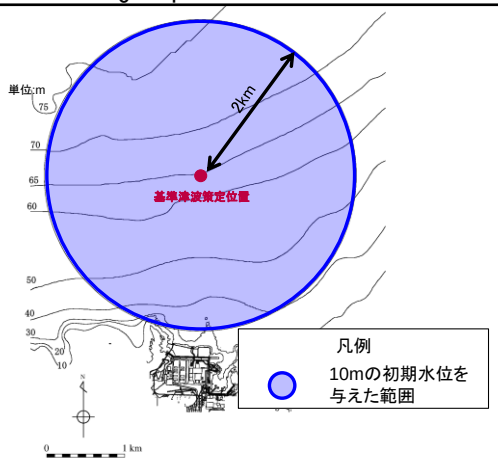
■ 解析方法

・敷地前面海域（基準津波策定位置）を中心に半径2kmの範囲に一律に10mの初期水位を与え，津波計算を実施した。
・水深による津波振幅への影響を軽減するため，「グリーンの式」を用いて最大水位上昇量を補正した（波源位置の水深h_0，沖合の水深をh_1とし，最大水位上昇量を$(h_0/h_1)^{1/4}$で除した。）。

【グリーンの式】

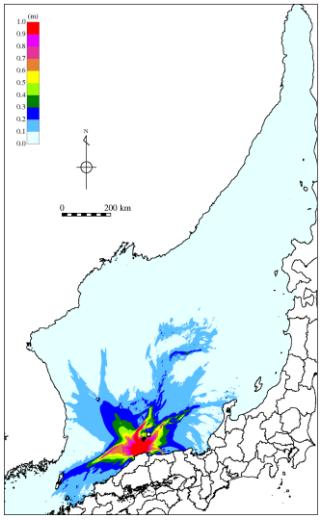
$$\frac{H_0}{H_1}=\left(\frac{h_1}{h_0}\right)^{1/4}$$

H_0:波源位置の波高
H_1:評価位置の波高
h_0:波源位置の水深
h_1:評価位置の水深



■ 解析結果（最大水位上昇量）

・放射状に伝播しており，明瞭な傾向は認められない。



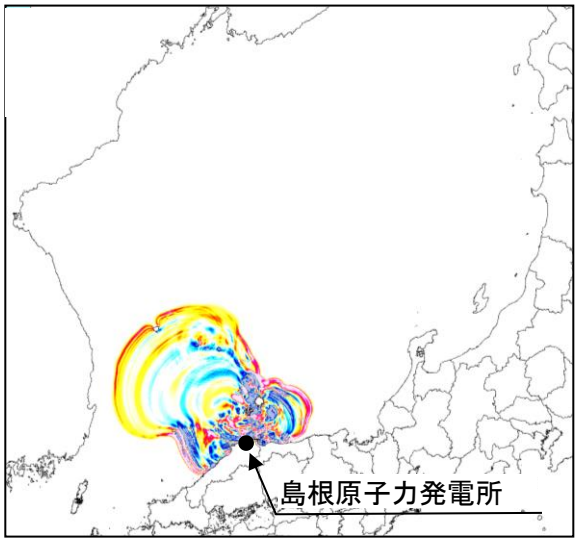
最大上昇量分布

9.津波の伝播特性

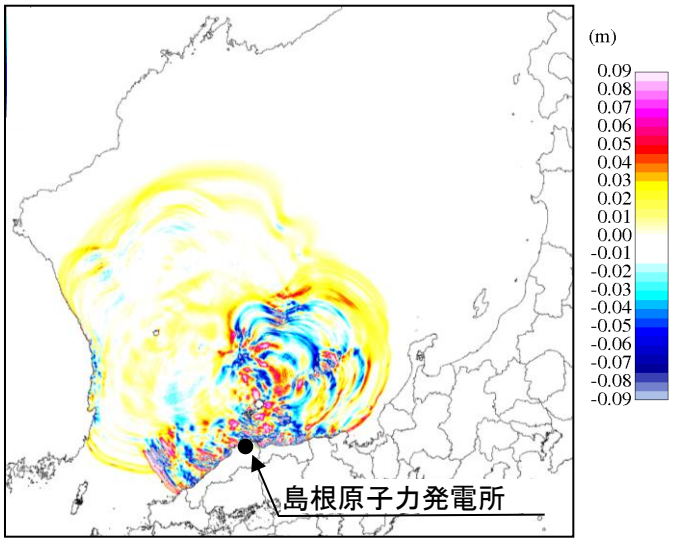
■ 解析結果（津波伝播：１～240分）



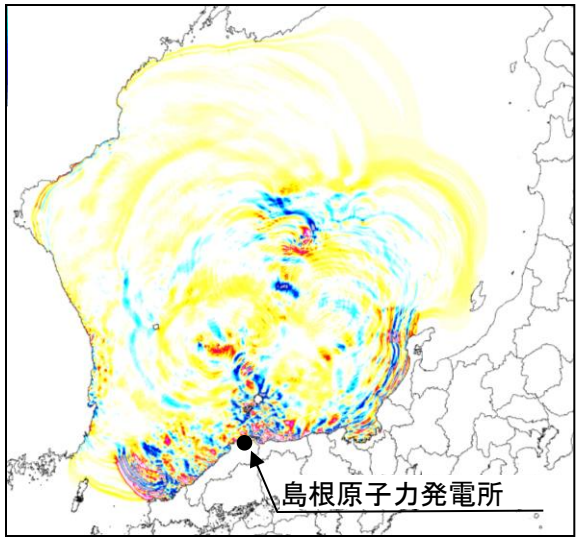
1分



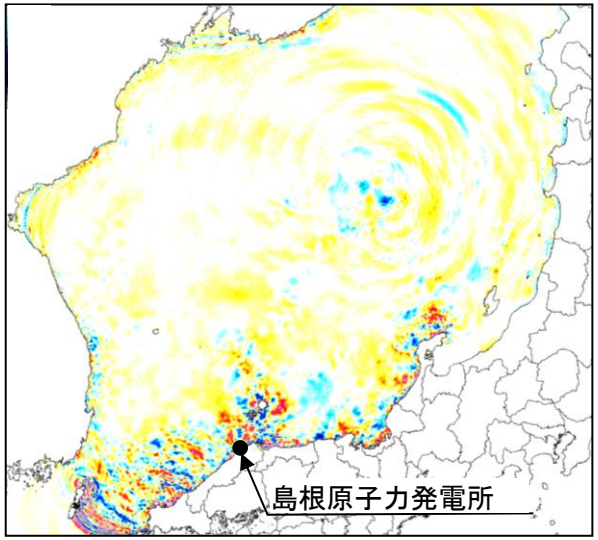
60分



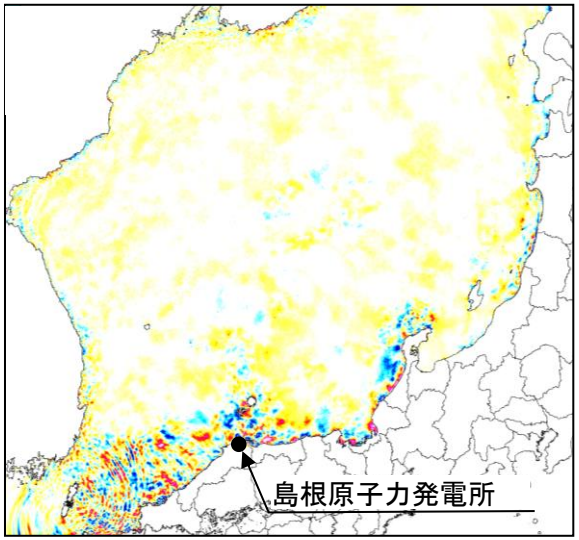
90分



120分



180分



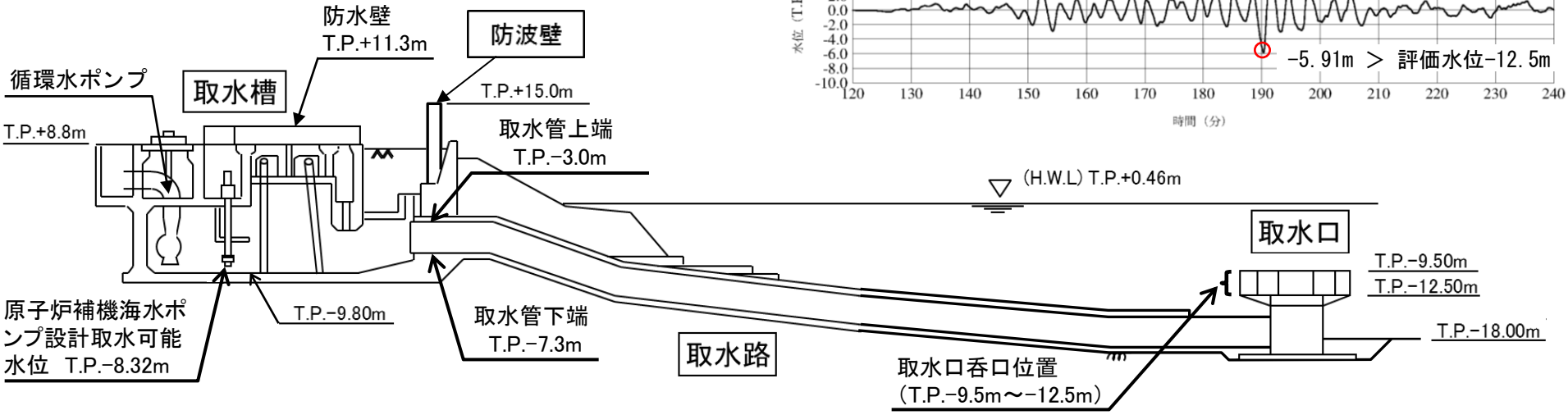
240分

1.施設概要及び文献調査
2.津波評価手法及び評価条件
3.地震による津波の想定
4.地震以外の要因による津波の想定
5.津波起因事象の重畳による津波の想定
6.防波堤無し条件の津波評価
7.基準津波の策定
8.津波堆積物調査
9.津波の伝播特性
10.取水性の確保
11.年超過確率の参照
12.基準津波に対する安全性(砂移動評価)

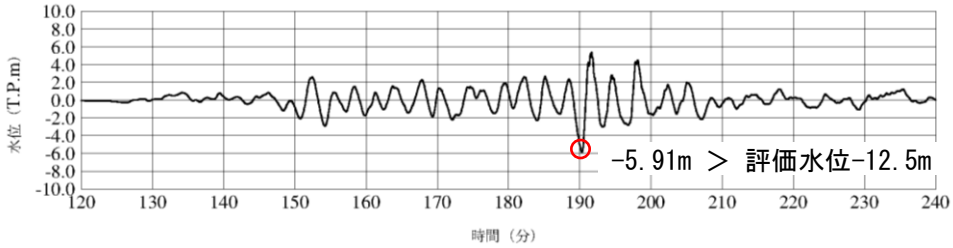
2号炉取水施設の評価位置について

・2号炉取水施設の断面図に，取水口の呑口位置及び取水槽に設置している原子炉補機海水ポンプ設計取水可能水位の位置を示す。
・基準津波の選定において実施した各検討において，取水口，取水管下端，取水槽位置の各地点での評価水位が下回っていないことを確認している。また，取水槽のポンプ運転時及び停止時は，2号炉循環水ポンプの状態を示しており，原子炉補機海水ポンプから取水可能であることを確認している。
・下記に一例として，基準津波の選定において最も取水槽の評価水位が低下しているケース（基準津波6（地震発生領域の連動を考慮した検討による津波，防波堤無しケース））の管路計算結果を示す。

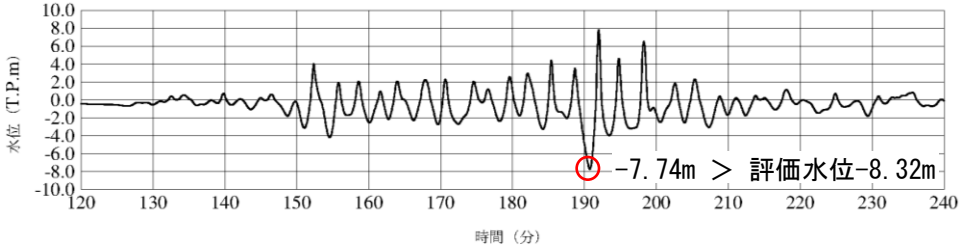
2号炉取水施設



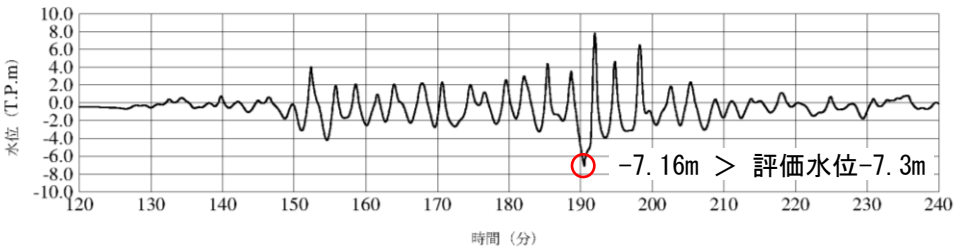
2号炉取水口（東）



2号炉取水槽（循環水ポンプ運転時）



2号炉取水管下端（東）

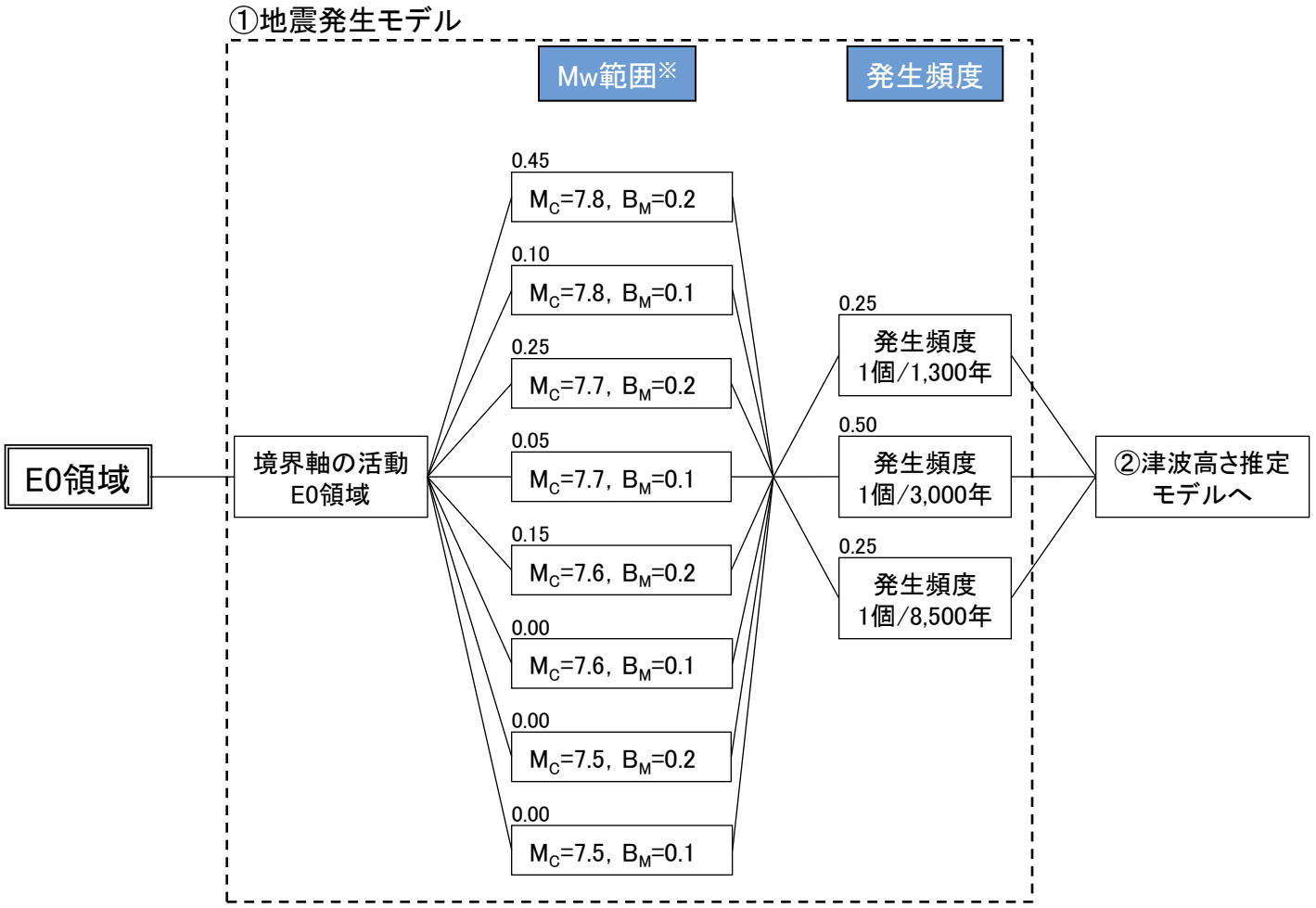


1.施設概要及び文献調査
2.津波評価手法及び評価条件
3.地震による津波の想定
4.地震以外の要因による津波の想定
5.津波起因事象の重畳による津波の想定
6.防波堤無し条件の津波評価
7.基準津波の策定
8.津波堆積物調査
9.津波の伝播特性
10.取水性の確保
11.年超過確率の参照
11-1 連動領域の地震発生モデル及び津波高さ推定モデル
11-2 海域活断層から想定される地震による津波
11-3 領域震源(背景的地震)と敷地周辺の主な海域活断層の位置関係
11-4 フラクタイル曲線
11-5 施設護岸又は防波壁，2号炉取水口及び2号炉取水槽における津波ハザード評価結果
11-6 防波堤の影響検討
12.基準津波に対する安全性(砂移動評価)

ロジックツリー設定　E0領域の地震発生モデル

第671回審査会合 資料3 P9 再掲

・E0領域の地震発生モデルは，土木学会(2011)[115]に基づき分岐を設定する。
・重み配分については，土木学会(2009)[116]のアンケート結果に基づき設定する。

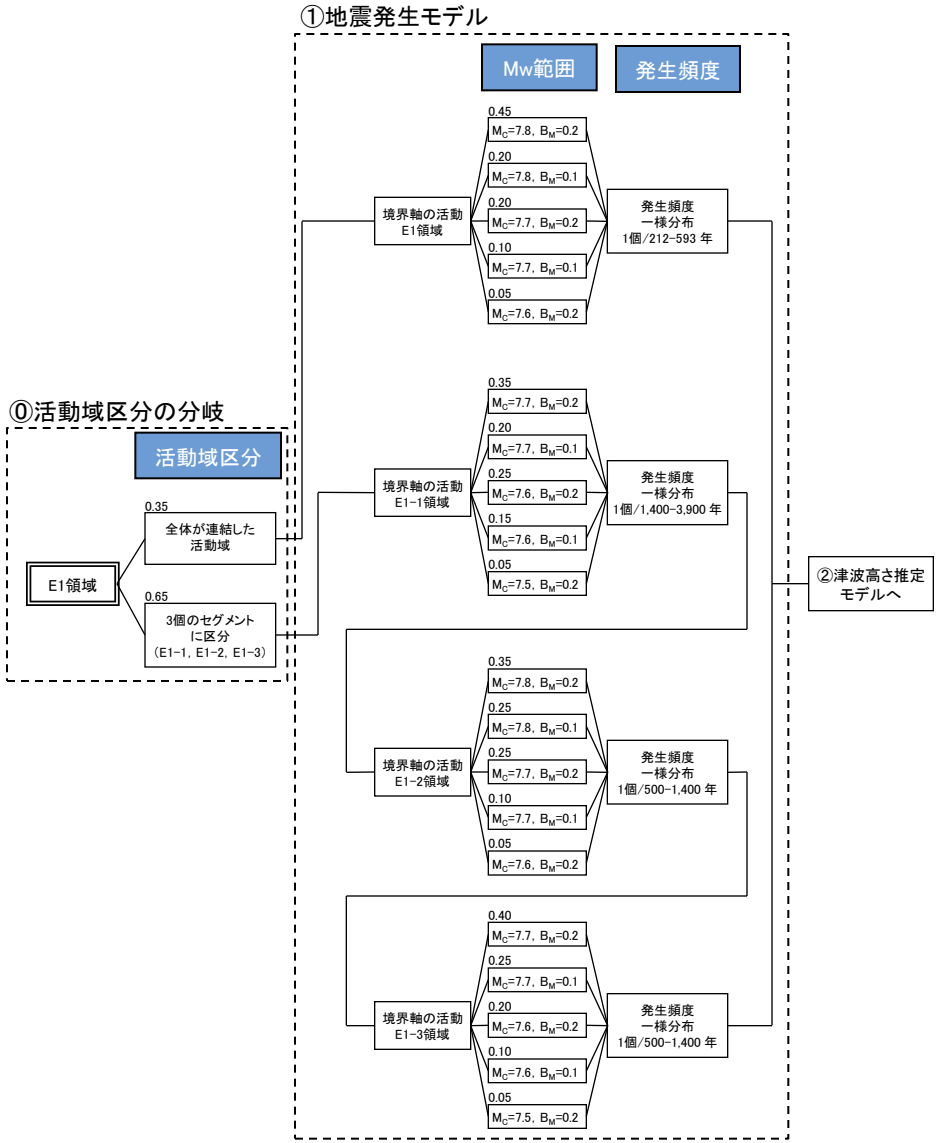


※　M_C：モーメントマグニチュードの中央値，B_M：マグニチュードの不確かさの幅

E1領域の活動域区分の分岐及び地震発生モデル

第671回審査会合 資料3 P10 再掲

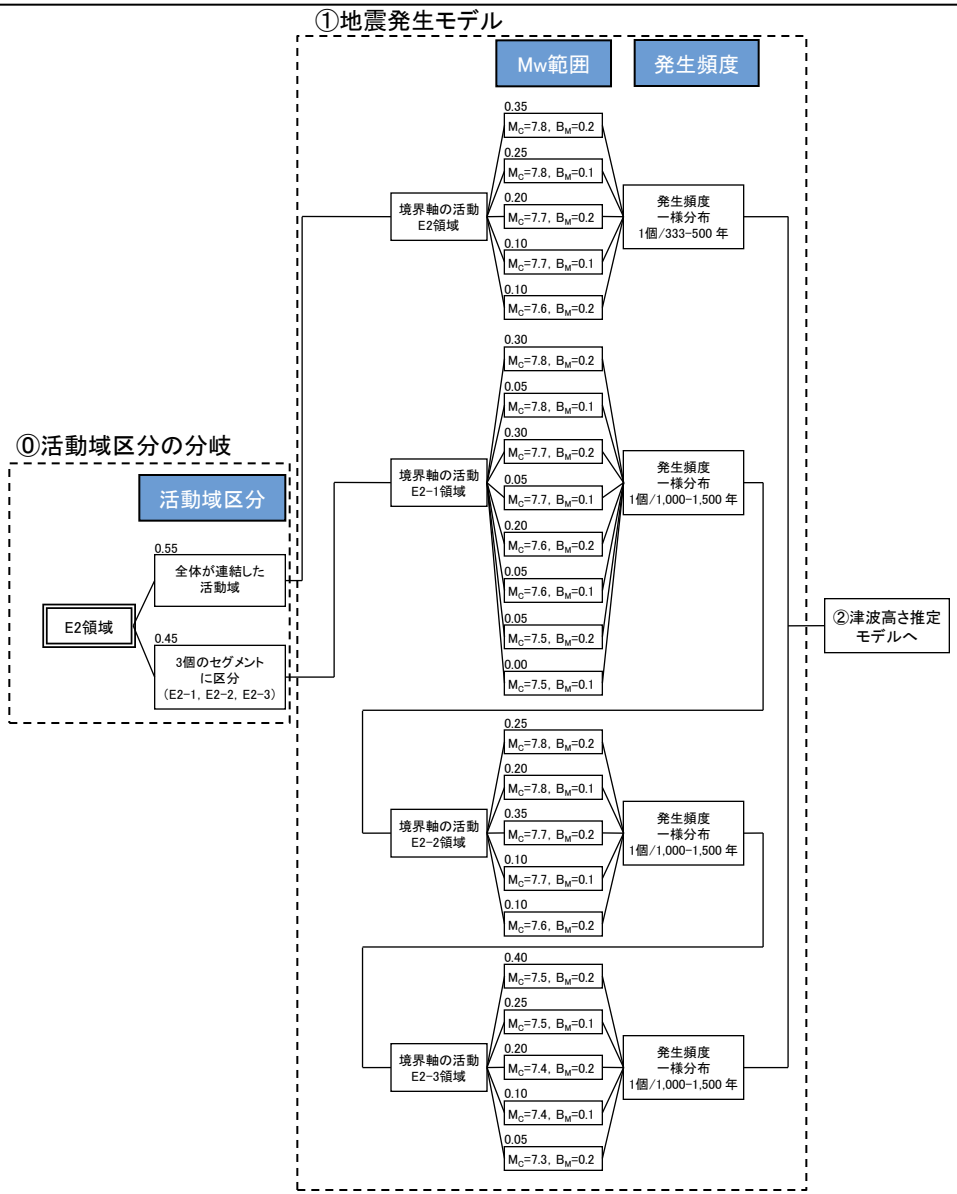
・E1領域の活動域区分の分岐及び地震発生モデルは，土木学会（2011）に基づき分岐を設定する。
・重み配分については，土木学会（2009）のアンケート結果に基づき設定する。



E2領域の活動域区分の分岐及び地震発生モデル

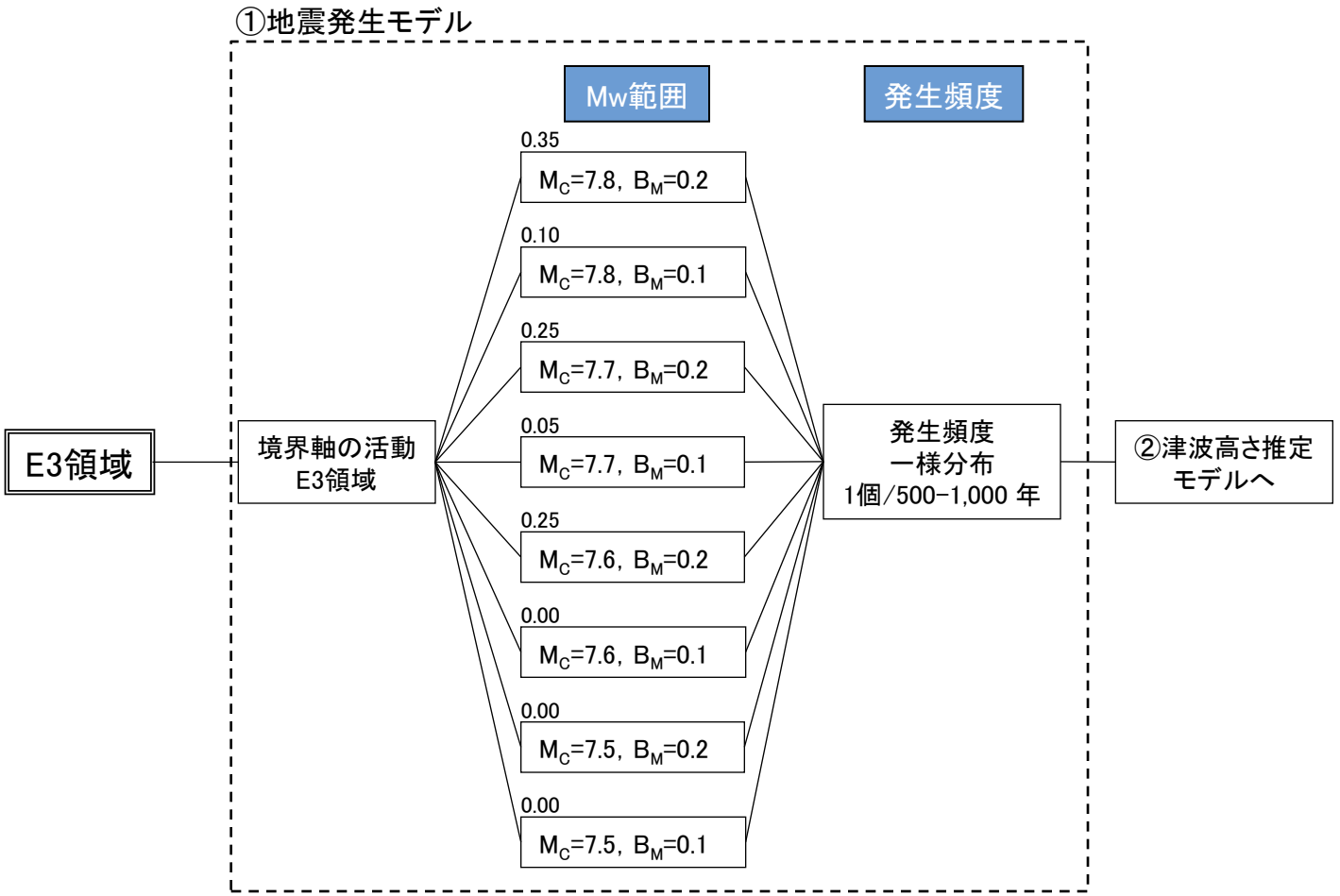
第671回審査会合 資料3 P11 再掲

・E2領域の活動域区分の分岐及び地震発生モデルは，土木学会(2011)に基づき分岐を設定する。
・重み配分については，土木学会(2009)のアンケート結果に基づき設定する。



E3領域の地震発生モデル

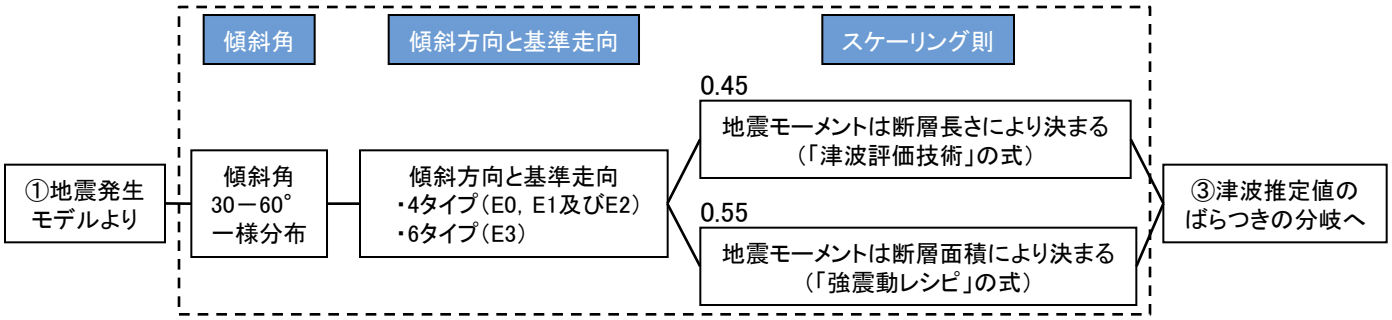
・E3領域の地震発生モデルは，土木学会（2011）に基づき分岐を設定する。
・重み配分については，土木学会（2009）のアンケート結果に基づき設定する。



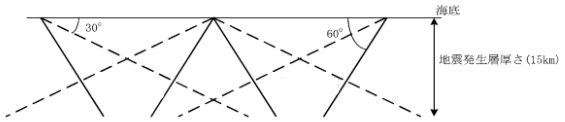
E0～E3領域の津波高さ推定モデル

・E0領域，E1領域，E2領域及びE3領域の津波高さ推定モデルは，土木学会（2011）に基づき分岐を設定する。
・重み配分については，土木学会（2009）のアンケート結果に基づき設定する。

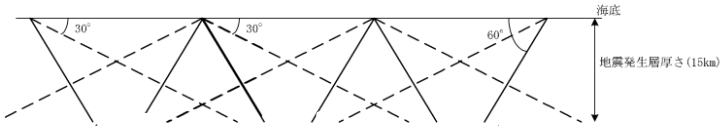
②津波高さ推定モデル



パラメータ	設定根拠
断層長さ	スケーリング則に基づき，Mwから求める。
幅	地震発生層の厚さ（15km）を考慮し傾斜角に応じて決める。
すべり量	$\log M_0$ (N・m) = 1.5Mw + 9.1 ，　D = M_0 / μ LW により算出する。
上縁深さ	0kmとする。
走向	海底地形の走向に基づき設定する。
傾斜角	30～60°　とする。西傾斜と東傾斜の双方を考慮する。（右図参照）
すべり角	90°　とする。
剛性率	3.5×10^{10} (N/m^2) とする。
スケーリング則 「津波評価技術」の式	幅（地震発生層厚さ）に上限あり。 スケーリングの変曲点を境に，Mwが大きいとき武村（1998）[117]の関係 log L (km) = 0.75Mw － 3.77，L ∝ D，W = const. が，Mwの小さいとき W = 2L/3，L ∝ W ∝ D の関係が成り立ち，両者が連続的に接続するものとする。
スケーリング則 「強震動レシピ」の式	地震調査研究推進本部の地震動予測手法（「レシピ」）などで用いられる M_0[N・M]=(S [km^2]/4.24 × 10^{-11}) ^{2} × 10^{-7} （Wells and Coppersmith（1994）などのデータに基づく入倉・三宅（2001）[118]の提案式，地震モーメント 7.5 × 10^{18} N・m 以上の地震に適用する）を適用する。



日本海東縁部の鉛直断面における
断層タイプ（E0，E1，E2）



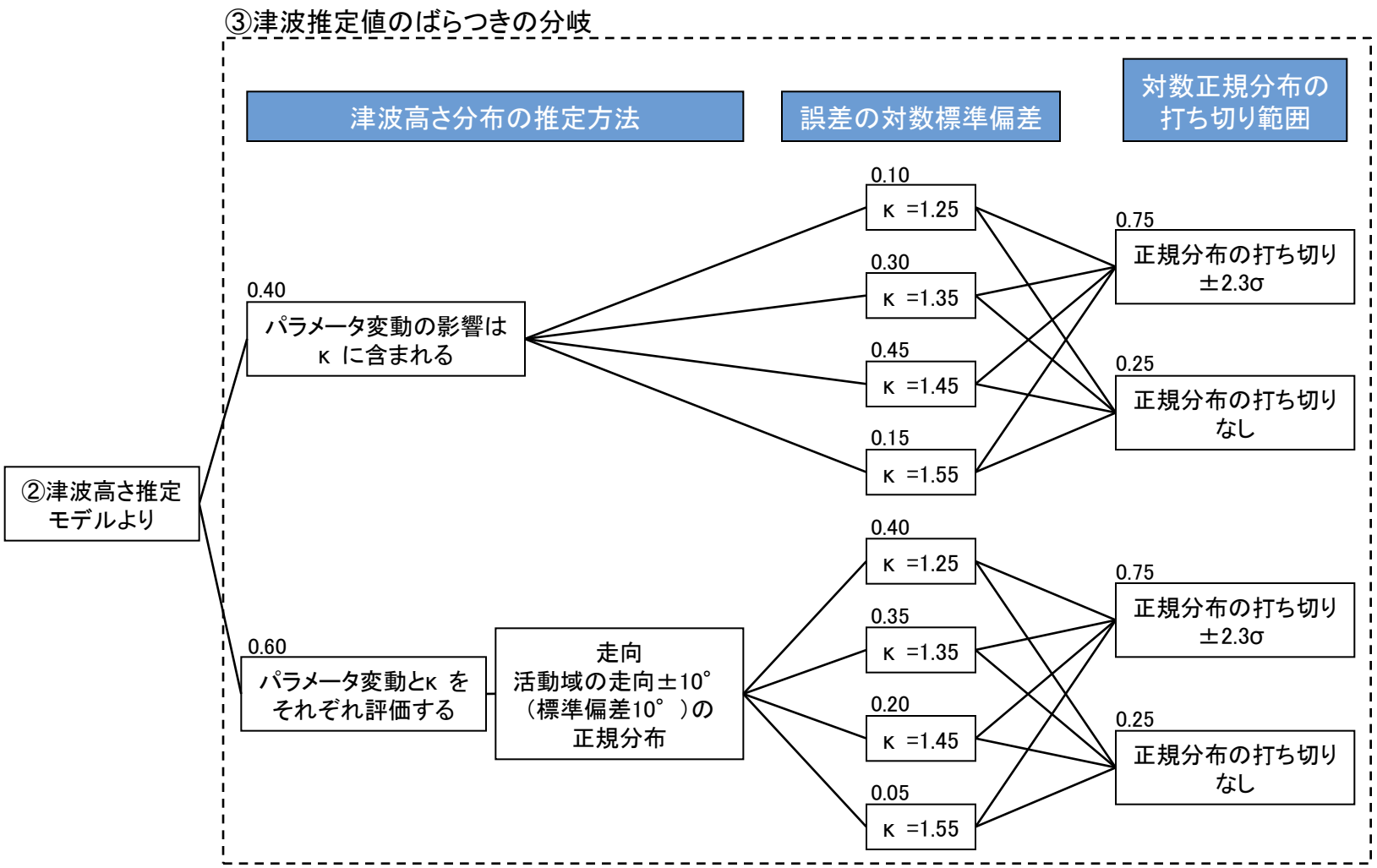
日本海東縁部の鉛直断面における
断層タイプ（E3）

土木学会（2011）を引用・加筆（加筆箇所は下線で示す）

E0～E3領域の津波推定値のばらつきの分岐

第671回審査会合 資料3 P14 再掲

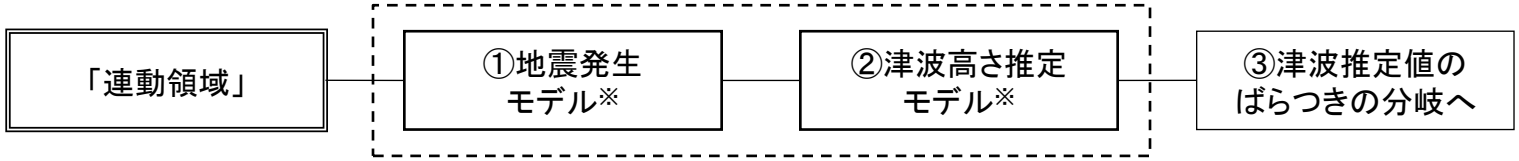
・E0領域，E1領域，E2領域及びE3領域の津波推定値のばらつきの分岐は，土木学会（2011）に基づき分岐を設定する。
・重み配分については，土木学会（2009）のアンケート結果に基づき設定する。



連動領域の地震発生モデル及び津波高さ推定モデル

第671回審査会合 資料3 P15 再掲

・連動領域の波源は，基準津波策定の際に考慮した，地震発生領域の連動を考慮した波源モデル（断層長さ350kmモデル）及び地方自治体独自の波源モデルを考慮する。
・連動領域の地震発生モデル及び津波高さ推定モデルは，波源モデルのいずれかがランダムに起こると仮定し，土木学会に基づき，偶然的不確定性として1本のハザード曲線の中で考慮する。



※　各波源の「①地震発生モデル」及び「②津波高さ推定モデル」の詳細をP402～409に示す。

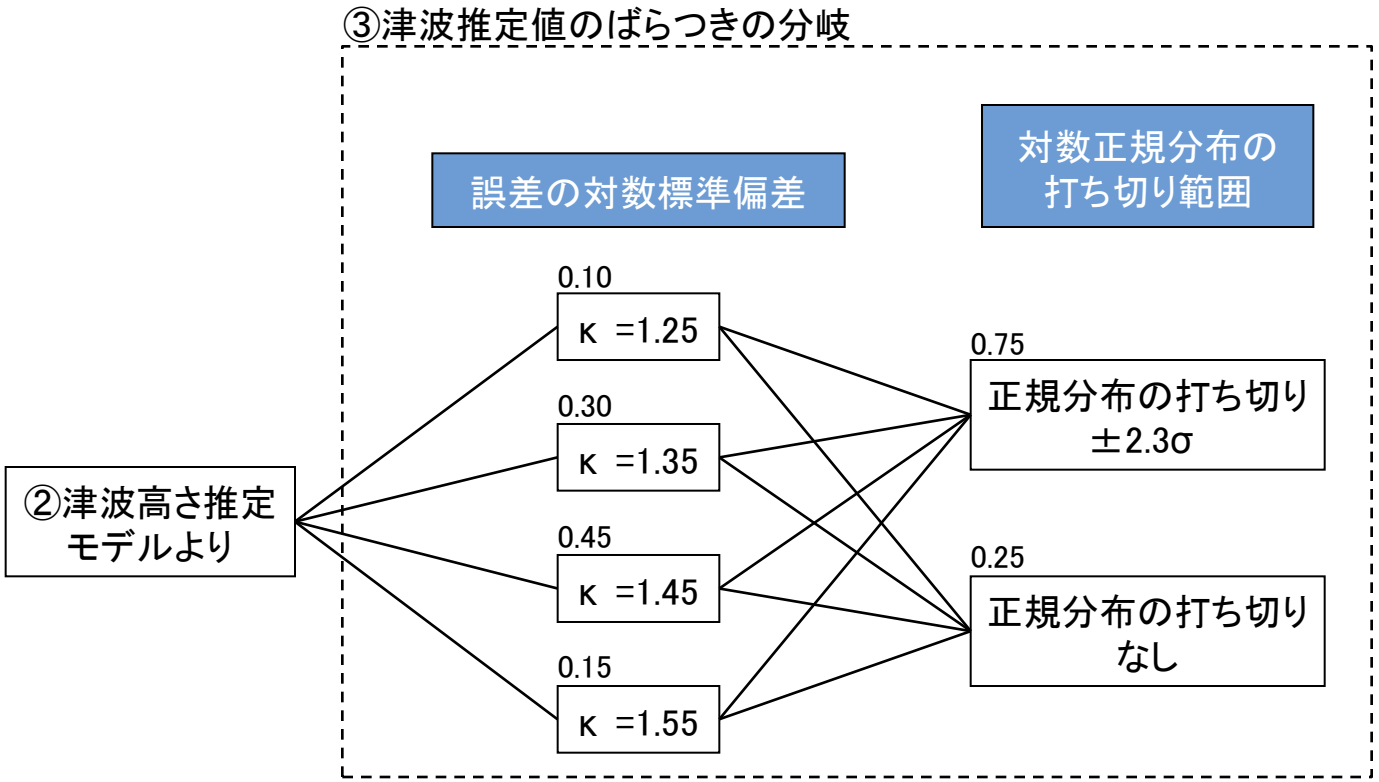
連動領域の地震発生モデル

波源モデル	Mw	発生頻度
日本海東縁部（350km）	Mw=8.09	一様分布，1個/3,000-6,000年
	Mw=8.15	一様分布，1個/3,000-6,000年
	Mw=8.25	一様分布，1個/3,000-6,000年
鳥取県（2012）	Mw=7.85	一様分布，1個/500-1,000年
	Mw=8.16	一様分布，1個/1,500-3,000年
秋田県（2013）	Mw=7.82	一様分布，1個/500-1,400年
	Mw=7.89	一様分布，1個/500-1,000年
	Mw=8.46	一様分布，1個/1,000-2,000年
	Mw=8.28	一様分布，1個/1,500-3,000年
	Mw=8.69	一様分布，1個/3,000-6,000年
石川県（2012）・福井県（2012）	Mw=7.99	一様分布，1個/1,500-3,000年
島根県（2012）	Mw=7.85	一様分布，1個/500-1,000年
	Mw=8.01	一様分布，1個/1,500-3,000年
山口県（2012）	Mw=7.85	一様分布，1個/500-1,000年

連動領域の津波推定値のばらつきの分岐

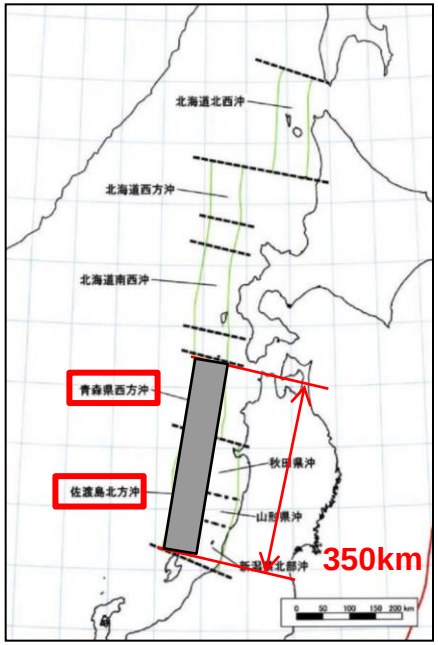
第671回審査会合 資料3 P16 再掲

・連動領域の津波推定値のばらつきの分岐は，土木学会（2011）に基づき分岐を設定する。
・重み配分については，土木学会（2009）のアンケート結果に基づき設定する。

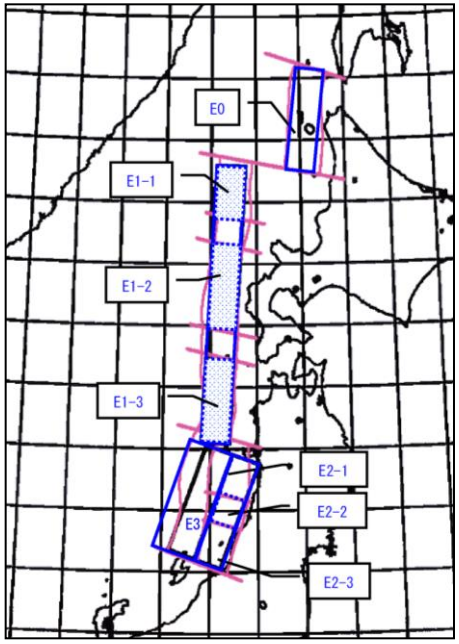


地震発生領域の連動を考慮した波源モデル（1／2）

・連動領域の波源として，科学的想像力を発揮し，不確かさとして地震発生領域の連動を考慮した以下の波源モデルを考慮する。次頁に検討ケースの詳細を示す。



地震発生領域の連動を考慮した波源モデル



土木学会（2011）の領域区分

項目	諸元			主な設定根拠
長さ L（km）	350km			地震調査研究推進本部（2003）に示される「青森県西方沖」の領域から「佐渡島北方沖」の領域
走向 θ（°）	東傾斜8.9°，西傾斜188.9°			地震調査研究推進本部(2003)の領域を踏まえ設定
傾斜角 δ（°）	60°	45°	30°	土木学会に示される変動範囲30～60°
幅 W（km）	23.1	28.3	40.0	地震発生層厚さ20km（固定），傾斜角より設定
すべり角 λ（°）	90°			土木学会に基づき安全側となる90°固定とする，
すべり量 D（m）	大すべり域：12m 背景領域：4m 平均：6m			国土交通省・内閣府・文部科学省(2014)及び根本ほか(2009)等に基づき設定
剛性率 μ（N/m^2）	3.5×10^{10}			土木学会に基づき設定
地震モーメント Mo(N・m)	1.70×10^{21}	2.08×10^{21}	2.94×10^{21}	$M_0=\mu$ LWD
モーメントﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw	8.09	8.15	8.25	$Mw=(\log M_0-9.1)/1.5$

■発生頻度

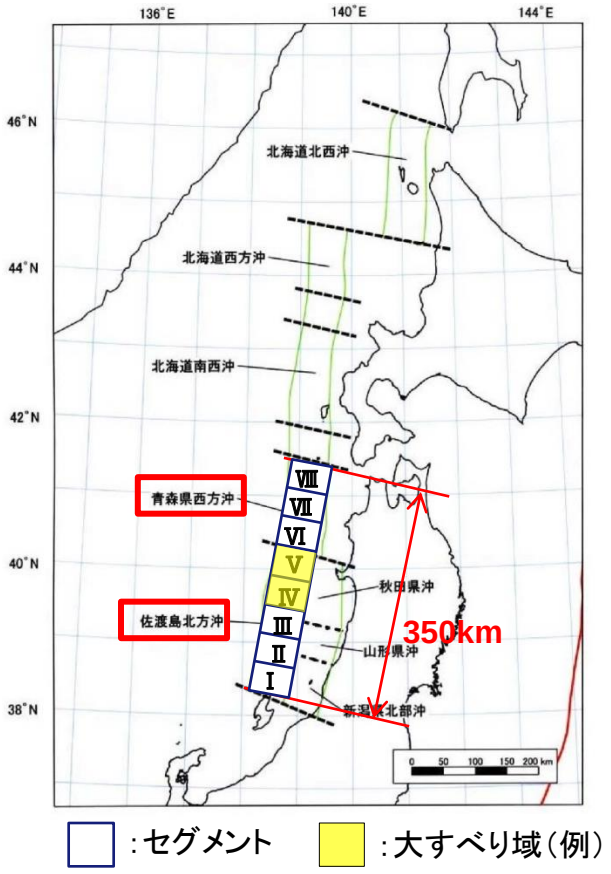
・波源位置としては，土木学会（2011）のE1-3領域（発生頻度：1個/500-1,400年）及びE3領域（発生頻度：1個/500-1,000年）の全体同時破壊に相当する。土木学会（2011）の発生頻度に基づき，E3領域の全体同時破壊が3回に1回発生，その中でさらに2回に1回，E1-3領域との同時破壊が発生すると考え，発生頻度は1個/3,000-6,000年とする。

地震発生領域の連動を考慮した波源モデル（2／2）

・検討ケースの波源モデルは下表のとおり設定する。※

※ 検討ケース数は84ケース（①×②×③）である。

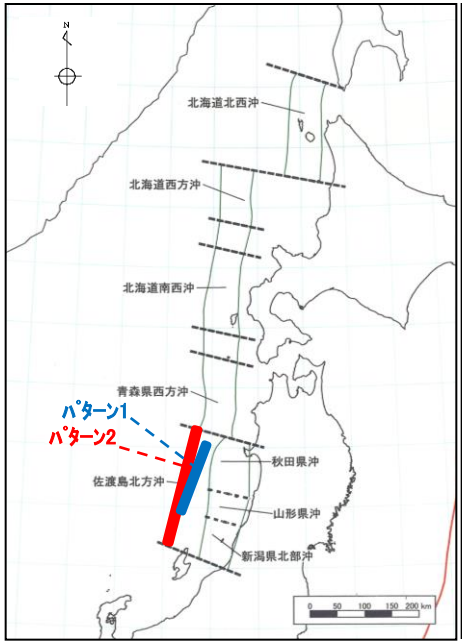
パラメータ		設定方法	設定値
①大すべり域位置		根本ほか(2009)を参考に波源モデルを8等分したセグメントについて，隣り合う2つのセグメントを大すべり域として設定する。	Ⅰ Ⅱ，Ⅱ Ⅲ，Ⅲ Ⅳ，Ⅳ Ⅴ，Ⅴ Ⅵ，Ⅵ Ⅶ，Ⅶ Ⅷ
②波源モデル位置	東西位置	地震調査研究推進本部(2003)の領域を網羅するよう設定する。	領域内で東西に移動させる。（両端，中央）
	傾斜方向	土木学会に示される東・西傾斜より設定する。	東・西傾斜
③傾斜角		土木学会に示される変動範囲30～60° の上限値・中央値・下限値を設定する。	30° ，45° ，60°
断層上縁深さ		土木学会に示される既往津波の痕跡高を再現できる波源モデルの変動範囲0～5kmより0kmに固定して設定する。	0km
走向		地震調査研究推進本部(2003)の領域を踏まえ設定する。	8.9°
すべり角		土木学会に示される90° より設定する。	90°



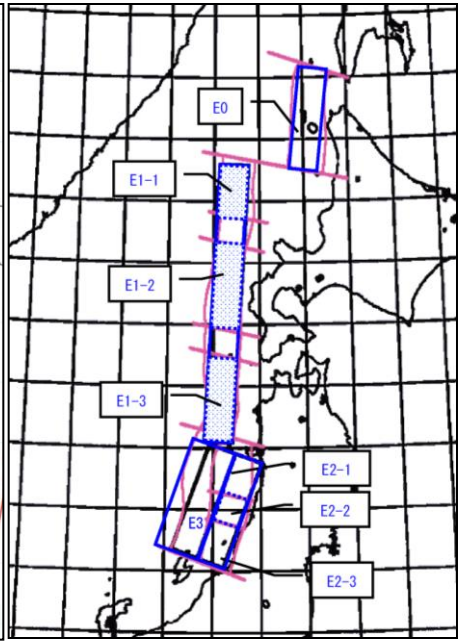
色付き箇所がパラメータスタディ箇所

鳥取県(2012)

・連動領域の波源として，鳥取県(2012)が日本海東縁部に想定した波源モデルを考慮する。以下に波源モデルを示す。



地震調査研究推進本部(2003)を引用・加筆
鳥取県(2012)の波源モデル位置図



土木学会（2011）の領域区分

項目	諸元							
想定断層	佐渡島北方沖（パターン1）				佐渡島北方沖（パターン2）			
	E(東落ち)		W(西落ち)		E(東落ち)		W(西落ち)	
Mw	7.85	7.85	7.85	7.85	8.16	8.16	8.16	8.16
緯度(度)	38.95	38.95	40.06	40.06	38.36	38.36	40.31	40.31
経度(度)	138.41	138.41	138.93	138.93	138.15	138.15	138.73	138.73
深さ(km)	0	0	0	0	0	0	0	0
走向(度)	20	20	200	200	12.9	12.9	193.3	193.3
傾斜(度)	45	60	45	60	45	60	45	60
すべり角(度)	90	90	90	90	90	90	90	90
長さ(連動)(km)	131.1	131.1	131.1	131.1	222.2	222.2	222.2	222.2
幅(km)	21.21	17.32	21.21	17.32	21.21	17.32	21.21	17.32
すべり量(m)	7.71	9.44	7.71	9.44	13.06	16.00	13.06	16.00

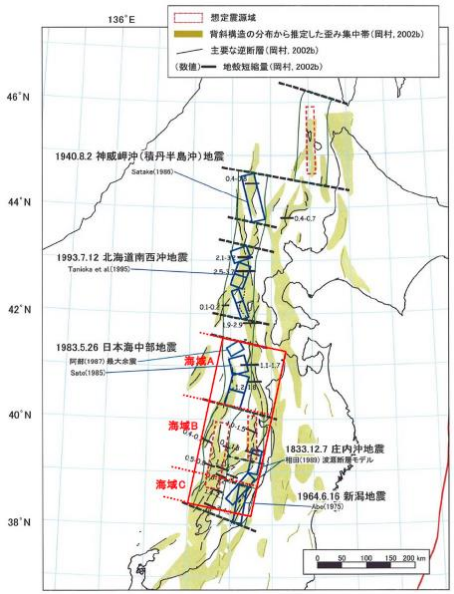
■発生頻度

・佐渡島北方沖(パターン1)の波源位置としては，土木学会(2011)のE3領域(発生頻度:1個/500-1,000年)に相当することから，発生頻度は1個/500-1,000年とする。

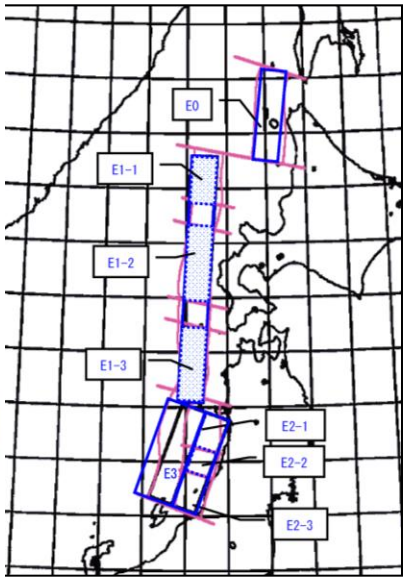
・佐渡島北方沖(パターン2)の波源位置としては，土木学会(2011)のE3領域(発生頻度:1個/500-1,000年)の全体同時破壊に相当する。土木学会(2011)の発生頻度に基づき，E3領域の同時破壊が3回に1回発生すると考え，発生頻度は1個/1,500-3,000年とする。

11.年超過確率の参照　11-1　連動領域の地震発生モデル及び津波高さ推定モデル
秋田県(2013)

・連動領域の波源として，秋田県(2013)が日本海東縁部に想定した波源モデルを考慮する。以下に波源モデルを示す。



秋田県(2013)の波源モデル位置図



土木学会(2011)の領域区分

項目		諸元				
震源，想定断層		海域A	海域B	海域A＋海域B	海域B＋海域C	海域A＋海域B＋海域C
傾斜角		東傾斜	東傾斜	東傾斜	東傾斜	東傾斜
	(°)	35	35	20	20	20
すべり角(°)		90	90	90	90	90
断層上縁深さ(km)		0	0	0	0	0
断層長さ(km)		130	140	270	220	350
断層幅(km)		50	54	105	85	135
断層面積(km^2)		6,500	7,560	28,350	18,700	47,250
断層下限深さ(km)		29	31	36	29	46
地震モーメント(N・m)		6.85E+20	8.59E+20	6.24E+21	3.34E+21	1.34E+22
モーメントマグニチュード		7.82	7.89	8.46	8.28	8.69
平均すべり量(m)		3.0	3.2	6.3	5.1	8.1

■発生頻度

・海域Aの波源位置としては，土木学会(2011)のE1-3領域(発生頻度:1個/500-1,400年)に相当することから，発生頻度はE1-3領域の1個/500-1,400年とする。

・海域Bの波源位置としては，土木学会(2011)のE3領域(発生頻度:1個/500-1,000年)に相当することから，発生頻度はE3領域の1個/500-1,000年とする。

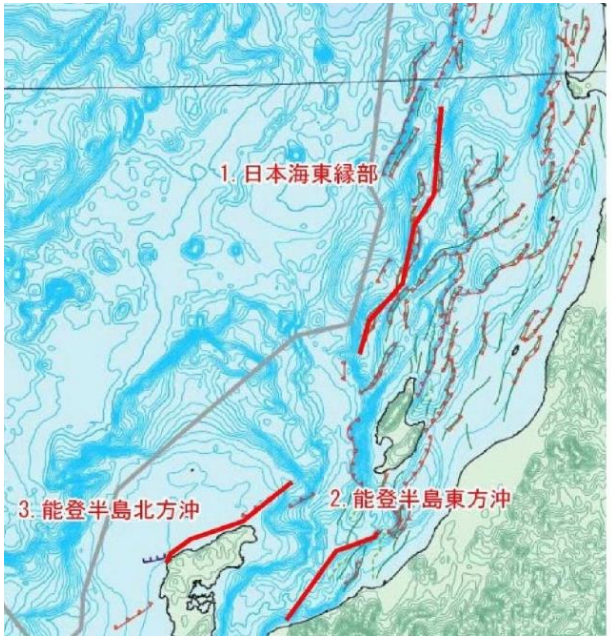
・海域A+海域Bの波源位置としては，土木学会(2011)のE1-3領域(発生頻度:1個/500-1,400年)及びE3領域(発生頻度:1個/500-1,000年)に相当する。土木学会(2011)の発生頻度に基づき，2回に1回，E1-3領域とE3領域の同時破壊が発生すると考え，発生頻度は1個/1,000-2,000年とする。

・海域B+海域Cの波源位置としては，土木学会(2011)のE3領域(発生頻度:1個/500-1,000年)の全体同時破壊に相当する。土木学会(2011)の発生頻度に基づき，E3領域の同時破壊が3回に1回発生すると考え，発生頻度は1個/1,500-3,000年とする。

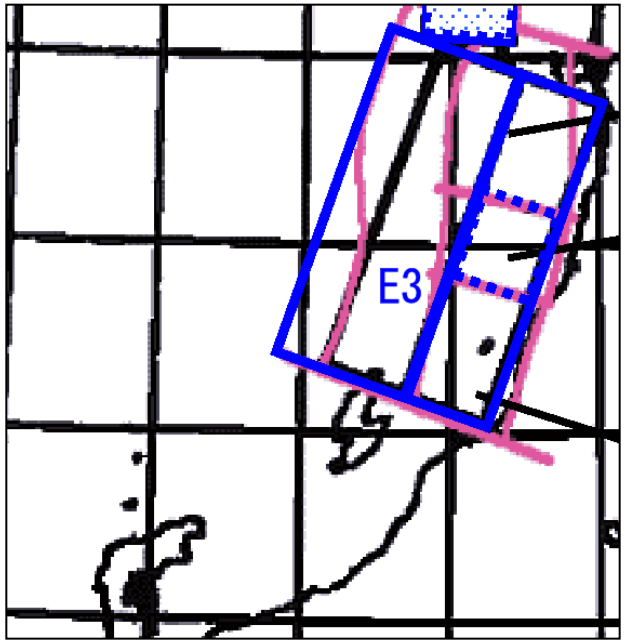
・海域A+海域B+海域Cの波源位置としては，土木学会(2011)のE1-3領域(発生頻度:1個/500-1,400年)及びE3領域(発生頻度:1個/500-1,000年)の全体同時破壊に相当する。土木学会(2011)の発生頻度に基づき，E3領域の同時破壊が3回に1回発生，その中でさらに2回に1回，E1-3領域との同時破壊が発生すると考え，発生頻度は1個/3,000-6,000年とする。

石川県(2012)

・連動領域の波源として，石川県(2012)が想定した波源モデルのうち，日本海東縁部に位置する波源モデルを考慮する。以下に波源モデルを示す。



石川県(2012)の波源モデル位置図



土木学会(2011)の領域区分

項目	諸元
断層名	日本海東縁部
想定ﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw	7.99
気象庁ﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mj	8.54
断層長 (km)	167
幅 (km)	17.32
地震ﾓｰﾒﾝﾄ (N･m)	1.22E+21
すべり量 (m)	12.01
上縁深さ (km)	0
傾斜角	60
すべり角	90

■発生頻度

・波源位置としては，土木学会(2011)のE3領域(発生頻度:1個/500-1,000年)の全体同時破壊に相当する。土木学会(2011)の発生頻度に基づき，E3領域の同時破壊が3回に1回発生すると考え，発生頻度は1個/1,500-3,000年とする。

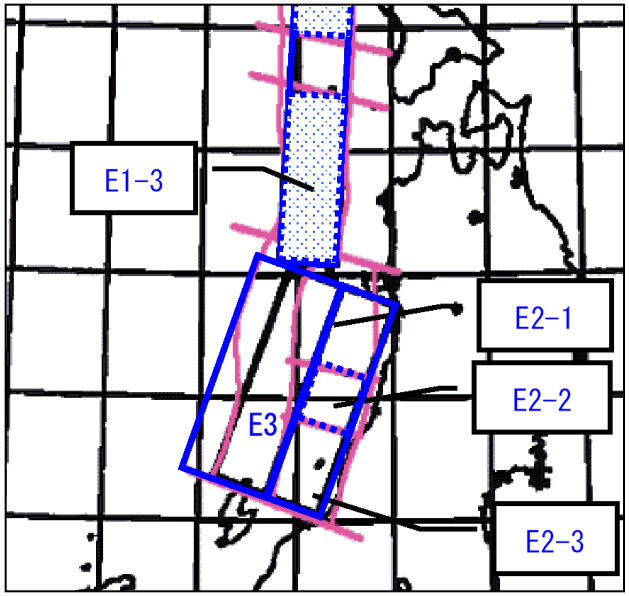
福井県(2012)

第671回審査会合 資料3
P58 再掲

・連動領域の波源として，福井県(2012)が想定した波源モデルのうち，日本海東縁部に位置する波源モデル（佐渡島北方沖断層）を考慮する。以下に波源モデルを示す。



福井県(2012)の波源モデル位置図



土木学会（2011）の領域区分

項目		諸元
選定波源		佐渡島北方沖断層
ﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw		7.99
地震により隆起する地盤	すべり量	12.01m
	長さ	167km
	幅	17.32km

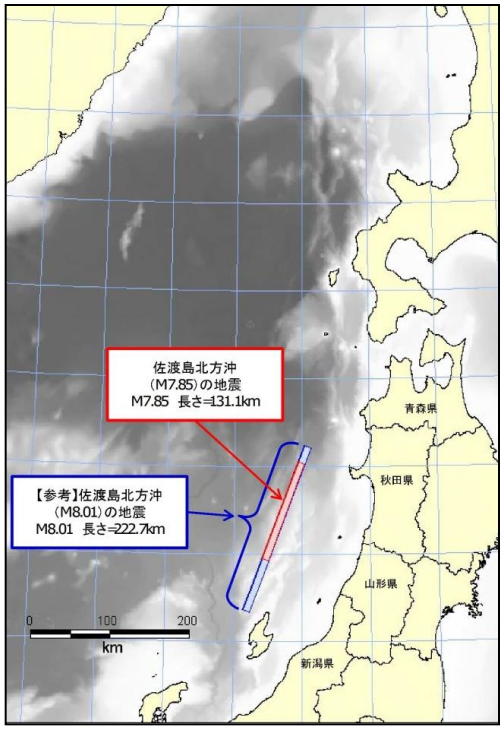
■発生頻度

・波源位置としては，土木学会（2011）のE3領域（発生頻度：1個/500-1,000年）の全体同時破壊に相当する。土木学会（2011）の発生頻度に基づき，E3領域の同時破壊が3回に1回発生すると考え，発生頻度は1個/1,500-3,000年とする。

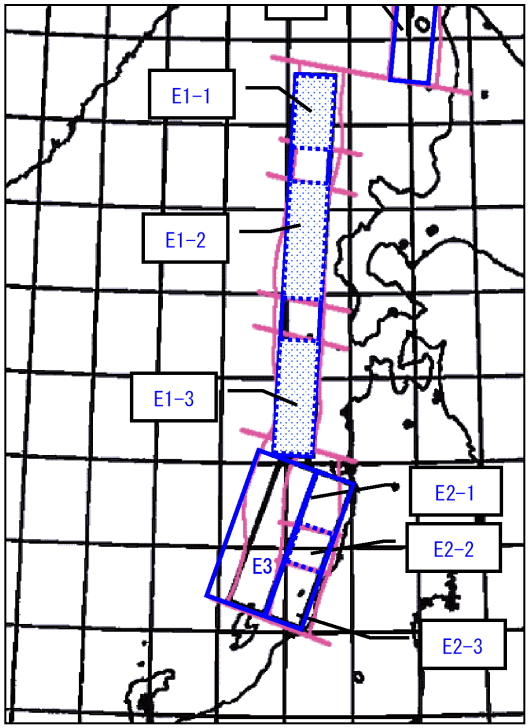
島根県(2012)

第671回審査会合 資料3
P59 再掲

・連動領域の波源として，島根県(2012)が想定した波源モデルのうち，日本海東縁部に位置する波源モデルを考慮する。以下に波源モデルを示す。



島根県(2012)の波源モデル位置図



土木学会(2011)の領域区分

項目	諸元	
想定地震	佐渡島北方沖（M7.85）	佐渡島北方沖（M8.01）
地震規模	M7.85	M8.01
深さ （km）	0.0	0.0
走向 （度）	20	20
傾斜 （度）	60	60
すべり角 （度）	90	90
長さ （km）	131.1	222.7
幅 （km）	17.3	17.3
すべり量 （m）	9.4	9.5

■発生頻度

・佐渡北方沖(M7.85)の波源位置としては，土木学会(2011)のE3領域(発生頻度:1個/500-1,000)に相当することから，発生頻度は1個/500-1,000年とする。

・佐渡北方沖(M8.01)の波源位置としては，土木学会(2011)のE3領域(発生頻度:1個/500-1,000年)の全体同時破壊に相当する。土木学会(2011)の発生頻度に基づき，E3領域の同時破壊が3回に1回発生すると考え，発生頻度は1個/1,500-3,000年とする。

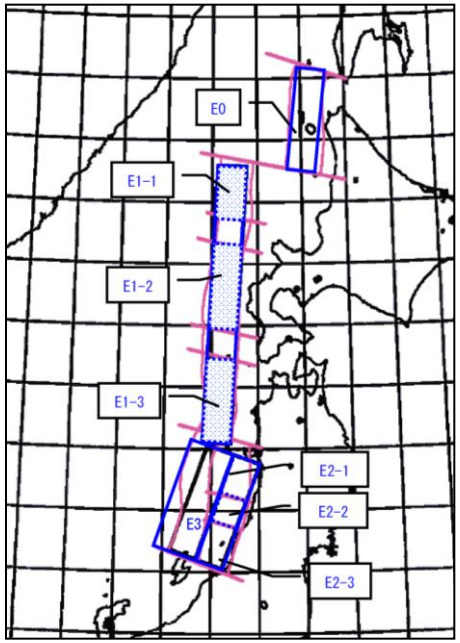
山口県(2012)

・連動領域の波源として，山口県(2012)(119)が想定した波源モデルのうち，日本海東縁部に位置する波源モデルを考慮する。以下に波源モデルを示す。



地震調査研究推進本部(2003)を引用・加筆

山口県(2012)の波源モデル位置図



土木学会(2011)の領域区分

項目		諸元
断層名		佐渡島北方沖の地震
地震規模	M	8.4
	Mw	7.85
断層の位置	緯度(°)	38.95258
	経度(°)	138.40982
	上縁深さ d(km)	0
断層の大きさ	長さ L(km)	131.1
	幅 W(km)	17.3
	すべり量 D(m)	9.44
断層の向き	走向 θ(°)	20
	傾斜角 δ(°)	60
	すべり角(°)	90

■発生頻度

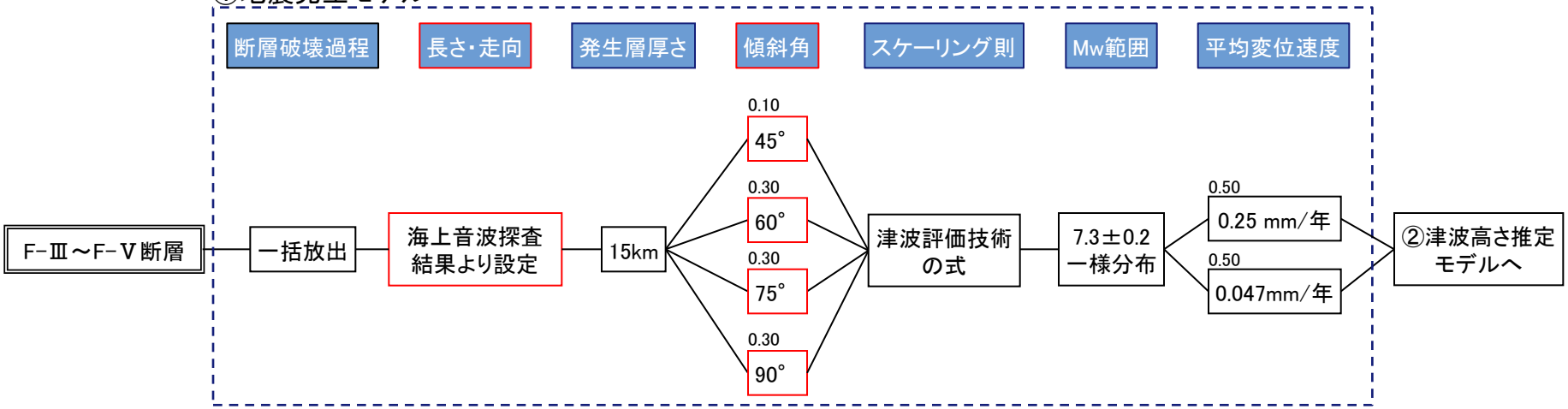
・佐渡島北方沖の地震の波源位置としては，土木学会(2011)のE3領域(発生頻度:1個/500-1,000)に相当することから，発生頻度は1個/500-1,000年とする。

ロジックツリー設定　F-Ⅲ～F-Ⅴ断層の地震発生モデル

第671回審査会合 資料3
P20 加筆・修正

・F-Ⅲ～F－Ⅴ断層の地震発生モデルは，土木学会（2011）に基づき分岐を設定する。

①地震発生モデル



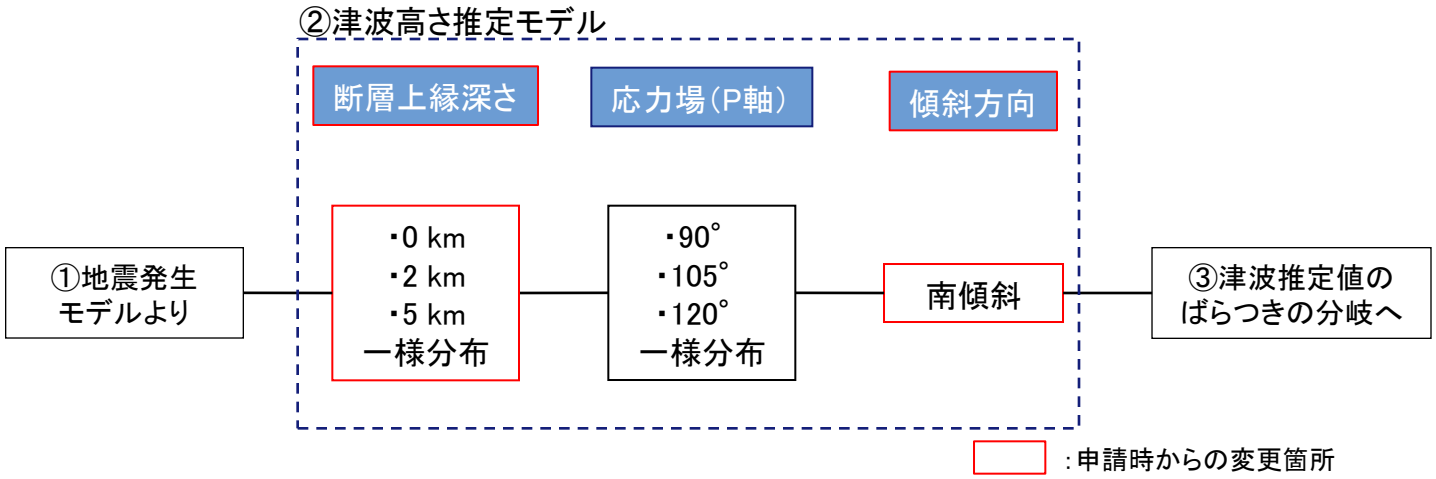
：申請時からの変更箇所

パラメータ	設定根拠※1
断層破壊過程	土木学会（2011）より，一括放出型と設定。
長さ・走向	海上音波探査結果に基づき設定。
発生層厚さ	土木学会（2011）より，15kmと設定。
傾斜角	土木学会に示される45～90°を変動範囲とし，15°毎に値を設定。 重みは西南日本で発生した地震の傾斜角に関するデータより設定。
スケーリング則	土木学会(2011)に示される「津波評価技術」の式（武村（1998）の式）を適用する。
Mw範囲	海上音波探査結果に基づき設定した断層長さ（48.0km）から，「津波評価技術」に示される武村（1998）のスケーリング則より求めたMwに分布幅を設定。 重みは一様分布と設定。
平均変位速度	海域活断層の活動度に関する知見は得られていないため，周辺の陸域活断層（宍道断層）の活動度であるB，C級（活断層研究会編（1991）[120]及び今泉ほか（2018）[121]より設定）を参考とし，平均変位速度は奥村・石川(1998)[122]に基づきB級を0.25mm/年，C級を0.047mm/年と設定。 重みは一様分布と設定。

※1　パラメータの設定根拠に関する詳細をP413～418に示す。

F-Ⅲ～F-Ⅴ断層の津波高さ推定モデル

・F-Ⅲ～F－Ⅴ断層の津波高さ推定モデルは，土木学会（2011）に基づき分岐を設定する。

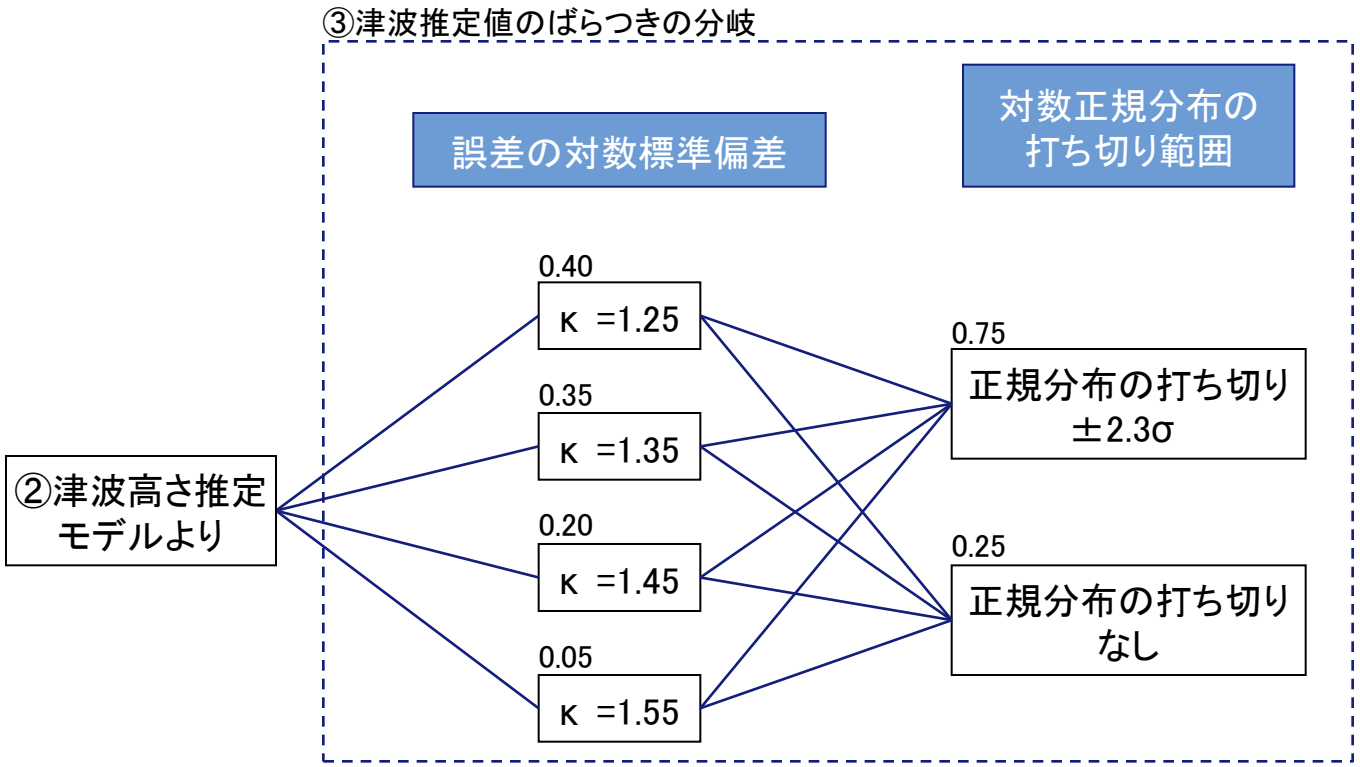


パラメータ	設定根拠※
断層上縁深さ	土木学会（2011）に示される変動範囲0～5km及び敷地周辺で発生した地震の震源鉛直分布等から推定される断層上縁深さ2kmに基づき0km，2km及び5kmと設定。 重みは一様分布と設定。
応力場 （P軸）	塚原・小林（1991），ハーバードCMT発震機構解及び気象庁初動発震機構解より90～120°と考えられることから，90°，105°及び120°と設定。 重みは一様分布と設定。
傾斜方向	海上音波探査結果より，南傾斜と設定。

※　パラメータの設定根拠に関する詳細をP413～418に示す。

F-Ⅲ～F-Ⅴ断層の津波推定値のばらつきの分岐

・F-Ⅲ～F－Ⅴ断層の津波推定値のばらつきの分岐は，土木学会（2011）に基づき分岐を設定する。
・重み配分については，土木学会(2009)のアンケート結果に基づき設定する。



海域活断層毎の最大水位上昇量及び下降量

・敷地周辺の主な海域活断層毎の最大水位上昇量及び下降量を下表に示す。また，各断層において実施した検討ケースについて，次頁に示す。

水位上昇側（施設護岸）

※1　地盤変動量，朔望平均満潮位を考慮した値

断層	長さ (km)	ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw	すべり量 (m)	傾斜角 (°)	主応力軸 (°)	すべり角 (°)	上縁深さ (km)	すべり方向	最大水位上昇量 H(m)※1
F－Ⅲ～F－Ⅴ断層（①+②+③）	48.0	7.27	4.01	90	110	130，180	0	南上がり	3.6
鳥取沖東部断層～鳥取沖西部断層（④+⑤）	98	7.68	5.77	45	120	170	0	南上がり	0.8
F57断層（⑥）	108	7.74	8.98	90	120	180，120	0	南上がり	1.2
K－4～K－7撓曲（⑦+⑧+⑨）	19.0	6.68	1.58	90	120	115，130	0	北上がり	2.5
大田沖断層（⑩）	53	7.33	4.43	90	120	180	0	右横ずれ	0.8
K－1撓曲＋K－2撓曲＋F_{KO}断層（⑪+⑫+⑬）	36	7.10	3.00	90	120	140，180	0	北上がり	1.2
F_k－1断層（⑭）	19.0	6.68	1.58	90	120	155	0	北上がり	2.1
隠岐北西方北部断層（⑮）	36	7.10	3.00	90	90	55	0	西上がり	1.2
見島北方沖西部断層（⑯）	38	7.13	3.16	90	120	155	0	北上がり	0.7

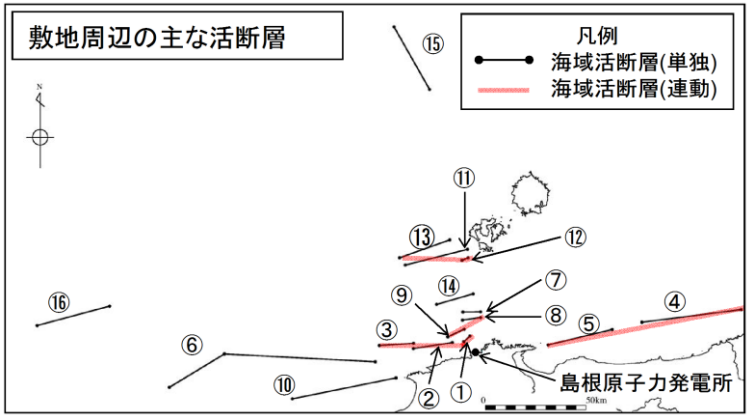
水位下降側（2号炉取水槽）

※2　地盤変動量，朔望平均干潮位を考慮した値

断層	長さ (km)	ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ Mw	すべり量 (m)	傾斜角 (°)	主応力軸 (°)	すべり角 (°)	上縁深さ (km)	すべり方向	最大水位下降量 H(m)※2
F－Ⅲ～F－Ⅴ断層（①+②+③）	48.0	7.27	4.01	90	120	115，180	0	南上がり	−5.9
鳥取沖東部断層～鳥取沖西部断層（④+⑤）	98	7.68	5.77	45	120	170	0	南上がり	−1.0
F57断層（⑥）	108	7.74	8.98	90	120	180，120	0	南上がり	−1.1
K－4～K－7撓曲（⑦+⑧+⑨）	19.0	6.68	1.58	90	120	115，130	0	南上がり	−2.7
大田沖断層（⑩）	53	7.33	4.43	90	120	180	0	右横ずれ	−0.7
K－1撓曲＋K－2撓曲＋F_{KO}断層（⑪+⑫+⑬）	36	7.10	3.00	90	120	140，180	0	南上がり	−0.9
F_k－1断層（⑭）	19.0	6.68	1.58	90	120	155	0	南上がり	−2.4
隠岐北西方北部断層（⑮）	36	7.10	3.00	90	90	55	0	西上がり	−1.1
見島北方沖西部断層（⑯）	38	7.13	3.16	90	120	155	0	北上がり	−0.6

海域活断層の検討ケースの考え方

・敷地周辺の主な海域活断層の数値シミュレーションについては，阿部（1989）[123]の簡易予測式により算定した津波の予測高を踏まえ，予測高が大きくなるものについては，詳細に検討を行った。検討ケースの考え方を下表に示す。



阿部(1989)による予測高

断層（図中の番号）	断層長さ L(km)	津波の伝播距離Δ (km)	モーメントマグニチュードMw	阿部（1989）による予測高　H （m）
F－Ⅲ～F－Ⅴ断層（①+②+③）	48.0	24	7.3	3.6
鳥取沖東部断層～鳥取沖西部断層（④+⑤）	98	84	7.7	2.7
F57断層（⑥）	108	103	7.7	2.2
K－4～K－7撓曲（⑦+⑧+⑨）	19.0	12.9	6.7	1.8
大田沖断層（⑩）	53	67	7.3	1.4
K－1撓曲＋K－2撓曲＋F_{KO}断層（⑪+⑫+⑬）	36	50	7.1	1.2
F_k－1断層（⑭）	19.0	28.4	6.7	0.8
隠岐北西方北部断層（⑮）	36	149	7.1	0.4
見島北方沖西部断層（⑯）	38	201	7.1	0.3

：阿部(1989)による予測高が大きくなる断層

検討ケースの考え方

断層（図中の番号）	数値シミュレーションの検討ケース
F－Ⅲ～F－Ⅴ断層（①+②+③）	・阿部(1989)による予測高が最大となったことから，傾斜角及びすべり角を不確かさとして概略パラメータスタディを実施し，それらを補間するよう傾斜角，すべり角及び断層上縁深さを不確かさとした詳細パラメータスタディを実施（本編P68～76参照）（84ケース）
鳥取沖東部断層～鳥取沖西部断層（④+⑤）	・阿部(1989)による予測高が比較的大きくなったことから，傾斜角（45°,60°,75°,90°），すべり角（170°,180°）及びすべり方向を不確かさとしてパラメータスタディを実施 （10ケース）
大田沖断層（⑩）	・阿部(1989)による予測高が小さいことから，最大水位を示すと考えられる傾斜角90° と固定（1ケース）
その他の断層	・阿部(1989)による予測高が小さいことから，最大水位を示すと考えられる傾斜角90° と固定し，すべり方向のみを不確かさとしてパラメータスタディを実施 （2ケース）

F-Ⅲ～F-Ⅴ断層のパラメータ（1／4）

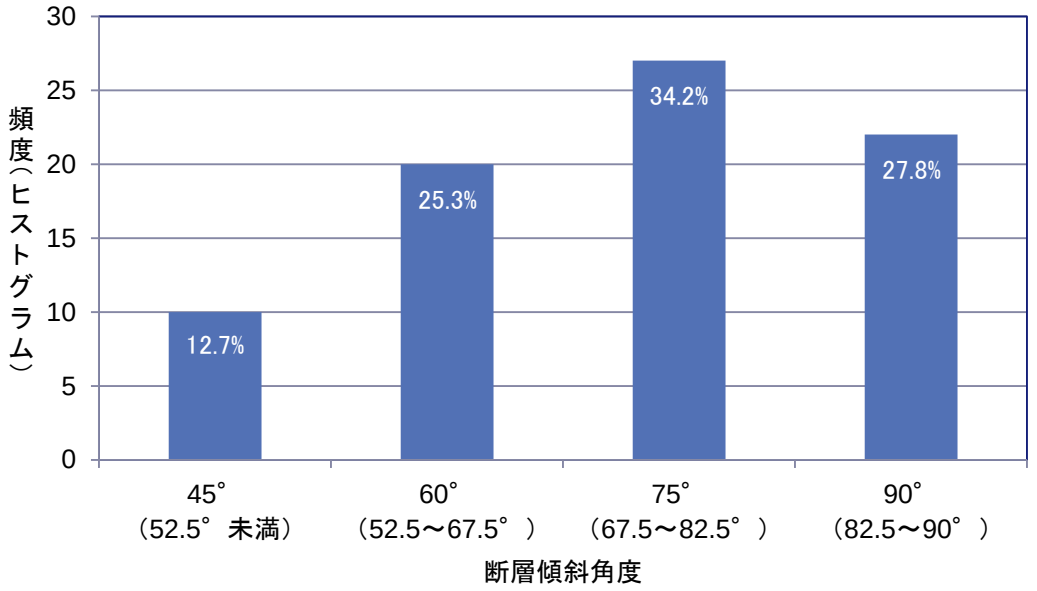
■ Ｍｗ・傾斜角

【Mw】
・断層長さ48.0kmから，武村(1998)のスケーリング則に基づき設定した。
【傾斜角】
・土木学会では，気象庁地震月報に記載されている1973年から1998年8月に近畿～九州の西南日本内陸部で発生した気象庁マグニチュード5.0以上，震源深さ20km以下の地震34例について，発震機構解を用い，内陸地震の傾斜角について45～90°を目安としている。
・気象庁地震月報に記載されている初動発震機構解（1973年から2007年のデータ）より，西南日本で発生したM5.0以上，深さ30km以浅の地震79例の傾斜角に関するデータから，傾斜角の重みは45°：60°：75°：90°＝0.1：0.3：0.3：0.3とした。

【武村(1998)のスケーリング則 】

$$\log L = 0.75M_w - 3.77$$

L:断層長さ(km)
Mw:モーメントマグニチュード

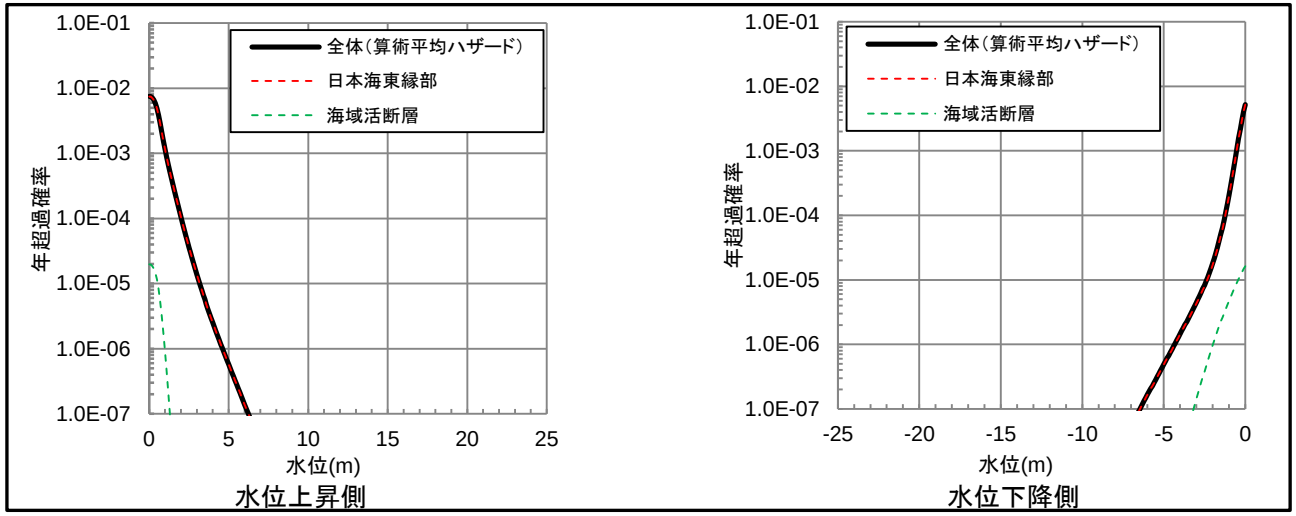


気象庁地震月報のデータより算出

F-Ⅲ～F-Ⅴ断層のパラメータ（2／4）

■ スケーリング則

・土木学会（2011）では，海域活断層のスケーリング則について，「津波評価技術」の式（武村(1998)の式）と「強震動レシピ」の式（入倉・三宅（2001）の式）のいずれかのスケーリング則を適用することとされている。当社は，それらのスケーリング則のうち「津波評価技術」の式を適用している。
・スケーリング則の適用の考え方について，全体ハザード（算術平均ハザード）への寄与度の観点から検討した。



基準津波策定位置におけるハザード曲線

スケーリング則毎のすべり量の比較

F-Ⅲ～F-Ⅴ断層の断層長さ（km）	傾斜角（°）	断層幅（km）	すべり量（m）	
			「津波評価技術」の式	「強震動レシピ」の式
48.0	45	21.2	**2.84**	1.62
	60	17.3	**3.48**	1.33
	75	15.5	**3.88**	1.19
	90	15	**4.01**	1.15

・基準津波策定位置における全体ハザード（算術平均ハザード）に対する海域活断層の寄与度は低いことを確認した（上図）。
・津波水位に対して支配的なパラメータであるすべり量を「津波評価技術」の式と「強震動レシピ」の式により算出し比較すると，「強震動レシピ」の式より算出したすべり量は，「津波評価技術」の式より算出したすべり量より小さくなり，仮に「強震動レシピ」の式を適用した場合も，全体ハザード（算術平均ハザード）への寄与度は低いと考えられる（上表）。
・以上より，「強震動レシピ」の式を適用することによる全体ハザード（算術平均ハザード）への寄与度は低いため，海域活断層については，「津波評価技術」の式をスケーリング則として適用する。

F-Ⅲ～F-Ⅴ断層のパラメータ（3／4）

■ 地震発生層深さ・断層上縁深さ

【地震発生層深さ】
・敷地及び敷地周辺における地下構造調査等及び既往研究成果を踏まえて15kmと設定する。
【断層上縁深さ】
・土木学会に示される変動範囲0～5km，及び敷地及び敷地周辺における地下構造調査等から推定される断層上縁深さ2kmに基づき，断層上縁深さの変動範囲を0km，2km及び5kmと設定した。

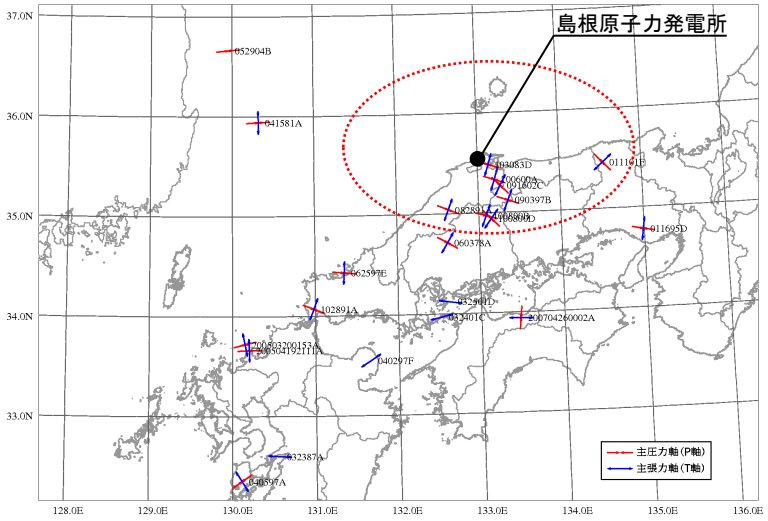
項 目	検討内容	上限深さ	下限深さ
他機関の検討	地震調査研究推進本部(2017)による地震発生層の設定値	2km	15km
震源鉛直分布	原子力安全基盤機構(2004)による中国地方のD10，D90	6.4km	13.1km
	気象庁一元化データによる敷地周辺（100km以内）のD10，D90	約5km	約13km
	片尾・吉井（2002）による2000年鳥取県西部地震（余震）の震源鉛直分布	約3km	約12km
地下構造調査	敷地及び敷地周辺における微動アレイ探査結果	約2km	―
その他の研究成果	岩田・関口（2002）による2000年鳥取県西部地震の波形インバージョン解析で用いられた速度構造	2km	―
	Shibutani et al.（2005）による2000年鳥取県西部地震のトモグラフィー解析	約2～4km	―
	岩崎・佐藤(2009)による鳥取県沖の地殻構造探査	―	約12km
地震発生層の上限・下限深さの設定値		2km	15km

F-Ⅲ～F-Ⅴ断層のパラメータ（4／4）

■ 主応力軸

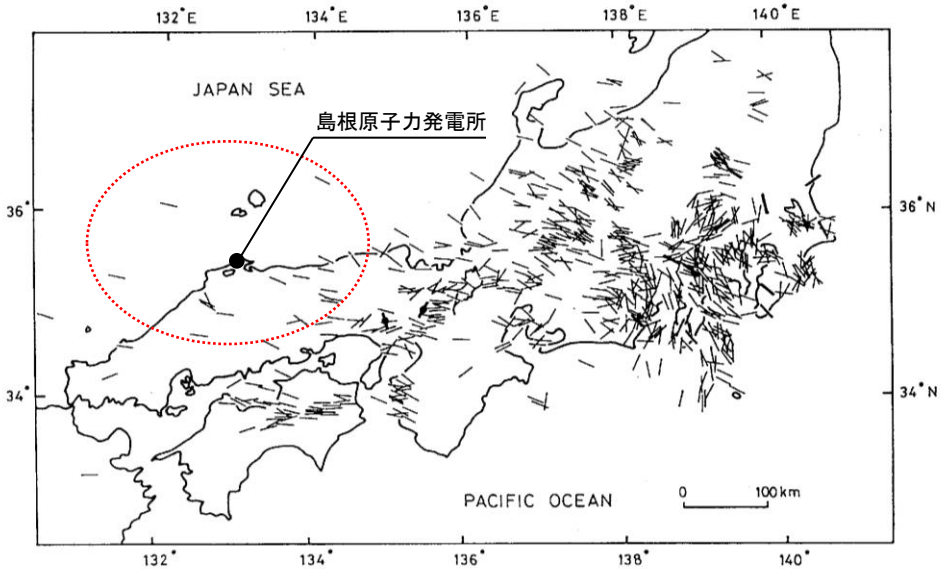
・既往地震の発震機構解の分析及び日本各地の広域応力場を示した既往研究例を参考に，敷地周辺における主応力軸の範囲は90°～120°と考えられることから，90°，105°及び120°と設定した。

【既往地震の発震機構解に基づく推定】



ハーバードCMTによる発震機構解と主応力軸の向き

【既往研究に基づく推定】



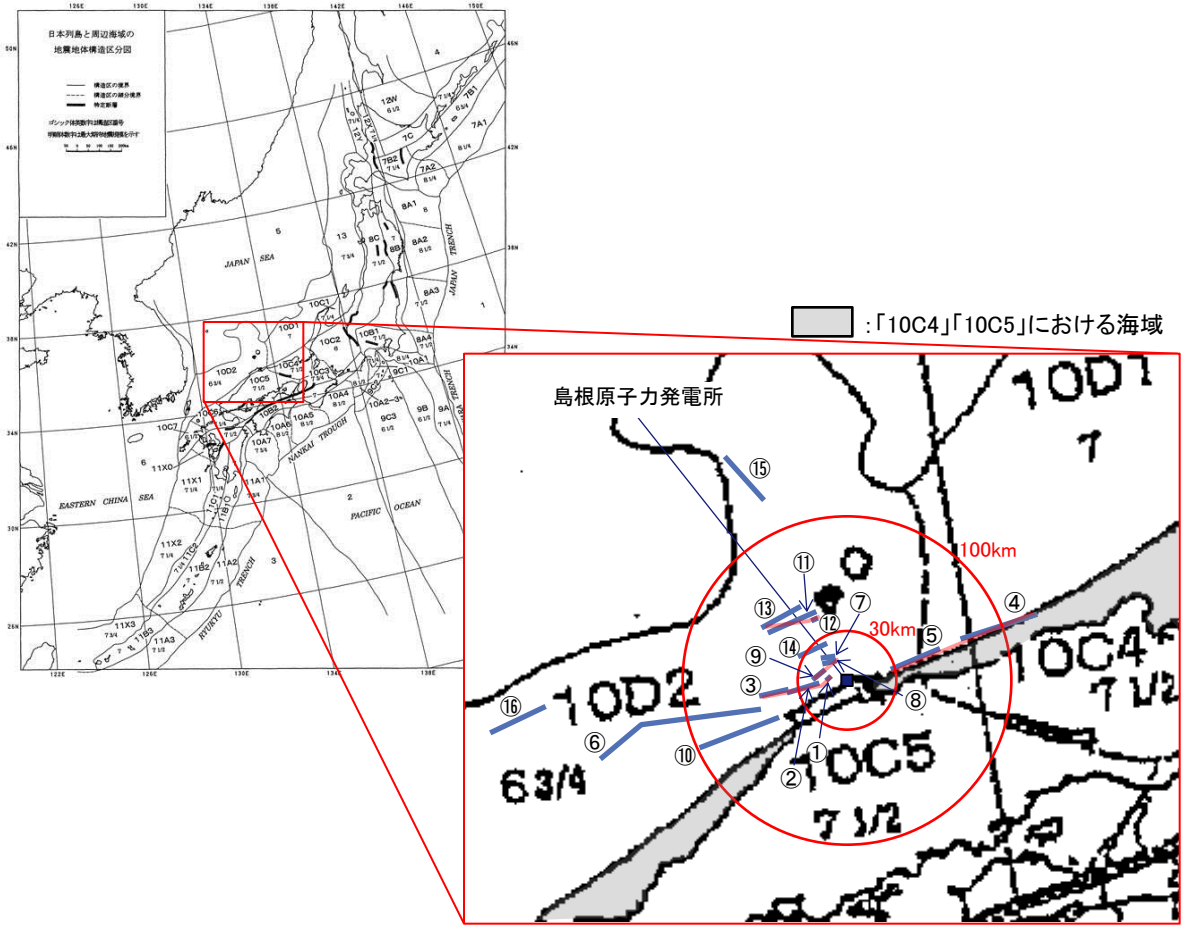
発震機構解より推定した主応力軸の向き

塚原・小林（1991）より引用・加筆

11.年超過確率の参照

11-3 領域震源（背景的地震）と敷地周辺の主な海域活断層の位置関係（1／2）

・垣見ほか(2003)[124]に示される発電所から100km以内に位置する領域震源と敷地周辺の主な海域活断層の位置関係を確認する。



垣見ほか（2003）に基づく対象領域

［垣見ほか（2003）に一部加筆。］

発電所から100km以内に位置する領域震源とその規模

発電所から100km以内に位置する領域震源	最大Mw（Mj）
10D1	6.8 （7）
10D2	6.6 （$6_{3/4}$）
10C4	7.2 （$7_{1/2}$）
10C5	7.2 （$7_{1/2}$）

敷地周辺の主な海域活断層とその規模

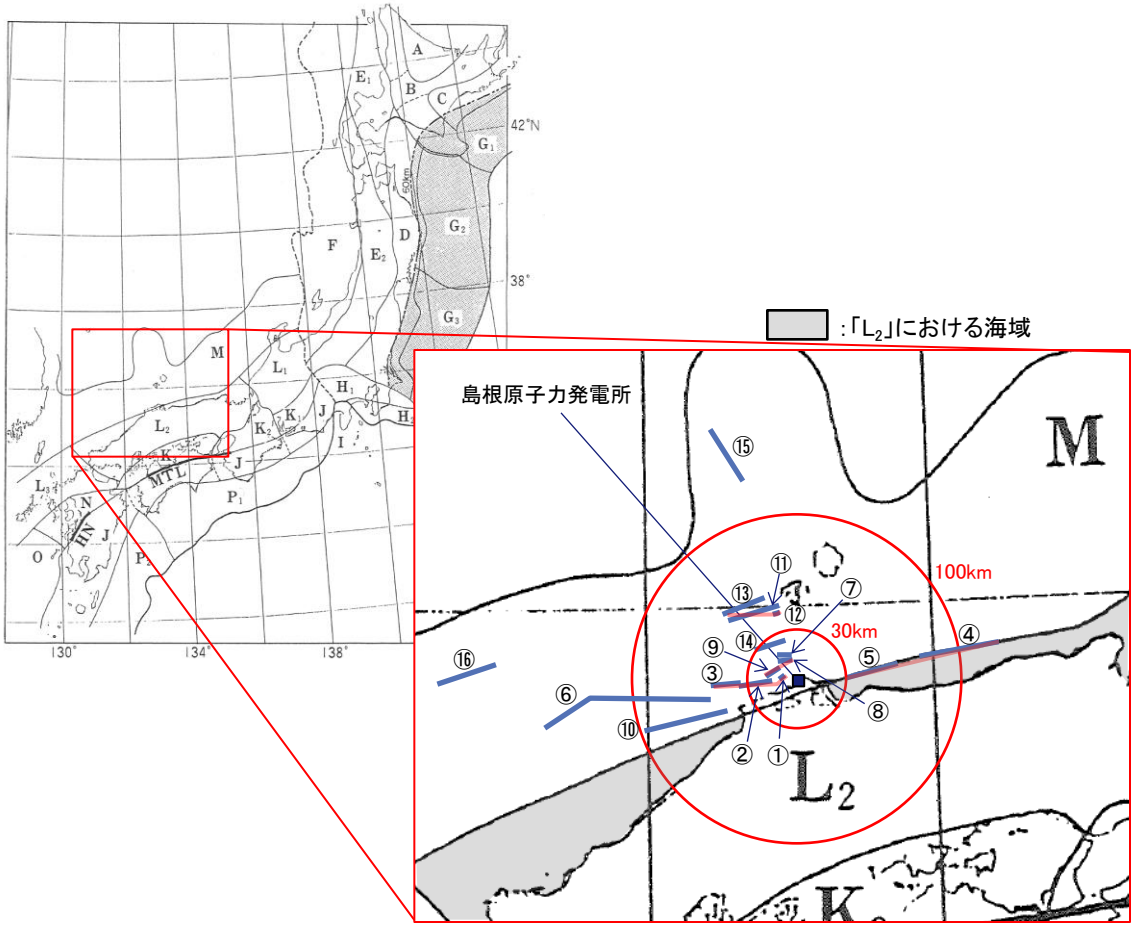
番号	断層	Mw
①+②+③	F-Ⅲ～F-Ⅴ断層	7.3
④+⑤	鳥取沖東部断層～鳥取沖西部断層	7.7
⑥	F57断層	7.7
⑦+⑧+⑨	K-4～K-7撓曲	6.7
⑩	大田沖断層	7.3
⑪+⑫+⑬	K-1撓曲+K-2撓曲+F_{KO}断層	7.1
⑭	F_K-1断層	6.7
⑮	隠岐北西方北部断層	7.1
⑯	見島北方沖西部断層	7.1

・発電所から100km以内に位置する領域震源のうち，敷地前面に位置する領域震源「10D1」「10D2」においては，それを上回る規模の海域活断層が存在しているが，領域震源「10C4」「10C5」には海域活断層との比較により評価できない範囲が認められることから，阿部（1989）の簡易予測式を用いて津波の予測高を算定し，土木学会（2011）に示されるスクリーニングを実施した（本編「9-2 ロジックツリー設定」参照）。

11.年超過確率の参照

11-3 領域震源（背景的地震）と敷地周辺の主な海域活断層の位置関係（2／2）

・萩原(1991)[125]に示される発電所から100km以内に位置する領域震源と敷地周辺の主な海域活断層の位置関係を確認する。



萩原（1991）に基づく対象領域

［萩原（1991）に一部加筆。］

発電所から100km以内に位置する領域震源とその規模

発電所から100km以内に位置する領域震源	最大Mw（Mj）
M	6.8 （7）
L_2	7.0 （7.3）

敷地周辺の主な海域活断層とその規模

番号	断層	Mw
①+②+③	F−Ⅲ～F−Ⅴ断層	7.3
④+⑤	鳥取沖東部断層～鳥取沖西部断層	7.7
⑥	F57断層	7.7
⑦+⑧+⑨	K−4～K−7撓曲	6.7
⑩	大田沖断層	7.3
⑪+⑫+⑬	K−1撓曲+K−2撓曲+F_{KO}断層	7.1
⑭	F_K−1断層	6.7
⑮	隠岐北西方北部断層	7.1
⑯	見島北方沖西部断層	7.1

・発電所から100km以内に位置する領域震源のうち，敷地前面に位置する領域震源「M」においては，それを上回る規模の海域活断層が存在しているが，領域震源「L_2」には海域活断層との比較により評価できない範囲が認められることから，阿部（1989）の簡易予測式を用いて津波の予測高を算定し，土木学会（2011）に示されるスクリーニングを実施した（本編「9-2 ロジックツリー設定」参照）。

作成方法

フラクタイル曲線の作成は，以下の手順で実施する。

①波源毎に作成したハザード曲線を合成する。ハザード曲線を合成する際には，波源毎に計算した全分岐に対するハザード曲線を組み合わせるとハザード曲線の数が膨大となるため，土木学会に示されるモンテカルロ手法を適用し，1000本のハザード曲線を作成した。なお，土木学会（2011）には，モンテカルロ手法によるサンプル数に関する検討事例として，サンプル数が1000本の結果と全分岐処理した結果に差異がないことが示されている。

②合成されたハザード曲線に対し，潮位の確率分布を考慮する。潮位を考慮する手順及び潮位の確率分布は次頁に示す。

③潮位を考慮したハザード曲線を用いてフラクタイル曲線を作成する。

(2) モンテカルロ法

各断層 l に対して，一様乱数を発生して確率 v_{l,j_l} でロジック j_l が生じるようにする。

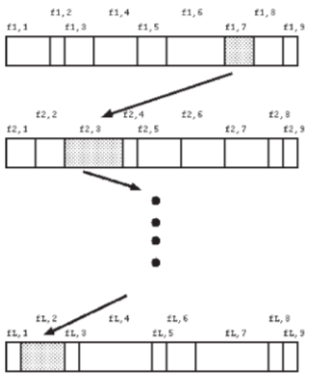
（ $\sum_{i}^{n-1} v_{l,j} \leq$ 一様乱数 $< \sum_{i}^{n} v_{l,j}$ ならば，ロジック j を採用 ）

これを，すべての断層に関して繰り返して，

$$F_{(j_1,j_2,\cdots,j_L),k}(H^{th}) = \sum_{l} f_{l,j_l,k}(H^{th})$$

を算定する。

この操作を何度も行えば，段々 $F_{(j_1,j_2,\cdots,j_L),k}(H^{th})$ の値が揃ってくる。もともと，発生させた $(j_1, j_2, \cdots, j_L)$ の組み合わせは，重みを考慮したものであることから，$F_{(j_1,j_2,\cdots,j_L),k}(H^{th})$ は均等な重みを持っているとしてよい（**図 5.3.6−4** 参照）。このため，例えば $F_{(j_1,j_2,\cdots,j_L),k}(H^{th})$ がモンテカルロ法で 100 個求まっていた場合，多い方から数えて 20 番目の値が 80%フラクタイルの値となる。



F = f1,7 + f2,3 + ... + fL,2

図 5.3.6−3 モンテカルロ法

但し，以下のとおりとする。

$f_{l,j,k}(H^{th})$ ：断層l，地点k に関するロジック j のハザード曲線（＝年超過確率）

$F_{(j_1,j_2,\cdots,j_L),k}(H^{th})$ ：すべて（L個）の断層に関するロジックの組合せ（$j_1 j_2 \cdots j_L$）に対する年超過確率

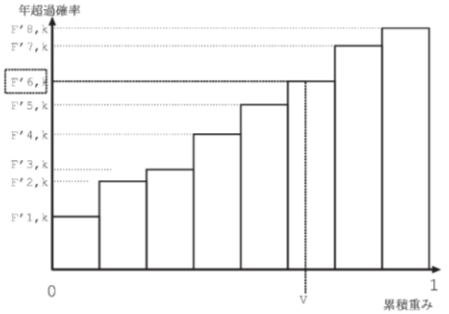


図 5.3.6−4 モンテカルロ法によって年超過確率からフラクタイルへ変換する概念

土木学会を引用・加筆

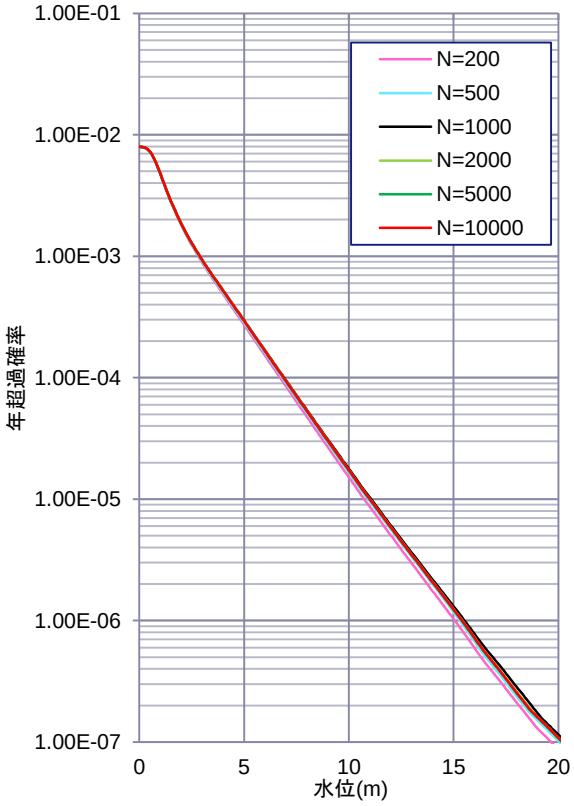
モンテカルロ手法　サンプル数の感度解析

・今回作成した津波ハザード評価におけるロジックツリーに関して，モンテカルロ手法においてサンプル数の多少による年超過確率の値に対する感度解析を行い，サンプル数の妥当性について検討する。
・感度解析では，サンプル数を200から10000まで変化させた時の算術平均ハザード曲線を作成し，比較を行う。

■水位上昇側

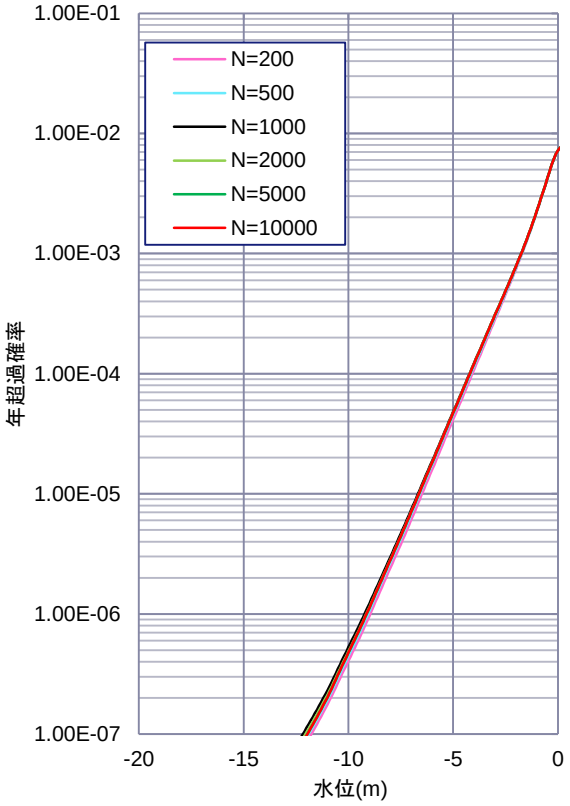
施設護岸又は防波壁※

※　施設護岸を超える場合には防波壁位置での水位を考慮

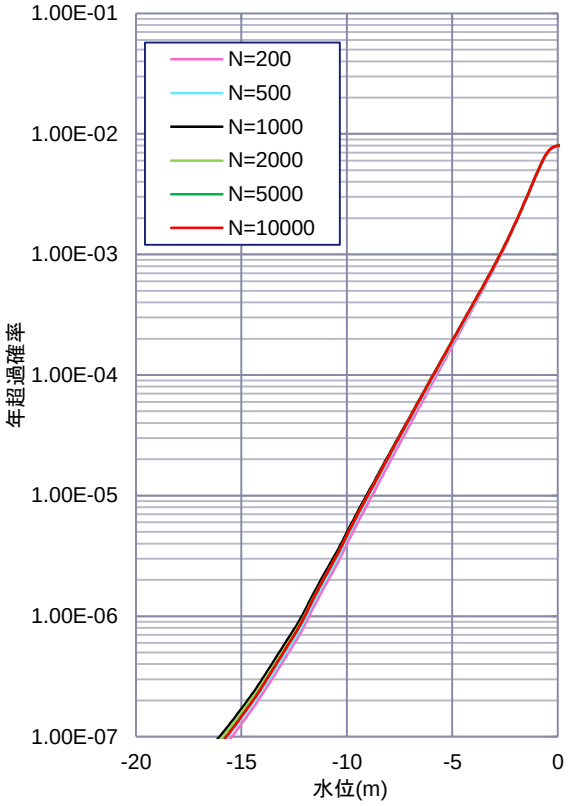


■水位下降側

2号炉取水口



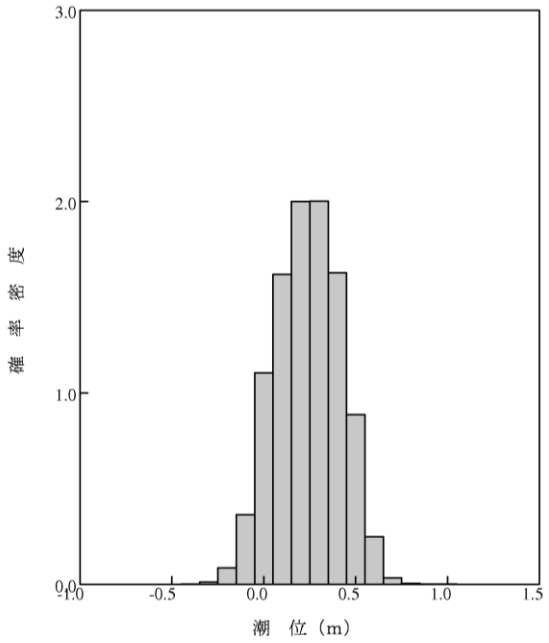
2号炉取水槽



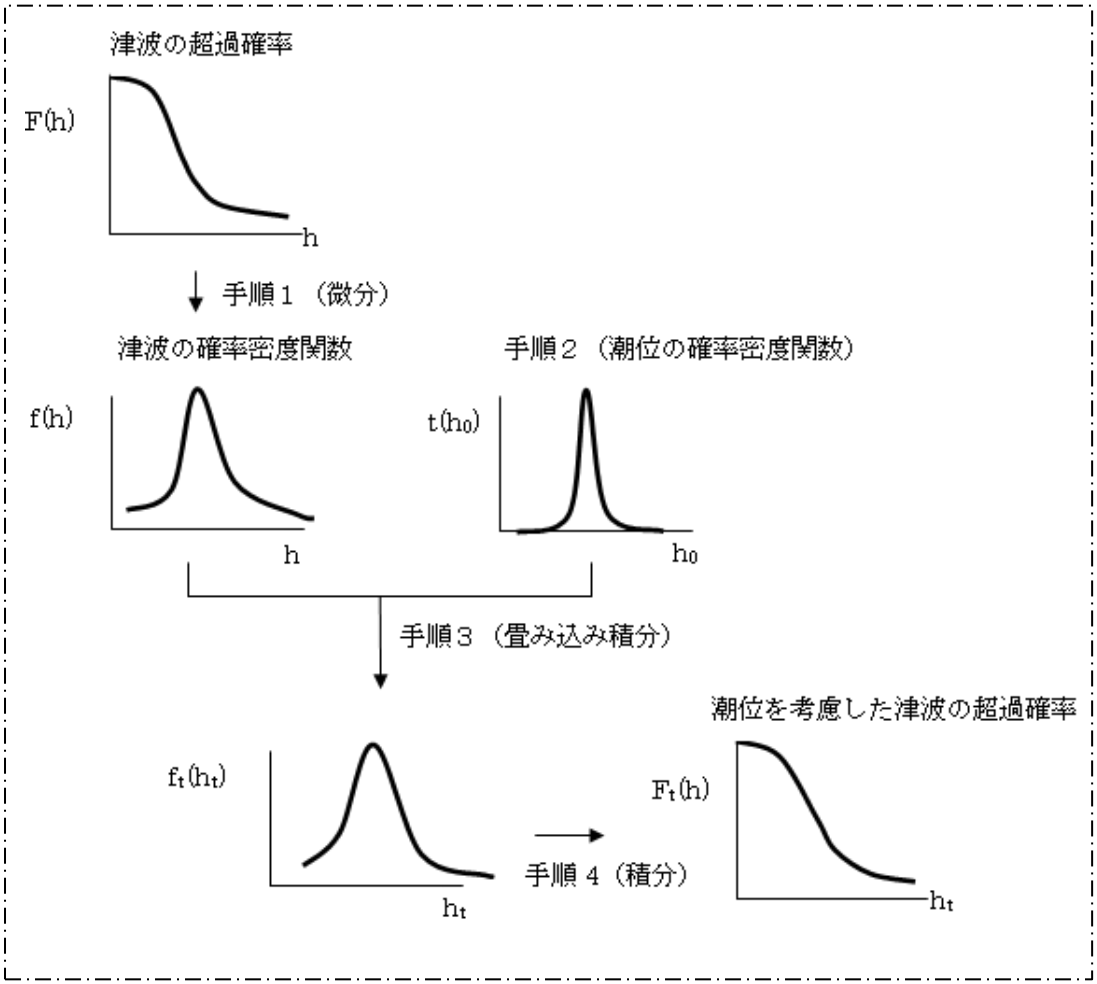
・感度解析の結果，年超過確率はサンプル数1000以上で有意な差がないことを確認した。
・上記結果より，今回作成したロジックツリーに関して，年超過確率はサンプル数1000以上で全分岐と同等の値に達すると考えられることから，モンテカルロ手法のサンプル数は1000で妥当と考える。

潮位の考慮

・ハザード曲線で考慮する潮位は，島根原子力発電所における1995年9月から2010年3月までの観測記録に基づき，以下に示す確率分布を適用する。
・潮位は土木学会（2011）に基づき，以下に示す手順で考慮する。



島根原子力発電所
観測潮位の確率分布



潮位を考慮する手順

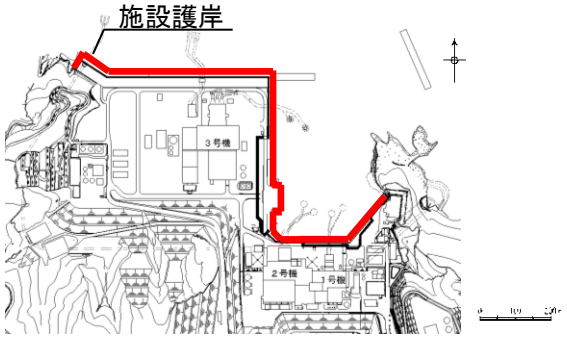
年超過確率の参照（水位上昇側）

第671回審査会合 資料3
P78 再掲

・施設護岸又は防波壁※におけるハザード曲線を以下に示す。
・ハザード曲線は，施設護岸位置又は防波壁における全計算格子それぞれのハザード曲線を包絡し，作成した。
・施設護岸又は防波壁における基準津波水位に対する年超過確率は，水位上昇側で10^{-4}～10^{-5}程度である。

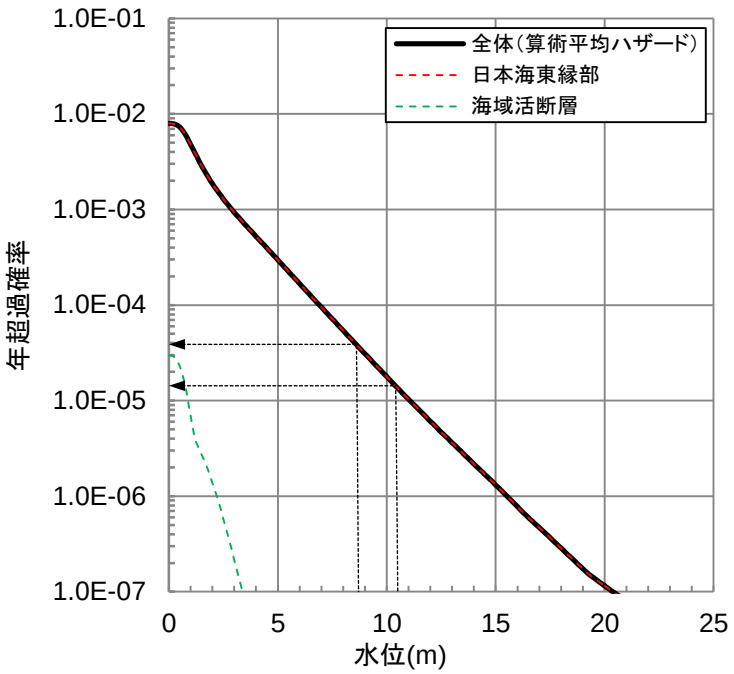
※　施設護岸を超える場合には防波壁位置での水位を考慮

■水位上昇側：施設護岸又は防波壁



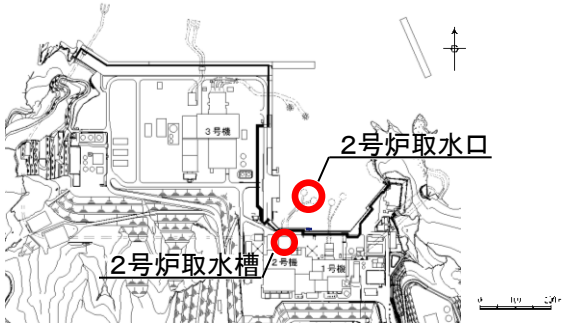
位置図

	施設護岸又は防波壁における基準津波水位
基準津波1（水位上昇側）	+10.5m
基準津波2（水位上昇側）	+8.7m



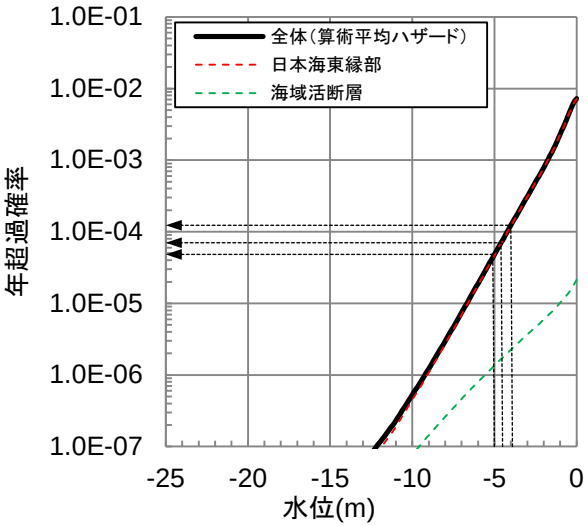
年超過確率の参照（水位下降側）

・2号炉取水口における基準津波水位に対する年超過確率は水位下降側で10^{-3}～10^{-5}程度，2号炉取水槽における基準津波水位に対する年超過確率は水位下降側で10^{-4}程度である。

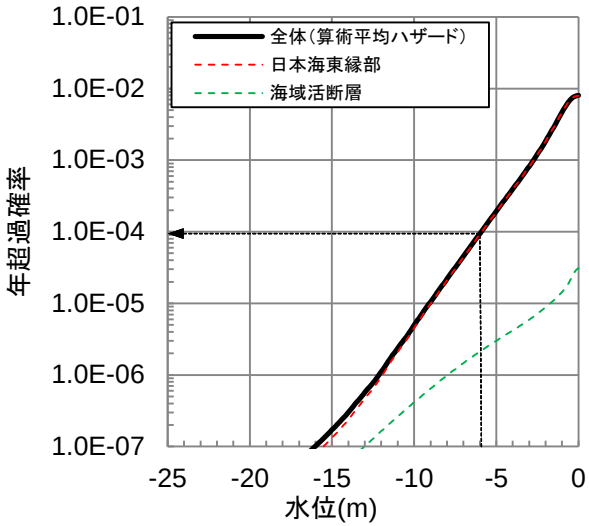


位置図

■水位下降側：2号炉取水口



■水位下降側：2号炉取水槽



	2号炉取水口における基準津波水位
基準津波1（水位下降側）	−5.0m
基準津波3（水位下降側）	−4.5m
基準津波4（水位下降側）	−3.9m

	2号炉取水槽における基準津波水位
基準津波1（水位下降側）	−5.9m
基準津波3（水位下降側）	−5.9m
基準津波4（水位下降側）	−5.9m

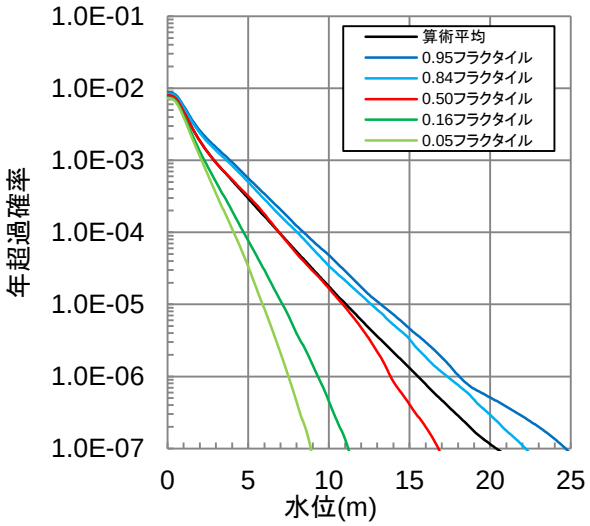
年超過確率の参照（フラクタイル曲線）

・施設護岸又は防波壁※における水位上昇側，2号炉取水口及び2号炉取水槽における水位下降側のフラクタイル曲線を以下に示す。

※　施設護岸を超える場合には防波壁位置での水位を考慮

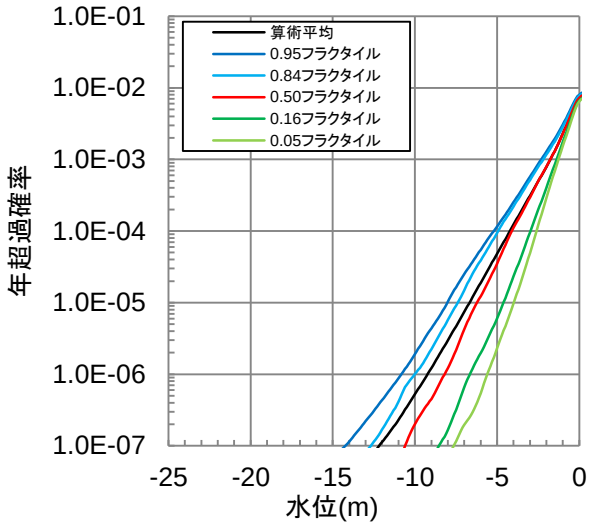
■水位上昇側

施設護岸又は防波壁

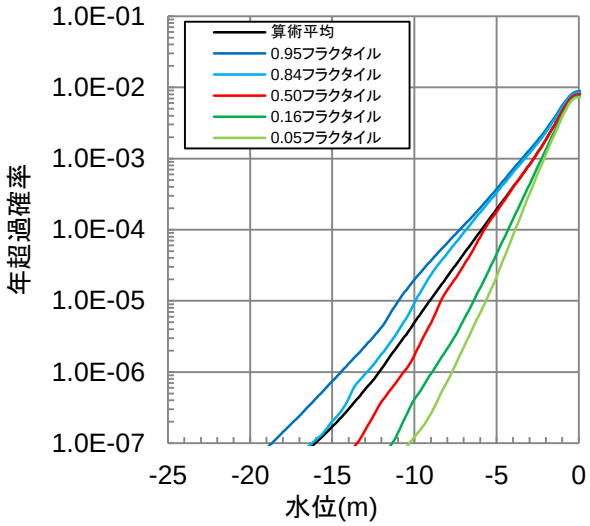


■水位下降側

2号炉取水口



2号炉取水槽



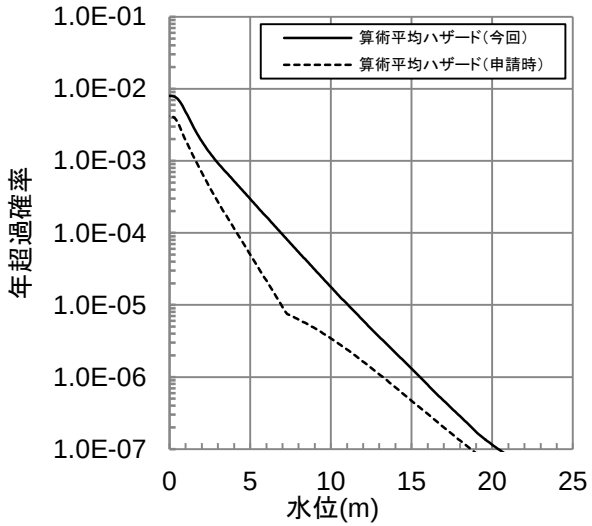
（参考）申請時と今回の算術平均ハザード比較

第671回審査会合 資料3
P81 再掲

■水位上昇側

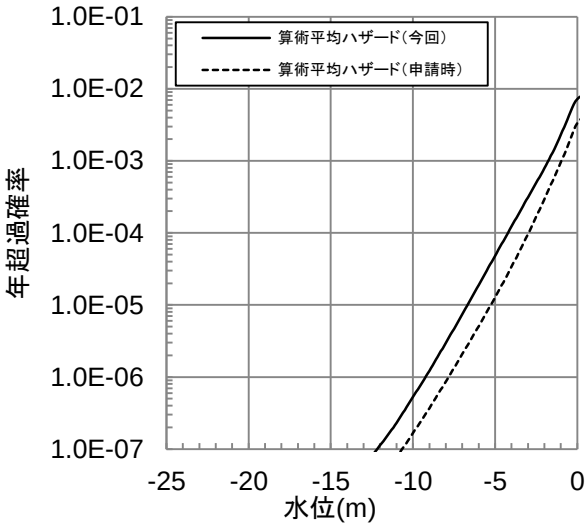
施設護岸又は防波壁※

※ 施設護岸を超える場合には防波壁位置での水位を考慮

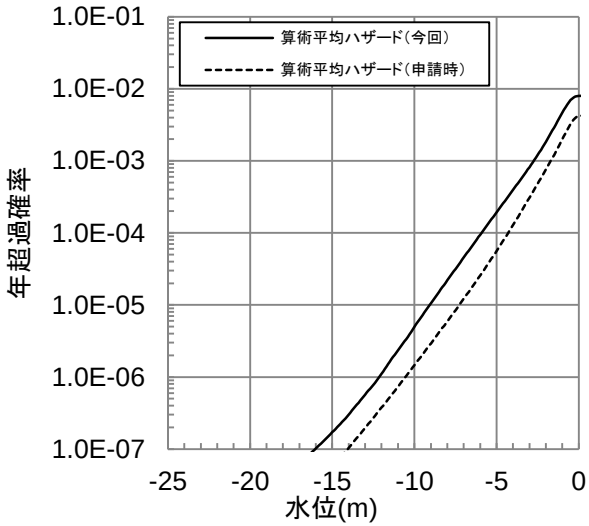


■水位下降側

2号炉取水口



2号炉取水槽



防波堤の有無に関する津波ハザード評価の考え方

【津波ハザード評価の考え方】
・日本原子力学会(2012)(126)では，地震と津波を同時に被る状態でのリスク評価については，地震と津波の相互作用によるリスク評価技術を段階的に開発していくとしており，現時点では地震そのものによる安全機能等への影響の考慮は適用範囲外としている。
・一方で，基準津波の策定において，防波堤無しによる基準津波が選定されたことを踏まえ，防波堤の有無による影響を考慮した津波ハザード評価の影響検討を参考として実施する。

【重みの設定の考え方】
・防波堤の有無に関する重みについては，土木学会に基づき，下記のとおり設定する。

1．日本海東縁部に想定される地震
震源域は，島根原子力発電所から十分遠方に位置することから，当該地震域での地震活動に伴い防波堤が損傷することは極めて考えにくいことから，防波堤の有無に関する重みを「防波堤有り：防波堤無し＝0.9：0.1」と設定する。
2．海域活断層から想定される地震
当該震源域での地震活動に伴い防波堤の損傷程度が判断できないことから，重み付けの判断が困難とし，防波堤の有無に関する重みを「防波堤有り：防波堤無し＝0.5：0.5」と設定する。

アンケートに基づかない場合の重みの配分例

重みの配分 （分岐が2つの場合）	前提条件
0.5:0.5	現時点の知見で重み付けの判断が困難な場合
0.3:0.7	関連情報に基づけば片方の重みが高いと考えられる場合
0.1:0.9	関連情報に基づけば分岐を設ける必要が無いと考えられるが，分岐として成立する可能性を考慮する場合

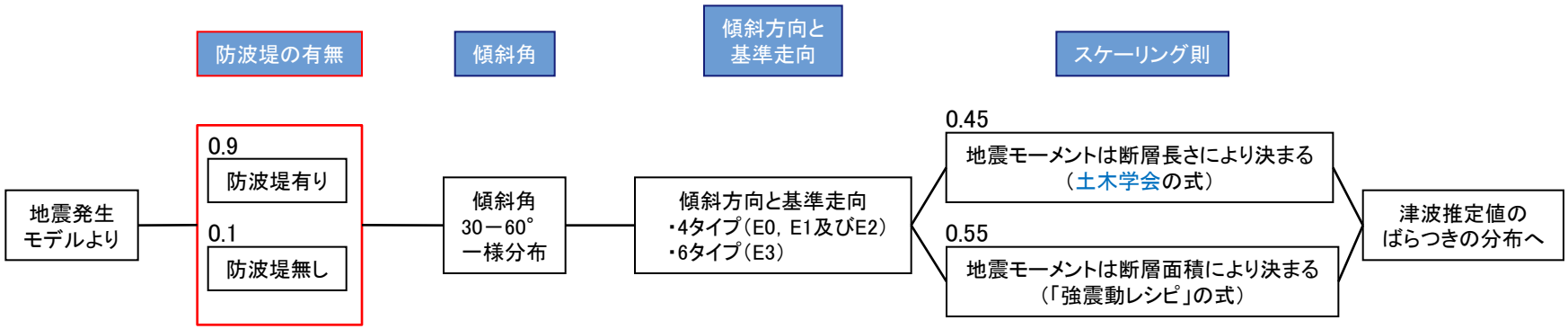
土木学会より引用

防波堤の有無に関する因子の設定

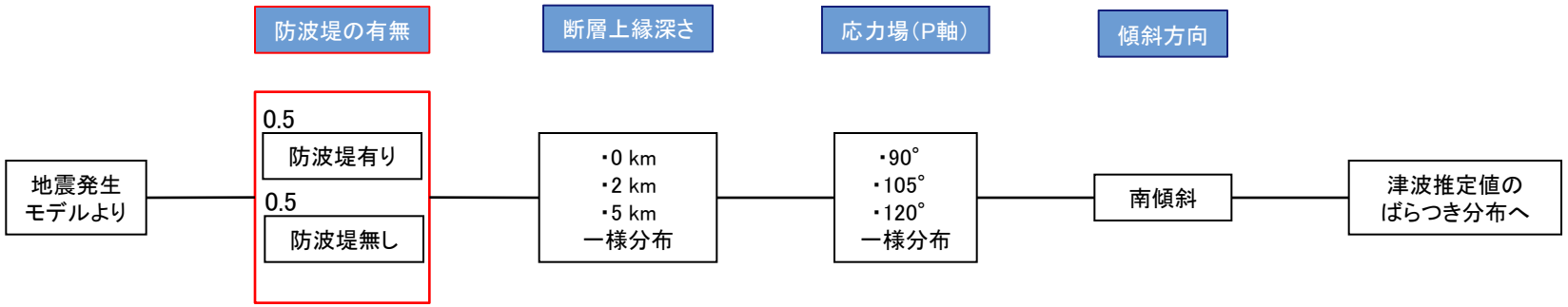
第671回審査会合 資料3
P83 再掲

・防波堤の有無について，津波高さ推定モデルに因子を追加した。
・日本海東縁部に想定される地震による津波の津波高さ推定モデル及び海域活断層から想定される地震による津波の津波高さ推定モデルを下記に示す。

日本海東縁部に想定される地震による津波の津波高さ推定モデル

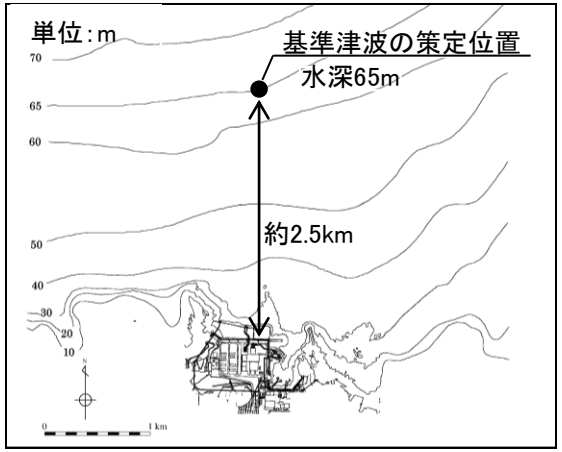


海域活断層から想定される地震による津波の津波高さ推定モデル



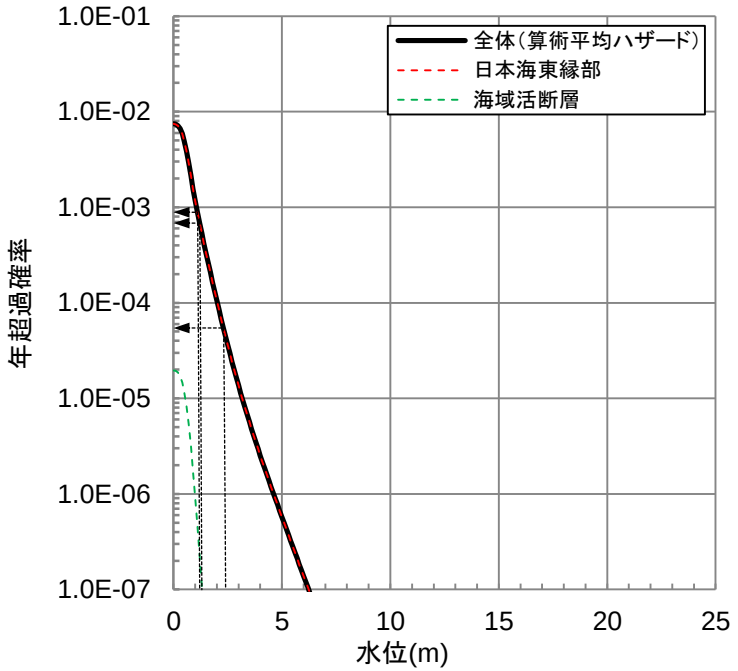
年超過確率の参照（水位上昇側）

・防波堤の有無を考慮した基準津波の策定位置における基準津波水位に対する年超過確率は，水位上昇側で10^{-3}～10^{-5}程度である。



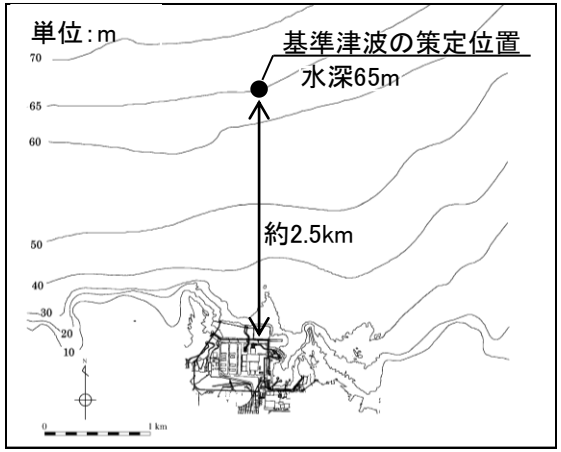
位置図

	基準津波の策定位置における基準津波水位
基準津波1（水位上昇側）	+2.44m
基準津波2（水位上昇側）	+1.21m
基準津波5（水位上昇側）	+1.25m



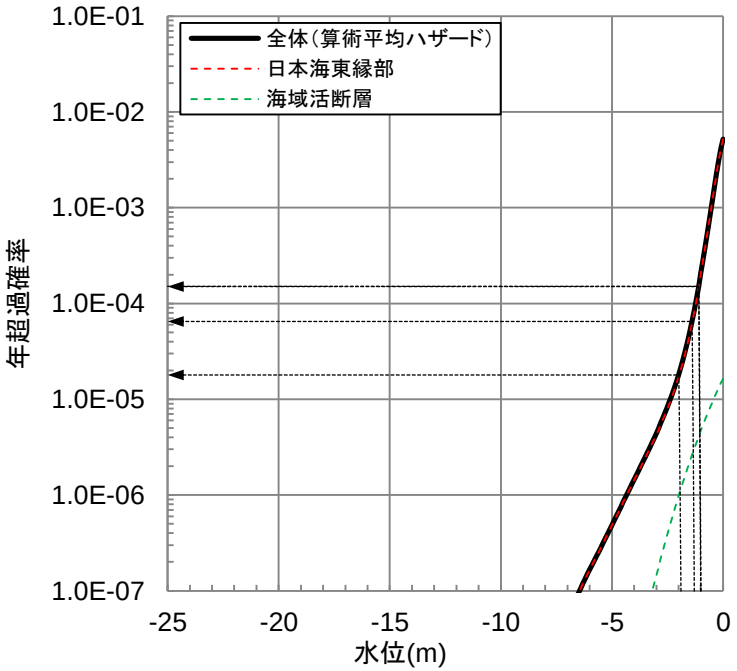
年超過確率の参照（水位下降側）

・防波堤の有無を考慮した基準津波の策定位置における基準津波水位に対する年超過確率は，水位下降側で10^{-3}～10^{-5}程度である。



位置図

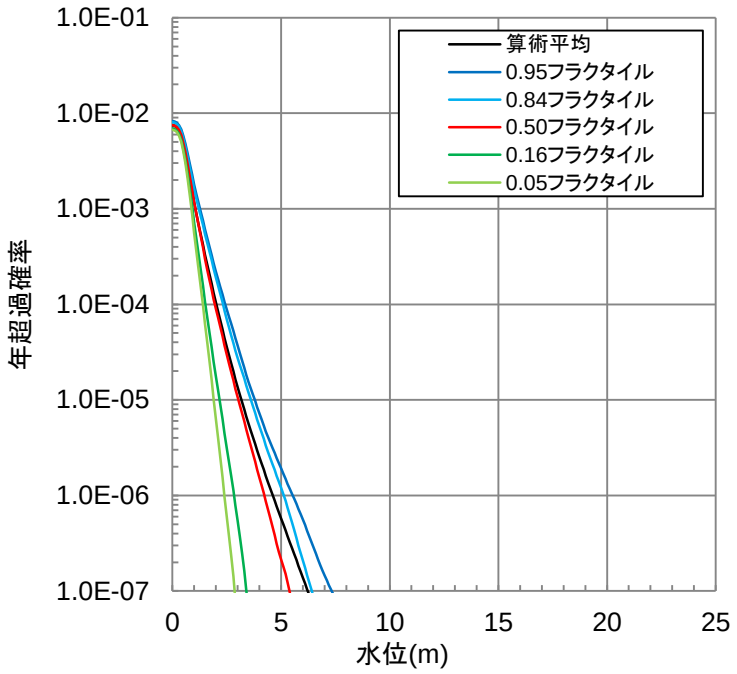
	基準津波の策定位置における基準津波水位
基準津波1（水位下降側）	−1.96m
基準津波3（水位下降側）	−1.07m
基準津波4（水位下降側）	−1.05m
基準津波6（水位下降側）	−1.35m



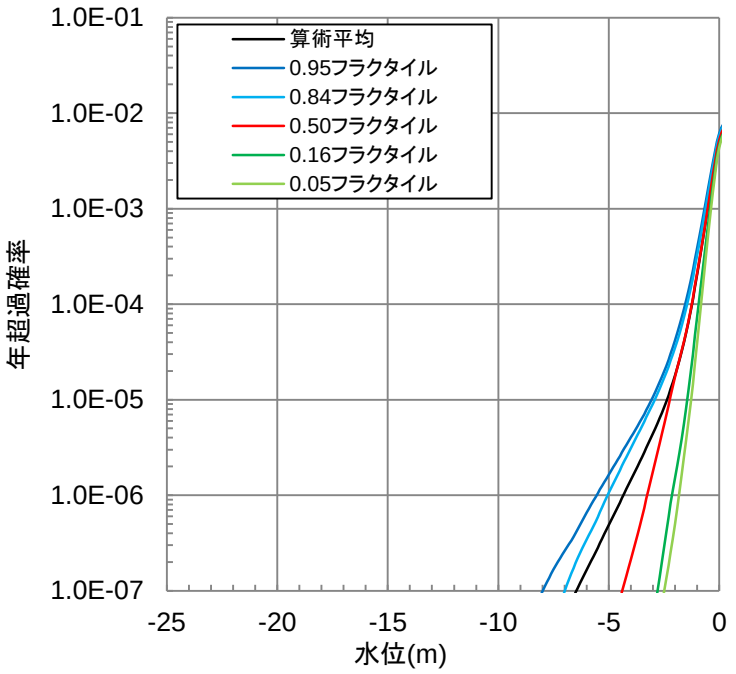
年超過確率の参照（フラクタイル曲線）

・防波堤の有無を考慮した基準津波の策定位置におけるフラクタイル曲線を以下に示す。

■水位上昇側



■水位下降側



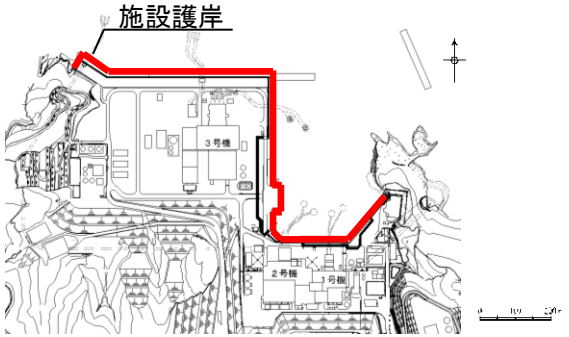
年超過確率の参照（水位上昇側）

第671回審査会合 資料3
P87 再掲

・施設護岸又は防波壁※におけるハザード曲線を以下に示す。
・ハザード曲線は，施設護岸位置又は防波壁における全計算格子それぞれのハザード曲線を包絡し，作成した。
・防波堤の有無を考慮した施設護岸又は防波壁における基準津波水位に対する年超過確率は，水位上昇側で10^{-4}～10^{-6}程度である。

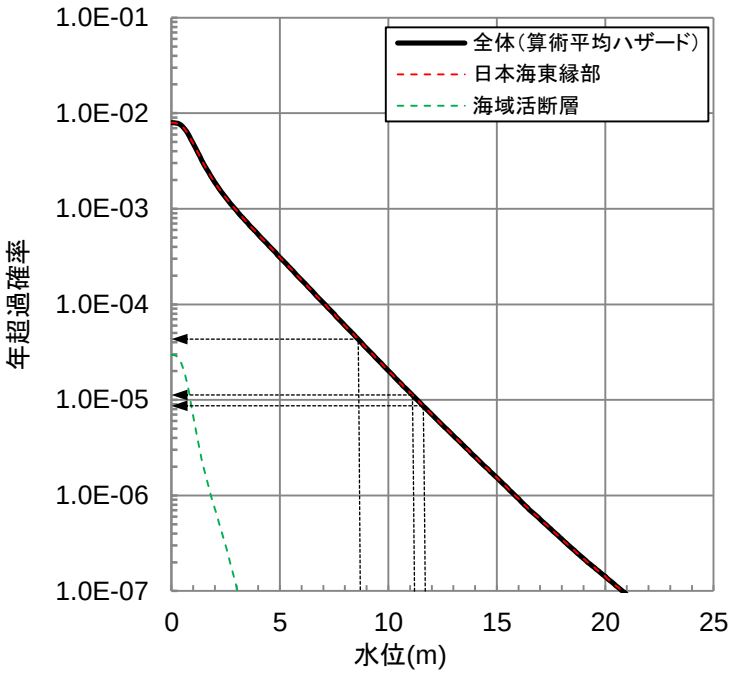
※　施設護岸を超える場合には防波壁位置での水位を考慮

■水位上昇側：施設護岸又は防波壁



位置図

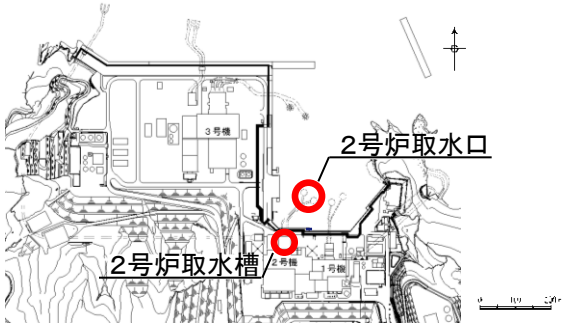
	施設護岸又は防波壁における基準津波水位
基準津波1（水位上昇側）	+11.6m
基準津波2（水位上昇側）	+8.7m
基準津波5（水位上昇側）	+11.2m



年超過確率の参照（水位下降側）

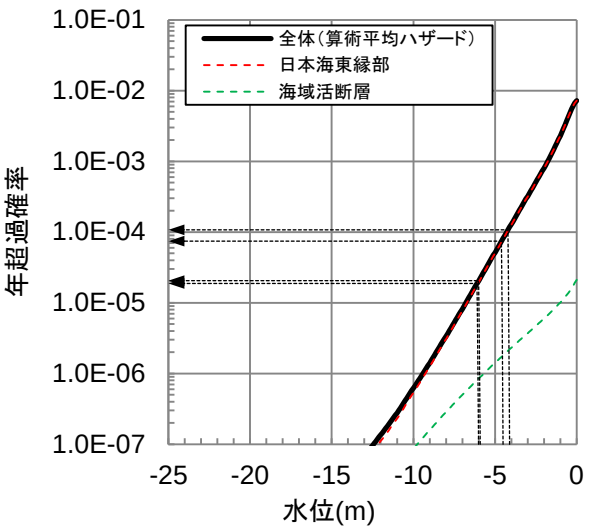
第671回審査会合 資料3
P88 再掲

・防波堤の有無を考慮した2号炉取水口における基準津波水位に対する年超過確率は水位下降側で10^{-3}～10^{-5}程度，2号炉取水槽における基準津波水位に対する年超過確率は水位下降側で10^{-3}～10^{-5}程度である。



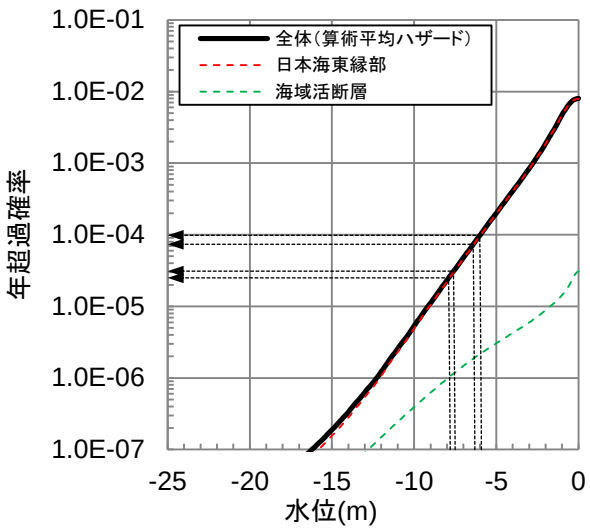
位置図

■水位下降側：2号炉取水口



	2号炉取水口における基準津波水位
基準津波1（水位下降側）	−5.9m
基準津波3（水位下降側）	−4.5m
基準津波4（水位下降側）	−4.1m
基準津波6（水位下降側）	−6.0m

■水位下降側：2号炉取水槽



	2号炉取水槽における基準津波水位
基準津波1（水位下降側）	−7.5m
基準津波3（水位下降側）	−5.9m
基準津波4（水位下降側）	−6.3m
基準津波6（水位下降側）	−7.8m

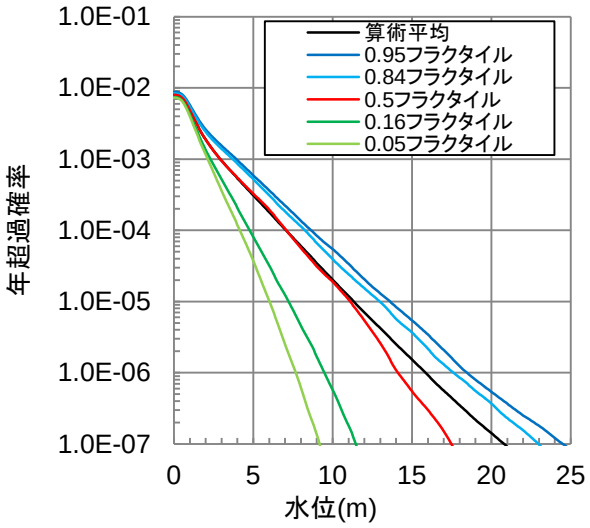
年超過確率の参照（フラクタイル曲線）

・防波堤の有無を考慮した施設護岸又は防波壁※における水位上昇側，2号炉取水口及び2号炉取水槽における水位下降側のフラクタイル曲線を以下に示す。

※　施設護岸を超える場合には防波壁位置での水位を考慮

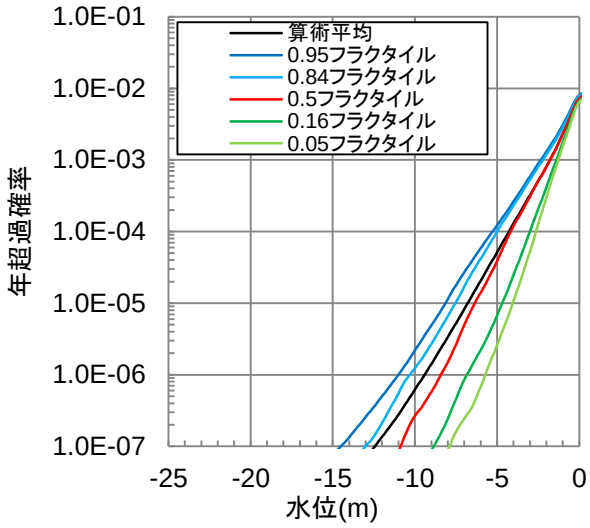
■水位上昇側

施設護岸又は防波壁

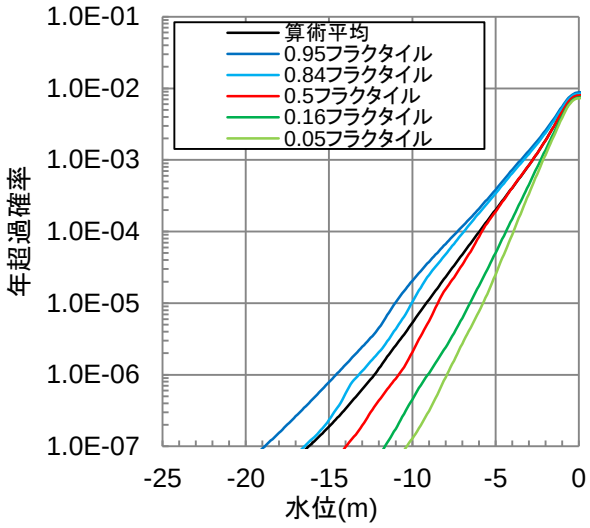


■水位下降側

2号炉取水口



2号炉取水槽



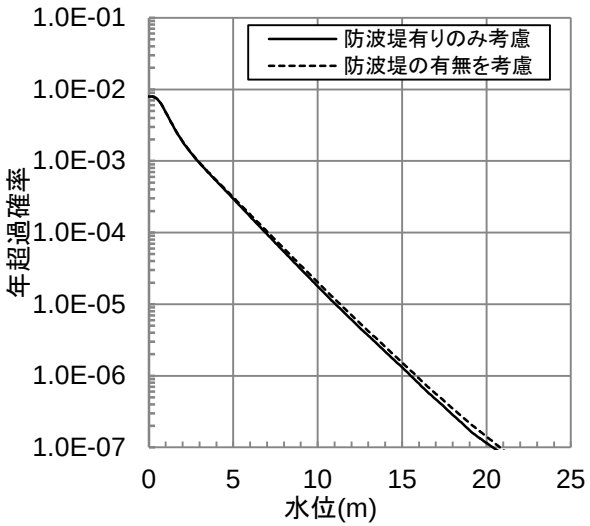
（参考） 防波堤の有無に関する因子を考慮しない場合との比較

・防波堤有りのみ考慮した年超過確率と防波堤の有無を考慮した年超過確率を比較した結果，各評価地点において同等となることを確認した。

■水位上昇側

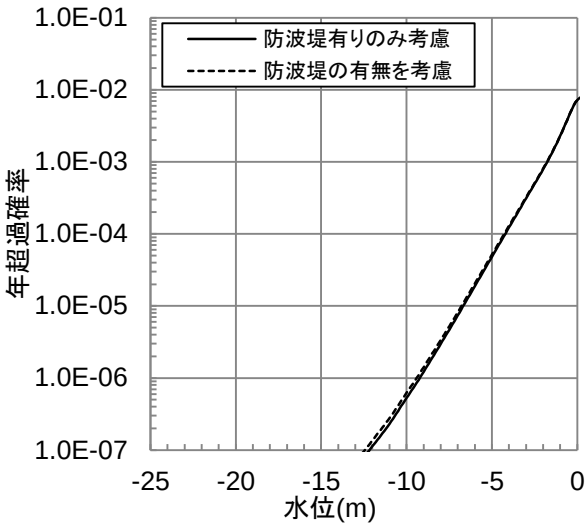
施設護岸又は防波壁※

※ 施設護岸を超える場合には防波壁位置での水位を考慮

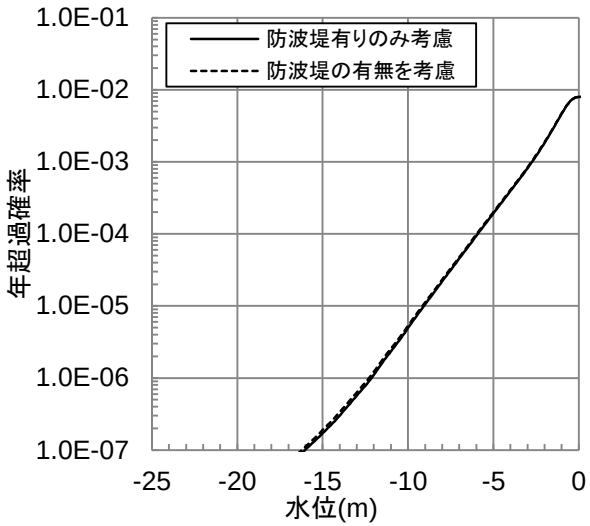


■水位下降側

2号炉取水口



2号炉取水槽



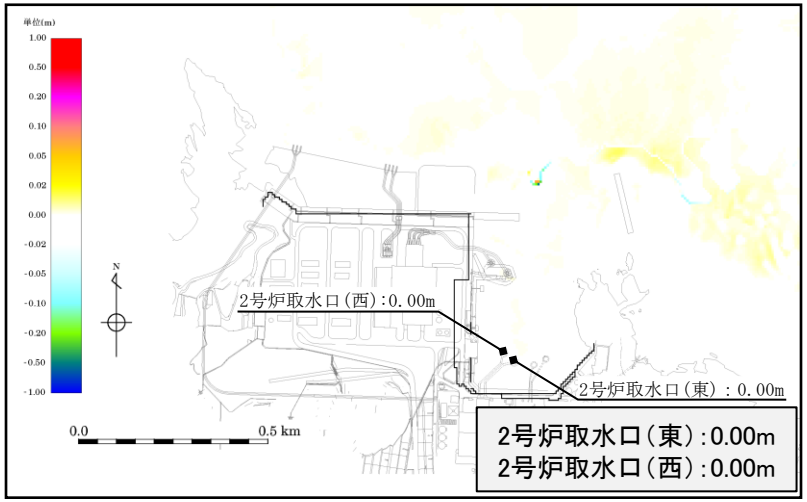
1.施設概要及び文献調査
2.津波評価手法及び評価条件
3.地震による津波の想定
4.地震以外の要因による津波の想定
5.津波起因事象の重畳による津波の想定
6.防波堤無し条件の津波評価
7.基準津波の策定
8.津波堆積物調査
9.津波の伝播特性
10.取水性の確保
11.年超過確率の参照
12.基準津波に対する安全性(砂移動評価)
12-1　取水口周辺における砂移動評価結果まとめ

評価結果 堆積浸食分布図(最終地形) 基準津波1

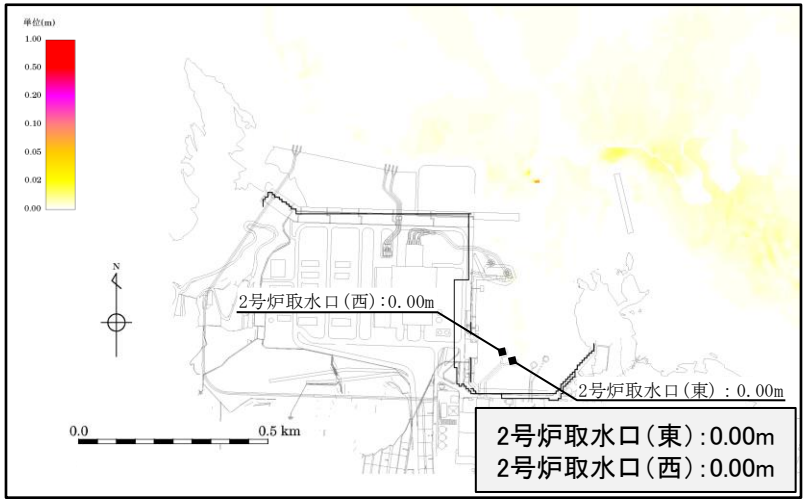
第662回審査会合 資料2-1 P9 再掲

・基準津波1(防波堤有)による堆積浸食分布(最終地形)及び最大堆積厚分布を以下に示す。

藤井ほか(1998)[127]の手法(浮遊砂上限濃度1%)

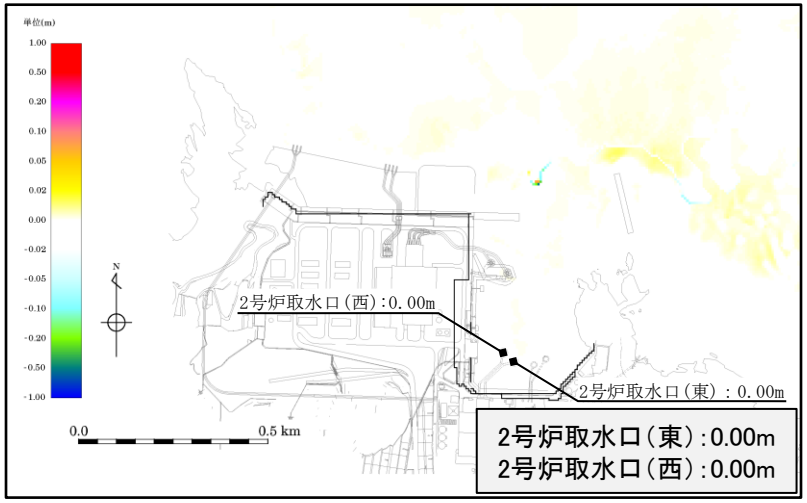


堆積浸食分布(最終地形)

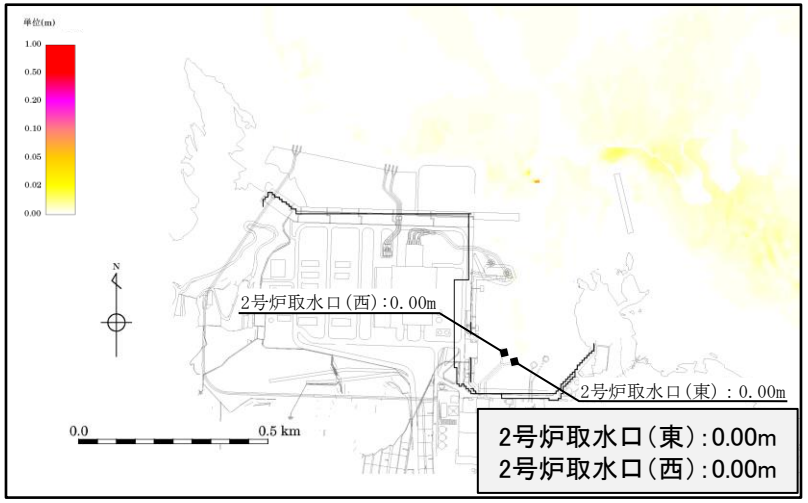


最大堆積厚分布

藤井ほか(1998)の手法(浮遊砂上限濃度5%)



堆積浸食分布(最終地形)



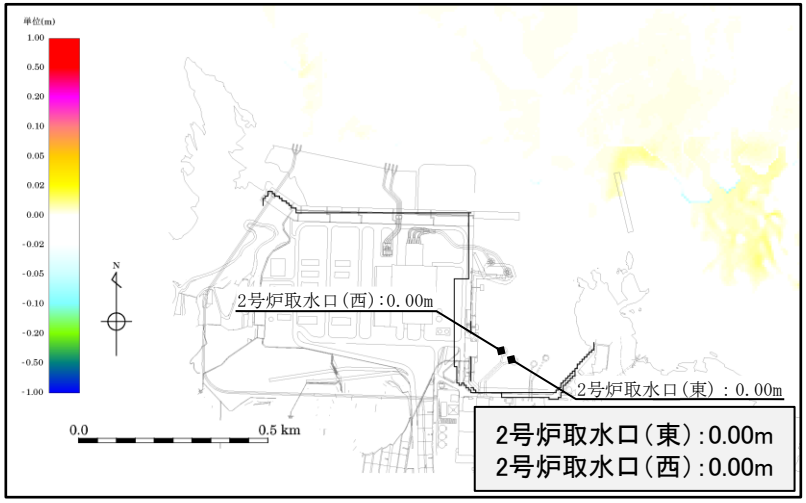
最大堆積厚分布

評価結果 堆積浸食分布図(最終地形) 基準津波1

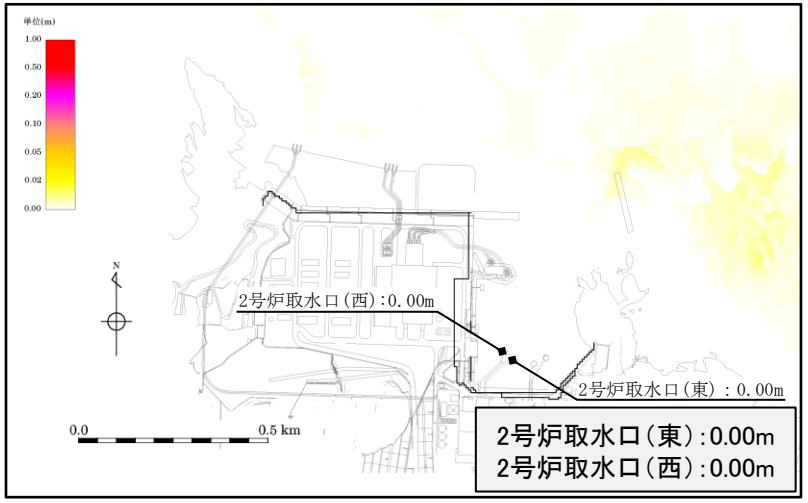
第662回審査会合 資料2-1 P11 再掲

・基準津波1(防波堤無)による堆積浸食分布(最終地形)及び最大堆積厚分布を以下に示す。

藤井ほか(1998)の手法(浮遊砂上限濃度1%)

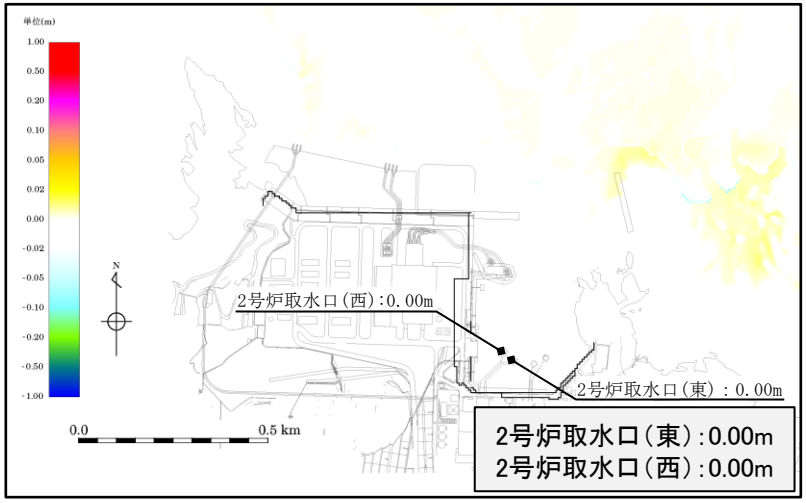


堆積浸食分布(最終地形)

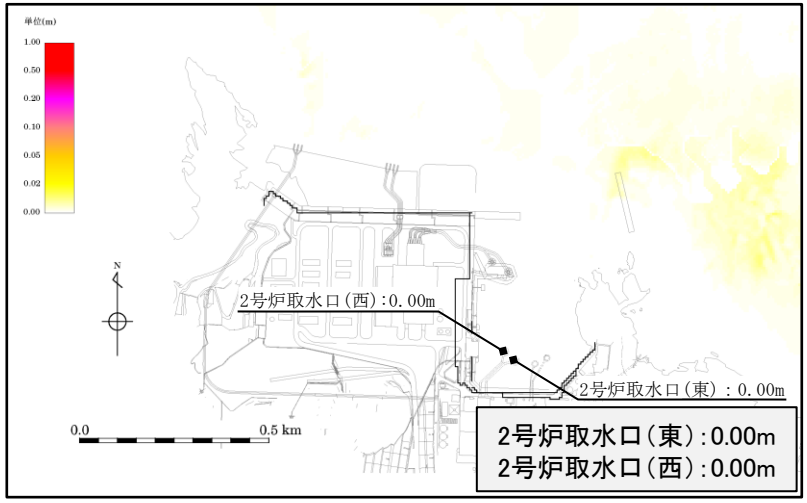


最大堆積厚分布

藤井ほか(1998)の手法(浮遊砂上限濃度5%)



堆積浸食分布(最終地形)



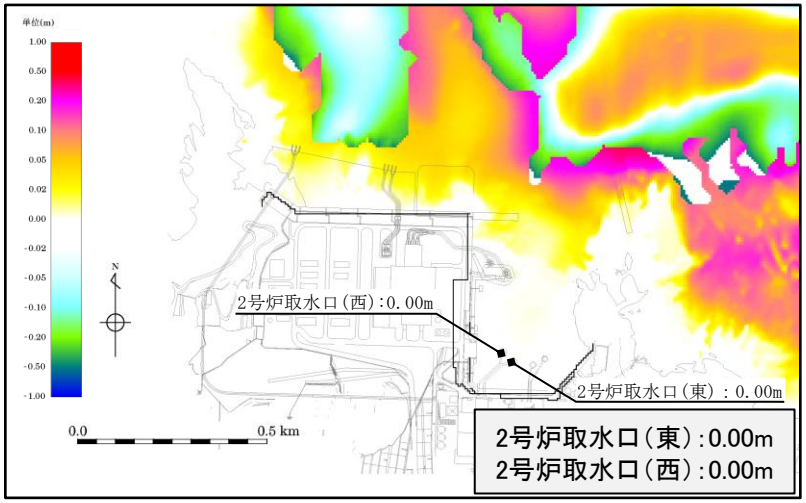
最大堆積厚分布

評価結果 堆積浸食分布図(最終地形) 基準津波1

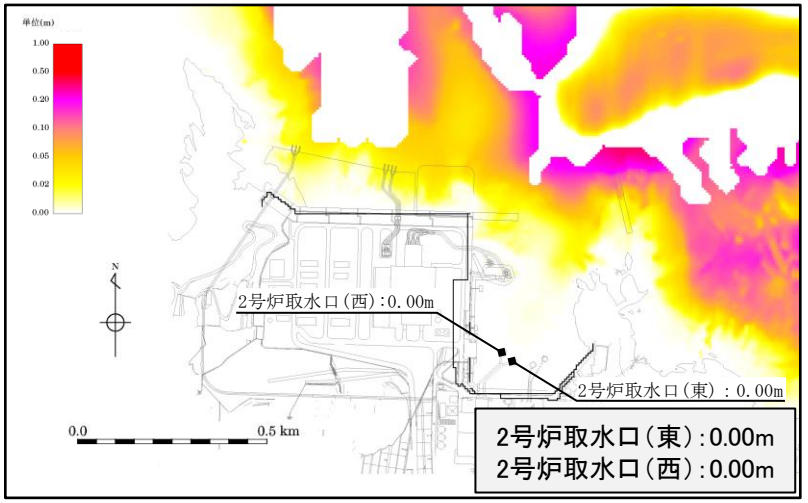
第662回審査会合 資料2-1 P12 再掲

・基準津波1(防波堤無)による堆積浸食分布(最終地形)及び最大堆積厚分布を以下に示す。

高橋ほか(1999)[128]の手法(浮遊砂上限濃度1%)



堆積浸食分布(最終地形)



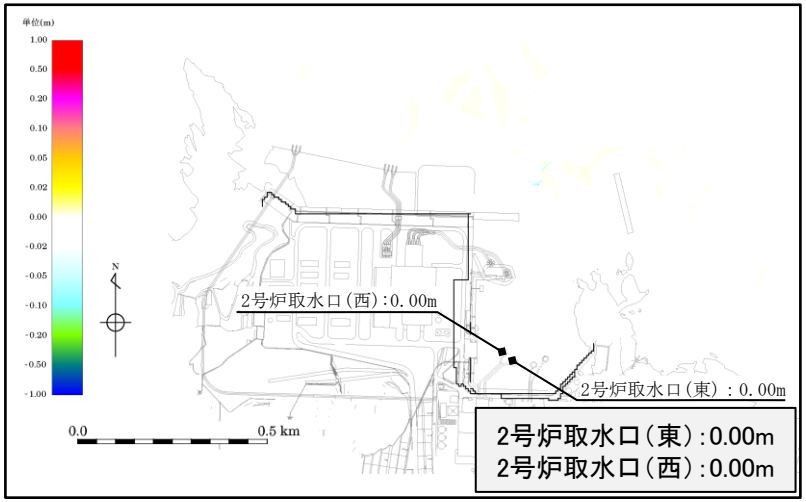
最大堆積厚分布

評価結果　堆積浸食分布図（最終地形）　基準津波2

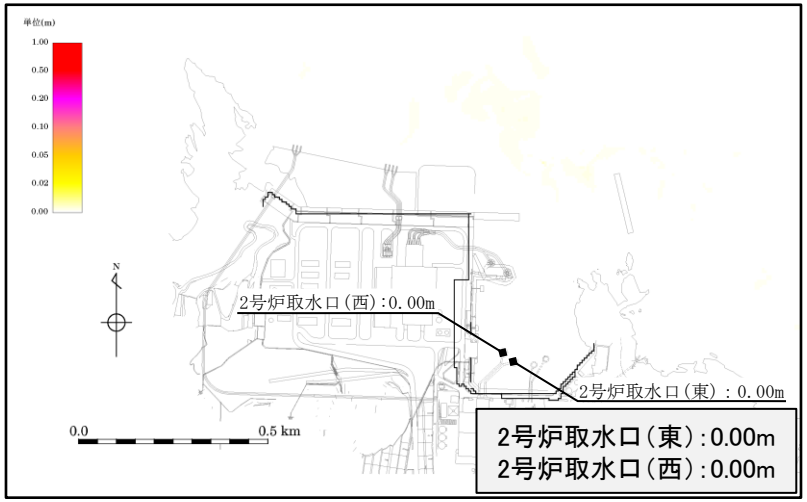
第662回審査会合 資料2-1 P13 再掲

・基準津波2による堆積浸食分布（最終地形）及び最大堆積厚分布を以下に示す。

藤井ほか（1998）の手法（浮遊砂上限濃度1%）

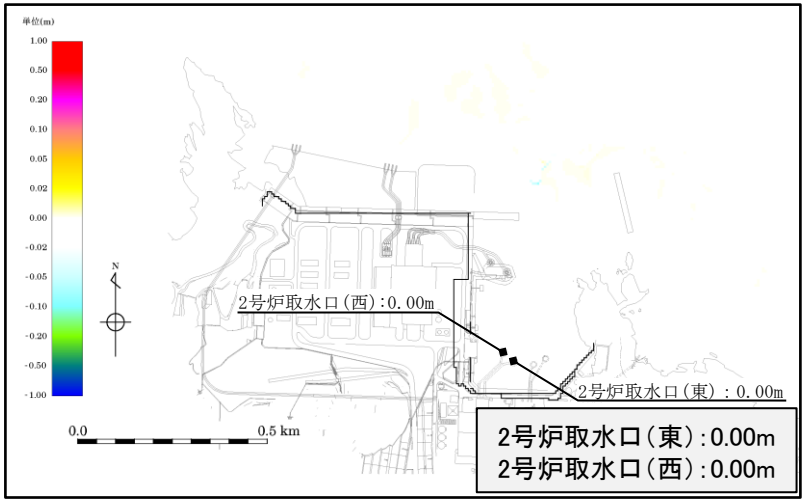


堆積浸食分布（最終地形）

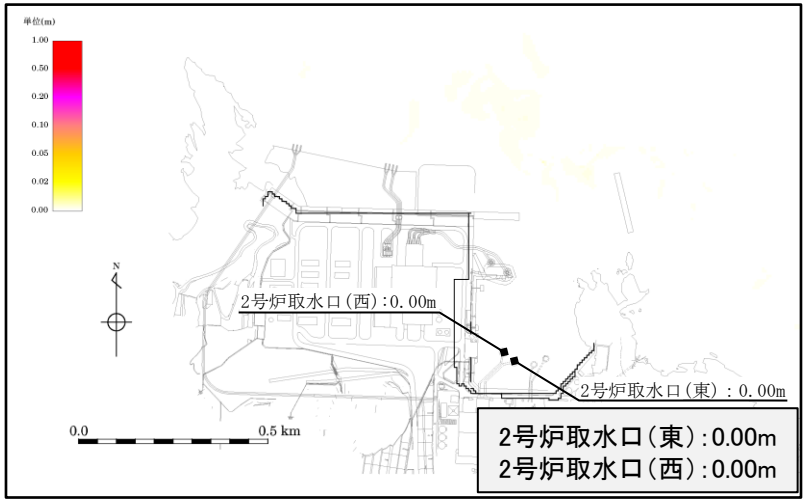


最大堆積厚分布

藤井ほか（1998）の手法（浮遊砂上限濃度5%）



堆積浸食分布（最終地形）



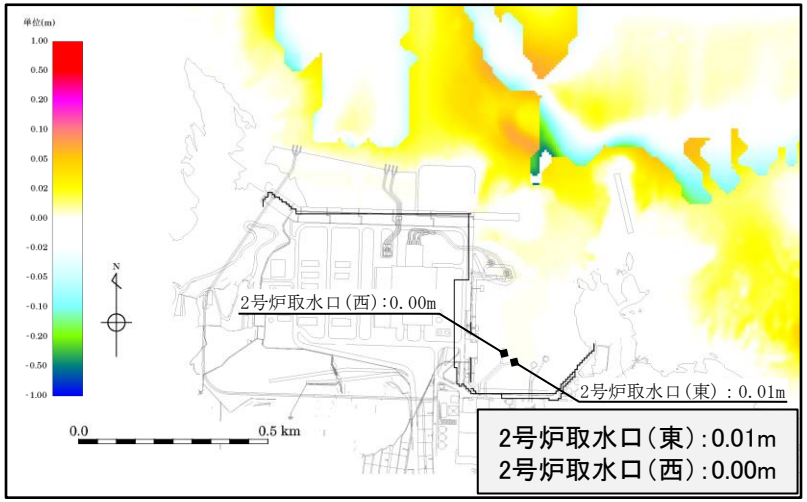
最大堆積厚分布

評価結果 堆積浸食分布図(最終地形) 基準津波2

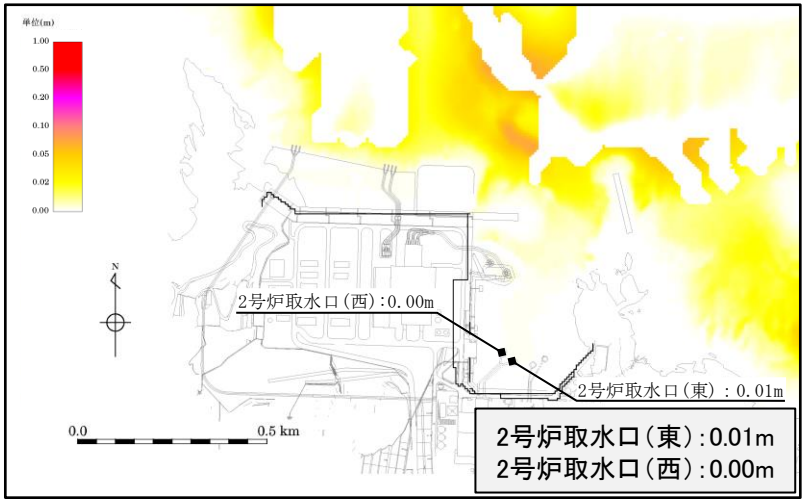
第662回審査会合 資料2-1 P14 再掲

・基準津波2による堆積浸食分布(最終地形)及び最大堆積厚分布を以下に示す。

高橋ほか(1999)の手法(浮遊砂上限濃度1%)



堆積浸食分布(最終地形)



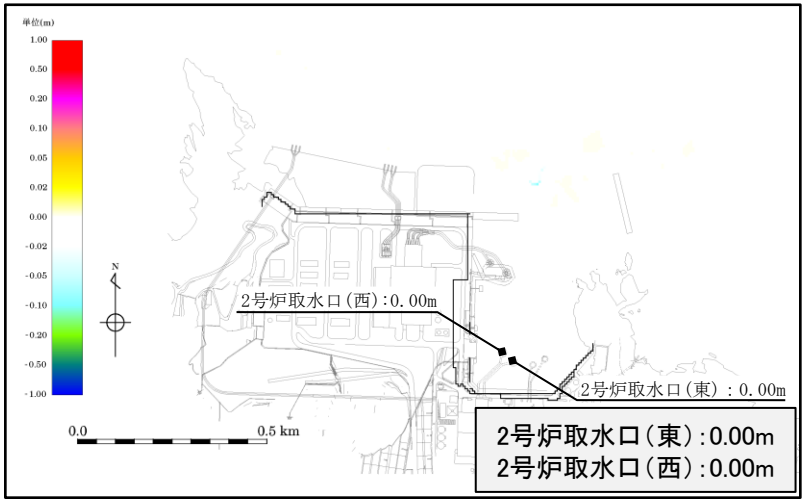
最大堆積厚分布

評価結果 堆積浸食分布図(最終地形) 基準津波3

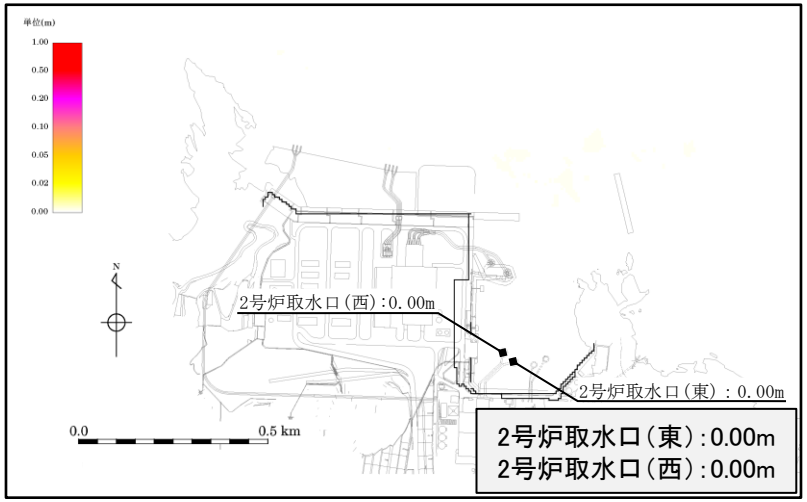
第662回審査会合 資料2-1 P15 再掲

・基準津波3による堆積浸食分布(最終地形)及び最大堆積厚分布を以下に示す。

藤井ほか(1998)の手法(浮遊砂上限濃度1%)

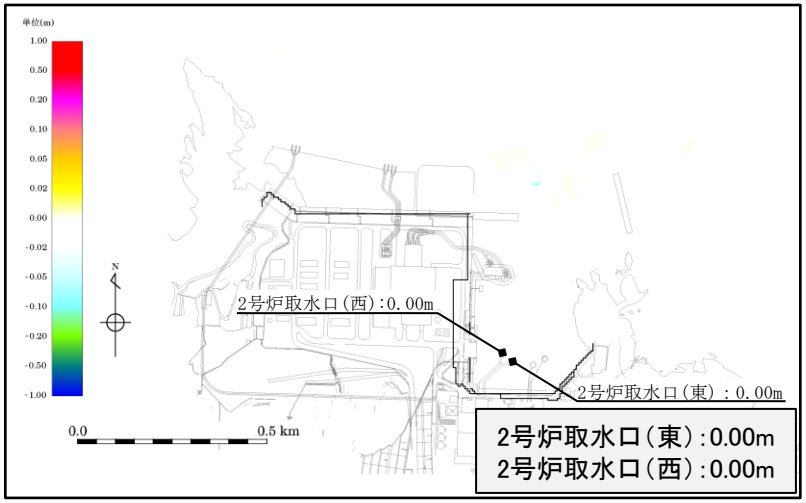


堆積浸食分布(最終地形)

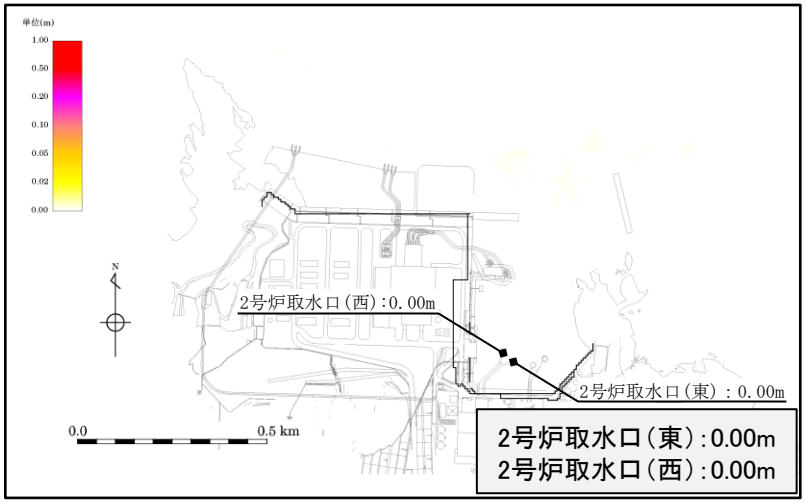


最大堆積厚分布

藤井ほか(1998)の手法(浮遊砂上限濃度5%)



堆積浸食分布(最終地形)



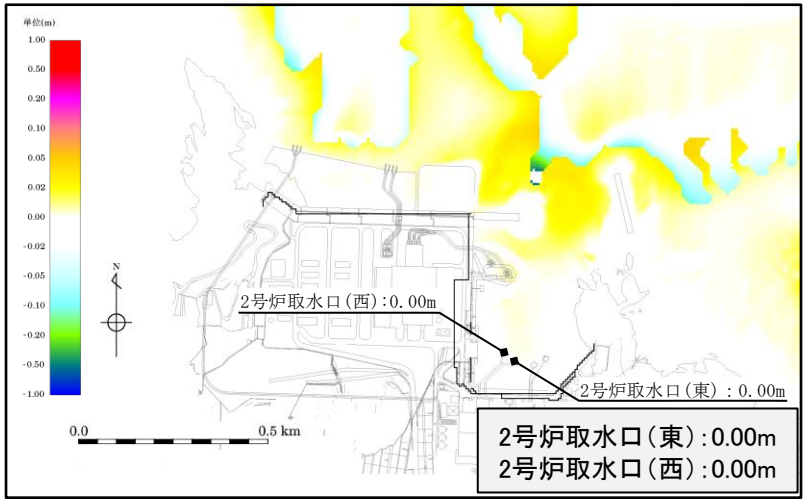
最大堆積厚分布

評価結果 堆積浸食分布図(最終地形) 基準津波3

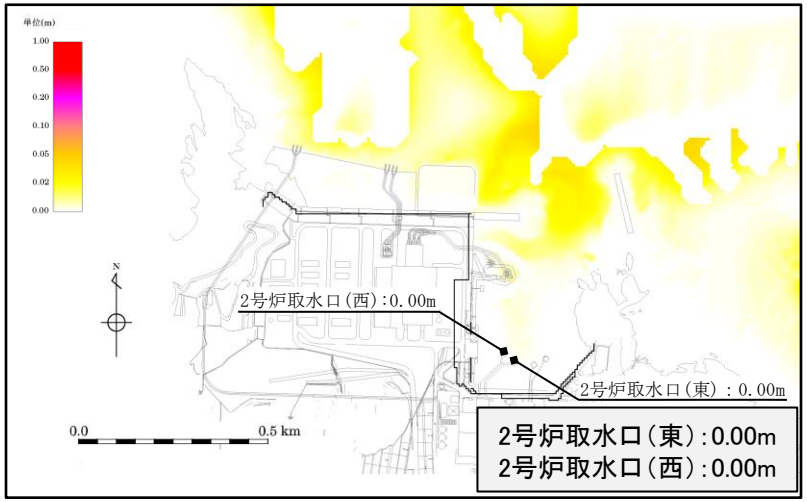
第662回審査会合 資料2-1 P16 再掲

・基準津波3による堆積浸食分布(最終地形)及び最大堆積厚分布を以下に示す。

高橋ほか(1999)の手法(浮遊砂上限濃度1%)



堆積浸食分布(最終地形)



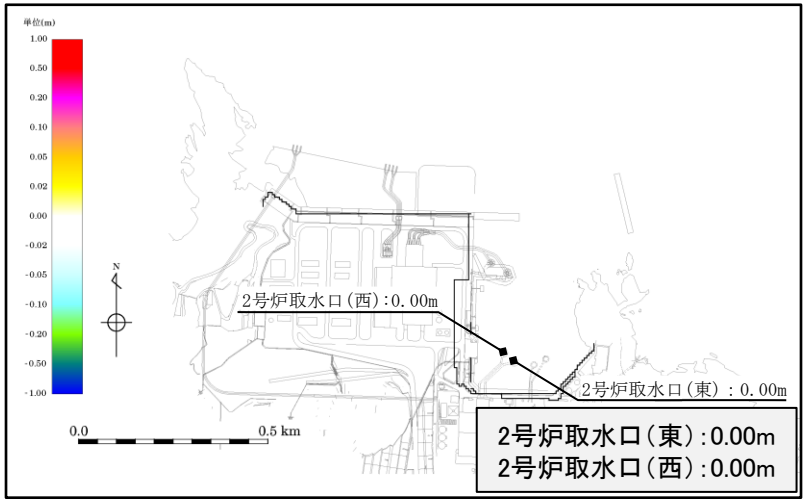
最大堆積厚分布

評価結果 堆積浸食分布図(最終地形) 基準津波4

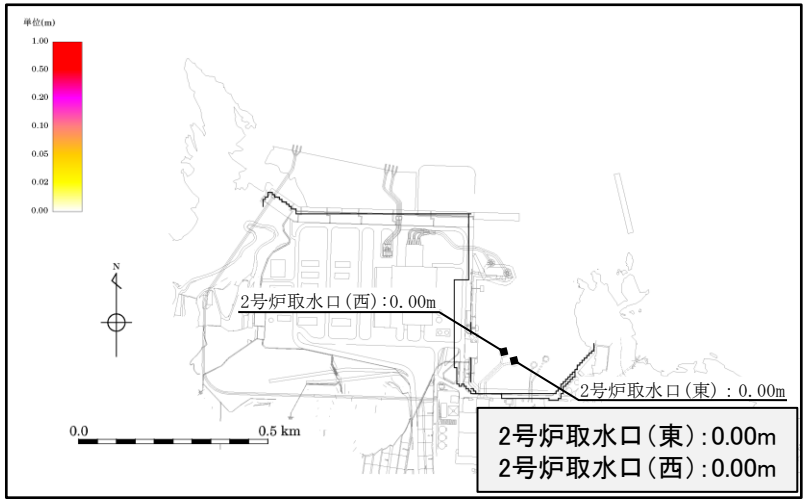
第662回審査会合 資料2-1 P17 再掲

・基準津波4(防波堤有)による堆積浸食分布(最終地形)及び最大堆積厚分布を以下に示す。

藤井ほか(1998)の手法(浮遊砂上限濃度1%)

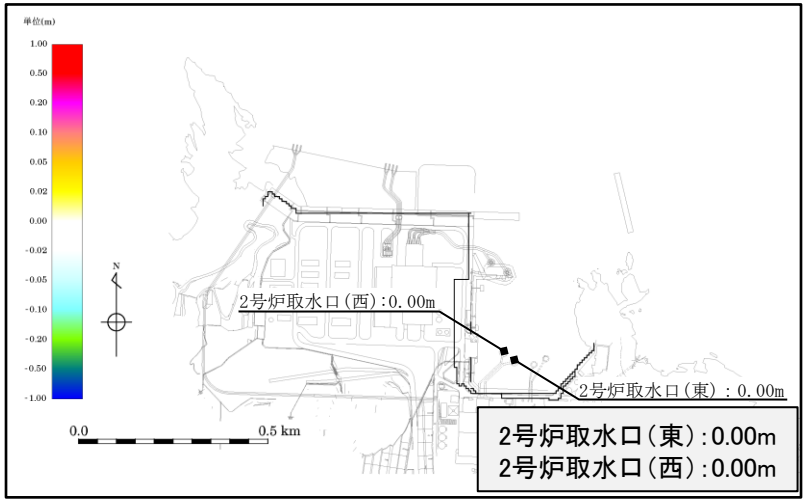


堆積浸食分布(最終地形)

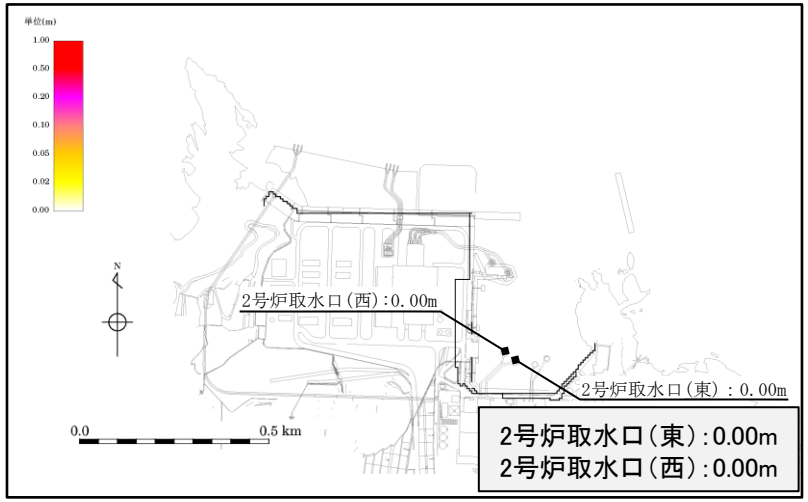


最大堆積厚分布

藤井ほか(1998)の手法(浮遊砂上限濃度5%)



堆積浸食分布(最終地形)



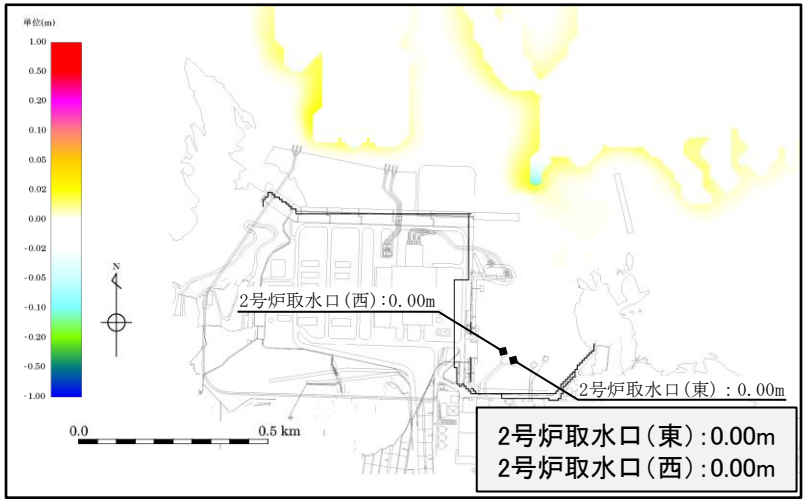
最大堆積厚分布

評価結果 堆積浸食分布図(最終地形) 基準津波4

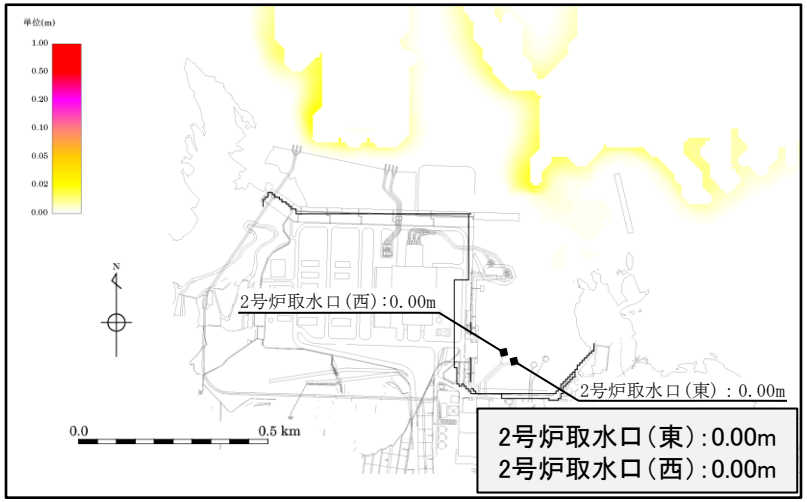
第662回審査会合 資料2-1 P18 再掲

・基準津波4(防波堤有)による堆積浸食分布(最終地形)及び最大堆積厚分布を以下に示す。

高橋ほか(1999)の手法(浮遊砂上限濃度1%)



堆積浸食分布(最終地形)



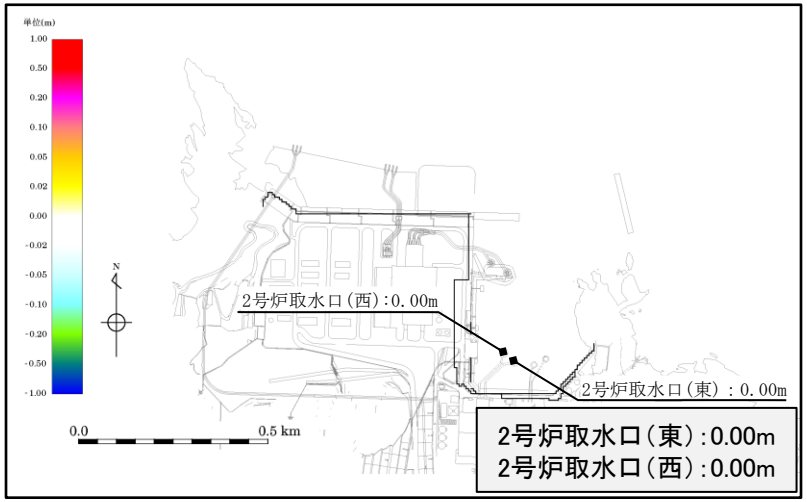
最大堆積厚分布

評価結果 堆積浸食分布図(最終地形) 基準津波4

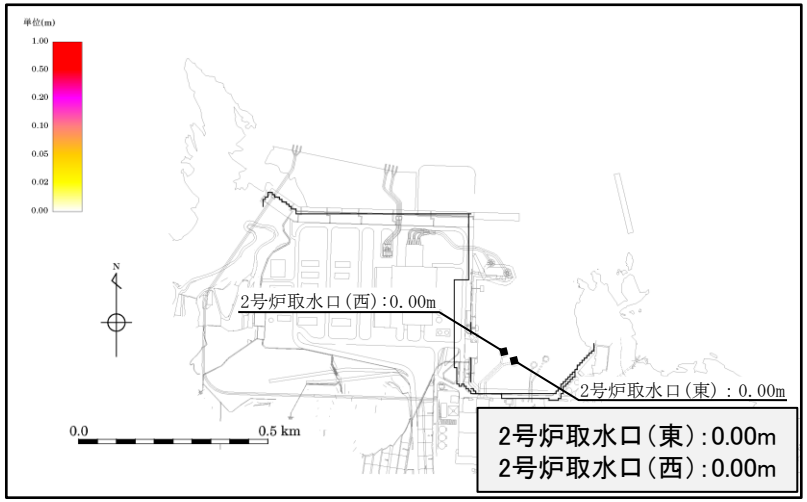
第662回審査会合 資料2-1 P19 再掲

・基準津波4(防波堤無)による堆積浸食分布(最終地形)及び最大堆積厚分布を以下に示す。

藤井ほか(1998)の手法(浮遊砂上限濃度1%)

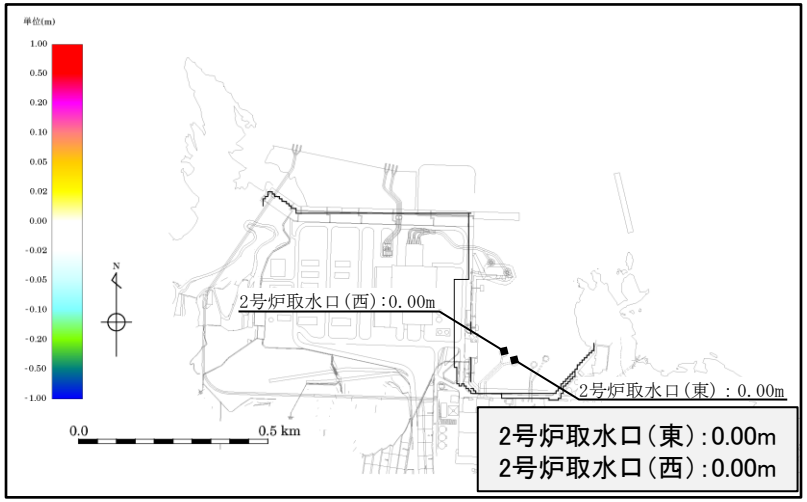


堆積浸食分布(最終地形)

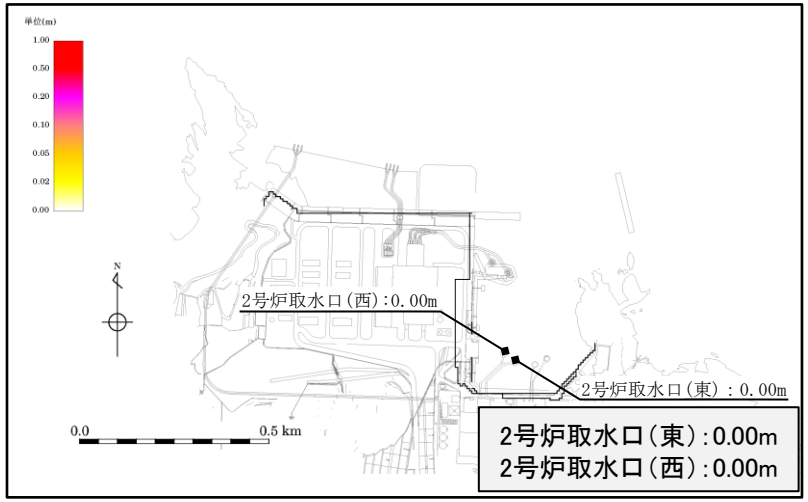


最大堆積厚分布

藤井ほか(1998)の手法(浮遊砂上限濃度5%)



堆積浸食分布(最終地形)



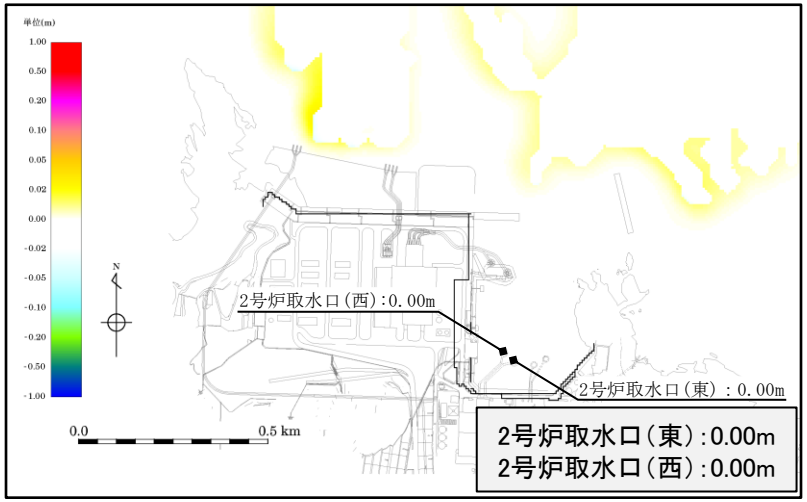
最大堆積厚分布

評価結果 堆積浸食分布図(最終地形) 基準津波4

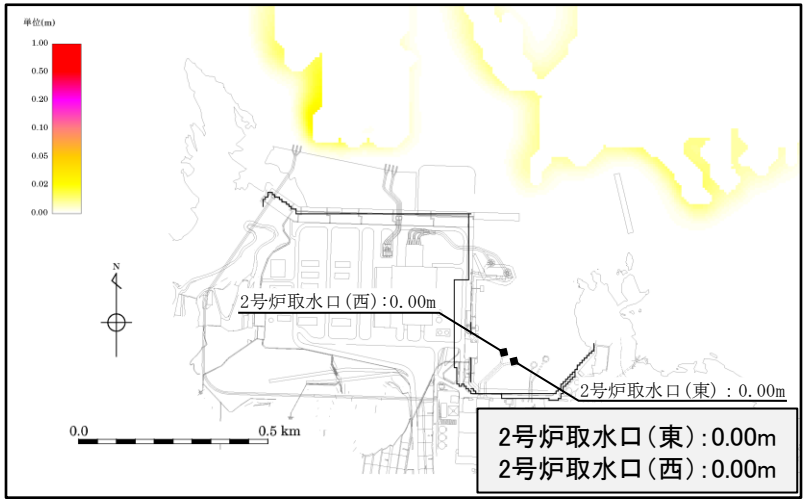
第662回審査会合 資料2-1 P20 再掲

・基準津波4(防波堤無)による堆積浸食分布(最終地形)及び最大堆積厚分布を以下に示す。

高橋ほか(1999)の手法(浮遊砂上限濃度1%)



堆積浸食分布(最終地形)



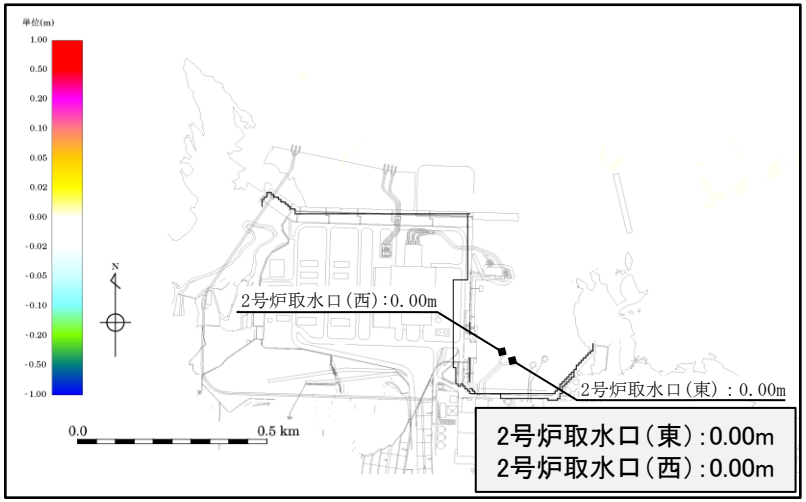
最大堆積厚分布

評価結果 堆積浸食分布図(最終地形) 基準津波5

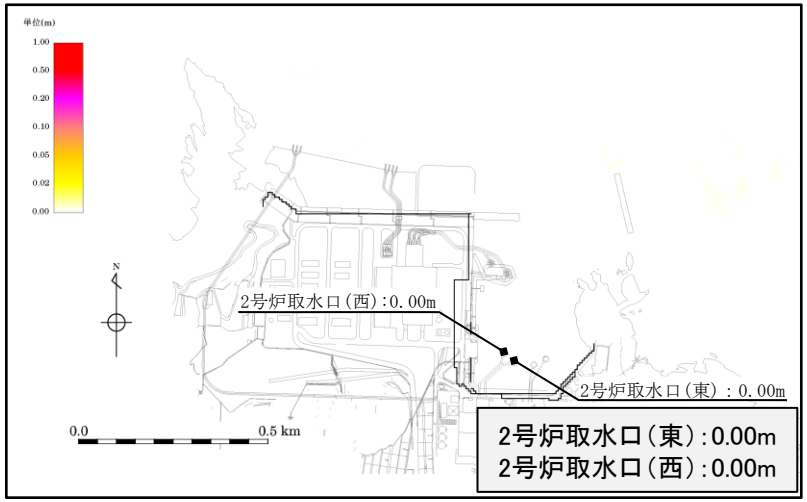
第662回審査会合 資料2-1 P21 再掲

・基準津波5による堆積浸食分布(最終地形)及び最大堆積厚分布を以下に示す。

藤井ほか(1998)の手法(浮遊砂上限濃度1%)

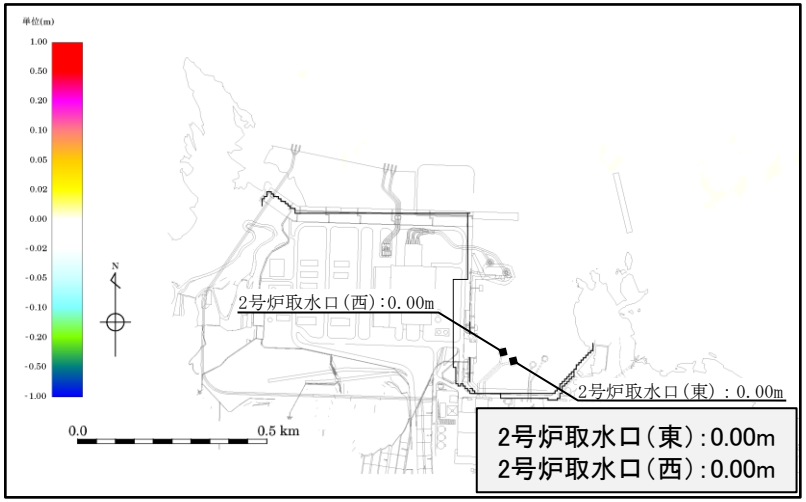


堆積浸食分布(最終地形)

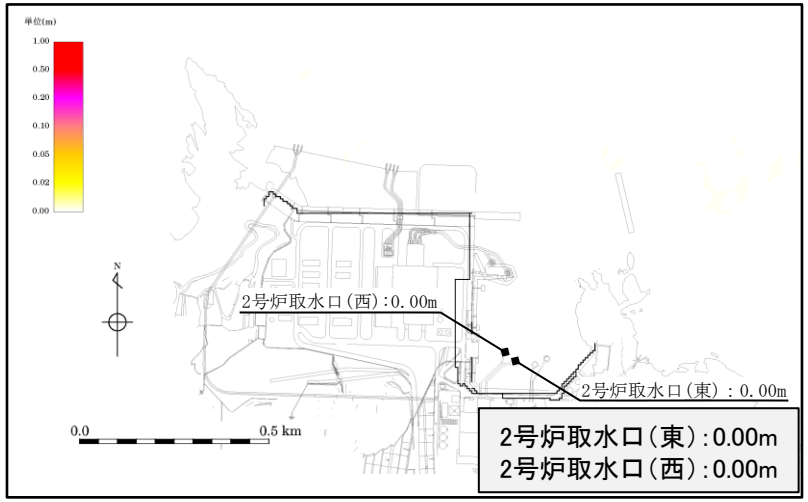


最大堆積厚分布

藤井ほか(1998)の手法(浮遊砂上限濃度5%)



堆積浸食分布(最終地形)



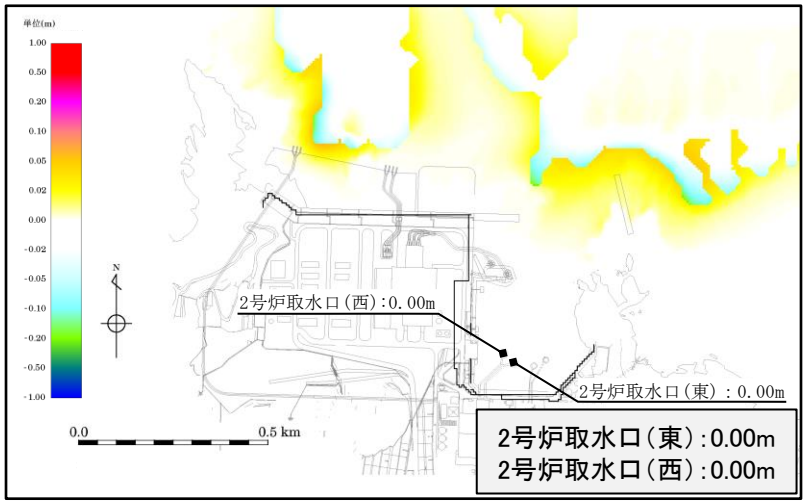
最大堆積厚分布

評価結果 堆積浸食分布図(最終地形) 基準津波5

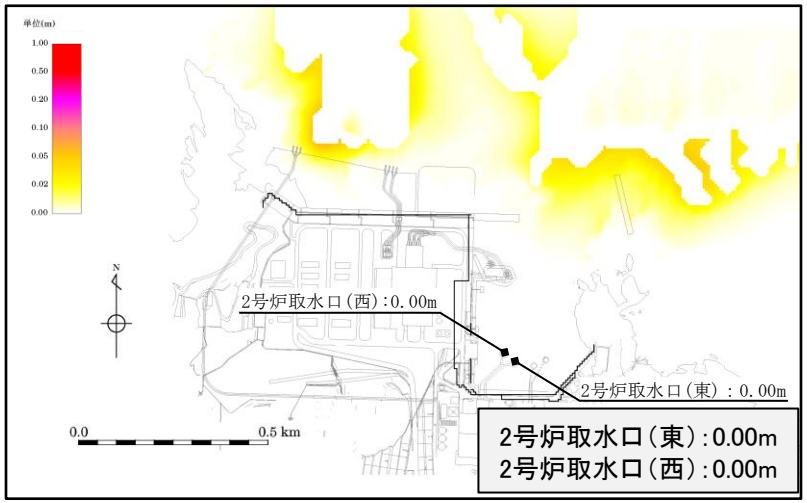
第662回審査会合 資料2-1 P22 再掲

・基準津波5による堆積浸食分布(最終地形)及び最大堆積厚分布を以下に示す。

高橋ほか(1999)の手法(浮遊砂上限濃度1%)



堆積浸食分布(最終地形)



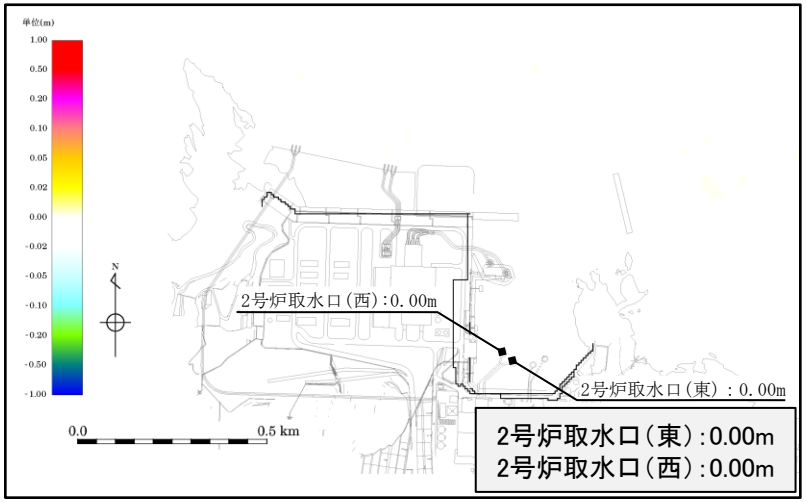
最大堆積厚分布

評価結果 堆積浸食分布図(最終地形) 基準津波6

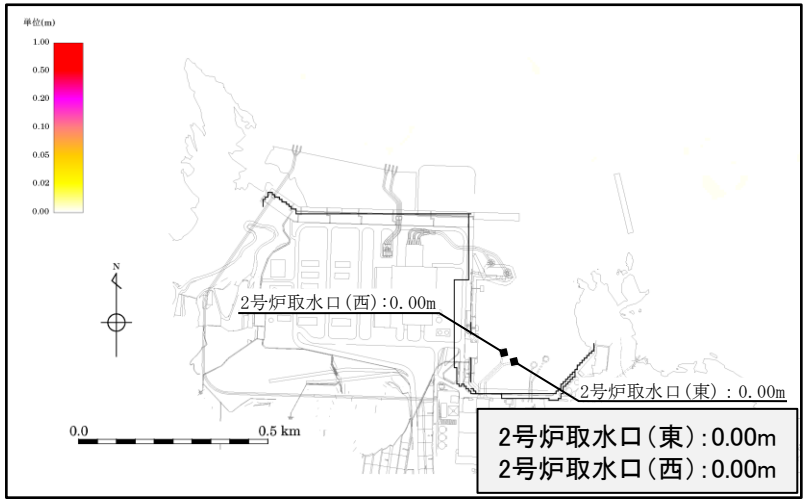
第662回審査会合 資料2-1 P23 再掲

・基準津波6による堆積浸食分布(最終地形)及び最大堆積厚分布を以下に示す。

藤井ほか(1998)の手法(浮遊砂上限濃度1%)

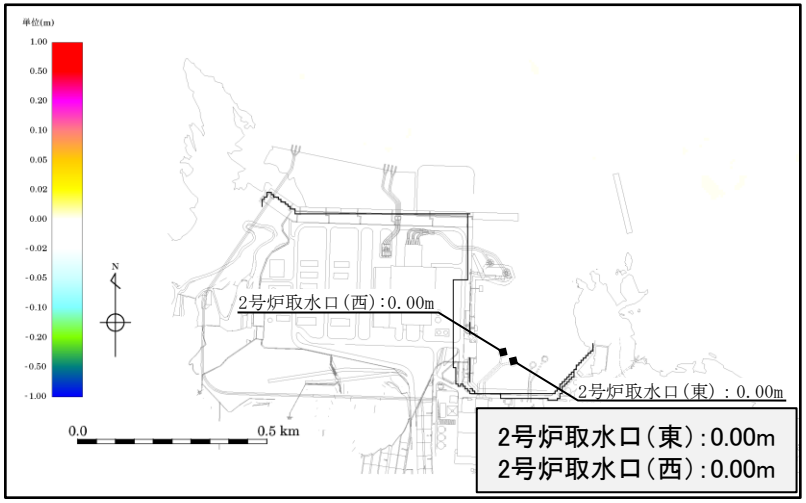


堆積浸食分布(最終地形)

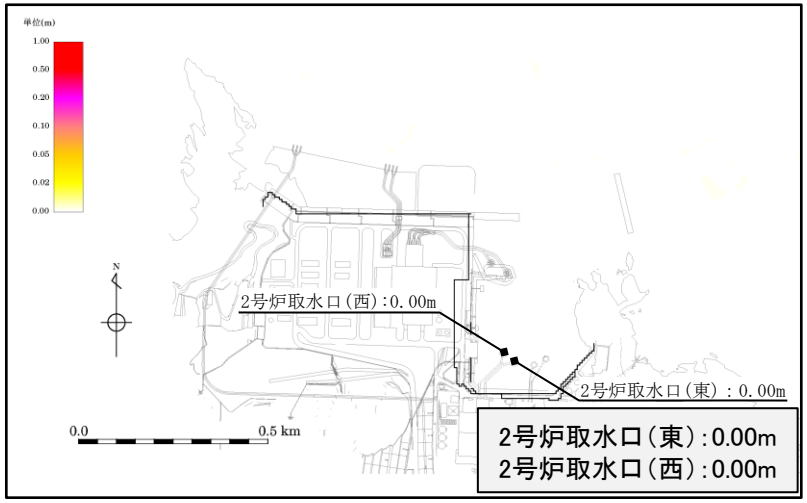


最大堆積厚分布

藤井ほか(1998)の手法(浮遊砂上限濃度5%)



堆積浸食分布(最終地形)



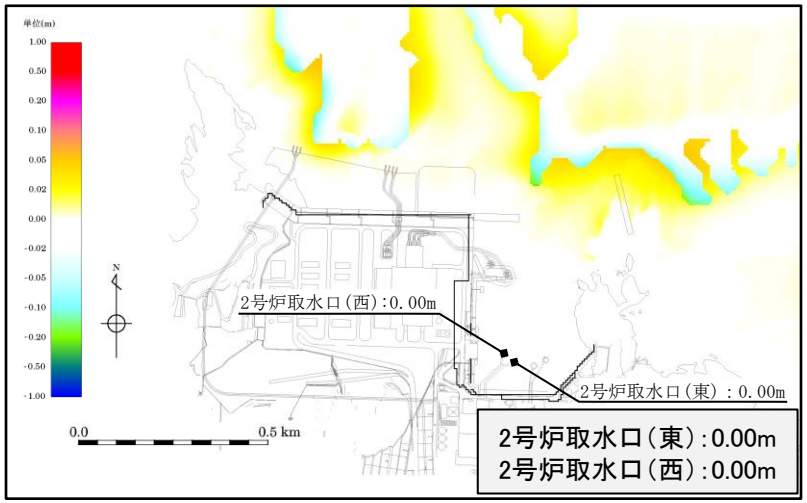
最大堆積厚分布

評価結果 堆積浸食分布図(最終地形) 基準津波6

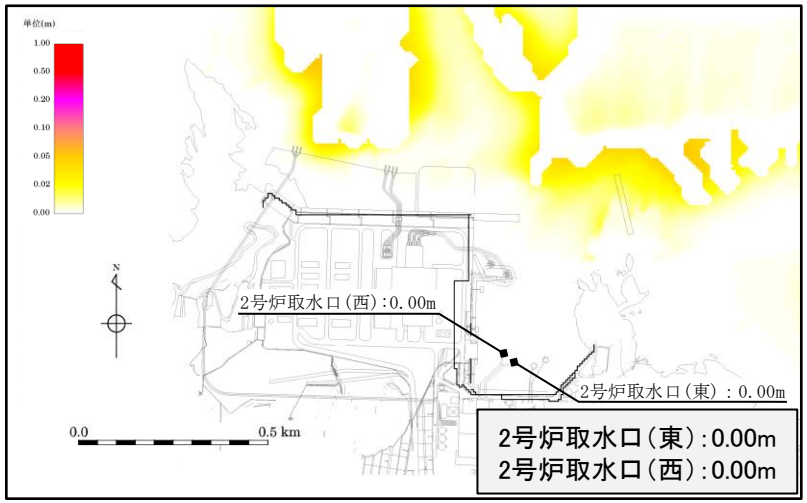
第662回審査会合 資料2-1 P24 再掲

・基準津波6による堆積浸食分布(最終地形)及び最大堆積厚分布を以下に示す。

高橋ほか(1999)の手法(浮遊砂上限濃度1%)



堆積浸食分布(最終地形)



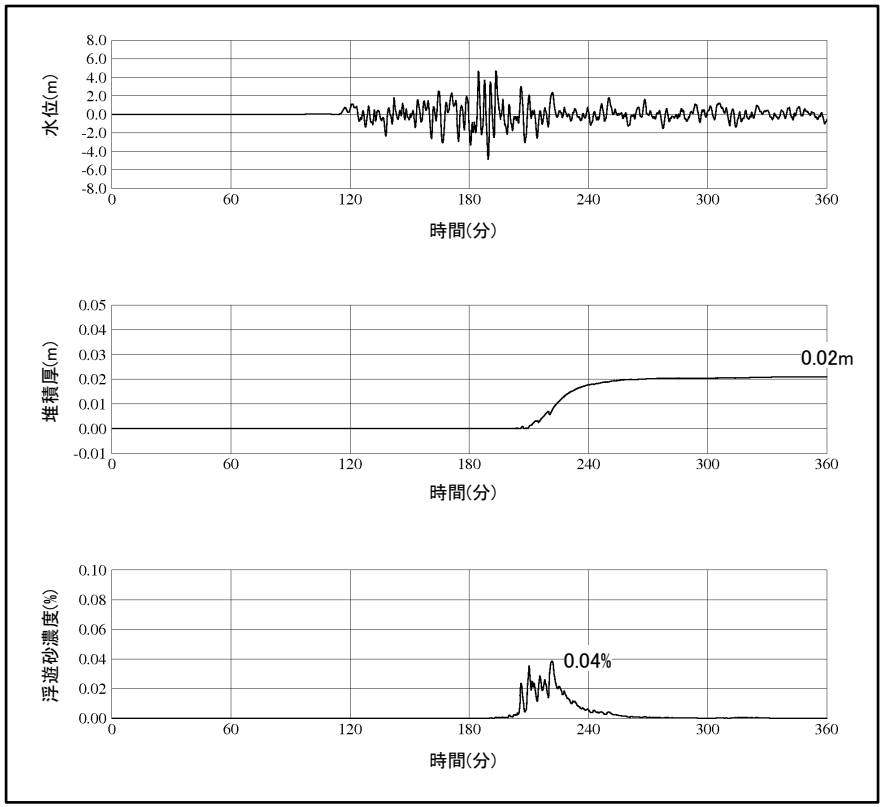
最大堆積厚分布

評価結果　取水口位置による水位，堆積厚及び浮遊砂濃度の時刻歴波形　基準津波1

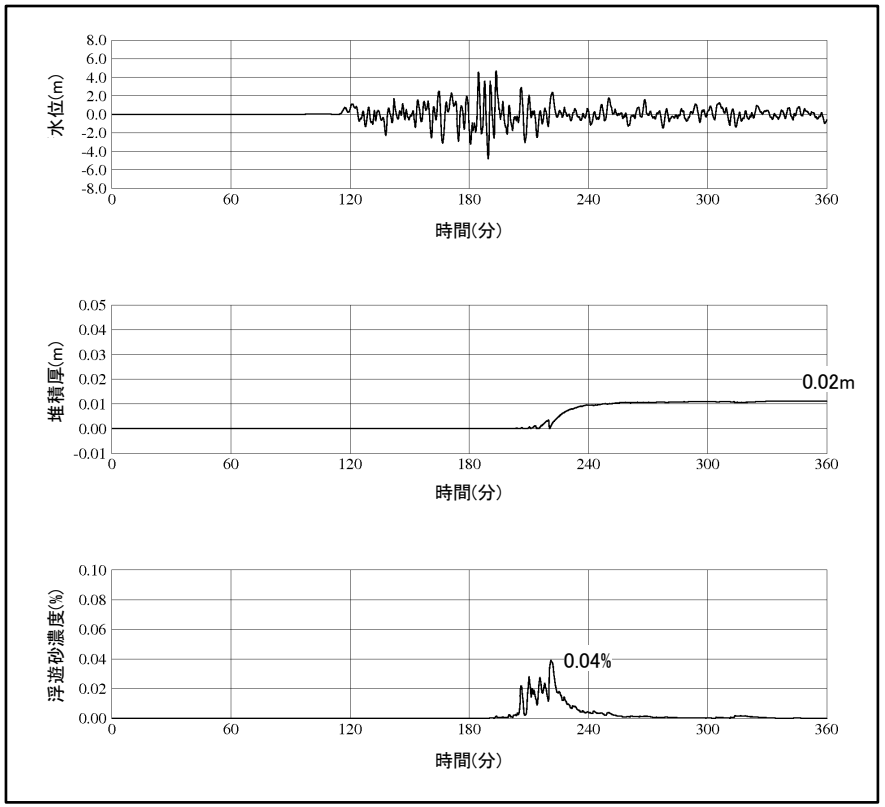
第662回審査会合
資料2-1 P27 再掲

・基準津波1(防波堤有)による水位，堆積厚及び浮遊砂濃度の時刻歴波形を以下に示す。

高橋ほか(1999)の手法(浮遊砂上限濃度1%)



2号炉取水口(東)



2号炉取水口(西)

参考文献

（1）飯田汲事(1985)：歴史地震の研究(2) 万寿3年5月23日（1026年6月16日）の地震および津波の災害について，愛知工業大学研究報告，専門関係論文集，p.199-206.

（2）箕浦幸治(1994)：堆積物にみる万寿地震津波の痕跡，ニュートン，Vol.14，No.5，p.110-111.

（3）都司嘉宣・加藤健二(1995)：万寿石見津波の浸水高の現地調査，鴨島学術調査最終報告書，鴨島伝承総合学術調査団，p.42-57.

（4）宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013)：日本被害地震総覧 599－2012，東京大学出版会，p.694.

（5）箕浦幸治・菅原大助・山野井徹・山田努（2014）：海溝型地震の予後：津波痕跡による変動の評価，日本地質学会学術大会講演要旨，121st，p.134.

（6）Historical Tsunami DataBase(2000):Siberian Division Russian Academy of Sciences

（7）宇津徳治（1999）：地震活動総説

（8）秋教昇・朴昌業・都司嘉宣(2005)：韓半島で発生した最大級の地震―1681年6月韓国東海岸地震―，歴史地震，第20号，p.169-182.

（9）渡辺偉夫(1998):日本被害地震総覧【第2版】，東京大学出版会

（10）（社）土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2016)：原子力発電所の津波評価技術2016

（11）日本海洋データセンター(2013)：潮汐（毎時潮高）データ， http://jdoss1.jodc.go.jp/vpage/tide_j.html

（12）Mansinha,L. and Smylie,D.E.（1971）：The displacement fields of inclined faults，Bull. Seism. Soc. Am.，Vol.61，p.1433-1440.

（13）東北大学・原子力規制庁(2014)：津波痕跡データベース， http://tsunami-db.irides.tohoku.ac.jp/

（14）（社）土木学会日本海中部地震震害調査委員会(1986)：1983 年日本海中部地震震害調査報告書，（社）土木学会，p.111-181.

（15）（社）土木学会耐震工学委員会(1997)：1993年北海道南西沖地震震害調査報告，（社）土木学会，p.76-106.

（16）都司嘉宣・加藤健二・荒井賢一(1994)：1993年北海道南西沖地震による津波 その2，平成5年北海道南西沖地震・津波とその被害に関する調査研究，p.65-78.

参考文献

(17)鳥取県(2012):鳥取県津波対策検討委員会, http://www.pref.tottori.lg.jp/174007.htm

(18)宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧599-2012, 東京大学出版会

(19)気象庁:地震年報2012年, 地震月報(カタログ編), http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index.html

(20)文部科学省・国立研究開発法人海洋研究開発機構(2015):海域における断層情報総合評価プロジェクト(平成26年度)成果報告書

(21)玉木賢策・本座栄一・湯浅真人・西村清和・村上文敏(1981):日本海中部海域広域海底地質図(100万分の1)海洋地質図, 15号, 地質調査所

(22)武村雅之(1998):日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連—, 地震　第2輯, 第21巻, p.211-228.

(23)国土交通省・内閣府・文部科学省(2014):日本海における大規模地震に関する調査検討会, 最終報告書(H26.9)

(24)入倉孝次郎・三宅弘恵(2001):シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol.110, p.849-875.

(25)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2016):「全国地震動予測地図2016年版」

(26)Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki,T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada(1999) : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological ResearchLetters, Vol.70, No.1, p.59-80.

(27)Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura and S. Kitagawa(2015): Scaling Relations of Source Parameters of Earthquakes Occurring on Inland Crustal Mega-Fault Systems, Pure and Applied Geophysics, Vol. 172, p.1371-1381.

(28)秋田県(2013):「地震被害想定調査」に係る津波関連データについて,
http://www.pref.akita.lg.jp/www/contents/1356530698859/

(29)石川県(2012):石川県津波浸水想定区域図:http://www.pref.ishikawa.jp/bousai/tsunami/index.html

(30)福井県(2012):福井県における津波シミュレーション結果の公表について,
http://www.pref.fukui.lg.jp/doc/kikitaisaku/kikitaisaku/tunami-soutei.html

(31)島根県(2016):島根県地震津波防災対策検討委員会,
http://www.pref.shimane.lg.jp/bousai_info/bousai/bousai/bosai_shiryo/tsunamibousai.html

参考文献

(32)島根県(2012):島根県津波浸水想定区域マップ, http://web-gis.pref.shimane.lg.jp/tsunami/

(33)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2017):「全国地震動予測地図2017年版」

(34)独立行政法人原子力安全基盤機構(2004):地震記録データベースSANDELのデータ整備と地震発生上下限層深さの評価に関する報告書(平成15年度), JNES/SAE04－017

(35)片尾浩・吉井弘治(2002):緊急観測によって得られた鳥取県西部地震直後の余震分布, 地震　第2輯, 第54巻, p.581-585.

(36)岩田知孝・関口春子(2002):2000年鳥取県西部地震の震源過程と震源域強震動, 月刊地球／号外No.38, p.182-188.

(37)Shibutani, T.・H. Katao・Group for the dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake(2005):High resolution 3-D velocity structure in the source region of the 2000 Western Tottori Earthquake in southwestern Honshu, Japan using very dense aftershock observations, Earth, Planets and Space, Volume 57, Issue 9, p.825-838.

(38)岩崎貴哉・佐藤比呂志(2009):陸域制御震源地震探査から明らかになりつつある島弧地殻・上部マントル構造, 地震　第2輯, 第61巻, p.S165-S176.

(39)塚原弘昭・小林洋二(1991):中・西部日本の地殻応力, 地震　第2輯, 第44巻, p.221-231.

(40)地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2003):日本海東縁部の地震活動の長期評価について, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03jun_nihonkai/index.html

(41)根本信・高瀬嗣郎・長谷部大輔・横田崇(2009):日本海におけるアスペリティを考慮した津波波源モデルの検討, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.B2-65, No.1, p.346-350.

(42)Kanamori, H.(1977): The energy release in great earthquakes, J. Geophys. Res., v.82, p.2981-2987

(43)(社)土木学会原子力土木委員会津波評価部会(2002):原子力発電所の津波評価技術

(44)秋田県(2016):秋田県津波浸水想定　津波浸水想定について(解説), http://www.bousai-akita.jp/uploads/user/system/File/shinsuisoutei_akita/shinsuisoutei_akita.pdf

(45)鳥取県(2015):第1回津波浸水想定部会, http://www.pref.tottori.lg.jp/secure/952045/01setusmei.pdf

(46)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2016):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), https://www.jishin.go.jp/main/chousa/16_yosokuchizu/recipe.pdf

(47)地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について

参考文献

(48)平石哲也・柴木秀之・原崎恵太郎・原信彦・三嶋宣明(2000):地震断層と海底地滑りを考慮した1998年パプアニューギニア地震津波の日本沿岸への適用, 海岸工学論文集, p.341-345.

(49)山本博文・上嶋正人・岸本清行(1989):鳥取沖海底地質図(20万分の1)及び同説明書, 海洋地質図, 35号, 地質調査所

(50)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・野原壮・阿部寛信・坂井眞一・向山建二郎(2001):日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史, 海洋調査技術, 13:別添CD-ROM

(51)池原研(2007):日御碕沖表層堆積図(20万分の1)及び同説明書, 海洋地質図, 62号(CD), 地質調査総合センター

(52)K. Kawamata, K. Takaoka, K. Ban, F. Imamura, S. Yamaki and E. Kobayashi(2005):Model of tsunami generation by collapse of volcanic eruption :The 1741 Oshima-Oshima tsunami, Tssunamis: Case studise and recent developments, p.79-96.

(53)今村文彦・後藤大地・鴫原良典・喜多村雄一・松原隆之・高岡一章・伴　一彦(2001):土砂突入による津波発生機構に関する基礎検討, 海岸工学論文集, 第48巻, p.321-325.

(54)Fukashi Maeno and Fumihiko Imamura(2007):Numerical investigations of tsunamis generated by pyroclastic flows from the Kikai caldera, Japan, Geophysical research letters, vol34, L23303

(55)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, p.346-350.

(56)日本水路協会(2008a):海底地形デジタルデータM7012(若狭湾).

(57)日本水路協会(2008b):海底地形デジタルデータM7013(隠岐)

(58)Watts,P.,Grilli,S.T.,ASCE,M.,Tappin,D.R.,and Fryer, G.J.(2005):Tsunami Generation by Submarine Mass Failure.Ⅱ:Predictive Equations and Case Studies, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, ASCE, p.298-310.

(59)Minoura,K.,and Nakata,T.(1994):Discovery of an ancient tsunami deposit in coastal sequence of southwest Japan: Verification of a large historic tsunami. The Island Arc , 3 , p.66-72.

(60)鈴木隆介(2000):建設技術者のための地形図読図入門, 第3巻, 古今書院

(61)渡正亮・小橋澄治(1987):地すべり・斜面崩壊の予知と対策, 山海堂

(62)防災科学技術研究所(2005):地すべり地形分布図　第25集「松江・高梁」, 国立研究開発法人防災科学技術研究所

(63)防災科学技術研究所(2006):地すべり地形分布図　第26集「浜田・大社」, 国立研究開発法人防災科学技術研究所

参考文献

(64)松江市(2015)：松江市ハザードマップ（災害予測図），http://www.city.matsue.shimane.jp/hazard/bousai/hm/hmindex.html

(65)出雲市（2016）：出雲市防災ハザードマップ， http://www.city.izumo.shimane.jp/www/contents/1366858934184/

(66)Huber and Hager(1997)：Forecasting Impulse Waves in Reservoirs，Commission Internationale Des Grands Barrages Florence

(67)財団法人高速道路調査会（1985）：地すべり地形の安定度評価に関する研究報告書

(68)臼杵伸浩・田中義成・永山高久（2005）：移動距離の長い地滑りの実態，砂防学会誌，Vo.57，No.5，p.47-52.

(69)H.M. Fritz, 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，p.287-302.

(70)（社）土木学会岩盤力学委員会(1999)：岩盤斜面の調査と対策，（社）土木学会

(71)岩盤斜面崩壊検討小委員会（2015)：岩盤崩壊・落石事例， http://www.rock-jsce.org/index.php?岩盤斜面研究小委員会（第一期）

(72)横田修一郎・竹原和也・佐藤路明・坂田聖二・西山賢一(2012)：島根県忍原峡の砂岩急崖に発達するタフォニ群の形状特性とそれに基づいたタフォニ拡大から岩盤崩落への過程，応用地質，第35巻，第5号，p.245-256.

(73)井詰達也・横田修一郎(2012)：島根半島，小伊津海岸における岩盤斜面の構造とそれに基づいた斜面ハザードマップの試作，島根大学地球資源環境学研究報告，p.69-79.

(74)彌富涼子・横田修一郎(2015)：島根半島，桂島の柱状節理と斜面の構造，島根大学地球資源環境学研究報告，p.89-100.

(75)海上保安庁水路部(1987)：海底地形図「隠岐北部」

(76)海上保安庁水路部(1990)：海底地形図「隠岐南部」

(77)伊藤久敏・幡谷竜太(1995)：山陰地方海の縄文海進期の堆積物について－地球温暖化と堆積速度の変化の検討－，電力中央研究所報告，研究報告：U95008，p.29.

(78)亀井健史・石原廣和・近藤英明（2002）：全硫黄，全窒素，全有機炭素からみた高岡平野完新世堆積物の堆積評価，応用地質，第43巻，第1号，p.35-42.

(79)安本善征(2013)：鳥取沿岸津波堆積物調査の途中経過報告，平成25年度 中国地質調査協会鳥取支部第15回技術講演

参考文献

(80)酒井哲弥(2014a):鳥取県内での津波堆積物検出作業の経過報告，鳥取沿岸津波堆積物調査報告会(第2回)，鳥取県，配布資料，(2014/7/10発表)

(81)酒井哲弥(2014b):山陰に押し寄せた津波の痕跡を探る:2012年度津波堆積物検出調査の結果報告，山陰防災フォーラム 2013年春の講演会，http://www.geo.shimane-u.ac.jp/sdpf/Sakai-2013-Spring-SYDPF.pdf ，(2014/5/17発表)

(82)酒井哲弥・入月俊明(2014):山陰地域における自然災害データベースの構築および防災研究拠点の形成 研究成果報告書 津波堆積物調査報告，島根大学研究機構戦略的研究推進センター「萌芽研究部門」平成24～25年度プロジェクト，p.57～62 ，(2014/3発表)

(83)酒井哲弥・瀬戸浩二・安本善征・林照悟・田代誠士(2014):鳥取県西部弓ヶ浜半島で見つかった津波由来の可能性のある堆積物とその意義，日本地質学会第121年学術大会講演要旨，p104 ，(2014/9/15発表)

(84)西口幹人・佐藤慎司・山中悠資・竹森涼(2014):海岸堆積砂のルミネッセンス計測に基づく歴史津波の分析，土木学会論文集B2(海岸工学)，Vol.70，No.2，Ⅰ_291-Ⅰ_295.

(85)入月俊明・横地由美・河野重範・吉岡薫・野村律夫(2014):隠岐島後重栖における津波堆積物の報告，山陰防災フォーラム2014春の講演会，予稿集

(86)文部科学省 (2016):日本海地震・津波調査プロジェクト 平成27年度成果報告書，
http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/project/Japan_Sea/JSH27Report/PDF/11_H27JSPJ-C3.2.1.2.pdf

(87)藤原勇樹・入月俊明・酒井哲弥・佐々木志帆(2016):島根県隠岐諸島諏訪湾における過去7,000年間の貝形虫群集と古環境変化，日本古生物学会2016年年会・総会予稿集，p.21.

(88)酒井哲弥・入月俊明・藤原勇樹・安井絵美(2016):山陰での津波堆積物調査とその成果,日本地質学会学術大会講演要旨，123st，p.181.

(89)宮本新平・玉井孝謙(2014):島根半島における津波堆積物調査について(佐陀本郷および千酌の事例)，日本応用地質学会中国四国支部研究発表会発表論文集，2014，p.65-70.

(90)椿原京子・今泉俊文(2003):弓ヶ浜半島の完新世における地形発達と海岸線変化，山梨大学教育人間科学部紀要，Vol.5，No.1，p.1-22.

(91)石村大輔・市原季彦・阪田知洋・大畑雅彦・高田裕哉(2015):高密度群列ハンディジオスライサー調査による津波堆積物の連続性と地層対比:岩手県山田町小谷鳥を例として，活断層研究，43号，p.53-60.

参考文献

(92)箕浦幸治(2011):津波の水理堆積学的考察, 科学, vol.81, p.45-60.

(93)藤原治(2015):津波堆積物の科学, 東京大学出版会, p.46-49.

(94)Goto, K., Chagué-Goff, C., Fujino, S., Goff, J., Jaffe, B., Nishimura, Y., Richmond, B., Sugawara, D., Szczucinski, W., Tappin, D. R., Witter, R., Yulianto, E.(2011):New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event. Marine Geology, vol.290, p.46-50.

(95)須藤定久(2010):島根県東部の砂と砂浜ー弓ヶ浜から島根半島へー, 地質ニュース, no.668, p.29-40.

(96)増田富士雄・横川美和(1988):地層の海浜堆積物から読み取れるもの, 月刊地球, 10, p.616-623.

(97)増田富士雄・藤原　治・酒井哲弥・荒谷　忠・田村　亨(2001):千葉県九十九里海岸平野の完新統の発達過程, 第四紀研究, 40, p.223-233.

(98)Fujiwara, O. and Tanigawa, K.(2014):Bedforms record the flow conditions of the 2011 Tohoku-Oki tsunami on the Sendai Plain, northeast Japan. Marine Geology, vol.358, p.79-88.

(99)Goto Kazuhisa, Kohei Hashimoto, Daisuke Sugawara, Hideaki Yanagihara, Tomoya Abe(2014):Spatial thickness variability of the 2011 tohoku-oki tsunami deposits along the coastline of Sendai Bay, Marine Geology, Vol.358, p.38-48.

(100)岡田里奈・鍛治純輝・梅田浩司・鎌滝孝信・石田将貴・内館美紀(2018a):津軽半島, 十三湖におけるイベント堆積物, 東北地域災害科学研究, 54, p.49-54.

(101)盧 敏・田中 仁・Adityawan M.・真野 明・有働恵子(2012):河川遡上津波の波速・流速の評価に関する研究, 土木学会論文集B1(水工学), Vol.68, No.4, :I_253-I_258.

(102)田中　仁(2011):河川遡上津波による被害の特徴, 2011年度河川技術に関するシンポジウム, 講演資料.

(103)茅根康佑・盧 敏・田中 仁・梅田 信・真野 明・佐々木幹夫・川越清樹・土屋十圀・三戸部佑太(2014):東北三県における津波の河川遡上特性, 土木学会論文集B1(水工学), Vol.70, No.4, :I_1165-I_1170.

(104)安田浩保(2003):津波の河川遡上, 平成15年(2003年)十勝沖地震被害調査報告, 北海道開発土木研究所月報特集号, p.15-22.

(105)藤原　治・澤井祐紀(2014):静岡県沿岸の古地震・津波堆積物調査, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告書, 地質調査総合センター速報, no.66, p.39-48.

参考文献

(106)岡田里奈・鎌滝孝信・梅田浩司(2018b):津軽半島，十三湖周辺における津波堆積物，日本地球惑星科学連合2018年大会(ポスターセッション)，MIS11-P04.

(107)都司嘉宣・今井健太郎・岩瀬浩之・森谷拓実・松岡祐也・佐藤雅美・芳賀弥生・今村文彦(2017):天保四年(1833)出羽沖地震津波の隠岐諸島，および島根半島での津波高，津波工学研究報告，第33号，p.333～356.

(108)境港市(1997):「新修境港市史　本文編」，境港市，p.977.

(109)境港市(1996):「新修境港市史　写真資料編」，境港市，p.123.

(110)小泉憲貞(1915):境港沿革史，209p.

(111)かわうそ＠暦HP:こよみのページ，http://koyomi.vis.ne.jp/

(112)気象庁HP:潮汐・海面水位のデータ 潮汐観測資料，http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/tide/genbo/genbo.php

(113)国立国会図書館HP:日本の暦，第二章いろいろな暦，大小歴，http://www.ndl.go.jp/koyomi/chapter2/s1.html

(114)山中悠資・島津希来・下園武範・檜垣敬真(2020):日本海西部域における1833年庄内沖地震津波の広域沿岸挙動に関する研究，土木学会論文集B2(海岸工学)，Vol.76，No.2，Ⅰ_271～Ⅰ_276

(115)(社)土木学会 原子力土木委員会 津波評価部会(2011):確率論的津波ハザード解析の方法

(116)(社)土木学会 原子力土木委員会津波評価部会(2009):確率論的津波ハザード解析の方法(案)

(117)武村雅之(1998):日本列島における地殻内地震のスケーリング則―地震断層の影響および地震被害との関連―，地震　第2輯，第21巻，p.211-228.

(118)入倉孝次郎・三宅弘恵(2001):シナリオ地震の強震動予測，地学雑誌，Vol.110，p.849-875.

(119)山口県(2012):第3回山口県地震・津波防災対策検討委員会，

http://www.pref.yamaguchi.lg.jp/cms/a10900/bousai/jisin-tunamiikai.html

(120)活断層研究会編(1991):[新編]日本の活断層－分布図と資料，東京大学出版会

(121)今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高編(2018):活断層詳細デジタルマップ[新編]，東京大学出版会

(122)奥村俊彦・石川裕(1998):活断層の活動度から推定される平均変位速度に関する検討，土木学会第53回年次学術講演会講演概要集,第Ⅰ部(B),p.554-555.

参考文献

(123)阿部勝征(1989):地震と津波のマグニチュードに基づく津波高の予測,東京大学地震研究所彙報,Vol.64, p.51-69.

(124)垣見俊弘・松田時彦・相田勇・衣笠善博(2003):日本列島と周辺海域の地震地体構造区分,地震,第2輯,第55巻,p.389-406.

(125)萩原尊禮(1991):日本列島の地震　地震工学と地震地体構造, 鹿島出版

(126)(社)日本原子力学会(2012):日本原子力学会標準原子力発電所に対する津波を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準:2011

(127)藤井直樹・大森政則・高尾誠・金山進・大谷英夫(1998):津波による海底地形変化に関する研究, 海岸工学論文集, 第45巻, p.376-380

(128)高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅野大輔(1999):掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発, 海岸工学論文集, 第46巻, p.606-610